

空气污染气象学 原理及应用

李宗恺 潘云仙 孙润桥



气象出版社



空气污染气象学原理及应用

李宗恺 潘云仙 孙润桥 编著

气象出版社

内 容 简 介

空气污染气象学是用气象学的方法来研究污染物进入大气后的扩散、迁移、转化和清除规律,为防治空气污染和改善大气环境提供科学依据。

本书的主要内容:大气湍流、大气扩散、污染沉积理论以及微气象学原理;平原、城市和复杂地形条件下的空气污染浓度计算、规划设计、环境影响分析和空气污染预报等应用问题,重点在局地 and 城市尺度的大气扩散和空气污染问题。

本书可供大气环境保护、气象、工矿企业等部门的科技人员和高等院校大气物理及环境保护等专业师生参考。

空气污染气象学原理及应用

李宗恺 潘云仙 孙润桥 编著

责任编辑:顾仁俭

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京科技印刷厂印刷 新华书店北京发行所发行

* * *

850×1168 1/32 印张:19 字数:452千字

1985年1月第一版 1985年1月第一次印刷

印数:1—8,000 统一书号:13194·0195

定价:4.85元

前 言

空气污染气象学是大气环境科学的一个分支，主要用气象学的方法研究污染物进入大气以后的扩散稀释、迁移、转化和清除规律，为进一步防治空气污染和改善大气环境提供科学依据。

空气污染气象学涉及的应用面较广，包括平原、城市和复杂地形上的空气污染浓度计算、规划设计、环境影响分析和空气污染预报等课题；大气湍流和大气扩散理论以及微气象学的原理则是它的理论基础。本书兼顾了这两方面的内容。根据学科的发展和目前的需要，书中着重阐述局地尺度(10 公里)和城市尺度(50 公里)的大气扩散和空气污染问题，可供大气环境保护研究人员、有关工业部门的工程技术人员及高等院校大气物理和环境保护等专业的师生参考。

全书共分九章。第一章扼要介绍气象学的一些基本概念和知识，供非气象专业人员阅读本书入门之需。第二、三章阐述微气象学和大气湍流扩散的理论和实验研究方法，是以后各章的基础。第四章研究如何利用上述理论和实验成果发展实用的大气扩散模式、确定各种参数和估算空气污染浓度；主要适合于平原。第五章讨论影响污染物散布的非湍流扩散过程；其中，重点讨论了与局地和城市空气污染关系最密切的烟气抬升、干沉积和湿沉积过程。第六章和第七章分别阐述城市和复杂地形上的大气扩散模式和特殊空气污染过程。第八、九章是在规划设计、环境影响分析和空气污染预报等方面的应用。

空气污染气象学是一门新发展的学科，许多课题尚处于探索和研究阶段。为此，在一些章节中编写了讨论和评述部分，对某些理论、公式和方法的适用性作了分析和说明，以减少应用中的盲目性。有些问题的研究虽未达到定量的、成熟的阶段，但是在实际工作中估计到这些影响因素或者根本未加考虑，其效果是明显不同

的。

本书由潘云仙编写第一、二、九章及 § 3.6 中的风洞模拟和激光测烟部分,孙润桥编写 § 5.3、§ 5.4、§ 5.5 及 § 5.6,李宗恺编写第三、四、六、七、八章及 § 5.1、§ 5.2,并负责全书主编。

在本书的编写过程中,曾得到许多同志的关心和支持,谨此致谢。书中的错误和不足之处,衷心希望读者批评指正。

作 者

1982 年 6 月于南京

目 录

前言

第一章 气象学基础	1
§ 1.1 地球大气圈	1
§ 1.2 大气的能量收支	9
§ 1.3 大气中的绝热过程	15
§ 1.4 气温的垂直分布与大气稳定度	19
§ 1.5 大气的运动和风	27
§ 1.6 天气图和天气系统	40
第二章 湍流与微气象学基础	53
§ 2.1 湍流与湍流运动方程	53
§ 2.2 湍流输送的半经验理论	65
§ 2.3 理查孙数	70
§ 2.4 近地层风速随高度的分布 (I)	76
§ 2.5 近地层风速随高度的分布 (II)	87
§ 2.6 近地层温度随高度的变化	105
§ 2.7 大气边界层中风的理论分布	114
§ 2.8 湍流运动的统计描述	122
§ 2.9 低层大气的湍流特征	136
§ 2.10 取样时段和平均时间的影响	156
§ 2.11 局地风	164
第三章 湍流扩散的理论与实验研究	173
§ 3.1 湍流扩散的基本概念	173
§ 3.2 湍流扩散的梯度-输送理论	182
§ 3.3 湍流扩散的统计理论	189
§ 3.4 湍流扩散的相似理论	194
§ 3.5 各种理论的比较与适用性	196
§ 3.6 大气扩散实验研究方法	200
§ 3.7 小尺度扩散试验的主要结果	215

第四章 大气扩散模式及空气污染浓度估算方法	222
§ 4.1 高斯扩散模式	223
§ 4.2 萨顿扩散模式	230
§ 4.3 赫-帕斯圭尔模式	236
§ 4.4 扩散参数估计 (I)——帕斯圭尔扩散曲线	242
§ 4.5 扩散参数估计 (II)——其它估计方法	252
§ 4.6 取样时间的影响	258
§ 4.7 扩散参数的比较与选择	268
§ 4.8 特殊气象条件下的高斯扩散公式	279
§ 4.9 高斯模式在中尺度扩散问题中的应用	294
第五章 影响污染物在大气中散布的其它过程	302
§ 5.1 烟气抬升理论	303
§ 5.2 抬升公式的应用和比较	317
§ 5.3 干沉积对污染物扩散的影响	328
§ 5.4 干沉积速度的预报模式	349
§ 5.5 干沉积速度的实验测量	366
§ 5.6 大气污染物的降水清洗过程	380
第六章 城市与工业区空气污染的数学模拟	397
§ 6.1 城市多源扩散模式的效能	397
§ 6.2 城市空气污染特征	400
§ 6.3 城市中的点源扩散	407
§ 6.4 线源扩散公式	411
§ 6.5 面源扩散公式	417
§ 6.6 城市多源模式	427
§ 6.7 城市K理论扩散模式	445
第七章 复杂地形上的大气扩散与空气污染	460
§ 7.1 水域附近的大气扩散	460
§ 7.2 山区气象特征	471
§ 7.3 几种典型的山区空气污染过程	478
§ 7.4 山区扩散参数及扩散稀释过程的一般特征	486
§ 7.5 估算山区地面浓度的简单公式	496
§ 7.6 山区扩散模式的验证和比较	504

第八章 在环境影响分析和规划设计工作中的应用.....	513
§ 8.1 空气污染气候学.....	513
§ 8.2 环境影响分析与现场试验设计.....	520
§ 8.3 厂址选择.....	532
§ 8.4 烟囱高度计算.....	537
第九章 空气污染预报.....	557
§ 9.1 概述.....	557
§ 9.2 空气污染与气象条件的关系.....	558
§ 9.3 空气污染潜势预报.....	569
§ 9.4 空气污染浓度的统计预报.....	577
§ 9.5 模式预报.....	588
附录 I 时间的概念	595
附录 II 太阳高度角的计算.....	596

第一章 气象学基础

§ 1.1 地球大气圈

一、大气的成分与结构

大气是指包围在地球外围的空气层，围绕着地球的这层大气的总质量约为 5.3×10^{15} 吨，其中 98.2% 集中在 30 公里以下，因此大气层的厚度与地球半径相比是很浅薄的。

自然状态下的大气是由混合气体、水汽和杂质组成。除去水汽和杂质的空气称为干洁空气，干洁空气的主要成分是氮 (N_2)、氧 (O_2) 和氩 (Ar)。它们占干空气总容积的百分数分别为 78.08%、20.95%、0.93%，可见，这三种气体已占干空气总容积的 99.9% 以上。其它成分所占容积总共不到 0.04%，这些次要成份有：二氧化碳 (CO_2)，氖 (Ne)，氦 (He)，氪 (Kr)，氙 (Xe)，氢 (H_2)，臭氧 (O_3)，它们各自所占的容积百分数见表 1.1。

干洁空气的主要成分，从地面直到 90 公里处比例基本上是不变的。在干洁大气中，易变的成分是二氧化碳和臭氧。二氧化碳主要来源于燃料的燃烧以及动物的呼吸，因而一般说来，二氧化碳的含量城市比农村多，陆地比海上多，低处比高处多。在 20 公里以下的气层中，二氧化碳的平均含量大约为 0.03%；20 公里以上显著减少。

臭氧，是由氧分子离解为氧原子，氧原子再和另外的氧分子结合而成的气体。大气中的臭氧含量很少，不到 0.01%，而且随高度分布不均匀：近地面臭氧含量很少，从 10 公里开始逐渐增加，12—15 公里以上含量增加特别显著，20—25 公里高度处达到最

表 1.1 干洁空气成分*

气体类别	含量(容积百分数)	气体类别	含量(容积百分数)
氮 N ₂	78.09	氪 Kr	1.0×10^{-4}
氧 O ₂	20.95	氢 H ₂	0.5×10^{-4}
氩 Ar	0.93	氙 Xe	0.08×10^{-4}
二氧化碳 CO ₂	0.03	臭氧 O ₃	0.01×10^{-4}
氖 Ne	18×10^{-4}		
氦 He	5.24×10^{-4}	干空气	100

* 若用 ppm 单位,则 $\times 10^4$ 即可。

大值,因此在 12—35 公里处形成臭氧层,再向上又逐渐减少,到 55—60 公里高度上就很少了。

二氧化碳和臭氧对大气的温度分布有较大的影响。

大气中的水汽含量随着时间、地点、气象条件的不同而有较大的变化,在极地区或沙漠区其容积百分数接近于零,而在潮湿的热带容积百分数可达 4%。观测表明,在 1.5—2 公里高度上空气中的水汽含量已减少为地面的一半,在 5 公里高度上,则减少为地面的 1/10,再向上含量就更少了。大气中的水汽含量虽然不多,但它是天气变化的重要角色。

悬浮于自然大气中的杂质有固态、液态两种。固态杂质主要指来源于燃烧、岩石和土壤风化、火山爆发、宇宙物落入大气内以及植物花粉、海水溅沫、蒸发等散发的烟粒、尘埃、盐粒和冰晶,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,冬季多于夏季。液态杂质是指水汽凝结物,如云雾滴等。

大气的上述组成成分如果由于自然现象或人类的活动(如取暖、烧饭、工厂排烟等)向大气排放过多的烟尘和废气,使大气中出现新的化学物质或者某种成分的含量过多地超过了自然状态下的平均含量而开始影响到生物的正常发育和生长,给人类带来危害,在这种情况下我们说大气受到了污染。

通常被称为“空气污染物”的一些成分,如:二氧化硫,二氧化

碳,一氧化碳,氮氧化物,碳氢化合物及颗粒物质等,它们在自然状态下和在污染空气中的浓度对比见表 1.2。

表 1.2 清洁与污染空气的浓度对比

成 分	清洁空气	污染空气
SO ₂	0.001—0.01ppm	0.02—2ppm
CO ₂	310—330ppm	350—700ppm
CO	<1ppm	5—200ppm
NO _x	0.001—0.01ppm	0.01—0.5ppm
碳 氢 物	1ppm	1—20ppm
颗粒物质	10—20 微克/米 ³	70—700 微克/米 ³

二、大气的垂直分层

根据大气在垂直方向上热状况的不同,可将大气分成四层,见图 1.1。

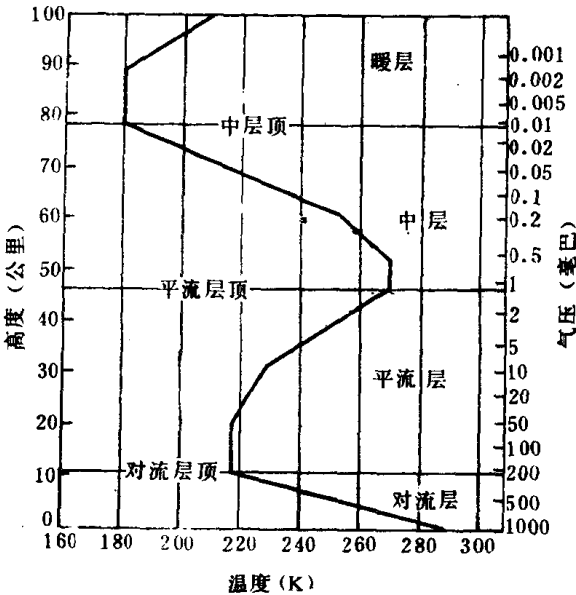


图 1.1 大气的垂直分层

1. 对流层

整个大气有 $3/4$ 的质量都集中在这一层里。云、降水等主要天气现象都在这一层里发生,因此这一层空气比较潮湿。这一层的主要特点是有比较强烈的铅直混合。就平均而言,大气的温度是向上递减的,一般情况下每升高 100 米大气温度降低 0.65°C 。对流层的上界称为对流层顶,它的高度在赤道附近约为 15 公里,高纬和中纬地区约为 8—12 公里。对一定地区而言,暖季大于冷季。对流层又可分成摩擦层和自由大气两层。自地面向上延伸 1—1.5 公里这一层称为摩擦层或大气边界层,这一层受地表影响最大。在这个高度以上称为自由大气,地表的影响一般可以忽略不计。

2. 平流层

从对流层顶到 55 公里左右这一层称为平流层。平流层内空气比较干燥,几乎没有水汽。这一层的温度分布,下层是等温的,温度随高度几乎不变(对流层顶到 22 公里左右),而上层的温度是随高度迅速增加的。平流层的主要特点是铅直混合很小。在对流层顶以上臭氧量开始增加,至 22—25 公里附近臭氧浓度达极大值,然后减小,到 55 公里处臭氧量就极微了,因此主要的臭氧带(12—15 公里)包含在平流层内。

3. 中层

离地 55 公里到 85 公里左右这一层称为中层。中层的温度是随高度下降的。

4. 暖层

暖层的范围从中层顶伸展到几百公里高度。此层气温随高度升高,中层顶的气温大约在 180 K 左右,而到了暖层顶气温可达 500—2000 K。

平流层和对流层一起几乎包含了大气质量的 99.9%,余下的 0.1% 中中层占有 99%,因此暖层、及其上的大气层仅仅只包含大气总质量的十万分之一。

三、气压-高度的关系

大气的物理状态以及它的变化规律可以用一些物理量来描述。这些物理量中最主要的是温度和气压。

一克质量的空气其压力 P 、密度 ρ 和温度 T 之间服从如下关系式:

$$P = \rho RT \quad (1.1)$$

(1.1) 式称为状态方程。其中 R 为比气体常数, 表示一克空气的通用气体常数 ($R = 2.87 \times 10^6$ 尔格/克·度)

严格地讲, (1.1) 式是对理想气体而言的, 但在一般情况下, 研究实际大气的状态变化都可近似地应用此式。

气压, 定义为单位面积上所承受的大气柱的重量, 因此气压是大气压强的简称。气压的单位可以用毫米水银柱高 (mmHg) 表示, 简称毫米 (mm); 也可以用毫巴 (mb) 表示。

$$1 \text{ 毫巴} = 1000 \text{ 达因/厘米}^2$$

毫巴与毫米间的换算关系如下:

$$1 \text{ 毫米汞柱} \doteq 1.33 \text{ 毫巴}$$

$$1 \text{ 毫巴} \doteq 0.75 \text{ 毫米汞柱}$$

气象上以纬度 45 度处海平面上, 温度为 0°C 时的气压值作为标准大气压值, 其值为

$$P_{\text{标准}} = 760 \text{ 毫米} = 1013.25 \text{ 毫巴}$$

根据气压的定义, 显然, 高度越高压在其中的气柱越短, 气压也就越低。因此对于任何一个地点来说, 气压总是随着高度的增高而降低的。

但是, 气压随高度降低的快慢不同在高度是不同的。由于大气密度随高度减小, 因此从地面到 1000 米, 和从 1000 米到 2000 米作一比较, 虽然气柱都是缩短了 1000 米, 但由于地面到 1000 米这段气柱的密度比 1000 米到 2000 米这段气柱的密度大, 低层气压降低的数值比高层大。

从上面的讨论中同样可以得出结论: 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。

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:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad (1.2)$$

(1.2)式即是气象上广泛应用的静力方程。将状态方程(1.1)式代入(1.2)式,然后对 z 进行积分,从 $z=0(P=P_0)$ 积到 $z=z(P=P_z)$,即可得一般形式的压力-高度关系式:

$$P_z = P_0 e^{-\int_0^z \frac{g}{RT} dz} \quad (1.3)$$

(1.3)式简称压高公式,若已知温度(或密度)随高度的分布形式,则可得气压与高度的对应关系。

四、湿 度

空气湿度是用来表示空气中水汽含量和潮湿程度的一个物理量。在气象上这是一个很重要的物理量,因为空气湿度与天气变化密切相关。表征空气湿度的量主要有以下五种:

1. 绝对湿度和水汽压

水汽压(e):水汽压表示空气中所含水汽的分压力,通常用 e 表示。我们可以把大气压力看成是由干空气分压力和水汽分压力组成的,即 $P = P_d + e$,故水汽压的单位与气压一样可以用毫巴或毫米汞柱表示。

空气中能容纳的水汽在一定的温度下是有限度的,如果达到这个限度,多余的水汽就会凝结而变为液态水,或凝华而变为固体。这个限度就称为该温度时最大的水汽含量,此时的水汽压称为该温度时的最大水汽压或饱和水汽压(E),此时的空气称为饱和空气。饱和水汽压随温度的升高而加大,其间的关系为克劳修斯-克拉珀龙方程:

$$E = E_0 \exp \frac{L}{R_w} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T} \right)$$

其中 L 为相变潜热, R_w 为水汽的气体常数。 E_0 为 0°C 时清洁水面的饱和水汽压, $E_0 = 6.1$ 毫巴。 E 为 $t^\circ\text{C}$ 时的饱和水汽压, T

为绝对温度。气象观测中用马格努斯经验公式:

$$E = E_0 \times 10^{\frac{7.45t}{23.5+t}}$$

式中 t 为摄氏温度。

绝对湿度 (a): 单位体积空气中所含的水汽质量 (即水汽密度) 称为绝对湿度, 单位为 [克/米³]。绝对湿度不能直接测量, 在实际工作中常以水汽压来代替, 这是因为绝对湿度 a 与水汽压 e 之间存在着单一的关系, 根据状态方程可以求得。若 e 的单位用毫米, a 的单位用克/米³ 时, 则 a, e 间的关系为

$$a = \frac{289e}{T} \text{ 克/米}^3$$

由上式可以算得, 当 $t = 0^\circ\text{C}$ 时, $\frac{a}{e} = 0.92$; $t = 16^\circ\text{C}$ 时, $\frac{a}{e} = 1$; $t = 40^\circ\text{C}$ 时, $\frac{a}{e} = 1.06$ 。可见, 在数值上以克/米³ 为单位的 a 与以毫米为单位的 e 在 40°C 的温度范围内比值都接近于 1。所以, 在通常的气温条件下, 水汽压的毫米值与绝对湿度的数值相差不大, 实际工作中常以水汽压来代替绝对湿度。

2. 相对湿度 (f)

空气中的水汽压与同一温度下的饱和水汽压之比, 以百分数来表示, 称为相对湿度, 即

$$f = \frac{e}{E(T)} \times 100\%$$

当空气中的水汽压等于饱和水汽压, 即 $e = E$ 时, 称为饱和状态; 当 $e > E$ 而仍无凝结现象发生时, 即 $f > 100\%$, 称为过饱和状态。

此外, 从定义式中还可以看到, 当空气中的水汽含量不变, 而温度改变时, 因为 E 随温度增加得比 e 快得多, 因此温度愈高相对湿度愈小, 反之温度愈低相对湿度愈大。因此增温能使原来饱和的空气变为不饱和, 降温能促使空气达到饱和, 这是大气中产生雾的一个很重要因素。

3. 露点 (T_d)

在气压不变的情况下,降低气温使空气达到饱和时的那个温度称为露点。露点用的是温度单位,但它的数值大小与气温无关,只与空气中的水汽含量有关。显然,露点时的饱和水汽压 $E(T_d)$ 就等于实际含于空气中的水汽压 e 。

露点是一种假想温度。由于空气经常处于未饱和状态,因此露点常常比气温低;只有当空气达到饱和时,露点才和气温相等。因此,根据气温和露点之差,即 $T - T_d$ 可以大致判断空气的饱和程度,即相对湿度的大小。若两者相差越大,说明相对湿度越小;相差越小,说明相对湿度越大;若两者相等,说明空气已达饱和,相对湿度等于 100%。

因为露点能同时反映绝对湿度和相对湿度的大小,因此天气预报中经常用它表示湿度。

4. 饱和差 (d)

空气中实有水汽压与当时气温下的饱和水汽压之差称为饱和差,即: $d = E - e$ 。它表示空气距离饱和的程度。单位为毫巴或毫米汞柱。

5. 比湿 (q) 和混合比 (w)

比湿 (q): 在一团湿空气中所含的水汽质量与这团湿空气的总质量(水汽质量+干空气质量)之比,即

$$q = \frac{m_w}{m_d + m_w} = \frac{\rho_w}{\rho_d + \rho_w}$$

其中 m_w 为水汽质量, m_d 为干空气质量, ρ_w 为水汽密度, ρ_d 为干空气密度。

比湿的单位用克/克或克/千克表示,即 1 克或 1 千克湿空气中含有多少克水汽。根据上述定义和状态方程可得比湿的计算式:

$$q = 0.622 \frac{e}{P} \text{ (克/克)}$$

或

$$q = 622 \frac{e}{P} \text{ (克/千克)}$$

混合比 (w): 一团湿空气中水汽质量与干空气质量之比, 其单位亦为克/克或克/千克, 计算式为

$$w = 0.622 \frac{e}{P - e} \text{ (克/克)}$$

或

$$w = 622 \frac{e}{P - e} \text{ (克/千克)}$$

作为近似, $q \approx w = 622 \frac{e}{P} \text{ (克/千克)}$ 。

当空气发生膨胀收缩时, 体积要发生改变, 单位体积内的水汽含量要发生改变, 即绝对湿度有变化; 但其中的水汽质量和总质量并不会因此而发生变化, 即比湿不变。因此在讨论空气的升降运动时(此时空气有膨胀收缩), 通常用比湿或混合比表示湿度比较方便。

这几种湿度的表示方法其本质是相同的, 而且各种表示方法都有一定的关系, 只要给定温度、气压以及任何一种湿度表示式, 其它湿度表示式都可以设法求出来。

§ 1.2 大气的能量收支

一、太阳辐射

太阳辐射能是地面和大气最主要的能量来源, 根据计算, 一年中整个地球可以从太阳获得 1.3×10^{24} 卡热量。

太阳辐射的波长范围很广, 但辐射能绝大部份集中在 0.15—4 微米之间, 图 1.2 是太阳辐射光谱 (大气上界)。由图可见, 太阳辐射能主要分布在可见光区和红外区, 前者占太阳辐射总能量的 50%, 后者占 43%, 波长在 0.475 微米附近的一段辐射最强; 紫外