

冰雹概论

雷雨顺 吴宝俊 吴正华 编著

科学出版社

冰 雹 概 论

雷雨顺 吴宝俊 吴正华 编著

科 学 出 版 社

1 9 7 8

内 容 简 介

本书介绍了国内外关于冰雹气象问题的各种研究结果,并把重点放在天气学和气候学方面。

全书共分九章。第一章简明通俗地阐述了冰雹形成和雹暴天气的一些基本概念。以后几章,讨论了雹块(第二章)、雹云(第三章)、雹暴(第四、五章)、雹暴天气过程(第六章)以及降雹的时空分布和自然地理条件(第七章)。第八章介绍了冰雹形成理论,第九章简述了冰雹预报和人工消雹问题。

本书可供人工消雹工作者,气象业务、教学和研究工作者参考。

冰 雹 概 论

雷雨顺 吴宝俊 吴正华 编著

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

天津市第一印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1978年9月第一版 开本:787×1092 1/16
1978年9月第一次印刷 印张:11 1/4 插页:1
印数:0001—7,940 字数:258,000

统一书号:13031·774

本社书号:1108·13—15

定价: 1.45 元

序

温暖季节,久晴久旱,人们都盼望来一场喜雨。午后,骄阳似火,闷热无比,西边的天空,正在堆积起高大的积雨云。只见云塔沸腾翻滚,耸入天穹;云砧向东伸展,迅速覆盖了大半个天空。刹时间,乌云密布,电光横闪,雷声隆隆,狂风大作,接着,冰雹倾砸,大雨滂沱。有时,还出现象鼻状的“龙卷”,所经之处屋顶掀翻,大树拧断,几百斤重的物体腾空而起,河水被吸入半空。……

这种与降雹相伴的天气,我们简称为雹暴。它的破坏力很大,常给农业、畜牧业、工业、交通、电讯和人民生命财产造成巨大损失,是我们必须研究并与其斗争的一种灾害性天气。

解放以后,尤其是无产阶级文化大革命以来,我国广大革命群众以及各级气象台站,破除迷信,解放思想,向自然灾害作斗争,蓬勃地开展起了群众性的人工消雹工作、冰雹天气预报工作和有关冰雹问题的科学研究工作。在这些工作中,广大气象工作者和消雹工作者,迫切需要一些关于冰雹问题的书籍,将人们目前对冰雹的认识加以综合概述。本书就是尝试在这方面做些工作。

实践出真知。人民群众中蕴藏的关于预报冰雹、识别雹云、总结降雹气候特征的经验是极其丰富的。近二十年来,由于生产建设(尤其是农业和航空)的需要,国内外对冰雹问题的研究日益增多。我国气象工作者,在冰雹的理论研究、冰雹预报及气候调查等方面都做了大量的工作。

群众经验和科学研究的结果都说明,尽管雹暴似乎是突如其来,但却是“有朕兆可寻,有端倪可察,有前后现象可供思索。”¹⁾的,是有一定的酝酿、发生、发展和消亡的演变过程,是遵循一定的客观规律的。我们是能够在斗争中逐步认识它,预防它,改造它的。

关于冰雹的现有研究成果,分散在天气气候学、中小尺度气象学、雷达气象学、云物理学和实验气象学等学科之中。把从不同角度上所揭示出来的观测事实和运动规律加以综合归纳比较,对于描绘出冰雹问题的较全面的图象是有益的,对于研究雷雨天气也是有用的。为了面向广大的气象工作者,我们只介绍与冰雹形成及雹暴发展有关的基本概念和最重要的一些事实,将重点放在天气学和气候学方面。

全书共分九章,第一章比较通俗,比一般书的引言长一些,为的是让更多的读者对冰雹问题有一个简明概括的了解。以后各章,按以下思路安排:从地面观测到的雹块谈起(第二章),接着叙述雹云的特征(第三章),进而介绍由雹云组成的雹暴系统的种类和结构(第四章),再分别讨论影响雹暴发生、发展和运动的大气条件(第五、六章)和自然地理条件(第七章)。在上述基础上,第八章讨论了冰雹形成理论;第九章简述了预报冰雹、识别雹云的一些线索和方法,并介绍当前人工消雹的一些情况。

对于冰雹问题的科学研究时间还不长,大量的问题尚待解决。有一些结论往往是不

1) 《论持久战》,《毛泽东选集》人民出版社 1967 年横排版,第 462 页。

同侧面的个例分析,加之雹暴局地性大,所得结果也可能有以偏概全,主次颠倒等情况。在名词使用上,同名异物,同物异名的情况也不少。又由于本书涉及到的气象专业方面多,而我们缺乏经验,水平有限。因此,本书必有许多缺点和错误,敬希批评指正。

在编写过程中,中央气象局气象科学研究所的领导给予了很大支持和鼓励;中央气象局程纯枢总工程师两次详细地修改了全稿,并建议加写了第一章,在京的一些气象工作者许粹秀、章淹、朱福康以及牟惟丰、张驯良、赵柏林、张纪淮、游来光、朱明道、葛润生、归佩兰、王慕维、刘景秀、王雷等同志,或阅读了全稿,或分别阅读了有关章节,都提出了宝贵意见;一些省的气象局和气象台站也提供了许多总结材料和资料;另有许多同志,在资料、抄写、制图等方面予以大力协助。因此,本书是集体辛勤劳动的结果,特此予以说明。

编著者

1974年9月

目 录

序	iii
第一章 引言	1
§ 1.1 冰雹及其危害	1
§ 1.2 冰雹形成的云物理过程	3
§ 1.3 雹云和冰雹形成的宏观过程	5
§ 1.4 雹暴的类别和演变过程	6
§ 1.5 雹暴活动的一些特点	9
§ 1.6 跟雹暴作斗争	10
第二章 雹块的物理特征	13
§ 2.1 雹块的大小	13
§ 2.2 雹块的外观	17
§ 2.3 雹块的密度、气泡、晶粒和含水量	21
§ 2.4 霰粒、冰丸和软雹的结构	22
§ 2.5 雹块的结构	25
§ 2.6 雹块的空气动力学特征	26
第三章 雹云的若干宏观特征	32
§ 3.1 积雨云的某些外观特征	32
§ 3.2 雹云的雷达回波特征	34
§ 3.3 雹云中的水分	36
§ 3.4 雹云中的温度	39
§ 3.5 雹云中的垂直气流	43
§ 3.6 雹云中的雹块	49
§ 3.7 雹云的雷电现象	53
§ 3.8 雹云内部特征小结	54
第四章 雹暴系统的种类和结构	56
§ 4.1 气团雹暴和地形雹暴	56
§ 4.2 飏线雹暴	57
§ 4.3 冷锋强雹暴	59
§ 4.4 雹暴单体的水平排列模式	61
§ 4.5 雹暴的三度空间结构	64
§ 4.6 地面天气图上的雹暴中小系统	68
§ 4.7 雹暴低涡——一种中层气旋	72
第五章 制约雹暴发生、发展、移动的一些因子	75
§ 5.1 不稳定能量及其与雹暴的关系	75

§ 5.2 环境风的垂直切变和雹暴的关系	77
§ 5.3 影响雹暴运动的因子	81
§ 5.4 雹云的分裂和合并	85
§ 5.5 雹暴移动过程中的几个现象及其成因	89
第六章 产生雹暴的大型天气过程和雹暴天气	92
§ 6.1 强雹暴的一般天气过程	92
§ 6.2 强雹暴酝酿阶段的天气形势	95
§ 6.3 强雹暴发生阶段和维持阶段的天气形势	97
§ 6.4 东亚几种大型天气系统和雹暴的关系	100
§ 6.5 雹暴天气	103
§ 6.6 气团雹暴、飑线雹暴和冷锋强雹暴特征的比较	110
第七章 降雹的时空分布和自然地理条件	112
§ 7.1 世界和我国的降雹分布	112
§ 7.2 地理条件对降雹的影响	117
§ 7.3 几种地形条件下的降雹	121
§ 7.4 下垫面性质和降雹	123
§ 7.5 地形和下垫面对雹暴的物理作用	126
§ 7.6 降雹的时间变化	131
§ 7.7 “自然消雹作用”	136
第八章 冰雹的形成理论	137
§ 8.1 冰雹撞冻生长的一些基本概念	137
§ 8.2 影响冰雹增长的一些大气因子	140
§ 8.3 冰雹形成的几种机制	144
§ 8.4 影响雹块生长的几种微物理过程	149
§ 8.5 霰、雹胚和冰丸的形成过程	151
§ 8.6 大雹块的增长过程	153
§ 8.7 可能的最大雹块	157
第九章 冰雹的预报和人工影响	158
§ 9.1 雹暴的中长期预报线索	158
§ 9.2 雹暴的短期预报方法	159
§ 9.3 雹云的识别	165
§ 9.4 人工消雹	168
参考文献	171

第一章 引言

这一章的目的有三,一是浅显地介绍有关冰雹问题的一些基础知识,以便让更多的读者了解冰雹问题;二是介绍一些基本概念,澄清若干过时的说法;三是概述冰雹、雹云、雹暴的形成过程,使读者对这些问题有一个简单的了解。从某种意义上讲,本章可作为关于冰雹问题的一篇通俗读物。阅读完这一章后,可能有助于读者选读后面有关章节。

§1.1 冰雹及其危害

我国古代,人们在认识寒暑阴晴规律的同时,也早已注意到冰雹和霰一类颗粒状固体降水^[1-3]。早在诗经中,就有“相彼雨雪,先集维霰”,宋人诗中还有“雪花遣霰作先锋”之句,都是说冬季、早春和秋末降雨雪之前,常先有霰降落。西汉以来的两千年,在许多史书和方志中,雹灾和大旱、大水、大寒一样,作为灾害性天气加以记载。例如,后汉书中有“延光二年(公元123年),河西雹如斗”;黄河中游地区有记载的雹灾至少280次,仅陕北榆林地区十九世纪前五十年有记录的雹灾达二十次,1833—1841年每年成灾。对于成雹的原因也有一定的理性认识,如“当雨不雨,故反雹下”。

我国各地的群众,对冰雹有许多形象的叫法,如雹子、冷子和冷蛋子等等。在现代气象学上,冰雹一词有狭义的用法和广义的用法。按狭义用法,冰雹专指直径在0.5厘米以上的固体降水,这也就是气象观测规范中的定义。但有些著作中,“冰雹”一词还包括“小冰雹”、“冰粒”和霰。这几种固体降水,关系很密切,有时不易区分。但它们的成因和对人类活动的影响各不相同,因此在观测中应尽可能加以区分。

霰 指直径2—5毫米的白色或乳白色的不透明颗粒状固体降水。其结构松散,着地易碎,常呈圆锥形或球形。它有些象米雪,但比米雪大些,米雪直径一般不到1毫米。

冰丸 指直径5毫米左右或再稍小些的固体降水。常呈球形或不规则形,偶尔也有圆锥形,透明或不透明,比霰坚硬。

冰雹 指直径5毫米以上的固体降水。一般较硬,不易压碎,着地可以反跳。每个雹块一般由透明与不透明的冰层(每层至少1毫米厚)相间交替组成。

图1.1中的雹块取自北京地区的一次降雹^[4],图中雹块的白色部分表示透明层。由图可见,雹块的大小、形状各不相同,在层次分明的雹块中,都有一个明显的核心,或是霰,或是透明的冻结雨滴,统称为雹胚。

软雹(海绵雹) 指含有较多液体水的海绵状雹块,其特点是着地易铺开或破碎,不易反跳,其大小在5毫米以上。在较高纬度和高原地区常见。1963年5月24日,在黑龙江省伊春市(约48°N)观测到直径约1厘米的一种球形软雹,无法用手捡起,结构松软,落

1) 近些年,国际上已经把“小冻雹”和“冰粒”合并称为“冰丸”。

地易成圆饼。

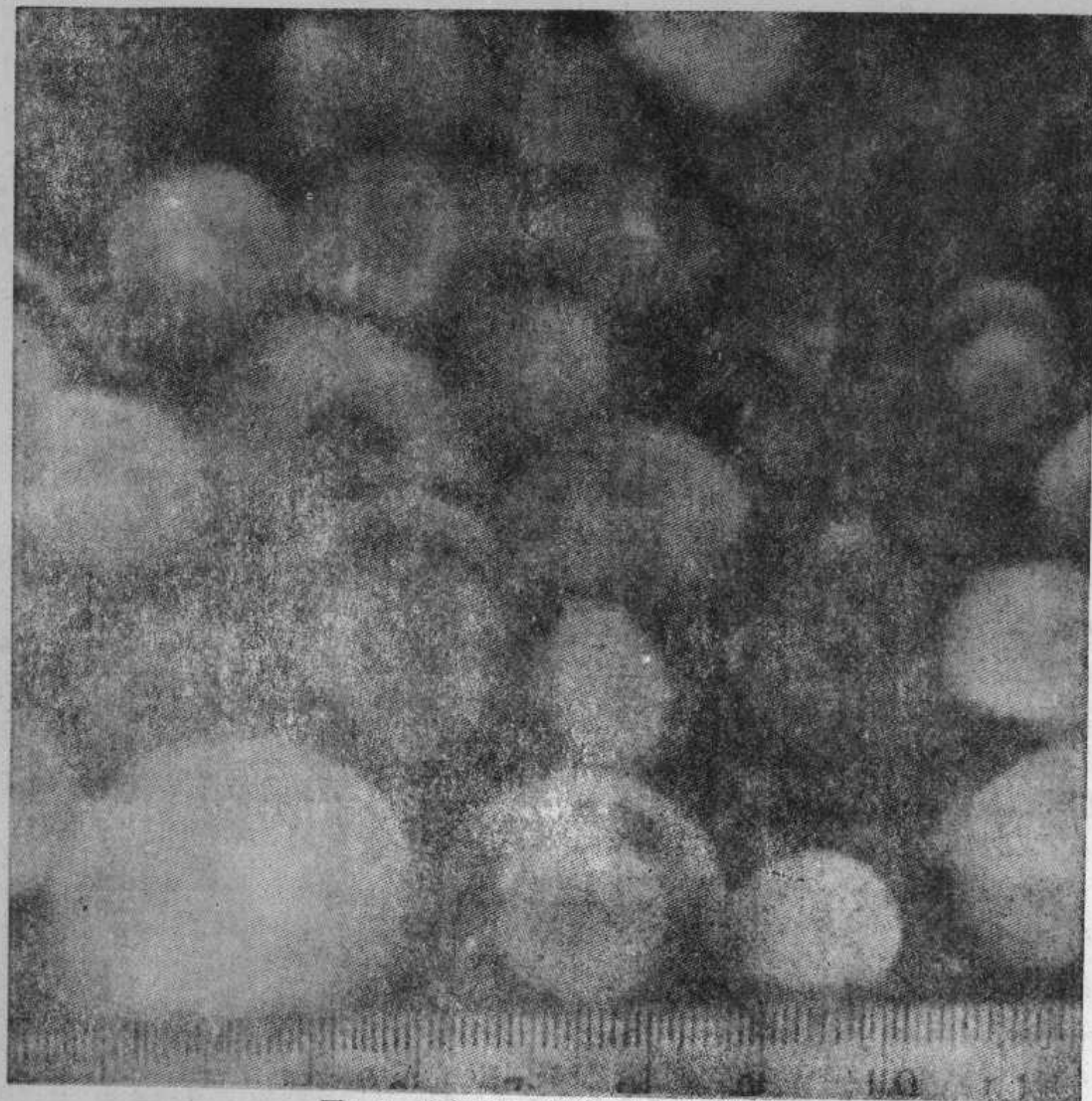


图 1.1 北京地区一次降雹的雹块样品^[1]

为了简明地从外形上区分霰粒、冰丸、雹块和软雹，可参考表 1.1。四者之中，以冰雹

表 1.1 霰粒、冰丸、冰雹
和软雹的简单区别

直径 \ 硬度	硬	软
约 5 毫米以下	冰丸	霰粒
约 5 毫米以上	冰雹	软雹

对人类活动的影响较大。较强的降雹，往往会给农业、畜牧、电讯、工矿企业、交通运输以及劳动人民的生命财产带来严重危害。冰雹的危害程度，与雹块的大小、积雹深度、降雹的持续时间、范围有关。降雹所伴随的狂风（尤其是龙卷风）暴雨，使危害更为严重。

雹块的大小是使冰雹有直接杀伤力的主要因子，对能否发生雹灾的影响最大。表 1.2 给出了

不同半径的霰、冰丸和球形雹块的质量和在空中的速度。由表可见，半径 1 厘米的雹块只重 3.8 克，速度为 20 米/秒；半径 3 厘米以上的雹块重几百克到几公斤，速度达 30—60 米/秒，相当于时速 100—200 公里（比火车速度快二、三倍），能直接砸毁飞机、车辆、门窗、农作物，并使人畜伤亡。

表 1.2 球形雹块的半径和质量、落速的关系

项 目	类别 半径(R) (厘米)		冰 丸		雹 块											
	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0	5.0	7.0	10.0	15.0		
密度(克/厘米 ³)	0.6		0.8		0.9											
质量(克)	0.0025	0.020	0.027	0.082	0.10	0.47	3.8	12.7	30	102	471	1290	3770	12700		
理论落速*(米/秒)	5	7	8	10	11	14	20	25	28	35	45	53	63	77		

* 推算理论落速 v 的公式为 $v = \left(\frac{8\rho_i g}{3\rho_a C_D} r \right)^{1/2}$, 见 §2.6。

冰雹对农业的危害最大。这种危害除与降雹强度有关外,也与农作物品种及生长期有关。豌豆大小的雹粒(直径约0.5厘米),一般不易使农作物受害;但如果雹粒硬度大,降雹稠密,持续时间长,也能造成一定灾害。例如,直径0.7厘米左右的硬雹粒连降两分钟,可毁坏葡萄花,使葡萄减产。云南省西双版纳傣族自治州某地,1959年一次降雹过程,雹块直径仅1厘米,却使60%的橡胶树幼苗和40%的成龄橡胶树的顶芽、叶片受害。在农作物的拔节期、孕穗期、抽穗期,尤其收割期,若遭受冰雹袭击,则带来的灾害更为严重。

§1.2 冰雹形成的云物理过程

冰雹是怎样形成的呢?最简单地说,就是近地面的水汽上升凝结成云,在云中形成许多过冷却大水滴,然后增长成冰雹。这里,我们就来简述一下这个云物理过程^[5-7]。

水汽到云滴 由于某种原因,低层潮湿空气块上升,发生膨胀,温度随之降低,水汽发生相变。即当温度在摄氏零度以上时水汽在凝结核(如微尘、烟粒等)上凝结,形成液体小水滴;温度在摄氏零下很多时,水汽或形成过冷却水滴,或在成冰核(如土壤微粒、陨星尘等)上冻结成固体小冰晶,或是从水汽直接凝华成小冰晶。这些小水滴和小冰晶统称为云滴,直径平均只有几到几十微米。据测量,云中单位体积内所包含的云滴个数(云滴浓度)一般是 10^7 — 10^9 个/米³。在空气阻力作用下,云滴下降速度小于0.5米/小时,即实际上悬浮在空中。我们所看到的云,就是空中悬浮的密集云滴,是水汽、水滴和冰晶的混合物。

云滴到雨滴 小云滴继续长大的方式有二,一是水汽在云滴上不断地凝结(和凝华)增长,二是云滴互相碰撞合并的碰并增长。一般说,在云滴增长初期,凝结增长重要;但其直径增长到几十微米后,就主要靠碰并增长。

云内各处空气运动不均匀,形成的云滴大小不同。在重力作用下,这些云滴克服空气阻力和上升气流的抬升作用而向下降落。大云滴落速快,追上落速慢的小滴,碰并在一起,叫做重力碰并。我国气象工作者提出,对流云中上升气流起伏多变、湍流强,因此,湍流加速度和云滴起伏等引起的起伏碰并增长特别重要^[8]。

大云滴增长到直径 6 毫米时,落速达到 10 米/秒。因而降落途中受空气阻力作用变形,很容易破碎成若干个大碎滴(直径约 2—3 毫米)和许多小滴。这些大碎滴各自又碰并增长,长到直径 6 毫米后又破碎。周而复始,可以在几分钟内使云滴个数成 10 倍的增加。这种过程称为重力碰并生长的连锁反应。一个普通大小的雨滴要由数万个以上云滴合并而成,因而雨滴的浓度只有 10^2 — 10^3 个/米³, 约是云滴浓度的十万分之一。

过冷却水滴的撞冻生长 观测表明,在温度为 0—15℃(或-20℃)的云层中,云滴并不冻结,而主要是过冷却水滴;直到-40℃,也还有过冷却水滴。这是由于,云中水分纯净,成冰核极少(-20℃ 以上,每 1000 立方厘米中只有一个成冰核),因而不易形成固体云滴。

但当大量过冷却水滴中出现一些冰晶时,由于冰面水汽压小于水面水汽压,水滴趋于蒸发,便给邻近的冰晶提供了迅速增长的条件。冰晶一旦长得比水滴大些,就比水滴降落得快,迅速碰并增长。冰晶与冰晶相碰并,形成雪片;冰晶与过冷却小水滴相碰并,形成霰。

冰晶、雪晶、霰等,与一触即冻的过冷却云滴相碰撞后,会立刻冻结在一起,体积增大,这就是撞冻增长。它是碰并增长的一种特殊形式,是包括冰雹在内的固体降水物形成过程的主要微物理机制。

湿增长、干增长和海绵增长 雹块和过冷却水滴撞冻时,过冷却水滴冻结,其位相由液态变到固态,释放融化潜热,使雹块表面增加热量。另一方面由于云内气温很低,水汽压力也不一定很大,于是空气对雹块的热传导作用和蒸发冷却作用使雹块表面又要损失热量。如果热量收支平衡,雹块表面温度处于 0℃ 附近,保持液体水状态。雹块在这种状态下不断增大的过程叫湿增长,雹面液态水一旦冻结就成为透明冰层。

如果雹块增长过程中雹面得到的热量少于损失的热量,雹面温度低于 0℃ 很多,雹块在干(固体)状态下增长,叫干增长。干增长过程中,每个过冷却水滴一碰到雹面就冻结,各个水滴之间夹杂有小空气泡,形成不透明冰层。

当增加的热量大于损失的热量时,雹块表面多余的液体水,往往渗入到雹块干增长时形成的枝蔓状晶体冰架结构内,产生冰水混合的海绵状冰层,叫海绵型增长。如果液态水特别丰富,它会不断流向雹块上偶然生长的瘤状尖端,迅速生长出若干个冰柱来,叫冰柱增长。这二种增长所形成的水层,在冻结之后也呈透明状态。

由霰到冰丸和雹块 要增长到冰雹这么大的固体降水,主要过程有两种,一是霰粒→冰丸→雹块,二是大水滴→雹胚→雹块。

在第一种成雹过程中,先在云内形成霰粒。当霰粒下降到温度较高、含水量较大的云内过冷却区下层时,则在霰粒外表发生湿增长过程,形成一个透明冰层,这就是冰丸。由霰粒到冰丸的另一种情形是:霰粒降到 0℃ 高度以下,其表层融化后,又被上升气流带回 0℃ 高度以上,形成冰丸。云中形成的霰和冰丸,或者降到地面,或者在空中融化,或者成雹。

如果云中上升气流不强,云又不厚,云下温度也不高,则霰和冰丸就可能降落到地面。由于霰粒和冰丸都较小,在 0℃ 等温线距地面很高的夏天,不到地面就融化了;只在冬季、早春和秋末,或夏季在高寒地区,地面才出现霰和冰丸。

如果云中上升气流强,过冷却水滴区厚,或具有其它条件,冰丸可以继续通过撞冻过

程增长成较大的雹块。

由大水滴到雹块 在第二种成雹过程中,云下部先形成 20—50 微米的大水滴,被上升气流携带到 0°C 高度以上,冻结后形成透明雹胚,再通过撞冻作用就可以形成冰丸和雹块。它和第一种成雹过程一样,要求云中存在 $0\text{—}20^{\circ}\text{C}$ 的区域,以保证撞冻增长所需要的过冷却水滴。

雹块的层次 在上述两种过程中,雹块的层次结构都主要是由雹块表面的热平衡过程造成的,而未必像一些教科书中所说的,是“在反复通过 0°C 所在高度时形成的”。干增长形成不透明冰层,湿增长(包括海绵增长和冰柱增长)形成透明冰层。尤其是当雹块在云中作复杂的升降运动时,气温和含水量变化多端,雹块表面干、湿增长交替发生,就形成透明层和不透明层相间出现的多层雹块。当海绵型增长的雹块尚没有完全冻结而下降到地面时,就出现软雹。

§1.3 雹云和冰雹形成的宏观过程

上节所述的形成冰雹的微观过程是在雹云中进行的,雹云就是能降雹的积雨云,是强烈发展和维持的一种对流云,是制造冰雹的工厂。

对流云的形成 当一团空气比周围空气温度高时,这团空气就要浮升,周围的空气就要下沉,这就是对流运动。以对流运动为动力,使低层水汽上升凝结,就形成了对流云,又叫积状云,包括积云和积雨云。

对流运动又有热(力)对流和动力对流两种。由于日射使地表面受热不均,所形成的对流叫热对流。由于锋面或地形抬升,或气流辐合等原因,使暖空气上升,所形成的对流是动力对流。热对流一般只产生孤立分散的积状云,动力对流则产生成群或成带状分布的积状云。

雹云的特征 当大气层结不稳定,低层水汽充沛,一旦出现足够的启动力,使不稳定能量释放,对流运动就猛烈发展。当对流发生时,大量水汽凝结释放的潜热,又给上升运动增添力量,造成巨大的积雨云。

综合近年来的观测事实发现,降较大雹块的积雨云,一般具备以下条件(图 1.2): 云中有一股倾斜上升的强上升气流,其速度随高度先增后减,最大速度的高度约在云底以上 1—4 公里,其值约为 10—25 米/秒;和上升气流并列,还有一支强下沉气流;云中含水量较大,一般为 3—8 克/米³,且在最大上升气流速度上方常有一个含水量很高的水分累积区其数值可达 10—20 克/米³以上;云底温度为 $5\text{—}15^{\circ}\text{C}$,云顶温度为 $-30\text{—}-40^{\circ}\text{C}$ 或更低,即云厚一般 5—10 公里;而且,云中 0°C 等温线高度使云中正、负(摄氏)温度区的厚度之比大致为 1:3,上升气流最大速度出现在 $-10\text{—}-25^{\circ}\text{C}$ 区域内。

这样,云内的雹块可以按照上节所述的微观过程形成雹、冰丸和较小的雹块;还可以通过两种宏观过程增大成大雹块,一种是雹块在高含水量条件下快速增长过程,另一种是雹胚在雹云中循环升降增长成大雹块。

雹块的快速增长 由于雹云上升气流速度随高度先增后减,可以将重力碰并生长连锁反应形成的大水滴携带到上升气流最大速度高度以上聚集,形成含水量 10—40 克/米³的高含水量区,又因为这里的温度在 $-10\text{—}-25^{\circ}\text{C}$ 之间,这些大水滴便处于过冷却

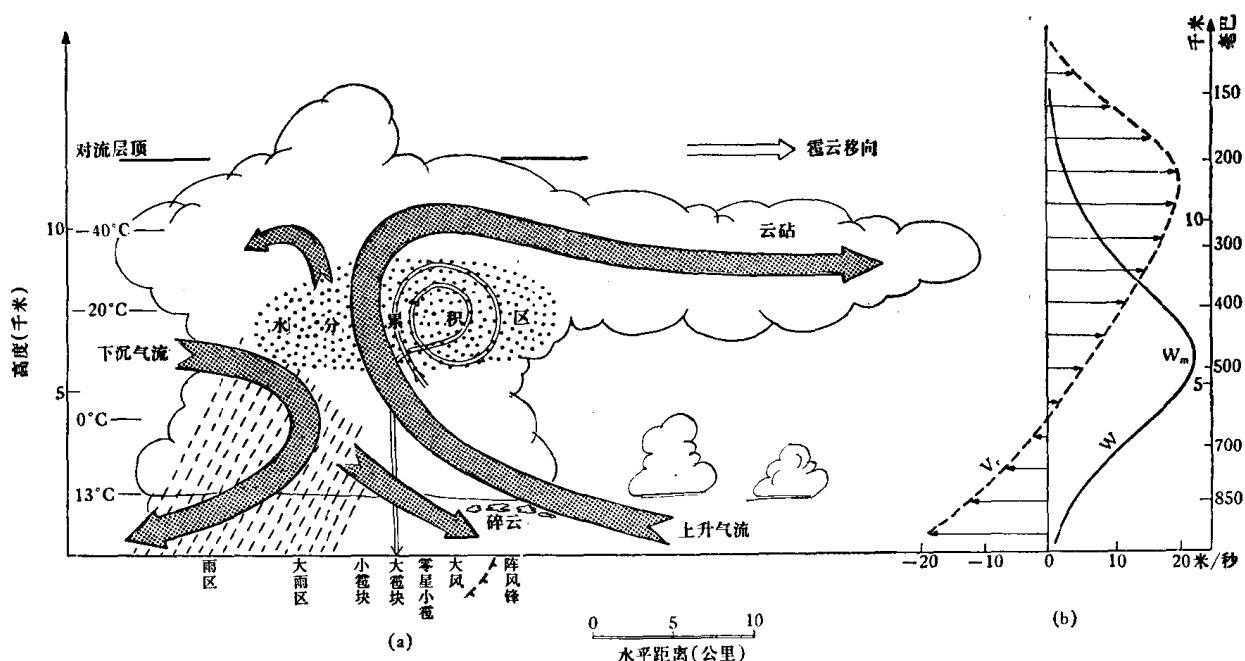


图 1.2 典型强雹云的垂直剖面示意图 (a) 以及环境相对风速 V 和垂直速度 W 的廓线 (b)

大水滴状态。于是,当雹胚进入这个区域后,可以发生快速撞冻过程,几分钟之内就可以形成直径 2—3 厘米的雹块。

雹块的循环增长 由于雹云中倾斜弯曲的上升气流强大,较小雹块在云上部被抛入上升气流,在降落途中又落入上升气流,重新上升,然后又被抛出。如此反复一次,就可以由雹形成冰丸;反复二次,延长了雹块在云中过冷却水滴区所经历的时间和路程,形成常见的四层雹块,直径可达约 3 厘米以上;反复三次,形成六层雹块,直径约 7—8 厘米。如果上升气流很大,含水量也极高,使雹块多次循环增长还可以形成直径达到 10—20 厘米的特大雹块。

§1.4 雹暴的类别和演变过程

上两节概述的主要是在一块雹云中冰雹的形成过程。要预报和人工影响冰雹的形成过程,还必须知道每次冰雹天气过程的性质和演变规律。

雹暴和雷暴 我国许多地方的群众,习惯于把剧烈的天气变化称做“暴”^[9],如把端午节、重阳节附近发生的强天气分别叫“端午暴”和“重阳暴”。在气象界,也习惯于把雷电活动及其伴随的天气称作雷暴。仿效这些例子,并参考国外的类似名词,本书中把降雹及其伴随的风、雨、降温、打雷等阵性天气简称做雹暴。雹暴常常是强雷暴。

从国内外许多高山站的观测结果知道,当雷暴发展到某个阶段时,几乎都产生雹粒、冰丸和冰雹。如四川气象工作者在冕宁县阿呷拉玛山区的干海子(海拔 3880 米)观测了 29 天,出现雷暴日 12 天,雹日 10 天。但在平原或海拔较低的地区,由于小雹粒在下降过程中融化了,所以许多弱雷暴并不伴有降雹。

为了表征雹暴和雷暴的关系,可以从气候学角度引入雹雷比率,用“年雹日数/年雷日数”来表示。表 1.3 列出了世界上一些地区的雹雷比率。其中单站雹雷比率,分别由各站

表 1.3 一些地区的单站和区域雹雷比率

地 区 名 称	面积(平方公里)	测站数目	纪录年代	雹雷比率	
				单站	区域
中国北京地区	178,000	14	1970—1971	0.04	0.54
中国内蒙古自治区呼和浩特市		5		0.14	0.25
美国丹佛地区	390	40	(10 年)	0.13	0.52
美国衣阿华州和马里兰州	~180,000			a	5a
美国伊利诺斯州		119		0.03—0.07	0.68
南非 ¹⁾ 比勒陀利亚	40×65	~250	1962—1969	0.08	~1.0
意大利波河流域	~70,000		1968—1970 4—9 月	0.09	0.58
法国高山站		10	1926—1935 5—9 月	(0.2)	

1) 南非(阿扎尼亚)(在白人种族主义者统治下),下同

(或一个代表性站)的资料得出;区域雹雷比率,是由本区域所有站确定的年雹日数(至少一个站出现降雹就称一个雹日)与区域雹日数得到的。由于闻雷范围半径可达 10—20 公里,而见雹范围只限在视区以内。因此,由表可见,一地区的测站越稠密,区域雹雷比率愈大。

实际上,有雷无雹和有雹无雷的情况都出现过;后者多在冬季和高寒地区出现。

雹暴发生发展的条件 雹暴,尤其是强雹暴,能够发生发展的条件有三:一是对流层中大气层结不稳定,以低层暖湿、中层有一不太厚的逆温层、上层冷干的情况最为有利;二是对流层风的垂直切变较大,以低空为偏南风、高空为强劲的偏西北风最为有利;三是有一定的启动条件,促使不稳定能量得以迅猛释放。

在这种不稳定层结下,低层充沛的水汽,提供了成云致雹和释放潜热的基本原料;整层不稳定能量的释放,是强大垂直运动动能的基本能源。风的垂直切变大,一般也表示高空风大,使雹云迅速运动。结果,使云前低层暖湿空气向雹云的相对流入加强,增大上升气流,使得高空从云砧方向的相对流出也增大(图 1.2 右部)。同时从对流层中层在云后进入雹云的冷干空气和降水一起下沉后,也因云的移速快而在云下迅速向后流去。强大的上升气流和下沉气流并存,形成强烈的通风换气、吐故纳新作用,是雹云能强烈发展和稳定维持的基本机制。

下沉空气伴有高空干、冷空气下冲,一部分在雹云前进方向冲击,抬升前方的暖湿空气,造成地面阵性大风,随之而来的是剧烈降温,这就是阵风锋(又叫伪冷锋)。“风是雨的头”,阵风过后冰雹和降水就随之而来。

实际上,各种雹暴的发生条件、发展过程及降雹天气强度变化很大。据此,并参考国内外气象工作者对雷暴分类的习惯^[10-13],我们将雹暴分为气团雹暴(包括一般地形雹暴)、飑线雹暴和冷锋强雹暴。

气团雹暴 热带和副热带地区,在稳定的大型天气系统下的单一气团内(暖气团或变性冷气团),当大气不稳定能量很大时,较弱的扰动就能形成雹暴。在这种气团雹暴的形

成中,地面所受的日射增温很重要,其多是孤立分散地发生,日变化明显,日射强时出现的多,日射弱时出现得少,层状云覆盖天空时很少出现。

气团雹暴发生时,风的垂直切变弱,故雹云云体比较对称,很少移动,是弱雹暴。其内部的环流模式和早已熟知的气团性雷暴模式^[10]大致相近;雹暴形成阶段盛行上升气流;成熟阶段在云前部和上部为上升气流,下部和后部为下沉气流;消散阶段则以下沉气流为主。因此,这种雹暴内形成的雹块较小,偶尔成灾,降雹范围小,阵风锋较弱,风力也小。

由于日射作用强烈,在有利地形下发生的气团雹暴,称为地形雹暴。其特点是在范围相当大的山区,一连数日下午此起彼伏的发生这种雹暴。由于地形有利,也可以使两块雹云合并,引起较严重雹灾。

飑线雹暴 虽也发生在单一暖气团内,但其发生条件和气团雹暴的主要有两点不同:一是存在一个较强的启动天气系统,可使潮湿不稳定大气的对流运动猛烈发展;二是风的垂直切变较强。可使得雹云和阵风锋迅速向暖区推进,结果使阵风锋发展到飑线——明显的风向风速切变线¹⁾。飑线之后就是雷雨冰雹区。

飑线雹暴的启动系统多数是高空或低空的冷空气活动。由于高空冷空气活动有时不易察觉,常易把飑线雹暴误做气团雹暴。但飑线雹暴的内部环流往往具有图 1.2 所示的特征^[14,15],可以形成较大雹块;又由于其移动较快,故一次飑线雹暴可造成十数县的重雹灾。

冷锋强雹暴 它和飑线雹暴相似,也是强雹暴,但有两点不同处:一是它的发生往往和深厚的对流层低槽——冷锋系统有关;二是在冷锋强雹暴中一般产生几条飑线,它们一起从冷锋上迅速向暖区移动,造成几条分别与冷锋垂直的(有时也有平行的)降雹带,在同一天内可使数十个县发生雹灾。我国的大范围雹灾,主要是由冷锋强雹暴和飑线雹暴造成的。

强雹暴的演变过程 强雹暴的发生发展并不是不可知的,它的演变过程经历着酝酿、先兆、发生、持续和消散五个阶段。

酝酿阶段短则两三天,长则十数天以上,主要是为强雹暴的发生、发展贮备大量水汽和不稳定能量。在这个阶段内,往往有比较稳定的天气形势,地面最常见的特征是久晴久旱,到后期,暖湿空气活动明显,地面连日升温、减压、增湿。

在强雹暴发生之前 24—36 小时,往往出现一次弱对流性天气过程。我国山东省有的气象哨从物象上总结出:大雷阵雨前有“缸穿裙—退裙—穿裙”过程。退裙就是减湿,并伴有弱阵性降水(或降小雹)天气;第二次穿裙(增湿)后,6—12 小时就可能出现强雹暴或暴雨天气。从天气系统上说,这个先兆过程往往是在高空有弱冷空气活动,造成对流层上冷下暖结构,使酝酿阶段已形成的不稳定状态更加不稳定。

于是,随后即便有不太强的启动系统来临时,雹暴也可以急剧发生,在一个小时以内,就很快由积云发展成雹云。

维持阶段的强雹暴具有图 1.2 所示的环流特征。在高空风的引导作用和地形条件的配合下,强雹暴在向暖湿空气运动的同时,产生冰雹、龙卷、狂风、暴雨。

一般的说,当雹暴前方缺乏潮湿不稳定空气时,雹暴就消失了。有些地方群众所说的

1) 严格地讲,飑线是同时发生飑(风向突变,风速急增)的一条“线”。但有时也用来泛指狭窄的对流天气带。

“雹暴不过河”、“雹暴不过夜”，就是这个道理。

在第一天的雹暴消失之后，如果天气形势有利，本地区大气不稳定条件和风的垂直切变条件仍满足，并有新的启动系统活动，则接连数日下午仍能重复发生雹暴。

§1.5 雹暴活动的一些特点

雹暴活动有一些突出的特点。例如，从地区上说，降雹主要发生在中纬度大陆地区，而极区、赤道和海洋很少；就海拔高度说，中低纬度海拔一、二千米的高原地区较多，而大盆地、大平原很少；就年变化说，春季和初夏最多，盛夏较少，秋季又较多；就日变化说，主要发生在每天的 14—19 时(地方时)；就一次降雹天气说，单站持续时间大多数不超过 10 分钟。群众中还有“雹打一条线”、“降雹蛤蟆跳”和“雹走老路”等说法。

利用以上几节所述的道理，可以简单地解释这些特点。

为什么高原和山区多雹？这些地方海拔较高， 0°C 等温线离地面很近，因而雹云中形成的霰粒、冰丸和小雹块都可能降落到地面，不致在空中融化。因此，我国的青藏高原各测站，平均每年有 20—25 个雹日。非洲肯尼亚的克里乔镇，虽位于赤道，但因地处高原(海拔 2 千米)，几乎月月有雹，经常成灾。

另外，山区地形复杂，引起的热力和动力作用，也是多雹的一个原因。例如，世界上一些有名的多雹灾区，多位于大高原和大山脉的东侧。

为什么中纬度多雹？大量事实说明，强雹暴主要发生在副热带急流和极锋急流之间的中纬度地区。这是因为这个地区内夏半年的 0°C 等温线高度合适，风的垂直切变较大，冷暖空气在这里犬牙交错，此进彼退，气旋活动频繁，容易出现大气层结的不稳定现象，因而有利于强雹暴发生。而极锋急流以北的高纬度地区和副热带急流以南的低纬度地区，这些条件不全具备，故极少出现强雹暴。

为什么中纬度春秋多强雹暴？盛夏反而少？这是由于副热带急流、极锋急流及其锋

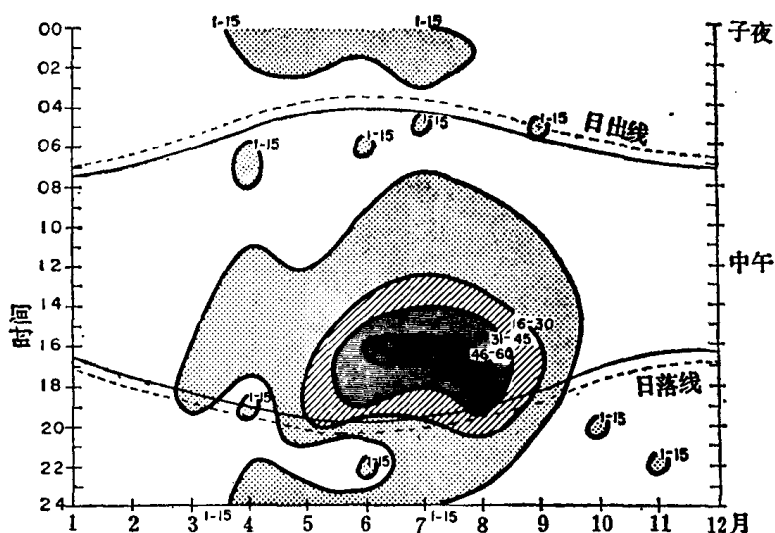


图 1.3 美国威斯康星州逐月降雹的日变化图^[16]

(图中数字为根据 1924—1962 年资料推算的 100 年降雹次数)

系的位置随季节是变化的。春季和初夏,它们缓缓地反复向北推进,容易造成副热带地区的强雹暴。盛夏,副热带急流已推进到温带地区;同时,整个北半球的地面很热,0℃线位置较高,水汽充沛,在积雨云内低层很易形成大雨滴,来不及上升到云中过冷却区就下降为雨了。秋季,在整个锋系南撤中,温带和副热带地区又容易发生强雹暴。

为什么雹暴常发生在下午?这是因为,日射造成的大气热力不稳定层结,是占雹暴相当数量的弱雹暴发生的必要条件。图 1.3 是美国威斯康星州四个气象站 1924—1962 年间逐月降雹的日变化图^[16]。由图可见,该州降雹主要发生在 5 月中旬到 8 月中旬地方时的下午 2—7 时,而日落到日出之间极少有雹。

为什么雹打一条线?由于雹云单体直径一般只有一、二十公里,而其中能形成降雹的上升气流区的直径更小,但雹云生命期在半小时以上,移速每小时可达几十公里。于是,在雹云经过之处,就形成一条狭长的降雹地带——雹击带,即一次降雹过程的总降雹区。一般来说,雹击带宽 5 公里左右,长二、三十公里(表 1.4);雹击带越宽,其长度也越长。我国在发生冷锋强雹暴时还出现过长一、二百公里以上的几个互相平行的雹击带。有一些国家,如法国、意大利和埃及,也曾出现过雹暴席卷全国的记载^[17-18]。

表 1.4 几个地区的雹击带长度和宽度

地 区 名 称	长度(公里)	宽度(公里)	纪录次数	纪录年代
	平均值(最长值)	平均值(最宽值)		
中国甘肃中部和青海中部	19(75)	6(25)	168	1965—1972
中国昭乌达盟和哲里木盟	6—10(90)	1—5(25)	19	
奥地利	10—20	8—9(27)		1897—1902
美国	26	2—3(120)	2105	1926—1939
苏联东格鲁吉亚	20—30(100)	5—7(10)		1938—1948
苏联北高加索	15—20(400)	1—6(8—10)		

为什么“降雹蛤蟆跳”?在雹击带内,降雹有时间断出现,雹灾区一片片地跳跃式发生;有时雹击带出现几个互相平行的狭条,即所谓雹击条。这些现象是由于一个雹暴系统中存在几个雹云单体,各个单体又常常是间歇性地发展。

为什么“雹走熟道”?由于地形的热力和动力作用,雹云最容易在某些雹云源地产生。之后,雹云路径又受地形影响,特别是雹暴中的近地面下沉气流总是向低处流,逢山口夺路而出,沿山脉择河谷而行。因而对一地区的固有地形来说,在一定天气形势下都有一些冰雹常走的路径。当然,这种“熟道”只是相对的,它随季节和天气形势的变化而发生变化。

§1.6 跟雹暴作斗争

雹暴的危害虽大,但并不可怕。人类在跟雹暴作斗争的过程中,不断地有所发现,有所前进。解放以来,特别是无产阶级文化大革命以来,在毛主席革命路线的指引下,我国各地群众性的人工消雹工作蓬勃开展,广大贫下中农登上了防雹科研实验阵地。许多省、