

平凉冰雹云回波特征分析^{*}

张鸿发 左洪超 郅秀书 郭三刚

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州, 730000)

摘 要

用大量实测冰雹云过程回波资料, 根据地面降雹大小和灾情统计资料, 分析了 200 多例不同冰雹云的回波顶高、回波面积随反射率 Z_e 变化的回波特征参量和各高度层反射率强度分布结构模型。表明在不同的冰雹云过程中, $Z_e \geq 30$ dBz 的回波特征参量有明显差别, 用这些强回波特征参量对认识强对流云的演变过程和识别冰雹有较大优势。

关键词: 冰雹, 回波特征, 分析。

1 引 言

冰雹是中国主要农业气象灾害之一。气象工作者用雷达对强对流云进行了长期探测和试验研究, 提出了一些冰雹云发展演变规律的回波特征基本参量。例如: 在 20 世纪 70~80 年代美国的几次大型强风暴试验研究计划中, 用 10 cm 波长雷达测得有降雹的强烈雷暴云回波云顶高度达到 11.4 km (海拔高度 SML), 回波强度 ≥ 55 dBz 为判别标准。20 世纪 60~70 年代前苏联用 3 cm 波长雷达测得冰雹云回波云顶高度达到 11.2 km (SML), 强回波 ≥ 45 dBz 作为识别指标。六盘山东侧下风坡的平凉是中国多雹灾地区之一, 平凉冰雹云的回波特征和雷达识别已有不少论文^[1~5], 但大多是典型个例或 2~3 a 短期内的结果, 没有给出冰雹云定量回波特征参量, 其它地区对冰雹云的观测研究也有类似情况。由于不同天气形势下受地域条件影响对形成不同冰雹云的热动力结构有所不同, 各种雷达设备和人为的观测研究目的对得到冰雹云回波特征参量是有差异的。观测事实说明冰雹云可分为单体冰雹云、多单体冰雹云、强或超单体冰雹云和飏线等, 这些不同类型雹暴云回波特征和参量随强对流云生命期的不同发展阶段而变化。不同冰雹云过程的回波特征参

量与它们的动力结构有关, 一般典型冰雹云都有云砧和悬挂体和弱回波区或穹窿和回波墙等强上升气流区的回波结构。强或超单体冰雹云回波还会有钩状、人字形、指状回波形态等特征; 另外在动力结构上还有传播形冰雹云、点源形冰雹云和气旋形冰雹云, 有的在演变过程中产生合并和分裂, 形成右移或左移, 这些强冰雹云回波特征只代表了典型个例模型。文中根据原兰州高原大气物理研究所 25 a 在平凉进行人工防雹试验和为地方开展人工防雹减灾期间, 用具有较高分辨率的 3 cm 波长常规天气雷达观测得到的大量不同冰雹过程的回波资料和相应地面降雹资料进行统计分析, 给出冰雹云的定量回波特征参量和判别不同降雹云判别的指标, 可为强对流雷暴, 雹暴云的发展和演变规律观测研究和数值模拟, 及人工影响天气和防灾减灾提供依据。

2 平凉冰雹云回波资料概况

统计的回波资料取自 1974~1998 年夏季 5~9 月平凉防雹试验。该雷达 1993 年以前每年至少进行 2 次整机标定, 偏差 ≤ 2 dBz^[6], 1993 年以来只作了发射接收功率标定, 偏差约 3 dBz。雷达观测一般以平凉 07 时探空资料预报当日对流云的发展, 作不定时预警扫描, 当测到较强回波即连续跟踪观测雷

* 初稿时间: 1999 年 11 月 24 日; 修改稿时间: 2001 年 3 月 22 日。

资助课题: 国家自然科学基金(49975002)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所创新基金(210098)和国家 95 攻关项目(96-020-01-07)。

暴云发展演变完整过程。从低衰减档到最大可见回波(一般取 10 dBz 间隔),根据回波强度通常取 4~7 幅不同衰减的回波资料,每套完整 PPI 或 RHI 照相需 2~3 min。统计均用雷达观测得到强对流云发展到成熟降雹过程至少 30 min 的回波资料,用投影放大网格读取 PPI 和 RHI 回波参量,云高有 ≤ 0.2 km,面积有 2 km² 的误差。1982~1985 年由于线-圆偏振试验和数字化改造未统计在内,因此这些回波资料有可比性。

统计是根据地面降雹大小和灾情进行的。地面灾情资料有雷达观测时由实地降雹灾情调查、布点和平凉临近地县市气象台站等单位提供。由于平凉地区受六盘山特殊地形影响,即使是局地较强雷雨云中常夹小冰粒(霰)或软雹。为了定量反映不同降雹云回波特征,我们以雷达实测预报有冰雹并得

到地面可靠报道的中到强降雹的冰雹云回波资料为主,其中以实地调查证实降雹程度的回波资料来分析研究冰雹回波特征。统计中排除了收集灾情中雨夹霰或软雹,如表 1 中雨夹霰一栏 109 例以雷阵雨或雨夹霰,和平凉地区以外有降雹灾情但未经过调查证实,以及用 200~100 km 距离观测的 48 例回波资料,尽可能避免上报灾情中夸大降雹大小和受灾面积等不确定因素。按照不同降雹灾情有 362 例强对流雷暴(雨)和冰雹云回波资料,参照文献[4]按受雹灾程度分别统计结果列在表 1 中。从表 1 可以看出,平凉主要冰雹灾害是强烈雹暴云造成的,这类雹暴出现次数少占总降雹云的 16%,而占受雹灾面积的 70% 以上,成灾面积达到 84%,和国内外结果一致^[7]。

表 1 平凉强对流雷暴冰雹云回波特征和降雹及受灾情况(按灾情分类)

| | | 109 例雨夹霰 | 42 例强降雹 | 124 例中降雹 | 87 例弱降雹 |
|------|------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | | 类(平均) | 类(平均) | 类(平均) | 类(平均) |
| 回波特征 | 云顶高(km) | 11.2~5.8(6.8) | 15.7~9.7(10.4) | 12.7~8.7(9.6) | 12.2~7.6(9.2) |
| | ≥ 30 (dBz)云厚(km) | 5.9~1.4(3.1) | 12.2~6.4(8.7) | 8.7~4.3(5.6) | 6.2~3.7(4.7) |
| | ≥ 30 (dBz)时间(min) | 35~10(14) | 180~47(64) | 94~36(36) | 48~16(21) |
| | 最强 Z_e (dBz) | ≤ 45 (28) | ≥ 65 (52) | ≥ 55 (43) | ≥ 45 (37) |
| 降雹 | 雹块大小(cm) | 雨夹霰(< 0.8) | 2.5~7.0(3.0) | 1.5~2.5(1.8) | 0.8~1.5(1.0) |
| | 普遍降雹大小 | 软雹或大米粒 | 核桃或杏子 | 葡萄或杏核 | 玉米粒或碗豆 |
| 灾 | 受灾面积(hm ²) | 暴雨灾 7~35 | ≥ 667 | 191 | 25 |
| | 成灾面积(hm ²) | 14 | 310 | 57 | < 7 |
| 情 | 占总雹灾面积(%) | | 71.9/83.6 | 24.1/15.4 | 4.0/1.0 |
| | 成灾面积(%) | | | | |

3 冰雹云回波顶高特征

经调查证实降雹大小和受灾程度的 205 例不同冰雹云过程的 4961 个 RHI 回波顶高随 Z_e 变化统计结果表明,冰雹云回波顶高变化幅度很大,不同 Z_e 值的回波顶高变化幅度也不同,在 20~40 dBz 的变化最大,达到 10 km 以上,说明不同冰雹云回波顶高具有不同强度的上升气流有关,不同高度层的 Z_e 值反映了相应高度云内云水和粒子热力状态的后向散射强度贡献。回波顶高 H (km)与 Z_e (dBz)之间有线性关系:

$$H = 9.84 - 0.12Z_e \quad r = 0.41$$

这关系式说明冰雹云的回波云顶高至少要达到 9.8 km 高度(相对平凉雷达站海拔 1.6 km),每增强 10 dBz 回波顶高下降 1.2 km 左右,与美国判别冰雹的云顶高是否达到或穿过对流层顶基本一致^[8]。

也说明观测的冰雹云回波顶高度随 Z_e 增强线性相关并不好,用线性拟合随着 Z_e 值增大强回波区的顶高出现较大偏差,尤其在 $Z_e > 30$ dBz 区趋于增大。应用这关系对表 1 中 362 例强雷暴和降雹云的回波云顶高度判别冰雹成功率表明,雷达预报冰雹地面有降雹的准确率为 64%。未达到这云顶高度地面有降雹而雷达没有预报,和达到这云顶高度只有雨夹霰的而雷达预报降雹为失误率,占到 17%。未达到这云顶高度雷达没预报而灾情中有降雹或雨夹小雹的为漏报率达到 19%。从这结果说明即使用大量实测冰雹云回波云顶高值从强雷暴云中识别冰雹成功率是低的,因为强对流雷暴回波云顶高度并不能定量反应冰雹云回波特征。

图 1 是 205 例分为强和中弱降雹的冰雹云随 Z_e 值变化的平均回波顶高分布曲线。可看出强和中弱雹云的平均回波云顶高度之间差别很小,就是

说强和中弱冰雹云回波云顶高至少都要达到 9.7 km 以上,随着 Z_e 值增大回波顶高有明显差别。 < 30 dBz 区强与中弱雹云顶高之间差 0.5 ~ 1.2 km, > 30 dBz 区随着 Z_e 增强回波顶高差可增大到 2~4 km。按强和中弱冰雹云回波顶高分别拟合的相关性比不分的好得多。它们各有线性拟合结果:

强冰雹云: $H = 9.9 - 0.068Z_e, r = 0.94$; 中弱冰雹云: $H = 9.7 - 0.125Z_e, r = 0.99$ 。

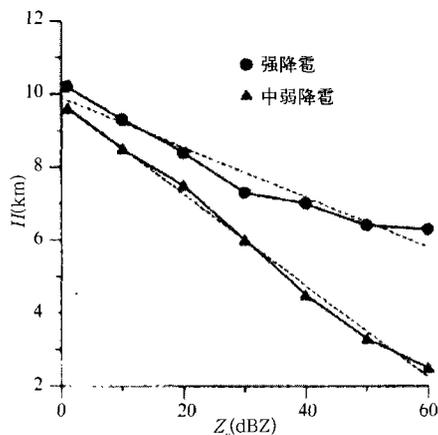


图1 强和中弱降雹云平均回波顶高 H 随 Z_e 变化 (虚线为拟合直线)

结果说明强与中弱冰雹云平均回波顶高都是随 Z_e 增大而下降的,但它们随 Z_e 值有不同的递减率,

特别在大于 30 dBz 回波区有较大不同。中到弱雹云回波顶高在所有 Z_e 值强度范围基本是线性下降的,强雹云在小于 30 dBz 区的回波顶高下降要平缓,大于 30 dBz 强回波区随 Z_e 值回波顶高趋于平坦,并维持在 6 km 高空,比中到弱冰雹云平均高出 2.8 km。说明不同降雹云有不同的强度上升气流可到达不同高度,对形成冰雹大小和冰雹增长的强回波区所处位置也不同,与表 1 中不同降雹云造成的冰雹灾害和它们的回波参数相符。同时说明用小于 30 dBz 回波顶高可以判别冰雹,但很难区分强和中弱降雹,而且容易与未降雹的强对流雷雨云(或雨夹霰)混淆。因此用回波顶高度定量判别冰雹,大于 30 dBz 的回波顶高是十分有用的回波参量。

表 2 给出这些不同 Z_e 值的强与中弱雹云回波样本数和平均顶高值。说明强与中弱降雹云回波顶高之间差别主要在大于 30 dBz 区,并且随着 Z_e 值增大回波顶高差别越明显。中弱雹云强回波区(50 ~ 60 dBz)回波顶高主要在 0°C 层附近或以下,这对识别冰雹是十分不利,因为强雷雨云降水(雷雨夹霰或小冰粒)也常在 0°C 层附近表现出高 Z_e 回波值,并容易由于地物造成的强回波混淆。同时启示我们识别冰雹云应注意观测强雷暴云发展到旺盛阶段时大于 30 dBz 回波顶高,强与中弱降雹云或雷雨云的回波顶高有明显高差征兆,并且随 Z_e 值增大回波顶高的递减明显低于中弱冰雹云。

表 2 不同回波 Z_e (dBz) 值的冰雹云平均云顶高度(km) 和强与中弱冰雹云之间回波云顶高度差(km)

| | 回波强度 Z_e (dBz) | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------------------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | 60 | | 00 | | 10 | | 20 | | 30 | | 40 | | 50 | |
| | 顶高 | 样本 | 顶高 | 样本 | 顶高 | 样本 | 顶高 | 样本 | 顶高 | 样本 | 顶高 | 样本 | 顶高 | 样本 |
| 强冰雹云 | 194 | 10.2 | 190 | 9.3 | 195 | 8.4 | 181 | 7.3 | 103 | 7.0 | 78 | 6.4 | 59 | 6.2 |
| 中弱雹云* | 768 | 9.6 | 700 | 8.5 | 761 | 7.5 | 746 | 6.0 | 583 | 4.5 | 270 | 3.3 | 97 | 2.5 |
| 云顶高差(km) | 0.6 | | 0.8 | | 0.9 | | 1.3 | | 2.5 | | 3.1 | | 3.7 | |

* 为中弱雹云中有大于 50 dBz 的最大可见回波的统计在 60 dBz, 强降雹大于 60 dBz 统计在 60 dBz 内。

4 冰雹云回波面积的特征

根据 205 例不同冰雹云过程的回波资料,我们选用 3° 低仰角的 PPI 和相邻近时间取得的 RHI 不同 Z_e 值的回波面积(注:观测中一套 PPI 扫描后有几套 RHI 回波资料的,由于时间较长,只用和 PPI 回波相近 RHI 资料)。PPI 回波面积随 Z_e 的变化范围从十几到 1000 km² 左右,RHI 回波面积随 Z_e 的变化从几到 800 km² 左右(图略)。图 2 中给出了 PPI 和 RHI 平均回波面积随 Z_e 值的变化曲线和拟

合结果。可看出冰雹云 PPI 和 RHI 的回波面积分别在 400 km² 和 260 km² 以上,30 dBz 时为 67 km² 和 49 km²,最大 Z_e 值(50~60 dBz)回波面积分别为 21 km² 和 10 km²。这和美国国家雹暴(NHEP 1978 ~ 1982)计划统计的 57 个不同生命期雹暴的平均回波面积基本一致^[9],他们认为维持长生命期的强对流风暴 45 dBz (10 cm 波长雷达)强回波面积普遍达到 50~100 km²,最强回波(55~70 dBz)的面积至少达到 10~20 km²,平均为 14 km²。PPI 和 RHI 的平均回波面积(A)与 Z_e 有指数拟合关系:

$$\text{PPI}: A = 366.92 \exp(-0.054 Z_e) \quad r = 0.96$$

$$\text{RHI}: A = 261.95 \exp(-0.052 Z_e) \quad r = 0.99$$

结果说明冰雹云的 PPI 和 RHI 平均回波面积与 Z_e 有很好的指数关系,在 ≤ 30 dBz 冰雹云回波面积都是直线下降,而在大于 30 dBz 实测值与拟合的回波面积有偏差。40~50 dBz 的 PPI 要比 RHI 回波面积偏差大得多,大于 50 dBz 的 PPI 回波面积偏差最大。结合以上不同降雹云平均顶高分析,表明强降雹云不仅在 PPI 的特强回波(50~60 dBz)常表现出较大回波面积,而且出现在较高上空,这些特强回波的大面积区有利于大冰雹的增长,并可维持较长生命期,如表 1 中强降雹云大于 30 dBz 持续时间可达到 60 min 以上。

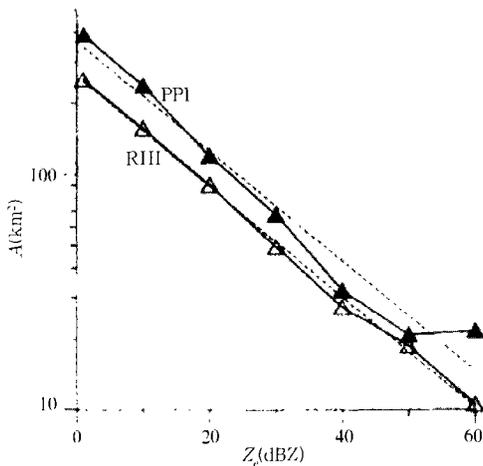


图 2 冰雹云的 PPI 和 RHI 平均回波面积 A 随 Z_e 分布

5 冰雹云回波强度特征

回波强度是用来区别强烈雷暴和识别冰雹的重要特征参量。图给出了 205 例冰雹云过程取得的 4785 个 RHI 回波资料(4961 样本中除去用 5, 15, 25, 35, 45 dBz 取得的)中不同回波顶高,按 0.5 km 间隔计算各高度层实测回波 Z_e 值的累积量随高度的分布曲线,目的是来探讨冰雹云过程在不同高度层出现回波强度的贡献大小。因为不同降雹云对不同回波 Z_e 值具有不同的回波顶高,并且不同阶段也会有较大变化。从图 3 中结果可看出,大量不同冰雹云过程在各回波高度层的回波强度最大贡献区是在 5.8 km 高度,其次在 6.2~8 km 高度层上。在最大回波强度区以下到 4.0 km 高度层是快速减弱带,4.0 km 高度仅为最大强回波区的一半,而在 4~3 km 有明显的回波强度逆增强层,以下呈慢减弱趋势到云底。4 km 高度以下的要大于 11 km 以

上回波强度,12 km 以上的回波强度最弱。在 8~10.5 km 有较强回波强度贡献区,这高度层与以上和以下回波 Z_e 值的贡献区有较大的差别。这种回波强度随回波高度分布的结构与国内外大量观测事实和理论研究得出的强风暴的结构模型有惊奇相似。

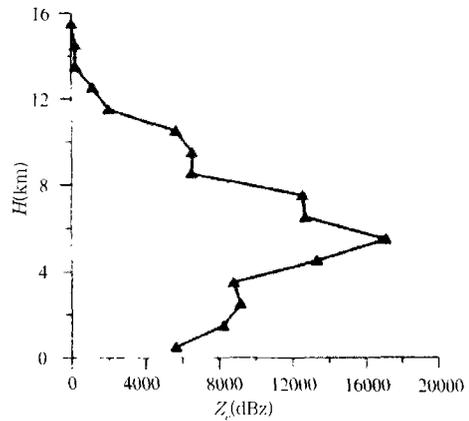


图 3 205 例冰雹云过程在不同回波顶高的总回波强度的结果模型

结合以上结果我们推断,平凉冰雹云最大回波强度区主要集中在 5.8 km 高空,说明这高度可能含有已经形成的大冰雹或是即将降雹的位置,很可能是强上升气流速度最强高度,和徐文俊先生利用观测事实计算得出平凉冰雹云日环境风场 U, V 分量的垂直切变在 5~6 km 最强,和张鸿发等统计得出平凉强冰雹云与 500 hPa 有强环境风切变有关相符^[7,9],与美国和加拿大雹暴计划测得到强雹暴的最强回波区是与上升气流最大速度有关的分布结构相一致^[10]。6.2~8 km(温度在 $-15 \sim -25$ °C)强回波层是冰雹生长区,很可能是没有长大的小冰雹累积带,长大的雹块下落到最大回波强度区,所以这高度的回波强度仅次于最大回波区的贡献,和前苏联防雹专家提出 7.5 km 强回波高度是雷达识别冰雹的特别重要高度相吻合^[8]。8~10.6 km(温度在 $-25 \sim -35$ °C 之间)的较强回波层很可能是由过冷水或冻滴和霰组成的冰雹胚胎区,回波强度要比下层的冰雹增长区的回波强度贡献低得多,但比这高度以上回波强度要强得多,这层冰雹胚胎区很可能是在上升气流顶部,并且靠上升气流支托。在这高度以上是雹暴云辐散区(温度在 -35 °C 以下),是由大量冰晶组成的低回波强度贡献区,它为下层冰雹

胚胎累积区提供大量次生冰晶的胚胎源。在最强回波区以下,回波强度下降很快,这是雹块或大降水粒子快速下落造成的,而3~4 km是0℃层高度,由于融化引起回波强度增强,但比0℃层以上的冰雹累积区回波强度要小很多,只是最强回波值贡献的一半,与美国和苏联提出冰雹云0℃层回波强度仅是最强回波区的一半相同^[8]。为印证上述结果,图4给出一例冰雹云过程中不同回波顶高对应出现回波强度的回波面积关系的点聚图。从图中可清楚看出不同 Z_e 值的RHI回波面积随云高的变化,大于40 dBz强回波主要集中在4~8 km,并且回波面积都在60~100 km²左右。最大回波 Z_e 值出现在约6 km高空,面积约10 km²左右,而9 km以上高层区主要是小于30 dBz,回波面积都大于200 km²。

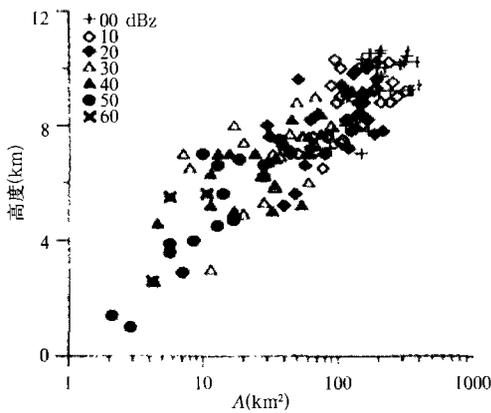


图4 一次强冰雹云过程不同回波强度的回波面积随云高分布

6 冰雹云回波顶高与其环境温度关系

图5是经实地调查证实降雹灾情的128例降雹云回波资料,根据地面降雹时间对应PPI有最强 Z_e 值回波区的RHI回波资料,强降雹云取7到10套(约15~30 min),中到弱降雹云取4~7套(约10~20 min),即不同雹云发展强盛到降雹阶段 $Z_e \geq 30$ dBz值的平均回波顶高与其探空层结相应高度的环境温度点聚图。可看出不同冰雹云的30 dBz平均回波顶高与环境温度有不同分布区间,它们的关系在表

4给出。表中数值说明冰雹云在 ≥ 30 dBz的平均回波顶高至少要达到5.6 km以上,对应的温度在-17.3℃以下。按这指标对128例强对流雷暴云出现冰雹的回波中识别强到中降雹准确率可达到94%(见图中实粗线区)。比龚乃虎用3 a 158例不同雷暴云36 dBz未平均强回波顶高7 km与环境温度-27℃的关系要好^[4],准确率提高6%,与我们得出的不同降雹云总平均结果(6.7 km, -26.3℃)相近,相当于30 dBz时回波顶高7.3 km,环境温度在-29℃。用这平均结果对205例中强到中等降雹云识别准确率可达到91%。但不同降雹云区间交叉的概率率比未平均结果要大,强降雹云区概括了23%中等雹云,中等降雹区概括了36%弱雹云。根据弱冰雹云最低阈值和它们不同阶段的回波顶高与 Z_e 值范围,对识别中到强雹云影响不大,只对弱雹云有40%漏测。与张喜轩用07时探空层结的余额不稳定性 ≥ 5 ℃预报冰雹相比较,准确率提高8%^[6],可避免余额不稳定性5℃处按湿绝热线上升到差额5℃处的高度认为是冰雹云顶(0 dBz)高度,而事实为强对流云雷暴雨上升到这高度造成的误判,这被张鸿发近十几年观测事实证明。

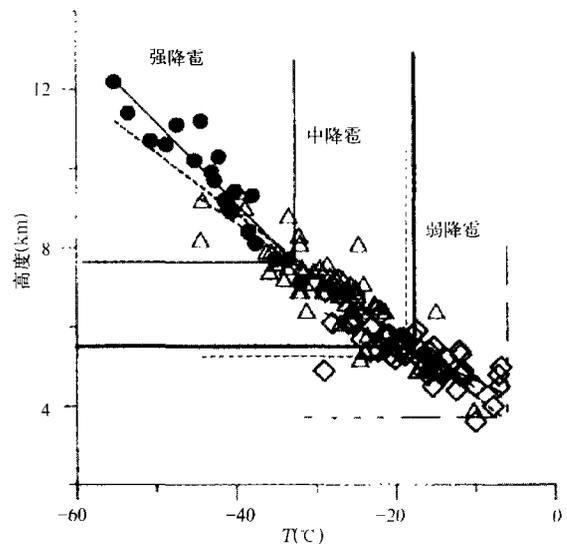


图5 不同冰雹云平均强回波顶高H与环境温度T的关系

表3 不同冰雹云大于30 dBz强回波平均顶高与环境温度的关系

| 雹云强度 (30 dBz) | 个例 | 样本 | 云高(km) | | 温度(°C) | | 线性关系 | 相关系数 |
|------------------|-----|-----|----------|-----|---------|-------|--------------------|------|
| | | | 范围 | 平均 | 范围 | 平均 | | |
| 强雹云 | 19 | 267 | 5.7~12.3 | 9.3 | -19~-55 | -40.3 | $H = 3.12 - 0.21T$ | 0.89 |
| 中雹云 | 63 | 431 | 4.3~9.6 | 6.9 | -10~-46 | -27.4 | $H = 3.23 - 0.14T$ | 0.76 |
| 弱雹云 | 46 | 232 | 3.7~8.4 | 5.6 | -7~-29 | -17.4 | $H = 3.75 - 0.09T$ | 0.61 |
| 总平均 | 128 | 310 | 3.7~12.3 | 6.7 | -7~-55 | -26.3 | $H = 2.72 - 0.15T$ | 0.88 |

7 小 结

大量不同降雹强度的冰雹云过程的回波资料的统计结果表明,平凉冰雹云回波特征可归纳为:

(1) 平凉冰雹云回波云顶高度普遍 ≥ 9.7 km, 强降雹云的回波顶高随 Z_e 值增大递减率,仅为中弱冰雹云的一半。强和中弱冰雹云回波顶高随 Z_e 值增大有明显高差特征,平均为 2.8 km。 ≥ 30 dBz回波顶高是区别强和弱降雹云的有用参量。

(2) 平凉冰雹云的 PPI 回波面积普遍达到 400 km²以上, RHI 回波面积 ≥ 260 km², ≥ 30 dBz 的回波面积一般达到 $50 \sim 100$ km²。最强回波强度($50 \sim 60$ dBz)的回波面积平均约在 15 km²左右,并与强回波顶高位置相匹配。

(3) 平凉冰雹云的最大反射率区主要出现在

$5 \sim 6$ km 高度上,这高度层的回波强度是 0 °C 层回波值的 2 倍,其次在 $6 \sim 8$ km 高空,这层的回波强度与上下层有显著的差别。最强反射率回波区以下到 0 °C 层是快速减弱区, 0 °C 层附近有明显回波强度逆增强层。

(4) 平凉不同降雹云发展成熟到降雹阶段 ≥ 30 dBz 强回波顶高与其环境温度有较好的对应关系。对判别冰雹有一定改进,特别对识别强到中等降雹云有明显优势。

致谢: 本文用到的大量雷达资料和地面调查资料中有蔡启铭、龚乃虎、徐宝祥和扬颂喜及早期野外观测取得的。地面灾情资料有平凉市农林局、民政处和平凉地区气象局提供的。在完成此文过程中,得到胡志晋、游来光、张纪淮老师的指导帮助,黄美元和洪延超老师为我提供项目资助得已完成这项工作,在此一并致谢。

参考文献

- 1 龚乃虎,蔡启铭等.平凉地区雹云回波移动特征.气象学报,1980,38(3):281~288
- 2 中国科学院兰州高原大气所雷达组,一次雹暴回波和雹块结构分析.大气科学,1981,5(2):157~165
- 3 扬颂喜等.一次雹云和雹块结构分析.大气科学,1981,15(2):157~165
- 4 龚乃虎,蔡启铭.雹云的特征和及其雷达识别.高原气象,1982,1(2):41~51
- 5 张喜轩.预报冰雹的方法.气象,1980,4:14~15
- 6 徐宝祥,李银海,蔡启铭.天气雷达定量测量中若干问题的讨论.成都气象学院学报,1987,2(2):58~64
- 7 黄美元,徐华英.云和降水物理.北京:科学出版社,1999. 291pp
- 8 中央气象局研究所,雷达气象译文集.1974,211pp
- 9 张鸿发,龚乃虎等.平凉地区强对流钩状回波特征的观测研究.大气科学,1997,21(4):401~412
- 10 Charles A, Knight, Patrick Squires. Hailstorms of the Central High Plains, I: The national hail research experiment. Boulder Colorado: Colorado Associated University Press, 1982. 1~282

ANALYSIS OF ECHO CHARACTERISTICS OF PINGLIANG HAILSTORM

Zhang Hongfa Zuo Hongchao Qie Xiushu Guo Sangang

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract

Statistic analyses on a large number of hailstorm echoes show that the differences exist in the cloud top height, the echo area, the intense core height and the thickness when strong convection develops and evolves with the reflectivity $Z_e > 30$ dBz of their radar echo for different hailcloud processes. The statistics attained the intensity structure of hailstorm echoes and their parameters of echo characteristics. These parameters of echo characteristics can be used to the hail process as criteria for identifying hailstorms among severe thunderstorm evolution, the accuracy is 92% for identifying strong hailstorms.

Key words: Hailstorm, Echo characteristics, Analyses.