

天空光和太阳光的颜色问题

胡 波

(西北纺织学院物理教研室)

本文运用物理学、大气物理学和色度学的理论,对天空和太阳的颜色成因作了较深入的论述和证明。首先根据分子散射理论、米氏散射理论和色度学原理,利用计算机对晴朗天空和不同太阳天顶距时太阳的颜色进行了定量计算,得到了与实际观测相符的结果;其次对不同垂直高度天空的颜色也进行了计算,并从眼睛的视觉规律予以解释;最后对臭氧、雾和霾的影响以及天空光的亮度和色纯度的变化也作了简要介绍。

一、瑞利散射

天空为什么是蓝色的?这一问题很早就引起了科学家们的极大兴趣。Newton, Clausius 和 Tyndall 等人先后认为,蓝色天空是由小水滴或悬浮粒子引起的。1871年,瑞利(L. Rayleigh)发表了其著名论文,提出蓝色天空归因于比光波波长小的球形粒子,并得到了瑞利散射的各项主要特征。1899年,瑞利运用麦克斯韦电磁场理论,推导出目前通用的散射光强度公式。经与大气观测资料对比,他确认来自大气分子的散射光足以形成蓝色的天空^[1]。1907年,苏联物理学家曼杰尔希达姆(Л. И. Манджтам)证明,散射的必要条件是媒质的光学均匀性被破坏,因此大气分子的散射是一种涨落现象。

当光入射到空气分子时,分子中的束缚电子作受迫振动而辐射次波。若入射的自然光的强度为 I_0 ,则散射光的强度 I 为

$$I = I_0 \frac{\alpha^2}{r^2} \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2\theta}{2}, \quad (1)$$

式中 θ 为散射角, α 为粒子的电极化率, r 为观察点到分子的距离, λ 为光波波长。(1)式是瑞利公式的原始形式。 $I \propto \frac{1}{\lambda^4}$ 的规律称为瑞利定律,此种散射称为瑞利散射(又称分子散射)。

设 E 为入射辐照度, ϕ 为分子向各个方向

的总散射辐通量, N 为单位体积中的分子数,则称比值 $N\phi/E$ 为容积散射系数,用 $a_{m\lambda}$ 表示。可以推出

$$a_{m\lambda} = \frac{8\pi^3}{3N\lambda^4} (n^2 - 1)^2, \quad (2)$$

式中 n 是空气的折射率,是光波波长 λ 、大气温度 T 和压力 P 的函数。 $a_{m\lambda}$ 的单位是 cm^{-1} 或 $\text{km}^{-1[2]}$ 。

如果入射光的光谱功率分布为 $P_{0\lambda}$,则散射光的光谱功率分布为

$$P_\lambda = P_{0\lambda} \cdot a_{m\lambda} = P_{0\lambda} \frac{8\pi^3}{3N\lambda^4} (n^2 - 1)^2. \quad (3)$$

瑞利定律表明,大气分子对蓝光($\lambda = 450\text{nm}$)的散射要比对红光($\lambda = 660\text{nm}$)强得多(约为五倍),天空散射光是偏振的。这样,瑞利就对天空为什么是蓝色的问题作了成功的解释。

但是,瑞利对蓝色天空的解释不是完全令人满意的。人们困惑不解的是,紫光比蓝光散射更强烈,为什么天空不是紫色而是蓝色的呢?

二、眼睛的视觉特性与天空的颜色

人眼的视网膜上有杆体和锥体两种感光细胞,对可见光谱内不同波长的辐射,具有不同的敏感度。在明视觉时(亮度 $> 10^3 \text{cd} \cdot \text{m}^{-2}$,主要是锥体细胞作用),人眼对黄绿色光(555nm)最敏感。在暗视觉时(亮度 $< 10^{-3} \text{cd} \cdot \text{m}^{-2}$,主要

是杆体细胞作用),人眼对蓝绿光(507nm)最敏感。这种敏感度的变化通常用光谱光效率函数 $V(\lambda)$ 和 $V'(\lambda)$ 表示。目前国际上通用的 $V(\lambda)$ 和 $V'(\lambda)$ 曲线如图 1 所示。

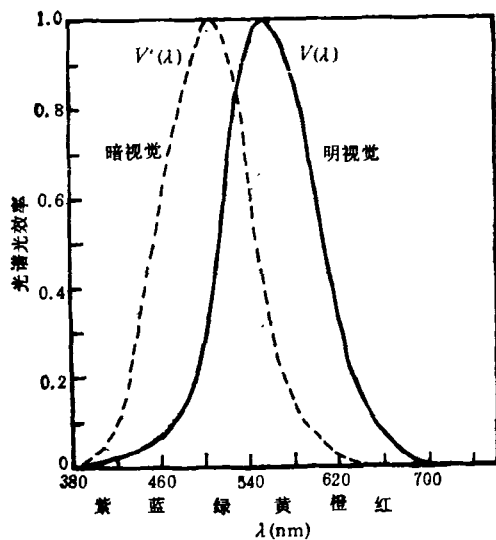


图 1 明视觉和暗视觉光谱光效率曲线

1930 年前后, Wright, Guild 和 Tyndall 等人对正常人眼睛的视觉进行了用三原色匹配等能光谱色的实验研究。在此基础上, CIE (国际照明委员会)于 1931 年建立了 CIE 1931 标准色度学系统(2° 视场), 1964 年 CIE 又在 Stiles 等人工作的基础上建立了 CIE 1964 补充标准色度学系统(10° 视场)。根据色度学的理论, 每一种光源色或物体色都可以用三刺激值 (X, Y, Z) 和色度坐标 (x, y) 加以定量描述^[3]。

根据色度学的理论, 天空光的三刺激值用下列公式计算:

$$\begin{aligned} X &= k \sum_{\lambda=380}^{780} S_0(\lambda) a_{m\lambda} \bar{x}_{10}(\lambda) \Delta\lambda, \\ Y &= k \sum_{\lambda=380}^{780} S_0(\lambda) a_{m\lambda} \bar{y}_{10}(\lambda) \Delta\lambda, \\ Z &= k \sum_{\lambda=380}^{780} S_0(\lambda) a_{m\lambda} \bar{z}_{10}(\lambda) \Delta\lambda, \end{aligned} \quad (4)$$

式中 $a_{m\lambda}$ 为大气的容积散射系数, $S_0(\lambda)$ 是地球外太阳辐射的相对光谱功率分布, $\bar{x}_{10}(\lambda)$,

$\bar{y}_{10}(\lambda)$, $\bar{z}_{10}(\lambda)$ 是 CIE 1964 补充标准色度观察者光谱三刺激值, k 为调整系数。 $S_0(\lambda)$ 定义为 $S_0(\lambda) = \frac{P_{0\lambda}}{P_0(560)} \times 100$, $P_0(560)$ 是 560

nm 太阳辐射的光谱功率。

由(4)式可见,天空的颜色是如下三个因素综合作用的结果: 太阳辐射的光谱功率分布, 瑞利散射和标准色度观察者光谱三刺激值。将这三个因素结合起来考虑, 才能对天空的颜色问题作出正确的解释。

1968 年, M. P. Thekaekara 等人直接从飞机上确定了地球外太阳辐射的光谱功率分布^[4], 其相对光谱功率分布如图 2 所示。

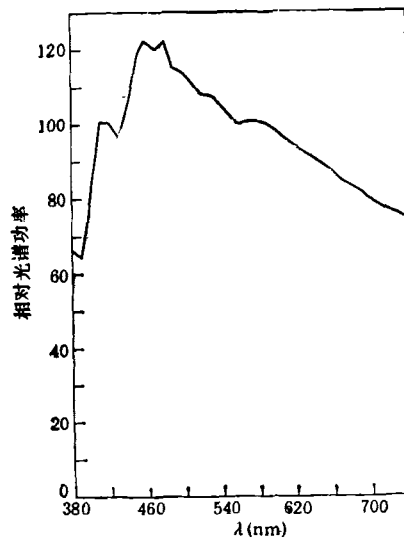


图 2 地球外太阳辐射的相对光谱功率分布

根据(3)式和地球外太阳辐射的光谱功率分布的数据, 我们计算出瑞利散射下的天空光的相对光谱功率分布如图 3 所示。

利用(4)式, 我们计算了天空光的颜色, 其结果是天空光的主波长为 478nm, 色纯度为 41.7%, 天空的颜色是蔚蓝色。

主波长是该颜色中占优势的波长, 大致相当于色调。色纯度是同一主波长的光谱色被白光冲淡后所具有的饱和度。光谱色的色纯度是 100%, 掺入的白光越多, 色纯度越低。

计算结果表明, 尽管散射光谱中紫光比蓝光的相对光谱功率大, 但天空光确实是蓝色的。

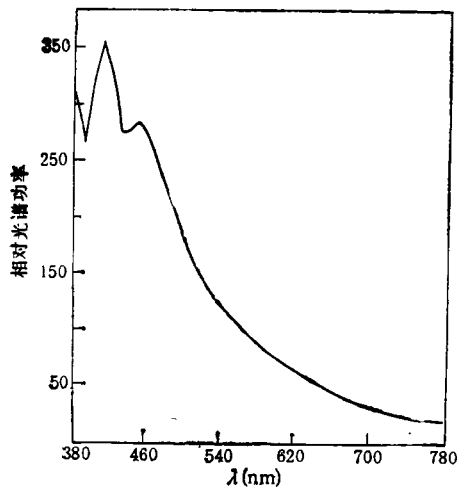


图3 瑞利散射的天空光的相对光谱功率分布

之所以如此,简单地讲,乃是由于人眼对紫光的敏感性比对蓝光的敏感性低,而且太阳光谱中紫光相对蓝光要少一些的缘故。

朝阳和夕阳的颜色有时是火红的,几乎所有的专著和文章都认为,瑞利散射能够予以解释。我们现在来计算位于地平线附近的太阳的颜色。

按照辐射在大气中的传输理论,太阳光经过大气层到达地面的光辐射的光谱功率分布为

$$P_{\lambda} = P_{0\lambda} e^{-a_{m\lambda} H},$$

式中 $P_{0\lambda}$ 为地球外太阳光的光谱功率分布, H 为匀质大气高度 ($H = 7.991\text{km}$), m 为大气质量数。由于太阳天顶距(太阳到天顶的角距离)不同,太阳辐射穿过大气层的厚度也不同。当太阳紧挨地平线时,阳光穿过的大气层的厚度最大。大气物理中把太阳位于天顶时阳光穿过大气的路程作为一个大气质量单位,当太阳天顶距为 90° 时,大气质量为 $39.7^{[2]}$ 。

根据色度学的理论,位于地平线处的太阳的三刺激值用下列公式计算:

$$\left. \begin{aligned} X &= \sum_{\lambda=380}^{780} S_{0\lambda} e^{-a_{m\lambda} H \cdot 39.7} \bar{x}(\lambda) \cdot \Delta\lambda, \\ Y &= \sum_{\lambda=380}^{780} S_{0\lambda} e^{-a_{m\lambda} H \cdot 39.7} \bar{y}(\lambda) \cdot \Delta\lambda, \\ Z &= \sum_{\lambda=380}^{780} S_{0\lambda} e^{-a_{m\lambda} H \cdot 39.7} \bar{z}(\lambda) \cdot \Delta\lambda, \end{aligned} \right\} (5)$$

式中 $\bar{x}(\lambda)$, $\bar{y}(\lambda)$ 和 $\bar{z}(\lambda)$ 为 CIE 1931 标准色度观察者光谱三刺激值, $S_0(\lambda)$ 的定义与(4)式相同。

由(5)式我们计算出朝阳或夕阳的主波长约为 592nm ,其色调是黄橙色,绝非一般教科书和专著中所说的红色(主波长应大于 620nm)。

显然,瑞利散射不能解释红色的朝阳和夕阳,即仅仅大气分子的散射不能形成红色太阳。

瑞利散射下天空光和太阳光的颜色色度坐标、主波长和色纯度如表1所示(表中数据为理论值)。

表 1

名称	色度坐标		主波长 (nm)	色调	色纯度 (%)
	x	y			
天空光	0.2285	0.2348	478	蓝色	41.7
朝阳或夕阳	0.5758	0.4100	592	黄橙色	96

三、气溶胶散射

实际观测到的天空颜色,总是明显地不同于瑞利所预言的天空颜色。天空常常呈现淡蓝色,日出和日落时太阳常常为黄橙色或橙色。这是为什么呢?

大气中总是含有大量固态和液态的悬浮粒子,如水滴、尘埃、冰晶、各种凝结核以及带电粒子等,它们构成了气溶胶分散系统,通常称为“气溶胶”粒子。气溶胶粒子的半径一般在 $0.1\mu\text{m}$ 至数十 μm 之间,其谱分布和浓度随季节和纬度而变化,也随高度和气象条件而变化。不同地区的气溶胶粒子的分布也存在差异。

瑞利散射只适用于粒子尺度远小于光波波长情况。当粒子尺度大于 $1/10$ 波长时,就要用精确的散射理论来处理。米氏 (G. Mie) 于 1908 年对任意尺度的粒子的散射问题进行了精确计算。任意大小粒子的散射亦称为 Mie 散射,当粒子尺度远小于光波波长时, Mie 散射就过渡到瑞利散射。

若单位体积内有 N 个半径为 r 的粒子,它

们的散射光是互不相关的, 则 Mie 容积散射系数为

$$a_{0\lambda} = N\pi r^2 K(\alpha), \quad (6)$$

式中 $\alpha = 2\pi r/\lambda$, 散射函数 $K(\alpha)$ 与粒子的折射率 n 和表示其大小的参量 α 有关, $K(\alpha)$ 的数值有表可查。根据 (6) 式计算出来的不同大小粒子的容积散射系数 $a_{0\lambda}$ 与波长 λ 的关系曲线如图 4 所示^[2]。图中曲线上的数字为粒子的半径。

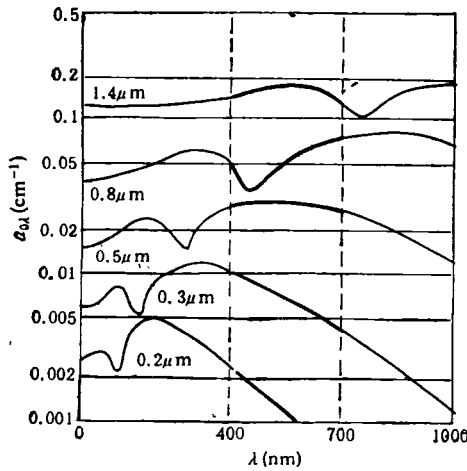


图 4 水滴散射系数与波长的关系

由图 4 可见, 当粒子半径 $r < 0.5 \mu\text{m}$ 时, 粒子对短波的散射比长波强, 当 $0.5 \mu\text{m} < r < 1.4 \mu\text{m}$ 时, 粒子对长波的散射比短波强, 若大气中充满了半径为 $0.7 \mu\text{m}$ 的水滴, 天空将呈现红色。当 $r > 1.4 \mu\text{m}$ 时, 在可见光范围内, 散射与波长无关, 如果大气中存在大量这样的水滴, 天空将呈现白色^[2]。

现在, 我们同时考虑分子散射和气溶胶散射, 用 $(a_{m\lambda} + a_{0\lambda})$ 替代 (4) 式和 (5) 式中的 $a_{m\lambda}$, 重新计算天空和地平线附近太阳的颜色, 计算结果如表 2 所示。

表 2

名称	色度坐标		主波长 (nm)	色调	色纯度 (%)
	x	y			
天空光	0.2662	0.2769	481	蓝色	26
朝阳或夕阳	0.6257	0.3740	601	橙色	97

计算结果表明, 天空光仍是蓝色的, 但色纯度较单纯瑞利散射时低, 位于地平线附近太阳的颜色由黄橙色变为橙色。这和我们日常看到的天空光和朝阳(或夕阳)的颜色是一致的。

由于大气中气溶胶粒子浓度的变化, 蓝色天空的色纯度不是一成不变的, 气溶胶粒子愈少, 天空光就愈接近蔚蓝色。朝阳和夕阳的颜色也变化多端。五彩缤纷、绚丽多姿的霞光, 是分子散射、气溶胶散射以及阳光和云层共同作用的结果。

四、臭氧、雾、霾和水蒸气等的影响

1. 臭氧

臭氧 (O_3) 在低层大气中含量极少, 高于 10km 臭氧含量增大, 在 20—25km 的高空达到最大值。大气中臭氧总含量通常以标准状况下臭氧层厚度 (cm) 来表示, 即将 1cm^2 气柱中的臭氧完全分离出来修正到标准状况下所形成的臭氧层厚度。臭氧层的平均厚度为 3cm ^[9]。

臭氧对紫外光的吸收作用非常强烈, 对可见光吸收很弱。设臭氧的吸收系数为 $k_{0\lambda}$, 则经过臭氧吸收后太阳辐射的光谱功率分布为

$$P_{\lambda} = P_{0\lambda} e^{-k_{0\lambda} x^{0.3}}. \quad (7)$$

用 P_{λ} 替代 (4) 式中的 $P_{0\lambda}$, 采用文献 [5] 提供的 $k_{0\lambda}$ 数据, 我们计算了天空光的颜色: 天空光的主波长为 478nm, 色纯度为 42%。

显然, 臭氧的吸收对天空光的颜色影响很小。只有当太阳天顶距为 90° 时, 天顶的光色为蓝紫色, 臭氧的吸收才值得重视。

2. 雾

雾是由悬浮在地面附近空气中的水滴或冰晶质点组成的一种胶体系统。雾滴的半径在 $0.1-60 \mu\text{m}$ 之间, 大雾的水滴半径大, 对各种波长的可见光几乎均匀地散射, 所以大雾呈白色。轻雾的水滴半径一般在 $0.5 \mu\text{m}$ 以下, 对短波光散射强而对长波光散射弱, 因此轻雾常带有浅蓝色^[2]。清晨, 空气中微尘一般要比黄昏时少得多, 因此初升的红色太阳常在有轻雾时被观看到。

3. 霾

霾是大量极细小的尘埃、烟粒、盐粒等均匀地浮游在空中的一种气溶胶系统。霾粒子的线度一般小于 $0.5\ \mu\text{m}$ ，散射光强度与光波波长的 3.5—4 次方成反比。冬季太阳落入地平线之前，城市上空烟尘往往很多，容易形成范围很广的霾，透过这样的霾层，本来已经是橙色的夕阳，将会变为红色或深红色。

4. 水蒸气的吸收

大气分子对可见光的吸收作用很弱。水蒸气在可见光 $0.5\text{—}0.7\ \mu\text{m}$ 之间有五个吸收带，但它们的吸收作用都较微弱^[2]。因此，大气分子和水蒸气的吸收对蓝色天空和红色太阳的贡献是完全可以忽略不计的。

五、不同太阳天顶距时太阳的颜色和红色太阳问题

当太阳位于不同高度时，为什么会有不同的颜色呢？这是由于阳光穿过大气层的厚度不同。把文献[2]给出的不同太阳天顶距时的大气质量和文献[6]的 $a_{m\lambda}$ 和 $a_{0\lambda}$ 的实测数据代入(5)式，我们计算了不同太阳天顶距时太阳的颜色。计算结果如图 5 中的实线和表 3 所示（图 5 中的虚线是在单纯瑞利散射时进行理论计算

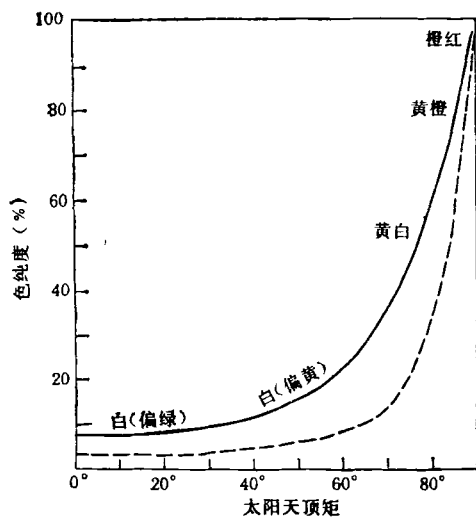


图 5 不同太阳天顶距时太阳颜色的色纯度曲线

得到的)。

表 3

太阳天顶距	大气质量	色度坐标		主波长 (nm)	色调	色纯度 (%)
		x	y			
0°	1	0.3408	0.3525	567	白色(偏绿)	8
60°	2	0.3641	0.3749	574	白色(偏黄)	21
82°	6.9	0.4609	0.4299	581	黄色	67
88°	19.8	0.5936	0.3940	595	黄橙色	96
90°	39.7	0.6761	0.3230	613	橙红色	99

由图 5 可见，从天顶到地平线，太阳的颜色由白色逐渐变为橙红色，色纯度由很低逐渐增大到接近 100%。在太阳天顶距小于 80° 的情况下，太阳颜色的色纯度很低，其色度点在 CIE 1931 色度图中处于白色范围之内，因而太阳呈白色。这 and 实际观测是一致的。

由于气溶胶粒子的谱分布和浓度随地区、季节和天气等变化，因而地平线处太阳的颜色也多种多样，有金黄色、黄橙色、橙色和橙红色等。在晴朗和纯净的大气条件下，旭日和落日呈黄橙色，红色的太阳只有在清晨和傍晚有轻雾、烟幕和霾等条件下才能看到。

当大气中悬浮大量微小粒子时，散射系数增大，可将其等效为大气质量的增大。当大气质量为 80 和 100 时，我们计算出太阳光的主波长分别为 647nm 和 685nm，其色调是红色和深红色的。

在某些特殊条件下，天空中飘浮着大量的某种特异谱分布的微小粒子，还会出现奇特的日色现象。1815 年，在印度洋唐波拉地区曾看到过绿色的太阳。1950 年 9 月，在法国、瑞士和联邦德国三个国家的上空出现了蓝日照三国的壮丽奇景。1965 年春，我国吉林省还出现了黄色的太阳^[7]。

六、不同垂直高度天空的颜色

站在高山之巅仰望，天空呈现蔚蓝色。再往高处，天空是什么颜色？1934 年 1 月，三位俄国科学家乘轻气球作高空探测，沿途不断记录

探测结果,在 23km 的高空不幸遇难,但他们关于天空颜色的记录却完好地保存下来。

“在距地面 8 公里以上的天空作青色,很象我们在明朗的春天的天色一样。气球再升高,青色就稍变暗,11000 公尺变为暗青色。当到 13000 公尺,天空作暗紫色,升得愈高,则紫色愈暗;直到 21000 公尺,天空竟是黑紫色。升高到 22000 公尺,这时天空作黑灰色”^[9]。

文献 [6] 给出了用激光探测得到的不同垂直高度大气分子和气溶胶的容积散射系数,根据这些数据,我们计算了 2km, 8km, 10km 和 13km 高空天光的颜色(见表 4)。

表 4

高度 (km)	色度坐标		主波长 (nm)	色调	色纯度 (%)
	x	y			
2	0.2770	0.2921	481	蓝色	26
8	0.2610	0.2750	480	蓝色	27
10	0.2644	0.2781	480	蓝色	26
13	0.2675	0.2818	481	蓝色	25

由表 4 可见,从 2km 到 13km 的高空,天空光的色调均为蓝色。显然,观测与计算结果不一致。如何解释这一矛盾呢?笔者认为,由地面到高空的不同垂直高度,天空光的相对光谱功率分布相似,之所以观察到天空光由蓝变为暗紫色直至黑灰色,乃是人眼的视觉特性所致。当高度增加时,天空光的亮度逐渐变小,于是由明视觉逐渐变为中间视觉 ($10^{-3}\text{cd}\cdot\text{m}^{-2} < \text{亮度} < 10^3\text{cd}\cdot\text{m}^{-2}$),最后变为暗视觉,使眼睛对短波光的敏感度增加,因而看到的天空光由蓝变青,然后变为紫色、暗紫色,最后是一片黑暗。这种现象并非绝无仅有。例如,月亮光和太阳光的光谱功率分布相似,按瑞利散射,夜空应为蓝色,然而明亮月光 ($10^{-2}\text{cd}\cdot\text{m}^{-2}$) 下的晴朗夜空呈暗紫色或黑灰色,其原因也是如此。

在上面的计算中,由于用了明视条件下的标准色度观察者光谱三刺激值,因而导致计算与观测结果不一致。实际上在计算高空天空光的颜色时,应该用中间视觉的标准色度观察者

光谱三刺激值。但是,中间视觉尚在研究之中,CIE 尚未推荐有关数据。

七、天空亮度和色纯度的变化

1. 天空光亮度的变化

本文前面的讨论和计算仅限于单次散射。事实上,大气分子对太阳光还要发生多次散射。天空散射光的总亮度是单次散射的亮度和多次散射的亮度之和。

本世纪 60 年代以来,科学家对天空的亮度进行了大量的观测和理论计算,提出了一些计算天空亮度的理论公式或经验公式。1963 年, H.G. Condit, S. T. Henderson 和 W. Budde 等人对美国、英国和加拿大等国的不同地区、不同时相的日光作了 622 例光谱分光测定。1967 年, CIE 推荐了典型日光相对光谱功率分布公式,此式的计算结果与实测值符合很好^[3]。

晴朗天空的绝对光亮度及相对光亮度分布随着太阳在天空中的视在位置而变化。主要影响相对亮度分布的是太阳高度和太阳天顶距。天空亮度分布总是对太阳子午圈对称的。图 6 给出了太阳高度 90° 、天顶距 0° 的 CIE 晴朗天空的相对光亮度分布,图中横坐标为天空元的天顶距^[9]。我国学者对天空散射光亮度也进

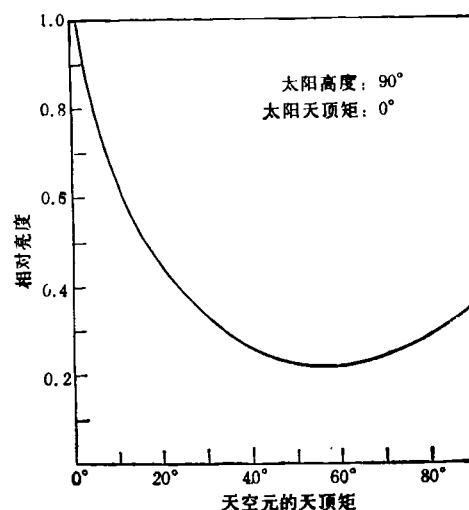


图 6 晴朗天空的相对亮度分布

行了许多测定工作,其结果与 CIE 推荐的公式基本上符合。

2. 蓝色天空色纯度的变化

晴朗天空蓝色的主波长和色纯度不但随季节有变化,而且随地区而异。同一地区,冬季蓝天的色纯度高而夏季低;同一季节,不同地区蓝天的色纯度各不相同。意大利的蓝天闻名于世。

晴朗天空蓝色的色纯度在整个天穹上的分布也是不均匀的。在空旷的野外,当太阳处于天顶附近时,天顶附近的天空呈现最纯的蓝色(色纯度一般不会超过 42%),愈接近地平线,颜色就愈发白,即色纯度愈低,地平线附近的天空呈现白色或黄褐色。这是因为愈接近地平线,光线穿过的低层大气愈厚,而在低层大气中悬浮的尘埃粒子较大,并且水滴和冰晶的量也多。然而,即使是在纯净的无污染的大气中(比如大雨过后的晴天),大气中尘埃等气溶胶粒子很少,天边处天光的色纯度仍然非常低。这是由于接近地平线方向的天空散射光到达观察者所穿过的大气层的厚度最大,与天顶来的散射光相比,经历多次散射的机会要多得多,而且太阳光照到这部分天空时,必须在大气中经过较长的路程。于是,在从天边来的散射光中,短波光含量相对要少得多,其相对光谱功率分布则接近于白光^[10,11]。苏联学者用天色蓝度表测得的不同高度天空的蓝色程度的数据如表 5 所示。天空光的色纯度与天空元高度关系的理论分析和计算尚待进一步研究。

表 5

天空元高度	60°	40°	30°	20°	10°	1°
蓝度表读数	20	17.5	15.5	13	9	4



(上接第 664 页)

的光损伤问题;学会了加热 KTP 可以减轻它的光损伤问题。同样地,在深入研究的基础上,我们也将能找到提高有机材料的光损伤阈值的办法。

可能有用的非线性有机材料有成千上万

综上所述,我们可以得出如下结论:

1. 瑞利对蓝色天空作了最早的合理解释。但是,瑞利散射对天空颜色的解释是不充分的,对红色的朝阳和夕阳不能作出解释。
2. 只有把分子散射、气溶胶散射、眼睛的视觉特性和太阳辐射的光谱功率分布结合起来,才能对蓝色天空和太阳的颜色作出符合实际的令人满意的解释。
3. 分子散射下的蓝天具有最高的色纯度(42%);气溶胶散射和大气污染使天空颜色的色纯度降低而变为浅蓝色,使地平线附近太阳的颜色成为橙色。轻雾或霾等条件对于红色太阳的形成是必不可少的。
4. 从天顶到地平线的不同高度太阳的颜色不同,主要原因在于大气质量的非线性增大。高空的天光呈暗紫色,是人眼的中间视觉效应。多次散射是天穹上天光的亮度和色纯度变化的重要原因之一。
5. 色度学的理论应用于大气光学现象的研究,有助于揭示大自然的奥秘。

[1] [美]E.J. 麦卡特尼著,潘乃先等译,大气光学,科学出版社,(1988),187.
 [2] 邹进上等,大气物理基础,气象出版社,(1982),266,288.
 [3] 荆其诚等,色度学,科学出版社,(1979),17,68,233.
 [4] M. P. Thekaekara and A. J. Orummod, *Nature Phys.Sci.*, No. 6 (1971), 229.
 [5] 王贵勤等编译,大气臭氧研究,科学出版社,(1985),18.
 [6] 李景镇主编,光学手册,陕西科技出版社,(1986),855.
 [7] 李报国等,奇异的天气现象,气象出版社,(1983),57.
 [8] 晓楠,科学画报,2-11(1934),412.
 [9] 薛君放等,光辐射测量原理与方法,计量出版社,(1980),102,119.
 [10] C.F. Bohren and B. Fraser, *The Physics Teacher* 23-5 (1985), 267.
 [11] [苏]卡里琴著,戴禾年等译,大气中的光学现象,财政经济出版社,(1957),13.

种,经过研究从中发展出一些很有用的材料是很有希望的。但在希望变为现实之前,人们必须投入大量的研究经费,付出艰巨的努力。

(朱振和根据 Lasers & Optronics

1989 年第 8 卷第 12 期第 63—65 页编译)