

大连海运学院出版社

陈家辉 王长爱 主编

航海气象学

HANG HAI QI XIANG XUE



高等学校教材

航海气象学

Hanghai Qixiangxue

陈家辉 王长爱 主编
陈祖佑 主审

大连海运学院出版社

(辽)新登字 11 号

内 容 简 介

本书共有 22 章,内容包括主要海洋气象要素及有关基础理论知识、船舶水文气象观测、重要天气系统和天气过程、现代天气预报原理和船舶实用简易预报方法、国内外主要航海用传真气象图的判读与应用、气象卫星云图、船舶气象导航、世界海洋气候等。

本书比较系统全面地论述了远洋及近海船舶驾驶员所需要的必备知识,重点介绍了各种海上风暴天气系统和海雾等灾害性天气的发展演变规律,反映了航海气象学发展的最新成果,并附有许多珍贵资料和图片。

本书为高等航海院校海洋船舶驾驶专业的统编教材,也可作为有关海船驾驶和管理人员的技术参考书或作为培训教材使用。

航 海 气 象 学

陈家辉 王长爱 主编
陈祖佑 主审

大连海运学院出版社出版、发行
大连海运学院出版社印刷厂印刷

责任编辑:时培育 封面设计:王 艳

开本:787×1092 1/16 印张:22.25 字数:555 千
1992 年 7 月第 1 版 1992 年 7 月第 1 次印刷
印数:0001-5000 定价:11.00 元
ISBN 7-5632-0433-4/P·3

前 言

本书系高等航海院校海洋船舶驾驶专业本科统编教科书。书中内容力求采用最新资料,反映本学科的最新发展,并结合航海实际来阐述气象学的基本理论。

在编写中特别注意吸收航海院校多年来的教学实践经验,从整体上加强了教科书的系统性和严密性;将气象要素由过去的一章扩展为四章,加强了基础理论部分的内容;船舶水文气象观测、大气环流、高空天气系统、热带天气系统、中小尺度天气系统以及海浪、海流、海冰等部分也都独立成章;此外,还进一步充实了数值天气预报、传真气象图、卫星云图和船舶气象导航等反映最新发展的内容。

在编写中还注意到目前国内同类参考书匮乏的实际情况以及航海界不同层次读者的需要,在内容的深度和广度方面都作了适当的调整。考虑到航海者的实际需要和可能条件,本书尽量避免复杂的数学计算和高深的理论,力求简明扼要、通俗实用。书中还附有许多珍贵资料和图片,具有一定的参考价值。

本书由大连海运学院陈家辉(编写绪论、第1~7、19~21章)和上海海运学院王长爱(编写第8、9、11~18章)主编,王淑梅(编写第10章)和胡经义(编写第22章)参编,陈祖佑主审。全书插图由胡经义清绘。

在编写本书过程中,得到了中央气象台、大连气象台、各远洋运输公司、海运企业和兄弟院校许多同志的大力支持,并提供了许多宝贵资料,在此一并表示衷心的感谢。

由于编者水平所限,书中可能会有不足和错误之处,欢迎读者批评指正。

编 者

1990年10月

绪 论

航行在海上的船舶时刻处于周围空气和海水这两种流体的包围之中,因而不可避免地要受到各种天气和海况条件的制约。大量事例表明,台风、寒潮等海上强风暴天气和浓雾、冰山等恶劣环境都能严重影响船舶的正常航行,造成货损、船损,甚至发生海难事故,威胁船员的生命安全。即使装备精良的现代化超级巨轮也不例外。由此可见,天气不是我们的朋友就是我们的敌人,一个优秀的航海者必须懂得如何避开不利天气和尽可能利用有利天气,从而掌握海上航行的主动权。

航海气象学(Maritime meteorology)就是研究大气与海洋的运动变化规律及其与航海活动之间相互关系的一门实用性科学,是应用气象学的一个分支,在国外亦称“航海环境论”。它是介于气象学、海洋学与航海学之间的边缘学科。掌握了本学科的知识,就可能最大限度地减少由于恶劣天气引致的船损、货损,使船舶适时地航行在最佳天气航线上,达到节时、经济和安全的目的。

气象学告诉我们,地球的周围环绕着一层大气。阴、晴、冷、暖、风、雾、雨、雪等常见的大气现象都发生在大气中。大气状态与人类活动是息息相关的。气象学主要就是研究发生在大气中的各种物理现象的本质和这些现象演变规律的科学。

气象知识是在人类与大自然的长期斗争中积累和发展起来的。从望天兴叹“天有不测风云”的蒙昧时代到今天气象卫星上天,人类对大气现象的认识历经了漫长而艰苦的道路,取得了令人鼓舞的进展。作为一门科学,气象学只有一百多年的历史,还是一门年青的科学。应当特别指出的是,气象学从它发展的开始就与保障船舶航行安全和避免海难联系在一起。

现代气象学属于高科技的范畴,是一门内容十分广泛的学科,目前已形成许多分支。如大气物理学、天气学、动力气象学、气候学、卫星气象学、雷达气象学以及应用气象学等。目前,气象学正处在不断发展和完善的阶段,还有许多困难问题有待解决。在实际业务工作中仍以天气图方法为主要工具来分析研究天气变化的规律,并运用这些规律对未来的天气进行预测。

最近,我国第一颗“风云一号”和第二颗“风云二号”气象卫星的发射成功,标志着我国的气象科技已跻身于世界先进国家的行列。包括气象卫星在内的全球大气与海洋监测网的进一步完善,数值天气预报所取得的突破性进展,船舶气象传真广播在全球海洋的普及,以及气象导航的广泛应用等,标志着航海气象学的发展和运用已经进入了一个前所未有的新的历史阶段。并且,在现代航海中已日益显示出其重要地位和作用,受到航海界的普遍关注和重视。例如,从1988年起,交通部已将航海气象学列为船长、驾驶员考证的全国统考科目。1989年,我国各高等航海院校也首次将航海气象学列为海洋船舶驾驶专业的主干课程。

本课程研究的主要课题是:

1. 主要气象要素的性质、变化、分布规律、观测方法及有关基础理论知识。
2. 各种海上风暴天气系统和海雾等恶劣天气的发展演变规律。

3. 天气预报原理和简易预报方法。
4. 天气报告和传真气象图的判读与应用。
5. 海浪、海流、海冰等海洋学知识及有关应用。
6. 世界海洋气候概况。

航海气象学是一门实践性很强的学科, 十分强调理论联系实际和不断总结、积累经验的重要性。只有通过长期不懈地刻苦学习和反复实践, 才能不断提高分析和解决实际天气问题的能力。

目 录

绪 论	
第一章 大气概况	1
§ 1-1 大气成分	1
§ 1-2 大气垂直结构	3
§ 1-3 大气状态方程	6
第二章 气温与气压	8
§ 2-1 气温	8
§ 2-2 气压	15
第三章 空气的水平运动——风	25
§ 3-1 概述	25
§ 3-2 作用在空气微团上的外力	28
§ 3-3 自由大气中的风	30
§ 3-4 摩擦层中的风	35
§ 3-5 地形的动力作用和地方性风	38
§ 3-6 自由大气中风随高度的变化——热成风	40
第四章 大气环流	42
§ 4-1 大气环流的原动力和一圈环流	42
§ 4-2 三圈环流和行星风带	43
§ 4-3 实际大气平均水平环流的基本特征	44
§ 4-4 季风环流	48
§ 4-5 局地环流	52
§ 4-6 地面实际风的分布	53
第五章 空气的垂直运动和大气稳定度	58
§ 5-1 垂直运动的类型	58
§ 5-2 垂直运动中气温的绝热变化	59
§ 5-3 大气稳定度	61
§ 5-4 大气中的逆温	65
第六章 湿度与云	68
§ 6-1 大气湿度	68
§ 6-2 云与降水	72
第七章 雾与能见度	80
§ 7-1 雾的种类及特征	80
§ 7-2 平流雾形成的条件	83
§ 7-3 海上雾的分布	84
§ 7-4 雾与声信号的传播	88

§ 7-5 海面能见度	89
第八章 海温与海冰	90
§ 8-1 海洋的划分	90
§ 8-2 海水的温度	91
§ 8-3 海冰	93
第九章 海浪与海流	97
§ 9-1 波浪要素与波浪分类	97
§ 9-2 风浪和涌浪	99
§ 9-3 有效波高	102
§ 9-4 世界海洋波浪基本状况	104
§ 9-5 海流概述	105
§ 9-6 世界大洋海流模式	107
§ 9-7 各大洋主要海流系统	109
§ 9-8 中国近海的海流	113
第十章 船舶水文气象观测	116
§ 10-1 概述	116
§ 10-2 云的观测	118
§ 10-3 海面能见度的观测	122
§ 10-4 天气现象的观测	122
§ 10-5 风的观测	124
§ 10-6 气温和湿度的观测	127
§ 10-7 气压的观测	130
§ 10-8 表层海水温度的观测	132
§ 10-9 海浪的观测	133
§ 10-10 海发光的观测	134
§ 10-11 船舶水文气象观测编报电码	134
第十一章 天气图基础知识	141
§ 11-1 天气图的一般知识	141
§ 11-2 地面天气图	142
§ 11-3 高空天气图	152
§ 11-4 低纬流线图	156
第十二章 气团和锋	158
§ 12-1 气团	158
§ 12-2 锋	161
§ 12-3 极锋的概念	168
第十三章 锋面气旋	169
§ 13-1 气旋概述	169
§ 13-2 锋面气旋的发展演变	170
§ 13-3 锋面气旋天气及波浪分布特征	174

§ 13-4	影响世界主要航区的锋面气旋的源地和移动规律	176
§ 13-5	我国近海和日本近海的锋面气旋	178
§ 13-6	热低压	181
第十四章	冷高压和副热带高压	183
§ 14-1	反气旋概述	183
§ 14-2	冷高压	184
§ 14-3	副热带高压	188
第十五章	西风带高空天气系统	192
§ 15-1	西风带高空基本环流特征和模型	192
§ 15-2	西风带大型天气系统	193
§ 15-3	急流	198
§ 15-4	西风带中型扰动——短波	201
第十六章	赤道辐合带、东风波、热带云团和季风低压	203
§ 16-1	赤道辐合带	203
§ 16-2	东风波	206
§ 16-3	热带云团	209
§ 16-4	季风低压	210
第十七章	热带气旋	211
§ 17-1	概述	211
§ 17-2	热带气旋发生的源地与季节	211
§ 17-3	热带气旋的生命史和天气结构	213
§ 17-4	热带气旋形成的基本条件	217
§ 17-5	热带气旋的移动	222
§ 17-6	南海台风	229
§ 17-7	船舶测算及逃离台风的方法	231
第十八章	雷暴、飑线和龙卷	241
§ 18-1	雷暴	241
§ 18-2	飑线	243
§ 18-3	龙卷	244
第十九章	天气预报原理和方法	246
§ 19-1	概述	246
§ 19-2	天气形势预报的简易方法	248
§ 19-3	数值天气预报	253
§ 19-4	中、长期预报	255
§ 19-5	天气系统的简易预报方法和经验规则	257
§ 19-6	地面大风、海雾和海浪的预报	262
第二十章	气象传真图和气象报告	270
§ 20-1	概述	270
§ 20-2	传真天气图	283

§ 20-3	传真海况图	291
§ 20-4	传真卫星云图	298
§ 20-5	天气报告和警报	302
第二十一章	船舶气象导航	321
§ 21-1	气象导航的发展及其经济效益	321
§ 21-2	气象导航的基本原理	324
§ 21-3	气象导航的应用	329
第二十二章	世界海洋气候	333
§ 22-1	气候形成的因子和世界气候带	333
§ 22-2	世界海洋气候概况	336
§ 22-3	气候资料的统计整理和常用航海气候资料	341

第一章 大气概况

环绕地球表面的整个空气层称为大气层(Atmosphere),简称大气。要正确地解释发生在大气中的各种物理现象(例如风、雾、云、雨等)和物理过程(例如增热、冷却、蒸发、凝结等),进而掌握它们的变化规律,首先必须对大气的成分、密度、结构和基本物理性质等有一个概要的了解。

§ 1-1 大气成分

大气是由多种气体混合组成的,此外还包含一些悬浮的固体和液体杂质。我们通常将大气的组成为三个部分。

一、干洁空气

大气中除水汽和液体、固体杂质以外的整个混合气体,称为干洁空气(Dry air)。它是组成大气的主要成分。表 1-1 列出了 25km 以下干洁空气样品分析的结果。

表 1-1 干洁空气的成分(25km 以下)

气 体	空气中的含量(%)		分子量	临界温度(°C) 括号中的数值,为对应于 临界温度的气压(大气压)	沸点温度(°C) (在 1013.25 帕斯 卡压力下)
	按 容 量	按 质 量			
氮	78.09	75.52	28.016	-147.2(33.5)	-195.8
氧	20.95	23.15	32.000	-118.9(49.7)	-183.1
氩	0.93	1.28	39.944	-122.0(48.0)	-185.6
二氧化碳	0.03	0.05	44.010	31.0(73.0)	-78.2
臭 氧	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

这些数据表明,干洁空气的主要成分是氮、氧和氩,这三者的含量占干空气总容积的 99.97%。此外,还有少量的二氧化碳以及氢、氦、氖、氫、氪和臭氧等稀有气体,它们的含量总共不过占 0.03%,是次要成分。

由于这些气体的临界温度都低于自然情况下可能出现的最低温度,而临界压强又大大地超过其实际的分压强,因此干洁空气的各种成分在地球的自然条件下总保持气体状态。

火箭探测和分析的结果表明,在 90km 高度以下,除二氧化碳和臭氧等易变成分外,干洁空气中各主要气体的浓度几乎是恒定的,这是由于在这层大气中空气的运动及湍流扩散使空气充分混合的结果,重力的分离作用是不重要的。基于上述特点,我们可以把 90km 以下的干空气当成一种分子量为 28.966 的单一成分的理想气体来处理。

在 90km 以上,大气的主要成分仍然是氮和氧,其它成分都很少。然而随着高度的增加,空气分子的离解程度也急剧增强,大气的化学成分逐渐发生变化,由占支配地位的分子大气向以各种电离和电激态物质为主的原子大气过渡。据观测,从 80km 开始,由于太阳紫外线的作用,氮和氧已发生不同程度的离解。在 100km 以上氧分子几乎全部离解为氧原子;到 250km 以

上,氮也基本上离解了。另一方面,大约从100km开始,分子扩散作用逐渐占优势,出现了重力分离,大气浓度开始变得不均匀了。起初原子氧和原子氮逐渐成为主要成分而取代了分子氮,到了大约1000km高处,原子氮则成为主要成分。而在2500km以上,氢原子(最轻的中性原子)运动到大气的顶端,成了占优势的大气成分。

在干洁空气的各种成分中,氮是构成地球上生命体的基本成分,氧是人类和动物呼吸维持生命不可缺少的气体,二氧化碳和臭氧所占的比例虽少,但对大气温度分布却有较大的影响。

大气中的二氧化碳主要来源于有机物的燃烧、腐化和动植物的呼吸。因此,在人烟稠密的工业地区含量较多,可占大气容积的0.05%。在海洋上和农村等人烟稀少的地方含量则大为减少,平均含量约为0.03%。一般而言,空气中二氧化碳的含量是夏季多于冬季,室内多于室外。由于空气的垂直混合,二氧化碳可以扩散到20km高度附近,再往上其含量就显著减少了。

二氧化碳对太阳短波辐射吸收很少,仅在波长4.3 μm 附近有一较弱的吸收带,但它却能强烈吸收和放射长波辐射,特别是在12.9~17.1 μm 范围内作用显著,可使地面和大气保持一定的温度,称为大气的温室效应(Greenhouse effect)。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。

大气中的臭氧是在太阳紫外线辐射或闪电作用下,部分氧分子离解为氧原子($\text{O}_2 \rightarrow \text{O} + \text{O}$),而后氧原子再与氧分子化合($\text{O}_2 + \text{O} \rightarrow \text{O}_3$)而形成的。臭氧的含量随高度变化很大,在通常情况下,低层大气中的含量很少,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。臭氧主要存在于大约20~40km的气层中,这一气层称为臭氧层(Ozonsphere)。自5~10km高度起臭氧含量开始增加,至20~25km高度处达到最大值,再往上又逐渐减少,到55~60km高度上就很稀少了。

臭氧是大气中能强烈地直接吸收太阳紫外辐射的唯一成分,由于这种作用,40~50km高度上的大气温度显著增高。同时,它也是使地面生物圈免受过多紫外线辐射伤害的一种特别重要的保护物。

二、水汽

实际空气中总含有一些水汽(Vapour)。含有水汽的空气称为湿空气(Wet air)。水汽作为一种气体与干空气混合在一起,成为实际大气的组成部分。

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,其次是潮湿陆面的蒸发以及植物的蒸腾。据计算,大气中的水汽总量约有13500 km^3 ,占地球总水量的0.001%。水汽的含量随着时间、地点和气象条件(如温度、风、云等)的不同而有较大的差异,按容积算,其变化范围在0~4%之间。例如在热带雨林地区,空气中的水汽含量可高达4%,而在沙漠地区却可少至0.01%以下。

由于大气中的水汽来自下垫面的蒸发,借助于空气的垂直交换向上扩散,在通常情况下,水汽含量随高度的增加而迅速减少。观测表明,在1.5~2km高度,水汽含量大约减少为近地面上的二分之一,在5km高度,则减少为近地面的十分之一左右,再往上含量则更少了。

水汽是在自然界的温度和压力条件下能够在气态、液态和固态三者之间互相转化,即发生相变的唯一大气成分。因此,大气中的水汽含量虽然不多,但它在天气变化过程中却扮演着重要的角色。水汽的相变引起云、雾、雨、雪等一系列天气现象,在台风和飚线等强风暴系统的发展过程中,水汽凝结时释放的大量凝结潜热提供了极重要的能源。水汽还能强烈地吸收地面放射出来的长波辐射,从而使大气获得热量,水汽本身也能放射长波辐射使地面获得热量。所以,

水汽含量的多寡对地面和空气温度的影响很大。

三、气溶胶粒子

大气气溶胶粒子是指悬浮在大气中的固体或液体微粒,又称大气杂质。大气中含有大量各式各样的气溶胶粒子。这类成分所包括的物质除水汽凝结物,如水滴、冰晶等,还有大气尘埃和悬浮在空气中的其它杂质。它们有的来自流星在大气层中燃烧后产生的宇宙尘埃,有的是工业燃烧或森林火灾所产生的煤烟和碳粒或被风卷起的尘土,有的是火山喷发滞留在大气中的细小火山灰颗粒,有的是由细菌、病毒和植物花粉等所组成的有机灰尘,还有的是海洋中浪花飞溅在空中蒸发后留下的微小盐粒等等。

有些固体微粒如微尘和烟粒等虽然不溶于水,但可以为水所湿润;有的易溶于水,如盐粒。大气中的这类固体杂质有利于水汽的凝结,称为凝结核。大气中大量凝结核的存在,对于成云致雾和降水等天气现象的形成起着重要的作用。

大气中的固体微粒主要集中在大气的下层,随地点、时间和气象条件变化很大。当大量浮游在大气中的杂质聚集在一起时,就会形成烟、雾或沙尘暴等天气现象,使能见度变得恶劣,影响船舶等各种交通工具的正常和安全运行。大气气溶胶粒子还有削弱太阳辐射、阻挡地面辐射从而保持地面温度的作用。

四、大气污染

近百年来由于大工业的兴起,大量的废物和废气被排放到大气中。据测算,每年大约有2 000万吨固体尘埃和一些有害气体,如一氧化碳和二氧化硫等被释放到大气中,通过大气的运动,这些污染物弥漫到整个大气。这种由人类活动使局部甚至全球范围大气成分发生有害于人类和各种生物的变化过程,称为大气污染(Atmosphere pollution)。

日益严重的大气污染在许多国家已成为“公害”,严重威胁着人们的生活和健康,对周围环境、森林、农作物、建筑物(包括船体)以及动植物的生存等造成了不同程度的危害。据估计,城市附近空气中尘埃的含量约比农村高10倍,一氧化碳高30倍,二氧化碳高40~50倍。一些科学家指出,大气污染,特别是大气中二氧化碳含量的逐年累积,将会使地球变暖并引起全球天气和气候的异常变化,导致极冰覆盖融化、海面上升,一些港口将被淹没。因此,保护大气环境,防止和控制大气污染已经日益引起人们的警觉和重视。

大气污染物种类很多,目前尚无确切的统计,对人类危害较大已被人们注意的约有100余种,其中影响范围广危害较大的,除粉尘外,还有二氧化硫、一氧化碳、一氧化氮、硫化氢、碳氢化合物和氨等。例如,在臭氧的作用下,二氧化硫能引起有害的酸雨,而氮的氧化物和碳化氢物经太阳紫外线照射能产生毒性很大的光化学烟雾。

§ 1-2 大气垂直结构

一、大气的密度和垂直范围

我们知道,水几乎是不可压缩的,因此海洋深处与海水表层的密度没有多少差别。然而空气作为一种流体却具有压缩性,因此在地心引力的作用下,大气质量的绝大部分集中在大气底层,越往高处越少。观测表明,在10km高度以下就集中了全部大气质量的75%,而在35km以下则高达99%。这表明大气密度随着高度的增加而迅速减小。人们登山时,越到高处呼吸感到越困难这个事实就表明,离地面越高空气越稀薄。在标准情况下,地面空气的密度为 1.293 g/m^3 ,到15km高处约减至地面的1/10,到30km高处,则仅为地面的1/100了。再往上空气更

加稀薄,在 500km 高处,分子平均自由程达 1 000m 以上,这是近代实验室也远远达不到的真空。实际上地球大气之外的“星际空间”也并非绝对真空,因此要在地球大气顶部与星际空间之间找出一个明确的“界面”将它们截然分开是困难的。通常人们以只是在大气中才有的“极光”现象出现的最大高度作为大气的垂直范围,称为大气上界。其数值约为 1 000km。这个数字看起来很大,但与地球本身尺度(地球半径平均为 6 371km)比起来还是相当小的。

二、大气的垂直分层

大气在垂直方向很不均匀,不同气层中性质差异很大。世界气象组织(WMO)建议,根据气温和水汽的垂直分布、大气的扰动程度和电离现象等不同特点,统一规定在垂直方向自下而上依次将大气划分为对流层、平流层、中间层、热层和外层等五个层次,如图 1-1 所示。

1. 对流层(Troposphere)

大气的最低层称为对流层。它的下界为地球表面,上界随纬度和季节的不同而有变化。中纬度平均 10~12km,低纬度 17~18km,高纬度只有 6~8km。夏季比冬季高些。

对流层的厚度与整个大气层相比,虽然很薄,它却集中了全部大气质量的 80%和几乎全部的水汽。云、雾、雨、雪等常见的大气现象都发生在这一层。它对人类的生活和活动有最直接、最重大的影响,因此是天气预报主要考虑的气层。

对流层具有以下三个主要特点:

①气温随高度的升高而降低。高山终年积雪和高空的云多为冰晶组成都证明了这一特点。这是因为在对流层中,空气热量的直接来源主要是地表面的长波辐射,而不是太阳的短波辐射。因而,愈接近地面,大气获得的热能就越多,气温也就越高;离地面越远,气温越低。气温随高度递减的快慢,在不同地区、不同季节是有差别的,平均每上升 100m,递减 0.65℃。

②具有强烈的对流和乱流运动。上述温度垂直分布特征和地表热力性质的非均匀性,都有利于形成大规模的强烈的对流运动以及无规则的乱流运动。空气垂直混合的同时,上下层热量、水汽得以交换。上升气流中的水汽,由于温度降低而凝结或凝华,形成云、雾、雨、雪等多种大气现象。

③气象要素(温度、湿度等)在水平方向分布不均匀。不仅南北方空气性质有差异,就是同一纬度上也有差异。例如,海洋上湿度比内陆大得多,夏季白天陆地温度比海洋高得多。大气的物理性质在水平方向的不均匀现象在对流层中最为突出,主要表现在气团和锋的活动。这是由于地表面热力性质差异(如海洋与陆地、高山与平原等)所致。

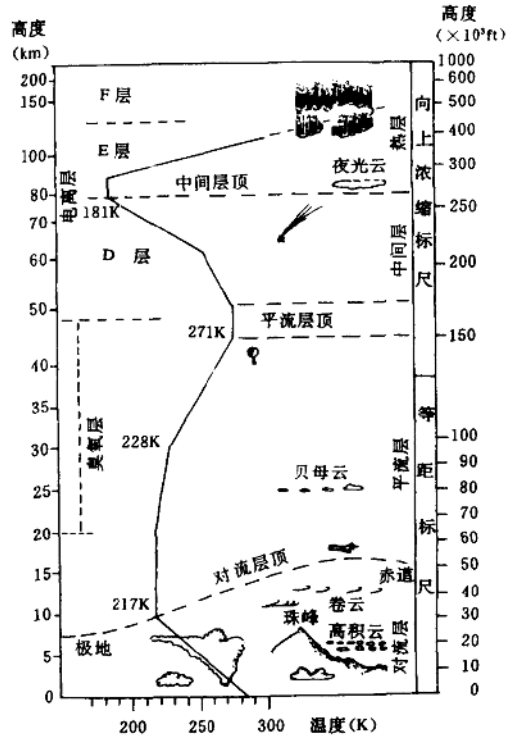


图 1-1 大气的垂直结构

根据对流层中大气运动的不同特征,可将其分为摩擦层和自由大气两个层次。对流层底部贴近地表面的气层,其中空气运动受地面摩擦和空气分子的湍流粘滞作用很显著,称为摩擦层(Friction layer),其厚度大约为1km。在摩擦层中,摩擦作用随着高度的增加,因与地面距离的增大和空气密度的减小而减小。因此,通常风随高度的增加而增大,气温在很大程度上受下垫面冷热的影响,两者都有明显的日变化;在摩擦层以上,因距离地面相当远,同时空气密度也明显减小,所以摩擦作用很小,通常可以忽略不计,故称为自由大气(Free atmosphere)。在自由大气中,由于不受摩擦作用的干扰,大气的运动规律显得比较简单和清楚。尤其是处于对流层中部的气流状况,基本上可以表示整个对流层空气的运动趋势,因此是考虑天气预报的重要对象。在中纬度对流层的中、上部,盛行西风且风速随高度的增加而增大。

此外,在对流层与平流层之间有一个厚度为1~2km的过渡层,称为对流层顶。其主要特征是气温的垂直递减率突然变小或几乎不变(等温),甚至出现逆温(气温随高度增加而上升)现象。逆温层的作用好像一个盖子,能有效地抑制对流的发展,从而使绝大部分水汽和杂质保持在对流层中而不易向高处散逸。由于对流层顶的这种阻挡作用,我们经常可以观察到发展旺盛的积雨云顶被阻而平衍成砧状的现象。由此可以大致确定对流层顶的位置。

2. 平流层(Stratosphere)

从对流层顶向上到大约48km高度之间的气层,称为平流层。平流层下层的温度随高度变化很小或者不变,称为同温层。到20km以上,温度随高度的升高而显著增加,出现一个逆温层,到平流层顶可能超过0℃,即比对流层顶高出60~70℃之多,这是由于臭氧层直接吸收大量太阳紫外辐射所造成的。在平流层中没有强烈的对流运动,空气的垂直混合明显减弱,整层气流比较平稳,飞机在此层飞行不易颠簸。在平流层中水汽和尘埃含量很小,天气晴朗,大气透明度好。只是在高纬度地区20~30km高度上偶尔能观测到色彩绚丽的贝母云。在中纬度平流层的下部是西风,上部则是东风。

3. 中间层(Mesosphere)

自平流层顶向上到大约80km称为中间层,亦称中层。此层最大的特点是温度随高度上升而迅速降低,其顶部温度降至-83~-113℃。其原因是这里无臭氧吸收太阳紫外辐射,另外,氮和氧所能直接吸收的短波太阳辐射又大部分被更上层的大气吸收了。在中间层再次出现明显的空气对流和湍流现象,所以又有高空对流层之称。由于强烈垂直运动的结果,通常在黄昏降临时,偶尔能观测到具有特异的银白色并微微发青、形状像卷云的夜光云。在大约60km附近存在一个只在白天出现的电离层,称为D层。

4. 热层(Thermosphere)

从80km到800km左右称为热层,亦称暖层。该层的一个特点是温度随高度增加迅速升高。据卫星探测,300km以上可达1000℃以上。这是因为所有波长小于0.175μm的太阳紫外辐射都被该层中的气体吸收的缘故。又因为这里空气密度极小,造成这层大气温度较高。

热层的另一个特点,是该层大气由于受强烈的太阳紫外辐射和宇宙射线的作用而处于高度电离状态,因此该层又称为电离层。热层各高度被电离的程度不同,其中以位于100~120km的E层和200~400km的F层最显著。F层还可再细分为F₁和F₂两层,它们都能反射短波无线电波,对实现远距离无线电通讯具有重要意义。劳兰C等无线电导航仪就是靠电离层的反射作用来实现定位目的的。进一步的观测表明,电离层的强度白天强夜间弱。有些层次,如D层和F₁层只在白天存在,夜间就消失了。这种现象表明太阳紫外线是导致空气电离的主

要原因。此外,还发现上述各层次的电离程度自下而上逐渐增强,D层最弱,F₂层最强,再往上又逐渐减小。例如,在F₂层上面约400~500km处还有一个G层,其电子浓度已大大减小。当太阳黑子或太阳耀斑活跃时能引起昼半球电离层的异常扰动,造成短波无线电通讯暂时中断。这是来自太阳的高能粒子使电离作用增强,电波通过这一区域时电离层的吸收作用加强所致。

5. 散逸层(Exosphere)

热层以上的大气层称为散逸层,这是整个大气的最外层,是地球大气与星际空间的过渡区域,故又称外层。外层的温度也随高度而增高,可高达数千度。该层温度很高,而且距地心很远,受地球引力作用很小以及非常低的空气密度,其上部又多为质子组成,因而地球磁场对这些质子行动的控制作用比地球引力更重要,所以外层的上部亦称磁层。自外层以上,一些高速运动的大气质点可以挣脱地球引力的束缚,克服周围其它大气质点的阻碍,逃逸到宇宙空间中去与太阳大气连结起来,散逸层由此而得名。

§ 1-3 大气状态方程

大气状态方程深刻反映出大气状态变化的基本规律,揭示了大气的重要物理性质,是气象学中最重要基本方程之一。

一、理想气体状态方程

在物理学中我们已经知道,理想气体状态方程可以表示为

$$pV = \frac{m}{\mu} R^* T \quad (1-1)$$

式中 p 、 V 、 T 分别表示压强、体积和气温, μ 为气体的克分子量(即摩尔数), R^* 为通用气体常数, $R^* = 8.31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。上式表明,一定质量理想气体状态发生变化时, $\frac{pV}{T}$ 之值保持不变。

在气象学中规定采用单位质量($m=1$)空气进行讨论,这时(1-1)式变为

$$pV = \frac{R^*}{\mu} T$$

令 $R = \frac{R^*}{\mu}$, 称为“比气体常数”。对一定气体而言, R 仍为常数, 这时有

$$pV = RT \quad (1-2)$$

这就是气象学上常用的理想气体状态方程的形式。根据(1-2)式,空气密度有如下表达式:

$$\rho = \frac{1}{V} = \frac{p}{RT} \quad (1-3)$$

由此可得状态方程的另一种形式:

$$p = \rho RT \quad (1-4)$$

如前所述,在通常情况下,大气可作为理想气体处理。下面分别考虑干空气和湿空气的状态方程。

二、干空气状态方程

干空气的平均摩尔数 $\mu_d = 28.966 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$, 它的比气体常数为

$$R_d = \frac{R^*}{\mu_d} = \frac{8.317 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}}{28.966 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}} = 0.287 \text{ g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \quad (1-5)$$

由此,干空气的状态方程可写成如下形式:

$$p = \rho_d R_d T \quad (1-6)$$

式中 p 、 ρ_d 和 T 分别表示干空气的压强、密度和温度。此式表明,干空气状态方程与普通状态方程并无差别。

三、湿空气状态方程

湿空气中含水量经常变化,其比气体常数不是固定值,而是随水汽含量的多少而异。可以证明,其状态方程可以表示为

$$p = \rho_w R_d T_v \quad (1-7)$$

式中 ρ_w 表示湿空气密度,它等于干空气密度与水汽密度之和。 T_v 称为虚温, $T_v = T(1 + 0.378 \frac{e}{p})$,实际上,因为 $\frac{e}{p}$ 很少超过 0.02,所以 T_v 与 T 之差很少超过 $2 \sim 3^\circ\text{C}$ 。故如用虚温 T_v 代替空气的实际温度 T ,则湿空气状态方程在形式上与干空气状态方程是相同的。

由湿空气状态方程可以看出,当气压和气温相同时,空气愈潮湿(e 愈大),则其密度(ρ_w)愈小;在气压相同的情况下,暖湿空气比干冷空气的密度小得多。以上结论具有重要的理论意义和实践意义。