

云和冰雹云物理基础

山东省德州地区防雹、降雨办公室

气象出版社

云和冰雹云物理基础

郭恩铭
李凤声 编著

气象出版社

云和冰雹云物理基础

郭恩铭、李凤声 编著

责任编辑：苏振生

气象出版社 出版

(北京西郊白石桥路46号)

中国科技情报研究所印刷厂印刷

开本：787×1092 1/16 印张：7.125 字数：179千字

1989年5月第一版 1989年5月第一次印刷

印数：1~1000册

ISBN 7-5029-0257-0/P·0155

定价：3.70 元

前 言

大气中水汽的凝结或凝华，形成了绚丽多彩的云。云在一定程度上表现大气运动的某些特征，它又是不同天气系统演变过程中水汽量的分布状况，也即是云水资源。

根据云的宏观特征将其分为积状云和层状云，又按其微物理结构和云中温度分为暖云（由水滴组成）和冷云（由过冷水滴和冰晶组成）。

在各族、属云状之中，雨层云和积雨云（冰雹云）各自在不同季节将从云中形成雨雪和冰雹降落到地面，即通称为降水。

这些雨雪、冰雹降落到地面，量的多少和分布情况，都与工农业生产和人民生活紧密相关。

因此，人们了解和观测研究云、冰雹云的物理基础，科学地进行人工防雹、降雨，抗御自然灾害是非常需要的。

德州地区防雹、降雨办公室为了科学地开展人工防雹和降雨，对参加试验工作人员进行了培训。这本“云和冰雹云物理基础”是在培训班讲授教材基础上，进一步充实国内外部分科研成果而写成的。在完成这项工作中，高名忍、陈越华、赵京华、陈国华、张登凯参加了部分工作，在此致以谢意。

作 者

1988年10月14日于北京

目 录

第一章 大气层结构	(1)
第一节 大气的组成.....	(1)
第二节 大气的垂直结构.....	(1)
第三节 大气中辐射能量的收支.....	(3)
第四节 大气温度.....	(5)
第五节 大气压力.....	(6)
第六节 水分循环.....	(7)
第二章 大气气溶胶粒子	(9)
第一节 凝结核.....	(10)
第二节 云凝结核的观测.....	(11)
第三章 云滴增长的理论	(13)
第一节 云滴的凝结增长.....	(13)
第二节 云滴的碰并增长.....	(15)
第三节 云滴群的增长.....	(16)
第四章 云中冰晶生成和增长	(18)
第一节 冰晶同质核化.....	(18)
第二节 冰晶胚胎的凝华生成.....	(18)
第三节 冰晶的增长.....	(20)
第五章 云的分类	(21)
第一节 云形态分类简史.....	(21)
第二节 云的现代分类.....	(21)
第三节 云形态、结构特征.....	(23)
第六章 积状云和层状云的形成	(27)
第一节 积状云.....	(27)
第二节 层状云.....	(28)
第七章 云的宏观特征	(30)
第一节 云量.....	(30)
第二节 云底高度、云顶高度和温度.....	(34)
第三节 积状云含水量.....	(35)
第四节 积状云中垂直气流.....	(35)
第五节 积雨云的特征.....	(36)
第六节 层状云的宏观特征.....	(37)
第八章 云的微物理结构	(39)
第一节 积状云的微物理特征.....	(39)
第二节 层状云的微物理特征.....	(40)
第三节 高云的宏观和微观特征.....	(41)
第九章 降水微物理结构特征	(43)

第一节 雨滴谱.....	(43)
第二节 冻滴(冰粒).....	(44)
第三节 霰.....	(45)
第四节 冰雪晶.....	(45)
第五节 冰雹.....	(46)
第十章 冰雹云(雹暴).....	(47)
第一节 冰雹云分类.....	(47)
第二节 冰雹云形成的环境条件.....	(50)
第三节 冰雹云结构.....	(51)
第四节 冰雹云中垂直气流.....	(53)
第五节 冰雹云中温度分布.....	(55)
第六节 冰雹云中粒子相态分布和含水量.....	(57)
第十一章 冰雹云识别.....	(59)
第一节 冰雹云发展实况和气象要素的演变.....	(59)
第二节 测雨雷达回波识别冰雹云.....	(59)
第三节 卫星云图识别冰雹云.....	(60)
第四节 闪电识别冰雹云.....	(61)
第五节 雷声识别冰雹云.....	(62)
第六节 群众识别冰雹云的经验.....	(63)
第十二章 云和天气系统.....	(64)
第一节 观测方法.....	(64)
第二节 云和天气系统.....	(68)
第三节 几种降水天气过程云系.....	(69)
第四节 指示性云.....	(75)
附一、云的摄影原理和技术.....	(77)
一、云的摄影工作特点.....	(77)
二、云摄影原理.....	(78)
三、照相机的选择.....	(78)
四、电子自动化相机.....	(79)
五、胶片的选用.....	(80)
六、滤色镜的选用.....	(80)
七、云景曝光量的确定.....	(83)
八、云的微结构显微摄影.....	(84)
九、黑白云景胶片的冲洗.....	(84)
附二、德州地区人工降雨防雹有关文件.....	(85)
一、德州地区人工防雹降雨安全规章.....	(85)
二、德州地区人工防雹降雨作业条例.....	(89)
三、德州地区人工防雹降雨专用无线电话使用守则.....	(93)
四、德州地区人工防雹降雨试行方案.....	(96)
五、德州地区人工防雹降雨1988—1995年工作要点.....	(100)
附图.....	(103)

第一章 大气层结构

云是大气中的水汽凝结或凝华而形成的水滴、过冷水滴、冰晶或它们混合组成的可见悬浮体。云和降水的形成、发展和消失的物理过程都是在大气中进行的，因而了解大气的结构是十分必要的。

第一节 大气的组成

大气是由各种气体和悬浮着的固体、液体杂质混合组成的。大气的主要成分有氮、氧、氩、二氧化碳等（见表1）。除此之外，还有少量的氢、氦、氖、氙等稀有气体和含量变动很大的水汽、臭氧等气体。

表1 各主要气体成分占空气总容积的百分比（%）

氮 (N ₂)	78.084	氩 (A)	0.934	水汽	0—3
氧 (O ₂)	20.946	二氧化碳 (CO ₂)	0.033	(重要的可变气体)	

水汽的来源是江、河、湖、海和潮湿陆地表面的水份蒸发。水汽进入大气后，由于分子扩散和气流的传递而逐渐分散开来，并在一定条件下出现凝结和凝华而形成各种形态的云、雾或产生降水后又重新回到地面，其中大部又流入江、河和海洋之中。大气中的水汽就这样不断地循环着。

水汽随高度增高而迅速地减少，它主要集中在10公里以下的大气层中。一般在1.5—2公里高度上，其含量只及近地层的一半，5公里高度上只有近地面的十分之一，再往上其含量就更少。水汽含量还随时间、地点和条件不同而有很大的差异，其容量的变化范围在0—3%之间。

臭氧在近地面大气层中含量很少。从10公里高空向上逐渐增多，20—25公里高度上达到最大值，向上又逐渐减少。臭氧层能够大量吸收太阳紫外线的辐射而使该层温度增高，同时也使地面上的生物免受大量紫外线的伤害。

二氧化碳主要来自于有机物燃烧和动植物的呼吸。近些年来，大量有机物的燃烧可能会影响到气候的变化。若按现在每年有机物燃烧量增加4%推算，50年后空气中的二氧化碳将增加一倍。一般认为二氧化碳含量的增加，将会使地球平均气温升高，升高的具体数值各家看法不同。

大气中的固体杂质主要是悬浮在大气中的烟粒、尘粒和盐粒等。烟粒多来自石油、煤炭和森林的燃烧以及火山的喷发。尘粒多来自高原沙上和气团移动带来的沙暴。盐粒是由海浪溅起的海水滴蒸发而悬浮空中的固态粒子。它们在一定条件下又是形成云的良好凝结核。

第二节 大气的垂直结构

按照探测所得的大气温度的垂直分布，可将大气分为对流层、平流层、中间层、暖层和散逸层见图1

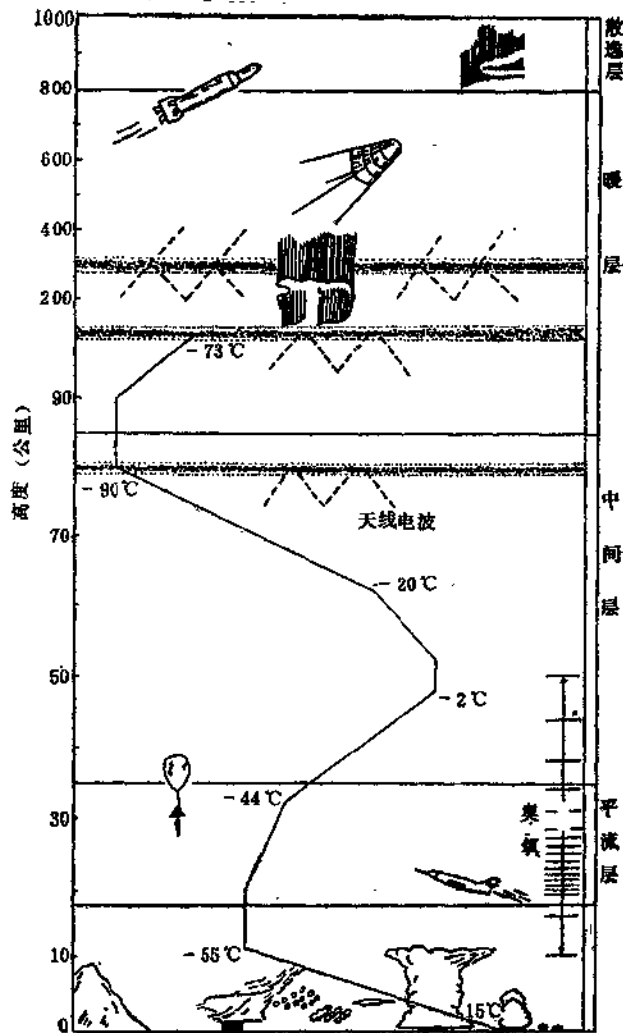


图1 大气垂直结构示意图

在对流层内，总的特点是温度随高度的增高而降低，其厚度一般是10公里左右。低纬度地区在16公里左右，高纬度地区约8公里左右。

对流层中的大气除有系统的水平运动外，还有强烈的上升和下沉气流而形成的垂直运动，使得这一层中的温湿分布很不均匀，产生高压和低压系统及其所伴随的天气过程。大气中的水汽和云、雾、雨、雪等天气现象大都出现在这层中。

对流层顶在对流层的顶部和平流层之间。它的温度随高度增加不变或少变。厚度随纬度不同也有很大差别，大致为几百米至2公里。它对上升气流有阻碍作用，所以这层能见度较差。

平流层在对流层顶以上，其上界可达到55公里左右。这层温度开始随高度增高而略有升高，当达到30公里以上时，气温升高较快，55公里处气温可上升到 -3°C 左右。这与臭氧吸收太阳辐射而增温有关。

平流层中有时也能观测到几种云。在我国夏季有时可观测到积雨云顶部伸展到15公里以上的平流层中。高纬度地区晨昏时，在20—27公里高度上，有时能够看到贝母云。

中间层一般指55—80公里这一层。温度随高度增加而迅速下降,在顶部气温可达到 -90°C 以下,有强烈的对流运动,在高纬度夏季黄昏,有时可看到夜光云。

暖层的厚度从85—800公里。此层气温随高度增高而迅速升高。在300公里处温度可达到 1000°K 以上。

60公里以上的大气,因受太阳辐射的照射而开始电离,称为电离层。它能反射无线电波,其反射能力随昼夜和季节而有较大变化。一般说来,D、E层反射中波和长波,F层反射短波,超长波几乎全被吸收,超短波几乎全不吸收,也不反射。

暖层以上是散逸层,这层大气非常稀薄并向外层空间散逸,气温随高度增加而升高。

第三节 大气中辐射能量的收支

太阳辐射是大气和地球上能量的主要来源。由于太阳的温度高,其辐射能量主要集中在 $0.2-3.0$ 微米的波长范围内,习惯上称短波辐射。而大气和地球的辐射能量则主要集中在 $3-120$ 微米的波长范围内,习惯上称长波辐射。就全球范围来说,整个地气系统长年平均情况是近于辐射平衡的,其辐射能的收支情况见图2。

1. 大气对太阳辐射的吸收

大气对太阳辐射的直接吸收,主要是含量不多的水汽、臭氧和二氧化碳。此外,含量较多的氧也少量地吸收一些见图3。水汽虽然在可见光区和红外区都有不少吸收带,但主要的还是在红外区内从 $0.93-2.85$ 微米之间的几个吸收带。液态水的吸收作用比水汽强,其吸收带并稍向长波方向移动。臭氧的吸收带主要有两个:一个在紫外区介于 $0.20-0.32$ 微米之间,另一个位于 0.6 微米附近。氧的吸收带主要在小于 0.2 微米的紫外区。二氧化碳仅在红外区有一些吸收。

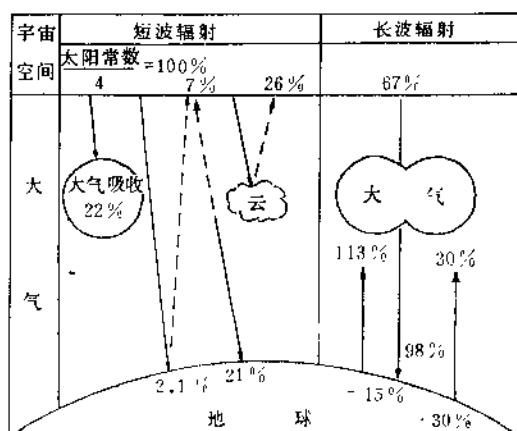


图2 全球地气系统热量平衡示意图

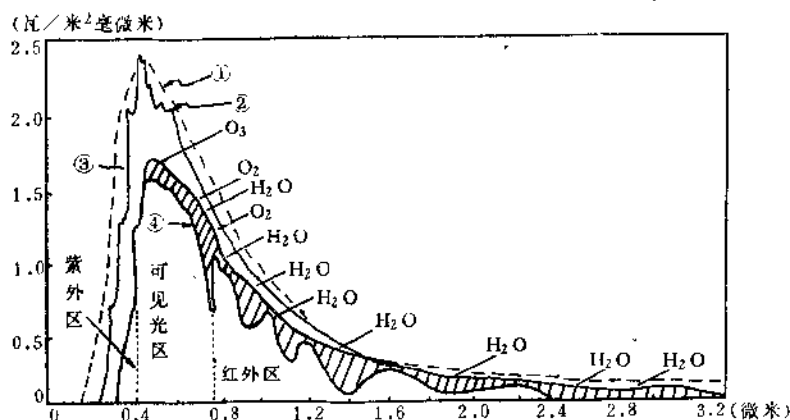


图3 太阳辐射光谱减弱示意图

- ① 6000K黑体辐射 ② 大气上界太阳辐射
③ 考虑散射后的太阳辐射 ④ 考虑吸收后太阳辐射

此外，悬浮在大气中的尘埃等杂质也能直接吸收一部分太阳辐射。

但是大气因吸收太阳辐射而增加的温度是很小的。据估计，在对流层大气因直接吸收太阳辐射而增加的温度大约不到 1°C 。

大气主要是通过吸收地面长波辐射而维持其温度的。大气的辐射和吸收也具有这种选择性，其中起主要作用的是水汽、液态水、二氧化碳和臭氧。

2. 地面和大气对太阳辐射的反射

太阳辐射通过大气、云层和地表时都会有不同程度的反射。不同表面的反射率见表 2。

从表 2 中可看出雪面、水面和云层表面反射率很大，直接影响太阳辐射的吸收，对温度的影响比较显著。

3. 大气对太阳辐射的散射

太阳辐射经大气质点（空气质点、尘粒和云滴等）而改变其传播方向，产生散射现象。

表 2 不同表面的反射率

新鲜雪面	80—85%	森林	5—10%
旧雪面	50—60	水面（太阳低）	50—80
沙地	20—30	水面（太阳高）	3—5
草地	20—25	厚云层	70—80
干地	15—25	薄云层	25—50
湿地	10	大气和地表面	35

表 3 散射能量与太阳高度角的关系

高度角（度）	2.5	5	7.5	10	20	30	40	50
焦耳/厘米 ²	0.08	0.13	0.17	0.21	0.33	0.43	0.46	0.50

散射辐射的能量与太阳高度角的关系见表 3。当质点直径小于太阳辐射波长时，主要为分子散射，即散射波长较短的光波。当质点直径较大时则为粗粒散射，即对各波长几乎同等的散射。不同云层的（各高度角）散射辐射也有较大差别见表 4。

表 4 不同云类的散射辐射能量（卡/厘米²·分）

云 状	h日	5	10	20	40
无云时		0.03	0.05	0.08	0.11
Ci		0.05	0.09	0.16	0.26
Cs		0.06	0.11	0.19	0.34
Ac		0.06	0.11	0.22	0.39
As		0.05	0.09	0.17	0.30
Sc		0.01	0.04	0.13	0.27
St		0.02	0.04	0.08	0.16

*1卡=4.2焦耳

由上面分述可以看出,太阳辐射不仅是地球大气系统各种运动的主要能源,而且又是大气中各种光学现象和云、雾、降水等现象产生的主要物理因素。

第四节 大 气 温 度

大气主要吸收了地面和太阳辐射后就会具有一定的温度。又通过绝热变化(只改变气压,不与外界交换热量)与非绝热变化(热对流、湍流和相变热量交换等)而使温度发生改变。例如由于受热不均,冷空气下沉,暖空气上升而产生对流热量交换,又如由于地面受热后产生不规则运动而产生湍流热量交换和水面蒸发时吸收热,在空中凝结时又放出热等等。根据计算:干空气的绝热递减率为 $1^{\circ}\text{C}/100\text{米}$;饱和的湿空气的绝热递减率为 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ 。

1. 气温的日变化

在同一气团控制下,平原地区气温日变化的特点是有一个最高和一个最低值。最高值出现在14时左右,因为近地面空气吸收地面和太阳辐射能量积聚最多的时间不是在正午12时,而是在稍后的14时左右。同理,最低值出现在消耗辐射能最多的是在日出之前。

2. 气温的年变化

气温年变化在中高纬度也有一个最高温度(出现在7月)和最低温度值(出现在1月)。气温年变化的极值出现比太阳辐射极值稍后的基本原因与日变化相同。年变化的幅度一般由低纬度向高纬度增长,最大在高纬 74° 处达 43°C 左右。此外尚有因冷暖气团移动而出现的异常变化和高山、海岛、低洼等地方的一些特殊日、年变化。

3. 温度场

为了研究大范围地区的温度分布,需要将各地气温观测资料进行统计后点绘成等温线。图4和图5分别是全球1月和7月海平面平均气温的分布图。从图中可以看出,北半球1月比7月等温线要密集得多,而南半球则相反。赤道附近的高温带也随之有些南北变动。这是冬夏地气系统辐射热量分布不同而北半球又是陆地较多的缘故。

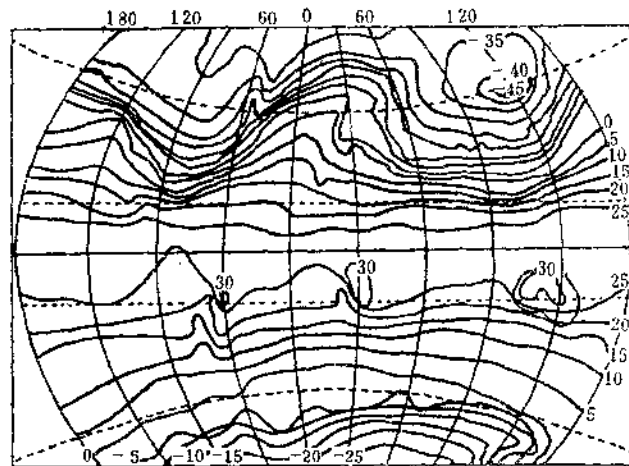


图4 1月份全球海平面平均气温分布图

从图中还可看出北半球最低值出现在北极南部盆地的苏联维尔霍扬斯克,1月气温在 -48°C 以下;最高值出现在北纬 15° — 20° 之间的沙漠地区。

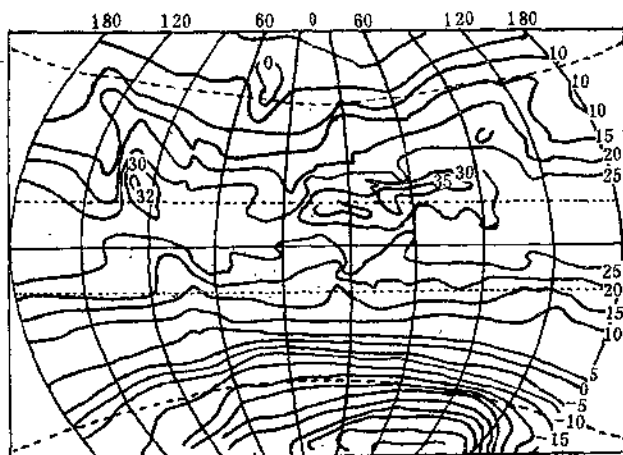


图5 7月份全球海平面平均气温分布图

4. 气温的垂直分布

气温垂直分布的平均情形已如图1所示。在对流层低层有时存在着随高度增高而气温也增高的逆温层。一般逆温有以下几种：辐射逆温、平流逆温、下沉逆温和锋面逆温。

第五节 大 气 压 力

大气压力简称气压，是指单位面积上所承受的空气柱的重量。气压的变化与气柱体积、空气密度和动力加速度有密切关系。

1. 气压随高度的变化

应用静力方程推导，当气温 = 273°K ，海平面气压 = 1000百帕时，其计算结果见图6。

但若按分层温度进行计算，其结果如图6中虚线所示。

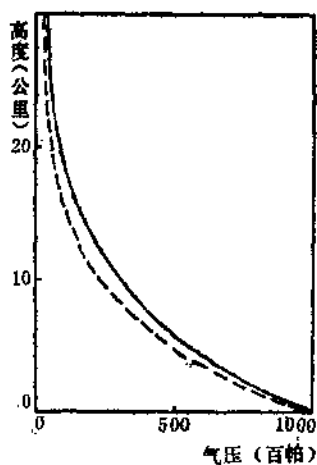


图6 气压随高度的分布

2. 气压场

气压场是气压分布的状况。根据各地实测气压计算点绘而得。其基本形式见图7。从图中我们看到气压场有高低压和槽、脊、鞍等之分。

根据各地高空气压观测资料，又可分别点绘成850百帕、700百帕、500百帕和200百帕等压面的高度场。在这些高空天气图上也有高低压和槽脊之分。它们往往与地面（海平面）气压场相对应，并伴随有一定的天气过程。

最后，我们可以简单地归结如下：大气中的水汽含量的多少是形成云雾的最基本的条件，而有适当的凝结核，就更有利于可见凝聚物的形成；大气的温、压场和适当的地形则是形成各种各样云的热力和动力条件。

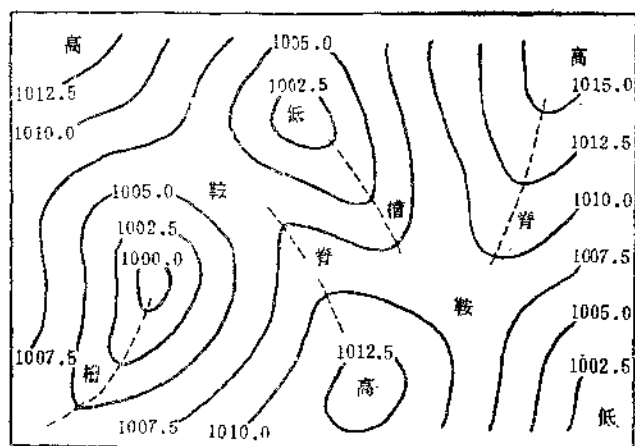


图7 气压场的几种基本形式

第六节 水分循环

云与水的关系十分密切，因此首先要了解地球表面与周围大气中的水分循环。

我们从地图上可看到大陆和海洋的分布状况。陆地和海洋由于太阳辐射的作用，大量水分从海洋蒸发到空中，陆地上的江河湖泽、土壤和动植物也都在不断的将水分蒸发到空中变成水汽。气温随高度降低水汽就凝结成云，雾和雨雪、冰雹降落地面上，并渗透入土壤，流入江河、湖、沼或者重新又被植物吸收，此过程即是水分循环。

1. 水分循环过程中量的分配

地球表面积约为5亿平方公里，而海洋面积占地球表面大约70%，海洋表面每年约有100厘米厚的水层转化为水汽。可见海洋输送到空中的水分特别多，大气中的水汽分布很不均匀，水汽含量变化很大。通常，水汽含量主要集中在距地面5公里范围内，高度愈高，水汽愈少。水汽含量就地理分布而言，纬度愈高，水汽愈少；离海洋越远，水汽愈少。在干燥的内陆沙漠地区上空，水汽含量接近于零；而在温暖的洋面或热带丛林上空，水汽比较多。水汽含量随季节的变化，夏季多于冬季。

计算结果表明每年从海面、洋面蒸发到空中的水汽可达448,000千米³。陆地上蒸发进入空中的水汽只不过63,000千米³，相差7.1倍。

从云中降落到海洋的全部降水量（雨、雾、雪、冰雹、霰等，每年大约412,000千米³，比海洋蒸发到空中的水汽少36,000千米³。

从此可看出陆地上，陆空间水分循环收支也不平衡。年降水量平均为99,000千米³。

由陆地蒸发63,000千米³水分，实际上比降落地面水量还少36,000千米³，详见图8。

除落到海洋上之外，其余变成雨雪落在陆地上，而后流入江、河、湖、川而归入大海。这样就形成了海洋—空中—陆地水分大循环。

2. 水的相态变化

水在大气中可分为三种状态：气态、液态和固态。大气中水的相态变化，主要决定于环境温度。水从一种相态转化为另一种相态时，伴有吸收或释放能量的物理过程。汽态水所含的内能最大，而固态水所含的内能最小。1克冰融化为水时，要吸收334.4焦耳热量，称为

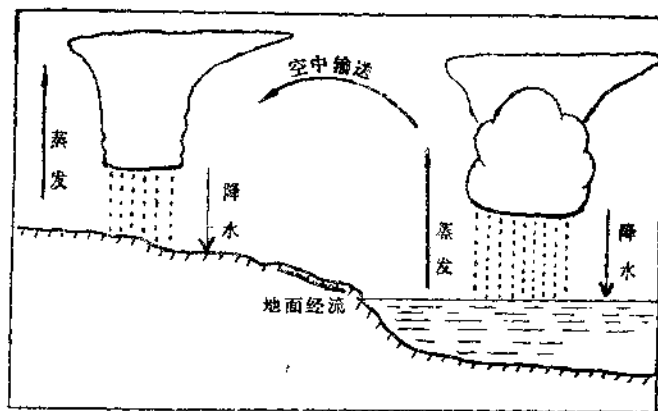


图8 海洋、陆地水循环图

融解热：1克水蒸发为水汽时，要吸收2403.5焦耳热量，称为汽化热。反之，大气中的1克水汽凝结为水，或1克水冻结为冰，也会释放出相同的热量。1克冰升华成水汽，需要吸收2829.9焦耳热量；而1克水汽凝华为冰，需要释放出2829.9焦耳热量。(1)

相态转换过程的热量变化

凝结释放2403.5焦耳/克	
水汽 ←	→ 水
蒸发吸收2403.5焦耳/克	
凝华释放2829.9焦耳/克	
水汽 ←	→ 冰
升华吸收2829.9焦耳/克	
冻解释放334.4焦耳/克	
水 ←	→ 冰
融解吸收334.4焦耳/克	

第二章 大气气溶胶粒子

大气中含有大量气溶胶粒子，它的尺度范围很宽，从半径为 10^{-7} 厘米的带电分子为中心外面几个中性空气分子集体的小离子到半径大于10微米（ 10^{-3} 厘米）的最大的盐粒和尘粒。在这个尺度范围内，大量微小离子，在水汽凝结过程中需要高饱和度（约300%）才能起凝结核作用，一般条件下不起凝结核作用。最大的粒子由于在空中不能久留，也不是凝结核的主要部分，而两者之间的尺度是适宜起凝结核作用。

根据大多数地区陆地上气溶胶粒子观测资料绘制成图9。

陆地上气溶胶粒子（大粒子和巨粒子）浓度，用每立方厘米的粒子个数来表示。它们的分布具有一定规律性，这是由于一方面从多源产生粒子，另一方面又由于碰并、沉降、捕获、冲刷等过程使粒子消失。这种分布规律可用下式表示：

$$N(r) = \frac{A}{r^3} \quad (1)$$

N —粒子浓度， r —半径， A —常数

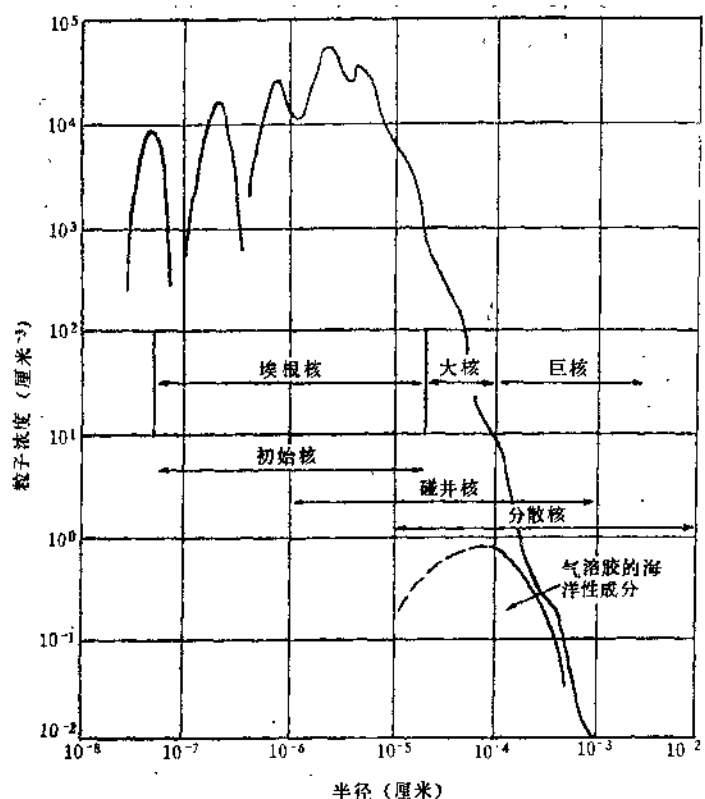


图9 陆地上自然气溶胶粒子尺度分布

第一节 凝 结 核

根据多年测量的资料将凝结核分为三类。

半径在 5×10^{-7} 到 2×10^{-5} 厘米 ($0.2 \mu\text{m}$) 之间的核叫爱根核，它是爱根计数器测出的。

半径为 0.2 到 $1 \mu\text{m}$ 为大核。

半径大于 $1 \mu\text{m}$ 为巨核。

爱根核观测是应用绍尔坎计数器。仪器的原理是一个精密小云室，体积为 100 厘米^3 ，柱高为 4 厘米 ，取样器将取得的空气量 $0.25-5 \text{ 厘米}^3$ 送入密封的云室中，经过增压后，云室中膨胀，达到饱和时，每个爱根核上凝结成小云滴，沉降在云室底面上进行读数，用下式可计算出单位体积内核数。

$$N = 100V_1 \frac{n}{V_2} \left(1 + \frac{V_3}{V_1} \right) \quad (2)$$

N —每立方厘米核数， n —单位网格中的核数， V_1 —云室的体积， V_2 —空气的体积， V_3 —云室中膨胀的体积。

1. 爱根核浓度

在1961—1974年间曾在天津、北京和庐山用绍尔坎计数器进行凝结核的观测，取得大量资料，其分析结果列入表5。

表5 爱根核浓度

地 点	时间 (年)	海拔高度 (米)	观测次数	极大值 (个/厘米 ³)	极小值 (个/厘米 ²)	平均浓度 (个/厘米 ³)
庐 山	1973至1974	1100	586次	19600	小于40个/升	2410
北 京	1961至1965	55	2410次	72700	970	18300
天 津	1961	5	147次	78720	1410	17900

从表中能够看出庐山爱根核浓度均小于北京和天津，平均为 2410 个/厘米^3 ，而北京和天津核浓度分别为 18300 个/厘米^3 和 17900 个/厘米^3 。可见庐山的空气是比较清洁的。

2. 爱根核浓度日变化

爱根核浓度的日变化在各地因环境条件不同而有很大差异。在庐山日间有6次观测取得的资料绘制成图10。

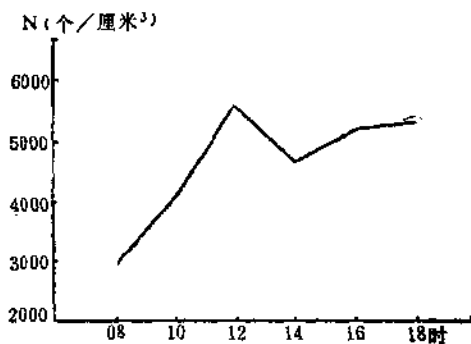


图10 庐山爱根核浓度日变化

图中可见在庐山08时观测核浓度较小，12时观测到一个峰值，浓度达到 5800 个/厘米^3 ，而后又逐渐减少。其峰值出现在12时主要是由于气温逐渐升高，山区对流发展，气流从山下挟卷大量气溶胶粒子上升而造成的。

3. 爱根核浓度年变化

北京和庐山两地曾进行了常年爱根核的观测，天津只在4月和7月进行了观测，观测结果列入表6。

表6 爱根核浓度年变化

浓度 (个/厘米 ³)	月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
地点													
庐山		3090	1140	1300	2530	3110	5010		2020	2410	4000	2300	2240
北京		23700	25900	25300	17700	18200	19600	19200	15900	16900	16600	19200	24700
天津					17600			18200					

北京观测表明11—3月核浓度较大，2月份最大达到25900个/厘米³，浓度最小出现在8月份15900个/厘米³。不难看出北京冬季气候干燥，并处于西北黄土高原的下风方，经常受西北气流影响，风沙日数较多，空气中常含有大量浮尘，致使核浓度增大。8月份是多雨季节，空气中污染物被雨水冲刷，而浓度相对减少。

4. 爱根核浓度随高度分布

1961年4月在天津进行一次飞机探测爱根核随高度的分布见表7

表7 天津爱根核随高度的变化 (1961年4月)

高度H (米)	300	700	1000	1250	1500	2000
浓度(个/厘米 ³)	15700	6060	2420	1630	1210	240

从表中可看出核浓度随高度逐渐减少，而且相差很多。300米高度是15760个/厘米³，2000米高度只观测到240个/厘米³。经过计算核浓度是按指数分布如下式

$$N = N_0 e^{-2.364 H} \quad (3)$$

N_0 —地面观测核浓度， H —是高度。

第二节 云凝结核的观测

云凝结核的观测是应用美国MEE公司130型云凝结核计数器。仪器原理是将空气样品抽入热扩散型云室，云室中的过饱和度和保持湿润的上、下板温差控制，范围在100—104%。在云凝结核上形成的云滴对激光光束的散射强度与云滴浓度成正比，由高灵敏度的光探测器检测，得到的散射光讯号经过电路处理自动给出核的浓度。上板温度、上下板温差和云核浓度值，显示在面板上，供观测人员实时观测，同时记录在纸带上。取样时间间隔可按30秒、1分钟、5分钟自动控制，也可用手控方式。云核浓度可测范围为0—19990厘米⁻³。

1. 云凝结核随高度分布

1983年10月6日北京地区天气形势是处于高压后部晴天少云，上午高空有2成卷云，下午卷云云量增多。飞机从北京沙河机场起飞探测不同高度云凝结核分布见图11