

三维冰雹分档强对流云数值模式研究

II. 冰雹粒子的分布特征*

郭学良 黄美元 洪延超 肖辉 周玲

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 在第一部分研究工作的基础上, 为便于分析, 将冰雹的 21 档按照一般关于冰雹分类的定义重新划分为 5 类: 小冰粒子 (直径 $D < 1$ mm), 霰与雹胚 (1 mm $< D < 5$ mm), 小雹 (5 mm $< D < 10$ mm), 典型雹 (10 mm $< D < 25$ mm), 大雹 ($D > 25$ mm)。研究了每一类粒子的分布及演变特征, 并给出了悬垂区, 云砧, 上下气流区等冰雹粒子谱分布及演变情况, 提出了多单体雹暴中各尺度的冰粒子通过主次单体之间的运动循环机制对冰雹形成及增长的作用及贡献, 最后将冰雹分档谱与 Marshall-Palmer 谱作了比较分析。

关键词: 多单体风暴; 冰雹循环增长; 冰雹谱

1 引言

弄清冰雹的形成机制是最终达到对灾害性雹暴的预测及实行有效人工防雹的必经途径, 在数值模式中, 降水粒子谱的描述过程对粒子本身的增长及降水的表现形式, 降水强度等具有重要的影响^[1~5]。Nelson^[6]曾将影响冰雹增长的重要因子归结为: (1) 上升气流速度, (2) 冰雹在风暴中的运动轨迹及速度, (3) 所遇到的液态含水量。因此他与其他研究者提出了风暴的运动过程控制着冰雹的增长, 微物理过程次之的观点。但是, 另外一些研究者^[7,8]则认为微物理过程在冰雹的产生过程中所起的作用要比有些人认为的更重要。

冰雹胚胎能否长大主要决定于这些胚胎粒子在适宜于其增长的环境中滞留时间的长短, 到目前为止, 理论上共提出了三种可能延长这种滞留时间的机制: 第一种为运动循环机制^[9]; 第二种为微物理循环机制^[10]; 第三种为低密度循环增长机制^[8,10]。但是很多研究者^[7,11]指出, Browning 和 Foote^[9]所提出的运动循环机制在大多数多单体雹暴中是不存在的。那么在多单体雹暴中, 冰雹的增长是呈简单的上下起伏增长机制还是微物理循环增长机制或是低密度增长机制到目前为止还不完全清楚。

在本研究的第一部分^[12], 数值模拟结果表明, 在多单体雹暴中的确存在一种明显的通过主次单体之间的运动循环导致冰雹长大的增长机制, 本文将进一步弄清楚哪一类尺度的冰粒子参与这种循环过程, 并讨论这种运动循环在冰雹形成与增长过程中的作用

2000-03-29 收到, 2000-09-22 收到第三次修改稿

* 中国科学院院长基金、中国科学院留学经费择优支持回国工作基金 7-200052, 国家自然科学基金资助项目 49675247, "九五" 国家科技攻关项目 96-020-01-07 专题以及中国科学院大气物理研究所创新基金 8-4314 共同资助

及贡献, 并讨论了悬垂区、云砧及上下气流区中的冰雹谱的演变情况。文中最后给出了冰雹分档谱与 Marshall-Palmer 谱的比较情况。

2 结果

2.1 小冰粒子 ($D < 1 \text{ mm}$)

图 1 给出了模拟 56 min 时通过较高冰雹含水量区 ($X=17 \text{ km}$, $Y=17 \text{ km}$) 的小冰粒子 (直径 $D < 1 \text{ mm}$) 的垂直 (XZ, YZ) 的含水量和数浓度分布。小冰粒子的最大含水量小于 1.0 g kg^{-1} , 出现在 9.0 km 附近。最大数浓度在 $1000 \sim 2000 \text{ 个 m}^{-3}$ 。最大的小冰粒子量处于上升气流中心的上部, 在下风向的云砧区亦能发现大量的小冰粒子。根据模式结果, 小冰粒子是由重结冻状态的雪团及小雨滴冻结形成。

小冰粒子一般形成于高含水量区的上升气流中心, 在被强上升气流带出此区域前经历了较快的增长。在上升气流顶部的较冷区, 由于低温及低含水量的原因, 通过雪团的自动转化形成的这种粒子增长较小。从小冰粒子的浓度分布图中可以看到, 随着风暴的加强, 由于云顶强的辐散流出, 小冰粒子被带到云砧中落入由地面阵风锋形成的次级

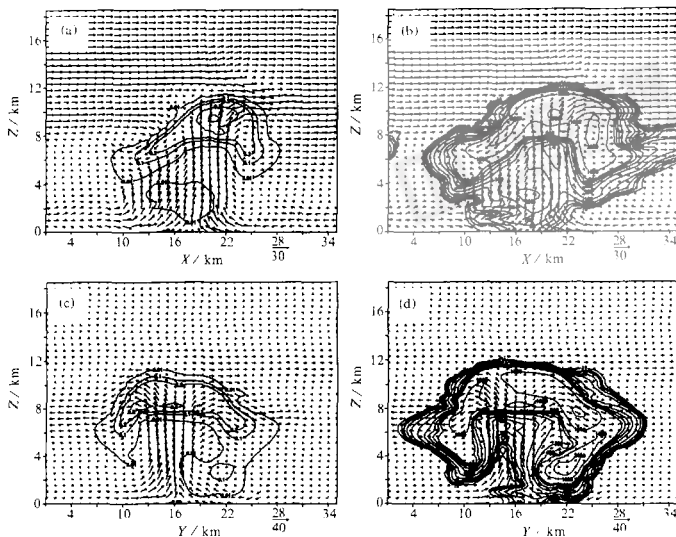


图 1 模拟 56 min 时通过较高冰雹含水量区的小冰粒子 ($D < 1 \text{ mm}$) 的比含水量 (g kg^{-1})、浓度 (个 m^{-3}) 及对应流场的 XZ 与 YZ 剖面分布

(a) XZ 剖面含水量; (b) XZ 剖面浓度; (c) YZ 剖面含水量; (d) YZ 剖面浓度

或子单体内(参阅文献[12]图4),由于次级单体内含有较高的LWC,因此这些小冰粒子可继续增长。在图1b、d所显示的小冰粒子的浓度分布可以明显看到,在靠近次级单体的主上升气流区中也存在小冰粒子,因此,正如本研究第一部分所分析的那样,次级单体起着一种提供小冰粒子再增长的环境以及向主单体输送粒子的双重作用。由浓度分布图明显看到,次级单体的顶部与主单体上升气流的顶部两侧连接起来(56 min以后的浓度分布图尤为明显),就象一个“管道”,将高层由辐散流出带出的小冰粒子源源不断地输送到次级单体中,由于次级单体中亦有较高的液态含水量,小冰粒子可继续增长。在次级单体中尺度小的冰粒子随气流又进入主单体上升气流中继续增长。但小冰粒子不会经历过多的这种循环增长过程就从次级单体掉到地面,因为相对主单体上升气流,次级单体的上升气流显得较小,无法承担较大的粒子。这也许是此种多单体风暴没有观测到大尺度降雪的可能原因。

本文将这种循环过程称为主次单体之间的运动循环过程,这种主次单体之间的相互作用造成粒子的增长过程与传统的一个单体中的粒子上下起伏增长机制有着较大的区别。这体现了雹暴中冰雹增长的多样性和复杂性。

2.2 霰和雹胚 ($1\text{ mm} < D < 5\text{ mm}$)

图2给出了模拟56 min时,霰和雹胚的含水量及浓度的分布。模拟结果表明,霰和雹胚占总冰雹质量的大多数,这是因为在上升气流中心LWC较大,较小粒子很容易长到这种尺度,但一旦被强上升气流迅速移出这种增长区以后,这种粒子的增长也非常小,另外,霰和雹胚的密度较小,因此可以认为这是一种低密度增长(LDG)过程。霰和雹胚的最大含水量约在高度9~10 km左右,峰值一般在 5 g kg^{-1} 左右,最大浓度一般为 500 个 m^{-3} 。霰和雹胚的空间分布与总冰雹的含水量分布非常类似。

按照上下起伏的冰雹增长理论,随着霰和雹胚的增长,当它们具有一定的末速度后,会重新掉入主单体的高含水量区进行再增长,这种过程反复多次后,直到上升气流不能支持为止。因此形成或掉在穹窿区的霰和雹胚粒子将是形成冰雹尺度粒子的候选者。根据本文的模拟结果显示,在此多单体风暴中,霰和雹胚并不是直接掉入穹窿区而是通过单体之间的运动循环过程完成重新进入主上升气流区,实现再增长。霰和雹胚被高层的辐散气流带出后,很难有机会长到较大尺度,在云高层,这种粒子的大量增长是由于上升气流中心或附近处的聚合过程。尽管在温度低于 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,聚合系数是较低的,由于存在大量的这种胚尺度的粒子,以致于雹胚收集雪团的总质量与收集云水的总质量相当。在最大总冰雹及其胚胎区,雪团较少,当然这也许与高的上升气流与小的雪团末速度有关,但很大程度上是由于冰雹对雪团的收集过程造成的。在风暴低层胚胎粒子的集中区,云水含量亦有一低值区。在图2的浓度图上可以看到,在阵风锋之上的单体顶部,有一个霰和雹胚粒子的次极大值,这个次极大值很好地对应着雪团在此区的次极大值,因此此区的粒子主要来自重结霜状态的雪团。在逆切变云砧中亦存在较多的此种粒子,霰和雹胚粒子从逆切变云砧中随气流进入到由阵风锋产生的次级单体上是完全可能的,如果这种次级单体与主单体的位置配置恰当,将对冰雹的形成及进一步增长具有重要的作用。由图2可以看到,在靠近次级单体的主上升气流中存在小的含水量与浓度分布,说明此档的粒子也参与了循环增长过程。

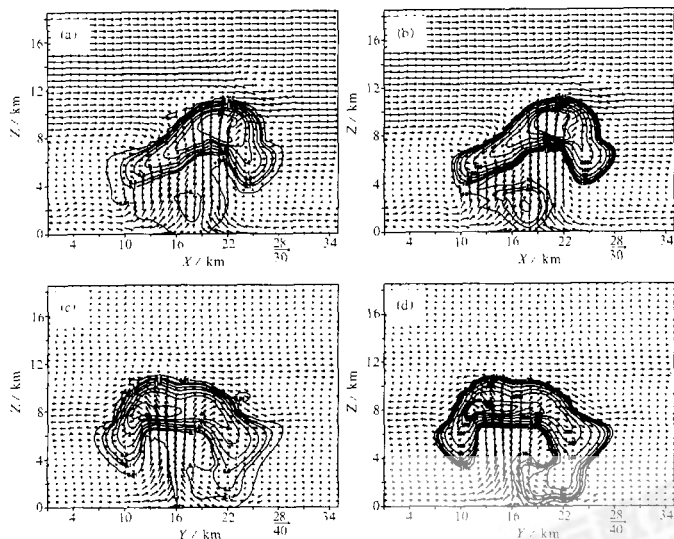


图2 模拟56 min时, 通过较高冰雹含水湿区的霰与雹胚 ($1\text{ mm} < D < 5\text{ mm}$) 的含水量 (g kg^{-1})、浓度 (个 m^{-3}) 及对应流场的XZ、YZ剖面分布

(a) XZ剖面含水量; (b) XZ剖面浓度; (c) YZ剖面含水量; (d) YZ剖面浓度

2.3 小雹 ($5\text{ mm} < D < 10\text{ mm}$)

与前面的小冰粒子及霰和雹胚的含水量和浓度相比较, 小雹的含水量及浓度显得较小(图3)。一般最大含水量在 0.5 g kg^{-1} 左右, 最大数浓度约 5 个 m^{-3} 。所处高度约在 $8\sim 8.5\text{ km}$, 此高度也是较高LWC的所处的位置。随着时间的演变, 更多的小雹粒子将在云的较低层出现, 这可能产生于低层雹胚的增长以及从高层掉下的粒子。这种尺度的粒子相对于小冰粒子更接近上升气流中心, 大多数在上升气流中心生长的小雹粒子在长到较大尺度之前被带到云顶, 被高层的辐散流出带到靠近穹窿区的两侧, 在穹窿区边缘小雹粒子若遇到与其本身末速度相匹配的上升气流, 其增长是非常快的。如果没有被水平风速带出高LWC区, 那么这种粒子完全有机会长大成较大尺度的粒子。小雹的范围和数量远小于胚胎尺度的粒子。当小雹粒子的末速度较大时, 在云的较低层可发现它的存在。另外由小雹粒子组成的顺切变及逆切变云砧的范围远远小于小冰粒子的范围, 这与实际观测也完全吻合。

从小雹的含水量和浓度的YZ剖面分布图可以看到, 在次级单体中亦存在一个次小雹粒子极大值, 对应着次级单体中的液态含水量的最大值区域, 说明进入次级单体中的

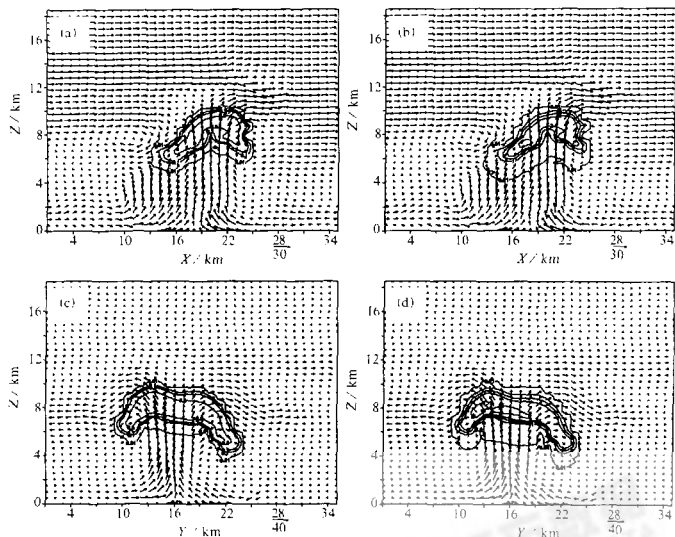


图3 模拟56 min时,通过较低冰雹含水量区的小雹 ($5\text{ mm} < D < 10\text{ mm}$) 的含水量 (g kg^{-1})、浓度 (个 m^{-3}) 及对应流场的XZ、YZ剖面分布
(a) XZ剖面含水量; (b) XZ剖面浓度; (c) YZ剖面含水量; (d) YZ剖面浓度

粒子可以长大到小雹的尺度。由于次级单体中的上升气流速度较主单体小得多,因此一旦小雹的下沉末速度达到一定的量级,就会掉到地面。如果这种小雹有机会再次进入主上升气流中,也许会长大到更大的冰雹粒子。但从本例的模拟情况看,冰粒子长大到小雹后,大部分从次级单体中直接掉到地面,只有少部分有机会再次进入主单体。

2.4 典型冰雹 ($10\text{ mm} < D < 25\text{ mm}$) 以及大冰雹 ($D > 25\text{ mm}$)

典型冰雹所处的位置范围更小,高度更低,更接近上升气流的中心,最大含水量为 1.0 g kg^{-1} ,处在约 7.5 km 的高度(图略),典型尺度冰雹也许是由再次进入主上升气流区的小雹经过高LWC区再增长形成的。模拟实验表明,此风暴没有大冰雹 ($D > 25\text{ mm}$) 存在。典型冰雹的持续时间短 ($28 \sim 40\text{ min}$),量值也很小,分别出现在上升气流的中心及接近地面的一个下沉气流区。在下沉气流区出现的典型冰雹含水量和数浓度都非常小。关于此风暴的观测表明,在地面偶尔观测到的最大冰雹直径为 2.2 cm 。在云中主要观测到的粒子的尺度都小于 1 cm ,因此模拟的情况基本与观测一致。

2.5 冰雹的谱特征

本节中我们对一些特殊区域(如悬垂区、上升气流区、下沉气流区及云砧中)的冰

雹谱进行一些比较分析, 以了解冰雹谱的时空演变特征, 加强对前面提出的冰雹形成机制的进一步认识。

图 4a 给出了冰雹云处于强盛时期的冰雹谱在悬垂区的分布情况。从图 4a 可以看到, 悬垂区主要由 1~5 mm 的霰和霰胚组成, 浓度为 $1 \sim 1000$ 个 $\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$, 这一点与飞机的穿云观测结果很一致。因为尺度大于 5 mm 的小雹粒子, 其浓度小于 1 个 $\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$, 因此这并没有与图 3 所给出的 5~10 mm 的总浓度相矛盾。悬垂区位于最大上升气流的上方, 由于粒子在到达悬垂区之前经过了高 LWC 区, 由小冰粒子结冻长大为较大的粒子, 但由于处在主上升气流区, 粒子被很快带出这一适合其增长的区域到达悬垂区。在悬垂区的粒子由于所处环境温度低 (-15 °C 以下), 整个区域完全冰晶化, 粒子之间的聚合过程较低。

图 4b 是悬垂区左侧的逆切变云砧的下方次级单体中心的谱随时间的变化分布, 34 min 时, 云处于发展的初级阶段, 次级单体弱, 相应的粒子尺度小。56 min 时, 次级单体处于强盛阶段, 其中的粒子尺度接近悬垂区中的情况, 但数量明显减少。由前面的

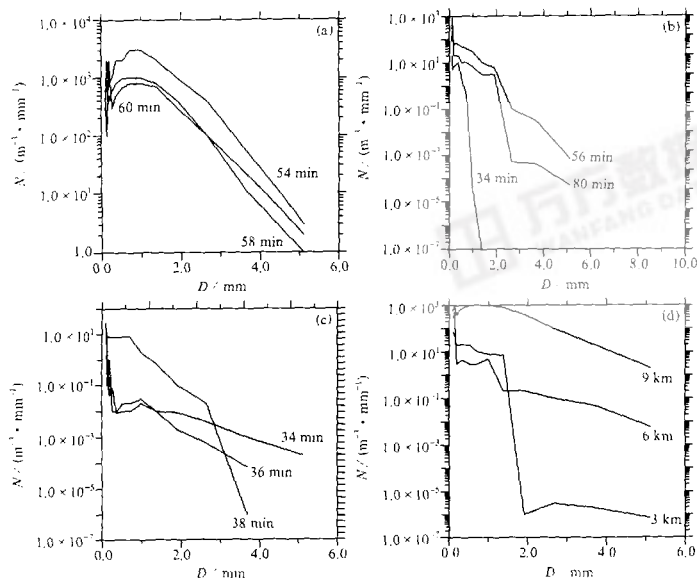


图 4 (a) 冰雹悬垂区中一点 (21,18,9) 的谱的时间变化; (b) 冰雹悬垂区左侧的逆切变云砧的下方次级单体中心一点 (13,17,4) 的谱的时间变化; (c) 主上升气流区下部的下沉区 (2 km) 中的粒子谱分布; (d) 56 min 主上升气流区谱分布随高度的变化

讨论可知, 次级单体中的粒子的大多数是从主单体云砧中落下的, 主单体云砧中的冰粒子尺度一般较其上升气流中心的粒子尺度小, 虽然进入次级单体中的粒子经过第二次凝结增长过程, 但与主单体上升气流速度相比较, 次级单体中上升气流速度小得多, 能够承受的粒子尺度也小得多。

图 4c 为位于上升气流的下部 2 km 的下沉气流区中冰雹粒子谱随时间的变化情况。随着云的发展和加强, 下沉气流区的粒子尺度增大, 但大尺度冰雹的数量很少。地面的降雹主要由小雹组成, 这与观测基本一致。图 4d 为 56 min 时上升气流区冰雹粒子谱随高度的变化情况, 可以看到随高度的增加, 冰雹的尺度有一个明显的增长过程, 越到高层, 大尺度冰粒子的数量显著增多。

2.6 两种谱的比较

为了了解冰雹分档谱与 Marshall-Palmer 谱之间的差别, 图 5 给出了 56 min 时, 通过较大冰雹含水量区 (21,15) 的冰雹分档分布以及该区通过预报的总冰雹含水量计算的 M-P 谱的比较情况。图 5a~d 分别为模拟 56 min 时 0.5、2.0、5.5 及 9.0 km 的比较分布。

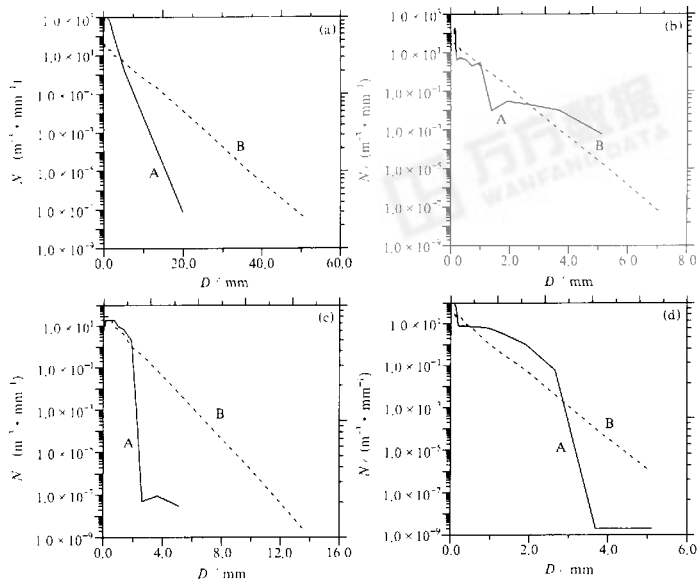


图 5 冰雹分档分布 (A) 与 Marshall-Palmer 分布 (B) 的比较
(a) 56 min 0.5 km; (b) 56 min 2.0 km; (c) 56 min 5.5 km; (d) 56 min 9 km

由图 5 可以看到, 两种谱的最主要差别在于对小尺度粒子和大尺度粒子谱的计算。M-P 谱是一种平均谱, 对小尺度及大尺度的冰粒子谱的描述显得较差。研究表明, 在对云中有限过冷水的争夺战中, 大量小冰粒子由于有效接触面积大, 对过冷水的收集效率有时会高于少数的大尺度冰雹。因此合理地反映云中冰粒子的浓度对研究冰雹的形成与增长具有重要的意义。对云中冰雹谱的合理反映有助于降雹时间等的正确预报。

3 主要结论

通过以上分析, 有关结果可归纳如下:

(1) 在本例多单体雹暴中, 冰雹的形成与增长是依靠主次单体间的粒子的运动循环机制完成的。这种循环增长机制与一个单体中的冰粒子的上下起伏增长机制完全不同。参与这种运动循环的以小冰粒子 ($D < 1 \text{ mm}$) 居多, 霰和雹胚 ($1 \text{ mm} < D < 5 \text{ mm}$) 次之, 其次是小雹 ($5 \text{ mm} < D < 10 \text{ mm}$)。典型冰雹 ($10 \text{ mm} < D < 25 \text{ mm}$) 以及大雹 ($D > 25 \text{ mm}$) 的量小且主要集中在最大上升气流中心及地面。

(2) 对成熟多单体冰雹云中各部位的冰雹谱分布的分析表明, 悬垂区主要由直径为 $1 \sim 5 \text{ mm}$ 的霰和雹胚组成, 浓度为 $1 \sim 500 \text{ 个 m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$; 云砧中的冰粒子直径尺度接近悬垂区的情况, 浓度大于 $10 \sim 1000 \text{ 个 m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$; 次级单体中冰粒子尺度分布谱型与云砧中的类似, 但小粒子浓度相对较小; 在上升气流区越接近上升气流中心大尺度粒子越多。

(3) 在小尺度与大尺度冰粒子谱的描述方面, 冰雹分档谱与 Marshall-Palmer 谱差别较大。因此云中的粒子尺度变化范围越大, 由 M-P 谱计算的结果误差越大。

需要指出的是, 本研究只是对一中等强度的冰雹云中冰雹的形成机制进行了一些探讨, 今后将加强对灾害性强冰雹云中冰雹形成机制的研究。

参 考 文 献

- 1 郭学良, 三维强对流云的冰雹形成机制及降雹过程的分档数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1997.
- 2 Guo Xueliang, Y. S. Chung, Meiyuan Huang and Zhou Ling, Raindrop category numerical modeling on micro-physical process of precipitation formation of stratiform cloud in Northern China, *J. Korea Meteor. Soc.*, 1998, 4, 613~623.
- 3 郭学良, 黄美元, 徐华英, 周玲, 层状云的雨滴谱分档数值模拟研究, *大气科学*, 1999, 23(4), 411~420.
- 4 郭学良, 黄美元, 徐华英, 周玲, 层状云降水微物理过程的雨滴分档数值模拟, *大气科学*, 1999, 23(6), 745~752.
- 5 当辉, 徐华英, 黄美元, 积云中云滴谱形成的数值模拟研究 I 盐核谱和浓度的作用, *大气科学*, 1988, 12(2), 121~130.
- 6 Nelson, S. P. and N. C. Knight, The hybrid multicellular-supercellular storm — an efficient hail producer. Part II: General characteristics and implications for hail growth, *J. Atmos. Sci.*, 1987, 44, 2060~2073.
- 7 Knight, C. A., C. J. Miller, N. C. Knight and D. Breed, The June 22, 1976 case study: precipitation formation hailstorms of the Central High, *Case Studies of the National Hail Research Experiment*, Vol II, Knight, C. A. and P. Squires (Eds.), Colorado Associated Universities Press, Boulder, Co., 1982, 35~59.

- 8 Farley, R. D., Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part II: The role of low density riming growth in hail production. *J. Climate Appl. Meteor.*, 1987a, **26**, 234~254.
- 9 Browning, K. A and G. B. Foote, Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1976, **102**, 499~533.
- 10 Pflaum, J. C., Hail formation via microphysical recycling. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**, 160~173.
- 11 Miller, L. J. and J. C. Fankhauser, Radar echo structure, air motion, and hail formation in a large stationary multicellular thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 2399~2418.
- 12 郭学良, 黄美元, 洪运超, 肖辉, 周玲, 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 I. 模式建立及冰雹的循环增长机制. *大气科学*. 2001, **25**(5), 707~720.

A Study of Three-Dimensional Hail-Category Hailstorm Model Part II: Characteristics of Hail-Category Size Distribution

Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, Xiao Hui and Zhou Ling

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Based on the first part of this study, five sub-category divisions are made according to generally defined terminology of hail and graupel in order to simplify analyses of the 21 hail categories in the hail category model. These five re-divided sub-category divisions are: small ice particles ($D < 1$ mm), graupel and hail embryos ($1 \text{ mm} < D < 5$ mm), small hailstones ($5 \text{ mm} < D < 10$ mm), typical hailstones ($10 \text{ mm} < D < 25$ mm), and large hailstones ($D > 25$ mm). The characteristics of distribution and evolution of each category of ice particles as well as the size distribution of hail and graupel in the regions of overhang, anvils, up- and down-draft are presented. The mechanism of kinematical recirculation growth of ice particles of each category and the contribution to the formation and growth of hail are discussed. Comparisons of hail size distribution from hail category model and that from Marshall-Palmer assumption are also shown at the end part of this paper.

Key words: multicellular hailstorm; hail recirculation growth; hail size distribution