

武汉中层大气温度特性的激光雷达观测研究

常岐海 杨国韬 宋 娟 程学武 龚顺生

中国科学院武汉物理与数学研究所, 武汉 430071

摘 要 报道了升级改造后的 WIPM 瑞利散射激光雷达的技术状况, 并通过与 CIRA86 标准大气模式和 UARS 卫星探测的比较, 考察了其中层大气温度探测性能。基于 2002 年至 2003 年激光雷达的系统观测数据, 给出了武汉上空中层大气温度分布的年平均特性及在各种时间尺度下的变化规律, 分析了标准大气模式在描述中层大气温度分布平均特性和变化规律上的局限。

关键词 激光雷达 瑞利散射 中层大气 温度结构

文章编号 1006-9895(2005)02-0314-07

中图分类号 P412

文献标识码 A

Lidar Observations of the Middle Atmospheric Temperature Characteristics over Wuhan

CHANG Qi-Hai, Yang Guo-Tao, SONG Juan, CHENG Xue-Wu, and GONG Shun-Sheng

Wuhan Institute of Physics and Mathematics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430071

Abstract The technique status of WIPM Rayleigh lidar after upgrade is reported. By comparison with CIRA86 and HALOE on UARS, the accuracy of WIPM Rayleigh lidar is evaluated. Based on the systematic observations conducted from 2002 to 2003, the mean temperature characteristics and variation behaviors of the middle atmosphere temperature profiles over Wuhan are given. The limitations of standard atmosphere mode in describing the characteristics of middle atmosphere are discussed.

Key words lidar, Rayleigh scattering, middle atmosphere, temperature structure

1 引言

在处于大约 10 ~ 100 km 高度的中层大气中存在着许多复杂的物理、化学和动力学过程, 也是对太阳活动极为敏感的大气区域。中层大气内部的复杂变化和所受到的外界扰动会耦合到低层大气中, 从而对全球气候的变化与人类生存环境产生影响。因此, 中层大气的研究具有重要意义。另一方面, 由于中层大气探测的困难, 使得人们对中层大气的研究还很不充分。特别是在大约 30 ~ 70 km 高度范围的中层大气, 对气球探测而言太高, 对卫星探测而言又太低, 而这一区域又是无线电遥感探测不太有效的区域, 仅靠偶尔发射的火箭探测又难以获得连续充足的数据。

瑞利散射激光雷达的出现, 在很大程度上改变了上述局面。瑞利散射激光雷达除具有探测灵敏度高和时空分辨率好等优点之外, 它利用激光与大气分子的瑞利散射机制产生雷达回波, 不存在大气探测的盲区。因此, 瑞利激光雷达是中层大气探测的方便而有效的手段, 并在增进人们对中层大气的结构和变化、热力学和动力学特性等方面的深入了解上起到了重要作用^[1-5]。

我们于 1996 年在武汉物理与数学研究所研制成功一台瑞利散射激光雷达。2001 年, 对这台激光雷达进行了升级改造, 提高了其探测中层大气的能力。2002 年至 2003 年期间, 利用改造升级后的瑞利散射激光雷达对武汉上空 (30.5°N, 114.5°E) 的中层大气进行

了较为系统的探测,获得了近 60 天的夜间探测数据。本文即报导利用这批探测数据对武汉上空中层大气温度特性进行分析所得到的结果。

2 瑞利激光雷达探测技术

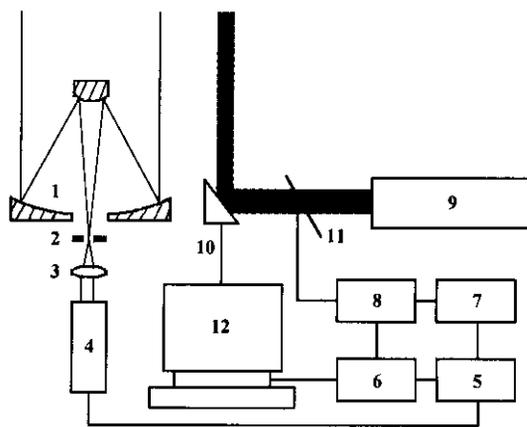
瑞利散射激光雷达的原理结构如图 1 所示。它主要由激光发射器、光学接收器和信号检测处理器三部分组成。Nd :YAG 激光器发射的激光束(532 nm)垂直射向大气,激光束与大气分子(30 km 以上)互相作用产生的瑞利散射回波光子被光学接收器接收,经信号检测与处理,可得到中层大气瑞利散射光强度随探测高度的变化曲线,由如下的激光雷达方程^[6]给出:

$$P_r(Z) \propto P_o \frac{A}{Z^2} \Delta z \eta T^2(Z) \sigma N(Z). \quad (1)$$

式(1)说明激光雷达接收到的回波功率随高度的变化 $P_r(Z)$ 与激光发射功率 P_o 、光学接收器对散射层的张角 A/Z^2 、探测处到散射层的往返光透射 $T^2(Z)$ 、瑞利散射截面 σ 、大气分子密度 $N(Z)$ 和探测分割范围 Δz 成正比。

对原有激光雷达的技术改造包括:将原雷达机房从一楼迁至七层顶楼,以改善低空背景光干扰;将原 $\Phi 400$ mm 透射式光学接收器改为 $\Phi 950$ mm 反射式,并采用焦面直接探测方式,以提高收光效率;将原 200 mJ (532 nm)、20 Hz 激光器改为 300 mJ、30 Hz,以提高探测时空分辨能力。改造后的瑞利散射激光雷达的主要技术参数列于表 1。

典型的瑞利激光雷达回波曲线如图 2 所示,通过对大量回波曲线的反演和分析,可获得有关中层大气密度、温度和波动等参量的空间分布和时间演化的信息。对于本文报道的温度探测而言,由于温度并不含在(1)式所示的雷达方程中,因而需从密度信息反演得



- | | | |
|---------------------------|------------------------|------------------------------|
| 1: 望远镜
Telescope | 5: 放大器
Preamplifier | 9: 激光器
Laser |
| 2: 视场光阑
Iris | 6: 计数器
Counter | 10: 导向镜
Converging mirror |
| 3: 准直透镜
Alignment lens | 7: 示波器
Oscilloscope | 11: 分束片
Beam splitter |
| 4: 光电倍增管
PMT | 8: 触发器
Trigger | 12: 计算机
Computer |

图 1 瑞利激光雷达系统原理图

Fig. 1 The schematic diagram of a Rayleigh scattering lidar

到^[7]。反演时,假定在 30~80 km 范围,大气处在静力学平衡状态并服从理想气体定律。将大气分成高度为 ΔZ 的层次,则第 i 层大气的温度 $T(Z_i)$ 可通过该层的上沿压力 $P(Z_i + \Delta Z/2)$ 和下沿压力 $P(Z_i - \Delta Z/2)$ 来表示:

$$T(Z_i) = \frac{mg(Z_i) \Delta Z}{K \ln \left[\frac{P(Z_i - \Delta Z/2)}{P(Z_i + \Delta Z/2)} \right]}, \quad (2)$$

$$P \left(Z_i + \frac{\Delta Z}{2} \right) = \sum_{j=i+1}^n [mN(Z_j)g(Z_j)\Delta Z] + P_{ref} \left(Z_n + \frac{\Delta Z}{2} \right), \quad (3)$$

表 1 WIPM 瑞利激光雷达系统参数

Table 1 The specifications of WIPM Rayleigh lidar

接收系统 Transmitter (Spectra-Physics Nd :YAG)	接收器 Receiver (Telescope)	信号处理 Signal processing (photo count system)
波长 Wavelength	532 nm	望远镜直径 Aperture
脉宽 Pulse width	10 ns	焦距 Focal length
重复率 Repetition ratio	30 Hz	视场角 Field of view
脉冲能量 Pulse energy	300 mJ	/
光束发散角 Emission divergence	0.5 mrad	滤波片带宽 Bandwidth
		1 nm
		数据采集系统 Data collection system
		SR430
		最大计数率 Sample ratio
		100 MHz
		计数门宽 Gate delay
		0.64 μ s
		计数门数 Gate number
		1024
		时间分辨率 Temporal resolution
		2.8 min

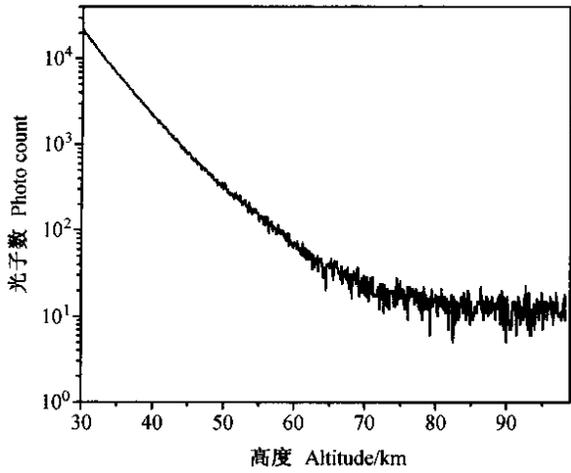


图2 瑞利激光雷达回波信号(高度分辨率:100 m,累计时间:2.8 min)
Fig. 2 Rayleigh lidar echo (spatial resolution: 100 m, temporal resolution 2.8 min)

$$P\left(Z_i - \frac{\Delta Z}{2}\right) = P\left(Z_i + \frac{\Delta Z}{2}\right) + mN(Z_i)g(Z_i)\Delta Z, \quad (4)$$

式中, m 为大气分子量, $g(Z_i)$ 为重力加速度, K 为玻耳兹曼常数。(3)式中的 $P_{ref}(Z_n + \Delta Z/2)$ 为探测最高层(即 $i = n$ 层)的上沿压力参考值,通常可以从标准大气模式确定。

激光雷达探测误差的来源可分为三类:激光雷达技术造成的系统误差,探测过程造成的统计误差,以及反演方法造成的反演误差。对于系统误差,在合理设计和调整使用激光雷达或采用适当的补偿修正措施的情况下,可有效降低其影响。对于统计误差,可通过加大激光雷达的配置(如大的激光功率和大的接收光学等)或通过适当地降低探测的空间分辨率(采用较大的 ΔZ)和时间分辨率(采用长的累加时间)的办法来

加以改善。至于反演误差,则取决于所探测的大气参数。对于温度探测而言,通常认为反演误差比密度要小。这是因为从原则上讲,温度是由密度随高度的相对变化反演而得到,具有绝对测量的性质。温度反演所需要的最上沿压力参考值 $P_{ref}(Z_i + \Delta Z/2)$,虽然通常也取自标准大气,但此取值误差将随着反演向低空进行,对温度反演精度的影响迅速减小^[3],而不像密度反演那样,定标取值精度会对反演全程造成影响。

3 激光雷达探测性能

瑞利散射激光雷达已被认为是探测和研究中层大气的一种有效手段并在多年的探测研究工作中取得了大量成果^[1-7]。但对于一台特定的瑞利散射激光雷达系统,要评定其探测性能,特别是对中层大气密度、温度探测的精度,仍然是一个比较困难的问题。多年来,已在这方面进行了许多试验,如通过与火箭探测数据对比^[8]、与卫星探测数据对比^[9]以及两台瑞利激光雷达相互对比^[10]等,但最通常采用的办法还是将激光雷达探测数据与标准大气模式进行对比^[11]。限于条件,我们将采用与标准大气模式比较和与卫星探测数据比较相结合的办法,对本瑞利散射激光雷达的中层大气温度探测性能作一初步评估。

与卫星探测比较采用的是高层大气研究卫星(UARS)上的 HALOE 探测结果,而与标准大气的比较则采用 CIRA86。由于与卫星探测数据的比较要受到卫星与地基探测时间、空间重叠的限制,因此,我们选取与激光雷达探测数据纬度不超过 2° ,经度不超过 20° ,时间不超过 48 小时的卫星探测数据为可比较数据^[12]。在我们激光雷达探测数据的范围内,符合上述条件的 HALOE 数据共有 4 天,其中 2 天即 4 月 6~7 日和 11 月 5~6 日的比较结果分别显示于图 3a 和 b,

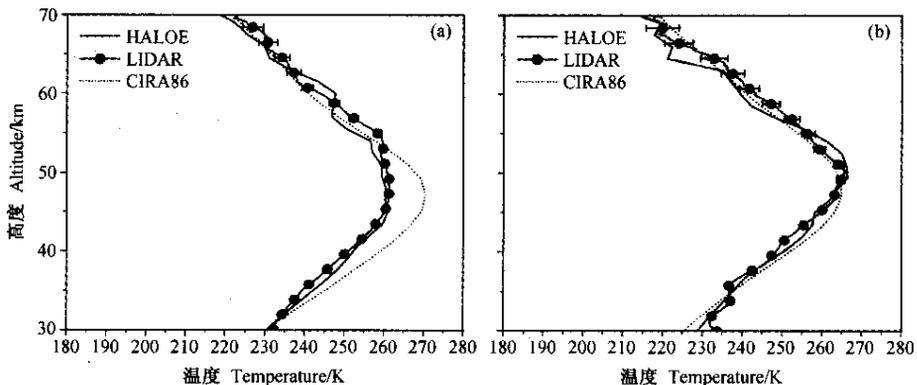


图3 激光雷达、HALOE 和 CIRA86 的温度廓线比较 (a) 2002 年 4 月 6~7 日 (b) 2002 年 11 月 5~6 日
Fig. 3 Comparison of temperature profiles from Lidar, Satellite and CIRA86: (a) 6~7 April 2002; (b) 5~6 December 2002

对应于武汉上空和相应月份的 CIRA86 数据也显示在图 3 中。图 3b 的结果显示,标准大气模式、HALOE 卫星探测和 WIPM 激光雷达探测三者,在大约 30~65 km 范围内均能较好的符合,相互之间的温度误差大多在 3~5 K 范围,可认为三者的结果是一致的。能明显看出差异为平流层顶的高度的显示值:50 km (HALOE 卫星)、49 km (WIPM 激光雷达)、47 km (CIRA86 模式),但三者显示的平流层顶温度基本一致,偏差约为 ± 1 K。这一结果表明,HALOE 卫星探测和我们的激光雷达探测以及 CIRA86 模式均指出近似相同的武汉上空中层大气温度实际分布状况。图 3a 的结果则显示,HALOE 卫星探测结果与激光雷达探测结果比较一致,误差也在 2~5 K 范围。但卫星和激光雷达探测与 CIRA86 则出现较大差异,特别是在大约 50 km 的平流层顶以下,最大差异可达 10 K (CIRA86 给出的偏高)。在平流层,激光雷达温度探测结果比 CIRA86 模式低大约 10 K 的现象在文献^[13]中也曾报道过,并被认为是 CIRA86 大气模式对平流层增温过程的不准确描述所造成。综合考虑上述结果,我们认为本激光雷达对中层大气温度特性的探测是有效的。

4 探测结果与讨论

在 2002 年 3 月至 2003 年 2 月的大约 60 天的观测数据中,我们选用了大约 40 天的数据进行如下的分析和讨论。数据的选用原则是当天的大多数原始回波数据(约 3 min 的累计结果)必须达到 70 km 的探测高度。

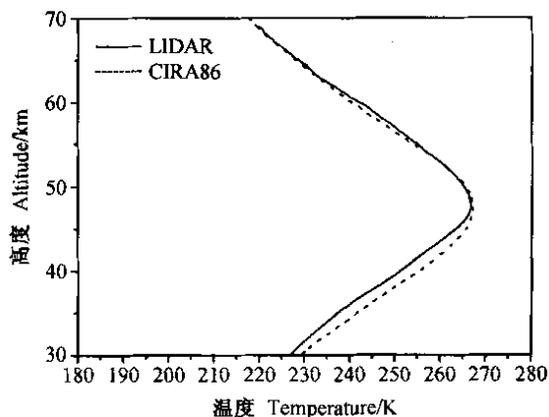


图 4 激光雷达探测年平均温度廓线(实线)与 CIRA86(点划线)的比较

Fig. 4 Comparison of annual averaged lidar temperature profile (solid line) with CIRA86 (dot dash line)

选出的 40 个观测日分布在一年内连续的 12 个月中,每月的观测日为 3~6 个。每日的连续观测时间为 2~8 h,40 个观测日的总观测时间约 200 h,相应的激光雷达原始回波数约 5000 个。

我们将 2002 年 3 月到 2003 年 2 月观测数据的温度反演结果进行平均,得到武汉上空中层大气温度廓线的平均结果(图 4 实线所示)。为了比较,图 4 用虚线同时给出了 CIRA86 的结果。激光雷达探测年平均值的空间分辨率取为 200 m,是 40 个观测日所有观测数据的总平均,而用于对比的标准大气则是对 CIRA86 给出的武汉地区 12 个月平均值的算术平均。由图 4

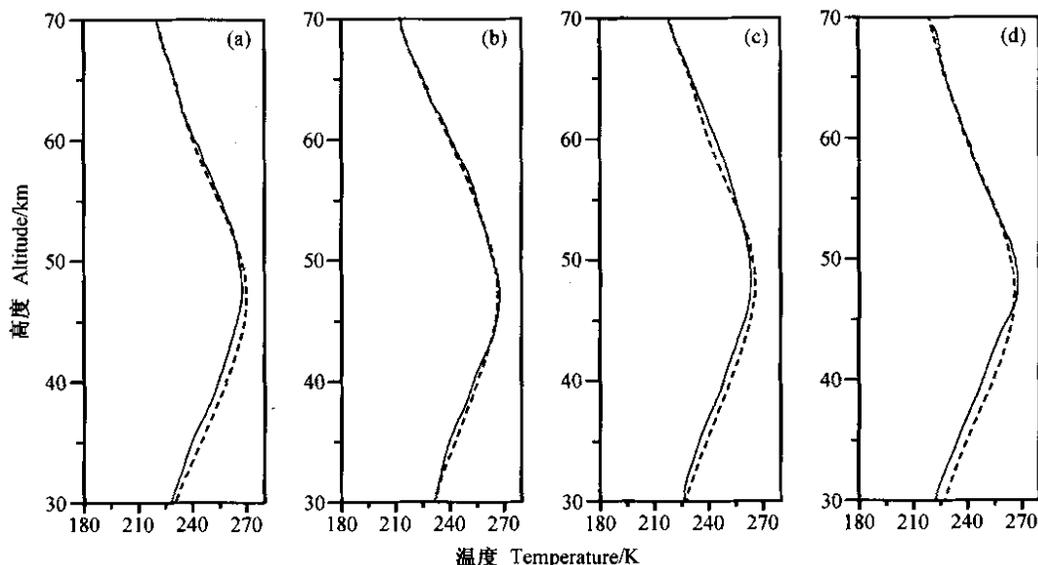


图 5 温度廓线季节变化及与 CIRA86 的比较 (a) 春季平均温度廓线 (b) 夏季平均温度廓线 (c) 秋季平均温度廓线 (d) 冬季平均温度廓线。实线是观测值,虚线是 CIRA86 模式

Fig. 5 Seasonal variation of temperature profiles, and comparison with CIRA86. (a) The mean temperature profile in spring; (b) the mean temperature profile in summer; (c) the mean temperature profile in autumn; (d) the mean temperature profile in winter. Solid line: observations; dash line: CIRA86 model

可见,武汉上空中层大气温度廓线的激光雷达探测结果在基本形态和平流层顶以上的温度分布均与 CIRA86 标准大气模式给出的一致。但在平流层顶以下,两者的温度分布出现明显的偏差,表现为标准大气模式给出的温度分布一直高于激光雷达探测值约 5 K。此外,激光雷达探测给出武汉地区平流层顶的高度年平均值为 48 km,比标准大气模式的值高约 2 km,但两者给出的平流层顶温度的年平均值则均为 267 K。

为了考察激光雷达探测武汉(30.5°N, 114.5°E)中层大气温度廓线与 CIRA86 给出的平均温度廓线在平流层下段所出现的差异,我们比较了 Hauchecorne 等^[14]在法国(44°N, 6°E)以及 Lee 等^[15]在印度(13.5°N, 79.2°E)的相应结果,发现他们的激光雷达探测结果与标准大气新结果的结果也在不同程度上存在与我们上述结果类似的差异,且这种差异的大小与地理纬度有一定的关系。因此,我们认为图 4 所示的激光雷达探测结果能反映武汉上空中层大气温度廓线的平均状况。

激光雷达探测的优势之一是其较高的时空分辨率

和能进行较为连续的观测,因此适合于研究中层大气特性在各种时间尺度下的变化。图 5 所示即为将一年的激光雷达探测数据分为四季进行分别反演处理所得

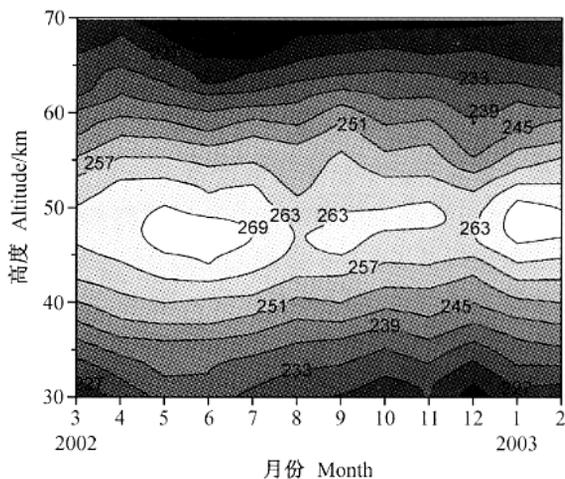


图 6 2002 年 3 月~2003 年 2 月武汉上空温度分布(单位:K)
Fig. 6 Middle atmospheric temperature distributions over Wuhan from March 2002 to February 2003

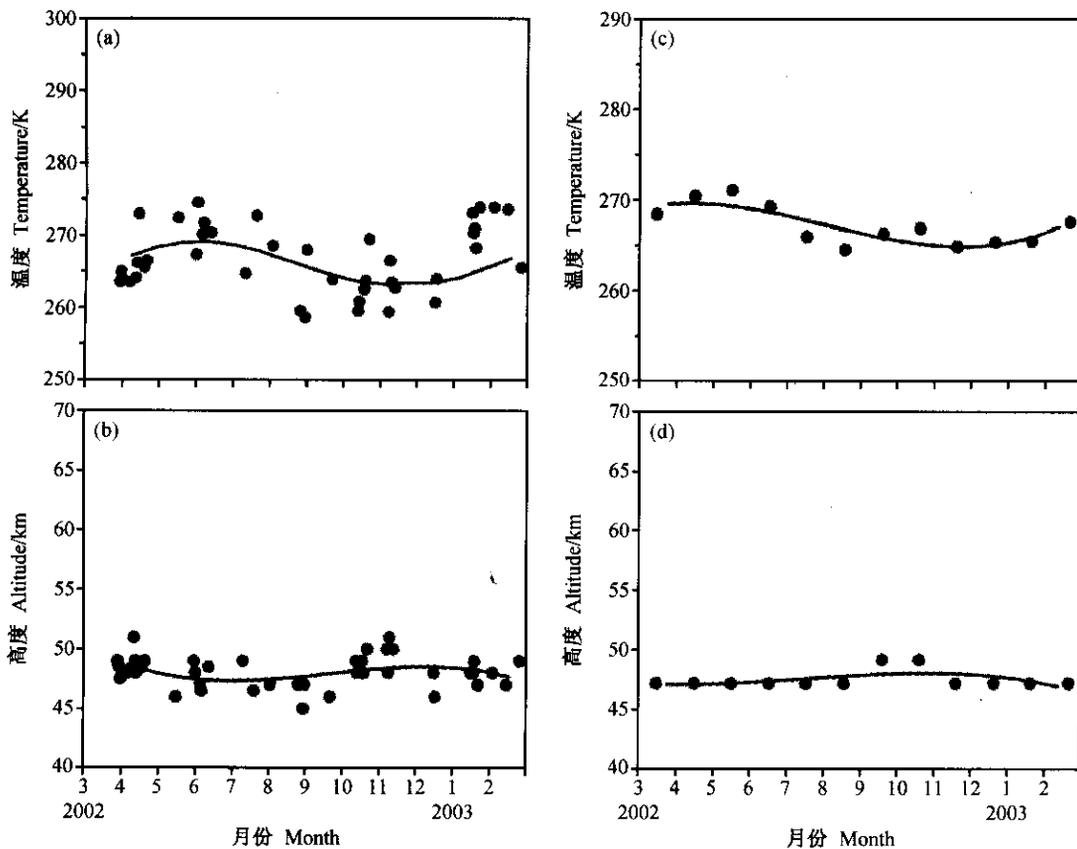


图 7 平流层顶高度和平流层顶温度的变化及与 CIRA86 的比较 (a) 平流层顶温度变化 (b) 平流层顶高度变化 (c) CIRA86 模式平流层顶温度变化 (d) CIRA86 模式平流层顶高度变化。实线为变化趋势拟合线

Fig. 7 Comparison between detected stratopause height and temperature variations and CIRA86 : (a) The temperature variations of stratopause ; (b) the height variations of stratopause ; (c) the temperature variations of stratopause of CIRA86 model ; (d) the height variations of stratopause of CIRA86 model. Solid line : variation trend

到的结果。图 5 分别为 3~5 月、6~8 月、9~11 月、12~2 月(大致对应春、夏、秋、冬)的激光雷达探测温度廓线(实线)和相应的 CIRA86 结果(虚线)。由图 5 可见,在夏季月份(6~8 月)激光雷达探测温度廓线与 CIRA86 符合得最好;平流层顶以上段,除秋季月份(9~11 月)在 55~60 km 段与标准大气出现偏差外,其他三个季节均与 CIRA86 符合得很好;平流层顶以下段,除了夏季外,其他三个季节均与 CIRA86 出现较大的偏差,且呈现夏秋季偏差小,冬春季偏差大的特征。我们将这种偏差特点与 Lee 等^[15]报道的结果进行比较时发现,他们在印度 Gadanki 地区(13.5°N, 79.2°E)的激光雷达探测结果显示,探测数据与 CIRA86 在平流层顶以下的差异在 12~4 月间较大(标准大气偏暖);5~11 月则较小。这与我们的观测结果是一致的。Lablance 等^[13]在分析处理大量激光雷达数据后也指出, CIRA 标准大气模式在冬季给出的低平流层段(lower stratosphere)的温度太高。由此,有人已提出是否要考虑冬季常达到低平流层的行星波传播热效应的影响^[16]。

为了能更清楚地了解中层大气温度分布在一年中的变化,我们将全年的激光雷达探测数据做成如图 6 所示的等温线图。图 6 中,从黑到白表示温度逐渐升高,由图可见,一年之中平流层顶温度的变化最为明显,5~6 月和 1~2 月的温度相对偏高,且在相应月份内,由于平流层顶温度的升高,也带动 30~40 km 段温度的上升和 60~70 km 段温度的下降。而其他月份,在整个可探测的中层大气范围(30~70 km)内,温度的分布相对较为稳定。

在图 7a 和 b 中,我们分别给出了武汉地区平流层顶温度和平流层顶高度的年变化规律的激光雷达探测结果,为了比较,图 7c、d 还分别给出了 CIRA86 的结果。图 7 中,探测结果中的曲线由对多个观测日的结果进行拟合得到,而模式结果中的曲线则是对大气模式月平均结果进行拟合得到。由图 7 可见,探测结果和标准大气均给出平流层顶温度和平流层顶高度的年周期变化特征。但仔细观察可发现,探测结果和模式结果的变化相位并不一致,模式所给出的变化相位有约 1~2 个月的超前。这种大气模式结果在相位上超前于激光雷达结果的情况在文献^[13]上也有过报道,并被认为是造成低平流层标准大气模式给出的温度偏高的可能原因之一。

作为激光雷达探测中层大气短期变化特性的一个例子,图 8 给出了我们在 2002 年 8 月 23~24 日进行连续 7 小时观测的结果。图 8 中显示出 7 条温度廓线,

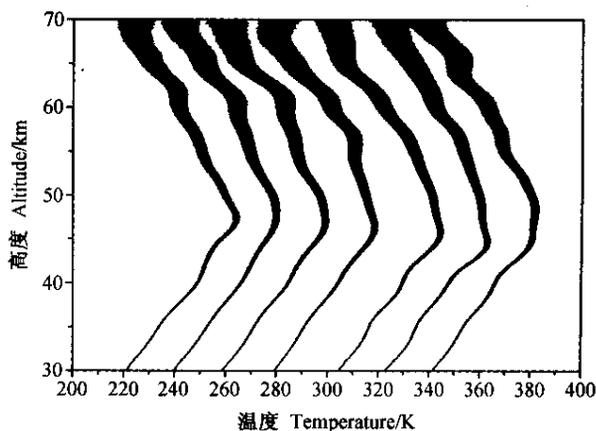


图 8 中层大气温度廓线的短期变化

Fig. 8 The short-term variation of temperature profiles of middle atmosphere

每条廓线为 1 h 激光雷达观测的平均值,其空间分辨率取为 1 km。由于观测的平均时间较短,观测的统计误差变得不可忽略,在图中将其表示为温度廓线的宽度。可见,随着探测高度的增加,探测信噪比迅速下降,导致统计误差逐渐增大。从图 8 可明显看出,一个特点是平流层顶高度的规律性(是指向下运动的重力波引起的平流层顶位置的扰动)下移,下移速度约 $0.5 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ 。此外,还可以看出图 8 中各个温度廓线上的波浪式变化,这是典型的重力波活动的表现。而且,上述平流层顶高度的规律性下移以及平流层顶上下段的温度变化斜率的规律性改变等,可能都与这种重力波的活动有关。由此可见,除用于中层大气温度特性研究外,激光雷达探测也适用于对其波动特性进行研究。

参考文献

- [1] Jenkins D B, Wareing D P, Thomas L, et al. Upper stratospheric and mesospheric temperature derived from lidar observation at Aberystwyth. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1987, **49**: 287~298
- [2] Caswell A I, Pal S R, Steinbrecht W, et al. lidar measurements of the middle atmosphere. *Can. J. Phys.*, 1991, **69**: 1076~1086
- [3] Keckhut P, Hauchecorne A, Chanin M L. A critical review of the database acquired for the long-term surveillance of the middle atmosphere by the French Rayleigh lidar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1993, **10**: 850~867
- [4] Meriwether J W, Dao P D, McNutt R T, et al. Rayleigh lidar observations of mesosphere temperature structure. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**: 16973~16987
- [5] Thayer J P, Nielsen N B, Warren R E, et al. Rayleigh lidar system for middle atmosphere research in the Arctic. *Opt. Eng.*, 1997, **36**: 2045~2061
- [6] 阎吉祥, 龚顺生, 刘智深. 环境监测激光雷达. 北京: 科学出版社

- 社 2001 ,144pp
Yan J X , Gong S S , Liu Z S. *Lidar of Environment Observation*. Beijing : Science Press. 2001 , 144pp
- [7] Ferrare R A , McGee T J , Whiteman D , et al. Lidar measurements of stratospheric temperature during STOIC. *J. Geophys. Res.* , 1995 , **100** : 9303 ~ 9312
- [8] Schmidlin F J. Repeatability and measurement uncertainty of the united states meteorological rocketsonde. *J. Geophys. Res.* , 1981 , **86** : 9599 ~ 9603
- [9] Rensberg E E. The accuracy of Nimbus7 LIMS temperature in mesosphere. *Geophys. Res. Lett.* , 1986 , **13** : 311 ~ 314
- [10] Singh U N , Keckhut P. Stratospheric temperature measurements by two collocated NDSC lidars during UARS validation campaign. *J. Geophys. Res.* , 1996 , **101** : 10287 ~ 10297
- [11] Shibata T , Kobuchi M , Maeda M. Measurements of density and temperature profiles in the middle atmosphere with XeF lidar. *Appl. Opt.* , 1986 , **25** : 685 ~ 688
- [12] Hervig M E , Russell III J M , Gordley L L , et al. Validation of temperature measurements from the Halogen Occultation Experiment. *J. Geophys. Res.* 1996 , **101** : 10277 ~ 10285
- [13] Leblanc T , McDermid I S , Keckhut P , et al. Temperature climatology of the middle atmosphere from long-term lidar measurements at middle and low latitude. *J. Geophys. Res.* , 1998 , **103** : 17191 ~ 17204
- [14] Hauchecorne A , Chanin M L , Keckhut P. Climatology and trends of the middle atmospheric temperature (33 ~ 87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France. *J. Geophys. Res.* , 1991 , **96** : 565 ~ 568
- [15] Lee J B , Thulasiraman S , Chen W N , et al. Middle atmospheric temperature structure over two tropical locations , Chung Li (25°N , 121°E) and Gadanki (13.5°N , 79.2°E). *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* , 2002 , **64** : 1311 ~ 1219
- [16] Meriwether J W. A review of the mesosphere inversion layer phenomenon. *J. Geophys. Res.* , 2000 , **105** : 12405 ~ 12416