

刘帆,高萌,王瑾婷.不同波段雷达在咸阳冰雹过程中的应用分析[J].陕西气象,2021(2):9-16.

文章编号:1006-4354(2021)02-0009-08

不同波段雷达在咸阳冰雹过程中的应用分析

刘帆^{1,2},高萌¹,王瑾婷¹

(1.咸阳市气象局,陕西咸阳 712000;

2.陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室,西安 710016)

摘要:利用常规气象观测资料、探空资料、NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 网格点逐 6 h 再分析资料、西安 C 波段新一代天气雷达和旬邑 X 波段双偏振天气雷达资料,对 2018 年 6 月 13 日发生在咸阳北部的一次冰雹天气进行雷达回波特征和成因分析。结果表明,该次冰雹发生在高层冷空气下滑、中低层存在辐合上升运动的环境背景下,降雹出现在冷涡底部后部,较强对流不稳定能量、较好的热力不稳定条件和一定的垂直风切变为冰雹的发生提供了有利条件。西安 C 波段雷达和旬邑 X 波段雷达的反射率因子均表现出冰雹的弱回波区和三体散射特征,但两部雷达的回波特征有所差别:在同一高度上旬邑 X 波段雷达的回波强度比西安 C 波段雷达的弱;VIL 的骤增、差分反射率因子 Z_{DR} 、差分传播相移因子 K_{DP} 、零延迟相关系数 R_{HV} 等偏振参量对冰雹的指示性也较好,当 VIL 最大值达到 40 kg/m^2 、密度高于 3.5 g/m^3 , Z_{DR} 为 0 或负值, R_{HV} 迅速降低, K_{DP} 接近于 0,可判定冰雹生成。

关键词:冰雹;双线偏振天气雷达;回波特征;偏振参量

中图分类号: P412.25; P458.121.2

文献标识码: A

陕西关中北部处于关中平原向黄土高原的过渡地带,地形复杂,强对流天气尤其是冰雹等灾害性天气发生频繁。西安新一代多普勒天气雷达对冰雹的识别有很好的效果,但在判别冰雹上存在一定的缺陷,很难直接辨别降水回波和冰雹回波^[1]。而双偏振雷达可以通过探测到的基本反射率等原始数据反演出一些新的物理量,如差分反射率因子 Z_{DR} 、差分传播相移 K_{DP} 、零滞后相关系数 R_{HV} 等参量,了解降水粒子的形态与形状,从而提高雷达定量估测降水和识别冰雹的准确率^[2-3]。

国内外气象工作者从环境条件和雷达的回波特征进行了研究。发生对流的有利条件为中层干冷空气叠加在低层暖湿气流之上^[4],而强冰雹发生前对流层存在暖干层结^[5]。上升气流极大值高度高于 0°C 层高度,有利于形成冰雹,陕西的 0°C

层高度在 4 km 左右^[6]。降雹前地面至高空风存在顺滚流特征^[7],深层的垂直风切变构成了冰雹产生的有利环境条件^[8];降雹前地面气温较高时,冰雹在下降过程中融化较快,观测到的冰雹强度就较弱^[9]。随着探测技术的发展,利用双偏振天气雷达产品对冰雹的监测和分析取得了大量成果。Seigla 等^[10]最先提出了利用分集偏振雷达测量差分反射率 Z_{DR} 。Bring 等^[11]研究发现冰雹形状和下落习性与雨滴存在较明显差异,在雷达探测过程中发现冰雹区的反射率较高,而 Z_{DR} 值却明显偏低或者接近于零。张鸿发等^[12]分析了 4 例强对流冰雹演变过程中的偏振参量变化,结果表明 Z_H 和 Z_{DR} 等参量对判别冰雹有明显优势。钟晨等^[13]利用 C 波段双偏振天气雷达对降雹过程进行回波演变和雷达产品分析,发现差分反射率因子、传播常数、自相关系数等双偏振参量可以

收稿日期:2020-06-12

作者简介:刘帆(1988—),女,汉族,陕西高陵人,工程师,硕士,主要从事短期天气预报及研究。

基金项目:中国气象局预报员专项项目(CMAYBY2019-118);陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室开放研究基金(2020G-15)

直接有效地在降雹前判断冰雹区。孙丝雨等^[14]通过对一次降雹过程中双偏振雷达的偏振参数进行分析,当雷达回波强度较强且高度较高, Z_{DR} 接近于0, K_{DP} 和 R_{HV} 等忽然较小时可判定为冰雹云。前人的研究拓展了双线偏振雷达在强对流天气中的应用,尤其是在冰雹识别上的思路。陕西省咸阳市2016年开始投入使用旬邑X波段双偏振天气雷达,并开展业务应用。本研究利用常规探空资料和NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 网格点逐6h再分析资料研究咸阳北部地区的一次降雹过程,并对西安C波段新一代天气雷达和旬邑X波段双偏振天气雷达的冰雹回波特征进行了对比,凝练本地降雹天气的雷达回波特征指标,为冰雹监测预警和人影作业提供更多的技术支持。

1 天气过程概况

2018年6月13日下午,陕西省咸阳市东部的淳化县和泾阳县出现了短时强降水、冰雹和大风等强对流天气(图1),降雨和降雹主要集中在15—17时,其中淳化县卜家、铁王和固贤镇先后出现冰雹,冰雹最大的地区为固贤镇(直径为8mm)出现时间为15:20—15:30。据观测,伴随

冰雹还出现了短时强降水和大风。此次强对流天气过程冰雹较弱,但对流云团发展速度快、局地性较强、局地短时降雨强造成咸阳北部苹果的品质受损,经济损失严重。



图1 2018-06-13T12—20 咸阳地区降雹落区及降水量(单位:mm)

从地面自动气象站的观测数据(图2)来看,15:00—16:00淳化县固贤站气温骤降,气温降幅达到 15°C 左右,地面极大风速由 7.4 m/s 增加至 14.9 m/s ,风向从偏西风转为北风。

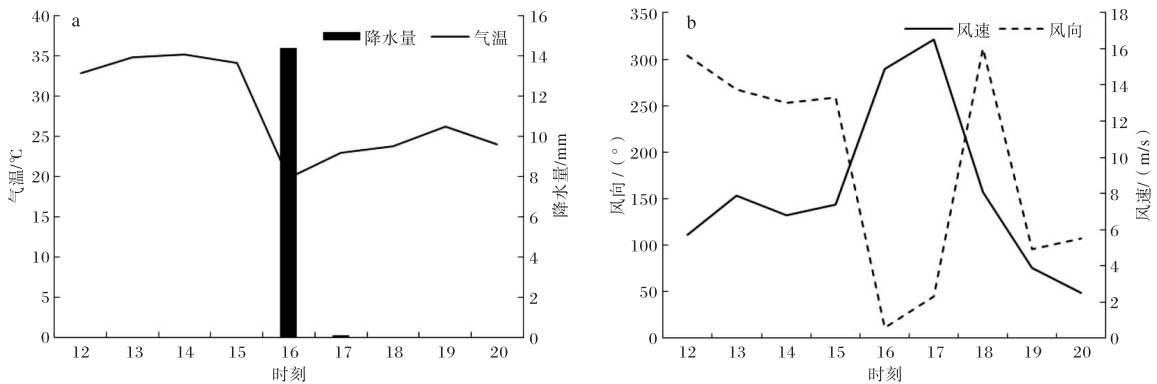


图2 2018-06-13 淳化县固贤站气象要素演变

14时造成此次冰雹的对流单体在咸阳市东北部生成并向西南移动、发展,之后该对流单体北部一直有新的对流单体生成、发展、合并,形成了尺度为 40 km 左右的更大对流云团,且逐渐向南发展;16时淳化北部的对流单体范围不断扩大,与前面的对流云团连成一片;17时对流云团减弱继续向南移动;19时该对流云团移出咸阳市。

2 天气背景分析

2.1 主要形势及影响系统

6月13日08时500 hPa高空图(图略)上,亚洲中高纬呈“西高东低”的天气形势,贝加尔湖以东至东北地区有冷涡东移南压,其底部形成东北—西南向的冷槽,影响整个东北、华北地区,陕西处于东北冷涡底部的西北气流控制。从该时刻中尺度天气分析图(图3a)可以看出,500 hPa上

温度槽落后于高度槽,高空冷空气较强。700 hPa 切变线位于甘肃东部。850 hPa 上在陕北北部至山西南部一线存在切变线,其南侧陕南和关中南部分为“上干下湿”配置,有利于垂直上升运动的发展。地面上关中东部分存在辐合线,亦有明显的中尺度辐合,导致该次强对流的发生和发展。从环流形势综合配置可以看出,此次降雹过程的环流形势属于高空冷涡型,即发生在典型的西高东低环流形势背景下,高层冷空气下滑,中低层有辐合上升运动,冰雹出现在冷涡底部。

垂直速度可以反映出气块在垂直方向的运动情况。从冰雹云移动方向(108°E、35°N)的垂直速度高度—时间剖面(图 3b)可以看出,从 6 月 12

日 20 时开始,咸阳北部上空 900~600 hPa 存在上升运动,13 日 08 时开始上升速度迅速增大,大值中心位于 850~600 hPa。13 日 14 时咸阳中低层维持负值区,咸阳北部出现了 -0.8×10^{-2} hPa/s 的上升速度大值区,大值中心上升至 700~600 hPa;500 hPa 以上咸阳上空均为正速度,表明在高层为下沉气流,中低层为上升气流,且上升气流更为深厚。西安探空站的 0 °C 层高度 4 690 m,咸阳北部地形高度约为 1 100 m,说明北部 0 °C 高度距地面高度为 3 500 m 左右,较强的上升气流将近地面层不稳定能量抬升至 0 °C 高度,同时强上升区位于 0 °C 附近,有利于冰雹的生成和发展。

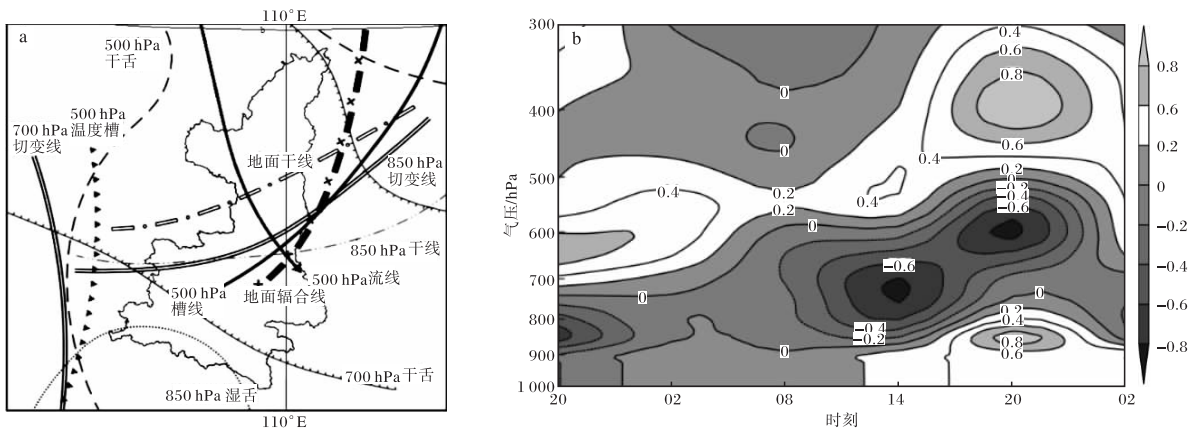


图 3 2018-06-13T08 高低空形势配置(a)和 2018-06-12T20—14T02 降雹区垂直速度时间剖面(b,单位为 10^{-2} hPa/s)

2.2 探空分析

为了分析此次冰雹出现时的不稳定能量和层结条件,计算西安探空站 08 时对流条件参数(表 1)。可以看出,低层存在逆温,逆温层顶在 912 hPa,逆温层顶温度为 25 °C。由于逆温的存在,08:00 的对流抑制能量 CIN 值达到 839.9 J/kg,且对流有效位能 CAPE 值接近于 0 J/kg。用 14:00 气温、露点温度进行订正后,CAPE 值增加到 694.3 J/kg,说明

整层大气具有很大的不稳定能量,利于对流的发展。500 hPa 和 850 hPa 的温差($\Delta T_{(500-850)}$)为 -30.3 °C,上冷下暖的强温差形成强的热力不稳定层结,有利于深对流发生^[15]。垂直风场配置上表现为地面东北风,低层西南风,高层西北风的顺时针滚流,强的垂直风切变(13 m/s)有利于对流运动的发展;但降雹当日 0 °C 层高度和 -20 °C 层高度相对偏高,两层厚度偏小,对大冰雹发展不是很有利^[16]。

表 1 2018-06-13T08 西安站对流条件参数

K 指数/°C	CAPE 值/(J/kg)	订正后 CAPE 值/(J/kg)	$\Delta\theta_{se(500-850)}/^{\circ}\text{C}$	逆温层顶高度/hPa
22.5	0.4	694.3	-10.38	912
逆温层顶温度/°C	$\Delta T_{(500-850)}/^{\circ}\text{C}$	0~6 km 风切变/(m/s)	0 °C 层高度/m	-20 °C 层高度/m
25.6	-30.3	13.16	4 690	7 762

3 雷达特征分析

3.1 雷达回波特征

从西安 C 波段雷达 1.5° 仰角的基本反射率因子图上可以看到, 15:10 开始对流回波从铜川向南移至淳化境内, 最大反射率因子为 53 dBz; 之后反射率因子逐渐增加, 15:20 反射率因子增加至 63 dBz, 且强反射率因子向上延伸至 4 km 以上。从 15:20 0.5° 、 1.5° 、 3.4° 仰角的反射率因子图和 1.5° 仰角的径向速度图来看(图 4, 见第 13 页), 0.5° 仰角上双箭头指向低层弱回波区和低层入流区, 且在低层入流方向一侧有明显的反射率因子梯度大值区, 而在 3.4° 仰角上, 箭头前方是超过 60 dBz 的强回波中心, 强回波后侧出现了“三体散射”特征, 回波在垂直方向倾斜, 即在低层存在弱回波区。

X 波段雷达波长更短、分辨率更高, 能展现出与 C 波段雷达不同的回波特征, 亦能反映对流单体更细微的回波特征。从旬邑 X 波段双偏振雷达的基本反射率因子图(图 5, 见第 13 页)可以看出, 15:18 对流单体移动至淳化县, 回波中心强度达到 60 dBz, $0.5\sim 5.25^\circ$ 仰角上均出现了三体散射长钉, 在 1.45° 仰角(图 5a)上, 长钉的长度为 14 km, 对流单体后部出现 V 型槽口(箭头所指方向), 箭头前方是低层弱回波区, 而在 5.25° 仰角(图 5b)箭头前面是超过 50 dBz 的强回波中心, 即在低层的弱回波区之上有强回波悬垂。为了更清楚地显示该单体的垂直结构, 沿图中红线位置做垂直剖面(图 5e), 可以看出 -20°C 层高度约为 7 km, 而此时 50 dBz 已经扩展到 8 km 左右, 强回波在剖面图上也出现了高层悬垂, 存在与强入流和强上升运动对应的弱回波区, 具有明显的回波墙。速度图上, 1.45° 仰角(图 5f)上单体出现了气旋式辐合, 而 6.20° 仰角上可见风暴顶辐散, 辐散中心位置对应高度约为 9 km。

15:25 回波(图 5c)在向南移动过程中强回波范围减弱, 反射率因子中心强度维持在 60 dBz 以上, $0.5\sim 3.35^\circ$ 仰角上还可见三体散射长钉, 但回波顶高降低为 9 km, 50 dBz 扩展高度下降到 7 km, VIL 值降低至 28 kg/m^2 左右, 气旋式辐合

仅出现在 0.5° 仰角(图 5g)上。15:32 对流单体继续向南移动, 反射率因子略有减弱(图 5d), 强回波中心降低, 回波范围也逐渐减弱, 未见明显三体散射现象, 低层 0.5° 仰角(图 5h)速度图上可见辐散特征, 回波有减弱消散的趋势。15:54 对流单体的中心回波强度已经降至 35 dBz 以下, 移出淳化县。

对比分析旬邑 X 波段雷达和西安 C 波段雷达 0.5° 仰角上的反射率因子数据(图 6, 见第 13 页), 发现此次降雹过程中两部雷达反射率因子变化规律相似, 但 X 波段雷达相对于 C 波段雷达反射率因子偏小; 同时, 两部雷达均出现了高强反射率因子和弱回波区等冰雹特征, 发展旺盛时冰雹云回波强度在旬邑雷达上达到 55 dBz, 而在西安雷达可达到 60 dBz 以上, 这可能是由于大粒子对 X 波段雷达的衰减作用造成的。

3.2 垂直液态水含量

垂直液态水含量(VIL)能确定大多数强风暴位置, 它的大小反映了风暴发展的强弱, VIL 的大小与最大反射率和垂直高度有关^[17]。冰雹云区别于雷雨云的一个重要特征就是 VIL 存在“爆发式增长及突然降低”^[18]。盛夏时节对流单体往往发展很高但不会产生冰雹, 因此 Amburn et al^[19]定义了 VIL 密度, 即垂直液态水含量 VIL 与风暴回波顶高度 ET 之比。

从 6 月 13 日冰雹过程中对流单体的最大反射率因子 R_{\max} 、VIL 最大值和 VIL 密度随时间变化(图 7, 见第 13 页)可以看出, VIL、VIL 密度和 R_{\max} 的演变趋势一致。在对流发展初期(14:41), VIL 值只有 11 kg/m^2 , 对应的最大反射率因子为 40 dBz。随着对流发展反射率因子和 VIL 值均逐渐增大, 15:03 时 VIL 最大值增加到了 30 kg/m^2 。之后的一个体扫(15:11) VIL 出现了明显的跃增, VIL 最大值增大至 40 kg/m^2 , 跃增量达到 16 kg/m^2 。说明 VIL 的跃增对降雹有明显的指示意义, 跃增较降雹时间提前时间了 19 min。此时对应的 VIL 密度为 3.5 g/m^3 , 之后 3 个体扫 VIL 密度均大于 3 g/m^3 , 说明风暴内部有大的或者高浓度粒子对反射率有贡献^[20]。

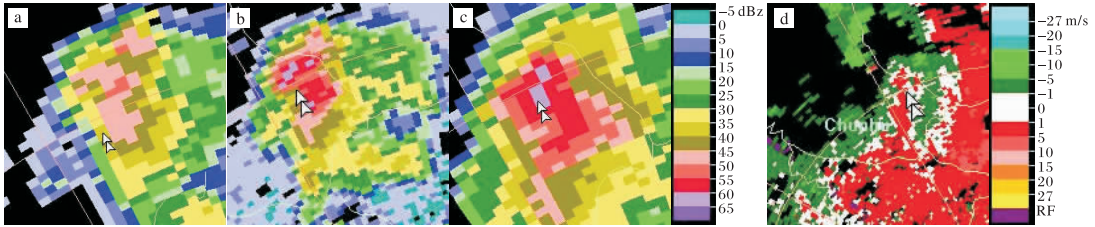


图4 2018-06-13T15:20 西安 C 波段雷达反射率因子(a 为 0.5°仰角, b 为 1.5°仰角, c 为 3.4°仰角)和 1.5°仰角径向速度图(d)(双箭头指示同样的地理位置)(文见第 12 页)

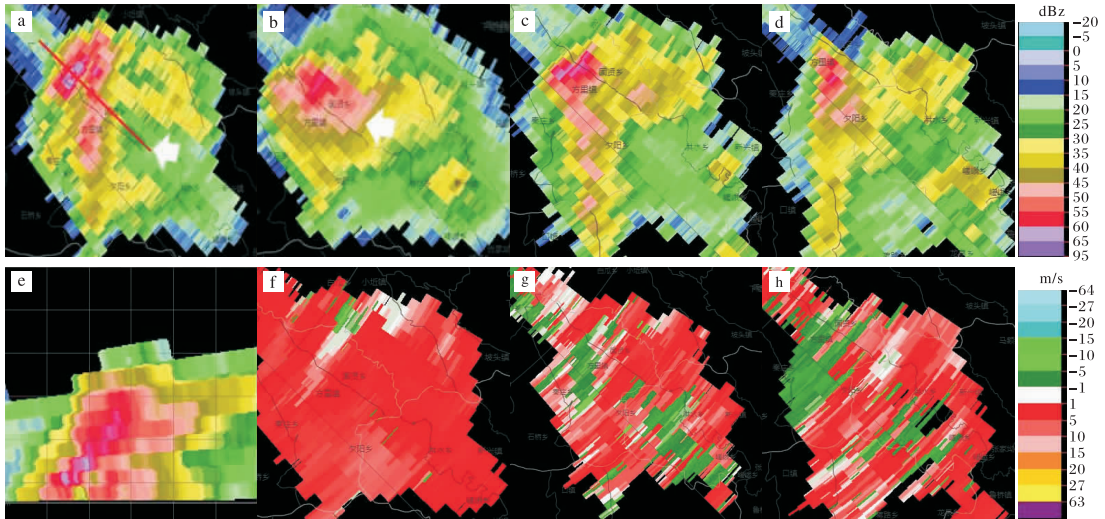


图5 2018-06-13 的反射率因子(a 为 15:18, 1.45°仰角; b 为 15:18, 5.25°仰角; c 为 15:25, 1.45°仰角; d 为 15:34, 1.45°仰角)、反射率因子垂直剖面(e)和径向速度图(f 为 15:18, 1.45°仰角; g 为 15:25, 0.5°仰角; h 为 15:34, 0.5°仰角)(文见第 12 页)

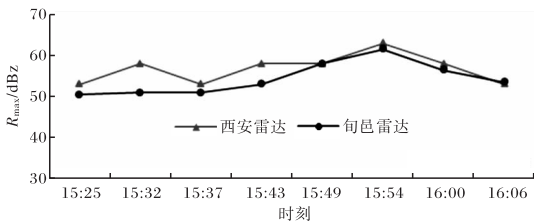


图6 旬邑 X 波段雷达和西安 C 波段雷达 0.5°仰角最大反射率因子随时间变化(文见第 12 页)

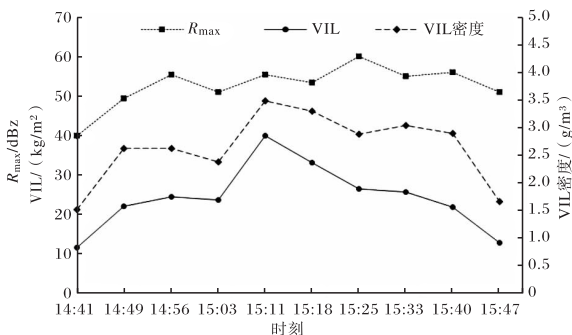


图7 2018-06-13 旬邑 X 波段雷达 VIL 值和 VIL 密度随时间变化(文见第 12 页)

4 X 波段雷达偏振参量分析

旬邑 X 波段双偏振雷达相比西安多普勒雷达除了能探测云和降水的反射率因子外,还可以测定差分反射率因子(Z_{DR})、差分传播相移因子(K_{DP})、零延迟相关系数(R_{HV})等偏振参量。通过反演这些参数,还可以判断粒子的形状与相态分布,确定雨滴谱参数等,从而提高雷达定量估测降水和识别冰雹的准确率^[21-22]。

4.1 偏振参量的表现特征

差分反射率因子 Z_{DR} 是表征粒子水平和垂直方向比例大小的物理量^[22]。一般而言,纯液态水的 Z_{DR} 值通常大于 0,变化范围在 0~4 dBz 之间,与水平反射率因子 Z 成正相关,而与周围雨区较大的 Z_{DR} 相比,冰雹的 Z_{DR} 值一般在 0 dBz 左右,同时 Z 为一个高值区。零延迟相关系数 R_{HV} 则表征偏振波信号水平和垂直方向的相关性。形状一致、相态越单一的粒子群 R_{HV} 数值越大。

图 8 是 0.5° 仰角最大反射率因子对应的 Z_{DR} 和 R_{HV} 时间演变图。15:10 对流单体发展, 反射率因子达到 55 dBz, 而 Z_{DR} 值最大在 3 dBz 左右, R_{HV} 值在 0.97 以上, 说明该时刻降水粒子为液态降水的可能性很大。15:18 反射率因子强度增加至 62 dBz, 该处 Z_{DR} 值大幅下降至 $1 \sim -1$ dBz 之

间, R_{HV} 值下降至 0.94 左右, 说明此时为固液混合态水凝物。15:25 反射率因子强度维持在 60 dBz 以上, 但 Z_{DR} 值降低, 出现大片负值区, R_{HV} 值迅速下降至 0.88~0.94, 表明有冰雹或者冰晶存在。这与降雹区域和降雹时间对应较好, 说明 Z_{DR} 和 R_{HV} 的变化可以反映出冰雹特征。

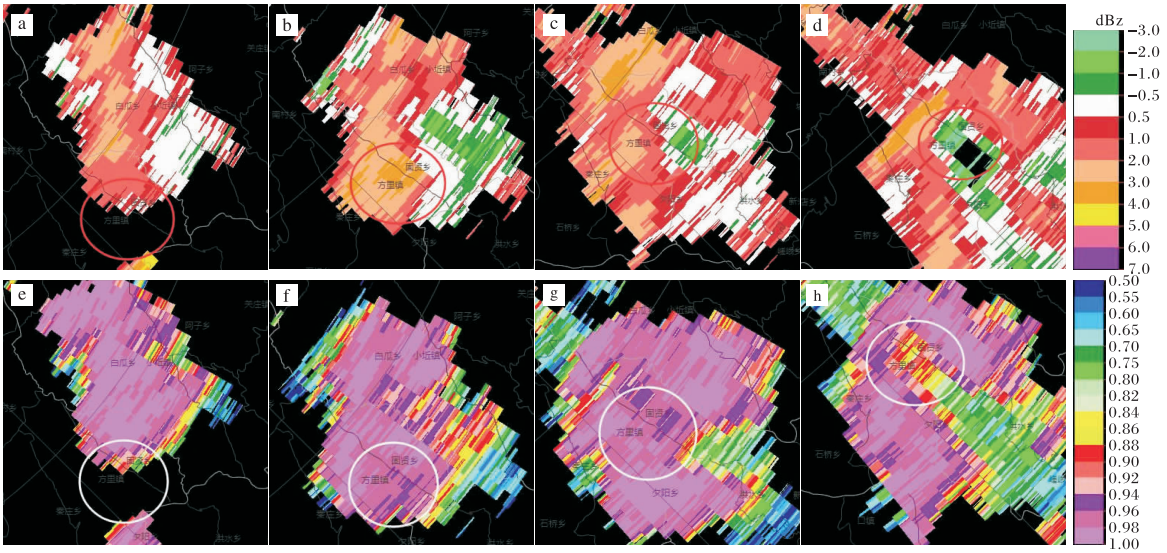


图 8 2018-06-13 的 0.5° 仰角 Z_{DR} (a 15:03; b 15:10; c 15:18; d 15:25) 和 R_{HV} (e 15:03; f 15:10; g 15:18; h 15:25) 的时间变化(圆圈内为冰雹天气发生地, 下同)

差分传播相移因子 K_{DP} 是表征偏振波在水平和垂直方向上传播单位距离后发生的相位变化差值的物理量。一般来说, 它只依赖于粒子的数密度, 降雨强度越大, K_{DP} 越大, 而纯冰雹的 K_{DP} 值近似为 0^[19]。在 0.5° 仰角上(图 9a)最大反射率因子对应的 K_{DP} 值达到 $4.9(^{\circ})/\text{km}$, 反映出降水强度较大, 1.5° 仰角上(图 9b)该区域的 K_{DP} 值为 $0 \sim$

$1.3(^{\circ})/\text{km}$, 说明液态水含量降低, 可能有冰雹存在。而在 2.4° 以上仰角(图 9c 和图 9d)存在大范围的 K_{DP} 接近于 0 的小值区, 表明有干冰雹存在。这可能是由于越接近地面, 温度越高(15 时地表温度 19.2°C), 冰雹粒子在下降过程中融化, 降水为软雹或雨滴和冰雹粒子的混合物造成的缘故^[23]。



图 9 2018-06-13T15:25 0.5° (a)、 1.45° (b)、 2.4° (c) 和 3.35° (d) 仰角的 K_{DP}

4.2 冰雹粒子的识别特征

X 波段双偏振多普勒天气雷达采用模糊逻辑算法对强对流降水粒子相态进行识别,红色识别为冰雹。从 0.5° 仰角雷达粒子识别图(图 10)上可以看到,15:10 雷达识别出水凝物以大雨滴为主,同时有小范围的小冰雹存在,但此时的 $Z_{DR} >$

3 dBz , $R_{HV} > 0.97$, $K_{DP} > 3(^{\circ})/\text{km}$,均属于大雨滴阈值范围,可判断此处为强降水。15:18 和 15:25 基本反射率因子增加至 62 dBz ,对应识别出 2 块明显的大冰雹区域,此时的双偏振参量也符合冰雹发生的明显特征。

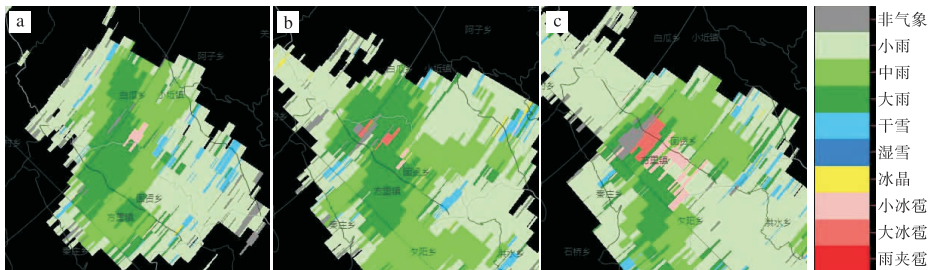


图 10 2018-06-13T 15:10(a)、15:18(b)和 15:25(c)的 0.5° 仰角基本粒子识别结果

5 结论与讨论

(1)此次冰雹发生在中高层冷空气下滑,低层辐合上升运动的天气背景下,降雹出现在冷涡底部。较高的对流不稳定能量、较好的热力不稳定条件、对流层高层的下沉气流和中低层深厚的上升气流,均有利于强对流天气的发生。

(2)西安 C 波段雷达和旬邑 X 波段双偏振雷达的反射率因子以及径向速度均表现出冰雹的强回波悬垂和弱回波区等特征,但两部雷达的回波特征有所差别。在同一高度上旬邑 X 波段雷达的回波强度比西安 C 波段雷达的弱;在旬邑 X 波段雷达上三体散射和“V”型槽口等冰雹特征也非常明显。

(3)旬邑 X 波段双偏振雷达上 VIL 的骤增也是判别冰雹的辅助指标,VIL 最大值跃增至 40 kg/m^2 、VIL 密度大于 3 g/m^3 对本地降雹有较好的指示意义。差分反射率因子 Z_{DR} 、差分传播相移因子 K_{DP} 、零延迟相关系数 R_{HV} 等偏振参量对冰雹的指示性也较好。出现冰雹的区域, Z_{DR} 和 R_{HV} 明显减小,同时 Z_{DR} 的值接近于 0 或负值, R_{HV} 值迅速下降至 $0.8 \sim 0.9$ 。 K_{DP} 值在 0.5° 仰角特征不明显,但在 1.5° 仰角以上出现 $0(^{\circ})/\text{km}$ 左右的小值区。

(4)通过分析发现 X 波段双偏振雷达能够较好的识别对流单体的回波特征。双偏振参量可以

有效地识别冰雹的回波特征,但粒子衰减对 X 波段雷达的回波强度和双偏振参量影响较大。业务工作中还需要对多个个例进行分析研究,进一步改进判别方法和预报技术指标,提高双偏振雷达在强对流天气预报的应用能力,为冰雹的监测、预警、防雹指挥作业提供技术支撑,提升防灾减灾服务能力。

参考文献:

- [1] 苏德斌,马建立,张蕾,等. X 波段双线偏振雷达冰雹识别初步研究[J]. 气象, 2011, 37(10): 1228-1232.
- [2] 刘黎平,王致君,徐宝祥,等. 我国双线偏振雷达探测理论及应用研究[J]. 高原气象, 1997, 16(1): 99-104.
- [3] 王致君,楚荣忠. 偏振雷达在人工影响天气工作中的应用潜力[J]. 高原气象, 2002, 21(6): 591-598.
- [4] 郑艳,李云艳,蔡亲波,等. 海南一次罕见强冰雹过程环境条件与超级单体演变特征分析[J]. 暴雨灾害, 2014, 33(2): 163-170.
- [5] 赵俊荣,郭金强,杨景辉,等. 一次致灾冰雹的超级单体风暴雷达回波特征分析[J]. 高原气象, 2010, 30(6): 1681-1689.
- [6] 姚静,屈丽玮,朱庆亮,等. 陕西省强对流天气气候特征分析与对流指标探讨[J]. 陕西气象, 2017(3): 29-35.
- [7] 薛小宁,刘敏. 陕北地区一次区域性降雹天气过程

- 分析[J]. 陕西气象, 2011(1): 20-24.
- [8] 王春玲, 崔力, 杜丽娅, 等. 2017年早春濮阳市一次冰雹过程诊断分析[J]. 陕西气象, 2019(3): 30-34.
- [9] 滕林, 贺德军, 陈军, 等. 黔东南一次大范围弱冰雹天气过程分析[J]. 贵州气象, 2017, 41(5): 39-45.
- [10] SELIGA T A, BRINGI V N. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation [J]. Journal Applied Meteorology, 1976, 15(1): 69-76.
- [11] BRINGI V N, SELIGA T A, CHERRY S M. Statistical properties of the dual-polarizations differential reflectivity (ZDR) radar signal [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1983, 21(2): 215-220.
- [12] 张鸿发, 郟秀书, 王致君. 偏振雷达观测强对流雹暴云[J]. 大气科学, 2001, 25(1): 38-48.
- [13] 钟晨, 张羽, 高建秋, 等. 双偏振多普勒天气雷达在冰雹识别中的应用[J]. 广东气象, 2014, 36(4): 76-80.
- [14] 孙丝雨, 沈永海, 霍苗, 等. 双线偏振雷达在一次强降雨雹过程中的初步应用[J]. 暴雨灾害, 2013, 32(3): 249-255.
- [15] 张琳娜, 郭锐, 何娜, 等. 北京地区冰雹天气特征[J]. 气象科技, 2013, 41(1): 114-120.
- [16] 李怀宇, 何如意, 胡胜, 等. 近10年广东冰雹的统计特征及天气形势[J]. 气象科技, 2015, 43(2): 261-269.
- [17] 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社, 2006: 185-186.
- [18] 王炜, 贾惠珍. 用雷达垂直累积液态含水量资料预测冰雹[J]. 气象, 2002, 28(1): 47-48.
- [19] AMBURN S A, WOLF P L. VIL density as a hail indicator [J]. Weather and Forecasting, 1997, 12(3): 473-478.
- [20] 谢启玉, 魏国财. 西宁地区冰雹 VIL 变化特征[J]. 气象科技, 2018, 46(3): 539-544.
- [21] 王致君, 楚荣忠. 偏振雷达在人工影响天气中的应用潜力[J]. 高原气象, 2002, 21(6): 591-598.
- [22] 曹俊武, 刘黎平. 双线偏振雷达判别降水粒子类型技术及其检验[J]. 高原气象, 2007, 26(1): 116-126.
- [23] 苏冉, 廖菲, 周芯玉. 双线偏振雷达在广州“3.19”降雹过程中的应用分析[J]. 热带气象学报, 2018, 34(2): 209-216.