

大别山对一次冷涡对流的作用分析

郑淋淋^{1,2,3} 张申葵⁴ 邱学兴¹ 陶玮¹ 王悦¹ 邵立瑛¹ 谢菲¹ 柳春¹

1. 安徽省气象台, 合肥, 230031

2. 安徽省气象科学研究所, 合肥, 230031

3. 安徽省气象局, 大气科学与卫星遥感安徽省重点实验室, 合肥, 230031

4. 江苏省生态环境厅第二环境监察专员办公室, 无锡, 214121

摘要: 2017年5月14日江淮地区发生了一次冷涡对流过程, 造成短时强降水、冰雹和雷暴大风等强对流天气。此次冷涡对流造成的强对流天气剧烈、预报难度大, 同时受地形作用, 影响因子复杂, 有必要对其开展研究。本文采用集合卡曼滤波技术同化雷达径向风、雷达反演风、GPS水汽、探空和地面加密观测资料, 模拟此次对流系统发生发展过程, 并采用敏感性试验研究太阳辐射和大别山的作用。观测和数值试验表明, 此次过程是冷涡对流的南压过程中, 冷池遇到大别山地形, 在大别山触发对流, 大别山对流南移加强并与冷涡对流组织成短对流线。试验表明, 太阳辐射是影响冷涡对流和大别山对流发生发展的关键因子, 地形通过对太阳辐射的加强作用影响大别山对流发生发展。此次过程大别山局地对流分别在三处生成(称为A、B和C), 影响其发生的主要因子略有差异。大别山北坡、离冷涡对流最近的局地对流A发生发展的主要影响因子是冷池和太阳辐射, 地形是次要因子, 地形通过加强冷池抬升和加强太阳辐射的加热效应影响对流发展。离冷涡对流较远的对流B和C生成时间接近, 主要影响因子是太阳辐射, 地形是次要因子。大别山对流和冷涡对流组织成对流线是两个冷池作用的过程, 大别山对流冷池和冷涡对流冷池中间形成的辐合区相当于在二者之间建立一个“连接桥”, 使西部的大别山对流向东发展, 同时二者之间的对流得到加强, 将东部的冷涡对流和西部的大别山对流连接起来, 形成一条短对流线。

关键字: 大别山, 冷池, 上坡风, 对流线。

文章编号: 20210230

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2205.21023

The Impacts of Dabie Mountains on a Mesoscale Convective System Occurred at the Background of Northeast Cold Vortex

Zheng Linlin^{1,2,3} Zhang Shenyan⁴ Qiu Xuexing¹ Tao Wei¹ Wang Yue¹ Shao Liying¹ Xie Fei¹ Liu Chun¹

1. Anhui Meteorological Observatory, Hefei, 230031

2. Anhui Institute of Meteorological Sciences, Hefei, 230031

3. Anhui Province Key Laboratory of Atmospheric Science and Satellite Remote Sensing, Hefei, 230031

4. Department of Ecology and Environment of Jiangsu Province, Office of the Second Environmental Commissioner, Wuxi, 214121

Abstract: A severe Convective case occurred at the background of northeast Cold vortex (CC) on May 14, 2017, in the Yangtze and Huaihe River Base, which brought short-term intense precipitation, hail and high wind. It is necessary to study the CC affected by topography and solar radiation, which is difficult to forecast because of complex influencing factors. In this paper, the Ensemble Kalman Filter technique is used to assimilate the radar radial wind, radar retrieved wind, GPS

收稿日期: 2021-02-01; 网络预出版日期:

资助项目: 国家自然科学基金青年项目(41705029)和安徽省自然科学基金青年项目(2008085QD190)共同资助。

作者简介: 郑淋淋, 1986年出生, 高级工程师, 主要从事中尺度气象学研究

通讯作者: 郑淋淋, E-mail: zhengll.2@163.com

water vapor, radiosonde and hourly surface observational data. The occurrence and development process of the convective system is simulated, and the impacts of solar radiation and the Dabie Mountains is studied by the sensitivity experiments. Observational and numerical experiments demonstrated that the cold pool of CC encounters the Dabie Mountains and triggers convection on the mountain which is then amplified by the cold pool and organized into a short linear system with the CC. The results demonstrated that solar radiation is the main factor affecting the occurrence and development of CC and the Dabie Mountain Convection (DMC), and the topography affects the occurrence and development of DMC through the strengthening effects of solar radiation. In this case, DMCs are generated at three different places respectively (called A, B and C), and the main affecting factors are slightly different. Cold pool and solar radiation are the main factors affecting the occurrence and development of DMC which is nearest to CC and on the north slope of Dabie Mountain, and the topography is a secondary factor. The topography affects the development of convection by strengthening the lifting of cold pool and the short wave radiation heating of solar radiation. The generation time of convection B and C is close, and they both have a certain distance from CC. The main influencing factor is solar radiation, and the topography is the secondary factor. The CDM and CC organizing in to a short linear system is induced by their cold pools. The convergence area formed between the cold pools of CDM and CC establishes a "connecting bridge" between them, so that the western CDM develops eastward, and the convection in the middle of them is amplified. Eventually, the eastern CC and the western CDM are connected to form a short convective linear system.

Key words: Dabie Mountain, Cold pool, Upslope wind, Convective linear system

1 引言

春夏交汇季节我国东部在东北冷涡背景下易发生强对流天气（朱乾根等，2007；郑媛媛等，2014）。研究表明，东北冷涡在发展阶段大气斜压性强，在冷涡的西、西南、南至东南容易发生雷雨大风、冰雹等强对流天气（郑媛媛等，2014），如 2009 年 6 月 3、5 和 14 日江淮和黄淮地区的雷雨大风、冰雹等强天气过程（孙虎林等，2011；梁建宇和孙建华，2012；吴海英等，2013；郑媛媛等，2014）。研究表明这类对流具有“干”对流特征（郑淋淋和孙建华，2013；王璐璐等，2014；郑媛媛等，2014），“干”对流多发生在槽后西北气流天气背景下，可降水量平均约为 30 mm，需要更强能量供应（CAPE 一般达到 2000 J/kg 以上），易发生雷暴大风和冰雹天气，有时伴有少量短时强降水（郑淋淋和孙建华，2013；梁建宇和孙建华，2012；孙继松等，2019）。

地形对对流的影响较复杂。观测研究发现对流在山地地区发生的频率高于同纬度的平原地区（Zheng et al., 2010; Aoshima et al., 2008）。山地地区易发生强天气，如下击暴流（Wakimoto, 1985）、冰雹（Doswell, 1980; Wojtiw, 1975; Smith and Yau, 1987）和龙卷（Lanicci and Warner, 1991）等。华北地区暖季大多数对流于午后在西北部山上触发，之后向东南方向的山下和平原地区传播（Chen, et al., 2012）。地形是气流运行的主要障碍，可形成阻挡、抬升、绕流和狭管等四种效应。当稳定的冷气流吹向山时，触发山阻急流（Parish, 1982; Bell and Bosart, 1988; Xu et al., 1996; Loescher et al., 2006）。冬季，当冷性密度大的空气流过山地，产生地形重力波（Thorpe et al., 1980; Bromwich, 1989; Bromwich et al., 2001; Parish and Cassano, 2003）。当地转风速较小时，气流往往被山峰阻塞在迎风坡造成地形强迫和辐合抬升，在迎风坡触发深对流活动；在背风坡则由于迎风坡的绕流重新辐合出现垂直运动。当地转风速较大时，气流容易越过山脊，地形重力波易于在山地下游被激发（黄倩，2007）。地形动力作用产生的地形背风坡重力波和狭管可触发强风暴，强风暴造成的地面大风可达飓风级别（Nance and Colman, 2000）。

78 地形对云和降水影响的研究一直备受关注。采用外场观测资料,陈添宇等(2010)研究表明在白天众多
79 山峰形成的群谷风作用下,容易形成沿山脊排列的 β 中尺度对流云带。马学谦和孙安平(2011)揭示祁连山
80 区低层暖云是由地形阻挡和加热作用形成。地形对降水的影响主要是增幅作用。地形强迫抬升和辐合是触
81 发和加强暴雨的重要机制,背风波暴雨在西北和华北的冷锋天气过程较为常见。地形强迫抬升作用常在安
82 徽南部山区造成降水增强(丁仁海和王龙学, 2009; 刘裕禄和黄勇, 2013; 赵玉春等, 2012)。边界层急流遇到
83 大别山地形,暖湿气流抬升造成梅雨锋降水增强(Fu et al., 2019)。大别山区地形对热带气旋的增幅作用明
84 显,并可改变降水增幅的中心位置(董美莹等, 2011)。大别山区地形可以影响淮河流域梅雨锋暴雨的发生
85 发展(尹宜舟等, 2009)。

86 大别山区(北纬 $30^{\circ} 10' - 32^{\circ} 30'$, 东经 $112^{\circ} 40' - 117^{\circ} 10'$)地处长江与淮河水系的分水岭,位
87 于豫、鄂、皖三省边境,一般海拔 500-800 m,山地主要部分海拔 1500 m 左右,主峰天堂寨海拔 1729 m。
88 大别山区是江淮流域降水和强对流多发地之一,降水和对流主要发生在主峰附近和迎风坡(Luo et al., 2013;
89 Zheng et al., 2016; Zheng et al., 2020)。

90 2017 年 5 月 14 日 14 时发生在安徽中北部的一次强天气过程,此次强天气过程发生在冷涡背景下,主
91 要造成雷雨大风、冰雹和短时强降水等强对流天气,冷涡移动过程中在大别山触发对流并组织成对流线。冷
92 涡对流本身具有突发性和局地性强,加上大别山地形的作用,影响因子复杂,预报难度大。本文分析了冷
93 涡对流东移南下过程中大别山对流发生发展过程和对流线组织过程,研究在冷涡背景下,冷池、大别山地形和
94 太阳辐射对对流触发、发展和组织的作用。

95

96 2 资料和方法

97 采用逐小时地面加密观测和国家站特殊天气报资料(图 1a)分析强对流天气特征和地面触发条件(辐
98 合线、干线、锋面等)。采用 ECMWF_ERA5 逐小时再分析资料(水平分辨率: $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$)分析强对
99 流天气发生的环流背景。采用江淮地区四个 S 波段多普勒雷达站(阜阳、合肥、安庆和铜陵,图 1a)组合
100 反射率资料(时间分辨率 6 分钟,水平分辨率 $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$)分析强天气过程的雷达回波演变。组合反射率
101 资料通过中国气象局 SWAN(Severe Weather Automatic Nowcasting System)系统处理得到。SWAN 雷达资
102 料质量控制包滤除杂波、地物回波和超折射回波(吴涛等, 2013)。

103 采用快速更新资料同化技术对本次强天气过程进行模拟。预报模式为 WRFV3.6 版本(Skamarock et al,
104 2008),并采用宾夕法尼亚大学集合卡曼滤波同化系统(PSU-EnKF)(Zhang et al., 2006; 2009; Meng and Zhang,
105 2007; 2008a; 2008b)。模式采用 3 层嵌套网格(图 1b),分辨率分别为 9 km、3 km 和 1 km,格点数分别为 229
106 $\times 217$ 、 289×289 和 553×502 (图 1b)。垂直方向 50 层,模式顶高 50 hPa。同化系统 PSU-EnKF 的设置与
107 邱学兴和 Zhang(2016)、郑淋淋等(2019)设置一致,PSU-EnKF 同化系统采用 36 个集合成员,资料同化
108 时间窗为 2017 年 5 月 13 日 20 时~14 日 08 时(北京时,下同),逐小时同化观测资料,同化的观测资料有:
109 雷达径向风、雷达反演风、GPS 水汽资料、探空和逐小时地面加密观测资料。资料同化结束后,采用同化系
110 统的集合平均结果作为初始场进行积分,积分 10 小时,预报时间段为 14 日 09 时-19 时。为了细致分析对
111 流系统的触发和发展过程,模式输出时间分辨率为 10 分钟。微物理过程采用 New Thompson et al.参数化方
112 案,该方案考虑了水汽、云水、雨、云冰、霰和雪粒子及相互作用过程,输出 5 种粒子的混合比,包括:云

水、雨、雪、霰和云冰 (Thompson et al., 2008)。边界层过程采用 YSU 参数化方案 (Noh et al., 2003), 关闭积云参数化方案。该模拟为 Control 试验 (简称: CTRL 试验)。为研究大别山地形的影响, 本研究进行了地形和太阳短波辐射的敏感性试验, 分别为去掉大别山地形试验 (简称 No-Dabie 试验) 和去掉模式积分区域 (d01-03 区域) 太阳短波辐射试验 (No Solar Radiation, 简称 No-SR 试验, 保留大别山地形), 两组试验的其他设置与 CTRL 试验一致。

118

图 1 (a) 四个 S 波段多普勒雷达站点 (阜阳、合肥、安庆和铜陵) 位置 (黑色实心圆点) 和雷达反射率探测范围 (黑色圆圈)、强天气观测站点 (紫色三角) 和地形高度 (填色, 单位: m), 其中蓝色三角代表大别山主峰位置; (b) 模式区域设置。

Fig.1 The location (black solid dots) of four S-band Doppler Radar stations (Fuyang, Hefei, Anqing and Tongling), their detection region of reflectivity (black circle), the observational stations of severe convective weather (purple triangle) and terrain height (shaded, units: m). The blue triangle represents the highest peak of the Dabie Mountain. (b) The domain setting of WRF model.

3 实况分析

3.1 天气形势分析

从 2017 年 5 月 14 日 08 时 (对流在河南南部形成时刻) 天气形势看, 500 hPa 为东北冷涡形势, 125° E 为冷涡槽, 107° E 为短波槽, 安徽位于冷涡槽后、短波槽前及 200 hPa 高空西风急流入口区的右侧 (图 2a); 700 hPa 沿淮地区为偏西到西北风, 淮河以南地区为偏南风, 为风向辐合区 (图略); 850 hPa 和 925 hPa 河南南部为暖切变线 (图 2c, d)。地面为冷锋, 地面冷锋西段南北两侧的温度差比东段强, 湿度条件更有利 (温度露点差小) (图 2b)。对流在 500 hPa 短波槽前、850 hPa 和 925 hPa 暖切变线东段、地面冷锋西段系统的叠加位置生成 (图 2a-d)。丁一汇等 (1982) 指出高空小槽和高空急流是槽后型对流的可能触发机制, 本个例对流发生在冷涡天气背景下, 高空短波槽前和高空急流提供了低层抬升和高层辐散机制。14 时低层东北风冷空气南压, 850 hPa 和 925 hPa 上大别山东部到安徽沿长江流域 (图 2e 棕色虚线框) 为温度梯度大值区、偏北风与偏东的辐合区及湿度大值区 (露点温度大值区) (图 2e, f), 冷暖气流交汇和风向风速辐合提供边界层抬升条件, 同时湿度大值区提供对流发展的水汽和能量条件。850 hPa 和 925 hPa 辐合区位置重叠, 边界层系统叠加导致抬升运动增强, 有利于对流增强, 曹治强等 (2008) 研究表明系统叠加作用使得对流增强。

139

图 2 2017 年 5 月 14 日的环流场: (a) 08 时 500 hPa 高度场 (黑色实线, 单位: dagpm) 和 200 hPa 高空急流 (风速大于等于 30 m/s, 阴影, 单位: m/s), 其中棕色实线为 500 hPa 高空槽, 红色箭头代表 500 hPa 风向; (b) 08 时地面温度 (实线, 单位: °C) 和温度露点差 (阴影, 单位: °C), 紫色实线代表地面锋面位置; (c) 08 时 850 hPa, (d) 08 时 925 hPa, (e) 14 时 850 hPa 和 (f) 14 时 925 hPa 风场 (风向杆, 全风向杆代表 4 m/s)、温度 (红色实线, 单位: °C) 和比湿 (阴影, ≥ 8g/kg, 单位: g/kg)。其中所有图中的棕色虚线方框代表对流发生位置, 红色虚线代表 850 hPa 和 925 hPa 暖切变或辐合区。

Fig.2 The large-scale synoptic circulation on May 14, 2017: (a) Geopotential height at 500 hPa (black solid line, units: dagpm) and upper-level jet stream at 200 hPa (wind speed ≥ 30 m/s, shaded, units: m/s) at 8:00. The brown solid line represents trough and the red

arrow represents wind directions at 500 hPa. (b) Surface temperature (black solid line, units: $^{\circ}\text{C}$) and depression of dew point (shaded, units: $^{\circ}\text{C}$) at 8:00. The purple line represents cold front. Wind (barb, the full barb represents 4 m/s), temperature (red solid line, units: $^{\circ}\text{C}$) and specific humidity (shaded, ≥ 8 g/kg, units: g/kg) at (c) 850 hPa at 8:00; (d) 925 hPa at 8:00; (e) 850hPa at 14:00 and (f) 925hPa at 14:00. The brown dashed box represents convection locations. The red dashed line represents the warm shear or convergence line.

3.2 实况对流发展过程

从实况回波发展看, 14 日 11:30 分, 冷涡对流 (Convective case occurred at the background of northeast Cold vortex, 简称 CC) 位于大别山北部的沿淮地区 (图 3a)。12:30 时, 大别山北部有新对流 A 生成 (图 3b), 达到 35 dBZ 以上。随着冷涡对流 CC 继续东移南压, 在对流 A 东部触发新对流 B, 且在大别山中部有局地对流 C 生成 (图略)。13:00 时对流 B 增强到 50 dBZ 以上 (图 3c)。对流 A 和 B 逐渐靠近对流 C, 对流 C 基本不移动。13:30 分, 对流 B 增强, 对流 C 略有增强 (图 3d)。14:18 分, AB 南移与对流 C 合并, 同时冷涡对流南压与 ABC 形成东北-西南排列 (图 3e)。随后, ABC 向偏东方向移动, 且位于东部冷涡对流与西部大别山对流二者之间的对流得到加强, 逐渐将二者连接成一条较完整的对流线 (图 3f)。

从雷达回波的发展过程看, 在冷涡对流后部、大别山北坡触发对流 A 和 B, A 和 B 随着冷涡对流一起向南偏东方向移动, 同时大别山中部有局地对流 C 生成。AB 随着冷涡对流南压的过程中逐渐靠近局地对流 C, AB 和 C 均增强, 并逐渐合并形成一条短对流线, 随后冷涡对流与 ABC 形成东北-西南向排列形式并逐渐组织为一条短对流线。A 和 B 在冷涡对流的西南部触发, 在移动过程中又与冷涡对流发生了分离, 但是其生成和移动可能与冷涡对流有关, 但 C 离冷涡对流一定距离且几乎不移动, A、B 和 C 都是大别山对流。因此, 此次过程是大别山对流发生发展, 并与冷涡对流组织成对流线的过程。

从逐小时地面加密观测看 (图 4), 12:00 时冷涡对流冷池中心位于大别山北部, 冷池西南部的出流边界到达大别山北坡, 对应温度梯度约 $6^{\circ}\text{C}/40\text{km}$, 地面出流边界风速达 4-6 m/s (图 4a), 沿着大别山北坡的出流边界有对流单体生成 (图 4a), 为对流 A。因此, 对流 A 的生成可能与冷涡对流冷池的出流边界有关。13:00 时, 冷涡对流南压, 其冷池中心南移并逐渐靠近大别山北坡, 冷池出流风速为 4-6 m/s (图 4b; 图 3c)。14:00 时, 对流 A 和 B 冷池逐渐靠近对流 C, 可能造成对流 C 加强 (图 4c, 图 3e), 同时, 冷涡冷池出流边界的风速增大到 8 m/s 左右, 大别山东部辐合增强 (图 4c), 可能造成对流 C 向东发展和加强 (图 3f)。15:00 时, 对流组织为一条短对流线后, 地面形成一条完整的出流边界 (图 4d)。由于对流发展速度较快, 逐小时地面观测无法捕捉对流发展过程边界层温度场和风场的变化, 有必要采用时空分辨率更高的模式资料进行进一步分析。

图 3 2017 年 5 月 14 日观测的组合反射率 (单位: dBZ)。 (a) 11:30; (b) 12:30; (c) 13:00; (d) 13:30; (e) 14:18 和 (f) 14:36, 其中红色圈代表大别山对流, 灰色实线代表地形高度 (50、100 和 200 m)。

Fig.3 The observational composite reflectivity (units: dBZ) with the times at (a)11:30 BST, (b)12:30 BST, (c)13:00 BST, (d)13:30 BST, (e)14:18 BST and (f)14:36 BST on May 14, 2017. The red circle represents Convection on the Dabie Mountain (CDM). The gray line

182 represents terrain height (50, 100 and 200 m, respectively).



183

184 图 4 2017 年 5 月 14 日观测的组合反射率、地面温度和风场。(a)12:00; (b)13:00; (c) 14:00 和(d) 15:00 时 35 dBZ 组合反射率
185 (蓝色实线)、地面加密观测站的地面温度(阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和风场(箭头, 单位: m/s)。其中灰色实线代表地形高度为
186 200 m。H1 代表冷涡对流冷池, H2 代表大别山对流冷池。

187 Fig.4 Observed composite reflectivity, surface temperature and wind. Observational composite reflectivity of 35 dBZ (blue line), surface
188 high-density observed temperature (shaded, units: $^{\circ}\text{C}$) and wind (vector, units: m/s) with the times at (a)12:00, (b)13:00, (c) 14:00 and
189 (d) 15:00 on May 14, 2017. The gray line represents the terrain height of 200 m. H1 and H2 represent the cold pool of CC and CDM,
190 respectively.

191

192 3.3 发生的强天气

193 此次强对流天气过程, 主要出现冰雹、大风及短时强降水等强对流天气(图 5)。14 日白天安徽淮北西
194 部、江淮之间中西部和江南局部地区出现雷暴(图略), 有 241 个乡镇出现 7 级(13.9 m/s)以上大风, 其中
195 42 个乡镇风力超过 8 级, 最大风力出现在巢湖航标站 13, 风速达 27.7 m/s (图 5b), 大风主要发生在对流组
196 织成对流线过程中(14-15 时, 图 3e-f, 5b)。霍山及桐城气象观测站分别出现直径 1 cm (13: 37)和 4 mm
197 (15: 11)的冰雹(图 5a), 前者与对流 B 在大别山北部加强时间一致(图 3d), 后者对应对流线形成(14-15
198 时, 图 3e-f)。冷涡对流和大别山局地对流均造成短时强降水, 最大小时雨强为舒城油坊 46.3 mm/h (图 5a,
199 14-15 时), 对应对流线形成时刻(图 3e-f)。大别山对流造成强天气类型多(图 5)。从实况雷达回波演变和
200 发生的强天气看, 有必要针对大别山地形的影响进行深入研究。

201



202

203 图 5 2017 年 5 月 14 日观测的安徽强天气分布。(a) 强对流天气分布(蓝色圆点: 短时强降水; 红色三角: 冰雹; 风向
204 杆: 大风, m/s); (b) 安徽地面自动站观测的极大风(单位: 风力等级)

205 Fig.5 Observed severe convective weather in Anhui. (a) Severe convective weather (blue dot represents short-term intense precipitation,
206 red triangle represents hail, wind barb (m/s) represents high wind); (b) maximum instantaneous wind speed observed at automatic
207 observation stations (units: Beaufort scale) on May 14th, 2017.

208

209 4 对流发展过程的模拟研究

210 4.1 实况与模拟对比

211 对比观测雷达反射率(图 3)与模拟结果(图 6a1-f1), 快速循环同化系统能模拟出冷涡对流、大别山
212 对流 AB、大别山局地对流 C、B 南压靠近 C、大别山对流与冷涡对流组织成短对流线的过程。12: 30 分, 冷
213 涡对流在大别山北坡触发对流 A, 比实况略强(图 6b1, 3b)。13:00 时, 在大别山生成对流 B 和对流 C, 模拟
214 结果对流 B 的位置较实况偏南(图 6c1, 3c)。13:40 分, B 和 C 增强, 对流 B 的强度比观测回波强, 对流
215 单体少(图 6d1, 3d)。与观测一致, 对流 C 几乎不移动, 14:10 分左右, B 逐渐靠近 C, 并与冷涡对流形成

西南-东北向排列，此时大别山对流与冷涡对流中间存在中断现象（图 6e1, 3e），随着二者中部对流发展加强，14:40 分左右形成一条完整的对流线（图 6f1, 3f）。但模拟的对流线比观测的尺度小，可能原因之一是模拟的大别山对流单体少。该模拟结果基本与实况对流发展一致，可用来研究大别山对流发生发展及与冷涡对流组织成对流线的过程。

模拟的近地面温度和实况对比看，模拟的近地面冷池发展与观测基本一致。12:00 时左右，冷涡冷池的西部在大别山北坡触发对流 A（图 6b2；图 4a）。13:00 时对流 A 和冷涡冷池南压，对流 B 形成和发展（图 6c2；图 4b）。14:00 时左右，A 和 B 对流冷池逐渐靠近对流 C，对流 C 加强，同时与实况一致，模拟结果也出现了冷池对流速度加强的过程（图 6e2；图 4c），此时模拟和实况均在大别山东部出现东部冷涡对流出流和西部大别山对流出流的辐合区，造成了二者之间对流的加强，最后形成一条短对流线，冷池也形成一条东北-西南向的冷池区（图 6f2；图 4d）。

对比模式模拟的强对流天气（图 7）与实况强对流天气（图 5），模拟的对流在南移过程中产生了短时强降水、雷暴大风和冰雹天气，与实况强对流天气类型一致。强降水主要发生在大别山东北坡和冷涡对流移动路径上，模拟的短时强降水落区与实况基本一致（图 7a 和图 5a）。此次过程产生的雷暴大风（瞬时风速 8 级以上）主要在大别山东北部和南部的平原地区（图 5b），模式模拟出大别山东北部平原地区的大风，没有模拟出大别山南部大风（图 7b），可能原因是模拟的对流线西段比实况弱且维持时间较短（图 6f1, f2；图 3e-f）。采用美国空军天气局（The Air Weather Agency, AFWA）强天气诊断技术计算模式冰雹最大直径（Creighton et al., 2014），计算公式如下：

$$\text{Hail}=(\text{Updraft}-\text{Melt}-\text{MidRH})/\text{Duration} \quad (1.1)$$

$$\text{Updraft}=w/1.4 \quad (1.2)$$

$$\text{MidRH}=(\text{RH}_{3.5\text{km}})-70 \quad (1.3)$$

$$\text{Melt}=T_{2\text{m}}-288.15 \quad (1.4)$$

$$\text{Duration}=(\text{UH}_{2-5\text{km}}/100)+0.25 \quad (1.5)$$

其中 Updraft 为上升速度，通过垂直速度 w 计算（1.2），单位 m/s 。MidRH 通过 3.5km 高度上的相对湿度计算，单位 %（1.3）。Melt 为融化温度，通过地面 2m 温度计算，单位为 K（1.4）。Duration 相当于持续时间，通过 2-5 km 的垂直螺旋度计算，单位 m^2/s^2 （1.5）。Hail 为冰雹直径，单位 mm。模拟结果诊断的最大冰雹直径为 8 mm（图 7c），比观测略小（图 5c），但模拟的冷涡对流产生的冰雹偏多。总体上看，模式能模拟出冷涡对流在南移过程中产生的短时强降水、雷暴大风和局地冰雹天气。

243

244

图 6 模拟的反射率、1000m MSL 高度上的温度和风场。(a1-f1)反射率（单位：dBZ）。(a2-f2)35 dBZ 反射率、1000m MSL 高度上的温度（阴影，单位：℃）和风场（箭头）。(a1, a2) 11:30；(b1, b2) 12:30；(c1, c2) 13:00；(d1, d2) 13:40；(e1, e2) 14:10；(f1, f2) 14:40。灰色实线代表地形高度 200 m。

Fig.6 Simulated maximum reflectivity, temperature and wind vectors at 1000m MSL. (a1-f1) Simulated maximum reflectivity (units: dBZ); (a2-f2) Simulated maximum reflectivity of 35 dBZ (red line), temperature (shaded, units: °C) and wind vectors (units: m/s) at 1000m MSL with the times at (a1, a2)11:30, (b1, b2)12:30, (c1, c2) 13:00, (d1, d2)13:40, (e1, e2)14:10 and (f1, f2)14:40. The gray line

represents the terrain height of 200 m.

图 7 模拟的 14 日 9~19 时 (a) 最大小时雨强 (单位: mm/h); (b) 地面 10 m 极大风风速 (单位: 级); (c) 最大冰雹直径 (单位: mm) 分布, 其中灰色实线代表地形高度 200 m。

Fig.7 (a) Maximum hourly rainfall intensity (units: mm/h); (b) maximum wind speed at 10 m above ground level (AGL) (units: m/s); (c) maximum hail size (units: mm) during 9:00-19:00 on May 14th. The gray line represents the terrain height of 200 m.

4. 2 冷池、大别山和太阳辐射的作用

去掉大别山地形, 对大别山对流影响较大。CTRL 试验在大别山区生成对流 A、B 和 C, No-Dabie 试验虽然在大别山区有些分散的弱对流生成, 但生命史短, 没有发展加强 (图 8a2,b2), 到 14:00 时冷涡对流西部未出现大别山对流的加强(图 8c2), 因此其尺度小, 减弱快(图 d2)。去掉太阳短波辐射, 冷涡对流弱, 维持时间短, 14:00 左右已经减弱消散(图 8a3-d3)。因此, 太阳辐射对冷涡对流和大别山对流的发展作用相当大, 比大别山地形的影响大。下面具体分析太阳辐射和地形对大别山对流 A、B 和 C 的影响。

图 8 模拟的 5 月 14 日最大反射率 (彩色阴影, 单位: dBZ)。(a1-d1) CTRL 试验, (a2-d2) No-Dabie 试验和 (a3-d3) No-SR 试验。(a1-a3) 12:00; (b1-b3) 13:00; (c1- c3) 14:00; (d1- d3) 15:00。灰色实线代表地形高度 200 m。

Fig.8 Maximum reflectivity (units: dBZ) of (a1-d1) CTRL, (a2-d2) No-Dabie and (a3-d3) No-SR experiments with the times at (a1-a3) 12:00, (b1-b3)13:00, (c1- c3)14:00 and (d1- d3)15:00 on May 14. The gray line represents the terrain height of 200 m.

冷涡对流南移过程中在大别山触发对流 A、B 和 C, 为研究大别山地形的影响, 对大别山近地面动力和热力场进行分析。由于大别山平均海拔高度 500-800 m, 采用 1000 MSL (mean sea level) 高度代表大别山近地面高度, 对此高度上的风场和温度场演变进行分析。大别山对流 A 生成时间为 11:50 左右, 在对流 A 生成前 (11: 30, 图 9a1-a3) 冷涡对流位于大别山北侧, 其冷池前部的偏北风到达大别山北坡, 此时 CTRL 试验和 No-Dabie 试验的冷涡对流及其冷池无差异, 二者的主要差别是大别山区近地面的温度, CTRL 试验约为 22-24℃, No-Dabie 试验约为 20-22℃ (图 9a1, a2)。去掉太阳短波辐射, No-SR 试验的近地面温度低于 No-Dabie 试验 (图 9a1, a3), 表明太阳辐射对近地面温度影响大。

a. 对对流 A 的影响

从对流 A 的剖面看。11:30 分对流 A 生成前, 大别山北部温度低, 南部温度高 (图 10a1)。CTRL 试验冷池在大别山北部堆积(图 10a1), 假相当位温 θ_{se} 线 305 K 最南端位于 31.7° N 附近(图 10a1 绿色实线), 同时冷池前部的辐合区集中在 31.6-31.7° N 范围 (图 10a1 红色粗实线)。 No-Dabie 试验由于无地形阻挡, 冷池比 CTRL 试验向南扩散更多, θ_{se} 线 305 K 位于 31.5° N 附近 (图 10a2 绿色实线), 冷池前部的辐合区较分散, 位于 31.5-31.7° N 范围内 (图 10a2 红色粗实线)。因此去掉地形后, 地形对冷池的阻挡作用消

286 失，冷池分散。从 CTRL 试验和 No-Dabie 试验差值看（图 10a3-c3），对流 A 生成前，31.7° N 及其以南地
287 区位温差为正（图 10a3 红色虚线方框），表明有地形时大别山地区近地面位温高，不稳定性高，对应有上升
288 运动，与 CTRL 试验冷池前部的低层辐合区对应（图 10a1）。11:50 分，对流 A 在 31.7° N 大别山区生成，
289 对流在冷池冷空气和大别山暖空气交界处生成（图 10b1）。因此，动力条件方面，冷池前部的辐合抬升对对
290 流 A 触发有作用，不稳定条件方面，对流南部的近地面暖空气正好位于冷池前部，加强了对流 A 处的不稳
291 定。但对流 A 南部的近地面暖空气是由于冷池被阻挡在地形北部还是由于太阳辐射对地形加热作用，不好
292 判断。从去掉太阳辐射结果看，No-SR 试验近地面的位温比 CTRL 试验低 1-3°C（图 10a4），特别在大别山
293 区，太阳辐射对山区的加热作用比平原地区更明显（图 10a4-c4）。因此，对流 A 南部的近地面暖空气是太阳
294 辐射造成的，同时地形对太阳辐射起到加强作用，而太阳辐射是主要影响因子。对流 A 的生成是冷池对暖
295 空气的抬升作用造成的，太阳辐射是主要的影响因子，次要影响因子地形有两个方面作用，一是地形对山下
296 冷池的阻挡作用，使冷池集中，冷池抬升作用增强；二是地形对太阳辐射的加强作用，造成大别山区近地面
297 温度高，不稳定性增强。很多研究揭示了冷池抬升作用可触发对流（Wilson and Schreiber, 1986; Schumacher
298 and Johnson, 2004）。



299
300 图 9（a1-c1）CTRL 试验、（a2-c2）No-Dabie 试验和（a3-c3）No-SR 试验模拟的 5 月 14 日 35dBZ 反射率（红色实线，单
301 位：dBZ）、1000 m MSL 的温度（阴影，单位：°C）和风场（箭头，单位：m/s）。其中（a1-a3）11:30；（b1-b3）11:50；
302 （c1-c3）12:10。图中（a1-c1）、（a3-c3）地形高度大于等于 1000m 填色为白色。E0F0 代表图 10 剖面图的位置。灰色实线代表地
303 形高度 200 m。

304 Fig.9 Reflectivity of 35dBZ (red line), temperature (shaded, units: °C) and wind vectors at 1000m MSL of (a1-c1) CTRL, (a2-c2) No-
305 Dabie and (a3-c3) No-SR experiments, with the times at (a1-a3)11:30, (b1-b3)11:50, (c1-c3)12:10 on May 14. The white areas in (a1-
306 c1), (a3-c3) represents the terrain height greater than or equal to 1000 m. E0F0 represents the line of cross section in Fig.10. The gray
307 line represents the terrain height of 200 m.



309
310 图 10 模拟的 5 月 14 日沿着图 9 中 E0F0 的反射率、假相当位温、垂直环流和水平散度剖面。（a1-c1）CTRL 试验、（a2-c2）
311 No-Dabie 试验水平辐合区（圆点填充区，散度小于等于 $-1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ）、假相当位温（彩色实线，单位：K）、沿着剖面的垂
312 直环流（箭头，沿着剖面的水平风分量和 10 倍垂直风分量的合成）、垂直速度（阴影，单位：m/s）和 35dBZ 反射率（黑色
313 实线）；（a3-c3）CTRL 试验与 No-Dabie 试验假相当位温（实线，单位：K）、风场和反射率（黑色实线）之差（CTRL 试验-
314 No-Dabie 试验）；（a4-c4）CTRL 试验与 No-SR 试验假相当位温（实线，单位：K）之差，No-SR 试验的假相当位温（蓝色
315 填色， $\leq 302\text{K}$ ）、风场和水平辐合区（圆点填充区，散度小于等于 $-1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ）。黑色填色区代表地形高度。红色粗实线代
316 表冷池前部辐合区，红色虚线框代表大别山不稳定区。其中各图时间为（a1-a4）11:30；（b1-b4）11:50；（c1-c4）12:10。

317 Fig.10 The cross section of reflectivity, pseudo equivalent potential temperature, vertical circulation and horizontal divergence along
318 line E0F0 in Fig.9. Convergence ($>1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ filled with dots), pseudo equivalent potential temperature (color solid line, units: K),
319 vertical circulation vectors (horizontal wind along cross section and 10 times the vertical velocity, vector: m/s), vertical velocity (shaded,
320 units: m/s) and 35 dBZ reflectivity (black line) of (a1-c1) CTRL and (a2-c2) No-Dabie experiment. (a3-c3) The differences of pseudo
321 equivalent potential temperature (color solid line, units: K), wind vector, vertical velocity (shaded, units: m/s) and reflectivity (black line,
322 dBZ) of CTRL and No-Dabie experiments. (a4-c4) The differences of pseudo equivalent potential temperature (color solid line, units:
323 K) of CTRL and No-SR experiments, pseudo equivalent potential temperature (blue shaded, less than or equal to 302 K), wind vector

and convergence ($>1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ filled with dots) of No-SR experiment. The black shaded represents terrain height. The red thick solid lines represent convergence area at the outflow boundary of cold pool. The red dashed square represent unstable stratification on the Dabie Mountain. The figure times are (a1-a4) 11:30, (b1-b4)11:50 and (c1-c4)12:10 on May 14.

b. 对对流 B 的影响

对流 B 生成前, 冷涡对流位于大别山北部, 大别山近地面温度较高, 1000 m 温度 22-24°C (图 11a1)。从模拟结果看, 对流 B 于 12:50 分左右生成(图 11c1), 对流 C 有多个对流单体, 生成时间 12:30 分左右(图 11b1)。No-Dabie 试验和 No-SR 试验没有生成对流 B, 对流 C 较弱(图 8)。去掉大别山地形, 没有生成大别山对流 A, 因此大别山地区对流 A 的冷池比 CTRL 试验弱, 同时大别山近地面温度低(图 11a2-c2), 不利于对流 B 生成。去掉太阳短波辐射, No-SR 试验近地面温度比 CTRL 试验低, 冷涡对流发展弱, 大别山区温度低(图 11a3-c3), 不利于对流 B 生成。从三组试验看, 都存在冷涡对流的冷池, 不同的是大别山区的近地面温度。No-SR 和 No-Dabie 试验均比 CTRL 试验温度低, 且 No-SR 温度最低, 对应对流发展最弱, 因此三组试验表明太阳辐射是影响大别山对流和冷涡对流发生发展关键因子。所以, 太阳辐射的对近地面的加热作用比地形的影响更大, 对流 A 的生成是冷池和太阳辐射的作用, 地形存在加剧了这两个作用。

从 EF 剖面看, 对流 B 和 C 生成时间很接近, 均在山地的山顶处生成, 对流 B 生成于 31.3° N 附近, 更加靠近对流 A 的冷池, 该地存在太阳辐射和地形的加热作用, 太阳辐射加热增幅最大为 3°C (图 12a4), 地形加热作用增幅为 1-2°C (图 12a3)。因此太阳辐射加热作用更强, 且地形的加热也是通过加强太阳辐射造成的。所以, 对流 B 的生成是太阳辐射的作用, 地形加强了太阳辐射的作用。随着冷涡对流冷池南移, 冷池前部的抬升作用有利于对流 B 加强 (图 12c1)。

c. 对对流 C 的影响

对流 C 在 31° N 附近的山峰生成 (图 12b1), 对应近地面存在假相当位温大值区 (图 12a1)。对流 C 的生成与大别山地形和太阳辐射有关, 由于地形的热力作用, CTRL 试验大别山区近地面温度高, 特别是山峰附近地区 (图 12a1, 图 12a3 红色虚线框), 大气不稳定; 由于太阳短波辐射作用, 大别山近地面位温高 (图 12a4), 且存在上坡风 (图 12a4 中的紫色箭头), 气流吹向 31° N 附近的山峰, 造成上坡风在对流 C 处辐合。因此对流 C 的生成与地形热力作用形成的不稳定层结和上坡风的抬升作用有关, 其来源都是太阳辐射。胡隐樵等(1989)揭示了太阳辐射加热对山顶不稳定层结建立的作用, Zheng et al (2020) 揭示了上坡风有利于大别山对流生成。

图 11 同图 9, 对流 B 和 C 生成时, 太阳辐射对近地面温度和风场的影响。但各图时间为 (a1-a3) 12:20; (b1-b3) 12:30; (c1-c3) 12:50。EF 代表图 12 剖面图的位置。

Fig.11 The same as in Fig.9, but for the times at (a1-a3)12:20, (b1-b3)12:30, (c1-c3)12:50. The impacts of topography and solar radiation on near surface temperature and wind when B and C generated. EF represents the line of cross section in Fig.12.



图 12 沿图 11 中 EF 的反射率、假相当位温、垂直环流和水平散度剖面。(a1-c3) 同图 10(a1-c3), (a4-c4) CTRL 试验与 No-SR 试验的假相当位温 (彩色实线, 单位: K)、风场和反射率 (黑色实线, 35dBZ) 之差。黑色填色区代表地形高度。其中 (a1-a4) 12:20; (b1-b4) 12:30; (c1-c4) 12:50。

Fig.12 The cross section of reflectivity, pseudo equivalent potential temperature, vertical circulation and horizontal divergence along the line EF in Fig.11. (a1-c3) the same as fig.10 (a1-c3). (a4-c4) The differences of pseudo equivalent potential temperature (color solid line, units: K), wind vectors and reflectivity (black line, dBZ) of CTRL and No-SR experiment. The black shaded represents terrain height. The figure times are (a1-a4)12:20, (b1-b4)12:30 and (c1-c4)12:50.

4.3 短对流线组织过程

从观测雷达回波发展看 (图 3e, f), 短对流线形成前, 其中间存在中断现象, 随着大别山对流与冷涡对流之间的对流发展加强, 形成一条完整的对流线 (图 3f)。采用时间分辨率更高的模拟结果研究短对流线的组织过程。对流在 15:00 左右组织成对流线 (图 13a4), 比实况稍晚。14:00 到 15:00 时, 冷涡对流 CC 向南偏东方向移动, 移动缓慢, 大别山对流 B 向东发展, CC 和 B 之间的对流 D 增强, 三组对流逐渐形成一条短对流线 (13a1-a4)。冷涡对流 CC 南移受冷涡西北风引导气流作用, 因此研究对流的组织过程, 需分析对流 B 向东发展和对流 D 加强的原因。14:10 分, 对流系统有两个冷池, 分别为冷涡对流 (CC 和 D) 冷池 H1 和大别山对流冷池 H2 (图 13b1)。H1 为东北风辐散气流, H2 为东北偏北风辐散气流, 二者在对流 B 东部形成西北-东南向辐合区 con (图 13b1)。此辐合区位于对流 B 和 D 之间, 造成大别山对流东部的局地辐合上升, 引导大别山对流往东发展, 同时对流 D 发展加强 (图 13a1-a4)。15:10 分, 对流 B 靠近对流 D, 35dBZ 以上回波区合并, B 和 D 之间的辐合区 con 减弱, B、D 和 CC 组合成一条短对流线 (图 13a4)。随着大别山对流 B 向东发展, 其冷池加强, 且其东部的辐合区 con 东移, 促进中部对流 D 发展。因此, 从模拟结果看, 冷涡对流和大别山对流之间的辐合区, 相当于在二者之间建立一个“连接桥”, 不仅促进西部的大别山对流向东发展, 同时位于大别山对流和冷涡对流之间的中部对流得到加强, 最终将东部的冷涡对流和西部的的大别山对流连接起来, 形成一条短对流线, 冷池也成为一个整体。15:10 分, B、D 和 CC 在向东南方向移动过程中, 与几乎不移动的大别山对流 C 的部分对流合并 (图 13a4)。



图 13 短对流组织过程中反射率、近地面冷池、风场和散度场的演变。CTRL 试验 (a1-a4) 反射率, (b1-b4) 地面 2m 温度 (紫色、蓝色和绿色实线, 单位: °C)、地面 10 m 风场 (箭头, 单位: m/s)、地面散度 (填色, 单位: $10^{-5}s^{-1}$) 和地形高度 200 m (灰色实线)。其中各图时间为 (a1, b1) 14:10; (a2, b2) 14:30; (a3, b3) 14:50; (a4, b4) 15:10。H1 代表冷涡冷池, H2 代表大别山对流冷池。

Fig.13 The evolution of reflectivity, near surface cold pool, wind and divergence when a short convective linear system formed. (a1-a4) Reflectivity (units: dBZ), (b1-b4) temperature at 2 m AGL (purple, blue and green solid line, units: °C), wind vector (units: m/s), divergence at 10 m AGL (shaded, units: $10^{-5}s^{-1}$) and terrain height 200 m (gray line) of CTRL experiment with the times at (a1, b1) 14:10; (a2, b2) 14:30, (a3, b3) 14:50 and (a4, b4) 15:10. H1 and H2 represent the cold pool of CC and CDM, respectively.

5 结论与讨论

2017 年 5 月 14 日江淮地区的一次冷涡天气背景下的强天气过程, 主要造成短时强降水、雷暴大风和冰雹等强对流天气。观测表明, 此次过程是冷涡对流在大别山北坡触发对流 A 和 B, 大别山中部触发对流 C, 对流 B 南移加强与 C 合并, 随后与冷涡对流形成一条对流线过程。此次强天气过程发生在冷涡背景条件下, 采用集合卡曼滤波 (Ensemble Kalman filtering, EnKf) 技术同化径向风、雷达反演风、GPS 水汽资料、探空和逐小时地面加密观测资料, 模拟了此次大别山对流发生发展过程及短对流线的组织过程。采用地形和短波辐射的敏感性试验, 研究太阳短波辐射和地形对此次对流发展过程的作用。观测和数值试验表明, 此次过程是冷涡对流在南移过程中, 遇到大别山地形, 在大别山触发对流, 大别山对流南移加强与冷涡对流组织成短对流线。结果表明, 太阳辐射是影响冷涡对流和大别山对流发生发展的关键因子, 地形通过对太阳辐射的加强作用影响对流发生发展。大别山局地对流分别在四处生成(称为 A, B 和 C), 影响其发生的主要因子略有差异。

1. 大别山北坡局地对流 A 发生发展的主要影响因子是冷池和太阳辐射, 地形是次要因子。A 的触发过程是冷涡对流冷池对大别山近地面暖空气抬升作用。其中大别山近地面不稳定层结的建立主要受太阳辐射影响。次要影响因子大别山地形有两个方面作用, 一是地形对冷池的阻挡作用, 使冷池集中, 冷池抬升作用增强; 二是地形加强了太阳辐射的加热作用, 造成大别山区近地面温度高, 不稳定层结建立。
2. 对流 B 和 C 的生成时间接近, 主要影响因子是太阳辐射。大别山地形热力作用加强了大别山区的层结不稳定, 同时地形造成的近地面局地水平辐合上升运动, 导致对流 B 形成, 此时冷涡对流的冷池距离对流 B 较远。随着冷涡对流冷池南移, 冷池前部的抬升作用有利于对流 B 加强。大别山中部局地对流 C 与冷涡对流和大别山对流 A、B 有一定距离, 主要影响因子是太阳辐射, 地形加强了太阳辐射的加热效应, 地形作用包括热力和动力两个方面: 一是地形对太阳辐射的热力加强作用造成不稳定能量增强, 二是山顶和山下温度差异造成的上坡风形成抬升作用。
3. 短对流线的组织过程是: 在冷涡对流和大别山对流的两个冷池之间形成一个局地辐合区, 该辐合区相当于在二者之间建立一个“连接桥”, 不仅促进西部的大别山对流向东发展, 同时造成二者之间对流加强, 最终将东部的冷涡对流和西部的大别山对流连接起来, 形成一条短对流线。因此当两个冷池靠近时, 造成局地扰动辐合有利于对流发展和加强。

本文采用观测和模拟结果研究了一次冷涡对流过程中大别山对流的发生发展和对流线的组织过程, 采用数值试验研究太阳辐射和大别山的作用。但对大别山对流模拟较弱, 目前对局地尺度较小的对流特别是在复杂地形条件下形成的局地对流进行准确的模拟难度较大, 高分辨率的模式资料对于研究对流发生发展的精细化结构尤为重要。本文针对一个冷涡对流个例的分析, 今后可分析多个类似的冷涡对流, 通过总结共性, 建立大别山地形对冷涡对流影响的概念模型。

参考文献

Aoshima F, Behrendt A, Bauer H S, et al. 2008. Statistics of convection initiation by use of Meteosat rapid scan data during the

Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). Meteorol. Z., 17, 921–930.

Bell G D, Bosart B F. 1988. Appalachian cold-air damming[J]. Mon. Wea. Rev., 116, 137–161.

Bromwich D H, Cassano J J, Klein T, et al. 2001. Mesoscale modeling of katabatic winds over Greenland with the Polar MM5[J]. Mon. Wea. Rev., 129, 2290–2309.

Bromwich D H. 1989. An extraordinary katabatic wind regime at Terra Nova Bay, Antarctica. Mon[J]. Wea. Rev., 117, 688–695.

Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al. 2012: Diurnal variation in convective storm activity over contiguous North China during the warm-season based on radar mosaic climatology. J. Geophys. Res. Atmos., 117, D20115.

Creighton G , Kuchera E , Adams-Selin R , et al. 2014. AFWA Diagnostics in WRF. 3-7.

Doswell C A. 1980. Synoptic-scale environments associated with high plains severe thunderstorms[J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1388–1400.

Fu P L, Zhu K F, Zhao K, et al. 2019. Role of the nocturnal low-level jet in the formation of the morning precipitation peak over the Dabie Mountains[J]. Adv. Atmos. Sci., 36(1), 15–28.

Lanicci J M, Warner T T. 1991. A synoptic climatology of the elevated mixed-layer inversion over the Southern Great Plains in spring. part I: structure, dynamics, and seasonal evolution[J]. Wea. Forecasting, 6, 198–213.

Loescher K, Young A G, Colle B. A, et al. 2006. Climatology of barrier jets along the Alaskan Coast. Part I: spatial and temporal distributions[J]. Mon. Wea. Rev., 134(2), 437–453.

Luo Y L, Wang H, Zhang R H, et al. 2013. Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River Basin[J]. J. Climate, 26, 110–132, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00100.1>.

Meng Z, Zhang F. 2007. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation, Part II: imperfect model experiments [J]. Mon. Wea. Rev., 135, 1403–1423

Meng Z, Zhang F. 2008a. Tests of an Ensemble Kalman Filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part III: comparison with 3DVAR in a real-data case study [J]. Mon. Wea. Rev., 136:522–540.

Meng Z, Zhang F. 2008b. Tests of an Ensemble Kalman Filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part IV: comparison with 3DVAR in a month-long experiment [J]. Mon. Wea. Rev., 136: 3671–3682.

Nance L B, Colman B R. 2000. Evaluating the use of a nonlinear two-dimensional model in downslope wind forecasts[J]. Wea. Forecasting, 15, 715–729.

Noh Y, Cheon W G, Hong S Y, et al. 2003. Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data[J]. Bound.-Layer Meteor., 107(2): 401–427.

Parish T R, Cassano J J. 2003. The role of katabatic winds on the Antarctic surface wind regime[J]. Mon. Wea. Rev., 131, 317–333.

Parish T R. 1982. Barrier winds along the Sierra Nevada Mountains[J]. J. Appl. Meteor., 21, 925–930.

Schumacher R S, Johnson R H. 2004. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. Mon. Wea. Rev., 133(4):961–976.

Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the advanced research WRF Version 3[R]; Technical Report; NCAR: Boulder, CO, USA.

Smith S B, Yau M K. 1987. The mesoscale effect of topography on the genesis of Alberta hailstorms[J]. Beitr. Phys. Atmos., 60, 371–392.

Thompson G, Field P R, Rasmussen R M, et al. 2008. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part ii: implementation of a new snow parameterization. Mon. Wea. Rev., 136(12), 5095–5115.

Thorpe A J, Miller M J, Moncrieff M W. 1980. Dynamical models of two-dimensional downdraughts[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 463–484.

Wakimoto R M, 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains[J]. Mon. Wea. Rev., 113, 1131–1143.

Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines[J]. Mon. Wea. Rev., 114, 2516–2536.

475 Wojtiw L. 1975. Climate summaries of hailfall in central Alberta (1957–73). Alberta Research Council, 102 pp. [Available from Alberta
476 Research Council, Edmonton, Alberta, T6H 5X2.]

477 Xu Q, Gao S, Fiedler B H. 1996. A theoretical study of cold air damming with upstream cold air flow[J]. J. Atmos. Sci., 53, 312–326.

478 Zhang F, Meng Z, Aksoy, et al. 2006. Tests of an Ensemble Kalman Filter for Mesoscale and Regional-Scale Data Assimilation. Part I:
479 Perfect Model Experiments[J]. Mon. Wea. Rev., 134, 722–736, doi: 10.1175/MWR3101.

480 Zhang F, Weng Y, Sippel J A, et al. 2009. Cloud-resolving hurricane initialization and prediction through assimilation of Doppler radar
481 observations with an Ensemble Kalman Filter[J]. Mon. Wea. Rev., 137(7):2105–2125.

482 Zheng L L, Sun J H, Wei J. 2010: Thunder events in China: 1980–2008 [J]. Atmos. Oceanic Sci. Lett., 3(4), 181–188.

483 Zheng L, Sun J, Qiu X, et al. 2020. Five-year climatology of local convections in the Dabie Mountains[J]. Atmosphere, 11(11):1246.

484 Zheng Y G, Xue M, Li B. et al. 2016. Spatial characteristics of extreme rainfall over China with hourly through 24-hour accumulation
485 periods based on national level hourly rain gauge data[J]. Adv. Atmos. Sci., 33, 1218–1232, [https://doi.org/10.1007/s00376-016-](https://doi.org/10.1007/s00376-016-6128-5)
486 6128-5.

487 曹治强, 方宗义, 方翔. 2008. 2007年7月皖苏北部龙卷风初步分析[J]. 气象, 34(7): 15–19. Cao Zhiqiang, Fang Zongyi, Fang Xiang,
488 2008. Analysis of tornado events in North Anhui and Jiangsu Provinces in July 2007[J]. Meteorological Monthly (in Chinese),
489 34(7): 15–19.

490 陈添宇, 郑国光, 陈跃, 等. 祁连山夏季西南气流背景下地形云形成和演化的观测研究[J]. 高原气象, 2010, 29(1): 152–163.
491 Chen Tianyu, Zheng Guoguang, Chen Yue, et al. Observational experiment on generation and development of summer orographic
492 cloud during the Southwest air current pattern in Qilian Mountain[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 2010, 29(1): 152–163.

493 丁仁海, 王龙学. 九华山暴雨地形增幅作用的观测分析[J]. 暴雨灾害, 2009, 28(4): 377–381. Ding Renhai and Wang Longxue.
494 Observational analysis of topographical effect on heavy rainfall in Jiuhua Mountain[J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese),
495 2009, 28(4): 377–381.

496 丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 等. 1982. 我国飑线发生条件的研究[J]. 大气科学, 6(001):18–27. Ding Yihui, Li Hongzhou, Zhang
497 Mingli, et al. 1982. A study on the genesis conditions of squall-line in China[J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese),
498 6(001):18–27.

499 董美莹, 陈联寿, 程正泉, 等. 地形影响热带气旋“泰利”降水增幅的数值研究[J]. 高原气象, 2011, 30(3): 700–710. Dong Meiyang,
500 Chen Lianshou, Cheng Zhengquan, et al. Numerical study of topography effect on rainfall reinforcement associated with tropica
501 cyclone “Talim” [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 2011, 30(3): 700–710.

502 胡隐樵, 葛正谟, 刘俊义, 等. 兰州山地初冬的一次近地面层观测试验[J]. 大气科学, 1989, 13(4): 452–459. Hu Yinqiao, Ge
503 Zhengmo, Liu Junyi, et al. An observation experiment of surface layer over Lanzhou mountainous region at the beginning of
504 winter[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1989, 13(4): 452–459. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1989.04.10

505 黄倩, 田文寿, 王文, 等. 复杂山区上空垂直速度场和热力对流活动的理想数值模拟. 气象学报, 2007, 65(3):341–352. Huang
506 Qian, Tian Wenshou, Wang Wen, et al. Idealized simulations of vertical velocity fields and thermal convection over a complex hilly
507 terrain[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2007, 65(3):341–352.

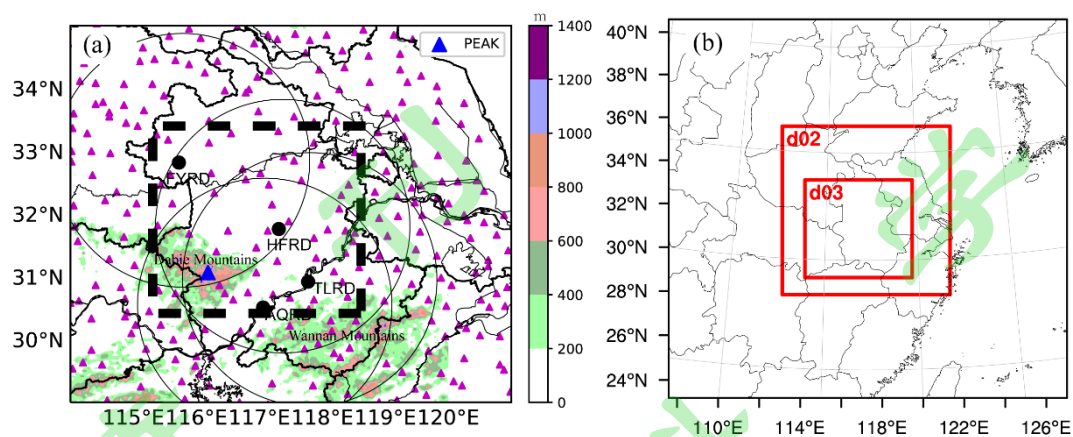
508 梁建宇, 孙建华. 2012. 2009年6月一次飑线过程灾害性大风的形成机制[J]. 大气科学, 36(2):316–336. Liang Jianyu, Sun Jianhua.
509 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009[J]. Chinese Journal of Atmospheric
510 Sciences (in Chinese), 36(2): 316–336.

511 刘裕禄, 黄勇. 黄山山脉地形对暴雨降水增幅条件研究[J]. 高原气象, 2013, 32(2): 608–615. Liu Yulu, Huang Yong. Study of
512 Huangshan Mountain terrain on precipitation enhancement condition[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 2013, 32(2): 608–615.

513 马学谦, 孙安平. 祁连山区降水的大气特征分析[J]. 高原气象, 2011, 30(5): 1392–1398. Ma Xueqian, Sun Anping. Analysis on
514 atmospheric characteristic of precipitation in Qilian Mountain[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 2011, 30(5): 1392–1398.

515 邱学兴, ZHANG FuQing. 2016. EnKF 同化雷达资料对一次极端局地强降水事件预报影响及其可预报性分析[J]. 中国科学:地球
516 科学, 46(1):27–42. Qiu Xuexing, Zhang Fuqing. 2016. Prediction and predictability of a catastrophic local extreme precipitation
517 event through cloud-resolving ensemble analysis and forecasting with Doppler radar observation[J]. Science China: Earth Science
518 (in Chinese), 46(1):27–42.

519 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等. 2011. 2009 年 6 月 3~4 日黄淮地区强飚线成熟阶段特征分析[J]. 大气科学, 35(1):105-120. Sun
520 Hulin, Luo Yali, Zhang Renhe, et al. 2011. Analysis on the mature-stage features of the severe squall line occurring over the Yellow
521 River and Huaihe River basing during 3-4 June 2009[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(1):105-120.
522 孙继松, 戴建华, 何立富, 等. 2019. 强对流天气预报的基本原理和技术方法——中国强对流天气预报手册[M]. 北京: 气象出
523 版社, 282pp. Sun Jisong, Dai Jianhua, He Lifu, et al. 2019. Basic principles and technical methods of severe convective weather
524 forecast- Manual of severe convective weather forecast in China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 282pp.
525 王璐璐, 孙建华, 沈新勇, 等. 2014. 江淮流域无层状云线状对流系统发生的环境条件和地面特征分析[J]. 热带气象学报,
526 30(3):551-551. Wang Lulu, Sun Jianhua, Shen Xinyong, et al. 2014. The synoptic circulations and surface weather patterns of linear
527 convective systems with no stratiform in dry and moist environmental conditions over Yangtze and Huaihe River basin. Journal of
528 Tropical Meteorology (in Chinese), 30(3):551-551.
529 吴海英, 陈海山, 蒋义芳, 等. 2013. “090603”强飚线过程动力结构特征的观测与模拟分析[J]. 高原气象, 32(4):1084-1094. Wu
530 Haiying, Chen Haishan, Jiang Yifang, et al. 2013. Observation and simulation analyses on dynamical structure features in a severe
531 squall line process on 3 June 2009[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 32(4):1084-1094.
532 吴涛, 万玉发, 沃伟锋, 等. 2013. SWAN 系统中雷达反射率因子质量控制算法及其应用[J]. 气象科技, 41(005):809-817. Wu Tao,
533 Wang Yufa, Wo Weifeng, et al. 2013. Design and application of radar reflectivity quality control algorithm in Swan[J].
534 Meteorological Science and Technology (in Chinese), 41(005):809-817.
535 尹宜舟, 沈新勇, 李焕连. “07·7”淮河流域梅雨锋暴雨的地形敏感性试验[J]. 高原气象, 2009, 28(5): 1085-1094. Yin Yizhou,
536 Shen Xinyong and Li Huanlian[J]. Orographic sensitivity experiments of “07.7” Meiyu front rainstorm. Plateau Meteorology (in
537 Chinese), 2009, 28(5): 1085-1094.
538 赵玉春, 许小峰, 崔春光. 中尺度地形对梅雨锋暴雨影响的个例研究[J]. 高原气象, 2012, 31(5): 1268-1282. Zhao Yuchun, Xu
539 Xiaofeng, Cui Chunguang. Case study of the impact of mesoscale topography on the Meiyu frontal rainstorm[J]. Plateau
540 Meteorology (in Chinese), 2012, 31(5): 1268-1282.
541 郑淋淋, 邱学兴, 钱磊. 2019. 同化雷达反射率资料对一次飚线过程的模拟研究[J]. 气象, 45(01):73-87. Zheng Linlin, Qiu
542 Xuexing, Qian Lei. 2019. Simulation study of a squall line case based on assimilation radar reflectivity data[J]. Meteorology
543 Monthly (in Chinese), 45(01):73-87.
544 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):891-891. Zheng Linlin,
545 Sun Jianhua. 2013. Characteristics of synoptic and surface circulation of mesoscale convective systems in dry and moist
546 environmental conditions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (4): 891-904.
547 郑媛媛, 张雪晨, 朱红芳, 等. 2014. 东北冷涡对江淮飚线生成的影响研究[J]. 高原气象, 33(1):261-269. Zheng Yuanyuan, Zhang
548 Xuechen, Zhu Hongfang, et al. 2014. Study of squall line genesis with Northeast cold vortex. Plateau Meteorology (in Chinese),
549 33(1): 261-269.
550 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2007. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 440-451. Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen,
551 et al. 2007. Synoptic principles and methods (in Chinese)[J]. Beijing: China Meteorological Press, 440-451.



559

560

561

562

563

564

565

566

567

图 1 (a) 四个 S 波段多普勒雷达站点（阜阳、合肥、安庆和铜陵）位置（黑色实心圆点）和雷达反射率探测范围（黑色圆
圈）、强天气观测站点（紫色三角）和地形高度（填色，单位：m），其中蓝色三角代表大别山主峰位置；(b) 模式区域设
置。
Fig.1 The location (black solid dots) of four S-band Doppler Radar stations (Fuyang, Hefei, Anqing and Tongling), their detection region
of reflectivity (black circle), the observational stations of severe convective weather (purple triangle) and terrain height (shaded, units:
m). The blue triangle represents the highest peak of the Dabie Mountain. (b) The domain setting of WRF model.

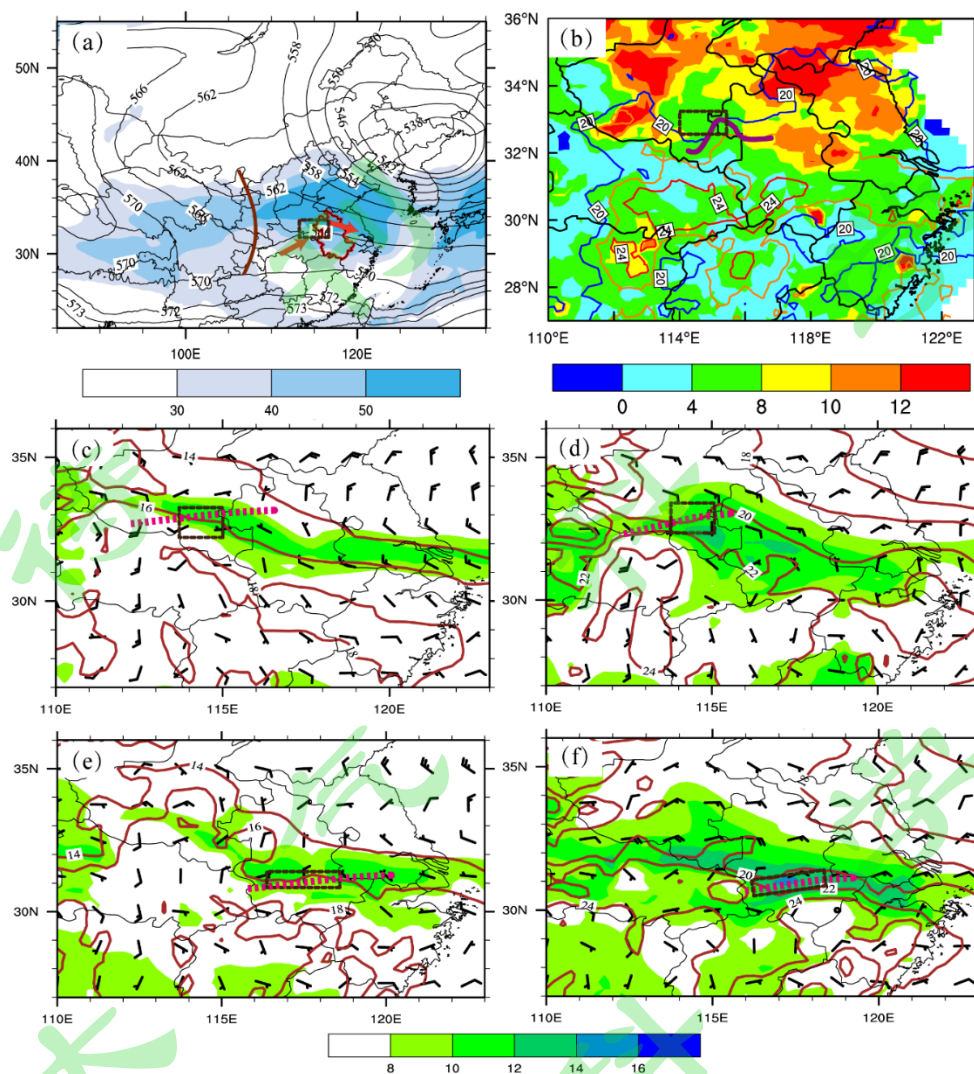


图2 2017年5月14日的环流场：(a) 08时500 hPa高度场（黑色实线，单位：dagpm）和200 hPa高空急流（风速大于等于30 m/s，阴影，单位：m/s），其中棕色实线为500 hPa高空槽，红色箭头代表500 hPa风向；(b) 08时地面温度（实线，单位：℃）和温度露点差（阴影，单位：℃），紫色实线代表地面锋面位置；(c) 08时850 hPa，(d) 08时925 hPa，(e) 14时850 hPa和(f) 14时925 hPa风场（风向杆，全风向杆代表4 m/s）、温度（红色实线，单位：℃）和比湿（阴影， ≥ 8 g/kg，单位：g/kg）。其中所有图中的棕色虚线方框代表对流发生位置，红色虚线代表850 hPa和925 hPa暖切变或辐合区。

Fig.2 The large-scale synoptic circulation on May 14, 2017: (a) Geopotential height at 500 hPa (black solid line, units: dagpm) and upper-level jet stream at 200 hPa (wind speed ≥ 30 m/s, shaded, units: m/s) at 8:00. The brown solid line represents trough and the red arrow represents wind directions at 500 hPa. (b) Surface temperature (black solid line, units: $^{\circ}\text{C}$) and depression of dew point (shaded, units: $^{\circ}\text{C}$) at 8:00. The purple line represents cold front. Wind (barb, the full barb represents 4 m/s), temperature (red solid line, units: $^{\circ}\text{C}$) and specific humidity (shaded, ≥ 8 g/kg, units: g/kg) at (c) 850 hPa at 8:00; (d) 925 hPa at 8:00; (e) 850hPa at 14:00 and (f) 925hPa at 14:00. The brown dashed box represents convection locations. The red dashed line represents the warm shear or convergence line.

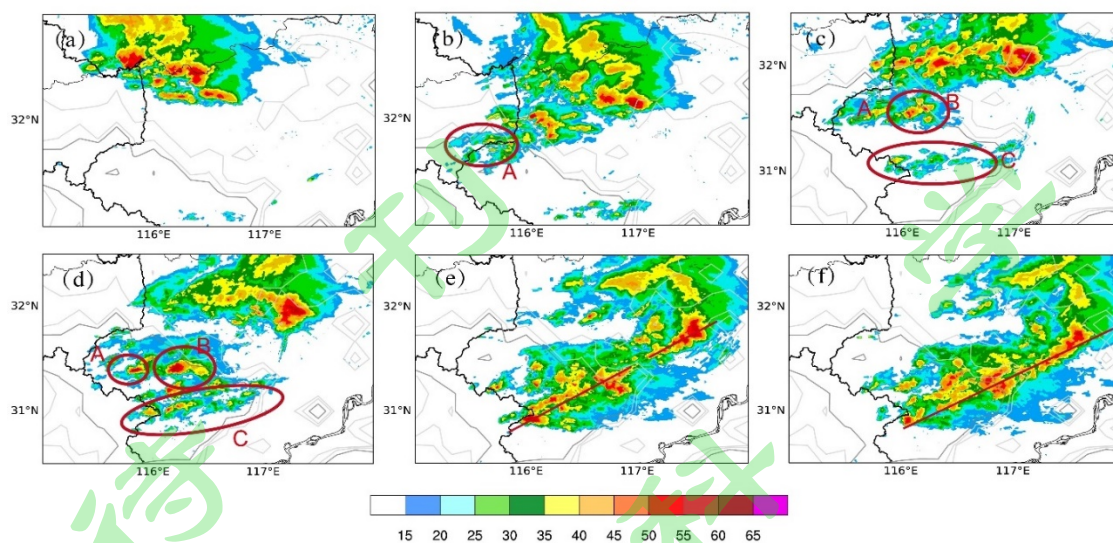


图 3 2017 年 5 月 14 日观测的组合反射率 (单位: dBZ)。 (a)11: 30; (b) 12: 30; (c) 13:00; (d) 13:30; (e) 14:18 和 (f) 14:36, 其中红色圈代表大别山对流, 灰色实线代表地形高度 (50、100 和 200 m)。

Fig.3 The observational composite reflectivity (units: dBZ) with the times at (a)11:30 BST, (b)12:30 BST, (c)13:00 BST, (d)13:30 BST, (e)14:18 BST and (f)14:36 BST on May 14, 2017. The red circle represents Convection on the Dabie Mountain (CDM). The gray line represents terrain height (50, 100 and 200 m, respectively).

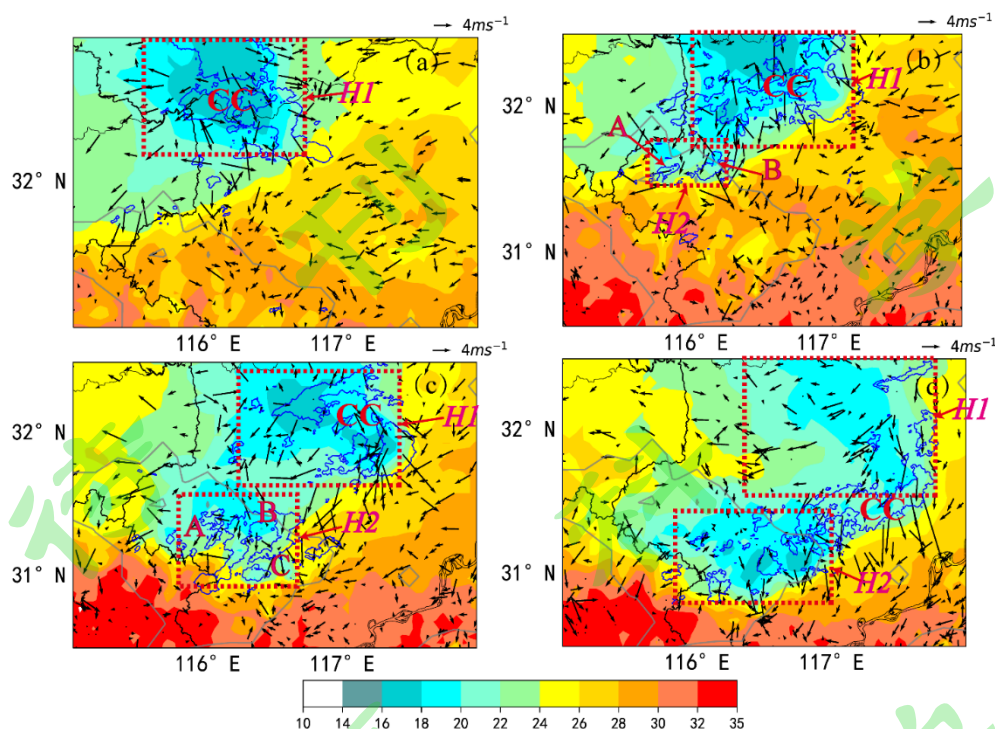


图 4 2017 年 5 月 14 日观测的组合反射率、地面温度和风场。(a)12:00; (b)13:00; (c) 14:00 和(d) 15:00 时 35 dBZ 组合反射率 (蓝色实线)、地面加密观测站的地面温度 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和风场 (箭头, 单位: m/s)。其中灰色实线代表地形高度为 200 m。H1 代表冷涡对流冷池, H2 代表大别山对流冷池。

Fig.4 Observed composite reflectivity, surface temperature and wind. Observational composite reflectivity of 35 dBZ (blue line), surface high-density observed temperature (shaded, units: $^{\circ}\text{C}$) and wind (vector, units: m/s) with the times at (a)12:00, (b)13:00, (c) 14:00 and (d) 15:00 on May 14, 2017. The gray line represents the terrain height of 200 m. H1 and H2 represent the cold pool of CC and CDM, respectively.

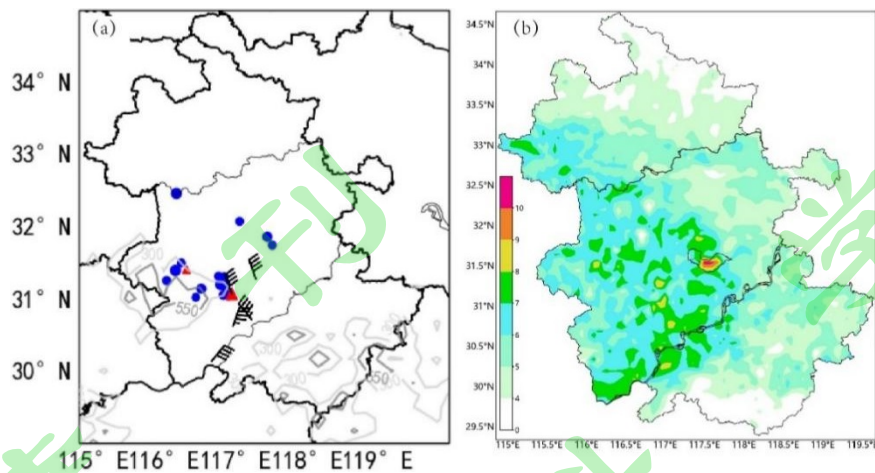


图 5 2017 年 5 月 14 日观测的安徽强天气分布。(a) 强对流天气分布 (蓝色圆点: 短时强降水; 红色三角: 冰雹; 风向杆: 大风, m/s); (b) 安徽地面自动站观测的极大风 (单位: 风力等级)

Fig.5 Observed severe convective weather in Anhui. (a) Severe convective weather (blue dot represents short-term intense precipitation, red triangle represents hail, wind barb (m/s) represents high wind); (b) maximum instantaneous wind speed observed at automatic observation stations (units: Beaufort scale) on May 14th, 2017.

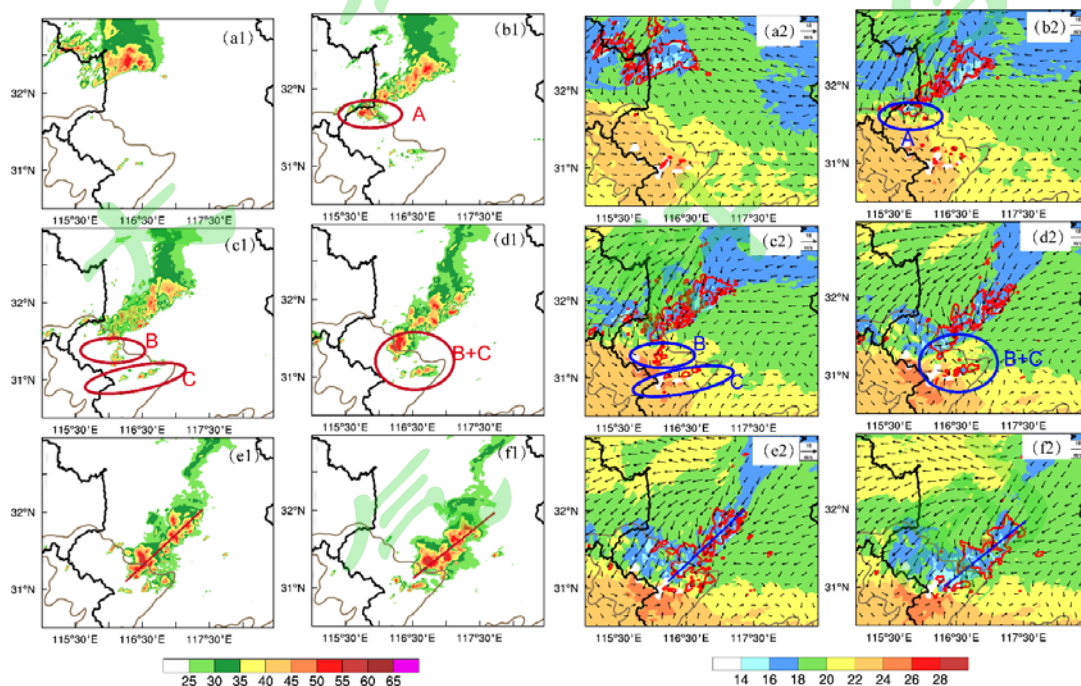
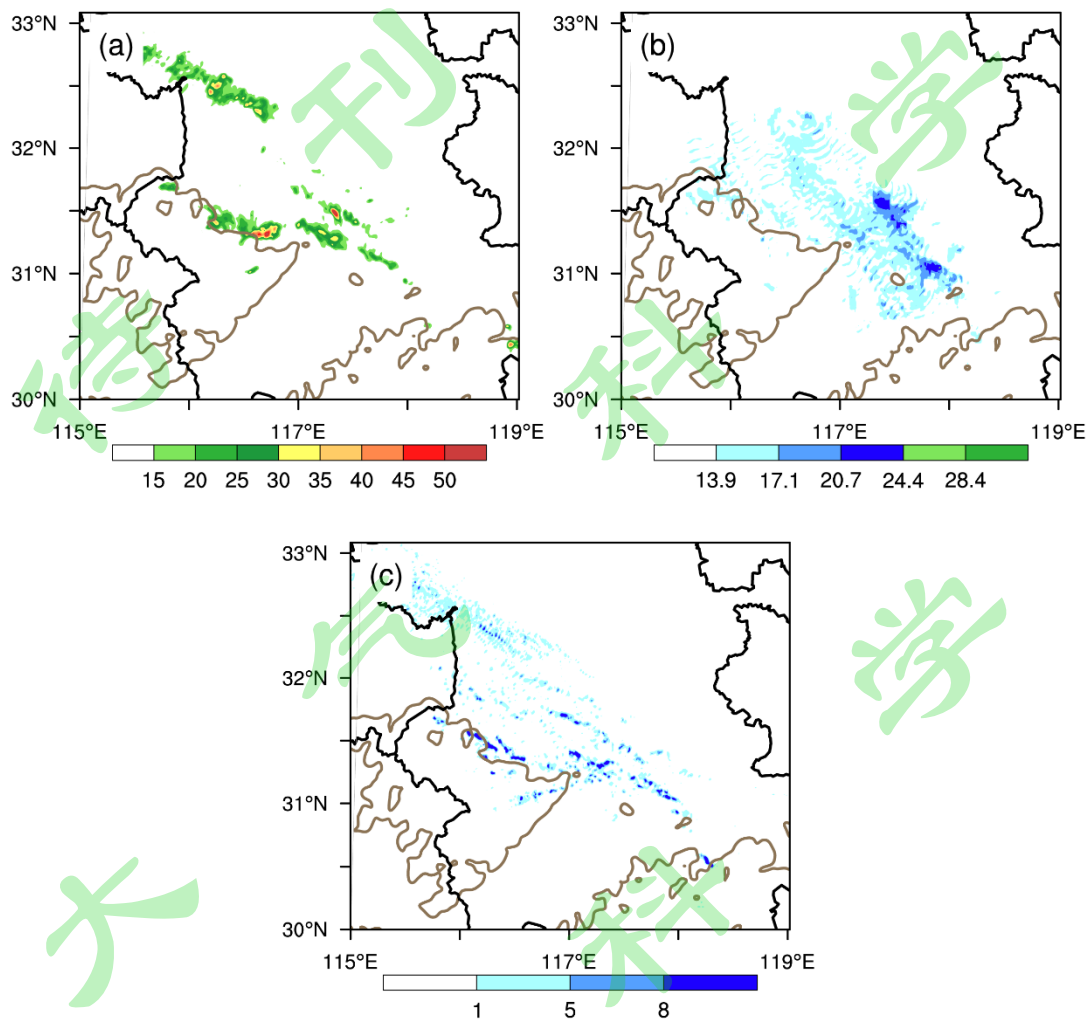


图 6 模拟的反射率、1000m MSL 高度上的温度和风场。(a1-f1)反射率 (单位: dBZ)。(a2-f2)35 dBZ 反射率、1000m MSL 高度上的温度 (阴影, 单位: °C) 和风场 (箭头)。(a1, a2) 11:30; (b1, b2) 12:30; (c1, c2) 13:00; (d1, d2) 13:40; (e1, e2) 14:10; (f1, f2) 14:40。灰色实线代表地形高度 200 m。

Fig.6 Simulated maximum reflectivity, temperature and wind vectors at 1000m MSL. (a1-f1) Simulated maximum reflectivity (units: dBZ); (a2-f2) Simulated maximum reflectivity of 35 dBZ (red line), temperature (shaded, units: °C) and wind vectors (units: m/s) at 1000m MSL with the times at (a1, a2)11:30, (b1, b2)12:30, (c1, c2) 13:00, (d1, d2)13:40, (e1, e2)14:10 and (f1, f2)14:40. The gray line

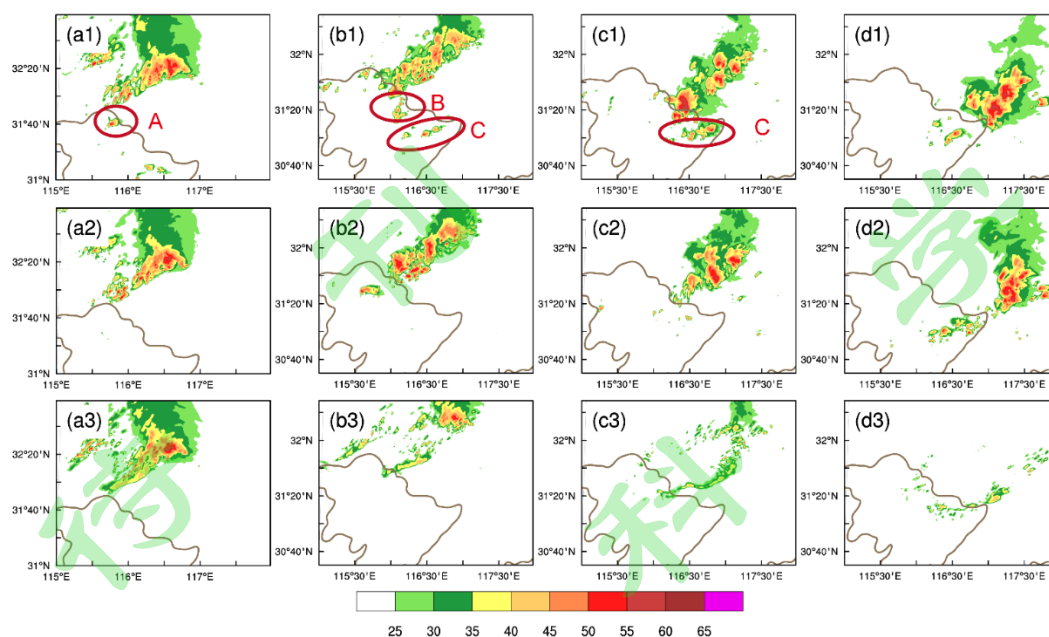
619 represents the terrain height of 200 m.
620
621



622
623 图7 模拟的 14 日 9~19 时 (a) 最大小时雨强 (单位: mm/h); (b) 地面 10 m 极大风风速 (单位: 级); (c) 最大冰雹直径 (单
624 位: mm) 分布, 其中灰色实线代表地形高度 200 m。

625 Fig.7 (a) Maximum hourly rainfall intensity (units: mm/h); (b) maximum wind speed at 10 m above ground level (AGL) (units: m/s); (c)
626 maximum hail size (units: mm) during 9:00-19:00 on May 14th. The gray line represents the terrain height of 200 m.

627
628



629

630 图 8 模拟的 5 月 14 日最大反射率（彩色阴影，单位：dBZ）。(a1-d1) CTRL 试验，(a2-d2) No-Dabie 试验和 (a3-d3) No-
631 SR 试验。(a1-a3) 12:00; (b1-b3) 13:00; (c1- c3) 14:00; (d1- d3) 15:00。灰色实线代表地形高度 200 m。

632 Fig.8 Maximum reflectivity (units: dBZ) of (a1-d1) CTRL, (a2-d2) No-Dabie and (a3-d3) No-SR experiments with the times at (a1-a3)

633 12:00, (b1-b3)13:00, (c1- c3)14:00 and (d1- d3)15:00 on May 14. The gray line represents the terrain height of 200 m.

634

635

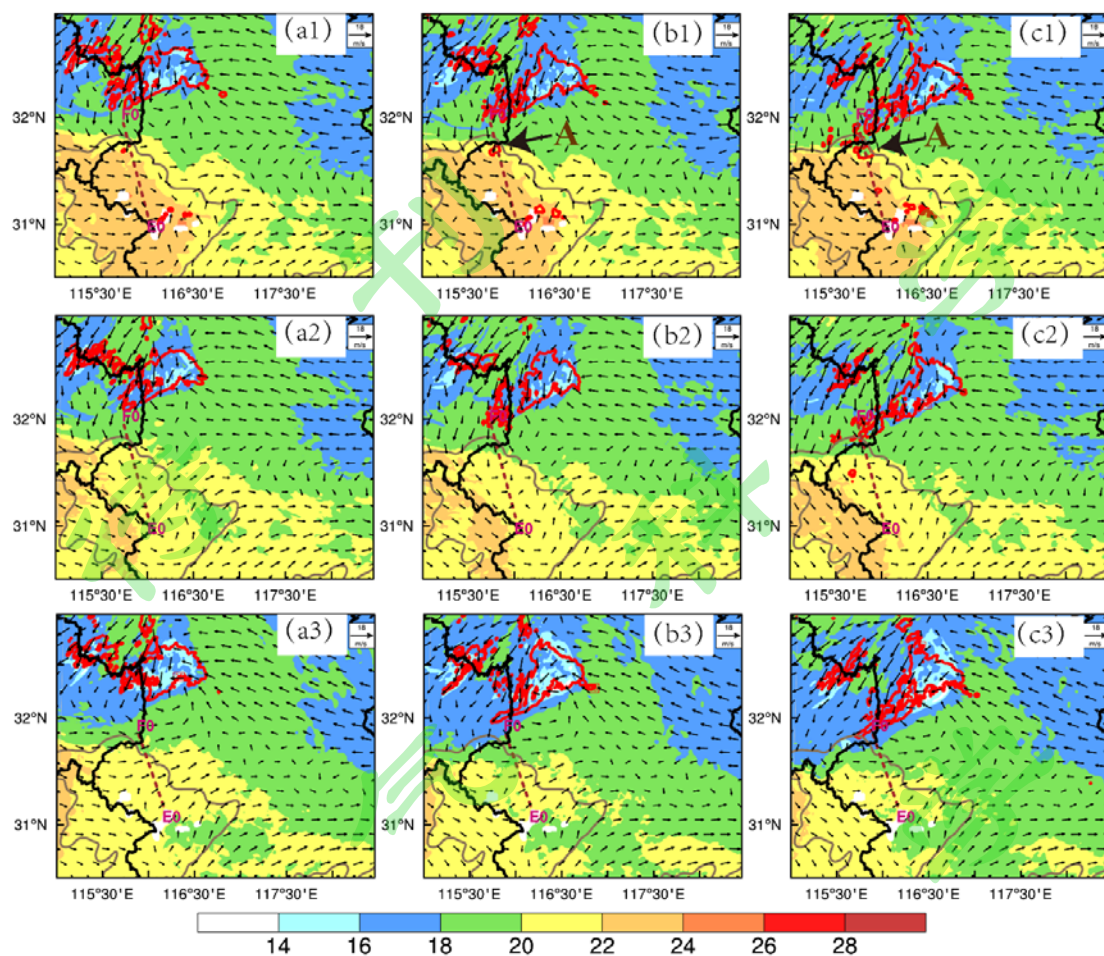
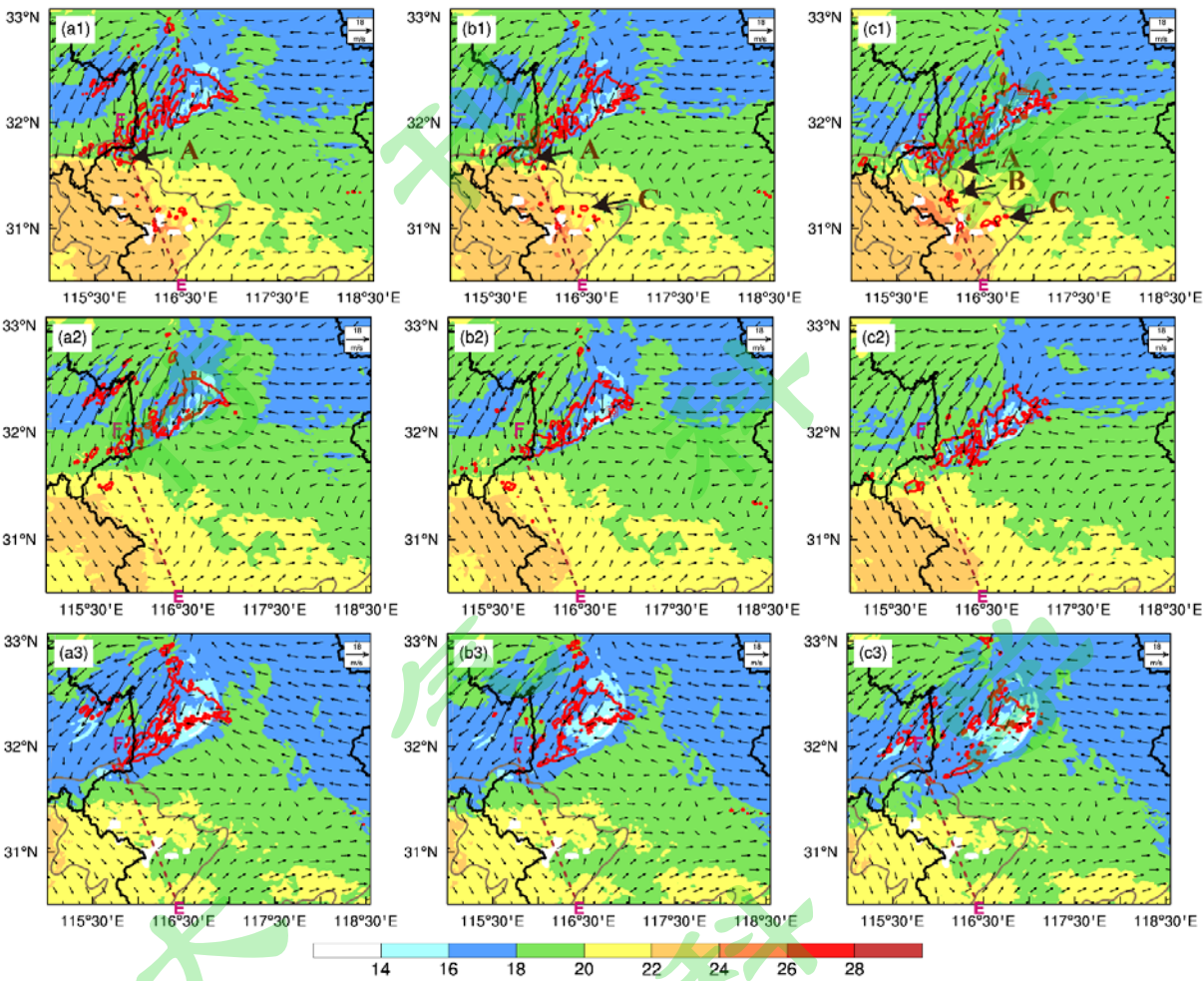


图9 (a1-c1) CTRL 试验、(a2-c2) No-Dabie 试验和 (a3-c3)No-SR 试验模拟的 5 月 14 日 35dBZ 反射率（红色实线，单位：dBZ）、1000 m MSL 的温度（阴影，单位：℃）和风场（箭头，单位：m/s）。其中（a1-a3）11:30；（b1-b3）11:50；（c1-c3）12:10。图中（a1-c1），（a3-c3）地形高度大于等于 1000m 填色为白色。E0F0 代表图 10 剖面图的位置。灰色实线代表地形高度 200 m。

Fig.9 Reflectivity of 35dBZ (red line), temperature (shaded, units: °C) and wind vectors at 1000m MSL of (a1-c1) CTRL, (a2-c2) No-Dabie and (a3-c3) No-SR experiments, with the times at (a1-a3)11:30, (b1-b3)11:50, (c1-c3)12:10 on May 14. The white areas in (a1-c1), (a3-c3) represents the terrain height greater than or equal to 1000 m. E0F0 represents the line of cross section in Fig.10. The gray line represents the terrain height of 200 m.

662 Dabie Mountain. The figure times are (a1-a4) 11:30, (b1-b4)11:50 and (c1-c4)12:10 on May 14.
663



664
665 图 11 同图 9, 对流 B 和 C 生成时, 太阳辐射对近地面温度和风场的影响。但各图时间为 (a1-a3) 12:20; (b1-b3) 12:30; (c1-
666 c3) 12:50。EF 代表图 12 剖面图的位置。
667 Fig.11 The same as in Fig.9, but for the times at (a1-a3)12:20, (b1-b3)12:30, (c1-c3)12:50. The impacts of topography and solar radiation
668 on near surface temperature and wind when B and C generated. EF represents the line of cross section in Fig.12.
669

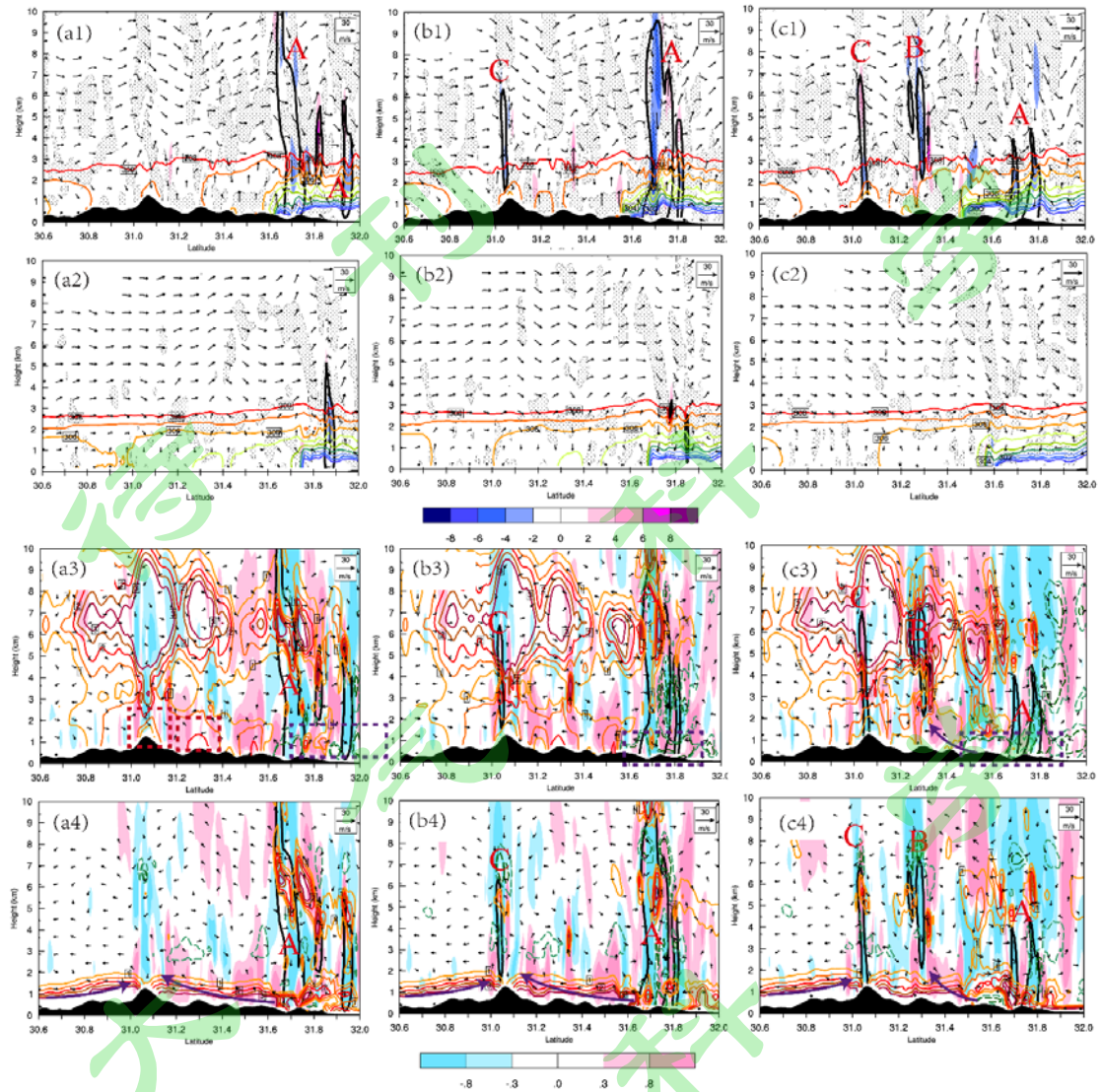


图 12 沿图 11 中 EF 的反射率、假相当位温、垂直环流和水平散度剖面。(a1-c3) 同图 10(a1-c3), (a4-c4) CTRL 试验与 No-SR 试验的假相当位温 (彩色实线, 单位: K)、风场和反射率 (黑色实线, 35dBZ) 之差。黑色填色区代表地形高度。其中 (a1-a4) 12:20; (b1-b4) 12:30; (c1-c4) 12:50。

Fig.12 The cross section of reflectivity, pseudo equivalent potential temperature, vertical circulation and horizontal divergence along the line EF in Fig.11. (a1-c3) the same as fig.10 (a1-c3). (a4-c4) The differences of pseudo equivalent potential temperature (color solid line, units: K), wind vectors and reflectivity (black line, dBZ) of CTRL and No-SR experiment. The black shaded represents terrain height. The figure times are (a1-a4)12:20, (b1-b4)12:30 and (c1-c4)12:50.

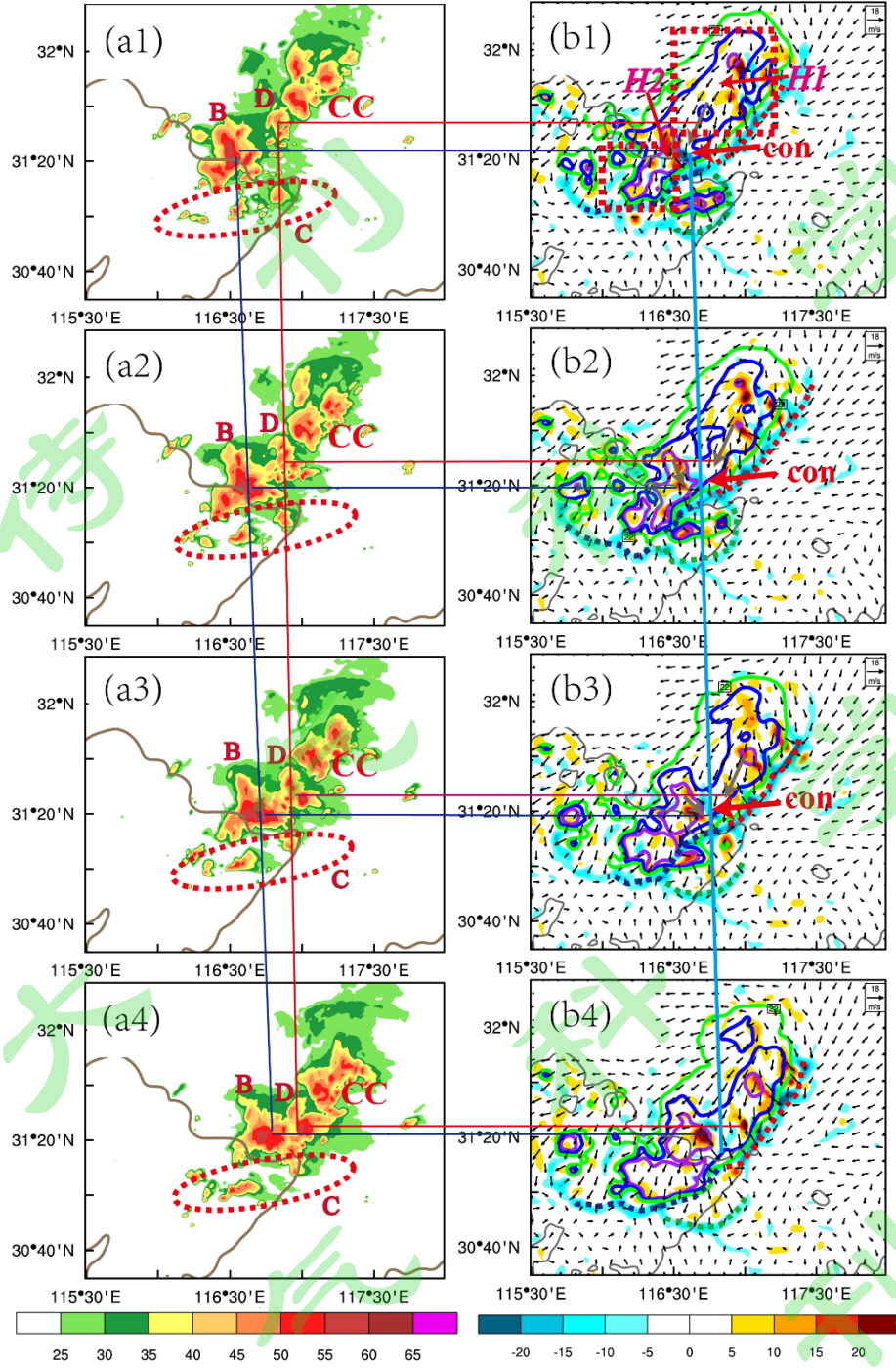


图 13 短对流组织过程中反射率、近地面冷池、风场和散度场的演变。CTRL 试验 (a1-a4) 反射率, (b1-b4) 地面 2m 温度 (紫色、蓝色和绿色实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、地面 10 m 风场 (箭头, 单位: m/s)、地面散度 (填色, 单位: 10^{-5}s^{-1}) 和地形高度 200 m (灰色实线)。其中各图时间为 (a1, b1) 14:10; (a2, b2) 14:30; (a3, b3) 14:50; (a4, b4) 15:10。H1 代表冷涡冷池, H2 代表大别山对流冷池。

Fig.13 The evolution of reflectivity, near surface cold pool, wind and divergence when a short convective linear system formed. (a1-a4) Reflectivity (units: dBZ), (b1-b4) temperature at 2 m AGL (purple, blue and green solid line, units: $^{\circ}\text{C}$), wind vector (units: m/s), divergence at 10 m AGL (shaded, units: 10^{-5}s^{-1}) and terrain height 200 m (gray line) of CTRL experiment with the times at (a1, b1) 14:10, (a2, b2) 14:30, (a3, b3) 14:50 and (a4, b4) 15:10. H1 and H2 represent the cold pool of CC and CDM, respectively.