

大气环境污染概论

张秀宝 高伟生 应龙根 编著

中国环境科学出版社

86.632
552

大气环境污染概论

张秀宝 高伟生 应龙根 编著

zk206/30

中国环境科学出版社

1989

内 容 简 介

本书全面系统地论述了大气环境污染的理论和实践。全书共分八章，内容包括：大气污染类型及其形成机制、大气污染与气象条件、大气扩散模式、大气环境影响评价、大气环境质量管理、大气环境污染控制等，书中还介绍了国内外一些新观点、新资料、和有关的新技术，并列举了大量实例。

本书材料丰富，内容详实，系统性、实用性很强，是一本有关大气环境污染的较完整、概括的资料和教材。可供从事环境保护的科研人员、工程设计人员、环境管理人员以及大专院校师生参考。

大气环境污染概论

张秀宝 高伟生 应龙根 编著
责任编辑 张维平

中国环境科学出版社出版

北京崇文区东兴隆街69号

北京怀柔县东茶坞印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 各地新华书店经售

1989年9月第一版 开本 787×1092 1/16
1989年9月第一次印刷 印张 20³/₄
印数：0001—4 000 字数 590 千字

ISBN 7-80010-337-4/X·196

定价：8.50元

前 言

大气环境是人类生存的自然环境的重要组成部分，也是满足人类生存的基本物质需要而必不可少的重要资源。近年来，大气污染造成的危害已作为一个突出的环境问题引起了人们的广泛关注，它提醒人们在发展生产和科学技术为自己制造日益丰富的物质财富的同时，也必须给自己提供一个安全舒适的生产和生活环境，否则当人们健康和生存受到威胁之时也必然要抑制生产和技术的发展。由于大气污染的危害是人和大气环境相互作用的产物，所以要消除或控制大气污染危害也只有人在和大气环境这一矛盾的统一体中去寻找答案。当人们探索消除或减轻人类开发活动的消极影响时，推迟或延缓发展速度自然是一个可行的途径。然而对于急需摆脱贫困、落后的发展中国家来说，工业与技术的进步是整个民族生存发展的需要，决不能轻易被冻结。即使是发达国家，一天也不愿意停止工业与科学技术的发展。因此，通过一系列程序与技术措施对“人—环境系统”实行适宜的管理与控制，就成了控制大气污染和改善大气环境质量的关键问题。

本书对大气环境污染作了较全面、系统、概略的阐述。书中概括地讨论了大气污染的类型，并企图用流体动力学理论多种扩散模式来阐述大气污染与气象之间的相互影响。在后面几章中，详细讨论了大气环境质量评价，管理与污染控制问题，并介绍了大气污染的各种监测方法。为了使读者对国内外大气立法有所了解，附录中还列出了国内外有关大气环境的立法和部分大气质量标准。在编写过程中，得到了许多长者的指点和同行们的关心和支持，谨此致谢。由于内容涉及多方面领域，作者水平有限，书中的错误和不足之处在所难免，敬请读者给予指正。

作 者

1988年1月

目 录

前言	(iii)
第一章 大气环境概述	(1)
一、自然大气的组成	(1)
二、环境大气的结构	(3)
三、大气的重要物理性质	(5)
四、大气边界层及其主要特征	(14)
第二章 大气环境的污染	(23)
一、大气污染和污染源	(23)
二、大气污染物及其危害	(29)
三、国内外大气污染概况	(43)
四、大气污染造成的经济损失	(47)
第三章 大气污染的类型	(50)
一、伦敦型烟雾	(51)
二、光化学烟雾	(55)
三、酸雨	(64)
四、酸雨污染实例	(85)
第四章 大气污染与气象条件	(94)
一、风与湍流对大气污染的影响	(94)
二、大气稳定性与烟型	(103)
三、气压系统与降水对大气污染的影响	(111)
四、下垫面条件对大气污染的影响	(116)
五、大气污染对气候的影响	(120)
第五章 大气扩散模式	(145)
一、大气扩散的理论与实验研究	(145)
二、高斯扩散模式	(148)
三、有效源高	(151)
四、估算大气扩散参数	(154)
五、多源、线源和面源扩散模式	(162)
六、计算举例	(166)
第六章 大气环境影响评价	(171)
一、大气环境影响评价的意义和种类	(171)
二、大气环境影响评价的程序和内容	(174)
三、大气污染源调查和评价	(180)
四、大气环境现状评价方法	(185)

五、大气环境影响预测	(198)
六、大气环境影响评价	(210)
七、大气环境影响评价实例	(212)
第七章 大气环境质量管理	(220)
一、环境管理与大气环境质量管理简介	(220)
二、大气环境保护政策与立法	(225)
三、大气质量标准	(227)
四、大气污染监测	(243)
五、大气环境质量管理经济分析	(255)
第八章 大气环境污染控制	(262)
一、全面规划 合理布局工业	(262)
二、控制污染源 尽量少排放	(269)
三、绿化环境 净化空气	(274)
四、选择有效的非工程性控制方法	(275)
参考文献	(292)
附录一 人类活动对臭氧层的影响及一些可能的地球物理后果——世界气象组织宣言 (1978)	(294)
附录二 中华人民共和国大气污染防治法	(297)
附录三 关于颁发《建设项目环境保护管理办法》的通知	(301)
附录四 部分大气质量标准	(312)
附录五 部分查算表	(319)

第一章 大气环境概述

人类的大气环境，即是包围在地球周围的厚厚的大气层。它为人们提供着生存、生活不可缺少的物质——空气，人们也通过生产和生活实践，影响着周围大气的质量，人与大气环境之间的这种经常的连续不断的物质和能量交换，决定了大气环境在整个环境中的重要地位。

一、自然大气的组成

地球大气圈的总质量约为6000万亿t，只占地球总质量的0.0001%左右，而其组成极为复杂，自然状态下的大气由干燥清洁的空气、水蒸气和悬浮微粒三部分组成。在90km以下的低层大气中，干洁空气的组成基本上是不变的（见表1-1）。主要成分是氮（N₂）、氧（O₂）和氩（Ar），它们占干空气总容积的百分数分别为78.09%，20.95%，0.93%，三者合计占干空气总容积的99.9%以上，其它还有少量的二氧化碳、氢、氦、氖、氙、臭氧等，总和不超过0.04%。

表 1-1 大气的组成

气 体	容 积 (%)	分 子 量	气 体	容 积 (%)	分 子 量
氮 (N ₂)	78.09	28.016	氦 (He)	0.0018	20.183
氧 (O ₂)	20.95	32.000	氖 (Ne)	0.0005	4.003
氩 (Ar)	0.93	39.944	氪 (Kr)	0.0001	83.700
二氧化碳 (CO ₂)	0.03	44.010	氢 (H ₂)	0.00005	2.016
臭氧 (O ₃)	0.000001	48.000	氙 (Xe)	0.000008	131.300

在90km以上的大气中，主要成分仍然是氮和氧。但是，由于太阳紫外线的强烈照射，氮和氧产生不同程度的离解。100km以上，氧分子几乎全部分解为氧原子。因而，90km以上大气的主要成分的比例发生了变化。

大气中的二氧化碳、水汽、微量有害气体和固体杂质的含量是变化的。

二氧化碳主要来自生物的呼吸作用，有机体的燃烧与分解。由于地面状况和人为活动影响的不同，近地层大气中二氧化碳在不同地区变化很大，一般大气中二氧化碳的含量是0.03%，而城市大气中二氧化碳含量可能超过0.06%。本世纪50年代以来，随着工业的发展，大量燃烧化石燃料，大气中二氧化碳含量显著增加，可能使大气温度发生变化，所以已引起人们的关注。

臭氧，是由氧分子离解为氧原子，氧原子再与另外的氧分子结合而成的一种无色剧臭的气体。自然大气中臭氧的含量很少，而且随高度分布不均匀。近地面臭氧比较少，从10km开始逐渐增加，在20~25km高度处达到最大值，形成明显的臭氧层，再向上又逐渐减少，

到55~60km高度上就很少了。臭氧能大量吸收太阳紫外线，一方面使近地层生物免受其灼伤，同时使平流层增暖。大气中臭氧的含量与人体健康关系极为密切，据推测，臭氧含量减少10%，有可能导致皮肤癌患者增加1倍。为此，环境科学家呼吁要保护大气臭氧层。

大气中的水汽主要来自海洋和地面的蒸发与植物蒸腾，在大气中水汽可凝结为水珠和冰晶，从而形成云、雾、雨、雪等多种大气现象。随着地面状况的不同，大气中的水汽含量变化在0.01~4%之间，大气中水汽含量及其变化对生物的生长和发育有重大影响。

大气中除气体成分外，还有很多液体、固体杂质和微粒。固体杂质主要来源于火山爆发、尘沙飞扬、物质燃烧的颗粒、宇宙物落入大气和海水溅沫、蒸发等散发的烟粒。尘埃、盐粒和冰晶，还有细菌、微生物、植物的孢子花粉等。它们多集中在大气的低层，通常是陆上多于海上，城市多于乡村。液体微粒是指悬浮于大气中的水滴，过冷水滴和冰晶等水汽凝结物。大气中的悬浮微粒增加会影响太阳辐射和地表热量的散失，从而对大气的温度和能见度产生影响。

表 1-2 近地面大气层痕迹气体的含量

气 体	含 量		残 留 时 间
	ppm	$\mu\text{g}/\text{m}^3(\text{STP})$	
二氧化碳 (CO ₂)	$(2\sim4) \times 10^2$	$(4\sim8) \times 10^5$	4a
一氧化碳 (CO)	$(1\sim20) \times 10^{-2}$	$(1\sim20) \times 10^1$	~0.3a
氧化氮 (N ₂ O)	$(2.5\sim6.0) \times 10^{-1}$	$(5\sim12) \times 10^2$	~4a
二氧化氮 (NO ₂)	$(0\sim3) \times 10^{-3}$	0~3	—
氨 (NH ₃)	$(0\sim2) \times 10^{-2}$	0~15	—
二氧化硫 (SO ₂)	$(0\sim20) \times 10^{-3}$	0~50	~5d
硫化氢 (H ₂ S)	$(0\sim20) \times 10^{-3}$	3~30	~40d
臭氧 (O ₃)	$(0\sim5) \times 10^{-2}$	0~100	~2a
氢 (H ₂)	0.4~1.0	36~90	—
氯 (Cl ₂)	$(3\sim15) \times 10^{-4}$	1~5	—
碘 (I ₂)	$(0.4\sim4) \times 10^{-5}$	0.05~0.5	—
甲烷 (CH ₄)	1.2~1.5	$(8.5\sim11) \times 10^2$	~100a
甲醛 (CH ₂ O)	$(0\sim1) \times 10^{-2}$	0~16	—

地球大气的起源，一般认为大约在45亿年以前。在地球形成的当时或稍晚一些时候，有一段时期地球上是没有大气的，今天观测到的大气是由伴随着火山活动而从地球内部排出的挥发性物质变成的。当然，现在所知道的大气与火山喷发出来的“原材料”之间，很难看出有何相似之处。例如，火山喷发出来的气体大约是由85%水汽、10%二氧化碳以及少量的氮和硫或硫化物（二氧化硫和硫化氢）混合组成的。在火山喷发物中显然没有自由的氧。为了了解现在的大气是如何由地球内部排出的挥发物质变成的，必须把大气看成是地球组合系统的一部分，而不是与地球隔绝的实体。这个组合系统是由水圈（地面及地表以上水物质总体）、生物圈（一切有生命的动植物）和称为岩石圈的地壳组成。当火山爆发时，大气只能容纳其中很少一部分的水汽质量，因此地球表面最早的火山活动必定产生云和雨，通过这一过程形成了地球表面上的水圈。水的解离和光合反应*，产生大气的氧，两种反应均涉及对太阳辐射的吸收，前者要求吸收紫外辐射，后者要求吸收可见光辐射。当大气中的氧逐渐增加时，就导致高层大气中臭氧 (O₃) 层的形成，从而吸收太阳辐射光谱中的紫外线部分。这样愈来

* 水的解离和光合反应分别为： $2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{H}_2 + \text{O}_2$ ； $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \{\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2\}$ 。

愈多的氧—愈来愈少的紫外辐射—愈来愈多的可见光辐射—愈来愈丰富的植物生命—产生更多的氧,这是一种增益放大过程。排放到大气中的氮,通过离子交换作用和土壤微生物的固氮作用,其中有一小部分(约为20%)进入到地壳的硝酸盐中。但是,氮具有化学惰性,它在水中的溶解度又低(约为二氧化碳的1/70),所以火山喷发出的氮,大部分仍保留在大气中。但水和二氧化碳却由于前面提到的过程,大部分移走了,因此氮就变成地球大气中主要气体成分了。大气中的氮的含量,比其他惰性气体为多,是地球固体部分放射性物质衰变时的副产品。地球大气中的氮大部分也由放射性衰变产生。

二、环境大气的结构

(一) 大气圈的厚度

由于地球的引力作用和大气的可压缩性,大气的密度是随高度增加而减小的。据计算,由地面到大气上界单位面积大气压柱的总质量在标准状况下(温度为0℃,气压为760mm)为1033.3g/cm³。其中有50%的大气质量集中在离地5.5km以下的层次内,在离地36~1000km的大气层内只占总质量的1%。大气压力和密度随高度的分布,如表1-3所示。在地面的密度为1225g/m³,到100km高度处只有0.0004g/m³了,到700~800km高度处,气体分子之间的距离可达几百米远。如果继续往上,空气更稀薄。但无论那个高度,大气密度都不会减少到零的程度。这就是说,大气圈与星际空间之间很难用一个“分界面”把它们截然分开。严格地说,不存在大气圈的这种上界。虽然如此,我们还是可以通过物理分析,确定一个最大高度来说明大气圈的垂直范围。这一最大高度的划定,由于着眼点不同,所得的结论也不同。通常有两种划法:一是着眼于大气中出现的某些物理现象。根据观测资料,在大气中极光*是出现高度最高的物理现象,它可以出现在1200km的高度上。因此,可以把大气的

表 1-3 气压和密度的高度分布

高度 (km)	气压 (hPa)	密度 (g/m ³)	高度 (km)	气压 (hPa)	密度 (g/m ³)
0	1013	1225	14	141	227
1	899	1112	15	120	194
2	795	1007	20	55	88
3	701	909	25	25	40
4	616	819	30	12	18
5	540	736	35	6	8
6	472	660	40	3	4
7	411	590	45	2	2
8	356	525	50	0.9	1
9	307	466	60	0.3	0.4
10	264	413	70	0.06	0.1
11	226	364	80	0.01	0.02
12	193	311	90	0.001	0.003
13	165	366	100	0.0002	0.0004

* 极光是稀薄气体受到太阳微粒辐射作用而产生的发光现象。

•• 据近代天气物理学研究,星际空间的中性气体质点密度为1个/cm³,电子浓度为10²~10³个/cm³。

上界定为1200km,由此确定的大气上界称为大气的物理上界。另一种是着眼于地球大气密度随高度逐渐减少到与星际气体密度**接近的高度定为大气上界。按照人造卫星探测到的资料推算,这个上界大约在2000~3000km的高度上。此外,根据在地球场内受引力而旋转的气层高度可达10000km,因此,也有以10000km高度作为大气圈的最外层。

从地面到高空,大气的温度和密度等物理状况有着明显的差异。世界气象组织规定:根据大气温度的垂直分布可将大气分为:对流层、平流层、中间层、暖层(电离层)、散逸层(外层)五层。各层的划分情况见图1-1。

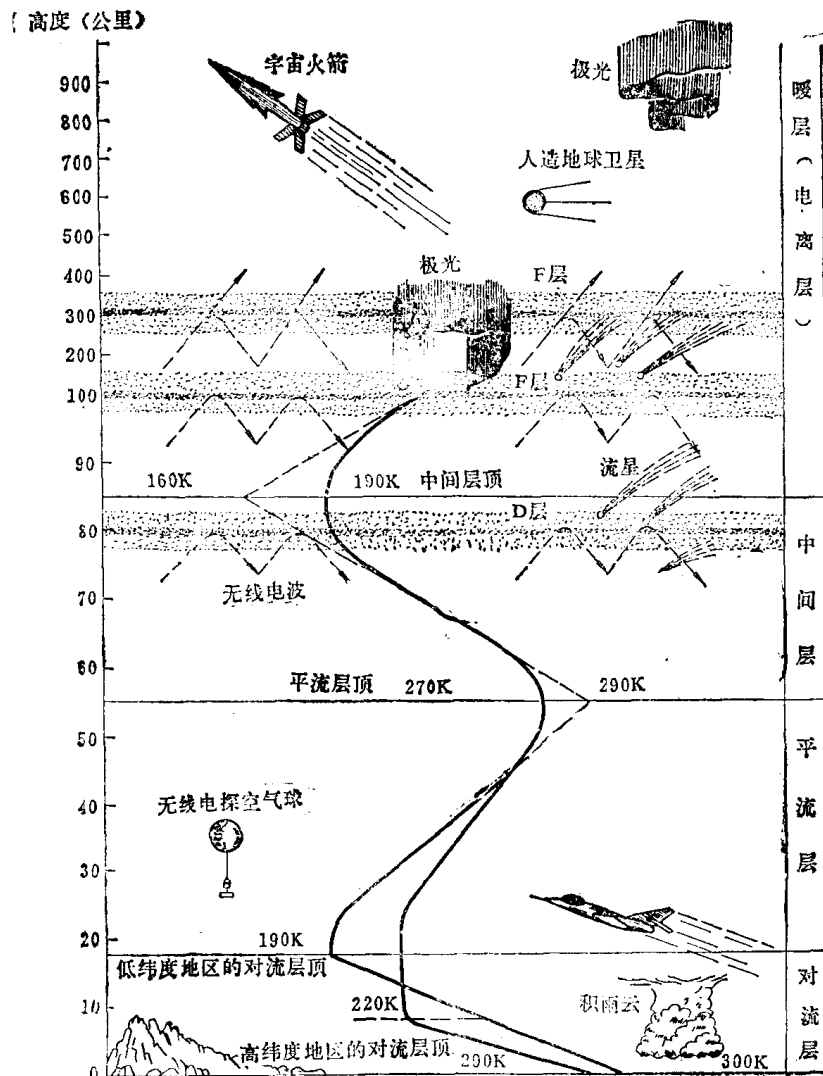


图 1-1 大气的垂直分层

1. 对流层

对流层是地球大气的最低层。它的厚度随纬度和季节而变化,赤道地区约17~18km、中纬度地区约10~12km、两极附近仅8~9 km。整个大气质量的75%和全部水汽都集中在这一层。该层的主要特征是:①一般情况下,温度随高度增加而递减,平均每上升100m降温0.65℃(称为气温直减率);②大气对流运动强烈,云、雾、雨、雪等主要天气现象都发

生在这一层；③受地面状况和人为活动影响最为显著，大气的温度、湿度等气象要素水平分布差异大，从而形成不同的大气环境和产生各种大气污染现象。

另外，在对流层和平流层之间，有一个厚度为数百米到1~2 km的过渡层，称为对流层顶。这一层的主要特征是温度随高度增加降低很慢或几乎等温。实际工作中往往根据这种温度变化的起始高度来确定对流层顶的位置。赤道地区，对流发展旺盛，对流层顶高，可达17~18 km；两极地区，对流较弱，对流层顶低，仅达8~9 km。对流层顶的平均温度，在低纬地区约为-83℃，在高纬地区约为-53℃。对流层顶对垂直气流有很大的阻挡作用，上升的水汽、尘埃多聚集其下，使得那里的能见度往往变坏。

2. 平流层

从对流层顶到55 km左右这一层称为平流层。平流层的主要特性是：①温度先随高度升高几乎不变，从30~35 km起，温度随高度迅速增加；②大气多为平流运动，整个大气层比较平稳；③水汽和尘埃的含量很少，云也很少。在对流层顶以上臭氧量开始增加，至22~25 km附近臭氧浓度达极大值，然后减小，到55 km处臭氧量就极微了，因此主要的臭氧带（12~35 km）包含在平流层内。臭氧能吸收紫外线，对地表的生物起到保护作用。近年来，由于超音速飞机在平流层的飞行活动日益增多，这种飞行可能破坏臭氧层。臭氧层的破坏，对地表生物可能发生危害，因而日益引起人们的普遍关注。

3. 中 层

自55 km到85 km左右这一层称为中层。中层的温度随高度迅速降低，顶界温度下降至-83℃~-113℃，再次出现空气的对流运动，故有上部对流层之称。

4. 暖 层

暖层位于中层顶至800 km高度。此层的温度随高度迅速升高，据人造卫星观测，在300 km处，气温可达1000℃以上。因此，该层大气处于高度电离状态，具有反射无线电波的能力，故有电离层之称。

5. 散 逸 层

800 km以上的大气层，统称散逸层。它是大气向星际空间的过渡地带。此层空气极其稀薄，气温很高，并随高度增加而继续升高。地球引力作用较小，空气质点经常散逸至星际空间。

三、大气的重要物理性质

（一）主要气象要素

表示大气的物理状态和大气中物理现象的物理量，统称气象要素。有气压、温度、湿度、风、能见度、日照、降水等，这里简要介绍四个主要的气象要素。

1. 气 压

单位面积上所承受的大气柱的重量，称为大气压强，简称气压。由于大气柱的重量不能直接测量，气象上是用与大气柱重量相平衡的水银柱重量来计算的。过去通常用汞柱的高度表示气压的高低，所以气压单位可用毫米汞柱高度（mmHg）表示。现在根据我国法定计量单位的规定，可用毫巴来度量，1毫巴（mbar）是一平方厘米（cm²）的面积上受到10毫牛顿（mN）的压力时的压强值，即：

$$1\text{mbar} = 10\text{mN}/\text{cm}^2$$

当选定温度为0℃，纬度为45°的海平面作为标准时， $\rho_{\text{Hg}} = 13.596\text{g}/\text{cm}^3$ ， $g = 980.665\text{cm}/\text{s}^2$ 。

$$\begin{aligned} 1\text{mmHg} &= 13.596\text{g}/\text{cm}^3 \times 980.665\text{cm}/\text{s}^2 \times 0.1\text{cm} \\ &= 1.333 \times 10\text{mN}/\text{cm}^2 \\ &= 1.333\text{mbar} \end{aligned}$$

由此，可得到mmHg与mbar之间的换算关系：

$$1\text{mmHg} = 1.33\text{mbar} = 4/3\text{mbar}$$

$$1\text{mbar} = 0.75\text{mmHg} = 3/4\text{mmHg}$$

在标准情况下，海平面气压为760毫米汞柱高，或相当于1013.3毫巴，称为1个标准大气压。

1985年1月1日起，我国的气压的单位一般用国际单位制单位百帕（斯卡），符号为hPa，它在数值上与毫巴相等，即1mbar = 1hPa。

百帕的定义为每平方米面积上承受100牛顿的力为100帕斯卡，即1hPa = 100N/m²。

气压单位目前也可用巴（bar）和标准大气压（atm）表示。

根据气压的定义，显然，高度越高，压在其上的气柱越短，气压也就越低。因此对于任何一个地点来说，气压总是随高度的增高而降低的。空气在静止状态下气压随高度降低的规律可以用下式表示：

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (1-1)$$

(1-1)式即是气象上广泛应用的静力方程。式中符号表示气压向上减小。

一般情况下，气压随高度降低的快慢在不同高度是不同的。由于大气密度随高度减小，因此从地面到1000m，和从1000m到2000m作一比较，虽然气柱都是缩短了1000m，但由于地面到1000m这段气柱的密度比1000m到2000m这段气柱的密度大，低层气压降低的数值比高层大。由此可见，空气密度大的地方气压随高度降低得快，而空气密度小的地方气压随高度降低得慢。

地面气压分布一般在940~1040hPa之间，在台风中可能低于940hPa，在西伯利亚高压中心可能高于1080hPa。

2. 气 温

表示空气冷热程度的物理量，称为气温。在一定的容积内，一定质量空气温度的高低与气体分子运动的平均动能多少有关，而气体分子运动的平均动能只与温度有关，且与热力学温度 (T) 成正比。因此，空气冷热的程度，实质上是空气分子平均动能大小的表现，当空气获得热量时，它的分子运动的平均速度增大，随之平均动能增加，气温也就升高；反之当空气失去热量时，它的分子运动平均速度减小，随之平均动能也减小，气温也就降低。

气温的单位，我国规定用热力学温度和摄氏温度。

热力学温度是基本温度，符号是 T ，其单位是开尔文 (Kelvin)，符号为 K 。开尔文 1 度等于水的三相点热力学温度的 $1/273.16$ 。在气压为 760mmHg 时，水的三相点热力学温度为 273.16K ，水的冰点为 273.15K ，水的沸点为 373.15K 。

摄氏温度符号是 t ，单位是摄氏度，符号是 $^{\circ}\text{C}$ ，其差度等于开尔文。在气压为 760mmHg 时，水的三相点温度是 0.01°C ，水的冰点是 0°C ，沸点是 100°C 。摄氏温度与热力学温度换算关系如下：

$$t(^{\circ}\text{C}) = T(\text{K}) - 273.15 \quad (1-2)$$

大气中的温度一般以百叶箱中干球温度为代表。1958年8月10日在南极测得 -86.7°C ；1936年在索马里测得 63.0°C ，最高最低相差 150°C 。在我国境内，黑龙江省漠河气象站1969年2月13日测得 -52.3°C 最低气温记录，新疆的吐鲁番民航机场1965年7月测得 48.9°C 的极端最高气温，最高最低相差达 100°C 。

3. 湿 度

表示大气中水汽量多少的物理量，称为湿度。大气的湿度状况是决定云、雾、降水等天气现象的重要因素。大气湿度可用下述几种方法表示。

(1) 绝对湿度 单位体积空气中所含的水汽量，称为绝对湿度 (a)，它的单位是 g/m^3 或 g/cm^3 。由此可见，绝对湿度就是空气中水汽的密度。空气中水汽含量愈多，绝对湿度就愈大。利用它能直接表示空气中水汽的绝对含量。但它不能直接测量，是通过其它量的测量间接推算出来的。

(2) 水汽压和饱和水汽压 大气压力是大气中各种气体压力的总和。水汽和其它气体一样，也有压力，大气中的水汽所产生的那部分压力叫水汽压 (e)。它的单位与气压一样，也用百帕 (hPa) 表示。

水汽是大气的一部分，气体状态方程同样适用于水汽，即：

$$e = \rho_0 R_0 T \quad (1-3)$$

式中， ρ_0 ——水汽密度 (即绝对湿度)； T ——气温； R_0 ——水汽的比气体常数。

可见，当温度一定时，大气中水汽含量愈多，水汽压愈大；反之，水汽压愈小。

绝对湿度 a 与水汽压 e 之间有一简单关系式，即：

$$a = \frac{e}{R_0 T} \quad (1-4)$$

式中， $R_0 = 4.6 \times 10^8$ 尔格/(克·度)； T 为气温；因而 a 值为：

$$\begin{aligned} a &= \frac{10^3 e}{4.6 \times 10^8 T} = \frac{217 \times 10^{-6} e}{T} \text{ g/cm}^3 \\ &= \frac{217 e}{T} \text{ g/m}^3 \end{aligned} \quad (1-5)$$

以 $T = 273.15 + t = 273(1 + \alpha t)$ 代入上式，得：

$$\begin{aligned} a &= 0.795 \times 10^{-6} \frac{e}{1 + \alpha t} \text{ g/cm}^3 \\ &\approx 0.8 \frac{e}{1 + \alpha t} \text{ g/m}^3 \end{aligned} \quad (1-6)$$

如 e 以毫米（汞柱高）表示，则：

$$a = 1.06 \frac{e}{1 + \alpha t} \text{ g/m}^3 \quad (1-7)$$

(1-7) 式表明，就数值来说， a 与以毫米（汞柱高）所表示的 e 差别很小（当 $t = 16.4^\circ\text{C}$ 时，系数 $\frac{1.06}{1 + \alpha t} = 1$ ）。因此有时称水汽压 e 为绝对湿度，这无疑是够精确的。

在温度一定的情况下，单位体积空气中能容纳的水汽数量有一定的限度，如果水汽含量达到了这个限度，空气就达到饱和状态，这时的空气，称为饱和空气。饱和空气中的水汽压，称为饱和水汽压（ E ），也叫最大水汽压，因为超过这个限度，水汽就要开始凝结。实验和理论都可证明，饱和水汽压随温度的升高而增大。在不同的温度条件下，饱和水汽压的数值是不同的。

(3) 相对湿度 所谓相对湿度（ f ），就是空气中的实际水汽压与同温度下的饱和水汽压的比值（用百分数来表示），即：

$$f = \frac{e}{E} \times 100\% \quad (1-8)$$

相对湿度的大小直接反映空气饱和的程度。相对湿度愈小，表明当时空气离饱和愈远，相对湿度接近100%时，表明当时空气接近于饱和。但它的大小不仅随大气中水汽含量而变，同时也随着气温而变化。当水汽压不变时，气温升高，饱和水汽压增大，相对湿度会减小；反之，气温降低，相对湿度会增大。

(4) 饱和差 在某一温度下，饱和水汽压与实际空气中水汽压之差称为饱和差（ d ）。 $d = E - e$ ， d 表示实际空气距离饱和的程度，在研究水面蒸发时常用到 d ，它可指出水分子的蒸发能力。

(5) 比湿 在一团湿空气中，水汽的质量与该团空气的总质量（水汽质量加上干空气质量）的比值，称为比湿（ q ）。它的单位是 g/g ，即表示每1g湿空气中含有多少克的水汽。因此，比湿就是单位质量空气中所含有的水汽质量，即：

$$q = \frac{m_w}{m_d + m_w} \quad (1-9)$$

式中， m_w ——该团湿空气中水汽的质量； m_d ——该团湿空气中干空气的质量。

据此公式和状态方程可导出：

$$q = 0.622 \frac{e}{p} \quad (1-10)$$

要注意的是式中气压 (p) 和水汽压 (e) 必须采用相同的单位。

由上式可以看出,对于某一团空气而言,只要其中的水汽质量和干空气质量保持不变,不论它发生膨胀或压缩,体积如何变化,其比湿都保持不变。因此在讨论空气的垂直运动时,通常用比湿来表示空气的湿度。

(6) 混合比 一团空气中水汽的质量与干空气质量的比值,称为混合比(S),即:

$$S = \frac{m_w}{m_d} \quad (1-11)$$

据其定义和状态方程可导出:

$$S = 0.622 \frac{e}{p-e} \quad (1-12)$$

(7) 露点 在空气中水汽含量不变,在一定的气压条件下,使空气冷却到达饱和时的温度,称为露点温度,简称露点(T_d),它的单位与气温相同。例如上海某日14时的气温为30℃,对应的饱和水汽压为42.5hPa,当时的实际水汽压为31.7hPa,很明显,这时的空气是未饱和的。如果实际水汽压不变,气压也不变,只有降低空气温度才能使空气达到饱和。而饱和水汽压为31.7hPa时对应的气温为25℃,故只有当温度由30℃降到25℃时,空气才由未饱和状态变为饱和状态。因此,上海该日14时的露点是25℃。

气压一定时,露点的高低只与空气中的水汽含量有关,水汽含量愈多,露点愈高,所以露点也是反映空气中水汽含量的物理量。在实际大气中,空气经常处于未饱和状态,露点温度常比气温低($T_d < T$)。只有空气达到饱和时,露点温度才和气温相等($T_d = T$)。因此,根据 T 和 T_d 的差值,还可大致判断空气距离饱和的程度。

上述湿度的各种表示:绝对湿度、水汽压、比湿、露点基本上表示空气中水汽含量的多寡,而相对湿度、饱和差、温度露点差则表示空气距离饱和的程度。

4. 风

空气的水平运动就叫风。风是一个表示气流运动的物理量。它和气压、气温、湿度等要素不同,不仅具有数值的大小(即风速),还具有方向(即风向)。因此,风是向量,它是天气预报的重要项目,又是大气污染的重要因素。

风向是指风的来向。地面风向用16个方位来表示。高空风向常用方位度数(共分360度)表示,以0度(或360度)表示正北,90度表示正东,180度表示正南,270度表示正西。在16个方位中每相邻方位间的角差为22.5度。

风速单位常用m/s、海里/h或km/h表示,其换算关系如下:

$$\begin{aligned} 1\text{m/s} &= 3.6\text{km/h}, & 1\text{海里/h} &= 1.852\text{km/h}, \\ 1\text{km/h} &= 0.28\text{m/s}, & 1\text{海里/h} &= 0.5\text{m/s} \end{aligned}$$

风速的记载有时采用压力,称为风压。如果以 v 表示风速(m/s), p 为垂直于风的来向1km²面积上受到的风的压力(kg/m²),它们的关系为:

$$p = 0.125v^2$$

气象服务中,常用风力等级表示风速的大小。风力等级是根据风对地面或海面物体的影响而引起的各种征象,将风力分为13级,最小为0级,最大为12级。各级风的相当风速列于

表1-4.

表 1-4 风力等级表

等级	名称	相当风速		陆地物体征象	海面物体征象
		m/s	km/h		
0	静风	0.0~0.2	<1	静、烟直上	平静
1	软风	0.3~1.5	1~5	烟能表示风向, 树叶略有动摇, 风向标不能转动	有微波
2	轻风	1.6~3.3	6~11	人面感觉有风, 树叶有微响, 风向标能转动, 旗子开始飘扬, 高草和庄稼开始摇摆	有小波纹、渔船动摇
3	微风	3.4~5.4	12~19	树叶和细枝摇动不息, 旗帜招展, 高草和庄稼动摇不息	有小浪, 渔船渐觉震动
4	和风	5.5~7.9	20~28	灰尘和纸片飞舞, 树的小枝摇动, 高草和庄稼波浪起伏	浪顶有些白色泡沫, 渔船满帆时可使船身倾于一侧
5	清风	8.0~10.7	29~38	有叶的小树摇摆, 河水起小波, 高草和庄稼波浪起伏明显	浪顶白色泡沫较多, 渔船收起一部分帆
6	强风	10.8~13.8	39~49	大树枝摇动, 电线呼呼有声, 撑伞困难, 高草和庄稼不时倾伏于地	白色泡沫开始被风吹离浪顶, 渔船收起大部分帆
7	疾风	13.9~17.1	50~61	全树动摇, 大树枝弯下来, 迎风步行感觉不便	白色泡沫离开浪顶, 被吹成条纹状
8	大风	17.2~20.7	62~74	能折毁小枝, 迎风步行感到阻力甚大	白色泡沫被吹成明显的条纹状, 近港渔船一般不外出
9	烈风	20.8~24.4	75~88	大树枝可折断, 普通屋顶烟囱、瓦片等物可有小损坏	被风吹起的浪花使水平能见度减小, 机帆船航行困难
10	狂风	24.5~28.4	89~102	陆上少见, 出现时树木可被吹倒, 一般建筑物遭损坏	被风吹起的浪花使水平能见度明显减小, 机帆船航行颇危险
11	暴风	28.5~32.6	103~117	陆上很少见, 有则必有重大损毁	机帆船航行极危险
12	飓风	>32.6	>117	陆上绝少见, 有则摧毁力极大	海浪滔天

(二) 大气的基本物理性状

1. 大气的基本物理性质

大气具有一般流体所共有的四个基本特性, 即连续性、流动性、可压缩性和粘性。流体和固体一样都是分子组成的。分子之间是有空隙的, 即分子本身的体积比起分子之间的空隙要小得多, 分子在这些空隙间杂乱无章地运动着, 因此, 流体的内部结构是不连续的。研究流体的运动, 不是研究个别分子的运动, 而是研究其宏观的大量分子集团的运动。每个分子集团在宏观上可以看成是一个点, 但从微观角度来看, 它又是非常大的, 足以包含大量分子, 这样的分子集团称为流体微团, 流体微团是紧紧地挤在一起, 连成一体的。就是说宏观上把流体看成是连续介质, 这是允许的, 并有实际意义。例如, 关于流体密度的概念, 从流体的微观结构不连续性来说, 某一点的密度是没有意义的, 因为这一点取在分子间的空隙和刚

好取在流体的分子上，则密度的值完全不同。但是根据连续介质的概念，则可给出流体密度以确切的定义。设想在流体中取一个微小的体积元素 ΔV （不管 ΔV 如何小，它总包含有大量分子），设 ΔV 所包含的流体质量为 ΔM （ ΔM 实际上是 ΔV 体积中流体分子质量的统计平均值），则可定义流体某一点的密度为：

$$\rho = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\Delta M}{\Delta V} = \frac{dM}{dV} \quad (1-13)$$

流体对形变的抵抗是极其微弱的，静止状态的流体不能承受沿流体任意小的切向的作用力，就是说，流体可以任意改变自己的形状，只要有充分时间，形变可以一直进行下去，流体的这种性质称为流动性，正是由于环绕地球的大气的流动性，形成了风。

流体都是可以压缩的，气体的压缩性比液体的压缩性大得多。但在气流速度很小时，其压缩性也是不甚显著的，所以气象学中常把空气近似地当作不可压缩流体来处理。

当两层流体相对运动时，在两层流体之间存在着一种相互牵引的作用力，称之为内摩擦力或粘性力，这是由于两层流体之间分子运动的动量交换引起的。试验证明，大多数流体的粘性力与两层流体之间的相对速度大小成正比。如果在研究的问题中，相对速度很小时，粘性力对流体的运动不起主导作用，常把该流体近似地看成无粘性的。例如，1~1.5km以上的大气，可当成无粘性的理想流体来处理，但在研究近地层空气运动时，水平气流铅直方向的变化是比较显著的，这时粘性作用成为影响运动的重要因素，空气就不能当成无粘性的理想流体处理了。

大气区别于一般流体的特点是，大气密度的空间分布不仅与压强有关，而且还依赖于温度。因此大气运动便和热量传递过程有着密切的关系。此外，大气的运动可以看成是两部分运动迭加而成的：一是有规则的运动，如水平运动和垂直运动；二是无规则运动，又称为湍流运动。在湍流运动情况下，每个运动质点的速度和方向都有极不规则的变化，常表现为各种各样的涡旋。这种运动状态与分子的不规则运动很相似，所不同的是参与运动的最小单位不是单个分子，而是由大量分子组成的空气微团。大气的湍流运动是普遍存在的，树叶摆动，纸片飞舞，炊烟缭绕等都是湍流引起的现象。

2. 状态方程

空气状态常用密度（ ρ ）、体积（ V ）、压强（ P ）、温度（ t 或 T ）四个量来表示。对于一定质量的空气来说，它的体积、压强、温度三者之间有着密切的关系。比如，一小团空气由地面附近上升时，它的压力减小，随之发生体积增大和温度降低。就是说，其中一个量变化了，其余的一个量或两个量也要随着变化，就说空气状态发生了变化，如果这三个量都不变，就说空气处于一定的状态中。概括这些量的关系就可得到空气状态变化的基本规律。

（1）干空气状态方程 通过大量的科学实验总结出，一切气体在压强不太大，温度不太低（远离绝对零度）的条件下，一定质量气体的压强和体积的乘积除以它的绝对温度所得的商是不变的，即：

$$\frac{P_1 V_1}{T_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2} = \frac{P_3 V_3}{T_3}$$