

贈
商

人工控制云雨

中央气象局觀象台译印

人工控制云雨

引 言

有几种根本性的困难妨碍着我们在控制云雨方面的进展。主要的一个困难是由于成云过程的尺度很大。在实验室里,使人造云变化蒸发或产生降水,都很容易做到,而对于体积达几十至几千立方千米的自然云体的处理,这一类问题便好像几乎是无法解决的。而且,由于所属的能量很巨大,对于决定云块生成或的气流运动,似乎也没有希望直接加以左右。

然而近年来,大家已经认识到不用化很多能量只要能影响那些控制云粒生长的微观物理过程,也可以使云的状态有所改变。特别是,现在已经证明可能,在过冷却微滴组成的大块云体里,加入大量的冰晶,有时可以促使云块增大或而产生降水。化费不多。本报告只介绍这一类的实验以及有关的理论;不考虑另一些现在还是想像性质的建议。例如,通过改变地球表面反射度(或地势)来改变气候。

本书先简要介绍那些对成云致雨重要的过程,随后所要讨论的种种人工影响实验都必须以这些过程为基础。

这里首先必须着重指出,这些现象具有棘手的复杂性。一方面由于这个原因,另一方面由于我们深入的研究工作在迅速扩大着,我们对大气过程的认识本书中所作的一些概括可能不久便会需要修改,尤其是那些根据不够详细的、不够广泛的观测所作的概括。这是常有的事。

第一部份 有关云雨的知识提要

1. 物理问题

湿空气在同温度的液体水的平面上保持平衡时,这空气称为

已饱和。湿空气的相对湿度（常用百分数表示）是指实际的水气压力与已饱和空气的水气压力（在同一总压力和温度下）之比。因而，饱和空气的相对湿度是 100%，如果相对湿度超过 100% 称为过饱和。

饱和空气的水气压力是随温度而增大的，因而湿空气如冷却终于会达到一寸水气达到饱和的温度，即露点。如在液水平面上水气继续冷却，结果将在这平面上出现些凝结现象。在湿空气内部水气也可以凝成水滴，但是不容易立即出现，这是因为曲水云时水气压力要比饱和水气压力大些，而且这差数是随曲度增大的。所以，在无尘的空气里，空气温度须降得比露点低到足够程度时才有微滴凝结出来露点须低到使水气压力大于机会性分子撞击所形成的水相最大聚集态的平衡水气压力值时。然而在大气里，水气的凝结总在这一阶段达到之先便开始了一——开始在大气的一些可湿性外来物质上。大气里的这些外物粒子多数含有吸水性物质，它即便在未饱和的空气里就会成为溶质微粒，因为，溶质上的水气平衡压力比饱和水气压力小。按照溶质微粒里所含的溶质多少，微粒的大小必有一寸平衡值——曲度与吸水性这两寸相反因子构成一寸水气压力值正与饱和水气压力相等。这些吸水性微粒是有效的凝结核，便于使冷却的湿空气立即发生凝结。如果冷却再继续到有少量的过饱和，核的平衡便不稳定起来，突然发生大量凝结，这时便形成了我们所见的云体。

大气里，冷却通常因空气上升时随气压的减小而膨胀所致。云气（带水的空气）上升过程中的体积与升速表示这种膨胀过程是很接近绝热的。绝热上升空气里凝结出来的水的浓度按两个因子而增大：开始凝结时的温度和上升超过凝结层的高度。然而，云的水浓度也常有低于这寸理论数值的情形，由于云与周围空气的混合，或者由于云粒的沉降。

温度低于 0°C 的云可以由冰晶或过冷水微滴组成，或者这两

着同时存在（即混合云）。同一温度下，冰面上的水气压力小于（过冷却的）冰面上的水气压力。因而在对液体水而言未饱和的空气里（相对湿度小于100%），冰晶可以存在。在 -20°C 时，相对湿度大于82%便有冰晶成长；在 -40°C 时，大于68%便有。

在下降运动里，或在与未饱和的空气相混合的情况下，云体消散。云块往往成群出现，它的存在时间比单独云块和云粒的存在时间都长。

2. 云与降水的种类

云基本上可以分为两类。第一类是层状云，通常形成在稳定空气里（递减率与湿绝热率相等或略小）。它的水平范围广大，大范围的上升气流（升速每秒若干厘米）所造成。第二种是积状云（对流云），垂直发展显著，形成于不稳定空气中，局部而迅速的上升运动所造成，（上升运动速度达每秒九米）。层状云再可以分成两种，一种是位对流层大部分的有规则的上升运动所造成；一种限于比较浅的气层里，由不规则的搅动所造成。另外还有地形性的云，形成于气流经山岭的情况下。这些重要类别的特徵将在以下各节分别加以叙述，并且提要列在表1里。必须承取表1里所列的类别只包括比较重要的那些过程，势必只是全云物理分类的一个简括而已；而且，云往往可以呈现复杂的系统，包括这些主要成云运动方式的几种，甚至全备。还须指出，云的性质变化幅度很大，表里所列的数值只能代表通常的量。

表 1 主要云类

运动类别	典型升速 (厘米/秒)	云的型类	典型尺度 (公里)		云粒典型 角(分)	典型的降水
			水平	垂直		
层云状						
单纯的地 形性升降	10^2	波状 (荚状)	10	1	10	无
大范围的不 规则扰动	10	低层云雾 SC, 等)	10^2 10^3	1	10^2	毛毛雨、 雪、冰晶
大范围有规 则的上升	10	多层云(CS, AS, AC, NS)	10^3	10	10^3	大范围 雨、雪
积状云						
深厚对流	10^2	小积状云(CU)	1	1	10	无
	10^3	大积状云; 阵雨、雷雨 云(CU, CB)	10	10	30	阵雨 雷电 降雪

a). 地形云

地形云形成于气流登山上升之处。云的水平之间的宽度与山的宽度相似。它在对流层里任何高度上都能出现，即使小山上也可以有，偶尔也可以出现在平流层里。在孤立易见的情况下，地形云通常是薄的云片，厚约2公里，形状安排上很好表示出气流扰动的波状（荚状云和波状云），但在湿的气团里，地形云厚可达几公里，不容易辨别，虽然一块地形云可以维持形状和位置不变达几小时之久，而一单于云粒生命只限于风带着它过云的这段较短时间而已（风强时只不过几分钟）。所以孤立的波状云里微滴很少有长大的可能；波状云常有美丽的色彩，只有大小不均匀的微滴构成的云才能造成这种色彩。

在变动的天气里，地形云可以更厚些，要广大些；或则可以在原有的层状云里局部出现几米/秒的地形性上升气流。这时地

形性云可产生毛毛雨、雨或雪；原来在下落的降水在穿经地形云时可以加融。

6. 由大范围的不规则搅动形成的层状云

行经较冷地区上或因辐射失热的地西上，气团底层冷却。如果风力微弱、地西冷却久了，结果产生逆温和雾。如果风力中等或强，地西上有经搅匀的气层，气温递减率近绝热率，而且它上面有显著的逆温层，逆温层底可以有层状云 (St)。雾与 St 一经形成于原来是晴空的气层之下，云顶在幅射冷却作用，加强了逆温的程度，使云层里有不稳定性的温度递减率和对流性的搅匀作用。这种对流性不稳定的云层顶部常多峰突或波状；各云层不厚，便有裂缝，或有晴隙出现于云条之间，另外还可能其它的波动和不规则性藕流参予，造成更复杂的结构，已不是层云 (St)，而称之为层积云 (Sc)。在海上增暖的冷气团的对流作用受到凝结层以上强逆温层限止的情况下，也有类似的云发生起初形成积云 (Cu)，在逆温层下平展而成 Sc 云层，后来生成的 Cu 云便嵌生在 Sc 云里。

按厚的 (厚约 1 公里) 云里，升降运动局部可到达 1 米/秒的速度，云底以上近绝热率或略小的部分，液水含量大致上是随高度增大的；在上部最大处约达 1 克/米³

这种云层每每可以在几百公里方圆的地区上维持几日之久。这种云里，微滴单体不断地被搅动带到云边而蒸发了，但在厚云里大部分的微滴大概生命可达 1 小时或在长些，厚达 500 米以上的云里，有些云滴点滴可以达到毛毛雨的大小 ($100\mu < \text{半径} < 350\mu$)；云高如果比云层小，水滴可以降到地西而未蒸发完，更厚些的云 (厚于 1200 米) 里可以降雨 (半径大于 250 μ)，尤其是局部地在海岸上和丘陵地区 (上升运动更强些)。

雨幡，就是到达地西前蒸发了的降水，常见于厚度只几百米的过冷却云的下西，如在很冷的情况下，可以成微雪降到地面，这

些雪晶可以完全是由凝结作用而长成，但是从较厚的过冷却云里降落的晶体往往多少结着于已冻结的微滴。

C). 大范围规则上升运动所形成的层状云

这类云形成于气旋和气压槽附近，在锋区里，以及在大小达几百公里的系统里，上升运动的垂直速度最大在中部对流层，达 $10—30$ 公里/秒。在弱的系统里，以及在强系统的边缘，云在中上部对流层成为几十等层。愈往系统的内部，有连续性雨雪降达地面的部位，云层加厚，各层间的空隙也终于充塞着云体或雪，云层看起来自低至很高层已连成一块。在雪层里也偶有飞机结冰现象，这类云至少是局部地有水滴云，有对液水已饱和的状态，有时候，云块的主体限于对流层下部（甚至在最低的 $2—3$ 公里层），有明切的云顶由过冷却微滴所组成，然而它下部雪区可以很广大。

特别是在冷锋和闭合冷气团域里的云系里，层状云里也已含着对流性云，或者，层状云因为下部所起的涡流性混和作用而显然变了形。

d). 积状云

这类云的形成认为是由于超绝热气层里形成的得升大“绝绝”深厚对流（*Penetrative convection*）上升穿透比较未受扰动的稳定气层。绝绝通常形成在日晒增热的地表上几百米的气层里，或是流入暖地区的气层里，上升气流上升达到凝结层后形成了积云（Cu）。云的下部可以成为绝绝前哨后部的生长区域；而且如果在不稳定气层（ $\gamma > \gamma_m$ ）里有另一类云形成的时候，有云 Cu 的形成与地表无关。例如，山地上的波状云上也可以生出一些积云状的突出。

大 Cu 云是由一系列的云泡不规则地继续聚集而成，云泡升经云体而在它上部出现塔状体。绝绝的单体大致上是顶部呈半球状，而后部则与无云空气相混和或则与相邻的绝绝的后部相混和。

绝热升经无云空气时因蒸发而受到冷却并且减少浮力。所以 Cu 云云边的小结构有下沉和消失的现象，而顶部则因内部新生的云出现而表现出在上升的形态。这种向心式的翻升运动推动着云体内部与云外空气的混合，塔云实际上消失的高度比从云顶饱和空气作绝热上升能达到的理论计算高度可以低得多。但是从云主体里上升的新生云塔的内心上升高度很接近绝热上升高度，结果，大的 Cu 结构很不规则，它包括少数的高部绝热有高温值的升速和液水量，这些高部之间又穿插着一些缓缓下沉的部分，液水量小。

云里升腾气流的速度是与浮力成正比的（也就是与露湿差——经按液水量订正的露湿之差——成正比，如露湿差达 3°C 以上，厚达一公里的云，内部升速高达 2 米/秒，大云里则可以达到 20 米/秒。

Cu 云的生命多是短促的，小 Cu 云生命只 20 分钟而已，而大云整体上看可达一小时或多些然而，大云是由一系列云塔陆续组成，而大部份的云粒的生长时段大概只限于空气自云底升到云顶这小段时间（云顶部的蒸发通常很快）只不过半小时。偶见的情形，Cu 云附生在层状云上，这时云粒的生命可以长些，虽然在它的上升气流强的部分和液水量大的部分云粒生命还是不会长的。

Cu 云的发展程度对于轻微的大规模垂直运动也很敏感。在下沉气团里，Cu 云常小块而疏落；而在大范围的缓缓上升的不稳定气团里，Cu 云有发展强盛广大，Cu 云有专找某些有特点的地区上屡屡出现的情形，特别是在小山上和海岸上，以及接近阵雨区边缘上。

大云有强的降雨，碎雹或阵雪。有阵性降水的云云体大小不一定，差别很大。偶有厚只 1500 米的云也出现中度阵性降水，特别是在海洋气团里；而在内地，有时云塔厚达 10 公里也没有降水。在热带以外的地区，云厚在 4 公里以上的云顶部常有纤维状结构发展，现在认为这是冰化（glaciation）的证据，——冰化指冰

晶的大批形成。这种云常造成阵性降水，有些地方（如美国西南部）有这样的情形：下部消失而上部完全冰化成卷云状云继续上升，虽然冰化之后就可以看见有雪幡，却没有到达地面的降水。

3. 云粒的形成过程

α. 微滴的形成

前已提到，纯净无杂质的空气在凝结之前可以冷却到露点以下若干度，然而在大气里，在降温未达到露点时，在有些悬浮粒子上就有凝结出现。这些粒子可以是溶解的固体，它的裂隙和洞眼有利于发生毛细管式的凝结；也可以是不溶解的，吸水性的盐类，在高湿度时成为溶液微滴。有不少的不溶解的粒子只可以部份地包着溶液的水状薄膜。

这些粒子浓度不一，大小也多样，浓度最大的（在对流层约 10^2 至 10^6 个/厘米³）是所谓爱根（*Aitken*）核，半径小于 0.1μ ，大凝结核，半径 0.1 至 1μ ，浓度较小些。巨凝结核，半径大于 1μ ，主要成份是海盐，浓度可达 1 个/厘米³。

上升气流于相对湿度接近 100% 时，多数凝结核上都有轻微的凝结；当湿度稍超过 100% 时，若干较大的迅速长大，变成一批可见的云微滴，微滴浓度和大小的分配主要决定于供作凝结核的粒子浓度和性质并决定于临界选择时期（*critical period of selection*）里的冷却率；冷却速率愈快，成微滴的数量所占粒子数的比较愈大，在对流层下部的粒子数量和冷却率情况下，初形成的云里微滴浓度是每公里³ 有数亿万个。在对流层上部，粒子的总浓度常常可以小于 1 个/厘米³，因而云微滴的浓度也不过如此。

β. 晶体的形成

冰晶可以在对冰云呈程度的过饱和时由水气直接构造于固体粒子上而成；但这些粒子必须有特殊的结构，现在对这些粒子以

有在实验室有所了解；而在大气里，这种凝结似乎是出现在冰的表面上。现在只认为大气里的冰晶是由过冷却水滴着落在凝结核上，当对液体水面的饱和已达到或接近时所形成的。

液水的凝结可能自然的出现，也更可能是藉冻结核的帮助而形成。实验室里很清洁的水样（但未必就丝毫不含物）的冻结似乎是服从统计规律的。它看液体水的体积和过冷却的程度和已冷却时间长短而定。如果这些规律也可以应用到大气里的微滴的话，自然云冰里在温度 -10°C 时，所产生的冰晶，浓度不觉得能达到 $10^4/\text{米}^3$ ，但是在温度低到 -35°C 时，就使云的全部微滴在形成后几分钟内便变成冰晶。

如有更粗大的杂质存在冻结现象比较容易出现。对冻结有促进作用已溶解的物质粒子被认为是起到冻结核的作用的。现在还不了解在凝结核里存在的物质是不是对微滴的凝结也起到重要的作用。在较高温度条件下，材料在其它方式下可能造成的冰晶浓度似乎是不大的；可是也许可能藉溅散过程“*hyphentering processes*”而提高十倍之数，这样便不会和 $10^3/\text{米}^3$ 之数很矛盾了（ $10^3/\text{米}^3$ 这浓度认为是温度 -10° 至 -20°C 的云里出现的密度。）溅散过程有两种：一种是一微粒突然冻结时射出一些微小的冰碎片；另一种是直径大于几英寸的树枝状冰晶下落途中破碎溅出来的冰片，冰质粒子碎散的产生一般置于在生长率高的情况下，对以上两种过程都如此。

在实验室的云室里将小量地面空气样品予以急骤冷却时造成的冰晶浓度，在每次抽样里结果差别很大，但是这些浓度测定的结果还不能应用来推测同样的空气在自然云体里形成的冰晶浓度。在冷却得慢的情况下另一套凝结核起了作用，产生另一群微滴，大小分配、成分和久暂都另一个样子了。

4. 云粒的生长过程

2). 微滴

云粒在生长时，凝结过程和合并过程导致产生愈来愈大的云

粒。一旦有些云粒長大到某一大小，可以克服造云的上升气流之顶托而且在经过云下气层时蒸发而有余时，便降落到地面，成为降水物。半径 100μ 以上的云粒有这种条件落速超过 1 米/秒，可经过几百米厚的湿且未饱和的气层而不蒸发无余。

凝结所造成微粒，平均的大小决定于液度和空气上升可供的水量多少。在低层绝热上升的情况下，升到高出凝结层以上 200 米可以凝结出 0.4 克/米³ 的水量，如此如果微滴数密度达 100 个/厘米³，平均半径便会小于 10μ 。气流继续上升，凝结的增长也决不会到 30 倍，所以微滴唯望靠凝结作用而長大到 30μ 半径。在高空，成云初始时的微粒数密度也许更小些，但是以后凝结的水气量也是小的，所以，靠凝结来加大滴微，这种过程的可能性也是很有限的。

巨粒的吸水性核（估计数目的个数不多）上，更快的凝结是可能出现的。由于其余的微滴数多，所控制水气压力比较大，那为数很少的吸水性大的微滴可以在成云后几分钟之内就达到 30μ 的半径。可是后来愈增大而愈稀疏，增长的速度又变慢了——如要再長大到 100μ ，便需要时间继续到一天左右。

因为 100μ 的云滴或雨滴在有些云里在成云之后不到一小时便有了，显然还有别种的生长过程在。现在我们所知道的唯一的一个过程在半径只及数 μ 的云滴群里有效的，是由于速度不一致而出现的相撞的与合并的扫过过程因为，一寸半径，毫米的雨滴表示有 10^6 个云滴的合并，又因为最先达到雨滴大的多半是原先是最大的云滴所以应去了解云初成时最大的云滴的大小（例如，在一立升云气里的最大云滴）这也許是一件关像重要的事。巨粒吸水性核尤其重要，因为一出现凝结便可以比一般云滴大两三倍，而且后来因合并而继续長大，在积的云里约 20 分钟便可以造成雨滴。

也可能，即使在巨粒核不够多的情况下，在成云之后便可以

—— // ——
產生有利於掃過過程的種種大小的微滴——產生是由于气流里的小亂流所造成的衝击，也由于微滴群里电荷分布得宜，或由于与已存在较久的云体相混合，而且，在一切云里，都有一些合併現象存在的（虽然未必能產生降水），云的继续不断地形成又蒸发是一种机构，它供给较大粒的核。这种作用可能这样大大加强了：由于許多不活跃的核心降落在由凝結所長大的微滴的表面上（这种核的降落与一般般出現的上升气流有关联，但是是由許多水气分子向微滴扩散时形成衝击而引起的），所以，云可以自己供应大核不依靠云外的系統。这些过程的重要性現在还没有一一都得到肯定。

2). 雨滴的發生

大的雨滴在降落途中因阻力而大大变形，而到半径达到三毫米时，也就是速度达 20 米/秒 时，它会破碎成一些小滴，其中的几十个半径达到 1 毫米，在高度强盛的积状云里，上升气流很强，是以周而复始的用这种过程来维持雨滴的發生——每三分钟雨滴数同可以增多十倍之数；差不多三分钟就可以使 1 毫米水滴藉合併作用而長大到呈不穩定性。在这一类云里这种过程具有很大的重要性；不須多依賴微觀物理性質就可以造成降水。此外还可以有其他的量变效果，例如，产生电场，把由上升气流帶上来的云水一大部份在过冷却区下西就用去了，免得有大雹塊形成。

3). 冰質粒子 (ice particles)

在大气里，現在相信冰晶主要是由过冷却的液水微滴冻结而成的。所以冰晶通常形成于有对冰西的高度过飽和的情况下，而且出現的浓度很小——因为生長率一直比微滴快，如果浓度足够大，水气压力不久便比对液水西的飽和值为低，相鄰的微滴因而蒸发掉，留下冰晶的云。另一方面，如果浓度足够低，或者是云气上升的速度足够大，会维持着对冰西的过飽和状态，微滴能够海而不消滅，因而云是混合云。

在冰晶云和只含少量微滴的混合云里，冰晶的增長主要由于凝結作用。特别是在气温高于约 -20°C 时（这时冰晶的速度的情况能够在 10 厘米/秒的上升气流里维持对水近似饱和的状态），在各寸冰晶上的凝結作用速率还是大的，几分钟内可以达到直径 100 μ ；但是以后直径增大的速率便大为减低。即便在最相宜的条件下，达到 1 毫米的直径（按这成液体称）也需要一两小时，因此，生長速率必须延長幾 1—2 小时，才能夠產生足以造成雨滴的冰晶。这么大的单寸的冰晶是很少見的；根据观测结果，雨滴好像是由雪片变成的——雪片是一百寸左右微小的冰晶单体松松搭結而成的。冰晶的搭結好像是在略低于 0°C 的温度下因衝击而聚集一起的，但是这过程的詳情現在还不明白。

上升气流大于 10 厘米/秒的云里，存在的冰晶虽然比較稀少，可以出現冰量相当大的微滴，冰晶的大小隨着时间而增大——这是由于另一些过程，例如碰數过程，结果，既已到达的过饱和程度也隨着減低了。此外，冰晶在形成后几分钟内降落速度便会超过微滴的落速，因而所扫过的微滴數目也比以前多。由于这些原因，云維持时间愈長，愈傾向于变成單純的冰体云，而微滴多的混合云，按它的特点，是生成不久的云（例如，才升过 0°C 层的 Cu 云；深厚的层状云的初期以及地形性云晴好天气里的或广大云系里的都如此）。这里云里生成的雪晶发现多少都

有时而且挟有另类的冻结微滴，而在另外的情况下則成为主要是由冻结微滴组成的小結晶体聚集体米雪（*graupel snow*）。在致密的混合云里出現后几分钟以后，冰晶的继续長大主要是由于与微滴相撞击所致。而且在相宜的条件下，在 10 分钟内就可以產生直径 1 厘米的雹。雹子里的层的状态隨它生成时的条件而不同，尤其是在温度距 0° 不远时（这时过冷却水体的結集速度很快，来不及冻结，以致雹長着冰皮。

5. 降水的形成

降水的出現主要決定于云氣的運動。成雲時的運動以及那些作為凝結、凍結核的雜質的性質怎樣，決定液粒的性質。云粒一經形成，微觀物理的凝結作用和聚集過程進而從事產生降水物。空氣運動節制着云體大小、濃度和久暫，因而控制着聚集過程。決定這些過程是否繼續到產生降水物的階段，——如果能夠，也決定降水物的最大半徑，降水速率和久暫。當然，微觀物理事項是重要的，而且可以起到與空氣運動相反的作用——例如，在微滴生長的階段里，潛熱的釋放維持了云氣的運動和浮力，而在後來的階段里顯熱的釋放只能看成起到降水機構運轉中的選拔作用。

根據空氣運動和雜質含量的種種等級的數值，應該有可能定量地計算雲面發展的過程。可是，關於雲滴的形成，生長和集合的定律都還沒有好好地確立。關於大小近乎均勻的雲滴衝擊結合的效率，關於冰晶的形成過程，以及關於冰晶集結成雪片的進行方式，都還有不肯定性存在。由於這些不肯定性，自然情形的多變異，气流与雜質性質方面資料的貧乏以及計算的複雜性，這些原因下現在降水發展的定量的理論還未出現。到現在為止，只有過一些試探性的預報，根據的是簡單的模式，而且是偏着單子質點的生長過程而進行計算的。這些計算對於降水量的規則到的大多數要點給出一個合乎情理的定性的說明。

a). 微滴組成的層狀雲里產生的降水

在純粹的液體雲里，毛毛雨滴和雨滴都只由超過過程所造成的。通常是這樣設想的，雲形成之後不久便有一小部份微滴，半徑達到20至30 μ （比大多數微滴大幾倍），於是放過這些大微滴之中的一個怎樣長大。如果在已攪勻的低層雲里垂直气流微弱（ < 10 厘米/秒），就可以計算出這樣的大微滴从厚200米的雲的頂部落下時便可達到毛毛雨大小（ $r=100\mu$ ），从2000米厚的雲或更厚時可以达到雨滴的大小（ $r=500\mu$ ）。在低溫時，在液水含量小於最大值的雲里或者是由

小的微滴 (r 小于约 1μ) 组成的云里, 上述云厚需要厚很多。另一方面, 如果云里垂直运动比较强 ($10-10^2$ 厘米/秒), 以这种方式形成毛毛雨滴所需的云厚小很多, 要造成雨滴、所需的云厚也略小一些。这些计算结果与实际经验是符合的: 从厚约几百米的低的 St 云便可以落下毛毛雨; 云厚 1500 米可以落雨。长时的降水只能出现在直接的冷却或者垂直运动持续因而云水不断得到补充的情况下, 普通平流的或辐射的冷却只勉强能形成轻毛毛雨; 在不很冷的天气里, 厚 1 公里的云全云须有持久的大于 10厘米/秒 的上升速度才能维持中到重度的毛毛雨; 而降中雨, 上升速度须有 40厘米/秒 之故。在近地气层里这样大的上升速度只能由于有地形的原因而局部地出现; 然而上升气流的范围须足够大, 以便云气的通过上升区有足够长的时间以形成雨。这时间需要二小时——比简单地形云里所能给的时间长得多; 所以地形云只有在广大的山坡上才有降水形成, 或者是在与风近平行的海岸或长的山脊上, 离地气层近些、厚 1 公里以上的层状云很少见 (除非是在坏天气系统里; 云层既厚且广, 垂直运动也持久, 有条件形成恒定的雨)。

上述的结果可以概括如下:

简单地形性微滴云 (*droplets-clouds*) 厚度和垂直运动有利于产生正常的毛毛雨, 通常只有在云大, 沿风向长度达 30 公里时, 才有充分时间形成降水。

大范围的不规则性搅动所致的层状云, 其厚度和形成毛毛雨和雨所需的时间都足够, 但是对于连续而大范围的形成有相当大量的降水, 还嫌不足。

大范围有规的上升运动造成层状云厚度和范围通常都足够以形成和维持连续性雨, 这些降水常常因地形的作用而局部形成或加强起来, ——通过增大上升运动, 增大云的浓度、厚度。

4. 含有晶体的层状云里产生的降水

温度才稍微在 0°C 以下，冰晶出现的程度是极小的。冰晶得以增长的最大过饱和条件相当于对水过饱和（此时微滴云形成），温度稍微在 0°C 以下时，这过饱和只占百分量而已。所以，在这种情形下层状云里的冰晶形成，对于降水过程还不关重要。如果温度在 -10° 至 -40°C ，形成冰晶的程度对于一定强度的降水已关重要，但是对于藉凝结作用而迅速增长，这程度还不够高——如果过饱和维持在 20—50% 之间，+10 厘米/秒的落速（比层状云里的上升速度大得多）在五分钟内便出现了，而且在厚层冰过饱和的湿空气里的母体微滴云下冰晶将继续增长着。所以在这种低温下即便是小块薄云也能产生云簇（就是一批降落中的冰晶）；最孤单的冰晶云一形成便有那种纤维状特色。在广大的云层里或湿空气层里，冰晶在 $\frac{1}{2}$ —1 小时内降落 1—2 公里，直径可达 1—2 厘米（溶解以后半径约 500.4）然后，由凝结作用造成的增长又慢下来，要继续几小时降落几公里才能比上述直径增大一倍。再等到降落到达解层时，借凝结而增长的现象便中止了，似乎便是在这时候，碰撞结果形成了成簇冰晶（ice crystal clusters）或者雪片，由十枚甚至百枚的冰晶构成。它们溶解以后常常还可以与 0° 以上的云微滴2微滴相撞，然后落地为雨；如果溶解层之下云层（雨滴水量未达的主要部分），厚度还在 2 公里以上，那就还可能有些雨滴是单纯由合併作用而形成的。

溶解层以上，冰晶的增长有时可以由过冷却微滴的碰撞而加强。雪层里的过冷却水滴存在很久也为飞机积冰现象所证实，而且，按理在对流或地形所引起的甚至是更广泛地在云整体上升时或是正鬚云在转变的初期时，所引起的局部比较强的上升气流里，也可以产生这些过冷却水滴，因而在山嶺上的降雪里多半有冻结现象（freezing），由于这里地形性上升气流常显著。

然而在不少情况下，冰晶似乎只存在在溶解层以上存在，这时微滴的冻结不能统统抵补降雪中冰晶的消耗，维持长时降雪。

可是，冰晶似乎尚可积聚成许多较大的树状冰晶的聚散现象。

降水性层状云层的大小范围情形限定了，降水物到达地的时间（约2小时）比空气穿过云层所需的时间要短。此外，降水也相当均匀。这些情形都表示水气的向上供应和雨滴的落下两首一般已在正常供应的状态，凝结核和冻结核的不断耗失大概不致于严重障碍这种正常状态的维持。凝结核浓度的减小可能只会引起云滴平均大小的增大，这样势必对任何一种降水过程都有利。在那些不由微滴的冻结所补充的冰晶云里，随着冰晶浓度的减小便伴有冰晶增长率加大，因而助长聚散现象而造成新的冰晶。结果在降水一经开始后，凝结和冻结的微观物理过程可能便显得不重要了——除了用来准确确定云里的饱和程度以外。

c) 微滴组成的积状云里产生的降水

在积状云里降水的产生很难达到定常状态，因为，那许多阵的上升气流各不同，都是短时的，不持久的。然而降水的产生可以在高耸的云的上部进行得很快，因为这种云特有的那些强的上升气流趋向于把生长中的降水物保持在这类云含水量高的部分。

有不少云里近云底处形成的微滴很迅速地被抬举到云顶部和边缘，等不到合并成雨滴以前就以蒸发而消失。另有一些云里，在微滴由云底抬至云顶的过程中，合并作用可以造成毛毛雨滴大小的降水。这种大的微滴降速通常达1米/秒，它往往破裂前在云顶部下边一段距离上，不到达云边缘，不会暴露于蒸发作用。即使散播入云顶部时突然发生现象里，也还可以在未饱和的空气里下落几百米，大小稍稍收缩，所有可能落入另一部分积云塔里而再度增长。云顶部这种尺寸的微滴出现常常导致降雨，因为在液水含量大的积云塔里，比这一尺寸大的微滴增长很快，几分钟之内便可以形成雨点。这些雨点落速常达10米/秒，足以克服云里的上升气流。在上升气流强的部分，雨滴裂生的“连环作用”可以出现——云滴到达最大稳定半径约3毫米，然后破裂成