

南京信息工程大学

硕士学位论文

半干旱区气溶胶散射、吸收特性及起沙通量的初步研究

姓名：章秋英

申请学位级别：硕士

专业：大气物理学与大气环境

指导教师：牛生杰

20080501

中文摘要

本文利用2005年与2006年锡林浩特观象台积分浊度计和黑碳灰度计的观测资料,分析了半干旱地区气溶胶散射及吸收特性变化特征,讨论了它们的影响因子。结果表明(1)该地区从冬季到秋季,散射系数值总体呈先下降再升高的趋势。受大气层结和人类活动的影响,散射系数平均日变化曲线呈明显的双峰型,峰谷值出现时间和大小随季节变化略有不同;不同沙尘天气下气溶胶散射系数具有明显的不同。气溶胶散射系数与 PM_{10} 质量浓度变化规律基本一致,大气气溶胶质量散射系数 $\alpha = 0.313m^2/g$;散射系数与能见度呈指数相关关系。(2)该地区冬季黑碳气溶胶浓度值比春季明显高出很多,主要与冬季采暖燃烧的排放有关。降水过程对其具有明显的湿沉降作用;BC浓度日变化也呈明显的双峰型。在相对应的季节,散射系数峰值出现时间均比BC质量浓度峰值出现时间晚一个半小时左右。(3)特别研究了风速在不同区域段对散射系数和BC质量浓度的影响,发现在风速小于 $3.5m/s$ 的情况下,风速的增大对它们具有明显的稀释作用。(4)通过散射系数和吸收系数计算得到的能见度值能较好的反映实际能见度的情况。冬季12月散射消光与吸收消光分别占气溶胶总消光的75%与25%。

通过宽范围颗粒谱仪WPS观测资料,计算了2006年春季朱日和地区沙尘天气下的起沙通量,得到以下结论:(1)起沙通量大小与沙尘天气的强度基本一致,随着沙尘天气强度的增大,起沙通量也增大;随着沙尘天气逐渐结束,起沙通量趋于平稳。沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙通量分别为 $6.0 \times 10^{-8} kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ 和 $4.14 \times 10^{-8} kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ 。(2)摩擦速度一般都在 $<1m/s$ 的范围内。对于朱日和地区, n 取1或2时,起沙率与 U_*^n 线性相关最好。(3)计算得到了观测粒子段的临界摩擦速度值。临界摩擦速度 U_{*c} 随着粒径的增加呈先增大后减小趋势。计算结果为下一步建立适用于干旱草原地区的起沙通量模型作准备。

关键词: 气溶胶; 散射系数; BC 质量浓度; 起沙通量

Abstract

Using integrating nephelometer and aethalometer observations in 2005 ~ 2006 measured at the Silinhot Observatory in Nei Mongolia, a study is performed of variation in aerosol scattering and absorptive properties in the semi-arid climate, with the affecting factors investigated. Results show that (1) In autumn ~ winter, on the whole, the scattering coefficient follows a pattern of dropping and then rising, due to human activities and meteorological conditions locally, the curve of daily mean scattering exhibits an evident bimodal form, with the appearance time and magnitude of the peak and valley varying slightly with season. The coefficient can be a good indication of the strength of sandy weather. The scattering coefficient and mass concentration of PM_{10} have a high correlation coefficient, the mass scattering coefficient $\alpha = 0.313 \text{ m}^2/\text{g}$; There is an exponential relation between the scattering coefficient and the visibility. (2) The concentration of black carbon aerosols is much higher in winter than in spring because of the heating of coal burning in wintering. Precipitation scavenges the particles out of the air through moist deposition. Both in spring and in winter the daily mean follows a remarkable bimodal course. The peak and valley occur about 1 hr earlier than the scattering counterparts. (3) A study was performed of windspeed impacts on the scattering coefficient and BC mass concentration, and found that when the wind speed $< 3.5 \text{ m/s}$, its increase would substantially dilute the BC scattering coefficient and mass density. (4) Atmospheric visibility calculated from the aerosol scattering and absorptive coefficients is closer to reality; the scattering and absorptive extinctions account, respectively, for 75 and 25% of the total by aerosols in December.

Using the dust particle concentration data measured by Wide Range Particle Spectrometer, the dust emission rate, friction velocity and threshold friction velocity over the surface of Zhurihe area was estimated. The result indicated that (1) The value of dust flux was in accordance with the intense of the dust weather. It showed that the dust flux increased when sand and dust weather occurred, and increased with the increasing sand and dust weather intensity. The average dust flux over dust-storm

weather and blowing sand weather are $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ and $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, respectively. (2) The friction velocity is almost less than 1 m/s. The relationship between dust emission rate and friction velocity was analyzed, when n is 1 or 2, the dust flux had the best linear correlation with U_*^n . (3) The threshold friction velocity of observed dust diameter was calculated. When the diameter was increased, the threshold friction velocity there is first an ascending then a decline trend. The result observed in this article was prepared for the building of dust flux mode of arid area.

Keyword: aerosols, scattering coefficient, BC mass concentration, dust flux

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的
研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真
实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它
机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并
表示了谢意。

作者签名： 章秋英
日 期： 2008.6.1

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 章秋英
日 期： 2008.6.1

第一章 绪 论

1.1 研究目的及意义

大气气溶胶是由大气介质和混合于其中的固体或液体颗粒物组成的体系。气溶胶的尺度、来源、化学组分、浓度以及谱分布随时间和空间有很大的变化。根据来源可以分为自然气溶胶和人为气溶胶。自然源主要是海洋、土壤、生物圈以及火山等；人为源主要来自化石燃料的燃烧，工农业生产活动等。大气气溶胶粒子的直径多在 $10^{-3} \sim 10^2 \mu\text{m}$ 之间。由于它是由不同相态物体组成，虽然其含量很少，但对大气中发生的许多物理化学过程都有重要的影响，对气候变化、云的形成、能见度的改变以及人类健康都有重要影响。随着人类活动排放的气溶胶逐年增长，它对气候产生的辐射强迫影响越来越引起全球的关注。

气溶胶的光学性质直接产生众多大气气象，如霞、华、晕、虹等，其中最为明显的是气溶胶引起的能见度降低。气溶胶对太阳辐射具有散射和吸收作用，可以显著的改变到达地表的太阳辐射能，影响整个地气系统的辐射收支，同时参与大气中的热辐射传输。气溶胶的光学效应可应用于灵敏地测量气溶胶浓度和尺度分布^[1]。

太阳辐射在大气中传输受到气溶胶颗粒的散射作用，一部分向下到达地表，而另一部分则向上进入大气上层，这使得到达地球表面的太阳辐射减少。而大气气溶胶对辐射的吸收作用一方面减少了到达地表的辐射能量，另一方面被吸收的辐射能量随即释放，对大气进行加热，直接导致气温变化乃至改变正常的大气层结，从而影响全球和区域气候。黑碳是大气中首要的吸收性气溶胶成分，主要是由于含碳（燃料）物质不完全燃烧排放出来的无定型碳质，它的存在严重危害大气环境与人类健康，对它的研究已经越来越受到国内外学者的重视。研究它的浓度、分布、源贡献及吸收特性，对于大气气溶胶的局地及全球的气候效应有着重要的贡献。

沙尘气溶胶属于大气气溶胶的一种，它的突发性强，危害巨大，不仅严重恶化空气质量，给人类身体健康带来危害，而且具有重大、深刻的气候、环境、社会和经济效应。沙尘暴产生的大气沙尘，可以产生重要的直接气候效应和间接气候效应，从而影响区域乃至全球的气候。因此，估算地表土壤的起沙量以便估计出沙尘浓度对气候变化的影响及对它的预测而言都显得极为重要。在沙尘天气中，富含营养和有机物质的较小的土壤微粒悬浮于空中，并在大气湍流的作用下从地表扩散开，导致了土壤的退化，沙漠化面积扩大，进而使得原本比较脆弱的生态系统变得更加脆弱。所以，研究地面沙尘释放对水土保持也很重要

要。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 气溶胶散射、吸收特性研究进展

大气气溶胶由多种物质组成, 不同成分具有不同的光学特性^[1]。首先反应在折射指数(折射率)上, 折射指数(折射率) n 定义成真空中的光速 c 与在气溶胶物质中的光速 V_p 之比, 随波长稍有变化, 对于非吸收性物质

$$n = c / V_p \quad (1)$$

即称为绝对折射指数(折射率)。显然此值总是大于 1。对于具有吸收性的物质, 一般具有明显的电导率, 其折射指数(折射率)表示成负数

$$n = n_r - in_i \quad (2)$$

n_r , n_i 分别为复折射指数(折射率)的实部和虚部。由于自然气溶胶组成的变动甚大, 以及折射指数随光谱变化的复杂特征, 目前仅对少量气溶胶物质的折射指数的实部和虚部随波长的谱分布进行了详细的测定。

辐射在介质传输时, 因与介质相互作用而受到削弱。设强度为 $I(\lambda)$ 的光辐射, 通过厚度为 dz 的介质后, 其强度变化 $I(\lambda) + dI(\lambda)$, 则

$$dI(\lambda) = -I(\lambda)\sigma_e(\lambda, z)dz \quad (3)$$

$\sigma_e(\lambda, z)$ 为介质的消光系数, 求解此方程得

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp\left[-\int_{z_1}^{z_2} \sigma_e(\lambda, z)dz\right] \quad (4)$$

z_1 和 z_2 为相距为 L (一般为斜距) 的两端高度, 若介质均匀, 则上式可写成

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-\sigma_e(\lambda, z)L] \quad (5)$$

此即比尔(Beer)定律, 也称为布格-朗伯(Bouguer-Lambert)定律, 是辐射传输和遥感应用的一个基本定律。辐射在大气介质中的传输引起的消光, 通常包含分子的散射和吸收、气溶胶的散射和吸收。气溶胶的散射系数 σ_s 和吸收系数 σ_a , 它们与气溶胶消光系数的关系为 $\sigma_e = \sigma_s + \sigma_a$ ^[1]。

(1) 气溶胶对光的散射作用

气体分子以及气溶胶粒子内含有多个分立的电子和质子，当电磁波照射到粒子后，正负电荷中心产生偏移而构成电偶极子或多极子，并在电磁波激发下作受迫振动，向各方向发射次生电磁波。这种次生电磁波就是散射辐射，它的波长和原始波相同，并且与原始波有固定的位相关系。大气中的空气分子、水滴、气溶胶粒子、冰晶等颗粒物会造成散射，大气中由于温度非均匀造成的湍流块同样也会造成散射现象。

气溶胶的散射作用取决于颗粒物的大小、形状、数浓度、谱分布、相对湿度以及复折射指数等。定义无量纲尺度参数 $x = \frac{2\pi a}{\lambda}$ ，当 $x \ll 1$ 时：Rayleigh 散射，也称分子散射。

如空气分子对短波辐射的散射。当 $0.1 < x < 50$ ：Mie 散射，如大气中的云滴等气溶胶粒子对短波辐射的散射。当 $x > 50$ ：几何光学：折射。如大雨滴对可见光的折射、反射。

对于粒径远小于可见光的超细粒子（ $r \leq 0.05 \mu m$ ）遵循瑞利（rayleigh）散射理论，粒子对光源在所有方向上产生辐射，但由于超细粒子在大气中的寿命很短，很容易因布朗运动碰并成较大的粒子，因此，大气中气溶胶的散射主要运用米（Mie）散射理论来解释。米散射最突出的特征是“前向峰值”效应，主要散射能量集中在接近于入射辐射的方向上。实际上它是由不通过质粒的光子衍射引起的。这种前向和后向散射的不对称性，即米散射相函数的不对称性，可用一非对称因子 g 来表示，它定义成

$$g = (1/4\pi) * \int_{4\pi} p(\theta, n, \lambda) \cos \theta d\Omega \quad (6)$$

其中 Ω 为立体角元量， $p(\theta, n, \lambda)$ 为散射相函数，满足归一化

$$(1/4\pi) * \int_{4\pi} p(\theta, n, \lambda) d\Omega = 1 \quad (7)$$

非对称因子 g 在 1 和 -1 之间变化，对瑞利散射 $g=0$ ，一般 g 的值随颗粒尺度参数值增加而增大，对于大的颗粒尺度参数值， g 的极限值约为 0.87。大气中的干气溶胶 g 接近 0.7，云和雾的典型 g 值在 0.8 到 0.87 之间。负值出现在后向散射瓣大于前向散射瓣的情况下。

在一般情况下，可以认为气溶胶粒子的散射作用远大于吸收作用（在不是由碳形成较厚的烟雾层的地区）^[2]。由此可见，气溶胶的散射作用是很大的，因此有必要对其进行深入的研究。

对气溶胶散射系数观测研究方面，国内外都已经有了大量的研究工作，观测使用仪器均为积分浊度仪。Arun 等^[3]利用观测资料发现，积分浊度仪测量的散射系数与 $PM_{2.5}$ 质量浓度存在很好的线性关系，因此可以利用测量的散射系数，精确、可靠的得到实时的 $PM_{2.5}$ 的

质量浓度。Chan等^[4]利用积分浊度仪研究了大气能见度, PM_{10} 质量浓度与散射系数的相互关系, 可以通过散射系数的实时观测得到 PM_{10} 质量浓度和大气能见度的计算值。

Charlson等^[5]利用积分浊度仪研究大气中大分子气体的瑞利散射系数, 通过观测的散射系数可以精确得出大分子气体的退偏振度、极化因子。David等^[6]利用散射系数资料分析了单次反照率 ω_0 与不对称因子的变化规律。

胡波等^[7, 8]利用积分浊度仪观测资料对兰州冬季的大气气溶胶进行过系列的研究。利用积分浊度仪的资料和 PM_{10} 观测资料, 对冬季兰州市西固区大气气溶胶粒子散射特征及其与空气污染的关系进行了研究。结果表明: 波长 $\lambda = 550 \text{ nm}$ (绿光) 处散射系数日变化规律呈双峰型, 峰值分别出现在11:00~12:00和22:00左右, 散射系数的变化范围是 $1.34 \times 10^{-4} \sim 3.3 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, 其变化规律同 PM_{10} 浓度的变化规律是一致的, 两者有较好的相关性, 相关系数 $r \geq 0.8$ 。另外利用散射系数和多波段光度计观测资料分析了兰州冬季大气气溶胶的一个个例的散射光学特征。用散射系数计算了后向散射比、不对称因子、单次反照率、波长指数等重要的辐射参数, 为气溶胶辐射强迫研究以及气溶胶辐射强迫参数化方案提供了基础资料, 在此基础上建立了一种适合利用散射系数反演气溶胶细微粒子谱分布的方法。

苏晨等^[9]利用积分浊度仪对上甸子本底站大气粒子光散射系数进行观测, 根据结果对2005年华北本底区域气溶胶粒子散射系数的变化进行了分析。结果显示上甸子本底区域冬春季散射系数的平均值较低且较稳定, 夏季和秋季较高。晴空无云天气, 有利于污染物的垂直输送, 散射系数表现为白天低, 夜间高的特点。另外, 风向对本底站粒子浓度影响较明显。来自东北风向的空气较干净, 散射系数值可降到 10 Mm^{-1} 以下, 而西南西风向通常会引起较高的浓度值, 使得散射系数值增大, 这与本底站所处的地理位置有关。当风速小于 3 m/s 时, 散射系数随着风速的增大而减小, 但是风力过强时, 散射系数与之成正相关。相对湿度与散射系数成正相关。

沙尘气溶胶是对流层气溶胶的主要成分之一, 也是半干旱地区大气气溶胶的主要成分之一, 其主要来源以自然生成为主, 受下垫面和天气状况影响较大, 尤其是沙尘暴天气发生时, 大量沙尘将滞留在大气中^[10]。在我国, 随着全国沙尘暴监测网的建立, 气溶胶散射特性在沙尘暴监测中发挥越来越重要的作用。沙尘暴期间, 利用积分浊度计测量沙尘气溶胶的散射系数, 可以了解和掌握受沙尘暴影响严重的地区沙尘对大气光学性质影响的动态变化, 为分析、评估沙尘暴的发生规模、影响等提供准确、实时、连续的观测资料。在非沙尘暴季节, 可以了解气溶胶的散射作用对辐射传输的影响, 分析中国北方地区气溶胶光学性质的特征以及变化规律, 为研究北方地区气溶胶的气候效应提供气溶胶光学性质的数

据^[11]。

柯宗建等^[11]利用中国气象局沙尘暴监测网的一个站点——北京观象台2003年积分浊度仪观测的散射系数数据以及部分PM₁₀质量浓度数据,结合气象资料分析了观测期间散射系数的变化特征,散射系数与PM₁₀质量浓度以及能见度的关系,得出观测期间散射系数的平均值(标准偏差)为 306.2 Mm^{-1} (292.78 Mm^{-1});风速对散射系数有重要影响;散射系数与PM₁₀质量浓度有较好的相关性($r=0.761$),与能见度存在负相关关系($r=-0.716$)。

杨莲梅等^[12]利用2004年塔克拉玛干沙漠腹地塔中气象站浊度计和能见度仪观测资料及相应的地面气象常规沙尘观测记录,根据中国气象局沙尘暴观测分级标准分析了粒子散射系数在各级沙尘天气中的特征,表明浊度仪观测的粒子散射系数在沙尘天气观测分级标准中有较明确的意义,沙尘天气时粒子散射系数与能见度为显著指数关系。

(2) 气溶胶吸收特性

黑碳气溶胶最大的特点就是在紫外到红外的波长范围内对太阳辐射有强烈的吸收。

Jacobson^[13]指出来源于化石燃料和生物燃烧产生的黑碳会影响气溶胶的反射率,加深气溶胶的颜色,从而吸收更多的太阳辐射,这将减小气溶胶的冷却效果,并认为黑碳气溶胶的加热效果可以抵消掉硫酸盐气溶胶的冷却效果。他的模式研究表明,黑碳的直接辐射强迫为 $0.55 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,位于CH₄的 $0.47 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 与CO₂的 $1.56 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间。Hansen等^[14]认为黑碳的辐射强迫为 $(0.55 \sim 1) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。因此,黑碳的直接辐射强迫作用超过了CH₄,是影响全球变暖的仅次于CO₂之后的第二个重要成分。由于这个原因,应采取措施控制黑碳气溶胶的排放。Jackbson的研究结果和观点被美国总统George W. Bush引用和参考,并作为美国不参加签订京都协议(Kyoto Protocol)的原因之一。布什在2001年6月演说中还提到,因为协议中不包括黑碳粒子和对流层臭氧,因而协议有致命的缺陷。这样看来黑碳涉及的不仅仅是一个环境问题^[15]。

在观测研究方面,国际上黑碳气溶胶的测量和研究开展得较早^[16, 17]。美国科学家从20世纪70年代开始黑碳气溶胶的系统测量,到目前为止开展了包括南极、北极等地区的广泛观测。80年代该工作得到国际上的广泛重视,WMO组织的以气候变化为目的的长期大气成分变化监测系统——全球大气监测网(GAW)将黑碳气溶胶作为一个重要的气溶胶观测项目从1989年起开始监测其变化。90年代以来,国际上开展了多项大规模的气溶胶观测实验,如在北美地区进行的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(同ACE-I)

实验,黑碳气溶胶是实验中的重要观测和研究对象。在世界气象组织(WMO)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连续观测。

Badarinath K. V. S 等^[18]通过对城市环境的观测资料分析,给出了城市中黑碳气溶胶的日变化与季节变化,给出了它与气溶胶总质量浓度、光学厚度的相关性。通过辐射传输的计算,讨论了黑碳气溶胶的直接辐射强迫。Silvia Eidels-Dubovoi^[19]通过一段时间的观测数据,研究了莫斯科城市气溶胶在可见光波段的消光效应,描述了一天中气溶胶吸收与散射的变化,并分析了其变化原因。我国学者从八十年代起开始进行黑碳的研究,在近十几年的时间里,它的研究得到了广泛的重视和长足的发展。特别是近几年,黑碳研究发展迅速。

汤洁等^[20]利用瓦里关本底站进行的黑碳气溶胶观测结果,结合气象观测资料以及在我国东部地区的部分观测结果,对瓦里关本底站大气中的黑碳气溶胶浓度及其变化特点进行了讨论分析。结果表明,瓦里关山地区的大气黑碳气溶胶月平均浓度为 $130\sim 300\text{ ng}\cdot\text{m}^{-3}$,大大低于我国东部地区,本底浓度范围为 $50\sim 120\text{ ng}\cdot\text{m}^{-3}$ 。黑碳浓度的变化与风向有很大关系。冬季该地区大气黑碳气溶胶的平均浓度和本底浓度都较低,而春季较高。

李杨等^[21]在西安站点通过黑碳测量仪获得了大气细粒子中每5min的黑碳气溶胶浓度,经过元素碳校对后,得到其日平均浓度为 $10.2\pm 5.8\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$,其变化范围为 $1.8\sim 27.5\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。并揭示了BC浓度与污染指数(API)的变化具有良好的一致性,表明BC是大气颗粒物污染的一个重要贡献。正常天气下,BC小时浓度呈三峰分布。得到西安大气BC本底浓度为 $4.5\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$,估算了西安大气BC中不同来源的相对贡献,发现周围源对BC的贡献超过了1/3,表明该季节内城市周边农村秸秆燃烧对城市空气质量的显著贡献。

姜淑娟等^[22]在北京大学物理楼顶使用两台黑碳仪和一台TEOM1400a来观测气溶胶,分别得到夏季与冬季黑碳的平均浓度。在冬季的观测中,在一台黑碳仪的进气口加上不同的切割头,分别得到了全部气溶胶、 PM_{10} 以及 $\text{PM}_{2.5}$ 中的黑碳质量浓度。分析结果表明,黑碳气溶胶主要分布在小粒子中。

在模式模拟方面, Menon S 等^[23]讨论了在中国与印度黑碳气溶胶的气候效应,黑碳气溶胶对太阳辐射存在较强的吸收,能通过辐射传输过程影响气候变化,通过气候模式的模拟,指出中国的南方降水以及洪水的增加和北方的干旱可能与BC的增加有关,BC引起大气加热的空间变化改变了亚洲夏季风环流,从而引起中国地区降水形式的变化。这是由于吸收性黑碳气溶胶吸收太阳辐射后加热大气,因而改变了大气稳定度和垂直运动,进而影响

了大尺度环流和水循环,所以黑碳气溶胶具有重要的区域气候效果。他们的研究还表明,黑碳引起大气加热的空间变化改变了亚洲夏季季风环流,从而引起中国地区降水形势的变化。如果他们的解释是正确的,减少人为黑碳气溶胶的排放,则将有助于减轻我国南方的洪水、北方干旱以及沙尘暴的强度。

吴涸等^[24]模拟研究了东亚春季黑碳气溶胶分布输送和辐射效应,通过对东亚地区人为和生物质燃烧排放黑碳气溶胶的模拟,分析5年平均的结果发现:春季,东亚地区印度、中南半岛、中国东部存在三个显著的黑碳气溶胶大值区,印度半岛的排放能影响中国南方 $25^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间的区域,而中南半岛的排放能影响中国 25°N 以南的大陆地区。 $850\sim 700\text{hPa}$ 是中南半岛排放输送进入中国的主要层次。中国华北和东北的排放向东输送影响朝鲜半岛、日本等地,但中国春季的输出量小于境外对中国的输入量;境外注入对中国西部和江南地区影响显著,对中国北方地区影响较小。黑碳气溶胶引起晴空和云天大气顶净向下辐射通量增大,地表净向下辐射通量减小,辐射通量变化最显著地区在中国四川、湖北一带,大气顶辐射通量最大增大值为 $4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,地表通量最大减小值约 $-5.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

张美根等^[25]收集整理了东亚地区一个黑碳气溶胶的排放源,并利用一个三维化学输送模式系统模拟研究了东亚地区春季黑碳气溶胶的输送和演变过程。模式系统较好地反映了黑碳气溶胶浓度的时空分布和变化趋势,再现了许多观测到的重要特征。结果表明,东亚地区春季间隙性的长距离输送对于西北太平洋海域的黑碳气溶胶浓度分布具有非常重要的影响。

由于黑碳气溶胶在大气中停留时间相对温室气体短,其空间和时间分布也有很大的差别,全球仍缺少广泛、长期的黑碳气溶胶浓度观测,有关黑碳气溶胶光学性质的参数、尺度分布、垂直分布以及与硫酸盐等其他气溶胶混合方式的实验结果更是缺乏,不能为模式提供大量准确的试验数据基础,这也是造成全球辐射模式模拟结果还有很大不确定性的的重要原因。至于黑碳气溶胶间接气候效应,其物理过程和作用机制则更为复杂,云辐射强迫模式模拟具有相当的难度,黑碳气溶胶垂直分布、尺度分布等观测资料更加匮乏,因此黑碳气溶胶对气候变化造成的间接影响具有更多的不确定因素。加强观测和模式研究,逐步地消除这些不确定因素,仍是今后黑碳气溶胶直接和间接气候效应研究中一个亟待解决的核心问题。

1.2.2 沙尘起沙通量研究进展

地表土壤的风蚀起沙过程是运动的空气流与地面粒子在界面上相互作用的一种动力过程。这是一个由许多因素控制影响的复杂的物理过程。风沙颗粒起运是风沙物理学与沙尘释放研究的重要内容。沙尘暴的起沙机制的研究中,最有发展前景的方法是建立在物理学基础上的动力学方法。静止的沙粒如何成为运动的沙粒就是沙尘暴的起运机理问题,对这个问题许多学者做了研究,概括起来可以归纳为三种学说:

第一种是湍流的扩散与振动学说,主要代表人物是埃克斯纳(F. Exner)、冯·卡门(Von Karman)、比萨尔(F. Bisal)、莱尔斯(L. Lyles)等。这种学说认为:(1)沙粒脱离地表运动是气流的湍流扩散的结果;(2)当风速接近起运值的时候,一些颗粒开始来回振动,且随着风速强度的加大而振动增大,随后立即离地表面。很显然,这种学说只是对沙粒起运过程的概叙,没有详述沙粒在起运时的受力机制,所以这种学说还未说明沙粒的起运机制。

第二种是压差升力学说,主要代表人物有:兹纳门斯基、伊万诺夫、普朗特(L. Prandtl)、费利斯(Felice)、A. K. 玖宁、杨(R. Yang)等。这种学说认为:(1)用绕流机翼理论可以解释沙粒脱离地表的运动。(2)用马格努斯效应来解析沙粒脱离地表的运动。(3)依据于贴地表层气流速度的垂直梯度说明沙粒的起运机制。这种学说虽然较为详细地论述了各个力在沙粒脱离地表时所起的作用,然而仅仅依靠气动力是不能够把沙粒托举到搬运高度。

第三种是冲击碰撞学说,主要代表人物有:拜格诺、兹纳门斯基、伊万诺夫等。这种学说认为:沙粒脱离地表及进入气流中运动的主要抬升力是冲击力。拜格诺通过实验计算表明,以高速运动的颗粒在跃移中通过冲击方式,可以推动六倍于它的直径(或二百倍于它的重量)沙粒。这种学说比较正确地论证了冲击力在沙粒脱离地表及进入气流中运动所起的主导作用,沙粒主要是靠冲击力的作用进入搬运层。虽然冲击力对沙粒的作用居于首位,但是,在沙粒脱离地表及进入气流中运动的同时也受其它力的作用,所以说仅用这种学说来解释沙粒的起运机制还是不够完善的^[26]。

其中,英国的物理学家拜格诺为风沙物理学的建立做出了重要的贡献。1935年至1936年期间,他对北非利比亚等地的沙漠进行了长期风沙现象的野外观测,并在室内做了大量模拟实验。1941年写成了《风沙和荒漠沙丘物理学》一书。书中以空气动力学为理论基础,利用风洞等实验手段研究了风沙运动规律。此书为风沙运动的物理学研究奠定了基础^[27]。从1938年起,苏联也开始应用空气动力学原理,借助室内风洞等设备研究风沙运动。兹纳门斯基创立了沙物质的非堆积搬运理论,著有《沙地风蚀过程的实验研究》一书。1972年苏

联又出版了伊万诺夫的《沙地风蚀的物理原理》一书^[28]。2002 年邵亚平的《风蚀物理与模式》一书,进一步阐述了风沙物理学中最新的揭示起沙机制的方法,详细介绍了将大气模式、地理信息系统和风沙模式耦合在一起的风蚀数值模式^[29]。为沙尘暴的数值预报和起沙量的计算提供了更有效的手段。

Gillette 等^[30]根据地表土壤风蚀起沙的物理机制,认为沙尘排放量是风速(或摩擦速度)和地表状况(包括土壤水分和地表植被等)的函数。试验研究了在各种条件下下垫面风蚀起沙的临界摩擦速度,并按照 Bagnold 指出的指数关系,通过拟合试验资料,给出了相应的起沙模型。计算方案在形式上非常简单,只需要知道两个参数,其缺点在于主要依靠大量的试验数据得到,经验的成分较大。Tegen 和 Fung^[31]在 Gillette 的工作基础上对全球起沙进行了详细的讨论,定义粘土($r < 1\mu\text{m}$)、细粉尘($1\mu\text{m} < r < 10\mu\text{m}$)、粗粉尘($10\mu\text{m} < r < 25\mu\text{m}$)、细沙($r > 25\mu\text{m}$)等四档沙尘气溶胶,认为起沙量由地表植被、土壤类型以及土壤含水量共同决定。

Shao 等认为,按照经验方法分配不同粒径沙尘的起沙量难以反映起沙的实际情况。因此,需要运用微观物理运动规律来处理侵蚀环境的起沙过程,通过考虑沙粒跃动、撞击、聚合、破碎等过程,建立基于微物理过程的起沙机制。Lu 等^[32]在考虑土壤的可侵蚀性和塑性压力的基础上,从理论上计算了沙粒碰撞土壤表面时所产生的凹坑的体积,并建立了一个沙尘排放模式。模式建立了凹坑体积 V 与粒子碰撞速度 U 之间的关系。Shao 等^[33]通过风洞试验研究,证实了地表沙尘排放的主要因素是沙粒的跳跃碰撞,然后又在充分考虑风蚀起沙的物理机制和风蚀起沙过程中地表土壤粒子尺度分布的基础上,进一步完善了已有的沙尘排放模式。另外,对于诸多的风蚀起沙的影响因子,很多学者也专门进行了讨论,为以上模式的建立提供了参考。

申彦波等^[34]利用以上 Gillette、Lu 和 Shao 的三种不同的模式计算方案,结合敦煌地区的观测资料,计算了 2002 年 4 月 8 日沙尘天气过程中戈壁地表的风蚀起沙量(垂直尘粒通量)。结果表明:三种方法的计算结果比较接近。通过计算结果和观测结果的比较,在地面风蚀起沙物理机制的基础上,讨论了三种计算方案各自的优缺点。申彦波等^[35]又以敦煌地区的戈壁和绿洲为例,对地表土壤风蚀起沙的临界摩擦速度及其变化特征,和风蚀起沙过程中地表土壤的粒子尺度分布及其对垂直尘粒通量的影响进行了分析研究。结果表明,地表土壤风蚀起沙的临界摩擦速度随土壤水分含量和植被覆盖度的增大而增大,随粒子尺度的变化是先减小后增大,在中间某一尺度处有一最小值;土壤的人工利用和管理对临界摩擦速度也有着相当大的影响;风蚀起沙过程中,地表土壤的粒子尺度分布随时间发生变

化, 瞬时的粒子尺度分布不同于平均的粒子尺度分布, 利用前者计算得到的垂直尘粒通量对摩擦速度的变化更敏感, 利用后者计算得到的垂直尘粒通量偏大。

另外, Marticorena 等建立了一个基于地表源的沙尘起沙、输送模式。考虑了两个影响地表可蚀性的主要因素: 可蚀地表松散粒子的尺度分布与地表粗糙度。在基于物理机制的基础上, 介绍了模式涉及的物理量的参数化方法, 最终给出了一个经验起沙模式。成天涛等^[36]利用该起沙通量模式和地面起尘半经验方案, 估算了浑善达克沙地春季地表的临界起沙风速及沙尘天气期间的起沙通量, 并利用美国环保局的地面起尘半经验方案对该地区年起尘速率、起尘总量及其平均年增长率进行初步估算。得到浑善达克沙地 2001 年春季地表临界起沙风速为 $5.61 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 沙尘天气期间平均起沙通量为 $4.40 \times 10^{-7} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$; 1999 年该沙区起尘量约占我国北方起尘总量的 2.4%, 春季起尘占全年的 57%; 1986 年和 1999 年起沙总量分别为 $3.73 \times 10^5 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $4.87 \times 10^5 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$, 其平均年增长率为 2.07%。

宣捷^[37]在对中国土壤学和气候学的有关参数作了相应处理的基础上, 使用美国环保局 (USEPA) 的两个公式计算了中国北方地面起尘速率 (起尘因子) 的分布, 计算结果表明, 在中国北方, 起尘因子自东向西逐渐增大, 其幅度达 5 个数量级。塔克拉玛干大沙漠和内蒙古高原西部的大戈壁是两个强排放源地。计算还表明, 春季是起尘最严重的季节。

沈志宝^[38]利用中日合作“风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境影响 (ADEC) 的研究”项目敦煌站的沙尘粒子数浓度观测资料, 估算了 2002 年 4 月敦煌地区两次沙尘天气过程中戈壁沙地的起沙率和起沙量, 并分析了地面起沙量 (质量通量) 的尺度分布。在两次强度较弱、持续时间较短的沙尘天气过程期间, 戈壁沙地的平均起沙率为 1.58×10^{-8} 和 $9.95 \times 10^{-9} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大起沙率为 $2.77 \times 10^{-8} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。地面沙尘释放量的 73% 以上为 $d > 5.0 \mu\text{m}$ 的大粒子。还讨论了起沙率与摩擦速度的关系。

1.3 本文主要内容

(1) 利用中国气象局沙尘暴监测网的一个站点——锡林浩特气象台 2005 年与 2006 年积分湿度计和黑碳灰度计的观测资料, 讨论分析半干旱地区气溶胶散射及吸收特性变化特征。

(2) 利用宽范围颗粒谱仪 WPS 测量得到的沙尘天气下的粒子数浓度资料, 尝试计算内蒙古朱日和地区沙尘天气下的起沙通量、摩擦速度以及临界摩擦速度, 为建立干旱草原地区沙尘气溶胶起沙模型提供初步研究。

第二章 气溶胶散射、吸收特性的观测研究

2.1 观测仪器及资料

2.1.1 观测仪器

(1) M9003 型积分浊度仪

本研究利用澳大利亚 Ecotech 公司生产的 M9003 型积分式浊度计对气溶胶的散射系数进行了连续观测,该仪器使用单色发光二极管阵列作为光源,具有低功耗、长寿命、高性噪比等特点,操作简便,可以对大气中颗粒物的散射特性进行连续、实时地监测。

积分浊度仪的名称源于该仪器的几何构造和光学照明设计。利用一个漫射光源 Φ 从侧向照射测量腔体内的颗粒物和气体,其散射光线经过光阑的缝隙进入光检测器 L,检测器接受的散射光强度 B 与漫射光源的强度 Φ 及位置之间存在下式的关系,式中积分限 θ_1 和 θ_2 分别接近 0 和 π 时,可以由 B 计算得到散射消光系数 σ_s :

$$B = \frac{1}{\Omega} \int_{\theta_1}^{\theta_2} dL = \frac{\Phi}{y} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \beta(\theta) \sin \theta d\theta \approx \frac{\Phi}{y} \int_0^{\pi} \beta(\theta) \sin \theta d\theta = \frac{\Phi}{2\pi y} \sigma_s \quad (8)$$

式中:

B——检测器接受的散射光强度;

Ω ——检测器的立体角;

Φ ——漫射光源强度;

θ ——散射角, θ_1 和 θ_2 为最小和最大角;

$\beta(\theta)$ ——体积散射系数;

σ_s ——散射消光系数。

该积分几何式由 Beuttell 和 Brewer (1949) 首次提出, Middleton 于 1958 年、Butcher 和 Charlson 于 1972 年对该积分式进行了完善。该式是积分式浊度仪的积分测量的基本原理方程式。

积分浊度仪包括两种类型:单波长积分浊度仪和多波长积分浊度仪。简便的单波长积分浊度仪适用于空气质量和能见度的探测和研究,而结构复杂的多波长积分浊度仪可以在

两个角度范围内测量颗粒物散射系数 σ_s ，即它可以测量 $7^\circ \sim 170^\circ$ 的总散射系数和 $90^\circ \sim 170^\circ$ 的半球后向散射系数，其中，在对后向散射系数的测量中，多波长积分浊度仪利用逆光后向散射窗阻挡 $7^\circ \sim 90^\circ$ 范围的光，只允许反方向的散射光传播到光电倍增管。

M9003型积分浊度仪属于单波长积分浊度仪，在采样泵的驱动下，空气通过进气管进入光学测量腔体，测量后通过排气口排出。在光学测量腔体内，空气样品对发光二极管发出的入射光产生散射，由光电倍增管对正比于入射光强的散射光信号进行检测。光学测量腔体内装有光学隔板，只允许一狭小锥体内的散射光可以到达光电倍增管，其散射角在 10° 到 170° 之间，并且阻挡多次散射的杂散光进入光电倍增管。在这种条件下，光电倍增管产生的信号正比于样气的散射系数 σ_s 。光学测量腔体内还安装了光阱和多层隔板，用来消除器壁对光源的反射光和杂散光。光学测量腔体内，由已知透射比材料制作的快门每分钟关闭两次，从而使浊度仪对测量系统的变化作出调整^[39]。

(2) 黑碳灰度仪

实验采用的仪器为美国玛基科学公司生产的AE-31型黑碳灰度仪(Aethalometer, Magee Scientific Co, Berkeley, California, USA)，可连续实时监测黑碳气溶胶的质量浓度。其原理是利用黑碳气溶胶对光的强吸光特性，属于光学灰度测量法^[40]。它通过发光二极管发射七个波长的光，用一透光均匀的滤膜采集气溶胶样品，测量光线透过滤膜时产生的光学衰减量。在有效范围内，光衰减量ATN与单位面积石英滤纸上沉积的黑碳总质量 m_{BC} 有着线性关系：

$$ATN = \ln(I_0 / I) = \sigma(1/\lambda) * m_{BC} \quad (9)$$

式中， I_0 为通过样品滤纸的光强； m_{BC} 为单位面积石英滤纸上沉积的黑碳总质量，单位为 $g \cdot m^{-2}$ ； $\sigma(1/\lambda)$ 则是黑碳气溶胶的质量吸收截面，是BC浓度测量中最关键的参数，在实际应用中它与检测光波长 λ 成反比，单位为 $m^2 \cdot g^{-1}$ 。Aethalometer使用波长880nm的近红外光作为BC浓度的标准检测光，质量吸收截面 σ 取值为 $16.6 m^2 \cdot g^{-1}$ 。

m_{BC} 的增量 Δm_{BC} 与黑碳气溶胶质量浓度 ρ_{BC} 有着线性关系：

$$\Delta m_{BC} = \frac{\rho_{BC} * F * \Delta t}{S} \quad (10)$$

式中， F 为采样流量， Δt 为采样时间间隔， S 为气溶胶沉积在石英滤纸上的面积。为提高准确性和稳定性，该仪器设计了参考光束的测量和零点检测。当光源的光强输出有微小

变化时,参考光探测器的读数就可以用来修正光源的变化。零点检测则是指在每个测量周期开始的时候,先关闭光源,在无光条件下先读取一组光探测器的输出,确定两探测器的零漂移量。

定义某一测量周期中, S_B , S_Z 分别为检测光探测器在光源开启和关闭时的输出; R_B , R_Z 分别为参考光束探测器在光源开启和关闭时的输出,则该测量周期 ATN 为:

$$ATN(t) = -\ln \frac{S_B - S_Z}{R_B - R_Z} \quad (11)$$

同样,下一周期的光衰减值为 $ATN(t + \Delta t)$, 通过计算可得到光衰减增值量:

$$\Delta ATN = ATN(t + \Delta t) - ATN(t) = \rho * \Delta m_{BC} \quad (12)$$

将(10)式代入(12)式即可得到该采样时段中黑碳气溶胶的质量浓度:

$$\rho_{BC} = \frac{\Delta ATN \cdot S}{\sigma \cdot F \cdot \Delta t} \quad (13)$$

观测中,仪器的采样流量为4 l/min,通过外加采样头对大气采样,平均5min获得一组数据。当光衰减增值超出有效范围时,仪器内部对石英滤纸带自动进纸。

(3) 其他仪器

大气气溶胶 PM_{10} 质量浓度采用美国Rupprecht & Patashick公司的TEOM1400a型大气粒子监测仪进行观测,该仪器由采样切割头、质量流量计、质量传感器和控制部分等部分组成,TEOM仪器是以滤膜为基础的实时测量气流中悬浮粒子质量的监测仪,其工作原理是:利用真空泵抽进环境样气,切割头控制颗粒物粒径,通过一个恒定的流量过滤器控制进入传感部件的流量,锥形振荡微天平一端固定,另一端作自由振动,当颗粒物沉积在滤膜上时,振荡频率降低,频率的改变与颗粒物沉积质量成比例,有如下关系:

$$M = K_0 / f^2 \quad (14)$$

其中, M 为颗粒物质量, K_0 为弹载恒定值, f 为振荡频率。

大气光学能见度采用Vaisala公司的FD12能见度仪对进行观测。它是一个微处理器控制的大气前向散射测量仪器。它由发射板(FDT12),接收板(FDR12),控制板(FDP12)和内部连接电缆组成。FDT12发射红外光的脉冲,透镜将它聚焦成一条窄的光束。接收机透镜将散射光收集到PIN-光二极管上用于检测。检测到的光即被转为频率,发送到CPU上通过专门算法转化为气象光学能见度。

这些仪器的数据记录频率均为5min。另外,同期常规气象资料来自锡林浩特国家气候

观象台自动气象站。

2.1.2 观测资料

观测资料来自于内蒙古锡林浩特国家气候观象台(43°57'N, 116°07'E), 该观象台位于锡林浩特的东南方, 处于内蒙古锡林郭勒盟草原腹地。锡林郭勒盟位于内蒙古自治区中部, 北与蒙古国接壤, 边境线长 1096 公里; 西与乌兰察布盟交界; 南与河北省毗邻; 东与赤峰市、通辽市(哲里木盟)、兴安盟相连。东西长约 600 多公里, 南北宽 460 多公里, 总面积 20.3 万平方公里。该地区属中温带半干旱、干旱大陆性季风气候, 四季分明, 春季气温回升迅速、风多风大、雨量少, 沙尘天气经常发生; 夏季凉爽多雨, 雨量变率较大; 秋季天气凉爽, 多晴朗天气, 风力不大, 气候稳定; 冬季漫长严寒, 总降雪量一般 10 ~ 20 毫米。太阳辐射丰富, 日照百分率大部分在 70% 以上。年平均气温 0 ~ 3 °C 之间。年均降水量多在 170 ~ 390 毫米之间。年蒸发量在 1500 ~ 2700 毫米之间。该地区主要以草原畜牧业经济为主, 工业污染源较少。测站周围污染源较少。

2.2 气溶胶散射特性

2.2.1 气溶胶散射系数的变化特征

根据锡林浩特地区的气候特点, 按照 3-5 月为春季, 6-8 月为夏季, 9-10 月为秋季, 11-翌年 2 月为冬季来划分季节。图 2.1 为 2005 年 1 月-9 月气溶胶散射系数日平均值分布, 总体上从 1 月到 9 月散射系数值有一个先下降再升高的趋势。冬季散射系数值总体较大, 并上下波动; 春季除了个别高值, 大部分的散射系数变化比较平缓, 并随时间呈缓慢减小的趋势。夏季散射系数出现一年中最低值, 其波动程度也为一年中最小。进入秋季, 散射系数再次出现上升趋势, 日际间波动也慢慢开始变大。

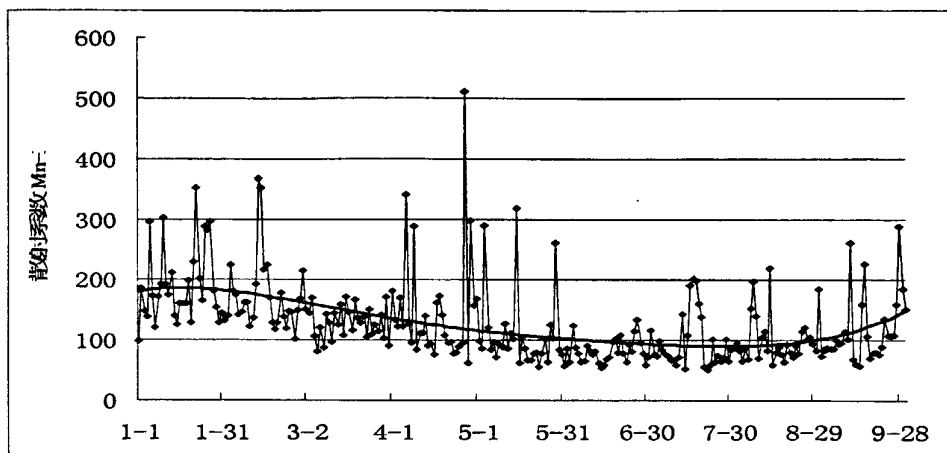


图 2.1 散射系数逐日分布

Fig.2.1 The daily average of aerosol scattering coefficient

锡林浩特地区冬季气温很低,2005 年 1 月和 2 月的月平均气温分别为 -18°C 和 -19.9°C ,天气寒冷,土壤冻结,地表积雪覆盖,地表的颗粒物不易被风吹入大气中。此时冬季采暖燃烧产生的大量颗粒物不断排放到大气中,在冬季平均风速不大,降水日和降水量较少(1 月最大连续无降水日达 21 天)的情况下,颗粒物在大气中不断积累,造成散射系数值总体偏大。又由于受极地冷空气的影响,常会造成风雪寒潮天气,使得散射系数日际间波动较大。春季散射系数个别值波动剧烈,4 月 27 日出现了 1-9 月日平均值的最大值,达 511.20 Mm^{-1} ,与之相对应,当日出现了强沙尘暴天气;春季气温迅速回升,风多雨少,蒸发量大,冷空气活动频繁,此时下垫面干燥,土壤沙化严重,植被尚未覆盖地表,沙尘天气频繁发生。分析 3、4、5 月期间,发生浮尘,扬沙,沙尘暴天气的日子均有散射系数日平均值极大值出现。由此可见,频发的沙尘暴天气是影响春季散射系数变化的重要因素;夏季散射系数相对较小,日平均值 100 Mm^{-1} 以下的占绝大多数,7 月 22 日出现了最小值 51.49 Mm^{-1} 。这与夏季气温升高、降水丰富、地表植被覆盖有密切的关系;进入秋季,极地冷空气加强,蒙古冷高压逐渐开始控制锡林浩特地区,气温下降,雨季结束,植被开始枯黄,风力渐大,进入大气中的颗粒物增多,导致散射系数增大。

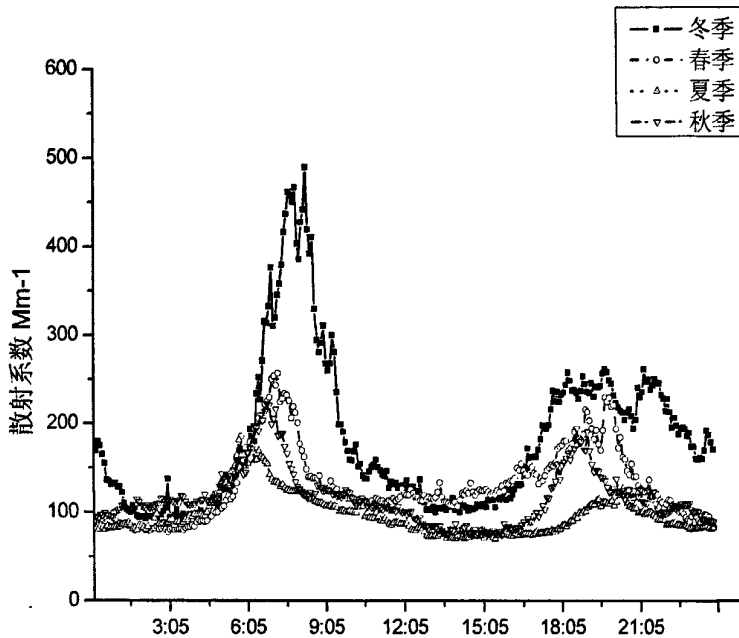


图 2.2 散射系数的日变化特征

Fig.2.2 Diurnal variation of aerosol scattering coefficient for four seasons

图 2.2 是四个季节的散射系数平均日变化图。由图可以看出，四季的散射系数日变化均呈双峰型分布，清晨和夜间两次出现极值。锡林浩特地区气温日较差大，清晨日出后不久，太阳辐射不断增强，加热大气，但此时地面还未开始加温，由此近地面形成逆温层，不利于大气污染物的扩散。同样，夜间地面散热快，近地面层形成稳定状态，不利于大气扩散。而午后，地面接受太阳辐射加热，形成较强的湍流交换和对流，有利于大气颗粒物的扩散，使得散射系数出现谷值。另外，人类活动也是影响散射系数变化规律的一个重要的因素，散射系数出现峰值的时段均是人类活动导致颗粒物（上下班机动车辆的排放、居民烹饪燃烧）排

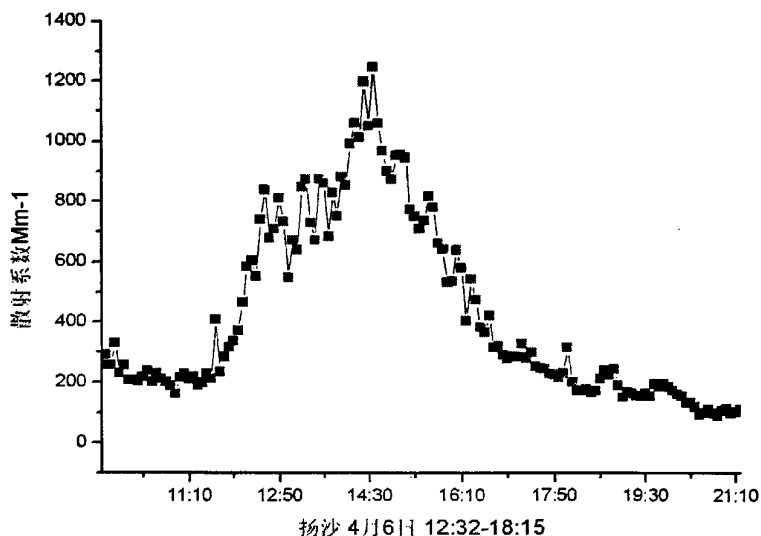
放集中的时候。双峰型的变化规律与其他一些地区的变化规律一致^[41]，峰谷值出现时间略有不同，主要由于各地气象条件和人类活动强度不同造成。

2.2.2 沙尘天气下的气溶胶散射系数特征

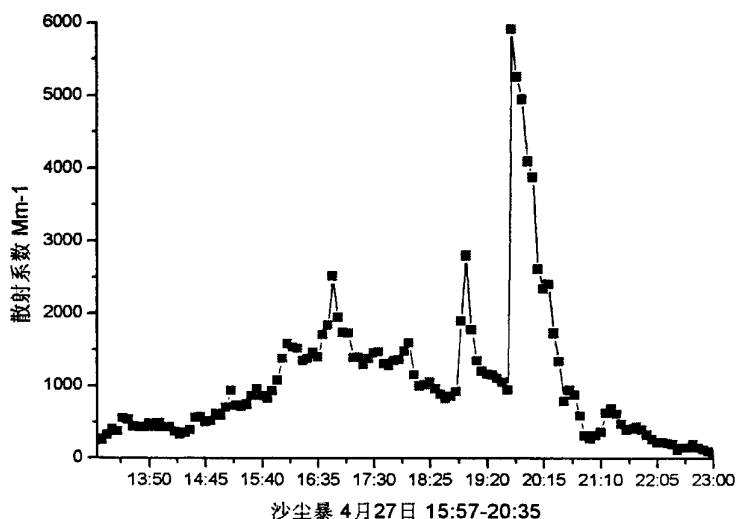
锡林浩特地区 3、4、5 月份期间沙尘天气发生频繁, 据统计, 2005 年, 在此三个月中, 共发生浮尘 2 次, 扬沙 11 次, 沙尘暴 3 次。由 2.2.1 分析可知, 沙尘天气对散射系数的变化具有很大的影响。根据地面气象常规沙尘观测记录, 选取了两次比较典型的沙尘天气过程来分析沙尘天气下的散射系数特征, 分别为 4 月 27 日 15:57-20:35 期间的沙尘暴天气, 4 月 6 日 12:32-18:15 期间的扬沙天气。为了说明沙尘天气发生前后散射系数的变化情况, 图 2.3(a)和图 2.3 (b)分别给出了沙尘暴和扬沙天气过程前后三个小时时段内的散射系数变化。从图明显可以看出, 沙尘天气过程中的散射系数比过程前和过程后都明显高很多。另外, 由于统计到的两次浮尘天气过程时间很短, 样本数据较少, 较长的一次仅 9 个样本, 在此没有给出过程图。

通过比较可知, 不同沙尘天气下的散射系数具有明显的不同。沙尘暴天气下, 散射系数平均值为 1640.64 Mm^{-1} ; 扬沙天气下, 散射系数平均值 628.77 Mm^{-1} , 为沙尘暴天气下的 38.3%, 但仍然比 1-9 月平均值 127.12 Mm^{-1} 高出很多。浮尘天气下的散射系数平均值为 452.50 Mm^{-1} 。沙尘暴天气下的散射系数平均值为上半年均值的 12.91 倍, 扬沙天气下为 4.95 倍, 浮尘天气下为 3.56 倍。可见, 沙尘天气会使散射系数明显增大, 增大的程度与沙尘天气的强度有关, 散射系数在一定程度上可以反映沙尘天气的强度。

统计过程期间的散射系数值, 沙尘暴过程散射系数共有 53 个有效值, $1000 \text{ Mm}^{-1} \sim 1500 \text{ Mm}^{-1}$ 的范围内出现最多, 共有 27 个值, 占总数的 50.94%; 其次为 $1500 \text{ Mm}^{-1} \sim 2000 \text{ Mm}^{-1}$



(a)



(b)

图 2.3 沙尘暴与扬沙天气下的散射系数分布 (a)扬沙 (b)沙尘暴

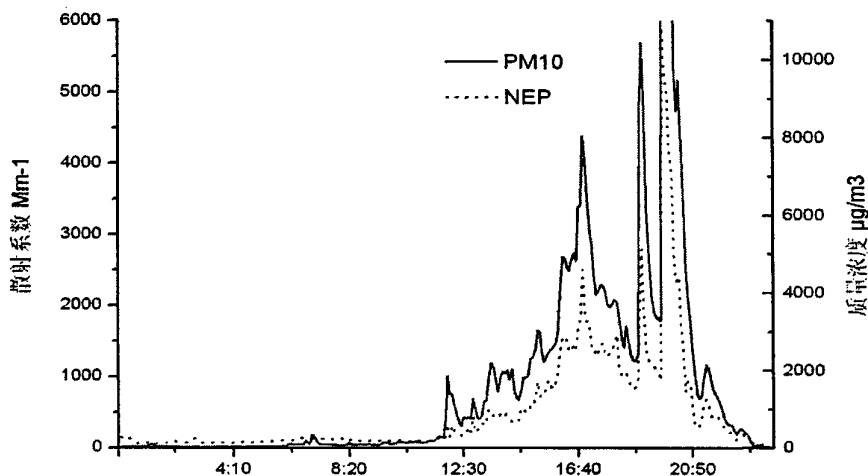
Fig.2.3 The distribution of aerosol scattering coefficient during dust-storm and blowing sand weather (a) blowing sand weather (b) dust-storm weather

之间的值, 占总数的 20.7%; 11.32% 的值出现在大于 2500 Mm^{-1} 的范围, 其中最大值为 5912.62 Mm^{-1} ; 16.98% 的值小于 1000 Mm^{-1} , 最小值 822.97 Mm^{-1} 。扬沙过程中共有 70 个有效值, 整个过程共有两个峰值, 分别出现在 $200 \text{ Mm}^{-1} \sim 300 \text{ Mm}^{-1}$ 和 $800 \text{ Mm}^{-1} \sim 900 \text{ Mm}^{-1}$ 之间, 它们分别占总数的 20% 和 17.14%。由统计可知, $200 \text{ Mm}^{-1} \sim 300 \text{ Mm}^{-1}$ 的值均出现在扬沙天气的结束阶段, 此时风速开始减小, 沙尘天气趋于结束; 而 $800 \text{ Mm}^{-1} \sim 900 \text{ Mm}^{-1}$ 的值基本都在扬沙过程中, 这再次说明了散射系数与沙尘天气过程强度的密切关系。浮尘天气下虽然样本较少, 但仍可以明显看出与沙尘暴和扬沙天气不同, 散射系数值主要集中在 $400 \text{ Mm}^{-1} \sim 500 \text{ Mm}^{-1}$ 之间。积分浊度计具有实时监测功能, 通过散射系数与沙尘天气的关系, 可以很好的用于沙尘天气过程的实时监测。

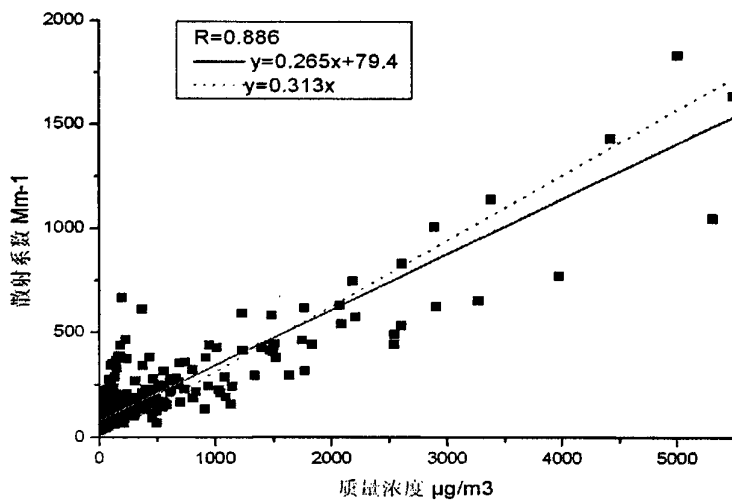
2.2.3 散射系数与 PM_{10} 质量浓度之间的关系

图 2.4(a) 为 4 月 27 日 0:00 点至 24:00 期间 PM_{10} 质量浓度与散射系数值变化曲线。根据地面气象常规沙尘观测记录, 27 日 13:47-15:57 为扬沙天气, 15:57-20:35 为沙尘暴天气。

参考地面气象常规资料可知, 27 日 11:00 之前气温、相对湿度, 风速、风向均没有剧烈的变化, 可以代表一般天气水平。有效的散射系数与 PM_{10} 对应样本共 274 个。



(a)



(b)

图 2.4 散射系数与质量浓度关系图

Fig.2.4 Relationship between aerosol scattering coefficient and mass concentration of PM_{10}

从图 2.4(a)比较可以看出, PM_{10} 质量浓度的变化趋势与散射系数的变化基本一致, 当

质量浓度出现高值时，散射系数往往也出现高值；反之，当质量浓度出现低值时，粒子的散射系数也同样的达到低值。对散射系数与质量浓度的值做相关性分析，发现两者呈很好的线性相关，相关系数达 0.97。

但是，也有两者变化不一致的情况，当质量浓度（或散射系数）出现高值的时候，散射系数（或质量浓度）并没有同样出现高值。散射系数是气溶胶粒子尺度，入射光波长的函数，根据 Mie 散射理论，尺度在 $0.05\sim 1.5\ \mu\text{m}$ 的粒子散射效率最大，即对总散射系数的贡献最大^[43]。而粒径 $> 1.5\ \mu\text{m}$ 的粒子对质量浓度的贡献较大。因此，当大气中有较大粒子，质量浓度表现为较大值，散射系数并不一定表现为大值。同样，当大气中小粒子较多，散射系数较大，但质量浓度并不一定很大。

气溶胶散射系数与质量浓度的比值反映单位质量浓度气溶胶的散射作用，称为质量散射系数（ α ）。统计 1-9 月的 PM_{10} 观测资料，发现 1-3 月份 PM_{10} 观测仪器频繁出现故障，又考虑到锡林浩特大气气溶胶的特点（ PM_{10} 在 TSP 中的影响更大），选取了 4 月份期间的散射系数与质量浓度小时平均值，共 686 个有效样本（如图 2.4(b)），计算得到相关系数 $R=0.886$ ，质量散射系数 $\alpha=0.313\text{m}^2/\text{g}$ 。比较其他地区的质量散射系数值，Shih^[44]在香港的测量值为 $0.98\ \text{m}^2/\text{g}$ ，柯宗建等^[13]测量得到北京的质量散射系数为 $2.73\ \text{m}^2/\text{g}$ ，Xu 等^[45]在浙江临安本地站测得的值为 $4.0\ \text{m}^2/\text{g}$ ，可见，在不同的地区，测得的质量散射系数有很大的差别，它主要与气溶胶化学成分以及颗粒物的粒径有关。锡林浩特主要以畜牧业经济为主，工业污染较少，硫酸盐，硝酸盐等散射作用大的颗粒在大气中含量相对少；另外，4 月份正是沙尘天气高发季节，由观测资料可知，一旦有沙尘天气，质量浓度值急剧上升，但散射系数增幅相对较小，导致质量散射系数偏小。

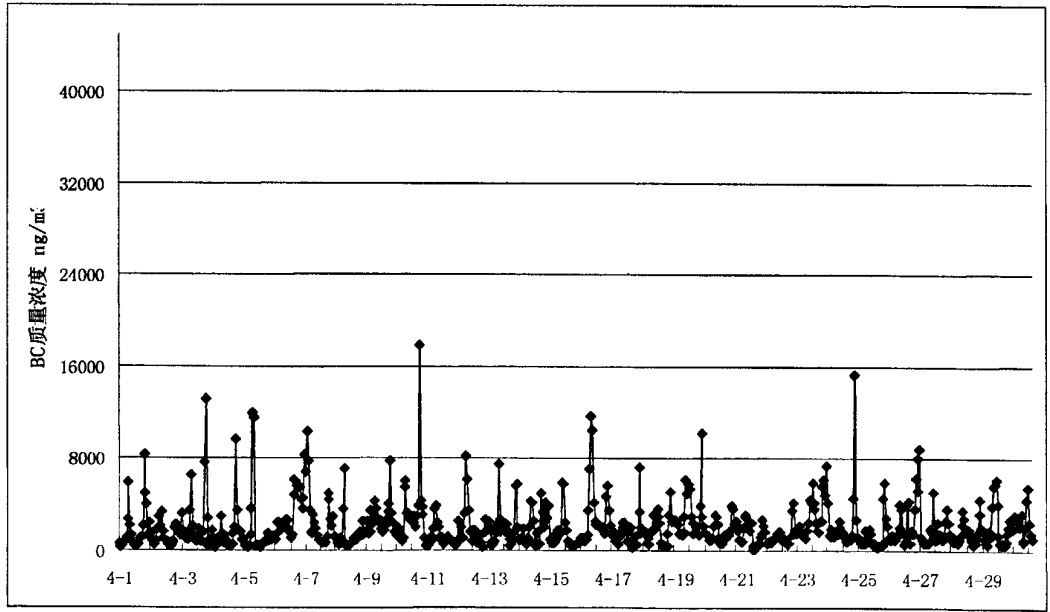
2.3 气溶胶吸收特性

2.3.1 BC 质量浓度小时变化特征和日平均值

图 2.5(a)和图 2.5(b)分别为锡林浩特 2006 年 4 月与 12 月期间 BC 质量浓度的小时变化趋势。从图中可以看出，黑碳的小时平均质量浓度变化很大，但 4 月的波动程度与 12 月相比相对较小。4 月小时平均浓度平均值为 $2085.62\ \text{ng}/\text{m}^3$ ，最大值为 $17869.89\ \text{ng}/\text{m}^3$ ，最小值为 $183.08\ \text{ng}/\text{m}^3$ ；12 月小时平均浓度平均值为 $6067.96\ \text{ng}/\text{m}^3$ ，最大值为 $43782.89\ \text{ng}/\text{m}^3$ ，最小值为 $429.78\ \text{ng}/\text{m}^3$ ，分别为 4 月的 2.91 倍、2.45 倍和 2.35 倍。表 2.1 列出了最值出现

的时间及相应天气状况，从表中可以看出，总云量对最值的影响比较明显，最大值出现的时候总云量接近或等于 10 成，最小值出现时总云量相对较小。天空云量大不利于污染物的扩散。降水过程对 BC 浓度的变化也有直接的影响，4 月最小值出现时有降水出现。根据地面常规气象资料的记录，2006 年 4 月期间少雨，仅 4 月 7 日、19 日、21 日有降水；12 月有三次较大降水过程，分别为 14-16 日、25-27 日和 31 日。对应这些天内，都有连续的 BC 浓度的低值出现。可见，降水过程对黑碳气溶胶的湿沉降作用是非常明显的。风速对 BC 浓度的影响将在后文讨论。

从图 2.5 两张图的比较可以看出，冬季 12 月份黑碳气溶胶浓度值比春季 4 月份明显高出很多，这主要与冬季采暖燃烧的排放有关。12 月份是锡林浩特地区的冬季采暖期，大量燃煤产生大量的黑碳排放进入大气，使得冬季的黑碳气溶胶浓度比春季高。4 月份 BC 质量浓度日平均值 2052 ng/m^3 ，12 月份 6228.36 ng/m^3 ，这与中国其它城市相比^[46]，其浓度值还是相对较低的，表现出较好的大气本底特征，这与该地区的人口密度，工业发展水平等有密切的关系。



(a)

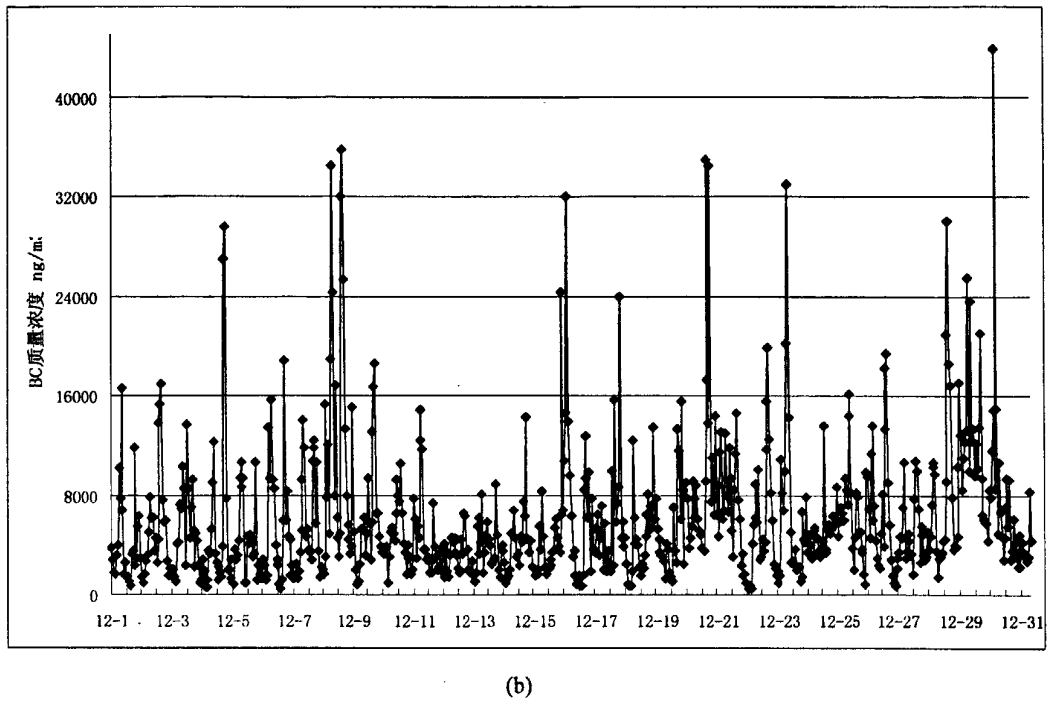


图 2.5 BC 质量浓度小时变化 (a)4 月 (b)12 月

Fig.2.5 Hourly average variations of BC mass concentration (a)April (b)December

表 2.1 4 月与 12 月 BC 小时平均浓度最值出现时间与相应天气状况

Table 2.1 BC Maximum and Minimum hour average concentration values and the corresponding weather conditions						
月份	最大/小值	浓度值 (ng/m ³)	出现时间	总云量(成)	风速(m/s)	降水
4 月	最大值	17869.89	4 月 10 日 18:00	10-	6.4	无
	最小值	183.08	4 月 21 日 23:00	6	6.3	有
12 月	最大值	43782.89	12 月 30 日 20:00	10	1.9	无
	最小值	429.78	12 月 6 日 14:00	0	3.3	无

2.3.2 BC 质量浓度日变化特征

图 2.6 是 4 月与 12 月 BC 浓度的平均日变化。和许多其它城市一样，冬春两季 BC 浓度日变化呈明显的双峰型。这主要与人类活动以及气象条件有关。4 月份清晨 6 点左右，BC 浓度值出现第一个极值，晚间 6 点左右出现第二个极值，这些时间正是人类活动相对频

繁的时段，居民烹饪燃烧以及上下班机动车辆的排放集中在这段时间。

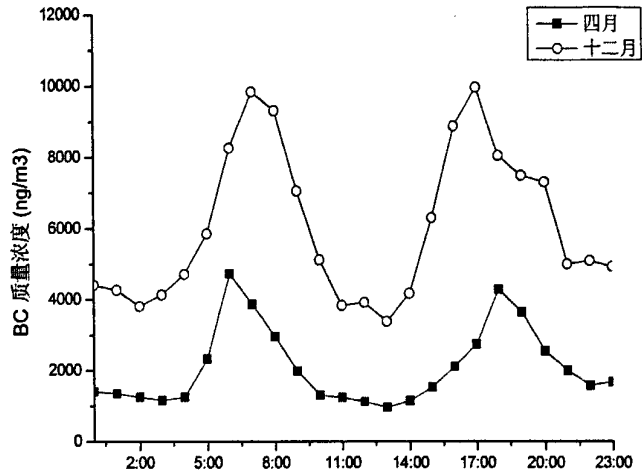


图 2.6 BC 浓度的日变化

Fig.2.6 Diurnal variation of BC mass concentration for April and December

根据新型 L 波段探空雷达每日早晚 7 点的探空资料可知，4 月与 12 月期间早晚垂直大气均有不同程度的逆温出现。锡林浩特地区气温日较差大，清晨日出后不久，太阳辐射不断增强，加热大气，但此时地面还未开始加温，由此近地面形成逆温层，不利于大气污染物的扩散。同样，夜间地面散热快，近地面层形成稳定状态，不利于大气扩散。由此导致污染物在大气中不断积累，达到极值。而中午至午后时段人类活动相对较弱，并且地面接受太阳辐射加热，垂直大气间形成较强的湍流交换和对流，使污染物容易扩散，BC 浓度值可以达到极小值。另外，从图中还可以看出，冬季 12 月极值的出现时间清晨比 4 月晚一个小时，傍晚比 4 月早一个小时，除了交通高峰时间的变化外，大气层结的季节变化也是一个很大的因素。

比较散射系数与黑碳气溶胶质量浓度日变化图可以发现，在相对应的季节，散射系数峰值出现时间均比 BC 质量浓度峰值出现时间晚一个多小时左右，这可能是由于 BC 质量浓度的峰值主要是由机动车或燃烧排放的一次污染物造成的，而散射系数的峰值主要由于污染物排放进入大气发生光化学反应，形成的二次污染物所造成的。

2.4 风速对散射特性和吸收特性的影响

从以上的讨论中可以看出,除了人类活动的影响,降水、大气层结均能对散射系数和 BC 质量浓度产生影响。另外一个重要的因子——风对它们的变化也起着重要的作用。散射系数和 BC 质量浓度在不同风向的输送条件下会有明显的不同,主导风向吹来的是否是污染气团,直接影响散射系数和 BC 质量浓度水平。如果污染源在上风方,则测量得到的值会增大;如果吹来的是清洁大气,则值会降低。风向对散射系数和 BC 质量浓度的影响研究相对比较简单而且直观,很多研究在考虑风对的影响时,往往只考虑或者重点考虑这一点。而风速的影响却具有很大的不确定性。风速增大可以卷起地面扬尘进入空气,使得进入空气的颗粒增加;也可以将远处污染源的颗粒带入;但同时较大的风速又能较快的稀释空气,降低颗粒物浓度。由于风速作用的复杂性,目前还没有广泛的研究。本文的研究地点锡林浩特地区受蒙古气压和季风的影响,具有风大、风多的气候特征,特别是春季,极地干冷空气侵袭频繁,风速大,大风日多,沙尘天气主要发生在这个季节。讨论该地区风速的影响具有重要意义。因此,本文以 2006 年春季 4 月为例,去除降水日后,分为正常天气、沙尘暴天气和扬沙天气,研究风速对散射系数和 BC 质量浓度的影响。

图 2.7 是根据自动气象站记录的每日定时风速和相对应定点的散射系数和 BC 质量浓度值,根据不同的风速区间取平均后得到的结果,三条曲线均分别代表正常天气下、沙尘暴天气下和扬沙天气下的情况。由图 2.7(a)可以看出,在风速小于 3.5m/s 的区间内,散射系数值是随着风速的增大而减小的;大于 3.5m/s 后,散射系数随风速可能增大,也可能减小。特别的,在 8.5~10.5m/s 的区间内,三条曲线都是随风速增大而增大的。同样,由图 2.7(b)可以看出,也是在风速小于 3.5m/s 的区间内,三条曲线都是随着风速的增大 BC 浓度值减小;在 3.5~4.5m/s 之间,风速增大,BC 浓度值也增大;大于 4.5m/s 后,BC 浓度与风速之间没有明显的相关性,随着风速的增大,BC 浓度值可能减小,也可能增大。由此可以看出,在风速较小(小于 3.5m/s)的情况下,风速的增大对散射系数和 BC 质量浓度具有明显的稀释作用。随着风速的增大,散射系数和 BC 质量浓度与风速均没有明显的相关性,它们的值随风速的增大可能增大也可能减小。

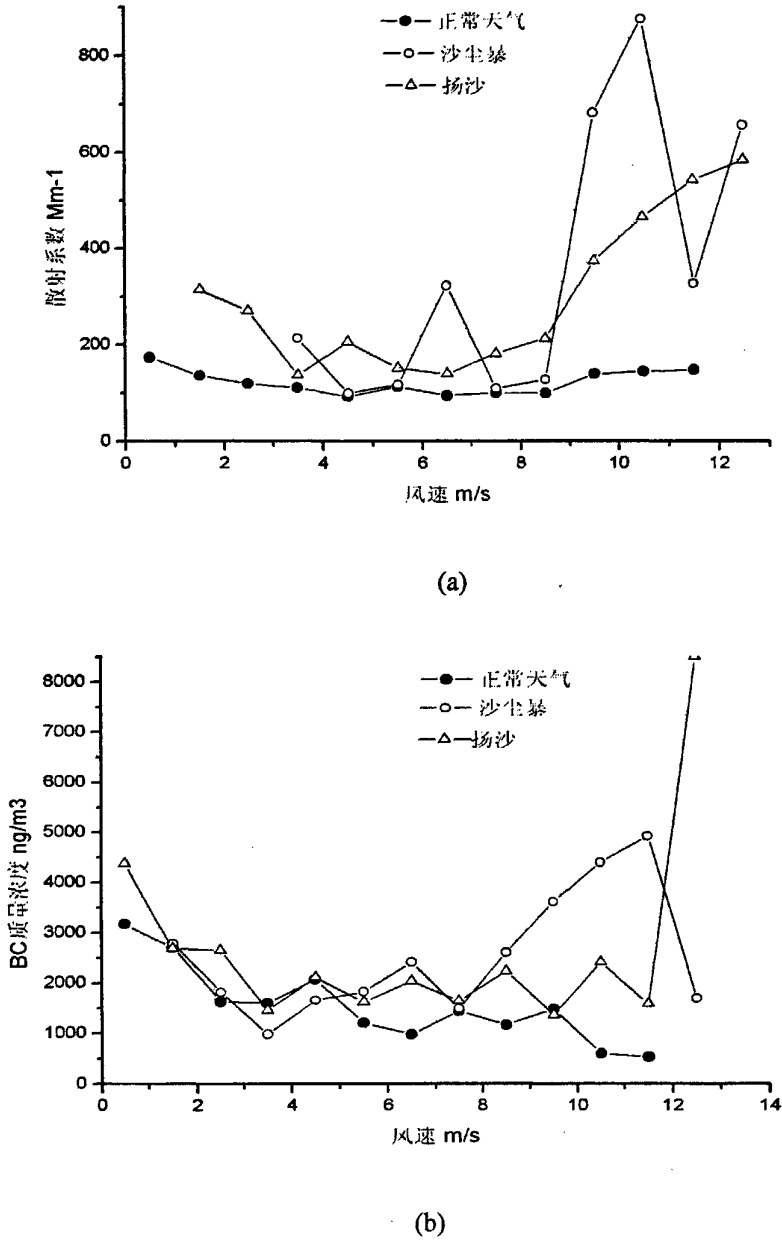


图 2.7 不同天气下风速与散射系数和 BC 质量浓度的关系
(a)散射系数与风速 (b)BC 质量浓度与风速

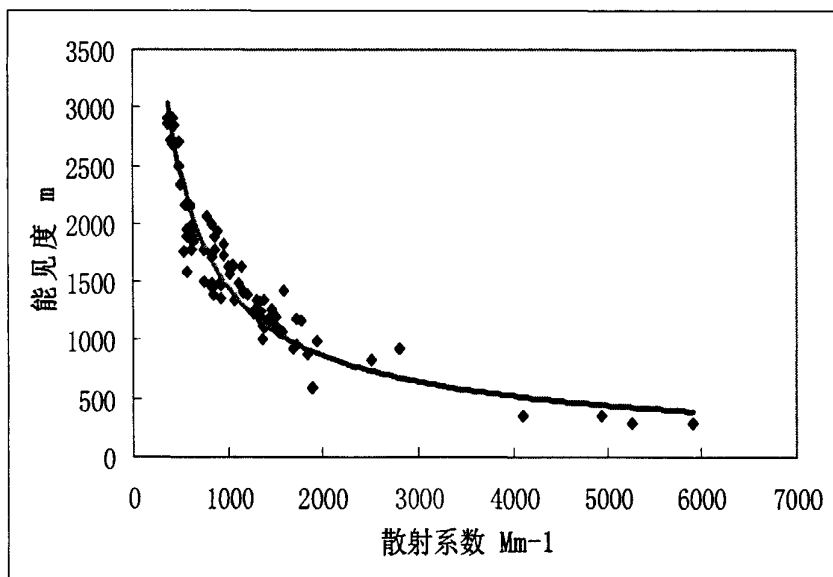
Fig.2.7 Aerosol scattering coefficient and BC mass concentration versus wind speed under different weather condition (a) aerosol scattering coefficient versus wind speed (b) BC mass concentration versus wind speed

2.5 气溶胶散射特性、吸收特性与能见度的关系

气象能见度是一种主观性定义,即指正常人的视力在白天无云的天空背景下,辨认出视角大于 0.5° 的黑色目标物的形体或轮廓的最大水平距离。能见度的大小主要受空气中气体分子与颗粒物对光的吸收和散射作用的影响。在大多数场合,目标物与其周围之间缺乏明显的对比,限制了我们远视目标,主要原因是气溶胶质粒,尤其是 $0.1\sim 1.0\mu\text{m}$ 尺度产生的散射光,减小了目标与背景的视亮度对比。空气分子散射的效应很小,但它也限制了最大可视距离 $100\sim 300\text{km}$ 。由于各个地区气溶胶成分的不同,由气溶胶散射或吸收造成的能见度降低的程度也不同^[47]。

2.5.1 沙尘天气下散射系数与能见度的关系

能见度的好坏受大气对太阳光散射和吸收的消光效应制约。沙尘天气下,主要以沙尘粒子为主,水汽和其他粒子相对很少,因此,能见度主要受沙尘粒子散射作用的影响。根据



(a)

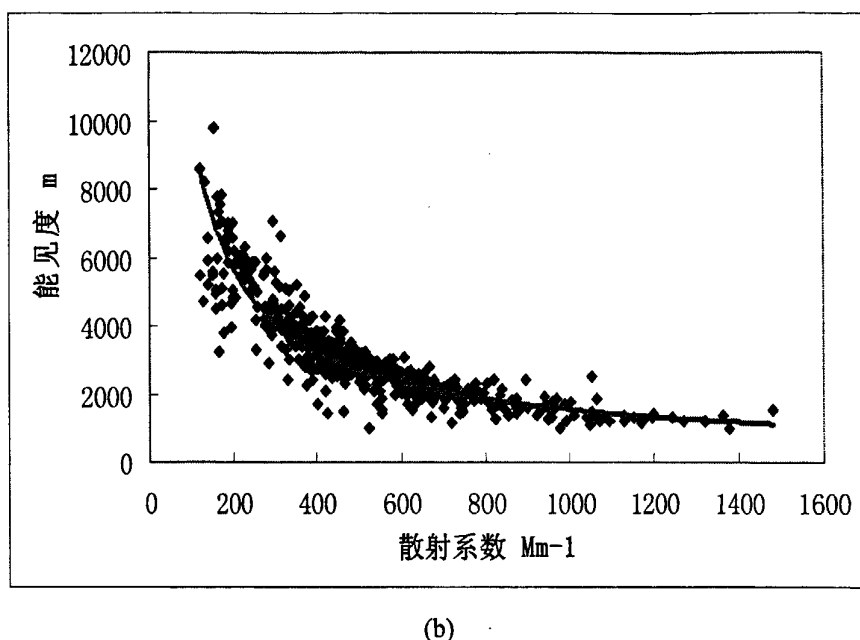


图 2.8 沙尘天气下散射系数值与能见度值散点图 (a)沙尘暴 (b)扬沙

Fig.2.8 Relationship between aerosol scattering coefficient and visibility during sand and dust weather (a) dust-storm weather (b) blowing sand weather

地面气象常规沙尘观测记录, 分别将与记录的沙尘天气时间相对应的散射系数与能见度数据进行了统计。浮尘天气由于发生时间短, 过程期间有效样本仅 9 个, 故在此不进行讨论。图 2.8 是统计得到的沙尘天气过程散射系数与能见度的散点图, 其中有效样本数沙尘暴天气 85 个, 扬沙天气 471 个。分别对它们进行拟合, 发现沙尘暴和扬沙过程的散射系数与能见度均呈很好的指数相关关系, 相关系数分别为 0.944 和 0.907。这与杨莲梅等^[12]得到的结果基本一致。

另外统计 1-9 月各月散射系数与能见度逐时均值之间的关系, 发现各月的散射系数主要集中在小于 200 Mm^{-1} 的范围内, 此时的能见度主要集中在 $>10000 \text{ m}$ 的范围。随着散射系数的减小, 能见度迅速增大, 增大幅度趋于线性。大于 200 Mm^{-1} 时, 散射系数不断减小, 但趋势较缓。散射系数与能见度之间呈很好的指数关系, 两者的相关系数在 0.803~0.892 之间。

可见, 散射系数与能见度呈指数相关关系, 在一些特定的精度要求不高的情况下, 可以通过散射系数的值得到能见度值。

2.5.2 散射系数、吸收系数与能见度的关系

下面利用冬季12月份积分浊度计观测的散射系数, 结合黑碳灰度计的观测数据讨论气溶胶吸收和散射造成的消光与能见度之间的关系。

积分浊度计直接测量出散射系数的值, 黑碳灰度计测量的是大气中黑碳气溶胶的质量浓度, 但根据其原理可以将质量浓度转化成吸收系数^[48]:

$$\sigma_{ap} = \rho_{BC} * \sigma / 1.9 \quad (15)$$

其中, ρ_{BC} 为黑碳气溶胶质量浓度; σ 为吸收常数, 值随波长的改变而改变^[14], 在880nm处 σ 取16.6; 1.9为校准常数, 用于滤除气溶胶在石英膜上对光的多次散射和吸收造成的影响。

在大气水平平均一的情况下, 气象能见距 R 和大气消光系数 δ_{ext} 有下述的关系^[47]:

$$R = \frac{1}{\delta_{ext}} \ln \frac{1}{\varepsilon} = \frac{3.912}{\delta_{ext}} \quad (16)$$

式中的 $\varepsilon = 0.02$, 是视角对比阈值, 为观测者开始不能把目标物从背景中区分出来的亮度对比值。作为近似处理, 暂不考虑大气分子散射和吸收对能见度的影响, (16)式中的 δ_{ext} 用 δ_{ep} 代替, 即:

$$R = \frac{3.912}{\delta_{ep}} \quad (17)$$

图2.9是利用(17)式计算得到的能见度值与能见度仪观测得到的实际的能见度变化。从图中可以清楚地看出, 计算值与实际值之间存在很好的趋势关系, 实际能见度升高或降低的地方, 计算值也同样出现升高或降低。另外可以发现, 计算得到的能见度值总体比实际观测得到的大, 两者的相对误差在31%左右, 这主要由于在计算得过程中忽略了大气分子的消光作用, 仪器测值的误差对最后的结果也有影响。总体上来说, 计算的能见度还是能较好的反映实际情况。另外, 通过计算可知, 冬季12月散射消光占气溶胶总消光的75%, 吸收消光占气溶胶总消光的25%, 这也表明冬季该地区黑碳气溶胶吸收作用对能见度的影响是一个不可忽略的因素。

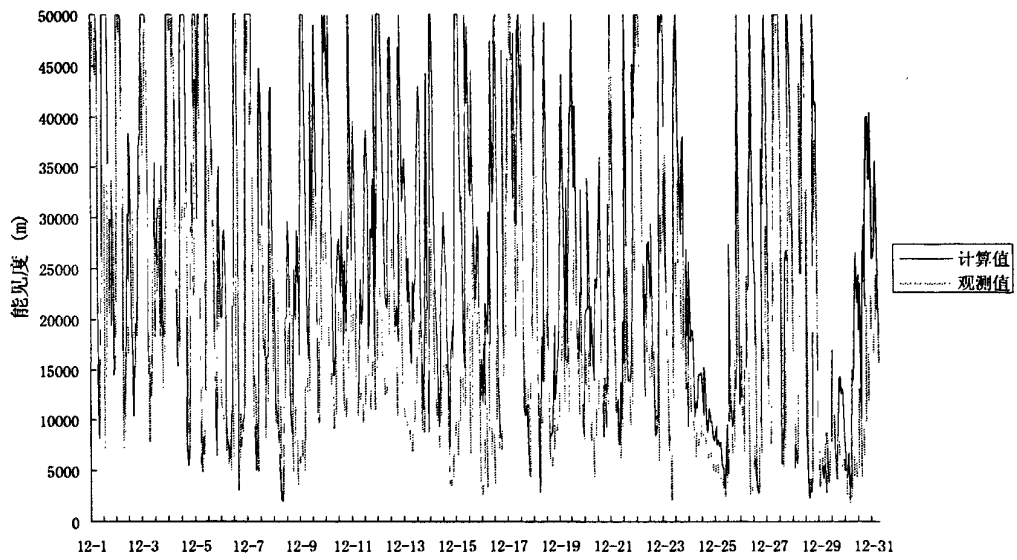


图 2.9 能见度的计算值与实测值

Fig.2.9 The variation of aerosol visibility due to calculated and observed

第三章 沙尘起沙通量的初步研究

3.1 沙尘起沙机制分析

沙尘暴天气是在特定的地理环境和下垫面条件下,由特定的大尺度环流背景和各种不同的尺度的天气系统叠加所诱发的一种概率小、危害大的灾害性天气。它的形成有三个基本条件:(1)大风,这是形成沙尘暴的动力条件;(2)地面上的沙尘,它是形成沙尘暴的物质基础;(3)不稳定的大气层结状态,这是重要的局地热力条件^[49]。

风沙物理学中根据地表土壤微粒的尺度(直径 d)和所受的合力大小,将其运动方式分为三种形式^[50]:尺度较大($d > 1000\mu m$)的微粒的蠕移运动、沙粒($60\mu m < d < 1000\mu m$)的跳跃碰撞运动和尘粒($d < 60\mu m$)的悬移运动。沙粒在一定的空气动力作用下,可以被抬升到离地表几十厘米的地方,但当空气动力不足以超过重力时,它们又忽落到地表面并与地表发生碰撞,这种碰撞很容易使尘粒克服内部粘性力的束缚,脱离地表进入到大气中。尘粒一旦进入大气,内部粘性力的束缚完全消失,由于其重力远小于空气动力,从而导致尘粒悬浮于大气中并在湍流的作用下扩散到很远的地方。由此,对于一定类型的地表土壤,其能否因风蚀而引起尘粒的排放,决定于地表的沙粒能否进行跳跃碰撞运动,从宏观上而言,也就是决定于实际的摩擦速度 U_* 。(即空气动力)和沙粒脱离地表的临界摩擦速度 U_{*c} (即临界空气动力)。当 $U_* > U_{*c}$ 时,空气动力大于沙粒的重力和内部粘性力的合力,跳跃运动发生,地面会因此而起尘;当 $U_* < U_{*c}$ 时,空气动力小于或等于微粒的重力和内部粘性力的合力,跳跃运动不能发生,地面也不会因此而起尘。

通常情况下,尘粒不仅直接存在于地表土壤中,而且还覆盖于较大粒子(沙粒等)表面,形成一个集合体。研究表明,沙粒的跳跃运动,一方面可以使直接存在于地表土壤中的尘粒因碰撞而悬浮于空中;另一方面,在碰撞的过程中,集合体受碰撞而破裂,覆盖在其表面的尘粒也会剥落而悬浮于空中。因此,沙粒的跳跃运动就成为地面风蚀起沙最关键的运动形式,尘粒的排放量取决于能够进行跳跃运动的沙粒的量。

3.1.2 风蚀起沙的影响因子

(1) 临界摩擦速度

临界摩擦速度表征的是地表对风蚀起沙的阻碍能力, 主要受粒子尺度 d 、土壤水分含量 w 、植被覆盖度 λ 以及土壤硬度等的影响。其中粒子尺度 d 对粒子所受的重力、空气动力和内部粘性力均有影响; 土壤水分含量 w 取决于降水、蒸发以及土壤的持水性等; 植被覆盖度 λ 一方面影响地表粗糙度进而影响 u_* , 另一方面可使植被根部附近的土壤粒子结合得更紧, 不易因风蚀而脱离地表; 土壤硬度在一般情况下随时间变化非常缓慢, 但当土壤被耕作时, 其硬度将发生很大变化, 对此, 目前还没有一个较好的确定方法。Shao 等在不考虑人为因素的情况下, 提出了一个对自然状态的下垫面 U_{*r} 的计算方法^[51]:

$$U_{*r} = H(w)R(\lambda)\sqrt{A_N(\sigma_p g d + \frac{\varepsilon}{\rho d})} \quad (18)$$

式中: $H(w)$ 和 $R(\lambda)$ 分别表征地表土壤水分和植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用; 和 A_N 为经验常数, 分别近似取 $3 \times 10^{-4} \text{kg/s}^2$ 和 0.0123; σ_p 为土壤微粒密度 (2650kg/m^3) 和空气密度 ρ (1.23kg/m^3) 的比值; d 为粒径。

$H(w)$ 表征地表土壤水分对风蚀起沙的阻碍作用, 其表达式根据 Fecan 等^[52]研究得到:

$$H(w) = \begin{cases} 1 & w \leq w' \\ \sqrt{1 + a(w - w')^b} & w > w' \end{cases} \quad (19)$$

其中 a, b 为经验常数, w' 是土壤水分是否具有明显阻碍作用的临界值, a, b 和 w' 的大小均决定于土壤类型。

$R(\lambda)$ 表征植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用, 其表达式根据 Raupach^[53]的研究得到, 即:

$$R(\lambda) = \begin{cases} 1 & \lambda = 0 \\ \sqrt{(1 - m\sigma\lambda)(1 + m\beta\lambda)} & \lambda > 0 \end{cases} \quad (20)$$

其中 σ 是植被的根部与叶面积之比, 经验值取 1.45; β 是单个植被元素的拖曳系数与没有植被的地表的拖曳系数之比, 经验值取 202; m 是一个 < 1 的常数, 经验值取 0.16; λ 是植被的切面积指数, 决定于植被覆盖分数 f , 由以下经验公式确定:

$$\lambda = \begin{cases} 0 & f = 1 \\ -0.35 \ln(1-f) & f \leq 1 \end{cases} \quad (21)$$

(2) 摩擦速度

在风沙物理学中,摩擦速度表征的是粒子所受空气动力的大小^[54]。已有的风蚀起沙观测和试验结果指出,当 U_* 超过某一阈值(即临界摩擦速度 U_{*c})时,粒子便会脱离地面而悬浮于空中。

U_* 的计算可根据 Monin-Obukhov 相似理论,利用两层的风速和温度资料通过空气动力学方法确定^[55]。具体计算如下:

$$\frac{KZ}{U_*} \frac{\partial U}{\partial Z} = \Phi_m \quad (22)$$

式中 U_* 是摩擦速度;K是Karman常数,一般取0.4;Z是高度; Φ_m 是Monin-Obukhov相似性函数(可以利用Richardson数计算得到):

$$\Phi_m(\zeta) = \begin{cases} (1-16\zeta)^{-\frac{1}{4}} & \zeta \leq 0 \\ (1+5\zeta) & \zeta > 0 \end{cases} \quad (23)$$

其中 ζ 是Monin-Obukhov大气稳定度参数,它能用Businger-Dyer关系近似确定:

$$\zeta = \begin{cases} 1.0 Ri & Ri < 0 \\ Ri/(1-5 Ri) & Ri \geq 0 \end{cases} \quad (24)$$

其中 Ri 是梯度Richardson数,可以用下面的公式计算:

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (25)$$

在近地层气温可以代替位温^[56],因此

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{(z_2 - z_1)(T_2 - T_1)}{(u_2 - u_1)^2} \quad (26)$$

下标 1 和 2 表示两个不同的观测层。

(3) 风蚀起沙过程中的土壤粒子尺度分布

风蚀起沙过程中，一部分土壤微粒被抬升脱离地表，导致土壤粒子尺度分布随时间发生变化，进而影响到地表土壤的风蚀起沙量。对此，Shao 采用加权的方法进行确定：

$$p(d) = \gamma p_m(d) + (1 - \gamma) p_f(d) \quad (27)$$

这里的 $p(d)$ 是粒子尺度分布的质量概率密度函数。根据其数学意义， $d \times p(d)$ 即是粒径为 d 的粒子所占的质量百分比； $p_m(d)$ 是土壤遭受最小程度的破坏时粒子尺度分布的概率密度函数， $p_f(d)$ 是土壤遭受最大程度的破坏时粒子尺度分布的概率密度函数， $p_m(d)$ 和 $p_f(d)$ 表征的是土壤的两种理想的粒子尺度分布状态，对不同的土壤其分布特征也不同，具体计算时可通过 3~4 种高斯对数分布拟合，其形式如下：

$$p_i(d) = \frac{1}{d} \sum_{j=1}^J \frac{\omega_j}{\sqrt{2\pi}\sigma_j} \exp\left[-\frac{(\ln d - \ln D_j)^2}{2\sigma_j^2}\right] \quad (28)$$

其中下标 $i = m$ 或 f ； J 是高斯对数分布的个数，根据 Gomes 等^[57]和 Chatenet 等^[58]的研究，一般取 3~4； ω_j 是第 j 种分布所占的权重， D_j 和 σ_j 分别是第 j 种高斯分布的位置参数和标准差，这三个参数均可根据观测到的粒子尺度分布利用最小二乘法确定。 γ 和 $(1 - \gamma)$ 分别是 $p_m(d)$ 和 $p_f(d)$ 在风蚀起沙时所占的权重， $\gamma = e^{-t(u - u_c)^n}$ ， t 和 n 是两个经验系数，近似取 27.3 和 3， γ 随 u_c 和 u_c 变化也即随时间变化，从而使 $p(d)$ 也随时间变化。

3.1.3 三种主要模型

风沙物理学中用顺风向沙粒通量 Q 表征进行跳跃运动的沙粒的量^[59]。 Q 是沙粒漂移强度 $q(z)$ 沿高度的积分，量纲为 $g \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ，其物理意义是指单位时间内单位宽度从地表到积分高度处所形成的平面（与水平风向垂直）内的沙粒质量。具体计算时，对于只包含单一粒子尺度的土壤，最常用的是 Owen 方程^[60]：

$$Q = \begin{cases} \frac{c_s \rho u_*^3}{g} \left[1 - \left(\frac{u_{*t}}{u_*} \right)^2 \right] & u_* > u_{*t} \\ 0 & u_* \leq u_{*t} \end{cases} \quad (29)$$

其中 c_s 是 Owen 系数, 在较典型的情况下 ($d \approx 150 \mu m$, $u_* \approx 0.8 m \cdot s^{-1}$), $c_s \approx 0.8$, 具体应用时可通过 Owen 的经验关系式确定; ρ 是空气密度; g 是重力加速度, 取 $9.8 m \cdot s^{-1}$ 。

由于沙尘气溶胶巨大的辐射效应, 关于地表土壤尘粒排放量的计算和预报一直是风蚀起沙研究的一个重点, 对此, 风沙物理学中用垂直尘粒通量 F 表征。 F 的量纲为 $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$, 是指单位时间内某一高度处与地表面平行的单位面积内的尘粒的质量。根据上述地面风蚀起沙的物理机制可知, F 的大小决定于顺风向沙粒通量 Q , 即:

$$F = f(Q) \quad (30)$$

研究表明, F 主要包含三部分: (1)在微弱的风蚀条件下, 没有跳跃运动, 地表土壤中的尘粒直接在空气动力的作用下被抬升到大气中的部分 F_a ; (2)地表土壤中的尘粒由于沙粒的跳跃碰撞而悬浮于空中的部分 F_b ; (3)覆盖在集合体表面的尘粒由于沙粒的跳跃碰撞而悬浮于空中的部分 F_c 。在较强的风蚀起沙过程中, F_a 相对很小, 可以忽略不计, F_b 和 F_c 则量级相当, 是地表尘粒排放的主要部分。

Gillette 等在考虑地表土壤风蚀起沙物理机制的基础上, 试验研究了在各种条件下下垫面风蚀起沙的临界摩擦速度, 并按照 Bagnold^[61]指出的指数关系, 通过拟合试验资料, 给出了相应的起沙模型, 即:

$$F_G = \begin{cases} C_2 U_*^4 (1 - U_{*t}/U_*) & u_* > u_{*t} \\ 0 & u_* \leq u_{*t} \end{cases} \quad (31)$$

其中 C_2 是经验常数, 近似取 $1.4 \times 10^{-15} g \cdot cm^{-6} \cdot s^3$ 。

Lu 等在考虑土壤的可侵蚀性和塑性压力的基础上, 从理论上计算了沙粒碰撞土壤表面时所产生的凹坑的体积, 并建立了一个沙尘排放模式:

$$F_L = \frac{c_a g f \rho_b}{2p} \left[0.24 + c_\beta u_* \sqrt{\frac{\rho_p}{p}} \right] Q \quad (32)$$

其中 c_a 和 c_p 是两个经验常数, 近似取 5.0 和 1.37, f 是地表土壤中尘粒的质量分数, 由粒子尺度分布情况决定; ρ_b 和 ρ_p 分别是土壤的体积密度和微粒密度, $\rho_p = 2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; p 是土壤的塑性压力, 是表征地面阻力大小的一个物理量, 由土壤的致密程度决定, 松软的土壤阻力较小, p 也较小, 致密的土壤阻力较大, p 也较大, ρ_b 和 p 对于不同的土壤类型有不同的取值。

Shao 在充分考虑地表土壤风蚀起沙的物理机制和风蚀起沙过程中地表土壤粒子尺度分布的基础上, 提出了一个更完善的计算方案:

$$F_s(d_i, d_s) = c_y \left[(1-\gamma) + \gamma \frac{p_m(d_i)}{p_f(d_i)} \right] \frac{Qg}{u_*^2 m} (\rho_b \eta_f \Omega + \eta_{ci} m) \quad (33)$$

其中 $c_y = \frac{1}{7} c_s$; d_i 是第 i 个尘粒的直径; $p_m(d)$ 是地表土壤遭受最小程度破坏时粒子尺度分布的概率密度函数, $p_f(d)$ 是地表土壤遭受最大程度破坏时粒子尺度分布的概率密度函数, $p_m(d)$ 和 $p_f(d)$ 表征的是地表土壤两种理想的粒子尺度分布状态, 对不同类型的地表土壤其分布特征也不同, 具体计算时可通过 3 到 4 种高斯对数分布拟合; γ 和 $(1-\gamma)$ 分别是 $p_m(d)$ 和 $p_f(d)$ 在风蚀起沙时所占的权重, $\gamma = e^{-t(u_* - u_{*t})^n}$, t 和 n 是两个经验系数, 近似取 27.3 和 3; m 是直径为 d_s 的沙粒的质量, 具体计算时将沙粒近似作为球形; η_f 指地表土壤中能够排放到大气中的尘粒的质量分数, η_{ci} 指覆盖于集合体表面的尘粒的质量分数, 二者均决定于地表土壤的粒子尺度分布; Ω 是沙粒碰撞土壤表面时所产生的凹坑的体积。

Gillette 等的计算方案在形式上非常简单, 只需要 u_* 和 u_{*t} 两个参数, 其缺点在于该方案主要依靠大量的试验数据得到, 经验成分较大。Lu 等的计算方案从理论上较精确地计算了沙粒碰撞土壤表面时所产生的凹坑的体积, 缺点在于该方案在考虑风蚀起沙机制时, 只考虑了垂直尘粒通量的 Fb 部分, 且其中的 c_a 和 p 两个参数不易确定。Shao 的计算方案非常详细地研究了地表土壤风蚀起沙的物理机制, 计算垂直尘粒通量的过程中, 在考虑 Fb 和 Fc 部分的同时, 还注意到风蚀起沙过程中地表土壤粒子尺度分布随时间的变化对垂直尘粒通量的影响, 使得 F 的计算结果对 u_* 的变化非常敏感; 缺点在于该方案的形式比较复杂, 所需参数较多且有的参数较难确定。总体而言, Shao 的计算方案在理论上较前两种完善,

从经验上来看, F_s 与 u_s 的敏感关系也更符合实际情况, Gillette 等和 Lu 等的计算方案适合于简单近似的计算, 而 Shao 的方案更适合于理论上较精确的计算^[34]。

3.2 观测仪器及资料

观测所用仪器为美国 MSP 公司生产的 Model 1000XP 宽范围颗粒谱仪 WPS (Wide Range Particle Spectrometer)。该仪器由微分迁移率光谱 (DMA)、浓缩颗粒计数器 (CPC) 和激光颗粒光谱 (LPS) 组成, 对 $0.01\ \mu\text{m}$ – $10\ \mu\text{m}$ 范围的气溶胶颗粒进行自动计数和粒径分级, 有多达 120 个颗粒粒径通道。样品流量为 $1.0\text{L}/\text{min}$ 。

另外, 计算所用到的温度、风速资料来自朱日和近地面层气象梯度塔 (20 米), 该梯度塔分 5 个高度层次 (1 米、2 米、4 米、10 米、20 米), 在 5 个不同高度层次上架设风速、风向、温度和湿度传感器进行上述要素平均场量测量; 在 2 米高度的层次上架设超声风速温度仪进行湍流场三维风场结构及温度脉动的测量, 并自动获取相应气象要素资料的连续监测过程。近地面层气象梯度塔观测由数据采集计算机自动记录观测数据, 形成观测数据文件。

观测地点为内蒙古自治区朱日和国家基准气候站 ($42^\circ 24' \text{N}$, $112^\circ 54' \text{E}$), 地处内蒙古中部南缘, 南接阴山山脉, 地形南高北低, 距离旗政府所在地 45 公里, 是干旱草原地区, 春季沙尘天气频发。

3.3 沙尘起沙通量计算结果分析

3.3.1 起沙通量

由于粒子谱仪测量到的是某一高度上的粒子谱, 而不是地面的起沙粒子的粒子谱。为了估算地面的起沙率, 参考沈志宝的方法, 作如下的假定: 假设在采样高度上水平方向的粒子数浓度基本相同。因此, 沙尘的水平输送不会改变水平方向上单位体积元中粒子的数浓度, 由地面向上的沙尘粒子数垂直通量的变化, 是造成单位体积元中 $N(d)$ 变化的唯一原因。

根据地面常规气象资料的记录, 2006年3月至4月期间朱日和地区出现的沙尘天气均为

扬沙和沙尘暴天气，没有浮尘天气的发生，故在此只讨论扬沙和沙尘暴天气下的地面起沙情况。在扬沙，沙尘暴天气下，采样时间内地面的起沙量分别可以写为：

$$N_{yg}(d) = N_y(d) - N_b(d) \quad (34)$$

$$N_{sg}(d) = N_s(d) - N_b(d) \quad (35)$$

式中 $N_y(d)$ 、 $N_s(d)$ 分别为扬沙和沙尘暴天气下的 WPS 的观测值， $N_{yg}(d)$ 、 $N_{sg}(d)$ 分别为扬沙和沙尘暴天气下的地面起沙数浓度，单位为个/cm³， $N_b(d)$ 为背景值，取的是降水过程发生后无明显其他天气现象下的大气各粒子段数浓度的平均值。

由此，可以根据下面的公式将粒子数浓度垂直通量换算为质量垂直通量：

$$F_g(d) = 1/6 N_g(d) \pi d^3 \rho_p \quad (36)$$

$$F_g = \sum F_g(d) \quad (37)$$

式中 ρ_p 为沙尘粒子的密度，取 $\rho_p = 2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。 F_g 即为地面起沙率，单位取 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

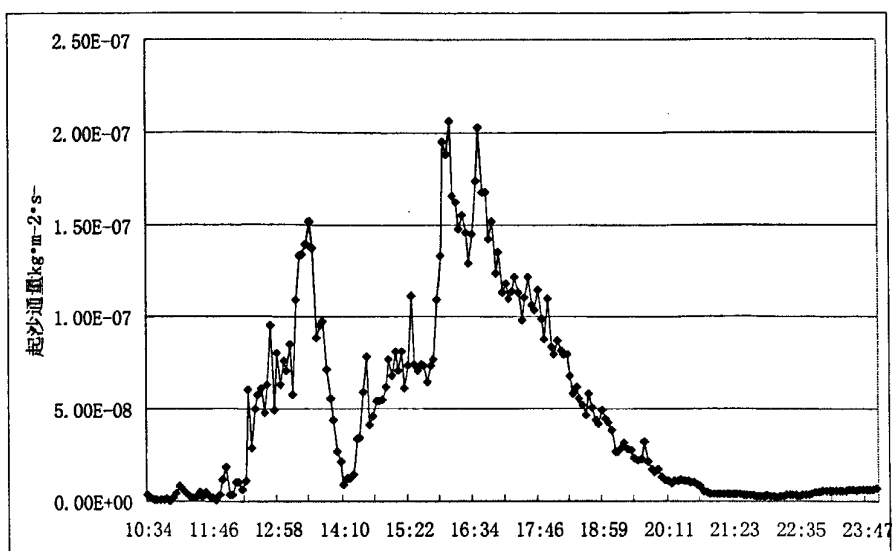
将WPS获得的粒子数浓度代入以上的公式即可得到沙尘天气下的地面起沙率。

图3.1是2006年朱日和地区发生的两次典型的强沙尘天气下的地面起沙通量，根据地面气象观测资料的记录，在3月26日和4月6日均发生了2次沙尘暴，3次扬沙天气，且持续的时间较长，沙尘天气持续时间分别为8小时和12小时左右，具体的沙尘天气发生时段参见表3.1。

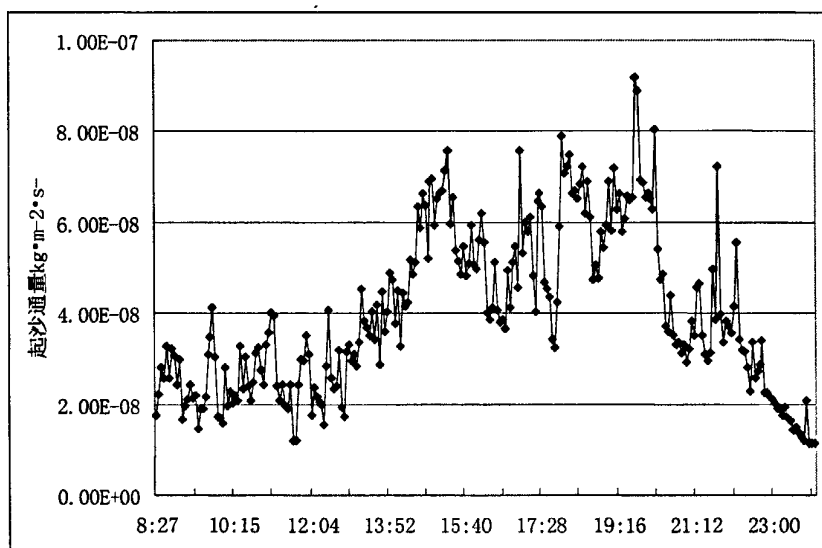
表3.1 3月26日与4月6日沙尘天气发生时段

Tab.3.1. The time-interval of dust weather happened on March 26th and April 6th

3月	时段	11:29-11:37	11:37-13:12	13:12-13:34	13:34-18:04	18:04-19:36
26日	现象	扬沙	沙尘暴	扬沙	沙尘暴	扬沙
4月6	时段	08:20-08:45	08:45-11:35	11:35-13:20	13:20-20:26	20:26-22:08
日	现象	扬沙	沙尘暴	扬沙	沙尘暴	扬沙



a. 3月26日



b. 4月6日

图 3.1 沙尘天气下地面起沙通量 a. 3月26日 b. 4月6日
Fig 3.1. the dust flux during dust weather a. March 26th b. April 6th

由表3.1和图3.1可以看出,起沙通量大小与沙尘天气的强度基本一致,随着沙尘天气强度的增大,起沙通量也增大;沙尘天气逐渐结束,起沙通量趋于平稳。沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙通量分别为 $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。3月26日起沙通量的两个峰值分别为 $1.51 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (13:34)与 $2.06 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (16:09),

4月6日起沙通量的变化幅度没有3月26日的大,起沙通量值都在 $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的量级上,主要由于4月6日的沙尘天气强度没有3月26日的强。根据地面观测记录,3月26日沙尘暴发生期间,能见度仅20m,而4月6日的沙尘暴天气的能见度有300m,这再次证实了起沙通量与沙尘天气强度之间的关系。根据计算,3月26日沙尘天气期间的平均起沙通量为 $7.52 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,4月6日为 $4.27 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,这与沈志宝、申彦波等得到的敦煌戈壁地表垂直起沙通量的量级是 $10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的结果一致。可见,朱日和地区的地面起沙量也相当可观。

3.3.2 沙尘天气下粒子尺度分布的变化

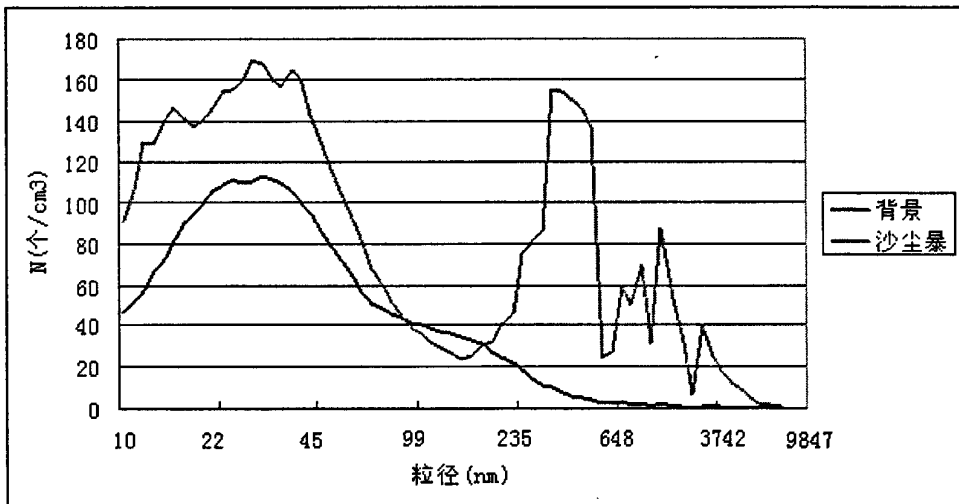


图 3.2 背景天气和沙尘暴天气下的粒子数浓度分布

Fig 3.2. The distribution of particle number concentration during background and dust weather

由以上的分析可以知道,在沙尘天气发生的时候,起沙通量是明显增大的。各粒径段的粒子对起沙通量的贡献不同。图3.2是背景天气和沙尘暴天气下的粒子数浓度分布情况。由图3.2可以看出,沙尘暴天气下粒子数浓度基本都是增大的,其中 $d > 160 \text{ nm}$ 的粒子段增幅明显,主要由于摩擦速度的增大,地表很多较大的颗粒被吹入空气中。由于颗粒相对较大,它们对质量浓度的贡献也大,因此,有沙尘天气的情况下质量浓度增大较大。在小粒子段,粒子浓度也有不同程度增加,主要由于粒子跳跃碰撞产生。但这一部分的粒子由于粒径很

小，对质量浓度的贡献相对较小。在78nm~160nm的粒径段，粒子浓度值略有下降，对于这一现象的解释，在此尚未找到合理的解释，需在今后的观测研究中进一步解决。

3.3.3 摩擦速度

表3.2 3月26日、4月6日起沙率与摩擦速度在不同n值下的相关系数

Tab. 3.2 The coefficient of dust flux and friction velocity under different value of n on March 26th and April 6th

n		1	2	3	4	5
R	3月26日	0.55	0.52	0.49	0.46	0.43
	4月6日	0.60	0.61	0.59	0.57	0.54

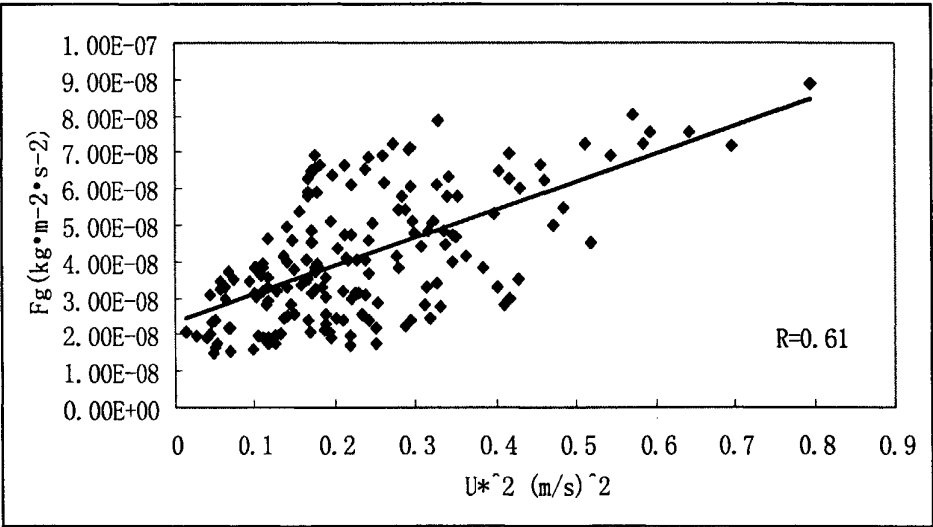


图 3.3 4月6日沙尘天气期间起沙率与 U_*^2 之间的关系

Fig 3.3. The relationship between dust flux and U_*^2 during dust weather on April 6th

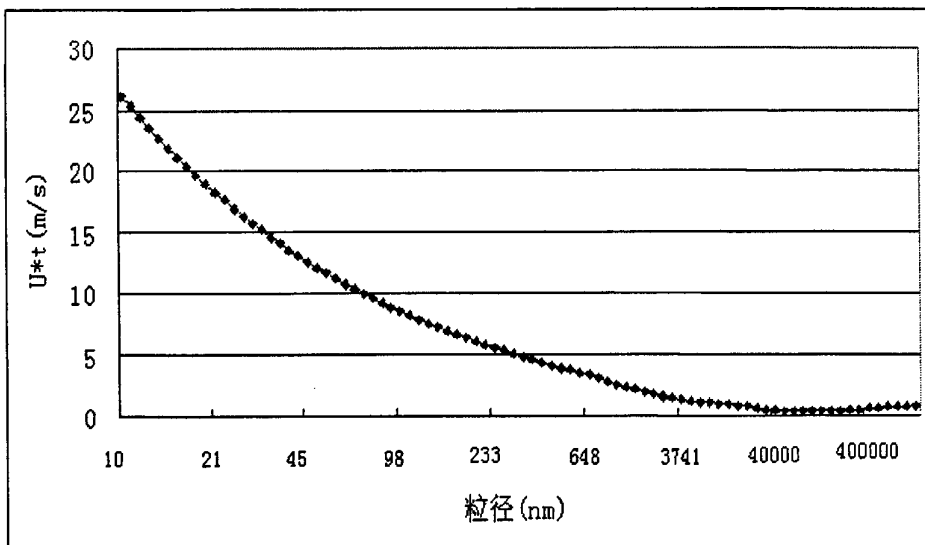
根据摩擦速度的公式，已知两层的温度和风速资料，可以得到不同时刻的摩擦速度。本文用的是朱日和观象站20m铁塔的第一层和第二层资料，即1m和2m 高度的温度、风速资料。对计算得到的摩擦速度进行分析可知，摩擦速度一般都在<1m/s的范围内，3月26日和4月6日的平均摩擦速度分别为0.505m/s和0.452m/s。这与申彦波等得到的戈壁地区摩擦速度

最大值约为1m/s的结果基本一致。

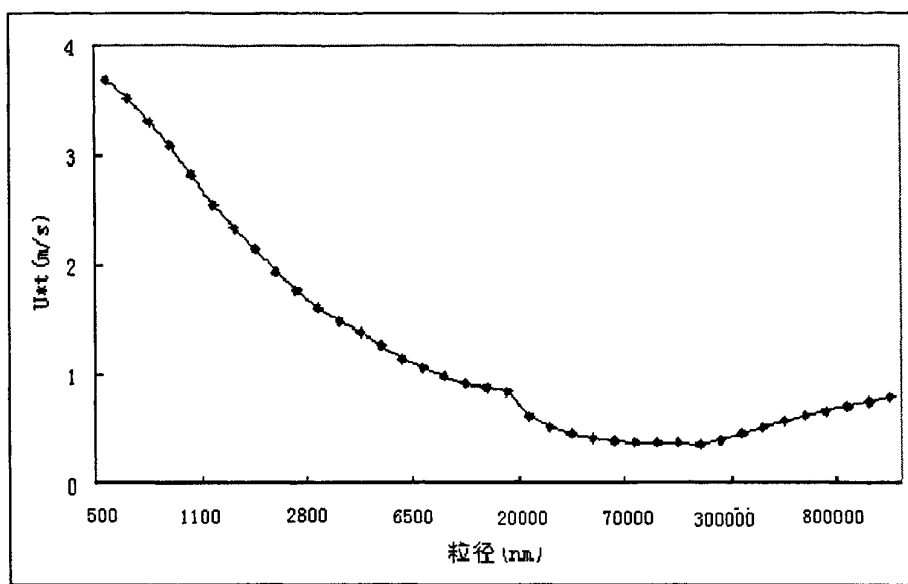
3.3.4 临界摩擦速度

临界摩擦速度 U_{*c} 表征的是地表对风蚀起沙的阻碍能力。临界摩擦速度越大，说明地表微粒所受阻力越大，越不易脱离地表。

由于观测条件的限制，没有获得地表特征的有关参数值，考虑到朱日和地区的地表特征，地表土壤水分和植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用这两个参数采用申彦波等计算出的戈壁地表的值，代入公式后计算结果如图 3.4(a)所示。在小粒子段，随着粒径减小，粒子间的内部粘性力逐渐增大，使得临界摩擦速度 U_{*c} 很快增大。图 3.4(b)是图 3.4(a)的较大粒子段的局部放大，可知，在 100000nm 左右， U_{*c} 有一个最小值，约为 0.36m/s。之后， U_{*c} 是随着粒径的增大而增大的。主要是由于随着粒子的增大，内部粘性力逐渐减小，重力作用逐渐增大。



a.



b.

图 3.4 摩擦速度与粒径的关系 a. 摩擦速度与粒径的关系 b. 大粒径段局部放大图

Fig 3.4. The relationship between friction velocity and particle diameter. a. the relationship between friction velocity and particle diameter b. the partial enlarged drawing of bigger particle diameter.

第四章 主要结论和创新点

4.1 主要结论

(1) 利用 2005 年与 2006 年锡林浩特观象台积分浊度计和黑碳灰度计的观测资料, 结合同期的 PM_{10} 质量浓度、能见度以及常规气象等资料, 分析了半干旱地区气溶胶散射及吸收特性变化特征, 并讨论了它们的影响因子。

通过散射系数的分析结果可知锡林浩特市 2005 年 1 月至 9 月平均日散射系数为 $127.12 Mm^{-1}$ 。由于气象要素季节变化和人类活动的影响, 从冬季到秋季, 散射系数值总体呈先下降再升高的趋势。日平均值最高与最小值分别出现在春季 4 月与夏季 7 月; 散射系数平均日变化曲线呈明显的双峰型, 主要受大气层结和人类活动的影响。峰谷值出现时间和大小随季节变化略有不同; 不同沙尘天气下气溶胶散射系数具有明显的不同, 沙尘天气下散射系数迅速增大, 并且增大幅度与沙尘天气的强度有关, 散射系数在一定程度上可以反映沙尘天气的强度。利用积分浊度计的实时监测功能, 可以很好的对沙尘天气过程进行实时监测; 气溶胶散射系数与 PM_{10} 质量浓度变化规律基本一致, 两者之间具有很好的相关性。锡林浩特大气气溶胶质量散射系数 $\alpha = 0.313 m^2/g$; 散射系数与能见度呈指数相关关系, 在一些特定的精度要求不高的情况下, 可以通过散射系数的值计算得到能见度值。

通过对锡林浩特地区 2006 年冬春季气溶胶吸收特性观测资料的研究分析可知: 锡林浩特地区春季 4 月份 BC 质量浓度日平均值 $2052 ng/m^3$, 冬季 12 月份日平均值 $6228.36 ng/m^3$ 。冬季黑碳气溶胶浓度值比春季明显高出很多, 这主要与冬季采暖燃烧的排放有关。降水过程对黑碳气溶胶的具有明显的湿沉降作用; 与散射系数日变化一样, BC 浓度日变化也呈明显的双峰型。这主要也与人类活动以及气象条件有关。峰值出现时间季节间存在不同, 除了交通高峰时间的变化外, 大气层结的季节变化也是一个主要的因素。另外发现在相对应的季节, 散射系数峰值出现时间均比 BC 质量浓度峰值出现时间晚一个小时左右, 这可能是由于 BC 质量浓度的峰值主要是由机动车或燃烧排放的一次污染物造成的, 而散射系数的峰值主要由于污染物排放进入大气发生光化学反应, 形成的二次污染物所造成的;

另外特别研究了风速在不同区域段对散射系数和 BC 能见度的影响, 发现在风速较小 (小于 $3.5 m/s$) 的情况下, 风速的增大对散射系数和 BC 质量浓度具有明显的稀释作用。随着风速的增大, 散射系数和 BC 质量浓度与风速均没有明显的相关性。最后通过散射系

数和吸收系数计算得到的能见度值,发现它能较好的反映实际能见度的情况。冬季 12 月散射消光占气溶胶总消光的 75%,吸收消光占气溶胶总消光的 25%,表明冬季该地区黑碳气溶胶吸收作用对能见度的影响是一个不可忽视的因素。

(2) 通过宽范围颗粒谱仪 WPS 以及 20m 近地面层气象梯度塔获得的观测资料,计算了 2006 年 4 月朱日和地区沙尘天气下的起沙通量、摩擦速度以及临界摩擦速度,得到以下结论: a. 起沙通量大小与沙尘天气的强度基本一致,随着沙尘天气强度的增大,起沙通量也增大;沙尘天气逐渐结束,起沙通量趋于平稳。沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙通量分别为 $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。b. 摩擦速度一般都在 $<1\text{m/s}$ 的范围内。对于朱日和地区, n 取 1 或 2 时,起沙率与 U^n 线性相关最好。c. 计算得到了观测粒子段的临界摩擦速度值。临界摩擦速度 U_{*c} 随着粒径的增加呈先增大后减小趋势。计算结果为下一步建立适用于干旱草原地区的起沙通量模型作准备。

4.2 本文的创新点

(1) 对半干旱地区大气气溶胶的散射和吸收特性进行了深入的研究,分别得到了它们的季节变化和日变化。在分析日变化时,发现在相对应的季节,散射系数峰值出现时间均比 BC 质量浓度峰值出现时间晚一个多小时左右,这可能是由于 BC 质量浓度的峰值主要是由机动车或燃烧排放的一次污染物造成的,而散射系数的峰值主要由于污染物排放进入大气发生光化学反应,形成的二次污染物所造成的;研究了风速在不同区域段对散射系数和 BC 能见度的影响,发现在风速较小(小于 3.5m/s)的情况下,风速的增大对散射系数和 BC 质量浓度都具有明显的稀释作用;通过计算得到冬季 12 月散射消光占气溶胶总消光的 75%,吸收消光占气溶胶总消光的 25%,表明冬季该地区黑碳气溶胶吸收作用对能见度的影响是一个不可忽视的因素。

(2) 对于一定的研究区域,有其一定的气象与环境条件,使得起沙方式、通量不同。本文首次利用通过宽范围颗粒谱仪 WPS 获得的资料计算沙尘起沙通量,并通过 20m 近地面层气象梯度塔获得的观测资料,计算了朱日和地区地表的摩擦速度。这为下一步尝试构建适用于该地区起沙通量模型,使其能真实反映实际的起沙通量状况奠定了基础。

4.3 研究展望

(1) 受观测资料的限制, 本文仅对锡林浩特地区的气溶胶散射和吸收特性进行了研究, 但仅仅研究这个地区的还不足以全面的代表整个半干旱地区的情况; 下一步, 通过更多站点资料的分析, 得到整个半干旱地区气溶胶的散射和吸收通性。

(2) 本文仅对沙尘起沙通量做了一个初步的研究, 接下来通过气象资料、梯度观测资料、地表植被、土壤水分和沙尘属性等方面的全面观测, 构建适合干旱草原地区的沙尘起沙通量模型, 用于沙尘监测预警系统和城市环境质量预报业务中。

参考文献

- [1] 章澄昌,周文贤. 大气气溶胶教程. 北京:气象出版社, 1995, 260-298.
- [2] Silvia Eidels-Dubovoi. Aerosol impacts on light extinction in the atmosphere of Mexico City[J]. The Science of the Total Environment, 2002, 287: 213-220.
- [3] Arun D. Shendrikar, William K. Steinmetz. Integrating nephelometer measurements for the airborne fine particulate matter ($PM_{2.5}$) mass concentrations[J]. Atmospheric Environment, 2003, 37: 1383-1392.
- [4] Chan Y C, Simpson R W, Metainsh G H, et al. Source apportionment of visibility degradation problem in Brisbane(Australia) using the multiple linear regression techniques[J]. Atmospheric Environment, 1999, 33: 3237-3250.
- [5] Charlson R J. The intergrating nephelometer[J]. Atmospheric Technology, 1980, 12: 10-14.
- [6] David J D, John A O. Variability of aerosol optical properties at four North American surface monitoring sites[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2002, 59(6): 1135-1150.
- [7] 胡波, 张武, 张镭等. 兰州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.
- [8] 胡波, 张婕, 张武等. 应用积分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.
- [9] 苏晨, 张小玲, 刘强. 上甸子本底站大气粒子光散射系数的特征及影响因素分析[A]. 中国气象学会2006年年会“大气成分与气候、环境变化”分会场论文集[C], 2006.
- [10] 申彦波, 沈志宝, 汪万福. 2001年春季中国北方大气气溶胶光学厚度与沙尘天气[J]. 高原气象, 2003, 22(2): 185-190.
- [11] 柯宗建, 汤洁, 王炳忠, 等. 积分浊度计在沙尘暴监测网试验中应用分析[J]. 气象科技, 2004, 32(4): 258-262.
- [12] 杨莲梅, 张广兴, 魏文寿, 等. 粒子散射系数在沙尘天气观测分级中的初步分析[J]. 中国沙漠, 2006, 26(3): 380-383.
- [13] Jacobson M Z. Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. Nature, 2001; 409: 695-697.
- [14] Hansen J E, Makiko S. Trends of measured climate forcing agents. Proc Natl Acad Sci U S A. 2001; 98(26): 14778-14783.
- [15] 白建辉, 王庚辰. 黑碳气溶胶研究新进展[J]. 科学技术与工程, 2005, 5(9): 585-591.

- [16] 许黎,王亚强等. 黑碳气溶胶研究进展:排放、清除和浓度[J]. 地球科学进展, 2006, 21(4):352-360.
- [17] 秦世广, 汤洁, 温玉璞. 黑碳气溶胶及其在气候变化研究中的意义[J]. 气象, 2001, 27(11):3-7.
- [18] K.V.S.Badarinath, K.Madhavi Latha. Direct radiative forcing from black carbon aerosols over urban environment. *Advances in space research*, 2006, 37:2183-2188.
- [19] Silvia Eidels-Dubovoi, Aerosol impacts on visible light extinction in the atmosphere of Mexico City. *The Science of the Total Environment*, 2002, 287:213-220.
- [20] 汤洁, 温玉璞, 周凌唏等. 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.
- [21] 李杨, 曹军骥, 张小曳等. 2003年西安大气中黑碳气溶胶的演化特征及其来源解析[J]. 气候与环境研究, 2005, 10(2):229-237.
- [22] 娄淑娟, 毛节泰, 王美华等. 北京地区不同尺度气溶胶中黑碳含量的观测研究[J]. 环境科学学报, 2005, 21(1):17-22.
- [23] Menon S, Hansen J, Nazarenko L, Luo Y F. Climate effects of black carbon aerosols in China and India, *Science*, 2002;297:2250-2253.
- [24] 吴润, 符淙斌. 近五年来东亚春季黑碳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):112-119.
- [25] 张美根, 徐永福, 张仁健等. 东亚地区春季黑碳气溶胶源排放及其浓度分布[J]. 地球物理学报, 2005, 48(1):46-51.
- [26] 朱朝云, 丁国栋. 风沙物理学. 北京:中国林业出版社. 1992.
- [27] 董治宝. 拜格诺的风沙物理学研究思想. 中国沙漠, 2002, 22(2):101-105.
- [28] Marticorena B, G Bergametti. Modeling the atmospheric dust cycle part1: Design of a soil-derived dust emission scheme[J]. *J Geophy Res*, 1995, 100(16): 415-430.
- [29] Shao Y P. Physics and modeling of wind erosion. Kluwer Academic publishers, 2000.
- [30] Gillette A D, R Passi. Modeling dust emission caused by wind erosion[J]. *JGR*, 1988, 93: 14233-14242.
- [31] Tegen Ina, Inez Fung. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness[J]. *JGR*, 1994, 99:228997-22914.
- [32] Lu H, Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment[J]. *JGR*, 1999, 104: 16827-16841.

- [33] Shao Y. A model for mineral dust emission[J]. J Geophys Res, 2001, 106: 20239 - 20254
- [34] 申彦波, 沈志宝, 杜明远等. 敦煌戈壁地表风蚀起沙量的计算[J]. 高原气象, 2004, 23 (5): 648 - 653.
- [35] 申彦波, 沈志宝, 杜明远等. 风蚀起沙的影响因子及其变化特征[J]. 高原气象, 2005, 24 (4): 611 - 616.
- [36] 成天涛, 吕达仁, 徐永福. 浑善达克沙地起沙率和起沙量的估计[J]. 高原气象, 2006, 25 (2): 236-241.
- [37] 宣捷. 中国北方地面起尘总量分布[J]. 环境科学学报. 2000, 20(4):426-430.
- [38] 沈志宝, 申彦波, 杜明远等. 沙尘暴期间戈壁沙地起沙率的观测结果[J]. 高原气象, 2003, 22 (6): 545 - 550.
- [39] M9003浊度仪技术手册. 2005. 6
- [40] Magee Scientific Company Berkeley, California, USA. www.mageesci.com
- [41] 辛金元, 张文煜, 袁九毅, 等. 沙尘气溶胶对直接太阳辐射的衰减研究[J]. 中国沙漠, 2003, 23(3):311-315.
- [42] 牛生杰, 孙继明, 桑建人. 贺兰山地区沙尘暴发生次数的变化趋势[J]. 中国沙漠, 2000, 20(1):55-58.
- [43] 刘新罡, 张远航, 曾立民, 等. 广州市大气能见度影响因子的贡献研究[J]. 气候与环境研究, 2006, 11(6):733-738.
- [44] Shih M Y, Light scattering and absorption properties of aerosols in the Hong Kong region:[Master Thesis]. The Hong Kong Polytechnic University,1999.
- [45] Xu J, Bergin M H, Yu X, et al. Measurement of aerosol chemical, physical and radiative properties in the Yangtze delta region of China. Atmospheric Environment, 2002,36:161-173.
- [46] 伍德侠, 魏庆农, 刘文清等. 2005 年夏季背景大气中碳黑气溶胶的观测研究[J]. 大气与环境光学学报, 2006, 1 (3):210-215.
- [47] 章澄昌, 周文贤. 大气气溶胶教程. 北京:气象出版社, 1995, 297-298.
- [48] 柯宗建. 我国东部地区气溶胶光学特性观测研究[D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. 2004. 5.
- [49] 杨德保, 尚可政, 王式功. 沙尘暴. 北京, 气象出版社, 2003, 39-44.
- [50] Shao Y, M R Raupach, J F Leys. A model for predicting Aeolian sand drift entrainment on scales from paddock to region[J]. J Soil Res,1996,34:309-342.
- [51] Shao Y, Lu H. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity[J]. J

Geophys Res, 2000, 105: 22437–22443.

[52] Fecan F, Marticorena B, Bergametti G. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas [J]. Ann. Geophys., 1999, 17(2):149–157.

[53] Raupach M R, Gillette A D, Leys J F. The effect of roughness elements on wind erosion threshold [J]. J. Geophys. Res., 1993, 98(D2):3023–3029.

[54] 申彦波, 沈志宝, 杜明远等. 西北地区戈壁和绿洲风蚀起沙(尘)的研究. 中国环境科学, 2004, 24 (4) : 390 - 394.

[55] 张 强, 卫国安, 黄荣辉. 西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数 [J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31 (9) : 1–10.

[56] 李宗恺. 空气污染气象学原理及应用[M]. 北京: 气象出版社, 1985. 70–75.

[57] Gomes L G, Bergametti F, Dulac et al. Assessing the actual size distribution of atmospheric aerosols collected with a cascade impactor[J]. Aerosol Soc, 1990, 21:47-59.

[58] Chatenet B, Marticorena B, Gones L et al. Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind[J]. Sedimentology, 1996, 43:901-911.

[59] Shao Y, M L Lance. Wind erosion prediction over the Australian continent[J]. J Geophys Res, 1997, 102:30091-30105.

[60] Owen R P. Saltation of uniform grains in air[J]. J Fluid Mech, 1964, 20:225-242.

[61] Bagnold R A. The physics of blown sand and desert dune[M]. New York: Methuen, 1941.

参加科研项目、学术活动及发表或待发表论文

参加科研项目情况:

- (1) 国家自然科学基金“沙尘天气近地层气象要素分布及起沙通量研究”;
- (2) 科技部社会公益项目“沙尘气溶胶辐射模型及气候环境生态效应研究”;
- (3) 国家教育部博士点基金项目“沙尘气溶胶辐射模型构建及其气候强迫研究”。

参加学习交流及业务实习情况:

- (1) 2005/11 参加第八届全国气溶胶会议暨第二届海峡两岸气溶胶技术研讨会(江苏, 南京);
- (2) 2006/07 参加南京信息工程大学首届暑期培训班“云、气溶胶与辐射相互作用”;
- (3) 2007/04-2007/05 赴内蒙古锡林浩特国家气候观象台实习, 学习观象台各类仪器使用方法和地面观测、高空探测业务; 并在锡林郭勒盟气象局气象台进行天气预报业务实习;
- (4) 2007/07 参加南京信息工程大学暑期培训班“大气化学中的基本理论和实践”;
- (5) 2008/05 参加 2008 江苏省博士研究生学术论坛(江苏, 南京)。

硕士研究生在读期间发表论文:

- (1) 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》. 已被《中国沙漠》录用;
- (2) 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观测研究》. 已被《中国沙漠》录用;
- (3) Niu Shengjie, Zhang Qiuying.《Observational Study on Scattering and Absorptive Properties of Aerosols in a Semi-Arid Area》. 修改中;
- (4) 沈建国、孙照渤、章秋英、牛生杰.《沙漠地区起沙通量的初步研究》. 已投《中国沙漠》。

致 谢

本论文是在导师牛生杰教授悉心指导和亲切关怀下完成的，从论文的选题到研究工作的进行都给予我精心指导。导师渊博的专业知识，严谨的治学态度，精益求精的工作作风，诲人不倦的高尚师德，严以律己、宽以待人的崇高风范，朴实无华、平易近人的人格魅力对我影响深远，是我学习的楷模。在论文完成过程中，导师不仅教我如何做学问，更重要的是教我如何做人。三载从师，是我毕生享受不尽的财富。在此，谨向导师表示崇高的敬意和衷心的感谢！

在论文撰写过程中，还得到了南京信息工程大学大气物理学与大气环境重点实验室邱玉琚老师的指点和帮助，在此深表谢意。另外，还要感谢朱彬老师、杨军老师、银燕老师，和其他所有帮助和指导过我的老师，各位老师给予的真诚的指导和关心，让我受益匪浅。

感谢南京信息工程大学2005级大气物理学与大气环境专业硕士班以及大气遥感科学与技术专业硕士班的所有同学在学习和生活中给与的指导和帮助；感谢岳治国、徐杰、陆春松、陈倩、程穆宁、许丹、王慧娟等同门以及师兄师姐师弟师妹们在三年学习期间给与的帮助和鼓励；感谢倪敏莉、陈娇娜、陈楠、刘玉雅、王芳、刘端阳、吴建成、骆兴江、张喜亮、康俊、李俊等几位舍友和好友们的关心和帮助。这段情谊和一起度过的时光会永远留在我的记忆中。

特别感谢我的家人多年来给与的无限关爱和默默支持，他们是鼓励我前进的动力，今后的我必将坚定不移地追求我的人生奋斗目标。

章秋英

2008年5月