



微 气 象 学

O. G. 薩 頓 著

高等教育出版社





微 气 象 学

(地球大气最低層中物理过程的研究)

O. G. 薩 頓 著
徐 尔 頤 譯
吳 和 廣

高 等 教 育 出 版 社

本書根據倫敦馬格勞希耳 (McGraw-Hill) 出版公司出版薩頓 (O. G. Sutton) 著“微氣象學” (Micrometeorology) 一書 1953 年版譯出。

本書系統而扼要地闡述了近地氣層大氣物理的各個重要方面，包括了很多的現代科學成就，不但有充分的理論發揮，也注意到理論怎樣聯繫實際的問題。本書可作為氣象學、氣候學（尤其是微氣候），農業氣象學各專業的教學參考書，對有關方面的實際工作者來說也是一本有價值的參考書。

微 氣 象 學

O. G. 薩頓著

徐爾顯 吳和寶譯

高等教育出版社出版 北京宣武門內承恩寺7號
(北京市書刊出版業營業許可證出字第054號)

上海大東集成聯合印刷廠印刷 新華書店發行

統一書號 13010·664 開本 850×1168 1/32 印張 11 12/16
字數 286,000 印數 1—1,800 定價 (4) 洋 1.30
1959年9月第1版 1959年9月上海第1次印刷

序 言

在這本書里，我試圖滿足這樣一些氣象工作者及其他學科工作者的需要，這些工作者需要有關生物最豐富的那部分大氣里的物理過程的詳細知識。我希望像這樣一種報導將有助於增加微氣象工作者的人數，這本書也就是根據這個目的編寫的，本書不預備作為一本百科全書式的參考書，而是作為一本供研讀用的完整的教程，把對文明社會的生活有重要意義的應用氣象學的若干分科中主要研究成果綜合在一起。

氣象學中比較深入的和比較基本的問題，已經表明出與現階段物理學中任何問題同樣艱深。大氣的秘密不大容易揭露出來，在氣象學較熟悉的幾個分科中，長期的經驗似乎是取得成就的一種主要的必備條件。但微氣象學的較狹隘的領域，對新參加工作人員來說，是比較易于接近的；低層大氣的很多問題，在應用科學的其他分科里也是熟悉的，雖然處理的方法往往是十分不同的。未加控制的自然過程，是氣象學的基础，當我們由實驗室的細心計劃的實驗，過渡到對這種自然過程進行有系統的觀察與解釋時，轉變看法是必須的，這本書的目的之一，就是要尽可能使得轉變看法容易一些。

雖然本書的內容與處理方法主要是屬於研究生水平的，但是要領會書中的討論所需的技术，應該是已經達到數學或物理初級學位水平的學生完全能够掌握的，我已經尽可能地避免細致的證明，或一個問題的任何處理方法，如果在我看來，似乎只是搬弄數學，而不是說明物理內容，我就把它略去。在整個書里，我用較熟

悉的研究工作,来強調着大气物理的連貫性,也強調各个問題間的相互关系,因为我相信,在气象学中,对全面观点的价值是不会嫌估計过高的。此外,在适当的地方,我都采用一种叙述方法,这种方法,根据我的教学經驗認為是有好处的。对每个主要題目,开头用簡單語句扼要評述了这个特殊研究領域中的主要問題,以及这些問題在微气象学中的意义。在較后阶段,如果显然需要比較巧辯的处理,則再予以严密的邏輯的說明。这意味着在每一章中有一定量的重复,如像在任何妥为計劃的一系列講課一样。我相信:大多数讀者,尤其第一次接触这个問題的讀者,将感到这样做是很有帮助的。

本書包括了我認為在近地气層的物理学里最重要的題目;而且,后面几章的詳細討論,以前面几章里的基本物理和数学为基础,就这个意义上說,本書是自給自足的。在这一类型的書里,選擇材料常常是件困难的事;也許可以这样爭辯:微气象的范围不一定限制于近地面的大气,对于高空現象的微細結構也應該給予若干注意,尤其是云的微观物理。对于这种观点可以有很多的話說,但是我觉得,在这書中如果包括了这些东西,将要使这本書累贅臃腫,并且要影响到本書的連貫性与內部和諧。把云及雨的形成的詳細研究,与天气学中較大規模的过程分开是不可能的,这样一种复杂的问题需要另外写一本書。为了与此有些相仿的理由,我抑制自己不去討論大气对于无綫电傳播的影响;但是这里我对于我的判断覺得很有理由,因为对專門的讀者來說,这些題材現在已有若干完备的參考書。

在本書写作过程里,我經常参考盖革(Geiger)博士的“近地气層里的气候”,在这本書的最近版里,包括了有关低層大气的大量材料。布朗特(David Brunt)著的“物理气象学与动力气象学”,奧維次(Haurwitz)教授的“动力气象学”及哥尔德斯坦因(Goldstein)

博士的“流体动力学的近代进展”，这三本书总是放在手边，而且已经证明是非常宝贵的。承蒙我的朋友即老同事巴斯圭尔 (F. Pasquill) 博士好心地把本书的全部底稿读了一遍，提出了许多适当的有启发性的建议，我非常感激。我还要感谢我的同事韋斯德 (G. D. West) 教授及圖藍忒 (C. J. Tranter) 教授及我的兄弟 W. G. L. 薩頓，他們对前面几章提出了有益的批评。对英国政府書局总监，劍桥大学印刷所，英国皇家学会，美国气象学会，英国皇家气象学会等允许作者复制一些图表，很是感谢。最后我非常感谢我的爱人，她在修改底稿及其他繁琐但又是必须的工作中，给我以帮助与劝告。我还要感激我的秘书斯密斯 (E. J. Smith) 女士在打字中的耐心工作。

O. G. 薩頓

希立文汉 英格兰

1952年11月

目 次

序言

引論.....1

第一章 靜止大气.....3

組織成分及物理性質。流体靜力方程及气压随高度的变化。密度随高度的变化。溫度随高度的变化。絕热遞減率的意义。参考文献。

第二章 在运动中的大气 (I) 片流流动18

近地面空气运动的一般情况。不滯流体的运动学。通过起伏地区的气流。在轉动地球上的風。粘滯性及其影响。粘滯流体的运动方程。邻近平面的流动。片流边界層理論。把边界層理論应用到平面上的流动。参考文献。

第三章 在运动中的大气 (II) 乱流流动66

乱流的一般情况。乱流的原始。乱流运动的基本数学理論。与分子过程的相似性。交換系数。对地轉風的接近。分子相似性的进一步发展；混和長度理論。乱流边界層。在乱流边界層中与混和長度假說有关的速度廓綫。廓綫方程对完全粗糙面的修正。交換系数及混和長度假說的有效性。渦度轉移假說。乱流的統計理論。乱流的相似理論。参考文献。

第四章 热轉移与扩散問題121

热傳导的数学理論。簡單扩散过程。边界条件。片流的热成边界層。自由对流。斐克扩散問題。乱流引起的热轉移。自由对流中混和長度理論。密度梯度对乱流的影响。参考文献。

第五章 輻射180

基本关系。短波輻射。長波輻射。夜間最低溫度的預报。参考文献。

第六章 大气最低層內溫度場217

一般情况。地面条件。溫度廓綫。近地面溫度观测資料的分析。較低气層內热轉移的理論处理。参考文献。

第七章 近地面風的結構問題260

地面風場的一般特点。風速廓綫。对地轉風的接近。近地面風的

詳細研究。穩定密度梯度的影響。局部起源的風。參考文獻。

第八章 擴散及蒸發 310

人工源發出的雲的特徵。人工源發出的擴散的理論研究。野外工作的擴散公式。由高架源發出的擴散。大氣中的自由對流噴射。蒸發的理論研究。蒸發的觀測。動量、熱量、物質的交換系數的比較。在亂流相似理論中的擴散問題。參考文獻。

引 論

在气象学的发展史里，主要的兴趣都放在大型的气候与天气上，这类过程在地面上占有着很大的区域及很厚的大气層。但是近几年来，人們已越来越注意到关于大气过程的細致結構的系統研究，尤其是注意于詳細研究發生在貼地气層里的現象。

在本書里，微气象学这个名詞，是用来表示詳細研究近地面有限区域里、并且常常是在大气最低層内所發生的物理現象。一个地区的气候和每天感受到的天气，是移动于大陆及海洋上的大型气团的运动所直接引起的；对这种規模的运动来講，例如决定工厂烟突里出来的烟灰的扩散的严密条件，或者决定冷空气流注洼地的严密条件，都是不重要的。虽然从气候圖或預报員的天气圖的观点来看，这些情况并不重要，但是它們对人类公共福利及国民經济有深刻的影响；为了这个緣故，这些情况值得認真研究。

低層大气物理不但是有趣的，而且是重要的，主要因为在貼近地面的气層里大气情况的变化很大。这些变化不但对于气象学重要，而且对其他科学也重要。植物初生时所經受的气候，与人及有几尺高的較大动物所經受的气候是很不相同的，因为在貼近地面厚不到一英寸的气層里，在短短的一天中，可能經受到热带的酷热及冰冻的严寒。要詳細研究气候对植物的影响，如果根据离地面約四尺左右百叶箱里的气候記錄是不大可能的。

將微气象学發展成一門严正的科学，不但需要考查及解釋非常精細的觀測資料（这些觀測是在貼近地面的气層里进行的），同时还需要研究产生这些小气候的物理过程。这意味着要詳細知道

貼近固体或液体边界上的空气运动, 这些边界的形状是各式各样的, 它的温度是时常变化的。这种运动的显著特色是: 气流总是乱流运动, 因此發生相当强的混和作用。由于这个事实, 低層大气产生了许多特征性質, 这些性質影响到很多的生命活动; 热量由地面傳到空气中, 植物与动物之間二氧化碳的交换, 花粉及輕的种子的散布, 以及从地表和河流海洋与空气之間的水分循环, 这些过程的主要控制者就是風的乱流作用。

在这本書里, 前面几章講述在研究边界附近 (例如靠近地面) 所發生的一些过程时所需要的一些基本物理及数学。后面几章說明怎样运用基本概念来求得解答, 这些解答虽然是近似的, 但是对水文学、大气污染及农业气象等实际问题却有重要的应用。

第一章 靜止大气

1.1. 組織成分及物理性質

大气 从气象学方面来講，大气是由一种称为干潔空气的假想气体和一种气体(水汽)所組成。常常还可以發現有好些雜質和这些气体在一起，例如工业气体及一定量的浮游物，例如：水(冰，雪，雨)，烟灰，塵埃，花粉等。

干空气 干潔空气或簡称干空气，是一种混合气体，它的成分的相对比例一直到很高处都不改变，帕尼斯 (Paneth) [1] 給出干空气的成分如下表：

表 1. 干潔空气的組織成分

組織成分	体积, 以百分計
氮.....	78.08
氧.....	20.95
氫.....	0.93
二氧化碳.....	0.03
氖.....	1.8×10^{-3}
氦.....	5×10^{-4}
氬.....	1×10^{-1}
氙.....	1×10^{-5}
臭氧.....	有变化, 大約 10^{-6}
氖.....	6×10^{-13}
氫.....	不确定; $< 1 \times 10^{-3}$

这样, 干空气的 99.99% (以体积計) 是由氮, 氧, 氫及二氧化碳四种气体組成的。

干空气的主要物理性質列举于表 2。

表 2. 干空气的物理性質

密度 ρ 在溫度 0°C 及气压 1000 毫巴	1.276×10^{-3} 克厘米 $^{-3}$
定压比热 c_p	0.24
定容比热 c_v	0.17
两种比热之比 γ	1.405
(平均) 分子量 M	28.9

因为在地球的温度条件下,干空气的組成气体的温度远在它們的临界温度以上,因此就适用理想气体定律

$$p = \frac{R_1}{M} \rho T, \quad (1.1)$$

式中 p 是压强,用达因厘米 $^{-2}$ 为單位, T 是绝对温度。 R_1 为气体普适常数,其值为 8.31×10^7 尔格度 $^{-1}$ 。鉴于干空气的成分不变,这样写是方便的: $R_1/M = R$ = 气体常数,式中 R 为干空气的气体常数,其值为 2.876×10^6 厘米 2 秒 $^{-2}$ 度 $^{-1}$ 。

水汽 对气象学家来说,水汽是大气里最重要的一种成分。这主要是因为:在地球温度的条件下,水可以很容易的从蒸汽状态变成液体和固体状态,以及朝反方向的变化,水汽在变化时释放或吸收大量的热量,这样就提供了一种媒介,使得大量的热量从地表輸送到大气,并且也能作相反的輸送。不管水是蒸汽或是液体状态,它对于維持生命的重要性,是不需要多說的。

因为水在許多不同的过程里都占着主要地位,存在于空气里的水汽含量有着若干不同的表示方法。

水汽压强及密度 根据道尔顿分压强定律,在大气中水汽产生的压强是与其余气体的压强没有关系。如果没有凝結或蒸發發生,可把水汽当作一种理想气体来处理,它的压强 e 可用下式表示

$$e = \frac{R_1}{M_w} \rho_w T, \quad (1.2)$$

式中 $M_w (=18)$ 是水汽的分子量, ρ_w 是水汽密度。水汽的温度 T

可以当作是与水汽混合的干空气的温度,因为水汽与干空气之间如果有任何温度差别發生,这种温度差别立刻就要为强烈的扩散作用所消除,这种扩散作用在所有大气运动里总是存在的。因为 $R_1 = RM$, 这里 R 及 M 指干空气而言,上式也可写作:

$$e = \left(\frac{M}{M_w} \right) R \rho_w T \simeq 1.61 R \rho_w T \simeq \frac{8}{5} R \rho_w T, \quad (1.3)$$

或

$$\rho_w = \left(\frac{M_w}{M} \right) \frac{e}{RT} \simeq 0.622 \frac{e}{RT} \simeq \frac{5e}{8RT}. \quad (1.4)$$

这样就有两种直接方法来表示在大气的任何样品中水汽的含量:

(1) 用水汽本身所产生的压强 e ; (2) 水汽的密度 ρ_w 。水汽的密度常称作大气的绝对湿度。

在地面上,大气的总压强通常大约为 1015 毫巴。在这个数量里水汽占着一个很小的部分,概量是 1—2%。在 1000 毫巴及 0°C 时,干空气的密度为 1.276×10^{-3} 克厘米⁻³,在同一温度,水汽密度小于 5×10^{-3} 克厘米⁻³。这样,虽然水汽在大气过程里占很重要的地位,可是水汽只占近地面大气的很小一部分。

如果 p 是干空气与水汽混合气体的总压强, $p - e$ 只是干空气的分压强,因此混合气体的密度 ρ_m 可近似地用下式表示:

$$\rho_m = \frac{p - e}{RT} + \frac{5}{8} \frac{e}{RT} = \frac{p}{RT} \left(1 - \frac{3e}{8p} \right). \quad (1.5)$$

规定 $T' = T / \left(1 - \frac{3e}{8p} \right)$ 为虚温,虚温是:在同样的压强下,干空气样品具有混合气体同样密度时应有的温度,则上式可改写为:

$$\rho_m = \frac{p}{RT'}. \quad (1.6)$$

假定没有凝結,干空气与水汽的混合气体就像理想气体一样,服从下面的定律:

$$p = R' \rho T',$$

$$\text{式中} \quad R' = \frac{R}{\left(1 - \frac{3e}{8p}\right)} \simeq R \left(1 + \frac{3e}{8p}\right).$$

当处理只含少量水汽的空气时，这个近似式常常是非常有用的。

饱和及相对湿度 根据气体运动理论，当液体中的一些分子成功地克服了相互吸引力，并且从自由表面逃逸到空间去成为一种蒸汽时，便发生蒸发。在蒸汽中的另外一些分子撞到液体表面，又被液体所吸收，这个过程可以一直进行下去，直到最后达到了一种动力平衡状态，在这种状态下，在任何一段时间间隔里，液体所损失的分子数目刚刚等于液体从蒸汽里得到的分子数目。当这种情况出现时，这部分蒸汽就称作达到了饱和；对某一温度来讲，就有一定的饱和水汽压强或饱和水汽密度。（在某些场合下，也可以得到过饱和蒸汽，但是这些条件一般说来对微气象学家是没有关系的。）

饱和水汽压强及饱和密度随着温度的增加而增加得很快，它们之间的关系，曾经提出过各种不同的理论的及经验的公式。开耶和拉培^[2]说，基尔霍夫-兰金-杜布立公式

$$\log e = A + \frac{B}{T} + C \log T$$

是准确而方便的，并且他们进一步提出，需要内插时，可把 $\log e$ 当作是温度的线性函数。在大多数气象工作里，引用以摄氏 1 度为间隔的饱和水汽压强表（在冰面上或水面上），已可得到足够的准确度。一些典型的数值列举如下：

饱和水汽压强表（以水银柱高毫米数计）

温度，°C	0	5	10	15	20	25	30
汽压，毫米，水银柱高	4.58*	6.54	9.21	12.78	17.51	23.69	31.71

饱和的物理事实，与大气中其他气体的存在与否没有任何关系。在气象学中有一种含糊但又方便的方法，把大气称作饱和大

气或不饱和大气；这不过只是意味着：在大气的那样温度下，作为空气一部分的水汽是不是已与平面的水（或冰）面达到了平衡的状态。有一种天真的想法，把干空气当作一种能够被水所饱和的海綿，这是完全錯誤的。然而“饱和空气”这个名詞在气象学里已經是这样熟悉，想要完全避免应用它，那是不切实际的；如果讀者知道它的严格的含意，应用它也沒有害处。

我們把饱和空气規定为干潔空气与已达饱和的水汽的混合物，把湿空气規定为干潔空气与水汽压强（或水汽密度）尚未达到饱和压强（或密度）的水汽的混合物。从这些定义里，可以得到量度大气里水汽的最熟悉的方法，即用相对湿度 f 来量度，相对湿度定义为实际水汽压强对同温度的饱和水汽压强的比例，一律用百分数表示。于是

$$f = \frac{100e}{e_s} \%, \quad (1.7)$$

式中 e_s 为饱和水汽压。

有关的水汽量度單位 在扩散及蒸發的問題中，数学处理常用絕對湿度或水汽密度来表明。观测时，常用水汽压或相对湿度来記錄，單位的变换用查表法可以迅速解决。在气团分析及大型气象的許多其他問題中，另外一种量度單位，水汽混和比 x 是非常有用的。混合比的定义是：在一定的湿空气的体积里，水汽的質量对于干空气的質量之比。在数值上混和比是非常近于比湿 q ，比湿的定义是：每一單位質量湿空气中的水汽質量。这些不同的量度單位彼此間的代数关系如下：

$$x = 0.622 \frac{e}{p-e} \simeq 0.622 \frac{e}{p}, \quad \text{因为 } e \ll p, \quad (1.8)$$

$$f = \frac{100(p-e)}{0.622e_s} x, \quad (1.9)$$

$$\rho_w = \frac{(p-e)}{RT} x, \quad (1.10)$$

$$q = \frac{0.622e}{p-0.378e} \simeq x. \quad (1.11)$$

在空气中的水汽量亦可以用露点表达;露点的定义是:在一定的气压下,使一团湿空气样品冷却而不發生凝結时所能达到的最低温度。最后,饱和差也可用,尤其是生物学家用得更多;饱和差的定义是:同温度的饱和水汽压与現存的水汽压之間的差額。饱和差的另一別名为“空气的干燥本領”;但是應該避免运用这个名字,因为饱和差只表达了蒸發問題的一个方面,不是全貌。

一塊空气的水汽混合比的一种特別有用的屬性是:混和比之值与温度变化无关;因此,如果沒有蒸發、凝結,或与不同湿度的空气混合,那塊空气的混和比是不变的。用气象学术語說,水汽混合比是气团的一种保守函数,但这种屬性对微气象学家說,比对天气学家用处可能要小些。

1.2. 流体靜力方程及气压随高度的变化

大气压强,像气压表所測到的,等于單位橫截面的鉛直空气柱的重量,这个空气柱的底位于給定地点,而向上伸到无穷高处。如果 z 为高出基准点以上的高度, $\rho(z)$, $p(z)$, $T(z)$ 各为空气的密度,压强及绝对温度。設想有一个薄气層,它的厚度为 δz , 它的重量为 $g\rho\delta z$, 則根据定义,它的重量等于在高度 z 和 $z+\delta z$ 之間的气压差,即 $-\delta p$ 。因此

$$\delta p = -g\rho\delta z,$$

或者,当趋于極限 $\delta z \rightarrow 0$ 时,

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho. \quad (1.12)$$

这是大气的基本靜力方程,只有对在鉛直方向完全沒有加速

度的大气来说,这项关系才严格准确。

对于空气来说,因为

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (1.13)$$

因此

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz,$$

或

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{g}{R} \int_0^z \frac{dz}{T}\right), \quad (1.14)$$

式中 p_0 为地面 ($z=0$) 气压。如果已知 T 为高度的显函数, 上述方程能用来给出气压与高度的数值关系。这是气压测高术的基础, 其中 T 常假定为高度的线性函数, 这对实际情状来说, 是一种粗糙的但又是方便的近似。

在研究近地的浅薄气层时, 温度随高度的变化, 一般说来是很复杂的, 以致要找上段所讨论的流体静力方程的任何简单的数值解是不可能的。

密度随高度的变化 从 (1.12) 式及 (1.13) 式立刻得到

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = -\frac{1}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{R} \right). \quad (1.15)$$

如果将可变的温度 $T(z)$ 代以平均温度 T_m , T_m 在所考察的整个气层中为常数, (1.15) 式简化为

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = -\frac{g}{RT_m},$$

因此

$$\rho = \rho_0 \exp\left(-\frac{gz}{RT_m}\right), \quad (1.16)$$

式中 ρ_0 为地面上 ($z=0$) 的密度。如果 z 用厘米表示, T_m 用摄氏温度表示, 上式变为