

高等学校教材

外弹道气象学

汤晓云 韩子鹏 邵大燮 编著

兵器工业出版社

内 容 简 介

本书主要讲述与弹丸飞行有关的气象基本知识,分析气象要素(气压、温度、湿度、空气密度、风)对火箭、弹丸的射程和侧偏的影响,以及对飞行稳定性、散布的影响,并且提供了计算和修正这些影响的方法。

全书共分十三章,可作为高等院校及军事指挥院校有关专业的教材,也可供从事弹箭设计、靶场试验、射表编制的技术人员及军队干部参考。

本书由张丙良主审,经原兵器工业部第二教材编审委员会外弹道编审小组审查,部教材编审室审定,同意作为高级教材出版。原兵器工业部教材编审室袁仁编辑;张守中。

《外弹道气象学》

汤晓云 韩子鹏 邵大燮 编著

*

兵器工业出版社出版

(北京市海淀区车道沟10号)

新华书店总店科技发行所发行

各地新华书店经销

北京昌平沙河建华印刷厂印装

*

开本: 787×1092 1/16 印张: 20.875 字数: 494千字

1990年6月第1版 1990年5月第1次印装

印数: 1~1000 定价: 4.10元

ISBN 7-80038-187-3/TJ·25 (课)

前 言

人类生活在大气中，大气状况及变化规律对人类生活及生产活动有着重要影响，因此很早以前人们就开始注意积累和研究关于气象的知识了。气象学就是研究发生在大气中的物理过程（如增温、冷却、蒸发、凝结等）和物理现象（如风、云、雨、雪等）的科学。气象学的最主要应用是作天气预报。近几十年来，由于数学物理学，无线电技术和电子计算机技术的发展，促进了气象科学的迅速发展。随着技术的进步，气象探测手段已从简单的气温、气压表，无线电探空仪，发展到气象雷达、气象火箭、气象卫星。由于生产的需要和研究的深入，气象学已产生了许多分支，如大气物理学、大气动力学、大气热力学、天气学、气候学、统计气象学、微气象学、数值天气预报、农业气象学、海洋气象学、航空气象学、军事气象学等。

军事气象学是气象学在军事上的应用。根据各军（兵）种的需要不同，军事气象学又分为空军气象学、海军气象学和炮兵气象学等，用以分别研究气象条件对该军（兵）种作战的影响以及消除或利用此影响的方法。例如空军在进行作战或训练时，必须对短期天气变化，如是否有大风、大雾、降雨、冰雹等发生，作出分析和预报，以决定飞机能否起飞执行任务。海军舰艇出航战斗或训练也必须掌握海面气象变化情况。

许多武器（包括火箭、导弹、地面火炮、舰炮、舰炮和炸弹）的射击与气象条件的关系特别密切。外弹道气象学就是研究气象条件对弹箭飞行的影响，以及如何计算和修正这种影响的科学。它在武器设计、试验和实战射击中有着重要的应用。

弹丸在空气中飞行将产生空气动力，空气动力除了与弹丸飞行状态（如速度 v ，攻角 δ ，转动角速度 ω 等）有关外，还与空气密度 ρ ，音速 c 及风速 w 有关。由于空气密度 ρ 取决于气温 T 和气压 p ，音速 c 取决于气温 T ，故也可以说空气动力的大小取决于气温、气压和风。其中风是通过改变弹丸相对于空气的速度来影响空气动力的。因此，气温、气压和纵风的变化，通过空气动力的改变，将引起弹丸射程、飞行时间及炸高的变化。横风引起弹丸飞行的侧偏。对于大小不变的纵风和横风，由它们产生的射程变化及侧偏变化也是确定的，可以进行修正；而由大小随机变化的纵风和横风产生的射程和侧偏的变化也是随机的，这将产生射弹散布，影响射击精度。对于火箭，风的影响更为复杂，例如主动段的横风将不仅影响涡轮式火箭的侧偏，还将影响射程，而纵风不仅影响射程，还要影响侧偏。

各种武器在进行射击时是利用射表或炮弹表装定射击诸元的，或根据射表和炮弹表设计的火控系统自动装定射击诸元的。而射表和炮弹表是按照标准气象条件编出的，标准气象条件规定了气温、气压的地面值及其沿高度的分布，并规定了各高度上无风。但实际射击时气象条件往往不同于标准气象条件，这就必须对由非标准气象条件所产生的射程偏差，方向偏差等进行修正，以保证准确地进行射击。为了进行准确的修正，必须对气象要素随高度的分布进行准确的探测及对修正量进行准确的计算，这都需要气象学理论知识、实践知识及外弹道学方面的知识。此外，在武器系统设计与射表计算中计算射程、侧偏、落点散布等外弹道性能数据时也都用到气象学知识。

本教材主要讲述与弹丸飞行特性（射程、末速、飞行时间、侧偏、稳定性、落点散布等）关系较密切的气象学理论和气象观测方面的知识，并讲述对非标准气象条件的影响进行修正的方法和步骤，同时为了照顾到气象学理论的系统性，也为了使外弹道专业人员掌握气象学的基本知识，以便查阅气象学方面的资料和气象工作者写的外弹道气象方面的论文，本教材也系统地介绍了气象学中的一些基础理论。此外，为了使气象工作者了解气象学知识在外弹道学中有哪些应用，教材中也简单讲述了外弹道修正理论、稳定性和散布方面的知识。因此，本书既可作为教材供教学之用，也可供外弹道工作者和从事外弹道气象研究的同志参考。

本教材第一～八章，第十一章5，7，8节，第十三章4，7，9节由韩子鹏编写，第九～十章由汤晓云编写，第十二～十三章由邵大燮编写，全书由韩子鹏统稿。在编写过程中得到郭锡福教授，徐明友教授的支持和帮助，空军气象学院张丙良教授对全书进行了审查；此外，本书还参考了许多气象专家和学者的著作。在此向这些同志表示衷心的感谢。

由于编者学识水平不高，错误和不当之处在所难免，敬请读者批评指正。

编 者

目 录

第一章 大气的组成与结构	(1)
§1.1 大气的组成.....	(1)
§1.2 大气的结构.....	(2)
第二章 大气热力学的物理基础	(6)
§2.1 分子数与摩尔数.....	(6)
§2.2 描述热力学系统平衡状态的主要物理量.....	(7)
§2.3 干空气的状态方程.....	(9)
§2.4 湿度参数, 湿空气状态方程.....	(12)
§2.5 热力学第一定律.....	(17)
§2.6 准静力条件下的膨胀功、比热、内能与焓.....	(18)
§2.7 理想气体的多变过程.....	(21)
§2.8 循环过程, 卡诺循环.....	(24)
§2.9 热力学第二定律, 熵.....	(26)
§2.10 水汽的相变和潜热, 饱和水汽压方程.....	(31)
第三章 大气静力学	(34)
§3.1 大气静力学方程.....	(34)
§3.2 压高公式, 位势高度.....	(36)
§3.3 气压场型式.....	(41)
§3.4 大气压力随时间的变化.....	(43)
第四章 大气中的热力过程	(46)
§4.1 引言.....	(46)
§4.2 未饱和湿空气的绝热过程, 位温, 干绝热直减率.....	(46)
§4.3 凝结高度.....	(48)
§4.4 饱和湿空气的绝热过程, 湿绝热直减率.....	(50)
§4.5 绝热图解、埃玛图解的应用.....	(53)
§4.6 等焓蒸发和凝结过程, 湿度方程.....	(61)
§4.7 湿球温度和相当温度.....	(62)
§4.8 假湿球位温, 假相当位温.....	(64)
第五章 大气层结的稳定度	(68)
§5.1 判别层结稳定度的气块法.....	(68)
§5.2 条件性不稳定和不稳定能量.....	(72)
§5.3 整个气层抬升或下沉时温度层结的变化.....	(75)
§5.4 挟卷过程.....	(78)
§5.5 逆温.....	(82)
第六章 大气运动的基本方程	(86)
§6.1 大气绝对运动方程和相对运动方程组.....	(86)

§6.2	作用在空气微团上的力	(88)
§6.3	连续方程	(92)
§6.4	大气运动方程组及其简化	(96)
§6.5	p 坐标系的基本方程	(100)
第七章	空气的水平运动——风	(104)
§7.1	自由大气的平衡运动	(104)
§7.2	地转风随高度的变化——热成风	(117)
§7.3	非地转风——偏差风	(125)
§7.4	摩擦层中风随高度的分布(近地面层)	(133)
§7.5	摩擦层中风随高度的分布(上部边界层)	(141)
§7.6	湍流脉动增强和减弱的判据——理查孙数 R_i	(146)
§7.7	平均风和阵风的统计特性	(149)
§7.8	大气环流	(152)
§7.9*	大范围垂直运动的计算	(158)
第八章	大气中的波动	(167)
§8.1	声波、音速和马赫数	(167)
§8.2	马赫波和膨胀波	(169)
§8.3	微弱压缩波、激波和波阻	(174)
§8.4	大气重力波及其它的波	(176)
第九章	地面气象要素观测	(180)
§9.1	气温的观测	(180)
§9.2	湿度的观测	(183)
§9.3	气压的观测	(186)
§9.4	地面风的观测	(191)
第十章	高空气象要素观测	(196)
§10.1	五九型探空仪的构造和工作原理	(196)
§10.2	电码式探空仪讯号接收和记录整理	(197)
§10.3	高空风的观测	(198)
第十一章	各种弹道气象偏差量的计算	(203)
§11.1	标准气象条件	(203)
§11.2	弹道层权的计算原理	(206)
§11.3	地炮近似层权的计算	(208)
§11.4	高炮近似层权的计算	(212)
§11.5	航空炸弹近似层权和火箭低空风层权的计算	(213)
§11.6	各种弹道气象偏差量的计算	(220)
§11.7	气象通报	(231)
附录	准确层权的计算程序及使用说明	(233)
第十二章	火箭和弹丸在大气中飞行的运动方程	(254)
§12.1	质点弹道方程	(254)

§12.2	弹箭运动方程的一般形式	(262)
§12.3	作用在弹箭上的力和力矩	(269)
§12.4	弹箭的扰动运动方程组	(279)
第十三章	气象条件对弹箭运动的影响	(283)
§13.1	外弹道修正理论概述	(283)
§13.2	用求差法计算非标准气象条件下的修正量	(284)
§13.3	对流层中气温、气压非标准的修正, 郎日文定理	(286)
§13.4	对气温、气压修正用对密度和音速修正替代的问题	(290)
§13.5	平均风对火炮弹丸弹道的影响	(292)
§13.6	低空风对火箭飞行的影响	(295)
§13.7	风和变空气密度对弹箭飞行稳定性的影响	(304)
§13.8	阵风引起的射弹散布	(306)
附录		(308)
I	主要物理常数	(308)
II	我国标准大气 (30km以下)	(309)
参考文献		(322)

第一章 大气的组成与结构

由于地球引力的作用，地球周围聚集着一个气体圈层，称为大气层。

在大气中存在若各种不同的物理过程，如增温、冷却、蒸发、凝结等和各种不同的物理现象，如风、云、雨、雪等。这些物理现象和物理过程的形成及其变化与大气本身的性质及大气所处的环境有密切关系。为了便于下面研究大气、讨论发生在大气中的物理过程和物理现象，需要先概貌性地了解大气的组成与结构。

§ 1.1 大气的组成

大气由多种气体混合而成，此外还悬浮着一些含量不定的液体和固体微粒，如雾滴、烟粒等。

一、干洁空气的成分

把大气中除了水汽、液体和固体杂质外的整个混合气体称为干洁空气。表1.1.1列出了25km以下干洁空气的成分及分子量。

表 1.1.1 25km以下干洁空气的成分

气体成分	干洁空气含量(%)		分子量
	按容积	按质量	
氮 N ₂	78.08	75.52	28.02
氧 O ₂	20.94	23.15	32.00
氩 Ar	0.93	1.28	39.88
二氧化碳 CO ₂	0.03(变动)	0.05	44.00
氖 Ne	0.0018	—	20.18
氦 He	0.0005	—	4.00
臭氧 O ₃	0.00006	—	48.00
氢 H ₂	0.00005	—	2.02
氪 Kr	极少	—	83.76
氙 Xe	极少	—	31.30
氡 Rn	极少	—	222.00
甲烷(沼气) CH ₄	极少	—	16.04
干洁空气	100	100	28.97

由表可见，在干洁空气中，氮和氧两者就体积和质量来说，差不多占空气的99%，与氩合计，则占干洁空气的99.9%，其它气体所占空气总容积的百分数加起来不到0.01%。

由于大气中存在着空气的垂直运动、水平运动、湍流运动和分子扩散，使不同高度，不同地区的空气得以交换和混合，因此从地面到90km处，干洁空气成分的比例基本上不变。在90km以上大气的主要成分仍然是氮和氧，但从80km开始，由于太阳紫外线的照射，氮和氧已有不同程度的离解，100km以上氧几乎全被离解，而以原子的形式存在。到250km以

上，氮也基本上被离解成氮原子。

在干洁空气成分中，占比例极小的臭氧和二氧化碳的作用是不可忽视的，它们对大气的温度分布有较大的影响。

臭氧是由氧分子分解为氧原子后再与另外的氧分子化合而成，它主要在太阳紫外线辐射作用下形成，另外有机物的氧化和雷雨闪电作用也能形成臭氧。在近地面层臭氧含量极少，从10km高度开始增加，到20至25km高度处达极大值，再往上臭氧含量又减少，到50km以上就微乎其微了。

臭氧对紫外线的吸收极为强烈，由于这种作用使40~50km高度上的气层中温度大为增高。由于臭氧大量吸收紫外线，也使得地面上的生物免受过多紫外线的伤害，而少量透射过来的紫外线能起到杀菌治病的作用。

二氧化碳是有机化合物氧化作用的产物，主要是在有机物燃烧或腐化以及生物呼吸过程中产生的。由于这些作用集中在大气的底层，故二氧化碳集中于大气底部20km的一薄层内。在20km以下，大气中的二氧化碳一般占0.03%，到了20km以上其含量显著减少。

二氧化碳对太阳辐射吸收很少，但却能强烈吸收地面的辐射，同时它又向周围空气和地面放出长波辐射，因此它能使大气和地面保持一定的温度。

二、大气中的水汽

水汽是大气中唯一能发生相变（即液态、气态、固态三态可以互相转变）的成分，也是含量最容易变化的成分。大气中水汽的含量随时间、地点和气象条件（如温度、风、云等）的不同有较大的变化，其变化范围在0~4%（占空气总容积的百分数）之间。

大气中的水汽来自江、河、湖、海及潮湿物体表面的水分蒸发，并借助空气的垂直交换向上输送，一般说来空气中的水汽含量随高度增加而减少。由于大气温度随高度增加而降低，以及水汽因温度降低到一定程度而凝结，因此这种向上减少的速度是很快。观测表明：在1.5~2km高度上，空气中的水汽含量已减少到地面的一半，在5km的高度上，空气中的水汽含量减少为1/10，再向上含量更少。

大气中水汽的含量虽然不多，但它是天气变化中的一个重要角色，由于水汽的相变会引起云、雾、雨、雪等一系列天气现象。此外，由于水汽能强烈地吸收地面辐射同时又向周围空气和地面放出长波辐射，在相变过程中又能吸收或放出热量，这些都能对地面和空气温度产生一定影响。

三、大气中的固体杂质和液体微粒

固体杂质是指烟粒、尘埃、盐粒等，它们多集中于大气低层，这些固体杂质浮游空际，会使能见度变坏，同时它成为水汽凝结的核心，对云、雨的形成起重要作用。固体微粒还能吸收一部分太阳辐射和阻挡地面放热，对地面和空气温度有一定的影响。

液体微粒指悬浮于大气中的水滴、过冷水滴和冰晶等水汽凝结物，它们常聚集在一起，以云、雾的形式出现，使能见度变坏，还能减弱太阳辐射和地面辐射，影响地面空气温度。

§ 1.2 大气的结构

一、大气的高度

据计算，由地面到大气上界，单位截面大气柱的总质量，在标准情况下（温度为0℃，

气压 $1.01325 \times 10^5 \text{ Pa}$), 为 1033.3 g/cm^3 , 其中50%的大气质量集中在离地面5.5km以下的层次内, 离地面36到1000多km内的大气只占总质量的1%。尽管空气密度越往上越小, 但无论哪个高度都不会减少到零, 也就是说, 大气圈与星际空间很难用一个“分界面”把它们分开。所谓大气的高度是人们通过物理分析规定的一个最大高度, 用它来说明大气层的垂直范围。

这一最大高度的判定, 由于着眼点不同, 所得的结论也不同, 通常有两种划分方法: 一是着眼于大气中出现的某些物理现象来估计大气的上界。根据观测资料, 在大气中, 极光是出现最高的物理现象, 它可以出现在1200km的高度上, 因此可以把大气的上界定为1200km。由此确定的大气上界称为物理上界。另一种是着眼于大气密度, 以接近于星际气体密度的高度来估计大气的上界, 按照人造卫星探测的资料推算, 这个上界大约在2000~3000km的高度上。

二、大气的垂直分层

观测证明, 大气在垂直方向上物理性质是有着显著差异的, 我们以气温垂直分布的特点为主要依据, 同时考虑到大气垂直运动等情况把大气分为五层。图1.2.1就是大气垂直分层示意图, 下面对照此图分别介绍各层的特点。

1. 对流层

对流层是地球大气中最低的一层, 它的底界就是地面。对流层的厚度在低纬度地区平均为17~18km, 在中纬度地区平均为10~12km, 在高纬度地区平均为8~9km。此外对流层的高度还与季节有关, 一般夏季比冬季高。从上述数据看, 对流层的厚度还不及整个大气层的1%, 但是由于地球引力的作用, 这一层却集中了大气四分之三的质量和几乎全部的水汽, 是天气变化最复杂的层次。平时遇到的云、雾、雨、雪等主要大气现象都出现在这一层中, 因而对流层是对军事活动和人类生产影响最大的一个层次, 也是气象学研究的重点层次。

对流层有三个主要特点:

(1) 气温随高度增高而降低。高山常年积雪, 高空的云多为冰晶组成, 都是这个特征

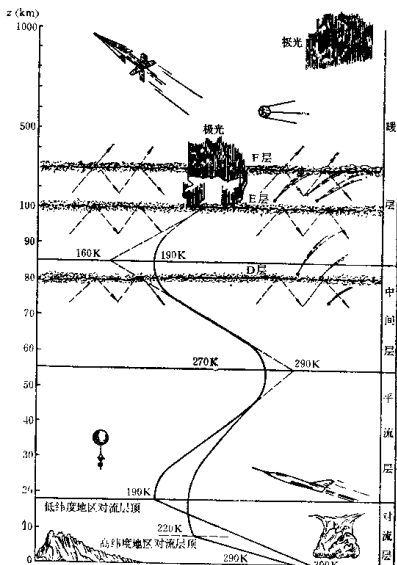


图1.2.1 大气垂直分层示意图

的证明。对流层中气温随高度而降低的数值,在不同地区、不同季节、不同高度是不一样的,平均而言,每上升100m气温约下降 0.65°C ,在对流层上界处,气温一般都下降到 -50°C 以下。

(2)空气有强烈的垂直运动,这种垂直运动主要表现为空气的对流运动和乱流运动。由于空气的对流运动和乱流运动,高层和低层的空气将进行交换,使近地面热量、水汽、杂质等易于向上输送,这对于形成云、雨有重要作用。

(3)温度、湿度的水平分布不均匀。如北方比南方冷,海上比陆地潮湿。这种温度水平分布不均匀的现象在对流层最为显著,这是因为地表性质差异很大,而对流层受地表影响最大的缘故。

在对流层内,按气流和天气现象分布的特点,又可分为下层,中层和上层三个层次。

下层又叫摩擦层,它的范围是自地面到2 km高度,在这层里,由于气流受地面摩擦作用很大,通常随高度增高风速增大,风向右转。气温受地面热力作用的影响很大,因而有明显的日变化。由于本层的水汽、尘埃含量较多,又加上空气对流和乱流运动较强,因而低云和雾出现频繁。

中层,自摩擦层顶至6 km高度的一层,这一层受地面的影响要比摩擦层少得多,气流状况基本上可表征整个对流层空气运动的趋势,大气中的云和降水大都发生在这一层内。

上层,它的范围只从6 km高度伸展到对流层顶,这一层的气温常年都在 0°C 以下,水汽含量少,各种云都由过冷水滴和冰晶组成。在中纬度和热带地区,这一层中常有西风,并且常出现风速等于或大于 30m/s 的强风带,即所谓的西风急流。

此外在对流层和平流层之间还有一个厚度为数百米到1~2 km的过渡层,称为对流层顶。对流层顶的气温分布特征是温度沿高度不变或很少变化,平均而言,它的气温在低纬度地区为 -83°C ,在高纬度地区约为 -53°C 。对流层顶对垂直气流有很大的阻挡作用,上升的水汽、尘埃多聚集其下。

2. 平流层

自对流层顶到55 km左右为平流层。在平流层内,随着高度的增高气温最初保持不变或稍有上升,到55 km以上,由于存在大量的臭氧能直接吸收太阳的辐射,因此,气温随高度的增高而显著上升,到55 km高度上可达 $-3\sim-17^{\circ}\text{C}$ 。

在平流层内,空气的垂直运动比对流层弱,气压和密度随高度的变化比对流层慢,该层内水汽和尘粒较少,气流平稳,天气晴朗。但在平流层底部有时也能见到一些对流层发展强烈的云的顶部或一些分散的卷云。随着火箭和导弹武器的发展,有关平流层的研究对炮兵来说已日趋重要了。

3. 中间层

自平流层顶到80 km左右为中间层。该层的特点是:气温随高度增高而迅速下降,有相当强烈的垂直运动,在这一层顶部气温可降到 -83°C 以下。在80 km高度上有一个在白天出现的电离层,叫D层。

4. 暖层

自中间层顶到800 km左右为暖层,这层空气很稀薄,空气质粒只占大气总质量的0.5%。在120 km以上,空气密度已少到声波难以传播的程度,在270 km高度上,空气密度只有地面值的一百亿分之一。

暖层有两个特点：一是随着高度升高，气温迅速增高，据人造卫星观测，在300km高度上气温可达1000℃以上；二是由于该层空气受到强烈的紫外线辐射和宇宙射线的作用，处于高度电离的状态，能反射无线电波，短波无线电通信就是靠它来传播，故暖层又称为电离层。据探测，暖层中各高度上空气电离程度是不均匀的，其中最强的为E层和F层，E层位于约100~200km的高度上，F层约位于200~400km之间。

5. 散逸层（外层）

暖层顶以上的大气层统称为散逸层，它是大气的最高层。这一层的气温也是随高度增高而上升的。该层由于温度很高，空气又稀薄，再加上地球引力作用小，所以一些高速运动的分子可以挣脱地球引力的束缚，冲破其它分子的阻碍而散逸到宇宙空间。

第二章 大气热力学的物理基础

大气作为一个热力系统,其中所进行的各种热力过程都必须遵循一定的物理热力学规律。本章主要阐述热力学的基本原理和概念,并把它们表述成能直接用于大气系统的数学形式。

§ 2.1 分子量与摩尔数

单质所含的每个分子的质量都是相同的。当单质的分子由一个原子、两个原子或三个以上的原子组成时,该单质分别相应地称为单原子单质,双原子单质或多原子单质。

一、碳单位、分子量、阿伏加德罗常数

碳-12 (^{12}C) 是一种单原子单质,一个碳-12的原子量为 $1.992 \times 10^{-23}\text{g}$, 把这种原子量的十二分之一作为化学成分的基本质量单位,称为碳单位,记为 m_a , 即有

$$m_a = 0.166 \times 10^{-23}\text{g}$$

一个分子的质量 m (g) 对碳单位 m_a (g) 的比值表示一个分子的相对质量,称为分子量,记为 M_r , 即有

$$M_r = m/m_a \quad \text{或} \quad m = M_r m_a$$

一个原子的质量对碳单位的比值(纯数)称为原子量。

例如一个氢原子的质量为 $0.167 \times 10^{-23}\text{g}$, 氢原子的原子量为 1.0079; 一个氧原子的质量为 $2.656 \times 10^{-23}\text{g}$, 氧的原子量为 15.9994; 一个氧分子含有两个氧原子, 氧的分子量为 $2 \times 15.994 = 31.999$; 一个水分子由两个氢原子和一个氧原子组成, 水的分子量为 $2 \times 1.0079 + 15.9994 = 18.015$ 。

某一单质的质量为 M_i (g) 和分子量为 $M_{r,i}$, 在该单质中每个分子的质量为 m_i (g), 该单质所含的分子数目为

$$N_i = \frac{M_i}{m_i} = \frac{M_i}{M_{r,i} m_a}$$

若

$$M_i = M_{r,i}$$

则

$$N_i = \frac{1\text{g}}{m_a} = 6.02 \times 10^{23} \text{ 个}$$

这表明以克为单位的质量数值与分子量相等的任何一种单质所含的分子数目总是一个常数, 即 6.02×10^{23} 个, 这个普适常数称为阿伏加德罗常数, 记为 N_A , 即有

$$N_A = 6.02 \times 10^{23} \text{ 个}$$

例如 18.015g 水的分子数等于 31.999g 氧所含的分子数, 均为 N_A 。

二、摩尔、摩尔数、摩尔质量

1 mol的物质是指其所含的微粒(分子、原子、离子等)数目等于阿伏加德罗常数 N_A 。

1 mol单质系统所含的分子数目等于阿伏加德罗常数,其所含的质量等于以克为单位分子数数值。

对于由大量分子所组成的任何单质来说,1 mol的任何单质,它以克为单位的质量数值与其分子量 $M_{r,i}$ 相等,即

$$1 \text{ mol 对应 } M_{r,i} (\text{g})$$

或

$$1 \text{ g 对应 } \frac{1}{M_{r,i}} (\text{mol})$$

例如1 mol的氧对应31.999g的氧,1 mol的水对应18.015g的水。所以分子量为 $M_{r,i}$ 的单质摩尔质量为 $M_{r,i} \text{g/mol}$ 。

但应注意,如果在单质中的每个分子电离成为两个或两个以上的离子,并且该单质所含的离子数目为1 mol,那么该单质的质量以克为单位的数值与分子量就不相等了。

§ 2.2 描述热力系统平衡状态的主要物理量

热力学研究物质系统热运动在宏观方面表现出来的性质和规律。而经典热力学则主要以宏观平衡态为基础的理论。所谓平衡态是指:置于一定环境中的热力系统在不外界影响的条件下,系统各部分的宏观性质将不随时间变化。任一有限的热力系统(不能是无限的宇宙)在不外界影响的条件下,总要自发地趋于平衡态,并长久地保持下去。

为把热力学的结果用于大气,我们以后假定大气处于平衡态或准平衡态之中,后者虽说不是严格的平衡态,但却以足够的精度接近于平衡态。处于平衡态的系统,其状态有确定性,于是就可以用一些宏观的物理量定量地描述该系统的状态。这种表征系统物理状态的物理量称为状态参数。

各部分物理性质完全相同的系统称作均匀系统或单相系统。描述一定质量的均匀系统的状态参数有三个,即压强 p ,体积 V 和温度 T 。但这三个状态参量并不是孤立的,它们之间存在一定的函数关系:

$$f(p, V, T) = 0 \quad (2.2.1)$$

上式称为状态方程。需要指出,只有均匀系统才有状态方程,对于非均匀系统只能将它分为若干均匀部分,写出各自的状态方程。关于空气的状态方程将在下节详细讲述,本节着重讲述状态参数。

一、气温 T

一般说来气温是表示空气冷热程度的物理量,我国用摄氏温标($^{\circ}\text{C}$)表示。此温标取一个标准大气压(1013.25hPa)下,纯水结冰的温度为摄氏零度(0°C)。纯水加热到汽化的温度为 100°C 。在工程上和物理学中常用的是热力学温标(K),它与摄氏温标的关系为

$$\begin{aligned} T(\text{K}) &= 273.15 + t(^{\circ}\text{C}) \\ &\approx 273 + t(^{\circ}\text{C}) \end{aligned} \quad (2.2.2)$$

从分子运动论观点看,气温是与大量分子运动速度的统计平均值相联系的,也即气体温度升高是与气体分子运动加剧相联系的。

例如对于分子量为 M_r 的单质理想气体,其绝对温度与气体分子均方根速度 $\sqrt{\bar{v}^2}$,以及平均平动动能 $E_k = -\frac{1}{2} m \bar{v}^2$ (m 为一个分子的质量)的关系分别为

$$\sqrt{\bar{v}^2} = 1.73 \sqrt{\frac{RT}{M_r}} \quad (2.2.3)$$

$$E_k = -\frac{3}{2} kT \quad (2.2.4)$$

式中 $R=8.314 \text{ J/(mol}\cdot\text{K)}$,是气体状态方程中的常数; $k=1.38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$,是玻耳兹曼常数,并且 $k=R/N_A$ 。

所谓理想气体是指可以忽略气体分子体积,并且除了分子相碰时有斥力外可以忽略分子间引力的气体。大气在一般情况下可以视为理想气体。对 M 克理想气体,除了计入平动动能外,还计入分子的转动动能,则这些能量之和称为 M g理想气体的内能,记为 U ,其计算式为

$$U = \frac{M}{M_r} \left(\frac{i}{2} \cdot kT \right) N_A = \frac{M}{M_r} R \frac{i}{2} T \quad (2.2.5)$$

式中 i 为气体分子的自由度,对于单原子分子 $i=3$,对于双原子分子 $i=5$,对于三原子分子 $i=7$ 。

(2.2.5)式表明一定气体的内能仅是温度的函数,并且气温越高气体的内能越大。给气体加热,气体的温度升高,内能增大,反之当气体放热时温度下降,内能减少。

大气的温度经常在变化,特别是四季有寒暑,昼夜有冷暖,这种变化是怎样形成的,大气的能量又来自何处呢?地球上的热量基本上来源于太阳的辐射,太阳以辐射的方式不断地把巨大的能量送到地球上。据计算,一年中整个地球可以由太阳获得 $5.439 \times 10^{24} \text{ J}$ 的热量,这是地面和大气最主要的热量来源,而来自其它星体的辐射能仅及来自太阳辐射的一亿分之一。从地球内部传到地面上的热量,也仅只有来自太阳辐射能的一万分之一,相比之下都是极微小的。

地面和大气在获得太阳辐射的同时,也不停地向外放出辐射能量,这种辐射是地面和大气间,大气各层之间交换热量的一种方式。此外空气还通过体积膨胀和压缩的变化,以及通过热传导、对流、乱流、蒸发和凝结等形式变化,不断地与周围交换热量,改变温度。大气的温度分布及其变化特点影响着天气变化的全过程,冰霜雨雪等天气现象无不与大气温度有关,因此气温是气象学研究的重点之一。

二、气压

气压即大气的压强,它是大量气体分子作用在单位面积上的压力。气压的法定单位为帕斯卡,用Pa表示。

从分子运动论的观点来讲,所谓气体的压强是大量空气分子对单位面积所施撞击的平均作用力。

在分子物理学中已导出单质气体(即含相同分子的气体)压强的表达式为

$$p = \frac{2}{3} \bar{n} (E_k) \quad (2.2.6)$$

式中 $\bar{n}$ 为分子密度,即单位体积中的分子数。

而 $E_k = \frac{1}{2} m \bar{v}_k^2 = \frac{3}{2} kT$ 为分子平均平动动能。由此可见气体分子的压力与分子密度以及分子的平均平动动能成正比。这是很容易理解的，单位体积内的分子数多，则撞击在单位面积上的分子数也越多；分子动能大，即表示分子运动速度快，则一方面增加了单位时间内撞击单位面积上的分子数，另一方面使每个分子撞击时的作用力变大，这都使单位面积上的压力增高。

根据分子运动论的这种分析，很容易导出道尔顿混合气体分压理论。

设有几种不发生化学作用的不同气体，混合地放在一个容器内，它们在相同温度 T 时，单位体积内所含各种气体分子的数目分别为 $\bar{n}_1, \bar{n}_2, \dots$ 等，混合气体在单位体积内的总分子数为 $\bar{n} = \bar{n}_1 + \bar{n}_2 + \dots$ 。因为在相同温度下，各种气体分子的平均平动动能都相等，即

$$\frac{1}{2} m_1 \bar{v}_1^2 = \frac{1}{2} m_2 \bar{v}_2^2 = \dots = \frac{1}{2} m \bar{v}^2 = \frac{3}{2} kT$$

式中 $\frac{1}{2} m_1 \bar{v}_1^2, \frac{1}{2} m_2 \bar{v}_2^2, \dots$ 分别代表各种气体分子的平均平动动能， $\frac{1}{2} m \bar{v}^2$ 代表混合气体的平均平动动能。故混合气体施于器壁的压强为

$$\begin{aligned} p &= \frac{2}{3} \bar{n} \left(\frac{1}{2} m \bar{v}^2 \right) = \frac{2}{3} (\bar{n}_1 + \bar{n}_2 + \dots) \left(\frac{1}{2} m \bar{v}^2 \right) \\ &= \frac{2}{3} \bar{n}_1 \left(\frac{1}{2} m \bar{v}^2 \right) + \frac{2}{3} \bar{n}_2 \left(\frac{1}{2} m \bar{v}^2 \right) + \dots \end{aligned}$$

或

$$p = p_1 + p_2 + p_3 + \dots$$

式中 $p_1, p_2, p_3, \dots$ 分别代表各种气体的分压强，即各种气体单独存在于容器内的压强。这就是所谓的道尔顿定律：几种不发生化学作用的气体贮于同一容器内时，分压强之和等于整个混合气体的压强。

§ 2.3 干空气的状态方程

一、单质理想气体状态方程

上节讲过描述平衡状态下气体状态参量之间关系的方程称为状态方程（见方程 2.2.1）。对于质量为 M 的单质气体，其压强 p 、温度 T 及体积 V 三者并不都是独立的，它们受到状态方程的制约。由方程 (2.2.1) 可见三个状态参数中只要选定两个，系统的状态就被完全确定，而第三个状态参数可由状态方程解出。

对于理想气体，根据分子物理学中导出的压强公式 (2.2.6) 很容易导出单质理想气体的状态方程。设质量为 M ，体积为 V 的单质理想气体，其分子量为 M_r ，其摩尔数 $\nu = M/M_r$ ，而每摩尔质量的气体中的分子数 $N_A = 6.02 \times 10^{23}$ 个，故单位体积的分子数为

$$\bar{n} = \left(\frac{M}{M_r} N_A \right) \frac{1}{V}$$

另外，分子的平均平动动能 $E_k = \frac{1}{2} m \bar{v}^2 = \frac{3}{2} kT$ 。将这些关系代入压力方程 (2.2.6) 中得

$$pV = \frac{M}{M_r} N_A kT = \nu RT \quad (2.3.1)$$

这就是单质理想气体的状态方程，其中 $R (= kN_A)$ 称为气体普适常数。

在历史上气体状态方程是通过总结气体的宏观实验事实得出几条定理而导出的。这些定律是：

1. 玻义耳-马略特定律 当质量、温度保持一定时，单质理想气体任一平衡态的压强 p 与容积 V 的乘积是不变的，即

$$pV = p_0 V_0 = \text{const}$$

2. 盖·吕萨克定律 当质量与压强保持不变时，理想气体体积随温度作直线变化，即

$$V = V_0 (1 + \alpha_v t)$$

式中 V_0 为 $t = 0^\circ\text{C}$ 时之体积， α_v 称为体积膨胀系数。

3. 查理定律 当质量与体积保持不变时，气体压强随温度作直线变化。

$$p = p_0 (1 + \alpha_p t)$$

式中 p_0 为 $t = 0^\circ\text{C}$ 时之压强， α_p 称为压强温度系数，对一切气体近似地有

$$\alpha_v = \alpha_p = \frac{1}{273.16} \quad [\text{K}^{-1}]$$

因此在采用了绝对温标 $T = 273.16 + t$ 之后，上两式可写成

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

$$\frac{p}{T} = \frac{p_0}{T_0} = \text{const}$$

4. 阿伏加德罗定律 当压强、温度一定时，各种不同的单质理想气体具有相同的摩尔容积，因此摩尔容积是 T 和 p 的普遍函数，它与不同的单质理想气体的分子量无关。在温度 $T_0 = 273.15\text{K}$ 、和压强 $p_0 = 1013.33\text{hPa}$ 的条件下，任一单质理想气体的摩尔容积 $V_0 = 22.4146 \times 10^{-3} \text{m}^3/\text{mol}$ 。

现设摩尔数 $\nu = M/M_r$ 保持不变的某种单质理想气体，假定其三个不同的平衡态各自的压强、容积、绝对温度分别为 (p, V, T) ， (p_1, V_1, T_1) ， (p_2, V_2, T_2) ，应用玻义耳定律可得

$$pV = p_1 V_1 \quad (T \text{ 相同})$$

应用盖、吕萨克定律可得

$$\frac{V_1}{T_1} = \frac{V_2}{T_2} \quad (p, \text{ 相同})$$

以上两式联立起来消去其中的 V ，可以得到

$$\frac{pV}{T} = \frac{p_1 V_1}{T_1} = \text{const}$$

将上式各项同除摩尔数 ν ，并记各状态下摩尔容积为 $V_m = V/\nu$ ， $V_{m1} = V_1/\nu$ ，则得

$$\frac{pV_m}{T} = \frac{p_1 V_{m1}}{T_1} = R = \text{const} \quad (2.3.2)$$

这就是1 mol理想气体的状态方程。因此，可选1 mol质量气体的任一平衡状态来计算 R 。

如取 $p_1 = p_0 = 1013.33\text{hPa}$ ， $T_1 = T_0 = 273.15\text{K}$ ，此时的摩尔容积为 $V_{m1} = V_0 = 22.416 \times 10^{-3} \text{m}^3/\text{mol}$ ，则得