

CLIMATE CHANGE

气候变化(大学教材)

丁一汇 主编

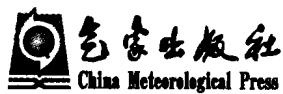


气象出版社
China Meteorological Press

气候变化

(大学教材)

丁一汇 主编



内容简介

本书是国内第一本专门为大学生编写的关于气候变化的教材。本书所选的内容不仅仅限于气候变化科学问题,还包括了与应对气候变化有关的适应、减排和国际制度及可持续发展等问题,具体内容包括气候系统、气候变化的事实、气候变化的原因、气候变化模拟与预估、气候变化的影响和适应、减缓气候变化、应对气候变化的国际制度以及气候变化与可持续发展。因而,本书不但适合自然科学专业的同学,也适合社会、经济、政治等人文科学的学生。

图书在版编目(CIP)数据

气候变化/丁一汇主编. —北京:气象出版社,2010.7

ISBN 978-7-5029-4736-1

I. ①气… II. ①丁… III. ①气候变化-高等学校-教材 IV. ①P467

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 125166 号

出版发行:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总 编 室:010-68407112

网 址:<http://www.cmp.cma.gov.cn>

责任编辑:张 斌 郭彩丽

封面设计:博雅思企划

印 刷:北京奥鑫印刷厂

开 本:720 mm×960 mm 1/16

字 数:565 千字

版 次:2010 年 7 月第 1 版

定 价:50.00 元

邮政编码:100081

发 行 部:010-68409198

E-mail: qxcbs@263.net

终 审:章澄昌

责任技编:吴庭芳

印 张:28

彩 插:12

印 次:2010 年 7 月第 1 次印刷

前 言

目前国内外关于气候变化的专著已出版很多,但专门为大学学生使用的气候变化教科书却不多,比较有影响的是英国豪顿(John Houghton)教授编写的《全球变暖》(Global Warming)一书。这本书的中文版在2001年由气象出版社出版,出版后得到了广大读者的欢迎。国内大多数关于气候变化的图书主要是专著、评估报告和科普读物,还没有一本为大学生编写的教材供有关专业的学生阅读。

大学生的教育主要在于基础知识的教育,同时也要善于提出问题,让同学们思考,启发和培养他们独立思考和解决问题的能力。大学生的教育在某种意义上是对某一科学领域的启蒙教育,通过基础知识的学习引领他们向更高的学术阶梯攀登。基础打得越牢固,掌握的理论方法越熟练,将来越有可能取得重要的成果。基于此,中国气象局组织国内相关院校和科研院所的气候变化问题专家撰写了本书。为了使同学们能对气候变化基本问题有一个全面系统的了解,本书所选的内容不仅仅限于科学问题,还包括了与应对气候变化有关的适应、减排和国际制度及可持续发展等问题。因而,本书不但适合自然科学专业的同学,也适合社会、经济、政治等人文科学的学生。全书的选材以基础知识为主,对于目前尚有明显争论的问题一般不选入,这留待同学们以后去探讨。全书的论述力争通俗易懂,阐述深入浅出。

本书的出版得到了中国气象局领导和科技与气候变化司、气象出版社的大力支持,也得到了所有参与编写的教授和专家的热情协助。他们在百忙中认真编写了此书。气象出版社张斌和郭彩丽同志做了大量的编辑工作,在此代表编委会一并向他们表示衷心的感谢。另外,有一些图表是引自中国气象局国家气候中心等统计结果和所制图表,文中未给出引用文献,我们也在表示谢意。

气候变化问题是一门多学科、交叉性的问题,其中的事实、理论和方法又不断地完善和演变。由于我们的知识有限,书中不足和错误之处在所难免,敬请广大师生和读者指正。

丁一汇

2010 年 5 月

目 录

第 1 章 气候系统	(1)
1.1 地球的大气	(1)
1.2 气候系统的组成及各圈层间的相互作用	(20)
1.3 气候变化及其时间尺度	(41)
1.4 气候系统观测	(49)
思考题	(60)
参考文献	(60)
第 2 章 气候变化的事实	(62)
2.1 过去的气候	(62)
2.2 近百年全球气候变化	(69)
2.3 全球气候系统变化	(77)
2.4 近百年中国气候变化	(87)
2.5 近五十年中国极端天气气候	(98)
思考题	(112)
参考文献	(112)
第 3 章 气候变化的原因	(114)
3.1 气候平衡态、敏感性和反馈效应	(114)
3.2 气候系统内部及耦合气候变异	(122)
3.3 自然的外部强迫形成的气候变异	(130)
3.4 人类活动与气候变化	(139)
思考题	(153)
参考文献	(154)

第 4 章 气候变化模拟与预估	(156)
4.1 气候预测方法和气候模拟	(156)
4.2 气候模式	(160)
4.3 气候模式对现代气候的模拟	(182)
4.4 全球气候变化趋势的预估	(195)
4.5 中国气候变化的趋势	(208)
思考题	(219)
参考文献	(220)
第 5 章 气候变化的影响和适应	(223)
5.1 气候变化影响的检测方法	(224)
5.2 气候变化的影响和脆弱性	(228)
5.3 适应气候变化的行动	(277)
思考题	(291)
参考文献	(292)
第 6 章 减缓气候变化	(305)
6.1 温室气体的来源与排放量计算方法	(305)
6.2 温室气体排放历史、现状与未来趋势	(312)
6.3 二氧化碳减排技术选择	(319)
6.4 碳吸收汇	(334)
6.5 二氧化碳捕获与封存	(342)
思考题	(347)
参考文献	(348)
第 7 章 应对气候变化的国际制度	(350)
7.1 气候变化问题的实质	(350)
7.2 国际气候管理制度	(355)
7.3 气候变化的谈判与国际合作	(361)
思考题	(375)
参考文献	(375)

第 8 章 气候变化与可持续发展	(377)
8.1 社会经济可持续发展的概念与实践	(377)
8.2 社会经济可持续发展的路径选择对应对气候变化的影响	(382)
8.3 应对气候变化对社会经济可持续发展的影响	(399)
8.4 一体化的可持续发展与应对气候变化战略和政策体系	(411)
思考题.....	(421)
参考文献.....	(421)
推荐书目	(423)
名词解释	(425)

第 1 章 气候系统

气候系统是指由大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈(陆地表面)和生物圈五个部分及其相互作用而组成的高度复杂系统。气候系统内部在太阳辐射的作用下产生一系列的复杂过程,有连续的外界能量输入,且其各个组成部分之间通过物质和能量交换紧密地相互联系和影响,所以气候系统是一个非线性的开放系统。气候系统的各个组成部分(子系统)也都是开放系统,因为大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈内部及其之间普遍存在着能量、动量和物质的输送与交换过程。正是由于这些子系统之间复杂的物理、化学和生物作用,才形成了气候系统行为的多样性和复杂性。气候系统随时间演变的过程既受到自身内部动力学的制约,也受到外部强迫的影响。

从 20 世纪 70 年代开始,人们逐渐认识到,随着人类活动的不断增强,人类活动也已成为影响气候及其变化的重要因素。因此,气候变化是地球系统中各圈层以及人类活动相互联系、相互作用的结果,以自然因素为主的传统的气候学也逐渐拓展为以气候系统和人类系统为研究对象的现代气候学。

气候系统的五个圈层中,大气圈是气候变化的中心,它是最不稳定、变化最快的部分。大气圈不但受到其他四个圈层的直接作用与影响,而且与人类活动有最密切的关系。大气圈的状态和变化直接影响着人类的生存条件和各种活动,因此大气圈备受关注。

1.1 地球的大气

包围地球的空气称为大气。像鱼类生活在水中一样,我们人类生活在地球大气的底部,并且一刻也离不开大气。大气为地球上生命的繁衍提供了理想的环境,它的状态和变化,时时刻刻都影响到人类的生存与发展。

1.1.1 地球大气成分及其变化

地球大气现在的组成是 46 亿年前地球形成后逐渐演化而来的,是由具有不同物

理性质的各种气体以及悬浮其中的不等量固态和液态小颗粒组成的,其主要成分为氮、氧、氩、二氧化碳和不到 0.04% 比例的微量气体。事实上现阶段大气成分基本上处于循环平衡状态。虽然随着自然条件的改变和人类活动的加剧,大气中二氧化碳含量在明显上升,一些有害成分也在逐渐增多,但是,从总体来看,大气成分还是相对稳定和平衡的。

1.1.1.1 工业革命前后(1750 年)大气成分变化

气象上通常称不含水汽和悬浮颗粒物的大气为干洁大气,简称干空气。在大气层中 80~90 km 以下,其干空气成分(除臭氧和一些污染气体外)的比例基本不变,可视为单一成分,其平均分子量为 28.966。组成干洁空气的所有成分在大气中均呈气体状态,不会发生相变。

在讨论大气组成时,人们习惯于将所有大气成分按其浓度分为三类:

- (1) 主要成分,其浓度在 1% 以上,它们是氮(N_2)、氧(O_2)和氩(Ar);
- (2) 微量成分,其浓度在 1 ppm~1% 之间,包括二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)、氦(He)、氖(Ne)、氪(Kr)等干空气成分及水汽;
- (3) 痕量成分,其浓度在 1 ppm 以下,主要有氢(H_2)、臭氧(O_3)、氙(Xe)、氧化亚氮(N_2O)、一氧化氮(NO)、二氧化氮(NO_2)、氨气(NH_3)、二氧化硫(SO_2)、一氧化碳(CO)等。此外,还有一些人为产生的污染气体,他们的浓度多为 ppt 量级。

表 1.1 干空气主要成分和痕量成分

气体	化学式	体积比
干燥空气在海平面的主要成分		
氮	N_2	78.084%
氧	O_2	20.942%
氩	Ar	0.934%
微量气体		
二氧化碳	CO_2	0.038%
氖	Ne	18.180 ppm
氦	He	5.240 ppm
甲烷	CH_4	1.760 ppm
氪	Kr	1.140 ppm
痕量气体		
氢	H_2	约 500 ppb
氧化亚氮	N_2O	317 ppb

续表

气体	化学式	体积比
一氧化碳	CO	50—200 ppb
氙	Xe	87 ppb
二氯二氟甲烷(CFC-12)	CCl ₂ F ₂	535 ppt
三氯一氟化碳(CFC-11)	CCl ₃ F	226 ppt
二氯一氟甲烷(HCFC-22)	CHClF ₂	160 ppt
四氯化碳	CCl ₄	96 ppt
三氯三氟乙烷(CFC-113)	C ₂ Cl ₃ F ₃	80 ppt
三氯甲烷	CH ₃ -CCl ₃	25 ppt
二氯一氟乙烷(HCFC-141b)	CCl ₂ F-CH ₃	17 ppt
二氟一氯乙烷(HCFC-142b)	CClF ₂ -CH ₃	14 ppt
六氟化硫	SF ₆	5 ppt
溴氯二氟甲烷	CBrClF ₂	4 ppt
三氟一溴甲烷	CBrF ₃	2.5 ppt

注：此表引自维基百科，<http://zh.wikipedia.org/>，2005年。其中，ppm(百万分之一)表示某成分的体积份数为 10^{-6} ，如 360 ppm 的意思就是，在每一百万个干燥空气分子中，有 360 个温室气体分子。此外，还有 ppb(十亿分之一)即 10^{-9} ，ppt(一万亿分之一)即 10^{-12} ，下同。

此外，由于自 1750 年以来人类活动的影响，全球大气中二氧化碳、甲烷和氧化亚氮(N₂O)浓度已明显增加，它们是人为排放的具有温室效应的气体，通常称之为温室气体，是大气中能产生温室效应的气体成分。温室气体的增加，加强了温室效应，被认为是造成全球变暖的主要原因。部分温室气体自然存在于大气中，另外一些是人为造成的。目前上述温室气体的浓度已经远远超出了根据冰芯记录得到的工业化前几千年甚至几十万年的浓度值。全球大气二氧化碳浓度的增加，主要由于矿物燃料使用、水泥生产和土地利用变化等人类活动，而甲烷和氧化亚氮浓度的变化则主要是由于农业。最近一万年((彩)图 1.1 中大图)和公元 1750 年(嵌入图)以来大气二氧化碳、甲烷和氧化亚氮浓度的变化的结果。该图中所示测量值分别源于冰芯(不同颜色的符号表示不同的研究结果)和大气样本(红线)。

1.1.1.2 人类活动引起的大气成分的变化

人类活动导致了四种主要气体的排放：二氧化碳(CO₂)、甲烷(CH₄)、氧化亚氮(N₂O)和卤烃(一组含氟、氯和溴的气体)，它们各自的浓度变化情况如下(图 1.2)。

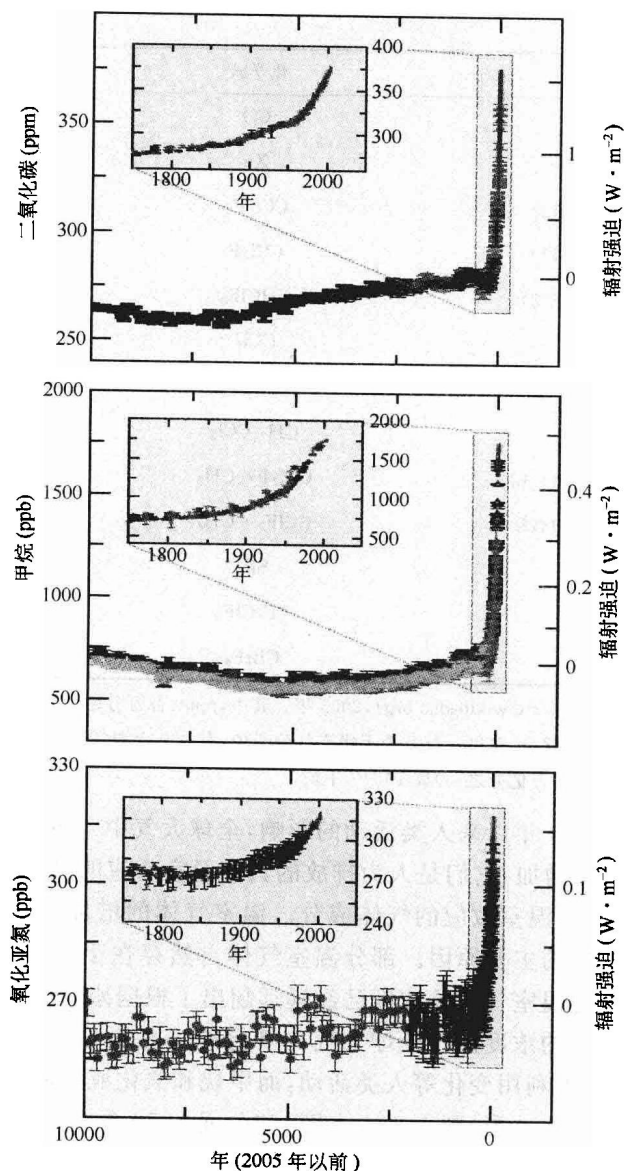


图 1.1 近万年从冰芯和现代测量资料中得到的温室气体浓度变化(IPCC 2007)

(1) 二氧化碳

二氧化碳是最重要的人为温室气体。全球大气二氧化碳浓度已从工业化前的约 280 ppm, 增加到了 2005 年的 379 ppm。2005 年大气二氧化碳浓度值已经远远超出了根据冰芯记录得到的 65 万年以来浓度的自然变化范围(180~330 ppm)。尽管大气中二氧化碳浓度的增长速率存在年际变率, 在近 10 年中(1995—2005 年)平均每

年以 1.9 ppm 的速率增长,比有连续直接大气观测以来(1960—2005 年平均:每年 1.4 ppm)的平均增长速率更高。

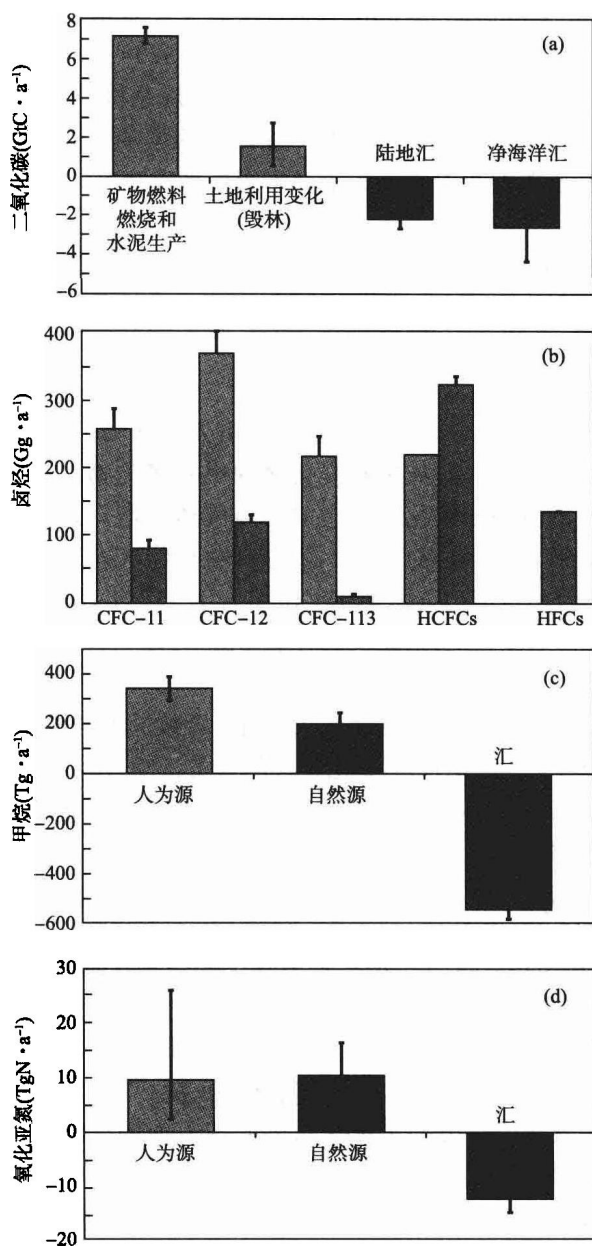


图 1.2 大气中各种温室气体浓度的变化及其贡献

在图(a)——(d)中,人为源用浅色表示,自然源和汇用深色表示。(IPCC 2007)

(2) 甲烷

全球大气中甲烷浓度值已从工业化前约 715 ppb 增加到 20 世纪 90 年代初期的 1732 ppb,并在 2005 年达到 1774 ppb。2005 年大气甲烷浓度值已远远超出了根据冰芯记录得到的 65 万年以来浓度的自然变化范围(320~790 ppb)。自 20 世纪 90 年代以来,其增长速率已有所下降,这与此期间内甲烷总排放量(人为与自然排放源的总和)几乎趋于稳定相一致。观测到的甲烷浓度的增加主要是农业和矿物燃料的使用,但不同种类排放源的相对贡献大小尚未很好地确定。

(3) 氧化亚氮

全球大气中氧化亚氮浓度值已从工业化前约 270 ppb,增加到 2005 年的 319 ppb。其增长速率自 1980 年以来已大致稳定。氧化亚氮总排放量中超过三分之一是人为排放的,主要来自于农业。

(4) 含卤气体

大多数长生命期的大气含卤气体的浓度是由人类活动引起的。在工业化以前,只有少量自然发生的含卤气体,如甲基溴化物和甲基氯化物。在 20 世纪的后 50 年里,化学合成新技术的发展导致化学生产的含卤气体激增。人类生产的主要含卤气体的排放如图 1.2b 所示,从此图可看出,氯氟碳化合物(CFC)的大气生命期为 45~100 年,氢氯氟碳化合物(HCFC)的大气生命期为 1~18 年,氢碳氟化合物(HFC)的大气生命期为 1~270 年。全氟化碳(PFC,未标出)可以在大气中存留数千年或数万年之久。

上述这几种人为排放的气体集聚在大气中,导致其浓度随着时间而增长。自 1750 年以来的增长可主要归咎于工业化时代的人类活动(图 1.3)。这种由矿物燃料燃烧和破坏森林等的人类活动产生的大气中温室气体增加引起的附加温室效应又称为增强或人为的温室效应,这将在第 3 章中详细讨论。

1.1.1.3 大气气溶胶

大气气溶胶是指悬浮在大气中的尺度为几十埃到几百微米的固态或液态颗粒而形成的一种大气颗粒物。按照气溶胶粒子的产生过程,大气气溶胶可分为原生气溶胶和次生气溶胶。原生气溶胶是指由排放源直接排放到大气中的颗粒物;次生气溶胶是指在大气中气体成分与粒子之间通过化学反应(气-固反应)生成的颗粒物。按照气溶胶的来源,气溶胶可分为自然源气溶胶和人为源气溶胶。气溶胶的自然来源有风蚀产生的矿物粉尘、海浪破碎产生的海盐粒子、生物源和火山喷发物等;人为源的气溶胶主要包括了矿物燃料燃烧、生物质燃烧和土地利用/覆盖变化等。

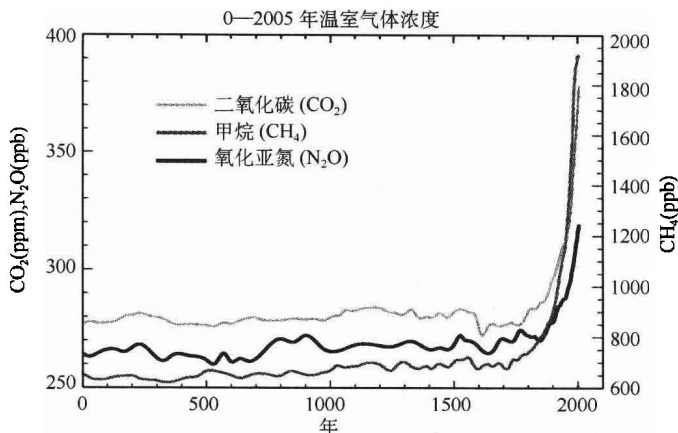


图 1.3 过去 2000 年中重要的长寿命温室气体在大气中的浓度变化(IPCC 2007)

大气气溶胶粒子的寿命通常约一周,对流层气溶胶的时空分布非常不一致,对全球特别是对区域气候可能具有重要的影响。和温室气体一样,大气气溶胶也是影响地气系统辐射强迫的重要因子。大气气溶胶可以散射和吸收大气中的太阳短波辐射和长波辐射,直接影响地气系统的辐射平衡,还可以作为凝结核改变云的辐射特性和云量与云的生命期,间接改变地气辐射平衡。在众多影响气候变化的因子中,大气气溶胶是最不确定的因素。气溶胶对气候变化的影响最早可以追溯到 20 世纪 60 年代,麦考密克和路德维格(McCormick and Ludwig)研究发现大气中气溶胶的增加可能会把更多的太阳光散射回太空,因而造成行星反照率的增加而使得地球变冷。气溶胶粒子通过反射和吸收大气中的太阳短波及红外辐射而直接影响辐射强迫,其中有些气溶胶(如黑碳气溶胶)引起正强迫,而有些(如硫酸盐气溶胶)则造成负强迫,但所有气溶胶粒子造成的综合辐射强迫总体上是负值,因而,也称其为“阳伞效应”。

工业革命后,由于人类活动开始造成大量温室气体和大气气溶胶粒子的排放,全球辐射平衡出现了变化,这种变化导致了地气系统辐射强迫的变化,其中,正强迫导致气候变暖,负强迫导致气候冷却。二氧化碳、甲烷和氧化亚氮增加所产生的辐射强迫总和为正(约 $2.30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$),工业化以来的辐射强迫增长率很可能在过去一万多年里是空前的(IPCC 2007)。虽然人类活动产生的大气气溶胶粒子的辐射强迫是负值,可以抵消一部分由于温室气体造成的正辐射强迫,但是人类活动净辐射强迫总量还是大的正值(约为 $1.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)。

1.1.2 大气垂直结构

1.1.2.1 大气的垂直结构特征

地球大气的下边界是地表或海洋表面,但是地球大气的上边界却不像下边界那

么明显,因为大气圈向星际空间的过渡是逐渐的,很难有一个清晰的“界面”将它们截然分开。大气总质量约 $5.3 \times 10^{15} \text{ t}$,其中有 50% 集中在离地 5.5 km 以下的低空大气层内,而离地 36~1000 km 的高空大气层只占大气总质量的 1%。到目前为止,人们只能通过物理分析和现有的观测资料,来大致确定大气的上边界高度。通常有两种方法:一种是根据大气中出现的某些物理现象,以极光出现的最大高度——1200 km 作为大气的上界,因为极光是太阳发出的高速带电粒子使稀薄空气分子或原子激发出来的光,它只出现在大气中,星际空间无这种物理现象;另一种是根据大气密度随高度减小的规律,以大气密度接近星际气体密度的高度定为大气上界,按卫星资料观测推算,该高度大约为 2000~3000 km。

观测表明,地球大气在垂直方向上的物理性质(温度、成分、电荷、气压等)有显著差异,根据这些性质随高度的变化特征可将大气分为对流层、平流层、中间层、热层和散逸层五层(图 1.4)。

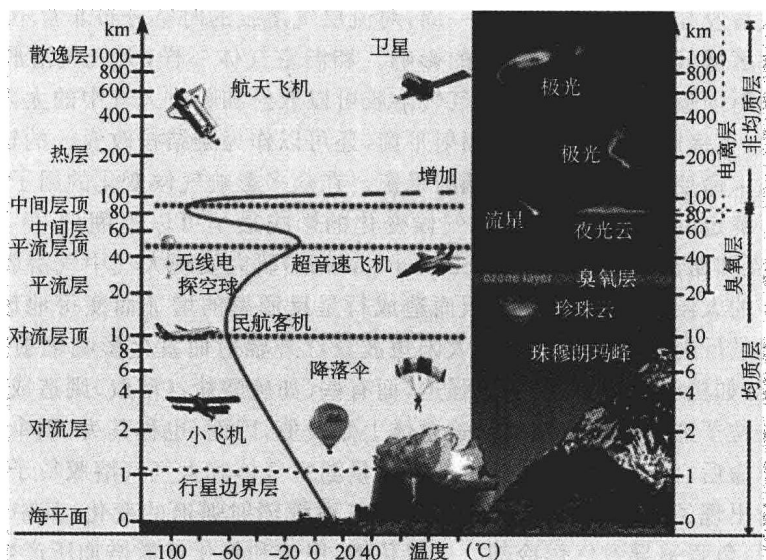


图 1.4 地球大气的垂直结构

[引自: <http://www.kowoma.de/>]

1.1.2.2 各层大气的基本特征及其变化

(1) 对流层: 对流层是大气的最底层, 其下边界为陆地或海洋面, 其高度随纬度、季节等因素而变, 在低纬地区平均为 17~18 km, 中纬地区平均为 10~12 km, 极地地区平均为 8~9 km。就其季节变化而言, 夏季对流层高度大于冬季。同大气总体厚度相比, 对流层是非常薄的, 不及整个大气层厚度的 1%。对流层虽然薄, 但是

却集中了整个大气质量的 3/4 和几乎全部的水汽,主要大气现象都发生在这一层中。对流层的名称首先由法国的德·波尔特于 1908 年提出,其意思是说这里是空气对流的地方,空气得以充分混合。

对流层主要有四个特征:

①气温随高度增加而降低,其降低的速率随地区、时间和所在高度等因素而变。平均而言,每上升 100 m 约降低 0.65°C ,这个气温降低速率称为(环境)气温递减率,通常用 γ 表示,即平均值 $\gamma=0.65^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 。当然,有时会在某些地区出现短暂的气温不随高度变化而变,甚至随高度增加而升高(称为逆温)的情况。对流层温度随高度递减的特征对于温室效应的产生是至关重要的。对流层顶的温度在低纬地区平均约 190 K,高纬地区平均约为 220 K。

②大气密度和水汽随高度迅速递减,对流层几乎集中了整个大气质量的 3/4 和水汽的 90%。

③有强烈的垂直运动。包括有规则的垂直对流运动和无规则的湍流运动,它们使空气中的动量、水汽、热量以及气溶胶等得以混合与交换。

④气象要素水平分布不均匀。由于对流层空气受到地表影响最大,因此,海陆分布、地形起伏等差异使对流层中的温度、湿度等气象要素的水平分布不均匀。

以上四个特点为云和降水的形成以及天气系统的发生、发展提供了有利条件,使得大气中所有重要的天气现象和过程几乎都发生在这一层。因此,对流层成为气象科学的主要研究对象。对流层在国外还被称为“天气层”。

对流层温度变率:

由探空和卫星观测资料对对流层中、低层温度进行的新的观测分析表明,二者之间的变暖率基本上是一致的,并且在各自的不确定性范围内与 1958—2005 年和 1979—2005 年之间的地表温度记录一致((彩)图 1.5)。

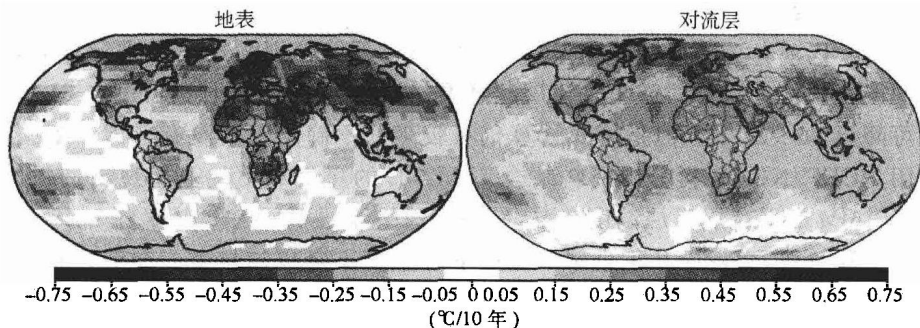


图 1.5 1979—2005 年全球地表温度(左)和卫星观测的对流层温度(右)的线性趋势分布。灰色表示资料不完整的区域(IPCC 2007)