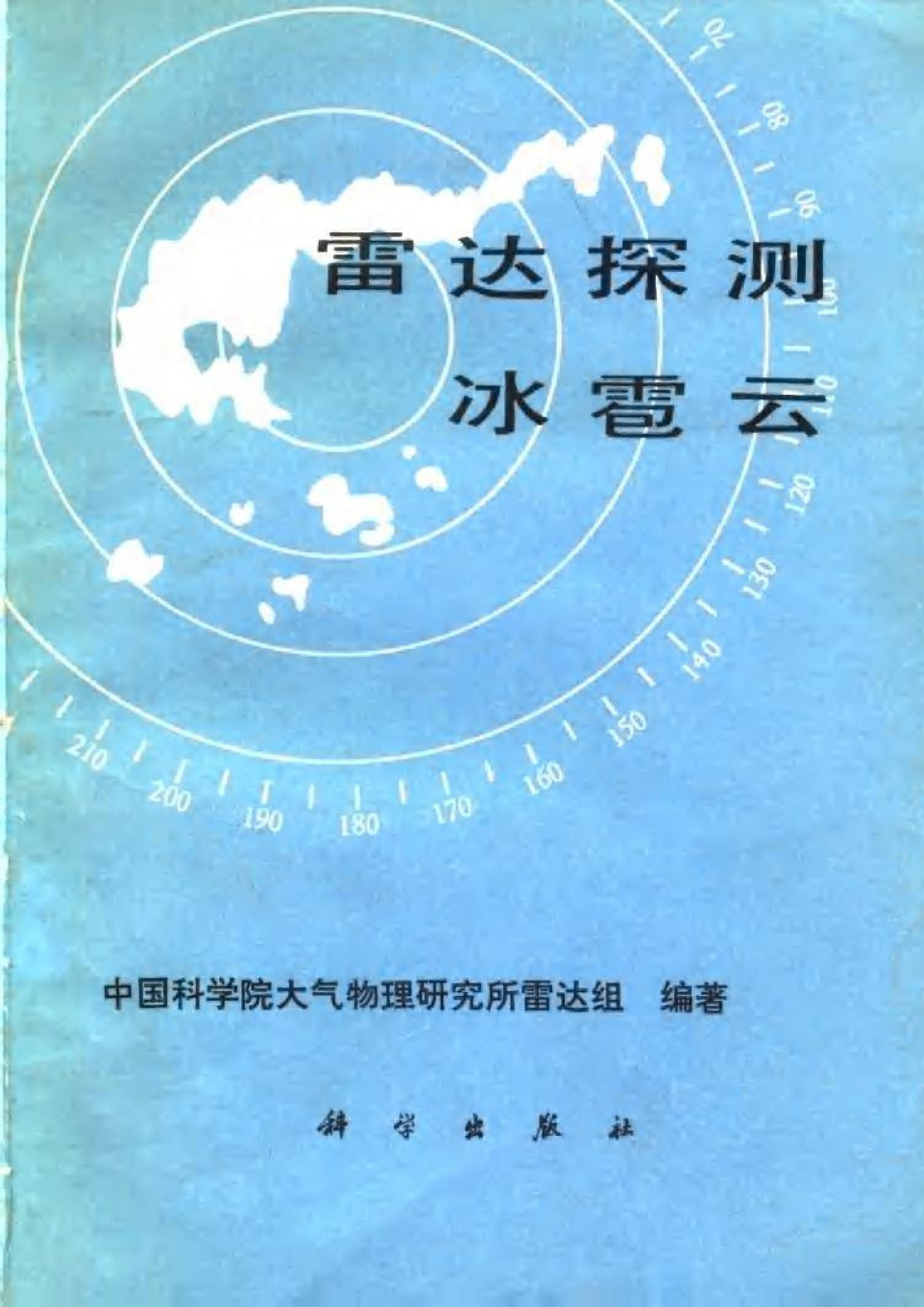




雷达探测 冰雹云

中国科学院大气物理研究所雷达组 编著

科学出版社

雷 达 探 测 冰 雹 云

中国科学院大气物理研究所雷达组 编著

科 学 出 版 社

1 9 8 0

内 容 简 介

本书详细介绍了雷达探测冰雹云的原理和观测方法,系统地总结了国内外近年来用雷达探测冰雹云的结果。书中对降雹回波系统和降雹回波单体的结构、发生、发展和运动等方面的特征,对雷达在监视冰雹天气中的实际运用等都有详细的叙述。

本书可供从事大气物理、雷达气象和人工影响天气工作的研究人员参考,也适于从事雷达观测工作的基层台站人员阅读。

雷 达 探 测 冰 雹 云

中国科学院大气物理研究所雷达组 编著

*

科 学 出 版 社 出 版

北京朝阳门内大街137号

中 国 科 学 院 印 刷 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1980年12月第 一 版 开本:787×1092 1/32

1980年12月第一次印刷 印张:7 1/8

印数:0001—2,160 字数:160,000

统一书号:13031·1457

本社书号:2011·13—15

定 价: 1.10 元

前 言

冰雹是我国主要的自然灾害之一，它不仅危害着农业生产，而且对航空、国防以及人民的生命财产都有很大的威胁。然而对它进行较为系统的研究，在我国还是最近十余年来事。过去很长一段时间里，人们对它的了解是比较少的。究其原因，主要是对这样一种发展迅猛和过程复杂的大气运动，缺乏比较合适的观测工具。从七十年代初开始，随着气象雷达在人工防雹和中小范围灾害性天气研究中的广泛应用，使得有关冰雹和冰雹云的研究获得了较大的进展。近八年来在北京和昔阳两地，我们对冰雹云进行了大量的观测分析，同时还对冰雹云的雷达探测原理和方法开展了一些研究，取得了一些有益的成果。所有这些研究成果，为我国今后进一步深入地研究冰雹和冰雹云的活动规律，以解决在冰雹活动的监测、预报和控制中所遇到的日益增多的问题，建立了一个良好的基础。

我们编著此书的目的，就是希望能对国内已有的工作进行较系统的总结，并综合国外有关的研究成果，为我国从事冰雹和冰雹云的研究人员，以及雷达台站的观测和分析人员提供一本较为实用的参考书。

本书共分七章。其中第一、二两章概括地介绍了有关冰雹和冰雹云的基础知识，以及雷达探测冰雹云的原理和冰雹对微波的散射特性等；第三章介绍了一些常用的雷达观测冰雹云的方法和回波资料的分析方法。这些方法也可用于其它强天气的观测和分析；第四至第六章，系统地总结了用雷达研

究冰雹云的结果，对降雹回波单体和几类常见的降雹回波系统的结构、发生和发展，以及运动规律做了较详细的叙述。并在此基础上着重讨论了实际应用中的一个重要问题——雷达识别冰雹云的方法；第七章概括地介绍了一些雷达探测冰雹云的新原理和新技术，并对其优缺点做了简要的评述。

本书由中国科学院大气物理研究所雷达组集体编著。参加编写的同志有陈瑞荣(第一章)、马振骅(第二、七两章)、刘锦丽(第四章)、杨培才(第五章)和郭裕福(第六章)。第三章由刘锦丽、杨培才和郭裕福三同志合写。全书由郭裕福统一整理。

由于我们水平有限，书中的缺点和错误在所难免，敬希读者批评指正。

目 录

前言	iii
第一章 冰雹和冰雹云的一些基本特征	1
第一节 降雹的一般特征	1
第二节 降雹的气象条件	2
第三节 冰雹的一些特征	4
第四节 冰雹云的一些特征	12
第二章 冰雹云的雷达探测原理与基础	21
第一节 冰雹云中水成物粒子对微波的散射和雷达气象方程	21
第二节 微波通过云雨时的衰减及对探测结果的影响	48
第三节 大气折射对雷达探测结果的影响	61
第四节 雷达参数对探测结果的影响	65
第五节 小结	69
第三章 雹云回波的观测和分析方法	71
第一节 冰雹天气的雷达监测	71
第二节 雹云回波单体结构的观测和分析	74
第三节 雹云回波单体演变和运动的分析	84
第四节 降雹回波系统的观测和分析	88
第五节 阵雹回波资料的统计分析	97
第四章 雹云回波单体的特征	99
第一节 雹云回波单体各个发展阶段的特征	99
第二节 雹云的结构特征	109
第三节 雹云回波单体的几种典型形态	124
第四节 雹云回波单体的运动	134

第五章 降雹回波系统的中尺度分析·····	141
第一节 降雹回波系统的尺度特征·····	141
第二节 南移的飏线型降雹回波系统·····	144
第三节 东移的飏线型降雹回波系统·····	151
第四节 气团型降雹回波系统·····	155
第五节 强降雹回波系统与中尺度流场系统·····	158
第六节 小结·····	167
第六章 雷达识别冰雹云·····	169
第一节 雹云回波的识别观测·····	169
第二节 雷达识别冰雹云方法概述·····	173
第三节 雹云回波单体的一个识别方法·····	186
第七章 探测冰雹云的雷达新技术·····	194
第一节 双波长雷达方法探测冰雹云·····	194
第二节 圆偏振波雷达探测冰雹云·····	202
第三节 脉冲多普勒雷达探测冰雹云·····	207
第四节 双站雷达方法探测冰雹云·····	210
第五节 RHI 快速扫描雷达·····	215
第六节 数字化雷达·····	217
参考文献·····	219

第一章 冰雹和冰雹云的一些基本特征

冰雹是从强烈对流云中降落的固态水，也是气象雷达电磁波的强反射体。它的大小、形状和性质对雷达回波有很大的影响。因此在应用雷达探测冰雹云时，应对冰雹和冰雹云的一些基本特性有所了解，以便对雷达所观测到的现象做出科学的解释。

第一节 降雹的一般特征

降雹多发生在中纬度内陆地区，特别是在高原和山区出现的机会更多。事实上，在这些地区发生的大多数雷暴中，当它们处在成熟阶段时，几乎都含有冰雹。只是由于下落的冰雹在穿过温度高于 0°C 的气层时，要发生融化，因此只有那些含有较大冰雹的雷暴才能发生地面降雹。这种雷暴所占的比例因地而异，据山西省昔阳地区（海拔 1100 米左右）的统计结果，它们占了大约三分之一。

一年中发生降雹的季节，在不同纬度和不同地区是不同的。在我国北方地区降雹多发生在 6—9 月的高温季节；而在南方则多在 3—5 月；有些地方甚至在 2—3 月都可能发生强烈降雹。一天里的降雹时间，绝大部分是在 12—18 时。根据很多地方的观测，有 70—80% 的降雹是发生在这段时间里。

由于发生降雹的云，其大小和强度在不同的天气条件下，可以有很大的差别，因此降雹的范围、时间和强度也就有很大的不同。

一般说来,单个冰雹云的尺度是十公里左右,大的可到几十公里,但是降雹却常常发生在云的某一部位。在同一时间里,一块云的降雹范围小的不到一公里,大的可达二十公里,一般为几公里。由于它们多在移动过程中降雹,因此地面雹击带常呈长条状,其宽度一般是一公里到几公里,特别宽的可到二十公里;其长度一般是几公里到几十公里,特别长的可到一百公里。但是在这些区域中,成灾的面积只占一部分,大多数小于十到二十平方公里。总起来说,降雹表现出明显的局地性特征。

雹云的降雹时间有很大差异。从一个固定地点的记录看,一次降雹的持续时间一般为几分钟,超过二十分钟的只占百分之几。对于一块中等强度的冰雹云而言,其降雹时间约为20—30分钟。持续性的降雹云,例如超级单体类型的冰雹云,它们的降雹时间可达1—2小时。

降雹过程的一般顺序是先降大冰雹,继之降小冰雹和雨。

第二节 降雹的气象条件

降雹的发生是与一定的气象条件和天气形势相联系的。

必须具备了强烈的上升气流,并有充分的水汽凝结的条件下冰雹云才能形成和发展。强烈上升气流发展的能量主要来自大气中不稳定能量的释放。因此降雹的发生,一般需要有三方面的气象条件:(1)充分的水汽来源。主要是要求低层空气中有充分的水汽含量;(2)不稳定的大气层结和不稳定能量释放的触发条件;(3)适当的高空风垂直切变。这些条件的出现,通常是与某种大、中尺度的天气系统密切联系的。

由低层潮湿的偏南气流构成的湿舌,是提供低层水汽的一个重要的天气条件。湿舌中还经常存在风速较大的低空急

流带,急流带不仅起着输送水汽和热量的作用,而且在气流辐合的地方还可成为不稳定能量释放的触发条件。

不稳定层结条件的形成和加强,与中高层和低层的冷暖平流有着密切的关系。对于较强的降雹天气,中高层干冷空气的活动往往是一个更为重要的条件。在不稳定层结形成的过程中,低层 800—700 毫巴之间逆温层的存在是很有作用的,它抑制了中低层的空气交换,使得更有利于低层增温和高层降温。

作为不稳定能量释放的触发条件,一般有以下几种天气系统和天气过程:锋面或切变线的低层抬升、低空急流的辐合、干线、不均匀的下垫面加热以及重力波等。

大尺度天气形势的分析表明,降雹的气象条件与某些天气系统的活动有关。根据我国 1956—1973 年 99 次较大范围降雹资料的分析,发现几乎每次降雹都与一定的高空形势有关。在这 99 次降雹天气过程中,在 500 毫巴高空所对应的各种类型的天气系统,以及它们在各个月份所占的次数和百分比在表 1.1 中列出。

表 1.1

月 份 分 型	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	总计	百分比
高空冷槽			6	4	6	2	1	2			21	21
高空冷涡				11	6	2	1	1			21	21
西北气流			5	6	8	6	3	6			34	35
南 支 槽	6	9	4	1						1	21	21
特 例						2					2	2
总 计	6	9	15	22	20	12	5	9		1	99	100

其中,高空冷槽型是在对流层内有清楚的锋区配置,锋前是暖湿空气。高空冷涡型是在 500 毫巴上有闭合低压中心,并配合有冷温度槽或冷中心,降雪多产生在冷涡的东南象限七个纬距的范围内。高空西北气流型是在 500 毫巴为稳定的长波槽,温度槽落后于高度槽,槽后西北气流里不断有小股冷空气滑下来,促使低层暖湿空气不稳定能量释放。南支槽主要是长江以南春季的降雪形势。

第三节 冰雹的一些特征

一、冰雹的分类和形状

冰雹一般可分为以下几种类型^[19]:

雪丸(软雹、霰) 为白色不透明的球形或锥形冰丸,直径为 5—6 毫米,有的软雹可更大一些。它是由许多冻结的小云滴粘连在一起组成,密度较小,容易破碎。

冰丸(小冰雹、冰粒) 呈透明或半透明状,有球形、椭球形、锥形或不规则形几种,直径为几个毫米。主要分两类,一类是冻结的雨滴或大部分经过融化后又重新冻结的雪片;另一类是包了一层薄冰的雪丸,这层冰是由雪丸捕获的云滴或是雪丸局部融化后的水冻结而成的。

冰雹(直径超过 5 毫米的冰球或冰块) 一般中等强度的冰雹云可产生直径为几厘米的冰雹。而十分强烈的冰雹云中的冰雹可达 10 厘米大小。冰雹大多是由透明与不透明的冰层相间组成,也可完全由透明的冰组成。

冰雹形状有圆球形、椭球形、锥形、扁圆形和不规则形等。有时在同一次降雪过程中几种形状都有。小的冰雹可近似地看成球形,大的冰雹大多数不是球形。在一般情况下,扁球形占的比例较大,其次是锥形,特殊形状的冰雹所占的比例不

大,通常都小于 10%。大的不规则雹块表面上常有瘤状凸起和棱角。

二、冰雹的大小

随着云的发展强度不同,冰雹的大小也不相同,从几毫米到几厘米都有。每次降雹的大小虽然都不相同,但是冰雹的谱分布却有一定的共同规律。从国内外的观测结果分析,冰雹的谱密度基本上服从指数规律,冰雹数浓度 N 随半径 R 的变化关系为

$$N = N_0 e^{-\Lambda R} \quad (1.1)$$

式中 N_0 和 Λ 为常数。根据一次强雹云的冰雹资料分析,对于直径从 0.7—8.5 厘米的冰雹样本,得出 $N_0 = 8 \times 10^{-5}$ 厘米⁻⁴, $\Lambda = 4.54$ 厘米⁻¹[19]。根据 (1.1) 式,每立方厘米中半径从 R 到 $R + \Delta R$ 的冰雹数目为 $N(R)\Delta R$ (R 以厘米为单位)。

另外,有些观测统计,冰雹谱也可用下式表示

$$N = A d^{-B} \quad (1.2)$$

式中 d 为冰雹直径, A 和 B 为常数。

在国内外许多关于冰雹大小的观测记录中,绝大多数降雹的最大冰雹直径都小于 2 厘米。根据我国新疆 1960—1970 年 138 个台站的 2126 次降雹记录,最大冰雹直径在 0.5 厘米以下的占 74.6%, 在 0.5—2.0 厘米的占 23.5%, 在 2.0—5.0 厘米的占 1.0%, 大于 5.0 厘米的占 0.9%。值得注意的是,新疆属高寒地区,降雹的时候多。在华北地区冰雹直径的峰值可能会向大尺寸方向移动,我国南方更是如此。但总的看来,降大雹的机会还是少的。

1972 年 5 月在贵州省贵阳市附近降落的冰雹中观测到我国最大冰雹直径接近 20 厘米。据国外的观测记录,有实物照片为证的最大冰雹直径为 13.8 厘米,重约 850 克,外形不规

则,由许多晶体组合构成。

三、冰雹的结构

冰雹在云中增长时,随着环境温度、含水量和冻结速度等不同条件,它的成冰状态大致可分三种类型:

疏松冰 当过冷水滴与雹粒碰并,并很快冻结时,即形成霜状疏松冰。其密度很低,有时低到 0.1 克/厘米^3 。由于其中含有大量气泡,致使冰球成乳白色,不透明。软雹的大部分体积是由这种冰组成的。

密冰 当发生碰并的水滴来得及在冰雹表面上摊开,并冻结成一层薄冰时,即成为密冰。其密度可达 0.9 克/厘米^3 。由于它含气泡较少,故呈透明状。但当冰雹表面温度较低,碰撞的速度较大,水滴在冰雹表面摊开并很快冻结时,则成为不透明的密冰。

海绵状冰 当环境温度较高,或者单位时间里捕获水滴量较大,使得冰雹和环境之间的热交换不足以使所有附着上的水层都发生冻结,从而在冰雹内形成冰水混合结构,即成海绵状冰。其密度可达 $0.9—1.0 \text{ 克/厘米}^3$ 。其外表往往是透明的,有时也因含有许多小气泡而呈乳白色。

冰雹上各个冰层晶体结构的大小、形状、间隔和走向等与许多因素有关。例如,过冷水滴的浓度和大小,碰撞速度,冰雹表面的温度以及冻结机制等。当温度较高时($-5—0^{\circ}\text{C}$)冻结冰晶的排列和原来表面冰晶排列一致,可产生大晶体结构。但在温度较低时(如低于 -15°C),则会有更多的晶体产生,且作不规则排列,形成低密度的小晶体形态。

冰雹里气泡的形成与温度关系较大。低温有利于大量小气泡的形成和维持,因此也就有利于不透明冰的增长。在温度接近 0°C 时,碰并上去的水滴缓慢冻结,气泡不易出现,从

而有利于产生透明状冰。当环境温度介于上述两种情况之间时,冰水混合物的冻结通常产生乳白色的冰,它含有中等量的气泡。

不同类型的冰雹,其内部结构也不相同。

软雹(或雪丸)是从一个冰晶或一个小的冻结雨滴开始,然后与过冷水滴碰撞,并冻结在一起,形成一个疏松的霜状结构。由于它主要在下部优先捕获水滴,因而常常形成锥形结构。这种雹的平均密度为 0.1—0.7 克/厘米³。

小冰雹是在略低于 0℃ 的温度条件下,水滴碰并在软雹上形成的。由于水滴冻结缓慢,有时间在表面上摊开,并渗透到原来软雹的气穴里去,使原来大部分空气逸散。在增长的后期,水滴以与原来冰结构相同的走向,连续冻结排列成相当大的单晶体。因此小冰雹的主要特征是一个玻璃状的光滑表面围绕着一个部分不透明的核,其密度常常是 0.8—0.9 克/厘米³,接近于固体冰。

冰雹的一般特征是其中间有一个生长中心,叫做胚胎,其直径为几毫米到一厘米。接着是几层透明和不透明相间的冰层。胚胎可以是雪丸或冰丸,它们多半由雨滴冻结而成。

图 1.1 是一个球状冰雹的剖面结构轮廓图,其直径约为 5 厘米,重 45 克。其中 1A 为初始软雹

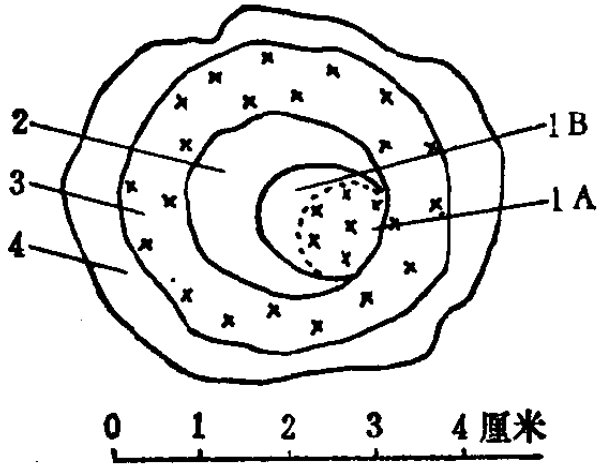


图 1.1 冰雹剖面结构图^[19]

粒, 1B 为在湿增长条件下发育成的一个小冰雹,接着是另外三个层次,其中第 2 层和第 4 层是由较大晶体的透明冰组成,晶体宽约 1 毫米,长约 5 毫米。第 3 层是不透明冰,由许多气

泡和小晶体(直径为 0.1—0.5 毫米)混合组成。

大冰雹一般有 4—9 个透明和不透明的层次。有的冰雹多达 28 层。

大冰雹的密度约为 0.8—0.9 克/厘米³。

四、冰雹的热力平衡

冰雹的融化和增长性质(干增长或湿增长)与热力平衡条件有关。其主要因子有:冰雹和周围空气的热交换 H_1 , 蒸发或凝结潜热 H_2 , 所捕获水滴的温度变化和冻结潜热 H_3 , 冰雹融化潜热 H_4 , 以及冰雹温度变化等。当冰雹为球形, 温度为 0°C, 这几个因子有以下关系

$$H_1 = 4\pi R K f (-T) \quad (1.3)$$

$$H_2 = 4\pi R D f L \Delta\rho_v \quad (1.4)$$

$$H_3 = \pi R^2 U q (L_f + C T) \quad (1.5)$$

$$H_4 = 4\pi R^2 \rho_i L_f \frac{dR}{dt} \quad (1.6)$$

式中 R , U 和 ρ_i 分别为冰雹的半径、降落速度和密度, K 是空气热传导系数, D 为水汽扩散系数, L 和 L_f 分别为蒸发和冻结潜热, C 为水的比热, T 为周围空气温度 (°C), $\Delta\rho_v$ 为冰雹表面和周围空气的水汽密度差, q 为云中含水量, dR/dt 为融化造成的冰雹半径随时间的变化率。 f 是通风因子, 它主要与雷诺数 Re 有关, 在 (1.3) 和 (1.4) 式中近似取为同一数值。在 (1.5) 式中假定了冰雹对水滴的捕获系数为 1。

冰雹的增长性质和融化过程可以从以上几个因素的平衡条件进行分析。

1. 冰雹的增长性质

当冰雹周围为负温时, H_1 和 H_2 使冰雹失去热量, 而 H_3 使冰雹获得热量。当 $H_1 + H_2 = H_3$ 时, 则冰雹保持原来的温

度不变,这时被捕获的水滴正好全部冻结。当 $H_1 + H_2 > H_3$, 冰雹表面降温, 被捕获的过冷水滴很快冻结, 形成不透明冰层, 这时冰雹的增长是干增长。当 $H_1 + H_2 < H_3$, 被捕获的过冷水滴不能全部冻结而形成水膜; 当水膜慢慢冻结时, 即形成透明冰层, 这时冰雹的增长为湿增长。

如果把满足条件 $H_1 + H_2 = H_3$ 时的云中含水量称之为临界含水量 q_c , 根据 (1.3) — (1.5) 式的关系可以得出

$$q_c = \frac{4f(DL\Delta\rho_v - KT)}{RU(L_f + CT)} \quad (1.7)$$

当冰雹周围云中含水量 $q < q_c$ 时, 冰雹是干增长; 当 $q > q_c$ 时, 冰雹是湿增长。据 F. H. Ludlam 的计算, 对于不同半径的冰雹, 临界含水量 q_c 与温度的关系如图 1.2 所示。图中虚线为绝热含水量随温度变化的曲线^[49], 云底高度为 900 毫巴, 温度为 10°C 。

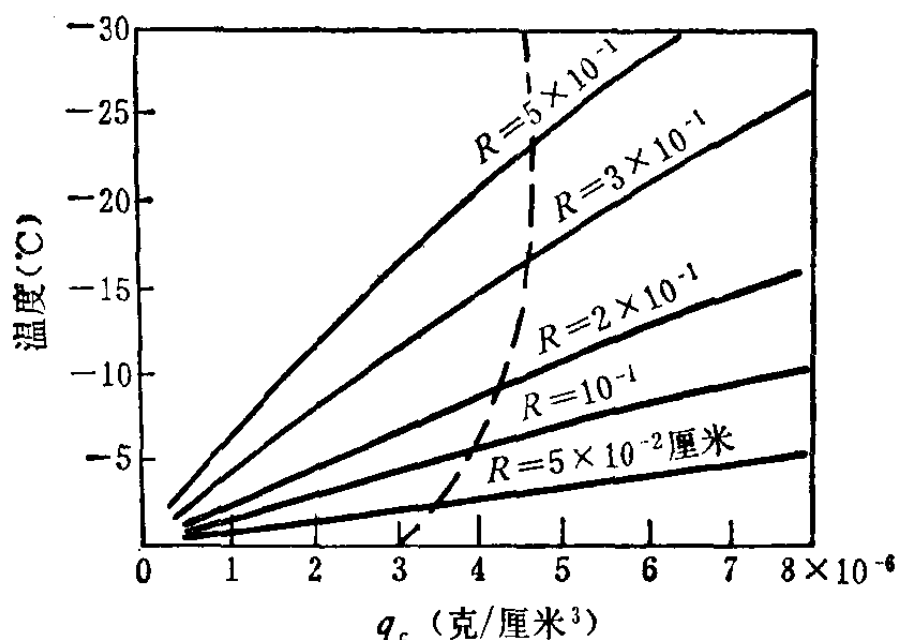


图 1.2 不同半径的冰雹的临界含水量与温度的关系曲线

从图 1.2 中可以看出, 对于较小的冰雹, 除非在 0°C 附近, q_c 是比较大的, 在一般情况下, 冰雹是干增长。当冰雹较大时, q_c 较小, 只要云中含水量比较大, 即使在低温情况下, 仍

可有湿增长过程。

2. 冰雹的融化

当冰雹在零度层以下降落时，冰雹温度低于周围空气温度，周围饱和水汽要在冰雹上凝结，周围小水滴的温度也高于冰雹温度，因此， H_1 ， H_2 和 H_3 这三个因子是使冰雹获得热量的。根据热量平衡关系，可由 (1.3)—(1.6) 式计算在特定环境条件下，因融化而造成的冰雹半径随时间的变化。如再依据冰雹落速与半径的关系（见下节），对给定的零度层高度和垂直温度分布，可计算冰雹在降落过程中，其半径随高度的变化。在一般情况下，只有直径大于 1.0—1.5 厘米的冰雹从零度层（距地面高约 3.5—4.5 公里）降落到地面上，而不至于完全融化。图 1.3 所给的曲线可近似地估计不同大小的冰雹从零度层开始下落，到完全融化为止所行径的距离。计算时取零度层在 600 毫巴，冰雹密度为 0.7 克/厘米³。

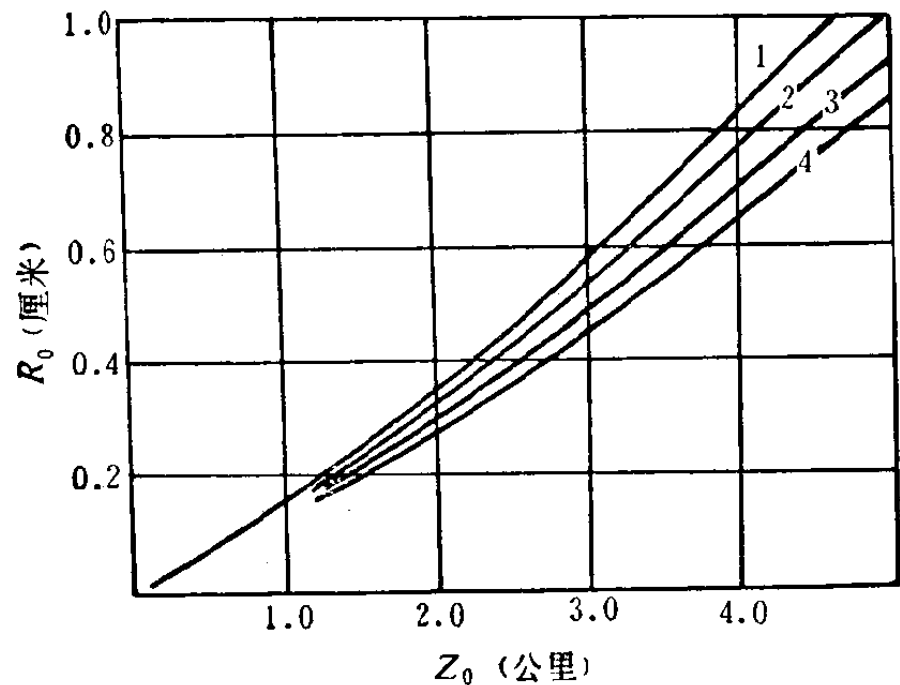


图 1.3 冰雹从零度层降落时，起始半径 R_0 与全部融化所经垂直距离 z_0 的关系曲线^[30]

各曲线对应的垂直温度递减率 (°C/100 米) 为：
1——0.8；2——0.75；3——0.7；4——0.65