

海船船员适任考试培训教材

航海学

Hanghaixue

——航海气象与海洋学

Hanghai Qixiang yu Haiyangxue

主编 张永宁

二/三
副用

大连海事大学出版社

张永宁 2013

海船船员适任考试培训教材

《海船船员适任考试培训教材》

航海学

——航海气象与海洋学

(二/三副用)

主任: 刘正江

副主任: 戴 冉 高 翔

委员: (按姓氏笔画排序) 于晓利 马魁君 王广玉 王少 姜 寿媛

主编 张永宁

| | | | | |
|-------|-------|-----|----|-------|
| 于晓利 | 马魁君 | 王广玉 | 王少 | 姜 寿媛 |
| 王锦法 | 付松悦 | 叶明 | 或 | 关政军 |
| 刘 顺 | 刘英贤 | 朱正健 | | 朱正健 |
| 张 建 水 | 李 春 野 | | | 李 春 野 |
| 邵国余 | 曾冬莉 | | | 曾冬莉 |
| 舒海平 | 潘 书 | | | |

大连海事大学出版社

主 编: 张永宁

主 审: 刘正江

参编者: (按)

| | | |
|-------|-------|-----|
| 王 冷 梅 | 林 星 州 | 华 僧 |
|-------|-------|-----|

大连海事大学出版社

ISBN 978-7-2692-2749-2 定价: 36.00 元

©张永宁 2012

图书在版编目(CIP)数据

航海学：航海气象与海洋学：二/三副用 / 张永宁主编. — 大连：大连海事大学出版社，2012.8(2013.2重印)

海船船员适任考试培训教材

ISBN 978-7-5632-2749-5

I. ①航… II. ①张… III. ①航海学—资格考试—教材②航海学—海洋气象学—资格考试—教材③海洋学—资格考试—教材 IV. ①U675②P7

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2012)第 198521 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

2012年8月第1版 2013年2月第3次印刷

幅面尺寸：185 mm × 260 mm 印张：13.5

字数：325千 印数：4001 ~ 7000册

策划：李明阳 李继凯 杨冠尧

责任编辑：张宏声 版式设计：星 树

封面设计：王 艳 责任校对：李继凯

ISBN 978-7-5632-2749-5 定价：36.00元

《海船船员适任考试培训教材》

编委会

主任:刘正江

副主任:戴冉 高继斌

委员:(按姓氏笔画排序)

于晓利 马魁君 王广玉 王少群 王海蛟

王锦法 付松悦 叶明君 任威 关政军

刘顺 刘英贤 刘德新 孙云强 朱正健

张建水 李忆星 李本涛 李学栋 李春野

邵国余 苗永臣 梅新政 黄一鹤 曾冬苟

舒海平 潘书策 戴耀存

主编:张永宁

主审:刘大刚

参编者:(按姓氏笔画排序)

王羽 王辉 田学军 白春江 李华僧

冷梅 林郁 胡明明 简俊

前 言

《中华人民共和国海船船员适任考试和发证规则》(简称“11 规则”)已于 2011 年 12 月 8 日经第 12 次部务会议通过,自 2012 年 3 月 1 日起施行。《STCW 公约马尼拉修正案过渡规定实施办法》第六条规定:自 2012 年 7 月 1 日起,举行按照“11 规则”进行的海船船员适任考试。

为了更好地指导船员进行适任考前培训和进一步提高船员适任水平,大连海事大学交通运输教材研究所组织国内相关航海类院校专家、教授、资深船长及海事机构人员共同编写了本套培训教材。本套教材按照《STCW 公约马尼拉修正案》和《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》(2012 年 7 月 1 日实施)中对船舶二/三副的考试要求编写,知识点紧扣考试大纲,突出了考前培训和船员实际操作的特点,内容编排注意由浅入深,表述浅显易懂,并选用了最新版本的国内外各类公约、规则和规范,介绍了航海发展的新技术。

本套教材具有较强的针对性、实用性和前瞻性,是海船船员参加适任考试、培训的必备教材,也是航运管理相关人员良好的工作参考书。

本套教材由航海英语、船舶操纵与避碰、航海学、船舶结构与货运、船舶管理组成。本套教材的编写及出版工作,得到了各航海院校、海员培训机构、航运企业以及大连海事大学出版社等单位的关心和大力支持,特致谢意。

编委会

2012 年 6 月

第一章 船舶海洋水文气象观测

目 录

第一章 船舶海洋水文气象观测

第一节 气团和锋

第二节 锋面气流

第三节 冷高压

第四节 副热带高压

第五节 热带气旋

编者的话

本教材按照《STCW 公约马尼拉修正案》对本课程的各项要求编写,以中华人民共和国海事局颁布的《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》为主线,设立全书章节,确定各章节的相关内容。为适应各层次学员的学习要求,本书的编写过程中力求概念清楚,理论正确,重点突出,条理清晰,文字通顺,理论结合实际,运用了相关操船实例和碰撞案例,写作时注重知识更新,介绍了有效的最新修订的相关公约、规则和相关法律、法规和规定以及本学科的一些新技术和发展动态。

本书编写旨在指导学员能够通过适任证书的考试的同时,熟悉实际操作所必要的技能,并培养具备一定的分析和解决实际问题的能力,为今后实际工作打下必要的基础。

全书共分6章,第一章介绍了气温、气压、湿度、风、云、雾和天气现象等气象要素的特征、时空分布及其变化规律,大气运动的基本特征及其变化规律;第二章介绍了海流、海浪、海温等特征及其变化规律;第三章介绍了船舶水文气象观测;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本知识;第六章介绍了船舶气象信息的获取途径、分析及应用。

本书适合于无限航区和沿海航区各个等级二/三副适任证书考试培训使用,也可用作航运管理相关人员工作参考书。

在本书编写过程中,大连海事大学李志华教授、青岛远洋船员职业学院黄磊,上海海事大学陈利雄等与编者进行过多次有益的讨论,并提供许多最新信息和宝贵的参考资料,在此表示衷心感谢。

本书由张永宁主编,刘大刚主审,张永宁统稿,由于编者水平和时间所限,书中不妥之处在所难免,诚望前辈、同行和读者批评指正。

编者

2012年6月

目 录

第一章 气象学基础知识

1

| | | |
|-----|---------------|----|
| 第一节 | 大气概况 | 1 |
| 第二节 | 气温 | 5 |
| 第三节 | 气压 | 11 |
| 第四节 | 空气水平运动——风 | 18 |
| 第五节 | 大气环流 | 30 |
| 第六节 | 大气湿度 | 45 |
| 第七节 | 空气的垂直运动和大气稳定性 | 48 |
| 第八节 | 云和降水 | 54 |
| 第九节 | 雾和能见度 | 60 |

第二章 海洋学基础知识

69

| | | |
|-----|------|----|
| 第一节 | 海洋概况 | 69 |
| 第二节 | 海流 | 71 |
| 第三节 | 海浪 | 81 |
| 第四节 | 海温 | 91 |

第三章 船舶海洋水文气象观测

94

第四章 天气系统及其天气特征

108

| | | |
|-----|-------|-----|
| 第一节 | 气团和锋 | 108 |
| 第二节 | 锋面气旋 | 119 |
| 第三节 | 冷高压 | 129 |
| 第四节 | 副热带高压 | 135 |
| 第五节 | 热带气旋 | 139 |

第五章 天气图基础知识 161

| | | |
|-----|----------|-----|
| 第一节 | 天气图的一般知识 | 161 |
| 第二节 | 地面天气图 | 164 |
| 第三节 | 高空天气图 | 168 |
| 第四节 | 低纬流线图 | 171 |

第六章 船舶气象信息的获取和应用 173

| | | |
|-----|-------------|-----|
| 第一节 | 船舶获取气象信息的途径 | 173 |
| 第二节 | 海上天气报告和警报 | 175 |
| 第三节 | 气象传真图分析和应用 | 182 |
| 第四节 | 天气预报的基本方法 | 202 |

附录 常用航海气候资料 206

参考文献 208

801

球体产天具及海意产天

801
108
119
129
131
132
139

第一卷
第二卷
第三卷
第四卷
第五卷

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,其涉及领域也越发宽广。大气循环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。天气是指某一区域在较短时间内各种气象要素的综合反映或表征。气候则是某一区域多年(30年及以上)天气的统计特征(平均值和极值)。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:(1)大气的特性和状态;(2)气象要素的特征、时空分布及变化规律;(3)大气运动的基本特征和大气环流;(4)云、降水和雾的形成及特征。

第一节 大气概况

环绕地球表面的整个空气层称为大气层或大气圈,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、雪等),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

大气是由多种混合气体、水汽及浮悬其中的液态和固态杂质所组成。通常将大气中除水汽和液态、固态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(78.08%)、氧(20.95%)和氩(0.93%)三者合占大气总体积的99.96%,二氧化碳占0.03%,其他气体(氢、氦、氖、氪、氙、臭氧等)含量甚微,约占0.01%。空气在自然界的温度和压力下呈气体状态,而且在标准条件下,空气密度约为 1.293 g/m^3 。大气是可压缩气体,大气密度随高度增加而迅速减小。观测表明,地表以上10 km以内集中了75%的大气质量,地表以上至

35 km 以下则集中了 99% 的大气质量。

在大气成分中,氮气和氧气成分对大气温度的变化没什么影响,而含量稀少的二氧化碳、臭氧和水汽是影响大气温度分布及其天气变化的主要成分。

大气中的二氧化碳(Carbon dioxide)、甲烷、一氧化二氮等都是温室气体,它们对太阳短波辐射吸收甚少,对地面和大气长波辐射强烈吸收,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,类似温室效应,直接影响气候的变化。观测证明,由于人类活动,近数十年来这些温室气体的含量均有逐年增加的趋势,从而导致气候变暖。在大气中二氧化碳平均含量约为 0.03%,若达到 0.2% 以上,会对人体有伤害。空气中二氧化碳的含量城市高于农村,夏季高于冬季,室内高于室外。

大气中臭氧的分布是随高度、纬度等的不同而变化的,在近地面层臭氧含量很低,从 10 km 高度开始逐渐增加,在 20 ~ 30 km 高度处达最大值,再往上则逐渐降低,到 55 km 高度上含量极低。因此,通常把臭氧集中的 20 ~ 40 km 大气层称为臭氧层(Ozonosphere)。臭氧能强烈吸收太阳紫外线,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”,吸收太阳紫外线,使生活在地球上的人类和动物、植物免受紫外线的伤害。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做湿空气(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,一般夏季高于冬季,白天高于夜间。低纬度暖水洋面和森林地区的低空水汽含量最高,按体积来说可占大气的 4%,而在高纬度寒冷干燥的陆面上,其含量则极低,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降低。观测表明,在 1.5 ~ 2 km 高度上,空气中水汽含量只有地面的一半;在 5 km 高度上,约为地面的 1/10;再向上水汽含量就更低。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,大气中还悬浮着尘埃、烟粒、盐粒、水滴、冰晶、花粉、孢子、病毒、细菌等固体和液体微粒,统称大气气溶胶粒子或杂质。杂质主要集中在大气的低层,影响能见度,能吸收一部分太阳辐射,并对太阳辐射具有散射、漫射作用,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。在水汽相变过程中,杂质成为水汽凝结的核心,对云、雨、雾的形成起重要作用。以云、雾形式出现水汽凝结物,不仅使能见度变坏,还能减弱太阳辐射和地面辐射,对天气有很大的影响。

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、生物和物体造成危害的现象。大气污染物主要分为有害气体(二氧化碳、氮氧化物、碳氢化物、二氧化硫、一氧化碳、氧化亚氮、硫化氢、氨和卤族元素等)及颗粒物(粉尘、尘埃、气溶胶等)。它们的主要来源是工厂排放、汽车尾气、农垦烧荒、森林失火、炊烟(包括路边烧烤)、尘土(包括建筑工地)等。二氧化碳含

量的逐年增加引起全球天气和气候的异常变化；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。在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界面把它们分开，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の上界。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1 000~1 200 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2 000~3 000 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，可将大气层从地面到大气上界分为五层(图 1-1)，依次为对流层、平流层、中间层、热层和逸散层。

1. 对流层(Troposphere)

下界为地面，上界随纬度和季节变化，平均厚度10~12 km。通常在高纬度为6~8 km，中纬度10~12 km，低纬度17~18 km。对流层的厚度夏季比冬季大。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。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。对流层与人类生产、生活关系最为密切，也是气象学、气候学研究的重点。

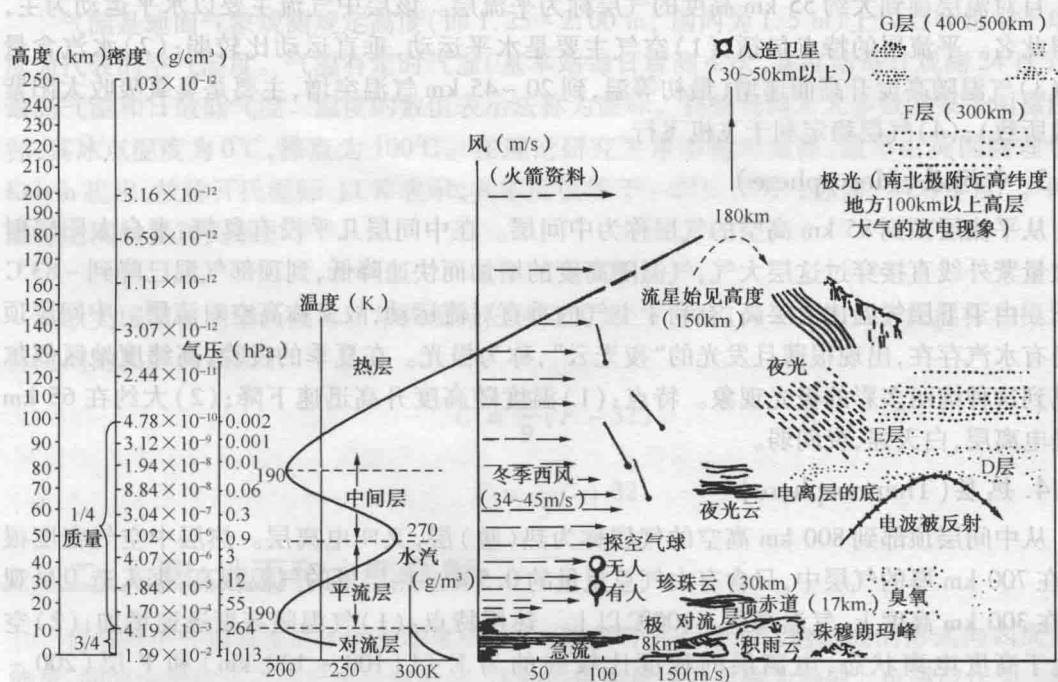


图 1-1 大气的垂直结构

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,其变化量值因所在地区、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℃,这称为气温垂直直减率,也叫气温垂直梯度,通常用 γ 表示:

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

(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。由于对流层受地表的影响最大,而地表面有海陆差异、地物差异、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。例如,陆地上的湿度比海洋上要小得多,白天陆地上的温度要比海洋上高得多。

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 atmosphere)。摩擦层又称行星边界层,范围从地面到 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。湍流输送是摩擦层的基本运动特点,各种气象要素都有明显的日变化。在这一层中水汽、气溶胶粒子含量多,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多波状的层流。通常,500 hPa 等压面上的气流分布状态最能代表对流层大气的一般运动状况。

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,故得此名。平流层的特点包括:(1) 空气主要是水平运动,垂直运动比较弱;(2) 水汽含量少;(3) 气温随高度升高而递增(最初等温,到 20~45 km 气温突增,主要是臭氧吸收太阳紫外线所致);(4) 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快速降低,到顶部气温已降到 -83℃ 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。特点:(1) 温度随高度升高迅速下降;(2) 大约在 65 km 处是电离层,白天强,夜间弱。

4. 热层(Thermosphere)

从中间层顶部到 800 km 高空的气层称为热(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 1 000℃ 以上。热层特点:(1) 气温随高度迅速增加;(2) 空气处于高度电离状态,电离层的程度比较强的为 E 层(100~120 km)和 F 层(200~240 km),可反射无线电波,对通信有重要意义。

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3 000 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逸散到宇宙空间中去。根据宇宙火箭探测资料表明,地球大气圈之外,还有一层极其稀薄的电离气体,其高度可延伸到22 000 km的太空,称为地冕。地冕也就是地球大气向宇宙空间的过渡区域。

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 wind 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,不论对天气分析还是天气预报都是十分重要的。

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1.5 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,其冰点温度为0℃,沸点为100℃。在理论研究上常用绝对温标,最早由英国物理学家 Kelvin 提出,故称开氏温标,以 K 表示,其零度值等于-273.15℃,称为“绝对零度”。两种温标之间的换算关系如下

$$K = C + 273 \quad (1-2)$$

一些欧美国家使用华氏温标。华氏温标的冰点为32°F,沸点为212°F。华氏温标和摄氏温标之间的换算关系如下

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

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

二、太阳、地面和大气辐射

自然界中一切温度高于绝对零度的物体,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,并给予不同名称,称为电

磁波谱。电磁波谱的波段从波长短的一侧开始,依次叫做 γ 射线、x射线、紫外线、可见光、红外线和无线电波(图1-2)。研究表明,物体的温度愈高,放射能力愈强,辐射出的波长愈短;温度愈低,放射能力愈弱,辐射出的波长愈长。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升高。

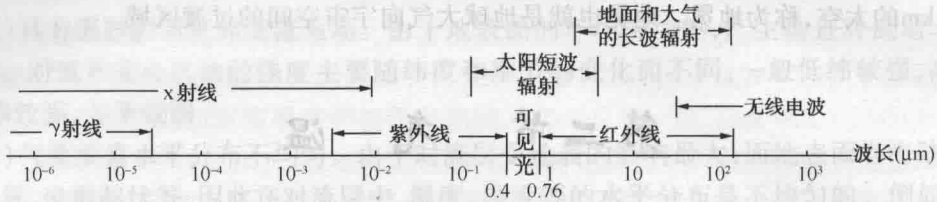


图1-2 电磁波谱的波长范围

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139.14万 km,为地球直径的104倍,它离地球的平均距离为 1.459×10^8 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。所谓太阳常数是指在不考虑大气,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(图1-2)。

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(图1-2)。

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的方式传给大气。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. 天气系统的热量收支

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,其中天气系统总的反射和散射占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%。同时,地球表面又以不同的方式加热或冷却大气。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,地球表面是大气受热或冷却的直接能源。

3. 天气系统的辐射差额

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 描绘了南北半球各纬度辐射收支状况。由图可以看出,无论南、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是很微小的,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。

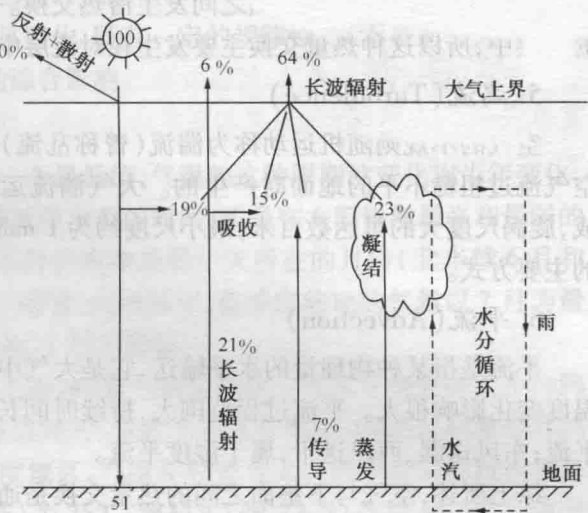


图 1-3 地气系统的能量收支

三、空气增热和冷却方式

空气的增热和冷却主要受下垫面的影响,属于非绝热过程。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,就会以分子热传导方式交换热量。但是地面和大气都是热的不良导体,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,热量交换较为明显。

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,例如白天辐射增温,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)

对流是对流层中热量交换的重要方式。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暖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较高的层次。

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

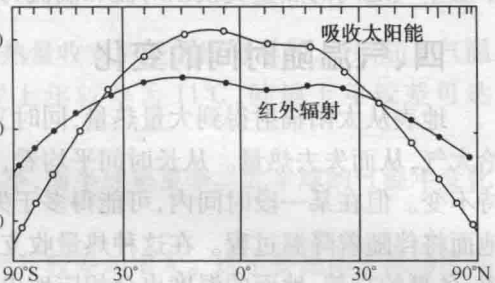


图 1-4 地气系统各纬度辐射收支

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)

空气的不规则随机运动称为湍流(曾称乱流)。湍流是在空气层相互之间发生摩擦或空气流过粗糙不平的地面时产生的。大气湍流运动是由各种尺度的旋涡连续分布叠加而成,旋涡尺度大的可达数百米,最小尺度约为1 mm。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。如我国南风送暖,北风送寒,属于温度平流;东风送湿、西风送干,属于湿度平流。

综上所述,空气与下垫面之间的热量交换是通过多种途径进行的。通常,地面与大气之间的热量交换以辐射为主,湍流和水相变化次之;各地空气之间的热量交换以平流为主;上下层空气之间的热量交换以对流和湍流为主。

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,地面将伴随着降温过程。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,地面的温度也会相应地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。此外,地面温度的变化还会通过非绝热过程传递给大气,大气温度呈现非周期变化。

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。例如白天当地表面吸收了太阳辐射能而逐渐增热,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,随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。气温日较差的大小一般与纬度、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,因太阳高度角随纬度的升高而减小,气温日较差低纬度大于高纬度。热带地区的平均日较差约为12℃,温带为8~9℃,极圈内为3~4℃。由于太阳高度角随季节变化,日较差夏季大于冬季,中纬度地区日较差最大值出现在初夏,最小值出现在冬季。低海拔日较差大,高海拔日较差小,这是因为加热或者冷却大气均从下垫面开始,然后逐渐上传。由于海陆热力差异和地表性质的不同,陆地地区日较差很大,海洋地区日较差较小,沙漠地区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。

由此可见,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

在一年中月平均气温有一个最高值和一个最低值,气温的这种周期性变化称为年变化。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;愈到高纬度地区,气温年较差愈大。例如我国的西沙群岛(16°50'N)气温年较差只有6℃,上海(31°N)为25℃,海拉尔(49°13'N)达到46.7℃。由此可见,低纬度地区气温年较差很小,高纬度地区气温年较差可达40~50℃。同时,气温年较差表现为低海拔处大于高海拔处。

如以同一纬度的海陆相比,大陆区域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℃,陆地上年较差可达20~60℃。

南北半球的气温年变化正好相反,北半球是冬季,南半球是夏季。北半球的气温年变化一般为“先暑后寒”,南半球则为“先寒后暑”。

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。

五、气温的空间分布

1. 气温的水平分布

影响气温水平分布的主要因素有纬度、海陆分布和高度。因太阳净辐射从低纬向高纬递减,气温从低纬向高纬递减;因海陆热力性质的差异,夏季陆地气温高,海洋气温低,冬季相反;因地形因素,同纬度高原、山地的气温比平原、低地的气温低。但是,在绘制等温线图