

潘佳文,魏鸣,郭丽君,等,2020. 闽南地区大冰雹超级单体演变的双偏振特征分析[J]. 气象,46(12):1608-1620. Pan J W, Wei M, Guo L J, et al, 2020. Dual-polarization radar characteristic analysis of the evolution of heavy hail supercell in Southern Fujian [J]. Meteor Mon, 46(12):1608-1620(in Chinese).

闽南地区大冰雹超级单体演变的双偏振特征分析^{*}

潘佳文¹ 魏 鸣² 郭丽君³ 阮 悦⁴ 罗昌荣¹ 巫凌寒¹

1 厦门市气象局,海峡气象开放实验室,厦门 361012

2 南京信息工程大学,气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044

3 中国气象科学研究院云雾物理环境重点实验室,北京 100081

4 福建省气象台,福州 350001

提 要: 通过研究大冰雹超级单体风暴的偏振特征、动力及云物理结构的演变,可了解大冰雹形成的物理过程,并获得与大冰雹形成、生长相关的相关征兆偏振特征,进而提升对大冰雹超级单体的预警能力。利用厦门 S 波段双偏振雷达资料,结合双雷达风场反演和粒子相态识别算法对 2019 年 4 月 22 日发生在闽南地区一次导致大冰雹的超级单体进行了分析。研究表明:差分反射率因子(Z_{dr})大值区位于三体散射(TBSS)的起始位置及反射率因子(Z_h)强中心的远端。同时, TBSS 中的相关系数(CC)较低, TBSS 的偏振特征有助于识别高空中的大冰雹。大冰雹区表现出高 Z_h 和低 Z_{dr} 的偏振特点,随着大冰雹降落融化,其表面存在外包水膜现象使得大冰雹周围的 Z_{dr} 增大, CC 减小。在超级单体低层的 Z_h 强中心内存在一个差分相位常数(K_{dp})增大的区域,被称为 K_{dp} 足。 K_{dp} 对大冰雹较不敏感,是冰雹融化的较好指标。因此, K_{dp} 足可用于指示由冰雹融化导致的下沉气流区。在水平风场上存在明显的双涡旋结构。双涡旋结构有助于超级单体发展及大冰雹的循环增长。在中气旋的东北侧,存在一个中等强度 Z_h 、低 Z_{dr} 、高 CC 的区域,被称为霰带。粒子相态识别算法显示霰带中主要的水凝物为霰。由于靠近中气旋,部分霰作为雹胚被卷入上升气流中。基于上述分析给出大冰雹超级单体的偏振特征和三维风场结构示意图。

关键词: 双偏振雷达,大冰雹,超级单体,双多普勒雷达风场反演,粒子相态分类

中图分类号: P412

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.12.008

Dual-Polarization Radar Characteristic Analysis of the Evolution of Heavy Hail Supercell in Southern Fujian

PAN Jiawen¹ WEI Ming² GUO Lijun³ RUAN Yue⁴ LUO Changrong¹ WU Linghan¹

1 Laboratory of Straits Meteorology, Xiamen Meteorological Bureau, Xiamen 361012

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters,
Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Key Laboratory for Cloud Physics, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

4 Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001

Abstract: Investigating the evolution of the polarimetric signatures, dynamical and microphysical characteristics in the heavy hail supercell are beneficial to understanding the physical processes that lead to heavy hail formation, determining possible precursive signatures associated with heavy hail formation and growth, and improving warnings for heavy hail supercell. A supercell accompanied by heavy hail in southern Fujian on 22 April 2019 which was detected by the Xiamen S-band dual-polarization radar was analyzed

^{*} 国家自然科学基金项目(41675029)、福建省自然科学基金项目(2018J01060)和福建省气象局基层科技专项(2019J06)共同资助

2019年8月23日收稿; 2020年8月27日收修定稿

第一作者:潘佳文,主要从事雷达气象研究. E-mail:358465603@qq.com

通讯作者:魏鸣,主要从事大气遥感与灾害性天气预测研究. E-mail:mingwei@nuist.edu.cn

using the dual-Doppler radars wind field retrieval and hydrometeor classification algorithm. The study reveals that the differential reflectivity (Z_{dr}) at the beginning portion of the three-body scatter signature (TBSS) was very high, located radially behind the horizontal reflectivity (Z_h) core. It was also found that the cross-correlation coefficient (CC) is very low in the TBSS. Polarimetric signatures associated with TBSS are good indicators of heavy hail aloft. The polarimetric signatures of the heavy hail region manifested as high values of Z_h collocated with near-zero value of Z_{dr} . However, during the heavy hail descent, Z_{dr} increased and CC decreased on the periphery of the hail core. The increased Z_{dr} and decreased CC due to the increasing presence of water coating on the melting hailstones. At low level, an area of enhanced specific differential phase (K_{dp}) was observed within the Z_h core of supercell, which was called the K_{dp} foot. K_{dp} was less sensitive to heavy hail and thus was a better indicator of melting hail. Therefore, the K_{dp} foot may be a favorable index of the downdraft zone which was driven by melting of hail. The horizontal wind field showed a distinct double vortex developing in the supercell. The double vortex structure contributed to the development of supercell and the circulation growth of heavy hail. On the northeast of the mesocyclone, a zone of modest Z_h , low Z_{dr} , and high CC were observed, called the graupel belt. The hydrometeor classification algorithm suggests that graupel is the dominant hydrometeor type. Because of the proximity to the mesocyclone, some of the graupel were entrained into the updraft, serving as hail embryos. The schematic diagrams of polarimetric signatures and three-dimensional wind field structure of the heavy hail supercell are given based on these analyses.

Key words: dual-polarization radar, heavy hail, supercell, dual-Doppler radar wind field retrieval, hydrometeor classification

引 言

冰雹是强对流系统发展到强盛阶段的产物,尤其是直径超过 2 cm 的大冰雹,具有空间尺度小、突发性强、破坏力大、发展演变迅速的特点,给短时临近预报工作带来了挑战,也一直是灾害性天气研究领域的重要研究对象。虽然超级单体风暴的出现只有雹云的 10%,但却造成了 80% 的冰雹灾害损失,因此对于冰雹的研究应抓住超级单体冰雹云(许焕斌,2012)。

天气雷达具有高时空分辨率的特点,是研究冰雹过程的极佳观测手段。随着天气雷达技术的不断发展,气象学家对于冰雹的认知也不断加深和完善,尤其是在风暴结构和动力学特征方面。Browning and Foote(1976)利用雷达和飞机观测资料,提出了 Fleming 超级单体冰雹增长模型。Zrnić(1987)发现了大冰雹在雷达回波中的三体散射特征(three-body scatter signature, TBSS),后续的研究证明了 TBSS 是大冰雹形成的充分非必要条件(陈秋萍等,2015)。多普勒天气雷达的出现,使得冰雹云内的气流结构被进一步揭示。Battán(1975)使用垂直指向的 X 波段多普勒雷达,获取了冰雹云内的垂直速

度信息。Miller et al(1990)使用双雷达风场反演结果推导了超级单体内冰雹的生长轨迹。随着新一代多普勒天气雷达网的建成,我国对冰雹云的结构及动力学特征也开展了一系列的研究(徐芬等,2016;韩颂雨等,2017),取得了诸多成果。

冰雹云具有复杂的动力和云物理结构,然而与大量关于风暴结构和动力学的研究相比,对于冰雹云物理过程的观测研究相对较少。由于反射率因子特征皆为冰雹云发展到一定阶段,水凝物随流场积聚的结果。因此,相关的观测分析多集中在降雹前后,对于冰雹云发展前期的云物理特征的研究仍较少。这在一定程度上是因观测手段的欠缺造成的。随着 Seliga and Bringi(1976)提出双偏振探测理论后,双偏振雷达探测技术日趋成熟,为分析研究冰雹云的云物理过程提供了可能。

相较于常规天气雷达,双偏振雷达可以发射水平和垂直两个方向的偏振电磁波,除获得水平反射率因子(Z_h)等常规探测参数外,还能得到一系列偏振参数。Seliga and Bringi(1976)首次提出了差分反射率因子(Z_{dr})的概念,并指出 Z_{dr} 可用于推断水凝物的大小分布特征。Sachidananda and Zrnić(1987)引入了差分相位常数(K_{dp})用以改进定量估测降雨。Bala-krishnan and Zrnić(1990)介绍了相关系数(CC)对

混合相态粒子(如探测体积内含有雨和冰雹)的判别作用。这些参数与降水粒子的相态、形状、空间取向和分布等密切相关(张培昌等,2018)。Hubbert and Bringi(2000)观测到的 TBSS 具有独特的偏振特征,Kumjian(2013)描述了双偏振雷达信号在冰雹探测中的应用。在我国,相关研究工作也取得颇多成果(刘黎平等,1992;冯晋勤等,2018),但前期工作主要集中在 C 波段双偏振雷达。相较于 C 波段雷达,S 波段雷达在电磁波衰减和观测距离等方面具有明显优势,在实际业务中被广泛使用,对于冰雹有着更好的观测效果。因此,基于 S 波段双偏振雷达对冰雹进行观测研究,显得尤为必要。

目前我国正对新一代天气雷达网进行双偏振体制升级,厦门海沧双偏振雷达作为我国首批 S 波段双偏振雷达于 2016 年投入业务运行。2019 年 4 月 22 日,闽南地区发生了由超级单体导致的大冰雹过程。本文使用海沧双偏振雷达对此次大冰雹过程的双偏振特征进行了分析,并结合双雷达风场反演技术和粒子相态识别算法剖析了大冰雹超级单体的动力结构、云物理机制及其演变。通过分析,有助于加深对大冰雹超级单体发展演变过程的认识,尤其是在冰雹云发展前期雷达偏振参数所体现出的动力结构和云物理机制,可在一定程度上提升对冰雹的提前预警能力,并为今后全国大范围使用 S 波段双偏振雷达进行强对流监测预警提供参考依据。

1 雷达资料及分析方法

本文所使用的双偏振雷达数据来自厦门海沧 S 波段双偏振多普勒雷达(海拔高度为 398 m),同时采用了泉州 S 波段单偏振多普勒雷达(海拔高度为 445 m)观测数据,二者相距 66 km,具体位置见图 1,适合开展双雷达风场反演。

罗昌荣等(2012)提出的双雷达风场反演方法,可进一步提高风场反演产品的适用性,对超级单体的三维风场结构有较好的反演效果(潘佳文等,2020),本文采用该方法进行双雷达风场反演。

为确保所使用的雷达数据及雷达风场反演算法的可靠性,本文使用吴翀(2018)所提出的质量控制算法,利用相关系数及信噪比参数对非气象回波进行剔除,并对出现速度模糊的雷达径向风场进行退速度模糊处理。

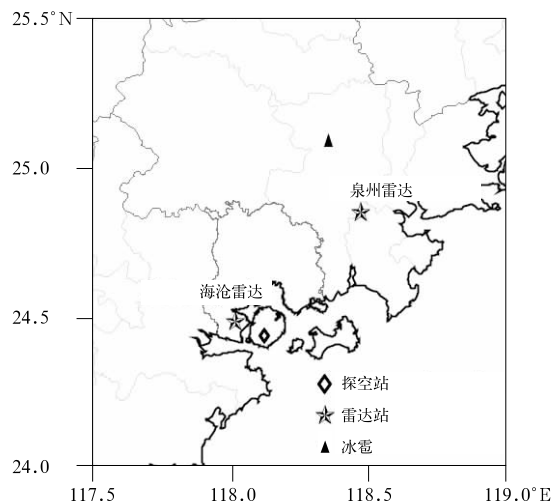


图 1 相关观测设备站点分布

Fig. 1 Distribution of observation stations in southern Fujian

双偏振雷达的偏振参数可提供水凝物的相态、形状、空间取向等信息,据此可进一步推断出水凝物的类型。本文采用 Park et al(2009)基于模糊逻辑法提出的粒子相态分类算法(hydrometeor classification algorithm, HCA),HCA 将水凝物分为“小雨、大雨、冰雹、大雨滴、生物、地物、干雪、湿雪、冰晶、霰”等十类,并已在 WSR-88D 双偏振雷达系统上进行广泛的业务应用。

2 天气背景

2019 年 4 月 22 日 16:10(北京时,下同)起,福建省南安市金淘镇出现了一次大冰雹过程(降雹位置见图 1),最大冰雹直径超过 4 cm,并伴有 8 级短时大风。

4 月 22 日 08 时,降雹区位于 500 hPa 温度槽前(图 2a),温度槽东移使得高空降温,温度垂直递减率变大,增加了大气的位势不稳定性(孙继松和陶祖钰,2012)。500 hPa 干舌和 850 hPa 湿舌构成了上层干冷、下层暖湿的垂直结构,使层结不稳定进一步加剧。850 和 925 hPa 的切变线为对流的发生提供了触发机制。此外,西南低涡中心在云南稳定维持,降雹区处于地面静止锋前的暖区内,有利于辐合上升运动的发生。

从 08 时厦门站探空曲线可以发现(图 2b),温度与露点温度曲线自下而上呈喇叭口形态,上干下湿的分布形式有利于大冰雹的发生。抬升凝结高度

(993 hPa)、对流凝结高度(992 hPa)、自由对流高度(989 hPa)均较低,容易触发对流。K 指数的数值(36°C)较高,说明具有较好的对流发生条件。通过使用 14 时地面温度进行订正,对流有效位能(CAPE)由 $415 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增大至 $1828 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,说明低空加热作用明显增大了对流发展潜势。 0°C 层和 -20°C 层的高度分别位于 5 083 和 8 143 m, 0°C 层的高度明显高于曾智琳等(2019)所统计的大冰雹 0°C 层高度(3 900~4 810 m)。过高的 0°C 层不利于大冰雹降落到达地面,但根据俞小鼎(2014)的研究,当对流层中层存在明显干层时,蒸发冷却所引起的

水膜再冻结有利于大冰雹的落地。由民航客机的航空器气象数据下传(aircraft meteorological data relay, AMDAR)观测资料可知,随着中层冷空气的侵入,至 16 时 0°C 层高度已降至 4.6 km。

3 风暴发展过程概述

从 2019 年 4 月 22 日 14:04 起,在海沧雷达北侧 6° 的 84 km 处不断有对流单体生消(图略)。在 15:07,该区域存在两个对流单体(图 3a),位于东北侧的单体 B,在垂直方向上 Z_{h} 强回波($\geq 45 \text{ dBz}$)已

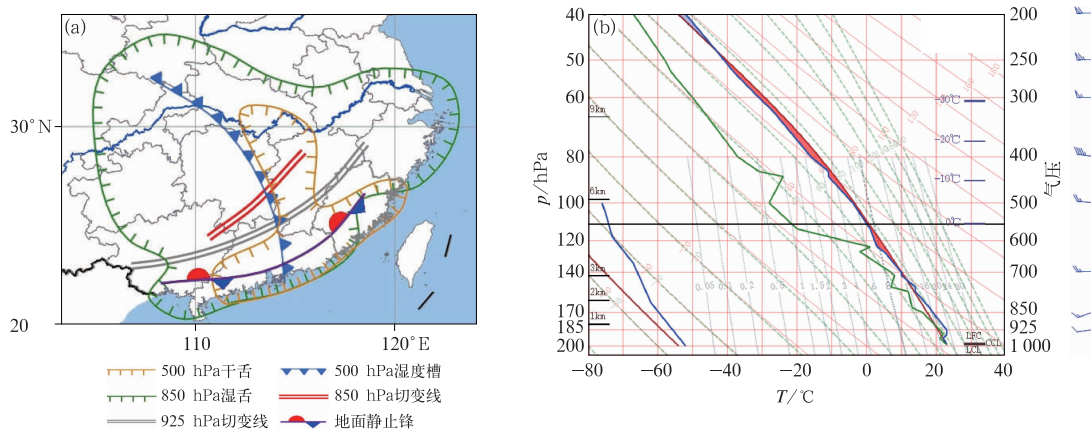


图 2 2019 年 4 月 22 日 08 时中尺度分析(a)和厦门站 $T\text{-log}p$ 图(b)

Fig. 2 Mesoscale analysis (a) and $T\text{-log}p$ diagram at Xiamen Station (b) at 08:00 BT 22 April 2019

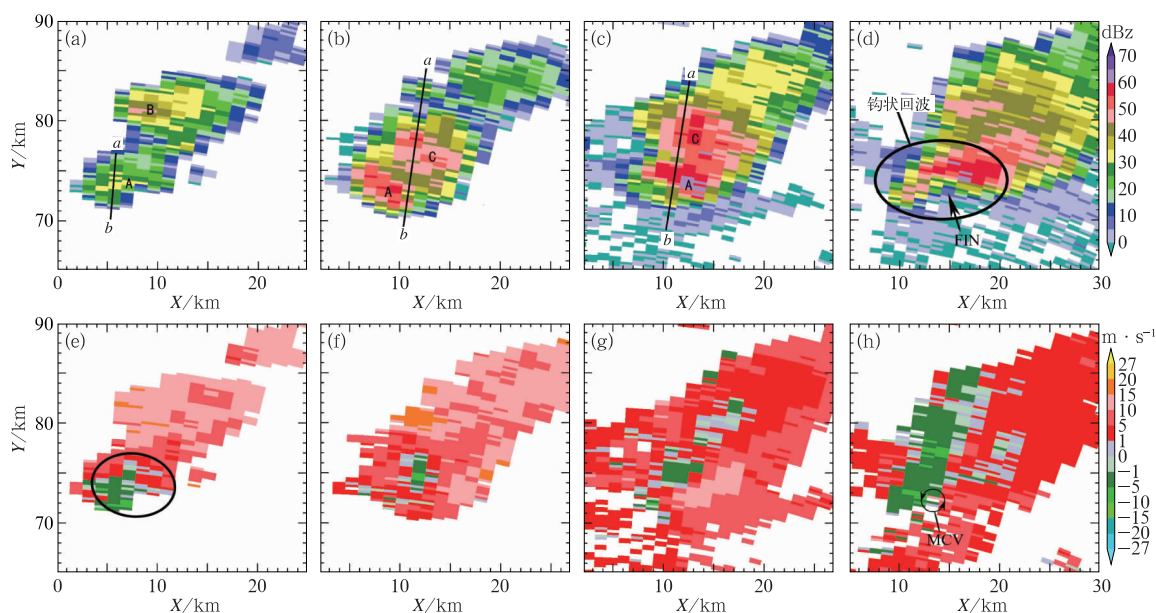


图 3 2019 年 4 月 22 日 15:07 的 4.3° 仰角(a,e)、15:13 的 4.3° 仰角(b,f)、15:18 的 2.4° 仰角(c,g)和 15:30 的 0.5° 仰角(d,h)的水平反射率因子(a~d)及径向速度(e~h)

Fig. 3 Z_{h} (a~d), V_r (e~h) taken at 4.3° elevation (a, b, e, f), 2.4° elevation (c, g) and 0.5° elevation (d, h) at 15:07 BT (a, e), 15:13 BT (b, f), 15:18 BT (c, g) and 15:30 BT (d, h) 22 April 2019

抵达近地层,单体内部以下沉气流为主(图略),说明其已进入消亡阶段。在单体 B 的西南侧,新生单体 A 在中空生成(图 4a), Z_h 强度中等(≥ 30 dBZ),径向速度场上表现出气旋式辐散的特征(图 3e 椭圆处),本文主要讨论单体 A 的演变过程。

15:13 单体 A 迅速增强,进入跃增阶段, Z_h 中心强度达 58.5 dBZ(图 3b),随着单体 A 伸展高度的发展,气旋式辐散出现在 6° 仰角(约 8.2 km 高度,

图略)。此时,在单体 A 的东北侧有一个新生单体 C 在中空生成(图 5a)。15:18 单体 A 与单体 C 在垂直方向上继续伸展(图 5d),二者在低层建立云桥相互连接(图 3c),单体 C 逐渐并入单体 A。单体 A 开始出现有界弱回波区(bounded weak echo region, BWER),进入酝酿阶段。至 15:30 单体 C 彻底并入单体 A,在单体 A 的西侧出现了旁瓣回波(图 6a),预示着高空中大冰雹的存在。此时径向速

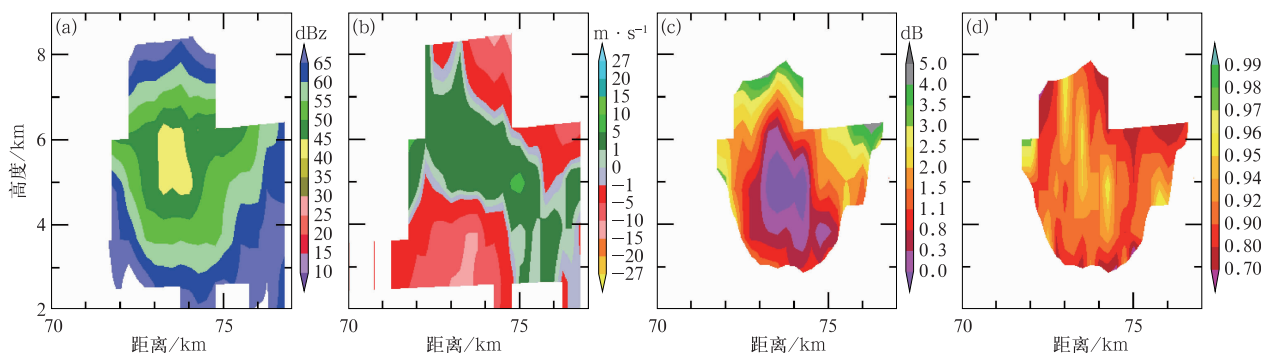


图 4 2019 年 4 月 22 日 15:07 沿图 3a 中实线 ab 所做垂直剖面

(a) 水平反射率因子, (b) 径向速度, (c) 差分反射率因子, (d) 相关系数

Fig. 4 Vertical cross-sections along the solid line ab in Fig. 3a at 15:07 BT 22 April 2019

(a) Z_h , (b) V_r , (c) Z_{dr} , (d) CC

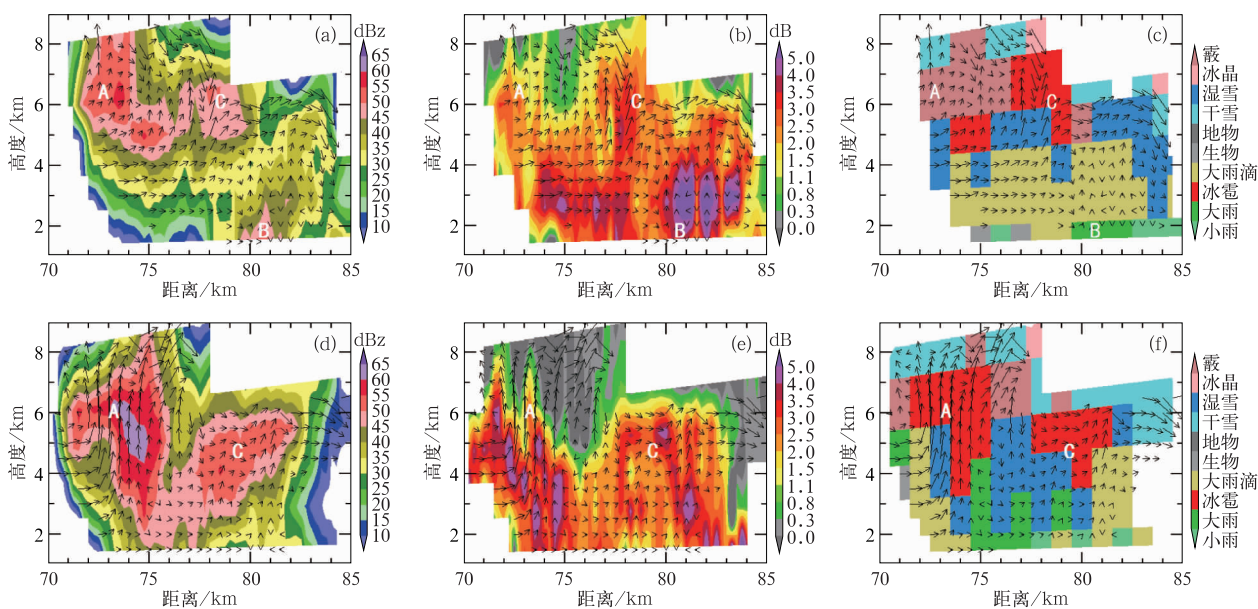


图 5 2019 年 4 月 22 日 15:13(a, b, c)沿图 3b 和 15:18(d, e, f)沿图 3c 中实线 ab 所做垂直剖面

(a, d) 水平反射率因子, (b, e) 差分反射率因子, (c, f) 粒子相态识别结果

Fig. 5 Vertical cross-sections along the solid line ab in Fig. 3b at 15:13 BT (a, b, c)

and in Fig. 3c at 15:18 BT (d, e, f) 22 April 2019

(a, d) Z_h , (b, e) Z_{dr} , (c, f) HCA

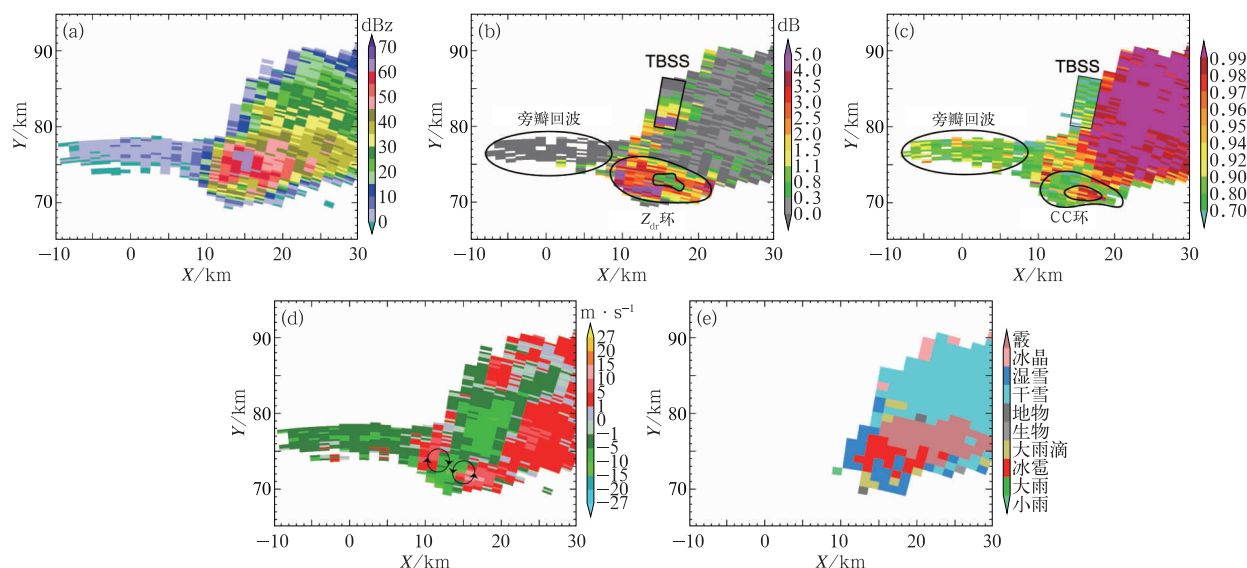


图 6 2019 年 4 月 22 日 15:30 的 3.3° 仰角水平反射率因子(a)、差分反射率因子(b)、
相关系数(c)、径向速度(d)和粒子相态识别结果(e)

Fig. 6 Z_h (a), Z_{dr} (b), CC (c), V_r (d) and HCA (e) at 3.3° elevation at 15:30 BT 22 April 2019

度场上出现由气旋、反气旋组成的涡旋对(图 6d),二者共用负速度中心。其中位于单体东南侧的气旋性涡旋,其最大转动速度达 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,符合 Andra (1997)对于中气旋的判定标准。中气旋的出现标志着超级单体 A 的形成。在 0.5° 仰角,超级单体 A 的西南侧出现了钩状回波(图 3d),并具有倒“V”字型前侧入流缺口(front inflow notch, FIN),FIN 的存在表明前侧入流明显。在径向速度场上,FIN 对应着一个中尺度对流涡旋(mesoscale convective vortex, MCV),其转动速度为 $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 3h)。

此后,超级单体 A 继续加强,并缓慢向东偏南方向移动,于 16:10 进入降雹阶段。根据地面观测记录,在超级单体 A 的低层钩状回波北侧降下最大直径超过 4 cm 的大冰雹,并伴有 8 级短时大风和短时强降水。随着冰雹的降落,BWER 迅速坍塌,中气旋减弱消失。单体 A 的移动速度开始增快,迅速向东南方向移动,于 17:13 减弱消失。

由上述风暴演变过程可知:超级单体 A 导致了此次大冰雹过程,其发展演变过程符合王昂生等(1980)对冰雹云的划分,即经历了发生、跃增、酝酿、降雹和消亡五个阶段。从发生阶段到酝酿阶段,仅用了 11 min,充分体现了冰雹云发展迅速的特点,而在酝酿阶段却维持了 52 min,在酝酿阶段持续较长的时间有利于大冰雹的增长。下文针对超级单体 A 在前四个发展阶段的动力结构和偏振特征展开进

一步分析。

4 超级单体动力结构及偏振特征演变

4.1 发生阶段

发生阶段即对流单体从初生到云体跃增之前的阶段。15:07 单体 A 在中空初生,沿海沧雷达 4° 径向做垂直剖面,可发现中层径向辐合(mid-altitude radial convergence, MARC)及高层辐散现象(图 4b),高层的抽吸作用有利于上升运动的产生与增强。

在低层,单体 A 的南侧存在 CC 显著降低(图 7a 椭圆所示),径向风速辐合的现象(图 7b),该低层入流区在 HCA 上呈现出生物回波特征(图 7c)。在对流单体的低层,强劲的人流气流常将近地层的树叶、杂草、昆虫等碎屑吸入上升气流中,这些碎屑具有不规则的形状以及取向随机的特性,其与上升气流中的降水粒子混合常造成低层入流区附近 CC 的降低。

单体 A 的 Z_h 强中心位于 0°C 层之上(图 4a),说明对流云中的冰相粒子具有撞冻增长的条件。 Z_{dr} 大值区主要位于 MARC 的正速度区的上方(图 4c),所对应的 Z_h 相对较低,说明此处存在较大且较为稀疏的扁平水凝物。上升气流存在正的温度

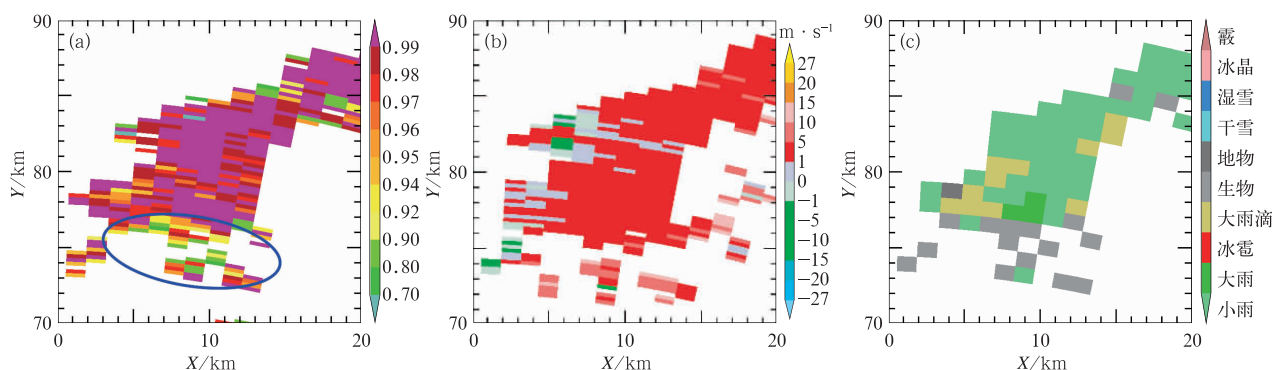


图 7 2019 年 4 月 22 日 15:07 的 0.5° 仰角相关系数(a)、径向速度(b)、粒子相态识别结果(c)

Fig. 7 CC (a), V_r (b) and HCA (c) at 0.5° elevation at 15:07 BT 22 April 2019

扰动,可将雨滴输送到 0°C 层之上,雨滴在上升过程中不断增长,当其下落末速度与气流上升速度相当时,即可悬浮在该高度,通过收集云滴及来自下方的小雨滴继续增长,使得 Z_{dr} 增大。此外, MARC 正速度区存在由外而内进入单体 A 的气流,这支干燥空气造成的夹卷作用使得较小的降水粒子被蒸发,从而进一步增大 Z_{dr} 。

由于该 Z_{dr} 大值区呈柱状且伸展高度超过 0°C 层,可判断这一现象为典型的 Z_{dr} 柱。 Z_{dr} 柱常位于上升气流附近,为对流风暴中最为常见的偏振特征之一。结合 Z_{dr} 柱所处位置存在 CC 明显下降的现象(图 4d),说明此处的水凝物为混合相态。 Z_{dr} 柱中的液相粒子释放相变潜热可增加云内与云顶的温差及不稳定性,促使上升气流进一步增强。 Z_{dr} 柱在此提供了一个形成冻结雨滴的源泉,冻滴为冰雹形成的主要雹胚之一。

4.2 跃增阶段

跃增阶段是冰雹云在垂直方向上迅速增长的阶段,雷达回波的强度和发展高度都将急速增长,使得云体进入成雹阶段(王昂生等,1980)。

15:13 单体 A 向上下两个方向迅速发展, Z_h 中心强度迅速增至 58.5 dBz(图 5a),中等强度回波(≥ 30 dBz)的伸展高度超过 -20°C 层,充分满足了冰雹形成所需的温度、过冷水含量等条件。此时在 0°C 层之上,已开始有冰雹形成(图 5c)。单体 A 的后侧,单体 B 的强回波中心已降至 3 km 以下,在其上方有一新生成的单体 C,在垂直剖面上,单体 C 内以上升气流为主,同样伴有 Z_{dr} 柱的存在(图 5b)。

此时单体 A 中最大垂直上升速度达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,较强的上升运动能将水凝物输送到负温区,保证充

足的凝结水供应。 Z_{dr} 柱的伸展高度也随着主上升气流的增强继续增长,超过 0°C 层约 2 km(图 5b),但 Z_{dr} 的数值较上一个体扫有所下降。

4.3 酝酿阶段

冰雹形成过程是比较迅速的,但从达到成雹条件直到降下冰雹仍有一段过程,即酝酿阶段。在酝酿阶段,冰雹云的系统性结构得以稳定下来,是冰雹的生长阶段。

15:18 单体 A 在垂直方向上进一步伸展(图 5d), Z_h 强中心增至 64 dBz,在其左侧出现了 BWER,说明此处存在着强劲的上升气流。通过风场反演可知,此时最大上升速度已增至 $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,位于上升气流附近的 Z_{dr} 柱强度也进一步增大。相较于图 5c,此时冰雹粒子向主上升气流的垂直方向延伸(图 5f),但其 Z_{dr} 却存在较大差异:位于 Z_{dr} 柱附近的冰雹具有较高的 Z_{dr} ,其余区域的冰雹 Z_{dr} 则接近于 0 dB(图 5e)。这是因为:冰雹的形状多为表面不规则的球体,大冰雹粒子在下降过程中具有翻滚现象,可近似于各向同性的球形粒子,因此其 Z_{dr} 接近于 0 dB;而 Z_{dr} 柱内存在过冷水,使得其附近的冰雹表面存在外包水膜现象,从而获得更扁平的形状及更稳定的取向,因此其观测特征与大雨滴相似,具有较高的 Z_{dr} 。

15:30 海沧雷达 3.3° 仰角出现 TBSS 和旁瓣回波现象,此二者皆为虚假回波,都能指示大冰雹的形成。由图 6 可以看到,旁瓣回波的偏振特征表现为低 Z_{dr} 、低 CC。需要注意的是,此时在 Z_h 强中心的远侧仍有较强降水回波存在,仅依据 Z_h 并无法清楚判别 TBSS 的存在。但在 Z_h 强中心(距地约 5 km)远侧约 5 km 处,存在 Z_{dr} 骤增区域($Z_{dr} \geq 5$ dB),并

随距离增加迅速减小,CC 则出现明显降低。TBSS 在垂直结构上的特征如图 8 所示,在 Z_h 强中心的远端同样存在 Z_{dr} 骤增、CC 骤减的现象。TBSS 中的 Z_{dr} 与自地面反射回冰雹的水平/垂直波束入射角度密切相关,入射角越小, Z_{dr} 越大(Picca and Ryzhkov, 2012),因此 Z_{dr} 大值区与冰雹核心的距离常与冰雹核心距地面高度相一致。胡胜等(2015)对 12 次大冰雹过程的统计表明:有一半(6 次)大冰雹过程未识别出 TBSS,其中有 4 次是因为强回波中心后有较强降水回波,无法判断其是否为 TBSS。通过结合 Z_{dr} 和 CC 等偏振参量,可清楚地发现 TBSS 的存在。

需要注意的是,此时径向风场上出现双涡旋结构(图 6d),中气旋位于单体的东南侧。在中气旋周围存在环形 Z_{dr} 大值区(图 6b)及 CC 低值区(图 6c)。中层(4~6 km)的上升气流具有正的温度扰动,冰相粒子(如霰)沿着上升气流的边缘落下,会部分或完全融化,从而产生环形或半环形的 Z_{dr} 大值带,被称为 Z_{dr} 环。该环形带内混合相态的粒子分布也容易使得 CC 降低,被称为 CC 环。 Z_{dr} 环和 CC 环的出现与气旋性涡度有关(Kumjian and Ryzhkov, 2008)。

由图 6e 可知,在中气旋的东北侧存在带状分布的霰粒子累积带,并表现出中等强度的 Z_h 、低 Z_{dr} 、高 CC 的偏振特征,Kumjian et al(2010)将这一现象称为霰带。由于霰带位于中气旋的东北侧,容易被气旋式环流卷入上升气流,上升气流中存在大量的液态水,有利于霰粒作为雹胚经历湿增长形成冰雹。

15:47 中气旋的最大旋转速度为 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,达到中等强度中气旋的标准,并向下延伸至距离地面 1.3 km 高度(0.5° 仰角),向上达 8.8 km(6° 仰角)。根据 Lemon and Doswell III (1979)提出的超级单体中气旋发展概念模式,中气旋一般起源于中空(5~8 km),并向上、向下发展。沿海沧雷达 17° 径向做垂直剖面(图 8),此时强回波($\geq 45 \text{ dBz}$)发展高度接近 13 km,为典型的上冲云顶现象,这一现象常与强降雨、龙卷风和大冰雹等灾害性天气密切相关(Dworak et al, 2012)。此时, Z_{dr} 柱位于 BWER 内侧(图 8b),其伸展高度已开始下降。在主上升气流的低层存在明显的 CC 低值区(图 8c),其数值低于 0.9,结合粒子相态识别结果可知此处存在生物特征(图 8d)。入流气流常将近地层的树叶、杂草、昆虫等碎屑吸入上升气流中,这些碎屑与上升气流中的

降水粒子相混合,造成低层入流区的 CC 降低。

图 9 为海沧、泉州双多普勒雷达反演的低层(2.5 km)和高层(5.5 km)水平风场分布。由于在 2.5 km 以下泉州雷达存在距离模糊现象,所反演的水平风场较不完整,故选取 2.5 km 作为低层风场的代表。另根据许焕斌和段英(2002)的研究,在上升气流边侧的水平速度近似于 $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域(以下简称“零域”),适合水凝物粒子的长时间留存。“零域”的弱上升气流端是雹胚的生长区,主上升气流端则是大冰雹的生长区,二者之间存在一个适合冰雹生长的“穴道”。该时次“零域”位于 15° 径向的 5.5 km 高度附近,所以选取 5.5 km 作为中层风场的代表。可以看到,在超级单体内部存在明显的双涡旋结构,其中气旋式涡旋位于 BWER 附近,与主上升气流相伴(图 9d)。主上升气流的垂直速度随高度增大,在中上部(约 10 km 处)达到最大。在其东侧存在一支主下沉气流,二者在单体内的位置随高度变化较小。主上升气流与湿下沉气流的对峙对于超级单体垂直环流的形成和维持具有重大作用(许焕斌, 2012)。反气旋式涡旋的位置,则随着高度的降低由单体西侧(图 9b)移至单体西南侧(图 9a)。

在中层气旋式涡旋的西南侧(图 9b 黑色方框处),水平风速较小近似于 $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,即为“零域”所在位置。该区域存在一支最大值为 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升气流,即“零域”的弱上升气流端,水平风速弱使得水凝物粒子能够在垂直方向上循环增长,当粒子尺寸增大到下落末速度与上升气流速度相匹配时,即可保持平衡状态。当粒子从上升气流掉落时,一部分粒子随气旋式环流向东北方向移动,进入主上升气流,继续生长,另一部分粒子则随下沉气流降落,卷入低层入流气流,重新进入“穴道”,实现粒子的动态循环增长。

位于中层的反气旋式涡旋将风暴外的干冷空气带入风暴,形成后向入流,降水粒子的拖拽作用及其融化蒸发导致的负浮力,形成了后侧下沉气流(rear flank downdraft, RFD),RFD 在超级单体的西南侧地面导致了 $13.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏北大风和明显的冷池(与周围自动站气温相差约为 7°C)。冷性下沉气流促使低层暖湿空气被抬升,进一步加强风暴的发展,形成正反馈机制。

由上述分析可知,此时的超级单体已到达巅峰时期,具备高度组织化的动力结构,使得冰雹得以维持和增长。

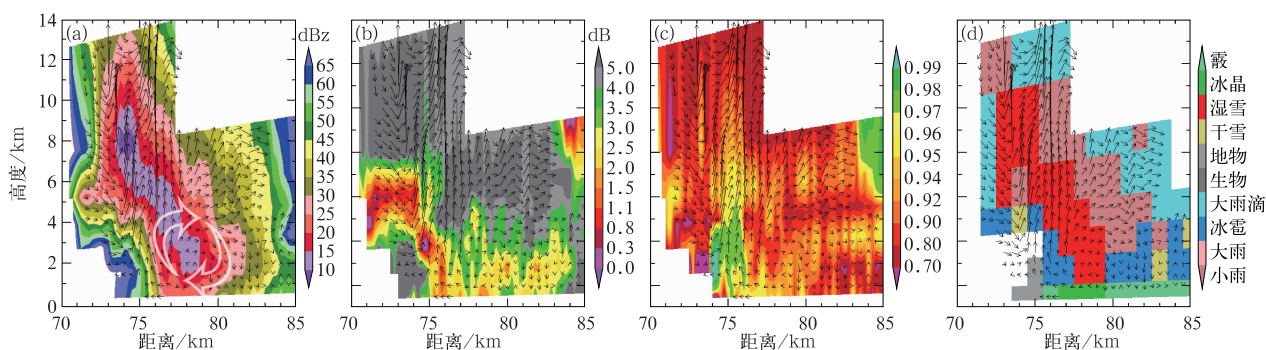


图 8 2019 年 4 月 22 日 15:47 沿厦门海沧雷达 17° 径向所做垂直剖面

Fig. 8 Vertical cross-sections along the 17° azimuth of Haicang radar in Xiamen at 15:47 BT 22 April 2019

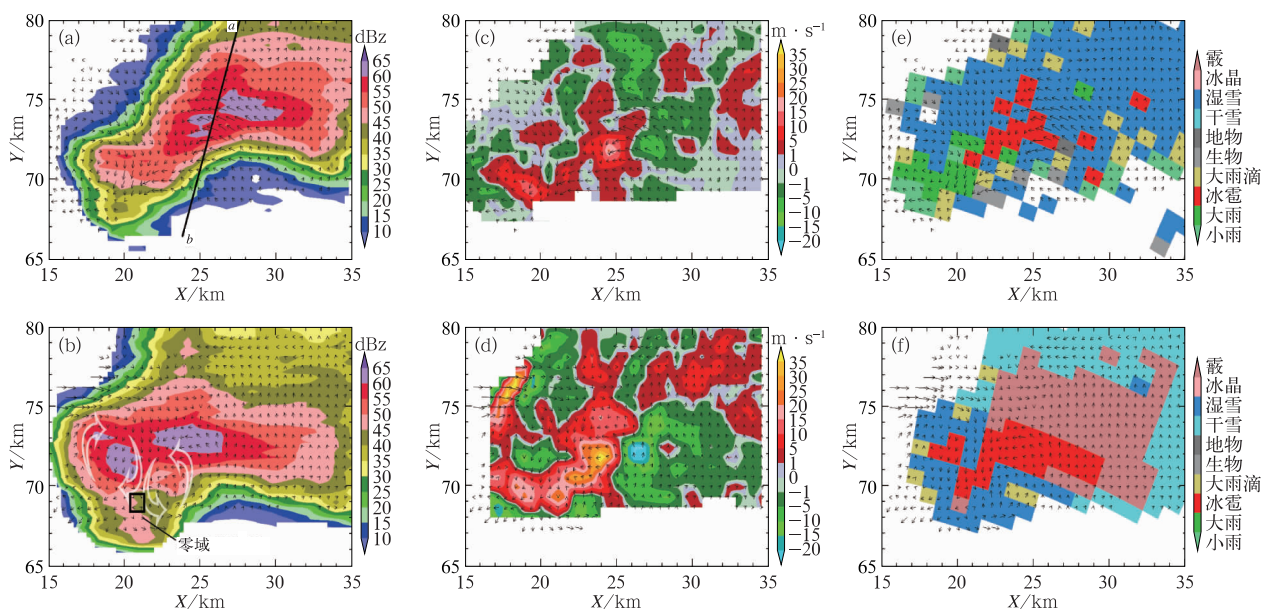


图 9 2019 年 4 月 22 日 15:47 的 2.5 km(a,c,e)和 5.5 km(b,d,f)CAPPI 水平反射率因子(a,b)、垂直速度(c,d)及粒子相态识别结果(e,f)

(图 9a 中的实线 ab 为图 8 垂直剖面所在位置)

Fig. 9 CAPPI plots of Z_h (a, b), w (c, d) and HCA (e, f) at 2.5 km (a, c, e)

and 5.5 km (b, d, f) at 15:47 BT 22 April 2019

(The solid line ab in Fig. 9a is the location of the vertical section in Fig. 8)

随着水凝物粒子尺度的增长,粒子累积区向主上升气流的上下延伸。由图 8 可知, Z_h 强中心超过 70 dBZ,位于 8.5 km 高度处,大于 60 dBZ 的区域则从 2.5 km 高度垂直伸展至 10 km。冰雹的垂直分布与 $Z_h \geq 60$ dBZ 区域相近,都随高度的降低而向主上升气流的右侧倾斜,这是因为在主上升气流的右侧,垂直上升速度随距离的增加而减弱,当其无法托载住冰雹时就会使得冰雹下落。在 0°C 层下方, $Z_h \geq 60$ dBZ 区域内存在 Z_{dr} 低值区,Wakimoto and

Bringi(1988)将之称为 Z_{dr} 洞。在 Z_{dr} 洞周围存在 Z_{dr} 增大,CC 减小的现象,这一现象与大冰雹周围存在着大量较小的湿雹以及冰雹融化所产生的大雨滴有关。冰雹下落的拖拽作用进一步削弱上升气流的强度,在 Z_{dr} 洞的右侧,上升气流变得发散并逐渐转为了下沉气流,这也预示着降雹过程即将展开。

4.4 降雹阶段

随着冰雹云内的冰雹不断累积,上升气流越来越

越难以承载大冰雹,冰雹云内部的平衡状态被打破,即迎来降雹阶段。

16:10 地面开始出现降雹。由图 10a 可知, $Z_h > 60$ dBZ 区域的伸展高度降至 7 km,回波顶高也显著下降。在 3 km 以下存在一个 Z_h 强中心(≥ 65 dBZ), Z_{dr} 洞降至低层且水平尺度增大。 Z_{dr} 洞两侧的 K_{dp} 和 Z_{dr} 随着高度下降而增大, K_{dp} 和 Z_{dr} 的剧增说明了冰雹融化为雨滴的过程。降水粒子的融化、蒸发所产生的负浮力促进了前侧下沉气流(forward flank

downdraft,FFD)与 RFD 的增强,并导致 BWER 的崩塌。两支下沉气流逐渐切断暖湿气流进入上升气流的通道,进一步导致主上升气流的减弱。 K_{dp} 显著增强区域在低层仰角上位于 Z_h 大值区(≥ 45 dBZ)内(图 11c),Romine et al(2008)将这一现象称为 K_{dp} 足, K_{dp} 足与两支下沉气流的位置有较好的对应关系。在 FFD 和 RFD 下方的自动站分别观测到 19.1 和 $15.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的瞬时大风,10 min 气温下降幅度达 6.4°C 。

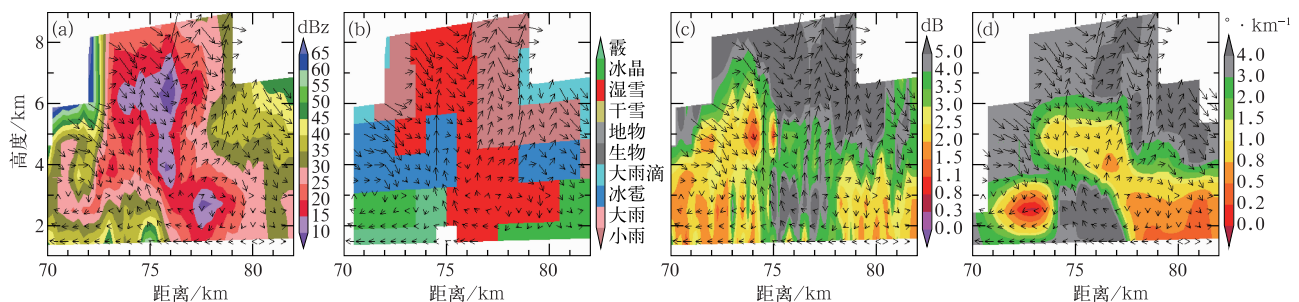


图 10 2019 年 4 月 22 日 16:10 沿厦门海沧雷达 25° 径向所做垂直剖面

Fig. 10 Vertical cross-sections along the 25° azimuth of Haicang radar in Xiamen at 16:10 BT 22 April 2019

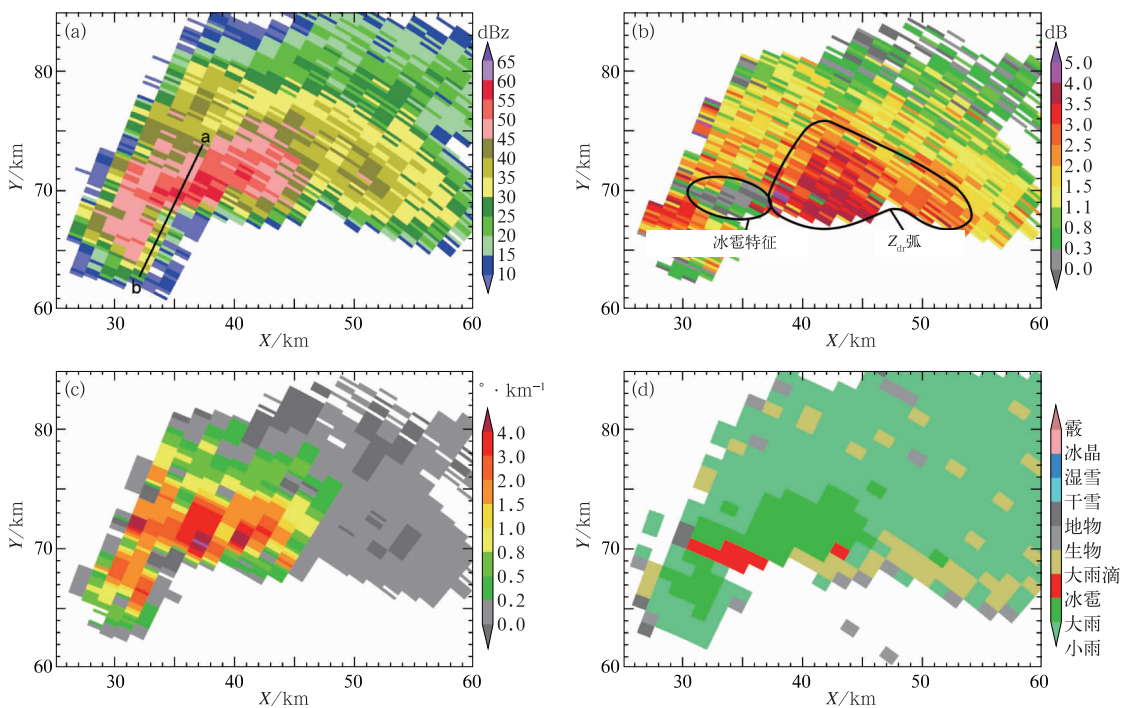


图 11 2019 年 4 月 22 日 16:10 的 0.5° 仰角水平反射率因子(a)、差分反射率因子(b)、差分相位常数(c)和粒子相态识别结果(d)

(图 11a 中的实线 ab 为图 10 垂直剖面所在位置)

Fig. 11 Z_h (a), Z_{dr} (b), K_{dp} (c) and HCA (d) at 0.5° elevation at 16:10 BT 22 April 2019

(The solid line ab in Fig. 11a is the location of the vertical section in Fig. 10)

在 0.5° 仰角, 冰雹位于超级单体钩状回波的北侧, 该区域具有高 Z_h ($52 \sim 57$ dBZ) 和低 Z_{dr} ($-0.8 \sim -0.3$ dB) 的特点。在其东北侧, 存在着一条呈带状的 Z_{dr} 大值区, 此为超级单体风暴中最常见的低层偏振特征 Z_{dr} 弧。由 HCA 可知 Z_{dr} 弧的构成以大粒子为主, 这是因为超级单体低层的垂直风切变导致不同粒径的粒子下降轨迹各不相同, 大粒子相较于小粒子具有更大的下落末速度, 被平流输送的距离要小于小粒子, 不同粒径的粒子因此实现了大小排序。Dawson II et al(2014) 通过数值模式模拟了 Z_{dr} 弧的形成过程。

随着降雹过程的进行, 上升气流逐渐减弱, 直至上升气流被切断, 单体内转为以下沉气流为主, 单体进入衰亡阶段。

5 大冰雹超级单体偏振特征及三维风场结构示意图

图 12 为本次大冰雹超级单体的偏振特征示意

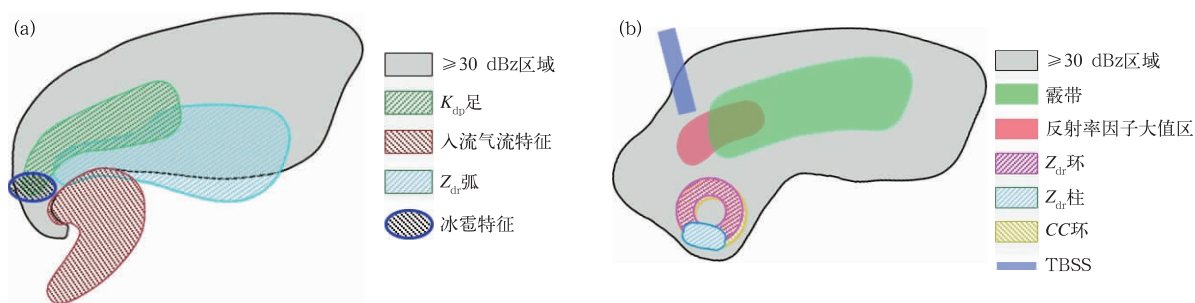


图 12 大冰雹超级单体偏振特征示意图

(a) 低层, (b) 中层

Fig. 12 Schematic diagram of polarimetric signatures in heavy hail supercell at (a) low level and (b) middle level

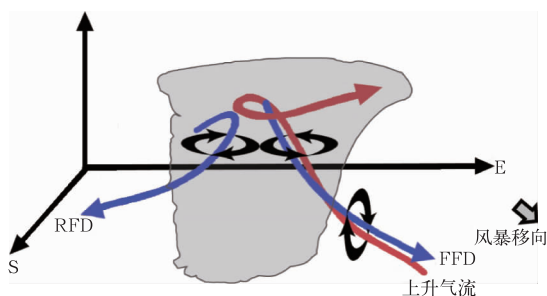


图 13 大冰雹超级单体三维风场结构示意图

Fig. 13 Schematic diagram of three-dimensional wind field structure of heavy hail supercell

图, 体现了诸多偏振特征在超级单体低层和中层的分布情况, 有助于更加系统、全面地了解偏振特征的分布。该示意图与 Kumjian and Ryzhkov(2008) 所总结的超级单体概念模型相比, 具有诸多相似之处: 在低层皆有 Z_{dr} 弧和指示低层入流区的 CC 低值区存在; 在中层, Z_{dr} 环和 CC 环围绕着中气旋, Z_{dr} 柱则位于主上升气流周围。同时, 新增了 Kumjian and Ryzhkov(2008) 的概念模型中并未体现的中层霰带和低层的 K_{dp} 足, 前者为冰雹的生长提供了雹胚, 后者则与降水粒子下落融化有关。

上述偏振特征的分布系水凝物随流场运动所导致的, 结合双雷达三维反演风场得到此次冰雹超级单体的三维风场结构, 如图 13 所示, 在中层存在着由气旋、反气旋构成的涡旋对。气旋环流的存在导致了 Z_{dr} 环与 CC 环的产生。在垂直方向上, 两支下沉气流 (FFD 和 RFD) 分别源自气旋和反气旋环流, 降水粒子在下降过程中的融化蒸发作用, 导致 K_{dp} 足形成。一支强盛的上升气流位于两支下沉气流之间, 在低层导致 CC 降低, 形成了低层入流特征, 在

中层则表现为 Z_{dr} 柱。此外, 该上升气流与 FFD 之间存在垂直的次级环流, 使得冰雹得以上下循环增长。

6 结论与讨论

针对 2019 年 4 月 22 日一次导致大冰雹的超级单体风暴, 使用厦门海沧 S 波段双偏振雷达的观测数据, 对超级单体偏振特征的演变过程进行了分析, 并结合双雷达风场反演技术和粒子相态识别算法, 分析了动力结构及云微物理特征的演变, 给出了偏

振特征分布和三维风场结构的示意图。结果表明:

(1) TBSS在起始位置具有高 Z_{dr} 、低 CC 的偏振特征,其中 Z_{dr} 随距离增加逐渐减小并转为负值。该偏振特征有助于提升对高空大冰雹的识别能力,尤其是当冰雹核的后侧存在其他降水回波时。

(2) 大冰雹具有高 Z_h 、低 Z_{dr} 的偏振特征。随着冰雹降落融化,其表面存在外包水膜现象使得 Z_{dr} 增大, CC 减小。

(3) K_{dp} 对大冰雹并不敏感,其数值随着大冰雹的融化过程而增大,是冰雹融化的较好指标。在低层, K_{dp} 足位于超级单体的 Z_h 强中心内,可用于指示由冰雹融化导致的下沉气流的位置。

(4) 基于双雷达风场反演技术可知,超级单体在成熟阶段具备高度组织化的动力结构,使得冰雹得以维持和增长。尤其是在水平风场上存在明显的双涡旋结构,双涡旋结构有助于超级单体发展,并有利于大冰雹的循环增长。

(5) 霰带位于中气旋的东北侧,其中一部分霰粒子随气旋式环流卷入上升气流中,为冰雹的增长提供了雹胚。

(6) 通过分析偏振特征分布与三维风场结构之间的关系,可知三维风场结构影响了水凝物的分布,进而导致相关偏振特征的形成。

需要指出的是,本文仅为一次大冰雹超级单体过程的观测分析结果。上述偏振特征在风暴发展过程中的作用,仍以定性分析为主。未来仍需通过更多的个例研究,以获得上述偏振特征在不同类型的冰雹云中的异同之处,并获得相应的定量关系,为双偏振雷达的大规模业务应用提供参考。

参考文献

- 陈秋萍,陈齐川,冯晋勤,等,2015.“2012.4.11”两个强降雹超级单体特征分析[J].气象,41(1):25-33. Chen Q P, Chen Q C, Feng J Q, et al, 2015. Analysis of two severe hail supercell storms on 11 April 2012[J]. Meteor Mon, 41(1):25-33(in Chinese).
- 冯晋勤,张深寿,吴陈锋,等,2018.双偏振雷达产品在福建强对流天气过程中的应用分析[J].气象,44(12):1565-1574. Feng J Q, Zhang S S, Wu C F, et al, 2018. Application of dual polarization weather radar products to severe convective weather in Fujian[J]. Meteor Mon, 44(12):1565-1574(in Chinese).
- 韩颂雨,罗昌荣,魏鸣,等,2017.三雷达、双雷达反演降雹超级单体风暴三维风场结构特征研究[J].气象学报,75(5):757-770. Han S Y, Luo C R, Wei M, et al, 2017. Research on three-dimensional wind field structure characteristic of hail supercell storm by dual- and triple-Doppler radar retrieval[J]. Acta Meteor Sin, 75(5):

757-770(in Chinese).

- 胡胜,罗聪,张羽,等,2015.广东大冰雹风暴单体的多普勒天气雷达特征[J].应用气象学报,26(1):57-65. Hu S, Luo C, Zhang Y, et al, 2015. Doppler radar features of severe hailstorms in Guangdong Province[J]. J Appl Meteor Sci, 26(1):57-65(in Chinese).
- 刘黎平,徐宝祥,王致君,等,1992.用C波段双偏振雷达研究冰雹云[J].大气科学,16(3):370-376. Liu L P, Xu B X, Wang Z J, et al, 1992. Study of hail with C-B and dual linear polarization radar[J]. Sci Atmos Sin, 16(3):370-376(in Chinese).
- 罗昌荣,池艳珍,周海光,2012.双雷达反演台风外围强带状回波风场结构特征研究[J].大气科学,36(2):247-258. Luo C R, Chi Y Z, Zhou H G, 2012. Characteristics of 3-D wind structure of typhoon outer intensive banded echo using dual-Doppler weather radar data[J]. Chin J Atmos Sci, 36(2):247-258(in Chinese).
- 潘佳文,蒋璐璐,魏鸣,等,2020.一次强降水超级单体的双偏振雷达观测分析[J].气象学报,78(1):86-100. Pan J W, Jiang L L, Wei M, et al, 2020. Analysis of a high precipitation supercell based on dual polarization radar observations[J]. Acta Meteor Sin, 78(1):86-100(in Chinese).
- 孙继松,陶祖钰,2012.强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J].气象,38(2):164-173. Sun J S, Tao Z Y, 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast[J]. Meteor Mon, 38(2):164-173(in Chinese).
- 王昂生,黄美元,徐乃璋,等,1980.冰雹云物理发展过程的一些研究[J].气象学报,38(1):64-72. Wang A S, Huang M Y, Xu N Z, et al, 1980. Some research on the development of hail-cloud[J]. Acta Meteor Sin, 38(1):64-72(in Chinese).
- 吴翀,2018.双偏振雷达的资料质量分析,相态识别及组网应用[D].南京:南京信息工程大学. Wu C, 2018. Data quality analysis, hydrometeor classification and mosaic application of polarimetric radars in China[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology(in Chinese).
- 徐芬,郑媛媛,肖卉,等,2016.江苏沿江地区一次强冰雹天气的中尺度特征分析[J].气象,42(5):567-577. Xu F, Zheng Y Y, Xiao H, et al, 2016. Mesoscale characteristics of a severe hail event over the area along Yangtze River in Jiangsu[J]. Meteor Mon, 42(5):567-577(in Chinese).
- 许焕斌,2012.强对流云物理及其应用[M].北京:气象出版社. Xu H B, 2012. The Physics of Severe Convective Storms and Its Application[M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 许焕斌,段英,2002.强对流(冰雹)云中水凝物的积累和云水的消耗[J].气象学报,60(5):575-584. Xu H B, Duan Y, 2002. The accumulation of hydrometeor and depletion of cloud water in strongly convective cloud (hailstorm)[J]. Acta Meteor Sin, 60(5):575-584(in Chinese).
- 俞小鼎,2014.关于冰雹的融化层高度[J].气象,40(6):649-654. Yu X D, 2014. A note on the melting level of hail[J]. Meteor Mon, 40(6):649-654(in Chinese).
- 曾智琳,湛芸,朱克云,等,2019.广东省大冰雹事件的层结特征与融化效应[J].大气科学,43(3):598-617. Zeng Z L, Chen Y, Zhu K

- Y, et al, 2019. Characteristics of atmospheric stratification and melting effect of heavy hail events in Guangdong Province[J]. *Chin J Atmos Sci*, 43(3):598-617(in Chinese).
- 张培昌, 魏鸣, 黄兴友, 等, 2018. 双线偏振多普勒天气雷达探测原理与应用[M]. 北京: 气象出版社. Zhang P C, Wei M, Huang X Y, et al, 2018. Principle and Application of Dual Linear Polarization Doppler Weather Radar[M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- Andra Jr D L, 1997. The origin and evolution of the WSR-88D mesocyclone recognition nomogram[C] // Preprints, 28th Conf. on Radar Meteorology. Austin: Amer Meteor Soc:364-365.
- Balakrishnan N, Zrnić D S, 1990. Use of polarization to characterize precipitation and discriminate large hail[J]. *J Atmos Sci*, 47(13):1525-1540.
- Battan L J, 1975. Doppler radar observations of a hailstorm[J]. *J Appl Meteor*, 14(1):98-108.
- Browning K A, Foote G B, 1976. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 102(433):499-533.
- Dawson J D T, Mansell E R, Jung Y, et al, 2014. Low-level ZDR signatures in supercell forward flanks: the role of size sorting and melting of hail[J]. *J Atmos Sci*, 71(1):276-299.
- Dworak R, Bedka K, Brunner J, et al, 2012. Comparison between GOES-12 overshooting-top detections, WSR-88D radar reflectivity, and severe storm reports[J]. *Wea Forecasting*, 27(3):684-699.
- Hubbert J C, Bringi V N, 2000. The effects of three-body scattering on differential reflectivity signatures[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 17(1):51-61.
- Kumjian M R, 2013. Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part II: warm-and cold-season applications[J]. *J Operational Meteor*, 1(20):243-264.
- Kumjian M R, Ryzhkov A V, 2008. Polarimetric signatures in supercell thunderstorms[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 47(7):1940-1961.
- Kumjian M R, Ryzhkov A V, Melnikov V M, et al, 2010. Rapid-scan super-resolution observations of a cyclic supercell with a Dual-Polarization WSR-88D[J]. *Mon Wea Rev*, 138(10):3762-3786.
- Lemon L R, Doswell III C A, 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis[J]. *Mon Wea Rev*, 107(9):1184-1197.
- Miller L J, Tuttle J D, Foote G B, 1990. Precipitation production in a large Montana hailstorm: airflow and particle growth trajectories [J]. *J Atmos Sci*, 47(13):1619-1646.
- Park H S, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al, 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: description and application to an MCS[J]. *Wea Forecasting*, 24(3):730-748.
- Picca J, Ryzhkov A, 2012. A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma city extreme hailstorm[J]. *Mon Wea Rev*, 140(4):1385-1403.
- Romine G S, Burgess D W, Wilhelmson R B, 2008. A dual-polarization-radar-based assessment of the 8 May 2003 Oklahoma City area tornadic supercell[J]. *Mon Wea Rev*, 136(8):2849-2870.
- Sachidananda M, Zrnić D S, 1987. Rain rate estimates from differential polarization measurements[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 4(4):588-598.
- Seliga T A, Bringi V N, 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation[J]. *J Appl Meteor*, 15(1):69-76.
- Wakimoto R M, Bringi V N, 1988. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: the 20 July storm during the MIST project[J]. *Mon Wea Rev*, 116(8):1521-1539.
- Zrnić D S, 1987. Three-body scattering produces precipitation signature of special diagnostic value[J]. *Radio Sci*, 22(1):76-86.