

昔阳地区冰雹云形成过程的一些特征

王昂生 赵小宁 康玉霞* 洪延超 徐乃璋

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文对昔阳地区冰雹云形成进行了个例分析和统计研究。结果表明,冰雹云形成演变常有发生、跃增、酝酿、降雹和消亡五个阶段。云体并合是雹云出现跃增的重要成因之一;较强回波伸入低温区是成雹的重要条件。文章指出,雹云形成常有“酝酿期”存在,它对雹云识别和人工防雹都是有启发的。

研究冰雹云形成过程是进行人工防雹探索的基础研究工作,对冰雹和冰雹云形成过程认识愈清楚,人工防雹成功的可能性就会大大增加。近年来国外一些著者^[1,2,3]已有一些初步工作,本文将以我国研究为基础,提出一些新看法。

一、山区雹云形成概况

昔阳地处太行山麓,是一个多雹灾的地区,1969年到1977年全县共有冰雹日151天,平均年降雹日为17天,造成千亩以上成灾的雹日有5天。由于昔阳县地形呈自北向南抬升和收缩,地形性抬升和山区热力影响常在昔阳中南部及和顺县北部山区形成对流云,其中一部分成为影响本县的雹云。图1示意给出昔阳县中南部近几年产生较强雹云的情况,它约占全县较强雹云数的三分之一,这表明这里是形成影响本县雹云的源地之一。

我们在西沟试验站对云体连续照像,并在改装的711雷达上对若干晴朗天空对流云,从淡积云到浓积云,进行照像和雷达监测,直到云体发展到难以照像而雷达已可以观测云体时,则单由雷达连续观测。为分析高空某些特征,采用了当天太原07时探空资料。下边用个例和统计资料分

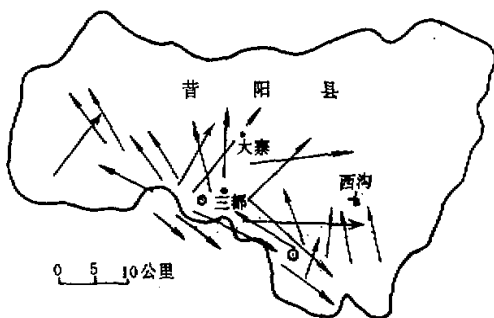


图1 昔阳中南部雹云形成及其移动示意图。

1979年元月5日收到修改稿。

* 原北京大学地球物理系学员,现在北京市气象科学研究所工作。

析这一地区的雹云形成若干特征。

二、冰雹云形成的个例分析

1. 1977 年 7 月 14 日个例分析

当天昔阳处于 500 毫巴高空槽后, 大气层结呈位势不稳定, 11 时前后测站西南浓积云开始发展。图 2(a) 是 11 时 46 分拍得刚突出的新生浓积云 A, 顶高距地约 6 公里, 西侧有一新生小对流泡 B。图中各对流云中 A、B 发展最为迅速。11 时 52 分已高于周围云体 [参见图 2(b)], 分别高达 8.5 和 6.7 公里, 云体下部并合, 云顶迅速增长。在 12 时, B 云顶赶上 A 云顶高, 并伸展到 10 公里以上, 由于这里出现逆温层, 顶部上升受到抑制, 云砧扩展, 此时云中部已并合。图 2(d) 是 12 时 05 分两个云体砧部并合及云体发展最旺盛时期。

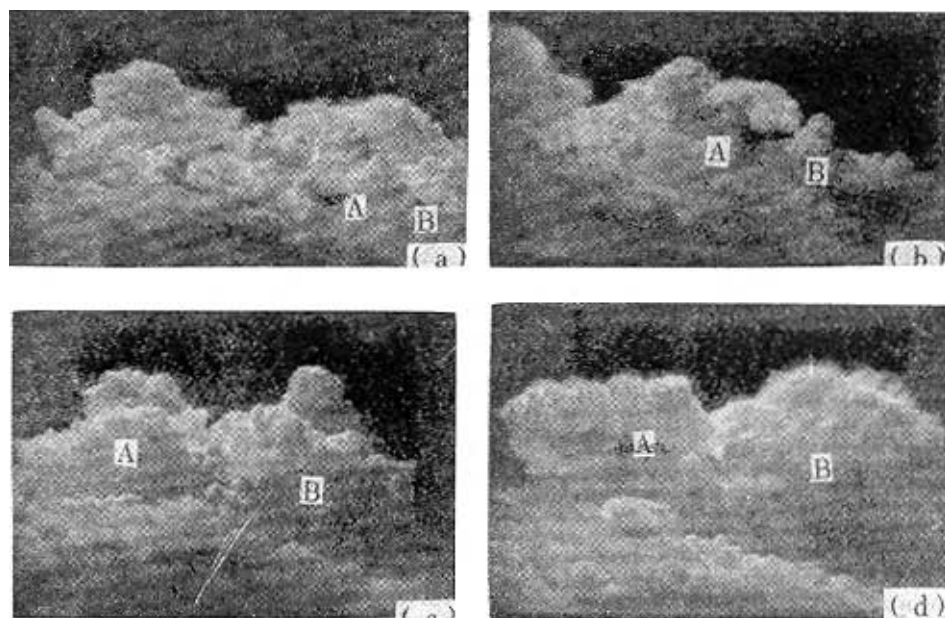


图 2 冰雹云形成前期的宏观照片

(1977 年 7 月 14 日)。 (a) 11 时 46 分, 西南方, A、B 云体新生;
(b) 11 时 52 分, 迅速发展, A、B 云体开始并合; (c) 12 时正,
秃积雨云形成; (d) 12 时 05 分, A、B 云砧并合且扩展。

从 11 时 50 分起用雷达观测云体增长的情况。图 3 是 A 云回波演变情况, 图 4 是 B 云 RHI 发展情况 (详见图中说明)。可以看出两个云体迅速跃增的现象。开始时 A、B 云体较低, 30 分贝回波区不厚; 云体并合前后云体迅速增长, B 云体超过 A 云体, 较强回波区 (如 30 分贝) 增长明显。图 5 给出云体平面位置显示图, 它由 A、B、C 三个对流泡构成 (参见图 2(b)~(c) 的 A、B 云顶), 此时 0 分贝已并为一体, 20 分贝也接近并合; 右图为 10 分钟后情况, 这时 A、B 云体已并合, 30 分贝区已合为一体。在这两个主要浓积云—积雨云 (A、B) 并合时 (11 时 50 分到 12 时间), 云体跃增明显, 为成雹过程创造了条件。

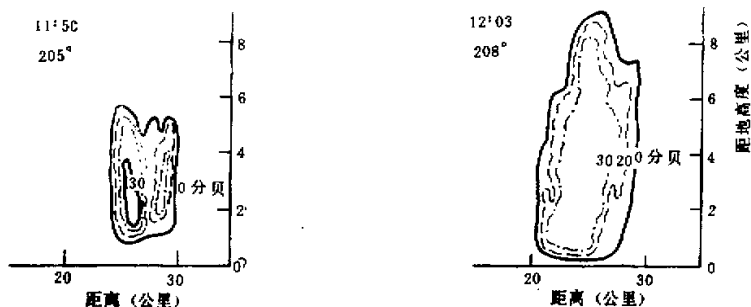


图 3 A 云体 RHI 回波素描图

左: 11 时 50 分, 方位 205°。 右: 12 时 03 分, 方位 208°。

最外廓线为 0 分贝, 廓线间隔为衰减 10 分贝。

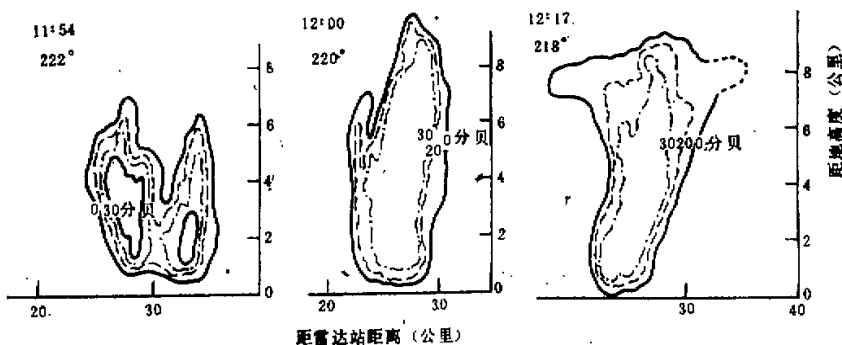


图 4 B 云体 RHI 回波素描图。

左: 11 时 54 分, 222° 方位, 中: 12 时 00 分, 220° 方位, 右: 12 时 17 分, 218° 方位。

回波廓线同图 3 说明。

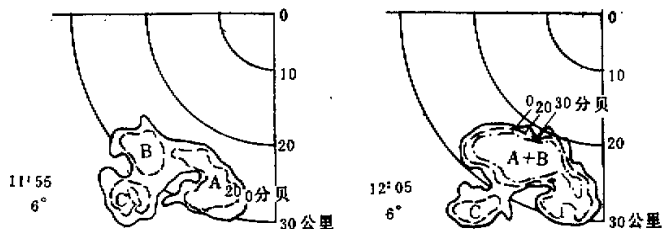


图 5 1977 年 7 月 14 日雷云 PPI 回波素描图。

左图: 11 时 55 分, 仰角 6°; 右图: 12 时 05 分, 仰角 6°。

回波廓线同图 3 说明。

我们把照像、雷达等资料综合成云体高度(H)—时间(t)演变图(见图 6)。自 11 时 35 分到 12 时, 云塔由 2—3 公里增至 11 公里, 雷达回波有 5—6 公里的跃增。由图 3、图 4 可见云体顶部反射率梯度很大, 这表明云内垂直运动强盛。图 6 表明不同衰减档回波(包

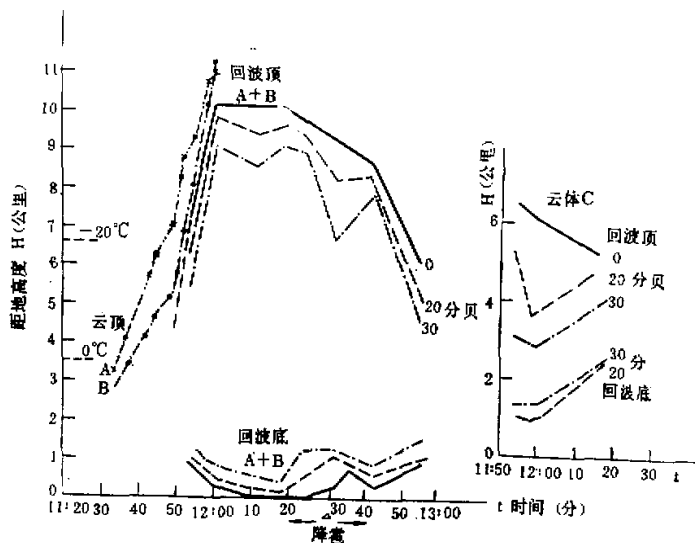


图6 1977年7月14日雹云的高度—时间演变图。

括30分贝值)顶部都有陡直的增长,造成云体伸展到低温区(如 -20°C)。这段时期云体跃增与强对流有关系。自11时50分到12时,云体A、B并合作用也十分有利于云体的垂直发展。它表明云体并合是出现跃增的重要因素之一。

这次降雹发生在云体跃增以后的20—30分钟内。由图6可以看到,云体在较高回波顶高区维持了一段时间,同时云底也下降及地。高空资料表明,当天对流层顶为10.5公里,因此12时以后云体就向水平方向发展,发展出云砧(见图2和图4右图)。我们把云顶垂直跃增以后到降雹前夕这段时间称为雹云“酝酿期”,也就是从云体初步具备了成雹条件(常常反映为闪电及回波参量达到识别雹云指标)以后,到冰雹长成降下之间的时间,在这一阶段云体较强回波区有足够时间维持着较低的温度,使云体的某部分区域具有优越的条件酝酿冰雹形成。这种现象在以前观测的1973年8月8日^[1]、74年7月26日和77年8月24日的例子中同样出现过。

2. 1976年8月16日个例分析

76年8月16日,自云体于14时开始形成到17时前后消亡为止,云体很少移动,中心位移仅约10公里。16时在大寨偏南的三都公社一带降了冰雹,受灾面积400多亩。

图7左边是8月16日冰雹云各衰减档回波顶高随时间的演变图,各时刻对应云体最强区值。从14时54分到15时30分云体垂直尺度变化不大,全增益回波顶高基本上在7—8公里之间变动,较强的云区厚度(如衰减34分贝)也只有3—4公里,各衰减档曲线比较稀疏,云体对流较弱,没有足够的较强回波区进入较低温度区,所以云体的冰化作用较弱,不利于冰雹形成。我们称这段时期为冰雹云形成的“发生期”。40分钟之后,回波有了明显增长,15时30分开始迅速上升,回波顶高达10公里,较强回波区一跃而为8公里。以后顶高维持了一段时间(约15分钟,即为酝酿阶段),16时地面降了冰雹,随之

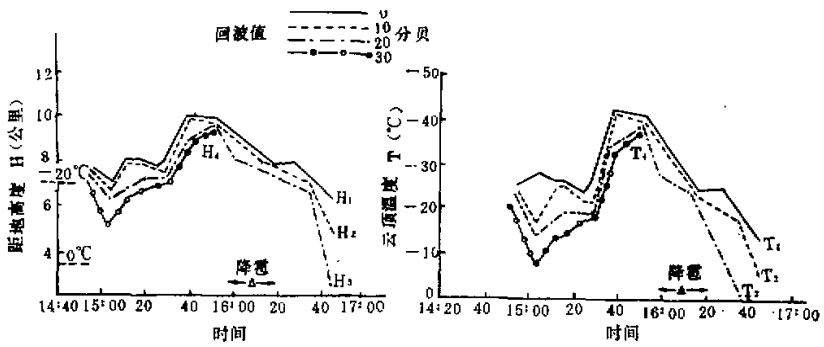


图7 1976年8月16日冰雹云

左图: 不同衰减档回波顶高随时间演变图。 右图: 不同云顶温度随时间的变化图。

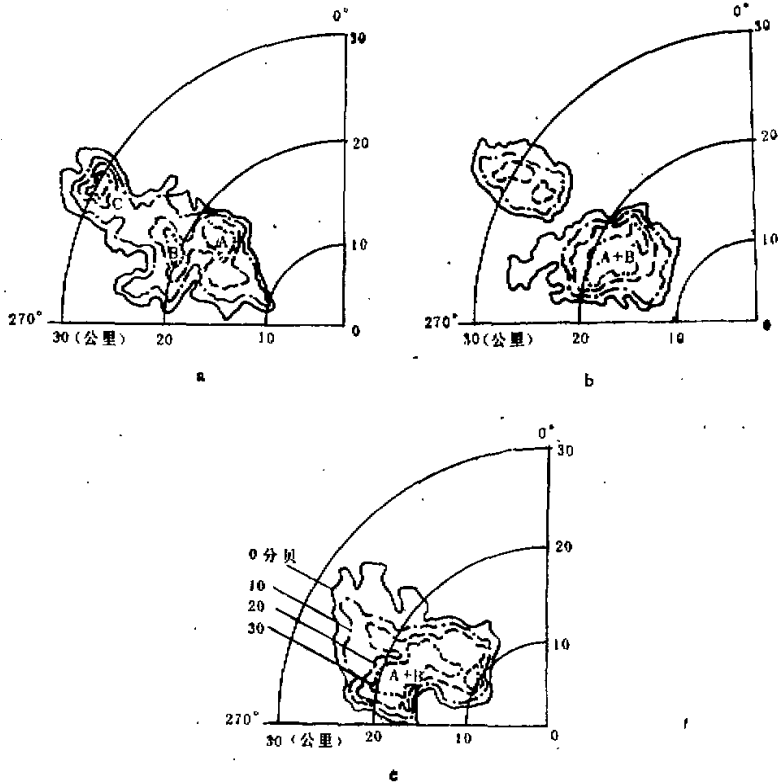


图8 1976年8月16日冰雹云明显增长前后的回波结构变化。

(a) 15时27分, 仰角 8° ; (b) 15时35分, 仰角 8° ; (c) 15时51分, 仰角 5° ;
图中距离间隔为10公里, 外层回波为零分贝, 回波廓线间隔为衰减10分贝。

顶高下降,进入“降雹阶段”。

图 7 右边给出了各衰减档回波所处温度值随时间演变图。这个冰雹云不像 77 年 7 月 14 日的雹云,它只经“跃增”和“酝酿”阶段而进入降雹。在跃增之前还有一个相当长的“发生阶段”,这时云体虽然已伸入负温区,但衰减 20 分贝之后的较强回波区在相当长时间内均处于较高温度区(-20°C 以上),看来对冰雹形成并不有利,所以一直没有降雹。我们注意到,正像跃增成雹过程一样,当 15 时 30 分云体由发生阶段转入跃增之后,顶部(特别是较强回波顶)伸入 -20°C 层以上低温区,并维持一段时间,这就成为酝酿成雹阶段。我们来研究这个云体怎样在持续了几十分钟之后发生转化的?分析增长降雹期间的回波结构,我们发现这是与云体动力并合有关。图 8 给出了云体几个时刻 PPI 回波演变情况。(a) 图是 15 时 27 分、 8° 仰角的 PPI 回波,有 A, B, C 三个单体并存,此时 A, B 接近。在 A, B 南侧有一个窟窿,示意有一股上升气流入云。图(b)为 15 时 35 分情况,此时云 A, B 单体已并成一体,顶高跃增,而 C 单体分裂并减弱。以后在酝酿阶段入流明显加强,形成图 8(c) 所示的、由较强上升气流形成的弱回波区^[4,5]。降雹前夕,低层入流更加集中,出现如图 9 所示的钩状回波(南部、箭头指示处),在 16 时,钩状区强回波下边降了冰雹。

从以上个例及其它昔阳观测到的例子表明,冰雹云的形成是有一定过程的,虽然一些著者^[6,7]曾提出过一些原则看法,但缺乏实际论证资料。我们从几年观测资料分析,认为冰雹云形成演变可以分为发生、跃增、酝酿、降雹、消亡五个时期,并从实例推论出如图 10

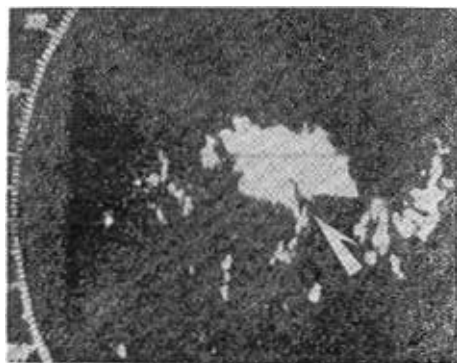


图 9 1976 年 8 月 16 日
钩状回波照片(零分贝)

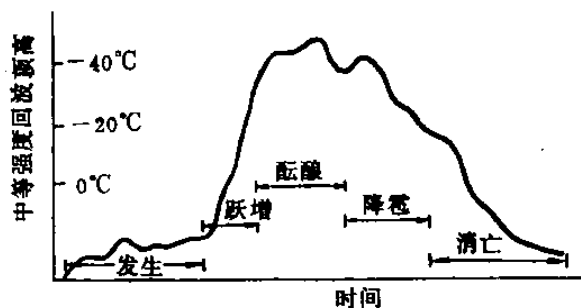


图 10 冰雹云形成演变
五个阶段的模式图。

所示的典型模式,图中曲线为云体中等强度回波顶高随时间演变曲线。从对流云生成到云体明显增长之前,称为“发生期”,这个期间一般云体增长较慢,但为雹云形成预备着程度不等的起码条件。回波垂直增长时期称为“跃增期”,它的后期以达到易于冰雹形成(如中等强度回波顶高越过 -20°C 层以上)为界。但即使达到冰雹容易形成条件,也并不能立即长成冰雹,还必须维持一定时间,让冰雹有一个酝酿形成过程,这就是“酝酿期”或“成雹期”。这个阶段的参量变化常常并不大,比较稳定,在昔阳地区“酝酿期”常为十几到二十多分钟。地面降雹时期为“降雹期”,它常导致云体明显削弱。最后降雹并云体消亡,这是消亡期。

由于各型冰雹云形成演变条件不同,所以各时期经历时间及演变情况并不一样,但几

个阶段大体均可区分。有时某些雹云个别阶段时间很短,有时雹云形成迅速,有时则形成较慢。这些都与云体形成具体条件有关。但几个主要阶段的特点则是昔阳观测的多数雹云所具备的。

三、冰雹云形成的一些统计特征

在本文的分析及其它工作里^[4],我们已有多次较完整冰雹云形成的全过程观测资料。这些资料表明,雹云形成常具有与一般雷雨云不同的特征,如雹云形成常与云体并合有关系,并合常是云体跃增起因之一,跃增又导致云体迅速伸展入低温区(特别是在 -20°C 以下的云中自然成冰区),这是冰雹形成的重要条件。为了认识雹云形成的云体物理特征,我们对雹云与雷雨云的异同作了一些统计分析。

在1977年7月12日观测雷雨云实例和图6右侧所示(1977年14日)雷雨云C参量实例中,与冰雹云相比,雷雨云体常常不具备较强回波区伸入低温环境的条件,云体冰化难以实现。

王昂生等的工作^[4]中已表明:昔阳地区雷雨云和冰雹云的云层厚度和强度具有系统差别,云厚、云强且伸入较低温度是形成雹云的重要因子,并强调了云体自身参量的重要性,但是环境温度与云体参量配合的关系也很大。如果一个云体虽然很厚,但因环境温度高,它可能无法形成雹云;反之强烈的环境降温却常导致一些条件较差的云体降下冰雹。我们选取了1975—1977年用711雷达观测的38次雹云和45次雷雨云,进行了如表1的统计。

表1 昔阳县冰雹云和雷雨云一些统计特征

项 目	云 型	总 数 (次)	顶 部 温 度				冷于 -20°C 区的云厚(公里)			
			0 分 贝		衰 减 20 分 贝		0 分 贝		衰 减 20 分 贝	
			冷于 -40°C	%	冷于 -40°C	%	大于2公里	%	大于1公里	%
冰雹云		38	30	79	37	97	31	82	36	95
雷雨云		45	8	18	12	27	9	20	7	16

结果表明,当较强回波(如衰减20分贝的)伸入较低温度区(如 -20°C),就易于形成冰雹云。这个条件下,有97%的雹云达到此标准,而雷雨云中仅有27%具有这样条件;当达到这个条件而且还要有一定厚度时(如1公里),则上述两类云比例变为95%和16%了。这可以表明它是形成雹云的一个重要条件。

四、结果和讨论

依据昔阳地区雷达观测资料的分析,初步得到下述几点冰雹云形成特征:

(1) 冰雹云的形成常有发生、跃增、酝酿、降雹和消亡五个阶段。

(2) 云体并合是出现雹云跃增的重要因素之一。

分析还表明雹云形成演变不是均一的,而是有起伏。对雹云形成具有重要意义的“跃增期”,常与两块或两块以上回波并合造成的动力性增长有关。此时,云体垂直增长旺盛,有利于冰雹形成。处于对流发展初期的云并合,会造成强烈的跃增;而处于成熟阶段的并合,则增长要缓慢一些。

(3) 较强回波伸入低温区是成雹的重要条件之一。

个例与统计资料都表明,昔阳地区较强回波伸入低温区是成雹重要条件,这是因为它们保证了充分的水量和足够的低温,而能够达到这个条件就必定有相当强度的上升气流支托。

(4) 雹云形成过程中常有一个相对稳定的成雹“酝酿期”。

达到成雹条件后,常常是经历一个“酝酿期”才落下冰雹,这反映了冰雹的生长过程。在昔阳地区雹云的“酝酿期”大约为 20 分钟。此时,回波顶高及强度常常稳定少变,这与“跃增期”的增长和“降雹期”的陡降明显不同。表明了雹云猛烈增长后,有一个云中流场、含水量比较稳定的阶段,这时将有利于冰雹形成。

由于一些著者^[6]认为:从冰雹胚胎开始,到冰雹长成是十分迅速的(仅有 3—5 分钟),所以理论计算就要求云中含水量很大(如 20 克/米³以上),于是提出了累积带理论。但是,这样大的含水量值却很少观测到。然而“酝酿期”约有 20 来分钟的存在,却可能在较大含水量(如 3—5 克/米³)雹云中形成常见的 1—2 厘米尺度的冰雹。它与相当部分没有含水量累积带雹云能够生成冰雹的事实相符^[8,9]。

“酝酿期”的存在,表示达到成雹条件到冰雹降下有一个过程。如果我们认为冰雹的形成有“跃增”和“酝酿”两个阶段,这就对人工影响雹云提供了一个有益的物理基础,它不仅指出了人工影响的可能性,而且对在何时进行人工影响也是有启发的^[9]。

参 参 , 文 献

- [1] Marwitz, J. D., The structure and motion of severe hailstorms. Part I. II, III, *J. Appl. Meteor.* vol 11, 166—201, 1972.
- [2] Chisholm, A. J., Alberta hailstorms. Part I, II, *Meteor. Monog.* vol 14, No36, 1973.
- [3] Chalam, J-P et al, Structure of an evolving hailstorm. Part I: General characteristics and cellular structure. *Mon. Wea. Rev.*, vol 104, No5, 564—575, 1976.
- [4] 王昂生、黄美元、王学宽、段长麟,防雹时识别雷雨云和冰雹云的闪电观测,科学通报,第 12 期,546—549, 1976.
- [5] Browning, K. A., The growth of large hail within a steady updraught. *Q. J. R. M. S.*, vol. 89, 490—506, 1963.
- [6] Сулаквелидзе, Г. К., Ливневые Осадки и Град. Гидрометеонадат, Л. с412, 1967.
- [7] Mason, B. J., *The Physics of Clouds*, Oxford University Press, 1971.
- [8] 王昂生、黄美元,冰雹和防雹研究述评,大气科学,第 2 卷,第 1 期,76—84, 1978.
- [9] 王昂生、黄美元、徐乃璋、徐华英等,冰雹云物理发展过程的一些研究. 气象学报,第 38 卷,第 1 期,64—72, 1980.

SOME CHARACTERISTICS OF HAIL-CLOUD FORMATION PROCESSES IN XIYANG AREA

Wang Ang-sheng, Chao Siao-ling

Kang Yu-shair*, Hong Yan-chao

Hsu Lai-chang

Abstract

Individual analysis and statistical research of hail-cloud formation in Xiyang area have been presented in this paper. It is shown that in the process of hail-cloud formation there are usually five stages: emerging, leap increase, brew, hail fall and decay. The cooperation of clouds is one of the important causes to drive leap increase of hail-clouds; stronger echo stretching in layer of low temperature is an important condition for hail formation. It is shown that in hail-cloud formation there is usually a "brew stage", which is useful for hail-cloud identification and hail suppression.

* Student in the department of Geophysics, The University of Peking.