

尹洁,郑婧,张瑛,等. 一次梅雨锋特大暴雨过程分析及数值模拟[J]. 气象,2011,37(7):827-837.

一次梅雨锋特大暴雨过程分析及数值模拟^{*}

尹洁¹ 郑婧¹ 张瑛¹ 吴琼²

1 江西省气象台,南昌 330046

2 江西省气象科学研究所,南昌 330046

提 要: 利用常规观测资料、NCEP、卫星、雷达和地面加密观测等资料,对 2010 年 6 月 17—20 日江西北部一次罕见大暴雨过程进行天气动力学诊断分析、中尺度分析和 WRF 模式模拟分析。结果表明:(1)这次罕见大暴雨是一次典型梅雨锋暴雨,是在极为有利的天气形势下导致的强 β 中尺度系统强烈发展所致。500 hPa 东亚大槽槽后冷平流与强盛稳定的副高西北侧西南气流汇合,导致冷暖交汇带在江南北部维持。(2)冷暖交汇带的稳定和西南暖湿气流的异常强盛,使暴雨的水汽、动力、热力条件十分充足,非常有利于触发中小尺度对流系统强烈发展。(3)强盛水汽及辐合上升运动、低层西南急流加强、中层弱冷空气活动、对流不稳定层结加剧、地面辐合线维持少动、 β 中尺度强低涡形成并维持、高层强辐散等多种因素的共同组合叠加作用导致了特大暴雨发生。(4)数值模拟分析显示,19 日 08 时 β 中尺度低涡形成与暖湿气流和弱冷空气共同作用有关;该低涡垂直厚度在 550~950 hPa 之间,850 和 900 hPa 最强;并在该低涡南侧出现一串近东西向排列的 30~60 km 更小尺度的强对流系统,它们与特大暴雨区相吻合。

关键词: 特大暴雨,水汽,动力热力条件,中小尺度系统,WRF 数值模拟,中尺度低压

Analysis and Numerical Simulation of a Heavy Rainfall Event Along the Meiyu Front

YIN Jie¹ ZHENG Jing¹ ZHANG Ying¹ WU Qiong²

1 Jiangxi Provincial Meteorological Observatory, Nanchang 330046

2 Meteorological Science Institute of Jiangxi Province, Nanchang 330046

Abstract: By using conventional meteorological observation data, NCEP reanalysis data, satellite and radar data, densified surface observational data, etc., a rare rainstorm process which happened during June 17—20, 2010 in northern Jiangxi was analyzed. In this paper, the heavy rain process was analyzed from three aspects: dynamics and diagnosis analysis, mesoscale analysis, and simulation analysis by WRF model. The analysis results show that: (1) This rare rainstorm is a typical heavy rain over Meiyu front, it is caused by the vigorous development of strong meso- β system generated in the extremely favorable weather situations. The cold air flow behind the 500 hPa East Asia trough joined up the SW flow located in the northwest part of the strong and stable subtropical high, thus the cold air and warm air converged and maintained over the northern part of Jiangnan. (2) Since the area that cold air and warm air joined up is stable and the SW warm and wet flow is abnormal strong, the vapor, dynamical, and thermodynamic conditions leading to heavy rain are quite adequate, the physical quantities are significantly higher, these are very helpful to trigger the strongly development of meso and microscale convection systems. (3) The extraordinary rainstorm is caused by the interaction of many factors such as strong vapor and convergence ascending motion, weak cold air activities in middle-levels, the strengthening of SW low-level jet, the weakening of stability

* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2011-025)资助

2011 年 1 月 7 日收稿; 2011 年 5 月 17 日收修定稿

第一作者: 尹洁,从事暴雨预报的研究. Email: yinjj@sohu.com

of convection layer, stability of surface convergence lines, the formation and maintenance of meso- β vortices and strong divergence in higher-levels, etc. (4) Numerical simulation analysis of WRF model shows that at 08:00 BT 19 June 2010, the formation of meso- β vortex is related to the strengthening of weak cold air and warm and wet flow, the vertical thickness of this vortex is between 950 and 550 hPa, and it is the strongest between 800 and 950 hPa. In addition, a string of intense convective systems appear in the southern part of this meso- β vortex, these systems are nearly in east-west direction and the scales are about 30 to 60 km, and their positions are well corresponding to the severe rain area.

Key words: heavy rain, vapor, dynamic and thermodynamic conditions, meso- and micro-scale systems, WRF model simulation, meso-scale low-pressure

引 言

2010年6月17—20日,江西北部出现一次有记录以来罕见连续暴雨过程,该过程是一次典型的梅雨锋暴雨过程。其主要特点是,连续暴雨过程持续时间虽不算太长,只有4天,但降雨强度异常强,过程累计雨量大(图1),有6个县市超过400 mm,其中有3个县市超过500 mm,以金溪县583 mm为最大。尤其19日单日降雨异常大,全省出现31站大暴雨,5站特大暴雨(日雨量为278~329 mm),单日大暴雨和特大暴雨站数之多均创江西有记录以来历史极值。罕见的强降雨致使赣北出现严重洪涝灾害,并导致抚州市唱凯堤决堤。

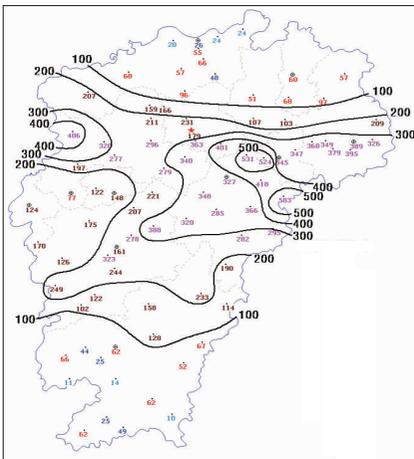


图1 2010年6月17日02时至
21日08时总雨量图(单位:mm)

Fig.1 The total rainfall (unit:mm)
chart during 02:00 BT 17 to 08:00 BT
21 June 2010

对于汛期梅雨锋暴雨已有较多学者进行过研究^[1-19]。其中倪允琪等研究提出梅雨锋暴雨的多尺度物理模型^[1],提出梅雨锋上 α 中尺度和 β 中尺度

天气系统的特征和配置关系;陶诗言等^[2]分析了2007年3次梅雨锋暴雨过程的東西向静止锋的动力学和热力学结构特征;吴国雄等^[3]的研究指出,在梅雨锋附近及其南侧暖湿区的北端,是涡旋发展及暴雨发生的重要地区;高坤等^[4-5]将长江中下游梅雨锋低涡扰动分为2类:一类是高原东侧形成,之后沿梅雨锋逐渐东移,到达长江中下游;另一类是在有利的动力、热力条件下在梅雨锋上形成的低涡,移动较慢,两类低涡对发生强暴雨起着重要作用;陈敏等^[6]对一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究得出梅雨锋面对流系统具有中尺度特征,对流层低层有 β 尺度的低压中心,而在对流雨团顶部形成 β 尺度的高压,并指出对流层低层的中尺度涡旋对锋前暖区对流系统的发展和维持起到了关键的组织作用;廖捷等^[7]在一次梅雨锋暴雨模拟研究中分析了梅雨锋低涡的发展和演变;江晓燕等^[8]在一次梅雨锋暴雨的 β 中尺度对流系统发展机理的数值研究中指出, β 中尺度天气系统的发展演变伴随了相应的中尺度低空辐合流场和高空辐散流场;何立富等^[9]分析指出低空急流脉动对M α CS发生发展的作用。本文利用常规气象资料、NCEP、FY-2C卫星、雷达、地面加密等资料对本次暴雨过程尤其是6月19日特大暴雨进行成因分析;并利用WAF模式数值模拟进行暴雨中尺度特征分析,揭示特大暴雨的成因和特点,为提高暴雨预报能力提供参考。

1 环流背景形势特征

这次暴雨过程是在非常有利的大尺度环流背景和天气系统影响下产生。500 hPa东亚中高纬为两脊一槽型,东亚大槽经向度较深(图2),槽后冷平流引导冷空气南下至长江中下游地区,提供冷空气来源。与此同时,西太平洋副热带高压自太平洋中部

西伸至中南半岛,呈带状分布,强大且稳定,副高脊线位于 20°N 附近,是汛期江西北部出现暴雨带的有利脊线位置。副高北侧盛行强盛西南气流,暖湿气流将水汽向江南北部输送。冷暖交汇带位于江南北部。中低层切变线在江南中北部维持,暴雨带即位于切变线附近。

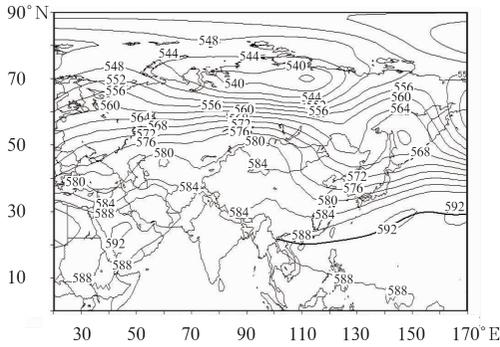


图 2 2010 年 6 月 17—20 日

500 hPa 高度平均图 (单位: dagpm)

Fig. 2 The time-mean 500 hPa height chart for the period of 17 to 20 June 2010 (unit: dagpm)

这次暴雨过程分为两个主要阶段(图 3),17 日 02 时至 18 日 14 时和 19 日 06 时至 20 日 20 时,其中最强时段即出现 5 站特大暴雨时段是 19 日 07 时至 19 日 20 时。第一阶段影响系统主要是 500 hPa 和 700 hPa 有一明显低槽东移影响江西,850 hPa 配合有切变存在,切变南侧西南急流中心达 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。18 日随着低槽切变东移稍南压,强降雨区也稍南压至赣中并有所减弱。17—18 日在有利的天气系统影响下,赣北赣中沿切变线先后共产生 7 个 β 中尺度对流雨团。第二阶段影响系统是在中层切变上先后有 2 个低涡影响赣北。第 1 个低涡是 19 日 08 时前后在赣东北原地生成,伴随着低涡南侧的辐合上升运动明显加强和中尺度对流系统发展,19 日

白天在低涡南侧出现了异常强的大暴雨和特大暴雨,期间有 3 个 β 中尺度对流云团发展。19 日 20 时 850 hPa 湖南强低涡主体即第 2 个低涡东移进入赣北,在低涡南侧伴有较强辐合上升运动,并又继续出现大范围暴雨和大暴雨,期间有 2 个 β 中尺度对流云团发展。20 日随着低涡东移,切变南压,暴雨区逐渐南压至赣中。21 日随着切变减弱,降雨也逐渐减弱。

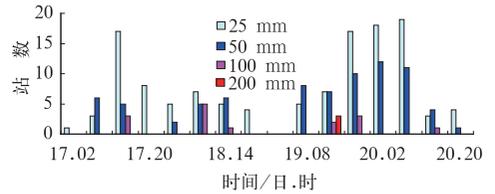


图 3 2010 年 6 月 17—20 日江西省逐 6 小时雨量 $\geq 25 \text{ mm}$ 、 50 mm 、 100 mm 、 200 mm 的站数
Fig. 3 The station numbers that total rainfall in every six hours is greater than or equal to 25 mm , 50 mm , 100 mm , and 200 mm for the period of 17 to 20 June 2010

2 水汽动力条件

2.1 水汽条件

由于副高强盛稳定,其西北侧西南气流也非常强盛。从低层西南风速场看,17—20 日从广西、湖南南部至江西南部,持续一支强盛西南气流,850 hPa 大风中心值达 $18 \sim 26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,暴雨出现在 850 hPa 急流轴左前方。17 日 14 时和 19 日 08 时即两场强暴雨时段均与西南急流加强中心对应,其中心值分别为 26 和 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 4)。低空强西南急流将低纬海上水汽向江南北部输送,同时导致急流左前侧气旋性辐合增强,是产生大暴雨的重要

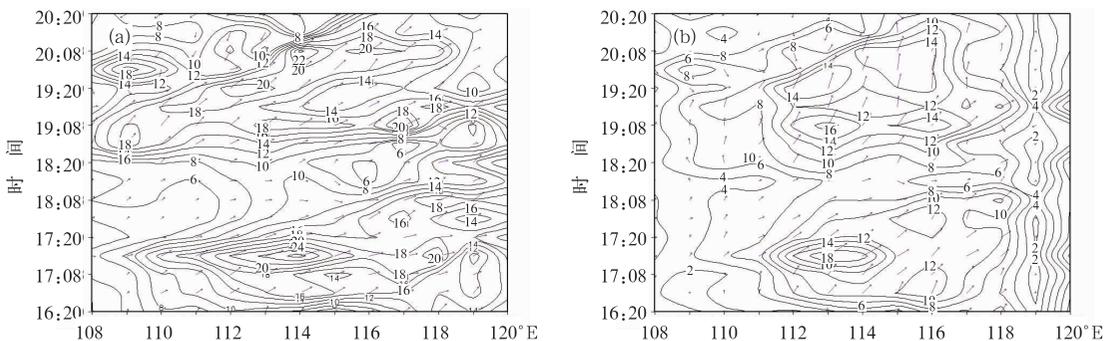


图 4 850 hPa(a)和 925 hPa(b)流场时间序列图 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 Time series diagrams of 850 hPa (a) and 925 hPa (b) flow fields (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

因素。从水汽通量场可见,17—20日从广西、湖南南部至江西南部,维持强的水汽输送带,对应两段强暴雨时段,其中心值高达 $36 \sim 40 \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$ (图5),为赣北暴雨区输送充足水汽。从水汽通量散度场也可见(图略),强暴雨区均与水汽辐合中心值 $-14 \times 10^{-7} \sim -8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$ 对应,其中-14的中心值也出现在19日08时特大暴雨开始时段。从可降水量场还可见,暴雨区上空可降

水量中心值高达 $72 \sim 74 \text{ mm}$ (图略),表明大气整层水汽含量非常高。

将这次暴雨过程主要水汽参数与近年江西汛期其他5次同类型暴雨个例进行对比分析发现(表1),2010年6月19日的850 hPa西南风速、水汽通量、水汽通量散度中心值均强于其他5个个例,可见异常强的水汽条件为这次特大暴雨提供了十分有利的水汽来源。

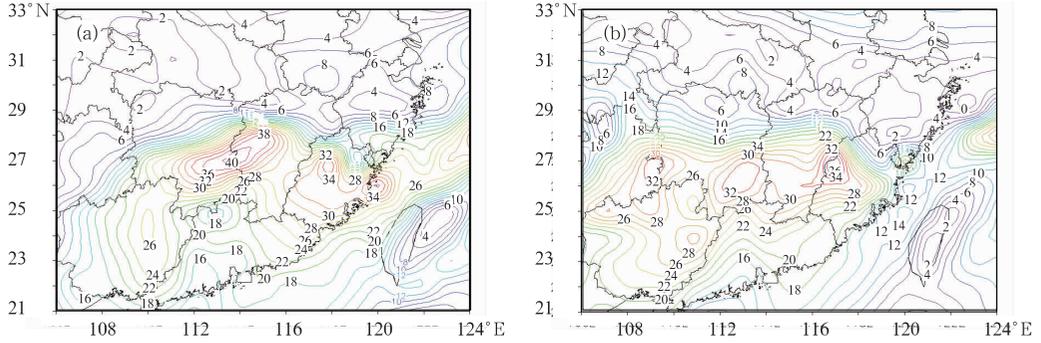


图5 2010年6月17日14时(a)和19日08时(b)850 hPa水汽通量场
(单位: $\text{g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$)

Fig. 5 The 850 hPa water vapor flux fields at 14:00 BT 17 June 2010 (a) and 08:00 BT 19 June 2010 (b) (unit: $\text{g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$)

表1 2010年6月19日暴雨水汽条件与其他5次暴雨过程比较
Table 1 The comparison of moisture condition of heavy rain on 19 June 2010 and the other 5 times heavy rain processes

时间/年.月.日	850 hPa 西南风速 $/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	850 hPa 水汽通量 $/\text{g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$	850 hPa 水汽通量散度 $/10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$
2010. 6. 19	22	36	-15
2005. 6. 18	20	34	-10
2006. 6. 4	18	27	-7
2008. 5. 28	22	30	-10
2008. 6. 9	20	34	-10
2008. 6. 10	20	32	-6

2.2 动力条件

17日14时和19日08时,对应两个主要暴雨时段的850 hPa散度场辐合中心值分别为 -6.4×10^{-5} 和 $-8.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图略),强暴雨区与强辐合中心对应。从850 hPa涡度场看,17—20日江西中北部维持一正涡度带,其中17日08时和19日08时,对应两个暴雨时段的涡度中心值均达 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,暴雨区处在正涡度中心略偏南侧。从垂直速度场可见(图6),两个强暴雨阶段与两个强上升运动阶段一一对应,其中17日08时和19日08时强上升中心值分别高达 -2.0 和 $-2.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

总之,异常强盛的水汽条件和辐合上升动力条件是导致这次暴雨强度大的重要原因。

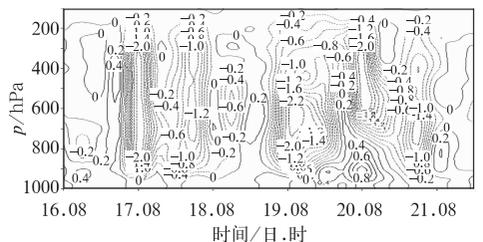


图6 暴雨与强上升运动的对应关系
(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 Corresponding relationship between heavy rainfall and strong ascending motion (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

3 中尺度分析

3.1 中小尺度系统发生发展成因分析

众所周知,产生暴雨的直接系统是中小尺度系统。利用风云 2C 卫星云图、逐小时降水、云顶亮温、雷达等资料进行中尺度分析发现,江西本次暴雨过程先后共有 12 个 β 中尺度对流系统沿 850 hPa 切变南侧发生发展,其尺度约 30~150 km,每个 β 中尺度对流系统发展时,均在 TBB 图上有云顶亮温

中心值为 $-89 \sim -53^\circ\text{C}$ 的低值区对应,并且与强降雨区也相对应。

从 19 日凌晨至下午的资料分析,赣中北西部有 3 个 β 中尺度对流云团生成发展,并对应地面出现强降雨。19 日 02—08 时红外云图上在抚州市中南部有两个 β 中尺度对流云团生成发展;08 时至下午抚州市北部附近又有一 β 中尺度对流云团生成并强烈发展(图 7a),TBB 最低中心值达 -76°C 。对应该时段降雨实况是:19 日 02—04 时出现 1 小时 10~20 mm 降雨,04—08 时出现 1 小时 20~40 mm 降雨,08—14 时出现 1 小时 40~68 mm 降雨。

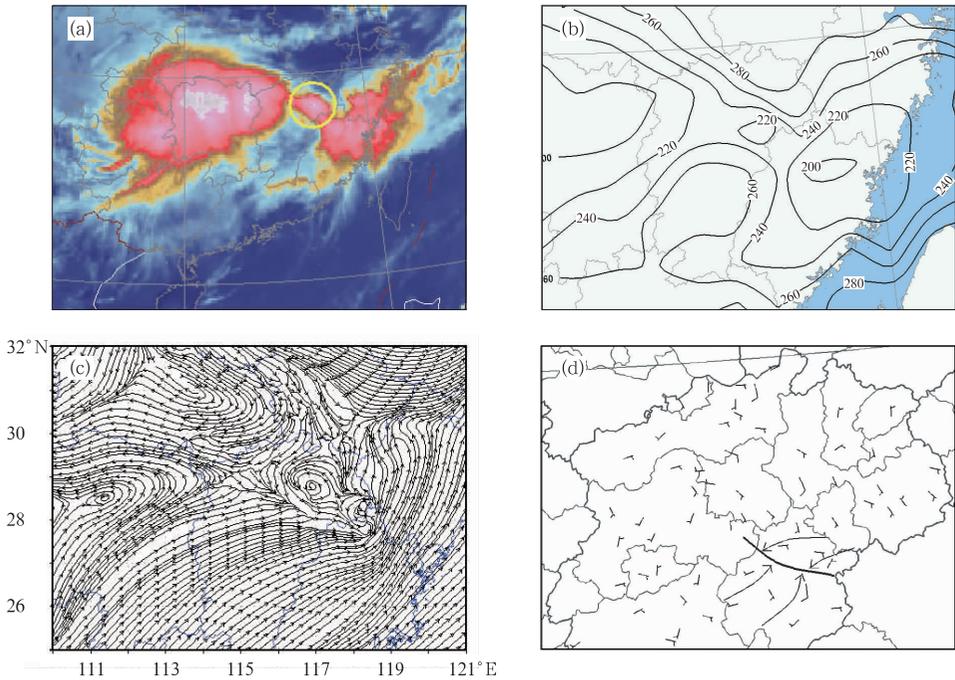


图 7 2010 年 6 月 19 日 11 时红外云图(a),19 日 11 时 TBB(b, 单位:K),
19 日 11 时 850 hPa 流场 (c)和 19 日 04 时地面风场(d)

Fig. 7 Infrared cloud image at 11:00 BT 19 June (a), picture of TBB
at 11:00 BT 19 June (b, unit:K), 850 hPa flow field at 11:00 BT 19 June (c),
and surface wind at 4:00 BT 19 June 2010 (d)

分析中小尺度对流系统发生发展成因和触发机制有如下几点。(1)从 18 日 02 时至 08 时,暴雨区南侧 850 hPa 西南风有一急速增大过程,江西中南部西南风速增幅达 $4 \sim 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,急流增强有利触发中小尺度扰动系统生成。(2)分析地面风场发现,18 日上半夜,暴雨发生前江西中部以偏南气流为主,19 日 02 时,抚州市中部开始有辐合线生成,04 时辐合线加强并略北抬(图 7d),08 时继续北抬至抚州市北部,此后强辐合线一直维持到 19 日 14 时,14

时之后辐合线南移至抚州市中南部并有所减弱。可见,19 日 02 时辐合线生成后 2 小时内,辐合线附近开始出现 1 小时 10~20 mm 降雨,辐合线生成后 2 至 6 小时降雨加强,出现 1 小时 20~40 mm 降雨。由此可见辐合线提前于强降雨约 2 小时左右出现,对强降雨发生具有触发作用。(3)分析 500 hPa 图和南昌、金华两站探空资料发现,18 日上半夜 500 hPa 有一低槽移过赣东北,使赣东北处槽后偏北气流中,对应 700 hPa 赣东北也出现干冷气流,18

日 20 时 700 hPa 南昌风向由西南风转为东北风, 温度露点差也降至 36°C (图略), 与赣东北交界的浙江金华站 700 hPa 温度露点差降至 26°C , 500 hPa 降至 43°C 。而此时 850 hPa 仍维持强盛西南暖湿气流。因此 700 至 500 hPa 干冷气流导致赣东北大气不稳定层结加剧, 为对流系统发展创造有利条件。从表 2 还可见, 南昌、金华 CAPE 值在 18 日 20 时之前不断加大, 18 日 20 时两站分别达 $1421.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $1108.9 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 即暴雨开始前不稳定能量剧增, 19 日 08 时暴雨已开始, CAPE 值开始下降。(4) 19 日 08 时 850 hPa 赣东北有一 β 中尺度低涡生成 (图 7c), 正涡度中心值达 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 此低涡原地维持至傍晚减弱。(5) 18 日 20 时至 19 日 08 时, 200 hPa 反气旋涡度也在加强, 负涡度值由 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 加强到 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 高层辐散抽吸作用也在增强。

表 2 南昌站和金华站 CAPE 值 (单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Table 2 The CAPE values of stations
Nanchang and Jinghua (unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

	17 日 20 时	18 日 08 时	18 日 20 时	19 日 08 时	19 日 20 时
南昌	22.3	966.3	1421.7	679.5	0
金华	0	94.1	1108.9	89.8	0

综上所述, 概括中小尺度对流系统发生发展成

因如下: 暴雨发生前, 19 日 02 至 08 时 850 hPa 西南急流急速增大, 有利触发中小尺度系统生成发展; 中层干冷气流导致赣东北大气不稳定层结加剧, CAPE 值达 $1421.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 为强对流系统发展创造有利条件; 19 日 02 时地面辐合线生成, 开始出现 1 小时 $10 \sim 20 \text{ mm}$ 降雨, 04 时辐合线加强北抬, 暴雨也加强, 开始出现 1 小时 $20 \sim 40 \text{ mm}$ 降雨; 08 时前后 850 hPa 在赣东北又有一 β 中尺度低涡生成, 同时 200 hPa 反气旋涡度增强, 动力抬升作用更趋加强, 不稳定能量进一步释放, 导致暴雨继续加强, 08—14 时出现 1 小时 $40 \sim 68 \text{ mm}$ 降雨, 并有 3 站 6 小时大于 200 mm 。总之, 各层有利系统和多种有利因素的共同叠加作用以及系统原地维持少动是触发中小尺度对流系统反复强烈发展和特大暴雨产生的重要原因。

从南昌雷达资料还可见 (图 8), 19 日凌晨至下午, 在南昌东南方维持一西北东南向的狭窄带状 (长约 150 km , 宽约 40 km) β 中尺度强回波带, 强度为 $40 \sim 55 \text{ dBz}$, 最强中心达 62 dBz , 表明对流强盛。速度图上对应强回波区一直有中尺度辐合线存在。同时, 在正速度区中, 出现多个更小尺度的逆风区。对应地面辐合线上, 强回波不断生成发展, 且回波少动, 导致强暴雨持续在抚州市北部一带维持。

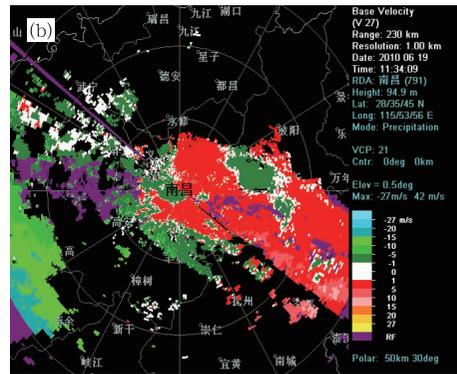
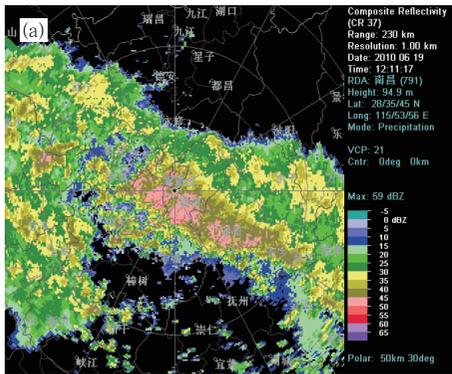


图 8 2010 年 6 月 19 日 12 时 11 分组合反射率 (a) 和 11 时 34 分 0.5° 仰角径向速度图 (b)

Fig. 8 The combination reflectivity at 12:11 BT (a),
and 0.5° elevation angle radial velocity at 11:34 BT (b) 19 June 2010

利用 θ_{se} 垂直剖面图还可分析对流不稳定能量的积聚和释放过程。在 19 日特大暴雨开始前, 暴雨区上空存在明显的对流不稳定能量的积聚过程。图 9 可见, 特大暴雨发生前, 18 日 20 时, 暴雨区上空 ($28^{\circ} \sim 29^{\circ}\text{N}$ 处, 即图 9d 黑线处), θ_{se} 分布呈现明显的下暖湿, 上干冷的层结 (图 9a), 800 hPa 以下为暖湿层, 800~500 hPa 为相对干冷层, 形成对流不稳定区, 不稳定能量正在聚集。19 日 02—08 时, 800

~500 hPa 层的低值区逐渐向北退, θ_{se} 等值线转竖且密集, 根据湿位涡守恒原理^[3], 当暴雨区上空 θ_{se} 等值线转为陡立形态, $\frac{\partial \theta_{\text{se}}}{\partial p} \approx 0$, 为湿中性层结, 这时由于等熵面 θ_{se} 的倾斜, 大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加能够导致垂直涡度的显著发展, 十分有利于上升运动的加强, 导致对流发展和强降水发生。

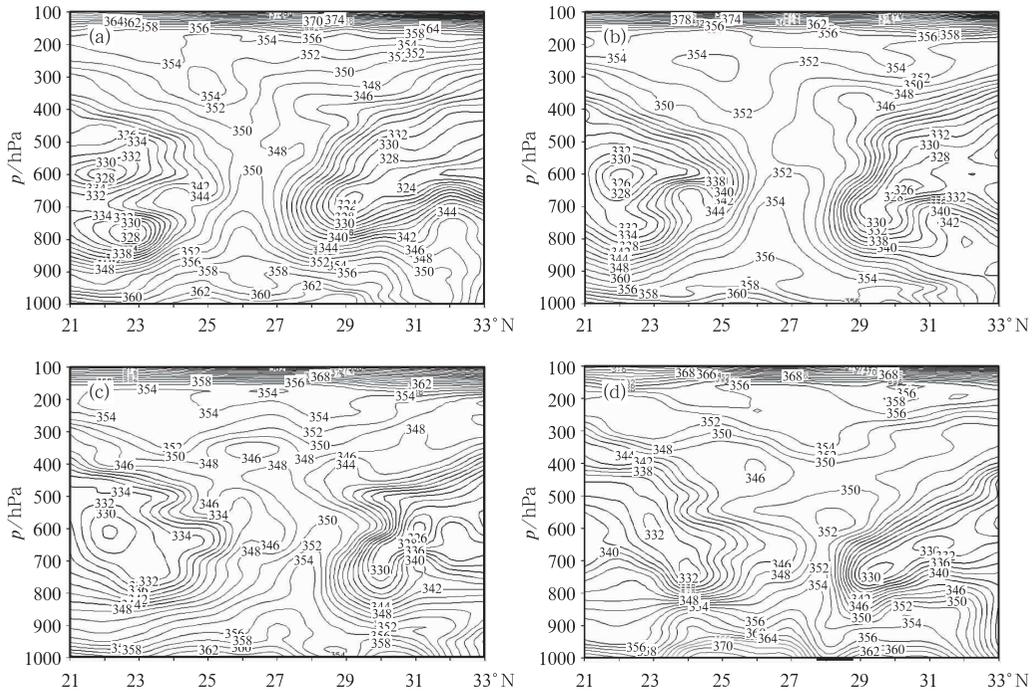


图 9 2010 年 6 月 18 日 20 时(a), 19 日 02 时(b), 19 日 08 时(c), 19 日 14 时(d) 沿 117°E θ_{se} 场垂直剖面图 (单位: K)

Fig. 9 Vertical section pictures of θ_{se} along 117°E at 20:00 BT 18 June (a), 2:00 BT 19 June (b), 8:00 BT 19 June (c), 14:00 BT 19 June 2010 (d) (unit:K)

3.2 WRF 模式模拟中尺度系统分析

以下针对 19 日特大暴雨进行模拟分析。采用数值模式为 WRF V3.2。模拟诊断分析所用资料包括 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP/NCAR 再分析资料和江西省降水实况资料。模式运行主模式区域和嵌套域水平分辨率分别为 $30\text{ km} \times 30\text{ km}$ 和 $10\text{ km} \times 10\text{ km}$, 垂直为 28 层, 模式层顶为 10 hPa。物理过程选取中, 微物理过程采用 WSM3 方案, 积云对流参数化采用 Kain-Fritsch 方案, 网格尺度降水采用显式云雨方案, 边界层采用 YSU 方案, 长波和短波辐射采用 RRTM 方案。主模式域的模式积分时间从 6 月 18 日 08 时到 20 日 20 时, 嵌套域积分时间从 18 日 20 时到 19 日 20 时, 积分时间不同是为避免出现降水初期的 Spin-up 问题。

从模拟输出场分析可见, 19 日特大暴雨的中尺度系统动力热力特征表现非常清晰。并且 19 日 08 时前后在赣北北部低层就地生成的 β 中尺度低涡(或称 β 中尺度气旋)对 19 日白天特大暴雨起了至关重要作用。从模拟流场上可清楚看到该低涡形成发展过程, 19 日 04 时 850 hPa 江西至长江以北还

是一致西南气流(图 10a), 到 19 日 07 时, 湖北、安徽南部至九江开始转偏北气流(图 10b), 探空资料显示 18 日 20 时至 19 日 08 时汉口、安庆和南昌温度分别下降 -3 、 -1 和 -1°C , 温度平流场上赣北北部为 $-2^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的冷平流(图略), 08 时偏北气流继续向南侵(图 10c), 09 时气旋闭合(图 10d), β 中尺度低涡形成, 尺度范围约为 $100 \sim 200\text{ km}$ 。而此时正是低涡南侧特大暴雨开始时段。该低涡形成后在原地稳定少动, 直到 19 日 20 左右才有所减弱, 以上分析表明该低涡的形成与北侧弱冷空气活动有关。

此外, 南侧暖湿气流的加强活跃也是该低涡形成的重要因素。19 日 01 时(图 11a), 江西中部西南气流相对较弱, 为 $10 \sim 12\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $14\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 等值线在赣南。01 时至 09 时, 西南气流逐渐加强, 等值线北推, 09 时(图 11c) $14\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 等值线北推至 28.3°N , 使此处等风速线密集。而上节已提到, 07—08 时正是北侧弱冷空气向南活动时刻。即 09 时之前的 1~6 小时南侧西南风向北挺, 09 时之前的 2~3 小时北侧弱冷空气向南侵, 冷暖气流在 08 时前后在 29°N 附近相遇, 大气斜压性迅速增大, 导致气旋环流发展, β 中尺度低涡形成。

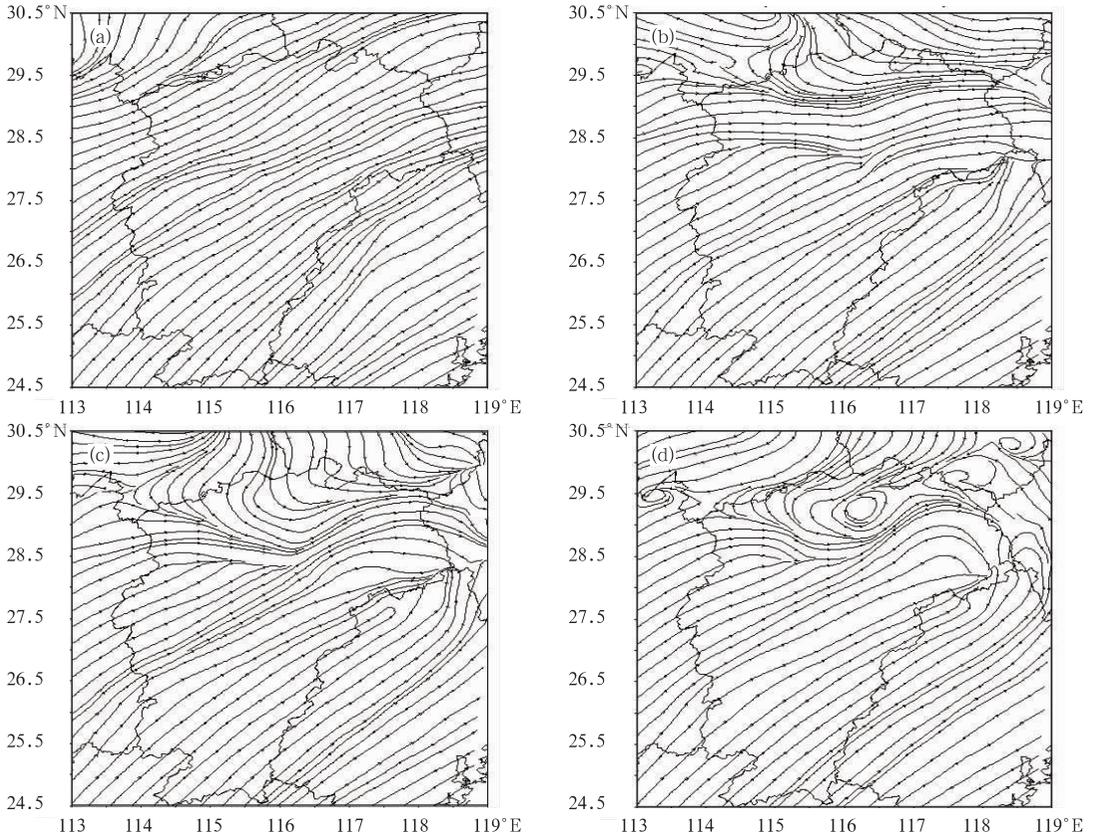


图 10 2010 年 6 月 19 日 04 时(a), 19 日 07 时(b) 19 日 08 时(c) 19 日 09 时(d) 850 hPa 流场

Fig. 10 The 850 hPa flow field at 04:00 BT 19 June (a), 07:00 BT 19 June (b), 08:00 BT 19 June (c), 09:00 BT 19 June 2010 (d)

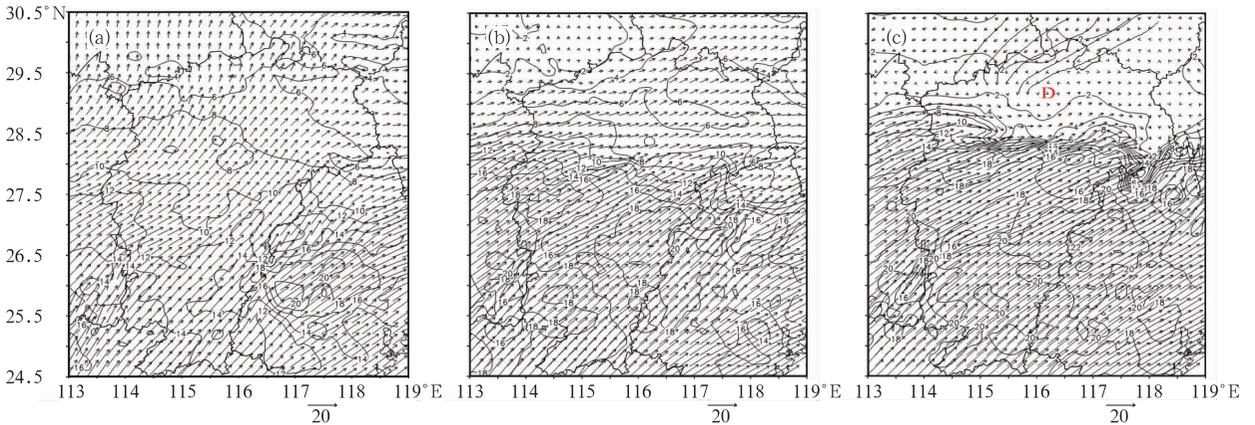


图 11 2010 年 6 月 19 日 01 时(a), 19 日 05 时(b), 19 日 09 时(b)850 hPa 全风速图(“D”为低涡中心)

Fig. 11 The 850 hPa wind fields at 01:00 BT 19 June (a), 05:00 BT 19 June (b), and 09:00 BT 19 June 2010 (c) (“D” means vortex center)

山地地形是诱发中小尺度系统发展的因素之一，但这次低涡发展和特大暴雨是发生在赣北平原地区，似乎与地形作用关系不大。因此可初步认为：850 hPa β 中尺度低涡的形成主要是南侧暖湿西南急流加强与北侧弱冷空气活动共同作用的结果，冷暖交汇可能是低涡形成的重要原因。这与陈敏等^[6]曾提

出“锋面上 MCS 中不仅有来自锋前的暖湿空气，而且还有来自锋后的冷空气参加对流”的观点相符。

另外须指出， β 中尺度低涡维持时间约在 19 日 08 时至 20 时，而 5 站特大暴雨就出现在这一时段的该低涡南侧，特大暴雨出现时间和地点均与该低涡相对应，因此特大暴雨与该低涡关系很大。

再从模拟输出的其他动力、热力场分布特征看，19 日在低涡南侧有一系列更小 β 中尺度系统发展。图 12a 可见，散度场上在 28.5°N 纬度带上分布有 3 个 $40\sim 50\text{ km}$ 尺度的强辐合区，这一串东西向的 β 中尺度强辐合区与大暴雨区对应，其中心值达 $-8\times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ ，比天气尺度散度量级 (2.2 节) 高一个量级，为中小尺度系统量级。

图 12b 可见，在 28.5°N 纬度带上有 4 个 $30\sim 50\text{ km}$ 尺度的强涡度区，这一串东西向的 β 中尺度强涡度区与大暴雨区对应，其中心值达 $8\times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ ，比天气尺度涡度量级 (2.2 节) 高一个量级，为中小尺度系统量级。

图 12c 可见，在 28.5°N 纬度带上有 3 个 $30\sim$

40 km 尺度的强上升区，同样这一串东西向的 β 中尺度强上升区与大暴雨区对应，其中心值达 $-16\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ，比天气尺度上升运动量级 (2.2 节) 高一个量级，为中小尺度系统量级。

图 12d 可见，在 $27.5^\circ\sim 28.5^\circ\text{N}$ 纬度带上有一近东西向南北宽为 $30\sim 40\text{ km}$ 的水汽混合比高值区，其上镶嵌有 $3\sim 4$ 个强中心区，此东西向的 β 中尺度水汽混合比高值区与大暴雨区对应，其中心值达 $2.4\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

图 12e 850 hPa 模拟雷达反射率图看，对应大暴雨区有一带状 100 km 左右宽的东西向回波，其上有 $2\sim 3$ 个 $45\sim 50\text{ dBz}$ 的强回波核，也为 β 中尺度。

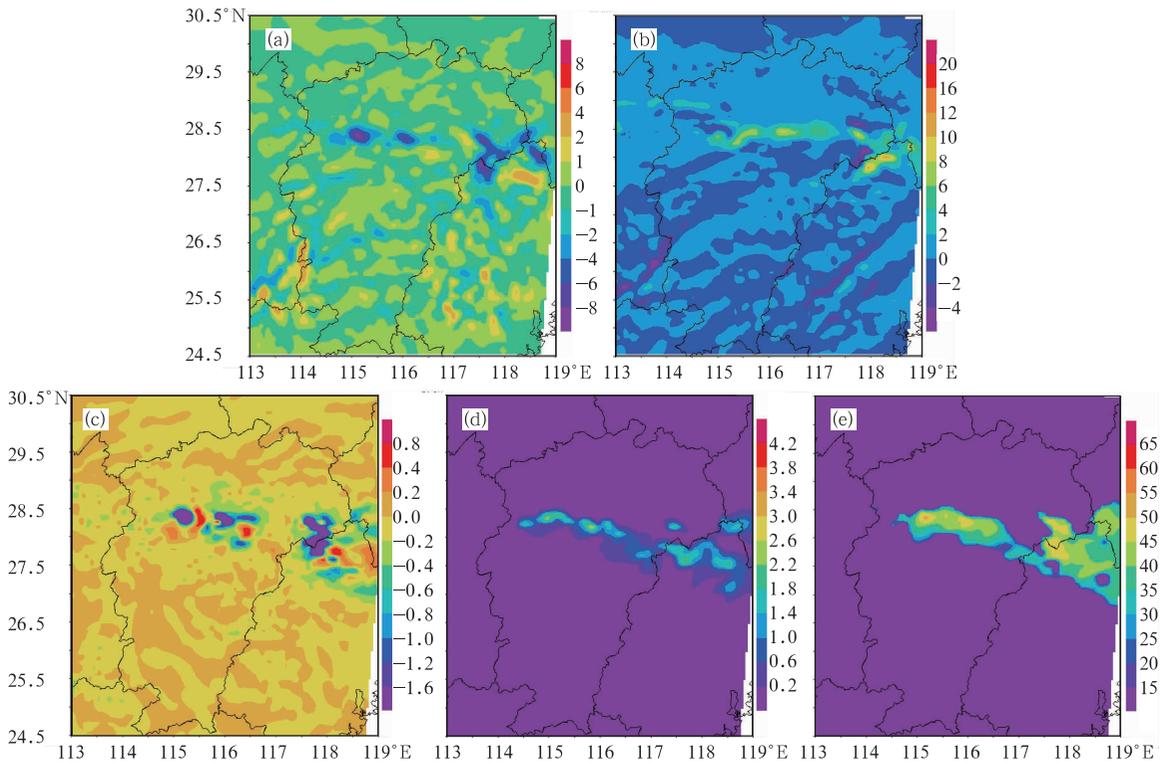


图 12 2010 年 6 月 19 日 09 时 850 hPa 散度 (a, 单位: 10^{-4} s^{-1}), 19 日 10 时涡度 (b, 单位: 10^{-4} s^{-1})、500 hPa 19 日 09 时垂直速度 (c, 单位: $10\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), 850 hPa

19 日 08 时水汽混合比 (d, 单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), 模拟雷达反射率 (e, 单位: dBZ)

Fig. 12 The 850 hPa divergence (unit: 10^{-4} s^{-1}) at 09:00 BT 19 June (a), 850 hPa vorticity (unit: 10^{-4} s^{-1}) at 10:00 BT 19 June (b), 500 hPa vertical speed (unit: $10\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) at 09:00 BT 19 June (c), 850 hPa vapor mixing ratio (d, unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) and simulated radar reflectivity (e, unit: dBZ) at 08:00 BT 19 June 2010

以上分析表明，19 日特大暴雨直接与中尺度低涡南侧一系列更小 β 中尺度系统有关，各物理量强中心区均为 $30\sim 50\text{ km}$ 左右，中心值量级比天气尺度系统高 1 个量级左右。即从尺度范围和强度量级上均表现为强 β 中尺度对流系统特征，并且大暴雨区与该强 β 中尺度对流系统相吻合。

分析 200 hPa 高层辐散可见，19 日特大暴雨区对应的高层辐散系统不是常见的“高空急流入口区右侧”，而是处在“气流分叉”的辐散场中。由图 13a 和 13b 可见，19 日 04 时之前特大暴雨区上空 200 hPa 为一致偏西风，到 06—07 时气流开始出现“分叉”，分叉线以北吹西偏南风，分叉线以南吹西北

风,分叉线正位于特大暴雨上空。图 13c 和 13d 还可见,200 hPa辐散场也表现为:04 时之前大暴雨区上空为 $-1 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 的弱辐合辐散区,7 时则对应“分叉线”出现了大于 $8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 的中尺度辐散区,且辐散区与特大暴雨区相对应。以上分

析表明中尺度低空强辐合和高空强辐散相耦合,并与特大暴雨落区关系密切。此结果与江晓燕等的“ β 中尺度天气系统的发展演变伴随了相应的中尺度低空辐合流场和高空辐散流场”的分析结论相一致^[8]。

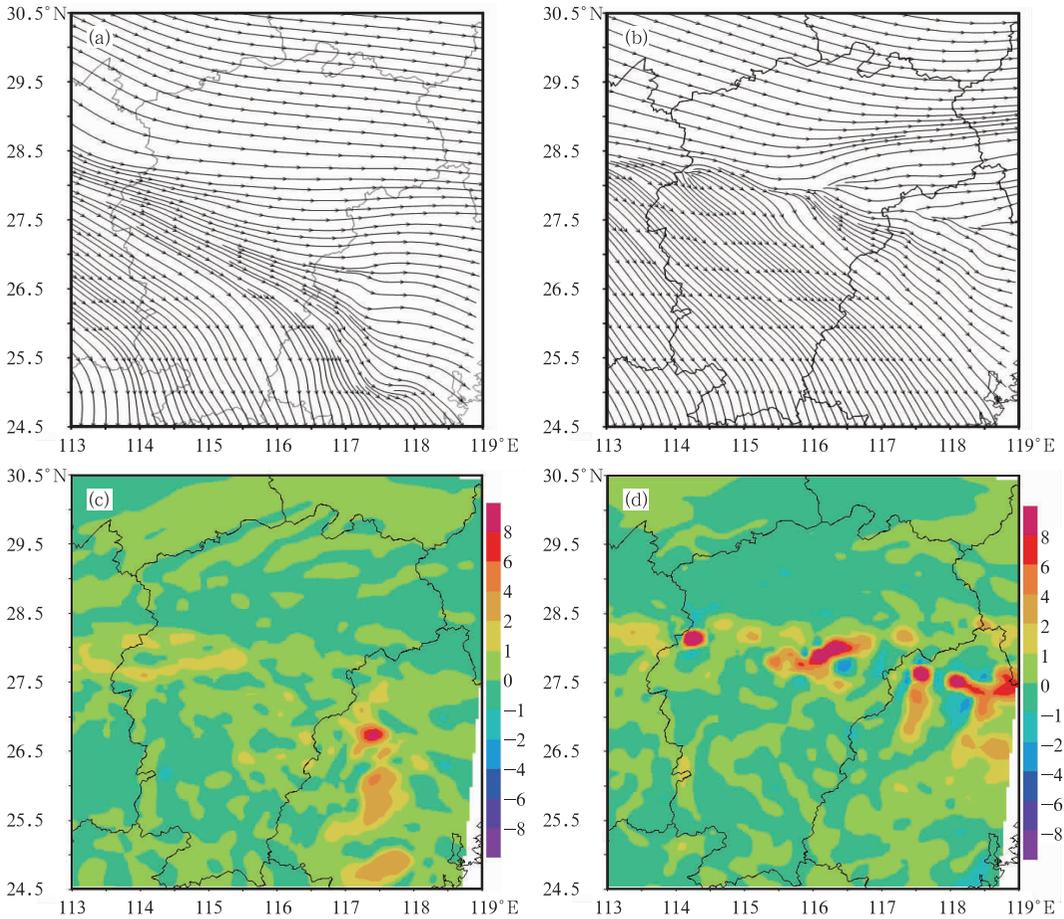


图 13 2010 年 6 月 19 日 04 时(a),19 日 07 时(b)200 hPa 流场和 19 日 04 时(c),19 日 07 时(d) 200 hPa 散度(色斑)图

Fig. 13 The 200 hPa flow fields at 04:00 BT 19 June (a),07:00 BT 19 June (b) and splash charts for 200 hPa divergence at 04:00 BT 19 June (c) and 07:00 BT 19 June 2010 (d)

以下再分析 β 中尺度低涡的垂直分布演变特征。从图 14 可见,19 日 06 时 1000 hPa 最先出现辐合线,接着 07—08 时 850 和 900 hPa 出现辐合线,随后在该层最先形成中尺度气旋性闭合低涡,然后低涡随时间逐渐向上层发展,近 10 小时后(19 时)发展到 550 hPa,而此时低层 850 和 900 hPa 低涡又开始减弱,转为气旋性曲率环流。此时段 500 hPa 一直维持偏西气流,未出现闭合低涡甚至气旋性环流。250~150 hPa 层在 05—23 时均为“分叉气流”辐散场,且“分叉气流”是 200 hPa 最早出现,并一直是 200 hPa 最明显。另外,闭合低涡未向下伸展到

1000 hPa,950 hPa 也只有 15—16 时 2 个时次出现闭合低涡。以上分析可见,该中尺度低涡最先在 850 和 900 hPa 生成,且在该层次环流最强,随后向上层伸展,低涡顶高伸到 550 hPa 附近,底部在 950 hPa 附近;随后低涡减弱也从低层开始;高层“分叉气流”辐散场一致伴随低涡的起止。

综上所述,近地面辐合线持续少动、低层南侧西南急流加强与北侧弱冷空气南侵的共同作用、中尺度低涡形成并维持少动、加上 200 hPa 中尺度强辐散的叠加,导致低涡南侧出现一串更小 β 中尺度对流系统强烈发展,并也维持少动,从而产生局部特大暴雨。

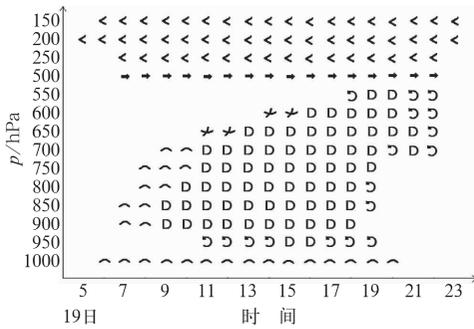


图 14 低涡演变垂直分布示意图

图中“D”为有闭合线低涡，“^”为辐合线或切变，
“o”为气旋性曲率，“v”为浅槽，
“-”偏西风，“<”为气流分叉

Fig. 14 The vertical distribution of vortex evolution
“D”means the vortex having closed line,
“^”means convergent lines or shear, “o”means cyclonical curvature, “v”means shallow trough,
“-”means west wind, “<”means airflow bifurcation

4 结 论

通过分析得出如下主要结论。

(1) 这次罕见大暴雨是一次典型梅雨锋暴雨过程，是在极为有利的天气形势和影响系统下导致的强 β 中尺度系统强烈发展所致。500 hPa 东亚大槽槽后冷平流引导弱冷空气南下，与强盛稳定的副高西北侧的西南气流汇合，冷暖势力的均衡导致冷暖交汇带在江南北部稳定维持。

(2) 冷暖交汇带的维持和西南暖湿气流异常强盛，使得产生暴雨的水汽、动力、热力条件十分充足，水汽辐合上升运动非常强盛，从而有利于触发中小尺度对流系统的发生发展。由于冷暖势力的均衡又导致强辐合上升区在江南北部相对稳定少动，因而使交汇带上中小尺度对流系统反复发生发展，维持少动，从而导致局部特大暴雨产生。

(3) 由于冷暖交汇带的维持和西南暖湿气流异常强盛，交汇带上各层有利产生暴雨的系统、多种有利暴雨的因素均纷纷“登台亮相”。强盛的水汽和辐合上升运动、低层西南急流加强、中层弱冷空气活动、对流不稳定层结加剧、地面辐合线维持少动、 β 中尺度强低涡形成并维持、高层强辐散叠加、水平风垂直切变或湿斜压性增加导致垂直涡度的显著发展等因素的共同组合叠加作用导致了大暴雨和特大暴雨发生。

(4) WRF 模式模拟分析显示，19 日 08 时前后 β 中尺度低涡在赣北形成发展与南侧暖湿气流加强北进和北侧弱冷空气南侵有关。该低涡最先在 850

和 900 hPa 层生成，随后逐渐向上层发展，最高达 550 hPa，低涡在 850 和 900 hPa 最强，低涡垂直厚度在 550~950 hPa，即只在中低层发展，生成后约 10 小时在 850 和 900 hPa 最先减弱。特大暴雨与该低涡出现的时间和地点较吻合，因此 β 中尺度低涡非常值得重视。

此外，模拟输出的 β 中尺度低层辐合和高层辐散、涡度、垂直运动、水汽混合比、模拟雷达反射率等物理量场还显示，在 β 中尺度低涡南侧出现了一串近东西向排列的 30~60 km 更小尺度的强对流系统，且该强对流系统与特大暴雨区相吻合。

参考文献

- [1] 倪允琪,周秀骥.我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展[J].气象,2005,31(1):9-12.
- [2] 陶诗言,卫捷,张小玲.2007年梅雨锋降水的大尺度特征分析[J].气象,2008,34(4):3-15.
- [3] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁.湿位涡和倾斜涡度发展[J].气象学报,1995,53(4):387-404.
- [4] 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[J].大气科学,2001,25(6):740-756.
- [5] 胡伯威,潘鄂芬.梅雨期长江流域两类气旋性扰动和暴雨[J].应用气象学报,1996,7(2):138-144.
- [6] 陈敏,郑永光,王洪庆,等.一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究[J].气象学报,2005,63(3):313-324.
- [7] 廖捷,谈哲敏.一次梅雨锋特大暴雨过程的数值模拟研究:不同尺度天气系统的影响作用[J].气象学报,2005,63(5):772-789.
- [8] 江晓燕,倪允琪.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,2005,63(1):77-92.
- [9] 何立富,黄忠,郝立生.“0374”南京特大暴雨中尺度对流系统分析[J].气象科技,2006,34(4):446-454.
- [10] 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[J].气象学报,2002,60(2):146-155.
- [11] 陶诗言,张小玲,张顺利.长江流域梅雨锋暴雨灾害研究[M].北京:气象出版社,2004,113.
- [12] 尹东屏,张备,孙燕.2003年和2006年梅汛期暴雨的梅雨锋特征分析[J].气象,2010,36(6):1-6.
- [13] 尹洁,叶成志,吴贤云,等.2005年一次持续性梅雨锋暴雨的分析[J].气象,2006,32(3):86-92.
- [14] 郑秀云,王建捷,何金海,等.2003年7月淮河流域暴雨中尺度特征的观测分析[J].气象,2006,32(1):36-43.
- [15] 金荣花,陈涛,鲍媛媛,等.2007年梅汛期异常降水的大尺度环流成因分析[J].气象,2008,34(4):79-85.
- [16] 郑媛媛,张小玲,朱红芳,等.2007年7月8日特大暴雨过程的中尺度特征[J].气象,2009,35(2):3-7.
- [17] 尹洁,吴静,曹晓岗,等.一次冷锋南侧对流性暴雨诊断分析[J].气象,2009,35(11):39-47.
- [18] 鲍媛媛,金荣花,赵瑞霞,等.2008年东亚夏季风异常及其对江淮梅雨的影响[J].气象,2009,35(4):34-42.
- [19] 桂海林,周兵,金荣花.2007年淮河流域暴雨期间大气环流特征分析[J].气象,2010,36(8):8-18.