Vol. 36, No. 2 June, 1966

1964 年北京地区降雹过程的雷达分析

葛 潤 生等*(中央气象局观象台)

提 要

本文对 1964 年北京地区 12 次(着重其中较强的 4 次)冰雹过程结合地面观测资料进行了雷达分析。分析着重于冰雹过程的雷达回波演变特征,同时,对雹云回波特征、雷达反射率因子随高度的分布、冰雹在雹云中出现的部位以及地形对冰雹过程的影响也进行了讨论。

一、引言

1964年北京地区出现冰雹的次数比往年多,范围、强度也大。全年降雹共12次,6月6次,7月4次,8月2次。7,8月降雹的范围、强度以及对农作物的危害都比6月小得多。比较严重的4次都集中在6月(10,11,19和24日)。

6月10—12日连续3天都有冰雹,前2天范围很大,北起延庆、古北口,南至天津、塘沽,在这长200多公里的地带断断续续都有冰雹降落.有的地方降雹严重,如10日顺义、通县、香河的某些地区,雹块大如鸡蛋.11日密云附近的冰雹也有核桃大,给作物带来了不少损害.19日的降雹范围同10日差不多,但强度略小,冰雹直径一般在2厘米左右.24日的降雹形势与上面的几次不同,降雹地区偏于西南的大兴、房山一带,范围虽小,但强度很大.市郊小红门西南遭到重雹,在长4—5公里,宽3公里的面积上,作物几乎全部打光,最大的冰雹直径在5厘米以上,有的地方积雹厚达10厘米以上,直到次日中午尚未融完.

对于这 12 次过程,除了 6 月 12 日外,都进行了雷达观测。本文着重分析了冰雹过程在雷达回波上的反映特征,尤其是早期的特征,希望找到一些有用的预报指示;同时对降雹云体的发生、成长以及一些结构特征也进行了研究。

二、冰雹过程的天气背景

12 次降雹过程中, 7 月 15 日是一次锋前飀线上的降雹,仅在颮线形成的初期,在北京西北的沙城附近有小范围的冰雹. 6月 24 日一次降雹在天气图上的反映不明显,但从雷达回波的演变看,与本站北部 200 多公里处通过的一条冷锋有关. 其余 10 次过程,天气图上都看到冷锋或高空槽的活动,雷达回波图上基本上都有对应于冷锋或槽后活动的降水带.

冰雹云的发生、发展,多在锋或槽前暖湿空气中,雷达观测到的雹云回波都在与锋或槽相对应的回波带的前方,很少发现在回波带上。地面观测资料也证明这一点。例如 6 月 10 日 14 时冷锋在赤城、官厅、平顶山一线,移速约 25 公里/小时,而在锋前 20,90 和

^{*}参加本工作的还有中国科学院兰州地球物理研究所叶宗秀同志和观象台其它同志。

50 公里的延庆、怀柔、门头沟分别在 13 时 40 分、15 时 10 分和 15 时 17 分开始降雹。又 11 日冷锋一直停滞在西北山区以至消失,而降雹回波却向东南发展很远。19 日情形与 10 日类似。有冰雹各日从地面到 700 毫巴层呈对流不稳定和湿绝热不稳定,存在有大量的 真潛在不稳定能量,有时且早上层结就很不稳定,08 时可以观测到堡状高积云。但这并不是充分条件,它与大天气系统的联系说明还必须有它必要的动力因素。

6月10—12日连续三天降雹,天气形势变化是这样的: 700毫巴上海拉尔西部有一低压区,东移缓慢; 低压中不断分裂出小槽东移南下。槽线在高低空的配置上有前倾现象,500毫巴的槽线在700毫巴槽线前面。北京地区700毫巴和500毫巴冷平流都弱,只有更高层才有強冷平流。地面冷锋也不是很強,有的就在本站附近消失(如6月11日)。连续3天降雹都和南下的冷锋活动伴随,直到低压东移后过程才告结束。19日的天气形势与以上类似,只是低压位置略偏东,移动较快; 20日有雨,只是未造成冰雹。

6月24日的冰雹看来是发生在暖湿空气中的一次局地过程,看不出大天气系统有明显作用。西北方来的槽线到25日才影响本区。24日午后北后山区有一冷锋通过,但最南端离本站远在200多公里外,看不出它有多少直接作用。但是,从回波块的演变及其呈带状排列看来,这次过程的剧烈发展应该是和北面冷锋活动有关系的,只是用现在惯用的天气学分析方法还难以看清楚。

三、降雹过程中回波演变的特点

这几个月北京地区的三种降雹天气形势,从雷达回波的演变情况看来,也各有特点。 雕线很少降雹。北京地区雕线一般移速很大,常达60—70公里/小时,很少造成降水,常 常是有強烈的阵风;只有在初期(在北京西北部山区)和移到天津之后,速度较慢,对流发 展旺盛,降水才增加。对这一种天气的雷达回波演变特点,这里不作描述,下面主要只分 析另二种天气形势下降雹过程回波演变的特点。

在冷锋、高空槽活动引起的降雹过程中,回波的排列和演变与一般降水过程不同。通常,冷锋活动造成的降水回波带基本上与锋线相对应,带的走向常为东北一西南向;有时

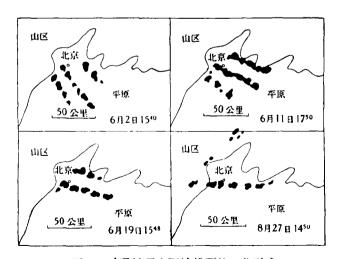


图 1 冰雹过程中回波排列的一些形式

虽也观测到多条回波带,但大都与锋线平行,且跟随着冷锋一起移动。在降雹过程中,除了对应锋面的回波带外,在锋前进的方向上,常出现几条由回波单体排成的带,这些带和锋线呈 60°一90°的交角,我们把这种形成的带称为"行",行上有的回波单体反映出的发展很旺盛,冰雹就是在这些单体中出现的。在这种情况下,锋线所对应的回波带一般都很微弱,有的甚至观测不到。图 1为6月2,11,19和8月27日回

波排列的情况,有明显的行状排列,有的是一行,有的是二、三行. 6月10日,这种排列不很明显,可能是由于这次过程中,回波都发展旺盛,单体很多,致使"行"的排列不够明显,但经过仔细分析,发展特别强烈的回波仍有"行"的特点.

回波的这种排列在过程的初期,即降雹还未开始之前就已有表现. 如 6 月 19 日降雹

在14 时以后开始,但在11 时45 分,就已观测到有类似的结构(见图2a).6月10 日也有类似的现象,当降雹还在北部山区较远处时,雷达就观测到两行呈东西向的回波块,在它的西边有不清晰的对应着冷锋的回波带(见图2b).

随着冷锋略向东南移动后,回波带 沿着锋线自东北向西南发展下来,当到 达平原后,回波就在几条通道上得到猛

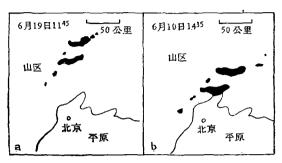


图 2 冰雹过程的早期回波排列

烈发展,形成了上面所说的"行"状排列。根据雷达观测,这种行列是这样形成的:锋线附近存在几个回波"发生源",在源处不断有新生回波出现,然后这些回波沿着500—700毫巴气流向下游移动,并发展壮大,形成一条条回波带,组成"行"的排列形式。观测中常见的是二、三行,行间距一般为30—50公里,在行间很少有回波出现。冰雹主要是行上一些发展特别猛烈的单体造成的.

在这类冷锋降雹过程中,回波带和锋线间成60°-90° 交角这一特点,和回波的早期

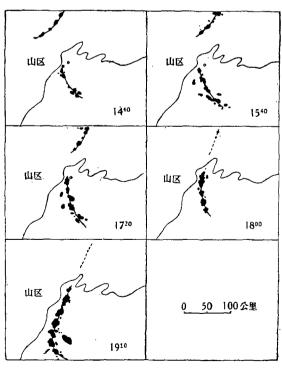


图 3 1964 年 6 月 24 日 14 时 40 分—19 时 10 分 雷达回波演变图

结构,可以试用来警戒冰雹的出现。至 于如何根据天气形势、气团性质及地形 的作用来解释上述特点的成因,还有待 进一步的研究。

6月24日的情形与上述不同,回波 零乱而分散,回波的最初发展还是属于 气团内部雷雨性质的;只在北部冷锋通 过时,零散的回波才逐渐形成了带状期 列,随着冷锋的移动,回波带发生了顺 村向的转动(图 3)。后来,回波发展,在 房山、大兴一带产生冰雹。回波单体的 移动与其他几次不同,它沿着低层的由 下水移动,组成的回波行,则由 有风向东北移动,组成的回波行,则由于 西北方有冷空气(冷锋尾部)的侵入而作 顺时针方向转动。在带动方向的有方,即老回波体前进方向的右前方,不断有 回波的新生、发展。所形成的回波带转 至和北部冷锋回波带几乎成一条线之 后,就缓慢地向东南移动,而带上的单体 仍旧向东北移动,到 20 时后移出本区。从这次过程回波的演变看来,在热力很不稳定的情况下,即使有很弱的冷空气侵入,也会造成一场剧烈的天气,这是在预报中需要很好注意的.

四、雹云的回波特征

我们也对单块雹云回波的结构、生成和发展,也安排了雷达观测,经过分析后可以看出有以下几个特点。

1. 雹云的生成

雹云的生成和大形势的联系,我们观测到有三种情形:

(1) 在一地区同时出现几块回波,其中只有一块回波得到很大发展,其余的减弱、消失. 6月24日造成市郊小红门附近大冰雹的云体,就是这样发展起来的. 从图 4 可以看

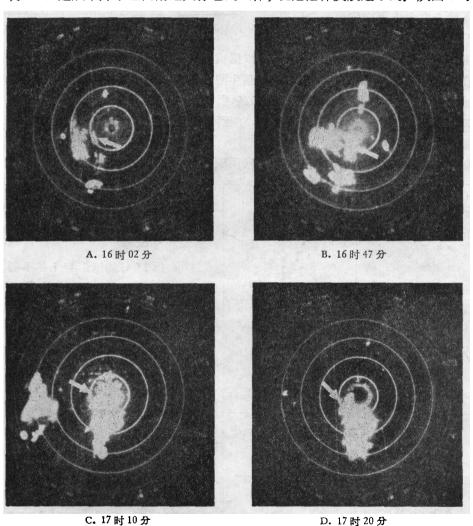
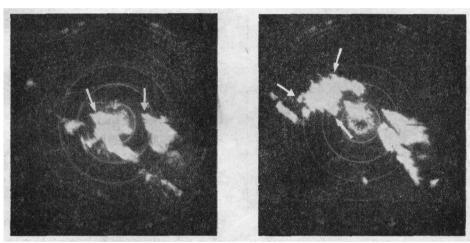


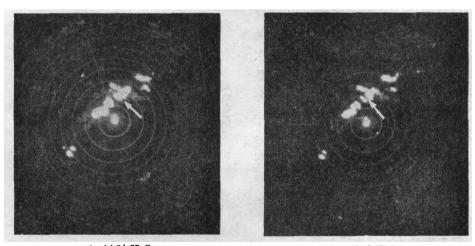
图 4 1964 年 6 月 24 日冰雹云回波的发展过程 (箭头所指的为雹云回波, 距离刻度: A, B中每圈为 20 公里, C, D中每圈 10 公里)

到,16 时 02 分(图 4A)在一片降水回波中,降雹体还只是很小的一块,到 17 时 20 分(图 4D)此回波大为发展,产生了直径 5 厘米的大雹块,这时其他回波差不多都已接近消失。但是,在一片回波块中,究竟那一块能得到很大发展,我们还不能判断。

(2) 在冷锋前的雹云回波,往往发生在锋线上几个地方,即所谓"源"处,然后随高空风向下移动,逐渐发展壮大,形成一串。这样一个地区往往经历几次降雹。如6月11日下午,本站3次下雹,它就是由于在本站西北的门头沟、丰台一带不断有回波生成、移出而造成的。在图5A上我们看到,本站西北还沒有任何回波,可是40分钟后,一块新生的雹云回波已移近本站。雹云从源地,一块块向前挺进,就造成了群众说的"降雹蛤蟆跳"的现象。



A. 15 时 35 分 B. 16 时 15 分 图 5 1964 年 6 月 11 日電云回波的新生和移动 (箭头所指为冰雹产生处。图 B 中本站东边的回波为图 A 中本站上空回波东移过去的。站西北为新生回波。距离刻度:每圈为 10 公里)



A. 14 时 57 分 B. 15 时 07 分 图 6 1964 年 6 月 10 日两块回波(箭头所指)合井产生冰雹 (地面有冰雹降落的时间为 15 时 10 分, 距离圈为 30 公里)

(3) 有的降電在二块回波合并时生成、如 6 月 10 日怀柔附近的大冰雹(怀柔站记录到直径 4.7 厘米,重 9.4 克的冰雹)就是这样造成的。在二块回波合并之前都沒有降水,但当它们靠近而合并时就猛降大冰雹。

2. 看云回波强度及其随高度的分布

国外在回波强度的测量方面做过不少工作,尤其是 Donaldson^[1] 对雷暴核反射率因子 z 进行了仔细的测量。这种研究有关 z 随高度的分布方面关系到雹云云体的结构 特点,有助于冰雹生成机制的研究。我们在这方面也做了一些测量。结果看来,雹云发展的高

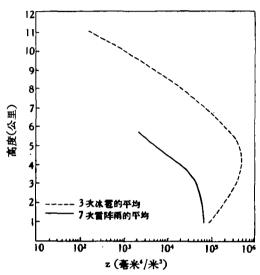


图 7 1964 年 6—7 月北京雷暴回波反射率因 子随高度的分布

度和強度一般都比雷雨云大、前者回波顶的高度平均在10公里左右,个别的可达12公里,强度都在105毫米6/米3以上,最强的超过106毫米6/米3;后者回波的高度一般在5—6公里,很少有超过9公里的,强度都在105毫米6/米3之下。

電云和雷阵雨云的反射率因子随高度的分布也不一样。图 7 中点虛线是 3 灰電云在降電期间回波中心強度平均值随高度的分布,实线是 7 灰雷阵雨平均的结果。显然雷阵雨 2 值在低层最大,约为 5.4 × 10⁴ 毫米⁶/米³; 3 公里以上迅速减小。冰雹云回波強度随高度的分布则不然,在低层强度与雷阵雨差不多,但随高度迅速增加,最大值在 4 公里附近,然后随高度而减小;

在3-5公里间, z 值几乎为常值。5公里处冰雹和雷阵雨的 z 值相差达 2 个量级。

另外,也对同块雹在降雹前和降雹期间 z 值随高度的分布进行了计算。因降雹时间短,开机观测时间间隔大,所以不容易取得合用的资料。1964年我们只取到一次雹云在降雹前和降雹期间的资料。图 8 是6月10日门头沟附近降雹云体在降雹开始前17分钟和降雹开始后8分钟回波中心 z 值的分布,这块雹云降雹持续时间为31分钟,最大的冰雹直径为2厘米。从图8可以看到,降雹前和降雹期间 z 随高度的分布形式是相似的,只是降雹开始前 z 值稍大,但最大的 z 值位置偏低。

3. 君云回波中冰雹出現的部位

从现有的观测结果看, 冰雹不是在大 块回波的所有部位都出现, 而只是在云体

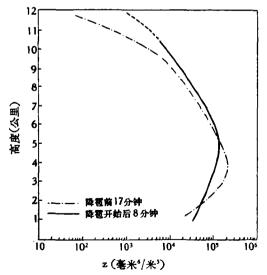


图 8 1964 年 6 月 10 日電云回波反射率因子 随高度的分布

发展最为強烈的部位产生. 冰雹究竟出现在云体的那一部位? 已有的研究[2-4] 结果并不完全一致. 我们用气象站网的观测资料以及公社、生产队调查材料对照雷达回波,来确定冰雹出现的部位.

在 6 月 10, 11, 19 和 24 日的四次強过程中,共对照了 37 块降雹回波,但是有的回波由于离测站太远,回波又小,有的由于气象站资料不详,半数以上的雹云无法确定冰雹出现的部位。

在与冷锋活动有关的 3 次过程中, 冰雹大部分出现在云体前进方向的右后方. 资料完整的 3 天 18 块雹云中, 78 %的冰雹出现在云体前进方向的后部. 按左右分,则 61 %的冰雹出现在右边. 但 6 月 24 日则完全不同,冰雹出现在雹云回波前进方向的左前方.

因此,看来只按云体前进方向来区分冰雹在云体中出现的位置,不是最合适的。应该考虑高低层风场的结构。总的说来,这 4 次过程中,冰雹出现在云体西北部位的几率为最大,这可能是由于高空西北气流和低层的西南气流,使云体的西北部位风层切变最大,有利于对流发展的缘故。如果按回波体前进方向来分,在沒有天气系统影响时,往往会由于低层西南风强,高空风弱,回波沿着低层西南风移动的情形,6 月 24 日与其他几次不同,正是这样.

4. 雹云回波外形上的特点

若能从回波单体外形上的特征来区分出那些回波会有冰雹出现,那是有意义的。但降雹回波究竟是什么样子的,国外研究者看到的情形都不同[5-7]。Hitshfeld 认为,具有"羽毛状"结构的回波有软冰雹产生,而呈"干枯指状"的回波则是災害性冰雹出现的象征。也有认为冰雹出现在呈"靴状"的回波中。我们试从回波的外形特征来鉴别降雹沒有成功。我们也看到,有的有"羽毛"特征,有的有"指状"结构,不但是所有的雹云回波都具有某种一定的外形。而且这些特征多是在已知有降雹后才找出的。可见从回波块外形特征来决定有无冰雹,是行不通的。

在回波外形分析中,我们发现不少冰雹是出现在回波块的突起部分,图 5B 中本站西北的回波是最典型的例子,箭头所示处为冰雹出现的位置,但是决不是所有回波突起处都有冰雹。观测中我们也看到,有的雹云回波与雷雨云回波沒有任何区别,所以只根据回波外形要想区别出冰雹云回波和雷阵雨回波是很困难做到的。

5.6月24日降電云体周围的风场

6月24日的強雹区发生在测站附近,在降雹前后我们施放了两次探空气球,企图取得云內外流场的资料。第一个球于降雹前40分钟施放,它在雹云回波前5公里左右,上升到9公里高度后进入云体。气球相对于雹云回波的位置见图9。第二个汽球在地面降雹停止后放出,但上升到1.3公里时就被高空的冰雹打破下落,因此只取得了降雹云体前的测风资料。雷达观测到的雹云垂直结构资料见图10

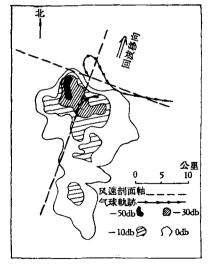
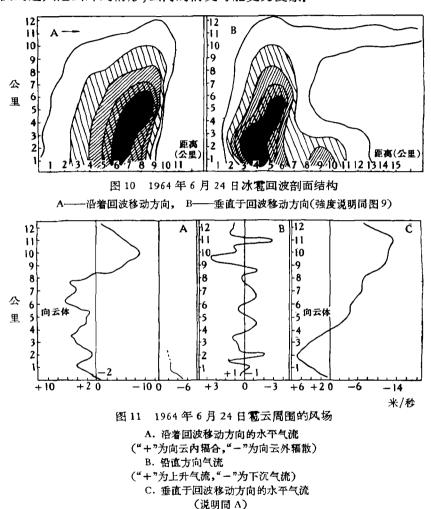


图 9 气球相对于回波的位置

和图 11. 图 10 中 A 为沿着雹云移动方向的剖面,B 为 A 垂直的剖面。在测风资料的处理中,为了区分出单体所对应的风场,我们应用13时定时测风资料,进行相减处理,求出上二个剖面的分量。从图 11 可以看到,在雹云前低层气流向云内强烈辐合,高层辐散。但这种辐合辐散,不是一个简单的环流模式,在大的环流上还迭加有一重更小尺度的环流。这次探测的还只是云外的情形,云内的情况可能更为复杂。



五、地形对冰雹过程的一些作用

从分析中,注意到北京地区地形对冰雹是有很大影响的,这里只以回波表现上列举一些情形.

1. 冰震路径

从回波分析看来,冰雹云确有它的常走路径,上面所得到的行状排列回波,由山区下到平原之后,多在几个通道上旺盛发展。根据地面搜集到的资料也表示冰雹多出现在几条路径上,群众"雹打一条线"的经验也正是指这种现象。这里需要指出的是所谓"雹打一条线"并不是一个降雹单体造成的,而是象"接力赛"那样,由一个个降雹体的传布造成的

结果、上面所说的"降雹蛤蟆跳"的特点,也是这样形成的。

图 12 是 3 次冷锋降雹的路径。可以清楚看到,10 日冰雹基本上集中在二条路径上:

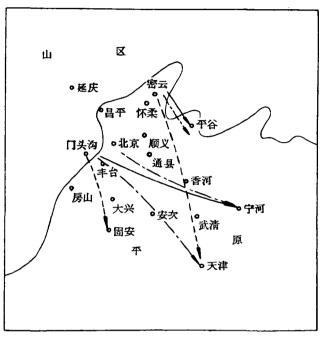


图 12 北京地区 1964 年 6 月 10 日 (虚线)、11 日 (点划线)、19 日 (实线)冰雹路径示意图

一条由密云、怀柔经顺义、通县到香河、武清、天津;另一条由门头沟、丰台经大兴到固安。在其他几次过程中,虽然路径与10日不同,但都有二、三条基本平行的路径,这种路径与500毫巴上气流方向很相近。另一点值得提出的是,尽管几次过程的路径有所不同,但其起点基本上都相同,这表示是有"源"。看来比较明显,一个源在密云、怀柔一带,另一源在门头沟、丰台一带。

2. 地形影响

从回波和地面观测分析,都可以看出地形的作用,例如处在西北山谷中的延庆,几乎每次冰雹天气中都有冰雹发生,同时雷达观测到该地的回波很少移动出去。看来这和它所处的东西向山谷有关系。再如,密云、怀柔所以常有冰雹生成,也和所处的东北一西南向山谷有关系,这里低层西面气流受到山坡的抬升,有利于对流发展。门头沟、丰台一带,也是和当地的地形条件有关系的。

六、結 語

1964 年是北京地区降雹次数较多的一年,这与位于北京西南 170 公里的河北涞源县 却相反。往年涞源常有冰雹,而北京很少有,原因何在还不清楚。在冰雹研究中,气候学的考虑也是很有意义的.

从降雹过程中回波的演变和排列特征以及冰雹的路径来预报冰雹,在短时间的预报中,还是很有意义的。1965年7月7日的一次降水过程中,根据回波的排列形式和演变特

征,我们估计可能有冰雹产生,实况是 3—4 小时后在海淀、丰台一带出现了冰雹。用以上这些指示做预报,准确率有多大还有待于更多的实践来考验。另外,还必须进一步研究回波上述排列和演变的高空学和天气学问题。

参考文献

- Donaldson, R. J., Radar reflectivity profiles in thunderstorms, Jour. Met., Vol. 18, No. 3, 292, 1961.
 Thunderstorm reflectivity structure, Proc. 8-th Weather Radar conf., 115, 1960.
- [2] Richard, A., Churacteristics of hailstorms in the high plains as deduced from 3-cm radar observations, Proc. 10-th Weather Radar conf., 39, 1963.
- [3] Browning, K. A. and Ludlam, F. H., Airflow in convective storms, Quart. Jour. Roy. Met. Soc., Vol. 88, No. 376, 117, 1962.
- [4] Atlas, D. and Ludlam, F. H., Multi-wavelength radar reflectivity of hailstorms, Quart. Jour. Roy. Met. Soc., Vol. 87, No. 374, 523, 1961.
- [5] Battan, L. J., Radar meteorology, 1959.
- [6] Hitschfeld, W., Three-dimensional radar patterns related to surface rail reports, Proc. 6-th Weather conf., 107, 1957.
- [7] Albert, C. Chemla, Hail occurrence in new England: Some relationships to radar echo patterns, Proc. 8-th Weather Radar conf., 489, 1960.

(本文于1965年11月29日收到)