

关于珠峰地区的大气透明状况

〔珠峰太阳辐射总结报告之三〕

中国科学院西藏珠峰考察队

太阳辐射组

关于珠峰地区的大气透明状况

喜马拉雅山以它雄伟庞大的山体横亘于我国西南边疆。在这低纬度地区的巨大高山吸引着各方面的科学工作者，长期以来，不少人在这个地区进行很多方面的研究，获得过一些有意义的资料和数据。

在珠峰地区，高度5千米以上的山地，空气稀薄，大气透明，是进行地面太阳辐射研究的一个很好的场所。通过这次珠峰考察所获得的一系列资料证明，珠峰地区巨大的现代冰川直到6500米以上的地方，成冰作用仍然通过大气降雪的融化再冻结而成，这主要就是由于极其强烈的太阳辐射的作用结果。根据我们获得的数据，在珠峰6000~7000米的地方，最大的太阳直接辐射强度可达 1.82 卡/厘米²·分。这是地面观测中极其罕见的记录。这说明这里大气应有它的特殊性，太阳辐射的减弱也应具有该地的特色。通过对太阳辐射减弱规律的观测研究，从而揭示这里的大气状况，了解大气中辐射减弱物质的一般特性，这对于大气物理学、气象学、自然地理学以及冰川学等方面都具有一定的意义。

一、太阳辐射在大气中减弱的规律及大气混浊状况的表征。

太阳辐射是地球上最主要的能量来源，在它进入地球大气之后，受到大气的减弱，发生一定的转换（如通过一定物质的吸收使高层大气增温等）。对太阳辐射减弱最主要的有：

- 1、空气分子的散射；
- 2、大气中尘埃、气溶胶等颗粒物质的减弱；
- 3、大气中某些固定气体（最重要的是水汽、二氧化碳、臭氧等）对太阳辐射的一些特定波长能量的选择吸收。

$$S_{\Delta\lambda} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_0(\lambda) \exp[-m(\sigma_R(\lambda) + \sigma_p(\lambda) + \sigma_D(\lambda))] d\lambda \quad (1)$$

m 为太阳光路上的大气质量 ($m = \sec \theta$, θ 为太阳高度角)。

$\sigma_R(\lambda)$, $\sigma_p(\lambda)$, $\sigma_D(\lambda)$ 分别表示干燥空气的分子散射系数 (即列利散射系数), 空气中固定气体 (通常指水汽和 O_3) 的吸收系数和大气中粗粒物质的减弱系数。通常 $\sigma_R(\lambda)$, $\sigma_D(\lambda)$ 为连续函数, 而 $\sigma_p(\lambda)$ 为非连续函数。在太阳的全部光谱范围内 S_0 为太阳常数, 根据近年的测定结果 [1, 2, 3]

$$S_0 = 1.94 - 1.95 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}。$$

在对 (1) 式进行计算时, 大气分子散射系数和臭氧 (O_3) 吸收系数可取自资料 [4]。

对于垂直于地面的均质大气柱而言 (相当于 7.991×10^5 厘米) 大气的分子散射系数可写成:

$$\sigma_R(\lambda) = 0.00879 \lambda^{-4.09} \quad (2)$$

根据与分子散射的相似理论, Ångström [5] 提出:

$$\sigma_D(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (3)$$

式中 β 称之为混浊系数, 它反映大气中粗粒物质的散射强度, 并且不随波长而变化。 α 为取决于散射粗粒大小尺度的指数。它的变化范围可从 0 到 4, 当大气中粗粒物质很大时 α 趋于 0, 而当粗粒物质的大小接近于分子尺度时 $\alpha \rightarrow 4$ 。综合 Mie, VD Bozre 等人 [6] 的研究, 大气中粗粒物质半径大小与指数 α 的关系如下:

表1 粗粒物质(气溶胶)半径(r_p)与
散射指数 α 的关系

$r_p(\mu)$	>2.0	~ 0.6	0.5	$0.22 \sim 0.25$	0.15	$0.06 \sim 0.10$	≤ 0.02
α	0	1.3	1.5	2.0	2.25	3.0	$3.8 \sim 4.0$

表征大气混浊状态的指标很多,除了上述的混浊度 β 而外,混浊因子 T 也是很常用的一个概量,对某一波长的光谱区它的表达式可以写成与(1)式相似的形式:

$$S_{\lambda} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_0(\lambda) \exp(-m \tau_R(\lambda) T(\lambda)) d\lambda \quad (4)$$

对整个太阳光谱的积分通量:

$$S = S_0 \exp(-m \tau_R T) \quad (5)$$

由上式可以看出,混浊因子 T 在数值上表示实际大气对太阳辐射的总减弱系数高于理想大气减弱系数的倍数。在实际大气中除空气分子而外,总含有一定数量的尘埃,水汽以及其它对辐射的减弱物质,所以 T 总是大于1的。混浊因子 T 首先由林克(Linker)所提出[7],所以在很多国外文献上也称为林克混浊因子。

通过各种途径进入大气的粗粒物质是使太阳辐射减弱,使大气增温的一个重要因素。一些灾害性的自然现象,如火山爆发、森林火灾等都能为大气输送大量的粗粒物质,引起太阳辐射,大气温度状况的变化。近年来,在气候变化的研究中,大气混浊度被作为一个重要因素受到很多人的重视[8, 9, 10, 11]。根据美国大气研究中心(NCAR)的报告[12],最近30—40年间在日本观测到的大气混浊度的变化正好与全球气温的变化呈逆相关。据日本人的研究指出[13]从战后到1970年,

东京、札幌等大城市大气混浊度增加了一倍以上，就是被认为比较“清静”的达沃士（瑞士）和华盛顿（美国）在60年代与本世纪初期比年平均混浊度也增加了60~80% [14]。由于混浊度对大气环境的敏感性，根据世界气象组织（WMO）对世界大气污染的监视计划，大气混浊度的观测被列为重要的内容 [15]。

二、珠峰地区大气混浊状况的观测和计标：

为了对珠峰太阳辐射及大气混浊特征进行测量，我们在1966年采用了热电式直接辐射表，而在1968年除了上述类型的仪器以外还用了一台补偿式绝对日射表（Ångström型）。这种补偿式绝对日射表在国际上（特别是在欧洲）作为一种标准元件。为了研究太阳辐射的光谱特征，在观测中应用了一系列“截止”型玻璃滤光片，在混浊度计标中主要的有OG1，RG2，RG8三种型号（相应的国产滤光玻璃型号为CB3，HB11，HB16）。滤光玻璃的光学特性与用料、生产工艺都有很大的关系，因此各滤光片之间存在着很大的个体差异，即使是相同的型号，它们的截止波长、透光函数也不尽相同。在珠峰考察中所用的三块滤光片的截止波长和透光函数（ T ）、透光因子（ D_r ）列于表2。

为了消除滤光片的个体误差及观测中的偶然误差，在大部分观测中均采用两套仪器、两套滤光片同时观测，计标时则采用它们的平均值。关于混浊度的计标及滤光片参数的确定均参照国际上通用的规范 [4、16、17]。这里仅将计标处理过程中的某些不同点概述如下：

1、关于短于滤光片起始波长光谱段太阳辐射量的确定。

在国际常规的计标中，滤光片测量的短于滤光片起始波长

表1. 珠峰考察中所用的滤光片参数(两套相同)。

滤光片 型 号	国 际	OG1	RG2	RG8
	中 国	CB3	HB11	HB16
起始波长 (μ)	国际标准	0.525	0.630	0.710
	珠峰所用	0.523	0.644	0.716
截止波长 (μ)		2.8	2.8	2.8
透过率 τ (%)		0.917	0.911	0.901
滤光因子 D_r		1.090	1.098	1.110

(λ_1) 的太阳辐射值 (S_s) 简单地等于未加滤光片测量的总辐射值减去加滤光片测量的较长的波长区的辐射值 (S_l), 即

$S_s = S - S_l$ 更详细些可写成:

$$\int_0^{\lambda_1} S(\lambda) d\lambda = \int_0^{\infty} S(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda) d\lambda \quad (6)$$

实际上(7)式更准确些应该量:

$$\int_0^{\lambda_1} S(\lambda) d\lambda = \int_0^{\infty} S(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda_2}^{\infty} S(\lambda) d\lambda \quad (7)$$

式中 λ_1, λ_2 为滤光片(可以为上述三种型号中任一种)的起、止波长, 在我们的情况下, OG1、RG2、RG8 三种滤光片的 λ_1 为 0.523, 0.644 和 0.716 μ , 而 λ_2 为 2.8 μ 。

按上述的方法, $> 2.8 \mu$ 的太阳辐射被忽略了, 实际上被加到了 $< \lambda_1$ 的太阳辐射区中, 这就使得计称获得的短于 λ_1 的短波辐射在数值上等于 $0 - \lambda_1$ 和 $\lambda_2 - \infty$ 两个光谱区太阳辐射的和。虽然 $\lambda_2 - \infty$ 这个区间太阳辐射很小(特别是在有水汽吸收的情况下), 但根据这种计称方法还是无形中增大了 $0 - \lambda_1$ 的短波部分的辐射量, 从而可能导致计称的混浊度偏

小。这种计标方法对近于海平面的地表和一般山区也许是适用的，因为这里大气光学密度大而水汽、尘埃以及其它固定气体（如 CO_2 等）的含量也大。如在 2.8μ 以上的光谱区中就有一些很重要的水汽和 CO_2 的吸收带。但在空气稀薄，气压仅为海平面气压一半以下的珠峰地区套用同样的方法就有可能导致相当的误差，同时这里大气中水汽含量小， CO_2 也比地面要小，它们的吸收量不会很大的。

为了更准确的对珠峰地区的大气混浊参数进行计标，必需对测量结果进行 $>2.8\mu$ 的辐射量的修正。这样短于 λ_1 的太阳辐射就等于：

$$\int_0^{\lambda_1} S(\lambda) d\lambda = \int_0^{\infty} S(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda_1}^{\infty} S(\lambda) d\lambda - \Delta S_{>2.8} \quad (6)$$

$\Delta S_{>2.8}$ 就是我们要确定的长波辐射改正值。

可以认为 $>2.8\mu$ 以上的红外辐射进入大气后实际上已经不受分子散射和粗粒散射的影响，大气对这个光谱区是非透明的，但是位于这个光谱区的水汽和 CO_2 吸收带却对这个辐射区的减弱起决定的作用。在珠峰地区（5000 米上空）我们可以忽略 CO_2 对太阳辐射的吸收（在近海平面的地方这是不能忽略的）。 $>2.8\mu$ 的水汽吸收带最主要的就是中心波长在 3.2μ 的 $2.98-3.57\mu$ 的吸收带以及中心波长为 6.3μ 的从 $4.9-8.7\mu$ 的宽吸收带。在实际计标中可以认为从 5.0μ 以上能量很小的太阳辐射基本上被吸收。这样我们所需要的 $>2.8\mu$ 的辐射改正，实际上只要改正到 5.0μ 也就足够了。这一改正值可按下式来确定：

$$\Delta S_{>2.8} = \int_{2.8}^{5.0} S_0(\lambda) d\lambda - \int_{2.8}^{5.0} S_0(\lambda) (1 - e^{-m\tau_0}) d\lambda \quad (8)$$

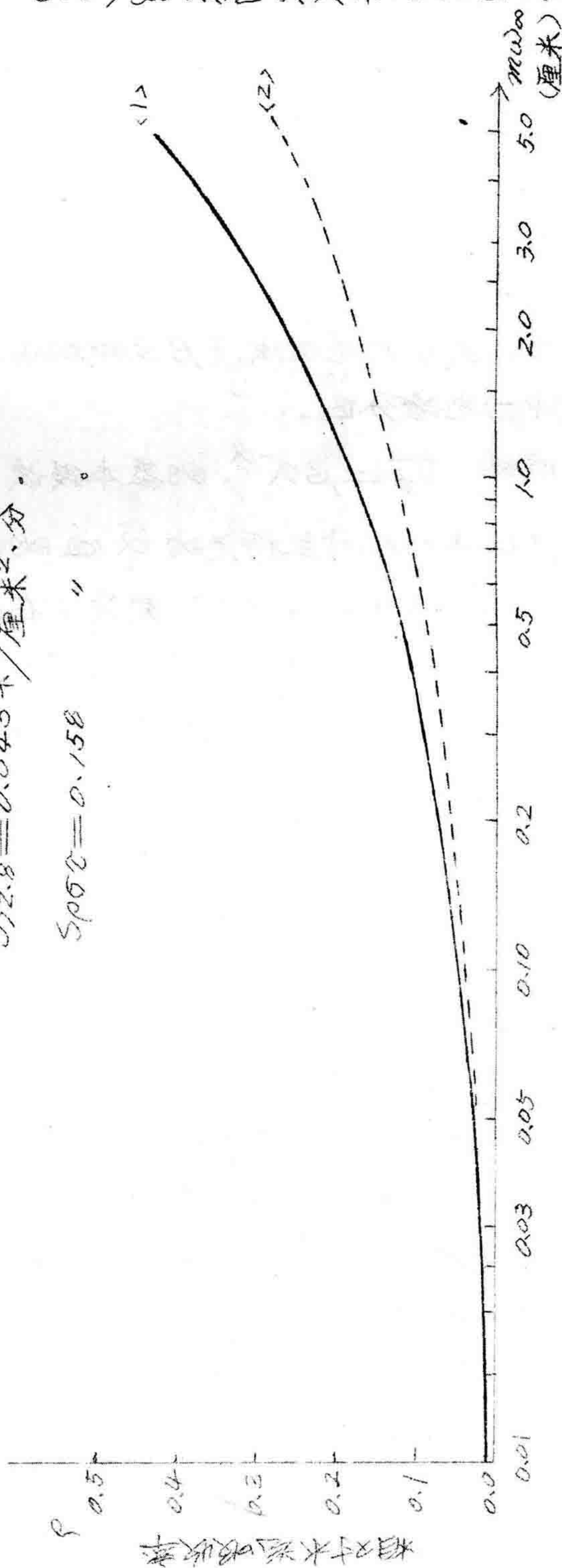
上式中的 σ_w 为 $2.98-3.57 \mu$ 水汽吸收带的水汽吸收系数。

查 1. $2.98-3.57 \mu$ 水汽吸收带 (1), $\rho_{\sigma w}$ 吸收带的
相对水汽吸收率与大气中水汽含量
的关系。

对应的大气外界的太阳辐射

$$S_{2.8} = 0.043 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}.$$

$$S_{p\sigma w} = 0.158 \quad "$$



为计标 $2.98-3.57\mu$ 水汽吸收带对 $>2.8\mu$ 的太阳辐射的吸收, 我们采用了 [18] 中的主要水汽吸收带水汽透过函数表。我们计标的波长为 $2.8-5.0\mu$ 光谱区的辐射吸收率与大气中水汽含量(汽降水)的关系可见于图1。图中的吸收率是对应于大气外界 $2.8-5.0\mu$ 的太阳辐射 (0.043 卡/厘米²分) 而言的。

2. 关于大气混浊度 β 及粗粒物质大小(气溶胶)指数 α 确定中的光谱分区。

根据 $\sigma_D = \beta \lambda^{-\alpha}$ 的基本假设, 当大气粗粒物质的大小按一定规律分布时在特定的 α 值的情况下, β 将不随波长而变化。Ångström [5] 建议, 在一般情况下 $\alpha = 1.3$, 也有人 [18, 19] 认为, 从简化计标出发, 完全可以采用 $\alpha = 1.0$ 。

在用滤光片的辐射观测来确定 β 和 α 时, 我们认为仅用滤光片起始波长之间的辐射差(如 $0-0.525\mu$, $0.525-0.630\mu$, $0.630-0.710\mu$) 来计标是不够的, 在一般情况下甚至得不到需要的结果。这是因为滤光片的辐射观测在实际上是远未达到理论所要求的精度的, 它的精度受到很多条件的限制(如滤光片本身的不均匀性, 滤光片在仪田中的放置状态, 日射接收田以及观测仪表的误差等)。因此在较窄的光谱段内确定 β , 特别是 α 是很难奏效的。为了提高计标的精确度, 我们采用了将各个光谱区分段交叉的方法。利用 OG₁, RG₂ 和 RG₈ 三种滤光片, 以及未加滤光片的总辐射测量我们将太阳辐射分成 7 个光谱区, 即 $0-0.523\mu$, $0-0.644\mu$, $0-0.716\mu$, $0.523-0.716\mu$, $0.644-2.8\mu$, $0.716-2.8\mu$ 和 $0-\infty\mu$ 。光谱段区分的示意图如下:

这里 $\bar{\lambda}$ 称为从波长 λ_1 到 λ_2 光谱区内的有效波长。也就是说,采用 $\bar{\lambda}$ 计称的混浊大气的太阳辐射(

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_{\lambda} (m.mw.m\beta) d\lambda$$

在数值上相等于分光积分计称的结果。在上述7个光谱段中,我们分别计称了各自的有效波长($\bar{\lambda}$)。图3表示了这一计称的结果。

由图3可以看出,有效波长($\bar{\lambda}$)并不是固定不变的,它随粗颗粒物颗粒的大小的变化而变化。当指数 α 愈大(即气溶胶粒子愈小),有效波长就愈是向较短波长的方向偏移。光谱段越宽,这种偏移就越明显。如在 $0-\infty$ 的整个光谱区内 $\alpha=0.5$ 时有效波长为 0.92μ ,而当 $\alpha=3.0$ 时 $\bar{\lambda}=0.67\mu$,这显然是由于较小的气溶胶粒子对短波辐射的减弱要强于对长波

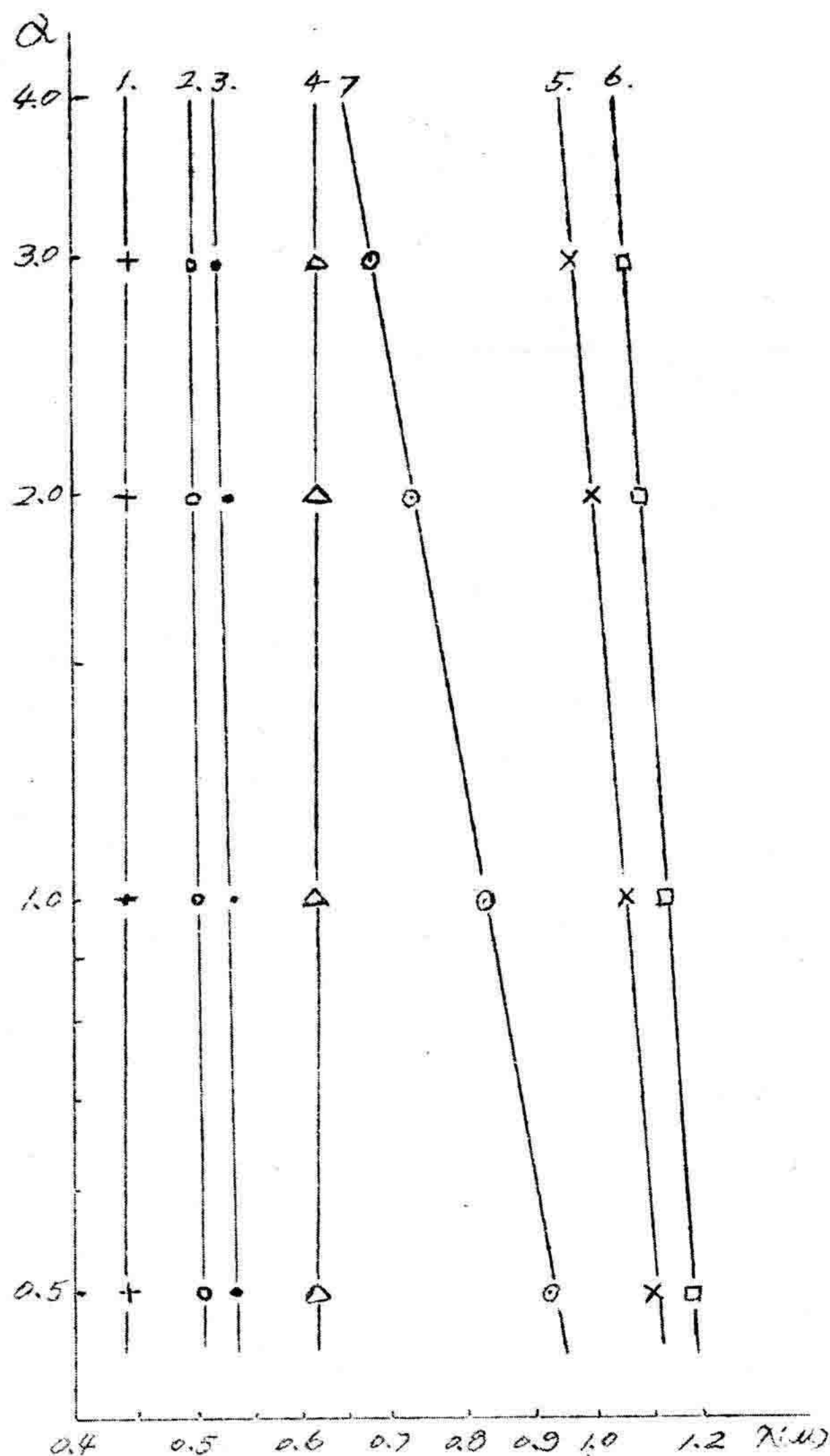


图3 各光谱区的有效波长($\bar{\lambda}$)与大气中粗颗粒物大小指数(α)的关系。

- 1) $0-0.523\mu$, 2) $0-0.644\mu$,
3) $0-0.716\mu$, 4) $0.523-0.716$,
5) $0.644-2.8\mu$, 6) $0.716-2.8\mu$,
7) $0-\infty\mu$.

部分的减弱的缘故。

4. 关于水汽吸收订正值的确立：

在利用 $0.644-2.8\mu$, $0.716-2.8\mu$ 和 $0-\infty\mu$ 的光谱区的辐射进行混浊度计标定时，必需进行水汽吸收的订正。由于光谱范围的不同，对 $0.644-2.8\mu$ ($0.716-2.8\mu$) 和 $0-\infty\mu$ 所进行的水汽吸收订正也是不同的。

(1) $0.644-2.8\mu$ (或 $0.716-2.8\mu$) 光谱范围内水汽吸收辐射的确立。在这一光谱范围内包含了 $\rho\sigma\pi$ (中心波长 $\lambda=0.94\mu$)， ϕ (中心波长 $\lambda=1.1\mu$)， γ (中心波长 $\lambda=1.38\mu$)，和 Ω (中心波长 $\lambda=1.87\mu$) 的主要水汽吸收带以及中心波长为 2.7μ 的 α 带的大部分。为了确定 2.8μ 以前的太阳光谱区的水汽吸收，我们用了 HWB4 型红外滤光片 (相应的苏联型号为 VKC3) 进行测量。HWB4 的起止波长为 1.0μ 和 2.8μ ，我们假设，在 $>1.0\mu$ 的光谱范围内粗粒物质的减弱已经很小 (α 愈大，气溶胶的减弱就愈是可以忽略)。这样，在这一光谱区内理想大气和实际大气 (用 HWB4 滤光片实测的) 太阳辐射之差就是水汽在这一光谱区内的吸收辐射量，即：

$$\Delta S_{W, 1.0-2.8} = S(m, 0, 0)_{1.0-2.8} - S_{HWB4}$$

这里 $\Delta S_{W, 1.0-2.8}$ 为从 1.0μ 到 2.8μ 光谱范围内的水汽对太阳辐射的吸收量； $S(m, 0, 0)_{1.0-2.8}$ 为该光谱区的理想大气的太阳辐射； S_{HWB4} 为用 HWB4 滤光片实测 (经过滤光因子换算) 的太阳辐射。用 HWB4 测量的 $1.0-2.8\mu$ 的水汽吸收率与大气中水汽含量的关系可见于图 4 曲线 1。

$\rho\sigma\pi$ (中心波长为 0.94μ) 吸收带的吸收辐射采用了与二、1 中确定 $2.98-3.57\mu$ 的吸收辐射相同的办法

确定。 $\rho\sigma\tau$ 吸收带吸收辐射与大气中水汽含量(汽降水)的关系见图1曲线(2)。

$0.644-2.8\mu$ (或 $0.716-2.8\mu$) 的水汽吸收的太阳辐射就等于 $1.0-2.8\mu$ 和 $\rho\sigma\tau$ 吸收带的吸收辐射之和。

(2) $0-\infty$ 所有水汽吸收带吸收辐射的确定: 在利用 $0-\infty\mu$ 的太阳直接辐射进行大气混浊度的计算时也必须对理想大气的太阳辐射进行水汽吸收的订正。大气中水汽对太阳辐射的总吸收根据我们计算的水汽吸收曲线查出(图4曲线2)(参看珠峰太阳辐射总结报告之五)。

在确定任何光谱区的水汽吸收辐射时大气的总含水量(汽降水)根据珠峰考察期间珠峰(5000米)和定日(4300米)的无线电探空资料。

混浊度的确定步骤如下:

1. 根据滤光片的实测结果确定选择的光谱区的太阳辐射:

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda)(m, mw, m\beta) d\lambda;$$

2. 根据大气质量(m)和选取的光谱区($\lambda_1-\lambda_2$)利用附件1中的曲线确定理想大气的太阳辐射:

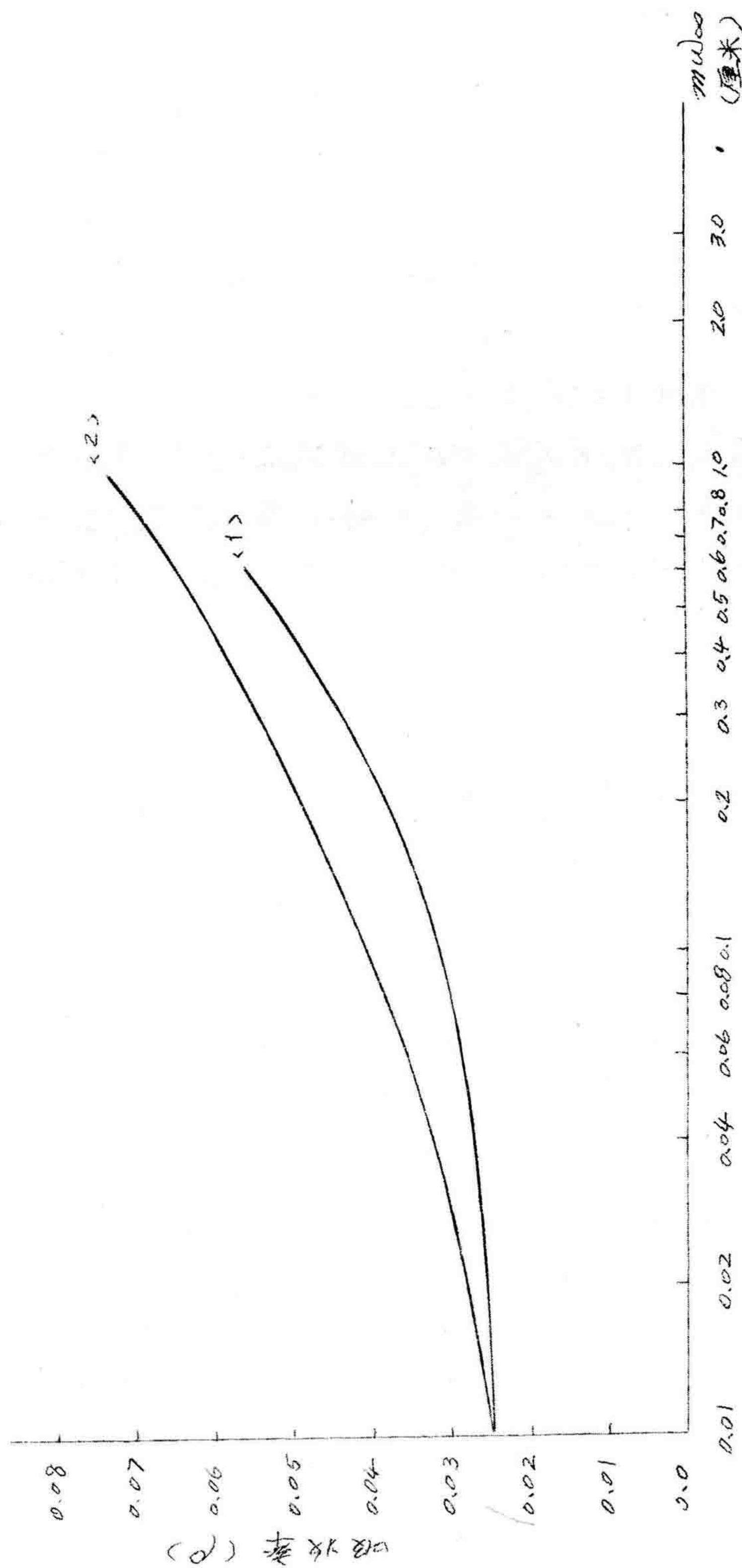
$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda)(m, 0, 0) d\lambda;$$

3. 根据水汽探空资料 mw_∞ (厘米)从图4和图1中确定不同光谱区内的水汽吸收辐射 $\Delta S_{\lambda} w_\infty$ 。

4. 确定含有与实际大气相同数量水位的理想大气的太阳辐射

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda)(m, mw, 0) d\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda)(m, 0, 0) d\lambda - \Delta S_{\lambda} w_\infty;$$

表4 1.0—2.8 μ 水汽吸收率 (用HWS4 滤光片测量) <1>;
 0— $\infty\mu$ 水汽吸收率 <2> 与水流含量 (泥降水) 的关系。



5. 按(10)式的形式计算气溶胶减弱系数 $\sigma_{D\lambda}$ (有效波长为 $\bar{\lambda}$)

$$\sigma_{D\lambda} = \left[\ln \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda)(m, mW, 0) d\lambda - \ln \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda)(m, mW, m\beta) d\lambda \right] / m;$$

6. 最后, 根据 $\sigma_{D\lambda}$ 与 $\beta\lambda^{-\alpha}$ 的关系确定 β 和 α 。

计算 β 、 α 的主要辐射资料可见于附件 2。

三、珠峰地区大气混浊特征

尽管大气混浊状况的研究目前在世界气象和太阳辐射研究中已很普遍, 但在一些条件特殊的高山地区, 这方面的工作开展得还很少。1959—1960 年中国登山队在攀登珠穆朗玛峰的同时曾在珠峰地区不同高度上进行了大量太阳辐射的测量研究, 1960—1963 年美国考察队也曾在珠峰南坡的一些地区进行了一些观测 [20]。根据 Bishop [20] 等人的结论; 珠峰地区大气混浊度 β 相当高 (0.045—0.050), 而水汽吸收的辐射则很低 (约为 0.03—0.05 卡/厘米²·分)。下面就 1966—1968 年我们在珠峰地区进行考察所获得的部分太阳辐射资料对这一地区的大气混浊状况进行分析讨论:

1. 珠峰地区太阳光谱辐射减弱的特征。

综合各种因素对太阳辐射的影响, 我们可以用大气透明度来表征大气的透明状况。表 3 列出了 1968 年 4—5 月几个好晴天的透明度计算结果。

由表 3 可以看出, 大气的透明度随光谱区的不同而有差别, 在 0—0.523 μ 光谱区大气透明度最小, 这一方面是大气分子散射在短波部分较强所致, 最主要的还是这里的臭氧吸收较为强烈。大气最透明的是中间波长区 (如 0.523—0.716 μ) 这里臭氧吸收已不像 0—0.523 μ 区那样强; 在更长的光谱

表3. 珠峰5000米4—5月晴天中午平均大气
光谱透明度 q_{λ}^m 和大气光谱混浊因子 T_{λ}
(相对大气质量 $m=1.05$, 绝对大气质量 $m=0.58$)

	光 谱 区			
	$0-0.523\mu$	$0.523-0.716\mu$	$0.716-2.8\mu$	$0-\infty\mu$
q_{λ}^m	0.721	0.938	0.927	0.871
T_{λ}^m	1.48	1.36	12.63	1.90

区 ($0.716-2.8\mu$) 水汽吸收取代了臭氧吸收而成为主要的减弱因子, 所以透明度又趋于下降, 但在数值仍高于 $0-0.523\mu$ 光谱区的透明度, 这也就是说在对于波长较长的光谱区即使存在着水汽吸收, 大气仍然比对较短波长部分要透明些。

下面我们比较一下珠峰 (5000 米) 拉莎 (3670 米) 以及印度的浦那 (Poona) (555 米) 的太阳辐射情况, 浦那的太阳辐射观测为 1957 年国际地球物理年期间进行的 [21], 为了比较方便, 我们将所有资料订正到日地平均距离, 并以绝对大气质量作为光路单位, 也就是说在相同的绝对大气质量下, 太阳光线通过的 optical 路径是相同的。为了便于比较, 我们在三地均以 RG2 滤光片将太阳辐射区分为三个光谱区, 即 $0-\lambda_{RG2}$, $\lambda_{RG2}-\infty$, $0-\infty$ (λ_{RG2} 为 RG2 的起始波长)。由于滤光片的起始波长不同, 在比较时我们按理想大气的标准将珠峰的辐射订正到与浦那相同的光谱段 ($0-0.630$, $0.630-\infty$, $0-\infty$)。表 5 表示出比较的结果。从表 5 (1) 中可以明显地看出, 在相同的 (绝对) 大气质量下, 珠峰 5000 米的太阳总辐射强度要比浦那大 0.4 卡/厘米²·分左右, 这意味着在珠峰地区大气对太阳辐射要

比浦那透明得多。然而对 $0-0.630\mu$ 的短波部分的太阳辐射而言（珠峰经订正的线）尽管两地高程相差四千多米，但太阳辐射强度却很接近，大气质量愈小，两者的差异也就愈小，（参 5<2>）。由参 5<3> 可以看出两地 $>0.630\mu$ 的较长的波长部分的辐射差异是造成总辐射差异的主要原因。毫无疑问，浦那上空大气的水汽含量比珠峰地区要高得多，也就是说水汽对辐射的吸收要比珠峰地区大得多。如果两地的辐射差异纯粹是由于浦那上空水汽吸收所造成的，那么，浦那上空大气总含水量将比珠峰地区高出 10 厘米以上，这在晴天条件下显然是不可能的。根据与浦那邻近的孟买的探空资料 4—5 月间晴天整层大气的总含水量（凝结水）约为 2.5—3.5 厘米，根据水汽对太阳辐射的吸收 [22]，即使将 CO_2 氧等气体的吸收考虑在内，它们对太阳辐射的吸收只相当于 0.15 卡/厘米²分，就是在有云的天气条件下，这里大气整层含水量也很少超过 4.0 厘米。这就清楚地表明珠峰地区大气对太阳辐射的减弱显著地区别于平原地区，主要的特征就是对较短波长辐射的强烈的减弱和对较长波长的辐射的相当小的减弱，这是由于空气分子散射和粗粒物质的减弱（气溶胶减弱）共同作用的结果。这说明在珠峰地区气溶胶的减弱具有接近于分子散射的基本特征，也就是说，在珠峰地区上空大气气溶胶粒子应比平原地区小， α 指数也显然应有别于其它地区。

2. 关于珠峰地区的混浊度 β 和粗粒参数 α

为了说明粗粒物质大小对太阳光谱减弱的影响，我们将太阳辐射划分为三个主要光谱段（ $0.28-0.62\mu$ ， $0.62-1.0\mu$ ， $1.0\mu-\infty$ ）并计标了不同粗粒指数 α 对各光谱区太阳辐射减弱的影响，这一影响可以明显地从下表看出：