

# 航海气象观测与分析

林 郁 主编

李子富 主审



大连海事大学出版社

# 航海气象观测与分析

林 郁 主编  
李子富 主审

大连海事大学出版社

© 林郁 2014

图书在版编目(CIP)数据

航海气象观测与分析 / 林郁主编. — 大连 : 大连  
海事大学出版社, 2014. 4  
ISBN 978-7-5632-3004-4

I. ①航… II. ①林… III. ①航海学-海洋气象学-  
高等职业教育-教材 IV. ①U675.12

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 078278 号

大连海事大学出版社出版

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

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

大连住友彩色印刷有限公司印装

大连海事大学出版社发行

2014年4月第1版

2014年4月第1次印刷

幅面尺寸:185 mm × 260 mm

印张:12.75

字数:318千字

印数:1~1200册

出版人:徐华东

责任编辑:李继凯

责任校对:陈亮

封面设计:王艳

版式设计:解瑶瑶

ISBN 978-7-5632-3004-4

定价:29.00元

# 前 言

“航海气象观测与分析”是航海技术专业的一门核心专业课程。这门课程主要教授与航海相关的气象学、海洋学和水文气象要素观测的基础知识,使学生通过本课程的学习能够掌握气象观测技能,具备分析和预报航行过程中天气的能力。

本教材遵循“工学结合”、“项目引领”与“任务驱动”的教改新思路编写,打破了传统意义上的章节教材内容形式,基于海上航行的工作过程,设立了7个教学与实训项目。

在教材内容的选编上,参照《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》对本课程教学内容的具体要求,对航海技术专业学生应知应会的重要知识与核心技能精心筛选,分别组合在7个项目中。

本教材由浙江交通职业技术学院林郁担任主编,集美大学李子富担任本书主审。陈斐奇、陈兴伟、徐雪忠、毛旭东、黄承君参与本书的编写,其中,陈斐奇编写项目一内容,陈兴伟编写项目四内容,徐雪忠编写项目五内容,宁波海运集团有限公司的远洋船长毛旭东和宁波远洋运输有限公司的远洋船长黄承君共同编写项目七的内容。

在此,对在本书编写过程中给予支持和帮助的领导、同仁、好友们表示衷心的感谢。

书中不当之处,还请读者、同行们不吝赐教,批评斧正。

编 者

2014年3月

# 目 录

项目一 气象要素观测分析	1
任务一 大气成分与垂直结构	2
任务二 气温观测分析	6
任务三 气压观测分析	11
任务四 湿度观测分析	17
任务五 风观测分析	21
任务六 云、降水观测分析	30
任务七 海洋上的雾	35
任务八 空气的垂直运动和大气稳定度	43
任务九 气象要素实际测量	48
项目二 海洋水文要素观测分析	61
任务一 海水温度观测分析	62
任务二 海冰观测分析	65
任务三 海浪观测分析	68
项目三 海洋气候整体分析	76
任务一 大气环流分析	77
任务二 海流	85
任务三 主要海洋水文气象要素的气候分布	95
项目四 主要天气系统	102
任务一 气团和锋分析	103
任务二 锋面气旋分析	111
任务三 冷高压	119
任务四 副热带高压	125
任务五 热带气旋观测分析	128
项目五 天气图基础分析	146
任务一 天气图绘制	146
任务二 地面分析图	148

任务三 低纬流线图.....	152
任务四 高空分析图.....	154
项目六 海上气象信息获取分析.....	158
任务一 船舶获取气象信息的途径.....	158
任务二 气象传真图获取及应用.....	167
项目七 天气预报简易方法与气象导航.....	182
任务一 天气预报简易方法分析.....	182
任务二 船舶海洋气象导航.....	192
参考文献.....	197



# 项目一

## 气象要素观测分析

### ●学习目标

1. 气象要素的概念、表示方法、变化规律；
2. 气象要素的实际观测；
3. 气象要素与天气的关系。

天气变化多端,对大洋中航行的船舶影响重大。狂风恶浪的存在常会使人们产生晕船等不适,严重时还会造成货损、船损。因此选择有利的气象条件进行航海活动是保证航行安全、提高经济效益的必然选择。要掌握气象并利用气象,需要理清天气的过程及气象相关的基础知识。

人们认识事物往往从现象开始,气象也是如此,我们看到的都是气象所表现出来的具体的现象,如风、雨等,因此学习气象也是从这些现象开始。表示大气状态的物理量(气温、气压、湿度等)或物理现象(如风、云、雾、雨等)统称为气象要素,气象要素可以通过仪器或目测直接获取。天气是某一区域短时间内气象要素的综合表现;气候是多年(一般至少30年)内天气的统计特征(平均值和极值);天气系统是具有一定的温度、气压或风等气象要素空间结构特征的大气运动系统。很多时候我们发现天气是由天气系统决定的,而天气则是通过气象要素来反映,因此气象要素是气象的基础,学习气象首先应从气象要素入手,本课程的第一个学习模块就是针对各个气象要素展开的。

# 任务一

## 大气成分与垂直结构

### ●学习目标

1. 大气中的各种成分及其作用；
2. 大气层的垂直结构；
3. 对流层的特点。

由于地心引力的作用,地球周围聚集着一个空气层,称为大气层(Atmosphere),简称大气。所有的气象都是发生于大气层中,所以学习气象知识首先还是要对大气层作一定的了解。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。那么我们看到的大气是由什么物质组成的呢?

### 一、大气成分

大气是由多种气体混合组成的,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。

#### 1. 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(Dry Air)。干洁空气是大气的主要成分,包含多种气体,它们所占干洁空气的百分比如下:氮 78.09%,氧 20.95%,氩 0.93%,二氧化碳 0.03%,氢、氦、氖、氦、氙、氡、臭氧等小于 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,在 90 km 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 90 km 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。

在干洁空气的各种成分中,二氧化碳和臭氧是两种比较特殊的气体,虽然它们所占比例极少,但它们对于大气温度的分布和变化却有很大影响。二氧化碳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,不至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,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。

### 2. 水汽

水是唯一能够在自然界进行三态变化的物质,当它处于气态时即为水汽(Vapour),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0~4%。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1.5~2 km处的水汽含量约为地面的一半,在高度为5 km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。云、雾、雨、雪等都是有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,对地面和空气温度的分布及变化产生影响。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。

### 3. 微尘

微尘是悬浮在大气中的固体或液体微粒(又称气溶胶粒子),包括尘埃、烟粒、水滴、冰晶、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。杂质多集中在大气底层,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。凝结核对于云、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合物经紫外线照射能产生毒性很大的光化学烟雾等。

## 思考题

水汽、二氧化碳、臭氧的作用是什么?

## 二、大气的垂直结构

空气具有可压缩性,这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80%集中在10 km以下,99%集中在35 km以下,而到700~800 km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1000 km,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,大气上界在 2000~3000 km 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。世界气象组织(WMO)建议,根据大气的运动状态和温度的垂直变化特点,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。

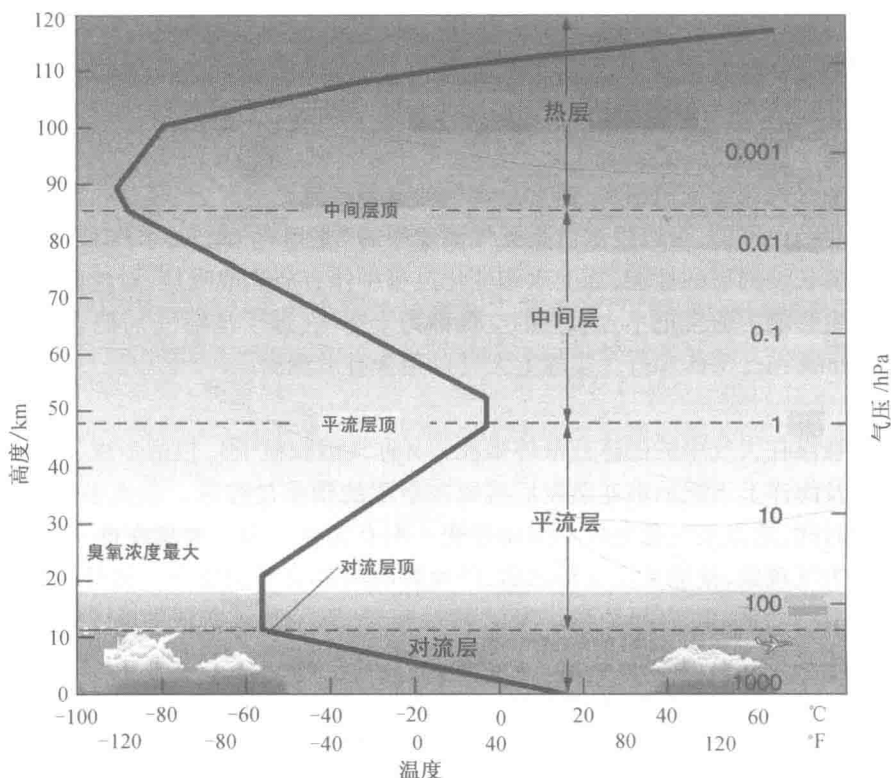


图 1-1 大气垂直分布

### 1. 对流层

大气的最底层称为对流层(Troposphere),其下界是地表面,通常把地球表面称为大气层的下垫面。

对流层是大气的最底层,厚度随纬度而异,在赤道最高,向两极减小。低纬地区平均 17~18 km,中纬地区 10~12 km,高纬地区 6~8 km。整个对流层的平均厚度为 10 km 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(地面附近干空气密度  $\rho = 1293 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ )。

#### (1) 气温随高度的升高而降低

对流层的空气热量主要来自地面长波辐射,因此气温随高度升高而降低。平均每升高 100 m,气温下降约  $0.65 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ,称为平均气温垂直递减率。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  $\gamma$  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  $\gamma$  值各不相同的层次,如图 1-2 所示。

### (2) 具有强烈的对流和乱流运动

由于对流层中气温垂直分布的特征和地面热力性质的非均匀性,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。空气的垂直混合,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) 气象要素在水平方向上分布不均匀

地球表面极不均匀,对流层物理属性受下垫面性质影响很大,因此气象要素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黏滞作用较大,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,摩擦层的厚度一般为 1~1.5 km,也称下层。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),自由大气在对流层中分为中层和上层。在自由大气中,大气的运动规律显得比较清楚,通常用对流层中层(摩擦层顶至离地面 6 km 处)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 6 km 以上)常出现风速超过 30 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一般为 1~2 km 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被阻而平行成砧状的现象,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。

## 2. 平流层

从对流层顶向上到大约 55 km 高度之间的气层,称为平流层(Stratosphere)。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 20 km 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(217 K,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 20~40 km 的高度上存在一个臭氧层,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 80 km 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 60 km 附近,有一个只有白天出现的电离层。

## 4. 热层

距地面大约 800 km 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信具有重要意义。

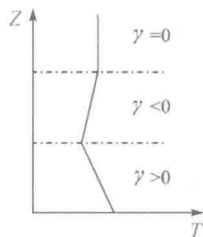


图 1-2 气温垂直梯度

## 5. 散逸层

800 km 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,空气极为稀薄,是大气层与星际空间的过渡带。

 思考题

对流层的特点是什么? 何为摩擦层、自由大气层?

## 任务二

### 气温观测分析

## ● 学习目标

1. 气温含义、表示方法、空气热传播途径;
2. 气温的日、年变化规律;
3. 气温的空间分布。

气温的高低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。

## 一、气温的定义和温标

## 1. 气温(Air Temperature)

气温是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;反之失去热量时,其分子运动平均速度减小,平均动能随之减小,气温就降低。

## 2. 温标(Temperature Scale)

温标是温度的度量单位。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  $0^{\circ}\text{C}$ ,沸点为  $100^{\circ}\text{C}$ ,其间 100 等分;华氏温标( $^{\circ}\text{F}$ ),冰点为  $32^{\circ}\text{F}$ ,沸点为  $212^{\circ}\text{F}$ ,其间 180 等分;绝对温标(K),冰点为 273 K,沸点 373 K,其间 100 等分。可见,绝对温标的零度相当于  $-273^{\circ}\text{C}$ ,称为“绝对零度”。三种温标之间的换算关系如下:

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

$$K = C + 273 \text{ 或 } T = C + 273$$

式中: $T$ ——绝对温度。

我国和许多国家在实际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。

## 思考题

气温的表示方法有哪些？它们之间的相互关系是怎么样的？

## 二、太阳、地面和大气辐射

### 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他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 6000 K、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一般在  $3 \sim 120 \mu\text{m}$  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。

## 思考题

太阳、地面、大气辐射有哪些特点？

## 三、空气的增热和冷却

气温的高低,实质上是空气内能大小的表现。当空气获得热量时,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。空气内能的变化有两种: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。空气不断地与外界交换热量,是引起气温变化的主要原因。

### 1. 辐射(Radiation)

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。

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。当下垫面受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1 km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。

## 思考题

下垫面和空气间热量交换途径有哪些?各自的特点是什么?



## 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,最高气温一般出现在 13~14 时;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:

①纬度越低日较差越大,随着纬度的增高而减小,热带地区平均为  $12^{\circ}\text{C}$ ,温带地区平均为  $8^{\circ}\text{C}\sim 9^{\circ}\text{C}$ ,极地附近只有  $2^{\circ}\text{C}$ ;

②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;

③陆地上日较差比海洋上大得多,陆上常在  $10^{\circ}\text{C}\sim 15^{\circ}\text{C}$ ,沙漠最大,海洋上日较差只有  $1^{\circ}\text{C}\sim 2^{\circ}\text{C}$ ,大洋上则更小;

④晴天的日较差比阴天的大;

⑤海拔高度越高日较差越小,在 2~3 km 高度上,其值可小于  $1^{\circ}\text{C}$ 。

### 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;海洋上比大陆上推迟一个月,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。



## 思考题

影响气温日、年变化的因素有哪些?

## 五、气温的空间分布

气温的分布通常用等温线表示,图 1-3、图 1-4 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。

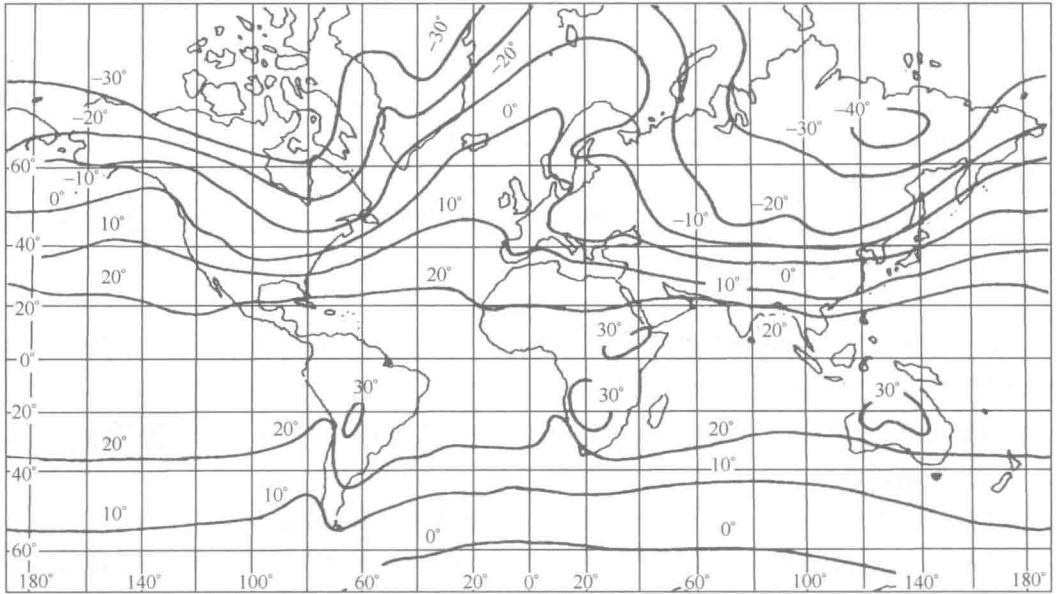


图 1-3 1月平均气温分布

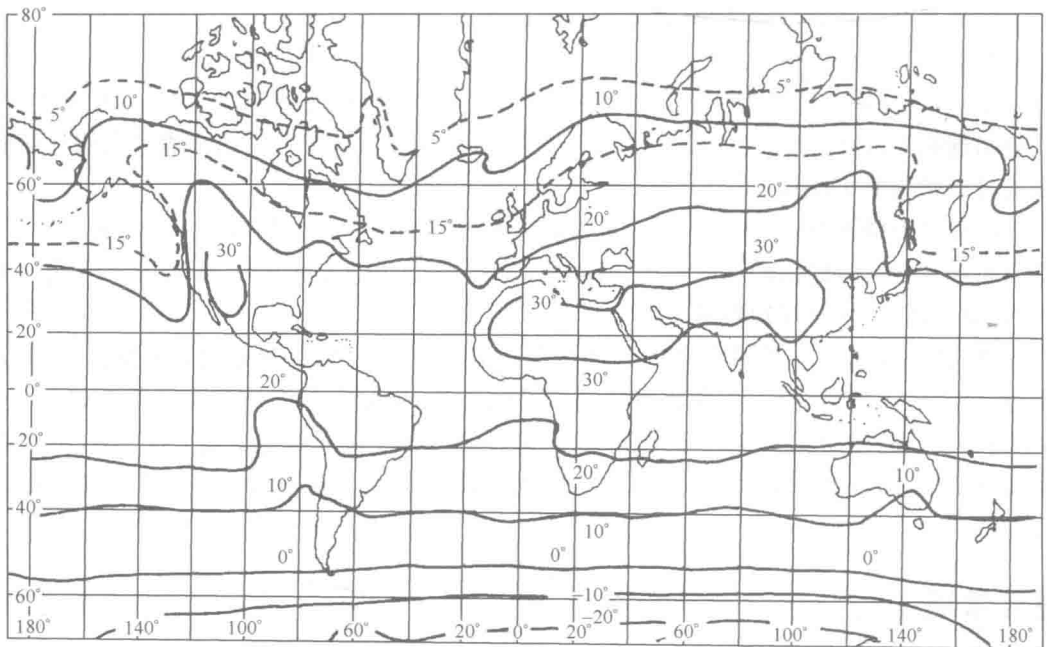


图 1-4 7月平均气温分布

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。等温线不完全与纬度平行,原因在于受到海陆分布、地形等因素的影响,特别海陆热力性质差异带来的变化。引起海陆热力性质差异的原因是容积热容量不同,海水是透明的和海水的流动性。海水升温慢于陆地,降温也慢于陆地,造成同纬度地区冬季海水





温度高于陆地,夏季反之。

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。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。

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 $10^{\circ}\text{N}$ 附近,将其称为热赤道,这里1月和7月的平均温度均高于 $25^{\circ}\text{C}$ 。

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 $-94^{\circ}\text{C}$ 。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 $63^{\circ}\text{C}$ (出现在索马里境内)。全球年平均气温为 $14.3^{\circ}\text{C}$ 。

### 思考题

海平面平均气温分布有何特点?海陆热力性质差异的原因及导致的结果?

## 任务三

### 气压观测分析 II

#### ● 学习目标

1. 气压的概念、单位、单位气压高度差、水平气压梯度;
2. 海平面基本气压场形式;
3. 气压的变化规律。

气压是天气的晴雨表,气压的高低及其变化趋势,与天气状况及其未来变化关系十分密切。通常情况下,气压高,天气晴好;气压降低时,天气变坏,可能出现阴雨、大风等坏天气;气压开始升高,意味着天气转好。

#### 一、气压的定义和单位

大气是有重量的。在重力方向上,单位截面上大气柱的重量称为大气压强(Atmospheric Pressure),简称气压。

在标准情况下,即气温为 $0^{\circ}\text{C}$ 、纬度 $45^{\circ}\text{C}$ 的海平面上,760 mm水银柱高的大气压称为标准大气压,可表示为: $p_0 = 760 \text{ mmHg}$ 。在国际单位制中,气象上规定采用“百帕”(hPa)作为