

降雹与不降雹冷涡过程的对比分析

孙兴池 朱官忠

(山东省气象台, 济南 250031)

提 要

该文通过对 1996 年 6 月 13 日山东大范围冷涡降雹过程与同年 6 月 20 日不降雹冷涡的对比分析指出:降雹与不降雹冷涡,除了冷涡北侧的高空形势有明显差异外,主要表现在低层的风场、温度场和层结稳定度有显著区别。当高空冷涡进入华北上空时,若北侧有高压脊向东北方向伸展,沿脊前有东北气流侵入冷涡后部。同时,低层在 40°N 附近有明显的东西向锋区配合锋生变形场逼近鲁西北一带的潜在不稳定区,该冷涡会造成山东大范围降雹。而当高空冷涡发展为较对称的深厚气旋时,处于冷涡南侧的山东地区则不会出现强对流天气。

关键词: 高空冷涡 降雹条件 对比分析

引 言

统计表明:高空冷涡是造成山东降雹的主要影响系统^[1],特别是华北冷涡,造成山东降雹的几率大、范围广、危害严重。历史上 20 个县以上的大范围降雹过程,约有 78.6% 是由高空冷涡所造成^[2]。1996 年 6 月 13 日下午到夜间,受高空冷涡影响,鲁北、鲁中山区和胶东半岛 7 市(地)有 30 多县(市、区)先后降雹,最大雹径 4—5cm,持续时间一般为 10—20 分钟,并伴有短时强风和局地暴雨。然而,当受华北冷涡影响时,有时并不产生冰雹等强对流天气,例如,在该次大范围降雹之后 7 天,紧接着出现的一次高空冷涡便是不降雹冷涡的个例。尽管 1996 年 6 月 20 日华北冷涡的位置更偏南,强度更强,但从 6 月 20—21 日,除山东极个别站降小阵雨外,全省无冰雹、雷雨天气。这表明,即便是路径十分相似的高空冷涡,有时也并不降雹。

本文的目的,就是试图通过上述两次移动路径相似的降雹与不降雹冷涡过程的对比分析,从环流形势及环境场特征中,找出它们的主要差别,探讨冷涡降雹的天气条件,以期提高冰雹预报水平,达到减少冷涡降雹空报

的目的。

1 环流形势

1996 年 6 月 11 日 08 时(北京时,下同),500hPa 高空冷涡(简称 a 例),位于 47°N 、 123°E 附近,并逐渐向西南方向移动。13 日 08 时移到 45°N 、 117°E ,然后转向东南方向移动,于当日下午到夜间造成山东降雹。1996 年 6 月 20 日高空冷涡(简称 b 例),是由 6 月 19 日 08 时位于贝加尔湖附近的南北向深槽切断而成。冷涡生成后经 $40^{\circ}\text{—}45^{\circ}\text{N}$ 、 $115^{\circ}\text{—}120^{\circ}\text{E}$ 的山东降雹关键区向东南方向移动,然后经渤海逐渐转向移入东北地区上空。仅从 500hPa 冷涡移动路径看,由于 b 例冷涡的移动路径比 a 例冷涡明显偏南,似乎对山东降雹更为有利,然而该冷涡影响前后,山东并未出现对流天气。可见,仅依据冷涡位置预报冰雹天气很可能造成空报。因此,有必要对高空冷涡降雹的天气条件进行深入分析,找出可用于业务预报的降雹与不降雹冷涡的判别指标。

2 环流形势的主要差异

2.1 高空 500hPa 上冷涡北侧主导气流相反

由图1上的500hPa形势看出,虽然两例中的冷涡位置及移动路径均十分相似,但冷涡北侧高度场形势却完全相反。a例中,由于原在鄂霍茨克海上空的阻塞高压不断西进与贝加尔湖高压脊相连,在贝加尔湖东部形成了一个西南—东北向的高压脊,脊前有一支较强的东北气流进入冷涡后部,使冷涡西部有明显横槽形成。这不仅有利于高纬冷平流进入冷涡后部,促使冷涡进一步加强,同时,随着横槽南摆,有较强的正涡度平流向冷涡南侧输送。因而,十分有利于处于冷涡南侧的山东地区不稳定性加大,并触发中尺度强对流天气系统的发生、发展。而在b例中,位于鄂霍茨克海的阻塞高压稳定少动,贝加尔湖上空受较宽广的低压槽控制,贝加尔湖东部上空正处于槽前强西南气流控制下。高度场与a例相反。由于贝加尔湖槽前西南气流完全切断了华北冷涡与高纬冷空气的联系,与低涡配合的冷中心趋于减弱,层结稳定度加

大,故不利于对流天气发生。

2.2 低空温压场结构存在明显差异

比较两例的850hPa温压场,可清楚看出冷涡的低空温压场结构有十分显著的差异(图1中)。首先,a例的低层冷涡较浅,并明显偏于500hPa高层冷涡中心的东南方;而b例低层冷涡不仅较深,且几乎与高层冷涡位置重合,表明该冷涡具有明显的深厚气旋特征。其次,a例的低层低压区是东北—西南走向,槽线呈东西向,槽后在40°N附近有较强的东西向锋区相配合,南北温差显著,且槽前为暖平流,槽后有明显冷平流,在槽线附近,具有较强的锋生作用和动力辐合作用。而b例的低层冷涡为较对称的正圆形,低槽呈南北向,40°附近无明显的东西向锋区,低槽后部的偏北气流已抵达苏北至长江中游以南。山东西部处于弱冷平流控制区内,低层温度下降,大气层结状态趋于稳定。

2.3 地面影响系统差别显著

比较图1地面形势可见,两例存在着显著的差异:在a例中,黄河下游地区处于1000hPa的热低压控制下,地面冷高压从蒙古东部伸向河套北部,冷锋位于嫩江、北京到银川一线,属于较典型的北方冷锋欲入侵热低压的形势。此种形势下,十分有利于热低压区的强烈辐射增温,不断加剧大气层结的不稳定性,待北方冷锋南下入侵热低压时,便易触发强对流迅猛发展而造成大范围降雹天气。而b例地面形势则完全不同,山东正处于由华北低压南下形成的黄河气旋控制下,当天08时冷锋已到达黄河下游,随着气旋波东移,冷高压逐渐向东扩展,山东全省逐渐处于气旋后部辐散区控制之下,气流下沉,抑制了对流天气的发生。

从以上对比分析不难看出,降雹与不降雹冷涡过程在环流形势上的差异,主要表现在冷涡北侧的高空形势截然相反以及低层与地面温压场结构的显著不同。因此,当高空冷涡进入降雹关键区时,未来到底是否降雹,主要取决于大气层结的稳定程度及近地面层的温压场结构是否有利于中尺度对流系统的发生、发展。值得指出的是,在预报实践中曾发现,每当高空冷涡太深时,反而不利于产生冰雹天气。究其原因,往往与高空冷涡发展为类

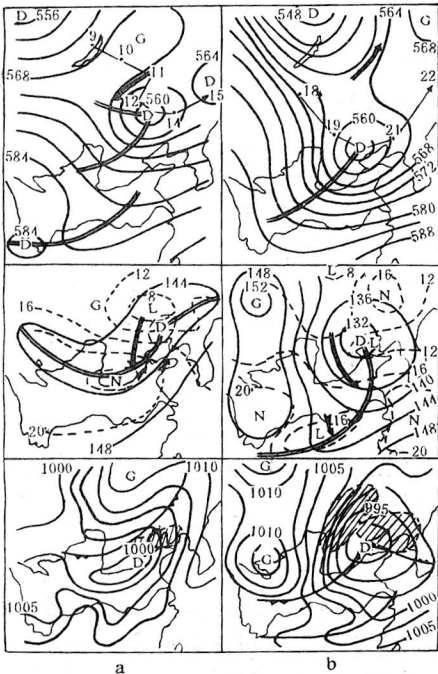


图1 降雹与不降雹冷涡的形势对比

a. 1996年6月13日08时高空(500、850hPa)及地面形势 b. 1996年6月20日08时高空(500、850hPa)及地面形势

似于b例的深厚气旋有关。这种深厚气旋具有较明显的对称结构特征。在水平方向上,高低层冷涡均呈圆形,越接近低中心,风速越大;主槽位于冷涡南侧,并随高度后倾,在垂直方向上,高低层冷涡中心近于重合,冷涡中心轴线与地面垂直或略向北倾斜。这种深厚气旋的上升运动及相应降水区,主要集中于冷涡中心附近,位于冷涡南侧的山东地区一般不会出现对流天气。

3 物理量场对比分析

雷雨、冰雹等强对流天气是在一定的环流形势下,由于动力条件触发潜在不稳定大气,引起能量骤然释放而产生的中尺度剧烈天气现象。因此,某地是否降雹,除了与天气形势密切相关外,更重要的是当时大气环境的垂直温度状况和高低层流场结构,是否有利于潜在不稳定能量的形成、积聚和释放。比较两例的各种物理量场发现,在华北及山东地区的物理量亦有明显差异。

3.1 高低层温差及 k 指数分布

由于两例冷涡过程都出现在低层湿度较小的大气环境中,强对流的发生主要依靠高低空温度的差动平流。若采用 $\Delta T = T_{850} - T_{500}$ 表示对流层下部的干静力稳定度,显然 ΔT 越大,大气愈不稳定,一般认为 $\Delta T \geq 25^\circ\text{C}$ 即可发生对流天气。在a例中,山东正处于 $\Delta T \geq 30^\circ\text{C}$ 的不稳定区控制之下,鲁西北为 $\Delta T \geq 35^\circ\text{C}$ 的不稳定中心区,济南高低空的温度差最大,达 36°C (图2a),十分有利于强对流天气发生。而b例中 ΔT 的大值区主要分布在山东的西南部地区,且量级明显偏小,一般仅为 $24-27^\circ\text{C}$,不利于对流发展(图2b)。

从 k 指数分布看,a例中, $k \geq 30^\circ\text{C}$ 的对流不稳定区域从东北经鲁西北到河套南部呈带状分布,正好与低层切变线重合。其两侧为稳定区所控制(图2a),有利于不稳定区域的不稳定能量不断积累,并触发产生强对流天气。而在b例中, $k \geq 30^\circ\text{C}$ 的对流不稳定区仅出现在冷涡中心前部较小范围内,山东中西部地区 k 指数仅为 20°C 左右,大气层结比较稳定(图2b),因而不利于对流发生和发展。

3.2 涡度与散度

为了解涡度、散度对冷涡降雹的影响,分

别以13日08时和20日08时为初始场,采用格距为90km的中尺度数值模式(MM4)计算了两例0时场各层涡度、散度及其后12小时的发展变化。结果表明,在a例中,13日08时500hPa涡度场上,山东处于负涡度区控制之下,与冷涡横槽对应的正涡度区位于华北北部,在其后12小时内,该正涡度区已控制山东的西北部,中心涡度值达 $60 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这表明当天有较强的正涡度平流自北向南输送到山东上空(图略),十分有利于触发强对流天气的发生发展。而在b例中,尽管山东地区处于较强的正涡度区内,但涡度随时间变化不明显,无明显正涡度平流到达山东地区(图略),因此难以触发对流天气。

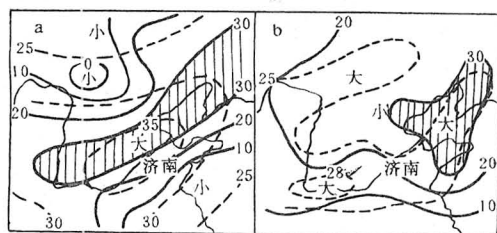


图2 1996年6月13日08时(a)和6月20日08时(b) ΔT (虚线)与 k 指数(实线)分布
影区为不稳定区域

在13日08时850hPa散度场上,山东中部处于弱辐散区内,主要辐合区位于京津冀一带,最大负散度中心在石家庄附近,散度值为 $-40 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 。该辐合区随切变线迅速南移,11时已控制整个山东地区,最大负散度增强到 $-70 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略)。同日08时300hPa上,山东正处于较强的气流辐散区控制下。文献[3]曾经指出,这种高层强辐散区叠置于低层辐合区的垂直结构,十分有利于山东强对流天气的发生发展。而在20日08时850hPa散度场上,虽然山东尚处于较弱的辐合区内,但随后辐合区迅速缩小,到14时山东全省已处于较强的辐散区控制之下,鲁南一带散度值达 $20 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上(图略)。同日08时300hPa上,山东正处于强西南急流下,急流轴自河南经山东进入东北上空,最大风速中心恰在济南青岛之间,达 $63 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,山东北部正处于强风速中心的前

部,为风速辐合区叠置于辐散区之上,将产生下沉运动,从而完全抑制了对流性天气的发生。

4 空间结构对比

为了进一步揭示降雹与不降雹冷涡在空间结构上的差异,我们取穿过高空冷涡中心沿 118°E 的经向剖面,对两例空间结构进行对比分析。

在 13 日 08 时沿 118°E 的经向剖面图上(图 3a),对流层下部,等 θ_{se} 线大致呈哑铃状分布。700—850hPa 间的两个 θ_{se} 低值中心分别位于 33°N 和 45°N 附近,其间在济南附近为明显上凸的舌状高值区。该 θ_{se} 高值区的形成与低空西南气流不断将暖湿空气输送到黄淮地区有关。高值区内 θ_{se} 随高度增加而迅速下降,呈现出潜在对流性不稳定结构。此时 500hPa 冷涡中心虽位于 45°N 附近,但低层低涡却明显偏南,中心位于 42°N,低涡南侧 3—5 个纬距附近有明显的深厚锋区存在,

与高空锋区相联系的地面冷锋已到达北京南侧。正是这条北方冷锋于当日下午到傍晚南下进入山东时,触发了潜在不稳定能量释放而造成了大范围降雹天气。

在 20 日 08 时沿 118°E 的经向剖面图上(图 3b),等 θ_{se} 线的分布与 13 日迥然不同,由于位于 41°N 附近的 500hPa 冷涡非常深厚,不仅高低层冷涡处于同一纬度上,冷涡南侧的强锋区也出现在远离低涡中心 10 个纬距以南。该锋区随高度明显北倾,低层锋区已抵达长江以南。长江以北均处于大范围 θ_{se} 低值区控制之下,大气层结较稳定。尽管济南附近在 700hPa 以下的浅层存在着 θ_{se} 随高度减小的对流不稳定结构,同时位于北京与济南之间的地面气旋深达 990hPa,气旋冷锋也较明显,但由于其上空无明显的高空锋区相配合,即便在低空有弱的对流云生成,也难以向 700hPa 以上发展,故不可能造成降雹等强对流天气。

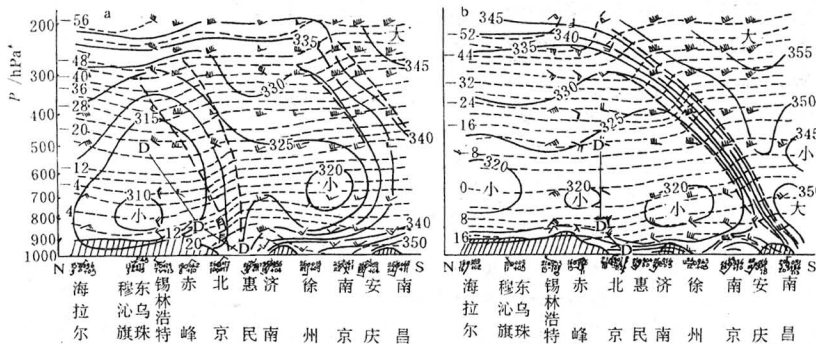


图 3 沿 118°E 经向剖面图

a 为 1996 年 6 月 13 日 08 时

b 为 1996 年 6 月 20 日 08 时

从济南单站探空曲线对比也可以清楚看出在两例冷涡影响过程中,济南上空的大气垂直结构亦有十分明显的差异。在 13 日 08 时济南探空曲线上(图 4),其主要特征线已呈现较典型的强对流结构,阴影区所代表的潜在不稳定能区面积很大。风的垂直分布为:低层是 18—20m · s⁻¹ 的西南风,高层为 14—15m · s⁻¹ 的西—西北风,垂直风切变明显。同时,由于近地层辐射增温显著,当日 14 时气温升至 36℃,露点温度达 19℃,相当于 1000hPa 附近将升至 350K,同 08 时相比,潜

在不稳定能区面积将明显加大,使大气层结达到极不稳定的程度。因而,北方冷锋在当日下午过境时,触发不稳定能量释放,引起对流猛烈发展,便导致了济南及相邻的淄博一带出现大范围的降雹天气。而在 20 日 08 时济南探空图上(图 5),潜在不稳定能区面积很小,风的垂直分布与 a 例正好相反,低层为 10m · s⁻¹ 左右的西北风,高层为很强的西南风急流,这种垂直风结构,使大气层结具有明显的趋稳作用,故当冷锋过境时,未造成对流天气。

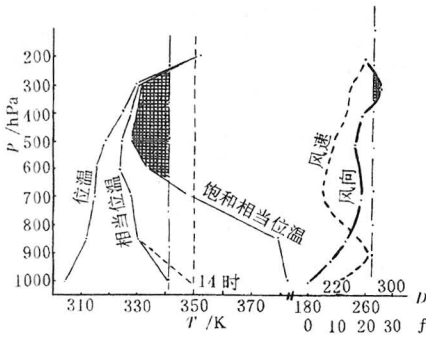


图4 1996年6月13日08时济南探空曲线

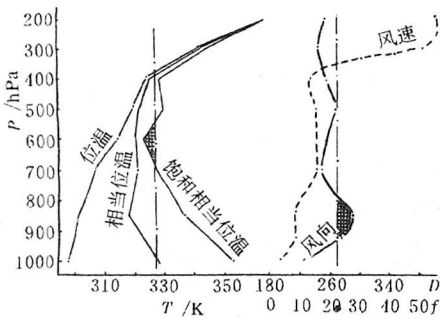


图5 1996年6月20日08时济南探空曲线

5 结语

5.1 华北冷涡能否造成山东大范围降雹,往往与蒙古到华北上空是否有北伸的高压脊有关。当蒙古上空高压脊向东北方向伸展时,沿脊前东北气流南下的高纬冷空气随涡后横槽南下侵入华北南部上空,有利于形成较强的对流不稳定层结,易导致山东出现大范围降雹天气。

5.2 高空冷涡是否引起大范围降雹,主要取决于低层温压场及流场结构是否有利于中尺度对流系统的发生发展。当低层在鲁西北平原有热低压生成,同时在华北中部一带有东西向冷锋切变配合较强的高空锋区南下时,往往会造成山东大范围降雹。

5.3 当高空冷涡发展为温压场较对称的深厚气旋时,处于冷涡南侧的山东地区一般不会出现大范围降雹天气。

致谢:张国平同志提供中尺度数值计算结果,谨致谢意。

参考文献

- 1 朱官忠,孙明训. 山东冰雹的统计分析. 气象,1984(5): 36—38.
- 2 曹钢锋等. 山东天气分析和预报. 北京:气象出版社, 1988.
- 3 朱官忠,李杏彬. 鲁中的一次强对流天气分析. 气象, 1979(7):16—18.

The Comparison between the Processes of Upper Cold Vortex with Hail Shooting and Without Hail Shooting

Sun Xingchi Zhu Guanzhong

(Meteorological Observatory of Shandong Province, Jinan 250031)

Abstract

The comparison between the cold vortex with the large area hail shooting process on 13 June 1996 and that without hail shooting on 20 June 1996 was conducted. In addition to obvious difference of upper air circulation at north of the vortex, the significant differences in between were manifested on low-level wind field, temperature field and stability. If the ridge of high at north of the cold vortex over north China is extending forward northeast, there will be a northeast flow entering the rear of vortex along the front of the ridge. Meanwhile in the low level there is a obvious east-west frontal zone around 40°N with deformation field of frontogenesis, which approaching to the potential instability area in northwest of Shandong province, the cold vortex will cause a large area hail shooting. Otherwise if the upper cold vortex developed into a symmetrical and deep cyclone, no hail shooting will occur in Shandong at the south of the cold vortex.

Key Words: upper cold vortex hail shooting comparative analyses