

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.

双偏振雷达产品在福建强对流天气 过程中的应用分析^{*}

冯晋勤^{1,2} 张深寿¹ 吴陈锋^{2,3} 江帆¹ 巫锡洪^{2,3}

1 福建省龙岩市气象局, 龙岩 364000

2 海峡气象开放实验室, 厦门 361012

3 福建省厦门市气象局, 厦门 361012

提 要: 利用高空地面资料和厦门双偏振雷达资料对2016年12月21—22日福建东南部沿海出现的一次冰雹、短时强降水强对流天气过程进行分析。结果表明,21日午后的冰雹天气是在暖区内西南气流暖湿强迫背景下产生的,21日夜里的强降水天气则是斜压锋生类强对流天气。利用双偏振雷达产品可分析出冰雹的相态演变:明显的冰雹特征($Z_{DR} \leq 0$ 、回波强度 ≥ 55 dBz)首先出现在 0°C 层附近,后向上向下发展,高层出现三体散射现象,但由于干湿球 0°C 层高度相当,融化层厚度厚,午后地面温度超过 20°C ,冰雹在下降过程中 Z_{DR} 、 K_{DP} 由负值转正值,表明冰雹逐渐融化成大雨滴或外包水膜的冰雹;三体散射回波强度 $15 \sim 20$ dBz区域,对应的 Z_{DR} 出现由负极值到正极值的突变区, $CC < 0.7$,呈现非气象回波的特征。短时强降水对应 Z_{DR} 、 K_{DP} 随反射率因子的增大而增大, $CC > 0.97$,说明强降雨是由大量粒子较大的雨滴造成的。

关键词: 双偏振雷达,冰雹,短时强降水,西南暖区,斜压锋生,相态演变

中图分类号: P412, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.12.006

Application of Dual Polarization Weather Radar Products to Severe Convective Weather in Fujian

FENG Jinqin^{1,2} ZHANG Shenshou¹ WU Chenfeng^{2,3} JIANG Fan¹ WU Xihong^{2,3}

1 Longyan Meteorological Office of Fujian Province, Longyan 364000

2 Laboratory of Straits Meteorology, Xiamen 361012

3 Xiamen Meteorological Bureau of Fujian Province, Xiamen 361012

Abstract: Utilizing upper-air, surface data and dual polarization weather radar data, a hailstorm and short-time severe rainfall weather occurred in the southeast coast of Fujian in 21—22 December 2016 is analyzed. The results show that the hailstorm in the afternoon 21 December is induced by the southwest warm advection forcing sector severe convection. The short-time severe rainfall at night is the baroclinic frontogenesis severe convection. We analyze the hail phase state evolution based on the dual polarization weather radar products. The obvious hail features ($Z_{DR} \leq 0$, echo intensity ≥ 55 dBz) appear around 0°C level height firstly, then develop upward and downward. The TBSS (three-body scattering spike) occurs at high level. But because the level of the wet-bulb temperature zero (WBZ) is the same as the level of dry-bulb temperature zero (DBZ), the melting level of hail is thick. In the afternoon the surface temperature is above 20°C . During the falling process of hails, the values of differential reflectivity (Z_{DR}) and differential phase shift (K_{DP}) change from negative to positive, which shows that the hails melt into big raindrops or outsourcing

^{*} 中国气象局关键技术集成项目(CMAGJ2015M30)和福建省自然科学基金项目(2018J01060)共同资助

2017年8月29日收稿; 2018年3月11日收修定稿

第一作者:冯晋勤,主要从事短期和短时临近天气预报. Email: lyfjq@hotmail.com

water film hails. The value Z_{DR} changes from negative extreme to positive extreme and correlation coefficient (CC) is smaller than 0.7 where the area TBSS of echo intensity is 15–20 dBz, which are the characteristics of non-meteorological echoes. Z_{DR} and K_{DP} of short-time severe rainfall increase with the intensity of reflectivity, and the value of CC is above 0.97, which indicate that a large amount of relatively large-sized raindrops are the main cause for this short-time severe rainfall.

Key words: dual polarization weather radar, hail, short-time severe rainfall, southwest warm advection forcing sector, baroclinic frontogenesis, phase state evolution

引言

天气雷达是监测和预警冰雹、雷雨大风、短时强降水的常用工具之一。目前业务上常用的新一代天气雷达主要通过探测降水粒子的回波强度、径向速度、速度谱宽等信息对天气系统进行监测。但由于新一代天气雷达只发射一种极化的电磁波,无法进一步对降水粒子的形状、相态进行分析,在定量降水估测、冰雹识别等方面有一定的局限性。双线偏振多普勒雷达发射水平和垂直两种方向的电磁波,除了获取常规雷达的监测信息外,还可以获取差分反射率因子(Z_{DR})、差分相移率(K_{DP})以及相关系数(CC)等偏振参数。对这些参数进行分析、反演,可以获取有关降水粒子的形状、尺寸大小、相态分布、空间取向等更为具体的气象信息。

自 1976 年美国科学家 Seliga and Bringi (1976)首先提出了双线偏振雷达的理论以来,许多学者通过研究表明(Hall et al, 1984; Bringi et al, 1984; Straka et al, 2000; Aydin and Singh, 2004),双线偏振雷达在研究云内粒子相态、识别冰雹云等方面有较好的应用价值。国内气象工作者在双偏振雷达资料的应用方面开展了研究,刘黎平(2002)建立了 C 波段双线偏振雷达识别冰雹区的方法。曹俊武和刘黎平(2006)利用美国 KOUN 雷达的观测资料建立了基于模糊逻辑法识别冰雹的方法,吴志根等(2010)对移动 X 波段双线偏振多普勒气象雷达及其关键技术进行了分析。马建立等(2008)利用 X 波段双偏振雷达资料分析北京一次人工消减雨的效果。郑佳锋等(2014)利用 C 波段双偏振雷达,分析了利用不同的偏振量建立的 4 种定量降水估测方法的效果和误差。胡志群等(2008)对 X 波段双线偏振雷达不同衰减订正和降水估测方法进行了对比,并提出了 Z_H 与 K_{DP} 进行衰减订正的综合法和 $Z_H-K_{DP}-R$ 的降水综合估测方法。目前研究大部分

基于 C 波段或 X 波段雷达, S 波段雷达相关的研究较少,但 S 波段雷达在监测强对流天气上具有明显优势,已成为福建监测灾害性天气的主要探测工具,厦门 CINRAD/SA-D 型 S 波段全相参双偏振多普勒天气雷达于 2016 年 6 月开始试运行,是我国首部双发双收的双偏振雷达,与厦门原有的新一代天气雷达直线距离 8 km,通过开展在强对流天气中的观测研究,可为预报员应用双偏振雷达监测预警强对流天气提供参考依据。

2016 年 12 月 21 日中午前后(12:00—12:40)平和、南靖和漳州城区先后出现冰雹天气,午后到夜里漳州、厦门、泉州、莆田等地出现雨强大于 20 mm $\cdot h^{-1}$ 的短时强降水天气,21—22 日 08 时福建省共 345 个站点出现暴雨,17 个站点出现了大暴雨。冬季出现冰雹和短时强降水此类强对流天气较为罕见,厦门双偏振雷达全程监测了此次过程,获取了完整的观测资料,文章利用高空地面资料和厦门双偏振雷达资料对此次过程进行分析,重点分析双偏振雷达产品在监测冰雹及短时强降水强对流天气中的应用,以期今后双偏振雷达监测预警强对流天气提供参考依据,并为分析冬季强对流天气的短期和短时预报提供预报着眼点。

1 天气形势及环境条件分析

2016 年 12 月 21 日 08 时 500 hPa 中纬度高空槽东移,同时南支槽位于广东中部并逐渐东移, $T-T_d > 15^\circ C$ 的干区位于广东大部到福建东南部,低层 850 hPa 低涡位于安徽境内,急流轴位于广西和湖南到江西中北部,福建沿海为东南气流,南部沿海 24 h 为正变温,比湿大于 10 g $\cdot kg^{-1}$ 的湿区位于广西和广东,福建大部 $T_{850} > 25^\circ C$ 。地面福建处于冷锋前倒槽暖区内,200 hPa 分流区位于福建大部(图 1),福建南部沿海处于上干下湿状态。到 21 日 20 时 500 hPa 中纬度槽东移北缩,南支槽东移入

海,沿海温度露点差减小到 2°C ,由08时的干区转变为湿区,低层850 hPa切变东移南压至福建西部,福建沿海由东南气流转为西南气流,南部厦门站风速加大到 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,925 hPa切变位置更偏东偏南, T_{850} 与08时相比减小到 $23\sim 24^{\circ}\text{C}$ (图1),地面冷空气已南压到福建中部。从08—20时的形势分析可以看出(图1),08时福建南部沿海地面处于冷锋前倒槽暖区内,有利的对流条件位于广东北部,午后随着低层由东南气流转为西南气流,并伴有风速辐合,有利的对流条件由广东北部传至福建南部沿海,中午前后出现的冰雹天气是在西南气流暖湿强迫背景下产生的(许爱华等,2014;冯晋勤等,2017)。到20时低层切变已南压至福建省中部,地面有明显的锋区南压,高层湿层加大,冷暖平流交汇导致斜压锋生,良好的动力条件表现为低层切变和地面冷锋南压,夜间转为显著冷暖平流导致的斜压锋生和辐合抬升动力强迫形成的斜压锋生类强对流天气(许爱华等,2014)。

从厦门及广东汕头的探空资料分析,08时两站的探空均表现为上干下湿状态(图2),汕头站的K指数达 37°C ,SI指数为 -2 ,表现为不稳定状态。厦门站由于850 hPa的 T_d 为 0°C ,K指数仅为 21°C ,在近地面存在逆温,877~860 hPa也存在逆温,但985~877 hPa和860~805 hPa的层结曲线为近似干绝热,低层存在较大的条件不稳定性,利用14时地面资料订正,CAPE值由0增大到 $317\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。同时随着低层南风加大和南支槽东移,动力和热力条件变好,产生对流的可能性进一步加大。到20时厦门随着高空槽东移,低层切变南压,西南风加大,转为整层较湿的层结,K指数为 36°C ,SI指数为 -1.09 ,转为有利于强降水的环境条件。

08时两站的抬升凝结高度(LCL)低,经午后温度订正厦门站自由对流高度(LFC)下降至929 hPa,表明气层抬升达到饱和以及强迫气块上升到自由对流高度所需的外力抬升要求小。俞小鼎(2014)针对冰雹融化层高度指出:冰雹融化层高度的高低是决定冰雹大小甚至降雹与否的主要因子之一,湿球温度 0°C 层高度作为冰雹融化层的近似高度,当冰雹融化层较高,冰雹有可能在下落到地面之前融化。厦门站干球 0°C 层高度(DBZ)为4218.3 m,湿球 0°C 层(WBZ)高度约为4068 m, -20°C 层高度为7317 m,从 0°C 层、 -20°C 层的高度看有利于冰雹的产生,但由于干湿球 0°C 层高度相当,对应融化层的

高度较高,因此,冰雹在下降过程中出现融化的可能性较大。

2 强对流天气系统演变特征

卫星云图显示,21日10—15时福建南部沿海有云团发展向东北方向移动,但云顶温度较高,最低值仅为 -41°C 。14时地面锋面云系在福建西部发展并逐渐东移南压,南部沿海仍有云团活动,形成东北—西南向两条带状云系,20时后两条云系合并东移入海,云顶亮温小值区维持在东部和南部沿海。雷达回波显示,21日08时在广东东北部沿海有块状回波发展向偏北方向移动进入福建南部,由于此时福建南部大气层结相对稳定,回波无明显发展。10时左右厦门和平和的风廓线雷达资料显示福建南部沿海850 hPa由偏东气流转为偏南气流并伴有风速辐合,南部沿海对流条件逐渐转好,广东移入的回波进入平和后不断加强发展,多个块状多单体先后影响平和、南靖、漳州等地,11:23影响平和城区附近的对流单体加强发展,11:58该单体的强回波中心大于60 dBz,并持续11个体扫,最强回波中心超过65 dBz,先后影响平和东北部、南靖、漳州和长泰,于13:27逐渐减弱与其他对流单体合并(图3)。15—18时由广东北部移入福建南部沿海的回波以带状或片状为主,强回波中心与午后对流单体相比强度弱,维持在55~60 dBz,强中心的高度在5 km以下。20时后随着地面冷空气南压,位于福建西南部的东北—西南向带状回波逐渐东移南压,回波呈絮状,强回波区位于福建东部沿海。22日04:03强回波带东移入海,06时已移入海上(图3),过程基本结束。

3 双偏振雷达产品应用

21日中午前后(12:00—12:40)平和、南靖及漳州三地出现冰雹天气,从地面获取的实况来看,冰雹尺寸较小(实况直径小于2 cm),21日午后到夜里转为以短时强降水为主的对流天气。厦门双偏振雷达全程监测此次过程,与单偏振雷达相比,双偏振雷达对粒子相态的识别上有优势,通过分析回波强度、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、CC等产品可判断降水粒子的形状、相态分布和降水类型等信息。

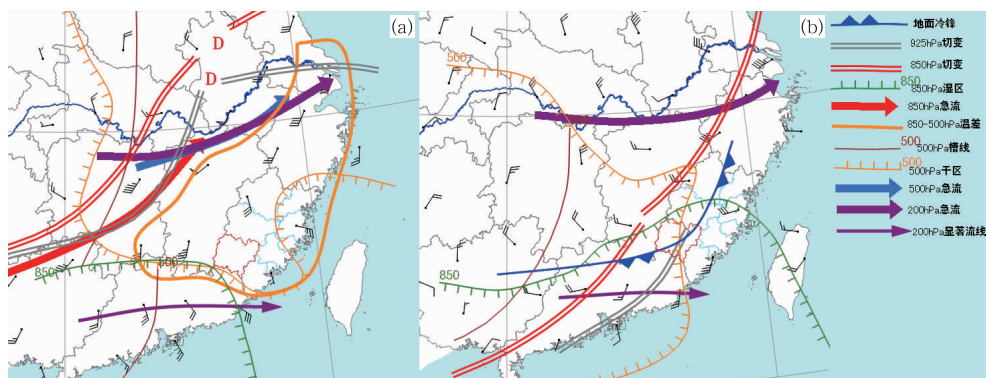


图1 2016年12月21日08时(a)和20时(b)中尺度天气分析

Fig. 1 Mesoscale composite analysis chart at 08:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 21 December 2016

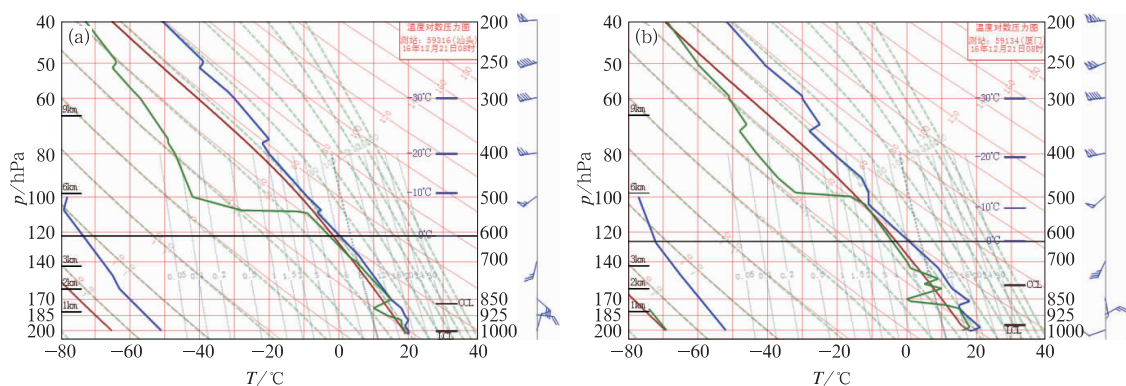


图2 2016年12月21日08时汕头(a)和厦门(b)探空

Fig. 2 Shantou (a) and Xiamen (b) sounding at 08:00 BT 21 December 2016

3.1 单、双偏振雷达资料对比

厦门双偏振雷达显示,09:12由广东饶平发展的多单体风暴东北移入平和后分裂成三个对流单体,位于西南端的单体移速减慢并发展加强,11:30该单体再次分裂,位于东侧的单体快速加强发展,11:52强回波中心(约4.95 km高度)达61.5 dBz,后强中心向上向下发展,12:16强中心达65.5 dBz, VIL值达 $35 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$,大于65 dBz持续三个体扫,最强中心达69 dBz,12:22—12:28在 6.0° 仰角约5 km的高度出现三体散射现象,12:57单体进入长泰后强度减弱,后与其他对流单体合并。对比龙岩、厦门单偏雷达(图4)的回波强度,龙岩单偏雷达(距厦门双偏雷达西北方向约104 km)显示,11:56强回波中心超过60 dBz,12:20强中心增强到65 dBz,持续两个体扫,12:14在 1.5° 仰角(约3.7 km高度)出现三体散射,后向上(6.0 km)向下(2.5 km)发

展,12:26达最强, 2.4° 仰角长钉达16.4 km,12:32减弱。厦门单偏雷达(距厦门双偏雷达偏西方向约8 km)同样显示11:56强中心超过60 dBz,12:19增强到65 dBz,持续三个体扫,12:25—12:31在 6.0° 仰角(约5.2~5.5 km高度)出现三体散射现象,13:27减弱。从11:50—12:34三站雷达资料的风暴变化趋势(图5)表现较一致,但由于不同雷达所在的位置、高度不同,探测到风暴顶高、强中心及强中心高度的位置有差别。

3.2 冰雹结构分析

双偏雷达产品的分辨率可达250 m,能够分析出风暴更为细致的结构特征。分别选取冰雹对应风暴的发展、成熟和减弱阶段三个时次的垂直剖面图(图6)进行分析,11:58沿低层入流方向并穿过风暴强中心做剖面可以看到风暴处于发展加强阶段,强中心位于近4 km的高度上,速度图上表现为辐合

区,回波墙已发展到约 5 km 的高度上。随后强回波向上向下发展,强中心进一步加强,到 12:28 中层出现有界弱回波区和回波悬垂,强中心达 67.5 dBz,高度达 4.7 km,速度图上气旋性旋转明显,

>50 dBz 的强区扩展到约 8 km 的高度上,超过 -20℃ 层(约 7317 m)的高度层,在低层入流区的前侧 7 km 高度处为明显的风暴出流区,并出现速度模糊,速度值达 -37 m · s⁻¹,风暴发展到成熟阶

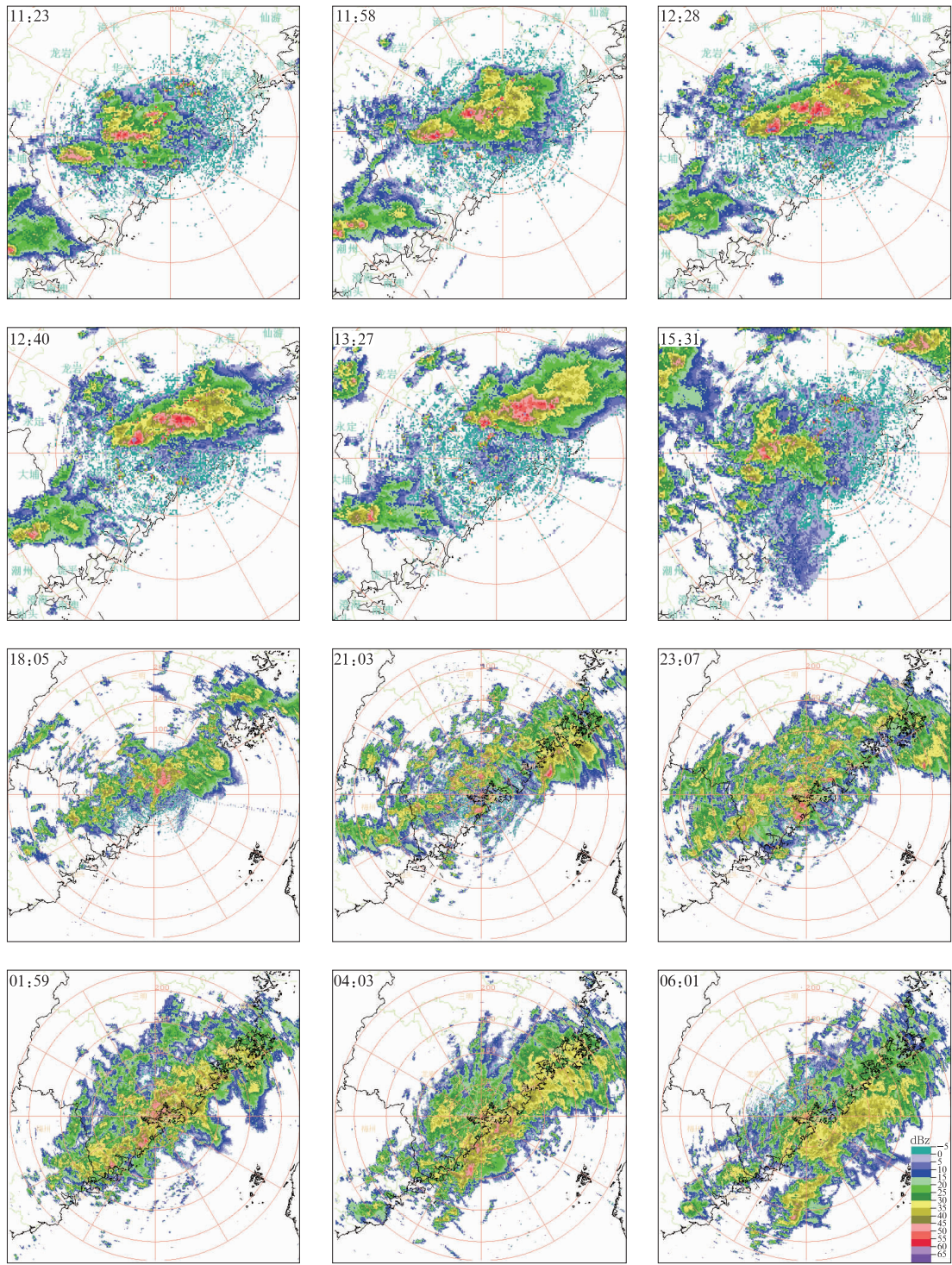


图 3 2016 年 12 月 21—22 日强对流天气过程厦门双偏雷达组合反射率演变图
Fig. 3 Evolution of composite reflectivity of Xiamen dual polarization weather radar echo in 21—22 December 2016



图4 厦门单、双偏雷达及龙岩单偏雷达位置

Fig. 4 Locations of Xiamen single, dual and Longyan single polarization weather radars

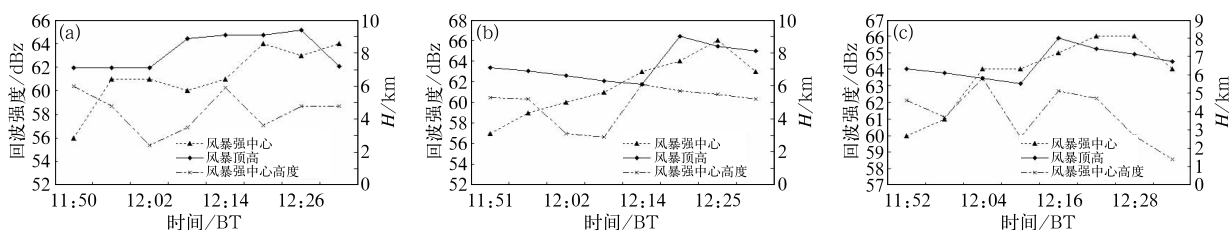


图5 2016年12月21日龙岩(a)、厦门单偏雷达(b)和厦门双偏雷达(c)风暴顶高、强中心及强中心高度变化
Fig. 5 Evolution of hail storm top, center intensity and center height of Longyan single (a), Xiamen single (b) and dual (c) polarization weather radars on 21 December 2016

之比的对数,与粒子总数在不同尺寸上的分布有关,一般来说,冰雹由于在下落过程中不断翻转、摆动,其 Z_{DR} 值趋于0,尺寸较大的大冰雹,其在下落过程中保持自由降落状态, $Z_{DR} < 0$ (曹俊武和刘黎平,2006)。此次过程中,11:58前 0.5° 仰角回波强度 < 55 dBZ,对应 $Z_{DR} < 2$ dB,11:58后随着回波强度增

段,随后回波悬垂向地面扩展,强中心也快速减弱,到12:40回波悬垂发展到地面,强中心也减小到60 dBZ以下,风暴减弱。

3.3 冰雹相态分析

出现三体散射预示着在风暴内部存在大冰雹(直径 > 2 cm),但此次过程地面实况并未监测到大冰雹,与风暴接近雨量站点1 h最大雨量16 mm,Heinselman and Ryzhkov(2006),Picca and Ryzhkov(2010)指出具有双偏振功能的多普勒雷达对冰雹在落地之前是否会完全融化还是部分融化的可能进行判断,因此,通过分析双偏雷达 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 CC 产品可对此过程冰雹相态的变化做出判断。差分反射率 Z_{DR} 表示水平极化和垂直极化回波的反射率因子

强到55~60 dBZ, Z_{DR} 也增强到3~4 dB,12:22 Z_{DR} 增强到3~5 dB,并持续到12:40,后减弱到2~3 dB,12:57再次增强到3~5 dB,之后 Z_{DR} 减弱到2 dB。从低仰角 Z_{DR} 的变化可以看出,过程影响期间低层强回波中心的 Z_{DR} 均为正值,随着回波强度的增强, Z_{DR} 也加强,对应相态可能是冰雹融化形成

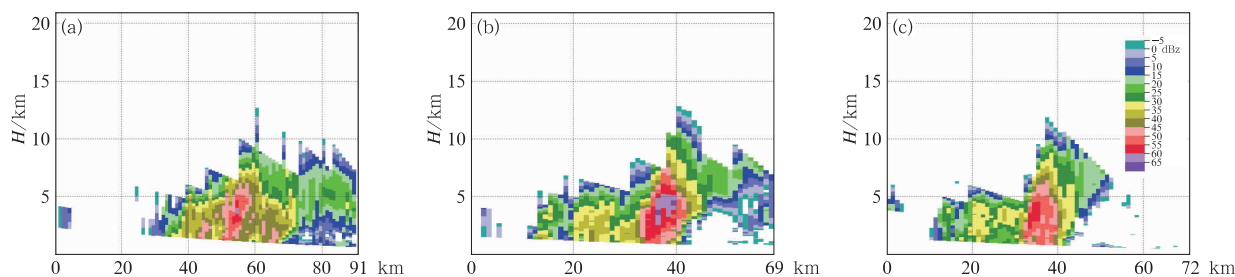


图6 2016年12月21日11:58(a),12:28(b),12:40(c)冰雹的反射率垂直剖面图

Fig. 6 Vertical profiles of hail storm in terms of reflectivity at 11:58 BT (a), 12:28 BT (b), 12:40 BT (c) 21 December 2016

的大雨区或是冰雹外覆有外包水膜(刘黎平等, 1996)。抬高仰角, 11:58 在 3.3° 和 4.3° 仰角(约 3.8~4.7 km 高度)55~60 dBz 的强回波区 Z_{DR} 为 0~0.2 dB, 对应为冰雹区, 12:04 在 6.0° 仰角(约 5.9 km 高度)强回波中心(65 dBz)对应 Z_{DR} 为 -1~0 dB, 12:10 Z_{DR} 为 -1~0 dB 负值区降低到 3.3° 仰角(约 3.4 km 高度)(图 7b), 在此高度以下 Z_{DR} 为正值, 说明冰雹在下落并逐渐融化(刘黎平等, 1996), 地面实况在 12 时左右出现冰雹, 12:22 负值下降到最低 2.4° 仰角(约 2.4 km 高度)(图 7e), 垂直剖面图显示在回波墙 2.4 km 高度以上 Z_{DR} 为负值, 4~6.5 km 的 Z_{DR} 最小值达 -2~-1 dB, 5.0~5.5 km 的 Z_{DR} 最小值达 -3~-2 dB, 2.4~6.5 km 的回波强度 >50 dBz, 说明该区域对应出现了冰雹, 在 2.4 km 以下 Z_{DR} 为 2~3 dB, 应为冰雹融化成大雨滴或外包水膜的小冰雹, 在回波悬垂 5~6 km 的高度上 Z_{DR} 为 1~2 dB 正值区, 对应存在大的过冷雨滴和湿增长的冰雹, 在其正下方 Z_{DR} 为负值后又变为正值, 对应同样为冰雹及融化的小冰雹或大雨滴, 12:20 左右在漳州获取的实况显示冰雹直径 <2 cm。结合高低仰角 Z_{DR} 的变化和探空资料分析, $Z_{DR} < 0$ 、回波强度 >55 dBz 的区域首先出现在 0°C 层(约 4068 m)附近, 后向上向下扩展, 最低高度降

至 2.4 km, 该高度以下 Z_{DR} 转为正值, 此现象说明由于当天干湿球 0°C 高度相当, 融化层厚度厚, 加上午后地面温度超过 20°C , 冰雹首先在 0°C 层附近发展加强, 冰雹在下落过程中逐渐融化成大雨滴或外包水膜的冰雹, 使得地面实况仅出现小冰雹。

相关系数(CC)反映水平偏振和垂直偏振回波功率之间的相关系数, 其大小与粒子的轴比、倾斜角、形状不规则性以及相态有关, 对雷达信噪比较敏感, 也易受到地物杂波和旁瓣回波的影响。曹俊武等(2005)指出若为单一相态的液态水, CC 一般大于 0.95, 小冰雹 CC 一般在 0.9~0.95, 大冰雹和冰水混合区的 $CC < 0.9$ 。此次冰雹过程, 11:52 前 0.5° 仰角 $CC > 0.99$, 11:58 强回波中心加强, CC 略有减小, 到 12:22 强回波中心对应 CC 值为 0.92~0.99, 可对应为降雨和冰雹的混合区, 抬高仰角 CC 值进一步降低, 4.3° 仰角 CC 低于 0.8(图 8), 对应为冰雹区。12:34 除 6.0° 高仰角的 $CC < 0.8$ 外, CC 又逐渐加大, 说明主要的降雹时间出现在 12:04—12:40。综合以上分析可以看出, 11:58—12:22 为冰雹加强发展并下落的阶段, 经过较厚的融化层, 冰雹下降到地面时形成大雨滴及外包水膜融化的小冰雹。

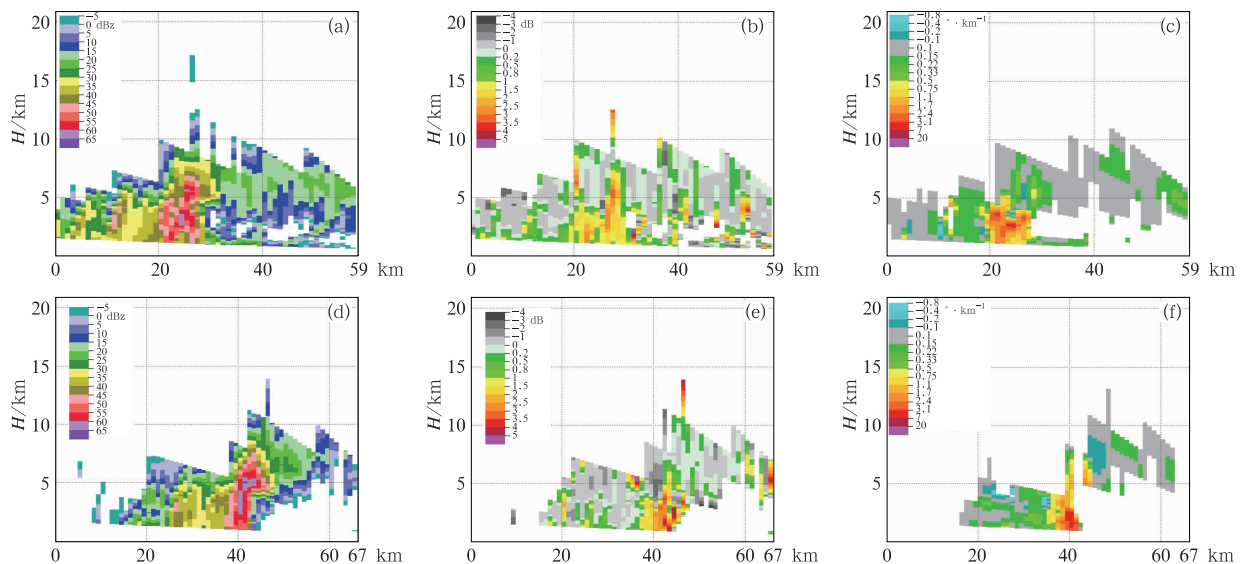


图 7 2016 年 12 月 21 日 12:10(a,b,c)和 12:22(d,e,f)回波强度(a,d)、 Z_{DR} (b,e)和 K_{DP} (c,f)剖面图

Fig. 7 Vertical profiles of hail storm in terms of reflectivity (a, d), Z_{DR} (b, e) and K_{DP} (c, f) at 12:10 BT (a, b, c) and 12:22 BT (d, e, f) 21 December 2016

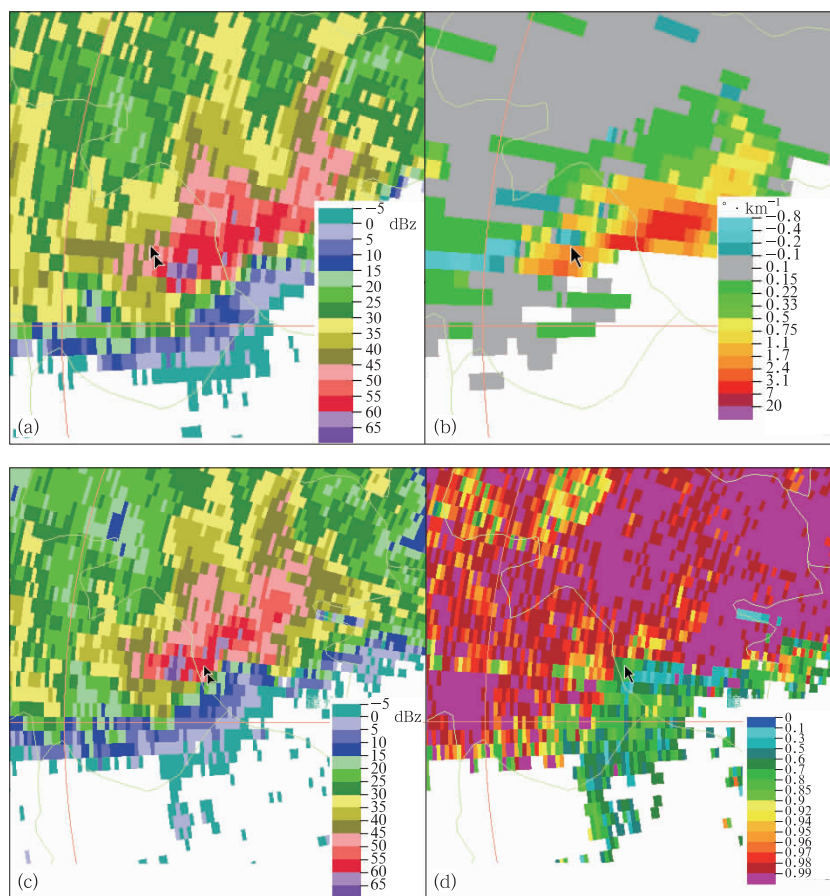


图8 2016年12月21日12:22 3.3°基本反射率(a)和 K_{DP} (b)、
4.3°基本反射率(c)和 CC(d)
(图中箭头或双箭头表示同一位置)

Fig. 8 Reflectivity (a), K_{DP} (b) at 3.3° and reflectivity (c),
CC (d) at 4.3° at 12:22 BT 21 December 2016
(The arrow or double arrows represent the same position)

差分相移率 K_{DP} 是指在特定距离内水平偏振回波和垂直偏振回波相位之间的差值,表征不同偏振在传播路径上,因传播系数不同引起的相位变化,冰雹的 K_{DP} 在零值附近(曹俊武和刘黎平,2006)。需要指出的是,由于 K_{DP} 产品计算与 CC 相关,当 $CC < 0.9$ 时,不计算 K_{DP} , K_{DP} 产品会出现一些“空洞”的区域(图7),即在对应雷达回波的地方, K_{DP} 上没有数据。由于大冰雹的 CC 通常 < 0.9 ,因此, K_{DP} 产品在分析冰雹演变时有缺陷,但可以对小冰雹进行判断,分析 K_{DP} 变化,11:46 前 0.5° 仰角强回波中心 K_{DP} 对应为 $0.5 \sim 1.7^\circ \cdot \text{km}^{-1}$,12:16 强中心增加到 $3 \sim 7^\circ \cdot \text{km}^{-1}$,12:34—12:40 强中心后侧钩状回波处(回波强度 $45 \sim 50 \text{ dBz}$)出现 $-0.4 \sim -0.1^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ 的负值区,可判断该区域对应为降雹区域。同样抬高仰角,12:04 在 6.0° 仰角强中心对应

的 K_{DP} 为 $-0.8 \sim -0.2^\circ \cdot \text{km}^{-1}$,对应为冰雹生成区域,12:10 零值区域下降到 4.3 km (图7c),12:22 下降到 3.3° 仰角(图8a),强回波中心(60 dBz)对应 K_{DP} 为 $-0.4 \sim -0.1^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ 的小值区,说明此时冰雹在下落,低层位于低层钩状回波的前沿,大的回波强度梯度区处,分析的结果与 Z_{DR} 分析的结果一致。

12:22—12:28 在 6.0° 仰角约 5 km 的高度出现三体散射现象(图9),在反射率图上表现为长钉从强回波区沿径向伸展,是雷达发射的电磁波的一部分被冰雹向四周散射,其中散射到地面的电磁波经地面反射后,部分能量再次被冰雹散射回雷达天线形成的回波,由于经过冰雹的二次散射和地面反射,回波强度通常 $< 20 \text{ dBz}$ (朱敏华等,2006)。Picca et al (2010)对双偏振的三体散射进行了定义:三体散射开始于冰雹核强反射率因子的后侧出现的大 Z_{DR} 和

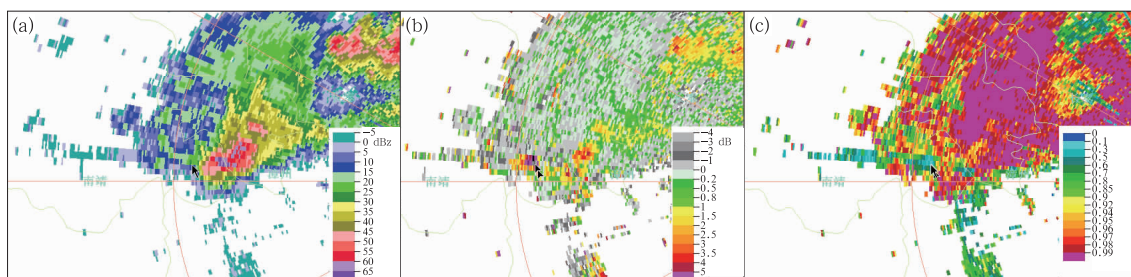


图 9 2016 年 12 月 21 日 12:22 6.0°仰角基本反射率(a)、 Z_{DR} (b)和 CC(c)

(图中箭头或双箭头表示同一位置)

Fig. 9 Reflectivity (a), Z_{DR} (b) and CC (c) at 6.0° at 12:22 BT 21 December 2016

(The arrow or double arrows represent the same position)

小的 CC 处。Picca and Ryzhkov(2012)指出,三体散射的 Z_{DR} 主要由水平和垂直偏振散射的比例、地面水平和垂直极化的散射截面以及水平和垂直方向的衰减因子三个影响因素决定,这三个因素是入射角的函数,当入射角为 0 时, Z_{DR} 主要由水平和垂直偏振散射的比例决定, Z_{DR} 表现为正值,随着入射角增大, Z_{DR} 表现为负值。与上述两篇文献分析类似,在此次过程中,在强回波(>60 dBz)向外伸展回波强度 15~20 dBz 对应的 Z_{DR} 区出现由 $-7 \sim -2$ 到 $3 \sim 7$ dB 的突变区,并且 $CC < 0.7$ (图 9 箭头处),该区域距强回波中心的距离与强回波离地面的高度相当,也是三体散射强度较大的区域,在此区域向外延伸 Z_{DR} 值大部分为负值,长钉的长度分别为 20.41、16.12 km。由于三体散射现象是电磁波经地面反射后由冰雹再次散射形成的,其 Z_{DR} 值与纯地物的 Z_{DR} 特征相似,即 Z_{DR} 表现为正负值,相关系数也较气象回波偏小(杜牧云等,2013)。

3.4 短时强降水分析

21 日 12 时至 22 日 05 时,共计 189 站次出现雨量 $>20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水,其中 18 个站次出现 $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水,最大 $36 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。从

单偏雷达分析可以看出,短时强降水对应强回波中心在 50~55 dBz,强中心高度大部分维持在 4 km 以下。选取距厦门双偏雷达 60 km 范围内 8 个雨量超过 $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的自动站资料,统计自动站点对应点 1.5°仰角的反射率因子 Z_H (离地面高度约 0.83~1.58 km)与 Z_{DR} 、 K_{DP} 的关系(图 10),可以看出,与午后产生冰雹的对流单体不同, Z_{DR} 维持在 0.12~2.06 dB,随着反射率因子 Z_H 的增大, Z_{DR} 值随之增大,当回波强度 >45 dBz 时,82.4%的 $Z_{DR} > 1$ dB,说明造成强降雨的降水粒子较大,直径大约在 1~2 mm 左右; K_{DP} 维持在 $0.5 \sim 2.2^\circ \cdot \text{km}^{-1}$,同样表现出随着 Z_H 的增大, K_{DP} 值随之增大,说明降水粒子尺寸增加,水平和垂直偏振雷达回波的相位变化增大,当回波强度 >45 dBz 时,76.5%的 $K_{DP} > 1^\circ \cdot \text{km}^{-1}$; CC 均 >0.97 ,与强降水对应的特征一致(刘黎平,2002)。

4 结 论

(1) 21 日 08 时福建南部沿海地面处于冷锋前倒槽暖区内,有利的对流条件位于广东北部,午后随着低层由东南气流转为西南气流,并伴有风速辐合,

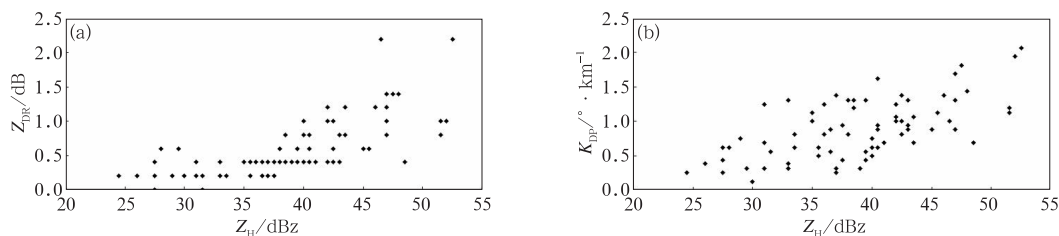


图 10 $Z_H - Z_{DR}$ (a)和 $Z_H - K_{DP}$ (b)散点图

Fig. 10 Scatter diagrams of $Z_H - Z_{DR}$ (a) and $Z_H - K_{DP}$ (b)

有利的对流条件传至福建南部沿海,午后的对流天气是在西南气流暖湿强迫背景下产生的。到20时低层切变已南压至福建省中部,地面有明显的锋区南压,高层湿层加大,夜间转为显著冷暖平流导致的斜压锋生和辐合抬升动力强迫形成的斜压锋生类强对流天气。

(2) 雷达资料分析显示,单偏和双偏雷达强回波演变趋势相同,三体散射出现在中高层,说明有大冰雹出现在高层,双偏振雷达 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 CC 产品显示,首先在 0°C 层附近强回波中心处的 $Z_{DR} < 0$,后向上向下发展,随着 Z_{DR} 进一步减小, $CC < 0.8$,说明明显冰雹特征首先表现在 0°C 层附近,冰雹在下降过程中, Z_{DR} 、 K_{DP} 由负值转为正值, CC 逐渐加大,说明冰雹逐渐融化成大雨滴或外包水膜的冰雹,低仰角钩状回波处的 K_{DP} 出现小值区对应为降雹区域,该现象主要原因是:探空分析显示的干湿球 0°C 层高度相当,融化层厚度厚,加上午后地面温度超过 20°C ,冰雹在下降过程中逐渐融化成小冰雹。分析结果与地面观测实况一致。三体散射回波强度 $15 \sim 20 \text{ dBz}$ 区域,对应的 Z_{DR} 出现由负极值到正极值的突变区, $CC < 0.7$,呈现明显非气象回波的特征。

(3) 此次过程短时强降水对应回波强度持续在 $50 \sim 55 \text{ dBz}$,强中心高度维持在 4 km 以下,短时强降水对应 Z_{DR} 、 K_{DP} 随反射率因子的增大而增大, $CC > 0.97$; 回波强度 $> 45 \text{ dBz}$ 时, 82.4% 的 $Z_{DR} > 1 \text{ dB}$, 76.5% 的 $K_{DP} > 1^{\circ} \cdot \text{km}^{-1}$,说明强降雨是由大量粒子较大的雨滴造成的。

参考文献

- 曹俊武,刘黎平,2006. 双线偏振多普勒天气雷达识别冰雹区方法研究[J]. 气象,32(6):13-19.
- 曹俊武,刘黎平,葛润生,2005. 模糊逻辑法在双线偏振雷达识别降水粒子相态中的研究[J]. 大气科学,29(5):827-836.
- 杜牧云,刘黎平,胡志群,等,2013. 双线偏振多普勒雷达资料质量分析[J]. 气象学报,71(1):146-158.
- 冯晋勤,俞小鼎,蔡菁,等,2017. 福建春季西南急流暖湿强迫背景下的强对流天气流型配置及环境条件分析[J]. 气象,43(11):1354-1363.
- 胡志群,刘黎平,楚荣忠,等,2008. X波段双线偏振雷达不同衰减订正方法对比及其对降水估测影响研究[J]. 气象学报,66(2):251-261.
- 刘黎平,2002. 双线偏振多普勒天气雷达估测混合区降雨和降雹方法的理论研究[J]. 大气科学,26(6):761-772.
- 刘黎平,钱永甫,王致君,1996. 用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布[J]. 气象学报,54(5):590-599.
- 马建立,何晖,金永利,等,2008. 用X波段双偏振雷达资料对一次人工消减雨效果的分析[J]. 气象,34(S1):150-152.
- 吴志根,杨礼敏,王勤典,等,2010. 移动X波段双线偏振多普勒气象雷达及其关键技术分析[J]. 气象,36(8):126-133.
- 许爱华,孙继松,许东蓓,等,2014. 中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征[J]. 气象,40(4):400-411.
- 俞小鼎,2014. 关于冰雹的融化层高度[J]. 气象,40(6):649-654.
- 郑佳锋,张杰,朱克云,等,2014. 双偏振天气雷达测雨误差及水凝物识别分析[J]. 气象科技,42(3):364-372.
- 朱敏华,俞小鼎,夏峰,等,2006. 强烈雹暴三体散射的多普勒天气雷达分析[J]. 应用气象学报,17(2):215-223.
- Aydin K, Singh J, 2004. Cloud ice crystal classification using a 95-GHz polarimetric radar[J]. J Atmos Ocean Technol, 21(11):1679-1688.
- Bringi V N, Seliga T A, Aydin K, 1984. Hail detection with a differential reflectivity radar[J]. Science, 225(4667):1145-1147.
- Hall M P M, Goddard J W F, Cherry S M, 1984. Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar[J]. Radio Sci, 19(1):132-140.
- Heinselman P L, Ryzhkov A V, 2006. Validation of polarimetric hail detection[J]. Wea Forecasting, 21(5):839-850.
- Picca J C, Ganson S M, Ryzhkov A V, et al, 2010. Three-body scattering signatures in polarimetric radar data[R]. NOAA/NSSL Rep, 12.
- Picca J C, Ryzhkov A V, 2010. Polarimetric signatures of melting hail at S and C bands. Detection and short-term forecast[C]// Preprints, 26th Conference on Interactive Information and Processing Systems (IIPS) for Meteorology, Oceanography, and Hydrology. Atlanta: American Meteorological Society, 10B. 4.
- Picca J C, Ryzhkov A V, 2012. A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma city extreme hailstorm[J]. Mon Wea Rev, 140(4):1385-1403.
- 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.
- Straka J M, Zrnić D S, Ryzhkov A V, 2000. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations[J]. J Appl Meteor, 39(8):1341-1372.