

兰州大学

博士学位论文

兰州地区气溶胶辐射特性观测研究

姓名：曹贤洁

申请学位级别：博士

专业：大气科学 大气物理学与大气环境

指导教师：张镭

20100501

兰州地区气溶胶辐射特性观测研究

曹 贤 洁

半干旱气候变化教育部重点实验室，兰州大学大气科学学院，兰州，730000

摘 要

大气气溶胶通过直接效应、间接效应和半直接效应对区域和全球气候变化产生显著的影响，研究气溶胶辐射效应具有重要的现实意义，但也存在很大的不确定性，特别是沙尘气溶胶。在中国西北半干旱地区，由于特殊的地表下垫面特征，长期连续的气溶胶观测在气溶胶对气候变化的影响的研究中起支撑作用的一个关键环节。

本文利用兰州大学半干旱气候与环境观测站微脉冲激光雷达 CE370-2 和偏振激光雷达 L2S-SMII 观测资料，分析兰州地区气溶胶的垂直分布和时间演变特征。然后利用浑浊度仪、黑碳仪、PM₁₀ 监测仪等地面观测资料研究了气溶胶散射系数、吸收系数和单次散射反照率等的变化特征。最后利用 WRF+ABL+LOWTRAN7 数值模拟平台，对一次沙尘过程下兰州地区大气边界层特征和沙尘气溶胶的辐射特性进行了数值模拟。观测分析得到一些有价值的结果，可为气溶胶辐射效应数值模拟提供参考，有助于改进大气数值模式辐射参数化方案，具有重要的科学意义和应用价值。主要结论如下：

(1) 分析 2005—2008 年 CE370-2 观测资料，可知兰州地区 11 月和 12 月 AOD 最大，3 月和 4 月的相对较大，且冬春 AOD 比夏秋的偏大，其主要由大气扩散条件和污染排放等因素决定。兰州地区 AOD 频数最大位于 0.3。气溶胶集中分布在 2km 以下，且气溶胶消光系数随高度递减。

(2) 兰州地区沙尘气溶胶总体而言集中分布于 2km 以下，沙尘气溶胶消光系数随高度递减。个例分析表明：沙尘气溶胶层内，相对湿度和消光系数的变化

趋势比较一致；沙尘过程中 PM_{10} 浓度、气溶胶散射系数和消光系数间具有较好的线性相关性， PM_{10} 浓度和散射系数、 PM_{10} 浓度和消光系数、消光系数和散射系数间的相关系数分别为 0.98、0.94 和 0.96。

(3) 分析 L2S-SM II 观测资料表明：云、冰晶和沙尘粒子的退偏振率较大，人为源气溶胶粒子的退偏振率较小；气溶胶粒子的退偏振率一般小于 0.25，云和冰晶粒子的则为 0.3 左右。

(4) 利用 2009 年黑碳仪 AE-31 观测资料，分析了兰州地区黑碳气溶胶的变化特征。总体而言，黑碳气溶胶质量浓度呈双峰型日变化。夏秋和冬春上午的峰值时间略有差别，分别位于 08:00 和 12:00，夜间均位于 22:00，且谷值都位于 16:00。七波段黑碳质量浓度变化趋势基本一致，且 370nm 的最大，950nm 最小。月平均黑碳质量浓度呈 U 型分布，黑碳质量浓度自 1 月减小，3 月和 4 月基本相当，于 5 月达到最小值，之后缓慢增大，6—8 月和 5 月的差不多，9—12 月急剧增大，最后于 12 月达到最大值。兰州地区冬春黑碳气溶胶质量浓度明显较夏秋偏大。黑碳气溶胶吸收系数的变化特征和黑碳质量浓度的比较一致。

(5) 利用 2009 年 8—11 月 AE-31 和 MAAP5012 观测资料，比较分析了两种黑碳仪的观测结果。AE-31、MAAP5012_135 和 MAAP5012_136 观测结果具有较好的线性相关性。MAAP5012_135 和 MAAP_136 观测结果的相关系数可达 0.96，MAAP5012_135 和 AE-31 观测结果的相关系数为 0.91，MAAP5012_136 和 AE-31 观测结果的相关系数为 0.92。

(6) 利用 2008 年中美沙尘暴联合观测实验数据，分析了兰州和张掖地区 SSA 分布特征。兰州地区 450 和 550nm 的 SSA 频数分布较一致且最大值位于 0.7，700nm 则位于 0.5。张掖地区三波段 SSA 频数分布相似，频数最大位于 0.8。

(7) 利用 WRF+ABL+LOWTRAN7 数值模拟平台模拟分析了 2007 年 3 月 27 日—3 月 29 日沙尘条件下兰州地区大气边界层特征和沙尘气溶胶辐射效应。

沙尘过程盛行偏西风，局部地区偏北风，沙尘初期模拟区域北部地区存在上升运动，随着沙尘过程的发展下沉运动逐渐占据主导。

位温的空间分布和地形分布比较接近，位温高值区位于地势较高处，谷地的位温相对较小。谷地的相对湿度较高地势处的偏大。

沙尘气溶胶的辐射效应在日间表现为增温效应且使风速增大，增温幅度平均

约为 0.39°C ，风速增幅约为 0.57m/s ；夜间， 1km 以下表现为冷却效应并使风速减小，温度平均减小约为 0.4°C ，风速平均减小约 0.56m/s ， 1km 以上为增温效应并使风速增大，温度增幅平均约为 0.35°C ，风速增幅约为 0.47m/s 。

关键词： 激光雷达 消光 散射 吸收 退偏振率 单次散射反照率 辐射效应

Measurements of aerosol radiative properties over Lanzhou

X. Cao

Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, 730000, China

Abstract

The atmospheric aerosol plays a crucial role in the global and regional climate change by its direct, indirect, and semi-direct effect. Due to the inhomogeneous temporal and spatial distribution of aerosol it has significant uncertainties in the research of aerosol radiative effect, especially for the dust aerosol, but it has no doubt that the study of aerosol radiative properties makes significant scientific senses. In the semiarid area of northwest China with special surface underlying, the aerosol observation in long-term and continuity is one of the key and fundamental elements in the study of the aerosol impacts on climate change.

The vertical distribution and temporal evolution of aerosol over Lanzhou are analyzed using the data of micropulse lidar CE370-2 and depolarization lidar L2S-SM II at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL). Then the thesis presents the variation properties of aerosol scattering coefficient, absorption coefficient, and single scattering albedo using the measurements of nephelometer, aethalometer, multi-angle absorption photometer, PM₁₀ particulate monitor et al.. Finally, a numerical simulation of the atmospheric boundary meteorological conditions and dust aerosol radiative properties over Lanzhou during a dust storm is carried out using the WRF+ABL+LOWTRAN7 models system. In all, some valuable results are retrieved, which would be the

references for the numerical simulation of aerosol radiative effect and improve the radiation schemes in the atmospheric numerical models. The work surely has important scientific senses and values. The main results are as follows.

(1) Statistic analysis of micropulse lidar CE370-2 observation since 2005 to 2008 shows that the maximum aerosol optical depth (AOD) appears in November and December, and AOD in March and April are some bit large, AOD is larger in winter and spring than in summer and fall, which is mainly determined by the conditions of local atmospheric diffusion and pollution emissions. The frequency analysis presents that the AOD mostly ranges around 0.3. As to the vertical distribution of aerosol over Lanzhou, it is mainly concentrated below 2 km height, and the aerosol extinction coefficient decreases with height.

(2) The dust aerosol is mostly distributed under 2 km height, and the dust aerosol extinction coefficient decreases with height. The case study shows: In the dust aerosol layer, the aerosol extinction coefficient and relative humidity have the similar variation trends; It has linear correlations among PM_{10} concentration, aerosol scattering and extinction coefficients, and the correlation coefficient between PM_{10} concentration and aerosol scattering coefficient, between PM_{10} concentration and extinction coefficient, between extinction coefficient and scattering coefficient is 0.98 0.94 and 0.96 respectively.

(3) Using the data of depolarization lidar L2S-SM II, the depolarization ratios of aerosol and cloud are analyzed. The depolarization ratios of cloud, ice, and dust aerosol are larger than anthropogenic aerosol. The aerosol depolarization ratio is below 0.25, while that of the cloud and ice mostly range around 0.3.

(4) The black carbon (BC) mass concentration and absorption coefficient are analyzed using the measurement of aethalometer AE-31 in 2009. The BC mass concentration at 7 wavelengths have the similar variation trends, and the BC mass concentration of 370 nm is largest, while the BC mass concentration of 950 nm is the smallest. As to the diurnal evolution of BC mass concentration, the maximum appears at 08:00 and 12:00 respectively in the daytime of summer and fall, and winter and spring, 22:00 in nighttime. The minimum appears at 16:00. The monthly average of

BC concentration's variation shows the U distribution. It decreases since January till the minimum in May, then increases and reaches the maximum in December. It also presents that the BC mass concentration is larger in winter and spring than in summer and fall. As to the BC absorption coefficient, it has the similar variation trend with that of BC mass concentration.

(5) Using the data of aethalometer AE-31 and multi-angle absorption photometer (MAAP) 5012 since August to November 2009, the comparison between two measurements presents a good linear correlation. The correlation coefficient between the retrievals of MAAP5012_135 and MAAP5012_136, between the retrievals of MAAP5012_135 and AE-31, and between the retrievals of MAAP5012_136 and AE-31 is 0.96, 0.91 and 0.92 respectively.

(6) The frequency distribution analysis of single scattering albedo (SSA) over Lanzhou and Zhangye are carried out using the data of 2008 China-US joint dust storm observation experiment. Over Lanzhou, the SSA of 450 and 550 nm have the similar frequency distributions, and the maximums frequency of SSA at 450 and 550 nm appear at 0.7, while 0.5 for the SSA of 700 nm. As to the SSA frequency distributions over Zhangye, they show similar frequency distributions at 450, 50, and 700 nm, and the maximums appear at 0.8.

(7) Using the numerical simulation platform of WRF+ABL+LOWTRAN7, the atmospheric boundary meteorological conditions and dust aerosol radiative properties are presented. During the dust storm, the west wind is prevailing in most simulation district. In the north of simulation area, it has upward motion, as the development of dust storm the downward motion is dominated.

The distribution of potential temperature has a good agreement with that of terrain, higher potential temperature is located on higher terrain and the lower seats on the valley. As to the relative humidity, it is opposite to that of potential temperature.

The dust aerosol has warming effect in daytime, the temperature increases by 0.39 °C. In nighttime, it presents cooling effect under 1 km, and the temperature decreases by 0.4 °C, and in the layer above 1 km the dust aerosol has warming effect,

the temperature increases by 0.35 °C. As to the wind conditions, the dust aerosol increases the wind speed by 0.57 m/s in daytime. In nighttime, the wind speed decreases by 0.56 m/s below 1 km, and increases by 0.47 m/s above 1 km.

Keywords: Lidar, Extinction, Scattering, Absorption, Depolarization ratio, Single scattering albedo, Radiative effect

原创性声明

本人郑重声明：本人所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名： 曹爱玲 日 期： 2010.6.7

关于学位论文使用授权的声明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归兰州大学。本人完全了解兰州大学有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权兰州大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离校后发表、使用学位论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为兰州大学。

保密论文在解密后应遵守此规定。

论文作者签名： 曹贤良 导师签名： 王海燕 日期： 2010.6.7

第一章 绪论

大气气溶胶是大气与悬浮于其中的液态和(或)固态粒子组成的多相体系^[1], 主要包括沙尘气溶胶、含碳气溶胶(黑碳气溶胶和有机碳气溶胶)、硫酸盐气溶胶和海盐气溶胶等。气溶胶主要由自然源和人类源产生。自然源主要有海洋、土壤、火山喷发等, 人为源主要有化石燃料的燃烧、工农业生产和交通排放等。随着工业的迅速发展, 人类活动进一步加剧, 排放到大气中的气溶胶越来越多、成分越来越复杂, 对大气环境质量和气候变化产生显而易见且不容忽视的影响。

气溶胶在地球—大气系统辐射能量收支平衡中扮演着重要的角色。气溶胶可直接散射和吸收太阳辐射从而影响地气系统辐射能量收支—直接效应^[2-5], 亦可作为云凝结核(CCN)改变云的光学特性和分布状况而影响太阳辐射状况进而影响地气系统辐射平衡进而影响气候变化—间接效应^[6-8], 气溶胶直接散射和吸收太阳辐射会影响大气温度结构进而影响云的形成等, 再影响地气系统辐射收支和气候变化—半直接效应^[9-13]。气溶胶的辐射效应仍为目前气候研究中一个很重要的不确定因素, 深入地研究和理解气溶胶辐射特性具有重要的意义, 气溶胶辐射效应研究已成为大气科学领域的前沿问题之一。

1.1 气溶胶辐射效应研究进展

地球气候会随太阳辐射的被散射和吸收以及地球—大气系统吸收和出射红外辐射的变化而变化。假设气候系统处于平衡状态, 则气候系统吸收的太阳辐射和其向外出射的红外辐射相等。任何可以扰动气候系统的平衡进而可能改变气候的因子称为辐射强迫因子, 其对地气系统的强迫称为辐射强迫^[14], 辐射强迫也可用大气中某一成分的改变而引起对流层顶净辐射通量的变化来表示^[15]。辐射强迫因子主要为入射太阳辐射、温室气体、臭氧、云和气溶胶等。

气溶胶的空间分布极其不均匀, 对流层底部和源地附近气溶胶浓度高。气溶胶的时间变化亦很大。一般而言气溶胶辐射强迫主要在 $0.1-10\mu\text{m}$ 粒径范围内, 称为稳定气溶胶, 其可在对流层中悬浮数十天, 在平流层中则甚至可达一年以上。

大于该粒径范围的气溶胶对太阳短波辐射和长波辐射均有较强的吸收作用,但生命史很短。小于该范围的气溶胶辐射效应相对较小。气溶胶的辐射强迫具有双向性,一方面可散射太阳辐射,表现为负辐射强迫;另一方面也可吸收长波辐射,表现为正辐射强迫。总的辐射效应则依赖于云况和地面反照率等^[16]。

由于气溶胶的质量浓度、粒子数浓度和组成等随时空变化剧烈,气溶胶辐射强迫的定量化相较于温室气体更复杂。气溶胶的间接效应又比直接效应更复杂,主要因为间接效应依赖于一系列的现象,其连接气溶胶物理化学特性和云凝结核浓度,进而连接云粒子数浓度,或反过来,并可影响云反照率^[17]。气溶胶直接辐射强迫的定量化,需要气溶胶光学厚度、单次散射反照率、不对称因子、气溶胶空间分布和气象条件等有关气溶胶辐射特性的观测资料^[18]。

1.1.1 硫酸盐气溶胶

近几十年来,气溶胶辐射强迫的研究主要集中在对硫酸盐气溶胶、沙尘气溶胶和黑碳气溶胶的研究。硫酸盐气溶胶主要为由排放到大气中的 SO_2 转化而来的再生粒子,具有明显的环境效应和气候效应。据统计,对流层中三分之二以上的 SO_2 是人为排放的,其中 90% 来源于北半球^[19]。

近些年,已有很多关于气溶胶辐射强迫的研究,既有观测研究,也有数值模拟,并取得了重大进展。人为源硫酸盐气溶胶导致北半球太阳辐射通量的变化为 -1.1 W/m^2 , 该值和人为排放的 CO_2 所引起的辐射强迫基本相当但符号相反,为 1.5 W/m^2 ^[20]。马晓燕等^[21]利用 IAP/LASG GOALS 4.0 海气耦合模式,引入德国马普气象研究所三维浓度分布资料,“显式”考虑硫酸盐气溶胶的直接效应,模拟其辐射强迫并讨论硫酸盐气溶胶对温室气体辐射强迫的减缓作用。研究结果表明全球气溶胶年平均辐射强迫为 -0.29 W/m^2 , 该值位于 IPCC TAR 给定的范围之内;空间分布具有明显的地域性,大值区为东亚、西欧和北美;海洋和偏远的大陆地区,基本不受人为硫酸盐气溶胶的影响,辐射强迫较小。北半球主要工业区硫酸盐气溶胶的辐射强迫绝对值接近温室气体辐射强迫^[22]。田华等^[23]利用中尺度数值模式 MM5 模拟了中国中东部地区硫酸盐气溶胶的直接辐射强迫及其气候效应。中东部地区晴空气溶胶辐射强迫季节平均,春季最大、夏季次之、再为冬季、秋季最小。胡荣明等^[24]计算了中国地区人为扰动气溶胶的辐射强迫并利用

二维能量平衡模式计算了硫酸盐气溶胶所引起地面温度的变化。结果表明最大辐射强迫和最大地面温度变化均集中在中国沿海地区和四川地区，辐射强迫最大可达 3W/m^2 。

1.1.2 沙尘气溶胶

沙尘气溶胶（或矿物气溶胶）是对流层气溶胶的主要成分，占对流层气溶胶总含量的一半以上。全球沙尘气溶胶主要来自撒哈拉沙漠、美国西南沙漠和亚洲地区。亚洲沙尘源区主要分布于中国西北部和北部，亚洲沙尘起沙量大、扩散范围广，对区域乃至全球气候和大气环境都具有重大的影响。中国沙尘源区主要分布在巴丹吉林沙漠、乌兰布和沙漠、毛乌素沙地及其周围地区^[25]。

沙尘气溶胶的辐射效应表现为对地面的冷却和对气溶胶层的加热。相较于硫酸盐气溶胶，沙尘气溶胶的间接辐射效应可以忽略^[26]。吴润等^[27]利用区域气候模式和大气化学模式耦合系统，引入起沙机制，将沙尘气溶胶输送模式与之连接，认为沙尘气溶胶减小地面净辐射收入，从而显著降低地面气温。刘红年等^[28]将包含地表起尘机制的尘粒表面非均相化学模式和区域气候—大气化学模式系统耦合，研究了沙尘气溶胶表面的非均相过程对大气中一些微量成分浓度的影响及其辐射强迫。成天涛等^[29]利用 2001 年春季浑善达克沙地外场观测的辐射资料和大气辐射模式，模拟分析了沙尘气溶胶的局地辐射强迫。结果表明沙尘气溶胶使大气透过率显著下降，沙尘气溶胶辐射强迫白天表现为冷却作用，夜间则为保温作用。Weaver 等^[30]利用气象场观测数据同化驱动沙尘传输模式 GOCART 计算了撒哈拉沙漠沙尘气溶胶的辐射强迫，其对大气层顶短波辐射减小的估算和由地球辐射平衡实验（Earth Radiation Budget Experiment, ERBE）、总臭氧光谱计（Total Ozone Mapping Spectrometer, TOMS）卫星数据得到的一致性较好。对于长波辐射，其也和观测实验符合较好。海洋上气溶胶辐射强迫为 $-18\sim 0\text{W/m}^2$ ，陆地上为 $0\sim 20\text{W/m}^2$ 。王宏等^[31]通过对东亚—北太平洋地区沙尘气溶胶的研究，表明源于中国的沙尘气溶胶复折射指数偏低，说明吸收性较弱，散射较强，并将其作为中国和东亚地区沙尘气溶胶光学模型，模拟了 2001 年春季东亚—北太平洋地区的平均辐射强迫，大气层顶的平均净辐射强迫为 -0.943W/m^2 ，地面为 -5.445W/m^2 。

1.1.3 黑碳气溶胶

黑碳气溶胶是大气气溶胶的重要组成部分, 粒径一般位于 $0.01-1.0\mu\text{m}$, 主要产生于碳质燃料(如化石和生物质燃料)的不完全燃烧^[32]。2001 年 IPCC 报告^[33]指出全球年平均黑碳源强的分布情况, 欧洲最大 ($0.2-0.5\text{kg}/(\text{km}^2\cdot\text{h})$), 其次为中国东部地区 ($0.05-0.1\text{kg}/(\text{km}^2\cdot\text{h})$)、南美洲和非洲地区 ($0.02-0.05\text{kg}/(\text{km}^2\cdot\text{h})$)。中国, 黑碳气溶胶主要分布在华北、华南和长江中下游地区, 河北南部地区排放量最大^[34]。

黑碳气溶胶是大气中首要的吸收性气溶胶成分, 在紫外到红外波段对太阳辐射都具有强烈的吸收作用, 从而影响地气系统的能量平衡进而气候变化。黑碳气溶胶辐射效应已成为当前气溶胶气候效应研究中的一个重要内容。一般而言, 黑碳气溶胶在大气层顶表现为正的辐射强迫, 在地面则表现为负的辐射强迫。最新研究表明: 黑碳气溶胶的辐射强迫仅次于 CO_2 ^[35], 和硫酸盐气溶胶的辐射强迫基本相当但符号相反。吴润等^[36]研究得到东亚地区春季黑碳气溶胶的大值区分别位于印度半岛、中南半岛和中国东部地区。黑碳气溶胶引起的晴空和云天大气顶净向下辐射通量增大, 最大可达 $4\text{W}/\text{m}^2$, 地面通量减小约 $5.5\text{W}/\text{m}^2$ 。

自 20 世纪 80 年代开展了大量的黑碳气溶胶观测实验, 如对流层上部和平流层黑碳气溶胶观测、极地地区和海洋上空大气观测研究, 90 年代以后著名的国际性气溶胶观测实验有北美地区的 RACE (Radiative Aerosol Characterization Experiment)、大洋洲地区的 ACE- I (Aerosol Characterization Experiment)、欧洲和非洲地区的 ACE- II 实验、亚洲地区的 ACE-Asia、印度洋实验 (INDOEX) 等, 均将黑碳气溶胶作为重要的观测内容, 全球大气监测网 (GAW) 的各监测站也普遍开展本底大气黑碳气溶胶的长期连续观测。边远地区黑碳气溶胶质量浓度一般低于 $100\text{ng}/\text{m}^3$, 城镇地区为 $1000\text{ng}/\text{m}^3$, 城市郊区则介于两者之间。中国瓦里关本底站月平均黑碳气溶胶浓度为 $130-300\text{ng}/\text{m}^3$, 本底浓度为 $50-120\text{ng}/\text{m}^3$, 临安本底站秋冬黑碳气溶胶的平均值为 $2306\text{ng}/\text{m}^3$ ^[37], 上海浦东秋冬平均黑碳浓度为 $5621\text{ng}/\text{m}^3$ ^[38]。瓦里关地区反映了中国清洁大气的本底状况, 临安和上海浦东则代表了沪杭地区大气质量状况, 比较可知工业生产和交通排放等人为活动是黑碳气溶胶的主要来源。

1.2 激光雷达观测气溶胶辐射特性研究进展

激光雷达是新型的主动式大气遥感仪器,自 20 世纪 60 年代应用到大气科学领域,目前激光器和探测器等得到迅速发展,激光雷达取得了巨大的进步,类型更多,应用更广。相较于传统的地面观测仪器,激光雷达具有探测距离大、时空分辨率高等优势,特别是可探测气溶胶的分层分布情况,更加细化地了解气溶胶的空间分布,对于气溶胶辐射效应与数值模拟研究具有重要意义。

根据工作原理不同,大气激光雷达可分为 Mie 散射激光雷达、Rayleigh 散射激光雷达、Raman 散射激光雷达、差分吸收激光雷达、共振荧光激光雷达^[39]和偏振激光雷达等。

激光雷达以激光为探测光源,目前技术较成熟的有 Nd: YAG 和 Nd: YLF,一般利用泵浦二极管或灯泵等起激。激光脉冲射向大气,遇到气溶胶或云粒子等会被散射,其中的后向散射部分被激光雷达的接发器接收,回波信号经探测器检测和转换后被数据采集系统采集和存储。激光雷达发射视场和激光光束的发散角有关,接收视场则为望远镜的视场。探测器探测模式有光子计数、模拟信号和模电信号探测等。

近些年激光雷达的发展达到了一个更高的水平,在大气科学领域发挥着不可替代的重要作用,成为大气观测中不可或缺的重要手段。目前激光雷达在大气科学中的应用主要为探测云和气溶胶的光学和物理参数时空分布,为更全面和立体地了解全球气溶胶和云的分布,特别是沙尘气溶胶、更深入地理解气溶胶辐射和光学效应、气溶胶和人类生存环境的关系、研究其对全球和区域气候变化的影响提供了强有力的支持。

1.2.1 米散射激光雷达

米散射激光雷达一般为微脉冲激光雷达,因激光能量较小,决定其主要探测对流层气溶胶和云,分析激光雷达回波信号可得到气溶胶或云的消光系数垂直分布和光学厚度变化特征,进而气溶胶的高度分布特征,结合位温廓线可得到大气边界层高度,目前已有工作分析了气溶胶消光系数和大气温度、湿度、黑碳质量浓度、地面风速等的相关关系^[40-44]。对平流层的观测研究也开展了大量的工作,

如孙金辉等^[45]在南极中山站对平流层气溶胶和云进行探测,证实了南极冬季平流层云的存在,发现平流层气溶胶呈两层结构,分别位于 12 和 25km;吴永华等^[46]利用激光雷达探测平流层气溶胶,得到合肥市 1991—1998 年平流层气溶胶消光系数和积分体后向散射系数的变化特征,并和美国 SAGE II 卫星结果比较,两者基本一致。

1.2.2 差分吸收激光雷达

差分吸收激光雷达(DIAL)观测大气中微量气体的方法最早由 Schotland 在水汽测量中提出。差分吸收激光雷达观测的优点是测量范围大、分辨率和精度高、能实时快速观测痕量气体成分等的时空分布特征。DIAL 观测微量气体的基本原理为利用 2 个波长的弹性散射回波进行差分吸收。当分子大气或气溶胶含量较少时可得到比较精确的观测结果;但当测量路径上气溶胶含量较大或分布不均匀时,如果 2 个波长间隔不能保证足够小的话,就不能忽略差分吸收激光雷达方程中的消光和后向散射的影响进而导致反演误差较大。目前主要通过理论上的订正和实验方法来减小误差,如 NASA McGee 等提出的 Raman-DIAL 方法和王志恩等^[47]发展的双差分吸收方法。刘小勤等^[48]在北京和合肥利用 286.3 和 286.9nm 差分吸收激光雷达观测大气中的 SO₂ 含量,观测结果和地面仪器观测的比较一致。胡顺星等^[49]运用 266 和 289nm 差分吸收激光雷达,观测得到 2—4km 范围内的臭氧分布情况。

1.2.3 偏振激光雷达

偏振激光雷达发射线偏振激光脉冲,在大气中遇到球形粒子时后向散射光将保持发射激光脉冲的偏振特性,对于非球形粒子(如沙尘粒子和卷云中的冰晶等)其后向散射光会发生退偏。利用激光雷达同时探测到的后向散射回波信号的平行分量和垂直分量,可得到气溶胶和云的退偏振率垂直廓线。退偏振率反映粒子的非球形特征,进而可以研究气溶胶、云和沙尘粒子等退偏振率的时空分布和演变特征^[50]。若不考虑多次散射,一般而言洁净大气的退偏振率远小于 0.1,沙尘为 0.1—0.3,卷云为 0.4—0.7,沙尘暴可超过 0.4^[51]。白宇波等^[52]比较分析了拉萨和

日本名古屋的激光雷达观测结果，如气溶胶的散射比、退偏振率、Ångström 指数等的分布情况。Sugimoto 等^[53]在西北太平洋地区利用双波长偏振激光雷达观测研究了沙尘和人为源气溶胶。由 532nm 波段的气溶胶退偏振率、1064 和 532nm 后向散射系数之比可较好地识别沙尘气溶胶。

1.2.4 拉曼激光雷达

拉曼激光雷达观测原理为拉曼散射频移只取决于散射分子的成分，和入射光波长无关的特点。利用拉曼散射回波强度可确定大气中各种气体成分的浓度^[54]。目前拉曼激光雷达主要观测大气中的水汽和温度廓线。拉曼激光雷达利用同时接收到的水汽和 N₂ 对激光脉冲的 Raman 后向散射回波信号，进而可获得水汽混合比的垂直分布^[55]。大气温度观测有振动拉曼激光雷达和转动拉曼激光雷达两种。振动拉曼激光雷达利用 N₂ 振动拉曼散射回波信号，扣除大气透过率的影响后可得到 N₂ 密度。通常认为大气中 N₂ 的体积混合比为常数，从而可得到大气分子的密度，再结合大气静力学方程和理想气体状态方程可得到大气温度。振动拉曼激光雷达主要探测对流层中上部大气温度分布，吴永华等^[56]在合肥市郊观测得到对流层中上部大气密度和温度的垂直廓线，反演结果和探空仪观测的温度分布变化趋势比较一致。转动拉曼激光雷达则利用 N₂ 和 O₂ 的转动谱线强度和温度的关系测量低层大气的温度分布，但其要求较高的光谱分辨率。当转动拉曼和振动拉曼激光雷达配合使用时可更好地探测大气温度的垂直廓线^[57]。

1.2.5 共振荧光激光雷达和高光谱分辨率激光雷达

共振荧光激光雷达主要探测 80—110km 的金属原子如钠原子等。杨国韬等^[58]分析了武汉高空钠层的分布特征，分析了其季节变化和时间变化特征。

高光谱分辨率激光雷达可探测大气中不同高度和不同大气后向散射比条件下的温度廓线。采用种子注入的脉冲激光垂直入射大气，选用碘分子 1109 吸收线作为边缘滤波器，通过检测碘透射率变化得到大气后向散射光谱和碘分子吸收线的卷积曲线，进而可反演得到大气温度^[59]。

1.3 本文工作

大气气溶胶通过直接效应、间接效应和半直接效应对区域和全球气候变化产生显著的影响,研究气溶胶辐射效应具有重要的现实意义,但也存在很大的不确定性,特别是沙尘气溶胶。在中国西北半干旱地区,由于特殊的地表下垫面特征,长期连续的气溶胶观测在气溶胶对大气环境和气候的影响研究中为起支撑作用的一个关键环节。

兰州大学半干旱气候与环境观测站自 2005 年建立至今,已积累了大量的观测资料,为西北半干旱地区气溶胶辐射效应研究提供了基础。

本文利用微脉冲激光雷达 CE370-2 观测资料,配合其它同站点地面观测资料,分析兰州地区气溶胶的垂直分布、时空演变特征及其辐射特性。

偏振激光雷达 L2S-SM II 的加入,为更深入理解和认识大气气溶胶的辐射特性提供了新的手段。本文发展了偏振激光雷达数据处理方法,利用偏振激光雷达观测资料初步分析了观测反演结果,得到一些有价值的结果。

黑碳气溶胶是大气中吸收性气溶胶的首要成分,在紫外到红外波段对太阳辐射都具有强烈的吸收作用,从而影响地气系统的辐射收支和能量平衡进而气候变化。黑碳气溶胶辐射效应已成为当前气溶胶气候效应研究中的一个重要内容。本文利用黑碳仪观测资料,分析了兰州地区黑碳气溶胶的变化特征,并比较分析了两种黑碳仪 AE-31 和 MAAP5012 的观测结果。

气溶胶散射和吸收特性是气溶胶消光特性的两方面,综合考虑此两方面的影响,才能更全面地理解气溶胶辐射效应。本文利用 2008 年中美沙尘暴联合观测实验数据,比较分析了兰州和张掖地区气溶胶散射和吸收特性。

最后利用 WRF+ABL+LOWTRAN7 数值模拟平台,对一次沙尘过程下兰州地区大气边界层特征和沙尘气溶胶的辐射特性进行了数值模拟。

文中采用北京时,兰州地方时比北京时晚 1 小时零 3 分。

本文工作由国家自然科学基金项目(40675078)和国家重点基础研究发展规划项目(2006CB400501)共同资助。

参考文献

- [1] 王明星, 张仁健. 大气气溶胶研究的前沿问题[J], 气候与环境研究, 2001, 6(1): 119—124.
- [2] McCormick, R. A. and Ludwig, J. H.: Climate modification by atmospheric aerosols, *Science*, 156(3780), 1358—1359, 1967.
- [3] Charlson, R. J. and Pilat, M. J.: Climate: The influence of aerosols, *Journal of Applied Meteorology*, 8(6), 1001—1002, 1969.
- [4] Atwater, M. A.: Planetary albedo changes due to aerosols, *Science*, 170(3953), 64—66, 1970.
- [5] Coakley Jr., J. A., Cess, R. D., and Yurevich, F. B.: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models, *Journal of Atmospheric Sciences*, 40(1), 116—138, 1983.
- [6] Twomey, S.. Atmospheric aerosols [J], *Elsevier*, 1977, New York, 279—287.
- [7] Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley Jr., J. A., Hansen, J. E., & Hofmann, D. J.. Climate forcing by anthropogenic aerosols [J], *Science*, 1992, 255 (5043): 423—430.
- [8] Albrecht, B. A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245(4923), 1227—1230, 1989.
- [9] Grassl, H.: Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles, *Contributions to Atmospheric Physics*, 48, 199—210, 1975.
- [10] Hansen, J., Sato, M., and Ruedy, R.: Radiative forcing and climate response, *Journal of Geophysical Research*, 102(D6), 6831—6864, 1997.
- [11] Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E., Heymsfield, A. J., Ramanathan, V., and Welton, E. J.: Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288(5468), 1042—1047, 2000.
- [12] Koren, I., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., and Martins, J. V.: Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, 303(5662), 1342—1345, 2004.
- [13] Yu, H., Kaufman, Y. J., Chin, M., Feingold, G., Remer, L. A., Anderson, T. L.,

- Balkanski, Y., Bellouin, N., Boucher, O., Christopher, S., DeCola, P., Kahn, R., Koch, D., Loeb, N., Reddy, M. S., Schulz, M., Takemura, T., & Zhou, M.. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing [J], *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2006, 6: 613—666.
- [14] 石广玉, 王标, 张华, 赵剑琦, 檀赛春, 温天雪. 大气气溶胶的辐射与气候效应[J], *大气科学*, 2008, 32(4): 826—840.
- [15] 罗云峰, 周秀骥, 李维亮. 大气气溶胶辐射强迫及气候效应的研究现状[J], *地球科学进展*, 1998, 13(6): 572—581.
- [16] 付培健, 王世红, 陈长和. 探讨气候变化的新热点: 大气气溶胶的气候效应[J], *地球科学进展*, 1998, 13(4): 387—392.
- [17] Iorga, G., Stefan, S., & Olaru, A.. Influence of sulfate aerosol particles on radiative properties of clouds[J], *Romanian Reports in Physics*, 2003, 55(3): 287—302.
- [18] 毛节泰, 李成才. 气溶胶辐射特性的观测研究[J], *气象学报*, 2005, 63(5): 622—635.
- [19] 高丽洁, 王体健, 徐永福, 闵锦忠. 中国硫酸盐气溶胶及其辐射强迫的模拟[J], *高原气象*, 2004, 23(5): 612—619.
- [20] Charlson, R. J., Langner, J., Rodhe, H., Leovy, C. B., & Warren, S. G. Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols[J], *Tellus*, 1991, 43AB: 152—163.
- [21] 马晓燕, 石广玉, 郭裕福, 张立盛. 硫酸盐气溶胶辐射强迫的数值模拟研究[J], *气候与环境研究*, 2004, 9(3): 454—494.
- [22] 马晓燕, 石广玉, 郭裕福, 王喜红. 温室气体和硫酸盐气溶胶的辐射强迫作用[J], *气象学报*, 2005, 63(1): 41—48.
- [23] 田华, 马建中, 李维亮, 刘洪利. 中国中东部地区硫酸盐气溶胶直接辐射强迫及期货效应的数值模拟[J], *应用气象学报*, 2005, 16(3): 322—333.
- [24] 胡荣明, 石广玉. 中国地区气溶胶的辐射强迫及其气候响应试验[J], *大气科学*, 1998, 22(6): 919—925.
- [25] 王娜, 张镭. 沙尘气溶胶辐射特性及其观测方法初步评述[J], *干旱气象*,

2007, 25(4): 68—73.

- [26] 钱云, 符淙斌, 王淑瑜. 沙尘气溶胶与气候变化[J], 地球科学进展, 1999, 14(4): 391—394.
- [27] 吴润, 蒋维楣, 王卫国, 姚克亚, 袁仁民. 我国春季大气沙尘气溶胶分布和短波辐射效应的数值模拟[J], 中国科学技术大学学报, 2004, 34(1): 116—125.
- [28] 刘红年, 蒋维楣. 沙尘表面非均相滑雪过程的气候效应的初步模拟研究[J], 地球物理学报, 2004, 47(3): 417—422.
- [29] 成天涛, 吕达仁, 徐永福. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的辐射强迫[J], 高原气象, 2005, 24(6): 920—926.
- [30] Weaver, C. J., Ginoux, P., Hsu, N. C., Chou, Ming-Dah, & Joiner, J.. Radiative forcing of Saharan dust: GOCART model simulations compared with ERBE data [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 2002, 59: 736—747.
- [31] 王宏, 石广玉, Aoki, T., 王标, Zhao, T.. 2001 年春季东亚-北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫[J], 科学通报, 2004, 49(19): 1993—2000.
- [32] 张美根, 徐永福, 张仁建, 韩志伟. 东亚地区春季黑碳气溶胶源排放及其浓度发布[J], 地球物理学报, 2005, 48(1): 46—51.
- [33] IPCC, Third Assessment Report, Climate Change 2001: The Scientific Basis [J], New York, Cambridge University Press, 2001.
- [34] 许黎, 王亚强, 陈振林, 罗勇, 任万辉. 黑碳气溶胶研究进展 I: 排放、清除和浓度[J], 地球科学进展, 2006, 21(4): 352—360.
- [35] 夏祥鳌, 王明星. 气溶胶吸收及气候效应研究的新进展[J], 地球科学进展, 2004, 19(4): 630—635.
- [36] 吴润, 符淙斌. 近五年来东亚春季黑炭气溶胶分布输送和辐射效应的模拟研究[J], 大气科学, 2005, 29(1): 111—119.
- [37] 汤洁, 温玉璞, 周凌晔, 祁栋林, 郑明, Trivett, N., & Wallgren, E.. 中国西部大气清洁地区黑碳气溶胶的观测研究[J], 应用气象学报, 1999, 10(2): 160—170.
- [38] 杨溯, 张武, 韩晶晶, 李丽, 史晋森. 上海市浦东新区秋冬季黑碳气溶胶特

- 性[J], 兰州大学学报(自然科学版), 2008, 44(4): 66—70.
- [39] 夏俊荣, 张镭. Mie 散射激光雷达探测大气气溶胶的进展[J], 2006, 24(4): 68—72.
- [40] 邱金恒, 郑斯平, 黄其荣, 夏其林, 杨理权, 王文明, 潘继东, 孙金辉. 北京地区对流层中上部云和气溶胶的激光雷达探测[J], 大气科学, 2003, 27(1): 1—7.
- [41] 胡欢陵, 吴永华, 谢晨波, 阎逢祺, 翁宁泉, 范爱媛, 徐赤东, 纪玉峰, 虞统, 任阵海. 北京地区夏冬季颗粒物污染边界层的激光雷达观测[J], 环境科学研究, 2004, 17(1): 59—73.
- [42] 袁松, 辛雨, 周军. 合肥市郊低层大气的激光雷达探测研究[J], 大气科学, 2005, 29(3): 387—395.
- [43] 杨辉, 刘文清, 陆亦怀, 谢品华, 徐亮, 赵雪松, 虞统, 于建华. 北京城区大气边界层的激光雷达观测[J], 光学技术, 2005, 31(2): 221—226.
- [44] 杨辉, 刘文清, 刘建国, 陆亦怀, 韩道文, 虞统. 激光雷达监测北京城区夏季边界层气溶胶[J], 中国激光, 2006, 33(9): 1255—1259.
- [45] 孙金辉, 夏其林, 邱金恒, 吕达仁. 激光雷达探测南极平流层云[J], 南极研究(中文版), 1995, 7(1): 44—49.
- [46] 吴永华, 胡欢陵, 周军, 胡顺星, 张民. L625 激光雷达探测平流层气溶胶[J], 光学学报, 2001, 21(8): 1012—1015.
- [47] 王志恩, 胡欢陵, 周军. 双差分吸收激光雷达: 一种能有效减小气溶胶对臭氧测量影响的方法[J], 气象学报, 1996, 54(4): 437—445.
- [48] 刘小勤, 张寅超, 胡欢陵, 谭锟, 杨高潮, 邵石生. 车载差分吸收激光雷达对 SO_2 的测量[J], 光电子·激光, 2004, 15(11): 1352—1356.
- [49] 胡顺星, 胡欢陵, 周军, 吴永华. 差分吸收激光雷达测量对流层臭氧[J], 激光技术, 2001, 25(6): 406—408.
- [50] 董云升, 刘文清, 陆亦怀, 刘建国, 谢品华, 赵雪松, 张天舒, 刘增东, 黄书华. 双通道扫描偏振激光雷达的研制及应用[J], 光学技术, 2009, 35(2): 261—264.
- [51] 徐赤东, 纪玉峰. 偏振微脉冲激光雷达对一次沙尘过程的探测分析[J], 中国

粉体技术, 2009, 15(2): 75—77.

- [52] 白宇波, 石广玉, 田村耕一, 岩坂泰信. 拉萨上空大气气溶胶光学特性的激光雷达探测[J], 大气科学, 2000, 24(4): 559—567.
- [53] Sugimoto, N., Matsui, I., Shimizu, A., Uno, I., Asai, K., Endoh, T. & Nakajima, T.. Observation of dust and anthropogenic aerosol plumes in the Northwest Pacific with a two-wavelength polarization lidar on board the research vessel Mirai [J], Geophysical Research Letter, 2002, 29(19), 1901, doi: 10.1029/2002GL015112.
- [54] 谢晨波, 周军, 岳古明, 戚福弟, 范爱媛. 新型车载式拉曼激光雷达测量对流层水汽[J], 光学学报, 2006, 26(9): 1281—1286.
- [55] 李陶, 戚福弟, 岳古明, 金传佳, 胡欢陵, 周军. 大气中水汽混合比的 Raman 激光雷达探测[J], 大气科学, 2000, 24(6): 843—854.
- [56] 吴永华, 李陶, 周军, 胡欢陵, 岳古明, 戚福弟, 金传佳. Raman 激光雷达探测对流层中上部大气温度分布[J], 大气科学, 2002, 26(5): 702—708.
- [57] 刘玉丽, 张寅超, 苏嘉, 岳古明, 周军, 胡欢陵. 探测低空大气温度分布的转动拉曼激光雷达[J], 光电工程, 2006, 33(10): 43—48.
- [58] 杨国韬, 刘炳模, 王嘉珉, 傅利平, 徐寄遥, 程学武, 万卫星, 龚顺生. 根据激光雷达观测结果研究中国武汉地区钠层的分布[J], 地球物理学报, 2003, 46(5): 577—583.
- [59] 王刚, 王仕璠. 大气温度的激光雷达实测方法[J], 激光杂志, 2004, 25(2): 52—54.

第二章 激光雷达观测和数据反演方法

兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL, 35.95°N, 104.13°E, 1965.8m) 于 2005 年建立, 为按国际标准建设的气候观测平台, 拥有先进的气候和环境观测仪器, 进行长期连续的观测实验, 为大气科学、资源环境和区域生态等领域研究提供丰富的观测资料^[1]。

本章主要介绍实验观测仪器, 并介绍激光雷达数据处理方法。

2.1 观测仪器介绍

2.1.1 激光雷达

微脉冲激光雷达 CE370-2^[2]由发射系统、接收系统和数据采集系统组成。发射器为 Q-开关倍频 Nd: YAG 激光器, 波长 532nm, 激光功率为 50mW, 出射激光脉冲能量为 6μJ。激光脉冲重复频率为 4.7kHz, 脉冲宽度小于 15ns, 激光束发散角为 55μrad。

激光器发射出脉冲后被一组 2 块棱镜反射到达光纤经望远镜射向大气中, 其中望远镜直径为 200mm、视场 110μrad、焦距 1m, 激光脉冲遇到气溶胶和云粒子等会被散射, 其中后向散射信号被望远镜接收后依次经过光纤、棱镜和干涉滤光片后到达声光调节器再被探测系统检测, 其中干涉滤光片的中心波长为 532nm、带宽为 0.2nm、透过率为 0.25。探测器为雪崩光电二极管光子计数器, 其量子效率约 55%, 最大计数率为 20MHz。激光雷达的最大探测距离为 30km, 但其受大气状况影响, 垂直分辨率为 15m。激光雷达系统详细参数见表 2-1。

表 2-1 CE370-2 参数表

Parameter	Specification
Transmitter	
Wavelength	532 nm Nd: YAG
Pulse repetition frequency	4.7 kHz
Pulse energy	~6 μ J
Total beam divergence	55 μ rad
Receiver	
Telescope type	refractive telescope
Focal length	1000 mm
Diameter	200 mm
Field-of-view	110 μ rad
Data system	
Detector	EGG avalanche APD, photon counting mode
Range resolution	15 m
Maximum range	30 km
Quantum efficiency	~55%

2.1.2 太阳光度计

太阳光度计 CE-318^[3]主要观测太阳和天空辐射以反演大气柱可降水量、臭氧和气溶胶辐射特性参数。

太阳光度计光学头由两个频道系统组成: 没有透镜的太阳瞄准头和具有透镜的天空瞄准头, 视场均为 1.2° , 瞄准头设计有具有保护作用的石英窗并对硅探测器的温度变化作出补偿。紫外加强的硅探测器用于太阳辐射观测, 未加强的硅探测器则用于天空辐射观测。自动太阳跟踪主要通过对太阳高度的评估和四象探测器实现。CE-318 装备有 8 个滤光片, 中心波长分别为 1020、870p1、670、440、870p2、870、936 和 870p3nm, 带宽 10nm。CE-318 可作等太阳高度角与主平面扫描, 具体的扫描观测模式见表 2-2。

表 2-2 CE-318 观测模式(m: air mass)

	Spectral range (nm)	Target	Number of ovservations	Interval between observations
BASIC DIRECT SUN	340 to 1020	Sun	1 per filter	~8 s between 2 obs. with the same filter
Triplet observation	340 to 1020	Sun	3 times the basic direct sun every 30 s	~10 s for 3 consecutive obs. and 30 s apart
Standard measurement	340 to 1020	Sun	Variable	Every 15 mn between m=2 am and m=2 pm
Langley	340 to 1020	Sun	17	m=2 to 5 every 0.25 m=5 to 7 every 0.5
BASIC SKY	440 to 1020	Sky	1 per filter	none
Langley sky	440 to 1020	Sky	17	m=2 to 5 every 0.25 m=5 to 7 every 0.5
Almucantar	440 to 1020	Sky	72	m=4, 3, 2, 1.7 then hourly between 9 am and 3 pm
Polarization	870	Sky	42	hourly between m=3 am and m=3 pm
Principal plane	440 to 1020	Sky	42	hourly between m=3 am and m=3 pm

2.1.3 微波辐射计

微波辐射计 TP/WVP-3000^[4]为被动大气遥感仪器，用于大气温度、水汽和液态水的垂直廓线探测，探测高度为 10km，观测数据的空间精度在 1km 以下为 0.10km，1—10km 为 0.25km。

TP/WVP-3000 主要由以下部件组成：天线屏蔽器、吹风机、雨水感应器、红外温度计（IRT）模块、温度与水汽廓线微波接收器、频率合成器、黑体、方位调节器等。若天线屏蔽器（微波窗口）上有液态水的情况下，微波辐射计对亮温观测会产生误差，因此仪器设计时天线屏蔽器采用不易被水沾湿的材料，并使用一个吹风机系统以吹掉水珠和雪等。温度和相对湿度感应器集成在吹风机系统

的入口处，以保证吹过感应器的气流稳定。

TP/WVP-3000 利用 22—60GHz 的大气辐射以反演大气温度和水汽。温度和水汽廓线系统共享天线和天线指向系统，并分别利用 51—59GHz 和 22—30GHz 的大气辐射。根据天顶路径大气吸收谱，22.2GHz 是水汽共振频率，60GHz 为大气氧共振频率，结合云液态水发射谱，利用 60GHz 和 22.2GHz 的大气发射辐射可以分别反演得到大气温度和水汽廓线。

2.1.4 浑浊度仪

浑浊度仪 M9003^[5]可连续实时观测 10°—170°散射角范围内的气溶胶散射系数，光源为特定波长（450、520 或 700nm）的 LEDs（光发射二极管阵列）。由处理器控制的进气口加热器将 M9003 内部的相对湿度控制在 60%以下，以减小相对湿度对气溶胶散射特性的影响。M9003 内部具有温度、相对湿度和气压感应器，实时监测系统内部环境参数，进而校准散射系数。

2.1.5 PM₁₀ 监测仪

TEOM（锥形元件震荡微天平）1400a 环境大气颗粒物监测仪^[6]可观测大气中的 PM₁₀ 质量浓度，其原理为利用一个静力平衡，通过监测锥形元件震荡微天平的频率变化，进而可以反演得到 PM₁₀ 质量浓度。采样气流通过滤膜和锥形元件之后到达气流体积控制系统和真空泵。采样气体一般控制在 50℃左右，以减小采样气体湿度对颗粒物质量浓度观测的影响。

2.2 激光雷达数据处理方法

2.2.1 数据前处理

CE370-2 激光雷达数据订正主要有探测器延时订正、后脉冲信号订正、重叠因子订正、背景噪声订正和距离订正。

(1) 探测器延时订正

光电倍增管的雪崩范围是有限的，因此当入射光子数较高时其将达到饱和，探测器延时订正即为针对该饱和效应所作的订正。当雪崩效应超出范围时只能通过数据订正来弥补仪器的缺陷。探测器延时效应订正主要通过查算表实现。

(2) 后脉冲信号订正

激光雷达后脉冲信号是系统内部光学元件反射激光脉冲而产生的不可避免的噪声信号。光子计数器采样初期，系统内部对激光脉冲的反射可使探测器饱和，进而导致在发射脉冲周期的剩余时间内探测到的信号减小。低层后脉冲信号影响相对较小，对流层上层则相对较显著，特别是探测卷云时，精确的后脉冲信号订正是非常重要的。

后脉冲信号随环境和激光雷达系统温度、出射激光脉冲能量和背景噪声等变化。实际处理时一般采用实验方法来获取后脉冲信号廓线。将激光雷达接发器用盖子盖住，这样可消除大气后向散射和环境背景光影响，此条件下可观测得到激光雷达系统的后脉冲信号。一般而言，后脉冲订正至少一个月订正一次，或更频繁，以获取精确的后脉冲信号廓线。

(3) 背景噪声订正

CE370-2 的波长为 532nm，太阳背景光的影响是不可避免的，虽然较小的激光雷达接收器视场减小了部分太阳背景噪声。

(4) 重叠因子订正

CE370-2 接发系统的重叠效应主要由两方面造成，一为激光雷达出射视场为 $55\mu\text{rad}$ ，接收视场为 $110\mu\text{rad}$ ，导致发射和接收视场存在不完全重叠部分，当距离大于等于 r_0 时两者才完全重叠，见图 2-1，距离大于等于 r_0 处重叠因子为 1，小于 r_0 处重叠因子小于 1；二为由于光栅位于望远镜的焦点处，因此近距离处的信号不能聚焦于针孔处，如图 2-2 所示，小于 r_0 处的不同距离处的信号在针孔后形成大小不同的图像，这种光学上的重叠效应比几何上的更大。重叠效应的订正可利用各光学元件参数计算得到，但实际应用中该方法并不常用。一般而言重叠

因子可通过实验方法来确定。在大气气溶胶分布均匀且含量较低条件下，激光雷达水平观测大气，此时可简化激光雷达方程，求解激光雷达方程可得到接发器的重叠因子。

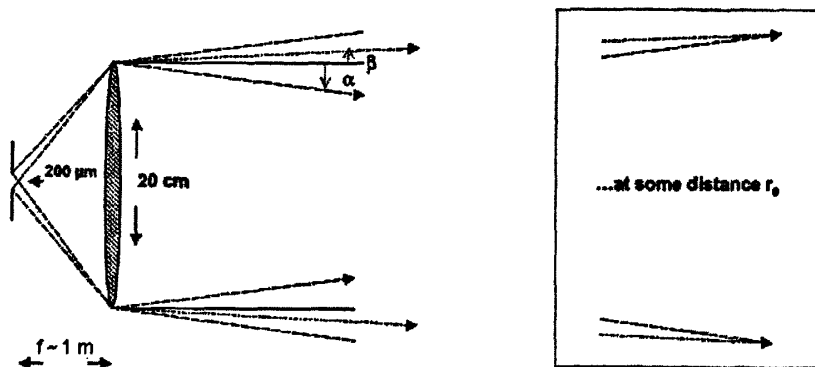


图 2-1 CE370-2 接发器重叠效应几何说明

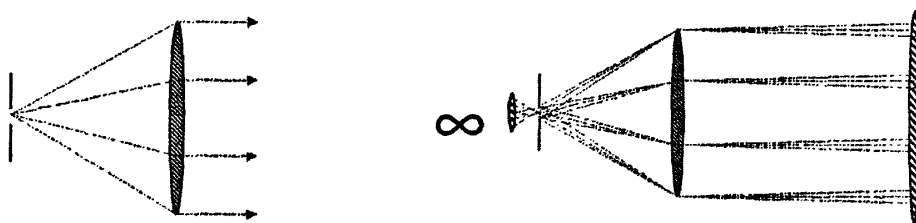


图 2-2 CE370-2 接发器重叠效应光学说明

此外激光雷达控制软件中必须设置观测点经纬度、观测模式和其它与激光雷达系统相关的参数如光学透过率、探测器量子效率和激光器预热时间等。此外在控制软件中需设置后脉冲廓线，则可对激光雷达观测信号自动进行后脉冲信号订正。对于接发系统重叠因子订正，厂家已给出重叠因子，只须在控制软件中设置相应的参数即可。最后对激光雷达回波信号进行距离平方订正，之后激光雷达数据即可用于观测数据的后处理。

2.2.2 反演方法

目前单波长激光雷达数据处理方法主要有 Collis 斜率法、Klett 方法和 Fernald 方法。Collis 斜率法的前提假设为大气均匀，则在此条件下气溶胶消光系数即为回波信号分布的斜率。但实际上气溶胶和云等空间分布极其不均匀，Collis 斜率法的前提条件很难满足，实际处理中常假设在一个小的高度范围内大气是均匀

的，但即使如此，在烟雾和沙尘暴等条件下该假设仍然很难成立，从而很大程度上限制了 Collis 斜率法的应用。

当气溶胶粒子的后向散射相较于大气分子的占主导时，Klett 反演方法认为后向散射系数和消光系数间存在指数关系，从而简化雷达方程的求解。该反演方法的难点在于指数的确定及其导致的数值求解问题，此外该方法忽略了大气分子散射的影响，也会导致部分误差。

Fernald 反演方法认为激光雷达回波信号包含大气分子、气溶胶或云等两部分的后向散射信号，求解雷达方程时引入消光后向散射比和参考高度。该方法是目前应用最广泛、相对较成熟且精度较高的反演方法。其中消光后向散射比存在较大的不确定性，且对反演精度的影响较大。另外还需确定参考高度以及参考高度处的气溶胶消光系数。

课题组基于 Klett^[7-8]和 Fernald^[9]的研究，发展了一种激光雷达数据反演算法^[10-11]。为了将气溶胶消光系数和大气分子消光系数加以区分，单波长米散射激光雷达方程可表示如下：

$$P(z) = E \cdot C \cdot z^{-2} [\beta_1(z) + \beta_2(z)] \cdot T_1^2(z) \cdot T_2^2(z) \quad (2.1)$$

其中： z 为高度， $P(z)$ 激光雷达接收到的气溶胶和大气分子散射的回波信号， E 出射激光脉冲能量， C 雷达常数， $\beta(z)$ 后向散射系数， $T(z) = \exp\left[-\int_0^z \sigma(z) dz\right]$ 透过率， $\sigma(z)$ 消光系数，下标 1 和 2 分别代表气溶胶和大气分子。 σ_2 可利用 Rayleigh 散射理论和美国标准大气廓线得到。则方程 (2.1) 对于气溶胶的解为：

$$\beta_1(z) = \frac{P(z) z^2 \exp\left[-2(S_1 - S_2) \int_0^z \beta_2(z) dz\right]}{CE - 2S_1 \int_0^z P(z) z^2 \exp\left[-2(S_1 - S_2) \int_0^z \beta_2(z') dz'\right] dz} - \beta_2(z) \quad (2.2)$$

若参考高度 z_c 处的气溶胶消光系数预先知道，则 z_c 之下 z 处的气溶胶消光系数可以通过从 z_c 到 z 积分得到（后向积分方案）：

$$\sigma_1(z) = -\frac{S_1}{S_2} \sigma_2(z) + \frac{X(z) \cdot \exp\left[2\left(\frac{S_1}{S_2} - 1\right) \int_1^z \sigma_2(z') dz'\right]}{\frac{X(z_c)}{\sigma_1(z_c) + \frac{S_1}{S_2} \sigma_2(z_c)} + 2 \int_1^z X(z') \exp\left[2\left(\frac{S_1}{S_2} - 1\right) \int_1^{z'} \sigma_2(z'') dz''\right] dz'} \quad (2.3)$$

对于 z_c 之上 z 处气溶胶消光系数, 可以通过从 z_c 到 z 积分得到 (前向积分方案):

$$\sigma_1(z) = -\frac{S_1}{S_2} \cdot \sigma_2(z) + \frac{X(z) \cdot \exp \left[-2 \left(\frac{S_1}{S_2} - 1 \right) \int_{z_c}^z \sigma_2(z') dz' \right]}{\frac{X(z_c)}{\sigma_1(z_c) + \frac{S_1}{S_2} \sigma_2(z_c)} - 2 \int_{z_c}^z X(z') \exp \left[-2 \left(\frac{S_1}{S_2} - 1 \right) \int_{z_c}^{z'} \sigma_2(z'') dz'' \right] dz'} \quad (2.4)$$

其中 $X(z) = P(z)z^2$ 为距离标准化激光雷达回波信号, S_1 气溶胶的消光后向散射比 $\sigma_1(z)/\beta_1(z)$, 也称为雷达比 (LR), 大气分子的消光后向散射比 S_2 设定为常数 $8\pi/3$ 。

激光雷达观测反演气溶胶消光系数和后向散射系数时雷达比是一个很敏感且重要的参数。雷达比的设定导致激光雷达反演结果更加具有相对性^[12]。一般而言, 雷达比的时间和空间分布比较复杂, 其决定于气溶胶粒子尺度、形状和组成等^[13], 并受大气温度和相对湿度影响^[14]。由于气溶胶和云的非均匀分布, 雷达比随高度变化剧烈, 特别是在冰云中^[15]。

目前利用拉曼激光雷达和高光谱分辨率激光雷达观测研究雷达比已取得很大进展, 雷达比一般位于 $20-100\text{sr}$ ^[16-17]。对于亚洲沙尘气溶胶, Liu 等^[18]利用 1998-1999 年激光雷达数据得到垂直高度平均的雷达比为 $42-55\text{sr}$ (532nm), Chiang 等^[19]的研究结果为 $44 \pm 19\text{sr}$ 。Immler 等^[20]研究得出撒哈拉沙尘气溶胶的雷达比为 45sr (532nm)。对于背景气溶胶, Chiang 等^[19]观测研究得出韩国的平均雷达比为 $47 \pm 15\text{sr}$ (532 nm); Schneider 等^[21]利用 1997-2000 年观测数据研究得出德国夏季雷达比上限为 33sr (532 nm), 冬季的平均值为 68sr (532 nm); He 等^[13]研究得出中国香港地区的气溶胶雷达比为 $18-44\text{sr}$ (523nm)。Ackermann^[22]利用数值模拟得到大陆气溶胶的雷达比为 $40-80\text{sr}$; 海洋气溶胶对于 355 和 532nm 为 $15-30\text{sr}$, 1064nm 为 $25-50\text{sr}$; 沙尘气溶胶对于 355nm 为 $42-48\text{sr}$, 532 和 1064nm 的为 $17-25\text{sr}$ 。

夏俊荣^[10]和韩霄^[11]对兰州地区气溶胶的雷达比作了大量的研究, 确定兰州地区气溶胶雷达比为 $20-25\text{sr}$ 。

反演方法中另一个重要的假设为参考高度, 文中利用以下原则确定其高度:

以激光雷达回波信号中无气溶胶分布的高度作为参考高度。参考高度处气溶胶消光系数：

$$\sigma_1(z_c) = -\frac{1}{2} \frac{d \ln [X(z_c)]}{dz_c} \quad (2.5)$$

通过将气溶胶消光系数从地面积分到一定高度，可得到气溶胶光学厚度：

$$\tau = \int_0^z \sigma(z') dz' \quad (2.6)$$

Klett^[7]研究表明求解雷达方程时后向积分方案稳定性更好，文中激光雷达观测反演时也采用该积分方案。

2.2.3 观测结果比较

2007 年 1 月 CE370-2 位于 SACOL 观测，利用同期同观测点的 CE-318 和 CE370-2 的观测反演结果比较，如图 2-3 所示。数据处理时先利用 Ångström 公式将 CE-318 反演的气溶胶光学厚度插值得到 532nm 的气溶胶光学厚度。总体而言，CE370-2 和 CE-318 的反演结果比较接近，具有较好的一致性，仅有少数时刻两者的差别比较大，说明文中介绍的激光雷达数据处理方法具有可行性。

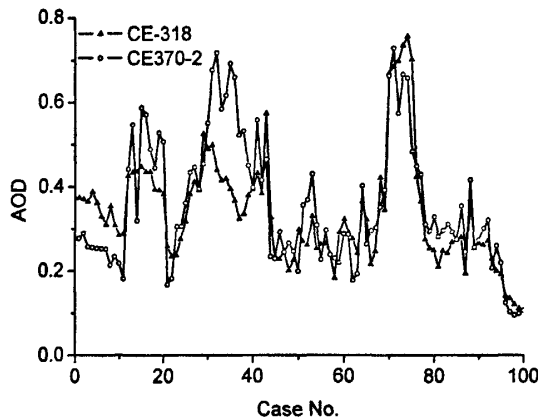


图 2-3 2007 年 1 月 CE370-2 和 CE-318 观测反演的 AOD 比较

2.3 小结

本章主要介绍本文工作所采用的观测仪器，观测点为兰州大学半干旱气候与

环境观测站，仪器为微脉冲激光雷达 CE370-2、太阳光度计 CE-318、微波辐射计 TP/WVP-3000、PM₁₀ 监测仪和浑浊度仪 M9003。

进而介绍激光雷达观测数据的前处理方法，主要为对激光雷达原始观测数据进行各项订正，激光雷达数据订正主要有探测器延时订正、后脉冲信号订正、背景噪声订正、重叠因子订正和距离订正。然后介绍利用激光雷达数据反演气溶胶消光系数和光学厚度的方法，反演方法采用 Fernald 反演方法，并结合 Klett 反演方法确定参考高度处的气溶胶消光系数，进而利用后向积分方案求解激光雷达方程。

利用 2007 年 1 月 CE370-2 和 CE-318 观测资料，比较分析了两者的反演结果，总体而言，CE370-2 和 CE-318 的反演结果比较接近，具有较好的一致性，仅有少数时刻两者的差别比较大，说明文中介绍的激光雷达数据处理方法具有可行性。

参考文献

- [1] http://climate.lzu.edu.cn/about/index_cn.asp.
- [2] Operation Manual of CLOUD AND AEROSOL MICRO-LIDAR CAML™. CIMEL Electronique, France, 2005.
- [3] User Manual SunPhotometer Version 4.6, CIMEL Electronique, France, 2001.
- [4] Profiler Operator's Manual of TP/WVP-3000, Radiometrics Corporation, USA, 2005.
- [5] M9003 Integrating Nephelometer Operation Manual Version 3.2, ECOTECH, Australia, 2005.
- [6] Service Manual of TEOM Series 1400a Ambient Particulate (PM-10) Monitor, Rupprecht & Patashnick Corporation, USA, 2001.
- [7] Klett, J. D.. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns [J], Applied Optics, 1981, 2(2): 211—220.
- [8] Klett, J. D.. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios [J], Applied Optics, 1985, 24(11): 1638—1643.
- [9] Fernald, F. G. Analysis of atmospheric lidar observations: some comments [J], Applied Optics, 1984, 23(5): 652—653.
- [10] 夏俊荣. 利用激光雷达探测兰州大气气溶胶辐射特性[D]. 兰州大学硕士学位论文, 2006.
- [11] 韩霄. 激光雷达观测分析兰州城郊大气气溶胶辐射特性[D]. 兰州大学硕士学位论文, 2007.
- [12] Larchevêque, G., Balin, L., Nessler, R., Quaglia, P., Simeonov, V., Bergh, H. V. D., and Calpini, B.. Development of a multiwavelength aerosol and water-vapor lidar at the Jungfraujoch Alpine Station (3580 m above sea level) in Switzerland [J], Applied Optics, 2002, 41(15): 2781—2790.
- [13] He, Q. S., Li, C. C., Mao, J. T., Lau, A. K. H., and Li, P. R.. A study on the aerosol extinction-to-backscatter ratio with combination of micro-pulse LIDAR and MODIS over Hong Kong [J], Atmospheric Chemistry and Physics, 2006, 6: 3243—3256.

- [14] Hänel, G. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air [J], *Advances in Geophysics*, Academic Press, 1976, 19: 73—188.
- [15] Ansmann, A., Riebesell, Wandinger, M., U., Weitkamp, C., Voss, E., Lahmann, W., and Michaelis, W.. Combined Raman elastic-backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio [J], *Applied Physics B*, 1992, 55: 18—28.
- [16] Balis, D. S., Amiridis, V., Nickovic, S., Papayannis, A., and Zerefos, C.. Optical properties of Saharan dust layers as detected by a Raman lidar at Thessaloniki, Greece [J], *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L13104, doi: 10.1029/2004GL019881.
- [17] Pappalardo, G., Amodeo, A., Amoroso, S., Mona, L., Pandolfi, M., Cuomo, V.. One year of tropospheric lidar measurements of aerosol extinction and backscatter [J], *Annals of Geophysics*, 2003, 46(2): 401—413.
- [18] Liu, Z., Sugimoto, N., Murayama, T.. Extinction-to-backscatter ratio of Asian dust observed with high-spectral-resolution lidar and Raman lidar [J], *Applied Optics*, 2002, 41(15): 2760—2767.
- [19] Chiang, C. W., Das, S. K., Nee, J. B.. An iterative calculation to derive extinction-to-backscatter ratio based on lidar measurements [J], *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 2008, 109: 1187—1195.
- [20] Immler, F., and Schrems, O.. Vertical profiles, optical and microphysical properties of Saharan dust layers determined by a ship-borne lidar [J], *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2003, 3: 1353—1364.
- [21] Schneider, J., and Eixmann, R.. Three years of routine Raman lidar measurements of tropospheric aerosols: backscattering, extinction, and residual layer height [J], *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2002, 2: 313—323.
- [22] Ackermann, J.: The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosols: a numerical study [J], *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1998, 15: 1043—1050.

第三章 激光雷达观测研究兰州地区气溶胶辐射特性

大气气溶胶在地球—大气系统辐射能量收支平衡中扮演着重要的角色，其可通过直接效应、间接效应和半直接效应影响地气系统辐射平衡。气溶胶的辐射效应仍为气候研究中的一个很重要的不确定性因素，已成为大气科学领域的前沿热点问题之一。

表征气溶胶辐射特性的参数有气溶胶散射系数、吸收系数、气溶胶光学厚度、单次散射反照率、相函数、不对称因子、Ångström 指数、体积谱分布、复折射指数等。本章将利用激光雷达观测资料研究兰州地区气溶胶的垂直分布、气溶胶消光系数的垂直廓线以及气溶胶光学厚度（AOD）的演变特征等。

3.1 观测实验和资料介绍

2005 年 9 月至 2008 年 7 月微脉冲激光雷达 CE370-2 在兰州地区进行气溶胶观测，期间于 2006 年 12 月至 2007 年 5 月实验设置在兰州大学半干旱气候与环境观测站^[1]（SACOL, 35.95°N, 104.13°E, 1965.8m）之榆中综合观测站，其余时间则在 SACOL 之兰州城市观测站。实验主要观测无降水条件下的气溶胶、云和沙尘气溶胶。本章利用激光雷达观测资料并结合其它观测仪器，分析兰州地区气溶胶辐射特性统计特征、气溶胶垂直分布特征和沙尘气溶胶辐射特性。

3.2 兰州地区气溶胶辐射特性统计特征

选取无沙尘条件下的 CE370-2 观测资料，分析兰州地区气溶胶的垂直分布和 AOD 的日变化和季节变化特征。

图 3-1 为兰州地区 AOD 月平均演变，可知兰州地区 3 月和 4 月的 AOD 较大，最大值分布于 11 月和 12 月。2005 年 11 月和 12 月 AOD 平均值约为 0.5，2006 和 2007 年约为 0.4。夏秋季的明显比春冬季偏小，主要原因为夏秋季大气扩散条件相较于春冬季更有利于污染物的扩散且污染排放较小。利用日平均

AOD 分析观测期间 AOD 的频数分布（见图 3-2）可知，AOD 在 0.3 左右频数最大，总体上反映了兰州地区大气污染的平均状况。

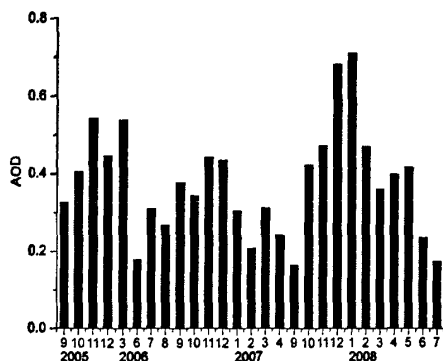


图 3-1 兰州地区 AOD 月平均值

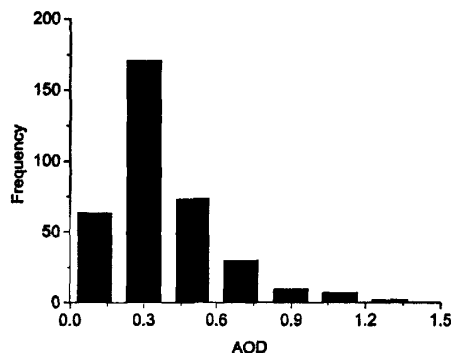


图 3-2 观测期间 AOD 频数分布

图 3-3 为观测期间日平均 AOD 的逐日变化，其中 2006 年 12 月至 2007 年 4 月在 SACOL 榆中综合观测站观测，其余时间均在兰州城市观测站。与图 3-1 相对应，图 3-3 也反映了兰州地区冬春季的 AOD 比夏秋季的明显偏大，最大可达 1.2 左右。AOD 在 0.3 附近分布较多。SACOL 榆中综合观测站位于兰州远郊地区，由图可知兰州远郊的 AOD 明显比兰州市区偏小，主要原因为 SACOL 榆中综合观测站周边工业生产和交通排放等人为活动较小，且相较于兰州市区特殊的对污染物扩散不利的地形条件，榆中综合观测站的大气扩散条件更好。

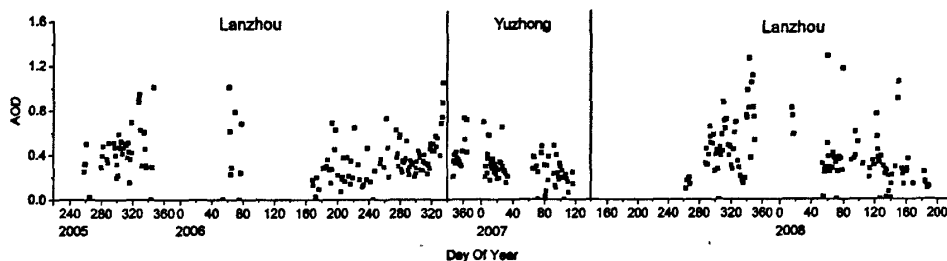


图 3-3 观测期间日平均 AOD 逐日变化

3.3 兰州地区无沙尘条件下气溶胶垂直分布

选取无沙尘条件下 SACOL 城市站和榆中综合观测站激光雷达观测资料，以分析兰州地区气溶胶垂直分布特征。如图 3-4 所示，2006 年 11 月 6 日为在兰州市区观测，2007 年 1 月 6 日则在榆中综合观测站。气溶胶主要集中分布于 2km 以下，气溶胶消光系数随高度减小，且具有几个气溶胶集中分布层。如图 3-4a

所示, 1km 以下和 1—2km 存在气溶胶集中分布层, 图 3-4b 中则为 1km 以下和 2—4km。

图 3-5 为激光雷达后向散射信号垂直剖面的时间演变。2006 年 11 月 6 日全天无云, 2007 年 1 月 6 日在 10:00—16:00 在 7—8km 处存在云层, 由图 3-5 也明显可知道气溶胶主要集中分布在 2km 以下, 而图 3-5b 则在 4—5km 处还存在一个气溶胶集中分布层。综合图 3-4 和图 3-5 可知两者对应地较好。从回波信号强度来看明显可知兰州市区的气溶胶浓度比远郊地区的偏大。

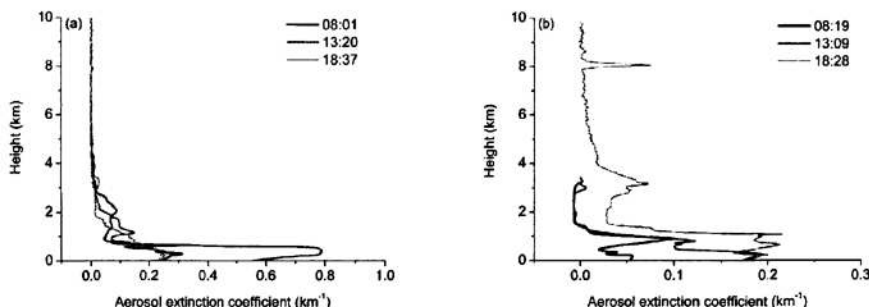


图 3-4 (a) 2006 年 11 月 6 日和 (b) 2007 年 1 月 6 日
气溶胶消光系数垂直廓线

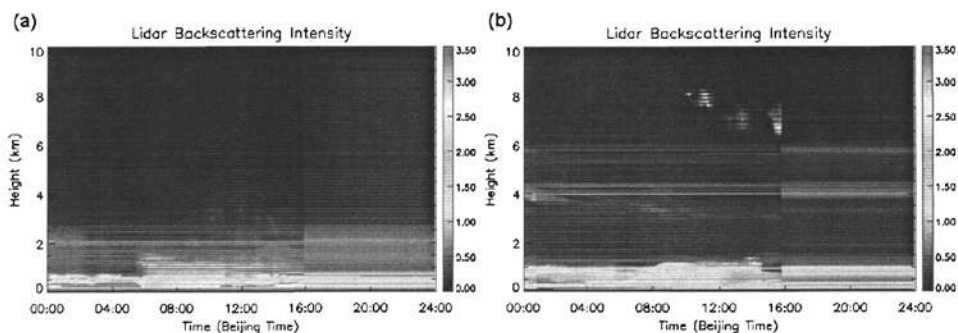


图 3-5 (a) 2006 年 11 月 6 日和 (b) 2007 年 1 月 6 日
激光雷达后向散射信号垂直剖面

2006 年 11 月 6 日 AOD (见图 3-6a) 具有明显的日变化特征, 最大值位于 12:00—13:00, 可达 0.6。06:00 和 20:00 达到最小值, AOD 为 0.2。夜间兰州市区 AOD 变化不大, 位于 0.3—0.4, 较白天的偏小, 主要由于白天工业生产和交通排放等较夜间的明显偏大。06:00—13:00 AOD 随时间呈递增趋势, 主要原因为新的一天开始, 各种人为活动的增强导致污染排放增大而引起的。13:00 之后

AOD 随时间减小, 这和下午大气边界层得到发展, 扩散条件相对更有利于污染物扩散有关, 进而导致 AOD 减小。20:00 之后 AOD 再次增大, 其主要由于夜间大气逆温层发展, 污染物的扩散不利。

2007 年 1 月 6 日, 激光雷达在 SACOL 榆中综合观测站观测, 其日变化如图 3-6b 所示, AOD 日变化特征和图 3-6a 存在较大差别。AOD 在 00:00—16:00 波动较小, 分布在 0.2 之下。选取的 2 天均处于采暖期, SACOL 榆中综合观测站处于兰州远郊地区, 两观测点的污染排放特征存在较大的差别, SACOL 榆中综合观测站的 AOD 相较于兰州市区的偏小。16:00 之后 AOD 较先前时刻增大, 最大可达 0.8。SACOL 榆中综合观测站周边不是集中供热, 夜间居民采暖等人为活动增强且扩散条件的发展不利于污染物的扩散和清除, 且对应于图 3-5b, 16:00 之后在 4—5km 处存在一个气溶胶集中分布层, 该层在 16:00 之前相对较弱, 也部分导致 AOD 在 16:00 之后增大。

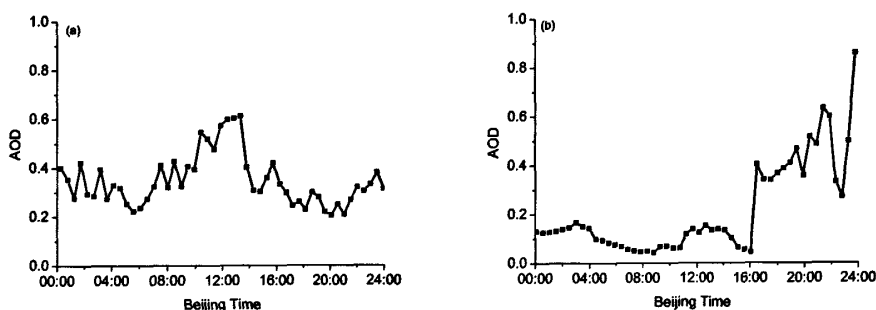


图 3-6 (a) 2006 年 11 月 6 日和 (b) 2007 年 1 月 6 日 AOD 日变化

3.4 沙尘气溶胶辐射特性

CE370-2 在兰州连续观测了 3 年, 期间观测到 5 次较强的沙尘过程, 本文将对此 5 个沙尘过程结合其它地面观测仪器分析兰州地区沙尘气溶胶的辐射特性。

3.4.1 沙尘个例 1

(1) 气象条件

此次沙尘过程发生于 2007 年 3 月 27 日 20:00 至 29 日 16:00, 观测点位于

SACOL 榆中综合观测站。

利用 NCEP/NCAR $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 再分析资料分析此次沙尘过程的大尺度天气系统背景信息，图 3-7 为 2007 年 3 月 28 日 14:00、700hPa 等位势高度和等位温分布。由图可知，从西西伯利亚到咸海、里海上空存在一个低压冷槽，该槽东移将会影响东亚地区天气状况，中国位于槽前，兰州地区处在西北气流之中。

图 3-8 为利用三维超声风速仪 CSAT3 观测的自 3 月 27 日 00:00 至 29 日 23:30 时间精度为 30min 的数据得到的沙尘过程期间风向风速玫瑰图。由图可知，沙尘过程中东南风和西北风占主导，北风占有一定的比例，风速主要分布于 3.0m/s 以下，最大可达 10.0m/s。沙尘过程中相对湿度和温度变化，如图 3-9 所示，其中地面温度和相对湿度由 Vaisala HMP45C-L/7 观测得到，温度和相对湿度的垂直廓线则由微波辐射计 TP/WVP-3000 观测得到。如图 3-9b 所示，3 月 27 日 00:00 地面相对湿度约为 60%，当沙尘过程到达兰州时如 3 月 27 日 20:00 其下降至 10%，可知沙尘过程中相对湿度减小。3 月 27 日 12:00 地面温度为 15.0°C ，3 月 28 日 12:00 为 12.5°C ，说明沙尘气溶胶对地面具有冷却效应。

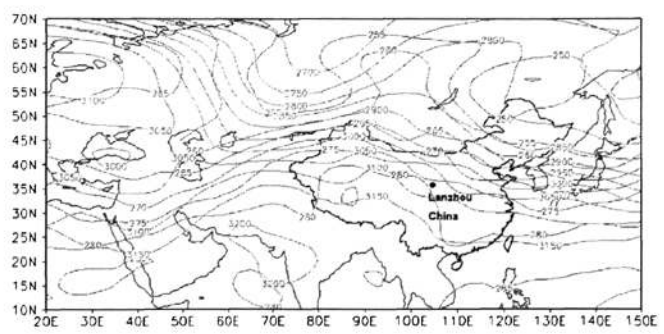


图 3-7 2007 年 3 月 28 日 14:00、700hPa 等位势高度和等位温分布

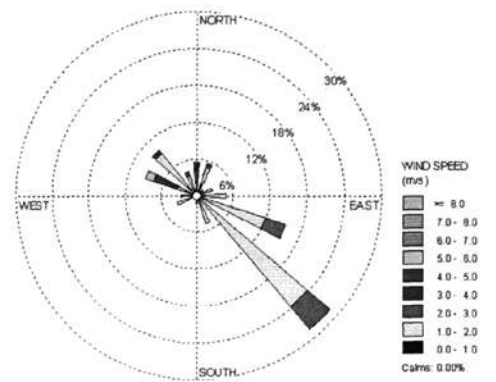


图 3-8 沙尘过程风向风速玫瑰图

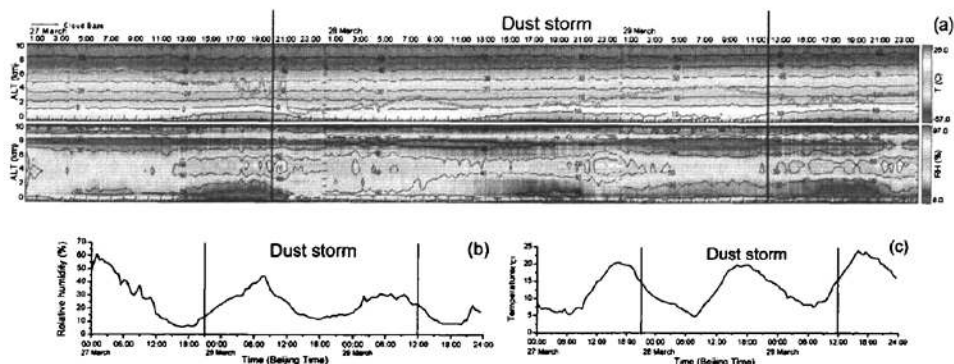


图 3-9 沙尘过程 (a) 相对湿度和温度垂直剖面、(b) 地面相对湿度和 (c) 地面温度演变

(2) 气溶胶垂直分布

图 3-10 为沙尘过程激光雷达后向散射信号垂直剖面, 时间为 3 月 27 日 08:00 至 29 日 16:30。3 月 27 日 20:00 前, 气溶胶含量不大, 激光雷达可探测到 5km 以上的云层。当沙尘过程到达后, 激光雷达探测距离减小, 低层后向散射信号变大。沙尘气溶胶的垂直分布主要集中在 2km 以下。

Murayama 等^[2]利用地基观测网络对亚洲沙尘气溶胶进行观测研究, 并对 1998 年 4 月的一次沙尘过程进行分析, 表明此次沙尘过程在日本上空主要分布于 3km, 而在韩国和合肥则位于 4—5km, 甚至可到达对流层上层。比较文中分析的沙尘过程和 Murayama 等的研究结果可知, 沙尘气溶胶上升到一定高度后才有可能远距离传输。

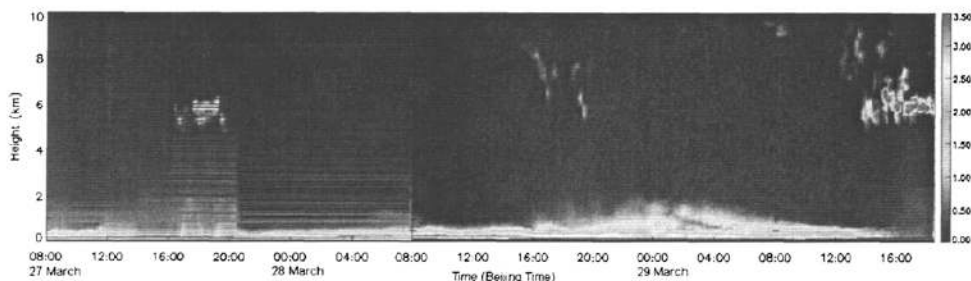


图 3-10 沙尘过程激光雷达后向散射信号垂直剖面

选取沙尘过程中的 4 个时刻, 以分析沙尘气溶胶的垂直分布特征, 如图 3-11 所示, 可知气溶胶消光系数随高度呈递减趋势, 且在沙尘较强时, 递减趋势更大, 沙尘气溶胶主要集中分布在 2km 以下。对应于图 3-10, 当沙尘浓度较大时, 激

光雷达探测距离明显下降。当沙尘过程趋于结束时，沙尘气溶胶浓度减小，激光雷达探测距离增大，如 3 月 29 日 12:13 所示，激光雷达探测距离可达 5km。从气溶胶消光系数数值来分析，低层气溶胶消光系数最大可达 3.16km^{-1} ，时间为 27 日 22:02，当沙尘过程接近于消亡时，如图 3-11，29 日 12:13，气溶胶消光系数减小为 0.62km^{-1} 。

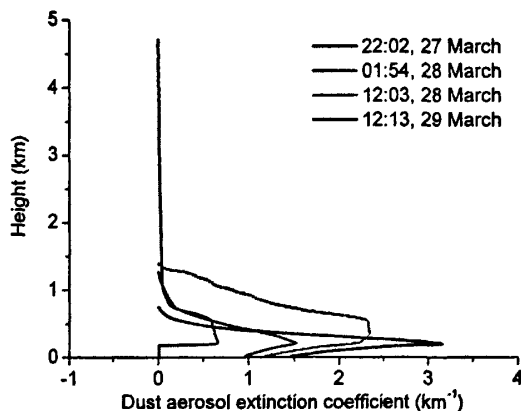


图 3-11 沙尘气溶胶消光系数垂直廓线

(3) 沙尘过程气溶胶光学厚度演变

图 3-12 为沙尘过程 AOD 时间演变，时间为 3 月 27 日 08:00 至 29 日 16:00。27 日 08:00 至 20:00，此时沙尘过程未到达兰州地区，此时 AOD 分布于 0.3—0.4，其反映了兰州地区无沙尘条件下的气溶胶特性，该结果和黄建平等^[3]的研究结果比较一致。当沙尘过程于 27 日 20:00 到达后 AOD 急剧增大到 0.63，与沙尘过程前的情况相比可知两者间的差是由于沙尘气溶胶所引起的。之后 AOD 逐渐增大并于 27 日 22:00 达到次高峰，AOD 为 0.94，然后减小于 28 日 02:20 达到谷值，其值为 0.72。之后再急剧增大并于 28 日 12:00 达到最高峰，其值为 1.95。最后 AOD 减小直到此次沙尘过程结束。

另一方面，图 3-12 也可说明沙尘过程对大气环境和辐射平衡的影响。此次沙尘过程发生于 3 月 27 日 20:00 至 29 日 16:00，则 27 日 08:00 至 20:00 的反演结果反映了无沙尘时的气溶胶特征。比较沙尘过程和无沙尘条件下 AOD 明显可知，沙尘过程会使大气质量严重下降，并对地气系统辐射平衡产生显著的影响。

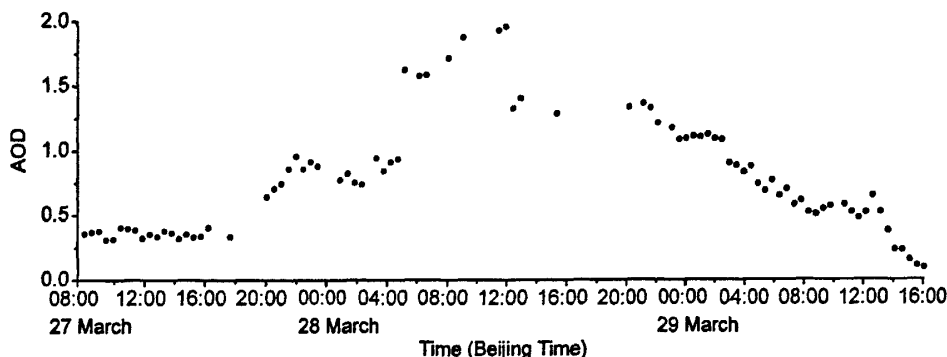


图 3-12 沙尘过程 AOD 时间演变

(4) 沙尘过程 PM_{10} 浓度和散射系数演变

图 3-13 为沙尘过程 PM_{10} 浓度和气溶胶散射系数时间演变, 观测数据为 3 月 27 日 08:00 至 29 日 18:30 分别由 PM_{10} 监测仪和浑浊度仪 M9003 观测得到的 PM_{10} 质量浓度和气溶胶散射系数, 时间精度均为 5min。如前所述, 3 月 27 日 20:00 前无沙尘气溶胶, PM_{10} 浓度基本在 $0.3\text{mg}/\text{m}^3$ 以下。随着沙尘过程的到达, PM_{10} 浓度急剧增大并于 27 日 22:00 达到最大值, 此时 PM_{10} 浓度为 $8.836\text{mg}/\text{m}^3$, 之后逐渐减小, 但在 28 日 12:00 亦为一个峰值, 此时 PM_{10} 浓度为 $3.722\text{mg}/\text{m}^3$ 。

背景气溶胶散射系数一般位于 0.2km^{-1} 之下。沙尘过程中 450、520 和 700nm 的气溶胶散射系数最大值分别为 3.045 、 2.441 和 1.233km^{-1} , 峰值时间和 PM_{10} 浓度的峰值时刻一致, 之后逐渐减小, 但在 28 日 12:00 亦为一个峰值, 此时三波段散射系数分别为 1.383 、 1.162 和 0.537km^{-1} 。

总体而言, 三波段气溶胶散射系数变化趋势基本一致, PM_{10} 浓度和气溶胶散射系数具有相似的变化趋势。

比较图 3-13 和图 3-12, PM_{10} 浓度、气溶胶散射系数和 AOD 的峰值时刻存在差别, PM_{10} 浓度和气溶胶散射系数的峰值时刻均位于 3 月 27 日 22:00, AOD 则位于 28 日 12:00。可能的原因为: 1) 沙尘过程中气溶胶垂直分布不均匀, AOD 是根据激光雷达垂直探测资料得到, 反映雷达探测距离范围内气溶胶分布情况, 而 PM_{10} 浓度和气溶胶散射系数是在地面观测的, 反映地面气溶胶特征; 2) 沙尘过程中不同阶段气溶胶粒子的尺度变化较大, AOD 包含大气中所有悬浮颗粒物的散射作用, 而 PM_{10} 浓度只反映空气动力学直径在 $10\mu\text{m}$ 以下的悬浮颗粒物的浓度。

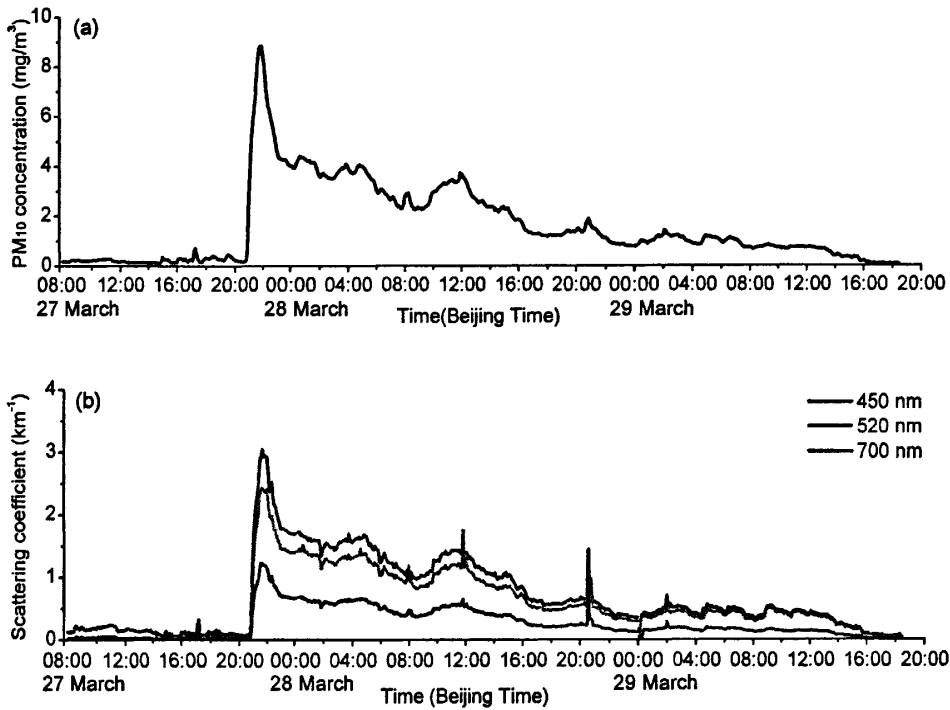


图 3-13 沙尘过程 (a) PM_{10} 浓度和 (b) 气溶胶散射系数演变

(5) 气溶胶消光系数和相对湿度、温度的相关性分析

图 3-14 是沙尘过程中 4 个不同时刻沙尘气溶胶消光系数、相对湿度和温度垂直廓线。相对湿度在低层随高度缓慢增大, 于 0.3km 处达到最大值, 然后急剧减小并在 1km 处达到最小值, 之后随高度再次增大。温度垂直廓线则基本随高度呈递减趋势。

前面已分析, 沙尘气溶胶主要集中分布于 2km 以下, 在此高度层内气溶胶消光系数和相对湿度具有相似的变化趋势, 且两者的最大值出现的高度差不多。说明气溶胶消光系数和相对湿度间存在某种相关关系, 为气溶胶吸湿性增长, 表示随着相对湿度的增大, 粒子会生长进而导致粒子散射增大, 从而气溶胶消光特性增大。相对湿度与温度有关, 则温度可能通过影响相对湿度进而间接影响气溶胶的消光特性。

国内外已有对气溶胶吸收性增长的研究, 如 Feingold 等^[4]利用激光雷达和其它地基观测仪器分析了在大气混合均匀且有云的边界层条件下气溶胶的吸湿性增长, 研究了相对湿度增大对激光雷达后向散射的影响; Pahlow 等^[5]在美国南大

平原大气辐射实验中,利用激光雷达结合浊度计观测研究了气溶胶粒子的吸湿性以及相对湿度对气溶胶性质的影响等,给出了气溶胶粒子吸湿性增长因子,并分析了吸湿性增长因子和 Ångström 指数间的关系;Meier 等^[6]研究表明北京清洁大陆气溶胶的吸收性增长因子为 1.33 ± 0.03 , 污染气溶胶为 1.40 ± 0.03 ; Massling 等^[7]利用 ACE-Asia 观测资料分析得到 $1\mu\text{m}$ 级的沙尘气溶胶的吸湿性增长因子为 1.0 左右,而海盐气溶胶则为 2.0 左右。

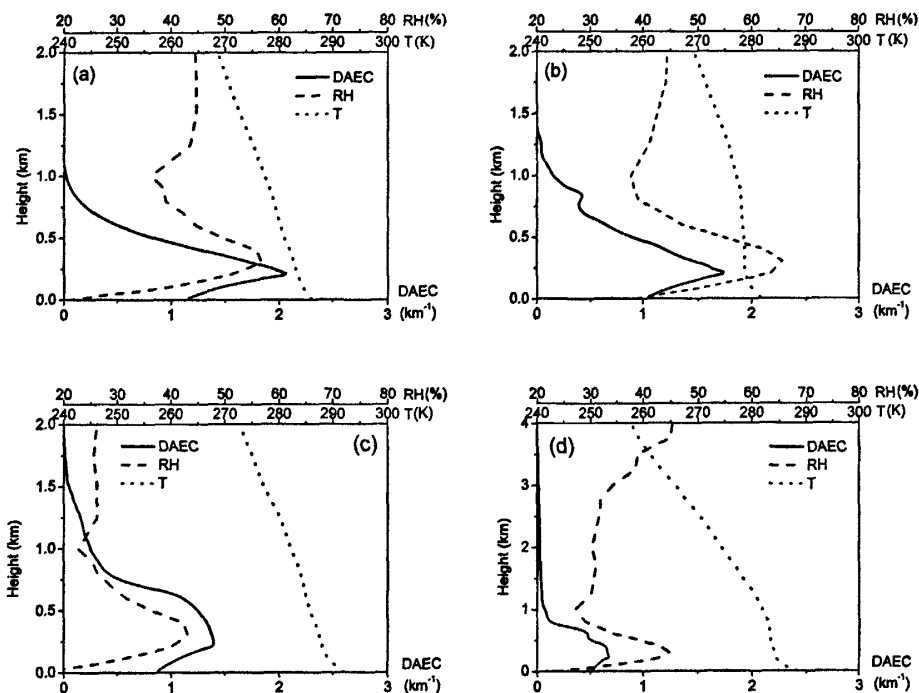


图 3-14 (a) 3 月 27 日 23:00、(b) 3 月 28 日 04:48、(c) 3 月 28 日 14:57 和 (d) 3 月 29 日 11:15 沙尘气溶胶消光系数 (DAEC)、相对湿度 (RH) 和温度 (T) 垂直廓线

(6) PM_{10} 浓度、气溶胶消光系数和散射系数间的相关性分析

图 3-15 为 PM_{10} 浓度、气溶胶消光系数和散射系数间的相关性分析,数据时间段为 3 月 27 日 08:00 至 29 日 18:30。分析三者间的相关性,气溶胶消光系数选取的是 CE370-2 反演的 SACOL 榆中综合观测站地面 532nm 气溶胶消光系数。由图 3-15a 可知 PM_{10} 浓度和三波段气溶胶散射间具有明显的线性关系,相关系数可达 0.98,说明气溶胶的散射系数大小主要由大气中 PM_{10} 浓度大小决定。在

相同 PM_{10} 浓度条件下, 450nm 的散射能力最强, 其次为 520nm, 700nm 的最小, 但 450 和 520nm 的散射系数差别较小。

气溶胶消光系数反映的是气溶胶吸收和散射的总效应, 综合考虑两者可较好地理解气溶胶辐射特性。从图 3-15b 和图 3-15c 可知, PM_{10} 浓度和气溶胶消光系数、消光系数和散射系数也具有较好的线性相关性, 相关系数分别为 0.94 和 0.96。 PM_{10} 浓度与消光系数的相关系数比 PM_{10} 浓度与散射系数的相关系数小, 主要因为消光系数是散射系数与吸收系数之和, 而当时的 PM_{10} 浓度可能与吸收系数线性关系较不好。图 3-15c 中的斜率反映了散射作用占消光作用的比例, 可以进而分析气溶胶吸收作用的贡献。

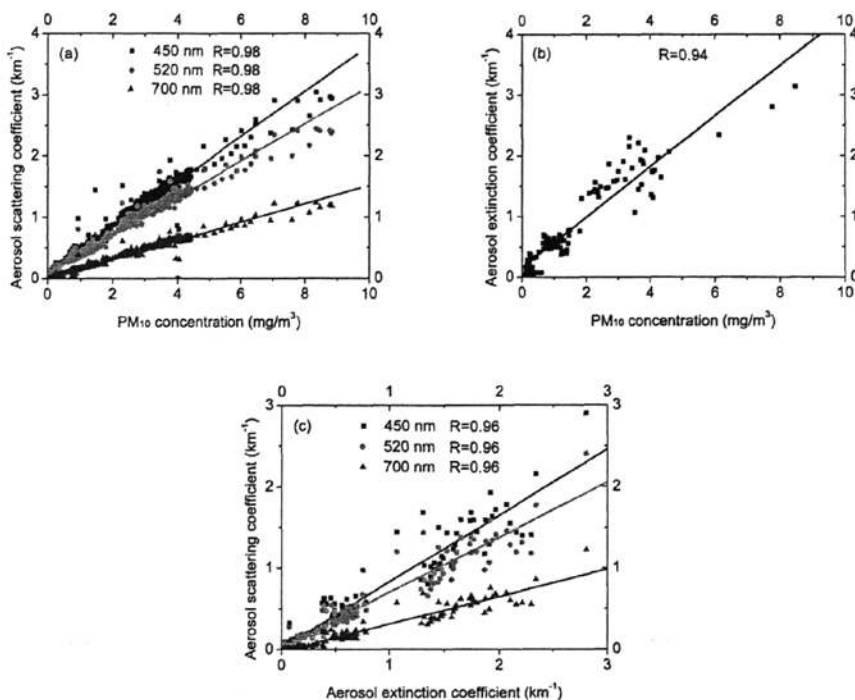


图 3-15 (a) PM_{10} 浓度和散射系数、(b) 消光系数和 PM_{10} 浓度和
(c) 消光系数和散射系数间的相关性

3.4.2 沙尘个例 2

2007 年 4 月 11 日至 12 日, 在 SACOL 榆中综合观测站观测到一次短暂的沙尘过程, 于 11 日 09:00 出现浮尘, 全天基本多云, 12 日因凌晨有小雨, 沙尘过

程结束。

(1) 沙尘气溶胶垂直分布

图 3-16a 为此次沙尘过程气溶胶消光系数的时间演变。其中 4 月 11 日 08:26 气溶胶消光系数在 1.5km 以下变化不大, 然后随高度增大而减小。说明无沙尘过程条件下, SACOL 气溶胶分布主要集中在 2km 以下高度层内, 且垂直分布比较均匀, 气溶胶消光系数相对较小, 低层的基本位于 0.1km^{-1} 。12:18 沙尘过程处于初始阶段, 气溶胶消光系数明显增大, 其垂直分布特征和之前时刻的基本一致, 消光系数随高度增大而减小。22:56 气溶胶消光系数垂直廓线分布特征有所不同, 1km 以下基本保持不变, 1—2.5km 高度层内则明显地存在一个沙尘气溶胶层, 消光系数最大可达 2.37km^{-1} 。

沙尘过程初始阶段气溶胶主要集中在 1km 以下高度层内, 沙尘较强时则分布于 1—2.5km 高度层内, 原因可能为沙尘过程前期大风将地表的沙尘吹起, 导致气溶胶消光系数较无沙尘过程条件下的偏大, 而当远距离传输的沙尘到达时, 在高层存在沙尘气溶胶层。

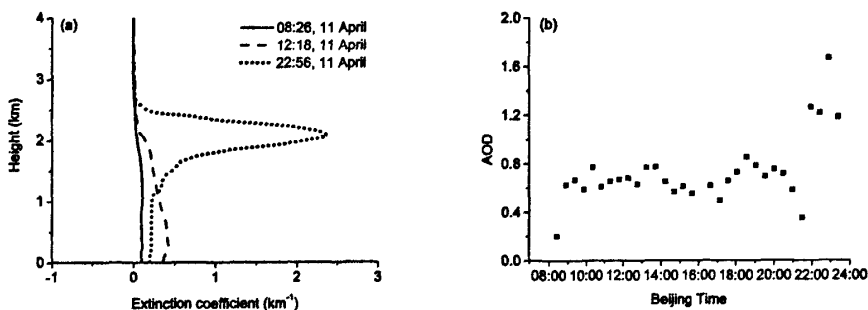


图 3-16 (a) 沙尘气溶胶消光系数垂直廓线和 (b) AOD 时间演变

(2) 沙尘过程光学厚度演变

图 3-16b 是沙尘过程 AOD 的时间演变。沙尘过程前 AOD 为 0.2, 沙尘到达兰州后, AOD 急剧增大至 0.6, 之后变化幅度不大, 22:00 达到 1.26, 之后逐渐增大并于 23:00 达到最大值, AOD 为 1.67, 然后减小。之后由于降水观测停止, 但从后几个时刻 AOD 变化趋势来看, AOD 将逐渐回落。

(3) 沙尘过程 PM_{10} 浓度和散射系数演变

图 3-17a 为 2007 年 4 月 11 日 PM_{10} 浓度日变化曲线, 可知 PM_{10} 浓度呈双峰型变化特征, 次高峰位于 13:30, 其值为 0.83mg/m^3 ; PM_{10} 浓度最大值位于 20:40, 其值为 1.37mg/m^3 。气溶胶散射系数和 PM_{10} 浓度的变化趋势比较一致, 峰值时刻对应较好。450、520 和 700nm 在 13:30 的散射系数分别为 0.30 、 0.19 和 0.10km^{-1} , 20:40 三波段散射系数分别为 0.59 、 0.49 和 0.22km^{-1} 。

综合比较图 3-16b 和图 3-17, AOD、 PM_{10} 浓度和散射系数的最大值时刻对应较好, 但 AOD 最大值出现的时间相对延后, 说明气溶胶垂直分布的不均匀性。

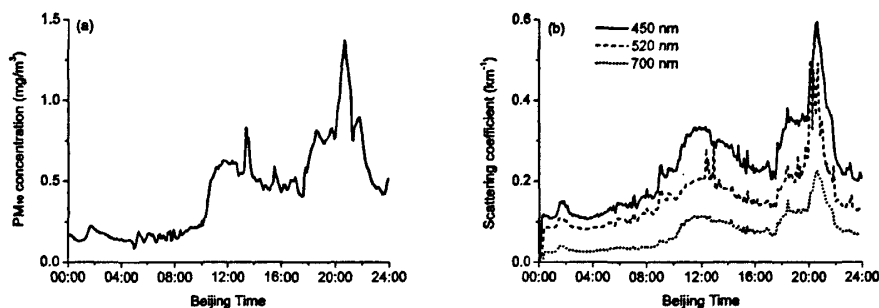


图 3-17 2008 年 4 月 11 日 (a) PM_{10} 浓度和 (b) 气溶胶散射系数时间演变

3.4.3 沙尘个例 3

在 SACOL 榆中综合观测站观测到的另一次沙尘过程始于 2007 年 4 月 30 日 09:00, 结束于 16:00, 历时 7 个小时。

(1) 沙尘气溶胶垂直分布

选取 4 月 29 日 16:53、4 月 30 日 11:44 和 19:57 分别代表沙尘过程前、中和后的气溶胶垂直分布情况 (见图 3-18)。沙尘过程前气溶胶消光系数在 1km 以下随高度稍呈递减趋势, 1—2km 则急剧减小, 之后随高度的增大而增大然后减小, 再随高度增大而增大再减小。气溶胶的垂直分布具有 3 个气溶胶层, 分别位于 1km 以下、2—3km 和 3—4km, 且低层气溶胶浓度相对较大。观测点处于盆地中, 四周山的高度在 0.2km 左右, 特殊的地形导致了污染物扩散不利, 高层则由于扩散条件更有利, 从而使高层的气溶胶浓度较小。

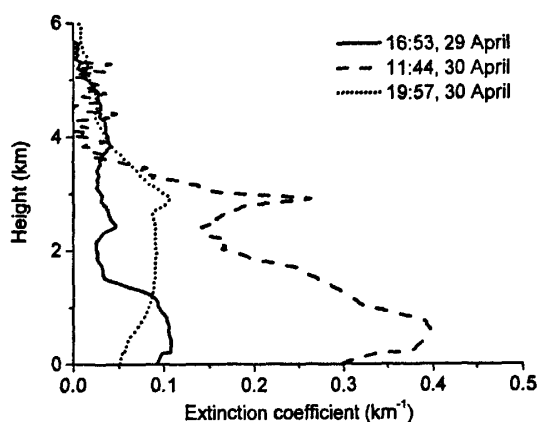


图 3-18 沙尘气溶胶消光系数垂直廓线

沙尘过程中, 气溶胶的垂直分布和沙尘过程前的基本一致, 但沙尘气溶胶浓度明显偏大, 气溶胶消光系数增大 0.2km^{-1} , 该部分的消光作用明显可知是由沙尘气溶胶所引起的。沙尘过程后, 气溶胶消光系数在 1km 以下先随高度增加而增大, 且比沙尘过程前的偏小, $1-3\text{km}$ 保持不变, 然后随高度增大而减小。比较三个时刻的气溶胶消光系数垂直廓线的演变情况可知, 低层的沙尘气溶胶清除地比较快且彻底, 高层的相对较慢。

(2) 沙尘过程光学厚度演变

图 3-19 为 4 月 29 日 11:00 至 5 月 1 日 07:30 AOD 时间演变。沙尘过程前 AOD 基本在 0.3 左右, 4 月 30 日 09:20 沙尘到达时 AOD 增大到 0.57 , 之后 AOD 增大并于 11:45 达到最大值, 其值为 0.90 , 直到 16:00 AOD 波动较大, 总体上比沙尘过程前的 AOD 偏大, AOD 位于 $0.5-0.9$ 。之后随着沙尘过程的消退 AOD 变小。此次沙尘过程强度较小, 历时较短。比较沙尘过程前后 AOD 的变化情况, 两者差别不大, 可知沙尘过程结束后气溶胶粒子沉降地较快。

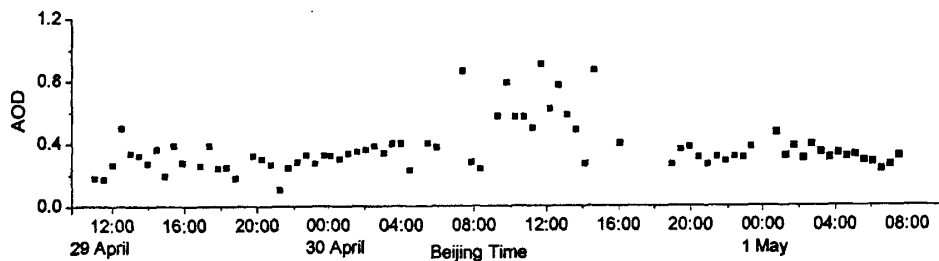


图 3-19 沙尘过程气溶胶光学厚度时间演变

(3) 沙尘过程 PM_{10} 浓度和散射系数演变

此次沙尘过程 PM_{10} 浓度呈单峰型变化特征, 04:00 前 PM_{10} 浓度波动较大, 分布在 $0.2\text{mg}/\text{m}^3$ 以下, 然后急剧增大并于 07:00 达到峰值, 其值为 $0.92\text{mg}/\text{m}^3$, 之后急剧减小至 $0.19\text{mg}/\text{m}^3$ 于 07:30。然后再次急剧增大并于 08:30 达到最大值, 此时 PM_{10} 浓度为 $1.13\text{mg}/\text{m}^3$ 。再随着时间逐渐减小, 至 16:00 PM_{10} 浓度回落至沙尘过程前的状况。同样的, 三波段气溶胶散射系数的变化趋势相似, 且和 PM_{10} 浓度变化特征基本一致。450、520 和 700nm 的散射系数最大值位于 06:50, 其值分别为 0.84、0.48 和 0.18km^{-1} ; 次高峰位于 08:40, 其值分别为 0.63、0.59 和 0.23km^{-1} 。

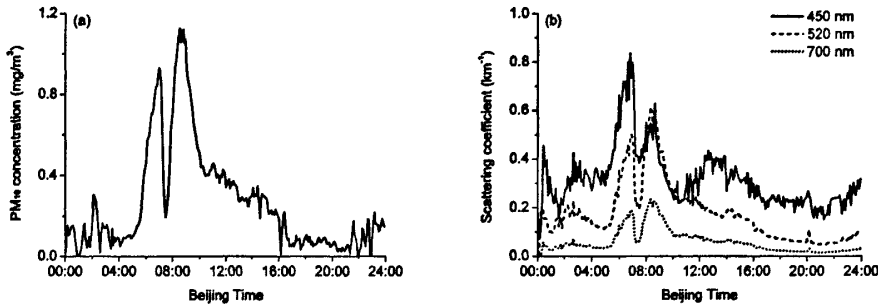


图 3-20 2007 年 4 月 30 日 (a) PM_{10} 浓度和 (b) 气溶胶散射系数时间演变

3.4.4 沙尘个例 4

2008 年 3 月 1 日 16:00 至 2 日 00:50 在 SACOL 城市观测站观测到一次沙尘过程。此次观测仪器仅有激光雷达 CE370-2, 文中分析 CE370-2 观测反演的气溶胶消光系数垂直分布特征和 AOD 时间演变特征。

图 3-21a 为沙尘过程前后和沙尘过程中 3 个不同时刻的气溶胶消光系数垂直廓线, 气溶胶消光系数的垂直分布比较一致, 2km 以下气溶胶消光系数基本保持不变, 可知低层气溶胶分布比较均匀。2km 以上气溶胶消光系数则急剧减小。分析气溶胶消光系数的量值可知, 沙尘过程前的明显比其它两个时刻的偏大, 沙尘过程中的气溶胶消光系数次之, 沙尘过程后的气溶胶消光系数最小。

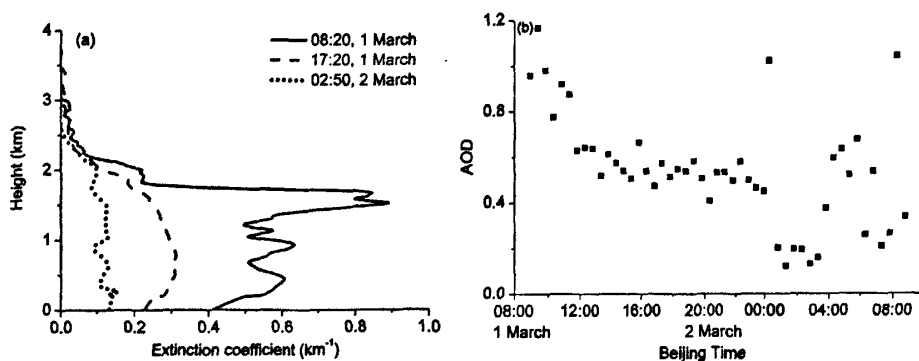


图 3-21 (a) 沙尘气溶胶消光系数垂直廓线和 (b) AOD 时间演变

图 3-21b 为 3 月 1 日 08:50 至 2 日 08:50 AOD 的时间演变。3 月 1 日 08:50 AOD 为 0.96, 09:20 达到 1.17, 之后 AOD 随时间急剧减小, 最小值为 0.50。16:00 沙尘过程到达兰州, 此时 AOD 攀升到 0.66, 之后基本保持在 0.5 上下。2 日 00:50 AOD 下降为 0.28, 之后 AOD 基本保持在 0.2 左右, 然后随时间有所增大, 至 0.4 左右, 但 AOD 变化波动较大。

观测点位于兰州市区, 3 月仍处于采暖期。从 AOD 的变化趋势来看, 沙尘过程前 AOD 较大, 说明采暖期兰州市区污染比较严重, 主要原因为工业生产、交通排放和居民采暖等加之兰州市区特殊的地形条件以及静风和逆温层的存在。沙尘过程往往伴随着强风, 随着沙尘过程的来袭, 显著地改善了污染物扩散条件, 大大改善了大气环境质量, 进而导致 AOD 减小。沙尘过程到达兰州时, AOD 略有回升但幅度不大, 基本位于 0.5—0.6。随着沙尘过程的消亡, AOD 回落至 0.2 左右, 之后由于人为活动的增加导致 AOD 再次增大。

3.4.5 沙尘个例 5

2008 年 5 月 16 日 16:40 至 17 日 11:40 在 SACOL 城市观测站观测到一次沙尘过程, 之后因降水过程而结束。

图 3-22a 为气溶胶消光系数垂直廓线, 5 月 16 日 17:02 沙尘过程刚到达兰州市区, 此时沙尘浓度较小, 气溶胶消光系数在 2km 以下基本保持不变, 往上随高度逐渐减小。17 日 01:32, 气溶胶消光系数较之前时刻的偏大, 1km 以下存在一个沙尘气溶胶层, 往上逐渐减小。17 日 05:32 气溶胶消光系数垂直分布和 17 日 01:32 的基本一致, 1km 以下存在一个沙尘气溶胶层, 往上气溶胶消光系数减

小的幅度比 01:32 的更剧烈，气溶胶消光系数也更小。

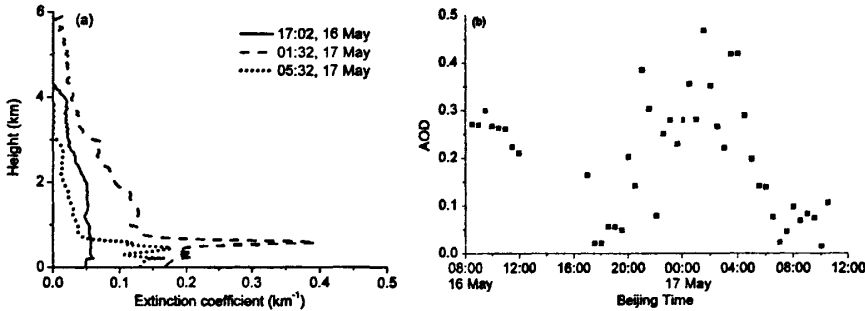


图 3-22 (a) 沙尘气溶胶消光系数垂直廓线和 (b) AOD 时间演变

图 3-22b 为 5 月 16 日 08:30 至 17 日 10:30 AOD 时间演变。由图可知，16 日 08:30 至 12:00，AOD 基本位于 0.3 左右，当沙尘过程逼近兰州市区时，AOD 急剧减小，主要由于沙尘过程改变了兰州地区的气象条件使得污染物的扩散条件更加有利。沙尘过程到达兰州市区时，AOD 急剧上升并于 17 日 01:32 达到最大值，为 0.47。然后 AOD 随时间逐渐减小，最后沙尘气溶胶因降水过程基本被清除。

由图 3-22b 可知，5 月兰州市区 AOD 较小，空气质量相对较好。此次沙尘过程强度不大，持续时间较短，沙尘 AOD 最大值为 0.47，相比于沙尘过程前兰州市区的污染状况，其对大气环境的影响还是比较显著的。虽然过程前气象条件的改变对大气环境质量具有改善作用，但由于外源污染物的大量输入导致沙尘过程中大气污染比较严重。

3.5 小结

本章主要利用微脉冲激光雷达 CE370-2 自 2005 年 9 月至 2008 年 7 月的观测资料，分析了无沙尘气溶胶下兰州地区气溶胶的垂直分布特征、AOD 的逐日变化特征、AOD 月平均变化特征和 AOD 频数分布特征，并分析了沙尘气溶胶的辐射特性。主要结果如下：

- (1) 兰州地区 3 月和 4 月的 AOD 较大，最大值位于 11 月和 12 月，夏秋比春冬偏小。主要原因是夏秋大气扩散条件相对于春冬更优且污染排放较小。
- (2) 兰州地区 AOD 位于 0.3 的频数最大。
- (3) 通过比较分析兰州市区和远郊地区的 AOD 分布可知，兰州远郊地区

的 AOD 明显比兰州市区的偏小, 主要原因为 SACOL 榆中综合观测站周边工业生产和交通排放等人为活动较小, 且相较于兰州市区特殊的对污染物扩散不利的地形条件, 榆中综合观测站的大气扩散条件更好。

(4) 在无沙尘气溶胶条件下, 兰州地区气溶胶基本集中在 2km 以下, 且气溶胶消光系数随高度递减。利用激光雷达后向散射信号和反演的消光系数廓线可较好地研究气溶胶的垂直分布情况。

(5) 分析了兰州地区沙尘气溶胶的垂直分布特征、相对湿度对气溶胶消光性质的影响以及 PM_{10} 浓度、气溶胶消光系数和散射系数间的相关关系。个例分析表明, 沙尘气溶胶基本集中在 2km 以下, 气溶胶消光系数基本随高度递减。在沙尘气溶胶层内, 相对湿度和消光系数具有相似的变化趋势, 其说明相对湿度越大散射作用越大进而消光越大, 即为气溶胶粒子的吸湿性增长特性。 PM_{10} 浓度、散射系数和消光系数间具有明显的线性关系, PM_{10} 浓度和散射系数、消光系数和 PM_{10} 浓度、消光和散射系数的相关系数分别为 0.98、0.94 和 0.96。

参考文献

- [1] Huang, J. P., Zhang, W., Zuo, J. Q., Bi, J. R., Shi, J. S., Wang, X., Chang, Z. L., Huang, Z. W., Yang, S., Zhang, B. D., Wang, G. Y., Feng, G. H., Yuan, J. Y., Zhang, L., Zuo, H. C., Wang, S. G., Fu, C. B., and Chou, J. F.. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau, *Advances in Atmospheric Sciences*, 25(6): 906–921, 2008.
- [2] Murayama, T., Sugimoto, N., Uno, I., Kinoshita, K., Aoki, K., Hagiwara, N., Liu, Z. Y., Matsui, I., Sakai, T., Shibata, T., Arao, K., Sohn, B. J., Won, J. G., Yoon, S. C., Li, T., Zhou, J., Hu, H. L., Abo, M., Iokibe, K., Koga, R., and Iwasaka, Y.. Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia, *Journal of Geophysical Research*, 106(D16): 18345–18359, 2001.
- [3] Huang, J. P., Huang, Z. W., Bi, J. R., Zhang, W., and Zhang, L.. Micro-pulse lidar measurements of aerosol vertical structure over the Loess Plateau, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 1(1): 8–11, 2008.
- [4] Feingold, G. and Morley, B.. Aerosol hygroscopic properties as measured by lidar and comparison with in situ measurements, *Journal of Geophysical Research*, 108(D11), 4327, doi:10.1029/2002JD002842, 2003.
- [5] Pahlow, M., Feingold, G., Jefferson, A., Andrews, E., Ogren, J. A., Wang, J., Lee, Y.-N., Ferrare, R. A., and Turner, D. D.. Comparison between lidar and nephelometer measurements of aerosol hygroscopicity at the Southern Great Plains Atmospheric Radiation Measurement site, *Journal of Geophysical Research*, 111, D05s15, doi:10.1029/2004JD005646, 2006.
- [6] Meier, J., Wehner, B., Massling, A., Birmili, W., Nowak, A., Gnauk, T., Brüggemann, E., Herrmann, H., Min, H., and Wiedensohler, A.. Hygroscopic growth of urban aerosol particles in Beijing (China) during wintertime: a comparison of three experimental methods, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9: 6865–6880, 2009.
- [7] Massling, A., Leinert, S., Wiedensohler, A., and Covert, D.. Hygroscopic growth of sub-micrometer and one-micrometer aerosol particles measured during ACE-Asia, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7: 3249–3259, 2007.

第四章 偏振激光雷达观测研究兰州地区

气溶胶辐射特性

4.1 研究概述

Scholand 等^[1]于 1971 年提出利用偏振激光雷达可探测和识别冰云和水云，至今已有近 40 年的发展历史。对于球形粒子，后向散射光和出射激光具有相同的极化性质^[2]，而对于非球形粒子其后向散射光则会出现垂直分量。偏振激光雷达利用线性极化激光器发射激光，利用偏光镜可将回波信号分离为平行分量和垂直分量^[3]，并被双通道接收系统分别检测和存储。退偏振率为回波信号之垂直分量和平行分量之比，其可提供关于粒子形状的信息和粒子在散射半径内的热力学相态^[4]。同时偏振激光雷达也为米散射激光雷达，利用后向散射的平行分量可以研究云和气溶胶的消光和散射特性^[5]。

一般地，在不考虑多次散射的条件下，洁净大气气溶胶的退偏振率远小于 0.1、沙尘为 0.1—0.3、卷云为 0.4—0.7、沙尘暴可超过 0.4^[6]。Sugimoto 等^[7]利用双波长偏振激光雷达在西北太平洋地区观测研究了沙尘气溶胶和人为源气溶胶，结果表明利用 532nm 退偏振率、1064 和 532nm 后向散射信号比可识别沙尘气溶胶。Gobbi 等^[8]分析 2000 年 6—7 月偏振激光雷达观测资料得到撒哈拉气溶胶的退偏振率最大约为 0.15，小于典型的干沙尘粒子的退偏振率 0.45，这主要和气溶胶中的可溶性组分以及相对湿度较大有关。Murayama 等^[9]在日本东京湾利用偏振激光雷达、太阳光度计和采样器等观测研究表明夏季低层大气相对较大的退偏振率（最大值约为 0.1）和海洋风刮来的晶体海盐与沙尘粒子有关。Chen 等^[10]利用 2004—2005 年台北激光雷达观测亚洲沙尘资料，分析得到台北沙尘粒子的退偏振率为 0.14 ± 0.06 。综上可知偏振激光雷达可有效识别气溶胶、卷云和沙尘等，从而能更细致地了解大气中粒子的形状和分布状况。

SACOL 于 2009 年 10 月购进偏振激光雷达 L2S-SM II 并正常观测。本文将对该型激光雷达的系统参数和数据处理方法予以介绍，并分析 SACOL 气溶胶退

偏振率和辐射特征。

4.2 偏振激光雷达

偏振激光雷达 L2S-SM II 采用 Nd: YAG 激光器, 波长分别为 532 和 1064nm。出射激光脉冲能量约为 20mJ, 脉冲重复频率为 10Hz, 脉冲宽度约 10ns。激光束经扩展器扩束和准直后, 垂直射向大气。后向散射激光信号被孔径为 20cm、焦距 2m、视场 1mrad 的施密特卡塞格林望远镜接收, 然后被透镜准直, 再被分色镜分为 532 和 1064nm 两通道, 其中 1064nm 回波信号直接被雪崩光电二极管探测器检测, 532nm 回波信号则被极化系统分离为平行分量和垂直分量, 之后分别被光电倍增管探测并被前置放大器放大, 利用 A/D 转换器可将信号处理和存储。观测数据空间分辨率为 6m, 时间分辨率为 15min。L2S-SM II 激光雷达系统参数详见表 4-1。

L2S-SM II 发射偏振激光束, 如偏振激光遇到球形粒子, 则只散射返回平行分量, 遇到非球形粒子时除平行分量外还有垂直分量。退偏振率定义为回波信号之垂直分量和水平分量的比值。

表 4-1 L2S-SM II 激光雷达系统参数

Apparatus	Specification
Laser	Flash lamp pumped Nd: YAG laser Output power: 532 nm: 20 mJ 1064 nm: 20 mJ Beam diameter: 20 mm Pulse Repetition rate: 10 Hz
Telescope	Schmidt Cassegrain telescope Diameter: 20 cm; Field of view: 1 mrad
Detector	Photomultiplier tubes: 532 nm, dual polarization Avalanche photodiode: 1064 nm
Measurement range	0—24 km
Range resolution	6 m
Temporal resolution	15 min
Measurement	Backscattering intensity at 532 and 1064 nm Depolarization ratio at 532 nm

4.3 偏振激光雷达数据处理方法

L2S-SM II 激光雷达接收的回波信号可表示为^[11]：

$$P(R) = P_0 \eta_0 Y(R) \frac{ct_p}{2} A_R \frac{\beta(R)}{R^2} \exp \left[-2 \int_0^R \alpha(r) dr \right] \quad (4.1)$$

其中： $P(R)$ 为激光雷达接收到的距离为 R 处的回波信号功率， P_0 出射激光脉冲功率， η_0 激光雷达的总光学系数， $Y(R)$ 发射器和接收器的几何重叠因子， c 光速， t_p 脉冲宽度， A_R 接收器的收光面积， $\beta(R)$ 包括气溶胶和分子的总后向散射系数， $\alpha(r)$ 包括气溶胶和分子的总消光系数。

对激光雷达方程的求解，第二章中已作了详细介绍，本章不再说明。

532nm 的退偏振率定义为大气气溶胶后向散射回波信号垂直分量和平行分量之比：

$$\delta(R) = P_{\perp}(R) / P_{\parallel}(R) \quad (4.2)$$

L2S-SM II 观测产品为 532 和 1064nm 后向散射信号、532nm 退偏振率垂直廓线、1064 和 532nm 回波信号比。

4.4 观测结果分析

4.4.1 消光系数和退偏振率日变化

选取 2010 年 2 月 3 日和 2 月 12 日偏振激光雷达数据以分析气溶胶消光系数、后向散射回波信号和 532nm 退偏振率的日变化，如图 4-1 至图 4-4 所示。2 月 3 日，532nm 气溶胶消光系数（见图 4-1）总体较小，09:00—21:00 在 3—5km 为云层，消光系数相对较大，低层相对较小且随时间变化不大。图 4-2 的上图表示 532nm 波段的后向散射回波信号垂直分布，和图 4-1 比较可知两者的分布形式总体上一致。总的来看，这天大气状况较好，空气污染较小，污染物集中分布在 2km 以下，2km 以上污染物分布较少。由图 4-2 的中图可知，低层粒子的退偏振率较高层的云粒子的退偏振率偏小，云粒子的退偏振率分布于 0.3 左右，低层气

溶胶则为 0.25 左右或更小,这也说明污染气溶胶较云粒子更接近于球形,且 1064nm 的后向散射信号较 532nm 的偏大(见图 4-2 的下图)。

对于 2 月 12 日,00:00—03:00,2km 以下低层气溶胶消光系数较小,往上则为云层,消光系数相对较大,云层之上气溶胶消光系数变小。之后云层消失,且气溶胶层从之前的 3km 高度逐渐减小,气溶胶消光系数也减小。由图 4-3 可知气溶胶分布较集中,往上气溶胶分布较少。与之相对应的 532nm 后向散射信号见图 4-4 之上图,其分布基本和消光系数的一致,只是气溶胶分布地更低,主要集中于 1km 以下,云层则分布在 3km 和 5km。对于低层气溶胶层,00:00—03:00 气溶胶主要分布于 1.2km 以下,往上仅有少量分布,从回波信号可识别 2—4km 的云层。之后大气污染物随着扩散条件的改善以及边界层的发展而逐渐消散,15:00 之后又开始回升,但大气污染物仍然集中在 2km 以下。气溶胶和云粒子的退偏振率的演变趋势和后向散射信号的基本一致,且云粒子的退偏振率比气溶胶粒子的偏大。

从选取的 2 天分析得到的消光系数、后向散射信号、退偏振率和双波段信号比的日变化情况来看,L2S-SM II 能较好地探测大气,观测结果可以较好地反映大气状况,利用退偏振率可较好地识别云粒子和气溶胶等。

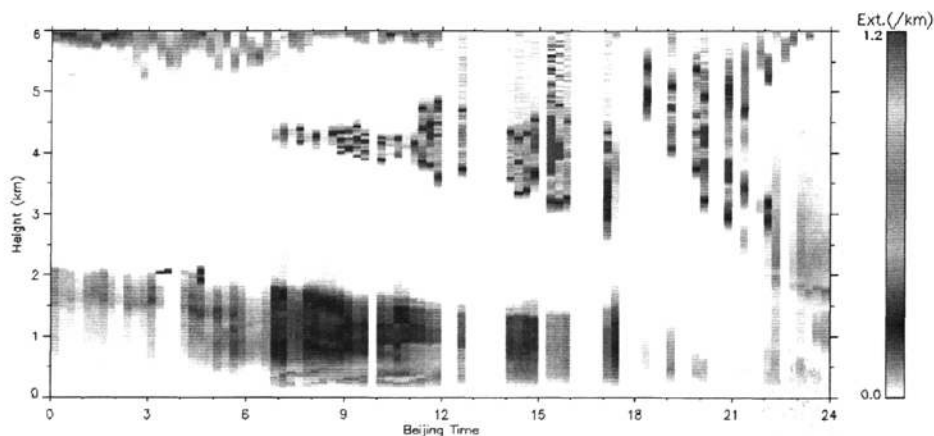


图 4-1 2010 年 2 月 3 日消光系数垂直剖面

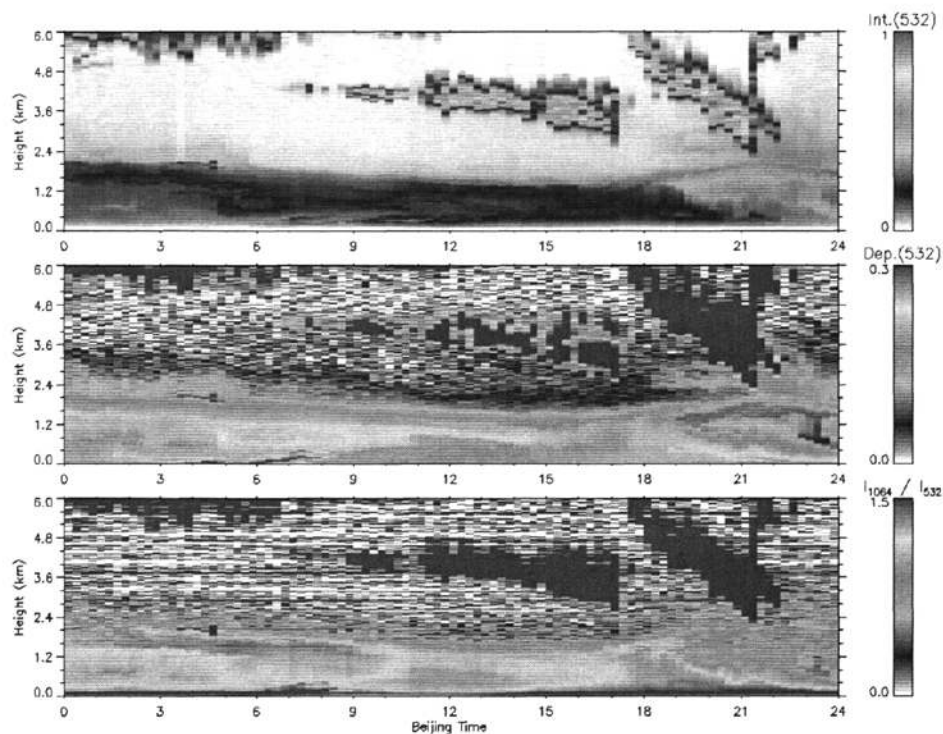


图 4-2 2010 年 2 月 3 日（上）532nm 后向散射信号、（中）532nm 退偏振率和（下）双波段后向散射信号比垂直剖面

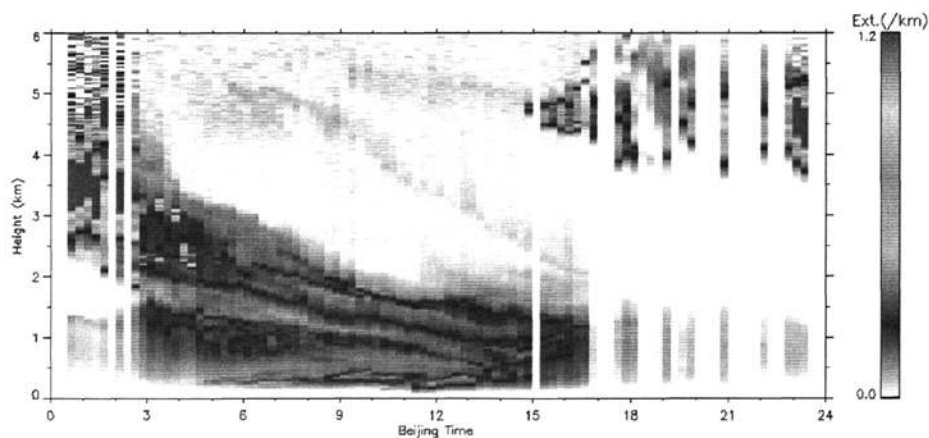


图 4-3 2010 年 2 月 12 日消光系数垂直剖面

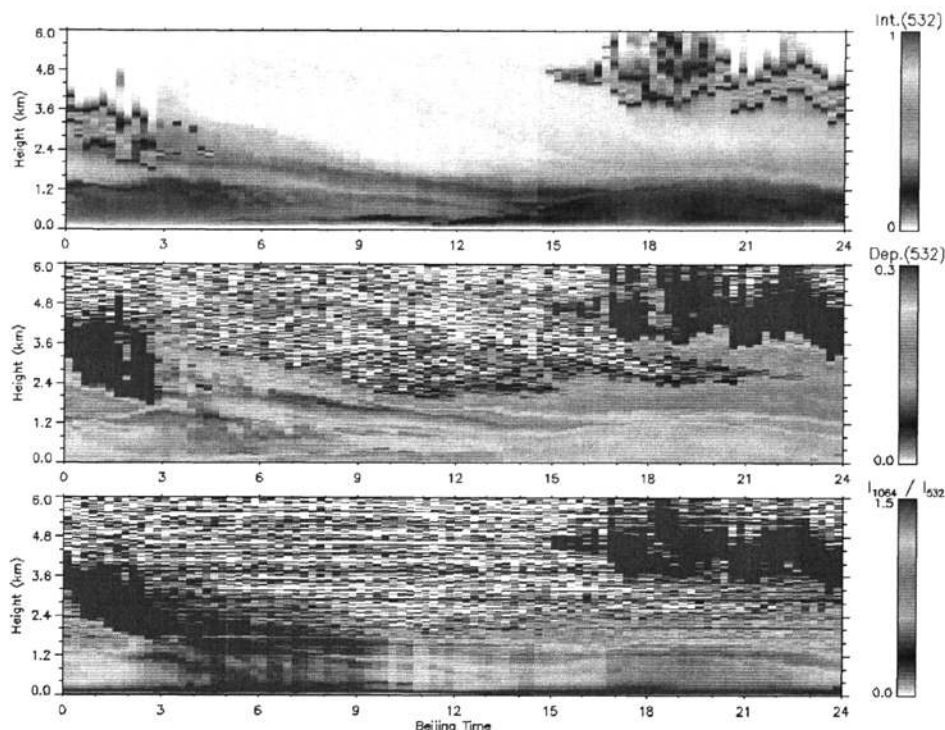


图 4-4 2010 年 2 月 12 日 (上) 532nm 后向散射信号、(中) 532nm 退偏振率和 (下) 双波段后向散射信号比垂直剖面

4.4.2 消光系数和退偏振率垂直分布

图 4-5 为 2 月 3 日 08:00 的消光系数和退偏振率垂直廓线, 1km 以下消光系数随高度增大, 往上减小, 2km 以上消光系数变化较小且量值相对较小, 且 1064 nm 消光系数较 532nm 的偏大但两者的变化趋势基本一致。1km 以下消光系数波动相对较大, 可能的原因为低层大气污染物分布不均匀。对于粒子退偏振率 (见图 4-5b), 3km 以下退偏振率大致位于 0.25 之下, 低层退偏振率大值集中在 1km 以下, 其可能与局地风将地表黄土等沙尘粒子卷到大气中, 而沙尘粒子非球形性较明显, 导致该层内粒子的退偏振率偏大。人为排放的污染物的退偏振率相对较小, 说明粒子更接近于球形。4—6km 存在云层 (见图 4-1 和图 4-2 之上图), 粒子主要为冰晶和水滴等, 退偏振率较大。高层退偏振率波动较大, 这主要和云的变化以及激光雷达探测能力有关。消光系数和退偏振率的垂直廓线的变化趋势相似。

对于图 4-6 至图 4-10, 消光系数和退偏振率的分布特征和图 4-5 的基本一致。

综合上述, 2010 年 2 月兰州地区气溶胶主要分布在 2km 以下且分布不均匀, 532 和 1064nm 的消光系数变化趋势比较一致, 且 1064nm 的消光系数较 532nm 的偏大, 云和冰晶的退偏振率较大, 人为源气溶胶粒子的退偏振率较小。

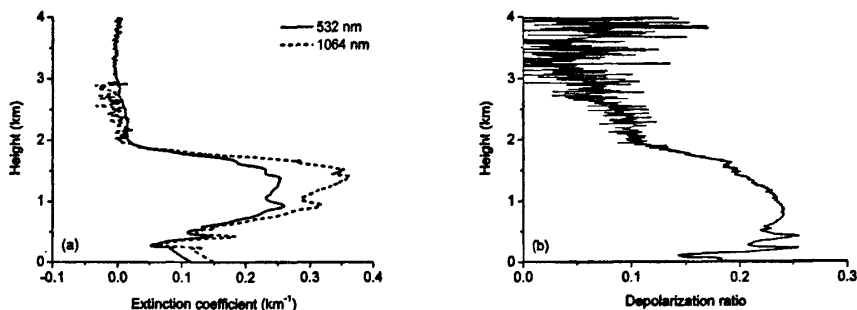


图 4-5 2010 年 2 月 3 日 08:00 (a) 消光系数和 (b) 532nm 退偏振率

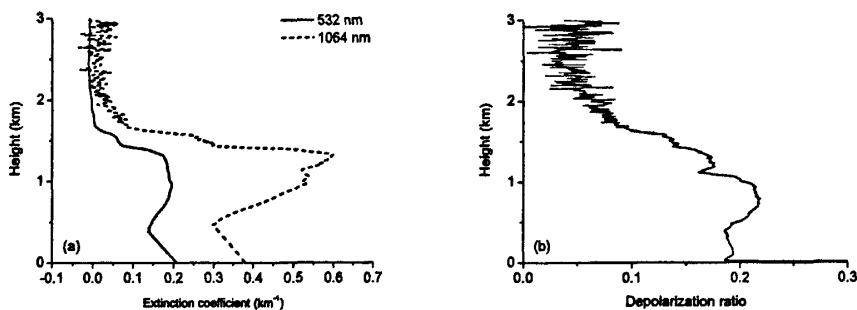


图 4-6 2010 年 2 月 3 日 15:00 (a) 消光系数和 (b) 532nm 退偏振率

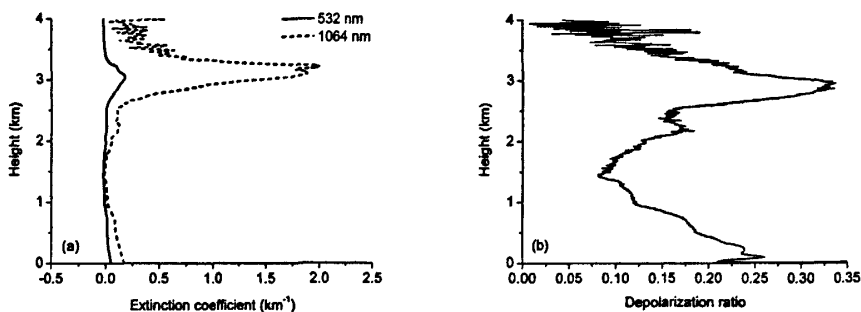


图 4-7 2010 年 2 月 3 日 22:00 (a) 消光系数和 (b) 532nm 退偏振率

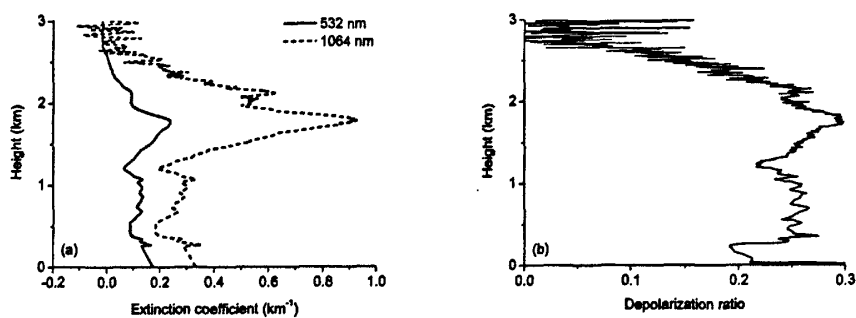


图 4-8 2010 年 2 月 12 日 08:00 (a) 消光系数和 (b) 532nm 退偏振率

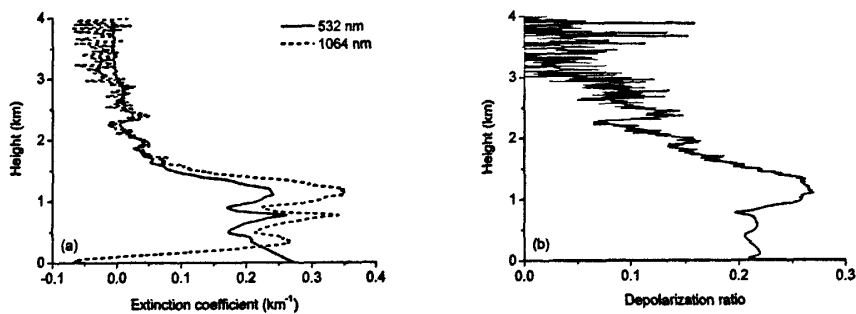


图 4-9 2010 年 2 月 12 日 15:00 (a) 消光系数和 (b) 532nm 退偏振率

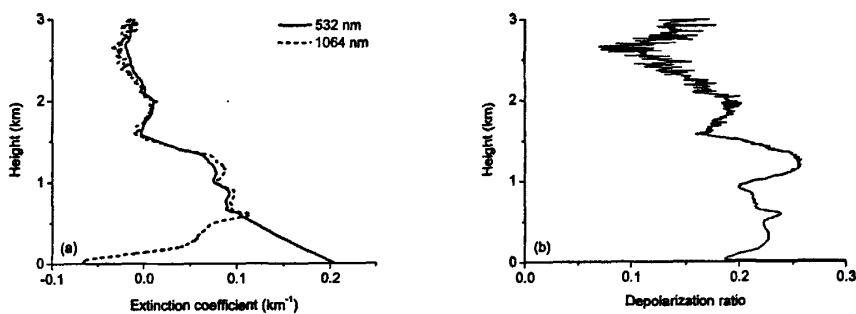


图 4-10 2010 年 2 月 12 日 22:00 (a) 消光系数和 (b) 532nm 退偏振率

4.5 小结

本章主要介绍偏振激光雷达 L2S-SM II 和数据处理方法，分析消光系数和退偏振率垂直分布特征。主要结果如下：

(1) 2010 年 2 月兰州地区气溶胶主要分布在 2km 以下且分布不均匀，532 和 1064nm 的消光系数变化趋势比较一致，且 1064nm 的消光系数较 532nm 的偏大。

(2) 云、冰晶和沙尘的退偏振率较大，人为源气溶胶的退偏振率较小。气溶胶粒子的退偏振率一般小于 0.25，云和冰晶粒子的则为 0.3 左右。利用退偏振率可较好地识别气溶胶形状和类型。

L2S-SM II 观测时间较短，受限于资料，文中仅作了个例分析，在积累长期观测资料后将进一步分析和统计各种气溶胶类型的退偏振率。

参考文献

- [1] Scholand, R. M., Sassen, K., and Stone, R.. Observations by lidar of linear depolarization ratios for hydrometers [J], *Journal of Applied Meteorology*, 1971, 10: 1011—1017.
- [2] Bohren, C. F., and Huffman, D. R.. Absorption and scattering of light by small particles, John Wiley & Sons, 1983, 530.
- [3] Sassen, K.. Lidar backscatter depolarization technique. Light scattering by nonspherical particles, M. I. Mishchenko, J. W. Hovenier, and L. D. Travis, Eds., Academic Press, 2000, 393—416.
- [4] Sassen, K.. The polarization lidar technique for cloud research: a review and current assessment [J], *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1991, 72: 1848—1866.
- [5] 刘东, 戚福弟, 金传佳, 岳古明, 周军. 合肥上空卷云和沙尘气溶胶退偏振比的激光雷达探测[J], *大气科学*, 2003, 27(6): 1093—1100.
- [6] 徐赤东, 纪玉峰. 偏振微脉冲激光雷达对一次沙尘过程的探测分析[J], *中国粉体技术*, 2009, 15(2): 75—77.
- [7] Sugimoto, N., Matsui, I., Shimizu, A., Uno, I., Asai, K., Endoh, T. & Nakajima, T.. Observation of dust and anthropogenic aerosol plumes in the Northwest Pacific with a two-wavelength polarization lidar on board the research vessel Mirai [J], *Geophysical Research Letter*, 2002, 29(19), 1901, doi: 10.1029/2002GL015112.
- [8] Gobbi, G. P., Barnaba, F., Dingenen, R. Van, Putaud, J. P., Mircea, M., and Facchini, M. C.. Lidar and in situ observations of continental and Saharan aerosol: closure analysis of particles optical and physical properties [J], *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2003, 3: 2161—2172.
- [9] Murayama, T., Okamoto, H., Kaneyasu, N., Kamataki, H., and Miura, K.. Application of lidar depolarization measurement in the atmospheric boundary layer: Effects of dust and sea-salt particles [J], *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(D24): 31781—31792.
- [10] Chen, W., Tsai, F., Chou, C. C.-K., Chang, S. Y., Chen, Y., and Chen, J.. Optical

properties of Asian dusts in the free atmosphere measured by Raman lidar at Taipei, Taiwan [J], Atmospheric Environment, 2007, 41: 7698—7714.

- [11] 董旭辉, 祁辉, 任立军, 王雁鹏, 狄一安, 陈岩, 杉本伸夫, 坂本和彦, 王青跃. 偏振激光雷达在沙尘暴观测中的数据解析[J], 环境科学研究, 2007, 20(2): 106—111.

第五章 兰州地区黑碳气溶胶观测研究

5.1 研究概述

黑碳(BC)气溶胶是大气气溶胶的重要组成部分,粒径分布范围为 0.01—1.0 μm ,主要产生于碳质燃料(如化石和生物质燃料)的不完全燃烧^[1-2]。黑碳气溶胶为大气中含碳气溶胶的一部分,另一部分为元素碳(EC)。黑碳气溶胶的寿命为几天至数周,主要决定于气象条件等^[3]。

2001 年 IPCC 报告^[4]指出全球年平均黑碳源强最大为欧洲(0.2—0.5 $\text{kg}/(\text{km}^2\cdot\text{h})$),其次为中国东部地区(0.05—0.1 $\text{kg}/(\text{km}^2\cdot\text{h})$)、南美洲和非洲地区(0.02—0.05 $\text{kg}/(\text{km}^2\cdot\text{h})$)。东亚黑碳排放大值区位于印度半岛、中南半岛和中国东部地区,其中中国东部地区主要分布于华北、华南和长江中下游地区^[5-6]。

黑碳气溶胶是大气中吸收性气溶胶的首要成分,在紫外到红外波段对太阳辐射都有强烈的吸收作用,从而可影响地气系统的辐射能量平衡和气候变化。黑碳气溶胶辐射效应已成为当前气溶胶气候效应研究中的一个重要内容。黑碳气溶胶对气候变化的影响主要为增暖作用,但也有部分的冷却作用^[7]。黑碳气溶胶可散射和吸收入射太阳辐射,当黑碳气溶胶悬浮于大气中时会加热大气,对地面辐射的消光作用则表现为负的辐射强迫^[8]。对黑碳气溶胶占大气气溶胶的比例及其混合态的了解在气溶胶直接气候效应的研究中是很重要的^[9],当黑碳气溶胶粒子被非吸收性粒子如硫酸铵或生物气溶胶等包裹时的吸收性比未被包裹时的高 50%^[10]。黑碳气溶胶进入到云中会改变云的微物理和光学特征,表现为间接效应。一般而言大气层顶黑碳气溶胶表现为正的辐射强迫,其可增加地气系统接收到的太阳辐射;在地面则由于黑碳气溶胶吸收太阳辐射进而减小地面接收到的太阳辐射,表现为负的辐射强迫。黑碳气溶胶对全球变暖的影响是显著的,仅次于 CO_2 ^[11-12]。随着黑碳气溶胶的增加,大气气溶胶的吸收性更强^[13]。黑碳气溶胶可使晴空和云天大气顶净向下辐射通量增大,最大可达 4 W/m^2 ,地面通量减小约 5.5 W/m^2 ^[6]。

自 20 世纪 80 年代开展了大量的黑碳气溶胶观测实验,如平流层及对流层上

部黑碳气溶胶观测、极地和海洋上空大气气溶胶观测研究, 90 年代后进行的国际性气溶胶观测实验如北美地区的 RACE (Radiative Aerosol Characterization Experiment)、大洋洲 ACE- I (Aerosol Characterization Experiment)、欧洲和非洲 ACE- II 实验、ACE-Asia 计划、印度洋实验 (INDOEX) 等均将黑碳气溶胶作为重要的观测内容, 全球大气监测网 (GAW) 的各监测站均普遍开展本底黑碳气溶胶观测。

黑碳浓度主要受化石和生物质燃烧及大气扩散条件等影响, 分布极不均匀。通过全球各地大量的观测实验, 目前对黑碳气溶胶的分布研究已取得了很大的进展。如 Pakkanen 等^[14]在赫尔辛基的距主干道 9 和 65m 处监测得到黑碳浓度分别为 $730\text{--}2800\text{ng/m}^3$ 和 $430\text{--}1550\text{ng/m}^3$ 。Järvi 等^[15]利用 1996—2005 年冬季和春季黑碳气溶胶观测资料, 得到赫尔辛基黑碳浓度的中位数位于 $1000\text{--}1110\text{ng/m}^3$, 最小值为 930ng/m^3 。Artaxo 等^[16]利用 1995 年亚马逊地区空基观测得到黑碳浓度平均值为 5490ng/m^3 , 且黑碳气溶胶占气溶胶总含量的 1—7%。Gadhavi 等^[17]利用 2008 年 4—11 月在印度国家大气研究实验室观测点 AE-31 观测资料得到季风季节黑碳浓度约为 1000ng/m^3 , 季风前后约为 4000ng/m^3 。Badarinath 等^[18]在印度分别选取一个城市站点 (Hyderabad) 和乡村站点 (Anantapur), 观测得到 2006 年 8 月城市站点月平均黑碳浓度约为 12000ng/m^3 , 乡村站点约为 850ng/m^3 。Novakov 等^[19]分析得到 1998—2000 年英国年平均黑碳浓度约为 1800ng/m^3 。Wang 等^[20]利用 1996—2004 年北京黑碳观测资料, 得出观测期间日平均黑碳浓度平均值为 20000ng/m^3 , 变化范围为 $2100\text{--}50500\text{ng/m}^3$ 。中国瓦里关本底站黑碳气溶胶月平均浓度为 $130\text{--}300\text{ng/m}^3$, 本底浓度范围为 $50\text{--}120\text{ng/m}^3$, 临安本底站秋冬季黑碳气溶胶的平均值为 2306ng/m^3 ^[21], 上海浦东地区秋冬季平均黑碳浓度为 5621ng/m^3 ^[22]。

本章将首先对 AE-31 和 MAAP5012 作简要介绍, 并介绍利用黑碳质量浓度反演吸收系数的方法, 利用 SACOL 2009 年 AE-31 和 2009 年 8—12 月 MAAP5012 观测数据, 观测点为榆中综合观测站, 分析兰州地区黑碳气溶胶浓度和吸收系数的变化特征, 并比较 2 种观测结果。

5.2 观测仪器介绍

5.2.1 AE-31

Aethalometer AE-31 可监测大气中黑碳 (BC) 和元素碳 (EC) 浓度, 用于大气环境质量和气溶胶吸收特性等研究。AE-31 具有 7 个不同的固态光源, 波长分别为 370、470、520、590、660、880 和 950nm, 带宽 20nm。

气溶胶采样进入到仪器中后到达石英纤维滤膜并在滤膜上累积, 依次激活 7 波段光源以探测气溶胶样品, 检测经过滤膜后的光强, 从而可得到紫外到近红外 7 个波长的光学衰减量, 进而可得到各波段的 BC 质量浓度。

AE-31 观测原理为检测光束透过石英滤膜后的衰减, 而光学衰减量和累积于滤膜上的黑碳质量成比例。黑碳气溶胶观测对波长具有依赖性, 假设粒子尺度在某种程度上小于波长, 则宽谱吸收物质如石墨碳等的吸收作用反比于波长。那么光学衰减量与黑碳质量浓度的关系为:

$$BC = \frac{-A \cdot 100 \cdot \ln(I_2 / I_1)}{\sigma \cdot Q(t_2 - t_1)} \quad (5.1)$$

其中 BC 黑碳质量浓度, A 滤膜斑点面积, I_1 和 I_2 分别为 t_1 和 t_2 时刻透过滤膜后的光强和参考光强的比值, σ 衰减横截面 (m^2/g) 且为波长的函数, Q 采样流量。

对于 BC 观测, $\sigma = 14625/\lambda$; 对于 EC, $\sigma = 11115/\lambda$ 。

表 5-1 AE-31 各波段 σ

Channel	Wavelength	$\sigma(\text{BC})$	$\sigma(\text{EC})$
UV	370	39.5	30.0
Blue	470	31.1	23.6
Green	520	28.1	21.3
Yellow	590	24.8	18.8
Red	660	22.2	16.8
IR-1	880	16.6	12.6
IR-2	950	15.4	11.7

AE-31 观测黑碳质量浓度基于颗粒物的光学吸收与质量浓度成线性关系的假设, 该假设在如下条件下是可行的:

- (1) 粒子尺度较波长参数 $2\pi\lambda$ 相当小。
- (2) 滤膜上累积的吸收性物质的质量不能太大以至于饱和。
- (3) 气溶胶粒子进入到光学散射纤维滤膜矩阵, 消除了由于颗粒物光学散射而引起的光学衰减。

5.2.2 MAAP5012

多角度吸收光度计 MAAP5012 分析由于颗粒物在玻璃纤维滤膜上累积进而导致滤膜前向和后向半球辐射场的改变。利用辐射传输模式反演黑碳质量浓度, 明确考虑了颗粒物内部、气溶胶层和滤膜矩阵之间的多次散射过程, 去除了散射作用对光强衰减的影响, 从而消除了散射作用对光学吸收方法观测黑碳质量浓度的影响。

气溶胶样本从 $PM_{2.5}$ 切割头进入采样管后到达并累积在滤膜上, 当滤膜透过率小于 0.2 或滤膜上累积的颗粒物质量大于 $30\mu g$ 时 MAAP5012 自动更换滤膜。探测腔内波长为 670nm 的可见光源照向颗粒物和滤膜纸带矩阵。经过滤膜后的前向半球的光强信号和被反射回的后向半球光强信号被一系列的光探测器检测。在一个滤膜采样期间, 透过滤膜后的光强从最初洁净滤膜时的参考值逐渐减小。MAAP5012 实时记录光传输的衰减、多角度反射光强度、采样气体流量, 用于计算黑碳质量浓度。

仪器的标定有温度、气压和流量标定, 并需定期检查泵和清洁采样头等。

滤膜上的黑碳质量可由下式计算:

$$MBC = (1 - \omega_0) \times X_1 \times Area / \sigma_{BC} \quad (5.2)$$

其中 ω_0 为单次散射反照率, X_1 透过率的自然对数, $Area$ 滤膜采样面积, 其值为 2.0 cm^2 , σ_{BC} 衰减横截面, 计算中取 $6.6 \text{ m}^2/\text{g}$ 。

则黑碳质量浓度为:

$$CBC = \Delta MBC / Vol \quad (5.3)$$

其中 ΔMBC 为前后 2 个采样时刻的黑碳质量差, Vol 为采样气体体积。

利用衰减横截面，黑碳质量浓度可反演为黑碳吸收系数。

气溶胶吸收系数和质量浓度间的转换系数随时间和空间变化，其和气溶胶粒子的寿命、类型和组成等有关^[23-24]，如 Sharma 等^[25]对于 Aethamometer 黑碳仪的转换系数取为 $19\text{m}^2/\text{g}$ 。本章中反演黑碳气溶胶吸收系数的衰减因子的选取参照观测仪器设定的值。

5.3 黑碳质量浓度变化特征分析

5.3.1 黑碳质量浓度日变化

选取 2009 年 2 月、5 月、8 月和 11 月的平均日变化以分析黑碳质量浓度的日变化。2 月（见图 5-1a），00:00—12:00 黑碳质量浓度波动较小，分布于 $1725\text{ng}/\text{m}^3$ 左右，12:00 为峰值时刻，之后黑碳质量浓度逐渐减小并于 16:00 达到最小值，然后随时间增大并于 21:00 达到另一个峰值，之后再减小。5 月（见图 5-1b），00:00—08:00 黑碳质量浓度基本不变，之后逐渐减小并于 18:00 达到谷值，再随时间先增大后减小。8 月（见图 5-1c）的日变化趋势和 5 月的基本一致，且量级一致。11 月的日变化（见图 5-1d）呈三峰型变化特征，峰值分别位于 04:00、12:00 和 20:00，最小值位于 16:00。

综上所述，兰州地区黑碳质量浓度日变化总体上呈双峰型变化特征，上午峰值时间略有差别，位于 08:00 或 12:00，夜间则位于 20:00 或 22:00，谷值位于 16:00。七波段黑碳质量浓度变化趋势比较一致，且 370nm 的最大，950nm 最小。上午的峰值，主要因为新的一天开始，工业生产、交通运输和居民生活等人为活动增强，导致污染物排放增大，且上午大气边界层未发展，扩散条件相对不利。下午大气边界层发展旺盛，扩散条件有利，进而污染物浓度减小。夜间则由于到达地面的太阳辐射减小，进而形成贴地辐射逆温层，使得污染物扩散受限。

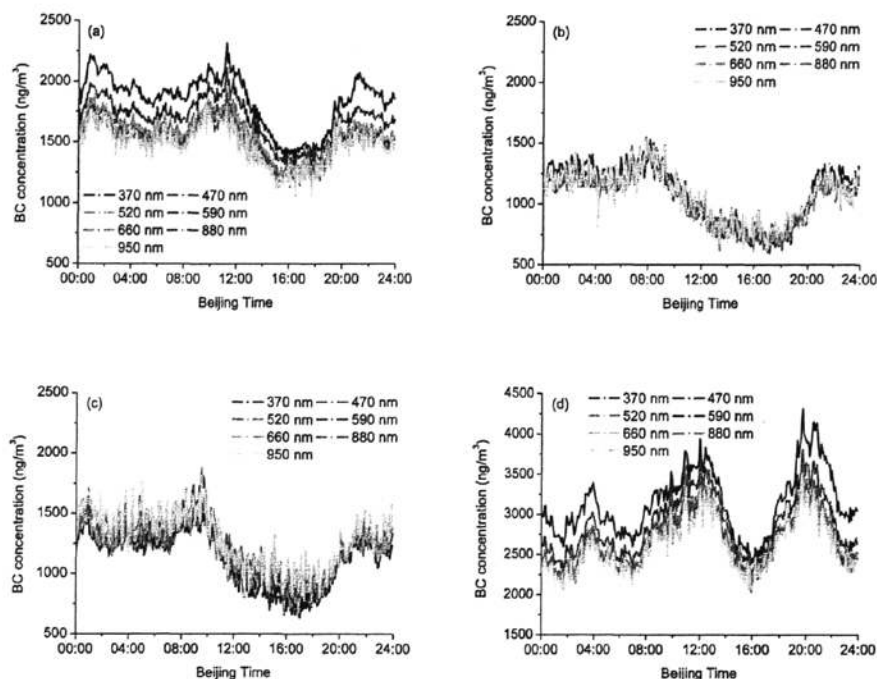


图 5-1 2009 年 (a) 2 月、(b) 5 月、(c) 8 月和 (d) 11 月
黑碳质量浓度日变化

5.3.2 月平均黑碳质量浓度变化

图 5-2 为 2009 年月平均黑碳质量浓度变化, 总体呈 U 型分布, 七波段黑碳质量浓度变化趋势相似, 4—10 月七波段黑碳质量浓度比较接近。以 370nm 为例分析黑碳质量浓度, 1 月平均黑碳质量浓度为 2524ng/m^3 , 之后减小, 3 月和 4 月基本相当, 5 月达到最小值, 黑碳质量浓度为 1103ng/m^3 , 之后缓慢增大, 6—8 月和 5 月差不多, 9—12 月则急剧增大, 并于 12 月达到最大值, 黑碳质量浓度为 4003ng/m^3 。兰州地区冬春黑碳气溶胶质量浓度明显较夏秋偏大, 主要原因为冬春北方燃煤采暖, 导致黑碳的排放较夏秋偏大, 且大气扩散条件不利。

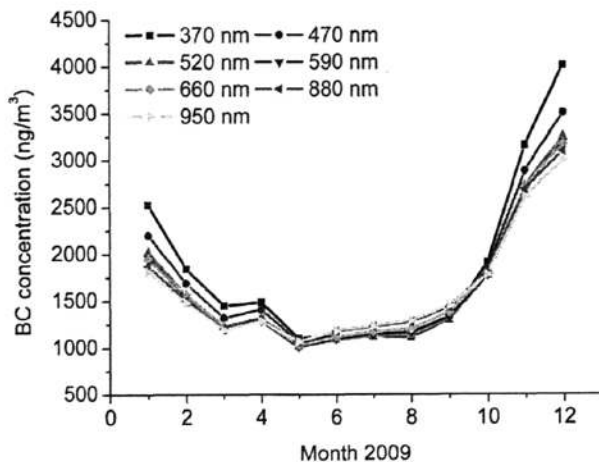


图 5-2 2009 年月平均黑碳质量浓度变化

5.3.3 日平均黑碳质量浓度逐日变化

图 5-3 为 2009 年七波段日平均黑碳质量浓度的逐日变化，其分布也呈 U 型，比较图 5-3 和图 5-2 可知黑碳质量浓度的逐日变化和月平均年变化趋势相似。同样地可知，兰州地区 12 月的黑碳质量浓度最大，11 月次之，且冬春比夏秋的黑碳质量浓度偏大。

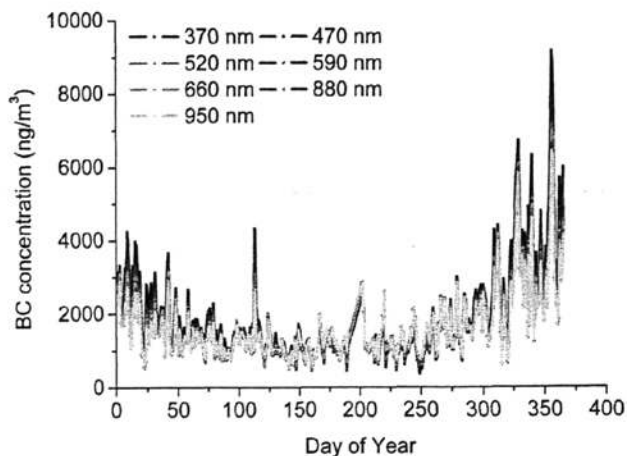


图 5-3 2009 年日平均黑碳质量浓度逐日变化

5.4 黑碳吸收系数变化特征分析

5.4.1 黑碳吸收系数日变化

图 5-4 分别为 2009 年 2 月、5 月、8 月和 11 月兰州地区黑碳吸收系数的日变化。一般地, 黑碳吸收系数呈双峰型日变化特征, 峰值位于 12:00 (图 5-4a 和图 5-4d)、08:00 (图 5-4b 和图 5-4c)、22:00 (图 5-4a 至图 5-4c) 和 20:00 (图 5-4d)。日间, 冬春峰值位于 12:00, 夏秋则位于 08:00; 夜间, 峰值均位于 22:00。日间黑碳吸收系数的峰值时刻存在差别, 首先由于冬春和夏秋的作息时间存在差别, 导致污染排放新周期开始的时间存在差别, 其次冬春和夏秋大气边界层发展有较大差别, 冬春逆温层出现比较频繁, 进而扩散条件不利使得污染物逐渐积累。下午则由于大气边界层的发展, 对流活动比较强, 进而污染物扩散条件较有利, 污染物浓度减小, 使得下午黑碳吸收系数逐渐减小, 并在 16:00 达到最小值。之后由于居民燃烧排放等人为活动的增强且由于到达地面的太阳辐射减小等形成贴地辐射逆温再次增大, 并于 22:00 达到峰值。

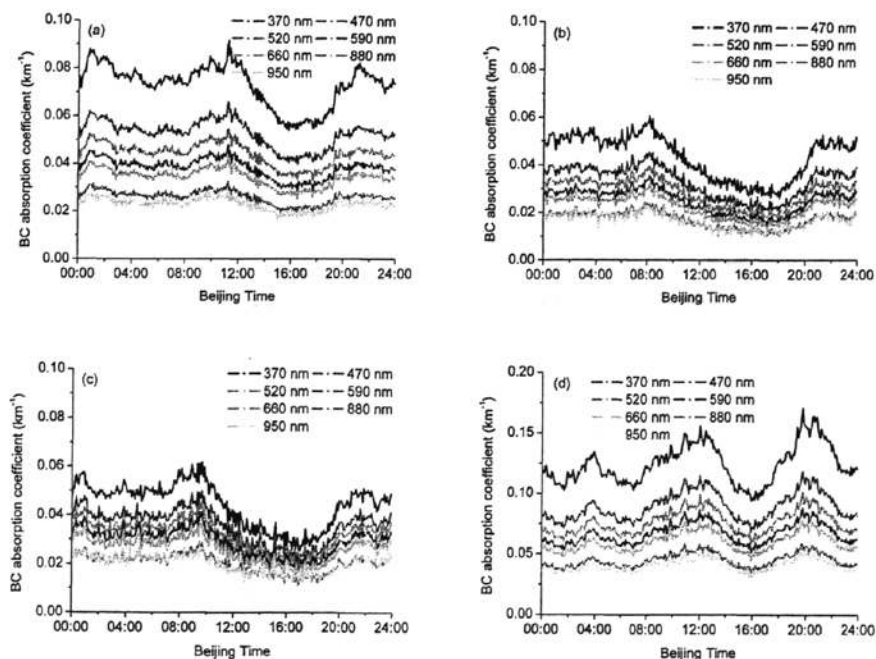


图 5-4 2009 年 (a) 2 月、(b) 5 月、(c) 8 月和 (d) 11 月
黑碳吸收系数日变化

由图 5-4 亦可知，冬季和春季、夏季和秋季的黑碳吸收系数日变化趋势比较一致，且七波段黑碳吸收系数的日变化趋势相似。

5.4.2 月平均黑碳吸收系数变化

图 5-5 为 2009 年月平均黑碳吸收系数变化，综合比较图 5-5 和图 5-2 可知，黑碳吸收系数和质量浓度的月平均值年变化趋势比较一致，呈 U 型分布，且七波段黑碳吸收系数变化趋势相似。以 370nm 为例，1 月平均黑碳吸收系数为 0.099km^{-1} ，之后逐渐减小，3 月和 4 月基本相当，5 月达到最小值，吸收系数为 0.044km^{-1} ，之后缓慢增大，6—8 月基本和 5 月差不多，9—12 月则急剧增大，最后于 12 月达到最大值，吸收系数为 0.158km^{-1} 。兰州地区冬春黑碳吸收系数明显比夏秋偏大。

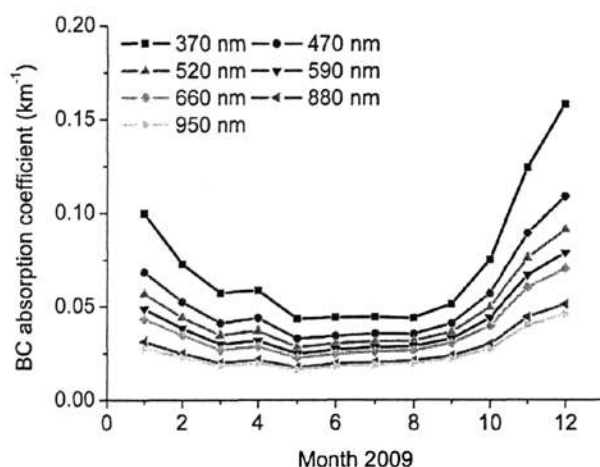


图 5-5 2009 年月平均黑碳吸收系数变化

5.4.3 日平均黑碳吸收系数逐日变化

日平均黑碳吸收系数的逐日变化，如图 5-6 所示，大致和月平均黑碳吸收系数的变化趋势相似，只是 1—8 月的逐日变化相对平缓，之后黑碳吸收系数增大的趋势加剧。由图可知黑碳吸收系数的季节变化特征，冬春黑碳吸收系数较夏秋偏大，原因上面已作分析。

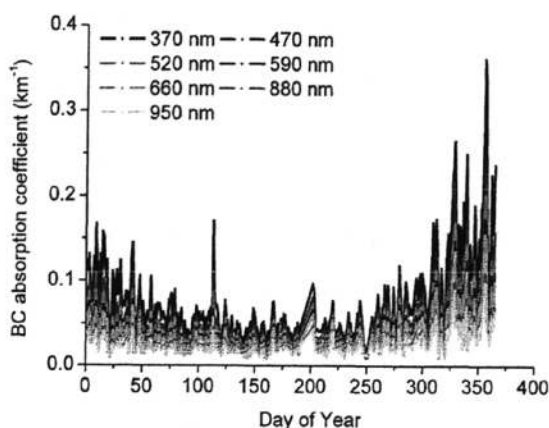


图 5-6 2009 年日平均黑碳吸收系数逐日变化

5.5 AE-31 和 MAAP5012 观测结果比较分析

本次观测实验采用两种黑碳仪：AE-31 和 MAAP5012，MAAP5012 自 2009 年 8 月开始正式观测，观测仪器介绍部分已经说明该两种黑碳仪的波长不是完全对应的，文中选取 2009 年 8—11 月 AE-31 的 660nm 和 MAAP5012 的 670nm 观测结果，观测点为 SACOL 榆中综合观测站，用于比较分析。

5.5.1 观测结果相关性分析

图 5-7 为 MAAP5012_135 和 MAAP_136 观测结果间的散点图，图 5-8 和图 5-9 分别为 MAAP5012_135 和 AE-31、MAAP_136 和 AE-31 间的散点图。可知三者之间具有较好的线性相关性，如图 5-7 所示 MAAP5012_135 和 MAAP_136 观测结果间的相关系数可达 0.96，MAAP5012_135 和 AE-31 观测结果间的相关系数为 0.91（见图 5-8），MAAP5012_136 和 AE-31 观测结果间的相关系数为 0.92（见图 5-9）。

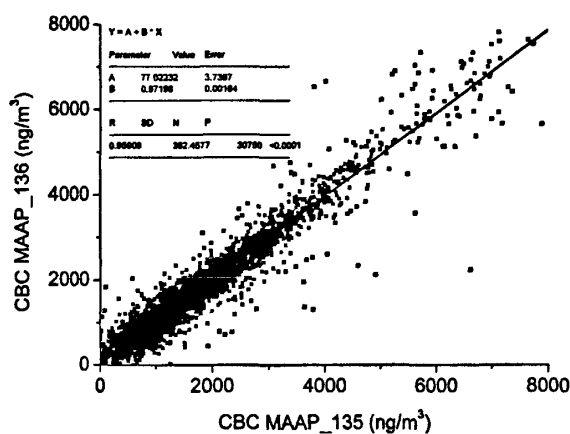


图 5-7 MAAP5012_135 和 MAAP5012_136 观测黑碳质量浓度相关

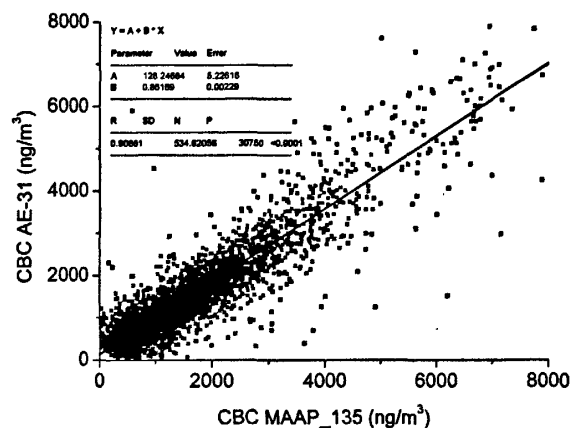


图 5-8 MAAP5012_135 和 AE-31 观测黑碳质量浓度相关

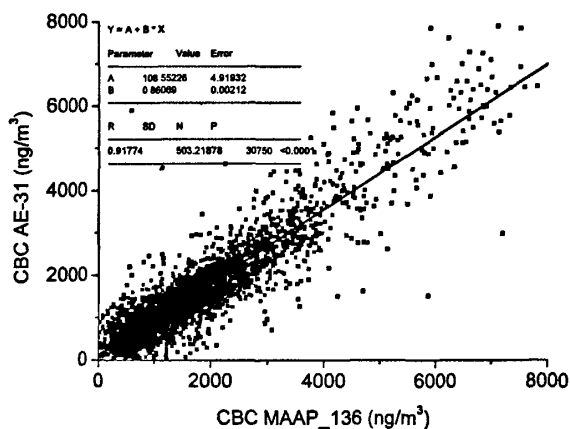


图 5-9 MAAP5012_136 和 AE-31 观测黑碳质量浓度相关

5.5.2 观测结果比较分析

图 5-10 为同期观测的 MAAP5012_135 和 MAAP5012_136 黑碳质量浓度的差, 可知 MAAP5012_135 和 MAAP5012_136 观测结果的差值基本分布于 500ng/m^3 之内, 绝大部分小于 250ng/m^3 , 总体而言两者的差相对较小, 一致性较好。图 5-11 则为 AE-31 观测的黑碳质量浓度和两个 MAAP5012 观测结果平均值的差, 总体上两者的差值分布于 1000ng/m^3 之内, 绝大部分位于 500ng/m^3 之内, AE-31 和 MAAP5012 的观测结果具有较好的一致性。

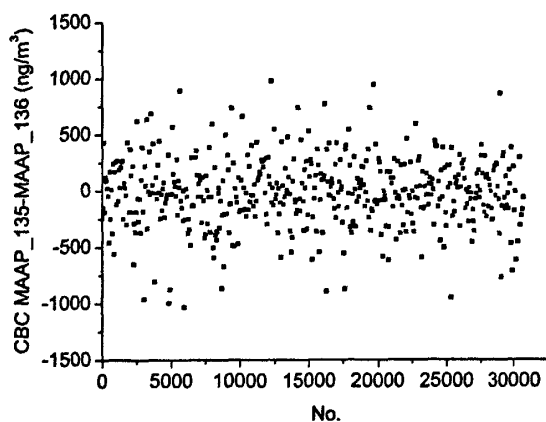


图 5-10 MAAP5012_135 和 MAAP5012_136 观测结果的差

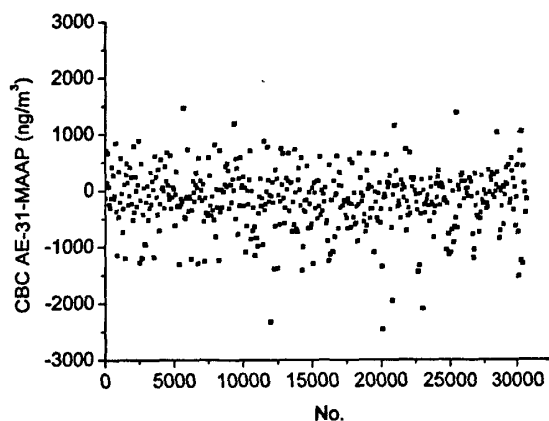


图 5-11 AE-31 和 MAAP5012 观测结果的差

5.6 小结

本章首先介绍了两种黑碳仪 AE-31 和 MAAP5012，并介绍了利用黑碳质量浓度反演黑碳吸收系数的方法，然后利用 2009 年 AE-31 观测资料分析了兰州地区黑碳质量浓度和吸收系数的变化特征，并利用同期同站点观测的 AE-31 和 MAAP5012 资料对两种黑碳仪的观测结果进行了比较分析。主要结论如下：

(1) 兰州地区黑碳质量浓度日变化呈双峰型变化特征，夏秋和冬春在上午的峰值时间略有差别，分别位于 08:00 和 12:00，夜间位于 22:00，谷值则均位于 16:00。七波段黑碳质量浓度变化趋势一致，且 370nm 最大，950nm 最小。

(2) 七波段黑碳吸收系数日变化趋势比较一致，且和黑碳质量浓度的日变化趋势较符合。

(3) 月平均黑碳质量浓度和黑碳吸收系数呈 U 型分布。黑碳质量浓度和黑碳吸收系数自 1 月减小，3 月和 4 月基本相当，于 5 月达到最小值，之后缓慢增大，6—8 月和 5 月差不多，9—12 月则急剧增大，并在 12 月达到最大值。兰州地区黑碳质量浓度和吸收系数冬春明显比夏秋偏大。

(4) 对于日平均黑碳质量浓度和黑碳吸收系数，其逐日变化特征与对应的月平均值变化相近。

(5) AE-31、MAAP5012_135 和 MAAP_136 观测结果具有较好的线性相关性。MAAP5012_135 和 MAAP_136 观测结果间的相关系数可达 0.96，MAAP5012_135 和 AE-31 观测结果间的相关系数为 0.91，MAAP5012_136 和 AE-31 观测结果间的相关系数为 0.92。AE-31 和 MAAP5012 观测结果具有较好的一致性。

参考文献

- [1] 张美根, 徐永福, 张仁建, 韩志伟. 东亚地区春季黑碳气溶胶源排放及其浓度发布[J], 地球物理学报, 2005, 48(1): 46—51.
- [2] Zhang, M. G, Xu, Y. F., Zhang, R. J., Han, Z. W.. Emissions and concentration distributions of black carbon aerosol in east Asia during the springtime [J], Chinese Journal of Geophysics, 2005, 48(1): 55—61.
- [3] Suresh Babu, S. and Krishna Moorthy, K.. Anthropogenic impact on aerosol black carbon mass concentration at a tropical coastal station: A case study [J], Current Science, 2001, 81(9): 1208—1214.
- [4] IPCC, Third Assessment Report, Climate Change 2001: The Scientific Basis, New York, Cambridge University Press, 2001.
- [5] 许黎, 王亚强, 陈振林, 罗勇, 任万辉. 黑碳气溶胶研究进展 I: 排放、清除和浓度[J], 地球科学进展, 2006, 21(4): 352—360.
- [6] 吴润, 符淙斌. 近五年来东亚春季黑炭气溶胶分布输送和辐射效应的模拟研究[J], 大气科学, 2005, 29(1): 111—119.
- [7] Koch, D., Schulz, M., Kinne, S., McNaughton, C., Spackman, J. R., Balkanski, Y., Bauer, S., Bernsten, T., Bond, T. C., Boucher, O., Chin, M., Clarke, A., De Luca, N., Dentener, F., Diehl, T., Dubovik, T., Dubovik, O., Easter, R., Fahey, D. W., Feichter, J., Fillmore, D., Freitag, S., Ghan, S., Ginoux, P., Gong, S., Horowitz, L., Iversen, T., Kirkevåg, A., Klimont, Z., Koudo, Y., Krol, M., Liu, X., Miller, R., Montanaro, V., Moteki, N., Myhre, G., Penner, J. E., Perlwitz, J., Pitari, G., Reddy, S., Sahu, L., Sakamoto, H., Schuster, G., Schwarz, J. P., Seland, Ø, Stier, P., Takegawa, N., Takemura, T., Textor, C., Van Aardenne, J. A., Zhao, Y.. Evaluation of black carbon estimations in global aerosol models [J], Atmospheric Chemistry and Physics, 2009, 9: 9001—9026.
- [8] Ramanathan, V. and Carmichael, G. Global and regional climate changes due to black carbon [J], Nature Geoscience, 2008, 1: 221—27.
- [9] Moteki, N. and Kondo, Y.. Effects of mixing state on black carbon measurements by laser-induced incandescence [J], Aerosol Science and Technology, 2007, 41:

398—417.

- [10] Bond, T. C., Habib, G., Bergstrom, R. R.. Limitations in the enhancement of visible light absorption due to mixing state [J], *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111, D20211, doi:10.1029/2006JD007315.
- [11] 夏祥鳌, 王明星. 气溶胶吸收及气候效应研究的新进展[J], *地球科学进展*, 2004, 19(4): 630—635.
- [12] Chameides, W. L. and Bergin, M.. Soot takes center stage [J], *Science*, 2002, 297: 2214—2215.
- [13] Derimian, Y., Karnieli, A., Kaufman, Y. J., Andreae, M. O., Andreae, T. W., Dubovik, O., Maenhaut, W., Koren, I.. The role of iron and black carbon in aerosol light absorption [J], *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2008, 8: 3623—3637.
- [14] Pakkanen, T. A., Mäkelä, T., Hillamo, R. E., Virtanen, A., Rönkkö, T., Keskinen, J., Pirjola, L., Parviainen, H., Hussein, T., Hämeri, K.. Monitoring of black carbon and size-segregated particle number concentrations at 9-m and 65-m distances from a major road in Helsinki [J], *Boreal Environment Research*, 2006, 11: 295—309.
- [15] Järvi, L., Junninen, H., Karppinen, A., Hillamo, R., Virkkula, A., Mäkelä, T., Pakkanen, T., Kulmala, M.. Black carbon concentration trends in Helsinki during 1996—2005 [J], *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2007, 7: 14265—14294.
- [16] Artaxo, P., Fernandes, E. T., Martins, J. V., Yamasoe, M. A., Hobbs, P. V., Maenhaut, W., Longo, K. M., Castanho, A.. Large-scale aerosol source apportionment in Amazonia [J], *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(D24), 31837—31847.
- [17] Gadhavi, H. and Jayaraman, A.. Absorbing aerosols: concentration of biomass burning and implications for radiative forcing [J], *Annales Geophysicae*, 2010, 28: 103—111.
- [18] Badarinath, K. V. S., Kharol, S. K., Reddy, R. R., Gopal, K. R., Narasimhulu, K., Reddy, L. S. S., Kumar, K. R.. Black carbon aerosol mass concentration variation

- in urban and rural environments of India - a case study [J], *Atmospheric Science Letters*, 2009, 10: 29—33.
- [19] Novakov, J. and Hansen, J. E.. Black carbon emissions in the United Kingdom during the past four decades: an empirical analysis [J], *Atmospheric Environment*, 2004, 38: 4155—4163.
- [20] Wang, G C., Bai, J. H., Kong, Q. X., Emilenko, A.. Black carbon particles in the urban atmosphere in Beijing [J], *Advances in Atmospheric Sciences*, 2005, 22(5): 640—646.
- [21] 汤洁, 温玉璞, 周凌晔, 祁栋林, 郑明, Trivett, N., & Wallgren, E.. 中国西部大气清洁地区黑碳气溶胶的观测研究[J], *应用气象学报*, 1999, 10(2): 160—170.
- [22] 杨溯, 张武, 韩晶晶, 李丽, 史晋森. 上海市浦东新区秋冬季黑碳气溶胶特性[J], *兰州大学学报(自然科学版)*, 2008, 44(4): 66—70.
- [23] Lioussé, C., Cachier H., Jennings, S. G. Optical and thermal measurements of black carbon aerosol content in different environments: Variation of the specific attenuation cross-section, σ [J], *Atmospheric Environment*, 1993, 27: 1203—1211.
- [24] Petzold, A., Kopp, C., Niessner, R.. The dependence of the specific attenuation cross-section on black carbon mass fraction and particle size [J], *Atmospheric Environment*, 1997, 31: 661—672.
- [25] Sharma, S., Brook, J. R., Cachier, H., Chow, J., Gaudenzi, A., Lu, G. Light absorption and thermal measurements of black carbon in different regions of Canada [J], *Journal of Geophysics Research*, 107(D24), 4771, doi:10.1029/2002JD002496.

第六章 兰州和张掖地区气溶胶辐射特性比较分析

2008年4—6月兰州大学与中国科学院、中国气象局、美国马里兰大学、美国能源部等研究机构进行了中美沙尘暴联合观测实验。本章利用 SACOL 和张掖的散射和吸收观测资料，比较分析兰州和张掖地区散射和吸收特征。

6.1 研究概述

气溶胶可通过散射和吸收太阳辐射以直接影响地气系统的辐射收支^[1]，又可作为云凝结核改变云微物理特性如增大云的反照率和抑制降水以间接影响地气能量平衡^[2]，气溶胶对辐射能量的直接吸收会使低层云蒸发^[3]。2001年 IPCC 报告认为气溶胶对地气辐射收支的影响与温室气体的效应在量级上相当，但符号相反。气溶胶的存在可明显地改变地面辐射状况^[4]，有研究表明低层大气对太阳直接辐射的削减主要是由气溶胶造成的，其所占比例最大可达 94.7%^[5]。气溶胶的辐射效应仍为气候研究中一个很重要的不确定因素，但由于气溶胶时空分布变化很大且化学组成各异，造成深入研究气溶胶辐射效应的诸多困难。

各种观测实验是气溶胶辐射效应研究中不可或缺的基础性工作，近年来国际上进行了大量的气溶胶观测实验，如北美地区的 RACE、大洋洲地区的 ACE-I、欧洲和非洲地区的 ACE-II、亚洲地区的 ACE-Asia 计划和印度洋实验 INDOEX 等。目前国内也有很多这方面的工作，并取得了很大的进展。如胡波等^[6-7]利用积分浑浊度仪、多波段光度计和 PM_{10} 资料，研究了冬季兰州市气溶胶散射特征及其与空气污染的关系，表明散射系数日变化呈双峰型，且与 PM_{10} 浓度变化特征一致，两者具有较好的相关性，并进而得到后向散射比、不对称因子、单次散射反照率、波长指数等辐射特性参数。有关观测研究在太原市区^[8]、北京上甸子本底站^[9]、锡林浩特观象台^[10]、张北和民勤^[11]等地开展并取得重要结果。观测气溶胶吸收系数的方法主要有粒子采样法、间接测量法、直接测量法、光声测量法和遥感测量反演方法等^[12]，国内应用较普遍的为利用黑碳仪进行观测，得到黑碳气溶胶质量浓度，分析黑碳气溶胶的变化特征^[13-15]，进而反演获得气溶胶吸

收系数,同时可利用数值模式模拟分析黑碳气溶胶的空间分布和辐射强迫^[16]以及黑碳气溶胶对亚洲夏季风的影响^[17]等。

兰州大学与中国科学院、中国气象局、美国马里兰大学和美国能源部大气辐射观测(ARM)项目组于2008年4—6月进行了中美沙尘暴联合观测实验。观测点为张掖国家气候观象台(39.082°N, 100.276°E, 1461m)、兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL, 35.95°N, 104.13°E, 1965.8m)榆中综合观测站和SACOL景泰移动观测点(37.35°N, 104.01°E, 1604m)。张掖观测点由ARM负责,仪器为SMART-COMMIT(详见<http://smart-commit.gsfc.nasa.gov/index.html>),SACOL榆中综合观测站和景泰观测点由兰州大学大气科学学院负责。此次联合观测实验设置于河西走廊内,汇集了目前国际上最先进的观测仪器,选取的三个观测点分别代表沙尘暴传输路径的上游和下游地区,构建沙尘暴监测网络,以进一步了解沙尘暴的形成机制、传输特征及其对气候系统的影响。

6.2 观测仪器和资料介绍

因景泰观测点缺少相对应的资料,文中仅对比分析兰州和张掖地区的气溶胶散射和吸收特征,其中SACOL榆中综合观测站(以下简称SACOL)代表兰州地区,仪器分别为黑碳仪AE-31和浑浊度仪M9003(以下简称M9003),此两种仪器的介绍见第二章。本节对张掖观测点采用的颗粒物烟尘吸收光度计和TSI积分浑浊度仪予以介绍。

6.2.1 颗粒物烟尘吸收光度计

颗粒物烟尘吸收光度计(以下简称PSAP)可实时观测气溶胶吸收系数。原理为测量颗粒物在滤膜上的累积导致滤膜透过率的变化,而透过率的变化是与颗粒物的吸收系数相联系的。PSAP的波长分别为470、522和660nm。滤膜透过率过小时,对气溶胶吸收系数的反演影响较大,这是观测误差的主要来源。观测中更换滤膜的临界透过率为0.6。PSAP设置有一个参照滤膜,采样气体先经过主滤膜后成为清洁气体再到达参照滤膜,通过对比主滤膜和参照滤膜的透过率,可确保观测到的主滤膜透过率的变化不是由于光源强度的变化引起的。PSAP的

订正主要有滤膜面积订正、气溶胶散射订正和气流流量订正。对于气溶胶散射订正，一方面利用纤维滤膜的光学扩散特性，其可使颗粒物部分或完全地嵌入在光学扩散环境，进而减小气溶胶散射影响。另外若颗粒物为非吸收性的话，将其散射作用作为独立变量利用多元线性回归予以考虑，也可观测硫酸铵或氯化钠等非吸收性颗粒物的散射作用得到。通过设定散射作用在仪器观测的吸收系数中的比例可进一步订正^[18]。PSAP 观测数据的时间分辨率为 1s。

6.2.2 积分浑浊度仪

TSI 积分浑浊度仪 3563 型（以下简称 TSINeph）可观测气溶胶总散射和后向散射系数，用于气溶胶直接辐射强迫、大气能见度研究和空气质量监测等。TSINeph 波长分别为 450、550 和 700nm。观测原理基于 Beer-Lambert 定律，可同时观测三波段 7—170°的总散射和 90—170°的后向散射。TSINeph 实时监测样气压强和温度并计算大气瑞利散射，同时检测探测器的暗噪声，然后将瑞利散射和暗噪声扣除，即可得到气溶胶总散射和后向散射系数。因在理想状况下气溶胶总散射的角度范围为 0—180°，后向散射为 90—180°，因此 TSINeph 观测存在一定的角度截断误差^[19-20]。截断误差订正一般利用米散射理论计算得到，对于大粒子前端截断误差可通过几何光学和衍射理论，对于<10°的截断角度仅应用衍射理论已足够^[21]。TSINeph 观测数据的时间分辨率为 5min。

观测实验前进行了仪器标定，TSINeph 的标定有低标和高标，样气分别为干洁空气和 CO₂。根据仪器精度范围并统计观测点气溶胶散射系数变化范围进行去野点处理，其主要剔除奇异值和每小时进行一次的零标数据。

6.2.3 气溶胶散射和吸收系数波长订正

观测气溶胶散射系数的 TSINeph 波长分别为 450、550 和 700nm，M9003 的波长分别为 450、520 和 700nm。PSAP 的波长分别为 470、522 和 660nm，对于 AE-31 选取 470、520 和 660nm。文中比较分析气溶胶散射和吸收特性时，将 M9003 的 520nm 气溶胶散射系数订正到 550nm，将 AE-31 的 520nm 气溶胶吸收系数订正到 522nm。

波长订正主要利用 (6.1) 和 (6.2) 式, 并假设无论是采用内插还是外插方法 Ångström 指数 α_{12} 均为常数。因波长订正而引入的误差, 当吸收系数 $>0.3\text{km}^{-1}$ 时为 $\sim 1.5\%$, $0.005 - 0.02\text{km}^{-1}$ 时为 $\sim 6\%$, $<0.005\text{km}^{-1}$ 时为 $\sim 20\%$ ^[22]:

$$\sigma_x = \sigma_1 (\lambda_1 / \lambda_x)^{\alpha_{12}} \quad (6.1)$$

$$\alpha_{12} = -\log(\sigma_1 / \sigma_2) / \log(\lambda_1 / \lambda_2) \quad (6.2)$$

6.3 结果分析

6.3.1 气溶胶散射系数日变化

图 6-1 为 2008 年 4 月、5 月和 6 月兰州和张掖地区 450nm 气溶胶散射系数月平均日变化, 图 6-2 和图 6-3 分别为 550 和 700nm 气溶胶散射系数月平均日变化。4 月 (见图 6-1a) 张掖地区气溶胶散射系数呈三峰型, 峰值分别位于 02:00、08:00 和 22:00, 且日间气溶胶散射系数明显比夜间的偏小。SACOL 气溶胶散射系数日变化呈双峰型变化特征, 峰值位于 08:00 和 24:00, 谷值位于 16:00。比较 SACOL 和张掖地区的气溶胶散射系数变化, 两者的变化趋势基本一致, 且日间的变化趋势比夜间的符合地更好, 张掖地区气溶胶散射系数波动较大且明显比 SACOL 的偏大。5 月和 6 月, 如图 6-1b 和图 6-1c 所示, SACOL 和张掖地区的气溶胶散射系数变化特征比较一致, 且两观测点的散射系数差别较小, 峰值和谷值时刻基本和 4 月的一致。

对于 550 和 700nm, 联合观测实验期间张掖地区的散射系数在 4—6 月的变化趋势和 450nm 的相近, 峰值和谷值时刻对应地较好。

对于 SACOL 的 550nm 气溶胶散射系数 (见图 6-2), 4—6 月气溶胶散射系数变化比 450nm 的较平缓, 但仍然呈双峰型变化特征, 峰值位于 08:00 和 24:00, 低值区位于 16:00—18:00。总体而言, 联合观测期间 550nm 气溶胶散射系数日变化相对较平缓, 散射系数相对较小, 位于 0.05km^{-1} 左右。比较 SACOL 和张掖地区的散射系数变化特征可知, 4 月 08:00—24:00 变化趋势基本一致, 5 月基本一致且散射系数差别不大, 6 月在 09:00—24:00 两者的变化趋势比较一致。

对于 SACOL 的 700nm 气溶胶散射系数,如图 6-3 所示,呈现较平缓的日变化趋势,相较于张掖地区的明显偏小。

综合图 6-1 至图 6-3,张掖地区气溶胶散射系数呈现明显的日变化特征,峰值位于 08:00 和 22:00,且夜间较日间偏大。08:00 峰值主要是因为工业生产、交通运输和居民生活排放等人为活动的增强,而扩散条件不利,导致污染物浓度增大。之后气溶胶散射系数随时间减小并在 12:00—20:00 处于低值区且变化幅度不大,其主要由于下午大气边界层发展比较旺盛,对流活动较强,扩散条件较好。20:00 之后气溶胶散射系数随时间增大并在 22:00 达到第二峰值,该峰值的形成可能和日落后到达地面的太阳辐射减少,进而形成贴地辐射逆温层,扩散条件不利有关。

联合观测期间, SACOL 的 450 和 550nm 气溶胶散射系数呈明显的双峰型日变化特征,峰值位于 08:00 和 24:00,谷值位于 16:00。700nm 气溶胶散射系数的日变化比较平缓。

比较 SACOL 和张掖地区, 450 和 550nm 的气溶胶散射系数日变化趋势相对比较一致, 00:00—08:00 两者的差别较明显且张掖地区的比 SACOL 的偏大,之后两者的变化趋势基本一致。

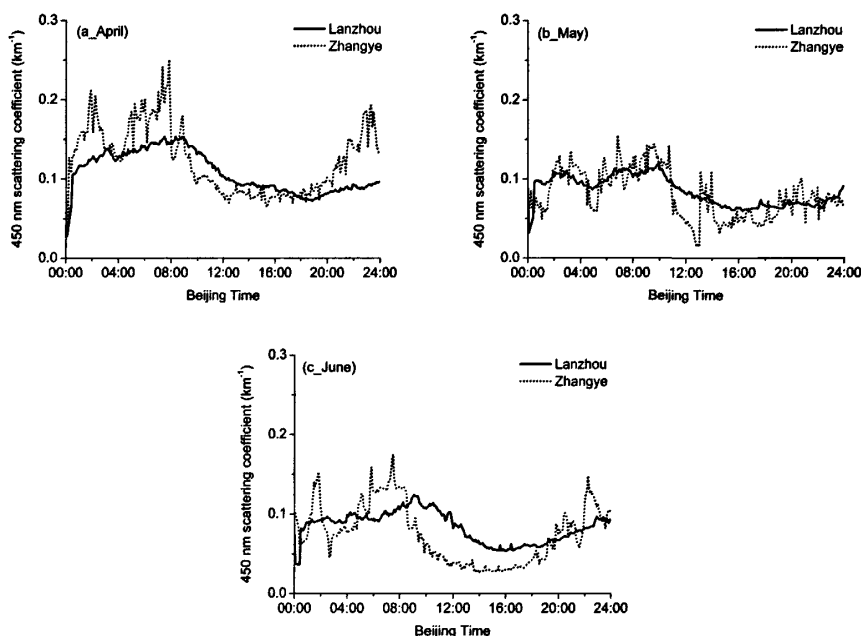


图 6-1 2008 年 (a) 4 月、(b) 5 月和 (c) 6 月 450nm 气溶胶散射系数日变化

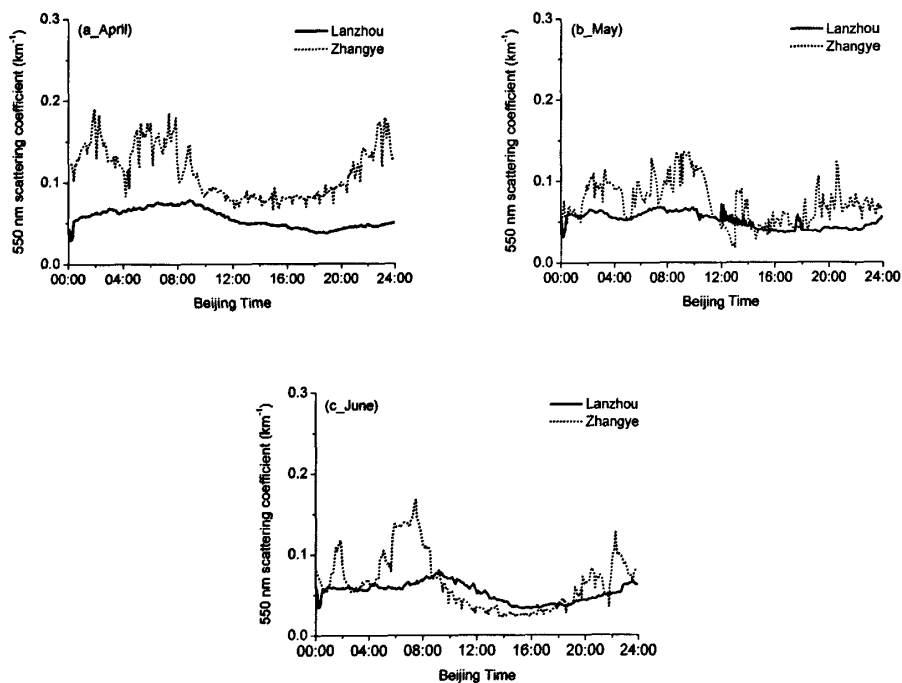


图 6-2 2008 年 (a) 4 月、(b) 5 月和 (c) 6 月 550nm 气溶胶散射系数日变化

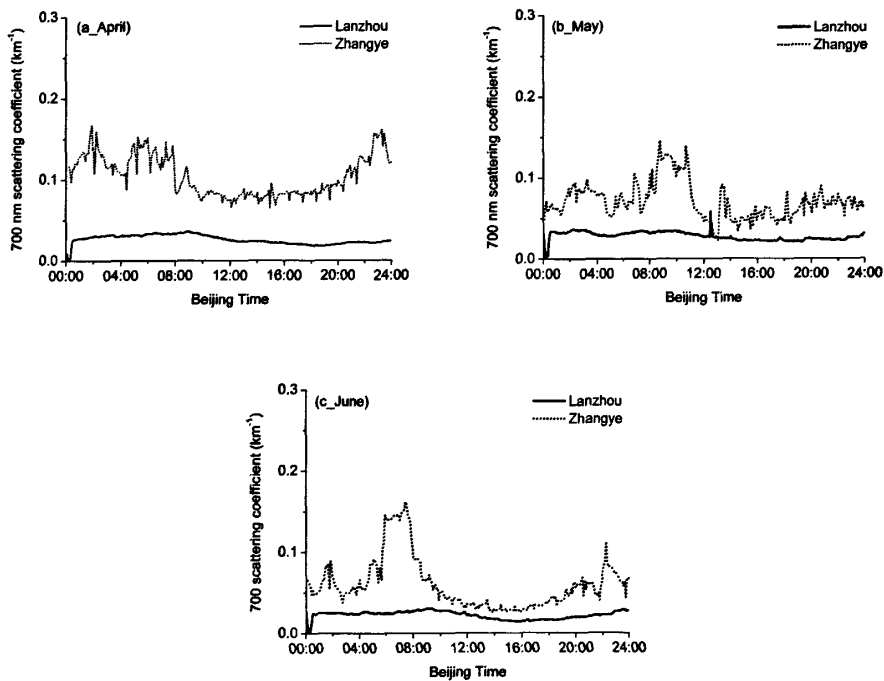


图 6-3 2008 年 (a) 4 月、(b) 5 月和 (c) 6 月 700nm 气溶胶散射系数日变化

6.3.2 气溶胶吸收系数日变化

图 6-4 为 470nm 气溶胶吸收系数在 2008 年 4 月、5 月和 6 月日变化曲线，图 6-5 和图 6-6 则分别为 522 和 660nm 气溶胶吸收系数日变化。

由图 6-4 至图 6-6 可知张掖地区气溶胶吸收系数总体上呈双峰型变化特征，峰值位于 08:00 和 22:00，4 月在 02:00 为另一个峰值，5 月另一个峰值位于 04:00。三波段气溶胶吸收系数变化趋势一致，气溶胶散射和吸收系数的日变化特征一致。气溶胶吸收系数总体在 0.1km^{-1} 以下。

对于 SACOL，三波段气溶胶吸收系数的变化如图 6-4 至图 6-6 所示，三波段气溶胶吸收系数在 4 月、5 月和 6 月均呈现较明显的日变化特征，峰值位于 08:00 和 24:00，谷值位于 16:00。SACOL 处于兰州市远郊地区，污染源主要为周边村庄居民的生活排放，08:00 峰值可能与居民生活燃烧有密切关系，之后气溶胶吸收系数逐渐减小，其和污染排放减小以及大气边界层发展、扩散条件有利等有关，并于 16:00 达到最小。然后气溶胶吸收系数再次增大，并于 24:00 达到峰值。18:00—24:00 气溶胶吸收系数逐渐增大，其和居民的生活排放与采暖燃煤等有关。

比较 SACOL 和张掖地区气溶胶吸收系数可知，4 月在 10:00—20:00 三波段气溶胶吸收系数均为 SACOL 的比张掖地区的偏大，其余时间段则反之。5 月和 6 月则基本上 SACOL 的比张掖地区的偏大，但差别不大。

对于月平均状况，张掖地区三波段气溶胶散射和吸收系数均是 4 月最大，5 月次之，6 月最小。分时段来看，差别在夜间较明显，白天差别很小，主要是由于污染物排放和扩散条件等因素引起的。4 月北方城市集中供热采暖已结束，但居民生活采暖在一定程度上仍在继续，主要是在夜间，导致了 4 月夜间的污染排放相对较高。白天污染排放相对稳定，且气象条件有利于污染物的扩散。比较而言，6 月的污染排放少，同时气象条件更有利于扩散，这是 6 月平均气溶胶吸收系数最小的可能原因。

对于 SACOL 气溶胶散射系数的月平均状况，4 月、5 月和 6 月差别不大。对于气溶胶吸收系数，4 月和 5 月基本一致，但明显比 6 月的偏大，这主要和 6 月居民燃烧排放减小和扩散条件更有利有关。

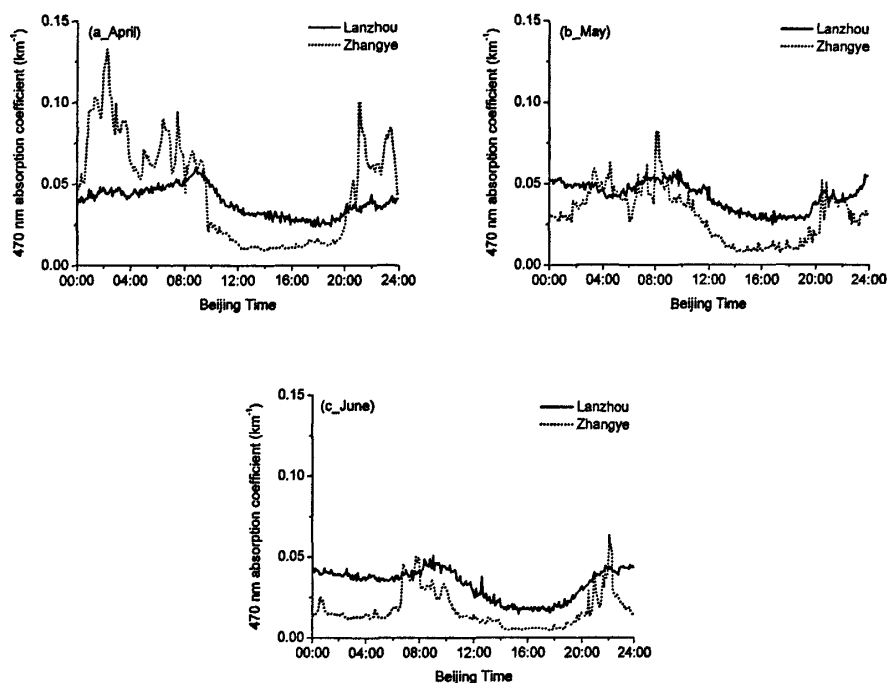


图 6-4 2008 年 (a) 4 月、(b) 5 月和 (c) 6 月 470nm 气溶胶吸收系数日变化

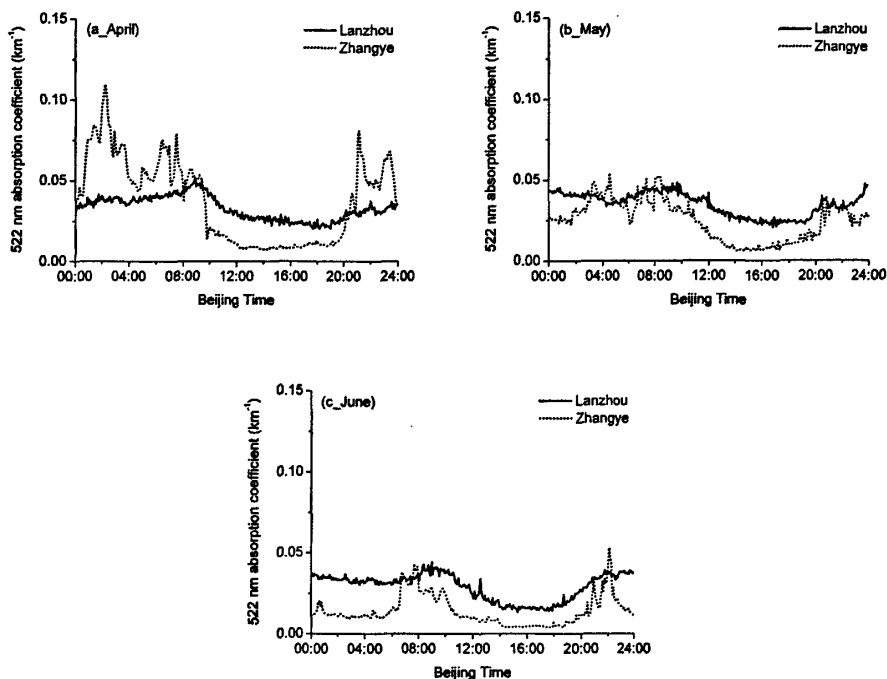


图 6-5 2008 年 (a) 4 月、(b) 5 月和 (c) 6 月 522nm 气溶胶吸收系数日变化

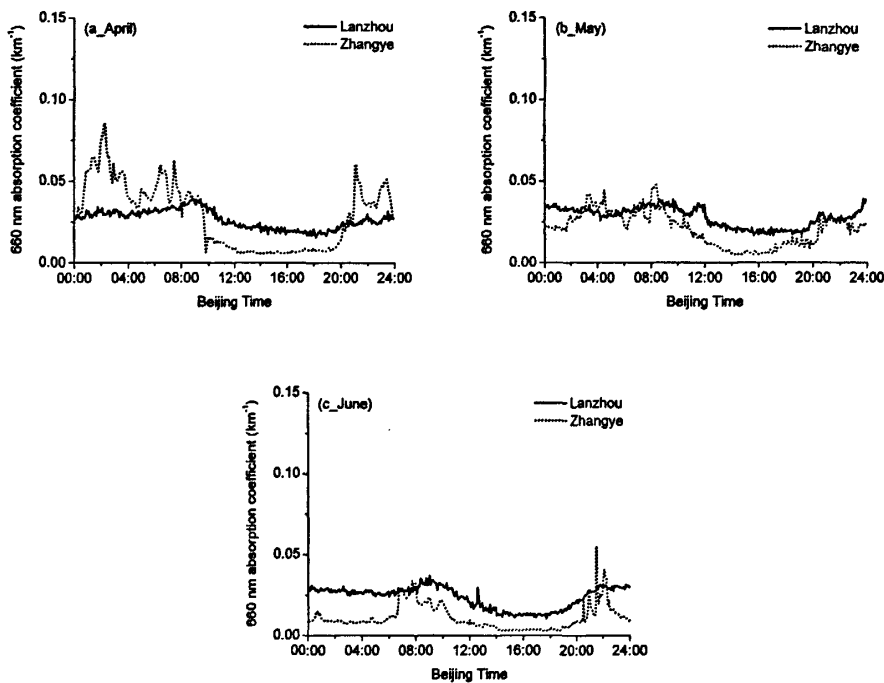


图 6-6 2008 年 (a) 4 月、(b) 5 月和 (c) 6 月 660nm 气溶胶吸收系数日变化

6.3.3 日平均气溶胶散射系数逐日变化

图 6-7 为联合观测期间 SACOL 和张掖地区 450、550 和 700nm 日平均气溶胶散射系数的逐日变化，总体而言波动较大。对于 SACOL，450nm 气溶胶散射系数在 4 月最大，5 月上半月存在减小的趋势，然后再增大，之后 6 月又减小。SACOL 的 550nm 气溶胶散射系数变化趋势和 450nm 的比较一致，但量值较小且波动较平缓。对于 SACOL 的 700nm，其逐日变化基本保持不变，和 450、550nm 的逐日变化存在明显差别。

张掖地区三波段日气溶胶散射系数的逐日变化和 SACOL 的比较一致，450 和 550nm 的逐日变化符合地较好，700nm 在 5 月中旬后两地区存在较大差别，总体而言张掖地区日平均气溶胶散射系数比 SACOL 的偏大。

从联合观测气溶胶散射系数平均值来分析，张掖地区 450、550 和 700nm 的分别为 0.1269 、 0.1101 和 0.0971km^{-1} ，SACOL 的分别为 0.0910 和 0.0527 和 0.0262km^{-1} ，可知张掖地区的气溶胶散射系数较 SACOL 的偏大。

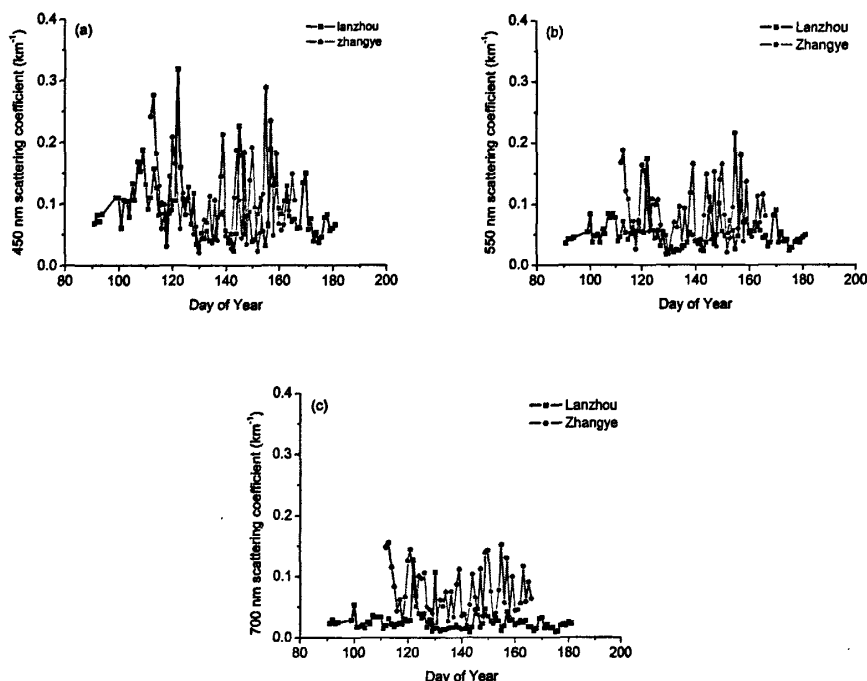


图 6-7 联合观测期间 (a) 450、(b) 550 和 (c) 700nm
日平均散射系数逐日变化

6.3.4 日平均气溶胶吸收系数逐日变化

联合观测期间日平均气溶胶吸收系数的逐日变化,如图 6-8 所示。三波段气溶胶吸收系数的逐日变化和散射系数的基本一致。对于 SACOL, 气溶胶吸收系数在 4 月先呈减小趋势, 后增大。5 月则和 4 月具有相同的变化趋势, 6 月变化波动相对较小。张掖地区的气溶胶吸收系数变化趋势和 SACOL 的比较一致, 但波动较 SACOL 的明显偏大。

联合观测期间张掖地区 470、522 和 660nm 气溶胶吸收系数的平均值分别为 0.0605、0.0379 和 0.0315km^{-1} , SACOL 的分别为 0.0384、0.0326 和 0.0262km^{-1} 。

张掖地区的气溶胶散射和吸收系数均较 SACOL 的偏大, 从两个观测点的下垫面来看, 张掖地区为砾质戈壁, SACOL 为半干旱黄土高原, 气溶胶类型以沙尘气溶胶为主, 两观测点均远离市区, 气溶胶来源基本为自然源和居民排放等, 两者的差别主要由于污染排放和大气扩散条件等有关。

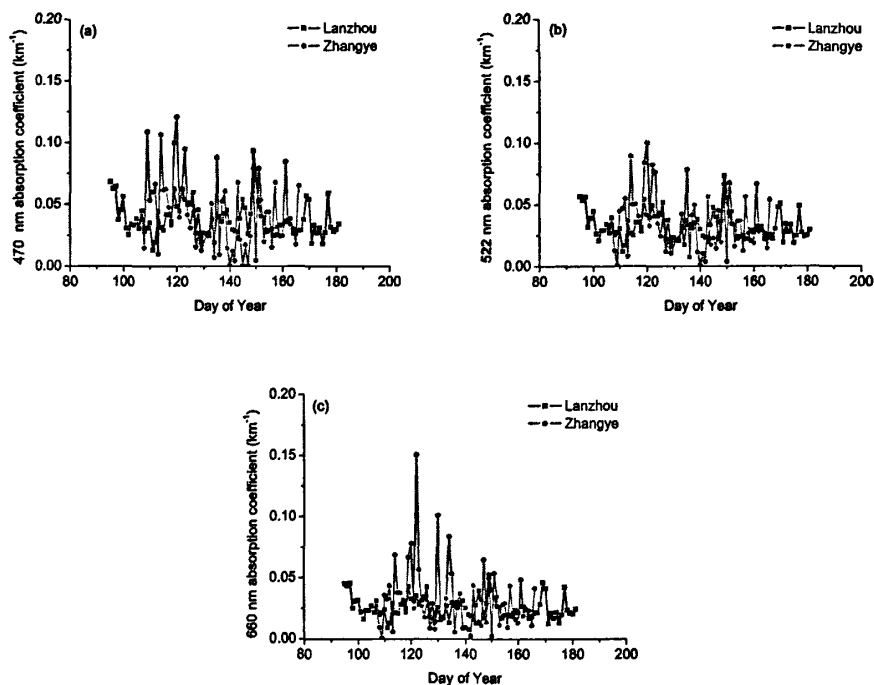


图 6-8 联合观测期间 (a) 470、(b) 522 和 (c) 660nm
日平均吸收系数逐日变化

6.3.5 气溶胶单次散射反照率频数分析

图 6-9 为联合观测期间 SACOL 和张掖地区气溶胶单次散射反照率 (SSA) 频数分布。对于 SACOL, 450 和 550nm 的 SSA 频数分布较一致, 频数最大值位于 0.7, 700nm 则位于 0.5。张掖地区三波段的 SSA 频数分布一致, 最大值位于 0.8。

张掖地区气溶胶粒子的散射作用占消光作用的比例较 SACOL 的偏大, 也即 SACOL 的吸收作用占消光作用的比例比张掖地区的偏大。说明张掖地区气溶胶主要以沙尘气溶胶等非吸收性气溶胶为主, 黑碳等吸收性气溶胶所占比例相对较小, 而 SACOL 气溶胶中黑碳的比例相对比张掖的偏大。

张掖地区 SSA 频数最大值对应的 SSA 较兰州地区的偏大, 但前已分析张掖地区气溶胶散射和吸收系数均比 SACOL 的偏大, 其主要原因为虽然 SACOL 气溶胶中黑碳比例较大, 但从两观测点的污染排放来看, 张掖地区的明显比 SACOL

的偏大,进而导致了张掖地区的气溶胶吸收系数比 SACOL 的偏大。

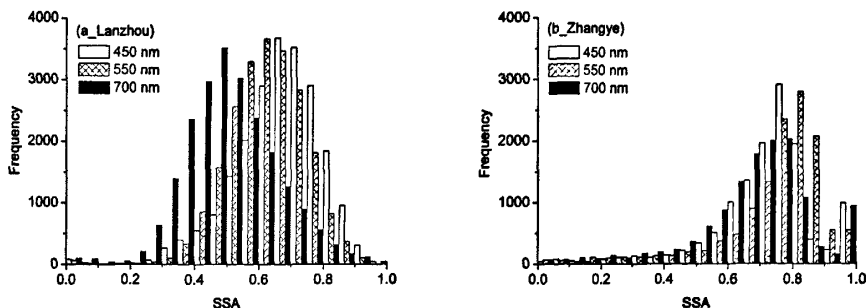


图 6-9 联合观测期间 (a) 兰州和 (b) 张掖观测点
气溶胶单次散射反照率频数分布

6.4 小结

本章利用 2008 年 4—6 月在中国西北进行的中美沙尘暴联合观测实验的气溶胶散射和吸收特性观测数据,其中兰州观测点的仪器为浑浊度仪 M9003 和黑碳仪 AE-31,张掖观测点为 TSI 积分浑浊度仪 3563 型和颗粒物烟尘吸收光度计。文中先介绍了张掖观测点所采用的仪器,然后比较分析兰州和张掖地区散射和吸收特征。主要结论如下:

(1) 兰州地区气溶胶散射系数呈双峰型日变化特征,峰值位于 08:00 和 24:00,谷值位于 16:00。张掖地区也呈双峰型日变化特征,峰值位于 08:00 和 22:00。比较兰州地区和张掖地区的散射特征可知,450 和 550nm 波段的散射系数日变化趋势比较一致,00:00—08:00 差别较明显且张掖地区的比兰州地区偏大,08:00 之后两者一致性较好。

(2) 兰州和张掖地区的气溶胶吸收系数的日变化特征和散射系数比较一致,峰值时刻对应较好。比较兰州和张掖地区的变化趋势可知,4 月 10:00—20:00 三波段气溶胶吸收系数均为兰州地区的比张掖地区的偏大,其余时间则反之。5 月和 6 月基本为兰州地区的比张掖地区的偏大,但差别不大。

(3) 08:00 峰值的出现主要因为工业生产、交通运输和居民排放等人为活动增强,而扩散条件不利,进而导致污染物浓度增大。下午由于大气边界层发展比较旺盛,对流活动较强且扩散条件较好,导致下午基本为低值区。夜间的峰值,

可能和日落后到达地面的太阳辐射减小，进而形成贴地辐射逆温层，扩散条件不利有关。

(4) 月平均气溶胶散射和吸收系数，4月最大，5月次之，6月最小，其主要由污染物排放和大气扩散条件等因素决定。

(5) 兰州地区 450 和 550nm 的 SSA 频数分布较一致，频数最大值位于 0.7，700nm 的则位于 0.5。张掖地区三波段的 SSA 频数分布一致，最大值位于 0.8。由其可知张掖地区气溶胶粒子的散射作用占消光作用的比例较兰州地区的偏大，也即兰州地区气溶胶粒子的吸收作用占消光作用的比例比张掖地区的偏大。

参考文献

- [1] McCormick, R. A., Ludwig, J. H.. Climate modification by atmospheric aerosols [J], Science, 1967, 156(3780): 1358—1389.
- [2] Twomey, S.. Atmospheric aerosols [J], Elsevier, 1977, New York: 279—287.
- [3] Grassl, H.. Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles [J], Contributions to Atmospheric Physics, 1975, 48: 199—210.
- [4] 邵振艳, 周涛, 史培军, 龚道溢. 大气污染对中国重点城市地面总辐射影响的时空特征[J], 高原气象, 2009, 25(5): 1105—1114.
- [5] 奚晓霞, 权建农, 陈长和, 赵秀娟. 兰州市城关区冬季 TSP 的监测分析及其与辐射的关系[J], 高原气象, 2002, 21(4): 427—431.
- [6] 胡波, 张武, 张镭, 陈长和, 冯广泓. 兰州市西固区冬季大气气溶胶粒子的散射特征[J], 高原气象, 2003, 22(4): 354—360.
- [7] 胡波, 张婕, 张武, 陈长和, 张镭. 应用积分浑浊度仪研究兰州城市冬季大气气溶胶[J], 兰州大学学报(自然科学版), 2005, 41(3): 19—25.
- [8] 孟昭阳, 将晓明, 颜鹏, 张怀德, 王雁, 林伟立, 闫世明. 太原冬季大气气溶胶的散射特征[J], 气候变化研究进展, 2007, 3(5): 255—259.
- [9] 徐敬, 张小玲, 颜鹏, 丁国安, 徐晓峰. 2006 年春季沙尘天气下背景地区大气气溶胶光学特性的观测研究[J], 气象科技, 2008, 36(6): 679—685.
- [10] 章秋英, 牛生杰, 沈建国, 王英舜, 武魁, 王敏, 张凯霞. 半干旱区气溶胶散射特性研究[J], 中国沙漠, 2008, 28(4): 755—761.
- [11] 延昊, 矫梅燕, 赵琳娜, 张志刚, 牛若芸. 中国北方气溶胶散射和 PM_{10} 浓度特征[J], 高原气象, 2008, 27(4): 852—858.
- [12] 黄世鸿, 李子华, 杨军. 中国地区边界层大气气溶胶辐射吸收特性[J], 高原气象, 2000, 19(4): 487—494.
- [13] 章秋英, 牛生杰, 沈建国, 王英舜, 武魁, 王敏, 张凯霞. 半干旱区冬春季黑碳气溶胶吸收特性的观测研究[J], 中国沙漠, 2009, 29(1): 183—188.
- [14] 陶俊, 朱李华, 韩静磊, 张涛, 张来国, 许振成. 广州城区冬季黑碳气溶胶污染特征及其来源初探[J], 中国环境监测, 2009, 25(2): 53—56.
- [15] 高枘亭, 张仁建, 苏丽欣. 长春秋冬季大气黑碳气溶胶的特征分析[J], 高原

- 气象, 2009, 28(4): 803—807.
- [16] 庄炳亮, 王体健, 李树. 中国地区黑碳气溶胶的第一间接辐射强迫与气候效应[J], 高原气象, 2009, 28(5): 1095—1104.
- [17] 王志立, 张华, 郭品文. 南亚地区黑碳气溶胶对亚洲夏季风的影响[J], 高原气象, 2009, 28(2): 419—424.
- [18] Bond, T. C., Anderson, T. L., Campbell, D.. Calibration and intercomparison of filter-based measurements of visible light absorption by aerosols [J], *Aerosol Science and Technology*, 1999, 30: 582—600.
- [19] Anderson, T. L., Covert, D. S., Marshall, S. F., Laucks, M. L., Charlson, R. J., Waggoner, A. P., Ogren, J. A., Caldow, R., Holm, R. L., Quant, F. R., Sem, G. J., Wiedensohler, A., Ahlquist, N. A., Bates, T. S.. Performance characteristics of a high-sensitivity, three-wavelength total scatter/backscatter nephelometer [J], *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1996, 13: 967—986.
- [20] Anderson, T. L., Ogren, J. A.. Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer [J], *Aerosol Science and Technology*, 1998, 29: 57—69.
- [21] Moosmüller, H., Arnott, W. P.. Angular truncation errors in integrating nephelometry [J], *Reviews of Scientific Instruments*, 2003, 74(7): 3492—3501.
- [22] Virkkula, A., Ahlquist, N. C., Covert, D. S., Arnott, W. P., Sheridan, P. J., Quinn, P. K., Coffman, D. J.. Modification, calibration and a field test of an instrument for measuring light absorption by particles [J]. *Aerosol Science and Technology*, 2005, 39: 68—83.

第七章 WRF 模拟兰州地区大气边界层和 沙尘气溶胶辐射强迫

利用区域大气边界层模式模拟气溶胶辐射强迫和影响时,必须输入初始气象场,之前的工作采用单点观测资料作为边界层模式的初始场^[1],在兰州这样地形条件相对比较复杂的条件下,显然是存在缺陷的,且单点观测很难做到长期连续观测。在此背景下,张镭课题组^[2-6]利用 WRF 输出作为边界层模式的初始场和背景场,这样解决了初始观测资料的限制,改进和完善了利用边界层模式模拟研究气溶胶辐射强迫。本章先介绍 WRF 然后利用该模式模拟研究沙尘过程条件下兰州地区的大气边界层特征,并结合 LOWTRAN7 和边界层模式模拟研究沙尘气溶胶的辐射强迫。

7.1 WRF 简介

WRF (The Weather Research & Forecasting Model) 自 1997 年由美国 NCAR 中小尺度气象处、NCEP 环境模拟中心、FSL 预报研究处和奥克拉荷马大学风暴分析预报中心联合开发的新一代中尺度预报和同化模式系统。

该模式结合数值模拟和资料同化手段、改进物理过程参数化方案,并可作多重嵌套模拟研究,具有可移植、易维护、可扩展等特性,在大气科学领域有广泛的应用。WRF 分为 ARW (The Advanced Research WRF) 和 NMM (The Nonhydrostatic Mesoscale Model),即研究和业务两种版本。

本文采用 WRFV3.1,该版本于 2009 年 7 月释放,主要改进了模式前处理、后处理和可视化部分,并进一步完善和改进了数据同化,使得应用更方便。

7.1.1 模式特点

WRF 具有以下特点^[7]:

- (1) 采用完全可压非流体静力方程，具有流体静力选项。
- (2) 具有科里奥利力和曲率项。
- (3) 可作单向、双向和移动网格嵌套，其中双向嵌套可作多重网格和网格层次嵌套。
- (4) 采用基于质量的地形追随坐标。
- (5) 垂直格距可随高度变化。
- (6) 具有 4 种地图投影方式：极射赤面投影、兰勃特投影、麦卡托投影和中纬度投影。
- (7) 空间差分格式采用 Arakawa C-grid staggering，时间差分采用 Runge-Kutta 2 阶和 3 阶积分方案。
- (8) 水平和垂直方向上均采用 2 阶到 6 阶平流项。
- (9) 将时间分裂为小步长以减小声波和重力波影响。

7.1.2 模式组成

WRF^[8]（见图 7-1）的主要组成部分为：WPS、ARW、WRF-Var、数据后处理和可视化。WPS（The WRF Preprocessing System）为模式模拟的第一步，其包括以下功能：定义模拟区域、将地形数据（如地形、土地利用和土壤类型）插值到模拟区域、将由其它模式得到的气象场数据重新网格化并插值到模拟区域。目前 WRFV3.1 已开发出可视化界面，更易于将其它静态数据输入到模式系统中，包括目前可以直接处理的 ETA、MM5 和 AVN 等模式输出的标准格式和全球等压面资料、欧洲中心资料、NCEP 资料、 T_{106} 和 T_{213} 数据。WRF-Var 为 WRF 的可选部分，其主要功能为同化其它观测资料到 WPS 的插值分析中，也可用于更新 WRF 的初始条件。ARW 则为 WRF 的核心部分，其包含一些用于理想化、实时模拟的初始化程序和积分程序。ARW 也包含用于单向嵌套的程序。数据后处理和可视化可通过如 RIP4（基于 NCAR Graphics）、NCL（NCAR Graphics Command Language）、GrADS 和 Vis5D 等实现。

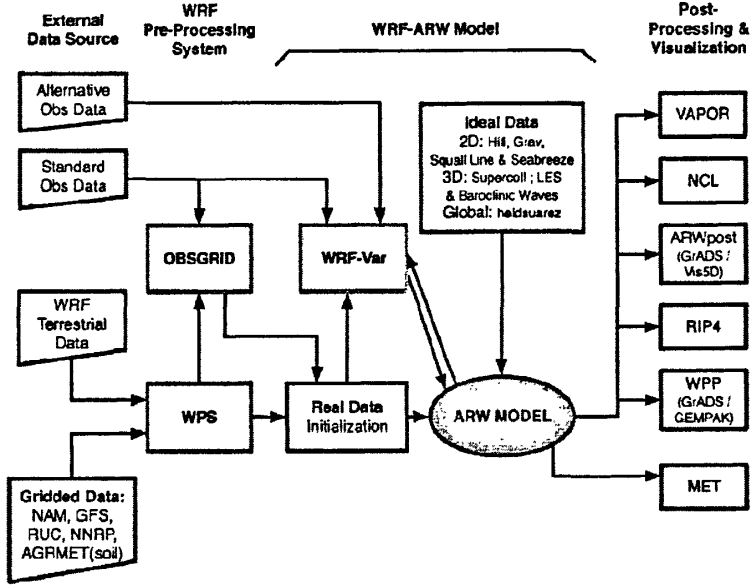


图 7-1 WRF 流程图

7.1.3 模式方程组^[9]

(1) 通量形式欧拉方程

WRF 采用地形追随质量垂直坐标^[10]，也称为地形追随流体静力气压垂直坐标— η 坐标（见图 7-2），定于如下：

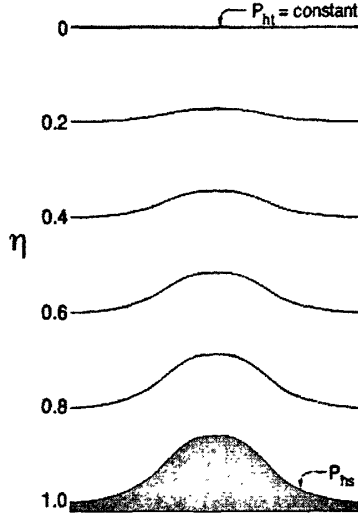
$$\eta = (p_h - p_{ht}) / \mu \quad (7.1)$$

其中 $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ ， p_h 为气压的静力平衡分量， p_{hs} 和 p_{ht} 分别为地表和上边界的气压。从地表到模式层顶， η 由 1 变化到 0。

$\mu(x, y)$ 可看作为模式区域 (x, y) 内格点上的单位水平面积上气柱的质量，因此以近似的通量形式的保守量则可写为：

$$\bar{\mathbf{V}} = \mu \bar{\mathbf{v}} = (\bar{U}, \bar{V}, \bar{W}), \quad \bar{\Omega} = \mu \dot{\eta}, \quad \bar{\Theta} = \mu \theta \quad (7.2)$$

其中 $\bar{\mathbf{v}} = (\bar{U}, \bar{V}, \bar{W})$ 为水平和垂直方向上的协变速率， $\omega = \dot{\eta}$ 为逆变“垂直”速度， θ 为位温。另外定义位势 $\phi = gz$ 、气压 p 和密度的倒数 $\alpha = 1/\rho$ 。


 图 7-2 ARW η 坐标示意图

则可得到如下通量形式的欧拉方程:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \tilde{V} u) - \partial_x (p \phi_\eta) + \partial_\eta (p \phi_x) = F_U \quad (7.3)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \tilde{V} v) - \partial_y (p \phi_\eta) + \partial_\eta (p \phi_y) = F_V \quad (7.4)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \tilde{V} w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (7.5)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \tilde{V} \theta) = F_\Theta \quad (7.6)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \tilde{V}) = 0 \quad (7.7)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\tilde{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (7.8)$$

且方程组要求满足对于密度倒数的诊断关系:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (7.9)$$

和气体状态方程:

$$p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma \quad (7.10)$$

方程 (7.3) — (7.10) 中的下标 x 、 y 和 η 分别表示微分, 且

$$\nabla \cdot \tilde{V} a = \partial_x (U_a) + \partial_y (V_a) + \partial_\eta (\Omega a)$$

$$\tilde{V} \cdot \nabla a = U \partial_x a + V \partial_y a + \Omega \partial_\eta a$$

其中 α 代表任意一个一般变量, $\gamma = c_p / c_v = 1.4$, R_d 为干空气的气体常数, p_0 为

参考气压。

(2) 湿过程欧拉方程

如果考虑湿过程欧拉方程，则保留干空气质量和预报变量的耦合、以及对于干空气的质量守恒方程（7.7 式），而不是将预报变量和全部的空气质量（包括干和湿）耦合，因此在（7.7 式）之空气质量守恒方程中引入源项。另外定义坐标和干空气质量有关。基于以上原则，垂直坐标可表示为：

$$\eta = (p_{dh} - p_{dht}) / \mu_d \quad (7.11)$$

其中 μ_d 为气柱内的干空气质量， p_{dh} 为干空气的静力气压， p_{dht} 分别为上边界的干空气静力气压。

$$\text{并 } \bar{V} = \mu_d \bar{V}, \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \Theta = \mu_d \theta \quad (7.12)$$

则湿空气欧拉方程可表示为：

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \bar{V} u)_\eta + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (7.13)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \bar{V} v)_\eta + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (7.14)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \bar{V} w)_\eta - g[(\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (7.15)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \bar{V} \theta)_\eta = F_\Theta \quad (7.16)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \bar{V})_\eta = 0 \quad (7.17)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(\bar{V} \cdot \nabla \phi)_\eta - gW] = 0 \quad (7.18)$$

$$\partial_t Q_m + (\bar{V} \cdot \nabla q_m)_\eta = F_{Q_m} \quad (7.19)$$

且方程组要求满足对于干空气密度倒数的诊断关系：

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (7.20)$$

和干湿气体状态方程：

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (7.21)$$

其中 $\alpha_d = 1 / \rho_d$ 为干空气密度倒数， $\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$ 为计算了所有空气组分如水汽、云、雨和冰等的空气密度倒数， q_* 则为相应组分的混合比，

另外 $\theta_m = \theta [1 + (R_v / R_d) q_v] \approx \theta (1 + 1.61 q_v)$ 且 $Q_m = \mu_d q_m$ 、 $q_m = q_v, q_c, q_i, \dots$

(3) 考虑地图投影、科里奥利和曲率项的欧拉方程

目前 WRF 支持 4 种地图投影方法：兰勃特、极射赤道、麦卡托和中纬度投影。对此，引入地图比例因子 m ，并假设 m 各向同性，其定于为计算空间的距离和与之在地球上相对应的距离之比：

$$m = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{\text{distance on the earth}} \quad (7.22)$$

则控制方程中的动量变量在包含地图比例因子后可重新表示为：

$$U = \mu_d u / m, \quad V = \mu_d v / m, \quad W = \mu_d w / m, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta} / m$$

利用以上重新定义的动量变量，包含地图比例因子和转动项的控制方程表示如下：

$$\partial_t U + m [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \partial_\eta (\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (7.23)$$

$$\partial_t V + m [\partial_x (Uv) + \partial_y (Vv)] + \partial_\eta (\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (7.24)$$

$$\partial_t W + m [\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw)] + \partial_\eta (\Omega w) - m^{-1} g [(\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (7.25)$$

$$\partial_t \Theta + m^2 [\partial_x (U\theta) + \partial_y (V\theta)] + m \partial_\eta (\Omega \theta) = F_\Theta \quad (7.26)$$

$$\partial_t \mu_d + m^2 [U_x + V_y] + m \partial_\eta (\Omega) = 0 \quad (7.27)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(m^2 (U\phi_x + V\phi_y) + m \Omega \phi_\eta - gW)] = 0 \quad (7.28)$$

$$\partial_t Q_m + m^2 [\partial_x (Uq_m) + \partial_y (Vq_m)] + m \partial_\eta (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (7.29)$$

且方程组要求满足对于干空气密度倒数的诊断关系：

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (7.30)$$

和干湿气体状态方程：

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^{\gamma} \quad (7.31)$$

(7.23) — (7.25) 右边项包括科里奥利项、曲率项以及物理强迫、紊流混合，其中科里奥利和曲率项可表示为：

$$F_{U_{cor}} = + \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) V - eW \cos \alpha_r - \frac{uW}{r_e} \quad (7.32)$$

$$F_{V_{cor}} = - \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) U + eW \sin \alpha_r - \frac{vW}{r_e} \quad (7.33)$$

$$F_{W_{cor}} = + e(U \cos \alpha_r - V \sin \alpha_r) + \left(\frac{uU + vV}{r_e} \right) \quad (7.34)$$

其中 α_r 为 y 轴和子午线间的局地旋转角， φ 为纬度， $f = 2\Omega_e \sin \varphi$ ， $e = 2\Omega_e \cos \varphi$ ， Ω_e 为地球自转角速度， r_e 为地球半径。包含 m 的项为水平曲率项，那些包含 r_e 的则和垂直曲率有关，包含 e 和 f 的则为科里奥利力。

在理想状态下，地图比例因子 $m=1$ ， f 可视为常数， $e=0$ 。

(4) 差分方案

WRF 计算差分格式在空间上采用 Arakawa-C 跳点格式，将热力学变量和水汽变量定义在整数网格点上， u 、 v 和 w 则交错排列于 $1/2\Delta x$ 、 $1/2\Delta y$ 和 $1/2\Delta z$ ，使得 w 与 u 、 v 在垂直方向上相差半个格距，从而使求解 w 时精度更高， Θ 与 u 、 v 在水平方向上错开半个格距可提高 π 的精度，减小地形影响。

时间上采用时间分裂差分方案，即热力学变量向前差分、速度分量和气压项采用二阶蛙跃格式。采用 Runge-kutta 积分方案，垂直方向上采用隐式方案，在隐式方案下求解垂直气压梯度和垂直辐射时可取较大的时间步长。非静力方程完全可压缩，允许声波的存在，从数值计算的稳定性角度考虑，对快波处理采用短时间步长。模式采用张弛侧边界条件。

7.1.4 物理过程参数化方案

WRF 物理过程参数化主要包括微物理过程参数化、积云参数化、边界层参数化、陆面过程参数化和辐射参数化等。

(1) 微物理过程参数化

微物理过程包括水汽、云和降水过程等。WRFV3.1 中微物理过程参数化方

案主要有:

1) Kessler 方案

该方案为由 Kessler^[11]于 1969 年提出, 其为简单的暖云方案, 包括水汽、云水和降水。该方案中微物理过程包括雨的形成降落和蒸发、云水的积累和自转变、凝结过程中云水的形成。

2) Purdue Lin 方案

该方案为较复杂的参数化方案, 包括冰、雪和霰过程, 主要用于实时高精度模拟, 其具有 6 种水相: 水汽、云水、雨、云冰、雪和霰。其主要基于 Lin 等^[12]、Rutledge 和 Hobbs^[13]于 1984 年的工作, 另外该方案采用了 Tao 等^[14]的饱和调整。

3) WSM3 方案

其为对冰、雪过程简单但有效的参数化方案, 适用于中尺度网格。该方案由 Hong 等^[15]提出, 其包括冰沉降和其它新的冰相参数化方案。其诊断关系利用冰的数浓度而不是温度。该方案包括 3 种水物质: 水汽、云水/冰、雨/雪。

4) WSM5 方案

此方案和 WSM3 方案类似, 方案中对水汽、雨、雪、云冰和云水分别处理, 并允许过冷水的存在, 且考虑了雪在降落过程中的逐步融化过程。

5) Eta 微物理过程参数化方案

此参数化方案可预报平流项中的水汽和总凝结降水变化。其利用局域数组变量来保存初始场信息, 然后从中分解得到雨水、云水、云冰以及降冰的变化的密度。该处理方法伴随对快速微物理过程处理方法的修改, 使得方案在大时间步长时计算结果更稳定。

(2) 积云参数化

积云参数化方案主要用于对流和(或)浅云的次网格尺度效应, 但理论上其只对较粗网格才有效, 如格距大于 10km, 所以在格距小于 5—10km 时一般不采用积云参数化方案。

1) Eta Kain-Fritsch 方案

该方案主要基于 Kain 和 Fritsch^[16-17]提出的方法, 但对其作了调整, 利用一个简单的伴随水汽的上升和下沉的云模式, 同时包括卷入、卷出和相对简单的微物理过程的影响。

2) Betts-Miller-Janjic 方案

该积云参数化方案^[18-19]是在 Betts-Miller^[20-21]对流调整方案基础上发展而来。在给定时间内，对热力廓线作张弛调整，在张弛时间内对流的质量通量会消耗一定的有效浮力能，其主要适用于格距大于 30km，无显式下沉。此方案为浅对流调整方案，对强对流不适用。

3) Grell-Devenyi 集合参数化方案

Grell 和 Devenyi^[22]引入一个集合积云参数化方案，几个积云参数化方案和变量在每个网格上计算，然后对各结果取平均后回馈给模式。理论上可采取不同的权重以优化积云参数化，但模式中默认取相同的权重。该方案为完全质量通量参数方案，但采用了不同的上升和下沉气流夹卷、夹卷参数化和降水效率。

4) Kain-Fritsch 方案

该方案利用一个质量通量方法的深对流参数化方案，其包含水汽抬升和下沉运动。

(3) 边界层参数化

边界层参数化方案决定在混合均匀的大气边界层和稳定层内的通量廓线，进而提供整个大气柱内的温度、湿度（云）和水平动量的变化趋势。大多数的边界层参数化方案只考虑干混合，但也包含了决定混合作用的垂直稳定度的饱和效应。这些参数化方案均为一维的且假设有个明确的尺度界限以区分次网格湍流和尺度化湍流，但当网格距小于几百米时该假设将会变得不明确。

1) YSU 参数化方案

其为 MRF PBL 的二代参数化方案，采用反梯度项来表示由于非局地梯度引起的通量，但其在 MRF PBL 的基础上对 PBL 顶的夹卷层作了明确的处理。由大涡模拟可知夹卷和地面浮力通量成线性关系。PBL 顶定义为临界理查德数为 0 的高度。

2) Eta MYJ 参数化方案

此参数化方案^[23-24]包含局地垂直混合的一维湍流动能预报参数化方案，其用边界层和自由大气的湍流参数化过程在大气湍流区域的全尺度上代替 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合模型^[25]。该参数化方案利用 SLAB（薄层）模式以计算地面温度，在 SLAB 前利用相似理论计算交换系数，之后则利用隐式扩散方

案计算垂直通量。

3) MRF 边界层参数化方案

Hong 和 Pan^[26]利用所谓的在不稳定调节下热量和湿度的反梯度通量理论,使用加大的边界层垂直通量系数,并利用临界理查德数来决定边界层高度。该方案基于局理查德数并采用隐式局地方案处理垂直扩散。

(4) 陆面过程参数化

陆面模式利用近地层方案的大气信息、辐射方案的辐射强迫、微物理过程和对流参数化方案的降水强迫、以及地表状态变量和地表特征量的内部信息来计算热量和湿度通量。这些通量可提供 PBL 方案中垂直输送的边界层低层的状态。

1) 热量扩散参数化方案

此方案为 5 层土壤温度参数化方案,土壤层分别为 1、2、4、8 和 16cm 厚。在该 5 层之下,用深层土壤温度平均来代替。能量收支包括辐射、感热和潜热通量。其也考虑了雪效应,但雪覆盖量随时间是固定。土壤湿度随土地利用和季节也是固定不变的。

2) Noah 陆面过程参数化方案

此方案^[27]为 4 层土壤温度和湿度陆面过程参数化方案,其对雪覆盖量和冻土分区域考虑。在该方案中包括了根系区、土壤水分蒸发折腾损失、土壤排水和流失,并考虑了植被类型、月平均植被指数。其可为边界层参数化方案提供感热和潜热通量。Noah 陆面过程参数化方案也可预报土壤结冰和雪覆盖效应,并改进了城市下垫面的处理。

3) RUC 陆面过程参数化方案

此方案^[28-29]为 6 层土壤温度和湿度、2 层雪参数化方案,并考虑了冻土和片状雪的温度和密度变化、植被效应和水汽遮盖效应。

(5) 辐射参数化

辐射参数化方案可提供由于辐射通量辐散引起的大气加热以及用于地面能量收支的向下长波和短波辐射。长波辐射包括由于气体和地面吸收和发射的红外或热辐射。地面向上长波辐射通量决定于地面出射状况,也即决定于土地利用和地面温度。短波辐射则包括可见光与可见光波段附近的太阳辐射,辐射过程包括

吸收、反射和散射。对于短波辐射，向上辐射通量主要是由于地表反照率的反射引起的。整个大气层内，辐射过程和模式预报的云、水汽分布以及 CO_2 、 O_3 和示踪气体浓度有关。WRF 的辐射参数化方案均为柱（一维）方案，因此每个柱均独立处理，且柱内的通量水平均匀，在模式层垂直厚度远小于水平格距的条件下其为合理的近似。但当水平精度较高时该假设的精度将减小。

1) RRTM 长波辐射参数化方案

此方案基于 Mlawer 等^[30]的研究工作，其利用相关- k 方法的光谱带参数化方案。RRTM 利用一个事先处理好的对照表来反映由于水汽、 O_3 、 CO_2 和示踪气体以及云的光学厚度引起的长波辐射过程。

2) Dudhia 短波辐射参数化方案

此方案基于 Dudhia^[31]的研究工作，其主要利用 Stephens^[32]提出的查算表，对由于晴空散射、水汽吸收^[33]、云反照率和吸收引起的太阳辐射通量进行累加。

3) Goddard 短波辐射参数化方案

此方案主要基于 Chou 和 Suarez^[34]的研究工作，其具有 11 个光谱带，并利用 2 流方法计算了由于散射和反射组分引起的散射和直接太阳辐射，另外该方案考虑了 O_3 的影响。

7.2 WRF 模拟兰州地区沙尘期间大气边界层特征

7.2.1 模拟区域和参数化方案

选取 2007 年 3 月 27—29 日沙尘过程，前已分析此次沙尘过程发生于 27 日 20:00 至 29 日 16:00。

(1) 模拟区域设计

WRF 模拟的中心区域为包含 SACOL，网格为 $61 \times 47 \text{km}$ ，空间分辨率为 1km 的范围，模拟区域的设计详见表 7-1。模拟的中心点位于 SACOL。模式垂直向分为 28 层，对应的 η 分别为：1.000、0.990、0.978、0.964、0.946、0.922、0.894、0.860、0.817、0.766、0.707、0.644、0.576、0.507、0.444、0.380、0.324、0.273、

0.228、0.188、0.152、0.121、0.093、0.069、0.048、0.029、0.014 和 0.000。采用 NCEP 的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料，从 2007 年 3 月 27 日 12:00 至 3 月 29 日 12:00，模式积分 48 小时，模拟结果每 1 小时输出一次。

（2）参数化方案选定

陈敏^[6]利用 WRFV2.1 对兰州市榆中地区的气象场作了大量的研究工作，本文工作是在其基础上开展的，参数化方案见表 6-2，采用 WSM 类简单微物理过程参数化方案、RRTM 长波辐射和 Dudhia 短波辐射参数化方案、Monin-Obukhov 近地面层参数化方案、热量扩散陆面过程参数化方案和 YSU 边界层参数化方案，不采用积云参数化方案。

表 7-1 WRF 模拟区域设计

Domain	Center	NX× NY	Range Resolution (km)	Time Resolution (s)
d01	104.15° E, 35.95° N	102×80	9	54
d02	104.15° E, 35.95° N	27×35	3	18
d03	104.15° E, 35.95° N	61×47	1	6

表 7-2 WRF 模拟参数化方案

	d01	d02	d03
微物理	WSM3 方案	WSM3 方案	WSM3 方案
长波辐射	RRTM 参数化方案	RRTM 参数化方案	RRTM 参数化方案
短波辐射	Dudhia 参数化方案	Dudhia 参数化方案	Dudhia 参数化方案
近地面层	Monin-Obukhov 方案	Monin-Obukhov 方案	Monin-Obukhov 方案
陆面过程	热量扩散参数化方案	热量扩散参数化方案	热量扩散参数化方案
边界层	YSU 参数化方案	YSU 参数化方案	YSU 参数化方案
积云	/	/	/

7.2.2 结果分析

(1) 模拟区域地形

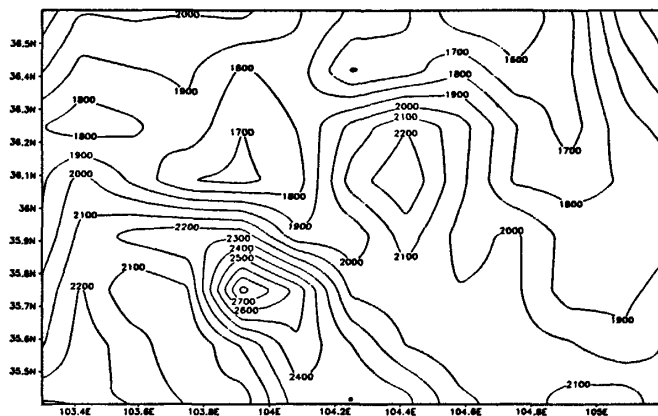


图 7-3 模拟区域地形

模式利用 NCEP 的全球 30s 地形资料和全球 30s USGS 下垫面资料。模拟区域地形见图 7-3。SACOL 位于 35.95°N、104.13°E，海拔为 1965.8m。由图 7-3 可知，SACOL 位于西北东南向的狭长谷地中，东北和西南向地势较高。

(2) 沙尘期间风场模拟分析

图 7-4 为 2007 年 3 月 27 日 18:00 距地表 10m 处水平风场，此时沙尘未到达兰州，模拟区域盛行西北风，部分地区为北风。SACOL 所处的谷地盛行西北风。图 7-5 则为 3 月 27 日 22:00，此时处于沙尘过程初期，与图 7-4 比较可知，此时的风场与之前的有较大差别，基本盛行东北风和北风，谷地的风速相对较小。图 7-6 和图 7-7 分别为 3 月 28 日 12:00 和 3 月 29 日 13:00 的风场，其中 3 月 29 日 13:00 已接近沙尘过程末期，该 2 个时刻的风场分布基本一致，随着沙尘过程的发展，风速逐渐减小。总的来看，沙尘过程盛行偏西风，局部地区为偏北风，且沙尘过程初期风速较大，从风场分布来看，谷地风速普遍偏小，但风向和大的环流形势一致。

图 7-8 至图 7-11 为模拟区域内 700hPa 垂直风速分布，所选取的时刻和前面分析水平风场所选取的 4 个时刻一致。3 月 27 日 18:00，如图 7-8 所示，36° N 以北地区基本呈上升运动，36° N 以南地区则为下沉运动或无垂直运动，垂直风速较小。3 月 27 日 22:00，如图 7-9 所示，垂直风场与图 7-8 基本一致，但上升

运动区减小,呈狭长的带状分布且主要位于模拟区域的西北部分,下沉运动区扩展。随着沙尘过程的发展,下沉运动逐渐占主导,如图 7-10 和图 7-11 所示。综上所述,沙尘过程初期在模拟区域的北部地区存在上升运动区,随着沙尘过程的发展,下沉运动逐渐占据主导地位。

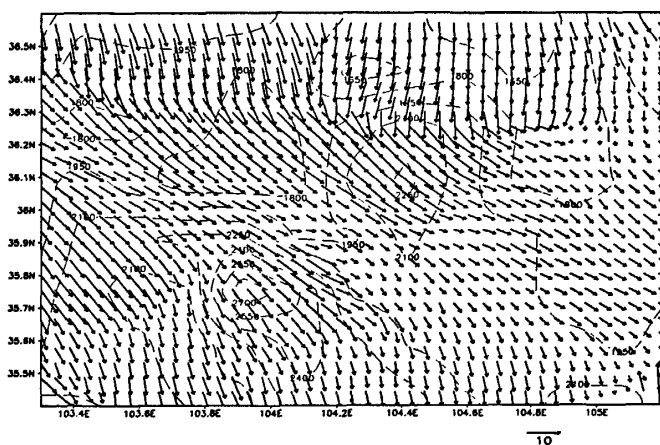


图 7-4 2007 年 3 月 27 日 18:00 离地 10m 处水平风场

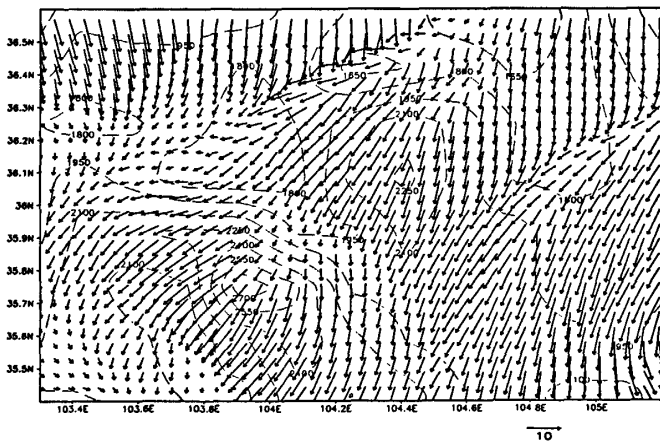


图 7-5 2007 年 3 月 27 日 22:00 离地 10m 处水平风场

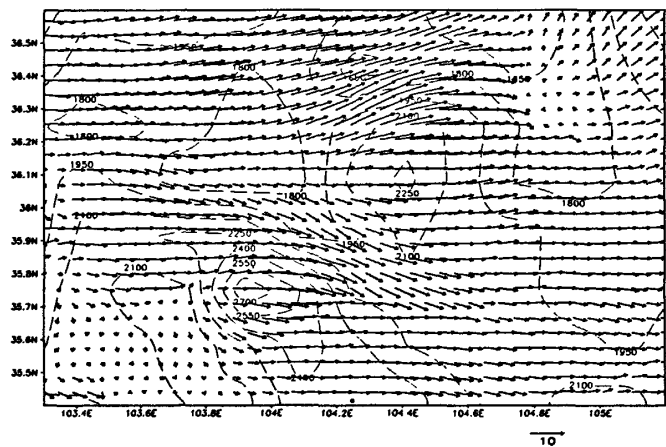


图 7-6 2007 年 3 月 28 日 12:00 离地 10m 处水平风场

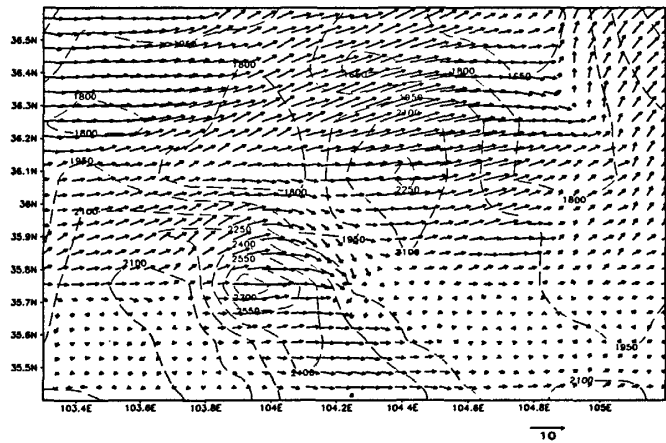


图 7-7 2007 年 3 月 29 日 13:00 离地 10m 处水平风场

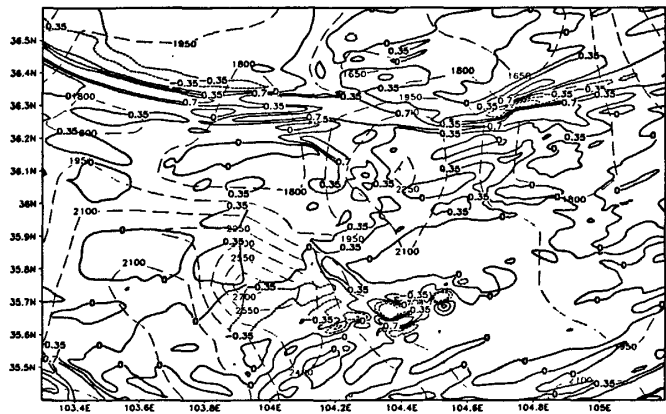


图 7-8 2007 年 3 月 27 日 18:00, 700hPa 垂直风速

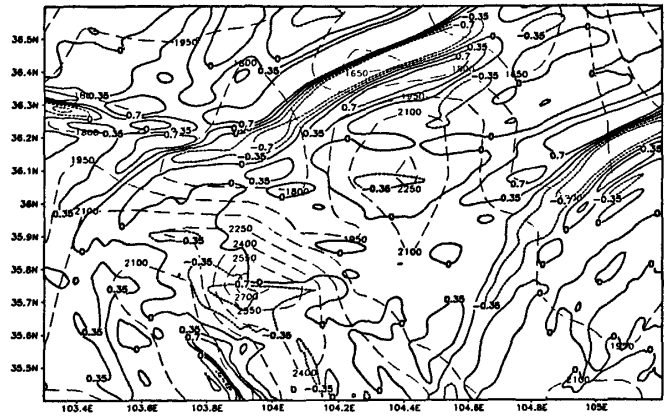


图 7-9 2007 年 3 月 27 日 22:00, 700hPa 垂直风速

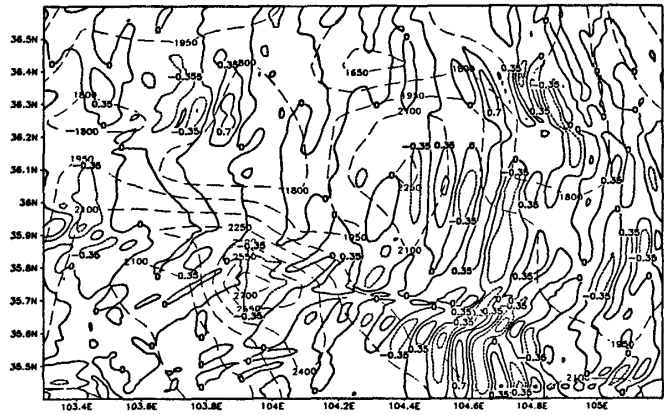


图 7-10 2007 年 3 月 28 日 12:00, 700hPa 垂直风速

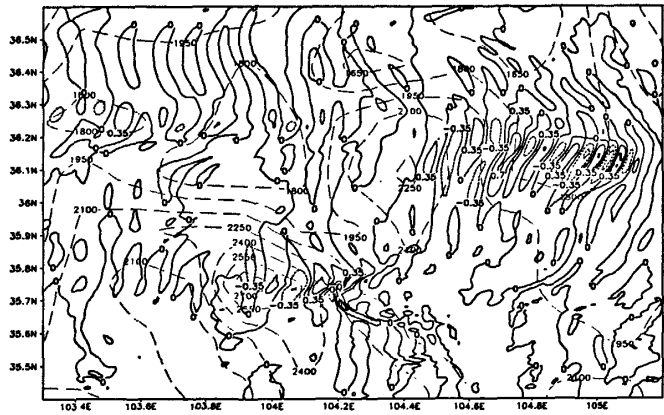


图 7-11 2007 年 3 月 29 日 13:00, 700hPa 垂直风速

(3) 沙尘期间温度和相对湿度模拟分析

对于沙尘期间温度和相对湿度特征，选取的时刻与分析风场的时刻一致，所

用的资料为距地 2m 处的位温和相对湿度数据，两者的分布见图 7-12 至图 7-19。

总的来看位温的空间分布和地形分布较接近。模拟区域内的位温分布较均匀，位温梯度较小，且位温的高值区位于地势较高处，谷地位温相对较小。其可能由于地形影响导致高地势处接受的太阳辐射较大，谷地接受的太阳辐射相对较小，导致日间位温分布在高地势和低地势处分布存在差别。夜间则主要由于地面长波辐射，假设在相同下垫面情况下，由于高地势处白天接收的太阳辐射较大，导致夜间地面射出长波辐射也较大，从而夜间高地势处的位温也较大。

对于距地 2m 处的相对湿度分布，如图 7-17 至图 7-19 所示，总体而言谷地的相对湿度较高地势处的偏大。主要原因为在半干旱地区，大气中的水汽主要来自地表灌溉的蒸发，而灌溉等人为活动主要集中在谷地等低地势区。

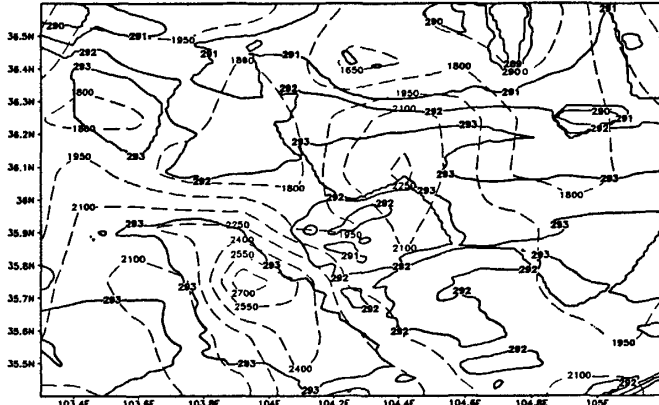


图 7-12 2007 年 3 月 27 日 18:00 距地 2m 处位温

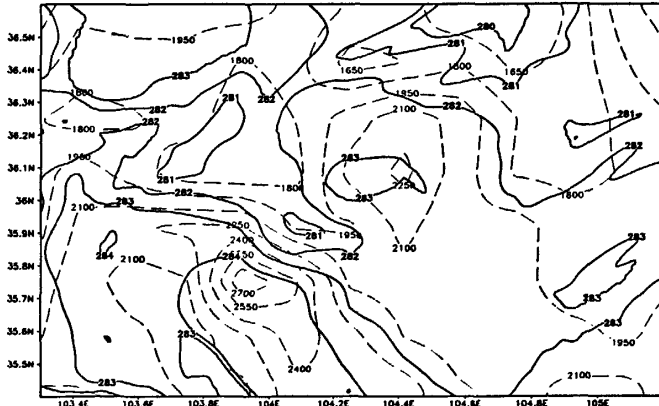


图 7-13 2007 年 3 月 27 日 22:00 距地 2m 处位温

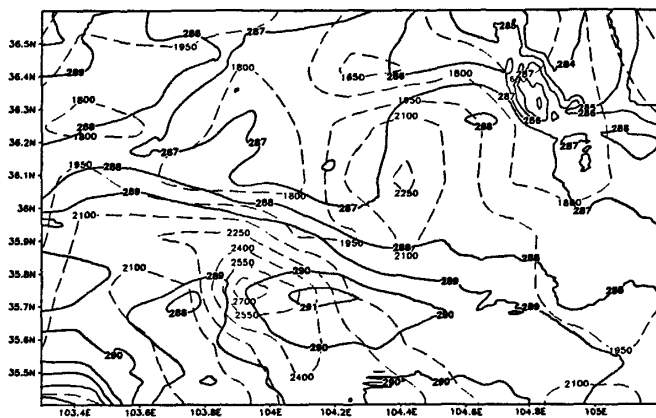


图 7-14 2007 年 3 月 28 日 12:00 距地 2m 处位温

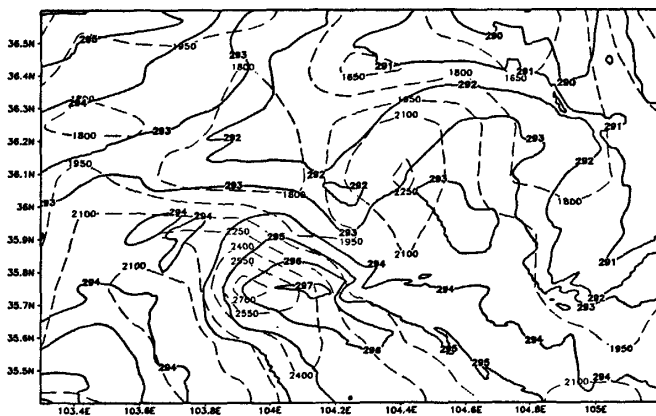


图 7-15 2007 年 3 月 29 日 13:00 距地 2m 处位温

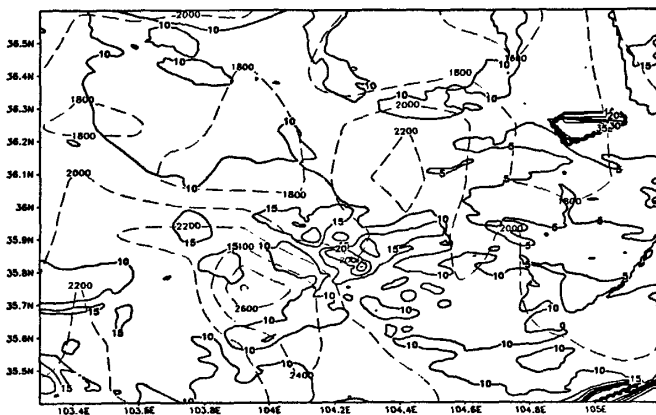


图 7-16 2007 年 3 月 27 日 18:00 距地 2m 处相对湿度

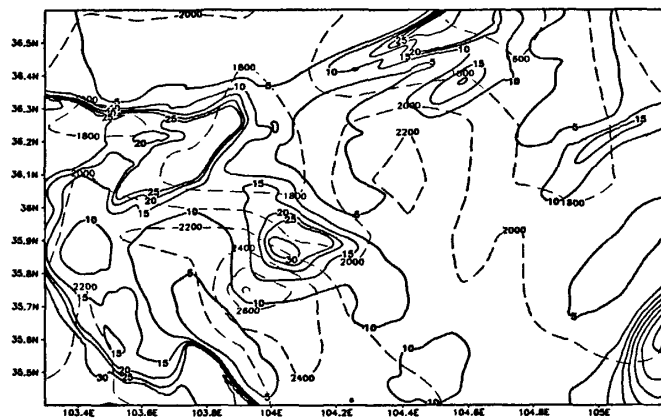


图 7-17 2007 年 3 月 27 日 22:00 距地 2m 处相对湿度

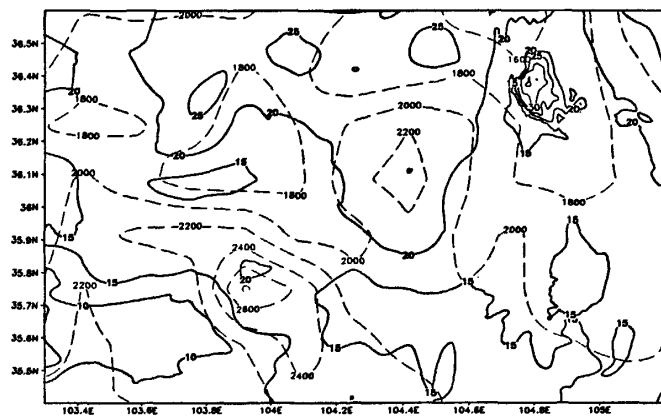


图 7-18 2007 年 3 月 28 日 12:00 距地 2m 处相对湿度

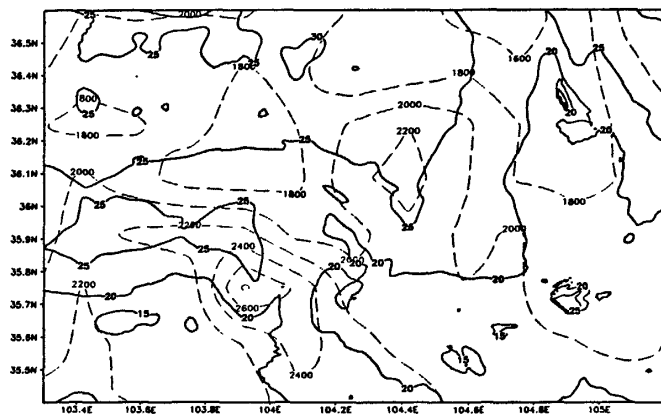


图 7-19 2007 年 3 月 29 日 13:00 距地 2m 处相对湿度

7.3 LOWTRAN7 简介

LOWTRAN 大气辐射传输模式为单参数带模式, 可计算 $0-50000\text{cm}^{-1}$ ($0.2\mu\text{m}-\infty$) 的大气透过率、大气背景辐射、单次散射的阳光和月光辐射亮度、太阳直接辐照度, 光谱分辨率为 20cm^{-1} 。模式中考虑了连续吸收、分子、气溶胶、云和雨的散射和吸收作用、地球曲率和折射对路径和吸收物质含量计算的影响。模式考虑了多次散射的作用, 并增加新的带模式、臭氧和氧气在紫外波段的吸收参数, 其中多次散射作用的参数化采用平面平行大气的假设, 利用二流近似和累加法, 以 K-分布和带模式透过率作为衔接。

LOWTRAN7 大气辐射传输模式内含辐射传输计算所需的基本数据, 并提供 6 种大气模式, 即具有不同的大气温度、气压和密度的垂直廓线; 水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳和一氧化二氮的混合比垂直廓线; 其它 13 种微量气体的垂直廓线; 大气气溶胶、雾、沙尘、火山喷发物、雨的廓线; 消光系数、吸收系数和不对称因子等辐射参数的光谱分布。

用户可以根据需要设置水平、倾斜和垂直路径; 地对空、空对地各种探测几何形式, 具有灵活性和可调性且设置简单。

LOWTRAN7 大气辐射传输模式的说明可详见参考文献^[6]。

7.4 大气边界层模式简介

本文采用由张镭^[1]发展的大气边界层模式, 利用该模式已有大量的研究工作^[2-5], 研究结果表明该模式可较好地模拟大气边界层风温湿等气象参数。

该边界层模式为三维准静力模式, 但实际大气一般为非静力平衡, 如满足以下条件则可认为大气运动是准静力的:

- (1) 对流活动较弱, 垂直速度较小。
- (2) 地形坡度较小 (如小于 45°)。
- (3) 地形特征尺度不小于几公里 (例如山谷的水平宽度)。

条件 (3) 限制了在准静力模式中水平网格距不小于 1km 。但在实际处理中, 若大气处于稳定状态, 条件 (2-3) 可适当放宽。

该边界层模式采用地形追随坐标系，模式方程组包括水平动量方程、准静力方程、连续方程、热流入量方程和湍流动能方程，由于水平尺度较小，水平动量方程中略去了柯氏力项，为 1.5 阶闭合的流体静力学模式。

7.5 沙尘气溶胶辐射效应

通过将 WRF 和边界层模式嵌套，利用 WRF 模拟的气象场对边界层模式的模拟过程进行调节，可提高和改善边界层模式的模拟能力。进而结合 LOWTRAN7 辐射传输模式，考虑 2 种方案，一为不考虑气溶胶效应；二为考虑气溶胶效应，在此方案中采用陈敏方案^[6]对 LOWTRAN7 中的光学参数和大气模式进行修订以使其适用于兰州地区。

7.5.1 夜间沙尘气溶胶辐射效应

图 7-20 分别为 2007 年 3 月 28 日 01:00 的 2 种模拟方案得到的温度和风速垂直廓线，其中实线为不考虑气溶胶效应，点线为考虑了气溶胶效应。从温度垂直廓线来看，1km 以下沙尘气溶胶表现为冷却效应，温度约降低 0.4°C ，且最大降温幅度位于 0.4km 处，1km 以上则表现为弱的增温效应，温度约上升 0.35°C 。沙尘气溶胶的存在也改变了风场，由图 7-20b 可知，1km 以下沙尘气溶胶使风速变小，风速约减小了 0.56m/s ，风速减小幅度最大位于 0.5km 处，风速减小约为 0.96m/s ，0.2km 处风速减小最小，为 0.22m/s 。1km 以上沙尘气溶胶使得风速增大，增大幅度约为 0.47m/s 。

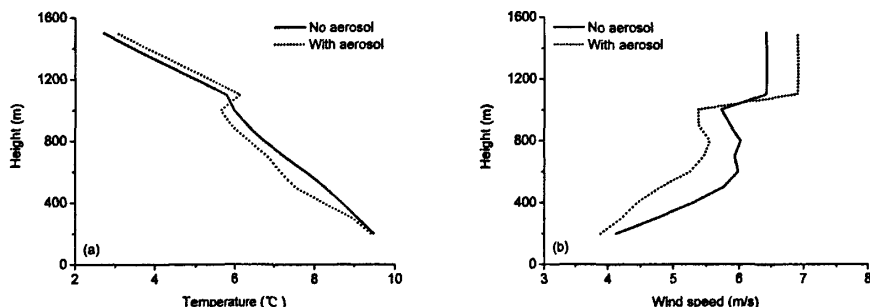


图 7-20 2007 年 3 月 28 日 01:00 (a) 温度和 (b) 风速垂直廓线

7.5.2 日间沙尘气溶胶辐射效应

选取 2007 年 3 月 28 日 13:00 以分析日间沙尘气溶胶的辐射效应,如图 7-21 所示,日间沙尘气溶胶表现为增温效应,且在 0.2—0.4km 较明显,整层温度增幅约为 0.39°C , 0.2—0.4km 内温度增大约 0.59°C , 0.4km 以上则增大约 0.34°C 。相应的,沙尘气溶胶的存在总体上使风速增大,增幅约为 0.57m/s ,且低层风速增大相对较明显,0.2km 高度处增幅最大,达 0.97m/s 。

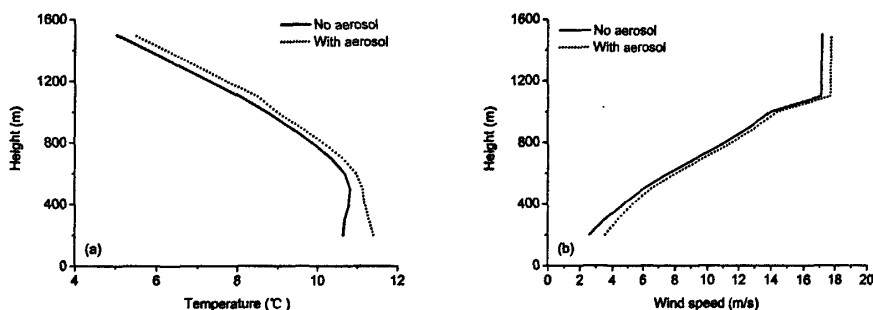


图 7-21 2007 年 3 月 28 日 13:00 (a) 温度和 (b) 风速垂直廓线

7.6 小结

本章利用 WRF 结合大气辐射传输模式和边界层模式模拟分析 2007 年 3 月 27 日至 29 日的沙尘过程下兰州地区大气边界层特征和气溶胶辐射效应,主要结果如下:

(1) 沙尘期间兰州地区盛行偏西风,局部地区偏北风,沙尘初期风速较大,谷地风速偏小。沙尘过程初期模拟区域的北部地区存在上升运动区,随着沙尘过程的发展,下沉运动逐渐占据主导地位。

(2) 位温的空间分布和地形分布较接近,位温的高值区位于地势较高处,谷地位温相对较小。谷地的相对湿度较高地势处的偏大。

(3) 沙尘气溶胶的辐射效应在日间表现为增温效应并使风速增大,增温幅度平均约为 0.39°C ,风速增幅约为 0.57m/s ;夜间则在 1km 以下表现为冷却效应并使风速减小,温度减小平均约为 0.4°C ,风速减小平均约 0.56m/s ,1km 以上则为增温效应并使风速增大,温度增幅平均约为 0.35°C ,风速增幅则约为 0.47m/s 。

参考文献

- [1] 张镭. 城市大气气溶胶与边界层相互作用研究[D], 兰州大学博士学位论文, 2001.
- [2] 缪国军. 利用 WRF 模式模拟复杂地形城市边界层的数值试验[D], 兰州大学硕士学位论文, 2005.
- [3] 胡向军. 利用激光雷达资料模拟气溶胶辐射效应的大气边界层响应[D], 兰州大学硕士学位论文, 2006.
- [4] 王娜. 利用激光雷达资料模拟研究沙尘气溶胶的长波辐射效应及其边界层影响[D], 兰州大学硕士学位论文, 2007.
- [5] 邓涛. 高云和气溶胶辐射强迫及其边界层响应的数值模拟[D], 兰州大学硕士学位论文, 2007.
- [6] 陈敏. 利用激光雷达和黑碳仪观测资料模拟研究气溶胶辐射效应与影响[D], 兰州大学博士学位论文, 2008.
- [7] 见 http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrfv3.1/wrf_model.html.
- [8] Weather Research & Forecasting Version 3 Modeling System User's Guide, 2009.
- [9] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., Powers, J. G. A description of the Advanced Research WRF Version 2, NCAR Technical Note, 2007.
- [10] Laprise, R.. The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable [J], Monthly Weather Review, 1992, 120: 197—207.
- [11] Kessler, E.. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation [J], Meteorological Monographs, 1969, 10(32), American Meteorological Society, 84pp.
- [12] Lin Y. L., Farley, R. D., Orville, H. D.. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J], Journal of Applied Meteorology, 1983, 22(6), 1065—1092.
- [13] Rutledge, S. A. and Hobbs, P. V.. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 1984, 41(20): 2949—2972.

- [14] Tao, W. K.. An ice-water saturation adjustment [J], Monthly Weather Review, 1989, 117: 231—235.
- [15] Hong, S. Y. and Chen, S. H.. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J], Monthly Weather Review, 2004, 132: 103—120.
- [16] Kain, J. S. and Fritsch, J. M.. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 1990, 47(23): 2784—2802.
- [17] Kain, J. S. and Fritsch, J. M.. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme, 1993, the representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., American Meteorological Society, 165—170.
- [18] Janjic, Z. I.. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes [J], Monthly Weather Review, 1994, 122: 927—945.
- [19] Janjic, Z. I.. Comments on “Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models” [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 2000, 57: 3686.
- [20] Betts, A. K.. A new convective adjustment scheme. Part I : Observational and theoretical basis [J], Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1986, 112: 677—691.
- [21] Betts, A. K. and Miller, M. J.. A new convective adjustment scheme. Part II : Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets [J], Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1986, 112: 693—709.
- [22] Grell, G. A. and Devenyi, D.. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques [J], Geophysical Research Letters, 2002, 29(14), 1693, doi: 10.1029/2002GL015311.
- [23] Janjic, Z. I.. The step-mountain coordinate: physical package [J], Monthly

Weather Review, 1990, 118: 1429—1443.

- [24] Janjic, Z. I. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso model, NCEP office note, 2002, No. 437, 61.
- [25] Mellor, G. L. and Yamada, T.. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems [J], Reviews of Geophysics and Space Physics, 1982, 20(4): 851—875.
- [26] Hong, S. Y. and Pan, H. L.. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model [J], 1996, Monthly Weather Review, 124, 2322—2339.
- [27] Chen, F. and Dudhia, J.. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I : Model description and implementation [J], Monthly Weather Review, 2001, 129: 569—585.
- [28] Smirnova, T. G., Brown, J. M., Benjamin, S. G. Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes [J], Monthly Weather Review, 1997, 125: 1870—1884.
- [29] Smirnova, T. G., Brown, J. M., Benjamin, S. G., Kim, D.. Parameterization of cloud season processes in the MAPS land-surface scheme [J], Journal of Geophysical Research, 2000, 105(D3): 4077—4086.
- [30] Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A.. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J], Journal of Geophysical Research, 1997, 102(D14): 16663—16682.
- [31] Dudhia, J.. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 1989, 46: 3077—3107.
- [32] Stephens, G. L.. Radiation profiles in extended water clouds. Part II : Parameterization schemes [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 1978, 35: 2123—2132.
- [33] Lacis, A. A. and Hansen, J. E.. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere [J], Journal of the Atmospheric Sciences, 1974,

31: 118—133.

- [34] Chou, M. D. and Suarez, M. J.. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models, NASA Technical Memorandum, 1994, 104606, 3, 85.

第八章 总结和展望

大气气溶胶通过直接效应、间接效应和半直接效应对区域和全球气候变化产生显著的影响，研究气溶胶辐射效应具有重要的现实意义，但也存在很大的不确定性，特别是沙尘气溶胶。在中国西北半干旱地区，由于特殊的地表下垫面特征，长期连续的气溶胶观测在气溶胶对气候变化的影响的研究中为起支撑作用的一个关键环节。

本文利用兰州大学半干旱气候与环境观测站微脉冲激光雷达 CE370-2 和偏振激光雷达 L2S-SM II 观测资料，分析兰州地区气溶胶的垂直分布和时间演变特征。然后利用浑浊度仪、黑碳仪、PM₁₀ 监测仪等地面观测资料研究了气溶胶散射系数、吸收系数和单次散射反照率等的变化特征。最后利用 WRF+ABL+LOWTRAN7 数值模拟平台，对一次沙尘过程下兰州地区大气边界层特征和沙尘气溶胶的辐射特性进行了数值模拟。观测分析得到一些有价值的结果，可为气溶胶辐射效应数值模拟提供参考，有助于改进大气数值模式辐射参数化方案，具有重要的科学意义和应用价值。

8.1 本文总结

(1) 分析微脉冲激光雷达 CE370-2 观测资料，得到兰州地区 AOD 最大值位于 11 月和 12 月，3 月和 4 月也较大，且冬春季的 AOD 比夏秋季的偏大，主要由大气扩散条件和污染排放等因素决定。兰州地区 AOD 位于 0.3 的频数最大。

在无沙尘条件下，兰州地区气溶胶集中分布在 2km 以下，且气溶胶消光系数随高度递减。利用激光雷达后向散射信号和消光系数廓线可较好地研究气溶胶的垂直分布。

利用 5 次沙尘过程激光雷达和其它仪器观测资料分析了沙尘气溶胶的垂直分布特征，沙尘气溶胶集中在 2km 以下，气溶胶消光系数基本随高度递减。个例分析表明，在沙尘气溶胶层内，相对湿度和消光系数廓线具有相似的变化趋势；沙尘过程 PM₁₀ 浓度、散射系数和消光系数间具有明显的线性关系，PM₁₀ 浓度和

散射系数、 PM_{10} 浓度和消光系数、消光系数和散射系数的相关系数分别为 0.98、0.94 和 0.96。

(2) 分析偏振激光雷达 L2S-SM II 观测资料表明：云、冰晶和沙尘粒子的退偏振率较大，人为源气溶胶粒子的退偏振率较小；气溶胶粒子的退偏振率一般小于 0.25，云和冰晶粒子的则为 0.3 左右。

(3) 利用 2009 年黑碳仪 AE-31 观测数据，分析了兰州地区黑碳气溶胶的变化特征，并比较了两种黑碳仪 AE-31 和 MAAP5012 的观测结果。

兰州地区黑碳质量浓度日变化呈双峰型变化特征，夏秋和冬春在上午的峰值出现的时间略有差别，分别位于 08:00 或 12:00，夜间则位于 22:00 左右，谷值位于 16:00。七波段黑碳质量浓度变化趋势基本一致，且 370nm 最大，950nm 最小。

月平均黑碳质量浓度呈 U 型分布。黑碳质量浓度自 1 月减小，3 月和 4 月的基本相当，于 5 月达到最小值，之后缓慢增大，6—8 月的基本和 5 月差不多，9—12 月则急剧增大，并在 12 月达到最大值。兰州地区冬春黑碳气溶胶质量浓度明显较夏秋偏大。

黑碳气溶胶吸收系数的变化特征和黑碳质量浓度的相似。

AE-31、MAAP5012₁₃₅ 和 MAAP₁₃₆ 观测结果具有较好的线性相关性。MAAP5012₁₃₅ 和 MAAP₁₃₆ 观测结果的相关系数可达 0.96，MAAP5012₁₃₅ 和 AE-31 观测结果的相关系数为 0.91，MAAP5012₁₃₆ 和 AE-31 观测结果的相关系数为 0.92。AE-31 和 MAAP5012 观测结果具有较好的一致性。

(4) 利用 2008 年中美沙尘暴联合观测实验观测数据，分析了兰州和张掖地区的 SSA 分布情况。兰州地区 450 和 550nm 的 SSA 频数分布较一致，频数最大值位于 0.7，700nm 的则位于 0.5。张掖地区三波段的 SSA 频数分布相近，最大值位于 0.8。可知张掖地区气溶胶粒子的散射作用占消光作用的比例较兰州地区的偏大，也即兰州地区气溶胶粒子的吸收作用占消光作用的比例比张掖地区的偏大。

(5) 最后利用 WRF+ABL+LOWTRAN7 数值模拟平台，模拟分析了 2007 年 3 月 27 日至 3 月 29 日沙尘过程下兰州地区大气边界层特征和沙尘气溶胶的辐射效应。

沙尘过程中，模拟区域盛行偏西风，局部地区为偏北风，且沙尘过程初期风

速较大，谷地风速普遍偏小。沙尘过程初期在模拟区域北部存在上升运动区，随着沙尘过程的发展，下沉运动逐渐占据主导地位。

位温的空间分布和地形分布较接近，位温的高值区位于地势较高处，谷地位温相对较小。谷地的相对湿度较高地势处的偏大。

沙尘气溶胶的辐射效应在日间表现为增温效应并使风速增大，增温幅度平均约为 0.39°C ，风速增幅约为 0.57m/s ；夜间，在 1km 以下表现为冷却效应并使风速减小，温度减小平均约为 0.4°C ，风速减小平均约 0.56m/s ， 1km 以上则为增温效应并使风速增大，温度增幅平均约为 0.35°C ，风速增幅则约为 0.47m/s 。

8.2 本文主要创新点

本文的创新性主要体现在以下两方面：

(1) 比较全面地分析了激光雷达观测资料，深入地理解了兰州地区气溶胶的垂直分布和 AOD 的时间演变特征，并首次利用偏振激光雷达初步研究了兰州地区粒子的退偏振率。

(2) 利用 2009 年黑碳观测资料，分析了兰州地区黑碳气溶胶质量浓度和黑碳吸收系数的变化特征，对兰州地区黑碳气溶胶的吸收特性有了更深入的了解。首次采用多角度吸收光度计 MAAP5012 在兰州地区进行观测研究，得到一些有价值的结果。

8.3 本文不足和展望

尽管做了很多工作，也取得了初步研究成果，但也深感仍有很多不足，需要进一步学习和更深入地研究。

(1) 协同微脉冲激光雷达 CE370-2 观测的仪器相对较少，导致分析某些特殊天气过程如沙尘等时，缺少更全面的其它观测资料的支持，从而分析还不够深入。随着兰州大学半干旱气候与环境观测站的持续快速发展，观测仪器愈来愈丰富，将更好地支持开展研究工作。

(2) 本文利用偏振激光雷达 L2S-SM II 观测分析了兰州地区粒子的退偏振

率,得到了一些有价值 and 意义的结果,但限于数据时间长度不够,今后还须在累积长时间的观测资料后进一步更深入地分析。

(3) 微脉冲激光雷达 CE370-2 和偏振激光雷达 L2S-SM II 均可以观测反演气溶胶的消光系数等辐射特性参量,但两者未在同一观测点进行对比观测,目前文中无法比较分析两者的反演结果,以后还需设计实验,做好这方面的工作。

(4) 分析兰州地区黑碳气溶胶的变化特征时,主要利用黑碳仪 AE-31,虽然兰州大学半干旱气候与环境观测站也配备了黑碳仪 MAAP5012,但限于 MAAP5012 数据时间长度,文中只比较分析了其和 AE-31 的观测结果。今后对 MAAP5012 观测结果仍须进一步比较和深入分析。

在学期间主持和参加的项目以及成果

在学期间主持的科研项目：

- 甘肃省干旱气象科学研究基金项目“利用激光雷达观测研究兰州地区气溶胶辐射特性”，编号：IAM200702, 2007.8. - 2009.8.

在学期间参加的科研项目：

- 化学-气候耦合以及东亚区域大气过程和人类活动的作用，编号：2010CB428604，国家重点基础研究发展规划项目“平流层大气基本过程及其在东亚气候与天气变化中的作用”第4课题的专题, 2010.1. - 2015.1.
- 不同土地利用和覆盖条件下半干旱区大气和地表过程相互作用的观测实验研究，编号：2006CB400501，国家重点基础研究发展规划项目“北方干旱化与人类适应”第1课题的专题, 2006.1. - 2011.1.
- 西北干旱半干旱区沙尘气溶胶垂直分布与辐射特性研究，国家自然科学基金项目，编号：40675078, 2007.1.-2009.12.
- S212 线金昌至永昌公路工程环境影响评价，甘肃省公路局项目, 2008.
- 国道 212 线会川至宕昌段公路改建工程环境影响评价，甘肃省公路局项目, 2007.
- 2008 年参与首次中美西北沙尘暴联合观测项目.
- 自 2007 年参与兰州大学半干旱气候与环境观测站观测等工作.

在学期间的主要研究成果：

1. L. Zhang, X. Cao, J. Bao, B. Zhou, J. Huang, J. Shi, and J. Bi. A case study of dust aerosol radiative properties over Lanzhou, China [J], Atmospheric Chemistry and Physics, 2010, 10: 4283—4293, doi:10.5194/acp-10-4283-2010.

2. 曹贤洁, 张镭, 周碧, 鲍婧, 史晋森, 闭建荣. 利用激光雷达观测兰州沙尘气溶胶辐射特性[J], 高原气象, 2009, 28(5): 1115—1120.
3. 曹贤洁, 张镭, 李霞, 史晋森, 徐记亮, 黄建平, 张武. 张掖地区气溶胶吸收和散射特性分析[J], 高原气象, 已录用.
4. 权晓晶, 张镭, 曹贤洁, 王宏斌. 2007 年兰州市冬季大气气溶胶光学厚度特性[J], 兰州大学学报(自然科学版), 2009, 45(3): 39—44.
5. 李霞, 张镭, 曹贤洁. 2008 中国大范围雨雪天气期间兰州气溶胶辐射特性[J], 兰州大学学报(自然科学版), 二审中.
6. 周碧, 张镭, 曹贤洁, 韩霄, 张武, 冯广泓. 利用激光雷达资料分析兰州远郊气溶胶光学特性[J], 已投稿气象学报.
7. X. Cao, L. Zhang, J. Bao, B. Zhou, J. Huang, and J. Bi. Comparative study of aerosol radiative properties over Lanzhou using two lidars, will be submitted in Remote Sensing of Environment.
8. 刘瑞金, 张镭, 曹贤洁, 黄建平, 张武, 闭建荣. 激光雷达观测分析西北半干旱区卷云特征, 拟投稿高原气象.

致 谢

岁月如梭，光阴荏苒，在兰已近九年，在即将完成博士学业之际，在即将踏入社会转变角色的人生十字路口，心中回荡着满腔的喜悦和对未来的憧憬，以及回首这么多年走过的求学之路时复杂的心情，只是青春无悔。

回想当年，青春年少，亲人相送，孤身一人踏上这西行之路，想着要离开亲人来到一个全然陌生的城市，开始一个人的生活，有些惆怅，有些黯然。

由南至北，由东向西，沿途风景渐渐变地陌生。火车至兰，再夜乘大巴至榆中，一路荒凉，看不见丁点的灯火，焦急地想会到何地。近一小时的车程，终于到达榆中校区，草草收拾行囊，夜已深，炎夏却裹被而睡。

曾听说，大学是天堂，或许吧，终于自由了，不想再认真地学习了，专业课一般，只是可以尽情地浏览图书馆。也算是徜徉在知识的海洋中吧。

或许是幡然醒悟了，或许真的是该成熟些了，大三那年春节在家，突然觉得想要继续上研，而老妈也同意了。于是乎，该好好学习了，也该上自习了，放下那些和我无关的书籍，有点累，但也收获了一些，最终也如愿上了研究生。

只是现实有很多无奈，也看到了自己的渺小，甚至是无助，却只能继续挣扎着走下去，直到追求到自己该追求的。

或许真的比较悲哀，岁月穿梭，也渐渐地快到而立之年，却只能守着自己的所谓的那份天空和期望。

有过挣扎，有过怀疑，更甚是放弃，衷心感谢在自己的人生路上那些曾给自己指点的朋友们。

路已至此，只能努力地工作和学习，期望太重，有时真的很害怕，害怕自己会承受不了，但只有让自己更坚强，相信自己，相信明天将会更美好。

九年，何其短，却又何其长，终于走到了学生生涯的尾声，而在兰求学的九年将是记忆中最浓烈的一笔。

值此博士毕业之际，首先感谢母校兰州大学的培养，在百年沉积的精神内涵熏陶下，在“勤奋、求实、进取”的校训和“学笃、时宜、风正、人和”的院训激励下，学会了如何做人做事和做学问。

致 谢

衷心地感谢导师张镭教授，渊博的学识、负责的态度、认真的严谨，总让人折服，更是学习的目标和前进的航标，衷心感谢导师和师母在做人上的教诲、学业上的指导、生活上的帮助，让人受益匪浅、永铭心中。

感谢黄建平院长、袁九毅书记、王式功副院长、牛景海副院长给予的关照。

感谢陈长和教授的关心和指点。

感谢本科班主任王世红老师、研究生班主任王颖老师无微不至的关怀和帮助。

感谢邱崇践教授、田文寿教授、王澄海教授、张武教授、张述文教授、张文煜教授、左洪超教授、杨德保副教授、付培健副教授、袁铁副教授、隆霄老师等授课老师，感谢他们兢兢业业的传道授业。

感谢陈敏、缪国军、李英华、段丽洁、胡向军、夏俊荣、邓涛、韩霄、宋薇、王娜师兄师姐们在科研上的指导和生活上的帮助。感谢权晓晶、张燕、鲍婧、周碧、李霞、王宏斌、刘瑞金、赵世强、张磊、徐记亮、梁捷宁、陈霖、杨贵成、张龙、王治厅、胡蝶、王腾蛟、王瑾师弟师妹们给予的帮助。

感谢杨溯、文小航、李得勤、杨红龙、冯娟、谢静、陈磊、王树金等同学。

感谢舍友魏林波的理解和支持。

感谢史晋森、闭建荣、王鑫、王天河、张北斗、陈艳、黄忠伟、王国印、周天等 SACOL 团队成员。

师恩难忘，友情长，千言万语，却道不尽心中那份深深的感激之情。

谨以此文献给深爱的老妈，深深的母爱永远激励着我，更是我前进的永恒动力。岁月依旧流驶，却永远记得老妈琐碎的操劳，记得每天早起为我们做早饭，记得深夜在灯下赶工，记得老妈为这个家和我们所付出的一切点点滴滴。

也将此文献给老爸、哥、姐、姐夫、外甥、舅舅和舅母等至亲，感谢他们一如既往的帮助和支持。

曹贤洁

2010 年 5 月 兰州大学