

周小刚, 费海燕, 王秀明, 等. 2015. 多普勒雷达探测冰雹的算法发展与业务应用讨论. 气象, 41(11): 1390-1397.

多普勒雷达探测冰雹的算法发展与业务应用讨论^{* 1}

周小刚 费海燕 王秀明 王晨曦

中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

提 要: 目前我国 CINRAD WSR-98D SA/SB 及部分 C 波段多普勒雷达内置的算法参数是美国 WSR-88D 的缺省算法参数, 我国业务人员发现由冰雹探测算法得到的冰雹指数产品在实际业务应用中存在过高预报冰雹尤其是强雹发生概率及冰雹尺寸偏大问题。针对此认识, 本文首先从算法演变过程说明目前 WSR-98D 算法中强雹发生概率及冰雹尺寸的缺省参数来自于美国 1992 年俄克拉荷马和佛罗里达的 10 个强雹个例资料集。基于此强雹数据集得到的算法参数本身就高估了强雹概率及冰雹尺寸, 即过高预报强雹概率是由算法本身局限性所造成; 在不改变当前冰雹探测算法参数设置的情况下, 结合前期的冰雹算法, 业务上可以使用其他一些环境参数及多普勒雷达探测特征作为强雹预报的辅助判据, 如 VIL、VIL 密度、TBSS 等; 根据强雹形成物理过程, 提出在不失一般性的假设下, -20°C 层 CAPPI 产品上 55 dBz 范围超过 100 km^2 可以作为快速判断单体降强雹的补充阈值使用。

关键词: 冰雹探测算法, 雷达探测特征, CAPPI 产品

中图分类号: P413

文献标志码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 11. 009

Doppler Radar Hail Detection Algorithm Development and Its Operational Application Discussion

ZHOU Xiaogang FEI Haiyan WANG Xiuming WANG Chenxi

China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: CINRAD WSR-98D SA / SB and part of C band Doppler algorithm default parameters are same as WSR-88D in U. S. The hail index products based on hail detection algorithm usually overestimate probability of hail, severe hail, and hail size in actual operational application. This paper first illustrates that probability of severe hail and hail size in WSR-98D algorithm default parameter is from the dataset of 10 severe hail cases during 1992 in Oklahoma and Florida of U. S. The algorithm parameters based on this data overestimate probability of severe hail and hail size, i. e. over forecasting hail occurrence is caused by limitation of the algorithm itself. Without changing the set of hail detection algorithm parameters, combined with early hail algorithm, some environmental parameters and Doppler radar detection characteristics can be used as auxiliary criterion, such as VIL, VIL density, TBSS, etc. According to the physical process of severe hail formation, and under the assumption without losing generality we propose that the 55 dBz range exceeding 100 m^2 on the -20°C layer CAPPI products can be used as supplemental threshold for judging quickly the formation of severe hails.

Key words: hail detection algorithm, radar detection characteristics, CAPPI products

* 国家自然科学基金项目(41475042、41175043)和江苏省气象科学研究所北极阁基金(BJG201305)共同资助
2014 年 12 月 31 日收稿; 2015 年 7 月 7 日收修定稿
第一作者: 周小刚, 主要从事大气动力学和雷达气象学的教学和研究. Email: zhouxgang@sina.com

引言

由于冰雹单体生成的宏观条件、生成源地及移动路径具有明显的局地特征,它不仅决定于大气环境条件,而且受地形的影响很大,因此冰雹预警一直是临近预报的重点和难点。对强对流天气进行探测和预警是多普勒天气雷达应用的主要领域,CINRAD WSR-98D SA/SB v 10 中的中尺度天气系统及灾害性天气识别产品包括风暴追踪信息(Storm Track Information, STI)、冰雹指数(Hail Index, HI)、中气旋(Mesocyclone, M)和龙卷涡旋特征(Tornadic Vortex Signature, TVS),由于它们能快速、定量识别强对流天气主要特征而受到预报员的认可(Lee 等,2000)。在 HI 产品的应用上,我国业务人员已积累了一些相关经验。如,HI 产品往往高估冰雹发生的可能(吴林林等,2014),尤其是在夏季可能无法区分强降水和冰雹(邵玲玲等,2007)。可以利用多普勒雷达垂直累积液态水(Vertically Integrated Liquid, VIL)产品或 VIL 密度作为判断冰雹是否能形成的补充阈值使用等(刁秀广等,2008;张崇莉等,2012;段鹤等,2014)。

对 HI 产品的应用要建立在冰雹算法的原理和特点有深入了解之上。本文首先回顾多普勒雷达探测冰雹的算法发展历程,给出当前算法高估冰雹发生概率及冰雹尺寸的原因。为降低虚警率,本文给出了除三体散射(Three-Body Scatter Spike, TBSS)、高 VIL 等特征以外的一个定量指标,即 -20°C 层等高平面(Constant Altitude Plan Position Indicator, CAPPI)产品上 55 dBz 的面积范围阈值。

1 多普勒雷达探测冰雹的算法发展

目前我国 CINRAD WSR-98D SA/SB v 10 算法软件基本上与美国 WSR-88D build 10 算法软件一致。该版本中的冰雹算法称为冰雹探测算法(Hail Detection Algorithm, HDA)。考虑到算法的改进有其延续性,因此有必要了解前期的冰雹算法。

1.1 前期冰雹算法及评估

WSR-88D 的前期冰雹算法是建立在由风暴序列算法识别出风暴单体的基础上,再根据相应预报因子累积权重判断风暴单体是否有可能降雹。

该算法是由 Petrocchi(1982)开发的,是以美国俄克拉荷马地区典型超级单体雹暴特征为基础建立的(Lemon,1978)。算法使用由风暴序列算法得到的风暴单体特征数据来检验 7 个冰雹预报因子(Winston,1988)。表 1 为 Petrocchi 定义冰雹预报因子及其相应权重。

表 1 Petrocchi 定义冰雹预报因子及其相应权重
Table 1 Hail predictor and its corresponding weight from Petrocchi

序号	预报因子	相应权重
1	2D 分量的最高高度 ≥ 8 km	17
2	3D 风暴单体的最大反射率因子 ≥ 55 dBz	7
3	中层(5~12 km)2D 分量的中心向南超过最低层的 2D 分量中心 1 km	15
4	中层 2D 分量的倾斜位于风暴右侧 45° ~ 180° 之间	8
5	中层 2D 分量的最大反射率因子 ≥ 50 dBz	20
6	中层悬垂 ≥ 4 km	15
7	最高的 2D 分量在中层悬垂之上	18
	总计	100

表 1 中的 2D 分量指某仰角上方位角和距离相距较近的 ≥ 30 dBz 回波所组成的区域。算法的冰雹预报因子充分考虑了人工雹暴识别中的“高悬的强回波”、“弱回波区或有界弱回波”等特征结构,并对它们赋予不同的权重值。在冰雹预报因子检测完成后,根据所得的累积权重是否超过阈值,判定风暴单体降雹为四种可能之一:肯定、可能、否定或未知(资料不足)。

最初的检验表明该算法效果较好(Petrocchi, 1982; Smart et al, 1985),其后 Winston(1988)使用美国科罗拉多高原地区实际冰雹资料进行检验,认为算法效果较差。

由表 1 可看出, Petrocchi 的冰雹预报因子针对的是俄克拉荷马地区典型降雹单体-超级单体风暴,算法除要求风暴单体最大反射率因子高度比较高外,还强调了超级单体风暴的弱回波区和回波悬垂结构。而科罗拉多高原地区降雹可能主要由非超级单体风暴引起,其最大反射率及反射率高度能满足阈值,但弱回波区和回波悬垂结构不一定能满足阈值,这就会导致算法在科罗拉多高原地区应用效果较差。

1.2 HDA 算法及评估

WSR-88D build 9 对初期的冰雹算法进行了改进,并延续使用至 build 10。由于冰雹探测与风暴

单体的识别密切相关,故 build 9 同时将之前的风暴序列算法改进为风暴单体识别和跟踪算法(Storm Cell Identification and Tracking, SCIT)(Johnson et al,1998)。

改进后的冰雹算法称为冰雹探测算法(Hail Detection Algorithm, HDA),它是将 SCIT 算法探测到的风暴单体“段”组合成风暴 2D 分量,每个 2D 分量的高度和最大反射率用于产生单体的垂直反射率廓线,HDA 则用垂直反射率分布来确定单体的冰雹潜势。由 HDA 算法给出的 HI 产品有以下三部分内容:冰雹概率(Probability Of Hail, POH)、强冰雹概率(Probability Of Severe Hail, POSH)及最大预期冰雹尺寸(Maximum Expected Hail Size, MEHS)。

1.2.1 HDA 算法

(1) 冰雹概率(POH)

在 20 世纪 70 年代初位于南非内尔斯普雷特的防雹试验中,发现可以根据云顶高度超过 12 km、最大反射率超过 45 dBz 来进行消雹。同时又注意到在 45 dBz 不超过 7.5 km 时,很少有地面冰雹报告,因此认为 45 dBz 高度是否超过 7.5 km 也可以用作是否进行消雹的一个判别标准(Mather et al, 1976)。在 1972—1974 年美国科罗拉多东北部进行的消雹试验中,发现有“冻结粒子”(即小于 0°C)胚胎的风暴更容易产生冰雹(Foote et al, 1979)。在此基础上,Waldvogel 等(1979)分析了前苏联 1976—1981 年在瑞士中部进行的消雹试验资料,发现前苏联当时使用的 3 cm 雷达所观测到的 45 dBz 高度与 0°C 层高度之间的差与地面降雹概率之间有简单的对应关系(图 1),此即为目前 HDA 算法中所

POH HEIGHT DIFFERENCE #1	1.625	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #2	1.875	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #3	2.125	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #4	2.375	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #5	2.625	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #6	2.925	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #7	3.3	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #8	3.75	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #9	4.5	(0.0 - 20.0) KM
POH HEIGHT DIFFERENCE #10	5.5	(0.0 - 20.0) KM
THRESH (RCM PROBABLE HAIL)	30	(0 - 100) %
THRESH (RCM POSITIVE HAIL)	50	(0 - 100) %

图 1 45 dBz 与 0°C 层高度差与 POH 的对应关系

Fig. 1 The corresponding relationship between height difference of 45 dBz minus 0°C layer and POH

使用的 POH 关系式。图 1 为我国 CINRAD WSR-98D SA/SB 多普勒雷达产品生成(Radar Product Generator, RPG)中 POH 的缺省参数值。例,45 dBz 高度与 0°C 层高度之间的差 ≥ 2.925 km 时,对应 POH 高度差为 #6,即地面降雹概率为 60%。

(2) 强冰雹概率(POSH)

首先将 10 cm 雷达观测的反射率与地面降雹联系起来的是 Geotis(1963),他发现“如果 55 dBz 的回波持续数分钟,则地面一定降雹”。Waldvogel 等(1977)得到了类似的结论,即用时间积分 55 dBz 的区域来区分降雹和不降雹单体,当其值超过 100 km² 时,单体为降雹单体。但上两个判据并不能给出冰雹强度与反射率之间的定量关系。

类似于多普勒雷达降水算法中的 Z-R 关系,在假设瑞利散射及冰雹粒谱分布为指数分布时,冰雹动能通量(\dot{E})与反射率因子(Z)之间的关系可写为(Waldvogel et al,1978):

$$\dot{E} = b10^{-6} Z^\beta \tag{1}$$

式(1)中

$$Z = \int_0^\infty N(D)D^6 dD \quad [\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}] \tag{2}$$

$$\dot{E} = \frac{\pi\rho}{12 \times 10^6} \int_0^\infty N(D)D^3 v^3 dD \quad [\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}] \tag{3}$$

式中,b、 β 为系数,D为雹粒直径;N(D)为冰雹粒谱分布; ρ 为雹粒的密度,取 0.9 g·cm⁻³;v为雹粒的下落速度,假设 $v = v_0 D^{0.5}$, $v_0 = 4.41 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Waldvogel 使用 6 个强雹暴(1973 年 7 月 6 日;1975 年 6 月 27 日 a;1975 年 6 月 27 日 b;1975 年 7 月 11 日 a;1975 年 7 月 11 日 b;1976 年 5 月 19 日)观测的 175 个雹粒谱分布,点绘在 Z- \dot{E} 图上并作拟合,给出半经验半理论的 Z- \dot{E} 关系式为:

$$\dot{E} = 5.0 \times 10^{-6} Z^{0.84} \tag{4}$$

HDA 算法中对式(4)作了两个改变。第一个改变是将 Z 的单位由 mm⁶·m⁻³ 改成 dBz,并考虑反射率大小的权重因子,将式(4)改写为:

$$\dot{E} = 5.0 \times 10^{-6} W(z)10^{0.084Z} \tag{5}$$

式中

$$W(Z) = \begin{cases} 0 & Z \leq 40 \text{ dBz} \\ 0.1(Z - 40) & 40 \text{ dBz} < Z < 50 \text{ dBz} \\ 1 & Z \geq 50 \text{ dBz} \end{cases} \tag{6}$$

通过 W(Z)权重函数过滤掉 40 dBz 以下的值(即认为是液态水),大于 50 dBz 的值认为是冰雹粒

子,40~50 dBz 认为是液态水和冰雹粒子的转换区。

由于雹粒增长发生在 0°C 以上,而强雹粒子增长在接近 -20°C 层及以上更冷的区域(English, 1973; Browning, 1977; Nelson, 1983; Miller et al, 1988)。因此,对式(4)的第二个改变是引入 0°C 和 -20°C 层高度的权重函数:

$$W_T(H) = \begin{cases} 0 & H \leq H_0 \\ \frac{H - H_0}{H_{-20} - H_0} & H_0 < H < H_{-20} \\ 1 & H \geq H_{-20} \end{cases} \quad (7)$$

式中, H 是相对地面的高度, H_0 是 0°C 层高度, H_{-20} 是 -20°C 层高度。

综合上两点改变,定义强冰雹指数为:

$$SHI = 0.1 \int_{H_0}^{H_T} W_T(H) \dot{E} dH \quad (8)$$

式中,积分上限 H_T 是 SCIT 算法得到的风暴单体顶的高度。对强冰雹指数 SHI 要注意到:(1) SHI 中每个仰角的 \dot{E} 是用 SCIT 算法识别的风暴单体 2D 分量的最大反射率因子计算的;(2) SHI 是累积 0°C 层高度以上直至风暴顶(注: ≥ 30 dBz 的 2D 分量最高高度)之间各仰角的冰雹动能通量。由式(6)和式(7)可看出,实际累积的是 0°C 层到 ≥ 40 dBz 的 2D 分量最高高度之间各仰角的冰雹动能通量。因此,2D 分量最大反射率越大,且越接近或超过 -20°C 层高度,则 SHI 值越大,降强雹的可能也愈大。

SHI 有助于判断 SCIT 识别的单体是否会降强雹,但冰雹在大于 0°C 的环境下会发生融化,因此融化层到地面的高度也可以作为判断强雹是否产生的条件之一。Witt 等(1998)使用俄克拉荷马和佛罗里达的 10 个强雹个例(除 1 个个例是 1989 年外,其余都是 1992 年春季和夏季的;其中有 8 个个例观测到有直径 > 1.9 cm,最大达 10.2 cm 的强雹;有 2 个个例没有冰雹大小记录),通过将融化层高度和 SHI 值作点聚并拟合,给出了考虑冰雹通过暖湿环境层的警报阈值为:

$$WT = 57.5 H_0 - 121 \quad (9)$$

式中, WT 是 SHI 达到的警报阈值,即 SHI 达到此值,单体附近一定空间范围和时间区间内可能有强雹, H_0 (km) 是 0°C 层高度(注意:尽管冰雹的融化层高度更接近于湿球 0°C 层高度(俞小鼎等,2014),但这里仍用的是干球 0°C 层高度)。例,式(9)中 0°C 层高度为 3 km 时, WT 为 $51.5 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,即此时

SHI 达到 $51.5 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,则可能降强雹;0°C 层高度为 4 km 时, WT 为 $109 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,即此时 SHI 需达到 $109 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,才可能降强雹。

为更加量化,用有最高和最低 0°C 层高度的两个风暴得到简单的概率函数,再用所有 10 个风暴来确定概率的刻度,得到了 POSH 概率函数:

$$POSH = 29 \ln \left(\frac{SHI}{WT} \right) + 50 \quad (10)$$

式中, $POSH$ 为降强雹的概率。由式(10)可见, SHI 达到 WT 值时, $POSH$ 概率为 50%,这也是通常将 $POSH \geq 50\%$ 作为强雹预警阈值的原因。

图 2 为我国多普勒雷达 RPG 中 POSH 使用的缺省参数值,它包括了式(5)~式(10)中的所有系数值。例,图 2 中最后两行的 57.5 和 -121 对应的则是式(9)右侧的两个系数。

THR HKE REF WGT LOWER LMT	40	(20 - 60) DBZ
THR HKE REF WGT UPPER LMT	50	(30 - 70) DBZ
THRESH MIN REFLECTIVITY FOR	45	(30 - 60) DBZ
HKE COEFFICIENT #1	0.0005	(0.000000001 - 1.0) ---
HKE COEFFICIENT #2	0.084	(0.005 - 0.5) ---
HKE COEFFICIENT #3	10	(1.0 - 100.0) ---
POSH COEFFICIENT	29	(1.0 - 100.0) ---
POSH OFFSET	50	(1 - 100) %
MAXIMUM HAIL PROCESSING RANGE	230	(200 - 450) MM
SHI HAIL SIZE COEFFICIENT	0.1	(0.01 - 1.0) ---
SHI HAIL SIZE EXPONENT	0.5	(0.1 - 1.0) ---
WARN THRESH SELECT MODEL COEFFICIENT	57.5	(0.0 - 500.0) 100 J/M**2/S
WARN THRESH SELECT MODEL OFFSET	-121	(-500.0 - 500.0) 10**5 J/M/S

图 2 POSH 缺省参数值

Fig. 2 The default parameters of POSH

(3) 最大预期冰雹尺寸(MEHS)

SHI 也用来对最大预期冰雹尺寸(Maximum Expected Hail Size, MEHS)进行估计。Witt 等(1998)使用上述 8 个有冰雹尺寸观测记录的数据及 1992 年 6 月 18 日 Twim Lakes 冰雹数据(9 个个例共有 147 个强冰雹尺寸观测记录),建立了最大预期冰雹尺寸与 SHI 之间的拟合关系式:

$$MEHS = 2.54 (SHI)^{0.5} \quad (11)$$

式中 $MEHS$ 单位为 mm。之所以称为最大预期冰雹尺寸,是因为由点聚图(纵坐标为观测到的冰雹尺寸,横坐标为 SHI 值)得到式(11)时,大部分观测记录是位于拟合线以下的,即式(11)本身就高估了冰雹尺寸。

1.2.2 HDA 算法评估

Witt 等(1998)利用 1992、1993 年夏季在科罗拉多东北部进行的冰雹试验资料对 POH 进行检验,发现使用 $POH \geq 50\%$ 作为冰雹预警阈值,则命中率 $POD = 92\%$,虚警率 $FAR = 4\%$,临界成功指

数 $CSI=88\%$ 。利用美国不同地点的 30 个个例资料(1992—1995 年)对 POSH 进行检验,发现使用 $POSH \geq 50\%$ 作为强雹预警阈值,在南部平原地区效果较好;在美国北部地区和山区,有较大的过高估计强雹概率误差。这一方面与冰雹气候分布特征有关,因为大平原地区更容易有强雹;另一方面可能与美国南部有更密的观测网有关。

由于缺乏可靠的地面最大冰雹尺寸观测资料,很难对 MEHS 进行检验和评估。

2 CINDAD-98D 冰雹产品业务应用讨论

初期的冰雹算法关注的是超级单体回波特征结构的识别方法,如弱回波区和回波悬垂结构等。HDA 算法不但考虑了不同仰角高度上的最大反射率值,还由冰雹形成物理过程考虑了强雹与环境温度的关系。如,对 POSH 而言,首先是建立某仰角高度上冰雹动能通量与反射率之间的统计关系;综合考虑环境 0°C 和 -20°C 层高度及反射率大小,得到强冰雹指数 SHI;考虑强雹在大于 0°C 层环境中的融化得到 SHI 的警报阈值;最后得到 POSH。美国 165 部 WSR-88D 雷达的 HDA 算法中,全部预置的是上述算法参数。我国最终将布设 216 部多普勒天气雷达,目前 S 波段雷达预置的 HDA 算法参数与 WSR-88D 相同,C 波段雷达中仅有一部分由厂家安装了预置相同参数的算法软件(王瑾等,2011)。

2.1 用于强雹预报的其他环境参数及雷达探测特征

POSH 中的统计公式是建立在美国大平原地区外场观测基础上,而我国 RPG 中的参数并未依据我国的冰雹外场观测结果进行订正,即未修改 POSH 参数值。由于 POSH 产品往往高估强雹概率,如仍使用 $POSH \geq 50\%$ 作为强雹预警阈值,则需利用其他环境参数及雷达探测特征作为进一步判断是否降强雹的辅助阈值。

冰雹形成和增长存在着不同的概念模式,但无论是对超级单体雹暴还是非超级单体雹暴,其共同之处是要有超过 0°C 层高度的强上升气流,以有利于过冷却水累积区形成(周玲等,2001;许焕斌,2012;蔡森等,2014)。也就是说,上升气流的强度

(达 0°C 层高度以上)和持续时间决定了冰雹胚胎在过冷却水累积区的停留时间,如果停留时间足够长,雹粒可以增长到足够大而产生地面强雹。

在弱的风垂直切变条件下,对流风暴的组织性一般较差,仅有“脉冲”风暴可产生强雹;在中等到强的风垂直切变条件下,对流风暴常常具有很好的组织性,有可能形成超级单体风暴(俞小鼎等,2006)。根据上升气流强度和冰雹胚胎要在过冷却水累积区停留这两个要求,可以归纳出产生强雹的“脉冲”风暴和超级单体风暴的雷达探测特征(见表 2)。

表 2 产生强雹的“脉冲”风暴和超级单体风暴的环境及雷达探测特征

Table 2 Environment and radar detection features of “pulse” storm and supercell producing severe hail

序号	“脉冲”风暴	超级单体风暴
1	弱 $0\sim 6\text{ km}$ 风切变	强 $0\sim 6\text{ km}$ 风切变
2	大 CAPE 值	大 CAPE 值
3	合适的 0°C 层高度	合适的 0°C 层高度
4	强反射率中心超过 -20°C 层	强反射率中心超过 -20°C 层
5	TBSS	TBSS
6	高 VIL(或 VIL 密度)	高 VIL(或 VIL 密度)
7		WER(或 BWER)
8		中气旋
9	风暴顶辐散	风暴顶辐散

在 $POSH \geq 50\%$ 时,表 2 中“脉冲”风暴和超级单体风暴共有的雷达特征可用于进一步判断是否降强雹。如,三体散射长钉(Three-Body Scatter Spike, TBSS)是用于确定强雷暴的特征之一,S 波段雷达 TBSS 的存在是雷暴有强雹的直接指示。对强雹探测而言, TBSS 是充分而非必要条件(Lemon,1998;郭艳,2010)。VIL 是将雷达反射率因子数值转换成等价液态水量值(Greene et al, 1972),在目前多普勒雷达 VIL 算法中将反射率 $>55\text{ dBz}$ 取为 55 dBz ,即认为反射率 $>55\text{ dBz}$ 是冰雹而非液态水。一般认为 $VIL \geq 45\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 会产生 1.9 cm 以上的冰雹, $VIL \geq 55\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 会产生 3 cm 以上的冰雹(Edwards et al,1998)。VIL 密度[即 VIL 值除回波顶高(Echo Tops, ET)]也可用来预报强雹,通常认为 VIL 密度 $>3.5\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 会产生强雹(Amburn et al,1997)。风暴顶辐散(即风暴顶正、负速度差值) $>38\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,也有可能产生强雹(Witt et al,1991;吴剑坤等,2009)。

尽管上述任意一种雷达探测特征都可以作为识别单体是否会产生强雹的辅助判据,但 TBSS、VIL

密度、风暴顶辐散都不是直接的雷达可读取产品。而 VIL 产品的计算又会受到风暴倾斜及静锥区的影响,会出现高顶高 VIL 值的风暴不一定产生强雹,而低顶低 VIL 值的风暴可以产生强雹的不确定性。

2.2 CAPPI 产品在强雹预报中的应用

在 WSR-88D 产品集中并没有 CAPPI 产品,该产品是北京敏视达雷达公司专门为我国 CINRAD WSR-98D 所设计的(孟昭林等,2005)。它是将不同仰角的反射率因子值通过双线性插值及加权平均插值到指定高度上的产品。这个产品设计的目的是方便预报员将其与相应等压面场进行比对,如,将 CAPPI 的高度设成 3 km,则可以将其与 700 hPa 等压面场作粗略比对。CAPPI 通常并不列在常规产品集中,将 CAPPI 作为强雹预报因子使用时,必须指定它的高度和反射率阈值。

POSH 降低了对强雹的要求,如 40~50 dBz 权重为 0~1,50 dBz 以上权重为 1,即认为 50 dBz 以上即完全为冰雹粒子。这样在强降水为主的事件中,亦会识别出 $POSH \geq 50\%$ 。

根据冰雹形成的物理过程,强雹粒子增长在接近 -20°C 层及其以上更冷的区域,故可以考虑将 CAPPI 的高度设在环境 -20°C 层高度。通常,55 dBz 回波的空间尺度与上升气流强度是有关系的。综合考虑上两个因素,可以使用 -20°C 层高度上 55 dBz 范围大于 100 km^2 (根据风暴上升气流的尺度主观设置)作为强雹的辅助阈值。表 3 给出了我国 8 个强对流个例的冰雹相关产品,包括雷达首次识别出 $POSH \geq 50\%$ 的时间、同时刻 CAPPI 在 -20°C 层上的范围及强天气发生的实际时间和类型。

由表 3 可见,冰雹指数产品中的最大预期冰雹尺寸(MEHS)远大于实际冰雹最大尺寸。8 个个例的 POSH 都达到 50% 的预警阈值,使用 -20°C 层高度上 $55\text{ dBz} > 100\text{ km}^2$ 的阈值可以将强雹与其他对流性天气进一步区分开。如图 3 为 2013 年 3 月 19 日 21:45 湖南邵阳雷达 -20°C 层(6.5 km)CAPPI 产品,图中利用光标过滤功能显示出 $\geq 55\text{ dBz}$ 的范围达 184.9 km^2 ,地面观测为强雹;图 4 为 2013 年 7 月 7 日 15:28 南京雷达 -20°C 层(8.5 km)CAPPI 产品, $\geq 55\text{ dBz}$ 的范围为 3.9 km^2 ,未观测到地面降雹。

表 3 CAPPI 产品作为强雹辅助阈值的使用

Table 3 CAPPI products used as aiding threshold of severe hail

个例名称	-20°C 层 $\geq 55\text{ dBz}$ 面积/ km^2	MEHS /cm	POSH ≥ 50 出现 时间/BT 及概率/%	实际强天气出现 时间/BT 及特点
20130319 湖南靖州强冰雹	184.9	>10.2	21:45 100	22:29 最大直径 5 cm
20140319 浙江台州强冰雹	100.5	8.3	17:17 100	17:47 最大直径 3.3 cm
20130323 广西田林强冰雹	121.4	5.7	14:03 90	15:00 最大直径 3 cm
20120410 广东梅州冰雹	68.3	10.2	16:54 100	17:00 最大直径 $<2\text{ cm}$
20140319 浙江仙居冰雹	44.7	7.6	16:11 100	16:20 最大直径 1.5 cm
20130707 江苏天长龙卷	3.9	3.2	15:28 50	16:00 无冰雹,龙卷
20140331 广州高要对流大风	75.4	5.7	06:12 90	06:40 无冰雹,大风 $34.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$
20090722 北京短时强降水	38.5	7.6	17:06 100	17:00—18:00 无冰雹,降雨 $39.2\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$

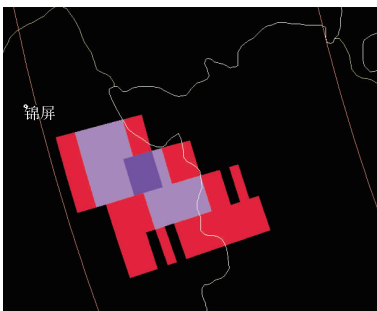


图 3 邵阳雷达 2013 年 3 月 19 日 21:45 CAPPI (6.5 km) 产品

Fig. 3 CAPPI (6.5 km) products of Shaoyang Radar at 21:45 BT 19 March 2013

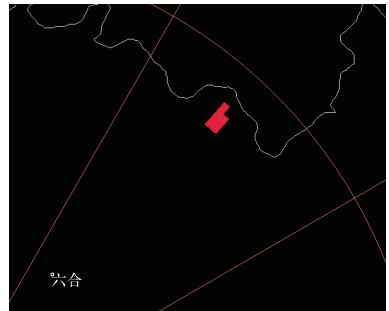


图 4 南京雷达 2013 年 7 月 7 日 15:28 CAPPI (8.5 km) 产品

Fig. 4 CAPPI (8.5 km) products of Nanjing Radar at 15:28 BT 7 July 2013

在具体业务操作中,对 S 波段雷达,可以将 -20°C 层高度的 CAPPI 产品列入 PUP(Principle User Position) 的常规产品集中。由于将 -20°C 层 CAPPI 上 55 dBz 的面积大小作为强雹预警阈值是基于冰雹形成物理过程及 HDA 算法思路,因此,对无 HDA 算法及产品的 C 波段雷达,可以直接用其为强雹预警提供依据,阈值大小宜根据当地雷达站强对流个例资料统计得到。

3 结 论

多普勒雷达探测冰雹的算法发展过程表明,基于反射率预警冰雹有两种方法:(1)利用雷达观测到的风暴单体反射率特征作预警,如低层钩状回波、弱回波区及回波悬垂等典型超级单体风暴特征;(2)在 SCIT 算法识别出的风暴单体基础上,根据雷达探测到的 0°C 层高度以上的强回波值,用 HDA 算法直接得到包括 POH、POSH 及 MEHS 三种输出的 HI 产品。

HDA 算法是建立在反射率定量化探测基础上,比前期仅依靠反射率特征的冰雹算法提供了更多的冰雹潜势信息。由于冰雹是一种灾害性天气,HDA 算法得到的 HI 产品要能对预报员起提醒作用,因此 HDA 算法是刻意降低了标准的。在此意义上,即使不考虑算法中所使用参数的地域差异,仍会出现冰雹虚警问题。因此,业务预警中必须参考其他特征作为强雹辅助阈值,如 VIL、VIL 密度、TBSS 等都是有用的指标。用 -20°C 层高度 CAPPI 产品上 55 dBz 的面积大小作阈值,则定量且容易操作。对 S 波段雷达,可将随季节变动的 -20°C 层高度 CAPPI 产品列入常规产品集。对没有 HDA 算法的 C 波段雷达,可以直接使用 -20°C 层 CAPPI 上 55 dBz 的面积来预警强雹的发生,阈值宜根据当地雷达站的多个强对流天气个例资料统计确定。

致谢: 本文所讨论的问题来源于与中国气象局气象干部培训学院举办的多期多普勒雷达产品与应用培训班学员的交流,在此表示感谢。

参考文献

蔡森,周毓荃,蒋元华,等. 2014. 一次超级单体雹暴观测分析和成雹区识别研究. 大气科学, 38(5): 845-860.
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研究. 气象, 40

(2): 174-185.
郭艳. 2010. 大冰雹指标 TBSS 在江西的应用研究. 气象, 36(8): 40-46.
Lee R R, 牛昉. 2000. WSR-88D 算法和产品改进的用户反馈信息. 气象科技, 28(2): 56-58.
孟昭林,王红艳,陆雅萍,等. 2005. CINRAD/SABuild 10 新一代天气雷达软件系统的开发研制. 气象科技, 33(5): 469-473.
邵玲玲,黄宁立,王倩怡,等. 2007. 冰雹指数产品剖析及在灾害性强降水预报中的应用. 气象, 32(11): 48-54.
王瑾,刘黎平. 2011. WSR-88D 冰雹探测算法在贵州地区的评估检验. 应用气象学报, 22(1): 96-106.
吴剑坤,俞小鼎. 2009. 强冰雹天气的多普勒天气雷达探测与预警技术综述. 干旱气象, 27(3): 197-205.
吴林林,刘黎平,郑媛媛. 2014. 基于 SWAN 的冰雹探测算法研究. 高原气象, 33(3): 823-831.
许焕斌. 2012. 强对流云物理及其应用. 北京: 气象出版社, 340.
俞小鼎. 2014. 关于冰雹的融化层高度. 气象, 40(6): 649-654.
俞小鼎,姚秀萍,熊延南,等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 314.
张崇莉,钱宝敏,和卫东,等. 2012. VIL 产品在高山雷达中的应用研究. 高原气象, 31(2): 562-567.
周玲,陈宝君. 2001. 冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值模拟研究. 大气科学, 25(4): 536-550.
Amburn S A, Wolf P L. 1997. VIL density as a hail indicator. Wea Forecasting, 12(3): 473-478.
Browning K A. 1977. The structure and mechanisms of hailstorms. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression. Meteor Monogr, 16(38): 1-43.
Edwards R, Thompson R L. 1998. Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. Wea Forecasting, 13(2): 277-285.
English M. 1973. Alberta hailstorms. Part II: Growth of large hail in the storm. Alberta Hailstorms, Meteor Monogr, No. 36, Amer Meteor Soc, 37-98.
Foote G B, Knight C A. 1979. Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado. Part I: Design and conduct of the experiment. J Appl Meteor, 18(12): 1526-1537.
Geotis S G. 1963. Some radar measurements of hailstorms. J Appl Meteor, 2(2): 270-275.
Greene D R, Clark R A. 1972. Vertically integrated liquid water—A new analysis tool. Mon Wea Rev, 100(7): 548-552.
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(2): 263-276.
Lemon L R. 1978. On the use of storm structure for hail identification. Conference on Radar Meteorology, 18 th, Atlanta, GA. Amer Meteor Soc: 203-206.
Lemon L R. 1998. The radar “three-body scatter spike”: An operational large-hail signature. Wea Forecasting, 13(2): 327-340.
Mather G K, Treddenick D, Parsons R. 1976. An observed rela-

- tionship between the height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports. *J Appl Meteor*, 15(12): 1336-1340.
- Miller L J, Tuttle J D, Knight C A. 1988. Airflow and hail growth in a severe northern High Plains supercell. *J Atmos Sci*, 45(4): 736-762.
- Nelson S P. 1983. The influence of storm flow structure on hail growth. *J Atmos Sci*, 40(8): 1965-1983.
- Petrocchi P J. 1982. Automatic detection of hail by radar. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA, 33.
- Smart J R, Alberty R L. 1985. The NEXRAD hail algorithm applied to Colorado thunderstorms. Preprints, 14th Conf. on Severe Local Storms, Indianapolis, IN, Amer Meteor Soc: 244-247.
- Waldvogel A, Federer B. 1977. Large raindrops and the boundary between rain and hail. Conference on Radar Meteorology, 17th, Seattle, Wash. Amer Meteor Soc, 167-172.
- Waldvogel A, Federer B, Grimm P. 1979. Criteria for the detection of hail cells. *J Appl Meteor*, 18(12): 1521-1525.
- Waldvogel A, Schmid W, Federer B. 1978. The kinetic energy of hailfalls. Part I: Hailstone spectra. *J Appl Meteor*, 17(4): 515-520.
- Winston, H A. 1988. A comparison of three radar-based severe-storm-detection algorithms on Colorado High Plains thunderstorms. *Wea Forecasting*, 3(2): 131-140.
- Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, et al. 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea Forecasting*, 13(2): 286-303.
- Witt A, Nelson S P. 1991. The use of single-Doppler radar for estimating maximum hailstone size. *J Appl Meteor*, 30(4): 425-431.