

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).

宜昌极端短时强降水中尺度对流系统特征分析^{*}

范元月¹ 罗剑琴¹ 张家国² 叶丹¹ 陈亮¹

1 湖北省宜昌市气象台,宜昌 443000

2 武汉中心气象台,武汉 430074

提 要: 利用多普勒天气雷达和区域自动气象站资料以及常规观测资料,分析了 2016—2017 年宜昌极端短时强降水的环境条件和中尺度对流系统(MCS)的演变与活动特征。结果表明,极端短时强降水发生的形势背景共有三种:斜压锋生、准正压和低层暖平流强迫。在斜压锋生环境中,冷锋南下在宜昌中西部速度变缓,与暖倒槽中暖湿气流多次合并形成锋生,其造成的强烈抬升使 MCS 中单体质心较高,强回波厚达 5~6 km,强的垂直切变导致单体出现悬垂结构,这些环境条件使气流合并时瞬时雨强较大;在气流合并、地形阻挡时对流持续时间较长,造成间歇性、分散性极端短时强降水。准正压 I 型极端短时强降水发生在副热带高压边缘,地面鞍型场中南风气流发展,在地形作用下形成的辐合中心触发并增强对流单体,低质心、塔状、厚度高达 7 km 的强回波造成的瞬时雨强极大,引导气流较弱及下游山前减弱单体的后向传播效应导致山前的河谷地区对流再次加强,造成时间较短、范围极小而雨强极大的极端短时强降水;准正压 II 型极端短时强降水发生在东风波西移过程中,暖湿的东风气流与边界层偏北气流合并时,导致超低质心的深厚塔状强降水回波,山体东侧过渡带地形使偏北风、偏东风多次合并,因而在过渡带地区造成雨强相对较小而范围较大、持续几个时次的极端短时强降水。在暖平流强迫环境中,西南急流加强时地面发展出辐合线,在辐合线上有向下游倾斜的深厚强回波单体沿着辐合线间隔排列,切变线、辐合线和雨带走向一致,使对流线上单体出现“列车效应”,对流单体在对流线的上游新生、加强,向下游移动,在对流线上连续几个时次出现间隔分布的线状极端短时强降水。

关键词: 极端短时强降水,准静止,后向传播,列车效应

中图分类号: P445, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.06.005

Characteristics Analysis of Mesoscale Convective System Causing the Extreme Flash Rain in Yichang

FAN Yuanyue¹ LUO Jianqin¹ ZHANG Jiaguo² YE Dan¹ CHEN Liang¹

1 Yichang Meteorological Observatory of Hubei Province, Yichang 443000

2 Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

Abstract: Based on Doppler radar data, automatic weather station data and conventional observation data, the environmental conditions and mesoscale convective system (MCS) in Yichang from 2016 to 2017 were analyzed. The results showed that there are three synoptic situation configurations of extreme flash rain (EFR): baroclinic frontogenesis category, quasi-barotropic category and low-level warm advection forcing category. In the baroclinic frontogenesis environment, the cold front is slower in the central and west of Yichang. The heavy updraft caused by the front, which is stronger, combined with the warm and humid airflow makes MCS high and thick. The strong vertical shear causes hanging structure of the cell. The

^{*} 中国气象局预报员专项(CMAYBY2017-047)资助

2018 年 12 月 22 日收稿; 2020 年 4 月 4 日收修定稿

第一作者:范元月,主要从事灾害性天气预报预警工作. Email:yc_fanyuanyue@163.com

通讯作者:罗剑琴,主要从事三峡天气预报预警工作. Email:122658915@qq.com

instantaneous rainfall intensity is stronger and the duration of convection is longer when the airflows are converged and blocked by the terrain, resulting in intermittent and dispersive EFR. The quasi-barotropic type I occurs at the inner edge of the subtropical high. The center of convergence formed by the topography with developing of the southerly in the saddle field triggers and strengthens the convective cell, causing heavy instantaneous rain intensity. Extremely, the weak steering flow and the backward propagation effect of the weakening cell in the piedmont area of the downwind side cause the convection to be strengthened again in the valley area in front of the mountain, resulting in EFR with short time, very small range and heavy rain intensity. The quasi-barotropic type II occurs at the convergence of the warm moist easterly and northerly flow of the boundary layer while the easterly wave moves to west, resulting in heavy precipitation tower deep echoes with ultra-low center of mass. The topographical transition zone on the east side of the mountain merges the northerly wind and the easterly wind several times, causing the EFR with relatively small intensity, larger area and lasting several times. In the warm advection forcing environment, a convergence line is formed with the strengthening of southwestern jet. The deep and strong echoes inclined downstream are arranged along the convergence line. The shear line and convergence line are in accord with the trend of rain band and the "train-effect" appears on the convection line, causing the cell to be regenerated and strengthened, moving downstream in the upstream of the convection line. So the line EFR with discontinuity distribution appears some times in a row on the convection line.

Key words: extreme flash rain (EFR), quasi-static, back-propagating, train effect

引言

宜昌市(29°56′~31°34′N、110°15′~112°04′E)位于湖北省西南部,地处长江上游与中游的结合部和鄂西武陵山脉与秦巴山脉向江汉平原的过渡地带,属亚热带季风气候区,境内山体高大,长江、清江等江河纵横,全年降水分布不均,汛期(5—9月)降水量占全年降水量的70%;其中,短时强降水是宜昌晚春和夏季出现的一种灾害性天气,具有强度大、局地性强、致灾重等特点,近年来呈频发之势。2016年宜昌在超强厄尔尼诺背景下短时强降水强度、频率远超历史同期,呈现极端性(毕宝贵等,2017)。当年5月6日21—22时(北京时,下同)位于长江河谷的长阳县天齐自动气象站(区域站)1 h降水量最大达102.0 mm,魏家洲村区域站6 h降水量达228.0 mm,突发强降水使得丹水河水位陡涨,导致该流域发生自1975年以来最大洪水;同年7月7日夜,三峡库区龙泉山村区域站1 h最大降水量为158.8 mm,创宜昌有气象记录以来小时降水量极值,突发强降水造成长江三峡西陵峡口支流下牢溪水位陡涨,90 min 其涨幅达4.38 m。极端降水事件频发,给三峡地区中小河流带来极大风险和危害。近20年来,我国气象工作者对极端降水成因主要从两个方面开

展了大量研究:一是采用诊断分析和数值模拟方法,对直接导致暴雨的 β 中尺度对流系统的结构与演变规律、触发对流的中尺度辐合或切变线等,以及地形对暴雨的可能影响进行分析和探讨(章丽娜等,2014;赵思雄等,1998;周长春等,2015;王建捷和李泽椿,2002;刘裕禄等,2015;廖移山等,2010;栗晗等,2018;梁红丽等,2018;雷蕾等,2017;沈新勇等,2018;沙莎等,2018),试图揭示极端降水的天气学成因;二是针对极端降水的产生过程,利用高时空分辨率的各类多普勒天气雷达产品和气象卫星云图资料,提出若干有助于分析极端降水事件成因的概念,如降水回波的后向传播(Chappell, 1986; Corfidi, 2003)、单体“列车效应”(Doswell III et al, 1996; 苟阿宁等, 2019)、低质心降水类型(俞小鼎等, 2012)等。另外,国内外较多学者(Houze et al, 1990; Schiesser et al, 1995; Parker and Johnson, 2000; Schumacher and Johnson, 2005; 王晓芳和崔春光, 2012; 王晓芳, 2012; 吴涛等, 2017; 赵宇等, 2017)对极端降水还从组织模态方面进行了分析,以此研究造成极端降水的中尺度对流系统的组织形式与演变特征。

以上众多研究为我国极端强降水预报预警提供了参考依据,然而,作为一种强对流天气,极端短时强降水由于其范围小、突发性强、历时短,地域性特

征十分明显(陈炯等,2013)。成丹等(2015)研究宜昌短历时暴雨表明,宜昌市区短历时暴雨多呈单峰型,具有形成速度快、强度大、持续久的特点;张家国等(2018)研究指出,长江中游地区的局地极端降水大多发生于鄂西山到江汉平原西部一带。这些研究初步表明了宜昌地区是极端短时强降水的高发区,为了加深对该地区这种强对流天气的认识,提高其预报准确性和临近预警时效,需要对这个区域内造成极端短时强降水的中尺度对流系统特征进行深入分析。本文利用常规观测资料,将极端短时强降水过程按照天气潜势条件分型,归纳总结各型概念模型,对不同形势背景下的极端短时强降水过程的环境条件进行分析,并利用多普勒天气雷达和区域自动站观测资料,分析造成极端短时强降水的中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS)的发展演变和活动特征,以期当地今后进一步做好短时强降水临近预警业务与服务提供参考依据。

1 资料与方法

本文所用资料包括:(1)常规探空和地面气象观测资料;(2)宜昌、荆州多普勒天气雷达资料;(3)宜昌市 351 个区域自动气象站温度、降水量与风等要素资料,区域站资料在使用前已经过质量控制。参考俞小鼎(2013),将雨强 $\geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 或 $100 \text{ mm} \cdot (3 \text{ h})^{-1}$ 的降水定义为极端短时强降水(extreme flash rain, EFR)。按照这一标准,2016 年 1 月 1 日至 2017 年 12 月 31 日宜昌市共发生了 26 次 EFR 过程。

孙继松等(2014)基于产生强对流天气潜势条件的相对重要性,按照热动力学结构特征将我国强对流天气的天气尺度环境场分为五类:高空冷平流强迫、斜压锋生类、准正压类、低层暖平流强迫和高架雷暴类。这五类环境场有其显著特征,这些特征决定了 MCS 的发展,对强对流天气的预报具有重要指示意义。文中利用常规观测资料,对 EFR 发生前 12 h 内的天气尺度背景场分类,即采用以上标准。

2 EFR 的环境分类及 MCS 特征

作为一种强对流性降水,EFR 的瞬时降水强度取决于 MCS 的结构特征,其持续时间取决于 MCS 的移动速度;而 MCS 的结构特征由大气层结状态

和环境风垂直切变等对流环境决定,MCS 的移动速度则与其上单体的移动和传播等活动特征有关(孙继松,2017)。因而,分析 EFR 的成因,需要从对流环境、MCS 的结构和活动特征入手。

宜昌 26 次 EFR 过程的对流环境按照热动力结构共分为三种,如表 1 所示。其中,11 次为斜压锋生型,EFR 发生在冷锋南下与暖倒槽合并过程中;9 次为准正压型,其中有 4 次 EFR 发生在副热带高压(以下简称副高)边缘,5 次 EFR 发生在东风波西移过程中;6 次为低层暖平流强迫型,EFR 均发生在低涡右前方的低空急流中。下面就每类环境中的 MCS 特征进行详细分析。

表 1 2016—2017 年宜昌 EFR 过程及环境类型

Table 1 EFR process and environmental type in Yichang from 2016 to 2017

编号	日期/年-月-日	小时降水量/mm, 站点	环境类型
1	2016-5-4	72.3, 长阳杨拓坪	斜压锋生
2	2016-5-5	68.5, 长阳堡镇	斜压锋生
3	2016-5-6	102.0, 长阳天齐	斜压锋生
4	2016-6-1	75.8, 秭归雁落坪	斜压锋生
5	2016-6-14	59.8, 五峰金山	斜压锋生
6	2016-6-30	93.3, 当阳冯冲水库	低层暖平流强迫
7	2016-7-7	158.8, 宜昌龙泉山村	准正压
8	2016-7-8	82.3, 夷陵唐家坝	准正压
9	2016-7-10	70.1, 秭归石柱	准正压
10	2016-7-12	57.7, 夷陵雾渡河	准正压
11	2016-7-13	71.3, 枝江陶家湖	斜压锋生
12	2016-7-14	52.7, 五峰清水湾	斜压锋生
13	2016-7-17	62.2, 长阳刘坪村	斜压锋生
14	2016-7-18	71.0, 枝江火山口	低层暖平流强迫
15	2016-7-19	68.4, 当阳石家堰	低层暖平流强迫
16	2016-7-26	94.7, 远安洋坪	斜压锋生
17	2016-7-27	67.9, 点军艾家	斜压锋生
18	2016-8-3	88.3, 猇亭全通	准正压
19	2016-8-11	104.6, 宜都泉水堰	准正压
20	2016-8-14	65.5, 五峰火天坑	准正压
21	2017-7-8	66.3, 五峰南河	低层暖平流强迫
22	2017-7-14	55.0, 五峰青岩冲	低层暖平流强迫
23	2017-8-7	51.0, 兴山高岚	斜压锋生
24	2017-8-20	80.3, 长阳龙王冲	准正压
25	2017-8-24	54.5, 五峰产业坪	准正压
26	2017-9-9	74.0, 远安	低层暖平流强迫

2.1 斜压锋生类

宜昌 11 次斜压锋生类 EFR 发生前天气形势概念模型如图 1a。强降水发生前,500 hPa 陕南川东地区低槽东移,带动地面冷锋从湖北北部南下,南侧被贵州—江汉平原一线的暖低压倒槽控制,随着冷锋南下或暖倒槽发展,冷暖气团之间温度梯度加大,

不稳定性增强;EFR 就出现在冷、暖气流交汇处温度和湿度梯度大、斜压性强的地区。下文以 2016 年 5 月 6 日 EFR 过程为例分析斜压锋生型 EFR 发生前的对流环境及引发 EFR 的 MCS 演变特征。

2016 年 5 月 6 日下午到夜间川东低槽东移(图 1b),鄂西南位于槽前中低层气旋性曲率暖切变中,强降水过程开始之前,鄂西南受地面暖低压倒槽影响,山区有分散性弱对流;河南南部有冷锋南下,冷锋上的温度梯度、露点温度梯度均较大,环境大气斜压性较强。当冷锋南下到湖北南部进入暖倒槽时,冷、暖气流汇合造成温、湿对比更明显,锋生作用造成不稳定性增大、抬升运动加强,更有利于触发强对流。6 日 20 时强对流发生前宜昌探空图(图 1c)显示,近地面对流抑制能量(CIN)为 $73.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,抬升凝结高度(LCL)和自由对流高度(LFC)分别在 894.9 和 812.9 hPa,因而,地形高度在 1 km 以上的宜昌西部山区极易触发初始对流,而对于宜昌东部的平原及河谷地形处来说,冷锋南下强迫抬升触发初

始对流则显得非常重要。宜昌站 0°C 层高度为 4.5 km, 0°C 高度以下均为湿层,K 指数为 38°C ,云底比湿为 $15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,低层水汽垂直递减率为 $0.03 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,这些条件表明暖云含水量较大且深厚;对流有效位能(CAPE)适中($530 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$),避免了低空含水量大的气块通过暖云底部速度过快而造成降水效率下降;平衡高度较高(250.9 hPa),有利于对流发展到较高高度; $925 \sim 500 \text{ hPa}$ 垂直风切变很强($4.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$),有利于对流系统的组织化发展。

从雷达回波和地面加密自动站风、温度的演变可以看到(图 2),5 月 6 日下午,地形高度接近 LFC 的西部山区对流开始得较早,于 15 时即存在局地分散对流 MCS1(图 2a 和 2b),15—19 时 MCS1 单体持续时间较短且更替较快,回波(图 2e 中 MCS1)呈塔状,中心强度为 50 dBz,中心位于单体中部 1.5~4.5 km 高度处,最强时回波发展至 10 km 高度处,45 dBz 以上强回波厚度在 3~5 km,单体持续时

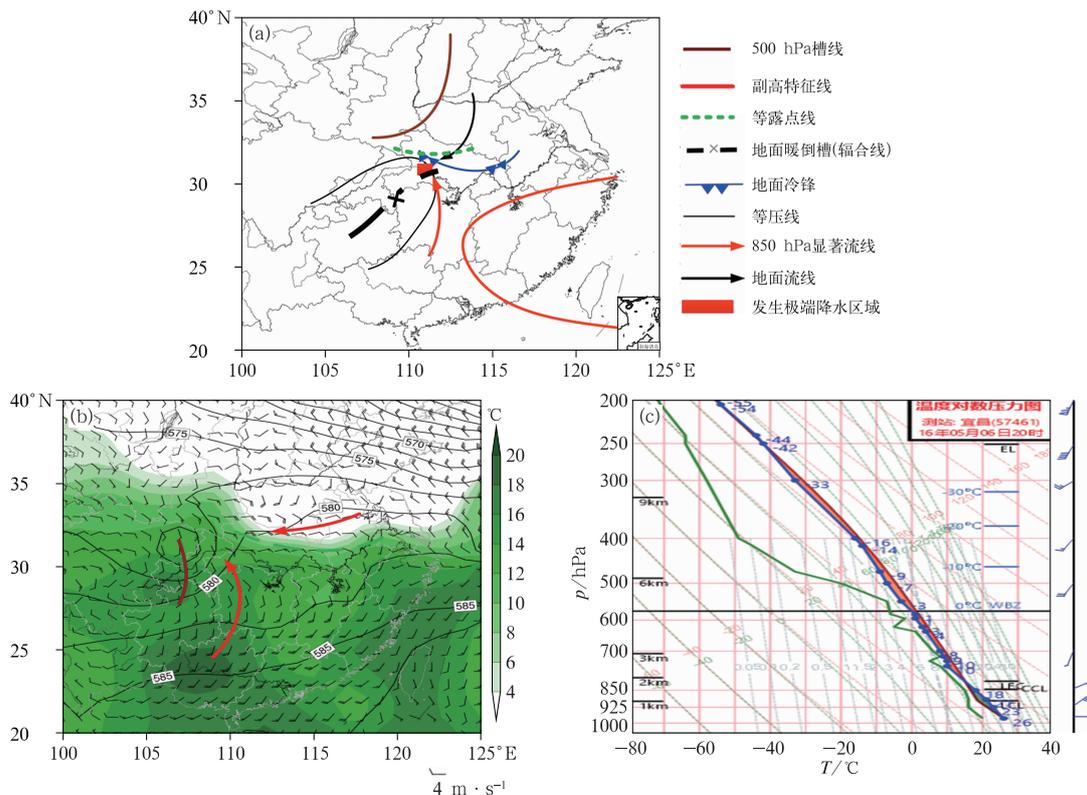


图 1 (a)斜压锋生类 EFR 发生前天气形势概念模型,2016 年 5 月 6 日 20 时(b)500 hPa 等高线(单位:dagpm)、850 hPa 风场(风羽)和露点温度(填色)及(c)宜昌探空站 $T-\ln p$ 图

Fig. 1 (a) The conceptual model of weather conditions before the occurrence of slanting frontal EFR, (b) 500 hPa potential height contour (unit: dagpm), 850 hPa wind field (barb) and dew point temperature (colored), and (c) sounding chart ($T-\ln p$) at Yichang Station at 20:00 BT 6 May 2016

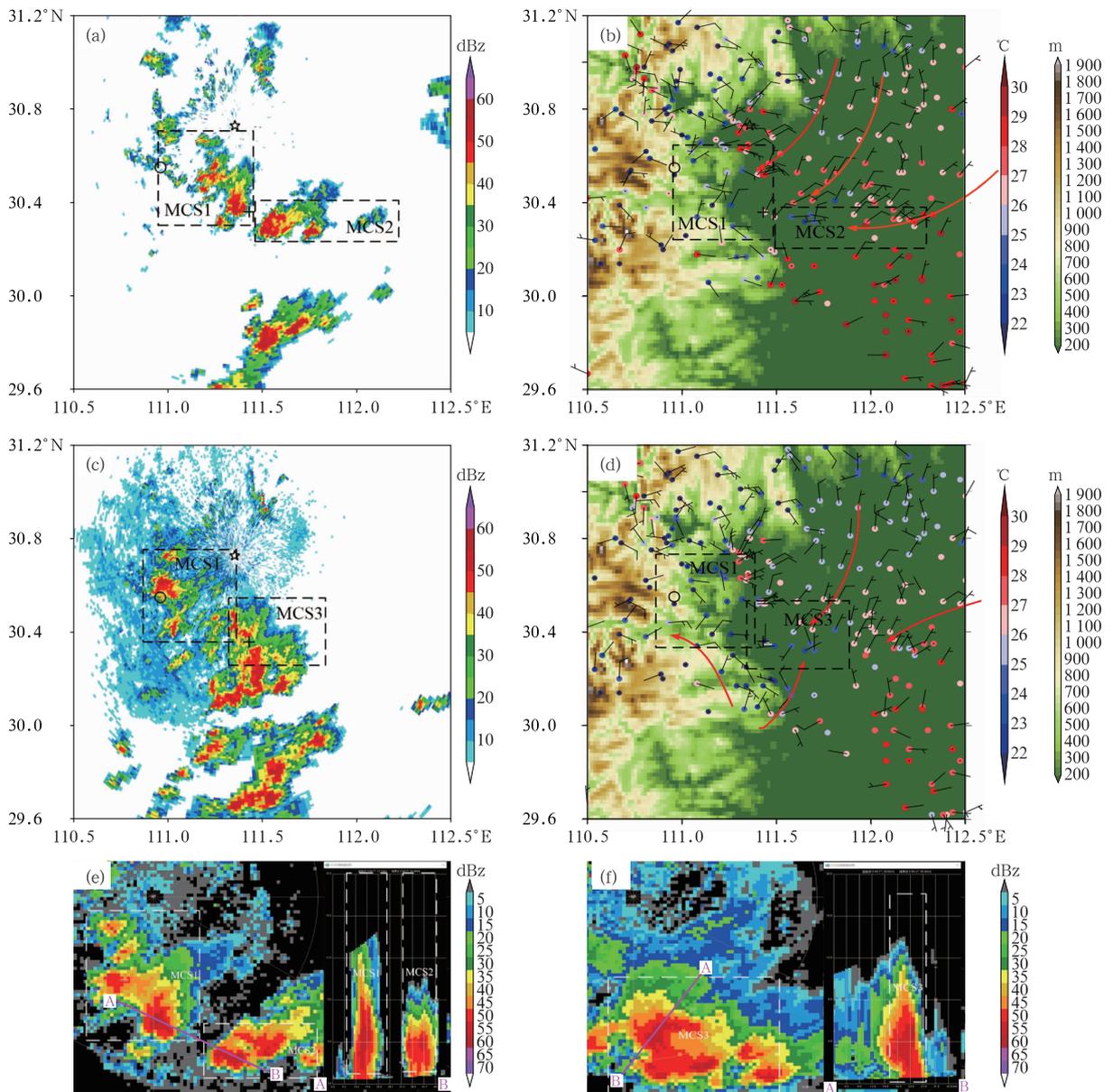


图 2 2016 年 5 月 6 日 (a,b)19:00 和 (c,d)20:00 宜昌雷达 1.5°仰角基本反射率因子 (a,c) 与地面风场 (风羽) 和温度场 (彩色圆点, 下同) (b,d); (e)18:47 和 (f)19:23 雷达组合反射率和沿图中 AB 红色直线所做垂直剖面 (“☆”为雷达站, “○”为天齐站, “+”为宜都站; 红色箭头为地面显著流线, 黑色虚线方框示意 MCS, 图 2b 和 2d 中填色为海拔高度, 下同),

Fig. 2 Base reflectivity at 1.5° elevation (a, c) of the multi-cell storm of Yichang Radar and analysis of surface wind (barb) and temperature (colored dot, same below) (b, d) at 19:00 BT (a, b) and 20:00 BT (c, d); radar composite reflectivity and vertical profile at 18:47 BT (e) and 19:23 BT (f) 6 May 2016 (“☆” marks the radar station, “○” marks the location of Tianqi Station, “+” marks Yidu Station; red arrow line indicates surface winds, black dotted square indicates MCS, colored area indicates altitude in Figs. 2b and 2d, the same below; AB red straight line is the profile position in Figs. 2e, 2f)

间在 20~40 min, 雨强最大达 $31 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$; 宜昌中东部平原地区, 仅在冷锋东段地面露点温度大值区 (23~24°C) 存在随冷锋南下的东西向带状回波 MCS2, MCS2 上仅在西段有积云降水回波, 中心强

度低于 50 dBz, 最强时 45 dBz 以上回波厚度在 2~3 km, 最大雨强仅为 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。20 时前后 (图 2c 和 2d) 冷锋南压至江汉平原南部, 与暖低压倒槽的东南风在宜都附近形成汇合流场, 锋生作用加强,

MCS1 南部单体与 MCS2 西部单体在锋生处合并形成 MCS3,环境场锋生导致抬升作用增强、不稳定增大,MCS3 回波强度和范围较 MCS1 和 MCS2 显著增强,沿垂直锋面方向的雷达反射率因子剖面(图 2f)可以看到,MCS3 回波中心达 55 dBz,位于单体中部 2~4 km 高度,大于 45 dBz 的强回波主体从地面伸展到 6 km 高度,且由于强的垂直风切变的存在使得由低到高存在悬垂结构,单体由南向北倾斜,北侧低层存在清晰的弱回波区,对应强烈的上升运动,导致了第一个降水高峰期,20—21 时此处有三站出现 EFR,最大雨强为 $63.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

从地面加密站 1 h 变温(图 3)可以看到,受降水影响,地面加密站 21 时、22 时出现大片负变温区,21 时地面负变温显示了 MCS3 减弱后形成的冷池(图 3a),冷池出流分别在西北、东南两端与环境场之间形成辐合区,西北端东南出流与环境场之间形成的辐合处形成 MCS4,东南端西北冷池出流与暖槽东南风、偏东风之间形成的辐合区处回波合并形成 MCS5。MCS5(图 3c)与 MCS3 结构类似,呈现向

入流一侧倾斜的结构,回波中心强度达 55 dBz,大于 45 dBz 的强回波主体从地面伸展到 5 km 高度,由低到高向南倾斜,导致了第二个降水高峰期,21—22 时此处有 4 站出现 EFR,最大雨强为 $56 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

MCS4 从东南部平原(冷区)向西北山区(相对暖区)移动,由于前期暖区对流的影响,地面为大片负变温,MCS4 较 MCS5 弱,受山地阻挡 MCS4 移动缓慢。值得注意的是,在其移动方向的前沿,天齐站 21 时形成了一个 $+1.0^\circ\text{C}$ 的正变温中心(图 3a 红色圆圈所示范围),并于 22 时向西北侧移动加强为 $+1.6^\circ\text{C}$ 的正变温中心(图 3b 红色圆圈所示范围),对流接近时正变温加强,极有可能表明在 MCS4 移动前方有一个发展强烈的小尺度入流低压,雷达回波在此处强烈发展证实了这个猜测,22:12(图 3d) MCS4 经过此处时,其上单体强烈发展、合并,强回波范围较 6 min 之前显著增大,并一直持续至 22:48;沿着入流方向剖面(图 3d)显示,单体中心强度为 55 dBz,位于 1~3 km 高度,地面至 5.5 km 均为 45 dBz 以上的强回波,并向入流低压一侧倾斜,斜

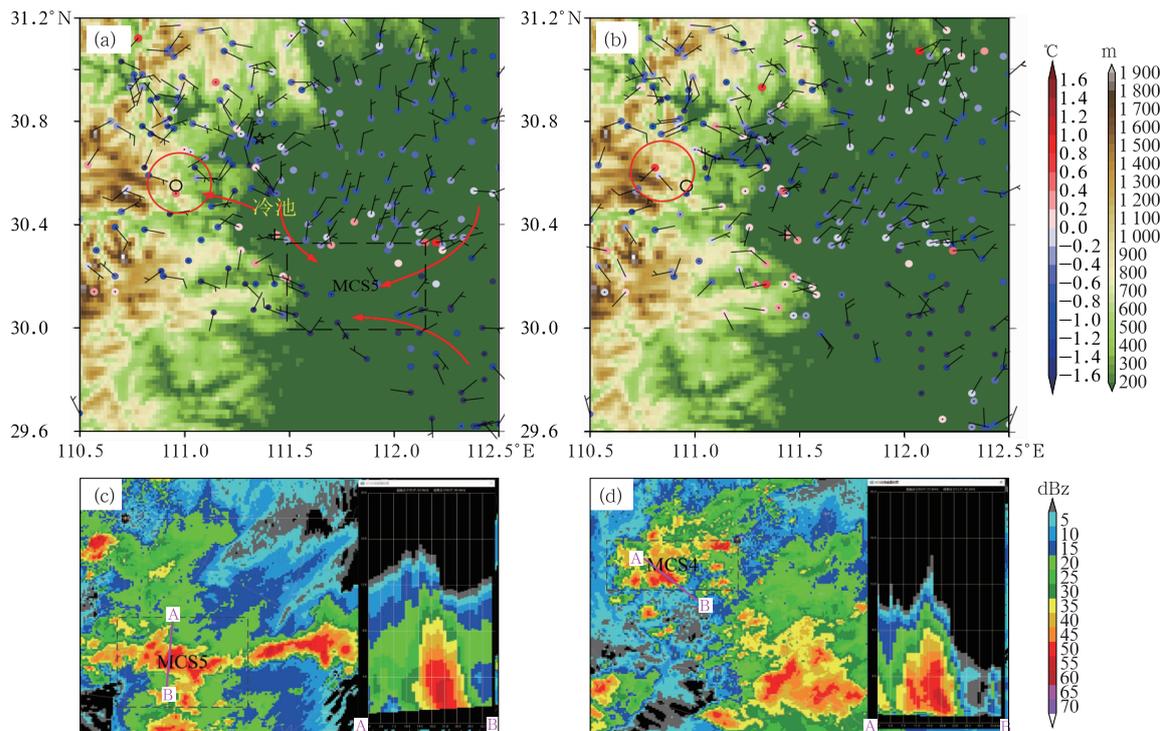


图 3 2016 年 5 月 6 日(a)21:00 和(b)22:00 区域自动站 1 h 变温(圆点)、风场和地形高度(填色);
(c)20:53 和(d)22:12 雷达组合反射率及沿图中 AB 红色直线所做垂直剖面

Fig. 3 The 1 h variable temperature (dot), wind field and terrain height (colored) at 21:00 BT (a) and 22:00 BT (b); radar composite reflectivity and vertical profile (AB red straight line is the profile position) at 20:53 BT (c) and 22:12 BT (d) 6 May 2016

率超过 MCS3 和 MCS5,出现了雨强更大的第三次降水高峰期,天齐站 22—23 时雨强达 $102.0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。23 时之后,单体强度变弱,悬垂结构消失,逐渐演变为层状云降水回波,雨强减小到 $10 \sim 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

上述分析表明,斜压锋生类 EFR 发生在冷锋入暖槽时回波合并的过程中,冷、暖气流交汇时斜压锋生,动力抬升作用和不稳定度加大,触发不稳定能量释放,造成强对流天气。相比 2016 年 5 月 6 日的同类过程,5 月 4 日、5 月 5 日、6 月 1 日、6 月 14 日与 7 月 13 日的斜压锋生类 EFR 的环境场与 MCS 特征大体相似;而 7 月 12 日、14 日、17 日、26 日与 27 日,虽然过程前 12 h 内天气图上无明显的天气尺度冷锋南下,但在 EFR 发生前 2~3 h,湖北北部初始对流产生的冷池出流与环境偏南风之间形成了阵风锋或中尺度冷锋,中尺度冷锋回波与南风气流中的暖区回波合并时 MCS 加强。冷、暖气流合并造成的锋生是造成这类 EFR 的 MCS 发展并快速加强的关键因素,由于斜压性强,MCS 上单体出现悬垂结

构,位于中层 1~4 km 的回波中心向入流一侧倾斜,厚度在 5.5~6 km 的倾斜结构强回波造成大的瞬时雨强;由于西部山区地形对冷空气的阻挡作用,导致东部平原先于西部山区出现锋生,东部降水以后产生的冷池又加强了西部山区的锋生作用,另外,山地对单体西移形成的阻挡作用使 MCS 移动缓慢,因而斜压锋生类 EFR 经常出现在冷锋南下受阻地区,东部平原到山区过渡带地形先出现 EFR,再向西传播至山区出现二次降水高峰,即长阳东北部及与秭归交界处、五峰东北部和河谷地形迎风坡处,其中出现在山区河谷地形的 EFR 范围更局地而雨强更大。

2.2 准正压类

两年间共有 9 次 EFR 发生在准正压的环境中,其中有 4 次发生在副高边缘,5 次发生在东风波中,分为准正压 I 型和 II 型。准正压 I 型概念模型如图 4a 所示,发生 EFR 之前 12 h 内,宜昌位于副高边

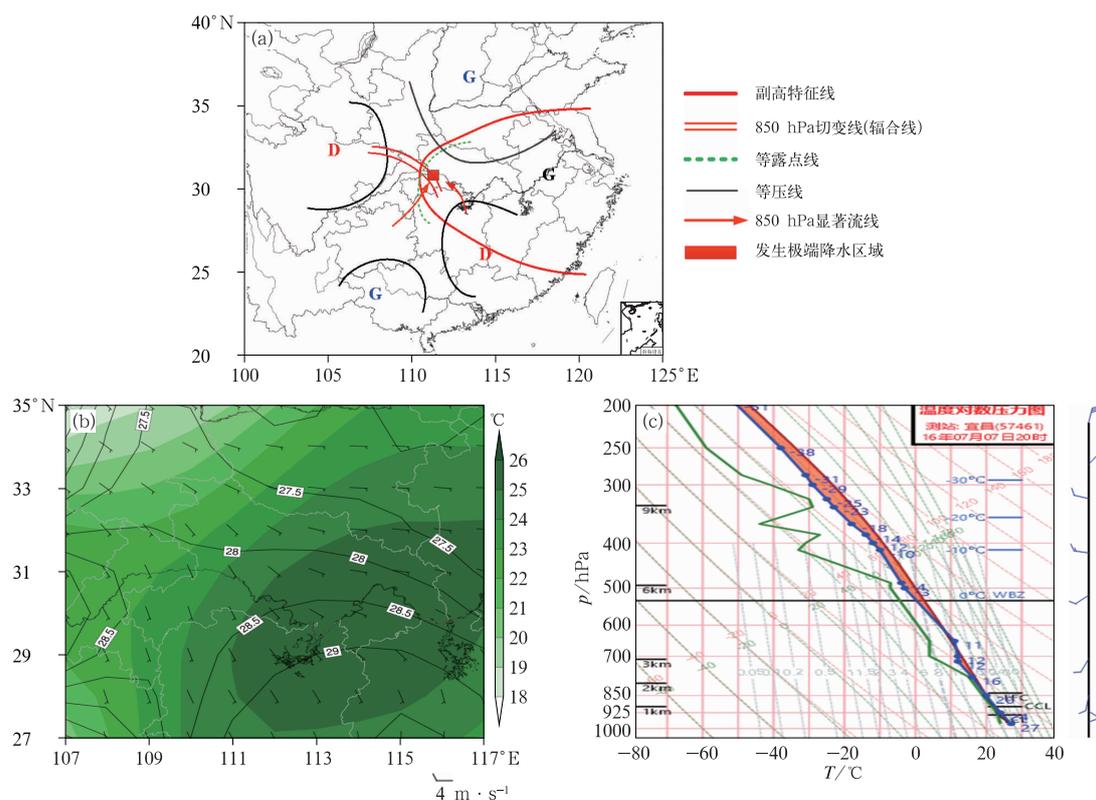


图 4 (a)准正压 I 型 EFR 发生前天气形势概念模型,2016 年 7 月 7 日 20 时(b)1000 hPa 等温线(单位:°C)、风场(风羽)和露点温度(填色)及(c)宜昌探空站 $T-\ln p$ 图

Fig. 4 (a) The conceptual model of weather conditions before the occurrence of quasi-barotropic type I EFR, (b) temperature (isotherm, unit: °C), wind field (barb) and dew point temperature (colored) at 1000 hPa, and (c) sounding chart ($T-\ln p$) at Yichang Station at 20:00 BT 7 July 2016

缘,此处大气斜压性弱,但低层(850 hPa)弱切变线提供了微弱的初始抬升条件,地面上为鞍型场,少数时候为宽广低压带,在宜昌过渡带地区形成东南气流与西南气流的汇合区,这种环境下易在向东南开口的喇叭口地形处生成小尺度地形辐合中心,对流就发生在辐合中心附近。下文以2016年7月7日EFR过程为例分析准正压I型EFR发生前的对流环境及引发EFR的MCS演变特征。

2016年7月7日20时(图4b),副高西伸至鄂西南地区,850 hPa有弱切变,地面为鞍型场,宜昌即位于鞍型场中西南气流与东南气流交汇处。宜昌探空曲线(图4c)显示,近地面空气CIN较小($26.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$),云底低且LCL和LFC很低,非常有利于初始对流风暴的启动;宜昌站 0°C 层高度为5.3 km,云底比湿为 $19.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,云底至云顶(水汽含量为 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 高度)水汽垂直递减率为 $0.04 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,20—23时的夷陵站(最靠近峡口区)各时次比湿分别为20.0、20.6、21.0和 $21.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,较周边其他站点的比湿明显增大,这些条件表明峡口区附近有利于湿对流发展;CAPE为 $1253.3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,较14时增大了2倍,这是由于底层湿度增大导致的,CAPE越大,则其能量释放后形成的最大上升速度越大,因而对流发展更高。

在地面加密自动站上(图5a),在副高内部边缘低层南风气流中,地面南风逐渐北抬,当南风发展至峡谷地区时,与西北风(下山风)之间形成了辐合区,21:30辐合区触发了弱对流;回波强度在40 dBz以下,最大雨强为 $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,对流持续了20~30 min即减弱。

南风进一步发展至长江以北时,抵消了龙泉山村站偏北风,22:10—22:30呈现出静风(图5b),峡谷地区形成辐合中心,触发对流有效位能释放,此处对流块A发展(图5a);22:40龙泉山村站转为偏南风,辐合中心随之发展为 β 中尺度涡旋中心,位于涡旋中心南风一侧的对流块A于22:50回波强度增大到55 dBz,荆州雷达反射率因子剖面(图5g)显示该回波呈塔状,这与极小的垂直风切变对应,顶高为11 km,中下部均为强回波,中层强中心位于低层强中心之上,50 dBz以上强回波从地面伸展到6.5 km(当日 0°C 层高度为5 km),为深厚的低质心暖云降水回波,此时雨强超过 $2.0 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$,22—23时此处出现 $59.7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的EFR;对流块A发展最强时,在其北侧一段距离的地方即夷陵区山区南侧

迅速发展出对流块B(图5c),从同时次地面温度场(图5d)可以看到,对流块A处温度下降,形成冷池,所以对流块B是由于冷池移动导致的前向传播所导致的(张家国等,2015)。对流块B由于远离河谷地区(边界层水汽条件较南侧河谷地区差),其存在时间较短,23:04达到最强,仅6 min后(图5e)就快速减弱,23:10地面上(图5f)显示此时温度也明显下降,形成另外一个冷池,受北侧山区阻挡影响,该冷池流出集中向南(龙泉山村站即由偏南风转为偏北风),与环境偏南风之间的汇合进一步加强,使河谷处本已存在充足水汽的对流块A再次活跃加强;23:40回波顶高发展至18 km,剖面显示(图5h)对流块A中心强度增大到60 dBz,仍维持塔状低质心结构,50 dBz强回波从地面伸展到7 km;23:40—23:50雨强达到最大值($3.5 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$);23:50龙泉山村出现了 $8.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏北风,表明单体已经出现强的下沉气流,随后雨强快速减小,8日00:10以后减小到 $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下。

由以上分析可知,在副高边缘地面鞍型场弱的南风气流中,夜间下山风与环境南风之间在河谷地区形成的辐合触发了对流有效位能,形成强对流天气;与这次过程类似,2016年7月8日和12日夜间接西陵峡支流EFR、2017年8月20日夜间接清江支流丹水河流域EFR均发生在副高边缘内侧的准正压环境中。在准正压环境中,夜间边界层南风北抬到峡谷入口处时,形成中小尺度辐合线/辐合中心,在河谷地区触发初始对流,经过长江、清江等河谷时由于边界层水汽含量异常大,发展高度极高的单体呈深厚的低质心塔状结构,造成极大的瞬时雨强;鞍型场中单体移动缓慢,而冷池移动造成的传播在山前触发短时对流,短时对流减弱时受山地阻挡又转为后向传播,使对流时间延长,因而,在河谷处出现间隔时间短的两次降水高峰叠加,导致持续60~80 min的极小范围EFR的发生。

5次准正压II型概念模型如图6a。强降水发生前,500 hPa副高偏北,东风波(或减弱的台风倒槽)主体位于湖南南部,倒槽影响湘北到江汉平原南部地区,江汉平原以北为大陆高压和副高之间的辐合区(有时有西风带低槽东移);湖北北部有浅薄冷空气沿着大陆高压南侧的东北气流南下;中低层及边界层宜昌东部均为比湿较大的偏东气流。随着低槽东移、东风波西移,东、西风带系统带来的暖湿、干冷气流合并,合并处动力抬升、不稳定性显著加强;

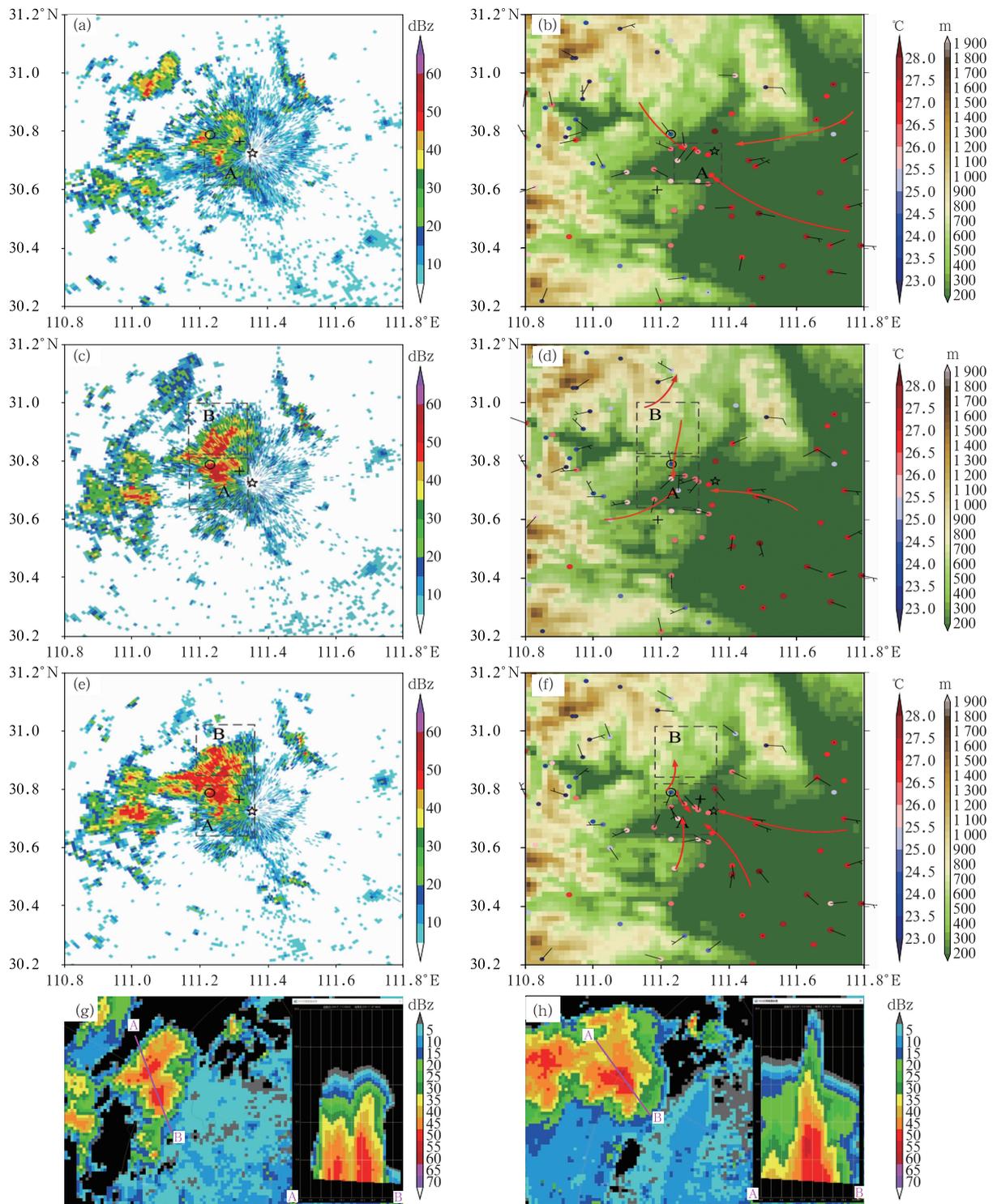


图 5 2016 年 7 月 7 日 (a,b)22:10、(c,d)22:50 和 (e,f)23:10 宜昌雷达 1.5° 仰角基本反射率因子 (a,c,e) 与地面中尺度综合分析图 (b,d,f); (g)22:50 和 (h)23:50 荆州雷达组合反射率因子和沿图中 AB 红色直线所做垂直剖面 (“☆”为雷达站, “○”为龙泉山村站, “+”为夷陵站, 图 5b, 5d, 5f 中填色为海拔高度)

Fig. 5 Base reflectivity at 1.5° elevation of the multi-cell storm of Yichang Radar (a, c, e) and comprehensive analysis of surface mesoscale (b, d, f) at 22:10 BT (a, b), 22:50 BT (c, d) and 23:10 BT (e, f); radar composite reflectivity and vertical profile at 22:50 BT (g) and 23:50 BT (h) 7 July 2016 (“☆” marks the radar station, “○” marks the location of Longquanshan Station, “+” marks Yiling Station colored area indicates altitude in Figs. 5b, 5d and 5f; AB red straight line is the profile position in Figs. 5g, 5h)

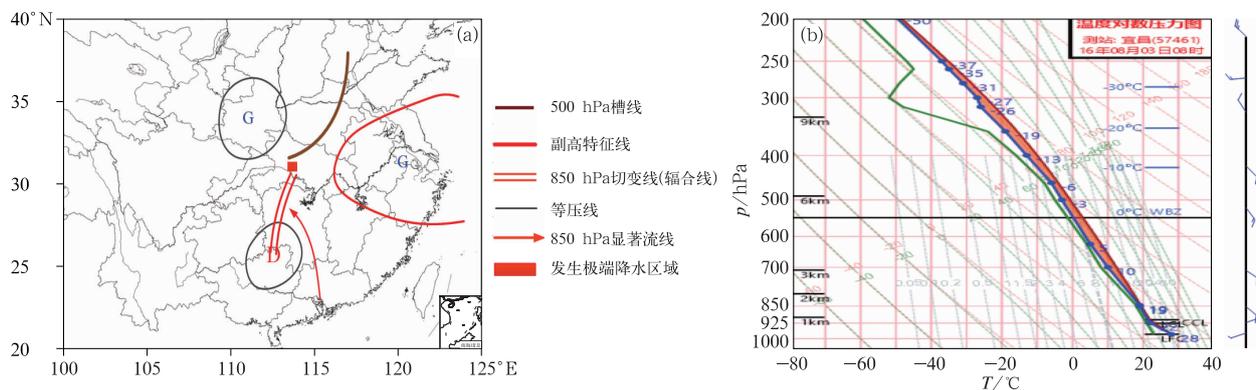


图 6 准正压 II 型 EFR 发生前天气形势概念模型(a)及 2016 年 8 月 3 日 08 时宜昌探空站 $T-\ln p$ 图(b)
 Fig. 6 The conceptual model of weather conditions before the occurrence of quasi-barotropic type II EFR (a) and sounding chart ($T-\ln p$) at Yichang Station at 08:00 BT 3 August 2016

EFR 就出现在东、西风带系统交汇处。下文以 2016 年 8 月 3 日 EFR 过程为例分析准正压 II 型 EFR 发生前的对流环境及引发 EFR 的 MCS 演变特征。

2016 年 8 月 3 日 08 时,副高加强西伸,控制东南沿海地区,中高纬地区受阻塞高压控制,两高之间有一低压槽从黄淮延伸至江汉流域,副高西侧有一台风低压减弱北上,低压中心位于广西北部地区,台风低压与副高之间气压梯度力加大,东南气流显著加强,宜昌处于台风倒槽后部的低层东南急流中心,急流中心最大风速达 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,925 hPa 上宜昌位于倒槽前部,有三股气流在宜昌附近交汇:台风低压东侧的偏南暖湿气流为强降水提供充足的能量和水汽,副高西侧的东南暖干气流为强降水提供能量条件,阻高东侧的冷干气流为强降水提供触发机制。宜昌探空图(图 6b)显示,强对流发生前,温度与露点温度层结曲线非常接近,420 hPa 以下相对湿度均在 80% 以上,云底比湿为 $18.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,LCL 非常低,0°C 层高度为 550 hPa,表明大气存在非常深厚的暖云;以当日最高温度订正初始抬升温度得到 CAPE 为 $1003 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,而 CIN 较小,只有 $37 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,K 指数为 38°C ,以上条件表明宜昌站附近存在一定的不稳定能量,有利于对流天气的发展;0~6 km 垂直风切变非常小($1.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$),表明环境空气的夹卷作用不强,也有利于降水效率的提高。

随着东风波西移和地面冷锋南压,倒槽后部的偏东气流在宜昌过渡带地形处有两种作用会触发初始对流:第一种为偏东气流在喇叭口地形下形成的边界层辐合流场,第二种则是偏东风在鄂西南西部山区东侧形成较强的地形抬升。8 月 3 日 11 时前后在山体东缘出现分散的初始对流(图 7a),其中远安西部百里荒山区东侧 MCS1 最强,即是由于偏东风在山区东侧地形抬升导致的(图 7b),此处

11:30—11:40 雨强为 $1.0 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$;自动站温度分布显示,MCS1 在环境东北风引导作用下沿山谷南下,并形成冷池,向南的冷池出流与环境东北风叠加,12 时前后这支东北气流与沿长江河谷南下的偏西气流在宜昌城区附近交汇(图 7d),形成地面中尺度风场汇合区,触发 MCS2(图 7c);由于两支气流含水量均较大(露点温度为 $25 \sim 26^\circ\text{C}$),气流汇合使宜昌城区附近对流活动更加剧烈,回波显著增强,剖面(图 7g)显示,单体呈塔状,中心 60 dBz 位于单体下部三分之一处的 2 km 高度上下,45 dBz 以上强回波从地面伸展到 6.5 km,为低质心暖云降水回波,12—13 时在城区附近造成 3 站降水量超过 50 mm。与此同时,城区以南沿长江南下的气流与地面台风倒槽中的偏东气流在长江河道北侧的猓亭区交汇,形成与河道走向一致的中尺度风场辐合线,触发 MCS3,在中尺度风场辐合线的组织下,MCS3 回波沿着长江河谷呈南北带状分布。另外,地面风场上低压倒槽逐渐西进北抬,倒槽内偏南气流在地形强迫抬升作用下,在长阳东部山区 12:30 前后有对流发展起来(MCS4)。

从温度分布(图 7f)可以看到,MCS2 减弱过程中形成冷池,其南侧偏北出流与沿长江河谷的西北风叠加,向南侵入 MCS3,使 MCS3 加强并沿着中尺度辐合线向东南移动,当移至猓亭区上空时,MCS4(图 7e)东侧出流也汇入到猓亭区附近,使此处成为环境东风、偏北出流、偏西出流共三支气流的汇合区,具备充沛的水汽及持续的上升运动条件,MCS3 对流活动更加剧烈,13:30 雷达反射率因子剖面(图 7h)显示,MCS3 结构与 MCS2 同样为塔状低质心、深厚的暖云降水回波;13—15 时环境东南气流依然较强,MCS3 在其引导下向西移动缓慢,在猓亭区附近维持时间较长,造成此地连续两个时次有 5 个以

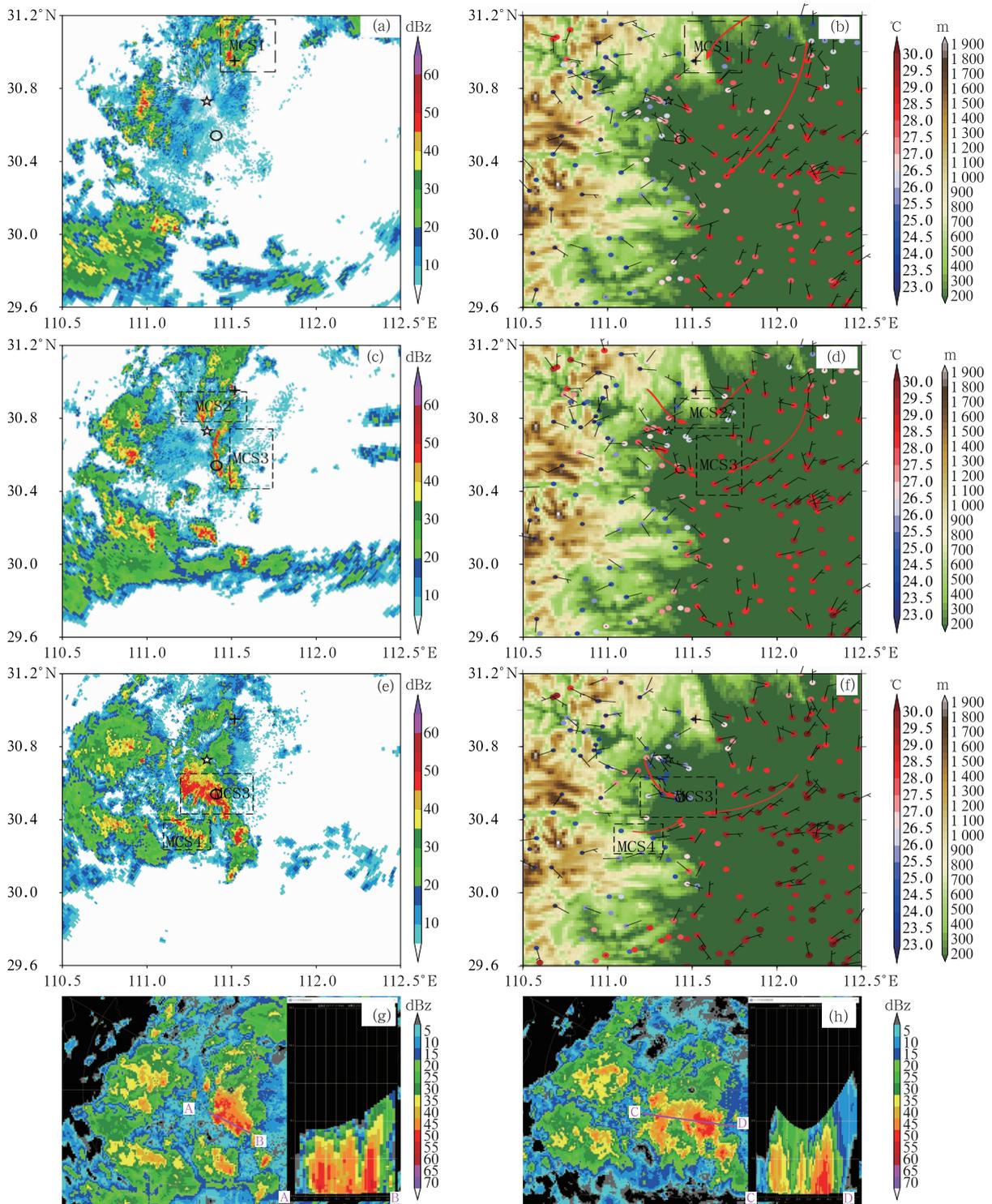


图 7 2016 年 8 月 3 日 (a,b)11:00、(c,d)12:00 和 (e,f)13:00 宜昌雷达 1.5° 仰角基本反射率因子 (a,c,e) 与地面中尺度综合分析图 (b,d,f); (g)12:28 和 (h)13:30 雷达组合反射率和沿图中 AB、CD 红色直线所做剖面 (“☆”为雷达站, “○”为猴亭全站, “+”为百里荒站; 图 7b, 7d, 7f 中填色为海拔高度)

Fig. 7 Base reflectivity at 1.5° elevation of the multi-cell storm of Yichang Radar (a, c, e), analysis of surface mesoscale (b, d, f) at 11:00 BT (a, b), 12:00 BT (c, d) and 13:00 BT (e, f); radar composite reflectivity and vertical profile at 12:28 BT (g) and 13:30 BT (h) 3 August 2016

(“☆” marks the radar station, “○” marks the location of Xiaotingquantong Station, “+” marks Baili Huang Station; colored area indicates altitude in Figs. 7b, 7d and 7f; AB, CD red straight lines are the profile position in Figs. 7g, 7h)

上站点出现 EFR。15 时之后,冷锋南下,地面风场上宜昌地区转为一致偏北气流,温度显著下降,雨强明显变小。

与 2016 年 8 月 3 日类似,2016 年 7 月 10 日、2017 年 8 月 24 日西移减弱的台风倒槽与北下的冷锋在鄂西南合并,合并后单体发展,在环境偏东气流引导下向西移动受阻,使平原向西侧山区移动的 MCS 在山体东侧维持时间较长。在东风波影响下,除了上述 3 次过程外,2016 年 8 月 11 日及 14 日,在台风低压倒槽西移过程中,虽然没有西风带低槽东移,但是在地面图上仍然可见弱冷空气南下,冷空气前沿为偏北气流与偏东气流之间形成的辐合线,其中,11 日凌晨在近地层河谷地形处又叠加了地形热力环流的偏北风,使当日早晨偏北气流明显加强,偏北气流与水汽含量较大的偏东气流合并时,对流增强。由于中低层为一致的东南气流,垂直风切变非常小,MCS 上单体为一致的塔状、低质心、深厚暖云降水回波,回波中心位于 2~3 km 高度处,强的回波厚度达 6 km,分布于单体的中下部,瞬时雨强较大。虽然环境为准正压,然而发生 EFR 时均伴随

了弱冷空气的南下,冷、暖气流对比更加明显导致锋生,所以单体移动方式、出现 EFR 的地点与斜压锋生类 EFR 有相似之处。受一致的东南气流的影响,对流先在东部发展,然后在环境引导气流作用下 MCS 向西、向南移动并增强,在山区东侧、气流汇合处产生范围较大、持续时间较长的 EFR。

2.3 低层暖平流强迫类

6 次低层暖平流强迫类 EFR 主要发生在梅雨期,发生前天气形势概念模型如图 8a 所示。强降水发生前,川东地区有西南涡东移,700 hPa 以下低涡前部暖切变横穿宜昌地区伸至江汉平原,地面图上宜昌处于发展强烈的暖低压倒槽中;随着西南涡的东移,右前方急流加强,造成低层强烈增暖、水汽输送加强,在地面倒槽中发展出中尺度辐合线;EFR 就出现在急流末端、地面中尺度辐合线处。下文以 2016 年 6 月 30 日 EFR 过程为例分析低层暖平流强迫类 EFR 发生前的对流环境及引发 EFR 的 MCS 演变特征。

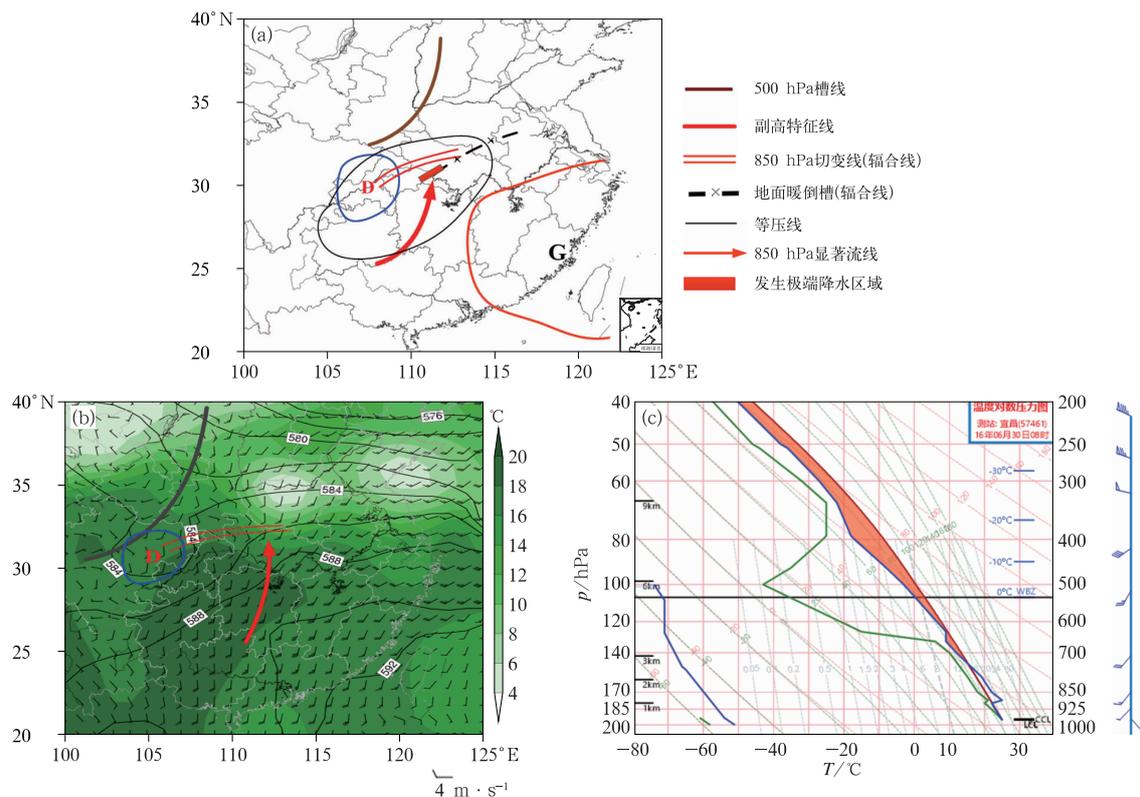


图 8 (a)暖平流强迫型 EFR 发生前天气形势概念模型,2016 年 6 月 30 日 08 时 (b)500 hPa 等高线(单位: dagpm)、850 hPa 风场(风羽)和露点温度(阴影)及 (c)宜昌探空站 $T-\ln p$ 图
 Fig. 8 (a) The conceptual model of weather conditions before the occurrence of warm advection forced EFR, (b) 500 hPa contour (unit: dagpm), 850 hPa wind field (barb) and dew point temperature (shaded area), and (c) sounding chart ($T-\ln p$) at Yichang at 08:00 BT 30 June 2016

2016年6月30日下午到夜间(图8b),500 hPa 陕西—川东北有低槽东移,槽底中低层有西南涡东移,形成“北槽南涡”的环流形势,低涡移动缓慢并在移动过程中加深,其前部暖切变横穿宜昌地区伸至江汉平原,切变线南侧的暖湿气流以南风为主,08时850 hPa上游偏南风大部为 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,地面上为低压倒槽控制。强对流发生前宜昌探空站(图8c)显示,08时宜昌站400 hPa以下为上干下湿的不稳定层结;随着低涡东移,副高与低涡之间位势梯度加大,南风增强;14时,700 hPa以上已经发展为西南急流,在其影响下,中低层垂直风切变加大,且中层的干层已经消失,温、湿层结曲线接近饱和,CAPE从08时 $1800\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 快速增长至 $2940.1\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,850~500 hPa的温差由 25°C 增加到了 28°C ,SI指数在14时达到 -4.89°C ;自08时开始,650 hPa以下就基本饱和,云底比湿为 $19.2\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,300 hPa以下水汽含量均大于 $1.0\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,云底到300 hPa

水汽垂直递减率为 $0.055\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$,表明此地有充足且深厚的水汽使对流发展;近地面CIN在08—14时均为 $0\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$;LCL和LFC接近地面,意味着雨滴在下降过程中基本未被蒸发。

关于在西南涡外围西南气流的末端发生强降水的机制,已经讨论的较多(陶诗言等,1980;孙淑清和翟国庆,1980;高守亭和孙淑清,1984;陈忠明,2005;刘鸿波等,2014;孙继松等,2013),即在西南暖湿气流或急流中,对流单体不断新生并沿西南气流传播而出现“列车效应”。6月30日,在切变线南侧南风气流末端地面形成偏南风 and 偏东风之间的辐合线,15时前后(图9a)辐合线呈WSW—ESE走向,沿着辐合线有线状MCS形成,缓慢向东北方向移动并加强,15:32在地面辐合线上出现45 dBz以上的零散回波(图9b),最强的回波位于辐合线的东北端,单体中心强度达到50 dBz以上;沿着辐合线的雷达回波剖面显示,对流在中空发展,强回波中心位于

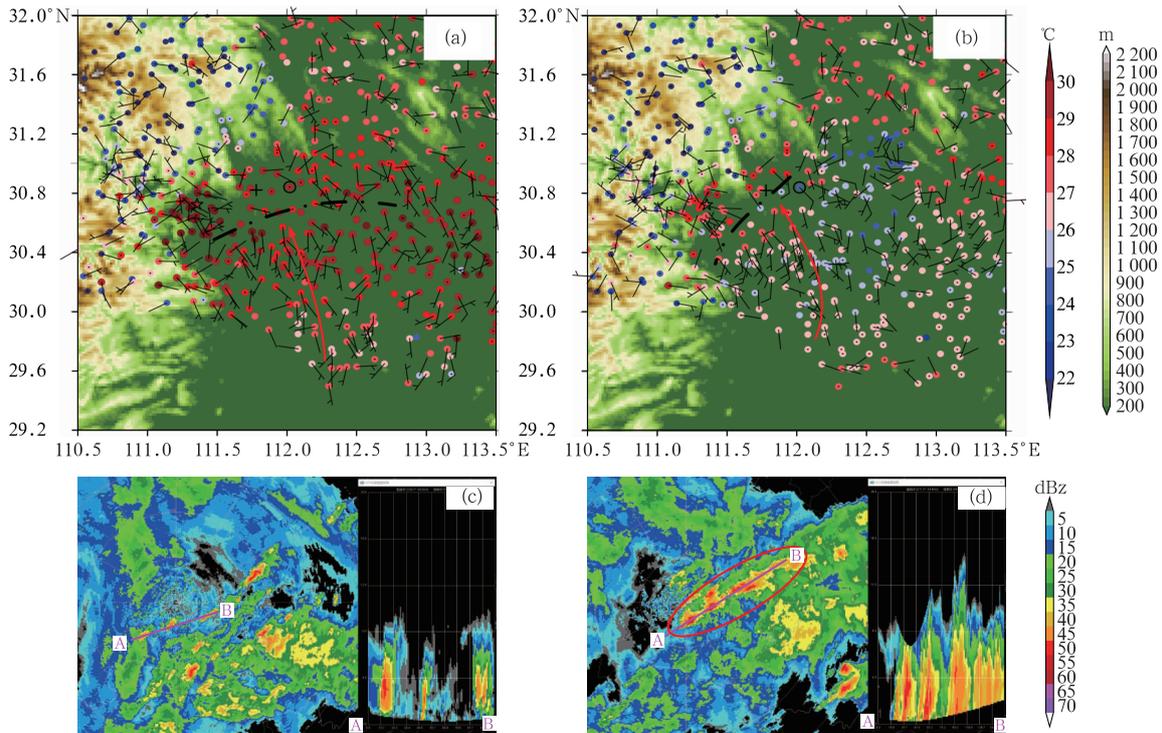


图9 2016年6月30日(a)15:00和(b)17:00地面中尺度综合分析图和地形高度(阴影)

(c)15:32和(d)17:38影响宜昌的多单体雷暴系统的组合反射率因子

及沿图中AB红色直线所做垂直剖面

(“☆”为雷达站,“○”为冯冲水库,“+”为当阳;椭圆区为列车效应发生区域)

Fig. 9 Surface mesoscale and terrain height (shaded area) at 15:00 BT (a) and 17:00 BT (b);

radar composite reflectivity and vertical profile (red straight line is the profile position)

at 15:32 BT (c) and 17:38 BT (d) 30 June 2016

(“☆” marks the radar station, “○” marks the location of Fengchongshuiku Station,

“+” marks Dangyang Station; Oval shows the area where train-effect phenomena occurred)

2~6 km, 强回波从低到高自南向北略有倾斜(图略), 15—16 时在最强回波处最大降水量为 57.6 mm; 辐合线南侧为 30 dBz 以上的层状云降水回波, 雨强在 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下。

随着南风增强, 低涡东侧的暖切变北抬, 地面辐合线转为 NE—SW 向(图 9b), 对流带也转为 NE—SW 向分布; 45 dBz 以上强回波在辐合线上组织成线状侧向间隔排列, 17:38(图 9d) 辐合线南侧西南气流中的片状回波区已经向东北移至江汉平原, 而中尺度辐合线上发展旺盛的线状单体在原地移动缓慢、强度进一步增强, 强回波中心强度达 55 dBz 以上; 沿强回波带作垂直剖面显示: 回波带上有多个处于不同生命史的单体侧向排列, 较强回波均发展至 6 km 高度处, 后侧处于发展阶段的单体质心较高, 位于单体中上部, 而前侧处于消亡阶段的单体质心较低, 位于单体的中部以下; 此外, 对流带上单体回波顶均略向下游倾斜, 这是由于中层西南风较低层大而对应的中等强度的垂直风切变导致的; 回波带上强回波所在之处伴随了 $30 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水, 最大雨强为 $93.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$; 对流带上的单体在前侧减弱而后侧加强, 这是由于后侧的南风加强更明显(图 9b), 另外地面温度(图 9b 中圆点)显示, 辐合线后侧较暖而前侧较冷, 因而热力和辐合条件都导致了辐合线的尾端不断有强的单体生成。从多单体雷暴系统的组合反射率因子图上看到, 由于地面辐合线与切变线近于一致, 导致沿辐合线分布的对流带(图 9d 中椭圆区内)移动方向与其自身走向基本平行, 使上游新生、加强的对流单体沿此对流线向下游移动, 因而此对流线上雨强最大而降水时间最长, 在其 4 h 多的生命史内整个雨带的轴线位置变化不大, 并在其上出现间隔分布的 EFR。

从环境场和 MCS 演变及活动特征来看, 这类 EFR 发生在西南涡前侧低空急流造成的低层暖强迫环境中, 加强的西南急流增强了不稳定能量的发展, 并由于其中层增暖使边界层低值系统发展, 南风增强过程中在江汉平原一带形成与切变线同向的辐合线, 在辐合线上形成线状对流; 急流末端的辐合线上形成的对流单体在中空发展较强, 单体中强回波厚度达 6 km, 成熟阶段单体质心较高, 但由于中层西南风大于低层而呈现出由低到高向下游一侧倾斜的结构, 瞬时雨强较大; MCS 上强回波单体沿着对流线走向排列, 切变线、辐合线和雨带走向一致, 使对流线上单体出现“列车效应”, 对流单体在对流线的上游新生、加强, 向下游移动, 在对流线上出现间隔分布的线状 EFR。与这次过程类似, 2016 年

7 月 18 日、19 日以及 2017 年 9 月 9 日 EFR 均发生在西南急流加强的过程中, 切变线和地面辐合线平行导致线状对流带出现列车效应, 单体在辐合线上游新生并加强、向下游移动, 导致多个时次出现间隔分布的线状 EFR。除此之外, 2017 年 7 月 8 日和 14 日 EFR 也发生在急流加强的过程中, 对流线上单体的“列车效应”也导致间隔分布的线状 EFR, 不同的是后 2 次过程中单体在对流线的前侧加强而后侧减弱(即前向传播), 导致后两次过程的极端雨强较前述 4 次略小。

3 结论与讨论

本文将 2016—2017 年宜昌发生的 26 次 EFR 过程按其发生前天气形势的热动力结构分类, 针对各类分别分析了发生 EFR 的局地环境条件和 MCS 的演变及活动特征。结果表明, 不同类型 EFR 发生的环境条件、MCS 的组织结构和活动特征有明显差别, 造成的 EFR 范围、持续时间也各不相同:

(1) 斜压锋生型 EFR 出现在冷锋南下入暖槽时, 冷、暖气流合并时锋生抬升作用加强、不稳定性加大, 使合并处 MCS 上单体显著增强, 回波强度大且强回波深厚, 大的垂直风切变导致单体出现悬垂结构, 进而在合并处雨强极大; 冷锋南下时在鄂西南山区速度变缓, 与此地强烈发展的低值系统先后合并, 造成东部平原到山区过渡带地形、西部山区对流时间较长, 气流的多次合并形成分散的、间歇性 EFR。宜昌斜压锋生类 EFR 经常出现在长阳东北部及与秭归交界、五峰东北部迎风坡和河谷地形迎风坡处, 其中出现在山区河谷地形的 EFR 范围更局地、雨强更大。

(2) 准正压 I 型 EFR 出现在副高边缘地面鞍型场中, 鞍型场中发展出的中小尺度地形辐合线、边界层水汽供应使对流块强烈发展, 弱的垂直风切变对应的塔状回波中位于中下部的强回波深厚使瞬时雨强极大, 鞍型场中对流块移动缓慢, 冷池受地形影响方向的改变使对流先前向传播、再后向传播, 导致源地对流块再次加强而形成二次降水高峰, 在长江、清江峡口地形处造成范围极小的 EFR。

准正压 II 型 EFR 发生在东风波西移与边界层辐合线合并的过程中, 偏东气流在地形强迫抬升处触发初始对流, 边界层辐合线与东风波倒槽合并时 MCS 加强, 其上单体为一致的塔状、低质心、深厚暖云降水回波, 回波中心位于 2~3 km 高度处, 强的回波厚度达 6 km, 分布于单体的中下部, 瞬时雨强

较大。受一致的东南气流的影响,对流先在东部发展,然后在环境引导气流作用下 MCS 向西、向南移动并增强,在山区东侧、气流汇合处产生范围较大、持续时间较长的 EFR。

(3)低层暖平流强迫类 EFR 发生在西南急流加强过程中形成的地面辐合线上,与西南急流末端对应的地面辐合线上不断有新生雷暴生成,并沿着近地面暖区一侧,由西南向东北方向移动、发展,形成直线型 MCS;这类环境中中低层急流输送的水汽最丰富,造成的 CAPE 也最大、蒸发作用最小,单体在中空发展较强、强回波深厚,质心较高且向下游倾斜,瞬时雨强较大;MCS 上强回波单体沿着对流线走向排列,切变线、辐合线和雨带走向一致,使对流线上单体出现“列车效应”,4~5 h 的生命史中在对流线上依次出现间隔分布的线状 EFR。

文中讨论了宜昌两年间 26 次 EFR 过程的环境场及 MCS 特征,总体来说,极端短时强降水产生在降水效率高、单体经过时间长的地区。降水效率可以通过环境场大致判断出来,深厚暖云、大的边界层露点温度、极低的 LFC、适当的 CAPE、垂直风切变小对应的低夹卷率等均有利于提高对流云的降水效率;单体经过时间与环境流场关系密切,汇合流场、引导气流弱、地形阻挡、“列车效应”等都有利于单体在一个地区影响时间较长;除此之外,前向传播或后向传播也会使单体经过某一个地区的时间变长,两年间低空急流上的 6 次 EFR 过程中有 4 次出现了后向传播,导致 EFR 雨强较前向传播的两次更大,表明低空急流上 MCS 上单体前向传播和后向传播的可能性均存在,但关于传播方向的信号,目前却少有研究给出确定的结论,需要进一步研究。

参考文献

毕宝贵,张小玲,代刊,2017. 2016 年超强厄尔尼诺背景下的强对流和极端降水天气特点[J]. 科学通报,62(9):928-937. Bi B G, Zhang X L, Dai K. 2017. Characteristics of 2016 severe convective weather and extreme rainfalls under the background of super El Niño[J]. Chin Sci Bull,62(9):928-937(in Chinese).

陈炯,郑永光,张小玲,等,2013. 中国暖季短时强降水分布和日变化特征及其与中尺度对流系统日变化关系分析[J]. 气象学报,71(3):367-382. Chen J, Zheng Y G, Zhang X L, et al, 2013. Analysis of the climatological distribution and diurnal variations of the short-duration heavy rain and its relation with diurnal variations of the MCSs over China during the warm season[J]. Acta Meteor Sin,71(3):367-382(in Chinese).

陈忠明,2005. 对流云团与低空急流耦合相互作用研究——云团再生和维持的一种机制[J]. 大气科学,29(3):496-502. Chen Z M, 2005. The coupling reaction between convective cloud cluster and low jet—a mechanism of regeneration or maintenance of cloud

cluster[J]. Chin J Atmos Sci,29(3):496-502(in Chinese).

成丹,陈正洪,方怡,2015. 宜昌市区短历时暴雨雨型特征[J]. 暴雨灾害,34(3):249-253. Cheng D, Chen Z H, Fang Y, 2015. The analysis of the designed storm pattern over Yichang[J]. Torr Rain Dis,34(3):249-253(in Chinese).

高守亭,孙淑清,1984. 次天气尺度低空急流的形成[J]. 大气科学,8(2):178-188. Gao S T, Sun S Q, 1984. The forming of subsynoptic scale low-level jet stream[J]. Chin J Atmos Sci,8(2):178-188(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 Province[J]. Meteor Mon,45(8):1052-1064(in Chinese).

雷蕾,孙继松,何娜,等,2017. “7.20”华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究[J]. 气象学报,75(5):685-699. Lei L, Sun J S, He N, et al, 2017. A study on the mechanism for the vortex system evolution and development during the torrential rain event in North China on 20 July 2016[J]. Acta Meteor Sin,75(5):685-699(in Chinese).

栗哈,王新敏,张霞,等,2018. 河南“7·19”豫北罕见特大暴雨降水特征及极端性分析[J]. 气象,44(9):1136-1147. Li H, Wang X M, Zhang X, et al, 2018. Analysis on extremity and characteristics of the 19 July 2016 severe torrential rain in the north of Henan Province[J]. Meteor Mon,44(9):1136-1147(in Chinese).

梁红丽,王曼,李湘,2018. 2012 年春末昆明大暴雨的中尺度对流系统特征分析[J]. 气象,44(11):1391-1403. Liang H L, Wang M, Li X, 2018. Characteristic analysis of mesoscale convective system of heavy rainstorm in Kunming in the late spring 2012[J]. Meteor Mon,44(11):1391-1403(in Chinese).

廖移山,李俊,王晓芳,等,2010. 2007 年 7 月 18 日济南大暴雨的 β 中尺度分析[J]. 气象学报,68(6):944-956. Liao Y S, Li J, Wang X F, et al, 2010. A meso- β scale analysis of the torrential rain event in Jinan in 18 July 2007[J]. Acta Meteor Sin,68(6):944-956(in Chinese).

刘鸿波,何明洋,王斌,等,2014. 低空急流的研究进展与展望[J]. 气象学报,72(2):191-206. Liu H B, He M Y, Wang B, et al, 2014. Advances in low-level jet research and future prospects[J]. Acta Meteor Sin,72(2):191-206(in Chinese).

刘裕禄,邱学兴,黄勇,2015. 发生短时强降雨的对流云合并作用分析[J]. 暴雨灾害,34(1):47-53. Liu Y L, Qiu X X, Huang Y, 2015. Analysis of the merger of convective clouds in short-time strong rainfall event[J]. Torr Rain Dis,34(1):47-53(in Chinese).

沙莎,沈新勇,李小凡,2018. 一次梅雨锋暴雨过程中多尺度能量相互作用的研究 II. 实际应用[J]. 大气科学,42(5):1119-1132. Sha S, Shen X Y, Li X F, 2018. The study of multi-scale energy interactions during a Meiyu front rainstorm. Part II: practical application[J]. Chin J Atmos Sci,42(5):1119-1132(in Chinese).

沈新勇,沙莎,李小凡,2018. 一次梅雨锋暴雨过程中多尺度能量相互作用的研究 I. 理论分析[J]. 大气科学,42(5):1109-1118. Shen X Y, Sha S, Li X F, 2018. The study of multi-scale energy interactions during a Meiyu front rainstorm. Part I: theoretical analysis[J]. Chin J Atmos Sci,42(5):1109-1118(in Chinese).

孙继松,2017. 短时强降水和暴雨的区别与联系[J]. 暴雨灾害,36

- (6):498-506. Sun J S, 2017. Differences and relationship between flash heavy rain and heavy rainfall[J]. *Torr Rain Dis*, 36(6):498-506(in Chinese).
- 孙继松,戴建华,何立富,等,2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法—中国强对流天气预报手册[M]. 北京:气象出版社:83-93. Sun J S, Dai J H, He L F, et al, 2014. Basic Principles and Technical Methods of Severe Convective Weather Forecasting: The Manual of Severe Convective Weather Forecasting in China [M]. Beijing:China Meteorological Press:83-93(in Chinese).
- 孙继松,何娜,郭锐,等,2013. 多单体雷暴的形变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).
- 孙淑清,翟国庆,1980. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用[J]. *大气科学*, 4(4):327-337. Sun S Q, Zhai G Q, 1980. On the instability of the low level jet and its trigger function for the occurrence of heavy rain-storms[J]. *Chin J Atmos Sci*, 4(4):327-337(in Chinese).
- 陶诗言等,1980. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社:29-33. Tao S Y, et al, 1980. Heavy Rainfalls in China [M]. Beijing: Science Press:29-33(in Chinese).
- 王建捷,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[J]. *气象学报*, 60(2):146-155. Wang J J, Li Z C, 2002. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective systems of a torrential rain case in Meiyu period of 1998[J]. *Acta Meteor Sin*, 60(2):146-155(in Chinese).
- 王晓芳,2012. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析II:环境特征[J]. *气象学报*, 70(5):924-935. Wang X F, 2012. Analysis of the linear mesoscale convective systems during the Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Part II: environmental characteristics[J]. *Acta Meteor Sin*, 70(5):924-935(in Chinese).
- 王晓芳,崔春光,2012. 长江中下游地区梅雨期线状中尺度对流系统分析I:组织类型特征[J]. *气象学报*, 70(5):909-923. Wang X F, Cui C G, 2012. Analysis of the linear mesoscale convective systems during the Meiyu period in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Part I: organization mode features [J]. *Acta Meteor Sin*, 70(5):909-923(in Chinese).
- 吴涛,张家国,牛奔,2017. 一次强降水过程涡旋状 MCS 结构特征及成因初步分析[J]. *气象*, 43(5):540-551. Wu T, Zhang J G, Niu B, 2017. Preliminary analysis of structure characteristics and causes for heavy-rain-producing vortex-shaped MCS[J]. *Meteor Mon*, 43(5):540-551(in Chinese).
- 俞小鼎,2013. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. *暴雨灾害*, 32(3):202-209. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. *Torr Rain Dis*, 32(3):202-209(in Chinese).
- 俞小鼎,周小刚,王秀明,2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. *气象学报*, 70(3):311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. *Acta Meteor Sin*, 70(3):311-337(in Chinese).
- 张家国,王珏,吴涛,等,2018. 长江中游地区极端降水主要天气系统类型分析[J]. *暴雨灾害*, 37(1):14-23. Zhang J G, Wang J, Wu T, et al, 2018. Weather system types of extreme precipitation in the middle reaches of the Yangtze River[J]. *Torr Rain Dis*, 37(1):14-23(in Chinese).
- 张家国,周金莲,谌伟,等,2015. 大别山西侧极端降水中尺度对流系统结构与传播特征[J]. *气象学报*, 73(2):291-304. Zhang J G, Zhou J L, Chen W, et al, 2015. The structure and propagation characteristics of the extreme-rain-producing MCS on the west side of Dabie Mountain[J]. *Acta Meteor Sin*, 73(2):291-304(in Chinese).
- 章丽娜,王秀明,熊秋芬,等,2014. “6.23”北京对流暴雨中尺度环境时空演变特征及影响因子分析[J]. *暴雨灾害*, 33(1):1-9. Zhang L N, Wang X M, Xiong Q F, et al, 2014. On the evolution of mesoscale environment and influential factors of the heavy rainfall in Beijing on 23 June 2011[J]. *Torr Rain Dis*, 33(1):1-9(in Chinese).
- 赵思雄,孙建华,陈红,等,1998. 1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究[J]. *气候与环境研究*, 3(4):368-381. Zhao S X, Sun J H, Chen H, et al, 1998. Study of heavy rainfall in the Changjiang River during July 1998[J]. *Climatic Environ Res*, 3(4):368-381(in Chinese).
- 赵宇,裴昌春,杨成芳,2017. 梅雨锋暴雨中尺度对流系统触发和组织化的观测分析[J]. *气象学报*, 75(5):700-716. Zhao Y, Pei C C, Yang C F, 2017. Observational analysis of initiation and organization of mesoscale convective systems in a heavy rainfall event associated with Meiyu front[J]. *Acta Meteor Sin*, 75(5):700-716(in Chinese).
- 周长春,吴蓬萍,周秋雪,2015. 一次复杂地形暖区强降水的特征及触发机制分析[J]. *暴雨灾害*, 34(1):27-33. Zhou C C, Wu P P, Zhou Q X, 2015. Analysis of the characteristics and trigger mechanism of the warm-sector heavy precipitation over complex terrain[J]. *Torr Rain Dis*, 34(1):27-33(in Chinese).
- Chappell C F, 1986. Quasi-stationary convective events[M]// Ray P S. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society:289-309.
- Corfidi S F, 2003. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. *Wea Forecasting*, 18(6):997-1017.
- 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.
- Houze R A Jr, Smull B F, Dodge P, 1990. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma[J]. *Mon Wea Rev*, 118(3):613-654.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 128(10):3413-3436.
- Schiesser H H, Houze R A Jr, Huntrieser H, 1995. The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland[J]. *Mon Wea Rev*, 123(7):2070-2097.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 133(4):961-967.