

长春净月潭遥感试验场大气 光学特性研究*

刘锦丽 李放 吕达仁

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 中国科学院长春净月潭遥感试验场是对国内外开放的进行遥感实验研究的场地。为了高质量地进行对地定量遥感,必须了解该场上空大气气溶胶的光学特性,以便进行有效的大气订正。另一方面大气气溶胶本身也是遥感的对象。为提供这一背景性信息,本工作利用试验场所装备的太阳直接辐照光谱仪在1990年(无火山活动期)与1991年(强火山爆发期)两年进行的观测,经分析整理和反演推导,获得该站上空气溶胶引起的光学厚度(消光)谱和由此反演得到的气溶胶粒子谱分布。由于两年分别代表火山平静和活动期的情况,所得结果将为该地区遥感大气订正提供依据,同时可供其它北半球中纬地区参考。

关键词 气溶胶,大气消光,大气订正

1 引言

中国科学院长春净月潭遥感试验场是对国内外开放的进行遥感野外试验的场地。由于其地理、气候和生态等多方面的代表性以及良好的设备条件,已经开展了遥感原理、技术和应用等多方面的工作,并将继续作出贡献。作为试验场的基本环境状况,其上空的大气光学特性是一个重要的方面。显然只有较好地了解这方面的特性,才能高水平地进行定量遥感所必须的大气订正。撇开复杂的云天情况不谈,作为晴空条件下的大气光学特性由大气分子散射、大气气体吸收和大气气溶胶散射三部分构成。大气分子散射及随波长变化的规律已比较清楚,对任一地区其变化幅度一般都不大(比例于气柱总分子数,约 $\pm 3\%$),对光波段而言,吸收气体的消光贡献比例于其含量,这里主要是水汽、臭氧和很窄范围内的氧气吸收。对地面遥感而言,一般都有意识地避免选择气体吸收带,臭氧吸收谱在可见光段很宽,但很弱,一般不构成主要影响因素。真正影响和变化最大的因子是大气气溶胶。由于气溶胶浓度、粒度谱分布和折射指数的变化引起其消光谱、散射方向性的多变性,因而刻画大气光学特性,实际上主要是了解大气气溶胶光学特性,从而为大气订正提供重要的信息。从另一角度看,大气气溶胶本身也是光学遥感的重要对象,因为它对调制和改变太阳短波辐射及地表长波辐射有重要作用,对它的了解对地气系统辐射收支和气候变化的研究均有重要价值。作为净月潭试验场的基本观测项目之一,每年5—10月

* 本工作所根据的资料是由长春净月潭遥感试验场黄润副研究员、曲德莹、刘伟平等同志观测获得的,工作中与禹秉熙研究员进行了有益的讨论,特此致谢。

收稿日期: 1993年4月22日;收到修改稿日期: 1993年12月24日

进行昼光光谱测量, 显然测量资料包含着大气气溶胶信息。本工作就是利用这一基础测量资料, 经过处理分析获得大气气溶胶消光谱分布和通过反演获得的气溶胶粒子粒度谱分布的平均特性、季节变化和日变化的基本特征以及与地面能见度的关系。所得结果将为大气订正和气溶胶气候效应提供依据。通过对资料的处理分析给出气溶胶消光谱及粒子谱分布特征。第二节讨论观测和分析反演方法, 第三节讨论基本结果, 即消光谱和气溶胶粒度谱分布的基本特征, 包括无火山活动年(1990)和火山活动年(1991年6月以后)的不同情况。最后是关于分析与应用的一些小结。

2 观测和分析反演方法

2.1 观测与资料

我们采用的是太阳直接辐照谱资料, 观测地点净月潭位于东经 $125^{\circ}27'$, 北纬 $43^{\circ}44'$ 。海拔 230m, 周围是大面积松林和水面。无局地气溶胶排放源。所用仪器为中国科学院长春光学精密机械研究所研制的昼光测量装置, 该装置有太阳直接辐照和天空散射两部分。我们利用可见光段太阳辐照资料¹⁾, 其有效波长范围为 370—820nm, 每次采样时间为 30s, 在晴天情况下进行测量。同时记录大气水平能见度等级, 其分等大致为 I, II, III, IV 级, 分别对应于 10, 20, 30, 40km 的能见度, 以 IV 级为最洁净大气状态。所得资料是经过定标的绝对辐照度值。我们采用了 1990 和 1991 两年的观测资料。由于 1990 年是 1982 年以来火山活动影响最弱的一年, 代表了火山活动平静期的基本情况。与此相反, 1991 年 6 月菲律宾皮纳图博火山爆发, 是本世纪以来最强的火山爆发, 从而造成全球平流层气溶胶的爆发性增长, 因而 1991 年夏秋的观测代表着火山活动期的入气气溶胶状况。观测事实也表明这两年有着不可忽略的明显差别。由于平流层火山气溶胶含量的衰减期为 2—5 年, 因此我们在遥感大气订正时必须考虑这一情况, 而不宜采用统一的“模式”。

2.2 资料的处理

由所得太阳直接辐照度 $E(\lambda)$ 得到大气气溶胶垂直气柱光学厚度谱 $\tau_a(\lambda)$ 要经过以下三个步骤。

2.2.1 利用消光公式:

$$E(\lambda) = \{E_0(\lambda) \exp[-m_r \tau(\lambda)]\} / r_d^2 \quad (1)$$

式中, $E_0(\lambda)$ 为地外太阳辐照谱, $\tau(\lambda)$ 为垂直气柱(大气质量为 1) 大气总光学厚度, m_r 为大气质量, r_d 为日地距离与日地平均距离之比值, 它与观测日有关。 m_r 则与观测点所处经纬度和观测时刻有关。当 $E_0(\lambda)$, m_r , r_d 已知时, 则由(1)式可得出 $\tau(\lambda)$ 值。

2.2.2 m_r 的计算

根据定义, m_r 即为观测时刻斜程大气柱气体质量与垂直柱气体质量之比。可由 Kasten^[1] 及 Spencer^[2] 的经验计算公式得出。

2.2.3 大气气溶胶光学厚度 $\tau_a(\lambda)$ 的获取

从 $\tau(\lambda)$ 中扣除分子散射贡献 $\tau_R(\lambda)$ 和气体吸收贡献 $\tau_m(\lambda)$, 余下的就是气溶胶

1) 长春净月潭地区太阳直射辐射度测定和研究(可见部分)。中国科学院净月潭遥感试验场技术报告, 1991。

光学厚度 $\tau_a(\lambda)$ 。分子散射引起的消光贡献由中纬度标准大气和单个分子的消光截面公式组成,利用 Leclener^[2] 给出的结果。在可见光段 H_2O 和 O_2 有窄吸收带, O_3 有弱的宽吸收带 (Chajius 带)。我们的扣除方法是对 O_3 假定含量为 0.34cm STP, 按照 Vigroux^[2] 给出的吸收系数予以扣除。对于 H_2O 和 O_2 的窄带吸收, 吸收峰很明显, 如 O_2 在 760nm, H_2O 在 700—740nm 及 790—840nm 有明显吸收峰。我们可对 $\tau(\lambda)$ 中对应 O_2 和 H_2O 的明显吸收峰扣除, 使其在吸收谱波长段两端平缓过渡。经过上述方法处理, 我们就可以获得大气气溶胶光学厚度谱 $\tau_a(\lambda)$ 。具体计算及处理方法可参考净月潭试验场的有关技术报告¹⁾。

2.3 气溶胶粒度谱的反演方法

假定大气气溶胶微粒可足够准确地用已知折射率的球形粒子来描述, 则某波长 λ_i 的光学厚度与粒度谱分布之间满足如下遥感方程:

$$\tau_{ai} = \int_0^{\infty} \pi r^2 K_e(r, \lambda_i, m) n_e(r) dr \quad (i = 1, 2, \dots, N) \quad (2)$$

式中, r 为气溶胶粒子半径, $K_e(r, \lambda_i, m)$ 为 Mie 消光因子, m 为气溶胶粒子折射率 N 为通道数, $n_e(r)$ 为大气柱气溶胶粒子分布函数。气溶胶折射率其实部范围为 1.33—1.64, 虚部在 0.005—0.02 之间。我们在反演中取 $m = 1.55 - 0.01i$ 。

大气气溶胶遥感方程可归结为线性第一类 Fredholm 积分方程, 求解这类方程就能从太阳直接辐射谱信息物理特征量的测量中反演出大气柱气溶胶粒度谱分布。

King^[2] 提出将粒度谱 $n(r)$ 分为慢变函数 $f(r)$ 和快变函数 $h(r)$ 两部分, 即 $n(r) = f(r)h(r)$, 结合 Phillips-Twomey 约束线性反演方程^[3]:

$$f = (A^T A + \gamma H)^{-1} A^T \tau_a \quad (3)$$

这里 A, A^T 为系数矩阵及其转置, γ 为 Lagrange 光滑因子, H 为光滑矩阵。关于初始快变函数 $h^0(r)$ 和光滑因子 γ 的选取以及叠代求解的详细方法见净月潭试验场有关技术报告¹⁾。

3 结果与分析

利用上节所述方法, 我们分别处理了 1990 和 1991 年的观测资料, 获得了火山平静期 (正常情况) 和活动期气溶胶消光和粒子谱的统计特征。下面分别讨论其年平均、月平均 (季节变化) 和日变化的特征。

3.1 年平均特征

3.1.1 气溶胶消光谱

图 1 是 1990 和 1991 两年各自的平均 $\tau(\lambda)$ 分布曲线。我们将结果按能见度等级分类进行平均, 其理由是无论从气溶胶总浓度变化的构成因素或者从大气订正的实际应用有效性角度考虑, 地面能见度都是一个相对容易获得的控制参数。当然最理想的方法是

1) 长春净月潭遥感试验场大气光学特性研究。中国科学院净月潭遥感试验场技术报告, 1993。

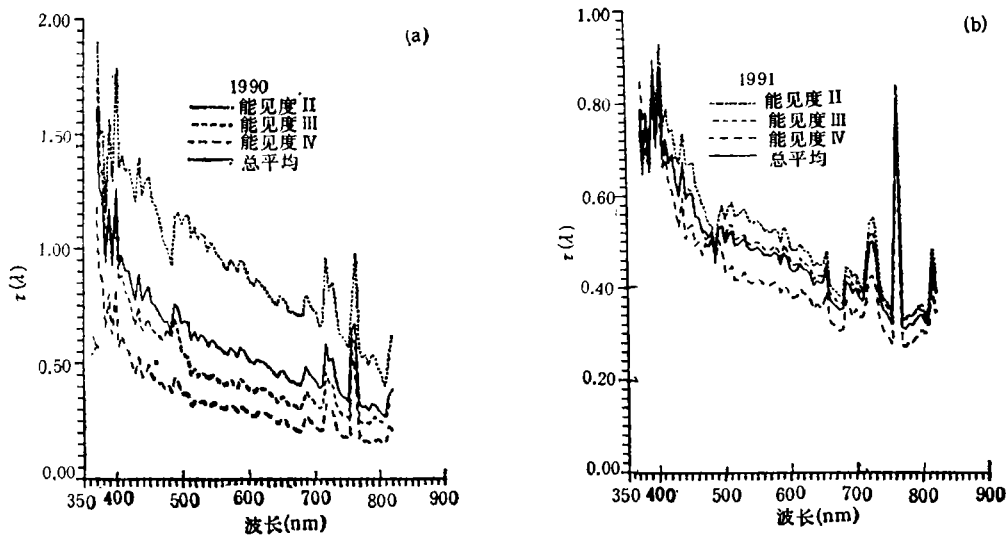


图 1 1990 及 1991 年净月潭上空的 $\tau(\lambda)$ 分布
图中 II, III, IV, T 分别代表能见度档次及总平均。

Fig. 1 The spectral atmospheric extinction $\tau(\lambda)$ in 1990 and 1991 II, III, IV, T represent different visibility level and total average respectively

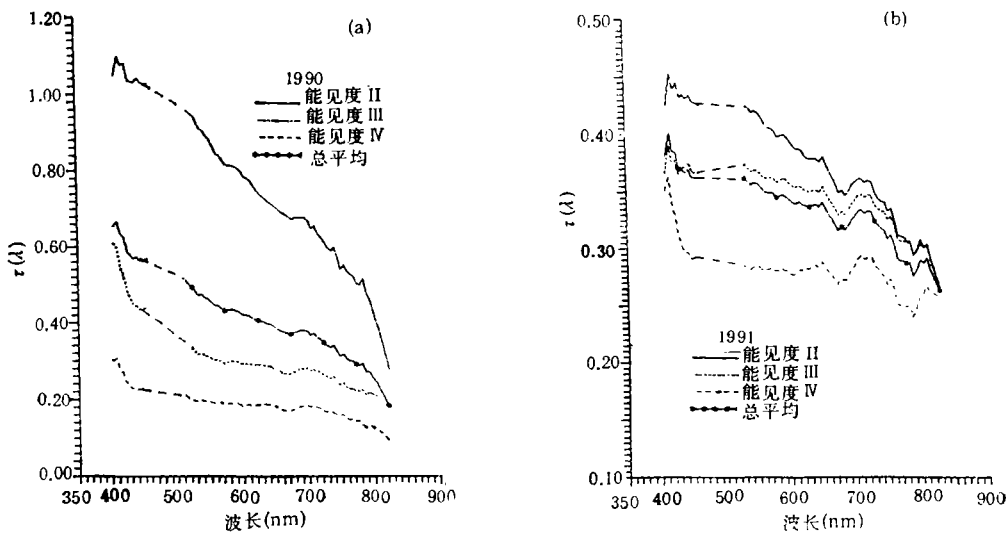


图 2 1990 与 1991 年净月潭上空的 $\tau_a(\lambda)$ 分布

Fig. 2 The aerosol spectral atmospheric extinction $\tau_a(\lambda)$ in 1990 and 1991

自动解决包括气溶胶在内的综合遥感大气气溶胶的订正问题。图 2 是经处理后的 $\tau_a(\lambda)$ 曲线。从图 1 和 2 可以看出: (1)地面能见度的不同基本控制了 $\tau_a(\lambda)$ 的数值, 能见度越差, $\tau_a(\lambda)$ 值越大, 就统计平均而言这是十分合理的。(2) $\tau_a(\lambda)$ 的各组曲线总体而言随波长的增大而减小, 即消光是正常的。但不同的能见度衰减的“斜率”并不相同, 在低能见

度下衰减更快。(3) 对比 1990 和 1991 年两组 $\tau_a(\lambda)$, 可以明显看出 1991 的 $\tau(\lambda)$ 较 1990 年值偏高达 0.05—0.1; 另外 1991 年的 $\tau_a(\lambda)$ 随波长的衰减较 1990 年的要平缓, 反映出火山云的贡献及其粒子粒度谱不同于平静期(对流层气溶胶占绝对优势的情况)的特点。为应用与对比的方便, 我们也采用通用的 $\tau_a(\lambda)$ 的经验拟合公式:

$$\tau_a(\lambda) = \alpha\lambda^{-\beta} \quad (4)$$

来拟合上列各组曲线, 所得结果见表 1。

表 1 不同能见度下 $\tau_a(\lambda)$ 年平均的拟合参数值

Table 1 The values of fitted parameters of the year's average of $\tau_a(\lambda)$ in different visibility levels

	1990		1991	
	α	β	α	β
能见度(II)	0.179 92E + 04	0.121 79E + 01	0.120 26E + 02	0.541 24E + 00
能见度(III)	0.751 84E + 03	0.122 05E + 01	0.226 31E + 01	0.292 66E + 00
能见度(IV)	0.452 79E + 02	0.858 16E + 00	0.168 45E + 01	0.278 55E + 00
总平均	0.725 22E + 03	0.116 79E + 01	0.387 55E + 01	0.382 07E + 00

表 1 代表不同能见度情况下 $\tau_a(\lambda)$ 的拟合参数值, 这里给出的总平均值代表该地区上空夏秋季节的平均情况。表 1 对于工程性估计遥感大气订正和气溶胶长期气候效应而言, 也有参考价值。

3.1.2 气溶胶粒子谱

反演的气溶胶谱一般都表现出双模态特征, 即在小粒子段具有单调变化的 Junge 谱特征, 而在大粒子段叠加上对数正态模特征, 故一般可用双模态拟合

$$n(r) = dN(r)/dr = A * \{r^{-B} + C/r * \exp[-D(\log r/E)^2]\} \quad (5)$$

式中, A 表征粒子总浓度, B 为 Junge 分布参数, E 代表对数正态模中值半径, C, D 亦为对数正态模中的比例因子。从下面的讨论可以看出, 在许多情况下, A 值有很大的变化范围, 而 E 大致在 0.3—0.5 μm 之间。

图 3 分别给出了 1990 和 1991 年不同能见度档下的平均气溶胶谱分布。由于观测限于 6—10 月的晴天, 因此该年平均实际上是夏秋季节的平均分布。应该指出, 1990 年低能见度(II 级)仅 1 次观测, 缺乏代表性。由图可以看出, 作为正常年份的 1990 年, 平均谱分布的绝大部分可由 Junge 分布表达, 且其幂指数 B 值较大(≥ 4.0), 对数正态分布所占的比例很小。反映出气溶胶谱中小粒子成分占有极大比例。与之相反, 作为火山强爆发期间的 1991 年, 夏秋所得的气溶胶谱双模态结构十分明显, 就是在 Junge 分布模态部分中, B 值也偏小, 反映大粒子成分的比例较正常状态要高, 而中值处于 0.3—0.4 μm 的对数正态模比例更为明显。两种平均谱的差异, 可以认为主要是由于火山爆发引起的在全球平流层输送并较长期停留的火山气溶胶粒子的存在。表 2 列出了各自的双模态拟合参数值。拟合方法采用 Gauss-Newton 法和 Marquardt 法进行。

3.2 月变化特征

3.2.1 气溶胶消光谱

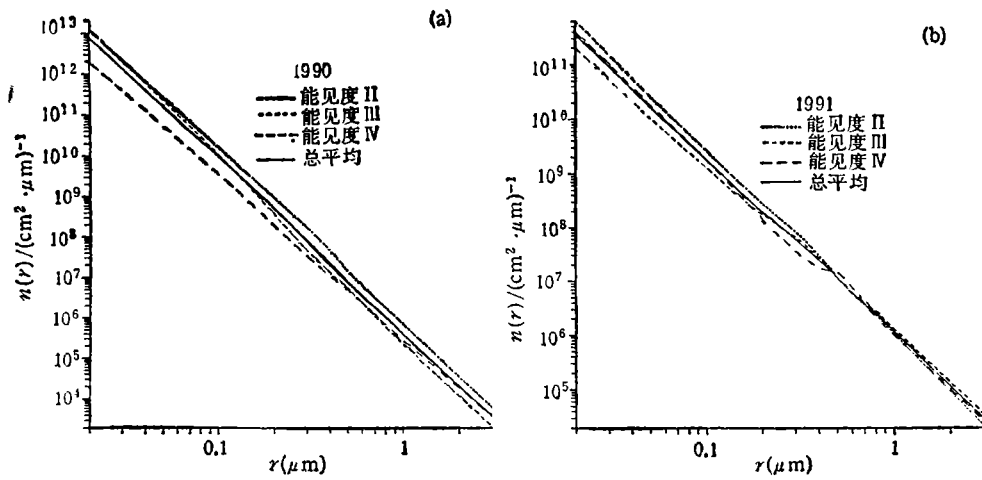


图 3 净月潭上空不同能见度下大气气溶胶平均谱分布

Fig. 3 The average size distribution of aerosol in different visibility level

表 2A 正常状态下(1990 年)平均气溶胶谱的拟合参数值

Table 2A The values of fitted parameters of average size distribution of aerosol in 1990(normal condition)

能见度(级)	A	B	C	D	E	拟合偏差(%)
II	675 687.31	4.319	17.266	85.906	0.300	0.544E - 03
III	196 795.64	4.638	0.287	5.043	0.498	0.257E - 03
IV	275 621.97	4.046	0.076	2.562	0.347	0.550E - 04

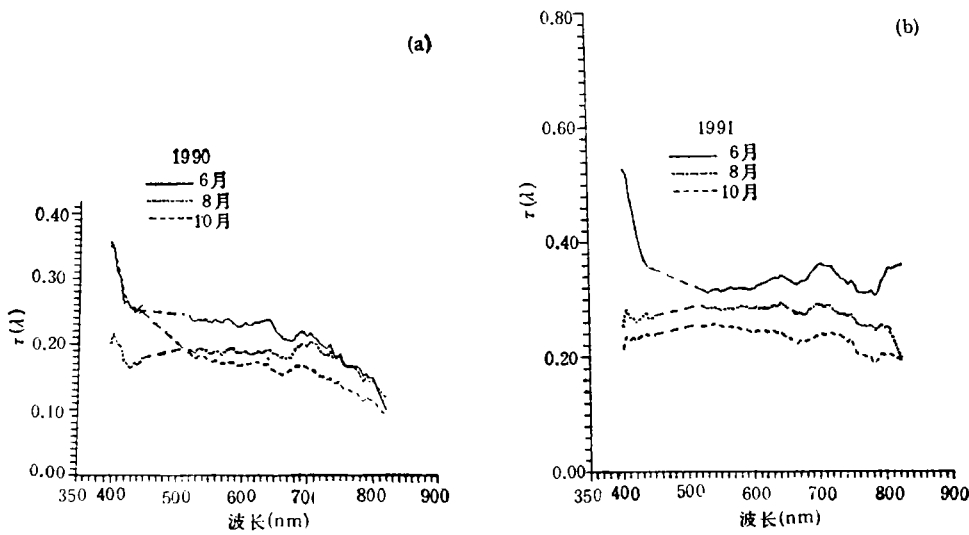
表 2B 火山活动期(1991 年)平均气溶胶谱拟合参数值

Table 2B The values of fitted parameters of average size distribution of aerosol in 1991 (volcanic active period)

能见度(级)	A	B	C	D	E	拟合偏差(%)
II	1 019 277.25	3.400	5.385	48.242	0.281	0.104E - 02
III	1 191 312.13	3.059	4.176	42.350	0.297	0.168E - 02
IV	903 642.63	3.205	2.663	87.691	0.522	0.229E - 04

对净月潭地区而言,夏秋是植物生长季节,能见度相对好些,也是遥感的有利时机。图 1 是两年 6—10 月 $\tau_a(\lambda)$ 的月平均分布,我们选择最好能见度(IV 级),并特别选用地方标准时 11—13 时之间的观测数据作统计平均,这是由于 11—13 时太阳高度角较高,大气相对稳定,也是遥感的理想时段。由图可看出,从趋势上看, $\tau_a(\lambda)$ 是逐月减小的,即秋季比夏季小些,但总的变化不是很大。

应该指出的是,与年平均情况一样,1990 年与 1991 年逐月相比有明显的差异。

图4 净月潭上空 $\tau_a(\lambda)$ 的月变化Fig. 4 The monthly varies of $\tau_a(\lambda)$ over Jingyuetan

3.2.2 气溶胶粒子谱

1990年和1991年6—10月的月平均气溶胶反演粒子谱分布见图5。谱分布拟合参数见表3。从图5总体上可以看出,6月份谱分布函数一般较大,粒子总数浓度大,且小粒子居多。两年中7月份满足上述要求天气条件的资料极少,该月能见度好的天气较稀少。如果说该资料仍有一定程度代表性,则相应粒度分布谱的对数正态部分峰值最为突出。7,8两月分布相近,均表现为总数浓度较低,尤其在小粒子部分。9,10月份气溶胶谱分布两年资料相比变化范围较大,规律不明显。如果将1990年和1991年的月平均资料作对

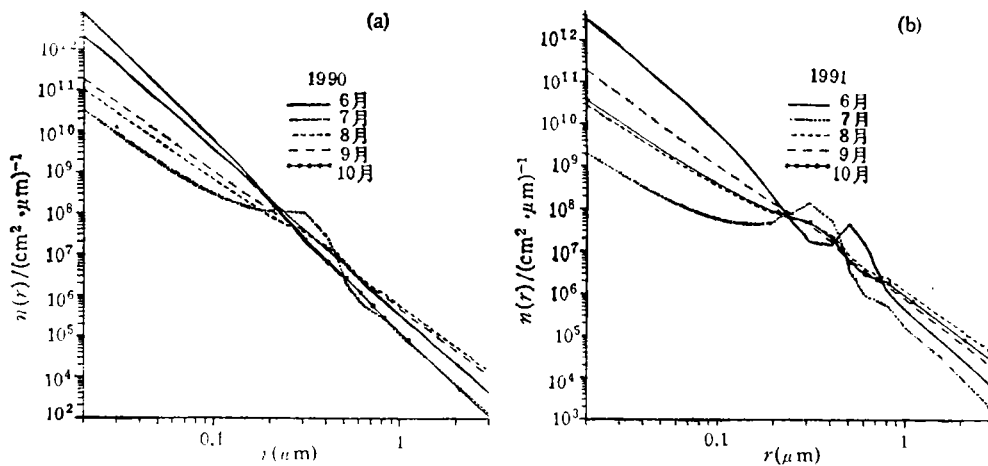


图5 1990,1991年6—10月逐月气溶胶平均谱分布(能见度IV级,中午11—13h)

Fig. 5 The monthly varies of average size distribution of aerosol
(visibility = IV, 11:00—13:00)

比,可发现 1991 年 7—10 月份的气溶胶谱分布函数大粒子部分有提高。若考虑到 1991 年 6 月 15 日菲律宾火山爆发注入平流层的火山灰的影响,这种增大是完全合理的。

表 3A 正常状态下(1990年)月平均气溶胶谱的拟合参数值

Table 3A The values of fitted parameters of monthly average size distribution of aerosol in 1990 (normal condition)

月 份	A	B	C	D	E	拟合偏差(%)
6	354 941.34	3.990	0.456	153.650	0.462	0.167E - 03
7	91 442.47	3.407	385.904	25.678	0.221	0.604E - 02
8	528 203.06	3.121	7.277	29.514	0.311	0.140E - 02
9	486 433.72	3.321	8.196	37.837	0.288	0.561E - 03
10	116 064.95	4.628	0.085	9.049	1.000	0.357E - 03

表 3B 火山活动期(1991年)月平均气溶胶谱拟合参数值

Table 3B The values of fitted parameters of monthly average size distribution of aerosol in 1991 (volcanic active period)

月 份	A	B	C	D	E	拟合偏差(%)
6	365 918.22	3.900	28.132	48.898	0.450	0.126E - 02
7	117 175.25	2.812	259.579	44.946	0.300	0.225E - 01
8	972 134.06	2.618	7.878	29.283	0.293	0.416E - 02
9	696 096.06	3.209	5.356	56.137	0.300	0.159E - 02
10	761 391.31	2.792	11.494	48.027	0.300	0.444E - 02

3.3 日变化特征

3.3.1 气溶胶消光谱

大气气溶胶消光的日变化在无局地人为源情况下,主要取决于天气的变化,因此在天气系统的转折过程中,会出现各不相同的情况,但对于晴朗而稳定的天气,我们发现其日变化则有明显相似的规律,这与吕达仁等^[4]于 70 年代在北京用激光雷达探测与分析所得的规律十分一致,即从上午开始到中午逐渐增大,到 13—14 时达到极大,随后逐渐减小。但其变化幅度并不大。地面能见度变化情况则相反,中午能见度反而稍变好。其原因是中午地面热力情况有利于地表气溶胶的垂直向上输送,因而近地面气溶胶堆积减少(能见度改善),而垂直气柱气溶胶反而增

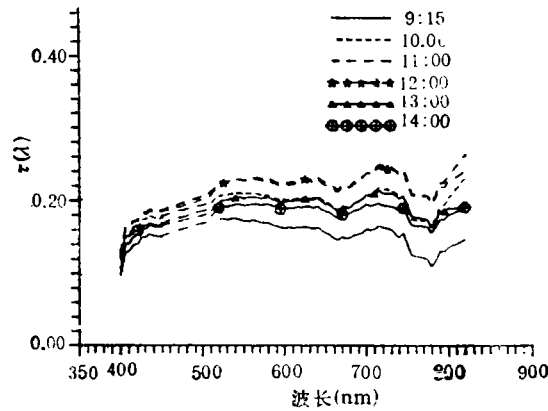


图 6 1991 年 10 月 7 日净月潭上空 $\tau_a(\lambda)$ 谱分布
Fig. 6 The aerosol spectral extinction $\tau_a(\lambda)$ over Jingyuetan at 7 Oct. 1991

加 $[\tau_a(\lambda)$ 增大]。图 6 是一个典型变化的例子,该日(1991 年 10 月 7 日)能见度为 IV 级,日变化极为明显。总观测获得 13 组数据,为避免重叠,图中只给出其中 6 组。

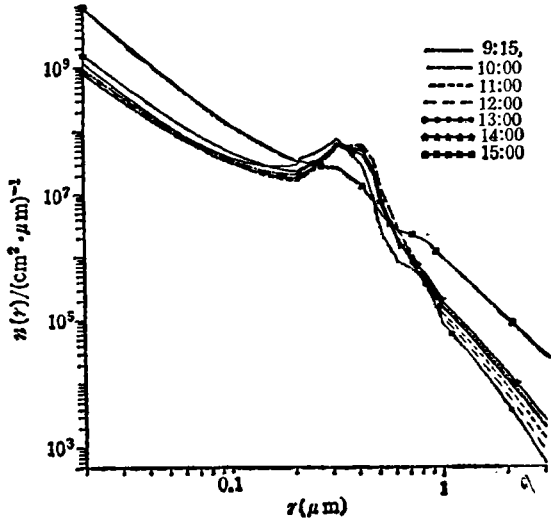


图 7 1991 年 10 月 7 日(晴,能见度 IV 级)的气溶胶谱分布
Fig. 7 The size distribution of aerosol at 7 Oct. 1991 (visibility = IV)

晨和下午大粒子较多,中午大粒子数减少。这可能是由于中午日照强烈、吸湿性(或易挥发物凝结)微粒水分蒸发,粒子变小所致。详细情况有待进一步研究;(3)参数 C 表明了以对数正态分布产生粒子机制在大气中占的比例。从表 4 可知,中午这种机制较强,早晨和下午弱一些;(4)参数 D 在对数正态分布中表征了几何标准偏差的大小。可以看出,中午前后标准偏差变化不太大 [$D = 1/(2\log^2 s)$, s 为标准偏差];(5)数值 E 在对数正态分布中

3.3.2 气溶胶谱分布

反演结果的总结分析表明,与大气消光谱的典型日变化相对应,气溶胶谱分布也存在着典型的日变化。图 7 为 1991 年 10 月 7 日的气溶胶谱日变化曲线,表 4 为相应的拟合参数。

仔细分析表 4 中气溶胶谱分布的一天的各参数变化,可以看出以下规律:(1)代表浓度的系数 A 从早晨到中午逐渐减小,午后又逐次增大;(2) B 值愈小,表明气溶胶体系中大粒子比例较多。表 4 中除两端数据外,参数 B 变化规律正好与 A 相反。可见早

表 4 1991 年 10 月 7 日气溶胶谱拟合参数值

Table 4 The values of fitted parameters of size distribution of aerosol at 7 Oct. 1991

序号	时间	A	B	C	D	E	拟合偏差(%)
1	9:00	87 016.66	2.646	141.830	38.116	0.300	0.186E - 01
2	9:30	89 470.45	2.630	136.036	28.940	0.300	0.113E - 01
3	10:00	75 393.44	2.552	179.171	21.737	0.300	0.101E - 01
4	10:30	64 231.5	2.589	232.593	21.497	0.300	0.290E - 02
5	11:00	50 733.0	2.614	294.627	21.086	0.300	0.166E - 02
6	11:30	39 421.84	2.691	384.098	21.523	0.300	0.119E - 01
7	12:00	38 916.27	2.748	391.632	21.668	0.300	0.121E - 01
8	12:30	11 056.44	3.105	1 262.251	22.432	0.300	0.204E - 01
9	13:00	23 683.54	2.809	467.685	21.786	0.300	0.141E - 01
10	13:30	47 822.05	2.661	279.738	22.365	0.300	0.117E - 01
11	14:00	93 427.50	2.609	135.636	22.406	0.300	0.974E - 02
12	14:30	242 029.47	2.245	39.738	15.940	0.300	0.672E - 02
13	15:00	527 227.63	2.413	5.387	9.381	0.300	0.271E = 02

相当于粒子的几何平均半径。结合图 3 可知,气溶胶第二模态谱段,即对数正态分布谱段的几何平均半径 r 约为 $0.3\mu\text{m}$ 。

从上述气溶胶粒度谱分布可以看出,一个明显的共有特性是,在半径 r 约 $0.3\mu\text{m}$ 处,谱分布有一峰值。这种现象由大气中主要组分气溶胶生成机制所决定。根据有关机制研究及探空资料^[5],大气中半径小于 $0.1\mu\text{m}$ 的粒子主要是由气相成核及成核后再凝这两过程产生的。大于 $3.0\mu\text{m}$ 的粒子主要是近地面机械活动和风力扬尘产生。而介于这两者之间,如图 3 中 $r = 0.3\mu\text{m}$ 左右的气溶胶可认为是凝结累积增长机制起主要作用。有资料表明,在污染大气中,经常存在一些特殊物理化学特性的有机气体。这些气体自身成核的可能性较小,而倾向于在半径为 $0.1\text{—}0.25\mu\text{m}$ 的粒子上凝结累积(凝结临界半径 $r > 0.1\mu\text{m}$),往往形成体积峰值半径在 $0.25\mu\text{m}$ 左右的气溶胶粒子。这些实地观测资料一定程度上旁证了上述反演结果。说明这种反演方法可以给出气溶胶谱分布较细微的结构。

4 结 论

本文给出了长春净月潭遥感试验场上空大气气溶胶消光的平均特征,由于净月潭试验场的地理气候具有代表性,根据吕达仁等^[6]的分析,该地的结果应该能够代表东北大部分地区以及具有类似地表植被的中纬度森林生态区域,所用 1990 和 1991 年观测资料又正好处于火山平静期(1990)和火山活动期(1991)的不同平均特性,因而其结果可作为这一类地区的火山活动前后代表性结果加以参考。具体结论如下:

(1) 表 1 所列的经验拟合参数可用于能见度已知情况下的遥感大气订正,其总平均可用于遥感工程设计中大气订正效应估算,也适用于气溶胶气候效应的输入参数。

(2) 火山平静期和强火山活动期的 $\tau_a(\lambda)$ 具有明显不同的数值和随波长变化的特点。由于强火山活动引起的平流层气溶胶光学厚度已达到 0.1 量级,且波长特性亦不完全相同,它的衰减时间为 1.5—5 年,因此,在此期间对大气气溶胶及其大气订正效应估计时,不能采用火山平静期的值。本文给出的每组不同结果在这方面有一定参考价值。

(3) 该地区气溶胶谱分布特性可以较好地用双模联合谱分布,即 Junge 分布(第一模态)加对数正态分布(第二模态)函数来描述。对数正态模式段的几何平均半径通常在 $0.3\text{—}0.5\mu\text{m}$ 之间;气溶胶谱分布日变化多数情况下表现为,中午前后第二模态分布比例增大,早晨和下午比例较小;月变化表现为,6 月份谱分布函数一般较大,粒子数浓度较高,且富含小粒子;7,8 月份小粒子比例明显减小,致使总粒子数浓度较低;9,10 月份谱分布两年间变化范围较大,规律不甚明显。

参 考 文 献

- [1] Muhammad Iqbal. An Introduction to Solar Radiation. Academic Press Canada. 1983.
- [2] King M. D., D. M. Byrne, B. M. Herman and J. A. Reagan. Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements. J. Atmos. Sci. 1978, 35, 2153—2167.
- [3] Twomey, S. Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements. Elsevier Scientific Publishing Company. 1977.

1) 中国科学院遥感应用研究所主编. 遥感应用基础研究专题论文集(1986—1990).

- [4] 吕达仁,魏重. 低层大气消光系数分布的激光探测. 大气科学, 1977,1(3): 199—203.
- [5] 王明星,任丽新,吕位秀,曾伟,游荣高. 大气气溶胶的粒度谱分布函数及其随高度的变化. 大气科学, 1984, 8(4): 435—442.

Investigating of Atmospheric Optical Characteristics over Changchun Jingyuetan Remote Sensing Test Site

Liu Jinli Li Fang Lu Daren

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract Changchun Jingyuetan Remote Sensing Test Site of Chinese Academy of Sciences is an opening experiment research site of remote sensing. For doing high quality space-borne quantitative remote sensing, we have to do atmospheric correction. For doing this, the understanding of atmospheric optical characteristic over the site is necessary. In this paper, the spectral extinction and the size distribution of aerosol are derived and retrieved from the data of solar direct spectral radiance observation in 1990 (volcanic quiet period) and 1991 (volcanic active period). Owing to these two years related to the different volcanic activities (quiet and active), the results would provide a fundamental basis of atmospheric correction of remote sensing over that area, also they would be representative of the mid-latitude region of Northern hemisphere.

Key words Aerosols, Atmospheric extinction, Atmospheric correction