

高等学校教学用书

动力气象学基础

上册

Л. С. 剛金等著

高等教育出版社

高等学校教学用书



动力气象学基础

上册

J. C. 剛金等著
陈紹猷译

高等教育出版社

本書系根据苏联水文气象出版社 (Гидрометеониздат) 出版的剛金 (Л. С. Гандин) 等合著的“动力气象学基础” (Основы динамической метеорологии) 一書 1955 年版譯出的。原書曾經苏联高等教育部审定为高等学校教学参考書。

譯本分上、下兩册出版。上册内容包括大气动力学一般原理、大气热力学、辐射能、自由大气动力学和大气靜力学; 下册内容包括大气边界層、大气能量学和大气环流。

本書不仅可作教学参考書, 对于气象方面的实际工作者也有参考价值。

2-462/12

动力气象学基础

上册

Л. С. 剛金 等著

陈紹猷 譯

高等教育出版社出版 北京琉璃廠 170 号

(北京市書刊出版業營業許可証出字第 054 号)

京华印書局印刷 新华書店总經售

統一書号 13010·800 開本 850×1168 $1/32$ 印張 12 $4/16$ 插頁 1 字數 290,000 印數 0001—1,800
1958 年 2 月第 1 版 1958 年 2 月北京第 1 次印刷 定價 (8) 1.40

序 言

本書系根据国立列宁格勒大学、列宁格勒水文气象学院、列宁格勒高級航海工程学校及其他高等学校內动力气象学教学主要經驗編写的。

作者在書內尽力阐述了动力气象学的現况和主要問題。因此,这本書不仅可以作为高等水文气象学校及大学物理系学生的参考書,而且可供研究生及与本專業有关的科学工作者自修时閱讀。由于篇幅的限制,有些高等学校教学大綱以外的重要問題,就不能講述了。

本書各篇由下列作者合編:

第一篇(一——二章): 除第一章的§1和§6为 М. И. 尤金(Юдин)和 Л. Л. 萊赫特曼(Лайхтман)合写的以外,其余均为 М. И. 尤金执笔。

第二篇(三——六章)为 Л. Л. 萊赫特曼所写。

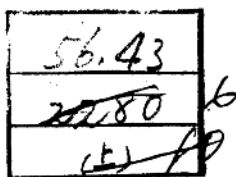
第三篇內,第七章是 С. И. 吉托夫(Титов)写的,第八——九章是 Л. С. 剛金(Гандин)写的,第十章是 А. С. 杜博夫(Дубов)写的。第十一章: §1—3 是 Л. С. 剛金写的,§4—6 是 Л. Л. 萊赫特曼写的,§7 是 М. И. 尤金写的。

第四篇(十二——十三章),除了第十三章的§5 是 Л. С. 剛金和 С. И. 吉托夫合写的以外,其余均系 Л. С. 剛金执笔。

在第五篇中,第十四章的§1—5 是 Л. Л. 萊赫特曼写的,§6—8 是 М. И. 尤金写的;第十五章是 Л. С. 剛金写的,十六和十七兩章是 Л. Т. 馬特維耶夫(Матвеев)写的。

由于动力气象学中各种問題的性質和研究方法不一,更由于

許多章篇尙未完全研究透徹，所以要把所有資料作很有系統的闡述，是極端困難的。對本書缺點提出的意見，作者將不勝感激。意見請寄：列寧格勒東區(B. O.)二號路 23 號水文氣象出版社。



上册目录

序言.....	vii
---------	-----

第一篇 大气动力学的一般原理

第一章 大气动力学基本方程	1
§ 1. 动力气象学的对象和(研究)方法	1
§ 2. 大气是連續的媒質	2
§ 3. 大气中作用的力	5
§ 4. 运动方程	16
§ 5. 連續方程	19
§ 6. 力学和热力学系统中的能量守恒定律	21
§ 7. 大气乱流的概念·乱流运动方程	81
第二章 大气动力学方程的分析和簡化	46
§ 1. 动力气象学問題簡化的基本方法	46
§ 2. 相似理論初講	48
§ 3. 大气运动的特性与它們的分类	60
§ 4. 利用相似理論簡化运动方程·气象学中的“标准坐标”	64
§ 5. 基本气象要素及其导数的数量級	71
§ 6. 大气动力学方程中各項間相互关系的估計	81

第二篇 大气热力学·辐射能

第三章 热力学第一定律及其在干空气各过程中的应用	87
§ 1. 状态方程	87
§ 2. 热力学第一定律的显式方程	90
§ 3. 运动空气状态的准静力变化·位温	93
§ 4. 流动空气在与媒質混合时,对本身热力状态所造成的影响	98
§ 5. 大气豎直稳定的条件	100
§ 6. 由于空气柱压缩或膨胀的影响而引起的大气豎直層次的变化	103
第四章 热力学第二定律及其应用	108
§ 1. 热力学第二定律	108
§ 2. 适用于可逆过程的第二定律的数学式·卡諾(Carnot)定理	110
§ 3. 适用任何过程的第二定律的数学式·熵的概念	114
§ 4. 第二定律在热传导过程中的应用	117
§ 5. 根据热力学第二定律推导大气豎直稳定度的条件·熵和位温的关系	118

5000104

§ 6. 饱和水汽压与温度的关系	121
第五章 水汽饱和的空气中的热力学过程·大气中的热对流	125
§ 1. 适合于湿空气的主要热力学方程的推导	125
§ 2. 当绝热上升时, 饱和湿空气状态的变化	129
§ 3. 不稳定能的概念	135
§ 4. 不稳定能的计算·热力图表	136
§ 5. 对流功率的确定·不稳定能的总储藏	140
第六章 辐射能	145
§ 1. 基本概念	145
§ 2. 辐射和吸收定律	147
§ 3. 长波辐射输运方程及它们的积分	151
§ 4. 大气中长波辐射通量的计算方法	156
§ 5. 大气中短波辐射通量的计算	157
§ 6. 大气辐射平衡理论	170
§ 7. 大气中辐射能的差额	173
第三篇 自由大气动力学·大气静力学	
第七章 大气静力学	177
§ 1. 静力方程·气压测高公式的普遍形式	177
§ 2. 气压测高公式(静力方程的积分)	178
§ 3. 气压与温度变化的相互关系	186
§ 4. 重力位势·制作气压形势图的理论基础	187
§ 5. 气压形势法的推广	193
第八章 自由大气中的风	196
§ 1. 自由大气的一般性质	196
§ 2. 地转风	197
§ 3. 地转风时的竖直气流	206
§ 4. 地转风随高度的变化	209
§ 5. 风对地转风的偏差·自由大气中的竖直气流	220
§ 6. 自然坐标系统的运动方程	230
§ 7. 圆形等压线时的梯度风	240
§ 8. 气压中心的位移	248
第九章 气压与温度的非周期变化	253
§ 1. 引起气象要素随时间变化的因素	253
§ 2. 基培尔理论的原始状况	259
§ 3. 基培尔理论的第一近似	267
第十章 在动力因素影响下, 气压随时间的变化	281

§ 1. 一般見解.....	281
§ 2. 速度渦度方程.....	284
§ 3. 平均速度場和气压場的相互关系・主要方程.....	289
§ 4. 綫性化方程組的求解.....	294
§ 5. 速度場和气压場的調整.....	299
§ 6. 正压大气中, 地面气压的变化.....	305
§ 7. 在 x, y, p, t 坐标系統內的大气动力方程.....	307
§ 8. 正压模式在預报等压面形势中的运用.....	314
§ 9. 給计算机用的、正压模式方程的积分法.....	319
§ 10. 利用圖表分析法求正压模式方程的积分.....	324
§ 11. 运用渦度方程时, 怎样考虑大气的斜压現象.....	328
第十一章 大气中的不連續面和波	336
§ 1. 不連續面的一般性質.....	336
§ 2. 不連續面对水平面的傾斜度.....	342
§ 3. 鋒的加速度.....	355
§ 4. 可壓縮流体微量振动的运动方程.....	363
§ 5. 不連續面上的重力波.....	368
§ 6. 当气流經過地面凸出部分时的波动.....	374
§ 7. 鋒面波.....	378

第一篇 大气动力学的一般原理

第一章 大气动力学基本方程

§ 1. 动力气象学的对象和(研究)方法

动力气象学是气象学的一部分，它是用理論方法来研究大气运动与大气中热力过程的联系及相互作用的一門科学。

大气中，由于热量轉換过程所引起的气压分布不均的现象，是大气运动的直接原因。在热量轉換过程中，輻射能轉变成热能的現象、还有水在相变时的吸热和散热現象，起着重要的作用。因此，研究輻射能的輸送和轉变，就好像研究大气內及它与地球交界处的热量交换过程和水分交换过程一样，自然都属于动力气象学范围之內。其次，热量交换和水分交换显然不仅是影响大气运动的因素，而且在很大的程度上，它們本身又取决于大气运动的特性。热量交换和水分交换同大气运动的相互作用与一致性，成了决定天气和气候的主要因素。

因此，研究了大气运动及与它有关的热力过程，就可以揭示天气和气候的主要規律性。

关于天气和气候的規律性的研究，被动力气象学用来解决一系列重要的实际問題。首先是制定：a) 預报天气的客观方法；б) 积极影响天气和气候的理論(土壤改良时的小气候理論，与保护植物免遭霜冻有关的理論研究等等)。

在研究大气运动时，动力气象学要利用流体力学、热力学和輻射理論的主要方程，把这些方程变换得能适合所研究的过程的特

性，并去掉其中对该过程無足輕重的数量。把气象和高空观测所得的实际数据加以綜合并根据專門的实驗研究才能够了解大气过程的特性。

理論方面的結論一定要經過实驗檢查，以便确定它与大气过程实际規律性近似的程度。因此，就好象任何其它科学一样，气象学的实际运用是气象学理論的泉源及証明气象学理論是否正确的判据。动力气象学本身的一个主要任务，就是給气象学的实驗研究工作指出最重要的方向，預言一些有待实驗証明的事实和确定观测及安排实驗的合理方法(包括制作大气过程模式的方法)。

如此講来，动力气象学的发展首先就要与天气学、气候学及实驗气象学取得密切的联系。目前，气候理論研究得还比較不够。本書第十六及十七兩章將談到这个問題。动力气象学实驗的理論还处于萌芽状态，所以本書不能涉及这个問題。

天气学的发展，一开始就有联系地利用了由动力气象学所确定的、有关大气过程的基本概念。

近来在动力气象学中，順利地發展着一个新的方向，这就是依靠大气动力学方程的积分直接計算出基本气象要素的变化。第九章和第十章將講到这个重要問題的某些結論。可惜作者不能把动力气象学中有关这方面的成就作比較完整的叙述。

第十二章將講到有关积极影响小气候因素的理論研究結果，例如土壤改良时計算温度和湿度变化的方法。

§ 2. 大气是連續的媒質

1. 在研究大气运动时，动力气象学广泛地运用了流体力学和热力学的一般定律。本章將講到这些定律并推导出描述粘滯性可压缩流体(包括空气在內)运动的方程。这里必需注意到影响大气过程的重要因素，这些因素必然会影响到以后应用的方程(大气动力

方程)的形式。因为方程应当描述大气中任何一种运动,因而需反映很多因素的影响,所以这种方程是非常复杂的。动力气象学的初学者不应为此惶惑不安,因为当解决各种具体问题时,大气动力方程组一般是能大大简化的。

本章的大部分内容都重复了流体力学和热力学中已讲过的材料,所以我们不想把它作详细的讲解和保持严整的次序,我们只想提醒一下动力气象学用到的、可压缩流体力学的基本结论和推导的程序。

同时,我们花了相当大的注意力叙述了初学者一般不能完全掌握的一些物理概念。

2. 当制作固体、液体及气体的机械模式时,我们把它当作连续的媒质,分子结构是撇开不管的。为此,采用了许多“元量容积”内有关数量的平均值作为说明媒质状态的各个数量。这种“元量容积”含有很多分子,但与整个流体(或固体)的范围比较起来则又很小。于是,物体在空间内任意一点的速度和密度,便确定为中心位于此点的“元量容积”内的平均值。气压和温度,象我们知道的那样,根据定义就是宏观数量。

3. 区别液体及气体运动与固体运动的最重要的性质,就是液体和气体有较大的流动性。

如果使某些互相平衡的外力同时作用在固体上的各个部分,那么该固体物便会变形;当作用力不变时,变形也能保持不变^①。变形值与物体内部的内作用力之间有一定的相互关系;研究和利用这些关系,是弹性理论和材料力学的主要内容。与上述情况相反,虽然法向力也能使气体和液体发生象固体那样的效果,但任何切向应力在液体和气体内却只能引起质点的相对滑动。

① 假定这里的作用力不超过屈服点。

显然,对液体和气体来说,内作用力的大小与变形的大小没有关系,因而测定变形的大小已失掉意义。此时,内作用力的数值只与液体和气体质点形状变化的速度(变形速度)有关。

这种液体和气体运动的重要特性,当然完全适合于大气。

4. 当大气作为流体力学的对象时,它的下一个最重要性质,便是可压缩性。可压缩性的主要效应是:空气热状态的变化能引起密度的变化,因而也引起气压随高度分布的变化。因为空气增热和冷却的速度随时间而变,并取决于气象条件、当地的纬度、下垫面的性质,所以由于可压缩性的缘故,各种高度上水平方向的气压分布同样也能发生变化,这种变化便会直接引起气流的变化。由此可见,大气过程的动力学是不能与热力学分开研究的。

根据质量守恒定律得知,运动气团的密度变化,也能直接引起速度场的变化(容积的压缩或膨胀与空气质点相对位移有关)。

但是这种效应,就象下一章将讲到的那样,是比较小的。

5. 大气压力 p 、绝对温度 T 及密度 ρ 三者之间的关系,象第二篇将讲到的那样,可以写成下面考虑到水汽含量的状态方程(门得雷也夫-克拉珀龙方程 [уравнение Менделеева-Клапейрона]):

$$p = R\rho T(1 + 0.6q) \quad (1)$$

式中, R 是气体常数,用米吨秒 (M. T. S.) 制时,它等于 287; q 是比湿。

在某些流体力学的著作里,不用方程(1),而用更准确的状态方程,例如就有用范德瓦耳斯(Van der Waals)方程的。可是对动力气象学所研究的问题来说,由更准确的状态方程计算出的改正项,没有什么实际意义。

在状态方程内也不需要加进由于二氧化碳及臭氧的含量变化所得的改正项。

在大气内(最低限度在对流层和平流层内)可以适用状态方程

(1)的事实,是大气另一重要性質。

把大气認為是易于流动的、可压缩的連續媒質的概念,成为推导运动方程、連續方程及热流入量方程时的基础。状态方程(1)是上述各微分方程中各值之間的补充代数关系式,它被广泛地运用在动力气象学中(一般是用稍經簡化的写法)。

§ 3. 大气中作用的力

1. 大气中的作用力可分成兩类:質量力和表面力。

我們將依次先討論主要的質量力——重力及地轉偏向力,而后再提到表面力理論的主要关系式。

2. 每个静止的或运动的空气質点(就好像地球上任何物体一样)都受到重力 $\vec{G}$ 的作用。这个重力是下面兩個力的矢量和:

a) 地心吸力 $\vec{G}_0$ (圖 1),它是向着地心的。

b) 离心力 $\vec{C}$ (圖 1),它与地軸 ON 相垂直,而沿着通过物体所在点的緯圈半徑的方向。

后面我們將取用这些力作用在單位質量上的数值(即取用加速度值)。

在圖上不可能表示出這兩個力的大小比例,因为离心力比地心吸力小得太多了。

事实上,离心加速值决定于已知的公式:

$$C = \frac{v_{\text{неп}}^2}{r},$$

式中, $v_{\text{неп}}$ 是連帶速度, r ,是質点到地軸的距离。

因为地球圍繞地軸轉动的角度是不变的,它等于

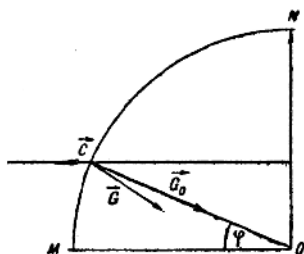


圖 1.

$$\omega = \frac{2\pi}{T_*}, \quad (1)$$

式中, T_* 是一晝夜, 所以离地軸 r 处的連帶速度等于 ωr 。从圖 1 上可以看出, $r_* = r \cos \varphi$ (r 是質点到地心的距离)。把这些都計算到后, 离心加速度的公式便可写成:

$$C = \omega^2 r \cos \varphi. \quad (2)$$

ω 的值可以由(1)式算出, $\omega = 7.29 \times 10^{-5}$ 1/秒。以后將經常遇到地球轉动的角速度 ω , 所以这个数值須要牢牢記住。

因为大气的主要質量包含在下面 20—30 千米的气層內, 所以空气所有質点到地心的距离与地球平均半徑的長度(a)一般只有輕微的差別, $r \approx a = 6370$ 千米。

可以从公式(2)看出, 在大气这一層內, 离心加速度于赤道附近达最大值, 等于 3.4×10^{-2} 米²/秒², 即差不多是地心吸力加速度的三百分之一。当緯度增加时, 离心加速度 $\vec{C}$ 便漸漸减小, 而重力加速度 $\vec{G}$ 便会相对地增加。

3. 重力的作用决定了世界海洋面的形狀, 并在很大的程度上也决定了陆地面的形狀。显然, 当海水不流动时, 海面应当到处都垂直于重力(否則, 重力的切向分力便会把海水帶動起来)。这样的面叫做等势面, 近似一个橢圓轉体面。这个橢圓的短軸与地軸相重合。

与“海平面”相等的等势面的尺度如下: 長半軸(地心到赤道上海面一点的距离)为 6378.4 千米, 短半軸(相当于地心到地極上一点的距离)为 6356.9 千米。

重力加速度以很大的准确性写成下面的經驗公式:

$$g = 9.80616 - 0.025928 \cos 2\varphi + 0.000069 \cos^2 2\varphi - 0.000003086z. \quad (3)$$

在絕大多數情形下, 研究大气过程时可以不考虑重力加速度

与緯度和高度的关系,把等势面看成球面,并把重力加速度認為是常数。

4. 下面是与地球自轉有关的偏向力,这个力的作用在很大的程度上决定了大气过程的性質。我們知道,当一个質点随着地球一塊轉动(連帶运动)而对地球还有某种相对速度 $\vec{v}$ 时,作用在它身上的加速度除掉向心加速度 $\omega^2 \vec{r}$,以外,还有相对加速度 $\frac{d\vec{v}}{dt}$ 及由于下列原因所产生的加速度:

- a) 質点在相对运动中所經過的各点的連帶速度不相等,
- 6) 連帶速度引起的相对速度在方向上的变化(軌迹的轉折)。

計算的結果表明^①,每一个这样的加速度等于轉动角速度与相对速度的矢性积。角速度矢量系順着轉軸指向这样的方向,我們对着它的指向就能看到轉动是反时針方向进行的。(对地球來說,轉动角速度矢量的方向是指向北極的。)

这两个加速度的和便是科里奥利(Coriolis)加速度。改变一下它前面的符号(根据达朗贝尔[Даламбер]原理由加速度变成力),便得到地球轉动时作用在一單位質量空气上的偏向力 $\vec{F}_K$ 。它的表达式如下:

$$\vec{F}_K = -2[\vec{\omega}, \vec{v}]. \quad (4)$$

5. 在轉入表面力的研究时,需提醒大家一下,这些力所表征的就是某一(理想中)隔出的空气塊与它周圍媒質之間的相互作用。

設 σ 为包围这一气塊的面,那我們就可以把外界紧靠在法綫为 $\vec{n}$ 的元量面 $d\sigma$ 上的質点对于这个体积的作用力表示成 $\vec{p}_n d\sigma$ (圖2)。符号 $\vec{n}$ 表明,矢量 $\vec{p}_n$ 的数值和方向取决于該元量面外法

① 关于偏向力的物理性質,在1951年版 Н. Н. Воселовский “Курс механика” 一書中有簡單而足够的敘述。

綫的方向及能受到 $\vec{p}_n$ 力作用的面 $d\sigma$ 的中心点 N 的位置。

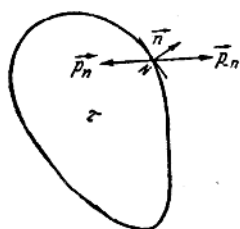


圖 2.

体积 τ 内流体質点对紧靠在 $d\sigma$ 的外界質点的作用力，可以写成 $\vec{p}_{-n}d\sigma$ 。由于作用力須与反作用力相等，得

$$\vec{p}_{-n} = -\vec{p}_n. \quad (5)$$

若把面 σ 圍繞着 N 点轉动，就能得到無數(兩度連續区)矢量 $\vec{p}_n$ ，它們表征了 N 点处空气各种不同質点的相互作用力。因此，必需找出联系这些矢量值的

关系式，这种关系式并且能使我們用最少数目的自变矢量来表示法綫 $\vec{n}$ 在任意方向时的矢量 $\vec{p}_n$ 。

6. 为此目的，我們来研究一个四面体的元量体积 $NABC$ ，面 ABC 与 $\vec{n}$ 的方向垂直，这个四面体的其余三面与坐标面平行(圖 3)。

作用在面积为 $d\sigma, d\sigma_x, d\sigma_y, d\sigma_z$ 的面 ABC, BCN, CNA, NAB 上的表面力分别等于 $\vec{p}_n d\sigma, \vec{p}_x d\sigma_x, \vec{p}_y d\sigma_y, \vec{p}_z d\sigma_z$ (最后三面的

的外法綫方向与坐标軸的方向相反)。

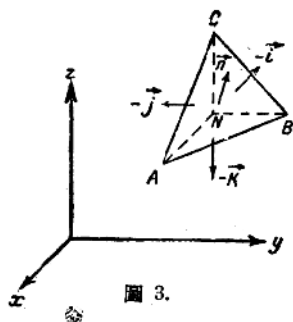


圖 3.

其次，需要指出，对小容积來說，質量力总矢量和一个面上的表面力的比值与体积 τ 和对应面面积的比值成比例。同时，前一种比值能随四面体各綫段長度成比例地縮小而减少。因此，当我們求很小的体

积的作用力总和时，可以不考虑質量力，并根据同样的道理可以不考虑这小体积内空气質量所受到的加速度。从而我們可以得出下

面的結論：作用在液体或气体元量体积各边界上的表面力的总矢量，等于零。

这个結論就告訴了我們需要了解的、在法綫 $\vec{n}$ 处于各种方向时表面力 $\vec{p}$ 数值之間的相互关系。

因为面 BCN 、 CNA 、 NAB 是面 ABC 在相应坐标面上的射影，所以这些面的面积等于：

$$d\sigma_x = \cos \hat{n}_x d\sigma; d\sigma_y = \cos \hat{n}_y d\sigma; d\sigma_z = \cos \hat{n}_z d\sigma.$$

利用这些等式立即能得出下面的关系式

$$\vec{p}_n + \vec{p}_x \cos \hat{n}_x + \vec{p}_y \cos \hat{n}_y + \vec{p}_z \cos \hat{n}_z = 0.$$

按照(5)把 $\vec{p}_x$ 变成 $\vec{p}_x$ ，并把其他的也作类似的变换，那么在 $\vec{n}$ 处于任何方向时，矢量 $\vec{p}_n$ 可以用 $\vec{p}_x$ 、 $\vec{p}_y$ 、 $\vec{p}_z$ 三个矢量来表示，其公式如下：

$$\vec{p}_n = \vec{p}_x \cos \hat{n}_x + \vec{p}_y \cos \hat{n}_y + \vec{p}_z \cos \hat{n}_z. \quad (6)$$

换言之，为了求出作用在某一点上的全部表面力，只要确定出作用在三个互相垂直小面上的力就够了。

7. 表面力的重要性質如下：它的法向分力一般比切向分力要大好多倍。除掉某些对于动力气象学沒有实际意义的例外情况外，表面作用力的方向都是向着体积內的。同时，假使法向分力 $\vec{p}_x$ 、 $\vec{p}_y$ 、 $\vec{p}_z$ 、(p_{xx} 、 p_{yy} 、 p_{zz})相等(所討論的元量流体質量四周受到了均匀的压力)，且不随時間而变更，切向分力又等于零，那么，不管表面力的数值多大，某一元量流体的体积在运动过程中实际上是不会变形的。

假如法向力不相等，則可以把这三个数量的平均量当成压力。在取这三个数量时，需用相反的符号(因为表面力是向着体积內的，所以它們在小面积外法綫上的射影是負的)：

$$p = -\frac{p_{xx} + p_{yy} + p_{zz}}{3}. \quad (7)$$