

文章编号: 2096-1618(2019)02-0172-08

# 一次西南涡过程的云-降水毫米波云雷达回波特征分析

王雨歌, 郑佳锋, 朱克云, 张杰, 莫环瑞

(成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225)

**摘要:**为了探究西南涡过程的云-降水垂直结构和回波特征,利用了垂直定向 Ka 波段毫米波云雷达资料结合地面、高空观测资料及 FY-2E 卫星资料,对四川稻城 2016 年 7 月 20-22 日一次西南涡过程的进行分析。结果表明:此次西南涡过程的云系变化呈现为:前期(20 日)主要以积层混合云为主,云顶高达 11 km,午后云系上层出现空洞,低层强回波区出现速度模糊,表明该处存在较大的雨滴。至中期(21 日),稻城上空云系演变为对流云,回波顶升高,云系中下部回波强度增强,与水汽通量辐合区吻合。对流发展旺盛并且在午后达到最强,同时在雨强图上有持续时间小于 1 h 的、强度为 65 mm/h 阵性降水相配合,这表明此次降水对应一个或者少数几个对流单体。至后期(22 日),稻城上空主要为层状云,云顶高度回降到 9 km 左右,回波较为平坦,云中气流以下沉气流为主,在距离地面 2 km 高度处有雷达回波亮带形成,它的形成是层状云降水的明显标志。毫米波云雷达在降雨的天气状况下相比其他雷达具有十分明显的优势,不仅能够穿透云层获得云系内部的微观结构特征,充分掌握云系的垂直结构,同时还可以清晰地获取云系内粒子回波强度的变化为研究云的宏观特性提供良好的支撑。

**关键词:**气象学;雷达气象学;毫米波云雷达;西南涡;垂直结构和微观特征

**中图分类号:** P406

**文献标志码:** A

**doi:** 10.16836/j.cnki.jcuit.2019.02.011

## 0 引言

受青藏高原地形与一定环流条件互相影响,生成在中国西南区域的九龙、巴塘一带上空 700 hPa 位势高度上的具有气旋性环流的闭合小低压,在气象学上一般定义为西南涡,其水平尺度在 300 ~ 500 km。据统计,西南涡的发生时间在一整年的各个月份均有记载,但主要集中在 4-9 月,其中以 5-7 月为西南涡出现最多的月份,是中国西南区域 3-9 月最重要降水系统之一<sup>[1-3]</sup>。研究表明,西南涡在东移过程中或与其他天气系统发生互相作用时得到发展,往往引起地面锋面气旋的发生发展,进而能够给东部广大地区造成持续性的强降水、强对流等气象灾害及次生灾害<sup>[4-10]</sup>。西南涡是目前影响中国 3-9 月降水,尤其是强降水的举足轻重的天气系统之一,所以了解西南涡发生发展机理及云和降水的特征对进一步深入观测和研究西南涡具有重要的意义,同时也对暴雨防灾减灾具有指导意义。

许多学者在之前对西南涡展开了多方面的研究。环流背景<sup>[11-12]</sup>、发生发展机制<sup>[11,13-15]</sup>和移动机制<sup>[16-18]</sup>等方面进行了研究。陈忠明等<sup>[19]</sup>通过对西南涡的发生发展机制进行研究,具有年、季、月和日变化是西南涡发生的明显特征,其中大多数的西南涡

过程发生在夏季,西南涡生命史不长,半数以上的西南涡出现维持 36 h 内会原地消失。还提出西南涡在中国有九龙、小金以及四川盆地 3 个主要生成集中区。季节的变化也会对西南涡的形成造成影响,由于季节的变化,西南涡的环流结构在西南地区上下两层不同,同时,四川盆地的地形与不同的环流结构互相作用又会激发有差异的底层扰动,因此西南涡的形成也受到影响。解明恩等<sup>[20]</sup>采用大气边界层模式从结构方面对西南涡做了大量的研究,他们主要应用模式进行模拟,分析了其边界层的流场特征,发现西南涡在 700 hPa 的边界层上的流场结构比较复杂。在西南涡生成的动力机制方面,陈忠明等<sup>[21]</sup>对一次西南涡与高原涡互相影响的过程进行了天气诊断,发现当高原涡发展东移至 100°E 附近时会同浅薄西南涡结合,高原涡与西南涡的上升气流、正涡度平流垂直耦合,形成了由低层到高层的上升气流与深厚的正涡度,进一步促进了西南涡的强烈发展。

目前,有关西南涡的雷达观测相对较少,特别是利用高时空分辨率的垂直定向雷达研究西南涡云系垂直结构和特征更是缺乏。2016 年 7-9 月,中国气象科学研究院在四川省稻城县(29°02'2N, 100°18'E)开展长江流域强降水天气的云-降水观测试验。利用该试验的一部 Ka 波段毫米波云雷达资料结合地面、高空资料、FY-2E 卫星资料和物理诊断量对一次发生在 2016 年 7 月 20-22 日西南涡天气过程的云-降水垂直结构

和毫米波云雷达回波特征进行研究。

1 资料选取与仪器介绍

所用的资料为2016年7月20–22日Ka波段毫米波云雷达资料(反射率因子、平均多普勒速度以及速度谱宽)及MICAPS资料、巴塘站探空、ERA-interim再分析资料、FY-2E逐小时红外云图亮温(TBB)数据。

2013年中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室与中国航天科工集团23所联合研制了一部Ka波段毫米波云雷达,文中使用这一部雷达作为外场观测雷达。该雷达为单发双收极化机制,扫描方式为定向扫描,与其他雷达相比具有高时空分辨率以及高灵敏度的特点,空间分辨率为30 m,时间分辨率为5 s,波长8.6 mm,雷达的有效探测距离为30 km,距离分辨率是30 m,速度分辨率是0.1 m/s,回波强度精度小于1 dB,这一部Ka波段毫米波云雷达主要在实际应用中探测各种类型的非降水云及弱降水。其具体的探测指标如表1所示。毫米波云雷达采集的基数据包括:回波强度、平均多普勒速度、速度谱宽、退偏振因子,通过后期进一步的改善,该设备还可以收集功率谱数据。

表1 毫米波云雷达探测指标

探测指标		数据
频段		Ka波段
探测目标		非降水云、弱降水云和弱降水等
峰值功率		600 W
距离		120 m ~ 15 km
方位		0°
俯仰		90°
探测范围	回波强度	-45 ~ 30 dBZ
	平均多普勒速度	-18.54 ~ 18.54 m/s
	速度谱宽	0 ~ 4 m/s
	线性退偏振比	-30 ~ -5 dB
探测精度	斜距	≤距离分辨率
	回波强度	≤1.0 dBZ
	平均多普勒速度	≤1.0 m/s
	速度谱宽	≤1.0 m/s
分辨率	线性退偏振比	≤0.5 dB
	距离	30 m/60 m
	时间	8.8 ~ 8.9 s 完成3个模式扫描
	波束宽度	0.3°
分辨率	回波强度	≤0.5 dBZ
	平均多普勒速度	≤0.1 m/s
	速度谱宽	≤0.1 m/s
	线性退偏振比	≤0.2 dB

Ka波段毫米波云雷达的反射率因子、平均多普勒速

度和速度谱宽用于分析此次西南涡天气过程的云-降水垂直结构和回波特征。MICAPS资料和ERA-interim再分析资料的气压场资料用于分析西南涡天气过程的天气形势和环流背景。FY-2E逐小时红外云图亮温(TBB)资料用于分析云系消变化和降水云团的活动。垂直速度场和散度场、水汽输送量和水汽通量散度用于剖析此次西南涡形成的动力和水汽条件。巴塘站的探空资料用于从热力条件分析此次西南涡过程的发生发展。

2 天气形势和云图特征

从天气形势来看(图1),此次西南涡天气过程主要受高层“两槽一脊”和中低层风切变的影响。由图可见,500 hPa上7月20日高原低槽位于新疆东部和西藏西北部,呈西北–东南向,随后低槽东移至川西高原。21日高原低槽向南移动,西南涡处于槽前,构成所谓的“北槽南涡”形势,这就有利于低涡的东移和发展。500 hPa上西南气流加强,有助于来自孟湾的暖湿气流向降水地区运输。22日高原低压东移,稻城前部有一低槽,稻城在西北气流影响的范围内。700 hPa高度场上,整个四川地区一致受西南气流影响,风切变存在于南部。20日槽后出现低压中心,在低压的控制下风速增大,最大可达10 m/s,出现弱的气旋性环流,西南涡开始生成。21日稻城上空的风切变仍然存在,并持续受青藏高原低压影响,高原东南侧西南气流加强形成低空急流,四川盆地的环流形势为明显的辐合气流。低槽东移后风切变在四川盆地的东北侧出现,低空大风速带继续加强,最强风速可达12 m/s,同时西太平洋副热带高压保持稳定并且略有增强,这促使盆地西部强降水出现。22日气旋性环流移至盆地南部,西南涡逐渐消亡。

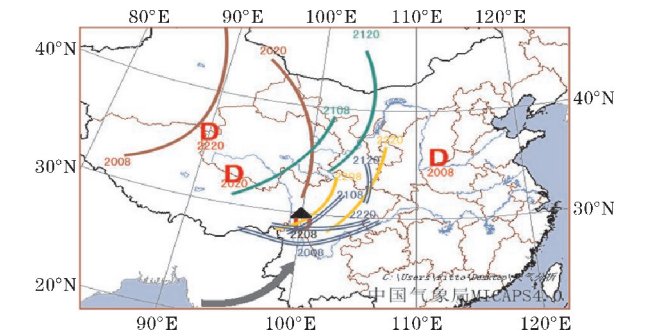


图1 2016年7月20–22日的天气形势图(黑色三角表征稻城位置,彩色实线是槽线,双实线是切变线,D表示低压中心,彩色数字是日期简写,黑色箭头代表风向)

图2为7月20–22日FY-2E红外云图,由图可知本次西南涡天气中主要云系的生长消亡的演变以及中尺度对流系统(MCS)中的降水云团活动,表现为:在7



月 20 日 11 时左右 (图 2a) 在青藏高原东部有浅薄的积云形成,并逐渐发展东移,到 21 时 (图 2b),细胞状云系强烈发展形成积雨云,云顶温度较低说明云顶较高,23:30 前后发展迅速,生成 MCS,由多个对流云团构成,其中心云团的发展与之前相比更加强盛。至 7 月 21 日对流云团进入四川盆地后向南移动,到 21:00 (图 2d),云团范围逐渐扩大东移到整个四川地区,并

延伸至云南边境,中心也在向西南移动。到 22 日 7 时 (图 2e) 之间,该云团基本没有发生大的移动,随后开始减弱,其下风向云团结构变得松散,尺度开始变小,夜间 (图 2f) 西南涡慢慢南下强度减弱,青藏高原云系向进入四川盆地附近且不断发展,在云团中, MCS 是促进西南涡发展并产生降水的主要系统。

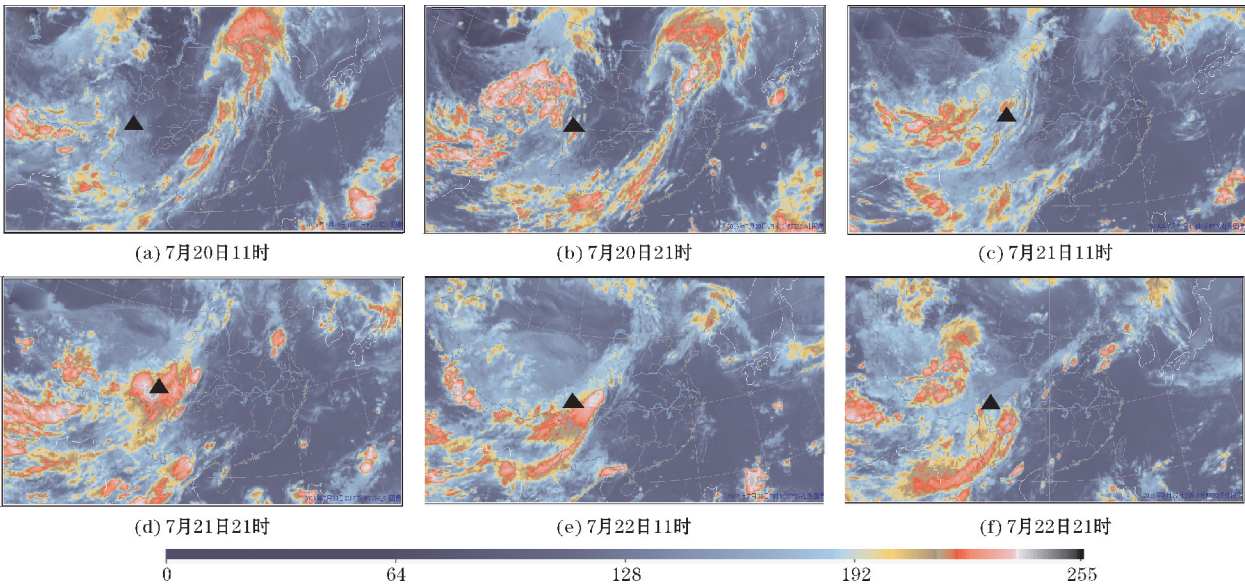


图 2 2016 年 7 月 20-22 日 FY-2E 红外云图

3 动力、水汽和热力条件分析

从散度场和垂直速度场的高低层配置 (图 3) 分析此次天气过程的动力因素,在降水开始后 (21 日 13 时) 稻城 (27°58'N ~ 29°30'N) 上空以上升气流为主,辐合的气流抬升有利于强对流发展,散度场呈现出低层辐合、高层辐散。这种高层辐散、低层辐合的上下层散度场分配对于此次西南涡天气的发展起到促进作用。气流的抬升有利于不稳定能量的累积并进一步引发对流雨团,进而引发和维持对流性强降水。

丰富的水汽传输在降水形成中具有举足轻重的作用,有利的天气尺度系统往往是传输丰沛水汽的载体。取西南涡强盛阶段对应强降水时刻 (21 日 13 时) 的 700 hPa 水汽通量散度与水汽通量图 (图 4) 进行分析。图中可发现稻城所处的位置在 700 hPa 高度上为一致的西南气流,中心风速为 10 m/s,连续不竭地将孟加拉湾的暖湿空气传输至此,给西南涡的降水供应充沛的水汽基础。整层的水汽通量散度大部分为负,表明水汽有明显的辐合。稻城附近有一个水汽输送量辐合大值区,中心输送量最大可达高达  $-2.4 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,稻城上空大气层垂直结构呈低层辐合、高层辐散 (图 3),同步

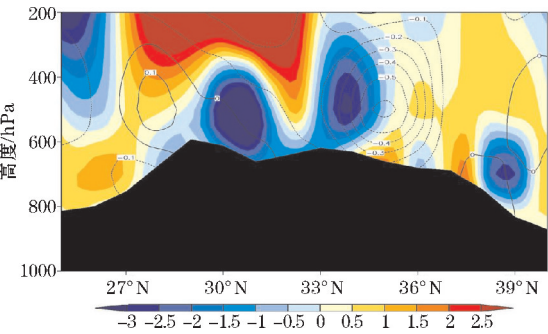


图 3 7 月 21 日 13 时沿 100°E 剖面的垂直速度场和散度场 (黑色区域为地形,蓝色区域表示辐合,红色和黄色区域代表辐散,虚线是下沉运动,实线是上升运动)

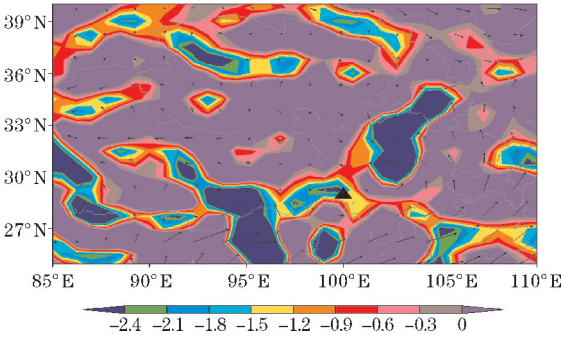


图 4 7 月 21 日 13 时 700 hPa 水汽通量与水汽通量散度图 (黑色三角代表稻城的地理位置,箭头代表水汽输送的方向,蓝色区域对应水汽通量散度负值区)

的在其南部有东北-西南向的水汽运输量的大值区相对应,强辐合将南部的水汽不断向稻城传输,给稻城带来强降水。

利用探空资料对稻城地区(实际中,选择最近地区巴塘站的探空资料)大气层结条件进行分析。为了研究此次过程的大气稳定度及其对流潜势选择 LI(地面抬升指数)、CAPE(湿对流有效位能)、SI(沙氏指数)、CCL(对流凝结高度)和 LCL(抬升凝结高度)来

考察此次过程的层结条件,结果如表 2 所示。从表 2 知,在 7 月 20 日,LI>0℃,SI>0℃,CAPE 值很小,表明大气呈现出较为稳定状态。21-22 日,LI 值都小于 0,表示大气稳定度较低。在 21 日 08 时,巴塘站 CAPE 值相对较高,大气不稳定能量较大,在充分水汽的条件下,会有强降水出现。20-22 日 SI、CCL 以及 LCL 都相对较低,说明整层大气湿度较高,气层不稳定,容易产生由对流引发的强降水。

表 2 大气稳定指标

日期	时刻	大气不稳定指标				
		CAPE/(J·kg <sup>-1</sup> )	LI/℃	SI/℃	CCL/hPa	LCL/hPa
7 月 20 日	08 时	2.6	0.71	0.41	675	721.1
	20 时	301	1.42	-2.21	523	582
7 月 21 日	08 时	391	-1.05	-1.93	623	677
	20 时	22.9	-0.27	-0.41	635	697.2
7 月 22 日	08 时	50.2	-1.28	-2.39	715	722.9
	20 时	333.9	-1.9	-1.93	599	656.6

4 Ka 毫米波云雷达回波特征分析

分析雷达回波后发现,此次天气过程在 20-22 日存在明显不同的云类和降水,因此以下分为积层混合云(7 月 20 日)、对流云(7 月 21 日)和层状云(7 月 22 日)3 个阶段进行分析。

首先从稻城地区降水场图上分析整个过程雨量的空间分布(图 5)。从图中可知降水主要集中在稻城附近,20 日 08 时-21 日 08 时平均降水量为 2.0 mm,最大降水量为 6.9 mm,最小降水量为 1 mm。21 日 08 时-22 日 08 时降水显著增强,平均降水量增大到 26.7 mm,最大降水量为 43.8 mm,最小降水量为 10.7 mm。

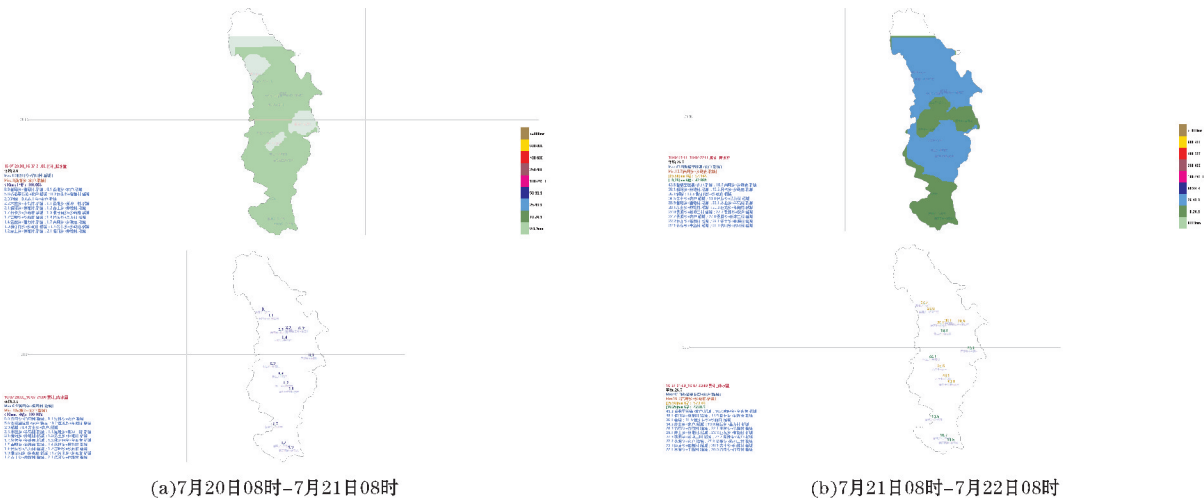


图 5 累积降水量

4.1 积层混合云阶段

7 月 20 日时,稻城位于槽前位置,上空出现较厚云团,在反射率因子图(图 6a)上,根据雷达回波特征

判断此阶段稻城上空基本是积层混合云。从云体结构上看,云系的层顶高度约为 11 km,在回波层顶,反射率因子的最大强度达 10 dBZ,云层回波中的空洞是由于此时处于午后,温度升高大气干燥达不到成云的条



件所造成的。图6(a)中反射率因子大的区域相应的谱宽值(图6c)同样表现为大值,最大可达1.8 m/s,联系此时的天气形势图(图略)分析这与该区存在较弱的风切变有关。谱宽为表征云系中粒子的下落速度间存在的差别以及大气湍流差别的物理量,不同降水粒子的下落速度不同。图6(c)中谱宽值整体较小,说明云体内降水粒子下落速度差异不大,进而说明云系内粒子大小差异不大,并且没有明显的风切变或者湍流。云系内对流较弱。在16:10左右云体开始分层,图6(b)高层层状云大部分区域垂直速度为正,该时段的

云体内气流有微弱的上升运动,速度最大为2 m/s,这是因为水汽到达高层大气之后发生凝结,凝结过程中向周围环境释放热量,空气吸收热量上升形成上升运动。低层云体的云顶高度接近5 km,云体内为较弱的下沉运动,谱宽值偏小,云体内粒子谱分布较为均匀。图6(b)中距地面0~2 km的范围内一致的下沉运动中出现了几个上升速度区(图中红圈处),这几处粒子的下落速度大于该雷达的最大不模糊速度5 m/s,由图看到了速度模糊现象,判断与大雨滴的出现有关。

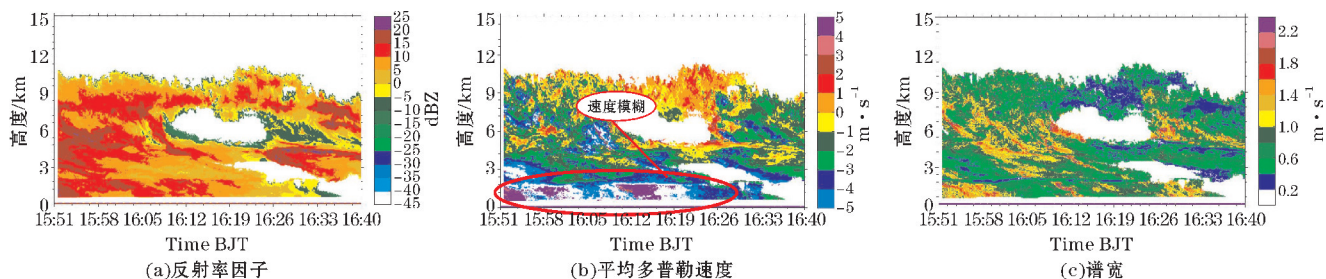


图6 7月20日雷达回波图

## 4.2 对流云阶段

7月21日11:00,四川盆地西北部对流云团已经开始出现。图7为21日雷达回波图。在雷达回波强度图上(图7a)能够发现云系的云顶高度升高至12 km附近,发展较为旺盛,柱状回波十分明显,云体的中下部雷达回波强度开始增强,最高可达25 dBZ,恰好对应图4中的水汽输送量的辐合区。在平均多普勒速度图(如图7b)中13:01-13:31时间段的云系在6 km以上的对流十分旺盛,既有空气本身强烈的上升气流,又存在降水不断发展的过程,其中粒子降落会引发拖曳作用进而形成下沉气流。此时云系中因为上升气流以及下沉气流的联合作用导致降水粒子的下降速度差异很大进而促使该云系内粒子的速度谱宽出现大值区(如图7b),最大值为2.2 m/s。该时段6 km以下的云系内的降水粒子到达地面形成降水,在雨水强度图(如图7d)上可以看到一个阵性降水,降雨强度达到65 mm/h,由于水汽随上升气流上升到一定高度后液化形成大粒子降落,产生降水,此时为强对流天气产生的降水。从动力、水汽条件分析(如图3和图4),中高层辐散、低层辐合的散度场配置有利于对流天气发展,并且稻城上空以上升气流为主,气流辐合上升也有助于强对流发展。并且稻城西北方向有一个高达 $-2.4 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽输送量的辐合中心,

相应地在稻城的南部有一个东北-西南向的水汽输送量的大值区配合,强辐合将南部丰富的水汽不竭地向稻城运输,给稻城带来强降水。此次降水时长不到1 h,说明降水系统对应一个或少数几个对流单体。至14:06之后,云体大部分区域都是下沉运动,同时谱宽值减小,云系内对流减弱,降水逐渐停止。此次对流云产生的阵性降水回波生成消亡过程变化迅速。随后14:30以后云系逐渐发展为积层混合云(图略),在初期局地对流云发展旺盛,云体中部回波强度较大,云层上部有频繁上升运动,并出现一个小范围的速度正值区,云体内中上部湍流运动剧烈,出现最大值达到1.8 m/s的谱宽大值区。水汽在随着空气自身的上升运动过程中液化为水滴甚至凝华为冰晶小粒子,降水粒子的直径差异很大,这种差异造成降水粒子下落末速度的差异很大,进而可以解释速度谱宽图上出现谱宽值大值区的原因。随后积层混合云发展较为深厚,在距地面2 km左右出现了一个范围较小的谱宽大值区,说明云体中上部湍流运动剧烈,可能是积状云中雨滴通过碰并作用增大,云系既有上升运动又有下沉运动,对流十分旺盛,有降水生成。13:50后虽然有回波亮带出现但是并不连续,在速度图上也可以看到垂直上升的多普勒速度也逐渐减小,说明对流开始削弱,降水由强烈的对流性降水逐渐转化为稳定的层状云降水。

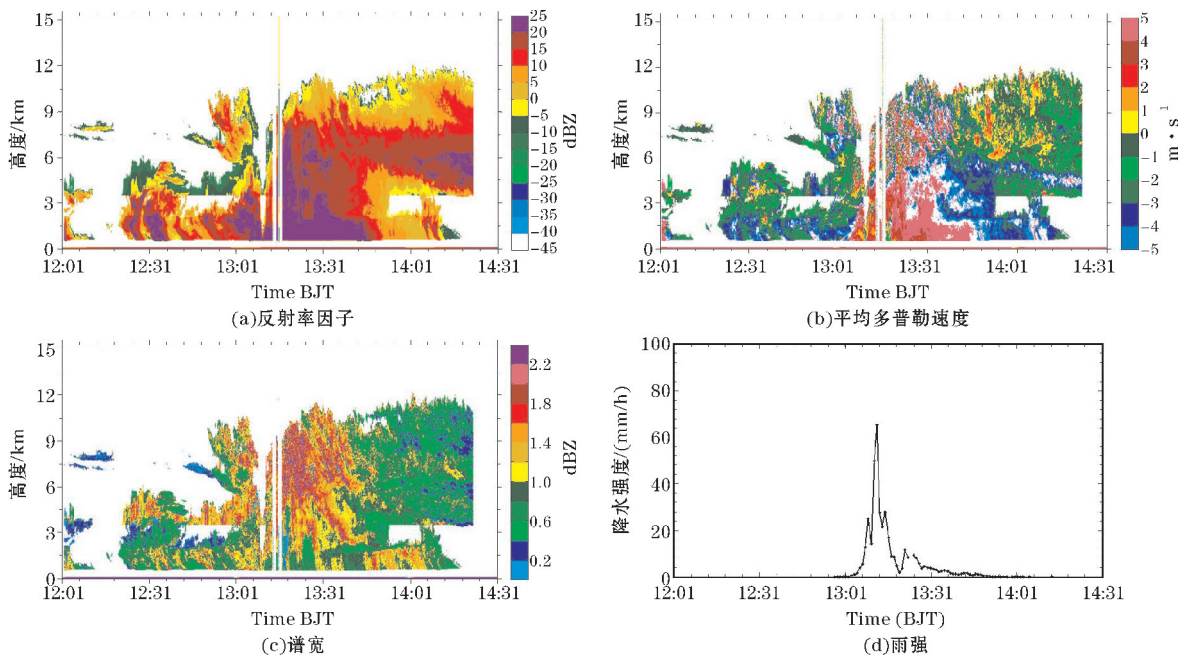


图 7 7 月 21 日雷达回波图

4.3 层状云阶段

7 月 22 日对流回波开始演变为层状云降水回波,回波分布较为均匀,强度减小,降水进入第三个阶段。在图 7(a)和图 8(a)中对比两种降水的云体高度可以看到层状云降水的云体高度要在 9 km 左右,比对流云的高度要低,回波强度在  $-15 \sim 25$  dBZ。在距离地面 1.5 km 左右有回波强度的大值区,最大值达到 25 dBZ,此回波大值区对应着图 8(b)的下沉速度的大值区  $5 \text{ m/s}$  出现速度模糊以及图 8(c)中的谱宽大值区(最大可达  $1.4 \text{ m/s}$ )。此阶段内有较强的下沉运动,在距离地面 2 km 处形成雷达回波亮带(图 8c 红圈标注处),在层状云降水中,雷达回波上显示了一个十分清晰的零度层亮带,在气象学上把它的出现当作层状云降水的标志来进行区别不同类型的降水,同时这个标志也对应着层状云降水存在的显著粒子相态变化,即冰水转换区。同样在图 8(c)可以看到从低层到高层,速度谱宽值的大小与对流性天气过程同等高度的值相比显著的小很多,这是由于层状云降水系统可以忽略空气本身的上升运动以及空气湍流影响(有小的降水粒子的存在)的缘故,谱宽不受其他因素影响,单纯由类型各异的降水粒子的下降末速度差异引起的。在层状云降水中,一般认为毫米波云雷达观测的平均多普勒速度可以只考虑与降水粒子的下落速度有关,降水粒子本身的下落速度又与粒子的直径有关,直径越大的粒子,对应的下落速度也就越大。在亮带以上降水粒子以冰晶粒子为主,谱宽值小于  $0.4 \text{ m/s}$ ,说明云系内降水粒子的下落速度差异不大,进而得知降水粒子

的大小差异不大,并且没有明显的风切变或者湍流,从径向速度图上可以看出云系内 2 km 以上的冰晶粒子的速度在下落过程中逐渐加速到  $2 \text{ m/s}$ ;通过零度层亮带以后,冰晶粒子吸热融化转化为水滴,继续降落的降水粒子经历了碰并增长的过程,随高度降低,雷达反射率因子逐渐增大,降水粒子的下落速度迅速增大到  $-5 \text{ m/s}$ ,谱宽也增大到  $1.2 \text{ m/s}$ ,说明降水粒子经过冰水转换区后发生了相态变化,该阶段液态与冰相混合

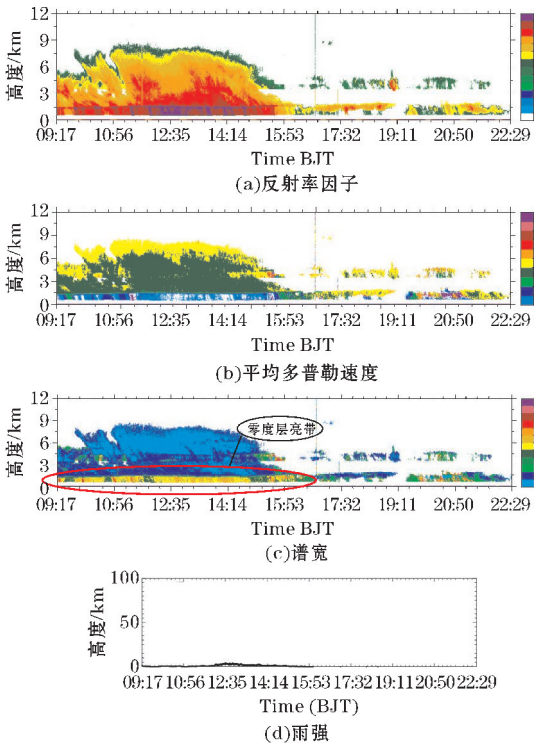


图 8 7 月 22 日雷达回波图



存在,降水粒子的大小差异很大,导致粒子降落的速度有很大的差异,同时在雨强图上(图8d)可以看到明显的降水,更加证明了降水粒子的相态变化,该阶段的持续降水就是由于云体内冰晶吸热融化产生的。降水过程中气流稳定,无明显的对流活动,降水的强度不如7月21日。随后云系减弱为层积云,云体内小范围区域湍流较大,有毛毛雨形成或者降水量不大。最后高原低压东移,气旋消失,本次的西南涡过程结束。

## 5 结论

利用地面、高空观测资料、FY-2E卫星资料以及垂直定向Ka波段毫米波云雷达资料对2016年7月20–22日四川西稻城一次西南涡过程中的云–降水回波进行分析,得出以下结论:

(1)毫米波云雷达在降雨的天气状况下相比其他雷达具有十分明显的优势,不仅能够穿透云层获得云系内部的微观结构特征,充分掌握云系的垂直结构,同时还可以通过云系内粒子回波强度的变化进行云体宏观特性的研究。

(2)此次西南涡天气过程中,前期稻城位于槽前位置,受西南气流影响,上空出现较厚云团,基本为积层混合云。中期受低压系统控制,稻城空气辐合上升速度明显,大气层结不稳定,云系发展为对流云。后期稻城位于低槽后部,受西北气流影响,西南涡转化为槽移出四川盆地,云系为较为深厚的层状云,云体内气流稳定。

(3)通过分析巴塘(稻城)的大气稳定度指标,表明西南涡影响下的稻城有利于产生强对流天气。稻城上空气流主要表现为上升气流,低层辐合、高层辐散的散度场结构对对流天气有促进作用。西南气流滔滔不竭地将孟湾的暖湿水汽运输至稻城地区上空,为西南涡的降水供给足够的水汽。稻城上空的整层水汽通量散度大部分是负值,有明显的水汽辐合。

(4)20日稻城上空以积层混合云为主,云系整体雷达回波强度较弱,云内没有明显的风切变或者湍流。21日云系发展为对流云,云顶升高,发展较为旺盛,雷达回波为明显的柱状回波,回波大值区与水汽通量辐合区吻合。径向速度图上6 km以上对流十分旺盛,既有空气本身强烈的上升气流,又存在降水粒子拖曳作用形成的下沉运动。两种运动方向相反的大气运动联合作用导致降水粒子的下降速度的差异很大进而使得这一云系内的速度谱宽值变得很大。云体内相态发生变化,水汽上升到一定高度后液化形成大粒子降落产生降水。随后的云体大部分区域都是下沉运动,同时

谱宽值减小,云系内对流减弱,降水逐渐停止。22日降水回波由对流云降水回波向层状云回波转变,且层状云降水回波分布较为均匀,强度减小。距地面2 km处形成雷达回波零度层亮带,降水粒子在亮带以上主要以冰晶粒子的形式存在,亮带之下液态与冰相混合存在。从径向速度图上能够分析出在云层的上部,下落过程中冰晶粒子逐渐增加到2 m/s;通过零度层亮带以后,冰晶粒子吸热融化转化为水滴,降水粒子在下落过程中碰并增长,随着高度降低雷达回波强度逐渐增大,降水粒子的下落速度迅速增大到–5 m/s,谱宽也增大到1.2 m/s,降水粒子的直径差异非常大,导致粒子降落的速度也有非常大的差异。从低层到高层,速度谱宽值的大小与对流性天气过程同等高度的值相比显著的小很多,速度谱宽值表征着大小不同的降水粒子所造成的粒子下落末速度的差异。此阶段气流稳定,无明显的对流活动。最后高原低压向东移东,气旋消失,这次的西南涡过程宣告结束。

## 参考文献:

- [1] 卢敬华. 西南涡概论[M]. 北京:气象出版社, 1986:58.
- [2] 何光碧. 西南涡研究综述[J]. 气象, 2012, 38(2):155–163.
- [3] 乔全明,张雅高. 青藏高原天气学[M]. 北京:气象出版社, 1994:156.
- [4] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社, 1980:225.
- [5] 刘国忠,丁治英,贾显锋,等. 影响华南地区西南涡及致洪低涡活动的统计研究[J]. 气象, 2007, 33(1):45–50.
- [6] 李强,王中,白莹莹,等. 一次区域性大暴雨过程中尺度诊断分析[J]. 气象科技, 2011, 39(4):453–461.
- [7] 张洪英,王英,赵敏芬,等. 低空冷式切变线引发区域性大暴雨成因分析[J]. 气象科技, 2010, 38(增刊):29–34.
- [8] 陈忠明,廖强,闵文彬. 一次强烈发展西南涡的中尺度结构分析[J]. 应用气象学报, 1998, 9(3):273–282.
- [9] 周春花,顾清源,何光碧. 高原涡与西南涡相互作用暴雨天气过程的诊断分析[J]. 气象科技, 2009, 37(5):538–544.
- [10] 顾清源,周春花,青泉,等. 一次西南涡特大暴雨过程的中尺度特征分析[J]. 气象, 2008, 34

- (4):39-47.
- [11] 黄福均. 西南涡的合成分析[J]. 大气科学, 1986,10(4):402-408.
- [12] 高守亭. 流场配置及地形对西南涡形成的动力作用[J]. 大气科学, 1987,11(3):263-271.
- [13] 罗四维. 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究[M]. 北京:气象出版社,1992:56-96.
- [14] 赵平,孙淑清. 一次西南低涡形成过程的数值试验和诊断(一)——地形动力作用和潜热作用对西南涡影响的数值试验对比分析[J]. 大气科学,1991,15(6):46-52.
- [15] 朱禾,邓北胜,吴洪. 湿位涡守恒条件下西南涡的发展[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2002, 60(3):343-351.
- [16] 陈忠明,徐裕华. 非对称结构影响西南低涡移动的初步研究[J]. 四川气象,1991,11(3):1-6.
- [17] 丁治英,吕君宁. 积云对流与西南低涡的活动[J]. 南京气象学院学报,1992,15(3):428-435.
- [18] 潘旻,李建,宇如聪. 东移西南低涡空间结构的气候学特征[J]. 气候与环境研究, 2011, 16(1):60-70.
- [19] 陈忠明,闵文彬. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展[M]. 北京:气象出版社, 2000:268-378.
- [20] 解明恩,琚建华,卜玉康. 西南涡 Ekman 层流场特征分析[J]. 高原气象,1992,11(1):31-38.
- [21] 陈忠明,闵文彬,缪强,等. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J]. 高原气象, 2004, 23(1):76-80.

## Analysis of Cloud-Precipitation Echo Characteristics of a Southwest Vortex

WANG Yuge, ZHENG Jiafeng, ZHU Keyun, ZHANG Jie, MO Huanrui

(Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** This paper uses Ka band millimeter-wave cloud radar data, conventional observation data and FY-2E satellite data to observe the cloud precipitation echo during rain process of a southwest vortex generated in the southwest of Sichuan province from 20 Jul 2016 to 22 Jul. The changes of cloud system in the southwest vortex process are presented as follows: in the early stage (on 20 Jul), the clouds are mainly composed of cumulus embedded stratus, and clouds top height is 11km. There is a hole in the upper part of the clouds on afternoon. Ambiguities of velocity exist in the strong echo region at the bottom. It indicates that there is a large raindrop. In the mid of this process (on 21 Jul), the nephosystem has changed into the convective cloud. The echo top increases, and the echo intensity enhances in the middle to lower part of the clouds. These conditions are inosculated with the change of the water vapor flux convergence region. For the strongest convection there is the showery precipitation. The precipitation intensity is 65 mm/h. The duration of rainfall is less than one hour. This rainfall is corresponding to one or a few convection cells. In the last period of the process (on 22 Jul), the radar bright band echo which is relatively flat exists in the stratiform cloud about 2km off the ground marks there is the clear ice water conversion area. The MMW radar clearly obtains the change of echo intensity of the particles within clouds on the rainfall condition to provide good support for studying the macro characteristics of clouds. Moreover, it can cut through clouds to acquire the internal structure information of clouds. This can adequately master the vertical structure of clouds.

**Keywords:** meteorology; radar meteorology; MMW radar; southwest vortex; vertical structure and microscopic characteristics