

俞小鼎, 2014. 关于冰雹的融化层高度. 气象, 40(6):649-654.

关于冰雹的融化层高度^{*}

俞小鼎

中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

提 要: 冰雹尤其是强冰雹预报的重要参数之一是冰雹融化层到地面的高度。长期以来国外英文文献上一直都将湿球温度 0℃层(Wet Bulb Zero, WBZ)作为冰雹融化层的近似高度,但这一事实一直没有引起国内预报人员和部分研究人员(包括作者在内)的足够注意。以至于一直到现在,国内绝大多数预报人员仍然将干球温度 0℃层(Dry Bulb Zero, DBZ)作为冰雹融化层的近似高度,这是一个错误。在 WBZ 和 DBZ 之间和上下一定范围内存在明显干空气(即温度露点差较大)时,二者高度会有明显的差距。本文主要阐明冰雹融化层的高度应该采用湿球温度 0℃层(WBZ)高度而不是干球温度 0℃层(DBZ)高度,说明了当对流层尤其对流层中层存在明显干层时,由于蒸发冷却引起的水膜再冻结会有利于大冰雹落地,而此时的冰雹融化层也就是湿球温度 0℃层(WBZ)的高度明显低于干球温度 0℃层(DBZ)的高度。文中给出了如何根据探空资料的 $T\text{-}\log p$ 图确定湿球温度垂直廓线进而确定湿球温度 0℃层(WBZ)高度的方法。最后给出两个对比鲜明的例子,进一步说明对流层中层明显干层存在与否对冰雹融化层高度的影响,以及冰雹融化层高度的高低是决定冰雹大小甚至降雹与否的主要因子之一。

关键词: 冰雹融化层高度, 湿球温度 0℃(WBZ), 干球温度 0℃(DBZ), $T\text{-}\log p$ 图

中图分类号: P412

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.06.001

A Note on the Melting Level of Hail

YU Xiaoding

CMA Training Centre, Beijing 100081

Abstract: The melting level of hail is best estimated by level of the wet bulb temperature zero (WBZ). However, some misunderstanding exist among most weather forecasters in China, they think that hail's melting level is the level of dry bulb temperature zero (DBZ). In this note, we try to explain why the melting level of hail is best estimated by level of the WBZ, and the dry air in mid-troposphere can effectively lower the level of WBZ, being favorable for the hail falls.

Key words: melting level of hail, wet bulub zero (WBZ), dry bulub zero (DBZ), $T\text{-}\log p$ diagram

引 言

冰雹尤其是强冰雹是我国的重要灾害性天气之一,全国各地包括海南在内都有发生。强冰雹是指落在地上的直径 ≥ 20 mm 的冰雹。长期以来关于中国冰雹的气候、天气背景和雷达回波特征一直有不断的研究,即便是最近几年仍有不少研究(段鹤等,2014;刘晓璐等,2014;农孟松等,2013;戴建华

等,2012;闵晶晶等,2012;王秀玲等,2012;俞小鼎等,2012;李德俊等,2011)。产生冰雹尤其是强冰雹要求对流风暴内具有较强的并且持续时间相对长的上升气流,因而较大的对流有效位能和相对强的深层垂直风切变是有助于强冰雹产生的环境条件(Johns et al,1992;俞小鼎等,2012)。此外,冰雹在下降过程中在 0℃以上环境下会发生融化,因此不太高的融化层到地面的高度也应该作为强冰雹产生的条件之一(Witt et al, 1998;俞小鼎等,2006;

* 国家重点基础研究计划项目(2013CB430103)、国家自然科学基金项目(41175043)和中国气象局国家级强对流团队项目共同资助
2014 年 1 月 13 日收稿; 2014 年 4 月 7 日收修定稿
作者:俞小鼎,主要研究方向为雷暴和强对流天气临近预报及多普勒雷达应用学. Email: xdyu1962@126.com

2012)。我国大多数预报员都将干球温度 0°C 层 (Dry Bulb Zero, DBZ) 作为冰雹融化层高度,而在以本人为第一作者所撰写的强对流天气综述论文中 (俞小鼎等, 2012), 也将干球温度 0°C 层作为冰雹的融化层高度。这样选择是正确的吗? 另一方面, 很多观测事实揭露, 冰雹尤其是强冰雹通常发生在对流层中层存在明显干层的环境下 (王令等, 2006; 许爱华, 2013, 私人通信)。对流层中层存在明显干层将会使降水导致的下沉气流中雨滴强烈蒸发而导致下沉气流明显降温, 产生较大负浮力, 有利于地面雷暴大风的生产。但是干层的存在为什么也有利于冰雹的产生呢? 本文将对以上两个问题进行讨论。

1 湿球温度与湿球温度 0°C 层

冰雹的融化层更接近于湿球温度 0°C 层 (WBZ) 而不是多数人所认为干球温度 0°C 层 (DBZ)。Johns 等 (1992) 以及 Moller (2001) 非常明确地指出了这一点。其实, 在他们之前, 也有其他美国学者 (Miller, 1972; Crisp, 1979) 指出了这一点。作者主编的《多普勒天气雷达原理与业务应用》一书中 (俞小鼎等, 2006), 关于冰雹融化层高度的确定, 采用了 Johns 等 (1992) 以及 Moller (2001) 的说法, 即湿球温度 0°C (Wet Bulb Zero, WBZ) 层的高度 (见该书 145 页)。因为湿球温度不能从 MICAPS 探空资料方便得到, 而且作者当时错误认为湿球温度 0°C 与干球温度 0°C 层的高度应该差不多, 所以在后来的课堂授课和撰写的论文中, 都错误地用干球温度 0°C 层高度作为冰雹融化层高度, 而且大多数预报员也是想当然地这样认为。

大家对于干球温度和湿球温度概念的直接经验主要来自传统的测量相对湿度的干湿球湿度表。干球温度即对应通常的气温, 而湿球温度计的酒精球包着湿的纱布, 百叶箱内具有自然通风。当相对湿度为 100% 时, 干湿球的温度是相等的, 因为包裹湿球酒精球的湿纱布没有任何蒸发降温。如果环境相对湿度较低, 则由于包裹湿球酒精球的湿纱布的剧烈蒸发, 湿球温度将明显低于干球温度, 通过查表可以得到环境相对湿度。

现在回到冰雹的情况。首先记住, 在 0°C 附近, 冰的融化潜热和水的蒸发潜热分别为 3.3×10^5 和

$2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 即水的蒸发潜热相当于冰的融化潜热的 8 倍左右。当冰雹下落到干球温度 0°C 层以下时, 由于融化, 其表面出现一层水膜, 非常类似于包裹着湿纱布的酒精玻璃球: 如果环境大气整层相对湿度近乎 100%, 则冰雹表面的水膜没有蒸发, 其温度与干球温度大致相等; 如果环境大气特别是对流层中层大气较干, 干空气被夹卷进下沉气流内使得冰雹表面的水膜蒸发并吸收大量的蒸发潜热, 使水膜的表面温度降到 0°C 以下而重新冻结, 直到降落到大约湿球温度 0°C 层附近冰雹才开始真正融化。也就是说, 如果整层大气近乎饱和, 则 WBZ 层高度与 DBZ 层高度大致相等, 而如果对流层大气相对湿度较低, 尤其是对流层中层存在明显干层, 则冰雹开始有效融化的高度将明显低于 DBZ 的高度, 因为其开始有效融化的高度大致对应于 WBZ 高度, 该高度会明显低于 DBZ 高度。

图 1 给出了一个具体探空例子。800 hPa 以上存在明显干层, 湿球温度廓线位于温度廓线和露点廓线之间。干球温度 0°C 位于 600 hPa, 对应海拔高度为 4.3 km 左右, 而湿球温度 0°C 位于 700 hPa, 对应大约 3.0 km 的海拔高度, 二者间差异明显, 湿球温度 0°C 层明显低于干球温度 0°C 层。

在 $T\text{-log}p$ 图上绘制湿球温度廓线的具体步骤如下 (Potter et al, 2003):

(1) 求某一气压层对应的湿球温度: 从该气压层的温度出发, 让气块从该气压层沿着干绝热曲线上升直到与该气压层露点对应的等饱和比湿线相交; 然后从两线交点处沿着湿绝热线下降到气块的起始气压高度, 所对应的温度即为该气压层的湿球温度;

(2) 对不同气压层重复上述过程, 则得到不同气压层的湿球温度;

(3) 将不同气压层的湿球温度点连接起来, 则得到湿球温度垂直廓线, 而该垂直廓线与 0°C 等温线的交点对应高度即为 WBZ 高度。

在实际过程中, 可以只在 $T\text{-log}p$ 图上垂直温度坐标 0°C 附近求得两个湿球温度的点, 将这两个点用直线连在一起, 该直线段与 $T\text{-log}p$ 图上垂直温度坐标 0°C 等值线的交点所对应的高度即是 WBZ 高度 (图 3 和图 7)。

根据美国预报员的经验, 在其他有利于大冰雹

的环境条件满足的情况下, WBZ 高度在地面以上 2.1~3.2 km 时最有利于大冰雹降到地面 (Crisp, 1979)。需要指出的是, 美国的强冰雹大多出现在落基山以东的大片高原地区, 海拔高度从 0.6~1.8 km 不等, 而中国相当一部分强冰雹发生在华北平原、长江中下游平原和东北平原等低海拔地区, 上述地区最有利于强冰雹的 WBZ 高度应该明显高于上述 2.1~3.2 km 的区间。

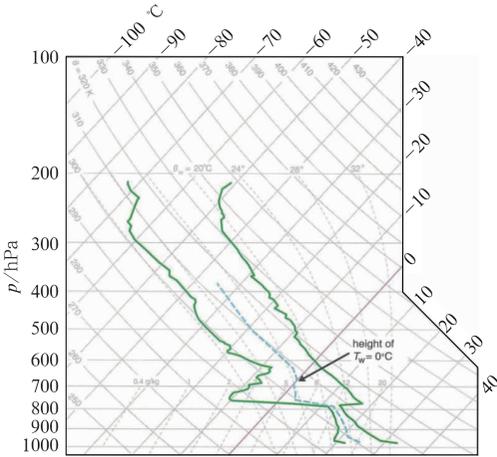


图 1 湿球温度廓线与湿球温度 0°C 层 (引自 Markowski et al, 2010: 图 10.30; 绿色实线分别为温度廓线和露点廓线, 蓝色虚线为湿球温度廓线)

Fig. 1 Profile of wet bulb temperature and WBZ level (adopted from Markowski et al, 2010)

除了 WBZ 高度外, WBZ 到地面之间的平均温度也是影响冰雹融化的重要因子。当对流层中层存在明显干空气层时, 不但会使 WBZ 高度偏低, 而且还会导致更强、更冷下沉气流并在大气边界层形成强的冷池, 进一步降低 WBZ 和地面间的平均温度, 使得冰雹在下落过程中更不容易融化, 掉到地面后也会存在较长时间而不致迅速融化。

除了较大的 CAPE 值, 明显的深层垂直风切变, 和适宜的融化层 (WBZ) 高度, 冰雹的大小和强弱还取决于具体微物理过程的细节, 而这方面我们了解很少。

在第二节中将给出两个例子, 一个具有明显雹暴回波特征, DBZ 高度不高, 但整层大气相对湿度较大, 导致 WBZ 高度较高, 地面没有出现明显降雹的例子; 另一个例子是对流层中层具有明显干空气层, 有效降低了冰雹融化层高度, 同时 CAPE 值和

深层垂直风切变值都很大, 降了巨大冰雹的例子。

2 具体个例

2.1 2007 年 8 月 6 日北京雹暴个例

2007 年 8 月 6 日下午, 北京城区出现局地强降水, 降水区域位于北京海淀和朝阳城区部分 (北五环以里), 3 个区域自动站测到 50 mm 以上雨量, 最大为雨量为 64 mm。最强降水时段出现在下午 15—16 时之间, 位于海淀和朝阳之间北四环附近 2 个自动站测到 50 mm 以上降水。

从当天 08 时 500 hPa 形势 (图 2) 看, 北京上空存在一个弱的冷涡, 从冷涡向南是一个短波槽。该时刻北京探空 (图 3) 显示整个对流层相对湿度较大, 深层垂直风切变较弱, 对流有效位能在 $1300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右。特别注意到 DBZ 高度为 4.2 km, 对于 8 月上旬的北京这是一个较低的值。但因为对流层整层相对湿度较大, 因此 WBZ 高度只是略低于上述高度, 为 4.0 km, 属于相对较高的值。结合低空形

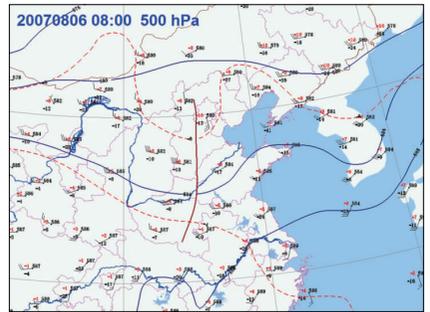


图 2 2007 年 8 月 6 日 08 时 500 hPa 天气图 Fig. 2 The 500 hPa weather map at 08:00 BT on 6 August 2007

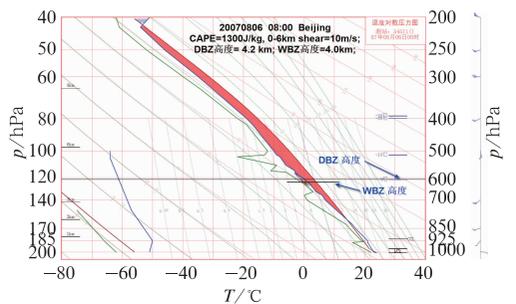


图 3 2007 年 8 月 6 日 08 时北京探空曲线 Fig. 3 T - $\log p$ diagram from Beijing sounding at 08:00 BT on 6 August 2007

势,大致可判断北京午后可能会出现雷阵雨天气,伴随短时强降水的几率较大。

大约 13 时前后,雷暴在海淀区北部生成,之后缓慢向偏东方向移动。大约 14:20 左右,演变为超级单体风暴。图 4 给出了北京 SA 天气雷达 14:18 时的 4.3°仰角的反射率因子图和径向速度图,速度图上箭头所指为一个中等强度中气旋。考虑到 08 时弱的 0~6 km 垂直风切变,雷暴演变为超级单体风暴是出乎意料的。分析位于海淀的风廓线雷达发现 12 时以后,地面到 4 km 之间的垂直风切变有相当增加,风向随高度急剧顺时针旋转,可以部分地解释为什么 14 时以后雷暴演变为超级单体风暴。在 14:30 之后,上述超级单体风暴呈现出明显的雹暴

特征,如高悬的强回波和三体散射长钉(图 5),尤其是 S 波段雷达回波中三体散射长钉的出现,意味着风暴内部必定存在较大冰雹(Lemon,1998;廖玉芳等,2007;俞小鼎等,2012)。如果认定 DBZ 为冰雹融化层,则 4.2 km 的 0℃层高度并不高,应该期待地面会出现明显降雹,而事实上地面并没有出现明显降雹(最强回波区域位于北京城中繁华地带,气象部门没有任何降雹记录,但不排除发生零散小冰雹降落的可能),其主要原因在于更接近于冰雹融化层的湿球温度零度 WBZ 层的高度也接近 4.0 km,冰雹融化层较高,这可能是冰雹在下落到地面之前大部分都融化了的主要原因之一。

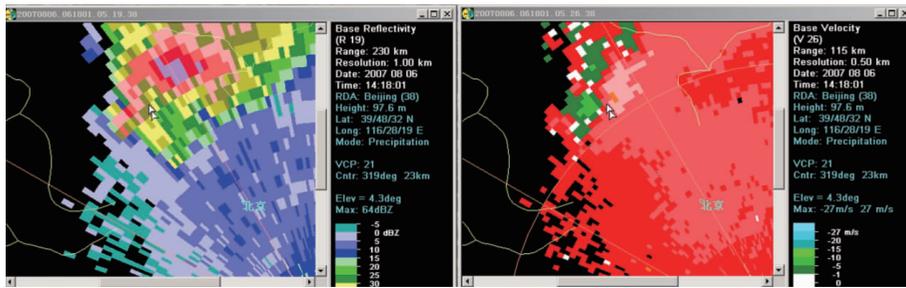


图 4 2007 年 8 月 6 日 14:18 北京 SA 型天气雷达 4.3°仰角反射率因子与径向速度图
Fig. 4 Reflectivity and velocity maps of 4.3° elevation 14:18 BT on 6 August 2007

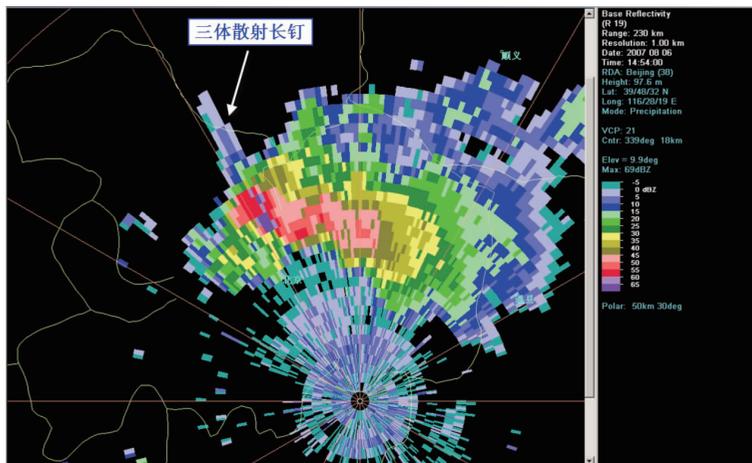


图 5 2007 年 8 月 6 日 14:54 北京 SA 雷达 9.9°仰角反射率因子图
Fig. 5 The reflectivity map of 9.9° elevation 14:54 BT on 6 August 2007

2.2 2005 年 6 月 14—15 日苏北皖北强雹暴个例

2005 年 6 月 14—15 日,山东、江苏北部和安徽北部先后遭受强烈雹暴袭击。14 日夜间到 15 日凌晨,一个强烈超级单体雹暴在移过安徽北部的过程

中一路降下大冰雹,15 日凌晨 00:30 前后在安徽固镇降下此次过程最大冰雹,直径达 12 cm。图 6 为 6 月 14 日 20 时 500 hPa 天气图,图中红色方框内为强降雹区域,该区域位于东北冷涡底部,位于相应高空槽的尾部紧接的下游区域,风速超过 20 m · s⁻¹。

20 时徐州的探空表明较大的 $CAPE$ 值 ($2600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$) 和强的深层垂直风切变, $0 \sim 6 \text{ km}$ 的风矢量差为 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 环境条件有利于超级单体风暴的形成和发展以及大冰雹和雷暴大风的产生。地面至 850 hPa 、 $800 \sim 530 \text{ hPa}$ 和 470 hPa 以上高度存在明显干层, 干球温度 0°C 层 DBZ 和湿球温度 0°C 层 WBZ 距地面高度分别为 4.4 和 3.5 km , 上述 $800 \sim 530 \text{ hPa}$ 间明显干层的存在使得 WBZ 高度明显低于 DBZ 高度, 显著降低了冰雹的融化层高度(图 7)。

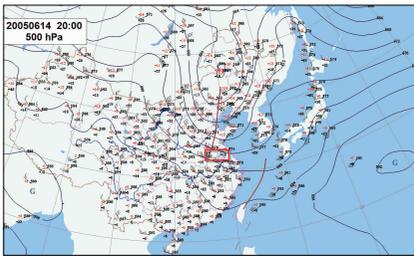


图 6 2005 年 6 月 14 日 20 时
500 hPa 天气图
(红色方框为强降雪区范围)

Fig. 6 The 500 hPa weather map
at 20:00 BT on 14 June 2005

(Red square frame is area of severe hailfall)

14 日 23 时前后, 在安徽北部的多单体风暴演化为超级单体风暴, 该超级单体风暴在 15 日 00—01 时期间最为强盛, 具有明显中气旋(图略)、高悬的强反射率因子核心、低层强反射率因子梯度和内凹的弧形入流槽口、中低层弱回波区和宽大强盛的回波悬垂(图 8)、强烈的风暴顶辐散(图略)以及明显的三体散射(图略, 但在图 8 低层显示的 0.5° 仰角反射率因子图上仍可见由前侧入流槽口向南伸的三体散射长钉)等强烈雹暴的特征。在 15 日凌晨

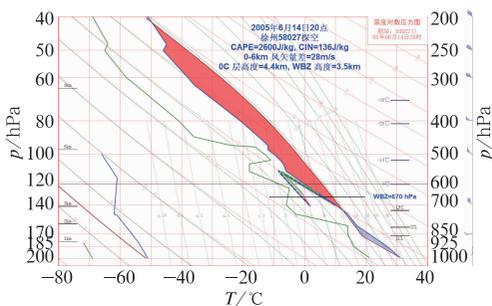


图 7 2005 年 6 月 14 日 20 时徐州探空
Fig. 7 T - $\log p$ diagram from Xuzhou
sounding at 20:00 BT 14 June 2005

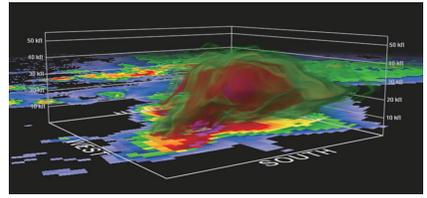


图 8 2005 年 6 月 15 日 00:22 徐州 SA 雷达
反射率因子三维立体图

(底层为 0.5° 仰角反射率因子, 黄色、红色、紫色和白色分别代表 $45 \sim 50$ 、 $50 \sim 55$ 、 $55 \sim 60$ 和 60 dBz 以上, 垂直坐标单位为千英尺; 白色水平方框内南北方向和东西方向的水平尺度为 50 km)

Fig. 8 The 3 D map of the reflectivity from Xuzhou radar at 00:22 BT on 15 June 2005 (Bottom level is 0.5° elevation reflectivity. Yellow, red, purple and white represent $45 \sim 50$, $50 \sim 55$, $55 \sim 60$, and 60 dBz , respectively)

00:30 前后该超级单体雹暴在安徽固镇降下直径 12 cm 的冰雹, 周围是大量 $3 \sim 5 \text{ cm}$ 直径的冰雹。

与 2007 年 8 月 6 日北京雹暴例子相比, 虽然都是超级单体雹暴, 但 2005 年 6 月 14—15 日安徽超级单体雹暴显然更为强大, 其环境条件中, $CAPE$ 值是北京例子的 2 倍, 而深层垂直风切变更是大大超过北京例子, 非常有利于强烈超级单体雹暴的产生。另外, 我们也注意到, 与北京例子中整层相对湿度较大形成鲜明对照, 安徽例子整层基本都较干, 尤其是位于对流层中低层 ($800 \sim 530 \text{ hPa}$) 的干层使湿球温度 0°C 层 WBZ 的高度 (3.5 km) 比干球温度 0°C 层 DBZ 的高度 (4.5 km) 低了 0.9 km , 显著降低了冰雹融化层的高度, 是此次创纪录大冰雹落地的原因之一。同样由于深厚干层的存在, 下沉气流产生的强烈冷池在安徽超级单体雹暴低层前沿产生了明显的阵风锋, 明显降低了大气边界层的气温, 使得融化层到地面之间的平均温度降低, 进一步降低了冰雹融化的速度。

3 结 论

多数预报人员想当然地认为冰雹融化层的高度是干球温度 0°C 层高度, 而实际上融化层的高度更接近于 WBZ 高度。本文主要目的就是澄清这一事实。虽然长期以来, 国外英文文献上一直都将 WBZ 作为冰雹融化层的近似高度, 但这一事实一直没有引起国内预报人员和部分研究人员包括作者在内的

足够注意,以至于一直到现在,国内绝大多数预报人员仍然将 DBZ 作为冰雹融化层的近似高度。

当对流层大气整层相对湿度近乎饱和时,DBZ 和 WBZ 高度几乎是一样的;但是当对流层大气尤其是对流中层或中下层存在明显干层(即相对湿度较低)时,WBZ 高度明显低于 DBZ 高度:因为当冰雹下落到 DBZ 以下时,由于融化,其表面出现一层水膜,干空气被夹卷进下沉气流内使得冰雹表面的水膜剧烈蒸发降温,迅速冻结,其表面温度降到 0℃ 以下,直到降落到大约 WBZ 附近冰雹才开始真正融化。

利用两个差异很大的雹暴个例,进一步说明冰雹融化层高度的高低对冰雹大小甚至降雹与否的可能影响。需要指出的是,根据常规探空确定的 WBZ 高度只是冰雹融化层的大致高度。实际冰雹融化层高度,与上述计算得到的 WBZ 高度是有差异的。例如降水发生后对湿度的影响,会对 WBZ 高度,雷暴本身对环境的扰动越大,则其差异也越大。

建议在 MICAPS 系统的 $T\text{-log}p$ 图分析部分增加 WBZ 高度计算和显示功能。

参考文献

- 戴建华,陶岚,丁杨,等. 2012. 一次罕见飊前强降雹超级单体风暴特征分析. 气象学报,70(4):609-627.
- 段鹤,严华生,马学文,等. 2014. 滇南冰雹的预报预警方法研究. 气象,40(2):174-185.
- 李德俊,唐仁茂,熊守权,等. 2011. 强冰雹和短时强降水天气雷达特征及临近预警. 气象,37(4):474-480.
- 廖玉芳,俞小鼎,吴林林,等. 2007. 强雹暴的雷达三体散射统计与个例分析. 高原气象,26(4):812-820.

- 刘晓璐,刘建西,张世林,等. 2014. 基于探空资料因子组合分析方法的冰雹预报. 应用气象学报,25(2):168-175.
- 闵晶晶,曹晓钟,段宇辉,等. 2012. 近 30 年京津冀地区冰雹的气候特征和突变分析. 气象,38(2):189-196.
- 衣孟松,赖珍权,梁俊聪,等. 2013. 2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析. 气象,39(7):874-882.
- 王令,郑国光,康玉霞,等. 2006. 多普勒径向速度图上的雹云特征. 应用气象学报,17(3):281-287.
- 王秀玲,郭丽霞,高桂芹,等. 2012. 唐山地区冰雹气候特征与雷达回波分析. 气象,38(3):344-348.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社,314.
- 俞小鼎,周小刚,王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. 气象学报,70(3):311-337.
- Crisp C A. 1979. A training guide for severe weather forecasters. AFGWCTN-79/002. United States Air Force, Air Weather Service, Air Force Global Weather Central,1979.
- Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting. Wea Forecasting,7:588-612.
- Lemon L R. 1998. The radar "three-body scatter spike": An operational large-hail signature. Wea Forecasting, 13:327-340.
- Markowski P, Richardson. 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes: Chichester Wiley-Blackwell Publication, 407.
- Miller R C. 1972. Notes on analysis and severe storms forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central, Technical Report 200 (Rev). Air Weather Service, United States Air Force.
- Moller A R. 2001. Severe Local Storms Forecasting. Boston: Meteor Monogr, 433-521.
- Potter T D, Colman B R. 2003. Handbook of Weather, Climate and Water. Hoboken: John Wiley & Sons, 226-227.
- Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, et al. 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. Wea Forecasting, 13: 286-303.