乔林,陈涛,路秀娟. 2009. 黔西南一次中尺度暴雨的数值模拟诊断研究 [J]. 大气科学, 33 (3): 537-550. Qiao Lin, Chen Tao, Lu Xiujuan. 2009. A numerical simulation analysis of a mesoscale rainstorm system in southwest of Guizhou Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 537-550.

黔西南一次中尺度暴雨的数值模拟诊断研究

乔林1 陈涛1 路秀娟2

1 国家气象中心,北京 100081
 2 中国科学院大气物理研究所,北京 100029

摘 要使用 WRF 模式 (Weather Research and Forecasting model)模拟了 2006 年 6 月 12 日贵州省西南部一次 典型的突发性强对流暴雨过程,模式较真实地模拟了这次局地发展的中尺度暴雨天气过程。对流层低层的中尺 度辐合线造成了初始的上升运动,β中尺度对流系统首先在地面锋线前不稳定的暖区中生长,辐合线南侧的偏南 气流对水汽和热量的输送是对流能够持续生长的最重要因素。通过非地转ω方程的诊断证明,在降水开始后,凝 结加热的释放对β中尺度对流系统的发展最为重要,它强迫产生的上升运动分量超过了低层暖平流强迫造成的上 升运动分量。在相应的热力、动力结构的调整作用下,对流层低层出现中尺度低空急流、中尺度涡旋等动力结 构。到降水过程后期,由于偏北气流的侵入,降水区上空对流层低层转为对流稳定的层结,β中尺度对流系统无 法获得不稳定能量以维持其发展,降水也逐渐减弱直至终止。

关键词 β中尺度对流系统 暴雨 数值模拟

文章编号 1006 - 9895 (2009) 03 - 0537 - 14 中图分类号 P458 文献标识码 A

A Numerical Simulation Analysis of a Mesoscale Rainstorm System in Southwest of Guizhou Province

QIAO Lin¹, CHEN Tao¹, and LU Xiujuan²

National Meteorological Center, Beijing 100081
 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, numerical experiments are carried out to simulate a sudden severe rain in southwestern Guizhou Province on 12 Jun 2006. The results show that this severe rain is caused by locally rapid-developing meso- β -scale convective systems (M- β CSs). At the beginning, the initial ascending movement was driven by the mesoscale shear line formed in the lower layer of atmosphere. M- β CSs were developing in the instable warm air in front of the surface cold front, the south wind transporting moist warm air on the south of the convergence zone was the most important factor for sustaining the development of these convective systems. Through diagnosis on the basis of ageostrophic omega-equation, it is showed that the release of condensation heating has an important effect on the development of M- β CSs, the ascending movement forced by it was greater than the contribution of the low-level warm advection. Through the thermodynamic and dynamic adjustment, some dynamic structures such as mesoscale Low Level Jet (mLLJ) and mesoscale vortex appear in the lower troposphere.

收稿日期 2007-08-28, 2008-02-25 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 "我国南方致洪暴雨监测与预测的理论和方法研究" 2004CB418307

作者简介 乔林,男,1966年出生,硕士,高级工程师,中央气象台首席预报员,主要从事中短期天气预报与预报技术研究。 E-mail: qiaolinid@yahoo.com.cn Near the ending of the rain, the invading of the north flow made the lower layer of atmosphere convert into stable state from convective unstable state, so there was not enough instable energy for maintaining vertical motion, and the precipitation stopped in the end.

Key words meso- β -scale convective systems, severe rain, numerical simulation

1 引言

暴雨是多尺度相互作用下的现象,直接造成暴 雨的中尺度对流系统 (MCS) 的发展演变机制也异 常复杂。何光碧等(2005)分析了一次川东暴雨过 程中的低涡、急流等天气系统与暴雨的配置关系, 表明在暴雨过程中西南急流的热力效应和动力效应 十分重要,孙建华等(2006)研究了低层水汽辐合 在华南暴雨过程中催生 MCS 发展的机制,强调了 对流层低层的热力和动力过程在暴雨发展过程中的 作用: 江晓燕等(2005)给出了一次梅雨锋暴雨过 程的β中尺度对流系统的发展演变模型,强调高空 辐散对 MCS 发展有关键作用。这些研究充分表明 暴雨过程的多样性,在不同的关键天气系统背景 下、不同地域的暴雨具有相当多不同的特点。在已 有的研究工作中,对梅雨锋暴雨、台风暴雨等个例 研究较多,而对局地性暴雨,尤其是发生在复杂山 地地形中的突发性中尺度暴雨过程的观测分析和数 值模拟工作都相对较少。

在对中尺度暴雨产生和发展机制方面的研究中 有多种观点,张春喜等(2005)利用数值模拟研究 表明, 地形、边界层辐合线都能够触发中尺度对流 系统的初始上升运动,并在对流不稳定的大气中发 展为深对流;湿位涡守恒和倾斜涡度发展理论在阐 述暴雨产生机制中也有广泛应用(蒙伟光等, 2004), 解释了 MCS 多发生在倾斜湿等熵面具有弱 对流稳定性的下陷区的原因; Zhang 等 (2000) 通 过数值模拟研究分析了中尺度对流系统的三维结 构,指出中尺度低空急流和中尺度高空急流的耦合 机制促进了 MCS 的快速发展。Chen 等(1998) 对 一次梅雨锋暴雨的研究表明,中尺度低空急流、中 尺度低压都与凝结潜热释放的中尺度热动力效应密 切相关,其带来的正反馈效应会进一步导致降水的 增强。在已有研究中,针对中尺度暴雨的发生发展 多强调其中一种物理机制,但暴雨作为一种复杂的 中尺度天气过程,在降水的初生和旺盛阶段,起主 要作用的物理机制可能相当不同。伴随着观测系统 时空分辨能力的提高以及卫星、雷达等新型探测技术的发展,已经有可能捕捉到生命史为几个小时的中小尺度暴雨过程的细节特征;而高分辨率数值模式性能的进步,也为深入研究中尺度暴雨发展机理提供了有力的技术手段,尤其是在缺乏观测网络覆盖的地区,中尺度数值模式能够发挥更重要的作用。

本文利用先进的中尺度数值模式,对2006年6 月12日贵州南部的一次突发性短时强降水过程进 行了高时空分辨率的数值模拟,模拟结果基本正确 地反映了此次降水过程。利用多种观测资料结合数 值模拟结果,仔细分析了中尺度暴雨产生、发展和 衰亡的过程,对直接造成中尺度暴雨的β中尺度对 流系统发展的动力和热力机制作了进一步的研究, 为局地暴雨预报业务提供了一些新的思路。

2 资料与模式

本文用到的资料包括 NCEP/NCAR 1°×1°的 格点分析资料,一天 4 个时次,分别为 02 时、08 时、14 时、20 时(北京时,下同); FY-2C 的 TBB 资料,水平分辨率 0.05°×0.05°、时间间隔 30 分 钟;中尺度地面自动站逐时观测(降水量、风场) 以及常规探空(08 时、20 时)和地面观测资料(3 小时一次)。

WRF模式 (Skamarock et al., 2005) 在国内外的大气数值研究领域得以普遍应用,大多数结果都表明有该模式具有较高的预报能力(孙健等,2003)。本文数值模拟采用WRF2.1.2 质量坐标版本,模式网格设计为双向三重嵌套,中心位于(25.2°N,106.1°E)。图 1a 为模式的嵌套网格区域,格点数分别为 120×120、172×163、151×163,对应格距为 30 km、10 km、3.3 km。三重网格均使用 Ferrier 显式降水方案,第1、2 重网格使用Kain-Fritsch (new Eta)积云参数化方案。模式从 2006 年 6月 12 日 08 时开始积分,共积分 24 小时,三重网格的积分步长为 180 s、60 s、20 s。模式背景场采用



图 1 (a) 模拟采用的嵌套区域; (b) 第三重模式网格地形 (阴影: 海拔高于 2000 m) Fig. 1 (a) Three nesting domains of the model; (b) the third nesting domain terrain (shade: elevation ≥2000 m)

NCEP 1°×1°分析资料,结合 6 小时一次的 FY-2C 云迹风观测以及常规探空和地面加密观测资料,应 用 WRF 三维变分产生初值和边界条件。图 1b 是 从全球 30 s 分辨率的地形高度插值得到的模式最 内重网格区域的地形高度,图中表明贵州省地形基 本是由东南向西北增高,望谟附近地形坡度比较明 显,高度在 500~1000 m 之间。

3 天气形势与降水

3 期

No. 3

图 2 为贵州及其附近地区 6 月 12 日 08 时~13 日 08 时 24 小时累积降雨量实况,50 mm 以上的暴 雨区在贵州省西南部地区呈东西走向的带状分布, 100 mm 以上的大暴雨区集中在(25°N~26°N, 106°E~107°E)之间贵州省西南部的狭小地带内, 其中望谟站的 24 小时累积降水量达到 196 mm,罗 甸站达到 211 mm。雨量的空间分布非常不均匀。

图 3a 为12 日 23 时~13 日 00 时地面自动站记 录的 1 小时累积雨量,罗甸站和望谟站的降水量最 大,其他测站的降水都相对较弱;从每小时降水量 的空间分布情况看(图略),望谟站和罗甸站附近 的降水雨团在 5~6 小时的生命史中没有表现出明 显的移动过程,表明降水具有很强的局地性。图 3b 为 12 日 20 时~13 日 04 时望谟和罗甸的地面自 动站逐小时降水量实况,两站降水都在 21 时以后 突然增大,最大降水时段在 13 日凌晨 00 时左右, 其中罗甸站在 12 日 22 时~23 时 1 小时降水量达 到 80 mm,望谟站最强降水出现在 12 日 23 时~13



图 2 2006 年 6 月 12 日 08 时~13 日 08 时 24 小时累积雨量 (单位: mm)

Fig. 2 24-hour accumulative precipitation (mm) from 0800 LST 12 Jun to 0800 LST 13 Jun 2006

日 00 时,1小时降水量达到 72 mm。两站的降水 都集中在 5~6小时内,降水的突发性、短时性和 雨强大等特征非常明显。短时强降水引发的山洪等 地质灾害造成了当地重大经济损失和人员伤亡。无 论从降水的空间尺度还是时间尺度上看,这都是一 次典型的中小尺度局地暴雨过程。

利用 NCEP/NCAR 1°×1°资料分析表明,12 日 20 时贵州南部强降水发生前,降水区上空 500 hPa 受偏西气流控制(图 4a),500 hPa 上的槽 较弱,槽附近的正涡度平流较弱。850 hPa 实况探



图 3 (a) 12 日 23 时~13 日 00 时自动站降雨量(单位: mm); (b) 12 日 20 时~13 日 04 时望谟、罗甸逐时降水量(单位: mm) Fig. 3 (a) Rainfall (mm) from 2300 LST 12 Jun to 0000 LST 13 Jun; (b) hourly rainfall (mm) at Wangmo and Luodian stations from 2000 LST 12 Jun to 0400 LST 13 Jun



图 4 (a) NCEP 分析的 12 日 20 时 850 hPa 实况风场 (风向杆)、500 hPa 等高线 (粗实线,单位: dagpm) 及 850 hPa 比湿 (细实线,单位: g/kg), 阴影: 850 hPa 上升速度大于 0.2 Pa/s; (b) 河池和贵阳站探空风矢量图

Fig. 4 (a) 850-hPa wind (barb), 850-hPa specific humidity (thin solid line, units: g/kg) and 500-hPa height (thick line, units: dagpm) at 2000 LST 12 Jun from NCEP/NCAR analysis data, shade: 850-hPa vertical ascending velocity greater than 0.2 Pa/s; (b) sounding hodo-graph at Hechi and Guiyang stations

空风场表明川东地区存在一个低涡涡旋,但分析不 出闭合的等高线,贵州南部和广西北部之间存在一 条弱切变线。图 4b 为河池探空站、贵阳探空站的 探空风矢量曲线,邻近降水区的河池站探空风矢量 曲线在 970~400 hPa 之间随高度顺时针旋转,表 明站点上空由深厚的暖平流控制,12 日 08~20 时 随着低层偏南风速的加大,站点附近的暖湿层结不 断增厚,层结不稳定的情况愈加明显。从 NCEP 的 分析场上看,850 hPa 降水区处于湿舌边缘,上空 的比湿达到了 16~18 g/kg。12 日 08 时贵阳站上 空 850~500 hPa 之间风向顺时针旋转,两层之间 受暖平流主导;而到 20 时风向转为逆时针旋转, 两层间受冷平流控制,但 500 hPa 以上对流层中高 层基本还是由暖平流控制。贵阳站风向变化表明, 从川东低涡后部有浅薄的冷空气快速向南侵袭。冷空气的侵入能够造成低层的抬升,NCEP分析场表明降水区附近的最大垂直上升运动速度为 0.4 Pa/s,为中尺度系统的产生发展提供了有利的环境条件。虽然天气系统配置有利于贵州南部的强降水,但天气尺度分析无法说明直接造成强降水的中尺度系统的结构及其发展机制,在这种情况下,数值模式资料结合卫星、雷达、自动站等中尺度观测资料就成为分析 MCS 发生发展机制的重要手段。

3 期

No. 3

图 5a 为 12 日 08 时~13 日 08 时 24 小时模式 第三重网格模拟的累积降水量,降水量 50 mm 以 上的暴雨区分布在贵州省西南部和广西省北部,降 水带呈东西走向。与降水实况图 2 相比,模拟暴雨 落区的位置与实况比较吻合。在模拟降水带中分布 着一系列降雨量超过100 mm的大暴雨中心,其中 最主要的是A、B两个降水雨团,A雨团位于望谟 站附近,降水中心极值为184 mm,与望谟站的实 况降水中心非常一致,B雨团的降水量中心极值为 141 mm, 位于罗甸站略偏南的位置, 降水量较实况 略偏小。模拟 24 小时暴雨区的位置、范围和量级 与实况基本一致,表明模式基本上正确反映了本次 强降水过程。图 5b 为 12 日 20 时~13 日 08 时 A、 B雨团中心附近5点平均的模式降水量直方图:模 式降水基本都是从12日20时开始,A雨团降水量 最大值出现在 12 日 23 时~13 日 00 时, 1 小时降

水量为 37 mm,罗甸附近最强降水出现在 13 日02~ 03 时,降水量为 28 mm,降水过程到 13 日 05 时以 后才逐渐结束。与望谟站和罗甸站自动站每小时雨 量(图 3b)相比,A雨团中心点的降水较望谟站单 点实况小,但随时间的演变与实况基本一致,B雨 团中心的降水较罗甸站降水小,在时间演变上较A 雨团发展有所滞后。

对模式逐时降水量的空间分布分析表明(图 略),中尺度雨团首先在望谟站附近发展起来,降 水过程中雨团的位置变化很小;罗甸附近的雨团发 展在时间上稍微滞后,在空间上同样没有表现出明 显的移动过程。总体来看,模式降水过程与实况比 较一致,尤其是A雨团代表的望谟站降水分布与实 况很相像,B雨团降水量量级与实况是基本一致, 但位置较实况略偏南。模式模拟的降水带分布和单 点降水演变与实况都比较接近,这从一个方面表明 了模式数值结果的真实性。据此,我们对模式输出 资料结合各种观测数据进行分析,讨论中尺度暴雨 过程中的中尺度系统三维结构和发展演变的物理机 制。

4 中尺度对流系统发展过程

4.1 红外云顶亮温特征

静止卫星云图为提高现代暴雨预报技巧提供了 非常有效的手段(Jirak et al., 2003),其高时空分



图 5 (a) 模式模拟 12 日 08 时~13 日 08 时 24 小时累积降水量; (b) A、B 雨团中心逐时降水量。单位; mm Fig. 5 (a) Simulated 24-hour cumulative precipitation from 0800 LST 12 Jun to 0800 LST 13 Jun; (b) hourly rainfall at the centers of rainstorm A and B

辨率的资料能够直接分析造成暴雨的中尺度对流系 统。在12日20时的FY-2C红外云图上(图6a), 贵州省西南部出现一系列云顶温度低干-22℃的 8 中尺度对流云团单体,自西向东呈线状排列,表明 这一时刻对流已经有组织的发展起来:到22时30 分(图 6b),线状排列的β中尺度云团迅速增长合 并为一个较大的中尺度对流云团,外形近似椭圆 状,云顶最低红外温度达到-75℃以下。这一时段 是中尺度云团迅速增长的阶段,其间贵州省西南部 降水迅速增大。到13日00时33分(图6c),对流 云团几何中心向东移动,云顶亮温低于-22℃的范 围继续增大,外轮廓趋于正圆形,其特征与成熟期 MCC (Madox, 1980) 的特征非常类似, 但强度上 较 MCC 弱。对流云团发展到旺盛阶段后,继续向 东南方向移动并逐渐衰减,贵州省西南部的降水也 随之减弱。在我国西南地区,在卫星云图上经常可 以观测到类似的对流云团,反映了β中尺度对流系 统(赵思雄等, 2007)的活动。结合降水实况与红 外亮温云图分析表明,贵州省西南部的强降水是一 次典型β中尺度对流系统迅速发展引起的中尺度暴 雨, 对流从启动到成熟的过程在 2~3 小时内完成, 降水的突发性、短时性特点十分突出。

4.2 对流的初生和发展

从12日14时起,贵州省北部对流层低层的浅 薄冷空气迅速向南侵袭,在中尺度冷锋向南推进的 过程中,在低层的抬升作用下,锋面附近不断产生 零散的对流单体,但在稳定的环境大气中,对流发 展高度局限在对流层中层以下并迅速消亡,造成的 地面降水十分有限。

12 日 22 时从自动站风场观测看 (图 7a), 冷空 气已推进到贵州省南部,地面流场在贵州省南部的 25°N~26°N 附近形成一条清晰的中尺度切变线 (用断线表示),切变线以北为较一致的东北风,辐 合线以南的偏南风由西南风和东南风两支气流汇合 而成。结合同时刻的 TBB 资料, 造成强降水的 β 中尺度对流系统主要生成于切变线附近,切变线南 侧的东南和西南两支气流为β中尺度对流系统的生 长提供了良好的热量和水汽条件。模式模拟的同时 刻 800 hPa 流场的分布 (图 7b) 与自动站风场观测 实况比较相像,贵州省南部的两支偏南气流与贵州 省北部的偏东北气流构成低层切变线,其中东南气 流的势力相对较强,最大风速在 8~10 m/s 之间。 模拟的云水分布与对流云的实况分布也比较一致 (图 7a、b),这些都进一步表明了模式模拟结果的 合理性。

贵州省西南部最初的上升运动形成后,在有利 的条件下迅速发展,形成具有组织性对流活动的β 中尺度对流系统,β中尺度对流系统生成后缓慢向 偏东南方向移动。相对于β中尺度对流系统的前进 方向,低层暖湿气流从对流系统前侧流入,在上升 过程中水汽发生凝结并通过复杂的云物理过程形成 降水,地面降水不断增大。

4.3 中尺度对流系统旺盛阶段

到 12 日 23 时,800 hPa 中尺度切变线较 20 时 略向南移 (图 8a),积云面积明显增大,切变线南侧 从低层到高层的风向存在较明显的顺转,表明低层 存在比较清楚的暖平流。β 中尺度对流系统南侧 800~900 hPa 之间偏南风速可达 12 m/s,形成中



图 6 红外云顶亮温 (单位:℃): (a) 12 日 20 时; (b) 12 日 22:30; (c) 13 日 00:33 Fig. 6 Temperature of Black Body (TBB): (a) 2000 LST 12 Jun; (b) 2230 LST 12 Jun; (c) 0033 LST 13 Jun



图 7 (a) 12 日 22 时地面自动站风场观测以及同时刻 TBB [三个箭头表示构成切变线的偏北气流、东南气流与西南气流,断线表示切变 线位置 (下同)]; (b) 模式模拟 12 日 22 时 800 hPa 风场、高度场 (等值线) 以及云水含量 (阴影:云水含量高于 0.2 g/kg) Fig. 7 (a) TBB and wind observed from the auto-weather station at 2200 LST 12 Jun, with three arrows denoting northern, southeast and southwest flow, and dashed line denoting the shear line (the same below); (b) simulated 800-hPa wind (barb), height (isoline) and cloud water ratio (shade: ≥0.2 g/kg) at 2200 LST 12 Jun



图 8 (a) 12 日 23 时模式模拟的 800 hPa 风场、500 hPa 流线以及云水含量(阴影:云水含量高于 0.2 g/kg); (b) 12 日 23 时沿 106°E 的 垂直环流剖面 [实线:经向风速等值线,8 m/s 以上加粗;阴影:上升速度>0.5 m/s;箭头:经向风场(单位:m/s)和垂直风场(单位:10 m/s)的合成,下同]

Fig. 8 (a) Simulated 800-hPa wind (barb) and 500-hPa streamline field at 2300 LST 12 Jun (shade: cloud water ratio higher than 0.2 g/kg); (b) cross section of vertical circulation and meridional wind along $106^{\circ}E$ (solid isoline, bold line: >8 m/s) at 2300 LST 12 Jun (shade: ascending speed>0.5 m/s)

尺度低空急流(孙建华等,2004)。与中尺度低空 急流相伴的风速切变能够造成显著的中尺度质量辐 合场,并强迫湿空气抬升,造成云和降水的增长。 图 8b 为同一时刻沿 106°E 的垂直剖面,最强的上 升运动位于中尺度低空急流前方,并且处在锋前不 稳定的暖区中,上升运动中心的速度达到1.5 m/s。 在上升运动北侧 500 hPa 左右,有经向最大风速为 12 m/s 的偏南风流出气流,加强了高空的质量辐 散,有利于上升运动的进一步增强。

12日23时~13日00时是模式A雨团降水最

强的时段。图 9a 为 12 日 23 时的低层风场,其中 阴影区为模式小时降水量高于 5 mm 的区域,望谟 站附近的降水中心小时最大降水量为 40 mm。随 着降水的增强,大量凝结潜热的释放必然会影响中 尺度对流系统的结构。位势倾向方程表明,降水释 放凝结潜热将会导致低层位势高度降低,在降水中 心附近造成额外的气压梯度,从而加强流向辐合区 的中尺度低空急流,中尺度低空急流的湿热输送以 及急流动力调整又将进一步增强上升运动,形成增 强降水的正反馈效应。

图 9b 为同时刻沿 25°N 垂直剖面上的对流系 统结构,上升运动高度达到了 100 hPa,云水(其他 冰、雪、霰等模式水成分已经转换为云水量)含量 高值区位于 200~400 hPa 之间,在高层辐散流出 气流的拖曳作用下,对流云在 500 hPa 以上形成向 东延伸的巨大的辐散云砧。对流层低层 106°E 附近 南风分量的风速达到 8 m/s,低层的东南风在降水 区上空迅速转为上升运动,来自中高层的下沉气流 进入对流云后,会同上升转向的气流从对流云体东 侧的中高层流出。此时云内仍然主要以上升气流为 主,下沉运动较弱。同时,从地形特点来看,对流 云主要在迎风坡上形成,地形抬升作用可能是造成 对流初始上升运动的重要因素,但在 MCS 发展旺 盛的阶段,中尺度对流系统的上升速度可达到 10° ~10¹ m/s 的量级,地形造成的上升速度不会达到 如此高的量级。到13日00时,β中尺度对流系统 上升运动又有所增强(图略),但云内开始出现下 沉气流,同时中尺度低空急流持续加强,106°E 附 近的低层南风风速增加到10 m/s;对流层高层偏北 风分量也有所加大,表明了高层流出作用的增强。

4.4 降水的减弱

在中尺度辐合线南压的过程中,对流层低层的 偏北风分量的逐渐加大,到13日04时800hPa上 切变线以北的偏北风速达到8~10m/s(图10a), 贵州南部对流层低层基本都受偏北气流的控制,为 望谟-罗甸一带降水区提供热量和水汽的偏南暖湿 气流被偏北风取代。从同时刻沿106°E的垂直剖面 上看(图10b),随着冷空气的推进,25°N附近对流 层低层改受偏北风控制,θ_se的分布也表明对流层低 层转为对流稳定的层结,对流难以获得不稳定能量 以维持其发展,降水也将减弱直至中止。辐合线在 向南推进的过程中,其南侧偏南风速减小,地面降 水已经较弱,沿辐合线上有一系列中尺度涡旋出 现,这正是中尺度环流动力调整的结果。

5 β中尺度对流系统发展机制

从降水初始阶段中尺度环流的演变情况看,对 流层低层的中尺度辐合线是触发初始对流的中尺度



图 9 (a) 12 日 23 时 800 hPa 风场 (阴影: 12 日 23 时~13 日 00 时降水大于 5 mm 区域); (b) 12 日 23 时沿 25°N 垂直剖面上的环流 [纬 向风场 (单位: m/s) 和垂直风场 (单位: 10 m/s) 的合成]和经向风分量 (等值线), 阴影: 云水含量大于 0.5 g/kg Fig. 9 (a) 800-hPa wind (barb) at 2300 LST 12 Jun (shade: precipitation greater than 5 mm from 2300 LST 12 Jun to 0000 LST 13 Jun); (b) cross section of vertical circulation and meridional wind (isoline) along 25°N at 2300 LST 12 Jun, shade; cloud water ratio higher than



图 10 (a) 13 日 04 时 800 hPa 风场 (阴影:风速大于 8 m/s); (b) 13 日 04 时沿 106°E 垂直剖面上的 θ_{se}(单位: K) 和垂直环流 Fig. 10 (a) 800-hPa wind barb (shade: wind speed greater than 8 m/s) at 0400 LST 13 Jun; (b) θ_{se}(K) and vertical circulation along 106°E at 0400 LST 13 Jun

影响系统,与辐合线伴随的低层辐合会产生强迫抬 升而形成最初的上升运动,辐合线南侧偏南气流对 水汽和热量持续输送也为产生较强的降水提供了有 利条件;另一方面,中尺度低空急流建立后的动力 效应也可能是上升运动增强的重要原因。在β中尺 度对流系统发展过程中动力、热力调整十分复杂, β中尺度对流系统能否发展起来与不稳定性条件密 切相关;随着降水的发展,凝结潜热如何影响中尺 度环流调整等问题都需要进一步阐述。

5.1 对流不稳定与低层辐合

在前期低层偏南气流对水汽和热量的输送作用 下,降水区附近积累了大量不稳定能量。图 11a 为 12 日 22 时沿 106°E 的垂直剖面,对流层高层 θ_{se} 较 为平直,层结稳定; 25°N 附近对流低层 θ_{se} 等值线 形成从地面向上伸展的高值舌,"舌尖"处 354 K 等值线达到 400 hPa 左右,从地面到对流层中层构 成深厚对流不稳定区($\partial \theta_{se}/\partial p > 0$)。在对流不稳定 条件下,一旦有中尺度重力波传播、低层冷空气侵 入和地形抬升等作用造成初始对流活动,都有可能 快速发展为深对流(丁一汇,2005)。同时,图 11a 中北风分量仅在 25°N 以北 800 hPa 以下较为显著, 冷空气相当浅薄,由于冷空气较弱,锋区后的下沉 运动并不是很清楚,温度梯度也较小,但干湿对比 形成的锋面结构十分清楚。对流层低层 θ_{se} 密集区 构成的中尺度锋区位于 25°N~25.25°N 之间,锋区 以北基本是对流稳定或中性的层结 ($\partial \theta_{se}/\partial p \leq 0$)。随着偏南暖湿气流的加强,图 11b 中散度的垂直分 布表明从地面到 600 hPa 存在有较强的中尺度辐 合,最强辐合约为-4.9×10⁻⁴ s⁻¹,辐合层之上 500~600 hPa 间出现了 1.5 m/s 的上升运动,但上 升运动主要分布在 400 hPa 以下,表明 β 中尺度对 流系统仍处在发展初期,降水也较弱。由于上升运 动造成了质量垂直输送,对流层中高层形成质量堆 积,在连续方程的约束下上升气流在 400~500 hPa 转而向四周辐散开来,中高层的辐散强度略弱于低 层的辐合强度。按照运动学方法 (Holton, 1992), 利用低层的辐合可简单地估算垂直速度:

$$\begin{cases} \omega = \omega_{p0} - \int_{p_0}^{p} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \mathrm{d}p, \\ w = -\frac{\omega}{\rho g}. \end{cases}$$
(1)

假设近地层垂直速度为 0,根据方程 (1) 估算 降水中心上空 600 hPa 的垂直速度为 0.86 m/s,其 贡献占实际垂直速度的 57.33% (0.86/1.5 = 57.33%),因此在降水初期,低层的动力辐合作用 对上升运动有比较重要的贡献。另一方面从图 11b 上看,伴随着上升运动的发展,在 θ_{se}高值舌中产生 了高耸的对流云体。

5.2 中尺度急流的动力效应

中尺度低空急流不仅能够增强局地水汽输送和 辐合,与急流相伴的其他动力效应也可能对降水的



图 11 (a) 12 日 22 时沿 106°E 的垂直剖面上的 θ_{se}(单位: K) 和垂直环流, 阴影: 垂直速度大于 0.5 m/s; (b) 12 日 22 时沿 106°E 的风场 和散度场 (单位: 10⁻⁴s⁻¹), 阴影: 云水含量高于 0.5 g/kg

Fig. 11 (a) Cross section of $\theta_{se}(K)$ and vertical circulation along $106^{\circ}E$ at 2200 LST 12 Jun (shade: ascending velocity greater than 0.5 m/s); (b) cross section of vertical circulation and divergence $(10^{-4}s^{-1})$ along $106^{\circ}E$ at 2200 LST 12 Jun (shade: cloud water ratio more than 0.5 g/kg)



图 12 12 日 23 时 500 hPa *Q* 矢量散度(细等值线,单位: 10⁻¹² m·kg⁻¹·s⁻¹)、500 hPa 流场和 700 hPa 风场。粗断线: 700 hPa 切变线的位置

Fig. 12 700-hPa wind barb, 500-hPa Q divergence (thin isoline, units: $10^{-12} \text{ m} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), 500-hPa streamline at 2300 LST 12 Jun. Thick dashed line is shear line at 700 hPa

发展有重要的作用。在本次暴雨过程中,中尺度低 空急流在降水增强前就较为活跃,利用非地转Q矢 量(Jusem et al., 1998)可以进一步诊断暴雨过程 中急流的动力效应对垂直运动的影响。

图 12 为 12 日 23 时 500 hPa Q 矢量散度,比较 强的辐合主要发生在 700 hPa 切变线的南侧,对应 着动力强迫的上升运动,在切变线以北有比较明显 的 Q 矢量辐散,对应动力强迫的下沉运动。在质量 连续的要求下,动力强迫的上升/下沉运动构成了 一个垂直于低层切变线的中尺度锋面次级环流,在 不稳定的区域中,次级环流的上升支运动能够迅速 地发展为深对流,造成地面强降水。事实上由于低 层中尺度低空急流的增强,降水区上空垂直切变也 随之增强,热成风不平衡能够诱导出动力强迫的次 级环流。中尺度低空急流不仅为β中尺度对流系统 输送水汽和热量,其动力效应对降水的迅速发展也 有相当重要的作用。

5.3 凝结潜热的作用

在形成降水的过程中,水汽相变过程产生的大 量凝结潜热在中尺度系统的演变过程中会有十分重 要的作用(Kuo,1974)。凝结加热包括显式加热以 及对流加热,一般来说需要用对流参数方案计算次 网格尺度的对流加热;但在可分辨云尺度的模式 中,微物理过程直接计算了各种相变过程中的加 热,因此不再需要用对流参数化方案来计算对流加 热(岳彩军等,2002)。图13a为12日22时过暴雨 中心(25°N,106°E)附近9点平均的凝结加热率、 垂直速度和散度的垂直廓线,其中最强上升运动处 于 600 hPa 左右,低层辐散、高层辐合等动力系统 配置与前文论述的动力结构一致,凝结加热率的最



图 13 (a) 12 日 22 时过降水中心 (25°N, 106°E) 的凝结加热率 (单位: 10⁻¹ K/h)、散度 (单位: 10⁻⁴ s⁻¹) 和垂直速度 (单位: 10⁻¹ m/s) 的垂直廓线; (b) 12 日 22 时 ω 方程右端三项分别计算的垂直运动分量

Fig. 13 (a) Condensation heating rate (10^{-1} K/h) , divergence (10^{-4} s^{-1}) and vertical velocity (10^{-1} m/s) at the rainfall center $(25^{\circ}\text{N}, 106^{\circ}\text{E})$ at 2200 LST 12 Jun; (b) vertical velocity corresponding to the three components on the right side of ω equation at 2200 LST 12 Jun

大值约为1K/h,位于600~700 hPa之间。假设凝结加热完全由降水产生,从降水反推对流层中层最大可能垂直速度如下(Marécal et al., 2002):

$$\begin{cases} \omega_{\max} = -s \frac{I}{q_{s0}}, \\ \omega_{\max} = -\frac{\omega_{\max}}{\rho g}, \end{cases}$$
(2)

其中,经验系数 $s=43.2 \text{ m/s}^2$ 。21:30 至 22:30 之 间的 A 雨团中心降水为 15 mm,故取降水率 I= 15 mm/h,降水中心附近地面饱和比湿 $q_{s0}=16 \text{ g/kg}$, 计算表明,由于凝结潜热释放得到的垂直速度约为 0.48 m/s,凝结加热对垂直上升运动的贡献约为 1/3。利用考虑了非绝热加热的 ω 方程 (朱乾根等, 2000),能够更详细地诊断各项物理因子对垂直运 动的影响:

$$\begin{pmatrix} \sigma \nabla^{2} + f^{2} \frac{\partial^{2}}{\partial p^{2}} \end{pmatrix} \omega = f \frac{\partial}{\partial p} \begin{bmatrix} \mathbf{V} \cdot (f + \boldsymbol{\xi}) \end{bmatrix} +$$

$$\begin{array}{c} \mathbf{A} \\ \frac{R}{p} \nabla^{2} \begin{bmatrix} \mathbf{V} \cdot \nabla T \end{bmatrix} - \frac{R}{p} \nabla^{2} \frac{Q}{c_{p}}.$$

$$\mathbf{B} \qquad \mathbf{C} \qquad (3)$$

方程(3)形如 Laplace 方程,其中等号右边第 一项为涡度平流垂直变化项,第2项为温度平流拉 普拉斯项,第3项为非绝热加热项,分别称为A、 B、C项。若将A、B、C项分别作为方程右端的强 迫项,利用迭代法可求解各项对应的垂直速度。图 13b 为 12 日 22 时各项对应的垂直速度,A 项对应的 垂直速度较后两项小1个量级,分析表明 500 hPa 没 有明显的正涡度平流,涡度平流的垂直变化也不明 显,这与产生强雷暴的条件有显著区别。在对流层 低层,温度平流对垂直运动的贡献较为重要,尤其 是 750 hPa 以下低层暖平流造成的上升运动甚至超 过了凝结加热的作用。700~500 hPa 中层有一定 的冷空气侵入,造成下沉。由此可见,在β中尺度 对流系统发展初期,对流层低层的斜压结构还是相 当重要的,但在对流层中层,凝结潜热引起的上升 运动最为关键。

初始对流发展起来之后,低层偏南风对水汽和 热量的持续输送有利于β中尺度对流系统发展的条 件并未发生大的变化,但在强烈的凝结加热作用 下,中尺度环流将有比较明显的调整。12日23时 (图14a),β中尺度对流系统正处于旺盛期,上升气 流可以到达对流层顶,最强上升运动位于300hPa 左右。凝结潜热在对流层的中高层最为显著,在强 烈的增温作用下,高层等θ_{se}线呈漏斗状向下伸展, 这与对流发展初期对流层中高层的热力结构存在显 著的差异。图14b表明了云水和散度的垂直分布, 随着上升气流加强,积云顶发展到更高的高度,几 乎贯穿整个对流层。降水区上空400hPa以下都是 辐合,400hPa以上以辐散为主,且高空辐散中心



图 14 同图 11, 但为 12 日 23 时 Fig. 14 Same as Fig. 11, but for 2300 LST 12 Jun



图 15 同图 13, 但为 12 日 23 时 Fig. 15 Same as Fig. 13, but for 2300 LST 12 Jun

的强度大于低层辐合中心的强度。

由图 15a 可见, 12 日 23 时降水中心处的散度 廓线表明最强辐合仍然位于对流层低层, 800 hPa 上辐合最大值为 -10×10^{-4} s⁻¹, 较 1 小时前增强 很多。散度廓线表明 500 hPa 以下几乎都是辐合, 最大辐散层出现在 100~200 hPa 间的对流层高层。 上升速度中心最大值达 4.1 m/s,高度也达到 400 hPa 左右。但方程(1) 计算表明低层辐合造成 的上升运动速度很小,远远不能解释模式中 400~ 500 hPa 之间的垂直速度。此时,凝结加热率最大 达到 4 K/h,高度上升到 400~500 hPa 之间。利用 ω方程诊断的各强迫项对应的垂直速度表明(图 15b),凝结加热项强迫的上升运动在暴雨过程中最 为重要,最大值为3m/s左右,与利用降水反演的 最大垂直速度非常一致,表明降水导致的凝结加热 对垂直运动的增强起绝对性的作用。同时刻涡度平 流垂直变化项所对应的垂直速度仍然很小,但温度 平流表现了一些不同的特点。由于对流层低层的冷 空气的侵入,低层的冷平流将导致产生一定的下 沉,在对流层中层由于湍流混合作用较强,温度平 流较弱,对垂直运动基本没有贡献;同时在较强高 层辐散作用下,对流层顶必然有一部分冷空气下沉 补充。

6 小结

(1) 2006 年 6 月 12 日晚贵州省西南部望谟和 罗甸地区附近的强降水是一次典型的突发性暴雨过 程,对流从启动到成熟的过程在 2~3 小时内完成, 降水的突发性、短时性特点十分突出;结合降水实 况与 FY-2C 云图分析表明,这次降水过程是一次 典型的β中尺度暴雨过程。

(2)实况观测表明,12日20时的天气形势有利于贵州省西南部产生降水,尤其前期降水区水汽的积聚为强降水过程提供了十分有利的水汽条件,另外,川东低涡后部有浅薄的冷空气向贵州南部侵袭,也为触发中尺度暴雨提供了不稳定条件。本文使用高时空分辨率中尺度模式模拟了此次暴雨过程,模拟的降水时空分布与实况基本一致,同时模拟对流层低层风场的中尺度辐合线也与自动站观测实况风场比较一致,验证了本次暴雨模拟试验的真实性和合理性。

(3) 利用多种观测资料结合数值模式资料进行 分析表明, 随着贵州省北部低层冷空气向南推进和 偏南暖湿气流的增强,对流层低层形成的中尺度辐 合线是形成初始上升运动的重要影响系统,β中尺 度对流系统首先在地面锋前对流不稳定的暖区中生 长,在降水过程前期中尺度低空急流的建立不仅增 强了低层水汽和热量的输送,与急流相伴的次级环 流等动力效应对β中尺度对流系统上升运动的迅速 增强有关键的作用。在降水发展的中后期, 通过非 地转ω方程诊断表明,凝结潜热的释放强迫产生的 上升运动远远超过了低层辐合对β中尺度对流系统 上升运动的贡献,同时β中尺度对流系统演变过程 中相应的热力、动力结构的调整导致对流层低层出 现中尺度低涡等动力结构。当地面冷空气迅速推进 时,降水区附近的暖湿气流通道被切断,对流层低 层逐渐转为对流稳定的层结,对流将无法获得不稳 定能量以维持其发展,地面降水也逐渐终止。

参考文献 (References)

- Chen S J, KuoY H, Wang W. 1998. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 2330-2351.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 315-334. Ding Yihui. 2005. Advanced Synoptic Meteorology (in Chinese)

[M]. Beijing: China Meteorological Press, 315-334.

- 何光碧,陈静,李川,等. 2005. 低涡与急流对"04.9"川东暴雨影 响的分析与数值模拟 [J]. 高原气象,24(6):1012-1023. He Guangbi, Chen Jing, Li Chuan, et al. 2005. Analysis and numerical simulation for effects of vortex and jet stream on heavy rain in east Sichuan in September 2004 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (6): 1012-1023.
- Holton J R. 1992. An Introduction to Dynamic Meteorology [M]. 3rd ed. San Diego: Academic Press: 505-511.
- 江晓燕, 倪允琪. 2005. 一次梅雨锋暴雨过程的 β 中尺度对流系统 发展机理的数值研究 [J]. 气象学报, 63 (1): 77-92. Jiang Xiaoyan, Ni Yunqi. 2005. Numerical study of the evolution mechanism of meso-β scale convective system along the Mei-Yu front [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (1): 77-92.
- Jirak I L, Cotton W R, McAnelly R L. 2003. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development [J]. 2003. Mon Wea Rev., 131 (10): 2428-2449.
- Jusem J C, Altlas R. 1998. Diagnostic evaluation of vertical motion forcing mechanisms by using *Q*-vector partitioning [J]. Mon. Wea. Rev., 126 (8): 2166-2184.
- Kuo H L. 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow [J]. J. Atmos. Sci., 31: 1232-1240.
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61: 1374 – 1387.
- Marécal V, Mahfouf J F. 2002. Four-dimensional variational assimilation of total column water vapor in rainy areas [J]. Mon. Wea. Rev., 130 (1): 43 – 58.
- 蒙伟光, 王安宇, 李江南, 等. 2004. 华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析 [J]. 大气科学, 28 (3), 330 341. Meng Weiguang, Wang Anyu, Li Jiangnan. 2004. Moist potential vorticity analysis of the heavy rainfall and mesoscale convective systems in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (3): 330 341.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the advanced research WRF version 2 [R]. NCAR Tech Notes-468+STR.
- 孙健, 赵平. 2003. 用 WRF 与 MM5 模拟 1998 年三次暴雨过程的 对比分析 [J]. 气象学报, 61 (6): 692 - 701. Sun Jian, Zhao Ping. 2003. Simulation and analysis of three heavy rainfall processes in 1998 with WRF and MM5 [J]. Acta Meteorologica. Sinica (in Chinese), 61 (6): 692 - 701.
- 孙建华,张小玲,齐琳琳,等. 2004. 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 [J]. 大气科学, 28 (5): 675 691. Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. 2004. A study of vortex and its mesoscale convective system during China heavy rainfall experiment and study in 2002 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (5): 675 691.
- 孙建华,周海光,赵思雄. 2006. 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 [J]. 大气科学, 30(6): 1103-1118. Sun Jianhua, Zhou Haiguang, Zhao Sixiong. 2006. An observational study of mesoscale convective systems producing severe heavy rainfall in the Huaihe River basin during 3-4 July 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30(6): 1103-1118.

- 岳彩军,寿绍文,林开平.2002. 一次梅雨暴雨过程中潜热的计算分 析 [J]. 气象科学,22 (4):468-473. Yue Caijun, Shou Shaowen, Lin Kaiping. 2002. The calculation and analysis of latent heat during a Meiyu front rainstorm [J]. Scientia Meteorolgica Sinica (in Chinese), 22 (4):468-473.
- 张春喜,朱佩君,郑永光,等. 2005. 一次春季暴雨不稳定条件和对 流触发机制的数值模拟研究 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 41 (5): 746 - 753. Zhang Chunxi, Zhu Peijun, Zheng Yongguang, et al. 2005. A study to the trigger mechanism and unstable conditions of spring heavy rainfall with numerical simulation

[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (in Chinese), 41 (5): 746-753.

- Zhang Qinghong, Lau Kaihon, Wang Hongqing, et al. 2000. Numerical simulation on mesoscale convective system along Meiyu front in Southern China [J]. Chinese Science Bulletin, 45: 2093 – 2096.
- 赵思雄,傅慎明. 2007. 2004 年 9 月川渝大暴雨期间西南低涡结构 及其环境场的分析 [J]. 大气科学, 31 (6): 1059-1075. Zhao Sixiong, Fu Shenming. An analysis on the southwest vortex and its environment fields during heavy rainfall in eastern Sichuan Province and Chongqing in September 2004 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1059-1075.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2000. 天气学原理与方法 [M]. 北 京: 气象出版社. Zhu Qian'gen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2000. Principles and Method of Synoptic-Dynamics Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.