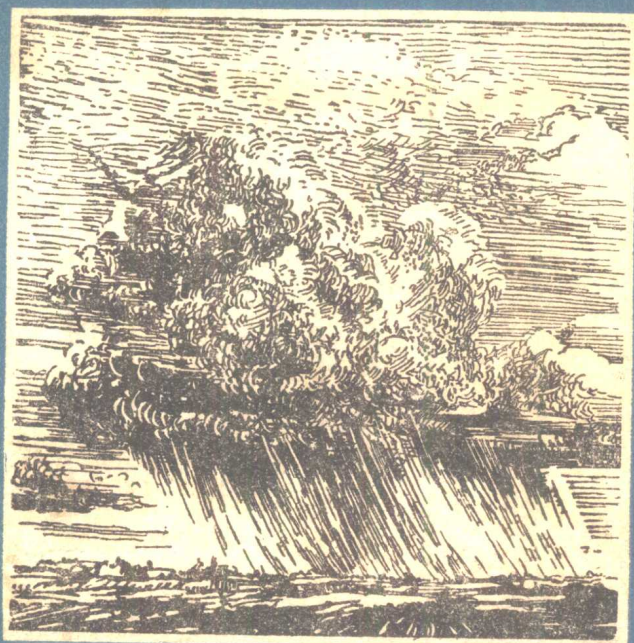




天气月刊丛书

云、雾、降水

第一号

天气月刊編輯委员会編

科学普及出版社



气象知识丛书

云、雾、降水

王遵亲 著

气象出版社

“天气月刊”叢書第一号

云、霧、降 水

天气月刊編輯委员会編

科学普及出版社

1958年·北京

本書提要

云、霧、雨、雪等是自然界中常見的現象，對我們的生產和日常生活有着密切的關係。這本書主要內容，介紹云、霧、降水的形成原因，部分介紹了云的某些觀測原理。

總號：704

云、霧、降水(天氣月刊叢書第一號)

編者：天氣月刊編輯委員會

出版者：科學普及出版社

(北京市西便門外前廠胡同)

北京市書刊出版業營業許可證出字

001號

發行者：新華書局

印刷者：北京市印刷廠

(北京市西便門南大街乙11號)

開本：787×1092 $\frac{1}{32}$ 印張：2 $\frac{1}{2}$

1958年7月第1版 字數：51,000

1958年7月第1次印刷 印數：10,814

統一書號：13051·114

定價：(7)2角5分

編 者 的 話

在過去幾年中，許多气象台、站上的工作同志曾就云、霧、降水的形成和觀測提出過不少問題，“天氣月刊”曾根據這種需要刊登過一些文章。由於近年來大批新觀測員參加工作，對過去刊登的這些文章仍有需要，所以將它們加以收集，彙編成冊。

本書共包括10的篇文章，都選自1956年以前的各期“天氣月刊”，其主要內容為介紹云、霧、降水的形成原因及部分地介紹了云的某些觀測原理，至於測云技巧方面的文章，則未收集於本冊。

本書主要供預報員、觀測員及其他氣象技術人員閱讀和參考，並可作為中等氣象學校在教學方面的參考書。

為了廣泛供應讀者需要並便於印刷發行，本書特委託科學普及出版社出版。

對本書的批評和意見，請寄“北京西郊五塔寺天氣月刊編輯委員會”。

目 次

云.....	鈞 轄(1)
几种云狀及其形成的原因.....	王鵬飞(15)
云为什么会悬浮在空中.....	气 編(24)
关于層积云.....	顧震潮(27)
关于云量和云距的一些簡單分析.....	顧震潮(32)
談談看云的錯覺.....	王鵬飞(42)
霧的一般介紹.....	施尙文(50)
降水.....	王鵬飞(58)
关于陣性、間歇性、連續性等降水性質形成的討論.....	王鵬飞 張 成(71)
碧空降雪和晴空降雨.....	王鵬飞(78)

云^①

鈞 禧

云与霧有着許多共同之点。但是它們的外形是不同的。各种云，在鉛直的厚度上及水平的范围上也有所不同。形成云的条件，比之形成霧的更为复杂。

云的基本知識：地理分布、国际分类、日变化和年变化等，在一般書本中已有所介紹^②。現在我們所要討論的問題是关于云的構造和形成上的一些問題。

一、形成云的几种基本过程

形成云或使云發展的必要条件是：空气須是过饱和的，而空中又須有凝結核存在。

云必須出現在过饱和現象产生的地点。云的周圍空气并没有饱和，因此，云滴和水汽借着乱流的交换作用，就有可能移轉到四周的空气中，而四周的水汽也能随之流入来补充云中水分的損失，使云保持不变。而当这些作用停止时，云就会迅速地消散掉。

① 本文是根据 П.Н.特維爾斯戈伊(Тверской)(主編)等著的“气象学教程”第四篇第二十三章(Б.В.基劉兴(Кирюхин)著)譯出，并酌量改寫而成的。全書中文譯本已由高等教育出版社出版，系仇永炎等譯，分三册，第四篇列于第二册內。

② 參閱特維爾斯戈伊(主編)等著的“气象学教程”第七章(中譯本第一册)。

——編者注

使未饱和的空气变得饱和的基本原因有两个，这就是：

(1)使空气冷却到露点以下，(2)补充水分。

地面的蒸发作用，虽然能使水分进入大气中，但是为量极少，不足以使对流层中相当厚的气层内产生饱和现象。因为整个对流层内，相对湿度的平均值是小于100%的，因而只有水分补充加上空气的冷却作用，才会使云形成起来。

使大气冷却的原因，可以分为三种，即(1)绝热膨胀作用，(2)乱流交换作用和(3)辐射作用。

在绝热膨胀作用下，空气的冷却作用，常常是因它的气压的降低而产生的。但在一定高度上的气压的降低，使空气冷却的作用并不大，譬如说，气压在24小时内的变化值，平均起来，不过5—6毫巴，而在有锋面经过的情形下，也很少会超过15—20毫巴，这种气压降低值所引起的空气冷却程度在一日之内只有1—2°。

未饱和的空气上升时，则每上升100米，就会冷却1°。在有强烈对流下的空气，它的上升速度可以达到10—15米/秒或以上。在锋面上，巨大的空气有着较慢的上升运动，可以上升到几千米的高度上去，而且可以冷却到露点以下。因此，空气的上升运动是使巨大云块形成的基本原因之一。

乱流交换所产生的空气冷却作用是随温度的铅直分布情况而定的。假使当时的层结是稳定的(即温度直减率小于每千米6°)的话，那么在乱流交换所达到的高度内，其上部的空气就会冷却下来。假使同时有水分被乱流输送到上部时，那么就可能有层云或层积云形成。此外，乱流交换作用在有其他过程(如两种气团的混和作用、波动……等)时，常成为补助的因素。不过产生于云的外围的乱流交换作用，却能把云滴从云中带到四周的空气中，而使云消散下去。

使空气冷却的最后一种因素是**辐射作用**。它表现在含有大量的尘埃、凝结核、烟粒的空气层次的冷却过程中，尤其表现在云层顶部夜间冷却的过程中，由辐射所引起的冷却作用，常使夜间较薄的逆温层下出现层云或层积云，而且有时候会使这些云加厚起来。

● 在自然界中，上面所列举的各种过程都是共同作用着的，而且互相把作用加叠上去。就厚度较厚的云来讲，使它形成的决定因素常是上升运动。

个别的上升及下降的小股气流和空气中的小旋涡组成的小规模乱流，一般只会影响温度，使它重行分布，而只在某些情况下，才会使局部的發展微弱的云形成起来。

上升运动可分为**热力性对流运动**和**动力性对流运动**两种，因而云的形成，也可以简单地分热力性对流和动力性对流两种原因来讨论。

当某地大气有不稳定的层结时**热力性对流**就发展得很强烈。在大陆上及在暖季内，热力性的对流就因地面（森林和草原、耕地和草地等）增热不均匀而产生出来。在海洋上它产生在夜间当水面较之贴近水面的气层更为和暖的时候。在有超绝热梯度（即有不稳定的层结）时，空气增热部分可以一直上升，直到它的温度和四周气温相等时为止。大量的不稳定性会造成铅直速度到每秒几米的强烈的上升气流。

动力性对流是指冷锋楔部前面的及气流辐合区中所产生的空气铅直运动而言的。在这样的情况下，就有大块的气团在广大地区内上升到几千米的高度上去。这时所形成的云是与热力性对流云（浓积云和积雨云）有共同之处的。

空气在包括几千平方千米的更大的范围内沿着暖锋面而上升。这种上升运动与冷锋的情形不同，上升速度较小，只有每

秒几厘米；它是在沿着斜度較小的界面上發生的，其中有一定的云系(卷層云→高層云→雨層云)形成。

除了这些基本过程外，在山地由于空气沿着山坡运动，也可以發生上升运动，产生在运动速度不同的兩層气層間界面上的波动上也有升降运动。在波峯上發生空气的上升运动，而在波谷則有下沉运动。

波动使云造成独特的圓形，如滾軸狀的、波狀的、卵石形的以及其他等等。

二、凝結高度，云的底部和頂部

上升的空气，当其温度降低到使其所含水汽达到饱和时，这时的高度叫做凝結高度。在这高度上，就可有凝結現象發生，不过此时所形成的只是極小的云滴胚胎。而当温度降低到比露点更低时，云滴就会增長起来。实际上，凝結高度是与云的底部高度差不多的，因此可以把凝結高度作为云的底部高度来看待。

П.А. 莫尔恰諾夫(Молчанов)測得局地性云的底部高度是与温度差($t_0 - \tau$)成正比的。从理論上可以得出云底高度和温度差的关系如下： $H = 123(t_0 - \tau)$ 米，其中 H 为云底高度， t_0 及 τ 为地面气温与露点温度。必須注意的是：利用这个式子算出来的結果与实际云高相比較，平均誤差可达 ± 100 米，在个别情况下，甚至可以差到二、三倍之多。苏联 А.Н. 依波里多夫(Ипполитов)改用相对湿度的差額($100 - f$)代替温度差来研究这类云高，發覺这类云高与相对湿度差額之間也是成比例的。他提出了这样一个公式，即 $H = C(100 - f)$ ，上式中 H 为云高米数， f 为相对湿度，而 C 为一个系数，它的数值則为22—25之間。

此外，Д.Л. 拉依赫特曼(Лайхтман)提出了另一公式，应用了这个公式就可得到比較好的結果。他所提出的公式为：

$$Z = A(B - \lg f).$$

式中 f 为地面的相对湿度，而 A 和 B 都是常数，它們具体的数值为： $A = 5250$ ，而 $B = 2.028$ 。这个公式是根据空气相对湿度在其絕热上升中的变化情形而得到的。根据 И.И. 且斯特娜姬 (Честная) 的观测資料，用这个式子所求出的高度值，与实际高度相比較，則有 10—24% 的偏距。依波里多夫把这一公式修正为 $Z = 22(107 - f)$ ，而应用此式时，也可得到同样的結果。

要决定乱流交换所形成的地方性云(層云、層积云、碎層云等)的云高，可以应用上面这些公式来計算。但对积云和积雨云来講，計算所得的高度就有較大的誤差，此項誤差在个别情形下可以达到数百米，而且差額的符号也常不同，有时为正，有时为負。在早晨 9—10 时以前所算出的高度常常小于实际的数值，而在白天(即 9—10 时以后)所算得的却又常是太大了一些。

鋒面云(高層云、雨層云)的底部高度是随着界面所处位置而定的，因此不能用上述公式来計算。云的頂部高度常常与相对湿度开始向上急剧减少的高度相符合，而相对湿度向上急剧减少的高度通常就是逆温層或等温層所在的層次。И.А. 柯別列夫(Кобелев)根据許多实际記錄加以計算之后，就証实了这結論。濃厚的积雨云，有时会穿过微弱的逆温層。这种云發展到相当稳定的空气層后，就会受到阻止。对流云的頂部高度，基本上，决定于对流高度，即上升空气所能升到的最大高度。

三、云的微物理特性

云的微物理特性，其最基本而最重要的，有下列各項：

(1) 云滴的聚集态(物态)；

(2) 質点大小，在單位容积內的質点数(顆粒濃度)，和單

位容積內的云的含水量(重量濃度);

(3) 云內温度和湿度。

此外，還有云中電的狀況，云滴或雪花的化學成分……各項也是云的微物理特性而也可加以測定的。

這些微物理特性的探測工作，第一需要相當複雜的儀器，其次則要有在自然條件下能用以進行觀測的特殊方法。在氣象學發展的过程中，微物理特性的探測工作開始得比較晚，總共只有 20—30 年的歷史，而且到目前為止，在多數情況下，仍只限於作上述各項中個別項目的研究。

在云的微物理學方面，首先進行最廣泛的觀測工作的國家是蘇聯，特別是最近，蘇聯在進行着更大規模的這種工作。

現在，分別來敘述一下這些探測工作的結果。

1. 云滴聚集態

在多數情況下，云滴聚集態(物態)是用自視法來確定的。判定云滴為水滴或冰晶時，還要注意是否有 0° 以下的溫度、光學現象(華、暈或其他)、飛機積冰……等補充標志。

在溫度高於 0° 時，所有的云滴都是由水滴所組成，而有時其中可看到融化的雪花和小雹粒。溫度降低到 0° 至 -30° 的範圍內時，云內就會遇到過冷卻水滴和冰晶。在更低的溫度下 (-40° 或 -50°)，云就只可由固態的水(即各種形狀的冰晶)所組成。

根據觀測記錄，所有的云分成三類：

第一類叫做水云，為水滴所組成。在這類云中，由過冷卻水滴所組成的過冷卻云占有主要的地位。

第二類叫做冰云，由冰粒所組成。

第三類叫做混合云，由水滴和冰粒混合組成。有時此云的上部為冰晶或凍水滴，而下部則為水滴。但有時整個云或其

一部分是由冰晶和过冷却水滴的混合物所組成的。

水云分为有过冷却水滴和無过冷却水滴的兩種。無过冷却水滴的水云常分布在零度等温綫之下；暖季中的低云(如層云、層积云的大部分,有时还有雨層云及各种形状的积云),及热带里的积雨云均屬之。

有过冷却水滴的水云包括高积云和高層云,而在冬季則有層云和層积云,有时还包括积云和濃积云。此时并不是整个云內都是过冷却水滴,过冷却水滴只位于云中零度等温綫以上的部分。

冰云主要包括卷云、卷層云和卷积云,而在冬天还有更低的云。形成冰云的主要条件是低温,即 -40° 或更低的温度。在这样低的温度下,水汽直接凝华的作用就会發生。在温度为 -15° 或 -20° 时,水云中的过冷却水滴也会冻结而产生冰云。假使有过冷却水滴下降到含有冰晶的空气層內,那么冰晶就会开始增長起来,或者下降,或者保存在云中,过冷却水滴却会由于冰面上和水面上的水汽張力不同,而蒸發趋于消失。

混合云通常是由于水云上部的水滴部分冻结而成,在水云云顶升达卷云高度时也会形成。混合云中主要的是积雨云和雨層云。

在中緯度,上述三种云,几乎同样經常地可观测到。E. Г. 柴克(Зак)統計了中緯度鋒面云的微結構方面的資料,結果就証明了这一点。在她所統計的 686 个情况中,發現遇到水云的次数占有所有情况的 34%,冰云占 37%,而混合云占 29%。

2. 云滴的大小

測定云滴大小的方法,过去用間接推算的方法,即利用大气光学現象,如日华、月华的大小,来推算云滴的大小。在今日,已多改用直接的方法,即应用显微照相术攝取云滴的照

片直接测定云滴的大小(圖 1)。在高山观测站可以直接攝取云滴的照片,但它只能求得平均的情况,而在航空器具(飞机、飞艇……)普遍使用之后,自由大气中的云滴照片就被大量获得。

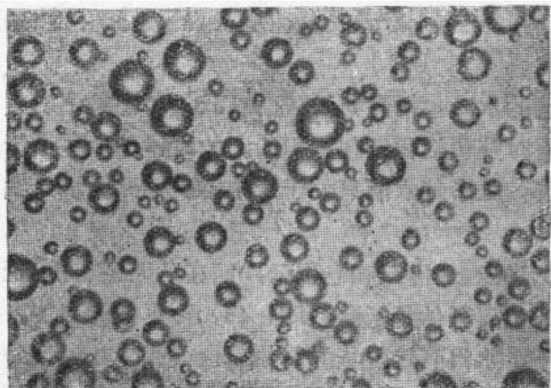


圖 1 云滴的显微照片

虽然如此,在这方面,研究得最多的还只是水云。表 1 中所示的就是在山地及在自由大气中所得的各种云滴主要尺度的记录,表中的数字以微米*为單位。

从表 1 中看来,层云、层积云、积云等各种云内云滴的主要尺度是差不多的,只是雨层云内的比较大些。

表 1

云 狀	觀 測 地 点			
	苏联厄尔布鲁士山 (Эльбрус)	德 国	法国浦伊得多漠 (Puy-de-Dôme)	莫斯科和列宁 格勒区域
層 云	2.5—5.0	3.0—4.5	4.0	5.0
积 云	3.5—5.0	3.5	5.5	3.0—5.0
層积云	—	4.5	7.5	5.0—7.0
雨層云	>7.5	11	10	7.0

$$* 1 \text{ 微米} = \frac{1}{1,000} \text{ 毫米} = \frac{1}{10,000} \text{ 厘米} = \frac{1}{1,000,000} \text{ 米}.$$

在各种不同的云內，其云滴大小的分布是各不相同的。云滴尺度范围既互不相同，出現得最多的云滴尺度也是不同的。对积云講，其底部的云滴是很微小的，而且其最大和最小之間相差也不多；到了中部，出現最多的云滴就比較大些，而且还有少数更大的云滴出現；在頂部，云滴更是普遍增大，而且其中个别的云滴还可大到 100—200 微米。对其他各种云講，頂部的云滴比之底部的云滴增大得不多。層云和积云底部各种云滴的大小的分配是比較对称的，中常大小的云滴出現較多，大滴和小滴出現較少，云滴数目自中常大小向較大云滴和較小云滴方向遞減得比較均匀；对其他各云講，則因向大滴方面遞減得較慢，表示大滴出現的机会还不少，使云滴大小分布显得不相对称。

造成云滴大小不均的原因，就是周圍空气中水汽的轉移以及云滴的蒸發。使云滴增長的因素是凝結过程和并合过程^①，在只有凝結作用的情况下，云滴的尺度是很均匀的，但由于水汽的补充，使某些云滴有所增長，更因并合作用的結果，就使較大的云滴繼續增長起来，因而造成分布上的不均匀性。

冰云方面，研究得还很少。大部分的观测工作只是关于下降的雪花方面的。冰云的高度可大于 6 千米，因而測定起来比較困难，以致直接在云中所得的記錄就不多了。在 $t < -40^{\circ}$ 的卷云中，所观测到的薄片狀冰晶，其横断面的直径为几个微米，而厚度为不到一个微米。在温度約为 -50° 的高層云中，常常有小稜柱体的冰晶，其直径为不到一个微米，而长度为几个微米。在雨層云中，則以六角晶体的冰晶占多数。在某些云中，除上述的冰粒外，还有雪花和小雹粒。

① 这两种过程，請參看本書“降水”一文。——編者注

3. 云的含水量

測定云中含水量的方法很多，但直接測得的記錄还是不多。过去，在多數的情况下，用的是間接的方法，即測定云中能見度和云滴大小后，根据这些記錄来計算云中的含水量。近年来 B. A. 柴伊蔡夫(Зайцев)提出了在飞机上用的測定法，苏联地球物理觀象总台进行了这方面的工作，获知具有小云滴的云中，凝結出来的水量，在每 1 立方米云中，不会超过 1 克，而通常只有 0.2—0.4 克/立方米。在發展良好的积云中，含水量可大到 2 克/立方米。在大塊的陣雨云中，它可以更大，即可大到 4—5 克/立方米。

在冰云中，依照間接的記錄看来，含水量是很小的，它只有 0.01—0.1 克/立方米。

4. 云滴数

在單位体积(通常指 1 立方厘米)內的云滴数，是根据云中的含水量和云滴大小而計算出来的。

計算的結果表明，云滴数变动的范围很大。在卷云中，每 1,000 立方厘米內只有几个冰晶，而在低云中，每 1 立方厘米內就有 500—600 个云滴了。值得提一下的是积云的底部內，每 1 立方厘米內約有云滴 300—400 个，而到了其上部則只有 100—200 个或更少些。

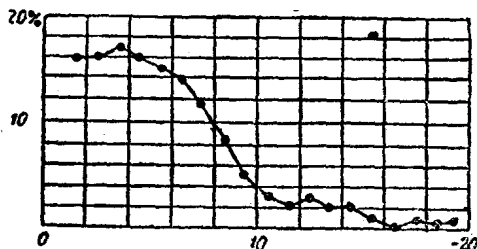


圖 2 过冷却云温度的頻率

5. 云內温度

根据飞机探测的結果，云內温度与周圍空气的温度相差不多，通常要低一度的十分之几，有时可低 1—2°。

过冷却水滴，在多数情况下，是在降低到 -10° 或 -15° 以前观测到的。在圖2上所示的就是水云內各温度出現次数对总次数的百分率。

6. 云中湿度

云中的湿度，測定的結果是90—100%，而且在多数情况下，它并未达到飽和。从上面所講的物理概念及理論上的計算来看，云中湿度須比飽和大百分之几。因而上述測定的結果可能是由于观测方法的缺陷，以致仪器示度产生誤差所致的。

7. 凝結核

云中凝結核数通常比周圍空气中的要少。如在苏联厄尔布鲁士山，海拔为4,250米的地点，在沒有云的时候，測得凝結核的平均数为每1立方厘米2,800个，而在有云时，在云中測得的只有1,650个了。

凝結核的化学成分，还没有用直接的測定方法来求得。但根据云中，以及雨滴中所收集的水的样品加以分析，就获知这些水每一升中常含有2—3到10毫克^①的鹽。这些鹽主要是氯化物，但也有少量的硫化物和氮化物。

Р. И. 格拉鮑夫斯基(Грабовский)在列宁格勒地区內直接从云中收集到水的样品，得到氯的含量約为6毫克/升，在雨中得到的不到1毫克/升，而在雪中的則約为1毫克/升。

四、依照云的結構和形成条件所作的云的分类

国际上把云分为四族十屬，又把云狀分为三类^②，这是根据形态学的原則的。形态学只能反映一些大气过程和狀況，但

① $\text{毫克} = \frac{1}{1,000} \text{克} = \frac{1}{1,000,000} \text{。 千克}$

② 參看“气象学教程”第七章(中譯本第一册)及其他有关云狀的書刊。