

沈杭锋, 章元直, 查贲, 等. 2015. 梅雨锋上边界层中尺度扰动涡旋的个例研究 [J]. 大气科学, 39 (5): 1025–1037. Shen Hangfeng, Zhang Yuanzhi, Zha Ben, et al. 2015. A case study of the mesoscale disturbance vortex in the boundary layer on the Meiyu front [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (5): 1025–1037, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14212.

梅雨锋上边界层中尺度扰动涡旋的个例研究

沈杭锋¹ 章元直² 查贲¹ 陈勇明¹ 翟国庆³

¹ 杭州市气象局, 杭州 310051

² 浙江省民航气象台, 杭州 311207

³ 浙江大学地球科学系, 杭州 310027

摘要 运用实况自动站、高时空分辨率的雷达和数值模拟资料, 对 2009 年 7 月 24 日的梅雨锋暴雨过程进行了分析, 结果表明: (1) 锋面南侧的暖区弱降水环境下, 近地面的风场会有扰动涡旋出现, 随着扰动涡旋趋于稳定和向上发展, 降水迅速加强, 形成短时暴雨, 并伴随有大风出现。(2) 偏西气流从边界层开始发展并加强为急流, 在向东推进的过程中逐渐抬升, 形成了一支从边界层倾斜入对流层低层的急流轴; 而偏南气流与偏北风相遇之后, 不仅形成风向的辐合和切变, 而且在空间上被抬升, 形成了一支斜升入流。(3) 在近地面风场的切变和辐合作用下, 锋生与辐合同步加强, 边界层内的涡度也逐渐增强, 由此带动了扰动的发展, 扰动涡旋在边界层内率先形成, 随后, 在急流的东传和抬升影响下, 扰动涡旋也逐步向东移动、向上发展。(4) 近地面风速的加强、风向的辐合切变导致了扰动涡旋的发生和形成, 并逐渐发展, 这是边界层中尺度扰动涡旋发生发展的动力因子。

关键词 中尺度涡旋 锋生 梅雨锋 雷达 边界层

文章编号 1006-9895(2015)05-1025-13

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14212

A Case Study of the Mesoscale Disturbance Vortex in the Boundary Layer on the Meiyu Front

SHEN Hangfeng¹, ZHANG Yuanzhi², ZHA Ben¹, CHEN Yongming¹, and ZHAI Guoqing³

¹ Hangzhou Meteorology Bureau, Hangzhou 310051

² Aviation Agency Meteorological Observatory of Zhejiang Province, Hangzhou 311207

³ Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

Abstract The heavy rainfall event along the Meiyu front on June 24, 2009 was analyzed using data from auto weather stations, high resolution radars, and simulations. The results show that several surface disturbance vortexes formed after the weak rainfall in the southern warm section of the Meiyu front. With the stabilizing and upward development of the disturbance vortex, a short duration rainstorm accompanied by gale occurred. After the strengthening and lifting of the westerly wind, a westerly jet formed with the jet axis between the planetary boundary layer and the low troposphere. Convergence and shear occurred after the southerly flow encountered the northerly wind. The southerly flow could have turned into convection through lifting by northerly wind. The vorticity of the planetary boundary layer increased gradually followed by synchronous enhancement of frontogenesis and convergence under the influence of surface shear

收稿日期 2014-06-23; **网络预出版日期** 2014-10-27

资助项目 国家自然科学基金项目 41175047

作者简介 沈杭锋, 男, 1983 年出生, 工程师, 主要研究方向为中尺度数值模拟研究。E-mail: orangeboy@zju.edu.cn

and convergence. Then, the disturbance vortex could form and develop in the planetary boundary layer below the troposphere. The intensification of wind speed, shear, and convergence near the surface were the dynamic factors responsible for the formation of the mesoscale disturbance vortex.

Keywords Mesoscale vortex, Frontogenesis, Meiyu front, Radar, PBL

1 引言

在梅雨锋中尺度系统研究中发现, 有时候存在一些中尺度涡旋, 对梅雨锋暴雨具有直接作用, 这些涡旋可以分为两类, 一类是东移的西南涡, 另一类则是梅雨锋上局地新生的涡旋 (胡伯威和潘鄂芬, 1996; 高坤和徐亚梅, 2001; 董佩明和赵思雄, 2004)。许多学者对梅雨锋上的中尺度涡旋进行了研究。这些涡旋大都在 1000 hPa 到 700 hPa 的高度层内, 尺度在 100~400 km (谷文龙, 2008), 不少涡旋都是在低层切变线或辐合线上由扰动形成的 (孙淑清等, 1993; 王欢和倪允琪, 2003; 翟国庆等, 2003; 周玉淑和李柏, 2010)。在对这些梅雨锋中尺度涡旋形成的研究中, 有学者指出凝结潜热释放是中尺度低涡及降水发生发展的关键因子 (Cho and Chan, 1991; Chen et al., 1997; 孙建华和赵思雄, 2002; 贝耐芳等, 2003; 孙建华等, 2004; Shen et al., 2012)。张立生 (2008) 发现对于生成前已有降水的涡旋主要是低层风场辐合和潜热释放共同作用的结果, 两者基本上同等重要, 而生成前无降水的涡旋在初始阶段主要是由于中层正涡度强迫和高层辐散场的作用。也有研究指出急流的重要作用, 尤其是低空急流在中尺度低涡的形成和发展中有至关重要的作用 (程麟生和冯伍虎, 2003; 王智等, 2003; 隆霄和程麟生, 2004; 周玉淑和李柏, 2010)。另外, 徐亚梅和高坤 (2002) 研究指出在一定的环境背景下, 通过次级环流, 老的中尺度涡旋可以诱发形成新的中尺度涡旋。

这些研究中都指出了中尺度涡旋对暴雨有直接或重要作用, 而且许多中尺度涡旋先于降水而产生, 但是国内外也都有研究指出, 中尺度涡旋是在已经发生的中尺度对流系统 (MCS) 或暴雨中形成, 形成的中尺度涡旋反过来又会产生或加剧暴雨, 并且与局地暴雨、一些极端天气、对流风暴等相联系, 在其移动的过程中会激发新的湿对流, 进而引发持续性强降水过程, 并与中尺度涡旋之间存在显著的正反馈 (Maddox, 1980, 1983; Menard and Fritsch, 1989; Bartels and Maddox, 1991; Fritsch et al., 1994;

Trier et al., 2000; Trier and Davis, 2002)。寿绍文等 (2003) 研究发现, 涡旋是发生在对流带后方的对流层中; 廖捷和谈哲敏 (2005) 认为暴雨加速了江淮切变线上的低层辐合, 从而导致切变线低涡的形成; 廖移山等 (2010) 研究表明一个已经发展成成熟的 $M\alpha CS$ 的下沉冷出流与西南暖湿气流共同作用增强了地面的斜压性, 从而使地面辐合线上的气旋性扰动加强, 并迅速新生发展出 β 中尺度气旋。

也有研究发现, 有时候在对流层低层尚未形成中尺度涡旋时, 边界层内已经可以清晰发现中小尺度的扰动涡旋 (翟国庆等, 2003; Zhai et al., 2007; Shen et al., 2012; 沈杭锋等, 2013)。这些涡旋的尺度不大, 基本都在 100 km 左右, 有些甚至更小; 它们的生命史较短, 只有几个小时, 为了区别边界层以上的涡旋, 把这一类起源于边界层, 尺度约为 100 km, 并与暴雨密切相关的涡旋称之为边界层中尺度扰动涡旋 (PMDV; Shen et al., 2012)。由于边界层中尺度扰动涡旋尺度小、生命史短, 因此对观测资料有较高的时空精度要求, 在之前的研究中 (Shen et al., 2012; 沈杭锋等, 2013) 所采用的是 1 小时间隔的地面自动站资料和 6 小时间隔的高空再分析资料, 对于涡旋的形成和起源仍难以捕捉。为了了解 PMDV 发生发展的机理和特征, 本文采用更高时空精度的观测和模拟资料进行进一步的分析和探讨。

2009 年 7 月 23 日 20 时 (北京时, 下同), 在高空 500 hPa (图 1), 华北高空槽 (粗实线) 东移南下, 槽线南端落后于北端, 形成高空下滑槽, 随着高空槽下摆, 西北冷空气到达长江中下游地区, 与南方暖湿气流交汇, 造成了一次大范围强降水过程。在长江中下游地区, 西北风和西南风形成辐合 (粗虚线), 辐合线南侧是一支大于 10 m s^{-1} 的大风 (粗箭头线), 从随后的演变来看 (图略), 这支大风逐渐加强, 并形成了中心风速超过 14 m s^{-1} 的低空急流。

23 日 20 时到 24 日 20 时的 24 小时累积降水雨带呈东西向分布, 雨量分布不均, 暴雨区主要位于安徽南部和浙江西北部地区 (阴影), 部分地区的

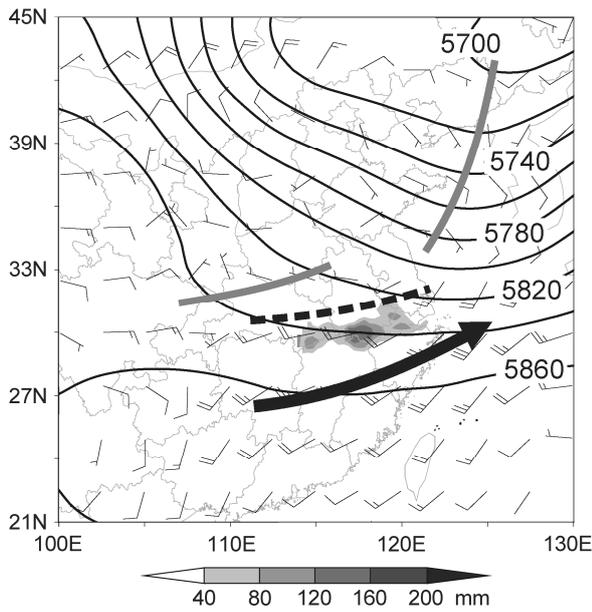


图1 2009年7月23日20时(北京时,下同)500 hPa高度场(等值线,单位:gpm)、850 hPa风场和23日20时到24日20时24 h的降水量(阴影,单位:mm)。粗实线表示500 hPa槽线,粗虚线表示850 hPa风场辐合线,箭头线表示850 hPa大风轴(大于或等于 10 m s^{-1})
Fig. 1 Observed pattern of 500-hPa geopotential height (contours, unit: gpm), 850-hPa wind barb field at 2000 BT (Beijing time) 23 July 2009 and 24-h accumulative precipitation (shaded, units: mm) from 2000 BT 23 to 2000 BT 24 July 2009. The thick solid lines represent troughs, the thick dashed line represents convergence line, the line with arrow represents wind speed equal to or greater than 10 m s^{-1}

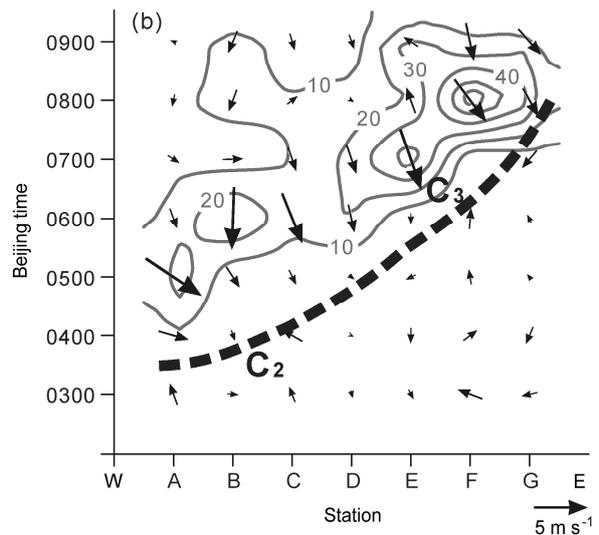
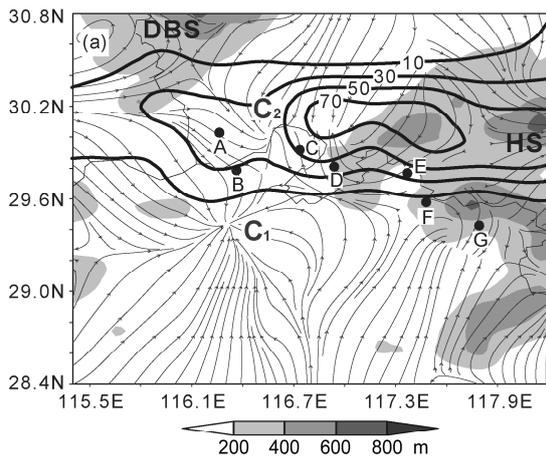


图2 2009年7月24日实况地面图:(a) 04时地面风场、未来3小时雨量(等值线,单位:mm)和地形(阴影,单位:m);(b)地面测站风场和过去1小时的雨量(等值线,单位:mm)时空剖面。(a)中DBS表示大别山;HS表示黄山;黑点表示实况观测站,以字母A到G表示;(b)中粗虚线表示辐合线

Fig. 2 Observed surface patterns on 24 July 2009: (a) Streamline field, next 3-h accumulative precipitation (contours, units: mm), and terrain (shaded, units: m) at 0400 BT; (b) temporal evolutions of wind and past 1-h accumulative precipitation (contours, units: mm) at stations. DBS, HS, and black dots in (a) indicate Dabie Mountain, Huangshan Mountain, and stations A to G, respectively. The thick dashed line in (b) represents convergence line

6小时累积雨量就超过100 mm。从FY-2E卫星云顶亮温(TBB)也可以看到(图略),长江中下游地区上空有大片对流云团,尤其在江西、安徽交界上空,TBB值达到 $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,对流有较强的发生发展。

2 中尺度涡旋分析

在此次过程中,除了高空槽、低空急流和中尺度辐合线这样的大、中尺度系统之外,中低层还出现了中小尺度的扰动涡旋。24日04时,此时地面锋面尚未到达, 30°N 附近还处于暖区中,但已经出现了两个扰动涡旋 C_1 和 C_2 (图2a), C_2 涡旋位于B、C两个测站之间;随后由于偏北风和西南气流的加强,扰动涡旋趋于稳定,从流场形势来看, C_1 和 C_2 合并加强发展成了一个中尺度涡旋,到06时,其位置移到D、F测站之间(图略)。从未来3小时雨量来看(等值线),当 C_1 和 C_2 合并加强发展成一个中尺度涡旋之后,在涡旋移动途径附近,出现了中心雨量大于70 mm的短时强降水。

图2a中阴影表示了地形高度,可以看到,扰动涡旋容易在大别山、黄山等地形边缘形成,这或许与气流在地形边缘容易产生扰流、爬升等现象有关。为了进一步看清地面扰动涡旋和降水的演变情况,在图2a涡旋前进方向取A、B、C、D、E、F、

G 七个自动观测站点, 来考察地面观测风雨的时空变化 (图 2b)。早在 24 日 04 时之前, 在 B、C 测站之间就已经有了扰动涡旋 C_2 存在, 这与地面流场 (图 2a) 所得到的流场涡旋 C_2 位置、时间也是一致的。图 2b 中还给出了实况的风力和降雨量等值线, 从中也发现在扰动涡旋的初期阶段, 风力和雨量都很小, 之后, 与 C_2 涡旋相伴的是一条明显的风速辐合或风向切变线 (粗虚线), 辐合或切变线扰动的两侧风速和雨量都存在较大的对比, 尤其是在切变线扰动的后部, 05 时以后, 涡旋扰动再次明显 (C_3), 并移到测站 E 和测站 F 的位置, 随后的降水迅速加大。即扰动涡旋加强后, 雨量显著增加, 1 小时雨量达到 60 mm 以上, 最大雨量中心为 66 mm, 风速也增加到了 10 m s^{-1} 左右。从这个角度来看, 当中尺度涡旋发展经过时, 有一个降水增强和风力增大的过程。

图 3 是 7 月 24 日 3 km 高度的雷达反射率 (填

色)、反演风矢量场及雷达所在时刻的 1 小时累积降水 (等值线)。其中雷达反演风场采用了四维变分同化 (4DVAR) 方法 (Sun and Crook, 1997, 1998; 许小永等, 2004; 牟容等, 2007)。

在 24 日的 05 时 30 分 (图 3a), 雷达回波从最初的单点离散状分布, 逐渐发展、连接, 形成一条带状式的强回波带, 此时中心回波强度最大在 40 dBZ; 在雷达反演风矢量场上, 有一条由偏东气流与南侧的偏西气流组成的风向辐合和切变线存在 (图中粗虚线), 其位置正好与带状回波相对应, 并位于强回波带的南缘; 05 时到 06 时这一小时内降水也呈带状分布 (图中红色等值线), 最大中心雨量为 30 mm, 与强回波、风场辐合线相匹配。1 小时之后, 波动式回波继续增强, 已由原来的带状分布向弧形发展, 到 06 时 30 分 (图 3b), 形成一个半圆形的回波带, 从形态上看, 非常像一个半闭合的扰动涡旋, 此时中心回波强度在 45 dBZ 以上;

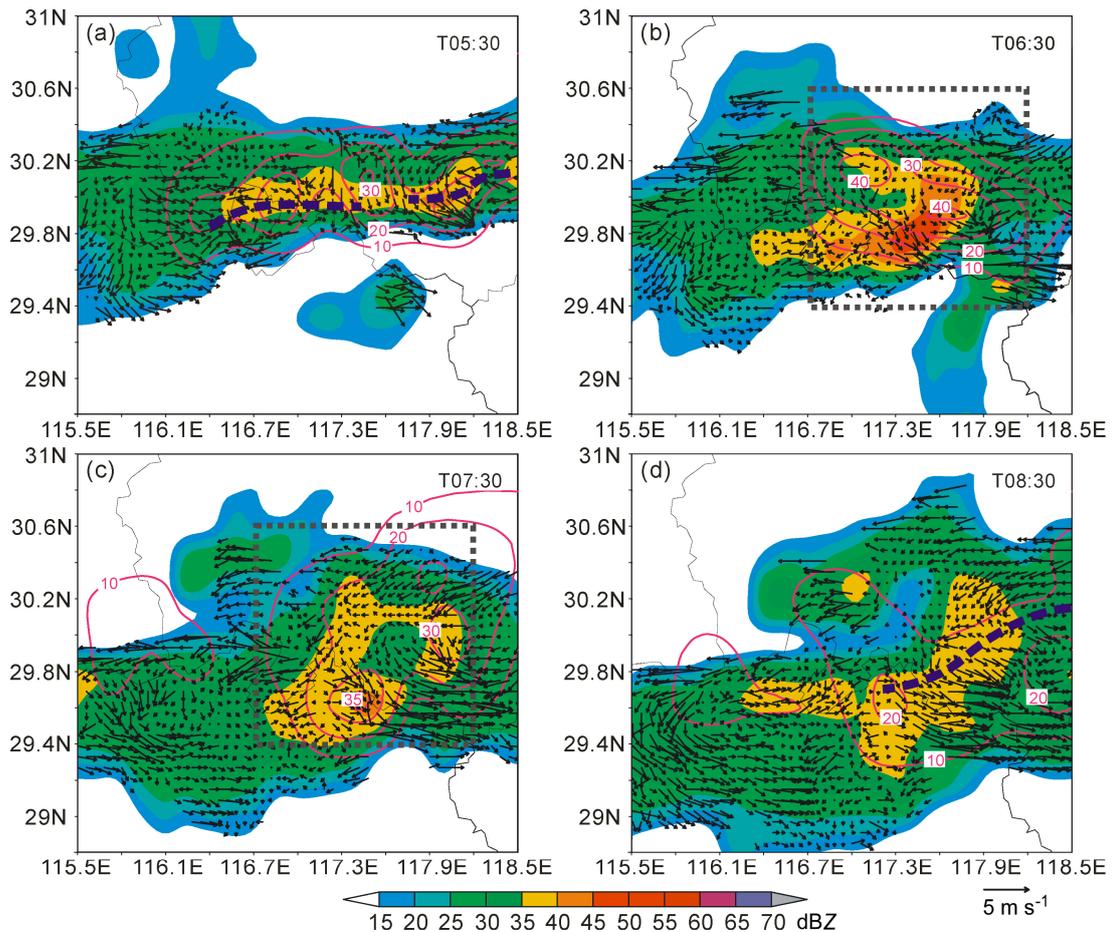


图 3 2009 年 7 月 24 日 3 km 高度雷达反射率 (填色, 单位: dBZ) 和反演风矢量场及 1 小时降水量 (等值线, 单位: mm): (a) 05 时 30 分; (b) 06 时 30 分; (c) 07 时 30 分; (d) 08 时 30 分。(a、d) 中紫色粗虚线表示辐合或切变线

Fig. 3 Observed radar reflectivity (shaded, units: dBZ), retrieved wind vector, and 1-h accumulative precipitation (contour, units: mm) at 3 km height at (a) 0530 BT, (b) 0630 BT, (c) 0730 BT, and (d) 0830 BT on 24 July 2009. The purple thick dashed lines in (a) and (d) represent convergence or shear lines

在雷达反演风矢量场上也呈现出了半闭合式的气旋式风场，正好与半闭合式的强回波位置接近；这一小时（06 时到 07 时）的累积雨量在 40 mm 以上，相比于上 1 小时，雨量有了明显的增大，并且雨带的形状也由原来的带状变成了椭圆形状，与半闭合式的涡旋状回波、风场相吻合。

到了 7 时 30 分（图 3c），半闭合式的回波进一步发展，虽然回波中心强度略有减小，在 40 dBZ 左右，但是由半闭合的形态演变成了基本闭合的形态，像一个完整的涡旋；在雷达反演风场上，依旧有一个接近闭合的涡旋风场；07 时到 08 时的累积降水呈圆形分布，最大雨量中心为 35 mm，与最大回波中心在同一位置；从之前的研究可以知道 08 时 925 hPa 的风场上形成了闭合的中尺度涡旋（Shen et al., 2012）。随后，闭合式的回波在维持了将近一个小时之后，结构开始松散（图 3d），慢慢变成了带状回波，强度也下降到 35 dBZ；与之相应的是雷达风场也回复到切变线的形态，雨带从圆形分布转变为带状分布，雨强也减弱了，中心雨量在 20 mm 左右。这一过程显示出，梅雨锋上的扰动导致雨带变宽、降水中心强度加大，雷达回波波动呈团状和低空风场有环流特征的发展。

为了更细致地看清雷达风场实况，取图 3b 和图 3c 中窗口范围进行放大。可以看到，在 6 时 30 分（图 4a），3 km 高度上的强回波之中有一个半气旋性环流（图中粗箭头线示意），水平涡旋中心在（30°N, 117.3°E）附近，即东至县东南方向约 40 km 处的相对弱的回波区（30 dBZ），1 小时后（图 4b），涡旋中心向东移到 117.8°E 附近，靠近祁门县。对照图 2b 的时间序列可知，地面 C₃ 涡旋发生的时间在 24 日 05 时之后，地面上正好是一个辐合中心，在流场上也是一个扰动气旋性的环流；从地理位置上看，06 时 30 分涡旋中心在图 4a 中的位置在 30°N、117.4°E 附近，对比图 2b 中的 E、F 点，地面涡旋大致位于（29.8°N, 117.4°E）附近，与图 4a 位置是相近的。由此可以得到，地面和低空的涡旋在垂直方向上，水平涡旋轴呈向后倾斜，这可能与切变线、锋面随高度向后倾斜是一致的。而从时间上分析，地面 C₃ 涡旋发生时，正好位于低空强回波带前沿（图 3a），当强回波转成波状时候，地面涡旋位于强回波之下（参见图 4），同时，出现的地面降水强度也体现了如此特征，因此，地面涡旋扰动要略早于低空的雷达强回波反应。

综合自动站和雷达分析，可以看到，雷达观测资料具有更高的时间、空间精度，更能体现天气的中尺度特征。24 日 05 时之前，锋面南侧的暖区环境内，近地面的风场会有扰动涡旋出现，随后在高空也逐渐发展形成中尺度涡旋。地面扰动涡旋形成前，已有中尺度对流系统，出现了弱的降水，随着扰动涡旋趋于稳定和向上发展，降水迅速加强，并伴随有大风出现。因此，相对于中层，本次过程的低层风场环流在初始时刻更加清晰、显著，这样也说明了有时候会在边界层内先出现涡旋，而此时对流层表现尚不明显。因此，在研究中我们把这一类起源于边界层，尺度约为 100 km，并与暴雨密切相关的涡旋称之为边界层中尺度扰动涡旋（PMDV；Shen et al., 2012）。

3 模式和试验设计

为了能够进一步分析边界层内中尺度涡旋的发生发展和结构特征，本文采用 NCEP（National Centers for Environmental Prediction）/ NCAR（National Center for Atmospheric Research）和 NOAA（National Oceanic and Atmospheric Administration）/ FSL（Forecast Systems Laboratory）等联合开发研制的细网格中尺度 ARW（Advanced Weather Research and Forecasting Model）数值模式（WRFV3.1.1）进行模拟试验。模式采用全可压、非静力学方程，分为欧拉高度坐标和欧拉质量坐标两种坐标体系，水平格点采用 Arakawa-C 类格点（Skamarock et al., 2008）。

模拟试验设计中的物理参数设置采用了如下的方案：WMS5 类（Hong et al., 2004；Hong and Lim, 2006）的微物理过程方案，Dudhia（Dudhia, 1989）的短波辐射方案，RRTM（Mlawer et al., 1997）的长波辐射方案，MYJ（Janjic, 1990, 2002）的边界层方案，Grell 3D（Grell and Devenyi, 2002）的积云对流参数化方案。模拟过程中采用三重嵌套网格，第一重格距为 45 km，第二重格距为 15 km，第三重为 5 km，模拟中心为（30°N, 117°E），模拟的初始时刻为 2009 年 7 月 23 日 08 时，积分 36 小时，对于第三重模拟结果采用了 10 分钟间隔输出，使用了 NCEP 的再分析资料（FNL）作为初始场资料。

4 模拟结果分析

为了让模拟结果与实况更具可比性，取 2009

年 7 月 24 日模式层 $\sigma = 0.707$ (接近 3 km) 高度上的模拟雷达回波进行分析。在 8 时 40 分 (图 5a) 的图上可以看到模拟的雷达回波呈带状分布, 回波带中间有若干个强度较强的回波中心。对照图 4a 的实况雷达回波分布, 可以发现, 实况 06 时 30 分位于 $(30^\circ\text{N}, 117.3^\circ\text{E})$ 位置, 即东至县东南方向约 40 km 处有一个相对弱回波区, 这是一个雷达反演风场的气旋式旋转区域, 其前部是一个风场辐合区。模拟的雷达回波也可以发现在 (图 5a), 在

$(30.1^\circ\text{N}, 117.3^\circ\text{E})$ 位置, 即东至县偏东方向约 30 km 处也有一个相对弱回波区, 气流由系统性偏北风与南侧系统性西南风之间形成波状汇合, 曲率最大处在相对弱回波区前侧。1 小时之后, 即 09 时 40 分 (图 5b), 在祁门县西北、西南两侧有两块模拟强回波, 与 07 时 30 分的实况雷达回波 (图 4b) 对比分析可以看到, 虽然模拟的两块强回波位置与实况回波略有差别, 但是模拟的强回波与涡旋中心对应较好, 与实况较为接近, 尤其是模拟涡旋中心

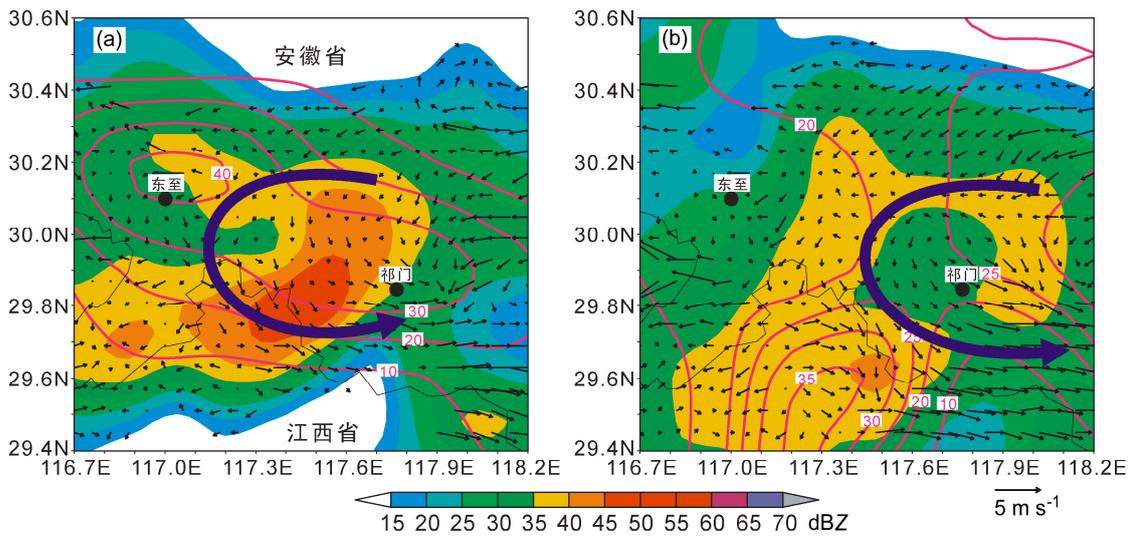


图 4 2009 年 7 月 24 日 3 km 高度雷达反射率 (填色, 单位: dBZ) 和反演风矢量场及 1 小时降水量 (等值线, 单位: mm): (a) 06 时 30 分; (b) 07 时 30 分。图中紫色粗箭头线示意流线, 黑色圆点表示东至县和祁门县

Fig. 4 Observed radar reflectivity (shaded, units: dBZ), retrieved wind vector, and 1-h accumulative precipitation (contour, units: mm) at 3 km height at (a) 0630 BT and (b) 0730 BT 24 July 2009. The purple thick lines with arrow indicate streamlines, the black dots denote Dongzhi county and Qimen county

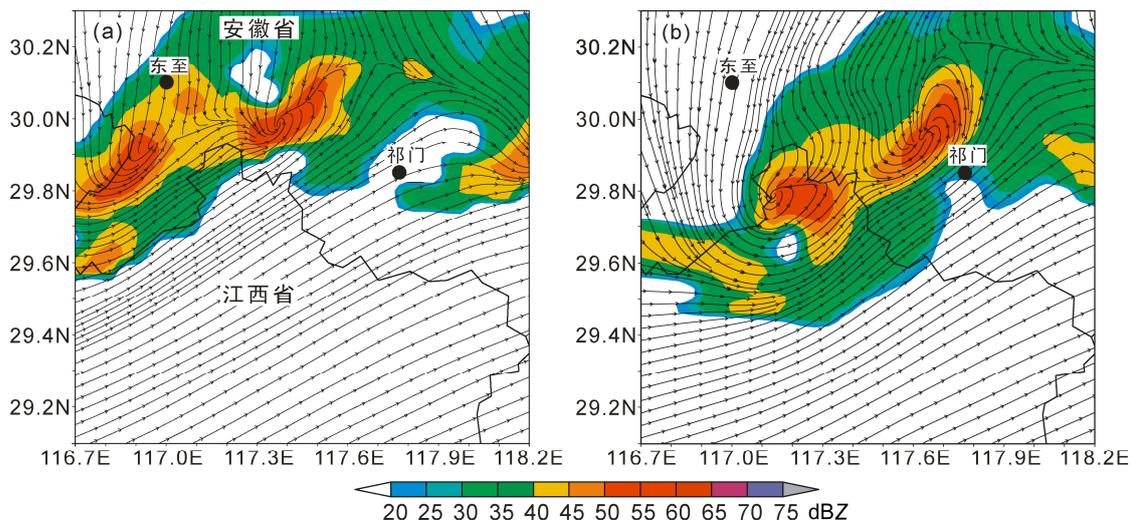


图 5 2009 年 7 月 24 日模拟 $\sigma = 0.707$ 高度的流场和雷达回波反射率 (填色, 单位: dBZ): (a) 08 时 40 分; (b) 09 时 40 分。黑色圆点表示东至县和祁门县

Fig. 5 Simulated streamline field and radar reflectivity (shaded, units: dBZ) at $\sigma = 0.707$ on July 24, 2009: (a) 0840 BT, (b) 0940 BT. The black dots denote Dongzhi county and Qimen county

与实况中心都位于祁门县附近, 模拟雷达回波与实况雷达回波都呈现了从东西走向逐渐演变为东北—西南走向, 从带状转向块状特征。

从模拟和实况的降水(图略)及雷达回波、流场的对比分析可知, 虽然模拟与实况存在一定的偏差, 且时间上落后于实况 2~3 个小时, 但是模拟基本体现了实况涡旋的发生、演变过程及与其相关联的天气变化特征。

不少研究表明梅雨锋锋生与低涡扰动有密切关系。孙淑清和杜长萱(1996)指出锋生函数中的散度锋生项与梅雨锋上的中尺度扰动有关; 李博和赵思雄(2009)发现低层涡旋系统沿着锋生带在槽前气流的引导下移动。锋生是指密度不连续性形成的一种过程, 或是指已有的一条锋面, 其温度(或位温)水平梯度加大的过程; 在实际工作中, 则更多分析锋在地面图上表现清楚的程度和锋附近天气现象、要素场特征的变化, 当这些特征表现得比前时刻更明显, 锋面附近天气也加强时, 就称为锋生。由于梅雨锋的温度水平梯度变化不大, 选用与温度和湿度均有关系的相当位温(θ_e)来分析锋生作用, 锋生函数可用如下公式表示(朱乾根, 2000):

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| = F_H + F_V + F_3, \quad (1)$$

$$|\nabla \theta_e| = \sqrt{\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial y}\right)^2}, \quad (2)$$

$$F_H = -\frac{1}{|\nabla \theta_e|} \left[\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x}\right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right) \right], \quad (3)$$

$$F_V = -\frac{1}{|\nabla \theta_e|} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right), \quad (4)$$

其中, F_H 表示空气水平运动对锋生的作用, 其物理意义说明等温线在有速度辐合的水平流场作用下渐趋变密则为锋生作用($F_H > 0$), 反之则为锋消($F_H < 0$); F_V 表示垂直运动对锋生的作用, 计算发现, F_V 太小, 因此忽略不计; F_3 是非绝热加热对锋生的作用, 一般不予考虑(Ninomiya, 1984)。

在模拟积分第 22 h, 即 2009 年 7 月 24 日 06 时的 $\sigma = 0.922$ 高度上(图 6a), 安徽省南部、靠近江西省的地区有一条切变线存在, 在切变线南侧的西南偏西风气流中, 有一些近东西向排列的独立水平锋生区(即 F_H , 等值线), 其位置基本处在气流辐合带上, 此时在边界层内, 江西与安徽交界处有

一个小扰动涡旋 C_1 。而在对流层低层 $\sigma = 0.817$ 高度的相同位置是一条切变线(图 6b), 图 6b 中的等值线是 $\sigma = 0.922$ 高度上相当位温, 可以看到有一个暖舌存在。1 小时之后(图 6c), 由于偏北气流的南压和偏西气流的东进, 边界层 $\sigma = 0.922$ 高度上, 锋生区逐渐集中、加强, C_1 涡旋东移的同时, 也逐渐发展, 其西面有一个新生的小扰动涡旋 C_2 。值得注意的是, 同时刻的 $\sigma = 0.817$ 高度上相近位置还是一条切变线(图 6d), 切变线位置较上一小时有所南移, 而且更加清晰了, 但是相比边界层已经出现的扰动涡旋, 在对流层低层尚无清晰可辨的扰动涡旋。此时 $\sigma = 0.922$ 高度上的相当位温(图 6d 中等值线)在偏北风和偏南风的挤压下, 出现了空间上的“压缩”, 形成了一个相对宽泛的类似于锋区的带状分布。

到了模拟积分第 25 小时, 即 24 日 09 时的 $\sigma = 0.922$ 高度上(图 6e), 锋生进一步集中和加强了, 锋生中心最大已经达到了 $5 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 与流场的 C_1 、 C_2 涡旋中心位置一致。 $\sigma = 0.817$ 高度流场上相同位置也出现了闭合的扰动涡旋(图 6f), 相比前面时刻, 这时候的涡旋位置进一步东移南压了。从 09 时相当位温来看, 相当位温线更加密集, 锋区强度增强, 相当位温值已经下降, 说明偏北冷空气已经侵入锋区。2 小时之后, $\sigma = 0.922$ 高度(图 6g)和 $\sigma = 0.817$ 高度(图 6h)流场上的涡旋更加清晰和完整, C_1 和 C_2 涡旋也已经合并形成了 C_3 涡旋, 锋生虽然分布上显得零散, 但是强度更加明显, 同时相当位温梯度分布因中尺度涡旋的气旋性旋转而造成了破坏。

通过模拟水平锋生、流场和相当位温的分析可以看到, 在边界层内的梅雨锋南侧辐合区内, 有独立的锋生区, 在锋生区, 边界层先于对流层低层出现了小扰动涡旋, 这与实况观测分析结论相一致。随着偏北冷空气南下侵入, 锋生逐渐集中、加强, 涡旋也逐渐清晰和完整。

从流场上分析可以看到, C_2 涡旋虽然后于 C_1 涡旋生成, 但是其发展程度要高于 C_1 涡旋, 因此, 为了进一步看清扰动涡旋发生时候的动力机制和空间特征, 选取了经过 C_2 涡旋中心并沿着其初始移动方向的剖面(图 6c 中 AB 线)和垂直于移动方向的剖面(图 6c 中的 CD 线)来做空间剖面。

图 7a、b、c、d 四张图是沿图 6c 中 AB 剖面 10 分钟间隔的相对涡度(填色)和平行于剖面的风场

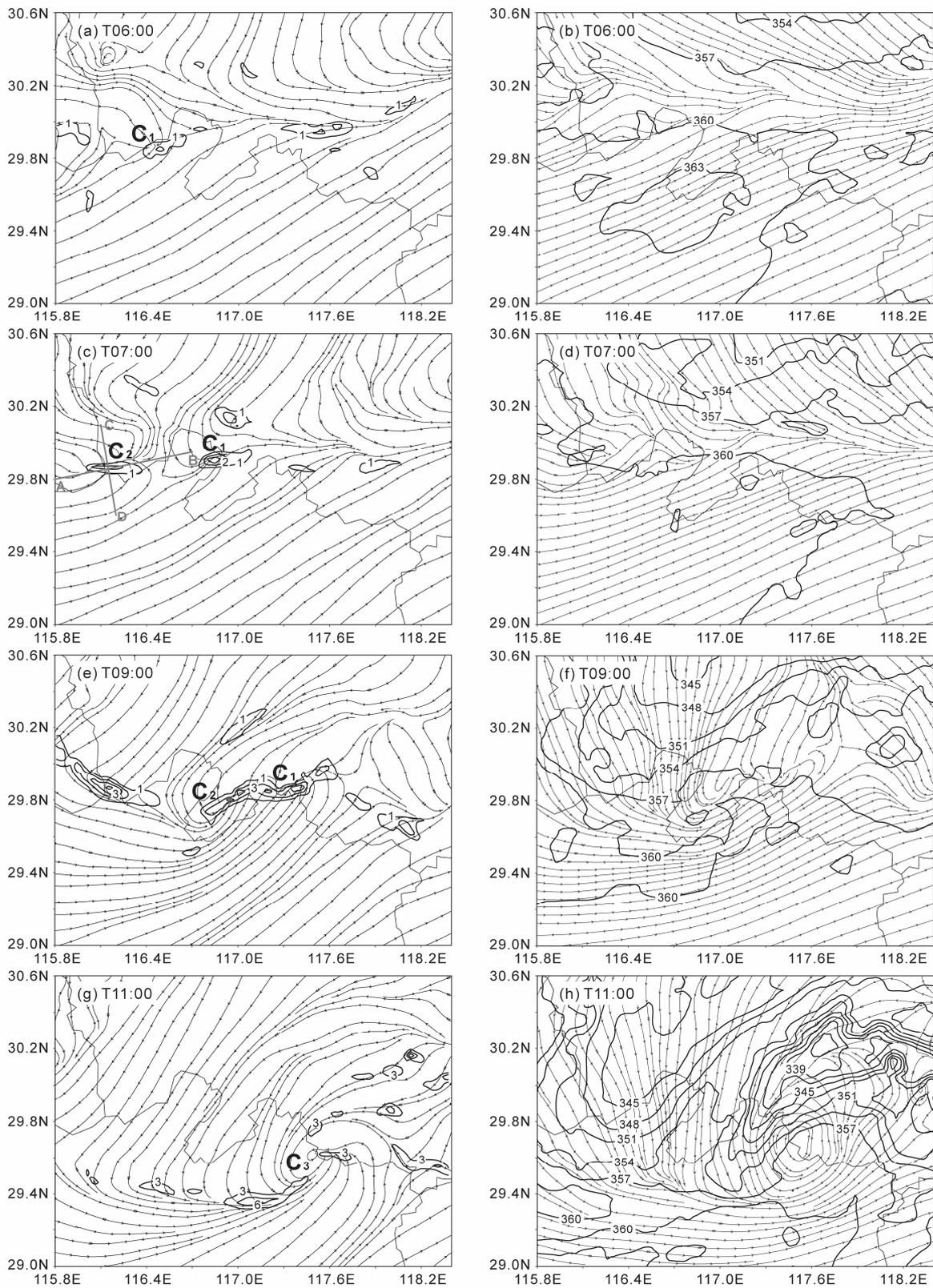


图6 2009年7月24日 $\sigma=0.922$ 高度的模拟流场(左列)和水平锋生函数(等值线,单位: $10^{-10}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$;左列), $\sigma=0.817$ 高度的模拟流场(右列)和 $\sigma=0.922$ 高度的相当位温(等值线,单位:K;右列):(a、b)06时;(c、d)07时;(e、f)09时;(g、h)11时。字母 C_1 、 C_2 、 C_3 表示涡旋中心
Fig. 6 Simulated streamline field (left column) and horizontal frontogenesis function (contour, units: $10^{-10}\text{K m}^{-1}\text{s}^{-1}$; left column), $\sigma=0.817$ simulated streamline field at $\sigma=0.817$ (right column) and equivalent potential temperature (contour, units: K; right column) at (a, b) 0600 BT, (c, d) 0700 BT, (e, f) 0900 BT, and (g, h) 1100 BT on 24 July 2009. The C_1 , C_2 , and C_3 indicate the positions of vortices

(等值线)。在 24 日 06 时 40 分 (图 7a)，此时 C_2 涡旋尚不清晰，剖面位置位于扰动中心南侧的气旋性旋转区内 (图略)，从剖面图上可以看到，沿着剖面有一支偏西急流，中心风速达到了 16 m s^{-1} ，急流轴是从边界层倾斜升入对流层低层，近地面有

弱的偏东气流。10 分钟以后 (图 7b)，在偏北风和偏西风的推动下，扰动中心略有南压和东移，此时 AB 剖面刚好好处在了扰动涡旋 C_2 中心边缘 (图略)；从平行于剖面的风场来看，这支倾斜的偏西急流除了向东推进之外，在空间上逐步向上抬升，在西风

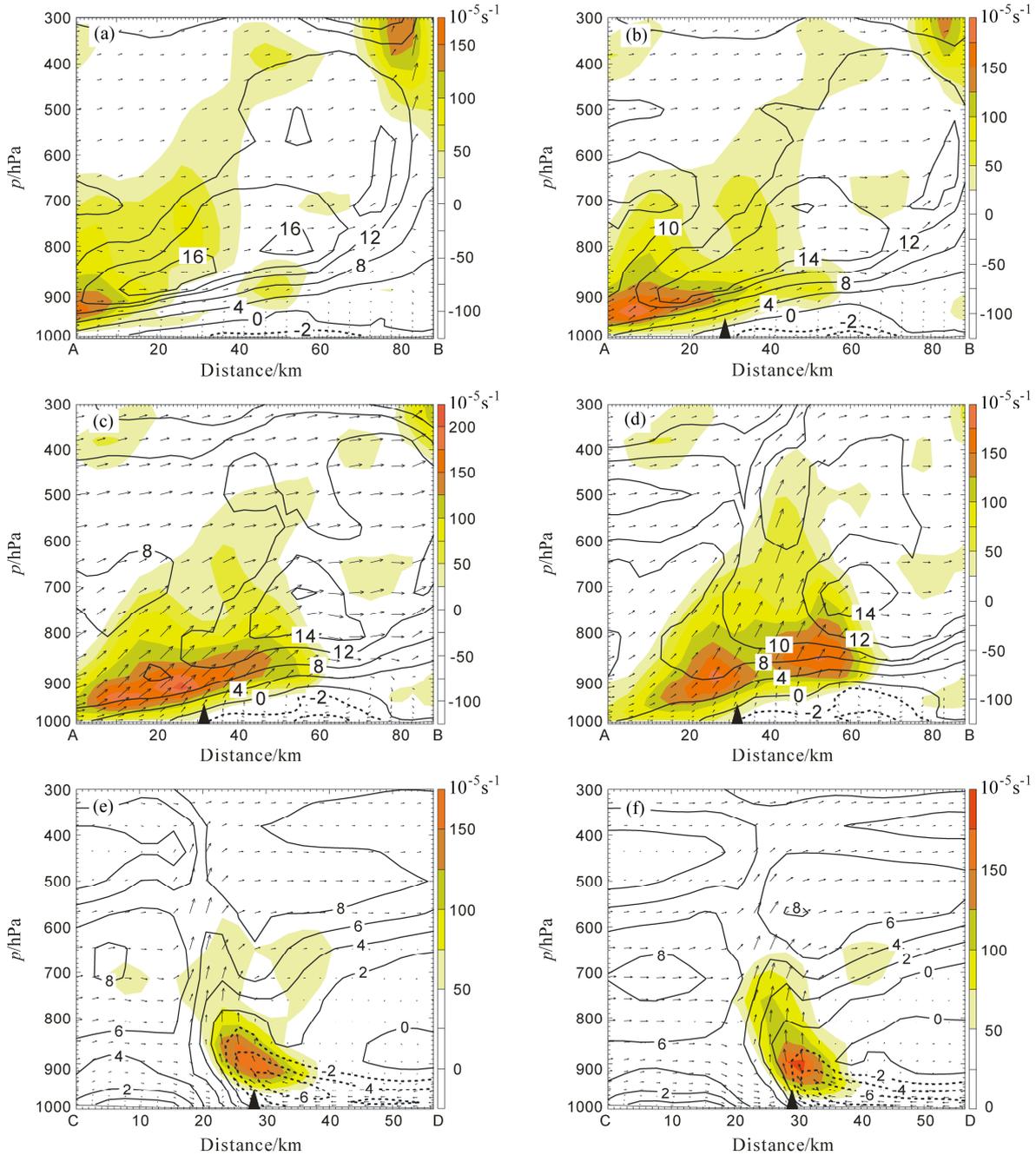


图 7 2009 年 7 月 24 日沿图 6c 中 (a、b、c、d) AB 剖线和 (e、f) CD 剖线的相对涡度 (填色, 单位: 10^{-5} s^{-1}) 和平行于剖面的风场 (等值线, 单位: m s^{-1}) 图: (a) 06 时 40 分; (b) 06 时 50 分; (c) 07 时; (d) 07 时 10 分; (e) 07 时; (f) 07 时 10 分。风矢表示垂直环流, 黑色三角形表示扰动涡旋 C_2 的位置

Fig. 7 Vertical cross sections of the relative vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and the horizontal wind component (contour, units: m s^{-1}) parallel to the cross section along (a, b, c, d) line AB and (e, f) line CD in Fig.6c at (a) 0640 BT, (b) 0650 BT, (c, e) 0700 BT, and (d, f) 0710 BT on 24 July 2009. The wind vector indicates the vertical circulation, the black triangle marks the position of vortex C_2

气流的带动下，扰动涡旋中心（图中黑色三角形位置）西侧有一个正涡度带随之东移发展，涡度中心最大在 $1.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，该涡度在空间上也呈现从边界层向对流层低层倾斜上升的状态，但是涡度中心要落后于风速中心。涡旋中心东侧的偏东气流也略有加强，从 10 分钟前的 2 m s^{-1} 加强为了 4 m s^{-1} 。到了 07 时（图 7c），西风急流进一步东移和倾斜抬升，急流轴基本落在了对流层低层范围内，与之相应的是涡度带也逐渐东移和向上抬升，涡度中心有所加强，达到了 $2.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，其位置主要分布在边界层内，并与扰动涡旋中心位置相应。随后，风场继续东进、向上发展（图 7d），并带动了扰动涡旋的旋转和抬升。

图 7e、f 两张图则是沿图 6c 中 CD 剖面 10 分钟间隔的相对涡度（填色）和平行于剖面的风场（等值线）。在 24 日 07 时（图 7e），南北向剖面上的涡度中心位于边界层顶，与扰动涡旋中心（黑色三角形）位置一致，涡度中心最大在 $1.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ；从风场可以看到，涡旋南侧的偏南风主要在近地面和边界层，中心风速为 6 m s^{-1} ，由于涡旋北侧的北风从近地面一直分布到了对流层中高层，形成了从涡旋南侧（即涡旋往南移动时候的前部）到涡旋中心上空的斜升气流。从 10 分钟演变来看（图 7f），南北方向空间上涡度和风场的分布基本没有发生明显变化，只是位置略有南移和垂直向上发展了。

图 8 是 24 日 07 时沿图 6c 中 AB 和 CD 剖线的

散度、锋生、相当位温、稳定性和垂直速度的叠加图。在 AB 剖面上（图 8a），辐合（填色）主要位于近地面和边界层内，呈现了带状分布，水平锋生（等值线）与辐合基本重合，锋生中心与辐合中心也处在同一位置，其形态与涡度带接近（参图 7c），但是在空间上位于涡度带的下方；辐合带（锋生带）的上方是上升运动区（红色虚线），上升运动中心位于对流层底和边界层顶部，锋生、辐合及垂直上升运动三者空间分布、形态、时间等方面都有较好匹配。同时刻的南北向剖面上（图 8b），辐合中心位于边界层内，涡旋上空基本是垂直上升运动（红色虚线），上升运动的中心在对流层中层，最大上升速度达到了 -2.5 hPa s^{-1} ，强的垂直上升运动也增强了低层的辐合；相当位温（黑色实线）呈现出“Ω”形的向上凸起，从左至右形成了“冷—暖—冷”的典型梅雨锋热力结构，从稳定性（ $d\theta_e/dz$ ，蓝色虚线）看，近地面到边界层底部的大气层结处于不稳定状态（即 $d\theta_e/dz < 0$ ），虽然不稳定层结比较浅薄，但是不稳定度最大在 25 K km^{-1} 以上，对于触发暴雨也十分有利。

从上面分析可以看到，偏西气流从边界层开始发展并加强为急流，在向东推进的过程中，被近地面的偏东风逐渐抬升，由此形成了一条从边界层倾斜入对流层的急流轴；而偏南气流与偏北风相遇之后，不仅形成风向的辐合和切变，而且偏南气流在空间上被抬升，也形成了一支斜升入流。因此，在近地面风场的加强、切变及辐合作用下，锋生与辐

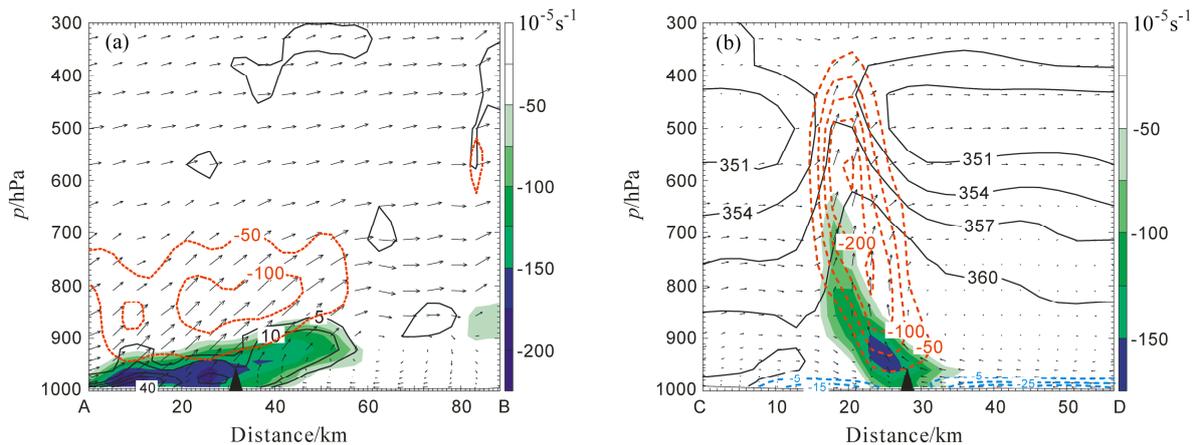


图 8 2009 年 7 月 24 日 07 时剖面：(a) 沿图 6c 中 AB 剖线的散度（填色，单位： 10^{-5} s^{-1} ）、水平锋生函数（黑色等值线，单位： $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ）和垂直速度（红色虚线，单位： Pa s^{-1} ）；(b) 沿图 6c 中 CD 剖线的散度（填色，单位： 10^{-5} s^{-1} ）、相当位温（黑色实线，单位： K ）、稳定性（蓝色虚线，单位： K km^{-1} ）和垂直速度（红色虚线，单位： Pa s^{-1} ）。风矢表示垂直环流，黑色三角形表示扰动涡旋 C_2 位置

Fig. 8 Vertical cross sections at 0700 BT 24 July 2009: (a) The divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}), the horizontal frontogenesis function (black contour, units: $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), and the vertical velocity (red dashed lines, units: Pa s^{-1}) along line AB; (b) the divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}), the equivalent potential temperature (black solid lines, units: K), stability (blue dashed lines, units: K km^{-1}), and vertical velocity (red dashed lines, units: Pa s^{-1}) along line CD in Fig. 6c. The wind vector indicates the vertical circulation. The black triangle marks the position of vortex C_2

合同步加强, 边界层内的涡度也逐渐增强, 由此带动了扰动的发生发展, 扰动涡旋在边界层内率先形成, 随后, 在急流的东传和抬升带动下, 扰动涡旋也逐步向东移动、向上发展。由此可见, 近地面风速的加强、风向的辐合切变导致了扰动涡旋的发生和形成, 并逐渐发展, 这是边界层中尺度扰动涡旋发生发展的动力因子。此次涡旋在发生之前, 已经出现了对流性降水, 当关闭潜热释放之后, 涡旋就不能形成, 这是边界层中尺度扰动涡旋发生发展的热力因子 (Shen et al., 2012)。中尺度涡旋形成之后, 又反过来加强了对流, 增强了降水, 形成了短时暴雨, 并出现了大风。

5 结论

本文利用实况自动站资料、高时空分辨率的雷达和高精度的数值模拟资料, 对 2009 年 7 月 24 日发生在长江中下游地区的梅雨锋暴雨过程进行了分析, 结果表明:

(1) 在梅雨锋锋面南侧的暖区弱降水环境内, 近地面的风场会有扰动涡旋出现, 随着扰动涡旋趋于稳定和向上发展, 降水迅速加强, 形成短时暴雨, 并伴随有大风出现。

(2) 偏西气流从边界层开始发展并加强为急流, 在向东推进的过程中逐渐抬升, 形成了一支从边界层倾斜入对流层低层的急流轴; 而偏南气流与偏北风相遇之后, 不仅形成风向的辐合和切变, 而且在空间上被抬升, 形成了一支斜升入流。

(3) 在近地面风场的切变和辐合作用下, 锋生与辐合同步加强, 边界层内的涡度也逐渐增强, 由此带动了扰动的发生发展, 扰动涡旋在边界层内率先形成, 随后在急流的东传和抬升影响下, 扰动涡旋也逐步向东移动、向上发展。

(4) 近地面风速的变化、风向的辐合切变导致了扰动涡旋的发生和形成, 并逐渐发展, 这是边界层中尺度扰动涡旋发生发展的动力因子。涡旋在发生之前, 已经出现的对流性降水所释放的潜热, 是中尺度涡旋发生发展的热力因子。

致谢 感谢勾亚彬提供雷达基数据资料; 感谢周淼提供雷达风场反演技术支持。

参考文献 (References)

Bartels D L, Maddox R A. 1991. Mid-level cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119 (1): 104–118.

- 贝耐芳, 赵思雄, 高守亭. 2003. 1998年“二度梅”期间武汉—黄石突发性暴雨的模拟研究 [J]. *大气科学*, 27 (3): 399–418. Bei Naifang, Zhao Sixiong, Gao Shouting. 2003. A numerical simulation of sudden heavy rainfall occurring in Wuhan and Huangshi during July 1998 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (3): 399–418.
- 程麟生, 冯伍虎. 2003. “98.7”暴雨 β 中尺度低涡生成发展结构演变: 双向四重嵌套网格模拟 [J]. *气象学报*, 61 (4): 385–395. Chen Linsheng, Feng Wuhu. 2003. Structural evolution of the genesis and development on meso- β vortex for the “98.7” heavy rainfall simulation of two ways with quartet nested grid [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (4): 385–395.
- Chen S J, Kuo Y H, Wang W, et al. 1997. A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-yu front [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126 (9): 2330–2351.
- Cho H R, Douglas S T. 1991. Meso- β -scale potential vorticity anomalies and rainbands. Part II: Moist model simulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48 (2): 331–341.
- 董佩明, 赵思雄. 2004. 引发梅雨锋暴雨的频发型中尺度低压(扰动)的诊断研究 [J]. *大气科学*, 28 (6): 876–891. Dong Peiming, Zhao Sixiong. 2004. A diagnostic study of mesoscale lows (disturbances) on Meiyu front and associated heavy rainfall [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28 (6): 876–891.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077–3107.
- Fritsch J M, Murphy J D, Kain J S. 1994. Warm core vortex amplification over land [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51(13): 1780–1807.
- 高坤, 徐亚梅. 2001. 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*, 25 (6): 740–756. Gao Kun, Xu Yamei. 2001. A simulation study of structure of mesovortexes along Meiyu front during 22–30 June 1999 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (6): 740–756.
- Grell G A, Devenyi D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (14): 1693–1697.
- 谷文龙. 2008. 长江下游梅雨锋中尺度涡旋统计分析模拟研究 [D]. 南京信息工程大学硕士学位论文. Gu Wenlong. 2008. Statistical and simulative analysis of mesoscale vortexes on Meiyu front over lower reaches of Yangtze River [D]. M.S. thesis (in Chinese), Nanjing University of Information Science and Technology.
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (1): 103–120.
- Hong S Y, Lim J O J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6) [J]. *J. Korean Meteor. Soc.*, 42 (2): 129–151.
- 胡伯威, 潘鄂芬. 1996. 梅雨期长江流域两类气旋性扰动和暴雨 [J]. *应用气象学报*, 7 (2): 138–144. Hu BOWEI, Pan E'fen. 1996. Two kinds of cyclonic disturbances and their accompanied heavy rain in the Yangtze River valley during the Mei-yu period [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 7 (2): 138–144.
- Janjic Z I. 1990. The step-mountain coordinate: Physical package [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 118 (7): 1429–1443.

- Janjic Z I. 2002. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2. 5 scheme in the NCEP meso model [R]. NCEP Office Note, Report No. 437, 61 pp.
- 李博, 赵思雄. 2009. 2007年入梅期由横槽与低涡切变引发淮河流域强降雨的诊断研究 [J]. 大气科学, 33 (6): 1148–1164. Li Bo, Zhao Sixiong. 2009. A study of heavy rainfall resulting from transversal trough and shear line-low vortex in the Huaihe River during the Meiyu onset of 2007 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1148–1164.
- 廖捷, 谈哲敏. 2005. 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, 63 (5): 771–789. Liao Jie, Tan Zheming. 2005. Numerical simulation of a heavy rainfall event along the Meiyu front: Influences of different scale weather systems [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (5): 71–789.
- 廖移山, 李俊, 王晓芳, 等. 2010. 2007年7月18日济南大暴雨的 β 中尺度分析 [J]. 气象学报, 68 (6): 944–956. Liao Yishan, Li Jun, Wang Xiaofang, et al. 2010. A meso- β scale analysis of the torrential rain event in Jinan in 18 July 2007 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68 (6): 944–956.
- 隆霄, 程麟生. 2004. “99.6”梅雨锋暴雨低涡切变线的数值模拟和分析 [J]. 大气科学, 28 (3): 342–356. Long Xiao, Chen Linsheng. 2004. Numerical simulation and analysis for “99.6” Meiyu front rainstorm and the low vortex with shear line [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (3): 342–356.
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61 (11): 1374–1387.
- Maddox R A. 1983. Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude, mesoscale convective complexes [J]. Mon. Wea. Rev., 111 (7): 1475–1495.
- Menard R D, Fritsch J M. 1989. A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex [J]. Mon. Wea. Rev., 117 (6): 1237–1261.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated- k model for the long-wave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14): 16663–16682.
- 牟容, 刘黎平, 许小永, 等. 2007. 四维变分方法反演低层风场能力研究 [J]. 气象, 33 (1): 11–19. Mu Rong, Liu Liping, Xu Xiaoyong, et al. 2007. The capability research on retrieving low-level wind field with 4D-VAR assimilation technique [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33(1): 11–19.
- Ninomiya K. 1984. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 62: 880–894.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the advanced research WRF version 3 [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR.
- 孙建华, 赵思雄. 2002. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用 [J]. 大气科学, 26 (5): 633–646. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China. Part II: Effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso- β convective system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (5): 634–646.
- 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2004. 2002年6月20~24日梅雨锋中尺度对流系统发生发展分析 [J]. 气象学报, 62 (4): 423–438. Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. 2004. Analysis on MCSs in Meiyu front during 20–24 June 2002 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (4): 423–438.
- 孙淑清, 杜长萱. 1996. 梅雨锋的维持与其上扰动的特征 [J]. 应用气象学报, 7 (2): 153–159. Sun Suqing, Du Changxuan. 1996. The maintenance of Meiyu front and development associated disturbance [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 7 (2): 153–159.
- 孙淑清, 田生春, 杜长萱. 1993. 中尺度低涡发展时高层流场特征及能量学研究 [J]. 大气科学, 17 (2): 137–147. Sun Shuqing, Tian Shengchun, Du Changxun. 1993. The features of flow pattern in upper level troposphere and energy conversion during the development of meso-scale low vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 17 (2): 142–147.
- 沈杭锋, 翟国庆, 尹金方, 等. 2013. 长江下游梅汛期尺度涡旋特征分析 [J]. 大气科学, 37 (4): 923–932. Shen Hangfeng, Zhai Guoqing, Yin Jinfang, et al. 2013. Feature analysis of mesoscale vortex over lower reaches of Yangtze River during Meiyu period [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (4): 923–932.
- Shen H F, Zhai G Q, Zhu Y, et al. 2012. Numerical study of a mesoscale vortex in the planetary boundary layer of the Meiyu front [J]. Acta Meteor. Sinica, 26 (6): 788–802.
- 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 2003. 中尺度气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 370pp. Shou Shaowen, Li Shenshen, Yao Xiuping. 2003. Mesoscale Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 370pp.
- Sun J Z, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments [J]. J. Atmos. Sci., 54 (12): 1642–1661.
- Sun J Z, Crook N A. 1998. 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]. J. Atmos. Sci., 55 (5): 835–852.
- Trier S B, Davis C A. 2002. Influence of balanced motions on heavy precipitation within a long-lived convectively generated vortex [J]. Mon. Wea. Rev., 130 (4): 877–899.
- Trier S B, Davis C A, Tuttle J D. 2000. Long-lived mesoconvective vortices and their environment. Part I: Observations from the central United States during the 1998 warm season [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (10): 3376–3395.
- 王欢, 倪允琪. 2006. 2003年淮汛期一次中尺度强暴雨过程的诊断分析和数值模拟研究 [J]. 气象学报, 64 (6): 734–742. Wang Huan, Ni Yunqi. 2006. Diagnostic analysis and numerical simulation of a mesoscale torrential rain system in the Huaihe valley during the rainy season in 2003 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (6): 734–742.
- 王智, 翟国庆, 高坤. 2003. 长江中游一次 β 中尺度低涡的数值模拟 [J]. 气象学报, 61 (1): 66–77. Wang Zhi, Zhai Guoqing, Gao Kun. 2003. Analysis and numerical simulation of a meso- β -scale vortex in the middle

- reaches of the Yangtze River [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 61(1): 66–77.
- 许小永, 郑国光, 刘黎平. 2004. 多普勒雷达资料 4DVAR 同化反演的模拟研究 [J]. *气象学报*, 62 (4): 410–422. Xu Xiaoyong, Liu Guoguang, Liu Liping. 2004. Dynamical and microphysical retrieval from simulated observations using the 4Dvar assimilation technique [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 62 (4): 410–422.
- 徐亚梅, 高坤. 2002. 1998 年 7 月 22 日长江中游中 β 低涡的数值模拟及分析 [J]. *气象学报*, 60 (1): 85–95. Xu Yamei, Gao Kun. 2002. Simulation and analysis of meso- β vortex over middle reaches of the Yangtze River on 22 July 1998 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 60 (1): 85–95.
- 翟国庆, 王智, 何斌. 2003. 长江中下游梅雨期中小尺度涡旋族发生演变分析 [J]. *气象学报*, 61 (6): 661–672. Zhai Guoqing, Wang Zhi, He Bin. 2003. Formation and evolution analysis of the mesoscale vortex group in the middle and lower reaches during Meiyu of the Yangtze River [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 61 (6): 661–671.
- Zhai Guoqing, Zhou Lingli, Wang Zhi. 2007. Analysis of a group of weak small-scale vortices in the planetary boundary layer in the Mei-yu front [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24 (3): 399–408.
- 张立生. 2008. 淮河流域致洪暴雨及其中尺度涡旋的发生发展研究 [D]. 中国科学院博士学位论文, 148pp. Zhang Lisheng. 2008. Study on heavy rainfall causing flood and formation and development of meso-scale vortices in Huaihe River valley [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Sciences, 148pp.
- 周玉淑, 李柏. 2010. 2003 年 7 月 8~9 日江淮流域暴雨过程中涡旋的结构特征分析 [J]. *大气科学*, 34 (3): 629–639. Zhou Yushu, Li Bai. 2010. Structural analyses of vortex causing torrential rain over the Changjiang–Huaihe River basin during 8 and 9 July 2003 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 34 (3): 629–639.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2000. 天气学原理与方法(第三版) [M]. 北京: 气象出版社, 1–649. Zhu Qian'gen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2002. *Synoptic Meteorological Analysis* (3rd ed.) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.