



航海气象与海洋学

HANGHAI QIXIANG YU HAIYANGXUE

黄立文 文元桥◎主编



武汉理工大学出版社
WUTP Wuhan University of Technology Press

014041706

U675
06

航海气象与海洋学

主 编 黄立文 文元桥



武汉理工大学出版社



北航

C1731145

U675
06

01201108

内 容 提 要

全书共有 22 章,主要内容包括气象学和海洋学的基础知识、天气系统、海洋气候、船舶海洋水文气象测报、航海气象水文信息的获取和应用以及船舶气象导航等。

本书内容符合中华人民共和国海事局和 STCW 公约马尼拉修正案对各类海船驾驶员在气象学与海洋学两方面的要求,既可供高等航海院校海洋船舶驾驶专业本科生作为教材使用,也可作为不同航区海船船长、大副、二/三副或引航员的考证培训教材。

图书在版编目(CIP)数据

航海气象与海洋学/黄立文,文元桥主编. —武汉:武汉理工大学出版社,2014.2
ISBN 978-7-5629-4194-1

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

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 013646 号

项目负责人:	陈军东 陈 硕	责任编辑:	彭佳佳
责任校对:	向玉露	装帧设计:	兴和设计
出版发行:	武汉理工大学出版社		
社 址:	武汉市洪山区珞狮路 122 号		
邮 编:	430070		
网 址:	http://www.techbook.com.cn		
印 刷:	武汉兴和彩色印务有限公司		
经 销:	各地新华书店		
开 本:	787×1092 1/16		
印 张:	19.5		
字 数:	500 千字		
版 次:	2014 年 2 月第 1 版		
印 次:	2014 年 2 月第 1 次印刷		
印 数:	1—2000 册		
定 价:	38.00 元		

凡购本书,如有缺页、倒页、脱页等印装质量问题,请向出版社发行部调换。
本社购书热线:027-87515778 87515798 87785758 87165708(传真)

· 版权所有 盗版必究 ·

前 言

掌握气象与海洋学方面的基础知识,并将气象与海洋学基础理论运用到航海实践中,是一个现代航海者所必须具有的基础和能力。《航海气象与海洋学》(Maritime Meteorology & Oceanography)一书是作者从现代航海教育的要求出发,在充分吸收国内外航海气象与海洋学理论与实践教学经验的基础上,经过反复讨论和修改,而最终完成的。

本书的内容符合普通高等航海教育的要求,同时涵盖中华人民共和国海事局和 STCW 公约马尼拉修正案对各类海船驾驶员在气象学与海洋学两方面的要求。因此,本书在作为高等航海院校海洋船舶驾驶专业本科生教材的同时,也可作为船舶驾驶专业适任证书考试培训、引航员考试培训、专科、函授自学、海事管理等相关专业的教材或参考书,亦可供海船驾驶与管理、海洋渔业捕捞、海上汽油开发、沿海工程、海洋环境保护、海上安全监督、海事仲裁、海洋天气预报等部门的有关人员在实际业务中参考。

本书全文共 22 章,内容涵盖了气象学、海洋学、海洋气候学及观测方面的基本内容,包括气温、湿度、气压、风、云、降水、雾、海水温度、海上盐度、海流、海浪、海冰等主要气象及海洋要素的特征、分布及变化规律,大气运动的基本特征和规律。本书从航海实践出发,全面介绍了气团、锋、锋面气旋、冷高压、副热带高压、热带气旋、热带辐合带、东风波、热带云团以及雷暴、飕线和龙卷等天气系统的天气特征和发展演变规律;介绍了天气图、气象传真图的基本原理与分析方法,论述了在船舶条件下利用气象传真图、气象报告和海上观测资料进行航线天气分析和预报的方法,并介绍了船舶气象导航的基本理论和最新方法。

本书由武汉理工大学黄立文、文元桥主编。其中第 1~3 章由文元桥编写;第 4~6 章由杨君兰编写;第 7~11 章由张进峰编写;第 12~14 章由汪玉平编写;第 15~17 章由邓健编写;第 18、19 章由贺益雄编写;第 20 章由黄立文编写;第 21、22 章由胡清波编写;全书由文元桥统稿。

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学者给予了大力支持和关心,并与编者进行了多次有益的讨论,提供了许多最新信息和宝贵的参考资料,在此表示衷心的感谢和敬意!

由于编者的水平有限,书中定有错误、不当和不足之处,欢迎读者批评指正。

编者

2014 年 2 月

目 录

第 1 章 大气概况	(1)
1.1 大气概述	(1)
1.2 大气的组成	(1)
1.3 大气的垂直结构	(4)
第 2 章 大气温度	(8)
2.1 气温的定义和温标	(8)
2.2 太阳、地面、大气辐射	(8)
2.3 空气的增热和冷却	(13)
2.4 气温随时间的变化	(15)
2.5 气温的空间分布	(17)
第 3 章 大气压	(21)
3.1 气压概述	(21)
3.2 气压系统基本知识	(25)
第 4 章 大气的运动	(29)
4.1 作用于大气的力	(29)
4.2 风	(33)
4.3 自由大气中空气的水平运动	(35)
4.4 摩擦层中空气的水平运动	(39)
4.5 空气的垂直运动	(42)
第 5 章 大气环流	(44)
5.1 大气环流的原动力和单圈环流	(44)
5.2 三圈环流和行星风带、气压带	(45)
5.3 实际大气平均水平环流的基本特征	(47)
5.4 季风环流	(50)
5.5 局地环流和地方性风	(54)
第 6 章 大气中的水分	(59)
6.1 大气湿度	(59)
6.2 大气稳定度	(63)
6.3 云	(66)

6.4	降水	(69)
6.5	雾	(72)
第7章	气团和锋	(82)
7.1	气团	(82)
7.2	锋	(85)
第8章	锋面气旋	(95)
8.1	气旋概述	(95)
8.2	锋面气旋概述	(96)
8.3	锋面气旋的天气结构和活动规律	(99)
8.4	锋面气旋的生成源地和移动规律	(102)
8.5	影响中国海域的锋面气旋	(103)
第9章	冷高压	(105)
9.1	反气旋概述	(105)
9.2	冷高压	(106)
第10章	副热带高压	(111)
10.1	副热带高压概述	(111)
10.2	副热带高压的形成与结构	(111)
10.3	西太平洋副热带高压	(112)
第11章	西风带高空天气系统	(116)
11.1	西风带大型扰动	(116)
11.2	西风带中型扰动	(120)
第12章	热带气旋	(122)
12.1	热带气旋概况	(122)
12.2	热带气旋发生的源地与季节	(130)
12.3	热带气旋的形成条件	(132)
12.4	热带气旋的生命史	(133)
12.5	热带气旋的结构和天气海况特征	(134)
12.6	热带气旋的移动	(139)
12.7	南海热带气旋	(144)
12.8	船舶测算和避开热带气旋	(145)
第13章	热带辐合带、东风波和热带云团	(154)
13.1	热带辐合带	(154)

13.2	东风波·····	(157)
13.3	热带云团·····	(159)
第 14 章	中小尺度天气系统 ·····	(161)
14.1	雷暴·····	(161)
14.2	龙卷·····	(168)
第 15 章	海洋概况 ·····	(171)
15.1	海洋的划分·····	(171)
15.2	海水温度·····	(174)
15.3	海水盐度·····	(179)
15.4	海水密度·····	(181)
第 16 章	海流 ·····	(183)
16.1	海流概述·····	(183)
16.2	世界海洋表层海流模式·····	(187)
16.3	世界大洋海流分布情况·····	(189)
16.4	中国近海主要海流分布情况·····	(192)
第 17 章	海浪 ·····	(196)
17.1	波浪概述·····	(196)
17.2	前进波、驻波和群波·····	(199)
17.3	风浪、涌浪和近岸浪·····	(201)
17.4	常用统计波高·····	(205)
17.5	世界海洋的风、浪概况·····	(207)
17.6	中国近海风、浪分布概况·····	(210)
第 18 章	海冰 ·····	(212)
18.1	海冰简介·····	(212)
18.2	冰山·····	(214)
18.3	世界大洋海冰分布·····	(214)
18.4	中国沿海的冰况·····	(215)
18.5	船体积冰及其预防·····	(215)
第 19 章	船舶海洋水文气象要素观测 ·····	(217)
19.1	概述·····	(217)
19.2	船舶海洋水文气象要素观测·····	(218)

第 20 章 天气图	(227)
20.1 天气图概述	(227)
20.2 地面天气图	(228)
20.3 低纬流线图	(234)
20.4 高空天气图	(235)
第 21 章 航海气象水文信息的获取和应用	(240)
21.1 气象水文信息的获取	(240)
21.2 气象报告的识读	(241)
21.3 传真图的识读	(249)
21.4 传真卫星云图	(265)
第 22 章 船舶气象导航	(270)
22.1 概述	(270)
22.2 气象导航的原理与方法	(272)
22.3 气象导航方式的分类	(278)
22.4 船舶使用气象导航的注意事项	(279)
附录 1 等高面地转风速查算表	(280)
附录 2 船舶海洋水文气象辅助测报规范(GB/T 17838—1999)	(282)
参考文献	(304)

第1章 大气概况

1.1 大气概述

环绕地球表面的空气总体称为大气或大气层(Atmosphere)。它是地球上一切生命赖以生存的重要物质条件之一。大气总质量约 5.3×10^{18} kg, 仅相当于地球质量的百万分之一, 为地球水圈质量的三百分之一。由于地球引力的作用, 大气质量的 1/2 集中在 6 km 高度以下, 3/4 的质量集中在 10 km 高度以下, 90% 的质量集中在 16 km 高度以下, 98% 的质量集中在 30 km 高度以下, 99% 的质量集中在 35 km 高度以下, 99.9% 的质量集中在 48 km 高度以下, 到 700~800 km 处, 大气已极其稀薄, 但探空火箭在 3000 km 高空仍发现有稀薄大气。据推算, 大气层的上界可能延伸到离地面约一个地球半径(约 6400 km)以外的高空, 然后逐渐向星际空间过渡。

自地球形成以来, 在它 46 亿年的生命演化过程中, 大气的成分和结构有了很大的变化。一般认为, 大气的演化历史可以分为三个阶段。第一阶段可能是以氢为主, 也可能是以氢、碳、氮的化合物甲烷(CH_4)、氨(NH_3)和水汽为主的原生大气, 这与土星、木星目前的大气成分类似。第二阶段主要是以二氧化碳、一氧化碳、水汽、甲烷为主的次生大气, 这与金星、火星上目前的大气成分类似。第三阶段就是目前以氮和氧为主要成分的现代大气。

大气不仅随地球而转动, 而且相对于地壳, 又有复杂的运动。在大气中存在着各种物理过程和物理现象, 它们的发生和变化与大气的组成、结构及物理性质密切相关。

1.2 大气的组成

自然状态下, 从地面到 100 km 高度的大气, 可以看作是由干洁空气、水汽及气溶胶质粒三部分组成的。

1.2.1 干洁空气

通常把不包含水汽的纯净大气称为干洁空气(Dry Air), 一般简称为干空气, 是组成大气的主要成分, 它是多种气体的混合物。干洁空气的主要成分是氮、氧、氩和二氧化碳。这四种气体占空气总体积的 99.99%, 其中氮占 78.084%, 氧占 20.948%, 氩占 0.934%, 二氧化碳占 0.033%。氦、氖、氪、氢、氙、臭氧等稀有气体的总体积占空气总体积不足 0.01%(表 1.1)。

从地面到 85 km 高度, 干洁空气的主要成分氮、氧、氩, 还有微量的惰性气体氦、氢、氖及氪等, 它们之间大致保持固定的比例, 基本上不随时间、空间变化, 称为常定成分。在干洁空气中, 易变的成分是二氧化碳(CO_2)、臭氧(O_3)等, 这些气体受地区、季节、气象以及人类生活和生产活动的影响, 所占的比例随时间、地点而变, 称为可变成分。

氮和氧是大气中最丰富的气体, 对于生物具有重大意义。氮是一种不活泼的气体, 虽然植物不能吸收大气中的氮, 但豆科植物能借其根瘤菌的作用, 直接利用大气中的氮素, 氮的氧化

物也可随降水进入土壤,供给植物需要;另外,氮是工业上用的硝酸、农业上用的氮肥的重要组成部分。氧不但为生物呼吸所必需,而且是很多主要化学反应所不可缺少的物质,决定着有机物的燃烧、腐蚀及分解等过程。

二氧化碳和臭氧在干洁空气中所占比例虽然极小,但由于它们是大气中重要的温室气体,对气温的分布和变化有很大的影响,所以它们也是大气的重要成分。所谓温室气体,是指任何会吸收和释放红外线辐射并存在于大气中的气体。它们的作用是使地球表面变得更暖,类似于温室截留太阳辐射,并加热温室内空气的作用。这种温室气体使地球变得更温暖的影响称为“温室效应”。地球大气中的重要温室气体除了二氧化碳和臭氧外,还包括水汽(H_2O)、氧化亚氮(N_2O)、甲烷(CH_4)、氢氟氯碳化物类(CFC_s , HFC_s , $HCFC_s$)、全氟碳化物(PFC_s)及六氟化硫(SF_6)等。

正常情况下,二氧化碳含量在 20km 以上明显减少。二氧化碳对太阳短波辐射吸收很少,能强烈吸收和放射长波辐射,使地面和大气保持一定温度,从而产生温室效应。近年来,由于工业蓬勃发展,化石燃料燃烧量迅速增长,森林覆盖面积减少,二氧化碳在大气中的含量有增加趋势,这也被认为是全球变暖的主要因素之一。

臭氧是氧的同素异形体,在常温下,它是一种有特殊臭味的蓝色气体。大气中臭氧含量是很少的,若把气柱内全部臭氧在标准条件下压缩,其厚度也只有 3 mm 左右,其变化范围在 1.5~4.5 mm 之间。臭氧的存在对地球上的生物有极为重要的意义,太阳辐射中的紫外线对于生物有机体组织有很大的危害,臭氧吸收了绝大部分的紫外线才使生物有机体免遭伤害。臭氧对红外线的部分吸收,使地面辐射受阻,这种作用也促进了大气的增温。

大气中的臭氧分布是随高度、纬度、季节等的不同而变化的,在近地层空气中含量极少;自 5~10 km 高度处,含量开始增加,其最大浓度出现在 20~30 km 间,称为臭氧层(Ozonsphere);50~60 km 附近臭氧含量趋于零。大气中臭氧含量在南半球的季节性变化比较小,最大臭氧带靠近中纬度。在北半球,大部分地区的臭氧层的厚度在春季最大,秋季最小,高纬度地区臭氧的季节性变化更明显,最大臭氧带靠近极地。

表 1.1 干洁空气中的成分(85 km 以下)

气体成分	在干洁空气中含量		分子量	临界温度($^{\circ}C$)
	体积分数(%)	质量分数(%)		
氮 N_2	78.084	75.52	28.02	-147.2
氧 O_2	20.948	23.15	30.00	-118.9
氩 Ar	0.934	1.28	39.88	-122.0
二氧化碳 CO_2	0.033	0.05	44.00	31.0
氖 Ne	1.8×10^{-3}	—	20.18	-228.0
氦 He	5.24×10^{-4}	—	4.00	-257.9
氪 Kr	1.0×10^{-4}	—	83.75	-63.0
氢 H_2	5.0×10^{-5}	—	2.02	-240.0
氙 Xe	8.0×10^{-6}	—	131.10	16.6
臭氧 O_3	1.0×10^{-6}	—	48.00	-5.0
氡 Rn	6.0×10^{-18}	—	222.00	—
甲烷 CH_4	—	—	16.04	—
干洁空气	100	100	28.966	—

从表 1.1 中看出,干洁空气的分子量为 28.966,接近于大气的主要成分氮的分子量(28.02)。另外大气中绝大多数气体的临界温度都低于自然情况下大气中可能出现的最低温度,个别气体如二氧化碳的临界温度虽然较高,但其对应的临界压强大大超过其实际分压强。因此所有组成干洁空气的成分在自然情况下都呈气体状态。通常把 100 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。

单位质量干空气的状态方程可写成如下形式:

$$P = \rho_d R_d T \quad (1.1)$$

式中, P 为干空气的气压; ρ_d 为干空气的密度; R_d 为干空气比气体常数; T 为干空气温度。

干空气的密度是温度和气压的函数,在标准状况下,地面附近干空气的密度约为 1.293 kg/m^3 。

干空气的定压比热约为水的 $1/4$ 。平静的空气是热的不良导体,它的导热率仅为水的 $1/30 \sim 1/20$ 。但当空气乱流混合作用强烈时,它的导热率会增大几十万倍。

1.2.2 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。大气中的水汽来源于江、河、湖、海、潮湿的物体表面及植物表面的蒸发或蒸腾作用。通常把含水汽的空气叫作湿空气(Wet Air),在同样气压温度下,湿空气的密度只有干空气的 62.2%。大气中的水汽含量随时间、地点和条件不同有较大的变化,按体积计算,其变化范围在 $0 \sim 4\%$ 之间。空气中的水汽含量一般低纬大于高纬,沿海大于内陆,夏季大于冬季。由于水汽来源于下垫面,借大气中的垂直交换作用输送到上层,所以高度越高,空气中的水汽含量越少。观测表明,在 $1.5 \sim 2 \text{ km}$ 的高度上空气中的水汽含量已减少为地面的一半;在 4 km 高度上,减少为地面的 $1/4$;在 5 km 高度上,减少为地面的 $1/10$;再向上含量就更少了。

水汽与其他干洁空气有着本质的区别,它是自然界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。水汽在大气中的含量虽少,但由于它在大气温度变化范围内可以进行相变,变为水滴或冰晶,因而它对大气中的物理过程起着重要作用,是天气变化的主要角色。大气中的雾、云、雨、雪、雹等天气现象都是水汽相变的产物,如果没有水汽,这些现象也就不会出现了。水汽在相变过程中要吸收和放出潜热,同时水汽又易吸收和放射长波辐射,所以大气中水汽含量的多少能直接影响地面和空气的温度,影响天气及天气系统的变化和发展。

单位质量水汽的状态方程为:

$$e = \alpha R_a T \quad (1.2)$$

式中, e 为水汽压; α 为水汽密度; R_a 为水汽比气体常数; T 为水汽温度。

单位质量湿空气的状态方程为:

$$P = \rho_w R_d T_v \quad (1.3)$$

式中, P 为湿空气的气压; $T_v = T_w(1 + 0.378e/P)$ 为虚温,其中 T_w 为湿空气的气温,虚温是指在气压相等的条件下,具有和湿空气相等密度时的干空气具有的温度。

从湿空气状态方程可以看出,当气压和气温相同时,空气越潮湿(e 越大),其密度(ρ_w) 越小;在气压相同的情况下,暖湿空气的密度比干冷空气小得多。

1.2.3 气溶胶质粒

大气气溶胶质粒(Aerosols)是指悬浮于空气中的液体和固体粒子,也称为杂质或微尘。

它包括水滴、冰晶、悬浮着的固体灰尘微粒、烟粒、微生物、植物的孢子和花粉以及各种凝结核和带电离子等,它是低层大气的重要组成部分。气溶胶质粒的主要来源:在海洋上主要是浪花飞溅在空气中蒸发留下的微小盐粒;陆地上主要是微尘和烟粒等。

气溶胶质粒具有很宽的粒子尺度范围,其有效直径可以从 $10^{-3} \mu\text{m}$ 一直到几十微米,它们的浓度(通常用每立方厘米空气中含有的粒子数来表示)变化范围也很大,平均每立方厘米在 $10^2 \sim 10^6$ 个之间。在近地层大气中,气溶胶质粒浓度一般城市大于农村,陆地大于海洋,冬季大于夏季。大气气溶胶质粒主要集中在大气的下层,分布随时间、地点和气象条件的不同变化很大。在对流层中,气溶胶质粒浓度随高度按指数减小,在对流层顶达到最小,随后在平流层中其浓度又有增加,在 20km 高度左右会出现一个气溶胶层。

气溶胶质粒对天气的作用以及对航海的影响很大。大气中的杂质,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的作用。大气中的杂质还有削弱太阳辐射、阻挡地面辐射,从而保持地面温度的作用。大气中的杂质达到一定程度时可使能见度变差,直接影响船舶安全航行。

有些气溶胶质粒还是大气中的污染物质(Pollutants)。如对人类危害较大的烟和粉尘,烟中的烟黑是致癌物质,粉尘中有大量的金属(如镉、铬、铅等)以及许多有机化合物,都对人体有一定的危害。大气中还含有少量放射性气溶胶质粒,这也是大气中的污染物。除此之外,气溶胶质粒还在大气的许多化学过程中起作用,如燃烧排出的一氧化氮、二氧化氮、二氧化硫等气体,在紫外光的照射下会氧化,遇水滴或在高温的情况下生成硝酸、亚硝酸、硫酸及各种盐类,形成有害的酸雨,造成严重的污染。大气中的碳氢化物(CH_x)和氮氧化物(NO_x)在阳光的作用下起化学反应会产生毒性很大的光化学污染(Photochemical Pollution)。

大气污染物不仅危及人类的健康、植物的生长,而且还影响到环境、生态、气候的变化。目前,受人们注意的污染物质大致有 100 种左右,其中对人类环境威胁较大的主要是煤粉尘、二氧化硫、二氧化碳、一氧化碳、一氧化氮、碳化氢、硫化氢和氨等,其中二氧化硫、氮氧化物以及空气中的总悬浮颗粒物是当前大气污染监测的主要成分。

船舶尾气排放会产生大量的气溶胶质粒,其中会造成大气污染的物质主要包括船上使用的能消耗臭氧的物质以及液货船产生的挥发性有机化合物和燃烧产生的颗粒物、硫氧化物、氮氧化物、一氧化碳和碳氢化合物。由此造成的危害包括空气质量下降、温室效应、酸雨和大气臭氧层的破坏等。

1.3 大气的垂直结构

1.3.1 大气的垂直结构和垂直分层

大气在铅直方向上是连续的,不存在明显的分界。观测表明,大气的物理性质不论在垂直方向或是在水平方向,都是不均匀的。不同高度范围内的大气层和不同区域的空气具有不同的物理性质,因此可将大气分为若干个层次分别进行研究。按其成分、温度、密度等物理性质在垂直方向上的变化,世界气象组织(WMO)把大气在铅直方向上分为五层,自下而上依次是:对流层、平流层、中间层、热层和散逸层(图 1.1)。

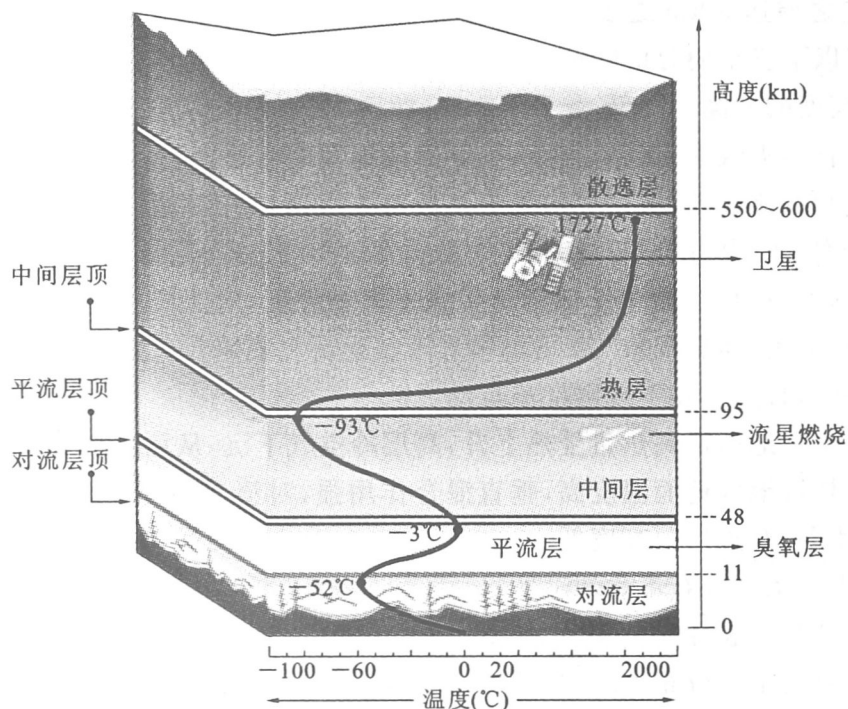


图 1.1 大气的垂直分层

1.3.2 对流层

对流层(Troposphere)是地球大气层最靠近地面的一层(图 1.2),同时也是地球大气层里密度最高的一层。对流层的厚度不到整个大气层厚度的 1%,但它占了整个大气层约 75% 的质量,几乎所有的水蒸气及气溶胶质粒,云、雾、雨、雪等天气现象都发生在这一层。

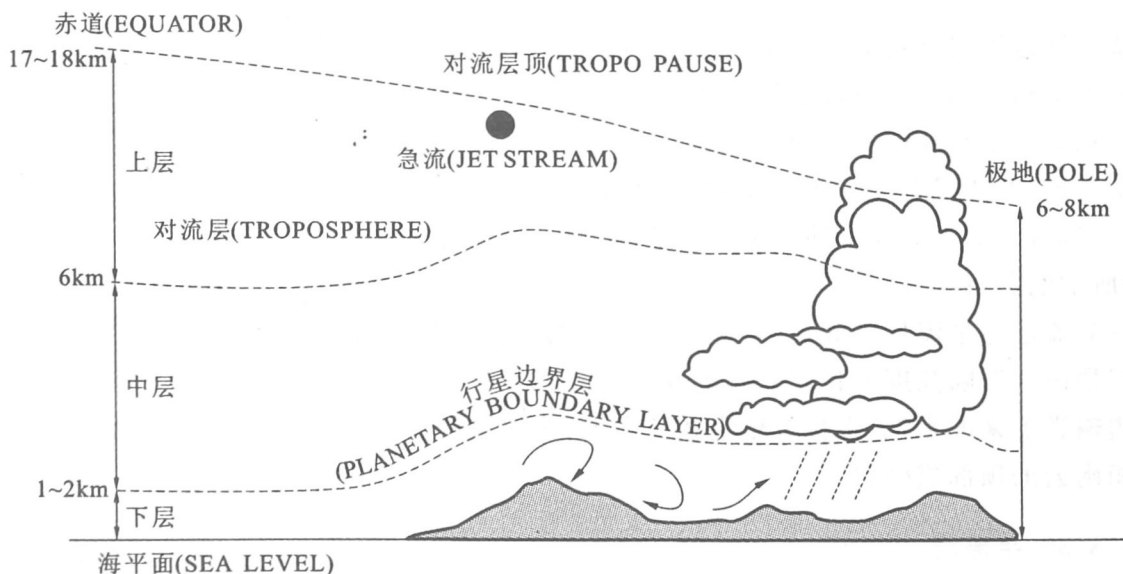


图 1.2 对流层

对流层是大气的最底层,受地面的影响最大,与生物和人类的活动关系最为密切。实际观测表明,对流层的平均厚度约 10 km。对流层的上界随纬度和季节的变化而变化。对流层厚度在低纬度地区平均为 17~18 km,中纬度地区平均为 10~12 km,高纬度地区平均为 6~8 km。夏季的厚度大于冬季。以南京为例,夏季的对流层厚度达 17 km,而冬季只有

11 km, 冬夏厚度之差达 6 km 之多。

对流层具有以下三个明显的特征:

(1) 气温随高度的升高而降低

对流层空气直接吸收太阳辐射很少, 主要吸收地面的红外辐射。低层大气受到地面加热, 通过空气的对流和湍流运动, 将热量输送到上层空气。所以在对流层中, 一般情况下, 温度随高度的升高而降低, 平均每升高 100 m, 气温降低约 0.65°C , 这被称为气温直减率 (Lapse rate), 也叫气温垂直梯度, 通常以 γ 表示。但在一定条件下, 对流层中也会出现气温随高度升高而上升的现象, 称为“逆温现象”。

(2) 具有强烈铅直运动和不规则乱流运动

低层空气由于从地面得到热量受热上升, 高层冷空气下沉, 从而造成对流层内存在强烈的垂直混合作用。热带地区地面温度高, 垂直混合作用强, 对流层顶高度高; 极地地区地面温度低, 垂直混合作用弱, 对流层顶高度低。

(3) 气象要素的水平分布不均匀

由于各地纬度和地表性质的差异, 地面上空空气在水平方向上具有不同的物理属性, 气压、气温、湿度等要素水平分布不均匀, 从而产生各种天气过程和天气变化。

根据受地面影响程度的高低和天气特点, 对流层又可分为下层、中层、上层三个层次。从地面到 1~2 km 的一层称为下层, 也可称作摩擦层或行星边界层。该层受地面影响, 空气的湍流运动很强, 通过湍流运动把地面的热量和水汽往高层输送, 并把高层的动量向下输送。该层内各种气象要素都有明显的日变化, 低云和雾等现象经常出现。在行星边界层中, 通常把 50~100 m 以下的气层称为近地面层, 近地面层以上到摩擦层顶称为上部摩擦层。

下层以上到对流层顶的大气层称作自由大气, 在自由大气中, 地球表面的摩擦作用可以忽略不计。

从行星边界层顶到 6 km 高度的一层, 称为中层。气流受下垫面影响很小, 气流的水平运动常常可以指示出整个对流层气流运动的大致趋势。该层是天气演变的主要场所, 强烈的对流云系和降水多在此层中形成。

从 6 km 到对流层顶部的一层, 称为上层。这一层受下垫面影响更小, 气温常年都在 0°C 以下, 水汽含量很少。在中纬度和热带地区, 这一层中常出现风速等于或大于 30 m/s 的强风带, 即所谓的急流。

在对流层与平流层之间, 还存在一个厚度为数百米到 2 km 的过渡层, 称为对流层顶。在对流层顶内气温随高度变化不变或少变。对流层顶对对流层中的对流运动有阻挡作用, 从而使下边输送上来的水汽、尘粒等聚集在其下方, 并使该处大气的混浊度增加, 因此人们可以观测到积雨云的顶部成砧状。

1.3.3 平流层

从对流层顶向上到距地面 50~55 km 的高度范围内, 称为平流层 (Stratosphere)。平流层集中了大气中的大部分臭氧, 因为这一层的空气密度比对流层的小得多, 空气只要吸收有限的太阳辐射就能产生较大幅度的增温。

平流层下部气温随高度变化很小或几乎不变, 上部气温随高度增高而升高, 到平流层顶气温可达 $-17\sim-3^{\circ}\text{C}$, 这种温度随高度增高而升高的现象, 主要是由于大气中的臭氧对紫外辐

射的吸收形成的。臭氧吸收太阳紫外辐射使大气温度升高,这种下部冷上部热的逆温结构使平流层大气稳定,对流很弱,空气大多做水平运动,没有强烈的对流运动。平流层中水汽和尘埃很少,也没有对流层中的云和天气现象,因此,平流层非常适宜飞行。

以离地约 20 km 为界线,又可将平流层分成上下两层。下平流层,由对流层顶到离地约 20 km,温度在垂直分布上大致不变,所以早年又被称为同温层,具有空气干燥、气层稳定、对流微弱、偶有卷云的特点。长途飞行的飞机一般都在下平流层内飞行,取其平稳、舒适的优点。上平流层,在离地 20~50 km 之间,温度随高度增加而缓慢升高,温度升高的原因是短波辐射在此形成臭氧层,臭氧又成为此射线再传播的不良导体。高纬度偶尔会有贝母云的出现。

1.3.4 其他分层

(1) 中间层

从平流层顶到 85 km 左右的高度为中间层(Mesosphere)。其主要特点是温度随高度的增高而迅速降低,其顶部气温可降至 $-83\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下。这是因为中间层无臭氧的缘故。和对流层一样,中间层中也有强烈的铅直运动,故又称之为中间对流层。

(2) 热层

由中间层顶到约 800 km 的高度为热层(Thermosphere)。这一层中气温随高度的升高而增高。据人造卫星观测,热层顶部的气温可达 2000 K,具体伸展的高度和气温取决于太阳活动。在这一层中,空气多被离解成离子,故又称为电离层。它具有很强的反射无线电波的能力,对短波无线电通讯具有重要的意义。

(3) 散逸层

在热层以上的大气层,为散逸层(Exosphere),又称外层。它是大气层和星际空间的过渡带。在这一层内,由于空气所受的地球引力较小,运动速度较大的空气质粒常可挣脱地球引力的作用而散逸到宇宙空间。同时,宇宙空间的各种微粒也可能闯入到这一层,二者可以在某一高度达到动态平衡。

第2章 大气温度

2.1 气温的定义和温标

气温(Air temperature)是表示空气冷热程度的物理量。从科学意义上讲,气温实际上表示了空气分子运动的剧烈程度,反映了空气内能的大小。大气温度的状况是决定天气变化的重要因素之一,气温既是天气预报的重要项目,也是天气预报的重要依据。

大气中的温度一般以百叶箱中干球温度为代表,温度的数值表示法称为温标。经常使用的有三种温标:

(1)摄氏温标,以 $^{\circ}\text{C}$ 表示。它以标准压力下水的冰点和纯水沸腾的温度作为基点,把两个基点之间的距离分成100等份。水的冰点温度定为 0°C ,而纯水沸腾的温度定为 100°C ,它们之间每一等份称为 1°C 。

(2)华氏温标,以 $^{\circ}\text{F}$ 表示。水的冰点相当于 32°F ,而沸点相当于 212°F 。所以华氏温标基点间的距离被分为180等份。

(3)绝对温标,以K表示。在这个温标上,把干空气体积变成零的温度取为0K,它相当于 -273°C ,水的冰点相当于273K,而沸腾相当于373K。

摄氏温标和绝对温标之间的关系:

$$\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273 \quad (2.1)$$

目前,我国采用摄氏温标和绝对温标。但在一些欧美国家,如英国、美国、加拿大等国,多采用华氏温标。而在科学研究中,一般使用绝对温标。

华氏温标和摄氏温标之间的关系是:

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (^{\circ}\text{F} - 32) \quad (2.2)$$

$$^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5} ^{\circ}\text{C} + 32 \quad (2.3)$$

2.2 太阳、地面、大气辐射

2.2.1 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,同时也接受着周围的电磁波,这种传递能量的方式称为辐射(Radiation)。通过辐射传播的能量称为辐射能,也简称为辐射。

辐射是能量传播的方式之一,也是太阳能传输到地球的唯一途径。辐射能是通过电磁波的方式传输的。电磁波的波长范围很广,从波长 $10^{-10} \mu\text{m}$ 的宇宙射线,到波长达几千米的无

无线电波,都是电磁波。不同波长的电磁波频率和辐射能量也各不相同(图 2.1)。肉眼看得见的是波长 $0.4\sim 0.76\ \mu\text{m}$ 的电磁波,这部分称为可见光。可见光经三棱镜分光后,成为一条由红、橙、黄、绿、青、蓝、紫等各种颜色组成的光带,其中红光波长最长,紫光波长最短。其他各色光的波长则依次介于其间。波长长于红色光波的,有红外线和无线电波;波长短于紫色光波的,有紫外线、X 射线、 γ 射线等,这些射线虽然不能为肉眼看见,但是用仪器可以测量出来。

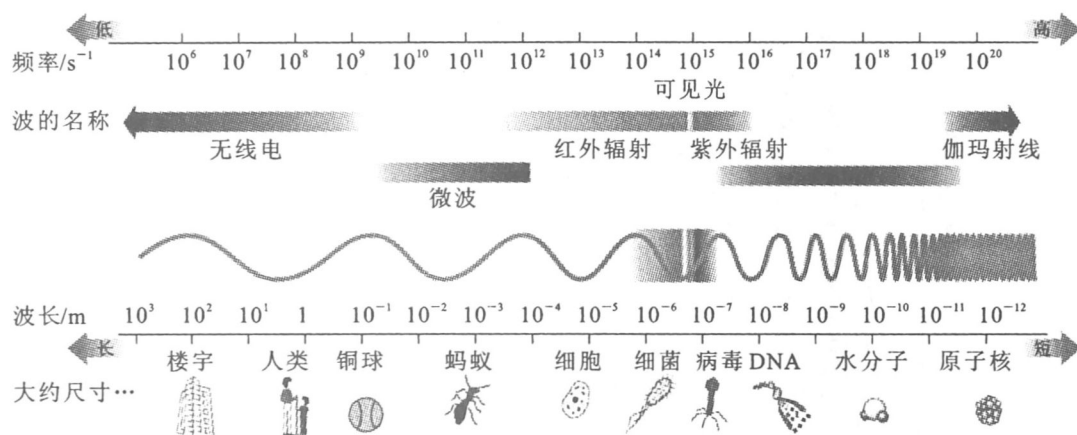


图 2.1 电磁波谱图

气象学着重研究的是太阳、地球和大气的热辐射,它们的波长范围约在 $0.15\sim 120\ \mu\text{m}$ 之间。在气象学中,通常以焦耳(J)作为辐射能的单位。单位时间内通过单位面积的辐射能量称为辐射通量密度 E ,单位是 W/m^2 。

辐射通量密度没有限定辐射方向,辐射接受面可以垂直于射线或与之成某一角度。如果指的是投射来的辐射,则称入射辐射通量密度;如果指的是自物体表面射出的辐射,则称放射辐射通量密度。其数值的大小反映物体放射能力的强弱,故称之为辐射能力或放射能力。单位时间内,通过垂直于选定方向上的单位面积(对球面坐标系,即单位立体角)的辐射能,称为辐射强度 I ,其单位是 W/m^2 。

辐射强度与辐射通量密度有密切关系,在平行光辐射的特殊情况下,辐射强度与辐射通量密度的关系为

$$I = \frac{E}{\cos\theta} \quad (2.4)$$

式中, θ 为辐射体表面的法线方向与选定方向间的夹角。

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为内能而使本身温度升高。

2.2.2 太阳辐射

太阳是一个炽热的气体球,其表面温度约为 $6000\ \text{K}$,内部温度更高。太阳向宇宙空间发射的电磁波和粒子流称为太阳辐射(Solar Radiation)。地球所接受到的太阳辐射能量仅为太阳向宇宙空间放射的总辐射能量的二十二亿分之一,却是地球大气运动和地球表层能量的主要能量源泉。

太阳辐射最强的波长为 $0.475\ \mu\text{m}$ 。这个波长在可见光范围内相当于青光部分。因此,太