

气象学

下册

QIXIANG XUE

江苏科学技术出版社

气象学

(大气物理基础)

下册

吴伯雄 陈士仁等编著

江苏科学技术出版社

内 容 简 介

本书是下册，从第八章到第十三章。内容包括大气中的光、电、声现象，天气，雷达气象，卫星气象，高层大气，大气环流及气候的一些基本知识、基本理论以及最新研究成果。书中第十章是由葛文忠同志编写。

本书可作为高等院校气象方面各专业的教材或教学参考书，也可供气象、天文、水文、地理等有关工作者阅读参考。

气 象 学

下 册

吴伯雄 陈士仁 等编著

出版：江苏科学技术出版社

发行：江苏省新华书店

印刷：淮阴新华印刷厂

开本 787×1092 毫米 1/16 印张 14.75 字数 360,000

1980年10月第1版 1980年10月第1次印刷

印数：1—2,700册

书号：13196·042 定价：1.40元

下 册 目 录

第八章 大气中光、电、声的现象

- § 1 大气中光的现象..... 1
- § 2 大气中电的现象..... 31
- § 3 大气中声的现象..... 43

第九章 天 气

- § 1 气团和锋的演变..... 56
- § 2 温带气旋和反气旋及其天气..... 60
- § 3 短波、长波及其与地面系统的关系..... 66
- § 4 热带天气系统及其天气..... 68
- § 5 台风..... 76
- § 6 中、小尺度天气系统..... 85

第十章 雷达气象与卫星气象

- § 1 雷达探测的基本原理..... 95
- § 2 雷达回波的识别..... 102
- § 3 雷达在天气分析预报及人工影响
天气中的应用..... 106
- § 4 气象卫星的观测特点和卫星的轨道..... 110
- § 5 卫星云图的观测特点和识别方法..... 114
- § 6 卫星云图在天气分析预报中的应用..... 121

第十一章 高层大气

- § 1 高层大气受太阳辐射的直接影响..... 126
- § 2 高层大气的密度、压力及温度..... 128
- § 3 高层大气的温度结构与风..... 134

- § 4 大气成分随高度的变化..... 137
- § 5 外逸层 氢和氦的逃逸..... 138
- § 6 磁层 太阳风 地球磁场..... 140
- § 7 范阿伦(Van Allen)辐射带..... 144
- § 8 臭氧层..... 144
- § 9 电离层..... 149
- § 10 极光..... 155
- § 11 极风..... 161
- § 12 气辉..... 162
- § 13 夜光云..... 164
- § 14 贝母云..... 167

第十二章 大气环流

- § 1 大气环流的物理意义及其简单模式..... 168
- § 2 实际大气环流..... 170
- § 3 大气环流的实验室试验..... 180
- § 4 大气的角动量平衡..... 183
- § 5 大气的能量循环..... 185
- § 6 季风..... 189

第十三章 气 候

- § 1 气候的形成及其因素..... 191
- § 2 气候季节的划分与气候分类..... 197
- § 3 中、小气候..... 211
- § 4 气候变迁..... 220

- 附 录..... 229

第八章 大气中光、电、声的现象

§1 大气中光的现象

在第二章中曾提到波长介于 $0.4\sim 0.76$ 微米之间的电磁波，能为人目所感觉，特称可见光。本节涉及的大气光象，皆属可见光范围。在大气中出现的光现象，其原因是多种多样的，因而天空象万花筒一样，瞬息万变，艳丽多姿。清晨，霞光万道，五彩缤纷；夜晚，透过朵朵白云的月亮，有时被套上了鲜艳夺目的光环。在一望无际的沙漠上空，有时会突然出现一池春水或牛马羊群；有时雨过天晴，能看到彩虹横跨天空。在空旷的野外，天顶附近的天空呈现纯蓝色；愈接近地平线，颜色就愈来愈发白，而在地平线附近的天空，就常常呈褐色或黄色。当空气特别清静时，如到山地或者乘飞机航行于空中，就会得到另一种结果，觉得天空总是深蓝色。平流层气球观测记录证实：愈到高空，天色愈暗。所有乘平流层气球的人都能看到，在12公里到20公里之间，天空是暗紫色的。另外有时在深山幽谷之中，脚下层层白云，会出现重叠彩环载着观者飘飘起舞，我国有些和尚见到此景常下拜称佛光；有些国家的传教士则称之为怪光。这些奇光怪影、千姿百态、光彩夺目的大自然景色，皆为大气中光的现象。

日、月、星的光在大气中会发生散射、折射、反射、透射、衍射、衰减、色散、偏振等各种现象，而这些光现象与大气本身的密度分布、杂质及水分含量的多少、杂质的性质和大小、水分的相态等情况有很大关系。因此，大气中光的现象，实质上是气象现象，大气光象变化是天气变化的反映，在某种程度上可以从大气光象推估出天气过程。所以气象工作者对大气光象的研究是必不可少的。

1. 大气中光的散射现象

大气是许多尺度比光波波长还小的微小质点（气体分子、微尘等）所组成的介质。当光线在这种介质中穿行时，介质就要使入射光的一部分向各个方向发散出去，这就是光在大气中的散射现象。

日、月、星光进入大气后的散射是光的重新分配过程，它能使日、月、星光光路以外的地方也出现光亮。散射天光、曙暮光、白夜、蓝天等皆是由此而产生的。

散射能使光路上的光通量减弱，又能使目标物和背景的光亮度相近，从而难以分辨出目标物的存在，这就是所谓能见距离（能见度）问题。

大气散射，主要是分子散射，遵循雷利散射定律。设 S 为太阳（见图 8.1），它发出自然光射向空气块 O 。此自然光的电矢量振动以 AA 及 BB 示之，振动方向与阳光传播方向 SS' 垂直， M 处为散射光接受器或人目， M 与 O 相距为 r ， OM 方向与 OS' 方向之交角为 φ ，称为散射方向角。当阳光射到 O 处空气块时，空气块中带电微粒在阳光产生的电磁场中发生振荡，其振荡电矢量方向与原阳光电矢量方向基本相同，即 AA 方向和 BB 方向基本未变。 O 处空气块中带电微粒振荡，即产生次生电磁波——散射光。应当注意，此次生电磁波在各方向上分布强度是不等的。若以 OM 方向而言，以分子散射方向消光系数 σ 而论，则雷利研究结果：

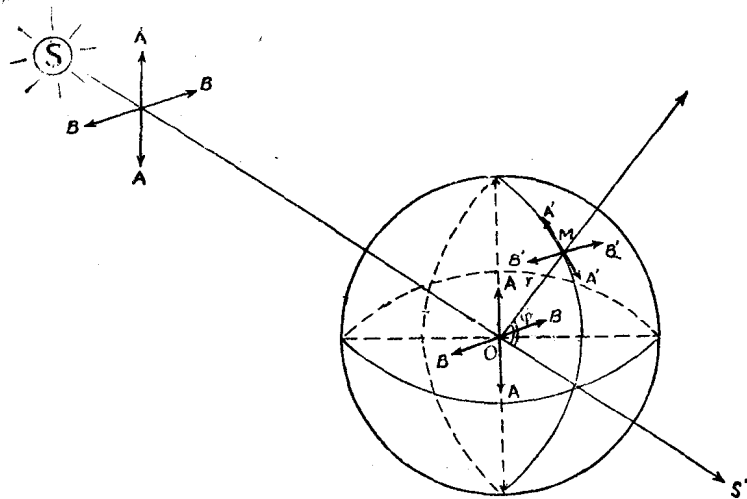


图 8.1 大气散射图示

$$\dot{i}_\lambda^\varphi = \frac{\pi^2(n^2-1)^2}{2r^2\lambda^4N}(1+\cos^2\varphi) \quad (8.1)$$

其中 r 为 OM 之距离，单位取厘米， n 为干空气折射率， N 为 O 处单位体积空气内分子数，其值视温、压、湿而异，单位为 $[\text{厘米}]^{-3}$ 。 \dot{i}_λ^φ 表示单位横截面之平行光通过单位厚度空气块，在 φ 方向单位立体角中，因大气分子散射而致的散射相对强度（原光强损耗成数）。

如果考虑此空气块向四面八方全部散射情况，则需将(8.1)式对 4π 个立体角进行积分，由此而得：

$$\dot{i}_\lambda = \frac{8\pi^3(n^2-1)^2}{3\lambda^4N} \quad (8.2)$$

1) 蔚蓝天空

在晴朗无云的白天，天空是蔚蓝色的，而且天空越是晴朗，越觉纯彻。这就是大气的散射现象。为方便计，将(8.1)，(8.2)两式改写为：

$$\dot{i}_\lambda^\varphi = K_1\lambda^{-4} \quad (8.1')$$

$$\dot{i}_\lambda = K_2\lambda^{-4} \quad (8.2')$$

式中 $K_1 = \frac{\pi^2(n^2-1)^2}{2r^2N}(1+\cos^2\varphi)$ ； $K_2 = \frac{8\pi^3(n^2-1)^2}{3N}$ 。

设阳光未入大气时之强度为 I_0 （见图 8.2），当通过 l_1 距离的大气到达 A 处时，因散

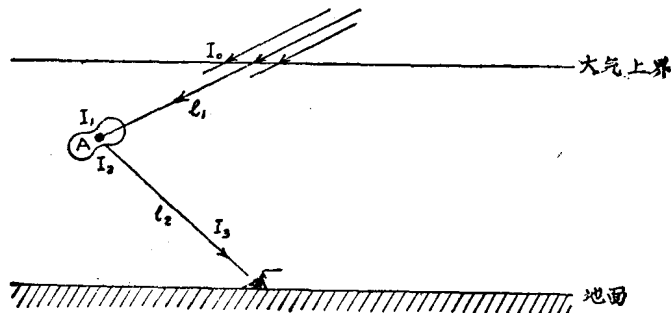


图 8.2 大气散射减弱

射而损耗了 dI_λ , 则按毕尔定律, 剩余的阳光应为 I_1 , 且:

$$I_1 = I_0 e^{-i\lambda l_1} = I_0 e^{-\frac{K_2 l_1}{\lambda^4}} \quad (8.3)$$

此剩余阳光 I_1 在 A 处又受到空气分子向四面八方散射, 若设射向人目的分量为 I_2 , 则:

$$I_2 = I_1 i_\lambda^0 = I_1 K_1 \lambda^{-4} = I_0 e^{-\frac{K_2 l_1}{\lambda^4}} K_1 \lambda^{-4} \quad (8.4)$$

此后再通过 l_2 距离空气受散射削弱而后进入人目的量若为 I_3 , 则:

$$I_3 = I_2 e^{-i\lambda l_2} = I_2 e^{-\frac{K_2 l_2}{\lambda^4}} \quad (8.5)$$

将(8.4)式代入上式, 得:

$$I_3 = I_2 e^{-\frac{K_2 l_2}{\lambda^4}} = I_0 e^{-\frac{K_2 l_1}{\lambda^4}} K_1 \lambda^{-4} e^{-\frac{K_2 l_2}{\lambda^4}}$$

故得:

$$I_3 = I_0 K_1 \lambda^{-4} e^{-\frac{K_2}{\lambda^4} (l_1 + l_2)} \quad (8.6)$$

在(8.6)式中, I_3 受 λ^{-4} 及 $e^{-\frac{K_2}{\lambda^4} (l_1 + l_2)}$ 共同控制。当波长 λ 很小时,

I_3 受 $e^{-\frac{K_2}{\lambda^4} (l_1 + l_2)}$ 因子控制, 从而变得较小; 当波长 λ 很大时, I_3 值将由因子 λ^{-4} 控制, 从而也会变得较小。可见要使 I_3 值较大, 波长既不能太短, 也不能太长。为求取 I_3 最大值之波长, 须对(8.6)式进行微分。

$$\frac{dI_3}{d\lambda} = -4 I_0 K_1 \lambda^{-5} e^{-\frac{K_2}{\lambda^4} (l_1 + l_2)} [1 - K_2 (l_1 + l_2) \lambda^{-4}] \quad (8.7)$$

当 I_3 最大时, $\frac{dI_3}{d\lambda} = 0$, 则:

$$1 - K_2 (l_1 + l_2) \lambda_M^{-4} = 0$$

$$\text{或} \quad \lambda_M^4 = K_2 (l_1 + l_2) \quad (8.8)$$

将(8.8)式代入(8.6)式, 则:

$$I_3 = I_0 K_1 \lambda^{-4} e^{-\left(\frac{\lambda_M}{\lambda}\right)^4} \quad (8.9)$$

假定 I_3 最强时的波长为 λ_M , 此时相应的 I_0 为 I_{0M} , I_3 为 I_{3M} , 则(8.9)式即为:

$$\begin{aligned} I_{3M} &= I_{0M} K_1 \lambda_M^{-4} e^{-\left(\frac{\lambda_M}{\lambda_M}\right)^4} \\ &= I_{0M} K_1 \lambda_M^{-4} e^{-1} \end{aligned} \quad (8.10)$$

(8.10)式与(8.9)式相除, 得:

$$\frac{I_3}{I_{3M}} = \frac{I_0}{I_{0M}} \left(\frac{\lambda}{\lambda_M}\right)^{-4} e^{-\left(\frac{\lambda_M}{\lambda}\right)^4} + 1$$

或

$$I_3 = I_0 \left(\frac{I_3}{I_0}\right)_M \left(\frac{\lambda_M}{\lambda}\right)^4 e^{1 - \left(\frac{\lambda_M}{\lambda}\right)^4} \quad (8.11)$$

由(8.11)式即可计算天空散射光强 I_s 。首先测得大气上界太阳辐射光谱的能量分布(见表 8.1)。以后在应用时,只要查表即可。当我们测知了 λ_M 及 I_{sM} 后,即可由表 8.1 查出 I_{0M} , 此时若要求散射光中波长为 λ 的光的辐射强度 I_s , 则可再由上表查出相应于 λ 之 I_0 值, 然后将 $\lambda_M, I_{sM}, I_{0M}, I_0$ 等值代入(8.11), 即得波长为 λ 之光通量强度 I_s (相对值)。

表 8.1 大气上界太阳辐射(可见光)光谱能量分布(相对单位)

λ (nm)	I_0 (相对)	λ (nm)	I_0 (相对)	λ (nm)	I_0 (相对)	λ (nm)	I_0 (相对)	λ (nm)	I_0 (相对)
360	0.600	440	1.029	520	1.059	600	0.944	680	0.833
380	0.620	460	1.120	540	1.017	620	0.931	700	0.791
400	0.734	480	1.136	560	1.000	640	0.893	720	0.744
420	0.970	500	1.107	580	0.986	660	0.860	740	0.702

注: 1 nm(毫微米) = 10^{-9} 米

由(8.8)式可知,对于一定长度的光线路径($l_1 + l_2$)而言,有一个最大的辐射能量波长 λ_M , 且光线路径愈长,最大能量波长 λ_M 也愈长。由于太阳愈近地平线时, ($l_1 + l_2$) 愈长, 则 λ_M 也愈长, 因而散射光就愈偏于红色, 即早晚阳光偏于红光成分居多。但在一般白昼情况下, λ_M 值既不会太短而偏于紫色[因紫色光在(8.7)式中 I_s 在 $e^{-\frac{K_2}{\lambda^4}(l_1+l_2)}$ 因素控制下, 散射掉很多], 也不会太长而偏于红色[因红色光在(8.7)式中 I_s 受 λ^{-4} 因子控制, 方向性散射中消耗最多], 所以最后进入人目的光, 应当介于紫色和红色之间的光谱色。

应注意: 天空颜色虽与散射到人目的最大散射能量波长 λ_M 有关, 但非最大散射能量光也同时散射进入人目。此外在同一方向天空, 与人目距离不同的空气, 由于在散射光时, ($l_1 + l_2$) 并不相同, 因而相应的 λ_M 也不相同, 这些不同的 λ_M 也进入人目。因此人目所见的为一些不同波长光的混合色, 而不是单纯的一种 λ_M 的光。此外, 由于视觉函数的关系, 人目所感觉最敏锐的波长, 是偏向绿色的。所以射入人目的 λ_M 的光, 并不是我们眼睛感觉到光通量最强的光, 因而我们感觉到的天空颜色较上述公式所表示的要复杂得多, 一般多呈现蓝色或青色。原因是:

- ①波长过长的可见光(如红色), 在方向性散射时, 损耗了。
- ②波长过短的可见光(如紫色)沿途因散射而损耗了。
- ③人目按视觉函数的关系, 将进入人目的散射辐射通量转化为光通量, 因而使各色散射光在进入人目后, 其最敏感之光, 将与 λ_M 有所差异, 总的趋势向绿色推移。
- ④人目感觉的天空颜色, 是各种波长光通量的综合色。

有人曾根据理论公式计算了在纯洁大气情况下, 当太阳高度角为 60° 及 15° 时, 天空不同高度部分的综合色彩和纯度(见表 8.2)。由表可以看出: ①太阳高度角愈低, 色调的波长愈长。②天空愈近地平线部分, 色调的波长也愈长。③所计算出的波长, 多在蓝色范围(表 8.2 中波长均在 475~488 nm 之间)。④就纯度而言, 当太阳接近地平线时(表 8.2 中 $h_0 = 15^\circ$ 的情况), 在太阳下面近地平线的天空(表 8.2 中高度角为 5° 处), 纯度最小(表 8.2

表 8.2 天空不同高度角部分的色彩和纯度

	$h_0 = 60^\circ$				$h_0 = 15^\circ$			
	与太阳同向		与太阳相对方向		与太阳同向		与太阳相对方向	
高度角	5°	65°	35°	75°	5°	65°	35°	75°
色调 (波长nm)	482	477	478	475	488	480	480	478
纯度	21%	40%	35%	42%	15%	33%	31%	33%

中只有 15%)，而在距太阳约 90° 之处 (上表中与太阳相对方向高度角为 75° 处，纯度最大 (上表中达 33%)。

如果大气中有了粗粒悬浮物，由于散射规律不能完全遵照普利分子散射规律，因此天空颜色就会有所不同。粗粒散射比分子散射要复杂，散射辐射的相对强度在方向上是不对称的。一般在质粒的背向太阳一面的散射最强，称为向前散射 (见图 8.3)。大气中粗粒有不透明的 (如灰尘) 和透明的 (如水滴) 以及其他悬浮物。通常用参数 $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}$ 表示粗粒半径 a 与波长 λ 间的关系。不同 ρ 值所对应的散射方向指数如图 (8.3) 所示。粒子愈大，向前散

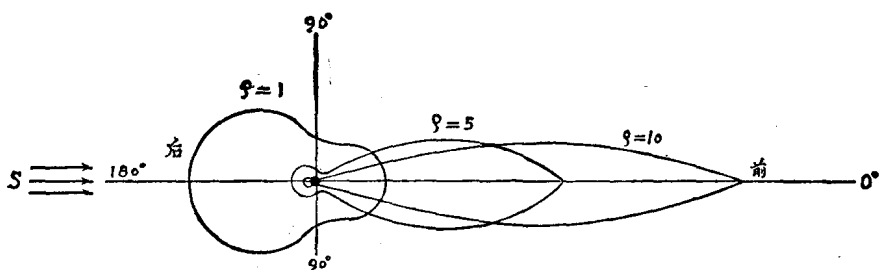


图 8.3 粗粒散射

射愈强，向后散射比向前散射弱得多，90° 方向最弱，而且对于一定的入射波长来说，粒子愈大 (即 ρ 愈大)，这种偏对称现象也愈厉害。

粗粒散射的相对强度与粗粒的大小有关，粗粒较小时，散射辐射强度近于和 λ^4 成反比，较大时与波长的低次方成反比，再大时还可与波长的几次方成正比，更大时则与波长无关。一般粗粒散射削弱要比分子散射强烈，粗粒愈大，散射削弱愈甚。

粗粒散射不单在散射方向性与分子散射不同，就是在散射光成分中，也与分子散射不同。Foitzik 曾利用散射理论计算，随着粗粒尺度不同，红绿蓝三种色光的散射削弱系数之间相对值 (以半径为 5μ 的水滴散射削弱系数为 1.0 来考虑的) 的变化 (见图 8.4)。

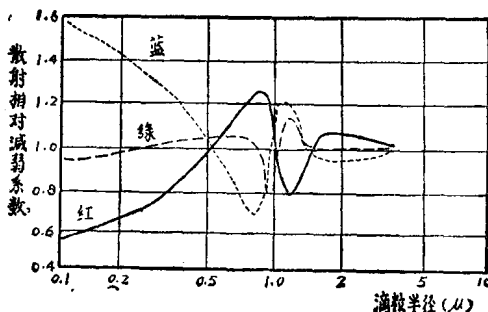


图 8.4

由图可见，滴粒半径在 0.5μ 以下者，散射光以蓝色最强；介于 $0.5 \sim 1.0\mu$ 时，以红色最强；在 5μ 以上者，则为无选择散射。另外，即使是散射蓝色光最厉害的粗粒子，也不是按 λ^{-4} 的规律进行散射。随着半径的加大，红蓝

绿各色的散射削弱系数愈接近，因而纯度就会愈小，从而色调就会愈淡一些。这种理论计算，在实验中也得到证实。

人们从地面所看到的天空颜色，有霾时，天空呈淡蓝色，当尘霾较浓时，隔尘霾看水平方向的暗色远物，就好象蒙上一层灰蓝的色彩，因为我们看到的是尘霾散射光。但如果隔浓尘霾看水平方向的明亮背景，如太阳、雪山、天空时，其背景混合光再透过尘霾，则短波成分散射掉很多，所以透射过来为人所见者多为微红色。小的烟粒也有类似现象，即荫处呈青色，迎日光看，则呈微红黄色。

在空中悬浮有水滴时，如半径在 0.5μ 以下，它所造成的天空颜色与有小尘霾时相似。如水滴半径在 $0.5\mu \sim 5\mu$ 之间时（半径为 $1\mu \sim 1.5\mu$ 一段除外），尤其当半径在 $0.8 \sim 0.9\mu$ 之间时，这时其散射波长较长的红光能力比散射蓝紫光为厉害，因此会造成天空发淡的红黄色，而隔轻雾（水滴半径大于 5μ ）看天空及太阳时，从图 8.4 可以看出，为无选择性散射（亦称漫射），天空则呈乳白色，太阳直接光被大大削弱亦呈现淡白色。

此外，浮尘虽是天空中悬浮较大的尘粒，它的半径已处在不透明质粒的无选择散射范围内，但由于它本身属于黄色泥沙，因此反射的阳光也呈黄色，故称黄沙天。隔浮尘看太阳，由于减弱了一部分耀眼光而呈灰白色或微黄色。大粒煤烟之所以呈黑色，还有些化学烟呈黄色、棕色等，也与它们本身的原有色彩有关。

在了解天空颜色的成因之后，我们就可以按照当时天空的颜色反过来大体推估当时大气的情况。例如天空为青蓝色，标志着天气晴好，因为当时空中干洁，或仅有少量小尘埃。当天空带黄色时，看是干黄还是湿黄，如果是干黄，很可能是高空风带来远方的浮尘；如果是湿黄，很可能是空气中相对湿度变大，很多霾粒因吸收水分而增大的半径超过 0.5μ 以上，如果水滴再增大，天气就可能转坏了。

2) 早晚霞光

早晨和傍晚，在日出和日落前后的天边，常会出现五彩缤纷现象，这就是霞。日出前后在天空看到霞称早霞（朝霞）；日落前后在天空看到的霞称晚霞（暮霞）。

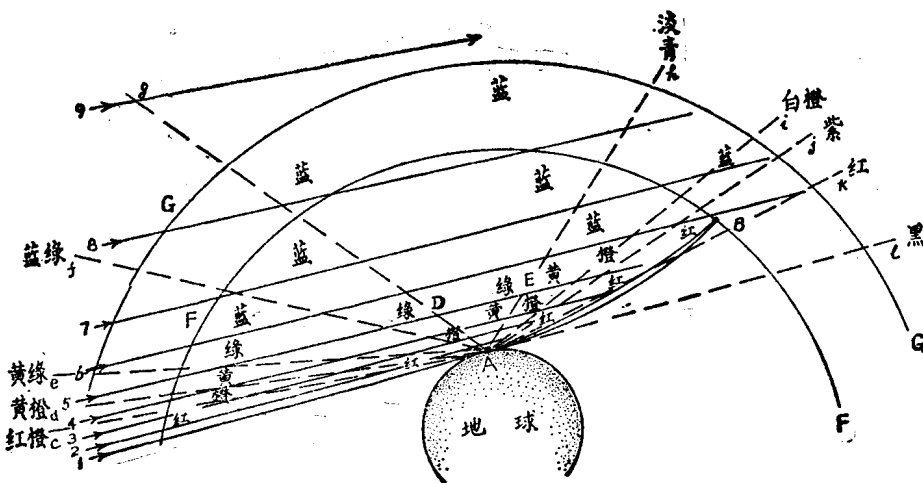


图 8.5 早晚霞光

8.5 图中 \overline{FF} 为尘埃层上限, \overline{GG} 为能产生一次散射光到达地面的气层上限, 1~9 为地平线方向射来的阳光 (人在 A 处), AB 为直接阳光消失线, 阳光 1~6 因大气层低、空气密集、尘埃多, 所以光线消减大, 它们不能穿透大气, 而在双线 AB 处分别耗尽。光线 9 则因位于 \overline{GG} 之上, 故并不发生到达地面的散射光。图 8.5 空气圈内所注的颜色, 是阳光在该处散射时的主要色彩, 例如在 5~6 之间阳光射到 D 处时, 能散射到人目的, 主要为绿色光, 至于青、蓝、紫光, 则已在射到 D 处以前几乎散射完了, 在 D 处剩余直接阳光, 只有绿、黄、橙、红等成分的组合。此剩余阳光射到 E 时, 绿色光的成分也已消耗完了, 主要只剩下黄、橙光射向人目, 此时剩余的直接阳光只有红、橙组合了。由此可见, 靠近双线 AB 处, 剩余日光基本上是红色的。至于 6~8 间的光线, 因透过的空气较稀也较纯洁, 故沿途散射光仍以蓝色为主。愈近高空, 散射层的散射光愈偏于短波的单色光 (蓝色); 愈近地面, 散射层的散射光愈偏于长波的单色 (红色), 而在中空的各散射层, 则光路上各段的散射光为较多种波长。

若人目向 c 处看, 则送入人目的光是 1~3 线间散射的红光与 3~4 线间散射之橙光的综合色, 因此霞光呈红橙色; 同理, 人目向 f 看, 则人目的霞光以蓝绿色为主; 人目向 h 看为蓝色加黄色组成青色; 人目向 j 处看为蓝色加红色的紫绀色霞光; 再向 l 处看, 则天色暗淡, 因为在这个方向上, 没有一次散射光可以进入人目。

因此, 霞光在天空分布规律为:

(1) 在太阳所在的地平方向, 自下而上, 霞光是由红而挨次从橙、黄、绿到蓝色。再向上, 则带淡青色。

(2) 在太阳相对面之地平方向, 自下而上, 先是暗色, 然后是红色、紫色、橙白色、淡青色。

(3) 当有非选择性粗粒存在于大气中时, 其散射更偏于长波, 如 D 处, 经过散射消耗之后剩余直接光是绿、黄、橙、红诸色之混合。粗粒散射更偏于长波, 落雨前, 天空特红, 可能与此有关。

若太阳一侧的地平线下有分散的云块, 则在地平线下的阳光射向天空时, 往往会被云块隔断, 使霞光呈辐辏形自地平线向上空展开, 一道彩带夹一道灰色的云影带。这些带状均是愈向天空愈宽, 显得美丽壮观。

我国劳动人民在日常观察天气时, 对于霞和天气的关系积累了丰富的经验, 早晚霞光的色彩和鲜艳程度与大气状态密切相关。观测证明, 大气中含水汽愈多, 霞的色彩愈鲜艳, 且愈富于红色; 尘埃杂质愈多, 霞的亮度则愈弱。

“早霞不出门, 晚霞行千里”这条群众天气谚语很有意思, 这里主要指的是云上的红霞。

“不出门”指要下雨不要出门, “行千里”是说天气晴好可出门行千里。因为在中纬度地区, 天气变坏主要来自两个方向, 一个是系统性天气, 一个是热力对流性天气。系统性天气随着西风环流自西向东移动的, 热力对流性天气是随太阳的移动而移动的, 即自东向西移动。

如果早晨东方有霞, 证明东方有云, 随着太阳东升逐渐升高西移, 热力作用加强, 而到本地发展为热力对流性坏天气, 说明早霞预兆天气变坏; 如果早晨西边有霞, 证明西边有云, 可能系统性坏天气随西风带东移, 未来本地天气将变坏。故有“早霞不出门”之谚。

傍晚如果有霞, 西边的霞说明热力对流性天气已近尾声, 由于热力作用在减弱中, 则天气不致变坏; 东边的霞, 说明坏天气已随西风带环流而移过本地, 天气将会转好。当然谚语只能表示大多数天气情况, 在使用时应注意其特殊性。例如西面天空的霞, 即使出现在傍

晚，仍可是系统性天气在发展，未来天气可能变坏。又如连日晴干，空气中水汽不多，不利于云的巨大发展，即使早晨东面天空有霞，霞色干红，并不见得天气变坏。故有“青霞、白霞，无水烧茶”之谚。在使用天气谚语时，必依具体情况具体分析。

3) 气象能见度

人们都有这样的经验，空气透明时看得远些，空气混浊时看得近些。又因为空气透明程度是气团的一种属性，气象上为了鉴别气团属性，规定要观测气象能见度。

白天气象能见度观测方法：是用远近不同的自然景物在以天空为背景的情况下，以目标物能见不能见情况来决定能见距离（即气象能见度）的。

夜间能见度的观测方法：是以远近不同的灯光作为目标物来进行观测的。目标物——灯光光强是预先安排好的，为已知数。灯光安排的距离，也是预先测量好的，亦为已知。当灯光开始看不清楚时，即为灯光能见距离。根据灯光强度及灯光能见距离和气象能见距离之间的关系，预先画好列线图（见图 8.10）。以后再观测时，只要根据灯光强度及灯光能见距离，在列线图上即可查出气象能见度。

(1) 白天气象能见度观测原理

为什么气象台这样观测即可决定气象能见度呢？这样观测能见度究竟表示大气什么性质呢？

分析影响观测能见度的因子，即可回答清楚。

①人的视力 不同视力的人，能见不能见距离会有差别。

②目标物的大小和性质 某距离处小目标物不能见而大目标仍可见或某颜色目标物已不能见而另一种颜色目标物却清晰可见。

③衬托背景 某目标物在某一背景下已不能见，而在另一背景下却衬托得清清楚楚。

④天气条件 在前三种条件相同的情况下，由于天气条件不同，其能见距离亦不同。

在气象上为了使能见度单纯反映天气条件，我们给前三个因子以特殊的规定：①人的视力正常；②取灰黑色目标物，其视角大小在 $0.5^\circ \sim 5^\circ$ 之间；③以天空为背景。这样规定所测的能见度，叫气象能见度。

根据上述对气象能见度的规定，下面进一步分析这样观测的能见度有何特点（见图 8.6）。

如果观测者离目标物很近，将看到明亮天空背景上的黑色目标物，黑白分明；如果观测者离目标物稍远，将看到所隔空气幕的亮度把目标物遮盖起来，好象目标物也有了亮度一样。目标物离人目愈远，目标物显现的亮度愈强，远到一定程度，目标物显现的亮度和天空背景的亮度接近相等时，观测者就不易从背景上分清目标物，此开始不能看清目标物的距离，规定为气象能见度。显然这样观测的能见度，与背景的亮度 B_H 和观测者到目标物之间的空气幕亮度 B_L 之间的对比有关。为便于讨论，取：

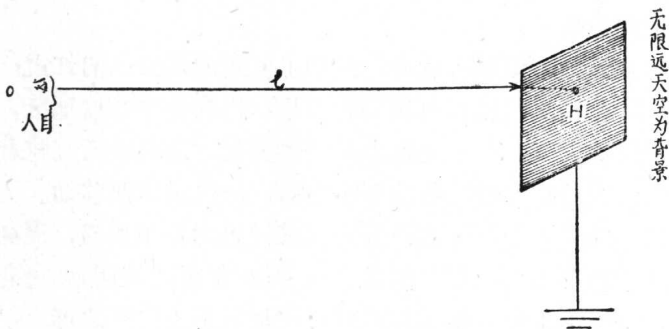


图 8.6

目标物之间的空气幕亮度 B_L 之间的对比有关。为便于讨论，取：

$$K = \frac{B_H - B_l}{B_H} \quad (8.12)$$

由 B_H 、 B_l 的定义可知 B_l 总是小于 B_H ，而随着 l 的增加到一定距离后， B_l 可趋近于 B_H 。当 $B_H \gg B_l$ 时， K 接近于 1。这时黑白分明，对比很清楚，视力差的人也能看到目标物。当 B_l 和 B_H 接近相等时， K 值接近于零，视力好的人也看不到目标物。通过千百人进行成千上万次实测，平均讲起来， K 值小到 0.02 时，就分辨不清目标物和背景了。因此人们把 $K = 0.02$ 叫做正常视力人的对比感阈，用 ϵ 表示。视力差的人 K 值大于 0.02 才能看到目标物；视力很好的人， K 值小于 0.02 仍能看到目标物。由此可明显看出，视力好坏，对观测能见度有影响，所以观测能见度时，一定要视力正常。

视力差别排除之后，观测气象能见度的问题，实际上变成讨论 B_H 及 B_l 的对比问题了。由于蔚蓝色天空及乳白色天空是大气对太阳光散射的结果，因此用大气对光的散射即可求得 B_H 。余下的问题是如何求 B_l 的问题，也就是目标物随 l 在变化过程中，其视亮度的变化问题。

设目标物原固有亮度为 B_0 ，我们在 l 处观测它。如果没有空气幕的存在， B_0 不会因距离的变化而变化。实际上， l 距离内有空气幕存在，由于空气对太阳光有散射作用，空气幕产生了亮度。空气幕的亮度又是随 l 的变化而有变化的。因此，人在距 l 处观测目标物固有亮度 B_0 时，就要受到空气幕的两个方面的影响：

第一，有 l 长的空气幕存在，人在距目标物 l 处观测目标物时，其目标物固有亮度到达观测者眼中，固有亮度 B_0 要减弱。根据第二章对太阳辐射减弱规律的讨论，其减弱也必然遵循指数减弱规律。即：

$$B_{l_1} = B_0 e^{-\int_0^l \sigma dl} \quad (8.13)$$

式中 B_{l_1} 为距离 l 处观测到的目标物亮度， σ 为白光的减弱系数，或称消光系数。又因为我们讨论的是水平方向的能见度，空气在水平方向上可近似假设为均匀的，故 σ 在水平方向上可视为均匀的。则：

$$B_{l_1} = B_0 e^{-\sigma l} \quad (8.13')$$

第二，人在 l 处观测目标物时，除固有亮度 B_0 有指数减弱外，在 l 距离内的空气幕也因散射作用而产生亮度。这个空气幕亮度的存在，必然要影响目标物的视亮度。

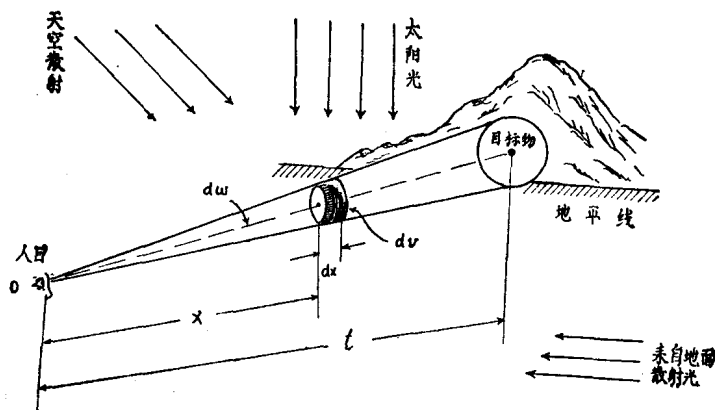


图 8.7

l 距离内空气幕散射光所增强的亮度 (见图 8.7)。设单位体积空气在 l 方向上散射光强为 I , 则 dV 小体积元共散射 $I dV$, 此散射光到达观测点要经过两种减弱, 即一方面与距离平方成反比关系, 另一方面在通过 ω 距离, 空气散射还有指数减弱。所以在观测点看到小体积元来的散射光通量已不是 $I dV$, 而是减弱后的 dE 了。则:

$$dE = I dV \cdot \omega^{-2} \cdot e^{-\sigma \omega} \quad (8.14)$$

由图 8.7 可知: $dV = \omega^2 \cdot d\omega \cdot d\alpha$ 代入上式, 则:

$$dE = I \cdot d\omega \cdot d\alpha \cdot e^{-\sigma \omega} \quad (8.14')$$

从光度学可知, dE 为小体积元空气散射光在观测点 o 处所产生的照度。因而其视亮度为:

$$dB_\alpha = \frac{dE}{d\omega} = I e^{-\sigma \omega} d\alpha \quad (8.15)$$

由 o 到 l 距离内空气柱的总亮度为:

$$\begin{aligned} B_\alpha &= \int_0^l I e^{-\sigma \omega} d\alpha \\ &= \frac{I}{\sigma} (1 - e^{-\sigma l}) \end{aligned} \quad (8.16)$$

如果将上面积分扩展到无穷远, 则可得水平天空亮度 B_H 值。

$$B_H = \int_0^\infty dB_\alpha = \int_0^\infty I e^{-\sigma \omega} d\alpha = \frac{I}{\sigma} \quad (8.17)$$

代入上式则得:

$$B_\alpha = B_H (1 - e^{-\sigma l}) \quad (8.16')$$

B_α 即为 l 距离内的空气亮度。

综上所述, 我们就可以得到距观测者为 l 处, 某固有亮度 B_0 的目标物对观测者 o 点所产生的视亮度为:

$$\begin{aligned} B_l &= B_{l_1} + B_\alpha \\ &= B_0 e^{-\sigma l} + B_H (1 - e^{-\sigma l}) \end{aligned} \quad (8.18)$$

此方程称光线空气方程式, 突出反映大气影响的结果。

为了消除目标物固有亮度 B_0 的差别而造成视亮度 B_l 的差异, 而单纯考虑因大气状况变化而造成 B_l 的变化起见, 在气象能见度假设条件中, 规定目标物为黑色, 即让 $B_0 = 0$, 则得:

$$B_l = B_H (1 - e^{-\sigma l}) \quad (8.19)$$

B_H 为水平天空亮度, 计算起来亦较麻烦, 故在推导气象能见度公式时, 选 $K = \frac{B_H - B_l}{B_H}$ 比直接选 $(B_H - B_l)$ 更便于计算。

$$K = \frac{B_H - B_l}{B_H} = e^{-\sigma l} \quad (8.20)$$

公式内不出现 B_H 了, 免去繁杂的计算而又不影响讨论气象能见度问题。当 $K = \varepsilon = 0.02$ 时, l 即为气象能见距离 (能见度) 以 L 表示。即:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= e^{-\sigma L} \\ L &= -\frac{\ln \varepsilon}{\sigma} = 3.912/\sigma \end{aligned} \quad (8.21)$$

式中 L 为气象能见度, σ 为空气散射系数 (或消光系数)。由公式明显看出气象能见度与大气消光系数成反比关系。所以气象能见度实际上就是大气光学性质 (透明度) 的一种度量。

知道空气散射系数，即可利用(8.21)式计算气象能见度；反过来，知道气象能见度亦可据(8.21)式计算出空气散射系数。根据(8.21)式计算结果列表(8.3)。

表 8.3

σ (公里 ⁻¹)	0.011	0.031	0.044	0.125	0.293	0.459	5.0
L (公里)	354	126	89	31	13	8	0.8

(2) 气象能见度的应用

气象能见度是以天空为背景、视角在 0.5°~5° 之间、正常视力观测水平方向黑色目标物而得的能见度。它只是了解近地面水平方向上各种目标能见度的基础，而不能直接代替各目标的能见度。

在白天，观测视角大于 0.5° 的目标时，肉眼对比感阈值可以看作是 0.02。如观测以天空为背景的反射率不大于 0.1 的非黑色目标物能见度，可直接应用(8.21)式，一般树木、房屋、远山等皆可选作气象能见度目标物，因为天空和树木、房屋等的固有亮度对比很接近于 100%，可以将气象能见度当作这些目标物的能见度来使用。如果所要观测的是反射能力较强的目标，或者目标的背景不是天空，那么亮度对比都要小于 100%，相应的能见度比气象能见度要小些。若是在阴天，因为目标和背景的照度一般相同，目标和背景的固有亮度对比只决定于两者反射能力的差异，根据这种差异，就可以估计出目标能见度的大小来。表 8.4 就是在阴天通过实测得到的某些目标的能见度系数（即该目标的能见度相当于气象能见度的百分数）。应用时，将当时气象能见度乘上相应的系数，就可以得到该目标的能见度。例

表 8.4 某些目标物能见度系数

目 标	木 建 筑 物 (房屋、板棚、木架)				红砖建筑物		白砖建筑物			针 叶 树					
	森 林	地 面	雪	有 云 的 天 空	森 林	草 地	有 云 天 空	森 林	草 地	有 云 天 空	草 地	沙 地	地 面	雪	有 云 天 空
背 景	0.89	0.55	0.99	0.97	0.76	0.74	0.98	0.89	0.78	0.94	0.52	0.72	0.57	0.97	0.99

如，气象能见度为 10 公里时，观测以地面为背景的木制建筑物，从表 8.4 中查得能见度系数为 0.55，则可知其能见度为 5.5 公里 (10 公里 × 0.55)。但在有阳光照射时，若目标和背景的照度不同，表 8.4 就不完全适用了，此时还要估计照度不同对能见度的影响。

如果所观测的目标物视角小于 0.5°，则考虑到由于相对应的肉眼对比感阈较大，能见度也要比气象能见度小些。表 8.5 列出不同视角的目标物能见度系数。根据这些系数值，就

表 8.5 不同视角目标物能见度系数

视 角 (分)	30 以上	15	12	9	6	3	2
能见度系数	1.00	0.94	0.90	0.84	0.77	0.60	0.50

可以估计视角小的目标物的能见距离。例如，气象能见度为 8 公里时，观测视角为 2' 的目标，其能见度为 4 公里（8 公里 × 0.50）。

(3) 雾、云和降水中的能见度

雾、云和降水中的能见度比较坏，主要是水滴或冰晶微粒对光的散射较强。雾、云和降水中的水滴或冰晶的直径相当于光的波长或更大些，故为粗粒散射性质。根据粗粒散射理论可知，容积散射减弱系数 $\sigma = N\pi a^2 K(\rho)$ ，其中 N 为单位容积中的水滴数， a 为水滴半径， $K(\rho)$ 为水滴散射函数。根据米散射定律计算结果将 $K(\rho)$ 随 ρ 变化关系列入表 8.6。如绘

表 8.6

ρ	0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0	11.0	12.0	13.0	14.0
$K(\rho)$	0.00676	0.0938	0.710	1.75	2.83	3.59	3.89	3.72	3.28	2.74	2.15	1.754	1.67	2.01	2.47
ρ	15.0	15.5	16.25	17.0	17.375	18.0	19.0	19.5	19.75	20.0	20.25	21.0	22.0	24.0
$K(\rho)$	2.744	2.74	2.872	2.63	2.82	2.60	2.22	2.00	1.98	2.09	2.18	1.834	1.92	2.438

成图形，则如图 8.8 所示， $K(\rho)$ 起初随 ρ 增大而很快增大，至 $\rho = 6$ 时达极大值，随后又减小，而后在 2 附近起伏逐渐趋于一个极限值 2。

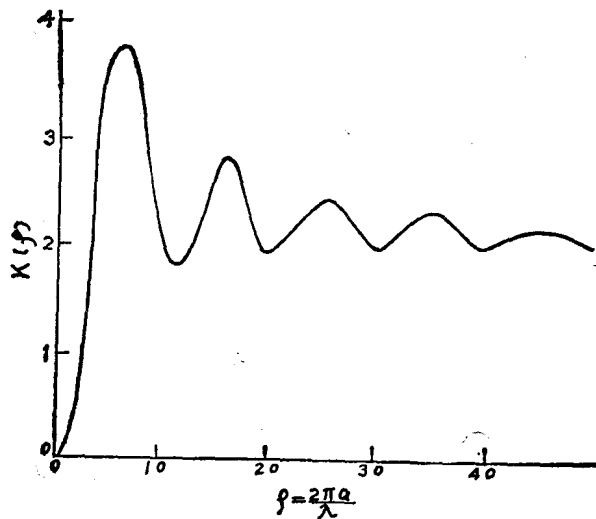


图 8.8 水滴散射函数

$\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}$ 为表示粒子相对大小的一个参量。在一般情况下，雾的半径约为 5μ ，而光波长约为 $5 \times 10^{-5} \text{cm}$ ， ρ 约在 60 左右，查图 8.8， $K(\rho)$ 接近极限值 2，故 $K(\rho)$ 在雾、云和降水能见度讨论中可取常数 2。将 $\sigma = N\pi a^2 K(\rho)$ 代入 (8.21) 式得：

$$L = -\frac{\ln \epsilon}{\sigma} = -\frac{\ln \epsilon}{N\pi a^2 K(\rho)} = -\frac{\ln \epsilon}{2N\pi a^2} \quad (8.21')$$

如果滴粒大小不均匀，则可写为：

$$L = - \frac{\ln \epsilon}{2 \sum N_i \pi a_i^2} \quad (8.21'')$$

在实际工作中，因水滴浓度和半径皆不易测定故常用含水量及水滴平均半径来表示其能见度的好坏。令 W 为单位体积雾中的含水量，则：

$$W = \frac{4}{3} \pi \rho_{\text{水}} \sum N_i a_i^3$$

其中 $\rho_{\text{水}}$ 为水的密度 ($C \cdot G \cdot S$ 制中取作 1)。将此式与 (8.21'') 式相乘有

$$\begin{aligned} L &= \frac{2 \sum N_i a_i^3}{3 \sum N_i a_i^2} \times \ln \frac{1}{\epsilon} / W \\ &= 2.61 \frac{\sum N_i a_i^3}{\sum N_i a_i^2} / W \\ &= 4.3 \frac{a_m}{W} \quad (8.21''') \end{aligned}$$

式中 $a_m = \frac{\sum N_i a_i^3}{\sum N_i a_i^2}$ 为滴粒平均半径，并引进了雾滴谱公式 $N(a) = C_1 a^2 e^{-b a}$ 。 a_m 的单位用微米， W 的单位用克/米³， L 单位为米。 c_1 ， b 为常数。

当水滴平均半径一定时，云雾中含水量愈大，能见度愈小；含水量一定时，平均半径愈小，能见度愈小。二者均反映了浓度愈大，能见度愈小的关系。冰晶、雪花的散射作用比水滴强，故对能见度的影响更为显著。

不同类型的云，其含水量及云滴大小各不相同，云中的能见度也不同。即使是同一种云，云中能见度也随当时具体条件而有差异（见表 8.7）。

表 8.7 云中能见度概量

云 状	积 雨 云	浓 积 云	层 积 云	高 层 云
平均能见度 (米)	10~20	20~40	30~200	80~300

降水中的能见度与降水的种类、强度有关，一般大雨时能见度小于 4 公里；中雨时能见度为 4~10 公里；小雨时大于 10 公里。降雪时能见度更为恶劣。降毛毛雨时，由于雨滴浓度大，能见度也很恶劣。

实际观测表明，雾、云和降水中的能见度随时间和空间的变化都比较大。

(4) 能见度的普遍理论

上面所提到的气象能见度理论，在应用中虽然并不严格受假设条件的限制，但在决定背景不是天空或不是黑色目标物或消光系数 σ 不为常数时，求取能见度要复杂得多。如由地面向上观测气球、飞机，或从飞机上俯视地面目标物皆为非水平能见度问题，气象能见度假设条件不能满足，需另行考虑。下面以从飞机上看地面上目标物为例（见图 8.9）讨论能见度普遍理论。视线方向与水平面交角为 θ ，地面上目标物固有亮度为 B_0 ，在 r 处的视亮度为 $B(r)$ ，则在薄气层上限观测到目标物的视亮度为：

$$B(r) + \frac{dB(r)}{dr} dr$$

前已谈到，视亮度的改变是由物光的减弱和气光增强共同影响的结果，因此有：