

郑淋淋, 孙建华. 2016. 风切变对中尺度对流系统强度和组织结构影响的数值试验 [J]. 大气科学, 40 (2): 324-340. Zheng Linlin, Sun Jianhua. 2016. The impact of vertical wind shear on the intensity and organizational mode of mesoscale convective systems using numerical experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (2): 324-340, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.14311.

风切变对中尺度对流系统强度和组织 结构影响的数值试验

郑淋淋¹ 孙建华^{2,3}

1 安徽省气象台, 合肥 230031

2 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

3 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

摘要 采用我国实际观测的探空作为中尺度模式 Weather Research and Forecasting (WRF) 的理想试验的背景场, 分别改变整层、低层和中层的垂直风切变, 研究其对中尺度对流系统强度和组织结构的影响。结果表明, 改变整层垂直风切变对对流系统的强度和组织结构影响最显著, 增加整层垂直风切变, 对流强度增强且易组织成线状, 减小整层垂直风切变, 对流强度弱且呈分散状态。从垂直速度、水平风场、散度场和冷池的三维结构特征分析了其影响的机制: (1) 风切变增加, 上升气流与下沉气流的相互干扰减弱, 有利于垂直速度的维持和增强; (2) 垂直风切变增加造成水平涡度增加, 扭转项的作用分别使上升和下沉运动得到加强; (3) 垂直风切变增加, 冷池强度和高度增加且集中在系统后部, 使系统线状组织性增强。研究还发现, 增加垂直风切变造成近地面大风和降水增强, 且强降水出现在大风之后, 这主要是因为在对流发展阶段上升运动与下沉运动互不干扰情况下, 强下沉运动造成的近地面大风, 而成熟阶段上升运动不断增强或维持造成雨水比湿不断增加形成强降水。

关键词 垂直风切变 理想试验 三维风场 冷池

文章编号 1006-9895(2016)02-0324-17

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.14311

The Impact of Vertical Wind Shear on the Intensity and Organizational Mode of Mesoscale Convective Systems Using Numerical Experiments

ZHENG Linlin¹ and SUN Jianhua^{2,3}

1 Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230031

2 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Weather Research and Forecasting (WRF) model numerical simulations were used to study the impact of

收稿日期 2014-11-13; 网络预出版日期 2015-05-29

作者简介 郑淋淋, 女, 1986 年出生, 博士, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: zhengll.2@163.com

通讯作者 孙建华, E-mail: sjh@mail.iap.ac.cn

资助项目 安徽省气象科技发展基金项目 KM201416, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY201406002, 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目 2013CB430101

Funded by Anhui Foundation for Development of Meteorological Science and Technology (Grant KM201416), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201406002), National Basic Research Program of China (973 Program, Grant 2013CB430101)

vertical wind shear—including the entire, low-level, and mid-level shear—on mesoscale convective systems. The initial background field of the WRF idealized simulation was the observed radiosonde data in China that produced severe convective systems. The results demonstrated that the simulations of changing vertical wind shear in the entire layer had the greatest impact on the intensity and organizational mode of mesoscale convective systems. For increasing (decreasing) vertical wind shear, the intensity of convection increased (decreased) and the convective systems organized into convective line (decentralized). The mechanisms involved were explored by analyzing the three-dimensional characteristics of vertical velocity, horizontal wind, divergence, and the cold pool, and can be summarized in the following three aspects: (1) The interference between ascending and descending motion weakened as stronger vertical wind shear increased, which led to a longer maintenance and enhancement of vertical velocity. (2) The horizontal vorticity increased with stronger vertical wind shear, and then vertical vorticity increased (decreased) at the ascending (descending) motion under the tilting term in the vorticity equation, which led to intensification of the ascending and descending motion, respectively. (3) The intensity and height of the cold pool increased with stronger vertical wind shear, which led to linear organization of mesoscale convective systems. Other results included the fact that the near-surface wind speed and precipitation amount increased with increased vertical wind shear, and heavy precipitation appeared after the strongest wind. Strong descending motion led to strong surface wind because of the noninterference between ascending and descending motion in the development stage of the mesoscale convective system. During the mature stage, rainwater accumulated because of the constant reinforcement or maintenance of ascending motion leading to heavy rainfall.

Keywords Vertical wind shear, Idealized experiment, Three-dimensional wind field, Cold pool

1 引言

风切变是影响对流发展和组织的重要动力因素,很多学者通过观测和数值模式研究了风切变对对流系统的影响机制。Lilly (1979) 认为超级单体排列成线状且与风切变成一夹角,从而使得各个单体之间的环流不相互干预,他们能够组成一个稳定的飑线,这一观测发现也得到了数值模拟结果的证实 (Moncrieff, 1978)。Rotunno et al. (1988) 利用数值模拟进一步证实了冷池和低层风切变在非超级单体飑线维持中的作用,提出了强飑线维持的RKW 理论,当冷池产生的负涡度与环境风切变产生的正涡度达到平衡时是强飑线维持的“最佳状态”,并提出了长生命史飑线的两种类型:一种发生在低层强切变、高层弱切变下,另一种发生在强的深厚切变下,这种环流特征使得单体之间的三维环流场互不影响。从 20 世纪 80 年代至今,风切变的研究越来越受到学者的关注,很多研究采用观测资料揭示了对流组织化与环境风垂直切变的密切关系 (Bluestein and Jain, 1985; Parker and Johnson, 2000; Schumacher and Johnson, 2005; Johnson et al., 2005),而且数值模拟研究对此给出了定量表述 (Rotunno et al., 1988; Lafore and Moncrieff, 1989; Weisman and Rotunno, 2004),这些研究表明低层切变在对流发展和组织中有重要作用。Johnson et al. (2005) 揭示了在热带与副热带地区,低层和中层的风切变对对流的组织作用是相同的,他们采用观

测证实了低层切变垂直于对流 线时,由于其阻止冷出流快速远离风暴从而使风暴长时间维持。如果切变集中在高层(低层无切变 或弱切变的情况下),与系统在无切变环境下的相似,即对流发展和组织性弱 (Weisman and Rotunno, 2004)。虽然冷池与低层切变的相互作用 (RKW 理论) 对飑线的维持有重要作用,Lafore and Moncrieff (1989) 认为对于有层状云的飑线,层状云与对流之间的相互作用对飑线的影响作用也不可忽视。

孙建华等 (2014) 针对水汽整层含量和垂直分布的数值试验表明:整层水汽增加(减少),对流增强(减弱),冷池和雷暴高压增强(减弱)导致大风增强(减弱);在保持整层水汽含量不变的情况下,线状对流和雷暴大风易发生在中层干、下层湿的环境中,这种层结条件对雷暴高压的增强有重要作用,但不利于整个对流系统的长时间维持。水汽试验主要反映的是热力作用对飑线的影响,而过去很多研究发现中层特别是低层风切变对中尺度对流系统组织的作用,高层的风切变对对流影响较弱。Zheng et al. (2013) 统计了中国江淮地区的线状对流,由于观测资料的时间分辨率问题,风切变对不同组织类型的线状对流的影响差异不大,因此,需要通过数值试验来研究东亚季风区风切变对对流系统的影响。

过去的研究强调了低层风切变在对流发展和组织中的重要作用,特别是低层切变与冷池达到平衡时对于飑线长时间维持的作用。很少有研究

涉及到中层切变和整层切变对于对流强度和组织的影响，另外，前人的理想数值模拟研究多采用北美的探空特征，而孙建华等（2014）的工作又只针对了水汽特征开展了试验。本文的理想数值模拟将采用我国东部江淮地区的观测探空，研究不同层次和不同强度的风切变对对流的强度和组织结构的影响。主要研究低层（0~3 km）、中层（3~6 km）和整层（地面到18 km）风切变对中尺度对流系统强度和组织类型的影响，哪种切变分布最有利线状中尺度对流系统的形成及其对对流强度的可能影响。

2 试验方案

采用 WRF 模式进行中层、低层和整层的风切变对对流的强度和组织作用的理想试验，理想试验是在均一场中加温度扰动场，均一场的温度、气压、湿度和风场是由观测探空决定的。模式区域为 360 km×360 km×18 km，水平分辨率为 2 km，垂直方向为 41 层，侧边界条件采用开放边界。微物理方案采用 Lin 方案，不考虑辐射、边界层过程。背景场的探空是山东德州陵县 2010 年 8 月 8 日 14 时（北京时间，下同）修正的探空资料（图 1），即采用 14 时的地面观测修正 08 时的探空，具体的修正方法见（Johnson and Bresch, 1991；潘玉洁等, 2008）。该探空从最不稳定层抬升的对流有效位能是 4471 J kg⁻¹，整层可降水量达到 68.52 mm，中低层水汽充沛（图 1），为郑淋淋和孙建华（2013）定义的湿环境，即整层可降水量大于 50 mm。与该探空对应，8 月 8 日 20 时山东西北部出现了降水回波，主要以短时强降水为主，其中观测到 9 日 02~03 时最强降水达到了 102 mm。模式启动扰动是 WRF 理想试验模块默认的扰动，即初始扰动采用水平方向半径 10 km，垂直方向半径 1.5 km 的温度扰动结构，简称扰动泡，扰动泡的中心位于地面 1.5 km 高度上，扰动泡位于模式模拟区域水平方向的中心位置。扰动泡的温度扰动分布为

$$\Delta T = T_0 \times \cos^2(\beta\pi/2) \quad (\beta \leq 1), \quad (1)$$

其中， ΔT 为温度扰动值， T_0 为扰动振幅 $\beta = \sqrt{[(x - x_c)/x_r]^2 + [(y - y_c)/y_r]^2 + [(z - z_c)/z_r]^2}$ ($x_r = y_r = 10$ km，为扰动半径)， (x_c, y_c, z_c) 为扰动泡的扰动中心点。本研究中采用的是热泡扰动，即温度扰动为正，取 $\Delta T > 0$ 。

由于我国处于西风带，一般情况下观测风是纬

向风的分量较大，这个探空下发生的真实个例和本研究中的模拟结果都是南北向分布的对流系统，过去的研究也认为垂直系统的风切变影响较大（Parker and Johnson, 2000），此外，只改变纬向风使得试验较为简单，但也能反映风切变的影响，因此，本研究的试验中只改变纬向风的垂直切变。纬向风曲线的计算公式如下（Weisman and Klemp, 1982）：

$$u = u_0 + u_s \tanh z / z_s, \quad (2)$$

其中， u_s 取 $-5, 5 \text{ m s}^{-1}$ ； $z_s = 3 \text{ km}$ ； u_0 为 CTRL 试验的纬向风廓线； z 为原始探空的各个高度值，试验中只改变这些层次上的纬向风分量。分别增加（US5）或减少整层（US-5）、低层（0~3 km；US_L-5、US_L5）和中层（3~6 km；US_M5、US_M-5）的风速得到 7 组试验（表 1）。 u_s 越小，各层切变值越小（表 1），最底层的纬向风保持不变（图 2）。模拟试验的积分时间为 7 h。

表 1 切变试验方案及其各层切变值

Table 1 The configuration and shear parameters in different levels of the experiments

试验名称	CTRL	US-5	US5	L_US-5	L_US5	M_US-5	M_US5
$u_s/\text{m s}^{-1}$	0	-5	5	-5	5	-5	5
改变风速	原始风廓线	整层	整层	0~3 km	0~3 km	3~6 km	3~6 km
的层							
0~3 km	9.2	5.4	13.0	5.4	13.0	9.2	9.2
切变/ m s^{-1}							
3~6 km	8.9	7.9	9.9	8.9	8.9	7.9	9.9
切变/ m s^{-1}							

3 试验结果

3.1 对照试验中对流系统的发展过程

从回波的演变情况看，CTRL 试验的触发、发展、成熟和衰减阶段分别为积分 0~2 h、2~4 h、4~6 h 和 6 h 以后。图 3 为 CTRL 试验触发、发展和衰减阶段代表时刻的雷达组合反射率。触发阶段，回波为单体形式，最强回波强度达到 50 dBZ 以上。发展阶段，回波范围扩大，开始有西北—东南向的相对窄回波区出现，强回波带开始呈线状排列。成熟阶段，回波的线状特征明显，对流线向东南方向延长。从发展到成熟阶段，不断有新单体在对流线的东南方向形成，造成对流线延长。衰减阶段，对流尺度继续增大，强回波区减少，线状组织的对流区开始分散。从回波的整个发展过程看（图 3），回波有从中间向四周发展的趋势，在整个对流区的东部边缘形成了线状回波。下面的分析中分别采用积

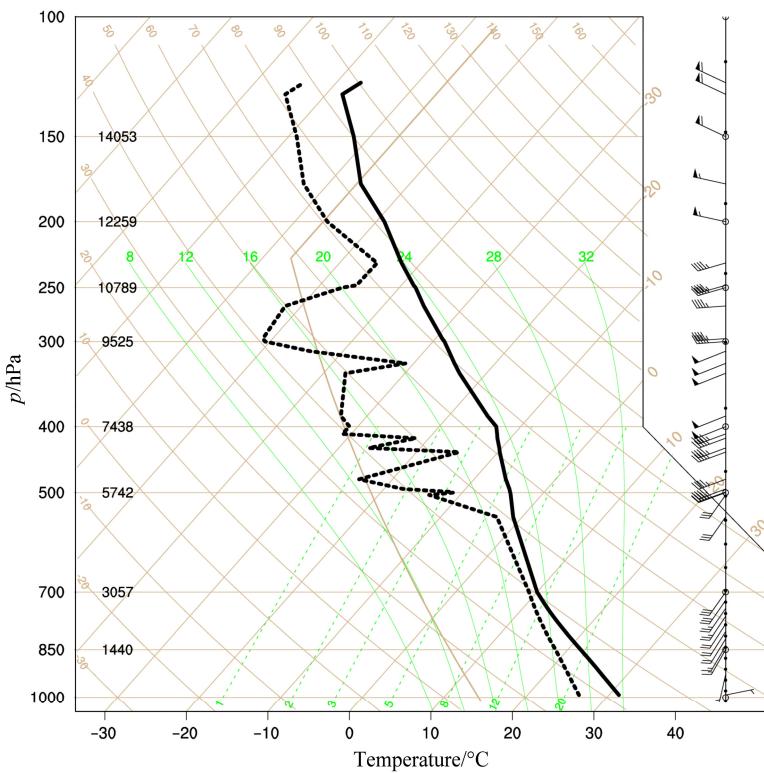


图1 山东德州陵县 ($37.32^{\circ}\text{N}, 116.57^{\circ}\text{E}$) 2010年8月8日14时(北京时间, 下同)修正的探空图(其中实线为温度曲线, 虚线为露点曲线)

Fig. 1 A skew- t diagram of the modified sounding data at Ling County ($37.32^{\circ}\text{N}, 116.57^{\circ}\text{E}$), Dezhou City, Shandong Province at 1400 BT (Beijing time) 8 August 2010 (the solid line represents temperature profile and the dashed line represent dew point profile)

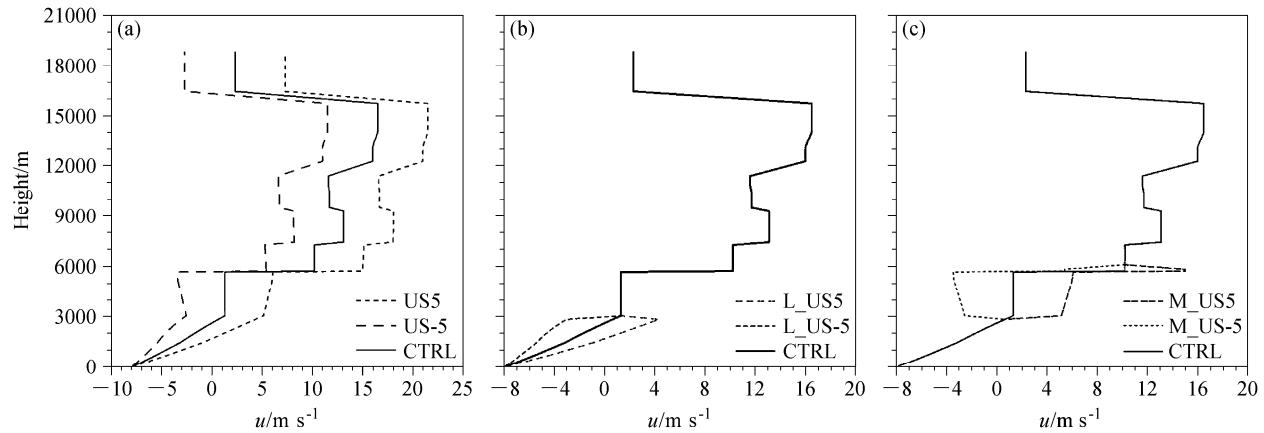


图2 CTRL、US-5、US5、L_US5、L_US-5 和 M_US5 试验的纬向风廓线(单位: m s^{-1}): (a) CTRL、US-5 和 US5 试验; (b) CTRL、L_US5 和 L_US-5 试验; (c) CTRL、M_US5 和 M_US-5 试验

Fig. 2 The zonal wind profiles (units: m s^{-1}) of different experiments: (a) CTRL, US-5, and US5; (b) CTRL, L_US-5, and L_US5; (c) CTRL, M_US-5, and M_US5

分4 h 和7 h 的模拟结果研究系统成熟和衰减阶段的特征。

3.2 垂直风切变对对流的影响

对比分析几个垂直风切变试验, 积分到2 h, 7

个试验的回波形状和强度差异不是很大, 只是US-5试验的回波范围小一些(图略)。积分4 h, 即系统的发展阶段, 回波渐渐组织成线状, US-5和M_US-5试验强回波区没有组织成明显的线状结构, 但

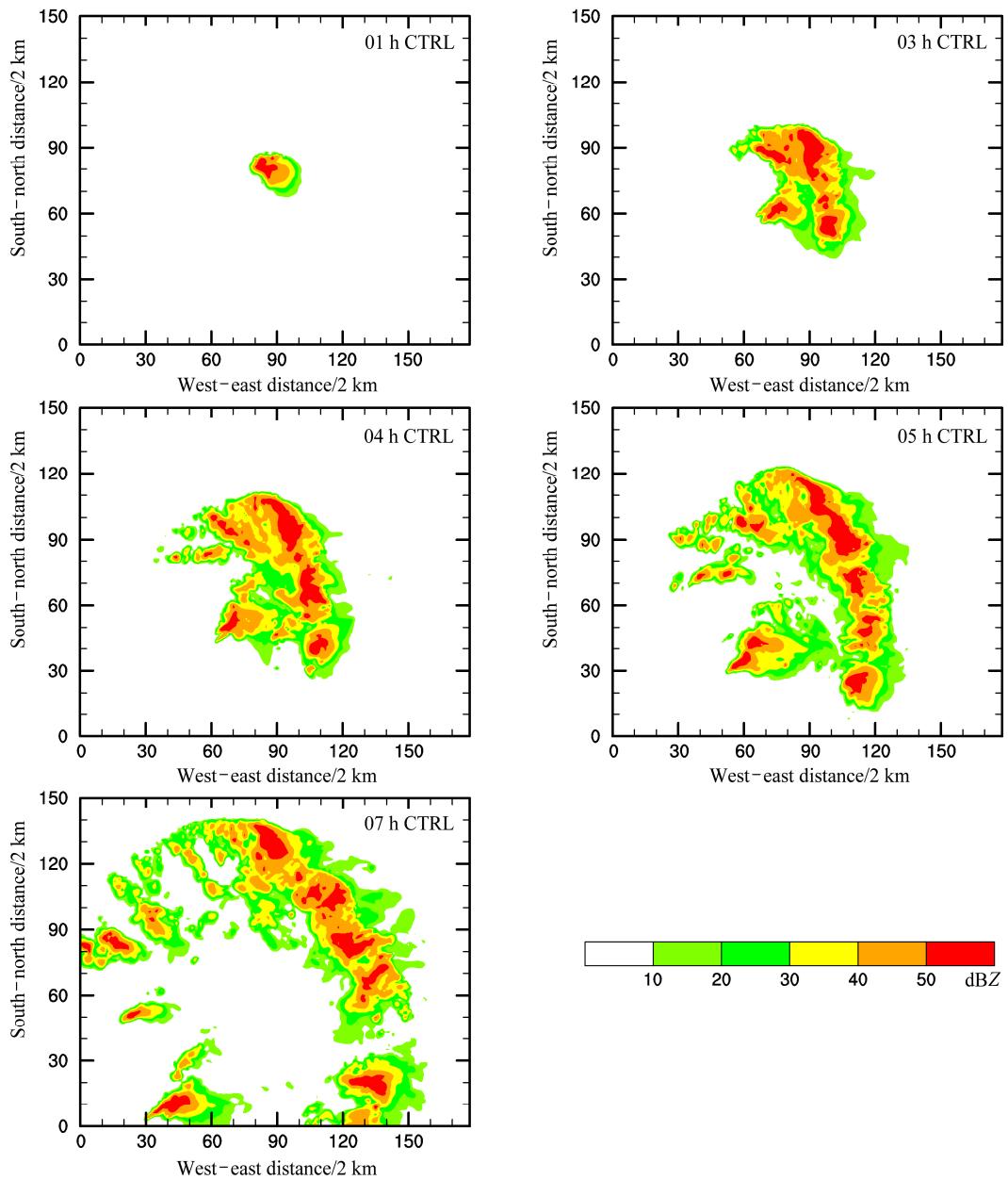


图3 CTRL 试验积分 1 h、3 h、4 h、5 h 和 7 h 的雷达组合反射率 (单位: dBZ)。图上的坐标是格点数, 格距为 2 km (下同)

Fig. 3 The composited radar reflectivity (units: dBZ) after integrating 1 h, 3 h, 4 h, 5 h and 7 h in the CTRL experiment. The coordinates are grid numbers and the grid interval is 2 km (the same below)

L_US-5试验的结果仍然出现了线状对流, 只是强度比L_US5弱一些(图4)。积分7 h, 即系统的衰减阶段, US-5和M_US-5试验的对流系统前部的强大对流强度比其他试验的要弱, 组织结构也更松散, 但M_US-5试验对流的组织结构比US-5稍强(图5), 而L_US-5比L_US5的线状结构更清楚, 只是对流的范围减小。从移动速度看, 增加切变的试验均比减少切变的试验系统的移动速度快(图4和图5)。这

些试验的结果表明, 改变整层风切变对对流系统的强度和组织结构影响最大, 其次是改变中层的切变。减小整层垂直风切变对对流强度减弱, 不利于对流组织成线状, 增加整层垂直风切变, 对流强度强, 有利于对流组织成线状。垂直风切变减小, 回波移动慢, 垂直风切变增加, 回波移动快。过去研究认为飑线的强度和组织类型主要依赖于低层切变的强度(Fovell and Ogura, 1989), 低层切变和冷池的

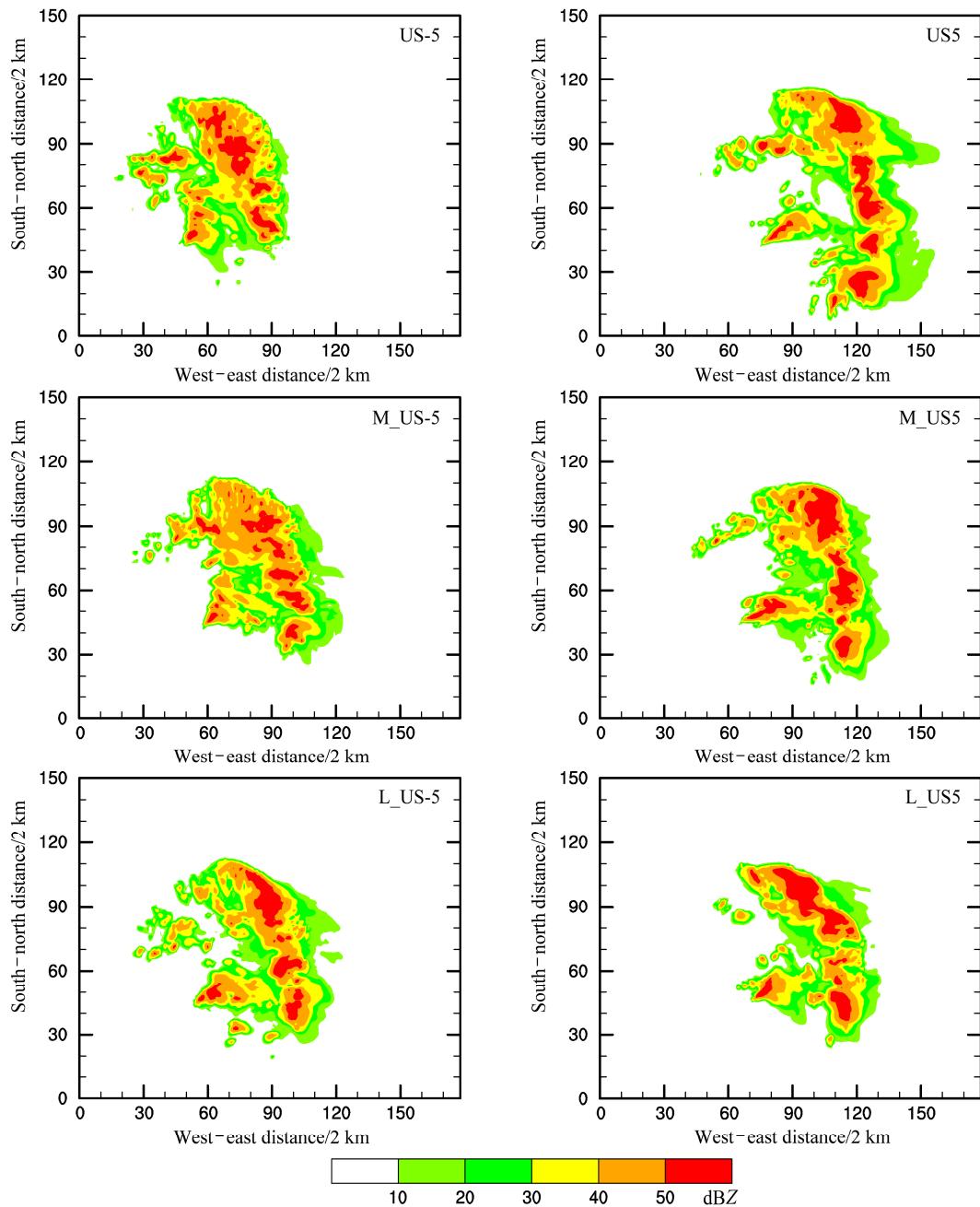


图 4 US-5、US5、L_US-5、L_US5、M_US-5 和 M_US5 试验在积分 4 h 的组合雷达回波反射率 (单位: dBZ)

Fig. 4 The composited radar reflectivity (units: dBZ) after integrating 4 h in experiments US-5, US5, L_US-5, L_US5, M_US-5, and M_US5

相互作用影响飑线维持时间和强度 (Weisman et al., 1988), 除了低层切变, 中层切变对飑线的结构和演变也有重要影响 (Alexander and Young, 1992; Ferrier et al., 1996; LeMone et al., 1998; Montmerle et al., 2000; Parker and Johnson, 2000; Xue, 2000)。本研究的试验结果表明整层风切变对对流强度和组织类型影响最大, 与前人的结论有差异, 有必要深

入研究整层风切变如何影响中尺度对流系统强度和组织类型。由于US5与US-5的试验结果差别较大, 下面主要针对这两组试验的来分析垂直风切变对对流系统的影响。

3.3 垂直风切变对近地面风、降水量和垂直速度的影响

积分 1 h 后, US5 试验的近地面最大风速就明

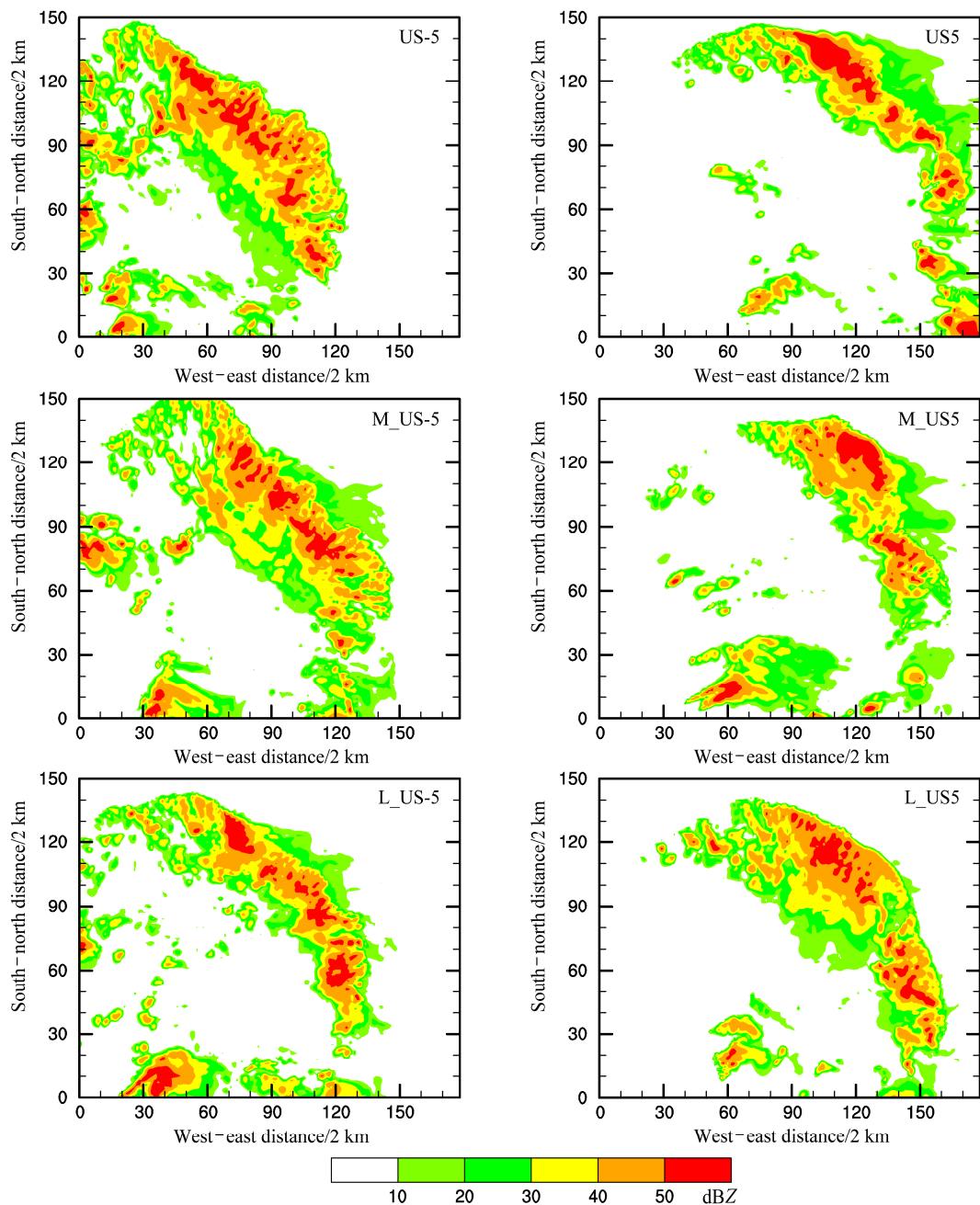


图 5 同图 4, 但为积分 7 h 的试验结果

Fig. 5 As in Fig. 4, but for the simulation results after integrating 7 h

显比 CTRL 试验大, US-5 试验最大近地面风速比 CTRL 试验小(图 6a), 尤其在积分 3 h 后, US-5 试验的近地面最大风速比 CTRL 试验小 $3\sim5 \text{ m s}^{-1}$ 。但是 US5 试验近地面最大风速只在 2~4 h 明显比 CTRL 试验大, 之后, 与 CTRL 试验基本相似。虽然增加风切变, 近地面大风增强, 减小垂直风切变, 不利于近地面大风的增强, 但近地面大风增强主要在发展阶段。孙建华等(2014)的研究中发现增加

水汽越多发展阶段冷池强度越强, 最大风速越强, 但成熟阶段后期冷池减弱的越快, 层状云区的后部入流减弱, 不利于雷暴大风的出现和维持。US-5 试验最大降水量比 CTRL 试验小(图 6b), US5 试验每小时最大降水量比 CTRL 试验大, 但明显增强出现在 4 h 之后, 即在成熟阶段, 最强超过了 50 mm h^{-1} (图 6b)。表明增加垂直风切变, 对流强度增强, 降水量增大, 减小垂直风切变, 对流强度减弱, 降

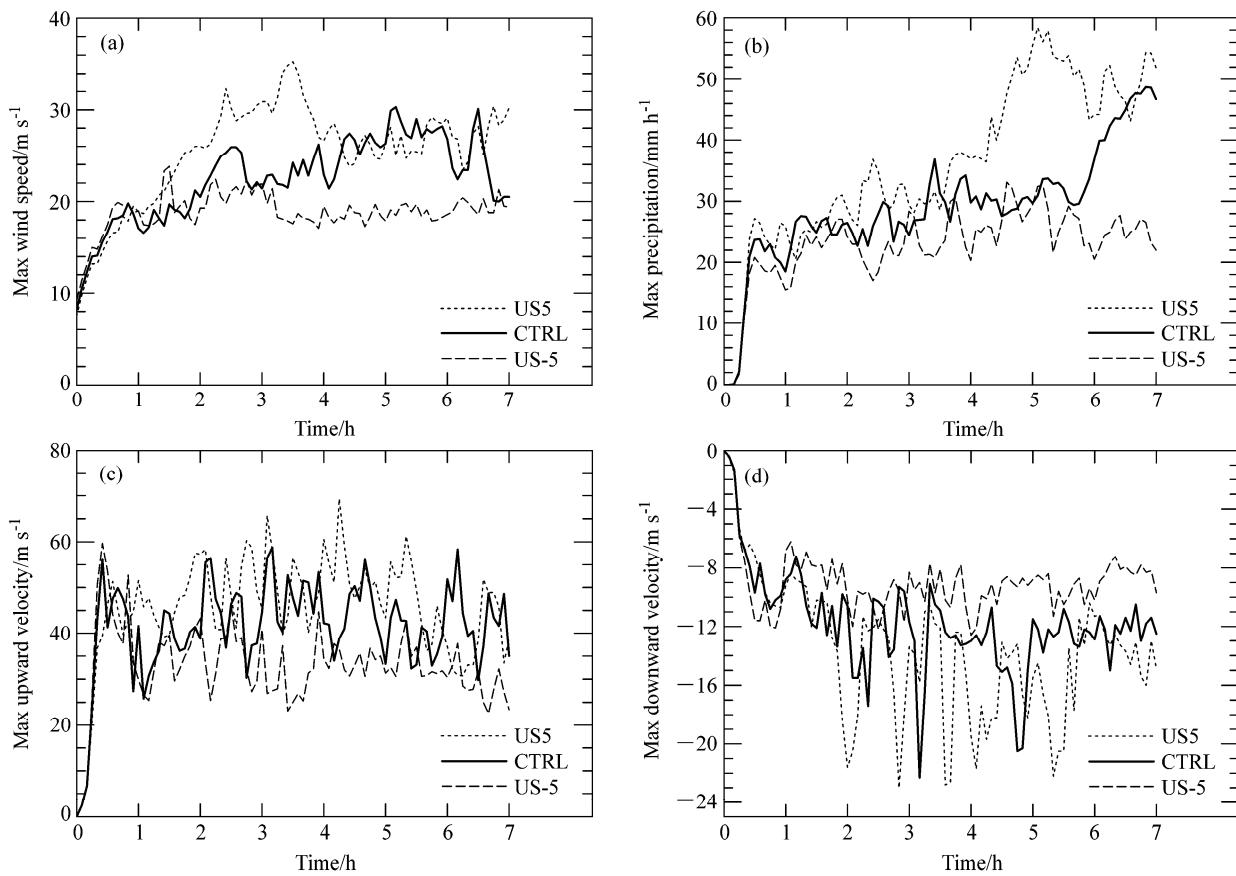


图 6 US-5 和 US5 试验 (a) 1 km 高度上最大水平风速 (单位: m s^{-1})、(b) 每小时最大降水量 (单位: mm)、(c) 最大上升速度 (单位: m s^{-1}) 和 (d) 下沉速度 (单位: m s^{-1}) 的时间演变

Fig. 6 Temporal variation of the (a) maximum horizontal wind velocity (units: m s^{-1}) at the 1-km height, (b) hourly precipitation amount (units: mm), (c) maximum ascending velocity (units: m s^{-1}), and (d) maximum descending velocity (units: m s^{-1}) in experiments US-5 and US5

水量减小, 但降水主要是在成熟阶段增加。积分 1 h 后, US5 试验最大上升速度比 CTRL 试验大, US-5 试验最大上升速度比 CTRL 试验小 (图 6c)。最大下沉速度也是积分 1 h 后开始出现明显的差异, US-5 试验最大下沉速度比 CTRL 试验小 (图 6d), US5 试验比 CTRL 试验大, 在发展和成熟阶段出现了 5 次大于 20 m s^{-1} 的下沉风速, 而 CTRL 试验只出现了一次。这与 Schlesinger (1978) 在数值模拟中得出的结论一致: 切变环境中的上升运动与下沉运动比非切变环境中的强。垂直风切变的大小对近地面风速、降水量和垂直速度的影响结果表明, 增加垂直风切变, 上升速度增强, 降水量增强, 下沉速度增强, 近地面风增强。试验结果表明垂直风切变的增加有助于对流组织成线状和增强下沉运动、近地面风速。此外, 地面最强降雨出现在近地面最强大风之后, 其原因何在, 也需要进一步分析。

4 风切变影响对流强度与组织类型的可能原因

在第 3 部分中对比分析了 US-5 与 US5 试验的组织结构、降雨量以及近地面风速等结果, 分析表明不同的垂直风切变强度对对流系统的组织特征和强度等影响较大。积分 3 h 和 5 h 分别对应各试验的发展阶段和成熟阶段, 且 US5 试验在积分 3 h 和 5 h 分别出现了近地面大风和降水量的大值, 选定这两个时次进行风切变对流强度和组织类型的影响机理分析可以深入了解大风和强降水出现的原因。

4.1 垂直速度与水平风场

1 km 高度上, 积分 3 h 时 US-5 试验下沉区位于距离上升区约 20 km 左侧, 大风区主要位于下沉区的北部, 积分 5 h 上升区与下沉区的距离约为 45

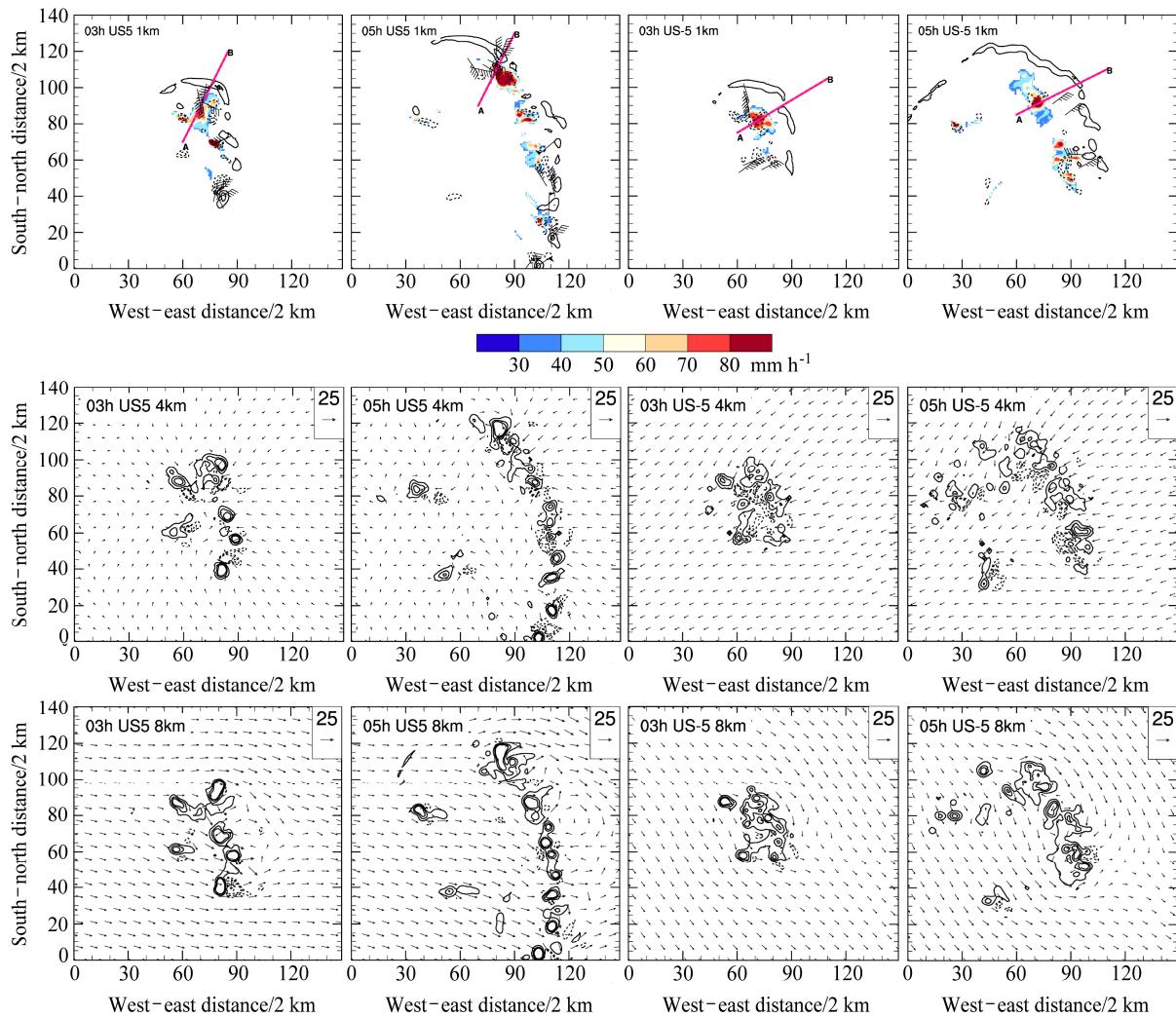


图 7 US-5 与 US5 试验的结果, 上图为 1 km 高度上的垂直速度(等值线: 单位: m s^{-1} , 等值线标值从小到大依次为 $-2, -1.5, -1, 1, 3, 5 \text{ m s}^{-1}$)、大于和等于 17 m s^{-1} 的水平风速(风向杆, 全风向杆代表 4 m s^{-1})以及大于和等于 30 mm h^{-1} 的降水量(彩色阴影), AB 为图 11 的剖面位置, 中图和下图分别 4 km 和 8 km 高度上的垂直速度(单位: m s^{-1} , 等值线标值从小到大依次为 $-2, -1.5, -1, 1, 3, 5 \text{ m s}^{-1}$)和相对系统的水平风场(单位: m s^{-1})

Fig. 7 The results of experiments US-5 and US5. The top row of figures are the vertical velocity (contours; units: m s^{-1} ; values of contours: $-2, -1.5, -1, 1, 3$ and 5 m s^{-1}), horizontal wind speed $\geq 17 \text{ m s}^{-1}$ (barbs; full barb represents 4 m s^{-1}), and hourly precipitation amount $\geq 30 \text{ mm h}^{-1}$ (shaded) at the 1 km level (line AB represents the cross section in Fig. 11). The middle and bottom rows of figures are the vertical velocity (units: m s^{-1} ; values of contours: $-2, -1.5, -1, 1, 3$ and 5 m s^{-1}) and the system relative horizontal velocity (units: m s^{-1}) at 4 and 8 km, respectively

km, 上升运动区在下沉运动区的北部和东部, 大风区位于下沉区的东部。积分 3 h 和 5 h 降水量大值区均位于下沉运动区的大值区(图 7), 即为层状云降水区。US5 试验上升运动区与下沉运动区基本是成对出现的, 从积分 3 h 到积分 5 h, 沿着系统的东南方向不断有新单体出现, 积分 5 h 形成线状组织类型。US5 和 US-5 试验北部的扰动区形成的回波对应的上升运动、下沉运动、水平风速和降水量均很强(图 7 和图 8), 因此, 下面的剖面图选择这一

区域进行研究。

US-5 试验中低层(1 和 4 km)的下沉气流正好位于 8 km 高度上升气流的正下方(图 7 和图 8)。US5 试验中低层的下沉气流不仅与对应层次的上升气流成对出现, 形成完整的对流单体, 高层的上升气流也与中低层的下沉气流有一定的距离, 这样下沉气流对上升气流的削弱作用减弱。这与 Lilly(1979)的结论一致: 垂直风切变使得单体的环流互不干扰, 系统稳定发展。

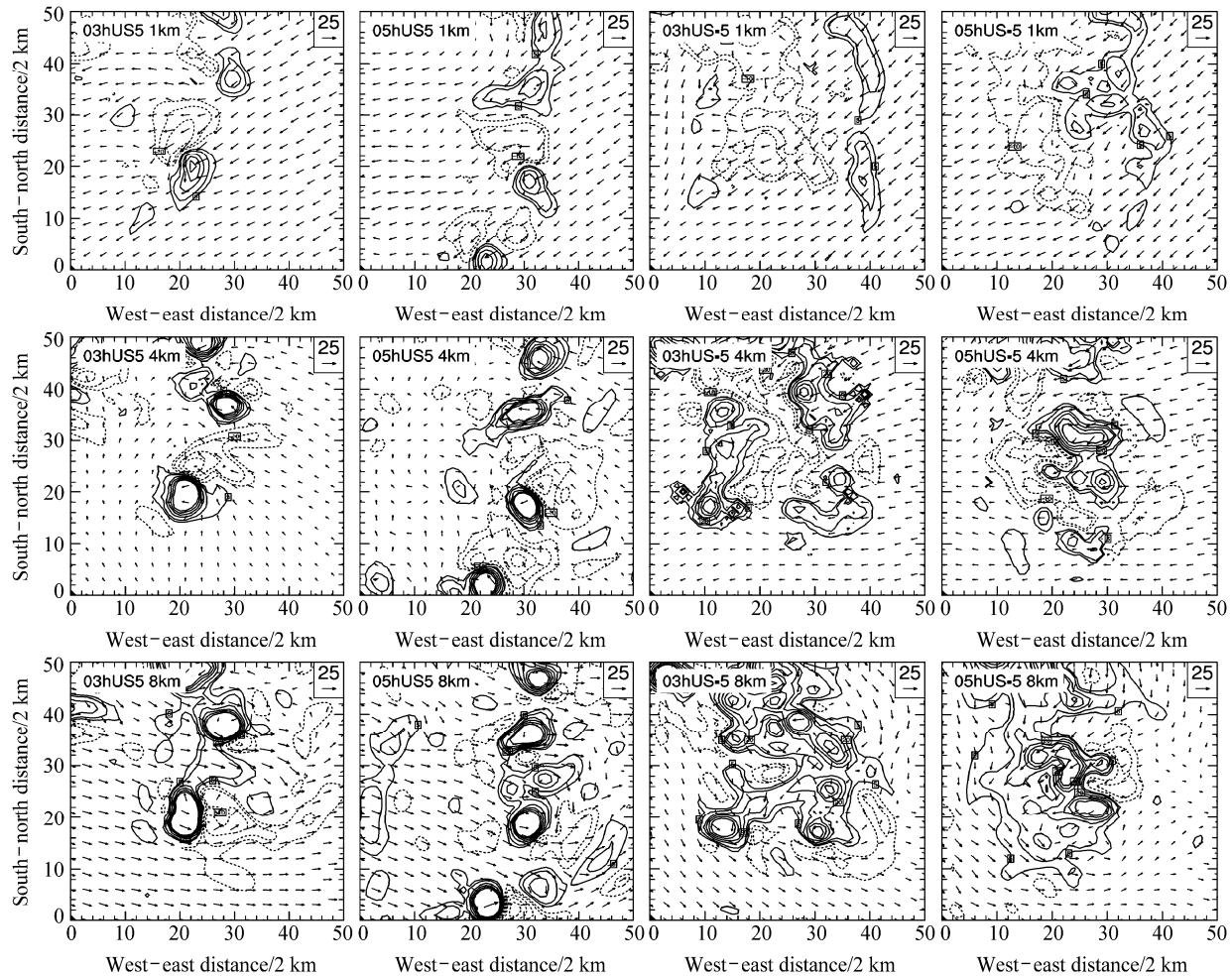


图 8 图 7 中 US-5 和 US5 试验南部对流区的放大图, 1 km、4 km 和 8 km 高度上的垂直速度(单位: m s^{-1} , 等值线标值从小到大依次为-5、-4、-3、-2、-1、-0.5、0.5、1、2、3、4、5 m s^{-1}) 和相对系统的水平风场(单位: m s^{-1})

Fig. 8 The enlarged southern convective areas in Fig. 7 in experiments US-5 and US5, the vertical velocity (units: m s^{-1} , values of contours: -5, -4, -3, -2, -1, -0.5, 0.5, 1, 2, 3, 4, and 5 m s^{-1}) and the system relative horizontal velocity (units: m s^{-1}) at 1, 4, and 8 km

积分 3 h 和 5 h 上升运动随着高度的变化趋势基本一致, 但积分 3 h 时各个高度上的上升运动比积分 5 h 时稍强(图 9a, c)。下沉运动随着高度的变化在积分 3 h 和 5 h 差别较大, 积分 3 h, 最大下沉速度位于 8 km 高度上, 且低层 3 和 5 km 高度上的下沉运动也较大, 积分 5 h, 8 km 以下的下沉运动明显比积分 3 h 弱, 10 km 以下的最大下沉运动位于 3 km 和 7 km, 3 km 和 8 km 高度上的下沉运动比积分 3 h 分别小 1 m s^{-1} 和 4 m s^{-1} (图 9b, d)。积分 3 h 和 5 h, 3 km 以下下沉运动迅速减小, 到地面下沉运动为 3 m s^{-1} , 这是由于 3 km 以下已经转变为水平运动, 且积分 3 h, US5 试验 3 km 高度上强下沉运动对应的近地面风速大(图 10)。表明系统发展阶段(积分 3 h)的下沉运动比成熟阶段(积

分 5 h)强, 有利于出现近地面大风, 这与 US5 试验在积分 3 h 的近地面风速比积分 5 h 强的结论一致(图 6a)。另外, US5 试验比 US-5 试验的垂直运动强, 与图 5c, d 的结论一致。

从不同高度气流的配置看, US5 试验各个高度上的上升气流比 US-5 试验强(图 9a, c), 且 1 km 高度上南部回波的上升和下沉气流呈现南北向线状分布(图 8)。US5 试验的最大上升速度在各个高度上均比 US-5 试验大, 其中 6~12 km 高度二者差异达到最大(图 9a, c)。US5 比 US-5 试验的下沉速度大, 低层在 3 km 高度二者差异达到最大(图 9b, d), 在 3 km 以下的差异较小, 这是由于 3 km 以下已经转变为水平运动。积分 3 h, US5 试验 3 km 高度上下沉运动强对应的近地面风速大(图 10)。

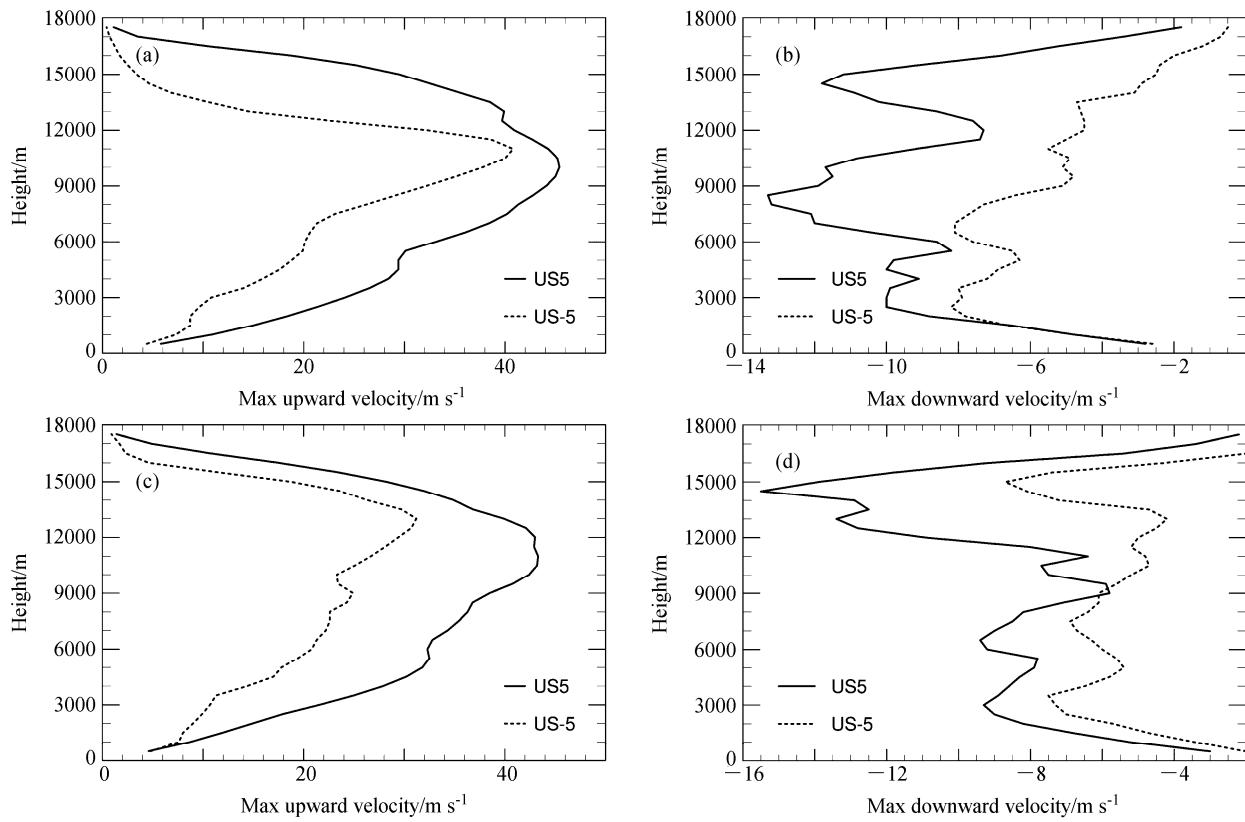


图 9 US-5 和 US5 试验积分 3 h (上) 和 5 h (下) 对流区 (a、c) 最大上升速度 (单位: $m s^{-1}$) 和 (b、d) 最大下沉速度 (单位: $m s^{-1}$) 的随高度的变化

Fig. 9 The height variation of the (a, c) maximum ascending velocity (units: $m s^{-1}$) and (b, d) maximum descending velocity (units: $m s^{-1}$) in convective areas in experiments US-5 and US5 at 3 h (top) and 5 h (bottom)

从系统南部的放大图看(图 8), 在中高层(8 km), US5 试验比 US-5 试验的上升运动和下沉运动区东西向分布更明显。这样 US5 试验低层的上升运动与下沉运动区为南北向分布, 中高层为东西向分布, 表明气流边上升边呈现顺时针旋转、边下沉边逆时针旋转, 上升气流与下沉气流相互干扰较弱, 有利系统的长时间维持和增强, 而 US-5 试验气流在上升过程中的顺时针旋转较弱、下沉过程中的逆时针旋转也较弱, 上升气流与下沉气流相互干扰较强, 使系统难以继续生成或者有利已有系统的消散。

4.2 散度场

积分 3 h 和 5 h 时, US-5 试验, 1 km 高度以辐散为主, 辐散区位于对流区的后部, 对流区对应辐合气流, 4 km 高度辐合区对应 1 km 高度上的辐散区, 8 km 高度以辐散为主, 主要辐散区对应 1 km 高度的辐合区(对流区)(图 11)。US5 试验, 1 km 高度对流区对应气流辐合区, 而 4 km 高度为气流辐散区, 低层的上升运动强, 有利于对流的发展和

增强, 1 km 高度气流辐散区在辐合区的后部, 4 km 高度辐散区在辐合区的前部, 8 km 高度气流以辐合为主, 且辐合辐散区分别呈南北向排列成线状(图 11)。积分 3 h 最北边的辐散比积分 5 h 强。表明在 1~4 km 的高度系统前部以上升气流为主、后部以下沉气流为主, 上升与下沉气流互不干扰分别排列成南北向带状, 积分 3 h 北部辐散区对应的下沉气流比积分 5 h 强, 这与图 9b, d 的结论一致。

从垂直速度、风场、散度场、雨水比湿和涡度场的剖面图(图 10, 12)看, US5 试验在系统前部, 积分 3 h, 0~3 km 高度为辐合气流, 3~6 km 为辐散气流, 这样在 0~6 km 形成上升运动区, 在系统的后部(AB 剖面上 50~70 km 处的低层 1~2 km 为水平风速大值区), 在风速大值区的后部 0~8 km 为下沉运动区, 对应这里为负涡度区, 此时系统前部的正涡度区和后部的负涡度区的界限明显, 互相独立。积分 5 h, 系统前部的上升运动加强, 后部 0~3 km 为下沉运动, 对应地面辐散和负涡度区(γ 方

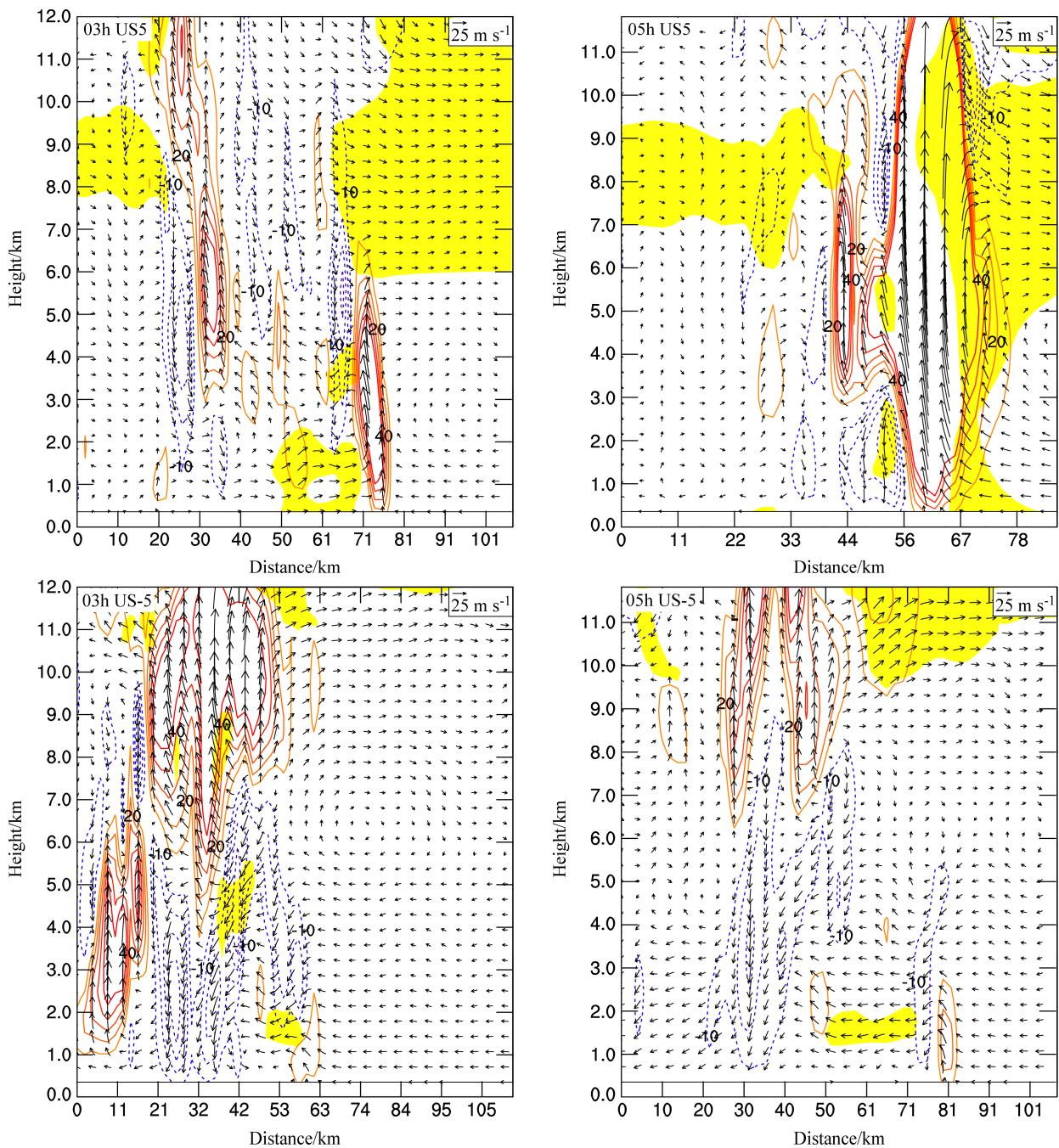


图 10 US-5 和 US5 试验结果, 图 7 中 AB 剖面的垂直速度 (等值线, 红色实线为上升运动, 蓝色虚线为下沉运动, 单位: 10^{-1} m s^{-1} , 等值线间隔 1 m s^{-1})、水平与垂直风场 (单位: m s^{-1} , 风速矢量的垂直分量表示实际风速的 10 倍) 以及水平风速大于和等于 17 m s^{-1} 的区域 (黄色阴影)

Fig. 10 The results of experiments US-5 and US5. The cross sections of vertical wind velocity (contours; the red solid lines represent ascending motion, the blue dashed lines represent descending motion; units: 10^{-1} m s^{-1} , contoured at 1 m s^{-1} interval), horizontal and vertical wind field (units: m s^{-1} ; vertical component is 10 times the real wind velocity), and the areas with horizontal wind speed $\geq 17 \text{ m s}^{-1}$ (shaded in yellow) along AB in Fig. 7

向的涡度分量)(图 12), 但下沉运动比积分 3 h 弱, 负涡度区 (y 方向的涡度分量) 集中在上升运动后部的地面上到 2 km 的高度上, 没有像积分 3 h 与中高层的负涡度区连成一体, 造成积分 5 h 近地面风速减小, 而下沉运动正好位于上升运动的下方, 对应

这里雨水比湿较大, 下沉运动可能是由于降水粒子的拖曳作用造成的, 此时降水量比积分 3 h 时强。US-5 试验系统上升运动主要集中在中高层, 中低层以下沉气流为主, 这与图 11 的结论一致, 涡度场上 5 km 以下以负涡度为主, 5 km 以上为正涡度区。

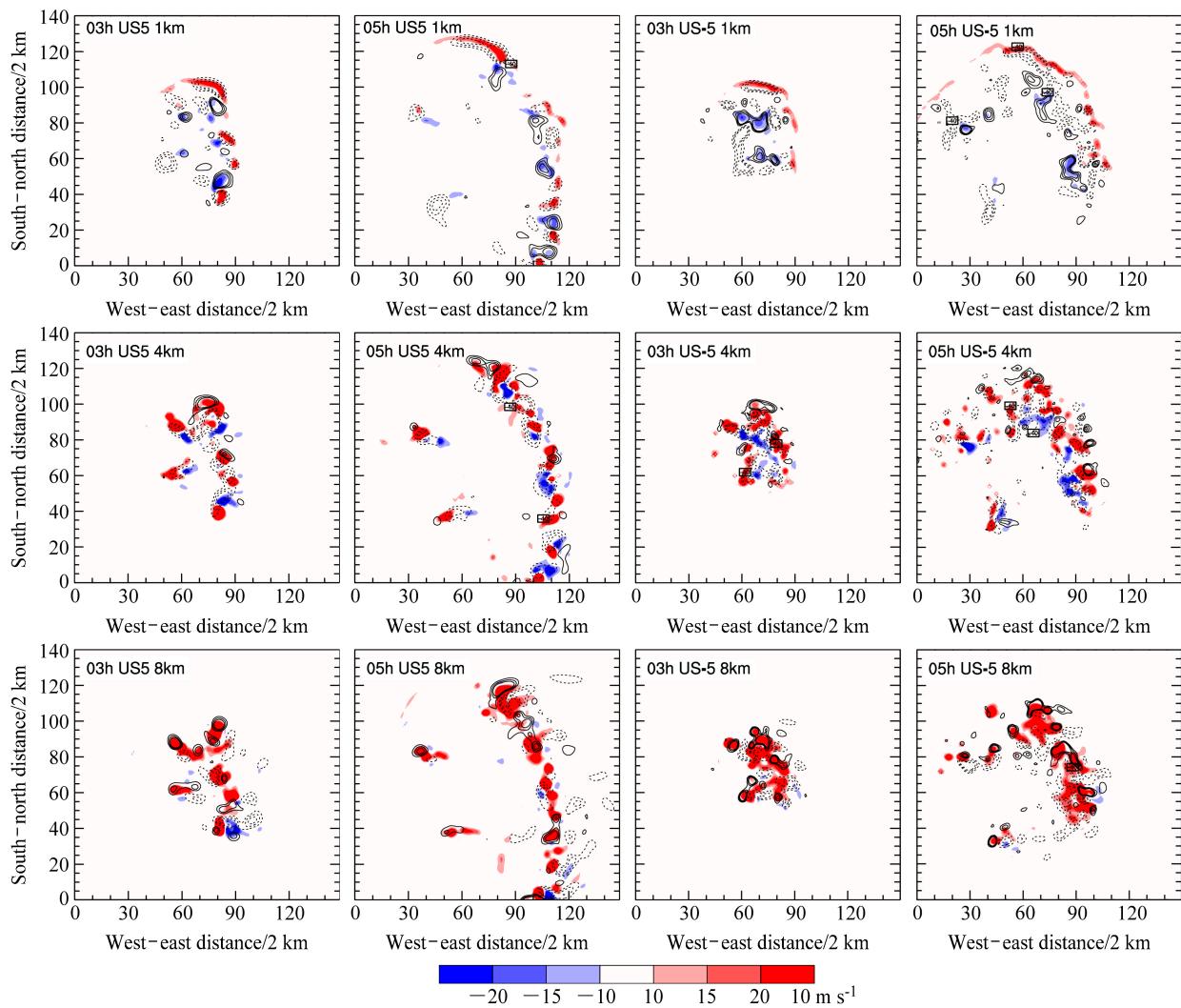


图 11 US-5 与 US5 试验积分 3 h 和 5 h, 1 km、4 km 和 8 km 高度上的散度(实线为正值, 代表辐散区, 虚线为负值, 代表辐合区, 等值线标值从小到大依次为 $-100, -70, -40, 40, 60, 80$, 单位: 10^{-5} s^{-1})和垂直速度(阴影, 单位: 10^{-1} m s^{-1} , 等值线间隔 0.5 m s^{-1})

Fig. 11 Divergence (solid lines are positive values and represent divergence areas; dashed lines are negative values and represent convergence areas, values of contours: $-100, -70, -40, 40, 60, 80$, units: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (shaded; units: 10^{-1} m s^{-1} , contoured at 0.5 m s^{-1} interval) in experiments US-5 and US5 at 3 h and 5 h, at the 1, 4 and 8 km levels, respectively

US5 试验系统前部的垂直环流比 US-5 试验更加明显, 造成 US5 试验前部的上升运动相对集中且强度大。在系统前部, US5 试验由于垂直风切变加大, y 方向的正涡度区 ($\zeta_y = \partial u / \partial z - \partial w / \partial x$) 比 US-5 试验强(图 12), 特别是近地面层的正涡度区较强, 同时, 在系统的前部, 上升运动在对流的北部是减小的 [$(\partial w / \partial y) < 0$], 扭转项的作用为减弱水平涡度, 对流减弱, 而上升运动在对流南部是增强的 ($\partial w / \partial y > 0$), 扭转项的作用是增加水平涡度, 上升运动增强, 这样在扭转项的作用下南部对流增强, 北部对流减弱, 对流向南发展。

假相当位温的扰动量可以用来表征冷池, 其计

算方法为扰动量 $\theta'_v = \theta_v - \bar{\theta}_v$ (Coniglio and Stensrud, 2001), 平均量 ($\bar{\theta}_v$) 是用飑线前部 100 km 处的 $10 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ 区域的平均值表示。积分 3 h, US5 试验系统存在一支向后的斜升气流和一支向前的下沉气流, 与下沉气流对应, 在 $0 \sim 2 \text{ km}$ 高度上为位温的负扰动, 且梯度大值区集中在水平运动的辐合区, 对应这里出现水平风速的大值区, US-5 试验也存在两支气流(斜升气流和下沉气流), 但下沉气流位于上升气流的下方, 对上升气流有削弱作用, 这与图 7 的结论一致, 下沉运动区在 $0 \sim 2 \text{ km}$ 高度上也存在位温负扰动, 但比 US5 试验扰动强度小, 造成的近地面大风较弱。积分 5 h 时, US5 试

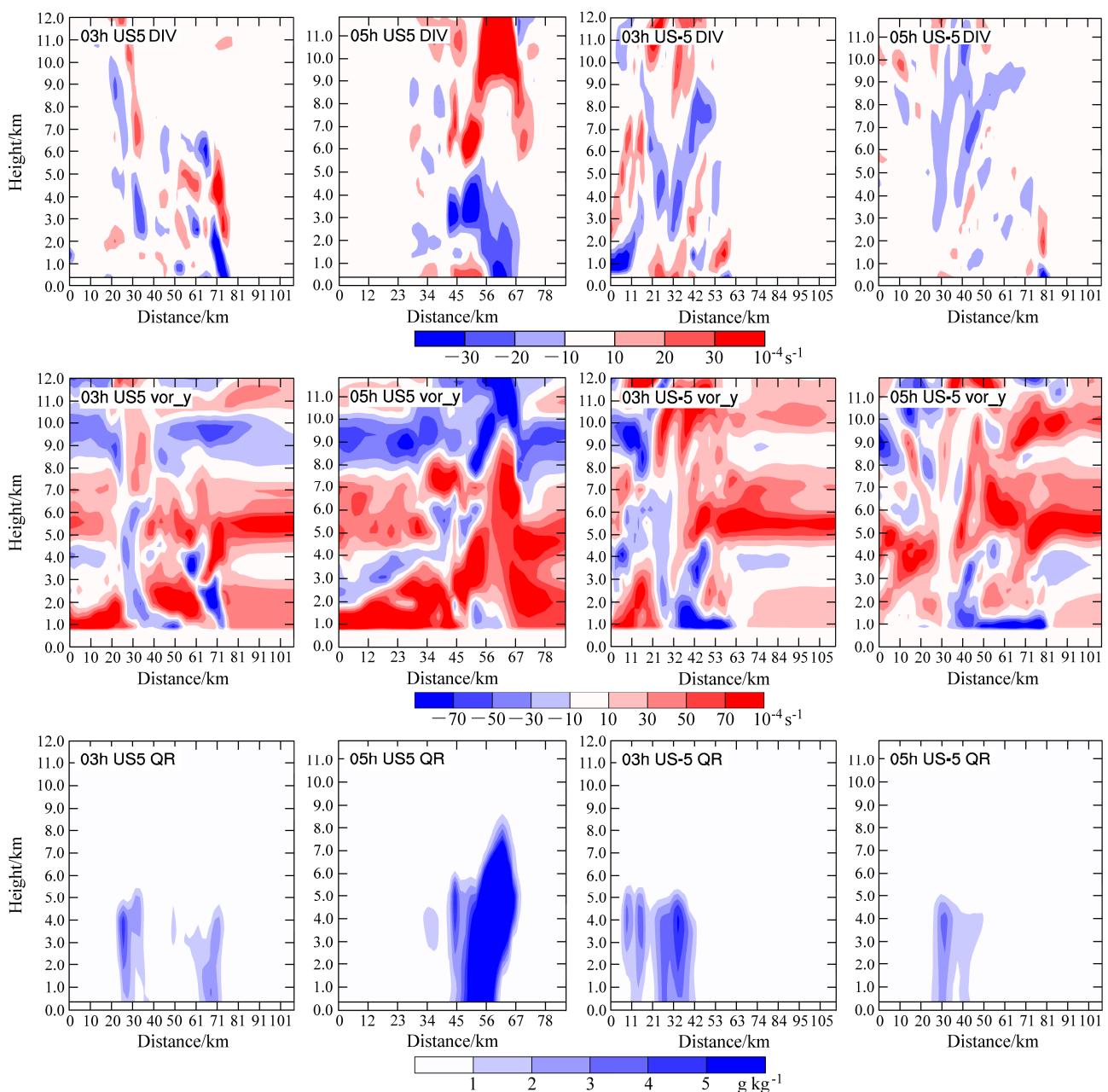


图 12 US-5 和 US5 试验结果, 图 7 中 AB 剖面的散度 (上, 单位: 10^{-4} s^{-1}), y 方向涡度 (中, 单位: 10^{-4} s^{-1}) 和雨水比湿 (下, 单位: g kg^{-1})。

Fig. 12 The results of experiments US-5 and US5. The cross sections of divergence (top, units: 10^{-4} s^{-1}), y -component vorticity (middle, units: 10^{-4} s^{-1}), specific humidity of rainwater (bottom, units: g kg^{-1}) along AB in Fig. 7

验比积分 3 h 系统的斜升气流增强, 后部的下沉气流减弱, 下沉运动区主要位于斜升气流的正下方, 可能是降水增强造成的, 下沉运动造成位温负扰动比积分 3 h 强, 此时降水量增加而近地面风速小, US-5 试验, 斜升运动和位温负扰动比积分 3 h 减弱, 比 US5 试验也弱。增加垂直风切变, 对流发展高度高, 旧单体消散快, 假相当位温负扰动集中在新单体后部, 冷池高度高且相对集中在新单体后部 (图

13)。减小垂直风切变, 对流发展高度低, 旧单体消散慢, 假相当位温负扰动分布相对均匀, 冷池高度低且分布较分散, 不利于新单体的生成 (图 13)。计算冷池的强度:

$$c^2 = -2 \int_{z=0}^{z=H} B dz \quad (3)$$

其中, B 代表由虚位温 (θ'_v) 和所有凝结参数的比湿 (q_c) 贡献的冷池浮力。 B 的计算公式是:

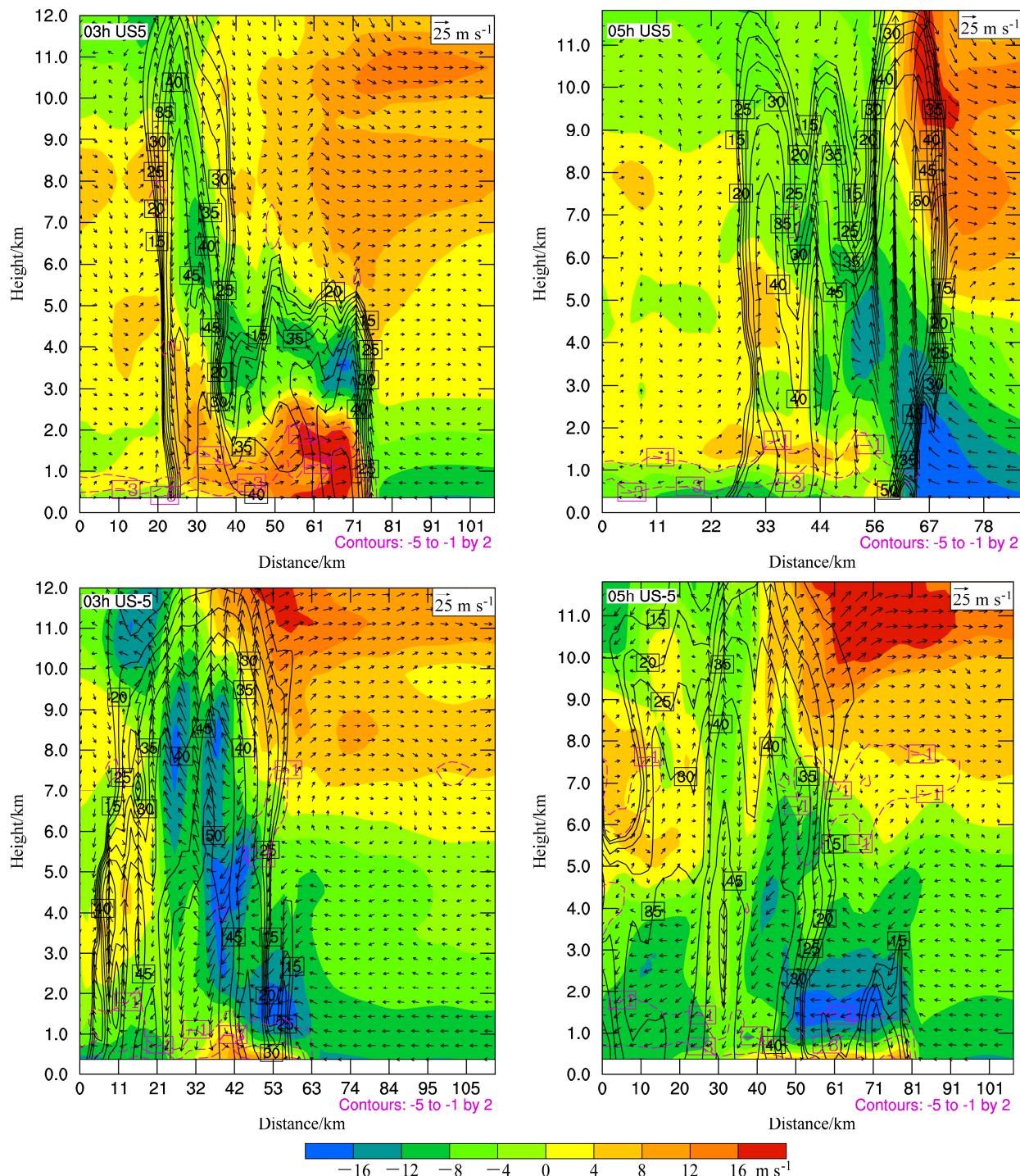


图 13 同图 10, 但为组合雷达反射率(黑色实线, 单位: dBZ)、假相当位温负扰动(紫色虚线, 单位: K, 间隔 2 K)、纬向风(阴影, 单位: m s⁻¹)和风场矢量(箭头, 单位: m s⁻¹, 风速矢量的垂直分量表示实际风速的 10 倍)

Fig. 13 As in Fig. 10, but for the composited radar reflectivity (black line; units: dBZ), negative pseudoequivalent potential temperature turbulence (purple dashed isolines with 2 K interval; units: K), zonal wind (color shading; units: m s⁻¹), and wind field (vectors; units: m s⁻¹; vertical component is 10 times the real wind velocity)

$B = g(\theta'_v / \bar{\theta}_v - q_c)$, $\bar{\theta}_v$ 代表环境的虚位温。 H 代表冷池高度, 是 B 首次大于 -0.06 m s^2 的高度。按照 Coniglio and Stensrud (2001) 的计算方法, 浮力项

B 中的平均量 (θ'_v) 是用飑线前部 100 km 处的 $10 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ 区域的平均值表示。浮力项中表示冷池状态的量 (θ_v 和 q_c) 是用飑线后部 15 km 处的

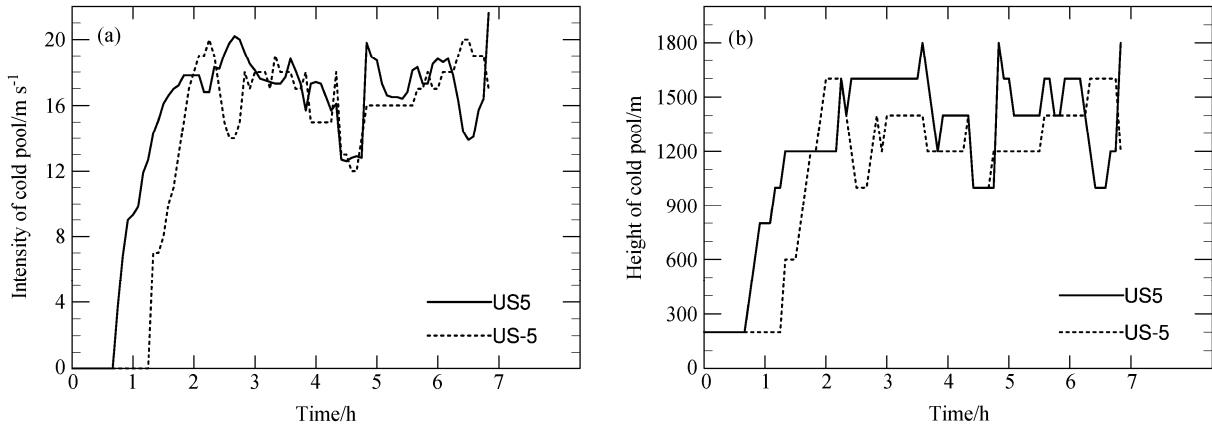


图 14 US-5 和 US5 试验 (a) 冷池强度 (单位: m s^{-1}) 和 (b) 高度 (单位: m) 的时间变化

Fig. 14 Temporal variation of the (a) intensity (units: m s^{-1}) and (b) height (units: m) of the cold pool in experiments US-5 and US5

$10 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ 区域平均值来表示。扰动量 $\theta'_v = \theta_v - \bar{\theta}_v$ 。US5 试验积分 2 h 后冷池高度比 US-5 试验高、冷池强度比 US-5 试验强 (图 14)。表明垂直风切变增加, 冷池高度高、冷池强度强, 垂直风切变减少, 冷池高度与冷池强度均降低。

5 结论

本文利用我国江淮地区一次发生强对流的探空和 WRF 模式, 进行了垂直风切变对对流强度、组织形态影响的理想数值试验。通过增加和减小整层、低层和中层的风切变的试验, 发现: 改变整层垂直风切变对对流的强度和组织类型影响最大, 其次是改变中层的风切变强度, 而改变低层的风切变影响最小; 增加整层垂直风切变, 对流发展的强度强, 且易组织成线状, 减少垂直风切变, 对流发展强度弱, 对流呈分散的状态; 增加垂直风切变, 上升速度增强, 最大小时降水量增强, 下沉速度增强, 近地面风增强。

从垂直速度、风场、散度场和垂直结构以及冷池分析了垂直风切变对系统强度和组织影响的可能原因。增加垂直风切变, 系统的上升运动与下沉运动的旋转增强, 二者之间的相互干扰减弱, 使系统能够长时间维持, 且系统的上升运动与下沉运动增强。从涡度场看, 垂直风切变增强, 涡度增强, 这样在系统的前部, 由于强上升气流的作用, 在扭转项的作用下, 系统的垂直涡度增强, 加强原来的上升运动, 相反在系统后部, 由于下沉气流的作用, 在扭转项的作用下, 系统的垂直涡度减小, 加强原来的下沉运动, 这样造成系统强度增强。垂直风切变增加, 冷池高度高且相对集中, 垂直风切变减少,

冷池高度与冷池强度均降低。因此, 垂直风切变增加, 加强了系统后部的下沉运动, 此外冷池在系统后部的集中度高表明系统的组织性强, 不易呈现分散的状态。

研究还发现增加整层垂直风切变, 近地面风速和降水量增加, 且降水量的大值出现在近地面大风大值之后。在系统的发展阶段, 出现近地面大风的原因是系统的正负涡度区相互独立, 上升运动与下沉运动互不干扰, 后部的下沉运动强, 下沉运动到达近地面后形成强辐散造成近地面大风, 成熟阶段, 系统后部的正涡度区减弱, 没有与中高层的负涡度大值区连成一体, 下沉运动减弱, 近地面大风减弱。在系统的成熟阶段, 出现降水量大值的原因是, 随着上升运动的不断增强, 雨水比湿增大, 下降到地面形成强降水, 因此强降水产生是一个上升运动不断加强或维持造成雨水比湿不断增强的过程。

本文的研究虽然采用的是实际观测的探空作为背景场, 但采用的是理想模式, 只考虑了垂直风切变一个因素对对流的影响, 实际中影响对流发展和组织的因素相对较多且复杂, 今后应考虑更多环境因子对对流的影响。

参考文献 (References)

- Alexander G P, Young G S. 1992. The relationship between EMEX mesoscale precipitation feature properties and their environmental characteristics [J]. Mon. Wea. Rev., 120: 554–564.
- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring [J]. J. Atmos. Sci., 42 (16): 1711–1732.
- Coniglio M C, Stensrud D J. 2001. Simulation of a progressive derecho

- using composite initial conditions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129: 1593–1616.
- Ferrier B S, Simpson J, Tao W K. 1996. Factors responsible for precipitation efficiencies in midlatitude and tropical squall simulations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 2100–2125.
- Fovell R G, Ogura Y. 1989. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 3144–3176.
- Johnson R H, Bresch J F. 1991. Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May–June 1987 TAMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119(11): 2540–2557.
- Johnson R H, Aves S L, Ciesielski P E, et al. 2005. Organization of oceanic convection during the onset of the 1998 East Asian summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (1): 131–148.
- Lafore J P, Moncrieff M W. 1989. A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (4): 521–544.
- LeMone M A, Zipser E J, Trier S B. 1998. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55: 3493–3518.
- Lilly D K. 1979. The dynamical structure and evolution of thunderstorms and squall lines [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 7: 117–161.
- Moncrieff M W. 1978. The dynamical structure of two-dimensional steady convection in constant vertical shear [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104: 543–567.
- Montmerle T, Lafore J P, Redelsperger J L. 2000. A tropical squall line observed during TOGA COARE: Extended comparisons between simulations and Doppler radar data and the role of midlevel wind shear [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 3709–3730.
- 潘玉洁, 赵坤, 攀益农. 2008. 一次强飑线内强降水超级单体风暴的单多普勒雷达分析 [J]. *气象学报*, 66 (4): 621–636. Pan Yujie, Zhao Kun, Pan Yinong. 2008. Single-Doppler radar observation of a heavy precipitation supercell on a severe squall line [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 66 (4): 621–636.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128 (10): 3413–3436.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 463–485.
- Schlesinger R E. 1978. A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm. Part I: Comparative experiments for variable ambient wind shear [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35: 690–713.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133: 961–976.
- 孙建华, 郑淋淋, 赵思雄. 2014. 水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验 [J]. *大气科学*, 38 (4): 742–755. Sun Jianhua, Zheng Linlin and Zhao Sixiong. 2014. Impact of moisture on the organizational mode and intensity of squall lines determined through numerical experiments [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 38 (4): 742–755, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13187.
- Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 504–520.
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. “A theory for strong long-lived squall lines” revisited [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 361–382.
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R. 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 1990–2013.
- Xue M. 2000. Density currents in two-layer shear flows [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126: 1301–1320.
- 郑淋淋, 孙建华. 2013. 干、湿环境下中尺度对流系统发生的环流背景和地面特征分析 [J]. *大气科学*, 37 (4): 891–904. Zheng Linlin, Sun Jianhua. 2013. Characteristics of synoptic and surface circulation of mesoscale convective systems in dry and moist environmental conditions [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 37 (4): 891–904, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12090.
- Zheng L L, Sun J H, Zhang X L, et al. 2013. Organizational modes of mesoscale convective systems over central East China [J]. *Wea. Forecasting*, 28 (5): 1081–1098.