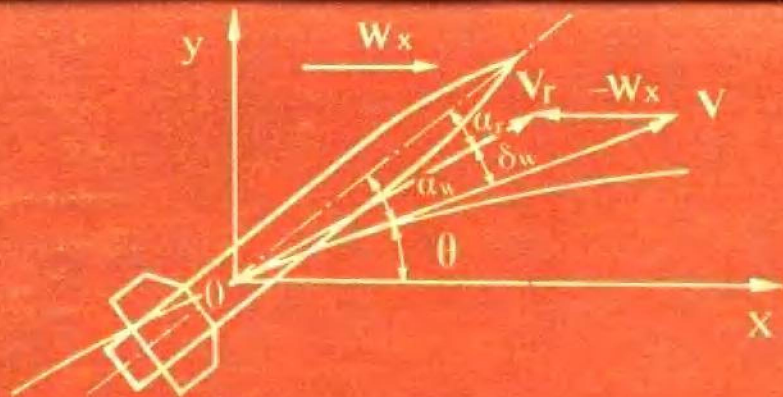
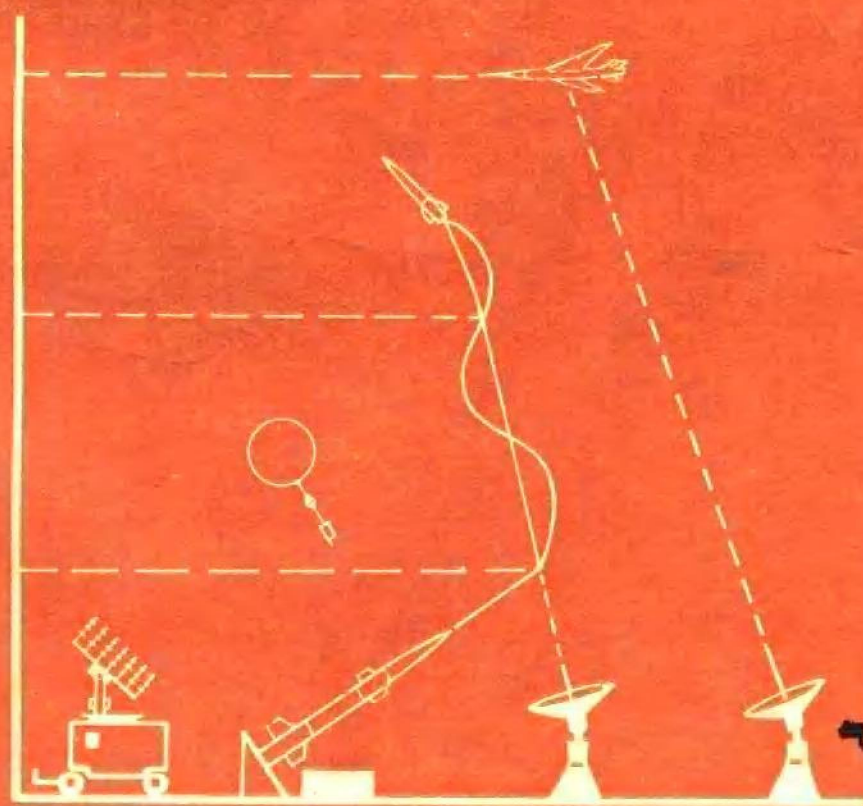


曲延禄 编著



外弹道气象学概论

668779



气象出版社

V55
06

668770

外弹道气象学概论

曲延禄 编著

HK53/17



气象出版社



C0287499

内 容 简 介

外弹道气象学是介于气象学和外弹道学之间的一门边缘学科。本书基于边缘学科的特点,系统地阐述了与发射飞行器在稠密层大气中飞行有关的气象学和空气动力学问题,分析了大气状态对发射飞行器飞行和弹着精度的影响,给出了对发射飞行器的飞行进行气象条件修正及估算其散布的理论和方法。

本书可供气象部门和发射飞行器研制、试验、使用部门的科技人员,以及高等院校的气象、外弹道、飞行力学、飞行器和其他有关专业的师生参考。

外 弹 道 气 象 学 概 论

曲延禄 编著

责任编辑 单士兴 徐 昭

* * *

高 等 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路46号)

中国科技情报所印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

* * *

开本: 787×1092 1/16 印张: 40.25 字数: 1022千字

1987年8月第一版 1987年8月第一次印刷

印数: 1—1000

统一书号: 13194·0367 定价: 9.40 元

前言

外弹道气象学是应用气象学的一个分支，介于气象学与外弹道学（或发射飞行器飞行原理）之间的一门边缘学科。其主要研究对象是：与发射飞行器飞行有关的气象问题；大气参数场对发射飞行器飞行和命中精度的影响；对发射飞行器飞行进行大气条件修正及估算由大气随机扰动引起的飞行散布的理论和方法。

发射飞行器泛指用特定的发射装置发射的有控和无控飞行器。它们可以是有翼的（例如，滑膛炮炮弹、尾翼式无控火箭弹、导弹等），也可以是无翼的（例如，枪弹、线膛炮炮弹、涡轮式火箭弹等）。它们的弹体具有旋成体的外形。

外弹道一词最早源于枪弹和炮弹弹道。我们知道，炮（枪）弹是靠炮（枪）膛内的高压、高温燃气推动向前运动的。炮（枪）弹在膛内的质心运动轨迹称为内弹道，炮（枪）弹脱离炮（枪）口且达到最大速度（或弹丸与发射装置之间的力的相互作用中断）后，其质心的运动轨迹便是外弹道¹⁾。与炮（枪）弹不同，火箭弹与导弹装有发动机，它们是受发动机推力的驱使起飞并继续飞行的²⁾。因此，就火箭弹和导弹而言，它们的飞行弹道谈不上有“内”、“外”之分。但是，一些外弹道学著作，基于火箭弹、导弹弹道与炮（枪）弹弹道的许多相似之处，仍习称火箭弹和导弹的弹道为“外弹道”^[15, 23]。本书采用的“外弹道”这一术语，既包含炮（枪）弹经典意义的外弹道，也包括火箭弹和导弹弹道。

无论何种发射飞行器，它们的外弹道总是部分或全部地在稠密层大气中通过的。因此，发射飞行器的运动便不可避免地要受到不同程度的大气影响。所谓外弹道气象学就是研究大气参数场影响发射飞行器飞行规律的科学。

为了研制出性能良好的发射飞行器，并能在使用中充分发挥它们的效能，发射飞行器的研制、使用人员除精通自己的专业外，还需要对大气科学的有关领域和气象条件对发射飞行器的种种影响具有比较深入的了解；另一方面，气象学工作者针对发射飞行器研制、使用中提出的大气科学问题，给出富有成效的解决途径与方法，也是绝不可少的。这就需要在发射飞行器研制、使用人员，特别是外弹道学（飞行力学）工作者与气象学工作者之间，架设一座相互沟通的桥梁。作为外弹道气象学的一个首要任务，就是要把现代的大气科学成果渗透到外弹道学中，同时阐明外弹道学对大气科学的需求和前者赖以后者发展的基础。但遗憾的是，到目前为止，外弹道气象学作为一个边缘学科尚未见有较完整的版本问世。本书的编写试图补苴这一空隙。

本书共分十一章，大体可分为三个部分：第一部分（第一章至第六章），从外弹道学需要的角度，较系统地阐述了与发射飞行器飞行有关的气象学问题，着重讨论了大气的基本物理性质和大气参数场的结构；第二部分（第七章），讨论了作用在发射飞行器上的作为大气参数场影响发射飞行器飞行纽带的空气动力和空气动力矩；第三部分（第八章至第十一章），讨论了大气参数场对发射飞行器飞行的影响，以及对大气参数偏差量引起的发射飞行器飞行的系统偏差进行修正，并给出估算大气湍流运动造成的飞行散布的理论与方法。

1) 在内弹道与外弹道之间还有一段过渡弹道（称为中间弹道），它是炮（枪）弹脱离炮（枪）口至达到最大速度点之间的一段弹道。

2) 有的发射飞行器是采用上述两种发射方式相结合的方法发射的，如增程火箭弹就是一例。

本书主要使用国际单位制 (SI)。坐标系统一采用飞行力学和外弹道学惯用的形式 (y 轴垂直向上或位于垂直面内, x, y 与 z 轴构成右手直角坐标系)。

作者在编写过程中, 曾得到许多单位和同志的支持与鼓励。书稿承蒙中国科学院学部委员、研究员陶诗言审阅, 并给予宝贵指教。不少单位的同志对本书的编写提出了有益的建议, 还有一些同志帮助誊写。在此一并表示衷心的感谢。

书稿虽经几次修改, 但因作者水平有限, 缺点、错误在所难免, 恳请读者不吝批评指正。

曲 延 祿

一九八二年八月三日

目 录

前言

第一章	大气的组成、主要物理参数和垂直分层	(1)
§ 1	大气的组成	(1)
§ 2	大气的主要物理参数	(7)
§ 3	大气的垂直分层及稠密层大气和稀薄层大气的划分	(13)
第二章	稠密层大气的基本物理性质	(17)
§ 1	引言	(17)
§ 2	大气是完全气体	(17)
§ 3	大气是连续介质	(23)
§ 4	大气的可压缩性	(25)
§ 5	大气的粘性	(33)
§ 6	大气的导热性和扩散性	(45)
§ 7	大气的准静力平衡性质	(47)
§ 8	流动空气沿流线的能量守恒性质——Bernoulli 定理	(54)
第三章	大气湍流	(59)
§ 1	引言	(59)
§ 2	大气湍流的能量平衡方程和大气湍流的发生与发展	(59)
§ 3	大气湍流的生成过程与局部各向同性的性质	(70)
§ 4	大气湍流的统计学描述法	(72)
§ 5	小尺度大气湍流的结构函数和能量谱	(84)
§ 6	三分之二定律的实验验证、结构系数的测定和 Archimedean 效应的修正	(92)
§ 7	贴地层和自由大气的湍流谱密度与起伏均方差	(97)
§ 8	大气湍流的一些实测结果	(109)
§ 9	飞行力学中采用的大气湍流模型	(114)
第四章	稠密层大气的温度、气压、湿度和密度场的结构	(122)
§ 1	影响气温变化的物理过程和气温局地变化方程	(122)
§ 2	大气温度的空间分布	(132)
§ 3	大气温度随时间的变化	(148)
§ 4	气压的空间分布和随时间的变化	(155)
§ 5	空气湿度的空间分布和随时间的变化	(164)
§ 6	空气密度的空间分布和随时间的变化	(172)
第五章	稠密层大气的风场和垂直气流场的结构	(177)
§ 1	空气的地转运动和非地转运动	(177)
§ 2	行星边界层中风随高度的分布	(185)
§ 3	自由大气中风随高度的分布	(199)
§ 4	风随时间的变化	(202)
§ 5	风切变	(209)
§ 6	阵风	(218)
§ 7	急流	(228)

§ 8	低空急流	(238)
§ 9	用于发射飞行器设计的风场模型	(239)
§ 10	大气的垂直运动	(245)
第六章	标准大气和参考大气	(253)
§ 1	定义和发展简史	(253)
§ 2	1976年美国标准大气和国际标准大气	(262)
§ 3	1964年苏联标准大气和苏联炮兵标准大气	(278)
§ 4	参考大气	(286)
第七章	作用在发射飞行器上的空气动力和空气动力矩	(289)
§ 1	空气动力和空气动力矩的概念	(289)
§ 2	空气动力和力矩的一般表达式及空气动力系数	(296)
§ 3	单独弹体的几何参数和空气动力系数的组成	(298)
§ 4	单独弹体零升无侧滑阻力系数的计算	(302)
§ 5	单独弹体的法向力系数和横向力系数的计算	(317)
§ 6	单独弹体的俯仰力矩系数和偏航力矩系数的计算	(323)
§ 7	单独弹(尾)翼的几何参数和空气动力系数的组成	(326)
§ 8	单独翼阻力系数的计算	(329)
§ 9	单独翼升力系数和侧力系数的计算	(335)
§ 10	单独翼压力中心系数的计算	(337)
§ 11	弹体-弹(尾)翼组合体空气动力系数的计算	(341)
§ 12	弹体-弹翼-尾翼组合体空气动力系数的计算	(345)
§ 13	控制力和控制力矩	(347)
§ 14	发射飞行器因摆动和旋转所承受的附加空气动力和力矩	(350)
§ 15	非定常运动下作用在发射飞行器上的空气动力和力矩	(357)
§ 16	弹形系数、弹道系数、空气动力和力矩的外弹道学表达式	(357)
§ 17	大气参数影响发射飞行器空气动力的定性分析	(364)
第八章	发射飞行器在静稳大气中的运动	(377)
§ 1	决定发射飞行器空间位置的坐标系	(377)
§ 2	作用在飞行中的发射飞行器上的力	(385)
§ 3	发射飞行器的飞行特性和弹道形状	(390)
§ 4	发射飞行器的一般运动	(393)
§ 5	发射飞行器在稠密层大气中的运动方程	(408)
§ 6	发射飞行器空间运动方程的简化和分解	(414)
§ 7	发射飞行器的理想运动和扰动运动及标准运动方程和气象扰动运动方程	(424)
第九章	发射飞行器在大气风场和垂直气流场中的运动	(445)
§ 1	风和垂直气流的分解及发射飞行器相对风和垂直气流的运动学参量	(445)
§ 2	主动段上的尾翼式火箭弹在大气风场中的运动	(450)
§ 3	主动段上的涡轮式火箭弹在大气风场中的运动	(468)
§ 4	增程火箭弹在大气风场中的运动	(490)
§ 5	导弹在大气风场中的运动	(490)
§ 6	炮弹和在被动段上飞行的火箭弹在大气风场中的运动	(493)
§ 7	发射飞行器在垂直气流场中的运动	(499)
第十章	发射飞行器飞行的大气参数修正	(509)

§ 1	修正的意义	(506)
§ 2	弹道诸元修正量和修正系数	(506)
§ 3	用求差法确定大气参数偏差量引起的弹道诸元修正量	(510)
§ 4	用微分法确定虚温、气压偏差量引起的弹道诸元修正量 (I) —— 积分修正量微分 方程组	(512)
§ 5	用微分法确定虚温、气压偏差量引起的弹道诸元修正量 (II) —— 借助弹道相似原 理确定修正量和修正系数	(514)
§ 6	风和垂直气流引起的弹道诸元修正量和修正系数的确定	(527)
§ 7	弹道平均值	(530)
§ 8	复杂弹道的大气参数修正	(548)
§ 9	导弹再入段的大气参数修正	(549)
第十一章	大气参数起伏与弹道散布	(568)
§ 1	引言	(568)
§ 2	散布的计算和决定射弹总散布的因素	(573)
§ 3	大气参数起伏作为随机变量条件下的无控弹的散布	(577)
§ 4	大气参数起伏作为二维水平均匀和各向同性场条件下的无控弹的散布	(582)
§ 5	大气参数起伏引起的导弹再入段弹道诸元散布	(609)
附录 I	标准大气表	(613)
附录 II	空中风的测定误差分析	(619)
参考文献		(630)

第一章 大气的组成、主要物理参数和垂直分层

§1 大 气 的 组 成

1. 大气成分

包围地球的空气称为大气。它主要是由多种气体混合组成的。此外，在大气中还悬浮着数量不等的固体和液体微粒，统称为气溶胶。按其中是否含有水汽，通常把大气分为湿空气和干空气。既不含水汽又不含固体和液体微粒的大气，称为干洁大气。

大气中各种气体成分的含量，常用它们相对于干洁空气的质量混合比或体积混合比来表示。取体积为 V 的干洁空气，若其分子量为 M_d ，质量密度为 ρ_d ，压力为 p ，温度为 T ；而其中第 i 种气体成分的分子量为 M_i ，质量密度为 ρ_i ，压力为 p_i ，则该种气体成分的质量混合比 w_i 定义为

$$w_i = \frac{\rho_i}{\rho_d} \quad (1.1)$$

干洁空气是各种气体成分的均匀混合物，所以各气体成分应与整个干洁空气具有同样的体积。当然，体积 V 内各气体成分的温度也应是相等的。这样，(1.1)式可改写成

$$w_i = \frac{\rho_i V}{\rho_d V} = \frac{m_i}{m_d} \quad (1.2)$$

由此可见，质量混合比表示的是在等温、等容条件下，第 i 种气体成分的质量占干洁空气总质量的份额数。

如果在 T 不变的条件下，将第 i 种气体成分抽出，并使其分压由 p_i 变到 p ，则其体积应由 V 相应地变为 V_i 。此时，可定义

$$F_i = \frac{V_i}{V} \quad (1.3)$$

为体积混合比。显然， F_i 表示的是在等温、等压条件下，第 i 种气体成分的体积与整个干洁空气所占有的体积之比。 w_i 和 F_i 是可以相互换算的。事实上，当第 i 种气体成分的体积由 V 变为 V_i 时，其质量是不变的，而其质量密度却由 ρ_i 变为 ρ'_i

$$\rho'_i = \frac{m_i}{V_i} \quad (1.4)$$

于是有

$$V_i = V \frac{\rho_i}{\rho'_i} \quad (1.5)$$

将上式代入 (1.3) 式, 得

$$F_i = \frac{\rho_i}{\rho'_i} \quad (1.6)$$

借助 (1.1) 式, 上式便可写成

$$F_i = \frac{\rho_a}{\rho'_i} w_i \quad (1.7)$$

空气可看成是完全气体。按完全气体的状态方程¹⁾, 干洁空气和第 i 种气体成分的质量密度可分别表示为

$$\rho_a = \frac{p M_a}{R^* T} \quad (1.8)$$

和

$$\rho_i = \frac{p M_i}{R^* T} \quad (1.9)$$

式中, R^* 为通用气体常数。当采用国际单位制 (SI) 时, $R^* = 8.31432 \times 10^3$ 牛·米/千摩·K, 相应地, M_a 和 M_i 以千克/千摩计。将 (1.8) 和 (1.9) 式代入 (1.7) 式, 便最后得到

$$F_i = \frac{M_a}{M_i} w_i \quad (1.10)$$

该式所建立的便是 w_i 和 F_i 间的换算关系式。式中干洁空气的分子量 M_a , 可借助 Dalton 分压定律确定。按该定律

$$p = \sum_i p_i$$

并根据状态方程, 便可得到

$$M_a^{-1} = \sum_i w_i (M_i)^{-1} \quad (1.11)$$

式中, M_i 为第 i 种气体成分的分子量。计算干洁空气的分子量也可采用下式

$$M_a = \sum_i F_i M_i \quad (1.12)$$

该式是对 (1.10) 式的两端乘以 M_i 后求和, 并注意到 $\sum_i w_i = 1$ 导出的。

¹⁾ 关于完全气体的定义及其状态方程, 详见第二章 §2。

气体成分的含量,也可用海平面上单位截面垂直气柱内各成分的总含量 w_{si} 来表示。采用国际单位制时,单位为千克/米²;采用CGS单位制时,则单位为克/厘米²。有时为了书写方便,单位截面的单位常省去不写,只写成千克或克。气体成分的含量也有采用所谓“标准温度压力状态下的厘米数”来表示的,一般简记作厘米 M.T.P 或厘米 S.T.P。其意义是将含量为 w_{si} 的气体成分化到标准状态 (p_0, T_0) 下(常取 $p_0 = 1013.25$ 百帕, $T_0 = 273.15\text{K}$),在单位截面上所占有的高度。如果在标准状态下,该气体成分的密度为 ρ_{0i} ,则显然有

$$w_{si}^* = \frac{w_{si}}{\rho_{0i}} = \left(\frac{w_{si}}{M_i} \right) \left(\frac{R^* T_0}{p_0} \right) \quad (1.13)$$

表1.1中列出的是大气中各气体成分的混合比和分子量^[5, 53, 113, 115]。由该表可见,有些气体成分的混合比是确定的,而有些气体成分的混合比是在一个范围内变动的。前者表示这些气体成分在大气中的含量是常定的,而后者则表示它们在大气中的含量是变动的。根据含量变动幅度的大小,这些气体成分又可进一步分为含量变动较大和含量比较常定的两类。氮(N_2)、氧(O_2)、氩(Ar)、氖(Ne)、氦(He)等气体成分的含量是常定的,二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)、一氧化二氮(N_2O)等含量是比较常定的,而臭氧(O_3)、水汽(H_2O)等则是变动较大的气体成分。含量常定的气体是组成大气的主要成分,仅氮、氧、氩的混合比之和就达0.999656。干洁空气的平均分子量,主要是由这些气体成分决定的。

在表1.1中,除了平流层中的水汽含量外,其他成分的混合比都是海平面高度上的测定值。然而,观测表明,直到很高的高度上,含量常定的气体成分的混合比仍然是保持不变的。这个高度有的测定结果是80—90公里,也有的文献取100公里^[115]或105—110公里^[146]。有人称这个高度为“湍流顶”,在该高度以下的气层叫做均质层。该层中大气常定成分的混合比为一常数,因而大气的平均分子量也是个常数。但是,其他气体成分在该层中是随高度、时间,甚至随纬度而变化的。均质层以上的气层叫做非均质层。该层中所有气体成分的混合比均随高度、时间和纬度而变化。

大气中悬浮着的液体和固体微粒,包括云滴、雨滴、雾滴、冰晶、离子、烟粒、灰尘和盐粒等。它们的尺度谱分布很广^[63](见表1.2)。

气溶胶的含量一般用分子数目密度 n (分子数/米³) 表示,它随高度、时间和地区的变动很大。

2. 大气成分的变化

上面已经指出,含量常定的气体成分在均质层中其混合比保持不变;但在非均质层中,这些气体成分以及其他大气成分,均随高度、时间、纬度和地区而变化。地球大气成分取决于地球及其大气的形成过程、经常向大气补充某种物质及其产物的作用因子,以及大气中发生的有关物理过程。在这三个因子中,地球及其大气的形成过程可看成是既定的,因此影响大气成分变化的只是后两个因子。下面,我们分别讨论大气的常定成分和其他几个对大气物理状态影响较大的成分(如水汽、臭氧、二氧化碳和气溶胶)随空间和时间的变化。

(1) 含量常定的气体成分

十九世纪初叶, Dalton 发现了一条定律:空中所有气体都是彼此独立地分布着的。按照这一定律,在重力场的作用下,重的气体成分应聚集在低层,而轻的气体成分则应聚集在上层。与此相应,大气的平均分子量应随高度的增高而减少,这种现象称为扩散分离(或重力分离)。但是,观测事实与此是矛盾的。如前所述,大气的主要气体成分(即常定气体成

表1.1 大气的化学成分⁽⁵⁾

含量常定和较常定的气体成分				含量变动的气体成分			
成分	混 合 比		分子量 (千克/千摩)	成分	混 合 比		分子量 (千克/千摩)
	体 积	质 量			体 积	质 量	
氮 N ₂	7.8084×10^{-1}	7.552×10^{-1}	28.0134	臭氧 O ₃	$0-7 \times 10^{-8}$ (夏)	$0-11.6 \times 10^{-8}$	
氧 O ₂	2.09476×10^{-1}	2.314×10^{-1}	31.9988		$0-2 \times 10^{-8}$ (冬)	$0-3.314 \times 10^{-8}$	47.9982
氩 Ar	9.34×10^{-3}	12.88×10^{-3}	39.948	水汽 H ₂ O	对流层		
二氧化碳 CO ₂	3.14×10^{-4}	4.771×10^{-4}	44.00995		$0-2 \times 10^{-2}$	$0-1.244 \times 10^{-2}$	
	-3.3×10^{-3}	-5.014×10^{-3}			平流层		18.01534
氖 Ne	1.818×10^{-5}	1.267×10^{-5}	20.183		$0-5 \times 10^{-6}$	$0-3.11 \times 10^{-6}$	
氦 He	5.24×10^{-6}	0.724×10^{-6}	4.0026	二氧化硫 SO ₂	$0-1 \times 10^{-6}$	$0-2.212 \times 10^{-6}$	64.0628
甲烷 CH ₄	2.0×10^{-6}	1.108×10^{-6}	16.04303	一氧化碳 CO	$0-7 \times 10^{-8}$	$0-6.769 \times 10^{-8}$	28.01055
	-1.6×10^{-6}	-0.8862×10^{-6}		二氧化氮 NO ₂	$0-2 \times 10^{-8}$		46.0055
氪 Kr	1.14×10^{-6}	3.298×10^{-6}	83.80	一氧化氮 NO			30.0058
氢 H ₂	5×10^{-7}	0.348×10^{-7}	2.01594	氨 NH ₃	微量	微量	17.03061
一氧化二氮 N ₂ O	5×10^{-7}	7.598×10^{-7}	44.0128	碘 I ₂	$0-1 \times 10^{-8}$	$0-8.763 \times 10^{-8}$	253.8088
	-2.6×10^{-7}	-3.951×10^{-7}					
氙 Xe	8.7×10^{-8}	39.44×10^{-8}	131.30				

表1.2 气溶胶粒子的尺度谱

粒子类别	相当的球半径(厘米)	粒子类别	相当的球半径(厘米)
小离子	$<10^{-7}$	大凝结核	$10^{-5}-3 \times 10^{-4}$
中等离子	$10^{-7}-2 \times 10^{-6}$	巨凝结核	$3 \times 10^{-4}-10^{-3}$
大离子	$2 \times 10^{-6}-10^{-5}$	云、雾滴	$5 \times 10^{-5}-5 \times 10^{-3}$
Aitken核*	$2 \times 10^{-6}-10^{-5}$	毛毛雨滴	$5 \times 10^{-3}-5 \times 10^{-2}$
烟、尘埃、霾	$10^{-5}-10^{-4}$	雨滴	$5 \times 10^{-2}-5 \times 10^{-1}$

* 在Aitken计尘器中,凡周围有水滴凝结的粒子,称为Aitken核。

分)的含量在均质层中是保持不变的,这意味着该层中大气处于完全的混合状态。造成这种现象的原因是,大气中除了存在扩散分离作用外,还存在着空气分子的扩散作用,以及由对流和湍流交换造成的混合作用^[148]。这两种作用在均质大气层中起主导作用(使气体分子趋于均匀分布),而扩散分离实际上不起作用,结果造成了均质层大气的均匀混合。

在均质层顶(即湍流层顶)以上,扩散分离取代混合作用,成为控制空气质点分布的主导因子,结果导致随着高度的增加,较轻的气体分子多于较重的气体分子。另一方面,从80—90公里的高度起,氧分子因吸收波长小于2424Å的太阳紫外辐射而被电离成两个氧原子。在湍流顶高度上,原子氧的浓度可达分子氧浓度的10—20%。受扩散分离规律的支配,原子氧的浓度随高度的增加而增大,及至120—130公里的高度上,其浓度与分子氧的浓度大体相同。与分子氧不同,分子氮在太阳紫外辐射的作用下不发生电离,但是由于它的分子量小于氧的分子量,结果因扩散分离而移到分子氧的上方;在160—180公里高度上,其浓度与原子氧的浓度大体相同。再继续向上,空间几乎完全为原子氧所占据,其浓度决定了这里大气的总密度。直到600—700公里高度,原子氧才被比它更轻的氮所代替。比氮更轻的氢,则分布在氮的上方。在1500—2000公里高度上,二者的浓度几乎相同。在此高度以上,氢成了大气的基本成分,并最后与星际气体(由氢组成)掺混在一起。

(2) 水汽

大气中的水汽来源于水面、潮湿的地面和物体表面水分的蒸发,并通过上升气流和湍流向上输送。大气中的水汽含量与气温和天气形势密切相关,并随高度、纬度、地区和时间有非常急剧的变化。

水汽主要集中在10—12公里以下的大气层中。观测表明:在地表面上,水汽的质量混合比一般为 $(0.1-20) \times 10^{-3}$,而在1.5—2公里高度上,水汽含量仅为近地面的一半;在5公里高度上,则约为近地面的 $\frac{1}{10}$;再往上,水汽含量更少,在对流层顶,水汽质量混合比的量级为 10×10^{-6} 。平流层底层的水汽含量随着高度的增高继续减小,但到15—18公里高度后,水汽含量随高度大体保持不变或者略有增加。

大气中的水汽含量与气温有关,气温越高,空气中能容纳的水汽越多。因此,在通常情况下,大气中的水汽含量,夏季多于冬季,低纬度地区多于高纬度地区。

(3) 臭氧

臭氧含量虽少,但由于它能强烈地吸收太阳紫外辐射,对大气温度、特别是平流层温度有很大影响。臭氧含量随高度、纬度和季节有显著的变化。

图1.1和图1.2是根据多次探测结果得到的臭氧分子数浓度(1米³空气中的臭氧分子数

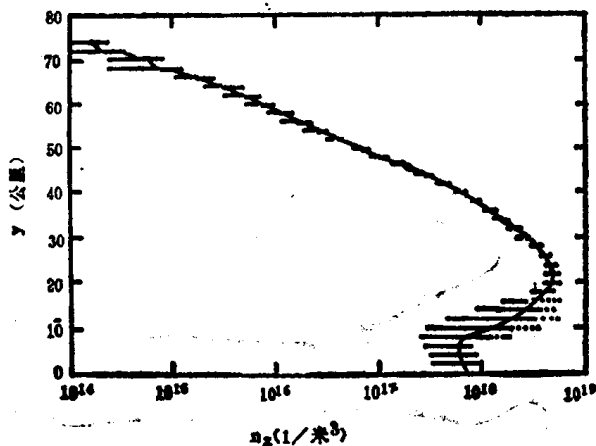


图1.1 臭氧的分子数浓度随高度的平均分布^[113]

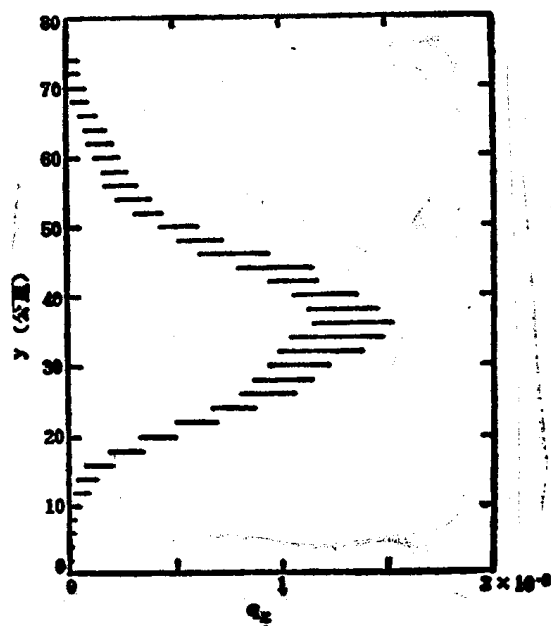


图1.2 中纬度地区臭氧平均质量混合比随高度的分布^[113]

目)和臭氧质量混合比随高度的平均分布^[113]。由这两张图可见,10公里高度以下,臭氧的含量很低,它主要分布在20—60公里的气层中。臭氧质量混合比的最大值出现在35公里左右的高度上;但是臭氧浓度的最大值出现在20—25公里之间,而臭氧的分子数浓度 n_{O_3} 的最大值则出现在20公里左右。对于臭氧含量很少的10公里以下的气层,美国曾于1962—1963年的冬季,在贝德福进行了专门的探测。图1.3是根据这一期间的20次探测结果得到的臭氧密度 ρ_{O_3} 和质量混合比随高度的平均分布曲线。由该图可见,臭氧含量在9公里左右由上向下急剧减小。这个高度通常与对流层顶高度相一致。

臭氧含量随高度的这种分布是由臭氧的生成和传输过程决定的。从80—90公里高度起,分子氧因吸收太阳紫外辐射而离解成两个原子氧。电离出的原子氧(O),一部分靠扩散分离上升到更高的气层中;另一部分,则与分子氧(O_2)以及另一个中性分子(可以是 O_2 ,也可以是 N_2)发生“三体碰撞”而生成臭氧(O_3)。不过,臭氧本身是不稳定的,当它与单原子氧(O)碰撞或吸收了一个光子后,又会重新变成分子氧(O_2)和原子氧(O)。在80—100公里以上,由于空气密度小, O_2 和 N_2 的含量少,因而“三体碰撞”发生的机会少;而在35公里以下,由于太阳紫外辐射大部已被上层的大气吸收,所以这里产生原子氧的机会也很少。这样,最宜于臭氧生成的高度应是30—60公里之间,而生成臭氧的过程与臭氧重新复合成 O_2 的过程达到平衡的高度却大抵发生在40公里以上。但是,实际上臭氧混合比的最大值平均出现在35公里高度上,而它的密度最大值出现在20—25公里高度之间。这乃是下沉气流对臭氧输送的结果。

臭氧随纬度和季节也有明显的变化。图1.4是北半球的臭氧平均总含量 w_{O_3} 随月份和纬度的变化^[53,78]。由赤道到极地,臭氧总含量逐渐增加,在75—80度纬度处, w_{O_3} 达最大值;由秋季至次年春季,其总含量逐渐增大,春秋出现最大值。尔后随时间递减,至秋季达最小值。在80°N地区,春季的总含量略大于0.450厘米N.T.P,秋季只有0.270厘米N.T.P;而赤道地区,则常年在0.240厘米N.T.P左右。臭氧总含量的这种分布是由气流对臭氧的

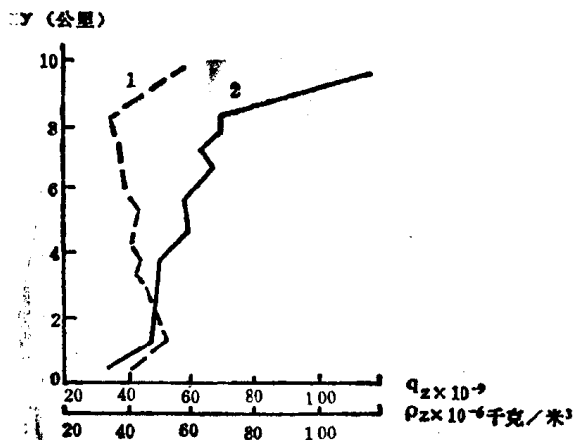


图1.3 美国贝德福上空冬季的臭氧密度 ρ_z (1) 和质量混合比 w_z (2) 随高度的分布^[146]

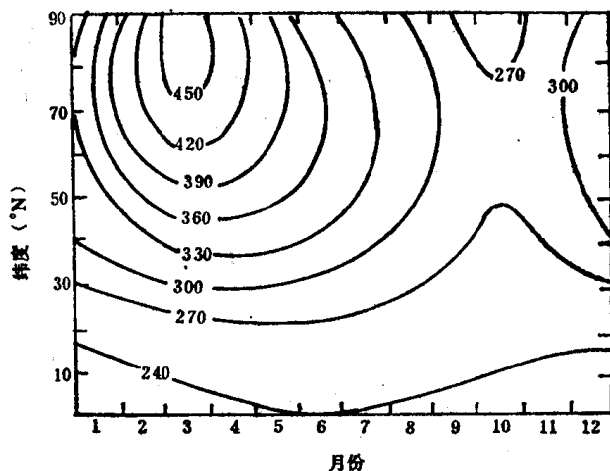


图1.4 北半球臭氧平均总含量随纬度和月份的变化
(图中曲线上的数字表示 10^{-3} 厘米N. T. P数)

平流输送造成的。冬季，赤道地区由地面至80公里以上，空气作上升运动，而在中、高纬度地区则为下沉气流。这种结果造成了低层由北极向赤道的平流输送，而在高层则是由赤道向极地的平流输送。于是赤道和低纬度地区的臭氧被大量地输送到高纬和极地区域，形成高纬地区的高值区；夏季，南北向的水平输送比较弱，所以臭氧含量随纬度的变化比较平缓。

(4) 气溶胶

大气中的固体悬浮物来源于工业生产和交通运输造成的污染物，以及农业活动、森林火灾、火山活动、由风扬起的灰尘和海洋溅沫等。大的固体颗粒可以很快地沉降到下垫面，或随雨、雪冲刷下来；但是细微的颗粒可上升到很高的高度上，并长时间以至数年滞留在空中。大气中的液体悬浮物是由水汽在一个个细小的固体颗粒（凝结核）上凝结而成的。

大气中烟尘粒子的数量，随地区（城市或农村）、下垫面性质（海洋或陆地，植被地或光裸地）以及风、湍流运动、气温分布和降水等状况的不同而差异极大。例如，在伦敦曾观测到空气中烟尘粒子的浓度达 2×10^{10} 个/米³，而从大西洋吹向欧洲的气流中的尘埃浓度只有 $(1-4) \times 10^6$ 个/米³^[145]。

大气中的烟尘主要集中在5公里以下的对流层低层，其浓度大致随高度按指数率递减^[5]：

$$n = n_0 e^{-\frac{y}{H}} \quad (1.14)$$

式中， n_0 和 n 分别为地表面和高度 y 处的尘埃粒子浓度； H 为比例高度，其量级为1公里左右。5公里（甚至2.5公里）以上，半径 $r \geq 0.2\mu$ 的尘埃浓度不再随高度按指数率递减；但常在对流层顶下面和17—23公里的高度上有尘埃层存在，这与逆温层的分布有关。

§ 2 大气的主要物理参数

用以表征大气状态或结构的物理量，称为大气物理参数（简称大气参数）。与外弹道学有关的主要大气参数有：气温、气压、湿度、密度、风和垂直气流等。本节只给出这些参数的基本概念，而对它们的详细讨论将在后面的有关章节中进行。

1. 气温

用来定量描述大气冷热状况的物理量,叫做大气温度(简称气温),以 T 表示。气温的单位为开尔文(Kelvin),简记为K。以开尔文温标表示的温度,称为绝对温度。由分子运动论可知,气体的绝对温度是其分子平均动能的量度,即

$$\frac{1}{2}m\bar{V}^2 = \frac{3}{2}kT \quad (1.15)$$

式中 m 为气体的质量,以千克计; $\bar{V}^2$ 为气体分子运动速度平方的平均值,以米²/秒²计; k 为Boltzmann常数,其数值等于 1.380622×10^{-23} 牛·米/K(或焦耳/K)。

气温除用热力学温度(即绝对温度) T 量度外,也常用摄氏温度($t^\circ\text{C}$)量度。摄氏温度与绝对温度的关系是

$$t = T - 273.15 (^\circ\text{C}) \quad (1.16)$$

2. 气压

如果气体被一容器所包围,气体分子就经常与器壁相碰撞,这种碰撞的宏观表现就是气体对器壁的压力。根据实验,压力恒垂直于器壁表面。在物理学中,定义作用在单位面积上的压力为压强。如以 f_n 表示压力, S 表示器壁的面积,以 P 代表压强,则有

$$P = \frac{f_n}{S} \quad (1.17)$$

既然大气是多种气体组成的混合气体,那么其中的每一种气体对器壁都会产生一个压强 P_i 。根据分压定律,大气对器壁所产生的总压强应是

$$P = \sum_i P_i$$

依分子运动论,对于完全气体来说,压强与单位容积内气体分子的平均动能 $\frac{1}{2}m\bar{V}^2$ 和单位容积内的分子数目 n 成比例,即

$$P = \frac{2}{3}n\left(\frac{1}{2}m\bar{V}^2\right) \quad (1.18)$$

因此,在大气中分子数目密度、质量密度和分子平均运动速度越大的地方,大气的压强也越大。大气的压强常常习称为大气压力或气压。可见,从量纲上说,气压不是力,而是单位面积上所承受的力。

可以证明,静止大气中任一高度上的气压等于该高度上单位面积所承受的大气重量。事实上,如果取截面积为1米²的从地面直到大气顶部的空气柱(见图1.5),并在任一高度 h 处取一厚度极薄的气层,则由于空气分子的碰撞,在该气层的四壁上产生内压力 P_A 。当 h 高度上的平面处于平衡状态时,该气层内的压力必然与 h 高度以上的大气柱的重量 W_A 相等,即

$$P_A = W_A = \int_A^\infty \rho g dh$$

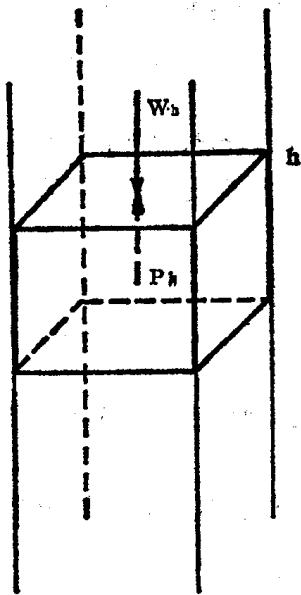


图1.5 任一高度上的气压值等于单位面积上所承受大气柱的重量

这里, ρ 为空气的质量密度, g 为重力加速度。

由此可见, h 面所在高度的气压值应等于其单位面积上所承受的大气柱的重量。由于 h 是任意选取的, 所以任意高度上的气压值均等于单位面积上所承受的大气柱的重量。显然, 这个结论只是对静止大气才适用。当空气有垂直运动时, 气压值与单位面积上承受的大气柱的重量则有一定的差别。不过, 在通常情况下, 空气的垂直运动较小, 这种差别可以忽略不计。

按 (1.17) 式, 气压的单位应是牛/米²。由于 1 牛/米² = 1 帕 (Pascal, 缩写为 Pa), 所以采用国际单位制时, 气压的单位应为帕。最早, 气压用毫米水银柱 (简记为毫米) 来测定。在纬度 45 度处的海平面高度上, 以高度为 760 毫米、底面积为 1 厘米² 的水银柱在 0 °C 时的重量相平衡的压力取作标准气压。0 °C 时的水银密度 $\rho_{Hg} = 13.5951$ 克/厘米³, 如取重力加速度 $g = 9.80665$ 厘米/秒², 则相当于 760 毫米水银柱的大气压力等于

$$P_0 = h_0 \rho_{Hg} g = 1013250 \text{ 达因/厘米}^2 = 1013250 \text{ 巴}$$

须注意, 此处的巴是物理学中使用的单位, 即 1 巴 = 1 达因/厘米²。对于气象学来说, 这个单位太小, 所以将它加大一百万倍, 重新定义了一个新的气压测定单位——(气象)巴, 即

$$1 \text{ 巴(气象)} = 10^6 \text{ 巴(物理)} = 10^6 \text{ 达因/厘米}^2$$

这个单位使用起来又嫌太大, 于是最终选取千分之一巴 (气象) 作为气象学中通用的气压测定单位。这个单位称为毫巴, 即

$$1 \text{ 毫巴(气象)} = 10^{-3} \text{ 巴(气象)} = 10^3 \text{ 达因/厘米}^2$$

这样, 760 毫米水银柱高度便相当于 1013.25 毫巴。由此, 便可得到毫米水银柱与毫巴之间的简单换算关系:

$$1 \text{ 毫米水银柱} \sim 4/3 \text{ 毫巴},$$

$$1 \text{ 毫巴} \sim 3/4 \text{ 毫米水银柱}.$$

毫巴是气象学中相当长的一段时期内采用的气压测定单位。但是为了与国际单位制相一致, 1979 年第八次世界气象大会决定: 至 1985 年 12 月 31 日将终止使用毫巴, 而采用百帕斯卡 (hectopascal), 简称“百帕”, 作为气压单位。根据帕的定义和上面得到的关系, 容易写出百帕与毫巴之间的换算关系:

$$1 \text{ 百帕} = 10^2 \text{ 帕} = 1 \text{ 毫巴}.$$

可见, 采用毫巴和百帕这两个单位所表示的气压在数值上是完全相同的。

3. 湿度

表示空气潮湿程度的物理量, 称为湿度。用以表征湿度的物理量很多。这里, 只介绍其中最常用 (特别是在飞行力学中) 的几种物理量。

(1) 水汽压

大气中所含水汽的分压力称为水汽压, 用 e 表示。水汽压是间接表示大气中水汽含量的一个量, 采用与气压相同的测定单位 (百帕)。

气温不变时, 一定体积空气中能容纳水汽分子的数目是有一定限度的。如果水汽含量未