

鲁德金,陈钟荣,袁野,等. 2015. 安徽地区春夏季冰雹云雷达回波特征分析. 气象, 41(9):1104-1110.

安徽地区春夏季冰雹云雷达回波特征分析^{* 1}

鲁德金^{1,2} 陈钟荣¹ 袁 野² 吴林林²

1 南京信息工程大学中国气象局气溶胶-云-降水重点开放实验室, 南京 210044

2 安徽省人工影响天气办公室, 合肥 230031

提 要: 分析安徽地区春夏季冰雹云雷达回波特征,对人工影响天气防雹作业有重要意义。根据 2002—2013 年间安徽省地面降雹资料,结合合肥新一代天气雷达(CINRAD)探测资料,使用 Storm Cell Identification and Tracking (SCIT)算法设计风暴识别、追踪程序,得到 3—8 月 59 站次的降雹过程。统计分析冰雹云回波强度、回波高度、单体 VIL 等特征信息,结果表明: 6—7 月安徽地区降雹概率最大,1 日中 15—18 时降雹概率最大。安徽地区春夏季冰雹云回波强度至少为 55 dBz,大多数为 60~70 dBz,单体 VIL 至少为 30 kg·m⁻²,大多数为 40~80 kg·m⁻²。单体 VIL 与最大反射率的变化趋势比较一致,最大值往往出现在降雹时间附近。安徽地区春夏季冰雹云回波顶高平均 13.6 km,30 dBz 风暴顶高平均 12.1 km,最大回波顶高达 17 km 以上。

关键词: 安徽, 冰雹, 回波特征

中图分类号: P412 **文献标志码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.09.007

Analysis on Radar Echo Characteristics of Hail Clouds in Spring and Summer of Anhui Province

LU Dejin^{1,2} CHEN Zhongrong¹ YUAN Ye² WU Linlin²

1 Key Laboratory for Aerosol Cloud Precipitation, CMA, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Anhui Weather Modification Office, Hefei 230031

Abstract: Analysis of the hail echo artificial in Anhui in spring and summer is important for hail prevention. By using the hail data collected in Anhui during 2002—2013, CINRAD data, the Storm Cell Identification and Tracking (SCIT) algorithm, we got 59 hail processes from March to August and analyzed statistically the echo intensity and height of hail clouds, and VIL. The results show that hail probability is the greatest in June and July, especially in from afternoon to evening (15:00—18:00 BT). Over the Anhui Region, hail echo intensity of spring and summer is at least 55 dBz, mostly is 60—70 dBz, VIL is at least 30 kg·m⁻², mostly is 40—80 kg·m⁻². The varying trend of VIL is similar with the maximum reflectivity, and their maximum values tend to occur near the onset time of hail. The average echo top of hail storm is 13.6 km in spring and summer, average top storm height of 30 dBz is 12.1 km and the maximum echo top height is above 17 km.

Key words: Anhui Province, hail, echo characteristics

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY20130640)资助
2014 年 5 月 20 日收稿; 2015 年 3 月 9 日收修定稿
第一作者:鲁德金,主要研究多普勒雷达气象及偏振雷达的业务观测. Email:ludejin0123@126.com
通信作者:陈钟荣,主要研究方向为现代电子新技术在气象要素测量方面的应用、大气微波探测新技术的研究与应用. Email:chenzhongrong@263.net

引言

冰雹是重要的强对流天气之一,在我国是一种频发的灾害性天气。安徽省位于长江、黄河中下游地区,属暖温带向亚热带的过渡型气候,天气复杂多变且气象灾害频发。其中,冰雹作为一种重要灾害天气,具有发生范围小,持续时间短,突发性强,破坏性大的特点。给人民农业、建筑、通讯、电力、交通以及人民生命财产带来很大的损失。分析冰雹云的回波特征,可以为人工防雹作业提供指标。

多普勒天气雷达是探测冰雹等强对流天气的重要工具之一(张培昌等,2001),自20世纪60和70年代以来,对天气雷达探测强对流单体的研究取得了一系列进展。在国外,Boston等(1969)使用多种波长雷达来区分冰雹粒子;Battan(1975)使用多普勒天气雷达反射率、速度、谱宽数据分析降雹风暴内部结构,指出最大反射率往往处于上升气流的外部;多普勒天气雷达探测强风暴内部结构时,太近的距离往往误差比较大(Carbone et al, 1985);Wilson等(1988)分析了耀斑回波的回波特性,与Zrnic(1987)的三体散射理论一致;Robert等(1989)使用多普勒雷达探测了中纬度的中尺度对流风暴。在国内,张鸿发等(1997;2002)对平凉地区冰雹云雷达回波特征进行了分析;北京(王令等,2004)、山东(刁秀广等,1999)、重庆(江玉华等,2005)、河北唐山(王秀玲等,2012)、广西(农孟松等,2013)、滇南(段鹤等,2014)福建(陈秋萍等,2015)等地的气象科技人员也对当地的强对流雷达回波进行了分析研究。冰雹云在雷达回波中有许多共性:回波强度特别强,回波顶高度高,PPI上容易出现“V”型缺口、钩状回波和耀斑回波,RHI上容易出现有界弱回波区(BWER)等(龚乃虎等,1982)。冰雹云是一种强风暴,吴林林(2006)反演了WSR-88D雷达基数据,得到风暴结构信息,用来改进冰雹的探测效果。本文根据新一代多普勒天气雷达的探测资料,结合地面实况资料,基于风暴的识别和追踪算法(SCIT)(Johnson et al,1998),从雷达PPI资料中提取反射率因子数据,计算出风暴单体结构,并对其追踪和预报对冰雹云单体进行识别、跟踪,最后对其雷达回波特征作统计分析。

1 资料来源与资料处理

本文主要使用安徽省合肥市新一代多普勒天气

雷达探测的SA型基数据,对比安徽省各县观测站给出的降雹时间,根据SCIT算法,设计风暴识别、追踪模块,得到冰雹云单体风暴结构产品。产品输出一日内风暴编号、持续时次以及各个风暴每个时次的属性:风暴中心位置、风暴移动方向和移动速度、风暴最低高度、风暴最高高度、基于风暴体的垂直液态含水量、风暴体中雷达反射率最大值和最大反射率所在的高度。这些属性为统计冰雹云雷达回波特征提供了便利。

2002—2013年,安徽省有地面实测资料的降雹过程142站次,由于地球曲率的影响,在远距离处,雷达所能探测的最低高度比较高,在100 km以外,雷达 0.5° 、 1.5° 和 2.5° 仰角波束轴线高出雷达所在地平面分别约为1.6、3.1和4.7 km,而在250 km以外,雷达 0.5° 、 1.5° 和 2.5° 仰角波束轴线高出雷达所在地平面分别约为5.7、9.9和14.2 km。所以设定有效探测距离为200 km。天气雷达捕捉到的在有效探测距离内的过程有59站次,使用的资料是新一代天气雷达的VPPI资料。

基于SCIT算法,自主设计风暴追踪、识别程序来处理大量的雷达基数据资料。PUP只输出一个时次的产品,想要得到风暴的追踪产品,只能通过风暴ID逐一查找,这么多的降雹个例的雷达基数据,处理的工作量非常大,浪费时间和精力。本算法对输出的方式作了一定的改进,不仅可以输出一个时次的产品,而且可以对风暴的结构进行追踪,将风暴在发展过程中的各个时次的产品数值都输出在一个界面中,且操作简单,运行时间短。

SCIT算法主要由风暴单体段、风暴单体质心、风暴单体追踪和风暴位置预报四个子步骤组成,前两个步骤是识别风暴的位置并计算风暴体的属性(风暴顶、风暴底、风暴厚度、风暴中心所在的方位、距离、高度、基于单体的VIL值、最大反射率和最大反射率所在的高度);后两个步骤是追踪风暴的位置和计算风暴的运动信息包括移动速度和方向,以便于对一个区域的风暴体进行连续追踪分析。

雷达资料为SA雷达PPI体扫基数据,设计平台为VC 6.0。每次选择一日的雷达基数据进行反演,可以得到该日所有风暴的连续追踪信息,也可以得到每个时次的风暴信息,然后根据冰雹的时次和位置,人工结合雷达图像,找到该次降雹对应的风暴。

2 降雹时间变化特征

12年间有观测记录的降雹过程142站次,平均

每年发生 11.8 站次,发生次数最多的在 2004 年(28 站次)和 2005 年(28 站次)。降雹的年次数与测站密度有一定的关系,并且受人工观测影响较大。

降雹主要集中在 2—8 月,占总数的 97.89%。降雹站次数最多的月份在 7 月(43 站次,30.28%),其次是 6 月(33 站次,23.24%),4 月降雹也比较多(26 站次,18.31%)。

在安徽地区,3、4 月冷暖空气交锋激烈,是出现冰雹比较集中期,而 5 月 0℃层高度相对较高,冰雹在下降过程中易融化,因此冰雹日急剧下降(只有 7 站次,4.93%)。6 月长江中下游地区进入梅雨季节,冷暖空气对峙,易产生强对流天气。梅雨期有时持续到 7 月,同时西太平洋副热带高压平均约在 7 月中旬后半旬发生季节性北跳,对流天气多发。8 月气候相对比较稳定,雷雨天气少于 7 月,降雹次数比较少。

日际变化上,从 2002—2013 年间安徽降雹平均日际变化曲线(图 1)可以看出,降雹站次较多的时间出现在一日的 13—19 时,占总站次的 64.08%,出现站次数最多的在一日的下午 15—18 时,占总站次的 45.07%。下午且靠近傍晚时间出现降雹天气的可能性最大。由于在这段时间,下垫面经太阳辐射增温,具有很好的热力抬升条件,一旦遇到触发机制,就容易发生对流天气,对流发展旺盛就可能产生降雹。

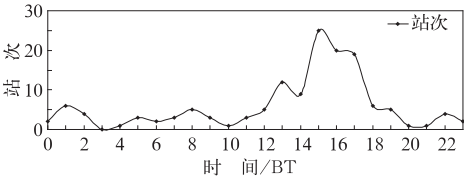


图 1 2002—2013 年安徽降雹平均日际变化曲线
Fig. 1 Average variation curve of hail in Anhui from 2002 to 2013

3 冰雹云雷达回波参数特征

3.1 冰雹云的雷达回波强度特征

冰雹云是强风暴的产物,根据微波散射的理论,冰雹的尺度比较大,其回波强度特别强,根据多普勒雷达多年的实地观测事实,冰雹云最大回波强度,也就是降雹过程中在冰雹云体所观测到的最大基本反

射率值(maximum radar base reflectivity, MaxREF)达到了 55 dBz 以上(李玉林等,2001),比同一地区、同一季节出现的积雨云的回波要强得多。对流发展旺盛的冰雹云回波强度可达到 65~70 dBz。表 1 统计了 59 站次的风暴过程中最大反射率的值。可以看出 MaxREF 都在 55 dBz 以上,80% 以上的风暴 MaxREF 在 60~70 dBz,最小值为 55.8 dBz。最大值为 73 dBz。图 2 显示了 3—8 月的冰雹云风暴体 MaxREF 的分布,4—7 月平均 MaxREF 分别为 63.2、65.1、64.5 和 63.5 dBz。

表 1 冰雹云雷达回波最大反射率统计表
Table 1 The maximum base reflectivity statistics of hail storm

最大反射率/dBz	样本数	百分比/%
55~60	6	10.2
60~65	30	50.8
65~70	20	33.9
70~75	3	5.1

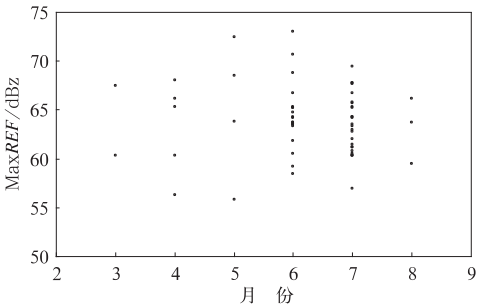


图 2 冰雹云风暴体最大反射率月分布
Fig. 2 Monthly distribution of maximum base reflectivity of hail storm

3.2 冰雹云回波高度特征

3.2.1 冰雹云回波顶高度(ET)特征

冰雹云单体的回波高度受距离的影响比较大,这与雷达的探测能力有关,天气雷达发射电磁波的最低仰角为 0.5°,受地球曲率和大气折射的影响,距离越远,所能探测的最低回波高度越大,每两层之间的间隔距离越大。

冰雹云的回波顶高度即 18 dBz 以上的回波所能达到的最大高度。冰雹云的上升气流特别强,所以它的回波顶高度特别高,反映了风暴发展的强烈程度。冰雹云样本云顶高度统计见图 3 灰色点。

可以看到,从 3 月到 7 月,回波顶高度随时间推移而有增大的趋势,说明冰雹云强度越来越强。3

和 8 月的样本数较少,统计特征不明显,但符合总体趋势。4—7 月冰雹云样本平均回波顶高度分别为 11.3、12.5、13.1 和 14.7 km,总平均 13.6 km,样本极大值为 2007 年 7 月 25 日观测到的青阳冰雹云回波顶高 17.8 km。

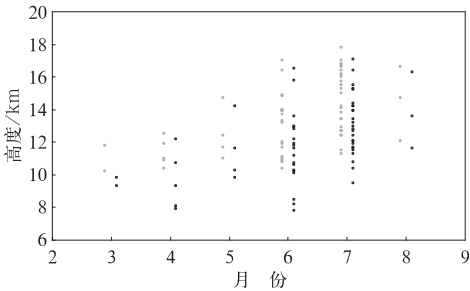


图 3 冰雹云风暴体回波顶高度(灰色点)、30 dBz 回波高度(黑色点)的月分布
Fig. 3 Monthly distribution of echo top (gray points) and 30 dBz reflectivity height (black points) of hail storm

3.2.2 30 dBz 回波高度特征

SCIT 算法中规定风暴单体的 30 dBz 回波的最大高度和最小高度分别为风暴顶高和风暴底高,我们这里所探测到的冰雹云风暴底高度大部分是最低仰角探测的高度,只有少部分样本且在冰雹发生之前的体扫中风暴底高度较高,这时候冰雹云对流刚刚形成,回波还不及地。冰雹云样本风暴顶高统计如图 3(黑色点)。风暴顶高(30 dBz 回波高度)比回波顶高度低,分布与回波顶高度分布基本一致。4—7 月冰雹云样本平均风暴顶高度分别为 9.6、11.5、11.6 和 13.1 km,总平均 12.1 km,风暴顶高极大值为 17.1 km,出现时间也是 2007 年 7 月 25 日。

4 冰雹云单体 VIL

4.1 风暴单体 VIL 算法

VIL 在计算中被定义为单位面积上空气柱液态水混合比的垂直积分(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) (刘治国等, 2008), Greene 等 (1971) 率先提出了基于网格的 VIL (grid-based VIL) 作为一种新的预报因子, Winston 等 (1986) 发现 VIL 对冰雹的预报有较好的指示作用。使用雷达反射率因子数据可以计算基于风暴单体内部的液态含水量 (cell-based VIL), 这里计算单体 VIL 的方法与 WSR-88D 算法 (National Se-

vere Storms Laboratory, 1998) 一致。由于 VPPI 雷达资料的高度不连续性, 采用离散求和的方法计算 VIL, 即:

$$VIL = \sum_{k=1}^n [(LW_k) \cdot (DB_k)] \tag{1}$$

式中 k 为层数, LW_k 为该层单位体积液态水含量, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。 LW_k 与该层二维风暴的最大雷达回波强度 ($DBZEC \max_k$) 有关:

$$LW_k = 0.00344 (10^{\frac{DBZEC \max_k}{10}})^{\frac{4}{7}} \tag{2}$$

当 $DBZEC \max_k > 56 \text{ dBz}$ 时, 按 56 dBz 来计算。 DB_k 指波束的垂直深度, 单位: km。可见, 由于冰雹的雷达反射率因子 ($10^{\frac{DBZEC \max_k}{10}}$) 值比较大, 当观测到冰雹时, 其单体 VIL 值也会变得很大。

4.2 冰雹云单体 VIL 特征

VIL 的大小反映了风暴发展的强弱, 从单体 VIL 的计算方法中看出单体 VIL 与最大反射率和垂直高度有关。最大单体 VIL 值为该次降雹过程中雷达探测到的单体 VIL 值的极大值, 图 4 显示了最大单体 VIL 值的分布统计。可以看出, MaxREF、回波顶高、最大单体 VIL 的分布都比较一致, 最大单体 VIL 值最小为 $30.8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 最大为 $93.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 平均 $61.4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。单体 VIL 值的大小与降雹直径没有很明确的对应关系, 这与 Steven 等 (1997) 研究的结果一致。2005 年 6 月 14 日 01 时, 蚌埠探测单体 VIL 值高达 $81.8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 冰雹直径只有 6 mm, 而 2004 年 7 月 9 日 16—17 时, 宣城探测单体 VIL 值为 $49.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 冰雹直径为 30 mm。

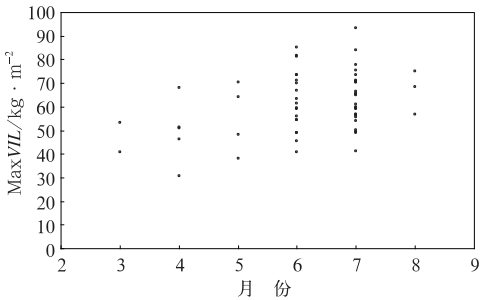


图 4 冰雹云风暴体最大单体 VIL 的月分布
Fig. 4 Monthly distribution of maximum VIL (storm cell) of hail storm

在 59 个冰雹云样本个例中, 提取了若干个连续的单体 VIL-时间序列图 (图 5), 0 时刻是单体 VIL

最大值出现的时刻,时间单位为雷达体扫间隔(约 6 min),单体 *VIL* 最大值出现的时间和地点与降雹地点和时间基本一致。单体 *VIL*-时间总体变化特征为先增大至最大值,然后降低,中间有至少一次的跃增过程,与当时的天气形势、地形、不稳定能量等因素有关(刁秀广等,2008)。单体 *VIL* 多次跃增过程的情况下,地面降雹往往也呈现间歇性。

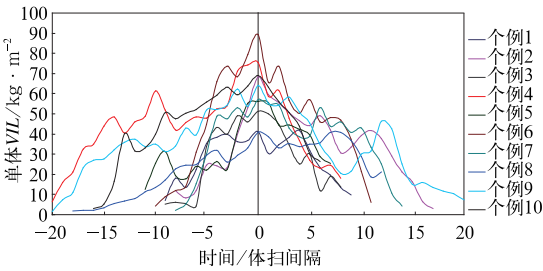


图 5 冰雹云个例单体 *VIL*-时间序列变化图
Fig. 5 Time sequence change of *VIL* of hail storm

5 冰雹云发展过程中的回波特征

冰雹云在生成、发展、消散阶段的特征各有所不同,下面从两个空间上比较独立的降雹事件来分析降雹过程中回波强度、回波高度、*VIL* 等变化特征。根据安徽省地面观测资料,2009 年 6 月 5 日晚在怀

远、淮南观测到地面降雹过程,降雹直径分别为 10 和 8 mm。此次天气过程受高空冷涡影响,同时有降水、大风对流天气现象。

通过分析雷达图(图略),2009 年 6 月 5 日 09:11 在淮北南生成第一个对流单体,单体以平均 35 km·h⁻¹ 的速度向东南方向移动,09:53,该风暴移至蚌埠市,在淮北地区又生成一个对流单体,风暴于 12:40 移至凤阳结束,回波强度达 45~55 dBz。13:34—14:33 在马鞍山市境内观测到一次对流过程,回波强度达 55~60 dBz。

15:27,在阜阳市有对流单体生成,向东南方向移动并迅速发展,到 17:00,回波覆盖整个淮南地区,滁州西、长丰有小块雷达回波,回波中心强度达 55~60 dBz。同时,山东、江苏省内的风暴已移至安徽省东北边界,形成两条风暴带(17:10)。回波中心强度 55~60 dBz,并有极个别 60 dBz 以上回波。随后,风暴带继续向西南压进,在安徽东北部形成多单体风暴。17:30 左右,怀远地区开始出现面积较大的强风暴,中心回波最强 64 dBz,于 17:57 在怀远地面观测到直径 10 mm 的冰雹(图 6)。此后,在 18:57 左右,淮南地区地面开始产生对流风暴,在短时间内迅速增长,生成强对流风暴,于 19:08 在淮南地面观测到直径 8 mm 的冰雹(图 7)。

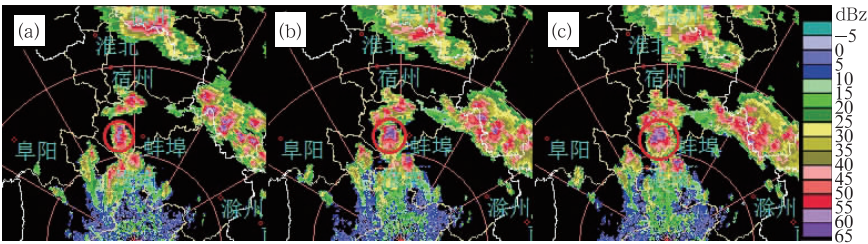


图 6 2009 年 6 月 5 日怀远降雹雷达(合肥站)0.5°仰角基本反射率
(a) 17:34 (b) 17:46 (c) 17:57

Fig. 6 0.5° base Reflectivity of Huaiyuan observed by Hefei Radar on 5 June 2009
(a) 17:34 (b) 17:46 (c) 17:57

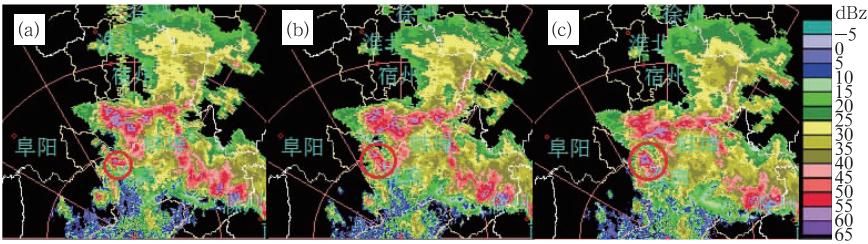


图 7 2009 年 6 月 5 日淮南降雹雷达(合肥站)0.5°仰角基本反射率
(a) 18:57 (b) 19:03 (c) 19:09

Fig. 7 0.5° base Reflectivity of Huainan observed by Hefei Radar on 5 June 2009
(a) 18:57 (b) 19:03 (c) 19:09

使用设计的程序对该日雷达 VPPI 资料进行分析处理,并对结果中若干个连续对流单体进行筛选,图 7 是得到的怀远、淮南降雹过程的风暴 MaxREF、单体 VIL、风暴底、顶高和最大反射率高度参数的追踪时间序列图。

怀远和淮南距离合肥雷达站分别约为 120 和 90 km,观测效果理想。两次雷达追踪到的降雹过程持续时间分别为 1 h 47 min、48 min。从图 8a、9a 可以看到在两地降雹过程中,MaxREF 与单体 VIL

变化曲线都是先增大后减小。MaxREF 的变化区间为 40~65 dBz,单体 VIL 的变化趋势比较快,存在着短时间内快速增长的阶段,开始的单体 VIL 都比较小,分别为 8.3 和 1.9 kg·m⁻²,经过 2~3 个体扫间隔(6 min),单体 VIL 迅速达到 50 kg·m⁻² 以上,最大增幅分别为 5.1 和 4.9 kg·m⁻²·min⁻¹。

在图 8b 和 9b 可以看出两地冰雹云风暴演变过程中的高度变化特征,风暴的开始阶段单体厚度(风

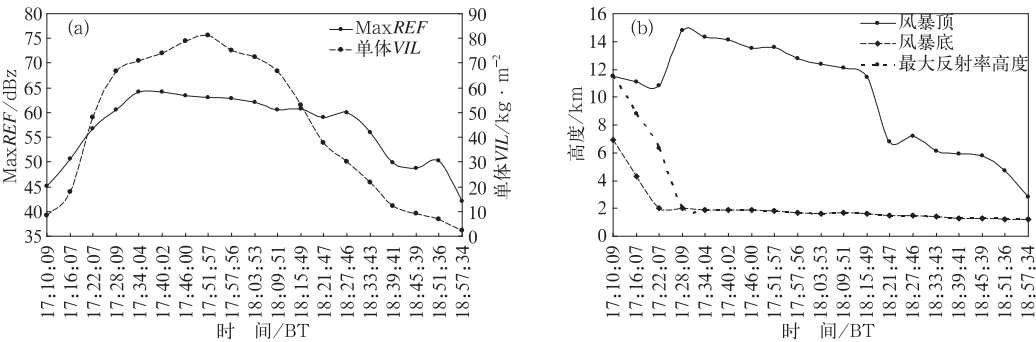


图 8 2009 年 6 月 5 日怀远降雹过程的风暴属性序列变化图

(a) 怀远冰雹云风暴最大反射率、单体 VIL 时间序列变化 (b) 怀远冰雹云风暴顶高、底高及最大反射率高度时间变化序列图

Fig. 8 The storm attribute sequence variation in Huaiyuan hail process on 5 June 2009
(a) time sequence change of maximum base reflectivity and VIL of hail storm in Huaiyuan,
(b) time sequence change of top, base and height of maximum base reflectivity of hail storm in Huaiyuan

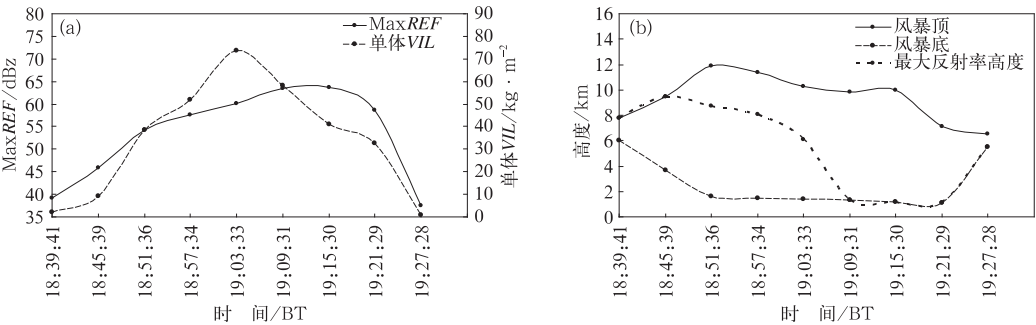


图 9 同图 8, 但为淮南

Fig. 9 Same as Fig. 8, but in Huainan

暴顶高一风暴底高)比较小,风暴底高均在 6 km 以上,处于这个时期的平均零度层高度以上,有利于冰球粒子的形成。随后风暴回波向上、向下同时增长,降雹发生在风暴顶高度在达到最大高度的几个体扫时间后。风暴一直向下发展,风暴底高度之后一直处于雷达所能探测的最低高度(0.5°仰角高度)。风

暴底高度后来随时间缓慢减小,是因为风暴中心的位置离雷达越来越近。最大反射率高度在开始处于风暴顶部,经过 3~4 个体扫时间降低到风暴底部,最大反射率高度的降低与冰雹云单体内部大粒子的下沉有关。

6 结 论

(1) 安徽地区在春夏季中的 6、7 月发生降雹天气的概率最大,这可能与 6、7 月多冷暖空气交汇、长江梅雨天气等有关。在一日中的下午到傍晚(15—18 时)发生冰雹天气的概率最大。

(2) 安徽地区冰雹云最大回波强度基本都在 55 dBz 以上,大部分处于 60~70 dBz 之间。春、夏季节各个月份最大回波强度差别不大。最大反射率的高度一般在开始时较高,之后降低至最低探测高度。

(3) 安徽地区冰雹云回波顶高平均 13.6 km, 30 dBz 风暴顶高平均 12.1 km。回波顶高和风暴顶高变化趋势比较一致,一般在 0℃层高度左右形成,并向上发展,随后高度降低。

(4) 安徽地区冰雹云最大单体 VIL 平均为 61.4 kg·km⁻²。单体 VIL 的变化趋势与 MaxREF 的变化基本一致,都为先增大后减小。单体 VIL 达到 30 kg·m⁻²时,需要做好人工防雹的准备。在强对流降雹天气过程中,单体 VIL 存在突然增大的现象。单体 VIL 最大值出现的时间和地点与降雹地点和时间基本一致。

(5) 本文成功设计程序对风暴的结构产品进行识别和追踪,便于对冰雹云的研究分析。在实际业务中,需要综合回波强度、回波高度、单体 VIL 等多项参数来识别冰雹云,密切关注风暴的垂直结构的和单体 VIL 数值的增大趋势,这些特征对冰雹云的临近预报有指导意义。

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. 气象, 41(1): 25-33.
- 刁秀广,谢考现. 1999. 山东省强对流天气雷达回波气候特征. 气象, 25(8): 39-42.
- 刁秀广,朱君鉴,黄秀韶,等. 2008. VIL 和 VIL 密度在冰雹云判据中的应用. 高原气象, 27(5): 1131-1139.
- 段鹤,严华生,马学文,等. 2014. 滇南冰雹的预报预警方法研究. 气象, 40(2): 174-185.
- 龚乃虎,蔡启铭. 1982. 雹云的特征及其雷达识别. 高原气象, 1(2): 43-45.
- 江玉华,丁明星,陈群,等. 2005. 重庆地区强对流天气雷达回波统计

特征. 气象, 31(3): 36-40.

- 李玉林,杨梅,李玉芳. 2001. 夏季雷暴云雷达回波特征分析. 气象, 27(10): 33-37.
- 刘治国,陶健红,杨建才,等. 2008. 冰雹云和雷雨云单体 VIL 演变特征对比分析. 高原气象, 2(6): 1363-1374.
- 农孟松,赖珍权,梁俊聪,等. 2013. 2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析. 气象, 39(7): 874-882.
- 王令,康玉霞,焦热光,等. 2004. 北京地区强对流天气雷达回波特征. 气象, 30(7): 31-35.
- 王秀玲,郭丽霞,高桂芹,等. 2012. 唐山地区冰雹气候特征与雷达回波分析. 气象, 38(3): 344-348.
- 吴林林. 2006. 新一代天气雷达冰雹探测算法及在业务中的应用. 气象, 32(1): 51-55.
- 张鸿发,龚乃虎,贾伟,等. 1997. 平凉地区强对流钩状回波特征的观测研究. 大气科学, 21(4): 401-412.
- 张鸿发,左洪超,鄯秀书,等. 2002. 平凉冰雹云回波特征分析. 气象学报, 60(1): 110-115.
- 张培昌,杜秉玉,戴铁王. 2001. 雷达气象学. 北京: 气象出版社.
- Battan L J. 1975. Doppler radar observations of a hailstorm. J Appl Meteor, 14(1): 98-108.
- Boston R C, Rogers R R. 1969. Hail detection by Doppler radar. J Appl Meteor, 8(5): 837-840.
- Carbone R E, Carpenter M J, Burghart C D. 1985. Doppler radar sampling limitations in convective storms. J Atmos Oceanic Technol, 2(3): 357-361.
- Greene D R, Clark R A. 1971. An indicator of explosive development in severe storms. 7th Conference on Severe Local Storms, Missoui.
- Johnson J T, MacKeen P L, Witt A, et al. 1998. The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. Wea Forecasting, 13: 263-276.
- National Severe Storms Laboratory. 1998. Storm cell centroids algorithm description.
- Robert A H, Rutledge S A, M I Biggerstaff, et al. 1989. Interpretation of Doppler weather radar display of midlatitude mesoscale convective system. Bull Amer Meteor Soc, 70(6): 608-619.
- Steven A A, Peter L W. 1997. VIL density as a hail indicator. Wea Forecasting, 12: 473-478.
- Winston, Herb A, Larry J Ruthi. 1986. Evaluation of RADAP II severe storm detection algorithms. Bull Amer Meteor Soc, 61(2): 142-150.
- Wilson J W, Reum D. 1988. The flare echo: Reflectivity and velocity signature. J Atmos Oceanic Technol, 5(2): 197-205.
- Zrnica D S. 1987. Three-body scattering produces precipitation signature of special diagnostic value. Radio Science, 22(1): 76-86.