

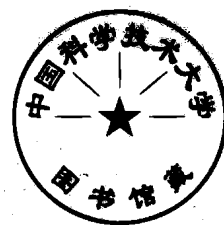
国外人工影响天气

第 一 集

(内部资料·注意保存)

中国科学技术情报研究所

一九七二年十一月



国外人工影响天气

第一集

(内部资料 注意保存)

编辑者：中国科学技术情报研究所

出版者：中国科学技术情报研究所

印刷者：中国科学技术情报研究所印刷厂

1972年11月

毛主席语录

一切外国的东西，如同我们对于食物一样，必须经过自己的口腔咀嚼和胃肠运动，送进唾液胃液肠液，把它分解为精华和糟粕两部分，然后排泄其糟粕，吸收其精华，才能对我们的身体有益，决不能生吞活剥地毫无批判地吸收。

我们必须打破常规，尽量采用先进技术，在一个不太长的历史时期内，把我国建设成为一个社会主义的现代化的强国。

說 明

遵照偉大領袖毛主席关于“**备战、备荒、为人民**”的教导，我們和中央气象局研究所、中国科学院大气物理研究所一起，选譯了一些有关文章，編成“国外人工影响天气”第一集和第二集，供从事这方面研究、生产和教学工作的同志以及出席“全国人工降水、防雹科研座談会”的代表参考。国外人工影响天气的工作尚处于研究、試驗阶段，某些結果不一定成熟，希望同志們在参考时，“**排泄其糟粕，吸收其精华**”。

編譯工作中得到了中国科学技术情报研究所重庆分所的大力支持。由于時間仓促和我們水平有限，錯誤的地方，热誠欢迎同志們批評指正。

目 录

云和降水的人工影响·····	(1)
影响天气·····	(25)
暖云控制·····	(31)
关于冰雹云人工影响研究工作综合报告·····	(33)
积云人工控制：进展与展望·····	(50)
人工改变降雨量实验的设计和评价·····	(64)
澳洲云顶温度对用碘化银造云的影响·····	(82)
1968年在佛罗里达州进行的一次积云催化实验（数值模式计算结果）·····	(88)
影响热带积云的实验·····	(143)
两次对积云的随机焰弹催化的实验结果·····	(165)
美国佛罗里达州碘化银积云催化：1970年新成果·····	(184)
联邦一州共同参加的1971年在南佛罗里达为缓和旱情积云播云计划·····	(199)
数学模式·····	(210)
得克萨斯州东南部上空暖积云中降水质点的测量·····	(215)
在云的催化实验中可能出现的偏向·····	(217)
用人造上升气流激发对流云的发展·····	(219)
云过渡到雷暴阶段的条件·····	(225)
关于人工影响积云的可能性的估计·····	(231)
云含水量在形成人工降水中的作用·····	(235)
雹的形成机制和影响雹过程的效果·····	(243)
应用于冰影响积云增加降水效应定量估算的结果·····	(249)
影响对流云激发降水的干冰用量·····	(252)
人工影响对流云降水成冰药剂的播撒限量·····	(259)
应用CuS人工影响调节降水量·····	(265)
利用粉状催化剂影响雷暴云·····	(269)
在澳大利亚以焰弹技术进行云的催化·····	(273)
关于人工影响云扑灭森林火灾（封锁火道）的试验·····	(278)
由过冷云形成降水的理论和锋面云降水的调节问题·····	(283)
关于锋和锋面云的理论问题·····	(289)
圣巴巴拉地面烧烟播云试验结果·····	(301)
碘化银核的扩散实验和轨迹观测·····	(314)
云要素演变的实验室研究·····	(316)
吸湿物质消雾能力的比较·····	(322)
冰晶计数器的设计制造和应用·····	(326)
用压电晶体作传感器的加速计·····	(331)
飞机研究中乱流阵风垂直速度的测定·····	(337)
光学排阵：气悬质点尺度测定中取代散射法及消光法的新技术·····	(343)

云和降水的人工影响

第一章 人工影响天气的几种尺度和现状

普通的天气现象一雨、雪、雹、冷暖天气、大风和雷雨等，这些都是大气各种过程相互作用的结果。大气各种过程的尺度，大的从全球环流对太阳辐射热在赤道和两极的不同的反应以至到小的如小水滴或云中冰晶表面的水分子交换。在最大尺度和最小尺度过程之间的是大尺度扰动，范围在几千公里。例如，组成中纬度和高纬度地区的主要天气系统的移动性气旋和反气旋，以及对低纬度的大部分陆地季节冷热变化作出反应的季风；范围在几百公里的，有热带风暴、台风和飓风；范围在10公里或以下的，例如海陆风，以及与气流系统、如雷雨和旋风有关的单块的对流云。

各种尺度的人工影响天气的试验都已经有人提出过，但只有那些较小尺度的是可行的。在对最大尺度的过程的人工影响方面，已有人提出将煤烟云或冰晶送到某些特定的纬度上大气的高度中去，以改造地球的辐射平衡，以及将碳黑复盖在纬度高的地区的雪和冰表面。但是由于这些方法不可靠以及后勤问题太大，这种大尺度的试验仍然是设想。控制中纬度和高纬度的大尺度天气系统同样也是一种臆测。

随着地球周围大气环流的许多数值模式以及用高速数字计算机进行数值预测的成功，有可能发明一些估测改变大尺度和中尺度的大气环流的方法。当这些模式变为很接近真实情形后，就能检验把初始条件作某些规定的改变，对改变以后的天气会有怎样的效果，在世界天气监视和全球大气研究计划中正在进行的对观测系统的改进工作，将努力有助于达到这个目的。

在尺度的另一极端附近，在植物的小气候范围内，在一部分农业实践中已多年成功地进行控制措施，利用防风林防止作物受风害，用果园加热器和鼓风机防止果树遭受霜冻，这些都是最好的例子，但是现在已试图用碳黑或其它方法复盖地面，以改变局部的辐射平衡和改进作物生长。

目前已经能够控制云和降雨。实验室和现场试验确定，能改变某些类型的云的特性，特别是由温度在0°C以下的液态水滴组成的云。但是这种改变，在实际应用中不一定能解决问题，例如，在短期内驱散过冷雾或层云，以使飞机着陆，效果是良好的。增加或减少降雨，消雹、减少闪电，或减少破坏性的大风伴随雷雨方面得到证据，效果不肯定或互相矛盾。

不能有效影响降雨量的原因之一，是降雨量不仅受个体云的微物理学所控制，而且还受较大尺度中的大气环流中的动力学过程所控制。在一个垂直方向气柱中水的含量一般为每平方厘米2—3克，人们只能期望水滴凝结和增长的过程能引起小量降雨，至多为几毫米。除非持续不断地补充水蒸汽而使水滴进一步凝结和增长，才能达到大量的降雨。为了把降雨量影响到任何限度，就需要把那些决定进入天气系统中的水分并控制云形成的流型加以改变。

一般说来，在形成云的环流中的最小的能量也是非常大的，因此使用差不多这么大的能

量来人工地改变它们，在经济上是行不通的。但是，看来也还有某些情况存在，在这些情况下，适时和在适当地方使用小量的能，也可以使这种环流从一种方式变为另一种方式。

此外，有很强的征象指出，降雨的效率，既取决于动力学过程，也还取决于微物理过程。对于一给定的动力学控制的气流来说，达到地面上的雨量大小，是根据滴谱的宽度和成冰核的数目、效能等因素决定的。

人工影响降水量的尝试根据的是降雨过程的动力学状况或效应有可能通过使用改变云中微物理学过程的物质来加以改变。但是结果难以肯定的原因是，所希望的结果并不是使云的结构发生根本变化，而是一连串的事情的间接结果。

当所希望的结果是处理后出现直接的和立即取得的效果的情况下，例如消雾，也许就能决定成功与失败，纵然在这种情况下，也应考虑所观测的变化是否就是处理的结果。例如，曾按特殊形状的图式（ Γ -形）播撒了过冷云层，在撒播剂撒播之处出现相应形状的无云区。但对于达到地面的降雨量的效果来说，像这种又直接又明确的观测是不可能的。不能做到对所观测的降雨量与未经处理的情形下产生的降雨量之间进行比较。因为后者的数量是未知的，因此，应当用统计方法测定效果。

已经使用各种统计方法估测人工增大降雨的试验，因为降雨的空间和时间变化很大，降雨的分布与很多统计试验所依据的正态分布不一致，需要进行长期的连续试验和使用专门的估测方法来证明人工增大降雨或用人工方法减少降雨是否成功。直到现在做过的大多数人工影响天气的试验都没有设计成能满足统计学确实性的严格标准。

最近有一篇评述表明有23个试验满足统计学设计的要求，而且时间也长得足以产生有显著性的结果，其中有6个试验明确表明撒播后的降雨量比未撒播的多；有7个试验表明降雨量增加或减少取决于研究的是目标区的什么部分或采用什么估测方法；其余10个试验表明，撒播后降雨量肯定减少到不撒播的情况下预期的降雨量之下。

在某些情况下预期播云会减少降雨量而不是增加降雨量，是有物理学根据的。如果减少向上的总气流从而减少水分凝结量，而影响动力学过程，或影响微物理学过程以致降水效率减少，则达到地面的总雨量就比未撒播的少。虽然我们对这些过程在定性方面相当清楚的了解，但是对这些自然发生的过程的速度进行定量评价和确定播云会怎样影响这些速度所需要的合宜的理论和观测数据都还没有。因此，我们说不清在某个时间自然过程是否按最好的效率进行，或由于播云而发生的某种变化将增加还是减少降雨量。

在以下章节首先评述云和降雨形成的物理过程（作为了解人工影响云的可能性所依据的各种因素的背景）以及为什么在一些事例中增加降水量而在另外的事例中减少降水量的道理。其次将介绍云和云系统的结构以及所伴随的降水物形式。还将讨论人工影响天气试验的评价，特别是根据人工影响天气试验的设计来谈，还要评述各种增加降雨和减少冰雹等的试验结果，评价作为人工影响天气工作的现状的一个估计。最后，提出一些关于需要进一步研究的事项的建议，并对实际应用的决心方面做一些引导。

第二章 人工影响云雨的物理基础

A. 湿度和凝结

水蒸汽在其它物质的颗粒上凝结而形成大气中的云。为了叙述凝结作用如何发生，首先需要弄清关于湿度的概念。

水汽虽然其数量相当小，但是由于其容易变化，使许多现象（我们称为天气）发生，所以水汽在组成空气的种种气体中具有一种特殊的性质。其它成分的比例不变，即所谓的干空气，而含有水汽的空气称为湿空气。空气压力中由水汽分子形成的部分称为水汽压，

能平衡地存在于相同温度的纯液态水的平面上的湿空气，称之为饱和空气。饱和空气的水汽压仅仅取决于其温度，温度每增加 10°C ，水汽压大致增加一倍。湿空气的相对湿度是实际的水汽压与同样温度的饱和空气的水汽压之比，通常用百分数表示。因此，饱和空气的相对湿度为100%。

附近没有水体表面存在时，凝结开始前水汽压能超过饱和值几倍。如果相对湿度超过100%，这种超过的百分数称为过饱和程度。

增加水汽（籍蒸发的方法）使水汽压达到在相同温度下的饱和值，或冷却空气使其饱和水汽压降低到实际水汽压，就能使不饱和的湿空气达到饱和。如果在压力不变的情形下冷却空气，达到饱和的温度称为露点。进一步增加水汽或冷却就产生过饱和作用。当有液态水的平面存在时，就会在表面发生凝结作用。当这种平面不存在时，由于液态水的弯曲表面上的水汽压超过饱和水汽压（超过的量随曲率而增大），小水滴形式的凝结作用受到妨碍。在没有其它颗粒的空气中，只有水汽压充分过饱和的情况下，也就是要水汽压超过与液相的最大聚集体（由于分子的偶然碰撞而产生的）相平衡的值的条件下，达到百分之几百的过饱和，小水滴才开始凝结。由于大气中常常含有悬浮的颗粒（凝结核），凝结作用能在这些颗粒的表面上发生。在自由大气中决不会发生这些高度过饱和。因为大气中含有许多吸湿物质的颗粒，它们吸收水分子，成为溶液状态的小水滴，它们的平衡水汽压低于饱和水汽压，常常在达到饱和之前开始凝结。在一种溶液状态的小水滴中，每一定数量的溶质都有一个平衡的水滴大小，在这个大小，吸湿能力在降低平衡水汽压所起的作用恰好抵消表面曲率提高平衡水汽压中所起的作用，结果正好得出那时实在的水汽压。吸湿的颗粒因此是有效的凝结核，它们甚至在达到饱和之前就随湿度的增加而增长。但是对于低于100%的相对湿度来说，吸湿性核增长到只比干燥颗粒大几倍便达到平衡大小。轻微的过饱和对不受限制的增長是需要的，虽然这个过饱和程度对一个一定大小的吸湿核比对一个不溶的颗粒更少些，对一个较大的吸湿核比对一个较小的吸湿核更少些。一旦这种过饱和的程度被超过时，水滴就增长，直到多出的水汽用完为止，首先是半径迅速增长，随后增长较慢，因为水滴质量的增長是与半径的三次方成正比的，而水汽的扩散是与水滴的表面积，即半径的二次方成正比的。因为活化的核数目大（ $100/\text{厘米}^2$ ），凝结作用所形成的水滴仍然相当小，平均在10微米以下。

当蒸发作用增加湿度而形成雾或云时（蒸发作用由于有冷空气流经暖水体，或由于温雨滴通过较冷的空气而降落时），因为气温下降而产生过饱和作用，凝结就产生雾和云。对于引起降雨的云来说，这种冷却几乎是一概由于空气上升，空气上升使气压下降，并且由于膨胀而冷却。当空气上升时没有热供应给空气，也就是说绝热的话，如果不发生凝结，空气每升高100米温度就降低 1°C 。由于凝结，释放潜在的热就会降低冷却率。如果空气迅速上升并且不与周围空气混合，象在强大的对流性上升气流中心出现的那样，空气的冷却率接近绝热冷却率；如果空气上升速度较慢，象气旋里的那种上升运动，或者是上升空气与周围的空气有混合，象在对流性上升气流的外层那样，空气冷却就与绝热冷却率有差距。

如果水分开始凝结的温度高，在绝热上升中水分凝结的量就较多。在空气达到饱和的高度以上，空气上升得越高，水分凝结越多。水分凝结的量可从理论计算，但是由于上升空气与周围空气混合，或由于云的颗粒降落，云中实际液态水量通常低于理论计算的值。另外，

在云中上升速度随高度增大而降低的部分里，沉降的水滴能产生水分积累带，在那里含水量比由于绝热冷却而凝结的水量要多得多。

根据观测，温度低于 0°C （水的正常凝固点）的云是由液态水滴组成的，而不是由冰晶组成的。原因是，无论是由于液态水滴的凝固，或水汽直接凝结成冰晶而形成冰的过程中，都需要核化作用。在大气中自然出现的形成冰的核，无论是凝固核或升华核，都要在 0°C 以下的温度才起作用。因此，一般是当液态水滴温度降到 -15°C 或更低而形成云。当温度足够低时就有冰晶产生，一旦冰晶的浓度相当大时，往往整个云就会转变成冰晶。

当温度低于 0°C 时，冰上的平衡水汽压低于液态水上的平衡水汽压。因此，对液态水来说尚未饱和的空气（即相对湿度低于100%）中，冰晶也能产生。在 -20°C ，如果相对湿度超过82%，冰晶产生；在 -40°C ，如果相对湿度超过68%，冰晶产生。当冰晶存在于液态云中的情况下，冰晶迅速增长，使水汽压下降到液态水滴（随后就蒸发）的平衡水汽压之下。因为冰核出现的数目比凝结核少得多，这个过程会使形成的冰晶比先存在的小水滴大得多。如果冰核的浓度高，液态水滴全部蒸发，云变为冰云。如果冰核的浓度小，或者云的空气上升速度相当快，就可以保持相对于液水的过饱和，小水滴继续存在下去，使云变为一种混合云。

如果有云的空气下降，由于压缩而使空气受热，云就蒸发。与未饱和的空气混合，也能使云蒸发。因为空气上升（云滴是在空气上升运动中形成的）之后就下降，或是由于干空气的混合，云滴个体的寿命通常是有限的。集合发生的大量云比单个的云或云微粒存在的时间较长。

B. 动力学过程和垂直运动

因为空气向上运动（产生云）的尺度不同，所以云的大小也不同。一般分为两种：即积状云，其水平向和垂直向的长度大体相等，为1—10公里；层状云，水平向比垂直向长几百或几千倍，水平向长一千公里，垂直向长几百米到几千米。造成不同尺度的运动的过程也不同。积状云是由流体静力学不稳定造成的对流运动而产生的；比较轻的空气在对流的中心上升，比较重的空气在对流的周围下降。层状云可以由于水平辐合而使大面积上的空气普遍上升而产生，这种水平辐合可以是暖空气上升到冷空气之上的锋面相联系，也可以与一种大规模的流型（如温带气旋）相联系。薄而分布广的层状云，也是由于分布广且不规则的气流所产生的；在不规则的气流中，空气垂直运动的程度比对流运动小得多，并且在大面积上分布比较均匀。地形云，介于上述两类尺度之间，空气上升运动是由在丘陵和山地的气流产生的；地形云的大小因山的大小而异，由孤立的山峰上的单个的小块云，直到与几千公里长的大山脉相联系的云系。

对流云和地形云的空气上升速度为每秒钟1—10米。在层状云中，空气的垂直运动非常慢，每秒钟1—10厘米。在某些情况下在一个辐合区内可能使对流性不稳定释放出来，在分布广的层状云之上可能迭置与积状云连系在一起的迅速上下对流运动。以每秒钟几厘米的速度不断上升的运动的气层内，空气上下运动的速度为每秒钟几米。

与层状云内发生对流活动的区域相反，在面积上有时发生空气的水平辐散和下沉运动。在这种情况下，对流活动停止或只限于在低处发生。这样的区域是反气旋的中心或东部，特别是副热带地区的半永久性的反气旋。在这些区域，空气是稳定的，由于受地面的热度影响只有在离地面一、两公里高度才使空气不稳定，因此不能产生足以降雨的云层厚度。

凝结而形成的云微粒的大小取决于空气垂直运动速度和持续时间。对于一定大小和性质

的凝结核来说，空气上升的距离越大，形成的水滴越大，在积状云中空气垂直运动持续时间短，约30分钟。在这段时间，气块可以几次上下，某些气块可能向上位移5公里或10公里，在大雷雨中位移更高。在气旋中的层状云内，气块可以连续上升一天或一天以上，因此虽然上升的速度很小，但其位移的程度可能与对流云里的相近。除去水滴相对于空气下降需要较长的时间外，在对流云和层状云内水滴的大小，在同样高度下预期是相等的；根据观察表明，云中的滴谱主要取决于上升空气中的核数目和大小（像气团源地所反映的），而不是取决于云的类型。海上的层状云或积状云与大陆上的气团中的云相比，前者每立方米所含水滴较少，雨滴的大小的谱较宽，中数体积较大。

C. 降水的形成

1. 云和雨之间的差异

当湿空气上升由于在核上的凝结而形成水滴时，水滴的半径在1—20微米之间。这样的水滴下降速度在0.01和5厘米/秒之间，形成云的空气向上流动抵消了水滴的下降运动，使水滴不能下降到地面成为雨。如果这样小的水滴逸出云层进入不饱和的空气中，就很快蒸发。在相对湿度为90%的空气中，水滴在下降一米以前就蒸发。

只有很大的水滴下降速度比空气上升速度快，并且不蒸发掉而达到地面。最小的雨，毛毛雨滴半径大约为0.1毫米（100微米），一般的雨滴半径为3毫米。毛毛雨下降速度为每秒钟70厘米，最大的雨滴下降速度为每秒钟9米。纵然空气上升的速度很快，而且云层之下的空气湿度也较低，有了毛毛雨和最大的雨滴这样大的落下速度，就足以用快于云内空气上升穿过空气下降，也足以通过云底以下不饱和空气迅速达到地面而未完全蒸发掉。

云和降雨之间的根本区别是水滴的大小，降雨的物理学需要回答的问题是如何解释云中的水滴质量必须增加一百万倍才到达降水水滴大小，由于多数的核是活跃的，这就没有足够的水汽来通过凝结而形成降水水滴。

2. 降雨形成的过程

有两种方法使云微粒能迅速增长成降水物：（1）碰并过程；（2）三相，即Bergeron过程。第一种过程的作用是明显的，较大的水滴下降较高，在其下降途中併吞较小的水滴，从而变得更大，因此下降更快，更迅速地併吞小水滴。但是，因为空气携带水滴围绕着别的水滴流，在增大过程以较大速度进行之前，较大的水滴必须超过最小限度的体积。因此，通过碰并过程而使水滴增长，需要有较宽的滴谱，要有一些水滴的半径超过20微米。

由于水滴在0℃以下仍然维持液态，而且当冰晶形成时，数目比液态水滴少得多，这样出现了三相过程。如本章第一节（湿度与凝结）所指出的，冰晶存在于温度在零下的液态水滴的云中时，水滴蒸发，冰晶迅速增长。因为冰晶的数目非常少，冰晶变成比先存在的水滴大得多。然后这些冰晶相对于其余的小水滴而下降并併吞小水滴。

三相过程可以引起碰并过程，这两个过程在一起很容易使0℃以下的云中形成降雨。在降雨的暖云（0℃以上）中，只有碰并过程是引起降水的过程。

3. 暖雨过程

当水滴降落时，它前面的空气被推开，而在那部分空气中所含有的小水滴将有被正在移动的空气偏在旁边带走的趋势。但小水滴的惯性将减小它们被偏歪的趋势；假如小水滴并不太小、离大水滴的降落轴又足够近，则大水滴将兼併小水滴。在大水滴的方向上，所有被兼併的小水滴占全部中的成数叫做大水滴的收集效率，它取决于大水滴和小水滴的大小。半径

小于19微米的水滴收集效率非常小；计算表明，这一值等于零，但最近其它一些计算表明，它并不等于零而是一些非常小的值。碰并机制要起作用，那就必定有一些大于19微米的水滴存在，这些水滴必然是通过凝结作用产生的。一些云块之所以经常出现而不下雨的原因就在于：这种凝结作用常常产生不出这种大的水滴的缘故。

某些时候，许多人有这样的看法，认为只有通过三相过程才能开始降雨，因此，只有当云块上部的气温很低，足以形成冰晶时才会降雨。目前，下述看法是普遍被接受的。第一，当整个云块的温度都在 0°C 上时，常常可以观测到这种云块会降雨；第二，在发展过程中终于达到气温低于冰点的高度的那些对流云中，通过雷达回收可以看到，在对流云的上部到达这些高度之前，就开始降雨了。

暖云降雨使得通过播撒干冰或碘化银实现人工降雨的问题复杂化了，因为人工降雨的前提是：三相过程是发动降水或降雨过程达到效率最大所必需的条件。如果云块变成过冷云之前，已经开始出现碰并过程所造成的降水，那么，在些情况下就不可能通过形成冰晶的方法影响早期的云块了。另一方面，这种降水的发生也可以通过另一种办法，就是利用合併过程来开始水滴的生长过程，下面将讨论各种人工降雨的方法。

大水滴($r > 20$ 微米)的生成如果是由于凝结作用的话，似乎这种生成过程主要取决于要存在足够数目的“巨”核。观测表明：在大洋上空，大核的数目是相当大的；而在大陆上空，这种核实际是不存在的。已经对大核数目做过的测量还不够，还不能根据它们来做出可靠的概括，说明这些大核发生，特别是把这些大核的数目与不同类型的大尺度天气型联系起来。

有人还提出了如下的看法：云块内的湍流会导致湿度发生变化，这样就会使由于凝结作用产生的水滴谱加宽并产生某种特别大的水滴。虽然这个问题的理论讨论已称被确定会出现这种大水滴，但是，目前仍未发现，究竟什么样的情况下能促进上述过程，现也还没有关于云中湍流起伏现的观测可以用来搞清这些条件。

现在已经通过高速数字计算机计算了合併过程所造成的水滴增长，用简化模式进行了理论分析，目的在于找出水滴的生长与云块中水滴一大小的分布有多大关系；在关于液水含量和水滴一大小分布的不同假定条件下，降雨大小的水滴增长有多快。正如所预料的那样，这些计算说明：假如最初存在足够数量的相当大的水滴，就会有一批最大的水滴长大起来，最初很缓慢，过后速度就不断加快，并且在接近于在自然雨成雨的时间达到降水物的大小。但是，控制降雨生成速度的参数的临界值尚未被测定出来。

云层的厚度和上升气流的持续时间是重要因素。计算表明：在一块典型的云内（水滴的平均尺寸为7.5微米，液水含量为1克/米³），通过合併作用把一个半径为30微米的水滴生长成300微米（0.3毫米）的水滴大约需50分钟，在这段时间内，雨滴将相对于云块降落大约两公里。这几个数字反映了通过暖云过程形成降雨所要求的一般时间尺度和云厚。要形成水滴大些，云块必须相应地要厚一些。

水滴生长得足够大，就有被碎的趋势。当大雨滴降落时，由于气流的作用，雨滴的球形发生变化，因此半径超过3毫米的雨滴破碎成若干个较小的水滴，其中约有10个水滴的半径约为1毫米。在强盛积状云的上升气流中，会发生链锁反应式的雨滴增殖，在这一反应中，雨滴通过同小的水滴发生碰撞而生长直到破裂，原先的每个正在生长的水滴会产生几个小水滴，这些小水滴接着又可生长和破裂。降雨水滴数目的增殖每隔5—10分钟可增加10倍，具体几分钟要看云中液态水浓度大小。暖云过程除了能增多雨滴数目，从而是增大降雨速度外，在雷雨中还有助于产生电荷。然而，观测有迹象表示，同雷雨相联系的能产生大的电荷分离

的现象中涉及到冰相；通常接受得最普遍的理论就是以包括冻结在内的这些机制为根据的。

4. 三相（伯杰隆）过程

冰核数目以及对于冰核来说最有效的气温，仅在最近几年才进行了广泛的测量。最初，由于常常观测到存在过冷水云而得出结论认为冰核很少。零度以下（摄氏）出现液体云块能使飞机结冰，因此在预防飞机结冰的措施找到以前，这一现象对航空事业构成严重威胁。为了调查飞机的结冰情况，曾积累了有关过冷却云出现频率的统计数据。苏联在1968年曾有人广泛观测了云微粒的相，发现：有些含液滴的云块竟然发生在 -40°C 的低溫下。温度高于 -10°C 的云层中有80%以上含有液滴，但其中约一半是含液滴和冰晶的混合物。在 -20°C 附近，虽然30%的云块含有过冷水滴和冰晶，仅有10%的云块是液态云。这种分布状况根据天然冰核的频率和有效性是可以理解的。

虽然对地球上空不同点的冰核数目已进行了统计，但是这些冰核的分布和行为活动情形之间仍有矛盾存在。这种情况部分是由于所用的技术方法有差异。最近，已有这种趋势，即要把所用的方法标准化，随着可靠性提高，希望确立冰核数目同云层中冰晶的出现情况之间的一致关系。

关于冰核频率和活动情况的某些真相已弄清楚了。在一定的气温条件下，有效冰核的数目以下述方式随着过冷却度按指数式上升：气温每下降 5°C ，冰核数目几乎增加10倍。作粗略的平均数，在 -10°C 的条件下，每立方米有10个天然冰核活跃有效；在干淨的海空 -20°C 的地方，每升空气有一个冰核。在大陆上空，由于空气的污染，冰核的浓度可能比此高1或两个数量级。天然冰核似乎主要是固体微粒，其中泥土似乎效果最好。工业部门的污染物质如某些金属微粒似乎也是冰晶的有效成核物质。

生成降水物的冰核最佳浓度取决于气温和上升气流的速度。在通常条件下，据估计每立方米约有100个核就可生成冰晶，它们的下降速度之快可以与通过上升气流的绝热冷却导致的水蒸气的凝结速度一样快。如果核的浓度很小（为同在 -10°C 或 -10°C 以上的气温下自然出现的核一样少）那么它们产生的成雨大小的微粒也就很少，结果不足以饱和云层以下的空气并到达地面。假如冰核的数目与云中水滴的数目一样多（如同在很低的气温下所发生的那样），那么云变成冰晶云，冰晶太小，就不会成为降水物落下。

因此，一块云是否会降水其关键是：①所存在的冰晶的数目；②冰晶起作用的温度；③云中的温度。由于云中空气的温度取决于空气上升的高度，因此，如果一些云块向上升到相当高的地方，这样的云块就可能出现降水；但是所要求的高度也取决于存在的冰核的数目和其特性。一般地，在气温 -10°C 以上数百米高空的云层将可能发生降水。而暖天气中的积状云底部气温在 0°C 以下而且云伸到 -10°C ，这样的积云其含水量很大，很快会下雨，如果有剧烈的向上气流发生，在十分钟之内，冰晶就会通过结合作用发展成一厘米大的冰雹。对于底部较冷的积状云来说，冰晶的生长较缓慢，因此，云层必须伸高到 -20°C 的地方才有可能出现降水。

层状云中冰晶的生长速度也取决于云的液态水含量以及在最有利温度下有效冰核的数目。如在 -10°C — -30°C 之间相对液滴来说已经饱和，那么在这样的空气中冰晶很快就会发展成降水物的大小。这些条件使得冰晶不到5分钟时间就能长大到降落速度大于层状云空气中那种小的上升气流速度。所以，即使在这样低的温度下出现的薄云也容易产生云幡，就是落下的冰晶形成的须须，一旦冰晶生长到足以相对于云层空气而降落的大小的话，由于它们能收集云中的小水滴或较小的冰晶，因此冰晶的生长还会加强。冰晶的这种收集作用将导致

软雹、小冰雹或雪片的生成。然而，经常发现降水物是由单晶组成的，美国落基山脉冬季的地形性落雪就是一例。

如果降落的冰晶下降到气温是在 0°C 以上的地方，它们就会溶化。如果下降的冰晶仍然处在云中，那么由于它们会搜集云滴，因而形成的雨滴就会连续生长；如果雨滴太大，则由于破裂作用，它们就有可能增殖。

因此，早就有这种提法，认为冰晶也有增殖作用。用这一说法就可解释，为什么云层中冰晶的数目经常比在当时盛行的温度下有效冰核的数目大一个数量级。这种增殖作用就是一种劈裂作用，由于这一作用的存在，一个正在冻结的水滴在核化的时候就会崩出一些小的碎片，它们就起其它冰晶生长或其它水滴冻结的核的作用。最初，实验室的实验似乎已确立了这一作用的存在，然而随后的考察表明：在天然条件下，这种劈裂作用很小，不能解释所观测到的增殖速度。

进一步又发现了一个不能解释的现象，即在未达到 -4°C 层高度以上的积状云中观测到有冰微粒存在。这有可能用核的先期活化来解释。有人提出：在高空和低温条件下或者成冰晶的核能在其表面不规则的部位内保留小量的冰（即使当它们下落穿过几公里厚的无云空气之后仍会如此），而后它们就会在气温略低于 0°C 的云层中促成凝结或升华。

D. 人工影响云和降水的途径

上面的讨论说明了云的生成和构造，而降水的发展，形成和降水量可用以下两个方法进行（人为）影响：（1）改变动力学过程即改变导致云的形成的那些气流；（2）改变云和降水物微粒的微观形成、生长物理过程。以下事实可以加以证实，即气流状态的直接影响需要的能量太大，以致于除了在少数特殊情况外是不可能实现的。然而，在某些情况下，通过改变微观物理过程就可以使动力学过程发生大的变化。所讨论的通过利用微观物理变化的动力学后果来影响天气的可能性将在后面联系它们的直接作用的可能性来一起讨论。

无论人们的目的是在于改变云的构造，因而使云消散（如象驱散航空港的雾那样），还是为了改变降水形式和降水量（如象消雹和增加降雨量那样），为了影响微观物理过程，就必须向云中引进一些能改变云微粒大小的分布或性质（相）的物质（播云剂），这样就可以影响云的发展过程，从而影响那些对于云的稳定性、云中降水量及降水性质有直接关系的生长过程。

1. 播撒非过冷的小水滴云

可按以下方法改变液体云的水滴大小的分布：（1）改变凝结核的浓度、大小和性质；（2）添加一些较大尺寸的水滴；（3）引进一些能改变水滴表面特性的物质。所有这三种方法都已进行过尝试。例如，为了试图增加积状云的降水量，曾引进了另外一些大的凝结核，以及通过喷洒引进了较大的水滴。这些尝试的次数要比以促进冰晶生成作为前提而播云的尝试少得多。

希望通过播撒大的吸湿性核或喷水雾会发生作用，其前提是：引进比以前存在的水滴大一些的水滴后，由于碰并，水滴将增大，增大的速度快的可以导致一块云降雨，而这块云不然的话不会降雨或降雨较晚。那些希望过使提前引起降水来增加降水量的人们认为，这样就能使到达这一地面的总雨量比不播的情况下要大一些，而且不单单是降雨时间的推移或由于随后降水率的减少而使降水量减少。

对于任何一个具体的云的组成和动力学构造来说，都存在一个播撒微粒的最佳大小和浓

度以及为了取得最有效结果的最佳时间和地区。在层状云中，上升气流微弱，微粒最好喷撒到云层的顶部，这一点正好象自然情形中由于雨由较高的云穿过低的层云而增大了雨量那样。在消除暖雾的用途上，采用这种方法很合适。然而，为了使地面上得到的雨量有一个真正的增加，层状太薄了，它所产生的自然降雨是很小的，原因是它们所含的可供利用的水分太小而且也不存在天然的再生机制。

利用这些方法增加降水量的希望大些的云是积状云，因为很可能其中有许多积云只是差一点儿就能下降雨了。可以把播云剂引进靠近积状云顶部的云层，甚至可以从地面上把它们射进上升气流去；然而播撒剂的大小要选好，以便使它们变得足够大而穿过云回落之前被带入云的上部，这样在云中上下运动时渐渐增大起来。最近，曾从积云状的概要模式出发，利用高速数字计算机，计算了用以增加暖云降雨量的各种方法的效果究竟有多大。1968年，Peterman所进行的一个这类计算曾按几种不同的定常上升速度值和十分钟的生长时间，计算了通过几种用吸湿性粒子播云，要生长成降水物大小的水滴所产生的效果。他发现采取不同的措施可能使给定时间内雨量增加，也可以使它减少，然而有些播法却能使雨量增加5倍多。有效的处理法中，引进盐的质量必须是每立方米 10^{-6} 克，要求的微粒的大小大的是5—20微米。必须强调指出：这种计算是以最简单的模型为前提的，因此上述结果只给出预期效应的大概范围，不能给出个别措施的明确结果，为了取得确切的结果，就必须对计算所依据的理论和使用的方方法进行大加改进。

2. 播撒具有冰晶的过冷却云层

当然，含有液态小水滴的云层如果已经到达气温是在 0°C 以下的高度，也可以播撒吸湿性的大核或水雾。然而，在这种情况下，为了利用三相成雨法而引进冰核将会更有利。假如引进的冰核较高温度下有效的数目大于天然存在核有效的数目，那末浓度大到足以降雨的冰晶出现的高度就要降低。例如，在积状云中，这个情形将造成在云的对流性生长的早期就发生降水。另一方面，假如云层早就含有最大降雨效率以需的足够天然核的话，则引进更多的冰核可能产生“播云过度”，因而可能减少甚至完全抑制降水的发生。因此，播撒冰核可能造成降雨的提前和总降水量的增加，也可能减少甚至完全没有降水。

为了掌握所预期效应是正还是负，就必须知道云中天然冰核的含量并能计算引进的个别物质的效果。不巧，在野外条件下要计算冰核的数目并不容易。通过涉及迅速冷却的测量技术所观测的数目与在大气中自然缓慢冷却中形成的冰晶的数目一样多，这是有疑问的。此外，要调整核的引进速度，以便在云层的某个特殊位置产生指定的浓度，这也是很困难的。要预言播撒产生影响的性质和大小受到以下这个事实的限制的；目前的理论水平还不能计算降水的速度，即使已掌握了冰核的精确浓度，也做不到这一点。现在理论只能对播云效果做出概括的定性估计。

考虑到上述的限制，我们将简略讨论一下通过播撒带有冰核的不同类型的云将能产生的效果。

向过冷的雾或层状云中引进冰核（数目并不太大）能使云迅速转化成冰晶而掉落下来，结果在云上撒播的地方出现一些孔隙。假如云的再生机制或移动（平流）并不太快，那么所逐个的消低云或消雾的结果可以用来便利飞行，这种方法已成功地用来减少航空港因云雾低，能见度差而被关闭的时数，从这类云层降到地面的雨量对于目的在于增加供水的计划来说显得太少了。

为了使到达地面的雨量有一明显增加，就需有连续的上升气流，以使降雨的云获得“新

生”；或者连续有新的携带水分的云移过来，以取代已降过雨的云。能满足不同要求的云型包括：冬季的锋面云、地形云和暖季的对流积云。

气旋性辐合及锋面抬升带来的广大云层，大概通常在这类云层到达任何给定地点的云层厚度足以下雨（不是很微的雨）之前就已自然开始了。在这些云里播云加速降水的条件出现的频率数据还没有——这些条件指的是在这些天气系统里完全是或者主要是液态水构成的过冷却厚云出现的次数有多少。

地形云，特别是在广大的山脉上由于潮湿气团气流构成的地形云，通过播云最有可能增加降水量。空气的连续上升有保证，原有水分下雨下掉就有新的水分又可凝结。已经知道云层通常是由过冷却液滴组成，尤其是在冬季；假如冰核浓度不足以产生最大的天然降雨的话，播给另外的核预计可增加降水量。因为，播云不大可能改变空气的垂直运动（积云对流里可能发生的那样），所以唯一减少（而不是增加）降水的危险是“播云过度”的可能性。

由对流形成的积状云的特点是：空气垂直运动的强度和持续时间都足以产生明显的降雨。常常当积云顶部气温达到 -20°C 或 -20°C 以下的高度而无降水，这表明：在这样的气温下天然存在的有效冰核数量不足以产生降水。在这种情况下，引进相当浓度的冰核就可以在自然下雨前开始降雨。况且，可以相信：即使是在天然存在的冰核足以发动降雨的情形下，这些核并不可能多到可以产生最大的降水率，而添加人造核就可以增加降水率。

播撒积状云除能使降雨提前和提高降雨的效率外，还可以增大垂直运动，进而增加水汽凝结量，供降水之用。这种可能性所以产生，是因为当水滴变成冰时，会释放出熔化潜热，所以上升气流的浮力增大了。在某些情况下，这可能使稳定层的变得不稳定（对流不可能穿过这种稳定层），因而使云顶出现一个大的向上猛抬，如果这个向上猛抬发生的话，降水就有可能有个大的增加。同时，一个塔状积云生长的加强有可能导致附近塔状积云的发展（是由于受到已播过的云的冰晶残留物的播撒）。因此促进了自持性降雨的传播，这种降雨持续时间和范围要比通过播撒所得的阵雨大得多。

然而，假如降水过程早已天然发生了，而且降水是以100%的效率进行的，那么添加冰核就会导致形成的冰晶太多，以致使降雨推迟甚至被抑制。而且，在某些情况下，当撒播导致的降水发生在天然降雨之前时，则降雨的提前可能减少对流所能到达的高度，从而减少阵雨的持续时间和强度。对流的这一限制可能是由于伴随降水出现的下泻气流的提前发生。

由于“播云过度”能限制降水的生成，因而人们试图通过云的播撒减少使作物遭受危害的冰雹的形成。在这些尝试中，播撒冰核的目的在于试图使云更早的变成冰，这样由收集液滴而生长成的冰雹就不再有水滴给它“吃了”，因而冰雹就不可能大到引起危害的程度。

还提出并试验了用播撒云的办法来减少引起森林火灾的雷电的发生，其根据是：播云后可使云提前转化成冰晶，从而使雷云的起电现象得以减少。原因在于要么是雷云的电荷机制被减少了，要么是积雨之总的生长受到限制。

播云的其它可能效应还包括使降水重新分布。因此，假如云层中冰核的数目能够增加得能使其雪晶的数目虽然巨大但是尺寸却较小，落到地面后可以被风吹到更远的地方去，那么，发生在未冻的水体（暖而大的湖泊或大洋）向风一端的大降雪就可在深度上得以减小而使它分布在较大的地区。

通过适当的“播云过度”的措施，也有可能减少能导致出现洪水的总的降水量，然而能保证在一个广大地区进行“过度撒云”的实用方法目前还没有提出来。

E. 结 论

当前有关云的构造和降雨形成的物理学基础表明：在某些情况下，云和降水是可以进行人工影响的。然而，可用的观测数据和理论水平都不足以明确预言：用以影响或控制云和降雨的措施效果究竟有多大。当前需要搜集更详细而范围更广的观测数据，同时还要对云和降水形成的理论进行定量研究。最近正在对这些课题进行不少的研究，然而这些研究活动还需要加强。

在这些观测和理论取得有效的改善前，自然降水能否以最佳速度进行的问题不论在一般情况或特殊情况下都还不能很恰当地进行回答。目前还没有找到一个协调理论能估计出在不同温度条件下(在给定的气温、湿度和垂直速度分布下，这样的气温将导致最大的降雨)凝结核的数目和大小，或者能估计出云的发展和降雨对垂直速度的影响。目前，只能推测或进行最好的粗略估计关于引进另外的核所造成的影响范围和大小。正如关于前面几部分所讨论的那样，播撒所预期的结果：要么是云的发展或驱散，要么是降雨的增加或减少，主要取决于情况，而这些情况目前我们依然不大了解。

由于缺乏完全的了解和可预测性，这样就不能制止各方面的机构去承担野外播云作业。在某些情况下，这些播云作业是企图检验那些通过播云来达到所希望达到的目的的可能性；有的则是为了满足特殊的需要而进行的（假定播云是实际可行的）。这些作业记录长达20年以上也许才能认为它足以证明播云能否收得所希望的结果。然而，虽然对于某些效果来说，特别是过冷雾的消散，结果显然是可以证实的，但对其它效果，回答就不这么清楚，主要原因是降水的自然变化如此之大，以致很难断定所观测到的现象的出现是由于人为采取措施的结果，还是说在不采取这些措施也会有这些现象。

最近几年在关于各种播云技术的效能（特别是用于增加降水的播云的）展开了激烈的争论。各种不同看法（现在仍存在）主要来源于解释用于不同播云作业结果的种种方法到底有何作用上。在进而综合评述播云作业及其结果之前，下一章我们将讨论对效果检查方法问题。

第三章 对增加降雨量实验的评价

A. 引言

1946年，谢弗耳发现干冰（固体二氧化碳）可以在过冷云层中产生大量的冰晶晶核。这使人们有条件把前一章讨论的可能性从理论付诸实践。在谢弗耳当时的一些实验中，过冷的高积云结成雪晶，象一条空中飘带似的，山谷的雾霭变成冰晶落下来，雾被澄清。层云中沿着撒播飞机的飞行路线形成凹槽，孤立直上的过冷积云产生了一阵大雪。这些变化是明显的。这样的变化好象与撒播如此清楚地协调一致，以致于在实验者看来不存在任何疑问了。在某些情况下，例如在过冷层云中以Γ形撒播，就产生Γ形凹槽，对此无人置疑，在另一些情况下，例如在清除山谷雾霭过程中，也许有其他因素起了作用，这种可能不可完全排除。

不久有人发现，碘化银是一种有效的成核剂，它的成核温度是 -4°C 。接着碘化银蒸汽发生器研制成功，样子与目前通用的差不多，用来烧煮碘化银、碘化钾的丙酮溶液。

有了这些现成的撒播剂之后，对这样一种可能性的兴趣增大了，即撒播或许能够在干旱地区或受干旱影响的地区大量增加降雨量，在山区增加降雪量，以增加动力水源和灌溉水

源。世界一些地区进行了撒播试验，有的是想试验一下，看到底能不能收到实际效果，而许多都是几乎一开始就想获得增加降雨量的利益。一些商业部门积极制订造雨或增加雨量的规划，进行撒播试验。有的宣称取得了惊人的成功，雨量增加了好几倍。随着时间的推移，这种积极性便降了下来。目前这些商业部门最乐观的希望是平均增加大约10—20%雨量，数量与某些政府部门所估计的相符，但仍很小，几乎难以测量出来，尽管在经济价值上看来已经不小了。

美国的积极性最大。一部分撒播工作由某些大公司进行，但大部分还是由农、牧民组织进行的。农民承担了州内计划的大部分，预计到1971年，密两西比河以西三分之一的面积将包括在造雨合同之内，总计每年要花费3—5百万美元。谢弗耳在1963年曾指出，在他们的实验报道以后，一些所谓“造雨者”很快就发展起来，这些人欺骗了农、牧民的相对无知和绝望心情，剥夺了他们数十万美元的财富，同时使整个实验气象学有失体面。

在50年代，人工造雨的工作明显地低缓了下来，这一部分由于失望，一部分因为一些地区在旱期之后接着来了几年的雨期。虽然某某大公司还在继续进行原来的计划，但大部分造雨商行已经停手不干了。目前，美国大约有2000,000平方公里的面积计划做试验。

值得注意的是，虽然在消雾方面，撒播效果有了较明显的例证，但在改善港口的能见度方面最初几乎很少考虑到撒播的实际应用。

干冰和碘化银撒播效果的发展，以及要求利用它们造雨的呼声，迫使政府调查它们的实际效用。

1948和1949年，美国气象局用飞机撒播干冰，对各种云层，在各个方向上，在各个季节，都做了实验。结果表明，撒播之后降到地面的雨量很少，除非附近的云层正在下雨，而且往往撒播之后云层就消散开了，并不增长起来。由此可以说，播云后降水量可增可减，具体还要看别的因素。

别的一些国家，情况大致相似。最早的试验之一是澳大利亚用70公斤干冰撒播一块大的过冷积云，它比周围云层高出5000米，结果出现了大雨。澳大利亚的其它一些试验也得到了阵雨，20次撒播15次有雨。南非在1947—1948年夏天，在36块过冷积云中撒播干冰。地面上雷达的观测结果是，24块撒播云层有降水回波，其中有些回波的持续时间短。其他的则在撒播后一个半小时之内才出现回波，因而这些回波大概不能归因于撒播。1948年，加拿大进行了一些干冰实验，35次撒播积云，12次有降雨到达地面，11次只见云下挂雪幡。

这些早期的干冰实验证实了这样一个理论含意，即在某些情况下，撒播可以引起或促进降雨，而在另一些情况下，可以阻止云层生长和减少降雨。实验者因而分成两派，热心者坚持认为每一次撒播都可能增加雨量，而非难者则认为这种可能性并未得到证实。由于不清楚适于增加降雨的条件，所以大多数人总是每逢自然下雨的机会就进行撒播。因为用碘化银发生器在地面喷射比用飞机撒播干冰来得容易，成本又低，所以大多数人采用前者。

撒播到底能否产生效用，这个问题对地面喷射就更显得严重了。例如，碘化银对云层是否产生影响，能否到达目标云层，用怎样的浓度以及在到达云层之前是否可能失效，这些都假设那些形成云层的上升气流能够把碘化银蒸汽带入云层中去。少数观测者认为碘化银核可以被携带到下风高几十公里的距离还保持相当高的浓度，但在正常的大气稳定度条件下，扩散上升的气流不会那么快得足以把碘化银蒸汽带入云层。

碘化银粒子在阳光下容易发生光解作用。实验表明，粒子的有效数目每小时减少十分之一，所以蒸汽的浓度必须要足够高，才能使粒子经过扩散和光解衰减之后还可以保持足够的