

# 航海气象学与海洋学

主编 黄 磊  
主审 张永宁



HAIYANGXUE

大连海事大学出版社

ISBN 978-7-5632-2256-8



9 787563 222568 >

定价:20.00元

# 航海气象学与海洋学

主 编 黄 磊  
主 审 张永宁

大连海事大学出版社

©黄磊 2008

## 内容提要

本书是根据2005年12月中华人民共和国海事局制定的《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》编写的。全书共分五章。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、时空分布及其变化规律和船舶水文气象要素观测;第二章介绍了大气运动的基本特征及其规律和海流、海浪、海冰、海雾等世界海洋气候概况;第三章介绍了气团、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;第四章介绍了船舶气象信息的获取途径、分析及其应用;第五章介绍了船舶气象导航的概念、安全性、经济效益、法律作用、气象导航制作方法及其使用程序。

全书内容符合中华人民共和国海事局和STCW 78/95公约对各类海洋船舶驾驶人员在航海气象学与海洋学两方面的基本要求,吸收了最新研究成果,广泛征求了航运界意见,注意了船上实际工作需要。

本书可作为高等航海院校海洋船舶驾驶专业或其他相关专业师生的教学用书,也可作为无限航区、近洋航区、沿海航区和近岸航区各个等级的海船二/三副、大副适任证书考试培训用书。

### 图书在版编目(CIP)数据

航海气象学与海洋学 / 黄磊主编. —大连:大连海事大学出版社, 2008. 12  
ISBN 978-7-5632-2256-8

I. 航… II. 黄… III. ①航海学:气象学②海洋学 IV. U675.12 P7

中国版本图书馆CIP数据核字(2008)第207753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

幅面尺寸:185 mm × 260 mm 印张:11.5

字数:284千 印数:1~2000册

2008年12月第1版 2008年12月第1次印刷

责任编辑:史洪源 版式设计:海韵

封面设计:王艳 责任校对:高炯

ISBN 978-7-5632-2256-8 定价:20.00元

## 前 言

“航海气象学与海洋学”是海洋船舶驾驶专业的必修专业课之一,主要介绍与航海关系密切的海洋与气象知识,使学员在船上工作一段时间后,能够胜任操作级驾驶员的工作,选择最佳天气航线,保障船舶海上航行安全,提高营运效益。

通过对“航海气象学与海洋学”的学习,学员应熟练掌握海洋学与气象学的基础知识,以及船舶水文气象要素的观测方法,熟练识读气象报告和传真天气图,了解气象水文预报的原理与方法和岸上气象导航的程序,为船舶的安全和经济航行打下良好的基础。

本书编写的指导思想是能够覆盖海船船员适任考试大纲的全部内容,加强对学员的基础理论知识和实际应用能力的培养。全书共分五章,内容包括气温、气压、湿度、风、云、雾等主要气象要素及其观测方法,大气环流与世界海洋气候概况,锋面、气旋和反气旋等大气中主要天气系统,气象报告与传真图的应用,气象导航等各方面知识的介绍。

本书由青岛远洋船员学院黄磊主编,由大连海事大学张永宁主审。青岛远洋船员学院肖建兵编写第一章第八节和第二章第二至五节;刘加钊编写第四章第一节;徐建豪编写附录;程传林编写各章节后思考题;全书其余各章节由黄磊编写并对全书修改定稿。

本书为山东省精品课程教材,相关多媒体教学课件可以上网 <http://ftp.coscoqmc.cn/Nclass/qx/index.htm> 浏览。

为了便于读者的学习,在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。对于本书中的不足之处和差错,竭诚希望前辈、同行和读者批评指正。

编 者

2008年10月于青岛

# 目 录

第一章 大气及气象要素 .....	(1)
第一节 大气概况 .....	(1)
第二节 气温 .....	(4)
第三节 气压 .....	(8)
第四节 大气湿度 .....	(14)
第五节 空气的垂直运动和大气稳定度 .....	(16)
第六节 空气的水平运动——风 .....	(20)
第七节 云和降水 .....	(31)
第八节 船舶海洋水文气象要素观测 .....	(37)
第二章 大气环流与海洋气候概况 .....	(50)
第一节 大气环流 .....	(50)
第二节 海流 .....	(64)
第三节 海浪 .....	(74)
第四节 海冰 .....	(80)
第五节 海雾 .....	(83)
第三章 天气系统 .....	(90)
第一节 气团 .....	(90)
第二节 锋 .....	(92)
第三节 温带气旋 .....	(98)
第四节 反气旋 .....	(105)
第五节 热带气旋 .....	(110)
第六节 热带辐合带和热带云团 .....	(125)
第七节 高空主要天气系统 .....	(126)
第八节 中、小尺度天气系统 .....	(130)
第四章 船舶气象信息的获取和应用 .....	(133)
第一节 气象报告 .....	(133)
第二节 气象传真图识读与分析 .....	(137)
第五章 船舶气象导航 .....	(168)
第一节 概述 .....	(168)
第二节 岸导过程 .....	(169)
第三节 岸导的应用及注意事项 .....	(173)
附录1 常用航海气候资料 .....	(176)
附录2 东京 JMH 传真广播节目表 .....	(177)
参考文献 .....	(178)



# 第一章 大气及气象要素

地球表面覆盖的气体,称为大气(atmosphere)。表示大气状态的物理量(如气温、气压、湿度等)或物理现象(如风、云、雾、雨、雪、霜等)统称为气象要素(meteorological elements)。

每一个气象要素都体现着天气的一个侧面,例如:气温可以体现大气的冷暖,湿度可以体现大气的潮湿程度。在一特定区域,在较短时间内,各种气象要素综合在一起能够反映出一种特定的天气状况。各种气象要素的多年平均特征(其中包括极值),能够反映出一种特定的气候状况。

气象要素可以通过仪器测定和目测估计。测定了气象要素值后,可以依据它们判定当时的天气条件。连续地测定气象要素值就能反映出一段时间内的天气变化。天气变化过程是一个持续性的变化过程,在做天气预报时,可以通过分析过去的天气资料来推算判定未来的天气。天气预报是应用多种资料进行综合分析或数理统计做出的,在航海上,天气图是进行天气分析和预报的一种最基本的工具。

要正确地解释发生在大气中的各种物理现象和物理过程,掌握它们的变化规律,首先必须对大气的成分、结构和基本的物理性质有一个大概的了解。

## 第一节 大气概况

### 一、大气成分

#### 1. 干洁空气

干洁空气(dry air),又称干纯空气,是组成大气的主要成分,它是多种气体的混合物。观测证明,在离地面 100 km 以内的大气中,各主要气体的组成比例几乎不变,其百分比如下:

氮气.....	78%
氧气.....	21%
氩气.....	0.9%
二氧化碳.....	0.03%
臭氧及其他气体.....	0.07%

氮气、氧气和氩气为主要成分,组成比例合计大约为 99.9%,二氧化碳、臭氧及其他气体为次要成分,组成比例合计大约为 0.1%。

干洁空气中的气体在地球的常温和常压下总保持气体状态。在地面附近,干洁空气的密度为  $1.293 \times 10^3 \text{ g/m}^3$ ,平均分子量为 28.966。

二氧化碳对太阳的短波辐射吸收很少,能强烈地吸收和放射长波辐射,使地面和大气保持一定的温度,这种现象称为大气的温室效应。

臭氧一般在近地面大气中含量很少,主要存在于距地面大约 20 ~ 40 km 高度处,能够强烈地直接吸收太阳紫外线辐射,这种作用使臭氧层高度上的大气温度显著增高,同时,臭氧层也使地面生物免受过多紫外线辐射伤害。

## 2. 水汽

水汽(vapour)是实际大气的主要成分之一,它是一种无色、无味、透明的气体。水汽来源于潮湿的陆地、江河湖海等表面的蒸发。大气中水汽含量的多少,随时间、地点和气象条件的不同而有较大的差异。在热带洋面上,空气中的水汽含量可高达空气体积的4%,而在极地和沙漠地区却可少至空气体积的0.01%以下。

含有水汽的空气称为湿空气,湿空气里水汽含量的大小有个限度,刚好达到这个限度的空气称为饱和湿空气,未达到这个限度的空气称为未饱和湿空气,超过这个限度的空气称为过饱和湿空气。湿空气容纳水汽的最大限度随温度的升高而迅速增大。

水汽与其他干洁空气有着本质的区别,它是自然界中唯一一种在常温和常压下能够发生相变而引起各种天气变化的气体。如果没有水汽,自然界中就不会出现云、雨、雪、雾等天气现象。热带气旋之所以能够强烈发展,因为其能量主要来自于水汽凝结释放的潜热。

水汽与二氧化碳一样,能强烈地吸收和放射长波辐射,对地面和大气的温度有较大的影响。

水汽与二氧化碳和臭氧都是影响天气及气候变化的重要成分。大气中的水汽随高度的增加而迅速减少,99%集中在距地面十几千米的大气层内。云、雨、雪、雾等天气现象几乎都发生在这一范围内。

水汽密度比干空气小,水汽的存在使实际大气的密度变得小些。同一气压条件下,暖湿的空气最轻,干冷的空气最重。

## 3. 微尘

悬浮于大气中的固体、液体粒子,称为微尘,也可称为杂质。它的来源,海洋上主要是浪花飞溅在空中蒸发留下的微小盐粒;陆地上主要是灰尘和烟粒等。

微尘主要集中在大气的下层,随时间、地点和气象条件的变化很大。它对天气的作用以及对航海的影响都很大。大气中的微尘,是水汽凝结的核心,对于成云致雾和降水等天气现象的形成起着重要作用。大气中的微尘还有削弱太阳辐射、阻挡地面辐射,从而保持地面温度的作用。大气中的微尘达到一定程度时,可使能见度变坏,直接影响了船舶的安全航行。

局部甚至全球范围内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。大气污染物种类很多,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。

## 二、大气垂直结构

大气在垂直方向上的分布很不均匀,不同气层中的性质差异很大。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,将大气在垂直方向自下而上依次分为以下五层,如图1-1-1所示。

### 1. 对流层

对流层(troposphere)是紧挨着地面的一层,厚度随纬度和季节而变化。在赤道为17~18 km;中纬为10~12 km;高纬为8~9 km。夏季比冬季厚些。

#### 1) 对流层的特征

对流层的厚度不到整个大气厚度的1%,但是这一层集中了大气质量的3/4,包含了大气中几乎所有的水汽,云、雾、雨、雪等天气现象都发生在这一层。除此之外,对流层有三个重要的特征:



### (1) 气温随高度的升高而降低

在对流层,平均每上升 100 m,气温降低 0.65℃。在对流层中,空气的热量来源主要是长波辐射而非太阳的短波辐射。因而,越接近地面大气获得的热能就越多,气温也就越高;越远离地面,气温越低。

### (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。空气垂直混合的同时,上下层的热量和水汽得以交换。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、雪等天气现象。

### (3) 气温和湿度在水平方向上分布不均匀

这主要受纬度和不同的地表性质的影响,一般来说,低纬比中高纬温暖、潮湿,海上比内陆地区要潮湿一些。

#### 2) 对流层的分层

进一步根据对流层中大气的运动状态、温度的垂直变化特点和天气现象的变化特征,将对流层分为以下三层:

##### (1) 下层

下层又可以称为摩擦层,厚度距地面 1~2 km。下层的摩擦作用随高度的增加而减小,风随高度的增加而增大,气温有明显的日变化。

##### (2) 中层

中层从摩擦层顶到距地面约 6 km 处。中层由于摩擦作用的减弱,乱流运动减少,平流运动增强,大气的运动规律显得较简单清楚,基本表示整个对流层空气的运动趋势。大气中主要天气现象如云和降水主要发生在这一层。

##### (3) 上层

上层的范围从离地面 6 km 处到对流层顶。该层受地面影响很小,气温常年都在 0℃ 以下,水汽含量很少。该层风速较大,在中低纬地区,常出现风速大于 30 m/s 的强风带,称为急流。中层和上层几乎不受摩擦作用的干扰,称为自由大气。

#### 2. 平流层

从对流层顶向上到距地面大约 50 km 的高度范围内,称为平流层(stratosphere)。平流层的下层为同温层,温度随高度变化很小或几乎不变。距地面 20 km 以上出现逆温层,温度随高

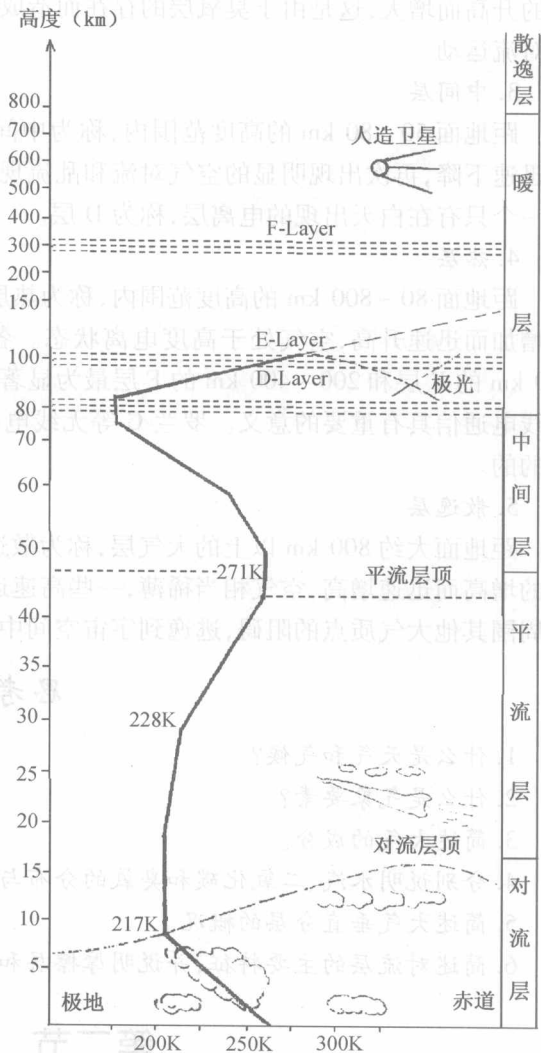


图 1-1-1 大气的垂直结构

度的升高而增大,这是由于臭氧层的存在而造成的。平流层中气流以水平运动为主,没有强烈的对流运动。

### 3. 中间层

距地面 50 ~ 80 km 的高度范围内,称为中间层(mesosphere)。中间层温度随高度的上升而迅速下降,再次出现明显的空气对流和乱流现象,故又称高空对流层。大约 60 km 高度上存在一个只有在白天出现的电离层,称为 D 层。

### 4. 热层

距地面 80 ~ 800 km 的高度范围内,称为热层(thermosphere),又称暖层。热层温度随高度的增加而迅速升高,空气处于高度电离状态。各高度被电离程度不同,其中以距地面 100 ~ 120 km 的 E 层和 200 ~ 400 km 的 F 层最为显著。它们都能反射短波无线电波,对实现远距离无线电通信具有重要的意义。罗兰 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。

### 5. 散逸层

距地面大约 800 km 以上的大气层,称为散逸层(exosphere),又称外层。散逸层温度随高度的增高而迅速增高,空气相当稀薄,一些高速运动的大气质点可以挣脱地球的引力束缚,克服周围其他大气质点的阻碍,逃逸到宇宙空间中去,散逸层由此而得名。

## 思考题

1. 什么是天气和气候?
2. 什么是气象要素?
3. 简述大气的成分。
4. 分别说明水汽、二氧化碳和臭氧的分布与作用。
5. 简述大气垂直分层的概况。
6. 简述对流层的主要特征,并说明摩擦层和自由大气的划分与特点。

## 第二节 气温

### 一、气温与温标

气温(air temperature)是表示空气冷热程度的物理量。气温的分布及变化与大气稳定度及云、雾、雨、雪等天气现象密切相关。

气温可以观测和度量,定量地表示温度高低的标准称为温标,气象上常用的有摄氏温标( $^{\circ}\text{C}$ )、华氏温标( $^{\circ}\text{F}$ )和绝对温标(K),分别以  $0^{\circ}\text{C}$ 、 $32^{\circ}\text{F}$ 、 $273\text{K}$  和  $100^{\circ}\text{C}$ 、 $212^{\circ}\text{F}$ 、 $373\text{K}$  表示纯水的冰点和沸点。

它们之间有如下换算关系:

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

$$^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} ^{\circ}\text{C} + 32^{\circ}$$

$$\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273^{\circ}$$

## 二、气温直减率

气温直减率,又称气温垂直递减率,反映的是大气中气温随高度降低的快慢,通常用 $\gamma$ 表示。当气温随高度的增加而降低时, $\gamma > 0$ ;当处于逆温层中气温随高度的增加而升高时, $\gamma < 0$ ;当处于同温层中气温不随高度变化时, $\gamma = 0$ 。

## 三、空气增热和冷却方式

空气的增热和冷却可分为两种方式:一种与外界没有热量交换,称为绝热变化;另一种与外界有热量交换,称为非绝热变化。研究表明,空气增热和冷却的主要过程是非绝热的。

### 1. 气温的绝热变化

在气温的绝热变化过程中,空气块与外界没有热量交换,由于外界压强的变化,空气块被压缩或膨胀,此时机械能与热能发生转换,空气块出现增热或冷却。

#### 1) 干绝热变化

气温绝热变化过程中,如果不发生水相变化,称为干绝热变化。在干绝热变化过程中,气温的垂直递减率,称为干绝热直减率,通常用 $\gamma_d$ 表示。 $\gamma_d$ 值约为 $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ,也就是说,在干绝热变化过程中,空气块每上升 $100\text{ m}$ ,温度约下降 $1^\circ\text{C}$ ;相反,空气块每下降 $100\text{ m}$ ,温度约升高 $1^\circ\text{C}$ 。

干空气块与未饱和湿空气块在升降过程中没有水相变化,空气块内的气温绝热变化属于干绝热变化。

#### 2) 湿绝热变化

在气温绝热变化过程中,如果发生水相变化,称为湿绝热变化。在湿绝热变化过程中,气温的垂直递减率,称为湿绝热直减率,通常用 $\gamma_m$ 表示。在湿绝热变化过程中,由于水相变化能够抵消一部分因做功而增加或减少的热能,因此 $\gamma_m$ 值比 $\gamma_d$ 值要小。 $\gamma_m$ 不是一个固定值,当水相变化较多时, $\gamma_m$ 值小;当空气中水汽含量很小、水相变化较少时, $\gamma_m$ 值增大并趋近于 $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 。地球南、北两极、高空等地点,由于水汽含量很小,水相变化较少,因此这些地方的气温直减率大约为 $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 。航海过程中, $\gamma_m$ 通常取值为 $0.5^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 或 $0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 。

### 2. 气温的非绝热变化

气温的非绝热变化,是指空气与外界有热量交换的情况下所引起的温度变化。大气热量的初始来源是太阳辐射,下垫面是对流层大气的直接热量来源。对流层大气与下垫面之间的热量交换途径有以下几种:

#### 1) 热传导

空气是热的不良导体,热传导只有贴近地面层几厘米以内才起作用,通常气象上不予考虑。

#### 2) 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外传递能量,这种传递能量的方式称为辐射。地面和大气之间主要是通过辐射进行热量交换的。

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;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。

太阳是一个炽热的球体,因此放射能力较强,波长较短。地面和大气温度比太阳表面低很多,因此放射能力较弱,波长较长。气象学中习惯上把太阳辐射称为短波辐射,而把地面和大

气的辐射称为长波辐射。

太阳短波辐射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长波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。

### 3) 对流、平流和乱流

在气象上,通常将空气微团的垂直运动称为对流,水平运动称为平流,无规则运动称为乱流(或湍流)。

对流有热力对流和动力对流之分。由于下垫面受热不均匀而引起空气有规则的升降运动,称为热力对流或热对流。在外力影响下,如气流受地形阻挡或另一气流冲击而形成的对流,称为动力对流。对流运动占据的面积通常只有单个云块的尺度,但进行得相当剧烈和迅速。它伴随着热量的向上输送,将低层热量传输到对流层中上层,直到对流层顶。

平流运动的范围要大得多,持续时间也长得多,从整个地球来看,平流是大气中最重要的热量传递方式。“南风送暖,北风送寒”,对局地温度变化的影响甚大。随着空气的水平运动,各种气象属性或物理量都要作水平输送,所以平流的含义是指某物理量的水平输送,如温度平流、湿度平流等。

乱流运动一般只发生在1 km以下的摩擦层中,因为乱流的产生比对流更经常和普遍,所以它是下垫面与空气之间热量交换的重要方式之一。当下垫面受热不均匀的范围和程度较小时,可以形成一些小规模的、不太强的、无规则的空气运动,称为热力乱流。当空气流经粗糙的下垫面时,也能造成空气的无规则运动,称为动力乱流。地面受热越不均匀,地面越是高低不平,乱流发展越激烈。乱流能使空气在各个方向上得到充分的混合,也使热量、水分和尘埃等伴随着得以交换,使之趋于均匀。

### 4) 水相变化

蒸发吸热,凝结放热。水相变化是空气与下垫面之间、空气与空气之间进行热量交换的重要方式之一。

## 四、气温随时间的变化

气温随时间具有一定周期性的变化,称为气温的周期性变化。气温以一天和一年为周期的变化,称为气温的日变化和年变化。气温随时间无固定周期的变化,称为气温的非周期性变化。

### 1. 气温的日变化

气温日变化的特点是:一天内有一个最低值和一个最高值。最低值出现在近日出前。最高值海洋上大约出现在12时30分,陆上冬季出现在13~14时,夏季出现在14~15时。一天中最高气温与最低气温之差,称为气温日较差。其大小与以下因素有关。

1) 纬度:随纬度的增高而减小。

2) 季节:中纬度的气温日较差有明显的季节变化,夏季大,冬季小。这与太阳照射的高度和昼夜长短有关。

3) 下垫面性质:海洋比内陆小,且自沿海向内陆逐渐增大,沙漠最大。

4) 海拔高度:高度越高,气温日较差越小。盆地气温日较差大于高原。

5) 天气状况:晴天比阴天大。

## 2. 气温的年变化

气温年变化的特点是：一年内月平均气温有一个最低值和一个最高值。在北半球，最高值陆上出现在7月，海上出现在8月；最低值陆上出现在1月，海上出现在2月。在南半球，最高值陆上出现在1月，海上出现在2月；最低值陆上出现在7月，海上出现在8月。

一年中月平均气温的最高值与最低值的差，称为气温的年较差。其大小与以下三个因素有关。

1) 纬度：随纬度增高而变大，赤道附近最小，两极地方最大。

2) 下垫面性质：海洋上气温年较差小，陆地上则较大。从沿海向内陆气温年较差逐渐增大。

3) 海拔高度：高度越高，气温年较差越小。

需要注意的是，在赤道地区，气温年较差很小，但一年中却出现两个高值，分别出现在春分和秋分；出现两个低值，分别出现在冬至和夏至。这是赤道地区一年内接受太阳辐射能量的年变化造成的。

## 3. 气温的非周期性变化

气温的实际变化情况要比上述的周期性变化复杂，它的变化时刻受到大气运动的影响，这种变化是非周期性的。例如，每当寒潮来临时，气温便下降，过后气温又回升。

气温的日变化规律不被破坏，一般预示着好天气。如果气温日变化规律出现异常，则说明天气系统发生移动或演变，天气将发生变化。

## 五、气温随高度的变化

在对流层中，气温一般随高度增高而降低，平均气温直减率为 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。这是因为在对流层中，空气获得的热量主要是吸收地面的长波辐射，所以，离地面越近的空气获得的长波辐射热能越多，气温就越高，离地面越远的空气获得的长波辐射热能越少，气温就越低。其次，近地面的空气密度大、水汽和杂质多，吸收地面辐射的效能大，气温高；高空空气密度小、水汽和杂质少，吸收地面辐射的效能小，气温低。

## 六、海平面平均气温的分布

海平面平均气温由于受到纬度、海陆分布、地形起伏和洋流等因素的影响，表现为如下几个主要特点：

1. 在赤道地区气温高，向两极逐渐降低，等温线大致与纬度平行，但并不完全平行，分布不规则。

等温线大致与纬度平行，原因在于太阳辐射增暖地面对气温的影响主要由纬度决定。

等温线不完全与纬度平行，原因在于受到海陆分布、地形起伏和洋流等因素的影响，例如：

1) 北半球由于受到海陆分布的影响，与纬度不平行现象比较显著。

海陆热力性质差异对气温分布有一定的影响。海面 and 陆面是两种热属性很不相同的下垫面，如果吸收同样的热量，海面温度与陆面温度的变化有很大不同，海面变化缓和，陆面变化剧烈，这是因为①海水的容积热容量( $1\text{ cm}^3$ 海水升温 $1^{\circ}\text{C}$ 所需的热量)较大；②水具有流动性；③太阳辐射穿透陆地只限于表面一个薄层，在海洋却可达几十米。

2) 冬季北大西洋由于受到墨西哥湾暖流的影响，等温线向北突出十分显著。

2. 夏半球的等温线较稀疏，冬半球的则较密集。这与冬、夏季高、低纬之间地面所接受的太阳辐射差的不同有关。

3. 在南半球,只有一个冷极,不论冬夏最低气温都出现在南极地区。地球上最冷的地方是南极,1967年在南极极点附近测得 $-94.5^{\circ}\text{C}$ 的低温。在北半球夏季只有一个冷极,最低气温出现在极地地区;冬季有2个冷极:1个在西伯利亚,1月平均气温在 $-48^{\circ}\text{C}$ 以下,另1个在格陵兰,1月平均气温在 $-40^{\circ}\text{C}$ 以下。在西伯利亚的奥依米亚康地区曾测得最低温度为 $-73^{\circ}\text{C}$ 。

4. 近赤道地区有一最高气温带,1月和7月的平均气温均高于 $25^{\circ}\text{C}$ ,这个高温带称为热赤道。热赤道有南北位移,均移向夏半球,其平均位置约在 $10^{\circ}\text{N}$ 附近。热赤道上的高温区均位于大陆上。极端最高气温出现在 $15^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 范围内的沙漠地区。在索马里的黎波里境内,曾测得 $63^{\circ}\text{C}$ 的高温纪录。

5. 赤道与极地的温差,无论南北半球,冬季约为夏季的2倍。年较差由赤道向极地增大,在赤道附近只有 $1^{\circ}\text{C}$ 左右,极地达 $35\sim 40^{\circ}\text{C}$ 。在纬度相同的情况下,北半球的年较差比南半球大,这是由于北半球陆地面积较大的缘故(北半球陆地面积占半球面积的39%,而南半球只占19%),也是由于这个缘故,北半球的平均气温高于南半球,前者为 $15.2^{\circ}\text{C}$ ,后者为 $13.3^{\circ}\text{C}$ ,全球平均气温为 $14.3^{\circ}\text{C}$ 。

### 思考题

1. 温标有几种表示方法?列出它们之间的关系式。
2. 试述长波辐射和短波辐射的定义,大气和地面对太阳短波辐射的吸收有何不同?
3. 空气增温与降温的方式有哪些?
4. 什么是气温的日较差?影响气温日较差的因素有哪些?
5. 什么是气温的年较差?影响气温年较差的因素有哪些?
6. 简述南北半球海平面平均气温分布概况。

## 第三节 气压

气压与天气有着密切的联系。当气压降低时,天气往往变坏,而当气压升高时,天气往往转好。因此,气压是做天气和海况预报的重要依据。

### 一、气压的定义与单位

单位面积上大气柱的重量称为大气压强,简称气压(pressure)。航海上,气压的常用单位有百帕(hPa)、毫巴(mb)、毫米汞柱高(mmHg),它们之间的关系式为:

$$1 \text{ hPa} = 1 \text{ mb} = \frac{3}{4} \text{ mmHg}$$

当气温为 $0^{\circ}\text{C}$ 时,在纬度 $45^{\circ}$ 的海平面上,760 mm汞柱高时的大气压称为标准大气压。

### 二、气压随高度的变化

气压随高度的变化而变化,它变化的根本原因是空气密度和空气柱高度的改变引走的,如果空气密度增大,单位面积上空气柱质量增大,气压就随着升高;如果空气柱高度增加,空气柱总重量增加,气压也会升高。在同一大气层中,气温越高,密度越小,因此,若气压变化1 hPa,则高温处高度差大于低温处高度差。如果把空气密度视为常量,只考虑气压随高度的变化,则不同高度面上的气压不相同,高度越高,其上的气柱越短,气压就越低。

对任何地点,气压总是随着高度的增加而迅速递减,在地面最大,在大气上界等于零。航



海上,近似认为高度每增加 8 m,气压下降 1 hPa。

### 三、气压随时间的变化

气压随时间的变化有周期性与非周期性两种变化。

#### 1. 气压日变化

在正常天气情况下,一天中气压有两个峰值出现在 10 时和 22 时前后,两个谷值出现在 04 时和 16 时前后。这种周期性的变化,称为气压日变化。

一天中最高气压值与最低气压值之差称为气压日较差。气压日较差随纬度的增高而减小,低纬气压日较差可达 3~5 hPa,中纬地区则小于 1 hPa。

#### 2. 气压年变化

月平均气压以一年为周期的变化,称为气压的年变化。一年中,月平均气压有一个最高值和一个最低值。在大陆上,最高值出现在冬季,最低值出现在夏季;在海洋上,最高值出现在夏季,最低值出现在冬季。

海洋型与大陆型气压年变化的差异是由于海陆热力性质的差异而引起的。冬季大陆比同纬度的海洋冷,在冷区大气柱收缩,暖区大气柱膨胀,海洋上空有空气流向陆地上空,使陆地上单位面积上的空气柱质量增加,而海洋上则相反,单位面积上的空气柱质量减小。因此,大陆气压高,海洋气压低。夏季则相反,大陆比同纬度海洋热,于是形成大陆气压低,海洋气压高的情况。

一年中月平均气压最高值与最低值之差称为气压年较差。气压年较差海洋小于陆地,低纬小于中高纬。

#### 3. 气压非周期性变化

气压没有固定周期的变化,称为气压的非周期性变化。这种变化是由气压系统的移动及演变而引起的。通常在中高纬度地区,由于气压系统活动较频繁,因而非周期性变化明显,正由于气压不规则变化反映了气压系统的移动和演变,因此在天气分析中有特别重要的意义。

气压的非周期变化,常用 24 h 变压(前一天某时刻到次日同一时刻的气压变量),或 3 h 变压(又称气压倾向)来表示。

实际的气压变化,总是这两种因素的综合影响的结果,但是它们的变化强度并不是均等的,在任何情况下必有一种变化是主要的。

### 四、海平面气压场的基本形式

在海平面上气压相同点的连线称为等压线。在地面天气图上通过绘制等压线表示的气压区域有以下五种基本形式:

#### 1. 低气压

由闭合等压线构成的,中心气压比周围低的区域称为低气压(low pressure),或低压,如图 1-3-1(a)所示。其空间等压面的分布向下凹陷,形如盆地。

#### 2. 低压槽

由低压向外延伸出来的狭长区域,或一组未闭合的等压线向气压较高一方凸出的部分称为低压槽(trough),简称槽,如图 1-3-1(b)所示。在低压槽中,各条等压线曲率最大处的连线,称为槽线。

#### 3. 高气压

由闭合等压线构成的,中心气压比周围高的区域称为高气压(high pressure),或高压,如图

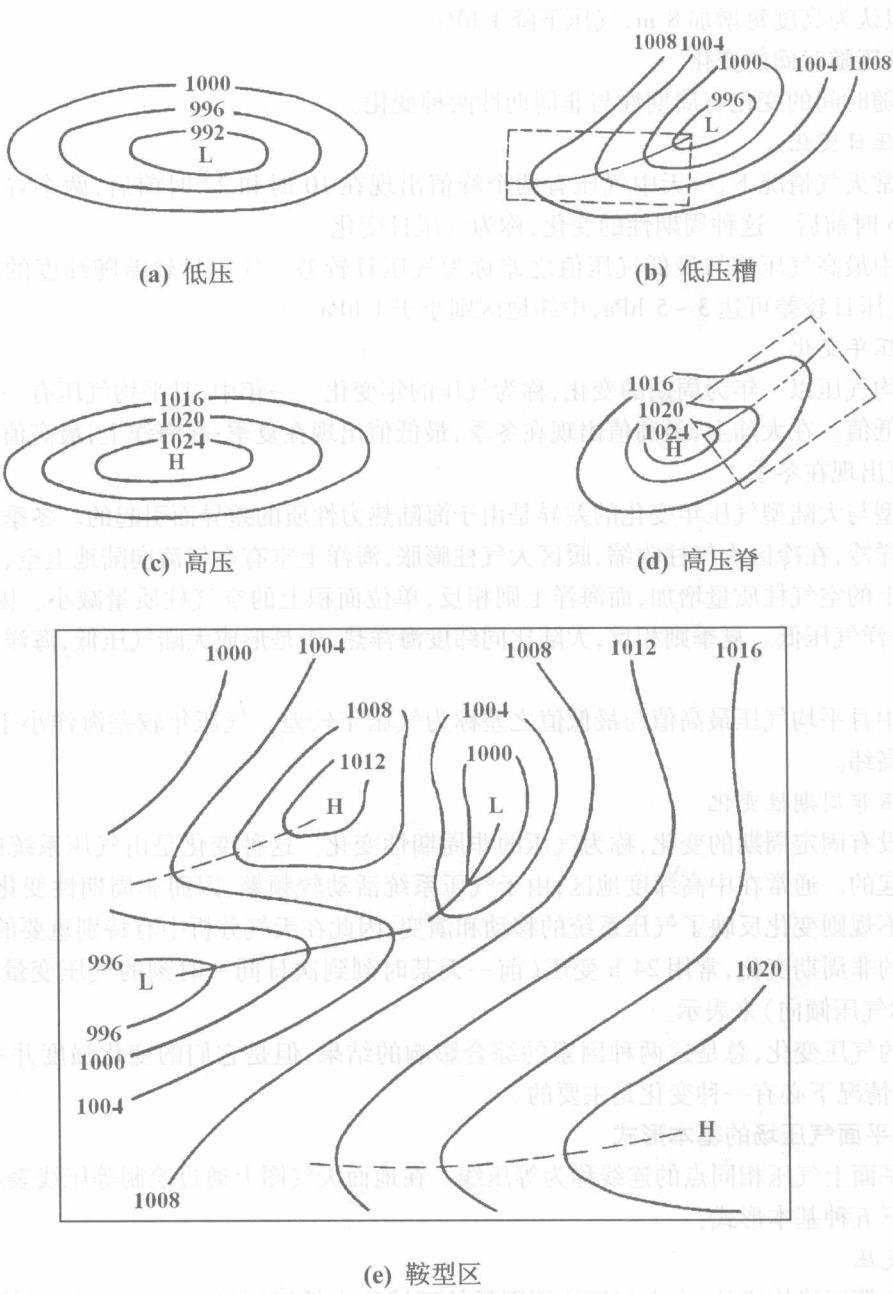


图 1-3-1 海平面气压场的基本形式

1-3-1(c) 所示。其空间等压面向上凸起,形如山丘。

#### 4. 高压脊

由高压向外延伸出来的狭长区域,或一组未闭合的等压线向气压较低一方凸出的部分称为高压脊(ridge),简称脊,如图 1-3-1(d)所示。在高压脊中,各条等压线曲率最大处的连线称为脊线。

## 5. 鞍型区

相对并相邻的两个高压和两个低压组成的中间区域称为鞍型区(col),简称鞍,如图 1-3-1(e)所示。其等压线的空间分布形如马鞍。

上述等压线基本型式称为气压系统。

### 五、气压系统随高度的变化

气压系统随高度的变化与温度分布有关。根据气压系统中温度分布的特点,可将气压系统分为温压场对称系统和不对称系统两种。

#### 1. 温压场对称系统

温压场对称是指系统中水平面上温度中心与气压中心基本重合,等温线与等压线基本平行。这种配置的系统包括暖高压、冷高压、暖低压和冷低压,不同的温压场结构会使地面的高、低压随高度的上升而加强或减弱,甚至转变为相反的系统。根据同一个系统垂直发展的深厚程度,可分为深厚系统与浅薄系统两种。

##### 1) 深厚系统

地面是高压,到高空仍保持为高压者,或地面是低压,到高空仍保持为低压者,称为深厚系统。

高压中心区为暖区,四周为冷区,高压中心与暖中心基本重合的气压系统,称为暖高压。在暖高压中,中心的温度比周围高,因而中心的空气密度要比周围小。考虑到气压定义表达式  $P = \rho gh$ ,可推导得到  $\Delta h = \frac{\Delta P}{\rho g}$ ,式中  $\Delta P$  为单位气压, $\Delta h$  为单位气压高度差。从式中可以看出单位气压高度差与密度成反比例关系,所以高压中心的单位气压高度差大于四周的,随高度上升,等压面凸起程度不断增大,高压的强度不断增强,如图 1-3-2(a)所示。

低压中心区为冷区,四周为暖区,低压中心与冷中心基本重合的气压系统,称为冷低压。在冷低压中,中心的温度比周围低,因而中心的空气密度要比周围大,气压中心的单位气压高度差小于四周的,随高度上升,等压面下凹程度不断增大,低压的强度不断增强,如图 1-3-2(b)所示。因此,一般情况下,暖高压和冷低压都是深厚系统。实际大气中,副热带高压和高空冷涡就属于这类

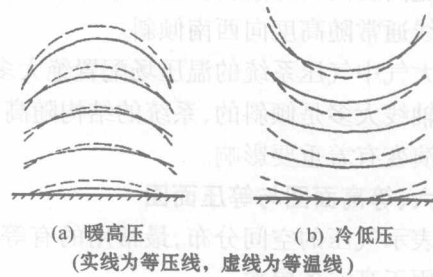


图 1-3-2 温压场对称的深厚系统垂直剖面示意图

系统。

##### 2) 浅薄系统

地面的高压(低压)随高度增加而强度减弱,甚至转变成低压(高压)者,称为浅薄系统。

高压中心区为冷区,四周为暖区,高压中心与冷中心基本重合的气压系统,称为冷高压。在冷高压中,中心的温度比周围低,其单位气压高度差比周围小,到一定高度后,高压中心的气压变得与周围相同(等压面变平),到更高层,等压面变得下凹,如图 1-3-3(a)所示。

低压中心区为暖区,四周为冷区,低压中心与暖中心基本重合的气压系统,称为暖低压。在暖低压中,中心温度比周围高,其单位气压高度差比周围大,到一定高度后,低压中心的气压变得与周围相同(等压面变平),到更高层,等压面变得凸起,如图 1-3-3(b)所示。因此,一般情况下,冷高压和暖低压都是浅薄系统。例如夏季大陆上的热低压和冬季较高纬度地区的某