

污 染 气 象 学 讲 义

大 气 物 理 教 研 室 编

环境科学中心
北京大学 地球物理学系

1 9 8 3 . 9

污染气象学目录

第一章 大气物理基础	3
§ 1 引言——气象学与大气污染	3
§ 2 大气的成份及其热力学性质	4
一、大气的成份及大气的分层	4
二、气象要素与气体状态方程	14
三、静力学公式与压高公式	23
四、热力学第一定律与温度随高度的变化——温度递减率	24
五、大气层结的稳定性	32
六、逆温层	38
§ 3、大气的运动	41
一、大气的运动尺度	41
二、大气的运动分层	43
三、空气的水平运动——地转风及梯度风公式	46
四、粘性与湍流	51
§ 4、行星大气边界层的温度场	78
一、一般状况	78
二、近地层温度随高度的变化	82
三、热力层结对湍流发展的影响——理查逊数	87
§ 5、行星边界层中的风随高度的变化	97
一、近地面层风随高度的变化	91
二、摩擦层中风随高度的变化——埃克曼螺线	103
三、局部地形造成的风	110

第二章	大气污染浓度的估计	114
§ 1	大气污染与气象条件的关系	115
§ 2	浓度分布的正态模式	121
§ 3	关于扩散参数 σ	126
§ 4	混合层及其对扩散的影响	132
第三章		136
§ 1	烟云抬升理论	137
§ 2	烟囱有效高度的经验计算	144
第四章	污染物在山区的搬运扩散	154
§ 1	概述	154
§ 2	背风波	154
§ 3	背风坡尾流	162
§ 4	坡风和山谷风环流	168
§ 5	地形对气流的其它效应	179
第五章	水陆交界处的大气污染扩散	184
§ 1	引言	184
§ 2	向岸梯度风时的扩散	184
§ 3	海陆风环流下的扩散	192

第一章 大气物理基础

§ 1 引言

大气是指包围在地球外围的空气层，研究地球大气中物理现象与物理过程的学科，被古希腊人称为“气象学”，现在有时被人笼统地称为大气科学，地球科学，或环境科学。但近代的气象学常需要利用先进的数学工具并高度依赖于所有的物理学知识，它包括电磁辐射理论、热力学、经典力学，流体力学，物理化学及边界层理论，如果研究35公里以上的高层大气则还需要了介太阳物理、光谱学、等离子物理、电动力学、磁流体力学……，因而国际气象协会则把它称为大气物理。

在旋转地球上的大气层，它的运动形式是多种多样的，瞬息变化着的，从卫星得到的地球的连续照片上，可以看到高纬度地区旋转的云团，由赤道地区向低纬度地区伸展的洁白的云河，以及在晴朗的天空下城区下风方向拖曳的烟流。

过去常把空气污染看作是城市和大工业区特有的现象，但从广泛的意义上来说，空气污染是一个全球性的问题，因为排入大气中的污染物最终将散布的整个大气层中去。

在自然界，由于火山爆发，山崩海啸，海浪扬起泡沫，雨水冲刷和岩石风化等自然现象，以及生命活动中代谢的废物都会给大气层带来多种的“异物”造成“污染”。而人为的，则是工厂排放的烟粒子、废气，城市焚烧垃圾，家庭里取暖，炊事活动等，森林起火或农村因施用农药造成各种形式的“污染”。但进入大气中的污染物经过自然条件下的物理化学作用，或是向空间扩散，稀释使浓度大幅度下降，或是受重力作用使较重的粒子沉降于地面，或是受

雨水冲刷洗涤作用下返回大地，或是被分解破坏，从而使空气得到净化当大气中污染物数量超过其自净能力时，称为大气污染。但通常我们把空气污染定义为，存在于大气中的某种污染物质（有害的或温和的）当它的浓度超过正常水平，并对人类，动物植物或材料产生可测出的有害影响时，称为大气污染。

排放到大气中的废物有颗粒状的烟粒子、尘埃、液滴和气体，或是一些放射性碎片。它们在大气中存留的时间也各不相同，有的只有几小时甚至几分钟，有的则以年计算。如不考虑存留时间，那么这些颗粒或气体污染物的运动主要取决于大气的运动状况，有的运动决定空气中污染物移动的路径，而另一些运动则决定污染物的稀释程度。研究大气中各种尺度的运动对污染物的影响是气象学的新兴的一个分支，称为污染气象学或大气扩散。研究气象条件和地形对排放物浓度的影响，如像在核反应堆厂址的选择，常规运行期间的排放与异常事故时排放对其邻近区域的影响等。

大气中污染物在随风输送的同时，由于风和湍流的作用不断使污染物混合搅拌，或在太阳辐照及其他作用参与下，使直接从源排放而来的原始污染物发生转化，生成另一些污染物（次生污染物），研究大气中污染物的变化则是大气化学的课题。

§ 2. 地球大气的物理成份及热力学性质。

一、大气的物理成份

低层大气是由许多种气体混合组成，组成大气的各种气体成份可以分成二类。

一类是各种成份之间大致保持固定比例的：这些气体主要是

氮(N_2)占78%, 氧(O_2)占20.9%, 氩(Ar)占0.93%以及其他少量的氦(He), 氖(Ne), 氪(Kr), 氙(Xe), 氢(H_2)。

另一类则是在大气中所占的比例随时间地点而变的, 如水汽(H_2O)在极地区或沙漠近于0%而在潮湿的热带可占容积比的4%, 二氧化碳(CO_2)的含量在城市约占0.05%和农村差别也较大, 以及其他臭氧(O_3)等都是大气中的易变成份。

除气体以外, 大气中还悬浮有大量的固体及液体的质点, 如灰尘和烟粒, 花粉和孢子, 小水滴和冰晶、雪花, 以及具有吸水性质的微质点——凝结核。它们是由海水泡沫蒸发飞入大气中的氯化物($NaCl$ 等)。还有煤和石油燃烧后放出的硫化物(SO_2)和氮化物(NO_2), 有机物腐化后放出的氨(NH_3), 呼吸吐出的病毒等等。

如在空气中清除了灰尘及其他混合物, 而且也排去其中所有水份, 则这样的干洁空气的成份, 在整个大气的下层中变化很少, 甚至在高度到达80—90 km其容积比也无大变化。干空气的成份见表一。

大气低层干空气的成分

表 1-1

气 体	分子 量	按 容 积 百 分 比 %	密 度 (克/米 ³) 在 760mmHg °C	定 压 比 热 (卡/克度)
氮 N ₂	28.016	78.084±0.004	1250	0.251
氧 O ₂	32.000	20.946±0.002	1429	0.22
氩 Ar	39.944	0.934±0.001	1786	0.125
二氧化碳 CO ₂	44.010	0.033±0.001	1977	0.245
氖 Ne	20.183	(18.18±0.04)×10 ⁻⁴	900	0.247
氦 He	4.003	(5.24±0.04)×10 ⁻⁴	178	1.25
Kr	83.700	(1.14±0.01)×10 ⁻⁴	3736	0.0595
氙 Xe	131.300	(0.087±0.001)×10 ⁻⁴	5891	0.038
氢 H ₂	2.016	≈0.5·10 ⁻⁴	90	3.40
臭氧 O ₃	48.000	3×10 ⁻⁸ ~8×10 ⁻⁶ *	2140	0.234
干空气	28.966	100	1293	0.24

* Arlie J. Krieger et al: J. Geo. Res. Vol. 81, no. 24, P4477-4481 1976.

由表一可知，干空气组成按容积比例，氮、氧和氩占99.9%以上，除此而外，其他气体则所占容积不到0.04%。干空气的分子量为28.966 $\approx$ 29，它接近于占空气中比例最大的氧及氮的分子量。

在标准情况下($P=760\text{ mmHg}$, $t=0^\circ\text{C}$)一个立方米干空气重1.293公斤比水要轻800倍左右，干空气的定压比热 $c_{pd}=0.24\text{卡/克}\cdot\text{度}$ ，相当于水的定压比热(1卡/克·度)的1/4。

二氧化碳(CO_2)是由各种有机化合物氧化而产生的，当有机化合物燃烧，腐化及生呼吸时都排出 CO_2 ，光合作用又使 CO_2 还原。由地面到20公里，大气的 CO_2 的含量变化不大，约为空气总容积的0.033%，在工业城市中， CO_2 可能超过0.05% CO_2 对大气的温度影响很大。

由马埃纳洛(Mauna Loa Observatory)观测示于图一中，月平均值显示了 CO_2 含量在逐年上升，并有明显的季节变化。在1870年到1970年之间大气中 CO_2 的含量估计约增加11%，从294 ppm—321 ppm，主要是由于燃料使用增加引起的。一年中夏末 CO_2 量较低，冬春较高。

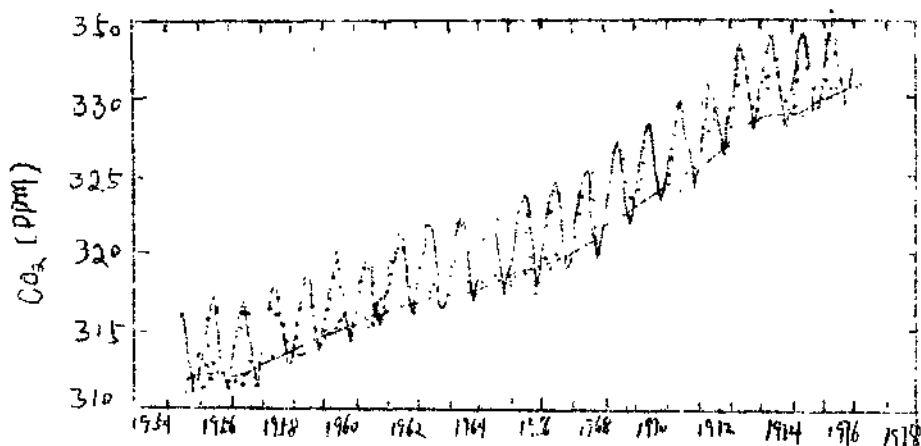


图 1-1 大气中 CO_2 含量的变化
月平均值—年、季节变化
(Charles, D, Keeling)

随高度变化的成份是水汽和臭氧。地球表面某些地区，水汽的容积比可达 4%，但到 10—12 公里的上空水汽则很少，由于大气中的水汽大部份来自地表水的蒸发或工厂散发的水汽由湍流向上输送，而湍流最有影响的区域是在 10 公里以下，所以水汽大都集中在 10 公里以下的近地层大气，并随高度、季节、纬度变化。

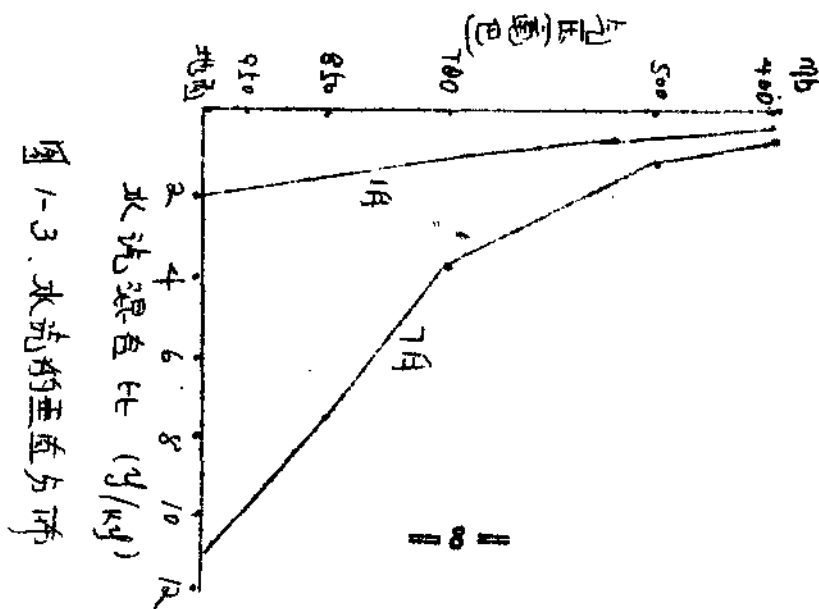


图 1-3. 水汽的垂直分布

臭氧(O_3)主要集中在15—35公里的大气层中,最大浓度约在22公里附近,占容积比 8×10^{-6} ,虽对大气密度的变化影响很小。但 O_3 吸收太阳紫外辐射能力很强,在最上面的一薄层 O_3 几乎全部吸收了太阳 0.3μ 以下的辐射,因而对高层大气的温度分布有很大影响。臭氧也是近地面大气中重要的次生污染物之一。

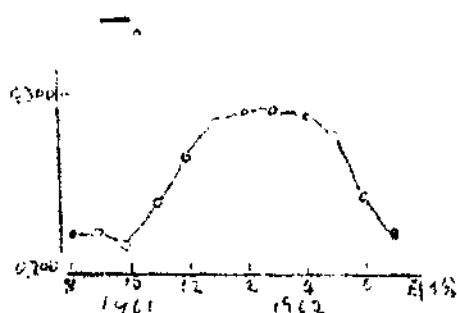


图 1—3 北京的臭氧季节变化

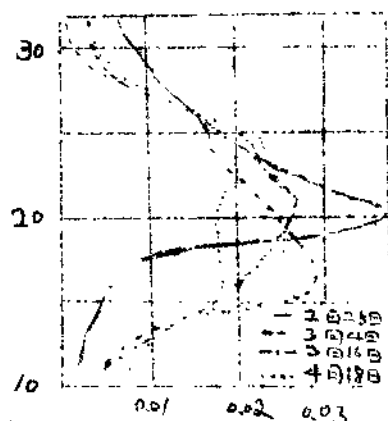


图 1—4 臭氧(厘米/公里)
气球探测的臭氧垂直分布
(美国白沙基地)

图 3 为北京臭氧总量观测的,春季最大,秋季最小,并有重要的日际变化,振幅与季节变化同数量级。臭氧随高度的分布用图 4 表示,为美国白沙导弹基地的气球带光谱仪的探测结果。臭氧随纬度的变化示于图 5 中,高纬度臭氧含量明显高于低纬度,并且春季大于夏季。

一般被称为空气污染物的其他成份,在大气中占的百分比通常很小,而用百万分之几来表示(ppm),但在“污染事件”中造成极其恶劣的后果,如像 1952 年 12 月 5—9 日伦敦烟雾事件中,7 日到 8 日二天中氧化硫浓度为 $1.34 ppm$ 飘尘达 4.5 毫克/米³,四天内死亡人数比同期增加 4000 人以上。

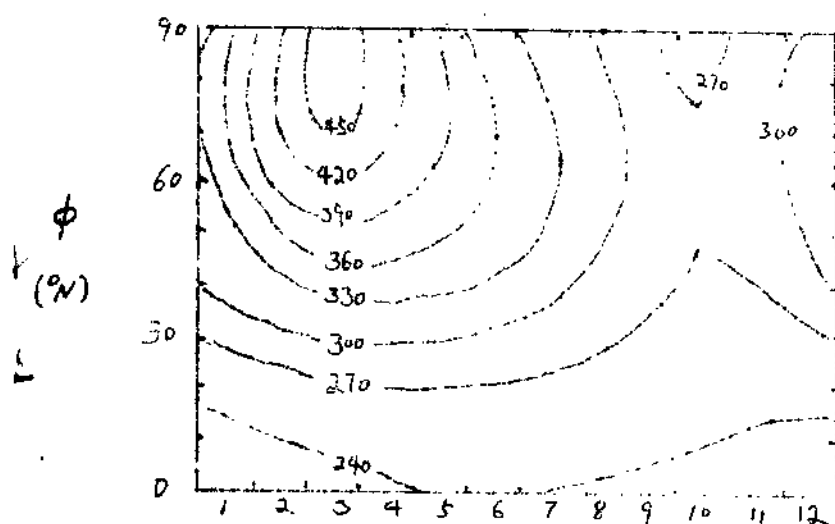


图 1-5 大气臭氧总量的变化 时间(月)

单位 10^{-3} cm (标准状态下)

Godson 1960

表 1-2. 清洁空气与污染空气的比较

成份	清洁空气	污染空气
SO_2	0.001—0.01 ppm	0.02—2 ppm
CO_2	310—330 ppm	350—700 ppm
CO	< 1 ppm	5 — 200 ppm
NO_x	0.001—0.01 ppm	0.01—0.5 ppm
碳氢物	1 ppm	1—20 ppm
颗粒物	10—20 微克/米 ³	70—700 微克/米 ³

2. 通常按大气的热状况来分层

(1)、对流层

这一层最贴近地面，由于地面可以吸收太阳辐射，将这些辐射能转化为热能，再从地面向大气低层传输，在地面与这一层中有强烈的对流，这是该层的主要特征之一。

由地面起，平均温度是向上递减的，一般每上升一公里下降 6° ，直到10至20公里处。再向上温度随高度的递减转趋缓慢，或向上稍有增加。在温度随高度下降的这一层空气中，有大规模的对流运动，大气中水汽几乎全部集中在这一层，大量的水汽凝结成云，并形成降水。主要天气过程发生在这一层里。我们把这一层大气称为对流层，把温度随高度递减渐趋缓慢，或向上稍有增加的高度称为对流层顶。对流层顶的高度在赤道附近高约15—20公里，在极地和温带约8至12公里。

对流层离地面最近，大气 $3/4$ 的质量都集中在这一层，在1—2公里以下，热量和动量的上下湍流交换较显著，摩擦力比上层要大，靠近地面1—2公里的这一层又称为摩擦层或边界层。

(2)、平流层

由对流层顶到50公里左右称为平流层。这一层内大气的垂直对流不强，多为平流运动，而这种运动的尺度也很大。由于平流层中水汽的含量很少，在对流层中经常出现的天气现象—云雾等凝结物几乎没有，仅能在高纬20多公里处早、晚有不常见的贝母云出现。同时由于空气的尘埃含量很少，大气的透明度很高。

平流层下层的温度随高度变化较慢，有时甚至是等温的，所以亦称同温层，最低温度是在对流层顶，赤道附近为 -90°C ，中纬

度为 -55°C 。上层是从25—50公里左右，温度随高度的递增的，在50公里附近温度达到 0°C 左右，

(3)、中间层

从平流层顶以上50到85公里左右称为中间层，温度是随高度递减的，在中间层顶(80—85公里)温度达 -90°C ，这层水汽极少。但有时可在80—85公里处看到很少见的夜光云，流星辉迹也出现在这个层中。

平流层和中间层包含大气质量的 $1/4$ ，在85公里气压约为 $3.8 \times 10^{-3} \text{ mb}$ ，即在85 km以上大气质量为大气总质量的十万分之一。

(4)、热层

85公里以上的这一层称为热层。这一层温度随高度增加很快。热层内分子热传导过程对温度的垂直分布起着重要的作用，在中间层顶以上，所有波长小于 $1750 \text{ \AA}$ 的紫外辐射，主要被热层中氧(O_2)所吸收，而大部份吸收的能量是用于使该层加热，此外太阳的微粒辐射及宇宙空间的高能粒子，对于热层大气的热状况也有显著的影响，极光发生在这个层中。

(5)、逃逸层(或大气外层)

自热层向上一直至2000—3000公里，这是大气的最外层，这层大气大部份处于电离状态，质子的含量大大超过了中性氢原子的含量。在这一层中空气非常稀薄，粒子的热运动自由程很长，从几百公里到1000公里以上，向上运动的质点以达到很大的高度，有许多气体质点可以从这层飞出地球重力场之外，也有质点由

外面进入逃散层，逃逸层是地球大气的最外层，但逃逸层的最外边界在哪里还没有一致结论。实际上这是地球大气和星际空间的过渡地带，有人认为这一层温度随高度不变或略有增加，也有的认为应与太阳和行星际大气速系起来，则温度应随高度增加。

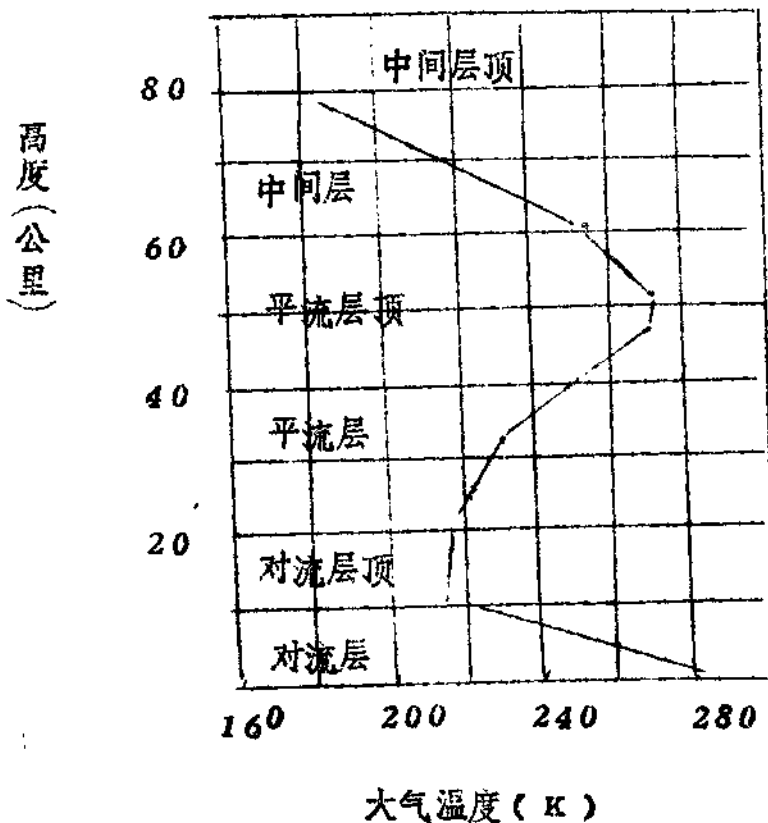


图 1-6 大气的温度及其垂直分层

2. 按特殊的化学成份来分层。10—50公里的大气层，也称臭氧层，臭氧的浓度自10公里以上逐渐增加，在22—25公里附近达最大值 3.8×10^{-4} 克/米³，而近地面2公里外或50公里外为 5×10^{-5} 克/米³和 5×10^{-6} 克/米³，臭氧层的存在对中

层大气的热状况起着重要的影响，太阳辐射的紫外部份（波长小于 $2900 \text{ \AA}$ ）几乎完全被臭氧所吸收，中层大气温度的上升，就是由于臭氧造成的。

二、气象要素与气体状态方程

大气中的物理现象与物理变化过程，可以用一些物理量的数值及数值的变化来定量地描述；此外，大气中还有一些现象如云状、雷电及光学现象等只能用文字定性的描述。这些定量及定性描述大气物理现象与过程的量和性质统称为气象要素。最重要的气象要素有下列各项：

气温、气压、湿度、风向、风速、云况（云状、云量）、降水（降水量，降水性质），能见距离、太阳辐射通量密度及大气辐射通量密度、蒸发、各种天气现象等，下面扼要的叙述在大气热力学中遇到的一部分气象要素的定量关系。

1. 大气的温度——气温

物体冷热的程度可以用温度来定量描述，而大气中各高度的冷、或暖同样以它的温度来表示。

地面大气的气温，气象台站用安装在百叶箱里的水银或酒精温度计来测量。高空的温度在探空仪上则使用双金属或热敏电阻等不同的感温元件来测量。

温度的定标大多数国家采用摄氏温标用 $t^{\circ}\text{C}$ 表示和国际实用温标（用 TK 表示），而英、美两国则使用华氏温标（ $^{\circ}\text{F}$ 表示），这几个温标之间的换算式为

$$t (^{\circ}\text{F}) = \frac{9}{5} t (^{\circ}\text{C}) + 32$$

或

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{5}{9} [t(^{\circ}\text{F}) - 32]$$

2、大气的压力——气压

地面或某高度上的气压，可以看作是单位面积上空气柱的重量。从分子运动论来看，则是大气中空气分子不断地作热运动，对物体表面碰撞，在单位面积上产生的作用力，称大气压强或气压。

气象工作中，通常使用水银气压表，空盒气压计来测量气压，在30公里以上则使用热线真空计，游离真空计等来测量气压。

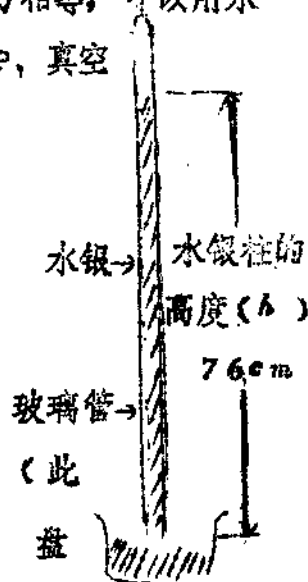
在1643年托里拆利提出：人们生活在深厚的空气海洋的底部，空气对人和周围的任何物体都有压力，并设计了一个装置直接测量大气的气压力，被称为托里拆利管。

托里拆利管的原理很简单，用一个长约33吋（约84公分）的玻璃管，一端是闭合的，当玻璃管内灌满了清洁的水银后，将开口的一端插入水银容器内，管内的水银柱将略往下降，直到水银柱约为30吋（76公分）时达到平衡，则这时玻璃管内高出容器水银面的水银柱的重量，与盘内水银面上的大气压力相等，可以用水银柱的高度来测量大气的压力。如大气的压力为 P ，真空

$$P = \rho g h$$

这里 ρ 是水银密度， h 是水银柱高出水银槽表面的高度， g 是重力加速度。

气压的单位是单位面积所受的力，在厘米、



— 15 — 图 1-7 盘

克、秒)单位制中气压的单位是(达因·厘米⁻²)

在纬度45°N海平面上,(此处重力加速度 $g=980.616$ 厘米/秒²)温度为摄氏零度,(在0℃时水银密度 $\rho=13.596$ 克/厘米³),当水银柱高度为76厘米时所具有的压力取为海平面大气压力的标准值称为1个大气压,这个值 P 等于:

$$P = \rho g h = 13.596 \times 980.616 \times 76.000 \\ = 1013.25 \times 10^3 \text{ 达因/厘米}^2$$

在气象工作中用达因/厘米²为单位不太方便,在海平面大气压力约有 10^6 达因/厘米²,因此取巴(bar) $=10^6$ 达因/厘米²,毫巴(mb) $=10^3$ 达因/厘米²为气压单位,除了毫巴以外,人们还用水银柱高度(毫米)做为气压的单位,在标准状况下(纬度 $\varphi=45^\circ$,高度 $z=0$,温度 $t=0^\circ\text{C}$)760.0毫米相当于 1013.25×10^3 达因/厘米²或1013.25毫巴(mb),

$$1 \text{ mmHg} = \frac{1013.25}{760.0} = 1.333 = \frac{4}{3} \text{ mb},$$

$$1 \text{ mb} = \frac{760.0}{1013.25} = 0.75 = \frac{3}{4} \text{ mmHg}$$

大气压、达因/厘米²,毫巴、毫米汞高,是常用的四种气压单位,它们之间的关系是:

$$1 \text{ 大气压} = 1013.25 \times 10^3 \text{ 达因/厘米}^2 \\ = 1013.25 \text{ mb} = 760.00 \text{ mmHg} \\ = 1013.25$$