

符合 STCW78 / 95 公约要求

航海高等教育与培训教材



航海气象与海洋学

上海海运学院组织编写

王长爱 陈登俊 主编
陆志材 主审



人民交通出版社

675.12
1142

符合 STCW78/95 公约要求

航海高等教育与培训教材

航海气象与海洋学

上海海运学院组织编写

王长爱 陈登俊 主编

陆志材 主审

人民交通出版社

内 容 提 要

全书共分五篇二十一章。本书比较全面和系统地介绍了远洋及近海船舶驾驶员所必备的气象学、海洋学及海上气候方面的基础知识,介绍了船舶海洋水文气象测报的要求及方法;重点阐述了热带气旋等海上主要灾害性天气系统及天气过程的发展演变规律,船用主要传真天气图、卫星云图、海况图及海上观测资料在海区和航线天气预报中综合应用的方法;扼要介绍了船舶气象导航等高新技术在航海中的应用。

本书是适用性强的高级船员适任证书考试用培训教材,可供高等航海院校海洋船舶驾驶专业本科学生作为教材或教学参考书,亦可供与航海技术有关的驾驶员或管理人员参考使用。

图书在版编目(C I P)数据

高级船员培训教材/上海海运学院组织编写. —北京:
人民交通出版社, 2000. 7
ISBN 7-114-03695-7

I. 高… II. 上… III. 船员-技术培训-教材
IV. U676. 2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2000)第 63434 号

符合 STCW78/95 公约要求

航海高等教育与培训教材

Hanghai Qixiang Yu Haiyangxue

航海气象与海洋学

上海海运学院组织编写

王长爱 陈登俊 主编

陆志材 主审

版式设计: 周 园 责任校对: 戴瑞萍 责任印制: 杨柏力

人民交通出版社出版发行

(100011 北京市朝阳区安定门外外馆斜街 3 号)

各地新华书店经销

北京明十三陵印刷厂印刷

开本: 787×1092 1/16 印张: 14.75 字数: 362 千

2000 年 10 月 第 1 版

2005 年 1 月 第 1 版 第 2 次印刷

印数: 3101—6100 册 定价: 30.00 元

ISBN 7-114-03695-7

U · 02674

前 言

《航海气象与海洋学》(Meteorology & Oceanography for Mariners)是高级船员适任证书考试用培训教材。本书主要是依据国家海事局 1998 年《海船船员适任考试大纲》要求,并参考 STCW78/95 公约所规定的内容而编写的。

在编写过程中,作者尽量吸取国内外同类教材的优点和精华,注重结合现代航海的实际需要和反映本门学科的最新发展。为有助于学员顺利通过证书考试,力求做到教材内容适用性强,概念清楚,理论正确,通俗易懂。书中对必要的数学方程及公式的引用,尽量略去复杂的推导过程,着重于对其物理意义的理解与应用方面的讨论。限于篇幅,对《船舶海洋水文气象辅助测报规范》内容作了重点节选。另外,书中对主要的专业术语标注了相应的英文。

本书由王长爱、陈登俊主编,陆志材主审。全书共分五篇二十一章,其中第一章~第六章由王长爱编写;第七章~第九章由金国柱编写;第十章~第二十一章由陈登俊编写。全书由王长爱统稿。

本书的编写得到了兄弟院校和港航部门有关人员的大力支持和关心,如大连海事大学的陈家辉、青岛远洋船员学院的廖木星等都就培训教材的内容与编者进行过有益的讨论,上海海运职工大学沈四林为教材提供了宝贵的资料,等等。对此,一并表示衷心的感谢。

由于编者水平有限,错误和不足之处在所难免,热切希望专家和读者批评指正。

编 者
2000 年 5 月

~~ocean meteorology @ 163 com~~

meteorology ocean @ 163 com
navigation

目 录

第一篇 气象学基础知识

第一章 大气概况	(1)
第一节 大气的组成	(1)
第二节 大气的垂直结构	(2)
第三节 大气状态方程	(4)
第二章 气温和湿度	(5)
第一节 气温	(5)
第二节 湿度	(10)
第三章 气压	(14)
第一节 气压的定义、单位及时空变化	(14)
第二节 海平面气压场的基本型式	(17)
第三节 气压系统随高度的变化	(18)
第四章 空气的水平运动——风	(19)
第一节 概述	(20)
第二节 作用于空气微团上的外力	(20)
第三节 地转风和梯度风	(25)
第四节 摩擦层中的风	(29)
第五节 地形的动力作用及地方性风	(31)
第五章 空气的垂直运动和大气稳定度	(33)
第一节 垂直运动的类型	(33)
第二节 大气稳定度	(35)
第三节 大气中的逆温	(37)
第六章 云和雾	(39)
第一节 云	(39)
第二节 降水	(42)
第三节 海洋上的雾	(43)

第二篇 海洋学基础知识

第七章 海水温度和海冰	(47)
第一节 海洋的划分	(47)
第二节 海水温度	(48)
第三节 海冰	(50)

第八章 海浪	(52)
第一节 概述	(52)
第二节 群波和驻波	(54)
第三节 风浪、涌浪和近岸浪	(55)
第四节 有效波高和合成波高	(58)
第五节 船舶海洋水文气象观测与编报	(59)
第九章 潮汐和潮流	(70)
第一节 潮汐现象	(70)
第二节 潮汐的基本成因	(72)
第三节 平衡潮理论	(74)
第四节 潮汐动力理论与分潮	(77)
第五节 世界大洋及中国近海的潮汐	(79)

第三篇 海洋气候概况

第十章 大气环流	(82)
第一节 行星风带和气压带	(82)
第二节 实际大气平均水平环流的基本特征	(84)
第三节 季风环流	(86)
第四节 海陆风和山谷风	(88)
第十一章 海流	(89)
第一节 海流概述	(89)
第二节 世界大洋表层环流模式	(92)
第三节 世界大洋主要表层海流系统	(94)
第四节 中国近海的海流系统	(97)
第十二章 主要海洋水文气象要素的气候分布	(98)
第一节 大洋上风与浪的分布概况	(98)
第二节 中国近海风与浪的分布概况	(102)
第三节 海洋上雾的分布概况	(103)
第四节 海冰分布概况	(107)
第五节 常用航海气候资料	(108)

第四篇 主要天气系统

第十三章 天气图基础知识和传真天气图实例	(110)
第一节 天气图概述	(110)
第二节 地面分析图和低纬流线图	(111)
第三节 高空分析图	(118)
第四节 传真天气图实例	(120)
第十四章 气团和锋	(123)
第一节 气团	(123)

第二节	锋	(125)
第十五章	锋面气旋及中小尺度系统	(130)
第一节	锋面气旋的发展演变	(130)
第二节	锋面气旋的天气结构和活动规律	(132)
第三节	我国近海和日本近海的锋面气旋	(134)
第四节	热低压	(137)
第五节	中小尺度系统——雷暴、飑线和龙卷	(137)
第十六章	冷高压和副热带高压	(141)
第一节	反气旋概述	(141)
第二节	冷高压	(141)
第三节	副热带高压	(146)
第十七章	西风带高空常见天气系统	(148)
第一节	西风带大型扰动	(148)
第二节	西风带中型扰动	(151)
第十八章	热带气旋及其它热带天气系统	(153)
第一节	热带气旋概况	(153)
第二节	热带气旋的形成条件和强度变化	(156)
第三节	热带气旋的天气结构和风浪分布特征	(157)
第四节	热带气旋的移动	(161)
第五节	南海热带气旋	(165)
第六节	船舶测算和偏离热带气旋的方法	(166)
第七节	热带辐合带、东风波和热带云团	(170)

第五篇 海上天气预报和气象传真图的应用

第十九章	天气预报原理和简易方法	(175)
第一节	天气预报的基本原理	(175)
第二节	船舶适用的简易天气预报方法	(178)
第三节	天气系统的常用预报规则	(185)
第二十章	气象报告和气象传真图的识读与应用	(186)
第一节	海上天气报告和警报	(187)
第二节	气象传真图概述	(197)
第三节	传真天气图的识读	(200)
第四节	传真海况图的识读	(206)
第五节	传真卫星云图	(211)
第六节	气象传真图的应用	(216)
第二十一章	船舶海洋气象导航	(220)
第一节	气象导航概述	(220)
第二节	气象导航的应用	(223)
参考文献		(226)

第一篇 气象学基础知识

众所周知,大气和海洋构成了航海环境。本篇首先介绍大气概况、大气的基本运动形式、与航海活动密切相关的气象要素及其变化规律等内容。正确地理解和掌握这些内容,是学好气象学、分析预测天气变化的基础。

第一章 大气概况

由于地心引力的作用,地球周围聚集着一个空气层,称其为大气层(Atmosphere),简称大气。在大气中存在着各种物理过程(如增热、冷却、蒸发、凝结等)和各种物理现象(如风、云、雾、雨等),它们的发生及变化都是与大气本身的组成、结构及物理性质密切相关的。

第一节 大气的组成: 干洁空气、水汽、杂质(气溶胶粒子)

大气主要是由多种气体混合组成的,此外还包括一些悬浮着的固体及液体杂质。通常把大气的组成为三个部分。

一、干洁空气

大气中除水汽、液体和固体杂质以外的整个混合气体,称为干洁空气或干空气(Dry Air)。干洁空气是大气的主要组成成分,其中包含多种气体,它们所占空气总容积的百分比如下:

氮	N_2	78.09%
氧	O_2	20.95%
氩	Ar	0.93%
二氧化碳	痕量	0.03%
氢、氦、氖、氪、氙、氡、臭氧等	痕量	<0.01%

可见,干洁空气的主要成分是氮、氧、氩三种气体,二氧化碳及氢、臭氧等稀有气体是干洁空气的次要成分。干洁空气的各种成分在地球的自然温度、气压条件下,总保持气体状态。另据探空资料分析结果,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。因此,通常把 90km 以下的干洁空气作为分子量为 28.966 的单一成分的理想气体处理。

值得注意的是,在干洁空气的各种成分中,二氧化碳和臭氧所占比例虽然极少,但它们对于大气温度的分布和变化有很大影响,所以它们都是大气的重要成分。二氧化碳(CO_2)具有强烈吸收和放射长波辐射的性质,在空气中二氧化碳含量较多的地方,地面的长波辐射大量被二氧化碳吸收,使热量被截留在二氧化碳层内,不致于散失到宇宙空间去;同时,二氧化碳又向

周围空气和地面放射长波辐射,使地面和大气保持一定的温度,这种现象称为温室效应 (Greenhouse Effect)。例如,近一、二百年来,由于人类大规模使用燃料,二氧化碳排放量大大增加,人为地改变了大气的某些成分,使全球气候逐渐变暖,对农业生产等产生不良影响。臭氧 (O_3) 能大量吸收太阳紫外线,使得高空臭氧层温度增高,从而影响了大气温度的垂直分布;另外,由于臭氧层的存在使到达地面的太阳紫外线辐射大大减少,对地面生物机体起到保护作用。

二、水汽 水汽与空气混合的总原因

水汽 (Vapour) 是气体,它来自地球表面上江、河、湖、海及潮湿物体表面的水分蒸发,并借助空气的垂直对流向上空输送。大气中水汽所占的容积比例,随着时间、地点和气象条件的不同有较大的差异,其变化范围在 $0 \sim 4\%$ 之间。如在热带洋面上空,水汽含量可达 4% ,而在高纬寒冷的陆面上空,其含量几乎接近于零。在近地面的低空,水汽含量多,随着高度的升高水汽含量迅速减少。观测证明,在高度为 $1.5 \sim 2\text{km}$ 处的水汽含量约为地面的一半,在高度为 5km 处的水汽含量约为地面的 $1/10$,再往上水汽含量就更少了。

大气中的水汽含量虽然很少,但它是大气的重要成分之一。在一般的自然条件下,水汽可以转变成水滴或冰晶,是大气中唯一可以发生相态变化的成分,像云、雾、雨、雪等都是一定条件下由水汽凝结而成的,可以说水汽是天气演变中的“主角”。此外,水汽和二氧化碳一样,具有吸收和放射长波辐射的性能,加上水相变化过程中伴有放热或吸热,这些都对地面和空气温度的分布及变化发生影响。

通常把不含水汽的空气称为干空气 (即干洁空气),把含有水汽的空气称为湿空气 (Moist Air, Wet Air)。实际上大气总是含有水汽的。

三、杂质

悬浮在大气中的固体或液体微粒,称为大气杂质 (又称气溶胶粒子)。它包括尘埃、烟粒、水滴和冰晶等水汽凝结物及海洋上飞溅的浪花蒸发后残留在空中的微小盐粒等。杂质多集中在大气低层,其分布随着时间、地点及气象条件不同而改变。当有大量的杂质聚集在低空时,会形成霾、雾及沙尘暴等天气现象,使能见度变得恶劣,严重影响海陆交通的安全。另外,大气中的固体杂质是水汽的凝结核心,称为凝结核。大气中大量凝结核的存在,对于云、雾、雨、雪等天气现象的形成起着重要作用。

随着全球工业及交通运输业的发展,大量废气、废物被排放到大气中去,造成大气污染。大气污染物不仅直接危及人体的健康和农、林作物的正常生长,而且也越来越多地影响天气和气候的变化。据统计,对人类环境威胁较大的大气污染物主要是煤粉尘、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,这种酸雨还会对船体产生腐蚀作用;而氮的氧化物和碳氢化物经紫外线照射能产生毒性很大的光化学烟雾等。

第二节 大气的垂直结构

一、大气的垂直范围和垂直分层

由于包围在地球周围的大气层中的空气具有可压缩性,就使得绝大部分的大气质量集中于大气底层,越往高空,空气越稀薄。根据实测,大气质量的大约 75% 集中在 10km 以下, 99%

www.imocw.com

www.Cwb.gov.tw

集中在35km以下,而到700~800km处,气体分子之间距离可达几百米远,说明大气密度已极为稀薄,大气与星际空间之间实际上不存在一个截然的“分界面”,因而就难于确定出准确的大气上界。通常是把“极光”出现的最大高度定为大气上界,其数值约为1000km。理由是“极光”这种物理现象只在大气中才有,而星际空间是没有的。另据人造卫星的探测资料推算,大气上界大约在2000~3000km高度上。

根据高空探测资料分析,在垂直方向上,大气中不同层次的物理性质存在显著差异。气象上依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,将大气层自下而上划分为对流层、平流层、中间层、热层和散逸层5个层次,如图1-1所示。图中:实曲线代表气温随高度的分布。

1. 对流层

大气的最低层称为对流层(Troposphere),其下界是地表面,通常把地球表面称为大气层的下垫面。整个对流层平均厚度约10km左右。云、雾、雨、雪等主要大气现象都发生于此层,所以它是对人类影响最大的层次,也是气象学研究的重点对象,有关对流层的特点将放在本节最后着重介绍。

2. 平流层

从对流层顶向上到大约55km高度之间的气层,称为平流层(Stratosphere)。由图1-1可看出,在平流层下部温度随高度升高保持不变或略有升高,称为同温层。向上约到20km以上,温度随高度的升高而显著升高,出现一个逆温层,直到平流层顶可能超过0℃,比对流层顶的温度(217K,相当于-56℃)要高出约60℃之多。气温的这种分布特征主要是由于在大约20~40km的高度上存在一个臭氧层(Ozonsphere),臭氧能大量吸收太阳紫外线使空气增温而造成的。

平流层中的大气以水平流动为主,没有强烈的对流运动,加之平流层中水汽含量极少,所以类似对流层中的云很难生成。

3. 中间层

从平流层顶向上到大约80km高度之间的气层,称中间层(Mesosphere)。该层的特点是温度随高度的升高而迅速降低,空气有强烈的垂直运动,因而又有高层对流层之称。另外,在该层的60km附近,有一个只有白天出现的电离层,称为D层。

4. 热层

从中间层顶至800km的层次,称为热层(Thermosphere)。这里空气密度极小,温度随高度升高而迅速升高,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,因而又可称为电离层(Ionosphere),它具有反射短波无线电波的能力,对实现远程无线电通讯具有重要意义。

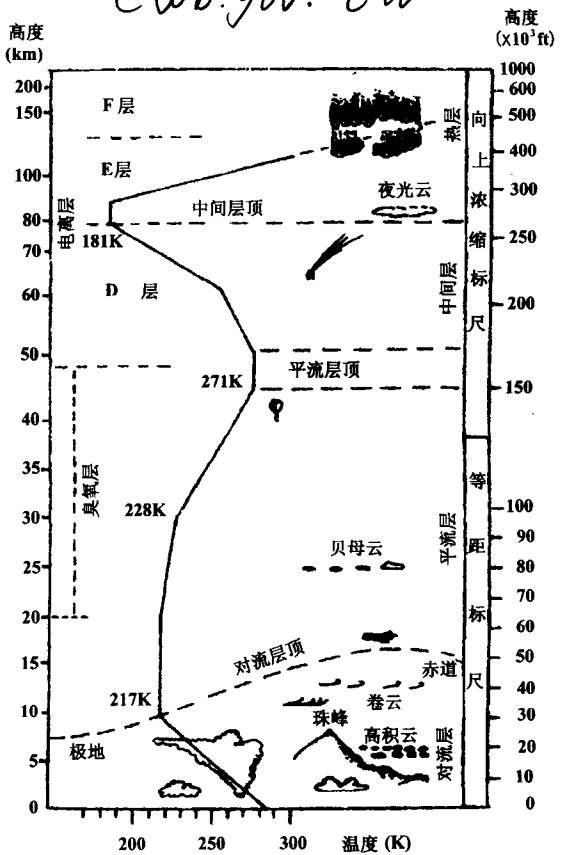


图1-1 大气的垂直结构

5. 散逸层

800km 高度以上的大气层,称为散逸层(Exosphere)。该层的气温也具有随高度升高而升高的特点,气温可高达数千度,空气密度极为稀薄,是大气层与星际空间的过渡带。

二、对流层的主要特征

对流层是大气的最低层,由图 1-1 可见,它的厚度随纬度而异,在赤道最厚,向两极减小。低纬地区平均 17~18km,中纬地区 10~12km,高纬地区 6~8km。整个对流层的平均厚度为 10km 左右。厚度还随季节变化,夏季大于冬季。对流层的厚度与整个大气层相比虽然只是极薄的一层,但因其靠近地面,空气密度大(据计算,在标准情况下,地面附近干空气密度 $\rho = 1293\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$),所以,这里却集中了大气质量的 75%。

对流层有如下三个最主要的特征:

1. 气温随高度的升高而降低。对流层的空气主要是从地面得到热量,因此总的情况是气温随高度升高而降低。平均而言,每升高 100m,气温下降约 0.65°C ,称为平均气温垂直递减率,以 $\bar{\gamma}$ 表示。实际上,对流层中气温直减率是个变量,它随时间、地点、高度等的不同而变化。实测的气温直减率以 γ 表示。通常情况下,气温随高度升高而降低,即 $\gamma > 0$;有时会出现气温随高度增加而升高的现象,称为逆温(Inversion, Temperature Inversion),出现逆温的空气层称为逆温层,逆温层内, $\gamma < 0$;等温层内, $\gamma = 0$ 。逆温层和等温层能阻碍对流运动的发展,对天气变化有一定影响。实际大气中,垂直方向上可能会出现 γ 值各不相同的层次,如图 1-2 所示。

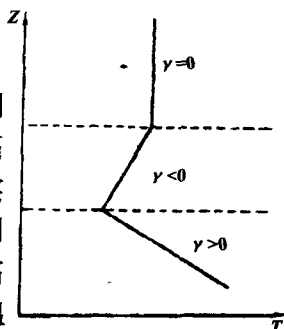


图 1-2 气温垂直递减率的概念

2. 对流层中有强烈的对流和乱流运动,因而有利于上下层间热量和水汽交换及杂质的向上输送,对成云致雨有重要作用。

3. 气象要素(如温度、湿度等)在水平方向上分布不均匀。如高纬大陆上空气寒冷干燥,低纬洋面上空气高温潮湿;特别是在冷、暖气团交汇地带,形成锋区,温度、湿度水平梯度很大,往往伴有严重的天气现象。

在对流层内,根据大气运动的不同特征又将其分为摩擦层和自由大气两个层次。摩擦层(Friction Layer)是指对流层底部贴近地表面的气层,这里的空气运动受地面摩擦和空气分子的湍流粘滞作用较大,随着高度的增加,摩擦作用减小,因此摩擦层中风随高度的增加而增大,摩擦层的厚度大约为 1km。在摩擦层以上,由于距地面较远和空气密度变小,摩擦作用很小,通常可忽略不计,称为自由大气(Free Atmosphere)。在自由大气中,大气的运动规律显得比较清楚,通常用对流层中部(5~6km)的气流状况表征整个对流层大气运动的趋势。在对流层的上层(指 6km 以上)常出现风速 $\geq 30\text{m/s}$ 的强风带,称为高空急流。

此外,在对流层和平流层之间有一个厚度约为 1~2km 的过渡层,称为对流层顶(Tropopause)。这里的主要特征是气温随高度的变化很小或出现等温,甚至逆温。我们经常观察到的发展旺盛的积雨云顶部被阻而平衍成砧状的现象,就是由于对流层顶的逆温层阻挡了其下方的对流运动继续发展的结果。

第三节 大气状态方程

大气状态方程是气象学的基本方程之一,它反映了大气的基本物理性质及大气状态变化

的基本规律。

一、干空气的状态方程

单位体积的干空气,其状态方程可写为如下形式:

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

式中: p 、 ρ_d 、 T 和 R_d 分别表示干空气的压强、密度、温度和比气体常数。

式(1-1)表明,在气温一定时,气体的压强大小与它的密度成正比;空气的密度一定时,气体的压强与气温的高低成正比。

二、湿空气的状态方程

实际大气中,尤其是近地面气层中总是含有水汽的。水汽的密度小于干空气密度,两者之比为 0.622,因此水汽的存在总是使实际大气的密度变小。可以证明,湿空气的状态方程具有与干空气状态方程同样的形式,即:

$$p = \rho_w R_d T_v \quad (1-2)$$

式中: p 表示湿空气的压强; ρ_w 表示湿空气密度; T_v 称为虚温,用它代替湿空气的实际温度 T , $T_v = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p} \right)$, e 为水汽压。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 2~3℃,由此可以说明,空气中水汽含量越大(即水汽压 e 值大), T_v 与 T 之间差值越大,所以,在低层大气,尤其是夏季, e 值较大时,必须用湿空气状态方程表示大气的状态变化。

由式(1-1)和式(1-2)可以看出,当气压和气温相同时,空气越潮湿(e 越大),则其密度越小;在气压相同的情况下,暖湿空气的密度比干冷空气的密度小得多。以上结论具有重要的理论和实践意义。

同样,水汽的状态方程可写为:

$$e = a R_a T \quad (1-3)$$

式中: e 、 a 和 R_a 分别表示水汽的压强、密度和水汽的比气体常数。

第二章 气温和湿度

气温、湿度、气压、风、云、能见度、雾等等,都是表征大气状态的物理量或物理现象,统称为气象要素(Meteorological Elements)。本章首先介绍气温和湿度。

第一节 气 温

一、气温的定义和单位

气温(Air Temperature)是表示空气冷热程度的物理量。由大气状态方程可知,气温是大气

状态的重要参数之一。气温的高低本身与人类活动密切相关,因此它成为天气预报的重要项目;同时,大气的冷与暖即温度场的分布在某种意义上决定着空气的干湿与降水,决定着气压场的分布,从而影响天气形势和天气变化的全过程。

温度的度量单位称为温标。常用的温标有三种,它们分别对纯水在标准大气压下的冰点和沸点作如下规定:摄氏温标($^{\circ}\text{C}$),冰点为 0°C ,沸点 100°C ,其间分为 100 等分;华氏温标($^{\circ}\text{F}$),冰点为 32°F ,沸点为 212°F ,其间分为 180 等分;绝对温标(K),冰点为 273K,沸点 373K,其间分为 100 等分,可见,绝对温标的零度相当于 -273°C ,称为“绝对零度”。三种温标之间的换算关系如下:

$$C = \frac{5}{9}(F - 32) \quad (2-1)$$

$$F = \frac{9}{5}C + 32 \quad (2-2)$$

$$K = C + 273 \quad \text{或} \quad T = C + 273 \quad (2-3)$$

式(2-3)中: T 代表绝对温度。

我国和许多国家在实际业务工作和日常生活中采用摄氏温标,有些英语国家习惯上仍采用华氏温标。

二、太阳、地面和大气辐射

为了理解和掌握气温变化的原因,引进如下几个基本概念。

1. 辐射的概念

自然界中一切温度高于绝对零度的物体都以电磁波的形式时刻不停地向外传递能量,这种传递能量的方式称为辐射(Radiation)。辐射不依赖于任何介质,它以光速向外传播。以辐射的方式向四周输送的能量称为辐射能。研究表明,物体的温度越高,放射能力越强,辐射出的波长越短;物体的温度越低,放射能力越弱,辐射出的波长越长。任何物体一方面因放射辐射消耗内能使本身温度降低,另一方面又因吸收其它物体放射的辐射能并转化成内能而使本身的温度升高。

2. 太阳辐射、地面辐射和大气辐射

气象学着重研究的是太阳、地球和大气的热辐射。

太阳辐射(Solar Radiation)是地球表面和大气唯一的能量来源。太阳是表面温度为 6000K、内部温度更高的炽热球体,它所放出的辐射波长在 $0.15 \sim 4\mu\text{m}$ 之间,称为短波辐射。太阳的短波辐射只有极少部分被大气直接吸收,其中大部分穿过大气投射到地球表面。地面吸收太阳的短波辐射能而使地面温度升高,然后再以地面辐射(Radiation of the Earth's Surface)的方式传给大气。同样,大气在获得辐射能的同时,也依据自身温度不停地向外放出辐射,称为大气辐射(Atmospheric Radiation)。地面辐射和大气辐射的波长约在 $3 \sim 120\mu\text{m}$ 之间,称为长波辐射。由此可见,大气受热的主要直接热源是地球表面,它主要靠吸收地面放射的几乎全部波长的长波辐射来维持其一定温度。

3. 大气逆辐射

大气辐射是各个方向的,其中向下的那一部分,因为刚好和地面辐射方向相反,故称为大气逆辐射(Atmospheric Counter Radiation)。夜间,大气逆辐射被地面所吸收,使得地面因长波辐

射损失的热量得到了部分补偿,可见,大气对地面起到了保温作用。例如,在阴天及有云的夜晚,因大气中的水汽和水汽凝结物放射长波辐射的能力比较强,从而加强了大气的逆辐射,使得阴天夜间气温高于晴夜。这种现象有时被称为云的花房效应。

三、空气的增热和冷却

空气温度的高低,实质上是空气内能大小的表现。当空气获得热量时,它的内能增加,气温就升高;反之,空气失去热量,内能减少,气温降低。根据热力学第一定律,做功或传递热量都能改变系统的内能,它们是等效的。影响空气内能变化的原因有两个:一是由于空气与外界有热量交换而引起的温度变化,称为非绝热变化;二是空气与外界没有热量交换,仅是由于外界压力的改变使空气膨胀或压缩而引起的温度变化,称为绝热变化。

1. 气温的非绝热变化

空气不断地与外界交换热量,是引起气温变化的主要原因。交换热量的方式(物理过程)有以下几种:

1) 辐射 如前所述,大气的主要直接热源是下垫面的长波辐射。白天,地面增温,低层大气吸收地面长波辐射使气温升高,再由大气辐射等作用将热能向上传递;夜间,地面因得不到太阳辐射而降温,地面辐射减弱,大气本身也因向地面放出逆辐射而使气温降低,从而形成昼暖夜冷的一般变化规律。可见,长波辐射是地面与大气之间交换热量的最主要方式。

2) 对流与平流 对流(Convection)是指空气在垂直方向上有规则的升降运动。如暖而轻的空气上升,周围冷而重的空气便下来补充,便形成了垂直对流运动。对流过程中上下层空气互相混合,可使低层的热量传递到较高层次,如图 2-1 所示。平流(Advection)是指大范围空气的水平运动,同时伴有某种物理量的水平输送。如“南风送暖、北风送寒”就是指空气的冷、暖平流运动,它对局地温度的变化影响甚大。

3) 水相变化 水在蒸发(或冰在升华)时要吸收热量;水汽在凝结(或凝华)时,又会放出凝结潜热。可见,在水相变化过程中,伴随热量的吸收和释放,因此蒸发与凝结能使地面与大气之间、空气块与空气块之间发生热量交换。

4) 乱流 又称湍流(Turbulence),是指空气微团的无规则运动,如图 2-1 所示。当下垫面受

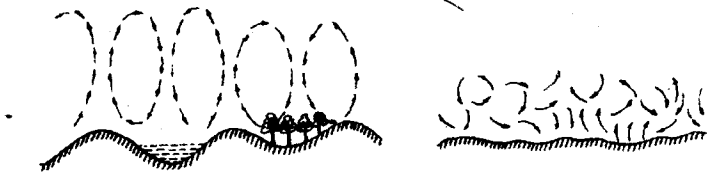


图 2-1 对流与乱流

热不均匀的范围和程度较小时,或者当空气流经粗糙的下垫面时,都可形成乱流运动。它一般只发生在贴近地面 1km 以下的摩擦层内。由于乱流能使空气在各个方向上充分混合,同时也就使热量、水分和微尘的分布趋于均匀。白天地面增热,乱流作用将热量由地面向上传送;夜间,乱流又将热量向下传送给地面,但强度比白天弱。例如,在有风的夜间,低层乱流较强,乱流作用向下传递热量,使夜间地面辐射失去的热量得到部分补偿,地面降温作用减小,因而地面气温比静风时要高些。

5) 热传导 空气与下垫面之间、空气与空气之间,都可以通过分子热传导交换热量。但由于空气是热的不良导体,分子热传导作用十分微小,通常不予考虑。

综上所述,局部地区气温的变化是多种物理过程综合作用的结果,只是具体情况要具体分析。通常,地面与大气之间的热交换以辐射为主、乱流和水相变化次之;各地空气之间的热交换以平流为主;上下层之间的热交换以对流和乱流为主。

2. 气温的绝热变化

空气与外界没有热量交换,随着外界压力的改变,空气体积被压缩或向外膨胀而引起气温变化的过程,称为绝热过程(Adiabatic Process)。在实际大气中,有时加热作用比较缓慢或空气运动速度很快,来不及与周围空气交换热量,这种变化也可以看成是绝热的。

1) 干空气温度的绝热变化

干空气或未饱和湿空气作垂直升降运动时的温度变化过程,称为干绝热过程(Dry Adiabatic Process)。干空气块绝热上升时,由于外界气压减小,气块体积膨胀对外做功,消耗内能使气块温度降低;反之,气块在绝热下降时,外界气压增大,外界压缩气块即对气块做功,气块内能增加,温度升高。在干绝热过程中,气块温度随高度的递减率称为干绝热直减率(Dry Adiabatic Lapse Rate),以 γ_d 表示,根据热力学计算, $\gamma_d = 0.98\text{K}/100\text{m}$ 。实际工作中,近似地取 $\gamma_d = 1^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。这表明,干空气或未饱和湿空气每绝热上升100m,温度下降 1°C ,每绝热下降100m,温度升高 1°C 。

2) 湿空气温度的绝热变化

饱和空气作垂直升降运动时的温度变化过程,称为湿绝热过程(Wet Adiabatic Process)。在湿绝热过程中,气块的温度随高度的递减率称为湿绝热直减率(Wet Adiabatic Lapse Rate),以 γ_m 表示。可以证明,恒有 $\gamma_m < \gamma_d$ 。这是因为饱和空气绝热上升过程中,气温下降使水汽凝结释放潜热,潜热对气块的加热作用使上升冷却变得缓慢;反之,在绝热下降过程中,水滴蒸发吸收蒸发热使气块的下降增温作用减弱。所以,恒有 $\gamma_m < 1^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。实际上, γ_m 不是常数,它是随气温和气压而改变的,通常取 γ_m 为 $0.5^\circ\text{C}/100\text{m}$ 或 $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。

图2-2给出了干绝热线(γ_d 线, Dry Adiabatic Line)和湿绝热线(γ_m 线, Wet Adiabatic Line)的比较。由图可以看出,因 γ_d 是常数, γ_d 线是一斜率不变的直线; $\gamma_m < \gamma_d$,故 γ_m 线在 γ_d 线的右方,并且 γ_m 不是常数,其值是下部小,随着高度的增加, γ_m 值增大,越来越接近于 γ_d 值,形成 γ_m 线越往上空越接近于与 γ_d 线平行。这是因为在大气层下部气温高,水汽含量多, γ_m 值就小;随高度的升高,气温降低,空气中水汽含量越来越少,使 γ_m 值增大。这也说明 γ_m 值主要是随气温的降低而增大。干绝热线和湿绝热线都表示气块在垂直运动中温度随高度的变化率,它们统称为状态曲线(State Curve)。

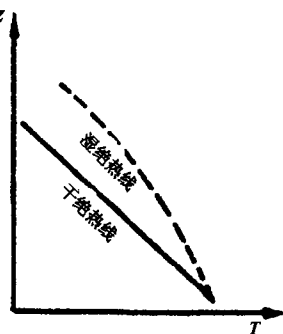


图2-2 干绝热线与湿绝热线的对比

四、气温的日、年变化

气温在一天中和一年中的正常变化规律,叫气温的日变化和年变化。午热晨凉、夏暑冬寒,这是近地面气温变化的一般规律,而且越近地面的气层,这种变化越显著。

1. 气温的日变化

气温日变化的特点是:一天内气温出现一个最高值和一个最低值。最低气温出现在日出前后,陆地上最高气温出现在13~14时左右;大洋上最高气温出现的时间在中午12时30分左右。一天中最高值与最低值的差值,称为气温日较差。气温日较差的大小与纬度、季节、下

垫面性质、天气状况、海拔高度及地形等有关。日较差低纬大,随着纬度的增高而减小,热带地区平均为 12°C ,温带地区平均为 $8\sim 9^{\circ}\text{C}$,极地附近只有 2°C ;日较差夏季大冬季小,这种随季节的变化在中纬地区最明显;陆地上日较差比海洋上大得多,陆上常在 $10\sim 15^{\circ}\text{C}$,沙漠最大,海洋上日较差只有 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$,大洋上则更小;晴天的日较差比阴天大;海拔高度越高,气温日较差越小,在 $2\sim 3\text{km}$ 高度上,其值可小于 1°C 。

2. 气温的年变化

一年之内,月平均气温有一个最高值和一个最低值。北半球,大陆上最高值出现在7月,最低值出现在1月;海洋上比大陆推迟一个月,分别为8月和2月。南半球最高值与最低值出现的月份则与北半球相反。

气温年较差的大小也随纬度、下垫面性质和海拔高度等变化。年较差赤道附近最小,随纬度增高而增大,两极最大;同纬度相比,气温年较差海洋上小,陆地上大,从沿海向内陆逐渐增大;海拔高度越高,气温年较差越小。

另外,在赤道地区,一年中气温出现了两个高值和两个低值,出现时间分别为春分、秋分和冬至、夏至之后。

气温的日、年变化都是周期性的变化,实际上气温还存在非周期性的变化。例如,随着大气的运动有冷、暖平流作用时,气温正常的日变化规律会受到干扰,不仅使气温变化反常,同时将伴有各种天气变化。所以,掌握气温的各种变化规律,对天气预报具有重要意义。

五、海平面平均气温的分布

气温的分布通常用等温线表示,图 2-3a)、b) 分别表示订正到海平面后的全球 1 月和 7 月平均气温的地理分布。由全球海平面气温等温线分布的主要特征可以看出影响气温分布的主要因素及其作用。

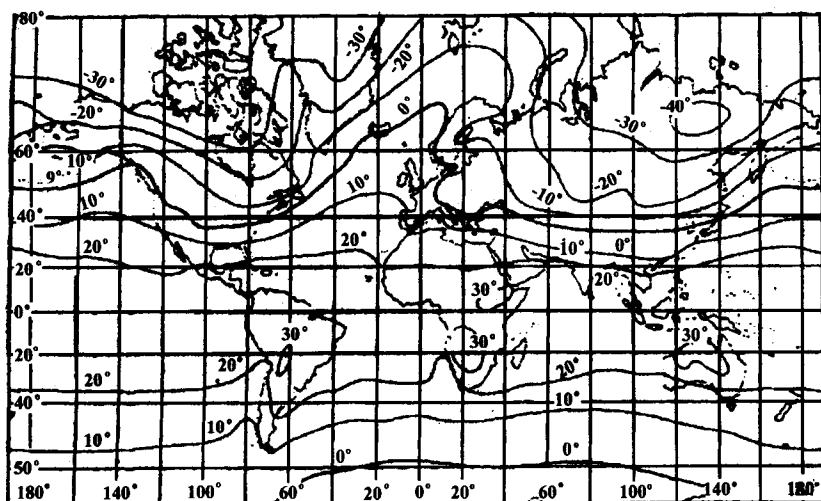
1. 赤道地区气温高,向两极逐渐降低,这是一个基本特征,表明太阳辐射增暖地面对气温的影响主要是由纬度决定。

2. 等温线大致与纬圈平行,这点在南半球表现明显,而在北半球,等温线并不完全与纬圈平行,其特征是:冬季(1月)等温线在大陆上凹向赤道,海洋上凸向极地,这在北大西洋上墨西哥湾流所在处尤为突出;夏季则相反。说明冬季大陆为冷源,海洋为热源;夏季则相反。这一事实表明气温的分布还要受海陆分布、地表不均匀及洋流的影响。

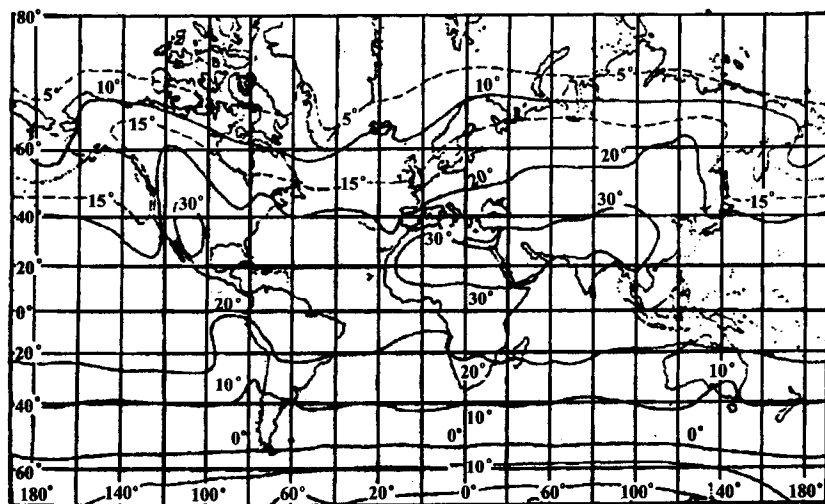
值得说明的是由于北大西洋墨西哥湾流的影响,使得位于 60°N 以北的挪威、瑞典 1 月份平均气温比同纬度的亚洲及北美东岸气温高 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{C}$;在盛行西风带的 40°N 处,欧亚大陆的西岸,1 月份平均气温比同纬度的亚洲东岸高出 20°C 以上。此外,高大山脉能阻止冷空气的流动,从而影响气温的分布。例如,我国的青藏高原,欧洲的阿尔卑斯山等均能阻止冷空气南下,使其改向东流动。

3. 地球上的最高气温带并不与地理赤道吻合,其平均位置约在 10°N 附近,将其称为热赤道,这里 1 月和 7 月的平均温度均高于 25°C 。

有关极端温度值的数值及地区在该平均图上不能反映出来。据观测记录:全球不论冬夏,最低气温均出现在南极附近,极端最低气温值达 -94°C 。北半球,冬季有两个冷极,一个在西伯利亚,另一个在格陵兰;夏季最低气温出现在极地附近,夏季的极端最高气温达 63°C (出现在索马里境内)。全球年平均气温为 14.3°C 。



a) 1月份平均气温



b) 7月份平均气温

图 2-3 海平面月平均气温的分布

第二节 湿 度

湿度是决定大气中云、降水、雾等天气现象的重要因素。同时,随着湿度的变化,大气中水汽发生相变的物理过程直接影响着天气变化和天气系统的发展。例如:水汽凝结所释放的大量潜热是台风发展的主要能源。在船舶货运中,空气湿度的大小及其变化也是不可忽视的。

一、湿度的定义和表示方法

空气湿度(Atmospheric Humidity)是表示空气中水汽含量多少或者是表示空气潮湿程度的物理量,简称湿度。常用的表示方法有以下几种。

1. 水汽压(e)