曾智琳，谌芸，朱克云，等. 2019. 广东省大冰雹事件的层结特征与融化效应 [J]. 大气科学, 43(3): 598–617. Zeng Zhilin, Chen Yun, Zhu Keyun, et al. 2019. Characteristics of atmospheric stratification and melting effect of heavy hail events in Guangdong Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(3): 598–617. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1808.18152

广东省大冰雹事件的层结特征与融化效应

曾智琳[1,2] 谌芸[2,1] 朱克云[1] 李晟祺[3]

1 成都信息工程大学大气科学学院，成都 610225
2 国家气象中心，北京 100081
3 南京信息工程大学，南京 210044

摘 要 本文主要利用L波段常规探空数据、华南区域加密自动站资料以及ERA-Interim 0.125°×0.125°逐6 h再分析资料，依据我国冰雹等级划分标准（GB/T 27957-2011）筛选了2004～2017年发生在广东的23个大冰雹事件（直径≥20 mm），重点分析其大气层结状态与结构特征，定量诊断了大冰雹的融化效应，并建立了判别大冰雹的物理参数模型。结果表明：（1）大冰雹事件“上干下湿”比非大冰雹（直径≥5 mm且<20 mm）事件更加清晰，产生大冰雹所需的对流（位势）不稳定建立更依赖于“上干下湿”而不是“上冷下暖”。（2）H_-/H_+（冷云和暖云厚度比值）对于区分大冰雹与非大冰雹具有较好的指示效果，H_-/H_+高于1.6/1对判别产生大冰雹有参考价值。（3）相比于非大冰雹事件，大冰雹事件最大热浮力高度高于−5℃层，有利于托举雹胚进入有效增长层（−10℃～−30℃），促使雹胚生长为大冰雹。最大热浮力强度≥4℃可作为判别大冰雹与非大冰雹的关键阀值。（4）热传递与对流交换（Q_{cc}）对大冰雹融化起主要作用，其贡献率与DBZ（冻结层高度）、t_{ave}（环境平均温度）呈反比关系；冰雹表层水膜因蒸发或重新凝结消耗潜热（Q_{es}）对大冰雹融化影响表现在DBZ高度上的冰雹直径越小、Q_{es}融化贡献率越大，大冰雹融化程度越大。高空的干层向下延伸到较低高度有利于大冰雹不被或少被融化，也是大冰雹事件WBZ（湿球零度层高度）显著低于DBZ的重要原因。（5）基于全文统计内容与对比分析，构建了一个判别大冰雹的物理参数模型，大气层结满足ΔT_{d85}（850 hPa与500 hPa的露点差）≥46℃、500 hPa的$T-T_d$≥15℃、1000～700 hPa最小的$T-T_d$≤2℃、H_-/H_+≥1.6/1，最大热浮力强度≥4℃、最大热浮力高度高于−5℃层时，有利于产生大冰雹。

关键词 大冰雹事件 大气层结特征 融化效应 物理参数模型
文章编号 1006-9895(2019)03-0598-20 **中图分类号** P401 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1808.18152

Characteristics of Atmospheric Stratification and Melting Effect of Heavy Hail Events in Guangdong Province

ZENG Zhilin[1,2], CHEN Yun[2,1], ZHU Keyun[1], and LI Shengqi[3]

1 *School of Atmospheric Sciences*, *Chengdu University of Information Technology*, *Chengdu* 610225
2 *National Meteorological Center*, *Beijing* 100081
3 *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044

Abstract Based on conventional L-band soundings, automatic weather station data and ERA-Interim 0.125°×0.125°

收稿日期 2018-04-23；**网络预出版日期** 2018-08-13
作者简介 曾智琳，男，1992年出生，硕士研究生，主要从事中小尺度灾害性天气机理研究。E-mail: 445800133@qq.com
通讯作者 谌芸，E-mail: chenyun@cma.gov.cn
资助项目 国家自然科学基金项目41175048、41330421
Found by National Natural Science Foundation of China (Grants 41175048, 41330421)

reanalysis data at 6-hour intervals, we investigate 23 heavy hail events (HHEs, hail diameter ⩾20 mm) that occurred in Guangdong province from 2004 to 2017. The 23 hail events are selected according to the Hail Classification Standard in China (GB/T 27957-2011). Characteristics of atmospheric stratification during these events and melting effects of hails are quantitatively analyzed, and a model of physical parameters is established to distinguish heavy hails. The results are as follows. (1) The upper-dry and lower-moist characteristic of vertical stratification is more evident for HHEs than for small hail events (SHEs, hail diameter ⩾5 mm and <20 mm), and the convective (potential) instability is more dependent on the upper-dry and lower-moist stratification rather than that of the upper-cold and lower-warm. (2) The ratio of H_-/H_+ (cold cloud/warm cloud) can be used to distinguish HHEs from SHEs, and the ratio above 1.6/1 is one reference criterion for the forecast of heavy hails. (3) Compared with SHEs, the height of maximum thermal buoyancy of HHEs is higher than the isothermal layer of −5℃, which helps the hail embryos to enter efficient growth layer (−10℃−−30℃) and thus drives heavy hail growth. The maximum thermal buoyancy ⩾4℃ is a key threshold to distinguish HHEs from SHEs. (4) Thermal conduction and convection transport (Q_{cc}) play a main role in the melting process of heavy hails, and there is an anti-correlation relationship of Q_{cc} with DBZ level (dry bulb zero level) and t_{ave} (average environmental temperature). Impacts of latent heat caused by vaporization and re-condensation of water resulted from hail melting process are reflected in the fact that the smaller the hail diameter over the DBZ level is, the larger the latent heat consume or release, originated from evaporation of water surrounding hail (Q_{es}), and the greater the large hails will melt. The downward extension of the dry layer in the mid-troposphere inhibits the melting of large-size hails. (5) Based on statistical and comparative analyses of this paper, a model of physical parameters is established for prediction of heavy hails. These physical parameters include ΔT_{d85}⩾46℃, $T-T_d$⩾15℃ at 500 hPa, the minimum $T-T_d$⩽2℃ between 700 hPa and 1000 hPa, H_-/H_+⩾1.6/1, the intensity of maximum thermal buoyancy⩾4℃, and the height of maximum thermal buoyancy higher than the height of −5℃. The above conditions are favorable for the generation of heavy hails.

Keywords Heavy hail events (HHEs), Characteristics of atmospheric stratification, Melting effect, Physical parameters model

1 引言

华南并不是我国冰雹的多发区，但由于其突发性强、生命史短，并且有很强的局地性，一旦发生往往都造成较为严重的雹灾，尤其是大冰雹，其机械性伤害会对农业作物、基础设施及厂棚房屋等造成极为严重的破坏，并对户外人员活动的生命安全构成直接威胁。冰雹作为一种具有较强致灾性的强对流天气，长期以来被广泛并深入开展研究，Johns and Doswell（1992）认为长时间的、强的上升运动是支撑冰雹增长为大冰雹的必要条件，观测研究发现产生大冰雹的对流风暴内部上升速度可超过40～50 m s^{-1}（Musil et al.，1986；Miller et al.，1988）。Johnson and Mapes（2001）研究表明，所有大冰雹事件都与深厚对流有关，并强调了与之相联系的局地强风暴发展初期主要决定于环境场条件，这反映了是否有大冰雹产生很大程度取决于大气层结状态的配合程度。研究分析认为冰雹云类型与环境条件密切相关，单体、多单体及超级单体三种冰雹云形成的环境风场有显著差别（Chisholm and Renich，1972；Weisman and Klemp，1982），Newton（1967）早期研究发现了尺寸较大的冰雹一般伴随有强的垂直风切变的现象，后来强垂直风切变逐渐被认为是产生大冰雹的强风暴发展与维持的重要因素（Weisman and Klemp，1982，1984；Weisman and Rotunno，2000）。Miller（1972）解释了冰雹融化层高度更接近于湿球温度零度层（WBZ）的物理机制，并在研究中指出WBZ距地面高度为2134～3353 m时最可能发生大冰雹。大多数极端大冰雹是由超级单体风暴直接产生，而较强的深层垂直风切变和对流有效能量则是有利于超级单体风暴发展的环境条件（Johns and Doswell，1992）。在冰雹生长及融化的微物理过程方面，吴保民等（1997）揭示了冰雹热传输与环境条件及层结之间的关系，不规则、粗糙的冰雹粒子比类似球状光滑的冰雹粒子与环境温度的热传输交换更多，蒸发、融化等过程会更快（房文等，2002）。另外，地面降雹大小与雹云内雹粒尺度、零度层高

度、云体发展高度、高空冷平流强弱等诸多因素有关（许焕斌和段英，2001；刘治国等，2008）。上述研究成果不断加深我们对冰雹的形成机理、发生发展及演变规律的认识，亦为冰雹的业务分析预报以及短临预警流程系统的建立打下了理论基础。

尽管冰雹的研究仍在不断取得新的进展与成果，但研究领域一直以来偏重于冰雹天气学特征、形成机制（Browning and Foote，1976；Browning，1977；Farley，1987；许焕斌和段英，2001；樊明月等，2016）、多普勒雷达特征、冰雹云内部结构及与雹块尺寸算法（Witt and Nelson，1984；Witt et al.，1998；Wilson and Reum，1986；Musil et al.，1986；Zrnić，1987；Amburn and Wolf，1997；Lemon，1998；郑媛媛等，2004；戴建华等，2012）等方面，虽然不少研究都建立了降雹的天气学模型，但大部分都是从个例角度出发。目前冰雹这种中小尺度灾害性天气仍然是预报技术的难点，了解温湿层结及环境参量有助于加深认识大冰雹发生发展的物理机制，许多物理参数对大冰雹的发生具有一定的指示意义，但已有的大部分研究偏于注重冻结层（干球0℃层）高度、−20℃层高度等少数几个物理高度或参量，对大冰雹的层结认识存在一定的片面性和局限性。基于个例的事后分析对于冰雹预报启示是模糊的，如“具有较低的零度层高度”是冰雹发生的有利条件，但何谓“较低”，如何去做定量化诊断，应该说现有的对冰雹发生前的层结定量化统计研究仍比较欠缺。

不同地区对产生大冰雹的层结及环境条件要求不同，广东所处纬度较低，冰雹气候特征与中高纬差异较大，广东大冰雹发生前的对流不稳定是以何种形式建立的、产生大冰雹的垂直温度与湿度层结有怎样的特征、干湿球零度层有何差异、冻结层高度到地面之间的温湿条件对大冰雹融化影响有多大，这一系列问题并未得到太多关注。McNulty（1995）指出，了解大气层结状态特征及环境条件参数计算，是制作强风暴预报时必须考虑的重要因素，相比于非大冰雹，大冰雹事件在探空所反映出的大气层结状态及相关特征可能更清楚，所以分析大冰雹事件层结结构特征，无论是对大冰雹、还是非大冰雹的潜势预报都有积极意义。因此，本文将通过遴选广东近14年共23个大冰雹事件，并搜集了相同时段内的31个非大冰雹事件，从环境条件及层结特征的角度出发，对这些个例进行系统性梳理分析，重点讨论大冰雹事件的垂直大气温湿结构、冻结层高度与湿球零度层的差异、冷暖云层厚度及其比值、冻结层高度到地面的温湿条件对大冰雹的融化影响，基于与非大冰雹事件特征对比的同时，对上述各项特征的机理成因进行分析和探讨，以期从一些新的角度挖掘有参考价值的预报信息，并提取属于广东本地的、有清晰指示意义的大冰雹预报因子及关键阀值。

2 大冰雹个例遴选及资料处理方法

2.1 个例筛选方法

美国国家强风暴预报中心（NSSFC）早期把直径≥19 mm的固态降水物定义为冰雹，后来将直径下限修改为25 mm，一般我国发生冰雹频次与强度整体要弱于美国，我国冰雹等级标准规范（GB/T 27957-2011）把最大直径≥5 mm的固态降水物定义为冰雹，其中≥20 mm为大冰雹，≥50 mm则属于特大冰雹。中国气象局中央气象台将直径≥5 mm的冰雹定义为强对流天气，郑永光等（2017）认为直径≥20 mm的大冰雹属于重大强对流天气。本文依据国家标准（GB/T 27957-2011），将最大直径≥20 mm的对流性固态降水物定义为大冰雹，直径≥5 mm且＜20 mm的统计归为非大冰雹。

由于冰雹具有时空尺度小、持续时间短、落区分散和局地性强等特点，为了加强灾害性天气的监测与预报预警，广东省从1994年开始组建区域加密自动站网，并于2000年起布设多普勒天气雷达探测网，目前已拥有14部新一代多普勒雷达（含珠海—澳门共建的S波段、佛山南海X波段、茂名信宜C波段雷达），其中9部已具备双线偏振功能，完成了全省陆地范围与近海海洋的全面覆盖，对中小尺度灾害性天气的监测能力不断提升。近年来，随着Himawari-8、FY-4等新一代静止气象卫星以及FY-3D极轨气象卫星的先后发射并投入使用，加之2018年广东省启动X波段相控阵天气雷达的组网试验，未来大气探测的时空分辨率有望进一步显著提高。尽管广东省拥有比较完善的观测体系，但仍然难以做到对冰雹的全面监测，对冰雹本身缺乏有效的自动观测手段，所以灾害现场调查、乡镇气象信息员以及互联网提供的可靠目击报告可作为冰雹业务监测的有效补充。本文对大冰雹个例的遴选

工作主要包括以下步骤：（1）利用中国气象局气象灾害管理系统，对县市（区）级气象部门核实并上报的冰雹灾情直报信息筛选，从中提取直径≥20 mm的大冰雹个例；（2）通过查阅相关文献，基于前人对广东冰雹研究的一些个例或统计（李怀宇等，2015；胡胜等，2015），把直径≥20 mm的大冰雹个例提取出来；（3）根据官方媒体新闻现场灾情报道的，以及近年来利用微博等新媒体手段目击报告的，有明确照片记录和实时定位信息的冰雹发生记录，剔除部分冰雹尺寸模糊、地点信息不明确的报告个例，选出≥20 mm的大冰雹个例；（4）基于上述三种途径收集到的大冰雹个例，利用新一代多普勒天气雷达资料作进一步质量控制，由于大冰雹从相应的雹暴系统中产生、到降落至地面，再被目击并上传灾情报告，存在时间差，因此根据雷达回波特征质控大冰雹时，允许雷达回波的雹暴单体与大冰雹报告存在一定的时间差和空间距离。关于冰雹云回波强度的研究结果（Waldvogel et al.，1979）表明，发生冰雹时最大回波反射率均不低于45 dB*Z*，对不满足该时间窗、距离范围与雷达回波反射率强度的报告个例予以删除；另外，对发生在同一天内，水平距离不足40 km的两个或以上的地点有大冰雹报告，时间差在1 h内的，记录为一个大冰雹事件。需要指出的是，粤北、粤西部分山区人口分布相对稀疏，存在部分大冰雹事件不被目击或记录的可能，基于上述方法收集的样本数量是比较有限的。

基于上述遴选步骤，收集到广东省近14年（2004～2017年）共23例大冰雹事件（图1），为了突出大冰雹事件的大气层结特征，本文基于上述类似的步骤筛选了同一时段（2004～2017年）内的31个非大冰雹个例（图1），以期通过对比分析，深入探明大冰雹事件的特征。广东省冰雹落区具有西多东少、内陆多于沿海、山区多于平原的空间分布特点，粤北山区、粤西以及珠三角边缘的低山丘陵是冰雹的多发区。

2.2 资料处理方法

冰雹事件分析所用到的资料主要包括常规探空资料及ERA-Interim 0.125°×0.125°逐6 h再分析资料，个例筛选、质量控制利用了新一代多普勒天气雷达资料，探空资料订正利用了华南区域加密自动站资料。统计发现冰雹事件的发生时间集中在中午到上半夜，由于高空观测资料仅有08时、20时（北京时，下同），部分冰雹事件的环境场条件难以被直接捕捉到，故利用探空资料时遵循就近订正原则：对发生在08～12时的冰雹事件，利用上游地区未受对流系统影响、距离最近的08时探空资料；发生在12～17时的冰雹事件，利用上（下）游地区未受对流系统影响、距离最近的08时（20时）探空资料，并以冰雹发生时刻前的地面温度、露点

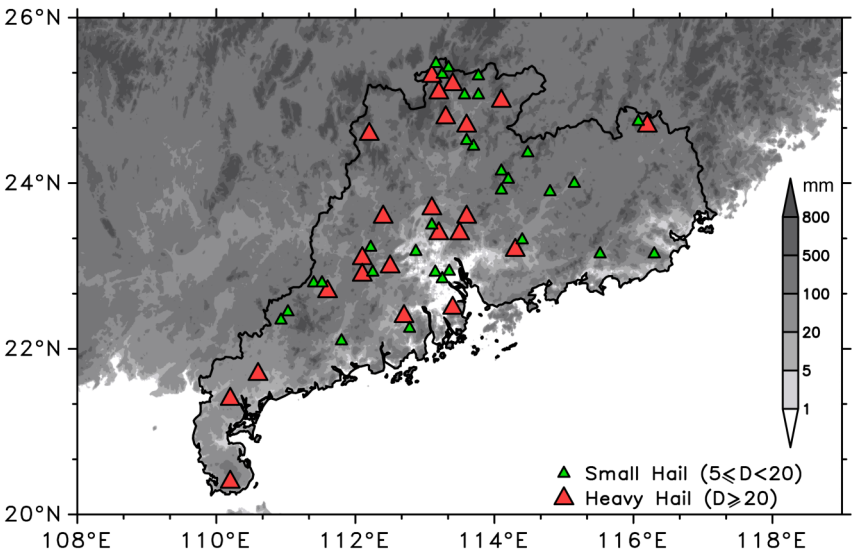

图1 2004～2017年广东23例大冰雹事件（红色三角形）与31个非大冰雹事件（绿色三角形）落区分布（灰色阴影为地形，冰雹直径单位：mm）

Fig. 1 Spatial distribution of 23 heavy hail (red triangles) events and 31 small hail (green triangles) events (areas shaded in gray indicate the topography elevation; units of hail diameter are mm)

对探空予以订正处理；对发生在17～24时的冰雹事件，利用上（下）游地区未受对流系统影响、距离最近的20时探空资料；对发生在00～05时的冰雹事件，利用上（下）游地区未受对流系统影响、距离最近的前一天20时（当天08时）探空资料，并以冰雹发生时刻前的地面温度、露点对探空予以订正处理；若探空存在逆温层，在计算CAPE（对流有效位能）等对起始抬升敏感的参量时，采用最低逆温层顶位置作为起始抬升高度。尽管如此，极个别冰雹事件的探空代表性比较欠缺的现象仍难以避免。

3 大冰雹事件的大气温湿层结特征

随着雷达、闪电及卫星等探测技术手段不断取得新的进展（Heinselman and Ryzhkov，2006；Park et al.，2009；Al-Sakka et al.，2013；Rossi et al.，2014），很多预报技术成果实现了从科研向业务的转化，如中国气象局的SWAN、广东省气象局的GRAPES-Swift2.0、香港天文台的SWIRL-II（Li et al.，2014）等，上述成果对大冰雹主要被应用于临近（0～2 h）监测及预报预警，但6～12 h的短时预报能力依然十分有限，目前更多依赖于快速循环同化的高时空分辨率的数值模式（郑永光等，2015）。探空资料是反映本地及邻近地区大气垂直温湿结构的最重要的手段（雷蕾等，2011），也是预报员在短时效内确定大冰雹潜势条件的重要资料，下面将利用探空数据及ERA-Interim 0.125°×0.125°再分析资料，分析探讨23例大冰雹事件的垂直大气温湿结构特征，并与非大冰雹的特征加以对比，挖掘对大冰雹预报有价值的参考信息。

3.1 垂直温度层结特征

环境大气的垂直热力分布直接影响降水粒子的相态转化（Czys et al.，1996），从对流系统内产生雹胚、到雹胚增长为大冰雹，大气的层结状态在其中发挥着重要作用。因此，加深认识大冰雹发生的大气温度层结状态是成功预报大冰雹的前提和关键。

通常认为大气呈“上冷下暖”结构分布代表着层结的不稳定，在具体的温度廓线能反映出这种特征，但冰雹发生的集中期（3～5月）是冬半年向夏半年转变阶段，考虑到不同季节温度廓线的变化，难以直接对比，故选用ΔT_{85}（850 hPa与500 hPa的温度差）作为考量大气层结“上冷下暖”的特征值，它是表征大气静力稳定度的参量，是判断是否有强雷暴等天气的重要依据。大量研究都表明，ΔT_{85}值对冰雹的潜势指示效果是清晰的，如北京地区夏季冰雹ΔT_{85}均值达到28℃（雷蕾等，2011），华东、华中及华北地区20例大冰雹事件的$\Delta T_{85}\geqslant$28℃占比达52.9%（吴剑坤，2010），郑艳等（2015）研究海南近10年冰雹事件的ΔT_{85}介于23℃～29℃，农孟松等（2008）统计广西30年冰雹的概念模型，发现$\Delta T_{85}\geqslant$24℃即可作为预报阀值，江浙沪的区域性冰雹事件ΔT_{85}均值达30.1℃（仇娟娟和何立富，2013），鲁中地区近16年来冰雹事件的ΔT_{85}均值为29℃，并且有ΔT_{85}越大，冰雹直径越大的一般规律（高晓梅等，2018），樊李苗和俞小鼎（2013）对中国短时强对流环境参数特征的研究也表明，大冰雹的ΔT_{85}比非大冰雹的ΔT_{85}更大。

图2a黑箱线为广东大冰雹、非大冰雹的ΔT_{85}值，大冰雹事件ΔT_{85}从22℃到30℃都有分布，其75%、25%四分位值分别为27℃和23℃，中位数为24℃，均值25℃。相比于大冰雹，非大冰雹ΔT_{85}箱型统计特征值整体略低于大冰雹，尤其是75%四分位值仅25℃，比大冰雹低2℃，最小值仅19℃，也显著低于大冰雹的最小值（22℃）。可见，大冰雹与非大冰雹的ΔT_{85}是有区别的，ΔT_{85}值越大，更可能产生大冰雹，这与樊李苗和俞小鼎（2013）、高晓梅等（2018）的结论基本一致。但是，大冰雹与非大冰雹的ΔT_{85}箱线也有共同区间（ΔT_{85}介于23℃～25℃之间），因此很难单凭ΔT_{85}值来区分大冰雹与非大冰雹，需要结合其它特征参数共同判断。

进一步分析对比发现，广东大冰雹、非大冰雹事件的ΔT_{85}均值、最值等各项参数（图2a），明显低于南岭以北地区冰雹事件（雷蕾等，2011；吴剑坤，2010；仇娟娟和何立富，2013；樊李苗和俞小鼎，2013；高晓梅等，2018），与海南、广西的ΔT_{85}参数差不多（农孟松等，2008；郑艳等，2015），从侧面反映了广东的冰雹事件“上冷下暖”的层结特征不及南岭以北地区清晰，可能是所处纬度较低的原因，广东冰雹事件的ΔT_{85}值具有一定的地域性，故业务参考使用ΔT_{85}时尽量避免与其它地区进行横向对比。

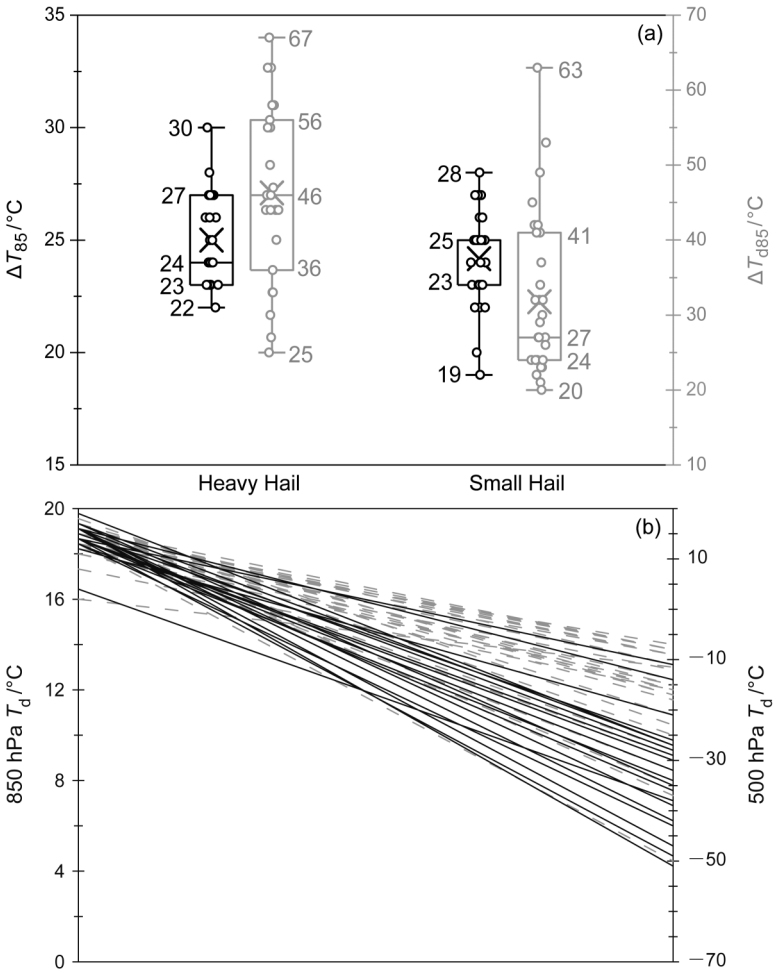

图2 （a）大冰雹与非大冰雹事件的ΔT_{85}（850 hPa与500 hPa的温度差，黑箱线）和ΔT_{d85}（850 hPa与500 hPa的露点差，灰箱线），须线上端为统计的最大值，须线下端为统计的最小值，箱形上框线为75%四分位值，箱形下框线为25%四分位值，箱内线为中位数值，×为均值，单位：℃；（b）大冰雹事件（黑实线）与非大冰雹事件（灰虚线）的850 hPa露点（左纵坐标）和500 hPa露点（右纵坐标），单位：℃

Fig. 2 (a) ΔT_{85} (temperature difference between 850 hPa and 500 hPa, black box and whiskers plot) and ΔT_{d85} (dew-point difference between 850 hPa and 500 hPa, grey box and whiskers plot) for heavy hail events and small hail events (the upper whisker line is the statistic maximum, the lower whisker line is the statistic minimum, the upper frame line of the box is the upper quartile, the lower frame line of the box is the lower quartile, the line inside the box indicates the median value, × is the average, units: ℃); (b) 850 hPa dew-point (ordinate on the left) and 500 hPa dew-point (ordinate on the right) for heavy hail events (black solid lines) and small hail events (grey dotted lines), units: ℃

造成风雹等强对流天气过程的深厚湿对流绝大部分具有斜压性特征，这种斜压不稳定相当程度是高低空温度平流差异的结果。王沛霖（1994）分析认为珠三角局地强风暴的环境条件与中纬度地区相比有较大差异，大气层结不稳定是强风暴发生的重要环境条件，为了进一步认识广东冰雹事件的温度层结特征，高空冷平流、低空暖平流或二者共同作用可以形成对流（位势）不稳定，而强的对流（位势）不稳定是降雹的必要条件，层结越不稳定，雹粒越大，所以大冰雹事件相较于非大冰雹事件在高低空的温度平流特征应该是更加突出的。从广东大冰雹发生前6 h内的温度平流分析发现，有三种特征：第一种是低空暖平流类（图3a），大冰雹发生前低层（700 hPa以下）有明显的暖平流活动（图3a），暖平流强度介于8～18（单位：$\times 10^{-5}$ K s^{-1}），均值为11.5×10^{-5} K s^{-1}，并且暖平流最强位置都出现在825 hPa附近，这表明低空暖性强迫可能对大冰雹产生有一定作用；第二种是边界层冷平流类（图3b），该类大冰雹事件是由地面冷锋直接触发，冷平流强度均值为-28×10^{-5} K s^{-1}，冷平流最强都在875 hPa以下的边界层内；第三种是弱温度平流类（图3c），该类占比最多，环流背景上一般有大

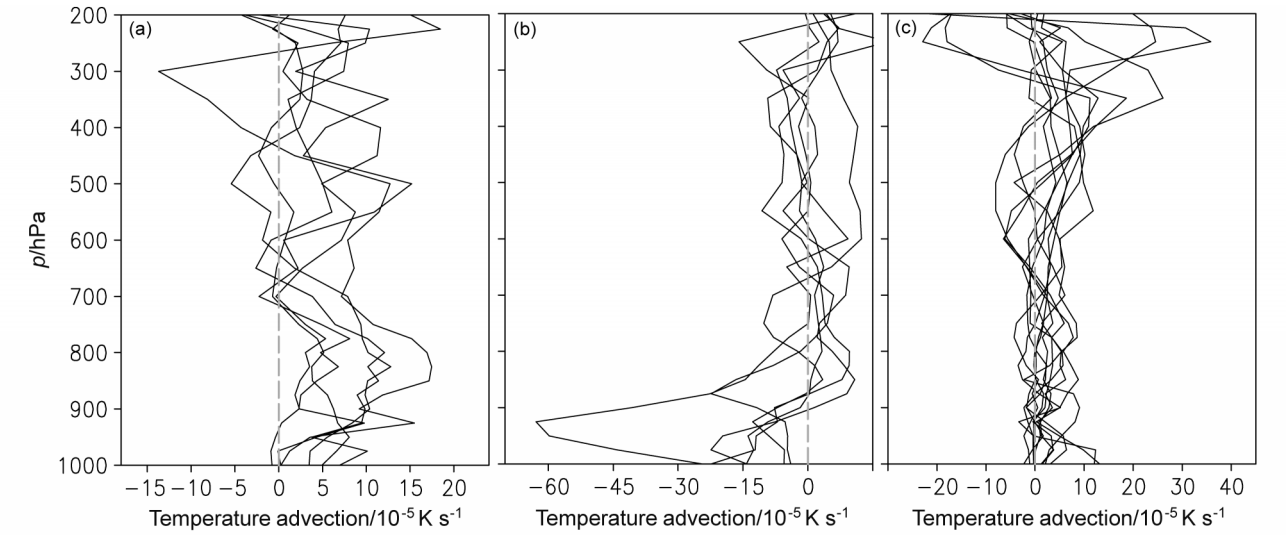

图3 23例大冰雹事件垂直方向温度平流：（a）6例低空暖平流类；（b）6例边界层冷平流类；（c）11例弱平流类。实线代表不同高度的温度平流，每条实线代表一个大冰雹事件，虚线代表温度平流零线

Fig. 3 Temperature advection at vertical direction for 23 heavy hail events: (a) Warm advection of 6 heavy hail events on lower levels; (b) cold advection of 6 heavy hail events on boundary levels; (c) weak advection of 11 heavy hail events. Solid lines in each figure indicate temperature advection on different levels, each of which represents a heavy hail event, dotted lines indicate null lines of temperature advection

尺度高空槽、切变线配合，大冰雹落于高空锋区南侧、地面冷锋锋前（图略），因未受到冷锋直接影响，对流层中低层冷暖平流都比较弱，温度平流在$\pm 10\times 10^{-5}$ K s^{-1}以内，但值得注意的是，该类大冰雹事件发生后的12～18 h内边界层均可发现冷平流活动（图略），由于雷暴冷池尺度较小，其时间尺度一般只有数十分钟到数小时，由此可判断为大冰雹发生的12 h后的冷平流是冷锋过境造成的，这说明大冰雹的产生与锋前暖区的环境条件及对流触发有关。

总的来看，在三种大冰雹事件的温度平流特征中，对流层中层（400～700 hPa）的冷平流强度都不低于-5×10^{-5} K s^{-1}，强度较弱，加上前述分析ΔT_{85}各项特征值也不大，进一步表明了广东冰雹事件“上冷下暖”的层结结构不明显。可见，对于广东大冰雹事件来说，高空冷平流及“上冷下暖”层结很可能不是形成对流（位势）不稳定的主要原因，那么大冰雹事件所需的对流（位势）不稳定是如何形成的呢？为此对大冰雹事件的垂直湿度层结进行分析。

3.2 垂直湿度层结特征

当低层有湿空气或湿平流、中高层有干空气或干平流就可能造成对流（位势）不稳定层结（陆汉城和杨国祥，2004；张杰，2006），图4a为23例大冰雹事件3、4、5月份的温度和露点廓线的合成，从3月到5月温度和露点廓线表现出“右移”特征，说明温度、露点是逐渐升高的，但对流层低层（700 hPa以下）温度与露点廓线始终比较接近，在800 hPa附近接近重合，水汽含量接近饱和，温度垂直递减率较小，γ介于4.9℃ km^{-1}～5.8℃ km^{-1}之间，接近于湿绝递减率。对流层中层（500 hPa附近）温度、露点廓线分离很明显，层结相对较干，γ在6.8℃ km^{-1}～7.6℃ km^{-1}之间，接近中性层结。所以，从大冰雹事件的温度和露点廓线合成结果可初步发现，对流层中低层表现出“上干下湿”的条件性不稳定层结特征。

但是，从我国其它地区的一些大冰雹事件研究也能发现“上干下湿”的特征，如2015年赣北“4.2”致灾冰雹事件（盛志军等，2016）、2015年南京“4.28”大冰雹事件（李聪等，2017）、2008年天津“6.25”大冰雹事件（闵晶晶等，2011）、2005年北京“5.31”大冰雹事件（王华等，2007；王秀明等，2009）等。因为露点在等压过程中是保守量，露点的高低可以反映出该层的干湿程度，为了定量化诊断广东大冰雹事件的“上干下湿”，选取了ΔT_{d85}（850 hPa与500 hPa的露点差）表征大气层结“上干下湿”。统计发现（图2a灰箱线），大冰雹事件的ΔT_{d85}介于25℃～67℃之间，均值达

46.3℃，中位数为46℃，非大冰雹事件的ΔT_{d85}均值仅为31.7℃，整个箱线区间范围显著低于大冰雹事件。显然，大冰雹事件“上干下湿”的层结特征比非大冰雹事件更加突出，具体到这54例大冰雹、非大冰雹事件的850 hPa露点和500 hPa露点（图2b），大冰雹与非大冰雹在850 hPa的露点分布都很集中，介于16℃～20℃之间，说明二者都具有低层高湿的特点，500 hPa露点离散度很大，其中大冰雹事件500 hPa露点基本都低于−25℃，非大冰雹事件大部分在−8℃～−25℃之间。所以，造成二者ΔT_{d85}差异如此大的主要原因，是大冰雹事件对流层中层湿度更低，即具备更典型的“上干下湿”的层结特征，其在探空温湿廓线会呈现为“喇叭口”收缩形态。孙继松等（2014）研究表明，除了环境温度“上冷、下暖”的特征，环境湿度“上干、下湿”的特征同样能促进热力不稳定增长。因此，这种“上干下湿”的湿度层结很可能是广东大冰雹事件对流（位势）不稳定的形成的重要原因。

对流层中层干空气卷入是使层结表现出“上干下湿”特征的主要原因（孙继松等，2014；郑永光等，2015，2017），环境大气常常具备较高的CAPE和DCAPE（下沉对流有效位能），产生强的上升气流以及强的下沉气流，从而有利于冰雹产生。为了从探空角度揭示这种特征，当探空温湿曲线满足500 hPa的$T-T_d \geqslant 15$℃，定义为对流层中层存在干层，当700 hPa到1000 hPa有最小$T-T_d \leqslant 2$℃，定义为对流层低层存在湿层，满足上述两个条件即判断为典型“上干下湿”不稳定结构，在温湿廓线上会表现为“喇叭口”收缩结构特征，分析发现，广东91%（21/23）的大冰雹事件都具备典型的“上干下湿”不稳定层结结构（图略），而非大冰雹则只有25.8%（8/31）满足这种典型特征。2009年3月29日广东化州大冰雹事件为例，当天下午降下了直径100 mm的特大冰雹，从当天08时阳江探空的温湿廓线来看（图4b），600 hPa以上温度与露点曲线分离很大，存在显著的干层，而600 hPa以下二线迅速收拢，温湿廓线呈现为典型的“上干下湿”的喇叭口结构，ΔT_{d85}达到63℃，但ΔT_{85}仅有23℃。

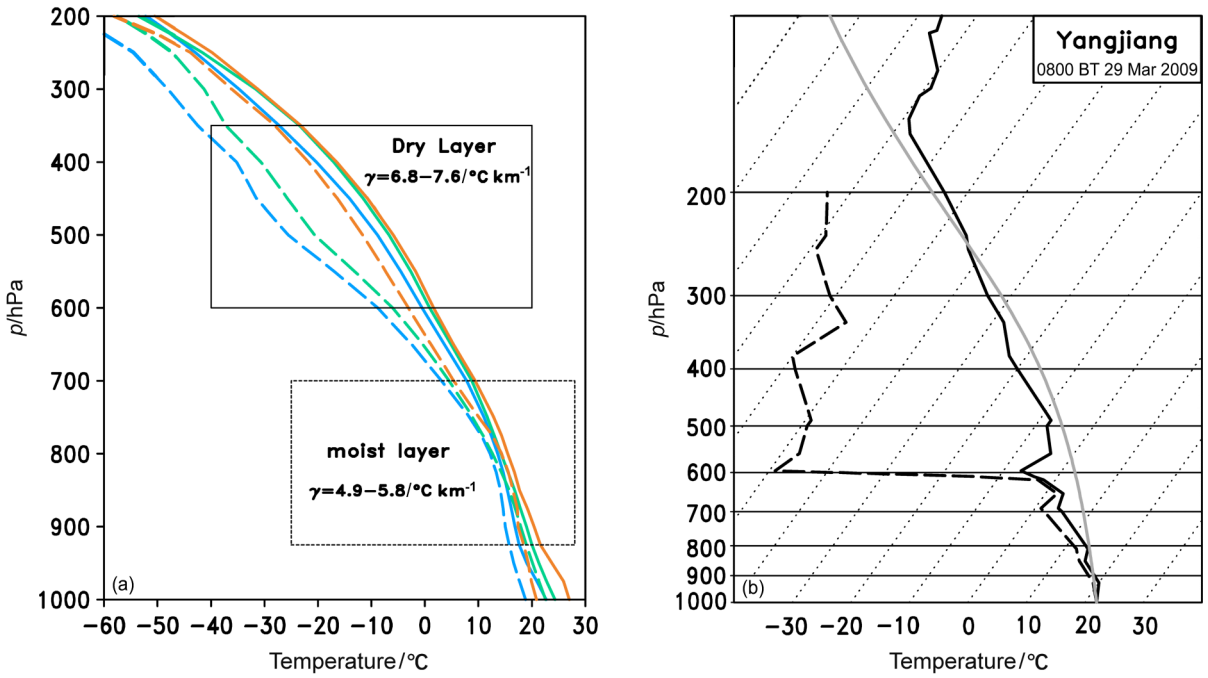

图4 （a）不同月份大冰雹事件的温度和露点曲线合成图（蓝线为3月份，绿线为4月份，橙线为5月份，实线为温度廓线，虚线为露点廓线）；（b）2009年3月29日08时（北京时，下同）阳江探空，黑实线为温度廓线，黑虚线为露点廓线，灰实线为状态廓线

Fig. 4 (a) Synthetic diagram of temperature and dew-point curves in different months (blue, green and orange lines indicate Mar., Apr., and May, respectively; solid lines and dotted lines indicate temperature and dew-point curves, respectively); (b) sounding at Yangjiang at 0800 BT 29 March 2009, black solid line, black long dotted line, and grey solid line indicate temperature, dew-point, and parcel path, respectively

综合前面温度与湿度的大气层结特征，无论是大冰雹还是非大冰雹，相比于垂直方向上的温度差异，垂直方向上的湿度差异更能反映对流（位势）不稳定，而大冰雹的“上干下湿”层结特征更加显著。判断大冰雹潜势时应该对垂直湿度层结予以更多关注。

4 大冰雹增长的特殊层结特征

4.1 冻结层高度与湿球零度层

前述分析表明广东大冰雹事件“上冷下暖”层结不明显，而冻结层高度（干球0℃层高度，dry bulb zero，以下简称DBZ）是考虑是否有冰雹产生的一个重要特殊高度，它影响着降水粒子在空中的相态变化、大冰雹下落融化的空间距离。地面观测到尺寸较大的冰雹，需要有适当高度的DBZ，过高的DBZ会增加对流风暴上升气流强度的要求，并增大DBZ高度以下冰雹下落融化的空间距离。大冰雹事件的DBZ高度介于3900～4810 m之间（表1），平均为4313.9 m，比非大冰雹的DBZ高度4380.1 m（表2）低66.2 m。樊李苗和俞小鼎（2013）统计2005～2009年全国冰雹DBZ平均高度为4300 m，张琳娜等（2013）根据北京地区2000～2009年冰雹事件统计得到的DBZ介于3000～4500 m，陈晓燕等（2010）对黔西南的冰雹统计发现，DBZ平均高度为4290 m，与上述相比，广东大冰雹与非大冰雹的DBZ高度整体而言要偏高些，这与广东处在较低的纬度位置、并且在大冰雹发生时没有很强的高空冷平流有关。具体发现，DBZ高度有明显的季节变化特征，图6a为按大冰雹事件年内日期先后排序的冷暖云层的分布，其中灰黑色柱状分界处即为DBZ，可发现DBZ高度是逐渐升高，其中3

表1 大冰雹事件的环境参数及特殊高度层

Table 1 Environmental parameters and special heights for heavy hail events

个例	LCL/m	WBZ/m	DBZ/m	$h_{-10℃}$/m	$h_{-30℃}$/m	EL/m	H_-/H_+	最大热浮力高度/m	最大热浮力强度/℃
1	269	2650	4253.5	5830	8613.3	10900	1.7/1	5530	6
2	269	2650	4253.5	5830	8613.3	10900	1.7/1	5530	6
3	140	2310	3996.7	5474.4	8836.7	7758.3	1.0/1	5490	5
4	277.8	2750	4614.4	6227.5	9035.3	11584.8	1.6/1	8160	6
5	274.9	2325	4380.6	5979	9032.7	10958.7	1.6/1	7190	5
6	89	2130	4156.9	6083.3	8985.7	10404.7	1.5/1	5100	9
7	805.9	2460	3948.2	5425	9111	10367	2.0/1	6360	10
8	237.8	2525	4240	6308.6	9351.4	11166.6	1.7/1	7530	5
9	237.8	2525	4240	6308.6	9351.4	11166.6	1.7/1	7530	5
10	444.1	2730	4760	6647.5	9406	14293.7	2.2/1	8380	7
11	292	2180	4560	5960	9018.6	11280	1.6/1	6400	5
12	933.4	2250	4090	5931.4	9096.7	12583.7	2.7/1	7190	6
13	933.4	2250	4090	5931.4	9096.7	12583.7	2.7/1	7190	6
14	201.2	2335	4742.5	6621.8	9261.6	12300	1.7/1	10460	5
15	883.4	2295	4150	5790	9002.2	9919.7	1.8/1	5400	5
16	270.9	2930	4501.8	6155.6	9775.5	12996.5	2.0/1	7320	8
17	560	2275	4030	6236.7	8830	11140	2.0/1	7450	4
18	590	2430	3900	5972.7	8711.8	11810.2	2.4/1	7500	4
19	877.4	2404	4095.7	6225	9118.6	10155.9	1.9/1	4830	6
20	595.9	2575	4810	6566	9353.8	13862.8	2.1/1	9470	8
21	595.9	2620	4650	6540	9417.3	13862.8	2.3/1	9470	8
22	1477	2895	4735	6383.3	9381.3	12412.3	2.4/1	7570	5
23	1023.1	2020	4020	5643	8450	9121.5	1.7/1	6680	4

注：LCL为抬升凝结高度，DBZ、WBZ分别为冻结层高度和湿球零度层高度，$h_{-10℃}$、$h_{-30℃}$、EL分别为−10℃层高度、−30℃层高度和平衡高度，H_-、H_+分别为冷云层和暖云层的厚度

表2　大冰雹与非大冰雹事件的大气层结特征平均参数对比

Table 2　Comparison of average parameters of atmospheric stratification characteristics between heavy hail events and small hail events

	DBZ/m	WBZ/m	H_-/m	H_+/m	H_-/H_+	最大热浮力高度/m	最大热浮力强度/℃	−30℃～−10℃高度/m	$T-T_d$=2℃高度/m
大冰雹	4313.9	2453.1	7143.9	3780.0	1.9/1	7476.1	6.0	6090.0～9080.5	2363.5
非大冰雹	4380.1	2523.2	4369.2	3921.3	1.1/1	5508.2	3.8	6049.8～9238.3	3967.7

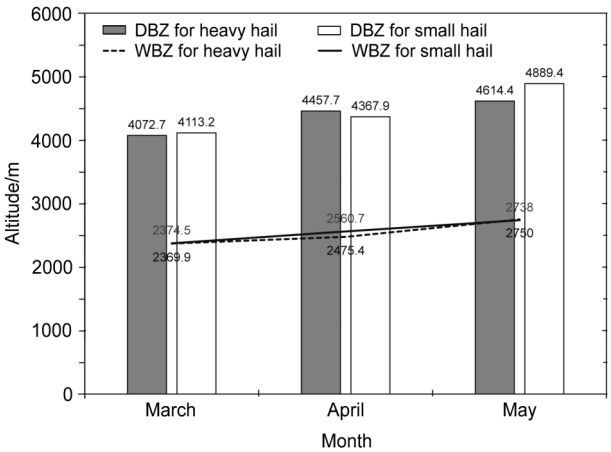

图5　3、4、5月份大冰雹事件与非大冰雹事件的平均DBZ高度（冻结层高度）和WBZ高度（湿球零度层高度），折线上方为大冰雹事件WBZ数据标签，折线下方为非大冰雹事件WBZ数据标签

Fig.5　Average DBZ (dry bulb zero) and WBZ (wet bulb zero) heights for heavy hail events and small events from March to May. The numbers labeled over the fold line indicate WBZ for heavy hail events, and numbers labeled below the fold line indicate WBZ for small hail events

月份大冰雹事件的DBZ高度为4072.7 m，4、5月份DBZ高度则明显更高，非大冰雹事件DBZ高度也表现出逐月增加趋势（图5）。因此，利用DBZ去判别是否有冰雹或大冰雹潜势时，需要注意其季节变化。但是，大冰雹与非大冰雹DBZ高度始终比较接近，单以DBZ高度去区别大冰雹与非大冰雹是非常困难的，需要结合更多的依据去判断。

然而，在特殊层结高度上，仅关注DBZ高度就作出预报判断存在局限性，而且很多预报员把冰雹融化层高度直接等同于DBZ高度，实质上冰质粒子融化层高度更接近于湿球温度零度层（Johns and Doswell，1992；Moller，2001），湿球零度层（wet bulb zero，以下简称WBZ）比我们普遍关注并使用的“0℃层”（DBZ）对冰雹融化的起始高度更为客观准确（俞小鼎，2014）。

统计发现（表1），大冰雹事件的WBZ高度介于2020～2930 m之间，平均为2457.1 m，图6a阴影处为WBZ高度所在的区间，可见所有大冰雹事件的WBZ都比DBZ低，其平均高度比DBZ显著偏低1856.8 m。从理论上说，WBZ高度越低，冰雹融化空间距离越小，地面观测到大冰雹的可能性是越大的。然而，非大冰雹事件WBZ平均高度为2523.2 m（表2），略高于大冰雹事件，逐月的WBZ可见（图5），大冰雹与非大冰雹事件的WBZ也是比较接近的，也就是说，二者真正起始融化高度实际上是差不多的，因此利用WBZ高度去判别大冰雹与非大冰雹也很困难。换角度来看，前述分析证实了大冰雹事件“上干下湿”的层结特征比非大冰雹事件要清晰得多，探空温湿廓线自上而下收拢，当$T-T_d$缩小到2℃时，大气接近饱和状态，把$T-T_d$=2℃所在的高度可以作为“上干下湿”的分界点，表2统计发现大冰雹事件的分界点高度（2363.5 m）远低于非大冰雹事件（3967.7 m），说明大冰雹事件“上干”的范围向下延伸到更低的高度，这可能是大冰雹下落过程更少被融化的原因之一。

4.2　冷暖云体的厚度特征

大冰雹的产生很大程度决定于对流风暴本身的强度、形态与结构，而对流风暴的发生发展及组织形式、结构演变是受环境场与大气层结状态制约的。前文分析了大冰雹事件的冻结层、湿球零度层高度及其特征，但大冰雹是在对流风暴内部反复升降，与云滴、雨滴不断碰冻而形成的，所以垂直方向的冷云层和暖云层的分布特征是影响大冰雹循环增长的重要因素，它决定着对流风暴内雹胚能否增长为大冰雹。

参考Waldvogel et al.（1979）对冷云厚度（H_-）与暖云厚度（H_+）的定义，表达式如下：

$$H_- = \mathrm{EL} - \mathrm{DBZ}, \quad (1)$$

$$H_+ = \mathrm{DBZ} - \mathrm{LCL}, \quad (2)$$

其中，EL为平衡高度，LCL为抬升凝结高度。大冰雹事件的H_-介于3767.6～9212.8 m之间（表1），

平均为7143.9 m（表2），不同个例的差异主要取决于EL，绝大部分事件的EL都超过10 km，对比发现，非大冰雹事件的H_-仅4369.2 m（表2），比大冰雹事件低很多，说明大冰雹的产生，深对流发展的环境及不稳定能量条件要更好。大冰雹事件H_+则介于2996.9～4541.3 m之间，平均为3780.0 m，较非大冰雹事件（3921.3 m）薄141.3 m，一方面因为大冰雹的DBZ高度比非大冰雹事件低66.2 m（表2），另一方面则是大冰雹的LCL比非大冰雹事件高（图略），表明非大冰雹事件的地面湿度可能更大，被抬升的气块更快达到LCL。一般来说，DBZ越低，地面降大冰雹的可能越大，但必须指出，过低的暖云顶高在某种程度代表了低层暖湿气流偏弱，难以有强的暖湿气流进入对流风暴内部，不能形成足够的托举力支撑雹胚增长为大冰雹，故DBZ需要适中，不能太低。

进一步对冷暖云厚度的比值（H_-/H_+）统计，可见大冰雹事件H_-/H_+在1/1～2.7/1之间（图5a，表1），平均比值为1.9/1，非大冰雹事件则只有1.1/1（表2），有研究表明降雹前H_-/H_+多为2/1～3/1（雷雨顺等，1978），并且有该比值越大，降雹概率也越大的规律。对比发现，广东大冰雹事件H_-/H_+较

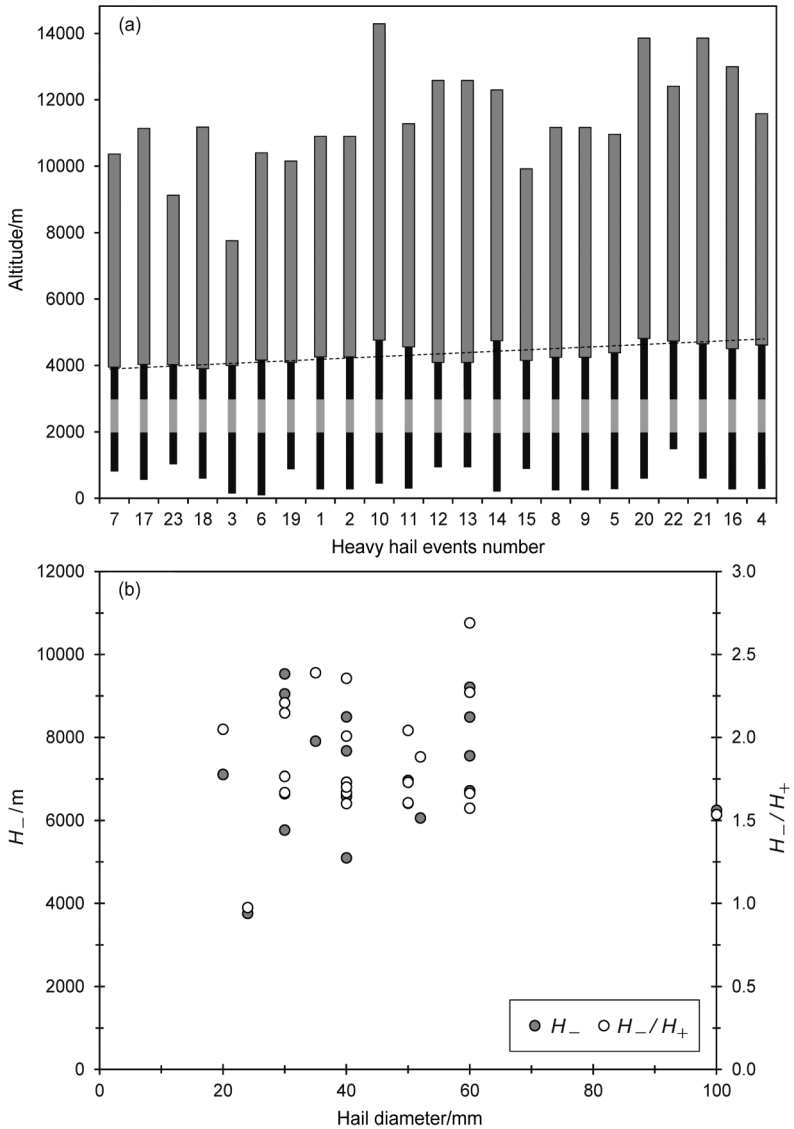

图6 （a）冷云层H_-（深灰色柱状）与暖云层H_+（黑色柱状），虚线为DBZ高度的趋势线，浅灰色阴影为WBZ所在的高度区间；（b）地面降雹直径与冷云层H_-、冷暖云厚度比H_-/H_+的关系

Fig. 6 (a) Cold cloud H_- (dark grey bars) and warm cloud H_+ (black bars). The dotted line indicates the trend line of DBZ level, light grey shaded areas indicate the height range of the WBZlevel; (b) correlation between hail diameter and cold cloud H_-, and the ratio of cold cloud and warm cloud H_-/H_+

前人统计研究成果（雷雨顺等，1978）的比值偏低，一方面原因可能是上述研究大都集中于中高纬地区，广东所处的纬度较低，DBZ偏高，另一方面濒临热带海洋，低层水汽条件充沛，LCL偏低，二者造成了暖云的厚度容易偏厚，从而使H_-/H_+偏小。

另外，大冰雹事件H_-/H_+明显高于非大冰雹事件，从表2可见，这种结果很大程度上是大冰雹事件冷云厚度更厚所致。具体到这23例大冰雹事件（图6b），却不具备H_-/H_+比值越大，大冰雹直径越大的特点。所以，H_-/H_+比值对于甄别大冰雹与非大冰雹是有效，但对大冰雹本身并不适用。利用探空资料H_-/H_+研判时，比值高于1.6/1对产生大冰雹可能有一定的指示意义，且比值越小，则越可能是直径较小的冰雹。同时应该指出，关于冷云和暖云分布特征、以及其厚度之比，与广东是否产生大冰雹的研究比较少，二者之间的关系仍然有些模糊，日后有待作更多深入的研究。

4.3 大冰雹的有效增长层和最大热浮力高度与强度

由于冰雹增长过程是发生在DBZ上方，从表2反映出大冰雹事件的冷云厚度H_-确实比非大冰雹事件更厚，但对大冰雹事件本身来说，并没有发现冷云越厚，大冰雹直径越大的规律（图6b），很多观测事实也表明，冷云顶高越高不见得必然发生降雹，所以冷云厚度与是否产生大冰雹的关系是比较模糊的，从探空资料中挖掘更多与大冰雹增长有关的层结特征十分重要。

由于冰雹在云中“抛撒”运动与增长需要有足够的负温区空间（Miller，1972），过冷水累积区是产生冰雹的主要源地，大部分冰雹与过冷水的碰并湿增长发生在−10℃～−30℃之间（Foote，1984），因此过冷水累积区（−10℃～−30℃）是冰雹的有效增长层（Browning，1977；Nelson，1983；Miller et al.，1988），其位置与厚度决定着大冰雹的生长空间。从表2可见，大冰雹的有效增长层（−10℃～−30℃）介于6090.0～9080.5 m，厚度接近3000 m，与非大冰雹的有效增长层厚度差不多。雹云的雷达观测研究表明，在冰雹有效增长层的最大反射率因子强度越大、所在高度越高，产生冰雹的可能性越大（Witt and Nelson，1991）。胡胜等（2015）统计了广东12例大冰雹事件雷达特征发现，雹暴系统最大反射率来自于大冰雹粒子，其最大反射率因子所在的平均高度为6740 m，此高度位于本文统计的大冰雹有效增长层内。具体到这12例大冰雹事件（胡胜等，2015），大部分（10/12）的最大反射率因子所在高度（图7）都位于或略微低于有效增长层，所以把有效增长层与雷达资料结合使用有较好的预报效果，雷达剖面最大反射率因子是否位于大冰雹有效增长层，是临近预报判别大冰雹的依据之一。

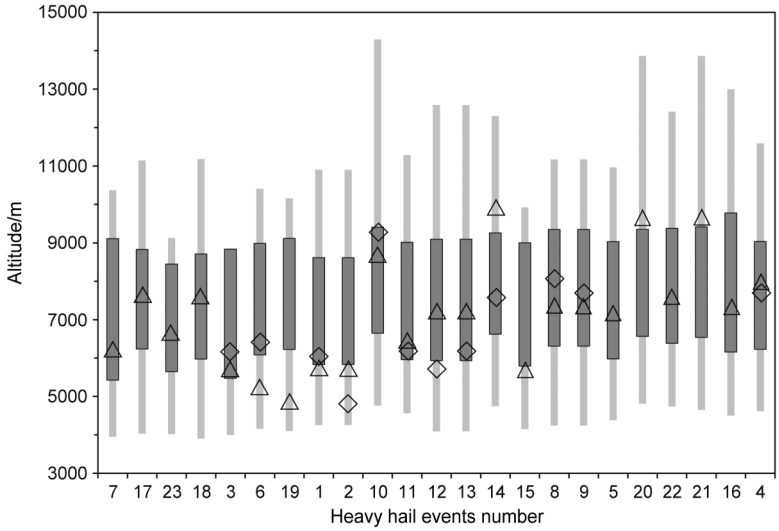

图7 冷云H_-（浅灰色柱状上限至下限）、大冰雹有效增长层（−10℃～−30℃，深灰色柱状），雷达回波最大反射率因子所在高度（菱形），最大热浮力所在高度（三角形）

Fig. 7 Cold cloud H_- (light grey bars upper-lower limits), efficient generation zone for heavy hails (−10℃−−30℃, dark grey bars), the height of maximum reflectivity of radar echo (diamonds) and the height of maximum thermal buoyancy (triangles)

上述分析表明，利用大冰雹有效增长层与最大反射率因子所在高度的关系，是否产生大冰雹，必须在很短的时间内迅速做出判断，对预报员来说具有很大挑战性，对冰雹预警发布也是考验，所以短时（6～12 h）预报从探空资料挖掘更多大冰雹信息十分关键。下面将探讨最大热浮力高度、强度与冰雹有效增长层的关系。

从理论来说，云中最大垂直速度在EL，但CAPE对气块起始抬升处的温度、湿度都很敏感，加之抬升过程中CAPE可能没有完全转化为垂直运动的动能，很多因素导致我们难以获知最强上升气流所在的高度。然而，从探空反映的CAPE在不同高度的分布，代表着不同高度的热浮力大小，陈宝君等（2012）对冰雹增长轨迹模拟表明，雹胚主要分布在主上升气流区上部，因此最大热浮力高度，即状态曲线与层结曲线差值最大位置，气块具有最大垂直加速度。从大冰雹事件最大热浮力高度（图7）分析发现，最低为4830 m，最高10460 m，所有大冰雹事件的最大热浮力高度都高于它的DBZ高度，平均高度为7476.1 m（表2），对应的温度大致在−19℃左右，这说明气块垂直加速上升过程中，能把雹胚顶托进入冰雹的有效增长层，雹胚更可能循环增长为大冰雹。非大冰雹事件的有效增长层介于6049.8～9238.3 m，与大冰雹事件相当，但最大热浮力高度则在5508.2 m，位于有效增长层下方较低的高度，这显然更难把雹胚顶托进入有效增长层，不能发展为更大的冰雹。

大冰雹的形成与风暴内部的上升气流的尺度和强度有密切关系（Johns and Doswell，1992；Johnson and Mapes，2001），气块绝热上升形成的状态曲线与环境温度（层结曲线）最大温差，即为最大热浮力的强度，所有大冰雹事件的最大热浮力强度都≥4℃（表1），平均强度为6.0℃，并且有最大热浮力强度越强，地面降雹直径就越大的特点，绝大部分特大冰雹（直径≥50 mm）事件的最大热浮力强度都达到或超过6℃。相比而言，非大冰雹事件的最大热浮力强度平均仅3.8℃（表2），显著低于大冰雹事件。所以，分析探空不但需要关注CAPE的数值本身的大小，也要重视CAPE的结构特点，不同高度上的对流不稳定能量潜势分布对是否有大冰雹产生有一定的指示性，当最大热浮力高度在−5℃层以上、最大热浮力强度≥4℃时，可作为短临预报判断可能有大冰雹产生的关键因子。

5 环境温湿条件对大冰雹的融化影响

前述侧重于分析大冰雹形成过程的大气层结状态，那么大冰雹在高空形成后，下落过程中表面必然会融化一部分，融化效应是影响地面是否观测到大冰雹的另一重要因素，下面尝试对大冰雹的融化进行定量诊断，探讨环境温度与湿度对大冰雹的影响。考虑到环境温湿条件对大冰雹和非大冰雹融化影响的物理机制类似，故本部分仅针对大冰雹事件进行融化分析。

很多实验研究（Schumann，1938；List，1963；房文等，2002）表明，冰雹表面的热量与质量传输直接影响着冰雹本身的融化、蒸发，从而影响地面降雹大小。为定量诊断环境温度与湿度对大冰雹的融化影响，假设冰质粒子下落过程处在理想热力环境及低速状态，冰质粒子单位时间融化所需的热量如下：

$$-L_{\mathrm{f}}\frac{d_{\mathrm{m}}}{d_{\mathrm{t}}}=Q_{\mathrm{cc}}+Q_{\mathrm{es}},\tag{3}$$

其中，Q_{cc}为环境温度与冰质粒子发生的热传导与对流交换，Q_{es}为冰雹表层水膜蒸发或凝结过程消耗的潜热，前者主要取决于环境温度（本文5.1予以讨论），后者则受环境湿度影响较大（本文5.2予以讨论）。右端两项表达式如下：

$$Q_{\mathrm{cc}}=1.68k_{\mathrm{a}}\cdot\left(\frac{v}{\eta}\right)^{\frac{1}{2}}\cdot D_{\mathrm{g}}^{\frac{3}{2}}\cdot\left(t_{\mathrm{hail}}-t_{\mathrm{e}}\right)\cdot\theta,\tag{4}$$

$$Q_{\mathrm{es}}=C1\cdot Di_0\cdot\left(\frac{T_{\mathrm{g}}-\gamma h_0}{T_{\mathrm{g}}}\right)^{\frac{R_{\mathrm{d}}\gamma}{g}}\cdot\left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{3}{2}}\cdot T^{-1}\cdot\left(\frac{v}{\eta}\right)^{\frac{1}{2}}\cdot D_{\mathrm{g}}^{\frac{3}{2}}\cdot\left(e_{\mathrm{sh}}-e_{\mathrm{s}}\right)\cdot\theta,\tag{5}$$

$$v=8.445D_{\mathrm{g}}^{0.553},\tag{6}$$

$$D_{\mathrm{DBZ/WBZ}}=2\times\sqrt[3]{\frac{3\cdot(M_{\mathrm{g}}-M_{\mathrm{DBZ/WBZ}})}{4\cdot\rho\cdot\pi}},\tag{7}$$

其中，$L_{\mathrm{f}}=3.35\times10^5$为冰质粒子融化潜热（单位：J kg^{-1}），$k_{\mathrm{a}}=5.12\times10^{-3}+7.2342\times10^{-5}T-9.2207\times10^{-9}T^2$为环境空气热传导率（单位：W m^{-1} K^{-1}），v为冰质粒子下落末速度（单位：m s^{-1}），$\eta=(50.15+0.481T-1.097\times10^{-4}T^2)\times10^{-7}$为空气动力粘性系数（单位：N s m^{-2}），T为气层环境平均热力学温度（单位：K），D_{g}为地面冰雹直径（4和5式单位：m，6式单位：cm），t_{hail}为冰质粒子摄氏温度（单位：℃），近似取值0℃，t_{e}为该层环境平均温度

（单位：℃），θ为粗糙订正因子取值1.2，$C1$为冰粒子液化时热量交换常数8.66×10^5，Di_0为水汽扩散系数0.21×10^{-4}，T_g为地面温度（单位：K），γ为气层的温度垂直递减率（单位：m s^{-2}），R_d为干空气气体常数287.05 J (kg K)$^{-1}$，g为重力加速度（单位：m s^{-2}），T_0为热力学零度（273.15K），$e_{sh}-e_s$为冰雹与环境的饱和水汽压差，冰雹密度ρ取900 kg m^{-3}，M_g为地面降雹质量（单位：kg），$M_{DBZ/WBZ}$为DBZ/WBZ高度上冰雹质量。大冰雹下落末速度v由6式得到（Knight et al.，1981），将计算结果分别代入到4及5式，得到从DBZ高度到地面之间Q_{cc}和Q_{es}对大冰雹的融化贡献率，将结果代入到3式，计算大冰雹从DBZ高度下落到地面过程中，因融化减少的质量d_m，假设大冰雹的几何结构与球体接近，利用7式可进一步反算出DBZ高度上大冰雹的直径D_{DBZ}，同理计算WBZ高度上大冰雹的直径D_{WBZ}。

5.1 热传导与对流交换(Q_{cc})引起的大冰雹融化

当大冰雹落入DBZ高度以下，因环境温度高于0℃，大冰雹表面与环境发生热传导，会使到大冰雹开始融化，其表面会出现一层水膜，即Q_{cc}引起融化过程。从表3可见，Q_{cc}对大冰雹融化贡献占比达66.2%～74.3%，表明环境温度对冰雹融化起主要作用，但同时发现DBZ高度越高，t_{ave}（环境平均温度）越高，Q_{cc}贡献率越低（图略）。这可能与冰雹初始融化的表层水膜有关，假设同等直径的大冰雹从同样DBZ高度开始下落，落入较低环境温度的大冰雹，表层水膜形成速度更慢，水膜更薄，所以外界通过水膜向内部大冰雹传递热量更快，从而使Q_{cc}融化贡献相对更大，但其中的微物理过程仍需要更丰富的观测资料予以论证。应该指出，环境温度引起的大冰雹融化过程很复杂，因为过程中涉及到水膜的蒸发、冷却及重新冻结等因素，这一系列因素都会受到环境湿度的影响。

5.2 水膜蒸发或重新凝结(Q_{es})引起的大冰雹融化

下落到DBZ高度以下，大冰雹表面形成一层水膜后，如果环境湿度较低，水膜则会出现蒸发，并从环境中吸收热量，致使环境温度不断降低，环境温度降至0℃以下，则会让大冰雹表层水膜重新凝结，即Q_{es}引起的融化或冻结过程。大量研究都表明，环境湿度与冰雹融化有密切关系（Mason and Maybank，1961；Rasmussen and Pruppacher，1982；Rasmussen and Heymsfield，1987）。前述分析可知，大冰雹事件WBZ高度明显低于DBZ高度，这是二层之间和上下一定范围内存在干空气（$T-T_d$较大）的结果（俞小鼎，2014）。当大冰雹下落至WBZ高度以下，水汽饱和度较高，表层水膜蒸发弱，Q_{es}融化减弱，所以从DBZ到WBZ高度之间，是Q_{es}对大冰雹融化贡献最明显的气层（图8a）。基于前面公式计算得到了23例大冰雹事件在DBZ、WBZ高度上的直径（表3），由此可知大冰雹从DBZ到WBZ高度、WBZ到地面分别融化了多少，从图8b发现大冰雹在DBZ到WBZ高度之间融化程度普遍较弱，如第19例从WBZ到地面（气层厚度2404 m）融化了1.49 mm，但从DBZ到

表3 环境温度与湿度引起大冰雹融化的参数

Table 3 Parameters related to heavy hail melting caused by environmental temperature and humidity

个例	D_{DBZ}/mm	D_{WBZ}/mm	D_g/mm	Q_{cc}融化贡献率	Q_{es}融化贡献率	t_{ave}/℃
1	32.3	31.8	30	73.2%	26.8%	11.3
2	41.8	41.6	40	74.3%	25.7%	11.3
3	26.5	26.0	24	72.2%	27.8%	11.6
4	52.3	51.9	50	67.9%	32.1%	14.4
5	42.4	41.4	40	69.8%	30.2%	13.6
6	101.1	100.9	100	71.3%	28.7%	13
7	51.9	53.1	50	70.7%	29.3%	13.8
8	51.9	51.5	50	66.5%	33.5%	14
9	42.4	41.8	40	69.1%	30.9%	14.2
10	33.9	32.5	30	64.9%	35.1%	16.2
11	62	61.3	60	68.8%	31.2%	14
12	61.9	61.3	60	67.6%	32.4%	15.4
13	61.9	61.2	60	67.6%	32.4%	15.4
14	62.1	61.3	60	67.5%	32.5%	14.4
15	32.9	32.2	30	69.3%	30.7%	14.4
16	43	42.6	40	66.2%	33.8%	15.8
17	23.2	22.2	20	71.3%	28.7%	13
18	37.3	36.9	35	71.1%	28.9%	13.4
19	53.7	53.5	52	71.1%	28.9%	13
20	34.1	32.4	30	63.8%	36.2%	16.8
21	62.1	61.5	60	67.3%	32.7%	14.8
22	42.3	41.8	40	70.3%	29.7%	12.4
23	42.1	41.3	40	71.1%	28.9%	13.2

注：D_{DBZ}、D_{WBZ}、D_g分别为DBZ、WBZ和地面的冰雹尺寸，Q_{cc}为热传导与对流交换产生的融化热量，Q_{es}为冰雹表层水膜蒸发或重新凝结产生的热量，t_{ave}为DBZ至地面的环境平均温度

WBZ（气层厚度1691.7 m）仅融化0.21 mm，又如第7例由于蒸发冷却作用使水膜再冻结，WBZ高度上的直径反而比DBZ上高度更大，很好地证实了DBZ高度以下存在干层时有利于大冰雹下落过程不被或少被融化。另外，从表3的Q_{es}对大冰雹融化贡献分析可发现以下特征：

（1）DBZ高度、t_{ave}与Q_{es}融化贡献率呈正相关（图9a），该特征与Q_{cc}恰好相反，与濮文耀等（2015）研究结果一致。造成这种现象的原因可能有二，一是由于环境大气水汽含量是随高度递减，DBZ高度越高，则大冰雹下落经过干层的距离越长，表层水膜与外界热量交换越多，二是与冰雹与环境的饱和水汽压差（$e_{sh}-e_s$）有关（5式），由于冰面饱和水汽压始终高于水面饱和水汽压，对于冰雹而言，环境空气始终“未饱和”，二者要取得平衡，大冰雹表层水膜必然会蒸发，所以水膜一部分蒸发汽化，另一部分重新冻结，过程潜热消耗较大，Q_{es}融化贡献率较高。

（2）DBZ高度上的冰雹直径越小、Q_{es}融化贡献率越大，冰雹下落过程的融化程度越大（图

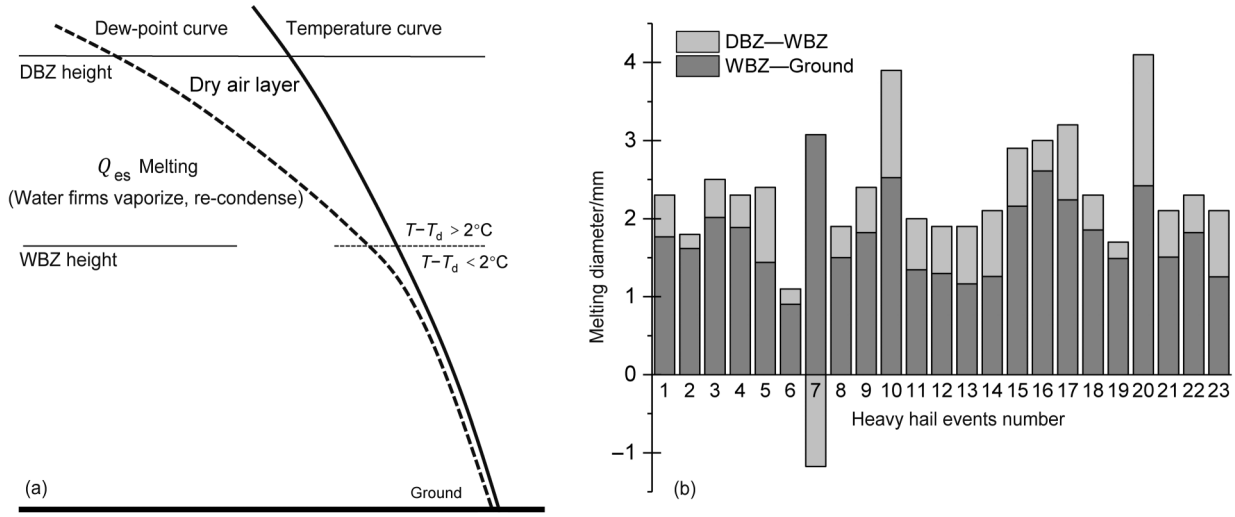

图8 （a）Q_{es}融化位置概念示意图；（b）DBZ至WBZ、WBZ至地面大冰雹融化直径

Fig. 8 (a) Conceptual diagram of Q_{es} melting layer; (b) heavy hail melting diameters of DBZ−WBZ and WBZ−ground

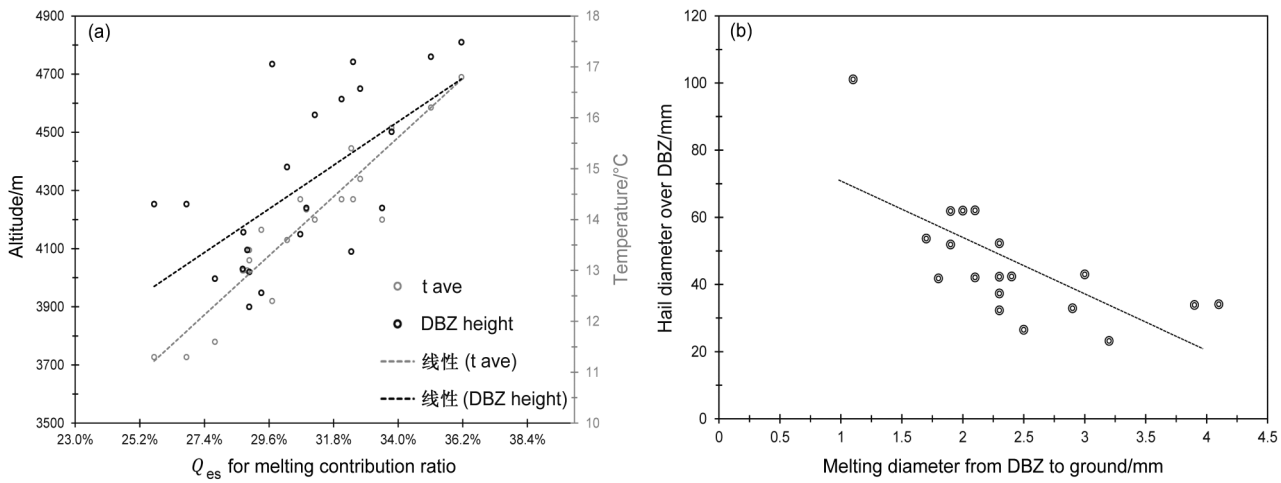

图9 （a）大冰雹事件的Q_{es}融化贡献率与DBZ（单位：m）、环境平均温度t_{ave}（单位：℃）的关系，虚线为线性趋势线；（b）DBZ至地面的融化直径（单位：mm）与DBZ高度上大冰雹直径（单位：mm）的关系，虚线为线性趋势线

Fig. 9 (a) Correlations of melting contribution ratio of Q_{es} with the height of DBZ level (units: m) and environmental average temperature (units: °C). Dotted lines indicate linear trends; (b) correlation between melting diameter from DBZ to ground (units: mm) and hail diameter over DBZ (units: mm). Dotted line indicates the linear trend

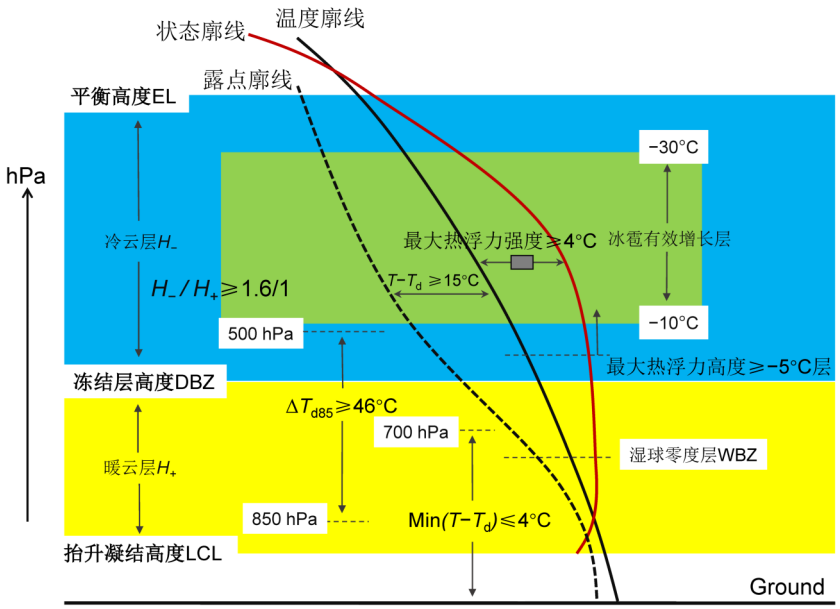

图 10　大冰雹事件的物理参数模型

Fig. 10　The model of physical parameters for heavy hail events

9b）。因为在热传导、蒸发或凝结过程中，不同直径的大冰雹单位表面积从环境吸收的热量是同等的，融化的质量也是同等的，而直径相对较小的冰雹下落速度更小，从DBZ高度落到地面所需的时间更长，从而使冰雹表层水膜通过Q_{es}蒸发掉的质量更多，融化程度会更大。

应该指出的是，冰雹的几何结构（Rasmussen and Heymsfield，1987）、环境的风速分布（热传导过程的通风因子）、冰雹与不同尺度云滴、雨滴的微物理过程等对冰雹下落融化都会有影响，本文仅从环境温度及湿度分析讨论了大冰雹的融化效应，对于其它因素引起的融化，日后需要更丰富的观测资料作进一步研究。

6　大冰雹的物理参数模型

前述分析表明，对于不同的大气层结条件下大冰雹与非大冰雹的判别问题，很难基于单一的物理量或环境参数得出明显的阀值特征，需要结合多因素去综合判断分析。

统计前文所有物理量或环境参数，大冰雹与非大冰雹事件在ΔT_{d85}、“上干下湿”（500 hPa的$T-T_d\geqslant15$°C且1000～700 hPa最小的$T-T_d\leqslant2$°C）、冷暖云厚度比H_-/H_+以及最大热浮力高度与强度等特征值差别比较明显，作为构建参数模型的主要阀值条件。DBZ、WBZ高度以及ΔT_{85}在大冰雹与非大冰雹事件中的阀值重叠区间很大，在判别过程中作用很小，予以剔除，最后给出了大冰雹事件的物理参数模型（图10），基于探空资料统计分析，如果大气层结状态满足以下条件：$\Delta T_{d85}\geqslant46$°C、500 hPa的$T-T_d\geqslant15$°C、1000～700 hPa最小的$T-T_d\leqslant2$°C、$H_-/H_+\geqslant1.6/1$，最大热浮力强度≥4°C、最大热浮力高度高于−5°C层，那么大气层结是有利于产生大冰雹的。

7　结果与讨论

文章主要基于探空资料对2004～2017年发生在广东的23个大冰雹（直径≥20 mm）事件的大气层结特征进行了较为细致的归纳总结，结合相同时间段内的31个非大冰雹（直径≥5 mm且＜20 mm）事件的相关特征进行对比分析，解释了大气层结结构特征有利于产生大冰雹的部分原因，并定量诊断了环境温度与湿度条件对大冰雹的融化影响，最后建立了判别大冰雹物理参数模型，主要结论如下：

（1）大冰雹事件期间高空无明显冷平流活动，利用表征大气垂直温度层结的ΔT_{85}去判别大冰雹与非大冰雹的效果不太理想，大冰雹与非大冰雹事件的ΔT_{85}统计特征值均低于南岭以北地区，“上冷下暖”的层结结构特征并不清晰。表征大气垂直湿度层结的ΔT_{d85}能较好地反映大冰雹事件“上干下湿”

所造成的对流（位势）不稳定，大冰雹事件ΔT_{d85}显著高于非大冰雹事件，“上干下湿”特征也更加突出。

（2）大冰雹事件DBZ平均高度为4313.9 m，与非大冰雹事件DBZ平均高度相当，它们的DBZ高度都有明显的季节变化特征。大冰雹事件WBZ（湿球零度层）高度较DBZ显著偏低1856.8 m，主要是对流层中层的干层向下延伸到低层的结果。但利用DBZ、WBZ高度去判别大冰雹与非大冰雹的难度较大。

（3）大冰雹事件冷云厚度H_-较非大冰雹事件更厚，冷暖云厚度比值H_-/H_+平均为1.9/1，远高于非大冰雹事件H_-/H_+（1.1/1），H_-/H_+对于区分大冰雹与非大冰雹具有较好的指示性，但对大冰雹本身来说，没有H_-/H_+越大，大冰雹直径越大的规律。H_-/H_+高于1.6/1在短时效内判别可能产生大冰雹有参考价值。大冰雹事件最大热浮力高度有利于顶托雹胚进入有效增长层（−10℃～−30℃），促使雹胚生长为大冰雹，结合最大热浮力强度≥4℃，可以作为判别大冰雹的关键阀值。

（4）热传导与对流交换（Q_{cc}）对大冰雹的融化起主要作用（融化贡献率占70%左右），DBZ高度、环境平均温度t_{ave}与Q_{cc}呈反相关关系。由表层水膜蒸发、重新凝结等潜热消耗（Q_{es}）过程引起的大冰雹融化贡献占30%左右，DBZ高度上的冰雹直径越小、Q_{es}融化贡献率越大，大冰雹融化程度越大。DBZ到WBZ高度之间存在干层时有利于大冰雹下落过程不被或少被融化，也是WBZ高度偏低的重要原因。

（5）基于全文的统计内容，构建了判别大冰雹的物理参数模型，大气层结满足ΔT_{d85}≥46℃、500 hPa的$T-T_d$≥15℃、1000～700 hPa最小的$T-T_d$≤2℃、H_-/H_+≥1.6/1，最大热浮力强度≥4℃、最大热浮力高度高于−5℃层时，有利于产生大冰雹。

本文基于探空资料对大冰雹事件开展分析，大冰雹时空尺度小，探空资料时空分辨率较粗，可能存在误差，进而影响分析结果。部分大冰雹事件与雷暴大风、短时强降水等一种或多种强对流相伴出现，本文后续研究的首要工作是把大冰雹与其它类型强对流甄别开，以提取大冰雹事件更明确的预报阀值。

参考文献（References）

Al-Sakka H, Boumahmoud A A, Fradon B, et al. 2013. A new fuzzy logic hydrometeor classification scheme applied to the French X-, C-, and S-band polarimetric radars [J]. J. Appl. Meteor., 52(10): 2328−2344. doi:10.1175/JAMC-D-12-0236.1

Amburn S A, Wolf P L. 1997. VIL density as a hail indicator [J]. Wea. Forecasting, 12(3): 473−478. doi: 10.1175 / 1520-0434(1997)012<0473:VDAAHI>2.0.CO;2

Browning K A, Foote G B. 1976. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102(433): 499−533. doi:10.1002/qj.49710243303

Browning K A. 1977. The structure and mechanisms of hailstorms [M]//Foote G B, Knight C A. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression. Boston, MA: American Meteorological Society, 44

陈宝君, 郑凯琳, 郭学良. 2012. 超级单体风暴中大冰雹增长机制的模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 17(6): 767−778. Chen Baojun, Zheng Kailin, Guo Xueliang. 2012. Numerical investigation on the growth of large hail in a simulated supercell thunderstorm [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17(6): 767−778. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.14

陈晓燕, 罗松, 杨玲. 2010. 黔西南州冰雹时空分布及春夏冰雹环境条件分析 [J]. 暴雨灾害, 29(1): 49−53. Chen Xiaoyan, Luo Song, Yang Ling. 2010. Analysis of temporal and spatial distribution characteristics and environmental conditions of hail in Southwest Guizhou [J]. Torrential Rain and Disaster (in Chinese), 29(1): 49−53. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2010.01.008

Chisholm A J, Renich J H. 1972. The Kinematics of Multicell and Supercell Alberta Hailstorms, Alberta Hail Studies [M]. Edmonton, Canada: Research Council of Alberta Hail Studies, 24−31

Czys R R, Scott R W, Tang K C, et al. 1996. A physically based, nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets [J]. Wea. Forecasting, 11(4): 591−598. doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0591:APBNPF>2.0.CO;2

戴建华, 陶岚, 丁杨, 等. 2012. 一次罕见飑前强降雹超级单体风暴特征分析 [J]. 气象学报, 70(4): 609−627. Dai Jianhua, Tao Lan, Ding Yang, et al. 2012. Case analysis of a large hail-producing severe supercell ahead of a squall line [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70(4): 609−627. doi:10.11676/qxxb2012.050

樊李苗, 俞小鼎. 2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析 [J]. 高原气象, 32(1): 609−627. Fan Limiao, Yu Xiaoding. 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China [J]. Plateau Meteorology, 32(1): 156−165. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00016

樊明月, 王庆, 刘文, 等. 2016. 低过冷雨水含量天气过程冰雹形成机制及催化机理模拟 [J]. 气候与环境研究, 21(3): 293−305. Fan Mingyue, Wang Qing, Liu Wen, et al. 2016. Numerical study of hail formation in a storm with low supercooled rain water content and the seeding mechanism with AgI [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21(3): 293−305. doi: 10.3878/j. issn. 1006-9585.2015.15128

房文, 郑国光, 胡志晋. 2002. 冰雹生长物理过程参数化研究 [J]. 气象学报, 60(6): 698−705. Fang Wen, Zheng Guoguang, Hu Zhijin. 2002. Parameterization of physical processes for hailstone growth [J]. Acta Meteorologica Sinicaa (in Chinese), 60(6): 698−705. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2002.06.007

Farley R D. 1987. Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part III: Simulation of an Alberta hailstorm—Natural and seeded cases [J]. J. Appl. Meteor., 26(7): 789−812. doi:10.1175/1520-0450(1987)026<0789:NMOHAH>2.0.CO;2

Foote G B. 1984. A study of hail growth utilizing observed storm condition [J]. J. Appl. Meteor., 23(1): 84−101. doi: 10.1175/1520-0450(1984)023<0084:ASOHGU>2.0.CO;2

高晓梅, 俞小鼎, 王令军, 等. 2018. 鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析 [J]. 气象学报, 76(2): 196−212. Gao Xiaomei, Yu Xiaoding, Wang Lingjun, et al. 2018. Characteristics of environmental parameters for classified severe convective weather in central area of Shandong Province [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 76(2): 196−212. doi:10.11676/qxxb2018.006

Heinselman P L, Ryzhkov A V. 2006. Validation of polarimetric hail detection [J]. Wea. Forecasting, 21(5): 839−850. doi: 10.1175/WAF956.1

胡胜, 罗聪, 张羽, 等. 2015. 广东大冰雹风暴单体的多普勒天气雷达特征 [J]. 应用气象学报, 26(1): 57−65. Hu Sheng, Luo Cong, Zhang Yu, et al. 2015. Doppler radar features of severe hailstorms in Guangdong Province [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 26(1): 57−65. doi:10.11898/1001-7313.20150106

Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting [J]. Wea. Forecasting, 7(4): 588−612. doi:10.1175/1520-0434(1992)007<0588:SLSF>2.0.CO;2

Johnson R H, Mapes B E. 2001. Mesoscale processes and severe convective weather [M]//Doswell C A. Severe Convective Storms. Boston, MA: American Meteorological Society, 71−122

Knight N C. 1981. The climatology of hailstone embryos [J]. J. Appl. Meteor., 20(4): 750−755. doi: 10.1175/1520-0450(1981)020<0750:TCOHE>2.0.CO;2

雷蕾, 孙继松, 魏东. 2011. 利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别 [J]. 气象, 37(2): 136−141. Lei Lei, Sun Jisong, Wei Dong. 2011. Distinguishing the category of the summer convective weather by sounding data in Beijing [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 37(2): 136−141

雷雨顺, 吴宝俊, 吴正华. 1978. 冰雹概论 [M]. 北京: 科学出版社, 39−43. Lei Yushun, Wu Baojun, Wu Zhenghua. 1978. Hailstone Generality [M]. Beijing: Science Press, 39−43

Lemon L R. 1998. The radar "three-body scatter spike": An operational large-hail signature [J]. Wea. Forecasting, 13(2): 327−340. doi: 10.1175/1520-0434(1998)013<0327:TRTBSS>2.0.CO;2

李聪, 姜有山, 姜迪, 等. 2017. 一次冰雹天气过程的多源资料观测分析 [J]. 气象, 43(9): 1084−1094. Li Cong, Jiang Youshan, Jiang Di, et al. 2017. Observation and analysis of a hailstorm event based on multi-source data [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 43(9): 1084−1094. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2017.09.006

李怀宇, 何如意, 胡胜, 等. 2015. 近10年广东冰雹的统计特征及天气形势 [J]. 气象科技, 43(2): 261−269. Li Huaiyu, He Ruyi, Hu Sheng, et al. 2015. Statistical characteristics and circulation patterns of hails in Guangdong in recent 10 years [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 43(2): 261−269. doi: 10.3969/j.issn.1671-6345.2015.02.017

Li P W, Wong W K, Cheung P, et al. 2014. An overview of nowcasting development, applications, and services in the Hong Kong Observatory [J]. J. Meteor. Res., 28(5): 859−876. doi: 10.1007/s13351-014-4048-9

List R. 1963. General heat and mass exchange of spherical hailstones [J]. J. Amos. Sci., 20(3): 189−197. doi:10.1175/1520-0469(1963)020<0189:GHAMEO>2.0.CO;2

刘治国, 田守利, 邵亮, 等. 2008. 冰雹云垂直累积含水量密度与降雹大小的关系研究 [J]. 干旱气象, 26(3): 22−28. Liu Zhiguo, Tian Shouli, Shao Liang, et al. 2008. Correlation between the vertically integrated water content density of hail cloud and the hail diameter on the ground [J]. Arid Meteorology (in Chinese), 26(3): 22−28. doi: 10.3969/j.issn.1006-7639.2008.03.004

陆汉城, 杨国祥. 2004. 中尺度天气原理和预报（第二版） [M]. 北京: 气象出版社, 43−44. Lu Hancheng, Yang Guoxiang. 2004. Mesoscale Weather Theory and Forecast (2nd ed.) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 43−44

Mason B J, Maybank J. 1961. The fragmentation and electrification of freezing water drops [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 87(371): 113−114. doi:10.1002/qj.49708737116

McNulty R P. 1995. Severe and convective weather: A central region forecasting challenge [J]. Wea. Forecasting, 10(2): 187−202. doi:10.1175/1520-0434(1995)010<0187:SACWAC>2.0.CO;2

Miller L J, Tuttle J D, Knight C A. 1988. Airflow and hail growth in a severe northern High Plains supercell [J]. J. Atmos. Sci., 45(4): 736−762. doi:10.1175/1520-0469(1988)045<0736:AAHGIA>2.0.CO;2

Miller R C. 1972. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central [R]. Technical Report 200 (R). Air Weather Service, United State Air Force

闵晶晶, 刘还珠, 曹晓钟, 等. 2011. 天津"6.25"大冰雹过程的中尺度特征及成因 [J]. 应用气象学报, 22(5): 525−536. Min Jingjing, Liu Huanzhu, Cao Xiaozhong, et al. 2011. The mesoscale characteristics and causes of a severe hail event in Tianjin [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 22(5): 525−536. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2011.05.002

Moller A R. 2001. Severe local storms forecasting [M]//Doswell C A. Severe Convective Storms. Boston: American Meteorological Society, 458

Musil D, Heymsfield A J, Smith P L. 1986. Microphysical characteristics of a well-developed weak echo region in a High Plains supercell thunderstorm [J]. J. Appl. Meteor., 25(7): 1037−1051. doi:10.1175/1520-0450(1986)025<1037:MCOAWD>2.0.CO;2

Nelson S P. 1983. The influence of storm flow structure on hail growth [J]. J. Atmos. Sci., 40(8): 1965−1983. doi:10.1175/1520-0469(1983)040<1965:TIOSFS>2.0.CO;2

Newton C W. 1967. Severe convective storms [J]. Advances in Geophysics, 12: 257−308. doi:10.1016/S0065-2687(08)60377-5

农孟松, 祁丽燕, 黄明策, 等. 2008. 基于环流分型的广西冰雹潜势预报研究 [J]. 气象, 34(6): 46−52. Nong Mengsong, Qi Liyan, Huang Mingce, et al. 2008. Research on hail potential forecast happened in Guangxi based on circulation classification [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34(6): 46−52. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2008.06.007

Park H S, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al. 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS [J]. Wea. Forecasting, 24(3): 730−748. doi:10.1175/2008WAF2222205.1

濮文耀, 李红斌, 宋煜, 等. 2015. 0℃层高度的变化对冰雹融化影响的分析和应用 [J]. 气象, 41(8): 980−985. Pu Wenyao, Li Hongbin, Song Yu, et al. 2015. Analysis and application of the effect of 0℃ layer height on melting hail [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 41(8): 980−985. doi: 10.7519 / j. issn. 1000 - 0526.2015.08.007

仇娟娟, 何立富. 2013. 苏沪浙地区短时强降水与冰雹天气分布及物理量特征对比分析 [J]. 气象, 39(5): 577−584. Qiu Juanjuan, He Lifu. 2013. Comparative analysis on weather characteristics and convective parameters of torrential rain and hail in Yangtze River Delta [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 39(5): 577−584. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.05.005

Rasmussen R M, Pruppacher H R. 1982. A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. Part I: A wind tunnel study of frozen drops of radius＜500 μm [J]. J. Atmos. Sci., 39(1): 152−158. doi: 10.1175 / 1520-0469(1982)039<0152:AWTATS>2.0.CO;2

Rasmussen R M, Heymsfield A J. 1987. Melting and shedding of graupel and hail. Part II: Sensitivity study [J]. J. Atmos. Sci., 44(19): 2764−2782. doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2764:MASOGA>2.0.CO;2

Rossi P J, Hasu V, Koistinen J, et al. 2014. Analysis of a statistically initialized fuzzy logic scheme for classifying the severity of convective storms in Finland [J]. Meteorological Applications, 21(3): 656−674. doi:10.1002/met.1389

Schumann T E W. 1938. The theory of hailstone formation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 64(273): 3−21. doi:10.1002/qj.49706427303

盛志军, 邓超, 周雨, 等. 2016. 江西省北部地区一次致灾冰雹天气环境条件和特征分析 [J]. 气象与减灾研究, 39(3): 190−197. Sheng Zhijun, Deng Chao, Zhou Yu, et al. 2016. Analysis on environmental conditions and characteristics of a disastrous hail event in northern of Jiangxi [J]. Meteorology and Disaster Reduction Research (in Chinese), 39(3): 190−197. doi:10.12013/qxyjzyj2016-026

孙继松, 戴建华, 何立富, 等. 2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法 [M]. 北京: 气象出版社, 51, 74. Sun Jisong, Dai Jianhua, He Lifu, et al. 2014. Fundamental Theory and Technical Methods for Severe Convective Weather Forecasting [M]. Beijing: China Meteorological Press, 51, 74.

Waldvogel A, Federer B, Grimm P. 1979. Criteria for the detection of hail cells [J]. J. Appl. Meteor., 18(12): 1521−1525. doi:10.1175/1520-0450(1979)018<1521:CFTDOH>2.0.CO;2

王华, 孙继松, 李津. 2007. 2005年北京城区两次强冰雹天气的对比分析 [J]. 气象, 33(2): 49−56. Wang Hua, Sun Jisong, Li Jin. 2007. A comparative analysis on two severe hail events in Beijing urban district in 2005 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33(2): 49−56. doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2007.02.008

王沛霖. 1994. 珠江三角洲局地强风暴发生的环境条件 [J]. 气象学报, 52(2): 252−256. Wang Peilin. 1994. On the genesis conditions of severe local storms in the Pearl River Delta [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 52(2): 252−256. doi:10.11676/qxxb1994.033

王秀明, 钟青, 韩慎友. 2009. 一次冰雹天气强对流(雹)云演变及超级单体结构的个例模拟研究 [J]. 高原气象, 28(2): 352−365. Wang Xiuming, Zhong Qing, Han Shenyou. 2009. A numerical case study on the evolution of hail cloud and the three-dimensional structure of supercell [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28(2): 352−365

Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. Mon. Wea. Rev., 110(6): 504−520. doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2

Weisman M L, Klemp J B. 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears [J]. Mon. Wea. Rev., 112(112): 2479−2498. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<2479:TSACON>2.0.CO;2

Weisman M L, Rotunno R. 2000. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics [J]. J. Atmos. Sci., 57(9): 1452−1472. doi:10.1175/1520-0469(2000)057<1452:TUOVWS>2.0.CO;2

Wilson J W, Reum D. 1986. “The hail spike”: Reflectivity and velocity signature [C]// 23d Conf. on Radar Meteorology. Snowmass, CO: Amer. Meteor. Soc., 62−65

Witt A, Nelson S P. 1984. The relationship between upper-level divergent outflow magnitude as measured by Doppler radar and hailstorm intensity [C]//Preprints, 22nd Conference on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, American Meteorology Society, Boston, 108−111

Witt A, Nelson S P. 1991. The use of single-Doppler radar for estimating maximum hailstone size [J]. J. Appl. Meteor., 30(4): 425−431. doi:10.1175/1520-0450(1991)030<0425:TUOSDR>2.0.CO;2

Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, et al. 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D [J]. Wea. Forecasting, 13(2): 286−303. doi:10.1175/1520-0434(1998)013<0286:AEHDAF>2.0.CO;2

吴保民, 盛裴轩, 王雨曾. 1997. 一维积云模式计算降雹最大尺度 [J]. 气象, 23(10): 3−7. Wu Baomin, Sheng Peixuan, Wang Yuzeng. 1997. Forecasting maximum hail size with a numerical model of cumulus [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 23(10): 3−7. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.1997.10.001

吴剑坤. 2010. 我国强冰雹发生的环境条件和雷达回波特征的初步分析 [D]. 北京: 中国气象科学研究院硕士学位论文, 105pp. Wu Jiankun. 2010. Preliminary analysis of environmental conditions and radar echo characteristics of severe hails occurrence in China [D].

M. S. thesis (in Chinese), Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 105pp

许焕斌, 段英. 2001. 冰雹形成机制的研究并论人工雹胚与自然雹胚的“利益竞争”防雹假说 [J]. 大气科学, 25(2): 277–288. Xu Huanbin, Duan Ying. 2001. The mechanism of hailstone's formation and the hail-suppression hypothesis: “Beneficial competition” [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25(2): 277–288. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.02.14

俞小鼎. 2014. 关于冰雹的融化层高度 [J]. 气象, 40(6): 649–654. Yu Xiaoding. 2014. A note on the melting level of hail [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 40(6): 649–654. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.06.001

张杰. 2006. 中小尺度天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 35–39. Zhang Jie. 2006. Meso-Small Scale Synoptic Meteorology [M]. Beijing: China Meteorological Press, 35–39

张琳娜, 郭锐, 何娜, 等. 2013. 北京地区冰雹天气特征 [J]. 气象科技, 41(1): 114–120. Zhang Linna, Guo Rui, He Na, et al. 2013. Characteristic analysis of a hail event in Beijing [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 41(1): 114–120. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2013.01.022

郑艳, 刘丽君, 吴春娃. 2015. 近10a海南岛冰雹天气统计特征与概念模型 [J]. 气象研究与应用, 36(4): 15–20. Zheng Yan, Liu Lijun, Wu Chunwa. 2015. Statistical characteristics and conceptual model of hail weather in Hainan Island during recent 10 years [J]. Journal of Meteorological Research and Application (in Chinese), 36(4): 15–20. doi:10.3969/j.issn.1673-8411.2015.04.003

郑永光, 周康辉, 盛杰, 等. 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展 [J]. 应用气象学报, 26(6): 641–657. Zheng Yongguang, Zhou Kanghui, Sheng Jie, et al. 2015. Advances in techniques of monitoring, forecasting and warning of severe convective weather [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 26(6): 641–657. doi:10.11898/1001-7313.20150601

郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎. 2017. 强对流天气预报的一些基本问题 [J]. 气象, 43(6): 641–652. Zheng Yongguang, Tao Zuyu, Yu Xiaoding. 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 43(6): 641–652. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.001

郑媛媛, 俞小鼎, 方翀, 等. 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析 [J]. 气象学报, 62(3): 317–328. Zheng Yuanyuan, Yu Xiaoding, Fang Chong, et al. 2004. Analysis of a strong classic supercell storm with Doppler weather radar data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62(3): 317–328. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2004.03.006

Zrnić D S. 1987. Three-body scattering produces precipitation signature of special diagnose value [J]. Radio Sci., 22(1): 76–86. doi: 10.1029/RS022i001p00076