

武汉上空平流层气溶胶的激光雷达 探测结果的初步分析^{*}

余长明 易 帆

(武汉大学电子信息学院 武汉 430079)

摘 要

采用武汉大学双波长激光雷达工作于 589 nm 波长的观测数据, 对 2001 年 3 月到 2002 年 1 月期间武汉上空平流层气溶胶的消光系数和积分体后向散射系数等光学特性进行初步分析. 结果表明, 武汉上空平流层气溶胶在 16—20 km 间存在一气溶胶层, 其厚度及散射峰值随季节有一定变化, 并且气溶胶积分体后向散射系数在 2.2×10^{-5} — $7.0 \times 10^{-4} \text{ sr}^{-1}$ 之间变化, 呈现了夏季大冬季小的分布倾向.

关键词 激光雷达; 气溶胶; 平流层

1 引言

平流层气溶胶源有人工源和自然源. 人工源主要是人类活动释放到对流层的污染物通过平流层—对流层交换由对流层顶向上输送的含硫气体, 经过化学反应和核化凝结形成. 自然源是强烈的火山喷发, 火山灰粒子直接涌入平流层. 平流层气溶胶通过对太阳短波和地球长波辐射的吸收和散射作用, 可改变平流层的热力作用和到达地面的太阳辐射能量, 从而改变局部和全球的天气和气候. 因此, 研究平流层气溶胶的组成、尺度分布和消光系数垂直廓线等物理、光学特性, 对于认识其在大气中所扮演的角色具有重要意义. 由于平流层气溶胶粒子随时间和空间变化很大, 在对平流层气溶胶进行长期探测的众多方法中, 激光雷达被认为是最有效手段之一^[1].

从 1964 年 Fiocco 和 Grams 采用红宝石激光雷达进行平流层气溶胶的探测工作以来, 平流层气溶胶层的时空变化、垂直分布引起了大气科学和空间物理领域研究工作者的广泛关注. 近年来, 美国、德国、法国、意大利和印度等国已用多波长激光雷达获取了平流层气溶胶粒子的尺度分布、质量密度以及消光后向散射比等一些物理和光学特性. 国内采用激光雷达研究平流层气溶胶的特性开展的比较晚, 20 世纪 90 年代以来先后有中国科学院安徽光学精密机械研究所、中国科学院大气物理研究所从事这方面的研究工作.

本文根据武汉大学 Rayleigh/Na 共振荧光激光雷达工作于 589 nm 波长的观测数据, 对武汉上空平流层气溶胶的消光系数和积分体后向散射系数等光学特性进行初步分析.

^{*} 国家自然科学基金项目资助 (40336054)

2003-10-25 收到原稿, 2004-05-08 收到修定稿

2 激光雷达系统

2001 年 3 月武汉大学成功研制了用于探测中、高层大气的双波长激光雷达 (WU Lidar 30.5°N, 114.4°E), 工作波长为 532 nm 和 589 nm. 该激光雷达由 Nd:YAG 和染料激光器组成, 激光重复频率为 20 Hz, 单脉冲输出能量分别约为 350 mJ 和 60 mJ, 激光发散角为 0.5 mrad. 接收望远镜为口径 0.52 m 的离轴抛物面镜, 大气后向散射的回波光信号由光电倍增管 (PMT) 进行光电信号转换, 并经放大后由多通道光子计数器采集, 最后传给计算机实时显示和储存. 光子计数器时间分辨率为 640 ns, 对应高度分辨率为 96 m, 数据采集的时间为 4 min. 表 1 为该激光雷达的主要技术性能指标^[2].

表 1 武汉大学激光雷达主要性能指标
Table 1 Wuhan University Lidar parameters

发射系统	激光器	Nd:YAG	DYE
	工作波长/nm	532	589
	线宽/GHz		1.5
	脉冲能量/mJ	350	60
	重复频率/Hz	20	20
	脉冲宽度/ns	6	6
	发散角/mrad	0.5	0.5
接收系统	望远镜类型	离轴抛物面	
	直径/m	0.52	
	视场角/mrad	1.0	
	滤光片带宽/nm	1.0	
	高度分辨率/m	96	

3 数据反演方法

如果只考虑一次散射的情况, 包含 Rayleigh/Mie 两类散射的激光雷达方程为

$$P(z) = CAP_0 z^{-2} [\beta_m(z) + \beta_a(z)] \exp \left\{ - \int_0^z 2[\alpha_m(z) + \alpha_a(z)] dz \right\}. \quad (1)$$

其中, $P(z)$ 为高度 $z-z+dz$ 处的去除背景噪声后的大气后向散射回波信号, C 为激光雷达仪器常数, A 为接收望远镜的有效孔径, P_0 为激光发射能量, $\beta_m(z)$ 和 $\beta_a(z)$ 分别为高度 z 处分子和气溶胶的体后向散射系数, $\alpha_m(z)$ 和 $\alpha_a(z)$ 分别为高度 z 处分子和气溶胶的体消光系数. 对于包含大气分子和气溶胶散射的激光雷达方程的求解, 本文采用 Fernald 方法^[3]来计算气溶胶的体后向散射系数和消光系数. 武汉大学研制的激光雷达采用瑞利散射和钠共振荧光散射来探测中高层大气, 其探测区域约为 12—120 km. 这样, 我们可以选取近似不含气溶胶的大气层所在的高度作为参考高度, 这一参考高度选为

$z_R = 30 \text{ km}$. 于是平流层气溶胶粒子的体消光系数 (后向积分) 为^[3]

$$\alpha_a(j-1) = -\frac{S_a(j-1)}{S_m}\alpha_m(j-1) + \frac{X(j-1)\exp[A(j-1,j)]}{\frac{X(j)}{\alpha_a(j) + \frac{S_a(j)}{S_m}\alpha_m(j)} + \{X(j) + X(j-1)\exp[A(j-1,j)]\}\Delta z}. \quad (2)$$

其中, $X(j) = P(z_j)z_j^2$ 为高度修正后的回波信号, $j = 1, 2, \dots$; R 为大气分层序数, 例如 $R \times \Delta z = z_R$; 数值积分 $A(j-1, j) = [S_a(j-1) - S_m][\beta_m(j-1) + \beta_m(j)]\Delta z$, Δz 为大气分层的高度; $s_m = \alpha_m/\beta_m$ 为空气分子的消光后向散射比, 其值为 $8\pi/3$; $\alpha_m(j)$ 为空气分子的消光系数, 可以通过探空气球或美国标准大气 USSA-1976 获得温度 (T) 和气压 (P) 的垂直分布, 然后根据 Rayleigh 散射理论由式 (3) 计算得到.

$$\alpha_m(z, 589) = \rho_m(z)\sigma_R(\lambda) = 2.49 \times 10^{-3} \times \frac{P(\text{mbar})}{T(\text{K})}(\text{km}^{-1}). \quad (3)$$

对于参考高度 $z_R = 30 \text{ km}$ 处, 通常认为气溶胶的含量已经很少, 气溶胶粒子与空气分子的后向散射系数之比取为 0.02, 即气溶胶散射比 $1 + \beta_a(z_R)/\beta_m(z_R) = 1.02$.

$s_a(j)$ 为气溶胶粒子的消光后向散射比, 它与粒子的尺度分布、折射率、形态和组份等参数有关. 通常先根据现场采样获得粒子的有关参数, 然后采用 Mie 散射理论计算. 目前, 激光雷达观测站对云和气溶胶进行探测的 Mie 散射工作波长大部分采用 Nd:YAG 激光器的基频和二倍频. 对于背景期平流层气溶胶粒子的消光后向散射比 S_a , 典型取值是 532 nm 波长分别取 40 (15—20 km)、53 (20—25 km) 和 59 (25—30 km), 1064 nm 波长分别取 47 (15—20 km)、49 (20—25 km) 和 39 (25—30 km)^[4]. 武汉大学的激光雷达工作于 589 nm 波长的气溶胶粒子消光后向散射比的选取, 依据 Parameswaran 和 Rajeev 给出的背景期大陆性平流层气溶胶粒子尺度分布模型^{[5],[6]}, 采用 Mie 散射理论计算.

4 589 nm 波长的气溶胶消光后向散射比计算

根据 Mie 散射理论, 对于给定波长 λ 、半径 r 、折射率 m 的均匀球型粒子, 其消光后向散射比可按式计算,

$$s = \frac{\alpha}{\beta} = \frac{\int_0^{+\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(x, m) n(r) dr}{\int_0^{+\infty} \pi r^2 Q_{\text{bsca}}(x, m) n(r) dr}, \quad (4)$$

式中, $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ 为粒子尺度参数, $m = n - i\kappa$ 为粒子复折射率, Q_{ext} 为气溶胶粒子的消光效率因子, Q_{bsca} 为气溶胶粒子的后向散射效率因子, Q_{ext} 和 Q_{bsca} 分别由式 (5) 和式 (6) 根据给定的粒子半径和入射波长来计算,

$$Q_{\text{ext}} = \frac{2}{x^2} \sum_{l=1}^{+\infty} (2l+1) \text{Re}(a_l + b_l), \quad (5)$$

$$Q_{\text{bsca}} = \frac{1}{4\pi x^2} \left| \sum_{l=1}^{+\infty} (2l+1)(-1)^l (a_l - b_l) \right|^2, \quad (6)$$

$n(r)$ 为气溶胶粒子的尺度分布函数 (ASD), 大气气溶胶粒子的尺度分布模型典型的有 γ 分布、幂指数分布、单模对数正态分布和双模对数正态分布. 按照 Parameswaran, Rajeev 和 Gobbi 的分析, 认为背景期平流层 ASD 符合幂指数分布或单模对数正态分布 [5]–[8]. 本文采用单模对数正态分布由公式 (7) 来计算武汉城市上空的气溶胶的消光后向散射比. 至于采用不同的背景期平流层 ASD 模型来计算气溶胶的消光后向散射比, 由此对结果产生的影响将是下一步的研究工作.

$$n(r) = \frac{N_0}{r\sqrt{2\pi \ln \sigma}} \exp \left[-\frac{\ln^2(r/r_m)}{2 \ln^2 \sigma} \right]. \quad (7)$$

式中, N_0 为单位体积内粒子数, r 为粒子半径, r_m 为粒子分布模半径, σ 为粒子分布的标准差. 背景期平流层气溶胶粒子主要是人类活动释放到对流层的含硫气体, 通过气-粒转换过程形成的二次污染物, 其浓度约为 75% 硫酸液滴, 半径大多在 $1.0 \mu\text{m}$ 以下. 因此, 粒子复折射率我们取 $m = n - i\kappa = 1.44 - 0.0i$, 粒子半径区间取 $0.02\text{--}1.0 \mu\text{m}$. 表 2 给出不同高度粒子谱分布的模半径和标准偏差 [5], 同时也给出了由不同高度的粒子分布参数计算的消光后向散射比.

表 2 不同高度消光后向散射比

Table 2 Extinction to backscattering ratio for different height

高度 /km	16.5	17.5	19.5	21.5	23.5	25.5	27.5	29.5
模半径 $r_m/\mu\text{m}$	0.275	0.258	0.250	0.256	0.235	0.241	0.220	0.211
标准差 $\sigma/\mu\text{m}$	1.408	1.375	1.320	1.233	1.244	1.123	1.082	1.153
S_a/sr	41	46	52	57	59	61	61	61

5 测量结果与初步分析

5.1 平流层气溶胶消光系数的垂直分布

考虑到白天背景辐射的影响, 激光雷达接收回波信号的信噪比太低, 所以选择晴朗无云的夜晚进行观测. 为积累更多的回波光子数来提高回波信号的信噪比, 数据采集时间为 4 min. 但由于低空强光散射会引起光电倍增管的非线性效应, 所以对原始回波数据要进行非线性改正, 然后计算背景噪声加以扣除. 在反演气溶胶的消光系数和后向散射系数时, 我们对信号进行了 11 点滑动平均处理, 以降低大气起伏引起回波光子数的起伏.

图 1(a) 是 2001 年 3 月 12 日 2200 LT 探测的气溶胶消光系数的垂直分布 (左图实线). 点划线是根据 USSA-1976 计算的大气 Rayleigh 散射的消光系数的垂直分布. 从图中可以看到 3 月份武汉上空平流层气溶胶在 15—21 km 处存在一较厚的气溶胶层, 消光系数约在 16—17 km 达到最大值, 其最大值约为 $9.8 \times 10^{-4} \text{km}^{-1}$. 图 1(右图) 同时给出了散射比 $1 + \beta_a(Z_j)/\beta_m(Z_j)$ 的垂直廓线, 从图中可以看到在 17—21 km 之间散射比约为 1.18. 可

见, 3 月份武汉上空平流层存在较厚气溶胶层, 但气溶胶层的峰值散射比和峰值消光系数都比较小, 层内气溶胶粒子浓度比较低。

图 1(b) 是 2001 年 7 月 4 日 0240 LT 探测的气溶胶消光系数的垂直分布 (左图实线). 从图中可看到在 16 km 处气溶胶层消光系数达到 $1.4 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$, 并且该层峰值散射比为 1.26, 峰值高度在 17 km 附近. 比较 3 月份的消光系数垂直廓线, 可以发现 7 月份平流层下部气溶胶层的厚度减小、高度下降, 消光系数和峰值散射比在增大, 这可能是由对流层顶的变化引起. 根据我们的探空气球资料, 武汉地区对流层顶高度呈单峰结构, 顶高度最大值出现在 7 月份, 所以出现这种消光系数垂直分布的变化. 从图中还可以看到, 在 28 km 附近气溶胶层的厚度和消光系数都远小于低空, 并且随时间变化很小。

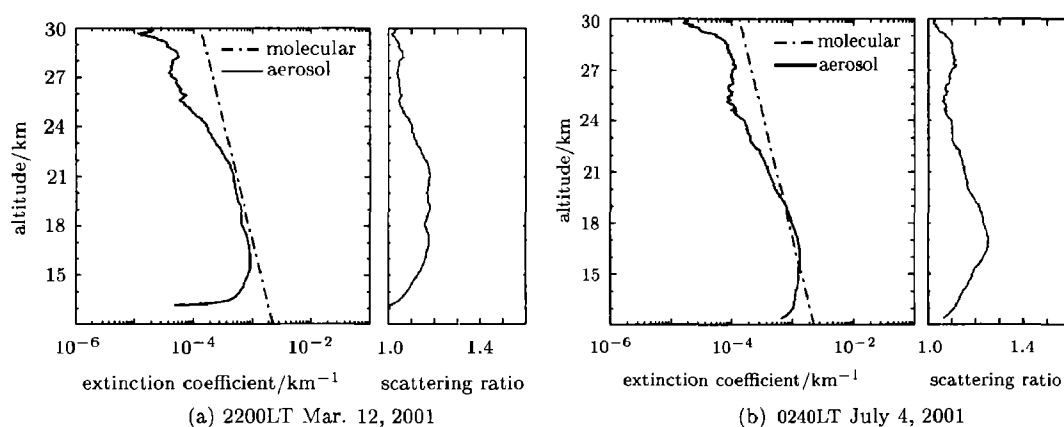


图 1 589 nm 波长的气溶胶消光系数和散射比的垂直廓线

Fig.1 Aerosol extinction coefficient profile and scattering ratio profile at 589 nm

表 3 给出 2001 年 3 月至 2002 年 1 月各月用于气溶胶分析的有效观测天数和每月总的观测时间. 2002 年 3 月, 我们用口径 1.0 m 的 Cassegrain 望远镜代替原 0.52 m 的离轴抛物面镜, 激光雷达功率孔径积达 $9.3 \text{ W} \cdot \text{m}^2$. 因低空强光散射, 17 km 高度以下的回波计数超出光子计数器的计数范围. 因此, 2002 年 3 月以后的低空观测数据没有进行分析。

表 3 2001 年 3 月至 2002 年 1 月每月观测天数和时间

Table 3 Performed measurement statistics from Mar. 2001 to Jan. 2002

月份	3	4	5	7	9	10	11	12	1	总计
观测天数/d	7	3	6	6	10	1	8	4	4	49
观测时间/h	61	25	47	43	89	1	70	35	24	395

图 2 是 2001 年气溶胶消光系数的月平均. 左图实线是 2001 年 7 月份月平均、虚线是 12 月份月平均. 图中同时给出平流层气溶胶的“背景”模式。

(1) 从图 2 可以看到, 在 20 km 以下消光系数随月变化比较大, 可能是受平流层—对流层交换机制的影响导致的. 2001 年 7 月份与 12 月份相比, 消光系数的变化接近于 $7.0 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$.

(2) 从图 2 可以看出, 在 23 km 高度以上气溶胶的变化相对比较稳定, 除有少量差异

外, 两条曲线符合得比较好. 这说明 23 km 高度以上平流层气溶胶除了受强烈火山爆发影响外, 受人工因素的影响比较小.

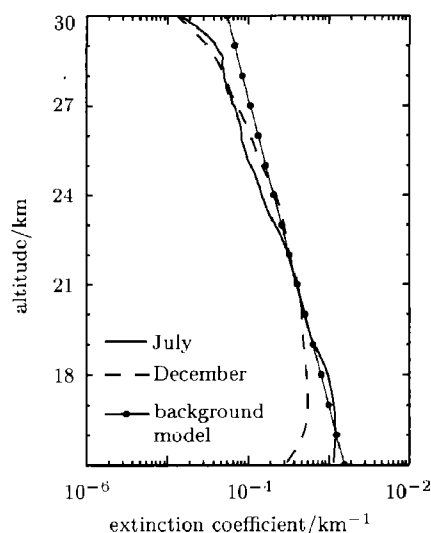


图 2 2001 年平流层气溶胶消光系数的月 (7 月和 12 月) 平均

Fig.2 The month mean profile of aerosol extinction coefficient of stratosphere in 2001

(3) Zuev 分析了多年北纬地区 (56.5°N , 85.0°E ; 53.9°N , 27.5°E) 平流层气溶胶的激光雷达观测结果, 提出了一个背景平流层气溶胶后向散射系数垂直分布的经验模式. 他认为在没有受显著季节变化的情况下, 平流层气溶胶后向散射系数垂直分布随高度按指数衰减, 并且作为北半球中高纬地区背景平流层气溶胶的判据^[9]. 从 2001 年的消光系数垂直廓线来看, 可以发现 23 km 以下与“模式”符合得比较好, 23 km 以上比“模式”值要小, 这可能是纬度差别引起的. 高纬地区 (56.5°N , 85.0°E) 会受极区平流层云 (PSCs) 的影响, 而在武汉地区是没有 PSCs 发生的.

5.2 平流层气溶胶时间演变特征

平流层气溶胶时间演变特征一般用某一区间范围内的积分体后向散射系数 (Integrated Backscattering Coefficient) 来表征^[10]. 图 3 是 2001 年 3 月到 2002 年 1 月期间气溶胶积分体后向散射系数的时间变化特征和峰值散射比的高度. 其中积分区间采用对流层顶到 30 km 范围内. 从图中可见积分体后向散射系数呈现夏季大、冬季小的分布倾向, 而峰值散射比所在高度刚好表现为夏季低、冬季高的倾向. 这种分布与火山爆发期间平流层气溶胶积分后向散射系数表现为冬季大和夏季小不同^[11], 说明 1991 年 6 月菲律宾皮纳图博火山爆发到目前, 全球火山活动处于平静期, 平流层气溶胶经过十多年的扩散和沉降, 已经接近背景值, 背景期平流层气溶胶的来源主要受人为因素的影响. 武汉上空夏季存在强烈上升气流, 携带大量气溶胶粒子由对流层顶进入平流层, 而冬季平流层气溶胶由对流层顶进入对流层或在季风和平流层环流与扩散作用下逐渐向高纬或远处输送.

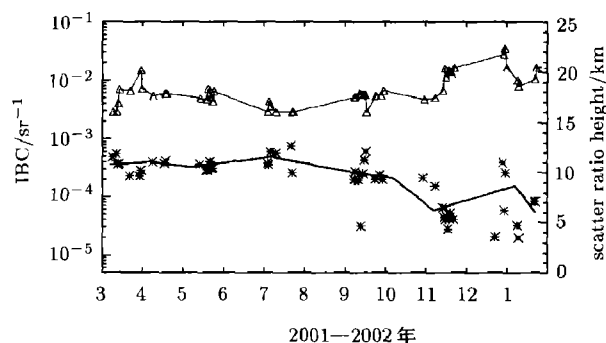


图3 平流层气溶胶积分后向散射系数和散射率峰值高度的时间变化特征

(*: 每天积分体后向散射系数; —: 月平均数据; Δ: 每日散射比平均峰值高度)

Fig.3 Temporal behavior of the integrated backscattering coefficient of stratosphere aerosol and height of max scattering ratio (triangle symbol) (asterisk donate daily aerosol integrated backscattering coefficient, bold solid curves donate the monthly average)

6 初步结论

采用武汉大学 589 nm 波长激光雷达观测数据, 对 2001 年 3 月到 2002 年 1 月期间武汉上空平流层下部的气溶胶消光系数垂直廓线和气溶胶积分后向散射系数的时间变化特征进行分析, 得到武汉上空平流层气溶胶特性的一些初步结论.

(1) 平流层气溶胶层主要分布在 16—20 km 范围内, 随季节有一定变化. 主要表现为散射比的峰值高度冬季比夏季高, 但值要比夏季小.

(2) 气溶胶积分后向散射系数主要在 2.2×10^{-5} — $7.0 \times 10^{-4} \text{sr}^{-1}$ 间变化, 呈现 7 月份大, 冬季小的分布倾向. 这种分布倾向与火山爆发期间的分布特征不同, 说明背景期平流层气溶胶层的季节变化主要是人类活动释放到对流层的污染物通过下平流层和上对流层区域在冬夏季均有不同形式的交换而引起的.

参 考 文 献

- [1] McDermid I S. NDSC and the JPL stratospheric lidar. *Rev. Laser Eng.*, 1995, **23**(2):97—103
- [2] Yi Fan, Zhang Shaodong, Zeng Haijian *et al.* Lidar observations of sporadic Na layers over Wuhan (30.5°N, 114.4°E). *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29**(9):1—4
- [3] Fernald F G. Analysis of atmospheric lidar observation: some comments. *Appl. Opt.*, 1984, **23**(5):652—653
- [4] Horst Jager, David Hofmann. Midlatitude lidar backscatter to mass, area, and extinction conversion model based on in situ aerosol measurements from 1980 to 1987. *Appl. Opt.*, 1991, **30**(1):127—138
- [5] Parameswaran K, Rose K O, Krishna Murthy B V. Relationship between backscattering and extinction coefficients of aerosol with application to turbid atmosphere. *Appl. Opt.*, 1991, **30**(21):3058—3071
- [6] Rajeev K, Parameswaran K. Iterative method for the inversion of multiwavelength lidar signals to determine aerosol size distribution. *Appl. Opt.*, 1998, **37**(21):4690—4700
- [7] Chazette P, David C *et al.* Comparative lidar study of the optical, geometrical, and dynamical properties of stratospheric post-volcanic aerosols, following the eruptions of El Chichon and Mount Pinatubo. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**(D11):23 195—23 207

- [8] Gobbi G P. Lidar estimation of stratospheric aerosol properties: Surface, volume and extinction to backscatter ratio. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**(D6):11 219—11 235
- [9] Zuev V V *et al.* Processes of long-term relaxation of stratospheric aerosol layer in Northern Hemisphere midlatitudes after a powerful volcanic eruption. *Atmos. Env.*, 2001, **35**:5059—5060
- [10] Reagan J A. Lidar sensing of aerosol and cloud in the troposphere and stratosphere. *Proc. IEEE*, 1989, **77**(3):433—447
- [11] Wu Yonghua *et al.* Measurements of Stratosphere Aerosol with L625 Lidar. *Acta Opt. Sin.*, 2001, **21**(8):1012—1015. in Chinese (吴永华等. L625 激光雷达探测平流层气溶胶. 光学学报, 2001, **21**(8):1012—1015)

PRELIMINARY ANALYSIS ON LIDAR OBSERVATIONS OF STRATOSPHERIC AEROSOL OVER WUHAN

YU Changming YI Fan

(*School of Electronic Information, Wuhan University, Wuhan 430079*)

Abstract

By using the observations obtained by Wuhan University Lidar system at 589 nm wavelength, vertical profile of aerosol extinction coefficient and temporal behavior of the integrated aerosol backscattering coefficient in the low stratosphere are preliminarily analyzed from March 2001 to January 2002. The analysis results show that there is an aerosol layer between 16 km to 20 km in the lower stratosphere over Wuhan (30.5°N, 114.4°E), and aerosol layer width and maximum scattering ratio shows a seasonal variations. Temporal behavior of the integrated backscattering coefficient of stratospheric aerosol shows a seasonal variations trend, also. The variation range is between $2.2 \times 10^{-5} \text{sr}^{-1}$ to $7.0 \times 10^{-4} \text{sr}^{-1}$. They reach their maximum value in summer and minimum value in winter, respectively.

Key words Lidar, Stratosphere, Aerosol