

苏爱芳, 张宁, 黄勇. 2016. “8. 13”黄淮北部暴雨云团的组织结构和触发机制. 气象, 42(8):905-919.

“8. 13”黄淮北部暴雨云团的组织结构和触发机制^{* 1}

苏爱芳^{1,2} 张 宁^{1,2} 黄 勇³

1 中国气象局(河南)农业气象保障与应用技术重点实验室, 郑州 450003

2 河南省气象台, 郑州 450003

3 安徽省大气科学与卫星遥感重点实验室, 合肥 230031

提 要: 利用 FY-2E 卫星资料、多普勒雷达监测及 4Dvar 反演资料、区域自动站和常规观测资料、NCEP 分析资料, 对 2010 年 8 月 13 日黄淮北部暴雨云团的组织结构、发展演变及形成机制进行研究。结果表明: 暴雨云团形成发展于低涡切变形势下, 低涡切变线、西南急流及边界层扩散南下弱冷空气是主要影响系统; 高的对流不稳定能量、强的低层垂直风切变和持续发展的水汽条件是主要环境特征。不同区域云团的形成机制有差别, 发展北上的西南急流促使 M β CS 旺盛发展。随着低涡发展, M β CS 发展合并形成圆形 M α CS, 强暖湿气流强迫、弱冷空气扩散及地面辐合线是圆形 M α CS 形成发展的重要机制。 γ 或 β 中尺度气旋及辐合线在对流初生阶段起动力触发作用, 辐合加强及辐合区的向后延伸导致对流云团的自身发展和后向发展; 成熟阶段对流单体后部的强出流促使对流单体分裂, 气旋式环流外围西南和偏南气流合并造成对流单体合并。M α CS 成熟和衰亡期雷达上出现的线状对流系统具有明显强降水特征。

关键词: 暴雨云团, 对流单体合并, 低涡切变线, 对流触发, 组织结构

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.08.001

Organizational Structure and Trigger Mechanism of Rainstorm Cloud Clusters over North Huanghuai Region on 13 August 2010

SU Aifang^{1,2} ZHANG Ning^{1,2} HUANG Yong³

1 Key Laboratory of Agrometeorological Safeguard Application Technique, CMA, Zhengzhou 450003

2 Henan Provincial Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003

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

Abstract: In this paper, FY-2E satellite data, Doppler radar products and 4Dvar assimilation data, regional automatic station data, conventional meteorological data and NCEP reanalysis data are used to analyze the organizational structure, evolution and formation mechanism of rainstorm cloud clusters over the north Huanghuai Region on 13 August 2010. The results indicate that the cloud clusters developed under the synoptic situation of low-vortex and shear. The southwest jet, low-vortex shear line and cold air were the main weather systems. The clusters' ambient characteristics included high instable convective energy, strong low-level vertical wind shear and sufficient moisture. M β CSs, which induced heavy rainfall during the early period, had different forming mechanisms. With the development of low-vortex, several M β CSs merged into a round M α CS. The force of warm moisture airflow in low level and convergence line on surface were the main mechanism of the round M α CS. γ or β mesoscale cyclone and convergence line created the dynamic triggering effects. Enhancement and extension backward of convergence area led to the self

* 河南省科技攻关项目(162102310056)、中国气象局关键技术集成与应用项目(CMAGJ2015M28)和全国强对流预报专家团队共同资助
2016 年 1 月 27 日收稿; 2016 年 5 月 30 日收修定稿
第一作者: 苏爱芳, 主要从事强对流天气预报技术研究. Email: afsu011@sohu.com

and backward development of MCS. Strong outflow at the back of convective cell during the mature stage caused the cells to break, and convergence of southwest airflow and south airflow on the edge of the cyclone circulation made the combination of convective cells. The linear convective systems that developed during the mature and decline phase of $M_{\alpha}CS$ showed obvious characteristics of heavy rainfall.

Key words: rainstorm cloud cluster, convective cell merging, low-vortex shear line, trigger of convection, organizational structure

引 言

高时空分辨率卫星云图上的暴雨云团可以涵盖 γ 到 α 中尺度对流系统 (mesoscale convective system, MCS), 形态、尺度、生命史不同的 MCS 常具有不同的降水或强对流天气特征 (方宗义等, 2006)。Jirak 等 (2003) 将 MCS 分为圆形的中尺度对流复合体 (mesoscale convective complex, MCC)、 β 中尺度的 MCC ($M_{\beta}CCS$) 和带状的 PECS (persistent elongated convective systems)、 β 中尺度的 PECS ($M_{\beta}ECS$), 指出美国超过一半的强对流天气与 $M_{\alpha}CS$ 有关。中国的 MCC 与美国相比尺度偏小、生命史偏短, 因此广义的 $M_{\alpha}CS$ 更值得关注 (马禹等, 1997; 陶祖钰等, 1998; 费增坪等, 2005; 卓鸿等, 2012)。

$M_{\alpha}CS$ 可由单个对流云团直接发展形成, 也可由 $M_{\beta}CS$ 合并发展形成, 结构复杂, 常表现为多个 β 、 γ 中尺度单元共存的现象, 以及复杂多样的发展变化过程 (Maddox, 1981; McAnelly et al, 1986; 陶祖钰等, 1998; 方宗义等, 2005; Jirak et al, 2003; 姚秀萍等, 2005; 覃丹宇等, 2006)。对流云合并是 MCS 的形成发展过程中起关键作用, 合并过程不仅使云团的尺度和强度发生变化, 而且明显影响降水效率和地面强降水 (张腾飞等, 2003; 孙晶等, 2007; 黄勇等, 2012; 2013a; 2013b)。翟菁等 (2012) 指出云团内单体合并有两种方式, 一种为两个发展程度接近的小单体之间合并; 另一种为发展相对成熟的单体和一个处于发展初期的小单体的之间发生合并, 其共同点是, 合并会引起单体增强和发展, 不同点在于前者是两个单体之间新生的云水中心通过不断发展代替原有云体, 而后者是其中一个单体更快发展而另一个单体更快减弱。

MCS 的组织结构和形态主要取决于影响系统和发展环境。圆形 $M_{\alpha}CS$ 的影响系统主要是低层中尺度气旋, 而带状 $M_{\alpha}CS$ 的影响系统主要是低层

中尺度切变线 (覃丹宇, 2010), 明显斜压区、高对流有效位能 (CAPE) 和强低层垂直风切变, 低空辐合、高空辐散及低空南风急流等是 $M_{\alpha}CS$ 或 MCC 的典型发展环境 (Maddox, 1983; Cotton et al, 1989; 陶祖钰等, 1998; Laing et al, 2000; 王建捷等, 2002)。MCS 的发展具有地域特征, 不同地区 MCS 的天气形势和影响系统不同 (吕艳彬等, 2002; 费增坪等, 2005; 俞小鼎, 2012; 井喜等, 2013; 周泓等, 2015), 何立富等 (2006) 分析“0374”南京暴雨云团时发现低空急流脉动引起急流左侧出口区非地转风辐合的急剧增强、凝结潜热释放和边界层干冷空气的侵入导致圆形 $M_{\alpha}CS$ 发生发展, 而“7.10”北京暴雨过程近地面层偏南风与偏东风辐合及冷空气侵入导致行星边界层内能量锋区加强是暴雨云团发展的主要机制。寿亦萱等 (2007) 的研究发现黑龙江省沙兰河上游暴雨 MCS 的动力环境有别于江淮梅雨锋暴雨和华南暴雨云团的动力环境。此外, 姚学祥 (2004) 还发现黄淮气旋南侧 MCC 的上升运动表现为直立的双锋结构, 与大尺度斜压扰动明显不同, 物理量场具有量级上比大尺度物理量大得多的 β 、 γ 中尺度结构, 涡度、散度、垂直运动等都表现出明显的正负交替的结构特征, 类似于 $M_{\beta}CS$ 的动力结构 (孙建华等, 2004)。

可见, 典型 MCS 的发展演变、生成环境及形成机制等方面已取得较多有意义的研究成果。然而, MCS 不仅形成发展过程复杂, 而且地域性明显, 现有成果对黄淮北部暴雨云团的组织结构、发展演变规律及生成环境等方面的研究尚显不足。2010 年 8 月 13 日下午到夜里, 受圆形 $M_{\beta}CS$ 、 $M_{\alpha}CS$ 影响, 黄淮北部出现暴雨、大暴雨天气, 本文将综合应用多种资料对该过程中暴雨云团开展研究, 为黄淮地区强降水的预报预警提供技术支持。

1 资料和方法

选用 FY-2E 静止卫星红外亮温 (TBB) 和可见光云图分析云团的发展演变, 资料波段分别为 10.3

$\sim 11.3 \mu\text{m}$ 和 $0.52 \sim 0.75 \mu\text{m}$, 时间间隔为 30 min, 水平分辨率分别为 $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ 和 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 。为突出对流云团, 绘制红外云图时采用彩色增强处理(具体标准见增强云图图例)。

选用郑州多普勒天气雷达(CINRAD/SA)监测资料及四维变分同化(4Dvar)反演的风场资料开展暴雨云团中小尺度分析。郑州雷达站位于(34.70°N 、 113.69°E), 海拔高度为 0.119 km。风场反演采用 Sun 等(1991;1997)提出的四维变分同化方法, 尽管该方法反演出来的风场数值偏低, 但基本能反映局地风暴结构(许小永等, 2004), 可大致描述强风暴的主要特征(Sun et al, 1998; Wu et al, 2000; Xu et al, 2006; 牟容等, 2007; 孙虎林等, 2011)。对 2010 年 8 月 13 日 14:00—20:00 (北京时间, 下同)时间间隔为 6 min 的多普勒雷达资料进行反演, 反演区域以(34.70°N 、 113.69°E) 为中心, 产品的水平分辨率为 $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$, 东西向和南北向各有 51 个网格点, 垂直方向上从 500~5000 m 等间距分成 10 层(间隔 500 m)。

此外, 研究中还使用到区域自动站加密观测资料(河南省境内自动气象站的记录)、常规气象观测资料(MICAPS 格式)及 NCEP 分析资料(每日 4 次, $1^\circ \times 1^\circ$)。

2 天气实况和影响系统

2010 年 8 月 13 日 14:00 至 14 日 08:00, 黄淮北部出现暴雨、大暴雨天气, 其中, 豫北的原阳、新乡、濮阳、修武等站(国家级气象观测站)降水量超过 100 mm, 原阳站降水最大达 138 mm(图 1a)。沿黄及以北地区国家级气象观测站多站次出现短时强降水, 强降水集中于 13 日 19:00 至 14 日 00:00, 逐小时降水分析显示, 强降雨团($\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)自西南向东北传递, 20:00 原阳站降水强度达 $61.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 1b); 此外, 区域自动站雨量观测分析还表明, 20:00 短时强降水范围最大, 22:00 滑县境内的降水强度最大, 达 $81 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图略)。

从形势演变看, 13 日 08:00, 500 hPa 蒙古国北部到俄罗斯远东地区为冷涡控制, 中低纬副热带高压(以下简称副高)深入我国内陆, 588 dagpm 线位于 33°N 附近, 中纬度 105°E 附近有短波槽东移; 700 hPa 我国西北地区东部至华北南部为东东北至西西南向切变线, 850 hPa 黄淮西北部有一弱辐合

线, 地面图上黄淮中西部受暖低压倒槽控制, 卫星云图上, 槽前、副高北侧、低空切变线附近及地面倒槽北侧有不连续对流云发展(图略)。20:00(图 2), 500 hPa 槽线东移, 槽前西南气流与副高外围西南气流叠加, 暖湿气流发展北抬, 郑州探空站 700 hPa 偏南风由 08:00 的 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增大到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 850 hPa 西南风加大到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 低空西南急流迅速建立, 地面倒槽持续发展; 同时, 华北冷空气东移、扩散南下, 700 hPa 24 h 负变温区(ΔT_{24})伸展到淮河流域, 冷暖空气相互作用, 切变线上形成中尺度低涡。低空急流加强和低涡形成发展过程中诱发多个 M β CS, 并发展合并成圆形 M α CS。14 日 02:00—08:00, 地面倒槽北侧冷锋引导冷空气南下, 低涡东移减弱, 黄淮北部转受西北气流控制, 圆形 M α CS 减弱衰亡。可见, 暴雨云团形成于低涡切变线形势下, MCS 在 500 hPa 东移槽前和副高边缘西南气流里、中低层低涡切变线附近及地面倒槽北侧发展, 西

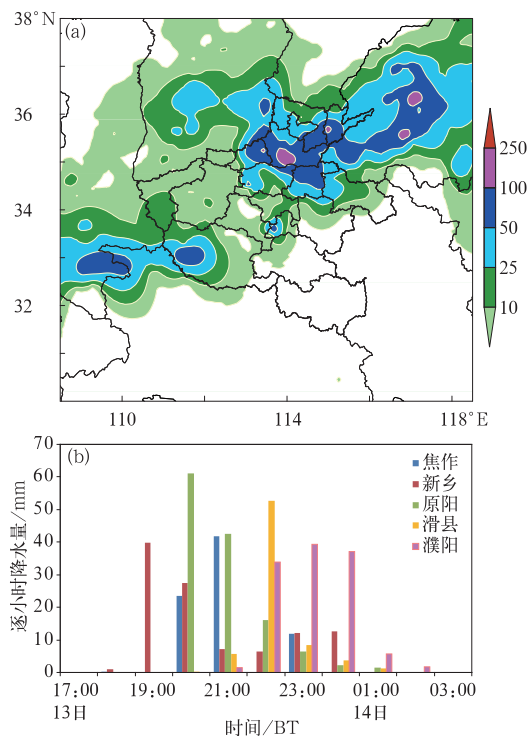


图 1 2010 年 8 月 13 日 14:00 至 14 日 08:00 黄淮地区降水量(a)及典型国家站逐小时降水量(b)(单位: mm)

Fig. 1 Precipitation and hourly rainfall intensity of typical observatory stations over Huanghuai Region from 14:00 BT 13 to 08:00 BT 14 August 2010 (unit: mm)

60.1 mm · h⁻¹ (图 3c)。可见光云图上:对流云团表现出相似的发展特征(图 3e, 3f, 3g), 值得关注的是, 对流云团 B 在 14:00 可见光云图上较明显, 同时, C 和 D 发展区出现众多的 β 、 γ 中尺度对流云团, 说明云顶高度较低、云顶温度较高的初始对流在可见光云图上更易识别; 15:00, B 迅速发展过程中, 其后部对流发展更加旺盛, 表现出明显的后向发展特征。16:00, E 后部也表现出明显的后向发展特征, 不仅对 E 本身发展而且对 F 的形成发展都具有指示意义。

同期郑州雷达可监测到三个不同的对流发展区(图 4)。豫西 A 云团发展区: 14:05 有直径约 20 km、强度达 50 dBz 的对流单体发展, 造成强度为 16.8 mm · h⁻¹ 较强降水, 14:35, 单体衰亡; 同时, 其东北侧有新生单体发展, 15:05, 新单体中心强度 60 dBz, 15:00—16:00 最强降水为 30.1 mm · h⁻¹。雷达站附近 B 云团发展区: 14:05, 有呈东北至西南

向线性排列的对流单体 a1、a2, a2 强度达 55 dBz, 质心高度在 4 km 左右, 雨强达 25.9 mm · h⁻¹; 14:35, a2 西南方向登封境内又有两个对流单体形成, 15:05, 这两个单体合并形成强对流单体 a3, a3 稳定少动, 中心强度 ≥ 55 dBz, 雨强达 60.1 mm · h⁻¹, a3 的发展与云团 B 后部旺盛的对流发展对应。鲁西南到豫东为云团 C、D 发展区: 14:05 该区域监测到“爆米花”状多单体风暴发展, 部分单体强度超过 50 dBz, 以 γ 中尺度为主, 雨量分布不均, 尽管此时红外卫星云图上还监测不到 TBB 低于 -20℃ 的对流云团, 但可见光云图上已能识别众多的 β 、 γ 中尺度对流云团, 14:35 单体间合并发展现象明显, 对应于 C、D 的旺盛发展, 15:00 多站次出现短时强降水, 最强降水达 24.6 mm · h⁻¹。16:00, 鲁西南的旺盛的对流单体发展与云团 E 的后向发展对应。

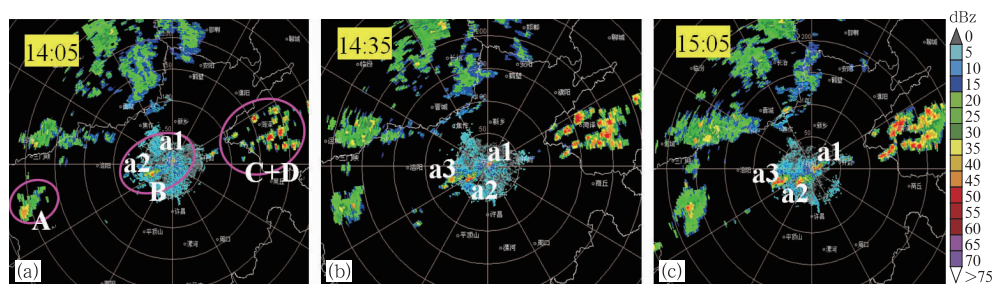


图 4 2010 年 8 月 13 日 14:05 (a)、14:35 (b) 和 15:05 (c) 郑州雷达
雷达反射率因子 (单位: dBz, 1.5° 仰角)

Fig. 4 Radar reflectivity factor of Zhengzhou at 14:05 BT(a), 14:35 BT(b) and
15:05 BT(c) 13 August 2010 (elevation of 1.5°, unit: dBz)

3.2 M β CS 发展合并期

13 日 16:00—20:00 为 M β CS 发展合并期。红外云图上: 17:00 (图 5a), A、E 继续发展, 中心强度分别达 -74 和 -76℃, A 向北伸展, B 西北侧和 E 西侧有新生对流云团 G 和 F 生成。18:00 (图 5b), A、G、F 中心强度加强至 -77、-72 和 -74℃, B 减弱, E 强度变化不明显、进入成熟期。19:00 (图 5c), A 东北移、中心强度仍为 -77℃, F 不再发展, A 和 F 进入成熟期, G 中心强度没增加, 但椭圆形冷云罩扩大, C 东移减弱。20:00 (图 5d), A 并入 G 后迅速减弱, 而 G 发展为边缘光滑、结构紧凑的椭圆形云团, 中心强度增加到 -76℃, 低于 -52℃ 的冷云罩范围达 3.75×10^5 km², 满足 MCC 的尺度特征, 此时短时强降水站次最多, 降水强度最强, 原阳境县站降水强度为 61.0 mm · h⁻¹, 强降水落区主

要在 TBB 低值中心附近。可见光云图上 (图 5e, 5f), 17:00 云团 A 东北侧对流发展旺盛, 同时 G 后部对流发展旺盛, 18:00, 发展旺盛的云团 A 和 E 上均出现上冲云顶, 同时, 云团 A 的上冲云顶接近 G 后部的对流旺盛区, A 和 G 逐渐合并, 说明可见光云图上上冲云顶的移向对 A、G 的合并有指示作用。

M β CS 发展合并期存在复杂的中小尺度相互作用现象 (图 6)。

A 云团内: 16:30, 云团东北侧有多个对流单体发展、合并, 并向东北方向传播, 17:06, 形成长约 150 km 的带状 MCS, 17:00—18:00 汝州境内降水强度达 67.6 mm · h⁻¹, 云团发展旺盛、向北扩展。18:01—18:25, 带状 MCS 南段减弱, 北段持续发展, 与豫西北温县附近发展的对流性单体合并, 19:00, 带状 MCS 反射率因子强度达到 63 dBz, A 云团与 G 云团桥连, 随后并入 G 云团。B 云团内:

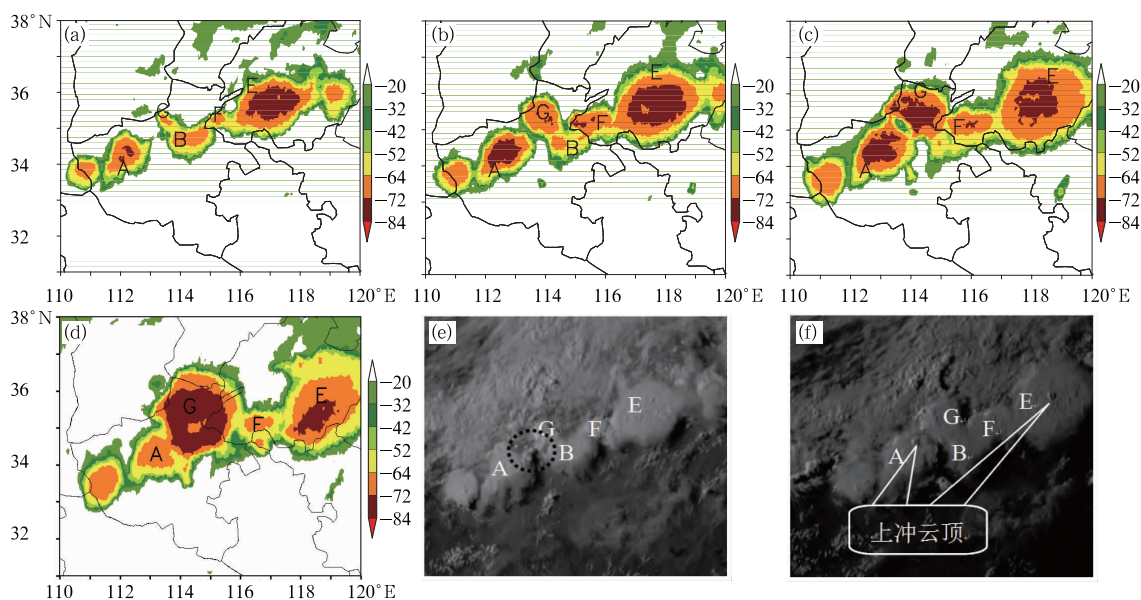


图 5 2010 年 8 月 13 日 17:00(a)、18:00(b)、19:00(c)、20:00(d)FY-2E 红外 TBB(单位: $^{\circ}\text{C}$)
和 17:00(e)、18:00(f)可见光云图

Fig. 5 FY-2E infrared TBB at 17:00 BT (a), 18:00 BT (b), 19:00 BT (c), 20:00 BT (d) (unit: $^{\circ}\text{C}$) and visible cloud 17:00 BT (e), 18:00 BT (f) 13 August 2010

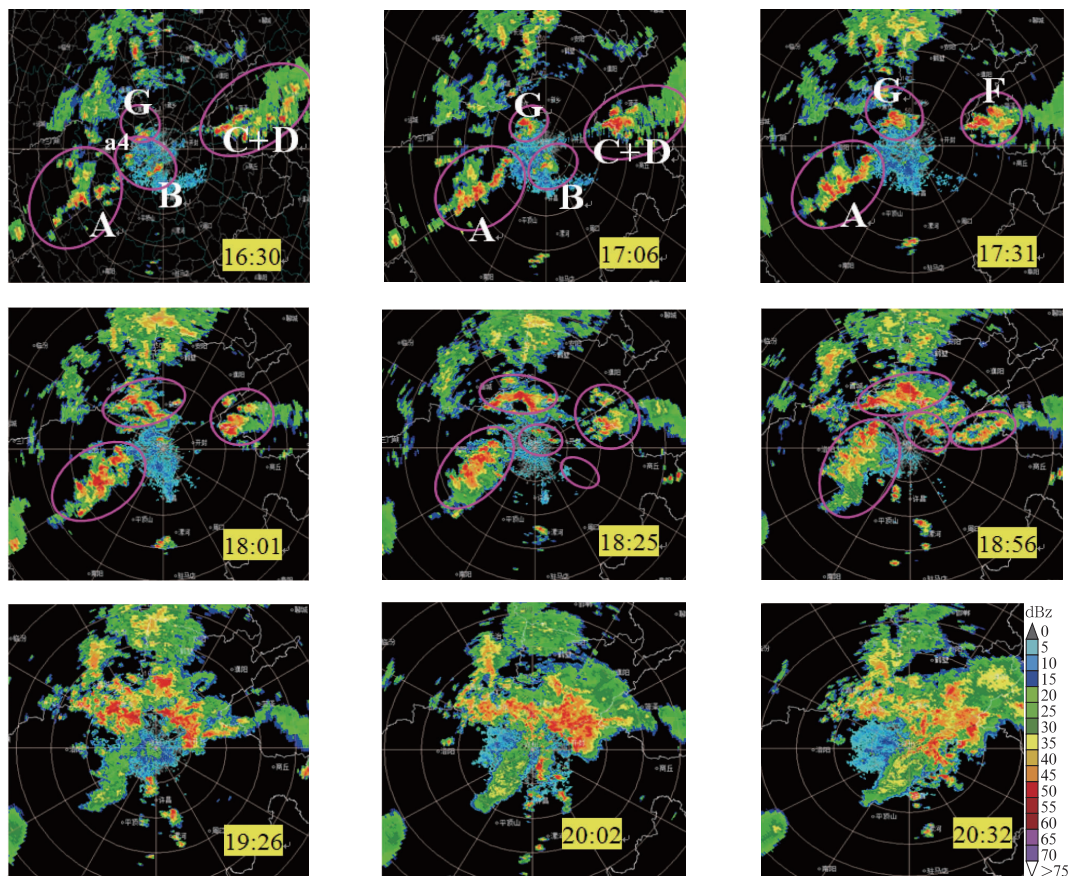


图 6 2010 年 8 月 13 日 16:30—20:32 郑州雷达反射率因子
(1.5°仰角, 单位: dBz; 大写字母为云团编号)

Fig. 6 Radar reflectivity factor of Zhengzhou from 16:30 BT to 20:32 BT 13 August 2010
(1.5°, unit: dBz; Capital letters represent the codes of cloud)

16:00,图4中a3西部(登封北部)、东南(新郑境内)和西北(荥阳北部)方向分别有对流单体发展(图略),16:30,a3衰亡,登封北部和新郑境内的对流单体发展旺盛,回波顶高超12 km,质心(58 dBz)高度在3~4 km,受其影响降水强度分别达33.7和21.9 mm·h⁻¹,但这两个单体生命史较短(1 h左右),17:31前后,对流单体衰亡,对应云团B减弱。C、D合并发展形成云团E是基于对流单体合并、桥连完成的,随后E东半部减弱,主要表现出后向(向西部)发展特征,17:00卫星监测到E西侧有对流云团F形成,17:31,鲁西南东明境内对流单体强度达60 dBz,并伴有中气旋,降水强度达81 mm·h⁻¹,18:56前后,对流继续向西传递、加强,18:00—19:00卫星上监测到F发展旺盛并向西扩展。

云团G的形成发展主要源于多个M β CS的合并及其自身的发展。15:48,雷达西北部有对流单体(a4)发展,16:18,a4附近径向风速辐合加强,形成强度为14 m·s⁻¹的中气旋,(图略),16:30单体中心强度达58 dBz,造成20 mm·h⁻¹短时强降水(荥阳西北部);随后,a4与其西北方向武陟境内发展的对流单体合并后迅速增强,17:19中心强度达63 dBz,伴有中气旋,造成67.6 mm·h⁻¹的较强降水,由于B内对流减弱及a4在B西北侧形成发展,17:00—18:00卫星监测到B的云团迅速衰亡,G云团旺盛发展,雷达上有4个体扫出现中气旋。18:01—18:25,豫西北又有新的对流单体形成合并、加强,G云团内形成东西向线状MCS,并缓慢北推,

18:25线状对流系统表现为北突的弓形特征,19:02,线状对流系统断裂,形成5个较明显对流单体,分别位于焦作、辉县、原阳、中牟及开封境内,其中焦作、中牟和开封境内的对流单体均伴有中气旋,19:14,原阳、中牟及开封境内的对流单体在北移过程中合并,再次形成线状对流系统。G的发展还与A、F的对流发展有关,18:56,A北部的对流回波移近G的主体回波,19:26与G的主体回波合并;同期,F内的对流性回波向西传播,19:32前后也与G的主体回波合并,此时对流系统的形状呈不规则特征,总之,19:00—20:00是G形成的关键时期,受旺盛发展对流的影响,焦作、辉县、原阳境内分别出现41.0、60.0和61.1 mm·h⁻¹的较强降水。20:02,云团A减弱为稳定性降水回波,G内对流性强对流回波分布在雷达周边,初显涡旋雨带的结构特征,与20:00前后低空低涡的发展对应。

3.3 M α CS成熟期和减弱衰亡期

13日20:30—22:00为G的成熟期(图7):21:00,G的中心TBB降低至-79℃,云团边缘光滑,发展旺盛的圆形M α CS造成大范围的短时强降水,最强降水出现在系统的北侧和东南象限。22:00,冷云罩面积达最大,中心值不再降低,系统进入成熟期,最强降水位于系统东南象限TBB等值线密集区内。23:00后G云团进入减弱衰亡期,系统中心强度减弱为-75℃,-52℃冷云罩面积明显缩小,下风方-32℃冷云砧面积不断增大。14日

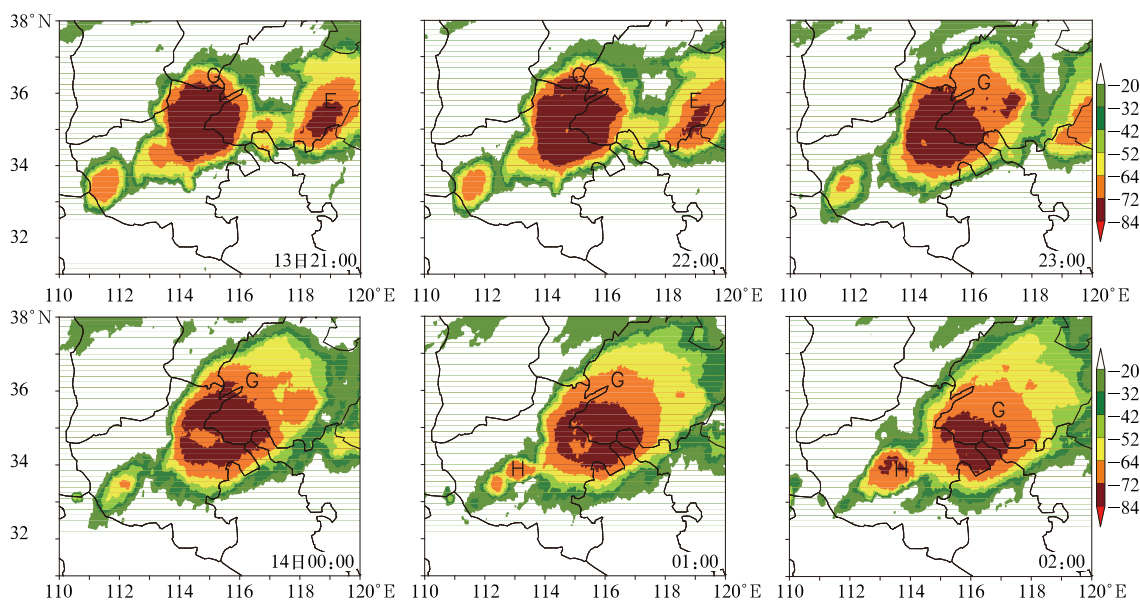


图7 2010年8月13日21:00至14日02:00 FY-2E间隔1 h红外TBB(单位:℃)

Fig. 7 FY-2E infrared TBB from 21:00 BT 13 to 02:00 BT 14 August 2010 (unit: °C)

00:00—02:00, G 东移, 强度继续减弱, 云砧减小, 趋于衰亡。值得关注的是衰亡的云团 G 仍表现出后向发展的特征, 其后部有云团 H 形成发展。

G 成熟期稳定性降水回波增多, 对流性强降水回波主要位于涡旋雨带北部和东南象限。图 8 中 21:03—22:03 的雷达监测显示, 对流性降水回波嵌于层云降水回波区内; 21:03, 涡旋雨带头部滑县附近有 β 中尺度线状对流系统发展, 生命史约 1 h, 1.5° 仰角上中心强度为 53 dBz, 造成较强降水(滑县境内 $81 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$), 雨带东南象限的强降水系统

由不规则块状演变为平行的 β 中尺度线状对流, 22:03, 两条线状对流系统东移, 造成多站短时强降水。G 减弱消亡期(图 8 中 13 日 22:52 至 14 日 00:30)涡旋雨带北部回波强度继续减弱, 而其东南象限仍有强线状对流系统, 22:52 前后, 东侧线状对流系统长度约 60 km, 呈东北—西南走向, 中心强度达 58 dBz(伴 3 个体扫的中气旋, 图略), 但降水强度有所减弱。随后, 涡旋尾部有线状对流系统发展, 与 H 云团的发展对应, 这里不再赘述。

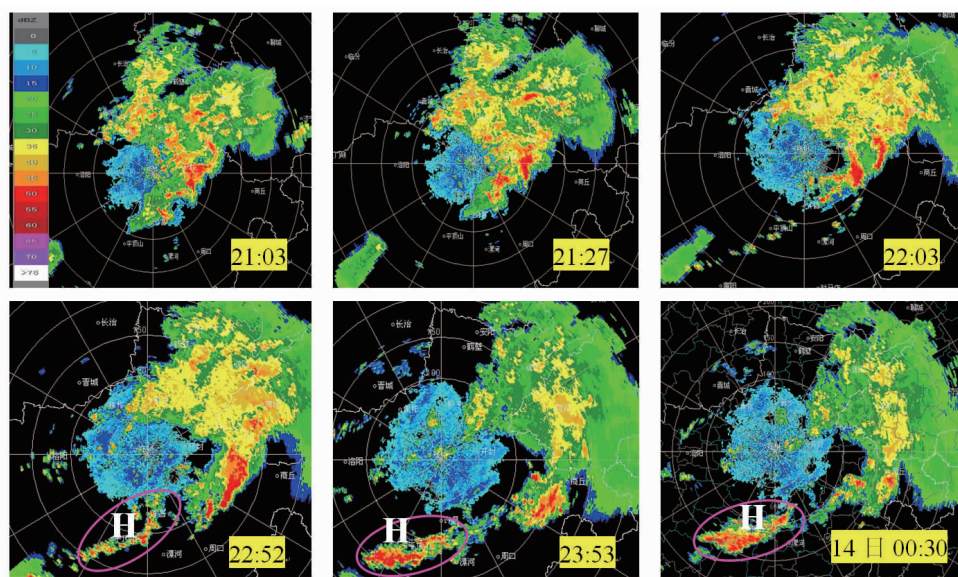


图 8 2010 年 8 月 13 日 21:03 至 14 日 00:30 MaCS 成熟期郑州雷达反射率因子演变
(1.5° 仰角; H 为云团编号)

Fig. 8 Evolution of Zhengzhou radar reflectivity in the mature period of MaCS from 21:00 BT 13 to 00:30 BT 14 August 2010 (elevation of 1.5° , unit: dBz; H represents the codes of cloud)

3.4 中小尺度动力辐合及单体并合

暴雨云团初生及其发展过程中复杂的对流合并过程与中小尺度动力辐合关系密切。郑州雷达中气旋产品分析表明, 13 日 14:17—22:21 有 35 个体扫出现中气旋, 有 8 个体扫出现三维相关切变, 共识别出 30 个对流风暴。逐小时中气旋分布(图 9a)显示, 19:00—20:00 中气旋出现次数最多, 9 个风暴对应 20 次中气旋活动。而持续时间最长的中气旋出现在 15:11—15:29, 连续 4 个体扫, 15:23 单体 a3 附近的中气旋尺度达最大, 直径为 6.3 km, 中气旋特征底高最低位于 3.1 km, 垂直伸展高度最高为 2.5 km(图 9b), 深厚持久的中气旋使单体 a3 具有强降水超级单体的特征。

对流云初生阶段, 13:16 郑州雷达西南方向密县西部有径向风辐合区, 附近有对流单体 a2 形成发展, 并向东北方向移动, 14:17 径向辐合加强成直径约 4.8 km 中气旋, a2 发展至最强(雷达识别为对流风暴 W3, 图 10a), 14:29 中气旋减弱为三维相关切变, 随后继续减弱, a2 衰亡。郑州雷达 4Dvar 产品分析显示, a2 形成区低层为偏北风($0.5 \sim 1 \text{ km}$)和偏西风入流形成的东西向辐合线, 3 km 为西北风和西南风形成的近南北向辐合线, 5 km 为较强的西南风(风速约为 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 辐合线右侧风随高度顺时针旋转, 较明显的旋转特征可能是导致 B 具有圆形形态的重要原因; 此外, $0.5 \sim 5 \text{ km}$ 垂直风矢差达中等强度, 约为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (实际值应超过该值), 中低层以暖平流为主, 有利于对流单体发展, 而边界层偏

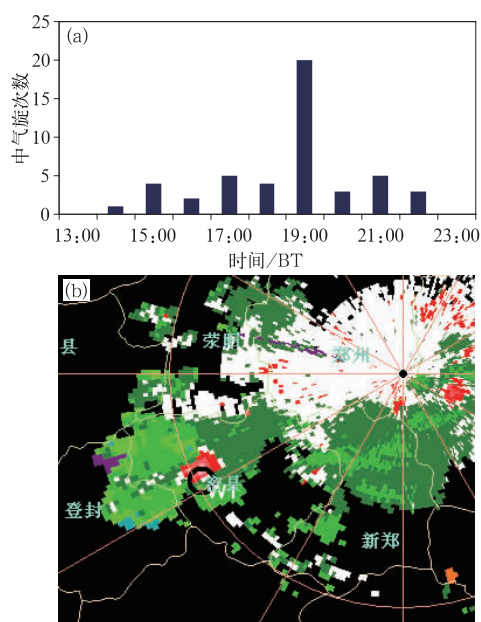


图 9 2010 年 8 月 13 日 13:00—23:00 中气旋产品数量的逐时分布(a)和 15:23 超级单体 a3 径向风(b, 郑州雷达, 2.4°仰角)

Fig. 9 Hourly amount distribution of mesocyclones from 13:00 BT to 23:00 BT 13 August 2010 (a) and radial wind products of Zhengzhou Radar at 15:23 BT 13 August 2010 (b, elevation of 2.4°, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

北风冷入流及辐合线的存在起动力抬升作用, 触发对流不稳定能量释放, 形成较强对流单体(图 10b, 10c, 10d)。

18:00 前后, 豫西北对流云团合并对云团 G 的形成和发展起重要作用(图 11): 17:37, 雷达西北方向有对流单体 b1 和 b2 彼此靠近, 其中 b1 于 15:54 前后在荥阳市境内 γ 中尺度气旋附近形成, 随着西南气流的发展, 气旋消失, b1 发展北移; b2 于 16:36 在武陟县境内 γ 中尺度气旋附近形成, 随着气旋外围西北和西南气流的加强, 气旋发展, b2 也随之发展。17:43, b1 北移过程中, 其外围加强的西南气流与 b2 附近气旋外围的西南气流合并, b1 和 b2 外围 35 dBz 回波区合并, 18:07, b1 附近的西南气流继续加强, b2 西北象限的西北气流也加强并旋转南下, b1 与 b2 外围 45 dBz 的回波区合并, 而气旋后部偏北或西北气流旋转进入气旋东南侧的偏南气流里, 使之进一步加强, 12 min 后 b1、b2 合并后形成 b3, 并明显发展, 中心强度达 53 dBz, 超过 50 dBz 的强回波伸展至 5 km 以上, 系统发展旺盛。后向发展在 4Dvar 风场演变过程中也有所体现。18:25, b3 单

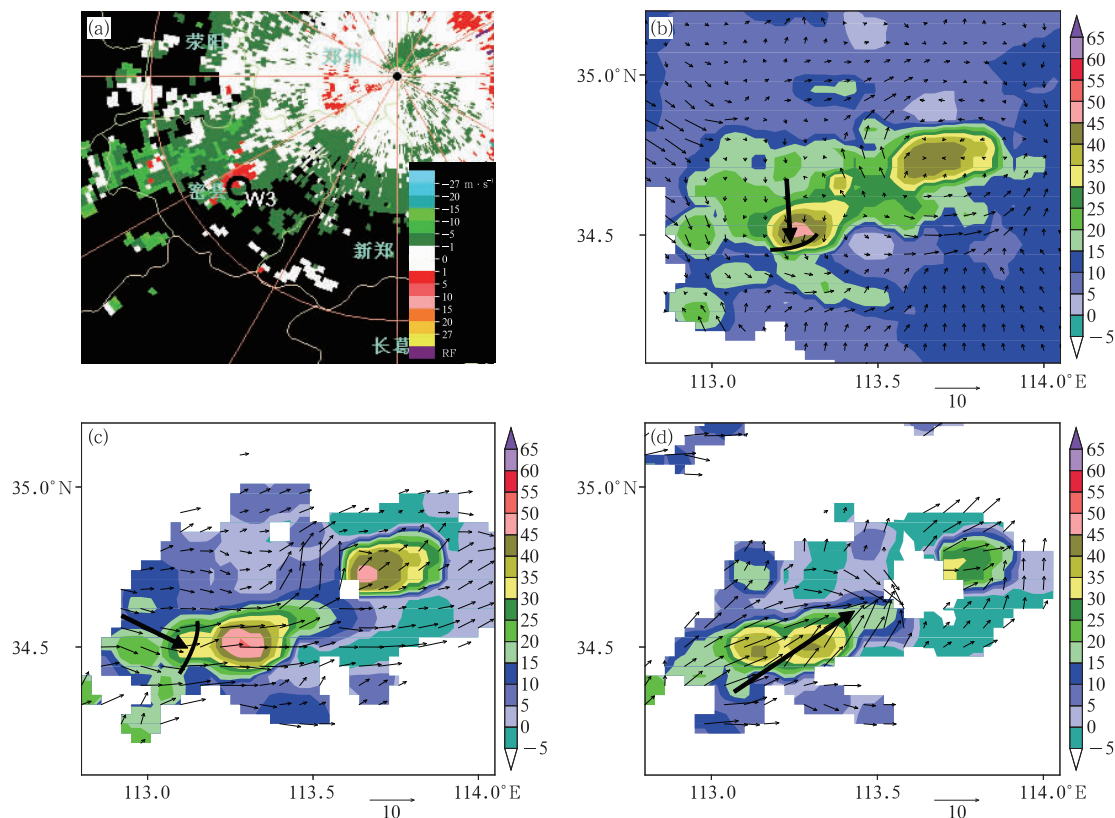


图 10 2010 年 8 月 13 日 14:17 郑州雷达径向风速产品(3.4°仰角)、中气旋(a)和 4Dvar 的 1 km(b)、3 km(c)、5 km(d)高度的雷达回波(单位: dBz)和水平风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 10 Radial wind product (elevation of 3.4°) and mesocyclone (a); radar reflectivity (unit: dBz) overlying horizontal wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 1 km (b), 3 km (c), 5 km (d) altitude of 4Dvar at 14:17 BT 13 August 2010

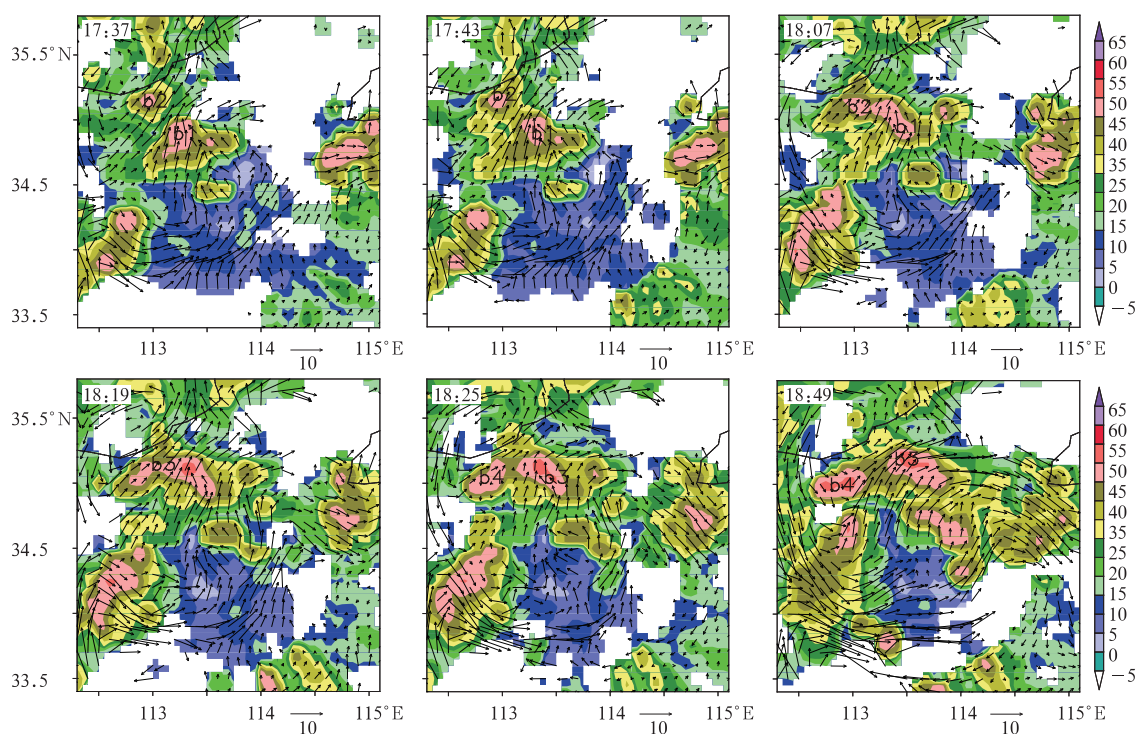


图 11 2010 年 8 月 13 日典型时刻 4Dvar 2 km 的雷达回波(单位: dBZ)和水平风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 11 Radar reflectivity (unit: dBZ) overlying horizontal wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) of 4Dvar at 2 km altitude at typical moments on 13 August 2010

体后部出现出流,前部西南气流持续加强,使气旋前侧的西南气流大风速区远离气旋中心,b3 东移,而尾部断裂的对流回波形成单体(b4)维持在气旋附近,18:49 随着气旋北侧的东北气流加强及其东南象限西南气流的持续加强,辐合继续发展,b4 得以发展。

综上,雷达监测到的云团 A、F 内的对流单体不断向低涡中心聚集,与云团 G 内对流单体或对流系统合并,形成卫星上监测到的圆形 M α CS,对流合并促使对流加强及云团发展。对流初生阶段,对流高度较低、云顶温度较高的旺盛对流在雷达上表现为强对流单体,但卫星红外云图上不明显,可见光云图监测可较好弥补红外云图的不足。系统成熟期在雷达上表现为涡旋雨带,雨带东南象限为结构紧凑的 β 中尺度线状对流,北部有 γ 、 β 中尺度强降水单体嵌于稳定性降水回波内,系统减弱消亡期,涡旋雨带北部回波减弱,东南象限线状 MCS 较活跃,仍可产生短时强降水。中尺度气旋式扰动及辐合线在对流初生阶段起动力触发作用,气旋外围西南和偏南气流合并导致对流单体靠近和合并,成熟阶段单体所产生的出流促使系统后部对流回波与主体回波分离,气旋加强促进系统发展。

4 暴雨云团的发展环境和触发机制

4.1 探空环境

用郑州探空资料分析暴雨云团形成发展的物理环境(图略,表 1):13 日 08:00,对流层中低层为西南气流,风随高度顺时针旋转,湿层(温度露点温度差 $T - T_d \leq 4^\circ\text{C}$)位于 1000~850 hPa,850~400 hPa 湿度递减,437 hPa 大气最干燥, $T - T_d$ 达 42°C ,表现出明显的“上干下湿”特征; 0°C 层高度约 5.6 km, -20°C 在 9.2 km,较低的 0 和 -20°C 层的差,有利于降水粒子的增大和降水效率的提高。 K 指数、强天气威胁指数(SWEAT 指数)、CAPE、 θ_{se85} (850 和 500 hPa 假相当位温差)、整层可降水量(PW)较高,分别为 41°C 、272、1127 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 27.7°C 和 6.54 cm,沙氏指数(SI)和抬升指数(LI)较低,分别为 -3.3 和 -5.7°C ,表明低层湿层厚、对流不稳定特征明显,中层和低层垂直风切变分别为 5.1 和 $2.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。20:00,随着低层西南急流发展,1000~400 hPa 均为湿层,PW 达 7.26 cm,SWEAT 指数增大到 429,而对流发展导致不稳定

能量释放,CAPE 和 θ_{se85} 分别减小为 $764 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 22°C ;同时,中低空西南急流和高空西北气流的发展使垂直风切变加强,0~6 km 和 0~2 km 垂直风切变分别加大到 12.5 和 $9.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,有利于较大云团的发展和维持,此时,风随高度顺时针旋转,暖平

流层加厚,促使对流条件减弱。可见,暴雨云团形成于高的对流不稳定能量条件下,08:00—20:00 垂直风切变和水汽条件的加强,有利于圆形 $M_{\alpha}CS$ 旺盛发展,而深厚暖平流尤其高层暖平流发展导致对流条件减弱。

表 1 2010 年 8 月 13 日 08:00 和 20:00 郑州站对流参数
Table 1 Convective parameters of Zhengzhou Observatory Station at 08:00 BT and 20:00 BT 13 August 2010

时间/BT	K /°C	SI /°C	LI /°C	SWEAT	θ_{se85} /°C	CAPE / $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	W_{sr0-6} / $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	W_{sr0-2} / $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	DCI /°C	PW /cm
13 日 08 时	41	-3.3	-5.7	272	27.7	1127	5.1	2.6	50	6.5
13 日 20 时	41	-3.3	-3.0	429	22.1	764	12.5	9.5	48	7.3

4.2 能量场、动力场结构和对流触发

850 hPa 假相当位温 (θ_{se})、相对湿度 (RH) 和风分析(图 12)显示:13 日 08:00,沿黄及以北地区位于副高边缘西南至东北向高能区内,高能舌北侧为 θ_{se} 等值线密集的能量锋区,尽管此时有对流云团在锋区南侧的切变线附近上发展,但切变线南侧为弱西西南气流,RH 小于 80%,不利于对流云团的进

一步发展。14:00,切变线南侧转为西南风,风速加大,水汽输送条件改善,黄淮大部形成 RH 超过 80%的高湿区,加上午前高空少云造成的辐射增温效应,黄淮大部受 360 K 高能舌控制,而北方扩散南下的冷空气与加强北上的西南气流相互作用有利于切变线上气旋式环流的形成和发展,促使 θ_{se} 等值线更加密集、锋区增强,此时,对流云团 A、B、C 先后形成,A 在能量锋区前沿、RH 不足 80%的区域形成,

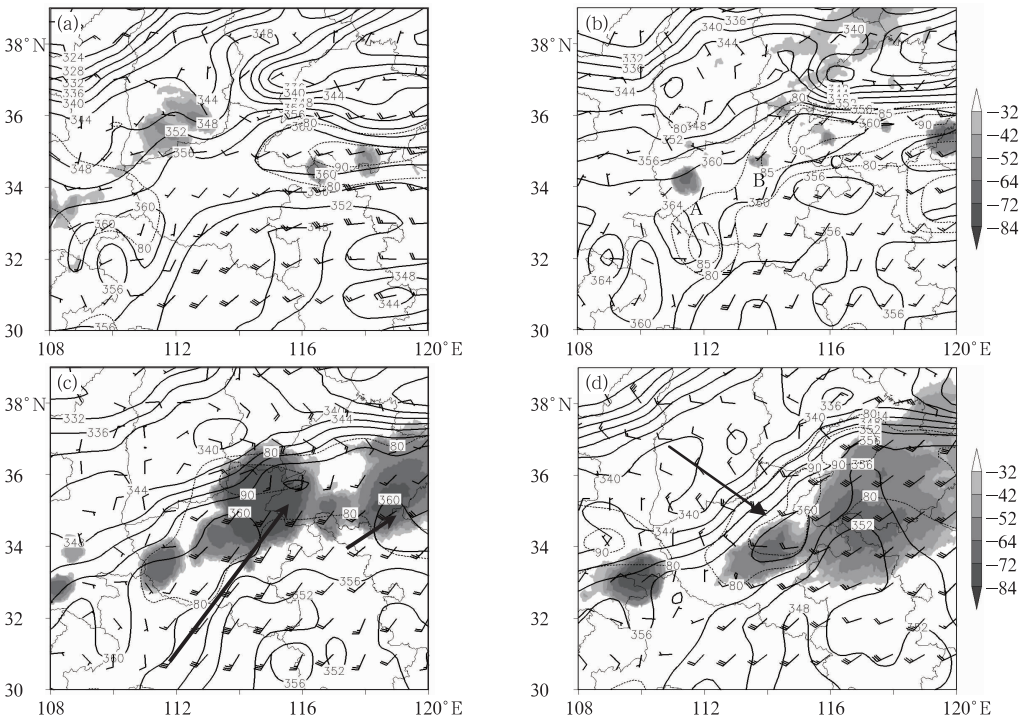


图 12 2010 年 8 月 13 日 08 时至 14 日 02 时 850 hPa θ_{se} (单位: K)、水平风、RH(虚线, $\geq 80\%$) 和对流云团(阴影区, $TBB \leq -32^\circ\text{C}$)

(a)13 日 08:00, (b)13 日 14:00, (c)13 日 20:00, (d)14 日 02:00

Fig. 12 θ_{se} (unit: K), horizontal wind, relative humidity (dashed line, $\geq 80\%$) at 850 hPa and convective cloud cluster (shaded area, $TBB \leq -32^\circ\text{C}$) at 08:00 BT (a), 14:00 BT (b), 20:00 BT (c) 13 and 02:00 BT (d) 14 August 2010

其西北侧有西北气流入侵, B 和 C 在高能舌轴线附近、切变南侧西南气流里及高湿区内形成。20:00, 西南急流迅速发展北抬, 急流出口至 35°N , 水汽输送和辐合加强, 云团 A 在加强北抬的急流推动下发展、东北移, 与锋区南侧、涡旋中心附近旺盛发展的云团 G 合并, 同时, 涡旋中心北部的东北气流明显加强, 涡旋发展和锋区加强有利于 G 旺盛发展; 云团 F 在主体急流带东侧西南气流风速辐合区内形成, 随着涡前西南气流经向度的加大和向西旋转, F 并入 G, G 发展成为圆形 $M\alpha\text{CS}$ 。14 日 02:00, 气旋后部西北气流持续加强, 西南急流被迫东移, 冷空气入侵和对流发展导致能量降低, 360 K 线控制区东移、缩小, 急流轴断裂为南北两段, G 处于北段急流轴附近辐散区内, 移出高湿区并减弱衰亡。

13 日 14:00, A、B 云团初生期动力结构不同(图略): A 中低层为辐合层, 垂直相对正涡度不明显, 600~300 hPa 为辐散层, 350 hPa 附近有一浅薄辐合层, 200 hPa 为一较明显的辐散层, 即 A 云团发展区已经建立起低层辐合高层辐散的动力结构, A 内对流伸展至对流层顶; 而 B 云团中低层为辐合层和正涡度区, 中高层主要为弱辐散层和负涡度区, 对流层顶的辐散层还未建立, 此时 B 尺度明显小于 A, 且对流主要处于中低层, 即 B 的发展程度低于 A。20:00(图略), $M\alpha\text{CS}$ 处于旺盛阶段, TBB 低值中心附近($34.5^{\circ}\sim 35.5^{\circ}\text{N}$)中低层辐合明显加强, 辐合中心位于 900 hPa, 中心值达到 $5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 与 850 hPa 西南急流配合, 正涡度中心也位于该层次上, 中心值达 $10\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 中高层以辐散和负涡度区为主, 200 和 500 hPa 分别出现了辐散中心, 200 hPa 散度值为 $5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 有利于系统维持和发展。14 日 02:00(图略), 强低层辐合、高层辐散区域与低层低涡中心配合, $M\alpha\text{CS}$ 中心附近(35°N)低层辐合浅薄, 自下向上出现辐合、辐散交替分布的特征, 且高层以辐合为主, $M\alpha\text{CS}$ 减弱衰亡。经云团中心位置作水平风、 θ_{se} 和垂直上升运动(w)的经向垂直剖面(图 13)来揭示不同发展时期暴雨云团的触发机制: 13 日 14:00, A 云团形成于低层(750 hPa 以下)高能区北侧、切变线附近锋区前沿及中低层对流不稳定区($\partial\theta_{\text{se}}/\partial z \leq 0$)内, 切变线北侧西北气流引导冷空气南下触发对流发展, 云团形成于中低层弱垂直上升运动区(上升运动区低层起始位置在

850 hPa 附近, 可能与该处海拔高度位于 1500 m 左右有关)内。云团 B 形成于低空“ Ω ”型高能区内, 整层受西南气流影响, 600 hPa 为低能中心, 强垂直上升运动区位于云团北侧, 而 B 云团附近垂直上升运动区较浅薄、强度偏弱, 垂直上升速度中心位于 850 hPa 附近。云团 C 形成于暖切变线南侧的“ Ω ”型高能区内, 中低层 $\partial\theta_{\text{se}}/\partial z \leq 0$, 对流不稳定条件较强, 900~850 hPa 偏东气流引导冷空气扩散南下形成能量锋区, 垂直上升运动较强, 中心值达 $0.4\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, 此时 C 云团顶部面积尽管不大, 但低层对流发展旺盛。20:00, 云团 G 活动区域($34.5^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$)上空 950 hPa 一直到高层均受西南气流影响, 低空急流明显, 近地层处于辐合线北侧的东至东北气流里, 中低层仍为 $\partial\theta_{\text{se}}/\partial z \leq 0$ 的对流不稳定区, 垂直上升运动区较宽, 上升运动中心位于 800 hPa 附近低空急流左侧强辐合区内, 中心强度达 $1.4\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, 14 日 02:00, G 云团中低层为能量锋区, 对流不稳定条件减弱, 以下沉运动为主(图略)。

可见, 暴雨云团形成发展于中层 $\partial\theta_{\text{se}}/\partial z < 0$ 的对流不稳定环境场中, 系统处于不同的发展阶段, 其能量场和动力场的结构特征不同, 对流触发机制也存在差别, 综合来看边界层冷空气扩散南下和中低层强暖湿气流强迫是主要的对流发展机制。

4.3 地面中尺度辐合线及气旋式环流影响

13 日 13:00 伏牛山北部有一辐合线, 对比 13:30 卫星云图发现, A 在辐合线附近形成发展, 14:00(图 14a), A 云团发展区东北气流和西北气流入侵造成气温明显降低, 地面中尺度辐合线和扩散南下冷空气共同作用, 起对流触发作用, 而豫西又为山区地形, 地势西高东低, 偏东风入流形成的迎风坡效应也加强了动力抬升程度, 促使云团发展, 此外, A 云团形成区三支气流的流入有助于圆形对流云团的发展; 相似的, 云团 B 和 C 也是在中尺度辐合线附近形成发展, B 和 C 形成区气流均具有气旋性旋转特征。18:00(图 14b), 随着冷空气的扩散, 地面西北风分量加大, 同时西南暖湿气流发展北抬, 促使 A 云团附近的气旋式环流向东北方向移动, A 云团仍保持近圆形的形态特征随气旋式辐合中心发展并向东北方向移动。可见, 地面辐合线、气旋式辐合不

仅有触发对流的作用,而且在组织对流方面也具有重要作用,气旋式旋转环流有利于圆形 MCS 的形

成和发展。

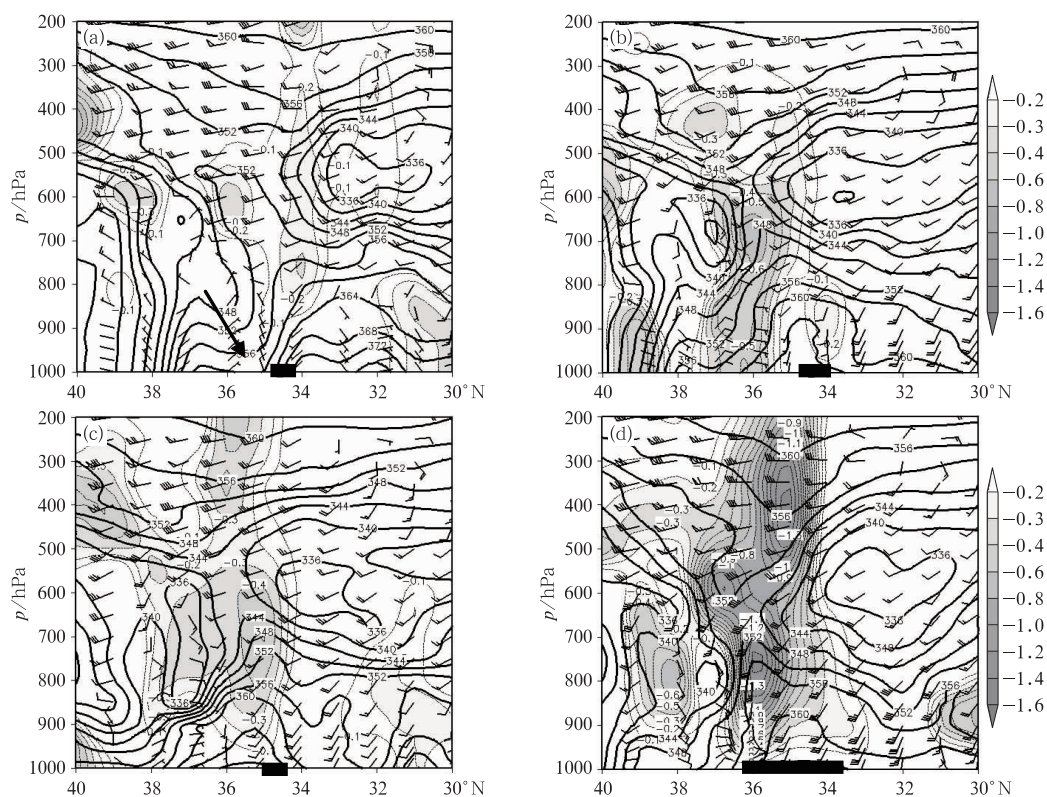


图 13 2010 年 8 月 13 日 14:00 经云团 A(a)、B(b)、C(c)和 20:00 经 E 中心(d)位置水平风(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 θ_{se} (实线,单位: K)和 w (虚线, ≤ 0 , 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)经向垂直剖面(横坐标轴粗线示意云团位置)

Fig. 13 Longitudinal cross sections of horizontal wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), θ_{se} (solid line, unit: K) and w (dash line, ≤ 0 , unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along the center of cloud cluster A (a), B (b), C (c) at 14:00 BT and E cloud cluster (d) at 20:00 BT 13 August 2010

(Bold line of horizontal ordinate represents the location of cloud cluster)

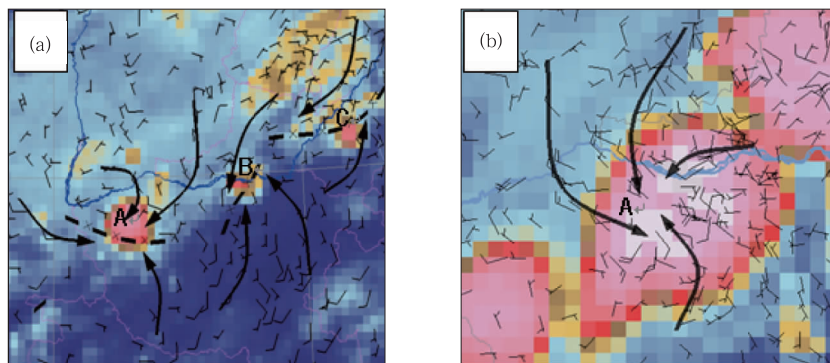


图 14 2010 年 8 月 13 日 14:00(a)和 18:00(b)地面风中尺度分析和 FY-2E 红外云图
(矢线为流线,虚线为中尺度辐合线)

Fig. 14 Mesoscale analysis chart overlaying FY-2E satellite cloud images at 14:00 BT (a) and 18:00 BT (b) 13 August 2010

(Vector line is streamline, dotted line is mesoscale convergence line)

5 结论和讨论

本文综合利用多种资料对 2010 年 8 月 13 日黄淮暴雨云团的发展演变、组织结构、发展环境及触发机制进行了综合分析,得到以下主要结论:

(1) 低涡切变形势下,切变线南侧强的西南急流为圆形 $M\alpha CS$ 的形成发展提供能量和充沛水汽,低空急流左侧和辐合线附近风向、风速辐合及边界层弱冷空气扩散南下触发不稳定能量释放是圆形 $M\alpha CS$ 的主要形成机制。较高的 K 指数、 PW 、垂直风切变、 $SWEAT$ 指数是暴雨云团发展和维持的环境条件。

(2) 圆形 $M\alpha CS$ 的发展演变可分为四个阶段: $M\beta CS$ 初生期、 $M\beta CS$ 合并发展期、圆形 $M\alpha CS$ 成熟期和减弱衰亡期,初生期至系统成熟期是产生强降水的关键时期。系统初生期在雷达监测上表现为伴有中气旋的单体和多单体风暴, γ 或 β 中尺度气旋和辐合线在对流初生阶段起重要的动力触发作用,气旋加强导致系统自身发展,包括后向发展,发展旺盛的初始对流在可见光云图上表现得更明显。 $M\beta CS$ 合并发展期至系统衰亡期,在雷达均可监测到 β 中尺度对流系统,气旋外围西南和偏南气流合并导致对流单体彼此靠近、合并,造成系统爆发性发展,对流合并可发生在云团内部也可发生在不同云团之间,后者对 $M\beta CS$ 合并有指示意义成熟阶段;成熟期至减弱衰亡期易形成与强降水密切相关的线状对流系统,单体后部强出流促使对流回波分裂减弱。

(3) 不同阶段暴雨云团的对流发展机制不同。对流初期, $M\beta CS$ 形成于中低层 $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 的对流不稳定环境中,地面辐合线、边界层弱冷空气扩散及地形的动力抬升起对流触发作用。A 云团形成于能量锋区前沿,边界层弱冷空气入侵、地形抬升起对流触发作用,而云团 B、C 形成于午后,整层受西南气流影响,地面辐合线触发暖区热对流发展是两个云团的主要形成机制。 $M\beta CS$ 合并发展期和圆形 $M\alpha CS$ 成熟期,强暖湿气流强迫、边界层弱冷空气扩散是重要的对流发展机制。

(4) 中低层辐合、正涡度区深厚、高层辐散强,垂直上升运动从边界层伸展到对流层顶是 $M\alpha CS$ 成熟期的主要动力结构特征,而暴雨云团减弱衰亡期的垂直动力结构则表现为低层辐合浅薄、高层辐

合层深厚,垂直方向自下向上为辐合、辐散交替分布的结构特征。

致谢: 感谢中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室提供四维变分风场反演资料;感谢中国气象科学研究院王改利研究员给予的指导。

参考文献

- 方宗义,覃丹宇. 2006. 暴雨云团的卫星监测和研究进展. 应用气象学报, 17(5): 583-593.
- 方宗义,项续康,方翔,等. 2005. 2003 年 7 月 3 日梅雨锋切变线上的 β 中尺度暴雨云团分析. 应用气象学报, 16(5): 569-575.
- 费增坪,郑永光,王洪庆. 2005. 2003 年淮河水大期间 MCS 的普查分析. 气象, 31(13): 18-22.
- 何立富,黄忠,郝立生. 2006. “0374”南京特大暴雨中尺度对流系统分析. 气象科技, 34(4): 446-454.
- 黄勇,覃丹宇. 2013a. 舟曲泥石流天气过程中云团合并的卫星观测作者. 应用气象学报, 24(1): 89-100.
- 黄勇,王雪芹,苏爱芳,等. 2013b. 江淮夏季强天气过程中对流云合并现象的卫星观测. 遥感学报, 17(2): 355-354.
- 黄勇,覃丹宇,邱学兴. 2012. 暴雨过程中对流云合并现象的观测与分析. 大气科学, 36(6): 1135-1149.
- 井喜,屠妮妮,井宇,等. 2013. 中国 MCC 时空分布与天气学特征分析. 高原气象, 32(6): 1597-1607.
- 吕艳彬,郑永光. 2002. 华北平原中尺度对流复合体发生的环境和条件. 应用气象学报, 13(4): 406-412.
- 马禹,王旭,陶祖钰. 1997. 中国及其邻近地区中尺度对流系统的普查和时空分布特征. 自然科学进展, 7(6): 701-706.
- 牟容,刘黎平,许小永,等. 2007. 四维变分方法反演低层风场能力研究. 气象, 33(1): 11-18.
- 覃丹宇. 2010. 用滤波方法进行 $M\alpha CS$ 云团形态差异的个例分析. 大气科学, 34(1): 154-162.
- 覃丹宇,方宗义,江吉喜. 2006. 典型梅雨暴雨系统的云系及其相互作用. 大气科学, 30(4): 578-586.
- 寿亦萱,许健民. 2007. “05.6”东北暴雨中尺度对流系统研究 II: MCS 动力结构特征的雷达卫星资料分析. 气象学报, 65(2): 171-182.
- 孙虎林,罗亚丽,张人禾,等. 2011. 2009 年 6 月 3—4 日黄淮地区强飑线成熟阶段特征分析. 大气科学, 35(1): 105-120.
- 孙建华,张小玲,齐琳琳,等. 2004. 2002 年 6 月 20—24 日梅雨锋中尺度对流系统发生发展分析. 气象学报, 62(4): 423-438.
- 孙晶,楼小凤,胡志晋,等. 2007. 梅雨期暴雨个例模拟及其中小尺度结构特征分析研究. 大气科学, 31(1): 1-18.
- 陶祖钰,王洪庆,王旭,等. 1998. 1995 年中国的中 α 尺度对流系统. 气象学报, 56(2): 166-177.
- 王捷建,李泽椿. 2002. 1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 60(2): 146-155.
- 许小永,郑国光,刘黎平. 2004. 多普勒雷达资料 4Dvar 同化反演模拟研究. 气象学报, 62(4): 410-421.
- 姚秀萍,于玉彬,赵兵科. 2005. 梅雨锋云系的结构特征及其成因分析. 高原气象, 24(6): 1002-1011.

- 姚学祥. 2004. 中尺度对流复合体的动力诊断与数值模拟研究. 南京: 南京气象学院.
- 俞小鼎. 2012. 2012年7月21日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38(11):1313-1329.
- 翟菁, 胡雯, 冯妍, 等. 2012. 不同发展阶段对流云合并过程的数值模拟. 大气科学, 36(4):697-712.
- 张腾飞, 鲁亚斌, 普贵明. 2003. 低涡切变影响下云南强降水的中尺度特征分析. 气象, 29(12):29-33.
- 周泓, 杨若文, 钟爱华, 等. 2015. 云南省一次切变冷锋型暴雨过程的中尺度对流系统分析. 气象, 41(8):953-963.
- 卓鸿, 赵平, 李春虎, 等. 2012. 夏季黄河下游地区中尺度对流系统的气候特征分布. 大气科学, 36(6):1112-1122.
- Cotton W R, Lin M S, McAnelly R L, et al. 1989. A composite model of mesoscale convective complexes. Mon Wea Rev, 117: 765-783.
- Laing A G, Fritsch J M. 2000. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. Mon Wea Rev, 128:2756-2776.
- Jirak I L, Cotton W R, McAnelly R L. 2003. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. Mon Wea Rev, 131(10):2428-2449.
- Maddox R A. 1981. The structure and lifecycle of mid-latitude mesoscale convective complexes. Fort Collins: Colorado State University, 171.
- Maddox R A. 1983. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. Mon Wea Rev, 111:1475-1493.
- McAnelly R L, Cotton W R. 1986. Meso scale characteristics of an episode of mesoscale convective complex. Mon Wea Rev, 114: 1740-1770.
- Sun J, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. J Atmos Sci, 54(12):1642-1661.
- Sun J, Crook N A. 1998. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. J Atmos Sci, 55(5):835-852.
- Sun J, Flicker D W, Lilly D K. 1991. Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from simulated single Doppler radar data. J Atmos Sci, 48(6):876-890.
- Wu B, Verlinde J, Sun J. 2000. Dynamical and microphysical retrievals from Doppler radar observations of a deep convective cloud. J Atmos Sci, 57(2):262-283.
- Xu X Y, Liu L P, Zheng G G. 2006. Mesoscale structure of rain-storm retrieved from dual-Doppler radar observations using the 4DVAR assimilation technique. Acta Meteor Sin, 20(3):334-351.