

773994

327

4624.2

中等专业学校教材

气象与天气学基础

(第二版)

成都水力发电学校 杨德蓉 主编

水利电力出版社

24.2

2

773994

气象与天气学基础

(第二版)

水利电力出版社

内 容 简 介

本书是在1980年出版的第一轮统编教材《气象与天气基础》的基础上修订再版的。全书共分十章,包括大气的基本状况、辐射与大气温度、大气压力、大气湿度、大气运动、云和降水、气象观测、天气学基本知识、大气环流、我国的暴雨和暴雨天气系统。本书着重根据陆地水文专业的需要,并结合我国实际,较系统地介绍了气象学、气象观测学、天气学及暴雨分析等方面的基础知识。每章均附有复习思考题及作业。

该书是全国中等专业学校(或专科学校)陆地水文专业的通用教材。也可作农、林、水利、地理等专业的教学参考书。还可供具有一定文化水平和专业知识的广大水文、气象工作者学习、参考。

中等专业学校教材

气象与天气学基础

(第二版)

成都水力发电学校 杨德蓉 主编

*

水利电力出版社出版

(北京三里河路6号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

水利电力印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 14.25印张 329千字 4插图

1980年4月第一版

1985年6月第二版 1985年6月北京第二次印刷

印数6131—13040册 定价2.70元

书号 15143·5671

前 言

本书是在第一轮统编教材的基础上，根据1981年3月扬州会议审定通过的《气象与天气学基础》新教学大纲修订再版的第二轮统编教材。按照新大纲的有关规定及1982年水利电力部教育司教材会议的指示精神，通过几年的教学实践，总结了第一轮统编教材的优缺点，对本教材在内容和体系上都作了较大的改动，由原来的八章变成了十章，对次要内容作了大幅度的删减，同时也增添了一些新内容，使之更加结合水文专业的实际需要，突出重点和双基内容，体现了少而精的原则。

全书共分三大部分，即气象学、气象观测学和天气学。第一至第六章主要介绍气象学（包括部分气候学）的基本原理；第七章介绍几个主要气象要素的观测及订正计算方法；第八至第十章主要介绍天气学基本知识、大气环流、我国暴雨及暴雨天气系统、暴雨分析等。本书编写的重点是与水文工作密切相关的降水、蒸发，尤其暴雨和暴雨分析方面的知识。为了适应水文计算和水文预报工作蓬勃发展的需要，特加强了天气学和暴雨部分，这是第二轮教材的突出特点。

参加本书编写工作的有辽宁水利学校李一心（高级工程师），江苏水利专科学校曹伦成，成都水力发电学校杨德蓉。本书由杨德蓉主编，李一心及黄河水利学校的张西满主审，成都水力发电学校李淑娟负责插图（第七章除外）描绘。

本书在编审过程中得到有关大专院校、气象局、水电设计院等单位的领导和同志们热情指导与大力支持。其中华东水利学院的吴和庚教授，四川省气象局汪之义高级工程师、徐裕华、李漱芳、张大振工程师，成都科技大学张志明讲师，成都勘测设计院王超然工程师以及全国水文专业教气象学课的老师们都对编写提纲和部分教材内容提出了宝贵意见。尤其王超然工程师，针对水文专业的特点和对气象知识的需求，对编写提纲进行了仔细的推敲，建议其取舍。全国水文专业委员会、成都气象学院、成都勘测设计院、云南水利学校及成都水力发电学校的领导同志们都对该教材的编审工作给予了热情鼓励与大力支持，在此一并致以深切的感谢。

本书尽管是在第一轮统编教材实践的基础上经过广泛征求意见反复修改编写而成，但由于水平所限，书中仍可能存在不足或错误，敬请广大读者批评指正。

编 者

1984年3月

目 录

前 言

绪论	1
第一章 大气的基本状况	4
第一节 大气的成分	4
第二节 大气的结构	5
第三节 大气的基本特性	8
第二章 辐射与大气温度	15
第一节 辐射	15
第二节 大气的增热和冷却	20
第三节 低层气温的变化	23
第三章 大气压力	30
第一节 气压的意义及单位	30
第二节 气压随高度的变化	31
第三节 气压随时间的变化	35
第四节 气压的分布	38
第四章 大气湿度	44
第一节 蒸发与凝结的基本原理	44
第二节 影响蒸发的因素	45
第三节 大气湿度	47
第四节 湿度和蒸发的变化	52
第五章 大气运动	55
第一节 大气的垂直运动	55
第二节 大气的水平运动——风	64
第六章 云和降水	73
第一节 大气中水汽凝结的条件	73
第二节 地表面和空中的水汽凝结物	74
第三节 降水	85
第七章 气象观测	93
第一节 气温及湿度的观测	93
第二节 气压的观测	98
第三节 风向、风速的观测	101
第四节 降水的观测	104
第五节 蒸发的观测	114
第八章 天气学基本知识	123

第一节	气团	123
第二节	锋	125
第三节	气旋和反气旋	132
第四节	热带天气系统	137
第五节	中小尺度天气系统	142
第六节	高空天气系统	146
第七节	天气图	152
第八节	天气预报简介	165
第九章	大气环流	173
第一节	大气环流的形成	173
第二节	大气环流的季节变化——季风	176
第三节	阻塞高压和切断低压	180
第四节	急流	182
第五节	东亚地区常见的环流分型及东亚各季环流的特征	187
第六节	青藏高原对东亚环流的影响	194
第十章	我国的暴雨和暴雨天气系统	196
第一节	降暴雨的条件	196
第二节	地形对暴雨的影响	198
第三节	西太平洋副热带高压与我国暴雨的关系	200
第四节	我国主要暴雨区的特征和暴雨天气系统	203
第五节	特大暴雨或持续性暴雨的两种主要流型	211
第六节	暴雨分析	215

可忽视的因素。如陆军部队的调动、作战、武器的使用及维护等都需要考虑气象条件；大风掀起的巨浪会使军舰难以瞄准、射击、甚至危及航行安全，浓雾、低云和雷暴等对空战的危害最大，但在海、空战中利用气象条件取胜的例子也屡见不鲜。此外，军事尖端技术和空间技术（如卫星、导弹、飞船等）也对气象学提出了更高的要求。

三、气象学与水文学的关系

气象学和水电建设的关系是很密切的。根治江河、开发水利资源（如修建水库、水电站等），进行流域规划等都要考虑该流域的气象条件。例如，一个流域流量的大小、水位的高低、泥沙的多少及变化都与降水的强度和性质有密切联系。可见水是随气象要素的变化而变化的，故有“河流是气候的产物”的说法。所有水利工程的设计、施工、运转等无一不应用气象知识和气象资料。

水文工作者是水电建设事业的尖兵。水文工作是水电各项工作的前导。水文学是研究水体在自然界中的各种现象和运动变化及分布规律的科学。水体是指以一定形态存在于自然界中水的总称，如在大气中的水汽，在地面上的江河、湖沼、冰川和海洋中的水，在地下的地下水。因此，水文学也是研究水分循环过程中大气圈、水圈、生物圈和岩石圈之间相互联系的规律的科学。在自然界中水分的蒸发、凝结、降水及径流是相互密切联系着的。大气是水分循环的必经之途。因此以水分循环为主要研究内容的水文学与气象学是同属于地球物理科学范畴的姐妹学科。在水文工作中，如水文分析计算、水文预报、水文测验和水文地理等方面都需要利用气象、天气知识，以及地面、高空观测资料、天气预报成果等。

在水文计算中，为了研究径流首先必须考虑降水量、降水强度、降水面积、历时、雨轴及暴雨移动方向等。在设计洪水计算中，有用暴雨资料推求设计洪水的频率计算方法，也有直接通过水文气象途径估算可能最大降水再推算可能最大洪水的“PMP”及“PMF”方法。

在水文预报中除短期预报要直接利用降水资料、天气预报成果外，还可将高空气象因素、大气环流特征等直接与水文要素建立关系，作中长期水文预报。

在水文地理的研究中，处处要用到气候的研究成果。例如，进行水文区划和流域水文地理分析，就要以气候区划和流域气候形成条件的研究为基础。

综上所述，可见气象学与水文学在研究内容上有自然的、不可分割的联系。随着水文气象事业的迅速发展及生产建设事业的需要，现已加强了天文-气象-水文的结合研究，为水文学和气象学提出了日益增多的共同性的研究课题，为水文工作者和气象工作者提供了广阔的合作领域。生产实践推动了科学的发展，从而产生了水文气象学这一新生的边缘学科，该学科的任务就是用气象学的原理来研究水文问题。因此，水文工作者学习气象与天气基础知识，决非权宜之计，而是为了高速发展祖国的水文科学不可少的长远计划。

四、国内外气象事业发展简况

解放前，我国气象事业发展十分缓慢，全国只有寥寥无几的气象台站，观测的资料精

度甚差，残缺不全，气象服务工作基本未开展。

解放后，在党的领导下，气象事业得到蓬勃发展。现已形成了专区有台、县县有站和部分公社有哨的遍及全国各地的地面观测站网。高空观测也得到很大发展，除利用无线电探空观测大气高层的气象要素外，一些台站还添置了卫星接收设备。全国测风、测雨雷达站迅速增加，初步形成了一个气象雷达观测网。在东南沿海从广东到山东形成了一条台风警戒线，以监视台风、雷暴等天气。以天气预报为主的气象服务工作已普遍开展，质量不断提高，方法不断更新，如用电子计算机作数值预报，将统计学方法用在日常预报中。各级台站加强了对灾害性天气的研究。人工降水和消雹等试验，也收到了显著效果。

在国际上，近年来气象科学也得到飞速发展。导弹、人造卫星的发射，航天飞机的高空航行，现代战争中微波、红外光和激光在大气中的传输和使用，空气污染预报等，无一不需要全球性的、更高层的、准确的气象资料，特别是风随高度分布的精确资料。于是大气探测的最新工具——气象卫星出现了。它在很高的高空鸟瞰地球大气，可以在很大的空间范围和很长的时间范围内对天气变化进行观测。它做到了点面结合，上下结合，而且能观测地球的每一地区，使过去观测资料一向很缺乏的海洋、沙漠、山区、森林等地区都能从卫星上得到资料，开辟了从宇宙观测天气的新时期。相比之下我国的气象事业是落后了，为了四个现代化的需要，我们必须迎头赶上。

第一章 大气的基本状况

围绕在地球周围的整个空气层称为大气。大气中出现的各种物理现象如风、云、雨、雪等，和存在着的各种物理过程如蒸发、凝结、增热、冷却等都是屡见不鲜的。要正确地解释大气中的各种物理现象和物理过程，掌握它们的变化规律，就有必要首先了解大气的基本状况，即大气的成分、密度和大气的结构等。

第一节 大气的成分

大气主要是由多种气体混合组成的，此外还包含一些悬浮着的固体及液体杂质。

一、干洁大气

大气是一种混合气体，如果除去大气中的水汽、固态与液态的水汽凝结物和杂质，这样的混合气体，称为理想的干洁空气。由地面伸展到25公里高的空气样品分析的结果，证明干洁空气的主要成分是氮、氧、氩。它们占空气总容积的百分数，分别为78.09、20.95、0.93。干洁空气的次要成分是二氧化碳、氢、氦、氖、氟、氯、臭氧等，它们的含量稀少，总加起来还不到空气总容积的0.03%。干洁空气的分子量是28.966，这个值与大气中含量最多的氮的分子量28.016很接近。

在干洁空气的各种成分中，臭氧和二氧化碳所占比例虽少，但对大气温度分布却有较大的影响。

臭氧：它是自氧分子离解为氧原子（ $O_2 \rightarrow O + O$ ），而后氧原子又和另外的氧分子结合而成的（ $O_2 + O \rightarrow O_3$ ）。在通常情况下，低层大气中的臭氧含量很少，而且也不固定。在上层大气中，臭氧的形成主要是由于太阳紫外线的作用，自5~10公里高度起臭氧含量开始增加，至20~25公里高度处臭氧含量达到最大值，再往上，臭氧的含量又逐渐减少，到55~60公里高度上就极少了。

臭氧对太阳紫外线辐射的吸收极为强烈，由于这种作用，能使40~50公里高度上大气的温度迅速增高；同时，透过来的少量紫外线辐射不仅不伤害地面上的生物，对人们却可以起到杀菌治病的作用。

二氧化碳：它主要来源于有机物的燃烧或腐化，以及动植物的呼吸。因而一般来讲，二氧化碳的含量，城市比农村多，陆地比海洋多，低层比高层多。空气中二氧化碳的平均含量为0.03%，由于垂直运动和乱流混合作用，在20公里以下的气层中这种含量比例变化不大，再向上则显著减少。

二氧化碳也善于吸收和放射长波辐射，故大气中二氧化碳含量的增减，对大气和地面的温度有一定影响。一般二氧化碳含量增多，有利于大气和地面温度的升高；反之，则

降低。

二、大气中的水汽

在常温常压下，大气中的水汽是唯一能发生位相变化的气体（即气态、液态、固态三者可以互相转化）。大气中的水汽，是从地球表面蒸发出来进入大气的，其中大部分来自广阔的海洋面上的蒸发，其次是江、河、湖、沼及潮湿陆地面上的蒸发以及植物的蒸腾等。水汽的含量，随着时间、地点和气象条件（如温度、风、云等）不同，有较大的变化，按容积计算，其变化范围在0~4%之间。例如在热带多雨地区，空气中水汽含量可高达4%，而在沙漠地区却可减少到0.01%以下。

由于水汽来自下垫面的蒸发，借助于空气的垂直交换向上扩散，因此在一般情况下，水汽的含量随高度的升高而减少。观测表明，在1.5~2公里高度上，水汽含量已减少为近地面上的一半；在5公里高度上，则减少为近地面上的十分之一左右；再往上，含量则更少了。

大气中水汽含量虽然不多，但它在大气变化过程中是一个重要角色。水汽的位相变化会引起云、雾、雨、雪等一系列天气现象；它能强烈地吸收地面放射出来的红外线等，从而使大气获得热量。所以水汽对地面和空气的温度影响很大。

三、大气中的杂质

大气中悬浮着大量各式各样的固态和液态微粒，这些微粒统称杂质。

1. 固体杂质 是指悬浮在大气中的烟粒、尘埃、盐粒等，它们多集中在大气的低层。固体杂质的分布是随时间、地区及天气条件而变化的。通常大陆上的尘粒多于海上，城市多于农村，冬季多于夏季。空气的乱流运动对尘粒的分布影响很大，当乱流混合强时，尘粒可散布到高空，反之则集中在下层。空气的水平运动对尘粒的水平分布亦有很大影响，可将某一地区的微粒输送到另一地区。

大气中的固体杂质，有些（例如盐粒等）易溶于水，有些虽不溶于水，但能为水所润湿，它们都能成为水汽凝结的核心，对云雨的形成起重要作用。同时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影响。固体杂质浮游在空间，会使大气水平能见度^①变坏，严重时可使能见距离降低至几十米。

2. 水汽凝结物 是指悬浮在大气中的水滴、过冷水滴或冰晶等。它们常聚集在一起，以云、雾等形式出现，使能见度变坏，并减弱太阳辐射和地面辐射。

第二节 大气的结构

一、大气的厚度

由于地心的引力和大气的可压缩性，大气的密度是随高度增加而减小的。据计算由地

① 水平能见度是指视力正常的人在当时天气条件下，能够看到和辨认出的目标物的最大水平距离；夜间则是能看到和确定出的一定强度灯光的最大水平距离。

面到大气上界单位面积大气柱的总质量在标准状况下（温度为 0°C ，气压为 760 毫米）为 1033.3克/厘米^3 ，其中有 50% 的大气质量集中在离地 5.5 公里以下的层次内，在离地 36~1000 多公里的大气内只占总质量的 1%。在地面的密度为 1225克/米^3 ，到 100 公里高度处只有 0.0004克/米^3 了。到 700~800 公里高度处，气体分子之间的距离可达几百米远。如果继续往上，空气更稀薄，最后地球大气和星际气体（在宇宙间，类似气体的“弥漫物质”叫星际气体，它的范围极广而密度极小）联结起来了。这就是说，地球大气的上界是模糊的，在地球大气和星际之间并不存在一个截然分界线。虽然如此，人们还是可以通过物理分析，给地球大气划分一个大致的上界。

对地球大气上界的划定，通常有以下两种方法：一种是着眼于大气中所具有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^①是出现高度最高的物理现象，它可以出现在 1200 公里的高度上。因此可以把大气的上界定为 1200 公里。由此确定的大气上界称为大气的物理上界。另一种是着眼于地球大气密度随高度逐渐减少到与星际气体密度接近的高度定为大气上界。按照人造卫星探测到的资料推算，这个上界大约在 2000~3000 公里的高度上。

二、大 气 的 分 层

在垂直方向上大气层是不均匀的，大气中各处的性质也并非一致，按照大气温度的垂直分布、大气的成分、大气的电离状况等物理特征，把大气分为对流层、平流层、中间层、暖层和散逸层五个层次（图 1-1）。图 1-1 中的两条曲线分别代表高纬度地区和低纬度地区温度随高度的平均分布。

（一）对流层

对流层是靠近地面的一层大气，其下界是地面，上界则随纬度和季节等原因而改变，就其平均高度而言，在低纬度地区，平均为 17~18 公里；中纬度地区平均为 10~12 公里；高纬度地区平均为 8~9 公里。就季节变化而言，夏季上界的高度大于冬季。

对流层厚度虽然不大，但集中了大约 75% 的大气质量和 90% 以上的水汽质量，因此主要的天气现象如云、雾、降水等都发生在这一层。

对流层有三个主要特征：第一个特征是气温随高度升高而降低。这是因为对流层空气的增热主要是依靠吸收地球表面的热量，气层越靠近地面，获得的热量越多，气温也越高；相反离地面越远，则气温越低。对流层的气温随高度的递减状况，平均高度每增加 100 米气温约降低 0.65°C 。按这样递减下去，在对流层的上界处，气温一般都下降到 -50°C 以下了。当然在个别情况下，在局部地区的某一个层次中，有可能出现温度随高度增加而不变，甚至升高的现象。

第二个特征是空气具有强烈的垂直混合现象。这种垂直混合，主要表现为空气的对流和乱流运动^②。结果使上下层的水汽、尘埃及热量等发生交换混合，改变了它们的垂直分

① 极光是稀薄气体受到太阳微粒辐射作用而产生的发光现象。

② 对流及乱流运动的定义及情况见第二章第二节。

布，这对水汽凝结、大气能见度等都有很大的影响。

第三个特征是温度、湿度的水平分布不均匀。北方比南方冷，海上比陆地潮湿，这是众所周知的。这种温度、湿度水平分布不均匀的现象，在对流层内最为显著，这是因为地

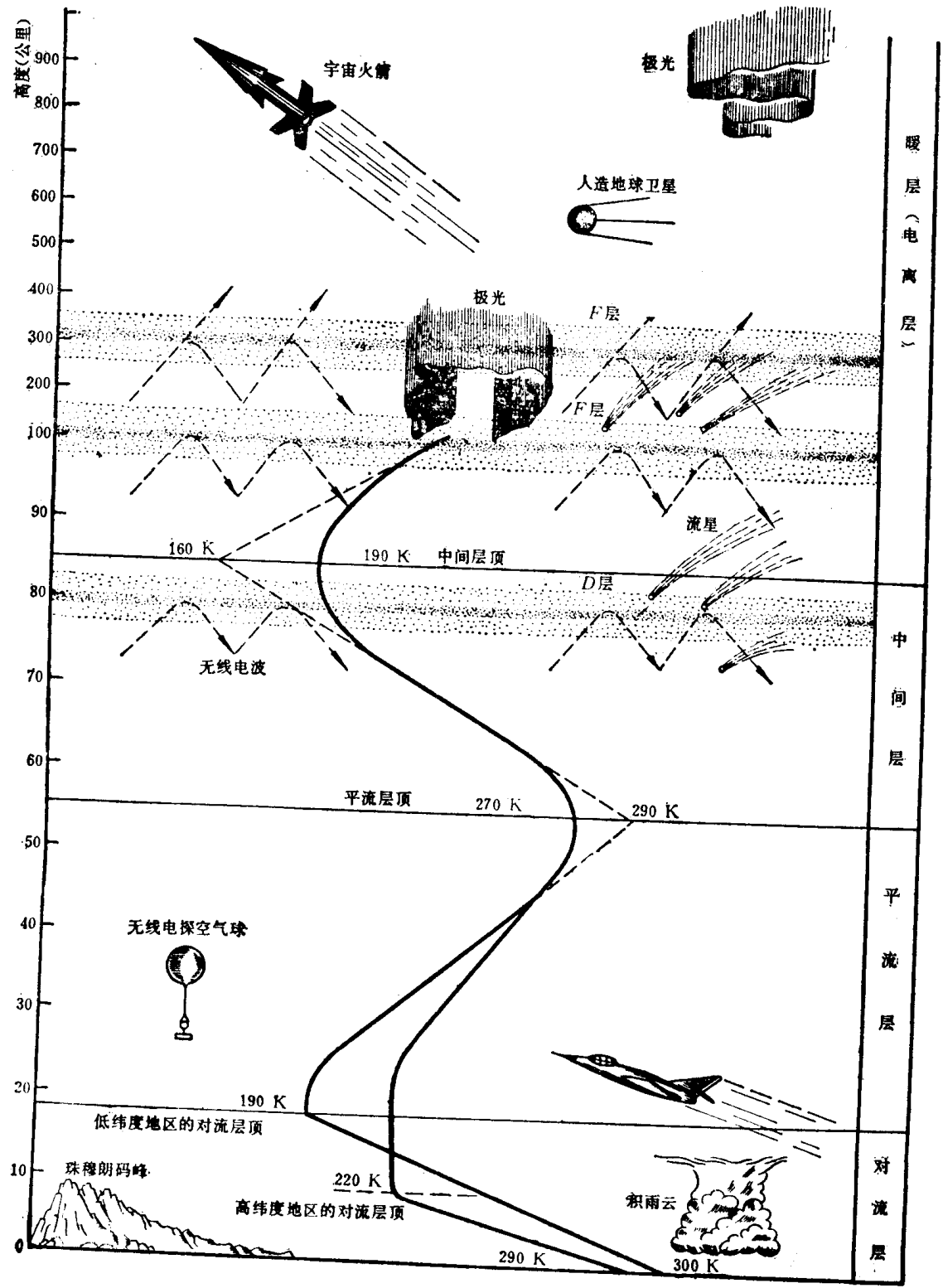


图 1-1 大气的垂直分层

不一样,不可能出现半瓶空气。这就是说气体具有比水易于流动、膨胀(或压缩)的特性。

空气的状态常用它的质量(M)、体积(V)、压强(P)温度(T 或 t)四个量来表示。对于一定质量的空气来说,它的体积、压强和温度三者之间有密切的关系,其中一个量变化了,其余一个量或两个量也随着变化,这时就说空气状态发生了变化。如果这三个量都不变,就说空气处于一定的状态中。

下面先讨论定量空气的体积、压强和温度这三个量中有一个量不变时的情形,然后再讨论这三个量同时变化的情形。通过这些讨论,可以了解空气状态变化的基本规律。

一、大气的基本物理性质

1.等温变化时压强和体积的关系 容器里盛有一定量的气体,如果在保持温度不变的情况下对它压缩,分子运动的平均速度虽然没有改变,但压缩后由于所占体积缩小了,分子密度增大,单位时间内撞击器壁的分子数目就增多,因而施于器壁的压力就增大;反之就减小。实验证明:当温度不变时,一定量的空气的体积跟它的压强成反比(波以耳-马略特定律)。即

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{P_2}{P_1} \quad (1-1)$$

由上式得: $P_1 V_1 = P_2 V_2$ 或 $PV = \text{恒量}$ 。

式中 V_1 、 V_2 和 P_1 、 P_2 为定量气体变化前后的体积和压强。

2.等容变化时压强和温度的关系 如果定量气体保持体积不变(等容)而升高其温度,容器内分子的总数没有变化,但由于温度升高,分子运动的平均速度增大了,单位时间内撞击器壁的次数也增加了,因而施于器壁的压力也就增大了;反之则减小。实验证明:当体积不变时,定量空气的压强跟它的绝对温度成正比(查理定律)。即

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{T_1}{T_2} \quad (1-2)$$

式中 T_1 、 T_2 和 P_1 、 P_2 为定量空气变化前后的绝对温度和压强。

3.等压变化时体积和温度的关系 如果定量气体保持压强不变,则温度升高时(分子平均速度增大)其体积必须增大,温度降低时,其体积必然缩小。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(盖·吕萨克定律)。即

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{T_1}{T_2} \quad (1-3)$$

式中 V_1 、 V_2 和 T_1 、 T_2 为定量空气变化前后的体积和绝对温度。

二、理想气体的状态方程

以上分别讨论了在等温、等容、等压情况下另外两个变化量的关系。实际上事物的互相联系是复杂的,多方面的,对于定量空气的体积、压强和温度这三个量来说,它们往往是同时发生变化的。例如一小团空气由地面附近上升时,它的压强减小,体积增大,温度降低是同时发生的;而当一小团空气在空中某高度下降时,则情况相反。这就是说,如果

其中一个量变化了，其余的一个或两个量也要随着变化，我们就说空气状态发生了变化，如果三个量都不变，就说空气处于一定的状态中，概括这三个量的关系就可得到空气状态变化的基本规律，即理想气体状态方程。

所谓理想气体，一般指不易液化的即符合等温、等容、等压变化规律的气体。普通气体在温度不太低（远离绝对零度），压力不太高时，也可以看成理想气体。

通过大量的科学实验总结出，一定质量的气体，压强和体积的乘积，除以它的绝对温度所得的商是不变的，即

$$\frac{P_1 V_1}{T_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2} = \frac{P_3 V_3}{T_3} \dots \dots = \frac{P_n V_n}{T_n}$$

或 $\frac{PV}{T} = \text{常量} \quad (1-4)$

(1-4)式就是理想气体的状态方程。在通常大气温度和压强条件下，干空气和未饱和湿空气都十分接近理想气体。

1摩尔气体在标准状态下（即 $P_0 = 1$ 大气压 $=1013.25$ 毫巴， $T_0 = 273$ 开），其体积约等于22.4升，即 $V_0 = 22.4$ 升/摩，因此

$$\frac{PV}{T} = \frac{P_0 V_0}{T_0} = R^* \quad \text{即} \quad PV = R^* T \quad (1-5)$$

$$R^* = \frac{P_0 V_0}{T_0} = \frac{1013.25 \text{ 毫巴} \times 22.4 \text{ 升/摩}}{273 \text{ 开}}$$

$$= \frac{1013250 \text{ 达因/厘米}^2 \times 22400 \text{ 厘米}^3/\text{摩}}{273 \text{ 开}} = 8.31 \times 10^7 \text{ 尔格/摩} \cdot \text{开}$$

R^* 值对1摩[尔]的任何理想气体都是适用的，所以叫普适气体常数。

(1-5)式就是1摩[尔]理想气体的状态方程。

对于质量为 M 克，1摩[尔]气体的质量是 μ 的理想气体，在标准状态下，它的体积 V 等于1摩[尔]气体体积的 $\frac{M}{\mu}$ 倍，即

$$V = \frac{M}{\mu} \frac{R^* T}{P} \quad \text{或} \quad PV = \frac{M}{\mu} R^* T \quad (1-6)$$

(1-6)式是通用的理想气体状态方程，又称做门捷列夫-克拉珀珑方程。它表明气体在任何状态下，压强、体积、温度和质量四个量之间的关系。

在气象学中，常用单位质量（1克）、单位体积的空气块作为研究对象，为此又可将(1-6)式中四个量的关系变为压强、温度和密度间的关系。

因为 $PV = \frac{M}{\mu} R^* T$

所以 $P = \frac{M}{V} \frac{R^*}{\mu} T \quad (1-7)$

(1-7)式中的 $\frac{M}{V}$ 就是密度 ρ ，用 R 表示 $\frac{R^*}{\mu}$ 则得

$$P = \rho R T \quad (1-8)$$

或

$$\rho = \frac{P}{RT} \quad (1-9)$$

(1-8) 或 (1-9) 式即为 1 克质量的任何理想气体都适用的状态方程。

式中“ R ”表示 1 克质量的气体常数，叫做“比气体常数”。各种气体的摩尔分子量 (μ) 彼此不同，所以 R 的数值也不同。但对同一种气体而言仍为常数。

(1-9) 式表明，气体的密度与它的压强成正比，与绝对温度成反比。

三、干空气状态方程

如果干空气的密度用 $\rho_{\text{干}}$ ，比气体常数用 $R_{\text{干}}$ 表示，则单位质量干空气的状态方程可写成

$$P = \rho_{\text{干}} R_{\text{干}} T \quad \text{或} \quad \rho_{\text{干}} = \frac{P}{R_{\text{干}} T} \quad (1-10)$$

干空气的摩尔分子量为 28.97 克，所以

$$R_{\text{干}} = \frac{R^*}{\mu} = \frac{8.31 \times 10^7 \text{ 尔格/摩} \cdot \text{开}}{28.97 \text{ 克/摩}} = 2.87 \times 10^6 \text{ 尔格/克} \cdot \text{开}$$

从 (1-10) 式中，只要知道干空气的压强和温度，便可求得不同状态下干空气的密度。

例如标准状态下干空气的密度为：

$$\rho_{\text{干}} = \frac{P}{R_{\text{干}} T} = \frac{1013250 \text{ 达因/厘米}^2}{2.87 \times 10^6 \text{ 尔格/克} \cdot \text{开} \times 273 \text{ 开}} = 1.29 \times 10^{-3} \text{ 克/厘米}^3 = 1.29 \text{ 千克/米}^3$$

不同压强和温度下的干空气密度如表 1-1。

表 1-1 干空气的密度 (千克/米³)

气压(毫巴)	温 度 (°C)					
	-20	-10	0	10	20	30
1000	1.376	1.325	1.276	1.231	1.189	1.150
700	0.965	0.927	0.894	0.862	0.833	0.805
500	0.689	0.662	0.643	0.615	0.594	0.575
300	0.413	0.397	0.383	0.369	0.357	0.345

四、湿空气状态方程

实际上，在大气中，尤其是在近地面气层中，总是含有水汽的，含有水汽的空气称为湿空气。由于水汽在大气中的含量经常在变化，所以湿空气的比气体常数不是一个定值，是随着空气中水汽含量的多少而变的。这样湿空气的状态方程就比较复杂。

根据分压定律，湿空气压强应该等于干空气压强和水汽压强之和。如以 e 表示水汽压强，则干空气的压强应为 $P - e$ 。在这种情况下，湿空气密度 $\rho_{\text{湿}}$ 为干空气密度 $\rho_{\text{干}}$ 与水汽密

度 $\rho_{\text{水汽}}$ 之和, 即

$$\rho_{\text{湿}} = \rho_{\text{干}} + \rho_{\text{水汽}}$$

其中 $\rho_{\text{干}} = \frac{P - e}{R_{\text{干}}T}$ $\rho_{\text{水汽}} = \frac{e}{R_{\text{水汽}}T}$

$R_{\text{水汽}}$ 是水汽的比气体常数。根据水汽摩尔分子量 $\mu_{\text{水汽}} = 18.016$, 则

$$R_{\text{水汽}} = \frac{R^*}{\mu_{\text{水汽}}} = \frac{8.31 \times 10^7}{18.016} = 4.62 \times 10^6 \text{ (尔格/克} \cdot \text{开)}$$

$$R_{\text{水汽}} = \frac{R^*}{\mu_{\text{水汽}}} = \frac{\mu_{\text{干}}}{\mu_{\text{水汽}}} \cdot \frac{R^*}{\mu_{\text{干}}} = 1.608 R_{\text{干}}$$

所以湿空气密度为:

$$\begin{aligned} \rho_{\text{湿}} &= \rho_{\text{干}} + \rho_{\text{水汽}} = \frac{P - e}{R_{\text{干}}T} + \frac{e}{R_{\text{水汽}}T} \\ &= \frac{1.608(P - e) + e}{1.608 R_{\text{干}}T} = \frac{P}{R_{\text{干}}T} \left(1 - 0.378 \frac{e}{P} \right) \end{aligned}$$

这个方程式与干空气的状态方程比较, 二者在形式上完全相同, 本方程中仅多了一个 $\left(1 - 0.378 \frac{e}{P} \right)$ 。将等式右边分子分母同乘以 $\left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right)$, 并考虑到 $P \gg e$, 所以 $\left(0.378 \frac{e}{P} \right)^2$ 很小, 可略去不计, 上式可写成

$$\rho_{\text{湿}} = \frac{P}{R_{\text{干}} \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right) T}$$

或 $P = \rho R_{\text{干}} \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right) T \quad (1-11)$

(1-11) 式就是湿空气状态方程的常见形式。为使方程简化常引进一个虚设的物理量——虚温 (T_v), 即

$$T_v = \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right) T$$

引入虚温后, 湿空气的状态方程又可写为

$$P = \rho R_{\text{干}} T_v \quad (1-12)$$

(1-12) 式与干空气状态方程相比, 区别仅在于方程式右边把实际气温换成了虚温。也就是说, 只要以虚温代替湿空气的温度, 就可用干空气状态方程来讨论湿空气的状态问题。

虚温的物理意义是: 湿空气因有水汽存在, 它比同温同压下的干空气密度要小。如果在压强不变的条件下, 把干空气温度升高少许 (以代替水汽对密度的影响), 使干空气密度与湿空气密度相等, 这个假想的升高后的干空气温度称为虚温。虚温与实际温度之差叫做虚温差, 以 ΔT_v 表示。

$$\Delta T_v = T_v - T = 0.378 \frac{e}{P} T > 0$$

空气压强 (毫巴)	水汽压强 (毫巴)	大气温度 (°C)	湿空气密度 (克/厘米 ³)	备 注
1020	8.5	20		1 毫巴 = 1000
850	8.5	20		达因/厘米 ²
850	23.4	20		

1-7 设大气压强为 10^6 达因/厘米²，温度为20℃，如有一无线电探空气球，容积为30米³，球皮重为250克，问须在球内装入温度为多少度的干空气，气球恰能上升？

1-8 100克的干洁大气等于几个摩尔气体？若当时大气压强为1000毫巴，温度为23℃，问其体积和密度是多少？