

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号_____

中国科学院研究生院

博士学位论文

江淮流域中尺度对流诱生涡旋的结构和演变特征研究

徐广阔

指导教师 赵思雄 研究员 中国科学院大气物理研究所

孙建华 研究员 中国科学院大气物理研究所

申请学位级别 博士 学科专业名称 气象学

论文提交日期 2009年2月 论文答辩日期 2009年3月

培养单位 中国科学院大气物理研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席 _____

Dissertation for Ph.D.

**The structure and evolutional features of Mesoscale
Convectively-generated Vortex in Yangtze and Huai river**

By

Xu Guangkuo

Directed by

Profs. Zhao Sixiong and Sun Jianhua

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences

Beijing, China

February 2009

中国科学院大气物理研究所

学位论文原创性声明

本人郑重声明： 所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名：徐广阔

日期： 2009 年 2 月 22 日

摘 要

江淮流域梅雨期暴雨多数与中尺度系统的发生发展有关，而且主要是中尺度涡旋（扰动）系统造成，中尺度涡旋（扰动）是暴雨过程的直接影响系统，尤其是在其发展成为明显的涡旋时，暴雨的持续时间和强度均会大大增加。中尺度涡旋与中尺度系统的发生发展有着密切的关系。但是，中尺度对流系统及中尺度涡旋又存在着复杂的关系，即在中尺度对流系统减弱甚至消散后，又有可能诱生出新的中尺度涡旋，从而再引发新的对流。同时，由于这些新的中尺度涡旋，在空间范围上尺度较小，生命史较短，在涡旋发展的过程中采用高时空分辨率的资料对其进行研究是很必要的。本文利用常规观测资料、雷达资料、卫星资料及较为可信的数值模拟结果，对 2003 年和 2007 年梅雨期中尺度对流诱生涡旋的形成、演变及结构特征进行研究，并对其发生发展机理进行了分析和探讨，主要结论如下：

1、2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期，中尺度对流系统和**中尺度对流诱生涡旋同暴雨的发生发展有很密切的关系**，在 17 次主要的降水过程中，先后共有 38 个（其中 2003 年 11 个，2007 年 27 个）中尺度对流系统发生发展。其中，**2003 年有两个 MCV**，形成后 MCV 没有发展，但造成了较强的降水；**2007 年有 7 个 MCV**，对流系统的区域分别为湖北东部、鄂赣交界、江苏中东部、苏皖交界、湖北中部以及江苏东部等地区，其中，发展的 MCV 有 4 个，不发展的有 3 个，并造成了强弱不等的降水。

2、**形成 MCV 的暴雨过程（前者）和未形成 MCV 的暴雨过程（后者）的背景场特征主要有以下两个方面的差异**：**前者短波槽较为活跃，其槽后不断有冷空气南下**，对流层中低层约 700 hPa 附近有高纬度冷空气侵入的过程，同副热带高压西侧的偏南气流交汇于淮河流域；前者发生时，淮河流域恰好位于高空急流的入口区右侧和低空急流出口区左侧，低空急流轴与高空急流轴平行出现，这种**高低空急流相互耦合的配置有利于垂直运动的增强和维持**，后者高空急流位置相对于淮河流域略有偏西，高低空急流未形成有利的配置。

3、有利于 MCV 形成的天气尺度系统特征：对流不稳定层的高度较高，最大不稳定区域位于 800~700 hPa 之间；强辐合区和正涡度区同时出现在 700 hPa 高度层附近，高层在 500~300 hPa 之间为辐散区和负涡度区，大气在低层辐合、高层辐散结构形成的抽吸作用下，为对流系统的形成及暴雨过程的产生提供了有利的条件；淮河流域水汽收入总和较大，低层大气有一支水汽通道，充足的暖湿空气为暴雨过程的发生提供了水汽条件。

4、利用中尺度模式资料分析系统 ADAS 及其复杂云分析方案，对多普勒天气雷达资料进行同化，通过对三次较完整的降水过程的数值预报及其结果检验，表明：利用雷达资料对初始场进行调整，可以得到一个能够包含更完整动力、热力信息的且更符合实际情况的初始场；能够减少模式启动的 spin-up 时间，使模式在积分开始后较快地捕捉到局地发生的对流系统，及时地模拟出暴雨和涡旋的发生与发展；改进后的初始场对雨带的形状、落区及降水量的模拟结果与实况更为接近。

5、在母对流系统活动的过程中，700 hPa 附近风场扰动有利于 MCV 的形成，低层大气的辐合，增强了空气的上升运动，由上升运动所形成的次级环流的抽吸作用，为 MCV 的形成提供了有利的条件；MCV 是一个接近饱和的深厚的湿系统，在 MCV 的形成期和强盛期，有明显的暖中心出现，周围的低层大气具有较强的对流不稳定性。

6、通过中尺度对流诱生涡旋发展过程中的涡度收支、能量收支、湿热源、视水汽汇的计算以及凝结潜热释放的敏感性试验，可知：

从 MCV 发展过程中的涡度收支可以看出，水平辐散是影响 MCV 的主要动力因子，低层的辐合场导致了正涡度的制造，直接决定了 MCV 的形成和发展。同时，中上层正涡度的水平平流随高度增加导致了垂直运动增强，由垂直平流造成的正涡度由低层向高层输送导致了中层短波槽加深，反过来又有利于低层辐合的增强，对 MCV 的形成和发展起到了间接的作用。

从整层的能量收支看，动能制造主要来自系统造成的水平动能输送和辐散风，即，水平动能输送和辐散风穿越等压线制造的动能使得气旋性涡旋得以加强，无辐散风的动能输送对动能制造也起到了重要的作用。动能的制造主要在对流层上层，主要的动能消耗项为无辐散风的动能输送和余项。

在 MCV 的形成阶段，母对流系统发展过程中所产生的风场扰动是 MCV 产生的主要因子，而在 MCV 发展阶段，凝结潜热释放作用发挥了较为显著的影响，假如没有这一热源的作用：MCV 就不能达到其发展的强度；MCV 不能达到其发展的空间范围；MCV 不能达到其持续的时间。

关键词：中尺度对流诱生涡旋 江淮流域 结构和演变 资料同化 数值模拟

The structure and evolutionary mechanism of Mesoscale Convectively-generated Vortex in Yangtze and Huai river

Xu Guangkuo

Directed by Profs. Zhao Sixiong and Sun Jianhua

Abstract

Most of the Meiyu season rainstorm development occurred in Yangtze-Huaihe River. The occurrence and development of mesoscale vortex (disturbance) systems is direct reason of heavy rainfall, especially when its development has become obvious vortex, the rainstorm duration and intensity will be greatly increased. This shows that mesoscale convective systems is a direct manufacturer of rainfall, and mesoscale vortex and the occurrence of meso-scale system development closely related. However, as mesoscale convective systems and mesoscale vortex is complex and diverse, and when mesoscale convective systems in the weakening or even dissipated, it is possible inducible new mesoscale vortex and trigger a new convection generated. At the same time, a result of these new mesoscale vortex in the space scope of smaller-scale, short-lived, the research in the vortex of the process of development with high spatial and temporal resolution is necessary. Using conventional observational data, radar data, satellite data and numerical simulation results of the 2003 and 2007 rainfall storm, mesoscale convective vortex's formation, evolution and structural characteristics and its development mechanism was researched in this study, the main conclusions are as follows:

- 1、 2003 and 2007 Meiyu season in Huaihe River, MCS and MCV with the occurrence and development of heavy rain is closely related. In 17 major precipitation process, a total of 38 MCS was found. In 2003, 2 MCS in the development process generated MCV. MCV is situated at the northern and central Jiangsu; In 2007, 7 MCS generated MCV, convection system in eastern region of Hubei Province, et al.

- 2、 The background field characteristics differences of MCV occurs (the former)

and do not occur (the latter) in the following areas: The former has more active short-wave trough. Behind the trough, cold air moved to south and have an invasive process in about 700 hPa; When the former rainstorm occurs, the Huaihe River Basin is located in the entrance of the high-level jet right side and the exports of low-level left side, such a mutual coupling jets configuration is conducive to the strengthening of the vertical movement and maintenance.

3、 The weather system features which conducive to the formation of MCV-scale are as follows: Convective instability stratification on higher level, the largest unstable region is located between 800-700 hPa; Strong convergence zone and vorticity area appeared at 700 hPa level; The formation process and rainstorms have been provided favorable conditions; There are larger the sum of income of water vapor in Huaihe River Basin, provided the water vapor conditions for rainstorms.

4、 The numerical simulate results showed that: Using radar data for the initial field adjustments can be a driving force that contains a more complete, thermal information in the initial field; Using radar data can reduce the spin-up time of model; Through three process of precipitation and numerical prediction tests, the use of radar data showed that the initial adjustment, the initial Field emerged Mesoscale wind field convergence, upward motion and the corresponding temperature, wet distribution, improved the skill of forecast on the rain bands of shape, drop zones and precipitation.

5、 In the development of parent MCS, the negative perturbation of geopotential and wind perturbation which appeared near 700 hPa is conducive to the formation of MCV. The convergence of lower atmosphere, enhanced the rise of air; MCV is a saturated deep wet system and a warming center appeared in MCV formation period and stronger period. There has a strong convective instability in the lower atmosphere around it.

6、 We can draw some conclusions through the the analysis of MCV evolutionary mechanism. There are as follows:

Divergence is the main driving force factor of MCV information. Low-level convergence field led to a positive vorticity manufacture, directly determines the formation and development of MCV. At the same time, positive vorticity advection with height increase has led to enhanced vertical movement in the upper level. The vertical advection of positive vorticity caused by the low-level to senior transportation led to a

mid-level shortwave trough deepening, in turn, be conducive to enhanced low-level convergence, of MCV formation and development has played an indirect role.

The kinetic energy mainly comes from system kinetic energy transmission and wind divergence, that is, the level of divergence of kinetic energy transmission and wind through the isobar kinetic energy created by cyclonic vortex can be made strengthened. The kinetic energy transport by wind of non-divergence also plays an important role. The manufacture of kinetic energy mainly at upper troposphere. The major energy consumption is caused by the transportation of non-divergence wind and rest item.

In the formative stages of MCV, the wind field disturbance of the parent MCS in its development are the main factor. In the MCV development, the role of latent heat release played a more significant impact. If not the heat source: MCV will not be able to achieve such a intensity; MCV should not reach such a scope of space; MCV should not reach such a duration.

Key word: MCV, Yangtze and Huai river, structure and evolution, data assimilation, numerical simulation

目 录

| | |
|--|----|
| 第一章 绪论 | 1 |
| 1.1 引言..... | 1 |
| 1.2 相关研究回顾..... | 2 |
| 1.2.1 梅雨锋暴雨的相关研究..... | 2 |
| 1.2.2 中尺度对流诱生涡旋的相关研究..... | 7 |
| 1.2.3 雷达资料同化的相关研究..... | 10 |
| 1.3 问题的提出和研究的主要内容..... | 11 |
| 1.4 论文的创新点..... | 12 |
| 1.5 论文章节安排..... | 13 |
| 第二章 2003 年和 2007 年江淮梅雨期 MCS 和 MCV 的活动特征 | 14 |
| 2.1 引言..... | 14 |
| 2.2 MCS 和 MCV 的统计分析..... | 15 |
| 2.3 小结..... | 25 |
| 第三章 MCV 发生的环境条件分析 | 27 |
| 3.1 引言..... | 27 |
| 3.2 三次典型梅雨过程的环流条件分析..... | 28 |
| 3.2.1 天气背景条件分析..... | 28 |
| 3.2.2 降水分布特征..... | 35 |
| 3.3 MCV 生成的环境条件分析..... | 40 |
| 3.4 有利于 MCV 发生的天气尺度背景条件分析..... | 45 |
| 3.4.1 高低空急流的相互作用..... | 46 |
| 3.4.2 低层大气不稳定结构..... | 59 |
| 3.4.3 降水区动力垂直结构..... | 67 |
| 3.4.4 水汽输送和收支特征..... | 70 |
| 3.5 小结..... | 78 |

| | |
|---|-----|
| 第四章 采用雷达资料同化对暴雨过程及 MCV 的模拟 | 80 |
| 4.1 引言..... | 80 |
| 4.2 资料、中尺度模式及试验方案..... | 82 |
| 4.2.1 资料简介..... | 82 |
| 4.2.2 中尺度模式简介..... | 82 |
| 4.2.2.1 ADAS 系统..... | 82 |
| 4.2.2.2 WRF 模式..... | 84 |
| 4.2.3 试验方案..... | 84 |
| 4.3 雷达资料同化对初始场的影响..... | 85 |
| 4.3.1 对风场的影响..... | 86 |
| 4.3.2 对温湿场的影响..... | 90 |
| 4.4 雷达资料同化对降水模拟的影响及模拟结果检验..... | 95 |
| 4.4.1 雷达资料同化对降水模拟的影响..... | 96 |
| 4.4.2 降水模拟结果的检验..... | 104 |
| 4.5 雷达资料同化对中尺度对流系统模拟的影响..... | 108 |
| 4.5.1 对环流变化的影响..... | 109 |
| 4.5.2 对中尺度对流系统发展的影响..... | 112 |
| 4.6 小结..... | 118 |
| 第五章 中尺度对流诱生涡旋的形成、演变和结构 | 120 |
| 5.1 引言..... | 120 |
| 5.2 中尺度对流诱生涡旋的形成..... | 121 |
| 5.2.1 MCV 形成时的环流变化特征..... | 121 |
| 5.2.2 MCV 形成时的母对流系统特征..... | 125 |
| 5.2.3 MCV 的形成时的三维空间结构..... | 132 |
| 5.3 中尺度对流诱生涡旋的演变..... | 141 |
| 5.3.1 MCV 的廓线变化特征..... | 144 |
| 5.3.2 环流和降水变化特征..... | 145 |
| 5.3.3 动力条件和热力条件演变特征..... | 149 |

| | | |
|------------|------------------------------|------------|
| 5.4 | 中尺度对流诱生涡旋的结构..... | 152 |
| 5.4.1 | MCV1 结构分析..... | 153 |
| 5.4.1.1 | MCV1 的涡度结构..... | 155 |
| 5.4.1.2 | MCV1 的低压扰动结构..... | 158 |
| 5.4.1.3 | MCV1 水平风速的非对称性..... | 161 |
| 5.4.1.4 | MCV1 的热力结构..... | 164 |
| 5.4.2 | MCV2 结构分析..... | 168 |
| 5.4.2.1 | MCV2 的涡度结构..... | 170 |
| 5.4.2.2 | MCV2 的低压扰动结构..... | 174 |
| 5.4.2.3 | MCV2 水平风速的非对称性..... | 177 |
| 5.4.2.4 | MCV2 的热力结构..... | 180 |
| 5.5 | 小结..... | 185 |
| 第六章 | 中尺度对流诱生涡旋发生发展的分析..... | 187 |
| 6.1 | 引言..... | 187 |
| 6.2 | 涡度收支分析..... | 188 |
| 6.2.1 | 涡度方程..... | 188 |
| 6.2.2 | 计算方法..... | 189 |
| 6.2.3 | 结果分析..... | 191 |
| 6.3 | 能量收支分析..... | 197 |
| 6.3.1 | MCV1 能量收支分析..... | 198 |
| 6.3.2 | MCV2 能量收支分析..... | 200 |
| 6.4 | 视热源和视水汽汇..... | 202 |
| 6.4.1 | MCV1 的视热源和视水汽汇..... | 203 |
| 6.4.2 | MCV2 的视热源和视水汽汇..... | 208 |
| 6.5 | 潜热释放的敏感性试验..... | 212 |
| 6.5.1 | 试验方案..... | 213 |
| 6.5.2 | 结果分析..... | 214 |
| 6.6 | 小结..... | 221 |

| | |
|--------------------------|-----|
| 第七章 结论与讨论 | 223 |
| 7.1 主要结论..... | 223 |
| 7.2 讨论和展望..... | 227 |
| 参考文献 | 228 |
| 博士在学期间发表的文章 | 239 |
| 致谢 | 240 |

第一章 绪 论

1.1 引言

江淮流域是我国洪涝灾害频发的地区之一，自二十世纪九十年代以来，江淮流域曾先后发生多次大洪水，例如 1991、1998、2003 和 2007 年，都发生了全流域的特大洪水，受到举世瞩目的关注，其他一些年份如 1995、1996、1999、2002 年等梅雨锋的强降水也引发了一定程度的洪灾。其中，1991 年 5~7 月江淮地区出现严重的暴雨和洪涝，洪水以江苏、安徽、湖北三省最为严重，直接经济损失高达 600 亿元人民币，受灾面积达 3 亿亩，死亡人数 1163 人（不计湖北）。1999 年，皖南、苏北和苏南地区又出现 50 年不遇特大洪水。2003 年 6 月下旬至 7 月中旬，淮河流域出现特大暴雨，直接导致了严重的洪涝灾害，其雨量之大、持续时间之长、灾害损失之重，均超过了特大洪涝灾害的 1991 年，为历史上所罕见。2003 年 6 月下旬自进入梅雨期以来，沿淮及淮北降水比常年同期异常偏多，梅雨期持续性暴雨多，而且降水集中，直接导致了全流域性的特大洪水。2007 年汛期，淮河流域也发生了长时间的较强降水，降水集中的时间约始于 6 月 19 日，止于 7 月 26 日，长达 38 天。淮河流域大部分地区降水平均在 500 mm 以上，淮河干流大部分地区降水大于 600 mm，连续的暴雨过程导致淮河干流水位持续上涨，超警戒水位运行达 25 天，据统计，江苏受灾 425 万人，安徽受灾 1642.9 万人（赵思雄等，2007）。

梅雨锋暴雨发生在有利的天气尺度背景条件下，涉及到不同尺度的天气系统以及它们的相互作用，其中中尺度对流系统(MCS)以及中尺度对流涡旋(MCV)是暴雨的重要影响系统。因此对梅雨锋对流系统及中尺度对流涡旋的结构特征、活动规律及其发生发展的动力学、热力学机制的深入研究，无疑对提高梅雨锋暴雨的预报预测能力有重大意义。

由于造成梅雨锋暴雨的中尺度对流系统具有多样性，尤其是对于中尺度对流涡旋，其在我国江淮地区梅雨锋暴雨中具有什么样的结构、演变特征和维持机制等问题，仍需进一步的深入研究；同时，由于受观测资料精度的限制，资料分析往往不能对梅雨锋暴雨及中尺度对流涡旋的结构和发生发展机理有细致、全面的了解。因此，通过对高时空分辨率的非常规资料的同化，利用高分辨率的数值模

式,对梅雨锋暴雨和中尺度对流涡旋进行数值模拟,进一步加深对中尺度对流涡旋的结构、演变特征和维持机制的认识,从而加深对梅雨锋暴雨发生机制的认识,对于更好的预报暴雨的发生、防灾减灾具有重要的意义。

1.2 相关研究回顾

1.2.1 梅雨锋暴雨的相关研究

我国关于梅雨锋暴雨的研究由来已久,陶诗言等(1958)对中国梅雨期的气候特点、梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系及梅雨期暴雨的天气过程等问题作了分析;谢义炳(1956)曾对梅雨时期的降水天气系统的结构进行了三维空间的分析;谢义炳等(1957,1959)对我国盛夏降水与亚洲及西太平洋大型天气的关系进行过详细研究,并研究了我国东部地区夏季水汽输送的作用。

随着观测手段不断改进、观测资料的不断丰富,利用高分辨率的卫星资料和雷达资料揭示梅雨锋云系和中尺度对流系统的活动特征的研究越来越多,对梅雨锋暴雨云系结构的研究越来越深入和细致。在卫星云图上,梅雨锋表现为一条水平尺度可达数千公里的带状云区,云带内颜色灰暗的为中低云,分布广,在其中镶嵌着一个个白亮的云团,代表对流活动旺盛的地区,是产生强降水的直接系统。相应的,从梅雨锋降水的分布来说,梅雨雨带通常呈狭长的带状分布,雨带内雨量分布并不均匀,在大范围的雨带中嵌有多个暴雨中心。梅雨天气虽然是一个区域的天气现象,却是几种不同尺度天气系统相互作用的结果(陶诗言,1980)。Akiyama(1989;1990a、b)分析了梅雨锋云系的多尺度结构,给出了以降水和雷达回波为主体的梅雨锋上不同尺度系统的概念模型,提出了一个天气尺度、 α 中尺度、 β 中尺度和 γ 中尺度相互依存的图像,即梅雨锋云系由尺度约为200~1000 km的 α 中尺度云系组成,而 α 中尺度云系又是由尺度约为20~200 km的 β 中尺度云系组成,而且在 β 中尺度云系中还嵌着更小尺度的 γ 中尺度云团(直径为2~20 km)。张丙辰等(1990)通过对华东中尺度天气试验期间长江流域梅雨锋暴雨的研究,提出了梅雨天气的大尺度、 α 中尺度雨带和 β 中尺度雨团的概念模式,指出在梅雨锋上 α 中尺度降水带中,存在一个强降水中心,其一小时的降水量可大于10 mm,水平尺度为20~200 km,生命史为几小时到十几小时,即 β 中尺度

对流系统。对梅雨锋云带结构和雨量分布的分析共同反映了梅雨锋暴雨云系具有不均匀性和多尺度特征。

在分析梅雨锋暴雨云系活动的时候常用到TBB(Black Body Temperature)资料,它是指气象卫星红外通道获取的云顶和无云或少云区地球表面向太空发射的黑体辐射亮温,其值越低,对应的云顶越高,对流越旺盛。梅雨锋上对流活动旺盛的白亮云团的TBB值一般都低于 -40°C ,最强可达到 -70°C ,生命期一般有几个小时至十几个小时,最长达到三十多个小时,不同尺度的对流云团具有不同强度和生命史(师春香等,2000;吴庆丽等,2003;费增坪等,2005)。姚学祥(2004)分析中尺度对流复合体(MCC)时指出,从太空俯视的冷云盖是 α 中尺度,在冷云的下方包含了多个 β 、 γ 中尺度对流系统。姚秀萍等(2005)利用TBB资料分析2003年6月22~26日梅雨锋暴雨云系的演变、结构特征时指出,梅雨锋云系为一条TBB的低值带,稳定少动,其上分布着中尺度对流系统(MCS),而中尺度对流系统是由不同尺度、不同强度的对流单体(包括 β 中尺度和 γ 中尺度对流单体)组成的,从而使得梅雨锋云系产生不均匀的降水分布。

雷达资料的时空分辨率比较高,可以分辨出中尺度对流系统的 γ 中尺度对流单体,因此是研究梅雨锋暴雨对流活动的重要工具。在雷达回波图像上,梅雨锋云系也具有不均匀特征。研究表明,梅雨锋上降水包括对流降水和层云降水的特点(Ninomiya等,1988)。丁一汇(1993)、杜秉玉等(1999)、刘黎平等(2004)、周海光等(2003)都曾对混合性降水进行了分析,其共同特征是在大片较均匀的层状云回波中含有一些块状对流单体回波,层状云降水回波的强度在 $10\sim 30$ dBZ,最强对流回波在 $45\sim 50$ dBZ以上,对流回波顶高出 10 km 以上,对流单体回波尺度、强度、分布密度和组织形式各有不同,对流单体回波常被组织成中尺度回波带和回波团。洪延超(1987)对梅雨锋云系中尺度系统回波结构进行了分析,将中尺度回波带分为对流带和混合带两种类型,而混合带是暴雨中最常见的回波带,它一般在锋区出现,其中线状混合带和平行短带组成的混合带是常见的类型。以上研究表明,梅雨锋暴雨云系具有不均匀性和多尺度结构特点,在梅雨锋云系中活跃着不同尺度、强度的中尺度对流单体,它们的活动和演变决定了降水的演变特征。

梅雨锋暴雨的 β 和 γ 中尺度系统分别指尺度为 $20\sim 200\text{ km}$ 和 $2\sim 20\text{ km}$ 左右的对流系统,虽然尺度小,却是产生暴雨的主要系统,因此受到越来越多的重视,

这方面的研究也不断增多和深入。

β 和 γ 中尺度系统是在天气尺度或 α 中尺度系统中生成的, 大尺度环境条件可以影响到对流系统内部的结构、强度、运动和组织程度。丁一汇(1993) 对1991年江淮流域持续性特大暴雨的中尺度分析得出, 绝大多数 β 中尺度系统是在低涡切变线或锋面中生成的。程麟生和冯伍虎(2001)对1998年7月20~23日发生在鄂东和鄂西南地区的突发性大暴雨的研究表明: β 中尺度对流系统的强烈发展和500 hPa短波槽及700 hPa低涡切变线的相继生成密切相关, 对持续时间较长的大暴雨, 大尺度过程对中尺度系统的影响是重要的。隆霄等(2006)分析2002年6月18~19日梅雨锋的 β 中尺度系统的大尺度背景条件时指出, 东亚大槽后的冷空气和副高前缘的暖湿气流提供了有利条件。张顺利等(2002)还明确提出了梅雨暴雨的天气学模型, 即影响长江流域梅雨锋降水的四个主要系统(环流因子)为副热带高压、季风涌、北方冷空气和来自高原东北侧的 α 中尺度的高原槽。这四个系统的协同作用(锁相)时, 梅雨锋上便出现了强暴雨。张庆云等(2004)分析了2003年淮河流域强降雨期的平均环流形势, 指出高层南亚高压、低层西南急流和切变线的配置形成有利于对流发生发展的大尺度条件, 乌拉尔阻塞高压的不断发展和西风带小槽东移引导冷空气南下, 与副高外围的暖湿气流交汇于淮河流域。赵思雄等(2005)归纳了梅雨锋暴雨产生的天气尺度概念模型, 指出与梅雨锋暴雨相关的天气尺度环流系统主要包括: 对流层低层的西南季风、东南季风、梅雨锋、切变线; 中层的西太平洋副热带高压、低槽; 中低层的梅雨锋气旋或低涡; 高层的南亚副热带高压以及高空副热带西风急流、热带东风急流等系统。以上高低空、中低纬系统的配合是最有利于梅雨锋暴雨产生的天气尺度条件。

在有利的条件下, 中尺度低压强烈发展的区域正好是低空输送带(偏南气流)转为上升并与高空偏西气流汇合的区域(赵思雄, 1998), 两支气流汇合后在长江中下游地区使高空辐散加强, 促进梅雨锋上中低压的发展; 方宗义(1986)对1980~1983年梅雨期的8个中尺度云团进行合成研究, 指出在梅雨锋西端, 季风云系北端和青藏高原东移的短波槽相交处有利于云团的产生。周晓平等(1984)通过对梅雨锋上中尺度低压的数值模拟试验, 研究了中尺度低压发生发展的规律以及对梅雨锋形成的作用; 矫梅燕等(2004)对2003年淮河大水进行了天气分析与研究, 通过对中尺度天气系统的模拟分析, 提出了暴雨发展的可能的机理, 指出暴雨过程中高空急流轴的倾斜及东移和强度的减弱, 低空急流(西南气流)的

增强,副高位置的相对稳定等特征,使得高空发散区辐散加强,低层气旋性切变和辐合作用同时加强,副高北缘垂直运动加剧,使得长江中下游暴雨过程能够发生发展。高守亭等(2003)对75年来次天气尺度及中尺度暴雨系统领域的研究工作进行了归纳研究,并对这一领域研究成果在防止和减轻中尺度暴雨灾害方面所起的作用进行了总结。

在有利的大尺度环流背景和天气尺度系统的配置下,中尺度对流系统产生在梅雨锋附近,但观测事实表明,并不是其上随处可见对流云团的发生,触发对流需要一定的动力热力条件。陶诗言等(2001)对1998年夏季中国暴雨的 β 中尺度系统研究表明, β 中尺度系统在对流层中低层(700 hPa以下)风场上表现为浅气旋性扰动,低空急流前部充足的水汽条件及其上的风速扰动对中尺度系统的发生起到一定的作用。贝耐芳等(2002、2003)分析1998年7月20日~22日 β 中尺度系统时指出,暖湿空气辐合为 β 中尺度对流系统的形成提供了“原料”,低层中尺度风场的扰动形成的中尺度风速极值中心(即中尺度低空急流)为对流云团的发展提供了条件,边界层中的不稳定区有利于对流的启动。对流层中低层的水汽的大量集中以及对流不稳定条件的存在为造成特大暴雨的中尺度天气系统的发生发展提供了有利的环境。张小玲等(2002)分析1998年7月21日武汉暴雨时,在暴雨发生前(即 β 中尺度对流系统形成前)武汉附近整个对流层大气积聚了大量的水汽,整个层结接近饱和,并且蕴涵着大量对流有效位能(CAPE),通过某种机制促使对流有效位能释放并促发 β 中尺度对流系统的发生发展。王建捷等(2002)梅雨雨带上的 β 中尺度对流系统是在弱的风垂直切变环境下发展的,低层强辐合,高层强辐散,从地面到高层为正涡度及深厚的上升运动,形成有利于暴雨发生的动力配置结构。雷恒池等(2002)利用积云模式模拟了1998年7月21日武汉的梅雨锋暴雨的积云发生发展过程,发现低层水汽辐合和合适的风切变是积云维持发展的重要条件。Adachi等(2004)分析了2001年6月19日九州南部的线状对流系统(LCS),指出对流云的形成过程是由来自海洋的不稳定气流在山脉迎风坡爬升形成层状云,随着上升运动加强到达自由对流高度后逐渐发展成对流云,多个对流云在风的作用下形成线状对流系统。以上研究表明,对 β 中尺度和 γ 中尺度系统有利的环境条件是高温、高湿、层结不稳定、有大尺度的气旋性涡度、有利的风速垂直切变等。

梅雨锋内 α 中尺度对流系统中包含着不同尺度和强度的云团(β 及 γ 中尺

度), 研究表明, 这些对流云团不是相互孤立、杂乱无章的, 而是有组织并相互作用的, 其产生和发展有一定的规律性, 这种类型系统的结构和演变比单个对流云要复杂的多 (Cotton等, 1982)。许多学者利用雷达和卫星资料对梅雨锋中尺度对流系统结构及对流单体演变等方面做了很细致的工作。Takeda等 (1981) 研究了一次梅雨锋 β 中尺度对流带的活动, 发现在对流带后部不断有云生成并沿对流带移动。Takeda and Seko (1986) 利用雷达资料详细分析了一次 β 中尺度对流带的回波结构和演变, 细致分析了对流带上每一个 γ 中尺度对流单体的生命史, 产生位置, 移动等, 指出新对流体大概每20分钟出现在原来对流体的上风方5 km处, 单体的新生和移动影响着对流带的移动。杨金锡等 (1994) 分析江淮梅雨锋的 α 中尺度演变过程时发现, α 中尺度对流系统中的 β 中尺度对流云几乎以相等间距有序的排列成“串状云核”。Ishihara 等 (1995) 利用雷达资料分析了1988年7月17日 β 中尺度雨带的精细结构和维持过程, 指出由间隔10~15 km的多个对流单体组成了一条西北东南向的 β 中尺度对流带, 成熟单体沿着雨带的走向移动, 新单体在成熟单体西南面5km处形成。Takahashi等 (1996) 分析了1988年7月17~18日两次梅雨暴雨的中尺度和对流尺度结构特征发现回波合并对暴雨形成有重要作用。Takahashi等 (2001) 研究梅雨锋暴雨对流活动时指出, 新单体产生在老单体的上风方15~100 km的距离并和老单体合并, 合并加强了对流, 新单体的产生可能是由降水产生强下沉气流引发的直接低层出流引起的。孙建华等 (2004) 分析2002年6月20~21日的梅雨锋中尺度对流系统回波特征时发现, α 中尺度系统中有 β 和 γ 中尺度系统的活动, β 和 γ 中尺度系统与整个MCS 的移动方向并不一致。整个MCS向东北方向移动, 而对流带中的 γ 对流单体是沿对流带向东南方向移动。MCS 中的带状回波有地面中尺度辐合线配合, 对流带随地面的中尺度辐合线移动, 对流带中的对流单体沿辐合带移动。对流系统的移动不仅取决于对流单体的移动方向, 还取决单体的不断新生过程。刘黎平等 (2004) 研究对流单体新生时发现了“新回波在右后侧生成的右移回波”现象。

许多学者利用雷达资料反演风场以及数值模拟的方法, 揭示梅雨锋暴雨的 β 和 γ 中尺度系统的三维流场结构特征。Ishihara (1995) 利用雷达反演的风场分析了1988年7月17日 β 中尺度雨带的水平和垂直流场特征, 指出在这条雨带中存在对流尺度上升气流、后部入流、中尺度下沉气流、对流尺度下沉气流、向前辐散出流、向后辐散出流、中层上升气流等多支气流的相互作用, 并给出了雨带结

构的概念模型。Shibagaki等(2000)根据一部MU(中、高层大气)雷达(VHF波段)和几部气象雷达(C波段、X波段和C、Ku波段)对梅雨锋附近具有强降水云团的 β 中尺度到 γ 中尺度的观测资料,特别是三维风场和降水粒子的垂直分布资料进行了详细分析,提出了梅雨锋附近云团和 β 中尺度到 γ 中尺度三维风场环流的一种概念模型。Xu等(2001)通过雷达分析结果表明,过程中存在 γ 中尺度系统,反演的风场显示了 γ 中尺度垂直环流,引起低层辐合加强,其上升支对应强回波。吴庆丽(2002)利用模式输出的高时空分辨率资料对雨团的 β 中尺度流场结构进行了分析。指出在雨团中,高、中、低空都存在明显的 β 中尺度环流系统,存在上升的低空前方入流和下沉的中空后方入流。降水伴随的拖曳下沉气流还产生了行星边界层中浅薄的垂直环流。刘黎平(2003)反演了回波带合并的三维风场,下层存在强烈的辐合,上层为辐散,从南侧进入云体的高温高湿气流穿过云体,形成上升气流的主体,最后在上层从北侧流出,上升气流区与强回波区相配合。Yamada等(2003)利用雷达观测资料对2001年6月18日梅雨锋期间发生在长江中下游的一次 α 中尺度低涡中出现的多个 β 中尺度对流群进行了分析,这些 β 中尺度系统分布于低涡的不同位置,其形成的三维流场也各不相同。刘黎平等(2004)对双多普勒雷达反演的风场分析表明,西南风和偏东风形成的风切变在4 km高度以下,暖湿西南气流与偏东气流在对流云中交汇形成上升气流。在对流单体合并时,往往伴有 γ 中尺度涡旋,其尺度小于10 km,是对流云发展的重要过程。周海光(2004, 2005)研究梅雨锋暴雨 β 和 γ 中尺度的三维风场,强降水主要是由中低层的 β 辐合线(西南气流和西风气流构成)和嵌于其上的 γ 涡旋共同作用, γ 涡旋有移动性的也有局地性的。以上研究表明,梅雨锋云系是由多尺度系统组成的,它们的空间结构、环流形势和发生发展规律也是各不相同的。

1.2.2 中尺度对流诱生涡旋的相关研究

1.2.2.1 中尺度对流诱生涡旋的提出

在早期的MCC观测研究中,发现在对流层中层存在气旋性环流(Brown, 1979)。Johnston(1981)给出了中层气旋性涡旋的直接观测证据,利用卫星云图识别出26个中尺度气旋性环流,并指出这些涡旋存在于中尺度对流复合体(MCC)的2.5~4.5 km高度之间,中心相对涡度量级约为 $2 \times 10^{-5} s^{-1}$,平均

直径为 50~100 km。此后, Maddox (1983)、Perkey and Maddox (1983)、Smull and Houze (1985) 的研究指出, 此类气旋性涡旋水平尺度大约为 50~300 km, 经常出现在那些形成于较弱切变环境的 α 中尺度对流系统内, Leary and Rappaport (1987)、Johnson 等 (1989) 的研究表明, 中尺度对流系统的层状云降水区也易产生此类气旋。Menard and Fritsch (1989) 通过对 1982 年发生在美国的一个 MCC 对流层中层、直径约 250 km、具有惯性稳定的气旋性涡旋的研究, 并把这种产生于 MCS 系统层状云降水区中的中层气旋性涡旋成为中尺度对流诱生涡旋 (Mesoscale Convectively-generated Vortex, MCV)。

1.2.2.2 中尺度对流诱生涡旋发生的背景场特征

Bartels and Maddox (1991) 对 1991~1998 年出现在美国中部的 24 个 MCV 进行了研究, 表明产生 MCV 的大尺度环境场往往有弱水平流场、弱垂直切变、弱环境相对涡度和强的水平或垂直湿度梯度等特征, 同时还指出, 多数 MCV 是在尺度较大的 α 中尺度系统中产生的, 但也有少数产生于尺度较小、生命史较短的中尺度对流系统中, 能够观测到 MCV 的 MCS 只占 5%。Trier 等 (2000) 利用雷达资料研究了 1998 年夏季美国中部出现的 MCV, 发现了卫星资料和常规观测资料难以观测到的一些 MCV, 证实了强度较弱、生命史较短的 MCV 的存在, 使可以识别出 MCV 的 MCS 增加到 12%。Jorgensen 等 (1997)、Yu (1999) 研究发现 MCV 形成于 MCS 系统发展中的强对流区域, 而并不一定产生于 MCS 消散后的层状云降水中, 并指出低层中尺度切变或辐合区可以提供初始气旋性涡度, 因此他们的存在对 MCV 的形成非常有利。

1.2.2.3 中尺度对流诱生涡旋的动力学、热力学特征

有研究表明 (Brandes, 1989), 与 MCS 层状云区相关的中尺度上升气流和后方下沉入流对中尺度对流涡旋的产生有重要的作用, 在气压梯度力加速的作用下, 中层气流辐合补偿了垂直方向的辐散, 当对流层低层较弱的垂直涡度由于伸展效应而增大时, 辐合层中就有明显的涡旋形成; 而低层弱的垂直涡度源是由尾部入流的冷空气和注入辐合体中的暖湿空气之间的斜压所造成的相对涡度的水平分量形成的。这表明层状云降水区对 MCV 形成的有重要作用。

也有观测研究指出, 深对流对 MCV 的发生发展有重要的作用, 如 Verlinde and Cotton (1990) 利用双多普勒雷达资料研究了发生在 MCS 中的一个直径为 30km 的 MCV 的形成和结构, 发现多个对流上升运动形成的动量输送与外围高层流场的

相互作用时 MCV 产生的主要机制，因此对流上升气流产生的水平涡度倾斜在 MCV 的形成中非常重要，由此还可以进一步推断大多数 MCS 系统中应包含 MCV，只是由于这种 MCV 的尺度太小而在卫星云图或常规观测资料中不能分辨。Weisman(1993)、Trier 等(1997)的数值研究表明，MCV 的产生主要是由于对流产生的切变，由此强调了未受扰动环境场或深对流驱动的局地中尺度风切变对于 MCV 产生的重要性。事实上，不同条件下，层状云降水过程和深对流过程对 MCV 形成的影响可能是不一样的，例如 Yu(1999)在对 1987 年发生在台湾深对流区的 MCV 观测研究表明，对流产生的垂直切变导致水平涡度的倾斜上升是 MCV 产生的关键，而层状云降水对于 MCV 形成后的进一步增强有很大的作用。

有研究表明(Hack 等, 1986)，层状云降水区中 MCV 的形成是大气涡旋对潜热加热的一种非线性响应。在涡旋发展初期，相对涡度较弱，当小于科氏力参数(f)时，由于惯性重力波对能量的频散，潜热释放对空气柱的加热作用很小。但也有数值模拟研究(Zhang 等, 1988a)表明，若考虑水汽潜热释放引起的局地增温，就可以模拟出暖心结构的 MCV，这说明潜热加热的作用是非常重要的，当降雨产生的凝结潜热引起辐合上升运动，与辐合上升运动相伴的地转调整过程使系统向地转平衡发展，并产生气旋性扰动，一旦气旋性涡度增加，潜热释放又能更有效地产生旋转风动能，形成一种正反馈机制，同时，气旋性环流又阻止有效未能从能源区向外输送，更有利于 MCV 的维持。

1.2.2.4 中尺度对流诱生涡旋的研究进展

Kirk(2007)对有关 MCV 产生和加强的机制研究做了归纳和总结：中低层辐合及向上输送对 MCV 的产生有重要作用(Zhang, 1988; Olsson, 1997a)；辐合与行星涡度的相互作用可以产生 MCV(Bartels, 1991)；Bartels 和 Maddox(1991)研究表明，MCV 一般产生在“母对流系统”(Parent MCS)减弱消亡后，并会引起“第二次对流”(Secondary Convection)的发生发展。Trier 等(2000)研究了 1998 年夏季美国中部的 16 个 MCV，指出 MCV 一个重要的特征是可以引起第二次对流的发展，并在邻近地区导致强降雨的发生。

针对 MCV 以及产生 MCV 的中尺度对流系统(MCS)，国内也出现了一系列的研究。赵思雄(1998, 1988)从动力学诊断、扰动能量等方面对 MCS 进行了研究，指出中尺度低压区的涡度、散度和垂直运动的垂直廓线与其周围环境有明显的差异。丁一汇(1993)对 1991 年淮河暴雨的 β 中尺度雨带、中尺度云团等进行了

特征分析,并对中尺度暴雨形成的机制进行了分析。以往的研究将梅雨锋上的低涡分为两类(胡伯威等,1996;高坤等,2001):一类是生成在高原东侧,移到长江中游的典型西南涡,另一类是串行于切变线上的局地生成的低涡。孙建华等(2004)对2002年“973”中国暴雨试验期间一次由中尺度对流系统发展而产生的低涡及其伴随其发展的对流系统进行了分析和模拟研究,表明低层暖平流可能是低涡东移发展的原因之一。

由于MCV的尺度较小,发展比较快,仅利用常规观测资料往往对其结构特征及演变机制进行深入的研究。近年来,随着数值预报技术的发展与观测技术的改进,在资料同化方面出现了越来越多的研究,中尺度对流系统的数值模拟方面同样如此,主要为利用高时空分辨率的非常规观测资料(如雷达资料、卫星资料等)进行资料同化,从而改进中尺度模式模拟的精确度。

1.2.3 雷达资料同化的相关研究

随着高分辨率的非静力模式的发展,中尺度数值模式对中尺度系统结构的模拟能力及对暴雨的预报能力有了很大的提高。但是由于受到观测资料分辨率的限制,用于改进模式初始场的中尺度信息包含较少,特别是在中尺度对流系统发生时,初始状态不能很好的包含湿度、云、潜热及环流等信息,使得出现模式的预报起转延迟(spun-up)问题(Kasahara,1988),同时也为提高准确的定量降水预报(QPF)带来一定的难度。随着大气观测技术的发展,除了常规观测资料的精度得到提高以外,近年来各种非常规观测资料也得到了广泛的应用,例如卫星观测资料、雷达观测资料等等,这些高时空分辨率的非常规资料在中尺度数值预报中的应用为减少模式 spun-up 时间、提高预报准确度起到了很好的作用。雷达资料在中尺度模式中的应用方法涉及到资料同化,雷达资料的三维变分(Gao等,2001,2004)、四维变分(Sun and Crook,1997,1998)和集合卡尔曼滤波(Zhang等,2004;Tong and Xue,2005)等,目前都在研究中。也有研究工作将雷达资料直接应用于中尺度系统的模拟,Xue等(2003)、Xue and Martin(2006)利用高分辨率的ARPS模式及美国WSR-88D多普勒天气雷达资料对中尺度飚线、飓风等中尺度对流系统进行了研究。Hu等(2006)分别利用ARPS模式的资料分析系统(ADAS)和变分同化系统(3DVAR),研究了美国WSR-88D多普勒天气雷达资料对初始场调整改进的效果,并在模拟中取得了很好的结果。国内学者在多普勒

天气雷达资料的数值模式应用方面也进行了一些研究,邱崇践等(2000)提出了单多普勒雷达资料反演风矢量场的准四维变分分析方法,研究了多普勒雷达资料对中尺度系统短期预报的改进。托亚等(2003)利用多普勒雷达资料反演的降水率对 MM5 模式初始场进行调整,提高了短期降水预报的质量;王叶红等(2004)利用数字化天气雷达降水资料进行了一维变分同化的敏感性试验;Sheng 等(2006)、盛春岩等(2006)利用 ARPS 模式及其资料分析系统 ADAS,将多普勒雷达资料直接应用于中尺度数值模拟,对我国北方秋季的一次降雨过程进行了试验,结果表明经改进后的初始场明显增强 3h 内的降水强度和落区预报,提高了中尺度数值模式的短时定量降水预报。

1.3 问题的提出和研究的主要内容

通过对以上相关研究的回顾,可以发现梅雨期暴雨中尺度对流系统和中小尺度对流涡旋的研究已经有了很大的进展,取得了一系列的研究成果。但是,由于我国江淮流域梅雨期暴雨中尺度对流系统、中小尺度对流涡旋的复杂性和多样性,以及如何将非常规观测资料同化入数值模式并对其进行模拟存在一些问题,因此,仍有一些问题需要我们不断的再认识和作更深入的了解,比如:

- (1) 江淮流域对流诱生涡旋在 2003、2007 淮河致洪暴雨中的作用?
- (2) 江淮流域对流诱生涡旋产生的环境条件是什么? 该类涡旋与其它类型的涡旋产生的环境条件的不同之处?
- (3) 江淮流域对流诱生涡旋有什么样的结构特征? 何种类型的中小尺度对流系统可以诱生中小尺度涡旋?
- (4) 江淮流域对流诱生涡旋的发展及演变过程是怎样的?

针对以上问题,本论文拟在前述研究的基础上,继续深入开展夏季江淮流域致洪暴雨系统之一——中小尺度对流诱生涡旋的研究,我们利用 2003 年和 2007 年梅雨期间每天 4 次的 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ NCEP 分析资料、梅雨期间每小时一次的卫星 TBB 资料、每 3h 一次的地面观测资料和常规探空资料、每小时一次的地面加密观测资料、多普勒雷达等资料,采用诊断分析和数值模拟方法来研究夏季江淮流域由中小尺度对流系统诱发涡旋(MCV)产生的环境条件,MCV 的结构特征和发生发展机理,有望揭示夏季江淮流域中小尺度对流系统以及中小尺度对流诱生涡旋(MCV)

之间复杂的相互关系。主要的研究内容如下：

(1) 2003、2007 年我国淮河流域持续性暴雨过程中梅雨锋上中尺度对流系统和中小尺度诱生涡旋的活动情况，中尺度对流系统与中小尺度诱生涡旋的关系，中小尺度诱生涡旋产生的背景条件，并与其他地区的中小尺度涡旋发生的环境条件进行对比。

(2) 研究利用非常规观测资料，特别是雷达资料，补充初始场中具有中小尺度特征的信息，从而减少中小尺度数值模拟的起转延迟时间、提高定量降水预报 (quantitative precipitation forecast, QPF) 精确度、提高对中小尺度系统的模拟。并利用模拟结果分析中小尺度对流诱生涡旋的结构特征和发生发展机理。

(3) 中小尺度对流诱生涡旋发生发展过程中的结构特征的演变，中小尺度对流诱生涡旋发生和维持发展的动力和热力机理。

(4) 研究涡旋产生后，涡旋中的新的中小尺度对流系统的发生机制与位置，中小尺度对流涡旋中的新生中小尺度对流系统的发展对低涡发展的影响，低涡的强度与对流系统发展强度的关系等。

1.4 论文的创新点

(1) **分析了江淮流域中小尺度对流诱生涡旋产生的环境条件：**造成夏季江淮地区强暴雨的一般是中小尺度涡旋和对流系统，而在一定的环境条件下，有些中小尺度对流系统会发展为中小尺度涡旋。通过对 2003、2007 年淮河流域梅雨期中尺度对流系统及其诱生涡旋的分析，进一步揭示了夏季江淮流域存在中小尺度对流诱生涡旋 (MCV)，并初步探讨了其发生发展的环境条件。

(2) **更清楚地了解了 MCV 的结构特征及其中中小尺度对流系统的发生发展的规律：**揭示了江淮流域中小尺度对流诱生涡旋的结构、演变特征和发生发展机制，以及对流系统的发展对 MCV 发展的影响，MCV 的强度与对流系统发展强度的关系等。

(3) **探讨了多普勒天气雷达资料同化对梅雨期暴雨过程模拟的影响：**利用多普勒天气雷达资料同化对 2003 年和 2007 年梅雨期典型暴雨过程进行了模拟，并探讨了多普勒天气雷达资料在减少模式 spin-up 时间、改进暴雨模拟结果中的作用。

1.5 论文章节安排

第一章：绪论。主要对梅雨期中尺度对流系统和中小尺度对流诱生涡旋的研究进行回顾，提出本文研究的科学问题、主要内容和研究目的。

第二章：2003年和2007年江淮梅雨期MCS和MCV的活动特征。本章首先对2003年和2007年淮河流域梅雨期的主要暴雨过程及受灾情况作了简述，然后主要对中小尺度对流系统及其诱生的中小尺度对流涡旋进行了统计分析。

第三章：MCV发生的环境条件分析。本章利用NCEP再分析资料、雷达观测资料以及卫星云图资料，主要对2003年和2007年淮河流域梅雨期有利于MCV发生的环境条件进行了分析。

第四章：采用雷达资料同化对暴雨过程及MCV的模拟。本章主要对三次典型暴雨过程进行了数值模拟，分析了雷达资料同化对初始场以及对降水模拟的影响，并对降水模拟结果进行检验，最后分析了初始场中小尺度系统信息对强对流系统预报的影响。

第五章：中小尺度对流诱生涡旋的形成、演变和结构。本章主要对2003、2007年淮河流域梅雨期中尺度对流诱生涡旋（MCV）形成和演变过程、结构特征进行了分析研究。

第六章：中小尺度对流诱生涡旋发生发展的分析。本章对于2003、2007年梅雨期的两个中小尺度对流诱生涡旋，在对其形成、演变和结构分析的基础上，主要对MCV发生发展中的动力和热力过程进行了探讨。

第七章：结论和讨论。

第二章 2003 年和 2007 年江淮梅雨期 MCS 和 MCV 的活动特征

摘要 由于中尺度对流系统及中尺度涡旋的复杂性及多样性,中尺度对流系统在减弱甚至消散后,有可能诱生新的中尺度涡旋,引发新的对流产生。本章首先对 2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期中尺度对流系统及其诱生的中尺度对流涡旋进行了统计分析。结果表明:(1)、2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期,在 17 次主要的降水过程中,先后共有 38 个(其中 2003 年 11 个,2007 年 27 个)中尺度对流系统发生发展,2003 年有两个在发展演变的过程中生成了 MCV。2007 年的 27 个 MCS 中共有 7 个生成了 MCV,其中,发展的 MCV 有 4 个,不发展的有 3 个;(2)、江淮流域的 MCV 涡旋系统较为明显,在涡旋的东部或东南部对流系统较活跃;(3)、形成 MCV 的 MCS 生成地点分布的范围较广,分别位于河南中部、北部,湖北北部、西部,鄂豫交界,以及四川东部等地区,他们消亡的地点则较为集中,多数位于江苏、安徽及河南等地区。

2.1 引言

江淮流域是我国洪涝灾害的频发地区,2000 年、2003 年、2005 年和 2007 年梅雨期均发生了较强的洪涝灾害,尤其是 2003 年和 2007 年梅雨期的洪涝灾害最为严重,给这一地区人民的生命和财产造成极大的危害,给国家造成了非常严重的经济损失。

2003 年入梅与出梅日期与正常梅雨年大体相近,江淮梅雨期于 6 月 21 日开始,7 月 11 日结束,降水总量一般有 200~500 mm,安徽和江苏大部分地区降水量在 400 mm 以上,强降水集中在 6 月 29 日至 7 月 11 日之间,降水的主要特点:降水集中、强度大,自 6 月 29 日开始,随着强降水的持续发生,淮河干流水位不断上涨,7 月 3 日凌晨王家坝开闸分洪,到 7 月 11 日为止,先后启用了蒙洼、上六方堤等多个蓄洪行洪区,该年的洪涝灾害期间,安徽、河南和江苏三省遭受了严重的经济损失,农作物受灾面积 551.5 万公顷,绝收 129.9 万公顷,受灾人口 6344.5 万人,紧急转移安置 219.9 万人,损坏房屋 127.7 万间,因灾

直接经济损失 404.4 亿元（矫梅燕，2004）。2007 年入梅正常，但出梅较常年偏晚，梅雨期比平均年份长两周左右。降水集中的时间开始于 6 月 19 日，结束于 7 月 26 日。淮河流域降水基本在 500 mm 以上，淮河干流大部分降水大于 600 mm，局部超过了 800 mm（赵思雄等，2007）。该年梅雨期间，王家坝共经历了 4 次洪峰，最高水位达 29.59 米，超警戒水位运行达 26 天。淮河流域共启用老王坡、蒙洼、荆山湖等 10 处蓄洪行洪区，据初步统计，江苏受灾人口 425 万人，安徽受灾人口 1642.9 万人。

2003 年和 2007 年梅雨期强降水的产生同非常有利的大尺度环流条件是分不开的，但我们也知道，梅雨锋上所对应的雨带中其降水量的空间分布是不均匀的，降水常集中于多个暴雨中心，而这些暴雨中心多数与中尺度系统有关，梅雨锋上中尺度涡旋（扰动）的发生发展，是造成暴雨的重要原因（陶诗言，1980；赵思雄，1988）。尤其是在其发展成为明显的涡旋时，暴雨的持续时间和强度均会大大增加（孙淑清，1993）。由此可见，中尺度对流系统（MCS）是梅雨锋暴雨的直接制造者，而中尺度涡旋（扰动）是影响梅雨锋暴雨的主要中尺度系统之一，中尺度涡旋与中尺度系统的发生发展有着密切的关系。张立生（2008）的研究表明，在造成 2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期暴雨的中尺度系统中，涡旋的发生和发展起到了重要的作用，他根据涡旋在移动过程中的发展变化，分成了发展型涡旋和非发展型涡旋，对涡旋的结构特征，发展机理等问题进行了研究。但是，由于中尺度对流系统及中尺度涡旋的复杂性及多样性，中尺度对流系统在减弱甚至消散后，有可能诱生新的中尺度涡旋，引发新的对流产生。同时，由于这些新的中尺度涡旋，在空间范围上尺度较小，生命史较短，在涡旋发展的过程中有必要采用高时空分辨率的资料对其进行研究。我们的问题是：2003 年和 2007 年梅雨期中尺度对流系统和 中尺度涡旋活动特征是怎样的呢？中尺度涡旋中有多少是中尺度对流诱生涡旋（MCV）？本章将对以上问题进行分析。

2.2 MCS 和 MCV 的统计分析

已有的研究表明（矫梅燕，2004；赵思雄等，2007；张立生，2008），影响 2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期降水过程的系统主要有西风槽、涡旋、切变线、地面气旋、冷涡等，表明梅雨锋上中尺度对流系统非常活跃，是导致暴雨形成的

直接原因。本节首先对 2003 年和 2007 年梅雨期造成主要降水过程的 MCS 进行统计分析, 然后利用高时空分辨率的红外卫星资料, 对由母对流系统诱发产生的中尺度对流诱生涡旋 (MCV) 进行统计分析。

表 2.2.1 和表 2.2.2 分别给出了 2003 年和 2007 年主要降水过程、主要影响系统以及对应的中尺度对流系统 (MCS)。从表 2.2.1 可以看出, 2003 年梅雨期淮河流域共有六次主要的降水过程产生, 降水强度均达到暴雨甚至是大暴雨的级别, 降水的范围为沿淮的河南南部、江苏中部、安徽北部和苏皖中部及苏皖交界等一带地区, 主要影响系统有西风槽、涡旋、切变线、地面气旋等中尺度系统, 我们根据 6 次主要降水过程, 统计出对应的 MCS 共 11 个 (这里我们定义的 MCS 的标准为: 在红外卫星云图上, 亮温小于 -52°C 的区域长轴大于 200 km, 且最低亮温达到 -70°C)。这 6 次过程有 6 个低涡发生, 其中第 3 次过程没有涡旋发生, 第 6 次过程有 2 次低涡发生, 其它 4 次过程中都有 1 次低涡发生。涡旋是指在 850hPa 流场上有明显的气旋性闭合环流, 且维持时间在 6 小时以上 (张立生, 2008)。从表 2.2.2 可以看出, 2007 年梅雨期淮河流域共有 11 次主要的降水过程, 降水强度也均达到暴雨以上甚至特大暴雨的级别, 降水的范围主要位于山东南部、苏皖北部、河南中南部及淮河干流一带地区, 主要影响系统有西风槽、冷涡、涡旋、地面气旋及切变线等中尺度系统, 我们根据 11 次主要降水过程, 统计出产生直接影响作用的 MCS, 共 27 个中尺度对流系统, 张立生 (2008) 统计 9 个涡旋生成, 其中有 3 次过程没有出现涡旋, 第 7 次过程出现了 2 次涡旋过程。

表 2.2.1 2003 年 6 月 21 日~7 月 11 日主要降水过程及对应中尺度对流系统

| | 过程时间 | 强度 | 范围 | 主要影响系统 | 对应的 MCS |
|---|-----------|-----------|-------------------|-----------------|-------------------|
| 1 | 0622-0623 | 暴雨, 局部大暴雨 | 山东南部, 苏皖北部, 河南中南部 | 西风槽、涡旋、切变线、地面气旋 | MCS1 |
| 2 | 0626-0627 | 大雨, 暴雨 | 河南南部, 江苏中部, 安徽 | 西风槽、涡旋、切变线、地面气旋 | MCS2A、MCS2B |
| 3 | 0629-0701 | 暴雨, 大暴雨 | 淮河干流 | 西风槽、切变线 | MCS3 |
| 4 | 0702 | 暴雨 | 苏皖豫北部 | 西风槽、涡旋、切变线 | MCS4A、MCS4B、MCS4C |
| 5 | 0703-0705 | 暴雨, 大暴雨 | 淮河干流 | 西风槽、涡旋、切变线 | MCS5A、MCS5B |
| 6 | 0708-0711 | 暴雨, 大暴雨 | 河南南部, 苏皖中部 | 西风槽、涡旋、切变线、地面气旋 | MCS6A、MCS6B |

表 2.2.2 2007 年 6 月 19 日~7 月 26 日主要降水过程及对应中尺度对流系统

| | 过程时间 | 强度 | 范围 | 主要影响系统 | 对应的 MCS |
|----|-----------|----------------|----------------------|----------------------|------------------------------|
| 1 | 0619~0620 | 暴雨 | 山东南部, 苏、 皖北部 | 西风槽, 涡旋 | MCS7A、 MCS7B、MCS7C |
| 2 | 0621~0623 | 大雨, 局部暴雨 | 苏、皖中北部 | 西风槽、涡旋、地 面气旋 | MCS8A、MCS8B |
| 3 | 0626~0628 | 大雨, 局部暴雨 | 山东南部, 苏皖 北部, 河南南部 | 西风槽、涡旋 | MCS9A、 MCS9B、MCS9C |
| 4 | 0629~0701 | 暴雨, 局部特大暴 雨 | 淮河干流 | 切变线 | MCS10A、 MCS10B、 MCS10C |
| 5 | 0702~0703 | 暴雨, 局部大暴雨 | 淮河干流 | 西风槽、涡旋, 切 变线、地面气旋 | MCS11A、 MCS11B |
| 6 | 0704~0706 | 暴雨, 局部大暴雨 | 苏皖豫中部和 北部 | 西风槽、切变线, 地面倒槽 | MCS12A、 MCS12B |
| 7 | 0707~0709 | 暴雨, 局部特大暴 雨 | 淮河干流 | 西风槽, 涡旋、切 变线、地面倒槽 | MCS13A、 MCS13B、 MCS13C |
| 8 | 0713~0715 | 暴雨, 局部大暴雨 | 河南中、南部, 苏皖北部 | 西风槽、涡旋 | MCS14A、 MCS14B |
| 9 | 0719~0720 | 暴雨、局部大暴雨 | 河南中部、江苏 中部 | 西风槽, 涡旋, 切 变线 | MCS15A、 MCS15B |
| 10 | 0722~0723 | 暴雨 | 河南南部、江苏 中部 | 冷涡, 涡旋 | MCS16A、 MCS16B |
| 11 | 0724~0725 | 暴雨 | 河南东南部, 苏、皖北部 | 冷涡, 涡旋 | MCS17A、 MCS17B、 MCS17C |

根据上述统计出的 2003 年和 2007 年梅雨期发生在江淮流域的共 38 个 MCS, 我们利用红外卫星云图资料, 对这 38 个 MCS 逐小时的发展演变情况进行了分析, 从中共统计出了产生中尺度对流诱生涡旋 (MCV) 的共 9 个 MCS (见表 2.2.3、表 2.2.4)。本论文中我们对中尺度对流诱生涡旋定义的标准为在暴雨过程中, 引发降水的 MCS 在发展至减弱阶段后, 在同一地区或邻近地区又重新产生新的对流系统, 并且在 850 hPa 高度上有闭合环流出现的情况; 对于 MCV 是否发展的标准, 我们定义为 MCV 产生后, 卫星云图上新生的对流系统生命史维持在 6 小时以上, 且在其演变过程中有明显增强趋势; 对于造成降水强度的定义, 我们划分强和弱两个标准, 根据 MCV 造成的过程降水量而言, 强降水为暴雨过程, 24 小时降水量须在 50 mm 以上, 而且降水区域满足暴雨的站点超过 5 个。从表 2.2.3 可以看

出,造成 2003 年梅雨期淮河流域 6 次主要降水过程的 11 个 MCS 中,共有两个在发展演变的过程中生成了 MCV,即 7 月 2 日的暴雨过程和 7 月 3 日至 5 日的暴雨过程,MCV 对流系统区域位于江苏的北部和中部,生成后 MCV 没有发展,均造成了较强的降水。从表 2.2.4 可以看出,2007 年 6 月 19 日~7 月 26 日梅雨期,发生在淮河流域的 11 次主要的降水过程中,27 个 MCS 中共有 7 个生成了 MCV,对流系统的区域分别为湖北东部、鄂赣交界、江苏中东部、苏皖交界、湖北中部以及江苏东部等地区,其中,发展的 MCV 有 4 个,不发展的有 3 个,并造成了强弱不等的降水。

表 2.2.3 2003 年 6 月 21 日~7 月 11 日 MCV 的发生发展情况

| MCS | 降水过程 | 对流系统区域 | MCV 是否发展 | 造成的降水强度 | MCV 编号 |
|-------|-----------|--------|----------|---------|--------|
| MCS4A | 0702 | 江苏北部 | 不发展 | 强 | MCV1 |
| MCS5A | 0703-0705 | 江苏中部 | 不发展 | 强 | MCV2 |

表 2.2.4 2007 年 6 月 19 日~7 月 26 日 MCV 的发生发展情况

| MCS | 降水过程 | 对流系统区域 | MCV 是否发展 | 造成的降水强度 | MCV 编号 |
|--------|-----------|--------|----------|---------|--------|
| MCS7A | 0619~0620 | 湖北东部 | 发展 | 弱 | MCV3 |
| MCS9B | 0626~0628 | 鄂赣交界 | 不发展 | 弱 | MCV4 |
| MCS10B | 0629~0701 | 江苏东部 | 不发展 | 弱 | MCV5 |
| MCS11A | 0702~0703 | 江苏中东部 | 发展 | 强 | MCV6 |
| MCS13B | 0707~0709 | 江苏北部 | 发展 | 强 | MCV7 |
| MCS14A | 0713~0715 | 湖北中部 | 发展 | 强 | MCV8 |
| MCS17B | 0724~0725 | 江苏东部 | 不发展 | 弱 | MCV9 |

图 2.2.1 是利用 NCEP 再分析资料和红外卫星云图对 2003、2007 年 9 个 MCV 个例 850 hPa 高度上环流和对流活动情况的汇总,从图中可以看出,在 850 hPa 高度上,9 个 MCV 均有气旋性闭合环流出现,涡旋系统较为明显。同时,在涡旋的东部或东南部,大多数的 MCV 个例(MCV1、MCV2、MCV3、MCV4、MCV6、MCV9)卫星云图表现为较低的亮温,表明了在这些区域,同 MCV 活动相关的对流系统很活跃。而 MCV5、MCV7、MCV8 个例,图中对应时次的对流较弱,这是由于在 MCV 发展过程中的不同时刻,所引发对流的强弱也有所不同,在给出的时次对流较弱所致。

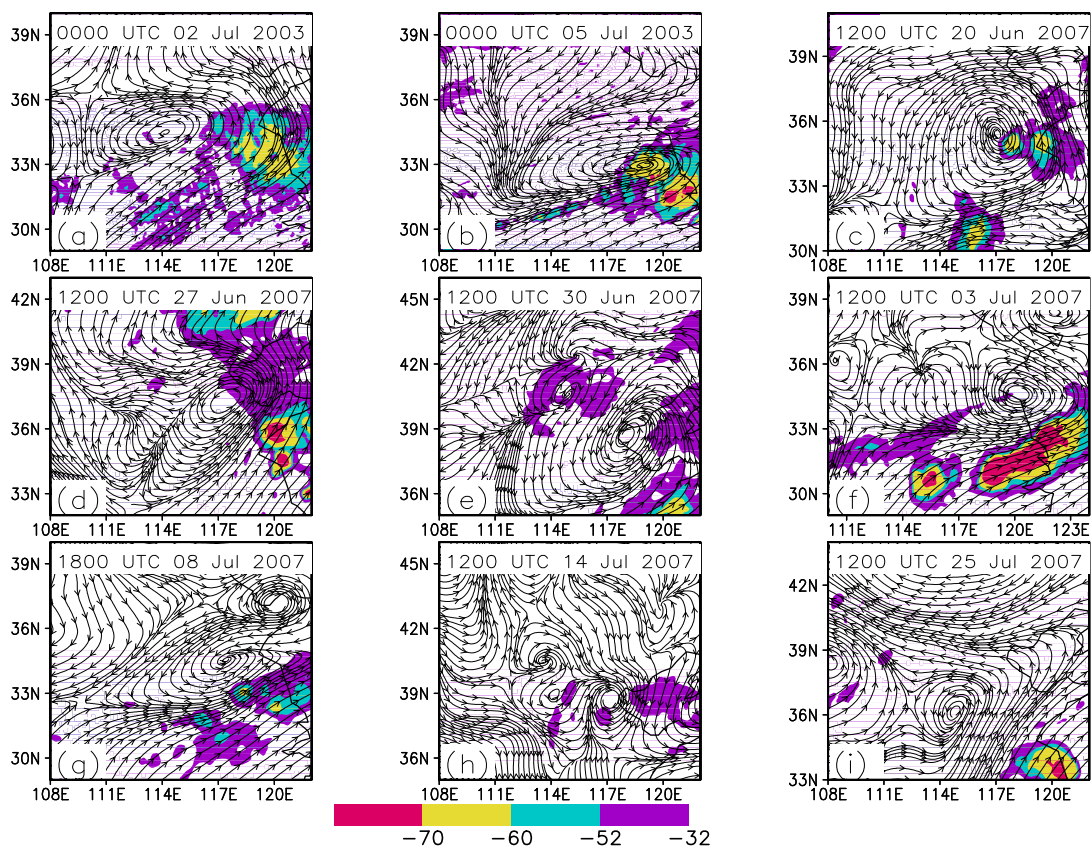


图 2.2.1 2003、2007 年 9 个 MCS 的环流（流线，850 hPa 流场）和对流活动情况（阴影，TBB 分布，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）

图 2.2.2、图 2.2.3 和图 2.2.4 分别是 2003 年 6 月 29 日至 30 日、7 月 3 日至 5 日和 2007 年 7 月 7 日至 9 日暴雨过程发展中的红外卫星云图。从图中可以看出，三次暴雨过程同中尺度对流系统的发生发展是紧密相联的，在 2003 年 6 月 29 日至 30 日的暴雨过程中，主要的对流系统为 6 月 29 日 14 时形成的 MCS3，它在维持 10 小时后，在 30 日的 00 时间弱至消散，此次暴雨过程未产生 MCV。从图 2.2.3 可以看出，在 2003 年 7 月 3 日至 5 日的暴雨过程中，有 MCS5A 和 MCS5B 两个主要的中尺度对流系统发生发展，从红外卫星云图可以看出，MCS5A 形成于 7 月 4 日 16 时，至 5 日 02 时减弱，减弱后又有新的对流系统（MCS5B）在其邻近区域形成。同样，从图 2.2.4 可以看出，2007 年 7 月 7 日至 9 日的这次暴雨过程中，也出现了中尺度对流系统发展至减弱消散后，诱发出新的对流系统的现象。7 月 7 日 08 时至 7 日 18 时，中尺度对流系统 MCS13A 在江苏的南部地区发生发展，在发展的过程中，中尺度对流系统面积增大，强度增强，至 7 日 18 时，强度开始减弱，但仍然维持较大的范围，覆盖了河南、安徽的部分地区及江苏南

部地区，8 日 06 时，中尺度对流系统 MCS11B 在河南的郑州、南阳一带发展，其发展过程维持到 6 日 18 时，减弱消散。

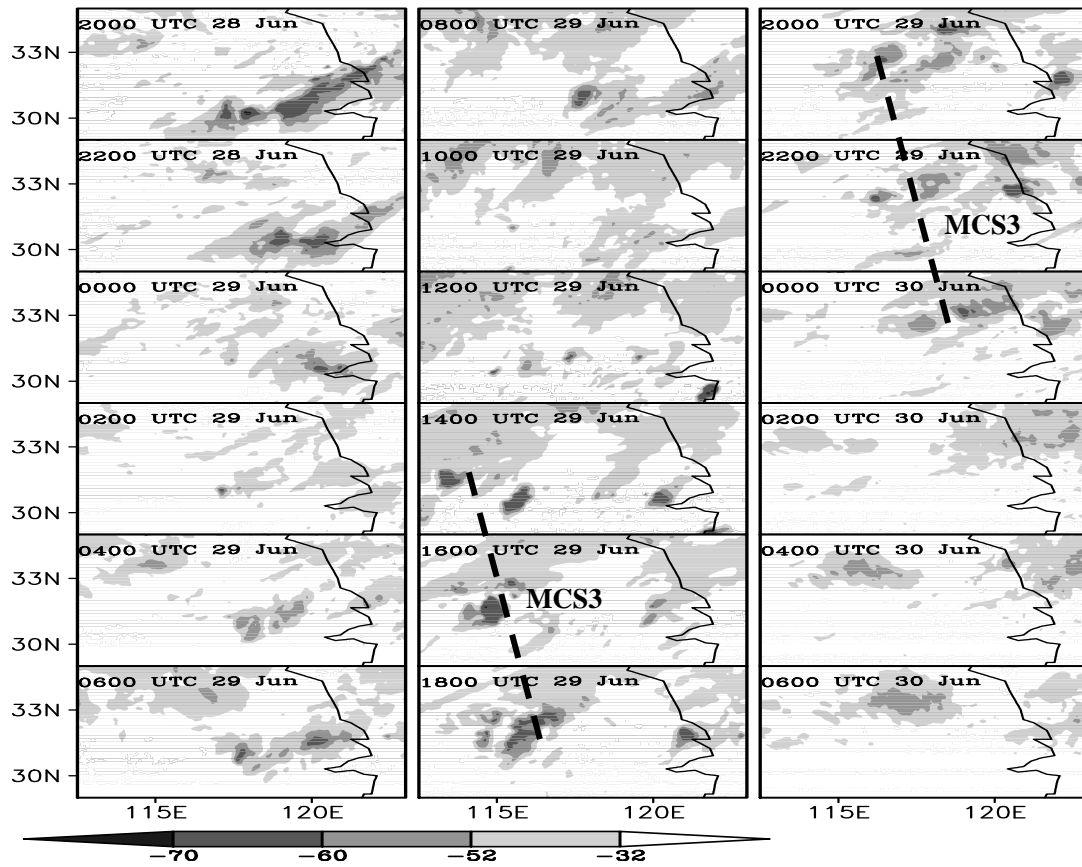


图 2.2.2 2003 年 6 月 28 日 20 时~30 日 06 时的 TBB 分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

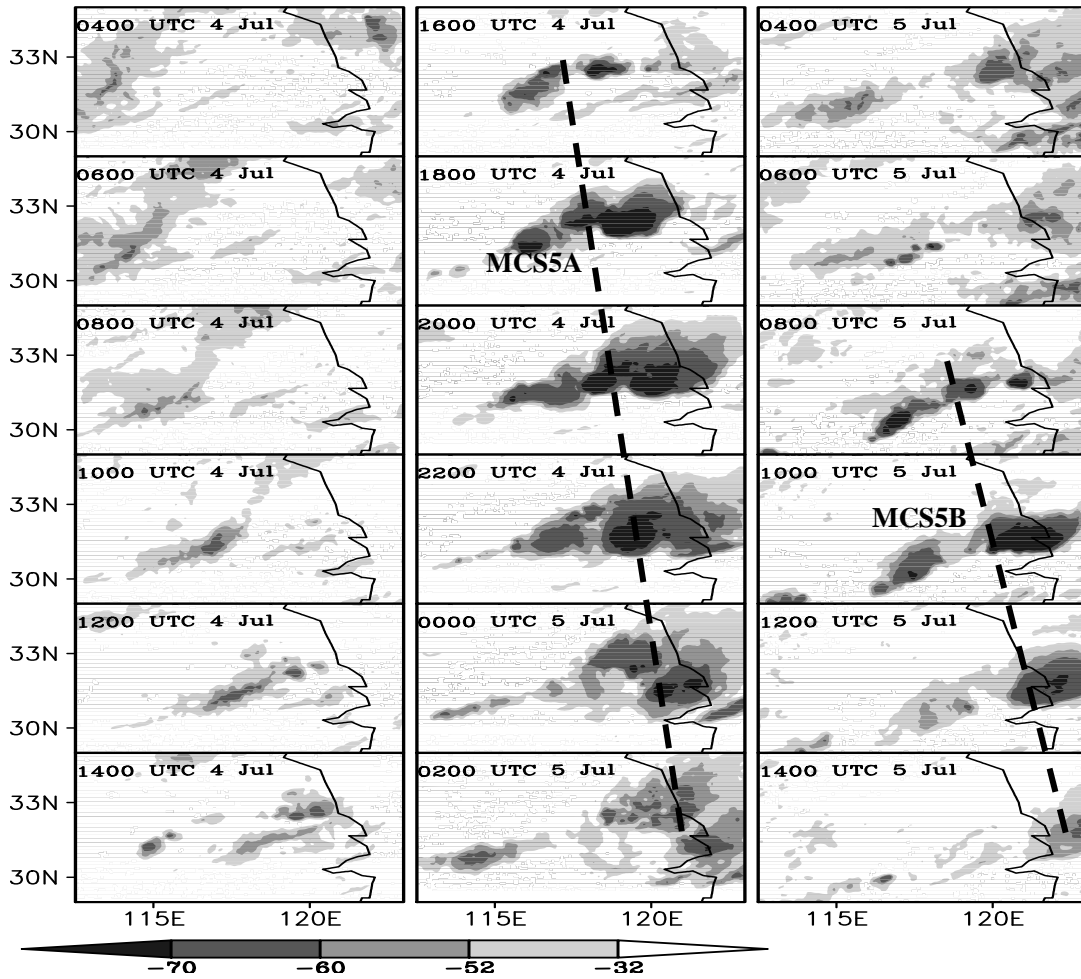


图 2.2.3 2003 年 7 月 4 日 04 时~5 日 14 时的 TBB 分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

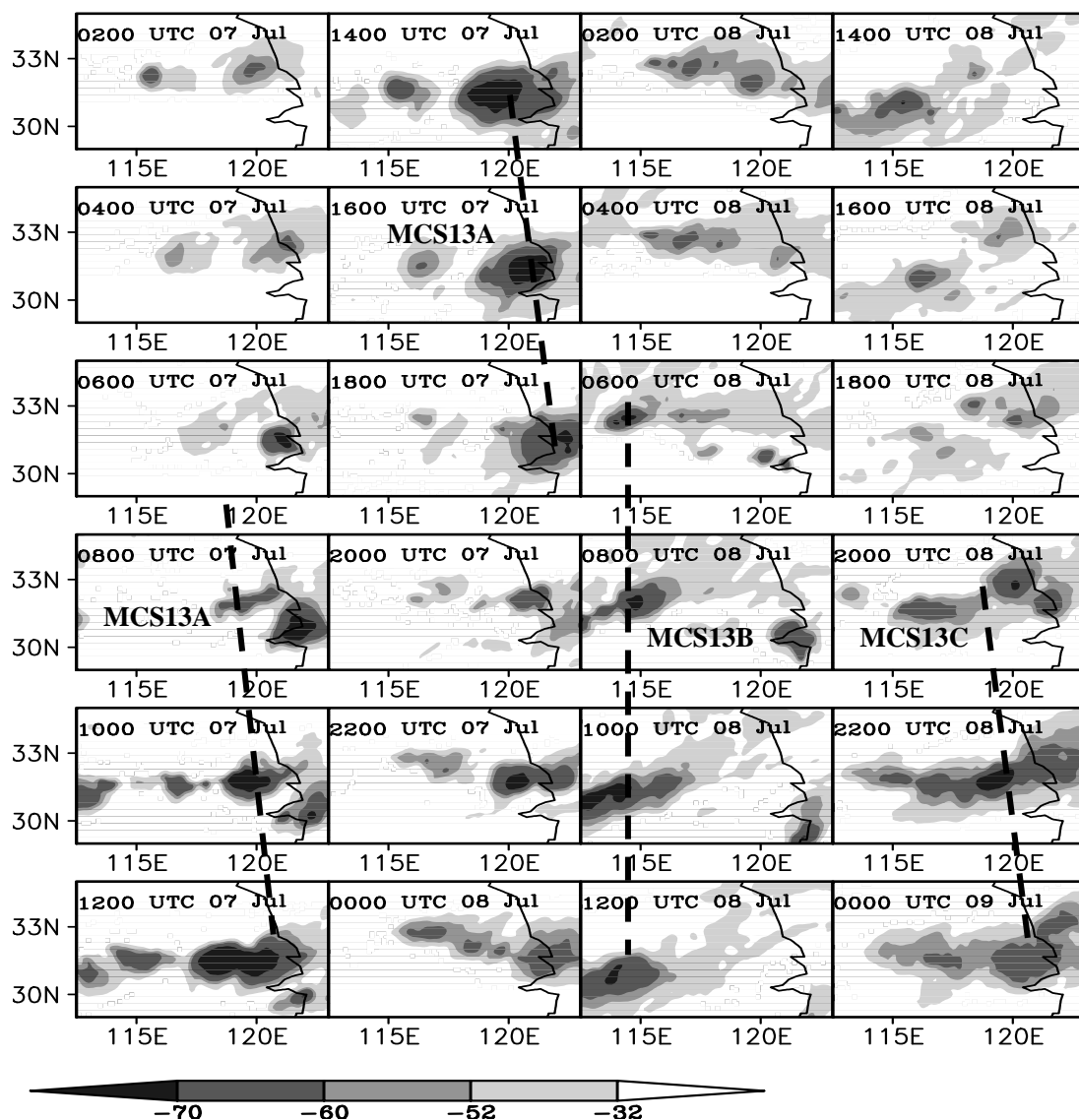


图 2.2.4 2007 年 7 月 7 日 02 时~9 日 00 时的 TBB 分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

表 2.2.5 是对 2003 年和 2007 年共 9 个 MCV 的生成地点、生成时间和消亡地点、消亡时间的统计,其地点和时间由风场的气旋性环流中心位置及形成时间并结合 GOES-9 卫星红外通道的亮温确定。从表中可以看出,9 个 MCV 中,其生成地点位于江苏中东部的占 2 个,位于江苏北部的占 2 个,位于鲁豫交界的占 2 个,其余三个分别位于江苏东北部、山东北部 and 江苏西部。可以看出,大多数的 MCV 发生在江苏境内,共有 6 个,同时,从 MCV 形成的纬度来看,大多数的 MCV 发生在 $32\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间,共 7 个,从而也说明了我国的淮河流域地区是 MCV 的多发区。从消亡地点上来看,9 个 MCV 中有 7 个消亡于江苏境内及以东海面,另外 2 个分别消亡于山东东北部和鲁豫交界处。从生成时间上来看,9 个 MCV 中,5 个形成于 06 时至 12 时,3 个形成于 18 时至 00 时。

图 2.2.5 是 2003 年和 2007 年 9 个 MCV 的移动路径图，从图中可以看出，9 个 MCV 中除 2 个 (MCV2、MCV5) 为静止发展外，其余 7 个在发展过程中均向东移动，其中以 MCV1、MCV3、MCV4、MCV7 和 MCV8 移动的距离较远，MCV6 和 MCV9 移动距离较近；同时，还可以看出，大多数 MCV 的移动路径均通过了苏北及淮河流域下游地区。

表 2.2.5 MCV 生成地点、时间和消亡地点、时间统计

| MCV 编号 | 生成地点 | 生成时间 (年-月-日-时) | 消亡地点 | 消亡时间 (年-月-日-时) |
|--------|-------|-------------------|-------|-------------------|
| MCV1 | 江苏北部 | 2003-07-02-06 | 江苏东部 | 2003-07-02-12 |
| MCV2 | 江苏东北部 | 2003-07-04-20 | 江苏东北部 | 2003-07-05-04 |
| MCV3 | 鲁豫交界 | 2007-06-20-06 | 江苏东部 | 2007-06-20-18 |
| MCV4 | 山东东北部 | 2007-06-27-06 | 山东东北部 | 2007-06-27-18 |
| MCV5 | 江苏中东部 | 2007-06-30-18 | 江苏中东部 | 2007-07-01-00 |
| MCV6 | 江苏中东部 | 2007-07-03-06 | 江苏东部 | 2007-07-03-14 |
| MCV7 | 江苏西部 | 2007-07-08-12 | 江苏东部 | 2007-07-09-00 |
| MCV8 | 江苏北部 | 2007-07-15-00 | 江苏东部 | 2007-07-15-12 |
| MCV9 | 鲁豫交界 | 2007-07-25-18 | 鲁豫交界 | 2007-07-26-00 |

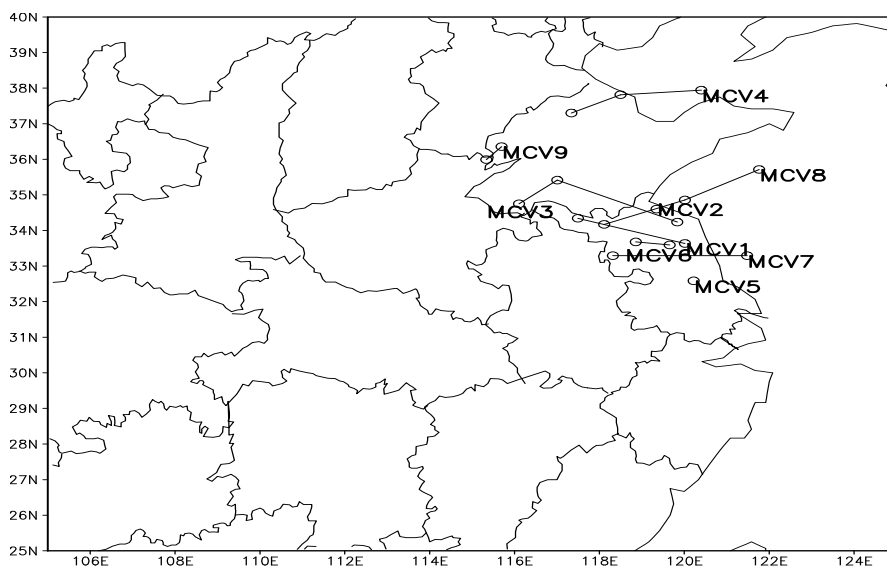


图 2.2.5 MCV 的移动路径: MCV1 (7 月 2 日 06-12 时); MCV2 (7 月 4 日 20-5 日 04 时); MCV3 (6 月 20 日 06-18 时); MCV4 (6 月 27 日 06-18 时); MCV5 (6 月 30 日 18-1 日 00 时); MCV6 (7 月 3 日 06-14 时); MCV7 (7 月 8 日 12-9 日 00 时); MCV8 (7 月 15 日 00-12 时); MCV9 (7 月 25 日 18-26 日 00 时)

表 2.2.6 是形成 2003 年和 2007 年 9 个 MCV 的 MCS 生成地点、生成时间和消亡地点、消亡时间的统计,这是根据风场环流的闭合中心以及红外卫星云顶亮温确定。从表中可以看出,MCV 的 MCS 形成地点分布的范围较广,分别位于河南中部和北部,湖北北部和西部,鄂豫交界,以及四川东部等地区,他们消亡的地点则较为集中,多数位于江苏、安徽及河南等地区。从这些 MCS 生成时间来看,9 个 MCS 中,生成于 06 时至 12 时之间的有 5 个,生成于 18 时、00 时的有 4 个。从消亡时间来看,大多数的 MCS 在 04 时至 12 时之间减弱消亡。

图 2.2.6 是形成 9 个 MCV 的母对流系统 MCS 移动路径图,从图中可以看出,这些 MCS 移动的路径、维持的时间不尽相同,其中 MCS14A 维持时间最长,维持时间达到 48 小时,其移动距离也最长,从四川的东部沿东北路经移至豫皖交界处,MCS9B 和 MCS11A 维持时间达到 24 小时,分别从河南的中部沿东北路经移动至山东的北部、鄂豫交界东移至江苏北部;其余的 MCS 则大多维持 6 小时左右,其生成地点分布在湖北、安徽和山东等地,但是其消亡地点较为集中,多位于江苏境内。

表 2.2.6 形成 MCV 的 MCS 生成地点、生成时间和消亡地点、消亡时间统计

| MCS 编号 | 生成地点 | 生成时间 (年-月-日-时) | 消亡地点 | 消亡时间 (年-月-日-时) |
|--------|------|-------------------|-------|-------------------|
| MCS4A | 河南北部 | 2003-07-01-18 | 江苏北部 | 2003-07-02-04 |
| MCS5A | 山东南部 | 2003-07-04-12 | 江苏东北部 | 2003-07-04-18 |
| MCS7A | 鄂豫交界 | 2007-06-19-06 | 河南中东部 | 2007-06-20-04 |
| MCS9B | 河南中部 | 2007-06-26-18 | 山东北部 | 2007-06-27-04 |
| MCS10B | 湖北东部 | 2007-06-30-08 | 安徽中部 | 2007-06-30-14 |
| MCS11A | 湖北西部 | 2007-07-02-10 | 江苏东部 | 2007-07-03-04 |
| MCS13B | 鄂豫交界 | 2007-07-08-00 | 苏皖交界 | 2007-07-08-06 |
| MCS14A | 四川东部 | 2007-07-12-18 | 豫皖交界 | 2007-07-14-18 |
| MCS17B | 湖北北部 | 2007-07-25-06 | 河南北部 | 2007-07-25-12 |

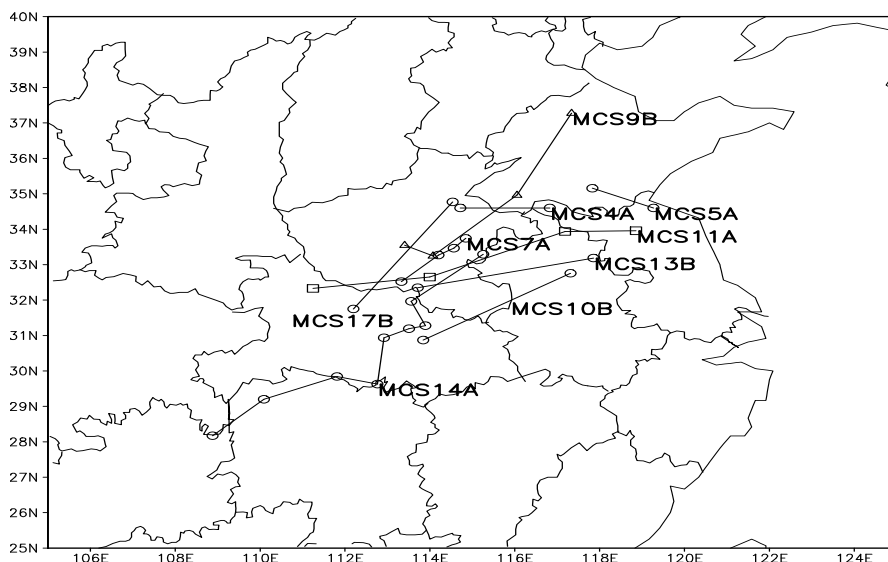


图 2.2.6 形成 MCV 的 MCS 移动路径: MCS4A(7 月 1 日 18 时-2 日 04 时); MCS5A(7 月 4 日 12 时-18 时); MCS7A(6 月 19 日 06 时-20 日 04 时); MCS9B(6 月 26 日 18 时-27 日 04 时); MCS10B(6 月 30 日 08 时-30 日 14 时); MCS11A(7 月 2 日 10 时-3 日 04 时); MCS13B(7 月 8 日 00 时-06 时); MCS14A(7 月 12 日 18 时-14 日 18 时); MCS4A(7 月 25 日 06 时-12 时)

2.3 小结

本章首先对 2003 年和 2007 年梅雨期淮河流域中尺度对流系统和中小尺度对流诱发涡旋进行了统计分析, 根据统计结果, 对这两年梅雨期中尺度对流系统的发生发展情况以及 MCS 在发展过程中产生和未产生 MCV 的情况进行了统计, 最后, 对几次典型暴雨过程发生的天气背景条件进行了分析。主要结论如下:

1、2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期, 中尺度对流系统和中小尺度对流诱发涡旋同暴雨的发生发展有很密切的关系, 在 17 次主要的降水过程中, 先后共有 38 个(其中 2003 年 11 个, 2007 年 27 个)中尺度对流系统发生发展。

2、2003 年梅雨期淮河流域 6 次主要降水过程中, 11 个 MCS 中共有两个形成了 MCV, MCV 对流系统区域位于江苏的北部和中部, 均造成了较强的降水。2007 年发生在淮河流域的 11 次主要的降水过程中, 27 个 MCS 中共有 7 个形成了 MCV, 对流系统的区域分别为湖北东部、鄂赣交界、江苏中东部、苏皖交界、湖北中部以及江苏东部等地区, 其中, 发展的 MCV 有 4 个, 不发展的有 3 个, 并造成了强弱不等的降水。

3、2003 年和 2007 年 9 个 MCV 中，大多数的 MCV 发生在江苏境内，共有 6 个，同时，从 MCV 形成的纬度来看，大多数的 MCV 发生在 $32\sim 35^{\circ}$ N 之间，共 7 个。从消亡地点上来看，9 个 MCV 中有 7 个消亡于江苏境内及以东海面，另外 2 个分别消亡于山东东北部和鲁豫交界处。9 个 MCV 中有 2 个在发展过程中移动不明显，其余 7 个在发展过程中均向东移动，而其中大多数 MCV 的移动路径均通过了苏北及淮河流域下游地区。

4、形成 MCV 的 MCS 生成地点分布的范围较广，分别位于河南中部、北部，湖北北部、西部，鄂豫交界，以及四川东部等地区，他们消亡的地点则较为集中，多数位于江苏、安徽及河南等地区。

第三章 MCV 发生的环境条件分析

摘要 本章利用 NCEP 再分析资料、雷达观测资料以及卫星云图资料,首先对 2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期三次典型的暴雨过程的环流形势、降水特征进行了分析,进而对有利于 MCV 发生的环境条件进行了分析。结果表明:通过三次暴雨过程环流形势的对比,它们的背景场特征存在以下几个方面的差异:产生 MCV 的暴雨过程发生时,副热带高压偏北,梅雨锋随副高的北跳从长江流域移到淮河流域;短波槽较为活跃,其槽后不断有冷空气南下,对流层中低层约 700 hPa 附近有高纬度冷空气侵入的过程;未产生 MCV 的暴雨过程高空急流中心相对淮河流域略有偏西,而产生 MCV 的暴雨过程,淮河流域恰好位于高空急流的入口区右侧和低空急流出口区左侧,高低空急流具有相互耦合配置的特点。有利于 MCV 形成的条件还包括:对流不稳定层结的高度较高,最大不稳定区域位于 800~700 hPa 之间,大气存在较明显的对流不稳定;强辐合区和正涡度区同时出现在 700 hPa 高度层附近,高层在 500~300 hPa 之间为辐散区和负涡度区,在低层辐合、高层辐散结构形成的抽吸作用下,为对流系统的形成及暴雨过程的产生提供了有利的条件;淮河流域水汽收入总和较大,低层大气形成了一支水汽通道,充足的暖湿空气为暴雨过程直接提供了水汽条件和能量条件。

3.1 引言

2003 年 6 月下旬至 7 月中旬,淮河流域暴雨、大暴雨天气频频出现,其雨量之大、持续时间之长、影响范围之广,为历史上所罕见。该年梅雨期主要降水特点是持续性暴雨多,降水集中,从而形成全流域性大洪水。2003 年梅雨期淮河流域发生严重洪涝,主要由几次强降雨过程造成,其中 6 月 29 日~30 日、7 月 3 日~5 日的两次暴雨过程是 2003 年淮河流域梅雨期的两次典型降水过程。2003 年 6 月 29 日~30 日,河南东部、安徽沿淮淮北和沿江东部、江苏北部普降暴雨,局部地区出现大暴雨,其中芜湖达 159 mm,颍上达 155 mm;7 月 3 日~5 日,暴雨区主要位于江苏省中南部,大暴雨区位于安徽、江苏两省中部交界处,最大降水量在滁州达 273.7 mm,其次是扬州市,达 212.0 mm。2007 年汛期,淮河流域

也发生了长时间的较强降水,降水集中的时间约始于6月19日,止于7月26日,长达38天。淮河流域大部分地区降水平均在500 mm以上,淮河干流大部分地区降水大于600 mm,连续的暴雨过程导致淮河干流水位持续上涨,超警戒水位运行达25天,据统计,江苏受灾425万人,安徽受灾1642.9万人(赵思雄等,2007)。其中,2007年暴雨过程中又以7月8日至9日的暴雨过程降水最强,直接导致了10日王家坝的开闸泄洪。

张庆云等(2004)对2003年夏季梅雨期的大尺度环流特征作了较深入的讨论,并与历史上淮河流域旱涝年的情况作了对比。另外,赵思雄等(2004)也对长江流域梅雨锋暴雨的机理做了分析研究,但是,对于2003年和2007年这三次典型暴雨过程,其天气形势和对流活动还具有某些特殊性,本章利用NCEP再分析资料、雷达观测资料以及卫星云图资料,结合暴雨过程的降水特点,针对这三次暴雨过程的对流活动特征、降水分布特征以及天气系统特征进行诊断分析。

3.2 三次典型梅雨过程的环流条件分析

我们知道,梅雨过程的发生和发展同大尺度的环流条件是密切相关的,针对上一节中MCV个例的统计情况,我们选取2003年6月29日至30日(未产生MCV)、2003年7月4日至5日(产生MCV,MCV不发展)和2007年7月8日至9日(产生MCV,MCV发展)三次典型暴雨过程,分别对其发生发展的环流条件进行分析。

3.2.1 天气背景条件分析

2003年6月29日至30日和7月4日至5日这两次暴雨过程中,大尺度环流系统、有利的环流形势和充足的水汽条件为中尺度对流系统的生成和暴雨的产生提供了良好的背景场条件。大尺度系统中,中高纬的阻塞高压系统和副热带高压系统的配合是造成此次降水的主要原因。2003年6月下旬,北半球中高纬地区建立了强大阻塞高压系统,乌拉尔山东部阻塞高压形成并维持,经向环流明显增强,导致冷空气活动频繁,不断南下。而西太平洋副热带高压在6月中旬以前位置较为偏南,副高脊线不超过 25°N ,而到了6月下旬,副热带高压北跳,同时夏季风增强,冷暖空气在黄淮一带交汇,正是在这种背景下,淮河流域出现了

6 次强降水过程，其中，6 月 29 日和 7 月 4 日的大暴雨过程是在欧亚中高纬环流从两槽一脊型转换为两脊一槽型的典型梅雨形势下发生的。

图 3.2.1 是 2003 年 6 月 29 日 00 时的位势高度场、风场、温度场和最大风速区。从图中可以看出，250 hPa 高空（图 3.2.1a）贝加尔湖地区有一个低压区，其南部为高空急流入口区。在 500 hPa 高度层上（图 3.2.1b），低压槽向南伸展至淮河流域，为中纬度冷空气的南下提供了条件。在对流层中低层（图 3.2.1c、图 3.2.1d），副高西北侧的西南向低空急流控制了江淮流域的大部分地区，给这一地区暴雨的出现提供了良好的水汽条件。

图 3.2.2 是 2003 年 7 月 4 日 12 时的位势高度场、风场、温度场和最大风速区。此时，在 250 hPa 高空（图 3.2.2a）上，贝加尔湖地区有一个低压槽，而此槽的南部为一个超过 35 m/s 的最大风速区，淮河流域处于高空急流轴的南侧。在 500 hPa 高度层上（图 3.2.2b），贝加尔湖的低压槽略有东移，中纬度地区的短波槽也逐渐移至我国河南、湖北两省西部。在这种背景下，从中纬度南下的冷空气与从副高西北侧北上的暖湿气流不断在淮河流域交汇，使得中尺度对流系统得以发展。在对流层中、低层（图 3.2.2c、3.2.2d），低空急流北侧的切变辐合区也为暴雨的出现提供了有利条件，副高西北侧的西南向低空急流控制了华南北部至黄淮之间的地区，在低层持续地输送大量的暖湿气流，为对流系统的发展提供了充足的水汽条件和能量条件。

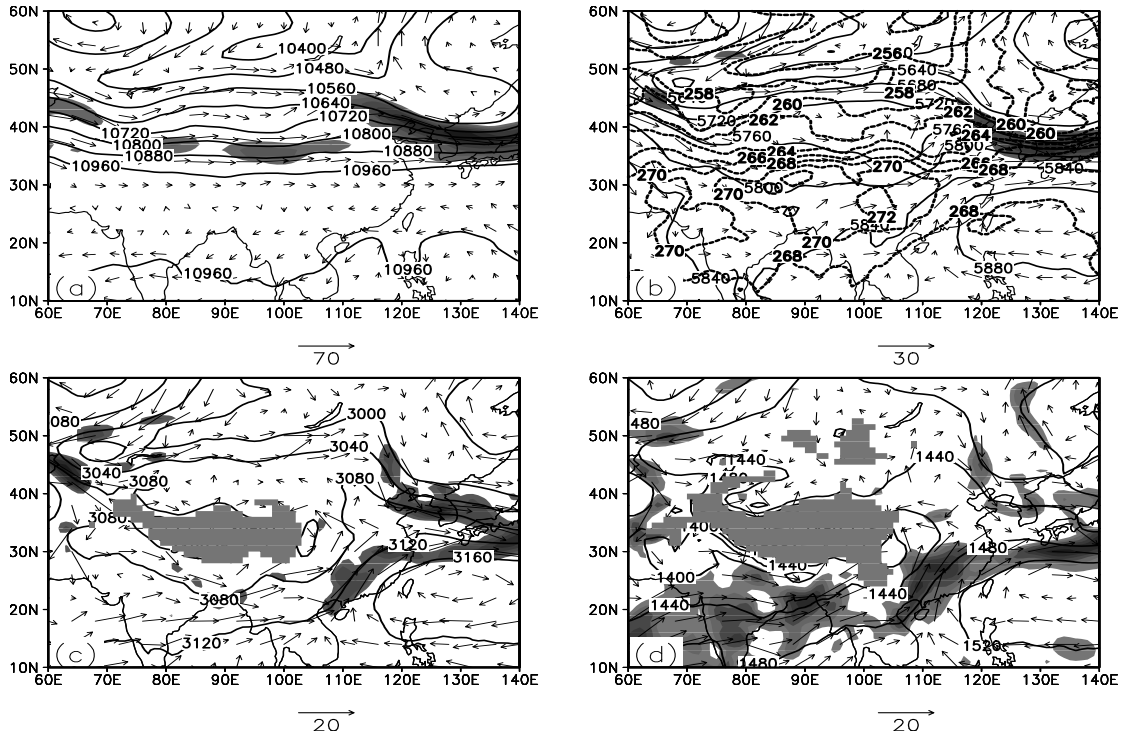


图 3.2.1 2003 年 6 月 29 日 00 时的位势高度场 (实线, 单位: gpm)、温度场 (虚线, 单位: K)、风场 (矢量箭头) 和最大风速区 (阴影, 单位: m/s): (a) 250 hPa 的高度场和急流分布, 阴影区风速大于 35 m/s; (b) 500 hPa 的高度场和温度场, 阴影区风速大于 20 m/s; (c) 700 hPa 高度场和风场, 阴影区风速大于 12.5 m/s; (d) 850 hPa 高度场和风场, 阴影区风速大于 10 m/s

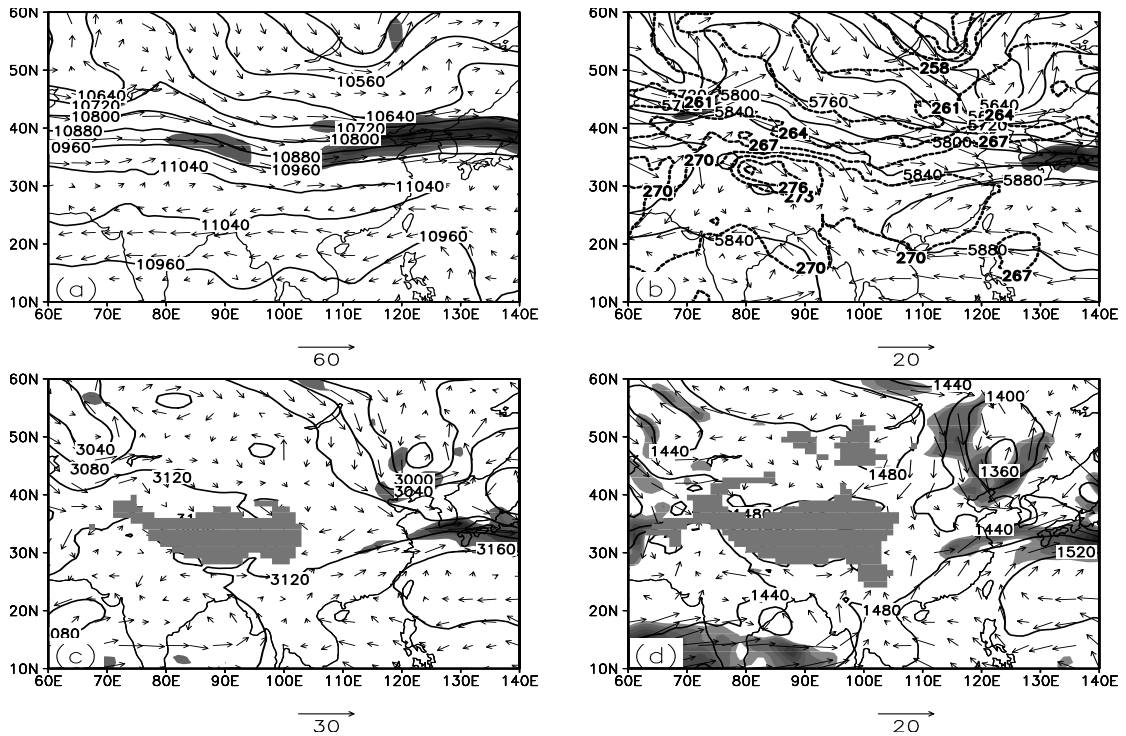


图 3.2.2 2003 年 7 月 4 日 12 时的天气形势图, 其余同 3.2.1

有研究表明, 2007 年梅雨期中高纬度也维持了阻塞高压, 同 2003 年的双阻不同, 2007 年为西阻, 十分有利于西风带系统的稳定维持和持续性降水的出现。副高同 2003 年相比偏东 (约 1~2 个经度), 中纬度冷槽偏于巴尔喀什湖附近, 冷槽和冷空气多偏西路径, 即从我国新疆、黄河上游东移至淮河流域。

图 3.2.3 是 2007 年 7 月 8 日 00 时的位势高度场、风场、温度场和最大风速区。从图中可以看出, 这次暴雨过程发生时, 200 hPa 高空中纬度冷槽位于巴尔喀什湖附近, 向南伸展至哈萨克斯坦、塔吉克斯坦境内, 有利于冷空气从偏西路径侵入我国。500 hPa 高度层上, 冷空气在强的西风带系统作用下, 沿偏西路径由中高纬度吹向淮河流域。在对流层中低层, 淮河流域位于风场的切变辐合区, 西南气流在副高的西北侧吹向淮河流域, 为这一地区提供了水汽条件。从图中还可以看出, 高空急流入口区右侧与低空急流出口区左侧在我国淮河流域叠置, 出现了高低空急流的耦合, 使该区域的垂直运动稳定增强, 有利于暴雨的发生和维持。由此可知, 在 7 月 8 日 00 时, 高低空的环流形势已经具备了使暴雨发生及维持的天气背景条件。

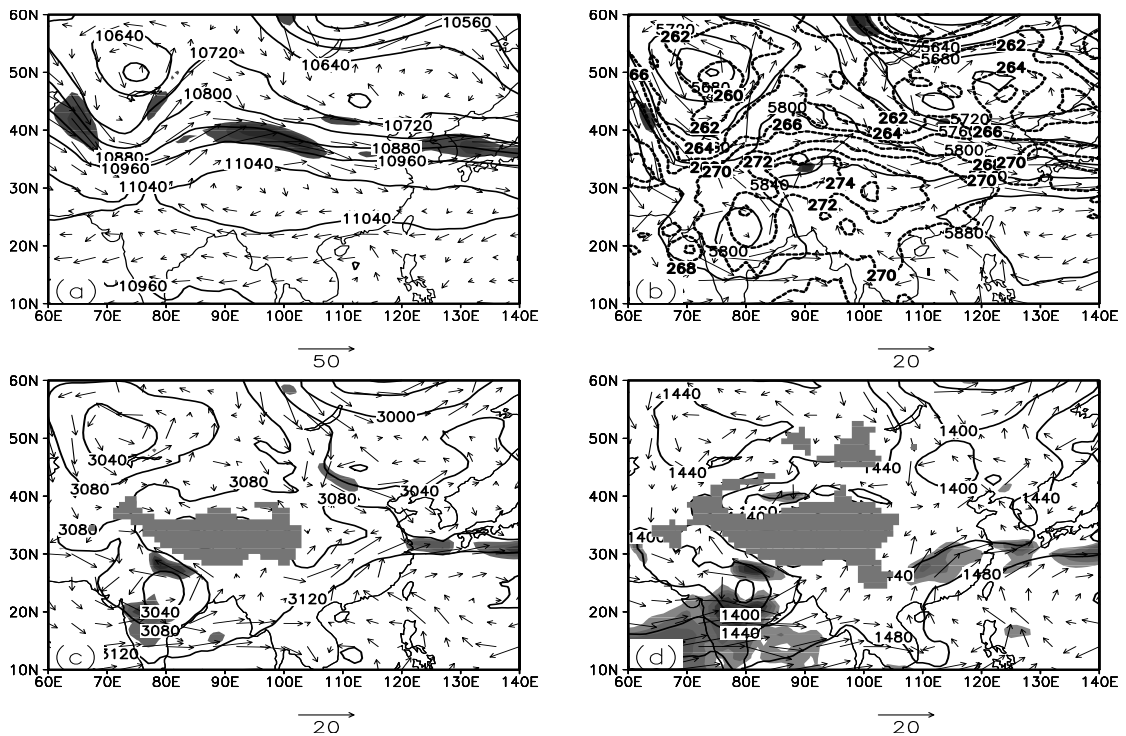


图 3.2.3 2007 年 7 月 8 日 00 时的天气形势图, 其余同 3.2.1

三次暴雨过程是在有利的环流背景下产生的, 下面对每次暴雨过程背景场的高低空环流形势、湿度场特征、温度场特征和高低空急流的演变及其平均特征进

行对比分析。

3.2.1.1 2003 年 6 月 29~30 日暴雨过程

图 3.2.4 是 2003 年 6 月 29 日 00 时的环流形势图, 其中图 a~d 依次为 200 hPa 位势高度场和高空急流、500 hPa 位势高度场、700 hPa 温度场和相对湿度场、850 hPa 风场和低空急流区。从图中可以看出, 200 hPa 高空图上(图 3.2.4a), 我国江淮地区位于高空槽前和高空西风急流的南侧, 高空槽移出淮河流域, 槽线移至我国东部约 120° E 附近; 在 500 hPa 高空图上(图 3.2.4b), 副热带高压控制了我国东南沿海地区, 东亚大槽维持在约 100° E 附近, 槽前地区为我国长江中下游和淮河流域一带地区, 成为降水过程产生的有利条件之一。同时, 中纬度地区有明显的短波槽(在 110° E 附近)出现(图 3.2.4b 中黑色虚线位置); 从 700 hPa 上(图 3.2.4c)的相对湿度可以看出, 在暴雨产生的前期中, 低空相对的高湿度区位于我国的华南地区, 大于 80% 的相对湿度区呈偏东方向带状分布, 这同印度夏季风和孟加拉湾水汽输送方向是一致的。中高纬地区冷空气南下, 冷暖空气交汇于淮河流域, 等温线的分布在这一区域较为密集, 同时暖空气北上, 覆盖了江苏、山东大部分地区。从图 3.2.4d 中可以看出, 在 850 hPa 低空风场表现为持续的西南气流, 淮河流域位于低空急流的北侧, 有源源不断的水汽输送至该区, 为这一区域提供了良好的低空辐合条件和水汽条件。

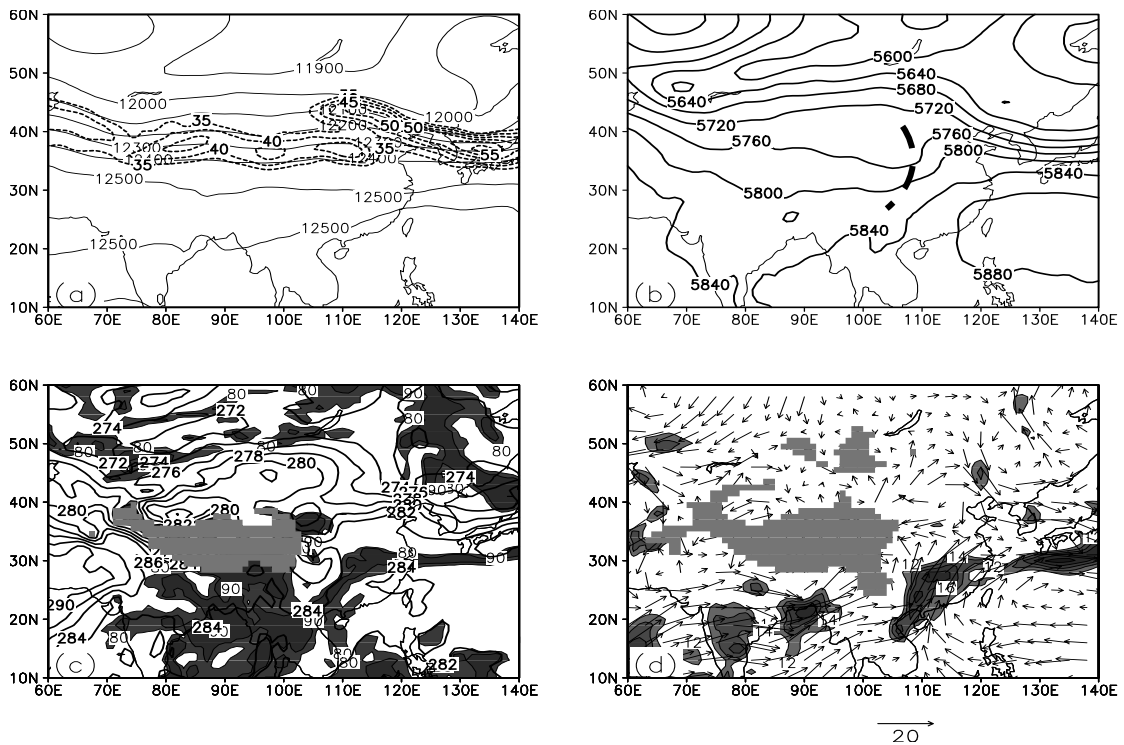


图 3.2.4 2003 年 6 月 29 日 00 时环流形势图：(a) 200 hPa 位势高度场（实线，单位：gpm）和高空急流（点线，单位：m/s）；(b) 500 hPa 位势高度场（实线，单位：gpm）；(c) 700 hPa 温度场（实线，单位：K）和相对湿度场（深色阴影，大于 80%相对湿度区）；(d) 850 hPa 风场（矢量箭头，单位：m/s）和低空急流（深色阴影，大于 12m/s 低空急流区）

3.2.1.2 2003 年 7 月 4~5 日暴雨过程

与 2003 年 6 月 29~30 日暴雨过程相比，该年 7 月 4~5 日暴雨过程的降水强度更大，研究表明（孙建华等，2006），降水首先发生在淮河流域上游，并逐渐向下游移动。这种移动性降水使得上游的洪水和下游降水遭遇，引发更严重的洪水水情。这种持续性、移动性的暴雨过程和特定的环流形势特征是有关的。下面将对此次暴雨过程的高低空环流形势进行分析。

图 3.2.5 是 2003 年 7 月 4 日 12 时的环流形势图，其中 a~d 依次为 200 hPa 位势高度场和高空急流、500 hPa 位势高度场、700 hPa 温度场和相对湿度场、850 hPa 风场和低空急流。从图中可以看出，200 hPa 高空有很强的高空急流区，急流轴最大风速达 60 m/s 以上，其南侧为我国的江淮地区；500hPa 高空，副热带高压向西伸展至 110° E 以西地区，东亚大槽较稳定的出现在高纬地区，为槽后冷空气南下创造了良好的条件，中纬度短波槽（图 3.2.5b 中虚线部分）也较为活跃，受副热带高压的阻挡，槽线稳定于淮河上游地区，从而使这一地区处于

槽前脊后的有利条件之下，为暴雨的产生提供了有利的背景场。同 2003 年 6 月 29 日暴雨过程相比较，这次暴雨过程环流形势的差异主要有以下几个方面，200 hPa 高度层高空急流较强（最大风速达 60m/s 以上，前者为 45 m/s），500 hPa 高度上副热带高压明显西伸，5880 gpm 等高线控制了我国华南上空的大部分地区，北端已到达我国长江中下游地区；低空温度场分布也有所不同，相对于前者，700 hPa 高度层上大于 80 %的湿度区面积有所减小，但是其位置却有所北移，呈带状分布的高湿区均位于淮河中下游地区，说明这次暴雨过程产生前，锋区还不是很明显。本次暴雨过程淮河流域上空温度梯度较弱，前者相对较强，同时，850 hPa 低空急流区面积虽然有所减小，但急流轴的位置略有北抬，比前者更靠近淮河流域。

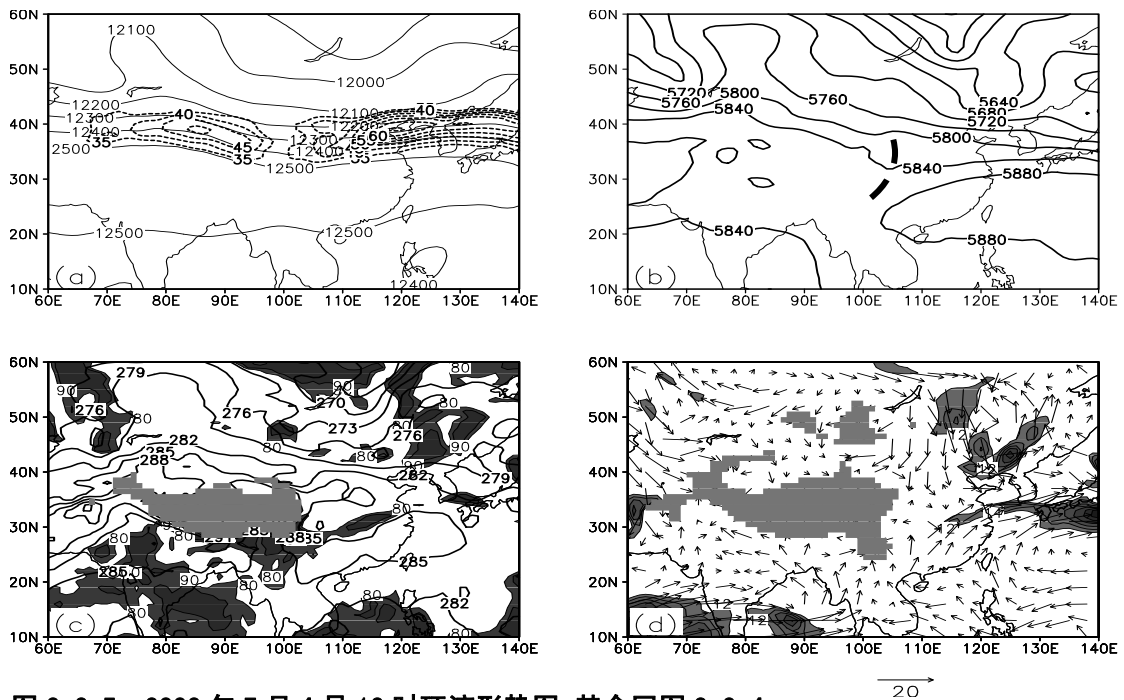


图 3.2.5 2003 年 7 月 4 日 12 时环流形势图, 其余同图 3.2.4

3.2.1.3 2007 年 7 月 8~9 日暴雨过程

图 3.2.6 是 2007 年 7 月 8 日 00 时的环流形势图，其中 a~d 依次为 200 hPa 位势高度场和高空急流、500 hPa 位势高度场、700 hPa 温度场和相对湿度场、850 hPa 风场和低空急流。

从图中可以看出，200 hPa 高度层上(图 3.2.6a)高空急流较强，最大风速达到 45 m/s，而我国的淮河流域恰好位于高空急流入口区的右侧；低压槽从高纬度向南伸展至哈萨克斯坦及塔吉克斯坦境内，使得槽前冷空气得以沿偏西路径侵

入到我国。500 hPa 高度上，副热带高压位置偏西(图 3.2.6b)，5880 gpm 的等值线控制了我国的华南的大部分地区；与 2003 年两次暴雨过程发生时有所不同的是，相对于 2003 年两次暴雨过程，这次暴雨过程的发生前的中高纬度短波槽活动较弱，短波槽不明显；从 700 hPa 高度上的相对湿度和温度的分布情况(图 3.2.6c)可以看出，大于 80 % 的高湿度区在我国的华南地区和西南地区大面积出现，其中，高湿度区中有一条狭长的湿度带向淮河流域伸展，表明淮河流域在暴雨过程开始前及开始时，水汽含量是很丰富的。另外，从温度场的分布来看，和 2003 年 7 月 4 至 5 日暴雨过程相类似的是，本次暴雨过程中低层等温线在淮河流域也并不密集，表明锋区不明显；从 850 hPa 高度上风场和低空急流的分布情况(图 3.2.6d)可以看出，我国淮河流域上空有较强的低空急流，并且这一区域恰好位于低空急流出口区的左侧；这种高低空急流的耦合，使得这一区域能够维持较强的垂直运动，有利于暴雨的发生和维持。西南向的暖湿气流维持在我国华南地区，源源不断地为淮河流域输送了大量的暖湿水汽，为此次暴雨过程的形成提供了水汽条件和能量条件。

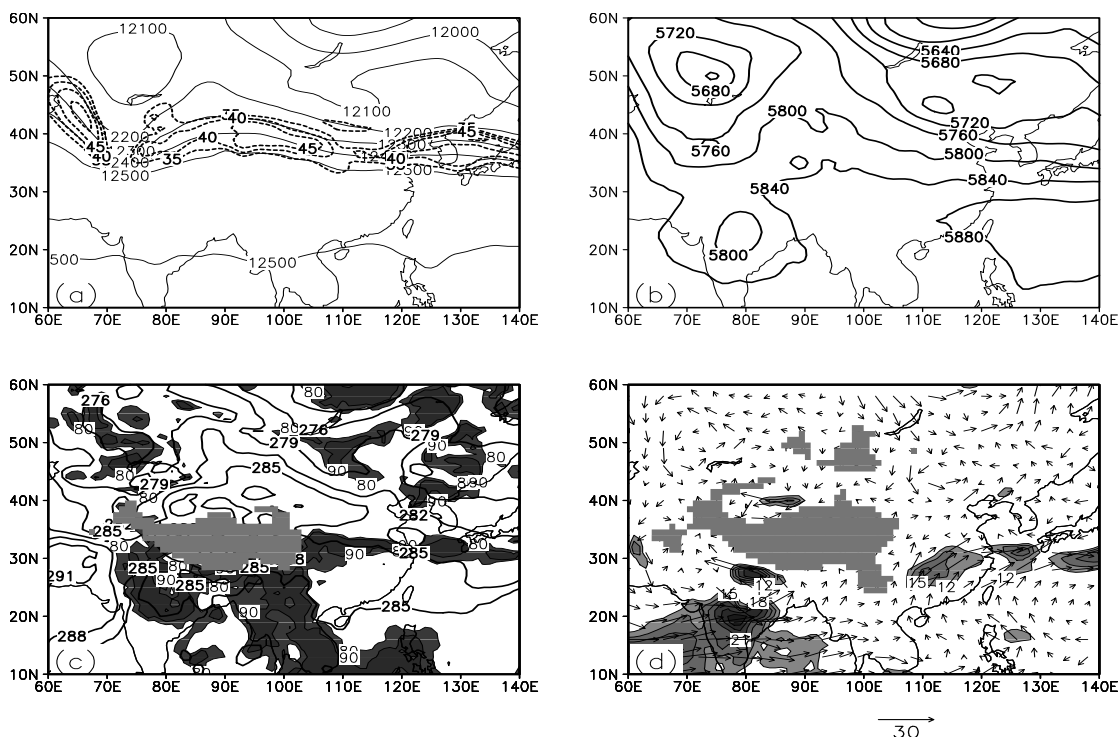


图 3.2.6 2007 年 7 月 8 日 00 时平均的环流形势图，其余同图 3.2.4

3.2.2 降水分布特征

图 3.2.7 是 2003 年 6 月 29 日~30 日每 6 小时累计降水的分布情况，其中图 a~d 分别为 6 月 29 日 00 时~06 时、6 月 29 日 06 时~12 时、6 月 29 日 12 时~18 时、6 月 29 日 18 时~30 日 00 时的实际观测降水分布。从图中可以看出，6 月 29 日 00 时~06 时（图 3.2.7a），雨带的落区主要位于安徽的中南部和江苏的南部，降水中心最大降水量为 20 mm，位于安徽的中部地区。6 月 29 日 12 时~18 时（图 3.2.7b），降水的范围增大，雨区扩大到安徽的北部和河南的大部分地区，出现三个较大的降水中心，降水量达 20 mm 以上。6 月 29 日 12 时~18 时和 6 月 29 日 18 时~30 日 00 时（图 3.2.7c、图 3.2.7d），降水的强度明显增强，降水中心最大降水量达 40 mm 以上。

图 3.2.8 是 2003 年 6 月 29 日 00 时~30 日 00 时 24 小时累计降水分布情况，从图中可以看出，24 小时降水落区呈较明显的带状分布，两个强降水中心分别位于河南和安徽交界地区和江苏的南部地区，最大降水量达 80 mm 以上。可以看出这次降水过程，降水集中，降水量大，雨区呈明显的带状分布。

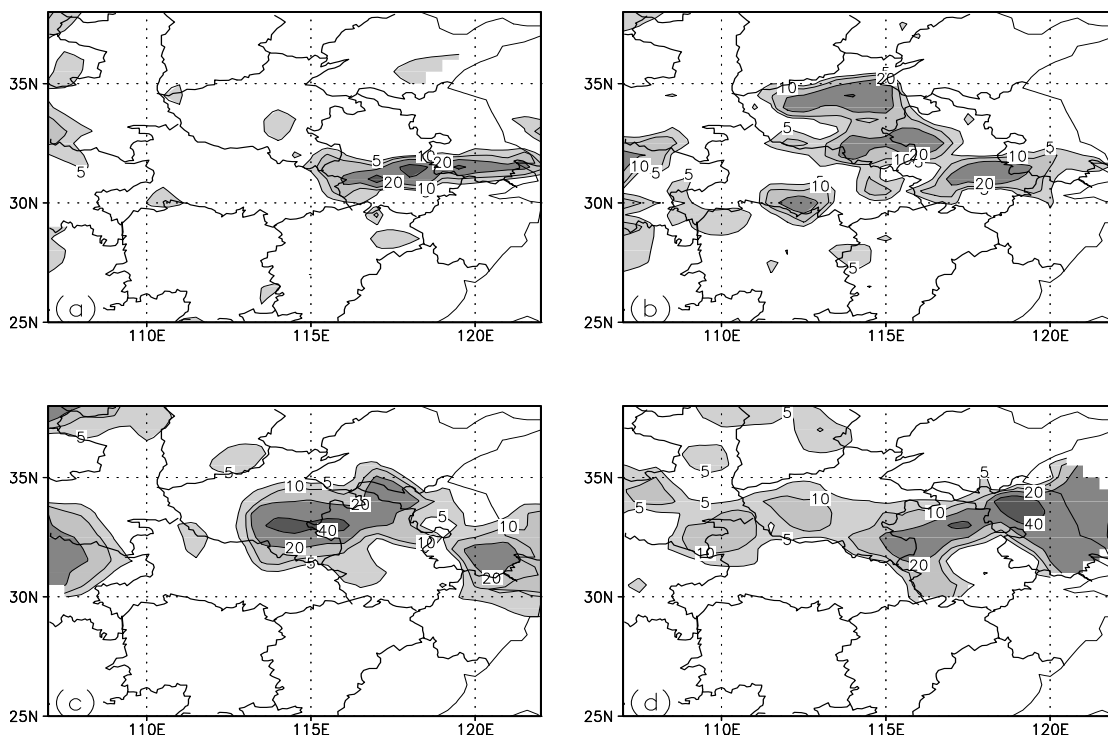


图 3.2.7 2003 年 6 月 6 小时累计降水分布情况（单位：mm）：(a) 29 日 00 时~06 时；(b) 29 日 06 时~12 时；(c) 29 日 12 时~18 时；(d) 29 日 18 时~30 日 00 时

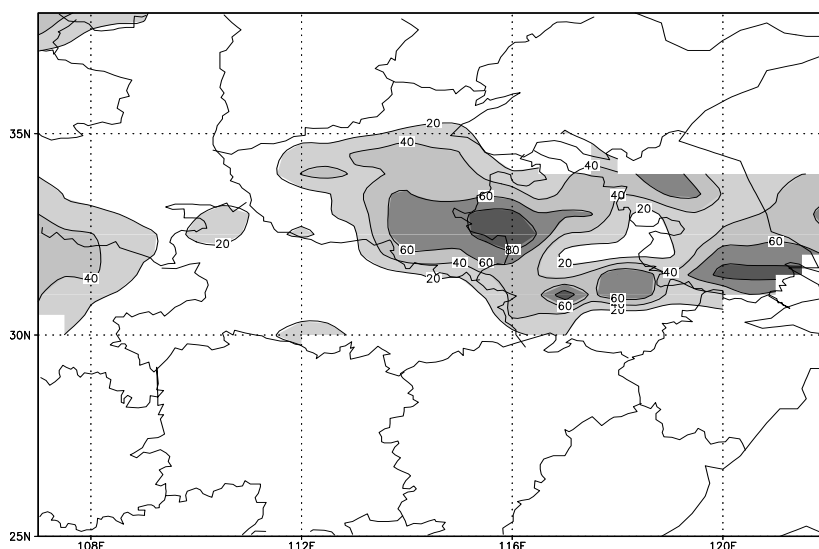


图 3.2.8 2003 年 6 月 29 日 00 时~30 日 00 时 24 小时累计降水分布情况 (单位: mm)

图 3.2.9 是 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时每 6 小时累计降水分布情况, 其中图 a~d 分别为 7 月 4 日 12 时~18 时、7 月 4 日 18 时~5 日 00 时、7 月 5 日 00 时~06 时、7 月 5 日 06 时~12 时的实际观测降水分布。从图中可以看出, 7 月 4 日 12 时~18 时 (图 3.2.9a), 降水落区覆盖了江苏的大部分地区, 降水中心最大降水量达 60 mm 以上, 7 月 4 日 18 时~5 日 00 时 (图 3.2.9b), 降水范围增大, 但强降水中心持续维持在江苏中部和南部地区, 降水量达 60 mm 以上, 另外在湖北东部地区, 也有较强的降水中心出现。7 月 5 日 00 时~06 时 (图 3.2.9c), 降水地落区位于湖北东部、安徽中部和江苏的南部地区, 呈明显的带状分布, 强降水中心仍位于江苏南部地区, 降水量较前一个 6 小时降水有所减少, 但仍然在 40 mm 以上。7 月 5 日 06 时~12 时 (图 3.2.9d), 降水减弱, 降水中心最大降水量减为 20 mm。

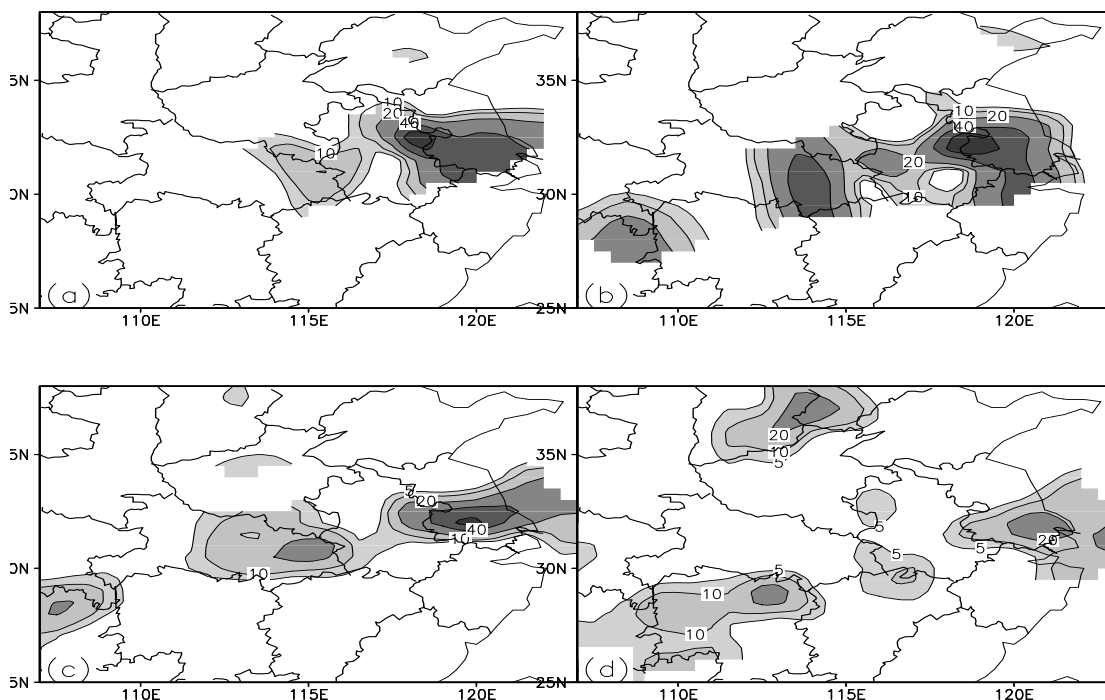


图 3.2.9 2003 年 7 月 6 小时累计降水分布情况 (单位: mm): (a) 4 日 12 时~18 时 (b) 4 日 18 时~5 日 00 时; (c) 5 日 00 时~06 时; (d) 5 日 06 时~12 时

图 3.2.10 是 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时 24 小时累计降水分布情况, 从图中可以看出, 暴雨区主要位于江苏中南部、安徽、江苏中部交界处, 降水中心最大降水量达 180 mm 以上, 其中最大降雨量在安徽滁州为 273.7 mm, 其次在江苏扬州为 212 mm。从这次暴雨过程的降水分布情况可以看出, 这次暴雨过程降水强度大, 并且降水中心持续维持在淮河流域, 是导致 2003 年淮河流域洪涝灾害的主要暴雨过程之一。

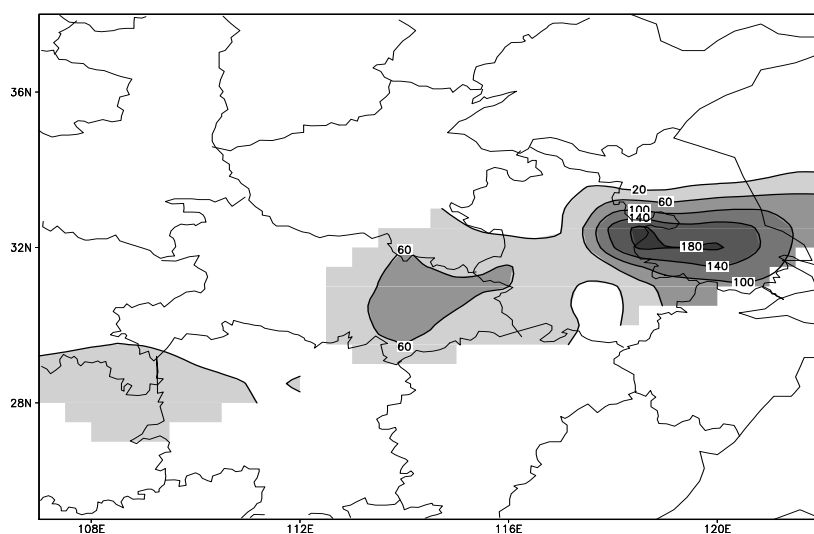


图 3.2.10 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时 24 小时累计降水分布情况 (单位: mm)

图 3.2.11 是 2007 年 7 月 8 日 00 时~8 日 18 时每 6 小时累计降水分布情况, 从图 3.2.11a 中可以看出, 在暴雨过程前六小时 (8 日 00 时~06 时) 的降水区主要位于河南东部及安徽的大部分地区, 最大降水量达到 50 mm。8 日 06 时~12 时 (图 3.2.11b), 降水中心向东南移动至湖北北部地区, 降水范围增大, 形成了带状的降水区域, 覆盖了湖北北部、河南南部、安徽北部等地区, 降水中心 6 小时降水量达到 50 mm 以上。8 日 12 时~18 时 (图 3.2.11c), 降水中心移动至安徽和江苏的交界地区, 降水量在 40 mm 以上, 降水范围集中出现在湖北北部、安徽和江苏的大部分地区。8 日 18 时~9 日 00 时 (图 3.2.11d), 降水强度增强, 两个降水中心达到 50 mm 以上, 其中范围较小的降水中心位于湖北和安徽交界处, 范围较大的降水中心位于江苏省内, 覆盖了淮河流域的大部地区。

图 3.2.12 是 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时 24 小时累计降水分布情况。从图中可以看出, 24 小时的降水成交明显的带状分布, 覆盖了湖北、安徽和江苏的大部分地区, 两个较大的降水中心分别位于湖北北部和苏皖大部地区, 降水较为集中, 降水量达到 120 mm 以上。正是这次暴雨过程, 增加了 2007 年淮河流域的洪涝灾害的严重程度。

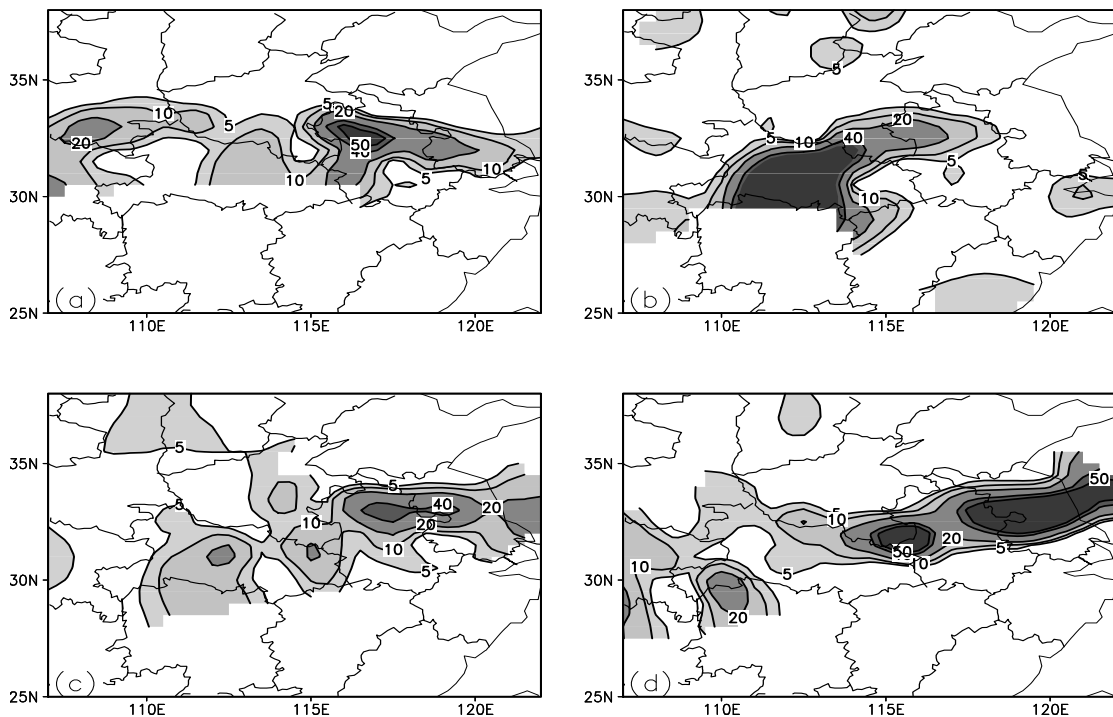


图 3.2.11 2007 年 7 月 6 小时累计降水分布情况 (单位: mm): (a) 8 日 00 时~06 时 (b) 8 日 06 时~8 日 12 时; (c) 8 日 12 时~18 时; (d) 8 日 18 时~9 日 00 时

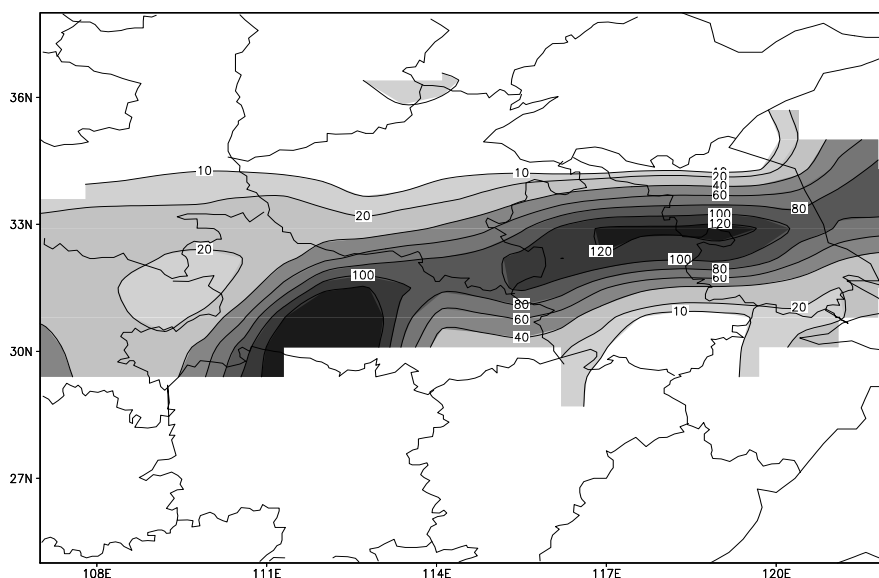


图 3.2.12 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时 24 小时累计降水分布情况 (单位: mm)

3.3 MCV 生成的环境条件分析

在可能发生深厚对流的环境里, 对流有效位能 (CAPE) 是与环境联系最密切的物理量, 并有可能转化为气块的动能 (彭治班等, 2001)。图 3.3.1 是 2003 年 6 月 29 日 00 时对流有效位能、对流抑制能量分布和地面形势场。从图中可以看出, 在淮河流域地表层有一个大的对流有效位能中心存在 (图 3.3.1a), 其值达 800 J/kg, 从水汽和气压的分布图 (图 3.3.1b) 上可以看出, 淮河流域大部分地区水汽达 16 g/kg 以上, 同时, 该地区的的低压中心也为暴雨的出现提供了条件。

图 3.3.2 是 2003 年 6 月 29 日 06 时~30 日 00 时 GOES-9 红外云图和风场。从图 3.3.2a 中可以看出, 29 日 06 时, 在约 120° E、31.5° N 附近出现一个较强的对流系统, 其亮温最低达到 -60°C 以下, 从风场的分布情况可以看出, 此时在约 120° E、33.8° N 附近有一个闭合的气旋性环流存在。至 29 日 12 时 (图 3.3.2b), 闭合气旋性环流消散, 其东南部对流系统发展为几个尺度较小、强度较强 (亮温最低达到 -70°C 以下) 的对流系统。29 日 18 时 (图 3.3.2c), 中尺度对流系统分别在长江下游和淮河流域出现, 29 日 18~30 日 00 时, 中尺度对流系统持续维持在江淮流域, 正是这些强的对流系统导致了这次暴雨过程的发生。值得注意的是, 在对流系统发展变化的过程中, 风场中闭合气旋性环流在 29 日 06 时出现,

在以后的时刻内没有形成新的闭合气旋性环流，从而也说明了，在这次暴雨过程中，没有出现中尺度对流诱发涡旋。

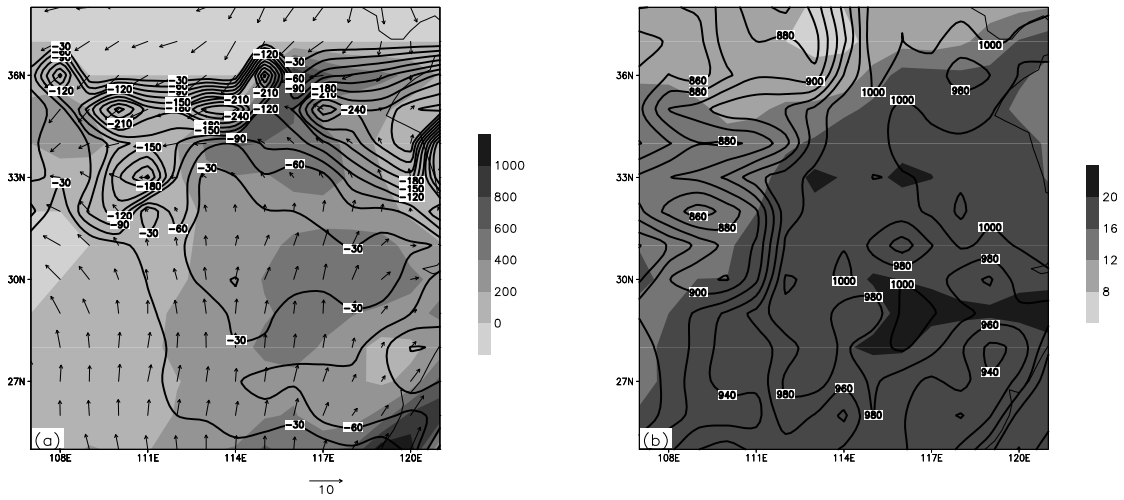


图 3.3.1 2003 年 6 月 29 日 00 时地表层物理量场及形势场：(a) CAPE (阴影, 单位: J/kg)、CIN (实线, 单位: J/kg), 风场 (矢量); (b) 水汽 (阴影, 单位: g/kg)、气压 (实线, 单位: hPa)

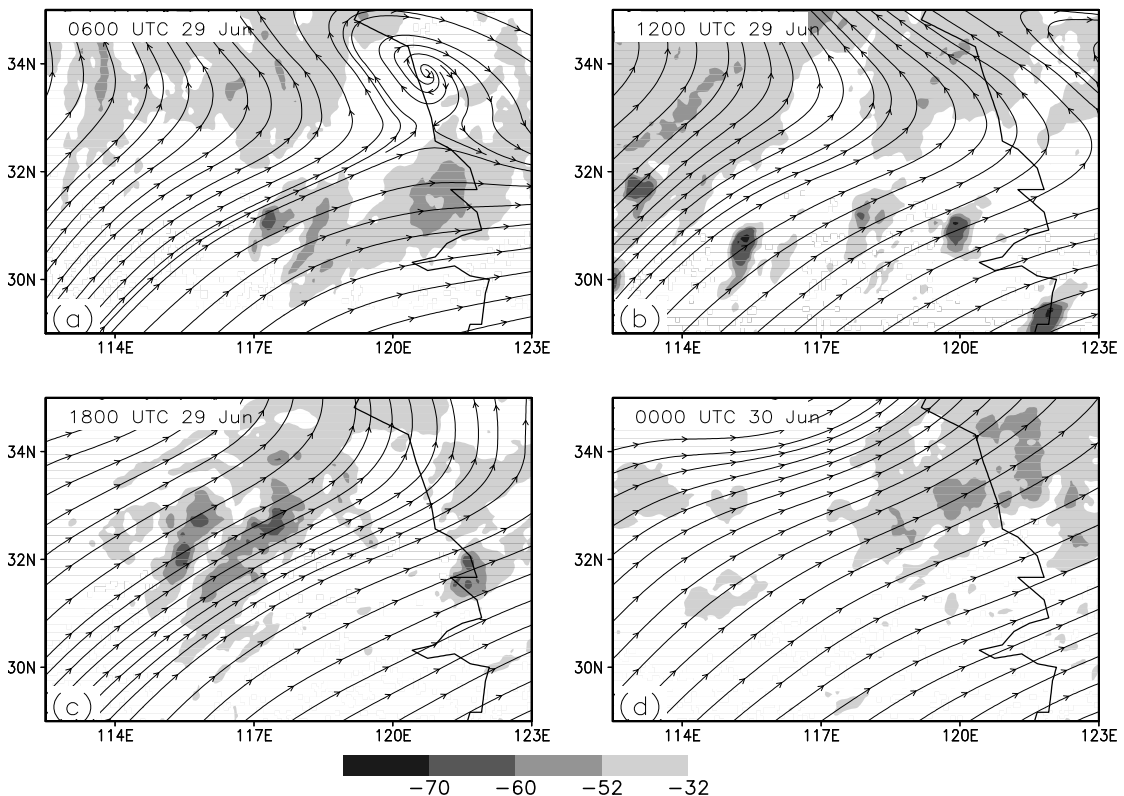


图 3.3.2 2003 年 6 月 29 日 06 时~30 日 00 时 TBB 分布 (单位: °C) 和风场

图 3.3.3 是 2003 年 7 月 4 日 12 时对流有效位能、对流抑制能量分布和地面

形势场。从图 3.3.3a 可看出，4 日 12 时淮河中下游地区，有一条对流有效位能大于 1500 J/kg 的带状区域，其大值中心为 3000 J/kg，而在此区域，对流抑制能量为零，说明在初始时刻对流不稳定较强，已经具备了对流发生的能量条件。从图 3.3.3b 可以看出，一条大于 20 g/kg 的水汽带覆盖于同样的区域，其大值区域水汽在 22 g/kg 以上，具备了对流系统发生的水汽条件。水汽带中部（约 116.5° E, 31° N 附近），存在一个低气压中心，有利于低层辐合区及上升运动的形成。

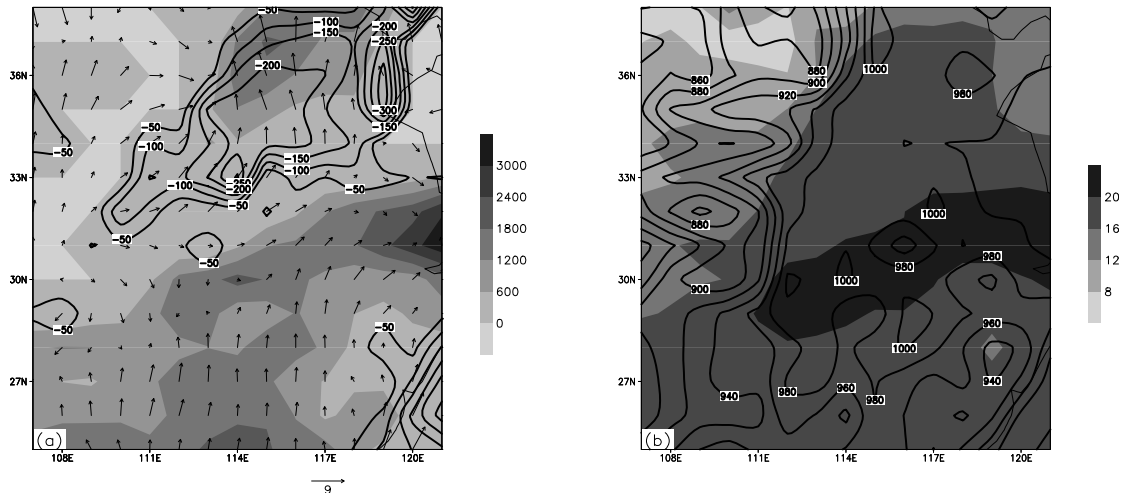


图 3.3.3 2003 年 7 月 4 日 12 时地表层物理量场及形势场: (a) CAPE (阴影, 单位: J/kg)、CIN (实线, 单位: J/kg), 风场 (矢量); (b) 水汽 (阴影, 单位: g/kg)、气压 (实线, 单位: hPa)

图 3.3.4 是 2003 年 7 月 4 日 14 时~5 日 04 时的 3 km 高度每小时平均雷达回波图。从图中可以看出，7 月 4 日 14 时，在安徽的中部地区有较强的回波，但是较分散，主要的强回波区位于西部和东部的滁州附近。4 日 15 时以后，回波的范围迅速增大，强度增强，在安徽中部形成了一条长 400 km 左右的强回波带，该回波带的右段较宽，而左段较窄。4 日 22 时以后，回波带的中部开始减弱，4 日 23 时~5 日 02 时，在安徽和江苏交界的滁州、南京附近仍然有较强的回波存在。

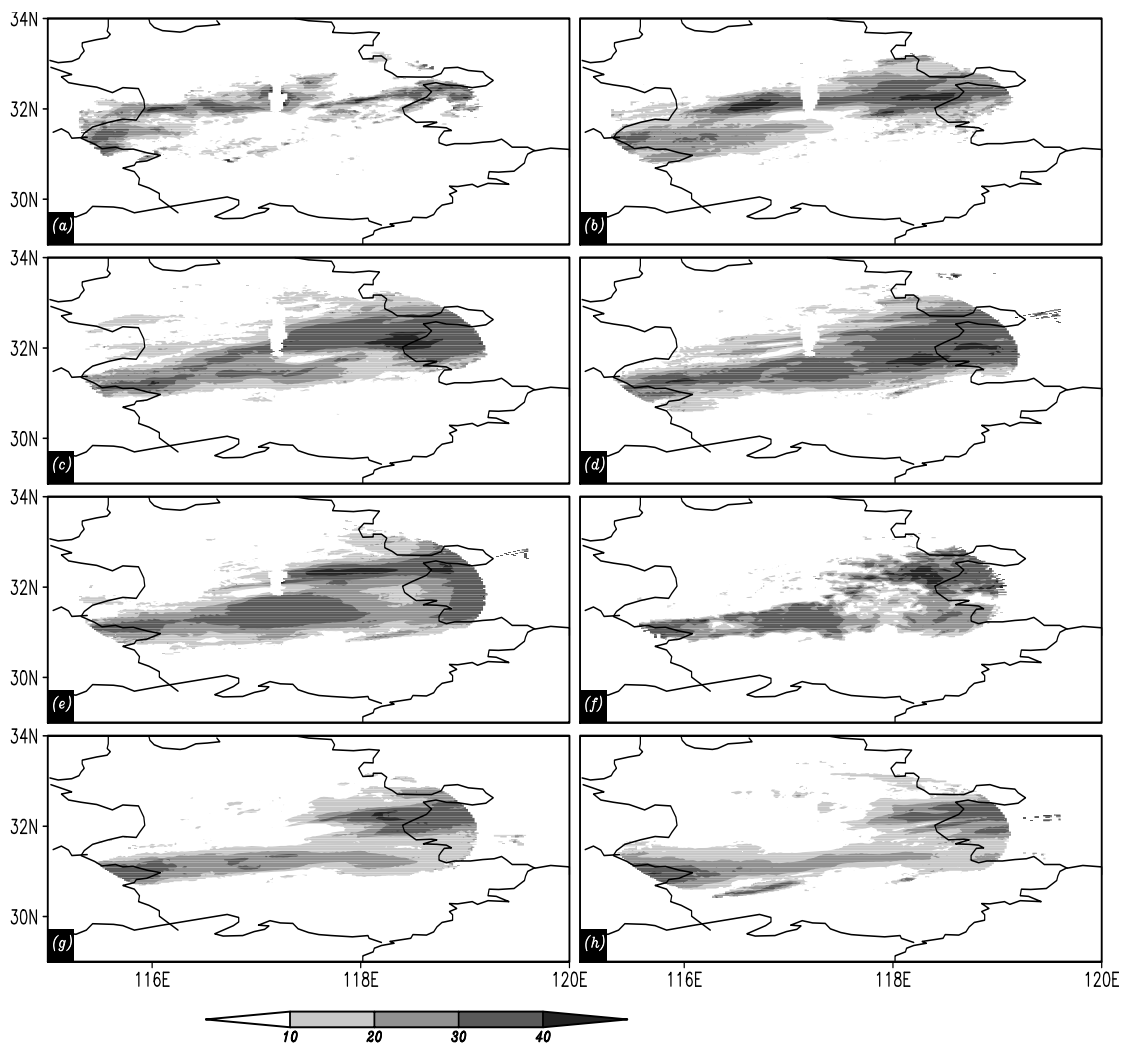


图 3.3.4 2003 年 7 月 4 日 14 时~5 日 04 时的 3 km 高度每小时平均雷达回波 (阴影, 单位: dBz) : (a) 4 日 14 时; (b) 4 日 16 时; (c) 4 日 18 时; (d) 4 日 20 时; (e) 4 日 22 时; (f) 5 日 00 时; (g) 5 日 02 时; (h) 5 日 04 时

图 3.3.5 是 2003 年 7 月 4 日 18 时~5 日 12 时 GOES-9 红外云图和风场的分布情况。有研究表明 (孙建华, 2006), 2003 年 7 月 4~5 日的对流主要生成区域在大别山区以及大别山、幕阜山和九华山之间的长江河谷地带。从图中可以看出, 4 日 18 时, 对流系统在淮河地区得以持续发展, 形成一个空间范围约 $1000 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ 的中尺度云团, 其亮温最低达到 $-70 \text{ }^\circ\text{C}$ 以下。在对流系统的西北侧, 有一个闭合的气旋性环流出现。5 日 00 时 (图 3.3.5b), 此时, 4 日 18 时的闭合气旋性环流已经经过了减弱的阶段, 又重新生成新的闭合气旋性环流 (由于再分析资料的时间间隔较大, 可参考第五章), 中尺度对流系统开始减弱。5 日 06 时以后, 安徽和江苏的南部又有对流系统发展, 形成新的中尺度对流系统。5 日

12 时，新的中尺度对流系统移出海面。

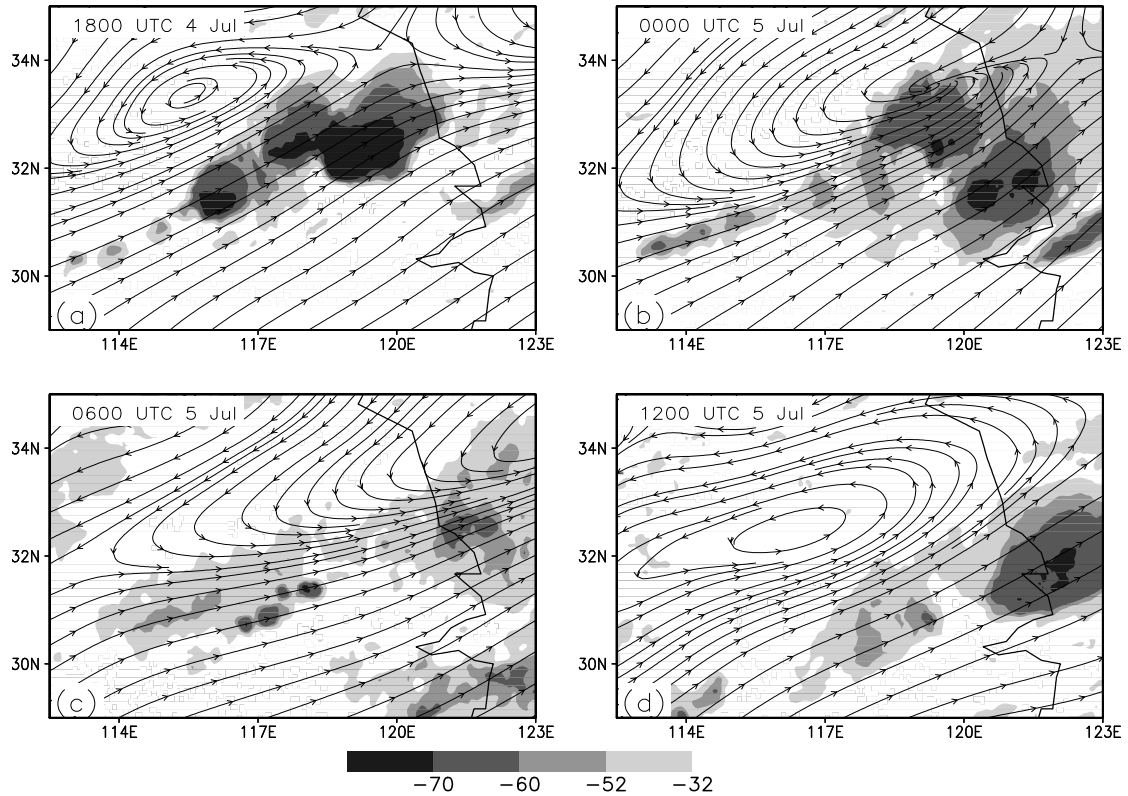


图 3.3.5 2003 年 7 月 4 日 18 时~5 日 12 时 TBB 分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 和风场

图 3.3.6 是 2007 年 7 月 8 日 00 时对流有效位能、对流抑制能量分布和地面形势场。从图 3.3.6a 中可以看出,在此次暴雨初始时刻即 7 月 8 日 00 时,对流有效位能大值区主要出现在以 116°E , 30°N 为中心的约 400 km 范围内,最大值达到 1200 J/kg ,已经有了较强的对流有效位能,适当的触发条件即会形成强对流的发生和发展,相对应的对流抑制能量则较弱,也表明了对流系统的发生和发展已经具备了能量条件。从图 3.3.6b 中可以看出,同对流有效位能相对应的区域,有一个水汽的大值区,最大值达到 20 g/kg 以上,表明这一区域不仅具备了暴雨发生的能量条件,也具备了暴雨发生的水汽条件。与水汽的大值区相对应出现的是气压的低中心,与水汽的大值区形成有利降水出现的配置特征,这也是此次暴雨过程出现的有利条件之一。

图 3.3.7 是 2007 年 7 月 8 日 00 时~8 日 18 时 GOES-9 红外云图和风场的分布情况。从图 3.3.7a 可以看出,7 月 8 日 00 时,在约 115°E , 34°N 附近,流场出现一个鞍形场,其东南部约 $115\sim 117^{\circ}\text{E}$, $32\sim 34^{\circ}\text{N}$ 的区域范围内,有中尺度对流系统维持发展,至 8 日 06 时(图 3.3.7b),这一中尺度对流系统减弱。

在下一个 6 小时的发展变化过程中，至 8 日 12 时，中尺度对流系统出现了增强的过程，同时风场中出现闭合气旋性环流，并一直维持发展至 8 日 18 时（图 3.3.7d），可以看出，原中尺度对流系统在发展的过程中，由对流而诱发了新生的涡旋，而后再再次造成了中尺度对流系统的增强。

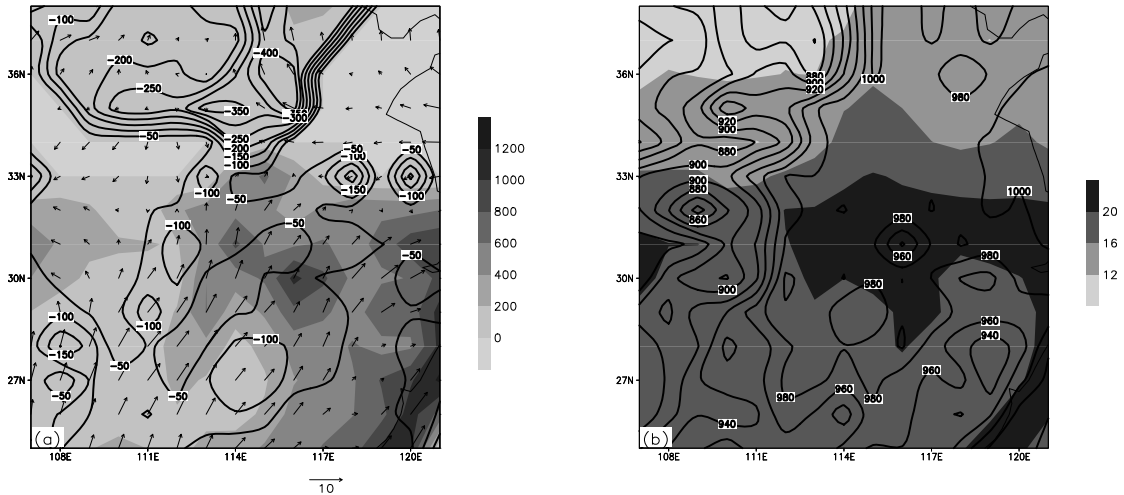


图 3.3.6 2007 年 7 月 8 日 00 时地表层物理量场及形势场：(a) CAPE（阴影，单位：J/kg）、CIN（实线，单位：J/kg），风场（矢量）；(b) 水汽（阴影，单位：g/kg）、气压（实线，单位：hPa）

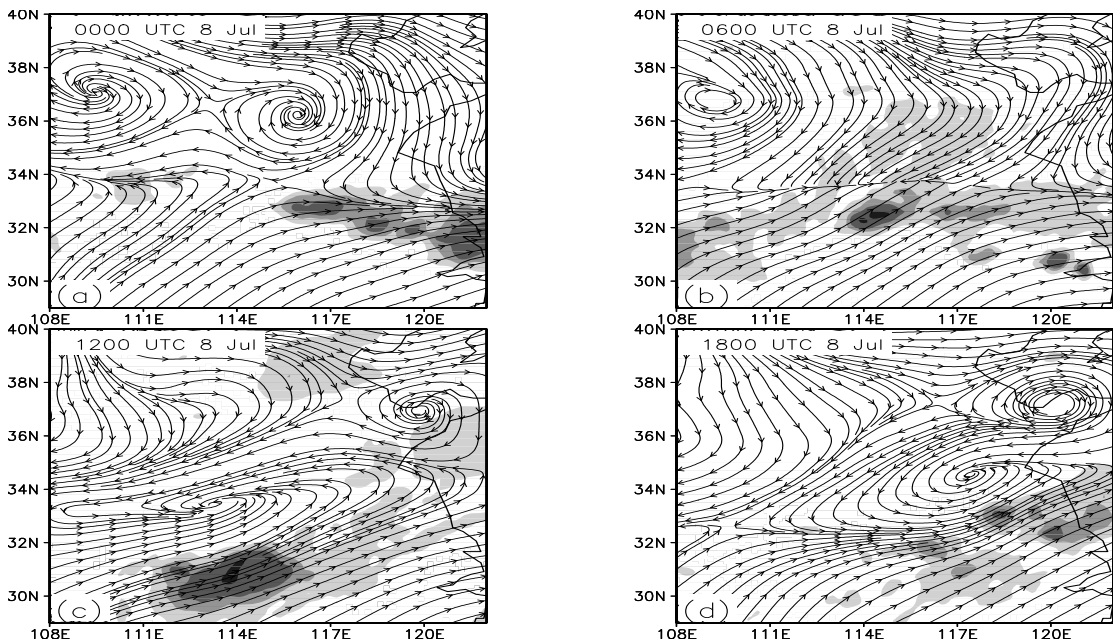


图 3.3.7 2007 年 7 月 8 日 00 时~8 日 18 时 TBB 分布（单位：°C）和风场

3.4 有利于 MCV 发生的天气尺度背景条件的分析

2003 年梅雨期的 6 月 21 日至 7 月 22 日期间,淮河流域持续发生强降水天气过程,有研究表明(矫梅燕等,2004),该年淮河流域发生的暴雨降水过程是中高纬度西风带系统和副热带系统直接作用的产物。2007 年梅雨期雨带也集中在淮河流域,这同有利的天气尺度的系统配置及其它们之间的相互作用分不开的。我们知道,具体的暴雨过程在大尺度环流形势的影响下,同天气尺度系统如副热带高压的进退和强度变化、高低空急流的相互作用、低空西南暖湿气流的输送等等的直接作用是分不开的,本节针对本文研究的 2003 年和 2007 年三次典型暴雨过程,从高低空急流的相互作用、低层大气的不稳定结构、降水区动力垂直结构和水汽输送特征几个方面,通过对未产生 MCV 和产生 MCV 的暴雨过程的对比,对天气尺度系统的变化特征及其活动规律进行诊断分析。

3.4.1 高低空急流的相互作用

曾庆存(1979)研究指出,在高空波动活跃期的寒潮爆发过程中,组成高空槽的冷空气通过界面对暖空气做功,暖区动能增加,造成围绕着冷槽的高空急流增强,进而加强高空急流所造成的适应过程会引起对流中层的锋生。朱乾根等(1982)通过对大量观测资料的分析,指出不同尺度低空急流具有不同的结构、性质和成因,并且常常相互叠加、相互作用,与暴雨天气过程有着密切的联系;并通过一次强暴雨过程的分析发现(2001),边界层南风急流、低空西风急流和高空西风急流上下的耦合作用是暴雨发生的重要原因。丁一汇(2005)在对高空急流及其有关的次级环流的研究中指出,在高空急流区,由于高空急流带前进的速度比风速要小,因而当空气质点穿过急流带时,在上风方其速度会增大,而在下风方其速度会减小,致使在急流入口区的北侧产生高空辐合和下沉气流,南侧产生高空辐散和上升气流。随之,低层大气也会发生相应的质量调整,产生与高层相反的散度场,从而形成垂直直接环流圈。同样,在高空急流出口区也会形成一垂直间接环流圈,两环流圈在底层会导致变压风的产生,从而导致低空急流的产生。因此高低空急流带通过上下层质量的调整耦合在一起,并且这种质量调整是与急流中心的传播有关(Uccellini 等,1979)。高守亭等(1991)也从动力学上证实了高空急流的加速与低层锋生的关系,说明高低空之间通过质量的调整,有着能量和热量的传递。因此,高空急流中心的右后方与低空急流的左前方的区域通常会有强降水产生。本节通过对三次暴雨过程高低空急流及其相互作用

的对比分析, 进一步分析有利于中尺度对流涡旋产生的环流形势特征。

3.4.1.1 2003 年 6 月 29~30 日暴雨过程

图 3.4.1 是 200 hPa 高空急流、700 hPa 低空急流和 600 hPa 上升运动图, 图中 a~f 对应的时次依次为 2003 年 6 月 28 日 00 时、06 时、12 时、18 时、28 日 00 时~18 时平均和 2003 年 6 月 29 日 00 时。从图中可以看出, 28 日 00 时 (图 3.4.1a), 江淮流域位于高空急流的南侧和低空急流的北侧, 在高空急流左前方和低空急流的右后方, 约 $115\sim 120^{\circ}\text{E}$ 、 $30\sim 33^{\circ}\text{N}$ 附近存在较明显的上升运动区, 这里正好覆盖在淮河流域的上空。28 日 06 时、12 时 (图 3.4.1b、图 3.4.1c), 随着低空急流的不断东移, 有所减弱, 上升运动区面积减小, 在 28 日 18 时 (图 3.4.1d), 高空急流风速加强, 上升运动区面积增大, 综合 28 日 00 时~18 时的平均情况 (图 3.4.1e), 高空急流和低空急流区通过上下层垂直运动的质量调整, 在江淮流域上空形成耦合区, 在随后的 29 日 00 时 (图 3.4.1f), 低空急流增强, 急流轴最大风速达 16 m/s , 在高空急流的右侧和低空急流的左侧, 上升运动覆盖了淮河流域的大部分区域, 风速增强, 最大风速值达 0.21 m/s 。

从垂直速度沿 117.3°E 垂直剖面的演变情况 (图 3.4.2) 可以看出, 28 日 00 时~18 时, 除 06 时外, 00 时、12 时和 18 时在 30°N 附近均有明显的上升运动, 从四个时次平均的情况来看 (图 3.4.2e), 上升运动区最大值位于 500 hPa 高度附近。相对于平均的情况, 29 日 00 时, 上升运动区垂直分布位于 800 hPa 至 400 hPa 之间的高度层, 强度也明显增强, 最大值达 0.08 m/s , 这表明了在这次暴雨产生过程中, 上升运动强度有一个增大的过程, 其在对流层垂直分布也有一个从对流中层向上和向下延伸的过程, 其中又以向下延伸较为明显。

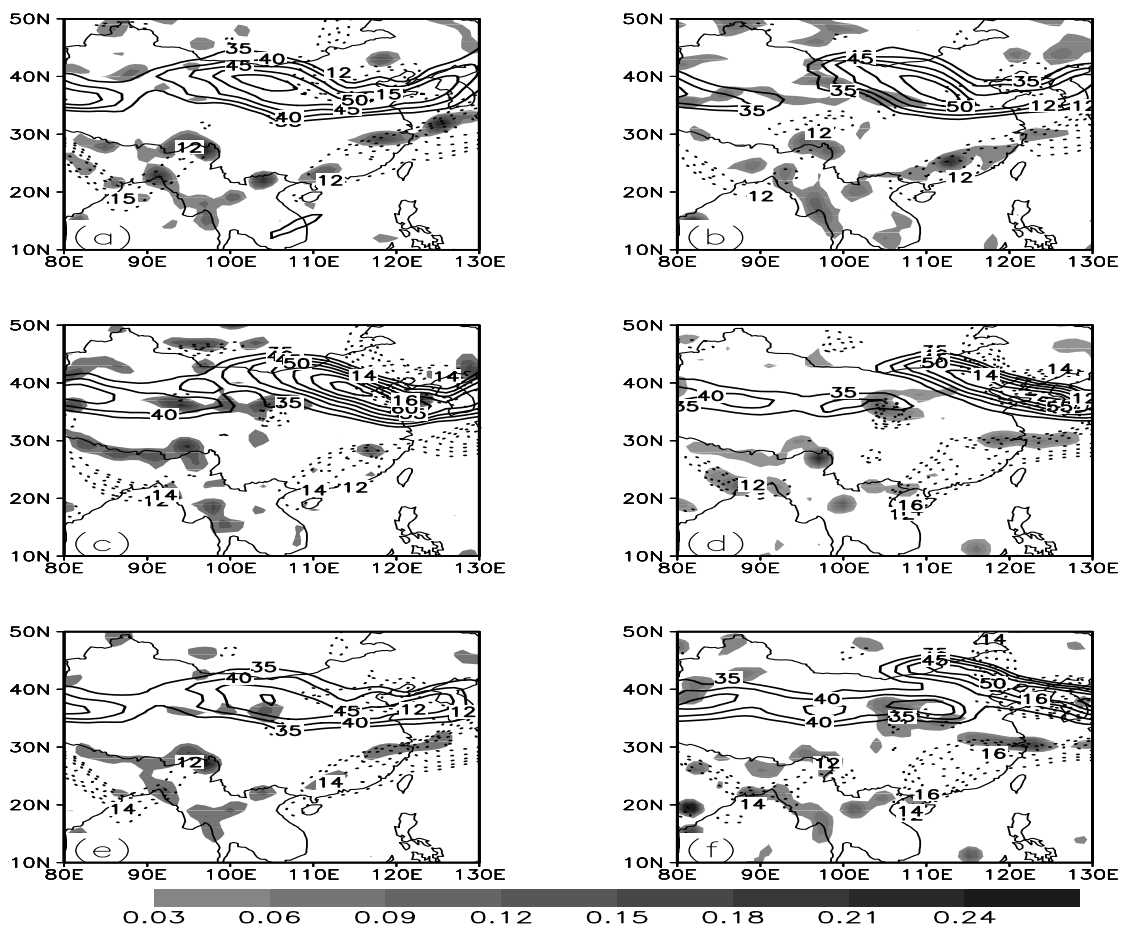


图 3.4.1 2003 年 6 月 200 hPa 高空急流 (实线, 单位: m/s)、700 hPa 低空急流 (点线, 单位: m/s) 和 600 hPa 上升运动 (阴影, 单位: pa/s): (a) 28 日 00 时; (b) 28 日 06 时; (c) 28 日 12 时; (d) 28 日 18 时; (e) 28 日 00 时~18 时平均; (f) 29 日 00 时

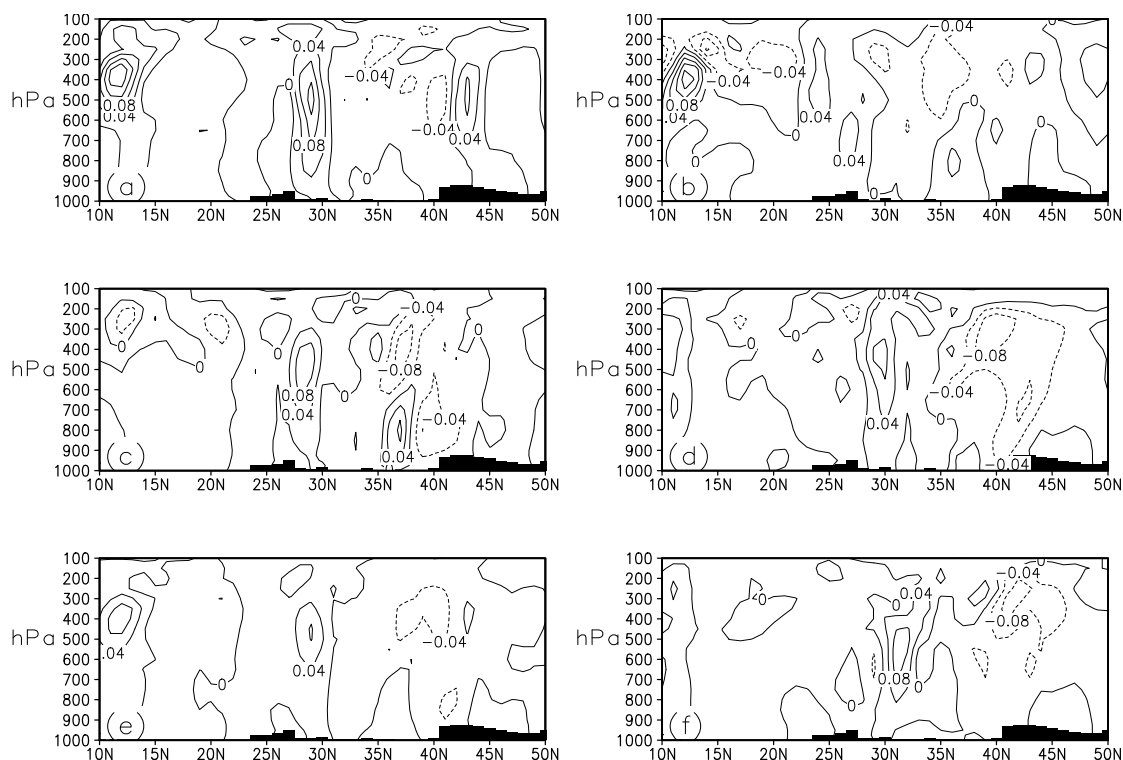


图 3.4.2 2003 年 6 月垂直速度沿 117.3°E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 28 日 00 时; (b) 28 日 06 时; (c) 28 日 12 时; (d) 28 日 18 时; (e) 28 日 00 时~18 时平均; (f) 29 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

高低空急流的相互作用还表现在上下层之间气流的质量调整上。图 3.4.3 是水平风速纬向分量沿 117.3°E 垂直剖面图, 图中 a~d 对应时次依次为 28 日 00 时~18 时, 图 3.4.3e 为 28 日 00 时~18 时四个时次平均, 图 3.4.3f 为 29 日 00 时, 从图中可以看出, 6 月 28 日 00 时至 18 时, 高层的西风急流中心位于 200 hPa 、 35°N 附近, 低层在位于 30°N 附近, 也有较小的风速中心出现, 大于 10 m/s 的等风速线出现在 800 hPa 以上; 与四个时次的平均情况(3.4.3e)相比, 29 日 00 时(3.4.3f), 高空急流的风速减弱, 急流中心区域向北移至 40°N 以北, 10 m/s 等风速线在 30°N 附近向下延伸至 900 hPa , 说明对流层低层西风分量增强。

图 3.4.4 是水平风速经向分量沿 117.3°E 垂直剖面图, 从图中可以看出, 从 28 日 00 时至 28 日 18 时, 约在 20°N ~ 30°N 之间有一个南风的极大风速轴从低纬向高纬伸展, 风速极大值位于低空的 800 hPa 附近, 最大风速值在 28 日 12 时(图 3.4.4c)、28 日 18 时(图 3.3.4d)达到 10 m/s , 四个时次平均的情况(图 3.4.4e)风速最大值达 9 m/s 以上, 风速中心位于 25°N , 900 hPa 附近, 在中纬度 30°N ~ 35°N 之间的低空, 也有明显的南风分量存在, 从四个时次演变及平均

的情况，在约 800 hPa 至 700 hPa、35° N 附近，有北风风量向低纬地区伸展的现象，表明高纬冷空气在这一区域有一个向暖空气侵入的过程；29 日 00 时（图 3.4.4f），低层南风分量减弱，风速极大值中心上升至 400 hPa 附近，值得注意的是，在这一时刻，20~35° N 之间为一致的南风气流，北风分量位于 35° N 以北地区，向低纬的伸展明显减弱。

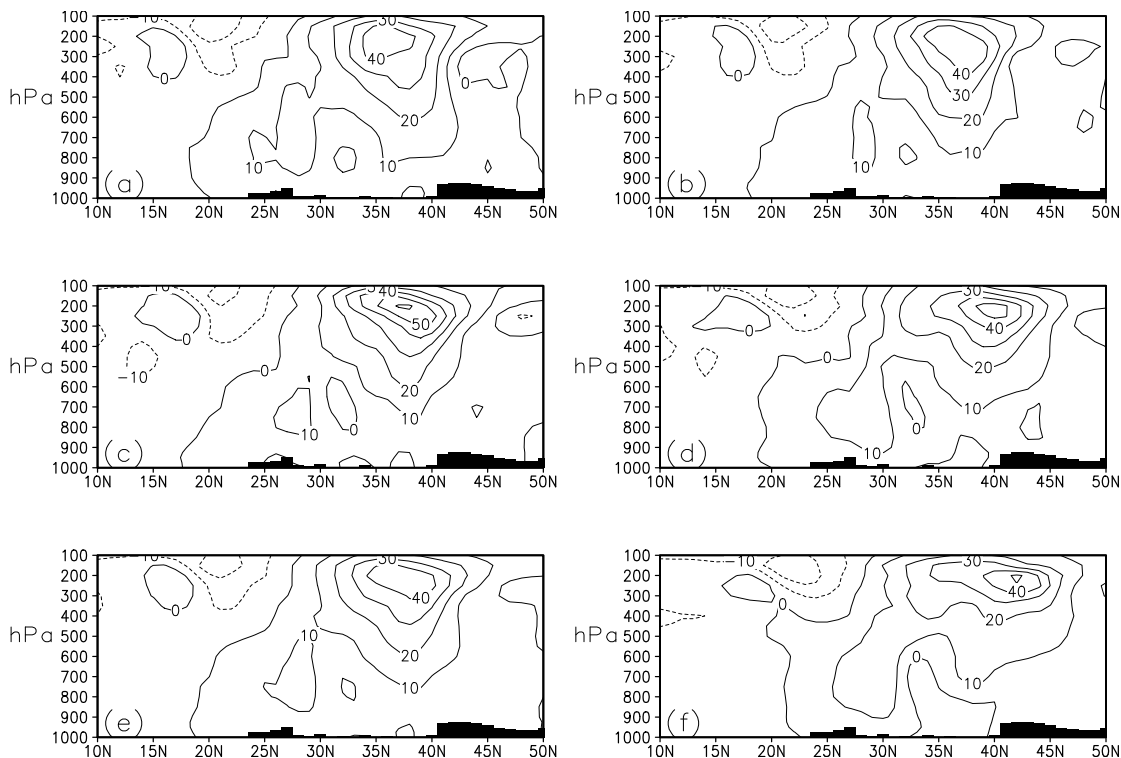


图 3.4.3 2003 年 6 月水平风速纬向分量沿 117.3° E 垂直剖面图（单位：m/s）：(a) 28 日 00 时；(b) 28 日 06 时；(c) 28 日 12 时；(d) 28 日 18 时；(e) 28 日 00 时~18 时平均；(f) 29 日 00 时（纵坐标单位为 hPa）

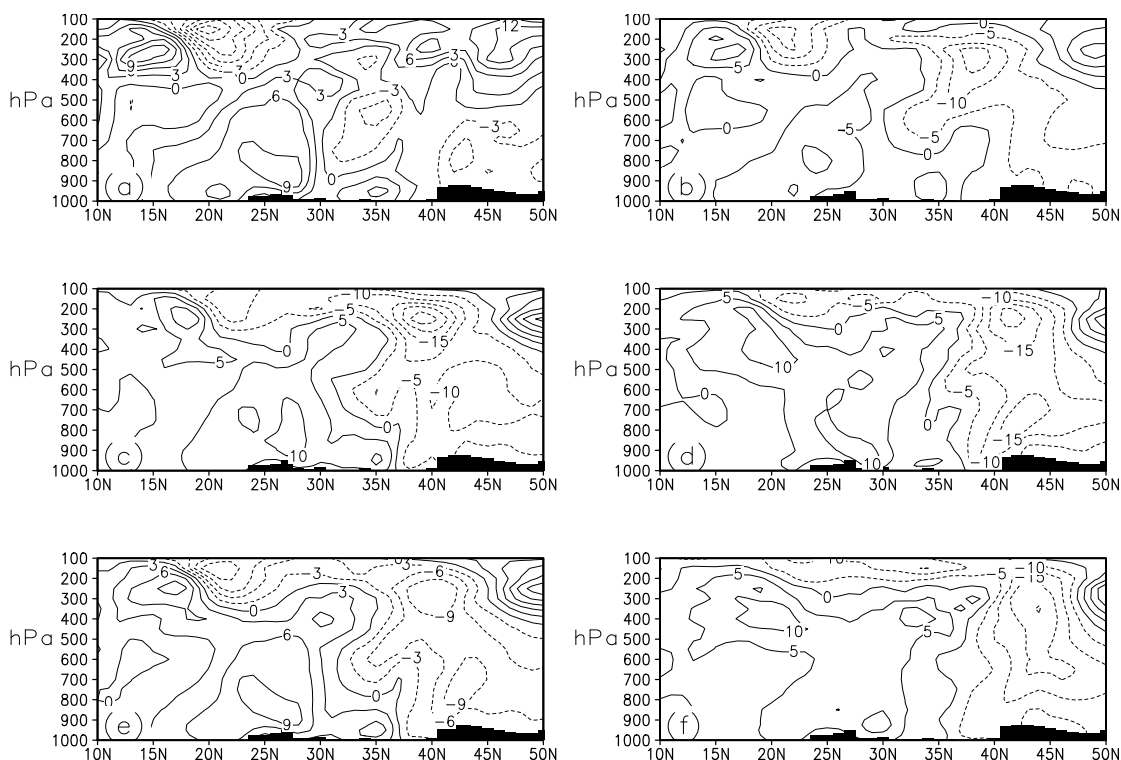


图 3.4.4 2003 年 6 月水平风速经向分量沿 117.3° E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 28 日 00 时; (b) 28 日 06 时; (c) 28 日 12 时; (d) 28 日 18 时; (e) 28 日 00 时~18 时平均; (f) 29 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

3.4.1.2 2003 年 7 月 4~5 日暴雨过程

2003 年 7 月 3 至 5 日的暴雨过程产生前的高低空急流配置情况是怎样的呢,他们有什么样的相互作用,对中尺度对流涡旋的产生有何作用?下面将针对这几个问题进行分析。图 3.4.5 是 200 hPa 高空急流、700 hPa 低空急流和 600 hPa 上升运动,从图中可以看出,7 月 3 日 12 时至 4 日 06 时,高空急流位置变化不大,急流轴位于 39° N 附近,急流右侧位于我国的长江淮河一带,低空急流位于 32° N 附近,低空急流轴与高空急流轴几乎平行,600 hPa 上垂直运动位于高空急流与低空急流之间,从四个时次平均的情况(图 3.4.5e)来看,淮河流域上空位于高低空急流之间,上升运动较强,最大上升运动区达 0.15 m/s 以上,与之相对应的是,这一区域在 29 日 00 时(图 3.4.5f)上升运动却明显减弱,这一点同个例一过程也是不同的。

图 3.4.6 是垂直速度沿 117.3° E 垂直剖面图,其中 a~f 依次为 7 月 3 日 12 时、7 月 3 日 18 时、7 月 4 日 00 时、7 月 4 日 06 时、7 月 3 日 12 时~7 月 4 日 06 时平均和 7 月 4 日 12 时的情况。从图中可以看出,7 月 3 日 12 时至 4 日

06 时，对流层整层大部分区域处于上升运动区，但是垂直运动强度并不太强，垂直速度大值区位于为 400 hPa 附近，最大值为 0.04 m/s，7 月 4 日 12 时，30~35° N 之间有上升运动区出现，大值区位于约 300 hPa 附近的高度层，最大值为 0.04 m/s，低层在 40° N 附近的 800 hPa 高度出现一个较弱的上升运动区，最大值为 0.04 m/s。由此可以看出，这次暴雨过程产生前，同个 2003 年 6 月 29 日暴雨过程相比，上升运动的强度有所减弱。

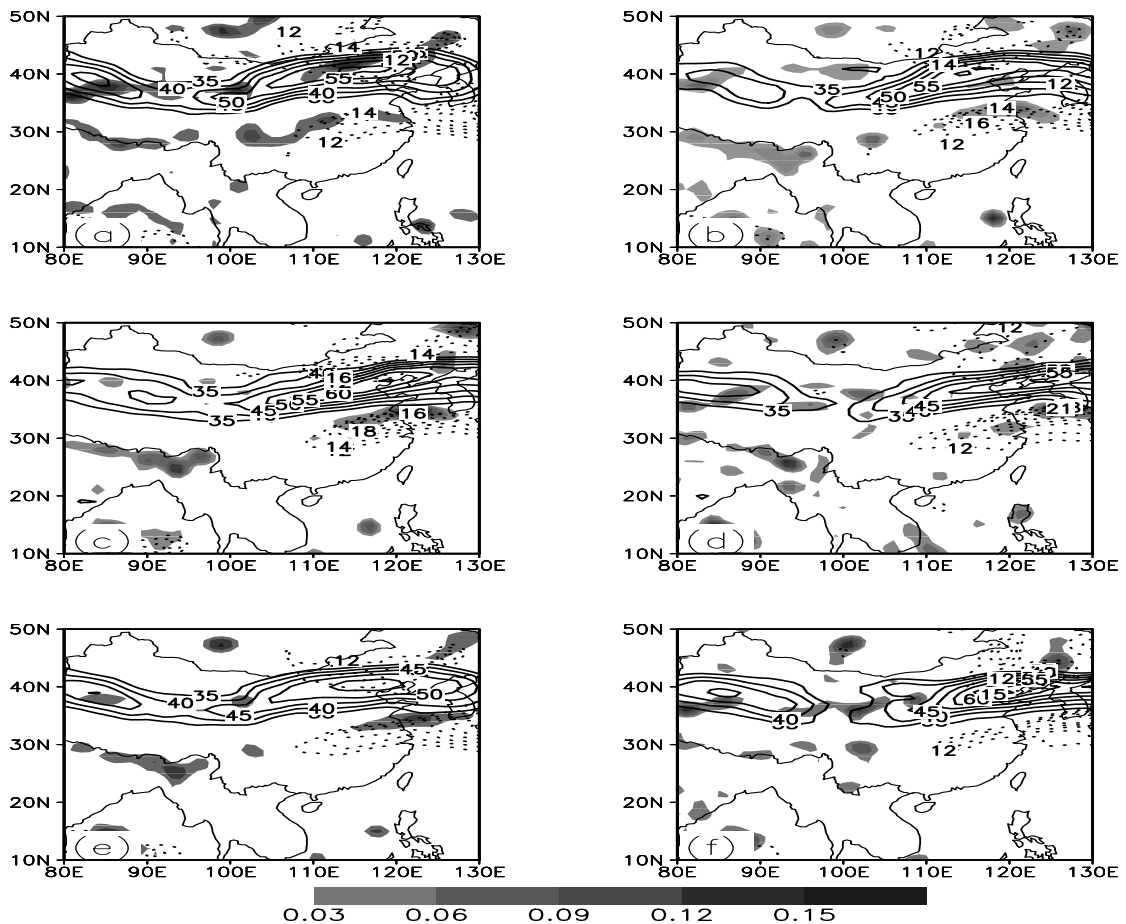


图 3.4.5 2003 年 7 月 200 hPa 高空急流 (实线, 单位: m/s)、700 hPa 低空急流 (点线, 单位: m/s) 和 600 hPa 上升运动 (阴影, 单位: pa/s): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时

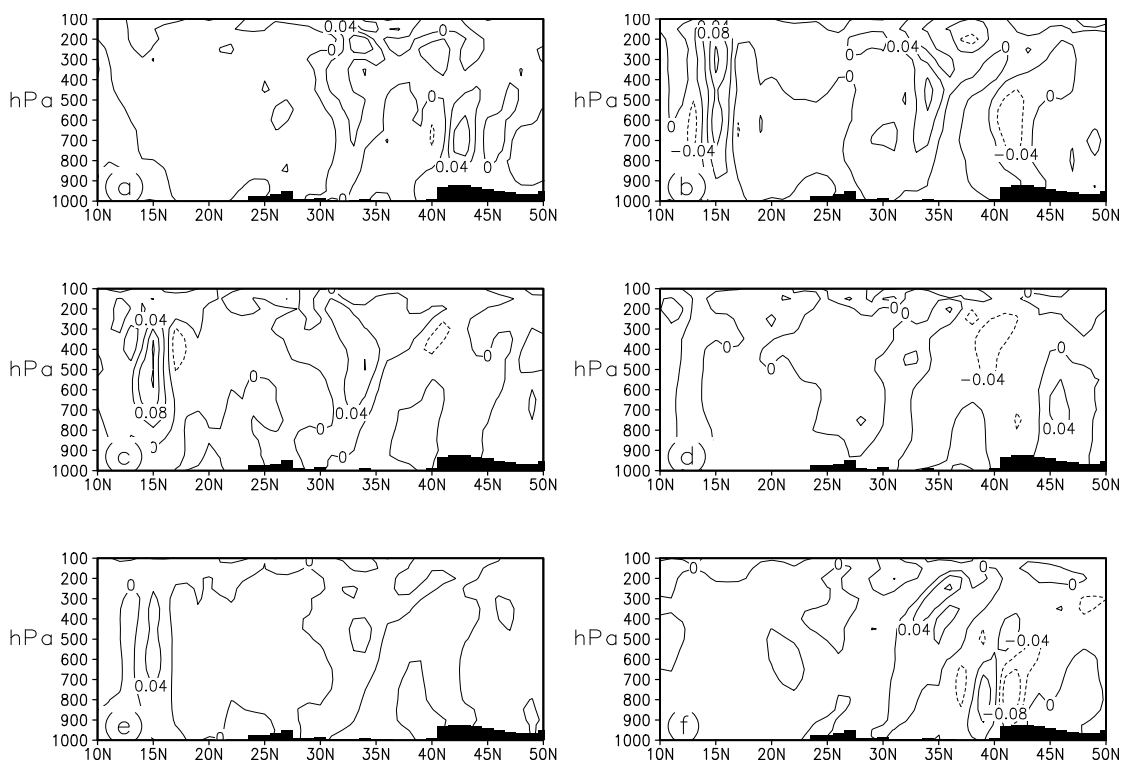


图 3.4.6 2003 年 7 月垂直速度沿 117.3° E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时 (纵坐标单位为 hPa)

图 3.4.7 是水平风速纬向分量沿 117.3° E 垂直剖面图, 其中 a~f 依次为 7 月 3 日 12 时、7 月 3 日 18 时、7 月 4 日 00 时、7 月 4 日 06 时、7 月 3 日 12 时~7 月 4 日 06 时平均和 7 月 4 日 12 时的情况。从图中可以看出, 3 日 12 时至 4 日 12 时, 高空西风急流中心位置约在 200 hPa 附近, 低空急流不明显, 大于 10 m/s 的等风速线位于 900 hPa 高度以上区域, 从几个时次的演变来看, 五个时次变化不大, 说明风场的纬向风分量较为持续和稳定。图 3.4.8 是水平风速经向分量沿 117.3° E 垂直剖面图, 3 日 12 时 (图 3.4.8a) 至 4 日 00 时 (图 3.4.8c), 低空南风分量位于地面至 800 hPa 之间, 最大风速值在 30° N 附近, 达 9 m/s 以上, 至 06 时 (图 3.4.8d), 低层大气南风分量减弱, 同时北风分量增强, 在大气中低层约 700 hPa 附近从高纬向低纬伸展, 表明冷空气开始侵入。4 日 12 时 (图 3.4.8f), 低层南风减弱, 大值中心风速为 5 m/s, 南风分量大值中心主要位于 200 hPa 的高空。

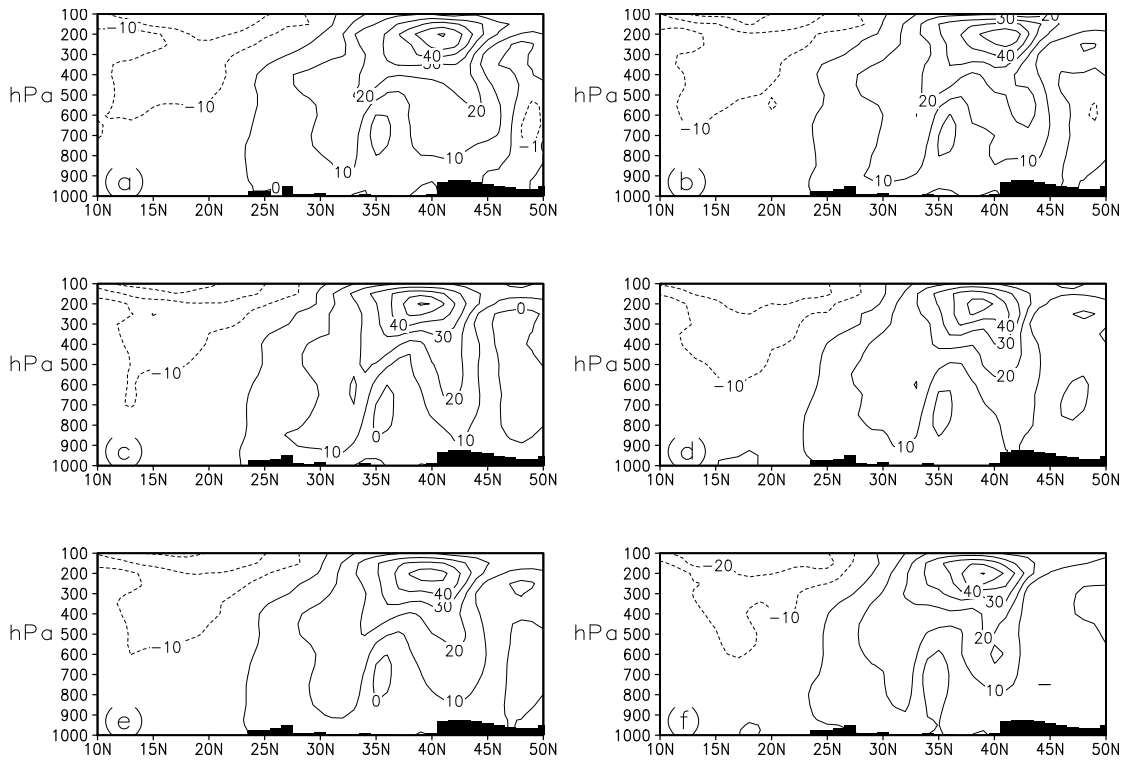


图 3.4.7 2003 年 7 月水平风速纬向分量沿 117.3° E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时 (纵坐标单位为 hPa)

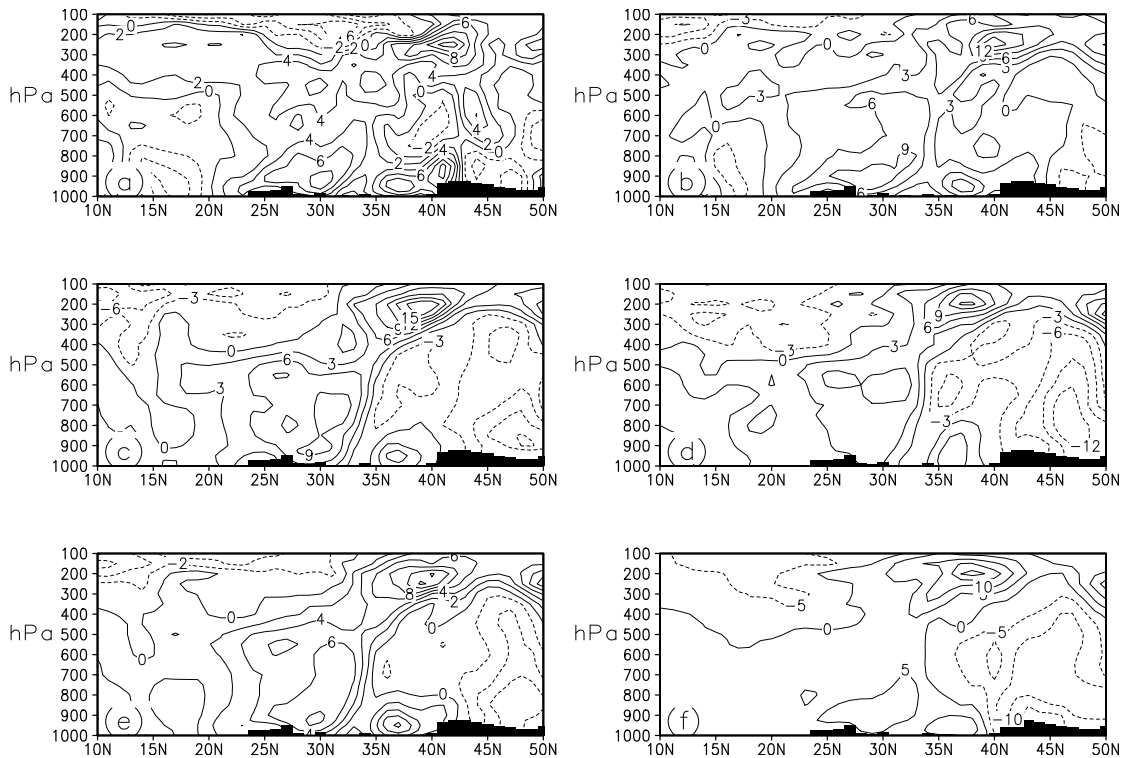


图 3.4.8 2003 年 7 月水平风速经向分量沿 117.3° E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时 (纵坐标单位为 hPa)

3.4.1.3 2007 年 7 月 8~9 日暴雨过程

下面对 2007 年 7 月这次暴雨过程中高低空急流的配置以及上升运动的情况进行分析。图 3.4.9 是 200 hPa 高空急流、700 hPa 低空急流和 600 hPa 上升运动, 图中 a~f 对应的时次依次为 2007 年 7 月 7 日 00 时、7 日 06 时、7 日 12 时、7 日 18 时、7 日 00 时~7 日 18 时平均和 2007 年 7 月 8 日 00 时。从图中可以看出, 200 hPa 高空在暴雨过程前的四个时次及初始时刻有较强的高空急流, 风速中心最大值达到 45 m/s, 而我国的淮河流域恰好位于高空急流入口区的右侧。700 hPa 高度层上, 在淮河流域以南(约 30° N)也维持着一条低空急流带, 淮河流域位于其出口区的北侧, 这样高低空急流的耦合配置有利于上升运动的增强和维持。从垂直运动的变化情况来看, 在暴雨发生前的平均情况可以看出, 淮河流域处于较强的上升运动区, 最大值达到 0.12 m/s 以上, 非常有利于降水的发生, 已经形成了强降水天气的有利形势。而在 8 日 00 时, 上升运动的范围增大, 覆盖了淮河干流的大部分地区, 其强度也有所增强, 为对流系统的发生提供了触发机制。

图 3.4.10 是垂直速度沿 117.3° E 垂直剖面图, 其中 a~f 依次为 2007 年 7 月 7 日 00 时、7 月 7 日 06 时、7 月 7 日 12 时、7 月 7 日 18 时、7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时平均和 7 月 8 日 00 时的情况。从图中可以看出, 7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时, 30° N 附近上升运动较弱, 在 7 日 06 时和 12 时位于 500 hPa 高度附近, 出现弱的上升运动, 达到 0.04~0.08 m/s。在 7 月 8 日 00 时, 上升运动明显增强, 上升运动中心约位于 33° N 附近, 大值区向高层伸展至 300 hPa, 向低层伸展至 850 hPa 附近, 最大值达到 0.12 m/s。

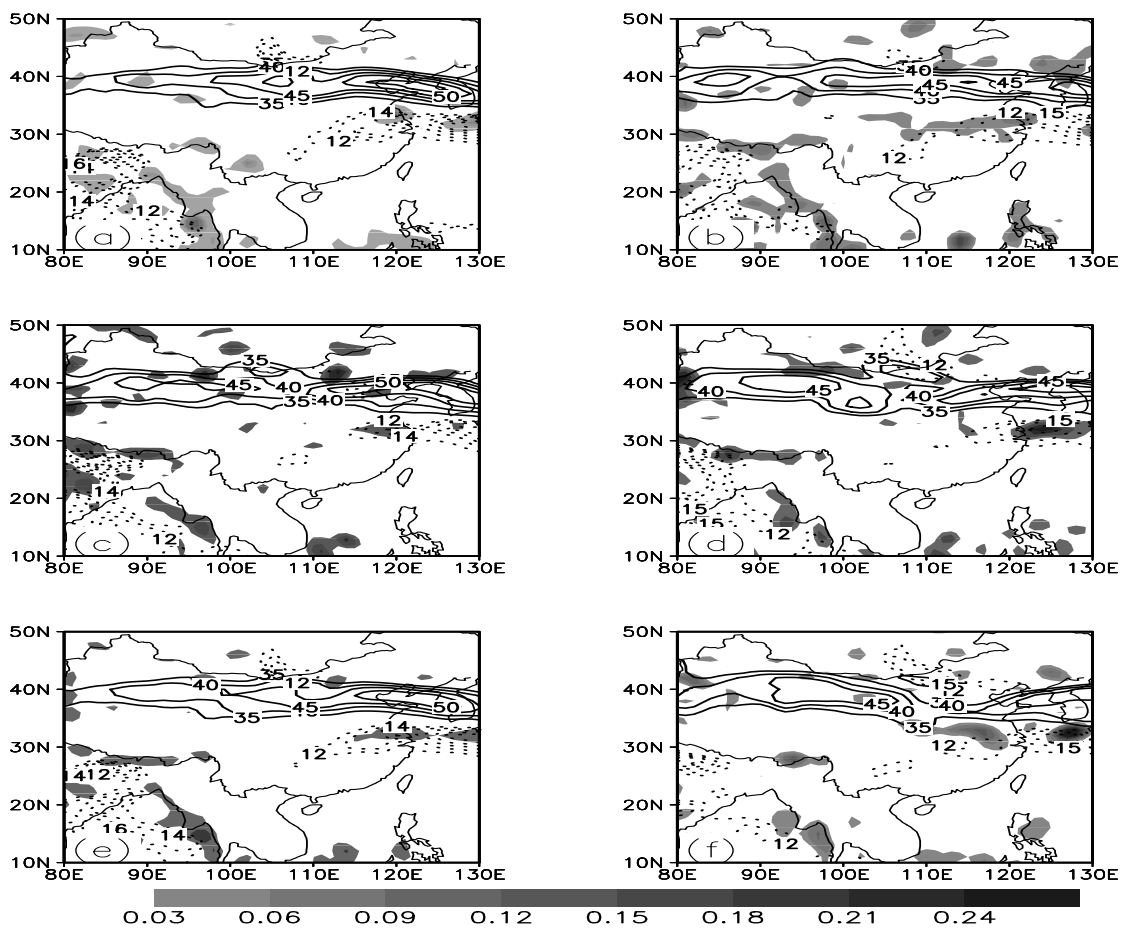


图 3.4.9 2007 年 7 月 200 hPa 高空急流 (实线, 单位: m/s)、700 hPa 低空急流 (点线, 单位: m/s) 和 600 hPa 上升运动 (阴影, 单位: pa/s): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 06 时; (c) 7 日 12 时; (d) 7 日 18 时; (e) 7 日 00 时~18 时平均; (f) 8 日 00 时

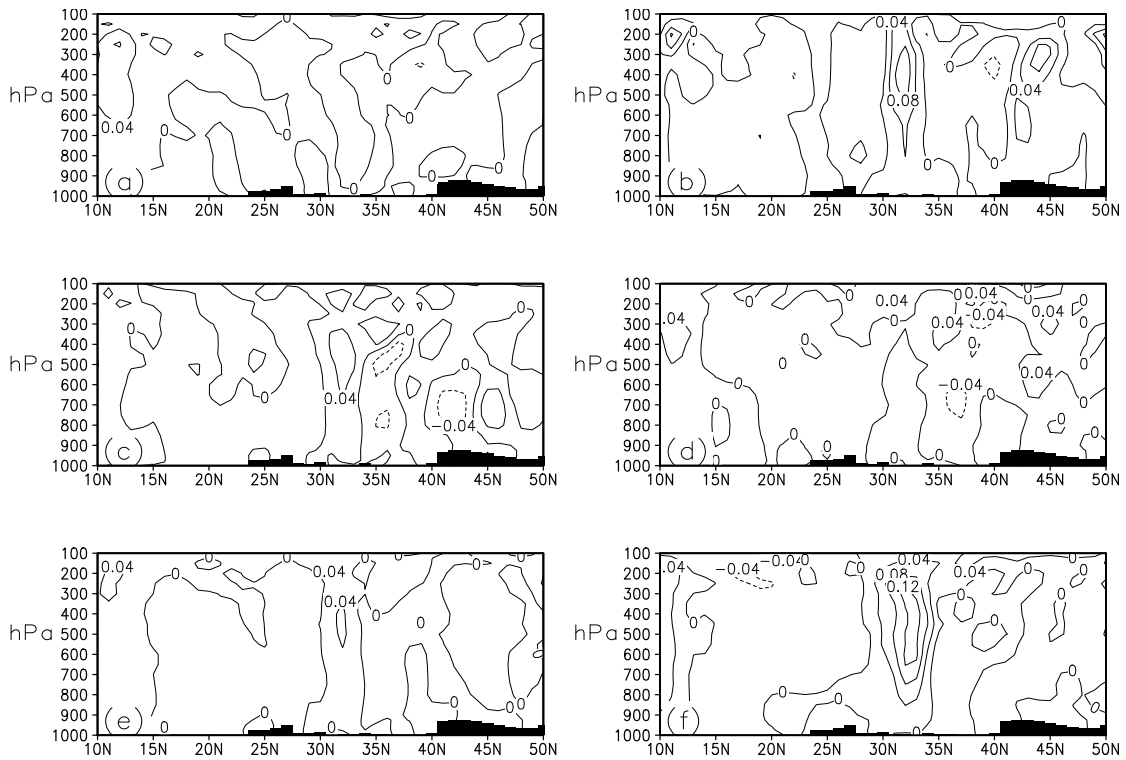


图 3.4.10 2007 年 7 月垂直速度沿 117.3° E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 06 时; (c) 7 日 12 时; (d) 7 日 18 时; (e) 7 日 00 时~7 日 18 时平均; (f) 8 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

图 3.4.11 是 2007 年水平风速纬向分量沿 117.3° E 垂直剖面图, 其中 a~f 依次为 7 月 7 日 00 时、7 月 7 日 06 时、7 月 7 日 12 时、7 月 7 日 18 时、7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时平均和 7 月 8 日 00 时的情况。从图中可以看出, 在暴雨产生前的几个时次中, 500 hPa 高度以下, 25~35° N 之间主要为西风分量, 低空急流中心出现位置约在 700 hPa 高度附近, 在 30~45° N 之间主要为西风分量, 高空急流中心位于 200 hPa 高度层附近。约在 35° N 附近, 在低层出现东西风分量的切变区。在几个时次的演变过程中, 高空急流中心一直维持较大的风速, 7 月 7 日 00 时(图 3.4.11a) 风速最大值为 30m/s, 而在 8 日 00 时(图 3.4.11f), 风速最大值达到 20 m/s。图 3.4.12 是 2007 年水平风速径向分量沿 117.3° E 的垂直剖面图, 其中 a~f 依次为 7 月 7 日 00 时、7 月 7 日 06 时、7 月 7 日 12 时、7 月 7 日 18 时、7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时平均和 7 月 8 日 00 时的情况。从图中可以看出, 在暴雨过程发生前的四个时次中, 约在 33° N 附近, 存在较明显的南风 and 北风的切变区, 在 33° N 以南地区, 对流层中低层为一致的南风分量, 而在 33° N 以北为一致的北风分量。7 月 8 日 00 时 (图 3.4.12f), 相对于前四

个时次，南风 and 北风分量的风速均有减小，南风分量传播到较高的纬度， 40° N 以南的区域的整层大气中出现了南风分量， $32\sim 40^{\circ}$ N 之间的地区，对流层低层有北风分量契入，这也说明了在暴雨发生时，有一定程度上的北方冷空气入侵过程出现。

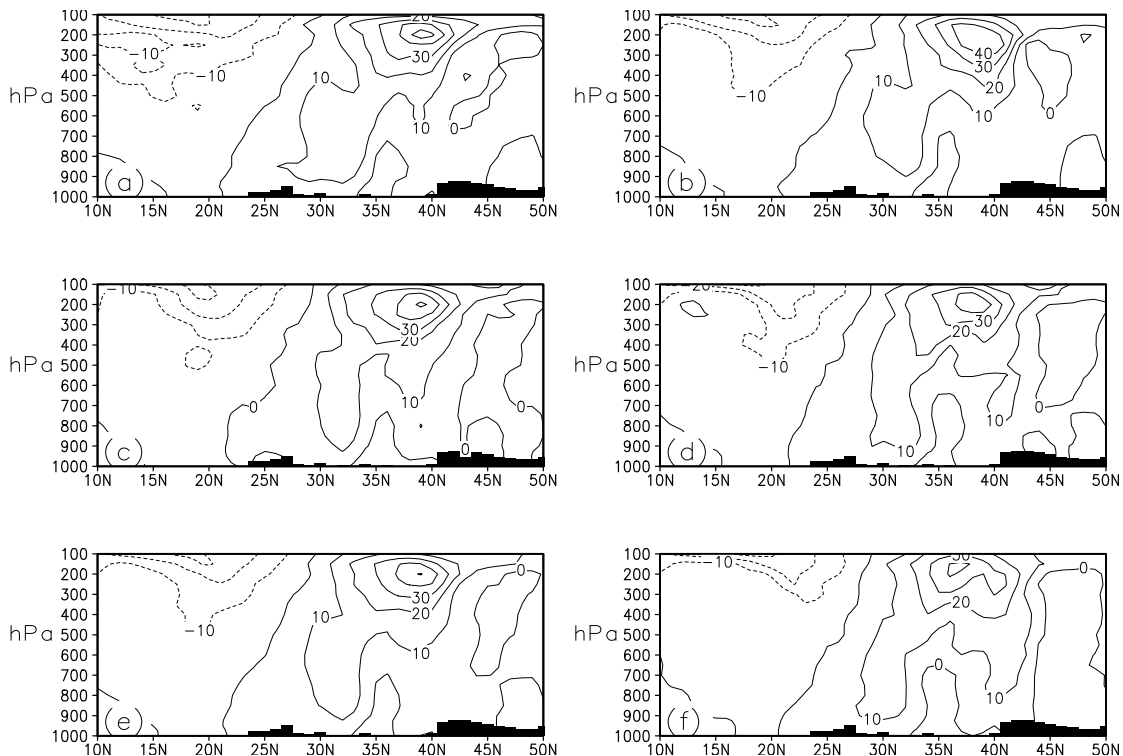


图 3.4.11 2007 年 7 月水平风速纬向分量沿 117.3° E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 06 时; (c) 7 日 12 时; (d) 7 日 18 时; (e) 7 日 00 时~7 日 18 时平均; (f) 8 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

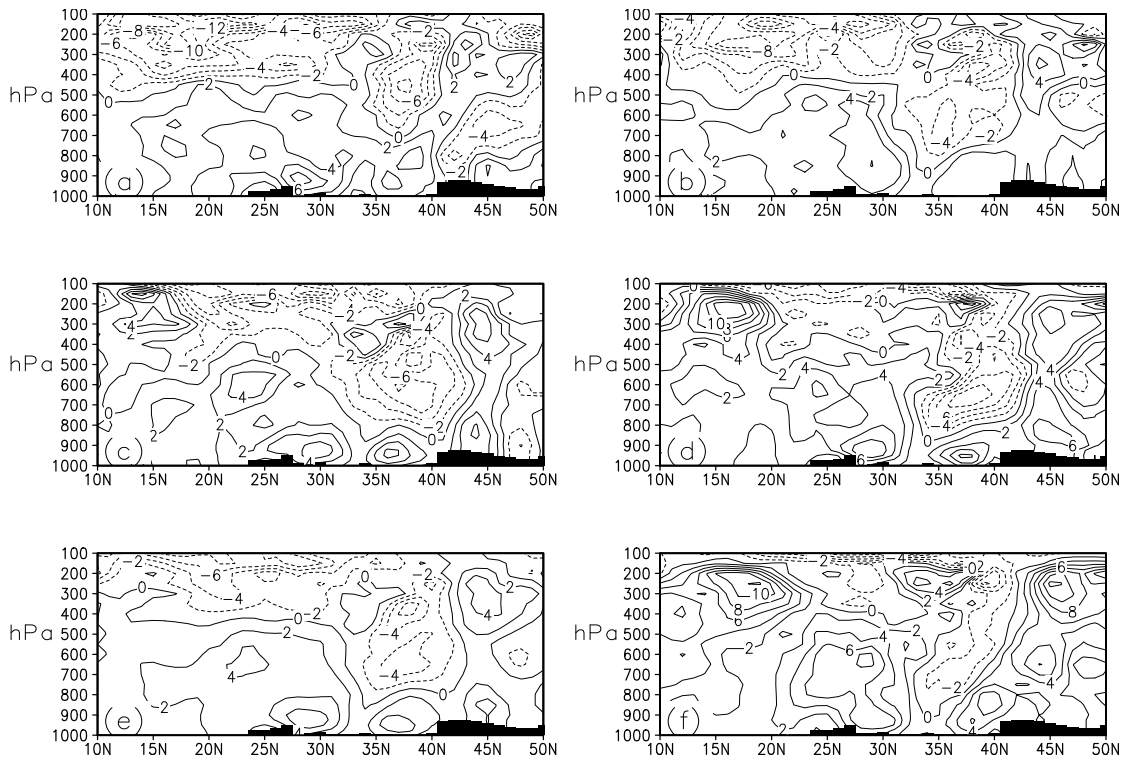


图 3.4.12 2007 年 7 月水平风速经向分量沿 117.3° E 垂直剖面图 (单位: m/s): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 06 时; (c) 7 日 12 时; (d) 7 日 18 时; (e) 7 日 00 时~7 日 18 时平均; (f) 8 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

3.4.2 低层大气不稳定结构

强降水的产生离不开不稳定能量的蓄积和释放,这和大气不稳定结构有着密切的关系,下面对三次暴雨过程中的低层大气不稳定结构进行分析。

3.4.2.1 2003 年 6 月 29~30 日暴雨过程

我们知道,中低层 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 的高值区是大气层结最不稳定的地方,图 3.4.13 是假相当位温 (θ_{se}) 沿 31.9° N 的垂直剖面图,其中 a~f 对应的时次依次为 2003 年 6 月 28 日 00 时~18 时,28 日 00 时~18 时四个时次平均、29 日 00 时。从图中可以看出,28 日 00 时~12 时(图 3.4.13a~c),在淮河流域(112~120° E) 的 800 hPa 以下区域,等值线密集, $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$,说明这里为对流不稳定区。至 28 日 18 时(图 3.4.13d),在 115° E 附近底层有弱的暖中心出现,在这个时次底层对流不稳定有所减弱,但从平均的情况来看(图 3.4.13e),淮河流域低层大气势对流不稳定的,至 29 日 00 时,淮河区域低层大气有暖空气出现,在 700 hPa 附近为弱不稳定的大气层结。

图 3.4.14 是假相当位温 (θ_{se}) 沿 117.3°E 的垂直剖面图, 从四个时次的演变情况 (图 3.4.14a~d) 和平均情况 (图 3.4.14e) 可以看到, 在 $25\sim 30^\circ \text{N}$ 之间的 $800\sim 400 \text{ hPa}$ 之间, 有一个暖中心存在, 而淮河流域 ($31\sim 34^\circ \text{N}$) 恰好位于这个暖中心的北侧, 在低层, $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$, 表明低层大气中有明显的对流不稳定存在, 同沿 31.9°N 的垂直剖面图一致的是, 在 2003 年 6 月 29 日的 00 时 (图 3.4.14f), 对流不稳定大气向北移动, 淮河流域大气不稳定减弱。

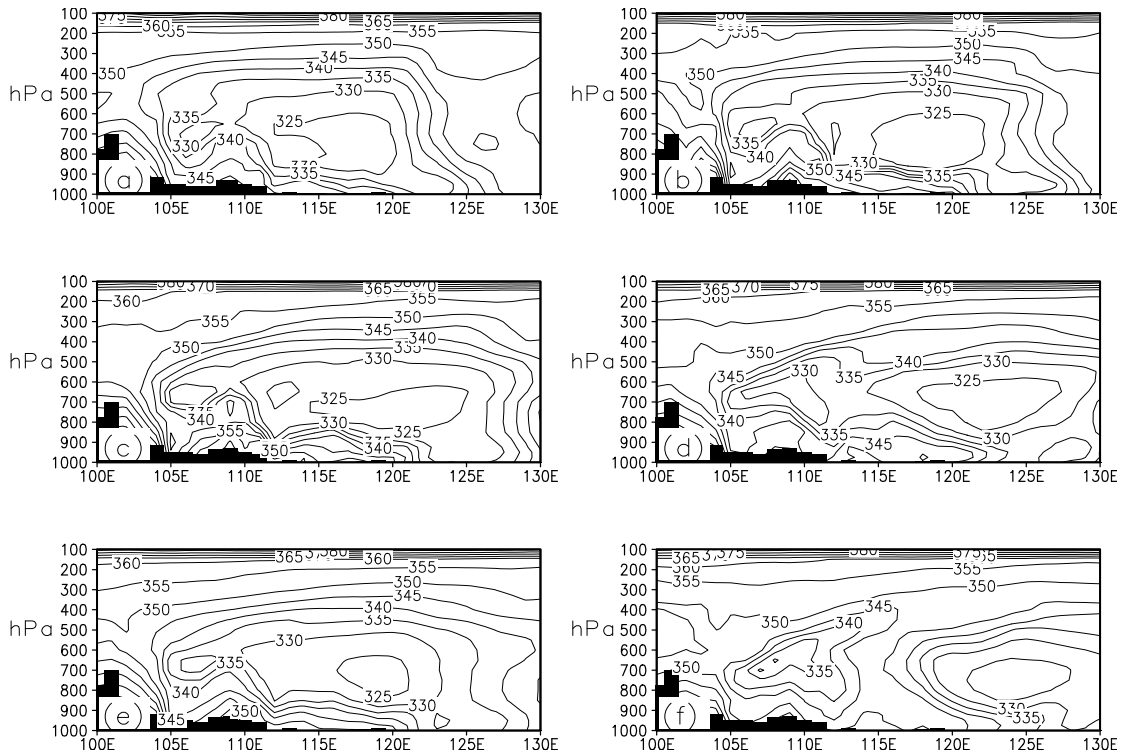


图 3.4.13 2003 年 6 月假相当位温 (θ_{se}) 沿 31.9°N 的垂直剖面图 (单位: K): (a) 28 日 00 时; (b) 28 日 06 时; (c) 28 日 12 时; (d) 28 日 18 时; (e) 28 日 00 时~6 月 28 日 18 时平均; (f) 29 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

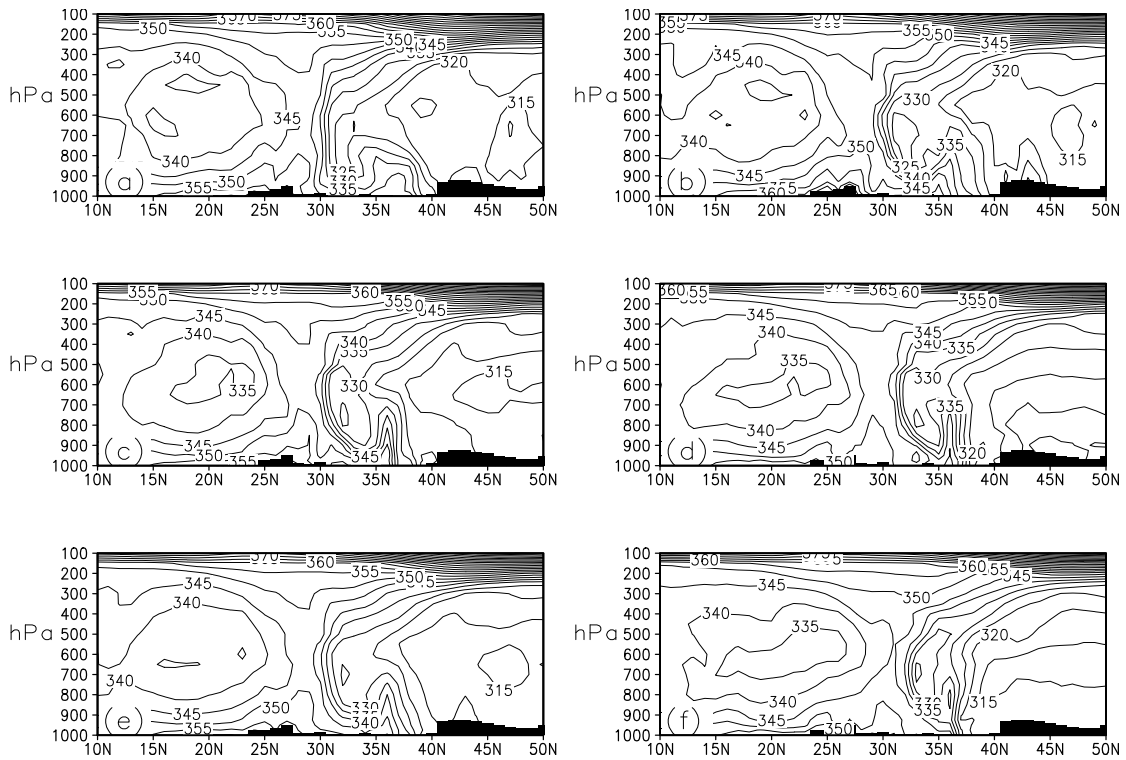


图 3.4.14 2003 年 6 月假相当位温 (θ_{se}) 沿 117.3°E 的垂直剖面图 (单位: K): (a) 28 日 00 时; (b) 28 日 06 时; (c) 28 日 12 时; (d) 28 日 18 时; (e) 28 日 00 时~18 时平均; (f) 29 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

图 3.4.15 是比湿、温度和相对湿度沿 117.3°E 的垂直剖面图, 从图中相对湿度演变的情况可以看到, 整层为高的相对湿度区 (大于 70%) 有从南向北移动的现象, 在 2003 年 6 月 28 日 00 时 (图 3.4.15a) 相对湿度大值区约位于 28°N 附近, 此后逐渐向北移动, 至 29 日 00 时 (图 3.4.15f), 大值区移至 32°N 附近, 表明淮河流域上空相对湿度在暴雨产生之前有一个逐渐增强的过程。与之相对应的比湿也有一个从南向北逐渐增大的过程, 低层最大值比湿达 16 g/kg , 可看出淮河流域在暴雨产生之前具备了有利的湿度场条件。从等温线特征可以看出, 温度场的水平梯度变化不大, 表明暴雨过程前受中高纬冷空气的影响不甚明显。

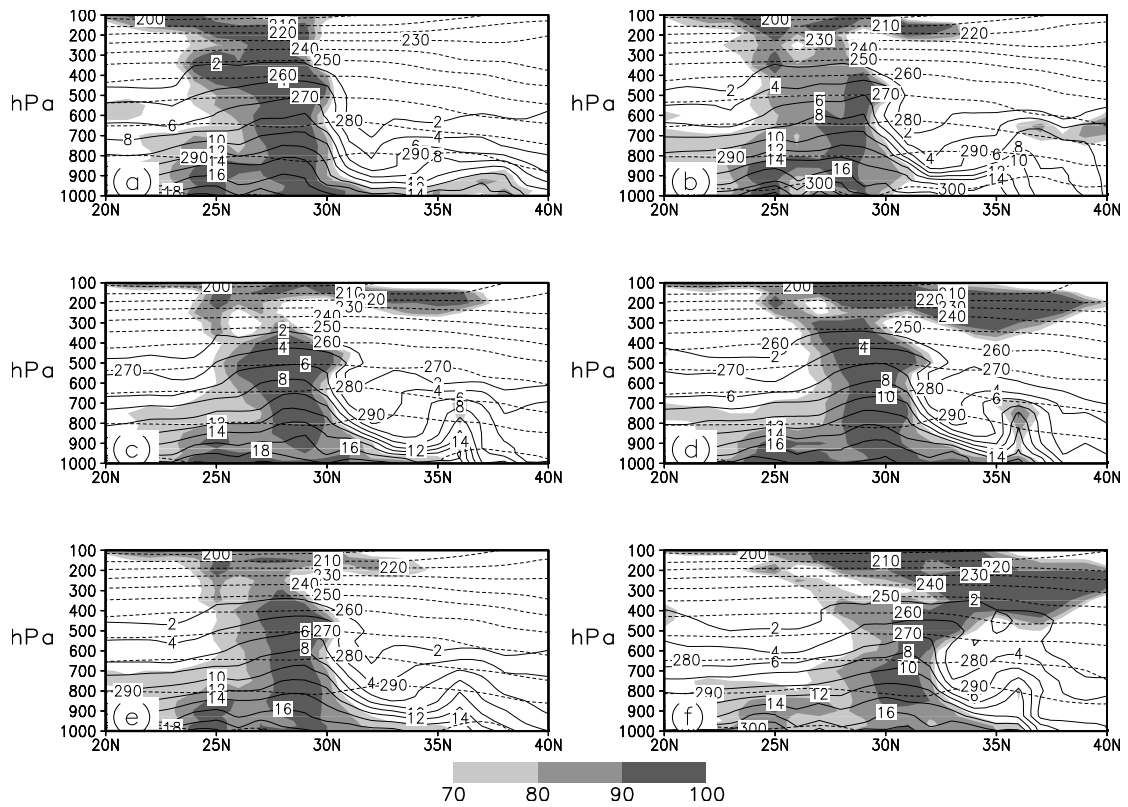


图 3.4.15 2003 年 6 月比湿（实线，单位：g/kg）、温度（点线，单位：K）和相对湿度（阴影，单位：%）沿 117.3° E 的垂直剖面图：(a) 28 日 00 时；(b) 28 日 06 时；(c) 28 日 12 时；(d) 28 日 18 时；(e) 28 日 00 时~18 时平均；(f) 29 日 00 时（纵坐标单位为 hPa）

3.4.2.2 2003 年 7 月 4~5 日暴雨过程

图 3.4.16 是假相当位温 (θ_{se}) 沿 31.9° N 的垂直剖面图，其中 a~f 依次为 2003 年 7 月 3 日 12 时、7 月 3 日 18 时、7 月 4 日 00 时、7 月 4 日 06 时、7 月 3 日 12 时~7 月 4 日 06 时平均和 7 月 4 日 12 时的情况。从图中可以看出，淮河流域 (112~120° E) 四个时次 (7 月 3 日 12 时~4 日 06 时) 对流层低层暖空气较为明显，同 2003 年 6 月 29 日暴雨过程有所区别的是，对流不稳定层结的高度较高，最大不稳定区域位于 800~700 hPa 之间（前者位于 900~800 hPa 之间），且在暴雨过程初始时刻 (4 日 12 时，图 3.4.16f)，淮河流域在 800~700 hPa 之间，出现一个暖心结构，其周围大气假相当位温随高度降低，有较明显的对流不稳定大气存在，这 6 月 29 日暴雨过程在初始时刻的对流不稳定强度也是不同的。

图 3.4.17 是假相当位温 (θ_{se}) 沿 117.3° E 的垂直剖面图，从图中可以看出，在五个时次 (7 月 3 日 12 时~4 日 12 时)，33° N 附近的天空 (800~400 hPa)

有明显的暖空气中心，而在暖空气柱的周围，低层大气假相当位温随高度升高而降低，即 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ ，表明低层大气有明显的对流不稳定性特征。

从相对湿度、比湿（图 3.4.18）的垂直分布可以看出，在暴雨产生前的四个时次（2003 年 7 月 3 日 12 时~4 日 06 时，图 3.4.18a~d）相对湿度的大于 70 %大值区基本位于 34°N 附近的上空，至 4 日 12 时（图 3.4.18f），相对湿度大值区向南移近淮河流域，移动约 2 个纬度，位于 32°N 附近的上空。四个时次平均（图 3.4.18e）的比湿最大值在淮河流域约为 12 g/kg ，至 4 日 12 时（图 3.4.18f）暴雨过程产生时，最大比湿达 16 g/kg 。

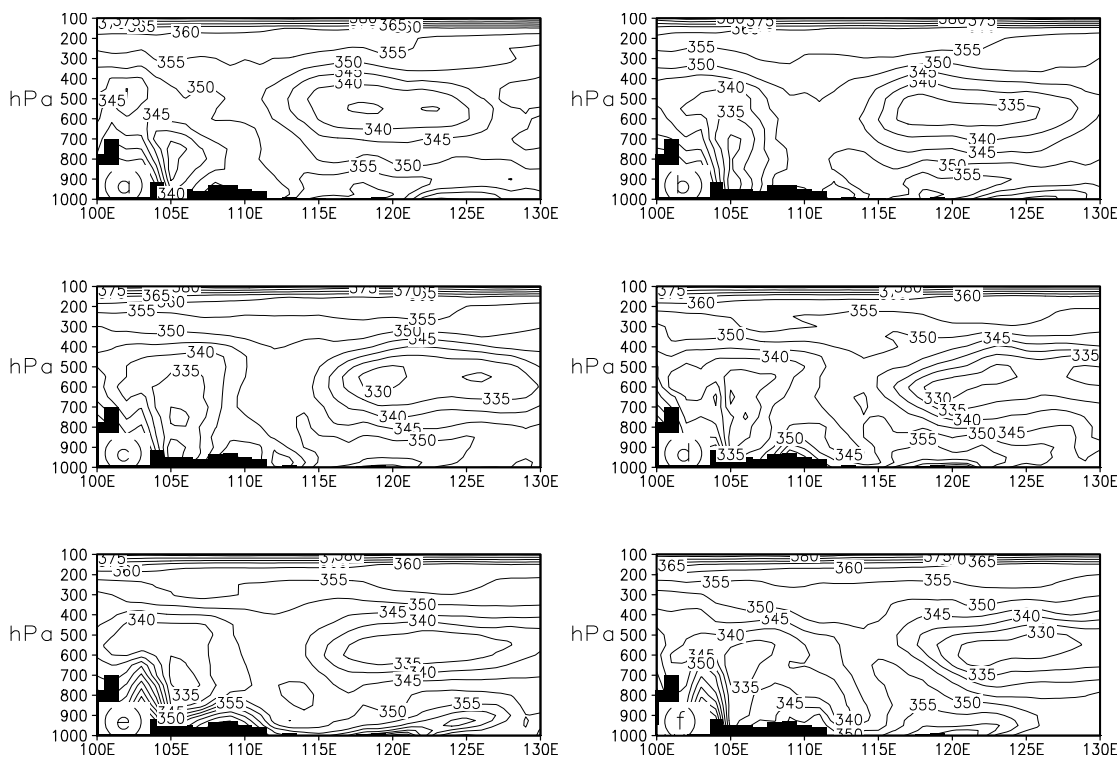


图 3.4.16 2003 年 7 月假相当位温 (θ_{se}) 沿 31.9°N 的垂直剖面图 (单位: K): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时 (纵坐标单位为 hPa)

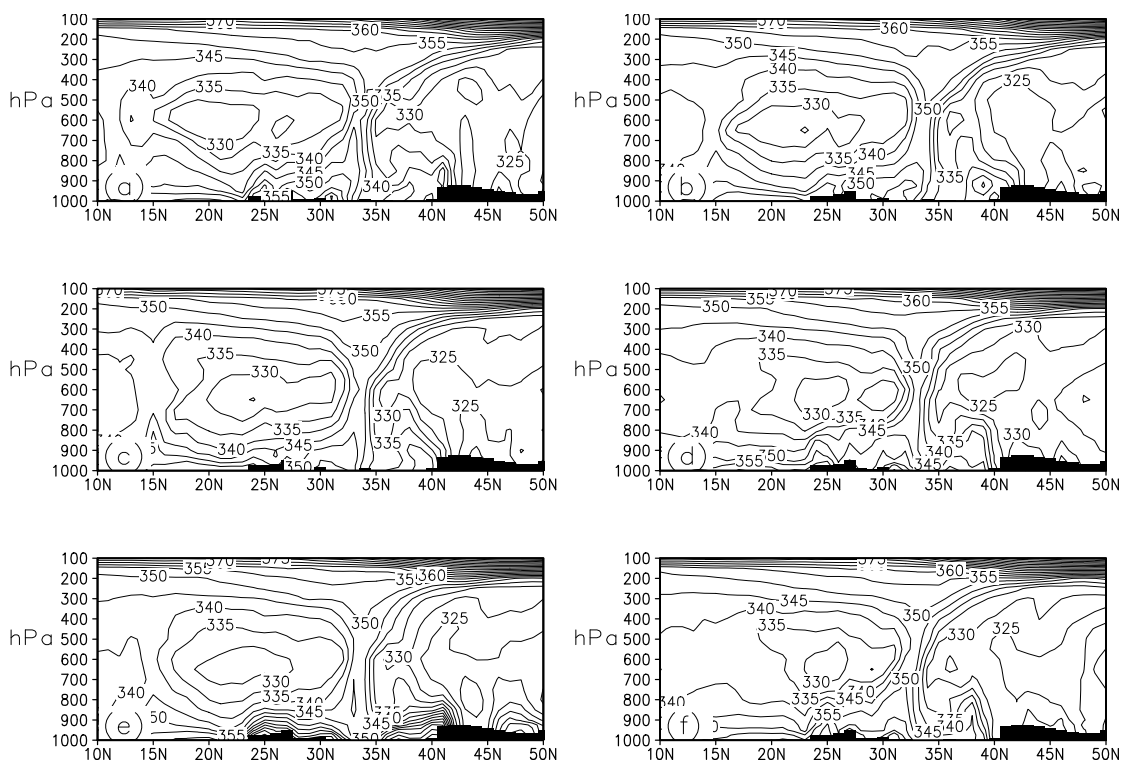


图 3.4.17 2003 年 7 月假相当位温 (θ_{se}) 沿 117.3°E 的垂直剖面图 (单位: K): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时 (纵坐标单位为 hPa)

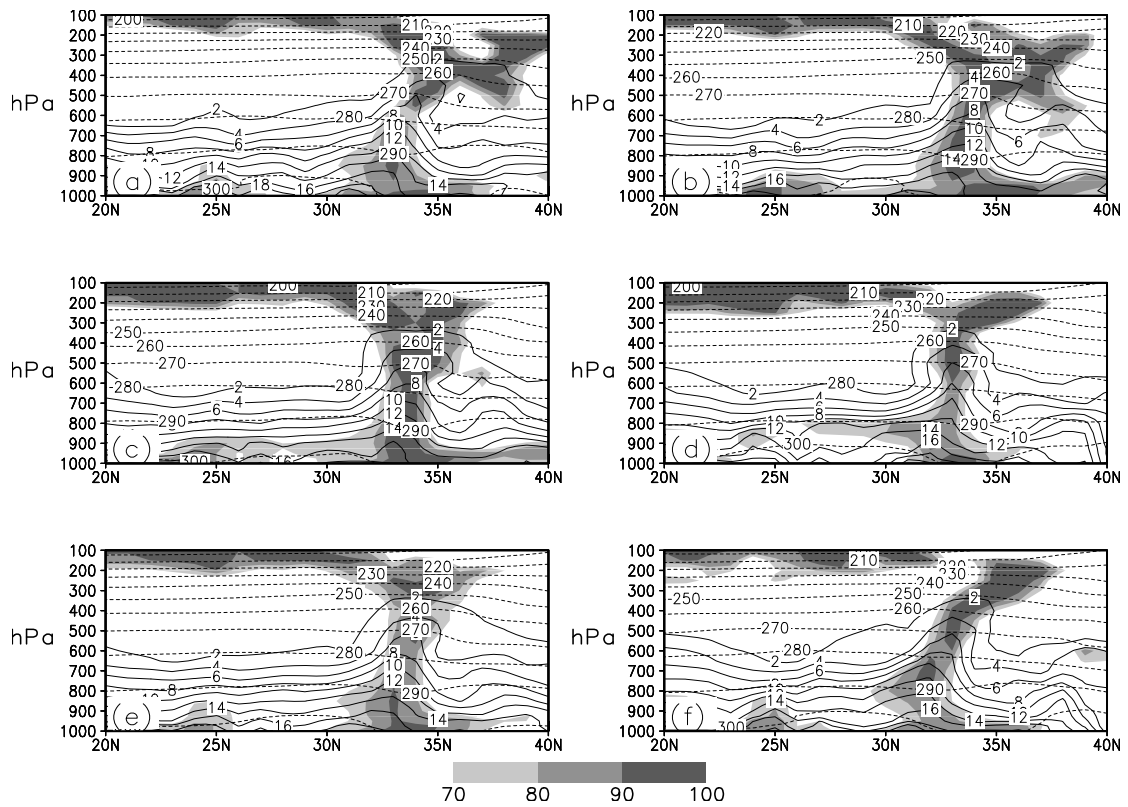


图 3.4.18 2003 年 7 月比湿 (实线, 单位: g/kg)、温度 (点线, 单位: K) 和相对湿度 (阴影, 单位: %) 沿 117.3° E 的垂直剖面图: (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时 (纵坐标单位为 hPa)

3.4.2.3 2007 年 7 月 8~9 日暴雨过程

图 3.4.19 是假相当位温 (θ_{se}) 沿 31.9° N 的垂直剖面图, 其中 a~f 依次为 2007 年 7 月 7 日 00 时、7 月 7 日 06 时、7 月 7 日 12 时、7 月 7 日 18 时、7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时平均和 7 月 8 日 00 时的情况。从图中可以看出, 7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时, 500 hPa 高度层以下, 淮河流域 (110~120° E) 假相当位温随高度增而降低, 对流层低层有较高的假相当位温, 有较强的对流不稳定大气存在。相对于四个时次的平均情况(图 3.4.19e), 7 月 8 日 00 时(图 3.4.19f), 淮河流域低层大气不稳定性有所减弱, 不稳定大气东移至 120° E 附近, 在淮河流域上空形成一个范围较大的暖心结构, 周围大气则在低层有较为明显的对流不稳定性。

图 3.4.20 假相当位温 (θ_{se}) 沿 31.9° N 的垂直剖面图, 其中 a~f 依次为 2007 年 7 月 7 日 00 时、7 月 7 日 06 时、7 月 7 日 12 时、7 月 7 日 18 时、7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时平均和 7 月 8 日 00 时的情况。同 2003 年 7 月 4 日暴雨

过程相类似的是，约 32° N 附近的上空（800~400 hPa）有明显的暖空气中心，而在暖空气柱的周围，低层大气假相当位温随高度升高而降低，表明低层大气有明显的对流不稳定性特征。暴雨发生前及初始时刻五个时次（7 月 7 日 00 时至 8 日 00 时），假相当位温的空间垂直分布范围与数值大小变化不甚明显。

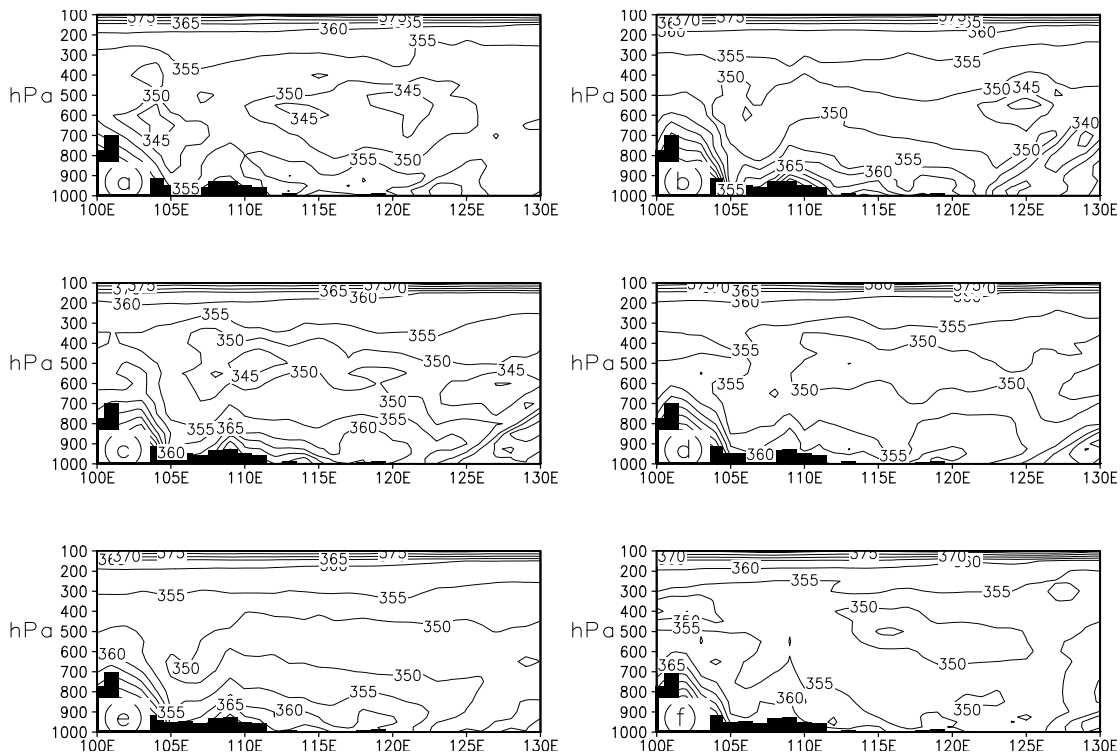


图 3.4.19 2007 年 7 月假相当位温 (θ_{se}) 沿 31.9° N 的垂直剖面图 (单位: K): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 06 时; (c) 7 日 12 时; (d) 7 日 18 时; (e) 7 日 00 时~7 日 18 时平均; (f) 8 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

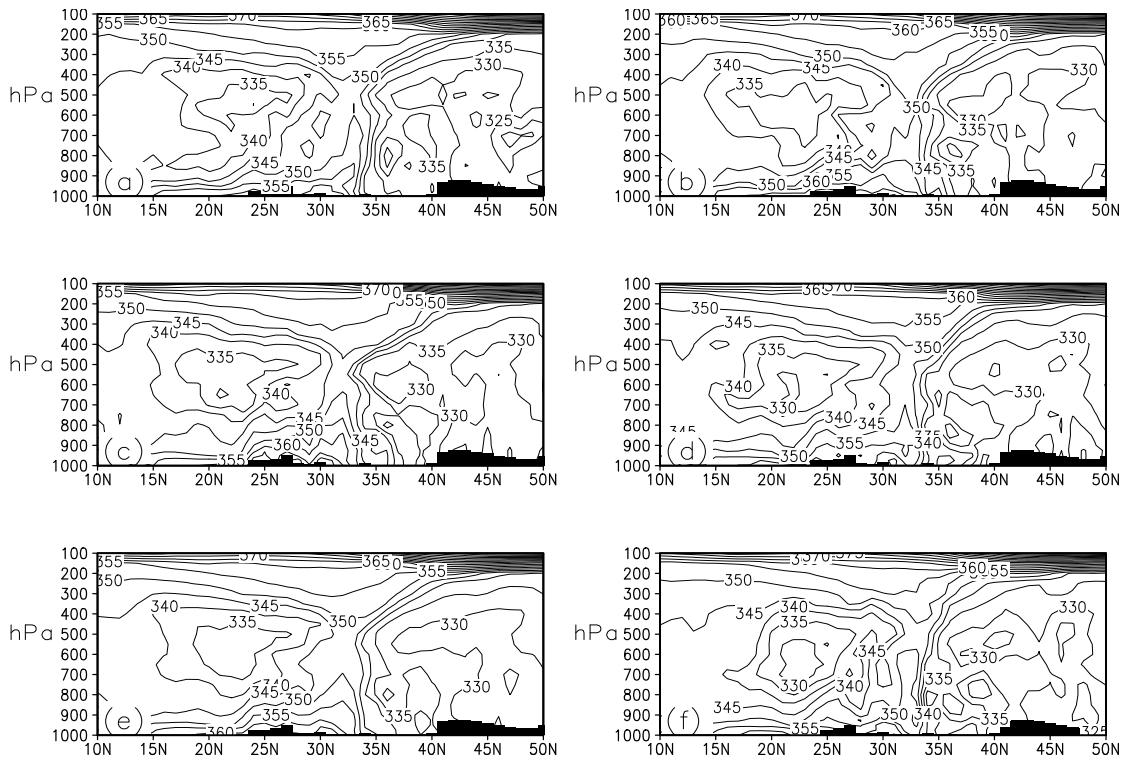


图 3.4.20 2007 年 7 月假相当位温 (θ_{se}) 沿 117.3°E 的垂直剖面图 (单位: K): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 06 时; (c) 7 日 12 时; (d) 7 日 18 时; (e) 7 日 00 时~7 日 18 时平均; (f) 8 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

3.4.3 降水区动力垂直结构

大气的动力垂直结构对降水过程的产生有着重要的作用,为进一步了解三次暴雨过程产生前降水区大气的结构特征,本小节我们对这一区域 ($29\sim 34^\circ \text{N}$, $116\sim 121^\circ \text{E}$) 平均的动力分布状况进行了分析。

图 3.4.21 是 2003 年 6 月 28 日 00 时至 29 日 00 时降水区域 ($29\sim 34^\circ \text{N}$, $116\sim 121^\circ \text{E}$) 平均的涡度、散度和垂直速度,从图中可以看到,在降水发生前,低层大气 (800 hPa 以下) 散度垂直分布变化较大,从 6 月 28 日 00 时至 28 日 18 时,经历了一个辐合 (28 日 00 时) - 辐散 (28 日 06 时、12 时) - 辐合的过程 (28 日 06 时) 的过程,在 800~500 hPa 之间,大气表现为一致的辐合,从平均的情况来看,900 hPa 至 500 hPa 之间的大气辐合性较强,在 600 hPa 高度最大值达 $-8 \times 10^{-6} \text{S}^{-1}$,至 29 日 00 时,500 hPa 以下为辐合区,辐合强度最大值位于 900 hPa 高度层,400 hPa 以上为辐散区;从涡度的垂直分布可以看出,四个时次变化不大,其平均情况在低层 (600 hPa 高度以下) 为正涡度区,高层为

(600 hPa 高度以上) 为负涡度区, 值得注意的是, 至 29 日 00 时 (图 3. 4. 21f), 低层正涡度区却有所减弱, 同时考虑上面分析的对流不稳定特征在这一时次减弱的情况, 表明在低层大气在暴雨产生前具备了有利的动力条件和热力条件, 但在暴雨初始时刻却有所减弱。

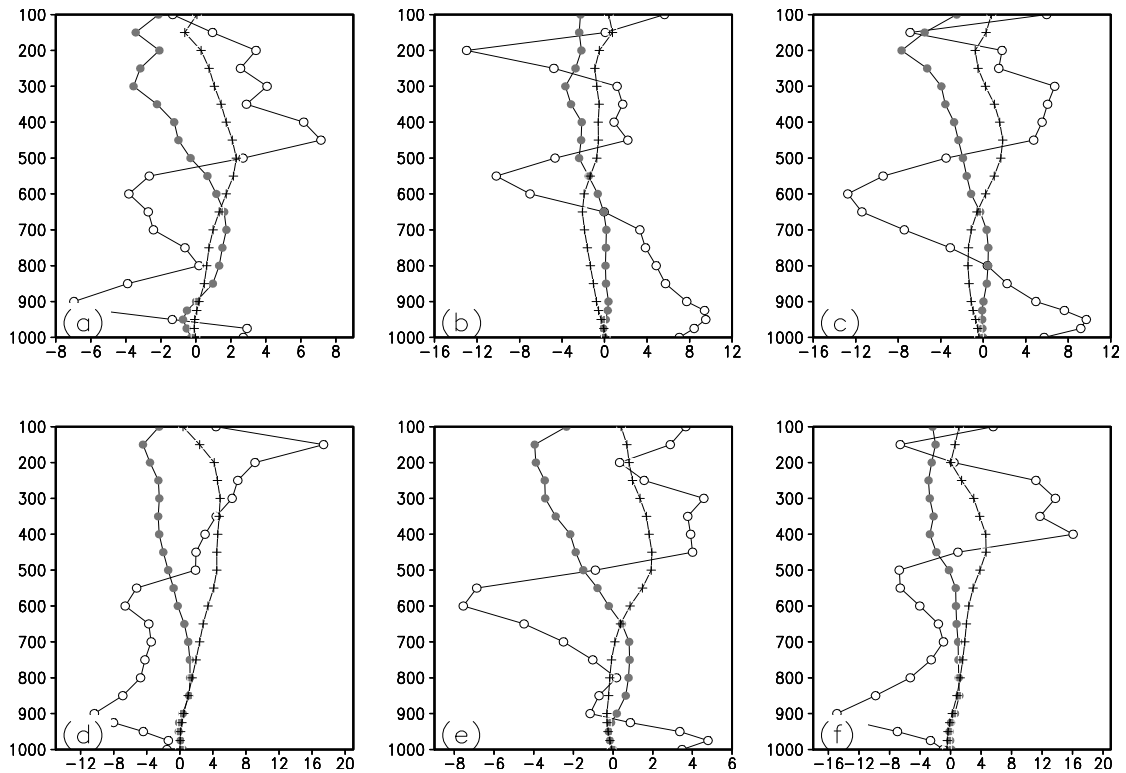


图 3. 4. 21 2003 年 6 月降水区域 (29~34° E, 116~121° N) 平均的涡度 (●, 单位: 10^{-5} s^{-1})、散度 (○, 单位: 10^{-6} s^{-1}) 和垂直速度 (+, 单位: 10^{-2} m/s): (a) 28 日 00 时; (b) 28 日 06 时; (c) 28 日 12 时; (d) 28 日 18 时; (e) 28 日 00 时~18 时平均; (f) 29 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

同 2003 年 6 月 29 日暴雨过程相比, 该年 7 月 4 至 5 日暴雨过程的降水量更大, 降水更加集中, 那么这次过程中动力垂直结构是怎样的呢? 图 3. 4. 22 是降水区域 (29~34° E, 116~121° N) 平均的涡度、散度和垂直速度, 其中 a~f 依次为 7 月 3 日 12 时、7 月 3 日 18 时、7 月 4 日 00 时、7 月 4 日 06 时、7 月 3 日 12 时~7 月 4 日 06 时平均和 7 月 4 日 12 时的情况。从图中可以看出, 3 日 12 时、18 时、和 4 日 00 时三个时次, 大气在 500 hPa 以下为辐合区, 500 hPa 以上为辐散区, 其中 200 hPa 附近出现最大辐散值, 同时低层大气为正涡度区, 高层大气为负涡度区, 中低层上升运动非常强烈。4 日 06 时 (图 3. 4. 22d), 850

hPa 附近出现风场的辐散，与 6 月 29 日暴雨过程形成对比的是，在暴雨过程的初始时刻（4 日 12 时，图 3.4.22f），辐合区和正涡度区同时出现在 700 hPa 高度层附近，高层在 500~300 hPa 之间为辐散区和负涡度区，大气在低层辐合、高层辐散结构形成的抽吸作用下，为对流系统的形成及暴雨过程的产生提供了有利的条件。

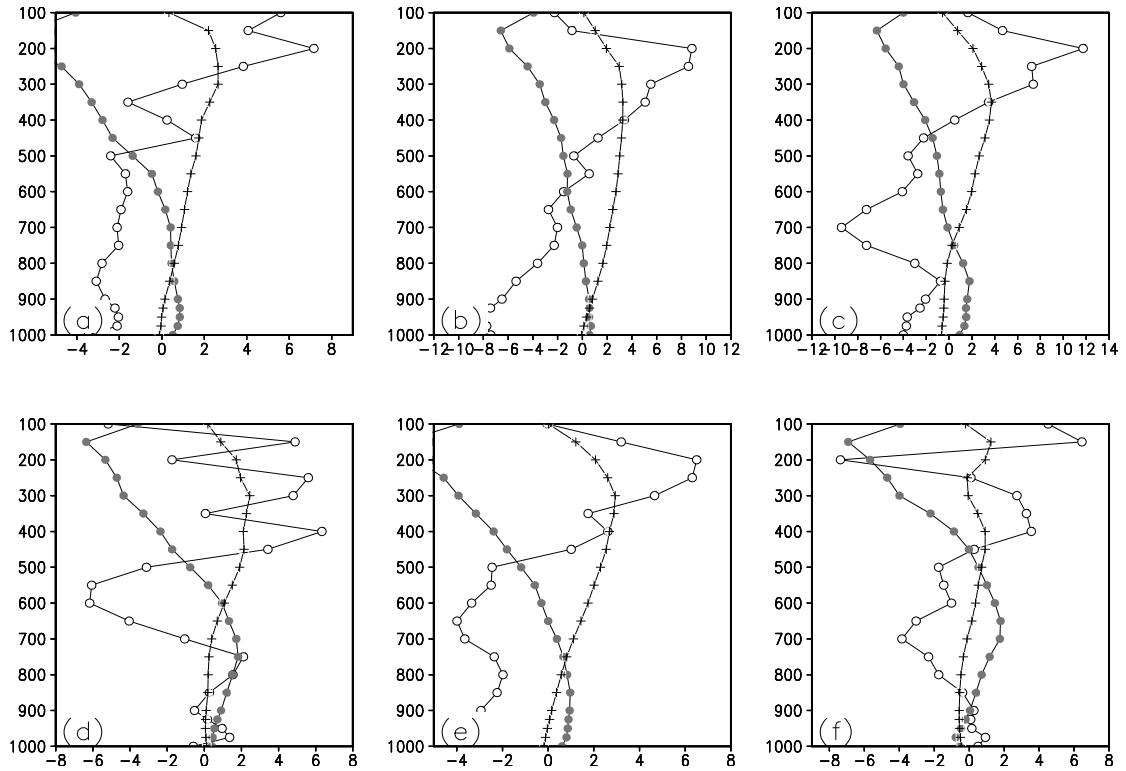


图 3.4.22 2003 年 7 月降水区域 (29~34° E, 116~121° N) 平均的涡度 (●, 单位: 10^{-5} s^{-1})、散度 (○, 单位: 10^{-6} s^{-1}) 和垂直速度 (+, 单位: 10^{-2} m/s): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时 (纵坐标单位为 hPa)

图 3.4.23 是 2007 年 7 月 8 至 9 日暴雨过程降水区域(29~34° E, 116~121° N) 平均的涡度、散度和垂直速度，其中 a~f 依次为 2007 年 7 月 7 日 00 时、7 月 7 日 06 时、7 月 7 日 12 时、7 月 7 日 18 时、7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时平均和 7 月 8 日 00 时的情况。从图中可以看出，7 月 7 日 00 时至 7 月 7 日 18 时四个时次，500 hPa 高度以下为辐合区，500 hPa 高度以上为辐散区，8 日 00 时，低层辐合减弱，但在 700 hPa 附近仍有较强的辐合区，出现辐合的最大值。从涡度的垂直分布上可以看出，7 日 00 时和 7 日 06 时，低层正涡度较弱，7 日

12 时至 8 日 00 时，低层正涡度增强，同时高层负涡度增强。从暴雨发生的初始时刻（图 3.4.23f）上可以看出，约 700 hPa 高度附近，辐合区和正涡度区同时出现，有利于低层大气的辐合。从垂直速度的垂直分布可以看出，在暴雨过程发生前及初始时刻，中低层上升运动随着时间略有增强，从四个时次平均情况（图 3.4.23e）及初始时刻（图 3.4.23f），900~600 hPa 之间有上升运动出现，最大值约位于 850 hPa 高度附近。这样的动力结构的配置为对流系统的形成及暴雨过程的产生提供了有利的条件。

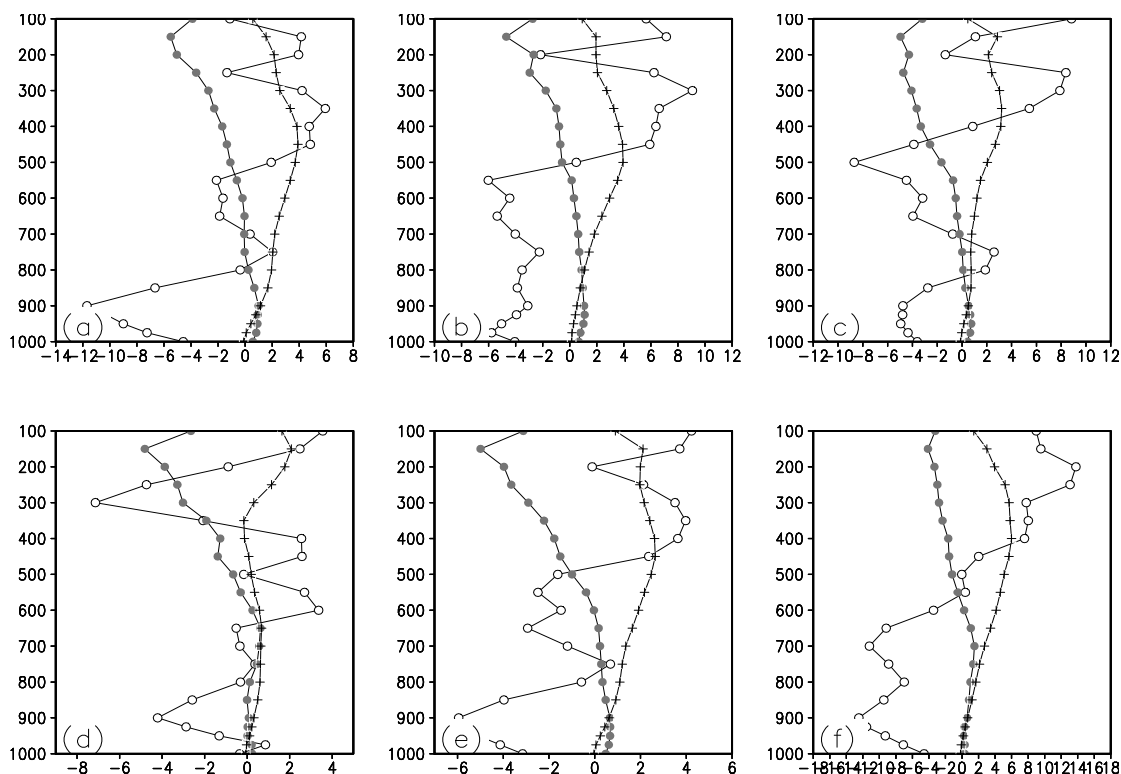


图 3.4.23 2007 年 7 月降水区域 ($29\sim 34^{\circ}\text{E}$, $116\sim 121^{\circ}\text{N}$) 平均的涡度 (\bullet , 单位: 10^{-5}S^{-1})、散度 (\circ , 单位: 10^{-6}S^{-1}) 和垂直速度 ($+$, 单位: 10^{-2}m/s): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 06 时; (c) 7 日 12 时; (d) 7 日 18 时; (e) 7 日 00 时~7 日 18 时平均; (f) 8 日 00 时 (纵坐标单位为 hPa)

3.4.4 水汽输送和收支特征

大气中水汽输送和收支是了解暴雨产生和维持的重要方面(丁一汇, 2005), 它不仅与大气环流系统和天气系统中的水汽含量多少有关, 而且更重要的是与大气中可能的潜热释放或加热有关。暴雨过程的产生除了具备有利的大尺度环流条件以外, 有利的水汽条件也是关键的要素。关于水汽条件在暴雨过程中的作用已

经有了不少的研究。陶诗言（1980）指出持续性暴雨发生时，经常会出现一支天气尺度的低空急流，它使暴雨区外围的水汽迅速向暴雨区集中，供应了暴雨过程中所需要的“燃料”；黄荣辉等（1998）研究了夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别，认为两者有明显的不同；赵思雄等（1998）对1998年特大暴雨的研究表明，长江流域在盛夏期间，不仅南海地区为其提供了大量的水汽，孟加拉湾甚至印度洋也成了其重要的水汽供应源地。徐祥德（2002）的研究工作表明，中国的干旱、洪涝异常气候的季风水汽输送受到青藏高原、印度洋、孟加拉湾和我国的南海地区的综合影响；孙建华等（2001）也对青藏高原人工水汽通道对西北地区夏季降水及环流的影响进行了研究，这些研究都表明水汽的输送及辐合与降水的产生有着直接的关系。那么在本文研究的三次暴雨过程产生之前，其水汽通量辐合及水汽收支是怎样的呢？下面对此进行了计算与分析。

假定降水的物理过程中，潮湿空气的湿绝热上升使水汽发生凝结，并全部降落的地面，则单位面积大气柱里的水汽含量（可降水量）可用下式表示：

$W = \int_{p_n}^{p_0} q dp$ ，其中 q 是比湿， p_0 是气层底部的气压， p_n 是气层顶部的气压，从

而可知，单位时间内可降水量为： $R = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_n} \frac{dq}{dt} dp$ (4.1)

将 $\frac{dq}{dt}$ 在 P 坐标系中展开，则有： $\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p}$ (4.2)

将 P 坐标系中的连续方程代入上式，则有：

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V} q) + \frac{\partial(\omega q)}{\partial p} \quad (4.3)$$

考虑水汽的收支平衡，

$$R - E = - \left[\frac{1}{g} \int_{p_n}^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} dp + \int_{p_n}^{p_0} \nabla \cdot \left(\frac{1}{g} \vec{V} q \right) dp + \int_{p_n}^{p_0} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{g} \omega q \right) dp \right] \quad (4.4)$$

其中 E 为气柱内的蒸发量， $\frac{\partial q}{\partial t}$ 为水汽的局地变化， $\frac{1}{g} (\vec{V} q)$ 为水汽通量，

$\nabla \cdot \left(\frac{1}{g} \vec{V} q \right)$ 为水汽通量散度， $\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{g} \omega q \right)$ 为水汽通量随高度的垂直变化。

当讨论整个大气柱的情况时，在大气的上界假定 $\omega = 0$ ，在大气的下界假定

$\omega = 0$ ，故 $\frac{\partial}{\partial p}(\frac{1}{g}\omega q)$ 项可不考虑。由于水汽局地变化一般较小，因此考虑水汽的

收支时，应重点考虑 (4.4) 式右端的第二项，即水汽通量的散度项。

假设在 100 hPa 以上大气中没有水汽，那么某单位气柱整层大气水汽通量矢

$$\vec{Q} = (Q_\lambda, Q_\varphi) \text{ 可以由下式来计算: } \vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_0} \vec{V} \cdot q dp \quad (4.5)$$

其中， Q_λ 为纬向的水汽通量， Q_φ 为经向的水汽通量。因此，则有：

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{100}^p u q dp, \quad Q_\varphi = \frac{1}{g} \int_{100}^p v q dp, \quad u \text{ 和 } v \text{ 分别为纬向风分量和经向风分量,}$$

λ 和 φ 分别为经度和纬度。在球坐标系中，水汽输送通量散度为：

$$\nabla \cdot \vec{Q} = \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \left| \frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial Q_\varphi \cos \varphi}{\partial \varphi} \right| \quad (4.6)$$

由 (4.5) 式，可得水汽收支方程为：

$$\nabla \cdot \vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_0} \nabla \cdot (\vec{V} q) dp = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_0} \vec{V} \cdot \nabla q dp + \frac{1}{g} \int_{100}^{p_0} q \cdot (\nabla \vec{V}) dp \quad (4.7)$$

根据上述公式，下面对两次暴雨过程中的水汽通量、水汽通量散度和水汽收支进行计算和分析。

3.4.4.1 2003 年 6 月 29~30 日暴雨过程

图 3.4.24 是 850 hPa 水汽通量和水汽通量散度的辐合区，可以看出，在 2003 年 28 日 00 时和 28 日 06 时（图 3.4.24a 和图 3.4.24b），在淮河流域并没有形成较强的水汽辐合区，至 28 日 18 时（图 3.4.24c），水汽通量辐合增强，暖湿气流从南海地区吹向淮河流域，为这一区域带来了较为充足的水汽。29 日 00 时，淮河流域上空低层大气水汽通量输送加强，水汽辐合区覆盖了淮河流域的大部分地区，水汽通量散度辐合区最大值达 $-20 \times 10^{-6} \text{ gs}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ cm}^{-1}$ 。

为了更清楚地了解这次暴雨过程产生前的背景场及暴雨过程中水汽的收支情况，我们对淮河流域地区 ($31 \sim 36^\circ \text{ N}$, $112 \sim 120^\circ \text{ E}$) 通过各个边界的整层 (1000 hPa~100 hPa) 水汽收支情况（表 3.4.1）。

从表 3.4.1 可以看出，暴雨产生前及暴雨过程中，淮河流域东部边界都为输出，西部边界除 29 日 00 时以外，其余时次均为输入，东西部水汽总和在各时次

基本为水汽的收入，其中暴雨产生前水汽收入最大值在 28 日 18 时水汽收入为 11.03×10^4 吨/秒，在暴雨过程中水汽收入最大值在 30 日 00 时为 19.83×10^4 吨/秒。北部边界除 6 月 28 日 00 时为水汽输入外，其余时次均为输出，而南部边界在各时次均为水汽的输入，水汽收入最大值发生在 6 月 29 日 18 时，为 45.35×10^4 吨/秒，南北水汽总和在各时次为水汽收入，在 6 月 29 日 18 时达最大值为 34.63×10^4 吨/秒，整个区域总和基本为水汽的收入，其中值得注意的是，南北部边界水汽的收入总体要大于东西部边界的水汽收入。

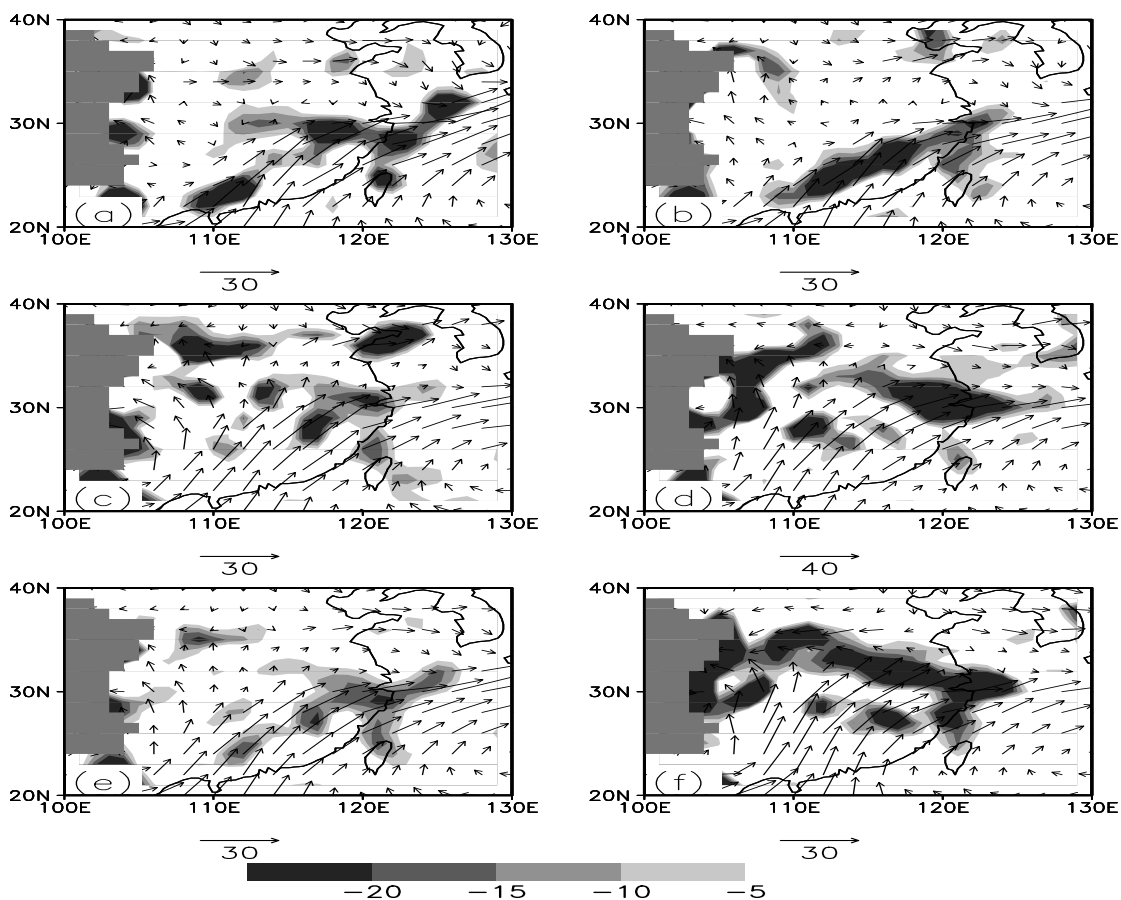


图 3.4.24 2003 年 6 月 850 hPa 水汽通量（矢量箭头）和水汽通量散度（阴影，单位： $10^{-6} \text{gs}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{cm}^{-1}$ ）：(a) 28 日 00 时；(b) 28 日 06 时；(c) 28 日 12 时；(d) 28 日 18 时；(e) 28 日 00 时~18 时平均；(f) 29 日 00 时

表 3.4.1 2003 年 6 月 28 日 00 时~30 日 00 时淮河流域各边界水汽输送量

单位: 10^4 吨/秒

| 边界 时间 | 东部 | 西部 | 北部 | 南部 | 东西总和 | 南北总和 | 区域总和 |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 6月28日00时 | -8.15 | 8.75 | 0.42 | 0.42 | 0.24 | 0.84 | 1.08 |
| 6月28日06时 | -8.79 | 4.39 | -1.66 | 4.42 | -4.40 | 2.76 | -1.64 |
| 6月28日12时 | -10.75 | 2.72 | -4.01 | 17.99 | -8.03 | 13.98 | 5.94 |
| 6月28日18时 | -14.47 | 3.44 | -2.04 | 30.77 | -11.03 | 28.73 | 17.70 |
| 6月29日00时 | -11.29 | -0.64 | 1.52 | 32.13 | -11.93 | 33.64 | 21.71 |
| 6月29日06时 | -17.67 | 6.53 | -3.95 | 26.75 | -11.14 | 22.80 | 11.66 |
| 6月29日12时 | -16.19 | 4.75 | -8.23 | 36.69 | -11.45 | 28.47 | 17.02 |
| 6月29日18时 | -27.71 | 10.71 | -10.73 | 45.35 | -17.00 | 34.63 | 17.63 |
| 6月30日00时 | -30.41 | 10.57 | -3.95 | 37.75 | -19.83 | 33.80 | 13.97 |
| 说明 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 收入 | > 0 收入 | > 0 收入 |

3.4.4.2 2003 年 7 月 4~5 日暴雨过程

图 3.4.25 是 2003 年 7 月 3 日 12 时~4 日 12 时 850 hPa 水汽通量和水汽通量散度的辐合区,可以看出,这次暴雨产生前的四个时次(图 3.4.25a~d)中,水汽输送沿着一股强劲的西南暖湿气流进入淮河流域,淮河流域上空有较强的水汽辐合区域,从四个时次平均的情况来看(图 3.4.25e),水汽辐合最大值达到 $-20 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$,水汽通量非常强劲。在暴雨过程的初始时刻(4 日 12 时,图 3.4.25f),淮河流域在 850 hPa 低空持续维持着较强的水汽通量辐合区。

表 3.4.2 是 2003 年 7 月 3 日 12 时~5 日 12 时淮河流域各边界整层水汽输送量,可以看出,东部边界、北部边界水汽基本为输出,西部边界、南部边界水汽基本为输入,从而说明南部边界为主要的水汽输入边界;整个区域水汽总和为输入,在 7 月 5 日 00 时达到最大值 13.22 吨/秒。同 6 月 29 日暴雨过程相比,

这次暴雨形成前 (3 日 12 时~4 日 06 时), 整个区域水汽总和较大, 说明暴雨前期的水汽条件比前者更充分。

由以上的分析可以知道, 说明这次暴雨过程产生前的背景场, 淮河流域低层大气已经形成了一支水汽通道, 向淮河流域源源不断地输送了大量的水汽, 淮河流域经过水汽的积蓄过程, 充足的暖湿空气为暴雨过程直接提供了水汽条件和能量条件。

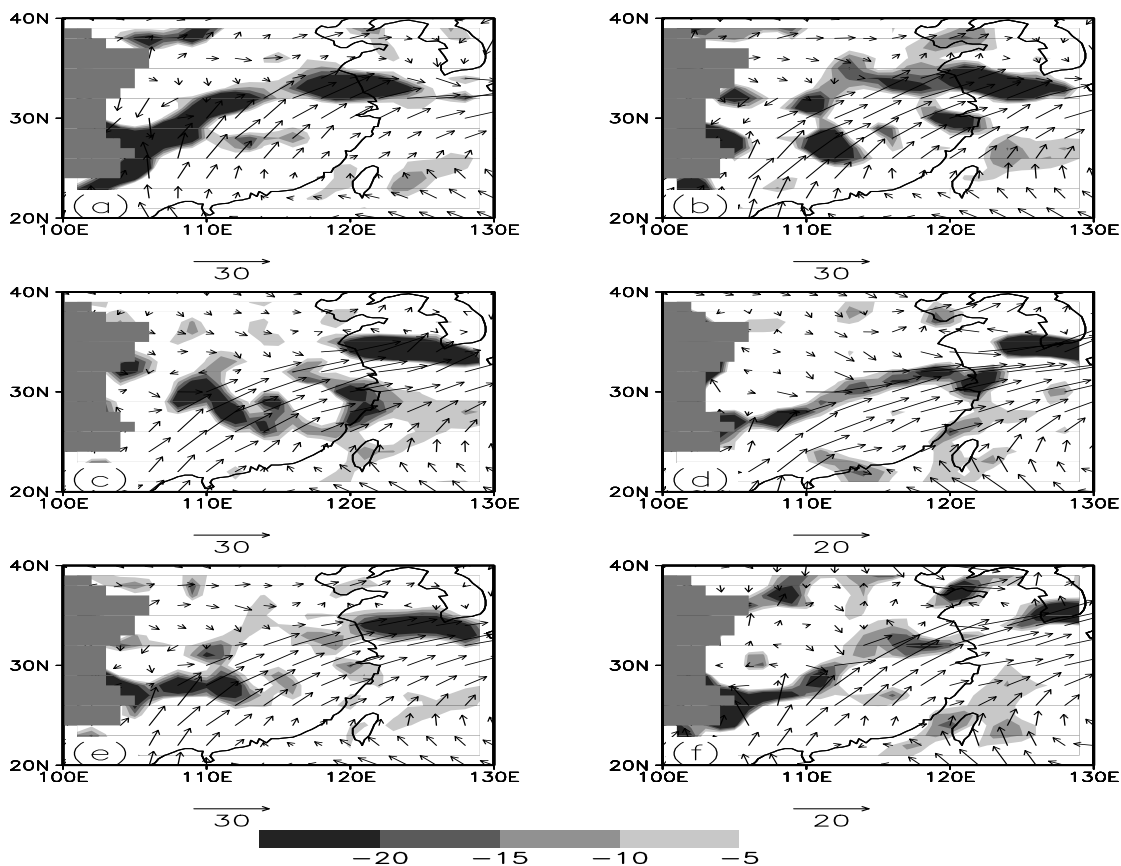


图 3.4.25 2003 年 7 月 850 hPa 水汽通量 (矢量箭头) 和水汽通量散度 (阴影, 单位: $10^{-6} \text{gs}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{cm}^{-1}$): (a) 3 日 12 时; (b) 3 日 18 时; (c) 4 日 00 时; (d) 4 日 06 时; (e) 3 日 12 时~4 日 06 时平均; (f) 4 日 12 时

表 3.4.2 2003 年 7 月 3 日 12 时~5 日 12 时淮河流域各边界水汽输送量

单位: 10^4 吨/秒

| 边界 时间 | 东部 | 西部 | 北部 | 南部 | 东西总和 | 南北总和 | 区域总和 |
|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 7 月 3 日 12 时 | -26.13 | 20.17 | -10.56 | 25.68 | -5.96 | 15.12 | 9.16 |
| 7 月 3 日 18 时 | -30.09 | 21.60 | -10.09 | 28.25 | -8.49 | 18.16 | 9.67 |
| 7 月 4 日 00 时 | -34.68 | 14.54 | -0.59 | 28.06 | -20.14 | 27.47 | 7.33 |
| 7 月 4 日 06 时 | -33.45 | 14.01 | -1.60 | 14.66 | -19.44 | 13.06 | -6.38 |
| 7 月 4 日 12 时 | -23.08 | 10.60 | -4.61 | 20.95 | -12.48 | 16.34 | 3.86 |
| 7 月 4 日 18 时 | -23.76 | 9.48 | -0.81 | 27.04 | -14.28 | 26.23 | 11.95 |
| 7 月 5 日 00 时 | -16.50 | 4.35 | 6.09 | 19.29 | -12.16 | 25.38 | 13.22 |
| 7 月 5 日 06 时 | -17.75 | 3.00 | -2.76 | 9.51 | -14.75 | 6.75 | -8.00 |
| 7 月 5 日 12 时 | -15.31 | -0.50 | 3.85 | 15.15 | -15.82 | 19.30 | 3.48 |
| 说明 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 收入 | > 0 收入 | > 0 收入 |

3.4.4.3 2007 年 7 月 8~9 日暴雨过程

图 3.4.26 是 2007 年 7 月 7 日 00 时~8 日 00 时 850 hPa 水汽通量和水汽通量散度的辐合区, 其中 a~f 依次为 2007 年 7 月 7 日 00 时、7 月 7 日 06 时、7 月 7 日 12 时、7 月 7 日 18 时、7 月 7 日 00 时~7 月 7 日 18 时平均和 7 月 8 日 00 时的情况。从图中可以看出, 7 月 7 日 00 时至 7 日 18 时四个时次, 850 hPa 高度上淮河流域有较强的水汽通量输送, 暖湿气流从我国的南海地区源源不断地吹向江淮一带, 造成了这一地区强的水汽辐合。从水汽通量散度的分布情况也可以看出, 在淮河干流一带地区负的水汽通量散度区非常明显, 说明暴雨过程发生前, 这一地区已经有了水汽的集聚过程。7 月 8 日 00 时 (3.4.26d), 由华南地区吹向淮河流域的水气输送通量仍然很强, 持续地为这一地区输送着暖湿水汽, 为该地区对流系统的发生和降水的形成提供了水汽条件和能量条件。

表 3.4.3 是 2007 年 7 月 7 日 00 时~9 日 00 时淮河流域各边界整层水汽输

送量，从表中可以看出，在暴雨发生前及降水过程中，淮河流域东部边界有水汽输出，西部边界、北部边界和南部边界同时基本为水汽输入，北部边界在 7 月 7 日 12 时~8 日 12 时为水汽输出。整个区域水汽总和为输入，在 7 月 8 日 00 时至 8 日 18 时四个时次中，达到较大的水汽输入总和，其中在 8 日 12 时和 8 日 18 时分别达到 18.89 吨/秒和 22.43 吨/秒。同 2003 年两次暴雨过程相比，整个区域水汽总和较大，说明暴雨前期及过程中的水汽条件更为充分。

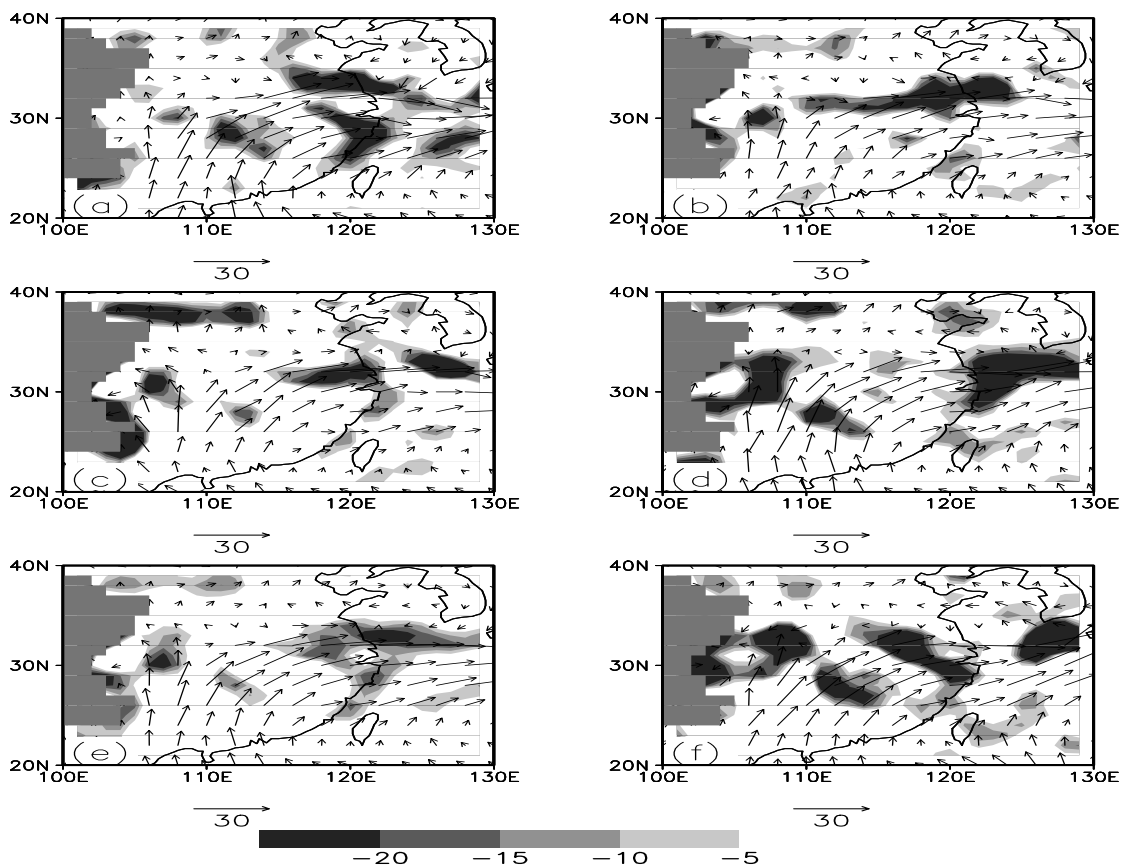


图 3.4.26 2007 年 7 月 850 hPa 水汽通量（矢量箭头）和水汽通量散度（阴影，单位： $10^{-6} \text{gs}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{cm}^{-1}$ ）：(a) 7 日 00 时；(b) 7 日 06 时；(c) 7 日 12 时；(d) 7 日 18 时；(e) 7 日 00 时~7 日 18 时平均；(f) 8 日 00 时

表 3.4.3 2007 年 7 月 7 日 00 时~9 日 00 时淮河流域各边界水汽输送量

单位: 10^4 吨/秒

| 边界 时间 | 东部 | 西部 | 北部 | 南部 | 东西总和 | 南北总和 | 区域总和 |
|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 7 月 7 日 00 时 | -31.64 | 15.59 | 0.06 | 21.53 | -16.05 | 21.59 | 5.53 |
| 7 月 7 日 06 时 | -26.61 | 14.50 | 0.90 | 15.78 | -12.18 | 16.69 | 4.58 |
| 7 月 7 日 12 时 | -24.05 | 14.43 | -5.41 | 17.60 | -9.62 | 12.18 | 2.56 |
| 7 月 7 日 18 时 | -29.25 | 12.95 | -2.23 | 23.80 | -16.29 | 21.57 | 5.28 |
| 7 月 8 日 00 时 | -18.92 | 11.78 | -1.54 | 25.79 | -7.14 | 24.25 | 17.11 |
| 7 月 8 日 06 时 | -21.69 | 14.11 | -4.09 | 30.51 | -7.58 | 26.43 | 18.85 |
| 7 月 8 日 12 时 | -19.77 | 10.50 | -7.06 | 35.23 | -9.27 | 28.17 | 18.89 |
| 7 月 8 日 18 时 | -25.66 | 11.25 | 0.25 | 36.58 | -14.40 | 36.83 | 22.43 |
| 7 月 9 日 00 时 | -33.69 | 11.52 | 4.12 | 20.73 | -22.17 | 24.86 | 2.68 |
| 说明 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 输入 | > 0 收入 | > 0 收入 | > 0 收入 |

3.5 小结

2003 年 6 月 29~30 日、7 月 4~5 日以及 2007 年 7 月 8~9 日暴雨过程是梅雨期江淮流域其中典型的几次暴雨过程,降水集中,持续时间长,直接导致了淮河流域严重的洪涝灾害。这三次暴雨过程的产生及中尺度对流涡旋的发展与大尺度环流形势有密切的关系,同时,在大尺度的背景场下,天气尺度系统和中尺度对流系统的发生和发展是暴雨过程产生的直接因素。

1、通过三次暴雨过程环流形势的对比,可以看出形成 MCV 的暴雨过程(前者)和未形成 MCV 的暴雨过程(后者)的背景场特征存在以下几个方面的差异:

(1) 西太平洋副热带高压位置的差异:前者发生时副热带高压控制了江南和华南大部分地区,梅雨锋随副高的北跳从长江流域移到淮河流域,而后者发生时副热带高压略有北移;(2) 西风带内中纬度短波槽的差异:相对于前者,后者暴雨

过程发生时短波槽较为活跃,其槽后不断有冷空气南下,对流层中低层约 700 hPa 附近有高纬度冷空气侵入的过程,同副热带高压西侧的偏南气流交汇于淮河流域,为暴雨的产生提供了能量条件;(3) 高低空急流的差异:前者暴雨过程发生时,高空急流位置相对淮河流域略有偏西,而后者发生时,淮河流域恰好位于高空急流的入口区右侧和低空急流出口区左侧,低空急流轴与高空急流轴平行出现,这种高低空急流相互耦合的配置有利于垂直运动的增强和维持,从而造成了较强的对流系统的发生和发展,进一步有利于暴雨过程以及中尺度对流诱生涡旋的形成。

2、有利于 MCV 形成的天气尺度系统特征有:(1) 对流不稳定层结的高度较高,最大不稳定区域位于 800~700 hPa 之间,有较明显的对流不稳定大气存在;(2) 强辐合区和正涡度区同时出现在 700 hPa 高度层附近,高层在 500~300 hPa 之间为辐散区和负涡度区,大气在低层辐合、高层辐散结构形成的抽吸作用下,为对流系统的形成及暴雨过程的产生提供了有利的条件;(3) 淮河流域水汽收入总和较大,低层大气形成了一支水汽通道,充足的暖湿空气为暴雨过程直接提供了水汽条件和能量条件。

第四章 采用雷达资料同化对暴雨过程及 MCV 的模拟

摘要 本章利用我国 CINRAD/SA 多普勒天气雷达资料与 ARPS 模式 (advanced regional prediction system) 的资料分析系统 ADAS (ARPS data analysis system), 对初始场进行调整, 并应用于 WRF (weather research and forecasting model) 模式, 对 2003 年和 2007 年梅雨期淮河流域三次典型的致洪暴雨过程进行了模拟试验。对模拟结果的对比分析和检验表明, 引入雷达资料后, 在雷达观测区的整层风场和水汽场都随之得到调整, 雷达径向风和反射率资料对初始场的调整有不同的影响, 径向风资料侧重于对风场的调整, 而反射率资料侧重于对温、湿量场的调整, 使降雨的落区和强度预报都有所提高; 在 ADAS 系统中, 雷达径向风和反射率资料对初始场的调整有不同的影响, 径向风资料侧重于对风场的调整, 而反射率资料侧重于对温、湿量场的调整; 对本文个例的试验结果表明, 加入雷达径向风资料的试验对降雨的落区和强度的模拟结果改进最明显。

4.1 引言

随着高分辨率的中尺度模式的发展, 数值模式对中尺度系统结构的模拟能力及对降水的预报能力有了很大的提高。但是由于常规观测资料受到时空分辨率的限制, 用于改进模式初始场的中尺度信息包含较少, 特别是在中尺度对流系统发生时, 初始状态不能很好地包含中尺度的湿度、云、潜热及环流等信息, 使得模式出现预报起转延迟问题 (Kasahara 等, 1988); 同时, 也为提高定量降水预报 (quantitative precipitation forecast, QPF) 带来一定的难度。随着大气观测技术的发展, 人们开始探索从某些特殊资料中提取更多有用的初始信息以改进中尺度数值预报的结果, 如卫星资料、雷达资料等。这些高时空分辨率的非常规资料的引入, 有可能在中尺度数值预报的应用中对改进模式初始场、减少模式起转延迟时间、提高预报准确度起到积极的作用。

雷达资料在中尺度模式中的应用主要采用资料同化, 如三维变分 (Gao 等, 2001; Gao 等, 2004)、四维变分 (Sun 等, 1997; Sun 等, 1998) 和集合卡尔曼 (Kalman) 滤波 (Zhang 等, 2004; Tong 等, 2005) 等。也有研究工作将雷达

资料应用于中尺度系统的模拟,例如, Hu 等(2006)分别利用 ADAS 和变分同化系统(3DVAR)研究了美国 WSR-88D 多普勒天气雷达资料对初始场调整改进的效果;Xue 等(2003, 2006)利用 ARPS 模式及其同化系统,采用美国 WSR-88D 多普勒天气雷达资料对中尺度飚线、飓风等中尺度对流系统进行了研究。国内在多普勒天气雷达资料在数值模式中的应用方面也做了一些研究。例如,邱崇践等(2000)提出单多普勒雷达资料反演风矢量场的准四维变分分析方法;托亚等(2003)利用多普勒雷达资料反演的降水率对中尺度模式(MM5)初始场进行调整,提高了短期降水预报的质量;王叶红等(2004)利用数字化天气雷达降水资料进行了一维变分同化的敏感性试验;盛春岩等(2006)、Sheng 等(2006)利用 ARPS 模式及 ADAS 将我国的多普勒雷达资料直接应用于中尺度数值模拟,对我国北方秋季的一次降雨过程进行了试验,结果表明,经改进后的初始场可明显增强 3 h 内的降水强度和改善暴雨落区的预报,从而可提高中尺度数值模式的短时定量降水预报的水平。

以上的研究工作为多普勒雷达资料在中尺度数值模式中的应用进行了很好的探索,但仍有一些工作需要进一步的试验与研究,例如在对持续时间较长的强降水过程的数值模拟中,多普勒雷达资料产生的效果如何?雷达径向风和反射率资料对强降水过程的模拟有何不同的影响?不同的雷达资料调整方案对模式初始场和中尺度对流系统和降雨预报结果有何影响?

江淮流域是我国洪涝灾害频发的地区之一。丁一汇(1993)、陶诗言等(2001)、赵思雄等(2004)对 1991 年淮河流域和 1998 年长江流域持续性特大暴雨进行了研究,指出江淮梅雨锋云系维持时间长、中尺度云团活动频繁是造成特大暴雨的主要原因。2003 年梅雨期,沿淮河及淮北降水比常年同期偏多,持续性暴雨多,降水集中,形成了全流域的洪水。对 2003 年梅雨期暴雨的一些研究结果(张庆云等, 2004; 矫梅燕等, 2004; 孙建华等, 2006)表明,造成暴雨的 β 中尺度对流系统大部分生成于低涡切变线或梅雨锋上。综上所述,人们对造成梅雨锋暴雨的中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS)已经有了不少研究,但由于观测资料的限制,资料分析和数值模拟结果都还不能全面了解梅雨锋上中尺度对流系统的结构和发生、发展机理,对由这类系统造成的暴雨的定量预报还有不少困难。

本章采用 ADAS 系统和 WRF 模式,对 2003 年和 2007 年梅雨期淮河流域三次

典型暴雨过程（2003 年 6 月 29~30 日、2003 年 7 月 4~5 日、2007 年 7 月 8~9 日，为便于叙述，分别称为个例一、二、三）进行模拟，检验多普勒雷达资料在改进模式初始场及提高暴雨预报准确度等方面的应用效果及意义。首先介绍数值模拟所用的资料、中尺度模式以及试验方案，然后分析雷达资料同化对初始场以及对降水模拟的影响，并对降水模拟结果进行检验，最后分析初始场中中尺度系统信息对强对流系统预报的影响。

4.2 资料、中尺度模式及试验方案

4.2.1 资料简介

本文研究中所使用的资料有：

- (1) 常规观测资料（包括常规高空探测资料、地面观测资料）；
- (2) NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料；
- (3) GOES-9 卫星红外云顶亮温资料；
- (4) CINRAD/SA 多普勒雷达资料；

其中，2003 年多普勒雷达资料由安徽省合肥市的 CINRAD/SA 多普勒雷达观测得到，2007 年多普勒雷达资料由合肥、郑州、濮阳、南阳、驻马店、宜昌、十堰共 7 部多普勒雷达观测得到，对雷达资料进行了去噪声、补缺测点、退模糊和平滑滤波等质量控制。

4.2.2 中尺度模式简介

4.2.2.1 ADAS 系统

作为 ARPS 模式的资料分析系统，ADAS 是一个能同化常规和一些非常规资料的中尺度分析系统。它采用 Bratseth 提出的连续迭代方法（Bratseth, 1986），将观测资料中的物理量（如温度、压强、湿度和风场等）直接转化到模式三维网格空间，形成模式初始场。ADAS 包含微物理调整系统和复杂云分析系统，其中复杂云分析系统是基于局地分析和预报系统（local analysis and prediction system, LAPS）（Zhang, 1999）的云分析方案构造的。它可以利用多普勒雷达资料、卫星资料及地面云观测资料进行三维云分析，构建一个具有高分辨率的三维

初始云场和降水场,再通过基于湿绝热或非绝热初始化的方法对温、湿量和风分量等进行调整,使得雷达观测信息在初始场形成中得到应用,从而改进初始场。ADAS 将雷达观测资料进行水平和垂直插值,转化成模式三维网格上的值。

ADAS 直接利用雷达径向风和反射率资料对初始场在三维空间中进行模式变量的调整,得到一个热力和动力平衡的初始场。在调整过程中,初始的热量场根据云凝结的潜热释放进行调整,相对湿度场则重点对常规资料中湿度量观测缺少处进行调整。

首先,在雷达观测区,根据模式网格点所对应位置的径向风速和雷达方位角,得到常规观测的风场 u 、 v 分量的增量,然后利用所得增量对初始场进行调整的,提取风分量增量的公式如下:

$$u'_j(x, y, \phi) = \cos \phi [v_r - (\cos \phi u(x, y) + \sin \phi v(x, y))]$$

$$v'_j(x, y, \phi) = \sin \phi [v_r - (\cos \phi u(x, y) + \sin \phi v(x, y))]$$

其中, ϕ 为雷达方位角, v_r 为雷达径向风, u'_j, v'_j 为调整后风场 u, v 分量的增量。

在实际大气中,对流系统中气块所受的重力是由潜热释放引起的向上的加速度来平衡的,因此,通过非绝热初始化的方法,利用雷达反射率资料便可以得到温湿量场调整,推导公式如下:

ARPS 模式中,垂直动量方程为:

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} - \tilde{f}u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + B + D_w$$

其中, ρ 为空气密度, p 为气压, D_w 为次网格尺度扰动和计算混合项,浮力项

$$B = g \left[\frac{\theta'}{\bar{\theta}} - \frac{p'}{\bar{p}c_s^2} + \frac{q'_v}{\varepsilon + \bar{q}_v} - \frac{q'_v + q'_w}{1 + \bar{q}_v} \right], \text{ 这里, } q_w = q_c + q_i + q_r + q_s + q_h, \varepsilon = 0.622。$$

假定背景场气压和空气密度在调整过程中不变,为使调整前后浮力项守恒,则有:

$$\frac{\Delta \theta'}{\bar{\theta}} + \frac{\Delta q'_v}{\varepsilon + \bar{q}_v} - \frac{\Delta q'_v + \Delta q'_w}{1 + \bar{q}_v} = 0,$$

这里, $\Delta \theta'$, $\Delta q'_v$, $\Delta q'_w$ 为调整前后位温、水汽混合比、总水汽混合比扰动的变化。

$$\text{进一步可得到, } \Delta \theta' = \bar{\theta} \cdot [(\Delta q'_v + \Delta q'_w)/(1 + \bar{q}_v) - \Delta q'_v/(0.622 + \bar{q}_v)]$$

ADAS 直接利用雷达径向风和反射率资料对初始场在三维空间中进行模式变量的调整, 得到一个热力和动力平衡的初始场。在调整过程中, 初始热量场根据云凝结的潜热释放进行调整, 相对湿度场则重点对常规资料中湿度量观测缺少处进行调整。

4.2.2.2 WRF 模式

WRF 是由美国国家大气研究中心 (NCAR)、国家海洋和大气管理局 (NOAA)、预报系统实验室 (FSL) 以及俄克拉荷马大学风暴分析预报中心 (CAPS) 联合多家科研机构开发的新一代中尺度数值模式, 适用于理想化的动力学研究, 全物理过程的天气预报、空气质量预报以及区域气候模拟等。

WRF 为非静力模式, 但也提供静力框架的选择, 水平方向采用 Arakawa C 网格, 垂直方向为质量追随坐标 (mass-based terrain following coordinate), 其分辨率可随高度变化。若采用时间分裂方案, 声波和重力波采用小步长, 可使用 Runge Kutta 3 阶或 2 阶方案。若采用平流方案, 可选择从 2~6 阶的方案。此外, WRF 还提供单向和双向嵌套, 嵌套区域可移动, 包含的物理过程有辐射、边界层参数化、对流参数化、次网格湍流扩散以及微物理等。WRF 模式为中尺度研究和业务数值天气预报提供了共同框架, 同时也适合高分辨率的数值模拟。

4.2.3 试验方案

WRF 模式的模拟采用三重单向嵌套网格 (图 4.2.1), 区域一 (即外层区域) 格距为 36 km, 中心位置为 (31.0° N, 112.0° E); 区域二和区域三的格距分别为 12 km 和 4 km, 中心位置均为 (31.9° N, 117.3° E); 垂直方向分为 31 层。三层区域的微物理过程均为 WSM6 阶霰方案, 其中区域一和区域二采用 Kain-Fritsch 积云参数化方案和显式方案, 区域三仅采用显式方案; 边界层采用 YSU 方案, 陆面过程采用 Noah 陆面模式, 辐射采用 Dudhia 方案。模式积分初始时刻分别为 2003 年 6 月 29 日 00 时和 7 月 4 日 12 时, 均积分 24 小时。

为了与加入雷达资料后的模拟结果进行比较, 同时检验雷达径向风、反射率资料对降水模拟效果的不同影响, 论文针对 2003 年两个个例设计了四组试验 (见表 4.2.1)。试验中背景场均采用美国国家环境预报中心 (NCEP) 的 1° × 1° 再分析资料。在此基础上, 利用 ADAS 及复杂云分析方案对常规资料和雷达资料的分析结果形成初始场。在对照试验 CNTL 中, 只加入常规地面观测、探空资料;

试验 RADAR-V 分析常规地面观测、探空资料和多普勒雷达径向风资料；试验 RADAR-R 分析常规地面、探空资料和雷达反射率资料；试验 RADAR-RV 分析常规地面、探空资料和雷达径向风、反射率资料。根据 2003 年个例试验的分析检验结果，对 2007 年个例设计了两组试验，对照试验 CNTL 和试验 RADAR-V。

表 4.2.1 试验设计

| 试验名称 Exp. | CNTL | RADAR-V | RADAR-R | RADAR-RV |
|-----------|------|---------|---------|----------|
| 常规资料 | 有 | 有 | 有 | 有 |
| 雷达径向风资料 | 无 | 有 | 无 | 有 |
| 雷达反射率资料 | 无 | 无 | 有 | 有 |

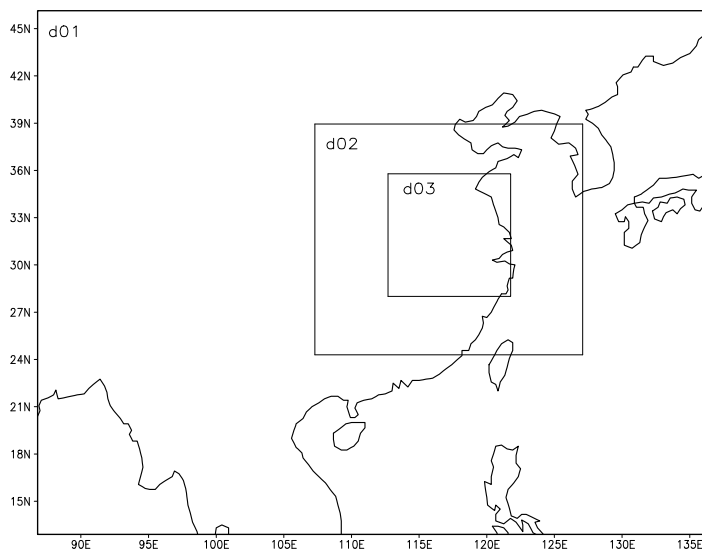


图 4.2.1 模拟雨区图

4.3 雷达资料同化对初始场的影响

在本节将讨论，如果高时空分辨率的雷达资料同化，可以较好的弥补中尺度信息的缺失，为中尺度对流系统及暴雨的模拟提供更为准确的初始场，那么，雷达资料的同化是如何影响初始场的呢？为了更为细致的考察具有中尺度特征的对流系统结构差异，更为精细分析雷达资料对初始场的影响，本节采用采用较高分辨率（4 km 格距）的数值试验的结果，分析雷达资料同化对中尺度数值模拟中初始场的影响。

4.3.1 对风场的影响

本节给出试验 RADAR-V 与对照试验 CNTL 的初始风场的差异。试验结果表明,只加入雷达反射率的试验 RADAR-R 相对于对照实验 CNTL,对初始风场没有调整,而试验 RADAR-RV 对初始风场的调整与试验试验 RADAR-V 相同。

图 4.3.1 是个例一试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的初始风场之差沿 31.9° N 的经度-高度剖面图。从图中可以看出,加入雷达径向风资料以后, u 分量主要的调整区域在 $114\sim 119^{\circ}$ E 之间,在 118° E 附近的上空出现两个负中心,分别为距地面 4 km 和 11 km 处,说明此处增加了东风分量;在 118° E 附近的 1 km 和 7 km 上空出现两个正中心,说明此处增加了西风分量; v 分量的调整区域与 u 分量相同,但正、负中心在高空中的分布则有所差别,在距地面 1 km 高空有一个正中心,在 6 km 以上的高空也为正值区域;雷达资料对垂直运动的调整主要表现为,在 $116\sim 119^{\circ}$ E 之间的地面至 5 km 高度范围内,增加了上升运动。

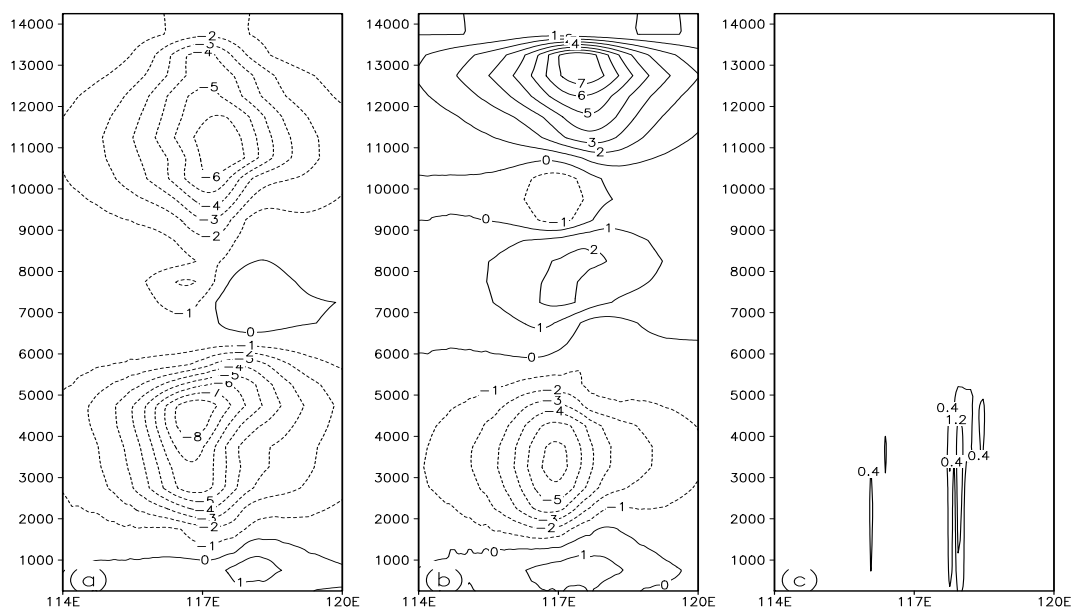


图 4.3.1 试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的初始风场之差沿 31.9° N 的经度-高度剖面图(单位: m/s): (a) u 分量; (b) v 分量; (c) w 分量 (纵坐标单位为 m) (个例一)

有研究表明(丁一汇, 2005),低空中尺度辐合与对流活动关系密切,因此,在中尺度对流系统的发展过程中,低层大气的辐合运动会起到关键的作用。图 4.3.2 是不同高度上雷达径向风资料对初始风场影响的矢量图。可以看出,加入雷达径向风资料后,雷达观测区风场得到明显的调整,在低层(图 4.3.2a、4.3.2b)出现了一个范围约为 $200\text{ km}\times 200\text{ km}$ 的风场辐合区,在中高层(图 4.3.2c、图

4.3.2d) 风场也有较明显的变化, 加强了辐散, 相对于对照试验增加了风场的中尺度特征。这说明, 经雷达径向风资料调整后, 低空出现了中尺度辐合区, 从而对气块产生抬升作用, 有利于对流系统的发展和降水的形成。

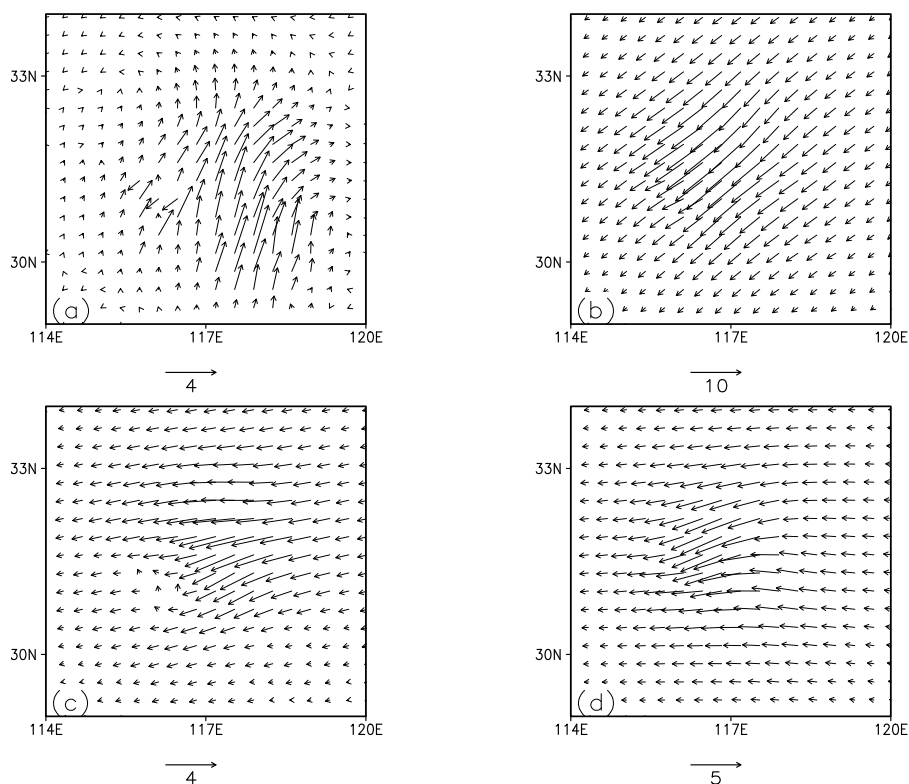


图 4.3.2 不同高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 初始风场差异: (a) 750 m; (b) 3750 m; (c) 5750 m; (d) 9750 m (个例一)

图 4.3.3 是个例二试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的初始风场之差沿 31.9°N 的经度-高度剖面图。从图中可以看出, 加入雷达径向风资料后, 对于 u 分量主要的调整 (图 4.3.3a) 表现为在 116°E 附近的 3.5 km 和 8 km 上空出现两个正中心, 在 118°E 附近的 12~14 km 上空也有一个正中心, 说明在这三处增加了西风分量。而对 v 分量的调整 (图 4.3.3b), 在地面至 9 km 之间的范围内出现负、正、负中心, 而在 9~12 km 之间出现正、负中心并列存在的分布形式。对于垂直运动的调整, 则在雷达观测区使上升运动明显加强。

图 4.3.4 是不同高度上雷达径向风资料对初始风场影响的矢量图。可以看出, 加入雷达径向风资料后, 雷达观测区风场得到明显的调整, 在低层 (图 4.3.4a、4.3.4b) 出现了一个具有中尺度特征的风场辐合区, 而在中高层 (图 4.3.4c、4.3.4d) 风场辐散得到了加强, 相对于对照试验增加了风场的中尺度特征。说明

经雷达径向风资料调整后,低空出现了中尺度辐合区,对应区域高空出现辐散区,有利于对流系统的发展和降水的形成。

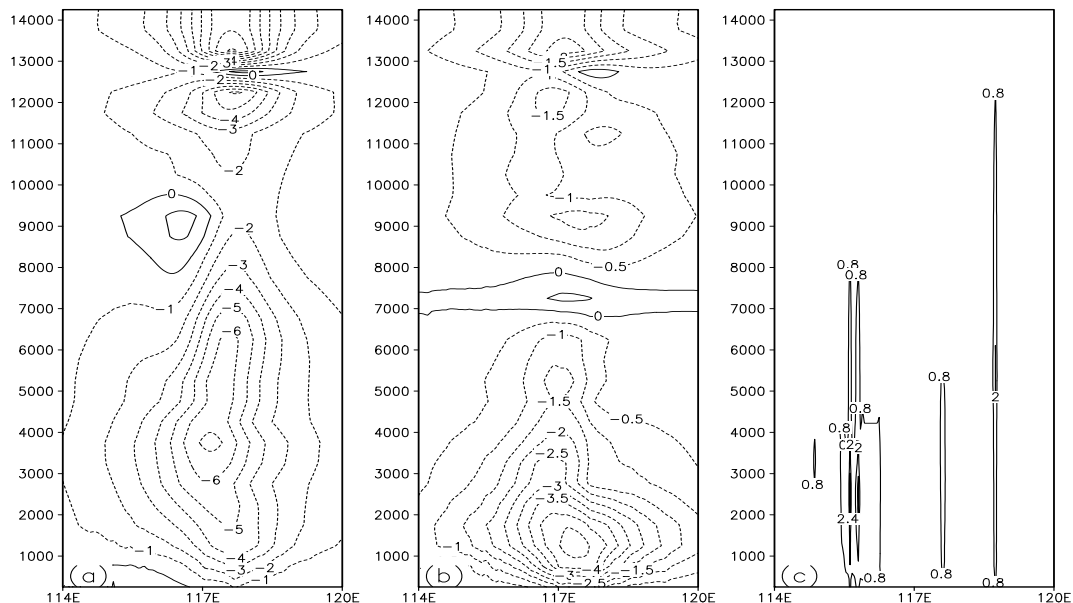


图 4.3.3 试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的初始风场之差沿 31.9° N 的经度-高度剖面图(单位: m/s): (a) u 分量; (b) v 分量; (c) w 分量 (纵坐标单位为 m) (个例二)

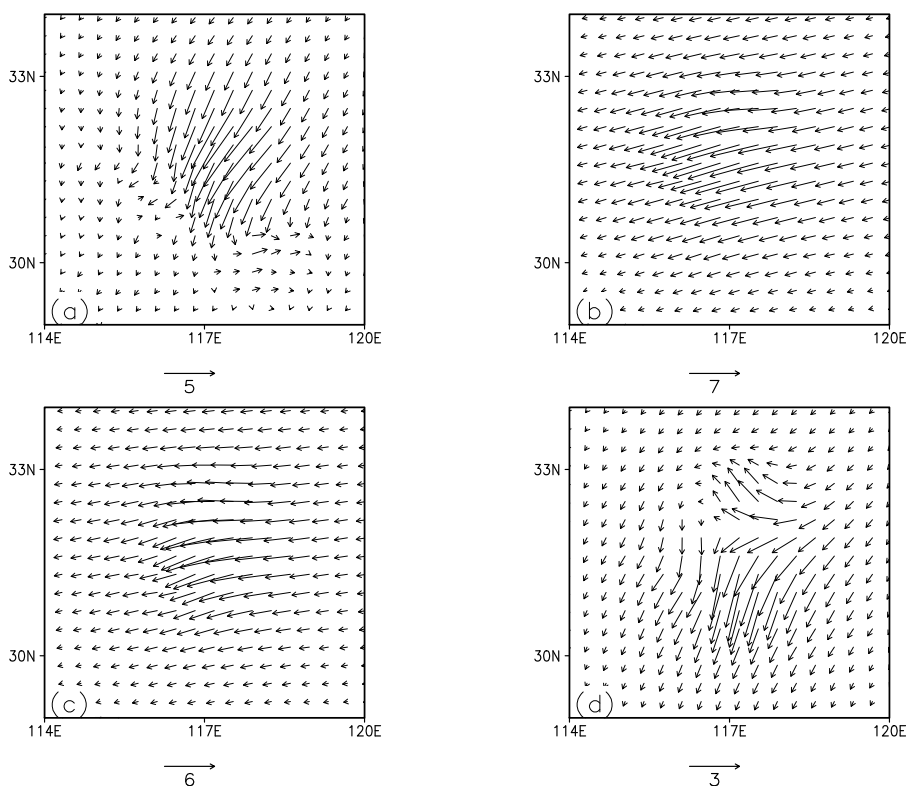


图 4.3.4 不同高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 初始风场差异: (a) 750 m; (b) 3750 m; (c) 5750 m; (d) 9750 m (个例二)

图 4.3.5 是个例三试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的初始风场之差沿 33° N 的经度-高度剖面图。从图中可以看出, 加入雷达径向风资料后, 对于 u 分量 (图 4.3.5a) 来说, 主要为在 $111^{\circ}\sim 120^{\circ}$ E 之间的对流层低层得到调整, 分别出现一正一负两个中心 (115° E 附近为负中心, 120° E 附近为正中心), 说明在这两处分别增加了东风分量和西风分量。而对 v 分量的调整 (图 4.3.5b), 与 u 分量相类似, 主要的调整出现在对流层低层, 114° E 附近出现负中心, 120° E 附近出现正中心, 表明在这两处分别增加了北风分量和南风分量。在中高层对 u 、 v 分量调整不明显, 但通过对低层风场的调整, 增加了低层的气旋性风。对于垂直运动的调整, 则在对流层整层增加了上升运动, 大值中心出现在 105° E 和 117° E 附近的对流层中层, 上升运动得到了加强。

图 4.3.6 是不同高度上雷达径向风资料对初始风场影响的矢量图。可以看出, 加入雷达径向风资料后, 雷达观测区风场得到明显的调整, 在低层 750 m 高度上 (图 4.3.6a), 风场调整较明显, 在约 115.5° E, 30° N 周围出现了一个具有中尺度特征的风场辐合区, 有利于对流系统的发展和降水的形成, 同时, 3750 m (图 4.3.6b) 高度上, 在约 114° E, 30.5° N 出现了较弱的辐合区, 说明经雷达径向风资料调整后, 低空出现了中尺度辐合区, 相对于对照试验增加了风场的中尺度特征。在高层 (图 4.3.6c~d), 风场也得到一定程度的调整, 但相对于低层调整较弱。

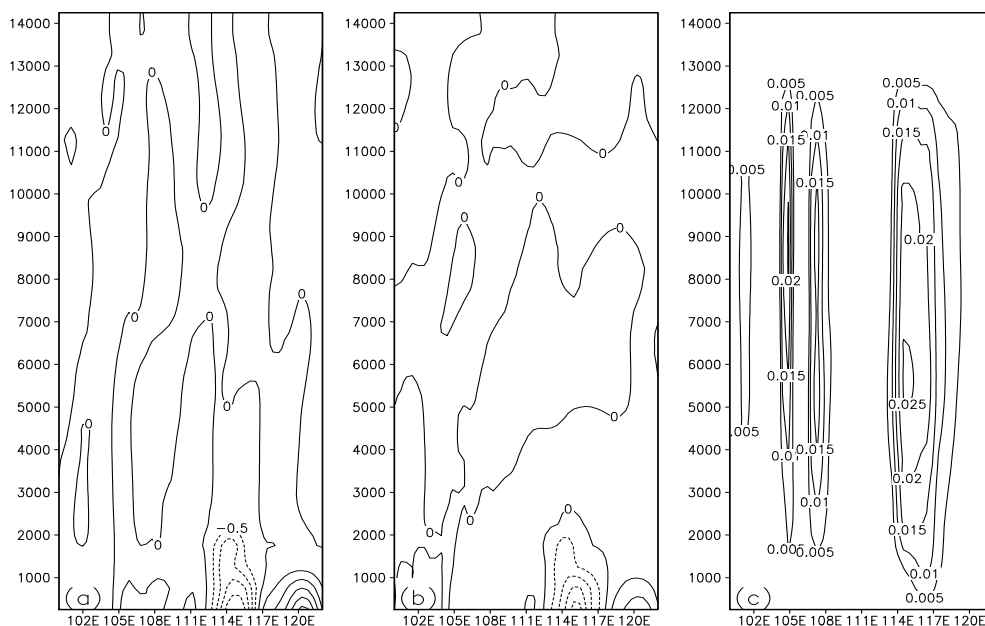


图 4.3.5 试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的初始风场之差沿 33° N 的经度-高度剖面图 (单位: m/s): (a) u 分量; (b) v 分量; (c) w 分量 (纵坐标单位为 m) (个例三)

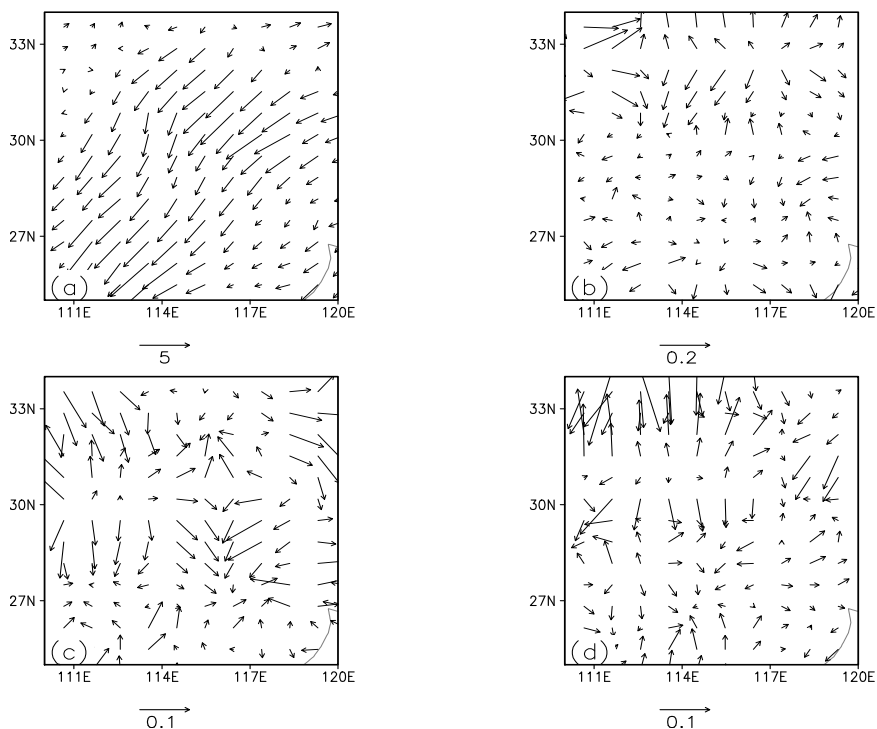


图 4.3.6 不同高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 初始风场差异: (a) 750 m; (b) 3750 m; (c) 5750 m; (d) 9750 m (个例三)

4.3.2 对温湿场的影响

我们知道, 初始场中温湿场的分布情况在暴雨模拟中有很重要的作用, 因此更为精细的温湿量场分布对改进暴雨预报的结果会很有帮助。

图 4.3.7 是个例一加入雷达资料后的三组试验与试验 CNTL 的初始场水汽、位温之差的沿 31.9°N 的经度-高度剖面图, 差值由三组试验分别减去对照实验得到。从图中可以看出, 在雷达观测区水汽和位温都得到不同程度的调整, 三组试验调整中心最大分别为 1.6 g/kg 、 0.8 g/kg 和 1.6 g/kg , 三组试验中位温调整差别不大, 均为 0.6 K , 其中, 试验 RADAR-V (图 4.3.7a) 水汽调整的大值中心空间范围要小于试验 RADAR-R (图 4.3.7c) 和试验 RADAR-RV (图 4.3.7e), 试验 RADAR-R 和试验 RADAR-RV 差别不大。

图 4.3.8 是个例一加入雷达资料后的三组试验与试验 CNTL 的初始场云水、雨水之差的沿 31.9°N 的经度-高度剖面图, 差值由三组试验分别减去对照实验得到。从图 4 中可以看出, 在雷达观测区云水和雨水都得到不同程度的调整, 三组试验调整中心最大分别为 0.8 g/kg 、 1.6 g/kg 和 1.6 g/kg , 三组试验中雨水均为 0.3 g/kg , 其中, 试验 RADAR-V (图 4.3.8a) 对云水调整的空间范围要

小于试验 RADAR-R (图 4.3.8c) 和试验 RADAR-RV (图 4.3.8e), 试验 RADAR-R 和试验 RADAR-RV 差别不大。

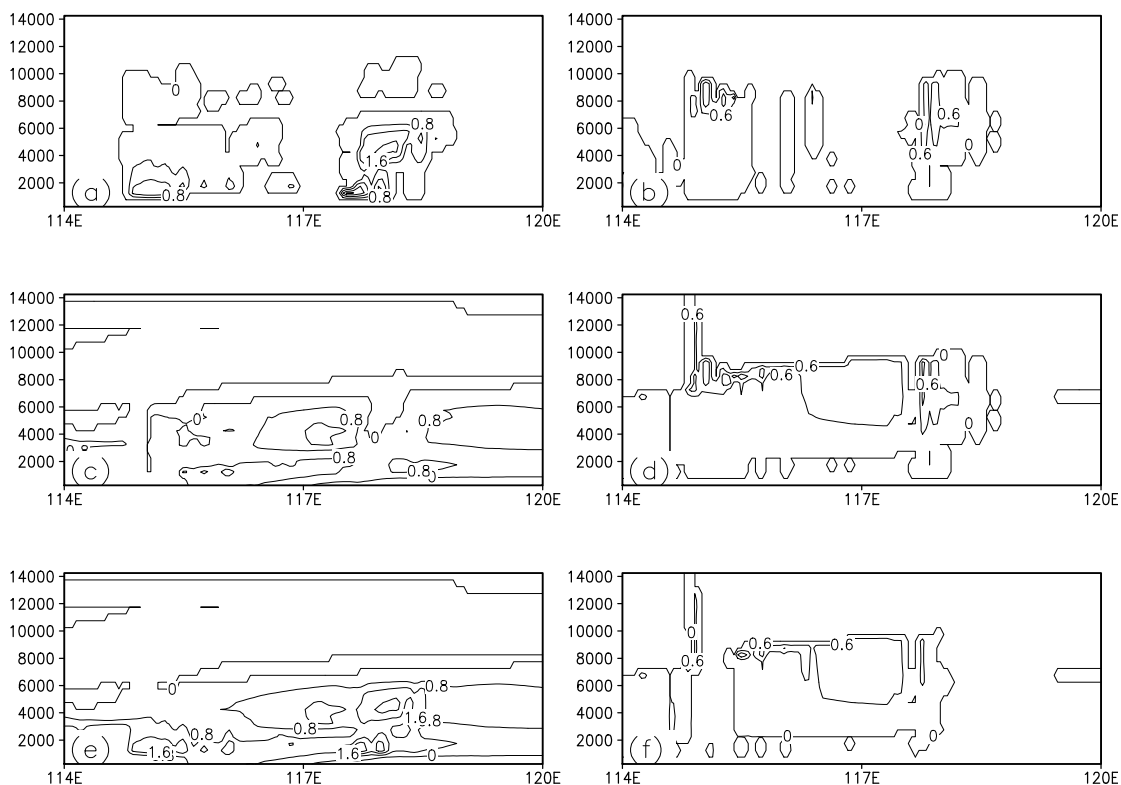


图 4.3.7 加入雷达资料后初始场水汽(左栏, 单位: g/kg)、位温(右栏, 单位: k)之差沿 31.9°N 的经度-高度剖面图: (a)、(b) 试验 RADAR-V 与试验 CNTL 之差; (c)、(d) 试验 RADAR-R 与试验 CNTL 之差; (e)、(f) 试验 RADAR-RV 与试验 CNTL 之差 (纵坐标单位为 m) (个例一)

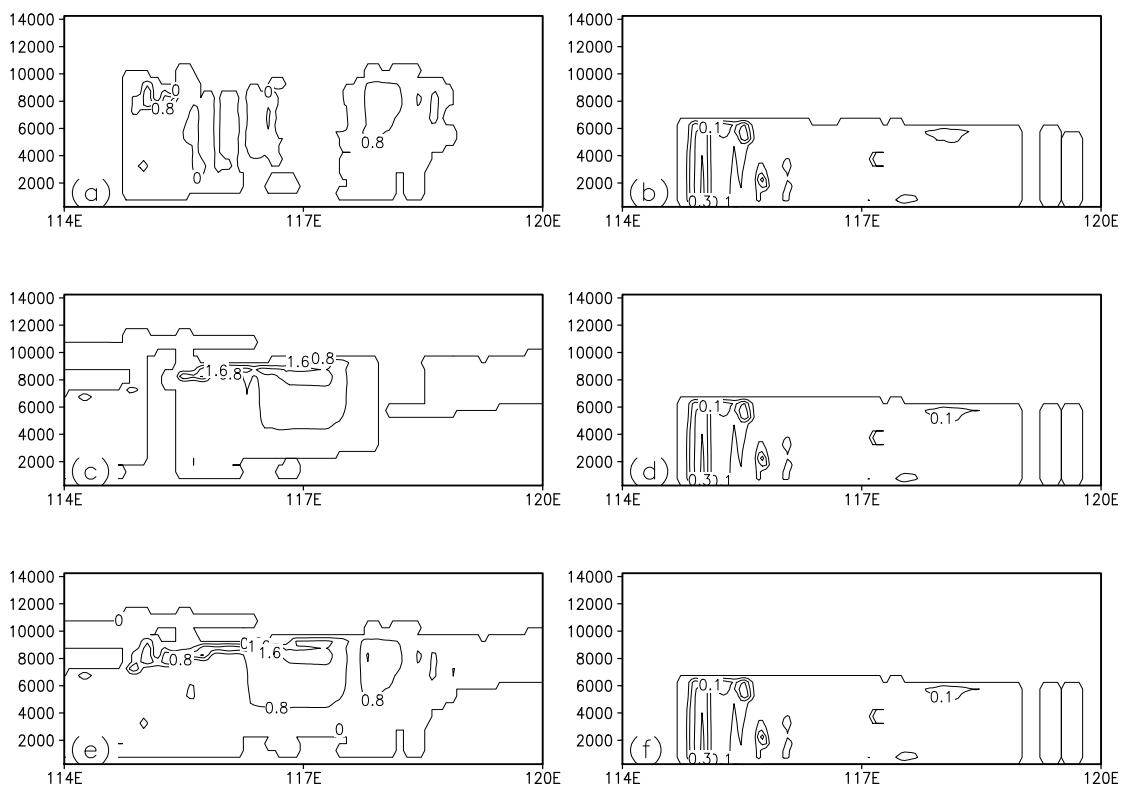


图 4.3.8 个例一云水（左栏）、雨水（右栏）差值，其余同图 4.3.7

图 4.3.9 是个例二雷达资料对初始场中水汽和位温调整的垂直分布情况，图 4.3.10 雷达资料对初始场中云水和雨水调整的垂直分布情况。分别是试验 RADAR-V、RADAR-R 和 RADAR-RV 相对于试验 CNTL 的初始温、湿量场之差的沿 31.9° N 的经度-高度剖面图，差值由三组试验分别减去对照实验得到。从两幅图中可以看出，三组试验中，对初始场中水汽调整的大值中心分别出现在 6 km、7 km、7 km 处，最大值分别为 1.6 g/kg、2.4 g/kg、2.4 g/kg，相对于试验 RADAR-V，试验 RADAR-R 和 RADAR-RV 对水汽调整的空间范围明显较大；对于云水和位温的调整，也有和水汽类似的情况，试验 RADAR-R 和 RADAR-RV 调整的范围和强度要大于试验 RADAR-V 的调整，对雨水的调整，三组试验差别不大。以上分析表明，ADAS 加入雷达反射率资料后对温、湿场的调整比只加入雷达径向风资料大。

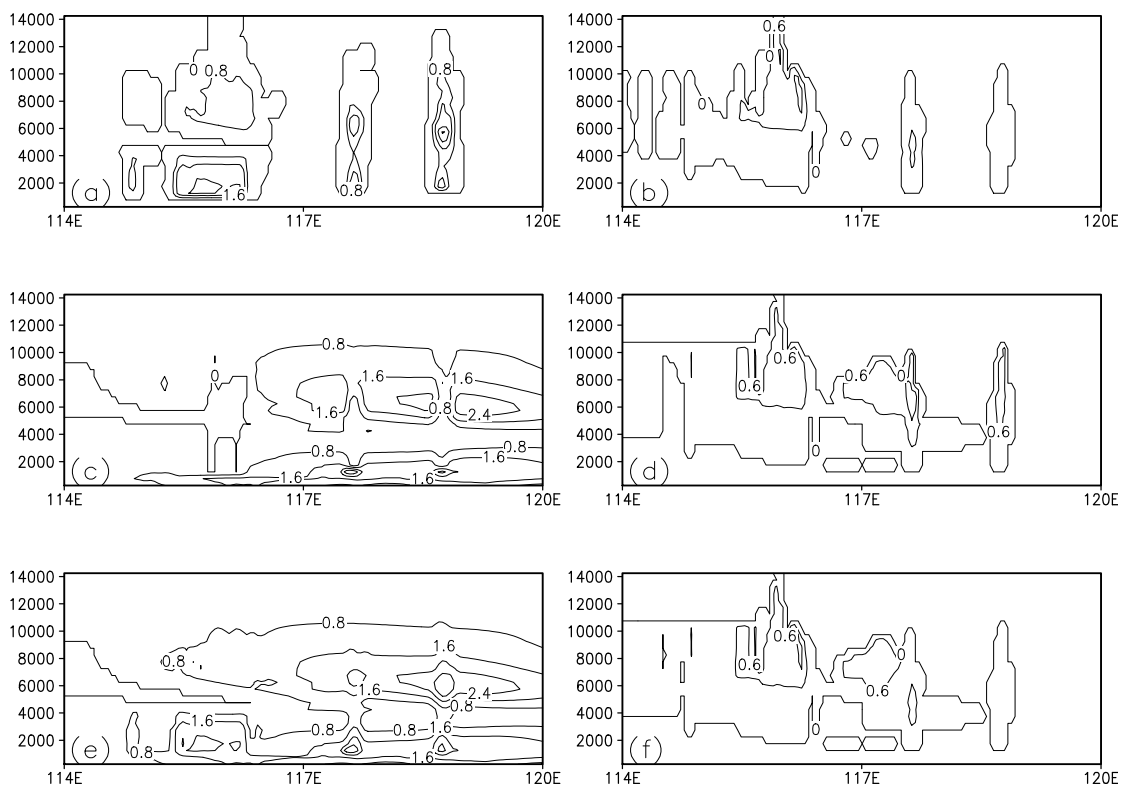


图 4.3.9 个例二水汽（左栏）、位温（右栏）差值，其余同图 4.3.7

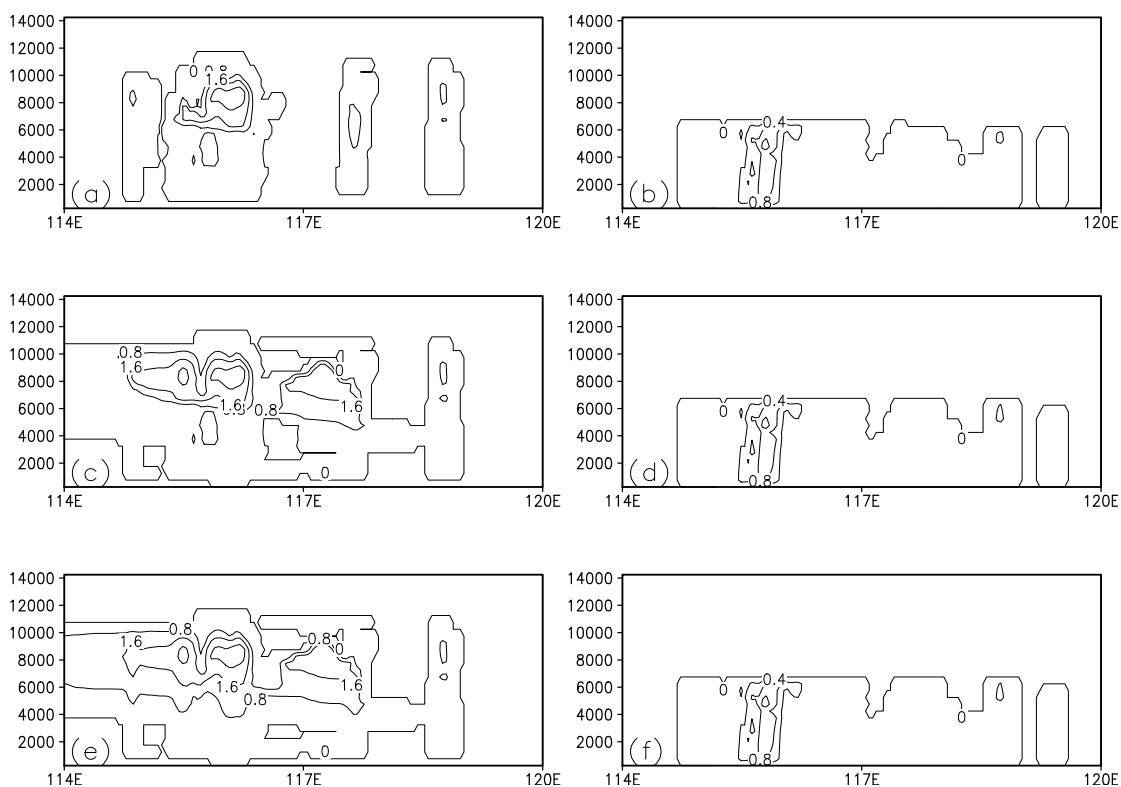


图 4.3.10 个例二云水（左栏）、雨水（右栏）差值，其余同 4.3.7

图 4.3.11 是个例三加入雷达资料后的三组试验与试验 CNTL 的初始场水汽、

位温之差的沿 33°N 的经度-高度剖面图，差值由三组试验分别减去对照实验得到。从图中可以看出，在雷达观测区水汽和位温都得到不同程度的调整，三组试验调整中心最大值分别为 1.5 g/kg (试验 RADAR-V)、 1 g/kg (试验 RADAR-R) 和 2 g/kg (试验 RADAR-RV)，三组试验中位温调整大值中心，最大 1 K (试验 RADAR-R)，最小为 0.5 K (试验 RADAR-V)。其中，试验 RADAR-V (图 4.3.11a) 水汽调整的大值中心空间范围较大，但强度要小于试验 RADAR-R (图 4.3.11c) 和试验 RADAR-RV (图 4.3.11e)，对位温的调整试验 RADAR-R 和试验 RADAR-RV 较大。

图 4.3.12 是个例三加入雷达资料后的三组试验与试验 CNTL 的初始场云水、雨水之差的沿 33°N 的经度-高度剖面图，差值由三组试验分别减去对照实验得到。从图中可以看出，在雷达观测区云水和雨水都得到不同程度的调整，三组试验调整中心最大值均为 1.6 g/kg ，三组试验中雨水达到 0.8 g/kg ，得到较大的调整。对比三组试验可以看出，对云水和雨水的调整，试验 RADAR-V (图 4.3.12a、b) 小于试验 RADAR-R (图 4.3.12c、d) 和试验 RADAR-RV (图 4.3.12e、f)，试验 RADAR-R 和试验 RADAR-RV 差别不大。

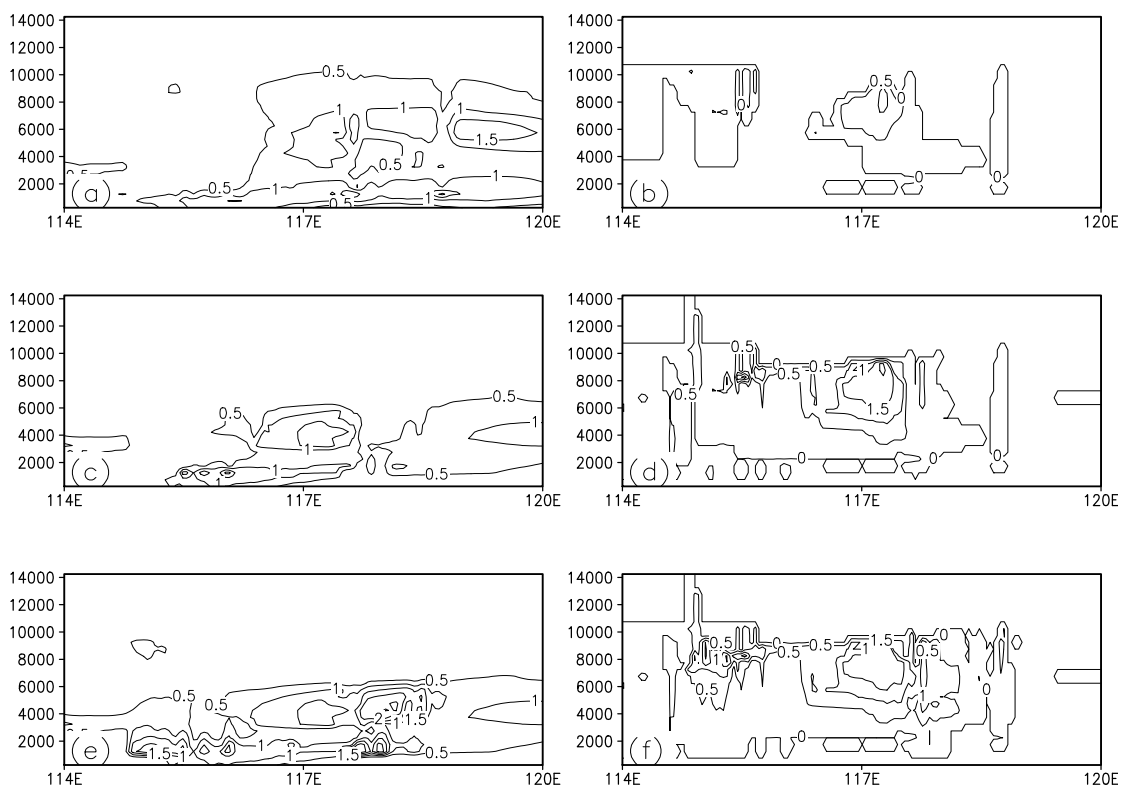


图 4.3.11 个例三水汽 (左栏)、位温 (右栏) 差值，其余同图 4.3.7

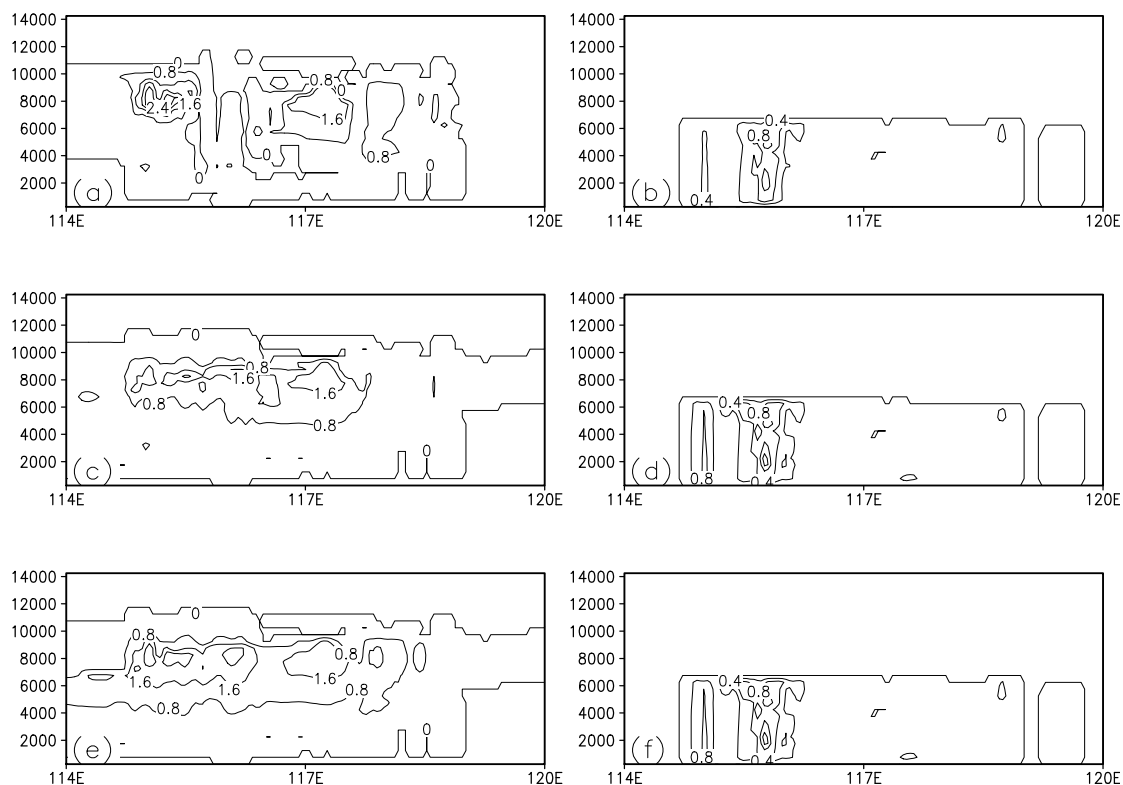


图 4.3.12 个例三云水（左栏）、雨水（右栏）差值，其余同 4.3.7

4.4 雷达资料同化对降水模拟的影响及模拟结果检验

本节主要分析加入不同雷达资料的三组试验和对照实验对降水模拟的影响，同时，对模拟结果进行检验，使用的降水模拟结果为 36 km 格距模拟结果。为了对模拟结果进行定量的检验，对四组试验均采用了 ETS (equitable threat score) 评分、BS (bias score) 评分和 HSS (Heidke skill score) 评分 (Papadopoulou 等, 2005)。它们的计算方法如下：首先利用 Cressman 方法把实际观测资料插值到模式水平网格上；然后选取不同的阈值 X 。如果模式模拟和实际观测均大于 X ，格点数目为 A ；如果模式模拟大于 X 而实际观测小于或等于 X ，格点数目为 B ；如果模式模拟小于或等于 X 而实际观测大于 X ，格点数目为 C ；如果模式模拟和实际观测均小于或等于 X ，格点数目为 D 。于是，有

$$ETS = \frac{A - E}{A + B + C - E}, \quad (1)$$

$$BS = \frac{A + B}{A + C}, \quad (2)$$

$$HSS = \frac{2 \cdot (A \cdot D - B \cdot C)}{(A + C) \cdot (C + D) + (A + B) \cdot (B + D)}, \quad (3)$$

其中,

$$E = \frac{F \cdot O}{N} = \frac{(A + B) \cdot (A + C)}{A + B + C + D},$$

综合以上四种检验方法, 我们可以对降雨的模拟结果进行一个较全面的评估, 即一个好的模拟结果应该具有较高的 ETS 和 HSS 评分, BS 评分最接近 1。

4.4.1 雷达资料同化对降水模拟的影响

图 4.4.1 是 2003 年 6 月 29 日 00 时~06 时 (6 小时) 的降水模拟结果和实况对比, 其中每幅图中 a、b、c、d 对应的分别是试验 CNTL、RADAR-V、RADAR-R、RADAR-RV 的模拟结果。从图 4.4.1 可以看出, 在模拟开始的第一个 6 小时内, 四组试验基本均模拟出了雨带的落区和形状, 但是相对于对照试验 CNTL, 加入雷达资料的三组试验在降水强度的模拟上与实际观测更为接近; 对比加入雷达资料的三组试验 (图 4.4.1b、4.4.1c、4.4.1d) 可以看出, 加入雷达径向风资料的试验 RADAR-V 在雨带形状的模拟上要好于试验 RADAR-R 和 RADAR-RV 的模拟结果。

图 4.4.2 是 2003 年 6 月 29 日 00 时~30 日 00 时 (24 小时) 的降水模拟结果和实际观测的对比。从图中可以看出, 四组试验均基本模拟出了 24 小时降水的落区和雨带的形状, 但在降水的强度模拟上加入雷达资料的试验 (RADAR-V、RADAR-R、RADAR-RV) 与对照试验 (CNTL) 差别较大, 对照试验 CNTL 模拟的降水强度相对实际观测偏弱, 而加入雷达资料的三组试验则与实际观测较为接近。对比试验 RADAR-V、RADAR-R、RADAR-RV 模拟结果 (图 4.4.5b、图 4.4.5c、图 4.4.5d) 可以发现, 三组试验较好的模拟出了雨带中降水中心的位置和降水的强度, 但在对雨带形状模拟的吻合程度上, 试验 RADAR-V 相对较好, 与实际观测更为一致, 而试验 RADAR-R 和试验 RADAR-RV 在约 35° N 以北地区与实际观测有一定差别。

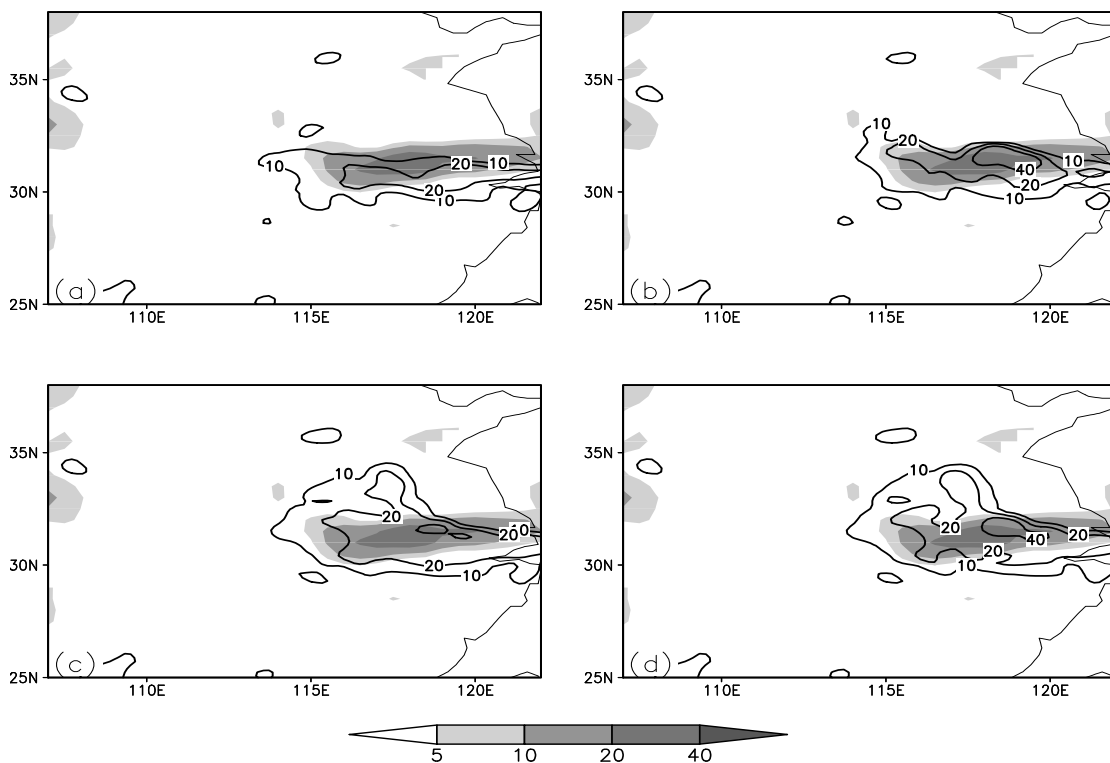


图 4.4.1 2003 年 6 月 29 日 00 时~06 时降水模拟结果(实线)与实况(阴影)(单位: mm):
 (a) 试验 CNTL; (b) 试验 RADAR-V; (c) 试验 RADAR-R; (d) 试验 RADAR-RV

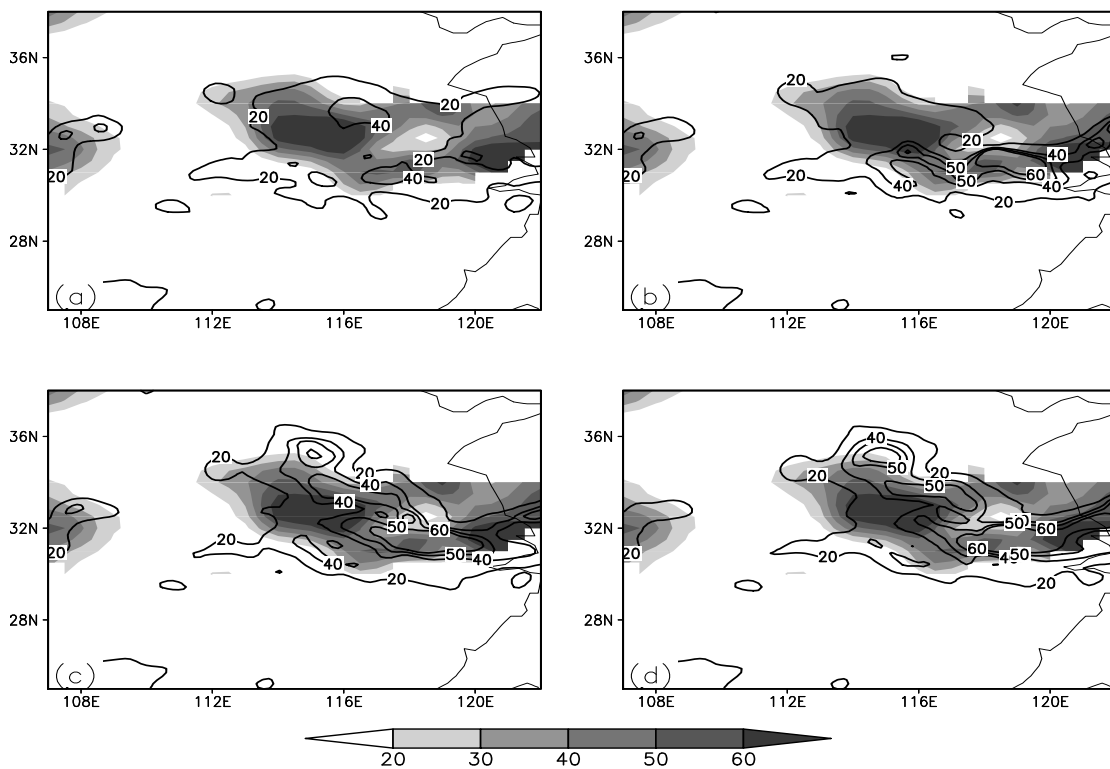


图 4.4.2 2003 年 6 月 29 日 00 时~30 日 00 时降水模拟结果(实线)与实况(阴影)(单位: mm): (a) 试验 CNTL; (b) 试验 RADAR-V; (c) 试验 RADAR-R; (d) 试验 RADAR-RV

图 4.4.3 是 2003 年 7 月 4 日 12 时~4 日 18 时 (6 小时) 的降水模拟结果和实况对比,其中每幅图中 a、b、c、d 对应的分别是试验 CNTL、RADAR-V、RADAR-R、RADAR-RV 的模拟结果。从图中可以看出,试验 CNTL 在降水强度和落区上均与实际观测相差较大(图 4.4.3a),范围明显较小,雨强也较弱。这表明,在模拟开始的第一个 6 小时内,由于初始场中不包含导致降雨的中尺度信息,从而对模拟结果有较大的影响。加入雷达资料后(图 4.4.3b~d)可看出,模拟结果相对试验 CNTL 均有明显的改进。三组试验的降水强度和落区与实况都较为接近,表明了初始场中中尺度信息的重要性。此外,RADAR-R 和 RADAR-RV 较为相像,均模拟出一个范围较大的降水中心,但对更为细致的降水中心的模拟略有不足;而加入雷达径向风资料的试验 RADAR-V 则在(117° E, 32.0° N)和(119° E, 32.0° N)附近模拟出两个降水中心,与实际观测的滁州、南京两个站的降水情况更为接近。与个例一相比,个例二对前 6 h 降雨量的改进则更加明显,主要的原因可能是第二个个例降雨更强,雷达对初始场中中尺度信息改进作用更显著,后一小节将进一步分析。

图 4.4.4 是 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时 (24 小时) 的降水模拟结果与实际观测的对比,其中每幅图中 a、b、c、d 对应的分别是试验 CNTL、RADAR-V、RADAR-R、RADAR-RV 的模拟结果。从图中可以看出,对比 24 小时降雨量,对照试验和 RADAR-V 均模拟出与实况较为接近的雨带,但是前者模拟的降水强度偏弱,而后者则与实际的降水强度更为一致。另外,在试验 RADAR-V 模拟的降水大值中心的位置与实况也更为相符。而试验 RADAR-R、RADAR-RV 模拟的雨带位置和降水强度与实况也较为相近,但对降雨中心的模拟不如试验 RADAR-V。以上结果进一步表明,多普勒天气雷达资料对于提高定量降水预报的精确度有着重要的作用。

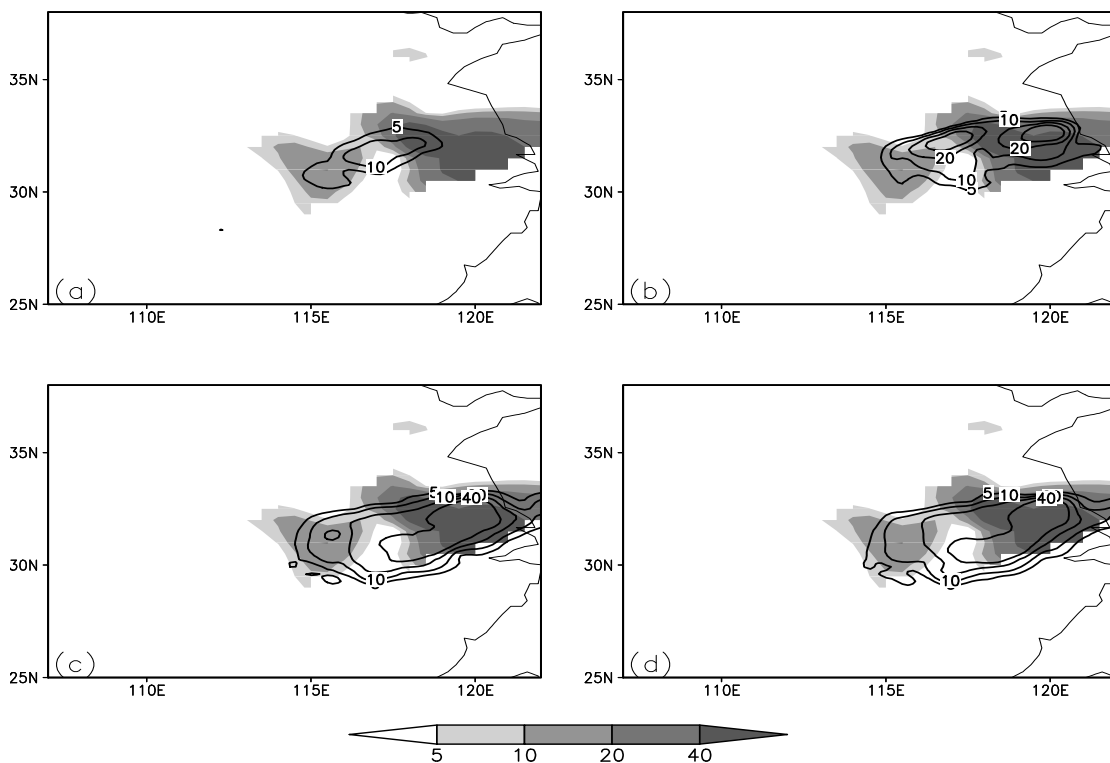


图 4.4.3 2003 年 7 月 4 日 12 时~4 日 18 时降水模拟结果(实线)与实况(阴影)(单位: mm): (a) 试验 CNTL; (b) 试验 RADAR-V; (c) 试验 RADAR-R; (d) 试验 RADAR-RV

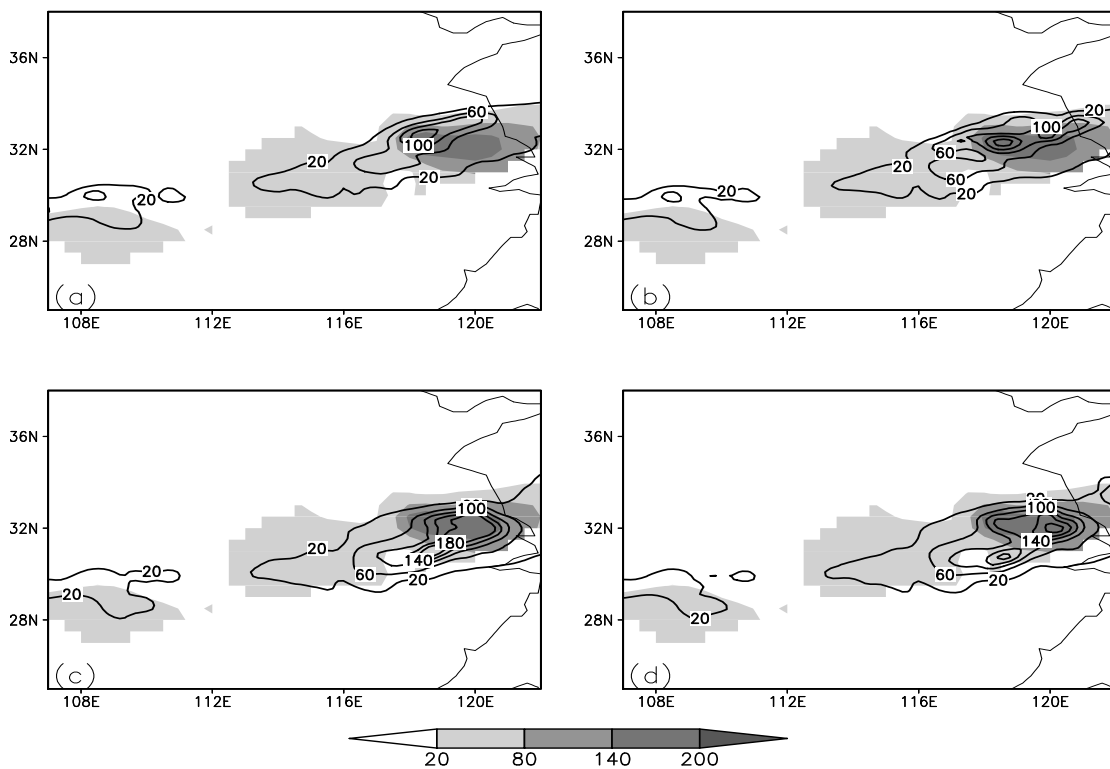


图 4.4.4 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时降水模拟结果(实线)与实况(阴影)(单位: mm): (a) 试验 CNTL; (b) 试验 RADAR-V; (c) 试验 RADAR-R; (d) 试验 RADAR-RV

图 4.4.5、图 4.4.6 是 2003 年 7 月 4 日 13 时~5 日 00 时每小时降水模拟结果与实际观测的对比图，其中图 4.4.5 是试验 CNTL 的模拟结果，图 4.4.6 是试验 RADAR-V 的模拟结果。从图中可以看出，对照试验 CNTL 和试验 RADAR-V 均模拟出了每小时降水的落区，在降水量的模拟上与实际观测也较为一致，但是对比两幅图可以看出，相对于对照试验，试验 RADAR-V 对于降水强度的模拟与实况更为接近。尤其是在模式开始积分的前几个小时内，试验 RADAR-V 能迅速模拟出与实况更为一致的降水结果，说明加入雷达资料后，有效的减少了模式的 spin-up 时间，从而降水模拟结果的准确度比对照试验有了较明显的改进。

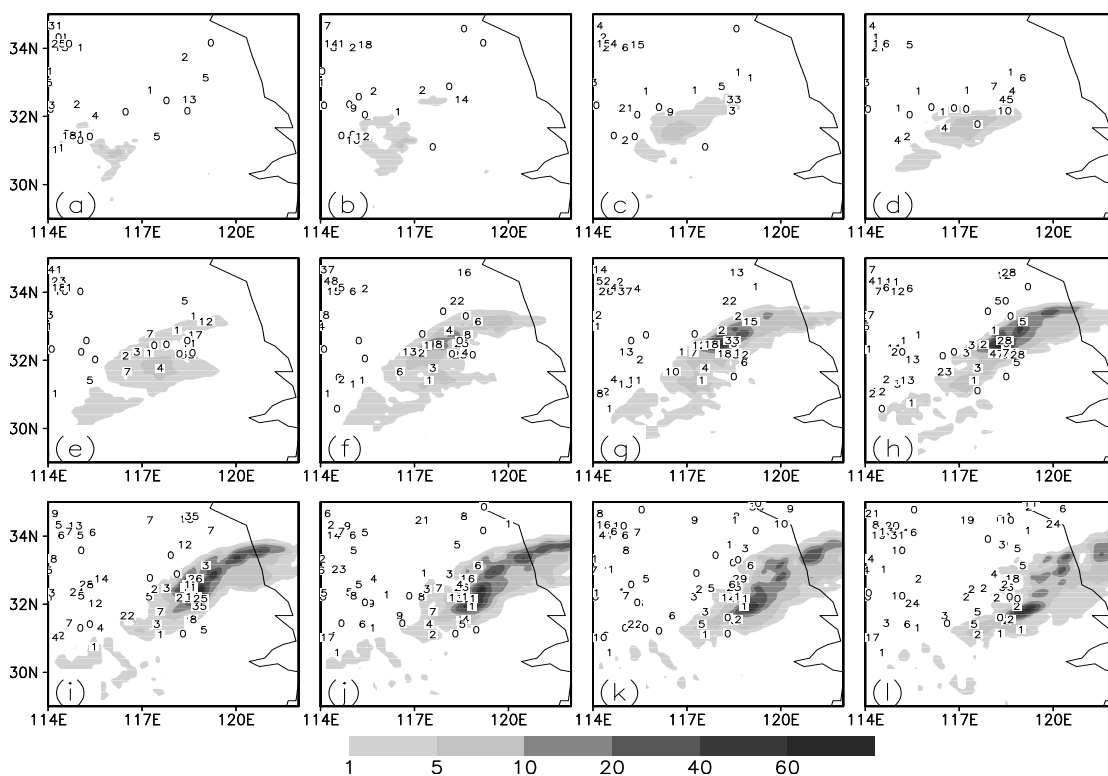


图 4.4.5 2003 年 7 月 4 日 13 时~5 日 00 时每小时降水模拟结果(试验 CNTL 模拟结果, 阴影)与实况(数字)对比(单位: mm)

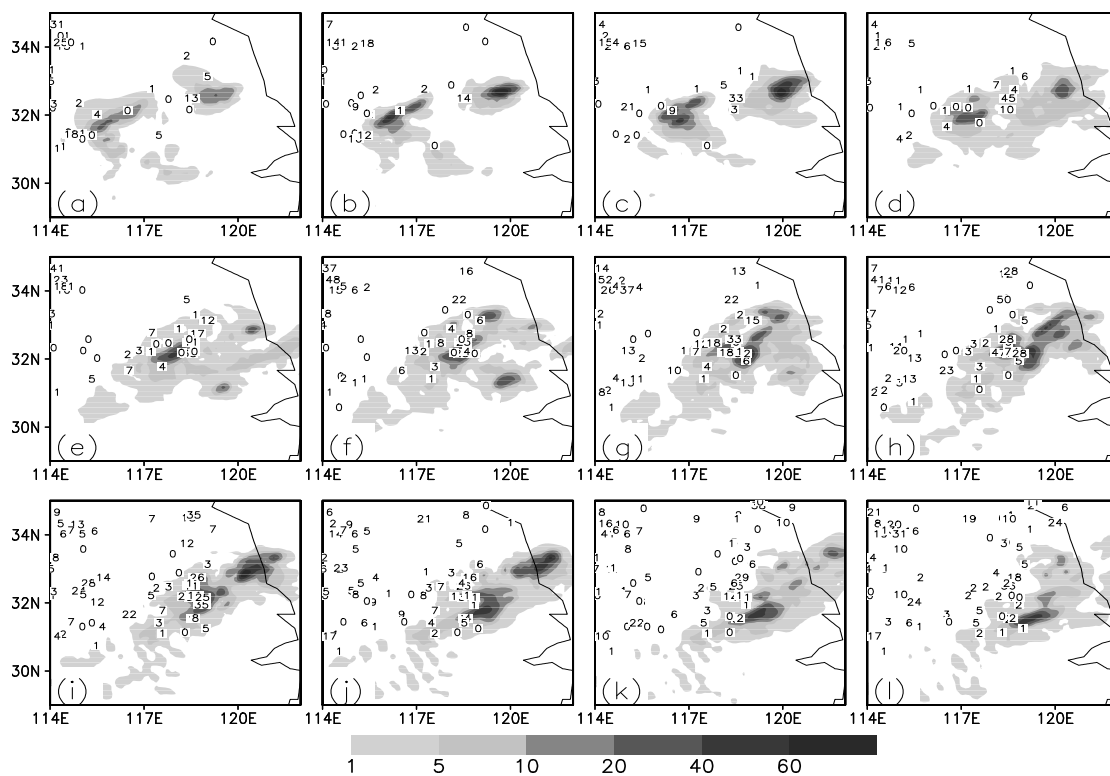


图 4.4.6 2003 年 7 月 4 日 13 时~5 日 00 时每小时降水模拟结果(试验 RADAR-V 模拟结果, 阴影)与实况(数字)对比(单位: mm)

图 4.4.7 为 2003 年 7 月 4 日 13 时~5 日 12 时南京站每小时降雨量的实际观测和模拟结果。可以看出, 试验较好的模拟出了每小时降水的变化趋势, 降水量的模拟与实际观测也较为接近, 特别是对 4 日 18 时~5 日 00 时时段的降雨, 对 5 日 02~05 时段的降雨模拟效果相对较差, 可以看出, 雷达资料在模拟的前一时段内, 有效的提高了单站逐小时降水模拟结果的准确度, 对于后一时段的模拟则改进不大, 同时, 从后面的对模拟的对流系统的分析也发现, 模拟的 MCV 比观测东移快, 而且很快减弱, 从一定程度上造成了南京第 2 段降雨模拟的准确度稍差。

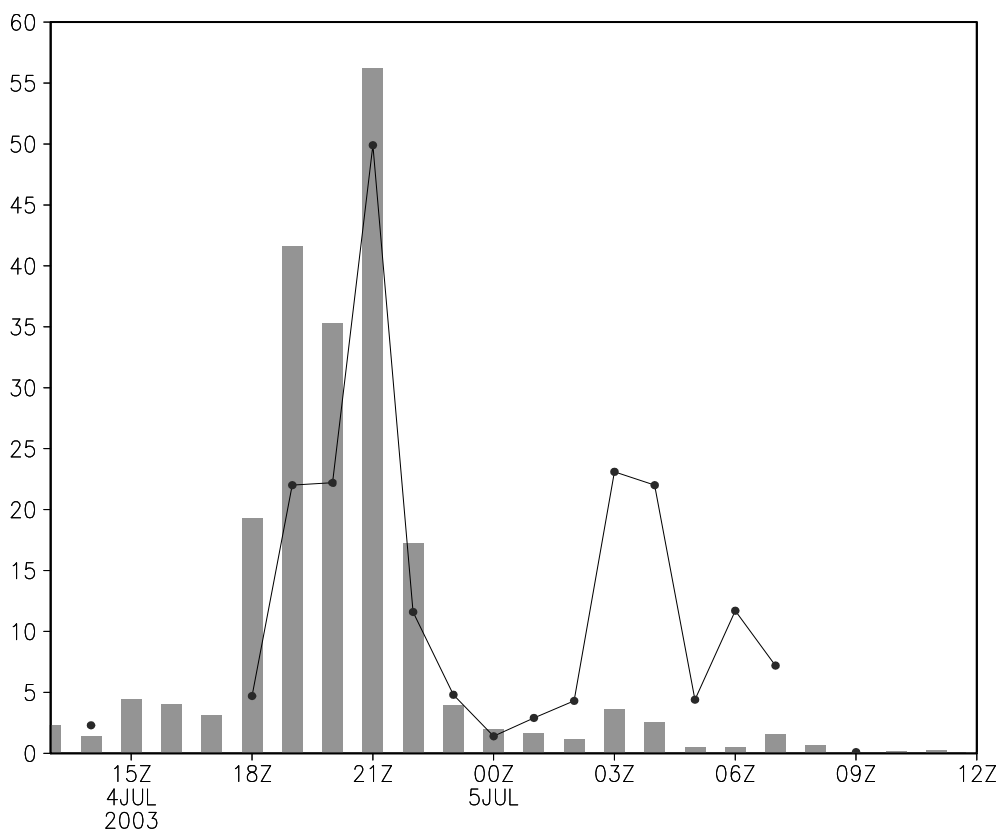


图 4.4.7 南京站逐小时实况降水(直方图)和试验 RADAR-V 模拟结果(实线)对比(单位: mm)

图 4.4.8 是 2007 年 7 月 8 日 00 时~06 时(6 小时)的降水模拟结果和实况对比,其中每幅图中 a、b、c、d 对应的分别是试验 CNTL、RADAR-V、RADAR-R、RADAR-RV 的模拟结果。从图中可以看出,四组试验模拟的雨带的形状与落区的位置与实际观测较为一致,但对约 110° E 附近的雨区的模拟上,试验 RADAR-V 明显好与其他三组试验,与实际观测更为接近。相对于加入雷达资料的试验,试验 CNTL 在降水强度的模拟上偏弱。而对于强降水中心降雨量的模拟上,试验 RADAR-V 模拟出了 50 mm 的降水中心,与观测更为接近。此外, RADAR-R 和 RADAR-RV 较为相像,均模拟出一个范围较大的降水中心,但对降水量的模拟偏弱。

图 4.4.9 是 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时 24 小时降水模拟结果与实况对比图,其中图 4.4.9a~d 分别是试验 CNTL、RADAR-V、RADAR-R、RADAR-RV 模拟的结果。从图中可以看出,四组试验对 24 小时降水的落区与雨带形状模拟较为一致,同实况也较为接近。差别较明显的是对强降水中心降雨量的模拟,试验 RADAR-V 模拟出了 120 mm 的降水中心,与实际观测较为接近,降水中心的范围

与实际观况更为吻合，其他三组试验模拟的强降水中心降雨量均在 80~100 mm 之间，与实际观测相差较大。

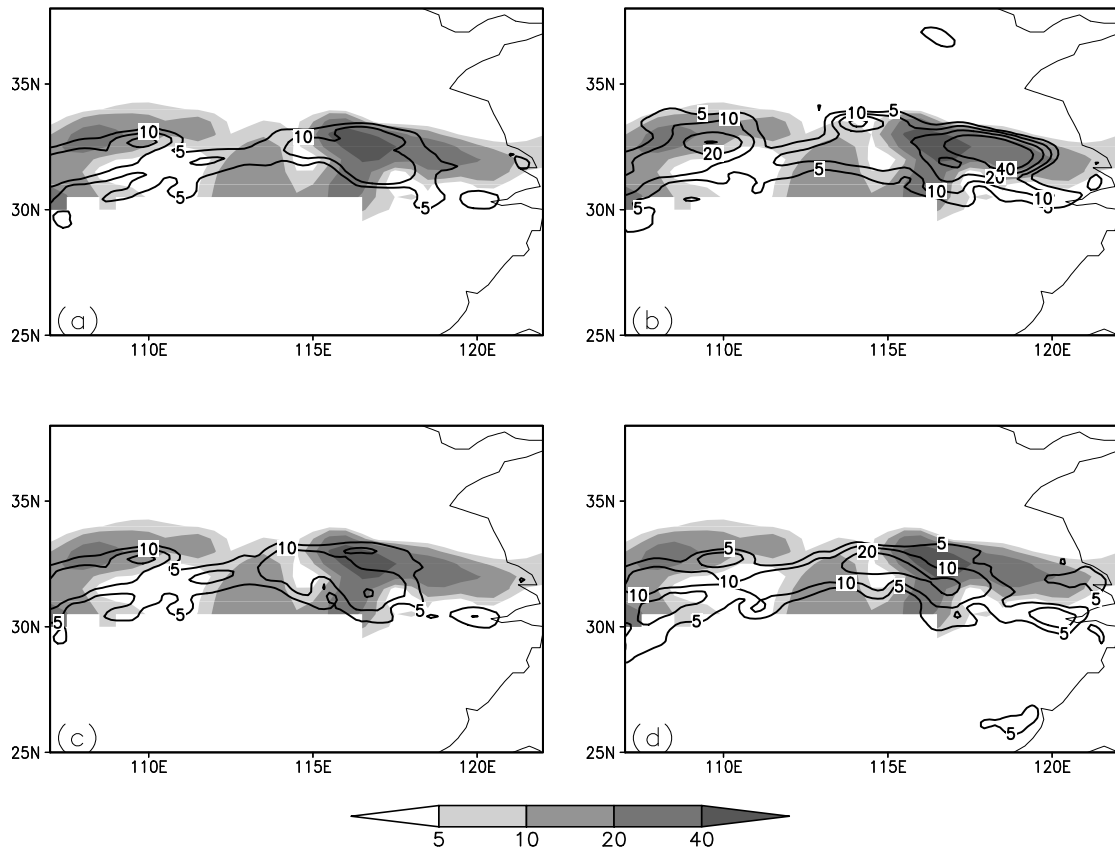


图 4.4.8 2007 年 7 月 8 日 00 时~06 时降水模拟结果(实线)与实况(阴影)(单位: mm):

(a) 试验 CNTL; (b) 试验 RADAR-V; (c) 试验 RADAR-R; (d) 试验 RADAR-RV

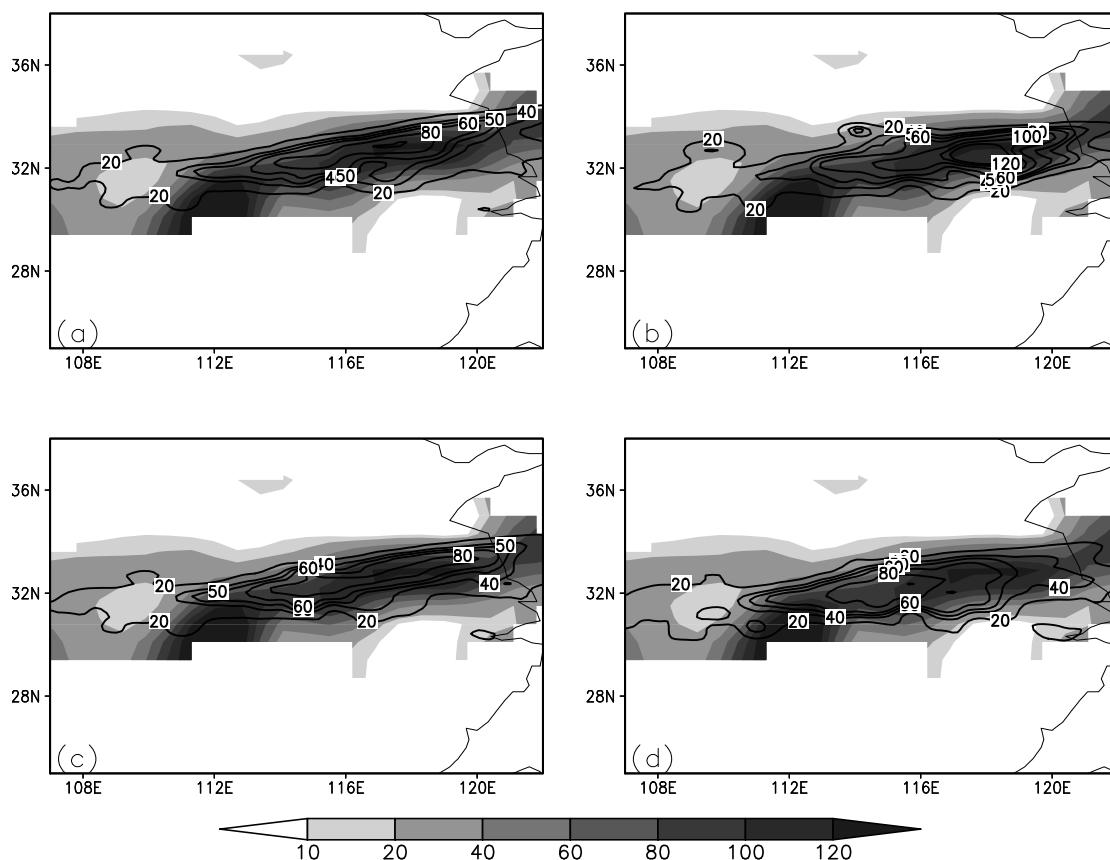


图 4.4.9 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时降水模拟结果(实线)与实况(阴影)(单位: mm): (a) 试验 CNTL; (b) 试验 RADAR-V; (c) 试验 RADAR-R; (d) 试验 RADAR-RV

4.4.2 降水模拟结果的检验

为了更客观地对比四组试验的模拟结果, 计算了降水模拟结果的各种评分, 图 4.4.10 是 2003 年 6 月 29 日 00 时~30 日 00 时(24 小时) 累计降水模拟结果的检验。从图 4.4.10a 中可以看出, 对于较低阈值(10 mm), 四组试验中 RADAR-V 的 ETS 评分最高, 其次为试验 RADAR-RV, 试验 RADAR-R 和试验 CNTL 的 ETS 评分最低, 当阈值增大为 20 mm 时, 四组试验 ETS 评分均有所增加, 试验 RADAR-V 的评分仍最高。当阈值超过 20 mm 时, 四组试验的 ETS 评分均有不同程度的减小, 其中对照试验 CNTL 在四个试验中的 ETS 评分最低, 而对于加入雷达资料的其他三组试验, 无论对于低阈值还是高阈值, 都具有相对较高的 ETS 评分, 尤其是试验 RADAR-V, 在阈值大于 50 mm 时, 仍具有较高的评分, 说明对于强度较大的降水, 要好于试验 RADAR-R 和 RADAR-RV 的模拟结果。对于 BS 评分(图 4.4.10b)、HSS 评分(图 4.4.10c) 也有类似的情况, 相对于对照试验 CNTL, 加入雷达资料的三组试验具有较好的评分结果, 而其中又以试验 RADAR-V 的评分结果最好。

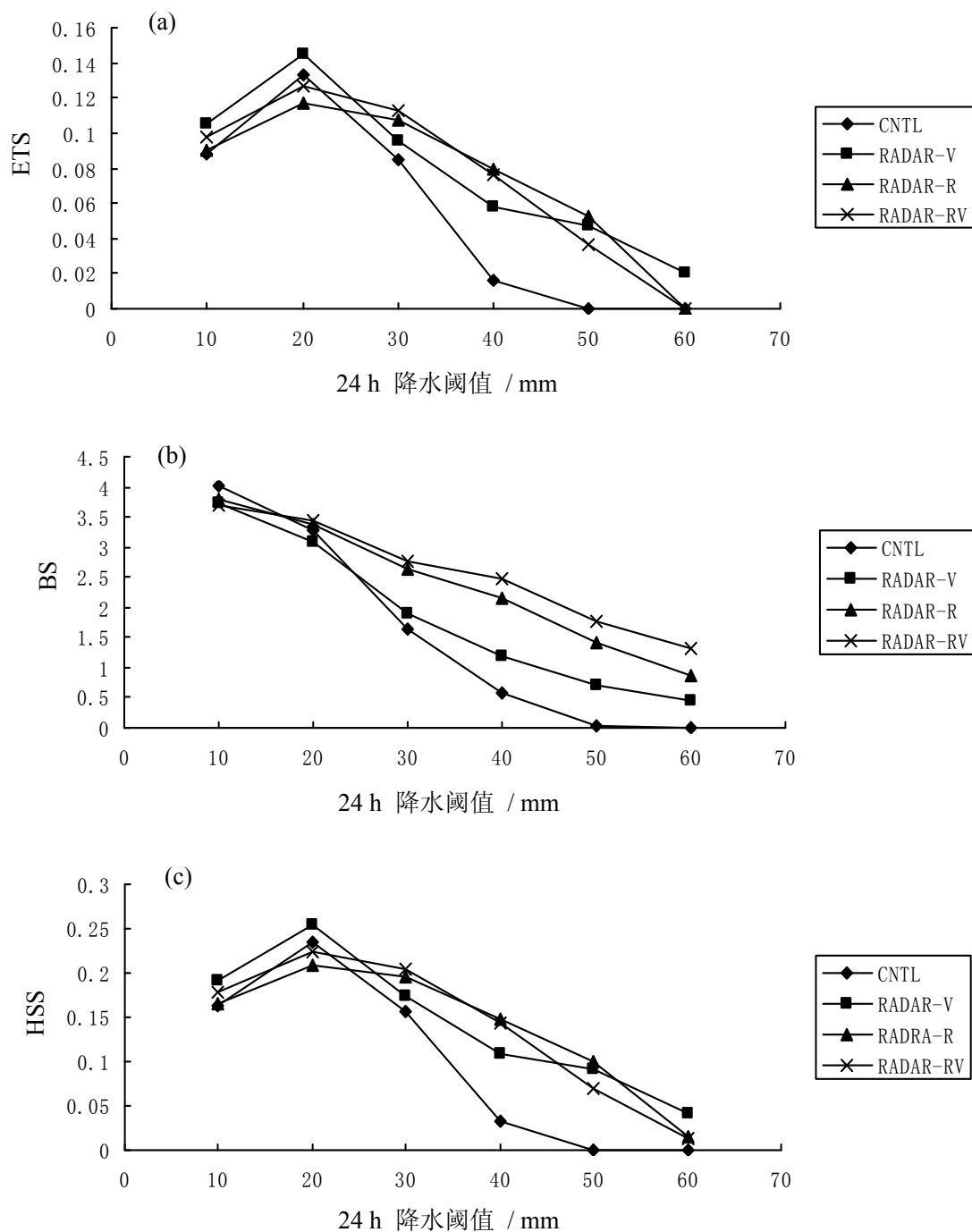
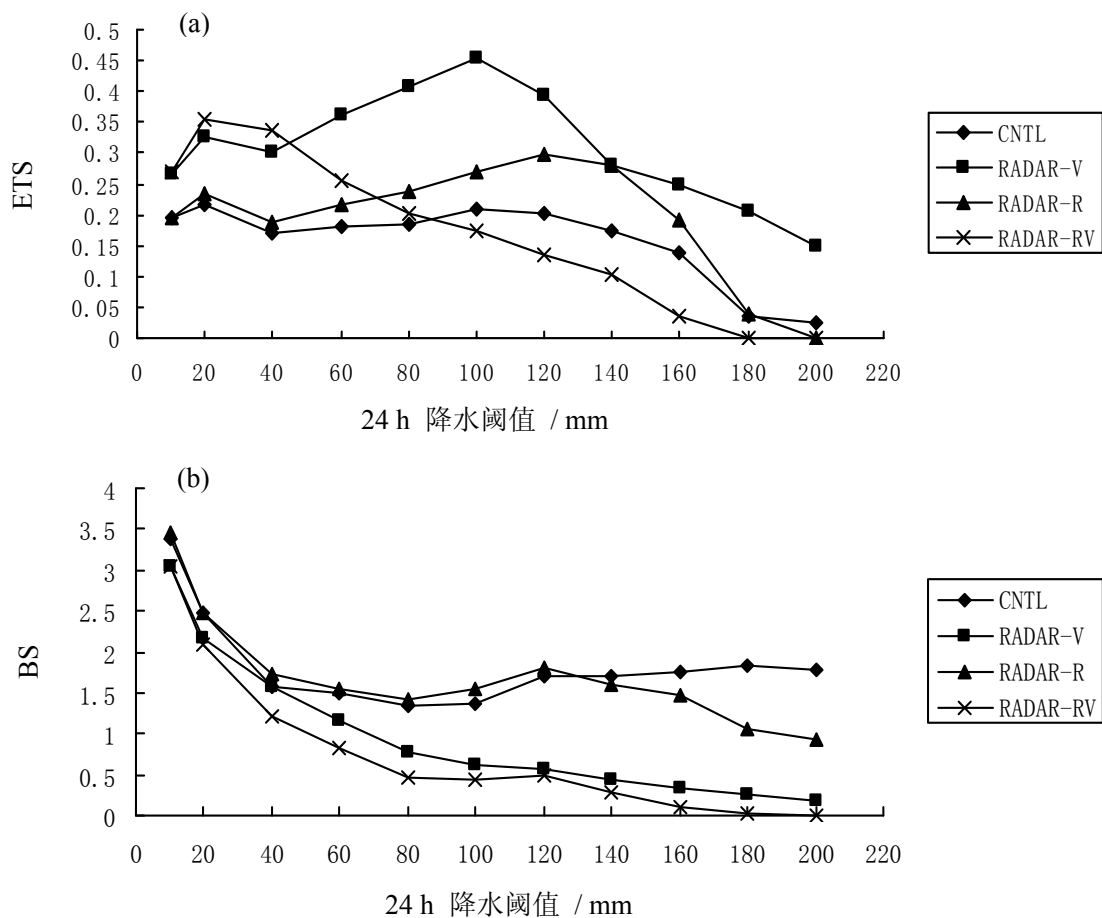


图 4.4.10 2003 年 6 月 29 日 00 时~30 日 00 时 24 小时累计降水模拟结果检验: (a) ETS 评分; (b) BS 评分; (c) HSS 评分

图 4.4.11 为 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时 (24 小时) 累计降水模拟结果的检验。从图中可以看出, 当阈值为 20~40 mm 时, 四组试验 ETS 评分 (图 4.4.11a) 从高到低依次为试验 RADAR-RV、RADAR-V、RADAR-R、CNTL; 当阈值大于 40 mm 时, 试验 RADAR-V 就具有了明显高于其他三组试验的评分值 (在 0.3~0.45 之间), 在阈值 100 mm 处试验 RADAR-V 评分减小, 在阈值 120 mm 处, 试验

RADAR-RV、CNTL 评分减小; 综合对不同的阈值的评分情况, 可以发现试验 RADAR-V 具有相对较高 ETS 评分。对于 BS 评分 (图 4.4.11b), 无论对于较大阈值还是较小阈值, BS 评分最接近 1 的为试验 RADAR-V, 当阈值小于 120 mm 时, 试验 CNTL 的 BS 评分最接近 1, 而当阈值大于 120 mm 时, 试验 RADAR-R 最接近 1。对于 HSS 评分 (图 4.4.11c), 四组试验中, 试验 RADAR-V 的 HSS 评分明显高于其他三组试验。综合以上三种检验结果可以看出, 相对于其他三组试验, 试验 RADAR-V 具有较好的模拟结果。



(接下页)

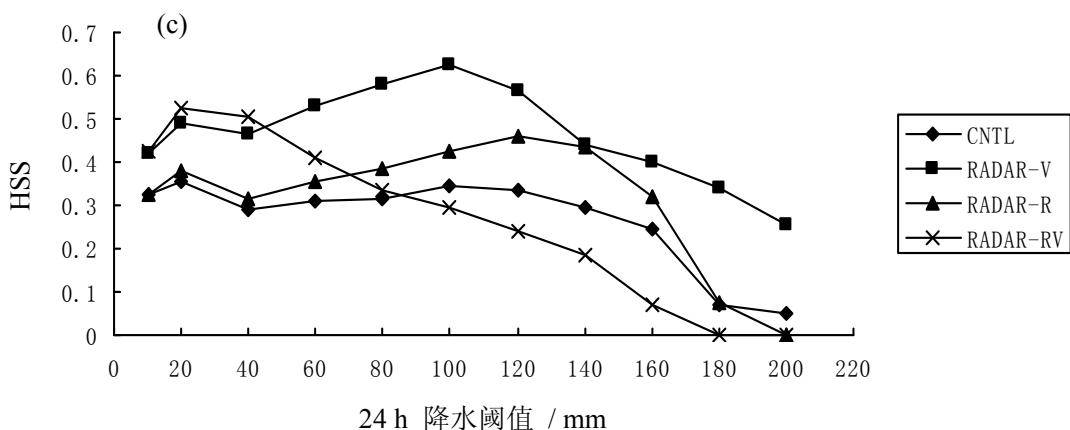


图 4.4.11 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时 24 小时累计降水模拟结果检验: (a) ETS 评分; (b) BS 评分; (c) HSS 评分

图 4.4.12 为 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时 (24 小时) 累计降水模拟结果的检验。从图中可以看出, 当阈值为 10~20 mm 时, 四组试验 ETS 评分 (图 4.4.12a) 差别较小, 当阈值大于 20 mm 时, ETS 评分的差距迅速增大, 从高到低依次为试验 RADAR-V、RADAR-RV、RADAR-R、CNTL; 当阈值大于 40 mm 时, 试验 RADAR-V 和试验 RADAR-RV 就具有了明显高于其他两组试验的评分值。在阈值 60 mm 时 ETS 评分减小, 综合整个预报时段内不同的阈值的评分情况, 可以发现试验 RADAR-V 具有相对较高 ETS 评分。对于 BS 评分 (图 4.4.12b), 无论对于较大阈值还是较小阈值, BS 评分最接近 1 的为试验 RADAR-V, 试验 RADAR-R 和试验 CNTL 偏离 1 最远。对于 HSS 评分 (图 4.4.12c), 四组实验评分的分布和变化趋势同 ETS 评分类似, 试验 RADAR-V 的 HSS 评分明显高于其他三组试验。综合以上三种检验结果可以看出, 相对于其他三组试验, 试验 RADAR-V 具有较好的模拟结果。

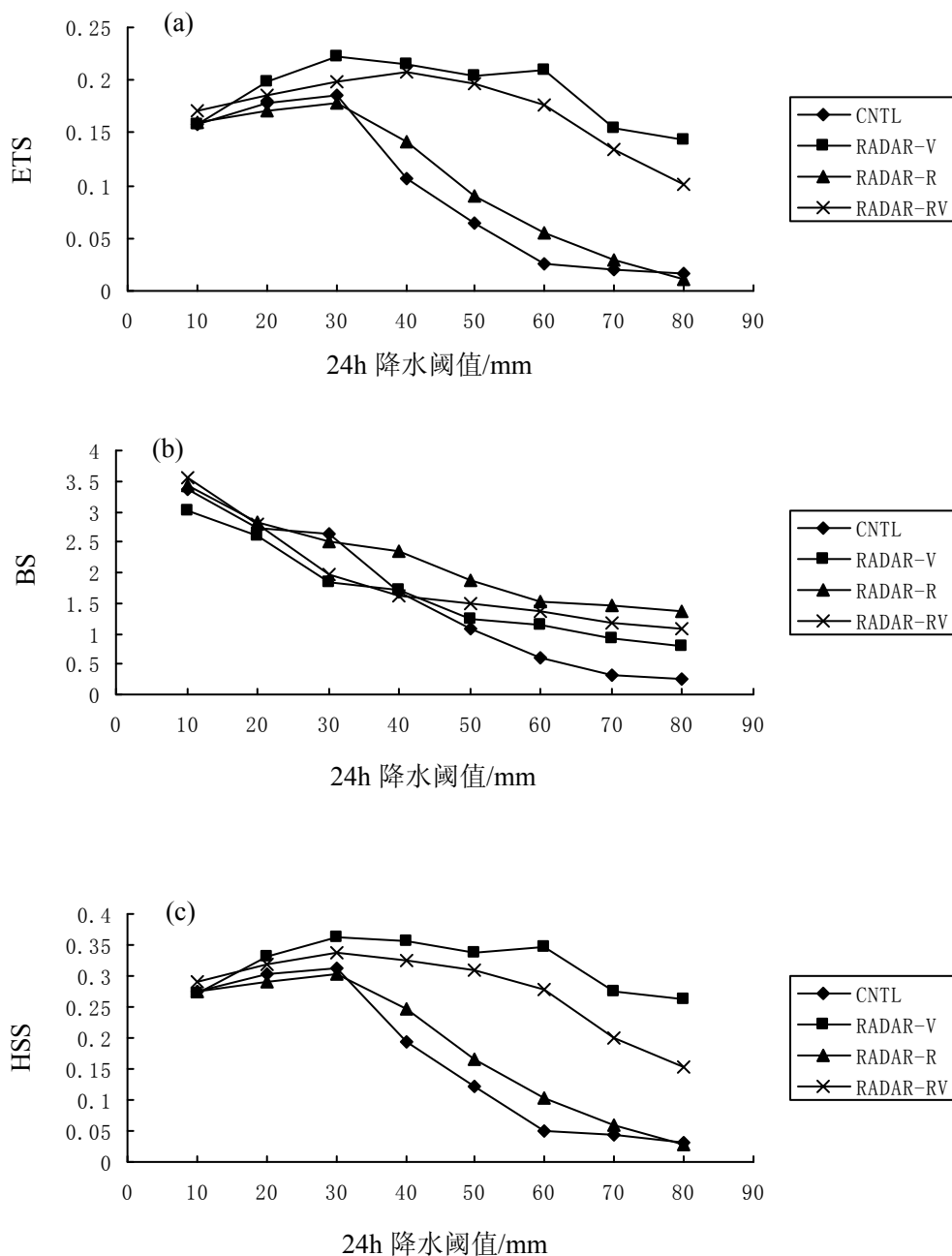


图 4.4.12 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时 24 小时累计降水模拟结果检验: (a) ETS 评分; (b) BS 评分; (c) HSS 评分

4.5 雷达资料同化对中尺度对流系统模拟的影响

随着高分辨率的非静力模式的发展,中尺度数值模式对中尺度对流系统结构的模拟能力及对暴雨的预报能力有了很大的提高。但是由于受到观测资料精度的限制,用于改进模式初始场的中尺度信息包含较少,特别是在中尺度对流系统发生时,初始状态不能很好的包含湿度、云、潜热及环流等信息,使得出现模式的

预报起转延迟 (spin-up) 问题 (Kasahara, 1988), 同时也为提高准确的定量降水预报带来一定的难度。随着大气观测技术和数值预报技术的发展, 一些具有高时空分辨率的非常规资料 (如卫星观测资料、雷达观测资料) 在中尺度数值预报中得到应用, 为减少模式 spin-up 时间、提高预报准确度起到了很好的作用。本节通过加入雷达资料的试验和未加入雷达资料的对照试验的对比, 分析雷达资料同化对中尺度对流系统模拟的影响。由第四节中对模拟结果的检验可知, 相对于其他两组加入雷达资料的试验, 加入雷达径向风资料的试验 RADAR-V 的试验具有较好的模拟结果, 本节中使用试验 RADAR-V 的模拟结果与对照试验进行对比。

4.5.1 对环流变化的影响

图 4.5.1 是 2003 年 6 月 29 日 01 时~06 时在 750 hPa 高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的环流差异与试验 RADAR-V 每小时降水模拟结果, 其中矢量箭头为两试验的环流差异, 阴影部分为试验 RADAR-V 的每小时降水模拟结果。从图中可以看出, 相对于未加雷达资料的对照试验, 加入雷达资料的试验 RADAR-V 在模式积分开始后, 模拟结果在 750 hPa 高度层增加了较为明显的具有中尺度特征的风场的辐合区, 表明初始场中由雷达资料提供的的中尺度信息在模式积分开始后, 很快的已在模拟结果中得到体现, 从而减少了模式积分的 spin-up 时间, 较快的捕捉到中尺度对流系统的发展。从图 4.5.1a~c 中的降水分布情况也可看出, 相对于对照试验, 风场中增加的较显著辐合区均对应了小范围降水中心的位置, 从而也说明了雷达资料对于降水模拟结果有较好的改进。随着降水范围的增大 (图 4.5.1d~f), 风场差异由两个小的辐合中心 (图 4.5.1b~c) 变为一个范围较大的辐合中心, 且在复合区周围有明显的气旋性环流出现, 这说明随着模式大气中中尺度对流系统发展的加强, 雷达资料的中尺度信息得到更进一步的体现, 从而更好的模拟出了中尺度对流系统的发展情况。这一点从降水的分布情况也可以得到证实, 从图 4.5.1d~f 中可以看出, 降水地落区和降水中心的位置同中尺度辐合区都有较好的对应关系。

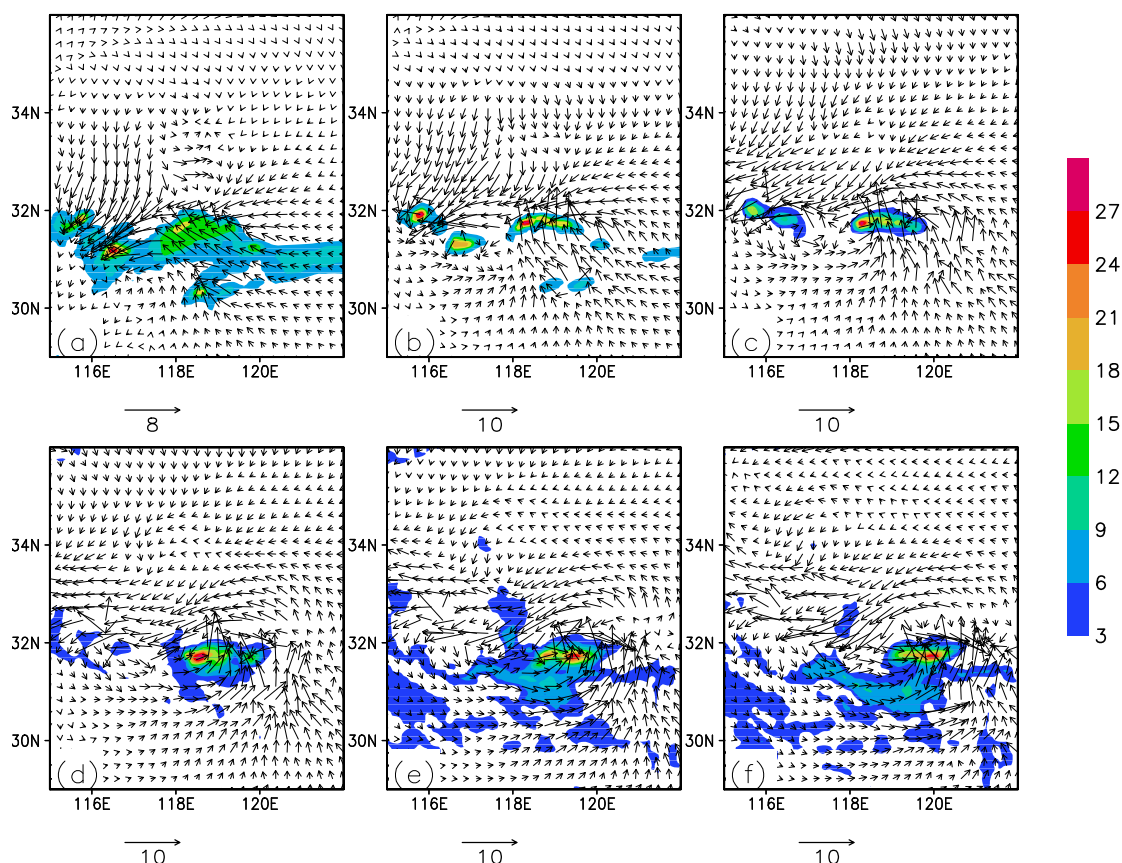


图 4.5.1 2003 年 6 月 29 日 750 hPa 高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的环流差异 (矢量) 与试验 RADAR-V 每小时降水模拟 (阴影, 单位: mm): (a)01 时; (b) 02 时; (c) 03 时; (d) 04 时; (e) 05 时; (f) 06 时

图 4.5.2 是 2003 年 7 月 4 日 13 时~18 时在 750 hPa 高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的环流差异与试验 RADAR-V 每小时降水模拟结果, 其中矢量箭头为两试验的环流差异, 阴影部分为试验 RADAR-V 的每小时降水模拟结果。从图中可看出, 在 7 月 4 日 13 时~15 时 (图 4.5.2a~c), CNTL 和 RADAR-V 试验的环流差异表现为两个中尺度辐合区, 其水平范围约在 200 km 左右, 这说明了加入雷达资料以后, 由于模式初始场增加了中尺度信息, 使得试验 RADAR-V 能在模式积分开始后, 在模拟结果中能够迅速的捕捉到中尺度对流系统的发生发展, 在积分开始后较短的时间内便模拟出具有中尺度特征的环流状况, 这也试验 RADAR-V 能较好模拟出暴雨过程的原因之一。这一点也可从降水的模拟结果得到证实, 从图中可以看出, 在增加的风场的辐合区, 同时对应的为两个小范围的降水中心。到 4 日 16 时 (图 4.5.2d), 在辐合区及其周围出现了气旋性环流, 说明相对于试验 CNTL, 试验 RADAR-V 的结果更有利于低层上升运动的发展, 从而促进对流系统的

发展。从 16 时开始，降水结果则表现为雨量增加，雨区的范围增大，逐渐形成强的雨带。这进一步表明加入雷达径向风资料后，其提供的中尺度环流信息较好的补充了常规资料中中尺度信息的缺失，从而更准确地模拟出中尺度对流系统的发生发展情况以及中尺度暴雨过程。

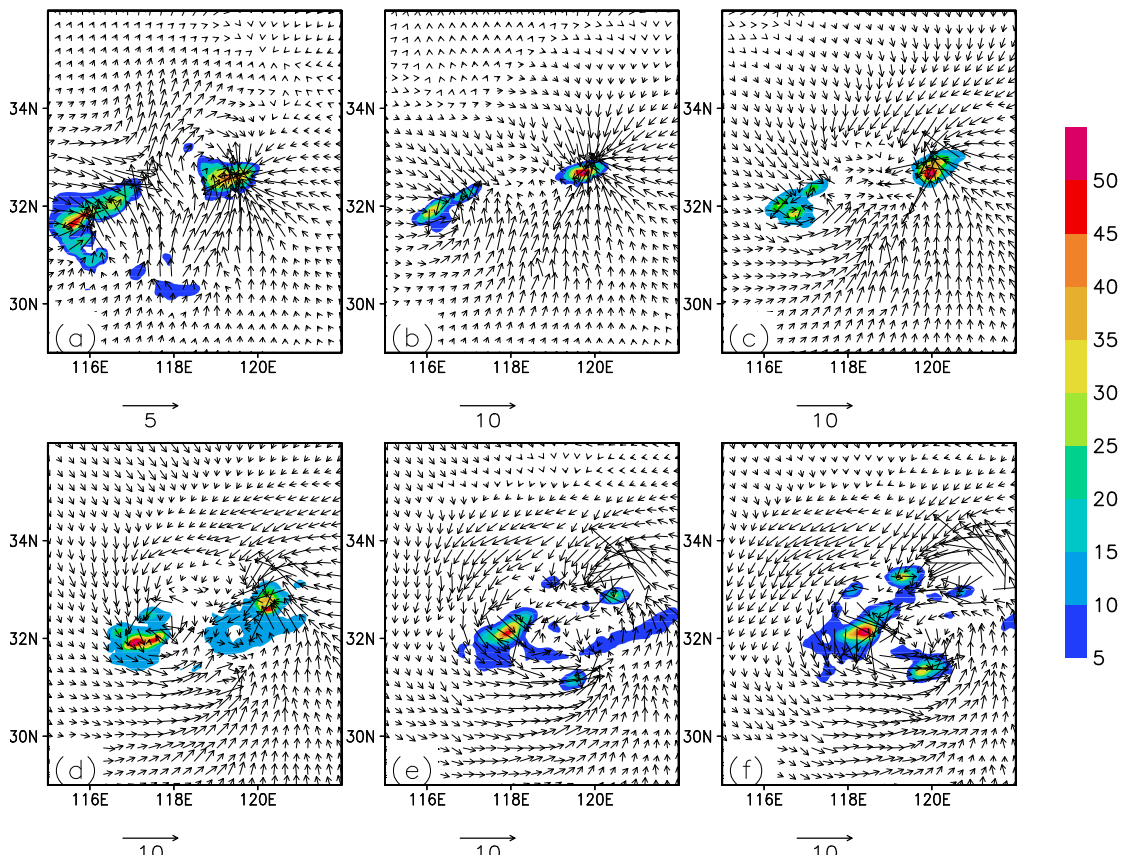


图 4.5.2 2003 年 7 月 4 日 750 hPa 高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的环流差异 (矢量) 与试验 RADAR-V 每小时降水模拟 (阴影, 单位: mm): (a) 13 时; (b) 14 时; (c) 15 时; (d) 16 时; (e) 17 时; (f) 18 时

图 4.5.3 是 2007 年 7 月 8 日 01 时~06 时在 750 hPa 高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的环流差异与试验 RADAR-V 每小时降水模拟结果，其中矢量箭头为两试验的环流差异，阴影部分为试验 RADAR-V 的每小时降水模拟结果。从图中可看出，在 7 月 8 日 01 时~03 时 (图 4.5.3a~c)，CNTL 和 RADAR-V 试验的环流差异表现为出现一个中尺度辐合区，其水平范围约在 200 km 左右，这说明了加入雷达资料以后，使得试验 RADAR-V 能在模式积分开始后，在模拟结果中能够迅速模拟出中尺度对流系统的发生发展，及时地模拟出具有中尺度特征的环流状况，这也试验 RADAR-V 能较好模拟出暴雨过程的原因之一。从图中每小时的降水

模拟结果可以看出,在增加的风场的辐合区,对应为较强降水中心,降水中心出现大于 20 mm 的降水区。到 8 日 04 时(图 4.5.3d),在辐合区及其周围出现了气旋性环流,说明相对于试验 CNTL,试验 RADAR-V 的结果更有利于低层上升运动的发展,从而更有利于促进对流系统的发展。从降水量可以看出,雨区的范围增大,降雨量也有所增加。这也进一步表明,加入雷达径向风资料后,能更准确地模拟出中尺度对流系统及暴雨的发生发展过程。

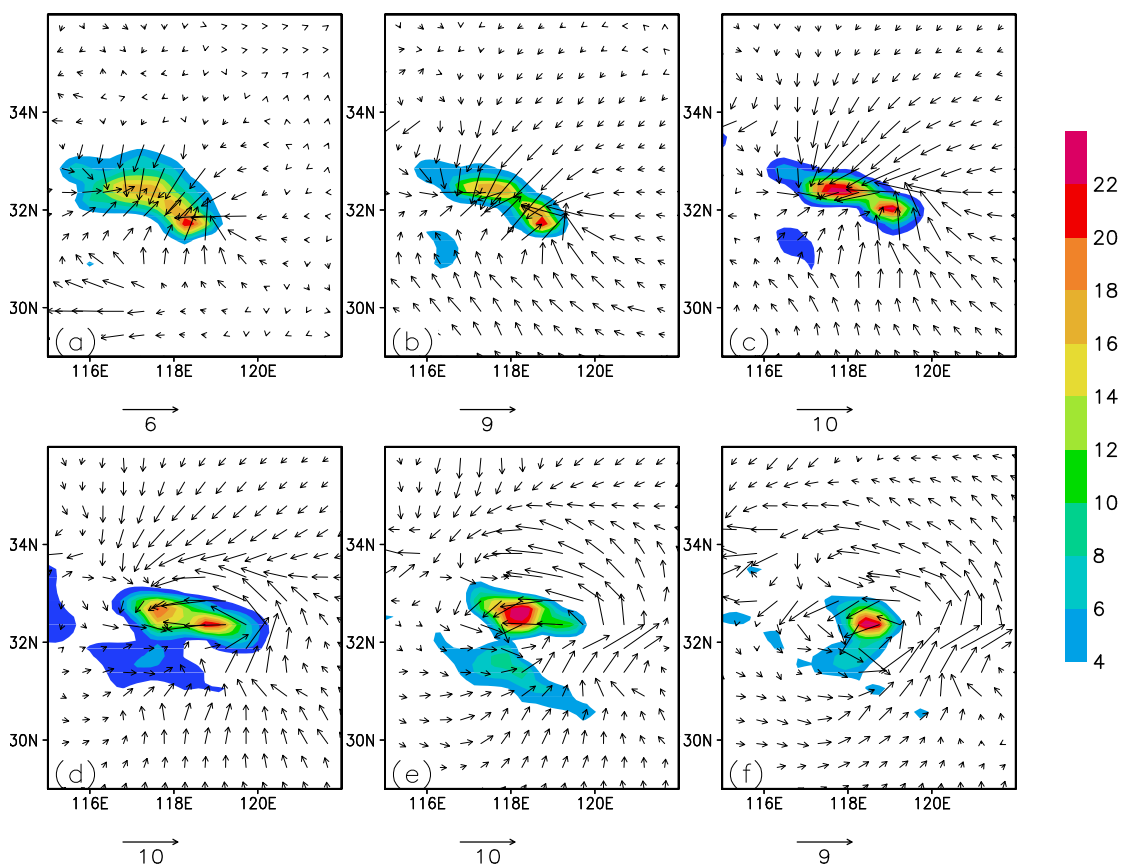
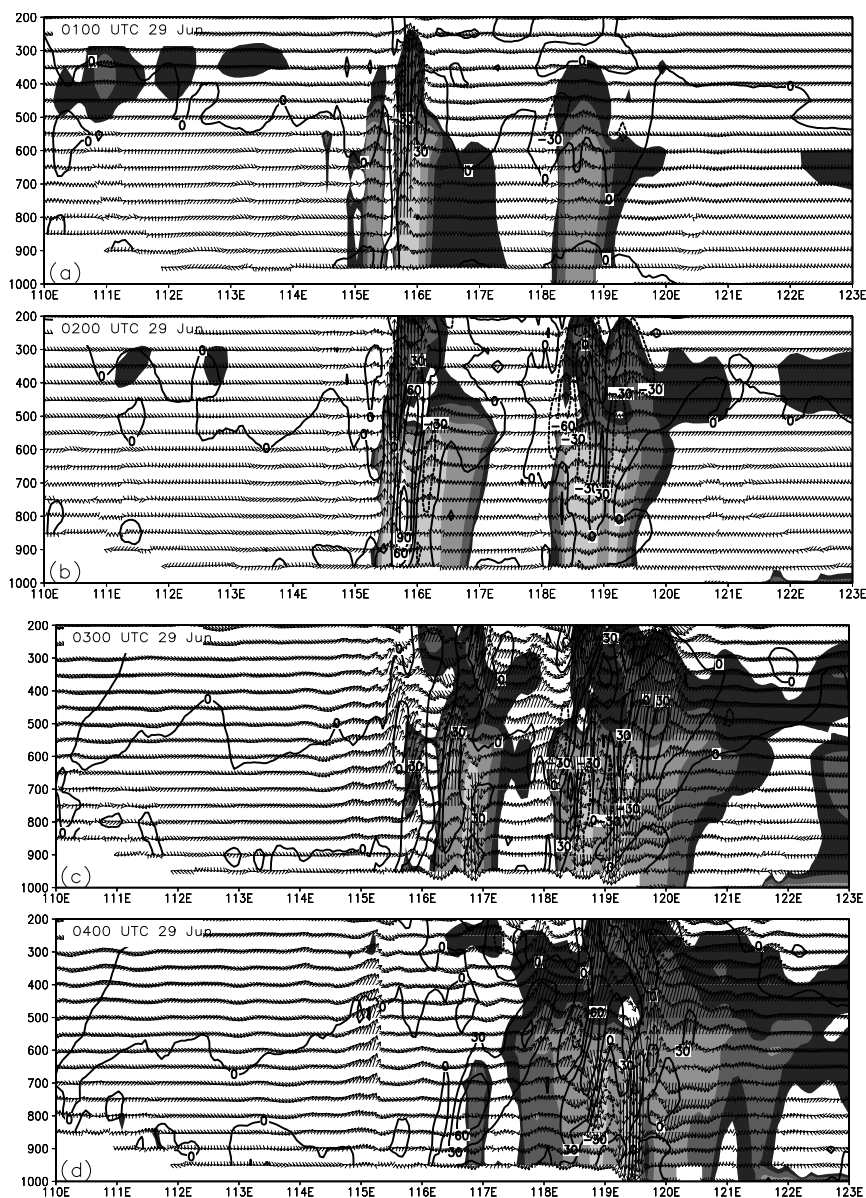


图 4.5.3 2007 年 7 月 8 日 750 hPa 高度上试验 RADAR-V 与试验 CNTL 的环流差异(矢量)与试验 RADAR-V 每小时降水模拟(阴影,单位: mm): (a)01 时; (b)02 时; (c)03 时; (d)04 时; (e)05 时; (f)06 时

4.5.2 对中尺度对流系统发展的影响

图 4.5.4 是 2003 年 6 月 29 日 01 时~06 时相对涡度、雷达回波和风矢量沿 31.9° N 的高度垂直剖面图。从图中可以看出,6 月 29 日 01 时~03 时(图 4.5.4a~c),由两个较强的雷达回波区存在,回波强度达到 50 dBz 以上,表明这一阶段有两个中尺度对流系统在发展,这同图 4.5.1 中低层表现的两个辐合区也是对应的。从图 4.5.4 中可以看出,两个雷达回波区有明显的上升气流出现,两个对流

系统在低层为正涡度区，高层为负涡度区，说明了中尺度对流系统正处于发展阶段。29日04时、05时（图4.5.4d、4.5.4e），两个对流系统合并为一个对流系统，雷达回波区空间范围增大，在雷达回波区的前部（左部）中高层有上升气流出现，而后部（右部）的低层有下沉气流出现，在气压梯度力的作用下，中层的上升气流有利于对流层中层的气旋性辐合，而后部的下沉入流则有利于对流层低层形成正涡度源区，有利于对流系统的发展。



（接下页）

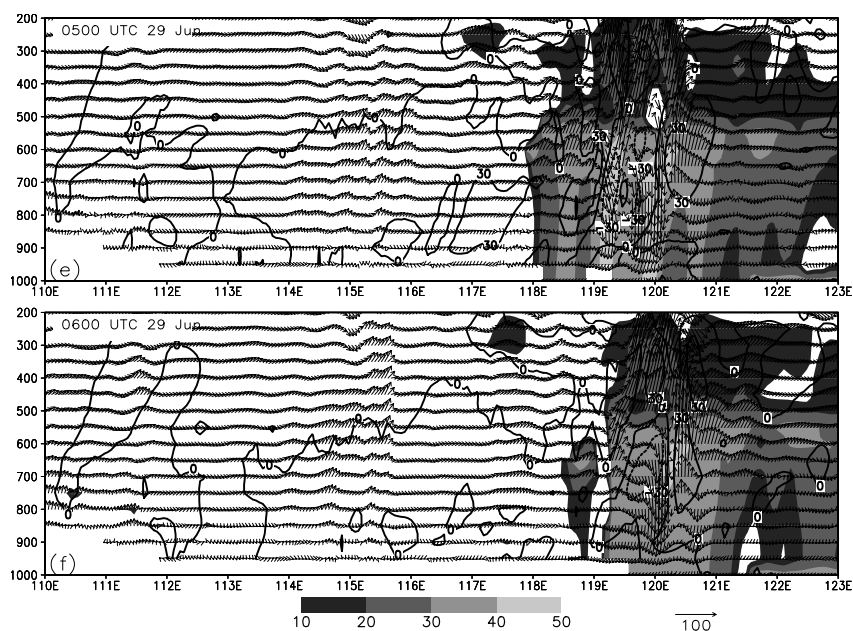
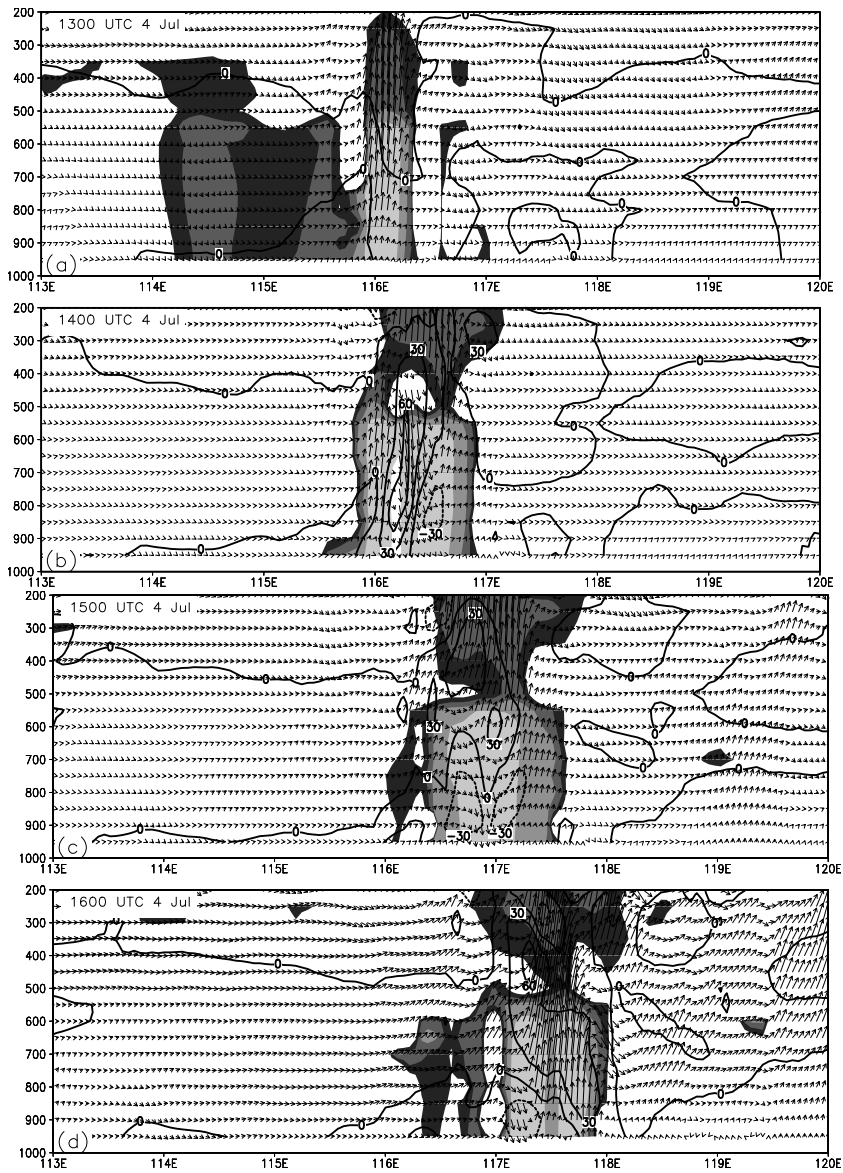


图 4.5.4 2003 年 6 月 29 日相对涡度（实线，单位： $1 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$ ）、雷达回波（阴影，单位： dBz ）和风矢量（ $u, w \times 100$ ）的高度垂直剖面图（沿 31.9°N ）：(a)01 时；(b)02 时；(c)03 时；(d)04 时；(e)05 时；(f)06 时（纵坐标单位为 hPa ）

图 4.5.5 是 2003 年 7 月 4 日 13 时~18 时相对涡度、雷达回波和风矢量沿 31.9°N 的高度垂直剖面图。从图中可以看出，4 日 13 时（图 4.5.5a），在 116°E 附近有一个较强的雷达回波区，回波区内有明显的上升运动，至 4 日 14 时（图 4.5.5b），强雷达回波区空间范围增大，回波区前部（左部）有上升气流出现，后部（右部）有下沉气流出现，同时又一个正涡度柱出现于雷达回波区内部，最大值达 $60 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$ 。4 日 15 时、16 时（图 4.5.5c、图 4.5.5d），雷达回波区略有东移，4 日 16 时移至 $117 \sim 118^\circ \text{E}$ 之间，同时回波内部有上升气流出现，而在回波的后部有下沉入流出现。4 日 17 时、18 时（图 4.5.5e、图 4.5.5f），雷达回波强度减弱，强回波区空间范围减小，同时东移至 $118 \sim 119^\circ \text{E}$ 之间。



(接下页)

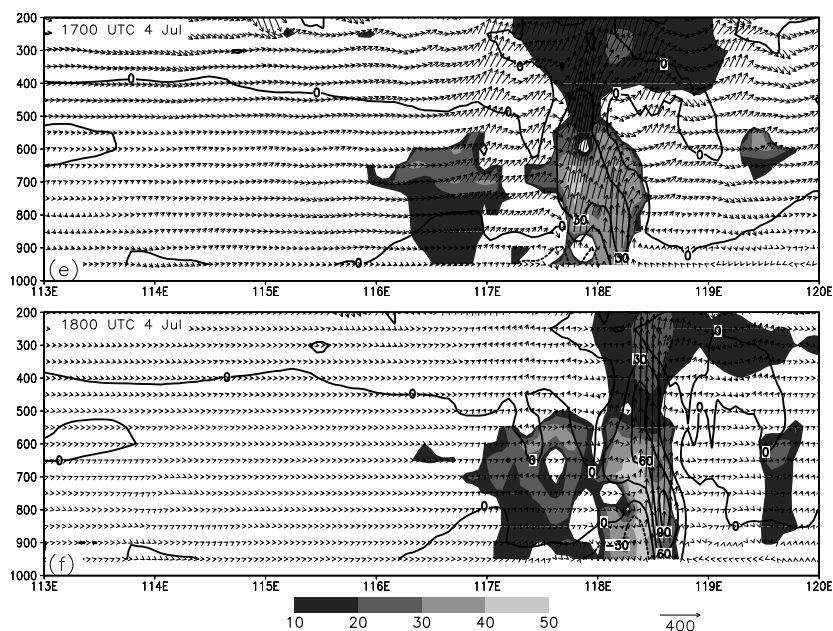
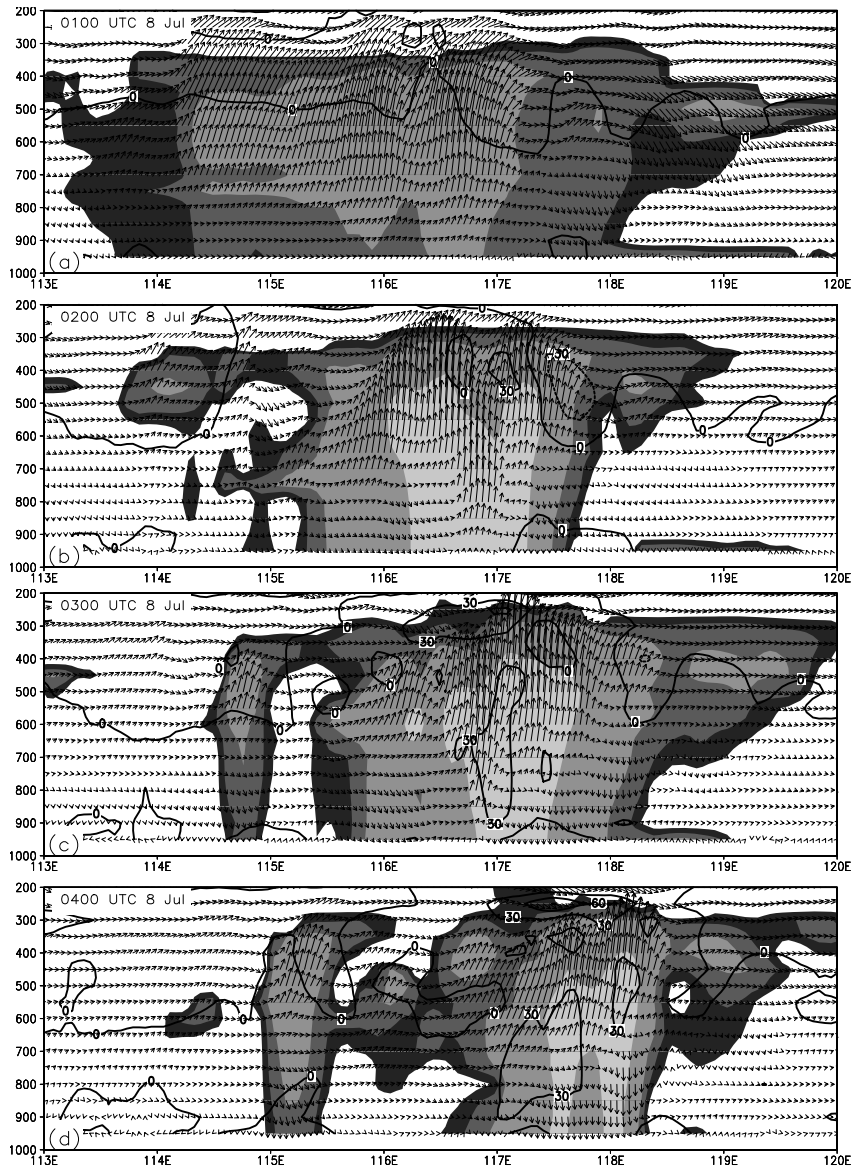


图 4.5.5 2003 年 7 月 4 日相对涡度（实线，单位： $1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ）、雷达回波（阴影，单位：dBz）和风，矢量（ $u, w \times 100$ ）的高度垂直剖面图（沿 31.9°N ）：(a) 13 时；(b) 14 时；(c) 15 时；(d) 16 时；(e) 17 时；(f) 18 时（纵坐标单位为 hPa）

图 4.5.6 是 2007 年 7 月 8 日 01 时~06 时相对涡度、雷达回波和风矢量沿 33°N 的高度垂直剖面图。从图中可以看出，8 日 01 时（图 4.5.6a），在 $114 \sim 118^\circ \text{E}$ 附近有一个较强的雷达回波区，回波区空间范围很大，300 hPa 高度以下均有明显的回波出现，并且回波区内有很强的上升运动。至 8 日 02 时（图 4.5.6b），强雷达回波区空间范围缩小，但回波的强度明显增强，强回波大值区达到 40 dBz 以上，回波区有持续的上升气流出现，同时又一个正涡度区出现于雷达回波区内部。8 日 03 时、04 时（图 4.5.6c、图 4.5.6d），雷达回波区缩小，并向东移动，强度维持在 40 dBz 以上，回波中心的位置在 8 日 04 时移至约 117.8°E 附近，同时回波内部伴随又有上升气流出现。8 日 05 时、06 时（图 4.5.6e、图 4.5.6f），强回波区空间范围减小，并持续向东移动，雷达回波强度减弱至 30~40 dBz 之间。



(接下页)

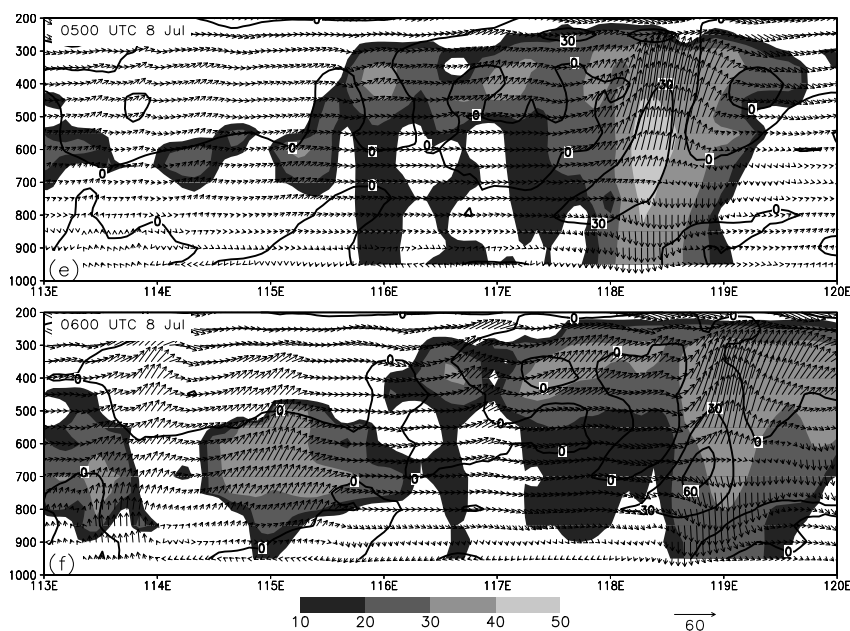


图 4.5.6 2007 年 7 月 8 日相对涡度（实线，单位： $1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ）、雷达回波（阴影，单位：dBz）和风，矢量（ $u, w \times 100$ ）的高度垂直剖面图（沿 33°N ）：(a)01 时；(b)02 时；(c)03 时；(d)04 时；(e)05 时；(f)06 时（纵坐标单位为 hPa）

由以上可以看出，同化入雷达资料的试验能够较快的模拟出中尺度对流系统的发生发展和中尺度系统的强度变化，同时能捕捉到环流的变化情况及对流系统的移动情况，进一步可以使暴雨过程及定量降水预报得到较好的模拟结果。

4.6 小结

针对中尺度模式初始场中中尺度的信息分析以及提高定量降水预报问题，本章通过应用中尺度模式资料分析系统 ADAS 及其复杂云分析方案，在常规观测资料的基础上加入 CINRAD/SA 多普勒天气雷达资料，然后利用高分辨率 WRF 模式对 2003 年和 2007 年淮河流域的三次暴雨过程（2003 年 6 月 29 日~30 日、2003 年 7 月 4~5 日、2007 年 7 月 8~9 日）进行了模拟试验。通过对模拟结果的检验分析和雷达资料对暴雨模拟的影响分析，主要结论如下：

1、采用 ADAS 及其复杂云分析方案，利用多普勒天气雷达资料对初始场进行调整，可以把雷达资料中具有高时空分辨率的湿度、云、潜热及环流等信息更好地加入到初始场中，从而得到一个能够包含更完整动力、热力信息的且更符合实际情况的初始场，减小了由于中尺度观测资料不足而造成的模式初始场中中尺度

信息不足的问题。

2、多普勒天气雷达资料的引入，能够减少模式启动的 spin-up 时间，使模式在积分开始后较快地捕捉到局地发生的对流系统，及时地模拟出暴雨的发生与发展。通过对两次较完整的降水过程的数值预报及其结果检验，发现利用多普勒天气雷达资料对初始场调整后，初始场中出现了中尺度的风场辐合、上升运动以及相应的温、湿分布，改进后的初始场对雨带的形状、落区及降水量的模拟结果与实况更为接近，并且具有较好的评分。

3、在 ADAS 中，雷达径向风资料侧重于对初始风场的调整，而雷达反射率资料侧重于对初始场温、湿量场的调整，两者对暴雨模拟结果有着不同的影响。在本文研究的个例中，模拟效果最好的是只加入雷达径向风资料的试验。需要指出的是，在本文的试验中，同化雷达资料时都同时同化了常规地面观测资料与探空资料，在初始时刻如果常规观测对于湿度量场的观测数据偏大，则会在某些格点上有一个较大的阈值，如果反射率小于这一阈值，可能也会影响到初始场温湿量场的调整。因此，关于常规观测资料误差统计与雷达资料对初始场误差改进的定量分析是非常重要的，我们将进行进一步的研究。

4、本章中主要讨论了利用雷达资料对暴雨的模拟，下一章将利用模拟结果对 MCV 的形成、演变等特征作较为具体的分析。

第五章 中尺度对流诱生涡旋的形成、演变和结构

摘要 本章利用 NCEP 再分析资料、雷达观测资料、红外卫星资料、及数值模拟结果,对 2003、2007 年淮河流域梅雨期中尺度对流诱生涡旋(MCV)形成和演变过程、结构特征进行了分析研究。结果表明:1、在母对流系统活动的过程中,负位势高度扰动、冷舌及强的气压梯度力有利于 MCV 的形成;2、母对流系统中降水的增强与大气具有较强的斜压性促进了 MCV 的形成;3、MCV 的水平空间范围约为 300 至 400 km,是一个接近饱和的深厚的湿系统;4、MCV1 生命史较短,其位置稳定少动,造成的降水较弱,为不发展型;MCV2 生命史较长,形成后引发的第二次对流较强,同时也造成了较强的降水,为发展型;5、在 MCV 的形成期和强盛期,有明显的暖心结构出现;暖心结构的底层存在的负温度扰动;MCV 周围的低层大气具有较强的对流不稳定性;6、MCV 垂直结构的倾斜性特征:低压扰动轴线随着高度的增加向西和向北倾斜,并且低压扰动东侧和南侧的气压梯度大于其西侧和北侧;正温度扰动的大值区随着高度的增加向东倾斜,高层正的温度扰动同低层负的温度扰动耦合出现;正涡度柱在垂直方向上随着高度的增加向东倾斜;7、MCV1 和 MCV2 分别为发展和不发展型的涡旋,他们之间的不同之处:MCV2 形成期正涡度区对应的上升运动气流较强,而 MCV1 则较弱;强盛期 MCV2 正涡度非常强,而且中心范围较大,其垂直空间范围成片状分布,而 MCV1 呈明显的柱状分布;同 MCV1 相比,形成期 MCV2 暖中心的假相当位温较高,暖心结构特征更加突出。

5.1 引言

2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期暴雨频繁,降水集中,这同该年梅雨期乃至前期特定的环流背景是分不开的,而对于具体的暴雨过程,中尺度对流系统及其中尺度涡旋的发生发展又是导致暴雨形成的直接因素。本文选取的三次典型暴雨过程(2003 年 6 月 29~30 日、2003 年 7 月 4~5 日、2007 年 7 月 8~9)中,中尺度对流系统活动频繁,发展迅速,对暴雨的产生起到关键的作用,并直接影响到降水中心的强度、降水持续的时间等。在三次暴雨过程中,中尺度对流系统

发展演变的情况又各有不同,2003年6月29~30日暴雨过程在对流系统发展演变过程中没有形成中尺度对流诱生涡旋,而2003年7月4~5日暴雨过程和2007年7月8~9日暴雨过程则形成了中尺度对流诱生涡旋。(为方便叙述,本章中对于2003年7月4~5日暴雨过程中的中尺度对流诱生涡旋称为MCV1,对于2007年7月8~9日暴雨过程中的中尺度对流诱生涡旋称为MCV2)。本章利用再分析资料、雷达观测资料、红外卫星资料、及第四章中由数值模拟所得的结果,对2003年和2007年淮河流域梅雨期的两个中尺度对流诱生涡旋的形成、演变和结构进行分析研究。

5.2 中尺度对流诱生涡旋的形成

由关于中尺度对流诱生涡旋的一些研究(Trier等,2000;Kirk等,2002)可知,中尺度对流诱生涡旋的形成同背景场的环流形势及母对流系统(Parent MCS)本身结构特征有密切的关系。本节将利用再分析资料、雷达观测资料、红外卫星资料、以及同化入雷达资料的数值模拟结果,针对出现在2003年7月4日和2007年7月8日暴雨过程中的MCV形成进行分析研究,同时通过与未出现MCV的2003年6月29日暴雨过程的对比,进一步分析MCV的成因及其母对流系统的结构特征。

5.2.1 MCV形成时的环流变化特征

2003年7月4日和2007年7月8日暴雨过程中,中尺度对流系统活跃,在MCV形成时,环流形势有较明显的变化。从2003年7月4日700 hPa流场图(图5.2.1,模拟结果)中可以看出,至4日17时、18时,淮河流域在700hPa高度层有明显的闭合式气旋性环流(方框处),在4日19时,气旋性环流减弱,涡旋消失。至20时(图5.2.1d),气旋性环流增强,至21时、22时(图5.2.1e、图5.2.1f),可以看到,在淮河流域又有新的闭合式气旋性环流生成(圆框处)。

Bartels和Maddox(1991)研究表明,MCV一般产生在“母对流系统”(Parent MCS)减弱消亡后。图5.2.2是模拟的2003年7月4日17时至22时的700 hPa流场与雷达回波,从图中可以看出,7月4日17时(图5.2.2a),在闭合式气旋

性环流附近的东南部（约 $31.5\sim 33^{\circ}\text{N}$, $117\sim 119^{\circ}\text{E}$ 之间），有一个强度较大的雷达回波区，说明这一时刻已经有较强的中尺度对流系统出现并在这一区域得到发展，至 4 日 18 时（图 5.2.2b），从风场的流线上可看出，气旋性环流明显减弱，同时雷达回波区的中部回波强度减弱，4 日 19 时（图 5.2.2c），闭合式气旋性环流消散，这时可以看出雷达回波的中部出现更大范围的减弱，出现低值区，表明这一时刻原来的对流系统在其中心范围明显减弱。4 日 20 时（图 5.2.2d），风场又开始出现辐合区，气旋性环流加强，同时雷达回波强度开始加强，这说明母对流系统减弱以后，中尺度对流诱生涡旋开始形成。

图 5.2.3 是模拟的 2007 年 7 月 8 日 04 时至 12 时的 700 hPa 流场。从图中可以看出，7 月 8 日 04 时和 05 时，700 hPa 的流场有一个闭合式的气旋性环流存在（图中方框处），说明涡旋在这一区域发生发展。这一闭合环流在 8 日 06 时消散。至 8 日 11 时，在原闭合环流发展的东部区域，又有一个新的闭合式气旋性环流出现（图 5.2.3e、图 5.2.3f 中圆框处），形成了新的涡旋。

图 5.2.4 是模拟的 2007 年 7 月 8 日 04 时至 12 时的 700 hPa 流场与雷达回波。从图中可以看出，在 8 日 04 时，分别在 110°E 和 116°E 附近，有两个雷达回波区，至 8 日 05 时，对流系统增强，雷达回波连成一片，位置位于原涡旋发展的区域。在闭合性环流消散的 8 日 10 时，可以看出，雷达回波有所减弱，而当新的涡旋形成时的 8 日 11 时和 12 时，雷达回波强度又有明显增强。可以看出，母对流系统减弱后，由于 MCV 的形成，又导致了对流系统地增强。

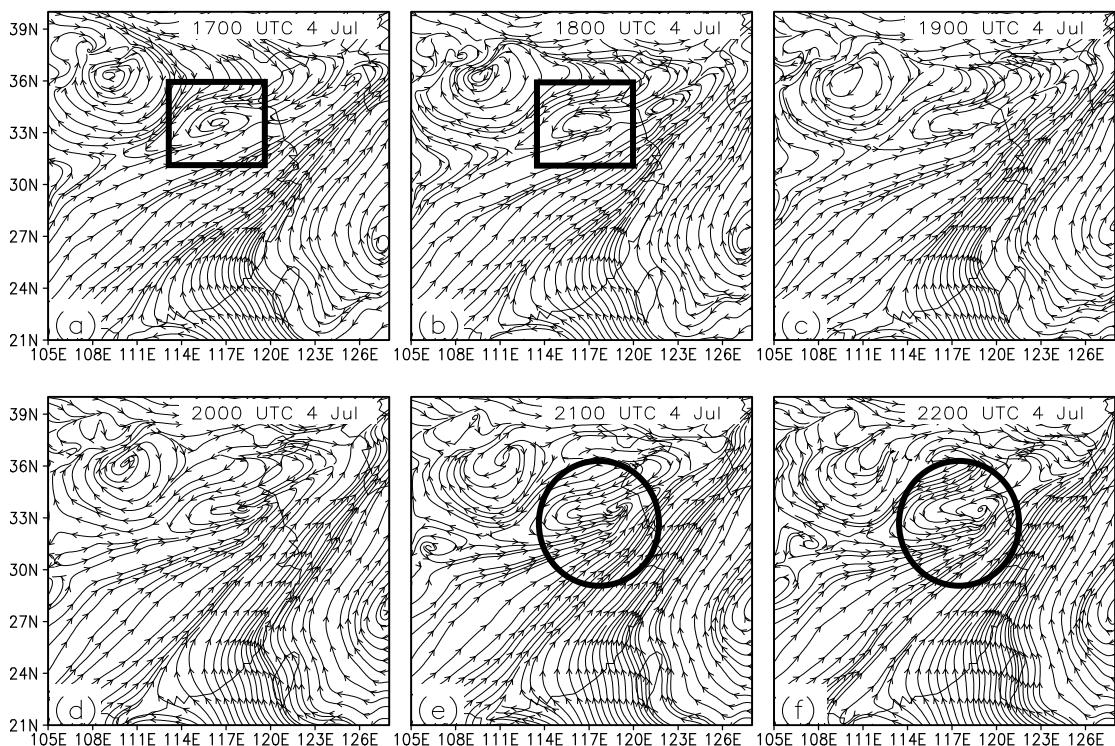


图 5.2.1 模拟的 2003 年 7 月 4 日 700 hPa 流场: (a) 4 日 17 时; (b) 4 日 18 时; (c) 4 日 19 时; (d) 4 日 20 时; (e) 4 日 21 时; (f) 4 日 22 时

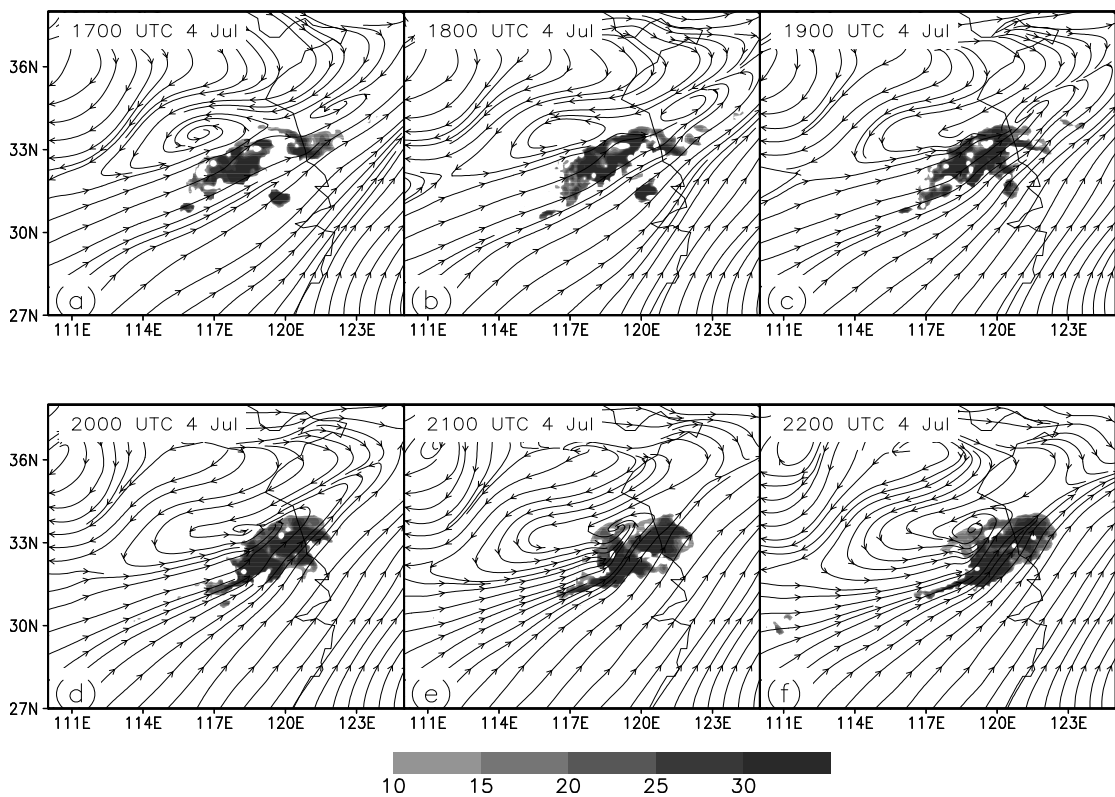


图 5.2.2 模拟的 2003 年 7 月 4 日 700 hPa 流场(流线)与雷达回波(阴影, 单位: dBz): (a) 4 日 17 时; (b) 4 日 18 时; (c) 4 日 19 时; (d) 4 日 20 时; (e) 4 日 21 时; (f) 4 日 22 时

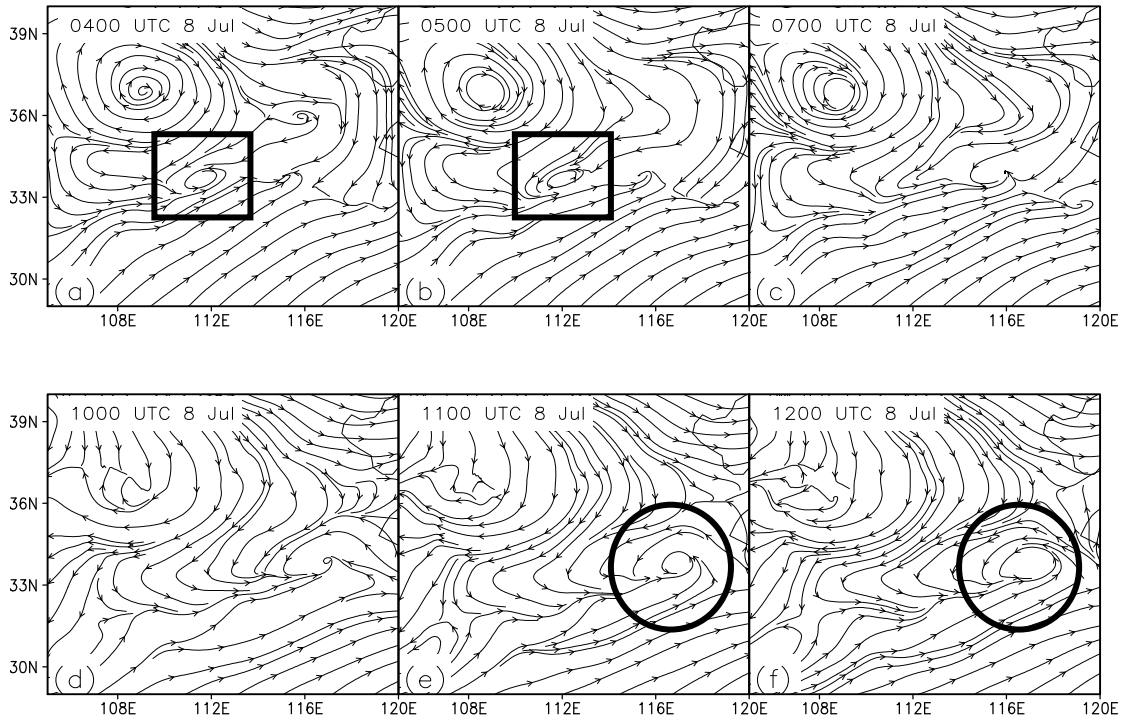


图 5.2.3 模拟的 2007 年 7 月 8 日 700 hPa 流场: (a) 8 日 04 时; (b) 8 日 05 时; (c) 8 日 06 时; (d) 8 日 10 时; (e) 8 日 11 时; (f) 8 日 12 时

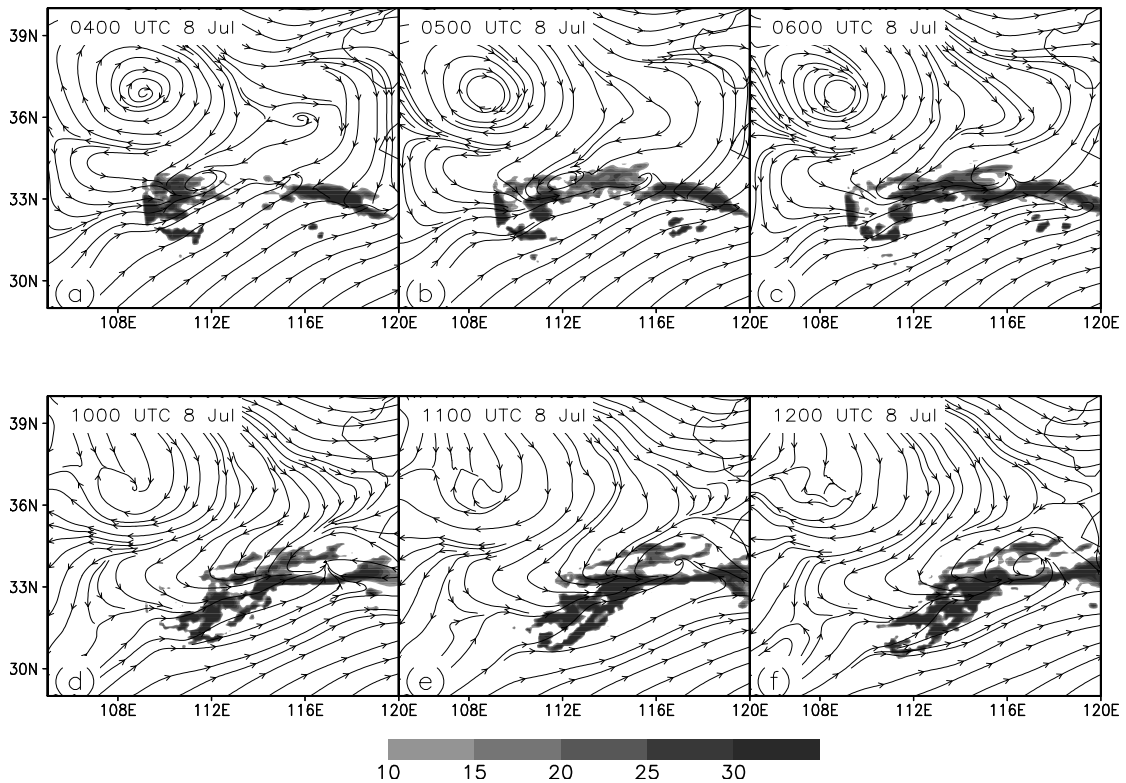


图 5.2.4 模拟的 2007 年 7 月 8 日 700 hPa 流场(流线)与雷达回波(阴影, 单位: dBz): (a) 8 日 04 时; (b) 8 日 05 时; (c) 8 日 06 时; (d) 8 日 10 时; (e) 8 日 11 时; (f) 8 日 12 时

5.2.2 MCV 形成时的母对流系统特征

在形成中尺度对流诱生涡旋前，“母对流系统”在淮河流域发展迅速，较为活跃，并直接造成了较大的降水。本小节通过对产生 MCV 的“母对流系统”（Parent MCS）的结构特征及 MCV 形成期的动力学条件、热力学条件的分析，对 MCV 的形成机制进行研究。

Chen 等（1992）通过对一个梅雨锋个例的研究表明，低压扰动的加强利于 MCV 的形成。图 5.2.5 是模拟的 2003 年 7 月 4 日 700 hPa 位势高度场扰动分布，从图中可以看出，在 MCV1 的母对流系统发展区域，4 日 12 时、15 时和 18 时三个时次均有负的位势高度扰动出现，其中在 15 时和 18 时，MCV1 产生的区域位势高度扰动达到 -15 gpm。图 5.2.6 是 7 月 4 日 850 hPa 位势高度场扰动分布，从图中也可以看出，MCV1 产生的区域在三个时次中为负的位势高度扰动，在 4 日 12 时和 15 时扰动较强，达到 $-10 \sim -15$ gpm。图 5.2.7 是 2007 年 7 月 8 日 700 hPa 位势高度场扰动分布，从图中可以看出，在 MCV2 的母对流系统发展的 8 日 01 时、03 时和 05 时，在其发展区域（约 112° E, 33.8° N 附近）有负位势高度扰动出现，8 日 01 时负位势高度扰动为 -5 gpm，8 日 03 时和 05 时，负位势高度扰动为 -10 gpm。图 5.2.8 是 7 月 8 日 850 hPa 位势高度场扰动分布，从图中也可以看出，在 MCV2 的母对流系统发展区域有明显的负位势高度扰动出现。而从未产生 MCV 的 6 月 29 日个例中位势高度场扰动分布（图 5.2.9、图 5.2.10）情况来看，在暴雨过程前期的 29 日 00 时、03 时和 06 时三个时刻，700 hPa、850 hPa 高度淮河流域中下游地区处于正的位势高度扰动区，二者恰好相反。通过两幅图的对比可以说明，在母对流系统活动的过程中，对流层低层强的负位势高度扰动利于 MCV 的形成。

Yu 等（1998）的研究指出，低层大气中负的温度扰动加强往往表征了冷空气对该地区入侵的开始，同时也是 MCV 形成时对流系统活动的一个显著特征。图 5.2.11 是模拟的 2003 年 7 月 4 日 MCV1 的母对流系统发展过程中 700 hPa 高度层温度场扰动分布。从图中可以看出，在 MCV 形成区域，负的温度扰动逐渐加强，在此区域形成一个冷舌区，4 日 18 时，在 MCV1 母对流系统周围负温度扰动达到 -0.5 K。图 5.2.12 是 2007 年 7 月 8 日 MCV2 的母对流系统发展过程中 700 hPa 高度层温度场扰动分布，可以看出也有负温度扰动出现，其中在 8 日 05 时达到 -1 K 的最大值。与之相反的是，从 6 月 29 日 700 hPa 高度层温度场扰动分布（图

5.2.13), 可以看出, 淮河流域处于正的温度扰动区, 相对周围空气的温度, 这一区域有明显的暖区出现。通过两幅图的对比, 这也说明母对流活动中, 低层大气有冷舌出现时, 利于 MCV 的形成。

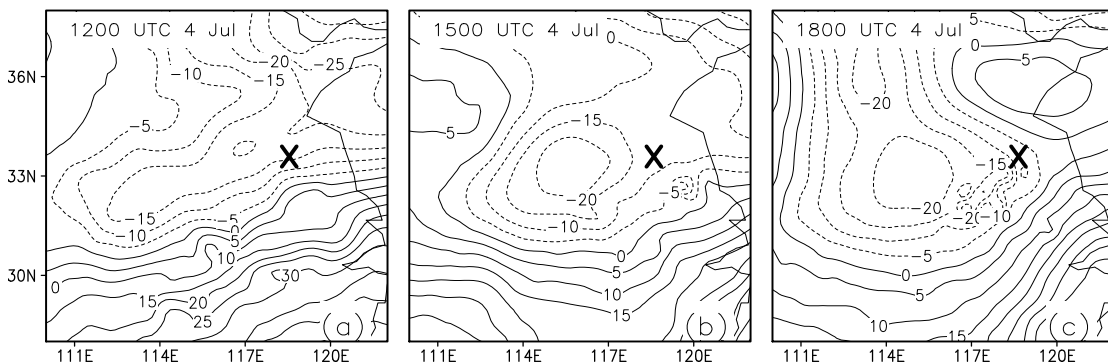


图 5.2.5 模拟的 700 hPa 位势高度场扰动分布 (单位: gpm, X 所在位置为 MCV1 母对流系统发展区域): (a) 7 月 4 日 12 时; (b) 7 月 4 日 15 时; (c) 7 月 4 日 18 时

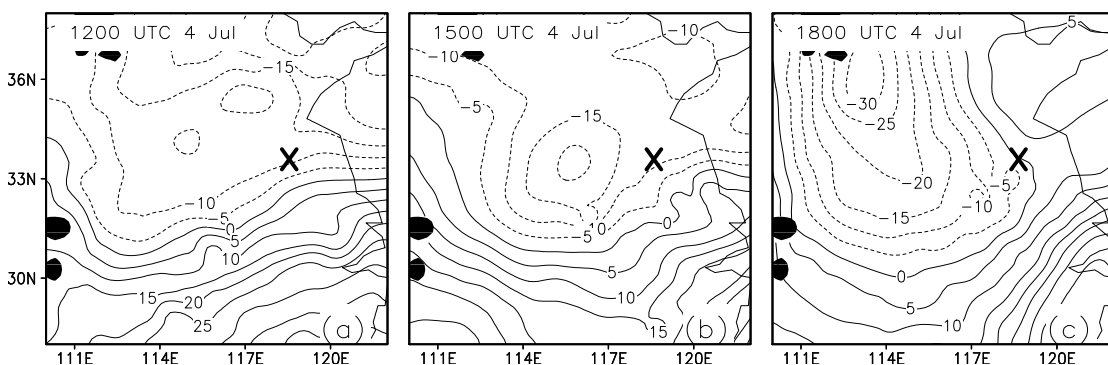


图 5.2.6 模拟的 850 hPa 位势高度场扰动分布, 其余同图 5.2.5

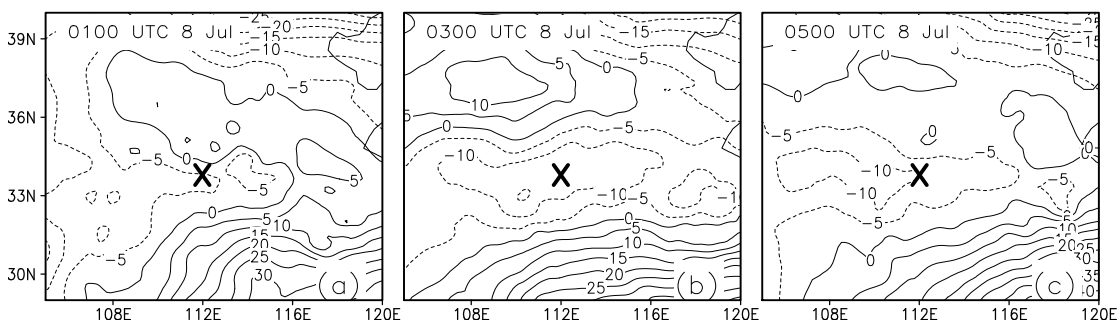


图 5.2.7 模拟的 700 hPa 位势高度场扰动分布 (单位: gpm, X 所在位置为 MCV2 母对流系统发展区域): (a) 7 月 8 日 01 时; (b) 7 月 8 日 03 时; (c) 7 月 8 日 05 时

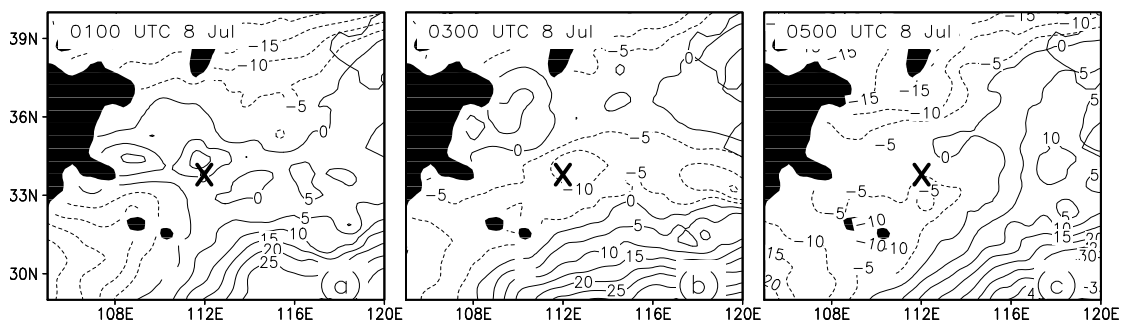


图 5.2.8 模拟的 850 hPa 位势高度场扰动分布，其余同图 5.2.7

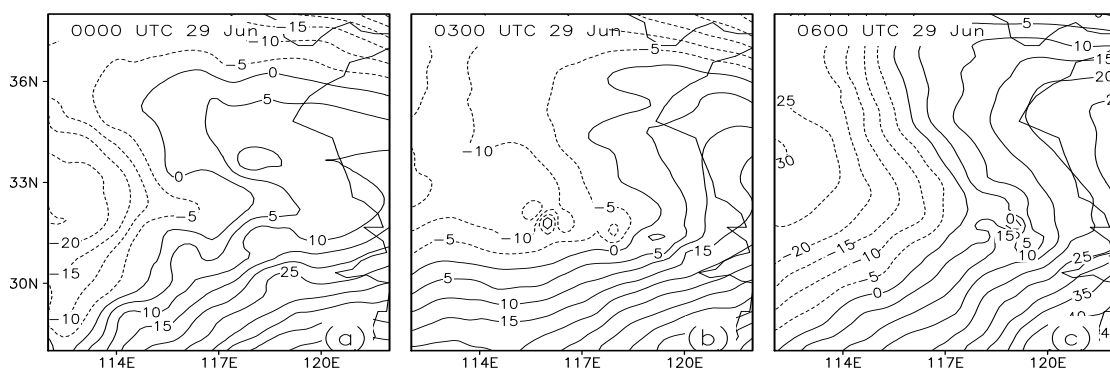


图 5.2.9 模拟的 700 hPa 位势高度场扰动分布 (单位: gpm): (a) 6 月 29 日 00 时; (b) 6 月 29 日 03 时; (c) 6 月 29 日 06 时

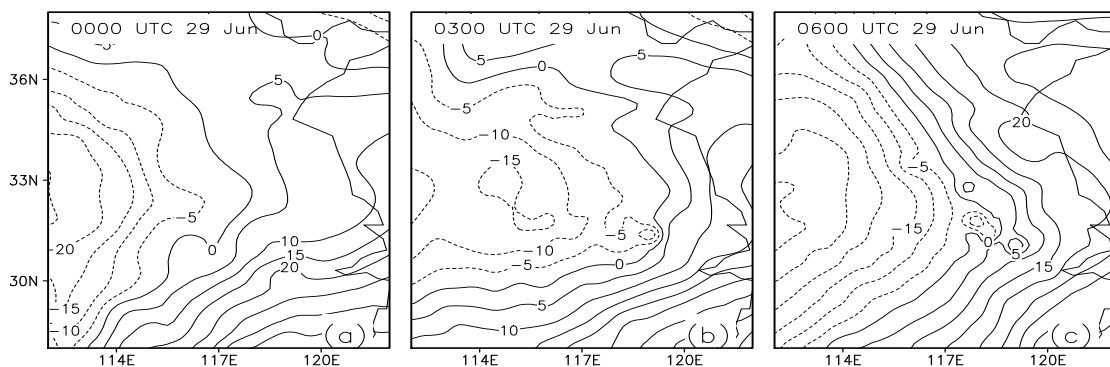


图 5.2.10 模拟的 850 hPa 位势高度场扰动分布，其余同图 5.2.9

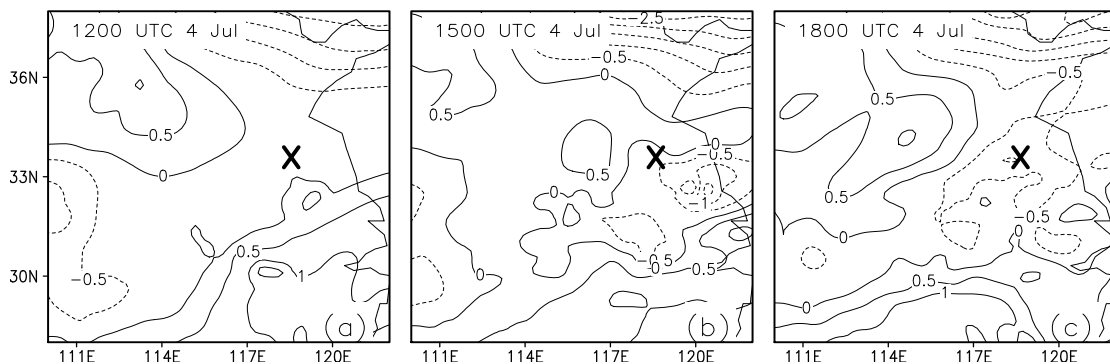


图 5.2.11 700 hPa 温度场扰动分布 (单位: K, X 所在位置为 MCV1 母对流系统发展区域):

(a) 7月4日12时; (b) 7月4日15时; (c) 7月4日18时

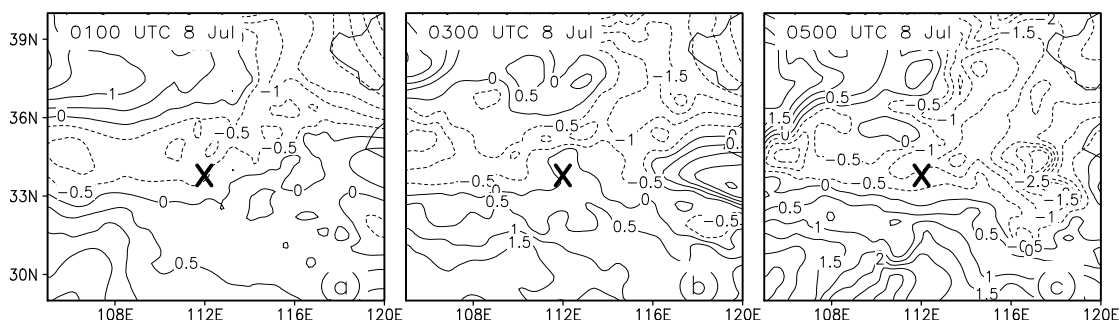


图 5.2.12 700 hPa 温度场扰动分布 (单位: K, X 所在位置为 MCV2 母对流系统发展区域):

(a) 7月8日01时; (b) 7月8日03时; (c) 7月8日05时

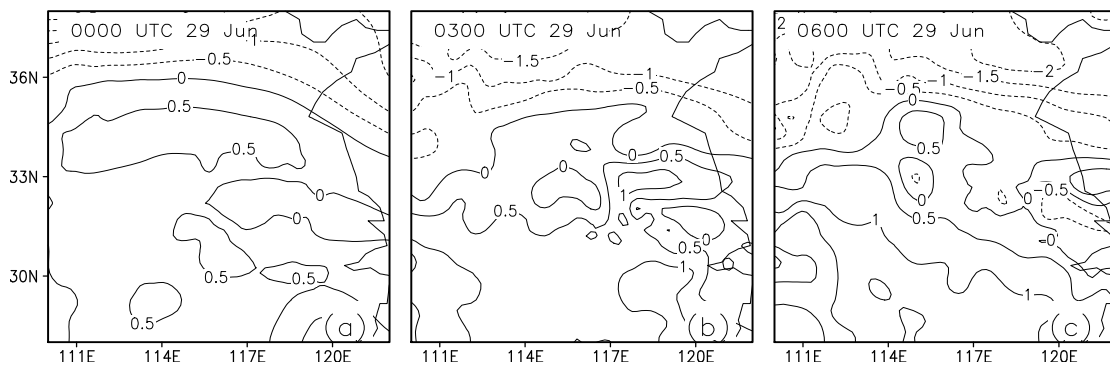


图 5.2.13 700 hPa 温度场扰动分布 (单位: K): (a) 6月29日00时; (b) 6月29日03

时; (c) 6月29日06时

图 5.2.14 是 2003 年 7 月 4 日 12 时、15 时和 18 时区域平均(29~34° N, 116~121° E)风廓线垂直分布。从风廓线的垂直分布可以看出,三个时次对流层整层均为一致的西风 and 南风,在垂直方向上风廓线变化幅度较大(尤其是西风分量),表明有较强的垂直切变,通过对中低层的切变的定量计算也可看出(表

5.2.1), MCV1 生成前中低层的平均切变达到 35 m/s。图 5.2.15 是 2007 年 7 月 8 日区域平均(30~35° N, 110~115° E) 风廓线垂直分布。从图中可以看出, 同 MCV1 母对流系统相似的是, MCV2 母对流系统的区域平均的风场分布, 在对流层整层也为一致的西风分量和南风分量, 而且风廓线幅度变化较大, 表明有较强的垂直风切变, 中低层平均风切变达到 34.7 m/s。而从未产生 MCV 的 2003 年 6 月 29 日暴雨过程(图 5.2.16) 可以看出, 6 月 29 日对流系统活动过程中, 在对流层底层约 700 hPa 高度以上, 虽然出现了风向的变化(淮河流域风场纬向风分量在对流层低层为东风, 而在中高层转为西风), 但是从对流层中低层风廓线的垂直分布可以看出, 其变化幅度并不大, 平均风切变为 33.7 m/s, 表明风场的垂直分布为弱的垂直切变。

表 5.2.1 是三次暴雨过程中边界层至 6 km 高度垂直风切变的定量计算, 从表中垂直风切变的数值可以看出, 三个个例中较强的是 2003 年 7 月 4 日暴雨过程, MCV1 的母对流活动的时段内, 其平均的垂直风切变为 35 m/s, 其次为 2007 年 7 月 8 日暴雨过程, 最小的为未产生 MCV 的 2003 年 6 月 29 日暴雨过程, 说明了淮河流域对流系统活动过程中, 强的垂直切变环境有利于 MCV 的形成。

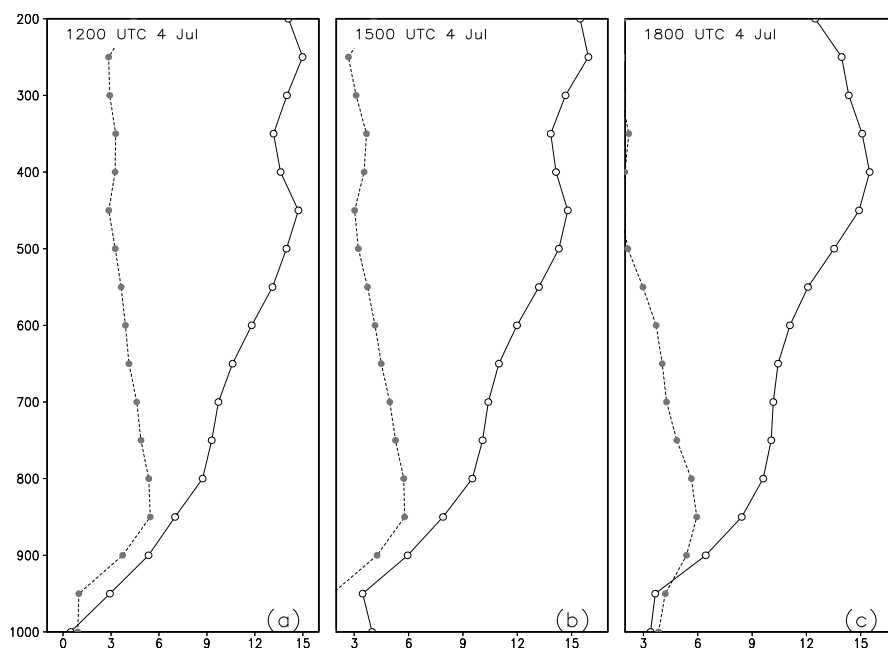


图 5.2.14 区域平均(29~34° N, 116~121° E)风廓线垂直分布(○: u 分量; ●: v 分量, 单位: m/s): (a) 7 月 4 日 12 时; (b) 7 月 4 日 15 时; (c) 7 月 4 日 18 时(纵坐标单位为 hPa)

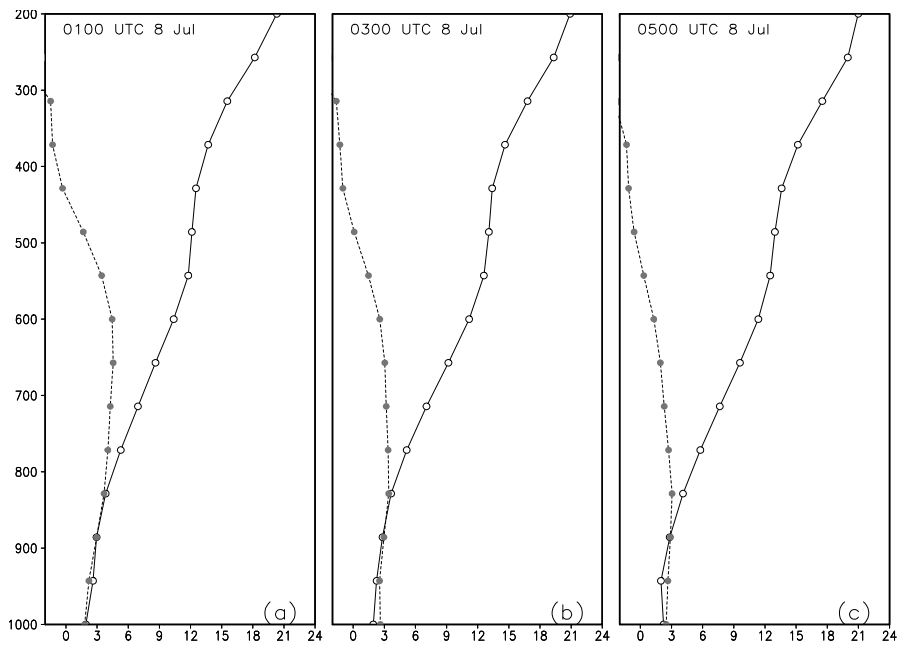


图 5.2.15 区域平均 ($30\sim 35^{\circ}$ N, $110\sim 115^{\circ}$ E) 风廓线垂直分布 (○: u 分量; ●: v 分量, 单位: m/s): (a) 7 月 8 日 01 时; (b) 7 月 8 日 03 时; (c) 7 月 8 日 05 时 (纵坐标单位为 hPa)

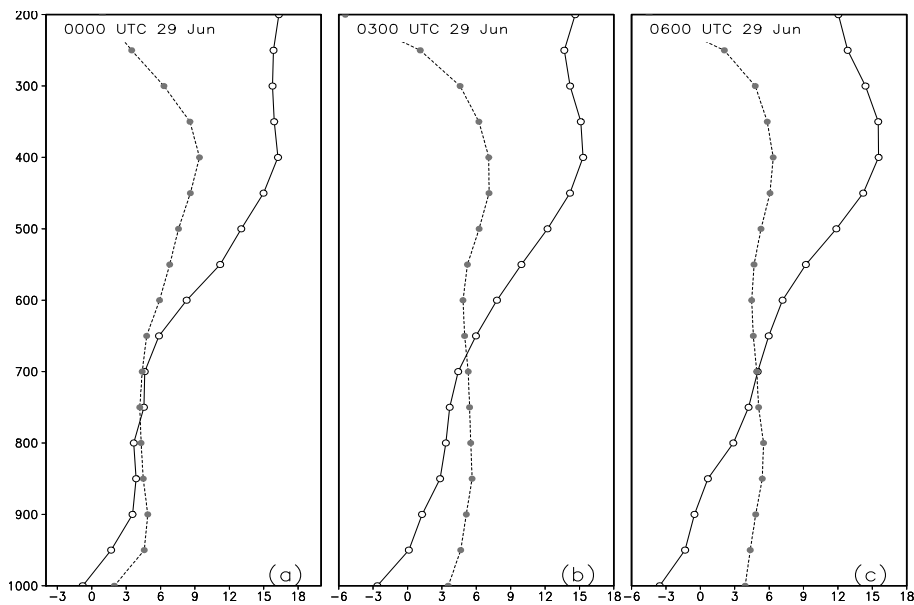


图 5.2.16 区域平均 ($29\sim 34^{\circ}$ N, $116\sim 121^{\circ}$ E) 风廓线垂直分布 (○: u 分量; ●: v 分量, 单位: m/s): (a) 6 月 29 日 00 时; (b) 6 月 29 日 03 时; (c) 6 月 29 日 06 时 (纵坐标单位为 hPa)

表 5.2.1 边界层至 6 km 高度垂直风切变

| | | | | | | | | |
|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 时间 (7 月 4 日) | 12 时 | 13 时 | 14 时 | 15 时 | 16 时 | 17 时 | 18 时 | 平均 |
| 垂直风切变 | 33 | 27 | 29 | 28 | 39 | 41 | 48 | 35 |
| 时间 (7 月 8 日) | 03 时 | 04 时 | 05 时 | 06 时 | 07 时 | 08 时 | 09 时 | 平均 |
| 垂直风切变 | 39 | 34 | 36 | 27 | 32 | 35 | 40 | 34.7 |
| 时间(6 月 29 日) | 00 时 | 01 时 | 02 时 | 03 时 | 04 时 | 05 时 | 06 时 | 平均 |
| 垂直风切变 | 35 | 33 | 15 | 21 | 38 | 46 | 48 | 33.7 |

图 5.2.17 是 2003 年 7 月 4 日 18 时平均形势场的分布情况,其中 a 为 900~750 hPa 平均水汽混合比和 850 hPa 风场, b 为 900-750 hPa 平均散度场, c 为 650~400 hPa 平均相对湿度场。从图中可以看出,在 MCV1 形成之前的 4 日 18 时,其形成区域在低层出现较大的水汽混合比(图 5.2.17a),达 14 g/kg,与 850 hPa 风场配合在淮河流域低空形成一个狭长的水汽输送带。同时,淮河流域处于高的相对湿度区中心(图 5.2.17c),而低空强的辐合(图 5.2.17b)使水汽集中于一个狭小的区域,进而使强对流产生的强潜热加热为 MCV1 的形成创造了有利条件。图 5.2.18 是 2007 年 7 月 8 日 10 时水平剖面平均形势场的分布情况,从图中可以看出,与 MCV1 相类似的是,在 MCV2 的形成区域,对流层低层有较丰富的水汽和西南低空气流,低层大气风场平均的辐合中心恰好位于 MCV2 的形成区域,同时高的相对湿度区(大于 90%)也在这一区域。而与之相对应的 2003 年 6 月 29 日(图 5.2.19)的分布情况,在对流系统活动过程中,淮河流域低层大气水汽混合比较小,仅为 8~9 g/kg 左右,相对湿度为 80%左右,较产生 MCV 的个例偏弱,从低层大气辐散场来看,淮河流域的辐合较弱,从而也说明这些不利于水汽的辐合与潜热加热的形成。

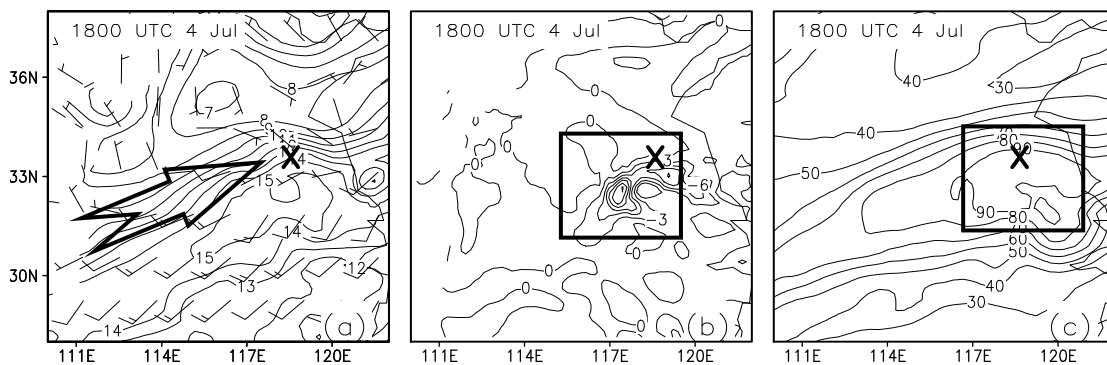


图 5.2.17 2003 年 7 月 4 日 18 时平均场(X 所在位置为 MCV1 形成区域): (a) 900~750 hPa 平均水汽混合比 (单位: g/kg) 和 850 hPa 风场(单位: m/s); (b) 900~750 hPa 平均散度场(单位: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$); (c) 650~400 hPa 平均相对湿度场(单位: %)

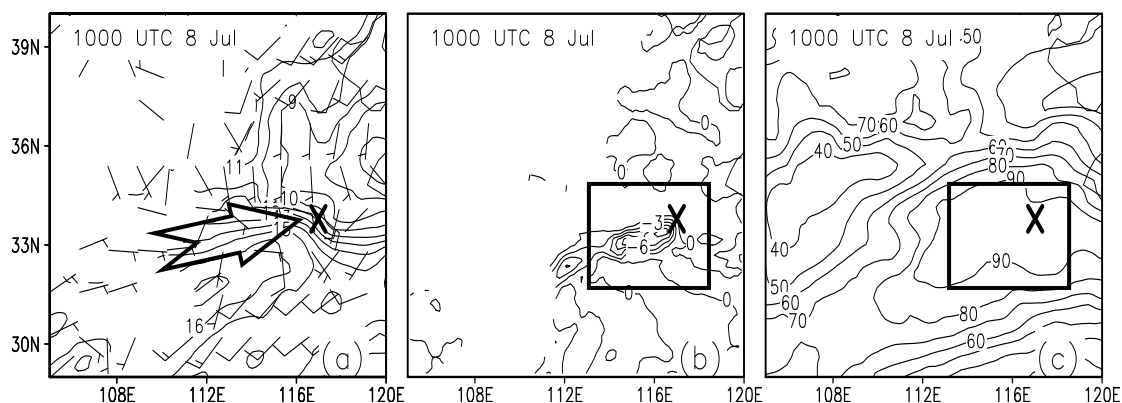


图 5.2.18 2007 年 7 月 8 日 10 时平均场(X 所在位置为 MCV2 形成区域), 其余同图 5.2.17

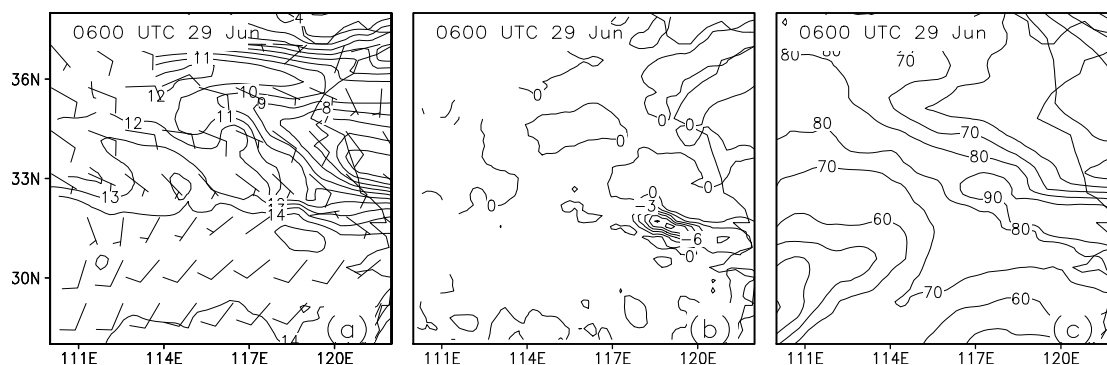


图 5.2.19 2003 年 6 月 29 日 06 时平均场, 其余同图 5.2.17

5.2.3 MCV 形成时的三维空间结构

由上面的分析可知, 在产生 MCV 的两次暴雨过程中, 2003 年 7 月 4 日 19 时,

母对流系统在对流层中低层的涡旋消散，4日20时，中尺度对流诱生涡旋 MCV1 形成。2007年7月8日11~12时 MCV2 形成，两个 MCV 均于 700hPa 高度层最为显著。下面我们对 MCV1 形成时的三维空间结构进行分析。

图 5.2.20 是 2003 年 7 月 4 日 19 时、20 时 3 km 高度 (AGL) 风场和上升运动的三维空间分布情况，从图中可以看出，在 MCV 形成时，淮河流域上空有较强的上升运动，上升气流支向上延伸至约 10 km 高度处，达到较高的高度；在距地面 3 km 高度上，而涡旋中心位置与强上升运动区一致，表明低层大气的辐合，也增强了低层空气的上升运动。

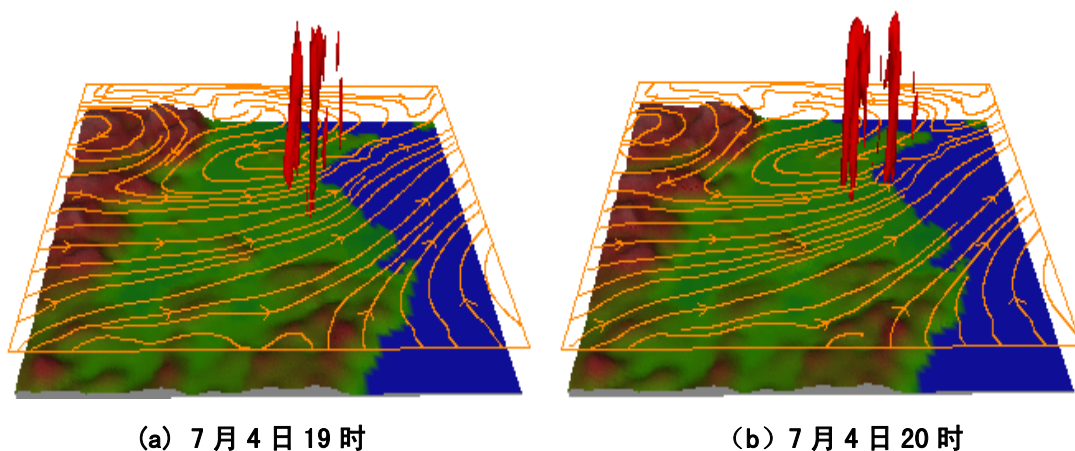


图 5.2.20 3 km 高度 (AGL) 风场 (黄色流线) 和上升运动 (红色柱体) 的三维空间分布

图 5.2.21 是 MCV1 形成时 600 hPa 风场和 GOES-9 红外卫星云图，从 600 hPa 风场可以看出，相对于 700 hPa，涡旋的位置偏西北 (涡旋中心约位于 117° E, 33.9° N 附近)，而且闭合式气旋性环流较 700 hPa 高度上偏弱；从红外卫星云图上则可以看出，这两个时次冷云顶最低温度达 -70° C 以下，在涡旋的东南部，有对流系统在发展。图 5.2.22 是模拟的 MCV1 形成时 850 hPa 流场和雷达反射率，从图中可以看出，对流层低层风场涡旋位置相对于 700 hPa 偏南偏东，更接近于母对流系统发展的位置，且气旋性环流也不如 700 hPa 高度层上明显，也说明了 MCV1 最先在 700 hPa 高度层形成。

图 5.2.23 是沿图 5.2.21 中直线 XY 的涡度垂直剖面 (横坐标为距 X 点距离，单位为 km)。从图中可以看出，在 2003 年 7 月 4 日 19 时、20 时，600 hPa 高度以下为一致的正涡度区，其中涡度大值区位于 700 hPa 附近，达 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，同时也可以看出，随着高度的增加，正涡度在空间中的垂直分布向 X 点方向 (西

北方向) 倾斜较为明显, 这也说明了母对流系统引发的涡旋, 在高层位于西风带的上游方向, 并且维持着一个较强的涡度值。

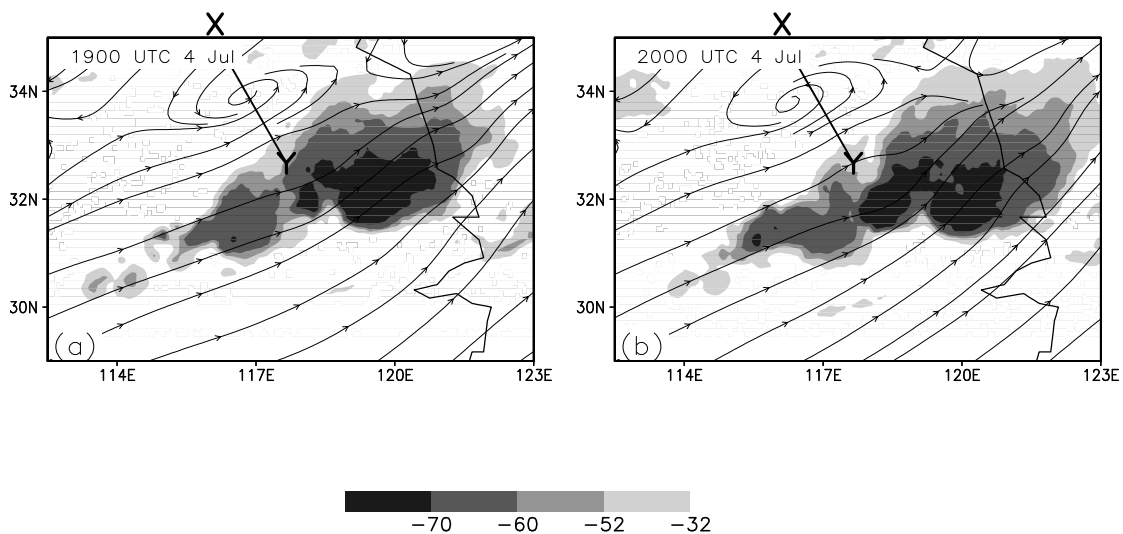


图 5. 2. 21 模拟的 600 hPa 风场 (流线) 和 GOES-9 红外卫星云图 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 2003 年 7 月 4 日 19 时; (b) 2003 年 7 月 4 日 20 时

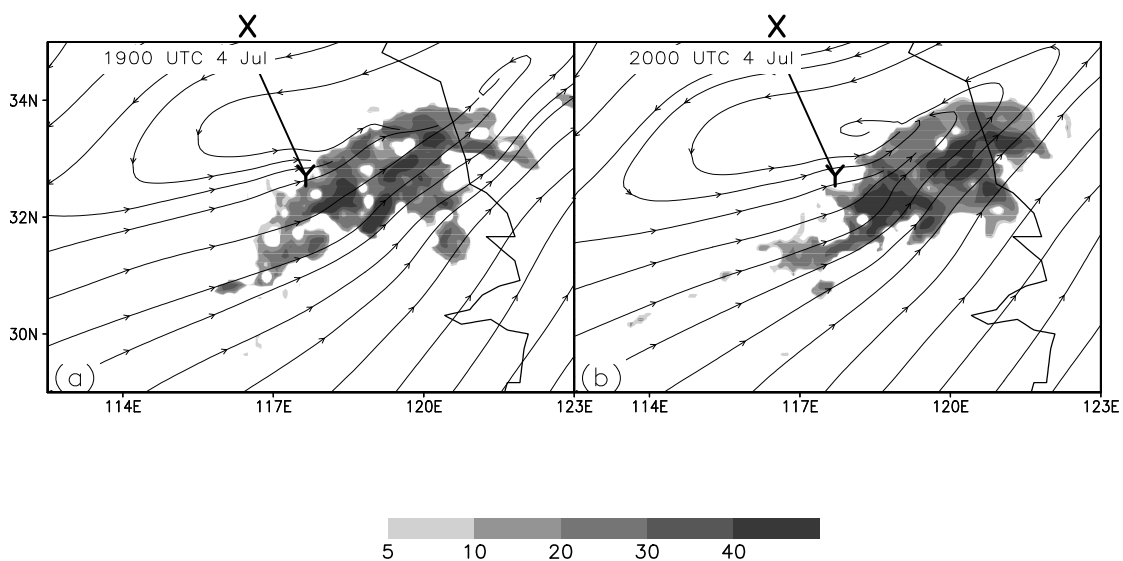


图 5. 2. 22 模拟的 850 hPa 高度层风场 (流线) 和雷达反射率 (阴影, 单位: dBz): (a) 2003 年 7 月 4 日 19 时; (b) 2003 年 7 月 4 日 20 时

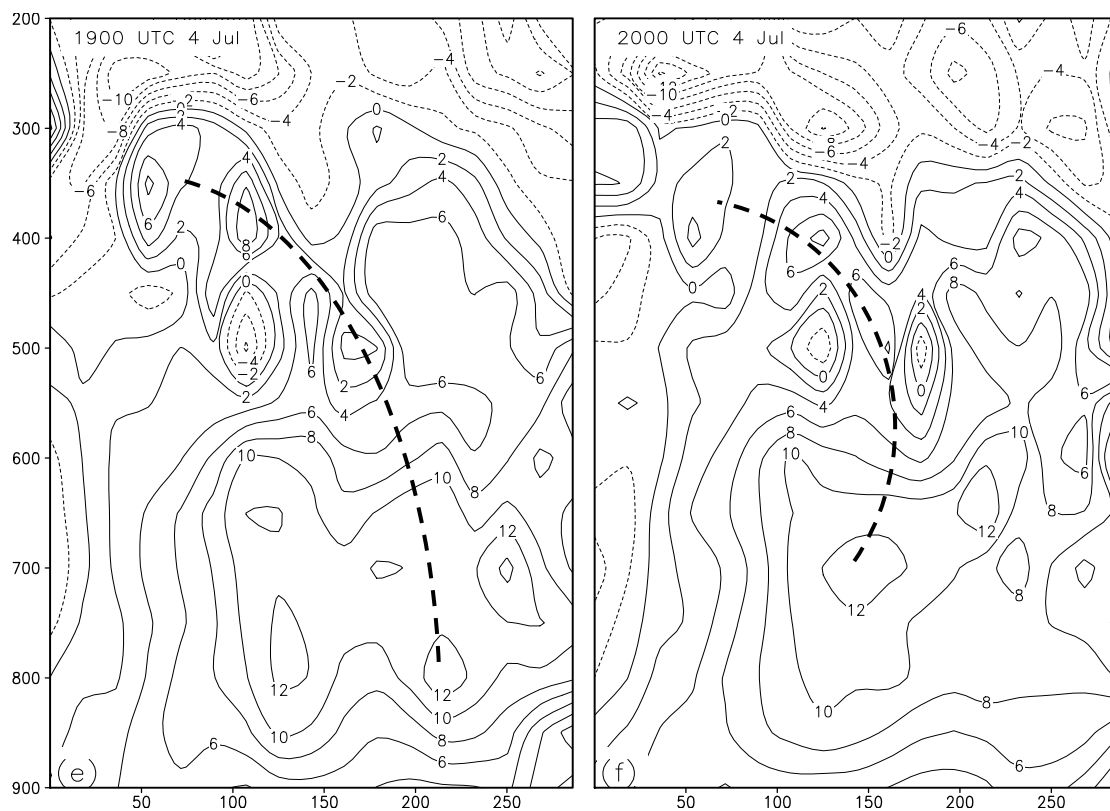


图 5.2.23 沿图 5.2.21 中直线 XY 的涡度垂直剖面 (单位: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$): (e) 2003 年 7 月 4 日 19 时; (f) 2003 年 7 月 4 日 20 时 (横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km; 纵坐标单位为 hPa)

图 5.2.24 是 MCV2 形成时 600 hPa 风场和 GOES-9 红外卫星云图, 从图上可以看出, 2007 年 7 月 8 日 11 时, 在约 $118^{\circ} E, 34^{\circ} N$ 附近有明显的气旋性环流, 但是未闭合, 说明对于 MCV2, 仍然是在 700 hPa 高度上首先形成, 至 8 日 12 时, 气旋性环流闭合。从红外卫星云图上可以看出, 8 日 11 时、12 时, 在 MCV2 形成区域的西南部, 有对流系统发展, 气旋性环流中心附近的对流已经减弱, 冷云顶温度约在 $-32 \sim -52^{\circ} C$ 之间, 对流最强的区域约在 $114^{\circ} E, 31^{\circ} N$ 附近。图 5.2.25 是 MCV2 形成时 850 hPa 风场和雷达反射率, 从图中可以看出, 850 hPa 风场气旋性环流出现闭合圈, 但是同 700 hPa 上的涡旋相比偏弱, 说明了同 MCV1 相类似, MCV2 于 700 hPa 高度层最显著。由雷达回波可以看出, 850 hPa 对流系统位于涡旋的东南部, 覆盖了较大的区域范围。

图 5.2.26 是沿图 5.2.24 中直线 XY 的涡度垂直剖面 (横坐标为距 X 点距离, 单位为 km)。从图中可以看出, 在 2007 年 7 月 8 日 11 时、12 时 (即 MCV2 的形成时), 450 hPa 高度以下, 有两个正涡度区, 其中涡度中心大值区一个位于 600

hPa 附近, 达 $48 \times 10^{-5} s^{-1}$, 另一个位于 700 hPa 高度以下, 最大值达 $36 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。可以看出, 随着高度的增加, 正涡度柱在空间中的垂直分布向 X 点方向 (西北方向) 倾斜较为明显, 这也说明了母对流系统引发的涡旋, 在高层位于西风带的上游方向, 并且维持着一个较强的涡度值。

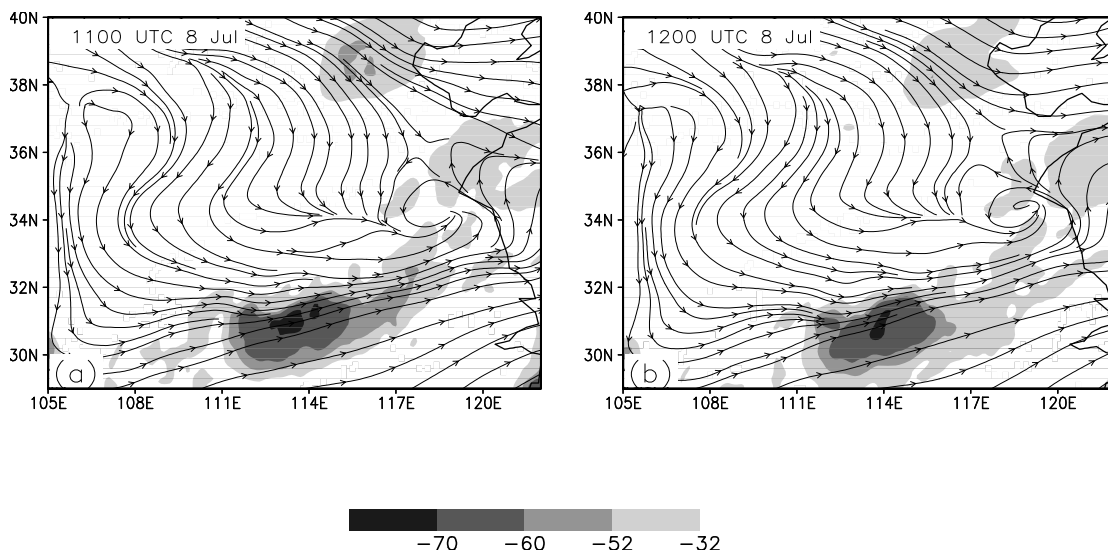


图 5.2.24 模拟的 600 hPa 风场 (流线) 和 GOES-9 红外卫星云图 (阴影, 单位: $^{\circ}C$): (a) 2007 年 7 月 8 日 11 时; (b) 2007 年 7 月 8 日 12 时

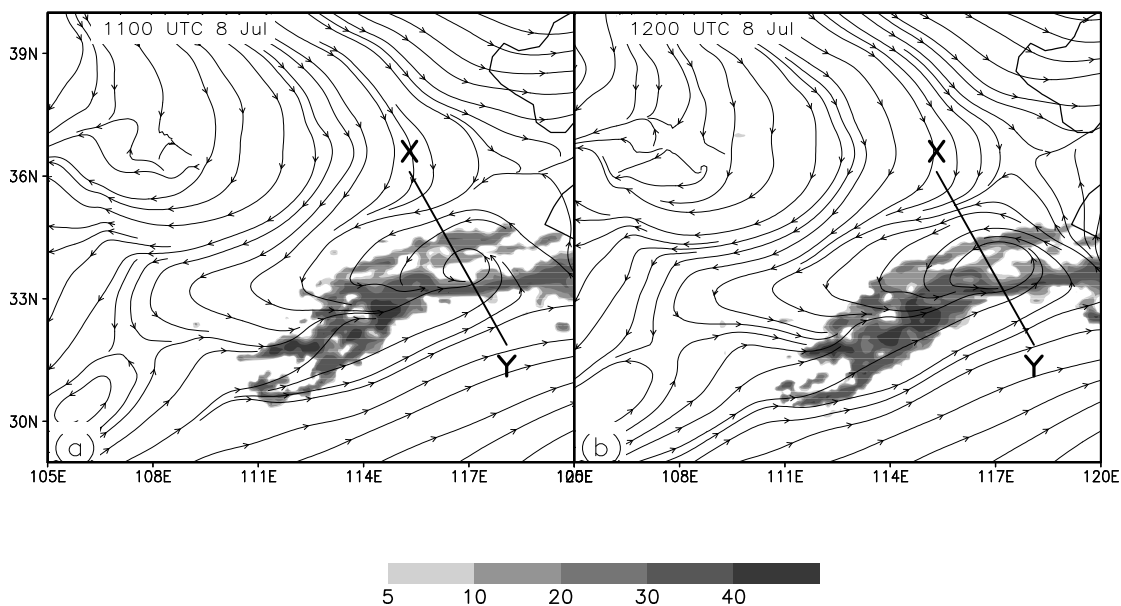


图 5.2.25 模拟的 850 hPa 高度层风场 (流线) 和雷达反射率 (阴影, 单位: dBz): (a) 2007 年 7 月 8 日 11 时; (b) 2007 年 7 月 8 日 12 时

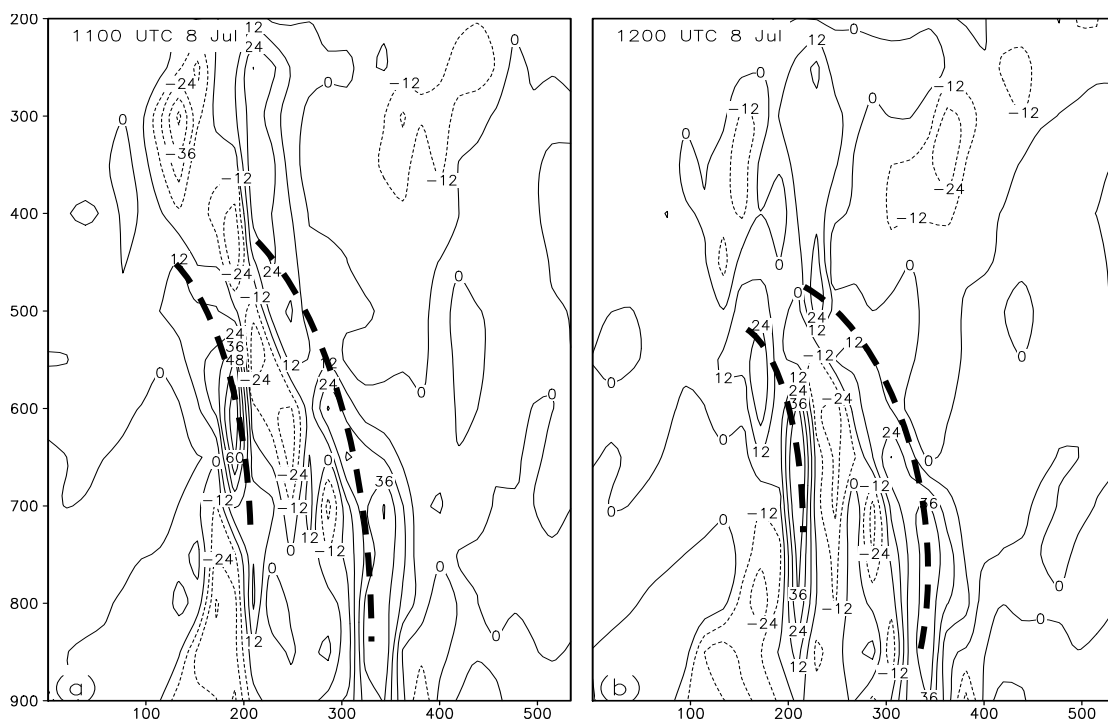


图 5.2.26 沿图 5.2.24 中直线 XY 的涡度垂直剖面 (单位: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$): (a) 2007 年 7 月 8 日 11 时; (b) 2007 年 7 月 8 日 12 时 (横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km; 纵坐标单位为 hPa)

Leary 等 (1987)、Johnson 等 (1989) 研究表明, 中尺度对流系统的层状云降水区较易产生中尺度对流诱生涡旋, 并且层状云降水的增强有利于中尺度对流诱生涡旋的形成。

图 5.2.27 是 MCV1 形成过程中水汽、云水、雨水的三维空间分布, 可以看出在 MCV1 形成的过程中, 淮河流域上空有较强的云水和雨水大值区, 并且随着时间的推移, 两个云水和雨水大值中心各自逐渐合并为一个大的值区, 低层较宽的水汽带逐渐变窄, 覆盖在淮河流域上空。从图中还可以看出, 4 日 19~20 时, 随着对流系统的发展, 雨水的强度有所增加, 而 MCV1 在此时生成, 也说明了对流系统中降水的增强有利于 MCV1 的形成。在母对流系统发展及 MCV2 形成的整个时间段内, 水汽混合比都保持了一个较大的值, 覆盖了淮河流域下游的大部分区域, 在 MCV2 形成的过程中, 也始终保持着充足的水汽条件。

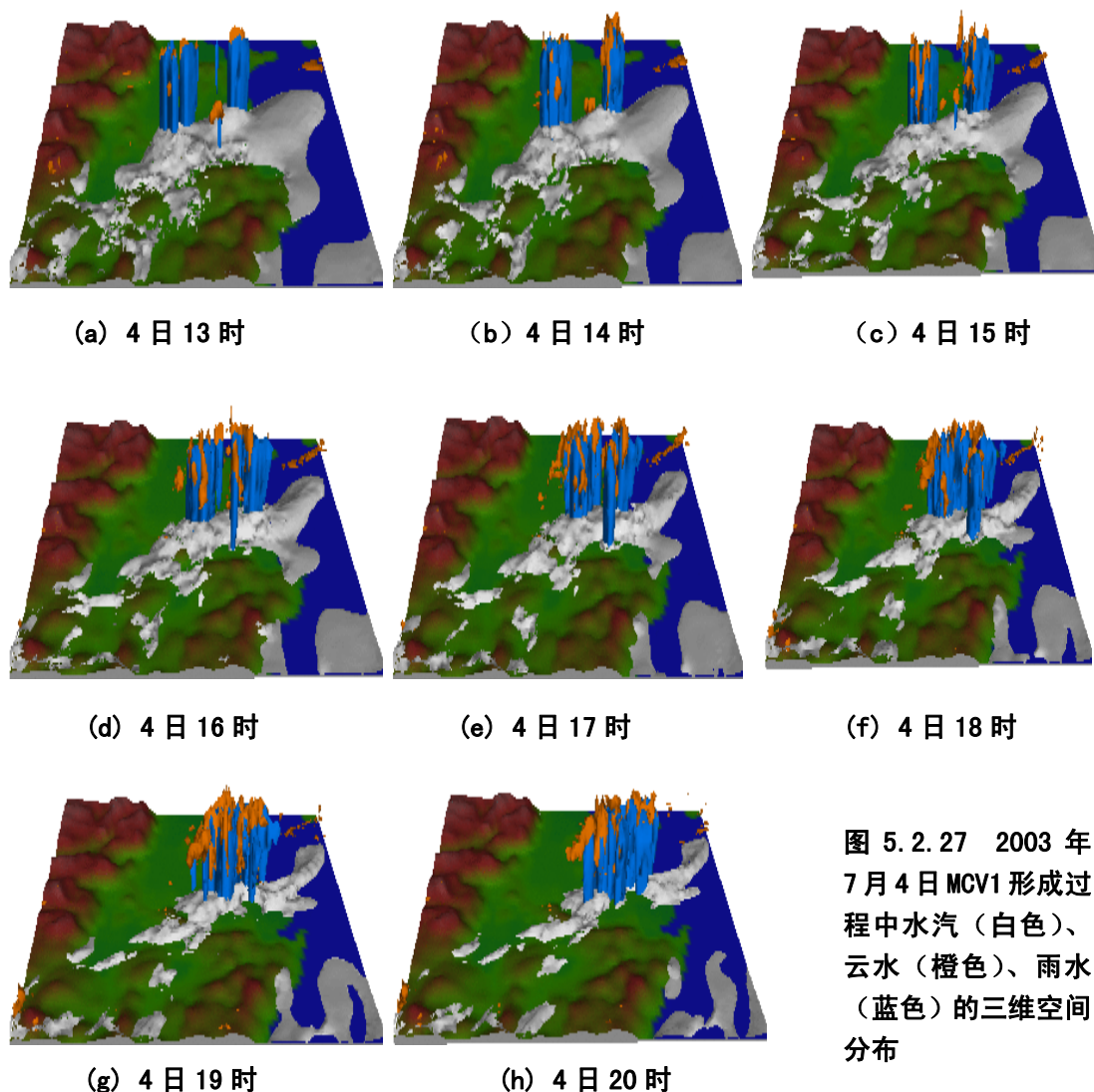


图 5.2.27 2003 年 7 月 4 日 MCV1 形成过程中水汽（白色）、云水（橙色）、雨水（蓝色）的三维空间分布

图 5.2.28 是 2003 年 7 月 4 日 19 时、20 时 700 hPa 雷达反射率和假相当位温，从图中可以看出，淮河流域上空 700 hPa 有较强的雷达回波区，回波区最大反射率达 40 dBZ 以上，雷达回波区与高的相当位温区相对应，最大假相当位温达 350 K，说明 MCV 形成时，此类低层偏暖的结构有利于上升运动的发展。

Davis 等（2007）通过对 5 个中尺度对流诱生涡旋的研究表明，5 个 MCV 个例中，MCV 区域的对流层低层，有较强的斜压性有 2 个，斜压性不明显有 3 个，MCV1 中心及东部有暖平流个例有 2 个，并且指出，斜压性强和斜压性不强的这两类 MCV 均有利于中尺度气块抬升，形成第二次对流。图 5.2.29 是 MCV1 形成时 800 hPa 的温度场、相对湿度场和风场，从图中可以看出，由于降水的原因，淮河流域低层大气温度较低，出现冷中心，在其西北部虽然有暖中心出现，但淮河流域处于 800 hPa 风场的切变区，没有暖平流出现。此外，淮河流域上空等温线

密集, 有较强的温度梯度出现, 说明大气具有一定的斜压性, 与 Davis 等研究的 MCV 个例中的第一类相似。在 800 hPa 相对湿度场, 在 MCV1 中心达到最大值, 达 90 % 以上, 这也说明了母对流系统的降水使淮河流域相对湿度增加, 降水的增强同时有利于 MCV1 的形成。

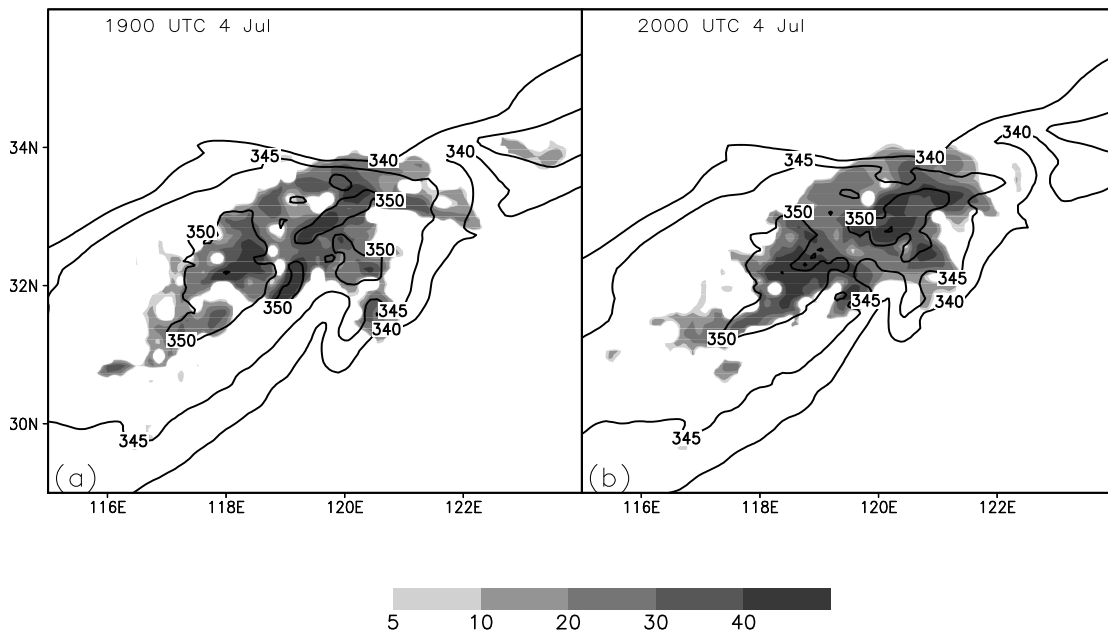


图 5.2.28 700 hPa 高度雷达反射率 (阴影, 单位: dBz) 和假相当位温 (实线, 单位: K):

(a) 2003 年 7 月 4 日 19 时; (b) 2003 年 7 月 4 日 20 时

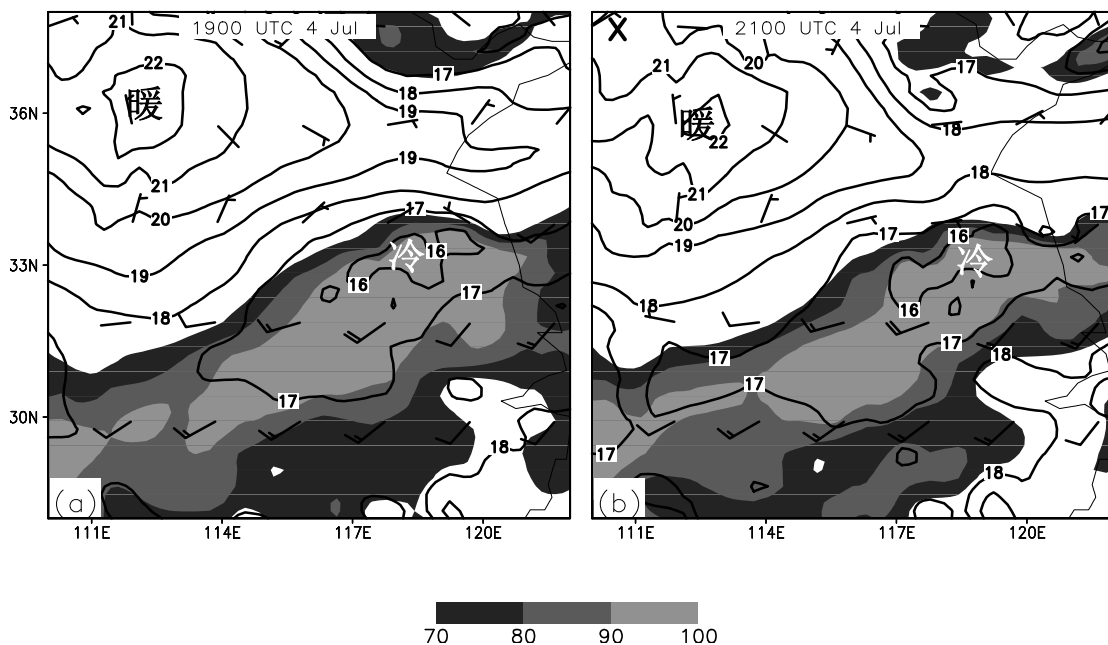


图 5.2.29 800 hPa 温度场 (实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、相对湿度场 (阴影, 单位: %) 和风场 (风向杆, 单位: m/s):

(a) 2003 年 7 月 4 日 19 时; (b) 2003 年 7 月 4 日 20 时

图 5.2.30 是 2007 年 7 月 8 日 11 时、12 时 700 hPa 雷达反射率和假相当位温，淮河流域上空 700 hPa 有较强的雷达回波区，回波区最大反射率达 40 dBz 以上，雷达回波区与高的相当位温区相对应，有暖中心出现，最大假相当位温达 350 K，其周围位温仅为 340 K 左右，有较大的温度梯度，说明 MCV2 形成时，对流系统具有较明显的暖中心，其周围温度梯度较大，这同 MCV1 也是一致的。

2007 年 7 月 8 日 11 时、12 时 800 hPa 高度上的温度场、相对湿度场和风场，与 MCV1 的情况大体类似，见图 5.2.31。

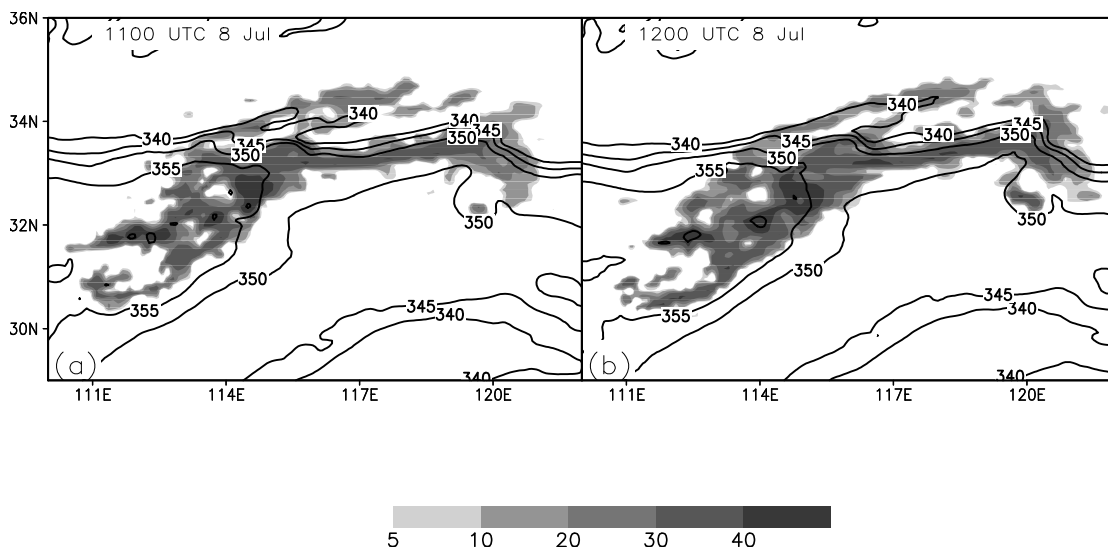


图 5.2.30 700 hPa 高度雷达反射率（阴影，单位：dBz）和假相当位温（实线，单位：K）：

(a) 2007 年 7 月 8 日 11 时；(b) 2007 年 7 月 8 日 12 时

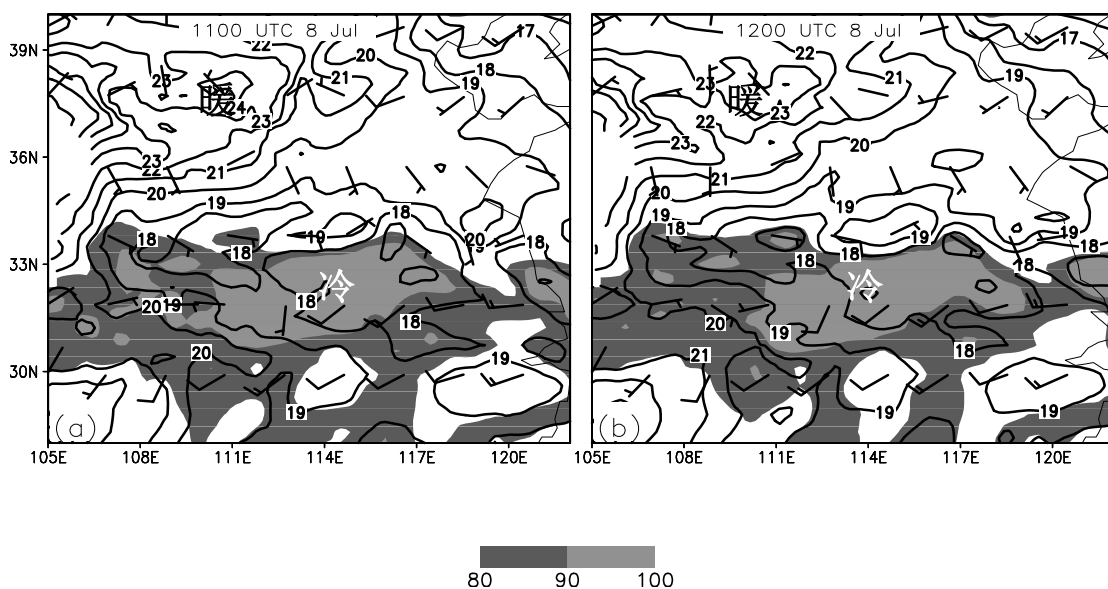


图 5.2.31 800 hPa 温度场（实线，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）、相对湿度场（阴影，单位：%）和风场（风向杆，单位： m/s ）：(a) 2007 年 7 月 8 日 11 时；(b) 2007 年 7 月 8 日 12 时

5.3 中尺度对流诱生涡旋的演变

有研究表明 (Trier 等, 2000), 在中尺度对流系统发展过程中, 在其邻近地区常会有中尺度对流诱生涡旋产生, 并会引起第二次对流的发展。图 5.3.1 是 Trier 等利用 GOES-8 可见光卫星云图研究的一个长生命史的中尺度对流涡旋的发展情况, 从图中可以看出, 1998 年 8 月 20 日 16 时 15 分, 由 MCS 产生的 MCV 已经在卫星云图上得到较好的辨别, 8 月 20 日 21 时 15 分和 23 时 15 分, 冷云罩往东部移动, 在此过程中, 温度降低, 说明由 MCV 形成的对流系统往东移动, 并逐渐加强, 引起了第二次对流活动的发展, 至 21 日 18 时 15 分, 对流系统持续东移, 有气旋性环流的对流云在该地区维持发展。

对比本研究的个例, MCV 在红外卫星云图上有类似的演变特征。图 5.3.2 是 2003 年 7 月 4 日至 5 日 GOES-9 红外云顶亮温, 4 日 18 时 (图 5.3.2a), 在淮河流域 (约 $31.5\sim 33^{\circ}\text{N}$, $117\sim 119^{\circ}\text{E}$ 之间) 有一个云团, 云顶最低温度达 -70°C 以下, 表明这时有较明显的 MCS 活动, 至 4 日 20 时、22 时 (图 5.3.2b、图 5.3.2c), 随着 MCV1 的生成, 云团面积增大, 云顶最低温度维持在 -70°C 以下, 对流活动维持在原来区域, 表明此时对流活动加强, 之后, 在 MCV1 的中心区域的对流逐渐减弱, 在 MCV1 的南部和东南部有新的对流发生, 5 日 10 时 (图 5.3.2d), 在原来对流活跃区的南侧仍有对流活动在发展。同时, 从图 5.3.1 和图 5.3.2 的对比也可以看出, Trier 等人研究的 MCV 个例 MCV 活动区域移动明显, MCV 及其引发的对流系统生命史较长, 而发生在淮河流域的 MCV1 生命史较短, 其位置稳定少动。

图 5.3.3 是 2007 年 7 月 8 日 GOES-9 红外云顶亮温图, 从图中可以看出, 8 日 08 时 (图 5.3.3a), 在湖北东部地区 (约 $31\sim 32.5^{\circ}\text{N}$, $113\sim 116^{\circ}\text{E}$ 之间) 有一个云团在发展, 云顶最低温度达 -70°C , 表明这时有较强的对流活动, 至 8 日 10 时 (图 5.3.3b), 云团面积增大, 云顶最低温度维持在 -70°C 以下, 对流活动维持在原来区域, 表明此时对流活动加强。之后的 8 日 12 时 (图 5.3.3c), 云团面积减小, 对流有所减弱。随着 MCV2 的生成及发展, 在 8 日 22 时 (图 5.3.3d), 云团面积增大, 其范围覆盖了约 $31\sim 33^{\circ}\text{N}$, $116\sim 121^{\circ}\text{E}$ 之间的大部分地区。

我们通过对比图 5.3.2 和图 5.3.3 也可以看出, MCV1 形成后引发的对流活动和母对流系统活动的位置变化较小, 基本是在原来的区域发展的。而 MCV2 的

引发的对流系统则是在母对流系统的东部地区得到发展，其移动的距离较远，同 Trier 等研究的个例类似，MCV 形成的对流系统往其东部附近地区移动，并逐渐加强，引起了第二次对流活动的发展。

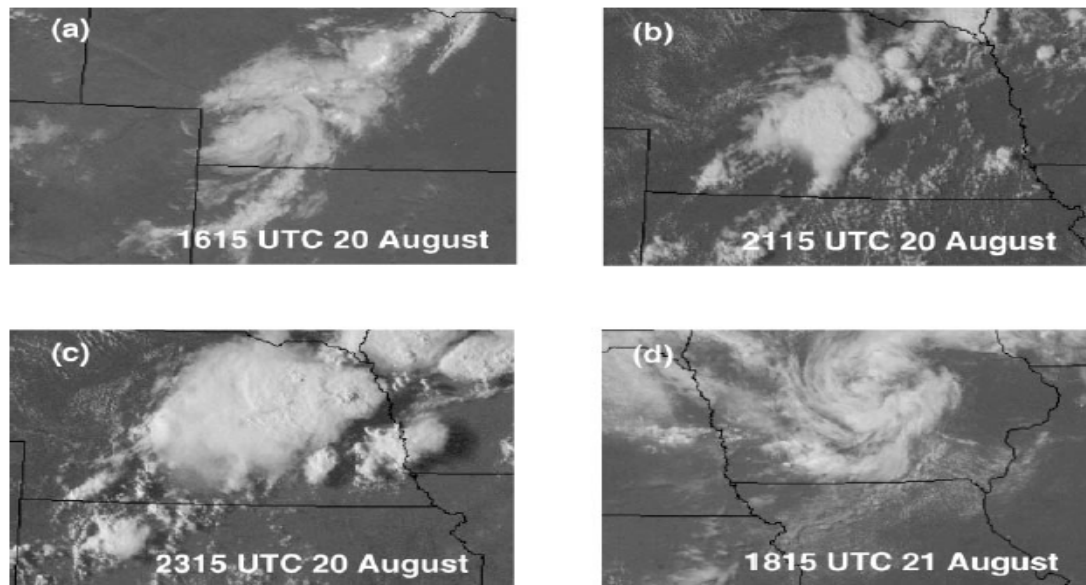


图 5.3.1 1998 年 8 月 GOES-8 可见光卫星云图(引自 Trier 等): (a) 20 日 16 时 15 分; (b) 20 日 21 时 15 分; (c) 20 日 23 时 15 分; (d) 21 日 18 时 15 分

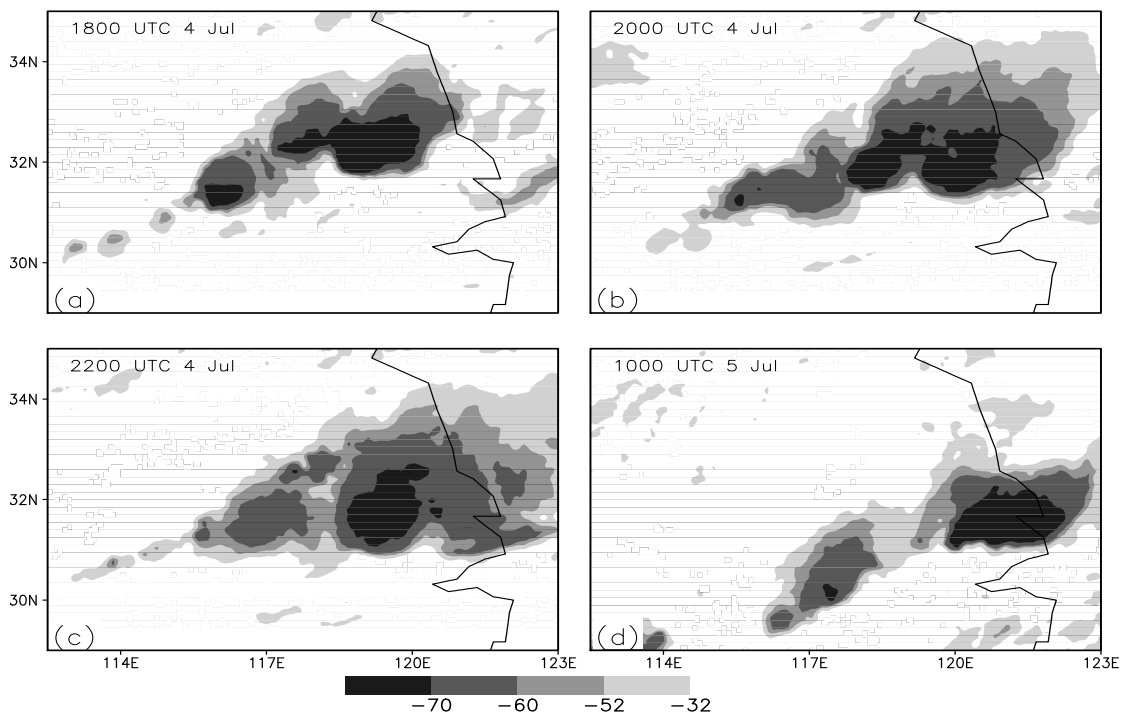


图 5.3.2 GOES-9 红外卫星云图 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 2003 年 7 月 4 日 18 时; (b) 2003 年 7 月 4 日 20 时; (c) 2003 年 7 月 4 日 22 时; (d) 2003 年 7 月 5 日 10 时

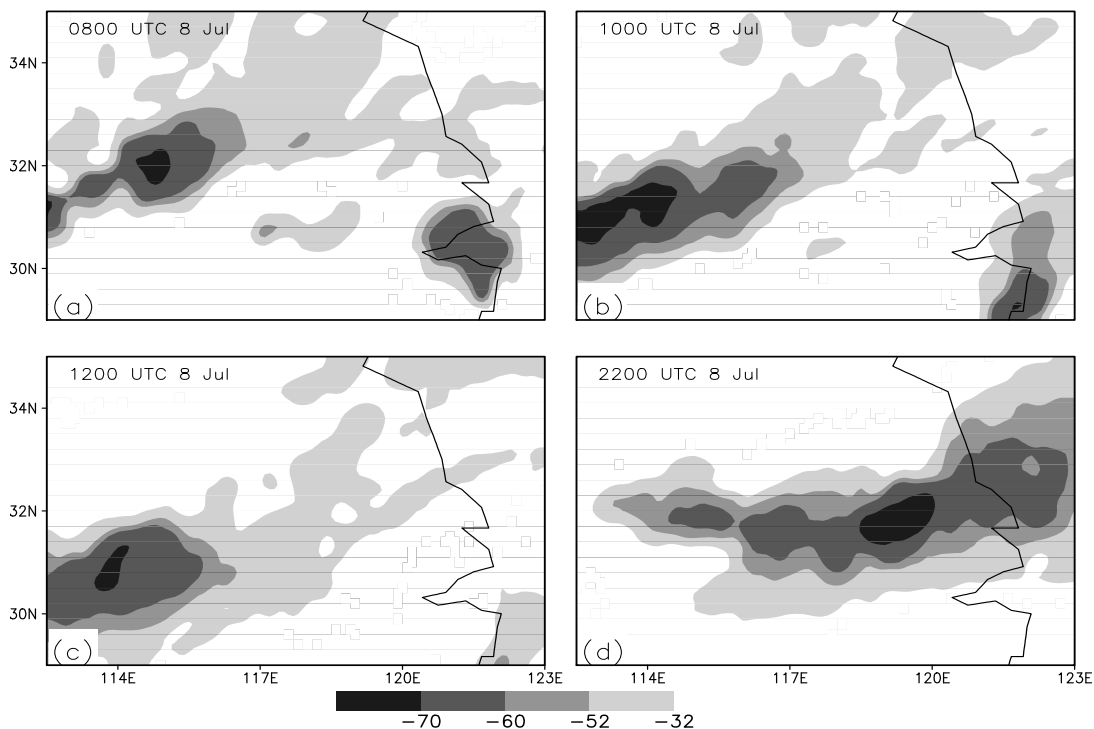


图 5.3.3 GOES-9 红外卫星云图 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a)2007 年 7 月 8 日 08 时; (b)2007 年 7 月 8 日 10 时; (c)2007 年 7 月 8 日 12 时; (d)2007 年 7 月 8 日 22 时

Bartels and Maddox 的研究指出 (图 5.3.4), MCV 形成后, 其发展演变有两种途径, 一是经过长生命史 MCV 的发展过程, 进入消散阶段, 另外一种是经过短生命史的 MCV 发展过程, 进入消散阶段, 从而可以看出, 不同的 MCV 其生命史有较大的区别, 本节将针对发生在我国淮河流域的这一 MCV 的发展演变进行研究。

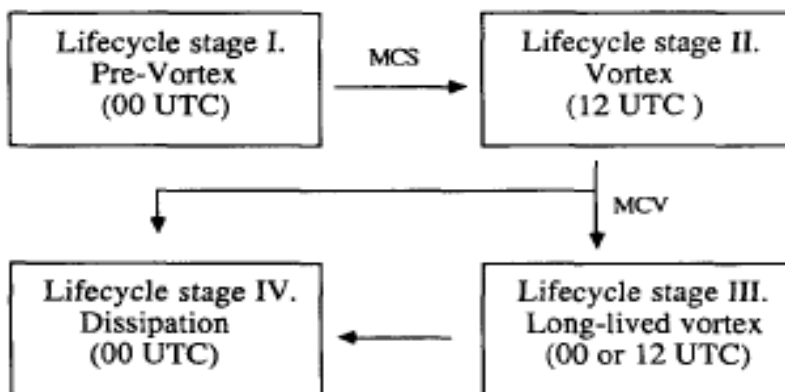


图 5.3.4 MCV 生命史形成发展示意图 (引自 Bartels and Maddox)

5.3.1 MCV 的廓线变化特征

Kirk (2002) 的研究表明, 中低层大气的辐合在 MCV 的发展过程中扮演了重要的角色, MCV 廓线的极大值处 ($\partial\zeta/\partial p = 0$; $\partial^2\zeta/\partial p^2 > 0$) 的变化可以很好地反映其发展演变情况。

图 5.3.4 是 2003 年 7 月 4 日 19 时至 5 日 04 时每隔一小时 MCV1 的涡度廓线垂直分布 (116~121° E、30~33° N 区域平均), 4 日 19 时~5 日 04 时, 850~600 hPa 之间为较强的正涡度区, 于 700 hPa 高度达到最大值。从 MCV1 廓线的演变可以看出, 4 日 19 时~4 日 23 时, 随着时间的增加, 对流层中低层涡度逐渐增强, 最大值由 $4.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 逐渐增加至 $8.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 达到强盛期, 5 日 00 时、01 时、02 时维持了较大的正涡度, 约达到 $6.8 \sim 8.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 之间, 之后中低层涡度的最大值逐渐减弱, MCV1 进入减弱期。

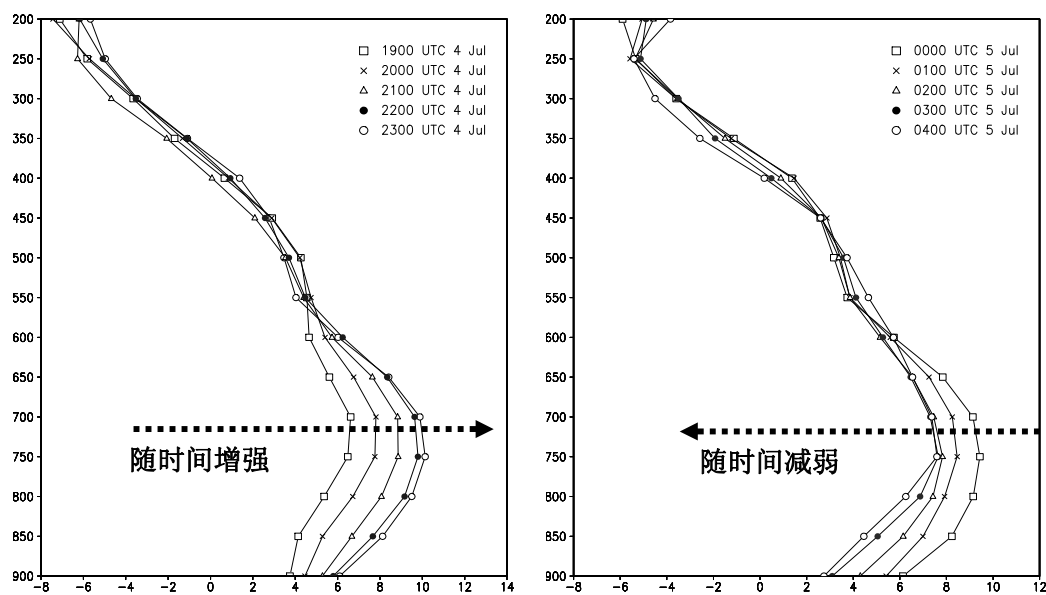


图 5.3.4 2003 年 7 月 4 日 19 时至 5 日 04 时 MCV1 涡度廓线 (单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 垂直分布 (纵坐标单位为 hPa)

图 5.3.5 是 2003 年 7 月 8 日 11 时至 9 日 00 时每隔一小时 MCV2 的涡度廓线垂直分布 (115~119° E、32~36° N 区域平均), 在 8 日 11 时至 9 日 00 时的时间段内, 500 hPa 高度以下为正涡度区, 涡度最大值位于约 700~650 hPa 之间, 500 hPa 以上为负涡度区, 表明 MCV2 的发展过程中。从 8 日 11 时至 8 日 20 时,

MCV2 涡度廓线的极大值是随着时间增大的，在 8 日 15 时，约在 700 hPa 高度上，其正涡度已经达到了 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，说明了在 MCV2 经过了形成阶段后，已经进入了发展的强盛期。在 8 日 16 时至 8 日 20 时，由廓线的演变情况可以看出，低层正涡度继续增大，最大值在 8 日 20 时约达到 $8.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。至 8 日 21 时，正涡度极大值开始随时间减小，MCV2 进入了减弱期。

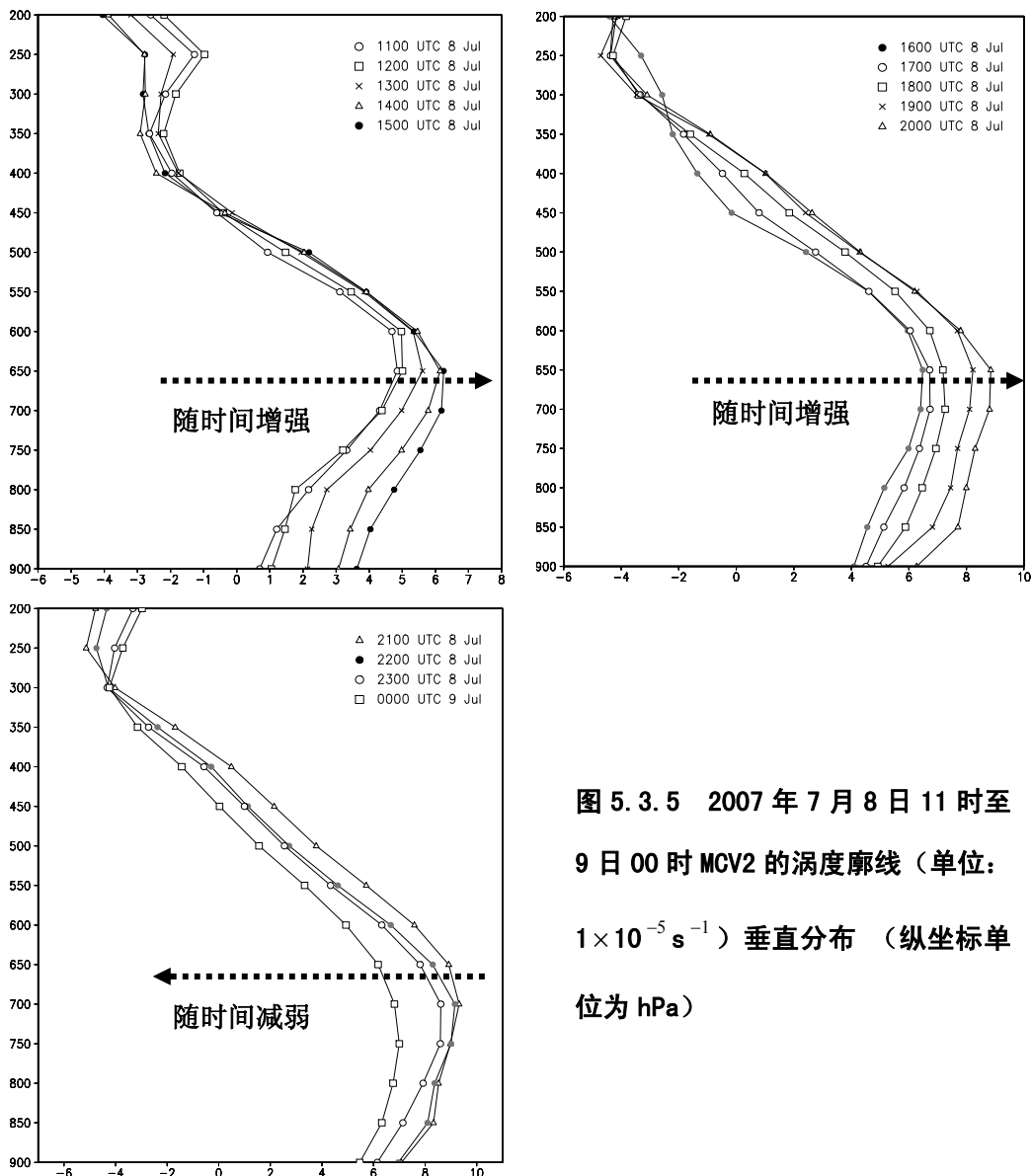


图 5.3.5 2007 年 7 月 8 日 11 时至 9 日 00 时 MCV2 的涡度廓线（单位： $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）垂直分布（纵坐标单位为 hPa）

5.3.2 环流和降水变化特征

在涡旋的演变过程中，环流形势的变化是其主要特征之一，同时由于降水同涡旋的发展也有极其密切的联系，因而其演变过程中降水的变化特征也值得仔细的研究。

图 5.3.6 是 2003 年 7 月 4 日 19 时至 5 日 06 时每隔一小时的 700 hPa 风场

和雷达反射率, 4日17时、18时(见图5.2.1), 700 hPa流场上, 在(117°E , 33.2°N)附近有闭合环流中心, 至4日19时(图5.3.6a), 这一闭合环流中心已逐渐消失, 在这一涡旋中心的东南侧有较强的对流发生。到21时和22时(图5.3.6c), 有一个新的闭合式气旋性环流中心出现, 位置约在(119°E , 33°N)附近, 即原来对流发生的位置, 这一时期为MCV1的形成期。4日23时至5日02时是强盛期, 有明显的闭合环流存在, 并有较强的正涡度。在MCV发展的过程中, 其东南部维持了较强的雷达回波。5日03时以后, MCV进入减弱期, 雷达回波也随之减弱。

图5.3.7是2003年7月4日12时~5日12时每6时降水模拟结果和实况, 从图中可以看出, 模拟结果同实况较为接近。4日18时至5日00时(图4.3.28b), 6小时降水量明显增强, 强降水中心范围增大, 降水达90 mm, 这也从一个方面说明了中尺度对流系统(MCS)的发展及其降水的增强与MCV产生均有着密切的关系。5日04时以后, 对流层中层闭合气旋性环流逐渐消失, 中尺度对流诱发涡旋消散。

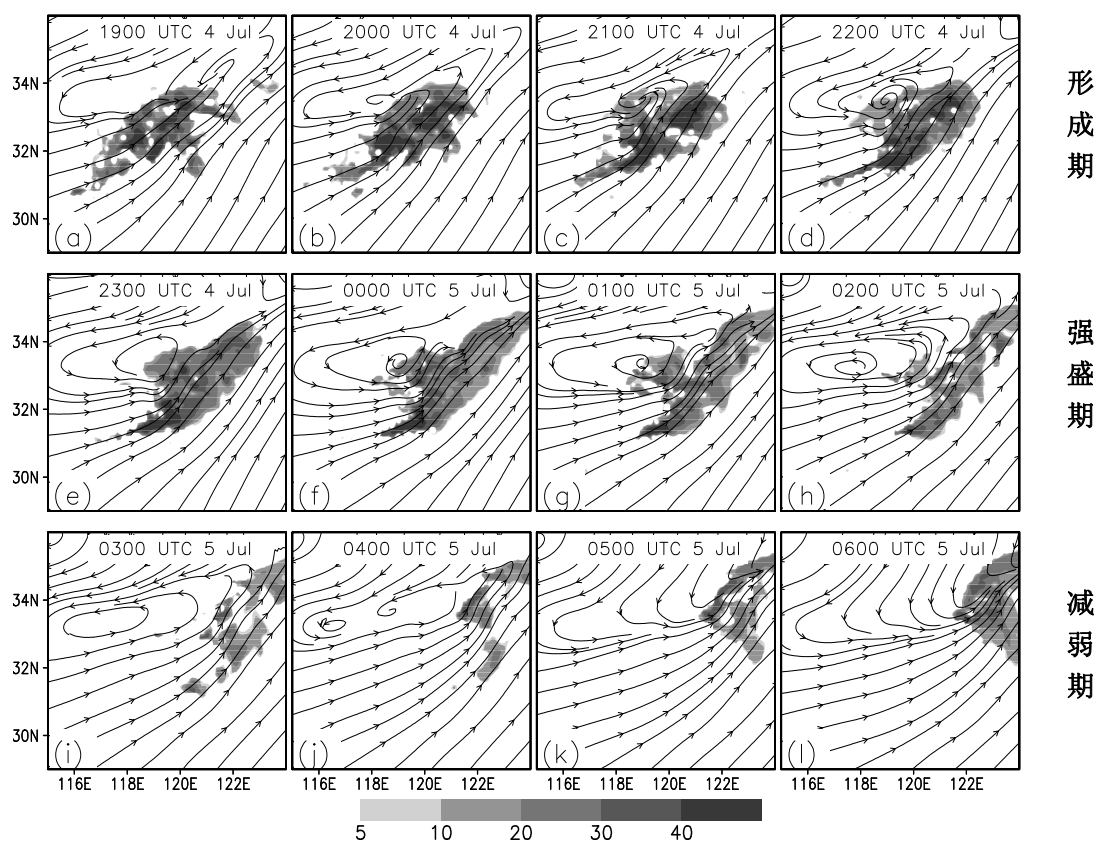


图 5.3.6 2003 年 7 月 4 日 19 时至 5 日 06 时 700 hPa 风场 (流线) 和雷达反射率 (阴影, 单位: dBz)

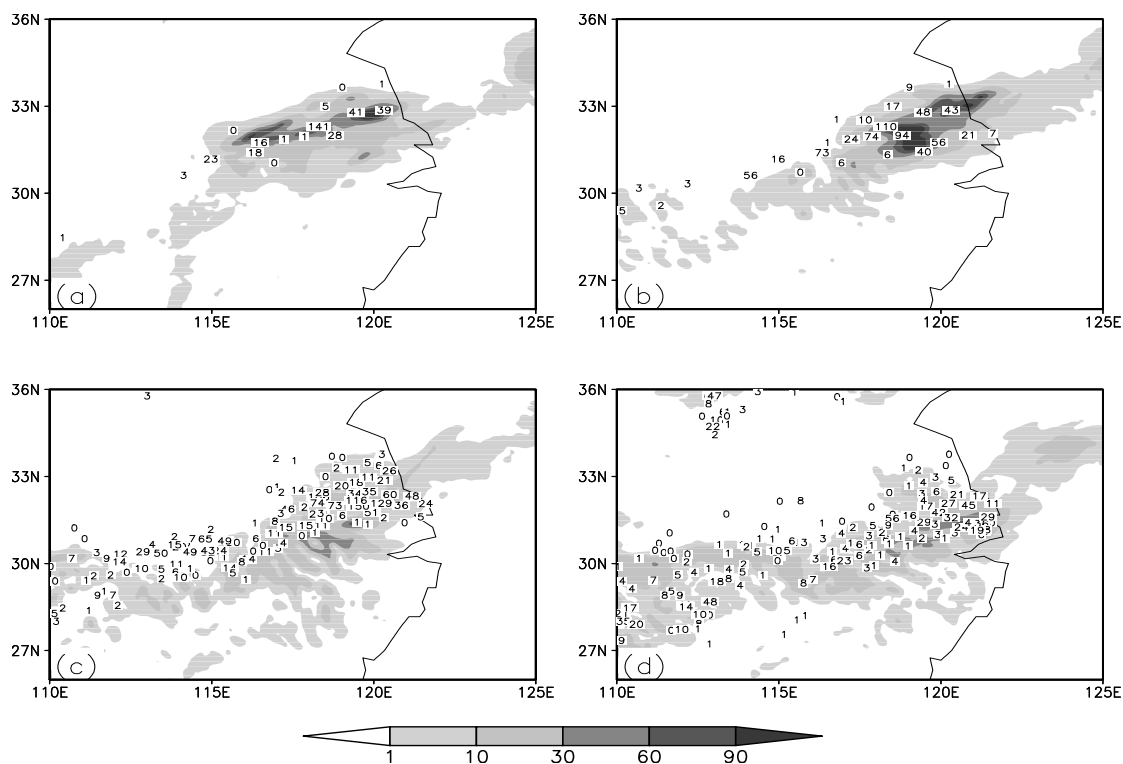


图 5.3.7 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时每 6 时降水模拟结果 (阴影) 与实况 (数字) (单位: mm): (a) 4 日 12 时~18 时; (b) 4 日 18 时~5 日 00 时; (c) 5 日 00 时~06 时; (d) 5 日 06 时~12 时

图 5.3.8 是 2007 年 7 月 8 日 11 时至 9 日 00 时每隔一小时的 700 hPa 风场和雷达反射率, 由图中环流形势的变化以及前面对 MCV2 涡度廓线分布的演变特征, 可以看出, 8 日 11 时至 14 时, 新的闭合气旋性环流出现, 但其涡度中心的强度较弱, MCV2 正处于形成期, 在这一时段内, 涡旋中心的西南部有较强的对流发生。至 8 日 15 时, 闭合环流持续发展, 其西南部对流增强, 并一直保持到 8 日 20 时。结合前面 MCV2 涡度廓线的演变可知, 这一时段为 MCV2 的强盛期。8 日 21 时, 与正涡度区极大值的开始减弱相伴随, 闭合环流消散, 其西南部对流明显减弱, MCV 进入减弱期。

图 5.3.9 是 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时每 6 时降水模拟结果和实况, 8 日 00 时至 06 时 (图 5.3.9a), 6 小时降强降水中心位于 117°E , 33°N 附近, 降水强度达 50 mm, 但在 MCV2 母对流系统发展的区域 ($112^{\circ} \sim 116^{\circ} \text{E}$ 之间), 6 小时降水强度较弱。8 日 06 时至 12 时 (图 5.3.9b), 这一区域降水增强, 形成这次暴雨过程中的第二个降水中心, 而这一时期也是 MCV2 的形成时期, 表明降水的增强与 MCV 形成有着密切的关系。8 日 12 时至 18 时 (图 5.3.9c), 这一区域维持着较强的降水, 8 日 18 时至 9 日 00 时 (图 5.3.9d), 降水范围向东部地

区移动，并且雨强增强，说明 MCV2 在发展至强盛期后，又引发了第二次对流的发展，造成了降水的增强。

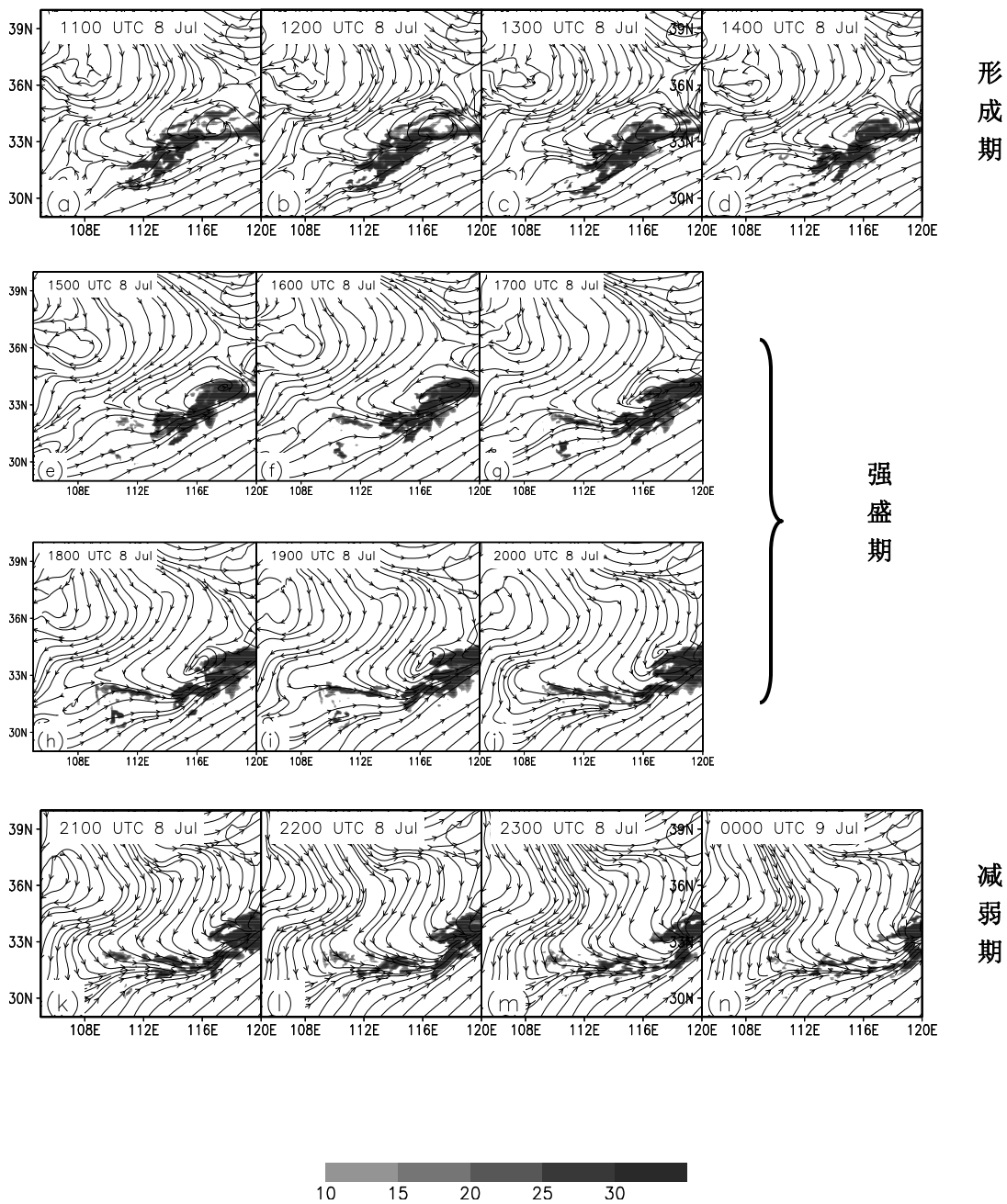


图 5.3.8 2007 年 7 月 8 日 11 时至 9 日 00 时 700 hPa 风场（流线）和雷达反射率（阴影，单位：dBz）

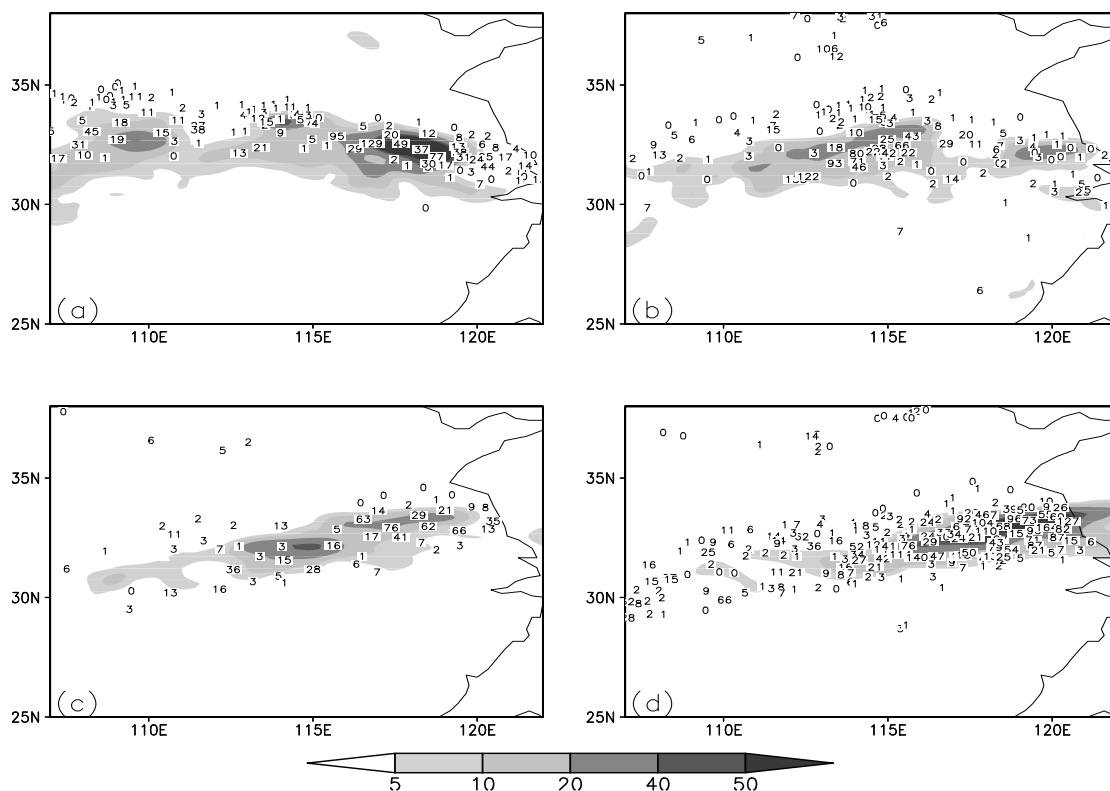


图 5.3.9 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时每 6 时降水模拟结果 (阴影) 与实况 (数字) (单位: mm): (a) 8 日 00 时~06 时; (b) 8 日 06 时~12 时; (c) 8 日 12 时~18 时; (d) 8 日 18 时~9 日 00 时

5.3.3 动力条件和热力条件演变特征

我们知道,低空中尺度辐合、上升运动以及对流不稳定机制等动力条件和热力条件与对流活动关系密切,那么,在 MCV 演变过程中,这些动力条件和热力条件具有什么演变特征呢?下面对此进行分析研究。

图 5.3.10 是对 2003 年 7 月 4 日 12 时至 5 日 12 时散度、涡度进行区域平均 (116~121° E、30~33° N) 的时间-高度剖面图。从图 5.3.10a 可看出,在 4 日 15 时至 5 日 00 时,在 600 hPa 以下的低层存在较强的辐合区,此时段的 400~200 hPa 的高空,则表现为较大的辐散区,在整个时段 (4 日 12 时~5 日 12 时),600~400 hPa 之间的散度随时间变化不明显,其值基本在零值附近。从图 5.3.10b 可看出,在 600 hPa 以下的低空为较强的正涡度区,强的正涡度区主要存在于 4 日 21 时~5 日 03 时和 5 日 09 时~12 时,在 5 日 01 时~05 时有负涡度中心存在,在 400~200 hPa 之间为较强的负涡度区,而在 400~200 hPa 之间涡度随时间基本无变化。

图 5.3.11 是 2003 年 7 月 4 日 12 时至 5 日 12 时区域平均 (116~121° E、

30~33° N) 的相当位温和上升运动的时间-高度剖面图, 从图 5.3.11a 可看出, 在 4 日 12~18 时和 5 日 03~06 时, 1000~700 hPa 之间的低层大气出现高相当位温区, 一方面对流系统的发生发展及降水的出现使得低层大气具有较大的湿度, 另一方面低层的暖湿空气对 MCV1 的发生发展也起到促进的作用。在对流层高层, 相当位温随时间无明显变化, 处于较高相当位温区, 说明对流系统通过凝结潜热释放, 对高层空气的变暖增湿起到一定的作用, 为 MCV1 的发展提供了有利的环境场。从图 5.3.11b 可看出, 4 日 13 时~5 日 00 时, 整层都有较强的上升运动, 其中 4 日 15 时~21 时, 中低层大气上升运动较强, 在 700 hPa 附近达 8 cm/s, 在 400~200 hPa 的高空有大值区出现, 上升运动达 14 cm/s, 这一时段也是 MCV 的形成期和强盛期。在 5 日 03~12 时, 整层上升运动明显减弱, 上升运动大值区位于 400 hPa 附近, 为 6 cm/s, 这也从一个方面说明在此时段内, MCV 已经进入减弱阶段。

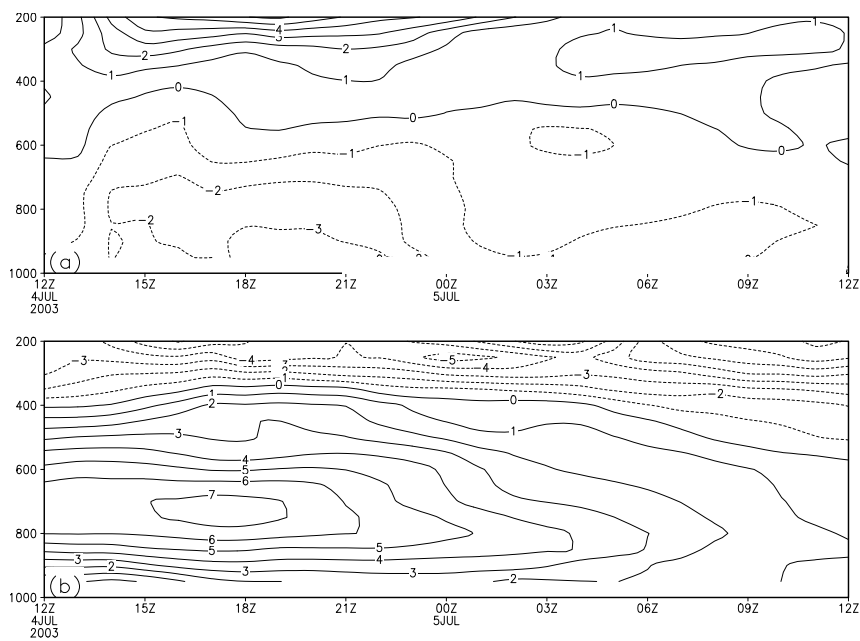


图 5.3.10 2003 年 7 月 4 日 12 时至 5 日 12 时区域平均 (116~121° E, 30~33° N) 的时间-高度剖面图: (a) 散度 (单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$); (b) 涡度 (单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) (纵坐标单位为 hPa)

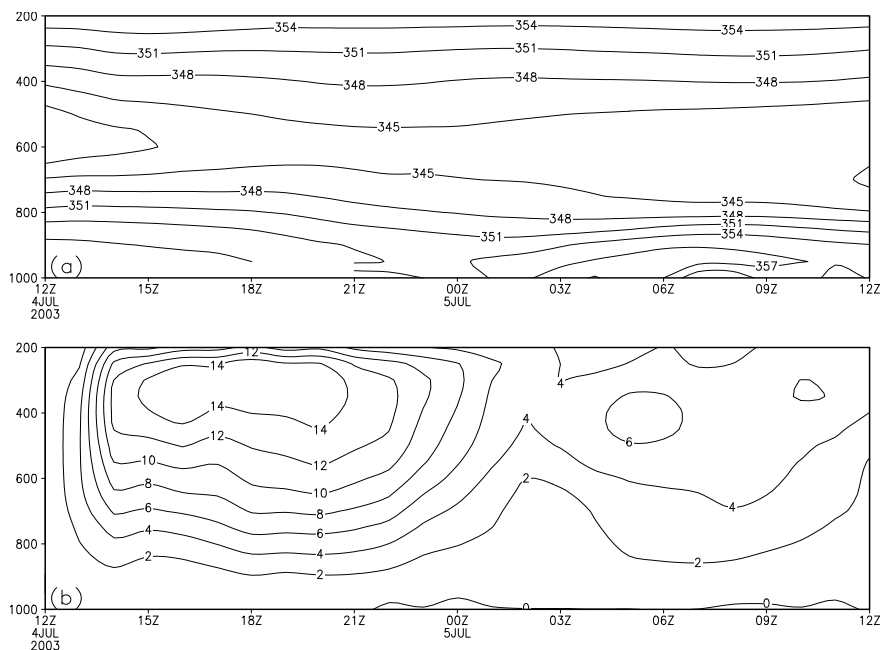


图 5.3.11 2003 年 7 月 4 日 12 时至 5 日 12 时区域平均 (116~121° E, 30~33° N) 的时间-高度剖面图: (a) 相当位温 (单位: K); (b) 垂直速度 (单位: cm/s) (纵坐标单位为 hPa)

图 5.3.12 是对 2007 年 7 月 8 日 00 时至 9 日 00 时散度、涡度进行区域平均 (115~119° E、32~36° N) 的时间-高度剖面图。从图 5.3.12a 可以看出, 在 8 日 00 时至 12 时, 在 800 hPa 以下的低层存在较强的辐散区, 而此时段的 800~500 hPa 之间, 则表现为明显的辐合区, 8 日 13 时~9 日 00 时辐合区向低层伸展, 600 hPa 一下为一致的辐合区。从图 5.3.12b 可看出, 在 400 hPa 以下的低空, 整个时段内为较强的正涡度区, 在 400 hPa 以上为一致的负涡度区。涡度随时间的变化主要表现在, 700 hPa 高度附近正涡度逐渐增强, 约在 8 日 21 时出现极大值, 达到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

图 5.3.13 是 2007 年 7 月 8 日 00 时至 9 日 00 时区域平均 (115~119° E、32~36° N) 的相当位温和上升运动的时间-高度剖面图, 从图 5.3.13a 可看出, 在 8 日 12 时, 850 hPa 以下高的相当位温区和 800~600 hPa 之间低的相当位温区耦合出现, 上冷下暖的配置为大气的对流不稳定创造了条件。同时, 在对流层高层, 相当位温随时间无明显变化, 处于较高相当位温区, 说明对流系统通过凝结潜热释放, 对高层空气的变暖增湿起到一定的作用, 为 MCV2 的发展提供了有利的环境场。从图 5.3.13b 可看出, 整个时段内整层都有较明显的上升运动, 其中 8 日 05 时和 8 日 17 时, 在 400~200 hPa 的高空有大值区出现, 上升运动达

7 cm/s 和 9 cm/s。而在中低层大气中，从 8 日的 12 时开始，上升运动随时间也有增强的过程，说明了在 MCV2 形成后，上升运动伴随了其演变的整个过程。

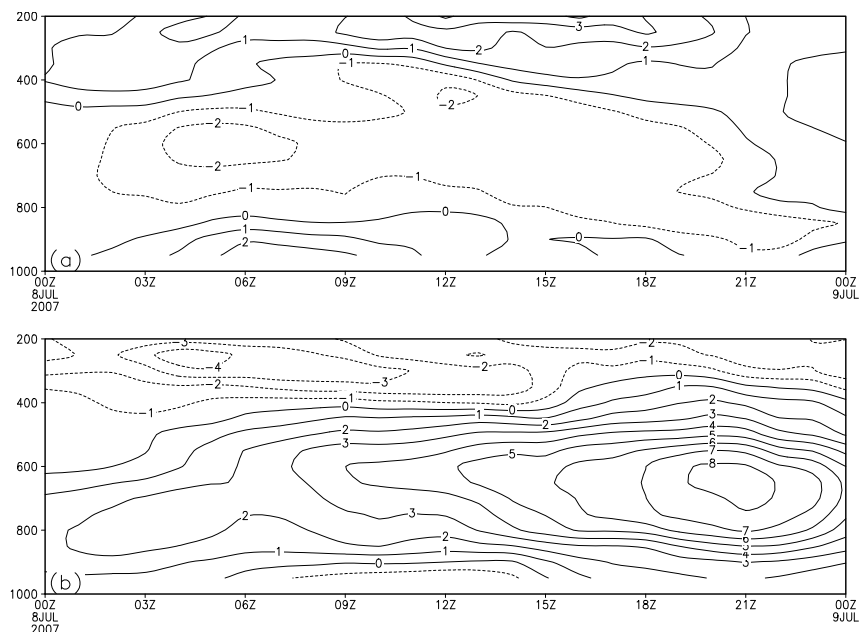


图 5.3.12 2007 年 7 月 8 日 00 时至 9 日 00 时区域平均 ($115^{\circ}\sim 119^{\circ}\text{ E}$, $32^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{ N}$) 的时间-高度剖面图: (a) 散度 (单位: $1\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$); (b) 涡度 (单位: $1\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$) (纵坐标单位为 hPa)

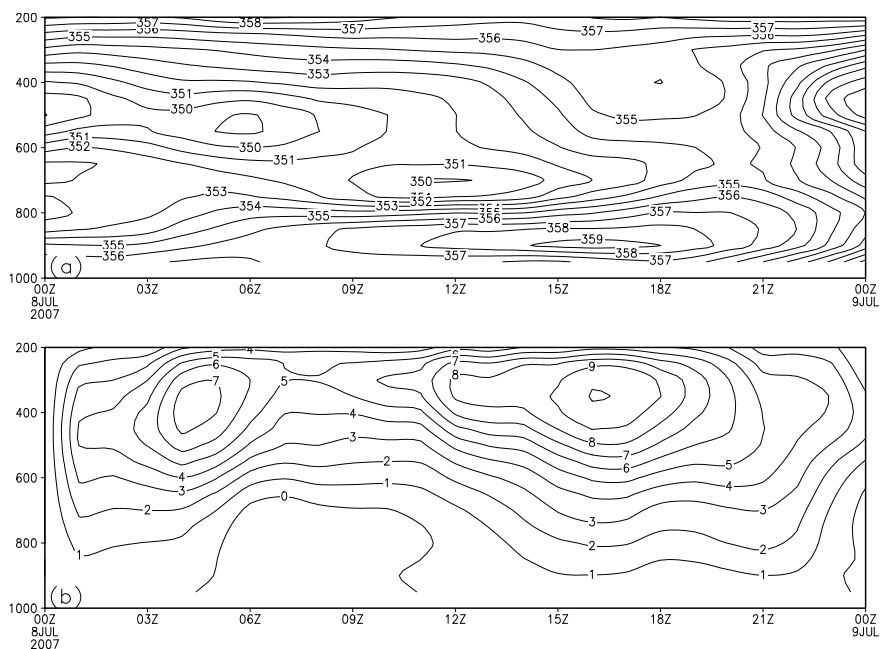


图 5.3.13 2007 年 7 月 8 日 00 时至 9 日 00 时区域平均 ($115^{\circ}\sim 119^{\circ}\text{ E}$, $32^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{ N}$) 的时间-高度剖面图: (a) 相当位温 (单位: K); (b) 垂直速度 (单位: cm/s) (纵坐标单位为 hPa)

5.4 中尺度对流诱生涡旋的结构

Davis 等 (2006) 对 5 个成熟期 MCV 的结构进行了研究, 结果表明, 这些 MCV 中气旋性环流最显著的高度位于 550~600 hPa 之间, 其生命史较长, 但不同的 MCV 具有不同的动力学结构和热力学结构。通过上面的分析可知, 对于 2003 年和 2007 年梅雨期出现在我国淮河流域上空的中尺度对流涡旋 MCV1 和 MCV2, 其显著出现的高度主要位于 700 hPa 高度附近, 在它们发展至强盛期以后, 为第二次对流的形成和降水的增强提供了有利的环境条件, 那么, 它们的结构特征是怎样的呢? 本节对这一问题进行分析和研究。

5.4.1 MCV1 结构分析

图 5.4.1~5.4.3 分别是 MCV1 形成期、强盛期、减弱期的 700 hPa 流场和涡度分布图, 其中形成期选取两个时次, 分别为 2003 年 7 月 4 日 20 时、22 时, 强盛期选取四个时次, 依次为 2003 年 7 月 4 日 23 时~5 日 02 时, 减弱期选取两个时次, 分别为 2003 年 7 月 5 日 04 时、06 时。从图 5.4.1 可以看出, 在 MCV1 形成期的 7 月 4 日 20 时、22 时两个时次, 700 hPa 高度层气旋性环流由未完全闭合逐渐变为闭合, 同时, 与之相伴随的涡度分布也由弱变强, 涡旋东南部的正涡度中心由 20 时的 $25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 变为 22 时的 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。由图 5.4.2 可以看出, 在 MCV1 强盛期的 4 日 23 时至 5 日 02 时, 700 hPa 高度层上流场已形成完整闭合的气旋性环流, 最大正涡度中心位于其东南部, 但与环流中心已经相当靠近, 最大正涡度中心达到 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上。图 5.4.3 是 MCV1 减弱期的 7 月 5 日 04 时、06 时两个时次, 从图中可以看出, 在 5 日 04 时, 气旋性环流减弱, 由强盛期完整的闭合环流圈逐渐变为半闭合 (5 日 04 时) 和不闭合 (5 日 06 时), 同时, 正涡度减弱, MCV1 减弱消散。三幅图中的直线 AB 和直线 XY 是沿 MCV1 中心做的两条交叉的直线, 下面将以这两条直线为基线做剖面, 对各物理量场的垂直分布情况进行分析。

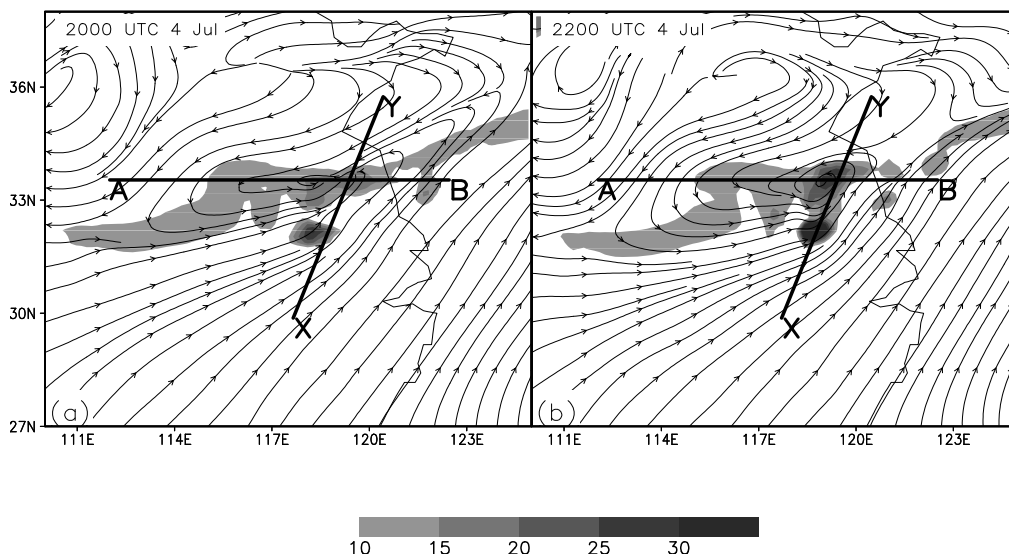


图 5.4.1 2003 年 7 月 4 至 5 日 700 hPa 流场 (流线) 与涡度 (阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$):

(a) 4 日 20 时; (b) 4 日 22 时

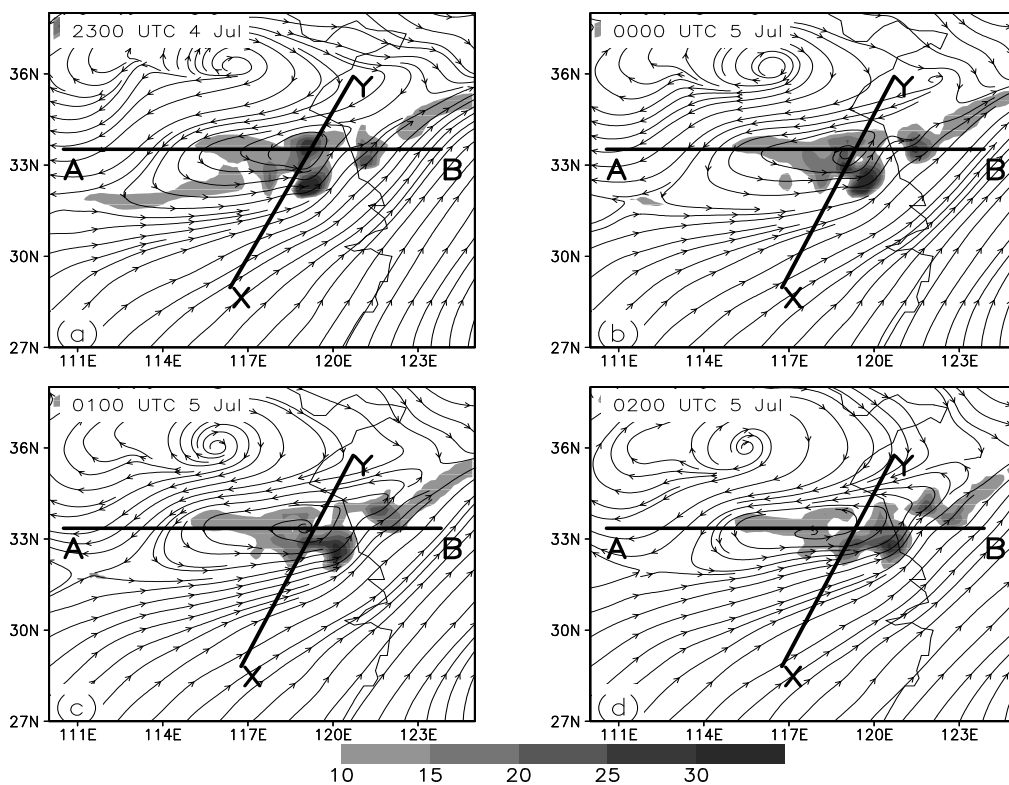


图 5.4.2 2003 年 7 月 4 至 5 日 700 hPa 流场 (流线) 与涡度 (阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$):

(a) 4 日 23 时; (b) 5 日 00 时; (c) 5 日 01 时; (d) 5 日 02 时

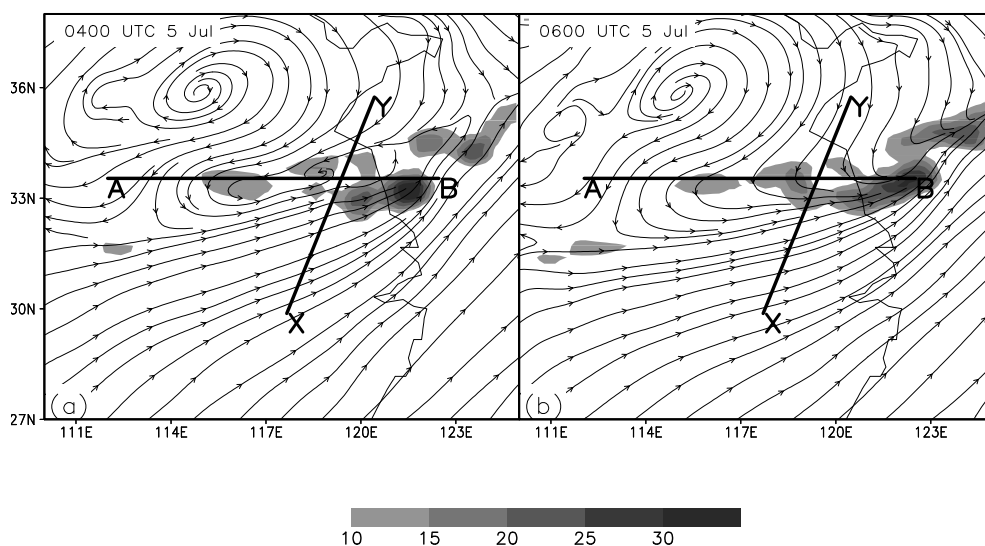


图 5.4.3 2003 年 7 月 4 至 5 日 700 hPa 流场 (流线) 与涡度 (阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$):
(a) 5 日 04 时; (b) 5 日 06 时

5.4.1.1 MCV1 的涡度结构

图 5.4.4 是 MCV1 形成期涡度和风场以图 5.4.1 中直线 AB 为基线的垂直剖面图, 可以看出, 4 日 20 时 (图 5.4.4a), 在沿纬度方向上的垂直剖面图上, 正涡度柱出现于 800~400 hPa 之间的范围内, 其四周被负涡度区所包围。4 日 22 时 (图 5.4.4b), 正涡度柱东移至约 119.5° E 的位置, 涡柱高度与涡度中心高度变化不大, 但涡度中心的强度明显增强, 达 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上。从风场的垂直分布可以看出, 4 日 20 时, 正涡度柱位置正好为上升运动区的位置, 而在 22 时正涡度柱的西部出现上升气流, 东部出现下沉气流, 这说明在 MCV1 产生的初期, 位于其前部的上升气流和其后方的下沉入流对 MCV 的发生发展有着重要的作用, 一方面, 原有 MCS 中的上升气流支到达中层以后, 在气压梯度力的作用下形成中层的气流辐合; 另一方面, 其后方的下沉入流至对流层低层以后, 在原有 MCS 中已减弱的低层辐合作用下, 重新形成低层的正涡度源。两方面因素的互相配合为 MCV 的发生发展提供了有利的条件。

图 5.4.5 是 MCV1 强盛期涡度和风场以图 5.4.2 中直线 AB 为基线的垂直剖面图, 图 5.4.5a~d 对应的时次依次为 2003 年 7 月 4 日 23 时、5 日 00 时、5 日 01 时和 5 日 02 时。从图中可以看出, 涡柱向上伸展至更高的高度层 (约 200 hPa 附近), 且正涡度中心具有较强的强度, 除 5 日 02 时较弱以外, 其余三个时次均在 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上。杨引明 (2004) 通过对一个中层中尺度涡旋的研究表明,

虽然从风场的闭合环流看，中层中尺度涡旋仅存在于对流层中低层，但从涡度的观点看，中层中尺度涡旋是一个几乎占有整个对流层的非常深厚的正涡度系统。从强盛期 MCV 的涡度结构来看，也具有类似的特点，在 4 日 23 时（图 5.4.2a），约 120.9° E 附近的正涡度柱，其上端伸展至约 200 hPa 的高度，最大涡度出现在 800~300 hPa 之间，达 $40 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上，另外，正涡度柱在垂直方向上随着高度的增加有向东倾斜的现象出现。

图 5.4.6 是 MCV1 减弱期涡度和风场以图 5.4.3 中直线 AB 为基线的垂直剖面图，从图中可以看出，在 MCV 的减弱阶段，正涡度柱强度已经明显减弱，在 5 日 04 时，大于 $40 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 的正涡度中心位于 800~700 hPa 之间的范围，且正涡度柱随高度向东更加倾斜，与水平面约成 45 度角。5 日 06 时，正涡度柱东移进入海面，涡度中心的强度进一步减弱。从风场的垂直分布可以看出，相对于 MCV1 强盛阶段，这一阶段的上升运动明显减弱，5 日 03 时，仅在正涡度柱右下方 800~600 hPa 之间存在着上升运动，5 日 04 时~5 日 06 时，仅对流层低层存在较弱的上升运动，表明这一区域对流活动已经减弱。

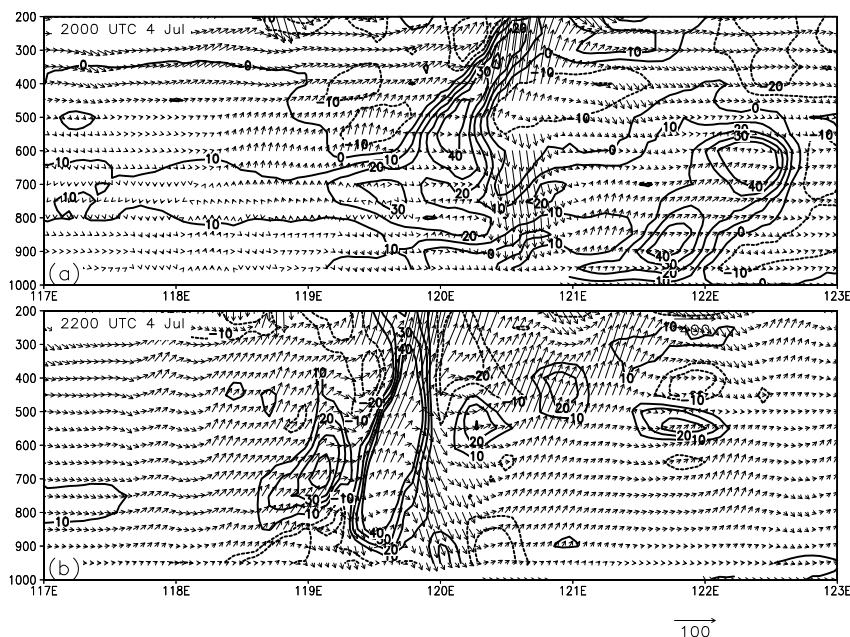


图 5.4.4 2003 年 7 月 4 日 20、22 时涡度（实线，正涡度；点线，负涡度；单位： $1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ）和风场（矢量箭头， $u, w \times 100$ ）沿图 5.4.1 中直线 AB 的垂直剖面图（纵坐标单位为 hPa）

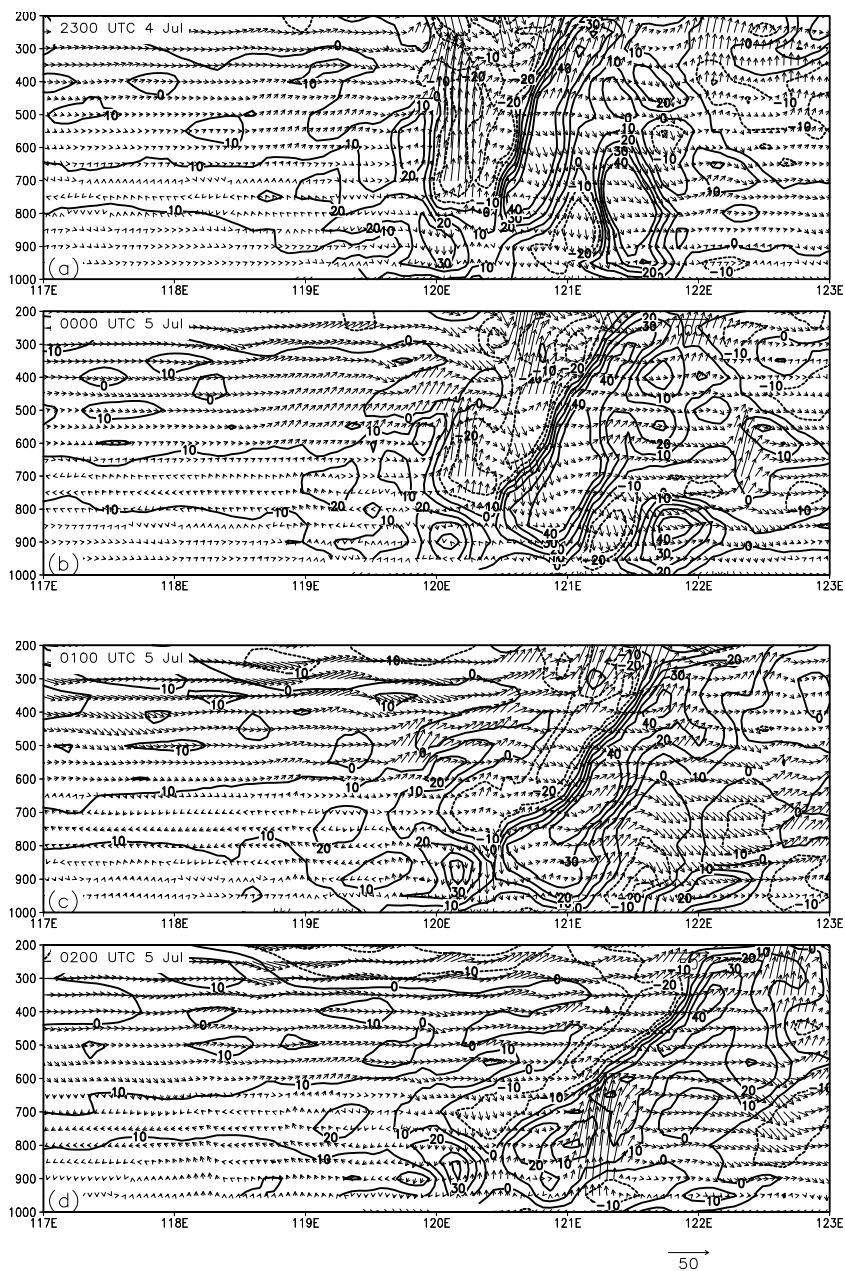


图 5.4.5 2003 年 7 月 4 日 23 时至 5 日 02 时涡度（实线，正涡度；点线，负涡度；单位： $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）和风场（矢量箭头， $u, w \times 100$ ）沿图 5.4.2 中直线 AB 的垂直剖面图（纵坐标单位为 hPa）

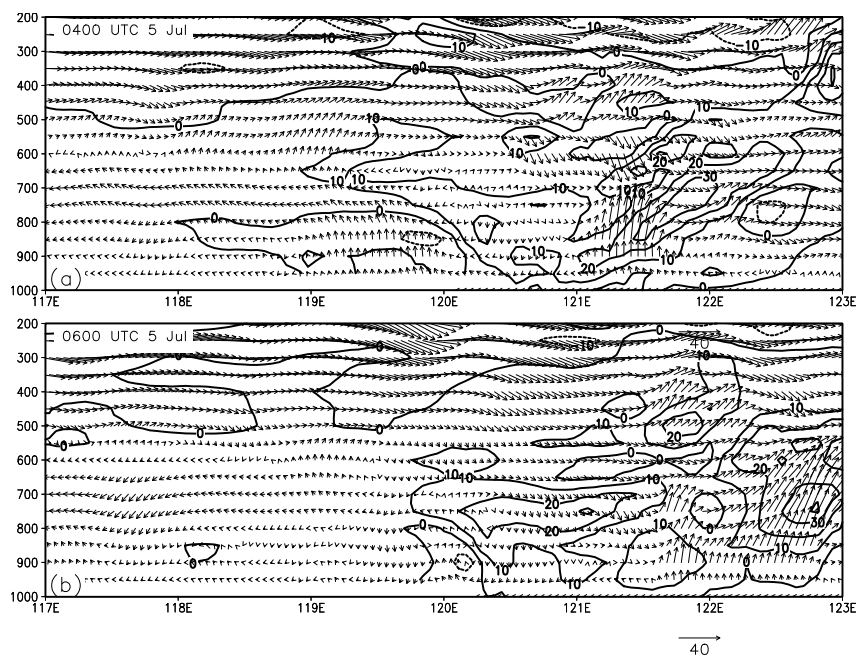


图 5.4.6 2003 年 7 月 5 日 04、06 时涡度(实线,正涡度;点线,负涡度;单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)和 wind 场(矢量箭头, $u, w \times 100$)沿图 5.4.3 中直线 AB 的垂直剖面图(纵坐标单位为 hPa)

5.4.1.2 MCV1 的低压扰动结构

赵思雄等(2004)的研究指出,在低压气旋的发生阶段,在高层大气环流发生了有利的转变条件下,低层的动力辐合制造正涡度是决定气旋发生的直接动力因子。图 5.4.7~图 5.4.9 是 MCV1 形成期、强盛期和减弱期经过其中心位置的低压扰动的垂直剖面图,低压扰动定义为格点上位势高度与同层次上位势高度平均值之差。

图 5.4.7 是形成期的 2003 年 7 月 4 日 20 时、22 时的低压扰动的垂直剖面图,从图中可以看出,在位势高度扰动场上,形成期的 MCV 表现为一个位于 600 hPa 高度以下的低压扰动,低压扰动中心位于 700 hPa 高度上,低压扰动的强度在 4 日 20 时达到 -20 gpm ,由于随着母对流系统的逐渐消亡,而 MCV 尚处于形成之中,在 4 日 22 时低压扰动有所减弱,达到 -15 gpm 。从图中还可以看出,低压扰动轴线随着高度的增加向西和向北倾斜,并且低压扰动东侧和南侧的气压梯度大于其西侧和北侧。

从图 5.4.8 可以看出,MCV1 在强盛期,500 hPa 高度以下为较强的低压扰动,低压扰动的中心位于 700 hPa 高度层,相对于 MCV1 形成期的低压扰动,强盛阶段的扰动加强,在 5 日 00 时~02 时,出现了 -20 gpm 的低压扰动, -15 gpm 扰

动等值线范围也随着时间的增加而变大。如果以 -15 gpm 的扰动范围来表示 MCV 的水平直径, 则其水平范围约为 400 km , 这同由 MCV1 闭合环流中心以及其形成阶段假相当位温暖心结构确定的范围是一致的。其低压扰动垂直轴线有向西和向北倾斜的特点, 并且低压扰动东侧和南侧的气压梯度大于其西侧和北侧, 在下一小节我们将会看到这是作为准地转运动而引起水平风速非对称性应具有的结构特征。

从图 5.4.9 可以看出, 减弱期低压扰动中心位于 $900\sim 600 \text{ hPa}$ 之间的范围内, 在此阶段内随着时间的增加, 低压扰动大值中心向东移动, 至 5 日 06 时, 已经东移进入海面, 值得注意的是, 低压扰动的强度在此阶段有所增强, 在 5 日 04 时和 5 日 06 时, 低压扰动中心最大值达到 -25 gpm , 分析其原因, 这有可能是 MCV 在减弱后, 引起的第二次对流活动对气压场作用的结果, 有待于进一步深入的研究。从以图 5.4.3 中直线 XY 为基线的垂直剖面图 (图 5.4.9c~d) 可以看出, 在此阶段内, 低压扰动随着时间的增加也迅速减弱, 至 5 日 06 时, -15 gpm 的等值线仅存在于 $800\sim 750 \text{ hPa}$ 高度层之间、水平范围约在 200 km 的范围内, 相对于形成阶段和强盛阶段已经明显减弱。

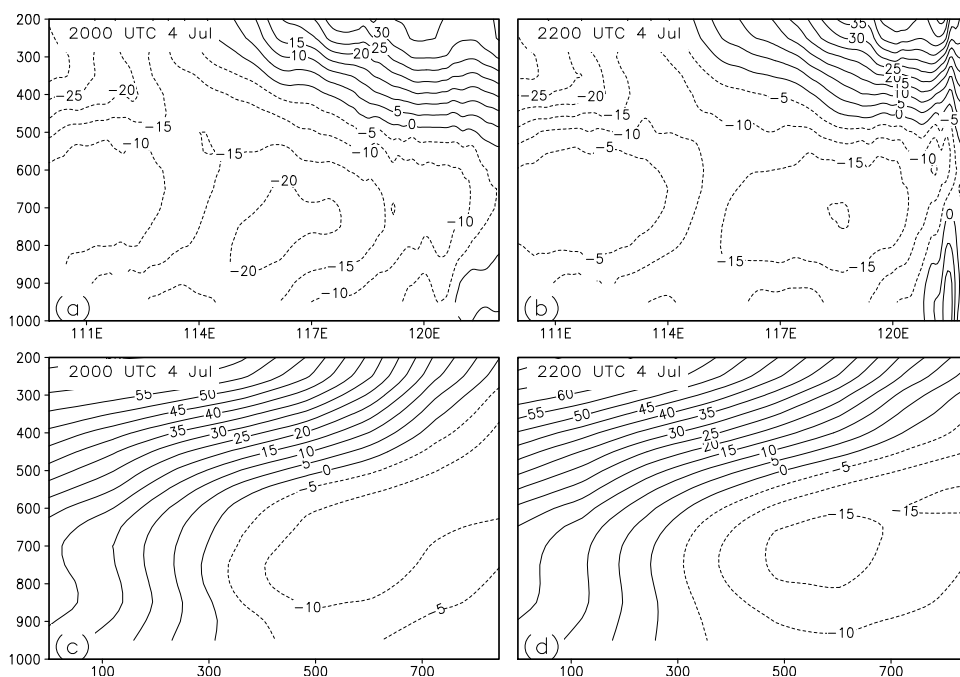


图 5.4.7 2003 年 7 月 4 日 20 时、22 时位势高度扰动的垂直剖面图 (单位: gpm) (上栏: 沿图 5.4.1 中直线 AB 垂直剖面; 下栏: 沿图 5.4.1 中直线 XY 垂直剖面, 横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km) (纵坐标单位为 hPa)

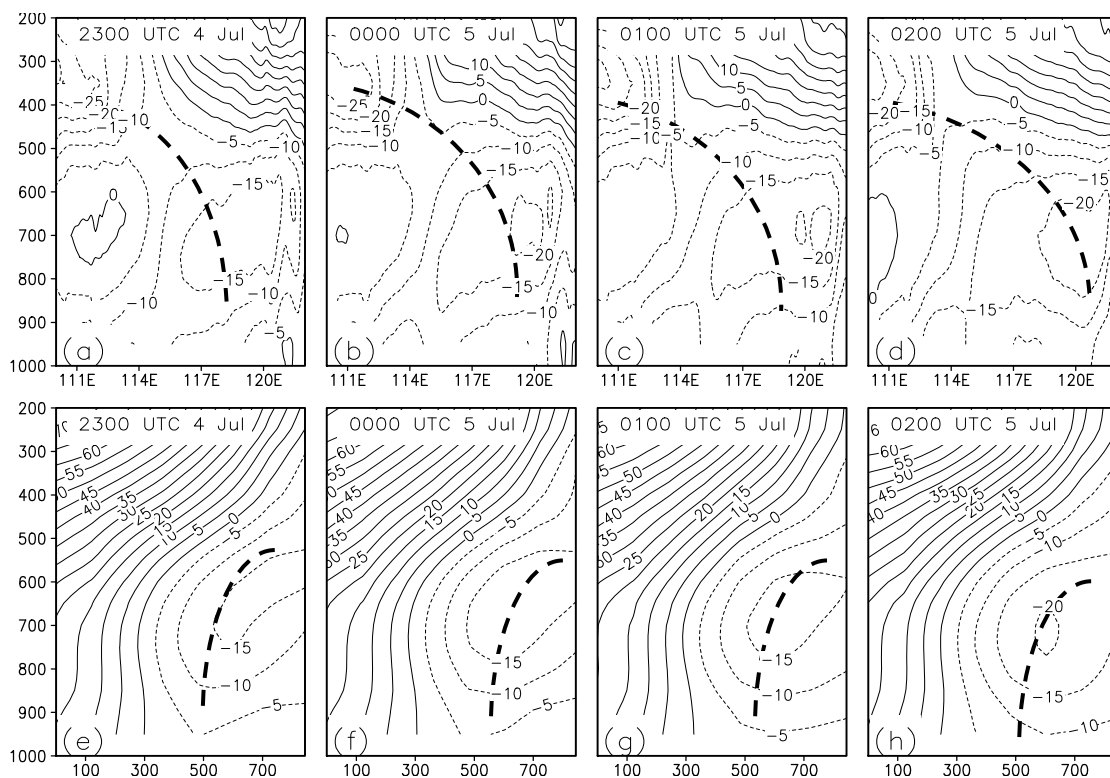


图 5.4.8 2003 年 7 月 4 日 23 时至 5 日 02 时沿图 5.4.2 中直线垂直剖面图 (上栏: 沿直线 AB 垂直剖面; 下栏: 直线 XY 垂直剖面), 其余同图 5.4.7

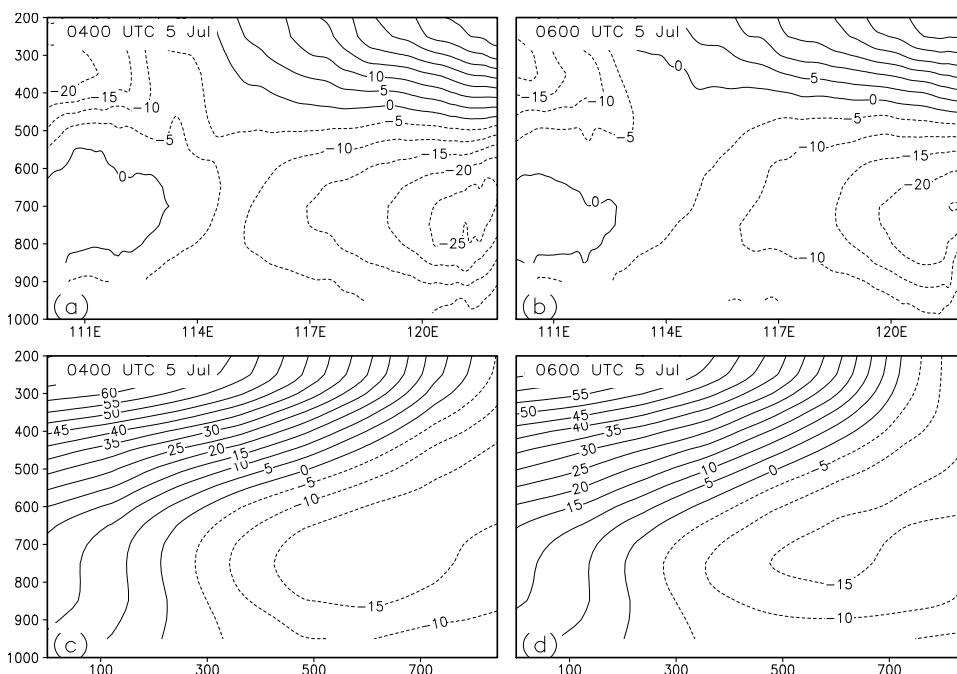


图 5.4.9 2003 年 7 月 5 日 04 时、06 时沿图 5.4.3 中直线垂直剖面图 (上栏: 沿直线 AB 垂直剖面; 下栏: 直线 XY 垂直剖面), 其余同图 5.4.7

5.4.1.3 MCV1 水平风速的非对称性

有研究指出(赵思雄, 2004), 与中尺度低压(扰动)相伴的低空西南低空急流同高空急流在长江中下游地区距离逐渐靠近, 会构成另一种有利于高低空急流耦合的形式, 并且指出高层的西风强风区的向下扩展与低层西南急流逐渐增强以及低压的发展过程是相当一致的, 似乎存在着西风动量由高空向下的传播。

图 5.4.10~图 5.4.12 分别是 MCV1 形成期、强盛期和减弱期 600 hPa、700 hPa、850 hPa 高度层平均的 u 、 v 分量分布情况。

从图 5.4.10 可以看出, MCV1 的形成期在三个不同高度层上, 其中心位置(图中标为 X) 的南侧, 为一致的较为强劲的西风分量和南风分量, 北侧则有东风分量和北风分量的大值中心出现。在 600 hPa 高度上, MCV 中心南侧最大西风为 15 m/s, 700 hPa 的高度上出现 18 m/s 的风速中心。同时, 从图中还可以看出, 东西风分量和南北风分量的大值中心耦合出现, 使得水平风场呈现明显的非对称结构, 并且在 MCV 中心位置的南侧, 西风分量较强, 风速中心达 15~18 m/s, 而在其北侧东风分量较弱, 风速中心达 3~9 m/s, 在其东侧南风分量较强, 风速中心达 9 m/s, 而其西侧的北风分量较弱, 风速中心为 3 m/s, 呈现南强北弱、东强西弱的分布特征。分析其原因, 这种非对称性是由 MCV 同东北-西南向的副热带高压之间的气压梯度造成的, 这一点也证实了上一小节 MCV 中低压扰动结构特征的分布情况。

从图 5.4.11 可以看出, 在强盛期, 在三个不同高度层上, 水平风场也呈现出明显的非对称结构, MCV1 中心位置的南侧, 有一致的、强劲的西风分量和南风分量, 北侧则有东风分量和北风分量的大值中心出现。在 600 hPa 高度上, MCV1 中心南侧最大西风为 15 m/s, 700 hPa 高度层风速中心达到 15 m/s。同时, 与形成期相类似, 东西风分量和南北风分量的大值中心耦合出现, 并且在 MCV1 中心位置的南侧, 西风分量较强, 风速中心达 15 m/s, 而在其北侧东风分量较弱, 风速中心达 3~9 m/s, 在其东侧南风分量较强, 风速中心达 9 m/s, 而其西侧的北风分量较弱, 风速中心为 3 m/s, 呈现南强北弱、东强西弱的分布特征。

从图 5.4.12 可以看出, 在减弱期, 600 hPa 高度上, 对于 u 、 v 分量来说, 风速的非对称性均已减弱, MCV 活动区域已被一致的西风气流和北风气流所占据, 在 700 hPa 高度上, 在 MCV 中心位置的南侧为西风, 在其北侧为东风, 风场仍具有水平风速的非对称性, 但是相对于强盛阶段, 风速已经明显减弱, 南侧西风急

流大值中心风速由强盛阶段的 18 m/s 减为 12 m/s，北侧东风气流大值中心由强盛阶段的 9 m/s 减为 6 m/s。850 hPa 高度上有类似情况，说明了在 MCV 的减弱阶段，中低层水平风场的配置和风速也随之发生了变化，包括 600 hPa 高度上水平风速非对称性减弱以及 700 hPa 和 850 hPa 低空急流减弱。

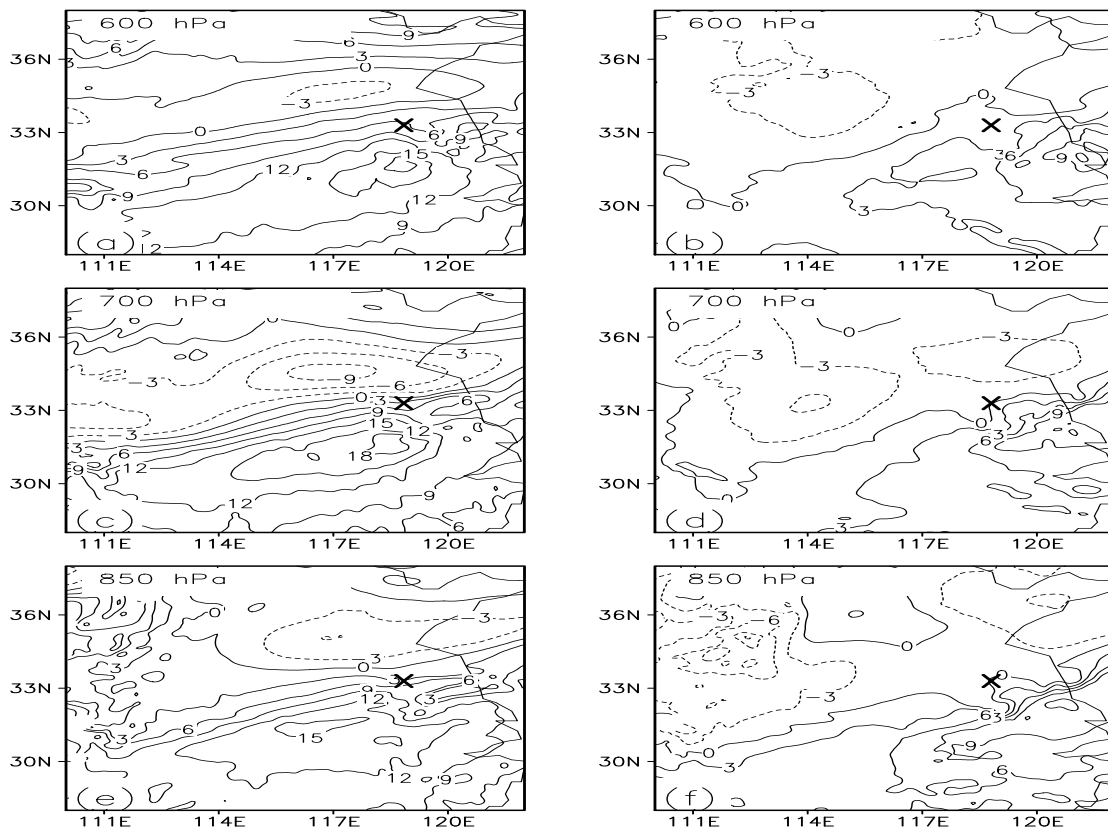


图 5.4.10 2003 年 4 日 19~22 时平均的 u (左栏)、 v (右栏) 分量分布 (单位: m/s, X 表示 MCV 的中心位置): (a)、(b) 600 hPa; (c)、(d) 700 hPa; (e)、(f) 850 hPa

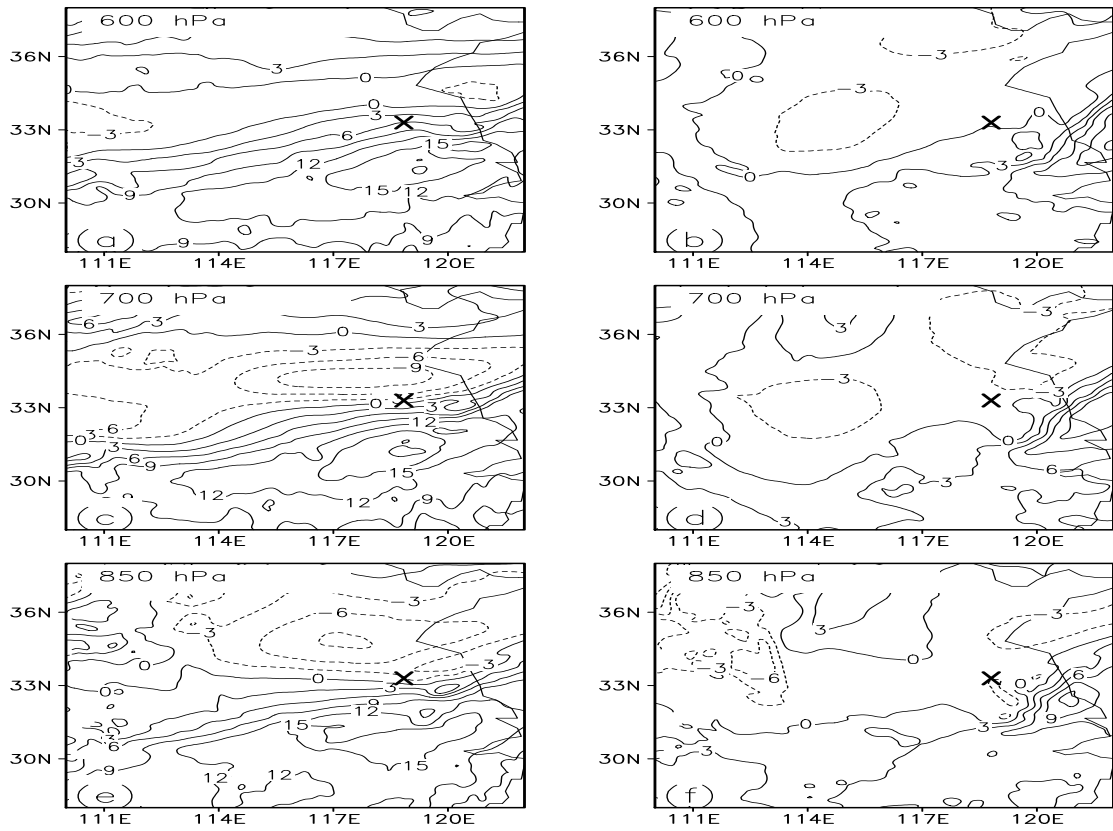


图 5.4.11 2003 年 4 日 23 时~5 日 02 时平均, 其余同图 5.4.10

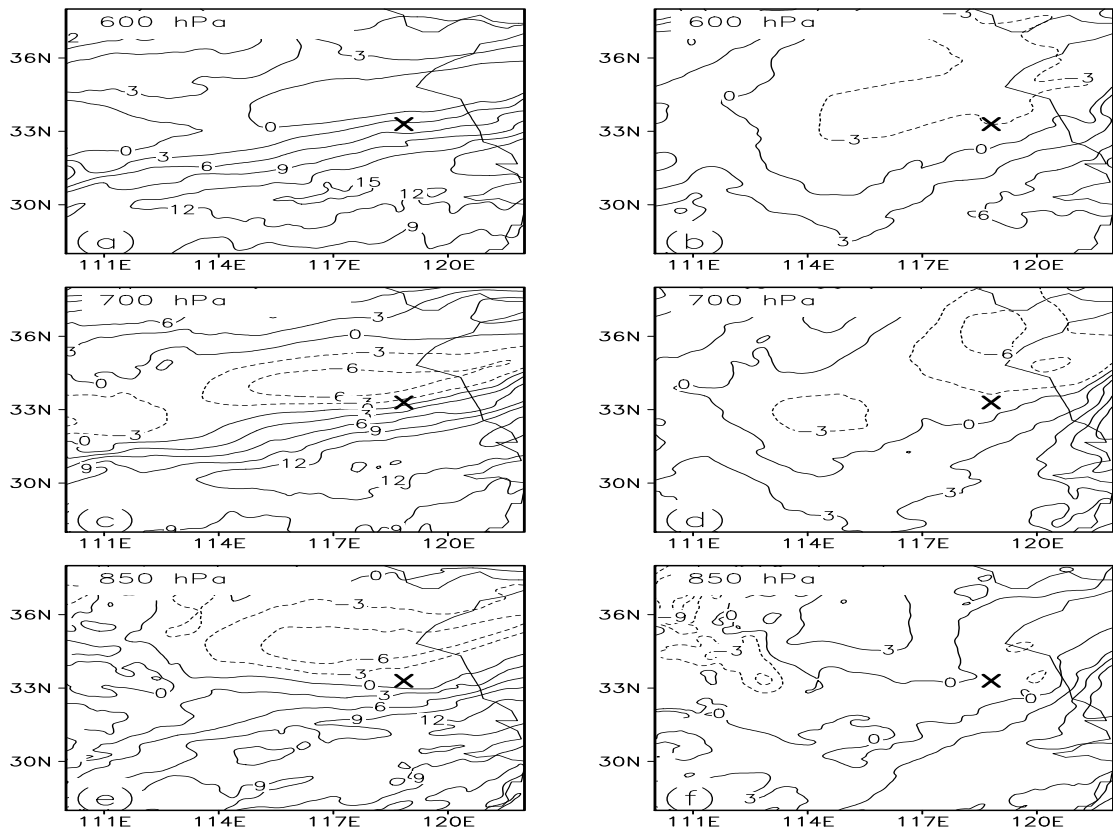


图 5.4.12 2003 年 5 日 03~06 时平均, 其余同图 5.4.10

5.4.1.4 MCV1 的热力结构

由于假相当位温是一个综合了温度和湿度的热力学变量,同时由于它在湿绝热假定下具有保守性,因此在一定程度上可以反映大气中发生的垂直运动(杨引明,2004)。

图 5.4.13 是 MCV1 形成期假相当位温和相对湿度的垂直剖面图。从图中可以看出,在 7 月 4 日 20 时、22 时,800~300 hPa 之间的高空,在约距 X 点 250 km 左右至距 X 点 650 km 左右范围内,有一个高的假相当位温区,高的假相当位温区均达到 348~351 K 之间,这种 MCV 形成区域假相当位温高于其周围的现象,说明了在 MCV 形成的过程中,出现明显的暖区。值得注意的是,由于相当位温的垂直梯度本身就是对流性不稳定的度量,从图中可以看出,在 MCV 形成的整个过程中,其周围的低层大气内的相当位温随高度是减小的,即 $\partial\theta_e/\partial P > 0$,从而说明了 MCV 形成期间,其周围的低层大气具有对流性不稳定的特征。

图 5.4.14 是强盛期假相当位温和相对湿度垂直剖面图,图 5.4.14a~d 对应的时次依次为 4 日 23 时~5 日 02 时。从图中可以看出,四个时次中,高的假相当位温区均位于 800~300 hPa 之间的范围,在距 X 点 200 km~600 km 左右范围内,这也说明了成熟期 MCV1 的空间范围,其水平尺度约为 400 km 左右。其中,在 4 日 23 时和 5 日 00 时,暖中心假相当位温达到 345~350 K 之间,部分区域有 350~355 K 的大值区出现。至 5 日 01 时,暖区全部为 350~355 K 的高相当位温所占据。5 日 02 时,假相当位温降低,其值约在 345~350 K 之间的范围。

从相对湿度的垂直分布情况可以看出,四个时次中,与暖区相伴随的是高的相对湿度区,最大相对湿度均达到 90%,70%的相对湿度等值线向上伸展至 300 hPa 高度层,由此可以看出,MCV1 是一个接近饱和的深厚的湿润系统。

图 5.4.15 是减弱期假相当位温和相对湿度的垂直剖面图,图中 a~b 对应的时次依次为 5 日 04 时和 06 时。从图中可以看出,在 5 日 04 时,暖中心假相当位温约为 345~350 K 之间,但是暖区空间范围已经减小,部分区域已被 340 K 的假相当位温区占据,至 5 日 06 时,暖中心已经为 340 K 的位温区所填塞。从图中还可以看出,在对流层低层,东部较冷,西部较暖,但位温随高度变化已经减小,说明低层大气的对流不稳定性已经减弱。

从相对湿度的垂直分布可以看出,在 MCV1 减弱阶段,暖中心的相对湿度也随之减小,相对湿度由强盛期的 90%减弱为 80%,至 5 日 04 时,相对湿度为 70%

的等值线占据了 MCV 活动的较大空间范围,表明强盛期暖湿的系统已经减弱, MCV 进入了消散阶段。

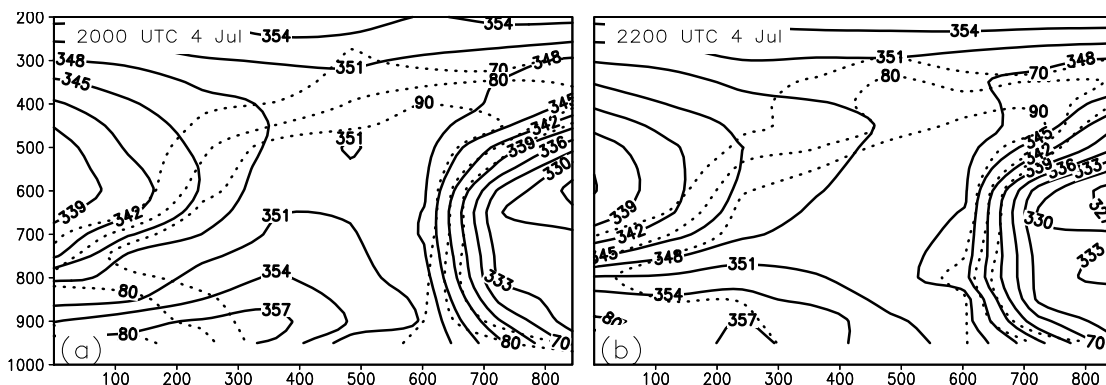


图 5.4.13 2003 年 7 月 4 日 20 时、22 时假相当位温 (实线, 单位: K) 和相对湿度 (点线, 单位: %) 沿图 5.4.1 中直线 XY 的垂直剖面图 (横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km; 纵坐标单位为 hPa)

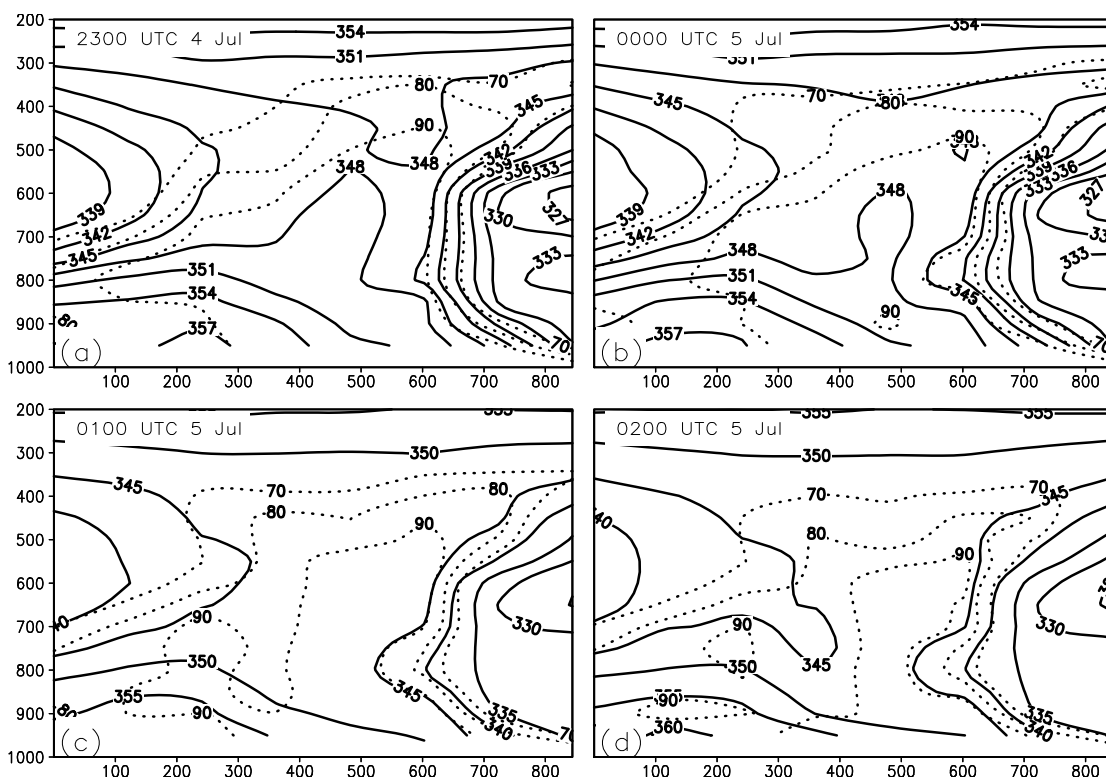


图 5.4.14 2003 年 7 月 4 日 23 时~5 日 02 时, 沿图 5.4.2 中直线 XY, 其余同图 5.4.13

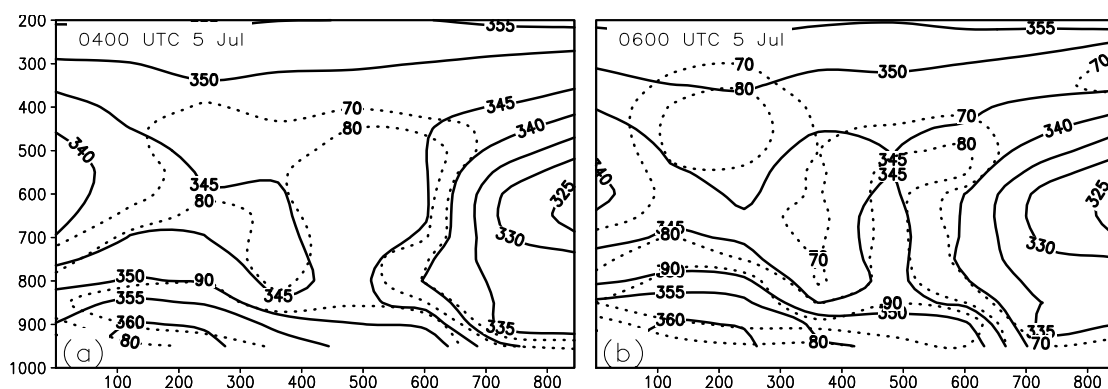


图 5.4.15 2003 年 7 月 5 日 04 时、06 时，沿图 5.4.3 中直线 XY，其余同图 5.4.13

Richard 等 (2001) 的研究指出， β 中尺度的强对流系统底部强对流性降水
中雨水拖曳气流常常会形成冷出流或冷堆。图 5.4.16~图 5.4.18 是 MCV1 形成
期、强盛期和减弱期经过其中心的温度扰动和相对湿度扰动的垂直剖面图。温度
扰动定义为格点上温度与同层次上温度平均值之差，相对湿度扰动定义为格点上
相对湿度与同层次上相对湿度平均值之差。

图 5.4.16 是形成期温度扰动和相对湿度扰动的垂直剖面图，从以图 5.4.1
中直线 AB 为基线的垂直剖面 (图 5.4.16a~b) 可以看出，4 日 20 时、22 时，
在 115~120 °E 之间，600~300 hPa 范围之间的高空为正的扰动，其中大
于 1 K 的正扰动区范围约为 400 km 左右，同时该区域为正的相对湿度扰动
区，正的相对湿度扰动约为 40 %左右。从以图 5.4.1 中直线 XY 为基线的垂直剖
面 (图 5.4.16c~d) 可以看出，在距 X 点约 500 km 的范围内，600~300 hPa 范
围之间的高空同样为正的扰动，扰动值大于 1.5 K 以上。从图 5.4.16 还可
以看出温度扰动的另一个特点是，在正扰动的下方 800 hPa 高度以下的范围，
有较显著的负扰动中心出现，达到 -1 K 以上，最低值达 -2 K 以上，底层存
在负扰动也说明了底部强对流性降水中雨水拖曳气流形成了冷出流或冷堆。

图 5.4.17 是强盛期温度扰动和相对湿度扰动的垂直剖面图，从以图 5.4.2
中直线 AB 为基线的垂直剖面 (图 5.4.17a~d) 可以看出，有两个正扰动的
大值中心，分别位于约 111~114 °E 之间的对流层低层 (850 hPa 以下) 和 117~
122 °E 之间的对流层高层 (650~300 hPa)。同 MCV1 形成期相比，高层正扰
动强度有所减弱，四个时次中，5 日 01 时和 5 日 02 时两个时次最大正扰
动达到 0.5~1 K 之间。从温度扰动的垂直分布还可以看出，温度扰动的大值区
随着高度的增加，有逐渐向东倾斜的特征。从以图 5.4.2 中直线 XY 为基线的垂

直剖面（图 5.4.17e~h）可以看出，高层正的温度扰动同低层负的温度扰动耦合出现，四个时次中，温度扰动强度变化不大。

从相对湿度扰动的垂直分布可以看出，同 MCV 形成阶段相类似，相对湿度扰动大值区与高层温度扰动大值区伴随出现，其大值中心位置略有偏低，最大值出现于 600 hPa 高度上，约达到 40 %。

图 5.4.18 是减弱期温度扰动和相对湿度扰动的垂直剖面图，从以图 5.4.3 中直线 AB 为基线的垂直剖面图（图 5.4.18a~b）可以看出，在 MCV 减弱阶段的个时次中，600~300 hPa 的范围内的正温度扰动强度减弱，在 5 日 04 时扰动中心最大扰动值约在 0~0.5 K 之间，而在 5 日 06 时，此区域出现-1~-0.5 K 的负温度扰动，相对于 MCV 强盛阶段，正温度扰动明显减弱。从以图 5.4.3 中直线 XY 为基线的垂直剖面图（图 5.4.18e~h）可以看出，600~300 hPa 高度上，仍有较强的正温度扰动，约在 1~1.5 K 之间；与强盛阶段不同的是，在对流层低层负温度扰动出现的高度降低，仅在 800 hPa 以下出现负温度扰动。

另外，从图中还可以看出，正相对湿度扰动与强盛阶段相比明显减弱，两个不同基线的剖面上，正的相对湿度扰动中心分别减小为 30 %和 25 %（强盛阶段分别为 40 %和 35 %）。

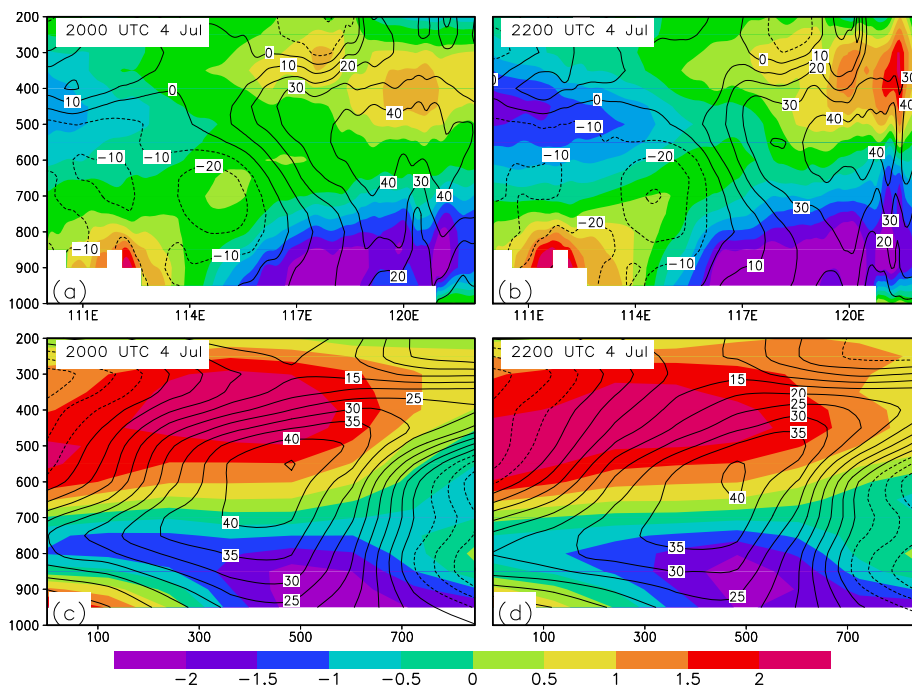


图 5.4.16 2003 年 7 月 4 日 20 时、22 时温度扰动（阴影，单位：K）和相对湿度扰动（线条，单位：%）的垂直剖面图（上栏：沿图 5.4.1 中直线 AB 垂直剖面；下栏：沿图 5.4.1 中直线 XY 垂直剖面，横坐标为距 X 点的距离，单位为 km）（纵坐标单位为 hPa）

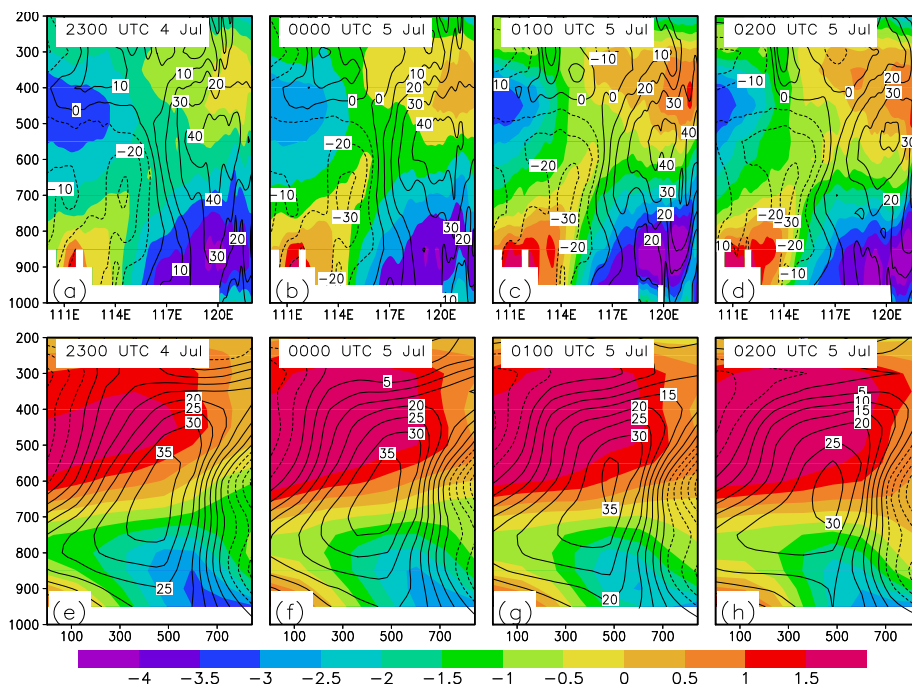


图 5.4.17 2003 年 7 月 4 日 23 时至 5 日 02 时，沿图 5.4.2 中直线，其余同图 5.4.16

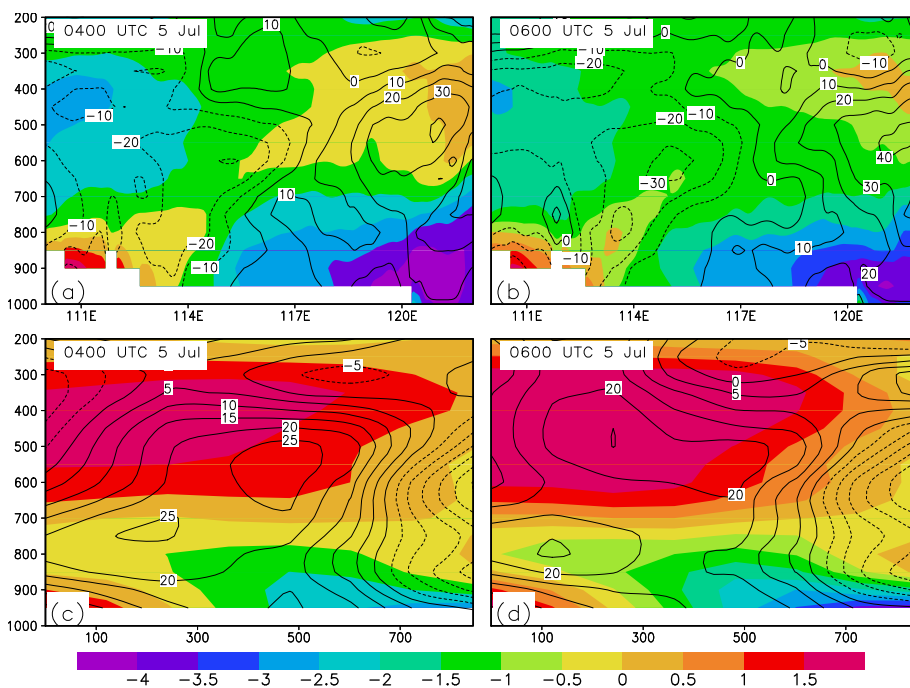


图 5.4.18 2003 年 7 月 5 日 04 时、06 时，沿图 5.4.3 中直线，其余同图 5.4.16

5.4.2 MCV2 结构分析

图 5.4.19~图 5.4.21 分别是 MCV2 形成期、强盛期、减弱期的 700 hPa 流场和涡度分布图，其中形成期选取两个时次，分别为 2007 年 7 月 8 日 12 时、

14 时，强盛期选取四个时次，依次为 2007 年 7 月 8 日 15 时~20 时，减弱期选取两个时次，分别为 2007 年 7 月 8 日 22 时、9 日 00 时。

图 5.4.19 是 MCV2 形成期的 700 hPa 流场和涡度分布图，从图中可以看出，在 2007 年 7 月 8 日 12 时、14 时，700 hPa 高度层环流逐渐形成闭合式环流圈，同时，与之相伴随的涡度分布也由弱变强，涡旋东南部的正涡度中心达到 $25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

2007 年 7 月 8 日 15 时至 20 时，是 MCV2 发展的强盛期，在这一阶段中，气旋性闭合环流增强，其中心及偏南地区对流活动旺盛。图 5.4.20 是 2007 年 7 月 8 日 15 时至 20 时 700 hPa 流场与涡度图。从图中可以看出，8 日 15 时至 20 时，闭合式气旋性环流存在于约 117°E ， 33.8°N 附近地区，从涡度的分布可以看出，其中心位置及南部地区有较强的正涡度区出现，低层辐合较强。MCV2 在强盛期的位置在纬向移动不明显，在径向上略有摆动，在 15 时、16 时涡旋中心约位于 117.2°E ，在 17 时、18 时约位于 116.8°E ，在 19 时、20 时约位于 117°E 。图中直线 XY、AB、CD、EF 为过涡旋中心的直线，下面将以这些直线为基线，对 MCV2 的结构进行分析。

图 5.4.21 是 MCV2 减弱期的 2007 年 7 月 8 日 22 时、9 日 00 时两个时次，从图中可以看出，在 8 日 22 时，气旋性环流减弱，由强盛期完整的闭合环流圈逐渐变为半闭合（8 日 22 时）和不闭合（9 日 00 时），同时，正涡度减弱，MCV2 减弱消散。

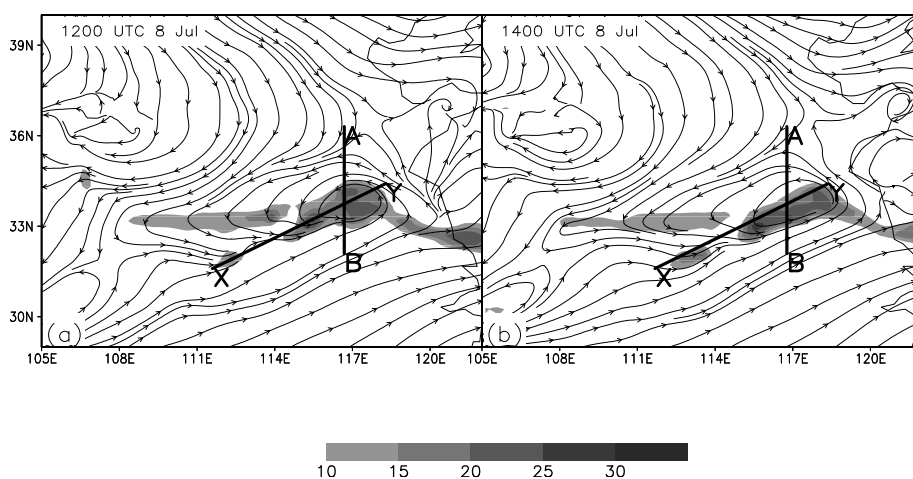


图 5.4.19 2007 年 7 月 8 日 12 时、14 时 700 hPa 流场(流线)与涡度(阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

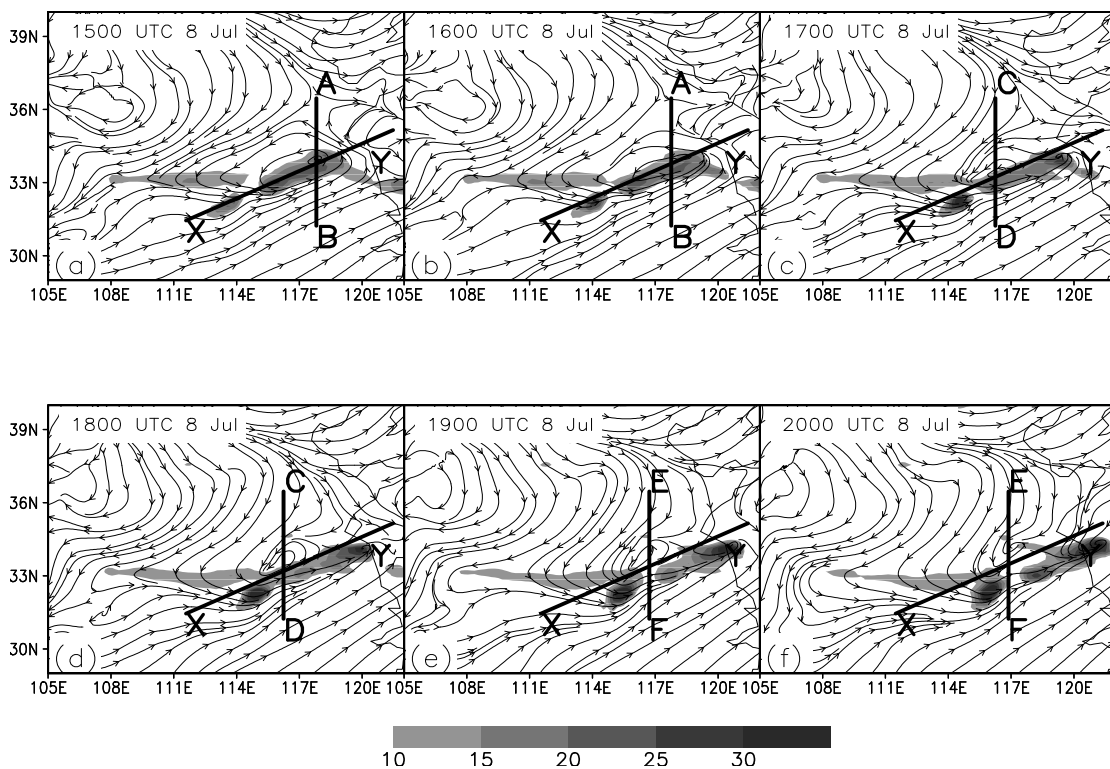


图 5.4. 20 2007 年 7 月 8 日 15 时至 20 时 700 hPa 流场(流线)与涡度(阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

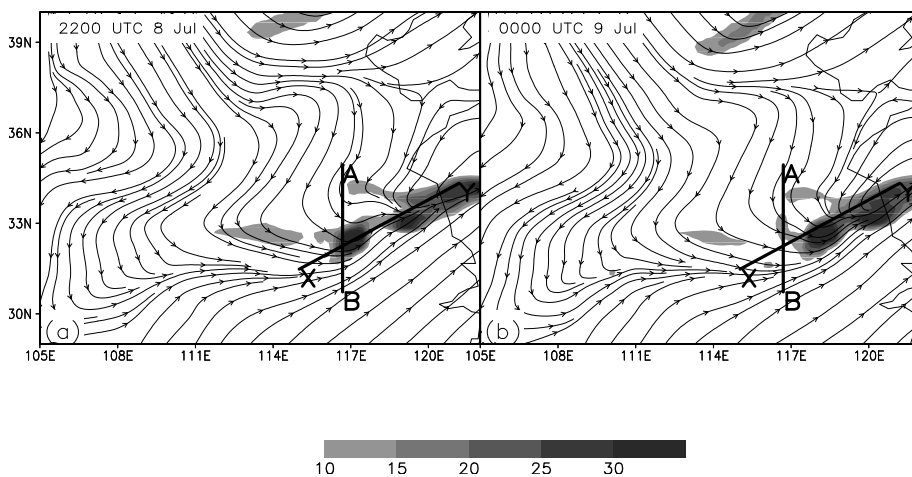


图 5.4.21 2007 年 7 月 8 日 22 时、22 时 700 hPa 流场(流线)与涡度(阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

5.4.2.1 MCV2 的涡度结构

图 5.4.22 是 MCV2 形成期涡度和风场的垂直剖面图, 从图中可以看出, 8 日 12 时 (图 5.4.22a), 正涡度柱出现于 900~400 hPa 之间的范围内, 4 日 22 时 (图 5.4.22b), 正涡度柱垂直高度收缩, 主要位于 800~450 hPa 之间的范围内, 涡度中心高度变化不大, 涡度中心的强度略有增强, 达 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上。从风场的垂直分布可以看出, 8 日 12 时, 正涡度柱正好处于上升运动区的位置, 而在

14 时正涡度柱的西部出现上升气流，东部出现下沉气流，这同 MCV1 产生的初期流场的分布是一致的，而二者之间的差别是，MCV2 正涡度区对应的上升运动气流较强，MCV1 则较弱。

图 5.4.23 是 MCV2 强盛期涡度和风场的垂直剖面图，从图中可以看出，8 日 15 时和 16 时，正涡度柱出现于 800~500 hPa 之间的范围内，其南侧有较明显的负涡度区。正涡度柱的前方，均有明显的上升气流，而后方则对应为明显的下沉气流，位于其前部的上升气流和其后方的下沉入流对 MCV2 的发展有着重要的作用，一方面，原有 MCS 中的上升气流支到达中层以后，在气压梯度力的作用下形成中层的气流辐合；另一方面，其后方的下沉入流至对流层低层以后，在原有 MCS 中已减弱的低层辐合作用下，重新形成低层的正涡度源。两方面因素的互相配合为 MCV 的发生发展提供了有利的条件。8 日 17 时和 18 时，正涡度中心略向南移动，同时，强度增强，涡度柱向上伸展，涡度中心的强度达 $40 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上。与此同时，较强的上升运动与正涡度中心相重合，说明了 MCV2 所诱发的对流已经非常活跃。在 8 日 19 时和 20 时两个时次，正涡度柱高度降低，涡度中心强度减弱，说明 MCV2 开始减弱。

从图中还可以看出，在这一时期正涡度非常强，而且中心范围较大，成片状分布，如在 8 日的 20 时正涡度中心约占据了 $32 \sim 33^\circ \text{N}$ 之间的区域，这同 MCV1 呈明显的柱状分布是不同的。

图 5.4.24 是 MCV2 减弱期涡度和风场的垂直剖面图，从图中可以看出，在这一阶段，正涡度强度已经明显减弱，在 8 日 20 时，大于 $40 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 的正涡度中心位于 850 hPa 以下，且正涡度区片状分布的空间范围明显减小。9 日 00 时，涡度中心的强度并进一步减弱。从风场的垂直分布可以看出，相对于 MCV2 形成期和强盛期，这一阶段的上升运动明显减弱，表明这一区域对流活动已经减弱。

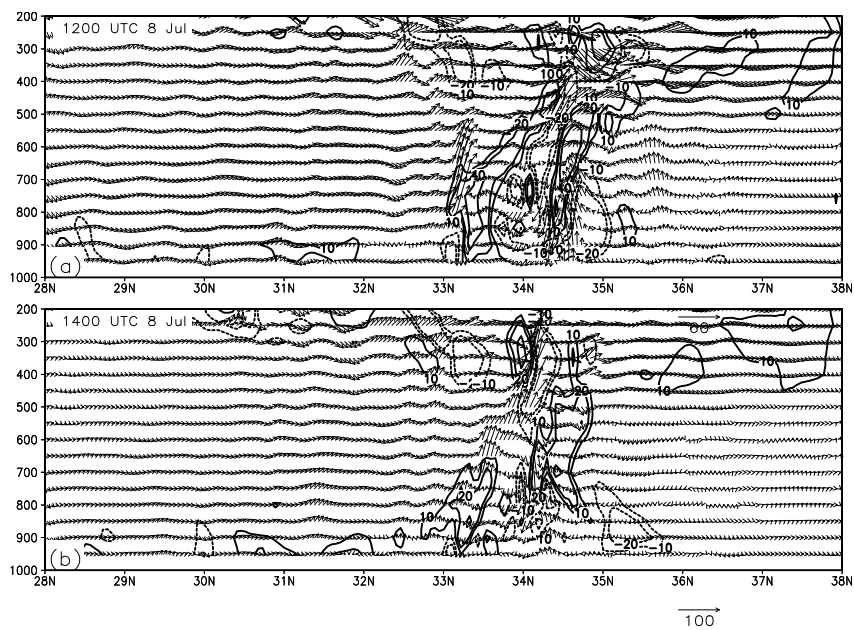
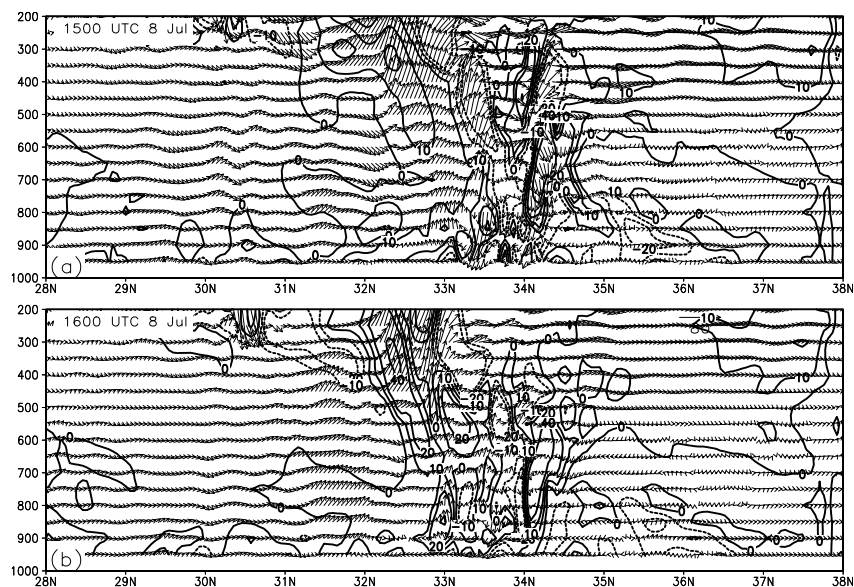


图 5.4.22 2007 年 7 月 8 日 12 时、14 时涡度（阴影，单位： $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）和风场（矢量箭头， $u, w \times 100$ ）沿图 5.4.19 中直线 AB 的垂直剖面图（纵坐标单位为 hPa）



（接下页）

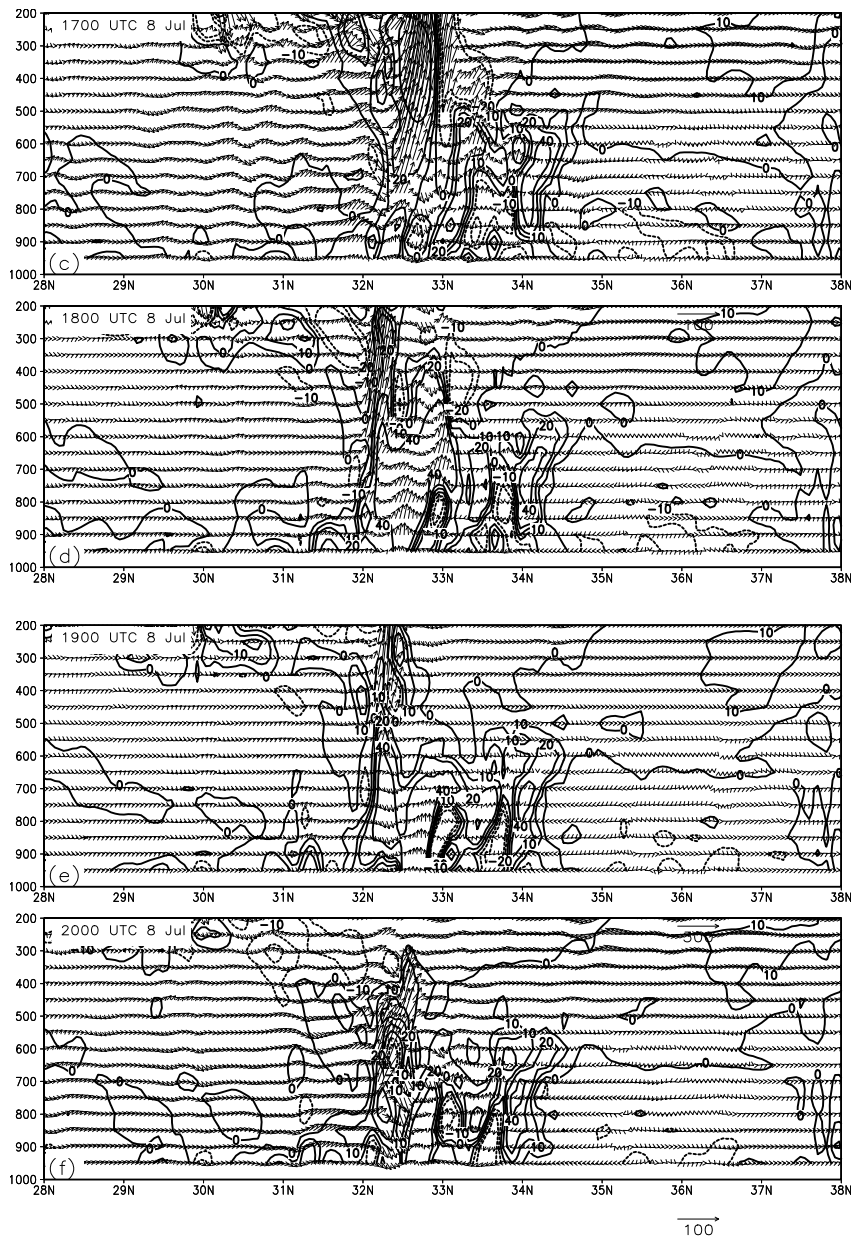


图 5.4.23 2007 年 7 月 8 日 15 时至 20 时涡度（阴影，单位： $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）和风场（矢量箭头， $u, w \times 100$ ）沿图 5.4.20 中直线的垂直剖面图：(a)、(b) 以 AB 为基线；(c)、(d) 以 CD 为基线；(e)、(f) 以 EF 为基线（纵坐标单位为 hPa）

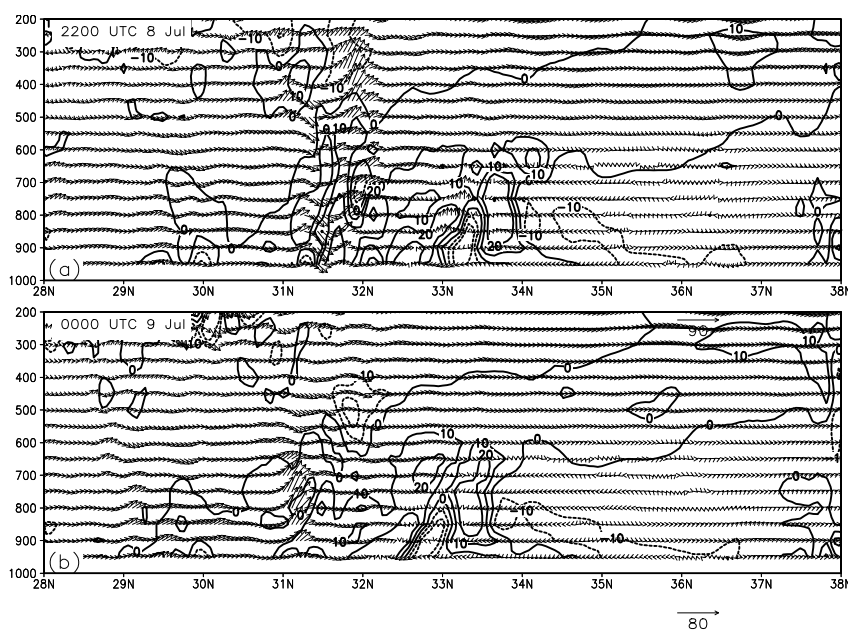


图 5.4.24 2007 年 7 月 8 日 22 时、9 日 00 时涡度（阴影，单位： $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）和风场（矢量箭头， $u, w \times 100$ ）沿图 5.4.21 中直线 AB 的垂直剖面图（纵坐标单位为 hPa）

5.4.2.2 MCV2 的低压扰动结构

图 5.4.25~图 5.4.27 是 MCV2 形成期、强盛期和减弱期经过其中心位置的低压扰动的垂直剖面图。从图 5.4.25 可以看出，在位势高度扰动场上，MCV2 形成的区域位于低压扰动区，有较强的低压系统存在，在 8 日 20 时、22 时低压扰动均达到 -15 gpm 。从图中还可以看出，低压扰动轴线随着高度的增加向西和向北倾斜，并且低压扰动东侧和南侧的气压梯度大于其西侧和北侧。

从图 5.4.26a~c 中可以看出，在强盛期的位势高度扰动场上，600 hPa 高度以下 MCV2 中心（约 117°E , 33.8°N ）表现为一个的低压扰动，低压扰动的强度在 8 日 18 时、20 时达到 -40 gpm 以上，说明有很强的低压系统存在。在以图 5.4.26 中直线 XY 为基线的剖面图上（图 5.4.26d~f）可以看出，低压扰动于 600 hPa 高度以下较为明显，出现低压扰动中心，扰动中心最大值达到 -30 gpm 。至 8 日 18 时达到最强， -25 gpm 的等值线在于 700 hPa 以下的高度层内、水平范围约在 300 km 的范围内，强的低压扰动说明，在低层的动力辐合作用下，一方面可以制造出正涡度，另一方面也决定了 MCV 系统的空间范围与发展强度。

在 MCV2 减弱期（图 5.4.27），从以图 5.4.21 中直线 AB 为基线的垂直剖面图（图 5.4.27a~b）上可看出，900~600 hPa 之间的范围内低压扰动减弱，从以图 5.4.21 中直线 XY 为基线的垂直剖面图（图 5.4.27c~d）可以看出，在此

阶段内，低压扰动随着时间的增加也迅速减弱，至 9 日 00 时， -30 gpm 的等值线仅存在于 $600\sim 850$ hPa 高度层之间、水平范围约在 200 km 的范围内，相对于形成阶段和强盛阶段已经明显减弱。

比较 MCV2 和 MCV1 的位势高度扰动分布，二者主要的差别在于，MCV2 负的位势高度扰动在发展的整个过程中均强于 MCV1，说明了 MCV2 的低压系统更强，这也是 MCV2 之所以成为发展型的对流涡旋的主要原因之一。

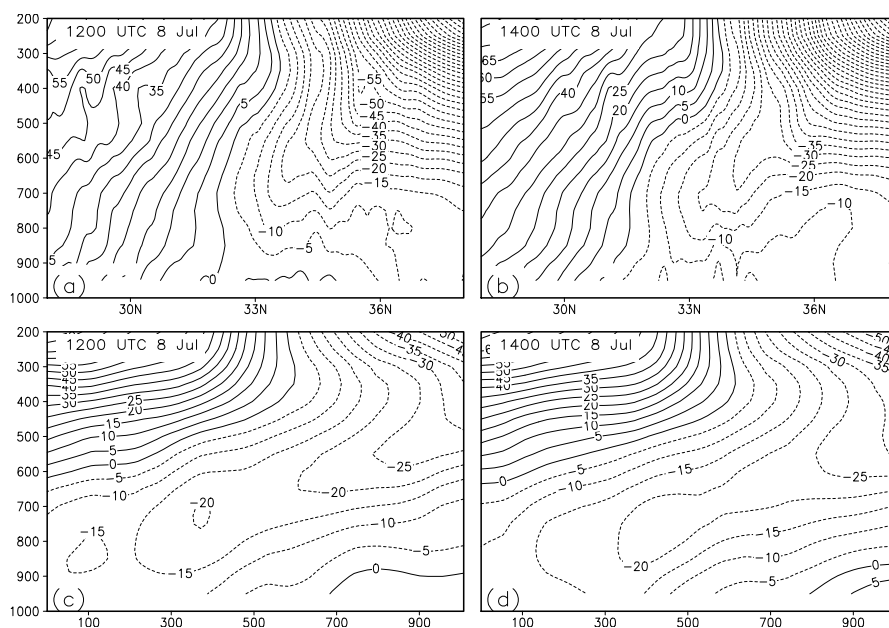


图 5.4.25 2007 年 7 月 8 日 12 时、14 时位势高度扰动沿图 5.4.19 中直线的垂直剖面图(单位: gpm): (a) (b) 以 AB 为基线; (c) (d) 以直线 XY 为基线 (纵坐标单位为 hPa, 下栏横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km)

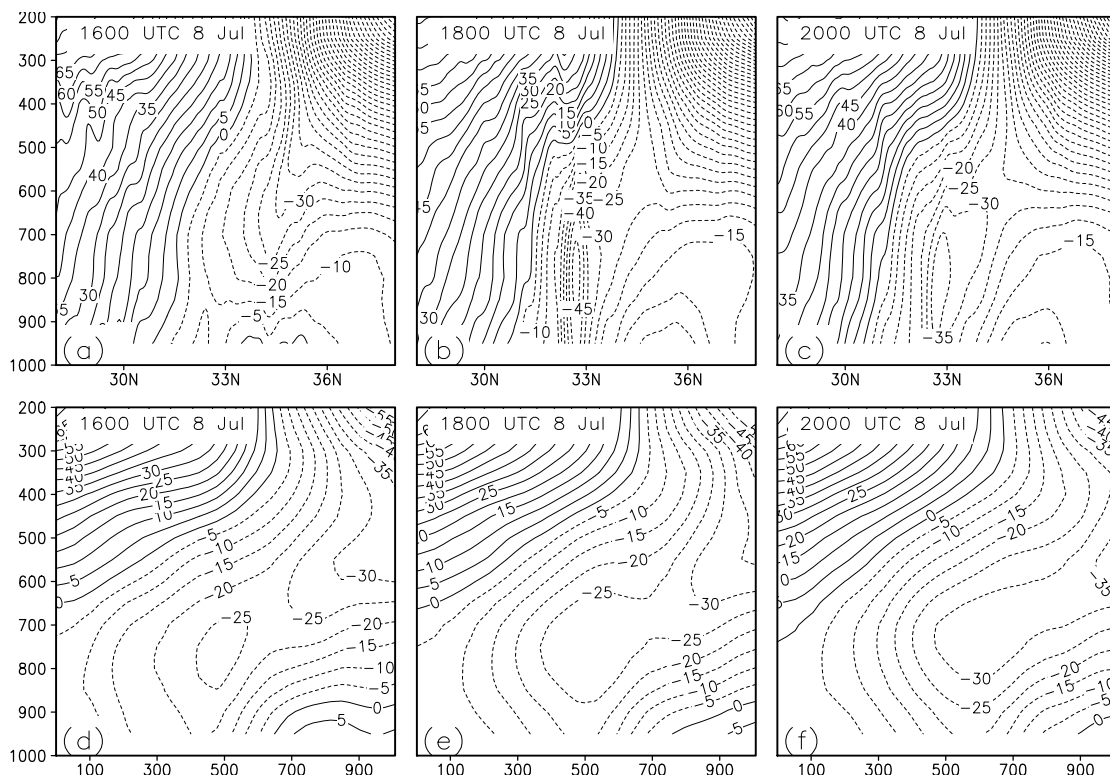


图 5.4.26 2007 年 7 月 8 日 16 时至 20 时位势高度扰动沿图 5.4.20 中直线的垂直剖面图 (单位: gpm): (a) 以 AB 为基线; (b) 以 CD 为基线; (c) 以 EF 为基线; (d)、(e)、(f) 以 XY 为基线 (纵坐标单位为 hPa, 下栏横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km)

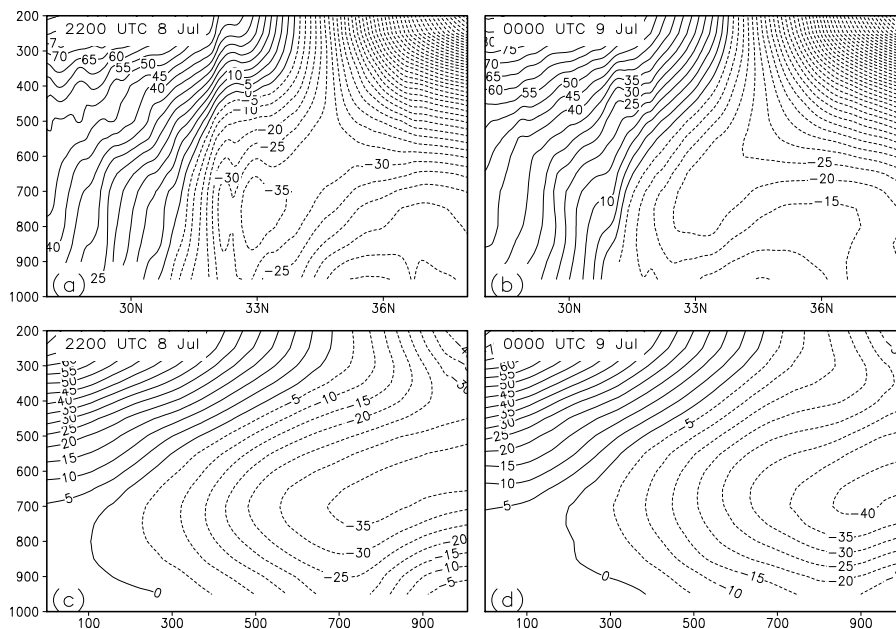


图 5.4.27 2007 年 7 月 8 日 22 时、9 日 00 时位势高度扰动沿图 5.4.21 中直线的垂直剖面图 (单位: gpm): (a) (b) 以 AB 为基线; (c) (d) 以直线 XY 为基线 (纵坐标单位为 hPa, 下栏横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km)

5.4.2.3 MCV2 水平风速的非对称性

图 5.4.28~图 5.4.30 分别是 MCV2 形成期、强盛期和减弱期 600 hPa、700 hPa、850 hPa 高度层平均的 u 、 v 分量分布情况。

从图 5.4.28 可以看出, MCV2 的形成期在三个不同高度层上, 其中心位置(图中标为 X) 的南侧, 为一致的较为强劲的西风分量和南风分量, 北侧则有东风分量和北风分量的大值中心耦合出现。在 600 hPa 高度上, MCV 中心南侧最大西风为 9 m/s, 700 hPa 的高度上出现 12 m/s 的风速中心。同时, 东西风分量和南北风分量的大值中心耦合出现, 使得水平风场呈现明显的非对称结构, 并且在 MCV 中心位置的南侧, 西风分量较强, 风速中心达 3~6 m/s, 而在其北侧东风分量较弱, 风速中心达 9~12 m/s, 在其东侧南风分量较强, 风速中心达 6 m/s, 而其西侧的北风分量较弱, 风速中心为 3 m/s, 呈现南强北弱、东强西弱的分布特征。

图 5.4.29 是 MCV2 强盛期 600 hPa、700 hPa、850 hPa 高度层平均的 u 、 v 分量分布情况, 从图中可以看出, 在三个不同高度层上, MCV2 中心位置(图中标为 X) 的南侧, 为一致的较为强劲的西风分量和南风分量, 北侧则有东风分量和北风分量的大值中心出现。在 500 hPa 高度上, MCV2 中心南侧最大西风为 18 m/s, 大于 15 m/s 的西风急流区在其南侧向下伸展至 850 hPa, 并且在 700 hPa 的高度上出现 18 m/s 的风速中心。

同时, 从图中还可以看出, 东西风分量和南北风分量的大值中心耦合出现, 使得水平风场呈现明显的非对称结构, 并且在 MCV 中心位置的南侧, 西风分量较强, 风速中心达 12 m/s, 而在其北侧东风分量较弱, 风速中心达 3~9 m/s, 在其东侧南风分量较强, 风速中心达 9 m/s, 而其西侧的北风分量较弱, 风速中心为 3 m/s, 呈现南强北弱、东强西弱的分布特征。分析其原因, 这种非对称性是由 MCV2 同东北-西南向的副热带高压之间的气压梯度造成的, 这一点也证实了上一小节 MCV2 中低压扰动结构特征的分布情况。

从图 5.4.30 可以看出, 在减弱期, 600 hPa 高度上, 对于 u 、 v 分量来说, 风速的非对称性均已减弱, MCV 活动区域已被一致的西风气流和北风气流所占据, 在 700 hPa 高度上, 在 MCV 中心位置的南侧为西风, 在其北侧为东风, 风场仍具有水平风速的非对称性, 但是相对于强盛阶段, 风速已经明显减弱, 850 hPa 高度层情况类似。

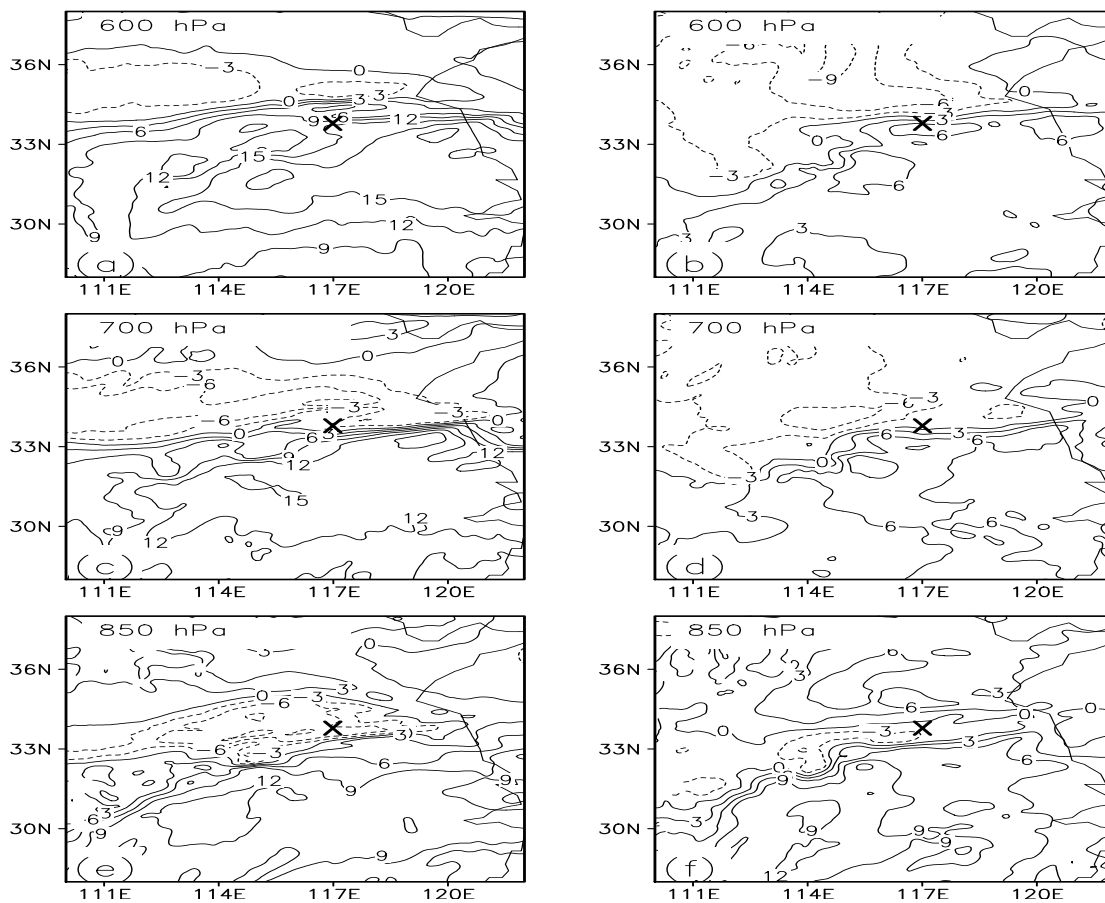


图 5.4.28 2007 年 7 月 8 日 11~14 时平均的 u (左栏)、 v (右栏) 分量分布 (单位: m/s , X 表示 MCV2 的中心位置): (a)、(b) 600 hPa; (c)、(d) 700 hPa; (e)、(f) 850 hPa

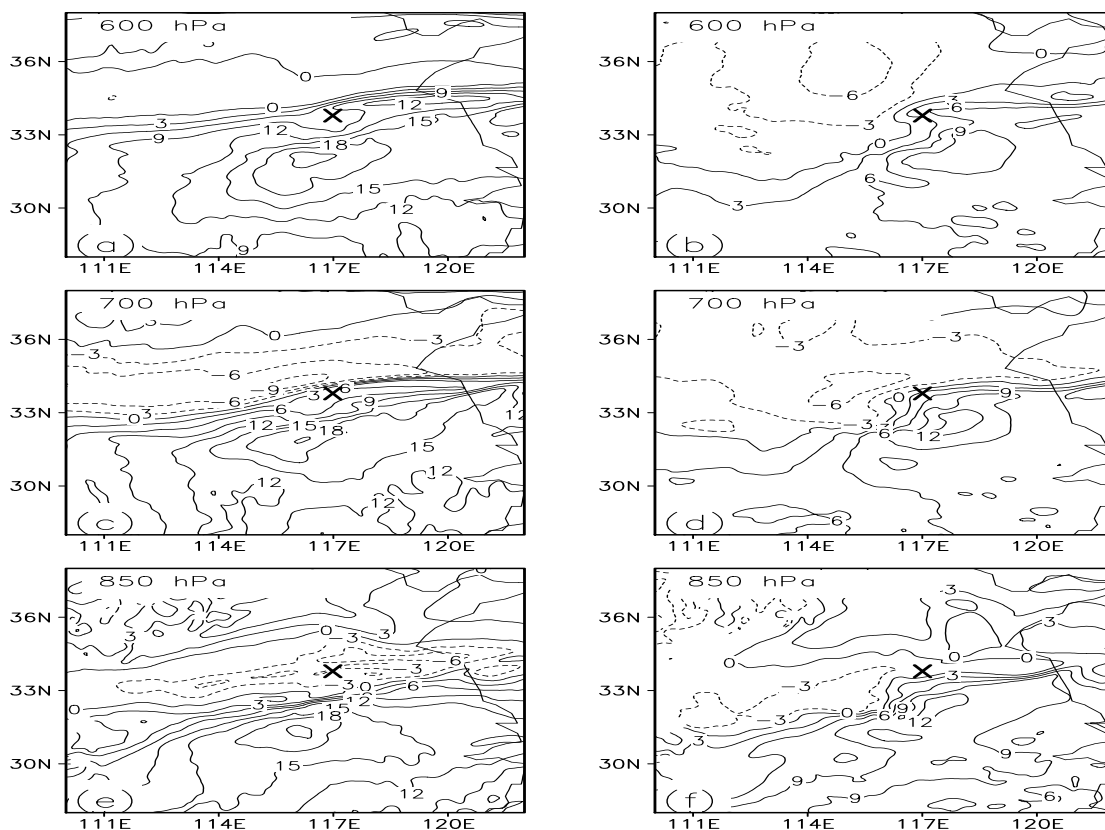


图 5.4.29 2007 年 7 月 8 日 15~20 时平均, 其余同图 5.4.28

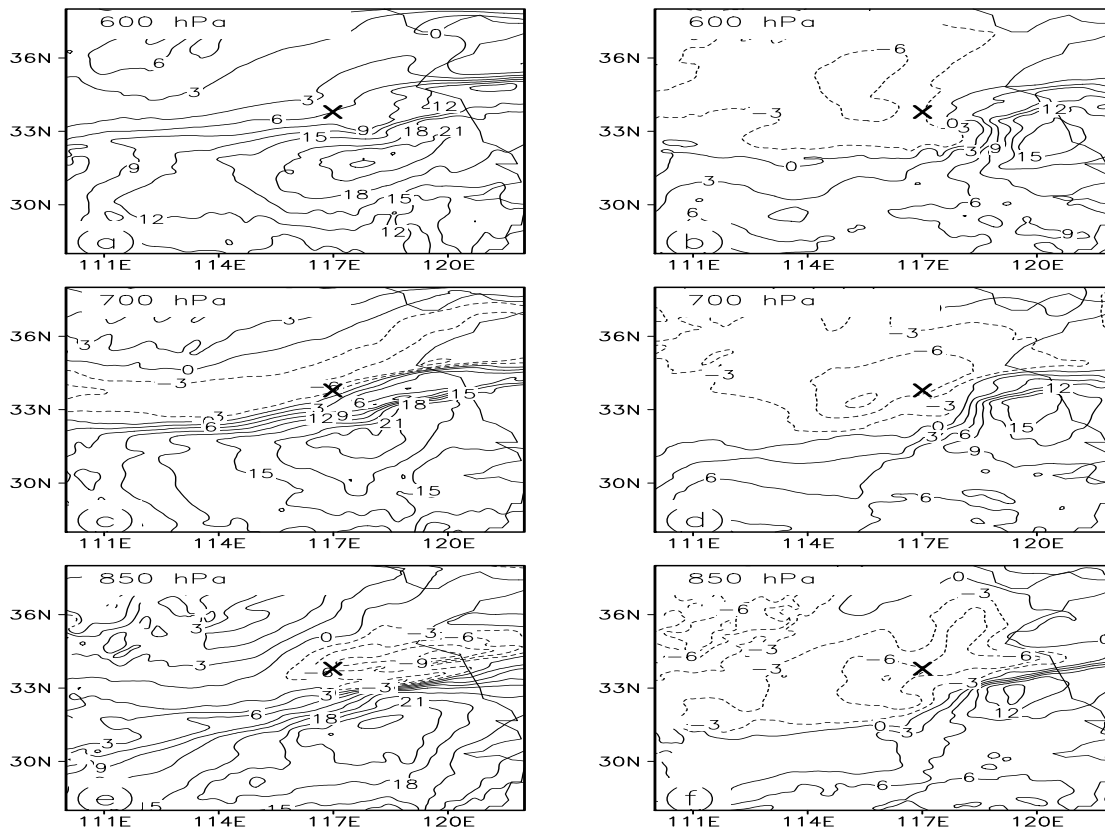


图 5.4.30 2007 年 7 月 8 日 21~9 日 00 时平均, 其余同图 5.4.28

5.4.2.3 MCV2 的热力结构

图 5.4.31 是 MCV2 形成期假相当位温和相对湿度的垂直剖面图,从图中可以看出,2007 年 7 月 8 日 12 时、14 时,约在 $30\sim 33.5^\circ\text{N}$ 范围内,有一个高的假相当位温区,假相当位温区均达到 $350\sim 355\text{K}$ 之间的范围,而且同 MCV1 相比,高于其暖中心的假相当位温。同 MCV1 相类似的是,MCV2 暖区周围的低层大气内的相当位温随高度是减小的,即 $\partial\theta_e/\partial P>0$,从而说明了 MCV2 形成期间,其周围的低层大气具有对流性不稳定的特征。从图中还可以看出,同暖区对应的是高的相对湿度区,这一空间范围的相对湿度达到 $80\sim 90\%$,表明了形成期的 MCV2 具有高温高湿的特征。

图 5.4.32 是 MCV2 强盛期假相当位温和相对湿度的垂直剖面图,其中,图 5.4.32a、图 5.4.32b 为 8 日 15 时、16 时,以直线 AB 为基线,图 5.4.32c、图 5.4.32d 为 8 日 17 时、18 时,以直线 CD 为基线,图 5.4.32e、图 5.4.32f 为 8 日 19 时、20 时,以直线 EF 为基线。从图中可以看出, $800\sim 300\text{hPa}$ 之间的高空,在 $31\sim 34^\circ\text{N}$ 的范围内,有一个高的假相当位温区,高的假相当位温为 $350\sim 360\text{K}$ 之间,在 8 日 17 时、18 时,高的假相当位温区均达到 360K 以上,而在 MCV2 周围的空气中,假相当位温较低,均在 345K 以下。由于相当位温的垂直梯度本身就是对流性不稳定的度量,从图中可以看出, MCV2 周围的低层大气内的相当位温随高度是减小的,从而说明了 MCV2 强盛期,其周围的低层大气具有对流性不稳定的特征。从相对湿度的空间分布可以看出, 90% 的高相对湿度区占据了 MCV2 的大部分空间范围,也表明了强盛期的 MCV2 是一个暖湿系统。

图 5.4.33 是减弱期假相当位温和相对湿度的垂直剖面图,图 5.4.33a~b 对应的时次依次为 8 日 22 时和 9 日 00 时。从图中可以看出,在 8 日 22 时,暖中心假相当位温约为 $345\sim 350\text{K}$ 之间,但是暖区的空间范围已经减小,部分区域已被 340K 的假相当位温区占据,至 9 日 00 时,暖中心空间范围进一步减小。同时,在对流层低层,但位温随高度变化已经减小,说明低层大气的对流不稳定性已经减弱。

从相对湿度的垂直分布可以看出,在 MCV2 减弱阶段,暖中心的相对湿度也随之减小,相对湿度为 70% 的等值线占据了 MCV 活动的较大空间范围,表明强盛期暖湿的系统已经减弱,MCV 进入了消散阶段。

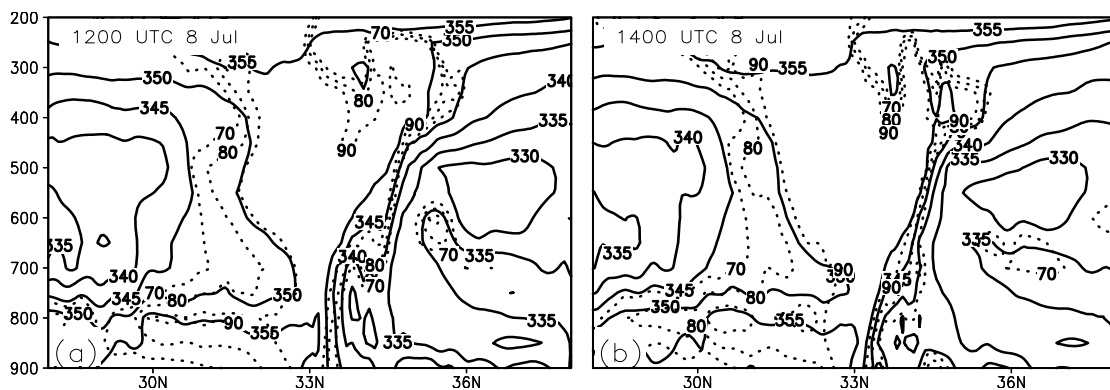


图 5.4.31 2007 年 7 月 8 日 12 时、14 时假相当位温 (阴影, 单位: K) 和相对湿度 (实线, 单位: %) 沿图 5.4.19 中直线 AB 的垂直剖面图 (横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km; 纵坐标单位为 hPa)

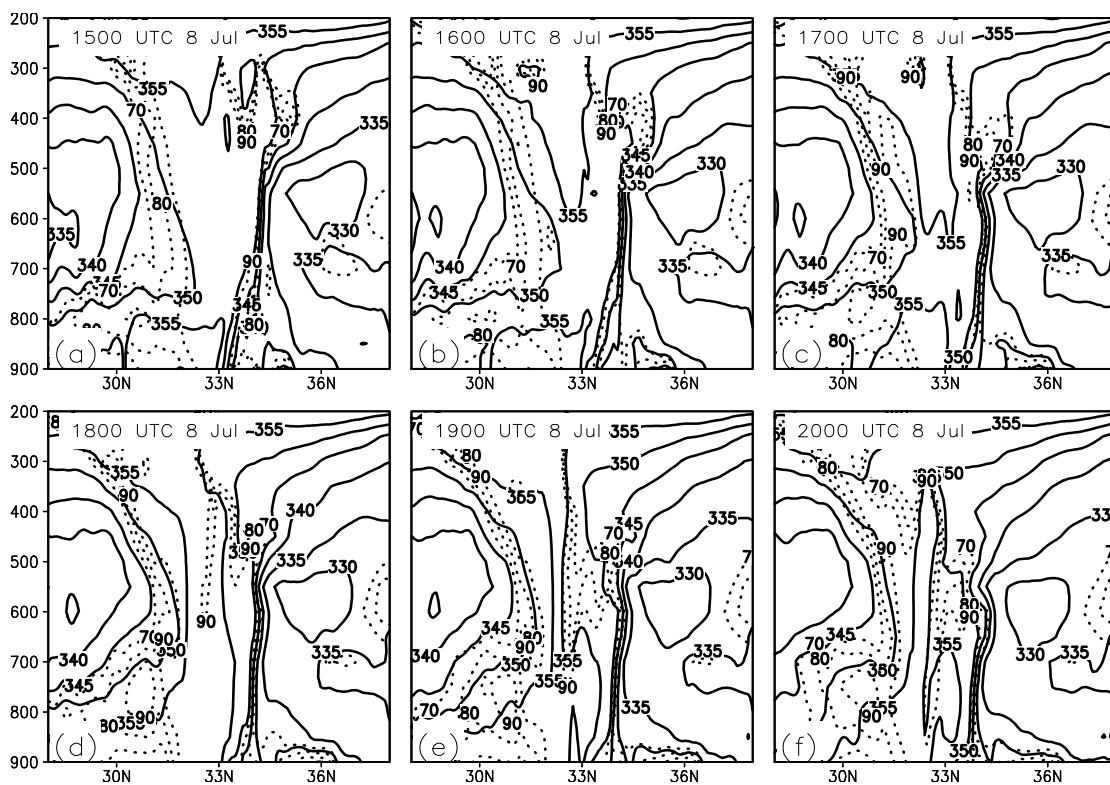


图 5.4.32 2007 年 7 月 8 日 15 时至 20 时假相当位温 (阴影, 单位: K) 和相对湿度 (实线, 单位: %) 沿图 5.4.20 中直线的垂直剖面图: (a)、(b) 以 AB 为基线; (c)、(d) 以 CD 为基线; (e)、(f) 以 EF 为基线; (横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km; 纵坐标单位为 hPa)

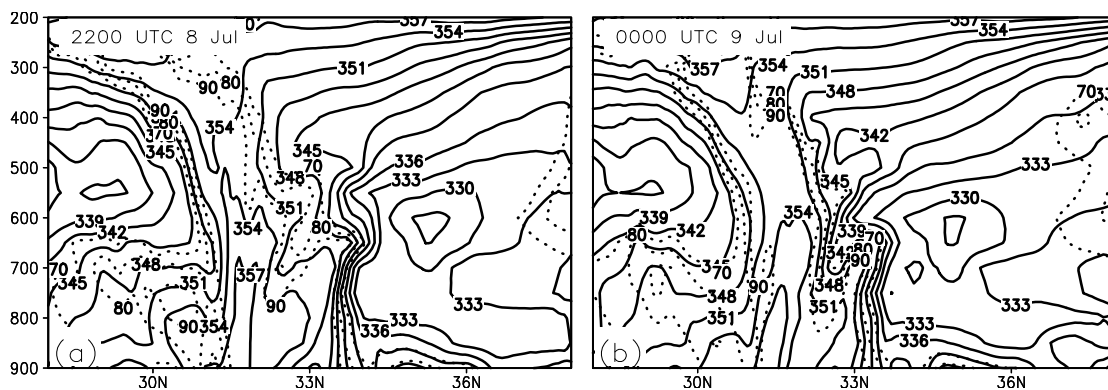


图 5.4.33 2007 年 7 月 8 日 22 时、9 日 00 时假相当位温 (阴影, 单位: K) 和相对湿度 (实线, 单位: %) 沿图 5.4.21 中直线 AB 的垂直剖面图 (横坐标为距 X 点的距离, 单位为 km; 纵坐标单位为 hPa)

图 5.4.34~图 5.4.36 是 MCV2 形成期、强盛期和减弱期经过其中心的温度扰动和相对湿度扰动的垂直剖面图, 温度扰动定义为格点上温度与同层次上温度平均值之差, 相对湿度扰动定义为格点上相对湿度与同层次上相对湿度平均值之差。从 MCV2 形成期 (图 5.4.34) 温度扰动和相对湿度扰动的垂直剖面图可以看出, 8 日 12 时、14 时, 在 33 °N 以南, 800~500 hPa 范围之间及 850 hPa 以下为正的温度扰动, 同时该区域为正的相对湿度扰动区, 正的相对湿度扰动约为 40 % 左右。还可以看出, 在距 X 点约 500 km 的范围内, 600~300 hPa 范围之间的高空同样为正的扰动, 扰动值大于 1°C 以上。温度扰动的另一个特点是, 在正温度扰动的下方 800 hPa 高度一下的范围, 有较显著的负温度扰动中心出现, 达到 -1 °C 以上, 最低值达 -2 °C 以上, 说明了底部强对流性降水中雨水拖曳气流形成了冷出流或冷堆。

图 5.4.35 是经过 MCV2 强盛期温度扰动和相对湿度扰动垂直剖面图, 其中, 图 5.4.35a 为 8 日 16 时, 以直线 AB 为基线, 图 5.4.35b 为 8 日 18 时, 以直线 CD 为基线, 图 5.4.35c 为 8 日 20 时, 以直线 EF 为基线, 图 5.4.35d~f 为 8 日 16、18、20 时, 以直线 EF 为基线。从以图中可以看出, 8 日 16~20 时, 在约 29~32.5 °N 之间, 600~300 hPa 范围之间的高空为正的扰动, 其中大于 1 °C 的正温度扰动区范围约为 400 km 左右, 同时该区域为正的相对湿度扰动区, 正的相对湿度扰动约为 40 % 左右。从以图 5.4.20 中直线 XY 为基线的垂直剖面 (图 5.4.35d~f) 可以看出, 在距 X 点约 500 km 的范围内, 600~300 hPa 范围

之间的高空同样为正的扰动，扰动值大于 1.5 K 以上。从图 5.4.35d~f 还可以看，同形成期相类似，强盛期的正温度扰动的下方 800 hPa 高度以下的范围，有较显著的负温度扰动中心出现，也说明了系统的底部有冷出流或冷堆的出现。

图 5.4.36 是 MCV2 减弱期温度扰动和相对湿度扰动的垂直剖面图，从以图 5.4.21 中直线 AB 为基线的垂直剖面图（图 5.4.36a~b）可以看出，在 MCV2 减弱阶段的个时次中，600~300 hPa 的范围内的正温度扰动强度减弱，在 8 日 22 时、9 日 00 时，扰动中心最大扰动值约在 0~0.5 K 之间，相对于 MCV2 强盛阶段，正温度扰动明显减弱。从以图 5.4.21 中直线 XY 为基线的垂直剖面图（图 5.4.36c~d）可以看出，600~300 hPa 高度上，仍有较强的正温度扰动，约在 1~1.5 K 之间，但正温度扰动大值中心范围减小。

同时从图中还可以看出，正相对湿度扰动与强盛阶段相比明显减弱，两个不同基线的剖面上，正的相对湿度扰动中心减小为 30 % 和 25 %（强盛阶段分别为 40 % 和 35 %）。

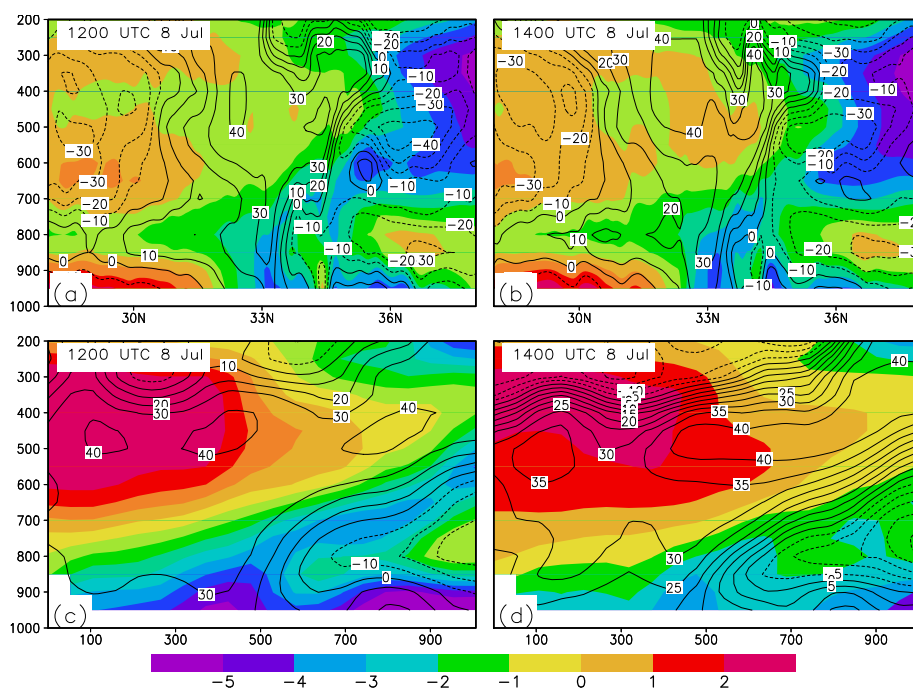


图 5.4.34 2007 年 7 月 8 日 12 时、14 时温度扰动（阴影，单位：K）和相对湿度扰动（线条，单位：%）沿图 5.4.19 中直线的垂直剖面图：（a）、（b）以 AB 为基线；（c）、（d）以直线 XY 为基线（纵坐标单位为 hPa，下栏横坐标为距 X 点的距离，单位为 km）

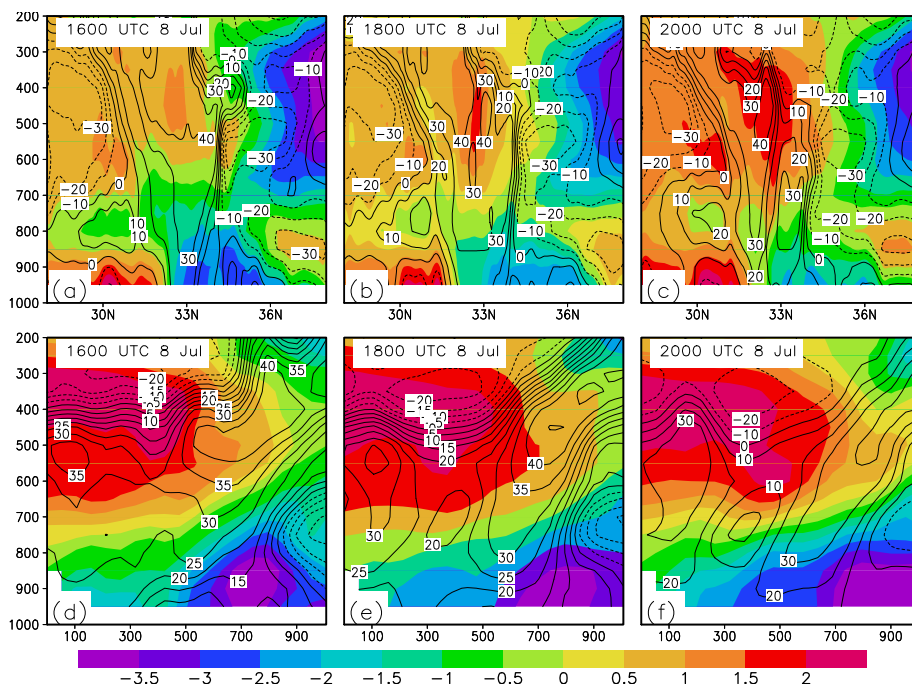


图 5.4.35 2007 年 7 月 8 日 16 时至 20 时温度扰动（阴影，单位：K）和相对湿度扰动（线条，单位：%）沿图 5.4.20 中直线的垂直剖面图：(a) 以 AB 为基线；(b) 以 CD 为基线；(c) 以直线 EF 为基线；(d)、(e)、(f) 以 XY 为基线（纵坐标单位为 hPa，下栏横坐标为距 X 点的距离，单位为 km）

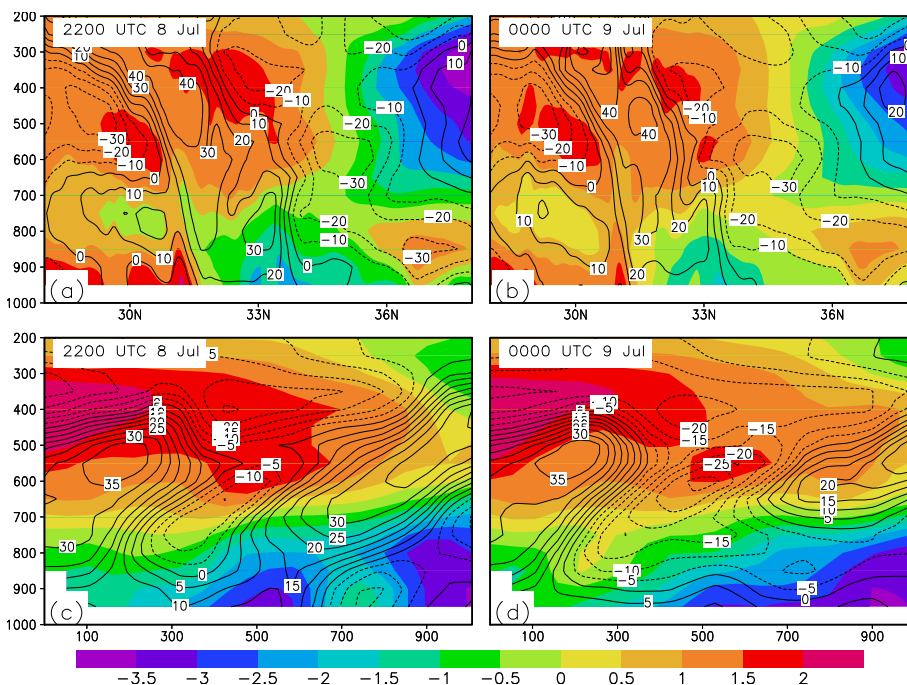


图 5.4.36 2007 年 7 月 8 日 22 时、9 日 00 时温度扰动（阴影，单位：K）和相对湿度扰动（线条，单位：%）沿图 5.4.21 中直线的垂直剖面图：(a)、(b) 以 AB 为基线；(c)、(d) 以直线 XY 为基线（纵坐标单位为 hPa，下栏横坐标为距 X 点的距离，单位为 km）

5.5 小结

本章利用 NCEP 再分析资料、雷达观测资料、红外卫星资料、及数值模拟结果,对 2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期中尺度对流涡旋 MCV1 和 MCV2 的形成、演变和结构特征进行了分析研究。得出的主要结论如下:

1、在母对流系统活动的过程中,700 hPa 附近负位势高度扰动、强的气压梯度力有利于 MCV 的形成。在淮河流域东南—西北向之间有较强的气压梯度力,与之相伴随的是该地区负的温度扰动的加强,在气压梯度力作用下,高纬地区入侵的冷空气在淮河流域聚集,使得相对较冷的空气局限这一地区,同时强的气压梯度力有利于低层的大气形成中尺度辐合区。同时,低层大气的辐合,增强了空气的上升运动,又由上升运动所形成的抽吸作用,也增强了 3 km 高度上大气的辐合运动,二者形成正反馈作用,为 MCV 的形成提供了有利的条件。

2、母对流系统中降水的增强与大气具有一定的斜压性促进了 MCV 的形成,同时,正涡度在空间中的垂直分布向西北方向倾斜较为明显,MCV 最先在 700 hPa 高度形成,并且维持较强的涡度。

3、由低压扰动范围、大于 1 K 的正温度扰动范围以及假相当位温揭示的暖区范围三者可判断出,MCV 的水平空间范围约为 300 至 400 km;70 %的相对湿度等值线与正涡度柱向上伸展至 300 hPa 高度层,是一个接近饱和的深厚的湿系统。

4、MCV1 为不发展型;MCV2 为发展型。二者形成后都引发了第二次对流较强,造成了一定强度的降水。在其发展演变的大气环境中,对流层低层垂直风切变较弱,而中高层垂直风切变较强;同时,对流系统通过凝结潜热释放,对高层空气的变暖增湿有重要的作用。

5、在 MCV 的形成期和强盛期,有明显的暖中心出现,并且 MCV 周围的低层大气具有较强的对流不稳定性。在 MCV 的减弱期,暖中心并迅速被冷空气填塞。

6、MCV 垂直结构具有倾斜性特征:低压扰动轴线随着高度的增加向西和向北倾斜,并且低压扰动东侧和南侧的气压梯度大于其西侧和北侧;正温度扰动的大值区随着高度的增加向东倾斜,高层正的温度扰动同低层负的温度扰动耦合出现;正涡度柱在垂直方向上随着高度的增加向东倾斜。在不同时期,倾斜性特征有所不同:形成期和强盛期差异较小,低压扰动较强,低层负温度扰动和高层正温度扰动较强,而减弱期则反之。

7、MCV1 和 MCV2 分别为发展和不发展型的涡旋，他们之间的不同之处：MCV2 形成期正涡度区对应的上升运动气流较强，而 MCV1 则较弱；强盛期 MCV2 正涡度非常强，而且中心范围较大；同 MCV1 相比，形成期 MCV2 暖区的假相当位温较高。

第六章 中尺度对流诱生涡旋发生发展的分析

摘要 本章针对2003年和2007年发生在淮河流域梅雨期的两个中尺度对流诱生涡旋,利用常规观测资料、多普勒雷达资料及数值模拟结果,通过涡度收支、能量收支、湿热源和视水汽汇的计算以及凝结潜热释放的敏感性试验,从动力因子、热力因子及能量因子的观点,对MCV的发生发展机理进行了探讨。结果表明:1、水平辐散是影响MCV的主要动力因子,低层的辐合场导致了正涡度的制造,直接决定了MCV的形成和发展;2、MCV系统动能制造主要来自系统造成的水平动能输送(SFC)和辐散风(DG),即,水平动能输送和辐散风穿越等压线制造的动能使得气旋性涡旋得以加强,无辐散风的动能输送(NFC)对动能制造也起到了重要的作用;3、母对流系统发展过程中所产生的风场扰动是MCV形成的主要原因;4、凝结潜热释放作为一种热源,对MCV的发展有重要的影响。假如没有这一热源的作用:MCV就不能达到其发展的强度;MCV不能达到其发展的空间范围;MCV不能达到其持续的时间;5、MCV1为发展型涡旋,MCV2为不发展型涡旋,二者在发展过程中不同之处包括了动力因子、热力因子以及能量因子的差异。

6.1 引言

关于江淮地区梅雨期中尺度涡旋系统的发生发展和演变,一直是人们关注和研究的重要问题,并已有许多有意义的研究(钱正安等,1990;Zhao等,1995;韦统健等,1996;陈忠明等,1998)。一些研究通过对梅雨锋低涡系统的观测事实和模拟分析,揭示了有关低涡运动过程的事实和暴雨形成的物理机制(李玉兰等,1994;施曙等,1994;程麟生等,1993;郑维忠等,1999),一些研究则对梅雨锋低涡扰动的活动特点和空间结构进行了研究(高坤等,2001)。赵思雄等(2004)对1999年6月下旬长江流域数次中尺度低涡过程进行了研究,指出这次过程中长江中下游梅雨锋切变线长时间稳定维持,其上有多个低涡活动,既有源自四川的西南涡(扰动)的影响,也有长江中游地区局地形成的低涡,并指出长江中游地区 α 中尺度低涡东南象限发生的 β 中尺度涡旋扰动与梅雨锋的演变有密切的关系。

以上关于低涡系统的研究已经取得了一系列的成果,但是对于尺度较小、生命史较短的中尺度对流涡旋这一类系统的研究,目前大都尚未做深入地探讨。同时,以往的观测分析及数值模拟往往采用常规的观测资料进行,但由于这类资料时空分辨率低,缺少中尺度信息,难以对尺度较小的中尺度对流诱生涡旋进行细致的分析。本章对于 2003、2007 年梅雨期的两个中尺度对流诱生涡旋,在对其形成、演变和结构分析的基础上,侧重于 MCV 发生发展中的动力和热力过程,对其涡度收支、能量收支、视热源及视水汽汇进行计算,并通过潜热凝结释放的敏感性试验,对 MCV 的发生发展过程进行探讨。

6.2 涡度收支分析

赵思雄等(1982)和周晓平等(1984)强调了风场在中尺度低压(扰动)和暴雨发生中的重要作用,并对风场的影响方式进行了具体分析(赵思雄,2004),指出涡度场是气旋系统的一个重要特征,尤其是涡度的收支情况是研究涡旋发展机理的重要指标。下面,我们将从涡度收支的角度,对这两个中尺度对流诱生涡旋(MCV1 和 MCV2)进行分析,进一步来分析中尺度对流诱生涡旋发生发展的原因。

6.2.1 涡度方程

由 P 坐标系的水平运动方程推导出的相对涡度垂直分量方程如下(赵思雄等,2004;杨引明,2004):

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial t}\right) = & - \left[u \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial x}\right)_p + v \left(\beta + \frac{\partial \zeta_p}{\partial y}\right)_p \right] - w \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial p}\right) - (\zeta_p + f) \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_p + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_p \right] \\ & + \left[\left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)_p \frac{\partial u}{\partial p} - \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)_p \frac{\partial v}{\partial p} \right] - g \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \end{aligned}$$

其中, $\zeta_p = \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_p - \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_p$ 为 P 坐标系中的涡度垂直分量。造成涡度局地变化的

原因由以下因子组成:

- (1) 水平平流项 (HADV):

$$HADV = -\left[u \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial x} \right)_p + v \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial y} \right)_p \right],$$

这一项是由于涡度的水平分布不均匀造成的，表示空气微团在水平运动过程中如保持其涡度 ζ_p 不变时，由于不同地点平流过来的涡度在指定地点产生的涡度变化率。

(2) 垂直平流项 (VADV):

$$VADV = -w \left(\frac{\partial \zeta_p}{\partial p} \right),$$

这一项是由于涡度的垂直分布不均匀造成的，表示空气微团在垂直运动过程中如保持其涡度不变时，把一个高度上的涡度带至具有不同涡度的另一个高度，而在后一高度上产生的涡度变化率。

(3) 水平辐散项 (DIV):

$$DIV = -(\zeta_p + f) \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_p + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)_p \right],$$

这一项一方面表示在环流守恒的条件下，面积扩大使单位面积上的环流（涡度）减小，另一方面表示辐散（辐合）运动在地转偏向力的作用下转换为负涡度（正涡度）所引起的涡度变化。

(4) 扭转项 (TILT):

$$TILT = \left[\left(\frac{\partial w}{\partial y} \right)_p \frac{\partial u}{\partial p} - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \right)_p \frac{\partial v}{\partial p} \right],$$

这一项是由于涡度的水平分量在水平分布不均匀的垂直速度的作用下，转换为涡度的垂直分量。

(5) 摩擦项 (E):

$$E = -g \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right),$$

这一项是由于摩擦作用而引起的涡度变化，忽略摩擦的影响，在讨论中不考虑该项的作用。

6.2.2 计算方法

根据模式输出结果，分别对 MCV1 和 MCV2 活动区域每个格点进行上述涡度方程各项计算，计算垂直层次包括从 900 hPa 到 250 hPa 的各标准等压面，然后分别在图 6.2.1 和图 6.2.2 中黑色方框所示范围内计算每一层上涡度方程各项的区域平均。这个区域平均范围是根据 700 hPa 高度上环流场涡旋的范围主观确定的，由前面的分析可知，MCV 发展过程中，其显著出现的高度位于 700 hPa 高度层，

因此这个区域基本上包括了 MCV 发展演变的整个活动范围。MCV1 选取形成阶段的 2003 年 7 月 4 日 19 时、强盛阶段的 2003 年 7 月 4 日 23 时和 7 月 5 日 01 时、减弱阶段的 2003 年 7 月 5 日 05 时进行计算，MCV2 选取形成阶段的 2007 年 7 月 8 日 11 时、强盛阶段的 2007 年 7 月 8 日 15 时和 19 时、减弱阶段的 2007 年 7 月 8 日 23 时进行计算。

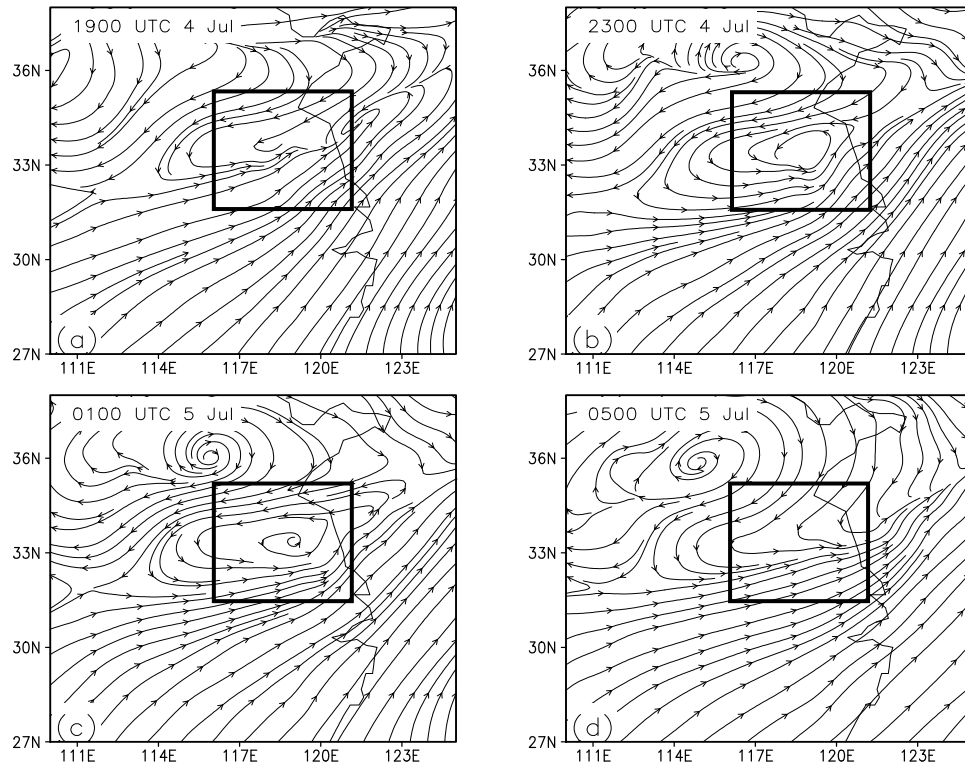


图 6.2.1 2003 年 7 月 4 至 5 日 700 hPa 流场(流线)分布情况(图中方框为 MCV 发展区域):

(a) 4 日 19 时; (b) 4 日 23 时; (c) 5 日 01 时; (d) 5 日 05 时

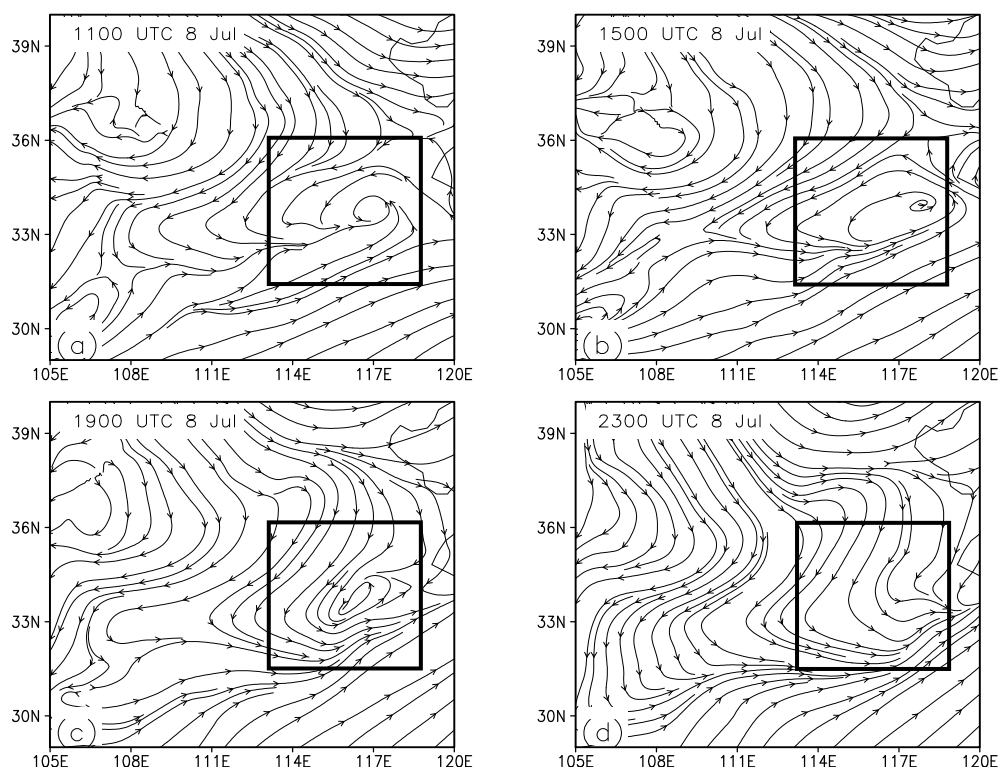


图 6.2.2 2007 年 7 月 8 日 700 hPa 流场(流线)分布情况(图中方框为 MCV 发展区域): (a) 8 日 11 时; (b) 4 日 15 时; (c) 8 日 19 时; (d) 8 日 23 时

6.2.3 结果分析

图 6.2.3 是 MCV1 在 2003 年 7 月 4 日 19 时、4 日 23 时、5 日 01 时和 5 日 05 时涡度收支各项的垂直分布情况。总的来说, 从图中可看出对 MCV 形成及发展起直接作用的是水平辐散项, 其余三项(水平平流项、垂直平流项和扭转项)的贡献相对较小。但是分析发现, 这三项对 MCV 的直接作用虽然不明显, 但他们通过影响上升运动 and 低层辐合, 对 MCV 的发展演变有间接的影响。下面我们就 MCV 发展过程中各项涡度收支进行具体的讨论。

从水平辐散项的区域平均的垂直分布可见, 4 日 19 时, 600 hPa 以下, 涡度的水平辐散项使正涡度增加, 有利于低层气旋的发展, 500 hPa 以上, 涡度的水平辐散项使正涡度减少, 则有利于高层反气旋的发展, 说明这一阶段低层辐合及高层辐散的耦合对 MCV 的形成的确起到了重要作用。在 MCV 发展的强盛期(7 月 4 日 23 时和 7 月 5 日 01 时), 水平辐散项的强度有所减弱, 其最大正贡献发生在 650 hPa 高度层附近, 与之相对应的 500 hPa 以上, 水平辐散项为负贡献, 使高层辐散增强。从 5 日 01 时、5 日 04 时水平辐散项的垂直分布可看出, 其强度相对于 MCV 形成阶段也有所减弱, 说明了水平辐散项在 MCV 的形成阶段有较强的

作用,在 MCV 维持过程中,其贡献有所减小,但其形成的低层辐合高层辐散的配置也对 MCV 的发展起到一定的作用。

从水平平流项的区域平均的垂直分布可以看出,4 日 19 时,450 hPa 以上和 700 hPa 以下,涡度的水平平流项使正涡度增加,450~700 hPa 之间,涡度的水平平流项使正涡度减少;4 日 23 时,700 hPa 以下,涡度的水平平流项使正涡度增加,700 hPa 以上,涡度的水平平流项使正涡度减少。在 MCV 的形成阶段,虽然 450~700hPa 之间涡度水平平流使正涡度减弱,但由 ω 方程可知,当涡度平流随高度增加时,将产生上升运动,因此间接来看,该项在对流层中层随高度增加分布也有利于 MCV 的形成和发展。

从垂直平流项的区域平均的垂直分布可以看出,4 日 19 时,500 hPa 以上和 750 hPa 以下,垂直平流项为负值,在 750~500 hPa 之间为正值,其峰值位于 650~550 hPa 之间,说明正涡度由低层向高层输送,使 750~500 hPa 之间有正的涡度收入,有可能导致中层短波槽加深,而槽前正涡度平流及上升运动的增强,又有利于低层辐合的增强,从而利于 MCV 的发展,这表明垂直平流对 MCV 的形成有间接的作用。4 日 23 时以后,该项的强度减弱,表明该项在 MCV 的维持过程中其间接作用减弱。

从扭转项的区域平均的垂直分布可以看出,4 日 19 时,750 hPa 以下,该项对涡度收入贡献为负,在 700~350 hPa 之间为正贡献;4 日 23 时,在 750~550 hPa 之间为正贡献,5 日 01 时以后,该项对正涡度的主要贡献为负。

最后,从总的涡度收支情况来看,可以看出,在 4 日 19 时,500 hPa 高度以下为正的涡度收入,其中又以 700~600 hPa 之间正涡度收入最多,表明对流层低层有利于正涡度的增强,而在 500 hPa 高度以上为负的涡度收支,表明在高层正涡度减小,辐散较强,这样的配置有利于 MCV1 的形成。4 日 23 时总的收支亦可看出,涡度的收支情况利于低层辐合和高层辐散。从 5 日 01 时和 05 时的收支情况可以看出,低层正涡度收入明显减小,辐合减弱。

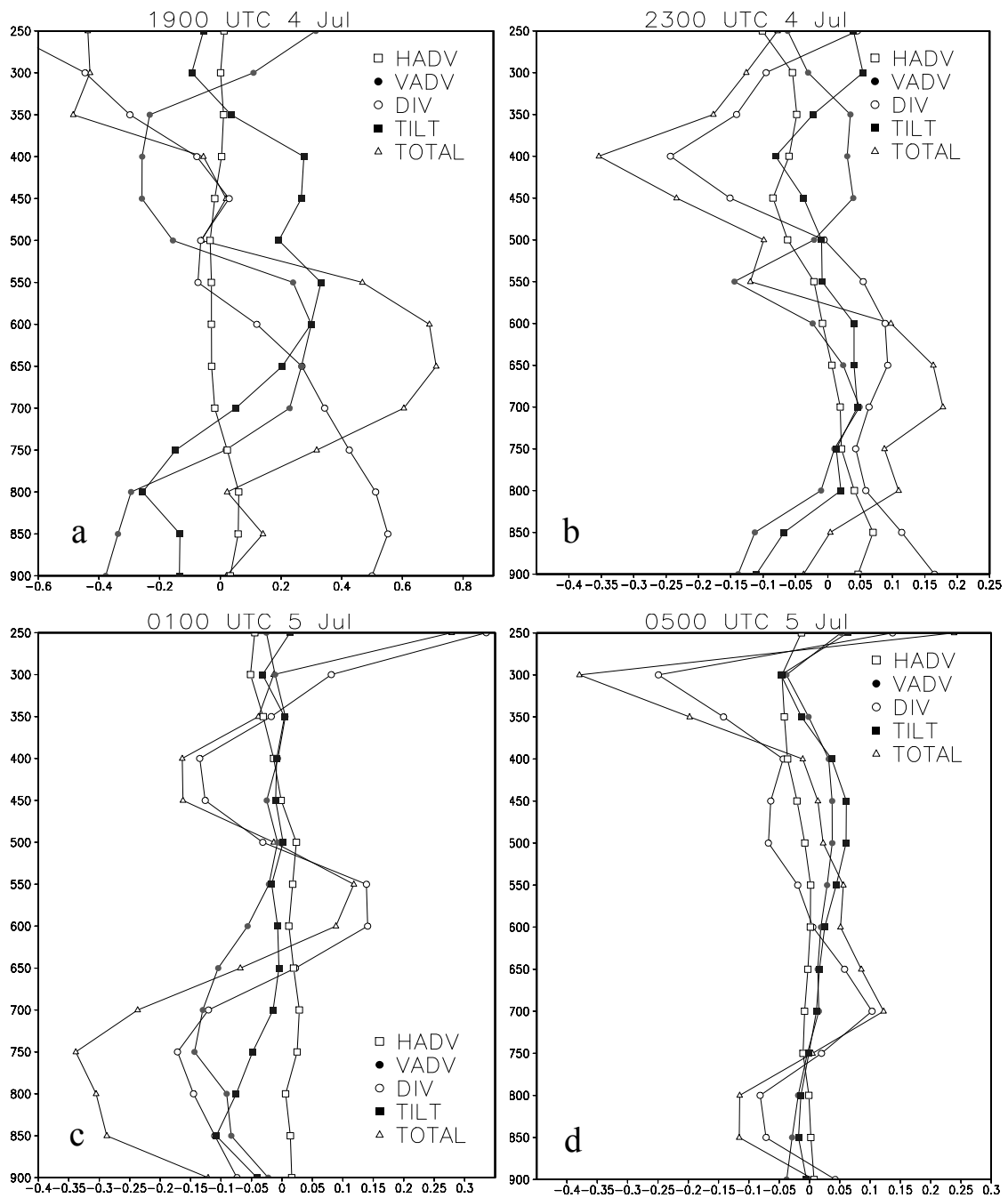


图 6.2.3 2003 年 7 月 4 至 5 日涡度收支各项区域平均 (116~121°E, 31~35°N) 的垂直分布 (单位: 10^{-9} s^{-2}): (a) 4 日 19 时; (b) 4 日 23 时; (c) 5 日 01 时; (d) 5 日 05 时 (纵坐标单位为 hPa)

图 6.2.4 是 MCV2 在 2007 年 7 月 8 日 11 时、15 时、19 时和 23 时的涡度收支各项的垂直分布情况。从图中可以看出, 8 日 11 时, 500 hPa 高度以下涡度的局地变化为正, 正涡度增加最明显的层次在 600 hPa, 其中水平辐散项 (DIV) 和垂直平流项 (VADV) 是两个主要的正涡度制造项, 扭转项也有一定的贡献, 其

中 700 hPa 高度以上, 水平辐散项和垂直平流项贡献是主要的。而水平平流项对涡度收支的贡献不大, 基本维持在零值附近。在这一时刻, 从总的涡度收支情况可以看出, 在 500 hPa 高度以下为正的涡度收入, 其中在 600 hPa 高度上正的涡度收支达到极大值, 而在 500 hPa 以上为涡度的输出, 有较明显的高空辐散气流。

在 8 日 15 时, 在 500 hPa 以下, 垂直平流项、水平辐散项和扭转项对正涡度的收入均有正的贡献, 在 750~500 hPa 高度之间垂直平流项为主要的贡献项, 500 hPa 高度以下仍为一致的正的涡度收入。在 8 日 19 时, 约在 500~700 hPa 之间, 从总的涡度收支情况可以看出, 出现了负的涡度支出, 而且是由较大的负垂直平流项造成的, 说明了此时强对流的发展使中层开始出现辐散出流, 使正涡度减小。在 700 hPa 高度以下, 有较大的正涡度收入, 是由垂直平流项、水平散度项和扭转项共同的贡献造成的。至 8 日 23 时, 对流层中层辐散出流继续增强, 并且主要是由垂直平流项和扭转项共同作用造成的, 说明 MCV2 在对流中层减弱最为明显。对于 8 日 19 时和 23 时, 从水平平流项和水平散度项的垂直分布可以看出, 二者还表现出一定的对称性, 如在 600 hPa 高度以下, 水平平流项为负贡献, 而水平散度项则对应为正贡献, 而在 500 hPa 高度以上, 水平平流项为正贡献, 而水平散度项则对应为负贡献, 这说明一方面与水平运动相联系的风场辐合是 MCV 发展的主要原因, 另一方面也说明了在 MCV 区域外流入的涡度小于 MCV 区域内, 正的水平辐合项越强, 负的水平平流项对其抵消作用也就越明显。

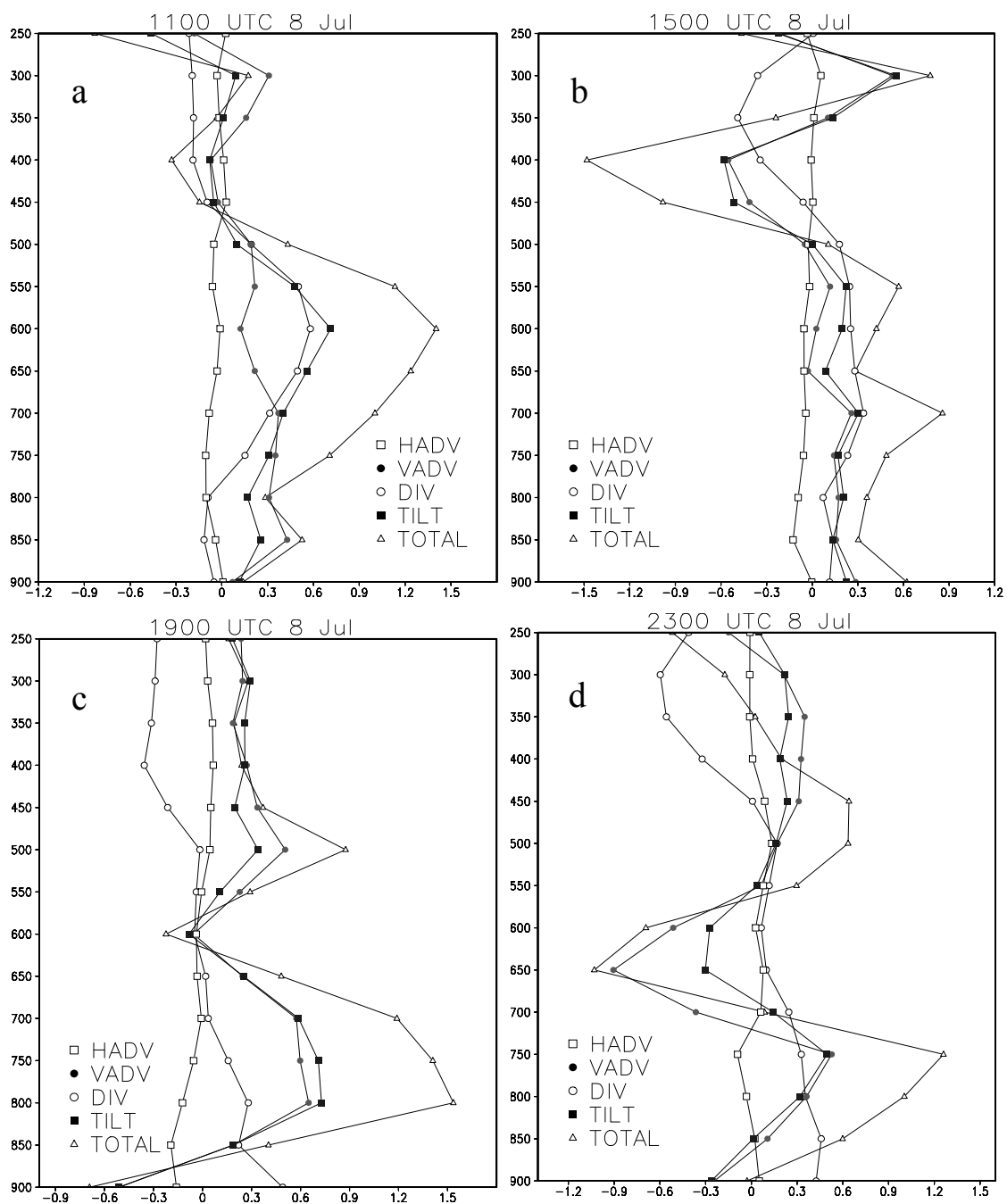


图 6.2.4 2007 年 7 月 8 日涡度收支各项区域平均 (113~119°E, 31~36°N) 的垂直分布 (单位: 10^{-9} s^{-2}): (a) 8 日 11 时; (b) 8 日 15 时; (c) 8 日 19 时; (d) 8 日 23 时 (纵坐标单位为 hPa)

表 6.2.1 涡度收支各项在 MCV1 和 MCV2 发展过程中的作用

| 个例 | 时间 | HADV | VADV | DIV | TILT | TOTAL |
|------|----------|------------------------------|---|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| MCV1 | 4 日 19 时 | 600 hPa 以下 为正涡度, 强 度较弱 | 575~750 hPa 之间及 375 hPa 以上 为正涡度 | 600 hPa 以下 为正涡度 | 只对流层中 层为正涡度 | 500 hPa 以下 为正涡度 |
| | 4 日 23 时 | 600 hPa 以下 为正涡度, 强 度增强 | 300~500 hPa 及 600~ 800 hPa 为正 涡度 | 500 hPa 以下 为正涡度, 但 强度减弱 | 同上 | 575 hPa 以下 为正涡度, 强 度减弱 |
| | 5 日 01 时 | 650 hPa 以下 为正涡度, 强 度减弱 | 只在对流层 中层为正涡 度, 强度减弱 | 只在对流层 中层为正涡 度 | 只对流层中 层为正涡度, 强度较弱 | 只对流层中 层为正涡度 |
| | 5 日 05 时 | 850 hPa 以下 为正涡度, 强 度较弱 | 只在对流层 中层为正涡 度, 强度较弱 | 同上 | 400~600 hPa 为正涡 度, 强度较弱 | 同上 |
| MCV2 | 8 日 11 时 | 450 hPa 附近 为弱的正涡 度 | 对流层中低 层为正涡度 | 对流层中层 为正涡度 | 500 hPa 以下 为正涡度 | 450 hPa 以下 为正涡度 |
| | 8 日 15 时 | 同上 | 对流层中低 层为正涡度, 但强度增强 | 450 hPa 以下 为正涡度, 且 强度增强 | 500 hPa 以下 为正涡度, 但 强度增强 | 500 hPa 以下 为正涡度 |
| | 8 日 19 时 | 同上 | 600 hPa 以下 正涡度增强 | 600 hPa 以下 为正涡度, 但 强度增强 | 600~850 hPa 为正涡 度, 强度增强 | 600~850 hPa 为正涡 度, 强度增强 |
| | 8 日 23 时 | 500 hPa 附近 为弱的正涡 度 | 725 hPa 以下 为正涡度, 但 强度减弱 | 600 hPa 以下 为正涡度, 但 强度减弱 | 700~850 hPa 为正涡 度, 强度减弱 | 700 hPa 以下 为正涡度, 但 强度减弱 |

表 6.2.1 对涡度收支各项在 MCV1 和 MCV2 发展过程中的作用进行了归纳, 同

时通过对比 MCV1 和 MCV2 还可以看出, 二者的区别包括: 在形成期和强盛期, 对流层中低层水平辐散项对 MCV2 作用强于对 MCV1 的作用, 在对流层中层垂直平流项对 MCV2 作用强于对 MCV1 的作用; 另外, 扭转项对 MCV2 作用强于对 MCV1 的作用; 从总的涡度收支来看, 形成期和强盛期对流层中低层 MCV2 正涡度强于 MCV1 的正涡度。

6.3 能量收支分析

我们知道, 在大尺度运动条件下, 风的辐散分量要远小于无辐散分量, 但是在中尺度系统的发展过程中, 风的辐散分量却起着重要的作用, 它实际上代表着地转偏差的运动, 而且它与非绝热加热和有效位能的释放有密切的联系。下面通过由辐散风和无辐散风制造的能量收支计算, 对 MCV 的发展过程进行进一步的分析。

我们将水平风分量进行分解: $\vec{V} = \vec{V}_\phi + \vec{V}_\chi$,

其中, $\vec{V}_\phi = \vec{k} \times \nabla \psi$, $\vec{V}_\chi = -\nabla \chi$, ψ 为流函数, χ 为势函数。

采用准 Lagrange 坐标下的动能方程 (丁一汇, 1993):

$$\frac{\delta k}{\delta t} = -J(\psi, K) + \nabla \chi \cdot \nabla K - \omega \frac{\partial k}{\partial p} + \bar{C} \cdot \nabla K - J(\psi, \phi) + \nabla \chi \cdot \nabla \phi + \bar{V} \cdot \bar{F},$$

其中, $k = (u^2 + v^2)/2 = \nabla \psi \cdot \nabla \psi / 2 - J(\psi, \chi) + \nabla \chi \cdot \nabla \chi / 2$, \bar{C} 为系统的移动速度

对于一个有限区域, 取区域平均:

$$\begin{aligned} \frac{\delta k_j}{\delta t} = & \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \overline{[-J(\psi, K) - \frac{l_j}{A_j} \hat{k} v_n + \bar{C} \cdot \nabla K - \frac{\partial \omega k}{\partial p}]} dp \\ & \text{OB} \quad \text{NFC} \quad \text{DFC} \quad \text{SFC} \quad \text{VFC} \\ & + \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \overline{[-J(\psi, \phi) + \nabla \chi \cdot \nabla \phi]} dp + \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \overline{\bar{V} \cdot \bar{F}} dp \\ & \text{NG} \quad \text{DG} \quad \text{RES} \end{aligned}$$

其中: $\overline{(\quad)} = \frac{1}{S} \int_s (\quad) ds$, $\hat{(\quad)} = \frac{1}{l} \int_l (\quad) dl$, $k_j = \frac{1}{g A_j} \int_{pt}^{pb} \int_{A_j} k dA_j dp$ 为区域平均动能的积分形式。

动能的平流输送包括水平平流项和垂直平流输送项 (VFC), 其中水平平流输

动能的平流输送包括水平平流项和垂直平流输送项 (VFC), 其中水平平流输

送主要由无辐散风的动能输送 (NFC)、辐散风的动能输送 (DFC) 和系统造成的动能输送 (SFC) 三项组成。上式中左端 OB 为动能随时间的变化项; 右端 NFC、DFC 和 SFC 分别为无辐散风、辐散风和系统造成的水平动能输送; VFC 为动能的垂直输送项; NG (DG) 为无辐散风 (辐散风) 制造的动能; RES 是余项, $RES=OB-RHS$, RHS 为右端其余几项的和, 余项 RES 不仅包括摩擦耗散也包含着网格尺度和次网格尺度系统间的动能转换以及系统误差等。自由大气中, 余项为负表示由网格尺度向次网格尺度的动能转换, 余项为正表示由次网格尺度向网格尺度进行的动能转换, 即积云对流所释放的潜热为天气尺度系统的维持提供能量。

下面选取 MCV1 和 MCV2 活动区域, 对其发展过程中能量方程的各项进行计算和分析。

6.3.1 MCV1 能量收支分析

表 6.3.1 是 MCV1 区域平均 (116~121°E, 31~35°N) 的高层 (400-150hPa)、中层 (700-400hPa) 和低层 (1000-700hPa) 以及整层的动能和动能收支方程中右端各项的值。从各层的区域平均动能看, 在 4 日 19 时到 5 日 05 时的整个时段中, 高层的动能要比中低层的大, 而且整层的动能有先增加然后减小的过程, 整层的动能最大值出现在 4 日 19 时和 5 日 01 时, 分别为 $11.49 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 增加到 $10.95 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 。

同时, 从表 6.3.1 还可以看出, 无辐散风的动能输送 NFC 除了在 5 日 01 时的中层为正值外, 在其余三个时次高中低层都为负值, 这说明旋转风的动能输送是向环境场输送能量。从动能垂直输送项 VFC 的各层分布发现, 在 MCV1 发展的四个时次中, 高层为正值, 中低层为负值, 表明了系统的垂直运动和积云对流影响着涡旋动能的垂直分布, 垂直运动会把动能从低层输送到高层, 使得系统的低层失去能量而高层获得能量, 中高层的动能一部分来源于低层到高层的垂直输送通量。从系统对动能的输送贡献 (SFC) 看, 除了在 4 日 23 时和 5 日 01 时的中层外, 其余各个层次上均为正值, 表明对 MCV1 基本为正的贡献。

从无辐散风 (NG) 和辐散风 (DG) 动能制造项看出, 无辐散风 NG 除了在 4 日 23 时的中低层为负值外, 其余时次在各层上均为正值, 对动能的收支为正贡献。辐散风 DG 在中高低层为一致的正值, 表明是动能的制造项。这表明了辐散风和无辐散风穿越等压线制造的正的动能在低层使得气旋性涡旋得以加强, 在高

层使得反气旋性的系统加强，如此使得低层辐合加强，高层辐散加强，从而促进 MCV1 发展。我们也注意到，前三个时次在低层辐散风的动能制造大于无辐散风的制造，可见低层辐合风起着非常重要的作用。

从余项 (RES) 可以看出，在中低层基本为负值 (除 4 日 23 时以外)，这表明了由于摩擦耗散使得系统的动能减小，同时由次网格尺度向网格尺度进行动能的转换，积极云对流所释放的潜热为天气尺度系统的维持提供了能量；在 5 日 05 时，400 hPa 以上的高层变为正值，中高层为明显的由网格尺度系统给次网格尺度系统提供能量。

从整层的能量收支看，动能制造主要来自系统造成的水平动能输送 (SFC) 和辐散风 (DG)，即，水平动能输送和辐散风穿越等压线制造的动能使得气旋性涡旋得以加强，且动能的制造主要在对流层上层。主要的动能消耗项为无辐散风的动能输送 (NFC)。

表 6.3.1 2003 年 7 月 4~5 日 MCV1 区域平均 (113~119°E, 31~36°N) 的能量收支情况 (KE

单位: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 其余项单位: w/m^2)

| 时间 | hPa | KE | NFC | DFC | SFC | VFC | NG | DG | RES |
|----------|----------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| 4 日 19 时 | 400-150 | 3.42 | -5.87 | -0.69 | 2.95 | 2.03 | 0.11 | 13.62 | -10.22 |
| | 700-400 | 4.23 | -6.93 | -0.34 | 2.07 | -0.29 | 0.11 | 10.18 | -9.88 |
| | 1000-700 | 2.10 | -4.95 | 0.27 | 1.22 | -1.74 | 1.01 | 8.15 | -5.49 |
| | 1000-150 | 9.75 | -17.75 | -0.76 | 6.24 | 0.00 | 1.23 | 31.95 | -25.59 |
| 4 日 23 时 | 400-150 | 8.36 | -16.22 | -1.62 | 10.11 | 2.88 | 0.99 | 26.88 | -8.90 |
| | 700-400 | 2.66 | -3.57 | 0.91 | -1.55 | -2.56 | -1.60 | 1.87 | 3.73 |
| | 1000-700 | 0.46 | -0.51 | 0.13 | 1.90 | -0.15 | -0.09 | 0.10 | 0.21 |
| | 1000-150 | 11.49 | -20.30 | -5.08 | 10.46 | 0.07 | -0.70 | 28.84 | -4.95 |
| 5 日 01 时 | 400-150 | 7.50 | -9.37 | -1.12 | 10.17 | 1.46 | 0.58 | 4.33 | -4.78 |
| | 700-400 | 2.92 | 0.92 | 1.70 | -0.63 | -1.20 | 0.73 | 1.35 | 2.26 |
| | 1000-700 | 0.53 | -1.09 | -0.30 | 0.63 | -0.58 | 0.46 | 5.86 | -3.89 |
| | 1000-150 | 10.95 | -9.54 | 0.28 | 10.18 | -0.32 | 1.77 | 11.53 | -6.41 |
| 5 日 05 时 | 400-150 | 4.18 | -9.02 | -0.42 | 1.07 | 0.45 | 0.34 | 15.23 | 3.13 |
| | 700-400 | 2.55 | -3.95 | -0.01 | 3.02 | -0.02 | 0.70 | 6.35 | -4.02 |
| | 1000-700 | 1.32 | -3.33 | 0.38 | 2.51 | -0.48 | 0.36 | 3.81 | -3.93 |
| | 1000-150 | 8.05 | -16.31 | -0.04 | 6.60 | -0.05 | 1.40 | 25.39 | -4.82 |

6.3.2 MCV2 能量收支分析

表 6.3.2 给出了 MCV2 区域平均 (113~119°E, 31~36°N) 的高层 (400-150hPa)、中层 (700-400hPa) 和低层 (1000-700hPa) 以及整层的动能和动能收支方程中右端各项的值。

从涡旋各层的区域平均动能 (KE) 看, 8 日 11 时, 低层的动能较大, 表明在 MCV2 形成的过程中, 整层的动能在 8 日 19 时最大, 达到 $9.45 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。同 MCV1 相类似的是, 几个时次中高层的动能要比中低层的大。

从表 6.3.2 可以看到, 整层无辐散风的动能输送 (NFC) 除了在 8 日 23 时为负值外, 其余时次均为正值, 这说明环境场向 MCV2 涡旋系统输送能量。辐散风

的动能输送 DFC 在中高层以负值占主导,而在低层各个时次都为正值,辐散风在低层把环境场的能量输送给了涡旋,对涡旋的发展起着正的贡献。从动能垂直输送项 VFC 的各层分布发现,低层为负值,中高层为正值,负值层次在 8 日 15 时和 19 时伸展到了中层。从系统对动能的输送贡献(SFC)看,各个层次上其都对涡旋为正的贡献,说明 MCV2 在过程中保持着正的能量传输。

从无辐散风(NG)和辐散风(DG)动能制造项看出,四个时次中,在中低层均为正值,同样,正的动能在低层使得气旋性涡旋得以加强,而在高层为负值。表明了辐散风和无辐散风穿越等压线制造的动能变化,在高层使得反气旋性的系统加强,如此使得低层辐合加强,高层辐散加强,从而促进 MCV2 得以发展。同时还可以看出,四个时次中,低层辐散风的动能制造明显大于无辐散风的制造,可见低层辐散辐合风的作用起着非常重要的作用。

从余项的动能制造可以看出,整层的动能制造项均为负值,其中,除 8 日 19 时外,低层的动能制造均为负值,这表明了由于摩擦耗散使得系统的动能减小;在 8 日 19 时和 5 日 01 时,700 hPa 高度以下的低层变为正值,说明能量从次网格尺度系统向网格尺度系统输送动能,说明积云对流释放的潜热向 MCV2 系统发展提供了所需要的能量。700hPa 以上到 400hPa 为负值,表明附近的中高层为明显的由网格尺度系统给次网格尺度系统提供能量。

从整层的能量收支看,动能制造主要来自系统造成的水平动能输送(SFC)和无辐散风的动能输送(NFC),且动能的制造主要在对流层上层。在对流层中低层,辐散风(DG)对动能制造也起到了重要的作用。主要的动能消耗项为余项(RES),即主要为摩擦消耗。MCV2 的与 MCV1 的能量收支差别主要,MCV2 中无辐散风的动能输送(NFC)为动能制造项,而 MCV1 中该项为主要的动能消耗项。

表 6.3.2 2007 年 7 月 8 日 MCV2 区域平均 (113~119°E, 31~36°N) 的能量收支情况 (KE

单位: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 其余项单位: w/m^2)

| 时间 | hPa | KE | NFC | DFC | SFC | VFC | NG | DG | RES |
|----------|----------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 8 日 11 时 | 400-150 | 4.65 | -18.92 | 0.00 | 5.97 | 2.04 | 0.45 | 18.87 | -3.43 |
| | 700-400 | 2.73 | -4.17 | -0.96 | 3.26 | 0.24 | 0.34 | 2.52 | -1.27 |
| | 1000-700 | 1.70 | -2.88 | 0.04 | -0.03 | -2.43 | 1.72 | 4.99 | -1.87 |
| | 1000-150 | 9.07 | -11.87 | -0.92 | 9.19 | -0.15 | 2.52 | 10.66 | -6.58 |
| 8 日 15 时 | 400-150 | 4.60 | -12.80 | -0.05 | 3.30 | -0.11 | -0.22 | 6.48 | 1.16 |
| | 700-400 | 2.02 | -1.28 | 0.20 | 1.50 | 0.35 | 0.24 | -0.29 | -1.82 |
| | 1000-700 | 1.60 | -5.63 | 0.20 | 0.11 | -0.59 | 0.61 | 6.66 | -3.34 |
| | 1000-150 | 8.22 | 5.88 | -0.05 | 4.90 | -0.34 | 0.63 | -0.10 | -0.37 |
| 8 日 19 时 | 400-150 | 6.14 | -12.84 | -0.67 | 4.00 | 3.25 | 0.06 | 10.57 | -7.81 |
| | 700-400 | 2.24 | -3.36 | -0.05 | 2.40 | -2.03 | 0.53 | 8.15 | -2.19 |
| | 1000-700 | 1.07 | -3.77 | 0.33 | 1.99 | -1.36 | 0.19 | 1.64 | 0.49 |
| | 1000-150 | 9.45 | 15.71 | -0.39 | 8.39 | -0.14 | 0.78 | -0.78 | -9.51 |
| 8 日 23 时 | 400-150 | 3.58 | 3.01 | 0.63 | 6.52 | 0.43 | -0.18 | -3.05 | -4.70 |
| | 700-400 | 2.80 | -1.58 | -0.57 | 1.47 | -0.48 | 0.47 | 0.27 | -0.20 |
| | 1000-700 | 0.94 | -1.72 | -0.06 | 2.16 | 0.02 | -0.17 | 1.96 | 1.17 |
| | 1000-150 | 7.32 | -0.30 | 0.00 | 10.15 | -0.03 | 0.12 | -0.82 | -5.67 |

6.4 视热源和视水汽汇

我们知道,非绝热加热与涡旋的发生发展也有一定的关系。Danard (1964) 通过计算得到,由于潜热加热而造成的低层最大风速辐合量比绝热过程造成的辐合量约大 3 倍。丁一汇 (1988) 曾经指出,梅雨期的加热主要来源于水汽的凝结潜热释放。本节主要从非绝热加热方面分析 MCV 的产生发展的可能原因。

大气视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的计算方法如下 (Yanai, 1973; 丁一汇, 1993):

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right] \quad (6.4.1)$$

$$Q_2 = -L\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q}\bar{V} + \frac{\partial \bar{q}\bar{\omega}}{\partial p}\right) \quad (6.4.2)$$

Q_1 表示单位时间内单位质量空气的加热率，包括三项：温度的局地变化，水平平流和垂直输送。其中 $L=2.5 \times 10^6$ 为潜热比， R 、 c_p 分别为干空气的气体常数和定压比热，其它为常用量。

以上两个公式可改写为：

$$Q_1 = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial}{\partial p}(\overline{S'\omega'}) \quad (6.4.3)$$

$$Q_2 = L(c - e) + L\frac{\partial}{\partial p}(\overline{q'\omega'}) \quad (6.4.4)$$

c 为凝结率， e 为蒸发率。对上面两个公式从顶层 P_t 到底层 P_b 垂直积分，得

$$\langle Q_1 \rangle = \langle Q_R \rangle + LP + Q_s \quad (6.4.5)$$

$$\langle Q_2 \rangle = L(P - E) \quad (6.4.6)$$

其中 $\langle \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_b} () dp$ ，代表整层视热源和视水汽汇的水平分布。 Q_R 为辐射加

热（冷却）， P 为降水率， Q_s 、 E 分别为地面感热和表层的水汽涡动通量。由此可见，大气的视热源由三部分组成：辐射冷却（加热）、净的水汽凝结和感热输送，水汽凝结又包括稳定性降水和对流性降水产生的凝结加热。视水汽汇由两项组成：净的水汽凝结和表层的蒸发量。

Q_1 和 Q_2 的空间分布可以视为大气的总的加热率和凝结潜热加热率的空间分布。可以根据 Q_1 和 Q_2 的水平分布和垂直分布了解加热过程的性质（丁一汇，1993）。若在某一区域加热主要是由凝结过程造成的，则 $\langle Q_1 - Q_R \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 的水平分布应相似，而且与实际降水量相近。相反，如果地面的感热和蒸发很强，则两者有显著差别。从垂直剖面分布看，如果降水是稳定性的，则 $Q_1 - Q_R$ 和 Q_2 的垂直廓线相似，否则若潜热释放与对流有关，两者差别将会较大，说明垂直输送比较重要， Q_1 和 Q_2 的峰值也会不在相同的高度上。

6.4.1 MCV1 的视热源和视水汽汇

图 6.4.1 和图 6.4.2 分别是 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时视热源 Q_1 和

视水汽汇 Q_2 的整层水平分布, 从对二者整层积分的水平分布可以看出, 二者的大值中心位置较为接近, 其等值线的水平分布也较为一致。这一方面说明了暴雨过程中凝结潜热释放是降水区加热的主要热源, 另一方面也说明了凝结潜热释放是对流系统的形成和发展的主要热源。

从两幅图可以看出, 4日12时(图6.4.1a、图6.4.2a), 在约 115°E 、 31°N ~ 35°N 之间的范围内, 有一个视热源和视水汽汇的大值中心, 表明在 MCV1 生成前, 已经有较强的潜热释放作用产生, 在4日18时(图6.4.1b、图6.4.2b), 视热源减弱, 视水汽汇减弱, 相对于4日12时凝结潜热释放作用已经减弱, 表明在 MCV1 形成和发展的过程中, 凝结潜热释放作用起到了重要的作用, 是对流发展的主要热源。

从5日00时和5日06时(图6.4.1c-d、图6.4.2c-d)可以看出, 二者分布情况较为相似, 湿热源和视水汽汇又有明显减弱, 表明凝结潜热释放虽然是主要的加热因子, 但其已经明显减弱。

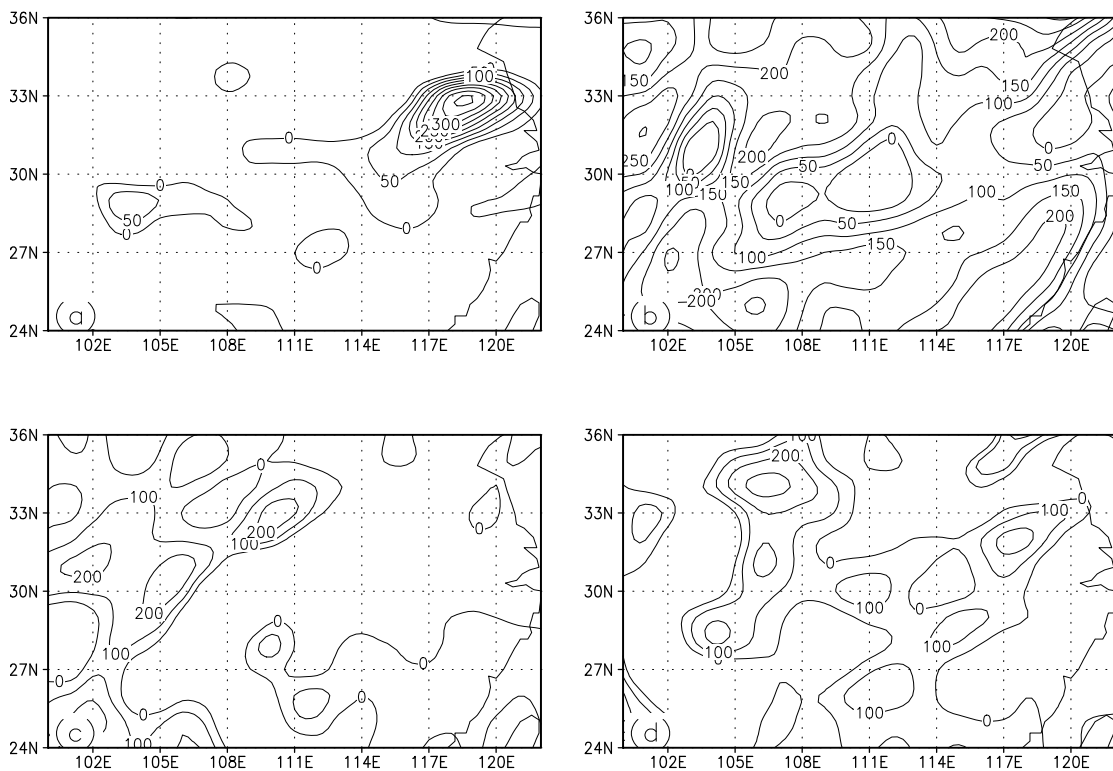


图 6.4.1 2003 年 7 月 4~5 日视热源 Q_1 的整层水平分布(单位: $10\text{w}\cdot\text{m}^{-2}$): (a) 4 日 12 时; (b) 4 日 18 时; (c) 5 日 00 时; (d) 5 日 06 时

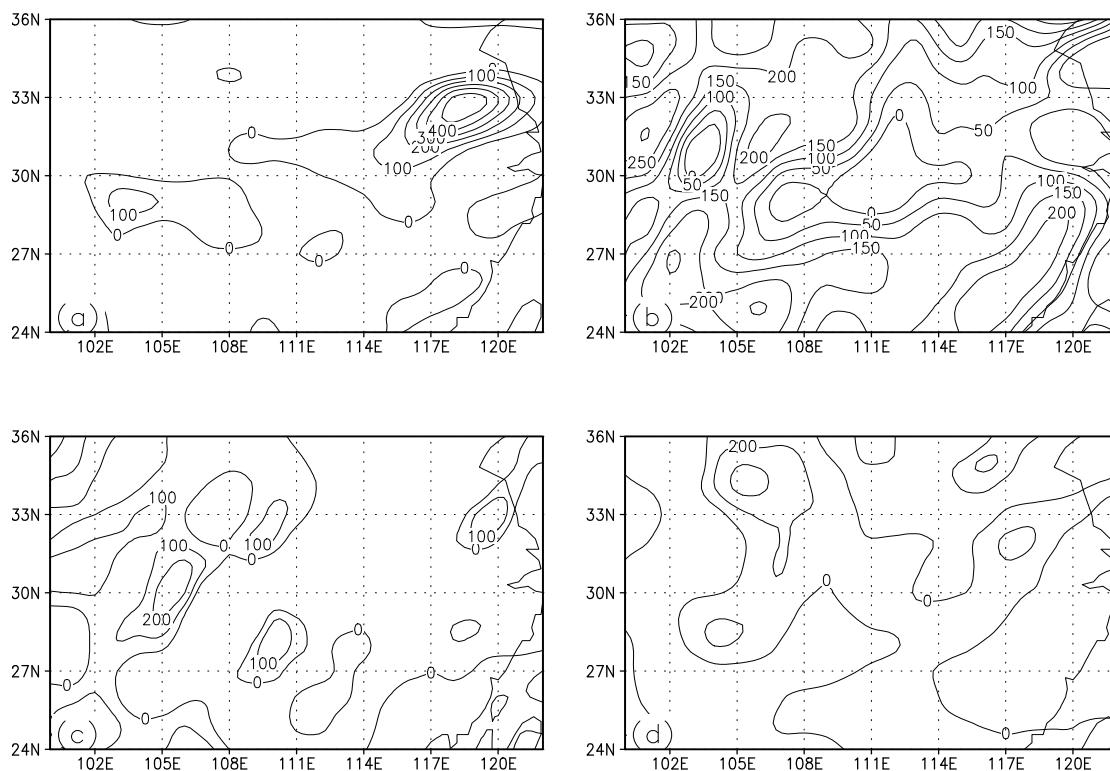


图 6.4.2 2003 年 7 月 4~5 日视水汽汇 Q_2 (单位: $10^6 \cdot \text{m}^{-2}$) 的整层水平分布: (a) 4 日 12 时; (b) 4 日 18 时; (c) 5 日 00 时; (d) 5 日 06 时

图 6.4.3 是 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时 $30 \sim 35^\circ \text{N}$ 平均的整层视热源 Q_1 (图 6.4.3a) 和整层视水汽汇 Q_2 (图 6.4.3b) 随时间演变图。从图 6.4.3a 可以看出, 约在 4 日 00 时, 102°E 附近出现了一个视热源的大值中心, 而在 $111 \sim 120^\circ \text{E}$ 之间的范围内, 出现另一个大值中心, 表明在暴雨过程前凝结潜热释放作用已经较为明显, 这同前面的分析也是一致的。在 $102 \sim 120^\circ \text{E}$ 范围内, 有一条呈带状分布的视热源和视水汽汇的正值区, 其出现的时间段为 4 日 18 时和 5 日 00 时, 这同降水中心分布也较为一致。图 6.4.3b 可以看出, 视水汽汇随时间的演变同视热源的较为接近, 也有一个带状大值区和两个大值中心出现, 说明凝结加热作用较为重要, 是主要因子之一, 有利于对流的发生和发展。

同时, 我们从两幅图也可以看出, 视热源的值相对于视水汽汇较大, 表明了部分加热来源于地表面的感热通量, 同时水汽也有部分的蒸发。

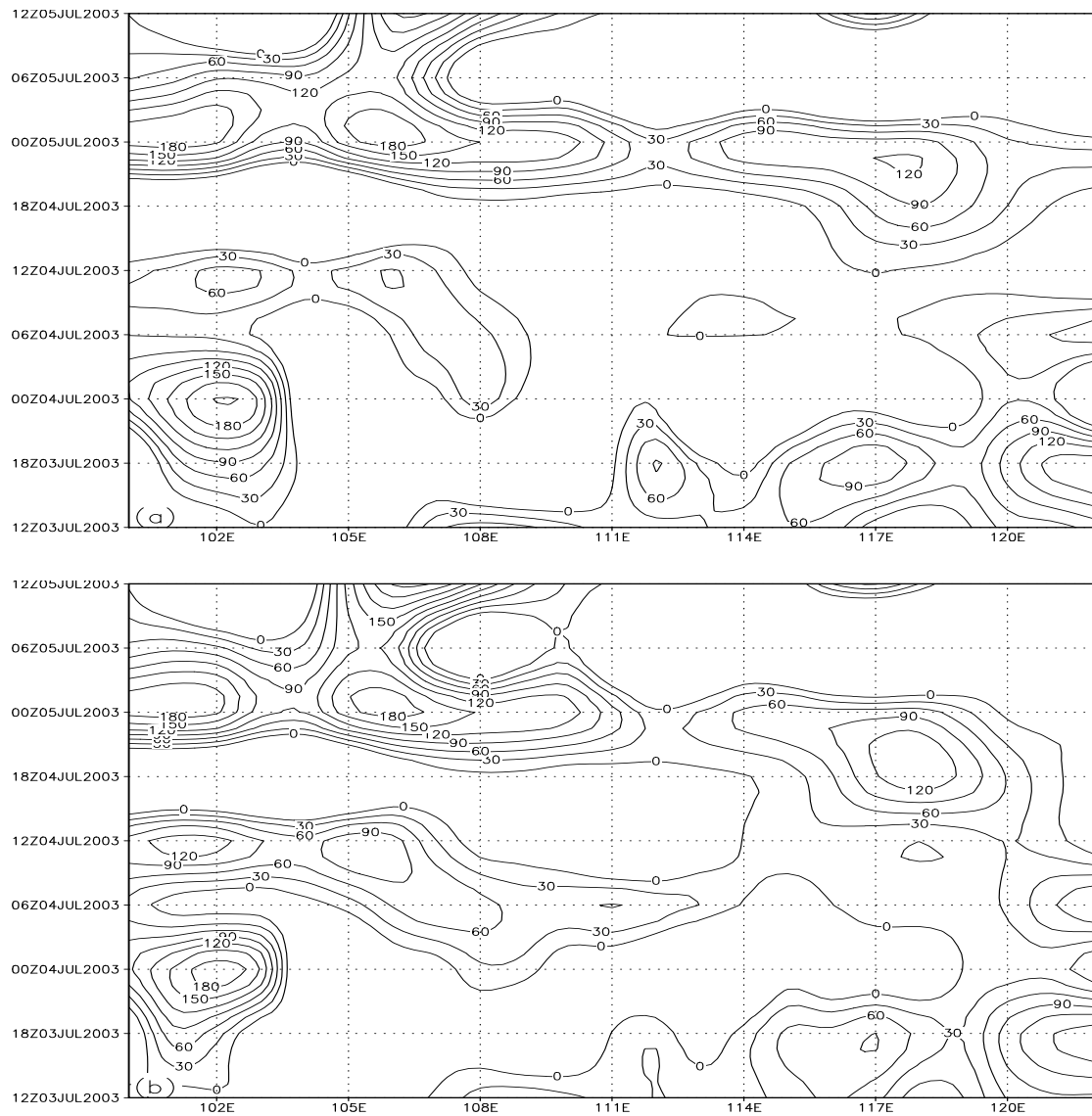


图 6.4.3 2003 年 7 月 4 日 12 时~5 日 12 时 30~35°N 平均的整层视热源 Q1 (a) 和整层视水汽汇 Q2 (b) 随时间演变(单位: $10w \cdot m^{-2}$)

图 6.4.4 是 2003 年 7 月 4~5 日视热源 Q_1 以图 5.4.1 中直线 XY 为基线的垂直分布图, 从图中可以看出, 7 月 4 日 12 时, 在距 X 点 200km 至 500km 之间的范围内, 400~900 hPa 之间有一个狭长的正的视热源中心, 而其周围空气为负的视热源。至 4 日 18 时, 正的视热源中心范围扩大 (其范围在约距 X 点 300~700 km 之间), 强度增强 (中心达到 $8 \times 10^{-4} k \cdot s^{-1}$), 5 日 00 时, 视热源持续增强, 大值中心达到 $9 \times 10^{-4} k \cdot s^{-1}$, 这两个时刻大值区出现在约 500 hPa 高度层附近。强的加热中心说明了 MCV1 在发展的过程中有明显的潜热释放存在。5

日 06 时，随着 MCV1 的减弱消散，视热源强度减弱，空间范围减小。

图 6.4.5 是 2003 年 7 月 4~5 日视水汽 Q_2 以图 5.4.1 中直线 XY 为基线的垂直分布图，从图中可以看出， Q_2 垂直分布有着同 Q_1 相类似演变趋势，其空间范围与 Q_1 也基本一致，二者有所不同的是，在视水汽汇较强的时次的大值中心出现在约 700 hPa 附近（4 日 18 时）及 700 hPa、600 hPa、400 hPa 多个中心出现（5 日 00 时），说明了在 MCV 强盛期同时有较强的净水汽凝结及表层的蒸发量存在。

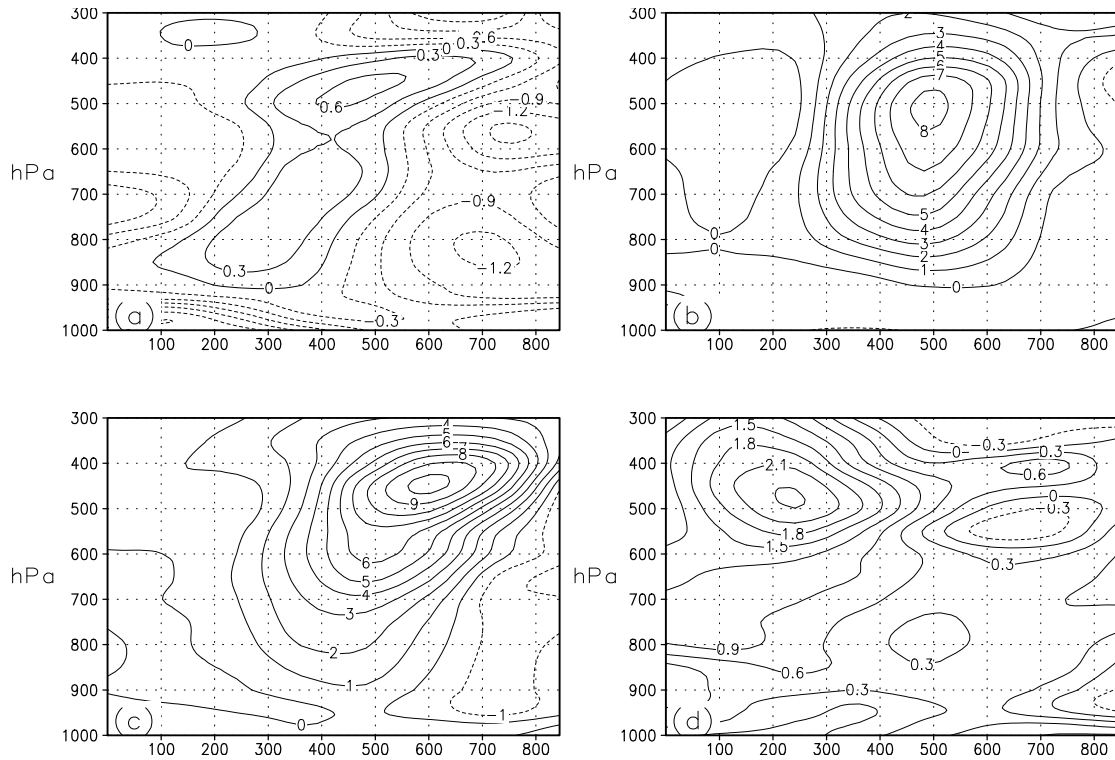


图 6.4.4 2003 年 7 月 4~5 日 Q_1/C_p (单位: $1 \times 10^{-4} \text{ k} \cdot \text{s}^{-1}$) 以图 5.4.1 中直线 XY 为基线的垂直分布: (a) 4 日 12 时; (b) 4 日 18 时; (c) 5 日 00 时; (d) 5 日 06 时 (纵坐标单位为 hPa)

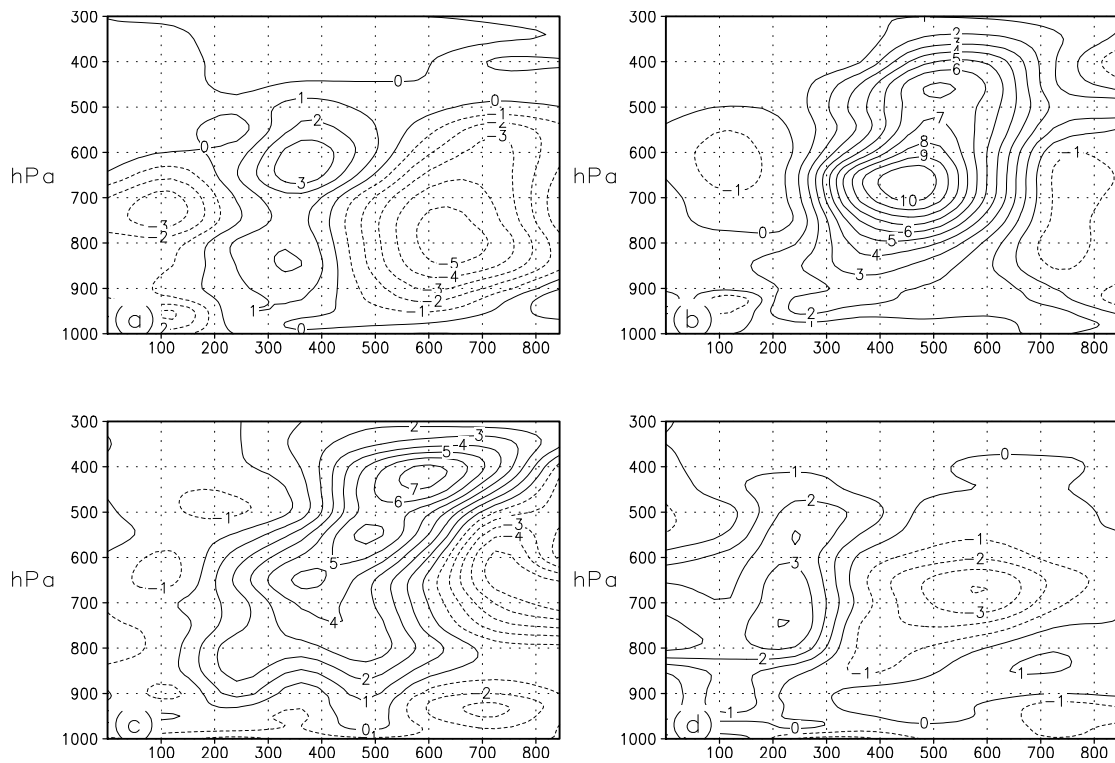


图 6.4.5 2003 年 7 月 4~5 日 Q_2/C_p (单位: $1 \times 10^{-4} \text{ k} \cdot \text{s}^{-1}$) 以图 5.4.1 中直线 XY 为基线的垂直分布: (a) 4 日 12 时; (b) 4 日 18 时; (c) 5 日 00 时; (d) 5 日 06 时 (纵坐标单位为 hPa)

6.4.2 MCV2 的视热源和视水汽汇

图 6.4.6 和图 6.4.7 分别是 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的整层水平分布, 从两幅图可以看出, 8 日 00 时, 淮河流域中上游地区整层视热源和视水汽汇较弱, 在约 120°E 附近有一个大值区, 至 8 日 06 时, 视热源和视水汽汇的大值区范围明显增大, 说明凝结潜热加热较强, 此时仍处于暴雨过程的初始阶段于 MCV2 的母对流系统的发展阶段, 至 8 日 12 时 MCV2 的形成期, 视热源和视水汽汇已经减弱, 说明了凝结潜热作用也随之减弱。

同时, 对比两幅图可以看出, 视热源和视水汽汇的整层水平分布有较好的对应关系, 其变化也是基本一致的, 这也说明了在对流发展的过程中, 凝结加热作用是系统加热的主要热源, 对对流的发展起到了促进作用。

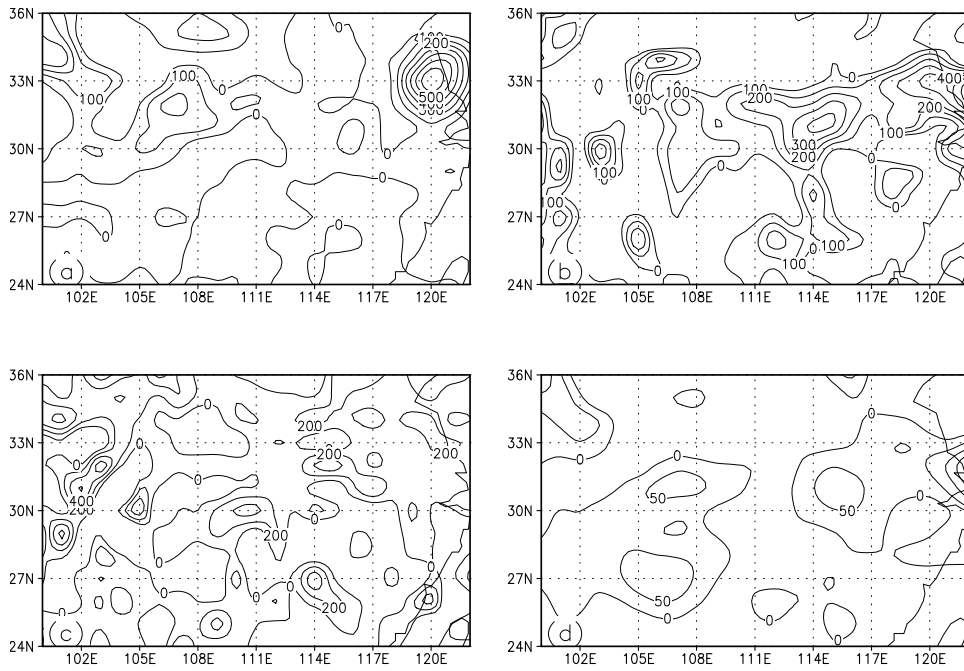


图 6.4.6 2007 年 7 月 8 日视热源 Q_1 (单位: $10w \cdot m^{-2}$) 的整层水平分布: (a) 8 日 00 时; (b) 8 日 06 时; (c) 8 日 12 时; (d) 8 日 18 时

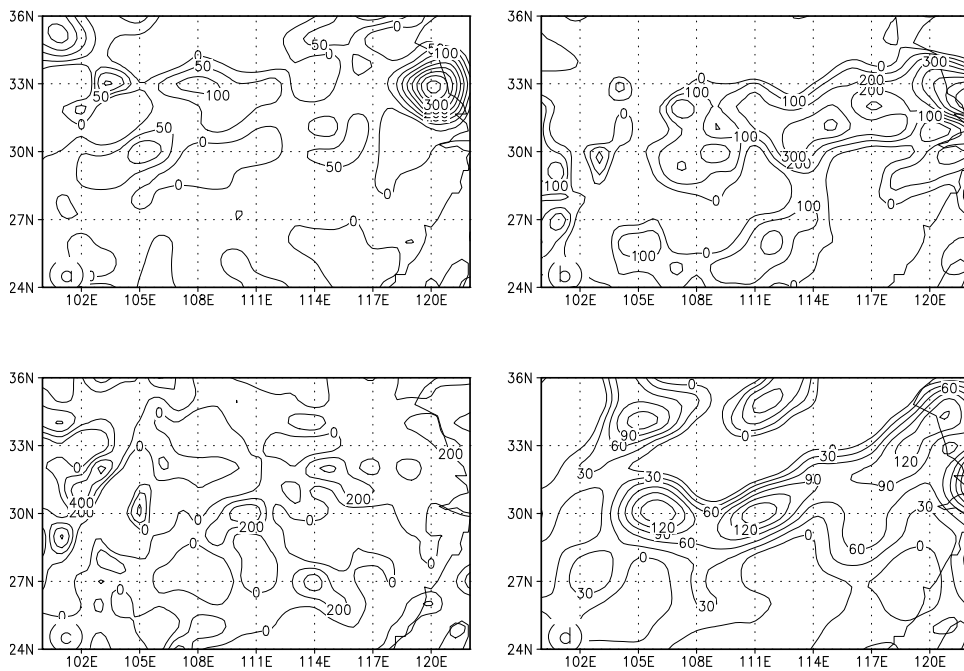


图 6.4.7 2007 年 7 月 8 日视水汽汇 Q_2 (单位: $10w \cdot m^{-2}$) 的整层水平分布: (a) 8 日 00 时; (b) 8 日 06 时; (c) 8 日 12 时; (d) 8 日 18 时

图 6.4.8 是 2007 年 7 月 8 日 00 时~9 日 00 时 $30 \sim 35^\circ N$ 平均的整层视热源 Q_1 (图 6.4.6a) 和整层视水汽汇 Q_2 (图 6.4.6b) 随时间演变图。从图 6.4.6a

可以看出, 约在 7 日 12 时, 沿经度出现了几个视热源的大值中心, 分别位于 102°E、105°E 附近, 在 114°E、117°E 和 120°E 也出现了几个较弱的大值中心, 表明在暴雨过程前凝结潜热释放作用已经较为明显, 这同 MCV1 的分析也是一致的。同时可以看出, 在 8 日 00 时~12 时的时间段内, 有一条呈带状分布的视热源和视水汽汇的正值区, 这同降水中心分布也较为一致。图 6.4.6b 可以看出, 视水汽汇水时间的演变同视热源的较为接近, 也有一个带状大值区和三个大值中心出现, 说明凝结加热作用较为重要, 但也有利于对流的发生和发展。

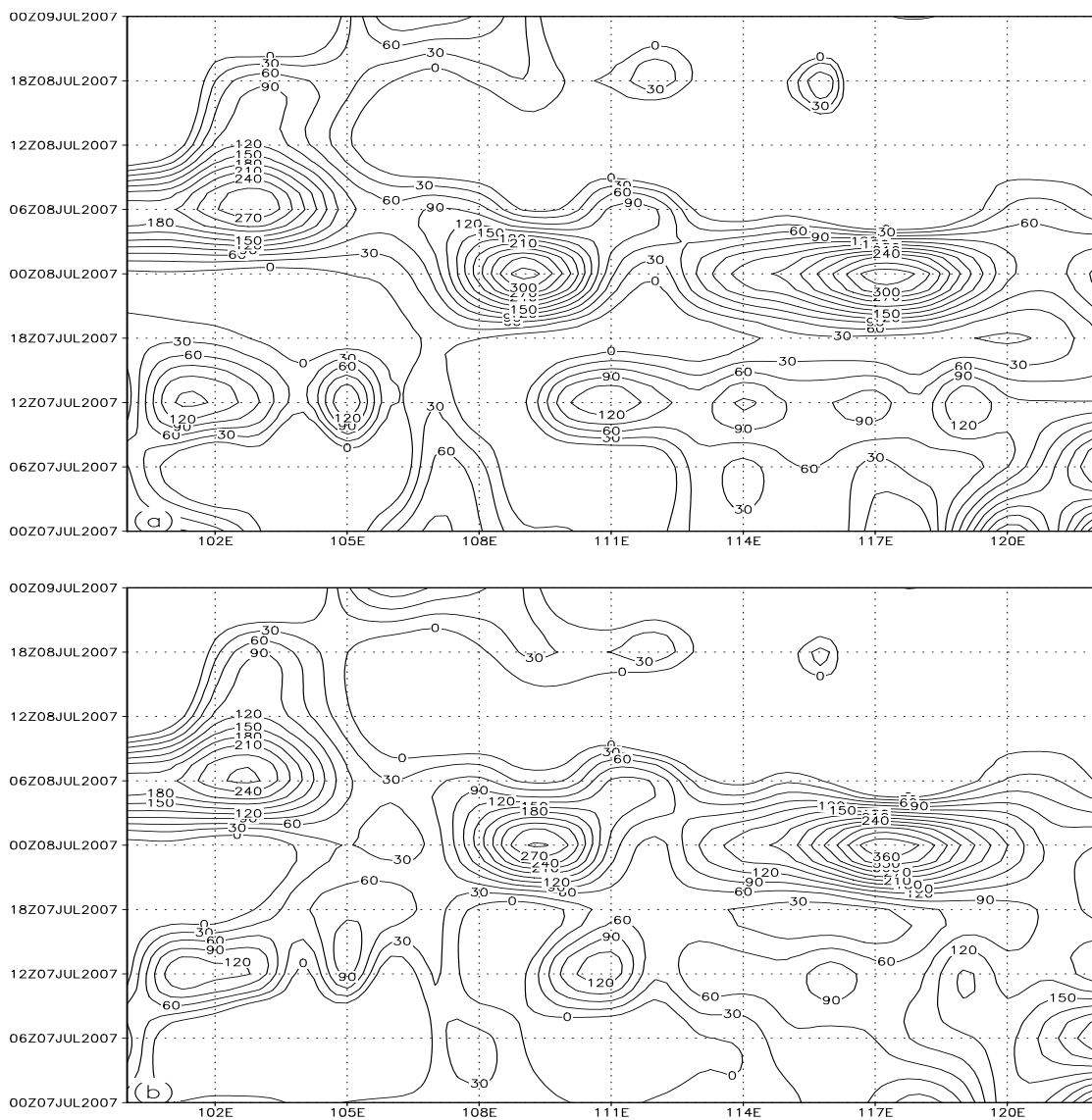


图 6.4.8 2007 年 7 月 7 日 00 时~9 日 00 时 30~35°N 平均的整层视热源 Q_1 (a) 和整层视水汽汇 Q_2 (b) 随时间演变(单位: $10\text{w} \cdot \text{m}^{-2}$)

图 6.4.9 是 2007 年 7 月 8 日视热源 Q_1 以图 5.4.19 中直线 XY 为基线的垂直

分布图,从图中可以看出,7月8日00时,在距X点100~600km之间的范围内,300~800 hPa之间有正的视热源中心存在,大值中心强度达到 $5 \times 10^{-4} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$ 。至8日06时,正的视热源中心范围缩小为狭长的区域(这两个时次仍为MCV2母对流系统发展期间)。8日12时(MCV2形成后),可以看出,视热源大值区的空间范围增大,强度增强(大值中心达到 $10 \times 10^{-4} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$),8日18时,视热源持续增强,大值中心达到 $12 \times 10^{-4} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$,且维持了较大的空间分布范围。说明了MCV2在发展的过程中潜热释放起到了重要的作用。

图6.4.10是2007年7月8日视水汽 Q_2 以图5.4.19中直线XY为基线的垂直分布图,从图中可以看出, Q_2 垂直分布有着同 Q_1 相类似演变趋势,其空间范围与 Q_1 也基本一致。从图中还可以看出,在8日00时和06时,视水汽汇大值中心分别出现在约900 hPa和800 hPa附近,在8日12时和18时,对流层低层也有较强的视水汽汇出现,说明了同时有较强的净水汽凝结及表层的蒸发量存在。

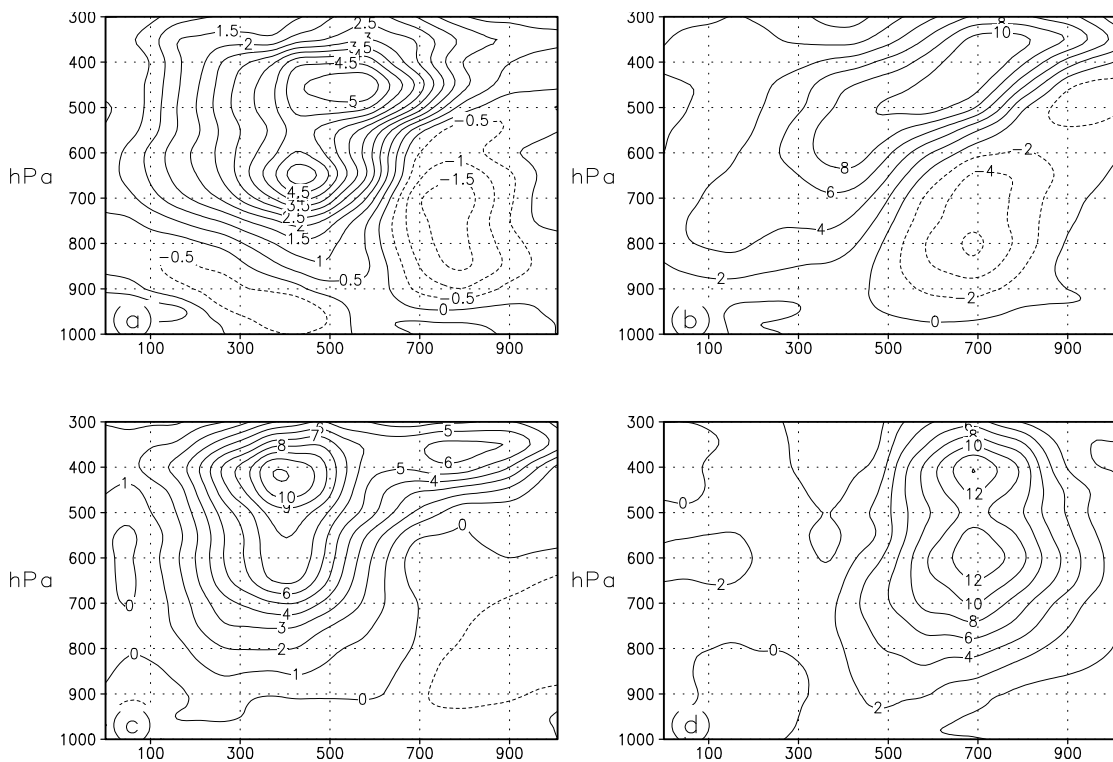


图 6.4.9 2007 年 7 月 8 日 Q_1/C_p (单位: $1 \times 10^{-4} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$) 以图 5.4.19 中直线 XY 为基线的垂直分布: (a) 8 日 00 时; (b) 8 日 06 时; (c) 8 日 12 时; (d) 8 日 18 时

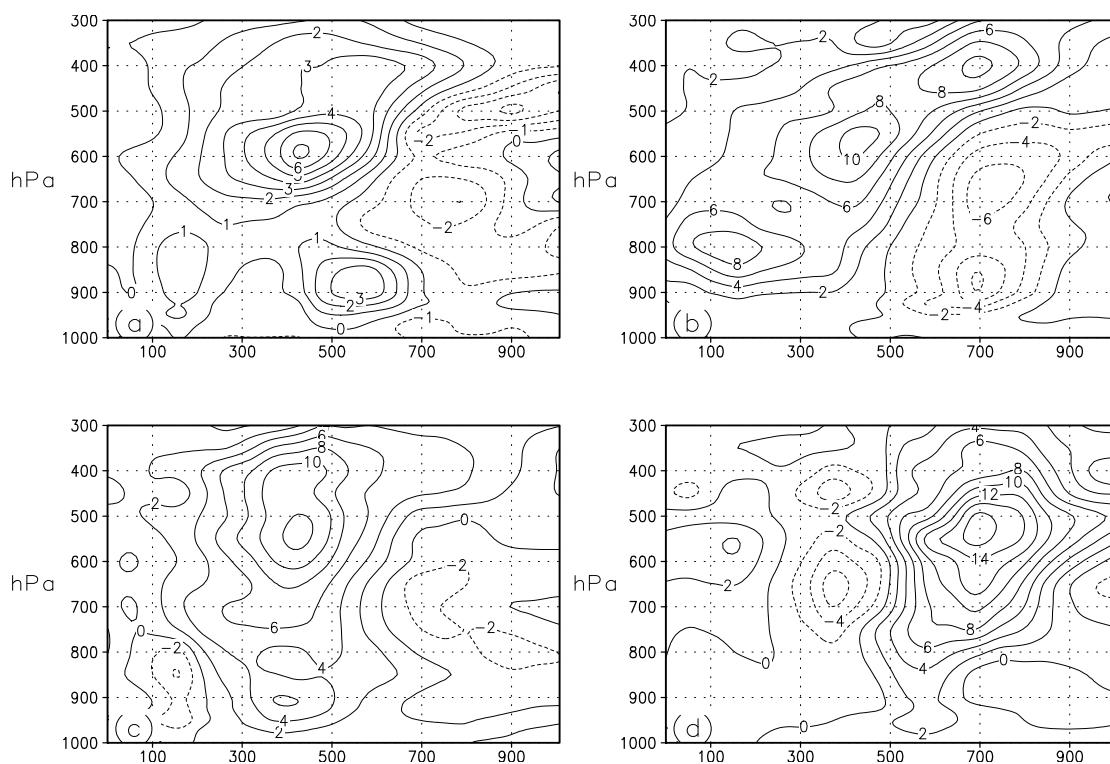


图 6.4.10 2007 年 7 月 8 日 Q_2/C_p (单位: $1 \times 10^{-4} \text{ k} \cdot \text{s}^{-1}$) 以图 5.4.19 中直线 XY 为基线的垂直分布: (a) 8 日 00 时; (b) 8 日 06 时; (c) 8 日 12 时; (d) 8 日 18 时

表 6.4.1 是 MCV1 和 MCV2 视热源和视水汽汇垂直分布情况的对比,可以看出,相对于 MCV1 而言, MCV2 发展过程中视热源和视水汽汇的空间范围较大,强度较强;同时, MCV2 的视热源大值中心的高度较低,在相对较低的高度层有凝结潜热释放发生,给系统的发生发展的起到了热源的作用,视水汽汇的大值中心出现的高度较高,净的水汽凝结起到主要的作用。

表 6.4.1 MCV1 和 MCV2 视热源和视水汽汇垂直分布的对比

| 个例 | 物理量 | 空间范围 | 中心高度 | 强度 |
|------|------------|------------|-----------------|----|
| MCV1 | 视热源 Q_1 | 300-400 km | 400-500 hPa | 弱 |
| | 视水汽汇 Q_2 | 200-300 km | 550 hPa、700 hPa | 弱 |
| MCV2 | 视热源 Q_1 | 400-500 km | 450 hPa、600 hPa | 强 |
| | 视水汽汇 Q_2 | 300-400 km | 550 hPa | 强 |

6.5 潜热释放的敏感性试验

强降水的产生不但与其系统内部的动力机制有关系,同时也与外部环流以及中低纬度各种天气系统的相互作用有关系。Thorpe 和 Einauel(1985)在 Hoskins 和 Bretherton (1972) 的半地转模式基础上,用参数化方法研究了大尺度凝结潜热对冷锋锋生过程的影响,指出潜热一方面可以使锋生速度加快,另一方面也使暖区上升速度得到加强。Cho 和 Chan (1991) 通过引入水汽方程研究大尺度凝结潜热在锋生过程中的作用,发现潜热可以使位温场和位涡场产生明显的异常。潜热释放对爆发性气旋和中尺度系统的形成也都是非常重要的 (Kuo and Simon, 1990; 孙建华等, 2002; 王建捷等, 2002), 如果没有潜热释放, 气旋和风暴很难发展到“爆发性气旋”的强度, 中尺度系统也不能形成, 进而也不可能有强降水的产生。周晓平等 (1984) 对梅雨锋上中尺度低压过程进行的数值模拟中, 发现水汽潜热的影响较为明显。

在前面的分析中也发现潜热释放对 MCV 的发展有重要的作用, 本节选取 2003 年 7 月 4~5 日暴雨过程的 MCV1 个例, 通过对潜热释放的敏感性试验, 分析在中尺度对流诱发涡旋形成和发展的过程中, 对流凝结潜热反馈作用所产生的影响, 同时也有助于进一步探讨中尺度对流诱发涡旋形成和维持的原因。

6.5.1 试验方案

针对有凝结潜热释放和无凝结潜热释放, 我们设计了两组试验 (见表 1)。试验中背景场均采用美国国家环境预报中心 (NCEP) 的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料, 在此基础上, 利用 ADAS 及复杂云分析方案对常规资料和雷达资料的分析结果形成初始场, 在试验 CTL 中, 保留凝结潜热释放作用, 在试验 NLH 中, 去掉凝结潜热释放作用。模拟区域采用双重单向嵌套网格, 外层区域格距为 36 km, 中心位置为 (31.0° N , 112.0° E); 内层区域格距为 12 km, 中心位置均为 (31.9° N , 117.3° E)。

表 6.5.1 试验方案设计

| 试验名称 | 试验方案 |
|------|------------|
| CTL | 保留凝结潜热释放作用 |
| NLH | 去掉凝结潜热释放作用 |

6.5.2 结果分析

由第五章的分析可知, MCV 出现的显著高度位于 700 hPa 高度层上, 下面我们首先两组试验 (NHL 和 CTL) 粗网格模拟的 700 hPa 高度层上的流场及涡度分布进行分析。

图 6.5.1、图 6.5.2 分别是去掉凝结潜热释放影响的试验 NLH 和保留凝结潜热释放影响的试验 CTL 模拟的 700 hPa 流场与涡度的分布情况, 对应的时间段为 MCV 的形成阶段, 其中 a~d 对应的时次依次为 2003 年 7 月 4 日 19 时至 4 日 22 时。从图中可以看出, 保留凝结潜热释放的试验 CTL 在 19 时和 20 时有较明显的气旋性环流出现, MCV 进入形成阶段, 去掉凝结潜热释放作用的试验 NLH 在 4 日 19 时也模拟出了气旋性环流, 在 4 日 20 时气旋性环流逐渐增强, 至 21 时和 22 时, 有闭合式气旋性环流出现于 700 hPa 高度流场上, 这说明了凝结潜热释放的作用对 MCV 的形成有一定的影响。

进一步比较涡度的分布情况, 可以看出, 在 4 日 19 时和 20 时, 去掉凝结潜热释放的试验 NLH 模拟相对于试验 CTL 正涡度区强度较弱, 说明凝结潜热释放过程对低层大气的辐合也有一定的影响, 同时也可看出, 正涡度强度虽然有所差异, 但差异较小, 分析其原因, 由于 MCV 最大涡度中心位于 700 hPa 附近, 凝结潜热释放对低层涡度的收支情况或许影响更大, 在下面的部分, 我们利用模式细网格输出的结果, 从整层涡度垂直分布情况、热力场情况及其他个物理量场的垂直分布情况进行对比分析。

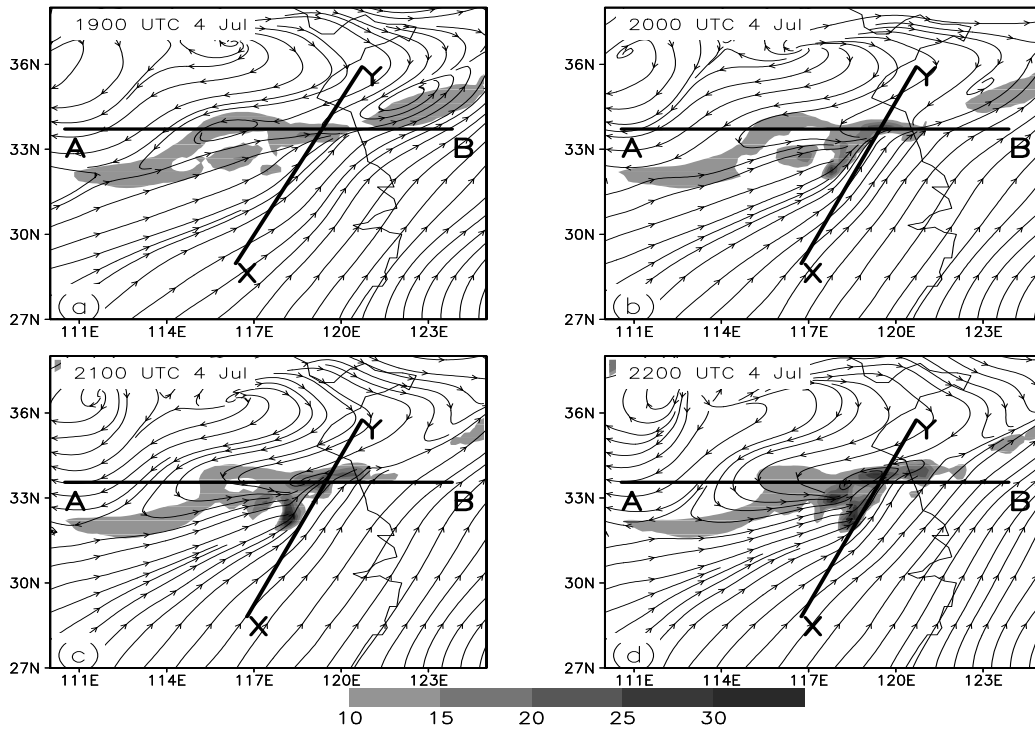


图 6.5.1 700 hPa 流场 (流线) 与涡度 (阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$): (a) 4 日 19 时; (b) 4 日 20 时; (c) 4 日 21 时; (d) 4 日 22 时 (试验 NLH)

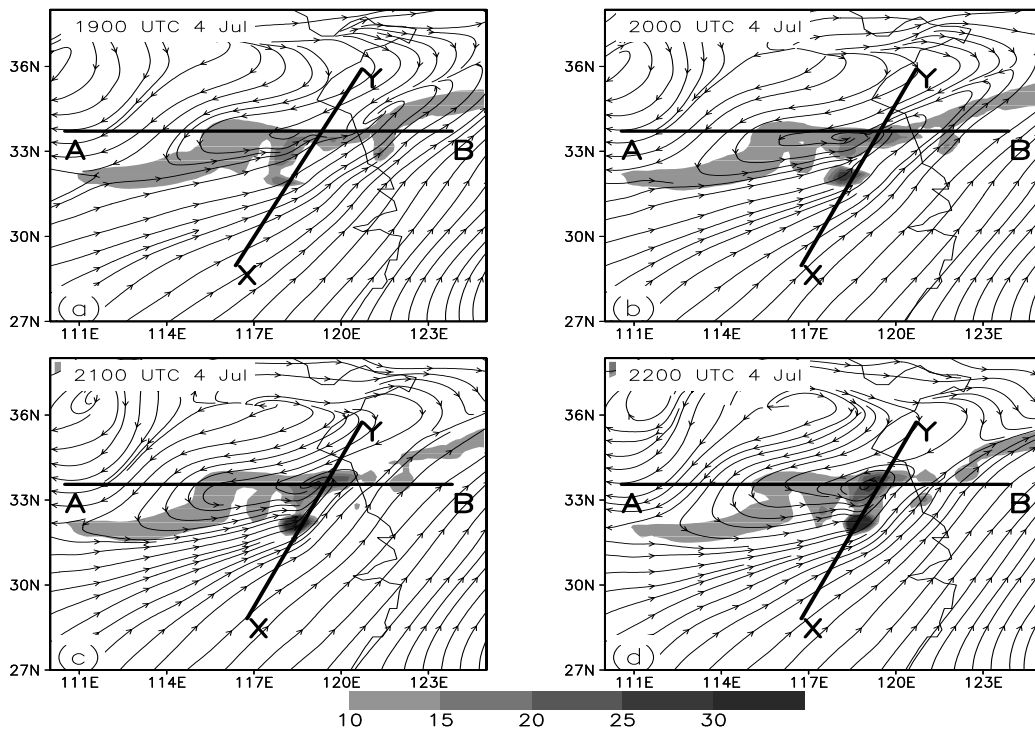


图 6.5.2 700 hPa 流场 (流线) 与涡度 (阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$): (a) 4 日 19 时; (b) 4 日 20 时; (c) 4 日 21 时; (d) 4 日 22 时 (试验 CTL)

为了了解凝结潜热释放作用在不同高度层大气中对 MCV 形成过程的影响,对 MCV 形成阶段涡度及环流形势的垂直分布情况进行分析是很必要的。图 6.5.3、图 6.5.4 分别是试验 NLH 和试验 CTL 模拟的涡度和风场以图 6.5.1 中直线 AB 为基线的垂直剖面图,其中 a~d 对应的时次依次为 2003 年 7 月 4 日 19 时至 7 月 4 日 22 时。从图中可以看出,在 4 日 19 时,去掉凝结潜热作用的试验 NLH 未能模拟出位于 $119\sim 120^{\circ}$ E 的正涡度柱,而包含凝结潜热释放作用的试验 CTL 则模拟出了底端约位于 800 hPa、顶端约位于 300 hPa、随高度略有向东倾斜的正涡度柱,正涡度中心最大值约为 $40\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 以上。至 4 日 20 时,试验 NLH 模拟出一个略有倾斜的正涡度柱,相对于试验 CTL,这个正涡度柱位置偏东约 1 个纬距,说明此时模拟出了 MCV 的形成,MCV 活动区域相对于包含潜热释放作用的试验偏东。4 日 21 时、22 时,相对于包含潜热释放作用的试验 CTL 模拟出的一个较为突出的正涡度柱情况,未包含潜热释放作用的试验 NLH 模拟出了多个正涡度中心以及正负涡度交替出现的情况,正涡度中心强度相对于试验 CTL 则略有偏弱。

Anthes 等 (1979) 的研究表明,在部分考虑静力稳定度的水平变化,并主要包括凝结潜热作用后,计算的垂直速度会增大一个量级。从图 6.5.3 和图 6.5.4 中风场的垂直分布情况可以看出,与 Anthes 等的研究结果相一致的是,去掉凝结潜热释放的试验 NHL 模拟的垂直上升气流相对于包含凝结潜热释放的试验 CTL 明显减弱,约减小了一倍。这也说明了在 MCV 发展的过程中,潜热释放对垂直运动的增强作用是明显的。

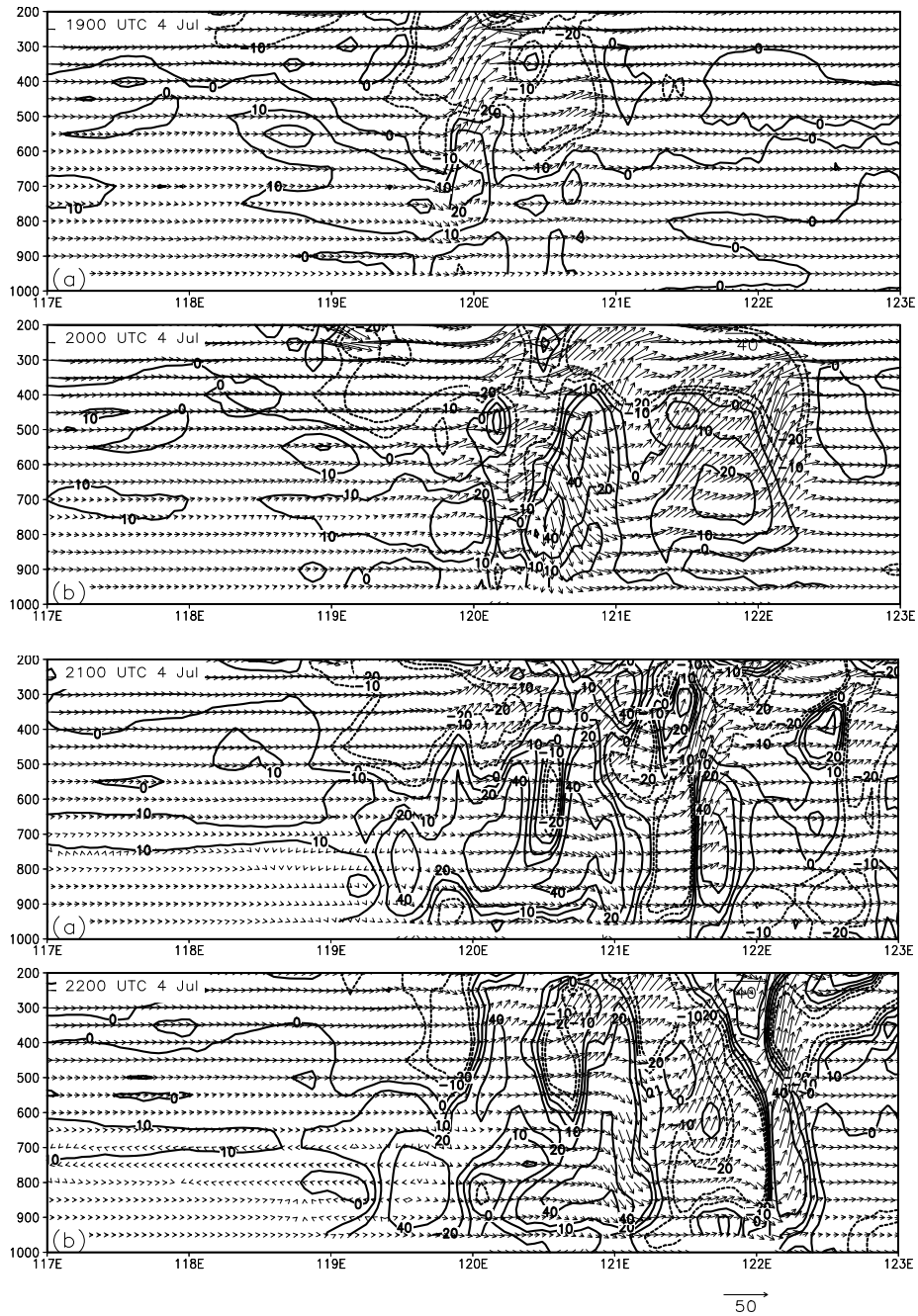


图 6.5.3 2003 年 7 月 4 日涡度 (阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 和风场 (矢量箭头, $u, w \times 100$) 沿图 6.5.1 中直线 AB 的垂直剖面图: (a) 4 日 19 时; (b) 4 日 20 时; (c) 4 日 21 时; (d) 4 日 22 时 (纵坐标单位为 hPa) (试验 NLH)

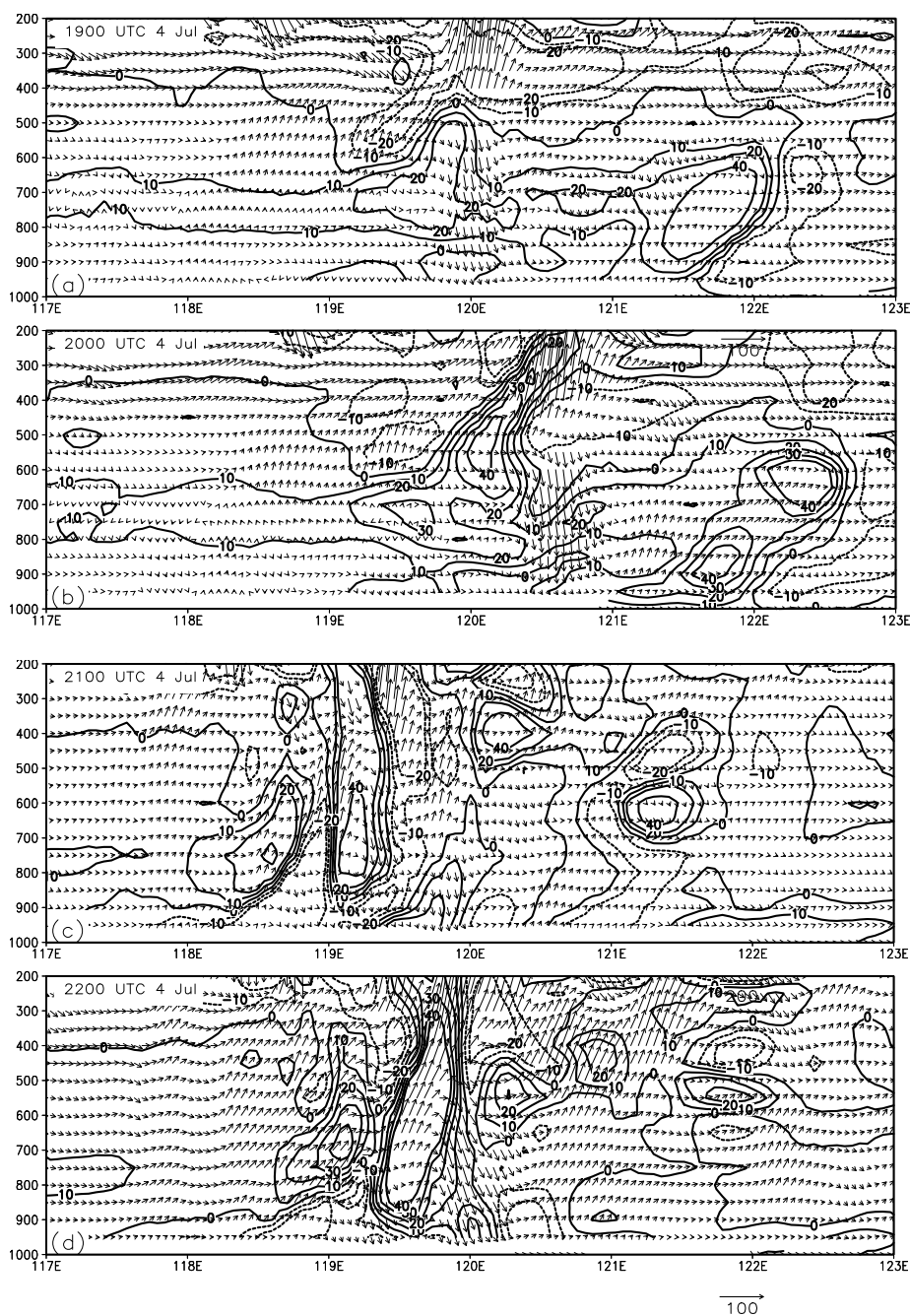


图 6.5.4 试验 CTL 结果，其余同图 6.5.3

Anthes 等 (1979) 和 Gyakum (1983) 分别利用数值模拟和观测分析研究指出，气旋尺度扰动的特征对加热的垂直分布是很敏感的，加热最大值高度愈低，地面辐合愈强。Tsou 等 (1987) 研究了美国一个强气旋中的绝热和非绝热强迫，指出潜热释放可能对绝热强迫有间接的影响，使这些间接强迫在绝热加热达到最大值后的 12 小时期间都得到显著加强。

图 6.5.5、图 6.5.6 分别是试验 NLH 和试验 CTL 模拟的假相当位温和相对湿度以图 6.5.1 中直线 XY 为基线的垂直剖面图。对比两幅图可以看出，去掉凝结

潜热释放作用的试验 NLH 虽然也模拟出了 MCV 发展过程中的暖中心,但相对于包含潜热释放作用的试验 CTL,试验 NLH 是暖中心的空间范围较小,暖区中假相当位温较低。例如在 4 日 19 时,试验 NLH 模拟的暖区假相当位温在 335~340 K 之间,而在试验 CTL 模拟结果中,MCV 暖区中,最大假相当位温在 340~345 K 之间;在 MCV 发展期间的 4 日 23 时和 5 日 01 时,试验 NLH 模拟的 MCV 暖中心最大假相当位温仍然低于试验 CTL 模拟的结果。对于 MCV 暖中心的水平空间范围,从图 6.5.5 种可以看出,试验 NLH 的模拟结果明显小于试验 CTL 的模拟结果,例如在 MCV 的发展强盛阶段的 4 日 23 时,以 345 K 等值线范围来界定暖中心,则试验 NLH 模拟的暖中心水平空间范围约为 200 km,而试验 CTL 模拟的暖中心空间范围约在 400 km 左右,从而可以看出,凝结潜热释放作为一种热源,对 MCV 的热力学结构特征有较强的作用,进而也说明了在 MCV 发展过程中,水汽抬升达到凝结高度以后,由此产生的凝结潜热释放对其暖中心的形成起到了重要的作用。

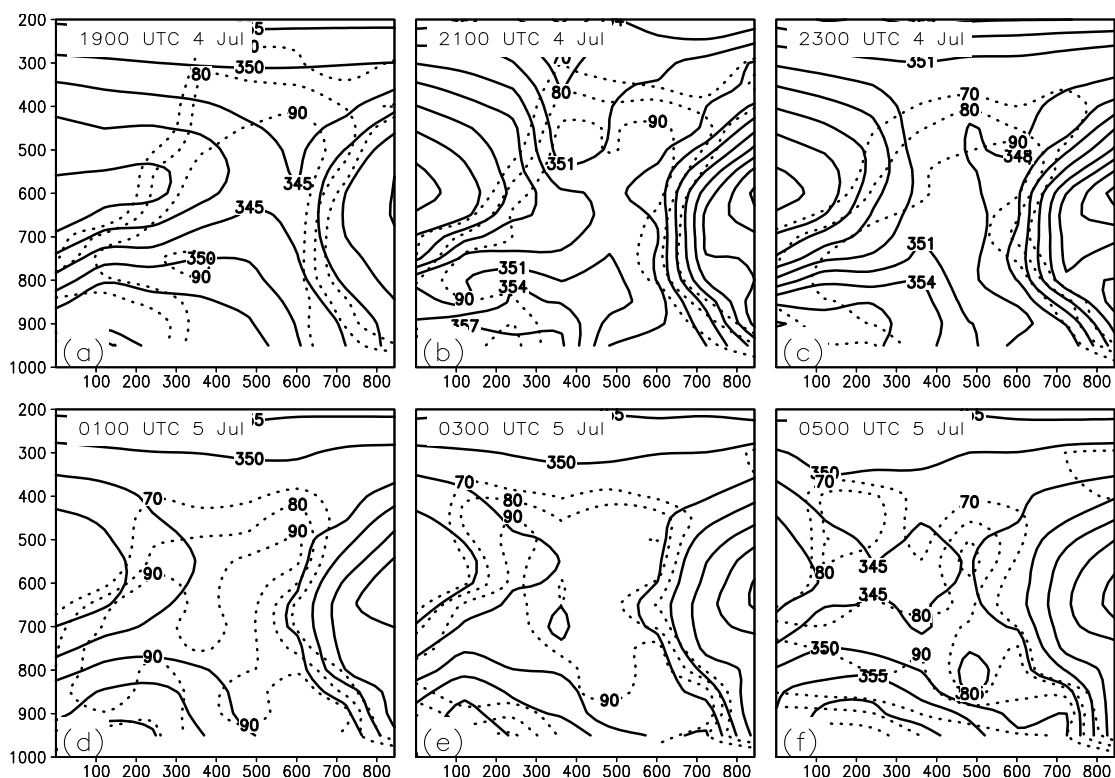


图 6.5.5 2003 年 7 月 4 日 19 时~5 日 05 时假相当位温(阴影,单位: K)和相对湿度(实线,单位: %)沿图 6.5.1 中直线 XY 的垂直剖面图(横坐标为距 X 点的距离,单位为 km;纵坐标单位为 hPa)(试验 NLH)

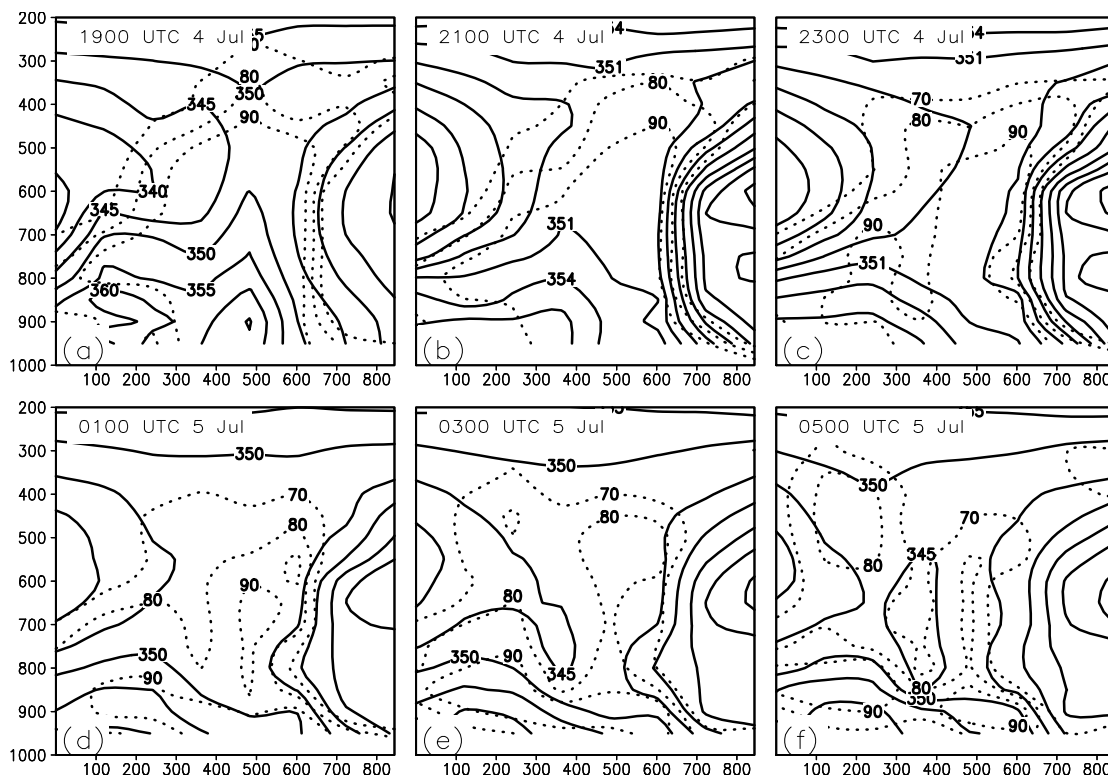


图 6.5.6 试验 CTL 结果，其余同图 6.5.5

图 6.5.7 是涡度、散度和垂直速度区域平均的高度-时间剖面图，其中左栏图 a、c、e 为去掉凝结潜热释放的试验 NLH 模拟的结果，右栏 b、d、f 为包含凝结潜热释放的试验 CTL 模拟的结果。比较图中试验 NLH 和试验 CTL 模拟的区域平均的散度（图 6.5.7a、图 6.5.7b）、和垂直速度随时间的演变情况，我们可以看出，去掉凝结潜热释放影响作用以后，4 日 13 时至 5 日 00 时 800 hPa 高度以下仍然为辐合区，但是辐合的强度有所减弱，最大辐合出现的时间也略有延迟，试验 NLH 辐合中心最大值在 4 日 21 时出现，达到 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，而试验 CTL 辐合中心最大值约出现在 4 日 18 时至 20 时之间，最大值达 $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，5 日 00 时以后，试验 NLH 在 800 hPa 高度以下出现了较明显辐散区，而试验 CTL 虽然也有辐散区出现，但发生在 5 日 03 时以后，其强度也较弱。

比较试验 NLH 和试验 CTL 关于区域平均的涡度随时间的分布情况（图 6.5.7c、图 6.5.7d），可以看出有无潜热加热对涡度的分布和变化也有较明显的影响，试验 NLH 中 MCV 加强的持续时间要比试验 CTL 的短，试验 NLH 模拟的 MCV 加强程度比试验 CTL 弱。试验 NLH 模拟出了较为明显的上升运动，最大上升运动的数值为 2 cm/s，相对于试验 CTL 模拟的最大上升运动的数值 2.5 cm/s 仍有较大的差别

(图 6.5.7e、图 6.5.7f)。

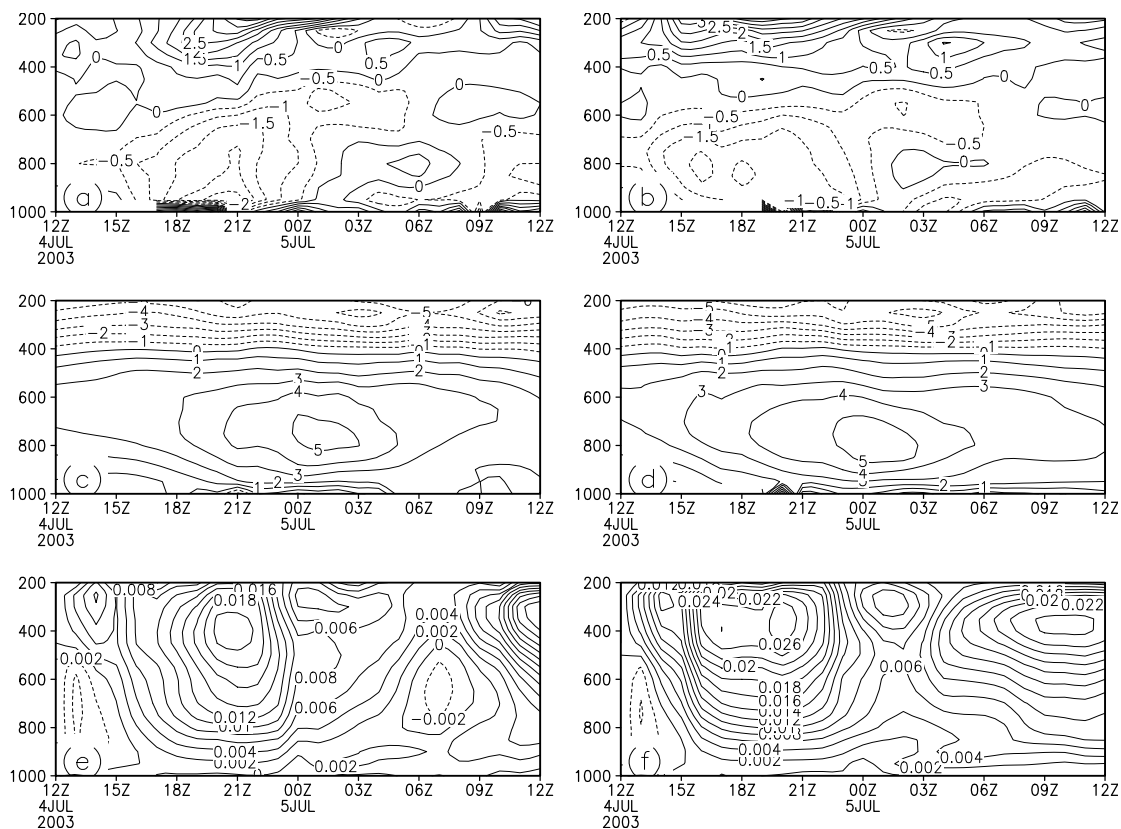


图 6.5.7 散度 (单位: 10^{-5} s^{-1})、涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1}) 和垂直速度 (单位: m/s) 区域平均 ($116.8 \sim 120.8^\circ \text{ E}$, $31.8 \sim 34.8^\circ \text{ N}$) 的高度-时间剖面图: (a)、(c)、(e) 为试验 NLH 模拟的散度、涡度和垂直速度; (d)、(e)、(f) 为试验 CTL 模拟的散度、涡度和垂直速度 (纵坐标单位为 hPa)

6.6 小结

本章针对 2003 年和 2007 年梅雨期两次典型暴雨过程中的中尺度对流诱生涡旋 (MCV1 和 MCV2), 利用观测资料及模拟结果对中尺度对流诱生涡旋发展过程中的涡度收支、能量收支、视热源和视水汽汇进行了计算, 并通过凝结潜热释放的敏感性试验, 进一步对 MCV 的发生和发展的机理进行了探讨。主要得出以下结论:

1、从 MCV 发展过程中的涡度收支可以看出, 水平辐散是影响 MCV 的主要动力因子, 低层的辐合场导致了正涡度的制造, 直接决定了 MCV 的形成和发展。同时, 中上层正涡度的水平平流随高度增加导致了垂直运动增强, 由垂直平流造成

的正涡度由低层向高层输送导致了中层短波槽加深,反过来又有利于低层辐合的增强,对 MCV 的形成和发展起到了间接的作用。

2、从整层的能量收支可以看出,动能制造主要来自系统造成的水平动能输送(SFC)和辐散风(DG),即,水平动能输送和辐散风穿越等压线制造的动能使得气旋性涡旋得以加强,无辐散风的动能输送(NFC)对动能制造也起到了重要的作用。动能的制造主要在对流层上层,主要的动能消耗项为无辐散风的动能输送(NFC)和余项(RES)。

3、在 MCV 的形成阶段,母对流系统发展过程中所产生的风场扰动是 MCV 形成的主要因子。在 MCV 发展过程中,凝结潜热释放作用发挥了较为显著的影响,假如没有这一热源的作用:MCV 就不能达到其发展的强度;MCV 不能达到其发展的空间范围;MCV 不能达到其持续的时间。

4、MCV1 为发展型涡旋,MCV2 为不发展型涡旋,二者在发展过程中主要不同之处为:在形成期和强盛期,水平平流项对 MCV1 作用较强,对流层中低层水平辐散项对 MCV2 作用强于对 MCV1 的作用,对流层中层垂直平流项对 MCV2 作用较强;另外扭转项对 MCV2 作用强于对 MCV1 的作用;形成期和强盛期总的涡度收支,在对流层中低层 MCV2 正涡度强于 MCV1 正涡度;在 MCV2 中无辐散风的动能输送(NFC)为动能制造项,而 MCV1 中该项为主要的动能消耗项。

第七章 结论与讨论

江淮流域梅雨期暴雨是我国重要的气象灾害之一，其特点为降水量大，降水范围集中，常常出现呈带状分布的雨带。有关研究表明，梅雨雨带上降水量的空间分布是不均匀的，降水常集中于多个暴雨中心，而这些暴雨中心多数与中尺度系统的发生发展有关，而且主要由中尺度系统造成。中尺度对流系统是梅雨锋暴雨的直接制造者，而中尺度涡旋（扰动）是影响梅雨锋暴雨的主要中尺度系统之一，中尺度涡旋与中尺度对流系统的发生发展有着密切的关系。但是，由于中尺度对流系统及中尺度涡旋的复杂性及多样性，中尺度对流系统在减弱甚至消散后，有可能诱生新的中尺度涡旋，引发新的对流产生。同时，由于这些新的中尺度涡旋，在空间范围上尺度较小，生命史较短，在涡旋发展的过程中采用高时空分辨率的资料对其进行研究很有必要。本文利用常规观测资料、雷达资料、卫星资料及较为可信的数值模拟结果，对 2003 年和 2007 年梅雨期的中尺度对流诱生涡旋的形成、演变及结构特征进行研究，并对其发生发展机理进行了分析和探讨。

7.1 主要结论

1、2003 年和 2007 年淮河流域梅雨期，中尺度对流系统和
中尺度对流诱生涡旋与暴雨的发生发展有很密切的关系，在 17 次主要的降水过程中，先后共有 38 个（其中 2003 年 11 个，2007 年 27 个）中尺度对流系统发生发展。2003 年 11 个 MCS 中，共有两个在发展过程中生成了 MCV，MCV 对流系统区域位于江苏的北部和中部，生成后 MCV 没有发展，但造成了较强的降水；2007 年 27 个 MCS 中共有 7 个生成了 MCV，对流系统的区域分别为湖北东部、鄂赣交界、江苏中东部、苏皖交界、湖北中部以及江苏东部等地区，其中，发展的 MCV 有 4 个，不发展的有 3 个，并造成了强弱不等的降水。2003 年和 2007 年 9 个 MCV 中，有 2 个在发展过程中移动不明显，其余 7 个均呈东向移动的路径，多数 MCV 的移动路径通过了苏北及淮河流域下游一带地区。

2、形成 MCV 的 MCS 生成地点分布的范围较广，分别位于河南中部、北部，

湖北北部、西部，鄂豫交界，以及四川东部等地区，他们消亡的地点则较为集中，多数位于江苏、安徽及河南等地区。

3、形成 MCV 的暴雨过程（前者）和未形成 MCV 的暴雨过程（后者）的背景场特征主要有以下两个方面的差异：

西风带内中纬度短波槽的差异：相对于后者，前者短波槽较为活跃，其槽后不断有冷空气南下，对流层中低层约 700 hPa 附近有高纬度冷空气侵入的过程，同副热带高压西侧的偏南气流交汇于淮河流域；

高低空急流的差异：前者发生时，淮河流域恰好位于高空急流的入口区右侧和低空急流出口区左侧，低空急流轴与高空急流轴平行出现，这种高低空急流相互耦合的配置有利于垂直运动的增强和维持，从而造成了较强的对流系统的发生和发展，为中尺度对流诱发涡旋的形成提供了有利的环境；后者发生时，高空急流的位置略有偏西，高低空急流未形成有利的配置。

4、有利于 MCV 形成的天气尺度系统特征有：

对流不稳定层的高度较高，最大不稳定区域位于 800~700 hPa 之间。

强辐合区和正涡度区同时出现在 700 hPa 高度层附近，高层在 500~300 hPa 之间为辐散区和负涡度区，在大气低层辐合、高层辐散结构形成的抽吸作用下，为对流系统的形成及暴雨过程的产生提供了有利的条件；

淮河流域水汽收入总和较大，低层大气有一支水汽通道，充足的暖湿空气为暴雨过程的发生提供了充足的水汽。

5、针对中尺度模式初始场中中尺度的信息的不足，利用中尺度模式资料分析系统 ADAS 及其复杂云分析方案，对多普勒天气雷达资料进行同化，通过对三次较完整的降水过程的数值预报及其结果检验，表明：利用雷达资料对初始场进行调整后，可以把雷达资料中具有高时空分辨率的湿度、云、潜热及环流等信息更好地加入到初始场中，初始场中出现了中尺度的风场辐合、上升运动以及相应的温、湿分布，从而得到一个能够包含更完整动力、热力信息的且更符合实际情况的初始场；雷达资料的引入，能够减少模式启动的 spin-up 时间，使模式在积分开始后较快地捕捉到局地发生的对流系统，及时地模拟出暴雨和涡旋的发生与发展；改进后的初始场对雨带的形状、落区及降水量的模拟结果与实况更为接近。

6、通过对 MCV 形成时母对流系统的结构特征、MCV 演变情况以及 MCV 空间

构特征的分析 and 研究, 得出的主要结论有:

在母对流系统活动的过程中, **700 hPa 附近风场扰动、冷舌的出现有利于 MCV 的形成**。同时, 低层大气的辐合, 增强了空气的上升运动, 由上升运动所形成的次级环流的抽吸作用, 也增强了 3 km 高度上大气的辐合运动, 二者形成正反馈作用, 为 MCV 的形成提供了有利的条件;

由低压扰动范围、大于 1 °C 的正温度扰动范围以及假相当位温的暖中心范围三者可判断出, MCV 的水平空间范围约为 300 至 400 km; **70 % 的相对湿度等值线与正涡度柱向上伸展至 300 hPa 高度层, 是一个接近饱和的深厚的湿系统;**

在 MCV 的形成期和强盛期, 有明显的暖中心出现; 底层存在的负温度扰动说明了 MCV 底部, 有强对流性降水中雨水拖曳气流形成的冷出流或冷堆出现; 并且 MCV 周围的低层大气具有较强的对流不稳定性。在 MCV 的减弱期, 暖中心减弱并迅速被冷空气填塞。

MCV 垂直结构的倾斜性特征: 低压扰动轴线随着高度向西和向北倾斜, 并且低压扰动东侧和南侧的气压梯度大于其西侧和北侧; 正温度扰动的大值区随着高度的增加向东倾斜, 高层正的温度扰动同低层负的温度扰动耦合出现; 正涡度柱在垂直方向上随着高度向东倾斜。在不同时期, 倾斜特征有所不同: 形成期和强盛期差异较小, 低压扰动较强, 低层负温度扰动和高层正温度扰动较强, 而减弱期则反之。

2003 年 7 月 4 至 5 日的 MCV (前者) 生命史较短, 其位置稳定少动, 造成的降水较弱, 为不发展型; 2007 年 7 月 8 日的 MCV (后者) 生命史较长, 形成后引发的第二次对流较强, 同时也造成了较强的降水, 为发展型。他们之间的不同之处: 后者形成期正涡度区对应的上升运动气流较强, 而前者则较弱; 后者强盛期正涡度较强, 而且中心范围较大; 同前者相比, 后者形成期暖中心的假相当位温较高。

7、通过中尺度对流诱生涡旋发展过程中的涡度收支、能量收支、视热源、视水汽汇的计算以及凝结潜热释放的敏感性试验, 对 MCV 的发生发展过程进行了探讨。有以下结果:

从 MCV 发展过程中的涡度收支可以看出, **水平辐散是影响 MCV 的主要动力因子, 低层的辐合场导致了正涡度的制造, 直接决定了 MCV 的形成和发展**。同时, 中上层正涡度的水平平流随高度增加导致了垂直运动增强, 由垂直平流造成的正

涡度由低层向高层输送导致了中层短波槽加深，反过来又有利于低层辐合的增强，对 MCV 的形成和发展起到了间接的作用。

从整层的能量收支看，动能制造主要来自系统造成的水平动能输送和辐散风，即水平动能输送和辐散风穿越等压线制造的动能使得气旋性涡旋得以加强。无辐散风的动能输送对动能制造也起到了重要的作用，动能的制造主要在对流层上层，主要的动能消耗项为无辐散风的动能输送和余项。

在 MCV 形成阶段，母对流系统所产生的风场扰动是 MCV 的产生的主要因子。在 MCV 的发展阶段，凝结潜热释放作用对其有很显著的影响，假如没有这一热源的作用：MCV 就不能达到其发展的强度；MCV 不能达到其发展的空间范围；MCV 不能达到其持续的时间。

2003 年 7 月 4 至 5 日的 MCV（前者）和 2007 年 7 月 8 日的 MCV（后者）在发展过程中不同之处包括：在形成期和强盛期，水平平流项对前者作用较强，对流层中低层水平辐散项对后者作用强于对前者的作用，对流层中层垂直平流项对后者作用较强；形成期和强盛期总的涡度收支，在对流层中低层后者正涡度强于前者正涡度。

8、MCV 发生发展过程的概略图：根据本文的研究，我们对 MCV 发展过程中各要素的作用进行归纳和总结，提出如下概略图：

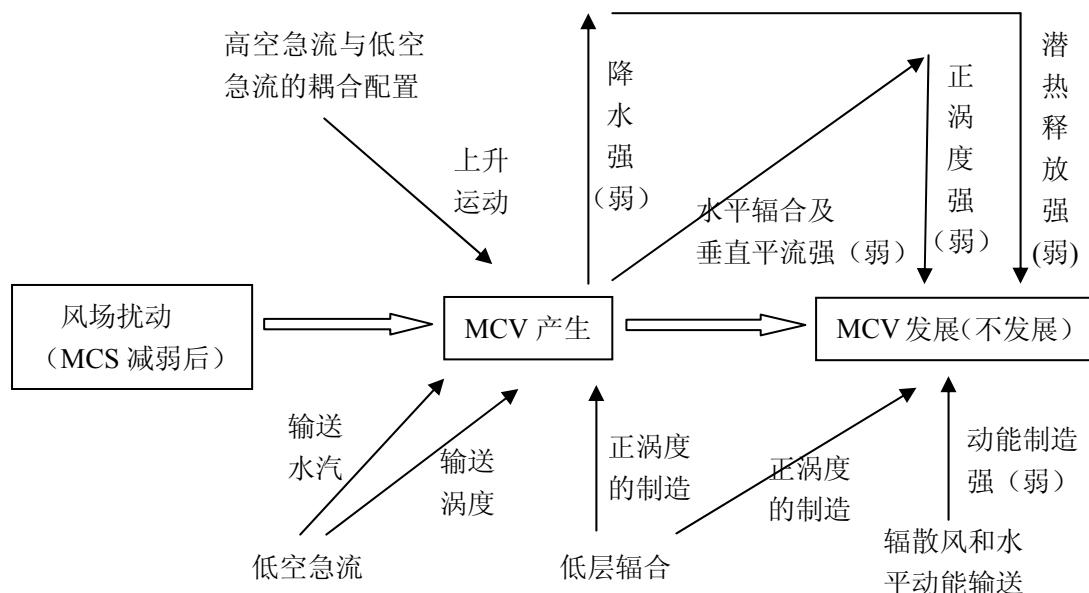


图 7.1 MCV 发生发展过程的概略图

图 7.1 为 MCV 发生发展过程的概略图，从图中可以看出，当中尺度对流系统

减弱后, 风场扰动是 MCV 产生的重要因子, 同时, 低空急流输送了水汽和正涡度, 低层辐合有利于正涡度制造, 高低空急流的耦合配置使上升运动增强, 上述三个有利的条件促使了 MCV 的产生。在 MCV 产生后, 如果降水较强, 由此释放的潜热会促进 MCV 的发展, 同时, 如果低层水平辐合及垂直平流较强, 由此会向涡旋区输送较强的正涡度, 在辐散风和水平动能输送较强的情况下, 会有较强的动能制造, 上述三个条件促使 MCV 发展, 否则, MCV 不发展。

7.2 讨论和展望

中尺度对流诱生涡旋的发生和发展机理研究中尺度天气系统研究的一个重要内容, 对暴雨的准确预报有重要的意义。本文利用常规观测资料、卫星资料、雷达资料及数值模拟研究对其作了一定的探讨, 取得了一些有意义的结果, 但仍然有需要进一步深入研究的问题, 总结如下:

1、本文虽然对 2003 年和 2007 年淮河流域的中尺度对流诱生涡旋做了统计分析, 但对其中两个 MCV 个例做了重点的分析和研究, 考虑到中尺度对流诱生涡旋的复杂性及不同天气过程影响因子的多样性, 还需要进一步对更多的个例进行的研究。

2、本文主要讨论了中尺度对流诱生涡旋的发生发展等问题, 但是我们知道, 中尺度系统的发展离不开大尺度背景场的作用, 同时中尺度系统对大尺度系统也具有一定的反馈作用, 文中从有利的天气尺度背景场产生 MCV 的过程作了一些分析, 但是对二者之间如何相互作用的研究还很不夠, 需要继续进行深入地研究。

3、本文从观测事实分析方面表明 MCV 对暴雨的产生有重要的作用, 尤其是在暴雨过程的后一个降水阶段, 当 MCV 形成并发展以后, 会有降水增强的现象, 但是对 MCV 造成这一现象的原因分析还不够深入, 需要继续进行进一步的研究。

参考文献

- 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
- 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, 399~418
- 陈忠明, 缪强, 闵文彬. 一次强烈发展西南低涡的中尺度结构分析. 应用气象学报, 1998, 9: 273~282
- 程麟生, Ying-Hwa Kuo, 彭新东, 等. 中国暴雨中尺度系统发生与发展的诊断分析和数值模拟(I): 诊断分析. 应用气象学报, 1993, 3, 257~268
- 程麟生, 冯伍虎. “987”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟, 大气科学, 2001, 25, 465~478
- 丁一汇. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社. 1993, 254p
- 丁一汇. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 2005, 309~452
- 杜秉玉, 陈钟荣, 张卫青. 梅雨锋暴雨的 Doppler 雷达观测研究中尺度对流回波系统的结构和特征, 南京气象学院学报, 1999, 22(1), 47~55
- 方宗义. 夏季长江流域中尺度云团的研究. 大气科学进展, 1986, 2: 334~340
- 费增坪, 郑永光, 王洪庆. 2003年淮河大水期间MCS的普查分析. 气象, 2005, 31, 18~22
- 高坤, 徐亚梅. 1999年6月下旬长江中下游梅雨锋低涡扰动的结构研究. 大气科学, 2001, 25, 740~756
- 高守亭, 孙淑清. 高空急流加速与低层锋生. 大气科学, 1984, 8, 178~188
- 高守亭, 孙淑清. 应用理查逊数判别中尺度波动的不稳定. 大气科学, 1986, 6, 171~182
- 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, 618~627
- 矫梅燕, 姚学祥, 周兵, 等. 2003年淮河大水天气分析与研究. 北京: 气象出版社, 2004, 93~159
- 洪延超, 黄美元, 吴玉霞. 梅雨锋云系中尺度系统回波结构及其与暴雨的关系, 气象学报, 1987, 45, 56~64
- 胡伯威, 潘鄂芬. 梅雨期长江流域两类气旋性扰动和暴雨. 应用气象学报, 1996, 7, 138~144

- 黄荣辉, 张振洲, 黄刚. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别. 大气科学, 22, 460~469
- 雷恒池, 王宏, 胡朝霞. 1998年7月21日武汉暴雨小尺度动力特征的数值模拟研究, 大气科学, 2002, 26, 647~662
- 李玉兰, 杜长萱. 中 β 尺度云团造成不同降水强度的对比分析. 大气科学, 1994, 18, 492~497
- 刘黎平. 用双多普勒雷达反演降水系统三维风场试验研究, 应用气象学报, 2003, 14, 502~504
- 刘黎平, 邵爱梅, 葛润生等. 一次混合云暴雨过程风场中尺度结构的双多普勒雷达观测研究, 大气科学, 2004, 28, 278~284
- 隆霄, 程麟生, 文莉娟. “02.6”梅雨期一次暴雨 β 中尺度系统结构和演化的数值模拟研究, 大气科学, 2006, 30, 327~340
- 马禹, 王旭, 陶祖钰. 中国及其邻近地区中尺度对流系统的普查和时空分布特征. 自然科学进展, 1997, 7, 701~706
- 彭治班, 刘建文, 郭虎, 等. 国外强对流天气的应用研究. 北京: 气象出版社, 2001, 414p
- 钱正安, 顾弘道, 颜宏等. 四川“81.7”特大暴雨和西南涡数值模拟. 气象学报, 1990, 48, 415~423
- 邱崇践, 余金香, Xu Q. 多普勒雷达资料对中尺度系统短期预报的改进. 气象学报, 2000, 58, 244~249
- 盛春岩, 浦一芬, 高守亭. 多普勒天气雷达资料对中尺度模式短时预报的影响. 大气科学, 2006, 30, 93~107
- 师春香, 江吉喜, 方宗义. 1998长江大水期间对流云团活动特征研究. 气候与环境研究, 2000, 5, 279~286
- 石定朴, 朱文琴, 王洪庆等. 中尺度对流系统红外云图云顶黑体温度的分析. 气象学报, 1996, 54, 600~611
- 施曙, 赵思雄. 梅雨锋上与强暴雨有关的中低压及其三维环境流场的诊断研究. 大气科学, 1994, 18, 476~485
- 孙建华, 陈红, 赵思雄, 等. 青藏高原人工水汽通道对西北地区夏季降水及环流的影响, II: 对月降水量的模拟试验. 气候与环境研究, 2001, 6, 380~390
- 孙建华, 张小玲, 齐琳琳等. 2002年6月20~24日梅雨锋中尺度对流系统发生发展分析, 气

- 象学报, 2004, 62, 423~438
- 孙建华, 张小玲, 齐琳琳等. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究. 大气科学, 2004, 28: 675~691
- 孙建华, 周海光, 赵思雄. 2003 年 7 月 4~5 日淮河流域大暴雨中尺度对流系统的观测分析. 大气科学, 2006, 30, 1103~1118
- 孙建华, 赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学, 2002, 26, 541~557
- 陶诗言. 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980, 225p
- 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄. 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究, 北京: 气象出版社. 2001, 184p
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 中国的梅雨. 原载于《中央气象局气象论文集》第4号, 1958
- 托亚, 梁海河, 马淑芬, 等. 用雷达观测资料改进 MM5 初始场的初步试验研究. 南京气象学院学报, 2003, 26, 661~667
- 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, 146~155
- 王叶红, 赵玉春, 崔春光. 雷达降水资料一维变分同化的敏感性研究. 气象, 2004, 30, 6~10
- 韦统健, 薛建军. 影响江淮地区的西南涡中尺度结构特征. 高原气象, 1996, 15, 456~463
- 吴庆丽, 郑永光, 李亚萍等. 1998 年 7 月 20~25 日湖北暴雨中尺度对流系统的分析研究. 北京大学学报, 2003, 39, 51~57
- 谢义炳. 中国夏半年几种降水天气系统的分析研究. 气象学报, 1956, 27(1), 1~23
- 谢义炳, 曾庆存. 盛夏亚洲及西太平洋大型天气与中国降水. 中央气象局中央气象科学研究所气象论文集 (3), 1957, 1~18
- 谢义炳, 戴武杰. 中国东部地区夏季水汽输送个例计算. 气象学报, 1959, 30, 173~185
- 徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 青藏高原-季风水汽输送“大三角扇形”影响与特征与中国区域旱涝异常的关系. 气象学报, 2002, 60, 257~267
- 杨金锡, 冯志娟, 郑媛媛. 1991 年 6 月 12-16 日江淮特大暴雨中尺度天气过程分析. 气象学报, 1994, 52, 187~193
- 杨引明. 长生命史中层中尺度涡旋和 MCC 的多尺度结构研究. 北京大学博士学位论文, 2004, 121p

- 姚学祥. 中尺度对流复合体的动力诊断与数值模拟研究. 南京气象学院博士论文, 2004
- 姚秀萍, 于玉斌. 2003年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用. 大气科学, 2005, 29, 973~985
- 姚秀萍, 于玉斌, 赵兵科. 梅雨锋云系的结构特征及其成因分析. 高原气象, 2005, 24, 1002~1011
- 曾庆存. 数值天气预报的数学物理基础. 北京: 科学出版社, 1979, 543p
- 张丙辰. 长江中下游梅雨锋暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1990, 269p
- 张庆云, 王会军, 林朝晖等. 中国天气气候异常成因研究——2003年, 北京: 气象出版社, 2004, 170p
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云等. 长江中下游致洪暴雨的多尺度条件, 科学通报, 2002, 47, 467~473
- 张小玲, 陶诗言, 张庆云. 1998年7月20~21日武汉地区梅雨锋上突发性中- β 系统的发生发展分析, 应用气象学报, 2002, 13, 385~397
- 赵思雄. 梅雨锋上扰动发生发展的能量分析. 大气科学, 1988, 特刊: 191~201
- 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究. 气候与环境研究, 1998, 3, 368~381
- 赵思雄, 陶祖钰, 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. 281p
- 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, 503~510
- 赵思雄, 张立生, 孙建华. 2007年淮河流域致洪暴雨及其中尺度系统特征分析. 气候与环境研究, 2007, 12, 713~727
- 赵思雄, 周晓平, 张可苏, 等. 中尺度低压系统形成和维持的数值试验. 大气科学, 1998, 22, 6, 109~117
- 周海光, 王玉彬. 积层混合性暴雨三维动力结构的双多普勒雷达对比分析, 气象, 2003, 29, 13~38
- 周海光, 王玉彬. 双多普勒雷达对淮河流域特大暴雨的风场反演, 气象, 2004, 30 (2), 17~20
- 周海光, 王玉彬. 2003年6月30日梅雨锋大暴雨 β 和 γ 中尺度结构的双多普勒雷达反演, 气象学报, 2005, 63, 301~312

- 周晓平, 赵思雄, 张宝严. 梅雨锋上中尺度低压发生的数值模拟实验, 大气科学, 1984, 8, 353~361
- 朱爱军, 潘益农. 中国东部地区一个中尺度对流涡旋的涡度收支分析. 南京大学学报, 2007, 43, 260~269
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 1982, 535p
- 朱乾根, 周伟灿, 张海霞. 高低空急流耦合对长江中游强暴雨形成的机理研究. 南京气象学院学报, 2001, 24, 308~314
- Adachi A., Kobayashi T., Kato T., Dual wind profiler observation of a line-shaped convective system in southern Kyushu Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 2004, 82(2), 725~743
- Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part I: Cloud feature. J. Meteor. Soc. Japan, 1989, 67(1), 57~81
- Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part II : Frontal structure and disturbances. J. Meteor. Soc. Japan, 1990a, 68(5), 557~574
- Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part III: Space-time scale and structure of frontal disturbances. J. Meteor. Soc. Japan, 1990b, 68, 705~727
- Anthes R A, Keyser D. Test of a fine-mesh model over Europe and United States. Mon. Wea. Rev., 1979, 107, 963~984
- Bartels DL, Maddox RA. Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems. Mon. Wea. Rev., 1991, 119, 104~118
- Brandes E A. Evolution and structure of the 6~7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex. Mon. Wea. Rev., 1989, 118, 109~127
- Bratseth A. Statistical interpolation by means of successive corrections. Tellus, 1986, 38A, 439~447
- Brown J M. Mesoscale unsaturated downdrafts driver by rainfall evaporation: a numerical study. J. Atmos. Sci., 1979, 36, 313~338
- Charney J G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. J. Meteor., 1947, 4, 135~163

- Chen G T J, Liang C Y. A midlevel vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale convective system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, 70, 25~41
- Chen S S, Frank W M. A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. Part I: Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 1993, 50, 2401~2426
- Cho H R, Chan D. Meso- β scales potential vorticity anomalies and rainbands. Part II: Moist model simulations. *J. Atmos. Sci.*, 1991, 48, 331~341
- Cotton W R. George and K. R. Knupp. An intense, quasi-steady thunderstorm over mountainous terrain. Part I : Evolution of the storm-initiating mesoscale circulation. *J. Atmos. Sci.*, 1982, 39(2), 328~342
- Cram T A, Montgomery M T, Hertenstein R F A. Early evolution of vertical vorticity in a numerically simulated idealized convective line. *J. Atmos. Sci.*, 2002, 59, 2113~2127
- Davis C A, Trier S B. Mesoscale convective vortices observed during BAMEX. Part I: Kinematic and thermodynamic structure. *Mon. Wea. Rev.*, 2007, 135: 2029~2049
- Eady E T. Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 33~52
- Gallus W A Jr. Bresch J F. Comparison of Impacts of WRF Dynamic Core, Physics Package, and Initial Conditions on Warm Season Rainfall Forecasts. *Mon. Wea. Rev.* 2006, 134, 2632~2641
- Gao J D, Xue M, Shapiro A, et al. Three dimensional simple adjoint velocity retrievals from single Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2001, 18, 26~38
- Gao J D, Xue M, Brewster K, et al. A three dimensional variational data analysis method with recursive filter for Doppler radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2004, 21, 457~469
- Gyakum J R. On the evolution of the QE Storm. II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, 111, 1156~1173
- Hack J J, Schubert W H. Nonlinear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 1986, 42, 1559~1573
- Hoskins B J, Bretherton F P. Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.*, 1972, 29, 11~37

- Hoskins B J. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1974, 100, 480~482
- Hu M, Xue M, Bratseth K. 3DVAR and cloud analysis with WSP-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part I: Cloud analysis and its impact. *Mon. Wea. Rev.*, 2006, 134, 675~698
- Hu M, Xue M, Gao J D. 3DVAR and cloud analysis with WSP-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part II: Impact of radial velocity analysis via 3DVAR. *Mon. Wea. Rev.*, 2006, 134, 699~721
- Ishihara M., Y. Fujiyoshi, A. Tabata, et al. Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988: its kinematical structure and maintenance process. *J. Meteorol. Soc. Japan.* 1995, 73(2), 139~163
- Jankov I, Gallus W A Jr, Segal M, et al. The Impact of Different WRF Model Physical Parameterizations and Their Interactions on Warm Season MCS Rainfall. *Weather and Forecasting*, 2005, 20, 1048~1060
- Johnson R H, S Chen, Toth J J. Circulations associated with a mature-to-decay midlatitude mesoscale convective system. Part I: Surface features heat bursts and mesolow development. *Mon. Wea. Rev.*, 1989, 117, 942~959
- Johnston E C. Mesoscale vorticity centers induced by mesoscale convective complexes. 1981, *Weather Forecasting and Analysis*. Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., 196~200
- Jorgenson D P, LeMone M A, Trier S B. Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: observation of precipitation, circulation and surface energy fluxes. *J. Atmos. Sci.*, 1997, 54, 1961~1985
- Kasahara A, Balgovind R C, Katz B. Use of satellite radiometric imagery data for improvement in the analysis of divergent wind in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, 116:866~883
- Kirk J R. Comparing the dynamical development of two mesoscale convective vortices. *Mon. Wea. Rev.*, 2002, 131, 862~890
- Kirk J R. A phase-plot method for diagnosing vorticity concentration mechanisms in

- mesoscale convective vortices. *Mon. Wea. Rev.*, 2007, 135, 801~820
- Kniewicz J C, Johnson R H. A scale-discriminating vorticity budget for a mesoscale vortex in a midlatitude, continental mesoscale convective system. *J. Atmos. Sci.*, 2003, 60, 781~794
- Kuo Y H, Simon L N. Prediction of nine explosive cyclones over western atlantic ocean with a regional model. *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118, 3~25
- Leary C A, Rappaport E N. The life cycle and internal structure of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, 115, 1503~1527
- Maddox R A. Mesoscale convective complex. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1980, 61, 1374~1387
- Maddox R A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, 111, 1475~1493
- Menard R D, Fritsch J M. A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 1989, 117, 1237~1261
- Ninomiya K., Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone part I: Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, 66(2), 331~350
- Ninomiya K., Akiyama T, Ikawa M. Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone part II: Evolution and meso- γ -scale characteristics of precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, 66(2), 351~371
- Olsson P Q, Cotton W R. Balanced and unbalanced circulations in a primitive equation simulation of a midlatitude MCC. Part I: Numerical simulation. *J Atmos Sci*, 1997a, 54, 457~478
- Papadopoulou A, Themis G C, Emmanouil N A. Improving convective precipitation forecasting through assimilation of regional lightning measurements in a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, 2005, 133, 1961~1977
- Perkey D J, Maddox R A. A numerical investigation of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, 113, 553~566
- Rasmussen E N, Blanchard D O. A baseline climatology of sounding-derived supercell

- and tornado forecast parameters. *Weather and Forecasting*, 1998, 13, 1148~1164
- Richard, Johnson H. Surface mesohighs and mesolows. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2001, 28, 13~32
- Sheng C, Gao S, Xue M. Short-range prediction of a heavy precipitation event by assimilating Chinese CINRAD-SA radar reflectivity data using complex cloud analysis. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 2006, 94, 167~183
- Shibagaki Y., Yamanaka M D, Shimizu S, et al. Meso- β to - γ - scale wind circulations associated with precipitating clouds near Baiu front observed by the MU and meteorological radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2000, 78(1), 69~91
- Skamarock W C, Weisman M L, Klemp J B. Three-dimensional evolution of simulated long-lived squalllines. *J. Atmos. Sci.*, 1994, 51, 2563~2584
- Smull B F, Houze R A JR. A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations. 1985, 113, 117~133
- Sun J, Crook N A. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.*, 1997, 54, 1642~1661
- Sun J, Crook N A. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *J. Atmos. Sci.* 1998, 55, 835~852
- Takeda T. Case study of the structure and formation of a heavy rain band. *J. Natural Disaster Science*, 1981, 3, 40~51
- Takahashi N., Uyeda H., Kikuchi K, et al. Mesoscale and convective scale features of heavy rainfall events in lae period of the Baiu season in July 1988, Nagasaki Prefecture. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1996, 74, 539~561
- Takahashi T., Yamaguchi N., Kawano T. Videosonde observation of torrential rain during Baiu season. *Atmos. Research*, 2001, 58, 205~228
- Takeda T, Seko K. Formation and maintenance of band-shaped convective radar echoes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, 64, 941~955
- Thorpe A J, Einauel K A. Rrontogenesis in the presence of small stability to slantwise convection. *J. Atmos. Sci.*, 1985, 42, 1809~1824

- Tong M, Xue M. Ensemble kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSSE experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 2005, 133, 1789~1807
- Trier S B, Davis C A, Skamarock W C. Long-lived mesoconvective vortices and their environment. Part II: Induced thermodynamic destabilization in idealized simulations. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, 128, 3396~3412
- Trier S B, Davis C A, Tuttle J D. Long-lived mesoconvective vortices and their environment. Part I: Observations from the central United States during the 1998 warm season. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, 128, 3376~3395
- Trier S B, Skamarock W C, Lemone M A. Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARSE squall line: organization mechanisms inferred from numerical simulation. *J. Atmos. Sci.*, 1997, 54, 386~407
- Tsou C H, Smith P J. A comparison of adiabatic and diabatic forcing in an intense extratropical cyclone system. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, 115, 763~786
- Uccellini L W, Johnson D R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 1979, 107, 682~703
- Verlinda J, Cotton W R. A mesoscale vortex couplet observed in the trailing anvil of multicellular convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118, 993~1010
- Weisman M L. The genesis of severe, long-lived bow echoes. *J. Atmos. Sci.*, 1993, 50, 645~670
- Weisman M L, Davis C A. Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 1998, 55, 2603~2622
- Xu H, Zhang W P, Lang X X, et al., The use of Dual-Doppler radar data in the study of 1998 Meiyu frontal precipitation in Huaihe River basin. *Adv. Atmos. Sci.* 2000, 17, 403~412
- Xue M, Martin W J. A High-Resolution Modeling Study of the 24 May 2002 Dryline Case during IHOP. Part I: Numerical Simulation and General Evolution of the Dryline and Convection. *Mon. Wea. Rev.*, 2006, 134, 149~171
- Xue M, Wang D H, Gao J D. The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale

- numerical weather prediction and data assimilation. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 2003, 82, 139~170
- Yamada H., Geng, B., Reddy K K. Three-Dimensional Structure of a Mesoscale Convective System in a Baiu-Frontal Depression Generated in the Downstream Region of the Yangtze River. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 2003, 81, 1243~1271
- Yu C K, Jou B J D, Smull B F. Formative stage of a long-lived mesoscale vortex observed by airborne Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, 1999, 127, 838~857
- Zhang D L. The formation of a cooling-induced mesovortex in the trailing stratiform region of a midlatitude squallline. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, 120, 2763~2785
- Zhang D L, Fritsch J M. A numerical investigation of a convectively generated, inertially stable, extratropical warm-core mesovortex overland. Part I: Structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 1988a, 116, 2660~2687
- Zhang D L, Fritsch J M. Numerical simulation of the meso-beta-scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex. *J. Atmos. Sci.*, 1987, 44, 2593~2612
- Zhang F, Synder C, Sun J. Impacts of initial estimate and observations on the convective-scale data assimilation with an ensemble kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, 2004, 132, 1238~1253
- Zhang J. Moisture and diabatic initialization based on radar and satellite observations. Ph.D. dissertation, University of Oklahoma, 1999
- Zhao L, Zhao S X. Numerical experiments of Meiyu(Baiu) rainfall by quasi-Lagrangian limited area model with terrain. *Adv. Atmo. Sci.*, 1995, 12, 57~66

博士在学期间发表的文章

徐广阔, 赵思雄, 王业桂, 杨玉震. 2003 年汛期淮河流域的集合预测试验研究. 气候与环境研究, 2007, 12 (4): 481-488

徐广阔, 孙建华, 雷霆, 赵思雄. 多普勒雷达资料同化对梅雨期暴雨个例模拟结果的影响. 应用气象学报, 2008, 20 (1): 36-46

徐广阔, 孙建华, 雷霆, 赵思雄. 多普勒雷达资料同化对中尺度对流系统模拟的影响. 江河万古流——谢义炳院士纪念文集. 北京: 北京大学出版社, 2007, 246-268

致 谢

本论文是在赵思雄研究员和孙建华研究员的悉心指导下完成的。在论文的选题和研究过程中，导师都给予了孜孜不倦的指导和帮助，论文的每一部分都凝聚着导师的心血。赵思雄老师是一位治学严谨、学识渊博、有着高尚情操的老师，诲人不倦，谆谆教导，以自己深厚的学养给我指明了科研的方向，引导我一步步走上科研的道路。孙建华老师是一位理论素养深厚、认真敬业、为人坦率正直的老师，对我给予了悉心的指导和耐心的启发，在论文完成过程中付出了很多的心血。三年多的学习生活中，导师们对我的帮助和关心，让我心存感激，终身难忘。在论文完成之际，谨向赵老师和孙老师致以由衷的敬意和深深地感谢！

感谢周晓平研究员、高守亭研究员、雷恒池研究员，他们仔细审阅了本论文的开题报告，并提出了宝贵的建议；感谢雷霆老师和冉令坤老师，他们在模式调试方面给予我很多的指导和帮助；感谢气象科学研究院的周海光博士，他为论文的研究提供了宝贵的资料！

感谢研究生部的安俊岭老师、刘荣华老师、孙鹏宇老师，他们在生活和学业上给予我很大的关心和帮助。同时感谢大气所其他老师给予的帮助！

感谢同课题组的张立生、夏茹娣、孙晶、孔期、傅慎明、李博、Angkool Wangwongchai、董海萍、乔枫雪、龚晓雪、崔丽梅、孟庆涛、黄翠银等师兄弟和师姐妹们，同他们的交流和讨论使我学到了许多知识，谢谢他们的帮助和支持！

感谢周志敏、高超、李俊等 05 级博士班同学以及苏京志、符伟伟、苏明锋、乐旭、雷航、祝雅丽、张颖等博士，他们给予我许多热情的帮助！

感谢我的父亲、母亲、岳父、岳母，他们的养育之恩和无私关爱使我终身难忘！感谢我的弟弟徐广天，他对我多年的求学经历给予了很大的支持！

最后要特别感谢我的妻子王赛卓，在三年多的学习过程中，她始终如一的支持、关心和鼓励给了我强大的精神动力！

谨以此文献给多年来给我帮助的老师、同学、好友以及我的家人！

徐广阔

2009 年 2 月