

# 气象与气候学讲义

(初 稿)

广东省气象局气象学校编

1973年5月

# 目 录

第一篇 气象学	1
第一章 大气静力学	1
第一节 大气的成份和构造	1
一、大气的成份	1
二、大气的构造	3
第二节 大气压力	5
一、气压的意义及单位	5
二、气体状态方程式和水汽对空气密度的影响	7
三、气压与高度的关系	8
四、气压的日、年变化	13
第二章 大气热力学	16
第一节 热量和热量的传播	16
一、热量和温度的差别	16
二、热量传播的方式	17
第二节 辐射与大气内的热量	19
一、太阳辐射	19
二、地球辐射和大气辐射	24
第三节 空气中的潜热	26

第四节 空气的绝热变化	27
第五节 空气的稳定度和逆温层、等温层	28
一、空气的稳定度	28
二、逆温层和等温层	34
第六节 热力引起的空气铅直运动	38
一、热力对流	39
二、热力乱流	39
第七节 温度对数压力图解及其应用	40
一、温度层结曲线、状态曲线、饱和等比湿线	40
二、温度对数压力图解的说明	42
三、填图方法和规定	42
四、利用 $T-lnp$ 图分析大气状态	44
第三章 大气动力学	47
第一节 在水平方向上作用于空气的力	47
一、水平气压梯度力	47
二、水平地转偏向力	49
三、惯性离心力	53
四、摩擦力	54
第二节 地转风和梯度风	56
一、地转风	56
二、梯度风	58
第三节 摩擦风	62

第四节 自由大气中风随高度的变化——热成风	64
第五节 地方性风	67
一、海陆风	68
二、山谷风	70
三、峡谷风	71
第六节 大气的垂直运动	71
一、大气水平辐合辐散运动造成的垂直运动	72
二、机械抬举作用所引起的垂直运动	75
附录 热成风原理在单站预报中的应用	76
第二篇 气候学	79
第一章 气候学原理	83
第一节 太阳辐射	83
一、地理纬度对太阳辐射的影响	84
二、大气对太阳辐射的减弱作用	85
三、四季的形成	85
四、阴历和阳历的来源	87
第二节 大气环流	88
一、大气总环流(即大气环流的“三圈模式”)	89
二、季风	91
第三节 下垫面	93
一、海陆分佈对气候影响	93

1、海陆风	94
2、洋流	94
二、地形起伏对气候影响	95
1、山谷风	96
2、焚风	96
三、植物覆盖	97

## 第二章 气候志的编写 97

### 第一节 气候调查 97

一、调查的基本方法	98
二、调查的纲目要点	98
1、基本情况和自然环境	98
2、气候特点和灾害性天气	99

### 第二节 气候志编写的方法和步骤 101

一、资料的搜集和整理	101
二、了解本地自然地理情况	101
三、收集群众中流传的天气谚语和气候谚语	101
四、制作图表	102
五、分析	102

### 第三节 气候志的分类 102

一、以区域划分	102
二、以不同对象和要求来划分	102
三、以某一气候要素来划分	102

# 第一篇 气象学

## 第一章 大气静力学

### 第一节 大气的成份和构造

人类居住的地域上，它的周围表面，包围着一层很厚空气，我们称这层空气为大气。大气中经常发生的各种物理现象和变化过程，从而产生了风、雨、寒、暖等现象。伟大领袖毛主席教导我们：“人们为着要在自然界里得到自由，就要用自然科学来了解自然，克服自然和改造自然，从自然里得到自由。”我们研究的对象是探索大气运动及其天气变化的客观规律，并应用这些规律来预测未来天气的变化，因此有必要弄清楚大气有关的基本特性及其概念。

一、大气的成份 大气并不是某一种单纯的气体，而是由多种气体混合组成的，在低层还混杂有很少的固体杂质，它的组成部份有下列三类：

1. 纯净的干空气 大气是混合气体，在离地面约20~25公里以下的低层大气中，因有对流及涡动的搅动，使气体扩散作用不能存在，如果除去空气中的水份和杂质，纯净的干空气构成成份是极近似不变的。

据实际取样的分析结果，证明了组成空气的基本气体是：氮、氧、氩和二氧化碳。氮占总体积的78.09%，氧占20.95%，氩占0.93%，二氧化碳占0.03%。除此以外，还有不到0.01%的

氮、氧、氩、氙、氪、氩、臭氧等稀有气体。

在纯净的干空气各种成份中，二氧化碳和臭氧所占比例虽极少，但对大气温度分布却有较大的影响。二氧化碳主要来源于燃料燃烧，有机物腐烂和动植物的呼吸。大气中二氧化碳的含量只有0.03%，一般来说，城市比农村多，陆地比海上多，随着高度的增大，二氧化碳的含量也逐渐减少。二氧化碳能够强烈地吸收和放射红外线，对气温变化有一定的影响。

臭氧在大气中含量很少，占空气总容积，总共还不到十万分之一。从离地面约5公里一直到50公里的大气层中，经常有臭氧存在，这一层臭氧主要是由于氧分子在太阳光中的紫外线作用下分解成为氧原子，氧原子又与其他氧分子碰撞结合而成的。在近地面的空气中，有时也因闪电的作用生成少量的臭氧。

臭氧善于吸收紫外线，它不仅影响大气的温度变化，还使到达地面太阳光中的紫外线大为减弱，从而保护了动物和植物有机体组织免被破坏。大气中的臭氧存在，又能促使吸湿性弱的气体三氧化硫变成为吸湿性强的气体三氧化氢，对形成大气中水汽的凝结有很大作用。

2. 水汽 平常我们所说的空气，都不是指纯净的干空气，而是指含有水汽的空气，水汽是一种无色无臭的气体，人的肉眼是看不见的，在大气中所含的水汽量是变化不定的，含量最多的是热带地区，可达3—4%，含量最少的是极地区域，可低至0.01%，差不多接近于0，并且有90%以上的水汽都集中在离地5000公尺高度的范围以内。水汽能够吸收由地面放出来的热，因此能保持地面热量不致散发到宇宙空间去。虽然水汽在空气中的含量并不多，但是它和天气的关系很密切，降雨、雪、云、雾等都是由水汽凝结变来的，关于这一点，以后还要谈到的。

3. 固体杂质 这些杂质的来源有被风吹起的尘埃、花粉、细菌等；火山爆发出来的烟灰，地面物质燃烧后的残渣及硫、磷、氮等氧化物；海水浪花卷入空中后经过蒸发剩下来的固体盐粒和

陨石燃烧后所产生的或从天空中落入大气中的宇宙灰尘。

固体杂质的垂直分布是随高度减少的，大约在离地3000公尺以上就很少有它存在了。

固体杂质数目的多寡因地方、昼夜、季节、天气情况等条件的变化而有差异。按地区讲：一般陆地上多于海面，城市多于乡村。按时间季节讲，清晨和夜间少，接近中午的时候增加；夏季期间多，寒冷而地面有积雪的季节里少。但大城市特别是工业城市情形相反，夏季杂质数目少，冬天因取暖烧煤的结果，杂质最多（除煤烟气体外，还有二氧化硫、三氧化硫和磷的氧化物）。

固体杂质能吸收一小部分太阳热能，使太阳送到地面的热能相应的减弱了一些，固体杂质又能阻挡着地面放出来的热，减低了地面冷却的程度。

固体杂质可以影响能见的距离，可以促进水汽的凝结。

二、大气的构造 由于地球的引力作用，使空气聚集在地球周围，形成了“大气圈”。当人们在登山时，越往高处走越感到呼吸困难，这一事实说明大气层在垂直方向上分布是不均匀的，在地表附近大气是密集的，它随着高度增加并有递减的现象。那末，究竟大气在地表以上的垂直范围有多高呢？而且整个大气层可以分成几个层次，其各层次性质又如何呢？下面讨论几个问题：

1. 大气的高度 毛主席教导说：“对情况和问题一定要注意到它们的数量，要有基本的数量的分析。”大气到底有多高，现在还没有肯定的结论，因为我们不能直接去观测，只能用自然现象的观察和理论方法去推算，这样得出结果常不一致。对大气高度的划定，通常有以下两种方法：

一种是着眼于大气中出现的某些物理现象来估计大气的高度。根据观测资料，在大气中，极光是出现在空气极稀薄中的一种物理现象，对于极光经过长时间的观测推算，知道它可以出现在1200公里高度上，这就表示在1200公里的高空中仍然还有稀薄的大气存在。因此，把大气的高度定为1200公里。



另一种是着眼于人造卫星速度的递减现象来推算大气的高度，这样推算的大气高度约在2000—3000公里左右，在此高度上空气已很稀薄了，地球大气和星际气体逐渐过渡。因此，在地球大气和星际气体之间并不存在一个截然的界限，给大气高度划定也是大致的。

2. 大气的垂直分层 大气层不是均匀的，大气中各处的性质并不处处一致，特别是在铅直方向上大气的性质变化更为显著。根据空气的温度、成分以及其他物理性质在铅直方向上变化的特点，可以把大气分为对流层、平流层、中间层和电离层等四层，如图(1-1)。

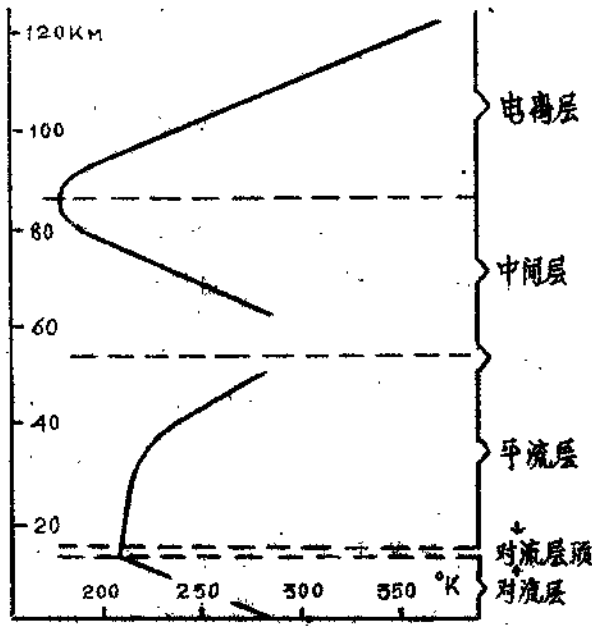


图 1-1 大气的垂直分层

1) 对流层 对流层是最靠近地面的一层大气，厚度虽然不大(只有十公里左右)，但整个大气的质量却有四分之三以上集中在这一层。一切主要的天气现象也都发生在这一层中。

对流层的最大特点是气温随高度的增大而递减。只在个别的高度上有时出现例外。对流层中的空气在铅直方向上有强烈的

的运动，除了乱流以外，还有一些大规模的、旺盛的比较有规则的升降气流，这些气流就称为对流。对流层与平流层的交界处，有一个厚约一、二公里的过渡层，叫做对流层顶。对流层顶离地的高度变化很大，赤道地区较高，约17—18公里；极地较低，约8—9

公里，同一地区的对流层顶高度夏季大于冬季，在对流层顶中，气温随高度的变化很少。

2) 平流层 对流层顶以上就是平流层。这一层又可以分为两部分，下部空气温度随高度变化很少，上部温度则随高度的增大而升高，平流层中同样也有空气的上下运动，并不完全都是水平地流动。

平流层的顶部高达 50 公里以上，恰与大气中臭氧分布的上限相合。由于臭氧强烈地吸收太阳光中的紫外线因此这一高度附近空气的温度很高。

3) 中间层 平流层以上至 80 多公里左右的大气层称为中间层。这一层空气的温度又随高度的增加而降低。其顶部温度可低于  $-70^{\circ}\text{C}$ 。中间层内也有明显的对流运动和乱流混合现象。因此有时中间层又被称做“高空的对流层”。

4) 电离层 中间层以上至 1—2 千公里的大气中气体大部已处于电离状态（空气的分子或原子都带有电荷），故称为电离层。电离层里的温度随高度剧增，最高可达  $2000^{\circ}\text{K}$  左右。

## 第二节 大气压力

大气压力是表示大气状态的一个基本要素。“认识从实践起”。人们在生产实践中，通过对天气变化的长期观测，发现了这样一般的规律：气压升高时，天气往往转好；气压降低时，天气逐渐转坏。气压高低这对矛盾，是影响天气变化的基本矛盾之一。因此，大气压力随着时间和空间的变化，与大气运动及天气变化都有着密切的关系。

一、气压的意义及单位 大气是有重量的，所以在大气中的每一个物体，都要受到大气对它所施的压力，这种压力等于压在物体上的空气柱的总重量。

在比较这种压力的大小时，我们将它化为每单位面积上所受

的力（即压强）来表示，假设取一个底面积为1平方厘米的大气柱，它的顶端向上一一直伸展到大气的边缘，那么这时大气柱底部所受到大气的压力就是大气柱内大气的重量。

因此，气压的定义：每单位面积上所受的大气柱的重量，（即大气压强），也就是大气柱压在单位面积上的力。

所以，任何高度的气压，就等于在这个高度的地方每单位面积上整个大气柱的重量，即等于大气柱压在这个高度的每单位面积上的力。

从托里拆利实验我们可以知道，大气柱的重量能够支持一定的水银柱的重量，因为这时大气的压强与玻璃管内水银柱的压强相等，所以水银气压表玻璃管内水银柱的高度就能表示气压的高低，也就是说，气压可以用大气所支持水银柱的高度来表示。

气象上的气压值是从精确的水银气压表测出的。设水银柱的高度为 $h$ ，水银密度为 $\rho$ ，水银柱截面积为 $S$ ，则水银柱的重量 $M = \rho g h \cdot S$ ，由于水银柱底面的压强和外界大气的压强是一致的，所以所测的大气压强为： $P = \frac{M}{S} = \frac{\rho g h \cdot S}{S} = \rho g h$

在气象上气压以毫巴（mb）为单位。所谓1毫巴的压力，即为1000达因的力作用于1平方厘米面积上的压力。1毫巴的10倍为1厘巴（cb），100倍为1分巴（db），1000倍为1巴（b）。除毫巴以外，气压也常用毫米（水银柱高度mm）为单位。所谓1毫米水银柱的高度的压力，即在标准重力（980.665厘米/秒<sup>2</sup>）下，温度为0°C，纬度为45°的海平面1毫米高度的水银柱对于其底面的压力。因此，

$$\begin{aligned} 1 \text{ 毫米水银柱的压力 } P &= 0.1 \text{ 厘米} \times 13.5951 \text{ 克/厘米}^3 \\ &\quad \times 980.665 \text{ 厘米/秒}^2 \\ &= 1.3332 \times 10^3 \text{ 达因/厘米}^2 \\ &= 1.3332 \text{ 毫巴} \end{aligned}$$

由此，可得到毫米与毫巴之间的换算关系：

1毫米（水银柱高度）相当1.3332毫巴 $\approx \frac{4}{3}$ 毫巴，

1 毫巴相当于 0.75 毫米 (水银柱高度)  $\approx \frac{3}{4}$  毫米。

在标准情况下, 海平面气压为 760 毫米水银柱高, 或相当于 1013.3 毫巴, 我们称此为“一个大气压”。

二、气体状态方程式和水汽对空气密度的影响 对于一定质量的气体来说, 它的体积、压强、温度三者之间有着密切的关系, 其中一个量变化了, 其余的一个量或两个量也要随着变化, 这时就说空气状态发生了变化。如果这三个量都不变, 这就说空气处于一定的状态中。毛主席在“矛盾论”著作中指出: “在个性中存在着共性”。对于自然界中一定质量的各种气体来说, 无论气体的状态如何变化, 它的压强和容积的乘积, 跟绝对温度的比, 有着始终保持不变的共性规律。

设压强为  $P$ , 绝对温度为  $T$ , 容积为  $V$

$$\text{即 } \frac{PV}{T} = \text{恒量} \quad (1-1)$$

(1-1) 式称为气体状态方程。在标准状态下, 对于 1 克分子的任何气体, 当气压为 76 厘米高水银柱, 温度为  $273^{\circ}\text{K}$  (度) 时, 其容积都是  $22400$  厘米<sup>3</sup>。如果我们用符号  $R$  来表示 (1-1) 式中的恒量, 则 1 克分子气体的状态方程:

$$\frac{PV}{T} = R^* \quad (1-2)$$

$$\text{而 } R^* = 76 \times 13.6 \times 980.6 \text{ 达因/厘米}^2 \times 22400 \text{ 厘米}^3 / \text{克分子度} \\ \times \frac{1}{273 \text{ 度}}$$

$$= 8.313 \times 10^7 \text{ 达因厘米/克分子度} \quad \text{或} \quad \text{尔格/克分子度}$$

$R^*$  的数值对 1 克分子任何气体都是一样的, 常称为通用气体常数。

气象学上习惯于考虑为 1 克的空气状态变化, 这样做比考虑 1 克分子空气更为方便。我们同样可以写出一克质量气体的状态

方程，并用符号  $R$  来代表方程中的恒量：

$$\frac{P\upsilon}{T} = R \quad (1-3)$$

式中  $\upsilon$  为一克气体所占的容积。

显然  $R$  与  $R^*$  之间存在以下的关系，即

$$R = \frac{R^*}{\mu} \quad (1-4)$$

$\mu$  为气体的分子量。各种气体的分子量彼此不同，所以  $R$  的数值也因气体而异， $R$  称为个别气体常数。

气体的密度  $\rho$  是一厘米<sup>3</sup> 容积中气体的质量，而 (1-3) 式中的  $\upsilon$  是一克气体所占有的容积， $\rho$  和  $\upsilon$  刚好互成倒数。即  $\rho = \frac{1}{\upsilon}$  或  $\upsilon = \frac{1}{\rho}$ 。因此，(1-3) 式可以改写为：

$$\frac{P}{T} \cdot \frac{1}{\rho} = R \quad \text{或} \quad \rho = \frac{P}{RT} \quad (1-5)$$

从上式中可以看出，气体的密度与气压成正比，与绝对温度成反比。但是空气密度不仅受到气压和绝对温度的影响，而且也要受到水汽的影响，下面来证明：

在同温同压之下，干空气密度  $\rho_d$  和水汽的密度  $\rho_w$  各为：

$$\rho_d = \frac{P}{R_d T}, \quad \rho_w = \frac{P}{R_w T}$$

$$\frac{\rho_w}{\rho_d} = \frac{R_d}{R_w} = \frac{\frac{R^*}{\mu_d}}{\frac{R^*}{\mu_w}} = \frac{\mu_w}{\mu_d} = \frac{18.016}{28.966} \approx \frac{5}{8} \quad (1-6)$$

(1-6) 式中  $R_d$  和  $R_w$  各为干空气和水汽的个别气体常数， $\mu_d$  和  $\mu_w$  各为干空气和水汽分子量。

湿空气是由干空气和水汽混合组成的，在 (1-6) 式中表明在同温同压下，水汽的密度是干空气密度的  $\frac{5}{8}$ ，所以含有水汽的湿空气比未含有水汽的干空气轻，并且空气中含水汽量越多时（这时干空气所占的成分相对就越少），空气的密度越小。

三、气压与高度的关系 气压虽然总是随高度递减的，但是

递减的快慢程度却不是一个简单的比例关系。伟大领袖毛主席指出：事物本身矛盾的特殊性，是世界上诸种事物所以有千差万别的内在原因，或者叫做根据。”气压随高度递减的快慢所以不同是由于大气本身密度随高度递减的差异所造成的。为了进一步找出气压随高度递减的规律，确定气压与高度之间的定量关系，可以由下述过程推导出来。

1、静力学基本方程 设空气处于静止状态，则作用在空气质点上的合力为零，这种情况我们称为空气处于静力平衡状态。现在我们来研究当空气处于静力平衡状态时，某一空气块顶部和底部所受的压力相差多少。

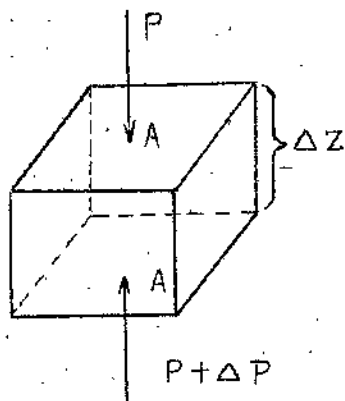


图 1-2  
处于静力平衡下的空气块

在图 1-2 中，设有一正方形的小空气块，顶部和底部的面积为  $A$ ，高度为  $\Delta Z$ ，密度为  $\rho$ ，顶部所受的气压为  $P$ ，顶底部的气压差为  $\Delta P$ 。

由于空气块是假设处于静力平衡状态，则底部所受的气压为  $P + \Delta P$ ，它的方向应向上，支持着空气块不向下降落。故顶部所受的力为  $P \times A$ ，底部所受的力为  $(P + \Delta P) \times A$ ，顶底部的力差  $F_p = (P + \Delta P) \times A - P \times A = \Delta P \times A$ 。

$F_p$  应与这个空气块的重力  $F_g$  相平衡。

即  $F_p = -F_g$  (大小相等，方向相反)

而  $F_g = A \times \Delta Z \times \rho \times g$  ( $g$  为重力加速度)

所以  $\Delta P \times A = -A \times \Delta Z \times \rho \times g$

$$\Delta P = -\rho g \Delta Z \quad (1-6)$$

将 (1-6) 式两边乘以“-”号，除以  $\Delta Z$ ，

$$\text{则得} \quad -\frac{\Delta P}{\Delta Z} = \rho g \quad (1-7)$$

(1-6)、(1-7)两式都称为静力学基本方程。上述方程是假定了大气在垂直方向上各作用力处于平衡状态下得到的。那么在这些假定条件下所得的理论是否正确呢？毛主席说：“判定认识或理论之是否真理，不是依主观上觉得如何而定，而是依客观上社会实践的结果如何而定。”根据实践的结果，应用静力学平衡方程所得出的气压随高度的变化规律，与大气的实际情况是基本符合的。而实际上大气又不是在静力平衡状态之下，但它有一定的精确性，故气象工作者把大气看成处于相对的、暂时的、近似地静力平衡状态，并广泛地应用静力学基本方程的结论。

应用静力学基本方程可以说明，在不同高度气层中，气压随高度降低的快慢程度不一样。在(1-7)式中， $-\frac{\Delta P}{\Delta Z}$  为单位高度气压差，重力加速度  $g$  随高度变化又较小，常作为常数看待，因而气压随高度减小的快慢，主要决定于空气密度大小。大气的低层空气密度大，高层空气密度小，在不同的高度气层中上升同样高度，气压从高度的增加而减少的  $-\frac{\Delta P}{\Delta Z}$ ，低层减低得快，高层减低得慢。

2. 压高公式 静力学基本方程  $-\frac{\Delta P}{\Delta Z} = \rho g$  在使用时有其局限性，它只能适应在很短的垂直距离上气压随高度的变化规律。在实际大气中，如果要求得空气柱中在很长一段垂直距离上气压随高度的变化，空气柱中上下密度相差很大，应用静力学基本方程其结果误差必然会较大。因此，压高方程考虑了气湿随高度的变化，弥补了静力学基本方程的不足。

在图(1-3)中， $P_0, P_1$  为一单位面积上（即一平方厘米上）的空气柱。海平面气压  $P_0$ ，是自海平面向上整个空气柱的重量；一米高度处的气压  $P_1$ ，是在一米高度以上空气柱的重量。 $P_0, P_1$  这一段空气柱的重量，则是海平面到一米高度处空气柱重量的差( $M$ )。在标准状态时（ $P = 76$  厘米， $T = 273^\circ K$ ）空气每立方厘米重 0.001293 克，所以在标准状态时，在一平方厘米面积上一米高的空气柱的重量为：

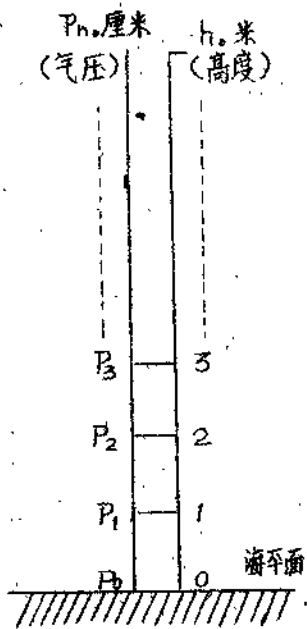


图 1-3 气压与高度

应降低。由于在一平方厘米面积上，一厘米高的水银柱重量为 13.6 克，空气柱重量减少为  $M_1$  时，则水银柱高度应降低（单位为厘米）为：

$$\frac{M_1}{13.6} = \frac{0.0017}{13.6} P_0 = 0.000125 P_0$$

现一米高度处的气压为  $P_1$  水银柱高度，则

$$P_1 = P_0 - 0.000125 P_0 = (1 - 0.000125) P_0 = 0.999875 P_0$$

(1-10)

因此由(1-10)式，若知道了海平面气压  $P_0$ ，即可求出一米高度处气压  $P_1$ 。

将大气柱从海平面为起点，以一米高度为间隔分为无数段（图 1-3）。用同样方法可求出：

$$P_2 = 0.999875 \cdot P_1 = 0.999875^2 P_0$$

$$M = 0.001293 \times 100 = 0.1293$$

(1-8)

但在一定积体内空气的重量与所受压力的大小成正比，由(1-8)所得的重量是压力在 76 厘米时的重量，则在压力为  $P_0$  厘米时的重量 ( $M_1$ ) 应为：

$$M : M_1 = 76 : P_0$$

$$M_1 = \frac{M \times P_0}{76} = \frac{0.1293}{76} \times P_0 = 0.0017 P_0$$

(1-9)

(1-9) 式是气压为  $P_0$  时一米高大气柱的重量，亦即是一米高度处  $P_1$  空气柱所减轻的重量，在表示气压的水银柱高度也要相应降低。



$$P_3 = 0.999875 P_2 = 0.999875^3 P_0$$

$$P_{n_0} = 0.999875 P_{n-1} = 0.999875^{n_0} P_0 \quad (1-11)$$

(1-11) 式两端取对数

$$\begin{aligned} \log P_{n_0} &= \log (0.999875^{n_0} P_0) \\ &= n_0 \log 0.999875 + \log P_0 \\ &= 0.0000534 n_0 + \log P_0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \therefore n_0 &= \frac{1}{0.0000534} (\log P_0 - \log P_{n_0}) \\ &= 18400 (\log P_0 - \log P_{n_0}) \\ &= 18400 \log \frac{P_0}{P_{n_0}} \end{aligned} \quad (1-12)$$

(1-12) 式是在温度  $T_0 = 273^\circ\text{K}$  (即  $0^\circ\text{C}$ ) 时的条件下算出来的。从实验证明：当压强不变时，定量空气的体积跟它的绝对温度成正比关系。即

$$\frac{V}{V_0} = \frac{T}{T_0}$$

$$V = V_0 \left( \frac{T}{T_0} \right) = V_0 \left( 1 + \frac{t}{273} \right) \quad (1-13)$$

式中  $V_0$ 、 $V$  和  $T_0$ 、 $T$  为变化前后的体积和绝对温度， $t$  为变化以后的摄氏温度。

对于一平方厘米面积上的空气柱来说：设  $h_0$  为  $0^\circ\text{C}$  时的高度， $h$  为  $t^\circ\text{C}$  时的高度，则 (1-13) 式可写为：

$$h = h_0 \left( 1 + \frac{t}{273} \right) \quad (1-14)$$