

一次夜间 β 中尺度弓形回波形成机制机理研究¹

孙敏^{1,2,3} 赵畅¹ 吴君婧¹ 孔晓宇^{1,3}

1.上海中心气象台, 上海 200030

2.南京大学大气科学学院中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 南京 210023

3.相控阵阵列天气雷达联合实验室, 上海 200030

提 要: 2017 年 9 月 24 日夜间至 25 日凌晨, 沿长江一线发生了一次夜间强对流过程。准东西向锋面雨带南侧垂直于锋面走向的 β 中尺度对流系统由线状逐渐演变为弓形, 造成长江中下游地区产生短时强降水, 并伴随 7 级雷暴大风。从环境场来看, 夜间不存在有利的热力条件, 预报难度较大。本研究利用观测和数值模拟对弓形回波的形成和演变机制机理进行分析, 雷达观测显示初始阶段有一条东北—西南向的 β 中尺度线状对流带, 在其西南侧不断有新生的对流单体, 合并进入对流主体, 形成侧后向传播, 之后在对流主体移动方向前侧(东南侧)又有新的对流单体生成, 逐渐发展成西北—东南向的带状, 并向东北方向移动, 最终导致原 β 中尺度线状对流带演变并加强为弓形回波。高分辨率数值模式模拟的对流系统演变过程与实际十分接近, 利用涡度方程进行诊断分析显示涡度的倾侧项在侧后向传播中发挥了重要的作用。对流发展初期, 在倾侧项作用下回波西南侧有新的对流单体生成并与主体回波合并, 随着回波不断合并增强, 辐散项的作用逐渐增大, 主体回波在西南侧的倾侧项和东北侧的辐散项共同作用下正涡度明显增大, 且其垂直平流项将正涡度向上传播, 有利于对流的垂直伸展。在主体回波前侧, 受水平平流项的作用不断有新的对流单体生成, 但由于垂直伸展高度低, 受低层风引导向东北方向移动, 在移动过程中对流单体排列呈西北—东南向且逐渐合并涡度增大, 最终导致线状主体回波演变为弓形回波。此次弓形回波的形成过程与经典模型存在显著差异, 其弓形后侧没有明显的后侧入流急流, 而是具有明显的前侧近地层入流, 主要受到了前侧暖区内对流系统发展影响。

关键词: 侧后向传播, 弓形回波, 涡度倾侧项, 涡度水平平流项

中图法分类号 P458

Study on the formation mechanism of a nocturnal meso- β -scale bow echo

SUN Min^{1,2,3}, ZHAO Chang¹, WU Junjing¹, KONG Xiaoyu^{1,3}

1. Shanghai Central Meteorological Observatory, Shanghai 200030

2. Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather/Ministry of Education and School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023

3. Joint Laboratory of Phased Array Weather Radar, Shanghai 200030

Abstract: This study is concerned with a nocturnal convective process from the night of the 24th to the early morning of the 25th Sep., 2017. The meso- β -scale convective system on the south side of the frontal rainband perpendicular to the quasi-east-west frontal orientation gradually evolved into a bow echo, which caused short-term heavy precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River, accompanied by category 7 thunderstorm gale. From the point of view of the large-scale environment, there seem no favorable thermal conditions at night. Therefore it is

*国家自然科学基金项目(41775049)、中国气象局创新发展专项(CXFZ2022J004)、上海台风研究基金项目(TFJJ202014)和“上海市气象局强对流科技创新团队”共同资助

第一作者: 孙敏, 主要从事中尺度天气研究。E-mail:sunmin_angela@126.com

difficult to make a forecast. Observations and numerical simulations are used to analyze the mechanism. The radar observations show that there is a northeast-southwest meso- β -scale convective belt, moving in the south-easterly direction, and there are new convective cells being triggered on its southwest side, which is called lateral back-building propagation. The new cells then merge into the main convective zone. Another new cell, triggering ahead (southeast side) of the main convective zone, gradually develops into a northwest-southeast belt and moves to the northeast, eventually leads to the original main northeast-southwest convective belt gradually strengthening and finally forming a bow echo. Although the high-resolution numerical model simulation results deviate from observations in intensity and time, the convective system evolution processes are very close to the observations. Therefore, the vertical vorticity equation is used to diagnose the mechanism. The results show that the vorticity tilt term plays an important role in the lateral back-building propagation. In the early stage of the convection development, new cells generate on the southwest side under the effect of the vorticity tilt term and merge with the main echo. The divergence term becomes more important while the echoes merge, the positive vorticity of the main echo increases significantly under both the vorticity tilt term and the divergence term. Besides, the vorticity vertical transport term propagates the positive vorticity upward, which is beneficial to the vertical extension of the main convection. New cells are triggered in front of the main echo due to the effect of the vorticity horizontal advection term. However, the vertical extension height is low, it moves northeastward guided by the low-level wind. Its vorticity increases during the movement and it aligns into a northwest-southeast band, which finally leads to the conversion of the linear main echo into the bow echo. The formation of this bow echo differs significantly from the classical model which has the rear inflow jets in the rear part of the bow echo. On the contrary, this case is mainly influenced by the development of convective systems within the warm zone and has a significant frontal near-surface inflow.

Key words: lateral back-building propagation, bow echo, vorticity tilt term, vorticity horizontal advection term

引言

中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS)是暴雨的主要成因之一(Maddox, 1980; 陈传雷等, 2018; 范元月等, 2020), 由于总降水量与降水效率和持续时间直接相关(Doswell III et al, 1996), 在同一地点产生的列车效应或后向传播特别有利于产生极端降水(Chappell, 1986; 何群英等, 2009; 孙继松等, 2013; 苟阿宁等, 2019; 王啸华等, 2021)。后向传播是指在上游地区不断有新的单体生成, 而成熟的单体在下游消亡, 从而导致对流区呈现准静止(Schumacher and Johnson, 2005)。侧后向传播是后向传播常见的一种类型, 受侧后向传播的影响, 对流系统移速往往慢于平流速度, 从而更有利于降水系统的长时间维持, 导致更强的降水。尽管 MCS 在夜间很常见, 但带有破坏性大风的弓形回波在夜间是罕见的, 因为这时环境通常具有夜间稳定边界层的特点(Schultz et al, 2000)。理论上稳定边界层能阻碍强冷池产生的温度和气压梯度, 同时会减小近地面负浮力下沉运动导致的动量下传, 这与白天的对流系统有明显差异(Horgan et al, 2007)。然而, 弓形回波和强风系统仍

会在夜间发生 (Adams-Selin and Johnson, 2010; 2013; 曲晓波等, 2010; Coniglio et al, 2012; 陶岚等, 2014; Guastini and Bosart, 2016; 袁招洪, 2021)。与白天的对流系统预报相比, 夜间弓形回波的预报效果较差 (Wilson and Roberts, 2006; Clark et al, 2007; Weisman et al, 2008; 支树林等, 2017; Hitchcock et al, 2019; Weckwerth et al, 2019), 其原因可能是夜间对流通常是高架对流, 如低空急流前侧的辐合 (Stull, 1988)、重力波或涌等地面上方的强迫机制相比发生在白天的对流更占主导作用。夜间对流常发生在稳定的边界层中 (Koch et al, 2008; Koch and Clark, 1999), 常伴有低空急流 (LLJ), 这样的环境下对流有效位能 (CAPE) 较低, 但垂直风切变较大, 常被称为“高风切变, 低有效位能” (high-shear, low-CAPE, HSLC)。对于 HSLC 环境的定义各不相同, Wade and Parker (2021) 定义混合层 $CAPE \leq 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 且 $0 \sim 6 \text{ km}$ 风切变 $\geq 18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 这样的环境下也可以产生显著的恶劣天气, 甚至包括龙卷 (Simmons and Sutter, 2009; Ripberger et al, 2014), 因此该类环境下的强对流预报是一个相当大的短期和短时临近预报挑战。

Fujita (1978; 1979) 是第一个定义弓形回波典型演变特征的人。根据 Fujita (1979), 弓形回波通常是从对流单体或一排线状对流单体演变为逗号状的回波, 其向极一侧伴随一个主要的气旋性涡旋, 尺度范围较广 ($10 \sim 150 \text{ km}$)。尽管已有学者通过观测研究 (Przybylinski and Gery, 1983; Funk et al, 1999) 和数值模拟 (Weisman, 1993; Finley et al, 2001) 对弓形回波进行了广泛的研究, 但它们是如何从各种初始对流结构中演变而来还需进一步的研究。Klimowski et al (2004) 研究了 1996—2002 年美国发生的 273 个弓形回波的演变, 特别是弓形前阶段的雷达反射率特征, 确定了弓形回波形成的三种主要对流组织模式: 弱组织单体模式、爬线模式和超级单体模式; 弱组织单体模式在美国中部最常见, 对于弱组织单体模式, 68% 的弓形回波个例与合并有关。

国内外学者对于 β 中尺度系统的结构分析表明: 当对流系统发展到强盛期时, 流场中上升气流由倾斜上升转换为垂直上升 (何立富等, 2007), 在涡度场上, 水平涡度与环境风场的垂直切变有关, 伴随对流增强, 水平涡管在垂直运动的作用下会发生倾斜, 转化为垂直涡度 (Davies-Jones, 1984), 这仅是其中的一种垂直正涡度的来源, 被称为倾侧项, 而垂直正涡度的来源还包括了水平平流项、垂直输送项和散度项。在实际个例中不同对流单体不同阶段垂直正涡度的来源并不完全相同, 由不同项占据主导地位, 需针对个例进一步分析。本研究关注的是 2017 年 9 月 24 日夜间至 25 日凌晨一次夜间强对流过程, 该过程以短时强降水为主, 个别站点出现 7 级雷暴大风。此次过程, 对流主体的维持及 β 中尺度对流系统由线状回波合并加强演变为弓状回波的机制机理将是文本的研究重点。

1 资料和方法

本文实况分析中使用的资料包括：

- (1) 研究区域内的地面自动站数据和雷达数据（南京、常州、南通、青浦和南汇雷达）。
- (2) 欧洲中期天气预报中心 ERA5 等压面层再分析资料，水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

1.1 理查森数的计算

理查森数 (Richardson number, Ri) 是检验大气环境是否有利于重力波发生的重要指标，其表达式为

$$Ri = \frac{g \frac{\partial \theta}{\partial z}}{(\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2} \quad (1)$$

式中： $\frac{g \partial \theta}{\partial z}$ 为位温随高度的变化，代表大气静力稳定度； $(\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 为风速的垂直切变，代表大气动力稳定度。Ri 是一个综合考虑了热力和动力的参数，要形成可以触发对流的较大振幅中尺度重力波，需要在稳定层上存在一个深厚同时具有较强风垂直切变和条件不稳定的部分大气对流层 (Lindzen and Tung, 1976)。当 $Ri < 0.25$ 时，通常在高空存在一个临界层，该层的重力波水平相速度与高空风速相等，重力波频散能量遇到该临界层将绝大部分被反射回来，与上传的重力波群速度相遇叠加而加强，产生波导效应，形成较大振幅中尺度俘获重力波；当 $Ri < 0.25$ 时，重力波波导效应是线性理论结果，如果考虑非线性效应，则当 Ri 值在 0.25~2.0 时，仍会发生临界层明显发射，从而导致低层稳定层中出现重力波波导效应，导致重力波俘获现象发生 (Markowski and Richardson, 2010; 俞小鼎等, 2016)。

1.2 数值模式设置

利用 WRF-ARW 高分辨率数值模式对本次强对流过程进行了模拟，模拟区域采用双重嵌套，外层水平分辨率为 3 km，内层水平分辨率为 1 km，初始和侧边界场采用 GDAS 的 0.25° 再分析数据，两层区域内均未采用积云参数化方案，模拟时间为 2017 年 9 月 24 日 08 时至 25 日 08 时，共 24 h，模式的其他设置详见表 1。

表 1 WRF 模式设置
Table 1. WRF Model Configuration

名称	D01	D02
初始场和侧边界场	NCEP GDAS 再分析数据 (0.25°)	
水平分辨率	3 km	1 km
微物理参数化方案	WDM5 方案	WDM5 方案
积云参数化方案	否	否
边界层参数化方案	YSU 方案	YSU 方案
长波辐射方案	RRTM 方案	RRTM 方案
短波辐射方案	Dudhia 方案	Dudhia 方案
嵌套反馈机制	是	

1.3 双多普勒雷达风场反演

利用美国国家大气研究中心 (NCAR) 提供的 SPRINT 软件将雷达体扫数据从极坐标系插值到笛卡尔坐标系下 (数据插值采用双线性插值法), 并对径向速度进行局地退模糊处理, 然后选择上海青浦和江苏南通两部雷达观测时间一致 (差别小于 3 min) 的体扫数据进行三维风场反演, 反演采用 NCAR 的 CEDRIC 软件, 反演原理参考 Ray et al (1978)。由于雷达观测为径向速度, 在两部雷达连线附近观测到的径向风为接近平行的两个矢量, 无法正确地反演出切向速度, 因此在该区域内反演出的速度场不可信, 从而进行剔除 (孙敏等, 2015)。

1.4 三维风场涡度局地变化来源诊断

如式 (2) 所示, 利用垂直涡度方程 (朱乾根等, 2007) 来诊断模式模拟的三维风场涡度局地变化的来源。

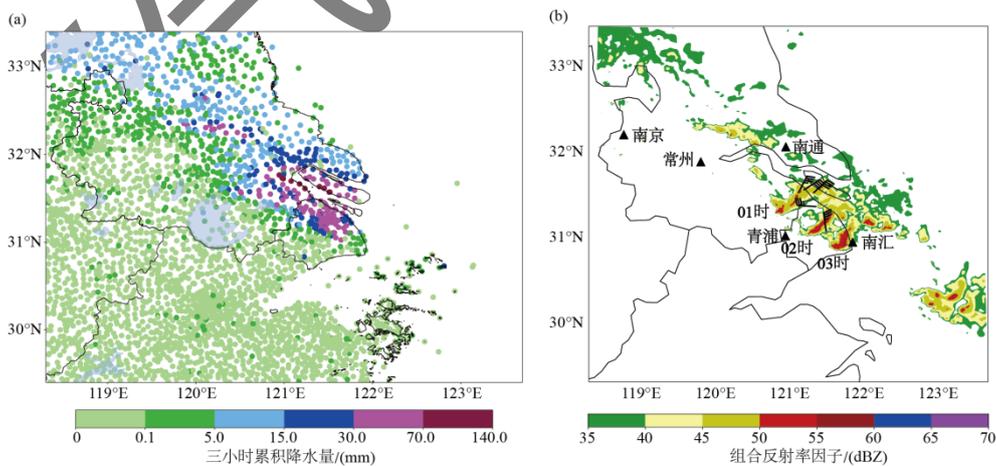
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - \left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right) - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \left(\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z}\right) - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (2)$$

式中: 等式右端第一项为相对涡度水平平流项, 第二项为地转涡度水平平流项, 两者合称为涡度水平平流项, 第三项为涡度垂直输送项, 第四项为涡度倾侧项, 第五项为散度项。

2 个例介绍

2.1 天气实况

2017 年 9 月 24 日夜间至 25 日凌晨的强对流过程以短时强降水为主, 最强时段集中在 25 日 00:00—03:00, 如图 1a 所示 3 h 累计降水量大值中心位于长江口附近, 最大值出现在上海市崇明区侯家镇站, 达 $116.1 \text{ mm} \cdot (3 \text{ h})^{-1}$ 。从图 1b 逐小时雷达组合反射率因子随时间的演变可以看到, 对流系统沿着长江下游一线向东南方向移动, 并由线状排列的单体逐渐合并加强, 最终演变为弓形回波。过程中个别站点出现 7 级雷暴大风, 最大阵风达 $16.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 发生在江苏省太仓市岳王镇站 (25 日 01:30)。



注: 图 b 中黑色三角形为南京、常州、南通、青浦和南汇 5 部雷达所在位置

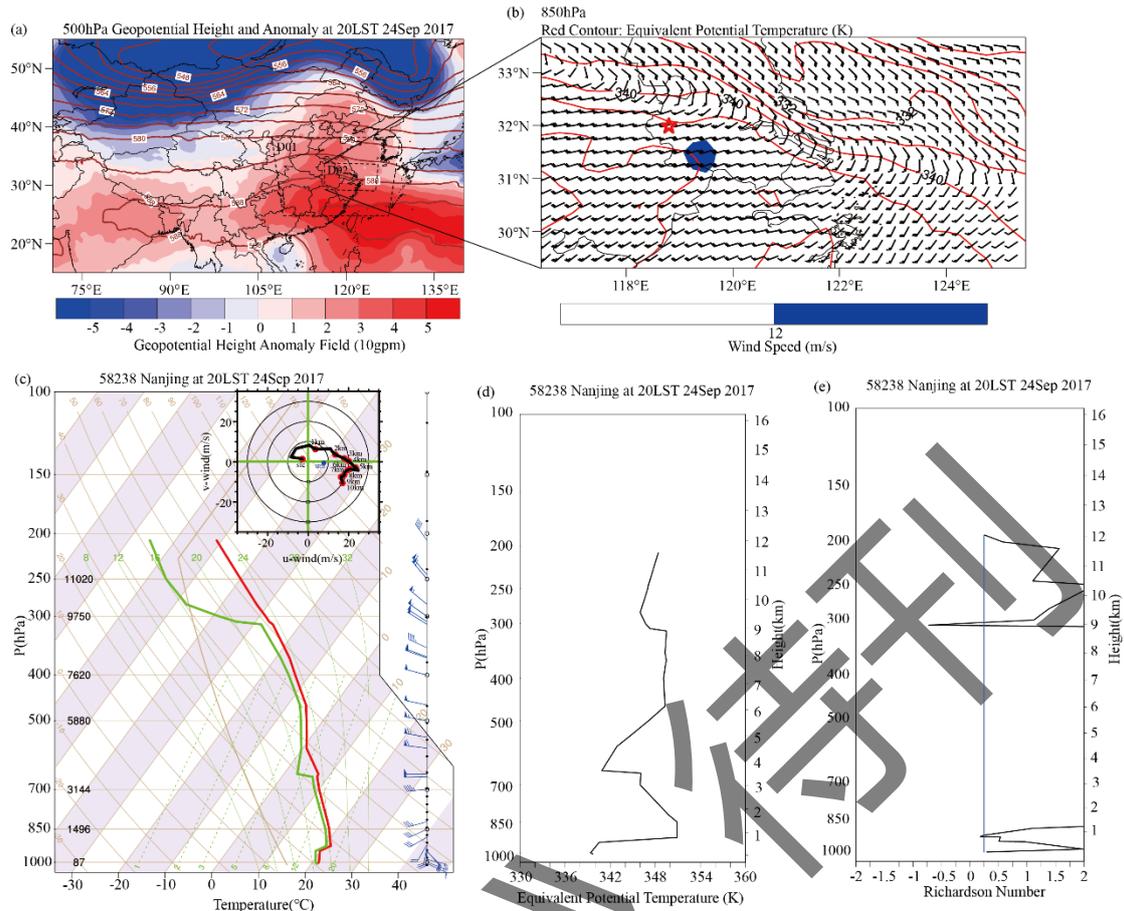
图 1 2017 年 9 月 25 日 00:00—03:00 (a) 3 h 累计降水量分布, (b) 雷达组合反射率因子逐小时演变及 7 级以上 (风羽, $\geq 13.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 大风灾害分布

Fig1. (a) 3 hour cumulative precipitation, (b) hour-by-hour evolution of radar combined reflectivity factor

(black triangles are the five radar locations, Nanjing, Changzhou, Nantong, Qingpu and Nanhui) and gust wind ($\geq 13.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) distribution, from 00LST to 03LST 25 Sep., 2017

2.2 天气尺度背景分析

图 2a 为 9 月 24 日 20:00 ERA5 再分析资料 500 hPa 环流场和其与 9 月气候平均 (1979—2016 年) 位势高度场偏差, 图中副热带高压 (以下简称副高) 呈带状分布且较为强盛, 588 dagpm 线控制江南大部地区, 上海处在副高边缘, 我国中东部大部地区位势高度常较常年异常偏高, 特别是江南地区较 9 月气候平均偏强 4~5 dagpm。700 hPa 风场上江苏中北部存在西南风与东南风的暖式切变 (图略), 而在 850 hPa 风场上, 位于 700 hPa 暖式切变以南沿长江下游一带也存在西南风和东南风的暖式切变, 对应相当位温等值线存在较大的南北梯度 (图 2b), 上海位于切变线以南的暖区内, 切变线南侧存在西南急流输送水汽, 最大风速达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。地面图上, 在 850 hPa 暖式切变线位置以南有低压倒槽发展, 准静止锋位于浙北一带 (图略), 由地面静止锋和切变线的对应位置可见, 沿江一带存在自南向北随高度升高且坡度较缓的锋面。图 2c 为夜间对流早期发展阶段区域内的南京站探空图, 表 2 为利用 Python 的探空和高空风分析图及 SHARPPy 程序计算得到的热动力参数, 由图 2c 和表 2 可见 300 hPa 高度以下整层湿度较大, 整层大气可降水量 (PWV) 达到 63.8 mm, 抬升凝结高度 (LCL) 较低, 位于 1006 hPa, 低层 900 hPa 附近存在逆温层, 从最不稳定层抬升的不稳定能量 (MUCAPE) 为 $640 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 表明 24 日夜间环境的水汽条件较好, 但热力条件一般; 从水平风的垂直切变可见, 0~3 km 和 0~6 km 垂直风切变分别达到 $6.9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 和 $4.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 环境场具有较好的动力条件, 环境条件符合 Wade and Parker (2021) 对于 HSLC 环境的定义。图 2c 显示从地面到 5 km 高度, 风向随高度顺时针旋转, 具有明显的暖平流, 5 km 以上风向随高度逆时针旋转, 有一定的冷平流, 形成低层暖平流高层冷平流; 相当位温随高度的变化 (图 2d) 显示了近地层相当位温随高度迅速增大, 即近地层大气是稳定的, 而 850~700 hPa 的相当位温随高度减小, 存在对流性不稳定, 这些条件均有利于有组织的强对流在抬升到一定高度后生成和发展。图 2e 为通过图 2c 中南京站探空数据计算得到的 Ri 随高度变化图, 结合图 2d 相当位温随高度的变化可以看到低层 1 km 以下和 4~6 km 存在相当位温随高度增大的稳定层, 对应应在 1 km 附近和 9 km 以上存在满足 $Ri < 0.25$ 和 Ri 值在 0.25~2.0 的层次, 从而满足俘获重力波产生的条件。



注：图 a 中黑色虚线框为模式区域 D01 和 D02 范围，图 b 中红色五角星为南京站所在位置，

图 2 2017 年 9 月 24 日 20:00 (a) ERA5 分析资料的 500 hPa 位势高度场 (棕色等值线) 和其与 9 月气候平均 (1979—2016 年) 位势高度场偏差 (填色)，(b) 图 a 中 D02 区域范围内 ERA5 分析资料的 850 hPa 风场 (风羽)、相当位温 (红色等值线) 和 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速 (填色)，(c) 南京站探空和速度矢端图，(d,e) 南京站探空计算的 (d) 相当位温和 (e) Ri 随高度的分布

Fig2. (a) 500 hPa geopotential height (brown contour) and its deviation from the climate mean (1979-2016) geopotential height at September (filled colors) from ERA5, the black dashed boxes are the model domains D01 and D02, (b) 850 hPa wind field (vector), equivalent potential temperature (red contour) and $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ wind speed (filled color) from EAR5, the red pentagram is the location of Nanjing sounding station, (c) profiles and wind hodograph of Nanjing sounding station, (d) the vertical profile of equivalent potential temperature at Nanjing sounding station, (e) the vertical profile of Richardson Number at Nanjing sounding station, at 20:00LST 24 Sep., 2017

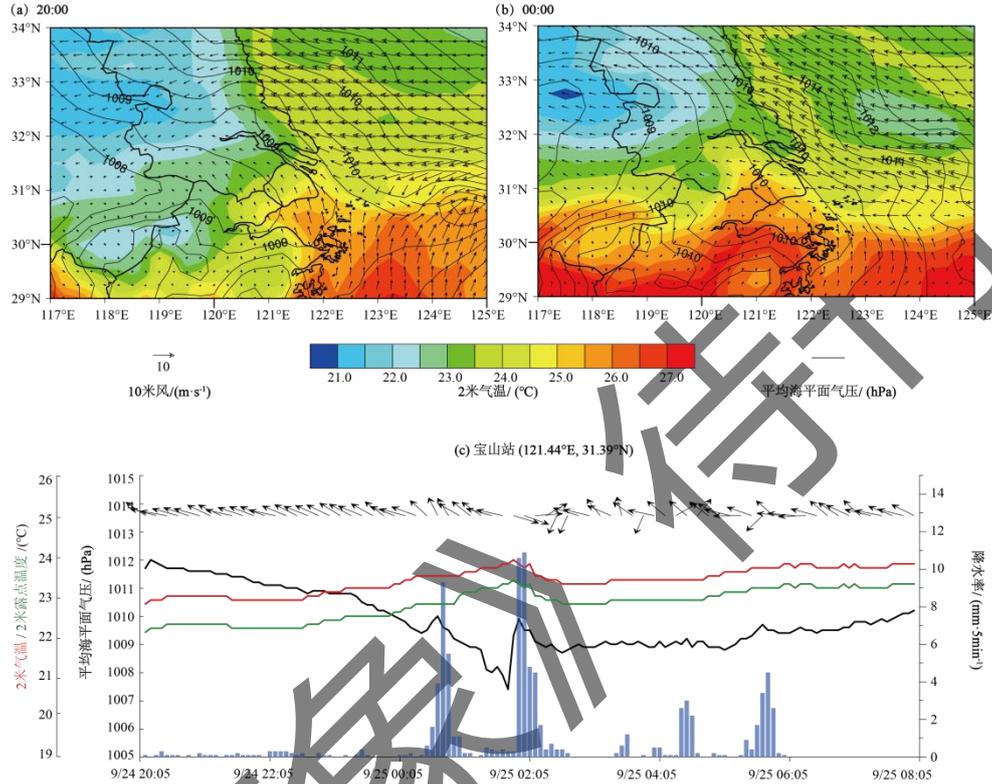
表 2 2017 年 9 月 24 日南京探空热动力参数

Table2. Thermodynamic parameters calculated from Nanjing sounding at 20:00LST 24 Sep., 2017

MUCAPE/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	K 指数	PWV/mm	$T_{850}-T_{500}/^{\circ}\text{C}$	0 $^{\circ}\text{C}$ 层/m	0~3 km 风切变/ $\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$	0~6 km 风切变/ $\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$
640	38	63.8	21.9	4804	6.9	4.0

利用 ERA5 再分析资料对地面形势场进行分析，受低压倒槽影响，上海及其周边地区 9 月 24 日 20:00 地面 10 m 风为南到东南风 (图 3a)，由于 9 月夜间上海东南方向海温已高于陆地温度，因此海上的暖湿空气源源不断地向陆地输送。对比 24 日 20:00 (图 3a) 和 25 日

00:00 (图 3b) 地面 2 m 气温的空间分布, 可以看到上海及其周边地区的陆地上有明显的增温, 该区域相比苏皖中北部为较暖的区域, 从上海宝山站 24 日 20:00 至 25 日 08:00 地面各要素随时间演变图 (图 3c) 可以看到, 回波主体影响的时间为 25 日 02 时左右, 此时有气压突增 (黑色曲线)、气温下降 (红色曲线) 和风向突变 (东南风转西北风) 的特征, 而在此之前地面为一致的东南风, 气温逐渐上升, 气压逐渐下降, 主体回波前侧的暖区特征显著。



注: 图 a, b 中填色为 2 米气温场, 等值线为平均海平面气压场, 风矢箭头为 10 m 风场; 图 c 中红线为 2 m 气温, 绿线为 2 m 露点温度, 黑线为平均海平面气压, 柱状为 5 min 降水量, 风矢为 10 m 风。

图 3 2017 年 9 月 (a) 24 日 20:00, (b) 25 日 00:00 ERA5 再分析资料的地面要素场分布, (c) 24 日 20:05 至 25 日 08:05 上海宝山站地面自动站要素时序演变 ()

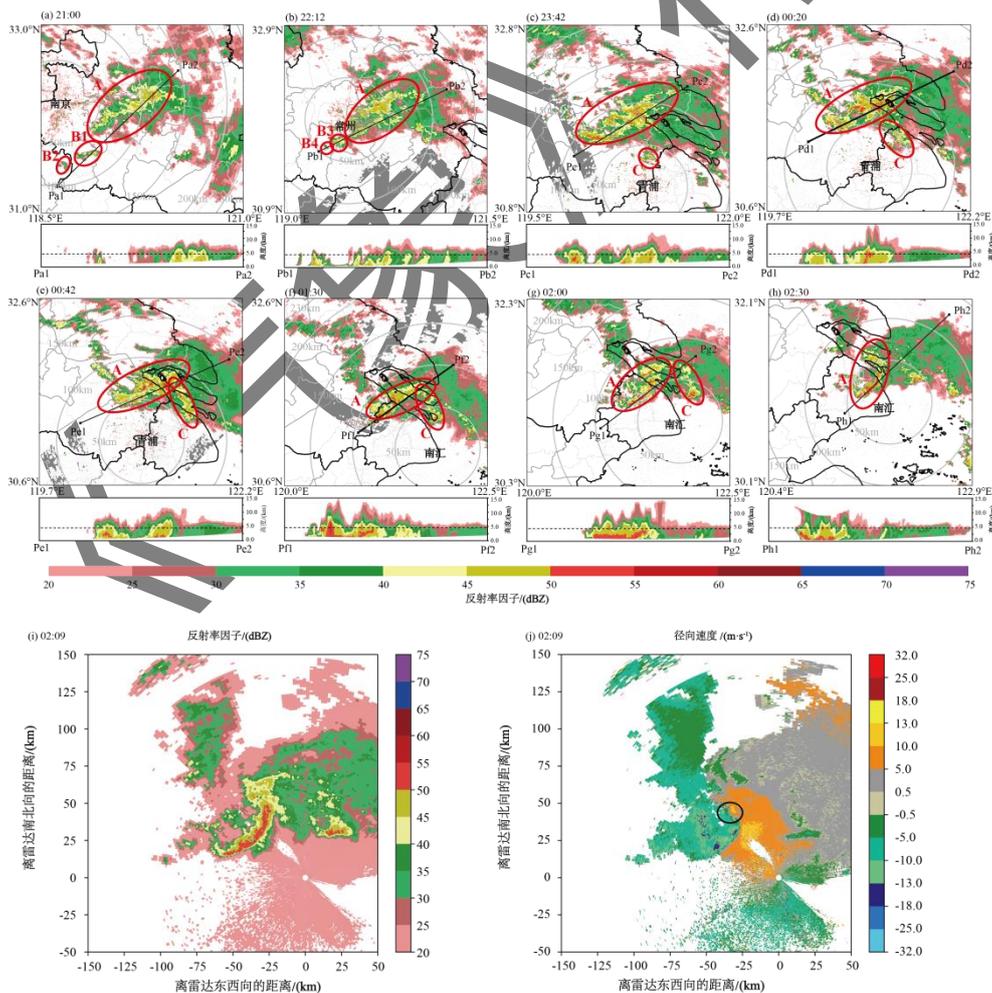
Fig3. Surface fields of ERA5 reanalysis data (filled color is 2m temperature, contour is mean sea level pressure, vector arrow is 10m wind) at (a) 20:00LST on 24th, (b) 00:00LST on 25th; (c) Time-series evolution of surface automatic observations at Shanghai Baoshan station (red curve is 2 m temperature, green curve is 2 m dew point temperature, black curve is mean sea level pressure, column is 5-minute precipitation, black vector arrow is 10m wind)

12.3 中尺度对流系统的观测分析

图 4a 显示对流发展初期有一条呈东北—西南向的 β 中尺度对流带 A, 在其西南侧有新生对流单体 B1 和 B2, 对流带 A 沿东偏南方向移动, 新生单体 B1 和 B2 则逐渐向东北方向移动, 与对流带 A 合并, 而在其西南侧仍不断有新生对流单体 B3 和 B4 (图 4b), 9 月 24 日 23:42 对流带 A 的西南侧又有对流单体 C 新生 (图 4c), 随时间逐渐发展成西北—东南向的带状, 并向东北方向移动 (图 4d, 4g), 而对流带 A 在向西偏南方向移动的过程中逐

渐发展加强形成弓状回波（图 4h），其中弓形回波维持时间从 25 日 02:00—03:00，南汇雷达 0.5° 仰角的径向速度图显示在弓形回波北端存在明显的气旋式涡旋（切变）特征（图 4j）。

从沿对流主体西南—东北向的剖面图可以看到，对流发展初期（图 4a, 4b），对流系统发展强度较弱，最强反射率因子在 50 dBz 附近，对流发展高度较低，45 dBz 以上回波多集中在融化层高度以下，此外在对流主体 A 内沿着西南—东西向排列着多个对流单体，特别是图 4b 中剖面图上呈现出明显的波动特征，在与主体 A 相隔一段距离的西南侧有新生的对流单体。图 4c 显示随着新生对流单体不断并入主体，主体内对流单体也不断合并强度增强，最强反射率因子达 50~55 dBz，45 dBz 回波发展高度达 7~8 km，且在对流主体 A 移动方向前侧（东南侧）有新的对流单体 C 生成，该单体的反射率因子垂直剖面显示，45 dBz 以上回波发展高度仅在 3 km 以下（图略），图 4d~4h 显示主体回波在向东南方向移动过程中组织化增强，演变为弓形，虽然 45 dBz 回波伸展高度仍维持在 7~8 km，但其强度不断增强，最强反射率因子达 55 dBz 以上。



注：图 a~h 中，黑色虚线为融化层高度，红色椭圆及字母用于追踪主要对流系统的演变；图 j

中，黑色椭圆为弓形回波北侧的气旋式涡旋。

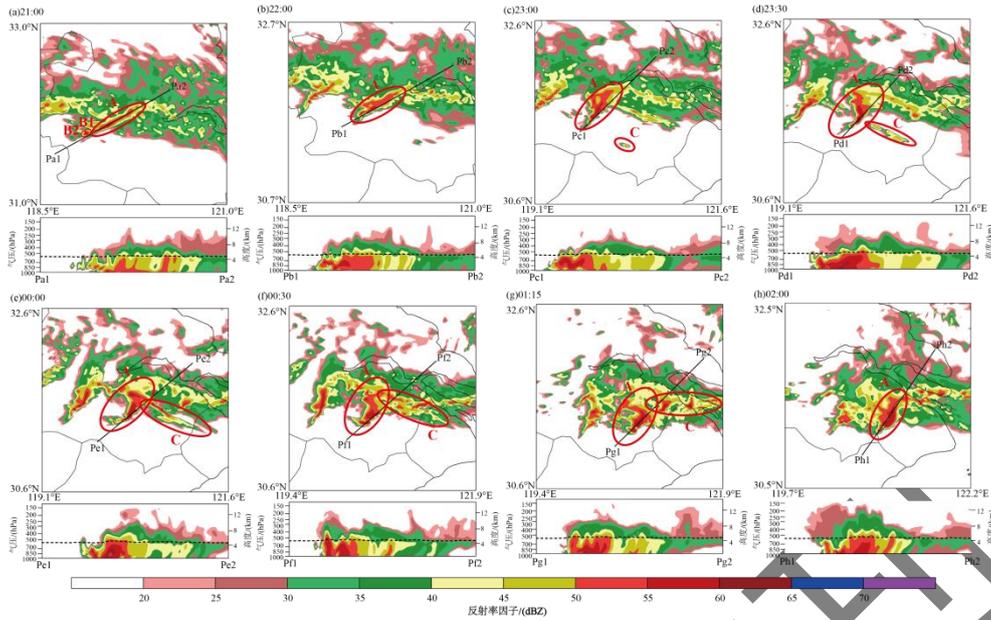
图 4 2017 年 9 月 24 日至 25 日 (a~h) 雷达 0.5° 仰角反射率因子和沿图中黑色直线的雷达反射率因子垂直剖面, 以及 (i, j) 演变为弓形后南汇雷达(原点处)观测到的 0.5° 仰角 (i) 反射率因子和 (j) 径向速度

(a)24 日 21:00 南京雷达, (b)24 日 22:12 常州雷达, (c)24 日 23:42 青浦雷达, (d)25 日 00:20 青浦雷达, (e) 25 日 00:42 青浦雷达, (f)25 日 01:30 南汇雷达, (g)25 日 02:00 南汇雷达, (h)25 日 02:30 南汇雷达, (i)25 日 02:09 反射率因子图, (j)25 日 02:09 径向速度图

Fig4. Radar reflectivity factors at 0.5° elevation angle and vertical cross section of radar reflectivity factors along the black straight lines from Nanjing(a), Changzhou(b), Qingpu(c-e) and Nanhui(f-h) radar at 8 selected times, black dashed lines are the heights of melting layers, red ellipses and the letters are used to trace the evolution of major rainbands (a-h), radar reflectivity factors and radial velocity at 0.5° elevation angle of Nanhui radar, the black circle shows the cyclonic vortex on the north side of the bow echo (i-j), (a)24 Sep., 21:00LST, (b) 24 Sep., 22:12 LST, (c) 24 Sep., 23:42 LST, (d) 25 Sep., 00:20 LST, (e) 25 Sep., 00:42 LST, (f) 25 Sep., 01:30 LST, (g) 25 Sep., 02:00 LST, (h) 25 Sep., 02:30 LST, (i) radar reflectivity factors at 25 Sep., 02:09 LST, (j) radial velocity at 25 Sep., 02:09 LST, 2017

3 数值模拟结果分析

数值模拟结果显示 9 月 24 日 21:00 的回波结构(图 5a)与观测接近, 有一条呈东北—西南向的 β 中尺度对流带 A, 其宽度比实况观测略偏窄、强度比实况偏强(图 4a), 其西南侧有新生单体 B1 和 B2 发展并合并到主对流带 A 中(图 5b), 从沿着对流主体所做的西南—东北向的剖面可见, 最强反射率因子在 55 dBz 附近, 与观测相比偏强, 对流发展高度较低, 45 dBz 以上回波多集中在融化层高度以下。此外在对流主体 A 内沿着西南—东北向排列着多个对流单体, 其结构与实况观测接近, 也呈现出一定的波动特征(图 4a, 4b)。随着带状回波 A 向东南方向移动, 23:00 在带状回波 A 的西南侧有新生对流单体 C, 逐渐发展成西北—东南向的带状, 并向东北方向移动(图 5c,5g), 而主对流带 A 在向西偏南方向移动的过程中逐渐发展加强形成弓状(图 5d,5h), 随着新生对流单体不断并入主对流带 A, 使其不断合并增强, 最强反射率因子达 60~65 dBz, 其 45 dBz 回波发展高度达 7~8 km, 该演变过程与实况接近, 但比实况强度偏强且发生时间提前了 30~60 min。模式模拟出的主对流带 A 的西南侧有单体新生合并进入主对流带 A 并使其增强, 同时东北—西南向对流带移动方向前侧(东南侧)有对流单体 C 新生发展, 其为西北—东南向带状对流并向东北方向移动, 及东北—西南向主对流带 A 逐渐由线性回波演变为弓形回波的过程均与实况十分接近。



注：黑色虚线为融化层高度，红色椭圆及字母用于追踪主要雨带的演变。

图 5 2017 年 9 月 24 日至 25 日模式模拟底层雷达反射率因子和反射率因子沿图中黑色直线的垂直剖面

(a) 24 日 21:00, (b) 24 日 22:00, (c) 24 日 23:00, (d) 24 日 23:30, (e) 25 日 00:00, (f) 25 日 00:30, (g) 25 日 01:15, (h) 25 日 02:00

Fig5. Radar reflectivity factors of the lowest model level from numerical simulation at 8 selected times and vertical cross section of radar reflectivity factors along the black straight lines, black dashed lines are the heights of melting layers, red ellipses and the letters are used to trace the evolution of major rainbands, (a) 24 Sep., 21:00 LST, (b) 24 Sep., 22:00 LST, (c) 24 Sep., 23:00 LST, (d) 24 Sep., 23:30 LST, (e) 25 Sep., 00:00 LST, (f) 25 Sep., 00:30 LST, (g) 25 Sep., 01:15 LST, (h) 25 Sep., 02:00 LST, 2017

图 6 显示了不同时刻沿着不同剖面的水平风速随高度的垂直分布。由图 6a 和 6b 见，从西南往东北方向，存在西到西南风分量沿着低层东到东北风分量构成的锋面倾斜上升，且存在多个西南风大值中心，呈现出波动特征。在主体回波 A 逐渐由线状演变为弓形的过程中，沿着垂直于弓形的方向做剖面，发现与典型的弓形回波结构有所区别，此次过程弓形回波后侧无明显的后侧入流急流，其前侧低层的东到东南风分量入流较强，且入流上方高层的西到西北气流分量也较强，对流前侧的水平风垂直切变较对流后侧更大、动力条件更佳（图 6c 和 6e）。主体回波 A 东南侧新生单体 C 的垂直剖面分布显示（图 6d 和 f），其对流发展强度和高度远小于主体回波 A，近地层为一致的东到东南分量气流，而高层为一致的西到西北分量气流，由于新生单体 C 发展高度较低，受低层西南气流引导向东北方向移动，近地层东到东南气流分量的厚度随着向北移动逐渐加厚，正是由于这种高低层水平风的垂直切变分布，导致对流系统随高度向东南方向倾斜，且对比图 5d 和 5f 中反射率因子等值线垂直分布可以看到，随着对流单体 C 向东北方向移动，整体向西北—东南向伸展，最终由一个单体逐渐演变为两个单体。

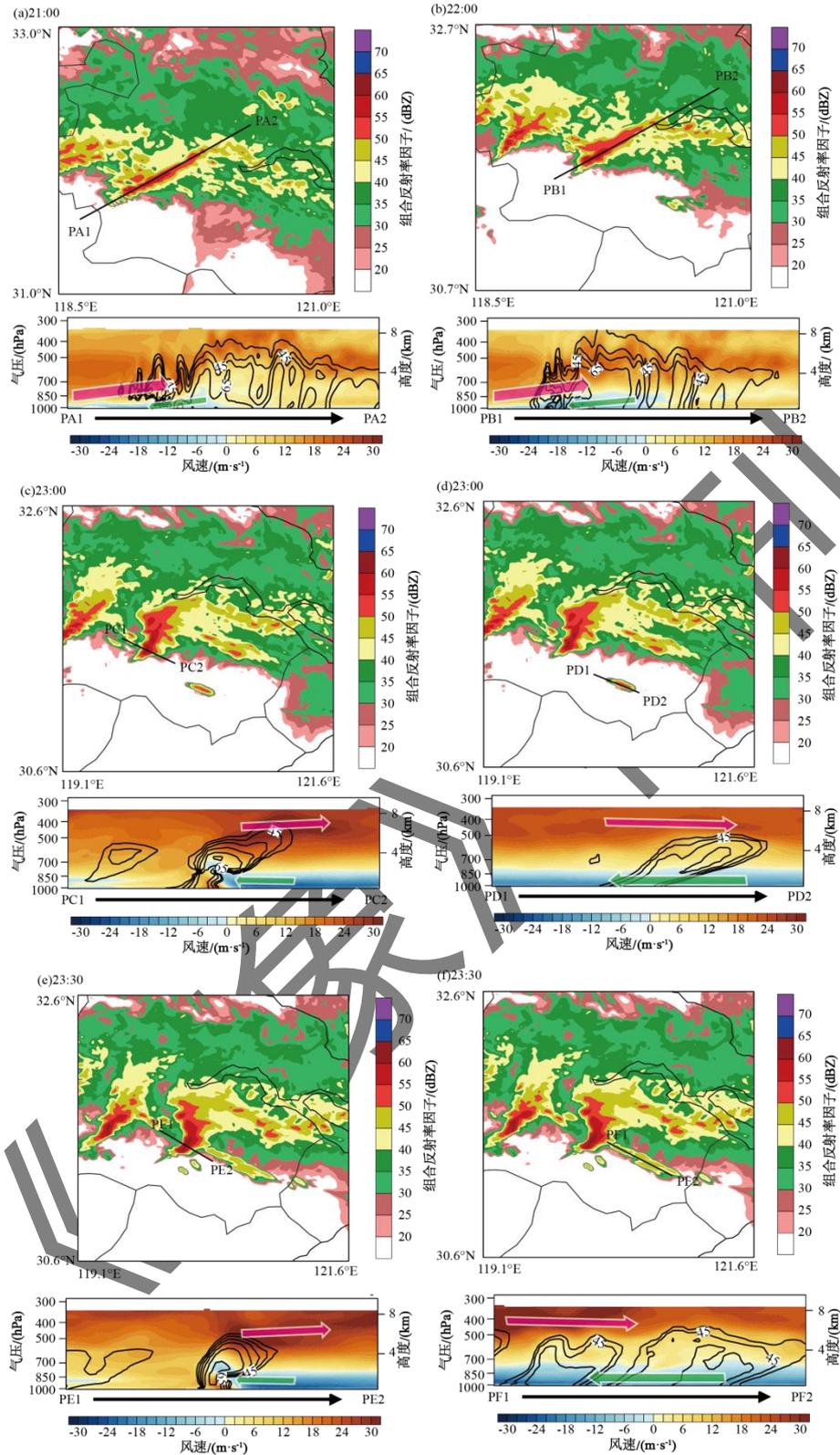


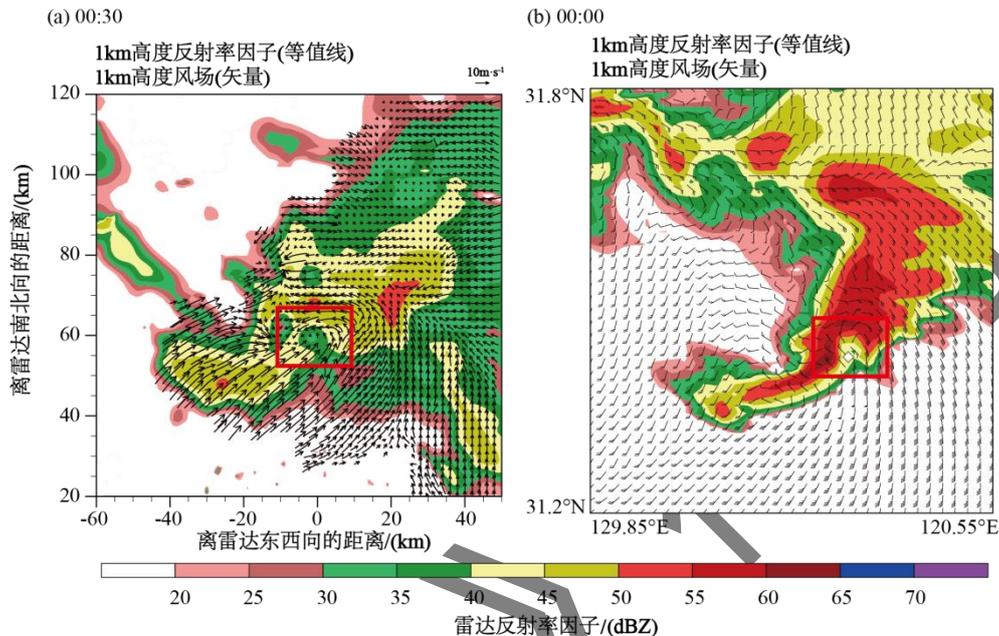
图 6 2017 年 9 月 24 日模式模拟组合反射率因子和沿图中黑色直线的水平风速（填色，正值方向为起点指向终点）和反射率因子的垂直剖面（黑色等值线，单位：dBz）

(a) 21:00, (b) 22:00, (c) 23:00, (d) 23:00, (e) 23:30, (f) 23:30

Fig6. Composite radar reflectivity factors from numerical simulation at 4 selected times and vertical cross section of horizontal wind speed (shaded, positive value means the wind blows from the start point to the end point) and reflectivity factors (black contours) along the 6 black straight lines, (a)24 Sep., 21:00, (b) 24 Sep.,

22:00, (c) 24 Sep., 23:00, (d) 24 Sep., 23:00, (e) 24 Sep., 23:30, (f) 24 Sep., 23:30, 2017

利用上海青浦和江苏南通两部多普勒雷达进行三维风场反演（两部雷达的位置详见图 1b），得到主回波 A 在 9 月 25 日 00:30 的 1.0~2.5 km 高度水平风场中均存在中气旋（图 7a 红色方框），基于上文对雷达反射率因子演变分析，模式模拟比观测提前了 30~60 min，因此，对比 25 日 00:00 模式模拟得到的水平风场分布（图 7b），其中 1.0~2.0 km 也均存在中气旋，反射率因子的形态与实况接近，但模式模拟的反射率因子强度与观测相比显著偏强。



注：填色：雷达反射率因子，风矢和风羽：风速，红色方框：中气旋所在位置

图 7 2017 年 9 月 25 日 (a) 00:30 利用上海青浦和江苏南通双多普勒雷达风场反演和(b)00:00 模式模拟的 1 km 高度反射率因子和水平风场

Fig7. Horizontal wind vectors and reflectivity factors at 1 km, (a) retrieved using doppler radar of Qingpu, Shanghai and Nantong, Jiangsu, at 00:30 Sep. 25, 2017 (b) model simulation at 00:00 Sep. 25, 2017 (The red box represents the location of the mesocyclone)

通过上述分析可知，虽然在时间和强度上存在一定的偏差，但高分辨率数值模式仍较好地模拟出了此次 β 中尺度系统的演变过程，可以利用模式输出结果对此次锋面雨带内的 β 中尺度对流系统的发生发展和演变机制机理进行研究。

为了研究该 β 中尺度系统如何由线状演变为弓形，利用垂直涡度方程[式 (2)]诊断模式模拟的 1 km 高度处的三维风场涡度局地变化的来源。图 8 为数值模式模拟的 9 月 24 日 21:00 的 1 km 高度处的涡度方程中各项（白色等值线），该时刻为主对流带 A 发展的初始阶段，四项中最大值 $3.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ 出现在涡度倾侧项中（图 8c），受该项的作用在主对流带 A 的西南侧新生了回波单体 B1 和 B2。

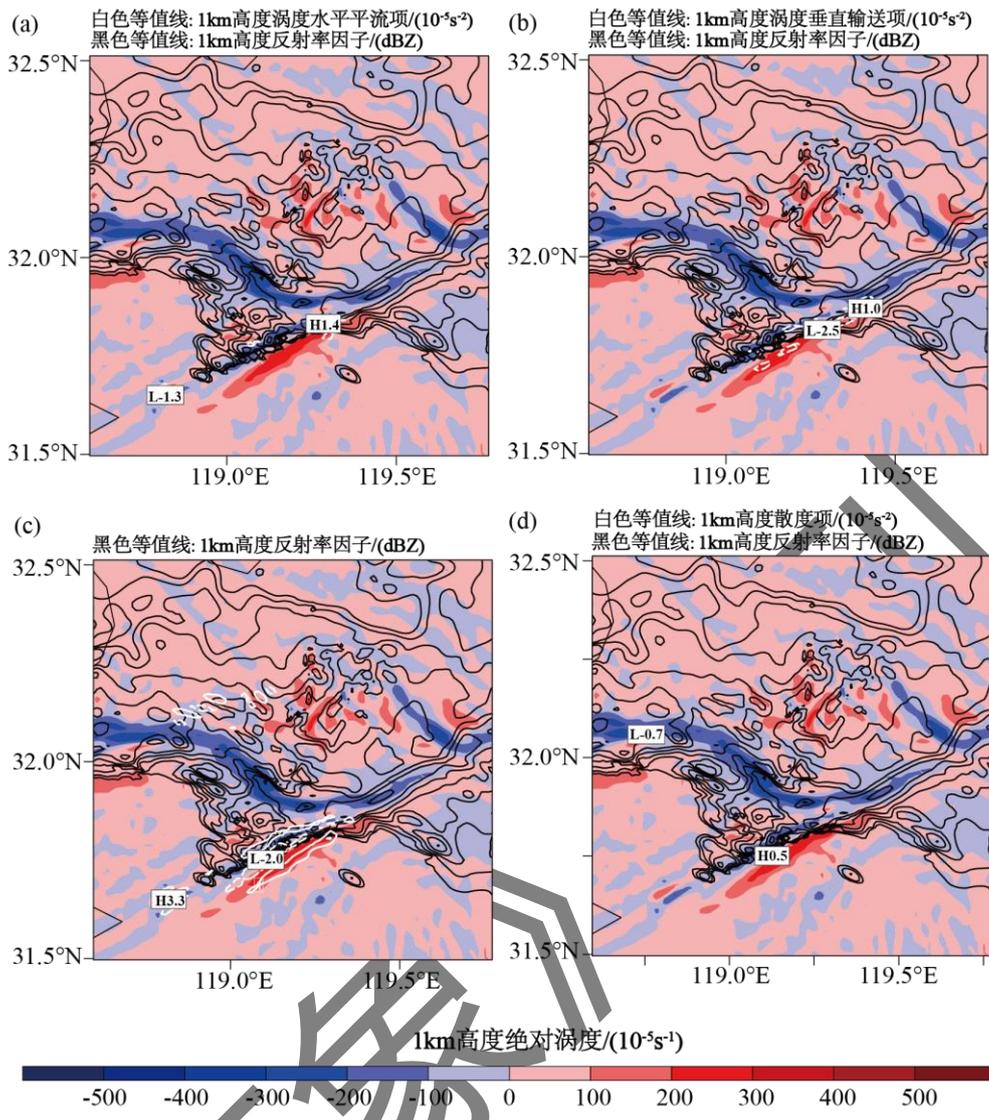


图 8 2017 年 9 月 24 日 21:00 模式模拟的 1 km 高度处反射率因子(黑色等值线)、涡度(填色, 单位: $\times 10^{-5} s^{-2}$)、涡度方程各项(白色等值线, 方框内为中心值)

(a) 涡度水平平流项, (b) 涡度垂直输送项, (c) 涡度倾侧项, (d) 散度项

Fig8. Reflectivity factor (black contour), vorticity (shaded), vorticity equation terms (white contour, the numbers in the boxes are positive and negative central values) model simulated at 1 km at 21:00LST on Sep. 24, 2017, (a) vorticity horizontal advection term, (b) vorticity vertical transport term, (c) vorticity tilt term, (d) divergence term

图 9 和图 10 分别为数值模式模拟的 9 月 24 日 23:00 主体回波 A 和其东南侧新生对流单体回波 C 处 1 km 高度的涡度方程中各项(白色等值线), 该时刻主对流带 A 西南侧的正涡度主要来自涡度倾侧项(图 9c), 中心值为 $6.6 \times 10^{-5} s^{-2}$, 而其东北侧的正涡度则主要来自涡度散度项(图 9d), 中心值为 $5.5 \times 10^{-5} s^{-2}$. 主体回波东南侧新生回波单体 C 的涡度发展则主要来自涡度水平平流项(图 10a), 中心值为 $0.8 \times 10^{-5} s^{-2}$, 与主体回波 A 处大值中心相比小一个量级. 主对流带 A 的正涡度大值区中垂直输送项为较大的负值(图 9b), 表明有正涡度向上传输, 有利于回波向上发展, 而回波 C 内的垂直输送项很小(图 10b), 不利于回波的垂直发展. 无论是主对流带 A 还是回波 C 的涡度倾侧项都显示出正负交替的波

状分布型（图 9c 和 10c）。对 24 日 23: 30 和 25 日 00: 30 两个时次各项的分析显示了相似的结果（图略）。

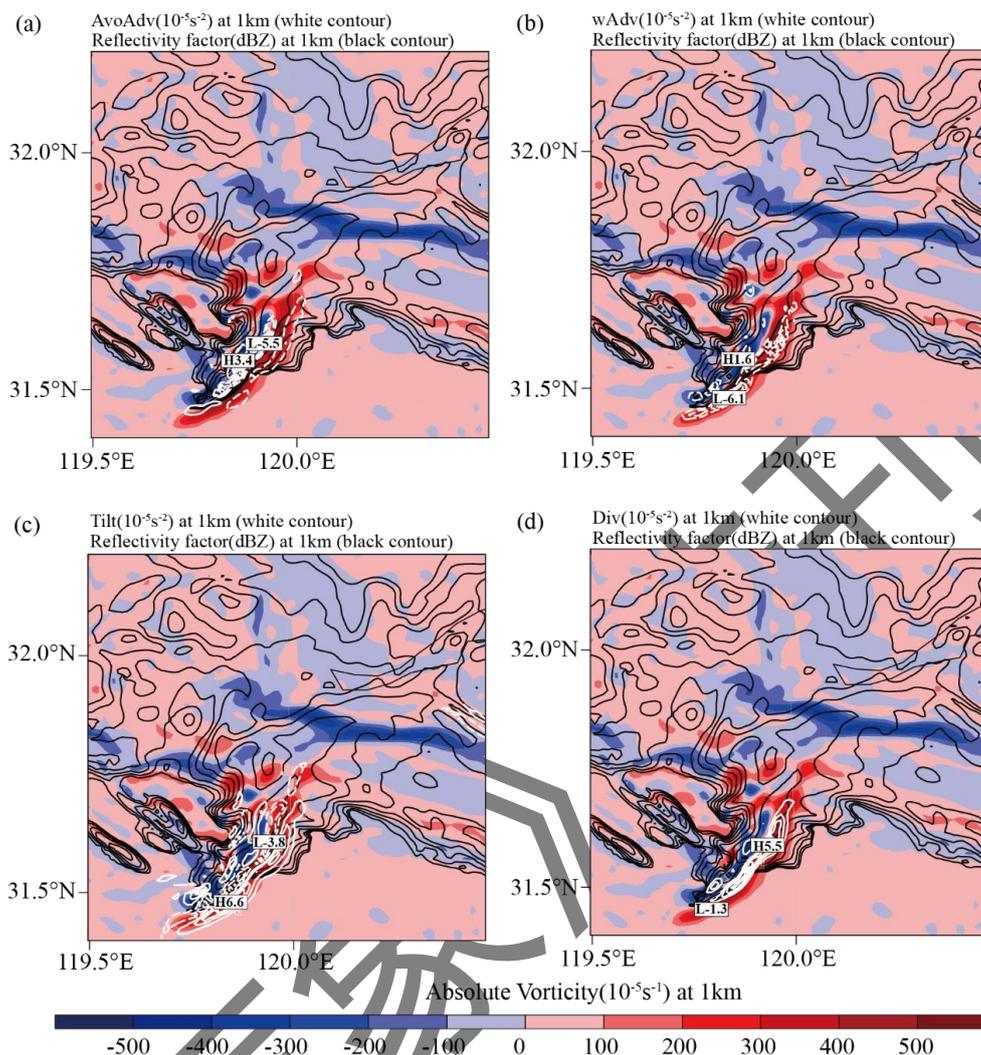


图 9 2017 年 9 月 24 日 23:00 模式模拟的回波 A 处 1 km 高度反射率因子(黑色等值线, 单位 dBz), 涡度(填色, 单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$)、涡度方程各项(白色等值线, 方框内为中心值)

(a) 涡度水平平流项, (b) 涡度垂直输送项, (c) 涡度倾侧项, (d) 散度项

Fig9. Model simulated reflectivity factor (black contour), vorticity (shaded), vorticity equation terms (white contour, the numbers in the boxes are positive and negative central values) of echo A at 1 km at 23:00LST on Sep. 24, 2017, (a) vorticity horizontal advection term, (b) vorticity vertical transport term, (c) vorticity tilt term, (d) divergence term

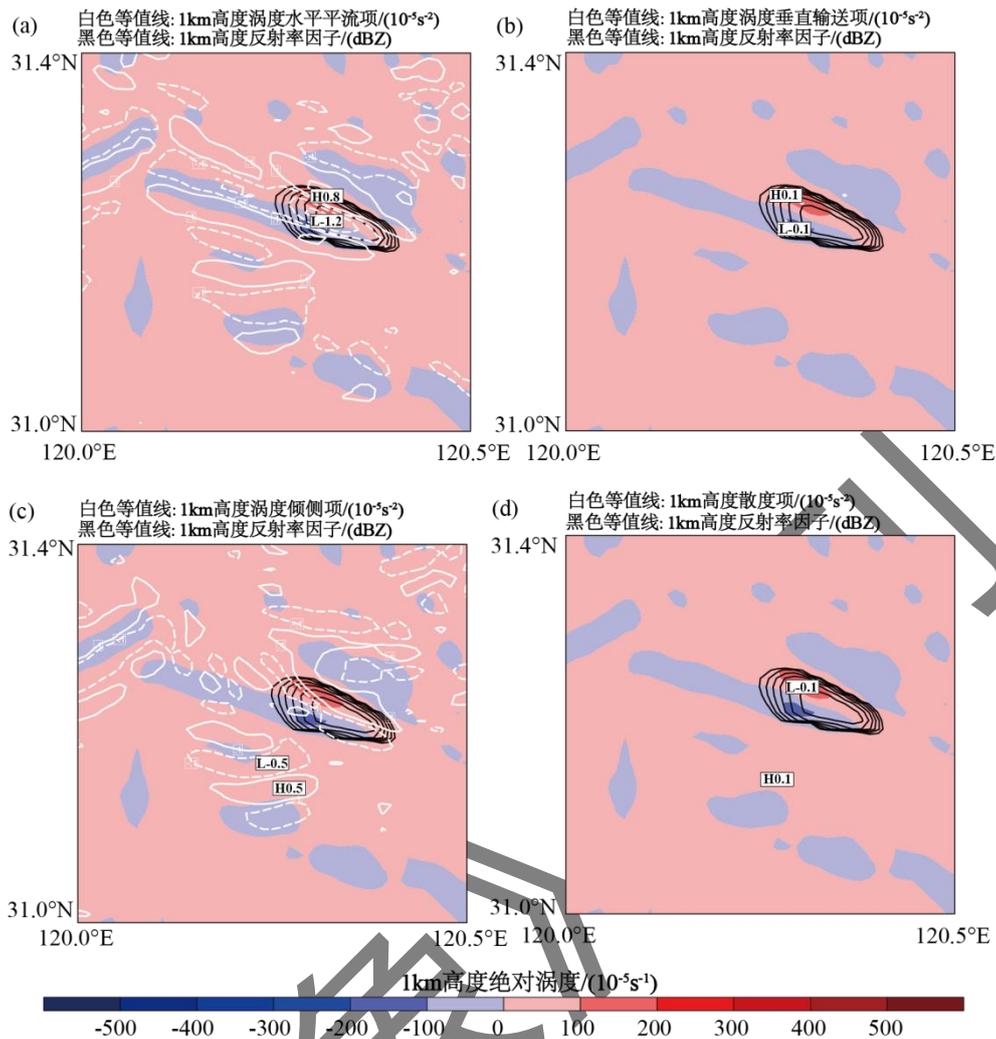


图 10 2017 年 9 月 24 日 23:00 模式模拟的回波 C 处 1 km 高度反射率因子(黑色等值线,单位 dBZ), 涡度(填色, 单位: $\times 10^{-5} s^{-2}$)、涡度方程各项(白色等值线, 方框内为中心值)
(a) 涡度水平平流项, (b) 涡度垂直输送项, (c) 涡度倾侧项, (d) 散度项

Fig10. Model simulated reflectivity factor (black contour), vorticity (shaded), vorticity equation terms (white contour, the numbers in the boxes are positive and negative central values) of echo C at 1 km at 23:00LST on Sep. 24, 2017, (a) vorticity horizontal advection term, (b) vorticity vertical transport term, (c) vorticity tilt term, (d) divergence term

4 结论与讨论

9 月 24 日夜间至 25 日凌晨, 沿长江下游一带发生了强对流天气, 以短时强降水为主, 伴有 7 级雷暴大风, 通过利用观测资料分析和高分辨率数值模式模拟诊断得到, 此次过程的 500 hPa 位势高度场较气候态异常偏高, 沿长江下游一带位于副热带高压边缘, 中低层存在暖式切变线, 地面有低压倒槽, 倒槽内配合有准静止锋, 形成坡度较缓的锋面, 中低层存在西南急流。高分辨率数值模式虽然模拟存在时间和强度上的偏差, 但很好地模拟出了此次强对流过程的 β 中尺度系统演变特征, 通过利用垂直涡度方程诊断模式结果得出在此次对流过程中涡度的倾侧项发挥了重要的作用, 对流发展初期, 由于环境水平风的垂直切变较大, 高

层有偏西风，低层存在偏东风，形成了指向北的水平涡管，当低层西南气流沿底层稳定层以上的锋面爬升，到达满足重力波产生条件的高度后，激发出重力波加强了上升运动，之后达到对流性不稳定层并触发对流发展，在垂直运动作用下指向北的水平涡管在对流的西南侧转换为正的垂直涡度，因此在倾侧项作用下有新的对流单体在主体回波侧后方（西南侧）生成（图 11a），由于初始阶段发展高度不高，新生成的对流单体在中低层西南引导气流作用下向东北方向移动，并与主体回波合并加强。随着回波不断合并增强，主体回波东北侧辐散项的作用逐渐增大，在西南侧倾侧项和东北侧辐散项共同作用下主体回波的正涡度明显增大，且其垂直平流项将正涡度向上传播，有利于对流的垂直伸展，主对流单体发展高度较高，受高层偏西风气流引导向东移动。在主体回波前侧（东南侧），受到主体回波正涡度水平平流项的作用有新的对流单体生成（图 11c），但由于其垂直伸展高度低，受低层风引导向东北方向移动，在移动过程中不断向西北—东南向伸展加强，最终导致主体回波由线状演变为弓形（图 11d,11f），其三维概念模型如图 12 所示，且由于侧后向传播的作用，导致系统移动方向偏离引导气流方向，指向东南方向，移速小于引导气流，从而有利于短时强降水的发生，由于此次弓形过程并没有伴随典型的弓形回波所具有的后侧入流急流，且夜间近地层较为稳定，弓形回波过境时仅造成个别站点出现 7 级雷暴大风。

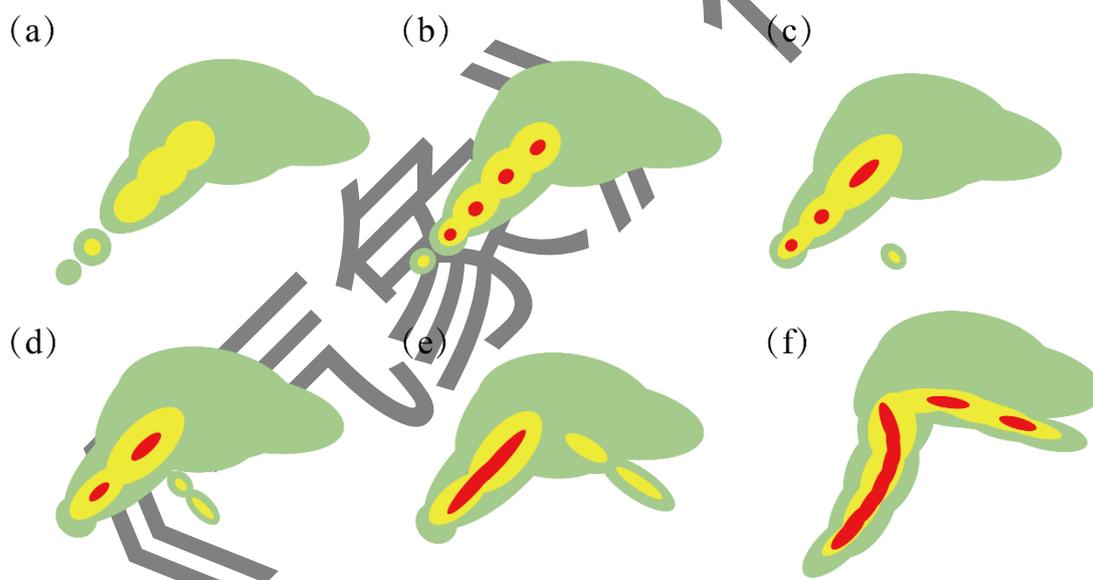


图 11 雷达组合反射率因子演变概念模型

Fig11. Conceptual model of composite reflectivity factor evolution

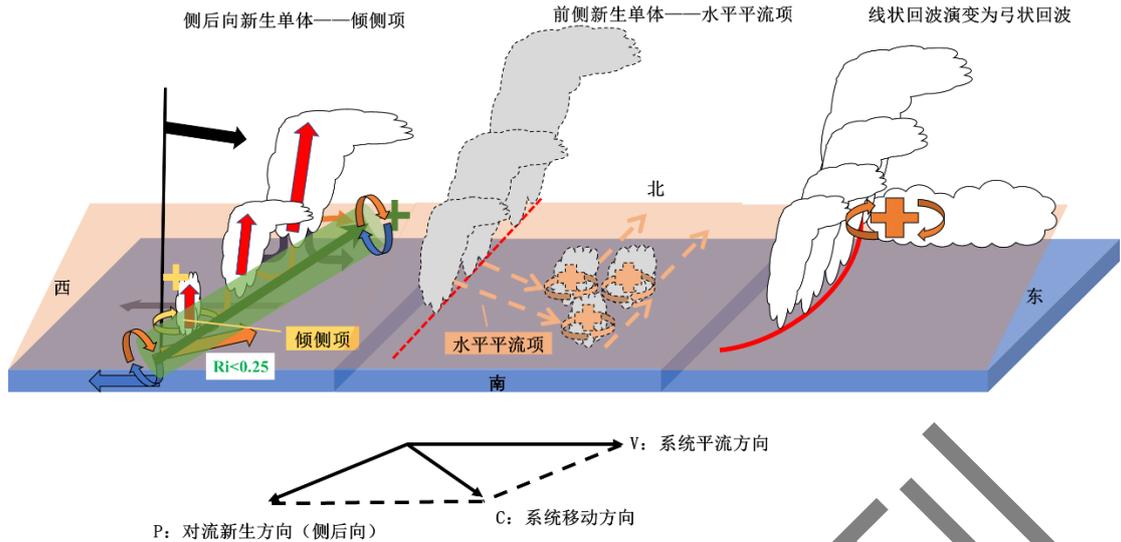


图 12 β 中尺度对流系统演变为弓形的立体概念模型和系统移动方向合成矢量图

Fig12. Three-dimensional conceptual model of the evolution of meso-β-scale convective system into bow echo and a synthetic vector diagram of the convective system moving direction

通过对此次过程的分析发现，在夜间“高风切变，低有效位能”的环境条件下，即无有利热力条件下，水平风的垂直切变至关重要，其形成的水平涡管在垂直抬升运动的作用下能转换为垂直涡度（倾侧项），侧后向传播致使对流系统移速减缓，而强对流前侧暖区中对流系统的发生发展对于线状对流转换为弓形回波起了重要的作用，且由于夜间近地层较为稳定，与典型弓形回波移速快易造成多站点的极端大风和个别站点短时强降水有所不同，此次弓形回波过程造成了多站点出现短时强降水和个别站点出现 7 级雷暴大风。因此，针对夜间强对流个例的分析总结，能加强预报员对于此类环境背景条件下对流发生发展机制机理的认识，提高对夜间强对流系统的预报能力。

参考文献

- 陈传雷, 管兆勇, 纪永明, 等, 2018. 辽宁长历时暴雨中尺度对流系统特征分析[J]. 气象, 44(8): 1051-1062. Chen C L, Guan Z Y, Ji Y M, et al, 2018. Analysis on mesoscale characteristics convective system of long duration local torrential rain event in Liaoning Province[J]. Meteor Mon, 44(8): 1051-1062 (in Chinese).
- 范元月, 罗剑琴, 张家国, 等, 2020. 宜昌极端短时强降水中尺度对流系统特征分析[J]. 气象, 46(6): 776-791. Fan Y Y, Luo J Q, Zhang J G, et al, 2020. Characteristics analysis of mesoscale convective system causing the extreme flash rain in Yichang[J]. Meteor Mon, 46(6): 776-791 (in Chinese).
- 苟阿宁, 王玉娟, 张家国, 等, 2019. 一次梅雨锋附近“列车效应”致灾大暴雨过程观测分析[J]. 气象, 45(8): 1052-1064. Gou A N, Wang Y J, Zhang J G, et al, 2019. Analysis on heavy rainfall event caused by “Train Effect” in a Meiyu front of Hubei rovince[J]. Meteor Mon, 45(8): 1052-1064 (in Chinese).
- 何立富, 陈涛, 周庆亮, 等, 2007. 北京“7·10”暴雨 β -中尺度对流系统分析[J]. 应用气象学报, 18(5): 655-665. He L F, Chen T, Zhou Q L, et al, 2007. The meso β -scale convective system of a heavy rain event on July 10, 2004 in Beijing[J]. J Appl Meteor Sci, 18(5): 655-665 (in Chinese).
- 何群英, 东高红, 贾慧珍, 等, 2009. 天津一次突发性局地大暴雨中尺度分析[J]. 气象, 35(7): 16-22. He Q Y, Dong G H, Jia H Z, et al, 2009. Mesoscale analysis of a sudden heavy rain in Tianjin[J]. Meteor Mon, 35(7): 16-22 (in Chinese).
- 曲晓波, 王建捷, 杨晓霞, 等, 2010. 2009年6月淮河中下游三次飚线过程的对比分析[J]. 气象, 36(7): 151-159. Qu X B, Wang J J, Yang X X, et al, 2010. Contrast analysis of three squall lines in middle and lower reaches of the Huaihe River in June 2009[J]. Meteor Mon, 36(7): 151-159 (in Chinese).
- 孙继松, 何娜, 郭锐, 等, 2013. 多单体雷暴的变形与列车效应传播机制[J]. 大气科学, 37(1): 137-148. Sun J S, He N, Guo R, et al, 2013. The configuration change and train effect mechanism of multi-cell storms[J]. Chin J Atmos Sci, 37(1): 137-148 (in Chinese).
- 孙敏, 戴建华, 袁招洪, 等, 2015. 双多普勒雷达风场反演对一次后向传播雷暴过程的分析[J]. 气象学报, 73(2): 247-262. Sun M, Dai J H, Yuan Z H, et al, 2015. An analysis of a back-propogating thunderstorm using the three-dimensional wind fields retrieved by the dual-Doppler radar data[J]. Acta Meteor Sin, 73(2): 247-262 (in Chinese).
- 陶岚, 袁招洪, 戴建华, 等, 2014. 一次夜间弓形回波特征分析[J]. 气象学报, 72(2): 220-236. Tao L, Yuan Z H, Dai J H, et al, 2014. Analysis of the characteristics of a nocturnal bow echo[J]. Acta Meteor Sin, 72(2): 220-236 (in Chinese).
- 王啸华, 郑媛媛, 张盛曦, 等, 2021. 一次准静止中尺度对流系统维持机制研究[J]. 气象, 47(11): 1369-1379. Wang X H, Zheng Y Y, Zhang S X, et al, 2021. Study on the maintenance mechanism of a quasi-stationary mesoscale convective system[J]. Meteor Mon, 47(11): 1369-1379 (in Chinese).
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2016. 中国冷季高架对流个例初步分析[J]. 气象学报, 74(6): 902-918. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2016. A preliminary case study of elevated convection in China[J]. Acta Meteor Sin, 74(6): 902-918 (in Chinese).
- 袁招洪, 2021. 大气环境条件对夜间飚线影响的敏感性试验[J]. 气象学报, 79(6): 977-1001. Yuan Z H, 2021. Sensitivity of a nocturnal squall line to atmospheric conditions[J]. Acta Meteor Sin, 79(6): 977-1001 (in Chinese).
- 支树林, 包慧濛, 张弛, 2017. 一次夜间发展起来的大暴雨的中尺度对流条件及特征分析[J]. 暴雨灾害, 36(1): 42-52. Zhi S L, Bao H M, Zhang C, 2017. Convective conditions and characteristics analysis of regional torrential rain from midnight with flood hazards[J]. Torrential Rain Dis, 36(1): 42-52 (in Chinese).
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2007. 天气学原理和方法: 第4版[M]. 北京: 气象出版社: 649. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al, 2007. Principles and Methods of Weather Science[M]. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press: 649 (in Chinese).
- Adams-Selin R D, Johnson R H, 2010. Mesoscale surface pressure and temperature features associated with bow echoes[J]. Mon Wea

-
- Rev, 138(1): 212-227.
- Adams-Selin R D, Johnson R H, 2013. Examination of gravity waves associated with the 13 March 2003 bow echo[J]. *Mon Wea Rev*, 141(11): 3735-3756.
- Chappell C F, 1986. Quasi-stationary convective events[M]//Ray P S. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society: 289-310.
- Clark A J, Gallus Jr W A, Chen T C, 2007. Comparison of the diurnal precipitation cycle in convection-resolving and non-convection-resolving mesoscale models[J]. *Mon Wea Rev*, 135(10): 3456-3473.
- Coniglio M C, Corfidi S F, Kain J S, 2012. Views on applying RKW theory: An illustration using the 8 May 2009 derecho-producing convective system[J]. *Mon Wea Rev*, 140(3): 1023-1043.
- Davies-Jones R, 1984. Streamwise Vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms[J]. *J Atmos Sci*, 41(20): 2991-3006.
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology[J]. *Wea Forecasting*, 11(4): 560-581.
- Finley C A, Cotton W R, Pielke Sr R A, 2001. Numerical simulation of tornadogenesis in a high-precipitation supercell. Part I: storm evolution and transition into a bow echo[J]. *J Atmos Sci*, 58(13): 1597-1629.
- Fujita T T, 1978. Manual of downburst identification for Project Nimrod[R]. Department of Geophysical Sciences, University of Chicago Satellite and Mesometeorology Research Paper No. 156: 104.
- Fujita T T, 1979. Objective, operation and results of Project NIMROD[C]//Preprints, 11th Conf. on Severe Local Storms. Kansas City: American Meteorological Society: 259-266.
- Funk T W, Darmofal K E, Kirkpatrick J D, et al, 1999. Storm reflectivity and mesocyclone evolution associated with the 15 April 1994 squall line over Kentucky and southern Indiana[J]. *Wea Forecasting*, 14(6): 976-993.
- Guastini C T, Bosart L F, 2016. Analysis of a progressive derecho climatology and associated formation environments[J]. *Mon Wea Rev*, 144(4): 1363-1382.
- Hitchcock S M, Schumacher R S, Herman G R, et al, 2019. Evolution of pre- and postconvective environmental profiles from mesoscale convective systems during PECAN[J]. *Mon Wea Rev*, 147(7): 2329-2354.
- Horgan K L, Schultz D M, Hales Jr J E, et al, 2007. A five-year climatology of elevated severe convective storms in the United States east of the Rocky Mountains[J]. *Wea Forecasting*, 22(5): 1031-1044.
- Klimowski B A, Hjelmfelt M R, Bunkers M J, 2004. Radar observations of the early evolution of bow echoes[J]. *Wea Forecasting*, 19(4): 727-734.
- Koch S E, Clark W L, 1999. A nonclassical cold front observed during COPS-91: frontal structure and the process of severe storm initiation[J]. *J Atmos Sci*, 56(16): 2862-2890.
- Koch S E, Feltz W, Fabry F, et al, 2008. Turbulent mixing processes in atmospheric bores and solitary waves deduced from profiling systems and numerical simulation[J]. *Mon Wea Rev*, 136(4): 1373-1400.
- Lindzen R S, Tung K K, 1976. Banded convective activity and ducted gravity waves[J]. *Mon Wea Rev*, 104(12): 1602-1617.
- Maddox R A, 1980. Mesoscale convective complexes[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 61(11): 1374-1387.
- Markowski P, Richardson Y, 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*[M]. Chichester: Wiley-Blackwell: 407.
- Przybylinski R, Gery W J, 1983. The reliability of the bow echo as an important severe weather signature[C]. Tulsa: 13th Conference on Severe Local Storms, AMS: 270-273.
- Ray P S, Wagner K K, Johnson K W, et al, 1978. Triple-Doppler observations of a convective storm[J]. *J Appl Meteor*, 17(8): 1201-1212.

-
- Ripberger J T, Silva C L, Jenkins-Smith H C, et al, 2014. False alarms and missed events: the impact and origins of perceived inaccuracy in tornado warning systems[J]. *Risk Anal*, 35(1): 44-56.
- Schultz D M, Schumacher P N, Doswell III C A, 2000. The intricacies of instabilities[J]. *Mon Wea Rev*, 128(12): 4143-4148.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 133(4): 961-976.
- Simmons K M, Sutter D, 2009. False alarms, tornado warnings, and tornado casualties[J]. *Wea Climate Soc*, 1(1): 38-53.
- Stull R B, 1988. *An introduction to Boundary Layer Meteorology*[M]. Dordrecht: Springer: 666.
- Wade A R, Parker M D, 2021. Dynamics of simulated high-shear, low-CAPE supercells[J]. *J Atmos Sci*, 78(5): 1389-1410.
- Weckwerth T M, Hanesiak J, Wilson J W, et al, 2019. Nocturnal convection initiation during PECAN 2015[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 100(11): 2223-2239.
- Weisman M L, 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes[J]. *J Atmos Sci*, 50(4): 645-670.
- Weisman M L, Davis C, Wang W, et al, 2008. Experiences with 0-36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model[J]. *Wea Forecasting*, 23(3): 407-437.
- Wilson J W, Roberts R D, 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: observational and modeling perspective[J]. *Mon Wea Rev*, 134(1): 23-47.

