

932346

高等学校教材
专科适用

气象学与天气学

河北水利专科学校 曲香朴 主编



高等学校教材

||||| 专 科 适 用 |||||

气象学与天气学

河北水利专科学学校 曲香朴 主编

水利电力出版社

内 容 提 要

本书是高等学校水利水电类专业专科通用教材。本书系统地介绍了气象学与天气学的基本原理，重点阐述降水以及暴雨的成因、规律、分布和分析方法。全书共分11章，内容包括大气概述、辐射、大气温度、大气压力、空气的水平和垂直运动等气象学基础知识，以及气团和锋、东亚大型天气系统、中小尺度天气系统等天气学的基本理论和分析方法。

本书也可供气象、农业、林业、盐业等各方面的初、中级专业人员参考。

前 言

目前《气象学》、《天气学》版本不少，但大多为大学本科气象专业的教材，其内容的广度和深度均不适合水利水电类水文、水资源专业大专教学的需要。本书是高等学校水利水电类专业教学委员会专科教学组1988年11月南昌扩大会议上列入规划的教材之一。就其内容说，要有气象学与天气学的基础理论，又要力求适合水文、水资源专业的需要。所以本书侧重于气象学与天气学理论的分析，而不详细介绍天气学的应用方法和规则。物理量的计算结合在有关章节中介绍，暴雨分析为本书重点。

本书包括绪论和正文11章。其中第二、三、四、七、九等5章由江苏水利工程专科学校祁秀珍同志编写；绪论及第一、五、六、八、十、十一章由河北水利专科学校曲香朴同志编写，最后由曲香朴同志统稿主编。

在编写过程中得到两校领导的关怀和督促，并承江苏省气象局高级工程师江懋济同志审阅及河北水利专科学校水利系崔振才同志协助校对，谨此表示谢意。

限于编者学识水平，本书一定有不少缺点和错误，热切希望读者批评指正。

编 者

2007/09

目 录

前 言	
绪 论	1
第一章 大气概述	4
第一节 大气的组成	4
第二节 大气的结构	5
第三节 大气的基本性质	7
第四节 主要气象要素	11
第五节 大气污染与气象条件	18
第二章 辐射	19
第一节 辐射概述	19
第二节 太阳辐射	22
第三节 地面辐射和大气辐射	28
第四节 辐射差额	30
第三章 下垫面和大气温度	34
第一节 下垫面的增热和冷却	34
第二节 空气的增热和冷却	36
第三节 气温随时间的变化	37
第四节 气温的空间分布	39
第四章 大气压力	44
第一节 气压随高度的变化	44
第二节 气压随时间的变化	49
第三节 气压的水平分布	52
第五章 空气的水平运动	57
第一节 作用于空气上的力	57
第二节 大气的运动方程	63
第三节 自由大气中的风	66
第四节 摩擦层中的风	72
第五节 地方性风	73
第六章 空气的垂直运动	76
第一节 对流性垂直运动	76
第二节 系统性垂直运动	92
第七章 气团和锋	100
第一节 气团	100
第二节 锋	102

第八章 天气系统.....	119
第一节 天气图	119
第二节 气压趋势方程和涡度方程	123
第三节 东亚主要天气系统	127
第四节 中小尺度天气系统	148
第九章 大气环流	153
第一节 大气环流的形成	153
第二节 行星锋区和急流	159
第三节 环流变化	163
第十章 降水与暴雨分析.....	168
第一节 降水的一般知识	168
第二节 降水形成的微观物理条件	172
第三节 降水的宏观性质和暴雨成因	175
第四节 我国的暴雨概况和暴雨形势	191
第十一章 天气预报简介.....	201
第一节 天气预报概述	201
第二节 天气预报方法简介	201
第三节 卫星云图及雷达在天气预报中的应用	206
附录一	209
表 1 各层等压面上从 t_d 求 q (单位 g/kg)的查算表	209
表 2 位温 θ ($^{\circ}C$)查算表	210
表 3 从 $(t, t-t_d)(^{\circ}C)$ 求 $\theta_{ss}(K)$ 的查算表	211
表 4 从 $(t_{1,ss}, t_{d,ss})(^{\circ}C)$ 求 $T'_{1,ss}(^{\circ}C)$ 的查算表	215
表 5 u, v 值查算表	216
表 6 D, ξ 值(单位: $1/10^4s$, 网格距 $h=200km$)查算表.....	217
附图 温度对数压力图解(见插页)	
附录二 气象上常用数据	218
参考文献.....	219

绪 论

一、气象学与天气学的研究对象和任务

地球的周围环绕着一层大气。在大气中经常发生冷热、潮湿、流动、凝结、降水、光、电、声等自然现象，这些大气现象统称为气象。气象学就是研究大气中各种自然现象及其过程的学科。它从属于大气科学，是地球物理学的重要分支。

瞬时或一定时段内大气中各种气象要素的综合状况称为天气。天气学是研究天气现象和天气过程的物理本质及其规律，并用以预报未来天气的学科，是气象学的一个重要分支。

气象学与天气学的基本任务在于认识自然规律，并利用发现的规律去改造自然。具体说有四项任务：①研究大气的基本特性，如大气的组成、范围、结构、密度和状态；②研究引起大气运动和各種物理现象的能量来源、性质和转化；③研究大气现象的物理机制及它们的发展规律；④应用这些规律预报未来天气的变化、气候的变迁、开展人工影响和局部控制天气、气候的工作。

气象学同其他自然科学一样是人类在与大自然作长期斗争中积累起来的知识，内容非常广泛，除天气学外，气象学的分支还有：从流体动力学观点研究大气运动与受到作用力之间的关系以及大气运动中能量变化的学科，如动力气象学；研究某一地区气候的形成及分布的气候学；利用仪器和目力对气象要素和大气中发生的各种气象现象及其变化过程进行系统的、连续的观察和测定的气象观测学；研究用以测定气象要素的仪器设备及其使用方法的气象仪器学等。另外，还有多种应用气象的学科，如农业气象学、航空气象学、海洋气象学、军事气象学等。目前，人工降水、防雹等影响局部天气的工作以及对大气污染的监测和研究也为人们广泛重视。人为的进行大气模拟、探索其规律的工作也已展开。总之，这些工作与上述各门学科都要以气象学的基本理论知识为基础。

二、气象学在国民经济和国防建设中的地位

人类生活在地球大气之中，一切活动无不受气象条件的制约和影响，因此气象工作在国民经济和国防建设上具有重要的地位。在农业上，有利的气象条件，会使农业丰产、丰收；而不利的气象条件，如风、雹、旱、涝，则会使农业减产、歉收；在工业上，厂房的建设需要考虑风压；在航空、航海上，需要气象条件保证飞行和航海的安全；在军事上气象条件亦极为重要。从古代史上的“草船借箭、火烧战船”，到近代史上的“百万雄师下江南”等军事战役都是利用气象条件成功的战例。

三、气象和水资源、水文学的关系及气象在水文工作中的应用

水资源是指能被人类控制，直接用于灌溉、发电、给水、航运、养殖等方面的各种地表水和地下水。它主要来源于大气降水，依赖于降水量、降水强度、降水的季节分配和空间变化。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，也是研

究地球上的水通过蒸发、气流输送、凝结、降水、径流等在空气与水陆间往返转移的水分循环过程的科学。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，以水分循环为主要内容的水文学和气象学同属地球物理学学科，关系极为密切。

在水利、水文工作中，气象因素的应用价值极高，例如根治江河、开发水利资源，进行流域规划都要考虑该流域的气象条件，都要应用气象学的基础知识和气象资料。

为了研究径流，首先必须考虑降水量、降水强度、降水面积、降水历时、雨轴以及暴雨移动方向等。在设计洪水计算中，频率计算法需直接利用暴雨资料；PMP的估算及PMF的推算需通过水文气象途径。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，还可将高空气象资料、大气环流特征等直接与水文要素进行相关统计，建立方程制作水文中长期预报。在水文地理的研究中，也要经常利用气候区划和流域气候形成条件的研究成果。而在水文测验中，蒸发及降水的测定则和气象观测方法完全一致。

综上所述，气象学与水文学在研究内容上，有其自然的不可分割的内在联系。随着水文、气象事业的迅速发展及水利、水电建设事业的需要，目前水文与气象两门学科的结合研究已日趋加强，因此水文工作者学习气象学与天气学的基本理论，显得更加重要。水文工作者掌握一定的气象学理论必将对水文事业的发展带来好处。

四、气象事业发展历史和远景

气象学是人类同大自然作斗争的长期实践中产生的。但气象学发展成为现代科学，不过是近百年的事。

我国是一个文明古国，文化悠久，气象科学源远流长。我国劳动人民很早就注意观察天气变化。在商代甲骨文中，已有了关于风、云、雷、电、虹、雨和雪的记载，并有了占卜天气的记录。到了周代，人们对天气现象的相互关系已有了初步的认识，如《诗经》里已有了关于雨和虹关系的诗句：“朝隰于西，崇朝其雨”。春秋战国时期就有了八风的记载和云的分类；西汉发明了“土炭测湿”；东汉在长安灵台设立了“相风鸟”（一种测风仪器）；唐代已将风向区分为24个方位、风力分为8个等级；清代康熙十六年制做测雨器，并下令直隶等地记录逐日晴雨，观测风、雷、闪电等现象；另外明清时期在民间流传的《日火下降肠气上升图》，就是一部很有科学价值的气象图集。

综上所述，在气象学的发展史上，我国在某些方面曾处于领先地位，为古代世界气象科学的发展做出过重大的贡献。然而由于封建制度的长期束缚，这些早期卓越的成就，未能得到更大的发展。

17世纪中叶，西方先后发明了温度表、气压表等气象仪器，近代气象科学从此诞生。18世纪到19世纪，气象科学开始传入我国。1873年法国传教士在上海徐家汇设立了气象台，并于1907年公开发布天气预报。1912年民国政府在北京设立了我国第一个气象台——中央观象台。1920年南京高等师范文史地学部开设气象课，这是中国高等气象教育的开端。民国时期竺可桢先生发表的《中国之雨量风暴说》、《东南季风与中国之雨量》，涂长望发表的《大气运行与世界气温之关系》、《中国天气与世界大气的浪动及其在长期预告中国夏季旱涝的应用》等论文和专著，在气象理论的研究上做出了巨大的贡献。1944~

1945年在延安建立了解放区第一个气象台。1947年我国参加了国际气象组织大会，并在组织公约上签字，成为世界气象组织的创始国之一。在新中国成立以前，尽管不少气象科技人员为发展我国气象事业付出了艰辛的劳动，取得了一定成绩。但是，由于当时的社会制度落后，政府腐败，气象事业发展十分缓慢。

中华人民共和国成立以后，气象事业日新月异。1949年成立了军委气象局，1953年转为政府建制，改称中央气象局。这时的气象事业发展极快，到1982年底全国气象台站已达到2648个，拥有4所专门气象院校，并在北京大学等11所高等院校设有气象学科各类专业。近年来，气象雷达资料和卫星云图已广泛应用于日常天气预报业务，此外还开展了华南暴雨实验、高原气象实验、中小尺度天气分析等工作，模拟实验和数值实验也已开展，这些都有力促进了我国气象学和天气学的发展和天气预报水平的提高。

五、气象学与天气学的研究方法

基于气象现象发生在大气之中，出现在三维空间并随时间变化，所以气象学和天气学在研究方法上有其独特之处，即进行气象和天气的研究时通常把包围地球的大气作为从事气象与天气工作的天然实验室。所以，学习本课程，不仅要重视理论基础知识的掌握，而且还要随时注意各种天气变化的特点，理论和实践相结合，对观测到的气象要素和天气现象用所学的理论进行解释，培养解决实际问题的能力。

第一章 大 气 概 述

围绕在地球周围的整个空气层称为大气。大气中发生的各种物理现象（如风、云、雨、雪、电等）以及各种物理过程（如增热、冷却、蒸发、凝结等）都与大气本身的性质密切相关。要正确地解释大气中发生的物理现象和过程，掌握它们的变化规律，就必须首先了解大气的一般性质，即大气的成分、密度以及结构等。

第一节 大 气 的 组 成

大气是由干洁空气、水汽以及悬浮着的固体和液体杂质混合组成的。

一、干洁空气

大气是一种混合气体，如果除去大气中的水汽、固态和液态的水汽凝结物和杂质，剩下的全部混合气体称为干洁空气。它的主要成分是氮、氧、氩、二氧化碳等。此外，还有少量的氢、氦、氖、氫、臭氧等稀有气体。表1-1中，列有25km高度以下干洁空气的主要成分比例、各种气体的分子量、临界温度、临界压强等。

表 1-1 干 洁 空 气 的 成 分（25km高度以下）

气 体	空气中的含量(%)		分 子 量	临界温度 (℃)	临界压强 (980.00hPa)	沸点温度 (当气压在 1013.25hPa)
	按 容 积	按 质 量				
氮(N ₂)	78.09	75.52	28.012	-147.2	33.5	-195.8
氧(O ₂)	20.95	23.15	32.000	-118.9	49.7	-183.1
氩(Ar)	0.93	1.28	39.994	-122.0	48.0	-185.6
二氧化碳(CO ₂)	0.03	0.05	44.010	31.0	73.0	-78.2
臭氧(O ₃)	1.0×10 ⁻⁶		48.000	-5.0	92.3	-111.1
干 空 气	100	100	28.966	-140.7	37.2	-193.0

由表1-1可见：氮、氧、氩三者占干洁空气总容积的99.97%，是低层大气的主要成分。其他气体共占约0.03%，是次要部分。由于这些气体的临界温度都低于自然情况下大气可能出现的最低温度，而临界压强又大大地超过各种气体实际的分压强，因而干洁空气的各种成分总是维持气体状态。

因为氮占有的比例最大，所以干洁空气的平均分子量与氮的分子量相近。多次探测和分析结果表明，在90km以下，干洁空气成分的比例基本上是不变的，这是由于大气的运动，使空气充分混合的结果。上述特点，使我们可以把90km以下的干洁空气当成是一种分子量为28.966的“单一成分”的气体来处理，这样将使有关计算简化。

在90km以上，大气的主要成分虽仍是氮和氧，但从80km高度开始，由于太阳紫外线的作用，氮和氧已有不同程度的离解，成分比例发生变化。在100km以上，氧分子已几乎

全部离解为氧原子，到250km高度以上，氮也基本离解了。

在干洁空气中，臭氧和二氧化碳所占的比例虽然较少，但它们对太阳辐射和长波辐射的吸收或放射作用对大气温度却有较强的影响。

二、大气中的水汽

大气中的水汽是由液态水蒸发或冰雪升华而成。它主要来自地球的江、河、湖、海表面上的蒸发，其次来自潮湿陆地表面的蒸发及植被的蒸腾。水汽的含量在大气中比例很少，即使在很潮湿的热带气候区，其体积百分率也很少超过4%。水汽是大气各种气体成分中在常压、常温下唯一能发生相变的气体，所以大气中的水汽含量除因地理位置不同而有所差异外，还随时间和气象条件的不同而有较大的变化。

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，水汽含量随高度的升高而减少。观测表明：在1.5~2.0km高度上，水汽含量大约已减少为地面水汽含量的1/2；而在5km的高度上，则减少为近地面上的水汽含量的1/10左右；再向上则更少。

大气中的水汽含量虽然不多，但它却是天气变化过程中的重要角色。水汽的相变会引起云、雾、雨、雪等一系列的天气现象；水汽对地面放射出来的红外线（长波辐射）以及水汽在相变过程中能放出潜热，所以水汽对地面和空气的温度影响很大。

三、大气中的杂质

大气中悬浮着各式各样的固态和液态微粒，统称为大气中的杂质（又称气溶胶粒子）。

1. 尘粒 包括烟粒、尘埃、盐粒等。大气中的含尘量随地区、时间和天气条件而改变，通常是陆上多于海上；城市多于农村。空气乱流运动强盛时，可把尘粒带往高空；反之，空气静稳时，尘粒集中于低层。因此，近地面层中含尘量往往是冬季多于夏季；晚间多于日间；阴天多于晴天。在铅直方向上，随高度而减少。在这些尘粒中，有的易溶于水（如盐粒），有些虽不溶于水，但能为水所湿润，它们都能成为水汽凝结的核心（称为凝结核），促进水汽的凝结。此外，这些杂质还能吸收一部分太阳辐射和地面辐射，影响气温和地温。它们浮游在空间能使能见度变坏。

2. 水汽凝结物 包括小水滴和小冰晶，它们常聚集在一起，以云、雾、降水等形式出现，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

大气层的厚度一般认为可达3000km。厚度是指由地面到大气上界的距离。确定大气上界的方法一般有两种：①根据大气中出现的某些物理现象（例如极光）所在的高度定为大气的上界，这个高度约为1200km；②根据大气的密度接近星际空间的密度（约为1个中性气体质点/cm³）的高度来考虑，把大气上界定为2000~3000km。

一、大气的垂直分层及其范围

在垂直方向上，大气层是不均匀的。可以根据大气的成分、大气的电离特性，把大气

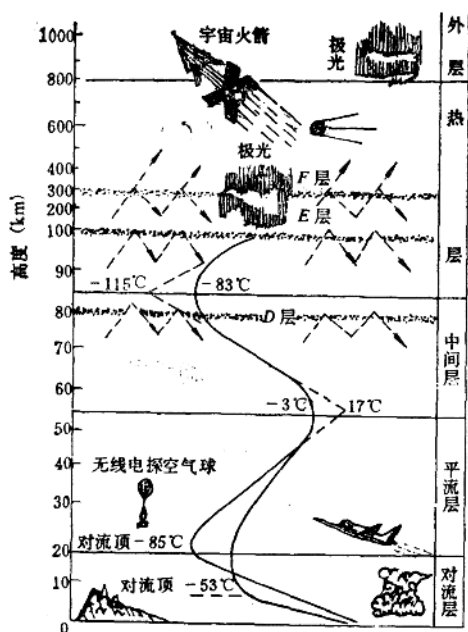


图 1-1 大气垂直分层示意图

划分为若干层次。一般按照气温的垂直分布把大气划分为对流层、平流层、中间层、热层、外层等 5 个层次（如图 1-1 所示）。

（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因素而改变。就其平均高度而言，在低纬地区，平均为 17~18km；中纬度地区，平均为 10~12km；极地平均为 8~9 km。就其季节变化而言，夏季上界的高度大于冬季。对流层的厚度虽不大，但集中了大约 75% 的大气质量，90% 以上的水汽质量，以及几乎全部的杂质，因此，大气中所发生的重要天气现象，如云、雾、降水等都发生在这一层。对流层的主要特点：

（1）气温随高度的升高而降低。这是因为对流层中空气的增热主要是依靠吸

收地球表面的热量，气层愈靠近地面，获得的热量愈多，温度也愈高；相反，离地面愈远，则温度愈低。对流层气温随高度的递减状况平均是每升高 100m，气温降低 0.65℃。

（2）对流层中，存在着明显的垂直运动和无规则的乱流运动（或称湍流）。强烈地垂直混合使上、下层的水汽、尘埃及热量等发生交换混合，对水汽凝结现象、大气能见度等都有很大的影响。

（3）气象要素分布不均匀。

在对流层内，按气流和天气现象分布的特点，又分为对流层下、中、上 3 层。

1. 对流层下层 又称扰动层或摩擦层。该层范围一般是由地面到 1.5~2.0km 的高度。在这一层里，气流受地面摩擦的作用，乱流强盛，通常风随高度增高、风速增大，风向偏转。该层中气温有明显的日变化。由于该层水汽、杂质含量较多，因此低云、雾、霾、浮尘等出现较为频繁。

2. 对流层中层 该层的范围是从摩擦层顶到 6 km 高度，它受地面影响比摩擦层小得多，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产生在这一层内。

3. 对流层上层 该层的范围是从 6 km 高度伸展到对流层的顶部。这一层受地面影响更小，气温常年都在 0℃ 以下，水汽含量较少，各种云都由冰晶和过冷却水滴组成。在这一层中常出现风速 $\geq 30\text{m/s}$ 的强风带，即“高空急流”。

此外，在对流层和平流层之间有一个厚度为数百米到 1~2 km 的过渡层，称“对流层顶”。这一层的主要特点是气温随高度的升高降低很慢，甚至出现等温或气温随高度升

高的现象。根据这一变化的起始高度，就能确定对流层顶的位置。对流层顶对垂直运动有很强的阻挡作用，因此常迫使垂直发展的云，顶部平展成砧状，并使水汽、尘埃等聚集在它的下方而使能见度变坏。

(二) 平流层

自对流层顶到55km左右高度为平流层。其特点是：

(1) 在平流层的下半部，平均说来，温度随高度的升高是不变的或温度随高度增加微有上升；上半部温度随高度的增加则显著升高（逆温），到55km高度上，气温可到 -3°C 左右。这种特点主要是与该层内臭氧直接吸收太阳紫外辐射有密切联系。

(2) 空气的垂直混合运动显著减弱，特别是在上半部几乎没有垂直气流，整层比较平稳。

(3) 水汽和尘埃含量很少，因此很少有云形成，大气的透明程度较好。

(三) 中间层

自平流层顶到85km左右高度为中间层。该层的最大特点是：温度随高度的增加迅速降低，该层顶部温度可降低到 -83°C 以下。中间层内也有明显的对流运动和乱流混合现象，因此中间层又被称为高空对流层。

(四) 热层

自中间层顶部到800km左右高度称为热层。该层有两个主要特点：①温度随高度升高而迅速升高。在300km高度上，根据人造地球卫星的探测，温度可高达 1000°C 以上，这是因为所有波长小于 $0.175\mu\text{m}$ 的太阳紫外辐射都被本层吸收的缘故。②该层空气处于高度的电离状态，所以该层又称为电离层。据探测，热层中电离程度最强的两个层次分别在高度120~100km和200~400km处，称为E、F层。电离层能反射无线电波，使其绕地球曲面进行远距离传播。因此它对无线电通讯有特殊的意义。

(五) 外层

800km以上高度的大气层统称为外层。它是大气的最高层次。据研究，这一层的气温随高度的增高而升高。由于温度高、空气粒子运动快，又因距地较远，地球引力较小，这一层的主要特征是大气质点经常散逸到星际空间，所以，又把本层看成大气圈与星际空间的过渡地带。

二、大气的水平结构

大气无时无刻不在运动着，其静止是相对的、暂时的和局部的，而且大气的运动既有水平运动，又有铅直运动，运动的范围尺度各异，情形相当复杂。当大气相对于地球静止时，一般地说，由于海陆分布、纬度的差异形成一些物理属性（主要指温度、湿度）不同的气团。气团之间有一狭窄的过渡层称为锋面，锋面与地面相交的过渡带，简称为锋。锋有一定的宽度或厚度，许多云雨等天气现象出现在锋面附近或锋面上。

第三节 大气的基本性质

大量科学实验证明：大气具有一般流体所共有的连续性、流动性和粘性外，还具有可

压缩性。大气区别于一般流体的特点是大气密度的空间分布，不仅与压强有关，而且还依赖于温度，因此大气运动便和热量传递过程有着密切的联系。密度、压强、温度三者的不同，就构成了大气的状态变化，从而确定了大气的基本性质。

一、气体状态及状态变化定律

一定量气体的状态常用它的质量 (M)、体积 (V)、压强 (P)、温度 (T) 4 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，若其中一个量发生变化，则其余的量也随之发生变化，表示这些量之间的关系式称为状态方程。在给出普遍形式的状态方程之前，先讨论在特殊情况下的经验定律。

(一) 波意耳-马略特定律

实验证明：在温度不变时，一定量空气的体积与它的压强成反比，即

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

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。

由上式得 $P_1 V_1 = P_2 V_2$ 或 $PV = \text{恒量}$ 。这个实验定律反映了气体在等温变化时压强和体积的关系。其中恒量的大小由气体的质量和温度决定。

(二) 盖·吕萨克定律

实验证明：在压强不变时，一定量空气的体积与它的绝对温度成正比，即

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{T_1}{T_2} \quad (1-2)$$

式中 V_1 、 V_2 和 T_1 、 T_2 为定量气体变化前后的体积和绝对温度。这个实验定律反映了气体在等压变化时体积和温度的关系。

(三) 查理定律

实验证明：在体积不变时，一定量空气的压强与它的绝对温度成正比，即

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{T_1}{T_2} \quad (1-3)$$

式中 P_1 、 P_2 和 T_1 、 T_2 为定量空气变化前后的压强和绝对温度。这个实验定律反映了气体在等容变化时压强和温度的关系。

二、理想气体的状态方程

以上分别讨论了在等温、等压、等容情况下，另外两个量的变化关系。实际上，对于定量空气的体积、压强、温度三个量来说，它们往往是同时发生变化的。例如一小团空气由地面向上升时，它的压强减小、体积增大、温度降低是同时发生的，就是说，如果其中一个量变化了，其余的一个量或两个量也要发生变化，空气的状态也就发生了变化。根据三条实验定律可以推导出反映空气状态的理想气体的状态方程，即

$$\frac{P_1 V_1}{T_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2} = \frac{P_3 V_3}{T_3} = \dots = \frac{P_n V_n}{T_n} \quad (1-4)$$

或

$$\frac{PV}{T} = C (\text{常量}) \quad (1-5)$$

上式即为理想气体的状态方程，它表示一定质量的理想气体，在状态变化的过程中，压强

和体积的乘积与它的绝对温度之比值, 始终保持不变。

如各种气体都取 1 mol, 在标准状况下 ($T=273\text{K}$, $P=1013.25\text{hPa}$, $V=22400\text{cm}^3/\text{mol}$), 则式 (1-5) 的 $C=R^*=\frac{1013250 \times 22400}{273} \approx 8.31\text{J}/(\text{mol} \cdot \text{K})$ 。

R^* 值对 1 mol 的任何理想气体都是适用的, 所以又称为普适气体常数 (又称通用气体常数)。

令 $\frac{R^*}{\mu}=R$ (μ 为气体的克分子量), 气体的质量为 M 时, 理想气体的状态方程可写成

$$\frac{PV}{T}=MR \quad (R \text{ 为比气体常数})$$

即 $P=\rho RT$ 或 $\rho=\frac{P}{RT}$ (1-6)

式 (1-6) 即为气象上常用的理想气体状态方程, 又称为门捷列夫-克拉珀龙方程。它表示理想气体在任何状态下, P 、 V 、 T 、 M 4 个量之间的关系。该方程表明气体的密度与它的压强成正比, 而与绝对温度成反比。

不同的气体有不同的克分子量, 因此它们的比气体常数 (R) 的值是不相同的。

实际大气中, 氮、氧、氩、氡等多种气体都近似理想气体, 因此, 可以把实际大气当成理想气体, 而把上述状态方程用于实际大气。

三、干空气状态方程

如果用 ρ_d 表示干空气的密度, R_d 表示干空气的比气体常数, 则干空气的状态方程可写成

$$P=\rho_d R_d T \quad \text{或} \quad \rho_d=P/(R_d T) \quad (1-7)$$

干空气状态方程表示压强不变的情况下, 干空气的密度与温度成反比。温度愈高, 密度愈小; 温度愈低, 密度愈大。

干空气的分子量 $\mu=28.966\text{g}/\text{mol}=0.02897\text{kg}/\text{mol}$

故 $R_d=\frac{R^*}{\mu}=\frac{8.31}{0.02897} \approx 287\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$

在干空气状态方程中, 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】求标准状态下干空气的密度:

$$\rho_d=\frac{P}{R_d T}=\frac{1013.25 \times 10^3}{287 \times 273} \approx 1.29\text{kg}/\text{m}^3$$

据此方程可把不同压强和温度下的干空气密度计算如表 1-2 备查用。

四、湿空气状态方程

在实际大气中, 尤其是在近地面气层中, 总是有水汽的。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, 而是随着空气中水汽含量的多少而变化的, 因此湿空气的状态方程较为复杂。

表 1-2

干空气的密度 (kg/m³)

气 压 (hPa)	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	0.622	0.648	0.615	0.594	0.575
300	0.413	0.397	0.383	0.369	0.357	0.345

设湿空气的密度为 ρ ，干空气的密度为 ρ_d ，水汽的密度为 ρ_w ，则有

$$\rho = \rho_d + \rho_w \quad (1-8)$$

设 P 为湿空气的压强， e 为湿空气的水汽压，则 $P-e$ 为湿空气中干空气的压强，故

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

将上述二式代入式 (1-8)，得 $\rho = \rho_d + \rho_w = \frac{P-e}{R_d T} + \frac{e}{R_w T}$ (1-9)

因

$$R_w = 1.608 R_d$$

代入式 (1-9) 并整理，可得

$$\rho = \frac{P}{R_d T} \left(1 - 0.378 \frac{e}{P} \right) \quad (1-10)$$

为导出便于记忆和应用的公式，式 (1-10) 右端上、下同乘以 $(1 + 0.378e/P)$ ，得

$$\rho = \frac{P \left[1 - \left(0.378 \frac{e}{P} \right)^2 \right]}{R_d T \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right)}$$

考虑到 e 比 P 小得多，因而 $(0.378e/P)^2$ 可忽略不计，上式最后可改写为

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

式 (1-11) 即为湿空气的状态方程。分析该方程可以看出，

(1) 在气压和温度都相同时，空气愈潮湿，则 e 愈大，湿空气的密度愈小；反之空气愈干燥，则 e 愈小，湿空气的密度愈大。

(2) 气压相同时，温度愈高，水汽愈多，密度越小。因此，暖湿空气的密度比干冷空气的密度小。

令 $T_w = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right)$ ，代入式 (1-11)，湿空气状态方程可改写为和干空气状态方程相仿的形式，即

$$\rho = \frac{P}{R_d T_w} \quad (1-12)$$

T_v 称为虚温,即湿空气因有水汽存在,比同温、同压下的干空气密度小,如果在压强不变的条件下,升高干空气的温度(代替水汽对空气密度的影响),使其密度减小到与湿空气密度相等时的干空气的温度。引入虚温后所建立的湿空气状态方程在解决湿空气问题时,增加了许多方便。

虚温与实际温度之差称为虚温差,即

$$\Delta T_v = T_v - T = 0.378 \frac{e}{P} \cdot T \quad (1-13)$$

在一定温度与压强条件下,虚温差的大小表征了大气中含水量的多少。

【例】一块湿空气,它的压强为1000hPa,水汽压为23.4hPa,温度为20℃,求该湿空气的虚温及湿空气的密度。

$$T_v = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{P} \right) = (273 + 20) \left(1 + 0.378 \frac{23.4}{1000} \right) = 295.6 \text{ K}$$

$$\rho = \frac{P}{R_v T_v} = \frac{1000 \times 10^3}{287 \times 295.6} = 1.178 \text{ kg/m}^3$$

第四节 主要气象要素

大气中的物理现象和物理过程是用许多物理量来表征的,综合各物理量的特征,便能描述出大气状态,这些物理量称为气象要素。有的气象要素可以表示大气的性质,如气压、气温、湿度;有的气象要素则表示空气的运动状况,如风向、风速;还有一些气象要素,如雨、雪、雷电等则可以直接表征大气中所发生的一些物理现象。气象要素选择的愈多,就愈能详细地表达大气的状况。下面介绍几个主要的气象要素。

一、气温

气温是用来表示大气冷热程度的物理量。空气的冷热程度实质上是空气分子平均动能大小的表现。当空气获得热量时,它的分子平均动能增加,气温也就升高;反之,当空气失去热量时,它的分子平均动能减小,气温也就随之降低。

气象学规定以距离地面1.5m高度处的空气温度作为衡量各地气温的标准。

气象观测多采用摄氏温标,以摄氏度(℃)作为气温测定单位。在理论计算上,则多采用绝对温标,以开尔文(K)为单位,以273.15K作为冰点。两者换算关系为

$$T = t + 273.15 \approx t + 273 \quad (1-14)$$

式中, T 表示用绝对温标读数, t 为摄氏温标读数。

气温是利用仪器在特定面积,有代表性场地的百叶箱内进行读数测定的。定时观测的仪器有各种液体温度表(普通温度表、最高温度表、最低温度表等);而气温连续变化的测温仪器则采用温度计(如双金属片温度计)。

二、气压

包围着地球周围的大气层,具有一定的质量和重量,它们对地球表面和周围空气产生