

合肥市郊低层大气的激光雷达探测研究

袁松 辛雨 周军

中国科学院安徽光学精密机械研究所 合肥 230031

摘 要 利用 L300 米散射激光雷达对合肥市郊大气边界层进行长期系统观测。分析讨论了大气边界层气溶胶消光系数与温度、湿度的关系, 大气边界层气溶胶消光系数垂直分布和时间变化的主要特征, 给出了激光雷达探测的大气边界层高度的统计特征及其与无线电气象探空仪探测大气边界层高度的比较结果。

关键词 激光雷达 大气边界层 气溶胶 消光系数

文章编号 1006-9895(2005) 03-0387-09

中图分类号 P412

文献标识码 A

Lidar Observations of the Lower Atmosphere in Hefei

YUAN Song, XIN Yu, and ZHOU Jun

Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei 230031

Abstract This paper presents the long-time observational results of the Atmospheric Boundary Layer (ABL) over Hefei using L300 Mie scattering lidar. Correlation among humidity, temperature and aerosol extinction coefficient in ABL is described. The spatial-temporal characteristics of aerosol extinction coefficient in ABL are analyzed and discussed. The statistic results of height of ABL measured by lidar, as well as comparison with the radiosonde measurement are also presented and discussed.

Key words atmospheric boundary layer, lidar, aerosol, extinction coefficient

1 引言

大气边界层 (Atmospheric boundary layer, 简称 ABL) 通常被认为是直接受地面影响的那部分对流层。它响应地面作用的时间尺度为 1 小时或更短^[1]。这些作用包括摩擦力、蒸发和蒸腾、热量输送、污染物排放以及影响气流变化的地形等^[2, 3]。大尺度天气系统对其结构也有很大的影响^[4, 5]。大气边界层具有轮廓分明、周日循环发展的结构, 通常将白天的大气边界层从下到上分为: 近地面层、对流混合层和夹卷层, 将夜晚的大气边界层从下到上分为夜间稳定层、残留层和覆盖逆温层。

人类和地球上的生物都生活在大气边界层内,

雾、霾和低空层积云是边界层中的天气现象。在地球表面与自由大气之间的动量、热量与水汽交换中, 大气边界层也扮演着主要角色。进行大气边界层的研究已逐步形成了一门独立的分支学科, 它对现代气象、大气环流及中、长期的天气数值预报, 对环境污染的治理都具有重要意义^[2, 6]。近些年来, 国际上对边界层中的风、温、湿、压、湍流脉动量和气溶胶等参数的探测手段已有很多种, 诸如利用探空和系留气球、铁塔、微波雷达、声雷达、光学粒子计数器和激光雷达等。其中激光雷达由于其精细的空间分辨率、时间上的连续测量和较高的探测精度而成为探测大气边界层的一个重要手段^[4, 7~10]。我国开展这方面的工作比较早, 1976

收稿日期 2003-11-12, 2004-03-21 收到修定稿

基金项目 国家 863 计划项目资助课题

作者简介 袁松, 男, 1979 年出生, 理学硕士, 目前从事大气气溶胶和水汽的激光雷达探测及 Raman-Mie 激光雷达的研制。

E-mail: syuan@aiofm.ac.cn

表 1 L300 米散射激光雷达主要技术参数
Table 1 Specifications of L300 lidar

单元 Cell	主要技术参数 Specifications	
发射单元 Transmitter	激光器类型 Laser type	Nd:YAG
	波长 Wavelength /nm	532
	脉冲能量 Pulse energy /mJ	70
	脉冲频率 Pulse repetition rate /Hz	10
	光束发散角 Divergence angle /mrad	1
接收光学单元 Receiver	望远镜类型 Telescope	卡塞格林型 Cassegrain
	直径 Diameter /mm	300
	视场 Field of view /mrad	4
	滤光片中心波长 Central wavelength of filter /nm	532
	滤光片带宽 Bandwidth /nm	1
信号探测单元 Detector	光电倍增管 Photomultiplier tube	Hamamatsu R2257
	前置放大器 Preamplifier	612A/AM
数据采集单元 Data acquisition	瞬态记录 A/D card	DSP 2210/516
控制单元 Controller		奔腾 586 计算机
		Pentium 586

年,吕达仁等^[11]利用一台红宝石激光雷达对北京地区大气边界层的气溶胶消光系数及光学厚度作了测量,邱金桓等^[12]利用激光雷达对北京 1988 年春季的沙尘暴进行了监测,得到了沙尘暴过程中大气气溶胶光学特性及其远距离输送时的垂直结构。

合肥地处中国的东部地区,气候湿润、四季分明。春季,时常受到来自北方沙尘的侵袭;夏季,多受副热带高压控制,气候炎热。为了研究该地区大气边界层气溶胶的光学特性和大气边界层结构的时空变化规律及统计特征,我们利用自行研制的 L300 米散射激光雷达在合肥西郊对大气边界层进行了长期系统的探测。自 1998 年至 2002 年共获得 519 个夜晚的探测资料。某些夜晚,在同一地点同一时间还释放了无线电气象探空仪,进行大气边界层的温度、湿度垂直分布的探测,以研究边界层气溶胶的光学特性与大气温度、湿度的关系。

本文在简略地介绍 L300 米散射激光雷达的结构及其测量方法以后,着重分析讨论了合肥市大气边界层气溶胶消光系数与温度、湿度的关系,其垂直分布和时间变化的基本特征,给出了激光雷达探测的大气边界层高度的统计特征及其与无线电气象探空仪探测大气边界层高度的比较结果。

2 测量地点、仪器和测量方法

测量地点位于合肥市西郊的董铺岛,这里三面环水,周围分布着广大的农田与村舍,离合肥市工厂

集中的东部区域较远。独特的地理环境使得这里的大气边界层受工业排放污染源的影响很小,合肥市环境保护局在这里建立了合肥市背景大气观测站。

探测大气边界层气溶胶的 L300 米散射激光雷达主要由激光发射单元、接收光学单元、信号探测和数据采集单元以及控制单元组成,其主要技术参数如表 1 所示。

大气边界层气溶胶的激光雷达探测一般于晴朗无云的夜晚或清晨进行,激光雷达呈垂直指向。整个测量分两个阶段进行。第一阶段 Nd:YAG 激光器发射 10000 个激光脉冲,通过使用光电倍增管门控进行高层大气的测量,门控一般设在 1.5 km 左右“开门”。第二阶段撤去光电倍增管门控,并在光电倍增管前插入合适透过率的衰减片,Nd:YAG 激光器发射 5000 个激光脉冲进行低层大气的测量。接收到的高低层大气原始数据经过扣除背景信号、几何重叠因子订正和拼接后,最终获得一条完整的大气回波信号廓线。

探测大气边界层温度、湿度垂直分布的无线电气象探空仪为气象上常规的 59 型探空仪,其性能指标如表 2 所示。大气边界层高度由其探测的温度廓线的逆温层所在的高度确定。

3 大气边界层气溶胶消光系数和边界层高度的反演方法

探测大气气溶胶的激光雷达方程为

表 2 59 型探空仪测量范围和灵敏度

Table 2 Specifications of Radiosonde Model 59

参数 Parameter	测量范围 Measurement range	测量灵敏度 Sensitivity
温度 Temperature/℃	−75~40	0.4~0.52 (℃/电码 Code)
气压 Air pressure/hPa	10~1050	3.5~4.7 (hPa/电码 Code)
湿度 Relative humidity/%	15~100	0.9~2.0 (%/电码 Code)

$$P(z)z^2 = C[\beta_1(z) + \beta_2(z)] \cdot \exp\left\{-2\int_0^z [\alpha_1(z') + \alpha_2(z')]dz'\right\}, \quad (1)$$

式中, $P(z)$ 为高度 z 处的大气后向散射回波功率 (单位: W); C 为激光雷达系统常数 (单位: $\text{W} \cdot \text{km}^3 \cdot \text{sr}$); $\beta_1(z)$ 和 $\beta_2(z)$ 分别为高度 z 处气溶胶和空气分子的后向散射系数 (单位: $\text{km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$); $\alpha_1(z)$ 和 $\alpha_2(z)$ 分别是它们的消光系数 (单位: km^{-1})。

用 Fernald 方法求解上述激光雷达方程得到大气气溶胶消光系数 $\alpha_1(z)$ ^[13]。求解时设气溶胶消光后向散射比 $S_1 = 50 \text{ sr}$ ^[14]。空气分子的消光后向散射比为 $s_2 = \alpha_2(z)/\beta_2(z) = 8\pi/3 \text{ sr}$ 。空气分子的消光系数 $\alpha_2(z)$ 使用 30°N 冬/夏季美国温压湿标准大气模式, 并由分子 Rayleigh 散射理论计算得到。

求解过程中的标定高度 z_c 是通过选取近乎不含气溶胶的清洁大气层所在的高度来确定, 在这个高度上 $X(z)/\beta_2(z)$ 的值最小, 这个高度一般在对流层顶附近。532 nm 波长气溶胶消光系数的标定值 $\alpha_1(z_c)$ 由气溶胶散射比 $R = 1 + \beta_1(z_c)/\beta_2(z_c) = 1.01$ 来确定 ^[15]。

通常, 在大气边界层与上部自由大气的交界处存在一个逆温层。该逆温层将大量的气溶胶粒子束缚在其下部的大气边界层内。同时, 由于边界层里的空气对流混合充分, 层内气溶胶粒子的浓度随高度的增加减少得不是十分显著。而在逆温层上部自由大气中, 气溶胶浓度很低。因此, 在大气边界层与自由大气交界处, 气溶胶消光系数 $\alpha_1(z)$ 将经历一个由强到弱的突变过程。根据气溶胶消光系数发生突变这一特点可以确定大气边界层的高度。

在获得气溶胶消光系数垂直廓线 $\alpha_1(z)$ 以后, 计算 $\alpha_1(z)$ 随高度的变化率 $-d\alpha_1(z)/dz$ 。当某一高度上的 $-d\alpha_1(z)/dz$ 最大时, 这个高度即为大气边界层的高度。

作为一个例子, 图 1 给出了 2002 年 10 月 15

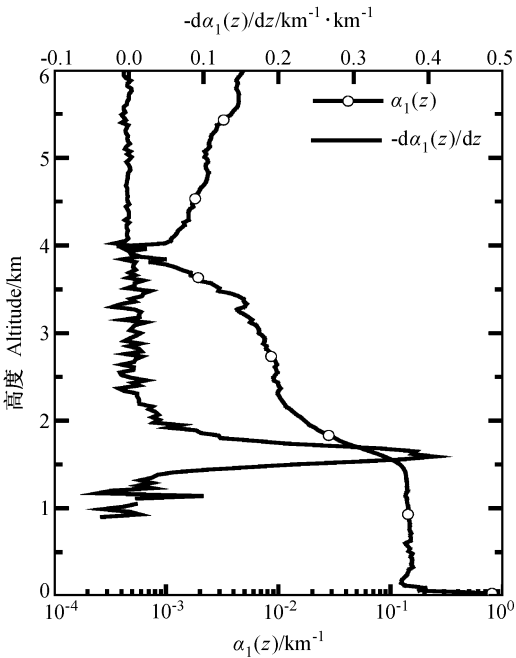


图 1 2002 年 10 月 15 日 20 时气溶胶消光系数 $\alpha_1(z)$ 及其高度变化率 $-d\alpha_1(z)/dz$ 的垂直廓线

Fig. 1 The profiles of aerosol extinction coefficient $\alpha_1(z)$ detected at 2000 BT (Beijing Time) 15 October 2002 and its derivation $-d\alpha_1(z)/dz$

日 20 时 (北京时, 下同) L300 米散射激光雷达探测的气溶胶消光系数垂直廓线 $\alpha_1(z)$ 及其变化率 $-d\alpha_1(z)/dz$ 随高度的分布廓线。从图 1 可以明显地看出, 在 1.60 km 处 $-d\alpha_1(z)/dz$ 的值为最大, 因而该晚大气边界层的高度应在 1.6 km。

有时, 激光雷达的探测结果会显示多层气溶胶的结构, 相应的 $-d\alpha_1(z)/dz$ 垂直廓线也会有多个极大值。在这种情况下, 结合同一时间的无线电气象探空仪的资料, 通过温度廓线、相对湿度廓线和由激光雷达探测的气溶胶消光系数廓线的综合分析来确定大气边界层的高度。如果没有同一时间的气象探空资料, 则仅从激光雷达的探测结果将很难确定大气边界层的高度, 在进行统计分析时不包括这些激光雷达的探测结果。

4 L300 激光雷达探测大气边界层的结果

4.1 大气边界层气溶胶消光系数、水汽和温度的关系

图 2 给出 1999 年 5 月 12 日 20 时无线电气象探空仪测量的大气温度廓线。可以看出,从地面到 0.25 km 高度,大气温度逐渐增加,这是由于晚上地面温度降低较快的结果。相应的位温在这一高度内随高度增加得很快,说明贴近地面的这一段大气层是相当的稳定,即为夜间稳定层。从 0.25 km 到 2.75 km 是残留层,层内位温随高度的增加增长得较为缓慢,这一层大气接近中性,但也较为稳定。在 2.75 km 到 3.2 km 的地方是覆盖逆温层,层内的大气温度随高度的增加而明显增长,而位温增加率更大,因而这一段的大气也相当稳定,大气边界层高度应在这一段。从地面到 6 km 的位温廓线来看,位温随着高度的增加而增大,说明在这一高度范围内,大气在垂直方向上都具有一定的稳定性。

图 3 给出 L300 激光雷达同一时间测量的气溶胶消光系数垂直廓线(实线)。作为比较,图 3 中一并给出了无线电气象探空仪测量的大气相对湿度的垂直廓线(虚线)。该图清晰地表明,在从地面到 0.25 km 的夜间稳定层里,气溶胶消光系数由最大值 0.45 km^{-1} 急速减小至 0.09 km^{-1} 。在 0.25 km 到 2.75 km 的残留层内存在一较厚的气溶胶

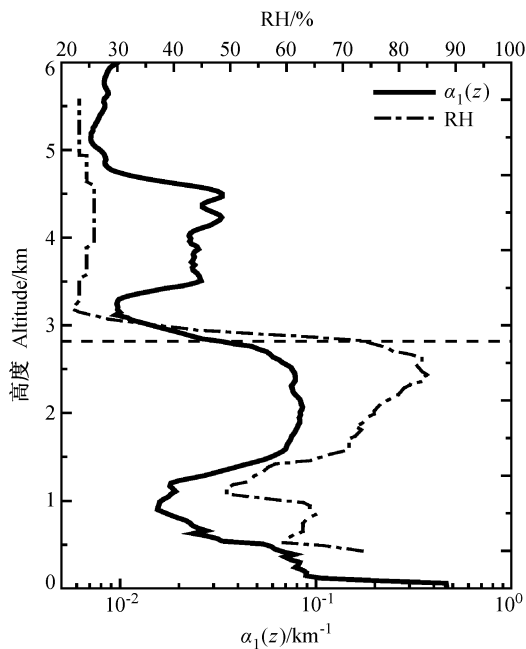


图 3 1999 年 5 月 12 日 20 时气溶胶消光系数 $\alpha_1(z)$ 和相对湿度(RH)的垂直分布

Fig. 3 The profiles of aerosol extinction $\alpha_1(z)$ and relative humidity (RH) measured at 2000 BT 12 May 1999

层。运用上述对气溶胶消光系数求导的方法得到大气边界层的高度为 2.79 km(图 3 中破折线的位置),这正好在图 2 的覆盖逆温层里。

图 3 表明,在边界层高度处,气溶胶消光系数减小的速率非常大,在边界层高度以上的自由大气层里,又存在一小气溶胶层,再往上,气溶胶消光系数变得很小。对激光雷达探测的地面到 18 km 高度范围内(即整个对流层)的气溶胶消光系数进行积分,得到该高度范围内的气溶胶光学厚度为 0.27,而从地面到 2.79 km 高度范围内的气溶胶光学厚度为 0.20,占整个对流层气溶胶光学厚度近 74%,说明大气气溶胶的消光作用主要集中在大气边界层里。

从图 3 还可以看出,边界层里大气相对湿度的垂直廓线和气溶胶消光系数的垂直廓线具有几乎相同的变化特征,甚至二者的细微结构也很相似。这是不难理解的。一方面,水汽和气溶胶一样都是大气中含量不稳定的介质,也具有与气溶胶相似的流动、扩散和湍流特性,二者都被束缚在由逆温所确定的大气边界层内。另一方面,气溶胶粒表面被水汽凝结形成湿性气溶胶粒子,导致气溶胶粒子的尺度增大,因而消光截面增加,这种气溶胶粒子的吸湿性

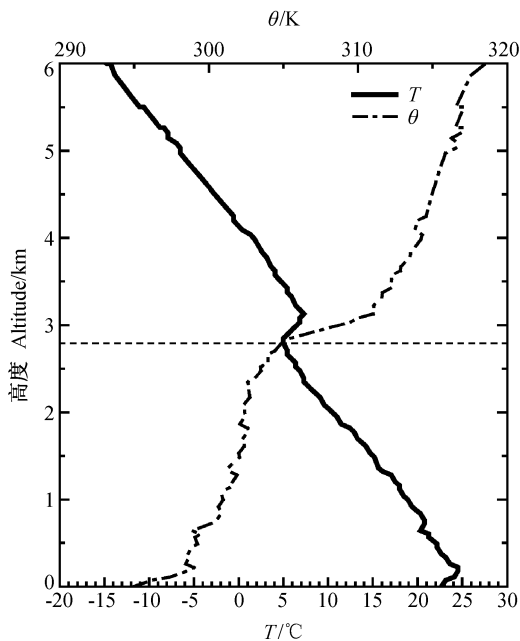


图 2 1999 年 5 月 12 日 20 时温度 T 和位温 θ 的垂直分布

Fig. 2 The temperature (T) and potential temperature (θ) profiles measured at 2000 BT 12 May 1999

增长在高相对湿度时更为显著^[16, 17]。因此,湿性气溶胶粒子在高相对湿度时具有更大的消光作用。

4.2 边界层气溶胶消光系数垂直廓线

图 4 给出激光雷达在 2001 年 4 月 12 日零时和清晨 5 时探测的大气边界层气溶胶消光系数垂直廓线。可以看出两条廓线彼此间的差别不大。两个时刻的大气边界层高度均在 2.5 km, 层内气溶胶消光系数垂直分布亦无显著的变化, 表明大气边界层的结构是比较稳定的。这种特点与夜间边界层里大气温度的稳定层结有关。在无天气系统过境的情况下, 夜间, 通常垂直对流混合作用很弱, 近地面层气溶胶粒子趋于在近地面层, 空气中的气溶胶粒子悬浮在空中。

图 5 是激光雷达在 2000 年 3 月 28 日清晨 5 时(实线)和晚上 8 时(虚线)探测的大气边界层气溶胶消光系数的垂直廓线。从图 5 明显地可以看出, 清晨 5 时, 大气边界层高度 3.06 km 以下的气溶胶消光系数都大于 0.10 km^{-1} , 在 2.91 km 的地方甚至达到了 0.70 km^{-1} , 大气边界层里的气溶胶光学厚度为 0.757, 占整个对流层气溶胶光学厚度的 81.6%。到了晚上 8 时, 边界层高度已降低为 1.65 km, 边界层里气溶胶消光系数也减小很多, 除近地面外, 其余高度上的气溶胶消光系数都小于 0.10 km^{-1} , 整个大气边界层里的气溶胶光学厚度降低到 0.179。这表明在白天由于空气垂直对流剧烈, 边界层里的气溶胶粒子经过一个白天的对流、扩

散, 其浓度的垂直分布在清晨和晚上有很大的差别, 导致大气边界层气溶胶消光系数变化比较大。

图 6 给出激光雷达 1999 年 12 月 19 日至 24 日连续 6 个夜晚探测的大气边界层气溶胶消光系数的垂直廓线。它反映了合肥地区冬季晴好天气下典型的大气边界层结构的日际变化特征。从图 6 可以看

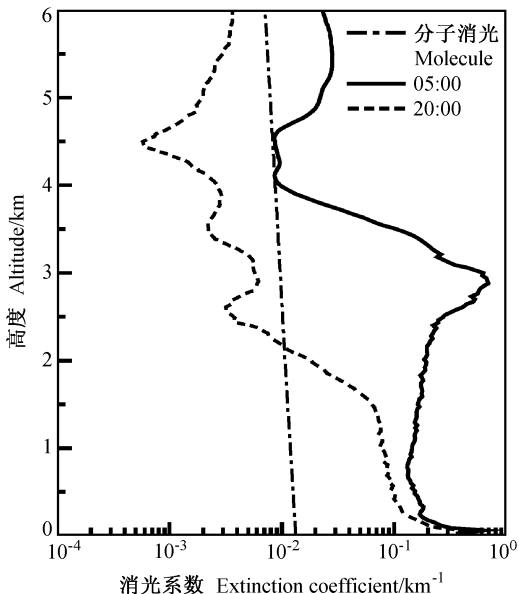


图 5 2000 年 3 月 28 日探测到的气溶胶消光系数垂直分布
Fig. 5 The aerosol profiles measured by lidar on 28 March 2000

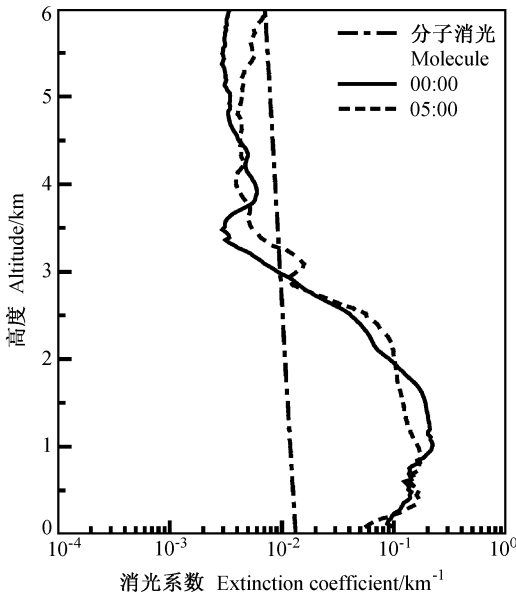


图 4 2001 年 4 月 12 日气溶胶消光系数垂直分布
Fig. 4 The aerosol extinction profiles measured by lidar on the night of 12 April 2001

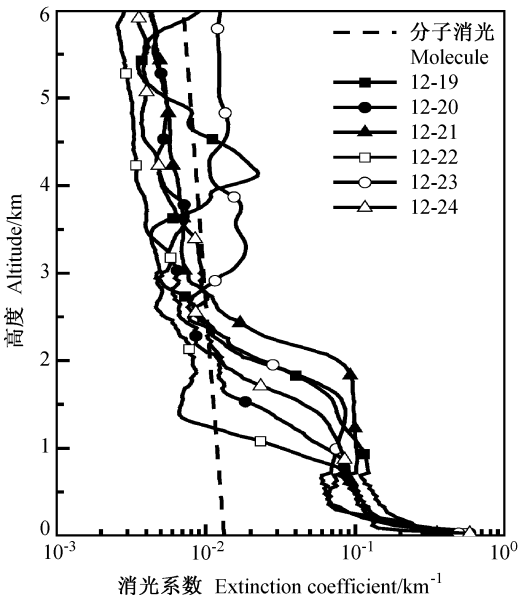


图 6 1999 年 12 月 19 日至 24 日连续 6 天夜晚气溶胶消光系数垂直分布
Fig. 6 The aerosol extinction profiles measured by lidar in the continuing nights from 19 to 24 December 1999

出,在这6个夜晚中,每个夜晚都存在非常明显的大气边界层结构,而且结构之间变化不大,只不过每晚边界层的高度不尽相同,低到1 km,高到2 km。

4.3 沙尘气溶胶消光系数垂直廓线

每年的春季,起源于蒙古和我国西北部的亚洲沙尘暴粒子(Asian dust) 会伴随冷空气的南下侵入到合肥地区上空。图7、8分别给出1998年4月18~19日和2000年5月12~13日激光雷达探测的沙尘气溶胶粒子消光系数的垂直廓线。它们反映了较为典型的沙尘气溶胶粒子的边界层特征。

从图7、8可以看出,沙尘粒子侵入到大气边界层,与局地气溶胶粒子充分混合形成了厚度高达4 km的边界层。近地面沙尘粒子的消光系数接近或大于 1.00 km^{-1} ,整个层内沙尘粒子的消光系数都大于 0.10 km^{-1} ,且从1 km开始随高度的增加而增大或基本保持不变,直到边界层的顶部。同时也可以看出,沙尘气溶胶的边界层结构在夜间同样也是比较稳定的。

4.4 大气边界层高度的日际变化特征

作为一个例子,图9给出了1999年3月至2000年2月间的四个季节里激光雷达探测的大气边界层高度的日际变化特征。这里春季为3、4、5三个月,其余季节依次类推。总体来看,大气边界层高度一般在2.0 km左右上下波动,天与天之间

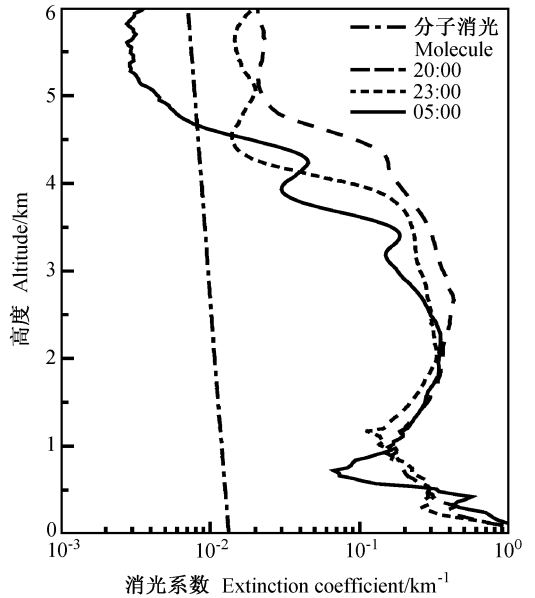


图8 2000年5月12日20:00~13日05:00夜晚沙尘气溶胶粒子消光系数的垂直分布

Fig. 8 Dust extinction profiles measured by lidar from 2000 BT 12 to 0500 BT 13 May 2000

有一定的差别。春夏两季大气边界层高度较高,波动幅度也较大。春季只有1999年4月22日这一天的大气边界层高度低于2 km,3月份和4月中上旬绝大部分都在3.5 km以上,3月30日则达到了4.9 km。相比之下,秋季和冬季里的大气边界层高度只有少数几天超过3 km,变化也较为平缓,1999年12月份和2000年1月份大气边界层高度几乎都在平均值2.1 km以下,只有在冬季后期的2月份,合肥地区开始受到沙尘天气的影响,才使得少数几天的大气边界层高度有所抬高。

4.5 大气边界层高度的季节变化特征

图10显示了1998年至2002年间大气边界层高度的季节变化特征。它是由激光雷达探测的大气边界层高度按季节平均得到的。从图10明显看出,每年大气边界层高度基本上按春、夏、秋、冬四季的顺序依次降低。五年中的最高值在1999年春季,为3.44 km;最低值在2002年冬季,为1.23 km。其次,春季大气边界层高度的变化特征引人注目。头三年,每年春季的大气边界层高度与其他季节相比要高得多,而2000年以后,这种差别要小得多,2001年,大气边界层高度春季略低于夏季,2002年与夏秋季节相差不多。而其他季节的大气边界层高度没有呈现系统的变化。

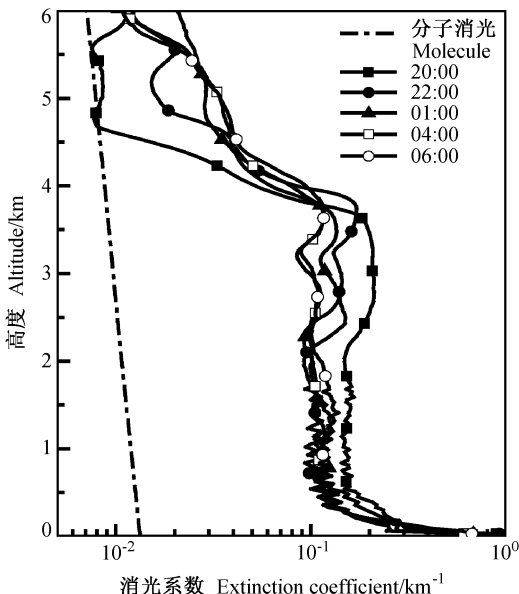


图7 1998年4月18日20:00~19日06:00沙尘气溶胶粒子消光系数的垂直分布

Fig. 7 Dust extinction profiles measured by lidar from 2000 (BT) 18 to 0600 BT 19 April 1998

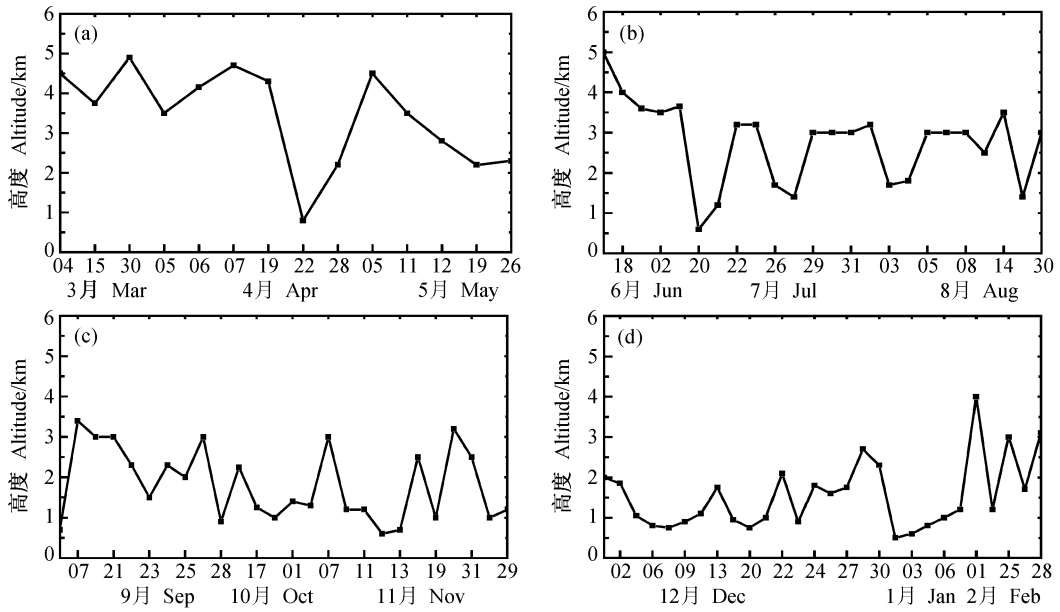


图 9 1999 年 3 月到 2000 年 2 月间大气边界层高度的日际变化: (a) 春 (14 d); (b) 夏 (24 d); (c) 秋 (26 d); (d) 冬 (28 d)
Fig. 9 The spatial-temporal characteristics of ABL height measured by lidar from March 1999 to February 2002: (a) Spring (14 d); (b) summer (24 d); (c) autumn (26 d); (d) winter (28 d)

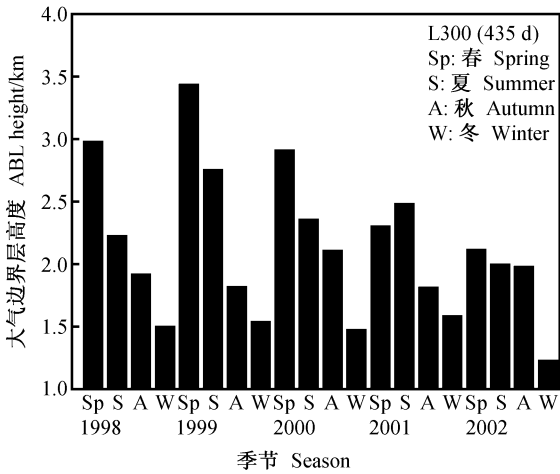


图 10 1998 年到 2002 年间激光雷达探测到的大气边界层高度随季节的变化特征
Fig. 10 The statistic results of ABL height with seasons from the spring of 1998 to the winter of 2002

大气边界层高度的这种季节变化特征与太阳辐射密切相关。夏秋季节入射到地面的太阳辐射强度显然大于冬季,空气垂直对流活动也较冬季强烈,这种对流往往导致大气边界层高度增高。春季,大气边界层高度的升高可能与沙尘粒子侵袭到合肥地区有关。大量沙尘粒子侵入到合肥地区的大气边界层里并形成了浓度很高的沙尘粒子层,这些沙尘粒

子吸收了入射的太阳辐射和地面的红外热辐射而使得大气边界层增温,温度的升高加剧空气的垂直对流运动,加速沙尘粒子垂直向上的输送,进而引起逆温层的高度向上抬升。在沙尘日子里,无线电气象探空仪探测的覆盖逆温层高度也都基本上与激光雷达的探测结果相吻合。然而,为了清晰地理解春季大气边界层高度升高的物理机制,结合辐射、温度层结、对流活动等对这一问题进行进一步深入的研究是必要的。1998 年至 2000 年,每年春季沙尘粒子侵袭合肥地区的次数多,强度大。2001 年以后,每年春季粒子沙尘侵入合肥的次数急剧减少,强度也急速减弱。这可能是头三年每年春季的大气边界层高度与其他季节相比要高得多而 2000 年以后这种差别要小得多的原因。

4.6 激光雷达与气象探空仪探测大气边界层结果的比较

图 11 给出了激光雷达探测大气边界层的高度与无线电气象探空仪探测结果的比较。这里总共有 65 个观测日,其中有 17 天的大气边界层高度是彼此相关的,即由激光雷达资料和气象探空仪资料综合确定的,剩下的都是彼此独立确定的。图 11 中实圆点为测量值,直线为用最小二乘法拟合得到的结果,从图中可以清楚地看到,拟合直线与 X 轴的

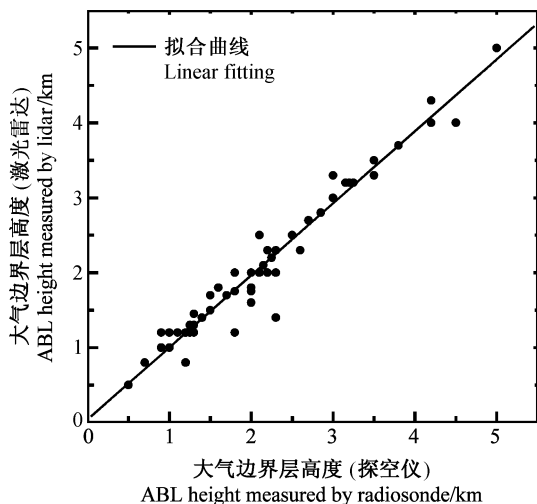


图 11 激光雷达和气象探空仪同时探测的大气边界层高度的对比
Fig. 11 The correlation of ABL height detected by lidar and radiosonde in 65 days

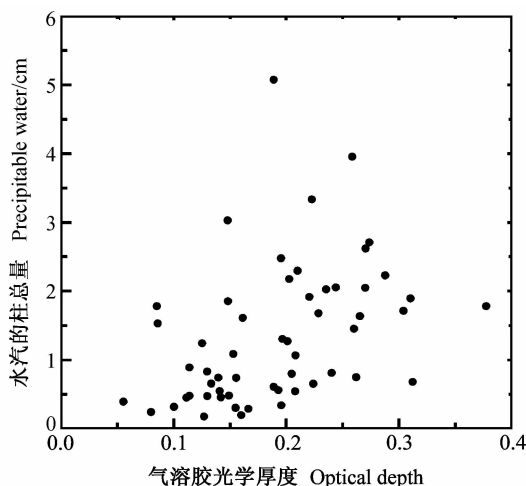


图 12 大气边界层内气溶胶光学厚度与层内水汽柱含量的关系
Fig. 12 The correlation of precipitable water and optical depth within ABL

夹角近似成 45° , 测量值均匀地分布在拟合直线的两旁, 两种探测结果的相关系数为 0.98。

图 12 给出激光雷达探测的大气边界层气溶胶光学厚度与无线电气象探空仪探测大气边界层内水汽的柱含量的关系。可以看出, 在观测期间, 大气边界层气溶胶光学厚度集中在 0.1 到 0.3 之间, 层内的水汽柱含量集中在 0.5 cm 到 3 cm 之间。虽然二者关系的离散度比较大, 但仍可以看出, 边界层内水汽柱含量增大的时候, 气溶胶的光学厚度有增大的趋势。

5 结论

通过以上的分析和讨论, 可以得出以下结论:

(1) 水汽和气溶胶是大气边界层中两个相关的量, 二者都被束缚在由逆温所确定的大气边界层内。气溶胶粒表面被水汽凝结形成湿性气溶胶粒子, 在高相对湿度时湿性气溶胶粒子具有更大的消光作用。

(2) 在通常的晴好天气下, 夜间边界层内大气温度的稳定层结导致边界层的结构较为稳定, 气溶胶消光系数的垂直分布在夜间变化不大。白天, 由于垂直对流剧烈, 大气边界层的结构从清晨到夜晚变化比较大, 气溶胶消光系数垂直分布的变化较为显著。

(3) 1998 年至 2000 年的每年春季, 合肥地区常受到来自北方的沙尘粒子的侵袭, 大气边界层内的气溶胶消光系数急剧增大(整个边界层里气溶胶消光系数都大于 0.10 km^{-1}), 大气边界层高度也有所抬高(一般在 3~4 km)。其余季节里大气边界层高度通常在 2 km 左右。

(4) 激光雷达与气象探空仪探测大气边界层高度具有较好的一致性。大气边界层内气溶胶光学厚度与层内水汽柱含量具有相同的变化趋势。

参考文献

- [1] Kunkel K E, Eloranta E W, Shipley S T. Lidar observations of the convection boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, 1977, **16**: 1306~1311
- [2] 周秀骥, 陶善昌, 姚克亚, 等. 高等大气物理. 北京: 气象出版社, 1990. 226~230
Zhou Xiuj, Tao Shanchang, Yao Keya, et al. *Advanced Atmospheric Physics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1990. 226~230
- [3] 刘辉志, 洪钟祥, 桑建国. 低层不稳定大气边界层中的地形阻力. *大气科学*, 1998, **22**(6): 881~895
Liu Huizhi, Hong Zhongxiang, Sang Jianguo. The orographic drag in the lower unstable boundary layer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1998, **22**(6): 881~895
- [4] Hashmonay R, Cohen A, Dayan U. Lidar observations of the atmospheric boundary layer in Jerusalem. *J. Appl. Meteor.*, 1991, **30**: 1228~1236
- [5] Dayan U, Rodnizki J. The temporal behavior of the atmospheric boundary layer in Israel. *J. Appl. Meteor.*, 1999, **38**: 830~836
- [6] 赵鸣, 苗曼倩. 大气边界层. 北京: 气象出版社, 1992. 1~18
Zhao Ming, Miao Manqian. *Atmospheric Boundary Layer* (in

- Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 1~18
- [7] McElroy J L, Smith T B. Lidar descriptions of mixed layer thickness characteristics in a complex terrain/coastal environment. *J. Appl. Meteor.*, 1990, **30**: 585~597
- [8] Hoff R M, Harwood M, Sheppard A, et al. Use of airborne lidar to determine aerosol sources and movement in the Lower Fraser Valley (LFV), BC. *Atmospheric Environment*, 1997, **31**(14): 2123~2134
- [9] 周军, 岳古明, 戚福弟, 等. 大气气溶胶光学特性激光雷达探测. 量子电子学报, 1998, **15**(2): 138~145
Zhou Jun, Yue Guming, Qi Fudi, et al. Optical properties of aerosol derived from lidar measurements. *Chinese Journal of Quantum Electronics* (in Chinese), 1998, **15**(2): 138~145
- [10] 白宇波, 石广玉, 田村耕一, 等. 拉萨上空大气气溶胶光学特性的激光雷达探测. 大气科学, 2000, **24**(4): 559~567
Bai Yubo, Shi Guangyu, et al. Lidar observations of atmospheric aerosol optical properties over Lhasa. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(4): 559~567
- [11] 吕达仁, 魏重, 林海, 等. 低层大气消光系数分布的激光探测. 大气科学, 1977, (3): 199~205
Lu Daren, Wei Chong, Lin Hai, et al. Laser remote sensing of atmospheric extinction coefficient in lower atmosphere. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1977, (3): 199~205
- [12] 邱金桓, 孙金辉. 沙尘暴的光学遥感及分析. 大气科学, 1994, **18**(1): 1~10
Qiu Jinhuan, Sun Jinhui. Optically remote sensing of the dust storm and result analysis. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1994, **18**(1): 1~10
- [13] Fernald F G. Analysis of atmospheric lidar observation: some comments. *Appl. Opt.*, 1984, **23**: 652~653
- [14] Takamura T, Sasano Y. Ratio of aerosol backscatter to extinction coefficients as determined from angular scattering measurements for use in atmospheric lidar applications. *Optical and Quantum Electronics*, 1987, **19**: 293~302
- [15] Sasano Y. Tropospheric aerosol extinction coefficient profiles derived from scanning lidar measurement over Tsukuba, Japan, from 1990 to 1993. *Appl. Opt.*, 1996, **35**: 4941~4952
- [16] Im J-S, Saxena V K, Wenny B N. An assessment of hygroscopic growth factors for aerosols in the surface boundary layer for computing direct radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**(D17): 20213~20214
- [17] Tardif R. Boundary layer aerosol backscattering and its relationship to relative humidity from a combined Raman-elastic backscatter Lidar. Master thesis, Atmospheric and Oceanic Sciences University of Colorado, 2002