

文章编号: 2096-1618(2021)02-0214-09

基于区域站雷达观测的黔东南“7.20”极端降水成因分析

龙天强¹, 俞小鼎², 凌 燕³, 余代辉¹, 曹威伍⁴, 顾 欣¹

(1. 贵州省黔东南州气象局, 贵州 凯里 556000; 2. 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081; 3. 贵州省凯里市气象局, 贵州 凯里 556000; 4. 贵州省铜仁市气象局, 贵州 铜仁 554300)

摘要:针对2016年7月20日黔东南西部至东部历时13 h大暴雨天气过程,采用常规观测和雷达、贵州区域站等资料对此次暴雨过程的成因及特征进行分析。结果表明:此次暴雨天气的影响系统主要是500 hPa高空槽、低空急流、地面辐合线,持续12 h低空急流为此次大暴雨的发生输送充沛水汽和不稳定能量;19日黔东南东西沿线地区及周边环境非常有利于大暴雨发生,包含接近1300 J/kg的CAPE值、深厚湿层、强低空急流和异常大的可降水量,降水过程东部水汽通量大辐合强,与该区大范围强降水很好对应;强降水为热带对流型中尺度对流系统MCS,触发机制为超低空强风在黔东南西部及附近遇地形强迫和地面辐合线,黔东南西部至东部长时间有强降水雨团经过而产生大暴雨和特大暴雨,对流云后向传播和低槽遇副高阻挡导致降水系统移动缓慢是长时间降水的直接原因,中尺度涡旋和超级单体是增强降水的因素。

关键词:气象学;中尺度分析;极端降水;MCS;低空急流;超低空强风;地形; γ 中尺度涡旋

中图分类号:P458.1⁺21.1

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2021.02.014

0 引言

暴雨是中国主要灾害性天气之一,其引发的洪涝灾害给人民生命财产和国民经济带来巨大损失。黔东南州(简称黔东南)位于贵州省东南部,地处云贵高原向湘桂丘陵盆地过渡斜坡山区,亚热带湿润季风气候,每年多发暴雨,一般始于3月下旬,11月上旬结束,暴雨主要集中在5–8月^[1]。暴雨的发生、强度及其致灾性与地形关系密切,黔东南地形复杂,中部和南部为中山地带,西部和西北部为丘陵低中山区,东部和东南部低中山、低山、丘陵、盆地交错,大部分地区海拔500~1000 m,最高雷山县苗岭主峰2178 m,最低黎平县水口河出省处137 m。由于山地复杂该地区暴雨突发性强,多为短时强降水,易产生山洪、泥石流等灾害造成人员伤亡和重大经济损失,如2012年6月9日23时至10日04时凯里市舟溪镇特大暴雨(286.8 mm)造成3死6伤,又如2015年5月26日22时至27日06时雷山县普降特大暴雨(最大367.6 mm)导致6死3伤,直接经济损失近10亿元,暴雨是当地历年气象灾害防御重点,也是预报难点。

近年来,当地气象工作者对该地区暴雨做了大量研究。池再香等^[2]分析夏季黔东南州局地暴雨与西太副高环流的关系表明,有9次暴雨与西太平洋副热

带高压位置变化密切相关。聂云等^[3]分析指出,850 hPa中尺度环流系统与水汽辐合带相配合,水汽通量辐合带、辐合中心与雨带、暴雨中心吻合较好。藤林等^[4]、李帮英等^[5]还分析了当地的暖区暴雨和冷锋低槽型暴雨。然而,当地暴雨成因复杂,加之地理位置特殊,预报难度大。

2016年7月20日凌晨至午后黔东南发生一次区域性极端暴雨天气,多地山洪暴发、江河暴涨和洪涝,损毁大量基础设施,50余栋民房倒塌,2人死亡,州府所在地凯里市区严重内涝,全州直接经济损失10余亿元。本次暴雨前期预报疏漏,那么,影响暴雨的系统是什么?暴雨的环境场有何特点?造成暴雨的中尺度系统有何特征?触发机制是什么?强降水为何持续这么久?针对以上一系列问题,用常规观测、黔东南新一代天气雷达和贵州地面区域自动站等观测资料,对此次极端暴雨的成因进行诊断分析,以期黔东南此类暴雨的预报提供一定线索。

1 降水实况及特点

2016年7月20日01–14时(北京时,下同),黔东南经历一次强降水过程,3个乡镇降水超过200 mm,27个乡镇降水为100~199.9 mm,28个乡镇降水为50~99.9 mm,100 mm以上降水位于东西沿线地带(图1a),最大降水为东部锦屏县启蒙镇的233 mm。20日08时前,自西向东相继发生暴雨或大暴雨,大暴雨主要在中

收稿日期:2020-03-28

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41475041);中国气象局预报员专项资助项目(CMAYBY2019-105)

部以西;08 时后强降水区位于中部以东,普降大暴雨。该过程有两个特点:降水时间长,历时13 h;长时间高强度降水,40 mm · h⁻¹以上雨强持续11 h,其中连续8 h在50 mm · h⁻¹以上,最大92.2 mm · h⁻¹(图 1b),表现出极端暴雨典型的强对流性质。

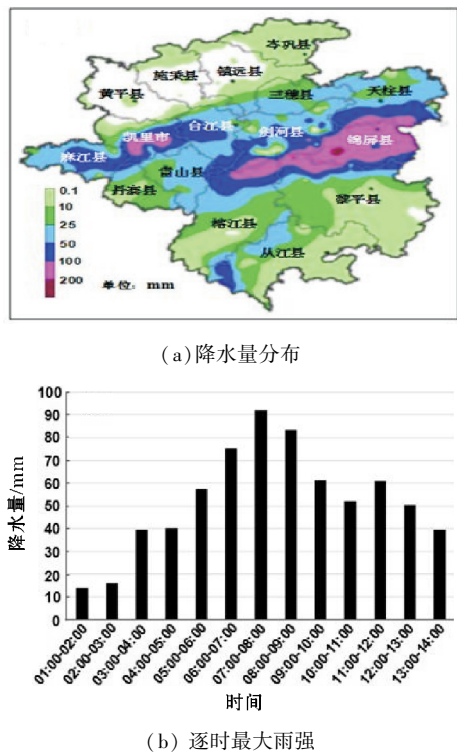


图1 2016 年 7 月 20 日 01–14 时黔东南累积降水量分布与逐时最大雨强

2 中低空系统配置

这次过程中低层系统配置有利黔东南出现暴雨。图 2 为 19 日 20 时和 20 日 08 时 850 ~ 500 hPa 综合分析图。从中看到,19 日 20 时,500 hPa 河套附近有一低涡,中心位于山西西部,该涡槽线经陕西与河南交界、湖北恩施,伸至贵州道真至贵阳一线,西北太平洋副热带高压(下称副高)588 dagpm 线位于广东西南部至浙江西北部(图略),贵州东南部、南部为西南气流控制;700 hPa 河南西北部至湖北西南部到贵州道真至大方一线存在切变线,贵州大部为西南气流控制,昆明–贵阳–怀化–阜阳一线有一支最大 24 m · s⁻¹ 西南风急流,云贵高原大量水汽沿急流向暴雨区输送;850 hPa 河南西部至恩施到贵州道真至七星关一线存在切变线,贵州大部分地区为偏南气流控制,北部湾经河池、贵州东南部边沿至怀化到阜阳一线存在一支最大 22 m · s⁻¹ 西南偏南风急流,北部湾大量水汽沿急流向暴雨区输送(图 2a)。20 日 08 时黔东南出现暴雨且强降水持续,500 hPa 河套低涡中心移至山西东南部,槽线尾部

位于黔东南三穗至丹寨一线,588 dagpm 线西伸北挺至广西东南部到江苏南部一线(图略),副高增强阻挡低槽移动;700 hPa 河南北部经湖北中部、湘西到贵州沿河至仁怀一线存在切变线,贵阳–怀化–阜阳一线存在最大 22 m · s⁻¹ 西南风急流;850 hPa 河南北部经湖北中部、湖南东部到贵州铜仁至修文一线存在切变线,原 19 日 20 时低空急流维持,风速增到 26 m · s⁻¹,北部湾水汽输送加强(图 2b)。

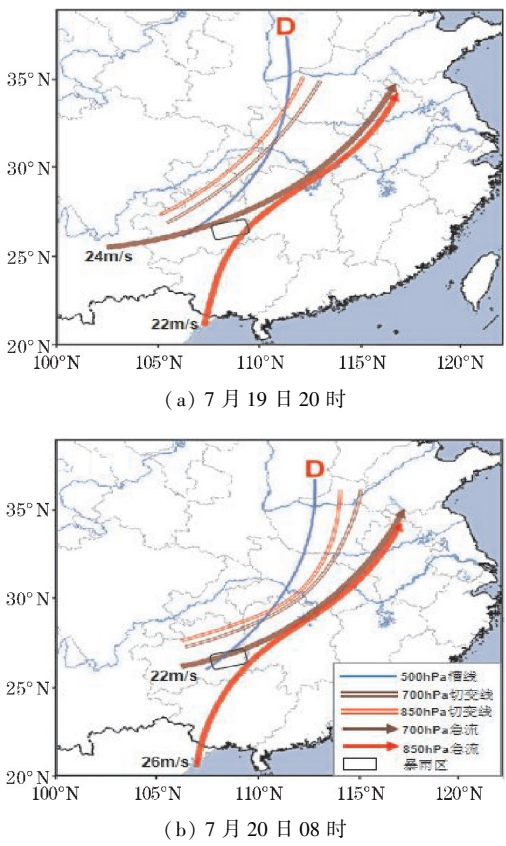


图2 2016 年 7 月 19 日 20 时和 20 日 08 时 850 ~ 500 hPa 综合分析图

综上所述,此次暴雨中层河套低槽东移南压影响黔东南,暴雨区位于槽前和低空急流左侧;稳定的中低空和低空急流为该地区水汽输送和对流有效能建立维持创造了条件,低槽遇副高阻挡移动缓慢,利于低涡槽线导致的降水系统在该地区较长时间维持。

3 基于区域站雷达观测的黔东南极端降水成因分析

3.1 黔东南极端降水的环境条件

本次暴雨长时间高强度降水,与暴雨区环境条件关系密切。雨强可表达为 $R = Ewq^{[6]}$, E 为降水效率, w 为云底上升气流速度, q 为云底附近比湿, wq 为云底水通量。降水效率为通过云底进入云内的水汽总量中最终变为降水降到地面部分的比例。强上升气流通常在深

厚湿对流内部产生,需要一定大小对流有效位能,同时对流抑制能不能太大,这样局地某种抬升机制才可触发

深厚湿对流。表 1 给出 7 月 19 日 20 时和 20 日 08 时暴雨区周边贵阳、河池、怀化等探空站关键环境参数。

表 1 2016 年 7 月 19 日 20 时和 20 日 08 时黔东南周边探空站关键环境参数

站点	时次	$T_d/^\circ\text{C}$	PW/mm	$T_{580-500}/^\circ\text{C}$	CAPE/($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	CIN/($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	LCL/km	H0/km	SHR(s^{-1}/km)
贵阳	19 日 20 时	22	83	25(20/31)	1290	32	0.4	5.5	0.5
	20 日 08 时	22	78	24(20/31)	841	10			1.6
河池	19 日 20 时	23	77	22(20/31)	1046	42	1.0	5.7	2.0
	20 日 08 时	23	79	22(20/31)	787	40			2.1
怀化	19 日 20 时	23	82	24(20/31)	860	68	1.0	5.5	2.0
	20 日 08 时	25	83	23(20/31)	1083	0.0			1.8

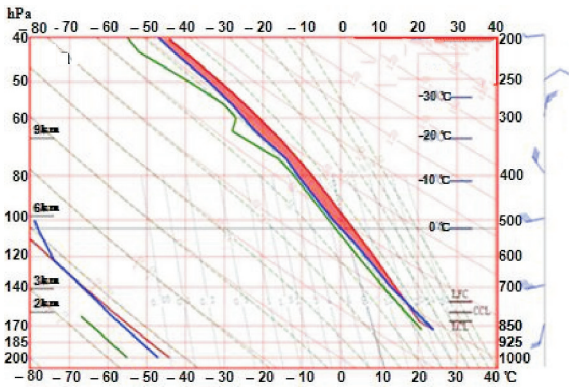
注: T_d 、PW、 $T_{580-500}$ 、CAPE、CIN、LCL、H0、SHR 分别为地面露点温度、大气可降水量、850 hPa 与 500 hPa 温差、对流有效位能、对流抑制能、抬升凝结高度(地面上高度)、0℃层高度(海拔高度)、0~6 km 垂直风切变。

由表 1 可见,黔东南周边地面露点温度(T_d),19 日 20 时和 20 日 08 时贵阳、河池、怀化在 22℃~25℃,黔东南地区平均 23℃,露点值均不高,由上述雨强公式可知云底附近比湿与 T_d 呈显著正相关,其 T_d 对应的比湿 18 g·kg⁻¹ 左右。大气可降水量(PW)19 日 20 时和 20 日 08 时上述 3 站为 70~83 mm,对水汽要求较高的强降水强对流天气已属非常极端^[7],可降水量等值线分布(图略)黔东南 19 日 20 时大于 80 mm,最大为暴雨区的 85 mm(该区 20 日 08 时为 80 mm)。可见,暴雨区水汽条件较周边好。

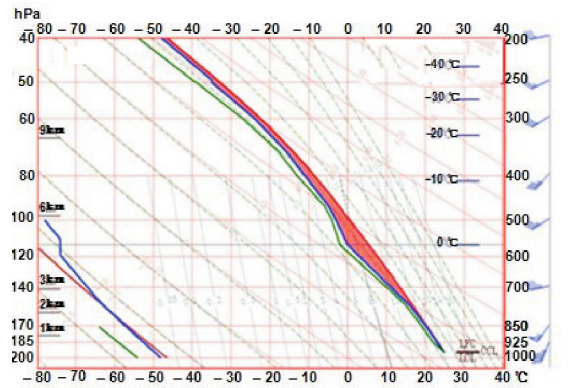
从表 1 还可见,黔东南周边 850 hPa 与 500 hPa 温差($T_{850-500}$),19 日 20 时和 20 日 08 时贵阳、河池、怀化为 22℃~25℃,850 hPa 与 500 hPa 温差等值线分布(图略)黔东南地区 $T_{850-500}$ 分别为 24℃和 23℃,而与温度廓线最接近的湿绝热线/干绝热线在 850 hPa 与 500 hPa 之间的温差分别为 20℃和 31℃,上述 $T_{850-500}$ 值介于干湿绝热递减率之间,表明黔东南及周边大气均属条件不稳定。对流有效位能(CAPE)和对流抑制能(CIN),距暴雨区较近的贵阳和怀化,19 日 20 时 CAPE 分别为 1290 J·kg⁻¹和 735 J·kg⁻¹,CIN 分别为 32 J·kg⁻¹和 68 J·kg⁻¹,20 日 08 时 CAPE 贵阳 841 J·kg⁻¹,怀化 1083 J·kg⁻¹,CIN 分别为 10 J·kg⁻¹和 0 J·kg⁻¹。因此暴雨区 CAPE 为 1290~735 J·kg⁻¹,对流抑制能不大,有利产生深厚湿对流和触发雷暴。

从探空曲线形态看,19 日 20 时贵阳(图 3a)850~250 hPa 层结曲线与露点廓线紧靠($T-T_d<5^\circ\text{C}$),对流层整层潮湿,怀化(图略)850~250 hPa 层结曲线与露点廓线除 310~280 hPa 少部分相当分开($T-T_d<8^\circ\text{C}$)外,其余部分紧靠($T-T_d<4^\circ\text{C}$),对流层几乎整层潮湿,这样的温度和露点廓线不利于冰雹和雷暴大风而有利于强降水发生^[8],20 日 08 时怀化探空呈现

的特征同样有利强降水而不利雷暴大风和冰雹(图 3b);0℃层高度贵阳和怀化均为 5.5 km,抬升凝结高度到 0℃层之间的暖云层厚度在 4.5~5.1 km;0~6 km 垂直风切变,19 日 20 时和 20 日 08 时贵阳和怀化切变值不超过 2.0×10⁻³s⁻¹/km(0~6 km 风速差不超过 12 m/s),属弱切变,暖云层深厚和深层弱垂直风切变有利提高降水效率^[9]。



(a) 7 月 19 日 20 时贵阳



(b) 7 月 20 日 08 时怀化

图 3 2016 年 7 月 19 日 20 时贵阳和 20 日 08 时怀化探空曲线

综上所述,根据 $R = Ewq$,暴雨区环境条件有利产生深厚湿对流,中等强度 CAPE 值提供强上升气流,云底附近比湿高、对流层整层相对湿度大、极高可降水

量、深层弱垂直风切变和深厚暖云层等有利提高降水效率,从而有利于产生极端降水。

3.2 水汽输送

暴雨的形成不仅要有源源不断的水汽输送,还要大量水汽不断地在暴雨区上空聚集。分析发现,黔东南水汽输送主要在850 hPa和700 hPa,水汽通量 19 日 20 时分别为 $16 \sim 20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 和 $18 \sim 20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,数值分布均为东部大,其余地区逐渐小;20 日 08 时分别为 $14 \sim 18 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 、 $18 \sim 30 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,数值分布也是东部大,其余地区逐渐小。水汽辐合在700 hPa以下,925 hPa最大。19 日 20 时925 hPa黔东南全区辐合,往上层为辐散,20 日 08 时925 hPa、850 hPa均为东部和东北部为辐合,其余地区为辐散,700 hPa东部和东南部为辐合,其余地区辐散(图略)。主要的 925 hPa 水汽通量散度,19 日 20 时黔东南为 $(-15 \sim -25) \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,绝对值东部大,其余地区逐渐小(图 4a),20 日 08 时(图 4b)东部和东北部散度为 $(-10 \sim -20) \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,绝对值东部大。可见,本次暴雨水汽供给充沛,黔东南东部水汽输送大、辐合强且持续时间长,与该区大范围强降水相对应。

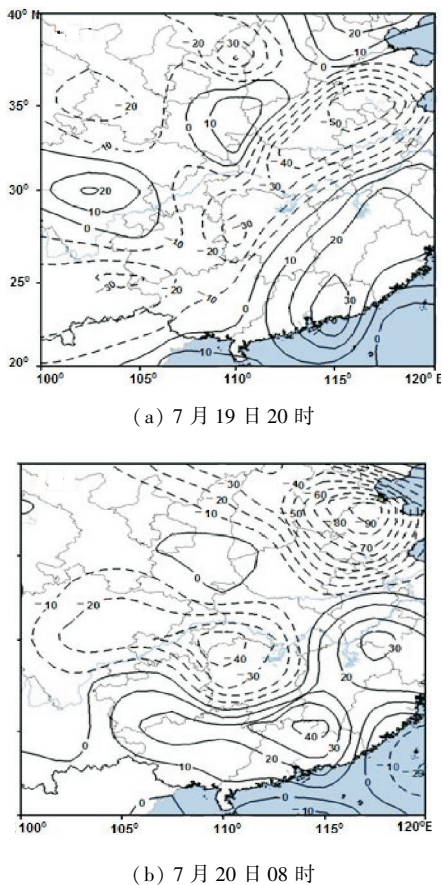


图 4 2016 年 7 月 19 日 20 时和 20 日 08 时 925 hPa 水汽通量散度分布

3.3 中尺度对流发生发展

3.3.1 触发机制

19 日 20 时常规地面图上贵州无锋面、干线,中部以南和黔东南为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右偏南气流控制。从超低空和贵州地面区域自动站观测发现,925 hPa (图 5a) 北部湾西北岸至百色,南宁至河池,分别有最大 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 强风带,百色 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 西南偏南风,河池 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 东南偏南风,探空气流高度海拔 700 m,前方至平塘和荔波海拔不足 500 m,因而这两支气流从平塘和荔波北上。地形(图 6a)体现,平塘到贵定和都匀均有山谷通道,末端贵定和都匀的北部均为入字地形,荔波有一通道经独山与都匀通道相通,另一条经三都、丹寨西部、麻江东南部到凯里,而凯里和台江北部被苗岭余脉所围,两支气流北上在贵定和都匀的北部遇地形收缩产生上升运动,进入凯里的气流沿北侧山脉顺时针绕流至南侧,在凯里南部至台江北部形成辐合线(图 6b)产生上升运动。表征中低层大气不稳定深对流指数(BCI)体现,上述上升运动区位于贵州 BCI 为 $44 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的强中心,大气很不稳定,一旦上升运动增强易触发对流。

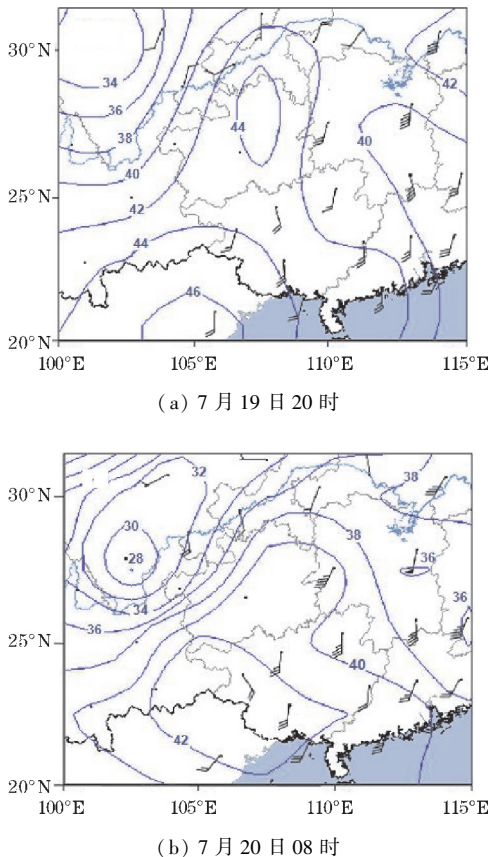


图 5 2016 年 7 月 19 日 20 时和 20 日 08 时叠加深对流指数 925 hPa 风场



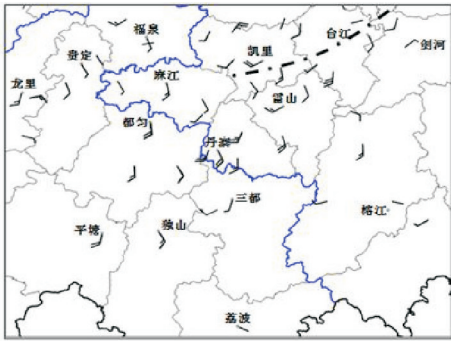
(a) 地形



(b) 风场

图6 贵州中部以南地形图和2016年7月19日20时贵州地面区域站风场(红点为国家级观测站,红黄箭头分别表示925 hPa 河池和百色强风方向)

随着低槽东移和副高逐渐增强,贵州南部偏南气流逐渐增强。23时(图7a)平塘和独山偏南气流增强



(a)19日23时



(b)20日01时



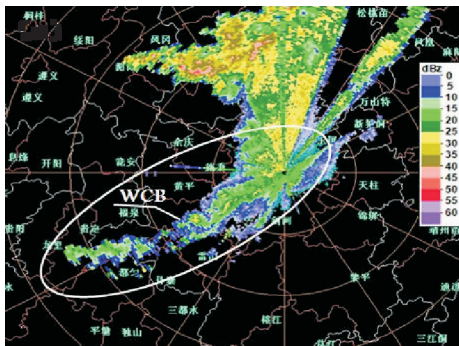
(c)20日02时



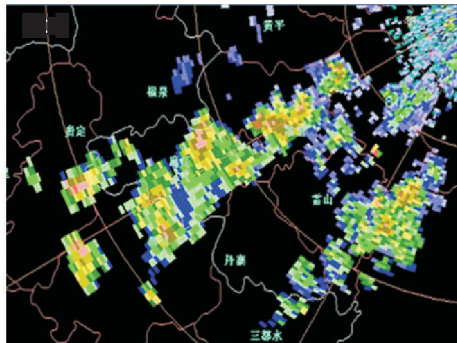
(d)20日05时

图7 2016年7月19日23时和20日01时、02时、05时贵州地面区域站风场(粗黑点划线为地面辐合线)

到 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,都匀北部和贵定北部风速分别增到 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,灌入人字地形风速增大上升运动增强。雷达观测贵定、麻江、凯里、三穗一线产生一条狭长弱回波带(图8a),剖面(图略)体现云从边界层伸到 6.5 km 高空,这与一条槽前暖输送带相对应,是由来自低纬度低空对流边界层的暖湿空气逐渐向北向上运动并升至对流层中、高层时所形成的^[10],表明有一支狭窄气流朝北和朝上输送大量热量、水汽和动能,有利于对流沿着该暖输送带生成。20日01时,凯里南部至台江北部辐合线西伸到麻江南部(图7b),平塘和独山风速分别为 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,都匀中部为 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 东南风,与西侧大山正交,贵定北部 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 南风直吹大山;02时(图7c)辐合线维持不变,平塘和独山转为南风,风速增到 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,贵定北部风不变,都匀中部为 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 东南偏南风,直吹西北侧大山,加大了贵定和都匀中北部低层大气抬升力度,三都00时和02时 $2\sim4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西南气流遇雷山南部山脉也有抬升。以都匀中部风为例,按山体平均坡度为 30° 和风与山体正交计算,01时、02时迎风面分别有 $1.15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $3.46\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 垂直速度,该量级可触发该区对流。雷达观测20日01时都匀和贵定的中北部、辐合线沿线、雷山南部等区陆续爆发对流单体,其后强烈发展,02时形成多个较大较强对流云团(图8b)。



(a) 7月19日22:54



(b) 7月20日02:01

图8 2016年7月19日22:54和20日02:01黔东南雷达0.5°仰角反射率因子(WCB为暖输送带)

综上,触发中尺度对流为北部湾超低空强风北上在都匀、贵定、黔东南西部等遇地形强迫和地面辐合线。

3.3.2 中尺度对流发展演变

图9给出20日03时开始每隔2h雷达0.5°仰角反射率因子图。该时段,都匀中部、贵定北部较强偏南气流维持到05-06时左右,麻江至台江辐合线持续到06时,05时在剑河西部至天柱西南部生成一条偏西与偏南风辐合线(图7d),其后缓慢东移南压,11时到榕江北部至锦屏东部一线后消失。由于较强偏南气流和辐合线,辐合线沿线、都匀、贵定、雷山、三都、荔波、榕江南部等地区不断产生对流单体,这些单体在槽前西南偏西气流引导下朝黔东南东部移动,在中尺度环流组织下,积雨云团大部分成线状或带状排列^[11],并因辐合线沿线强上升运动大量水汽进入云中凝结释放潜热,使云内加热加强上升运动而强烈发展,逐渐在黔东南东沿形成最强53 dBZ对流单体相互靠近弥合为核心东移的 β 中尺度对流系统(MCS),并在其南侧触发单体并入系统或与主体云并行,其间,都匀和贵定分别在04:50和06:40左右停发对流单体,荔波一度有对流云往从江西西部发展产生局地暴雨,雷山南部、三都和榕江南部04-11时持续触发对流单体从MCS右后侧并入,对流云后向传播使MCS核心不断循环新老单体更替,长时间强盛,水平尺度不断变大,系统整体移动缓慢,黔东南东沿沿线地带不断有 γ 中尺度强降水云团经过列车效应,直至11时左右MCS从前往后逐渐消散,残余对流14时出境,从而产生极端降水。

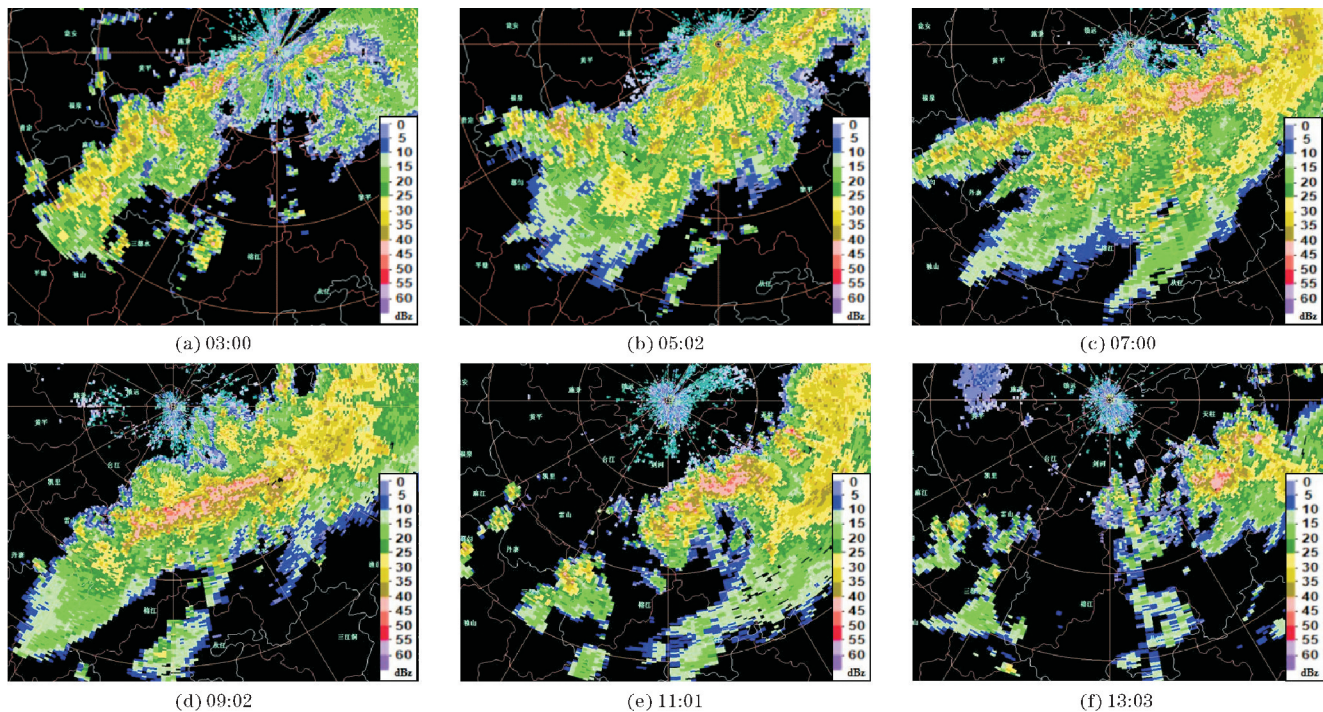


图9 2016年7月20日03时起每隔2h黔东南雷达0.5°仰角反射率因子演变

分析还发现,超低空强风带对黔东南暴雨发生有较好指示,暴雨位于下风方。20日08时前暴雨主要在西部,两支强风在西部上风方,过程中辐合线位置和

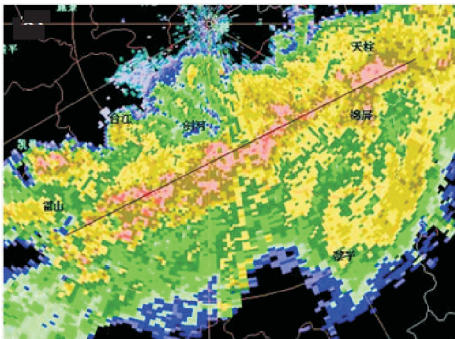
暴雨区都随时间东移,主体云离开西部该区暴雨终止;08时后中部以东暴雨维持,08时(图5b)北部湾西北岸至百色强风消失而南宁至河池强风维持,河池为

10 m · s⁻¹西南偏南风,方向直指黔东南中东部,可见暴雨始终出现在强风带下方。

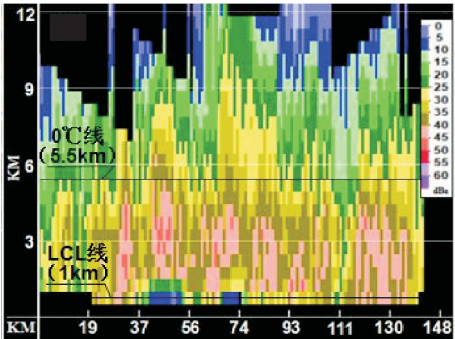
4 中尺度对流雷达回波特征

4.1 低质心暖云高效降水

这次过程对流云雷达回波不强(最大53 dBZ左右),降水强度很大,分析发现强回波位于低层、重心低,属热带对流型^[12]。图 10 给出 MCS 强盛时期核心体08:08的垂直剖面,可见35 dBZ以上反射率因子在5.5 km以下(距雷达高度),40 dBZ以上低于5 km,重心在2.5 km附近。核心体主要在黔东南中部以东区域,以 20 日 08 时怀化探空代表该区大气层结状况,抬升凝结高度到0℃层之间的暖云层厚度4.5 km,因此大于35 dBZ因子分布在暖云层区间,最大45~53 dBZ因子分布低于0℃层,说明大的反射率因子由液态雨滴产生;45~53 dBZ回波温度,位置较高的45dBZ回波在5 km高度,参照怀化地面到-10℃层温度直减率约5.9℃·km⁻¹概算,大于45 dBZ回波温度至少4℃,显然核心体属热带对流型,40 dBZ、45 dBZ、50 dBZ反射率因子雨强理论值相应20 mm·h⁻¹、50 mm·h⁻¹、130 mm·h⁻¹。可见,此类对流云雷达回波虽不强而降水强度大。



(a) 反射率因子

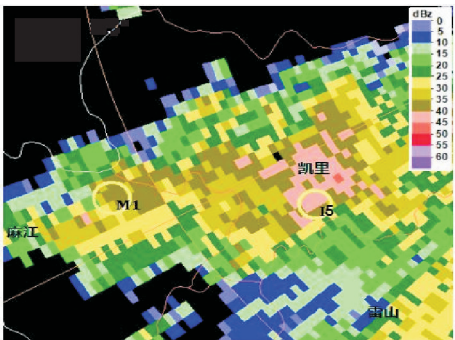


(b) 垂直剖面

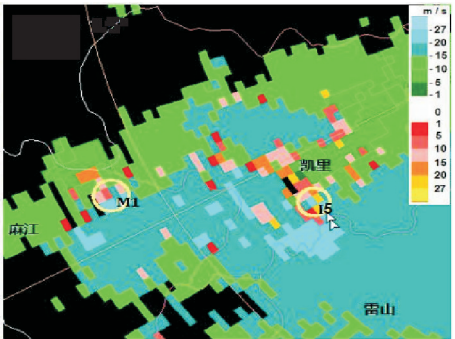
图 10 2016 年 7 月 20 日 08:08 黔东南雷达 0.5° 仰角反射率因子和垂直剖面

4.2 γ 中尺度涡旋和强降水超级单体

冯晋勤等^[13]、俞小鼎等^[14]、吴芳芳等^[15]研究表明,强冰雹、龙卷、雷雨大风、极端短时强降水与γ中尺度涡旋密切相关。雷达中气旋产品显示,20 日 02:26 后多个云团出现γ中尺度涡旋,涡旋出现后雷达回波增强,降水强度明显增大。涡旋直径3 km左右,雷达3个低仰角(0.5°,1.5°,2.4°)有反应,大多数持续2个体扫(1个体扫5 min),有一个涡旋持续94 min,对应云团有超级单体特征。该云 05:31 在1.5°仰角首现中气旋(图略),旋转速度8 m · s⁻¹,底高1.5 km,厚度1.9 km,其后中气旋增强,顶部和底部向上向下伸展,06:06 强中心在凯里市区中部(图 11),中气旋距雷达83 km(图中黄圆圈),最强旋转在1.5°仰角,底高1.1 km,厚度4.2 km,负速度中心出现模糊,退模糊后旋转速度23.5 m · s⁻¹,属强中气旋级别;06:30 强中心在凯里市区东南部(图 12),中气旋距雷达75 km,底高1 km、厚度4.8 km,最强旋转在4.3°仰角,旋转速度24 m · s⁻¹,中气旋强度更大,此后逐渐减弱,07:05 消失。该云强回波低层有钩状,往上向入流侧倾斜,属经典型超级单体,06-07 时 1 h 在凯里东部城区降水75 mm,占市区总降水近 50%。

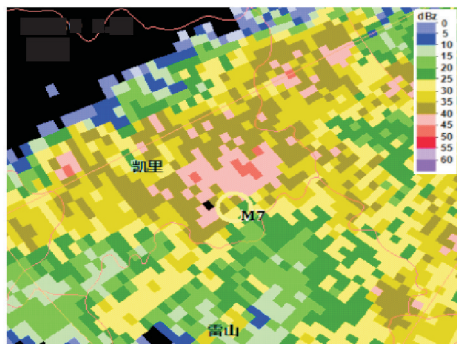


(a) 反射率因子

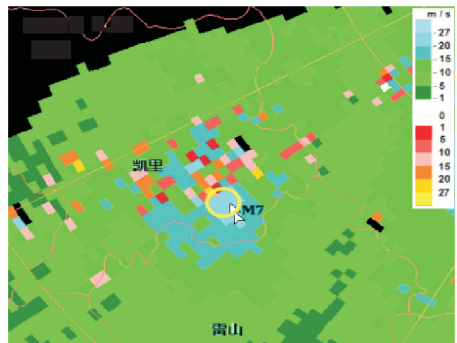


(b) 径向速度

图 11 2016 年 7 月 20 日 06:06 黔东南雷达 1.5° 仰角反射率因子和径向速度(黄圆圈表示中气旋)



(a) 反射率因子



(b) 径向速度

图 12 2016 年 7 月 20 日 06:30 黔东南雷达 1.5° 仰角
反射率因子和径向速度 (黄圆圈表示中气旋)

γ 中尺度涡旋和超级单体成因主要是垂直风切变。强的垂直风切变容易导致 γ 中尺度涡旋和超级单体^[16]。雷达风廓线产品显示,黔东南上空 0.9 ~ 6.1 km,20 日 02:26–04:14、06:11–06:40、08:23–09:00 等时段垂直风切变较强,第一时段 2.4 km 以下,底层 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏南风,顶层 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏西风(图略),最大风速差约 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;第三时段 4.6 km 以下,底层 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏南风,顶层 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西南偏西风(图略),最大风速差约 $19\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。第二时段为深层切变(图 13),06 时 06–40 分,底层由 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏南风演变为 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 南风,往上风

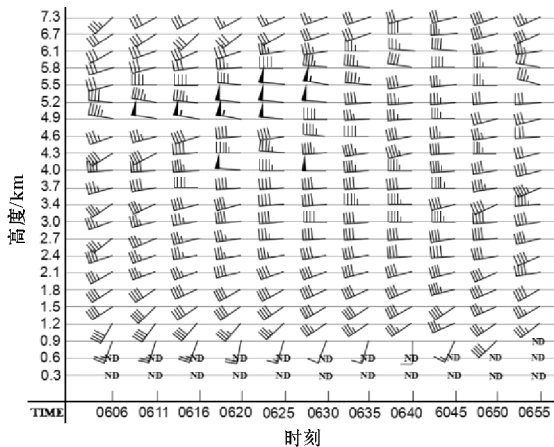


图 13 2016 年 7 月 20 日 06:06–06:55 黔东南雷达速度方位显示风廓线
(每 5 min 间隔生成一条垂直风廓线,风羽—满杠表示 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,
半杠表示 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,一个三角旗代表 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)

随高度顺转并迅速增大,06:06 时 4.9 km 为 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西北偏西风,06:11 时增强到 $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;06:20 时 5.2 km 为 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西风,06:25 时上升到 5.5 km 高度,06:30 时 5.5 km 高度变为 $22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西北偏西风,其后风速减弱,06:45 时后垂直风切变明显弱;06:06、06:16、06:30、06:40、06:45 等时刻风速差依次为 $15.47\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $20.82\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $21.76\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $17.16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $14.53\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,06:30 切变层最深、风速差最大,与中气旋强盛时刻对应。

5 结论与讨论

利用常规观测、贵州地面区域自动站和雷达等资料,对此次暴雨影响系统、环境条件、水汽输送、中尺度对流发生发展及雷达回波特征等多方面进行了分析,得到如下几点结论。

(1)此次暴雨中层河套低涡槽线东移南压影响黔东南,暴雨区位于低空急流左侧,中低空和低空急流提供充沛水汽和不稳定能量。

(2)暴雨前黔东南大气层结条件不稳定,暴雨区有深厚湿对流潜势,对流有效位能接近 $1300\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,同时对流抑制能不大,以致深厚湿对流和雷暴容易被触发;对流层整层相对湿度大、极高可降水量和深层弱垂直风切变、深厚暖云层等有利产生强降水。

(3)低空和中低空急流输送充沛水汽,暴雨前水汽通量分别为 $18\sim20\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 和 $16\sim20\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$,水汽辐合在 925 hPa,水汽通量散度 $(-15\sim-25)\times10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,整个过程东部水汽通量大、辐合强,与该区大范围强降水有很好的对应。

(4)产生暴雨为中尺度对流系统 MCS,触发机制为广西超低空强风北上在黔东南西部及附近遇地形强迫和地面辐合线,MCS 属热带对流型,包含中尺度涡旋和超级单体,黔东南东西沿线地带长时有强降水雨团经过列车效应而产生极端降水,对流云后向传播和低槽遇副高阻挡导致降水系统移动缓慢是长时间降水的直接原因,中尺度涡旋和超级单体是使降水增强的因素,产生中尺度涡旋是垂直风切变有短时强脉动。

本次暴雨漏报,分析体会难度可能在触发机制。前期中低空影响系统、对流潜势、水汽输送等比较清晰,而触发机制不易发现,看似无关北部湾至广西北部超低空强风实为触发强对流始作俑者。超低空强风带和水汽通量辐合对暴雨预报有较好参考性,暴雨发生在强风带下风方水汽强辐合区,暴雨发生局地性和突发性等中小尺度特征与地面中尺度风场辐合密切相关,风场辐合出现时间提前于强降水开始时间,根据地面加密观测风场辐合区(线)位置随时间移动可推断下一时刻强降水落区,从而为强降水短临预报预警提供有力依据;本文虽是个例,但对黔东南地形复杂暴雨突发性强有一定代表性,该州暴雨多由偏南低空急流输送水汽,急流下不时有超低

空急流或强风带,建议今后类似天气预报分析多加关注。

参考文献:

- [1] 顾欣,田楠,潘平珍.黔东南暴雨气候特征及其地形影响[J].气象科技,2006,34(4):441-445.
- [2] 池再香,白慧,黄红,等.夏季黔东南州局地暴雨与西太副高环流的关系[J].高原气象,2008,27(1):176-182.
- [3] 聂云,周继先,顾欣,等.“6·18”梅雨锋西段黔东南大暴雨个例诊断分析[J].暴雨灾害,2008,37(5):445-454.
- [4] 藤林,安海全,贺德军,等.一次地形加强贵州暖区暴雨成因分析[J].中低纬山地气象,2018,42(1):11-18.
- [5] 李帮英,廖领,廖育玲.黔东南两次冷锋低槽型降水对比分析[J].中低纬山地气象,2018,42(5):25-31.
- [6] Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology[J].Wea Forecasting,1996,11:560-581.
- [7] 郑永光,陶祖钰,俞小鼎.强对流天气预报的一些基本问题[J].气象,2017,43(6):641-652.
- [8] 樊李苗,俞小鼎.中国短时强降水的环境参数特征[J].高原气象,2013,32(1):156-165.

- [9] Davis RS. Flash flood forecast and detection methods, severe convective storms[J].Meteo monog,2001,50:481-525.
- [10] 寿绍文,励申申,寿亦萱,等.中尺度气象学[M].北京:气象出版社,2009.
- [11] 陶诗言.中国之暴雨[M].北京:科学出版社,1980.
- [12] 俞小鼎,周小刚,王秀明.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,2012,70(3):311-337.
- [13] 冯晋勤,汤达章,俞小鼎,等.新一代天气雷达中气旋识别产品的统计分析[J].气象,2010,36(8):47-52.
- [14] 俞小鼎,郑媛媛,廖玉芳,等.一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究[J].大气科学.2008,32(3):387-402.
- [15] 吴芳芳,俞小鼎,王慧,等.一次强降水超级单体风暴多普勒天气雷达特征[J].大气科学学报.2010,33(3):285-298.
- [16] 俞小鼎.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J].气象,2012,38(11):1313-1329.
- [17] 廖玉芳,俞小鼎,唐小新,等.基于多普勒天气雷达观测的湖南超级单体风暴特征[J].南京气象学院学报.2007,30(4):433-443.

Analysis on the Causes of the Extreme Precipitation in the Southeast of Guizhou on June 20 based on Radar Observation by Regional Station

LONG Tianqiang¹, YU Xiaoding², LING Yan³, YU Daihui¹, CAO Weiwu⁴, GU Xin¹

(1. Meteorological Office of Southeastern Guizhou, Kaili 556000, China; 2. Training College of Meteorological Cadres of China Meteorological Administration, Beijing 100081, China; 3. Meteorological Office of Kali, Guizhou Province, Kaili 556000, China; 4. Meteorological Office of Tongren, Guizhou Province, Tongren 554300, China)

Abstract: A heavy rainstorm stroke the Southeast of Guizhou (Qiandongnan) from west to east on July 20, 2016, which lasted for 13 hours. Aiming at this synoptic process, we adopted the conventional observation data, the radar data, the data by a regional station of Guizhou and other relating data to analyse its causes and features. The results are indicated as follows: the rainstorm was principally controlled by 500 hPa high-level trough, low-level jet, and surface convergence line, in which the low-level jet that lasted for 12 hours provided plentiful vapor and unstable energy for it. Several conditions existed in west-east line of Qiandongnan and its surrounding areas on July 19, including the CAPE index close to 1300 J/kg, the moist and deep convection, the strong low-level jet and the abnormally large precipitable water, were benefited to the form of rainstorm. During the precipitation process, vapor in the east showed larger flux and stronger convergence which responded perfectly to the large-scale and severe precipitation in this region. This strong precipitation was belonged to tropical mesoscale convective system (MCS), whose triggering mechanisms are ultra-low-level strong wind encounter topographic forcing and surface convergence line in western Qiandongnan and its surrounding areas. Consequently, a heavy rain cloud cluster passed through Qiandongnan from west to east for a long time so that the rainstorm and the extreme rainstorm occurred. The direct causes for prolonged precipitation contained the backward-propagating convective clouds as well as the slow-moving precipitation system caused by the blocking of the low-level trough by the subtropical anticyclone, while the reinforcing factors of precipitation involved mesoscale vortexes and supercells.

Keywords: meteorology; mesoscale analysis; extreme precipitation; MCS; low-level jet; ultra-low-level strong wind; terrain; the mesoscale vortex of γ