



辽宁省首批“十二五”普通高等教育本科省级规划教材

航海气象学与海洋学

张永宁 主编

刘大刚 主审



大连海事大学出版社



辽宁省首批“十二五”普通高等教育本科省级规划教材

航海气象学与海洋学

张永宁 主 编
刘大刚 主 审

大连海事大学出版社

©张永宁 2014

图书在版编目(CIP)数据

航海气象学与海洋学 / 张永宁主编. —大连: 大连海事大学出版社, 2014. 2

辽宁省首批“十二五”普通高等教育本科省级规划教材

ISBN 978-7-5632-2973-4

I. ①航… II. ①张… III. ①航海学—气象学—高等学校—教材②海洋学—高等学校—教材 IV. ①U675.12②P7

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 032295 号

大连海事大学出版社出版

地址:大连市凌海路1号 邮政编码:116026 电话:0411-84728394 传真:0411-84727996

<http://www.dmupress.com> E-mail:cbs@dmupress.com

大连华伟印刷有限公司印装 大连海事大学出版社发行

2014年2月第1版 2014年2月第1次印刷

幅面尺寸:185 mm × 260 mm 印张:16.25

字数:401千 印数:1~2000册

出版人:徐华东

责任编辑:陆梅 责任校对:杨洋 阮琳涵

封面设计:王艳 版式设计:解瑶瑶

ISBN 978-7-5632-2973-4 定价:29.50元

前 言

“航海气象学与海洋学”是航海技术专业开设的一门专业课。按照《STCW 公约》马尼拉修正案对本课程的各项要求,学校重新修订了教学计划和大纲,该大纲涵盖了中华人民共和国海事局颁布的履约版《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》。本书以新大纲为主线进行编写,在2008年4月大连海事大学出版社出版的由笔者主编的《航海气象学与海洋学》“十一五”国家规划教材的基础上进行了部分调整、精简、充实和更新,剔除了一些陈旧的内容,纠正了一些历史上长期遗留下来的错误,采纳了天气和海况方面最新的研究成果。本书注重基本概念、演变规律、重要特征和方法的讨论、理解及应用,力求概念清楚、理论正确、重点突出、条理清晰、文字通顺以及理论联系实际,着力培养学生具备一定的分析问题和解决实际问题的能力,为今后实际工作打下必要的基础。

全书分为七章,第一章包括气温、气压、湿度、风、云、雾和天气现象等气象要素的特征、时空分布及变化规律,大气运动的基本特征及规律;第二章介绍了海流、海浪、海温、海冰等特征及其变化规律;第三章介绍了船舶海洋水文气象观测;第四章介绍了气团、锋、温带气旋、冷高压、副热带高压、热带气旋等天气系统的天气特征和演变规律;第五章介绍了天气图的基础知识;第六章介绍了船舶气象信息的获取途径、分析及应用;第七章介绍了船舶气象导航的概念、安全性、经济效益、法律作用,气象航线制作方法及使用气象导航的程序和注意事项。

本书由大连海事大学航海学院张永宁主编,由刘大刚主审。白春江编写第一章第一节至第六节,王辉编写第一章第七节至第九节和第七章,冷梅编写第二章,简俊编写第三章,张永宁编写第四章、第五章和第六章。全书由张永宁统稿。

在本书编写过程中,一些兄弟院校、海洋气象部门和港航部门的专家对本书的编写工作十分关心,与编者进行过多次有益的讨论,并提供了许多最新信息和宝贵的参考资料,其中特别应当提到的有:大连海事大学李志华教授、高超工程师,青岛远洋船员职业学院黄磊教授,上海海事大学陈利雄博士,上海海事职业技术学院沈四林副教授。此外,气象实验室高超和航海气象课外兴趣小组的同学们接收了许多可供选择的气象传真图,白春江同志为本书绘制了许多精美插图。在此,谨向以上各位专家、同事、同学以及所有关心、帮助本书出版的人们表示诚挚的感谢和敬意。

对于本书中的错误、不当或不足之处,热诚欢迎读者批评指正。

编 者

2014年2月

目 录

绪 论	1
第一章 气象学基础知识	3
第一节 大气概况	3
第二节 气温	7
第三节 气压	14
第四节 空气水平运动——风	20
第五节 大气环流	36
第六节 大气湿度	51
第七节 空气的垂直运动和大气稳定度	55
第八节 云和降水	60
第九节 雾和能见度	66
第二章 海洋学基本知识	77
第一节 海洋概况	77
第二节 海流	79
第三节 海浪	89
第四节 海温和海冰	99
第三章 船舶海洋水文气象观测	106
第四章 天气系统及其天气特征	120
第一节 气团和锋	121
第二节 锋面气旋	131
第三节 冷高压	142
第四节 副热带高压	148
第五节 热带气旋	152
第六节 西风带高空天气系统	172
第七节 热带辐合带、东风波、热带云团	176

第八节 中小尺度天气系统	179
第五章 天气图基础知识	185
第一节 天气图的一般知识	185
第二节 地面天气图	187
第三节 高空天气图	191
第四节 低纬流线图	194
第六章 船舶气象信息的获取和应用	197
第一节 船舶获取气象信息的途径	197
第二节 船舶分析和应用气象信息	200
第三节 天气预报的基本方法	224
第七章 船舶气象导航	228
第一节 气象导航概述	228
第二节 气象导航原理和方法	232
第三节 气象导航服务程序	239
第四节 气象导航与海事纠纷处理	246
参考文献	250
附录 常用航海气候资料	251

绪 论

气象学是研究发生在大气中的各物理现象和物理过程及其变化规律的科学。气象学的研究对象主要是覆盖地球的大气层,它是人类赖以生存的自然环境,与人类的活动和生息关系极为密切。同时,人类在生产和生活过程中,也在不断地影响着自然环境,因而对大气产生重要影响。正确认识大气活动的规律,不断提高天气和气候变化预测能力,为防灾减灾服务,是本学科的主要任务。随着科学技术和生产的迅速发展,气象学在国民经济和社会生产中的巨大作用日益显著,涉及领域也越发宽广,人们根据对气象学的不同需求,已分门别类地形成了许多各自独立的应用气象学:如工业气象学、农业气象学、林业气象学、军事气象学、医疗气象学、航空气象学和航海气象学等。

海上的一切活动都离不开大气和海洋,因此,航行在海洋上的船舶,必然要受到天气和海洋条件的影响和制约。特别是恶劣的天气系统,如台风(飓风)、温带气旋、寒潮冷高压、浓雾和强对流性天气等,常常造成大范围的恶劣天气和海况,从而导致船损、货损,甚至发生严重海难事故,危及海上的船舶安全。因为,海上活动的成功与否,很大程度上取决于海洋环境条件。所以,天气和海洋是海上工作人员唯一无法加以控制却具有决定意义的因素。

航海气象学与海洋学是研究大气和海洋的运动变化规律及其与航海活动之间相互关系的实用性科学,它将气象学与海洋学应用于航海实践之中,是介于气象学、海洋学和航海学之间的边缘学科。它的产生和发展一开始就与避免或防止海难联系在一起,其发展经历了一个漫长的实践过程。远在独木舟航海时代,人类就注意到气象条件对出航时间和航行海域的影响。帆船时代,人们已能利用风作为海上航行的动力。15世纪末,航海者们掌握了信风的规律,商船就利用这种稳定风向和风速的信风进行海上贸易,故称贸易风。17世纪,气压计在海上的应用使人们能够根据气压的变化来预测风暴的来临。1805年,英国人蒲福根据风对地面和海面物体的影响程度,拟定出风力等级表(蒲福风级表)。人们在海上实践中,发现了很多大自然的奥秘,也从中找出了许多有规律性的自然现象。随着科学的发展以及人们对自然界认识的提高,大气环流理论的产生,科学地划分了全球气压带和风带的分布,同时根据大气环流理论得出了大洋洋流的环流模式。气象学和海洋学理论的发展推动了航海技术的进步。

19世纪初期,人们根据航海实践中积累的气候、海洋资料,编制了用于指导大洋航行的各种航海气候图书。1938年美国天气局出版了全球范围的《海洋气候图集》。同时,天气图和无线电报问世,大量的气象海洋信息资料和观测仪器在航海中得到了应用,并成为航线设

计和制订航行计划的主要依据。随着航海事业的发展和气象、海洋理论研究的不断完善,航海者据此设计出适用于不同季节航行的气候航线(又称习惯航线),用来指导海上船舶的航行,促进了航海技术的迅速发展。

20世纪50年代,海上气象观测、气象信息传输、海洋天气预报等,都有了飞跃的发展,气象传真图和卫星云图在航海上得到了广泛的应用,使得天气和海洋信息资料更加详尽完善,习惯的季节性气候航线已满足不了现代化航海的需求,一门新兴的现代航海技术——海洋船舶气象导航诞生了。气象导航是气象学与海洋学在航海上的重要应用,也是航海气象学与海洋学的重要发展。气象导航是根据较准确的短期、中期及有效的长期天气和海洋预报,结合船舶性能、装载特点等,为横渡大洋的船舶选择最佳的天气航线。航行中气象导航公司跟踪被导船舶,利用不断更新的天气和海况资料修正航线,指导船舶安全、经济航行的现代航海技术。其安全性和经济效益已被大量的实践证明,目前已被全球航运界广泛采用。

现代航海气象学与海洋学研究的主要课题是在天气和海洋条件下,如何保障海上船舶安全经济航行。在海上,影响船舶航行安全的海洋环境因素很多,其中风和浪是重要因素之一,狂风巨浪会引起船舶横摇、纵摇和垂荡运动。当船舶的横摇周期与波浪周期接近时,会使船舶的横摇振幅骤增,产生谐摇,严重时可导致船舶的倾覆。剧烈的纵摇和垂荡会使船舶产生一系列的如拍底、甲板上浪、失速、尾淹、推进器空转和稳性下降等危险现象,极大地危及船舶安全。海雾是造成海上船舶触礁、碰撞、搁浅等事故的主要因素,尽管现代化的船舶上配有良好的助航仪器和导航设备,但雾中发生的海事仍很多。据资料统计,在多雾的海域,船舶因能见度不良而发生的海事占60%~70%之多。海流既影响船舶航速又影响航迹,使船舶偏离航线危及航行安全,正确利用海流能使船舶增加航速、节省燃料,获取较大的经济效益。海冰和冰山是高纬海区航行的巨大威胁,历史上曾经发生许多次冰海沉船的海难事件。1912年英国豪华客船“泰坦尼克”号就因在北大西洋撞上冰山而沉没,导致船上千余人丧生。因此,可以说“天气不是我们的朋友,就是我们的敌人”。上述影响船舶航行的海洋环境因素,是船舶选择确定航线和制订航行计划的重要依据。一个优秀的航海者必须懂得如何避开不利天气和海况,充分利用有利的天气和海洋条件,以达到安全、经济航行之目的。在现代航海中,航海气象学和海洋学已日益显现出其重要价值和地位,也是航海院校海洋船舶驾驶专业学生必修的主干课程。根据《STCW公约》马尼拉修正案和中华人民共和国海事局要求,对于海上船舶处理和应对恶劣天气及海况的能力,已经成为衡量一名优秀船舶驾驶人员业务水平的重要标准之一。

本课程的宗旨是通过学习,使学生掌握必备的海洋气象学基本理论知识、海洋气象观测方法、海洋气象资料的获取途径及气象传真图分析与预报产品的应用技能,进一步拓宽学生对大气和海洋的了解和认知,掌握大气和海洋活动演变的基本规律。培养学生识别、分析和判断海上天气的能力,使之在海上的实践中充分做到趋利避害,保障海上生产安全。同时坚定学生热爱海洋、热爱专业的信心,增强保护大气和海洋环境的意识。

第一章 气象学基础知识

气象学是研究发生在大气中的各种天气、气候现象及其演变规律与预报、预测理论和方法的学科。随着科学技术的迅猛发展,气象学在国民经济和社会生产中的巨大作用日益显著,其涉及领域也越发宽广。大气过程既可带来雨泽和温暖造福人类,也可造成酷暑严寒,带来旱涝风雹等灾害,直接影响人类的生产、生活和生命安全。人类在生产和生活过程中,也不断地影响着自然环境,进而也对大气产生重要影响。

气温、气压、风、湿度、云、雾、能见度等,都是表征大气状态的物理量或物理现象,统称为气象要素。天气是某一区域在较短时间内各种气象要素的综合表现,气候则是某一区域多年(30年及以上)天气的统计特征(平均值及其极值)。可以说,天气表示大气的瞬时状态,而气候则表示大气长时间统计平均结果。因此,要了解天气变化和气候规律,必须先研究气象要素。本章涉及的气象学基础知识包括:大气的特性和状态;气象要素的特征、时空分布及变化规律;大气运动的基本特征和大气环流。

第一节 大气概况

包围地球表面的整个空气称为大气层,简称大气(atmosphere)。在大气中存在着各种物理过程(如增热、冷却、凝结、蒸发等)和各种物理现象(如风、云、雾、雨等),它们都与大气本身的性质密切相关。因此本节主要介绍大气的成分、密度、结构和物理性质。

一、大气成分(atmospheric composition)

大气是由多种混合气体、水汽及悬浮其中的液态和固态杂质所组成。氮、氧、氩等属于大气的常定成分,二氧化碳、一氧化二氮等属于含量大体上比较固定的大气成分,而水汽、一氧化碳、二氧化硫和臭氧等属于变化很大的气体成分。另外,大气中还常悬浮有尘埃、烟粒、盐粒、水滴、冰晶、花粉、孢子、细菌等固体和液体的气溶胶粒子。通常将大气中除水汽和杂质以外的混合气体称为干洁空气或干空气(dry air)。干空气中氮(78.09%)、氧(20.95%)和氩(0.93%)三者合占大气总体积的99.97%,二氧化碳占0.03%,其他气体(氢、氦、氖、氪、氙、氡、臭氧等)含量甚微。在90 km高度以下,除二氧化碳、臭氧等易变气体外,干洁空气主要成分含量的比例基本保持不变,可以把干洁空气当成分子量为28.97的“单一成分”来处理。空气在自然界的温度和压力下呈气体状态,而且在标准条件(气压1013.25 hPa,温度0℃)

下,空气密度约为 1293 g/m^3 ,大气的总质量为 $5.3 \times 10^{21} \text{ g}$ 。大气是可压缩气体,大气密度随高度增加而迅速减少。观测表明,海平面以上 10 km 以下集中了 75% 的大气质量, 35 km 以下则集中了 99% 的大气质量。

在大气成分中,氮气和氧气等主要成分对大气温度的变化基本不起作用,而含量稀少的二氧化碳、臭氧和水汽等次要成分是影响大气温度分布及天气、气候变化的主要成分。

大气中的二氧化碳(carbon dioxide)、甲烷、一氧化二氮等都是温室气体,它们对太阳放射的短波辐射吸收甚少,对地面和大气放射的长波辐射吸收强烈,同时又向周围空气和地面放射长波辐射,对地面和大气的温度分布有重要影响,这种影响称为温室效应,它直接影响气候变迁。观测表明,由于人类活动,近数十年来这些温室气体的含量都有与年俱增的趋势,从而导致气候变暖。在大气中二氧化碳平均含量已达到 0.03% 。二氧化碳是无色、无味、不会燃烧的气体,因此常用来灭火。但含量达到 0.1% 及以上时会引起头痛、恶心或引起缺氧症等,故二氧化碳是室内空气品质指标之一。大气中的二氧化碳含量随季节而变化,冬季多于夏季,这主要是由于植物生长的季节性变化而导致的。当春夏季来临时,植物由于光合作用消耗二氧化碳,其含量随之减少;反之,当秋冬季来临时,植物不但不进行光合作用,反而制造二氧化碳,其含量随之上升。另外,二氧化碳的含量城市多于农村,室内多于室外。

大气中的臭氧主要是在太阳短波辐射下,通过光化学作用,由氧分子分解为氧原子后再与另外的氧分子结合而形成。臭氧在大气中的分布是随高度、纬度等的不同而变化的,在近地面层臭氧含量很少,从 10 km 高度开始逐渐增加,在 $20 \sim 40 \text{ km}$ 高度处达最大值,再往上则逐渐减少,到 55 km 高度上含量极少。因此,通常把臭氧集中的 $20 \sim 40 \text{ km}$ 气层称为臭氧层(ozonosphere)。臭氧对太阳紫外线吸收强烈,使臭氧层增暖,影响大气温度的垂直分布,从而对地球大气环流和气候的形成起着重要的作用。同时,臭氧层是一个“保护层”,使人类和动物、植物免受太阳紫外线的伤害。观测表明,近年来大气平流层中的臭氧有减少的现象,尤以南极最为明显,出现“臭氧空洞”。据研究,臭氧减少或臭氧层的破坏与人为排放氟、氯烃等气体成分有关。因此,保护臭氧层是全人类的共同职责。

大气中的水汽(vapour)来自江、河、湖、海及潮湿物体表面的水分蒸发和植物的蒸腾,并借助空气的垂直交换向上输送。通常把含水汽的空气叫作湿空气(wet air),在同一气压和温度下,湿空气密度只有干空气的 62.2% 。空气中的水汽含量有明显的时空变化,一般夏季多于冬季,白天多于夜间,低纬度暖水洋面和森林地区的低空水汽含量最大。按体积来说,水汽可占大气的 4% ,而在高纬度寒冷干燥的陆面上,其含量则极少,可低于 0.01% 。在垂直方向上,空气中的水汽含量随高度的增加而迅速减少。观测表明,在 $1.5 \sim 2 \text{ km}$ 高度上,空气中水汽含量只有地面的一半,在 5 km 高度上减到地面 $1/10$, 90% 的水汽集中在 3 km 以下的低层大气。水汽是大气环境中唯一发生相变(固、气、液三态转化)的大气成分,它也是造成云、雨、雪、雾等现象的主要物质源泉。水汽能强烈地吸收地表发出的长波辐射,也能放出长波辐射,并在相变过程中吸收和放出潜能,对大气运动的能量转换、地面和大气温度的变化都有重要的影响。

此外,大气中还悬浮着多种固体微粒和液体微粒,统称大气气溶胶粒子或杂质。这些杂质在水汽相变过程中,成为水汽凝结的核心,对云、雨、雾的形成起重要作用。同时固体微粒能散射、漫射和吸收一部分太阳辐射,也能减少地面长波辐射的外逸,对地面和空气温度有一定影响,并会使大气的能见度变坏。液体微粒常聚集在一起,以云、雾等形式出现,不仅使能

能见度变坏,还能减弱太阳辐射和地面辐射,对天气气候有很大的影响。

大气污染(atmosphere pollution)是由于自然或人为原因使局部甚至全球大气圈层中某些成分超过正常含量或排入有毒有害的物质,对人类和生物或物体造成危害的现象。目前已知的由自然因素(如森林火灾、火山爆发等)和人为因素(如工业废气、生活燃煤、汽车尾气等)造成的大气污染物有100多种,按污染物存在状态可分为两大类:气溶胶状态污染物主要有粉尘、烟液滴、雾、降尘、飘尘、悬浮物等;气体状态污染物主要有以二氧化硫为主的硫氧化物,以二氧化氮为主的氮氧化物,以二氧化碳为主的碳氧化物以及碳、氢结合的碳氢化合物等。此外,一些污染成分在大气环境中发生物理或化学变化,如二氧化硫在臭氧的作用下引起有害的酸雨;氮氧化物和碳氢化合物在太阳紫外线的照射下产生有毒的光化学烟雾。离大工业城市不远的下风向地区,降水量比四周其他地区要多,这就是所谓“拉波特效应”。

二、大气垂直结构

大气的底界是地球表面,又称为下垫面,但其顶界是模糊的,地球大气和星际气体之间不存在一个截然的分界面,而是逐渐过渡的。为了实际上的应用,仍可将大气划定一个大致的上界。一种是根据大气中物理现象极光出现的最大高度,作为大气的物理上界,高度为1000~1200 km。另一种是以大气密度接近星际气体密度的高度作为大气上界的标准,按卫星探测资料,大气上界在2000~3000 km高度处。

大气在垂直方向上的温度、成分、气流状况和电离现象等有显著差异,根据不同高度气层的特点,特别是气温的垂直分布,可从地面到大气上界将大气层分为五层(如图1-1所示),依次为对流层、平流层、中间层、热层和逸散层。

1. 对流层(troposphere)

对流层下界为地面,上界随纬度和季节变化,平均厚度10~12 km。通常在高纬为6~8 km,中纬度10~12 km,低纬度17~18 km。夏季对流层的厚度比冬季高。对流层集中了大气质量的80%和全部水汽,大气中几乎所有的物理和化学过程都发生在该层。空气通过对流和湍流运动,高低层的空气进行交换,使近地面的热量、水汽、杂质等易于向上输送,对云、雾、雨、雪等主要大气现象的形成有重要的作用。

对流层有三个主要特征:

(1)气温随高度增加而降低。在对流层中,气温随高度增加而降低,其量值因所在地区、高度和季节等因素而异。平均而言,高度每增加100 m,气温则下降约0.65℃,这称为气温直减率,也叫气温垂直梯度,通常以 γ 表示:

$$\gamma = -\frac{dT}{dZ} = 0.65 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m} \quad (1-1)$$

(2)具有强烈的对流和湍流运动。由于地表面的不均匀加热,产生垂直对流运动和湍流运动。对流和湍流运动的强度主要随纬度和季节的变化而不同,一般低纬较强、高纬较弱,夏季较强、冬季较弱。

(3)气象要素水平分布不均匀。由于对流层受地表面的影响最大,而地表面有海陆差异、地形起伏等,因此在对流层中,温度、湿度等的水平分布是不均匀的。

根据大气运动的不同特征又可以将对流层分为摩擦层(friction layer)和自由大气(free

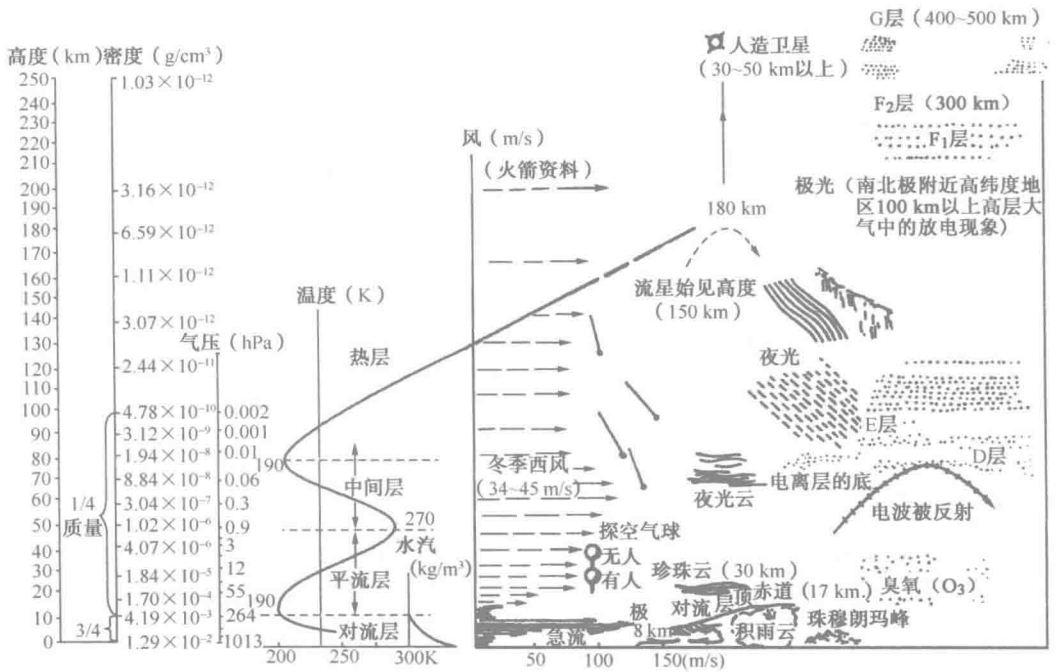


图 1-1 大气的垂直结构

atmosphere)。摩擦层(又称行星边界层)的范围一般从地面到1~1.5 km高度,其厚度夏季高于冬季,白天高于夜间,大风和扰动强烈的天气高于平稳天气。湍流输送是该层的基本运动特点,各种气象要素都有明显的日变化。在这一层中水汽、杂质含量多,因而低云、雾、霾、浮尘等出现频繁。摩擦层以上的大气层称为自由大气。在自由大气中,地球表面的摩擦作用可以忽略不计,大气运动规律显得比较简单和清晰。自由大气的基本运动形式是层流,气流多波状系统。

在对流层的最上层存在一个厚度为1~2 km的过渡层,称为对流层顶。在对流层顶,气温随高度的增加而降低缓慢,或者几乎不变,成为上下等温。

2. 平流层(stratosphere)

自对流层顶到大约55 km高度的气层称为平流层。该层中气流主要以水平运动为主,故得名平流层。平流层的特点包括:空气的垂直运动比较弱,主要是水平运动;水汽含量少;气温随高度升高而递增(最初等温,到20~40 km气温突增,主要是臭氧吸收太阳紫外线所致);气层稳定利于飞机飞行。

3. 中间层(mesosphere)

从平流层顶到85 km高空的气层称为中间层。在中间层几乎没有臭氧,来自太阳辐射的大量紫外线直接穿过这层大气,气温随高度的增加而下降得很快,到顶部气温已下降到 $-83\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下。由于下层气温比上层高,有利于空气的垂直对流运动,故又称之为高空对流层。中间层顶部尚有水汽存在,出现很薄且发光的“夜光云”,称为极光。在夏季的夜晚,高纬度地区偶尔能见到这种绚丽多彩的极光现象。

4. 热层(thermosphere)

从中间层顶部到800 km的高空,称为热(暖)层,又叫电离层。热层中空气密度很小,在

700 km 厚的气层中,只含有大气总重量的 0.5%。热层里的气温很高,据人造卫星观测,在 300 km 高度上,气温高达 1000 °C 以上。热层特点:气温随高度迅速增加;空气处于高度电离状态。

5. 逸散层(exosphere)

热层顶以上的大气统称为逸散层,又叫外层。它是大气的最高层,高度最高可达到 3000 km。这一层气温随高度增加而升高,空气十分稀薄,受地球引力场的约束很弱,一些高速运动着的空气分子可以挣脱地球的引力和其他分子的阻力散逸到宇宙空间中去。根据宇宙火箭探测资料,地球大气圈之外,还有一层极其稀薄的电离气体,其高度可伸延到 22 000 km 的高空,称之为地冕。地冕也就是地球大气向宇宙空间的过渡区域。

思考题

1. 哪些大气成分对温度分布及天气气候变化有重大影响?
2. 简述大气垂直分层概况。
3. 简述对流层的主要特征。

第二节 气温

气温是大气重要的状态参数之一,也是日常天气预报的主要指标。由于温度与气压及风之间存在着相互制约的内在联系,温度的变化必然引起气压和风的变化,进而引起天气的变化。此外,气温的分布和变化还与大气稳定度以及云、雾、降水等天气现象密切相关。因此,掌握气温的变化规律,对天气分析和预报具有重要作用。

一、气温的定义和温标

气温(air temperature)是用来表示空气冷热程度的物理量。空气的冷热程度,实质上是反映空气分子运动的平均动能。当空气获得热量时,其分子运动的平均速度增大,平均动能增加,气温升高。反之,当空气失去热量时,其分子运动平均速度减小,平均动能减少,气温降低。

气温是地面气象观测规定高度(即 1.25 ~ 2.00 m,国内为 1.50 m)上以百叶箱中干球温度为代表的空气温度。气温有定时气温(基本站每日观测 4 次,基准站每日观测 24 次)、日最高气温和日最低气温。温度的数值表示法称为温标。目前我国及大多数国家采用摄氏温标(°C),其冰点温度为 0 °C,沸点为 100 °C。在理论研究上常用绝对温标(K),最早由英国物理学家 Kelvin 提出,故称 K 氏温标,其零度值等于 -273.15 °C,称为“绝对零度”。两种温标之间的换算关系如下:

$$T = t + 273 \quad (1-2)$$

一些欧美国家使用华氏温标(°F)。华氏温标将纯水的冰点定为 32 °F,沸点定为 212 °F。华氏温标和摄氏温标之间的关系是:

$$t = \frac{5}{9}(F - 32) \quad (1-3)$$

$$F = \frac{9}{5}t + 32 \quad (1-4)$$

二、太阳、地面和大气辐射

自然界中温度高于绝对零度的任何物体,都在时刻不停地以电磁波的形式向四周放射能量,同时也接收着周围射来的电磁波,这种传递能量的方式称为辐射。电磁波作为一种电场和磁场相互作用的交变波动,一般用频率、波长、波数和波速来描述。不同波长和频率的电磁波具有不同的物理性质,因此根据波长和频率来划分电磁波,并给以不同名称,称之为电磁波谱。电磁波的波段从波长短的一侧开始,依次叫作伽马射线、爱克斯射线、紫外线、可见光、红外线、无线电波(如图 1-2 所示)。研究表明:物体的温度愈高,辐射能力愈强,辐射波长愈短;温度愈低,辐射能力愈弱,辐射波长愈长。任何物体一方面因放射辐射消耗内能而使本身的温度降低,另一方面又因吸收其他物体放射的辐射能并转变为内能而使本身的温度增高。

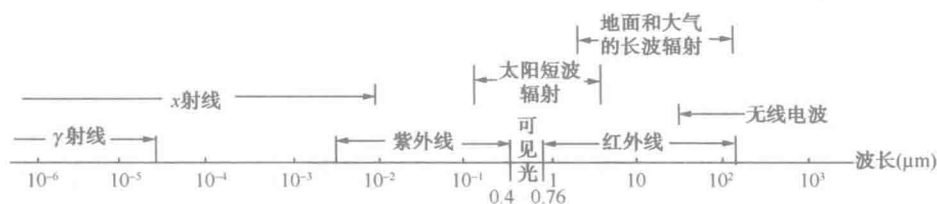


图 1-2 各种辐射的波长范围

1. 太阳、地面和大气辐射

太阳是一个巨大的火球,表面温度约 6000 K,直径约 1.392×10^6 km,约为地球直径的 104 倍,它离地球的平均距离为 1.496×10^8 km。太阳辐射是地球表面和大气唯一的能量来源。太阳辐射通常以太阳常数、太阳光谱和太阳辐射到达地面后的吸收光谱来描述。所谓太阳常数是指不考虑大气,在平均日地距离处,垂直于太阳入射表面的单位面积上接收的太阳辐照度。太阳辐射的主要能量集中在波长 $0.15 \sim 4 \mu\text{m}$ 范围内,气象上称为短波辐射(如图 1-2 所示)。

地面和大气的温度约为 300 K,比太阳表面温度低得多,辐射能量弱,主要是红外辐射。根据近年来的观测资料发现,地球大气辐射能量的 95% 集中在 $4 \sim 120 \mu\text{m}$ 的范围内,最大辐射所在的波长约为 $10 \mu\text{m}$,气象上称为长波辐射(如图 1-2 所示)。

然而太阳辐射能很少直接被大气吸收,大部分穿过大气射向地面,被地面吸收之后再通过地面辐射等方式传给大气。地面和大气在获得辐射能的同时,本身又不断地放射出辐射而冷却。不同性质的物体对不同波长的辐射具有不同的吸收、反射和透射特性。例如,雪对短波辐射的反射率很大,但对长波辐射则几乎全部吸收;干空气对红外线几乎是透明的,而水汽却能强烈地吸收红外线。气象中几乎所有的重要天气现象都与辐射的传递过程有关。

2. 地气系统的热量收支

如图 1-3 所示,对全球平均情况而言,如果把从大气上界进入大气层的太阳辐射作为 100 个单位,其中地气系统反射和散射占 30%,大气本身和漂浮在大气中的云层与粉尘等直接吸收占 19%,直接被地球表面吸收占 51%。地球表面吸收这些辐射后,除一部分传入深层或存

留在近地表的土壤和水层中外,地面放出长波辐射占 21%,热传导占 7%,水汽相变等过程释放能量占 23%。由此可见,大气受热的主要直接能源是地球表面,它主要靠吸收地面放射的几乎全部长波辐射来维持其一定温度。

3. 地气系统的辐射差额

地面和大气因辐射进行热量的交换,其能量的收支状况,是由短波和长波辐射收支作用的总和来决定的。通常把物体收入辐射能与支出辐射能的差值称为净辐射或辐射差额。即辐射差额 = 收入辐射 - 支出辐射。

在没有其他方式进行热交换时,辐射差额决定物体的升温或降温。辐射差额不为零,表明物体收支的辐射能不平衡,会有升温或降温产生。辐射差额为零时,物体的温度保持不变。

图 1-4 描绘了全球各纬度辐射收支情况。由图可以看出,无论南半球、北半球,地气系统的辐射差额在纬度 35°处是一转折点。在 35°以下的低纬赤道地区辐射差额是正值,35°以上的高纬极地地区是负值。多年的观测事实表明,高纬及低纬地区的平均温度变化甚微,基本保持恒定。这说明必定有另外一些过程进行高低纬地区之间的热量交换,这种热量的交换正是由大气的经向输送和海水的冷暖流交换来完成的。

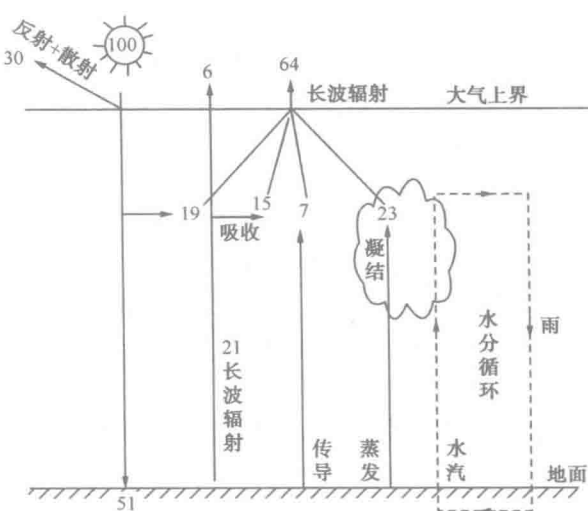


图 1-3 地气系统的能量收支

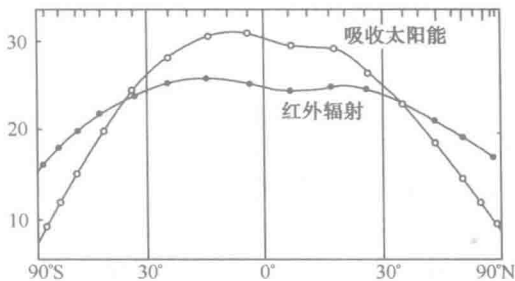


图 1-4 地气系统各纬度辐射收支

三、空气增热和冷却方式

空气的增热和冷却主要是由非绝热过程引起的,受下垫面的影响很大。下垫面是泛指不同性质的地球表面。下垫面与空气之间的热量交换途径有以下几种。

1. 热传导 (conduction)

空气与地面之间,空气团与空气团之间,当有温度差异时,就会通过分子热传导方式交换热量。但是地面和大气都是不良的热导体,所以通过这种方式交换的热量很少。只有在贴近地面几厘米以内,空气密度大,单位距离内的温度差异也较大,热传导交换较为明显。

2. 辐射(radiation)

辐射是地气系统热量交换的主要方式。大气主要依靠吸收地面的长波辐射而增热,同时,地面也吸收大气放出的长波辐射,这样它们之间就通过长波辐射的方式不停地交换着热量,如白天辐射增温,夜间辐射冷却。空气团之间,也可以通过长波辐射而交换热量。

3. 对流(convection)

对流是大气对流层中热量交换的重要方式。大气对流又分热力对流和动力对流。由于空气受热不均引起有规则的热湿空气上升干冷空气下沉,称为热力对流;由于动力作用造成空气的升降运动称为动力对流,如空气遇山爬升等。通过对流,上下层空气互相混合,热量得以交换,使低层的热量传递到高层。

4. 水相变化

在大气常温状态下,水有液态、气态和固态之间的变化。当水在蒸发(或冰在升华)时要吸收热量;相反,水汽在凝结(或凝华)时,又会放出潜热。例如,从地面蒸发的水汽,在空中发生凝结时,就把地面的热量传给了空气。因此,通过蒸发(升华)和凝结(凝华),促使地面和大气之间、空气团与空气团之间发生潜热交换。由于大气中的水汽主要集中在5 km以下的气层中,所以这种热量交换主要发生在对流层中下层。

5. 湍流(turbulence)

空气的不规则运动称为湍流。湍流是在空气层相互之间发生摩擦或空气流过不同性质的下垫面时产生的。有湍流时,相邻空气团之间发生混合,热量也就得到了交换。湍流是摩擦层中热能、动量和水汽交换的主要方式。

6. 平流(advection)

平流是指某种物理量的水平输送,它是大气中异地之间热量传输最重要的方式,对局地温度变化影响很大。平流过程范围大,持续时间长。如南风送暖、北风送寒,属于温度平流;东风送湿、西风送干,属于湿度平流。

四、气温随时间的变化

地表从太阳辐射得到大量热量,同时又以长波辐射、感热和潜热的形式将部分热量传输给大气,从而失去热量。从长时间平均看,热量得失总和应该平衡,因此地面的平均温度维持不变。但在某一段时间内,可能得多于失,地面有热量累积而升温。反之,当失多于得时,地面降温。在这种热量收支平衡过程中,太阳辐射处于主导地位,因此随着日夜冬夏的交替,地面温度会出现日变化和年变化,且变化的幅度与纬度、天气及地表性质等因子有关。

1. 气温的日变化

气温主要受地表面增热与冷却作用而发生变化。例如白天地表面吸收了太阳辐射而逐渐增热,通过辐射、分子运动、湍流及对流运动和潜热输送等方式将热量传递给大气,使气温随之升高;夜间地表面因放射长波辐射而冷却,使气温随之降低。因此,一日内气温昼高夜低,有一个最高值和最低值。最低气温出现在日出前,日出后气温逐渐上升,陆地上夏季14~15时、冬季13~14时达到最高值,之后逐渐下降直到日出前为止。

通常,一天中气温的最高值与最低值之差称为气温日较差,其大小反映气温日变化的程度。气温日较差一般与纬度、季节、海拔高度、下垫面性质和天气状况等有关。在其他条件相同的情况下,气温日较差随纬度的增加而减小。热带地区的平均日较差约为12℃,温带为

8~9℃,极圈内为3~4℃。中纬度地区日较差夏季大于冬季,日较差最大值出现在初夏,最小值出现在冬季,而低纬和高纬地区则随季节的变化很小。低海拔日较差大,高海拔日较差小。主要原因是对流层大气的主要热源直接来自下垫面,气温随下垫面温度的变化而变化。越靠近下垫面,平均气温越高,气温的日变化幅度越大;离下垫面越远,平均气温越低,气温的日变化幅度越小。同时,气温日变化的极值出现时间随离地面的高度增大而后延。由于海陆热力差异和地表性质的不同,陆地日较差大,海洋日较差小,沙漠日较差比潮湿地区的大。对天气状况而言,如果有云层存在,则白天地面得到的太阳辐射少,最高气温比晴天低;而在夜间,云层覆盖又不易使地面热量散失,最低气温反而比晴天高。所以,晴天的气温日较差比阴天大。

此外,一地气温日变化的大小还取决于控制该地的气压系统。一般而言,低压中心因为盛行上升气流,天气以阴雨为主,所以白天因大气削弱太阳辐射作用强,温度较低,夜晚因大气保温作用强,则温度较高,所以气温日变化较小。高压中心则正好相反,气温日变化大。

综上所述,在任何地点,每一天的气温日变化,既有一定的规律性,又不是前一天气温日变化的简单重复,而是要考虑上述诸因素的综合影响。

2. 气温的年变化

气温的年变化表现在一年中月平均气温有一个最高值和一个最低值。由于地面储存热量的原因,使气温最高和最低值出现的时间,不是在太阳辐射最强和最弱的一天(北半球夏至和冬至),也不是在太阳辐射最强和最弱一天所在的月份(北半球6月和12月),而是比这一时段要滞后1~2个月。通常,北半球中高纬度陆地的气温以7月为最高,1月为最低。海洋上的气温以8月为最高,2月为最低。

一年中月平均气温的最高值与最低值之差,称为气温年较差。气温年较差的大小与纬度、下垫面性质和海拔高度等因素有关。赤道附近,昼夜长短几乎相等,最热月和最冷月热量收支相差不大,气温年较差小;高纬度地区气温年较差可达40~50℃。同时,气温年较差在海拔高度上低处大于高处。

如以同一纬度的海陆相比,大陆冬夏两季热量收支的差值比海洋大,所以陆上气温年较差比海洋大得多。在一般情况下,温带海洋上年较差为11℃,大陆上年较差可达到20~60℃。

特别指出,随着纬度的增高,气温日较差减小而年较差却增大。这主要是由于高纬度地区太阳辐射强度的日变化比低纬度地区小,即纬度高的地区,在一天内太阳高度角的变化比纬度低的地区小,而太阳辐射的年变化在高纬地区比低纬地区大的缘故。

3. 气温的非周期性变化

气温的变化时刻受着大气运动的影响,所以有些时候,气温的实际变化并不像上述周期性日变化那样简单,而表现出明显的非周期性变化。例如3月以后,我国江南正是春暖花开的时节,却常常因为冷空气的活动而有突然转冷的现象。秋季,正是秋高气爽的时候,往往也会因为暖空气的来临而突然回暖。

由此可见,某地气温除了由于太阳辐射的变化而引起的周期性变化外,还有因大气的运动而引起的非周期性变化。实际气温的变化,就是这两个方面共同作用的结果。如果前者的作用大,则气温呈周期性变化;相反,就呈非周期性变化。但从总的趋势和大多数情况来看,气温日变化和年变化的周期性还是主要的。