

大气物理基础

邹进上 刘长盛 刘文保 编著

气象出版社

内 容 简 介

本书系统地讲述了有关大气物理学方面的基础知识，着重介绍了大气的组成与结构，相变热力学，云雾降水物理学，人工影响天气，大气中的辐射过程、光学、声学等以及近代遥感探测的基本原理。

本书可供高等院校大气物理专业和气象专业的师生以及从事大气物理方面的科技工作者阅读参考。

大 气 物 理 基 础

邹进上 刘长盛 刘文保 编著

气 象 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路 46 号)

北 京 印 刷 一 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：850×1168 1/32 印张：11.75

字数：318 千字 印数：1—10,000

1982年 6 月第 1 版 1982年 6 月第一次印刷

科技新书目：25—77 统一书号：13194·0070

定 价：1.90 元

前 言

大气物理学是研究发生在大气中的各种物理现象和物理过程的科学。例如，大气的化学组成与物理结构，水的相变与云雾降水的形成，各种尺度的大气运动，辐射能的吸收、放射、传输及其转换过程，大气中各种各样的声、光、电现象等都是大气物理学的研究对象。

大气物理学涉及的范围很广，从气溶胶微粒到行星尺度的大气环流；从贴地层到整个大气上界，也包括其它行星大气在内；从大气探测方法到人工影响天气气候，无不属于大气物理学的范畴。它不仅要探求地球大气本身的运动规律，而且还要研究大气圈与水圈、生物圈、岩石圈和冰雪圈之间的相互联系和相互作用。

随着现代科学技术的迅速发展，大气探测技术已有了重大的改进。特别是红外、微波、激光、声波等新技术的广泛应用，大大地丰富了大气物理学的内容，不仅是搜集了过去难以获得的有价值的观测资料，而且创新了研究方法，使人们对大气现象的物理本质有了更深刻的了解，从而拓宽了大气物理学的研究领域并逐渐发展为若干新的分支。

目前，大气物理学正在从以下几个方面向前发展，即：研究大气的化学组成、物理结构以及大气运动和运动系统，从而更深入地了解它们的物理本质及其演变规律，以提高天气和气候预报准确率；探讨发生在大气中的各种物理过程，例如，辐射能的传输与转换，云雾与降水，大气湍流与污染，大气声、光、电等；探索人类活动对大气状态的可能影响和人工影响天气、气候方法；为上述目的以及国防和国民经济建设中监视天气的需要，研究和发展各种大气探测方法，以便取得各种必要的、价廉的气象资料。

本书旨在系统地讲述有关大气物理学方面的基础知识，重点介绍云雾与降水物理学、大气中的辐射过程、光学、声学等以及近代

遥感探测的基本原理。鉴于大气动力学、近地层物理学、湍流与污染等内容繁多，并有不少专著可供参阅，故未一一收罗在内。

本书是根据南京大学气象系大气物理学教学大纲和作者多年教学实践经验编写而成。前后经过多次施教并不断修改补充。内容力求由简到繁，由浅入深，理论联系实际，并尽可能反映近年来国内外有关大气物理学，特别是大气遥感探测及有关云雾物理学方面的某些新成就。

本书共分十一章。第一章为大气的组成与结构；第二章为相变热力学；第三章到第六章为云雾与降水物理学；第七章为人工影响云雾与降水；第八章到第十章为大气辐射过程、声学与光学部分；第十一章为大气遥感探测。前七章为邹进上编写；后四章为刘长盛、刘文保编写。最后全书由邹进上、刘文保两同志统一校订。

本书的完成是与下列同志的帮助与支持分不开的：叶家东帮助编写个别章节；石宗祥、金仪璐协助制图；徐玉貌、雷连科为本书提供资料和印制图片；又承中央气象局刘生长同志阅读初稿并提出宝贵意见。作者对他们谨表谢意。

编者

一九八〇年十月

目 录

前言

第一章 大气的组成与结构	(1)
第一节 低层大气的组成及其特性	(1)
第二节 大气中的水汽	(8)
第三节 大气中的臭氧	(12)
第四节 高层大气的组成	(16)
第五节 大气层的结构	(17)
第二章 相变热力学	(24)
第一节 水的三态特性	(24)
第二节 水的相变与相平衡	(27)
第三节 饱和水汽压与温度的关系	(30)
一、克拉珀龙-克劳修斯方程	(30)
二、水面上的饱和水汽压	(32)
三、冰面上的饱和水汽压	(33)
四、讨论	(34)
第四节 表面曲率、电荷、溶质对饱和水汽压的影响	(37)
一、表面曲率对饱和水汽压的影响	(37)
二、电荷的影响	(41)
三、溶液上的饱和水汽压	(42)
四、总结	(44)
第三章 蒸发、凝结与升华过程	(45)
第一节 蒸发过程及其特性	(45)
第二节 水滴表面的蒸发	(49)
一、与介质无相对运动的水滴的蒸发	(49)
二、与介质有相对运动的水滴的蒸发	(53)
第三节 水汽的凝结过程	(54)
第四节 大气中的凝结核	(63)
一、凝结核的观测方法	(64)

二、凝结核的数密度和大小分布	(66)
三、凝结核与某些气象要素的关系	(72)
四、巨核的数密度及其谱分布	(73)
第五节 云中冰相的生成	(78)
一、过冷水的冻结与冻结核	(78)
二、大气中的冰核	(83)
三、关于“冻结核”与“凝华核”的讨论	(86)
第六节 冰晶结构、形状及其增长	(87)
一、冰晶的结构	(87)
二、冰晶的分类与形状	(89)
三、雪晶形成的环境条件	(91)
第四章 雾	(95)
第一节 雾的微物理特征量及其观测方法	(95)
一、物态	(96)
二、雾滴的大小及其分布	(96)
三、含水量	(97)
四、透明度	(98)
第二节 雾形成与消散的物理过程	(99)
一、蒸发	(100)
二、混合	(101)
三、冷却	(102)
第三节 雾的分类	(104)
第四节 雾的形成条件及其预告	(106)
一、辐射雾	(106)
二、平流雾	(110)
三、蒸汽雾	(111)
四、雨区雾或锋面雾	(112)
第五节 雾的地理分布、日变与年变	(112)
第五章 云	(115)
第一节 云形成的宏观过程和云的分类	(115)
第二节 积云(对流云)的形成	(119)
一、积云的发展过程	(119)
二、自由对流的发展	(121)

三、关于积云形成与发展的近代概念	(125)
四、积云中的卷入作用	(128)
五、对流云的下界与厚度	(132)
第三节 积云的微结构	(135)
第四节 波状云和层状云的形成	(147)
一、波状云与层状云的形成	(148)
二、锋面云系的形成	(152)
三、垂直运动、湍流混合对波状云与层状云形成和发展的作用	(155)
四、波状云和层状云的下界与厚度	(160)
第五节 波状云与层状云的微结构	(162)
第六节 云量的观测结果	(167)
第六章 降水	(172)
第一节 降水的一般知识	(172)
一、降水的分类	(172)
二、降水的宏观性质	(173)
三、降水质点的大小及其分布	(177)
四、降水质点的下降速度	(178)
第二节 云滴增长过程	(180)
一、凝结增长过程	(181)
二、重力碰并增长过程	(185)
三、其他碰并过程	(189)
四、凝华增长过程	(190)
第三节 水滴碰并增长的实验研究	(192)
第四节 各类云的降水	(195)
一、层状云的降水	(197)
二、积状云的降水	(199)
第五节 冰雹	(206)
一、冰雹的分类与结构	(207)
二、冰雹增长理论	(209)
三、冰雹形成机制	(211)
四、我国雹日的地理分布	(213)
第六节 降水的地理分布	(215)

第七章	人工影响云雾与降水	(218)
第一节	对冷云的人工催化	(219)
一、	催化剂	(220)
二、	试验结果	(225)
第二节	对暖云的人工催化	(229)
第三节	防雷	(230)
一、	防雷原理和方法	(231)
二、	雹云的识别	(233)
第四节	人工造雾和人工消雾(低云)	(239)
一、	人造烟雾	(239)
二、	人工消雾(低云)	(240)
第五节	人工降水的效果评定	(241)
一、	物理学方法	(242)
二、	天气学方法	(243)
三、	统计分析方法	(244)
四、	数值模拟法	(252)
第八章	辐射场的特性	(254)
第一节	电磁波和电磁波谱	(254)
一、	电磁波谱	(254)
二、	电磁波的偏振	(256)
第二节	表征辐射场特性的物理量	(257)
一、	辐射度量定义	(257)
二、	光度量定义	(259)
三、	其他辐射度量定义	(260)
第三节	热辐射定律	(262)
一、	基尔霍夫定律	(262)
二、	普朗克定律	(263)
三、	斯蒂芬-玻尔兹曼定律	(264)
四、	维恩位移定律	(264)
第九章	大气的散射作用	(266)
第一节	分子散射(Rayleigh 散射)	(266)
一、	散射辐射通量密度随散射角度的分布	(266)
二、	几个定义	(268)

第二节	气溶胶粒子的散射 (Mie 散射)	(270)
一、	米氏散射公式	(271)
二、	散射截面与散射函数	(274)
三、	容积散射系数	(275)
第三节	大粒子散射 (衍射理论)	(276)
一、	方和裴圆孔衍射	(277)
二、	衍射公式与米氏公式的差异	(278)
第四节	巨大粒子的散射 (几何光学理论)	(279)
一、	虹	(279)
二、	晕	(282)
第五节	拉曼散射	(284)
第六节	辐射在散射介质中的传输	(285)
一、	直接辐射的传输	(285)
二、	散射辐射的传输	(288)
三、	传输方程	(291)
第十章	大气的吸收和发射	(293)
第一节	大气对辐射能的选择吸收特性	(293)
第二节	气体的吸收	(295)
一、	实验装置	(295)
二、	CO ₂ 气体吸收谱	(296)
三、	水汽吸收谱	(299)
四、	经验公式	(300)
第三节	吸收的理论计算	(301)
一、	吸收线的形状	(301)
二、	吸收谱带模式	(306)
第四节	辐射能在吸收介质中的传输	(313)
一、	传输方程	(313)
二、	传输方程的解	(314)
第十一章	大气遥感	(318)
第一节	大气激光监测	(318)
一、	莱达及其应用	(318)
二、	全息照相及其应用	(331)
第二节	卫星红外探测	(332)

一、原理	(332)
二、遥测大气温度垂直分布	(336)
三、遥测大气湿度垂直分布	(343)
第三节 大气微波辐射遥测	(346)
一、地表和大气对微波的吸收	(347)
二、黑体辐射强度	(349)
三、辐射传输方程及权函数	(350)
四、微波探测	(352)
第四节 声学探测	(355)
一、声波在大气中的传播速度	(355)
二、声波在大气中传播时的衰减	(356)
三、声学探测	(360)
参考文献	(365)

第一章 大气的组成与结构

大气是由多种不同气体混合组成的，其中最主要的成分是氮(N_2)、氧(O_2)、氩(Ar)、二氧化碳(CO_2)和水汽(H_2O)，其它气体含量微不足道，以致在研究空气的物理性质和基本定律时可以不予考虑。除了气体成份之外，大气中总是含有大量的固态和液态悬浮粒子。这些粒子有的属于自然源，有的属于工业源或者人工源，它们构成了气溶胶分散系统，通常人们称之为“大气气溶胶”粒子。

低层大气中的气体成分可分为两部份：一部份是不可变气体，即各种气体成份之间维持固定的比例，基本上不随时间、空间而变化，它以氮、氧、氩为主；另一部分是“可变气体”，以水汽、二氧化碳和臭氧为主，其中变化最大的是水汽。如果将气溶胶粒子和水汽自大气中清除，那末，这样的空气称为干洁大气。干洁大气的特征是，大约在 90 公里以下，其成分基本不变。这主要是空气的垂直混合运动造成的。

本章着重阐述低层大气的组成及其物理特性；对可变气体——水汽、臭氧等分别加以讨论。最后介绍有关高层大气组成和大气结构的一些基本知识。

第一节 低层大气的组成及其特性

低层干洁大气以氮、氧、氩最多，其容积含量占全部干空气的 99.97%，其余各种稀有气体，如氢、氦、氖、氙和臭氧等，总加起来不超过 0.03%。干空气的分子量为 28.966，这与大气中含量最多的氮的分子量 28.016 很接近。

表 1.1 为 25 公里以下干洁大气的成分及其物理性质。除表中所列气体外，干空气中还有含量极少，变化很大的一些化合物，如一氧化碳 CO、二氧化硫 SO_2 、过氧化氢 H_2O_2 以及氮的化合物等。

从表 1.1 中所列临界温度、临界压力可以看出，在自然界大气温

度和压力条件下,干空气的所有成份都处于气态,而且离液化的程度很远。因此,可以把干空气看成理想气体,并且可以用状态方程来描写其状态特征:

表 1.1 25 公里高度以下干空气的成份

气 体	空气中的含量 (%) (按容积)	分 子 量	密 度		临界温度 t° (*)
			标准状况下的绝对值 (克/米 ³)	对干空气的比值	
氮 N ₂	78.09	28.016	1250	0.967	-147.2(33.5)
氧 O ₂	20.95	32.000	1429	1.105	-118.9(49.7)
氩 Ar	0.93	39.944	1786	1.379	-122.0(48.7)
二氧化碳 CO ₂	0.03	44.010	1977	1.529	31.0(73.0)
氖 Ne	1.8×10^{-3}	20.183	900	0.695	-228.0(26.0)
氦 He	5.24×10^{-4}	4.003	178	0.138	-258.0(2.3)
甲烷 CH ₄	2.2×10^{-4}	16.04	717	—	—
氪 Kr	1.1×10^{-4}	83.700	3736	2.868	-63.0(54.0)
氧化氮 N ₂ O	0.5×10^{-4}	44.016	1978	—	—
氢 H ₂	0.5×10^{-4}	2.016	90	0.070	-239.0(12.8)
氙 Xe	0.08×10^{-4}	131.300	5891	4.524	16.6(58.2)
臭氧 O ₃	1.0×10^{-6} *	48.000	2140	1.624	-5.0(92.3)
氡 Rn	6.0×10^{-18}	222.000			
干空气	100	28.966	1293	1.0	-140.7(37.2)

* 臭氧含量变化很大,近地面为 $0-0.07 \times 10^{-4}\%$; 在 20—30 公里的高度上为 $1-3 \times 10^{-4}\%$ (按容积)。

(*) 括弧内的数值为临界压力(大气压)。

$$pv = \frac{1}{\mu} R^* T \quad (1.1.1)$$

式中, p 为气压; v 为比容; μ 为气体分子量; T 为温度($^{\circ}\text{K}$); $R^* = 8.31 \times 10^7$ 尔格/摩尔·开,称为普遍气体常数。为方便计,通常采用比气体常数,即 $R = \frac{R^*}{\mu} = \frac{8.31 \times 10^7}{28.966} = 2.87 \times 10^6$ 尔格/克·开,于是

(1.1.1)式可以写成

$$pv = RT \quad (1.1.2)$$

上式称为干空气的状态方程。根据此式可求出空气密度随气压和温

度而改变的表达式

$$\rho = \rho_0 \frac{p}{p_0} \frac{T_0}{T} \quad (1.1.3)$$

式中 p_0 、 T_0 和 ρ_0 是初始状态的气压、温度和空气密度。由(1.1.3)式可见, ρ 是气压 p 及温度 T 的函数。当 $p_0=1000$ 毫巴, $T_0=273^\circ\text{K}$, 则 $\rho_0=1.276 \times 10^{-3}$ 克/厘米³。如果气压降低到 500 毫巴, $T=253^\circ\text{K}$, 则空气密度 $\rho=0.69 \times 10^{-3}$ 克/厘米³。通常, 在地面室温情况下($p_0=1000$ 毫巴, 温度为 20°C), $\rho=1.18 \times 10^{-3}$ 克/厘米³, 也就是说, 1 立方米的干空气大约重 1.2 千克。

大气中总是含有水汽。由于水汽含量在大气中经常变化不定, 所以湿空气的比气体常数并不是一个固定值, 它随空气中水汽含量的多少而变化。因之, 湿空气的状态方程与干空气略有不同

以 p_d 和 e 分别表示干空气和水汽的分压强, 以 ρ_d 和 ρ_v 分别表示干空气和水汽的密度, 而以 p 和 ρ 表示湿空气的压强和密度, 显然,

$$p = p_d + e \quad (1.1.4)$$

$$\rho = \rho_d + \rho_v \quad (1.1.5)$$

而
$$p_d = \rho_d R T \quad (1.1.6)$$

$$e = \rho_v R_v T \quad (1.1.7)$$

式中, $R_v = \frac{R^*}{\mu_v} = 4.615 \times 10^6$ 尔格/克·开, 表示水汽的比气体常数。

将(1.1.4)、(1.1.6)和(1.1.7)式代入(1.1.5)式, 并考虑到 $R_v = 1.608 R$, 即得

$$\rho = \frac{p}{RT} \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) \quad (1.1.8)$$

因为 $p \gg e$, 所以

$$\left(1 + 0.378 \frac{e}{p} \right)^{-1} \simeq 1 - 0.378 \frac{e}{p} \quad (1.1.9)$$

将(1.1.9)式代入(1.1.8)式, 则得

$$\rho = \frac{p}{RT \left(1 + 0.378 \frac{e}{p} \right)} \quad (1.1.10)$$

或者

$$p = \rho R T_v \quad (1.1.11)$$

上式即为湿空气的状态方程,其中,

$$T_v = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p} \right) \quad (1.1.12)$$

此处, T_v 称为虚温。所谓“虚温”是指同一压力下干空气密度等于湿空气密度时,干空气应具有的温度。考虑到比湿 $q = 0.622 \frac{e}{p}$, 则

$$T_v = T(1 + 0.608 q) \quad (1.1.13)$$

由上式可见,虚温总是高于大气的实际温度。通常,在计算含有丰富水汽的气层厚度时,必须施以虚温订正。

低层大气中对人类活动及天气变化影响最大的大气成份是氮、氧、二氧化碳、臭氧、水汽和气溶胶粒子等。现简述如下:

(1) 氮 (N_2) 是大气中最多的气体成份,约占干空气质量的 75%,它是地球上生命体的基本成份,是合成氨的基本原料。氮在自然条件下可通过豆科植物的根瘤菌作用,固定到土壤中,成为植物所需要的氮化合物。空中闪电能将大气中的氧和氮结合成一氧化氮,然后被雨水吸收并渗入土壤中成为硝酸盐。

氮对太阳辐射远紫外光谱区 300—1300 Å 具有选择性吸收。

(2) 氧 (O_2) 是大气中次多的气体,约占干空气质量的 23%。它是人类呼吸,维持生命的极重要气体,动植物的生长都少不了它。在大气中进行各项化学变化时,氧起着重要作用。

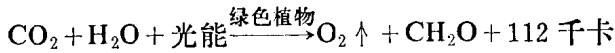
氧在波长 $\lambda < 2420$ Å 的辐射作用下受到分解,大气中臭氧的形成便是和氧的这些分解过程相联系的。

在太阳辐射的可见光谱区中,氧有两个吸收带:一个集中于 0.69μ 附近(B带);另一个在 0.76μ 附近(A带)。这两个吸收带对太阳辐射的减弱是不大的。另外,在太阳辐射的远紫外区,氧还有两个吸收带:一个位于波长 1750—2026 Å 区内,称为修曼-隆盖(Schumann-Runge)带;另一个位于 2420—2600 Å 区内,称为黑兹伯格(Herzberg)带。

此外,氧在工业上具有广泛的用途。

(3) 二氧化碳(CO₂)在大气中很少,仅占整个大气容积的万分之三,多集中在20公里高度以下。它主要来源于燃烧或有机物的腐化和动物的呼吸,因而在人烟稠密的工业区,二氧化碳含量较高,可占空气容积的万分之五以上,在农村含量则大为减少。据估计,1965年全球大气中的CO₂总量为14.08×10⁹吨,目前CO₂浓度还在继续增加。

二氧化碳和水是绿色植物进行光合作用的重要原料。光合作用的总过程可用下列化学方程式表示:



式中,CH₂O是代表原碳水化合物分子的一部分,千卡是使1公斤水上升1°C所需的热量。

二氧化碳含量随季节和时间而有很大变化,一般是冬季多,夏季少;夜间多,白天少;阴天多,晴天少。

二氧化碳对太阳短波辐射吸收很少,仅在λ=4.3μ附近有较弱的吸收带,但它对地面长波辐射的吸收却相当强烈,特别是在λ为12.9—17.1μ范围内。

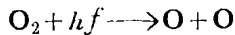
自1890年以来,由于人类活动的影响,二氧化碳含量几乎与日俱增。据估计,1896年二氧化碳浓度为296ppm,现在已增加到325ppm。在1958—1963年期间,每年约增加0.25%,这相当于整个大气中每年增加二氧化碳含量5.51×10⁹吨。如此多的二氧化碳进入大气层之后,将引起怎样的效果呢?近来,人们发现:

1) 由于CO₂吸收长波辐射,同时又向周围空气和地球放射长波辐射,使地面和大气保持一定的温度,起到“温室效应”的作用。据估计,二氧化碳增加10%,就能使全球平均温度升高0.5°C。事实上,从1940—1967年地球上的年平均温度每年下降0.2°C。这表明除了大气中CO₂的影响外,必然还有导致温度下降的其他“补偿因素”存在。

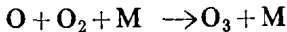
2) 大气中增加二氧化碳的另一种效应将导致海洋中溶解的二

氧化碳含量增多,从而提高水的酸性,使更多的石灰石溶解并产生 HCO_3^- 。这样又将降低二氧化碳含量。结果,大气中二氧化碳增加 10%,仅引起海洋中的二氧化碳浓度增大 1%。

(4) 臭氧 (O_3) 是地球大气中有效地吸收太阳紫外线的唯一气体。所以,臭氧是一种对生物圈特别重要的保护物。它的含量极少,但变化很大。氧分子在太阳紫外辐射和闪电作用下,部分分解成氧原子,其光化学反应式为:



此处, hf ——作用光线的能量; h 为普朗克常数; f 为太阳辐射的电磁波频率。在第三种中性分子 M 参与之下,由于相互碰撞的结果,氧原子 O 与氧分子 O_2 结合形成臭氧分子 O_3 ,其反应式为:



在整个太阳光谱中,臭氧有几个吸收带。最强的吸收带是在光谱的紫外区,称为哈特莱 (Hartley) 带,大致分布在波长从 2200—3200 Å 的区域内。正是这个吸收带的存在,引起近地面的太阳光谱在波长 $\lambda < 2900$ Å 处中断。与哈特莱带相毗邻的是汉琴斯 (Huggins) 带,它处于 3000—3450 Å 光谱区。此外,在可见光谱区还有一个强度很弱的吸收带,称为夏比尤 (Chappuie) 带,位于 4400—7500 Å 光谱区内。

关于大气中的臭氧含量及其分布规律在本章第三节中还要详细地讨论。

(5) 水汽 (H_2O) 在大气中是一种可变的气体。水汽含量不仅随季节和大气环流条件而发生变化,而且水汽本身在一定的物理条件下还会发生相变,云雾与降水即是相变的产物。所以,水汽在大气中的含量虽少,却是天气演变的重要角色。

水汽对太阳辐射和长波辐射起着重要作用。早在十九世纪末叶,实验研究就已确定水汽吸收带大部分集中在太阳辐射光谱的红外区。在波长近于 6μ 的地方,水汽有一个强烈的吸收带,它一直伸展到 8.5μ 。在 8.5μ — 12μ 区域内,吸收极弱,因而,人们把这一区域称为大气透明区,或者称为“大气窗”。从 18μ 附近开始,水汽吸

收带再次增强。正由于这个强烈吸收带的存在,以致长波辐射实际上不能透过这个远红外光谱区。

关于大气中水汽的总含量、分布规律及其影响因子将在本章第二节中详细叙述。

(6) “气溶胶粒子”是低层大气的重要组成部分。它包括水滴、冰晶、悬浮着的固体灰尘微粒、各种凝结核以及带电离子等。就其物理化学性质、大小、形状而言,这些气溶胶质点是各种各样的,它们随气流飘动或者沉降。大气气溶胶粒子对辐射的吸收与散射、云雾降水的形成、大气污染以及大气光学与电学现象的产生具有重要作用。气溶胶粒子的来源大致可分为人工源与自然源两大类。

属于人工源的有:

- 1) 煤、木炭、石油的燃烧和工业活动,产生大量固体烟粒和吸湿性物质,如硫化物(H_2S , SO_2 , SO_3)和氮化物(NO , NO_2 , NH_3)等;
- 2) 近几十年来,由于化爆和核武器试验所引起的微尘和放射性裂变产物,大量进入大气之中,这对生物学具有重要意义。

属于自然源的有:

- 1) 土壤微粒和岩石的风化产物;
- 2) 有机物的腐烂,细菌等微生物的繁生,植物花粉等;
- 3) 森林火灾与火山爆发均会产生大量的烟粒和微尘,尤其是火山灰有时会被抛入 30 公里的高空,然后缓慢沉降,以致减低大气透明度,影响太阳辐射;
- 4) 海洋上的浪花溅沫进入大气中形成大量吸湿性盐核,这是大气中最有效的凝结核;
- 5) 宇宙尘埃,如陨石的燃烧物等进入大气之中,它们多是不可溶的微粒;
- 6) 由于紫外线照射及放电作用而产生的 O_3 , 与空气中的氮化合而成 NO 和 NO_2 , 在吸收水汽后就变成硝酸与亚硝酸等活跃的凝结核;
- 7) 由于凝结或冻结而产生的自然云滴或冰晶,它们会强烈地影响太阳辐射通量,也是产生大气光学现象的基本物质。