

高山地区太阳可见光辐射大气 消光的观测研究

王庚辰、许黎、吕位秀、任丽新*

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文对高山地区的大气光谱消光系数、大气浑浊因子等光学特征量进行了观测分析。指出,即使在三千米以上的高山大气中,水汽和气溶胶仍然是主要的消光因子。和其他有关资料比较表明,大气光谱透明度随海拔高度的增大主要发生在低层大气。

前 言

近十多年来,多光谱遥感技术的迅速发展及其在地球科学研究中的广泛应用,使可见光辐射在地球大气中的消光尤为引人注目。因为它直接关系到对所获遥感资料的判读。长期以来,不少研究者致力于建立一套普适的可见光消光模式大气。实践证明,这是非常困难的。这主要是因为各消光因子本身光学特性的复杂性及其在实际大气中时空变化的不确定性所造成的。已建立的模式,如[1],也只能有效地适用于特定大气条件下的平均状态。

我国幅员广大,地形复杂,可见光辐射的直接观测研究不仅对于农业科学,气象学等具有重要的实际价值,而且对于有效地发展我国的遥感技术也是必不可少的。为此,我们于1976年6至10月在拉萨地区进行了太阳可见光辐射的观测。本文仅根据在指定波区所获资料,对高山地区上空大气的消光特性做一初步分析。

一、仪器及观测

观测仪器是滤光片辐射表,它是在直接辐射表基础上改装而成的。即在直接辐射表光管前装一可转动的圆盘,而所选定的滤光片装在圆盘上。辐射表配有瞄准太阳的准直器,以便在观测时使仪器对准太阳。探测器为热电堆,直流复射式检流计通过匹配电阻和探测器的输出端相接供读数测量。

在可转动圆盘上装有两块可见光滤光片,一块是中心波长为0.553微米的窄带滤光片,另一片是波长范围为0.52—0.86微米的宽带滤光片(这是航天卫星遥感常用的波区),其光谱特性曲线分别见图1和图2。

1978年10月7日收到修改稿。

* 黄其荣、张端忠同志参加了观测;孔琴心、刘巧枝等同志参加了部分数据处理工作。

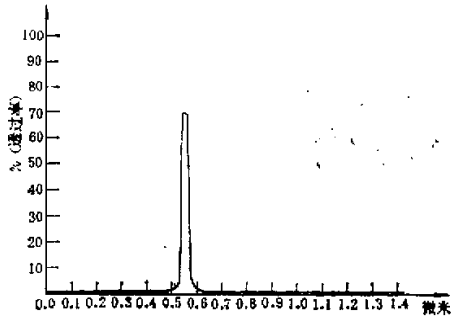


图 1 0.553 微米滤光片光谱特性曲线

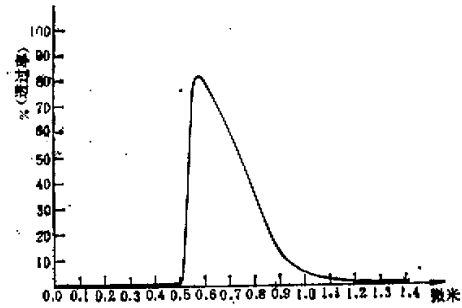


图 2 0.52—0.86 微米滤光片光谱特性曲线

在拉萨地区(海拔 3700 米)取得了 46 个半天的可见光辐射资料。在甘巴拉山顶(位于拉萨西南,海拔为 5500 米)取得了 10 个半天的资料。全部观测都是在晴朗天气条件下进行的。每隔十分钟就可获得一次观测数据。由于这次观测历时 5 个月,其中 7、8、9 三月正值拉萨雨季,而 6 月与 10 月又正是进入雨季和进入干季的转折期,这样就获得了不同海拔高度和不同季节的有代表性的大量资料。

二、数据 处 理

取波段 $\Delta\lambda$ 内的直接太阳辐射在大气中消光的方程式为

$$\int_{\Delta\lambda} D_{\lambda} d\lambda = \int_{\Delta\lambda} D_{\lambda,0} p_{\lambda}^{m(\lambda)} d\lambda \quad (1)$$

其中, $p_{\lambda} = \exp(-\sigma_{\lambda}) = \exp\{-[\sigma_M(\lambda) + \sigma_a(\lambda) + \sigma_s(\lambda)]\} \quad (2)$

定义为大气对于波长 λ 的光谱透明度。

σ_{λ} 为在 λ 波段的单位大气质量消光系数或称光学厚度。

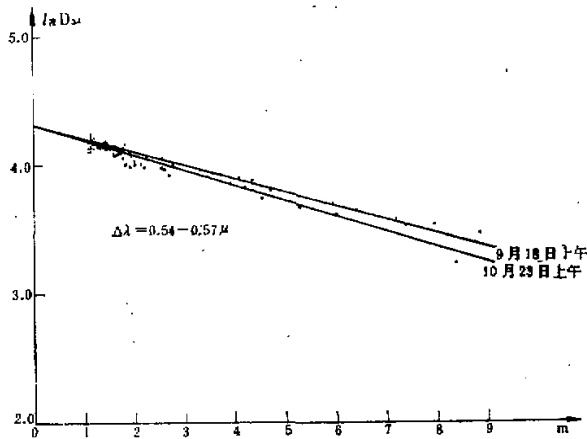


图 3 记录器偏转值 $D_{\Delta\lambda}$ 随大气质量 m 的变化

$\sigma_M(\lambda)$, $\sigma_a(\lambda)$ 和 $\sigma_s(\lambda)$ 分别为分子散射系数, 粗粒物质消光系数和大气中某些气体的选择性吸收系数。

$D_{\lambda,0}$ 相当于地球大气外界波长为 λ 的太阳直接辐射在观测仪器上产生的偏转值, D 是波长为 λ 的太阳直接辐射通过大气后在观测仪器上产生的偏转值。

对于所选取的观测波段取

$$\sigma_s(\lambda) = k_{H_2O}(\lambda)w_{H_2O} + k_{O_3}(\lambda)w_{O_3} \quad (3)$$

这里, k_{H_2O} , k_{O_3} , w_{H_2O} 和 w_{O_3} 分别为大气中水汽和臭氧的吸收系数和总含量。

为简化运算过程, 有关参数均取在 $\Delta\lambda$ 范围内的平均值, 并考虑到 (2), (3), 将 (1) 式改写成如下形式

$$D_{\Delta\lambda} = D_{\Delta\lambda,0} \exp \{ -m(x) [\sigma_M(\Delta\lambda) + \sigma_a(\Delta\lambda) + \sigma_{H_2O}(\Delta\lambda) + \sigma_{O_3}(\Delta\lambda)] \} \quad (4)$$

这里

$$\sigma_{H_2O}(\Delta\lambda) = k_{H_2O}(\Delta\lambda)w_{H_2O}$$

$$\sigma_{O_3}(\Delta\lambda) = k_{O_3}(\Delta\lambda)w_{O_3}$$

$m(x)$ 是天顶距 x 时的相对大气质量, 绝对大气质量 $m_a(x)$ 根据下式求得

$$m_a(x) = \frac{P}{P_0} m(x) \quad (5)$$

式中 P_0 为海平面气压, 取 $P_0 = 1000$ 毫巴, P 为观测点气压。对于拉萨和甘巴拉地区的平均状态分别得到 $m_a(0) = 0.65$ 和 $m_a(0) = 0.51$ 。对全部所获资料的处理是在假定观测的半天内大气光学状况不变(即 σ_i 为常数)的情况下进行的。实际观测结果表明, $\ln D_{0\lambda}$ 与 $m(x)$ 之间存在着比较好的线性关系, 例见图 3。但是观测资料也表明, 在当地时间中午前后, $\ln D_{\Delta\lambda}$ 与 $m(x)$ 的线性关系减弱, 以致出现偏转值 $D_{\Delta\lambda}$ 并不随大气质量的减小而增大, 甚至有下降现象, 这显然是由于中午前后大气状态的不稳定性所引起的。但有时中午也能得到半天中 $D_{\Delta\lambda}$ 的最大值, 这说明, 大气状态的稳定与否对太阳辐射的消光有着直接的影响。因此, 在中午附近的数据中, 我们一般挑选其最大值, 以使其不受局地不稳定性的影响。

三、高山地区上空大气光谱透明度的分析

1. 太阳直接辐射在高山大气中的一般衰减 根据公式 (2), 可见光辐射在大气中的衰减主要是由大气分子的散射, 悬浮在大气中的粗粒子散射以及某些大气成份的选择吸收所引起的。很容易理解, 随着海拔高度的增加, 这种衰减应当有明显的减弱。海拔高和大气“洁净”是高山地区的重要特征; 因此, 和平原地区相比, 高山地区上空大气应当更为透明。其实际大气光谱透明度可由表 1 列出的数据给以估价。在拉萨地区和甘巴拉山上, 所有观测日期的能见度均大于 30 公里。表中列出的是大气垂直光谱透明度的月平均值, 可以看到, 拉萨地区大气光谱透明状况是相当好的, 即使在比较浑浊的 8 月份, 其垂直光谱透明度的月平均值仍达 0.80 以上。而甘巴拉山上的大气光谱透明度则高达 0.92。为了更清楚地了解大气光谱透明度随海拔高度的变化情况, 表 1 还列出了一些其它研究者利用这些波段在不同高度上晴朗天气条件下北半球中纬度地区的观测结果。图 4 是有关 0.55μ 结果的示意图。为了便于比较, 图中还给出了相当于地面能见度为 25 公里的 Elter-

表 1 不同高度地区上空的大气光谱透明度

观测地点	海拔高度 (千米)	观测*波段 (微米)	观 测 月 份								注
			4	5	6	7	8	9	10	11	
甘巴拉(高山)	5.50	0.55 0.52—0.86							0.92 0.91		4—5 月平均值
珠峰[2](高山)	5.00	0.52—0.72	0.94								
拉萨(市郊)	3.70	0.55 0.52—0.86			0.87 0.84	0.85 0.83	0.83 0.80	0.88 0.87	0.90 0.90		
苏赫山[3](高山)	3.20	0.55 0.60			0.85 0.86						6—8 月平均值
高山站[3](高山)	1.35	0.55 0.60			0.81 0.83						6—8 月平均值
白滩[4](沙滩)	1.225	0.55 0.60							0.88 0.88		
哥伦比亚[5](城市)	0.52	0.57 0.61	0.70 0.73	0.79 0.81			0.78 0.81				
Le Houga 天文台[6]	0.14	0.548		0.82	0.79	0.76	0.79	0.80	0.77	0.84	63—65 年平均值
Forge 盆地[4]	0.06	0.55 0.60							0.74 0.76		
华盛顿[3]	0.06	0.55 0.60					0.74 0.76				7—9 月平均值
北京[7]	0.07	0.55							0.76	0.73	能见度30—50公里

* 波长 0.60 微米接近于本观测中的宽带滤光片透过率的中心波长。

man^[1] 模式大气的相应值以及理想干洁大气光谱透明度随高度的变化曲线。分析所列资料可以发现,第一,大气光谱透明度随着季节的不同而有明显的变化,其幅度可达 10%,

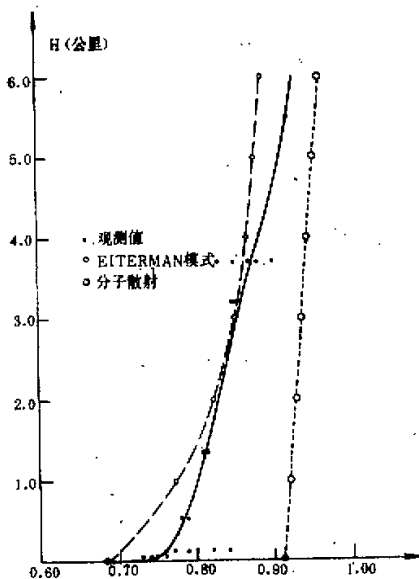


图 4 大气光谱透明度随高度的变化
 $\lambda = 0.55$ 微米

且在绝大多数情况下,其最小值出现在夏季,这显然是由于夏季大气中对流活动加强而使其含尘量增高和湿度增大所引起的。第二,大气光谱透明度随海拔高度的增大主要发生在低层大气,无疑这种结果是和其主要衰减因子的含量主要集中在大气低层并随高度迅速下降这一客观事实相适应的。这些资料表明,同一高度地区的大气透明度由于大气状况的不同可以有很大的差别,但就一般情况而言,对于海拔高度低于一公里的地区,其大气光谱透明度常常是小于 0.80,对于地处 1 至 5 公里的地区,其大气光谱透明度的变化范围为 0.80—0.90,而海拔高于 5 公里的高山上空大气光谱透明度一般都在 0.90 以上。

应当特别指出,由于大气状况的变化(如能见度,层结,对流的发展,不同的风向,不同气团的交替等)会使某些日子的光谱透明度发生很大的变化。根据拉萨地区的资料,这种

日变化幅度可达 20%,而根据在较低高度上的观测资料^[4],这种变化可高达 40%。图

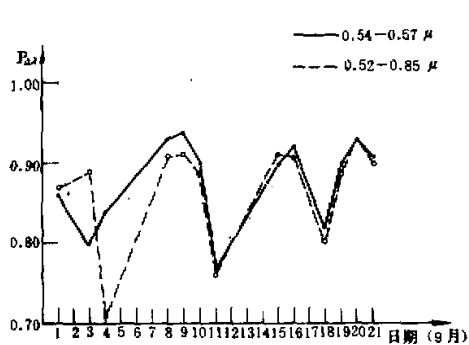


图5 拉萨地区上空晴朗大气光谱透明度的日变化

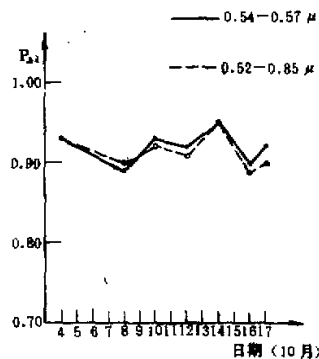


图6 甘巴拉地区上空晴朗大气光谱透明度的日变化

5和图6是这种日变化的实例。不难看出,大气光谱透明度的日变化幅度将随着海拔高度的增加而减小。

2. 高山地区大气中的光谱消光系数 消光系数是大气光谱透明度的重要特征量之一。为此,根据半天内取得的 $D_{\Delta\lambda}$ 值及相应的 $m(\lambda)$ 值分别求得拉萨和甘巴拉地区的光谱消光系数 $\sigma_{\Delta\lambda}$ 。其月平均值列在表2中。这些数据表明,对于所使用的波段,其大气消光系数的月平均最大值出现在8月份,其最小值出现在10月份,而甘巴拉地区的月平均 $\sigma_{\Delta\lambda}$ 值又小于拉萨地区的相应值。

比较两块滤光片的观测结果可以发现,相应于宽带滤光片的 $\sigma_{\Delta\lambda}$ 值普遍偏大,这显然是和两个滤光片的光谱特性以及高山地区大气光谱的消光特性有关。

表2 大气光谱消光系数的月平均值 $\sigma_{\Delta\lambda}$ 及其均方差 s

月 份		6	7	8	9	10	10*
$\sigma_{\Delta\lambda}$	0.54—0.57 μ	0.145	0.158	0.184	0.132	0.101	0.087
	0.52—0.86 μ	0.171	0.191	0.228	0.144	0.102	0.090
s	0.54—0.57 μ	0.049	0.048	0.116	0.060	0.040	0.031
	0.52—0.86 μ	0.047	0.039	0.116	0.080	0.013	0.030

* 为甘巴拉地区的资料。

为进一步了解高山地区上空大气消光特性的变化情况,表2中还列出了消光系数的均方差值。可以发现,即使在象拉萨地区这样的高山大气中,由于大气状况的差异,其消光系数也有比较明显的逐日变化。在拉萨地区,对于比较“浑浊”的8月份和比较“洁净”的10月份这种逐日变化的绝对值可分别达0.28和0.12。而在甘巴拉山上,这种变化在10月份约为0.10。图7和图8分别是拉萨和甘巴拉地区上空大气光谱消光系数逐日(晴朗日期)变化的示意图。考虑到高山地区大气分子散射以及大气中粗颗粒物谱分布的相对稳定性,大气消光系数的这种逐日变化可能主要是由水汽所引起的。

高山地区上空大气在指定波段的消光系数的季节变化是明显的,而其随海拔高度的

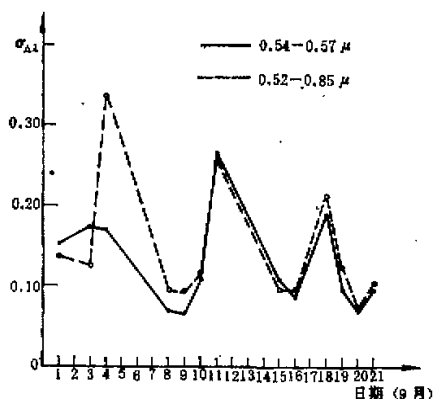


图7 拉萨地区上空晴朗大气光谱
消光系数的日变化

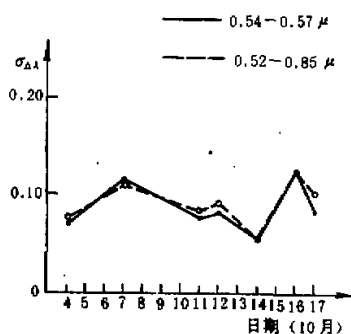


图8 甘巴拉地区上空晴朗大气光谱
消光系数的日变化

表3 不同高度地区上空大气的消光系数

高度(公里) σ_{A1}	5.50	5.00	3.70	3.20	1.35	0.52	0.14	0.06
$\sigma_{0.55}$	0.087	0.064	0.144	0.163	0.210	0.279	0.229	0.301
$\sigma_{0.66}$	0.090		0.167	0.151	0.186	0.244		0.274

变化也可以直接从观测资料中获得。表3是根据表1的资料计算出的不同海拔高度上大气光谱消光系数的平均值。

为了进一步解释在指定波区大气消光特性的变化,需要对各消光因子之间的相对贡献进行估计。本观测所采用的中心波长为0.553微米的滤光片的宽度为0.54—0.57微米。在此范围内,大气的消光因子主要是:分子散射,气溶胶衰减和臭氧夏皮尤带(0.44—0.76微米)的弱选择吸收。而在0.52—0.86微米波区范围内,除上述衰减因子外,还有水汽的 α 带(0.70—0.74微米)和 β 带(0.79—0.85微米)的弱选择吸收。为了简化运算,在估算各消光因子的贡献时未考虑臭氧总含量的变化。

其中整层大气分子散射消光是根据下式估算出[3]

$$\sigma_M = 0.00821\lambda^{-4.05} \quad (6)$$

对于拉萨和甘巴拉地区分别为

$$\sigma_M = 0.00534\lambda^{-4.05} \quad (7)$$

和

$$\sigma_M = 0.00419\lambda^{-4.05} \quad (8)$$

而气溶胶衰减则由

$$\sigma_s = \sigma_{A1} - \sigma_M - \sigma_{O_3} - \sigma_{H_2O}$$

得到。

估算结果由表4和表5给出。这些结果清楚的表明,即便对于象拉萨这样的高山地区上空的“洁净”大气而言,气溶胶和水汽的消光作用也是不可低估的,尤其是在夏季,它们将是主要的消光因子。就本观测使用的波段而言,在夏季60—70%的消光是由气溶胶

表 4 0.54—0.57 μ 消光系数的月平均值及其分量

月份 消光系数	6	7	8	9	10	10*
$\sigma_{\Delta\lambda}$	0.145	0.158	0.184	0.132	0.101	0.087
$\sigma_M(\Delta\lambda)$	0.059	0.059	0.059	0.059	0.059	0.047
$\sigma_{O_3}(\Delta\lambda)$	0.026	0.026	0.026	0.026	0.026	0.026
$\sigma_s(\Delta\lambda)$	0.060	0.073	0.099	0.047	0.016	0.014

10* 为甘巴拉地区 10 月份数据

表 5 0.52—0.86 μ 消光系数月平均值及其分量

月份 消光系数	6	7	8	9	10	10*
$\sigma_{\Delta\lambda}$	0.171	0.191	0.228	0.144	0.102	0.090
$\sigma_M(\Delta\lambda)$	0.042	0.042	0.042	0.042	0.042	0.033
$\sigma_{O_3}(\Delta\lambda)$	0.016	0.016	0.016	0.016	0.016	0.016
$\sigma_s(\Delta\lambda)$	0.060	0.073	0.099	0.047	0.016	0.014
$\sigma_{H_2O}(\Delta\lambda)$	0.053	0.060	0.071	0.039	0.028	0.027
w^* [降水厘米]	0.5723	0.6707	0.7716	0.6824	0.1870	0.1870

* 为甘巴拉地区资料

和水汽引起的。在拉萨地区,6 月份是由干季到雨季的过渡时期,大气状况的光学稳定性较差,并且比较浑浊,在比较透明的波区 0.54—0.57 微米,气溶胶在总消光中的贡献约为 40%,在 8 月份其贡献约为 60%,而在 10 月份其贡献只有 15% 左右,说明由雨季过渡到干季的 10 月份大气比较洁净。

由表可见,水汽含量最大值出现在 8 月份,到 10 月份锐减到 0.19 克/厘米³,说明已进入干季。根据上面的分析,0.52—0.86 微米范围内的消光应当和大气中的水汽有关,这一结论完全被观测资料所证实。拉萨地区上空大气在这一波区的消光系数由 8 月份的 0.228 减至 10 月份的 0.102,它与整层大气水汽含量之间的相关系数高达 0.92。根据这些资料得到的水汽在 0.52—0.82 微米范围内的吸收系数为 0.06 厘米²·克⁻¹。考虑到气溶胶光学特性和水汽的关系,这个数值可能偏大。

同时,由上述分析得知,气溶胶粒子也是高山地区上空大气消光的主要因子之一。计算结果表明,在拉萨地区,气溶胶的消光系数最大值出现在夏季,说明在这个时期气溶胶的浓度最大。

3. 高山地区上空大气的浑浊因子 从大气消光的角度来看,高山地区上空的实际大气到底要比干洁的理想大气浑浊多少?为了对这个问题有一个定量的认识,我们根据观测结果对拉萨和甘巴拉地区上空实际大气的浑浊因子 $T_{\Delta\lambda}$ 进行了分析。

由公式 (2) 得:

$$\sigma_{\Delta\lambda} = \sigma_M(\Delta\lambda) + \sigma_s(\Delta\lambda) + \sigma_s(\Delta\lambda) \quad (9)$$

定义:

$$\sigma_{\Delta\lambda} = T_{\Delta\lambda} \sigma_M(\Delta\lambda) \quad (10)$$

这里浑浊因子 $T_{\Delta\lambda}$ 说明实际大气消光和理想大气消光之间的比例特征,它将直观的

表 6 高山地区大气浑浊因子 $T_{\Delta\lambda}$

$T_{\Delta\lambda}$ 月份	6	7	8	9	10	10*
0.54—0.57 微米	2.46	2.68	3.12	2.24	1.71	1.85
0.52—0.86 微米	4.07	4.55	5.43	3.43	2.43	2.73

10* 为甘巴拉地区数据

表 7 不同海拔高度上的 $T_{\Delta\lambda}$

$T_{\Delta\lambda}$ 高度(公里)	5.50	5.00	3.70	3.20	1.35	0.52	0.14	0.06
$\lambda = 0.55$ 微米	1.85	1.30	2.44	2.59	2.63	3.03	2.49	3.27
$\lambda = 0.60$ 微米	2.73		3.98	3.36	3.32	3.75		4.22

表明实际大气透明度和理想大气透明度之间的差异。对 $T_{\Delta\lambda}$ 的计算结果列在表 7 中。这些结果清楚的说明,即是对于像 0.55 微米这样透明的波段,在拉萨地区上空大气中,分子散射的消光仍居次要地位,尤其是在夏季,实际大气要比理想大气“浑浊”三倍之多。而对于波区 0.52—0.86 微米,在夏季实际大气要比理想大气“浑浊”五倍多。表 7 列出了根据不同研究者的观测资料(表 1)计算得到的不同海拔高度上的大气浑浊因子的平均值。比较不同高度上的 $T_{\Delta\lambda}$ 值可以发现,对于比较透明的波区(中心波长 $\lambda = 0.55$ 微米)浑浊因子随高度的减小是明显的。这说明,除分子散射外的其它各因子的消光作用以(比大气密度随高度递减)更快的速率随高度而减弱。 $T_{\Delta\lambda} = 2$ 大约出现在 4—5 公里,这意味着,分子散射消光和其它各因子消光在这个高度上具有相同的贡献,在海拔位于 5 公里以上的高山地区上空大气中,一般情况下,分子散射将是主要的消光因子。而对于中心波长 $\lambda = 0.60$ 微米(接近于 0.52—0.86 波区的中心波长)的波区,情况则比较复杂,在这个波区内,实际大气在各个高度上更为“浑浊”,其浑浊因子随高度的变化是缓慢的。尤其是在 4 公里以下,这一方面是由于分子散射在这个波长相对较弱,另一方面显然是与大气中的水汽含量及其垂直分布状况有关。

四、结 论

1. 大气光谱透明度随海拔高度的增大主要发生在低层大气。对于海拔高度低于 1 公里的地区,其大气光谱透明度一般小于 0.80,而海拔高度高于 5 千米的高山地区上空大气光谱透明度一般都在 0.90 以上。

2. 在高山地区上空大气中,就 0.54—0.57 微米和 0.52—0.86 微米两个波区范围而言,水汽和气溶胶仍然是主要的消光因子。因此,消光系数的最大值一般出现在潮湿、浑浊的夏季,而在干洁的秋季,消光明显减弱,并且随着大气状况的变化而表现有明显的逐日变

化。

3. 对于比较透明的 0.55 微米波段, 拉萨地区上空大气的消光系数的变化范围为 0.066—0.350, 其最小值已接近分子散射消光系数。消光系数的月平均最大值 (0.184) 出现在 8 月份, 且主要贡献来自气溶胶消光。在干洁的十月份, 消光系数的月平均值为 0.10 左右, 且主要消光来自分子散射。在甘巴拉地区, 10 月份大气消光系数的变化范围为 0.056—0.162, 其最小值也已接近分子散射消光系数值。

4. 对于气象卫星, 地球资源卫星常用的波段 0.52—0.86 微米来说, 拉萨地区上空大气的消光系数的变化范围为 0.073—0.430, 其月平均最大值 (0.228) 出现在 8 月份。在干洁的 10 月, 其消光系数的月平均值为 0.10 左右。在这个波段, 主要消光因子是气溶胶和水汽, 尤其是夏季 (占总消光的 70—80%)。水汽在这个波段的吸收尽管比较弱, 但不可忽略。根据观测资料, 求得水汽在这个波段范围的平均吸收系数为 $0.06 \text{ 厘米}^2 \cdot \text{克}^{-1}$ 。

参 考 资 料

- [1] J. Elterman, AFOL-68-0158, 1968.
- [2] 中国科学院西藏科学考察队, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 1966—1968, 气象与太阳辐射, 科学出版社, 1975, p. 118—161.
- [3] K. Л. 康德拉捷夫, 太阳辐射能, 科学出版社, 1962.
- [4] A. Guttman, *Applied Opt.* 7(12), 1968.
- [5] W. L. Decker and A. K. Mahapatra, *Internat. J. of Biometeorology*, 19(1), 1975.
- [6] M. I. William and F. W. Peterson *J. of the Atmos. Sci.* 27(1), 1970.
- [7] 林海, 魏重, 大气科学, 第二期, 1976 年.
- [8] A. K. Angström, *Tellus*, 16(1), 1964.

A MEASUREMENT OF ATMOSPHERIC EXTINCTION OF SOLAR VISIBLE RADIATION ON THE MOUNTAIN AREA

Wang Geng-chen, Xu Li,
Lü Wei-xin, Ren Li-xin

ABSTRACT

The atmospheric spectral extinction coefficient, the atmospheric turbidity factor and other optical characters of the atmosphere are observed and analysed. It was found that even on the mountain higher than 3000 m above sea level water vapor and aerosol are still the main factors of the atmospheric extinction. The comparison with other works shows that increase of atmospheric spectral transparency with height occurs predominantly in the lower atmosphere.