

冷涡条件下雹云的雷达回波 分析及冰雹预报¹⁾

金伟福 刘敦训

(山东省东营市气象局, 257091)

提 要

利用一次冷涡南下引起的两次强对流天气的数字化雷达回波资料, 结合黄河三角洲地区的天气学资料, 对比分析了两次冰雹及冰雹和暴雨回波的异同点, 为强对流天气的临近预报和人工防雹提供参考。

关键词: 雷达回波 中尺度对流系统 对比分析 人工防雹

引 言

1995年6月22日20:00—23日06:00(以下称0622过程)黄河三角洲地区先出现了冰雹、大风天气, 接着又持续了数小时的强降水, 该地区普降大到暴雨, 平均降水量75mm, 最大降水中心170mm。1995年6月24日16:00—18:00(以下称0624过程), 该地区又发生了一次冰雹、大风天气过程。雹灾、涝灾、风灾造成了重大的经济损失。本文旨在通过对比分析, 得出强对流天气临近预报及人工防雹有指导意义的结论。

1 天气背景及大尺度环流分析

1.1 天气背景

两次强对流过程的前一天都有降水, 地面湿度很大, 当日天气晴朗, 1995年6月22日08:00和24日08:00地面图上黄河三角洲地区皆为西南风, 气温回升很快, 日最高气温22日为31℃, 24日为33℃。高温、高湿的天气背景为两次强对流天气提供了良好的热力条件。

1.2 大尺度环流分析

这两次强对流天气都是由500hPa的一

个蒙古冷涡东移引起。6月21日08时500hPa, 冷涡已在蒙古高原形成, 700hPa和850hPa在华北一带维持一暖脊, 暖平流较强。22日08时500hPa从涡底分出一小槽, 带动小股冷空气东南移。20时500hPa小槽过境, 东营市上空转成NW气流; 850hPa槽线还在黄河以北, 我市位于槽前的SW气流里。这时高层已有冷空气侵入, 但低层仍在继续增暖增湿。23日08时500hPa冷涡中心移到大兴安岭, 其后有一横槽, 冷空气在槽后不断堆积, 24日08时横槽开始转竖; 850hPa在京津以南地区一直为暖脊控制, 不断增温。在两次强对流过程发生前, 500hPa都有冷空气过境, 低层有持续增温增湿, 这种高层干冷、低层暖湿的环流配置有利于不稳定能量的积累。

2 不稳定参数分析

两次强对流天气都源于北京至太原一带, 选取北京、太原为代表站, 计算总指数(TT)作为本次过程对流稳定度的判断指标。

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (1)$$

为了在天气图上读值, 对式(1)^[1]变换如下:

$$TT = 2T_{850} - (T - Td)_{850} - 2T_{500} \quad (2)$$

1) 山东省气象局青年气象科学基金资助项目。

根据式(2)计算出北京、太原两站 22—24 日 TT 值如附表所示, TT 值愈大愈易产生强对流天气。由附表可见, 对流发生前 $TT > 43^\circ\text{C}$ 且有 3 个时次 $> 49^\circ\text{C}$, 有人认为^[2] $TT \geq 49^\circ\text{C}$ 可能发生强天气威胁。说明 22—24 日大气层结累积了大量的对流不稳定能量, 一旦有中尺度系统触发便可释放出来, 造成强烈天气。

附表 22—24 日北京、太原总指数 (TT) 值 ($^\circ\text{C}$)

时 间	北 京	太 原
22 日 08 时	49.8	45.6
22 日 20 时	48.0	57.0
23 日 08 时	50.0	45.0
24 日 08 时	43.0	47.0
24 日 20 时	46.0	37.0

3 地面中尺度分析

我们分析了 22 日 20 时到 23 日 04 时及 24 日 15 时至 17 时的每小时加密测站地面流场。图 1 为 0622 过程 23 日 02 时流场, 其它时次图略。

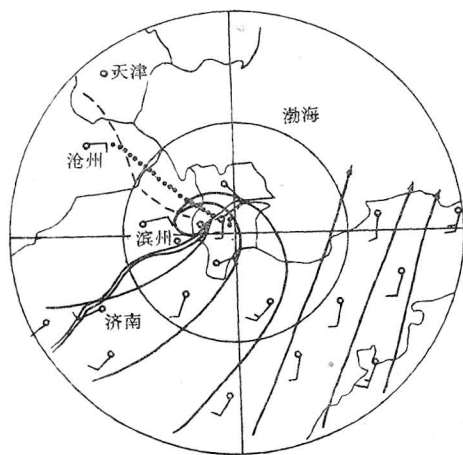


图 1 两次过程冰雹路径和 23 日 02 时地面流场
双实线为黄河, 每圈距离为 128km,
点线为 0624 冰雹路径, 虚线为 0622 冰雹路径

3.1 0622 过程

22 日 21—23 时, 一中尺度涡旋移过东营, 利津、垦利、东营先后降雹, 并伴有雷雨大

风。23 日 00 时又有一中尺度系统移至东营, 涡旋中心在利津、垦利之间摆动, 一直到 03 时系统在原地减弱, 第三个中尺度涡旋 04 时进入东营同减弱的第二个涡旋合并加强, 使降水延续到 06 时, 第二、第三个中尺度涡旋系统控制时间长, 造成黄河三角洲地区持续强降水, 普降大暴雨, 涡旋中心控制时间最长的利津县降水量达 170mm。

3.2 0624 过程

24 日 15 时鲁北有一尺度 100km 的中尺度涡旋, 16 时涡旋中心移到沾化, 17 时中心到东营, 从 16 时 41 分到 17 时 10 分涡旋中心移到的利津、垦利、东营先后降雹。

可见两次强对流天气都是中尺度系统直接接触产生的。只是 22 日有三次中尺度系统以相同的路径经过我市, 且持续时间较长, 不但降雹而且降了大暴雨。

4 雷达回波分析

4.1 两次过程雷达回波素描

0622 过程, 22 日 18 时 45 分雷达发现在天津 SW 部有块强对流云回波 (如图 2a), 距离本站 220km, 方位 314° , 10dBz 尺度 20km, 强中心 30dBz 位于回波右侧。18 时 57 分 RHI 图如图 3a, 显示回波顶高 18km, 是纺锤形, 30dBz 回波区在 7—13km 的中空, 此对流系统发展强盛, 已形成雹暴, 此时天津降雹。回波沿 125° 向东南移, 移速 $45\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$, 如图 1 所示, 回波到沧州地区移向变为 155° , 移速加快到 $60\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$, 强度也不断增强。20 时 46 分强中心移至滨州北部 (如图 2b), 中心强度 40dBz, 10dBz 以上回波尺度 60km, 移向又转为 125° 。20 时 52 分 RHI 如图 3b, 回波呈柱状, 顶高 15km, 中心强度近 50dBz, 40dBz 以上回波顶高 10.2km, 且有假回波尖顶伸到 24km 高空。此时滨州北部无棣、沾化降雹。21 时 20 分 (图略) 在回波强中心右后部出现入流缺口, 强中心左侧逐渐形成向后弯曲的钩状回波。21 时 33 分 (如图 2c 所示), 回波前沿已到达测站, 30dBz 以上回波

到达利津县,入流缺口和钩状回波特征更加明显,利津县城及5个乡镇22时降雹,冰雹大如杏,小如黄豆,持续30分钟,短时风力7—8级,阵风9级。垦利县3个乡镇降雹20分钟,冰雹直径20—30mm,风力8级。降雹带宽约5km,雹灾严重,农作物几近绝产。东营区各炮点自21时30分由713数值化雷达指挥防雹作业,使回波很快减弱,移速减慢,降水强度增大,23时回波移出本地,逐渐消散。

23时第一块回波后部又有第二块回波以相同路径移近东营。如图2d、e、f所示,23

日01时31分至03时28分第二块回波在利津、东营、垦利控制近3个小时,造成东营第二次强降水;同时图2d、e、f中L回波即第三块回波不断移向东营,03时28分L回波同减弱的第二块回波在东营合并加强,该回波04时16分(图略)开始减弱,从03时28分到06时回波完全东移出东营,强回波中心RHI图上特征同图3d所示,30dBz以上回波都在9km以下,强回波接地,主要是强降水回波。连续三次强降水回波持续影响,造成我市特大暴雨。

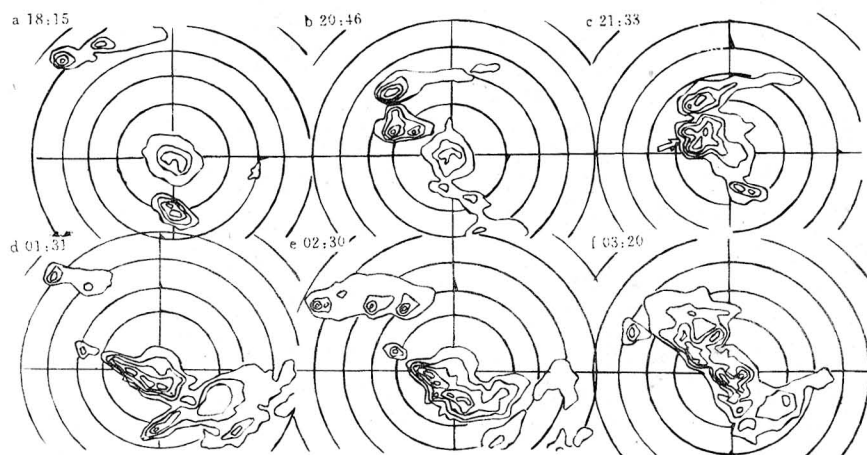


图2 0622过程PPI回波素描图

回波强度等值线最外为5,向内每10dBz一条线;第一圈距离80km,

向外每40km为一圈,图c→所示即入流缺口

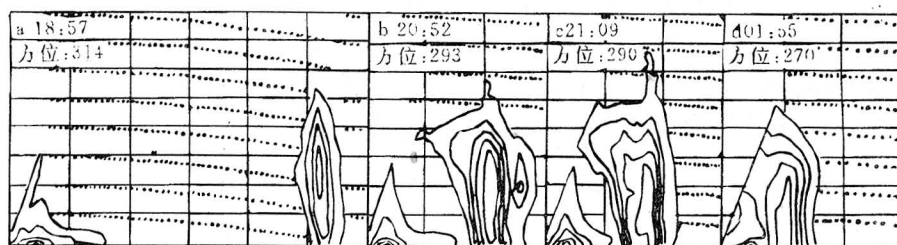


图3 0622过程RHI素描图

回波强度等值线最外为5,向内每10dBz一条线

0624过程,24日14时30分如图4a所示,沧州东部发展一块强回波(M),距测站160km,方位307°,10dBz以上尺度40km,强

中心35dBz,位于回波右侧,移向125°,移速60km。15时04分如图4b所示,M回波右侧出现不十分明显的入流缺口,右前方有小对

流单体生成;RHI图如图5a所示,回波呈纺锤形,40dBz回波在4.5—11.5km的中空,整个回波顶高17km。随着回波快速移动,15时55分强度进一步加强,入流缺口更加明显,钩状回波开始出现(如图4c所示)。回波右侧不断有小对流单体生成。RHI显示如图5b所示,回波强中心 ≥ 45 dBz,其正上方出现假回波尖顶,高达23km。这时回波控制的无棣、沾化强烈降雹。16时28分40dBz强回波进入东营,钩状和入流缺口仍很明显(图略),

16时28分RHI如图5c所示,“1”为大于45dBz强回波中心,“2”为有界无回波穹窿,这是特别典型的冰雹云的RHI回波。16时41分到17时10分,利津县、垦利县、东营区先后降雹,形成一条35km长的雹带,冰雹大如核桃,小如玉米粒,地面风力9级。由于东营区进行了人工防雹作业,所以本站仅见软雹。17时32分回波中心移过本站,范围扩大,强度减弱,结构松散,回波高度降低。18时30分系统入海。

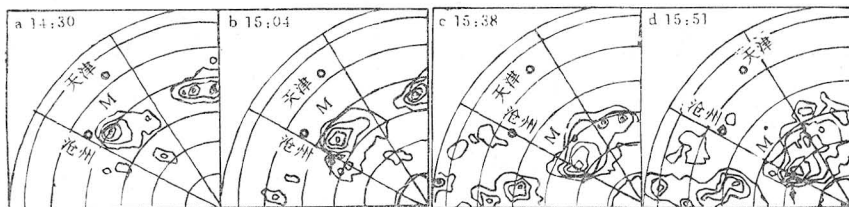


图4 0624过程PPI回波素描图

图中回波强度等值线由外向内分别为5,15,25,35,45dBz
每圈距离为40km,图b,c,d→所指为入流缺口

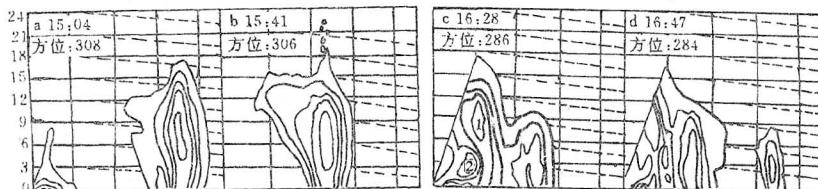


图5 0624过程RHI回波素描图

图中回波强度等值线由外向内分别为5,15,25,35,45dBz

4.2 雷达回波对比分析

4.2.1 发源地和路径

两次冰雹过程皆发源于天津一带(0624过程按卫星云图推断也发源于天津东南部),在测站 305° — 315° 方位范围内,移动方向皆为 125° ,从图1冰雹回波强中心路径可以看出这一点。两次过程中强回波空间尺度 10^2 km时间几个小时,属于中 β 系统。经计算两次过程回波移向皆为 125° 左右,跟观测结果吻合。

4.2.2 假回波尖顶分析

0622过程如图3b、3c所示,在20时52分和21时09分都观测到假回波尖顶,距测站80km左右,假回波

尖顶至少维持了半小时。0624过程在15时41分(如图5b所示),在距测站90km处观测到假回波尖顶。两次降雹过程假回波尖顶高度都在23km以上。对应该时刻地面强烈降雹。究其成因是雷达旁瓣增益远小于主瓣增益,但当其扫过雹云顶,且与测站距离较近的情况下,旁瓣接收到的回波信号大于雷达最小可测功率时,该信号就能在荧光屏上显示出来。由于雷达扫描线位置是与天线主瓣轴的位置相对应,所以假回波显示于冰雹回波的正上方,形成强度很弱但高度很高的假回波尖顶。值得一提的是,假回波尖顶的强度

高度及最大可测距离与雷达灵敏度、雹云强度及旁瓣增益成正比。假回波尖顶的最近可测距离可用下式计算:

$$S = H/\operatorname{tg}30^{\circ} \quad (3)$$

式中 H 为雹云回波顶高。我们统计产生假回波尖顶的雹云回波顶高在 12km 以上,则由式(3)得 $S=21\text{km}$ 。21km 之内,由于雷达高扫最大仰角一定,则看不到了。一般假回波尖顶是强的冰雹云条件下产生的,因此它可以作为强冰雹云回波的重要判据。

4.2.3 RHI 回波强度落差分析 在 RHI 上回波强度落差 T 即回波垂直强度梯度,可以作为判别雹云和非雹云回波的重要指标。

$$T = -\Delta H/\Delta N \quad (4)$$

式(4)^[2]中 ΔH 为回波顶高增量, ΔN 为回波强度层次, T 的单位是 km/dBz 或 km/10dBz 或 km/20dBz 等。 T 值越小,反映回波随高度变化愈强烈。也就是系统的对流愈强烈。我们用式(4)算出 0622 过程:暴雨回波 T 值 1.2km/10dBz,冰雹回波 T 值为 0.95km/10dBz;0624 过程:冰雹回波 T 值 0.98km/10dBz 可见,两次过程冰雹 T 值差别不大,而暴雨回波 T 值较大。我们可以通过更多个例统计出,冰雹云回波和强降水回波 T 值的分界值。这有待以后进一步探讨。

4.2.4 两次雹云 PPI 回波特征分析 两次冰雹过程 PPI 回波(图 2c 和图 4c)中都有明显的入流缺口和钩状回波。在雹暴中强的上升气流区,缺乏大的降水粒子,所以回波较弱,PPI 上表现为一缺口,上升气流越强,缺口越明显。缺口周围是冰雹降落区,回波很强。入流缺口的宽度和深度反映了雹暴的强度。钩状回波是因为入流缺口进一步凹进雹云内部而形成,两次冰雹钩状回波都位于整块单体回波的右侧,降雹则发生在钩状回波附近的强回波中。

4.2.5 雹云 RHI 回波特征分析 雹云回波 PPI 上的入流缺口和 RHI 上的弱回波穹窿区相对应。0622 过程由于入流缺口在 PPI 回

波的右后侧,故图 3b、3c 中的弱回波穹窿区不明显。而 0624 过程入流缺口在回流右前方,所以对应图 5c 上 RHI 回波有一典型的无回波穹窿区如图中“2”所示,其高度在 1.5—3.0km 的中空。说明此处是强上升气流的核心,由于强盛的上升气流,降水粒子和雹粒不能落到较低的高度,而是在穹窿区上部累积即雹暴中的雹源,故 RHI 图上观测到穹窿上部有一强回波区即图中“1”标注处。在穹窿后部为强度梯度很大的回波墙,它是降落的大雨滴和冰雹的回波,若在 RHI 回波上观测到回波墙,说明此时回波墙对应的地区正在强烈降雹。RHI 回波上的穹窿区、回波墙等特征对于雹云的识别和冰雹的临近预报及人工防雹都有非常重要的指导作用。

4.2.6 雹云和强降水回波对比分析 0622 过程第一块回波和 0624 过程回波为冰雹回波,而 0622 过程的第二、三块回波则为强降水回波。两种回波在强度上差别很小,都在 40dBz 以上;PPI 上雹云回波具有入流缺口和钩状回波特征,而强降水回波没有;RHI 上图 3b、3c 及图 5 为雹云回波,图 3d 为强降水回波,比较可见,雹云回波强度落差小,40dBz 以上强回波顶高在 10km 以上,边缘清晰,结构密实。而强降水回波强度落差大,40dBz 以上强回波高度较低并且接地,顶部模糊,结构松散,而底部结构密实;雹云回波有时出现假回波尖顶、弱回波穹窿、回波墙等特征。

5 结语

5.1 春末夏初冷涡系统控制时,即使中层仅有较弱冷空气侵入,若低层热力条件充沛,也可以造成强对流天气。

5.2 地面中尺度辐合是强对流天气发生的直接触发条件。

5.3 利用冰雹回波特征识别雹云回波,并结合天气学知识做强对流天气的临近预报。

参考文献

- 1 Miuer. R. C (1972): Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the air force global weather central, Technical Report 200 (Rev), Air Weather Service (MAC), United States Air Force.
- 2 林建华. 用回波垂直强度梯度判别冰雹云. 运用雷达作强对流天气短时预报研究文集. 北京: 气象出版社, 1990.

Analysis on the Digitized Radar Echoes and Forecast of Hail in Association with Cold Vortex

Jin Weifu Liu Dunxun

(Dongying Meteorological Station, Shandong Province 257091)

Abstract

Analysis was made of the digitized radar echoes associated with a cold vortex that caused twice severe convective weather over the Yellow River delta. Comparison and contrast were made among those hail storms and rain storms. It is presented that the results would be useful to now-casting the severe convective weather and hail suppression.

Key Words: digitized radar echoes mesoscale convective system cold vortex
hail suppression