

拉萨上空大气气溶胶光学特性的 激光雷达探测*

白宇波 石广玉

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

田村耕一 岩坂泰信

(日本名古屋大学太阳地球环境研究所, 名古屋 464)

摘要 叙述了大气气溶胶激光雷达探测方程的求解方法, 以及1998年夏季在拉萨使用激光雷达观测的一些结果, 并与日本名古屋市上空的探测资料进行了对比分析, 得到了拉萨上空气溶胶光学性质的一般特征, 并对其成因进行了讨论。

关键词: 激光雷达; 气溶胶散射比; 退偏振系数; Angstrom波长指数

1 引言

气溶胶是指液体或固体微粒均匀散布在气体中形成的相对稳定的悬浮体系。气溶胶在大气中的含量虽然很低, 但是它却扮演着十分重要的角色。大气气溶胶可以通过吸收和散射太阳辐射直接扰动地-气系统的辐射平衡, 即所谓直接气候效应。另一方面, 气溶胶粒子又可以作为云的凝结核影响云的光学特性、云量以及云的寿命, 产生所谓的间接效应。这两方面对于气候的影响具有很大的不确定性。

对流层气溶胶是一个人为源和自然源组成的固体和液体颗粒的复杂的动力混合体系。虽然, 二次气溶胶的细颗粒常可以远距离输送, 但是由于源区主要在地面, 其中直接释放的大颗粒常沉降在局地源区附近, 故大多数气溶胶集中在对流边界层1~2 km范围内, 并表现出具有最宽的尺度和最大的变动性。

平流层气溶胶主要是由对流层向上输送的含硫气体, 经过化学反应和核化凝结形成, 也可以由强烈的火山喷发, 直接向平流层排放。例如, 1991年6月15日菲律宾皮纳图博火山爆发, 约有二千万吨的火山灰和二氧化硫气体等喷射物直接注入平流层。由于火山灰粒子的尺度较小, 再加上平流层内无雨雪冲刷过程, 平流层气溶胶的浓度衰减较为缓慢, 一般要经过3~5年的扩散和沉降才能达到背景值。

综上所述, 了解气溶胶的物理、化学特性对于认识其在大气中所扮演的角色具有重要意义。

激光雷达作为一种新型的大气气溶胶探测手段, 为我们提供了一种强有力的工具。激光雷达是通过分析激光的回波信号从而得到大气物理特征的。激光波长位于光波段,

典型值为 $1\ \mu\text{m}$ 左右, 这与烟、尘等大气气溶胶粒子的尺度相当, 加上光电探测器的探测灵敏度较高, 因而激光探测烟、尘等微粒具有很高的探测灵敏度。激光雷达所接收的激光大气回波, 包含了大气散射光的光强、频率、相位和偏振等多种信息。利用这些丰富的激光大气回波信息, 能够探测多种大气物理要素。因此, 激光雷达的各种优势是其他探测手段所不能比拟的。

但是激光雷达综合了激光技术、无线电技术、应用光学、自动化技术、电子计算机技术、精密机械以及光学加工工艺等多方面的成就, 技术要求较高, 价格也较昂贵, 因而激光大气探测的发展和推广应用受到一定限制。二三十年来, 激光大气探测大多处于大气物理要素探测原理的实验阶段, 正式投入实际使用的探测项目还为数不多。世界上只有少数发达国家, 如美国、德国、法国、加拿大、日本等国自 80 年代以来开展这方面的工作。我国科学家也在积极从事这方面的研究, 如中国科学院大气物理研究所研究员邱金恒所领导的科研小组多年从事这方面的理论研究和实践工作。又如在国家“八六三”计划 410 主题和总装备部军用目标和大气传输特性专业组的支持下, 中国科学院安徽光学精密机械研究所国家“八六三”计划大气光学重点实验室, 于 1998 年通过 L300 型可移动式双波长激光雷达的验收, 该激光雷达可用于探测 532 nm 和 1 064 nm 两个波长水平和垂直方向上对流层气溶胶的消光系数。尽管激光雷达在我国刚刚起步, 但是无论在理论或在实践方面都达到国外同类研究的水平。近几年来, 星载激光雷达探测全球大气物理要素已成为引人注目的发展方向。

在国家自然科学基金“八五”重大项目“中国地区大气臭氧变化及其气候环境效应”的支持下, 我国科学家通过分析美国气象卫星 TOMS 资料, 在世界上首次发现了青藏高原上空的大气臭氧低值中心^[1]。这一现象的一种可能的解释是青藏高原夏季由于强烈的热力作用所产生的强大上升气流, 使其成为对流层低层物质向平流层输送的一个重要通道, 使得青藏高原周围数百公里范围的 SO_2 与硫酸盐气溶胶粒子等低空污染物向青藏高原辐合并上升到达平流层下部, 然后再向四周辐散。因此, 当低臭氧浓度的低空大气以及 SO_2 与硫酸盐气溶胶粒子等输入平流层后, 除了直接造成臭氧柱含量减少外, 还可以通过非均相化学反应引起臭氧总量的明显降低。为了解释这一低值现象, 了解气溶胶的垂直分布变化就显得十分必要。

本文给出了 1998 年夏季在拉萨, 使用日本名古屋大学太阳地球环境研究所提供的激光雷达所获得的一些观测资料。该激光雷达具有体积小, 易于操作, 准确度、灵敏度高优点, 十分适于在野外操作, 其各项性能指标位于世界先进激光雷达前列。

激光雷达在南极和北极的气溶胶探测已开展了多年的工作, 但是激光雷达在号称第三极的青藏高原进行气溶胶探测, 这在世界上还是第一次。

2 激光雷达的结构和主要性能指标

激光雷达系统从整体上可分为激光发射、回波信号接收和采集以及控制三大部分。图 1 给出其结构系统总框图, 表 1 为该激光雷达的主要技术参数指标。

表 1 西藏激光雷达结构组成参数

发射系统		探测系统	
激光输出总能量	>5.0J	PMT-1	N ₂ Raman, Nd: YAG THG
振荡频率	20 Hz	PMT-2	P (平行成分) Nd: YAG THG
波长	1 064, 532 nm	PMT-3	S (垂直成分) Nd: YAG THG
接收系统	Cassegrain 型	PMT-4	基本光 Nd: YAG
		探测目标	
		Raman 散射	N ₂ (未用)
光子计数方法	分辨率 15 m, 30 m	Mie, Rayleigh 散射	散射系数, 退偏振系数
		(532 nm)	散射系数
		(1 064 nm)	散射系数
		通道数	4

3 激光雷达方程求解和数据处理方法

3.1 激光雷达方程

激光雷达垂直发射的激光光束通过大气时, 在地面所接收到的高度 z 处的大气后向散射回波信号能量 $P(z)$ 由激光雷达方程决定:

$$P(\lambda, z) = K(\lambda) \frac{\beta(\lambda, z) T^2(\lambda, z)}{z^2}, \quad (1)$$

其中 $T(\lambda, z)$ 是传输距离为 z 的大气透过率, $T(\lambda, z) = \exp\{-\int_0^z [\sigma_m(\lambda, z') + \sigma_a(\lambda, z')] dz'\}$, $\sigma_m(\lambda, z)$ 是大气分子的消光系数, $\sigma_a(\lambda, a)$ 是气溶胶粒子的消光系数; $\beta(\lambda, z)$ 为距离 z 处大气介质的体后向散射系数, $\beta(\lambda, z) = \beta_m(\lambda, z) + \beta_a(\lambda, z)$, $\beta_m(\lambda, z)$ 是大气分子的体后向散射系数, $\beta_a(\lambda, z)$ 是气溶胶的体后向散射系数, $K(\lambda)$ 为仪器常数。

3.2 气溶胶散射比

气溶胶散射比 $R(\lambda, z)$ 定义为大气体后向散射系数与大气分子体后向散射系数之比, $R(\lambda, z) - 1$ 正比于气溶胶的浓度。在高层大气气溶胶的尺度谱分布和光学折射率不随高度变化的条件下, $R(\lambda, z) - 1$ 廓线表征了气溶胶相对浓度与大气密度之比随高度的分布。

3.3 Angstrom 波长指数

Angstrom 波长指数 α 是度量 Mie 散射粒子尺度分布一个参数。 α 可以通过对基波 1 064 nm 和二倍频 532 nm 后向散射系数的观测得到:

$$\alpha(z) = - \frac{\ln[\beta_{a,1064}(z) / \beta_{a,532}(z)]}{\ln(1064 / 532)}. \quad (2)$$

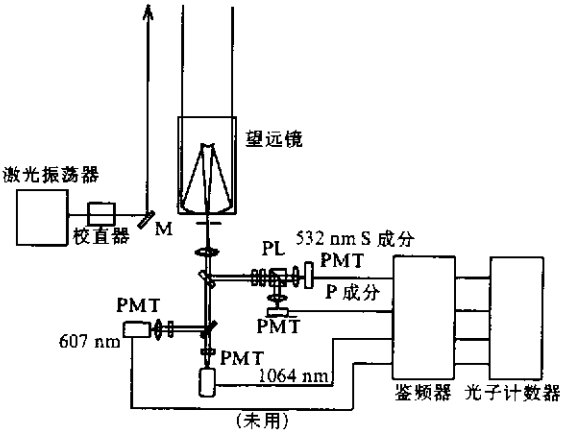


图 1 西藏激光雷达结构示意图

Angstrom 波长指数的值一般在 0~4.0 之间, 并与大气气溶胶粒子的平均半径有很好的相关性, α 越大, 小粒子的数目就越多, 反之亦然^[2]。如果, $\alpha \ll 1$, 那么, 粒径大于入射波长的粒子就会很多; 如果 $\alpha > 2$, 那么说明, 粒径小于入射波长的粒子多^[3]。

3.4 退偏振系数

根据 Mie 散射理论, 如果散射体是完全球形, 那么, 散射光电矢量的偏振面垂直于入射光电矢量偏振面的成分为零。利用 Mie 散射理论的退偏振系数, 可以讨论粒子的非球形性。退偏振系数可以表示为散射体的后向体散射系数的垂直成分与后向体散射系数之比。根据观测到的 532 nm 的体后向散射系数的 P 成分 $[\beta_{\parallel}(z)]$ 和 S 成分 $[\beta_{\perp}(z)]$, 可以得到在高度 z 处大气的总退偏振系数可以表示为^[4]

$$\delta(z) = \frac{\beta_{\perp}(z)}{\beta_{\parallel}(z) + \beta_{\perp}(z)}, \quad (3)$$

其中 $\beta_{\perp}(z)$ 为散射光电矢量偏振面垂直于入射光电矢量偏振面的体后向散射系数, $\beta_{\parallel}(z)$ 为散射光偏振面平行于入射光电矢量偏振面的体后向散射系数。

总退偏振系数中包含大气分子的退偏振系数。本研究取在各个高度的大气分子的退偏振系数为 0.15%。那么, 在高度 z 气溶胶粒子的退偏振系数 $\delta_a(z)$ 可表示为

$$\delta_a(z) = \frac{\delta(z)R(532, z) - \delta_m}{R(532, z) - 1}. \quad (4)$$

3.5 激光雷达方程的求解

本研究采取一种逐步近似的办法来求解激光雷达方程。首先, 消去仪器常数。选取标准高度 z^* (在 30 km 以上), 在这个高度激光雷达方程变为

$$P(\lambda, z^*) = K(\lambda) \frac{\beta(\lambda, z^*) T^2(z^*)}{z^{*2}}. \quad (5)$$

那么, 在高度 z 与 z^* 气溶胶散射比为

$$\frac{R(\lambda, z)}{R(\lambda, z^*)} = \frac{\beta(\lambda, z) / \beta_m(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z^*) / \beta_m(\lambda, z^*)}. \quad (6)$$

由 Mie 散射理论可知 $\beta_m \propto N(z)$ 而 $N(z) = [\rho(z) / M_d] N_A$, 并将激光雷达方程代入, 上式变为

$$\frac{R(\lambda, z)}{R(\lambda, z^*)} = \frac{\beta(\lambda, z) / \beta_m(\lambda, z)}{\beta(\lambda, z^*) / \beta_m(\lambda, z^*)} = \frac{P(\lambda, z) z^2 / \rho(z)}{P(\lambda, z^*) z^{*2} / \rho(z^*)} \frac{T^2(\lambda, z^*)}{T^2(\lambda, z)}, \quad (7)$$

式中, $\rho(z)$ 为在高度 z 大气分子的质量密度, 可以通过利用美国标准大气得到。 M_d 为清洁干燥空气的平均分子量, N_A 表示阿佛加德罗常数。

利用散射比定义式, 可以得到下式

$$\beta_a(\lambda, z) = \beta_m(\lambda, z) [R(\lambda, z) - 1]. \quad (8)$$

因此, 如果 $R(\lambda, z)$ 已知就可以得到 $\beta_a(\lambda, z)$ 。另一方面, 高度 z 和 z^* 的大气透过率平方之比为 $\frac{T^2(\lambda, z^*)}{T^2(\lambda, z)} = \exp\{-\int_z^{z^*} 2[\sigma_m(\lambda, z') + \sigma_a(\lambda, z')] dz'\}$, 式中 σ_a 是未知的, 可

用迭代的方法来求得。

假定在 z^* 气溶胶粒子的浓度很小、气溶胶粒子的消光系数 σ_a 近似为零。从一个与 z^* 很近的高度 z 向 z^* 积分,就可以得到 $\frac{T^2(\lambda, z^*)}{T^2(\lambda, z)}$ 的值。再由式(7)可以得到 $R(\lambda, z)/R(\lambda, z^*)$ 的值。假定在高度 z^* 的气溶胶散射比已知,就可以求得在高度 z 的气溶胶的散射比。在本研究中,取在高度 z^* 的清洁大气气溶胶散射比的背景值为 $R(1064, z^*)=1.2$, $R(532, z^*)=1.02$ 。利用 σ_a/β_a 的经验关系,由已知 β_a 推出 σ_a ,将新的 σ_a 代入 z 与 z^* 大气透过率平方之比的式中,连续迭代直到消光系数收敛为止。最后,得到最终的 β_a 和 σ_a 的值,从而求得气溶胶散射比,退偏振系数和 Angstrom 波长指数。图 2 为迭代求解激光雷达方程示意图。

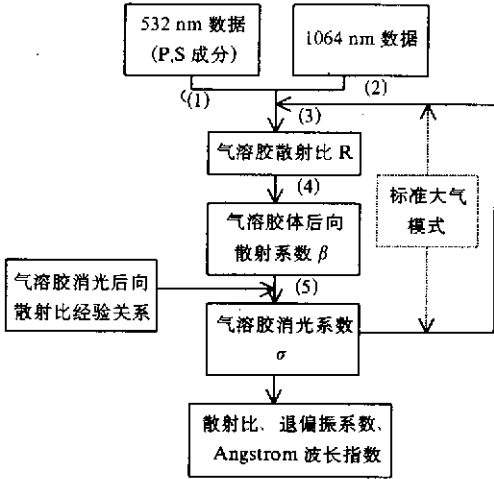


图 2 激光雷达方程求解示意图
步骤 (3)、(4)、(5)、(6) 多次重复,
直到消光系数收敛

4 测量方法、结果和讨论

拉萨位于青藏高原中南部,雅鲁藏布江中游的支流拉萨河北岸,以两山之间的河谷平原为主,北高南低。观测点设在西藏自治区气象局观测场内,海拔高度为 3658.0 m,北纬 29°42′,东经 91°08′。为了避免由于太阳光造成的背景噪声和云对光信号的衰减,观测均在晴朗无低云或中云的夜晚进行。从 1998 年 6 月 2 日到 10 月 3 日的观测中,共取得了 43 组数据,积累了 20 多天的观测资料。根据当地气象部门的资料,在观测期间拉萨上空的一个明显特征是,中低层为伊朗高压与西太平洋副热带高压之间的相对低值,高层主要是南亚高压控制,上层辐散、下层辐合,因此可能存在一个上升的垂直环流。

图 3 是一组拉萨上空气溶胶散射比、退偏振系数和 Angstrom 波长指数垂直廓线图。在观测期间,将近 2/3 的观测结果与上图相似,因此图 3 具有夏秋季拉萨上空气溶胶垂直分布的代表性。扣除拉萨本身海拔高度,以及激光雷达盲区、过渡区、和光电倍增管非动态线性范围的影响。作图从海拔 5.45 km 开始。

从图中可以看出,气溶胶散射比随着高度的增加而不断递减。但是,这种递减明显地分为两个阶段。从 5.45 km 到 8.0 km 左右,散射比急剧减小,而从 8.0 km 到 20.0 km 的平流层下层,这种递减趋势变缓。从地面到海拔 8.0 km 左右,是人为源和自然源影响最大的一层,即所谓的混合层,层内富集大量的颗粒物,气溶胶浓度较高,层厚一般在 4.0 到 5.0 km。这一层总退偏振系数和粒子的退偏振系数也呈递减形式,由 5.45 km 的 10% 左右,降低到 8 km 的 2% 左右,说明该层不规则的非球形粒子的含量随高度的增大而变小。相应的 Angstrom 波长指数却由 2.0 左右逐渐增加到 8 km 的 4.0 左

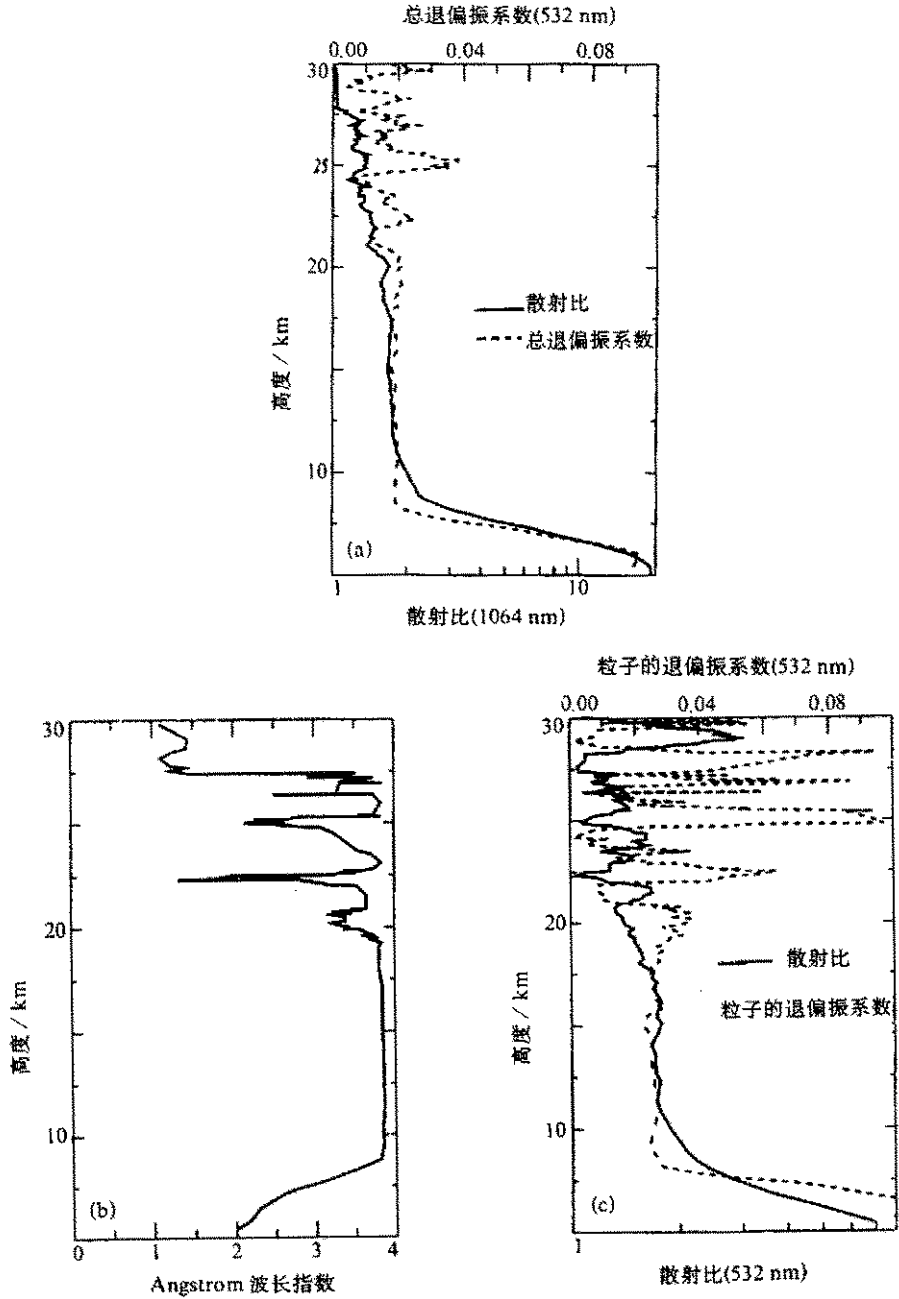


图3 拉萨上空气溶胶散射比、退偏振系数、Angstrom 波长指数垂直廓线图
观测时间: 1998 年 7 月 11 日 03:41:53~04:11:57 (北京时)

右,说明大粒径 ($>0.2\text{ }\mu\text{m}$) 的粒子^[2]多数在混合层下部,其含量也是随高度的增加而减小。

从 8.0 km 到 20.0 km 的平流层下层,气溶胶散射比虽然在减小,但是这种减小趋势变得比较缓慢。对应的退偏振系数说明这一层非球形粒子大大减小,同时从

Angstrom 波长指数均在 4.0 附近, 说明这一层的粒子的粒径已变得很小, 在 $0.02 \mu\text{m}$ 以下^[2]。

而在 20.0 km 以上的平流层, 则呈现出多层复杂结构。这种气溶胶散射比、退偏振系数和 Angstrom 波长指数的波动起伏变化说明在拉萨上空的平流层存在着一些颗粒物, 而它们的浓度、粒径和分布呈现不均匀性。

图 4 是典型的日本名古屋上空大气气溶胶的光学特性廓线图。图 4a 是 1994 年 10 月的观测结果。混合层从地面到海拔 2.5 km, 在这一层, 气溶胶散射比急剧减小, 在 10.0 km 附近存在一个峰值, 这是由于当时上空有云造成的, 在平流层 20.0 km 附近散射比较大, 这是由于 1991 年皮纳图博火山爆发造成的影响。图 4b 是 1998 年 10 月的观测结果, 散射比在混合层以上就变得很小了。

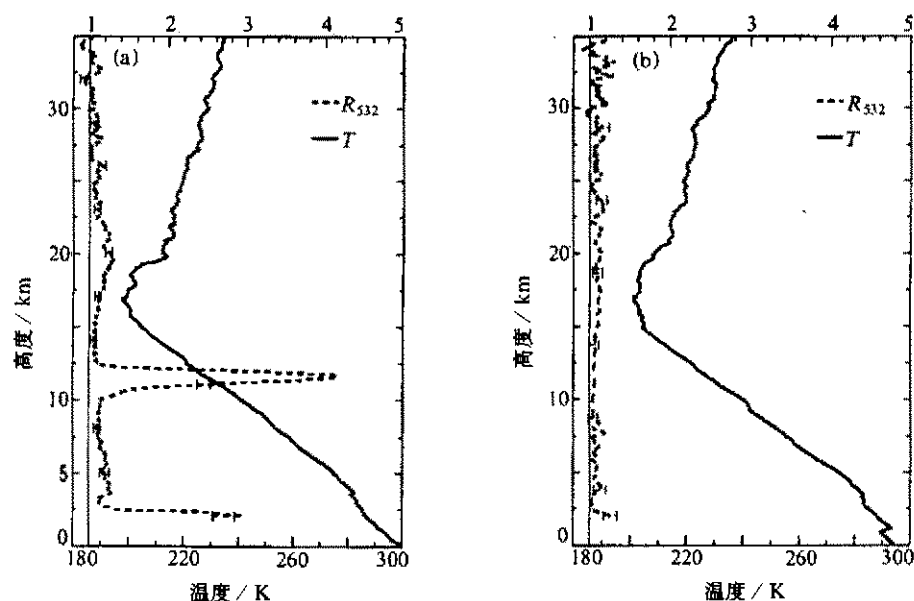


图 4 日本名古屋上空大气气溶胶散射比与温度垂直廓线图

(日本名古屋大学太阳地球环境研究所提供)

比较拉萨与名古屋上空气溶胶散射比廓线图, 我们会发现拉萨上空与名古屋上空气溶胶垂直分布有显著不同。第一, 拉萨上空混合层气溶胶浓度较大, 混合层较厚。第二, 在混合层以上, 拉萨上空气溶胶浓度逐渐递减, 而名古屋上空气溶胶浓度在混合层以上已经变得较小, 没有递减趋势。第三, 名古屋上空在对流层顶气溶胶浓度往往出现小值, 这一现象在其他地方的气球观测也得到证实^[5], 而拉萨上空对流层与平流层下部气溶胶浓度变化是一种平缓递减的形式, 对流层顶气溶胶浓度小值常常不明显。第四, 在名古屋上空平流层内气溶胶粒子在火山爆发的 7 年后, 已变得很小, 不存在散射比的起伏跳跃, 而拉萨上空的平流层内却存在着许多分布不均的气溶胶粒子。

拉萨上空气溶胶光学特性的这种特点, 很可能是由于其特殊的地理位置造成的。拉萨位于河谷地带, 又是著名的宗教城市, 人为源和自然源排放的大量气溶胶颗粒物容易在河谷内形成聚集。如果夏季青藏高原存在上升辐合气流, 携带大量气溶胶粒子到达对

流层顶, 并进入平流层, 而平流层的气溶胶又不易去除, 就有可能解释造成其气溶胶散射比表现出两段递减一段波动起伏的特殊三段结构。

从夏秋季的观测资料来分析, 晴朗夜晚拉萨上空的气溶胶垂直分布的情况基本没有大的变化。除了上述有代表性的图 3 之外, 还观测到一些高卷云的情况, 如图 3~图 5。由图 3~图 5 可以看出, 除了在 15 km 左右存在高卷云之外, 其气溶胶的垂直廓线

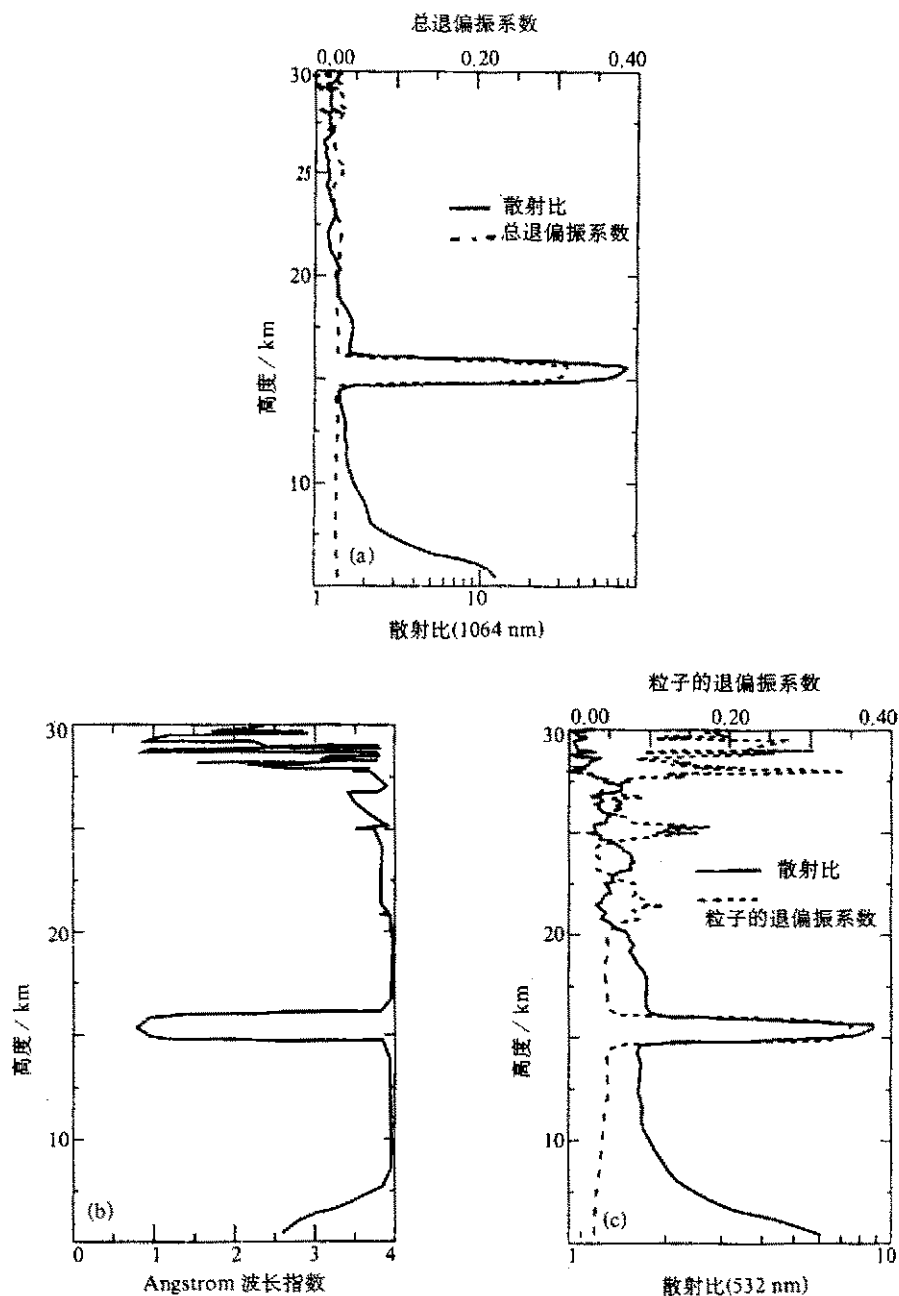


图 5 带有高卷云的拉萨上空气溶胶散射比、退偏振系数、Angstrom 波长指数垂直廓线图
观测时间: 1998 年 9 月 17 日 02:47:25~03:17:29 (北京时间)

与图 3 类似。

激光雷达大气气溶胶的观测数据提示我们, 夏季青藏高原上空的上升气流可能比较强, 这给前述的拉萨上空臭氧低值中心的动力解释提供了某种佐证。但是, 要做出确切的结论尚须进一步的观测实验, 并综合分析日射、气象及其他大气污染物的观测资料。

致谢: 本研究得到西藏自治区气象局的大力合作。

参 考 文 献

- 1 周秀骥主编, 中国地区大气臭氧变化及其对气候的影响 (一), 北京: 气象出版社, 1996, 232~237.
- 2 尹宏编著, 大气辐射学基础, 北京: 气象出版社, 1993, 144~145.
- 3 Shibata, T., Y. Iwasaka, M. Fujiwara et al., Polar Stratosphere clouds observed by Lidar over Spitsbergen in the winter of 1991 / 1995: Liquid Particles and Vertical Sandwich structure, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**(D9), 10829 ~ 10840.
- 4 Hirono, M. and T. Shibata, Enormous Increase of Stratospheric Aerosols over Fukuoka Due to Volcanic Eruption of El Chichon in 1982, *Geophys. Res. Lett.*, 1983, **10**, 152~154.
- 5 石广玉、许黎、郭建东等, 大气臭氧与气溶胶的高空气球探测, 大气科学, 1996, **20**(4), 401~407.

Lidar Observations of Atmospheric Aerosol Optical Properties over Lhasa

Bai Yubo and Shi Guangyu

(State Key Laboratory of Numerical Modeling Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Koichi Tamura and Yasu-Nobu Iwasaka

(STEL, Nagoya University, Nagoya 464)

Abstract The solution of lidar equation and data processing method are described. The observed results over Lhasa in the summer of 1998 are discussed. Optical properties of stratospheric and tropospheric aerosols over Lhasa are analyzed and studied in comparison with the results over Nagoya.

Key words: lidar; aerosol scattering ratio; depolarization; Angstrom wavelength exponent