

普通气象学

(下 册)

王 彬 华 編著
山 东 人 民 出 版 社

普通气象学

(下册)

主编 卞瑞书
副主编 周厚安 周厚安

普通气象学

(下册)

王 彬 华 編 著

山东人民出版社

一九六二年·济南

普通气象学

(下册)

王 彬 华 編著

*

山东人民出版社出版 (济南經9路勝利大街)

山东省书刊出版業營業許可証出001号

山东新华印刷厂印刷 山东省新华書店发行

*

書号: 3300

开本 850 X 1168 毫米 1/32 • 印張 13 • 插頁 5 • 字數 242,000

1962年3月第1版 1962年3月第1次印刷

印数: 1—2,100

統一書号: 13099 • 49

定 价: (10) 2.30 元

下 册 目 录

第十五章 大气的静力平衡

§ 15—1	重力场	413
§ 15—2	静力学的基本方程	418
§ 15—3	压高公式及其应用	429
§ 15—4	气压梯度和单位气压高度差	432

第十六章 气 压 场

§ 16—1	气压型	441
§ 16—2	气压分布	445
§ 16—3	气压的日变化和年变化	454
§ 16—4	气压的非周期性变化	458

第十七章 简单的大气运动

§ 17—1	作用于大气的主要的力	463
§ 17—2	大气的运动方程	475
§ 17—3	简单的流线型式	481
§ 17—4	环流与涡度	485

第十八章 气压与风

§ 18—1	梯度风及其特殊型式	498
--------	-----------	-----

§ 18—2	摩擦力的影响作用.....	515
§ 18—3	风随高度的变化.....	520
§ 18—4	热成风.....	528
§ 18—5	变压場与变压风.....	533

第十九章 大气环流

§ 19—1	大气环流的形成及其概况.....	538
§ 19—2	一级环流——行星风系.....	542
§ 19—3	二级环流.....	551
§ 19—4	三级环流——地方性风.....	554

第二十章 风 場

§ 20—1	风的成因.....	560
§ 20—2	风的分布.....	572
§ 20—3	风的变化.....	570
§ 20—4	阵风.....	572

第二十一章 气 团

§ 21—1	气团的概念.....	577
§ 21—2	气团的性質和变性.....	580
§ 21—3	气团的分类.....	585
§ 21—4	中国气团和世界气团.....	587

第二十二章 鋒

§ 22—1	鋒及其他不連續綫.....	596
§ 22—2	气压場中的鋒.....	600
§ 22—3	鋒和气压傾向.....	616
§ 22—4	鋒的性質和分类.....	619

§ 22—5	平流前綫及其他不連續綫.....	630
--------	------------------	-----

第二十三章 高 气 压

§ 23—1	气压組織中的温度分布.....	635
§ 23—2	高压的性質.....	641
§ 23—3	高压的构造.....	644
§ 23—4	暖高压和冷高压.....	647

第二十四章 低 气 压

§ 24—1	低压的种类.....	657
§ 24—2	低压的产生和发展.....	661
§ 24—3	气压組織形成的平流动力理論.....	671
§ 24—4	气压傾向方程与渦度方程.....	677
§ 24—5	移动气旋中的气压分布.....	684

第二十五章 热带气象

§ 25—1	热带气流的构造与性質.....	689
§ 25—2	热带天气系統.....	691
§ 25—3	热带气旋.....	697
§ 25—4	台风.....	706

第二十六章 雷暴、飢綫和龙卷

§ 26—1	对流和对流性的云.....	721
§ 26—2	积雨云与雷电現象.....	727
§ 26—3	雷暴分类及其性質.....	731
§ 26—4	飢和飢綫.....	739
§ 26—5	龙卷.....	742

第二十七章 气象观测

§ 27—1	气象台(站)的方位和高度	745
§ 27—2	大气温度和湿度的测定	750
§ 27—3	云和日照的观测	756
§ 27—4	蒸发和降水的测定	761
§ 27—5	风的观测和计算	765
§ 27—6	怎样测量大气压力	771
§ 27—7	视程和天气现象	778
§ 27—8	自记纪录的订正	782

第二十八章 天气分析和预报

§ 28—1	天气学的方法	785
§ 28—2	地面天气图的分析	787
§ 28—3	高空天气图的意义和分析	793
§ 28—4	天气预报的性质和分类	802
§ 28—5	天气预报的发布和天气信号	806

附 录

附录一	常用符号	811
附录二	各种恒量	814
附录三	温度单位换算表	815
附录四	气压单位换算表	816
附录五	风速单位换算表	817
附录六	由干湿球温度差求相对及绝对湿度表	818
参考文献		820

第十五章 大气的静力平衡

§15—1. 重力场

地球并不是一个圆球体，而是一个赤道稍大两极稍小（即赤道圈直径比两极间的距离长些）的扁球体。从地心向外的赤道半径约计6378.4千米，两极半径只有6356.9千米，两者相差约计22千米。由于这项差值所引起的影响作用，在气象问题上，说起来并不重要。因此讨论气象问题时，常常把地球半径取一个整数值6371千米，作为地球的平均半径。

地球既有绕太阳的公转运动，也有其自转运动，它的自转角速度为：

$$\omega = \frac{2\pi}{\text{恒星日}^*} = 7.292 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1} \dots\dots (15-1)$$

地球面上的物体，时时刻刻受到地心引力的作用，产生了重力加速度。但是地球自转所引起的离心力，又会减小地球的吸引力，从而改变了从赤道到两极各个纬度上的重力加速度。因为地球自转作用所发生的离心力，从低纬度向高纬度逐渐减小，所以重力加速度便从赤道向两极增加。同时，地球既然是个赤道稍大

* 春分点两次经过同一子午圈所经历的时间为恒星日。

两极稍小的扁球体，根据引力定理，两极的重力加速度也比赤道地区大些。这说明了在同一海平面上的重力加速度 g ，也要随着纬度 φ 在变化，它的关系是：

$$g_0 = 980.621(1 - 0.00264 \cos 2\varphi) \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2} \dots\dots\dots (15-2)$$

当然，除了纬度以外，高度也是要影响重力加速度的。如果用 g_z 表示高度 Z 处的重力加速度， R 为地球半径，

$$\text{则 } g_z = \frac{g_0}{\left[1 + \frac{Z}{R}\right]^2} \dots\dots\dots (15-3)$$

$$\text{或 } g_z = g_0(1 - 3.14 \times 10^{-7} Z)$$

式中 Z 为用米作单位所表示的距离海平面的高度， g_0 为相当于平均海平面上的重力加速度。因此，在纬度 φ 、高度 Z 米的自由大气中的重力加速度 g 应为：

$$g = 980.621(1 - 0.00264 \cos 2\varphi) \times (1 - 3.14 \times 10^{-7} Z) \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2} \dots\dots\dots (15-4)$$

要不是在自由大气中，而是在高度 Z 米的高山上，重力加速度 g 的值应为：

$$g = 980.621(1 - 0.00264 \cos 2\varphi) \times (1 - 1.96 \times 10^{-7} Z) \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2} \dots\dots\dots (15-5)$$

从以上二式可以知道：在纬度45度海平面上的重力加速度 $g_{0.45}$ 应为980.621厘米·秒⁻²。

假定从海平面上沿着重力的相反方向，抬举一个单位质量到达某一高度 Z ，这个单位质量便因抵抗重力作用，作一定量的功，也就是该单位质量在到达 Z 高度处所具有的势能。把它叫做重力势，用 Φ 表示应为：

$$\Phi = \int_0^Z g_z dZ \dots\dots\dots (15-6)$$

代入(15-3)式关系

$$\Phi = g_0 R^2 \int_0^Z \frac{dZ}{(Z+R)^3} = g_0 \frac{Z}{1+\frac{Z}{R}} \dots\dots\dots (15-7)$$

在(15-7)式中, Z 比 R 小得很多, $\frac{Z}{R}$ 項可以省略不計。因此要是用米作高度 Z 的單位, 重力勢 Φ 便差不多等于 Z 的 10 倍。要是不考慮重力加速度 g 的變化, (15-6)式可以写成:

$$\Phi = gZ \dots\dots\dots (15-8)$$

它的因次是:

$$[\Phi] = [gZ] = \frac{\text{平方厘米}}{\text{秒}^2}$$

在絕對單位厘米·克·秒 (C.G.S) 系統中, 重力勢的單位是在單位強度力場中使單位質量移動單位高度時的势能。在米·吨·秒 (M.T.S) 單位系統里, 便以

$$\Phi = 1 \frac{\text{平方米}}{\text{秒}^2}$$

作為重力勢的單位。這個單位叫做動力分米。10 倍動力分米叫做動力米。或者說, 在 $g_1 = 10 \text{ 米/秒}^2$ 的重力場中, 高度相差 1 米 ($Z_1 = 1$) 的兩點間的势能差, 正等于 1 個動力米。

$$\text{則 } 1 \text{ 動力米} = g_1 Z_1 = 10 \times 1 = 10 \text{ 米}^2/\text{秒}^2 \dots\dots (15-9)$$

但是重力加速度 g 隨高度和緯度變化, 如果把 1 個動力米的势能, 移到重力場 g (不是 g_1) 中, 而仍保持其原來勢能量值不變, 由於

$$g < g_1$$

所以必須增大其几何高度。要是

取 $g = 9.8 \text{ 米/秒}^2$

則 $\Phi = g_1 Z_1 = gZ$

即 $10 \times 1 = 9.8 \times 1.02$
 $(g_1)(Z_1) (g) (Z)$

也就是說，在重力場 g 中，約須沿重力場相反方向垂直向上移動 1.02 米（几何米），才能得到相當 1 个动力米的势能。

即 $1 \text{ 动力米} \approx 1.02 \text{ 几何米}$

$1 \text{ 几何米} \approx 0.98 \text{ 动力米}$

这里需要說明的：几何米和动力米之間的等式关系，只表示其数值上的相等，因次上二者是完全不同的。

1950 年以前均用动力米作为重力势的实用单位，因此須就不同緯度来考虑动力米与几何米的換算关系（表 15—1）。从 1950 年

表 15—1. 动力米与几何米的关系

緯 度	几 何 米	500	1000	2000	3000	5000	10000	15000	20000
90°	动 力 米	493	985	1969	2954	4921	9835	14741	19639
45°	动 力 米	490	980	1959	2939	4896	9785	14665	19538
0°	动 力 米	488	975	1949	2924	4871	9735	14589	19437

1 月 1 日起，在天气分析上改用另一种高度单位——位势米，作为重力势的实用单位。就是使单位質量在抵抗相当于緯度 45° 平均海平面上的标准重力場 ($g_{0,45} = 980.621 \text{ 厘米/秒}^2 = 9.8 \text{ 米/秒}^2$) 中移動 1 米高度所作的功。因此

$$1 \text{ 位势米} = g_{0,45} Z_1 = 9.8 \times 1 = 9.8 \frac{\text{平方米}}{\text{秒}^2}$$

参照 (15—9) 式

則 1 位势米 ≈ 0.98 动力米

1 动力米 ≈ 1.02 位势米

以及 1 位势米 ≈ 1 几何米

比較以上动力米、几何米和位势米的关系，可以了解：位势米与几何米在因次上尽管不同，但是在数值上二者却极接近，所以位势米与动力米之间的关系(表15—2)和几何米与动力米之间的关系，也很接近。

表15—2. 动力米与位势米的关系

动力米	0	1000	2000	5000	10000	15000	20000	25000
位势米	0	1020	2041	5102	10204	15306	20408	25510

根据前面所介绍的重力势的意义，假如把环绕地球的平均海平面作为一个基准面，并设在这个面上的重力势为零，那么在平均海平面以上的大气层中，可以得到很多很多重力势相等的面。这些等重力势面叫做水准面。通过水准面上任何一点的重力，常与该点所在的水准面垂直。凡是受到重力作用的空间，便是重力场。由于重力加速度 g 的量值随纬度在变化，从

$$d\Phi = g dZ$$

的微分式中，可以得出

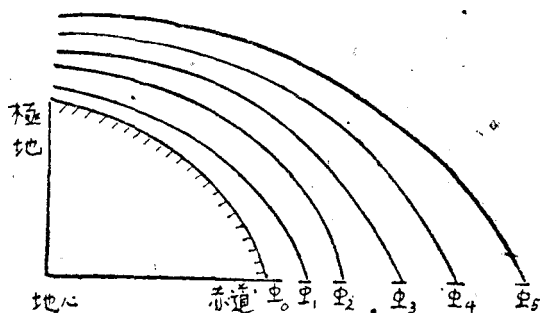
$$\Phi_2 - \Phi_1 = g(Z_2 - Z_1)$$

的关系

$$\text{或} \quad \Delta Z = \frac{\Delta \Phi}{g} \dots\dots\dots (15-10)$$

(15—10)式表示二相邻位势面间的距离与该纬度上的重力加速度量值成反比(图15—1)。由于重力加速度量值随纬度的增高在加大，赤道最小，两极最大，从而使得在二相邻位势面间的几何高

图15—1. 不同緯度上的等位势面

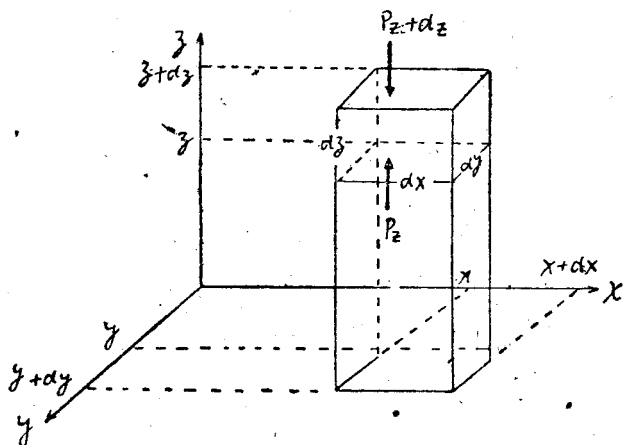


度,便不一样。赤道上空相邻二位势面(即相邻二水准面)间的距离大些,可是在两极上空这两个相邻的位势面间的距离便要小些。因此,位势面或水准面与几何高度面(或简称高度面)是不相同的。目前在高空分析中,常采用等压面而不采用高度面,并用位势高度代替几何高度。尽管在量值上二者相差并不太大(两极上空高度在20千米处的位势面高度与其在赤道上空的高度,可以相差100米),而在物理意义和作用上毕竟不同,因此需要把它们区别开来。

§15—2. 静力学的基本方程

在 xyz 直角坐标系中,分别沿其三轴取一小立方体 $dx dy dz$,并令作用在这个小立方体空气的三个面上的静压力分别为 P_x 及 P_{x+dx} 、 P_y 及 P_{y+dy} 和 P_z 及 P_{z+dz} (图15—2)。要是这个小立方体空气处在静力平衡状态,必定是它在 x 和 y 的水平方向上静压力达到均衡。在沿铅直方向 Z 轴上的上下压力差,等于这个小立方体

图15—2. 空气静力平衡关系



空气所受到的重力。如果 $\frac{\partial P}{\partial z}$ 为沿 Z 方向上单位距离内的气压变化，则在 x 及 $x+dx$ 面上和在 y 及 $y+dy$ 面上的压力关系分别为：

$$P_x = P_{x+dx}, \quad P_y = P_{y+dy}$$

及 在 z 面上为：

$$P_z$$

在 $z+dz$ 面上为：

$$P_{z+dz} = P_z + \frac{\partial P}{\partial z} dz$$

所以在小立方体内，上下底面的压力差为：

$$\begin{aligned} (P_z - P_{z+dz}) dx dy &= [P_z - (P_z + \frac{\partial P}{\partial z} dz)] dx dy \\ &= -\frac{\partial P}{\partial z} dx dy dz \end{aligned}$$

要是小立方体空气体积为 $dv = dx dy dz$ ，密度为 ρ ，质量为 m ，则除空气静压力外，作用在这一个小立方体空气上的重力应为：

$$mg = \rho g dv = \rho g dx dy dz$$

在静力平衡条件下，

$$mg = - \frac{\partial P}{\partial z} dx dy dz$$

$$\therefore - \frac{\partial P}{\partial z} = \rho g \dots\dots\dots (15-11)$$

如果不考虑在 x 、 y 方向上水平气压变化，

即
$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\partial P}{\partial y} = 0$$

则(15—11)式可以写成象第二章 § 2—3 内介绍过的空气静力学的基本方程：

$$dP = - \rho g dz \dots\dots\dots (2-29)$$

事实上空气密度不仅是气压的函数，而且也是温度的函数，把空气状态方程代到(2—29)式中，可得：

$$\frac{dP}{P} = - \frac{mg}{RT} dz \dots\dots\dots (15-12)$$

从气压 P_1 ($P = P_1$) 所相当的高度 Z ($Z = 0$)，积分到气压 P_z ($P = P_z$) 所相当的某一高度 Z ，便得到气压与高度的关系式：

$$P_z = P_1 e^{- \int_0^z \frac{mg}{RT} dz} \dots\dots\dots (15-13)$$

(15—13) 式的积分是比较困难的，其中温度 T 固然随高度在变化，同时也随湿度在变化；而且重力加速度 g ，也是高度的函数，甚至常常被看作恒量的气体恒量 $R_d (= \frac{R}{m})$ ，随着不同高度

上的空气組成比率不同，也在变化。由于这些原因，大气間的压力与高度关系，只有把空气屬性任定在某些特殊条件下，予以討論。

15—2.1. 均匀大气

假定大气密度不随高度变化，而为一个恆量；当然也不考虑重力加速度 g 的变化，也把它当作恆量看待。如果認為大气下层的温度为 0°C ，而且不考虑水汽的影响作用，正如在第六章 §6—4 里証明了的。在这些假设条件下的均匀大气高度，粗略地说，约为 3000 米。要是下层大气温度不恰在 0°C ，而为任一温度 $T(^{\circ}\text{K})$ ，它所相当的均匀大气高度 H 应为：

$$H = \frac{RT}{mg} = \frac{R_d T_0 T}{g T_0} = H_0 \frac{T}{T_0}$$

式中 H_0 为大气下层温度 T_0 等于 0°C 时的均匀大气高度。因此在任定温度 $t^{\circ}\text{C}(=T^{\circ}\text{K})$ 时

$$H = 7991(1 + \alpha_p t) \dots\dots\dots (15-14)$$

式中 $\alpha_p = \frac{1}{273}$ 为在一定压力下的气体体胀系数。

事实上大气密度常随高度而减小，因而在正常状况下，大气压力随高度的递减关系，远比均匀大气慢得多，因此实际大气高度，也比均匀大气高度高得多。

15—2.2. 等温大气

假定大气温度不随高度变化，而为一个恆量，同样地，还是不考虑水汽和重力加速度 g 的变化影响，把 (15—12) 式从 0 到 Z