

# 北京盛夏一次罕见的大雹事件分析

廖晓农<sup>1</sup> 俞小鼎<sup>2</sup> 于 波<sup>1</sup>

(1. 北京市气象台 100089; 2. 中国气象局培训中心)

**提 要:** 分析了 1969 年 8 月 29 日出现在北京的罕见大雹事件。冰雹发生在蒙古低涡低槽大尺度环流背景下, 500hPa 的冷空气叠置在低层暖空气上, 为冰雹等强对流天气的出现提供了有利的条件。分析表明, 华北东部的降雹区位于高能带中, 北京在高能带的中心并且对流有效位能(CAPE)和抬升指数(LI)均达到了一个较高的水平, 特别是在 $-10\sim-30^{\circ}\text{C}$ 层内有高的 CAPE 值, 使大冰雹的出现成为可能。此外, 对流层中下层较强的环境风垂直切变有利于多单体风暴或超级单体等强风暴云的发展, 从而增加了冰雹出现的几率。而且, 合适的冻结层高度以及冷暖云厚度比也为降雹创造了条件。

**关键词:** 大冰雹 对流参数 风垂直切变 成雹条件

## Analysis on Infrequent Big Hail Event in Beijing Area

Liao Xiaonong<sup>1</sup> Yu Xiaoding<sup>2</sup> Yu Bo<sup>1</sup>

(1. Beijing Meteorological Observatory, 100089;

2. Training Center of China Meteorological Administration)

**Abstract:** An infrequent big hail event occurring on 29th, Aug. 1969 is analyzed. A trough from Mongolia at 500hPa plays a triggering role. And the upper level cold air accompanying with the trough superposes the low level warm air, which leads to some instability. The calculation of CAPE and LI indicates that the hails fall in the instable region and Beijing is in the center of this zone with unusual great CAPE and LI. In addition, the strong wind shear in the low troposphere and the value of CAPE in the layer between  $-10^{\circ}\text{C}$  and  $-30^{\circ}\text{C}$  are both favorable to the big hail event. Finally, the suitable freezing level height and the ratio of cold and warm cloud thickness are also favorable to the hail shooting.

**Key Words:** big hail convective index wind shear conditions for the hail growth

## 引言

2008年夏季奥运会期间,将有数以万计的运动员、教练员、官员和百万以上的观众、游客来到北京。奥运气象服务的目标是“高水平、有特色”,它对预报准确率提出了新的、高标准的需求。然而,在8月中旬至9月上旬(即夏季奥运会以及随后进行的残奥会期间),北京地区历史上曾经出现过罕见的大雹事件(大雹事件指直径大于等于2cm的冰雹事件)。1969年8月29日18时05分至20时(北京时,下同),全市10个区县先后降雹<sup>[1]</sup>。大冰雹主要降落在北京的南部地区特别是西南部山区。北京观象台观测到最大的冰雹直径达34mm,重7.9g;房山出现了直径60mm的冰雹,重33g,大兴观测到重12.2g、直径32mm的冰雹。除了大冰雹天气外,城区伴有几十年未见过的东风,阵风达11级。观象台还出现了短时强降雨,在19—20时之间46分钟的降水量达到44.3mm。冰雹过后房山地区地面积雹5cm厚。长安街路灯有三分之二被冰雹砸坏,长安街两侧民房的玻璃、瓦片破碎,近郊丰台、海淀区6个乡大白菜被毁,大秋作物和果树减产50%以上。城近郊区出现这样严重的雹灾实属罕见。

此外,河北省和天津市也同样遭遇了冰雹、大风的袭击。29日前半夜,河北省的唐山、乐亭和滦南风力达到9级,天津西郊、武清县、河坝县等地出现了罕见的龙卷<sup>[2]</sup>,造成数十人伤亡。强对流天气不仅带来了经济损失,而且也造成了人员伤亡。

这次罕见的雹暴过后,由于历史的原因没有做过系统性的分析。在过去的几十年中,对流理论、资料处理技术、计算技术的长足发展为我们回过头来分析这次强对流天气

提供了可能。此外,在奥运会期间发生类似的强天气也并非绝对不可能,因此有必要认识这次强对流天气产生的原因。

本文采用 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 分辨率的NCEP再分析资料并结合所能得到的探空等观测资料,着重探讨了出现冰雹特别是大冰雹的原因。首先,计算了对流有效位能(CAPE)、对流抑制能量(CIN)、抬升指数(LI)等对流参数,得到了有关对流天气出现前环境大气的稳定度状况;其次,分析了环境风垂直切变等风场结构特征;最后,利用温、湿廓线考察了 $0^{\circ}\text{C}$ 层高度、 $-20^{\circ}\text{C}$ 层高度以及暖云冷云厚度比等成雹条件。尽管受到资料的限制,本文没有涉及雷达、卫星等内容,但是得到的结论对于认识大冰雹的成因进而提高奥运期间的预报能力还是有一定帮助的。

## 1 大尺度背景

北京地区这次罕见的雹暴是由从蒙古低涡中分裂出来的冷空气东移南下造成的。8月29日08时,500hPa高度上冷低涡中心在蒙古国(图1a),低槽位于 $112^{\circ}\text{E}$ ,并伸到 $40^{\circ}\text{N}$ 以南。槽后有两个冷平流中心,分别位于中蒙边境和甘肃南部,两个中心的数值均超过 $-5^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 。此时,850hPa华北东部地区在偏南气流控制之下(图1c),山西大部以及河北南部在 $16^{\circ}\text{C}$ 的暖舌中,河北、京津地区为暖平流。到14时(图1b),500hPa高度上数值为 $-5^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 冷平流中心覆盖了北京、天津和河北中南部。850hPa华北地区升温(图1d),北京、河北中西部和天津西部已经在 $16^{\circ}\text{C}$ 等温线范围之内。大尺度分析表明,高空较强的冷平流叠置在低层暖区(及暖平流)上造成的不稳定为强对流天气在北京、天津、河北等地出现提供了条件。

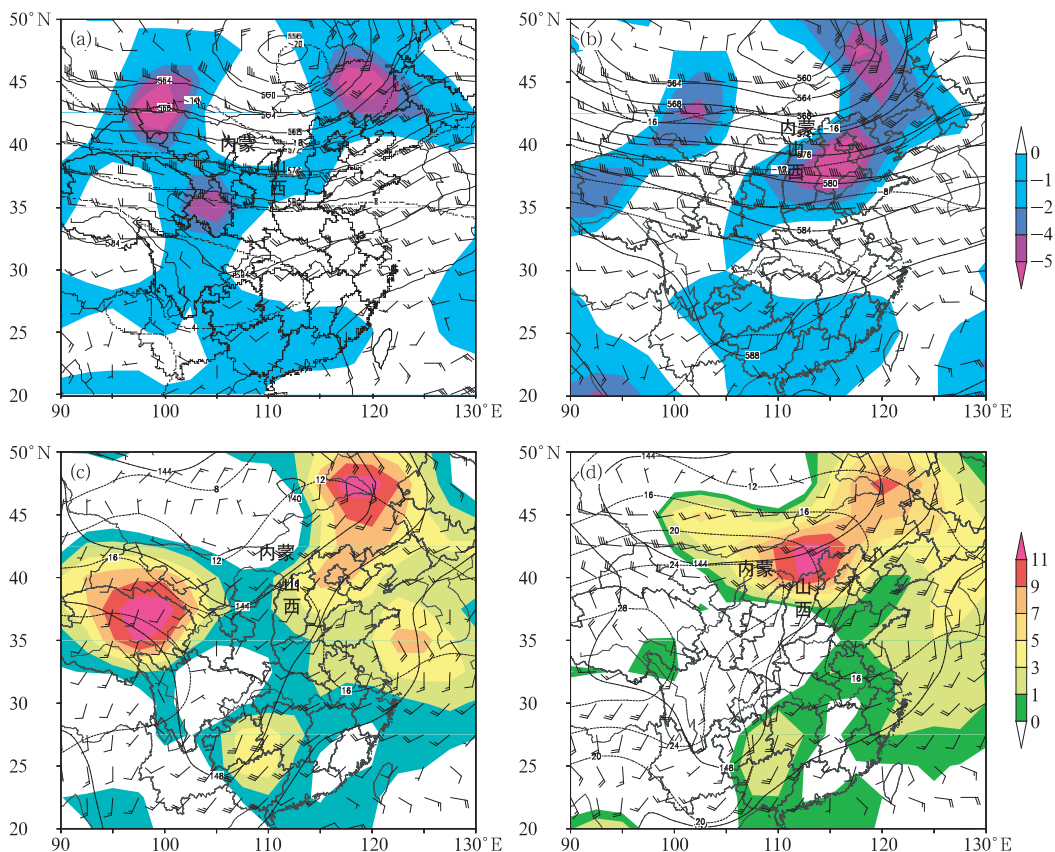


图 1 1969 年 8 月 29 日 500hPa 和 850hPa 图

(a) 08 时 500hPa (b) 14 时 500hPa (c) 08 时 850hPa (d) 14 时 850hPa

图中实线为等高线,虚线为等温线,阴影为温度平流(单位  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ),负值为冷平流,正值为暖平流

## 2 环境大气稳定度条件

### 2.1 对流有效位能 CAPE

冰雹特别是大冰雹常发生在较强的不稳定条件下。上升气流足够强、持续时间足够长从而使雹块可以增长到较大尺寸是大冰雹出现的一个必要条件<sup>[3]</sup>。一般来说,出现大冰雹的可能性随着浮力的增加而增大。对流有效位能(CAPE)是一种浮力能,是有可能转化为对流上升运动动能的能量,常被用于分析预报雹云中上升气流的大小。

1969 年 8 月 29 日华北东部的冰雹天气出现在 CAPE 高能区中(图 2)。08 时在山西、河北、北京和天津有一个近东北—西南走

向的 CAPE 高能带,高能带上分布着 3 个中心,它们分别位于河北与内蒙古的交界处、北京西南部地区和山西东部。但是浮力能的数值并不高,位于北京西南部地区的中心是数值最大的一个,其 CAPE 也只有  $412.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。到临近冰雹产生的时刻(即 14 时),CAPE 仍然呈舌状分布,高能区中主要的一个中心位于北京西南部地区,与 08 时数值最大的中心位置重合。08—14 时,由于高层降温、边界层内湿度增加以及因太阳辐射和暖平流造成的增温,使得华北东部地区的对流有效位能数值陡增,北京、天津、河北和山西的增加幅度均超过  $800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。整个北京地区的 CAPE 大于  $2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,城区及以南地区(即出现大冰雹的地区)超过  $3500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

河北中部也在  $\text{CAPE}$  大于  $1500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  的高值区域内。因此,环境条件有利于产生较强的上升气流,进而利于冰雹的生成和增长。

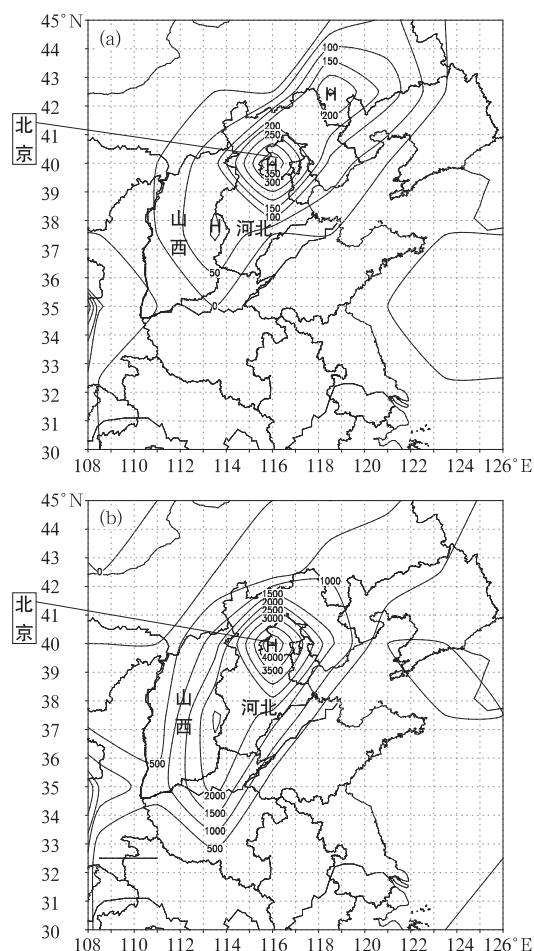


图2 1969年8月29日08时(a)和14时  
(b)华北东部地区  $\text{CAPE}$  水平分布图  
单位为  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$

在过冷水含量丰富的环境内,雹胚增长较快(即湿增长过程)。当温度低于  $-30^\circ\text{C}$  时,直径为  $200 \sim 300 \mu$  的水滴将完全冻结,不利于冰雹的增长。而  $-10^\circ\text{C} \sim -30^\circ\text{C}$  层是冰雹的主要增长层,在雹胚相同的前提下该层内上升气流较强则出现大冰雹的几率较大<sup>[4]</sup>。 $-10^\circ\text{C} \sim -30^\circ\text{C}$  层内  $\text{CAPE}$  值的大小可以反映该层次内上升运动的强弱。计算

得到1969年8月29日14时北京该层内  $\text{CAPE}$  为  $2185.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,高于2004年以来所有冰雹个例该层内  $\text{CAPE}$  的数值。因此,仅从  $\text{CAPE}$  的角度来说环境条件非常有利于大冰雹的出现。

## 2.2 对流抑制能量 CIN

$\text{CIN}$  是对流抑制能量,即温度对数压力图上状态曲线和层结曲线包围的负面积。对流抑制能量是一个决定对流天气能否出现的重要物理量。当  $\text{CIN}$  很大时,对流将受到抑制而不能发展;但是如果  $\text{CIN}$  很小,也不利于强对流天气出现,因为能量将会分散释放不能形成深对流。研究表明<sup>[5-6]</sup>,在深对流出现前  $\text{CIN}$  应降低到一个较低的水平(通常小于  $20 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )。

本文计算了1969年8月29日08时和14时北京的对流抑制能量。在08时,  $\text{CIN}$  为  $186.4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,即对流层低层有一个稳定层,这个稳定层的存在对于能量的积聚起到了一定的作用,抑制了弱对流的发展。该稳定层的强度也比较适度,与2006年两次深对流发展前的  $\text{CIN}$  相当<sup>[7]</sup>。因太阳加热等原因使边界层升温,近地面的温度逐渐接近并达到对流温度,致使14时  $\text{CIN}$  减小为  $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,不稳定层消失,当有触发机制时气块就会受到正浮力加速上升。

## 2.3 抬升指数 LI

抬升指数是一个表示条件性稳定度的指数,定义为气块从900hPa高度沿干绝热线上升达到凝结高度后沿湿绝热线上升至500hPa所具有的温度与500hPa环境温度的差值<sup>[8]</sup>。当抬升指数小于0时,大气层结不稳定,负值越大,不稳定的程度越大。

08时和14时  $\text{LI}$  的水平分布(图3)与同时刻的  $\text{CAPE}$  相似,而且在强对流天气来临

前 LI 也呈现出绝对值陡增的(负值变小)的特点。08 时(图 3a),北京、天津西部及北部、河北西部及北部地区、山西东部均具有对流天气发生的潜势,即 LI 小于 0。LI 小于 0 的区域走向与同一时刻 CAPE 相近(呈东北—西南走向)。而且,CAPE 最大值与 LI 的最小值中心重合,落在北京西南部地区。14 时,LI 的水平分布特征没有大的变化,中心仍然位于北京的西南部地区,但是 08 时处于条件不稳定的区域变得更加不稳定,LI 的绝对值大幅度地增加,北京西南部地区的抬升指数从早晨的  $-2^{\circ}\text{C}$  减小为  $-10^{\circ}\text{C}$ ,而且华北

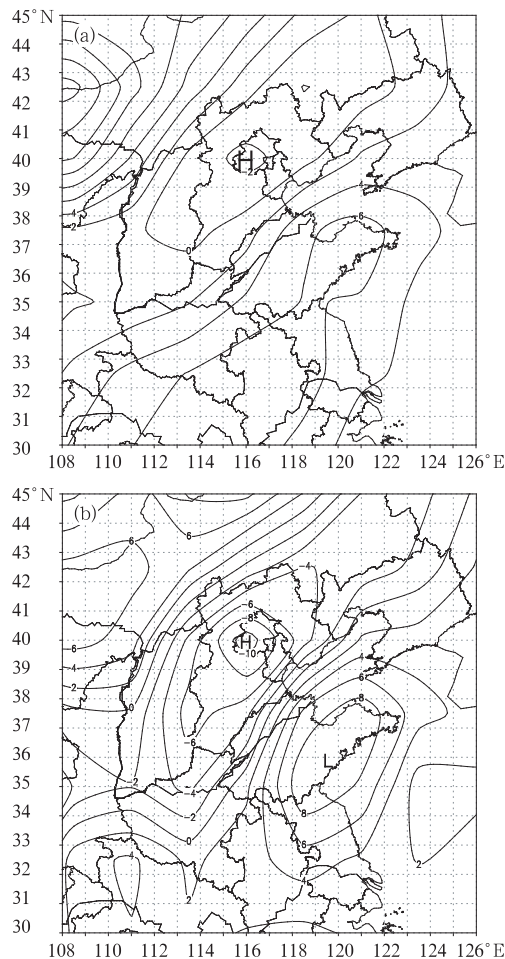


图 3 1969 年 8 月 29 日 08 时(a)和 14 时(b)

华北东部地区抬升指数(LI)水平分布图

单位:  $^{\circ}\text{C}$ , 图中地理位置同图 2

东部地区的 LI 小于  $-4^{\circ}\text{C}$ 。Polston<sup>[9]</sup>研究了 7 个大雹事件(直径大于等于 4"近似等于 10.16cm),其 LI 的平均值为  $-9^{\circ}\text{C}$ ,因此北京出现罕见的大冰雹是临时刻大气的条件不稳定程度非常高的缘故。

### 3 环境风特征

冰雹增长是一个复杂的过程<sup>[10]</sup>,上升气流的强度不是唯一的决定因素,大冰雹是否出现还决定于风暴的形态。超级单体是带来大冰雹的主要风暴云,而环境风的结构与超级单体发展有着一定的联系<sup>[11]</sup>。在弱切变下,风暴很难有组织地增长,在多数情况下只能是普通单体或组织程度较差的多单体风暴。而在中等到强的风垂直切变条件下,有利于组织完好的对流风暴如强烈多单体风暴和超级单体风暴发展。因此,环境风垂直切变也是影响冰雹大小的因素之一。

图 4a 是根据 29 日 08 时北京的测风得到间隔 1km 环境风随高度的变化。近地面层是偏东风,1km 以上逐渐转为偏西风,即在对流层的中低层(0~4km)风随高度顺转,4km 以上逆转。而且,6km 以下在两个层次内水平风垂直切变较大,即地面至 1km 和 5~6km。前者主要是由风向变化造成的,而后者是风向、风速共同起作用的结果。使用测风资料计算得到地面至 3km 以及地面至 6km 层内风矢量差的绝对值分别为  $9.8\text{s}^{-1}$  和  $22.9\text{s}^{-1}$ ,在 0~6km 内属于中等到强切变(边界层中低层风切变的强弱各地之间有一定差别,在北京地区夏季特别是盛夏 6km 以下风矢量差的绝对值通常为  $2\sim 8\text{s}^{-1}$ ,当达到  $10\text{s}^{-1}$  以上时则定义为中等到强切变),因此环境风垂直切变对有组织的对流风暴发展有利。上述 0~6km 之间的  $20\text{s}^{-1}$  以上的垂直风切变和  $3500\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$  的对流有效位能是非常有利于超级单体风暴形成的<sup>[8]</sup>,而超级单体风



暴是大多数极端大冰雹事件的产生者。在此次大冰雹事件中,很可能有超级单体风暴形成,只是由于当时没有雷达观测而无法证实。

根据段英等<sup>[2]</sup>给出的 1969 年 8 月 29 日 14—23 时强对流天气演变图,该过程对流云是沿西北路经移动的,即触发对流的边界经河北省张家口进入北京。将北京的测风投影

到对流天气移动的方向上,得到沿风暴移动方向环境风的分量(图 4b)。环境风的垂直切变在 1km 以下与风暴移动方向相反,1km 以上与风暴移动方向相同。1km 以上环境风的垂直切变可以使雷暴垂直发展,有利于对流天气的生成和加强。

### 4 成雹条件分析

#### 4.1 冻结层高度和冻结层厚度

融化效应是另一个决定地面观测到的冰雹大小的因素。冻结层的高度是影响融化效应的因素之一。冻结层距地面越高,则融化过程越长,地面观测到大冰雹的可能性越小。国外使用 0℃湿球温度高度来预报冰雹和大冰雹事件<sup>[12]</sup>,而在我国主要用环境空气 0℃层高度。在北京地区,0℃层的适宜高度为 700~600hPa<sup>[12]</sup>。

要产生冰雹除了冻结层高度合适外,还必须有足够的负温区供冰雹运动和增长<sup>[12]</sup>。由于大水滴自然成冰的温度在-20℃左右,因此-20℃层的高度也是一个判断环境大气是否有利于冰雹云形成的参数。一般来讲,-20℃层的高度在 500~400hPa 时,有可能出现冰雹。

利用北京 29 日 08 时探空(图 5)得到 0℃层和-20℃层的高度分别为 648hPa 和 456hPa,均满足出现冰雹的条件;两个温度所在高度的气压差(冻结层厚度)为 192hPa(约 2.07km),与雷雨顺等<sup>[12]</sup>得到的结论相符。

#### 4.2 冷云与暖云的厚度比

当对流云中冷云部分是暖云部分的 2~3 倍时,利于冰雹天气的出现<sup>[13]</sup>。国外一些研究<sup>[8]</sup>将冰雹出现时冷云和暖云的比例判断确定为 2:1 或 3:1。当冷云和暖云的厚度比达到了上述比例时,既保证了云中有较厚的一层过冷水滴区,同时又由于云中有一定

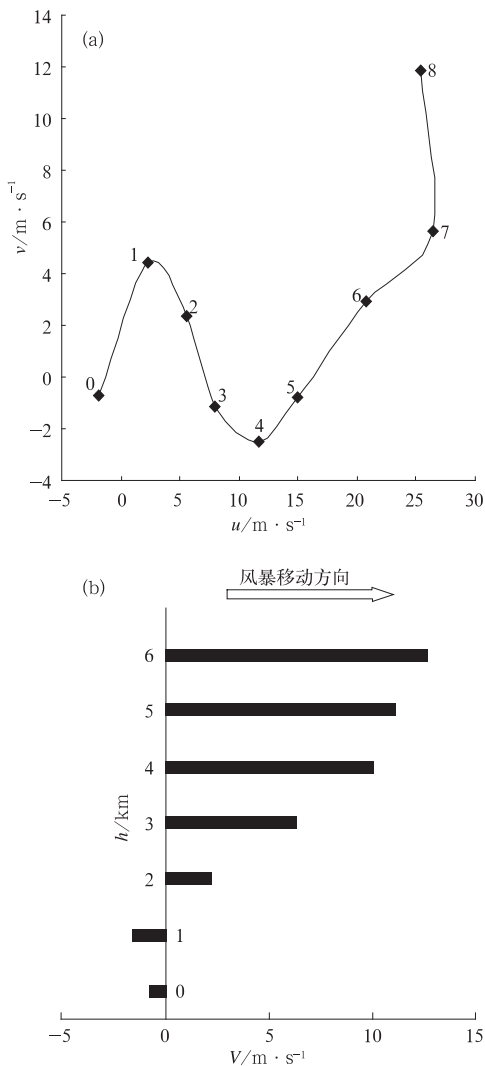


图 4 1969 年 8 月 29 日 08 时北京站(54511)

风随高度变化

(a) 各高度上风矢端点图

(b) 环境风在风暴移动方向上的投影

测风间隔 1km,标示的数字为高度,单位:km

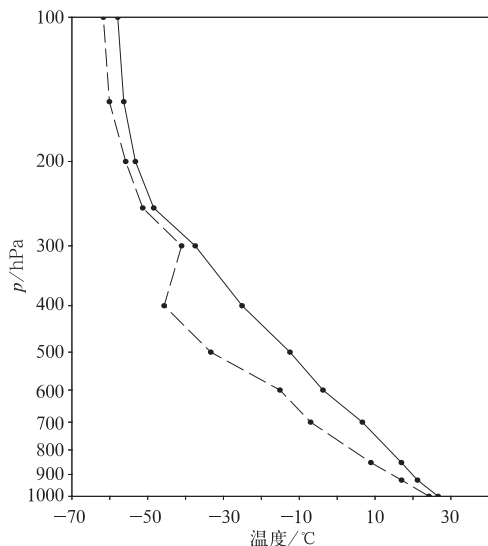


图 5 1969 年 8 月 29 日 08 时北京探空曲线  
图中实线为温度线,虚线为露点线

的暖区,使得云中液态水含量较高,而暖区又不太厚,不会导致雹块在下降中完全融化。如果认为抬升凝结高度(或对流凝结高度)和平衡高度分别代表冰雹云的云底和云顶,那么暖云的厚度则定义为  $0^{\circ}\text{C}$  层的高度与抬升凝结高度的差,冷云的厚度定义为平衡高度与  $0^{\circ}\text{C}$  层高度的差<sup>[8]</sup>。本文分析的大冰雹事件出现前,冷云与暖云的厚度比是在向着有利于冰雹天气出现的方向变化的。08 时,抬升凝结高度到  $0^{\circ}\text{C}$  层之间的厚度为 2655m,平衡高度与  $0^{\circ}\text{C}$  层的高度差是 3957m,冷云和暖云的厚度比为 1.49:1。到 14 时,暖云厚度为 3103m,而冷云厚度增加为 5921m,它们的比变为 1.9:1,接近雷雨顺及国外研究得到的有利于冰雹产生的阈值。

## 5 小结

本文从稳定度条件、环境风垂直切变以及成雹条件等角度探讨了出现在 1969 年 8 月 29 日这次北京 1949 年以来盛夏罕见的大雹事件的成因,为即将于 2008 年 8—9 月在

北京召开的第 29 届夏季奥运会的气象服务提供极端天气的案例分析。

分析表明,大雹事件出现在蒙古低涡低槽大尺度环流背景下。对流层中层(500hPa)在华北东部有较强的冷平流(数值为  $-5^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ),同时对流层低层(850hPa)在暖平流的作用下回暖,从而造成了不稳定的层结(这一点从对流参数的计算结果也得到了证实)。

从 08 时到 14 时,华北东部地区始终在对流有效位能的高能区中,北京位于高能区的中心。而且,由于与高层降温相伴的低层升温 and 增湿使得 14 时 CAPE 的数值陡增,北京的对流有效位能超过  $3000\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,具有产生强上升气流的潜势。此外,  $-10 \sim -30^{\circ}\text{C}$  层间(冰雹湿增长的主要区域)的 CAPE 也达到了  $2185.5\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,为大冰雹的出现提供了条件。同时,早晨在对流层低层存在一定厚度的稳定层(08 时对流抑制能量为  $186.4\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),使得能量能够积累起来。抬升指数 LI 与 CAPE 的分布和变化趋势类似,从 08 时到 14 时北京的 LI 由  $-2^{\circ}\text{C}$  减小到  $-10^{\circ}\text{C}$ ,预示着强对流天气将会出现。

CAPE 反映的是有可能转化为上升气流的潜在能量,从而与强对流天气有好的对应关系。但是,上升运动的强弱并不是决定冰雹的唯一因素,预报冰雹还要考虑对流云的形态。产生在中等到强切变环境中的超级单体是冰雹特别是大冰雹的主要制造者。北京的这次大雹事件产生在较强环境风垂直切变中,在地面到 6km 层次内环境风垂直切变的绝对值达到了  $22.9\text{s}^{-1}$ 。此外,在对流层中下层的风切变也有利于对流云的垂直发展。因此,环境风的结构有利于对流云发展为组织性强的、在垂直方向上发展旺盛的多单体风暴云或超级单体。

除了稳定度条件和风垂直切变条件外,环境温度的垂直分布也为冰雹的出现创造了

良好的条件。首先,0℃层和-20℃层的高度合适(分别位于648hPa和456hPa),而且冻结层厚2.07km,为冰雹的增长提供了有利的条件;其次,冷云和暖云的比例为1.9:1,接近出现冰雹天气的阈值。

尽管本文所涉及的个例距今年代已久,收集资料的难度较大,而且本文使用资料的时空分辨率也受到了很大的限制,但是通过分析所得到的结论对于预报北京的大冰雹事件还是有价值的。今后,在条件允许的情况下可以通过更多的个例在总结-10~-30℃层间的CAPE、环境风的垂直切变以及冷云和暖云厚度比与大冰雹事件的关系等方面做一些工作,从而为提高大冰雹这种高影响天气的预报准确率提供支持。

## 参考文献

- [1] 北京市气象局气候资料室. 北京气候志[M]. 北京:北京出版社,1987:93.
- [2] 段英,赵亚民. 冰雹[M]. 北京:气象出版社,1999:82-85.
- [3] Johns R. H., and C. A. Doswell III. Severe Local Storms Forecasting[J]. Wea. Forecasting, 1992, 7: 588-612.
- [4] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社,1981:318-325.
- [5] Conrad L. Ziegler and Erik N. Rasmussen. The Initiation of Moist Convection at the Dryline: Forecasting Issues from a Case Study Perspective[J]. Weather and Forecasting, 1998, 13(12): 1106-1131.
- [6] Richard L. Thompson and Roger Edwards. An Overview of Environmental Conditions and Forecast Implications of 3 May 1999 Tornado Outbreak[J]. Weather and Forecasting, 2000, 15(12):682-699.
- [7] 廖晓农,俞小鼎,谭一洲. 14时探空在改进北京地区对流天气潜势预报中作用[J]. 气象,2007,33(3): 28-32.
- [8] 刘健文,郭虎,李耀东,等. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京:气象出版社,2005:82,196-202.
- [9] Polston K. L.. Synoptic Pattern and Environmental Conditions Associated with Very Large(4" and greater) Hail Events[G]. 18th Conf. On Severe Local Storms,1996:349-355.
- [10] Knight C. A. and P. W. Summers. Hailstorms of the Central High Plains[J]. The National Hail Research Experiment. Colorado Associated University Press, 1992. Vol 1: 282.
- [11] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京:气象出版社,2006:93.
- [12] Miller R. C. Notes on Analysis and Severe-storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central. AWS Tech. Rep. 200(rev), Air Weather Service, Scott AFB, IL[J]. 1972:190.
- [13] 雷雨顺,吴宝俊,吴正华. 冰雹概论[M]. 北京:科学出版社,1978:39-157.