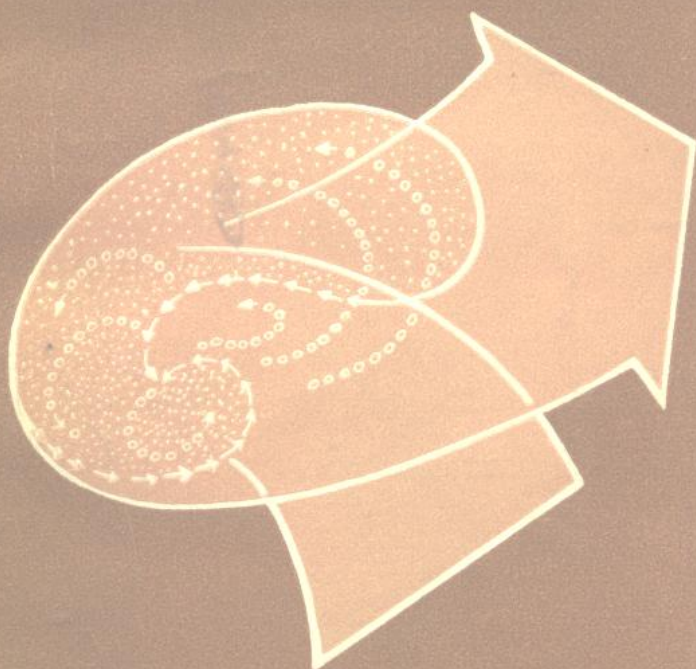


云物理简明教程

〔加〕R·R·罗杰斯



气象出版社

17-0.5
347

云物理学简明教程

[加] R. R. 罗杰斯著

周文贤 章澄昌译

王鹏飞 校

气象出版社

内 容 简 介

本书是一本介绍云物理学专门知识的入门书，属于自然科学基本原理国际丛书之一。书中全面地介绍了云雾降水物理学中最基本的内容，对云物理学的新进展、新观点也有所介绍。全书共分十四章，前四章为云物理有关的热力学原理；中间五章论述云的微物理过程，着重研究云如何发展为降水，是本书的重点；其后五章介绍雷达、降水过程、人工影响天气和云的数值模拟。各章末附有习题，书末还有部分题解。

本书可供高等院校大气物理专业、气象专业师生阅读，也可供从事云雾物理研究和人工影响天气试验的实际工作人员参考。

R. R. Rogers

A SHORT COURSE IN CLOUD PHYSICS

Pergamon press

1979

云物理学简明教程

[加] R. R. 罗杰斯 著

周文贤 章澄昌 译

王鹏飞 校

* * *

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京印刷一厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

开本：850×1168 1/32 印张：7.25 字数：178千字

1983年6月第一版 1983年6月第一次印刷

印数：1—3,500

科技新书目：47—98 统一书号：13194·0113

定价：1.00元

前 言

本书是以物理气象导论课中的热力学和云物理学部分的讲稿为基础编写的。读者对象是懂一点气象或从未接触过气象的研究生，大部分材料也适合于理工科的高年级大学生。

前四章属于大气热力学方面的课题，这部分内容是了解云物理的基础。中间的几章论述云滴的形成、凝结和碰并增长以及雨和雪的发展过程，包括了传统云物理学的核心内容。这些课题在Fletcher (1962) 的《雨云物理学》，Byers (1965) 的《云物理学基础》和Mason (1971) 的《云物理学》中作过广泛的论述。作者参考了这些著作，并在此表示衷心的感谢。后面几章主要介绍与微物理理论有关的观测数据的分析方法，概要地介绍了气象雷达原理，并对人工影响天气作简短的介绍。最后一章概述了云的数值模拟，这是目前最感兴趣的课题。

在这一版中改正了初版的一些错误，改写了一些不适当的推导式，补充了少量新材料。为听取使用本教材初版的教师们提出的建议，这次把奇数编号习题的解答编了进去。

谨向写信对本书初版提出意见和评述的同事们致谢。作者特别感激D. Robertson H. G. Leighton和I. I. Zawadzki的建议和帮助。

R. R. Rogers

于蒙特利尔

1977年10月

引 论

云物理学作为物理学的一个分支，可以定义为大气中云的科学。由于这种定义很宽，所以可容纳大量知识，例如包括从云的分类一直到雨水的化学特性这样的范围。但是人们通常认为，云物理学的主要任务在于解释云的形成和降水的发展。因而本书只涉及云和降水的发展，而不考虑云物理学的其它重要组成部分，诸如云中辐射的传输以及云中的光电现象等。

云和降水发展的原因可以归结为两种完全不同的过程。第一种过程要求成云区内的空气必须变得基本上饱和，即促使相对湿度增加到近100%。这差不多都是通过无云空气的垂直运动来完成的。这类空气的垂直运动，按照其产生条件的不同，其水平范围可以从几十米到几百公里。垂直速度的大小也可因形成的过程不同，而从每秒几厘米到每秒几十米。垂直运动是形成云所必需的，而且在决定云体降水的特征和降水量方面起着重要作用。所有这些包含空气运动的较大尺度的过程，一般属于“云的动力学”或“云的运动学”范畴。

第二种过程出现于很小的尺度范围内，此尺度可以与云和降水的单个质粒的尺度相近。这些过程就是云滴的形成、增长及其与周围环境的相互作用。研究它们所需的知识为热力学原理、扩散理论和物理化学等。云物理学在这方面的任务就是要说明水汽形成单个云滴、增长为可见的云质粒以及与其它云质粒相互作用而形成降水的条件。我们把这些云物理学研究的内容综合在一起，归结到“云的微物理学”范畴中去。

通常云物理学方面的著作都侧重于云的微物理学。这并不是认为云的动力过程不重要，主要原因是对云的动力学的了解远不

如对云的微物理学那样清楚。对此可以列举如下一些原因：许多微物理过程可在实验室中进行研究，而大尺度动力效应一般不容易再现；其次，在云的动力学中有许多重大的理论问题尚未解决，而微物理过程的理论基础比较完善；最后，云中气流的观测资料不足，只是在最近十年来，由于在云的研究中应用了多普勒雷达，才获得了一部分有关的资料。

因此，按照传统的处理，本书主要论述云的微物理学，把重点放在降水的发展上。而对一般的课题，如气溶胶、核化作用以及取样设备等只作简要概述。前四章包括研究云所需的大气热力学基础。接着几章介绍云和降水的微物理学。另外还概略地介绍了气象雷达原理，以作为后面两章有关降水过程和强风暴的观测资料分析的基础。最后一章介绍了云的数值模式。并为有兴趣的读者推荐一些有关的文献。这一课题把云的动力学和微物理学的复杂的相互作用汇集在一起，指出了理论及其必要的解决办法在解释观测事实方面的适用范围。

译 者 的 话

研究云雾降水的形成、发展和消散这种物理过程的云物理学，是大气科学中最为重要的分支学科之一。四十年代中期以来，由于发现了人工冰核，使人类对主动干预天气过程的愿望，获得了一定的科学依据，从而使人工影响局部天气的科学试验获得了显著的进展，并进一步推动了云物理学科的发展。

《云物理学简明教程》作为介绍云物理学专门知识的入门书，属于自然科学基本原理国际丛书之一(第96卷)。1976年发行第一版(第84卷)，随即出了第二版(1979年)，在这一版中补充了至迟到1976年的最新进展，增订了部分习题解答。全书共分十四章，前四章介绍与云物理有关的大气热力学基本原理。中间五章主要论述云的微物理过程，着重研究云如何发展为降水。第十章对气象雷达作了概要介绍，为其后涉及降水过程和强风暴的十一、十二两章内容提供分析基础。第十三章论述了人工影响天气的基本原理。最后一章介绍了云的数值模式，其中考虑了云的动力学和微物理学之间的相互制约关系，其结果颇能说明一些观测事实。各章末均附有一定数量的习题，有利于读者提高分析和解决实际问题的能力。

这本书的基本特点是资料新颖，取材合适，编排得当，层次清楚，论述简洁。书中介绍了一些新的观点，如持续凝结增长有利于其后的随机碰并增拓谱宽的效果等；还强调了云的数值模式的假设条件、基本思路和物理概念；并注意把云的动力学与云的微物理学相结合。因此，本书对于从事云和降水微物理实验研究、雷达分析和云的动力学、数值模拟试验以及人工影响局部天气工作的人员颇有参考价值。原书中的个别印刷错误，在中译本中已作了改正。由于水平所限，译文中如有错误或不当之处，请读者批评指正。

目 录

前言	1
引论	2
第一章 干空气热力学	1
大气的组成	1
干空气的状态方程	1
热力学第一定律	2
特定过程	6
熵	8
气象热力学图	8
习题	11
第二章 水汽及其热力效应	14
水汽的状态方程	14
克劳修斯-克拉贝龙方程	14
湿空气及其水汽含量	17
未饱和湿空气热力学	18
达到饱和的途径	19
假绝热过程	22
习题	24
第三章 静力稳定度和气块的浮力	25
流体静力平衡	25
干绝热递减率	26
作用在空气块上的浮力	27
干空气的稳定度判据	27
假绝热递减率	28

湿空气的稳定度判据	29
对流性不稳定	29
习题	32
第四章 混合和对流	34
气团的混合	34
对流凝结高度	37
绝热液态含水量	38
对流: 粗线条的气块理论	40
对粗线条气块理论的改进	42
习题	48
第五章 云滴的形成	52
云和降水形成概述	52
水汽中液水的核化作用	55
大气凝结核	61
习题	66
第六章 云滴的凝结增长	67
云滴的扩散增长	67
群滴的增长	73
扩散增长理论的某些修正	77
习题	82
第七章 非冻结云中雨的发动	84
云的微物理特征	84
微滴的碰并增长	85
鲍文模式	94
统计增长: 特尔佛特模式	97
统计增长: 随机碰并方程	100
凝结作用叠加随机碰并	106
总结性评述	109
习题	110

第八章 冰晶的形成和增长	112
冰相的核化作用	112
冰的异质核化作用的实验	114
大气冰核	115
冰晶的扩散增长	118
碰冻增长	122
冰晶增长过程和水滴并合作用的比较	126
习题	128
第九章 雨和雪	130
滴谱	130
雨滴的破碎	133
雪花的大小分布	136
雪花的碰连和破碎	138
降水率	139
习题	140
第十章 气象雷达	142
雷达原理	142
雷达方程	144
气象雷达方程	145
Z值和降水率之间的关系	148
雷达显示器和特殊技术	149
习题	151
第十一章 降水过程	154
大范围降水	154
阵雨	160
降水理论	164
雨的中尺度结构	166
降水效率	168
习题	170

第十二章 强风暴和冰雹	173
雷暴单体的生命史	173
强雷暴	177
冰雹的增长	182
习题	184
第十三章 人工影响天气	186
增进雨雪	186
消云	189
抑制冰雹	189
习题	190
第十四章 云的数值模式	192
微物理过程简单的一维模式	193
微物理过程较复杂的一维模式	197
云的二维模式	200
三维模式	203
参考文献	206
奇数习题解答	214

第一章 干空气热力学

大气的组成

空气是由几种所谓永久气体、一组浓度可变的气体以及各种浓度可变的固体和液体质粒组成的混合物。其中氮和氧按体积分别占大气永久气体成分的78%和21%，剩余的1%主要是氩，但还有少量的氦、氫和其它气体。空气的组成具有明显的均一性，在地球表面90公里高度以下，这些永久气体成分的相对比例都是一样的。

水汽、二氧化碳和臭氧，是空气的可变成分中含量最大的几种气体。这些气体成分强烈地影响着大气中的辐射传输过程。同时水汽还在大气热力过程中起着主导作用。

悬浮在空气中的固体和液体质粒称为气溶胶质粒。常见的气溶胶质粒是云中的水滴、悬浮着的尘埃和花粉。大气热力学主要研究对象是其中的气体，一些称为吸湿性核的气溶胶质粒在大气中水的凝结过程中是至关重要的因子。

在气象学中，常把空气看作是两种理想气体，即“干空气”和水汽的混合物，这种混合物称为湿空气。湿空气的热力学性质决定于干空气和水汽各自特性的共同作用。

干空气的状态方程

理想气体状态方程，或理想气体定律，表述了在热力平衡条件下，气体的气压 p 、体积 V 和温度 T 之间的关系：

$$pV = CT \quad (1.1)$$

这里 C 是常数，取决于气体的种类。

利用阿佛加德罗定律,我们可以把上述方程简化成标准形式。阿佛加德罗定律告诉我们,在相同的气压和温度条件下,一摩尔的任何气体所占的体积是相同的。以 v 表示相应的体积,则有

$$pv = C'T \quad (1.2)$$

其中 C' 对所有气体来说都是同一常数,可以把它称为通用气体常数,以 R^* 表示, $R^* = 8.314 \times 10^7$ 尔格·摩尔⁻¹·度⁻¹ = 8.314 焦耳·摩尔⁻¹·度⁻¹。

对任意体积来说, $V = nv$, n 是摩尔数。由(1.2)式得到

$$pV = nR^*T \quad (1.3)$$

除以气体的质量 M , 得到

$$\frac{pV}{M} = \frac{n}{M} R^*T$$

但是, 因为 $V/M = \alpha$, 即比容; $n/M = \frac{1}{m}$, 其中 m 表示气体的分子量。因此(1.3)式可简化成

$$p\alpha = R'T \quad (1.4)$$

式中 $R' = R^*/m$ 称为比气体常数。

我们可以根据空气中的氮、氧等气体成分的分子量的平均值来计算干空气的有效分子量, 结果得 28.9 克/摩尔。因此, 干空气的比气体常数是

$$R' = 2.87 \times 10^6 \text{ 尔格} \cdot \text{克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1} = 287 \text{ 焦耳} \cdot \text{千克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1}$$

在气象上常见的温度范围内, 对应用来说, 用(1.4)式描述干空气的状态已足够精确了。

热力学第一定律

第一定律表述了下列两个经验事实:

1. 热量是能量的一种形式;
2. 能量是守恒的。

前一个经验事实体现在焦耳(Joule)定律中, 可用热的功当量

表示，即

$$1 \text{ 卡} = 4.186 \times 10^7 \text{ 尔格} = 4.186 \text{ 焦耳} \quad (1.5)$$

第二个经验事实可以用下列代数式来表述：

$$dQ = dU + dW \quad (1.6)$$

施加于一气体的全部热量 dQ ，一部分可以使该气体的内能增加 dU ，其余的部分将使气体对外作功 dW 。应用这一关系时，习惯取单位质量的式子。为此，(1.6) 式可写成

$$dq = du + dw \quad (1.7)$$

首先可考察式 (1.7) 中的作功项。假定有一体积为 V ，表面积为 A 的气块（如图 1.1 所示），在各方向均线性地膨胀一微小增量 dn ，从而引起的体积变化为

$$dV = Adn$$

但 $p = F/A$ ，这里 F 是气体施加的力，故

$$pdV = Fdn \quad (1.8)$$

气体膨胀所作的功是 $dW = Fdn$ ，因此 (1.8) 式可以写成

$$dW = pdV$$

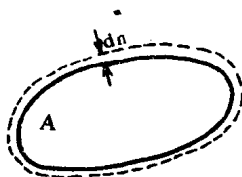


图 1.1 气块的膨胀

从而单位质量气体所作的功（比功）便是

$$dw = pd\alpha \quad (1.9)$$

通常，在从 α_1 到 α_2 的有限膨胀中所作的比功是

$$\int dw = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} p d\alpha$$

借助于热力学图可以把上述积分形象地表示出来。

热力学图是以状态变量作为坐标的一种图解。一个气体的给

定的热力学平衡态可以用上述图上的一个点来表示。当一气体经过一系列平衡态(例如相应于加热作用或外力作用)时,在热力学图上就可画出一段轨迹。

气块在膨胀过程中所作的功,可以方便地在以气压与比容为坐标的图上表示出来,如图1.2。这个例子表明气体从初态A(p_1 、 α_1)膨胀到终态B(p_2 、 α_2),面积ABCD表示所作的比功。实际上,从A到B可以有无限多个平衡路径,这些具体路径取决于气体是得到热量还是失去热量,以及具体过程中在那个点上产生热量转换。气体所做的功决定于积分路径,换一种说法, $dw = pd\alpha$ 不是一个“恰当微分”。因此,这是不存在一个能满足下式的普遍函数,

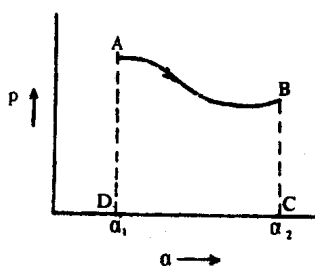


图 1.2 表示膨胀做功的热力学图

$$\int_{\alpha_1}^{\alpha_2} p d\alpha = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} dF(\alpha) = F(\alpha_2) - F(\alpha_1)$$

为了说明这一事实,有些作者特意用 $d\mathbf{w}$ 符号代替 dw 。

循环过程在热力学理论中有着特殊的意义。气体在循环过程中经历着一系列连续的状态变化,它的初态和终态具有相同的热力学坐标。图1.3就是表示这样一个循环过程的 p - α 图。气体沿着图中所示的曲线从状态A到状态B。如前所述,曲线下的面积给出了气体从 α_1 膨胀到 α_2 所作的功。然后气体被压缩,沿着下面的曲线回到状态A,在这个阶段外界对气体做功。气体在整个循

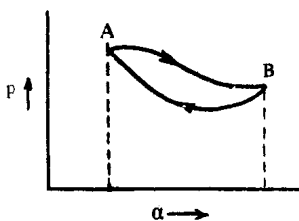


图 1.3 循环过程

环过程中所作的净功在图上用曲线包围的面积表示¹⁾。如果过程按相反方向进行，把箭头倒过来，曲线包围面积就表示外界对气体所作的净功。在一个循环过程中所作的净功在数学上用下述沿路径的积分来表示，即

$$\int_c dw = \int_c p d\alpha$$

其中下标 c 表示对一闭合回路取积分。若被积函数是一个恰当微分，则任何一个这样的循环积分都将得零，因为对恰当微分进行积分仅仅取决于积分的上下限。但一般对上述的 dw 来说，就不属于这种情况。

其次我们来研究 (1.7) 式的 du 项。对于理想气体来说，其内能的增加即表现为温度的升高。温度变化与所加的热量成正比，如下式所示：

$$dT = \frac{1}{c} dq \quad (1.10)$$

式中 c 称为比热，以卡·克⁻¹·度⁻¹来度量。对于气体来说， c 不是常数，而决定于加热后是否做功。如果不做功，(1.9) 式 $d\alpha = 0$ ，则写成

$$c_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_\alpha \quad (1.11)$$

1) 原文是阴影的面积，但图上无此面积，因而改为曲线包围的面积——校注。

称为定容比热。

另一种情况是加热时气压保持不变，对于这种过程可写成

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_p \quad (1.12)$$

称为定压比热。

显然 $c_p > c_v$ ，因为在定压过程中需要有一部分热量用于做功 $p d\alpha$ ，而在定容过程中只要一些用于升高温度的热量就可以了。对于干空气来说，

$$c_p = 0.240 \text{ 卡} \cdot \text{克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1} = 1004 \text{ 焦耳} \cdot \text{千克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1}$$

$$c_v = 0.171 \text{ 卡} \cdot \text{克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1} = 717 \text{ 焦耳} \cdot \text{千克}^{-1} \cdot \text{度}^{-1}$$

施加于气体的所有热量，一部分成为内能

$$du = c_v dT \quad (1.13)$$

其余部分用以作功。因此能量守恒的一般表达式为

$$dq = c_v dT + p d\alpha \quad (1.14)$$

特 定 过 程

对(1.4)式微分，我们得到

$$p d\alpha + \alpha dp = R' dT \quad (1.15)$$

它是在热力平衡条件下气压、比容和温度变化关系的微分方程，合并(1.14)式和(1.15)式，得

$$dq = (c_v + R') dT - \alpha dp$$

而

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_p = c_v + R'$$

因此

$$dq = c_p dT - \alpha dp \quad (1.16)$$

上式可以作为第一定律的另一表达式来代替(1.14)式。

现在利用这些方程来定义一些特定过程。

(a) 等压过程： $dp = 0$