

潘昱冰, 吕达仁, 潘蔚琳, 等. 2015. 地基双波长偏振激光雷达对格尔木地区卷云的观测个例研究 [J]. 气候与环境研究, 20 (5): 581–588. Pan Yubing, Lü Daren, Pan Weilin, et al. 2015. A case study of cirrus cloud over Geermu City using two-wavelength polarization lidar [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (5): 581–588, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15031.

地基双波长偏振激光雷达对格尔木地区卷云 观测的个例研究

潘昱冰^{1,2} 吕达仁¹ 潘蔚琳¹ 王一楠¹

1 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 中国科学院大气物理研究所研制了一台双波长偏振激光雷达, 在格尔木市气象局进行了为期一年的不连续观测。本文选择了其中一天的观测个例, 分别从雷达硬件结构、数据类型、数据处理方法等方面进行了系统的介绍和分析。结果表明, 此次观测个例中, 卷云位于地表以上 4.7 km~7 km 处, 光学厚度均小于 0.1, 532 nm 和 1064 nm 上的平均激光雷达比分别为 24.3 Sr (激光雷达比) 和 29.9 Sr, 色比多集中在 0.8~1 之间, 此外 532 nm 波长上的退偏比多集中在 0.25~0.3 之间。此雷达对高空卷云能进行有效探测, 为下一步研究青藏高原地区卷云长期时空分布特征奠定基础。

关键词 双波长 偏振 激光雷达 青藏高原 卷云

文章编号 1006-9585(2015)05-0581-08

中图分类号 P407

文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15031

A Case Study of Cirrus Cloud over Geermu City Using Two-Wavelength Polarization Lidar

PAN Yubing^{1,2}, LÜ Daren¹, PAN Weilin¹, and WANG Yinan¹

1 Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract A two-wavelength polarization lidar, developed by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, was used to measure cirrus cloud over Geermu City from December 2013 to December 2014. In this paper, the authors first introduce the lidar structure and data type, as well as the data processing methods. Then, a particular observation case is used to discuss the characteristics of the cirrus cloud. The results showed that the cirrus cloud was located from 4.7 km to 7 km, with a small optical depth of less than 0.1. The mean lidar ratios at 532 nm and 1064 nm were 24.3 Sr and 29.9 Sr, respectively, and the color ratio was concentrated between 0.8 and 1. The depolarization ratio measured for this case of cirrus cloud varied from 0.1 to 0.4, with maximum frequency between 0.25 and 0.3. This lidar has the ability to measure cirrus cloud, and can be used to study the long-term spatial and temporal distribution of cirrus cloud over the Tibetan Plateau.

Keywords Two-wavelength, Polarization, Lidar, Tibetan Plateau, Cirrus

收稿日期 2015-02-10; 网络预出版日期 2015-05-04

资助项目 国家自然科学基金委国家重大科研仪器设备研制专项 41127901, 国家自然科学基金青年基金项目 41105015

作者简介 潘昱冰, 女, 1987 年出生, 博士研究生, 主要从事激光雷达大气遥感研究。E-mail: panyubing@mail.iap.ac.cn

1 引言

卫星遥感观测结果表明高层卷云在全球范围出现的概率高达 30%左右。它不仅吸收来自地表的长波辐射,还可以反射太阳的短波辐射,对地—气之间的辐射收支平衡有着重要的影响 (Liou, 1986)。激光雷达以它的高时空分辨率和高测量精度成为一种有效的大气遥感探测工具,是探测云特性及其空间分布的一种有效手段,为我们揭示云的辐射效应提供重要依据 (Sassen, 1991)。

Immler et al. (2007) 发现热带卷云在对流层 (约 12 km) 以上的覆盖率高达 81%, 高度一般在 14~17 km, 激光雷达比约为 26 ± 7 Sr (激光雷达比), 明显高于中纬度卷云的激光雷达比 16 ± 9 Sr, 平均光学厚度约为 0.02。CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) 卫星自 2006 年发射之后为我们探索全球卷云的分布及其垂直结构等特征提供了有力的支持。Nazaryan et al. (2008) 利用 CALIPSO 卫星 2006 年 6 月至 2007 年 6 月的数据研究了卷云的全球分布情况, 结果表明卷云出现频率最高的地区为热带附近 $100^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$ 地区, 占全球卷云覆盖率的 70%左右, 且在热带地区卷云的垂直发展高度最高, 其中 11% 达到了 16 km, 另外在 $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 地区, 卷云的顶部和底部海拔分布出现频率最多的高度是在 11 km 和 8 km 处。

我国科学工作者也开展了许多利用激光雷达卷云的研究工作。中国科学院安徽光学精密机械研究所薛新莲等 (2006) 利用所内一台多波长激光雷达对合肥地区卷云进行了探测, 结果表明合肥地区卷云云峰高度主要分布在 8~11 km 高度处, 且呈现季节变化特征, 卷云厚度为 1.35 ± 0.66 km, 且光学厚度多小于 0.3, 消光后向散射比均值为 30.6 ± 9.4 Sr。陶宗明等 (2013) 利用近 10 个月合肥上空强卷云的数据, 通过卷云的三个后向散射系数颜色比统计分布中峰值出现的位置预测合肥上空被激光雷达探测的卷云大部分可能是聚合物状, 且平均有效半径大于 20 μm ; 闵敏等 (2011) 利用 CALIPSO 卫星对中国地区卷云分布特征进行了研究分析, 发现青藏高原东北坡由于受高原抬升的暖湿空气的影响, 其卷云出现概率高达 30%至 40%, 且主要出现在春、冬季节。

中国科学院大气物理研究所最新研制了一台多波段云—水汽—气溶胶激光雷达, 目前已完成了 1064 nm, 532 nm 通道及 532 nm 垂直偏振通道的安装和调试, 并从 2013 年 12 月至 2014 年 12 月在格尔木 (36.42°N , 94.91°E) 进行了为期一年的探测。其中 532 nm 高空和部分低空数据可用来反演大气温度和密度廓线, 532 nm 低空和 1064 nm 低空信号则可用来获得大气气溶胶和云的光学信息, 此外 532 nm 垂直偏振信号则能为我们揭示更多的气溶胶和云的偏振信息。

格尔木地区地处青藏高原东北部, 海拔约 2800 m, 属大陆高原气候。青藏高原云系是联系各种局地天气乃至全球气候的各子系统的纽带, 全面系统地了解青藏高原云系, 对了解青藏高原的动力与热力作用对全球气候、东亚大气环流以及亚洲季风等有十分重要的意义 (梁萍等, 2010)。

本实验研究的目的是: 一是为了获得青藏高原气溶胶及云系的时空分布特征、微物理化学特征及其相关的物理化学过程; 二是了解青藏高原中层大气高时空分辨率的大气密度温度廓线, 深入理解青藏高原中层大气热力结构和大气波动以及各层之间栋梁能量的交换过程 (Qiao et al., 2014)。

本文关注的重点是高原云系的重要组分卷云, 即利用 MARMOT (Middle Atmosphere Remote Mobile Observatory in Tibet) 激光雷达 2013 年 12 月 3 日观测数据中的低空 532 nm、1064 nm 及 532 nm 垂直偏振信号分析了格尔木地区卷云的垂直结构, 消光特性等探测结果, 为我们进一步获取格尔木地区卷云长期时空分布及如何消除卷云在反演大气温度密度中的影响奠定基础。

2 MARMOT 激光雷达系统

双波长偏振激光雷达包括 3 部分: 发射系统、接收系统以及信号采集控制单元。其系统结构框图如图 1 所示。

其中发射系统中的 Nd-YAG 激光器同时向天顶方向发出波长为 532 nm 和 1064 nm 的激光, 接收部分包含三台望远镜, 一台 1 m 口径的主焦点望远镜用于接收 532 nm 波长的高空大气散射回波信号; 另外两台望远镜挂载在主焦点望远镜外侧壁, 其中一台 200 mm 口径牛顿反射式望远镜则主要接收来自低空 1064 nm 波长的信号; 另一台 200 mm

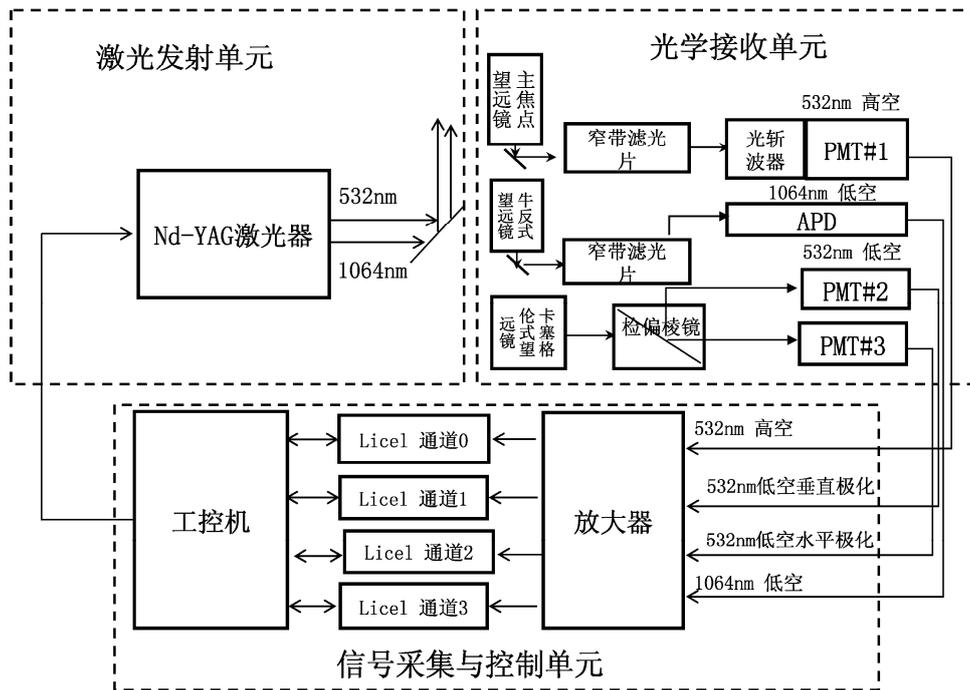


图1 MARMOT 激光雷达系统结构框图

Fig. 1 Block diagram of the MARMOT (Middle Atmosphere Remote Mobile Observatory in Tibet) lidar system

表 1 地基双波长偏振激光雷达系统指标

Table 1 Specification of the two-wavelength polarization lidar system

双波长偏振激光雷达系统指标			
发射单元	发射波长	532 nm	1064 nm
	脉冲能量	550 mJ	300 mJ
	脉冲重复频率	30 Hz	30 Hz
	脉宽	约为 8 ns	约为 7 ns
	光学接收单元	望远镜类型	主焦点式、卡塞格伦式
	望远镜直径	1000 mm、200 mm	200 mm
	视场角	1.3 mrad	0.7 mrad
	滤光片带宽	1 nm	1 nm
	检偏棱镜	GPB7115	
信号采集与	数据存储类型	模拟计数	光子计数
控制单元	距离分辨率	15 m	30 m
	时间分辨率	1 min	1 min

口径的卡塞格伦式望远镜则主要接收低空 532 nm 的水平极化和垂直极化信号。大口徑主焦点望远镜接收到的信号通过光纤、光斩波器、窄带滤光片滤波后生成高空 532 nm 信号，然后再通过光电倍增管 (PMT#1) 将光信号转换为电信号。小型牛顿式望远镜接收到的信号经光纤、分光片后生成低空 1064 nm 信号，通过雪崩光电二极管 (APD) 将光信号转变为电信号。卡塞格伦式望远镜接收了低空 532 nm 散射光后被偏振分束棱镜分光，分为平行分量和垂直分量，此后分别通过光电倍增管 PMT#2 和 PMT#3 转

变为电信号。以上四路信号通过放大器后进入 Licel 光子采集器，经工控机将回波信号显示在显示器上，并存储为二进制文件。雷达硬件指标详见表 1。

3 反演方法和结果

MARMOT 激光雷达所用的 Licel 光子采集器有两种采集模式：模拟计数和光子计数。本文所用的雷达数据为 Licel 模拟数据，反演时间从 2013 年 12 月 4 日 02:33:56 至 12 月 4 日 07:54:50 (北京时，下同)。

3.1 卷云高度

激光雷达探测方程可写为

$$X(Z) = P(Z)Z^2 = C[\beta_m(Z) + \beta_p(Z)] \exp\left\{-2\int_0^Z [\sigma_m(Z') + \sigma_p(Z')]dZ'\right\}, \quad (1)$$

其中， $P(Z)$ 代表在高度 Z 处激光雷达接收到的大气后向散射信号， $X(Z)$ 为 $P(Z)$ 的距离平方订正值， C 为雷达仪器常数， β_m 和 β_p 分别代表分子和粒子的体后向散射系数， σ_m 和 σ_p 则代表分子和粒子的体消光系数。粒子的散射和消光分别包含了气溶胶粒子和云粒子两部分作用。云的散射信号从云底 Z_b 到云顶 Z_t ，其他高度认为其回波为 0。

在反演卷云的消光特性之前，我们需要首先确

定卷云的云底和云顶高度,参考 Pal et al. (1992) 和 Chen et al. (2002) 的方法,采用微分求导方式,即当 $dP(Z)/dZ$ 由负数变为正数的突变高度即为云底高 Z_b , 当第二次 $dP(Z)/d(Z)$ 发生突变,即 $dP(Z)/d(Z)$ 由正数变为负数的高度为云峰 Z_t , 在云峰高度以上的回波满足 $P(Z_t)Z_t^2 \leq P(Z_b)Z_b^2$ 时,此时 Z_t 为云顶高度。图 2 即为整个反演时段卷云粒子的云底和云顶高,从图中可以看到激光雷达两个波长探测到的卷云的云底高度基本一致,平均高度在 4.7 km,且随着卷云系统的发展,云底高度随时间缓慢降低。而云顶高度则有些许差异,主要表现在 1064 nm 波长上计算得到的卷云云高比 532 nm 波长上稍高一些,这种情况出现的可能原因是空气分子后向散射与入射波长四次方成反比,波长越长空气分子后向散射系数越小;而卷云粒子由于尺度较大,在 532 nm 和 1064 nm 波长上后向散射系数区别不会太大,因此 1064 nm 波长上总的粒子后向散射信号中卷云粒子所占比例会大一些,有一些非常弱的卷云更容易被探测到(季承荔等, 2014)。卷云平均云顶高约为 6.9 km,加上格尔木海拔高度 2.8 km,基本符合 SAGE (The Stratospheric Aerosol and Gas Experiment Program) 在 35°N 测量的卷云高度 9.7 km。

3.2 卷云光学厚度

卷云的透过率表达式为: $T(Z_b, Z_t) = \sqrt{X(Z_t)/X(Z_b)}$, 光学厚度 COD (Cloud Optical Depth) 表达式为: $\tau(Z_b, Z_t) = -\ln T[(Z_b, Z_t)]$ (Chen et al., 2002), 为减小误差,将卷云云底部及云顶上部一段区域进行最小二乘线性拟合。

从图 3 的统计结果来看,此次卷云为光学厚度均小于 0.1 的薄卷云,其中平均光学厚度 \overline{COD} (532 nm)=0.026, \overline{COD} (1064 nm)=0.021。

3.3 卷云消光散射比

消光散射比即激光雷达比是一个和粒子物理、光学性质密切相关的重要物理量,其大小为 σ/β , 其中, σ 代表散射粒子的消光系数, β 代表粒子后向散射系数。消光后向散射比作为粒子散射特性,与粒子的外形和高宽比相关。由 3.2 节得到的卷云光学厚度 τ , 结合 Fernald 方法 (Fernald, 1984) 可得到卷云的消光散射比即激光雷达比 LR (Lidar Ratio), 以及卷云粒子的后向散射系数 (Chen et al., 2002)。需要提出的是,由于当卷云光学厚度小于 0.03 时,用此方法反演出得激光雷达比误差较大,故当 $\tau < 0.03$ 时,直接将 LR 取为 29 Sr。

图 4 为反演得到的卷云消光散射比。可以看到卷云粒子的激光雷达比分布范围较广,最小的小于 20 Sr,最大的则达到 50 Sr,说明卷云粒子的此项特征对粒子的大小、相态等十分敏感。此外由于探测到得卷云光学厚度在 0.03 以下的情况较多,因此 LR 在 29 Sr 上出现的频率最大。由图 4 的统计结果可以看到,计算后的平均消光散射比 $LR(532 \text{ nm}) = 23.8 \pm 9.1 \text{ Sr}$, 这与闵敏等 (2011) 利用 CALIPSO 数据统计得到的中国地区卷云消光散射比均值 $24.1 \pm 11.6 \text{ Sr}$ 相符, Sassen and Comstock (2001) 也对局地单点中纬度卷云的进行过大量观测研究,结果表明中纬度卷云消光散射比在 $24.4 \pm 15.5 \text{ Sr}$ 之间,可见中纬度地区卷云的消光散射比整体差异不大,在激光雷达反演过程中可利用统一均值来进行计算。此外 $LR(1064 \text{ nm}) = 29.6 \pm 9.7 \text{ Sr}$ 。

图 5 分别为卷云在 532 nm 和 1064 nm 波长上的体后向散射系数随时间及高度变化过程。可以看到,两波长在探测卷云能力方面都表现得比较一致,在 06:00 之后,卷云结构发生变化,较底层的卷云强度逐渐减弱且逐渐升高,而较高层卷云强度增强且逐渐降低,直至 07:00 左右,两部分卷云又合并在一起,散射强度大值停留在 5.5 km 左右,出现这种情况可能是由于 06:00 之后在 6 km 左右出现了水平风的输送。

3.4 卷云后向散射颜色比

后向散射颜色比是一个表征目标介质散射光学特性的谱变化的物理量,可用来表征粒子大小以区分不同种类的云,还可识别气溶胶和云,定义为两波长上后向散射强度的比值,比值越大说明粒子尺度越大,比值越小粒子尺度越小。虽然 3.3 节已计算出卷云的后向散射系数,但由于计算过程存在误差,为避免将误差放大,因此在计算卷云后向散射颜色比即色比 R_C (Color Ratio) 时,采用了另一种方法。首先引入后向散射比 R ($R = (\beta_m + \beta_p) / \beta_m$) 来对卷云信号进行归一化,具体方法是:在无云无气溶胶的高度 Z_c 处 (本文选 12~15 km), R 有最小值,对于 532 nm, $R(Z_c) = 1.01$, 对于 1064 nm, $R(Z_c) = 1.06$ (Russell et al., 1979; Tao et al., 2008)。

$$X(Z_c) = C \left[\beta_m(Z_c) + \beta_p(Z_c) \right] \exp \left\{ -2 \int_0^{Z_c} [\sigma_m(Z') + \sigma_p(Z')] dZ' \right\}, \quad (2)$$

若令 $C' = C \exp \left\{ -2 \int_0^{Z_c} [\sigma_m(Z') + \sigma_p(Z')] dZ' \right\}$, 则 $C' = X(Z_c) / [R(Z_c) \beta_m(Z_c)]$ 。

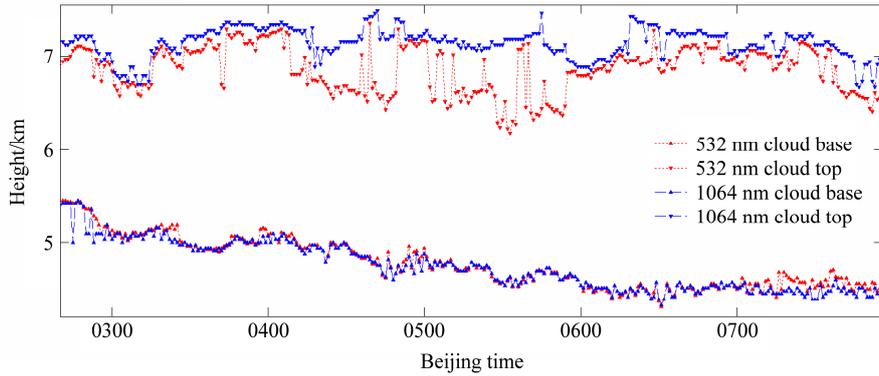


图 2 532 nm (red lines) 和 1064 nm (blue lines) 波长探测的卷云云底高和云顶高

Fig. 2 Cirrus cloud base and top height at 532 nm (red lines) and 1064 nm (blue lines) wavelength

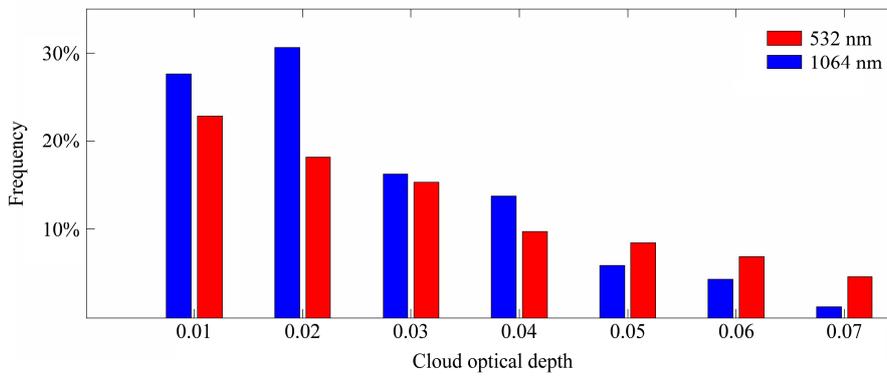


图 3 532 nm 和 1064 nm 波长上的卷云的光学厚度频率分布情况

Fig. 3 Frequency distribution of cirrus optical depth at 532 nm and 1064 nm wavelength

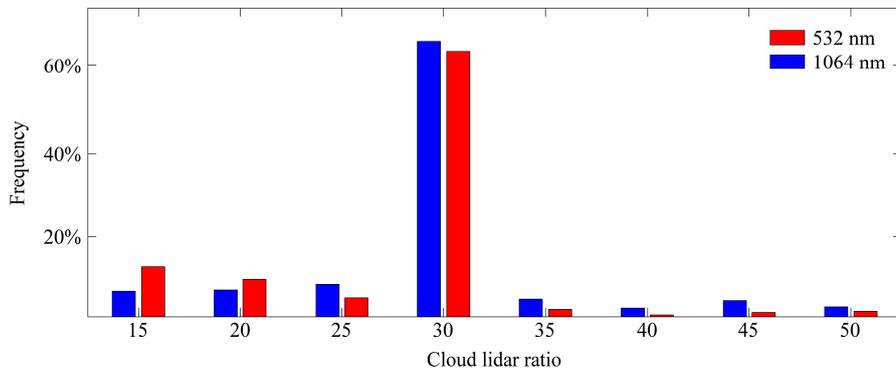


图 4 532 nm 和 1064 nm 波长上的卷云的消光散射比频率分布情况

Fig. 4 Frequency distribution of cirrus lidar ratio at 532 nm and 1064 nm wavelength

在对 532 nm 和 1064 nm 信号均进行过校准之后，大气衰减后向散射值：

$$\beta'(Z) = [\beta_m(Z) + \beta_p(Z)] \exp\left\{-2 \int_0^Z [\sigma_m(Z') + \sigma_p(Z')] dZ'\right\} = X(Z)/C'. \quad (3)$$

卷云粒子的后向散射颜色比 R_C 表达式为： $R_C = \beta_{p,1064} / \beta_{p,532}$ ，对于卷云粒子来说，其消光系数大小与波长无关，即 $\sigma_{p,1064} = \sigma_{p,532}$ ，另外，空气分

子在 1064 nm 波长上的透过率为 1，则卷云粒子的颜色比可近似为

$$R_C(Z) = [\beta'_{1064}(Z) - \beta_{m,1064}] / [\beta'_{532}(Z)/T_{m,532} - \beta_{m,532}], \quad (4)$$

其中， $T_{m,532} = \exp\left\{-2 \int_0^Z [\sigma_{m,532}(Z')] dZ'\right\}$ 为空气分子在 532 nm 上的透过率，若将其同样认为是 1，那么色比公式进一步简化为： $R_C = \beta'_{1064} / \beta'_{532}$ 。

图 6 为根据公式 (4) 计算得到的卷云粒子后

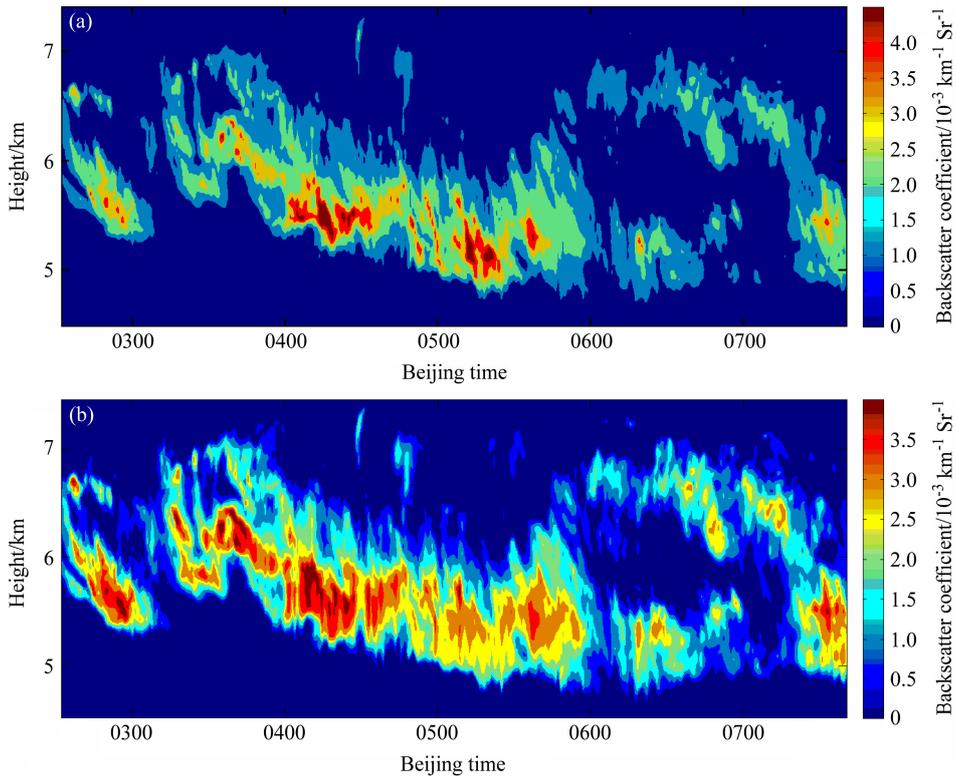


图 5 卷云在 (a) 532 nm 和 (b) 1064 nm 波长上体后向散射系数随时间及高度变化过程

Fig. 5 Distribution of cirrus backscattering coefficient with time and height at (a) 532 nm and (b) 1064 nm wavelength

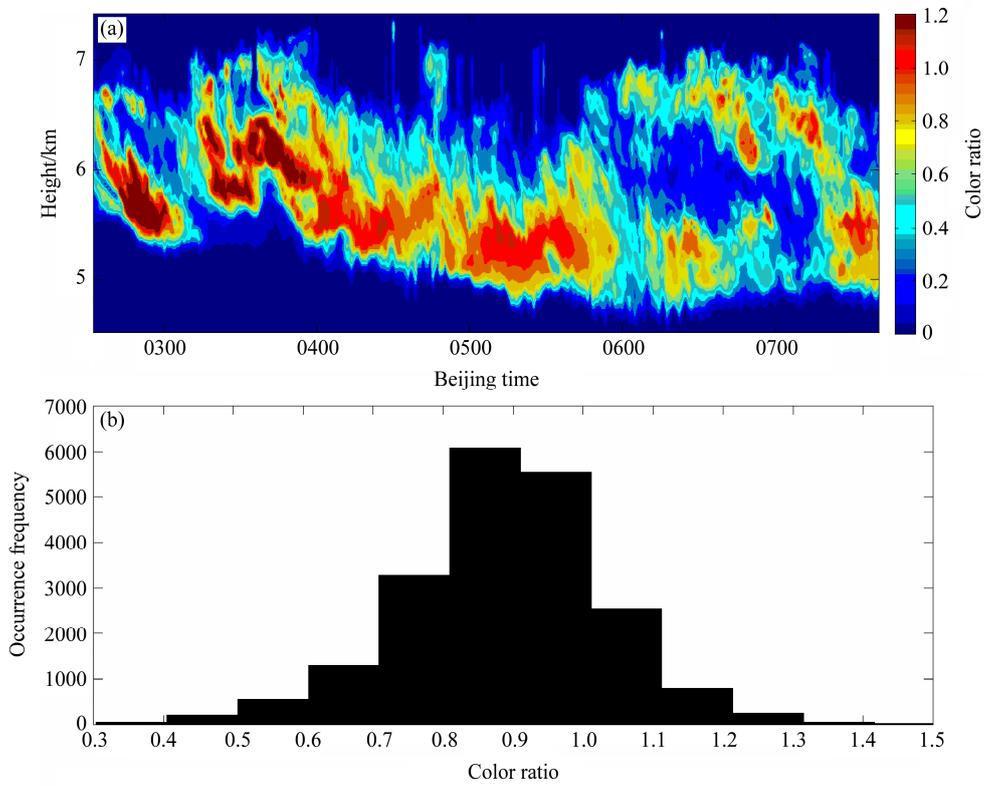


图 6 卷云的 (a) 色比分布及 (b) 出现频率分布

Fig. 6 (a) The color ratio distribution and (b) its frequency distribution of cirrus

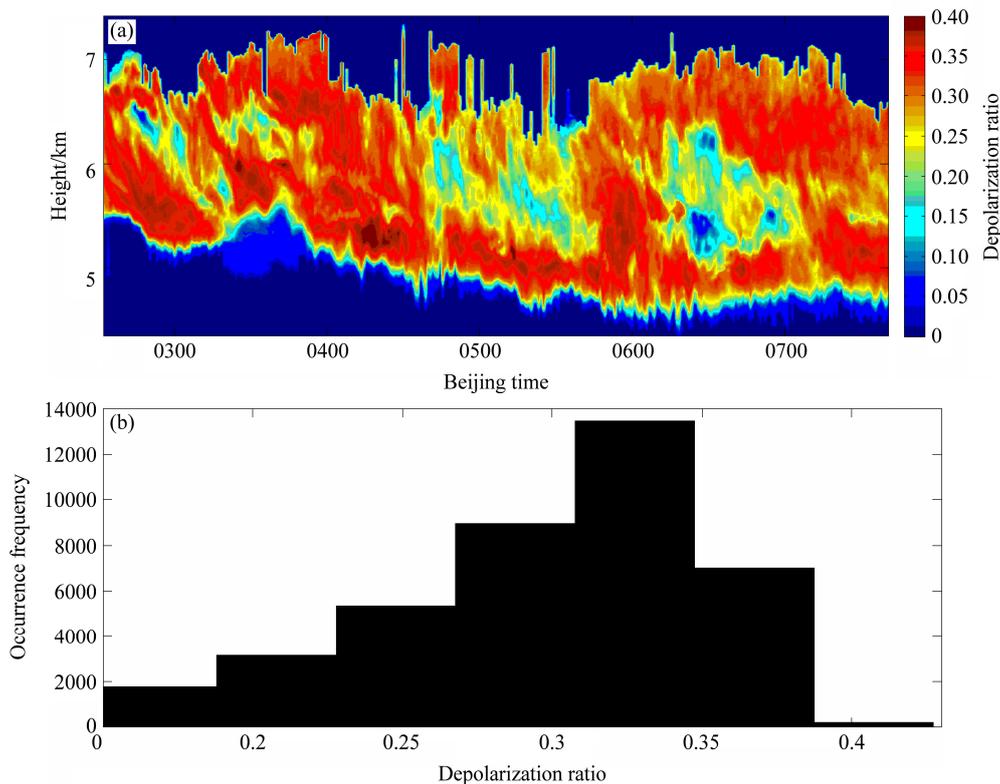


图7 卷云的 (a) 退偏比分布及 (b) 出现频率分布

Fig. 7 (a) The depolarization ratio distribution and (b) its frequency distribution of cirrus

向散射颜色比随时间及高度变化及其频率分布的情况，由图 6 可以看出 06:00 之前的后向散射颜色比基本上随卷云高度的增加而减小，06:00 之后可能由于水汽输送或温度升高等原因，卷云内部出现了很弱的水云，使其分为了两层。

另外从色比频率分布来看，此卷云色比大多数分布在 0.8~1 之间，总体来说色比值为 0.86 ± 0.16 ，这个结果与 Tao et al. (2008) 在汉普顿大学 (37.02°N, 76.34°W) 的观测结果 0.88 ± 0.12 很接近，两地几乎位于同一纬度。具体表征卷云粒子大小的后向散射系数对波长依赖关系指数较小约为 0.16，说明卷云内部粒子尺度较大。

3.5 卷云退偏比

卷云退偏比特性是表征卷云粒子形状的物理量，退偏比越小代表粒子形状越趋近圆形，比如球形气溶胶、微水滴，反之退偏比越趋近于 1 代表粒子形状越趋近于非球形，如尘粒和冰晶。Sassen (1991) 利用偏振激光雷达测得水云退偏比一般小于 0.15，卷云的退偏比在 0.5 左右，而混合云的退偏比在两者之间。

退偏比一般即是偏振激光雷达在垂直偏振方

向上的回波分量与水平回波分量之比，但在实际运用中，由于雷达器件间的差异，需对两通道进行校准确保其具有相同的校正系数 (Hayman and Thayer, 2011, 2012)。图 7 即为卷云粒子退偏比的反演结果。如图所示，退偏比值范围在 0.15~0.4 间，且在 0.3~0.35 间分布最多，与闵敏等 (2011) 利用 CALIPSO 卫星资料反演的中国地区卷云的退偏比范围相符。

4 小结

本文选取了地基双波长偏振激光雷达的观测个例，从卷云的光学特性及物理特性方面对格尔木地区的一次卷云过程进行了较全面的研究分析，研究表明，此部激光雷达在 532 nm 和 1064 nm 波长上均能对卷云的物理相态、消光特性等进行有效的探测，具体的反演结果如下：

(1) 532 nm 和 1064 nm 波段上的平均云底高为 4.7 km，且随时间有所降低，平均云顶高约为 6.9 km，在两个波段上稍有差异，云厚大约 2.2 km。

(2) 此次卷云在 5 个半小时的观测时间内光学

厚度都比较小, 其中 $\overline{\text{COD}}(532\text{ nm})=0.026$, $\overline{\text{COD}}(1064\text{ nm})=0.021$ 。

(3) 总体来说, 卷云的激光雷达分布较广, 其中 $\text{LR}(532\text{ nm})=23.8\pm 9.1\text{ Sr}$, $\text{LR}(1064\text{ nm})=29.6\pm 9.7\text{ Sr}$ 。

(4) 后向散射强度随时间变强, 在 06:00 之后, 卷云结构发生明显变化, 较底层的卷云强度逐渐减弱且逐渐升高, 而较高层卷云强度增强且逐渐降低, 两个高度之间出现了一段散射较弱的区域, 直至 07:00 左右, 两部分卷云又合并在一起, 散射强度大值停留在 5.5 km。

(5) 卷云色比值多数分布在 0.8~0.9 之间, 后向散射系数对波长依赖关系指数约为 0.16, 卷云粒子较大。

(6) 532 nm 波长上的退偏比数值分布较广, 多数数值在 0.4 以下, 其中 0.3~0.35 之间最多, 为混合云过程。

以上反演结果表明卷云发展过程极其复杂, 如何正确认知其形成机制、物理光学特性, 需要进行更多的实验观测, 尤其青藏高原地区卷云具有非常重要的天气及气候效应, 且相应地基观测极为匮乏, 因此我们下一步工作的重点是在积累数据的基础上, 进一步展开对青藏高原地区卷云长时间时空分布的研究。

参考文献 (References)

Chen W N, Chiang C W, Nee J B. 2002. Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds [J]. *Appl. Opt.*, 41 (30): 6470–6476.

Fernald F G. 1984. Analysis of atmospheric lidar observations: Some comments [J]. *Appl. Opt.*, 23: 652–653.

Hayman M, Thayer J P. 2011. Lidar polarization measurements of PMCs [J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73 (14–15): 2110–2117.

Hayman M, Thayer J P. 2012. General description of polarization in lidar using Stokes vectors and polar decomposition of Mueller matrices [J]. *Journal of the Optical Society of America*, 29 (4): 400–409.

Immler F, Krüger K, Tegtmeier S, et al. 2007. Cirrus clouds, humidity, and dehydration in the tropical tropopause layer observed at Paramaribo, Suriname (5.8°N, 55.2°W) [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D03209, doi:10.1029/2006JD007440.

季承荔, 陶宗明, 胡顺星, 等. 2014. 三波长激光雷达探测合肥地区卷云特性 [J]. *光学学报*, 34 (4): 0401001-1–0401001-6. Ji Chengli, Tao

Zongming, Hu Shunxing, et al. 2014. Cirrus measurement using three-wavelength lidar in Hefei [J]. *Acta Optica Sinica (in Chinese)*, 34 (4): 0401001-1–0401001-6.

梁萍, 陈葆德, 汤绪. 2010. 青藏高原云型的卫星遥感判别方法研究 [J]. *高原气象*, 29 (2): 268–277. Liang Ping, Chen Baode, Tang Xu. 2010. Identification of cloud types over Tibetan Plateau by satellite remote sensing [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 29 (2): 268–277.

Liou K N. 1986. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114 (6): 1167–1199.

闵敏, 王普才, 宗雪梅. 2011. 中国地区卷云分布特征的星载激光雷达遥感 [J]. *气候与环境研究*, 16 (3): 301–309, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.03.05. Min Min, Wang Pucui, Zong Xuemei. 2011. Cirrus cloud distribution over China from Spaceborne lidar observations [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 16 (3): 301–309, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2011.03.05.

Nazaryan H, McCormick M P, Menzel W P. 2008. Global characterization of cirrus clouds using CALIPSO data [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D16), doi:10.1029/2007JD009481.

Pal S R, Steinbrecht W, Carswell A I. 1992. Automated method for lidar determination of cloud-base height and vertical extent [J]. *Appl. Opt.*, 31 (10): 1488–1494.

Qiao S, Pan W L, Zhu K Y, et al. 2014. Initial results of lidar measured middle atmosphere temperatures over Tibetan Plateau [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 7 (3): 213–217, doi:10.3878/j.issn.1674-2834.13.0114.

Russell P B, Swisler T J, McCormick M P. 1979. Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements [J]. *Appl. Opt.*, 18: 3783–3797.

Sassen K. 1991. The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72 (12): 1848–1866.

Sassen K, Comstock J M. 2001. A midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing. Part III: Radiative properties [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58 (15): 2113–2127.

Tao Z M, McCormick M P, Wu D, et al. 2008. Measurements of cirrus cloud backscatter color ratio with a two-wavelength lidar [J]. *Appl. Opt.*, 47 (10): 1478–1485.

陶宗明, 刘东, 史博, 等. 2013. 基于三波长激光雷达对强卷云后向散射系数波长关系研究 [J]. *北京理工大学学报*, 33 (8): 857–861. Tao Zongming, Liu Dong, Shi Bo, et al. 2013. Relationship between backscatter coefficient and wavelength of strong cirrus cloud based on a three-wavelength lidar measurements [J]. *Transactions of Beijing Institute of Technology (in Chinese)*, 33 (8): 857–861.

薛新莲, 戚福弟, 范爱媛, 等. 2006. 合肥地区卷云的激光雷达探测 [J]. *量子电子学报*, 23 (4): 527–532. Xue Xinlian, Qi Fudi, Fan Aiyuan, et al. 2006. Lidar observations of cirrus clouds over Hefei [J]. *Chinese Journal of Quantum Electronics (in Chinese)*, 23 (4): 527–532.