祁海霞,辜旭赞,白永清,等,2017.2013 年湖北一次大暴雨β中尺度分析和模拟诊断[J]. 气象,43(3):268-277.

2013 年湖北一次大暴雨 β 中尺度分析 和模拟诊断^{*}

祁海霞1,2 辜旭赞1 白永清1 钟 敏2 王晓玲2

1 中国气象局武汉暴雨研究所暴雨监测预警湖北省重点实验室,武汉 430205
 2 武汉中心气象台,武汉 430074

提 要:利用地面加密自动站资料、FY-2E 卫星 TBB 和 NCEP/GFS 0.5°×0.5°分析场资料,对 2013 年 7 月 5—6 日发生在 湖北鄂东的大范围暴雨过程 β 中尺度系统活动特征进行了研究,并利用 WRF 中尺度模式输出的高分辨率资料进行诊断分 析。诊断分析表明:该次鄂东大暴雨过程发生在深厚低槽前正涡度区、低空切变线前部急流核附近与高空强辐散气流以及不 稳定能量重合区域中,暖湿气团的抬升凝结高度较低,具有较高的降水效率;产生暴雨的直接原因是由 3 个不同时间和地域的 近圆形 β 中尺度对流系统先后移动经过形成;采用 WRF 中尺度模式对这次大暴雨过程做了数值模拟,中尺度模式模拟总水 物质(水汽+云水+云冰+雨水)通量散度降水率的诊断分析,得出 7 月 5 日夜间 β 中尺度对流系统中有多个 γ 小尺度单体活 动,此物理量值一定程度上可以定量估算雨团的小时雨强,而模拟最大可能对流可降水率的诊断分析,可以反映雨团内部的 水汽、热力条件与降水量之间关系。

关键词:暴雨,对流系统,模拟诊断,通量散度,对流可降水率
 中图分类号: P458
 文献标志码: A
 DOI: 10.7519/j.issn. 1000-0526.2017.03.002

Simulation and Diagnosis of the Evolution Characteristics of a Meso-β Scale Heavy Rainstorm Event in Hubei in 2013

QI Haixia^{1,2} GU Xuzan¹ BAI Yongqing¹ ZHONG Min² WANG Xiaoling²

1 Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430205 2 Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

Abstract: Based on a variety of densely observed data from automatic surface weather observation system, NCEP/GFS $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ analysis data, the temperature of black bold (TBB) observed by FY-2E satellite, the evolution of the heavy rainstorm process in Hubei Province during 5–6 July 2013 is analyzed. Using the high-resolution output from WRF model, the evolution of the meso- β scale systems is diagnosed. The results show that the severe convection took place in the overlay zone of positive vorticity in front of trough at 500 hPa, the shear line of low layer near jet flow nucleus, the upper divergence and the instability energy. There were three meso- β scale systems in the large-scale favorable weather situations, and the heavy rainfall groups were associated with the development of the convective systems. Considering the coalescence growth of droplets of the saturated water vapor, cloud water and cloud ice, the WRF model diagnosis is discussed through the precipitation rate of flux divergences. We have found four meso- γ scale systems in rain-bands from the evening of 5 July to the morning of 6 July 2013, and the physical quantity value could quantitatively estimate the hourly rainfall intensity to some extent. Maximum probable convective

 * 国家自然科学基金项目(41275106)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106003)共同资助 2016 年 7 月 21 日收稿; 2017 年 2 月 4 日收修定稿
 第一作者:祁海霞,主要从事数值模式和天气预报工作.Email:qxynl@163.com precipitation rate could be a better physical quantity value to reflect the relations of the vapor condition in mesoscale rain cluster, thermodynamic condition and rainfall. Thus, it could be applied to the Doppler weather radar nowcasting.

Key words: rainstorm, convective system, simulation and diagnosis, flux divergence, convective precipitation rate

引 言

暴雨是我国长江流域的主要灾害性天气之一, 其分析与预报历来是气象工作者关注的重点。目前,对暴雨的研究已经取得长足的进步,但是由于暴 雨过程多尺度活动的复杂性、中尺度系统强的地域 性和观测资料时空分辨率的局限性,使得暴雨的研 究主要集中在大尺度环流和 α 中尺度的天气系统, 而对于引发暴雨的直接影响系统 β(γ)中小尺度的 分析诊断研究还较少,也是预报员的关心所在。

中尺度数值模拟技术已成为研究中小尺度暴雨 影响系统、三维结构、触发机制的重要方法。气象工 作者利用中尺度数值模拟对我国重大暴雨过程进行 了广泛研究,并取得许多有价值的结果(陈敏等, 2000;冯伍虎等,2001;寿绍文等,2003;唐永兰等, 2011;Liu,2012)。王建捷和李泽椿(2002)、徐双柱 和邹立维(2008)和周玉淑等(2014)分别对 1998 年 赣闽浙沿武夷山北麓梅雨锋暴雨、湖北 2005 年梅雨 期暴雨、2012 年北京"7·21"特大暴雨进行了中尺 度数值模拟研究。苏爱芳等(2016)对一次暴雨云团 的组织结构和触发机制进行研究。常煜(2016)对内 蒙古7次典型暴雨过程进行中尺度雨团观测分析。 庆涛等(2015)利用中尺度模式结合流涡度矢量方程 对一次暴雨过程进行诊断分析。孔凡超等(2016)对 冀中一次特大暴雨中尺度系统特征和环境条件进行 研究分析。陈鹏等(2015)对重庆一次特大暴雨过程 进行中尺度分析。孙建华和赵思雄(2000)研究指 出,大尺度观测网的初始资料不具备中尺度系统信 息,但在模式模拟中能够描述所激发的中尺度系统 及呈现中尺度结构特征。刘燕飞等(2015)对陕西中 西部一次中尺度系统暴雨进行数值模拟和诊断研 究。郝丽萍等(2016)对四川盆地一次持续性暴雨天 气过程进行观测分析、理论机制探讨和数值模拟试 验。贝耐芳等(2003)对"98·7"武汉、黄石突发性强 暴雨的中尺度系统进行诊断和模拟研究,指出"98• 7"大暴雨是由β中尺度系统所造成。张家国等

(2015)分析了一次大别山西南侧极端强降水型中尺 度对流系统的发生发展过程、结构和传播特征等。 罗娟和陈忠明(2014)对一次湖南β中尺度系统做模 拟分析认为,在有利的大尺度环境条件下,存在多个 β中尺度系统,新的β中尺度系统总是在母体对流 云团前被激发出来并存在向下游传播及合并现象。 辜旭赞等(2014)对一次华南一江南特大暴雨做模 拟与诊断分析认为,现阶段对于中尺度对流天气分 析,主要是对暴雨的定性诊断分析,例如,区别不清 10~20 mm・h⁻¹暴雨和 50~100 mm・h⁻¹特大暴 雨,但随模式时空分辨率提高,模拟的凝结函数降水 率可以逼近于模式的显式降水物理过程,即可以模 拟出 β(γ)中尺度的雨团。

因各暴雨过程的天气背景、中尺度系统发展过 程等都有所不同,使得中尺度模式的模拟能力和水 平也不尽相同,且模拟的β(γ)中尺度对流系统产生 的降水中心(值)通常仍然较小,准确模拟与预报强 降水的量级和落区也是气象上一个非常重要且困难 的问题。

2013 年 7 月 5—7 日强降水过程引发了鄂东暴 雨洪涝灾害,共造成 210.16 万人受灾,因灾死亡 4 人,紧急转移安置 13.45 万人;农作物受灾面积 160190 hm²,绝收面积 13300 hm²;倒塌农房 1295 户 4191 间;直接经济损失约 13.46 亿元,为当年气 象灾害直接经济损失之最。

本文以 2013 年 7 月 5—7 日发生在湖北东部的 强降水过程为例,利用常规和地面加密观测资料、 NCEP/GFS 0.5°×0.5°分析场资料及卫星 TBB 资 料,对这次大范围暴雨过程与β中尺度系统活动特 征进行研究,同时利用以 T639 资料做初值场的中 尺度 WRF 模式模拟输出的高时空分辨率预报产品 做诊断分析。以期寻求合适的物理诊断量定性、定 量分析形成短时强降水的天气学成因,并有望后期 能够提高从全球模式到中尺度模式对β(γ)中小尺 度对流降水的解释应用能力和预报水平,为雷达临 近预报提供可释用产品。

1 暴雨特点及环流形势演变

2013年7月5-7日,自我国西南至长江中下 游雨带上的贵州、重庆、湖北中南部、湖南北部、安徽 和江苏南部出现了暴雨和大暴雨,部分地区出现特 大暴雨(图 1a)。此次过程是 2013 年湖北省入梅以 来最强降水过程,具有范围广、强度大、持续时间长 等特点。7月5-6日,湖北江汉平原南部至鄂东北 一带普降暴雨,雨量超过 300 mm 的有 15 站,其中 黄冈团风总路咀 609 mm、黄冈英山石头咀 410 mm、武汉吴家山 400 mm、江夏 316 mm 等。乡镇加 密观测站中 34 站最大小时降水量超过 50 mm,最 大值出现在仙桃的西流河 6 日 06 时 71.7 mm。由 鄂东强降水中心代表站江夏站逐小时降水演变可知 (图 1b),强降水过程主要集中在两个时段,分别是 6 日 00-05 时和 7 日 00-08 时。5 日夜间连续 3 h 雨强均达 20 mm • h⁻¹以上,6 日 23 时至 7 日 00 时 1h 突发降水量达 48.9 mm。

大尺度环流背景有利于长江中下游强降水的持续。由 NCEP/GFS 0.5°×0.5°分析资料分析可知(图略),此次强降水过程中 200 hPa 青藏高压主体稳定少动,长江中下游处于青藏高压外围的辐散气流区,川西低槽缓慢移至湖北中部地区并长时间停滞,槽前正涡度平流区使得中低层辐合加强,低纬副热带高压脊线在华南 22°N 附近南北摆动并维持,副热带高压外围西南暖湿气流不断地向长江中下游地区输送水汽。前期7月1—4日,湖北以及安徽南部一直处在地面偏南风暖区中,日最高气温超过35℃,积累了大量不稳定能量。

中低层系统分析,6日08时500hPa川西低槽 移至重庆东部地区,虽然此时湖北西部境内低层低 涡已经形成,但由于低槽较低涡位置偏西,且位于高 空急流出口区右侧,因此不利于强对流的发生。由 图 2a可见,至7日02时随着川西低槽东移至湖北 西部,与低层中尺度低涡相重合,槽前西南急流也开 始加强,850hPa急流核风速达20m·s⁻¹,说明这 期间低空暖湿平流加强,有利于条件性不稳定大气 层结的维持和加强。同时强降水落区处于高空200 hPa急流入口区右侧强的高空辐散场下,散度大值 中心值达26×10⁻⁶s⁻¹,使得湖北嘉鱼到江夏至新 洲一线出现了短时强降水天气。图2b给出7月6 日20时武汉站 T-logp图,由图可见,武汉上空从地 面至 450 hPa 整层湿度较大。同时出现非常低的抬 升凝结高度(LCL)约在 0.4 km 处,而融化层高度 (0℃层高度)约为 5.2 km,两者之间的暖云层厚度 较厚,配合较大的对流有效位能 CAPE 值 2418.6 J•kg⁻¹(表略),如此延长了气块通过暖云过程形成 的降水时间,有利于高效率降水的发生。从层结稳 定度角度考虑,气块从自由对流高度(LFC)约 0.5 km 处伸至非常高的平衡高度(EL)14.6 km 附近, 不稳定区非常瘦长,即气团可以较长时间处于不稳 定状态,同时有抬升指数(LI)值为-6.3℃,沙氏指 数 SI 值为-4.1,看出此次过程对流不稳定特征非 常明显,有利于对流性短时强降水发生。

综上所述,此次强降水是在适宜的水汽和热力 条件配置下触发了对流的发生发展。大暴雨区发生 在低涡右前方急流核附近、高空强辐散气流以及不 稳定能量重合区域之下。

2 雨团和对流云团的演变特征

尽管从大尺度天气形势分析有利于强降水发生的天气流型配置,但并不意味着一定会出现比较极端的强降水(俞小鼎,2012)。有必要从高时空分辨率的气象卫星观测资料来更清晰地分析造成暴雨的中尺度对流系统(李玉兰等,1989;叶成志等,2007;蒙伟光等,2007;杨引明和朱雪松,2010;汪汇洁等,2014)。将水平尺度在 20~250 km、生命史 2 h 或以上、云顶亮温(TBB) \leq -40℃的中尺度对流云团定义为β中尺度对流系统(MβCS)。由于中尺度雨团演变与中尺度对流系统(MβCS)。由于中尺度雨团演变与中尺度对流云团活动密切相关,因此中尺度雨团的活动规律可从侧面揭示β中尺度雨团:5~9.9 mm・h⁻¹为弱雨团、10~29.9 mm・h⁻¹为中雨团、30~50 mm・h⁻¹为强雨团和≥50 mm・h⁻¹为特强雨团(吴翠红等,2011;蓝渝等,2013)。

通过综合分析卫星 TBB 资料和地面加密雨量 演变特征发现,7月5日18时至7日14时湖北中 东部在地面辐合线触发下存在3个明显的β中尺度 对流系统(MβCS)和中尺度雨团活动(图3)。以下 重点分析这3个对流系统的发生、发展以及消亡特 征。

5 日 18 时,湖北潜江附近有对流云团发展,与 中尺度 A 雨团对应,随着低涡切变线前侧南风气流 东移并加强,相应对流云团向偏东方向移动并发展。



图 1 2013 年 7 月 5 日 08 时至 7 日 08 时 48 h 累计降水量分布(a) 和江夏站 7 月 5 日 22 时至 7 日 08 时逐小时雨量变化(b)(单位: mm) Fig. 1 (a) Accumulated precipitation (unit; mm) from 08:00 BT 5 to 08:00 BT 7 July 2013, and (b) histogram for hourly rainfall (unit: mm) at Jiangxia Station from 22:00 BT 5 to 08:00 BT 7 July 2013



图 2 2013 年 7 月 7 日 02 时 500 hPa 高度场(黑色等值线;红色等值线为 5880 线,单位:gpm)、850 hPa 风场 和 200 hPa 辐散场(a,阴影区,单位:10⁻⁶ s⁻¹)和 6 日 20 时武汉站 *T*-log*p* 图(b) Fig. 2 Geopotential height at 500 hPa (solid line; red solid line is 5880, unit: gpm), wind field at 850 hPa and divergence fields at 200 hPa (black shaded area, unit: 10⁻⁶ s⁻¹) at 02:00 BT 7 (a) and the sounding stratification chart at Wuhan Observatory at 20:00 BT 6 (b) July 2013

至 22 时,云团(TBB≪-40℃)水平尺度约 110 km, 呈准椭圆形结构,并伴有明显的 γ 中尺度强冷云团 核(TBB≪-60℃),其西北侧梯度非常大(图 4a₁), 此时雨团位于汉川附近,其雨强高达 50 mm・h⁻¹。 6 日 00 时,中尺度云团继续发展加强,在武汉附近 形成致密的近圆形结构且冷云团核心面积增大(图 4a₂),此时云团最具有组织性,结构最完整。相应实 况出现成片强雨团或特强雨团,最大雨强达到 61 mm・h⁻¹。6 日 01 时对流云团东移并维持在鄂州、 黄冈市境内,强雨团也在此维持 3 h,最高雨强达 52 mm・h⁻¹,至 02 时以后致密的对流云团逐渐变得 松散,相应降水也逐渐减弱消失(图 4a₃)。

6日08时开始,700和850hPa低层系统分别 在荆门和荆州北部发展加强成低涡并缓慢向东北方 向移动。到13时左右,初始较弱的对流云团在低涡 切变线南部约20km处的京山附近发展(图4b₁), 相应中尺度B雨团开始出现。随着南风气流东移 加强,对流云团冷中心(TBB $\leq -40^{\circ}$)继续东移加 强且呈带状(图4b₂),15时区域内出现了66mm・ h⁻¹的短时强降水。至18时,随着低涡系统消散,该 云系减弱,强降水在麻城附近也趋于减弱(图4b₃)。

6日20时,500 hPa低槽逐渐东移到襄阳一宜





Fig. 3 Track of the mesoscale rain clusters from 18:00 BT 5 to 14:00 BT 7 July 2013 昌一带,低槽与中低层低涡切变线位置重合,在鄂东 形成强的西南急流,系统也再次增强。至 22 时,对 流云团(TBB《-40°C)在急流核附近发展强盛并向 东北方向缓慢移动(图 4c₁),相应的 C 雨团在石首 附近开始发展。7 日 02—09 时,急流大值中心北推 到嘉鱼—武汉—新洲一带并稳定维持,7 日 02 时 850 hPa 武汉附近的急流核最大风速达到了 20 m・ s^{-1} ,γ中尺度的对流云团(TBB《-60°C)在这一带 不断产生特强雨团,08 时左右武汉附近最大雨强达 64 mm・h⁻¹(图 4c₃)。期间 β 中尺度云团经历了合 并、加强以及分散过程,到 7 日 11 时以后低槽快速 东移北进,风速减小,C 雨团也北移至英山附近减弱 消失。



图 4 2013 年 7 月 5 日 22 时至 7 日 07 时 FY2E 卫星 TBB 分布(单位:℃)
(a₁)5 日 22 时,(a₂)6 日 00 时,(a₃)6 日 02 时,(b₁)6 日 14 时,(b₂)6 日 16 时,
(b₃)6 日 18 时,(c₁)6 日 22 时,(c₂)7 日 04 时,(c₃)7 日 07 时
Fig. 4 The evolution of TBB from 22:00 BT 5 to 07:00 BT 7 July 2013 (unit: ℃)
(a₁)22:00 BT 5,(a₂)00:00 BT 6,(a₃)02:00 BT 6,(b₁)14:00 BT 6,(b₂)16:00 BT 6,
(b₃)18:00 BT 6,(c₁)22:00 BT 6,(c₂)04:00 BT 7,(c₃)07:00 BT 7

综上得出,此次鄂东强降水的直接原因是由 3 个不同时间不同地域生成且为近圆形的β中尺度对 流系统先后发展、移动经过造成。

3 中尺度数值模拟及诊断分析

为进一步认识本次强降水过程中尺度系统发展

演变规律,利用 WRF 模式进行数值模拟,并采用高 分辨率模式输出,计算总水物质通量降水率和最大 可能对流可降水率两个诊断物理量,做小时雨强的 定量诊断分析。

3.1 降水过程数值模拟

WRF 采用中尺度非静力动力框架和地形追随

静力气压(质量)欧拉坐标、水平 Arakawa C 格式与 双向嵌套。模拟区域网格结构采用三重嵌套,水平 分辨率分别为 36 km(DOM1)、12 km(DOM2)和 4 km(DOM3),格点数分别为 201×201、187×187 和 187×187,垂直分层均为35层,时间步长分别为 120、40 和 12.33 s(图 5)。其中 DOM1 和 DOM2 区 域采用 Ferrier(new Eta)云微物理方案、Betts-Miller-Janiic 积云对流参数化方案的混合降水方案; DOM3 区域采用 Ferrier 云微物理显式降水方案; 均采用 Dudhia 云辐射短波辐射方案, RRMM 长波 辐射方案,YSU 边界层方案和热量扩散陆面过程方 案等。以7月5日08和20时的T639资料做初值 场,分别积分36h,模拟时间分别为5日08时至6 日 20 时和 5 日 20 时至 7 日 08 时做中尺度数值模 拟输出物理量诊断分析之前,需要确认降水模拟结 果的合理性(王建捷和李泽春,2002)。图6给出 WRF 模式 DOM3 模拟 4 km 分辨率 7 月 5 日 08 时 至7日08时48h累积降水量。对比图1a降水实 况可见,主雨带分布和强度模拟方面较好,尤其湖北 省内 200 mm 以上强降水与实况较为接近,但强降 水中心位置向南偏差几十千米,对湖南北部强降水 中心预报偏强。从总的降水落区和量级看,考虑到 高分辨率对模式降水方案带来的误差影响,模式对 此次强降水过程的模拟比较理想。

3.2 物理量诊断计算

3.2.1 水汽通量散度降水率和总水物质通量散度 降水率

按天气学,气柱可降水量(*H_q*)、水汽通量(*S_q*) 和水汽通量散度降水率(*I_q*)计算式分别为:

$$H_q = -\int_{\rho_s}^{\rho_0} q \, \frac{\mathrm{d}p}{g} \tag{1}$$

$$S_q = \int_{\rho_s}^{\rho_0} Vq \, \frac{\mathrm{d}p}{g} \tag{2}$$

$$I_q = \int_{p_s}^{p_0} \nabla \cdot (\mathbf{V} q_s) \, \frac{\mathrm{d}p}{g} \tag{3}$$

上面 $q(q_s)$ 为(饱和)比湿, $\mathbf{V} = (u,v)$ 为气块水平风速,V为水平全风速, $V = (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}$,g为地球重力加速度,p为气压,并设积分下限为地面气压 p_s 、积分上限 p_0 取到 100 hPa。

这里由式(1)和式(2),容易定义气柱的水汽权 重平均风速(V_q)为:

$$V_q = \frac{S_q}{H_q} \tag{4}$$

因水汽大部分都存在于大气低层,故 V_q 大值 可以反映所谓"低空(湿)急流"的基本特征。

上面式(3)只对相对湿度>90%的近饱和层做 积分,故 I_q是由近饱和气层的水汽通量散度决定, 且只在水汽辐合时,I_q为"正"降水。

同理比照式(3),基于模式还输出云水(q_c)、云 冰(q_i)和雨水(q_l)3种水物质,从而可以计算总水物 质(设为 q_r , $q_r = q_s + q_c + q_i + q_l$)通量散度降水率 (I_q)为:

$$I_Q = \int_{p_s}^{p_0} \nabla \cdot (\mathbf{V}q_r) \, \frac{\mathrm{d}p}{g} \tag{5}$$

则总水物质通量散度降水率 I_Q 物理机制除水 汽通量散度降水率 I_q 外,还包括:近饱和气层在辐 合/辐散运动中,因云水、云冰及雨水密度(饱和度)的 变化而发生了"正"/"负"碰并增长或混合碰并增长。





图 6 2013 年 7 月 5 日 08 时至 7 日 08 时 48 h 降水量模拟结果 (单位:mm) Fig. 6 Distribution of simulated accumulation rainfall from 08:00 BT 5 to 08:00 BT 7 July 2013 (unit: mm)

3.2.2 理想对流可降水量和最大可能对流可降水 率

大气中存在所谓的"条件不稳定"气块,可因气 块的层结不稳定能量(E_p)释放,造成该气块的上升 运动与对流降水。因:

$$E_{p} = -R_{d} \int_{p}^{p_{t}} (T_{v} - \overline{T}_{v}) d\ln p \qquad (6)$$

式中, T_v 是气块(湿绝热上升运动)状态曲线上的虚 温, \overline{T}_v 是层结大气虚温, R_d 是干空气比气体常数,p为气块初始状态高度的气压, p_i 为气块最终状态高 度的气压,这里也取 p_i =100 hPa。从而可以定义与 气块层结不稳定能量 E_p 相对应的对流可降水量 (H_e ,因水汽主要存在于大气中低层,故积分仅取气 压差 p_s =400 hPa)为:

$$H_{e} = -\int_{s}^{b_{400}} \delta(q - q_{s}) \frac{\mathrm{d}p}{g} \tag{7}$$

式中, q_s 为气块在上升运动状态曲线上的饱和比湿, q 为其初值,则 $q-q_s>0$ 。且式(7)诊断计算是在气 块层结不稳定能量为正($E_p>0$)并可以理想完全释 放条件下,才相应取 $\delta=1$,否则取 $\delta=0$ 。则可将 H_e 称为理想对流可降水量,显然它只是式(1)可降水量 H_q 中的一部分(水汽)。

这里由理想对流可降水量 *H*_e,还可以估算一个 中尺度雨团的最大可能对流可降水率(*I*_e)为:

$$I_e = \frac{H_e}{S} = \frac{H_e \cdot V_q}{L} \tag{8}$$

因 H_e 是与时间无关量,而中尺度雨团降水应伴随 一个水汽输送过程。可因 MβCS 尺度范围为 20~ 250 km, 而取雨团平均直径 L=20~250 km, 即这 里L为水汽权重平均风速V_g(其与各层水平全风速 V和比湿q有关)要"走"的距离,则可以以 V_q 穿过 L 所需时间,作为重建 MβCS(中尺度雨团)湿度场 的水汽权重平均时间($S, S = L/V_a$)。理想状态下, 若式(8)取β中尺度雨团的最小尺度:L=20 km,则 是将 20 km 当作该雨团的平均直径,这时 I_{μ} 为"充 分上升运动和完全层结不稳定能量释放"条件下,该 雨团的(气柱)对流可降水量全部作为降水之降水 率。例如,设某个暖湿气团平均对流可降水量 H_e 为 40~50 mm, 水汽权重平均风速 V_g 为 8~16 m · s⁻¹,对应于最小中尺度雨团 L=20 km,则其最大可 能对流可降水率 I 为 57.6~144.0 mm • h⁻¹。显 然,这里是将暴雨描述为有湿急流(核)配合、出现在 层结不稳定气团中的理想(平均直径 20 km)中尺度 雨团的对流降水强度,从而可以解释中尺度雨团中 发生的短时特大暴雨。因此,对最大可能对流可降 水率(降水强度)做诊断分析,可以寻求中尺度雨团 内部水汽条件和热力条件与降水量之间的关系。

3.3 降水定量诊断分析

最强降水时段主要出现在7月5日及6日夜间,对5日21时至6日00时鄂东短时强降水进行诊断分析。

图7给出7月5日21时至6日00时逐小时总 水物质水汽通量散度降水率场(IQ)分布及地面加 密观测小时雨量。7月5日21时,在应城(A)、孝昌 (B)附近模拟出两个40~80 mm・h⁻¹的IQ大值中 心,相应在应城、汉川附近出现了实况30 mm・h⁻¹ 以上的两个分散雨团,其量级与实况接近。22时, IQ大值中心东移至武汉附近并逐渐增强,实况雨团 强度也增强并变得紧密(图7b)。23时在A、B雨团 上风方又有两个新生成的IQ大值中心(图7c)。至 6日00时A、B两个雨团物理量大值中心合并,此 时实况小时雨强也达到最强(图7d)。由此可见,5 日夜间不断有IQ为40~100 mm・h⁻¹的串状大值 中心生成与演变,其演变结果也可近似认为强降水 过程在 β 中尺度对流系统内还出现了 γ 小尺度对流 雨团。

为了很好地验证数值模拟对中小尺度系统的识 别能力,图 7e~7h 给出了 7月 5日 22:48 和 23:55 两个时刻的 0.5°仰角基本反射率和 3.4°速度图。 由图看出,22:48 在西南气流的强对流云中出现一 对径向速度的正值和负值中心 A,这一中尺度涡旋 的两个径向速度极值区相距约 5 km,两中心的径向 速度切变为 9 m・s⁻¹。这一中尺度气旋正好与最 强的 55 dBz 对应。随后回波带逐步发展并往东方 向移动。在这一过程中,有一新的中尺度气旋在老 回波后侧生成,其尺度比第一次的稍大,两个速度极 值中心不是特别明显。另外,23:55 左右在武昌南 部新生成一 γ 尺度强回波中心 B,强度与 A 回波接 近。以上讨论说明此次强降水对流系统中确实存有 更小的 γ 中尺度系统。

由上面分析看出,总水物质水汽通量散度降水 率一定程度上可以反映雨团的活动路径以及强度 (估算出小时雨强)。另一方面,还可直接判断造成 此次暴雨过程的β中尺度对流系统内存在多个γ小 尺度对流单体的活动。 5日夜间随着系统东移,低涡切变线前部南风 气流内不断发生短时强降水。图 8 给出 WRF 模式 输出的 5日 21 时至 6日 00 时逐小时最大可能对流



图 7 2013 年 7 月 5 日 21 时(a),22 时(b),23 时(c)和 6 日 00 时(d)总承初质水汽通重散度 降水率场和地面加密观测小时雨量叠加图(单位:mm・h⁻¹)及 7 月 5 日 22:48(e,f)和 23:55(g,h)时刻 0.5°仰角基本反射率(e,g)和 3.4°仰角速度(f,h)图 Fig. 7 Moisture flux divergence precipitation rate overlapped with hourly rainfall observed densely from 21:00 BT 5 to 00:00 BT 6 July 2013 (a-d) (unit: mm・h⁻¹) and the velocity at 3.4° elevation (f, h), basic reflectivity 0.5° elevation (e, g) at 22:48 BT (e, f) and 23:55 BT (g, h) 5 July



可降水率(*I*_e),发现所估算的中尺度雨团 *I*。值在 20 ~80 mm·h⁻¹左右,与实况降水在量级以及中心位 置上均相接近,但是大部实况降水值只能达到 *I*。值 的一半左右,这与 *I*。定义是在各种理想状态下、尤 其设定为最小尺度的处理方法有关。但因最大可能 对流可降水率用于定量诊断中尺度雨团的对流可降 水量有一定的合理性,将来可尝试性释用于雷达临 近预报。

4 结 论

本文通过地面加密自动站资料、FY-2E 卫星 TBB和GFS 0.5°×0.5°分析场资料,对 2013 年 7 月 5—6 日发生在湖北鄂东的大范围暴雨过程 β 中 尺度系统活动特征进行了研究,并利用 WRF 中尺 度模式做数值模拟,输出的高分辨率资料进行诊断 分析,主要得到以下结论:

(1) 2013 年 7 月 5—6 日湖北鄂东大暴雨过程 发生在有利的大尺度环流背景下,在地面中尺度辐 合线触发下,强对流发生于槽前正涡度、中低层急流 核附近、高空强辐散气流以及不稳定能量重合区域 下。

(2) 此次过程暴雨区上空整层湿度较大,且不

稳定特征明显,同时抬升凝结高度非常低,有利于出现高效率的短时强降水。TBB分析表明,暴雨的直接原因是由3个不同时间、不同地域生成且近圆形 β尺度对流系统先后移动、经过造成。

(3)考虑到云水、云冰和雨水的碰并增长或混 合碰并增长,WRF模式模拟诊断更加有效的总水 物质(水汽+云水+云冰+雨水)通量散度降水率 场,分析出7月5日夜间鄂东大暴雨雨带上存在β 中尺度对流系统,其中又有多个γ小尺度对流单体 活动,其物理量值一定程度上可定量估算β-γ尺度 雨团的小时雨强。

(4) WRF 模式模拟诊断的最大可能对流可降 水率可以反映中尺度雨团内部水汽、热力条件与降 水量之间关系,用于定量诊断中尺度雨团的对流可 降水量有一定的合理性,将来可以尝试性释用于雷 达临近预报。

参考文献

贝耐芳,赵思雄,高守亭,2003.1998年"二度梅"期间武汉一黄石突 发性暴雨的模拟研究[J].大气科学,27(3):399-418.

常煜,2016.内蒙古典型暴雨过程的中尺度雨团观测分析[J].应用气 象学报,27(1):56-66.

陈敏,王洪庆,郑永光,等,2000.1998年湖北大暴雨的中β尺度对流

系统数值模拟和可视化研究[J].北京大学学报(自然科学版), 36(5):651-658.

- 陈鹏,刘德,周盈颖,等,2015. 一次重庆特大暴雨过程的中尺度分析 [J]. 高原气象,34(1):82-92.
- 冯伍虎,程麟生,程明虎,2001. "96.8"特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟[J].暴雨灾害,59(3):294-307.
- 辜旭赞,于晓晶,唐永兰,等,2014.一次华南一江南持续暴雨的大尺 度水汽场和中尺度特大暴雨模拟诊断分析[J]. 气象,40(1):18-27.
- 郝丽萍,周瑾,康岚,2016.西南涡暴雨天气过程分析和数值模拟试验 [J].高原气象,35(5):1182-1190.
- 孔凡超,赵庆海,李江波,2016.2013 年 7 月冀中特大暴雨的中尺度 系统特征和环境条件分析[J]. 气象,42(5):578-588.
- 蓝渝,张涛,郑永光,等,2013. 国家级中尺度天气分析业务技术进展 对流天气中尺度过程分析规范和支撑技术[J]. 气象,39(7): 901-910.
- 李玉兰,王婧熔,郑新江,等,1989.我国西南、华南地区中尺度对流复 合体(MCC)的研究[J].大气科学,13(4):417-422.
- 刘燕飞,隆霄,王晖,2015.陕西中西部地区一次暴雨过程的数值模拟 研究[J].高原气象,34(2):378-388.
- 罗娟,陈忠明,2014.一次湖南暴雨过程β中尺度系统分析与模拟 [J].高原气象,33(2):495-503.
- 蒙伟光,张艳霞,戴光丰,等,2007.华南沿海一次暴雨中尺度对流系统的形成和发展过程[J].热带气象学报,23(6):521-529.
- 庆涛,沈新勇,黄文彦,等,2015.2011 年梅汛期一次暴雨过程的对流 涡度矢量方程诊断分析[J].高原气象,34(2):401-412.
- 寿绍文,励申申,姚秀萍,2003.中尺度气象学[M].北京:气象出版 社,178-182.

- 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[J]. 气象,42(8):905-919.
- 孙建华,赵思雄,2000.一次罕见的华南大暴雨过程的诊断和数值模 拟研究[J].大气科学,24(3):381-391.
- 唐永兰,辜旭赞,张兵,2011.不同初值和降水方案对一次西南涡暴雨 过程的中尺度模拟与分析[J].暴雨灾害,30(4):335-342.
- 汪汇洁,孙建华,赵思雄,等,2014.2010年秋季一次海南东海岸特大 暴雨的中尺度分析[J].热带气象学报,30(3):518-532.
- 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.
- 吴翠红,龙利民,等,2011.湖北省中尺度暴雨天气分析图集[M].北 京:气象出版社,1-13.
- 徐双柱, 邹立维, 2008. 一次梅雨期暴雨的中尺度数值模拟分析[J]. 暴雨灾害, 27(1): 17-23.
- 杨引明,朱雪松,2011. 一次引发强降水的热带低压对流云团的多尺 度特征分析[J]. 热带气象学报,27(4):542-550.
- 叶成志,潘志祥,刘志雄,等,2007."03.7"湘西北特大致洪暴雨的触 发机制数值研究[J].应用气象学报,18(4):468-478.
- 俞小鼎,2012.2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析[J]. 气象, 38(11):1313-1329.
- 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.
- 周玉淑,刘璐,朱科锋,等,2014.北京"7.21"特大暴雨过程中尺度系 统的模拟及演变特征分析[J].大气科学,38(5):885-896.
- Liu Hongbo,2012. Numerical simulation of the heavy rainfall in the Yangtze-Huai River basin during summer 2003 using the WRF model. Atmos Ocea Sci Lett,59(1):294-307.