

The book cover features a textured, painterly illustration. The upper portion is dominated by a large, bright, yellowish-white cloud that appears to be breaking through a blue sky. Below the cloud, a dark, horizontal band suggests a horizon or a distant landmass. The lower half of the cover is a lighter, textured blue-grey, possibly representing a body of water or a misty landscape. The overall style is reminiscent of a watercolor or a soft-focus photograph. The book's spine is visible on the left, showing signs of wear and some discoloration.

雨云物理学

〔澳大利亚〕N. H. 弗列却著

上海科学技术出版社

內 容 提 要

本书主要研究云的形成、演变以至最后引起降雨的微观物理过程。前两章介绍云物理基本知识；三至七章讨论暖云，从水汽凝结开始，依次阐述凝结核、暖云微观结构及暖云降水；八至十一章讨论冷云，从冰相核化开始，依次阐述成冰核、冰晶生长和冷云降水；最后三章讨论人工影响云及各种人工降雨试验。书尾附有大量参考文献。

本书可供大学气象专业的师生阅读，也适于云物理研究人员参考之用。

THE PHYSICS OF RAINCLOUDS

N. H. FLETCHER

Cambridge University Press · 1962

雨 云 物 理 学

程 純 樞 譯

上海科学技术出版社出版 (上海瑞金二路450号)

上海市书刊出版业营业许可证出 093号

商务印书馆上海厂印刷 新华书店上海发行所发行

开本 850×1156 1/32 印张 10 2/32 排版字数 268,000

1966年6月第1版 1966年6月第1次印刷

印数 1—1,500

统一书号 13119·711 定价(科六) 1.50元

自 序

我們在雨云物理学上的知識面与理解力正在迅速扩大，这主要是因为我們已有了这样的可能性：在我們的适当干預下，我們可以对天气施行一定程度的控制。要使这种干預生效，就必须确切了解与云的演变及降水有关的物理过程。本书目的便是想把写成本书以前的最后几年中在这个領域里所出現的种种新进展加以总结，并展望其发展远景。

写作本书时注意到两类主要的讀者。第一，想为不熟悉云物理学的物理学家和气象学家提供一本最新的入門书，因此对每种过程所遵循的基本物理学原理讲得相当詳細。其次，附有大量的近期文献目录，希望本书可以作为云物理学各分支的研究者的一本参考书。

貫穿全书的重点在于云的发生以至最后引起降水的微观物理过程。这种处理方法只会造成唯一的重要遺漏——云的起电物理学及其有关現象。这方面只扼要地提了一下，主要是因为：一，起电在降水过程中的作用还不明确；二，云的起电以及与雷暴有关的現象都有着不同的理論，如果加以討論，需要的篇幅太大，可以专门写成一本书。

N. H. 弗列却 1960年7月

譯 者 序

雨是气象学的一个中心問題。以近代气象学为根据的天气預报虽然已有一百年历史，但是雨的預报仍然不很准确。看来主要原因还在于对云的发生、发展和雨的形成过程了解得不够詳細、不够深透。近几十年来，气象台一般只依靠每隔百余公里一个地面气象观测点、每隔三百余公里一个高空气象观测点所提供的实况报告作为預报的依据。而最近二十多年来，由于航空技术和雷达技术的发展以及人工降雨試驗的推动，对云的物理結構和雨雪的形成条件已利用飞机、雷达等現代化工具进行較深入的观测，掌握了更多的詳情。随着观测技术的进步，又出現大量有关云雨問題的专门科学研究工作，逐漸形成了云物理这一門学科。

云物理学基本問題的科学研究对提高天气預报的准确性很重要，对于人工降雨、人工消雹这类新試驗更具有重要意义。雨云物理学方面的书，国内尚付缺如，翻譯本书的目的就是想在这方面給气象专业学生和气象工作者提供一本参考讀物。

但是，到現在为止，云物理学成就較大的还是在微观物理过程方面。这里所謂微观过程是指一些云滴（还不是整块云）的生成、結集、蒸发，以及个体云滴的結構和性质等。本书就是以介紹雨云（只是有降水可能的云）的微观物理过程为主的。而云的宏观过程，也就是整块（层）云的生成、生长、降水和蒸发等过程，是云物理中薄弱的一面。这主要是由于宏观过程在很大程度上受空气运动的控制，而連續观测空气的运动及其他因素的时、空分布和变化是很困难的，因为这些工作需要特殊設備才能进行。云的动力学沒有掌握这方面的大量事实，就很难正确闡明微滴的运动速度和寿命的久暫，因而不能很好了解降水的机制。

我国进行云物理研究工作才八年時間。在結合抗旱而进行的

人工降雨試驗过程中，科学工作者們对国内一些地区降水云类的微观、宏观物理过程进行观测，取得了不少資料。关于对流云降水机制方面的理論研究也很有成績。国外現有的云滴碰并成雨的理論对暖云降水机制已提出初步解釋，并且得到雷达观测結果的支持。这是三十年代冰晶学說所沒有做到的。但是随着观测事实的增多，碰并理論的片面性也逐渐明显起来。例如，夏季对流云的雨大約只要一小時就可以形成，而按碰并理論計算則需要二、三小時才能下雨；还有，碰并理論要求下雨的云必須有較大的厚度，而实际看到較薄的云有时也下雨。我国緯度較低，大部分地区在农业生产主要季节里下的雨都是暖云降雨，碰并理論的这些缺点很早便被我国的研究者注意到。他們发现，国外的碰并理論中把云的宏观条件假設得太簡單了，这些理論往往把上升气流和云中液水含量假設为不变的或均匀的，与实际情况相差很远。

最近我国青年科学工作者們用毛主席思想武装自己，他們摺弃以往国外学者把宏观条件看成靜止、孤立的做法，在取得第一手观测資料以后，用辯証法分析問題，提出了嶄新的“暖云降水起伏理論”。这个新理論的要点是：在上升气流有起伏（强度不定常）的云里，云滴时起时落，可以遇到較强的上升气流；在多次升降过程中，由于路徑长，碰并到的微滴多，能說明較大較多雨滴的形成。（一般的碰并理論所說的情形，在不少情形下形成的雨滴不大，到达不了地面。）另一方面，在液水含量有起伏的情形下，在多次升降的过程中还有利于使一部分云滴长得很大，能够說明陣雨出現的突发性。以上这两个最基本的宏观条件的起伏变化是客观存在的，这个理論把大的云滴能否成雨看成是一种概率过程，一部分大滴能成雨，另一部分不能，出发点与一般碰并理論截然不同，已經开始把宏观、微观过程間的相互联系和互相制約关系表达出来了。

从冰晶理論过渡到碰并理論固然是一个重要的进展，从碰并理論发展到起伏理論，更是一个重要的轉折点。我們在科学研究上只要正确地掌握辯証唯物論这个思想武器，一定可以加速地观测到新的事实，揭露出新的矛盾，提出更新的理論。

目 录

自 序

譯者序

第 一 章	云的动力学	1
第 二 章	云的微觀物理	26
第 三 章	水汽的凝結	31
第 四 章	大气中的凝結核	54
第 五 章	暖云的微觀結構	85
第 六 章	暖云发展理論	100
第 七 章	暖云降雨	131
第 八 章	冰相核化	162
第 九 章	大气中的成冰核	190
第 十 章	冰晶的生长	214
第 十 一 章	冷云降水	234
第 十 二 章	人工影响云	242
第 十 三 章	碘化銀核的制备及其性质	256
第 十 四 章	大規模人工降雨試驗	272
	参考文献及作者索引	290

第一章

云的动力学

大气中的水

水汽在大气組成中虽然居次要地位，它却是始終存在的。和主要成分氧、氮不同，它由海陆表面上的蒸发作用而加入大气最低层，又通过形成雨雪而离开对流层中部，落到地面。所以按平均状况來說，水汽必通过对流层下部向上空扩散；因为这种輸送是借湍流，而不是借分子扩散来实现的，这就显然反映出，以平均状况而論，水汽相对于其他大气成分的濃度在对流层下部必定是向上减少的。

水汽离开地面的通量——蒸发——决定于地面的性质与温度。水汽自大气回到地面的通量大多以降水的形式出現，而直接凝結——霜与露——相对地說是微不足道的。在大部分时期，降水量是零，但在短时的大雨中，降水量数值很大。显然，这两个通量在地球表面上在适当长的时期中是平衡的，但是它的变动很大，复杂的水汽輸送以各种运动尺度在进行着——一直大到大气环流这一級的尺度。例如，热带地区整个而論是一个水汽发源地，而极地是一个汇穴；海洋整个而論是一个发源地，而大陆，或至少有入海河流的那些大陆部分，显然是一个汇穴。

因为凝結潜热大，水汽在能量的輸送上扮演了一个重要角色。地面蒸发的水汽向上扩散占地面向大气輸送的能量一大部分。以整个地球的尺度論，水汽向极的流动把热带的輻射能淨收入的一大部分輸送到属輻射淨亏损的高緯度地区。还有，空气的輻射性质本身也在很大程度上决定于水汽濃度，而云的輻射效率也比无

云空气高些,所以,水汽与云的分布决定了对流层中最有效的能汇的位置,从而影响到大气环流。

由于这些原因,大气的水循环是气象学的一个重要课题,它而且还越出了气象学领域之外,因为它不但涉及气象,而且涉及地表和地下水的运动。本书的目的只在考虑这个复杂环链的——环——云造成降水的过程。这一章里,作为对主题的引论,将扼要地讨论云的形成及云的一般性质。

云 的 形 成

自由大气里云的形成几乎完全是上升气流膨胀而冷却的结果。这个过程可以通过考察一块绝热上升的空氣的经历,以简化的形式来研究,虽然,以后会讨论到,事情常因为出现了降水以及不同性质气块的混合而复杂起来。象气象学教本里所讲的,根据能量守恒的道理,这样一块绝热的无云空气每上升100米,温度减小 0.98°C (干绝热递减率)。同时,空气的水汽分压力也是与气压成比例而向上减小的,所以露点也随着降低,虽然减低的速度比温度慢得多:每升100米减 $0.15\sim 0.2^{\circ}\text{C}$,具体要看温度与气压而定。如果继续上升得足够高,温度终于会降到等于露点,凝结于是开始。此后的情形就更加复杂了,因为凝结放出了大量潜热。在热带空气里,可凝结的水汽很丰富,以后的空气冷却率(饱和绝热递减率,即湿绝热递减率)只约合干绝热递减率的一半。在两极地区,以及在对流层上部,这两种绝热递减率无甚差别。

显而易见,大气的稳定度决定于它的密度(或温度)的铅直梯度。例如,如果无云气层的温度向上递减率小于 $0.98^{\circ}\text{C}/100$ 米(干绝热递减率),绝热向上抬升的气块将比它的新环境冷些,密度大些,因而趋向于回降到原先的位置。这样的环境温度递减率所以是稳定的;环境温度递减率如果大于干绝热递减率,它是不稳定的;如相等,是中性稳定的。同样地,如果当地的温度铅直梯度是小于(大于)有云气块的湿绝热递减率——具体数值决定于气块的温度与气压——,这有云气块是稳定(不稳定)的。

气块升降情形最好采用一种高空气象学图表来查看，——这类图表在不少教課书中都有介绍，在国际气象组织的“高空气象学图表”一书中尤其详尽。这类图表上印有干、湿绝热线，等饱和和混合比线，所以可以查出温度、混合比与高度的函数关系。将凝结层处的空气的水汽饱和混合比与更高层处的空气的混合比相比较，就不难得出一块绝热上升气块里将出现的液体水的浓度。这样一个气块结出液体水的快慢大约是：热带空气每升高1公里约2克/公斤空气；冷空气里每升高1公里约1克/公斤空气，如图1.1所示。

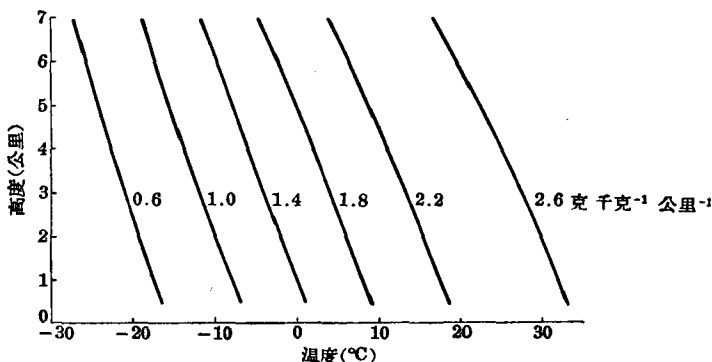


图 1.1 绝热上升的空气块中液体水的形成率(克/1 公斤空气/上升 1 公里)等值线，以高度与温度的函数关系表示

一达到所谓“冰冻层”(°C 层)，云滴通常仍保持过冷却，一直要等到温度降到相当低才结成冰。如果云终于变成冰云，将另外放出潜热，它约等于凝结潜热的 13%。

云 形

天气学中所用的云的国际分类是根据 Howard 早在十九世纪所建议的方案。云的属、族、类等的详细介绍见世界气象组织刊行的国际云图(1956)。这个图集中有各类云的精致图片，此外并可参阅 Ludlam 与 Scorer 的图片集(1957)。

国际分类是从地面观测员多年来的经验中演化出来的，主要

是以从地面上看到的云的外貌所为依据。从物理的观点說，應該分清的重要區別是形成云的垂直气流特性上的差別，以及云的微观物理性质——是否有冰，以及云滴和冰晶的濃度。云的微观物理性质将是本书主题內容的一大部分，故不在本章中討論。

云大多是因下述几种方式之一产生的垂直运动所形成的：

广大的、逐漸的抬升运动

鋒面上暖空气的上滑运动出現于温带气旋；产生深厚（通常分为几层）而广阔的高层云和雨层云。在热带与副热带中，这类云是与气流間的边界有关以及与热带风暴、气旋有关联的大面积辐合气流所产生的，但是不大常見。对云的形成起作用的气流速度的垂直分量可以从低层气流的辐合加以估計，約每秒几个厘米至每秒十个厘米。高层云是形成雨雪的最主要云类之一，它引起長時間連續的、强度均匀的降水。

这类广大层状云的形成是天气学尺度的天气扰动的动力学問題的一个方面；它太广大，維持時間太长，以現有通常的方法还难妥善地进行观测。而且这种緩慢而持續的上升运动現在也还没有直接測定的方法。由于这些理由，虽然层状云在降水形成上具有重要性，特别是在温带地区，但实验云物理学在很大程度上还集中在其他类云上（尤其是对流云）。

对流气流

对流气流引起的成堆的，即“积状的”云，小的如二、三百米厚的晴天积云，直到有时可以高及对流层頂的龐大的积雨云和雷雨。这类云里上升气流速度可以通过观测云頂升高的速度加以估計，且也曾用飞机穿云进行測定。典型的上升气流，在积云里約为1米/秒，在积雨云里可以大到20米/秒。陆地的日間增热，或者是冷气团在較暖的地表移动时，就引起对流性云。另一个比較本不容易想見的原因是自由大气中水汽濃度随高度而很快降低的时候。这时候，如果整个气层因某种原因而抬升的話，可能在这抬升

气流的下部先开始出现凝結。这部分有了云的气层不断上升时，就按照湿絕热遞减率变冷，而它上面的无云空气則按干絕热遞减率上升，气柱的温度遞减率于是在变大，如果時間維持得够长，可以引起强盛而面积广大的对流。至于造成气团抬升的原因，則可以是普遍的輻合，地形抬升，或者是暖空气下面插入了冷空气。

若对对流云水平伸展范围不广，只維持几十分钟的积云和几小时的积雨云，这样的对对流云只会产生陣雨，而不是連續性雨。然而由于这种云的厚度大且形成这种云的上升气流强，有时陣雨可以很强。热带的雨大都是这类云里落下的；而且即使在温带，对对流云也是重要的雨水来源。所以对对流云，与高层云和雨层云一起，在大气的水分循环中起着重要的作用，而且由于能量平衡中潜热很重要，所以在大气的热量循环中也起着重要的作用。

地形抬升

当气团对着山岭运动时，一部分空气被逼上升，这样可以造成广大而且厚的层状云。如过山岭足够高，气流的抬升可以使对流不稳定性出现，因而也造成积雨云。即使中等高度的山岭也由于加强了伴随着天气系统的上升运动，对云和雨的形成可以有不可忽视的影响。

当空气流经一个波脊的时候，空气短時間出现飽和，有时候荚状波浪云在山背风面比山高得多的天空中形成。虽然空气与云滯以风的速度（可以很强）流经荚状云，荚状云仍然可以維持不动。？

湍流

被限制在逆温层下面的气层經地面摩擦而受到随机攪动后，往往形成广大的层积云层。經連續持久的攪动后，在云下形成干絕热层結和均匀的水汽含量；随机向上运动的气块一經超出凝結层，就出现凝結。这类云虽然伸展范围很广而且一連可以維持几天之久，但厚度不超过一公里。层积云里的上升气流不强，通常小于1米/秒；这类云实际对于雨的形成并不重要，很少下出比輕毛

毛雨强的雨。

云的液水含量

各类云的比較

云的最重要性质之一显然是其中凝結物的濃度；它必然直接影响所产生的雨量。第一次測定云中液水含量的是 A. 和 H. Schлагinweit，他們測的是阿尔卑斯山的积云（見 Hann, 1889）。Diem (1942) 与 Mazur (1943) 首先在自由大气中乘飞机用一层油捕捉云滴。以后不久，美国方面結合飞机积冰的研究，进行了一大串測定。积冰是由过冷却云滴（通常不是冰、雪）撞到物体上結成的，所以这样的观测只能測定过冷却云的液水含量。測量方法是用一套旋轉的圓筒暴露在气流里，經一定時間后測定筒上結成的冰量。1950 年以来，在研究云內物理过程方面已經做了几套測定工作，但直到现在还没有方法測定云中冰的濃度。鉴于冰相对降水的重要性，特別在温帶，这是我們在了解云的基本性质上的一个严重的空白点，但是仪器問題看来是困难的。

測定飞机积冰的目的在于对各种云取样，为飞机設計工作提供适当的数据。后期工作直接針对云物理的研究，所以比較折衷，注意力多集中在对流云。这些測定的結果下面将分別加以考察。因此，在各类云之間作比較时必须着重依靠积冰研究。这类資料及其他不属对流云的資料列入表 1.1。液水含量 (W) 用克/米³ 为单位，所用的观测方法不是微滴撞击法便是轉筒法，只有有一个例外：Neiburger 用的是 Vonnegut (1949 a) 的方法。这方法将微滴撞击在一个連到一个玻璃毛細管去的多孔塞子上，而这两部分都是灌了水的。借毛細管力，撞上去的微滴被吸进多孔塞，水柱沿着管子的运动直接表示出吸入多孔塞的水量。

表 1.1 所列的 W 值当然可以比凝結物的总濃度低一些：Lewis (1951 a) 曾說，在美国进行的积冰研究中，观测到高层云通常几乎完全由冰晶組成。Ludlam (1951 a) 也曾指出，依靠积冰測定的方法有一个誤差来源：在液水含量大而温度低于凝固点不

表 1.1 自由大气各类云中测得的平均与最大液水含量

研究者	方法	层云, 层积云			高层云, 高积云			积云			积雨云		
		平均	最大	次数	平均	最大	次数	平均	最大	次数	平均	最大	次数
Diem, 1942	微滴取样	0.17	0.75	34	0.11	0.24	17	0.19	0.21	4	—	—	—
Mazur, 1943	微滴取样	0.19	0.38	—	0.13	—	—	0.22	0.41	—	—	—	—
Lewis, 1947	轉筒积冰	0.26	0.70	7	0.16	0.70	5	0.38	0.90	3	0.40	1.10	2
Lewis 等, 1947	轉筒积冰	0.22	0.57	99	0.16	0.34	34	0.32	0.94	19	—	—	—
Lewis 等, 1949	轉筒积冰	0.23	0.36	21	0.15	0.33	98	0.64	1.71	81	0.51	1.72	76
Kline, 1949	轉筒积冰	0.23	0.57	41	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Neiburger, 1949	毛細管	0.23	0.67	61	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kline 等, 1951	轉筒积冰	0.31	0.88	119	0.15	0.24	5	0.52	1.30	12	—	—	—
Frith, 1951	微滴取样	0.38	0.88	36	—	—	—	—	—	—	—	—	—

表 1.2 自由大气中对流云的液水含量(W)

研究者	方法	云 类	W (g/m ³)		W/W _a		观测次数	平均距离	地 点
			平均	最大	平均	最大			
Diem, 1942	微滴取样	积云	0.19	0.21	—	—	4	1 米	德国
Mazur, 1943	微滴取样	积云	0.22	0.41	—	—	—	1 米	英国
Lewis, 1947	转筒	积云 积雨云	0.38 0.40	0.90 1.10	—	—	3 2	几公里 几公里	美国 美国
Lewis 等, 1947	转筒	积云	0.32	0.94	—	—	19	几公里	美国
Lewis 等, 1949	转筒	积云 积雨云	0.64 0.51	1.71 1.72	—	—	81 76	几公里 几公里	美国 美国
Zaitsev, 1950	滤纸	浓积云	0.48	4.10	—	—	600	1 公里	苏联
Kline 等, 1951	转筒	积云	0.52	1.30	—	—	12	几公里	美国
Weickmann 等, 1953	能见度	积云, 浓积云 积雨云 积云	1.0 3.9 2.5	3.00 6.50 10.00	0.65 0.96 0.89	1.00 1.60 3.50	9 9 16	— — —	美国 美国 美国
Day 等, 1953	积冰盘与加 热圆筒	浓积云, 积雨云	0.33	2.10	0.14	0.52	速记	大概几百米	英国
Warner, 1955	纸带	积云, 浓积云	—	—	0.26	—	速记	—	澳洲东部

(續表)

研究者	方法	云类	W (g/m ³)		W/W _a		观测次数	平均距离	地点
			平均	最大	平均	最大			
Day, 1955	低温积冰盘	积雨云	—	4.20	—	—	—	大概几百米	英国
Day, 1956	积冰盘与加 热圓筒	—	0.53	2.00	0.15	>1.0	連續记录	大概几百米	英国
Battan 等, 1957	微滴取样	积云	0.18	0.28	0.18	0.34	5	1 米	美国中部与加勒比海
Squires, 1958c	紙带	积云	0.33	0.37	0.31	1.30	—	10 米	美国中部与加勒比海
Warner 等, 1958	微滴取样	积云	—	—	0.20	1.0	321	1 米	澳洲东部与夏威夷
	微滴取样	积云	0.27	0.80	—	—	155	1 米	澳洲东部与夏威夷
	紙带	积云	0.30	0.95	—	—	—	30 米	澳洲东部与夏威夷
Draginis, 1958	紙带	积云及濃积云	{ 0.60	3.60	0.23	2.60	連續记录	几米	美国中部
		积云	{ 4.00	4.00	0.24	2.40			加勒比海
Durbin, 1959	微滴取样	积云	0.43	*	<1	>1	150	1 米	英国
Ackerman, 1959	热鏡	积云	0.54	3.36	0.35	2.00 (約)	連續记录	几十米	加勒比海

* “差不多是 5”

多的情況下，氣流將熱量從圓筒帶走的速度可能不夠大，不能把全部撞上的水的凝結潛熱都帶走。如果是如此，冰層表面溫度將上升到 0°C ，有些水不凍結而流走。因此在給定的流速、筒徑和溫度下有一最大可能積冰率，這就給液水含量測定值設了一個上限（“Ludlam 限值”）。表 1.1 的轉筒觀測中， W 的測定值大都小於 Ludlam 限值的一半。然而，轉筒須暴露幾十秒鐘，才收集到可以測量的冰量，因而所得的 W 值是幾公里距離內的平均值。有幾套觀測中看出，往往 W 在幾十或幾百米距離內就有較寬的變幅出現。因此，看來有些峰值已經削去；這方法測得的極大值和平均值都可能太低些，即使測定值低於 Ludlam 限值時也如此。

從飛機上測定夏威夷島迎風坡面上所形成的地形雲的數值也與表 1.1 所列的數值相似（見 Squires, Warner, 1957）。微滴取樣法所得的平均值是 0.35 克/米³。用紙帶電阻法連續記錄到的平均值是 0.28 克/米³（見 Warner, Newnham, 1952）幾乎全部測定值都小於 1 克/米³，只有在雲狀被擾動且帶有對流性結構的雲層下部的大雨中曾在短時間內測到 4 克/米³。

山頂上觀測的結果也與表 1.1 所列的自由空氣中的數值一致。例如 Learnard (1953) 在華盛頓山（高 6300 呎）經 3500 次轉筒觀測所得的平均值是 0.46 克/米³；Bricard 1953 年在彌地（Midi）峰觀測各類雲所得的平均值為 0.41 到 0.64 克/米³；Levin 與 Starostina (1953) 在埃爾勃魯次（Elbruz）山對幾類雲的觀測中得到的最大值是 1.5 克/米³；Rittenberger (1959) 在黑林山費爾特堡氣象台（Feldberg Observatory, 4900 呎）測得的平均值是 0.22 克/米³，最大值是 1.54 克/米³（共 370 次觀測）。表 1.1 的數值還與在美國、大西洋、太平洋、北冰洋上所進行的一次大規模積冰研究的結果一致，見 Perkins (1959) 的報告。記錄了 3000 次以上的積冰雲，平均液水含量的計算是以一分鐘為週期的。這些測定工作也和轉筒測定一樣，是依靠積冰來做的，所以也具有 Ludlam 指出的那種誤差。所得的平均值是 0.25 克/米³，有 10% 的觀測超出 0.6 克/米³。極大值是 1.34 克/米³，這個數值也許是太小了，

因为测定时的 Ludlam 限值似乎比测值还小些。

表 1.1 的数据安排得可以使之与同样仪器所测得的各种云的测定值作比较。计算平均液水含量所取的路径长度，用取样法约是 1 米，用转筒法是几公里。这些结果是用很多种方法测得的，它们的一致性却出乎意料之外，从表中可以看出，各类云的液水含量相差不大，低的层状云的含水量稍多于中层层状云；对流云的含水量更大。除了对流云外，没有一次观测会得到超出 1.0 克/米^3 的数值。

对流云

前面已提到，近来云物理研究有集中于对流性云的趋势，而对于其它重要的云如高层云则相对地有所忽略。这当然主要是尺度问题。研究直径只几公里、只维持 1 小时或更短促时间的对流云时，把天气形势看成恒定不变是合理的。也有可能（至少在原理上可能）去测定那些制约着云的形成、生长和消失的较为重要的因素并建立一种理论来解释所观测到的各项性质。另一方面说，如果不参照天气学尺度上的大气动力学，而且对广达几百公里、维持到几天之久的云层又没有详细观测的话，要讨论温带气旋的中层云系的形成与演变看来是不可能的。这显然是一个高度困难的工作。

对流云的液水含量平均值和极大值见表 1.2，为了完整起见，表 1.1 里有关对流云的数据也再一次纳入表 1.2。遇有可能时，表中也列出实测液水含量 (W) 与绝热液水含量 (W_0) 的比，包括平均值与极大值。绝热液水含量 W_0 是指云底一块饱和空气绝热地抬升到观测层的时候将出现的含水量。得出表 1.2 的数据所用的方法与表 1.1 相同，只有三个例外：一，Zaitsev (1950) 用滤纸法；二，Weickman 与 aufm Kampe (1953) 用光学法；三，Ackerman (1959) 用热丝法。方法参见第二章。

虽然云的种类、大小多种多样，地理位置分布很广，平均液水含量却相当一致，可是极大值幅度很大。同样地，平均而论，