

中国气象科学研究院南京信息工程大学

博士学位论文

大气气溶胶直接辐射强迫研究

姓名：王堰

申请学位级别：博士

专业：大气物理学与大气环境

指导教师：赵凤生;马建中

20100301

摘 要

日益严重的大气气溶胶污染不仅直接危害环境,而且直接或间接影响局地 and 全球气候。气溶胶吸收和反射太阳辐射,减少到达地面的辐射能量,从而改变了地面与低层大气的能量收支。气溶胶直接辐射强迫和与此相关联的大气污染和大气边界层问题,引起很多学者的关注。而气溶胶辐射强迫的不确定性比较大,为了减少气溶胶辐射强迫的不确定性,使计算得到的数值更客观更准确,本文分析了二、四、八流近似计算辐射强迫的精度,气溶胶垂直分布对辐射强迫计算的影响,气溶胶单次散射反照率和非对称因子对辐射强迫的影响。在此基础上利用在香河大气气溶胶观测站观测的气溶胶资料,以及北京、香河、兴隆、敦煌 AERONET 观测到得气溶胶资料,研究了不同地点气溶胶光学性质的特点和差别,以及造成的瞬时直接辐射强迫的特点和差别。论文得到的主要结论如下:

大气辐射传输方程的计算过程中不同流数的近似计算得到的净辐射通量密度是有差别的:当气溶胶光学厚度为 3 的时候,二流近似和四流近似计算地面净辐射通量密度误差分别为 31.58Wm^{-2} 和 -14.8Wm^{-2} ,在大气层顶的误差分别为 -20.52Wm^{-2} 和 -21.03Wm^{-2} ,而八流近似就算地面和大气层顶净辐射通量的误差分别为: 0.39Wm^{-2} 和 0.35Wm^{-2} 。因此采用八流近似计算得到气溶胶辐射强迫是较为精确的。在一般情况下,不同的气溶胶垂直分布对地面的净辐射通量密度影响不明显,而对大气层顶处的净辐射通量密度的影响较为显著,其影响大小可以和单位气溶胶光学厚度对大气层顶处净辐射通量密度的影响相当。

北京、香河、兴隆三地区气溶胶光学厚度和 AE 指数的季节变化都比较明显:春季气溶胶包含较多的粗粒子,与春季相比,其他季节包含较多的细粒子。这是因为我国春季是沙尘暴的多发季节,还有春季风大造成局地的扬尘也是春季气溶胶中粗粒子增加的原因之一。其他季节,污染比较小的时候,气溶胶 AE 指数也有非常小的数值,说明局地扬尘也是气溶胶的成分之一。在污染比较严重的时候,随着气溶胶光学厚度的增加气溶胶 AE 指数是降低的,即气溶胶光学厚度和气溶胶的 Angstrom 指数都成很好的反相关系,但是其 AE 指数的绝对值较春季要大,说明其他季节气溶胶粒子中含细粒子的比例较春季要大。敦煌地区气溶胶光学厚度和气溶胶 AE 指数呈指数分布,说明敦煌地区气溶胶主要是由沙尘气溶胶组成的。

北京、香河、兴隆、敦煌四个地区气溶胶单次散射反照率分别为 0.89, 0.90, 0.93, 0.97。说明北京地区的气溶胶吸收性质最强,敦煌地区的气溶胶吸收最弱。四个地区的气溶胶光学厚度分别为 0.70, 0.63, 0.26, 0.41。说明北京地区的污染最为严重,而兴隆地区空气最清洁。四个地区气溶胶非对称因子分别为 0.65, 0.65, 0.63, 0.72。说明兴隆地区的气溶胶含细粒子比较多,前向散射最弱,敦煌地区的气溶胶含粗粒子比较多,前向散射最强。

结合香河观测站 AERONET 气溶胶观测资料和 SBDART 辐射传输模式, 模拟了晴空条件下的太阳直接辐射、散射辐射、向下总辐射以及光合有效辐射 (PAR), 并同观测结果进行比较。结果表明: 模拟值和观测值相比绝对误差分别是: 4.43 Wm^{-2} 、 5.74 Wm^{-2} 、 5.91 Wm^{-2} 、 2.39 Wm^{-2} ; 相对误差分别是: 1.18%、3.09%、7.12%、1.71%。

北京、香河、兴隆、敦煌在观测期间地面平均气溶胶辐射强迫分别为: -83.97 Wm^{-2} 、 -69.74 Wm^{-2} 、 -44.85 Wm^{-2} 、 -34.99 Wm^{-2} , 四个地区差别明显。代表气溶胶吸收能力的大气层内的平均气溶胶辐射强迫分别为: 58.87 Wm^{-2} 、 47.757 Wm^{-2} 、 18.847 Wm^{-2} 、 22.797 Wm^{-2} , 说明了北京地区大气层内的气溶胶平均辐射强迫对大气层的加热作用最大, 香河次之, 最小为兴隆地区。四个地区差别比较明显。四个地区大气层顶平均气溶胶辐射强迫分别为: -25.11 Wm^{-2} 、 -22.00 Wm^{-2} 、 -16.56 Wm^{-2} 、 -22.07 Wm^{-2} , 差别比较小。

气溶胶辐射强迫效率同气溶胶的光学厚度、气溶胶单次散射反照率、太阳天顶角有关, 相同条件下随着太阳天顶角的增加, 气溶胶辐射强迫效率是降低的。相同条件下四个地区的平均气溶胶辐射强迫效率同气溶胶单次散射反照率成反比, 气溶胶单次散射反照率越小, 辐射强迫效率越大。因此在同样天顶角范围内北京地区辐射强迫效率最大, 香河次之, 兴隆和敦煌地区比较小。同样气溶胶光学厚度下气溶胶单次散射反照率越强辐射强迫就越小, 非对称因子越大辐射强迫也越小。在这四个地区, 随着气溶胶光学厚度的增加气溶胶的单次散射反照率、气溶胶非对称因子也是增加的, 因此气溶胶辐射强迫效率随着气溶胶光学厚度的增加是降低的, 所以说气溶胶辐射强迫效率同气溶胶光学厚度的大小有关。

不同天气的辐射强迫和气溶胶光学性质的对比来看, 霾、雾天气的污染主要是城市气溶胶, 以细粒子为主; 沙尘天气的污染, 气溶胶以粗粒子为主, 两者对辐射的影响是不一样的; 霾、雾天气的城市气溶胶吸收性更强, 而沙尘气溶胶的散射性强。气溶胶性质的不同主要是气溶胶源区不同造成的。

北京地区 2001 年到 2009 年年平均气溶胶光学厚度有降低趋势: 由 2001 年的 0.95 逐渐降低到 2009 年的 0.43。2001 年到 2008 年年平均气溶胶辐射强迫也是逐渐降低的, 2001 年年平均气溶胶辐射强迫在地面、大气层顶、整层大气分别为: -114.58 Wm^{-2} 、 -30.66 Wm^{-2} 、 83.92 Wm^{-2} ; 2008 年年平均气溶胶直接辐射强迫在地面、大气层顶、整层大气分别为: -74.54 Wm^{-2} 、 -27.43 Wm^{-2} 、 47.11 Wm^{-2} , 降低非常明显。

香河地区气溶胶光学厚度变化相对来说要弱一些, 不过变化趋势也是降低的, 其光学厚度从 2001 年的 0.63 降低到 2008 年 0.44; 2001 年年平均气溶胶直接辐射强迫在地面、大气层顶上、大气层内直接辐射强迫分别为 -79.92 Wm^{-2} 、 -29.12 Wm^{-2} 、 50.79 Wm^{-2} ; 2008 年年平均气溶胶直接辐射强迫在地面、大气层顶、整层大气分别为: -53.95 Wm^{-2} 、 -21.04 Wm^{-2} 、 32.9 Wm^{-2} , 降低也是明显的。

北京地区 2001 年-2008 年地面气溶胶的直接辐射强迫效率是这样的: 当太阳天顶角为 $50-60^\circ$ 时, 辐射强迫效率为 $-119.24 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$; 当太阳天顶角为 $60-70^\circ$ 时, 为

$-105.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$; 当太阳天顶角为 $70-80^\circ$ 时, 为 $-79.29 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。大气层顶的对应太阳天顶角由小到大的气溶胶辐射强迫效率分别为: $-34.76 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-34.2 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-32.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 三者差别比较小。而大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为: $84.49 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $71.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $46.72 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 三者差别比较明显。香河地区 2001 年-2009 年地面气溶胶的直接辐射强迫效率对应太阳天顶角由大到小分别为 $-83.22 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$, $-87.15 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-74.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。在大气层顶处气溶胶辐射强迫效率对应的斜率分别为: $-31.68 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-31.35 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-33.73 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 三者差别比较小。大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为: $51.54 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $55.79 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $41.10 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 三者差别也不大。这同北京地区在 2001 年-2008 年气溶胶辐射强迫效率相比, 差别比较明显, 香河地区的气溶胶辐射强迫效率要小。

MODIS 气溶胶光学厚度和观测到气溶胶光学厚度相关性很好, 其相关系数 R^2 超过 96%; 不过由 MODIS 反演的气溶胶光学厚度要比观测值大。因此由卫星气溶胶资料计算的气溶胶辐射强迫也偏大: 地面 MODIS 估算的气溶胶辐射强迫要比实际大 $12-17 \text{ Wm}^{-2}$; 对于大气层顶两者相差 $2-3 \text{ Wm}^{-2}$; 对于大气层内两者相差 $9-12 \text{ Wm}^{-2}$ 。

关键词: 北京; 香河; 敦煌; 兴隆; 气溶胶; 辐射传输模式; 二流近似; 四流近似; 八流近似; 气溶胶垂直分布; 瞬时直接辐射强迫; 气溶胶辐射强迫效率; MODIS 气溶胶资料;

Atmospheric Aerosols and Their Direct Radiative Forcing

Wang Yan (Atmospheric physics and atmospheric environment)

Direct by Prof. Zhao Fengsheng & Ma Jiangzhong & Prof. Wang Qiang

The heavy pollution resulted from atmospheric aerosols can not only directly do harm to the environment, but also directly or indirectly have effects on local and global climate. Aerosols absorb and reflect the solar radiation, and reduce the radiation reaching the surface, thus alter the incoming and outgoing solar energy in the atmospheric boundary layer. The topic of the aerosol direct radiative forcing (ADRF) and associated urban and atmospheric boundary layer pollution therefore has been addressed by many scientists. However, the calculation of aerosol direct radiative forcing is still challenged by many uncertainties. To reduce the uncertainties and then obtain more objective and accurate results, this research analyzed the effects of Four-Stream Approximation and Eight-Stream Approximation, vertical distribution of aerosols, and intrinsic properties of aerosols including the single scatter albedo and the unsymmetrical factor on the ADRF. Based on the analyses, this research further documented the differences in aerosol optical property and the discrepancies of instantaneous ADRF induced by the varied aerosol optical property in Beijing, Xianghe, Xinglong, and Dunhuang. Data used are site-observed aerosol data for Xianghe and downloaded AERONET aerosol data for Beijing, Xinglong, and Dunhuang. The results can truly and directly address the impact of aerosol on the radiation. The main conclusions are:

During the calculation of atmospheric radiative transmission equations, the errors caused by Two-Stream Approximation are as large as 31.58 Wm^{-2} on the ground and as large as 20.52 Wm^{-2} at the top of atmosphere. Therefore, certain errors occurred in the calculated aerosol radiative forcing from traditional climate models. To guarantee the accuracy of the calculation of aerosol radiative forcing, Eight-Stream Approximation is relatively reasonable. The vertical distribution of aerosols also has a great impact on the top of atmosphere. When the aerosol concentration is constant in the whole aerosphere, the large volcano aerosol concentration in troposphere would result in the strongest aerosol radiative forcing on the ground, followed by the urban aerosol descending in the E form in the planetary boundary layer. The E-form descending in the whole aerosphere would underestimate the effects of aerosols on the radiation.

The aerosols in Beijing and Xianghe are mainly composed by fine particles resulted from the aerosol from anthropogenic sources, while aerosols in Dunhuang are mainly coarse dust particles. The aerosol Angstrom index in Xinglong is within the range of 1.2-1.5, which means that the background aerosols are dominated by sea salt aerosols. The aerosol single scatter albedo is 0.89, 0.90, 0.93, and 0.97 respectively in Beijing, Xianghe, Xinglong, and Dunhuang. It shows that the aerosols in Beijing have the largest absorption capability, while the aerosols in Dunhuang have the strongest reflection. The optical depth and the Angstrom indices of the aerosols in the four areas are all negatively well correlated, which demonstrates that the aerosol coarse particles increase when the pollution becomes worse.

Direct solar radiation, scatter solar radiation, downward solar radiation, and photosynthetically active radiation (PAR) were calculated from the SBDART model based on the observed aerosol data in Xianghe. The data are then compared with the collected solar radiation data in Xianghe, and the correlation coefficients are all higher than 0.99. This indicates that the model outputs have great agreements with the observational data.

The ARDF in the surface in Beijing, Xianghe, Xionglong, Dunhuang is -83.97 Wm^{-2} , -69.74 Wm^{-2} , -44.85 Wm^{-2} , -34.99 Wm^{-2} , respectively. The ADRF of atmosphere represents the absorption of aerosols, is 58.87 Wm^{-2} , 47.757 Wm^{-2} , 18.847 Wm^{-2} , 22.797 Wm^{-2} respectively. It shows that the heating effect of aerosols on the atmosphere in Beijing is the biggest, Xianghe take second place, the least is Xionglong. The average of ADRF on the top of atmosphere is -25.11 Wm^{-2} , -22.00 Wm^{-2} , -16.56 Wm^{-2} , -22.07 Wm^{-2} respectively, the difference is very small.

Solar zenith angle has a moderate impact on the aerosol radiative forcing. The comparisons of instantaneous ADRF efficiencies in Beijing, Xionglong, and Dunhuang indicate that the instantaneous ADRF in Beijing is the most significantly influenced by the variations of solar zenith angle. The impact of unit aerosol optical depth on the ADRF is also the greatest in Beijing. Under the same conditions aerosol single scatter albedo is one key factor to the instantaneous ADRF efficiencies. When the aerosol single scatter albedo is big (the scatter great) instantaneous ADRF efficiencies is small. So under the same conditions the instantaneous ADRF efficiencies in Beijing is the biggest, while the Dunhuang is smallest. The aerosol asymmetry factor is another key factor to ADRF efficiencies. When the aerosol asymmetry factor is big the instantaneous ADRF efficiencies is small. With the aerosol optical increasing the aerosol single scatter albedo and the asymmetry factor also increased. So the ADRF efficiencies depending on the magnitude of aerosol optical are affected by the aerosol single scatter albedo and the aerosol asymmetry factor.

The aerosol optical depth in Beijing is 2.8 times of it in Xionglong and 1.8 times of it in Dunhuang where the aerosol optical depth is 0.41. In terms of the single scatter albedo of aerosols, the maximum is observed in Dunhuang with a value of 0.97, which indicates that aerosols in Dunhuang dominated by sandy aerosols have the most scatter capability. At the same time, the minimum single scatter albedo is 0.88 and it occurred in Beijing, indicating that aerosols mainly composed of sulphate and black charcoal have the strongest absorption.

The ADRF under four classic weather conditions, i.e., clear, hazy, foggy, and dusty days, were different. The single scattering albedo and the ratio of ADRF at the surface level to ARF at the top of the atmosphere suggested that more absorbing particles existed under hazy and foggy conditions than those under dusty conditions. The altitude of the aerosol transport layer for dusty days was higher than that for foggy days.

Annual aerosol optical depth in Beijing was 0.95 in 2001, and it decreased to 0.61 in 2003. Afterwards, it gradually increased to 0.815 in 2007. However, after the 2008 Olympic Game, the annual aerosol optical depth was dramatically decreased to 0.43 in 2009. These figures fully demonstrated the results of environmental treatment. At the same time, the

aerosol radiative forcing also exhibited a gradual declination during 2001-2009. Annual aerosol radiative forcing are -114.58 Wm^{-2} , -30.66 Wm^{-2} , and 83.92 Wm^{-2} on the ground, the top of atmosphere, and aerosphere respectively in 2001, while -74.54 Wm^{-2} , -27.43 Wm^{-2} , and 47.11 Wm^{-2} in 2008.

Annual aerosol optical depth in Xianghe was 0.63 in 2001, and it decreased to 0.44 in 2008. The aerosol radiative forcing also exhibited a gradual declination during 2001-2008. Annual aerosol radiative forcing are -79.92 Wm^{-2} , -29.12 Wm^{-2} , and 50.79 Wm^{-2} on the ground, the top of atmosphere, and aerosphere respectively in 2001, while -53.95 Wm^{-2} , -21.04 Wm^{-2} , and 32.9 Wm^{-2} in 2008.

The ADRF efficiencies on the ground in Beijing 2001-2008 was $-119.24 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ when solar zenith angle in $50-60^\circ$, $-105.83 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ when solar zenith angle in $60-70^\circ$, $-79.29 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ when solar zenith angle in $70-80^\circ$ respectively. The ADRF efficiencies the top of atmosphere was $-34.76 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$, $-34.26 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ and $-32.57 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ in three solar zenith angle area respectively. The ADRF efficiencies of the atmosphere was $84.49 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$, 71.57 and $46.72 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ in three solar zenith angle area respectively.

The ADRF efficiencies on the ground in Xianghe 2001-2009 was $-83.22 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ when solar zenith angle in $50-60^\circ$, $-87.15 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ when solar zenith angle in $60-70^\circ$, $-74.83 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ when solar zenith angle in $70-80^\circ$ respectively. The ADRF efficiencies the top of atmosphere was $-31.68 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$, -31.35 and $-33.73 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ in three solar zenith angle area respectively. The ADRF efficiencies of the atmosphere was $51.54 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$, $55.79 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ and $41.10 \text{ Wm}^{-2} \tau_{550}^{-1}$ in three solar zenith angle area respectively.

The R^2 (>0.96) indicates that aerosol optical depth derived from MODIS has a great agreement with the observed data, although the retrieved aerosol optical depth data are larger. The larger aerosol optical depth from MODIS therefore results in the greater calculated aerosol radiative forcing. Specifically, the aerosol radiative forcing values estimated from MODIS are 12-17, 2-3, and 9-12 Wm^{-2} larger than the values calculated based on the observational data on the ground, the top of atmosphere, and aerosphere respectively.

Keywords: Beijing; Xianghe; Dunhuang; Xinglong; aerosol; radiative transfer model; Second-Stream Approximation; Four-Stream Approximation; Aerosol Vertical Distribution; The aerosols direct radiative forcing; ADRF efficiencies; MODIS aerosol data

第一章 绪论

1.1 大气气溶胶

1.1.1 大气气溶胶的基本特征

大气气溶胶是指悬浮在气体中的固体和（或）液体微粒与气体载体共同组成的多相气体体系。大气颗粒物的粒径变化范围非常宽，可以从几个 nm ~ $100\ \mu\text{m}$ ，相差 4~5 个数量级。大于 $10\ \mu\text{m}$ 的颗粒物由于重力沉降速度较快，在大气中停留时间短，数目较少。通常研究比较多得为 PM_{10} 和 $\text{PM}_{2.5}$ ，分别指空气动力学粒径小于 $10\ \mu\text{m}$ 和 $2.5\ \mu\text{m}$ 的颗粒物。Hussein (2005) 根据实际观测的大气颗粒物数谱分布情况，并根据不同的粒径段定义了四个模态，即核模态 (Nucleation mode)、爱根核模 (Aitken)、积聚模 (accumulation mode) 和粗粒子模 (coarse particle mode)。

核模态：粒径小于 25nm 的颗粒物通常被称为核模态颗粒物。低挥发性物质在大气中形成分子簇，经过凝结和碰并长大成核模态颗粒物。核模态颗粒物的大气寿命很短，所占表面积浓度和质量浓度的百分比也很低，但是其环境效应十分明显。Dowd (2001) 根据观测结果计算出由于新粒子的形成导致海岸地区大气颗粒物的散射能力和作为云凝结核的可用性增强了三倍。观测结果显示新粒子的形成过程并不是一个局地的过程，而是一个几百公里范围内同时存在的区域过程 (Kerminen, 2001)。新形成的粒子经过几个小时的生长可以长大至云凝结核 (CCN) 的尺寸。

爱根核模态：粒径范围在 $25-100\text{nm}$ 的颗粒物被称为爱根核模态。爱根核模态主要来源为燃烧过程所产生的一次气溶胶粒子。同时，气体分子通过化学反应均相成核，核模态颗粒物通过凝聚和碰并长大而成为爱根核模态颗粒物，也是一个主要来源。

积聚模态： $0.1-1\ \mu\text{m}$ 的颗粒物称为积聚模态颗粒物，积聚模态主要来源是爱根核模态的凝结和碰并；燃烧过程所产生的蒸汽冷凝、凝聚。

粗粒子模态：大于 $1\ \mu\text{m}$ 的颗粒物被定义为粗粒子模态。粗粒子模主要来源于机械过程中所造成的扬尘、海盐溅末、火山灰和风沙等一次气溶胶粒子。

大气气溶胶分为自然和人为两种来源。气溶胶的自然来源包括沙尘、火山喷发以及海洋飞沫等。近年来，中国北方经常发生沙尘暴，已对大气环境和气候产生明显影响，引起科学家和社会各界的广泛关注。北京春季也是沙尘气溶胶的高发期，因此研究沙尘气溶胶对北京市的影响具有非常重要的意义。

气溶胶的人为来源包括工业活动、化石燃料、生物质燃烧、土地利用以及污染气体光化学反应产生的粒子等。长寿命温室气体，如温室气体 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 等，其大气寿命可达 100 年以上，它们在全球大气中的混合和分布较为均匀；而与其相反，对流层气溶胶在大气中的寿命较短，稳定气溶胶粒子（粒径 $0.1\ \mu\text{m}$ ~ $10\ \mu\text{m}$ ）在大气中的寿

命只有大约 1 周左右,且其来源有很大的地区性差异,其浓度和性质在全球大气中的时空分布呈现明显的非均匀性。因此,温室气体对辐射平衡的影响主要表现为全球性,而对对流层大气气溶胶对辐射平衡的影响则有很大的区域性。自工业革命以来,这些污染气体形成的大气气溶胶大幅度增加,主要源自人口多的城市和工业发达地区。特别是随着全球工业化和经济的快速发展,人类对能源消费的需求和人为源的污染排放迅速增长,气溶胶排放的加剧已经在很多国家和地区引起严重的大气环境污染问题(Lelieveld et al., 2001; 2002)。

在北半球,据估计,人为产生的硫酸盐气溶胶的冷却效应与人为活动排放的 CO_2 造成的大气增温效在量级上相当(Kiehl, 1993);而在区域尺度上,在一些地区,如欧洲(Charlson, 1991)、中国四川盆地—长江中下游地区(Li, 1995; 陈隆勋, 2004)气溶胶的冷却效应可能超过了温室气体的增温效应。因此,和温室气体一样,随着对气候变化课题的深入研究,大气气溶胶的重要性也逐渐被人们认识到。

1.1.2 大气气溶胶微物理特性及其环境影响

研究大气气溶胶在气候变化中的作用,减少气溶胶气候强迫及其估算的不确定性,需要准确知道气溶胶辐射特性。气溶胶辐射特性包括气溶胶的光学厚度(或消光系数)、单次散射反照率和不对称因子。这些光学特性是由气溶胶物理、化学性质决定的。由于实际大气中气溶胶的复杂光学特性,在大气科学研究中(包括大部分的辐射模式和气候模式),通常要做许多假定:如气溶胶粒子是球型的,气溶胶中化合物的存在形式,气溶胶化学成分的混合状态是内部混合或者外部混合的,等等。这些假定对气溶胶辐射(光学)特性的计算,以及气溶胶对环境湿度的响应有很大的影响。

当前,中国城市大气气溶胶污染已经是不容忽视的问题,在城市污染边界层中,由于气溶胶的消光性质造成的低能见度的天气,已经给我们的生活造成了很大的影响。特别是,高浓度的气溶胶造成低能见度会给人们的日常生活带来诸多不便,如车辆受阻、航班延误等,并可能造成严重的交通事故。北京市大气能见度一直是市民关注的焦点。每年春天发生的沙尘污染,以及局地重污染都可以使北京市能见度低于 1 km,例如,在 2000-04-06 和 2002-03-20 发生的沙尘暴,使北京市的能见度不足 50 m,而 1999-10-05 产生的局地重污染,也导致市区能见度低于 1 km。据吴兑等(2006)的研究,珠江三角洲地区在过去 50 年中出现的低能见度天气越来越多。李子华(1992)对历史著名的“雾都”重庆市能见度的低劣成因进行研究,得出重庆市能见度变坏是工业发展、人口增加、车辆增多使空气污染加重的结果。宋宇等(2003)对 1999—2000 年北京市各种污染物的消光系数和不同粒径大小颗粒物的质量浓度进行了观测;发现颗粒物的散射消光作用在能见度下降中占主要地位,其中与细粒子的关系更为密切。邓雪娇(2008)研究了珠江三角洲能见度的细粒子特征,并分析了散射性、吸收性气溶胶与 PM_{10} 细粒子的消光贡献。以上研究表明气溶胶对能见度的影响不仅仅是浓度的问题,还

依赖气溶胶的质量谱、粒子谱和化学成分。

在当今城市中，气溶胶和污染大气影响城市边界层结构，造成污染物的浓度增加，对人们健康产生危害是有目共睹的，比如 1952 年在伦敦发生的“毒雾”污染事件，美国多诺拉烟雾事件，以及美国洛杉矶光化学事件。其中伦敦“毒物”污染属于冬季煤污染型事件，此事件导致约 4000 位老人和心脏病及呼吸道疾病患者过早死亡。因此城市空气质量恶化问题和气溶胶对人类健康的影响已成为研究热点。

1.2 大气气溶胶辐射强迫

太阳辐射是地球—大气系统最重要的能量来源，也是影响地球大气运动和气候的重要因子。在地球上大气上界某一处的太阳辐射是由太阳常数，平均日地距离，纬度等因素决定的，这些因素变化缓慢或者呈现缓慢的周期性变化，因而大气上界的太阳辐射的长期变化非常小。而到达地面的太阳辐射除了受上述天文因子影响外，还受到大气的影 响，包括云、水汽、温室气体和气溶胶的影响。大气气溶胶可以通过反射和吸收太阳的直接辐射影响地热的热力平衡，还可以通过在云凝结、合并和形成过程中的重要作用对气候产生影响 (Bouchera and Anderson 1995a; Haywood and Ramaswamy, 1998)。在众多影响气候变化的辐射强迫因子中，大气气溶胶是最大的不确定因素 (IPCC, 2001;)。因此，大气气溶胶的气候效应以及气溶胶辐射强迫是近年来国内外研究的热点。

“辐射强迫”是指大气中温室气体或气溶胶的含量变化引起地气系统能量平衡的扰动，它以地球表面单位面积的辐射能量通量 (Wm^{-2}) 来表示。辐射强迫在数值上定义为某种辐射强迫因子变化时所产生的平均净辐射的变化 (太阳辐射)。辐射强迫可划分为直接辐射强迫和间接辐射强迫 (IPCC, 2001)。大气气溶胶辐射效应对大气有三个方面的影响：1) 气溶胶的散射作用将减少入射到地气系统的太阳短波辐射，起冷却作用；2) 气溶胶对辐射的吸收是对大气的加热作用 (Jacobson, 2001)，其冷却和增暖作用的大小与其吸收散射比及地表反射率有关；3) 大气气溶胶的间接辐射强迫表现为：气溶胶粒子改变云的物理和微物理特征，进而改变云的辐射特征，影响太阳能在地气系统的分配。

1.2.1 气溶胶的全球气候效应

大气中对流层气溶胶的浓度由于人类活动排放而增加，从而使得辐射强迫增加。IPCC 评估了主要大气气溶胶的辐射强迫。就全球年平均的直接辐射强迫来说，人为硫酸盐气溶胶为 $-0.2 \sim -0.8 \text{ Wm}^{-2}$ ；生物质燃烧生成的气溶胶为 $-0.07 \sim -0.6 \text{ Wm}^{-2}$ ；化石燃料燃烧生成的有机碳气溶胶为 $-0.03 \sim -0.3 \text{ Wm}^{-2}$ ；化石燃料燃烧生成的黑碳气溶胶为 $0.1 \sim 0.4 \text{ Wm}^{-2}$ ；矿物尘埃气溶胶为 $-0.6 \sim -0.4 \text{ Wm}^{-2}$ 。另外，飞机尾流产生的强迫为 0.01 Wm^{-2} ，而航空业诱导的卷云变化带来的气候变化辐射强迫约为 $0.0 \sim -0.04 \text{ Wm}^{-2}$ 。

IPCC 报告 (IPCC, 2001) 给出各种主要人为气溶胶前体物的年排放总量为 1.09 亿 t/a，其中北半球 1.04 亿 t/a，南半球 500 万 t/a (IPCC)。排放物主要源于化石燃料燃烧、

生物质燃烧（秸秆燃烧、烧荒）、硫酸生产以及铜、铅、锌冶炼。硫酸盐是人为气溶胶细粒子的重要成分，特别是在以燃煤为主要能源的城市。

目前，国外在气溶胶的直接辐射效应方面已做了大量的研究。关于臭氧对气候强迫作用的研究从 20 世纪 90 年代开始，有 Chalita et al., 1996、Van Dorland et al., 1997、Stevenson et al., 1998、Mickley et al., 1999、Roelofs 和 Lelieveld, 2000、Hauglustaine 和 Brasseur, 2001；对硫酸盐气溶胶辐射效应的研究，有 Boucher 和 Anderson, 1995、Feichter et al., 1997、Penner et al., 1998、Koch et al., 1999、Kiehl et al., 2000；Adams et al., 2001；对碳气溶胶研究的有 Schult et al., 1997、Penner et al., 1998、Cooke et al., 1999、Jacobson, 2000、Koch, 2001、Chung 和 Seinfeld, 2002、Gong et al., 1997、Jacobson, 2001、Badarinath, 2005 等。近几年来，各国的研究者已经不再仅仅对单种气溶胶作用进行研究，而是研究多种气溶胶组合以及各种气溶胶之间的相互作用对辐射强迫的影响。

Charlson (1991) 用一个简单的箱模式粗略估算了北半球平均硫酸盐的直接辐射强迫为 -1.6 Wm^{-2} ，并进一步考虑了硫酸盐的全球分布状况和云量的影响，计算的北半球平均硫酸盐辐射强迫为 -1.07 Wm^{-2} ，而全球平均值为 -0.60 Wm^{-2} 。Charlson et al. (1992; 1994) 进一步全面系统的阐述了气溶胶影响地球辐射平衡的机制。他把气溶胶对气候的作用分为直接辐射强迫、间接辐射强迫和对云生命史的影响，并对在气候模式中如何描述人为气溶胶的这些影响给出了细致的构思和建议，同时提出气候模式和化学输送模式耦合的思想。为了研究和比较人为硫酸盐气溶胶和温室气体的不同气候效应，Kiehl (Kiehl et al., 1993) 计算分析了大气中硫酸盐气溶胶的直接辐射强迫作用，并和温室气体的强迫作用作了比较，强调了气溶胶辐射强迫的区域性特征。另外，Boucher and Anderson (1995) 研究了硫酸盐的辐射特性及直接气候强迫作用的敏感性。Taylor and Penner (1994) 用全球海气耦合模式模拟了气候系统在温室气体、硫酸盐以及两者共同作用下的响应。Haywood et al. (1997, 1998) 用 GFDL 模式分别对人为硫酸盐和烟尘气溶胶的直接强迫做了敏感性研究并强调了人为烟尘对气候的重要性。IPCC (1995) 第二次评估报告中考虑了三种人为气溶胶成份：硫酸盐气溶胶，生物质燃烧气溶胶以及化石燃料燃烧产生的黑碳气溶胶的辐射强迫。观测表明，化石燃料燃烧和生物质燃烧产生的有机气溶胶的辐射强迫十分重要。IPCC 公布第二次评估报告以后，学者开始关注与工业气溶胶有关的化石燃料有机碳气溶胶的增加将导致总的光学厚度增加，随之产生负辐射强迫的研究。目前人们可以通过观测和大气气溶胶辐射模式对这些成分的辐射强迫分开来进行定量估计，并对矿物粉尘的辐射强迫范围进行估计。硫酸盐的直接辐射强迫是 -0.4 Wm^{-2} ，生物质燃烧气溶胶是 -0.2 Wm^{-2} ，化石燃料有机碳气溶胶是 -0.1 Wm^{-2} ，化石燃料黑碳气溶胶是 -0.2 Wm^{-2} ，但是，这些值的不确定性很大。这主要是由于大气气溶胶浓度、辐射特性以及人为气溶胶比例很难确定，并且人们对含碳气溶胶源的了解十分有限。这使得气溶胶总量估计的误差达到实际观测值的 2-3 倍，对气溶胶垂直分布估计的误差则可高达 10 倍。此外，人们对人为矿物气溶胶的了解也十分有限。结合模式计算和卫星观测，我们能够定性识别晴空情况下总的气溶胶的辐射影响，但定量研究的不确定

性仍然很大。根据 IPCC (2001) 第三次评估报告, 全球平均人为硫酸盐气溶胶总的直接辐射强迫作用约 -0.5 Wm^{-2} (范围为 -0.25 — -1.0 Wm^{-2}), 北半球平均值约 -1.0 Wm^{-2} , 高值区域中心值达 -2 — -10 Wm^{-2} 。而由于人类活动而产生的 CO_2 增加引起的辐射强迫作用约为 1.5 Wm^{-2} , 加上其它温室气体 (如 CH_4 、 N_2O), 其总的辐射强迫作用达 2 — 2.5 Wm^{-2} 。Liao (Liao et al., 2004) 用大气环流模式模拟了对流层的臭氧和气溶胶相互作用对全球辐射强迫的影响。美国国家航空的戈达空间研究所用 GCM 模式来估计对流层和人类的气溶胶对大气层顶 (TOA) 辐射强迫影响。研究表明臭氧对 TOA 和地表的辐射强迫分别为 $+0.53 \text{ Wm}^{-2}$ 和 $+0.07 \text{ Wm}^{-2}$ 。全球年平均气溶胶引起的对 TOA 和地表的辐射强迫分别为: -0.72 和 -4.04 Wm^{-2} 。

1.2.2 气溶胶的区域气候效应

有关气溶胶对区域气候的影响, 已有很多方面的研究。2003 年, Mallet. 在 ESCOMPTE 实验中计算了各种气溶胶的光学特性, 其中包括自然气溶胶 SS、DU, 以及人为气溶胶 S、BC、有机颗粒物 (POM)、矿尘 (DU)、硫酸铵 (AS) 和氮 (N)。并通过米散射理论利用观测到气溶胶的尺度分布, 计算了气溶胶的折射率、以及气溶胶的主要光学参数 (消光系数, 还有对应波长 0.55 微米的气溶胶的光学厚度、单散射反照率、非对称因子等)。研究表明: 气溶胶对太阳短波辐射的消光效果 90% 来自于人类造成的气溶胶, 仅有 10% 来自于大自然的气溶胶。这充分说明人类活动产生的气溶胶对太阳辐射消光效果的影响是巨大的。

气溶胶还是大气中形成云和降水的先决条件之一。近年来, 关于气溶胶对大气环流和水循环的研究也引起国际上的广泛关注。由于吸收性气溶胶主要集中在某些排放比较大的区域, 而吸收性气溶胶可以改变辐射加热和梯度平衡, 从而直接改变大气环流, 进而改变降水过程。人为气溶胶能够抑制对流云中雨滴的形成。辐射吸收性气溶胶加热边界层会加强地层逆温, 影响底层云的生消, 增加气溶胶寿命, 以及改变边界层的湿度等。黑炭气溶胶 BC 是最主要的吸收性气溶胶, 最近关于 BC 对气候和水循环的影响成为国际全球变化研究的又一热点, 也是国际环境与气候变化争论的焦点。Jacobson (2001, 2002) 的模式计算认为控制黑炭气溶胶可能是延缓温室效应的更有效途径, 指出减少黑炭的排放比减少排放二氧化碳和甲烷对减缓气候变暖更为有效。Menon (2002) 利用美国 GISS 气候数值模式, 模拟研究了黑炭气溶胶对中国和印度区域气候的影响。Menon 认为: 吸收性气溶胶能影响区域气候变化, 由此推测, 近几十年中国夏季降雨量出现南方雨水增多、北方干旱加重, 可能与地区性黑炭气溶胶增多有关。段婧 (2005) 根据华北地区 1960 年至 1979 年的能见度等资料, 研究区域内的自然降水量进行分区研究后发现, 在同一个分区内, 降水的气候特征是相似的, 从而建立起分区中各个测站之间降水量的回归关系, 发现人为气溶胶污染是华北局部地区降水量减少的原因之一。石广玉等 (2002) 系统总结和介绍了 20 世纪 90 年代以来有关人类活动对东亚和中国区域气候影

响的相关工作与研究成果,例如:温室气体辐射强迫及其气候效应、大气微量气体的全球增温潜能、对流层和平流层气溶胶的辐射气候效应、气候系统外部因子对中国气候影响的评估以及人类活动对中国和东亚地区未来气候变化的可能影响等。

Reedy et al. (2001) 利用 1999 年 1-3 月印度洋的实验 (INDOEX) 和大气环流模式对气溶胶的输送及其辐射效应进行了模拟估算。结果显示,模拟的气溶胶光学厚度同观测值比较一致;但是,当大气处于高污染时模拟值低于实际观测值,特别是在三月份,最大的气溶胶浓度出现在中国西南部、孟加拉湾、印度次大陆时,气溶胶通过印度西海岸或者印度东海岸被输送到印度洋。在 INDOEX 试验区域碳气溶胶为光学厚度的最大贡献者,其次是硫、粉尘、海盐和飞灰。在冬天季风时期自然和人为气溶胶可以减少辐射 25 Wm^{-2} ,使地面减少 10-15% 的暴晒。而南亚的气溶胶主要为硫酸盐气溶胶,其光学厚度 60-70% 是由硫酸盐引起的。Henzing (2004) 和 Stammes (2004) 将 2000 年荷兰 3 天晴天无云的日子进行的 18 个个例观测试验测量与 MODTRAN4.1 计算结果相比较,分析了气溶胶的光学特性和物理特性对直接短波辐射通量的影响,结果发现由模式计算的直接辐射通量同观测值有很好的一致性。Stier (Stier et al. 2005) 利用 ECHAM5-HAM 模式,模拟了全球主要气溶胶成分,包括 S、BC、有机颗粒物 (POM)、海盐 (SS)、矿尘 (DU) 等物质的气溶胶光学厚度,结果同卫星遥感观测到的气溶胶光学厚度有很好的一致性。Quinn (Quinn et al. 2005) 通过比较 ACE1、ACE2、Aerosols99、INDOEX、ACE、TARFOX、NEAQS 试验得到区域气溶胶的光学特性。研究了所有气溶胶无海盐 SO_4^{2-} 、 NH_4^+ 、 NO_3^- 、灰尘、有机碳 (OC)、元素碳 (EC) 和无海盐 K+ 等的尺寸分离以及在 550nm 的散射、后向散射、单散射反照率光学特性。并对单种化学成分的气溶胶特性同总的气溶胶光学特性进行了比较,同时研究了光学特性同气溶胶周围空气中相对湿度的关系,即相对湿度对气溶胶光学性质的影响。结果发现,对细小颗粒的气溶胶总量无海盐 SO_4^{2-} 只占 16-46%;这有机颗粒物占细小微粒气溶胶的 1-51%,其最大浓度发现在美国东北部的下风向区域内;EC 由生物燃烧造成的最大量值和最低单散射反照率的值在非洲和印度次大陆的下风向; NO_3^- 是超大颗粒物的主要成分,其主要来源是二氧化氮同海盐的反应物。

1.3 城市气溶胶辐射效应的研究进展

21 世纪的今天,人类生存环境恶化已经到了不可忽视的程度,而城市化环境是当前人类生存科学研究的重要组成部分。八十年代末以来,世界城市化的步伐不断加快。据联合国估计,到 2050 年,世界三分之二的人口将成为城市居民。城市化的加剧,必将给人类发展增添新的活力,带来新的机遇,但也面临大气污染等严重挑战。城市化造成了全球环境恶化问题。为了保护大气圈,近十年来,愈来愈多的国家政府、科学界以及群众团体不断发出呼吁,希望世界各国共同努力防治大气污染。

国外加拿大 Hamilton 市 12% 的总辐射被削减 (Rouse, et al., 1973), 美国洛山矶为 6-8% (Peterson, et al., 1978), St. Louis 为 1-4.5% (Peterson, et al., 1980)。法国 Toulouse

直接辐射的削减量为 15% (Estoumel. et al., 1983)。Oke (1987)认为, 在重工业或燃煤城市短波辐射可减少 10-20%, 而在污染严重的日子里, 当太阳处于低高度角时, 其减少值可超过 30%。大气气溶胶对太阳辐射的削弱作用表现为: 除一部分短波被气溶胶散射返回天空的削弱之外, 其余削弱部分被气溶胶吸收所致。Aida 等(1979)对东京地区夜间的观测研究发现东京城市大气逆辐射比郊区大 6-10%, 平均达 5.7%。Estoumel 等(1983)通过个例分析得出气溶胶层轻微增加了夜间大气的辐射冷却。我国能源结构以燃煤为主, 城市空气污染物排放量大, 大气中气溶胶含量高, 城市常常被烟雾笼罩。东亚大气监测网资料(1991-1992)显示(兰州市环保所, 1993), 与日本城市相比, 我国城市大气中 TSP(总悬浮颗粒物)含量高 5-10 倍。兰州市冬季煤烟型污染严重, 根据观测, 兰州城市大气气溶胶有强烈的辐射效应(陈长和等, 1936)。兰州冬季厚度为 600m 的烟雾层, 其光学厚度占整层大气的 70%, 使得正午到达地面的太阳直接辐射比郊区的小 58.9Wm^{-2} , 太阳总辐射比郊区的小 28.5%。简化的辐射传输模式计算表明, 冬季平均污染状况下, 兰州烟雾层上部最大加热率达 $5.7^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。王海啸和陈长和(1994)利用长、短波辐射模式和地面能量平衡模式, 计算了烟雾层状况下的边界层和地面热量收支情况。计算表明, 烟雾层的全天辐射效应使低层大气上部辐射能量收入为正, 中下部辐射能量收入为负, 总的结果是使低层大气稍稍冷却并使稳定度增加。计算还表明, 烟雾层造成的地面接收短波辐射能量的减少量可由大气逆辐射的增加量来补偿; 烟雾层使得地面温度振幅变小。邵爱梅等(2001)利用 Lowtran 辐射传输模式计算了城市大气气溶胶的辐射效应, 并用一个一维边界层模式模拟了由此产生的温度变化。气溶胶大大削弱了到达地面的太阳辐射, 结果使白天城市边界层中上部气温高于乡村约 2°C , 低层高于乡村约 1°C , 同时夜间城市温度仍高于乡村 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。

中国是世界上人口最多的国家, 也是农村人口比重最大的国家之一, 城市化出现较晚, 进程较缓慢。但改革开放以来, 中国城市化速度明显加快, 目前全国现有城市 668 个, 建制镇 19,000 个, 城市人口近 4 亿, 中国城市化水平已超过 30%, 而且这个速度有逐年加快的趋势。城市人口的急剧增长导致城市环境发生了巨大的变化, 其中最主要的是大气污染问题。城市大气污染一般分为煤烟型和光化学烟雾型。而北京市这样的大都市, 由于冬季燃煤取暖, 城市污染源原来主要以煤烟型为主。但随着机动车辆的增加, 其污染由煤烟型逐渐转化为煤烟型和光化学烟雾型的混合型。由于大量化石燃料的燃烧以及汽车尾气的排放, 造成了北京城市空气质量下降, 其中包括二氧化硫、氮氧化物气体污染和气溶胶污染, 并且加剧了大气光化学过程。

近几十年来, 城市人类活动和工业排放急剧增长已经在很大程度上改变了局地 and 全球范围大气组成。大气气溶胶作为大气的一种微量成份, 在自然洁净大气中含量非常低, 因而很容易受到人类活动的影响。监测研究表明: 污染严重的城市, 气溶胶的浓度可达本底值的一千倍(王明星等, 1986); 气溶胶和二氧化碳的含量在全球范围内呈逐年增加的趋势(Singere, 1975)。日益严重的大气气溶胶污染不仅直接危害环境, 而且直接或间接影响局地和全球气候。与此相关联的城市大气污染和大气边界层问题引起很多学者的

关注。探究其中影响机制和变化规律,一方面从大气动力学、大气物理学入手,进行复杂地面上大气边界层结构和数值模拟研究(Stull, 1988; Haugen, 1973;陈长和等, 1993a; Pielke, 1984;桑建国等, 1992; 程麟生, 1994; Nieuwstadt, 1982);另一方面,从大气辐射、大气化学角度研究大气气溶胶的物理化学特性,包括辐射特征(Lenoble, 1993; 王明星, 1991; 尹宏, 1993; 刘长盛、刘文保, 1990; 章澄昌等, 1995)。前者往往不考虑气溶胶的辐射效应或作简单的参数化处理,而后者经常忽略气象场对气溶胶分布的作用,静态或孤立地讨论气溶胶的影响。虽然已经有不少学者注意到这两个问题之间的联系,但是尚缺乏深入的研究。我国大部分城市,特别是北方城市,大气颗粒物污染十分严重。已有研究表明,大气颗粒物的辐射效应十分明显,特别是春季沙尘气溶胶对地表接收到的太阳辐射影响很大,因此对边界层的辐射效应也比较大。尹宏等(1989)对北京地区不同能见度及沙尘暴条件下的气溶胶加热率的研究,认为在沙尘气溶胶影响下,大气的加热率将比无气溶胶大气高 8-31.8%。何新星等(2004)对 2004 年春季北京一次沙尘暴的理化特性分析得出,由于大气中沙尘含量大,使得太阳短波辐射大量被散射和反射回太空,致使到达地面的太阳短波辐射明显减少,从而使总辐射大幅度减少。在沙尘暴爆发期间总辐射的最大值在 595 Wm^{-2} ,而在沙尘暴发生前后总辐射的最大值可达到 880.1 Wm^{-2} ,总辐射衰减了 37.18%。由此可见沙尘暴对总辐射有明显的影 响,并可通过改变到达地面的太阳辐射量进一步影响气候。成天涛(2002)利用 2001 年春季浑善达克沙地外场观测的辐射资料及大气辐射模式,对沙尘气溶胶的局地辐射强迫进行了分析和模拟估算。计算结果表明,浑善达克沙地上空大气透过率日变化显著,晴天可达 0.80 以上,沙尘天气最低在 0.01 以下;白天沙尘的辐射强迫对地表有冷却作用,而夜间起保温作用。观测期间,白天沙尘对地面向下长波辐射的平均强迫增加量为 16.76 Wm^{-2} ,对地面净辐射能收支的平均强迫减少量为 62.76 Wm^{-2} ;夜间地表长波辐射净损失量因沙尘作用平均减少为 67.84 Wm^{-2} 。胡波(2005)利用 2004 年 3 月 27~29 日北京沙尘暴期间观测的辐射、气象以及气溶胶质量浓度的资料,分析了该过程的地面辐射、气象要素以及气溶胶与辐射相互作用的变化特征。结果表明,沙尘暴期间紫外辐射的衰减与可见光辐射强度衰减规律不一致。紫外衰减主要受到细粒子浓度影响,同时紫外辐射占总辐射的比重与气溶胶中细粒子含量成负相关;而可见光辐射强度衰减与总辐射衰减同步。同时研究了紫外辐射和总辐射的关系,建立了对紫外辐射的估算模型。

由此可以看到无论是在人为引起的人类气溶胶还是自然条件造成的沙尘气溶胶都会影响地表面的辐射变化,进而影响边界层内的垂直结构。

1.4 国内外气溶胶直接辐射强迫的研究状况

中国科学家对气溶胶气候效应也开展了很多研究。周秀骥等(1998)利用从地面太阳辐射观测资料反演得到的大气气溶胶光学厚度,模拟了中国地区大气气溶胶的直接辐射强迫及季节变化特征。赵凤生等(1994)利用一维辐射对流模式,模拟了乡村型和城市

型两类气溶胶的直接效应,指出了气溶胶在地气系统辐射收支及全球温度变化中的重要作用。王喜红和石广玉 (2001, 2002 a, b) 利用区域气候模式对东亚地区人为硫酸盐的直接辐射强迫及其温度响应进行了数值研究后发现:20 世纪 90 年代中期东亚地区平均的人为硫酸盐直接辐射强迫约为 -0.7 Wm^{-2} 。直接辐射强迫空间分布具有明显的季节变化和区域特征,辐射强迫的这种变化特征强烈地依赖于人为硫酸盐柱含量的季节变化和区域分布。王宏和石广玉等 (2004) 利用中国科学院知识创新重点研究项目“风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境的影响”中有关中国西北部沙漠地区沙尘气溶胶的主要光学特性结果,将其作为中国和东亚地区沙尘气溶胶光学模型的代表,模拟了东亚-北太平洋地区 2001 年春季平均辐射强迫。吴北婴和吕达仁 (1993) 利用北京地区气溶胶光学特性探测资料,研究了 Pinatubo 火山爆发对北半球中纬度地区气溶胶的辐射效应的影响。毛节泰等 (2005) 利用一个简化的辐射平衡模式,讨论了气溶胶直接辐射强迫和气溶胶辐射特性及其与地面反射率之间的关系。钱云等 (1996) 根据用工业 SO_2 排放资料和硫化物输送模式模拟的硫酸盐气溶胶的区域分布状况,计算了其对地气系统的直接辐射强迫作用,并用能量平衡模式模拟了其对东亚和我国温度变化的影响。王体健等 (2004) 将区域气候模式和对流层大气化学模式相耦合,建立了一个区域气候-化学模式系统,模拟了东亚地区夏季对流层臭氧和硫酸盐气溶胶的空间分布,并估计了相应的辐射强迫和对近地面气温变化的影响。吴润等 (2004) 模拟了东亚地区黑碳气溶胶的辐射强迫。尹宏等 (1989) 利用一维辐射对流模式,采用两流近似和累加法求解多次散射的辐射传输方程,计算了一般天气条件和沙尘暴天气下气溶胶粒子对太阳辐射的吸收和对大气的加热,得到北京沙尘暴天气发生时大气太阳辐射加热率比无气溶胶大气多 $80\% \sim 318\%$ 。胡荣明等 (1998 a, b) 根据国内测算的排放因子数据和国家部委及各省市统计的排放源数据,计算得到了中国大陆 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 SO_2 排放分布,应用二维能量平衡模式计算了中国地区人为排放的硫酸盐气溶胶的辐射强迫,得到中国地区由于人为排放的硫酸盐气溶胶引起的最大辐射强迫 (-3 Wm^{-2}) 和最大地面温度变化都集中在中国东部长江中下游地区和四川地区;然后他利用该模式研究了平流层气溶胶的辐射强迫水平分布以及皮纳图博火山喷发对地面平衡温度的影响,发现平流层气溶胶辐射强迫水平分布不仅与本身的水平变化有关,而且与下垫面的反照率有很大关系。皮纳图博火山喷发后 1.5 a 左右降温最大,5a 以后降温已经很小。罗云峰 (1998) 利用全国 42 个甲级日射站 1979~1990 年直接辐射资料,根据改进的邱金桓宽带遥感方法,计算得到了全国范围内的气溶胶分布,然后把气溶胶的辐射嵌套于 NCAR CCM1 三维大气环流模式中,模拟了中国地区气溶胶的直接辐射强迫及其气候效应,结果显示中国地区大气气溶胶辐射强迫春季最大,高达 -13 Wm^{-2} ,冬季 1 月最小,为 -5.3 Wm^{-2} ,而年平均为 -8 Wm^{-2} ,两个明显的大值区为青藏高原北侧到黄河中上游及河套地区,以及四川盆地、贵州北部到长江中游以南地区。该研究把气溶胶的辐射嵌套于三维大气环流模式中研究气溶胶的辐射强迫,更能反应实际大气气溶胶对气候的影响,是气溶胶气候效应研究的一个发展方向。由于复杂的二维能量平衡模式在研究火山活动等气溶胶对气候影响时还有很多不确定性,

辛国君(1999)利用比较简单的零维能量平衡模式分析了气溶胶的气候效应。结果表明,气溶胶含量增加能够引起大气温度升高、地表感热输送和蒸发潜热减少,引起全球干旱。气溶胶对大气的温度效应不仅与气溶胶光学特性有关,还强烈依赖于地面反照率特性。

国外的 Bush (2003; 2006) 利用 INDOEX 试验资料结合 SBDART (Ricchiazzi et al., 1998) 计算了地面的太阳短波辐射强迫和可见光波段在地面的直接辐射强迫, 其值分别为 -72.2 W m^{-2} 和 -38.5 W m^{-2} ; 同时计算了辐射强迫率, 即气溶胶的光学厚度和直接辐射强迫的关系, 用来直接表现两者之间的关系, 进而说明气溶胶对辐射的影响。气溶胶辐射强迫效率 (Radiative Forcing Efficiency) 是一个对气溶胶辐射强迫比较综合的表达方式 (Anderson et al., 2005; Yu et al., 2006)。一种辐射强迫效率的表达方式是瞬时直接辐射强迫和气溶胶光学厚度的比率, 即单位气溶胶光学厚度 (τ_{500}) 气溶胶辐射强迫大小, 其单位为 $\text{W m}^{-2} \tau_{500}^{-1}$ 。另一种表达方式是气溶胶辐射强迫同气溶胶光学厚度的拟合的线性关系。Madhavi (Madhavi Latha et al. 2005) 利用观测资料得到了气溶胶光学厚度, 并用黑碳气溶胶的浓度直接计算得到其辐射强迫达到 -62.5 W m^{-2} 。Ramavhandran (2005) 利用观测的气溶胶光学厚度和辐射传输模式比较了不同区域 (城市、陆地、海上) 气溶胶在地面、大气层顶、大气柱的辐射强迫, 结果表明同样晴天的天气下城市气溶胶辐射的辐射强迫要比后两者大很多。Chou 等 (2006) 根据地面观测到的辐射和气溶胶资料计算了台湾地区冬季地面瞬时直接辐射强迫, 得出气溶胶可以使得地面辐射减少 39 W m^{-2} ; $0.5 \mu \text{ m}$ 波段上的气溶胶光学厚度每增加 1, 地面接收到的短波辐射就会减少大约 53 W m^{-2} 。气溶胶的辐射强迫率主要是计算较小波段上的光学厚度的增加对辐射的影响, 许多学者在这方面做了大量研究工作 (Satheesh and Ramanathan, 2000; Bush and Valero, 2002, 2003; Kim et al., 2005)。可见光波段的辐射强迫率表现了辐射对气溶胶的穿透能力 (Hignett et al., 1999)。国内中科院大气物理研究所 (Xia et al., 2006, 2007a, 2007b, 2007c; Li et al., 2007) 利用香河的资料计算了香河大气观测站的太阳短波辐射和有效光合辐射, 两者在地面的直接辐射强迫年平均可以达到 -32.8 W m^{-2} 和 16.6 W m^{-2} 。同时也计算了气溶胶在地面的直接辐射强迫随季节的变化, 和不同波段的 (短波辐射和光合有效辐射) 辐射强迫值以及辐射强迫效率。Magi, (Magi, 2008) 利用飞机的观测资料计算了华盛顿地区的气溶胶直接辐射强迫和直接辐射强迫效率, 其在大气层顶 -1.5 ± 3.2 到 $-14.4 \pm 3.5 \text{ W m}^{-2}$, 地面的辐射强迫效率为 -10.5 ± 2.4 到 $-81.3 \pm 7.5 \text{ W m}^{-2}$, 大气层内的气溶胶辐射强迫效率为 $5.0 \pm 2.3 \text{ W m}^{-2}$ 到 $73.3 \pm 11.0 \text{ W m}^{-2}$ 。同时分析了气溶胶辐射强迫效率不仅和气溶胶光学厚度有关还和其大小有关。

以上国内外研究者研究的气溶胶的直接辐射效应都是基于模式计算或者基于模式与观测资料相结合的方式得到的, 模拟研究的区域或者局地城市的直接辐射强迫效应。这些方法使得我们能够定性得到晴空情况下的气溶胶的辐射影响, 但定量的不确定性仍然很大。为了减少气溶胶直接辐射强迫的不确定性, 我们期望在分析影响气溶胶直接辐射强迫大小的各个因子基础上来计算其大小, 分析影响气溶胶辐射强迫的因子的作用。

1.5 气溶胶直接辐射强迫的不确定分析

根据 IPCC (2001) 报告, 对硫酸盐气溶胶、生物燃烧气溶胶、化石燃料燃烧产生的有机碳和无机碳, 其直接辐射强迫大约是: -0.4 Wm^{-2} 、 -0.2 Wm^{-2} 、 -0.1 Wm^{-2} 和 $+0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 。但正象报告所指出的, 气溶胶气候强迫的不确定性是相当大的, 对人为气溶胶间接辐射强迫 (第一间接和第二间接效应) 的估算, 其量级甚至正负符号都还不确定 (一些观测显示这种强迫可能是负的)。

直接辐射强迫的不确定性来源于确定气溶胶的含量和大气分布, 以及它们的化学、物理性质, 这些性质决定了气溶胶吸收和散射太阳辐射的效率, 即气溶胶的辐射特性。不同类型的气溶胶相互作用也可能影响直接辐射强迫的大小。近期的观测和模式研究表明 (O'Dowd, 1999), 气相硫与海盐气溶胶 (Sea-salt) 形成的复合粒子要比纯硫酸盐 (Sulfate) 粒子大, 在光学厚度一定的条件下, 大粒子越多反射太阳光更少, 因此这部分硫酸盐的辐射强迫将比其为纯硫酸盐时的辐射强迫减小。与此相似, 硫酸盐还可以在矿物沙尘气溶胶和含碳气溶胶上形成, 这同样会减少硫酸盐气溶胶总的辐射强迫。气溶胶对辐射的影响会随着气溶胶的光学厚度、气溶胶单次散射反照率和非对称因子不同而有所改变。不同的气溶胶单次散射反照率对向下辐射的影响比较明显, 随着气溶胶单次散射反照率的增加, 地面接收到得向下总辐射通量是减小的 (Zhao, 2007)。气溶胶对辐射的影响, 当由太阳光度计和辐射来反演气溶胶的光学性质的时候, 气溶胶浓度较大的时候反演出来的单次散射反照率才准确可靠 (Dubovik et al., 2000) 因此定量分析随着光学厚度的增加不同性质气溶胶对辐射产生的影响大小, 对估算气溶胶辐射强迫的准确性非常有必要。

对气溶胶的光学特性研究几乎与气溶胶研究同时。两次世界大战期间, 出于军事和航空等的需要, 人们对气溶胶以及能见度等开展了广泛的研究, 但直到 1959 年美国 California 颁布能见度标准, 公众才逐渐开始关注气溶胶对大气消光的影响。伴随着从物理光学的观点研究能见度问题, 对气溶胶物理、化学性质的研究也同时展开。然而由于缺少测量气溶胶尺度分布和大气消光性质的技术和方法, 直到 20 世纪 60 年代, 定量研究气溶胶粒子浓度或单个化学成分与气溶胶光学特性的联系才算真正开始。

对光吸收型气溶胶组分的辐射强迫效应评估是对气溶胶的全球气候效应评估时最大的不确定性来源之一 (Anderson et al. 2003a)。例如, 近几年, 对光吸收型气溶胶的全球平均辐射强迫的评估结果在一个很大的范围内变化, 从 0.16 到 0.8 Wm^{-2} (Haywood et al. 1997; Myhre et al. 1998; Penner et al. 1998; Cooke et al. 1999; Jacobson 2000, 2001; Koch 2001; Chung et al. 2002; Wang 2004)。该评估的不确定性不仅来源于研究者对全球元素碳排放和浓度水平以及时空分布等数据的掌握不足。

四流近似由 Liou (Liou, 1974) 首先提出, 它是以辐射传输的离散纵坐标法的通解为基础的。Liou 和 Fu 在 1988 年详细分析了 (Liou, 1988) 四流近似和二流近似计算气溶胶透射率和反射率的误差, 在太阳天顶角余弦在小于 0.5 和大于 0.9, 气溶胶光学厚度小于 1 的的

范围内二流近似达到10%-30%。误差大于10%都发生在太阳天顶角余弦小于0.2的范围内。在单次散射反照率为0.8吸收较强的气溶胶状态下，二流近似产生的误差达到5%-10%。四流近似计算得到的透射率和反射率的误差基本上都在小于5%以内。说明了不同流数近似辐射的反射率和透射率影响比较明显的，而气溶胶对净辐射通量密度的影响，目前国内外计算的比较少，而从Liou的结果上也可以知道不同流数近似肯定对辐射通量密度有影响的。

气溶胶对辐射的影响不仅与气溶胶的光学性质、光学厚度、分布区域有关，还与气溶胶的垂直分布有关，并且气溶胶的垂直分布对大气层结稳定度也有一定影响。气溶胶垂直分布特征对局地的气候和天气条件也有十分重要的影响。段建军（1999）等采用两流近似辐射模式计算了不同月份大气气溶胶的辐射加热和减温率的日变化。结果表明，从气候角度而言，气溶胶浓度的差别使得即使是在6月份，气溶胶层既可以是冷源也可以是热源；从天气尺度而言，气溶胶的垂直分布和浓度对层结稳定度有着重要影响。

气溶胶垂直分布的变化为很多科学问题的定量化研究带来困难，包括气候、云物理、卫星气象、地球化学循环以及空气质量问题。对大气辐射强迫、地面辐射计算以及大气层顶的研究都会涉及到云和气溶胶垂直分布信息。尤其是最近关于沙尘气溶胶对大气辐射平衡的研究指出，沙尘气溶胶的垂直分布是影响长波辐射强迫的重要因子（Claquin, 1998; Myhre G., 2001）。

事实上，人们对气溶胶的垂直结构方面的认识很有限，因为这种结构相当复杂而且多变。弄清这些问题是研究和模拟气候变化的重要前提条件之一（Andreae 1997）。辐射传输方程的精确计算必须考虑对流层气溶胶垂直结构及其光学属性，这些特征是人们理解气溶胶的气候效应的关键因素（Kafuman, 1997）。已经有很多大型实验关注气溶胶的垂直分布特征，例如 TARFOX、LACE' 98、ACE-1 和 ACE-2。在很多城市，包括巴黎、洛杉矶和筑波，科学家也研究了气溶胶垂直的区域特征。然而人们对与气溶胶物理光学特征随高度变化的长期观测仍然十分有限。为了理解大气气溶胶的各种复杂效应，首先必须精确地得到气溶胶垂直分布的定量信息，特别是气溶胶垂直变化对辐射强迫的影响更是比较关键。

目前不同地区不同季节气溶胶垂直分布的观测工作比较少见，但是不同垂直分布可以导致气溶胶辐射强迫数值的差异，因此有必要研究气溶胶垂直分布对辐射强迫的影响大小。

1.6 本文主要研究内容

气溶胶光学特性及其辐射效应是全球气候变化研究领域中的一个热点问题，国内外都开展了大量的研究工作。夏祥鳌利用香河地区的 AERONET 观测资料研究了香河地区的气溶胶辐射强迫和气溶胶辐射强迫效率；分析了香河地区的气溶胶性质和辐射强迫的特点。车慧正对比分析了北京、敦煌、银川、青岛和合肥等地的年平均气溶胶光学性质的差别，以及各地月平均气溶胶辐射强迫和辐射强迫效率的结果。不过由于研究区域大

多属于比较污染的区域,不能对比清洁地区同污染地区气溶胶的差别,也没有详细分析造成气溶胶辐射强迫效率差别的原因。本文拟基于几个有代表性的地方来研究不同区域气溶胶性质差异以及由此产生的辐射强迫的不同:北京超大都市的城市污染气溶胶,气溶胶成分主要是以人为源气溶胶为主;香河是地处郊县,受北京市污染影响比较严重;敦煌地处黄土高原,气溶胶主要是以沙尘气溶胶为主;兴隆地处山区,属于较清洁的山区气溶胶。这样不仅可以对比分析由人为源气溶胶同沙尘气溶胶光学性质的不同以及由此造成的气溶胶辐射强迫的不同;还可以对比污染严重和较为清洁地区气溶胶光学特性及其造成的辐射强迫的差别,从而揭示人类活动产生的气溶胶对地气系统辐射收支的影响。

论文的主要研究内容和结构

1. (第二章)重点研究了影响气溶胶辐射强迫的几个重要因子:求解辐射传输方程的二流、四流、八流近似的计算精度;气溶胶单次散射反照率以及气溶胶非对称因子对辐射通量密度计算的影响以及气溶胶垂直分布对辐射通量密度的影响。

2. (第三章)利用 AERONET 观测到的气溶胶资料,重点分析了北京、香河、兴隆、敦煌四个不同地区气溶胶光学性质的特点。北京市的气溶胶主要以人为源气溶胶为主;香河地区受北京污染影响;兴隆地区的气溶胶代表了较为清洁的山区气溶胶的特点;敦煌地区地处西北黄土高原地带,其气溶胶的特点主要是沙尘气溶胶特征;这样就对比分析了不同地点不同性质气溶胶的变化特征。

3. (第四章)利用 SBDART 辐射传输模式和香河观测的气溶胶光学性质的资料,分别模拟向下短波辐射、直接辐射、散射辐射和光合有效辐射(PAR);模拟值同观测资料比较一致,说明了模式计算气溶胶辐射强迫的可靠性。

4. (第五章)结合 AERONET 观测资料和 SBDART 计算了北京、香河、兴隆、敦煌地区气溶胶辐射强迫。对比分析了香河地区冬季和夏季的气溶胶瞬时直接辐射强迫的差异。分析了四个不同地区瞬时直接辐射强迫及其与气溶胶特性的关系,也比较了不同地区气溶胶辐射强迫和太阳天顶角的关系,以及不同地区气溶胶辐射强迫效率的大小。

5. (第六章)北京地区的气溶胶有一定的季节性变化,不同时期气溶胶的源地以及化学成分的不同造成的气溶胶光学性质也有很大的区别。分析了北京市晴天、霾、雾、沙尘四种典型的气溶胶辐射强迫的差别以及产生这种差别的原因。

6. (第七章)研究了北京和香河地区 2001-2009 年气溶胶及其直接辐射强迫,对比分析两个地方的长期变化的特征和差别,以及气溶胶辐射强迫效率的变化。

7. (第八章)对比分析了 MODIS 的 AQUA 卫星和 TERRA 卫星反演得到的气溶胶光学厚度同香河观测站观测到的气溶胶光学厚度的差别,以及由于气溶胶光学厚度差别引起辐射强迫的差别。

8. (第九章)总结了论文的主要结论,分析了存在的问题,提出了未来工作展望。

第二章 气溶胶对辐射影响及其气溶胶特性的关系

2.1 概述

本章首先介绍了气溶胶辐射强迫的计算方法。然后开展数值试验，分析气溶胶辐射强迫的计算精度与离散坐标法流数的关系。指数二流和四流计算精度和气溶胶光学厚度的有关。要精确计算气溶胶辐射强迫需要采用 8 流近似。此外本章还进一步分析了气溶胶辐射强迫与气溶胶光学特性的关系以及气溶胶的垂直分布对气溶胶辐射强迫的影响。

2.2 不同流数近似对辐射通量计算的影响

气溶胶的辐射强迫定义为气溶胶散射和吸收引起的净辐射通量密度的改变。因此计算气溶胶辐射强迫，首要计算辐射通量密度这就需要求解辐射传输方程。辐射传输的物理过程被描述为一个微积分方程。在考虑散射和吸收介质的条件下，即使是平面平行大气假设下，辐射传输方程的解析解也很难获得，因此需要近似解。在计算辐射通量密度时大气的辐射传输方程可以写为：

$$\mu \frac{dL}{d\tau} = L - \frac{\omega_0}{2} \int_{-1}^1 L(\tau, \mu') P(\tau, \mu', \mu) d\mu' \quad (2.1)$$

式中，L 是对方位角 ϕ 平均的辐射通量密度， μ 是太阳天顶角余弦向上为正向下为负， ω_0 气溶胶单次散射反照率， $P(\tau, \mu', \mu)$ 是相函数。为了求解方程 (2.1) 人们发展了多种计算方法，在这些方法中，离散纵标法被人广泛采用的。Liou (1973a) 证明了离散纵标法对于计算气溶胶和有云大气中的辐射场是一种既有用又有效的方法。这个方法涉及基本辐射传输方程的离散化，以及一阶微分方程组的求解。采用离散纵标法，方程 (2.1) 中散射项可以用高斯积分表示：

$$\int_{-1}^1 f(\mu) d\mu = \sum_{j=-n}^n a_j f(\mu_j) \quad (2.2)$$

$$\begin{aligned} R[f] &= \int_{-1}^1 f(\mu) d\mu - \sum_{j=0}^n a_j f(\mu_j) = \int_{-1}^1 [f(\mu) - L_n(\mu)] d\mu = \int_{-1}^1 R_n(\mu) d\mu \\ &= \int_{-1}^1 \frac{f^{(n+1)}(\xi_x)}{(n+1)!} \prod_{j=0}^n (\mu - \mu_j) dx \end{aligned} \quad (2.3)$$

把辐射场分为 $j=-n, \dots, n$ 共 $2n$ 流，则

$$\mu_i \frac{dL_i}{d\tau} = L_i - \frac{\omega_0}{2} \sum_{j=-n}^n a_j L_j P(\mu_j, \mu_i) \quad i=-n, \dots, n \quad (2.4)$$

把相函数用勒让德多项式展开

$$P(\tau, \mu_i \mu_j) = \sum_{l=0}^n \varpi_l P_l(\mu_i) P_l(\mu_j) \quad (2.5)$$

辐射传输方程 (2.1) 可以写为:

$$\begin{aligned} \mu_i \frac{dL(\tau, \mu_i)}{d\tau} &= L(\tau, \mu_i) - \frac{\varpi_0}{2} \sum_{j=-n}^n a_j L(\tau, \mu_j) \sum_{l=0}^n \varpi_l P_l(\mu_j) P_l(\mu_i) \\ &= L(\tau, \mu_i) - \frac{\varpi_0}{2} \sum_{l=0}^n \varpi_l P_l(\mu_i) \sum_{j=-n}^n a_j L(\tau, \mu_j) P_l(\mu_j) \end{aligned} \quad (2.6)$$

在求解方程 (2.1) 和 (2.6) 的过程中, 一般都对相函数采用截断近似。由方程 (2.1) 和 (2.5) 可以看出数值求解辐射传输方程的误差主要来自于数值积分。离散积分的误差与高斯积分点数目有关。可以表示为方程 (2.3) 积分数目越少误差越大, 积分项的数目越多误差就越小。

方程 (2.5) 是一个非齐次线性方程组, 齐次方程解的系数可以通过如下边界条件确定:

$$\text{在大气层顶: } 2\pi L(0, -\mu_i) = F_0 \delta(\mu_0 - \mu_i) \quad \delta = \begin{cases} 1, & \mu_i = \mu_0 \\ 0, & \mu_i \neq \mu_0 \end{cases}$$

$$\text{在地表: } 2\pi L(\tau, \mu_i) = \sum_{j=1}^n L(\tau, -\mu_j) \mu_j \rho$$

式中, ρ 是地表反照率。先求齐次方程的同解, 再求非齐次方程的特解, 最后用边界条件得到齐次方程解的系数。这样就可以得辐射传输方程 (2.1) 的解。取高斯积分的分点数为 2 时 (即 $j=-1$ 和 1) 为二流近似。当分点数为 4 时, 为四流近似, 当分点数为 8 的时候为八流近似依此类推。Liou et al (1988) 对 2 流和 4 流近似计算的反射率和透射率误差进行了详细的分析, 指出四流近似的精度可以达到 5%, 明显优于二流近似。本章的目的之一在于考察不同流数近似对气溶胶辐射强迫计算精度的影响。为此我们进行了数值试验。

在数值试验中, 我们取了太阳天顶角为 5° , 大气廓线为美国 1976 年的标准大气; 气溶胶的单次散射反照率为 0.95, 非对称因子为 0.75; 气溶胶的光学厚度从小到大分别为 0.2, 0.5, 0.75, 1.0, 1.2, 1.5, 2, 2.5, 3.0。求解的辐射传输模式是 Montran4.1

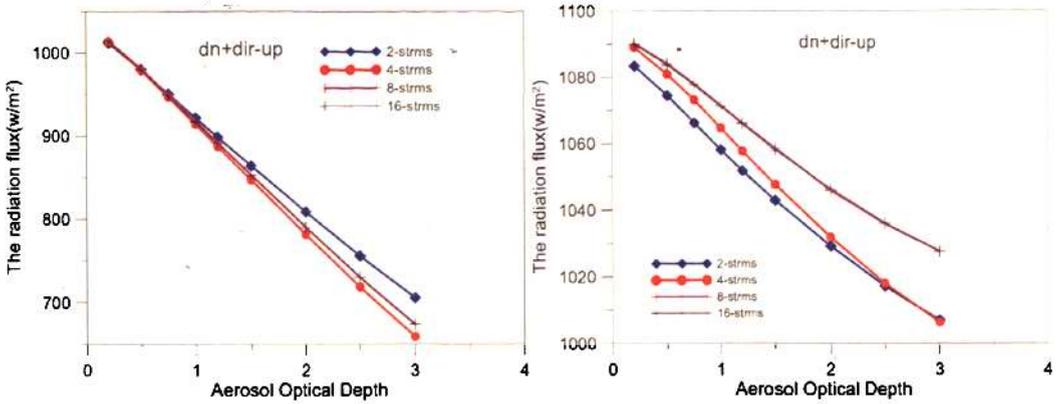


图 2.1 不同流数近似的辐射通量随着气溶胶光学厚度的变化 (a: 地面; b: 大气层顶)

图 2.1 给出了计算得到的结果：无论是在地面和大气层顶，净辐射通量密度 8 流和 16 流计算的数值都非常接近，说明了对于计算气溶胶辐射强迫而言，8 流近似的计算精度是令人满意的。表 2.1 和 2.2 给出了不同流数近似相对于 16 流近似的计算误差。由图 2.1 还可以看出，二流和四流近似的误差随着气溶胶光学厚度的增加而增加的。这一结果与 Liou et al (1988) 对反射率和通过率的计算有一些差别。造成这一差别的主要原因可能是由于本章数值试验考虑了分子散射。由于分子散射的不对称因子为 0，大气的不对称因子随着这气溶胶光学厚度的增加而增大。一般而言，较大的不对称因子具有较强的前向散射峰值，因此在计算流数一定的时候较大的气溶胶光学厚度具有较大的计算误差。

由表 2.1 和 2.2 可以看出，当气溶胶光学厚度达到 3 的时候（即：气溶胶污染比较极端严重的情况），二流和四流近似计算的地表净辐射通量密度的误差分别可以达到 31.6Wm^{-2} 和 14.8Wm^{-2} 。计算大气层顶处的净辐射通量密度误差分别可以达到 21.03Wm^{-2} 和 20.56Wm^{-2} 。尽管与二流近似相比，四流近似的精度有了显著提高，但对于准确计算辐射强迫而言，四流近似的精度仍然是不够的。

表 2.1 不同流数近似同 16 流近似的在地面净辐射通量的差别

气溶胶光学厚度	二流近似 (Wm^{-2})	四流近似 (Wm^{-2})	八流近似 (Wm^{-2})
0.2	-2.11	-0.60	0.49
0.5	-0.09	-0.95	1.08
0.75	2.14	-1.63	1.23
1	5.00	-2.63	1.22
1.2	7.56	-3.62	1.12
1.5	11.68	-5.29	0.90
2	18.71	-8.41	0.44
2.5	25.46	-11.64	-0.01
3	31.58	-14.80	-0.39

表 2.2 不同流数近似同 16 流近似的在大气层顶净辐射通量的差别

气溶胶光学厚度	二流近似 (Wm^{-2})	四流近似 (Wm^{-2})	八流近似 (Wm^{-2})
0.2	-6.47	-0.79	0.4
0.5	-9.06	-2.62	0.61
0.75	-11.22	-4.24	0.59
1	-12.91	-6.3	0.51
1.2	-14.02	-8.02	0.43
1.5	-14.97	-10.15	0.76
2	-17.33	-14.64	-0.57
2.5	-18.99	-18.15	-0.26
3	-20.52	-21.03	0.35

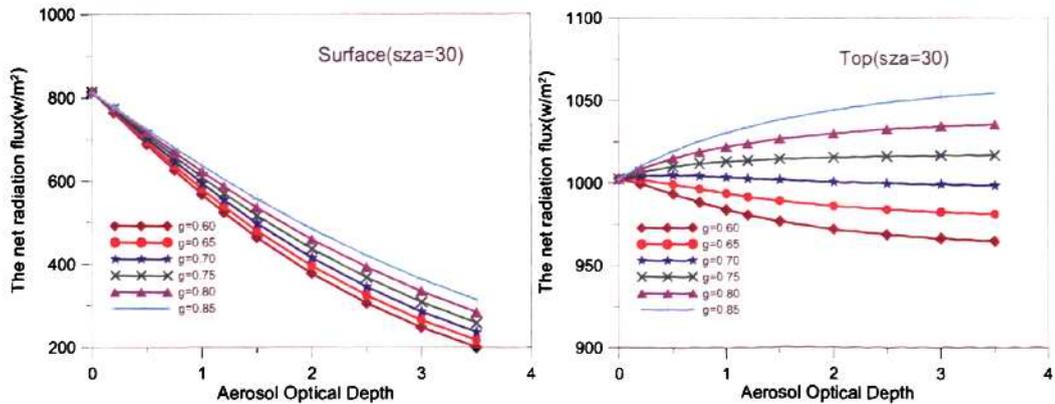
2.3 气溶胶非对称因子对大气辐射通量的影响

气溶胶的非对称因子表示散射的前向部分和后向部分的相对大小, 定义为散射相函数的一阶矩:

$$g = \frac{1}{2} \int_0^{\pi} \cos \theta P(\cos \theta) \sin(\theta) d\theta \quad (2.6)$$

式中的 θ 表示散射角, $P(\cos \theta)$ 是散射相函数。非对称因子是气溶胶的一个重要参数。气溶胶中大粒子的浓度越多, 前向散射峰越明显, 非对称因子 g 的取值就越大。

气溶胶辐射强迫与非对称因子有关(如: Andrews et al., 2006; Ogren et al., 2006)。本文开展了数值试验, 分析了不同气溶胶光学厚度条件下气溶胶非对称因子的变化对气溶胶辐射强迫的影响。



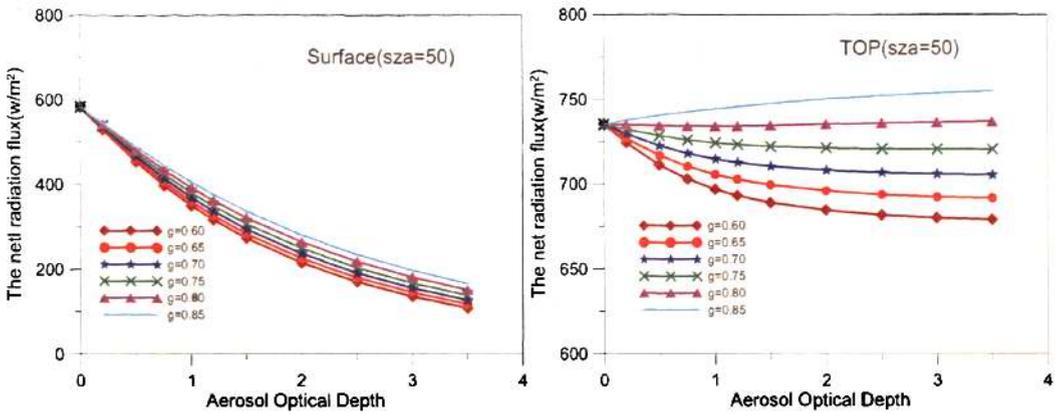


图 2.2 不同的气溶胶非对称因子随着光学厚度变化对辐射通量的影响

图 2.2 的纵坐标为总辐射通量 F ，本章如果没有特殊说明，图中纵坐标均为如下定义的净辐射通量：

$$F = F_{down} - F_{up} \quad (2.7)$$

图 2.2 给出了太阳天顶角分别为 30° 、 50° ，地面反照率是 0.15，单次散射反照率 $\omega=0.85$ ，非对称因子分别为 0.6、0.65、0.7、0.75、0.8、0.85 六种情况下，地面和大气层顶的净辐射通量密度随气溶胶光学厚度增加的变化。可以看到，用不同的气溶胶非对称因子，对大气层顶和地面的净辐射通量密度是不同的，并且随着气溶胶光学厚度的增加，不对称因子对净辐射通量的影响增大。

对六种情况下辐射通量的比较发现，计算得到的地面接收的净辐射通量密度随着气溶胶非对称因子的增大而增加。当气溶胶光学厚度为 3.5 太阳天顶角为 30° 的时候随着气溶胶非对称因子的增加地面接收的净辐射通量密度从 200.35 Wm^{-2} ($g=0.6$) 增加到 314.38 Wm^{-2} ($g=0.85$)，两者相差 114.03 Wm^{-2} ；当气溶胶光学厚度为 3.5 太阳天顶角为 50° 的时候随着气溶胶非对称因子的增加地面接收的净辐射通量密度从 109.06 Wm^{-2} ($g=0.6$) 增加到 166.83 Wm^{-2} ($g=0.85$)，两者相差 57.77 Wm^{-2} 。这是因为，气溶胶的前向散射随着非对称因子的增大而增加，因此地面接收到的向下总辐射通量密度就会大，随着非对称因子的增大而增加，从而导致净辐射通量密度增大。气溶胶非对称因子对净辐射通量随着太阳天顶角变化比较明显，太阳天顶角越小，非对称因子对净辐射通量密度影响越明显。

对于大气层顶的总辐射通量，随着气溶胶非对称因子的增加，大气层顶处向上的辐射通量密度减小，净辐射通量密度就会增加。当太阳天顶角为 30° 气溶胶光学厚度为 3.5 的时候随着气溶胶非对称因子的增加，大气层顶处净辐射通量密度从 964.2 Wm^{-2} ($g=0.6$) 增加到 1054.34 Wm^{-2} ($g=0.85$)，两者相差 90.14 Wm^{-2} ；当太阳天顶角为 50° ，气溶胶光学厚度为 3.5 的时候，随着气溶胶非对称因子的增加，大气层顶处净辐射通量密度从 679.08 Wm^{-2} ($g=0.6$) 增加到 754.86 Wm^{-2} ($g=0.85$)，两者相差 75.78 Wm^{-2} 。

2.4 气溶胶单次散射反照率对大气辐射通量的影响

气溶胶的散射系数和气溶胶消光系数之比称为气溶胶的单次散射反照率，定义为：

$$\omega_0 = \frac{\sigma_{sc}}{\sigma_{sc} + \sigma_{ab}} \quad (2.8)$$

式中， σ_{ab} 和 σ_{sc} 分别是气溶胶的吸收和散射截面。单次散射反照率的大小取决于气溶胶成分中气溶胶散射粒子折射率的大小，折射率的虚部越大，吸收截面就大，单次散射反照率 ω_0 就小；反之，散射截面越大单次散射反照率 ω_0 就越大。

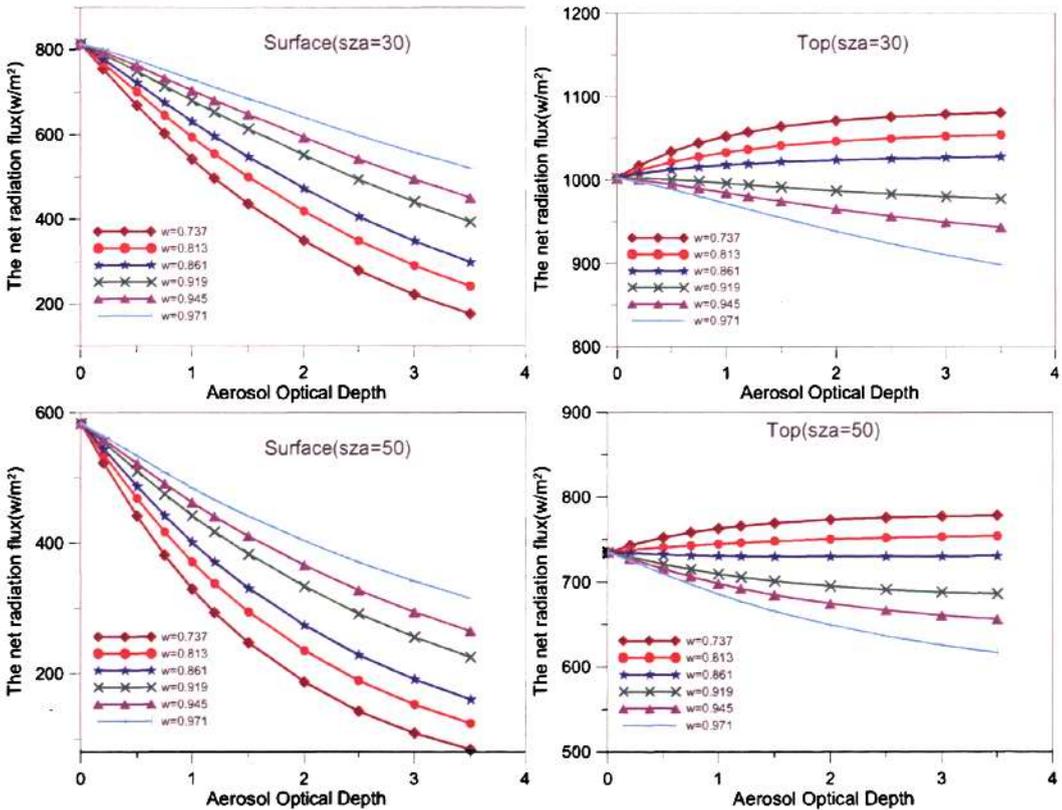


图 2.3 不同的气溶胶单次散射反照率随着光学厚度变化对辐射通量的影响

图 2.3 给出了太阳天顶角分别为 30° 、 50° ，地面反照率是 0.15，不对称因子 $g=0.75$ ，单次散射反照率分别为 0.737、0.813、0.861、0.919、0.945、0.971 六种情况下，地面和大气层顶的净辐射通量密度随光学厚度增加的变化。可以看到，气溶胶单次散射反照率，对大气层顶和地面的净辐射通量密度有明显的影。

地面净辐射通量密度随着气溶胶光学厚度的增加而减小，其减小幅度随着气溶胶单次散射反照率的增大而降低的：当太阳天顶角为 30° ，气溶胶单次散射反照率为 0.971 的时候，地面净辐射通量密度随着光学厚度的增加由 814.08 Wm^{-2} ($\tau=0$) 降低到 520.83 Wm^{-2} ($\tau=3.5$)；而当气溶胶单次散射反照率为 0.737，净总辐射通量密度随着光学厚度

的增加由 814.08 Wm^{-2} ($\tau=0$) 降低到 176.58 Wm^{-2} ($\tau=3.5$); 因此当气溶胶光学厚度为 3.5, 单次散射反照率分别为 0.971 和 0.737 时地面的净辐射通量密度, 相差为 344.25 Wm^{-2} 。

当太阳天顶角为 50° , 气溶胶单次散射反照率为 0.971 的时候, 地面净辐射通量密度随着光学厚度的增加由 583.61 Wm^{-2} ($\tau=0$) 降低到 86.37 Wm^{-2} ($\tau=3.5$); 而当气溶胶单次散射反照率为 0.737, 地面净辐射通量密度随着光学厚度的增加由 583.61 Wm^{-2} ($\tau=0$) 降低到 315.94 Wm^{-2} ($\tau=3.5$); 所以当气溶胶光学厚度为 3.5, 单次散射反照率为 0.971 和 0.737 时, 地面的净辐射通量密度, 相差为 229.21 Wm^{-2} 。说明气溶胶的辐射强迫与太阳天顶角有很大的关系。

对于地面, 在气溶胶光学厚度相同的条件下, 随着气溶胶单次散射反照率的增加, 地面的净辐射通量密度是增加的, 这是因为气溶胶的单次散射反照率表示散射和消光截面之比。单次散射反照率增大时, 气溶胶散射较强, 到达地面的总辐射通量就会增大。

对于大气层顶, 在气溶胶光学厚度相同的条件下, 气溶胶单次散射反照率越大, 向上反射辐射通量就越大, 大气层顶的净辐射通量密度就越小。

从图 2.3 还可以看到, 当气溶胶单次散射反照率小于 0.861 时, 大气层顶处的净辐射通量密度随着气溶胶光学厚度的增大有增加的趋势。大气层顶处向上反射辐射通量来自于大气散射的贡献, 地表反射的贡献和地表-大气辐射相互作用的贡献。大气散射总是随着气溶胶光学厚度增大而增加的。但增加量与气溶胶的单次散射反照率有关。当气溶胶吸收较强时, 单次散射反照率较小。此时反射的辐射通量随气溶胶光学厚度增加而缓慢增加。地表对大气层顶处向上的辐射通量贡献随着气溶胶厚度的增大是减小的。在同样的气溶胶光学厚度条件下, 单次散射反照率越大, 地表反射的贡献就越大。反之, 贡献就越小。地表-大气辐射的相互作用的贡献也依赖于单次散射反照率。单次散射反照率越小, 相互作用的贡献就越小。总之, 气溶胶对向上的辐射通量取决于气溶胶单次散射反照率、气溶胶光学厚度和地表反照率等参数。当单次散射反照率较小时, 气溶胶的散射对向上辐射通量的贡献小于其对地表反射辐射造成的衰减, 此时向上辐射通量密度就会随着气溶胶光学厚度的增大而减小。这和国内外许多研究者对气溶胶单次散射反照率 (Zhao, 2007) 和非对称因子 (Andrews, 2006) 研究结果是一致的。

2.5 不同的气溶胶垂直分布对辐射通量的影响

虽然已有不少有关气溶胶垂直分布的观测研究工作发表, 如: 微脉冲激光雷达观测网 (Mplnet), 石广玉 (1996)、王雁鹏 (2007)、贺千山 (2005) 等。但由于不同地区和不同时间气溶胶垂直分布存在着差异, 到目前为止人们对气溶胶垂直分布的变化规律仍然缺乏足够的了解。

不同的气溶胶垂直分布对地面和大气层顶的辐射通量产生的影响是否相同呢? 本文利用 SBDART 辐射传输模式, 开展了净辐射通量密度对气溶胶垂直分布变化的敏感性试验, 分析了当整层气溶胶光学厚度相同的时候, 净辐射通量密度随着气溶胶垂直分

布的变化。在敏感性试验中，大气主要分为 45 层。整层的气溶胶光学厚度是不断增加的，其数值分别为 0.2, 0.5, 0.75, 1.0, 1.2, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5。计算时选取的太阳天顶角余弦为 0.8，气溶胶单次散射反照率为 0.85，非对称因子为 0.75。

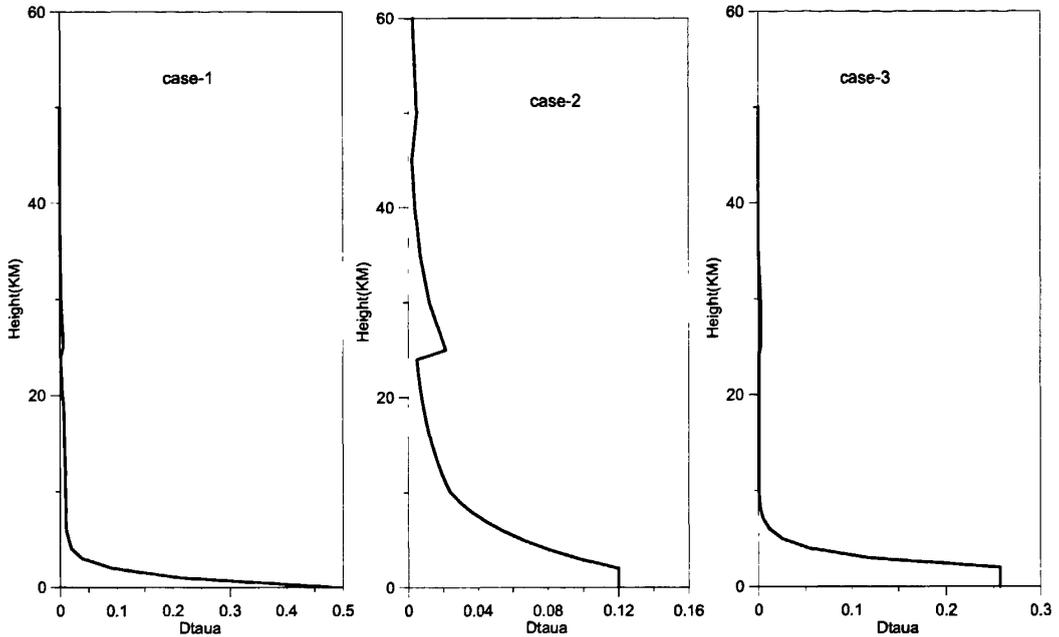


图 2.4 不同的气溶胶垂直分布廓线

图 2.4 中纵坐标为高度，横坐标为每层的气溶胶光学厚度，也可以认为每层的气溶胶数浓度。三个图分别代表了三种不同的气溶胶垂直分布：case1 为：从地面到大气层顶气溶胶数浓度按照 E 指数递减的分布；case2 主要是考虑了火山灰存在下的气溶胶垂直分布，其在大概 25km 的高度处存在一个峰值，在 0-2KM 之间是均匀分布的；case3 主要是气溶胶在 0-2km 间均匀分布，而在 2km 以上是按照 E 指数递减，一般用于描述城市气溶胶的垂直分布。

表 2.3 不同气溶胶光学厚度和不同方案的气溶胶垂直分布在地面净辐射通量

气溶胶光学厚度	Case1 (Wm^{-2})	Case2 (Wm^{-2})	Case3 (Wm^{-2})
0.2	717.73	718.07	717.38
0.5	666.42	666.80	665.80
0.75	625.51	625.79	624.81
1	586.91	587.03	586.15
1.2	557.79	557.79	557.03
1.5	517.09	516.93	516.34
2	456.75	456.45	456.07
2.5	404.79	404.48	404.23
3	360.04	359.73	359.57
3.5	321.41	321.09	321.00

图 2.5 是不同的气溶胶数浓度垂直分布计算得到的地面和大气层顶净辐射通量。从

图 2.5 和表 2.3 可以看到：对于地面接收到的净辐射通量，当气溶胶光学厚度大小相同的时候，无论哪种气溶胶辐射方案，在地面接收到的净辐射通量都比较接近，说明了地面的净辐射通量密度对气溶胶的垂直分布不敏感。

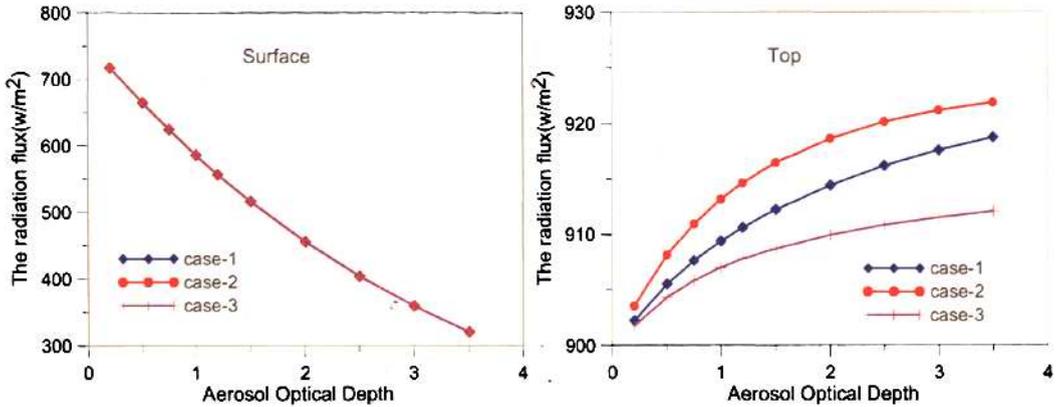


图 2.5 不同方案的气溶胶垂直分布随着光学厚度变化对辐射通量的影响

对于大气层顶，不同的气溶胶垂直分布对其的影响还是比较明显的：对于大气层顶的净辐射通量密度，主要是对向上的辐射通量的影响，随着气溶胶光学厚度的增加由于气溶胶的垂直分布造成大气层顶的辐射通量密度的差别也就越明显。当气溶胶光学厚度为 1.0 的时候，方案 1、方案 2、方案 3 大气层顶的净辐射通量分别为： 909.41 Wm^{-2} 、 913.18 Wm^{-2} 、 907.01 Wm^{-2} 。不同的气溶胶垂直分布对应的大气层顶的净辐射通量密度最大相差 6.17 Wm^{-2} ，这和总的净辐射通量相比比较小，但是和气溶胶本身对大气层顶的辐射影响相比就比较大，比如对于气溶胶方案 1 来说，当气溶胶光学厚度从 0.2 增加到 1.0 的时候大气层顶的净辐射通量为 902.26 Wm^{-2} 变化到 909.41 Wm^{-2} ，由气溶胶光学厚度引起的两者相差为 7.15 Wm^{-2} 。这样同气溶胶本身对大气层顶辐射产生的影响相比，两者相当。因此由气溶胶垂直分布的不同对大气层顶处的净辐射通量密度影响是有意义的。

表 2.4 给出了三种不同的垂直分布方案对应的大气层顶的净辐射通量密度。

表 2.4 不同气溶胶光学厚度和不同方案的气溶胶垂直分布在大气层顶净辐射通量

气溶胶光学厚度	Case1 (Wm^{-2})	Case2 (Wm^{-2})	Case3 (Wm^{-2})
0.2	902.26	903.56	901.79
0.5	905.54	908.15	904.34
0.75	907.64	910.95	905.84
1	909.41	913.18	907.01
1.2	910.64	914.65	907.79
1.5	912.26	916.46	908.75
2	914.47	918.67	909.98
2.5	916.23	920.17	910.89
3	917.63	921.20	911.57
3.5	918.77	921.90	912.11

由气溶胶垂直分布敏感性试验可以看到：气溶胶垂直分布对估算大气层顶气溶胶辐射强迫是非常重要的

2.6 小结

本章主要分析了气溶胶单次散射反照率、非对称因子、以及气溶胶在大气层的垂直分布和辐射传输方程的不同流数近似对近地面和大气层顶辐射通量的影响。

大气辐射传输方程的计算过程中当气溶胶光学厚度为 3 的时候，由于二流近似、四流近似同十六流近似在地面差别到了 31.58Wm^{-2} 和 -14.80Wm^{-2} ；在大气层顶分别相差了 20.52Wm^{-2} 和 -21.03Wm^{-2} 。而八流近似和十六流近似相差分别为： 0.39Wm^{-2} 和 0.35Wm^{-2} 。因此准确的计算气溶胶辐射强迫需要采用八流近似。二流和四流近似的误差随着气溶胶光学厚度的增加而增大，这可能是因为随着气溶胶光学厚度的增加大气层的不对称因子也是增加的，较大的不对称因子具有较强的前向散射峰值，因此就有较大的计算误差。

当气溶胶光学厚度一定的时候，气溶胶单次散射反照率和气溶胶的非对称因子对辐射通量的影响比较明显。随着气溶胶单次散射反照率的增加，地面的辐射通量就越大；同等条件随着气溶胶非对称因子的增加地面接收的辐射通量也是增加的；对于大气层顶，两者的影响是相反的，随着气溶胶单次散射反照率的增加大气层顶接收的辐射是降低的，而随着气溶胶非对称因子的增加地面接收的辐射通量是增加的。当太阳天顶角比较小的时候气溶胶单次散射反照率和非对称因子对辐射产生的影响更为明显。

一般情况下，不同的气溶胶垂直分布对地面的净辐射通量密度影响不明显，而对大气层顶处的辐射强迫影响比较明显，其影响大小可以和单位气溶胶光学厚度对大气层顶处净辐射通量密度的影响相当。因此由于不确定的气溶胶垂直分布会对大气层顶处辐射强迫的估算造成比较大的误差，进而对大气层内的气溶胶辐射强迫造成误差。

第三章 不同地区气溶胶光学性质的对比分析

3.1 引言

大气气溶胶的气候效应已经成为当今大气科学研究的前沿热点问题之一。IPCC 第三次评估报告指出,气候变化的原因和气候变化预测仍存在相当大的不确定性,众多影响因子中,最不确定,亟待解决的是气溶胶的作用。造成气溶胶辐射强迫估计的不确定的主要原因是对气溶胶光学特性缺乏足够的了解。为了解决这一问题,人们发展了多种地面观测技术并采用地面观测网和卫星遥感相结合的方法来研究气溶胶光学特性及其时空变化。目前国内外建立了多种气溶胶观测网。

如建立在全球大气观测计划 GAW 框架下的世界气象组织(WMO)的气溶胶观测网络(WMO, 2001)、美国国家宇航局 NASA 在全球建立的地基气溶胶自动观测网络(AERONET)(Holben, 1998)、日本在其本国和中国、蒙古国、泰国等地建立的亚洲气溶胶/辐射观测网络(SKYNET)(Takamura, 2002)、由中国气象局负责建设和管理的中国气溶胶观测网络(CAero-Net)(延昊, 2006)以及覆盖中国典型区域的太阳分光辐射观测网(王跃思, 2006)等。在这些观测网中,以太阳分光光度计为主要观测仪器的AERONET网观测资料在气溶胶气候效应以及卫星遥感有效性检验中得到了最广泛的应用。本章根据AERONET观测资料,分析和比较了北京、香河、兴隆和敦煌地区的气溶胶光学特性。

3.2 研究区域气候特点和资料说明

3.2.1 研究区域特点

北京市位于华北平原的北部边缘,地处内蒙古高原、黄土高原和华北平原的交界处,北纬 39.98° ,东经 116.38° 。北京在全国气候区划中属暖温带半湿润季风大陆性气候区。但境内地貌复杂,山地高峰与平原之间相对高差悬殊,从而引起明显的气候垂直地带性。大体以海拔700—800米为界,此界以下到平原,为暖温带半湿润季风气候;此界以上中山区为温带半湿润—半干旱季风气候;约在海拔1600米以上为寒温带半湿润—湿润季风气候。北京气候的主要特点是四季分明。春季干旱,夏季炎热多雨,秋季天高气爽,冬季寒冷干燥;风向有明显的季节变化,冬季盛行西北风,夏季盛行东南风。四季气候特征如下:

春季:气温回升快,昼夜温差大,干旱多风沙。并多大风,8级以上大风日数占全年总日数的40%。当大风出现时常伴随浮尘、扬沙、沙尘暴天气。春季降水稀少,加重春旱,素有“十年九春旱”之说。

夏季：酷暑炎热，降水集中，形成雨热同季。夏季降水量占全年降水量的 70%，并多以暴雨形式出现。

秋季：天高气爽，冷暖适宜，光照充足。入秋后，北方冷空气开始入侵，降温迅速。

冬季：寒冷漫长。冬季降水量占全年降水量的 2%，常出现连续一个月以上无降水（雪）记录。冬季虽寒冷干燥，但阳光却多。

近几年由于经济发展迅速，造成的大气污染比较严重，因此北京市治理大气污染的任务十分艰巨，首要的是要治理可吸入颗粒物和二氧化硫等煤烟型的污染物。近年来，汽车尾气等污染物逐年增加，使其空气污染治理的任务更加复杂。

香河是中国科学院大气物理研究所大气综合观测试验站，位于河北省香河县境内，北纬 39 度 47 分 54 秒、东经 116 度 57 分 28 秒，海拔约 95 米，距北京市中心约 65 千米。香河站始建于 1973 年，1976 年建成并正式开展多项观测实验，占地面积约 7 万平方米。

香河县属于大陆性季风气候，四季分明。春季（3-5 月）：少雨多风蒸发大，日照充足回暖快，易于干旱。夏季（6-8 月）：高温高湿，雨水集中。秋季（9-11 月）：雨量骤减，天气晴爽。冬季（12-2 月）：寒冷干燥，日照短，雨雪稀少多北风。本县大风全年平均 13.5 日。以春季大风最多，平均 5.1 日，占全年的 37.9%，其中 3 月份大风最多，平均 2.1 日；夏季大风较少，平均 1.3 日，占全年的 9.7%。最大风速为西北风，曾出现 24 米/秒。瞬时风速 ≥ 17.0 米/秒，即风力达到或超过 8 级称为大风。

敦煌位于我国西北部，地处 1300 米的黄土高原上，介于东经 $92.25^{\circ} \sim 95.5^{\circ}$ 和北纬 $39.67^{\circ} \sim 41.58^{\circ}$ 之间，平均海拔高度 1139m，地处河西走廊的最西端、库姆塔格沙漠边缘，南接青藏高原，西邻塔克拉玛干沙漠，北有巴丹吉林沙漠。其地表以山地、戈壁沙漠和荒漠为主，约占土地总面积的 90% 以上，绿洲只占总面积的 4.5% 左右。敦煌常年受蒙古高压的影响，具有典型的沙漠气候特征，平均年降水量只有 23.2mm，且主要分布在夏季（6~8 月），年平均蒸发量为 4347.9mm，是降水量的 187 倍。这样的地理位置、地表状况和气候条件在西北地区很有代表性，一直是研究者所时常关注的地区，同时也使之成为易风蚀区，沙尘天气的次数和强度均较高，春季的大气气溶胶以沙尘微粒为主。

兴隆站位于北纬 40.39639，东经 117.5783，海拔 960m，位于燕山主峰南麓，长城北侧的河北省兴隆县，四面环山，居局地的制高点，周围植被以当地的树木（松树）、草等居多。兴隆县位于河北省东北部，承德南偏西，明长城北侧。兴隆县地形由东南向西北呈阶梯状抬高，海拔高度 150 至 2118 米，燕山主峰雾灵山座落在县城北部。兴隆地处中纬度，气候属暖湿带湿润季风性大陆性气候，气候条件宜人，四季分明，夏短冬长。春季干旱多风，夏热多雨，秋季明朗，冬寒干燥，昼夜温差大，有明显的立体气候特征，受地形和燕山山脉对大气环流影响，有“山下桃花开，山上雪花飞”的景象。全年平均气温 $6.5-10.3^{\circ}\text{C}$ ，平均相对湿度 55%，年降雨量 600-800 毫米，无霜期 130-175 天。夏季平均气温 22°C ，比北京、天津、唐山等地区低 $8-10^{\circ}\text{C}$ ，境内山高林密，有“京畿凉岛”和“天然氧吧”之称。全县森林覆盖率达 65.76%，冠居华北县级第一位，努力建设成

为华北生态第一县。

图 3.1 是研究站点的（北京、香河、兴隆、敦煌）分布图。北京、香河、兴隆和敦煌地区气溶胶分别代表了城市型气溶胶、受城市污染的大陆型气溶胶、远离城市污染且植被覆盖较好的山区型气溶胶和沙尘气溶胶类型。

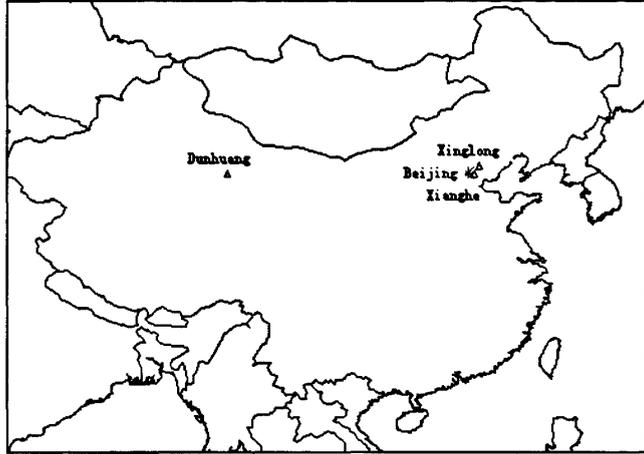


图 3.1 研究区域站点地图

3.2.2 资料说明

1、AERONET 资料说明

AERONET 是美国国家航空和宇宙航行管理局(称为 NASA, 下同)组建的气溶胶全球网络系统。该系统的主要观测仪器 Cimel-318 太阳分光光度计型号为 EBM9。仪器可以自动跟踪太阳, 并对太阳直接辐射和天空散射辐射进行观测。仪器在 10s 内测量 8 个波长(340、480、440、500、670、870、940、1020 nm)的直接辐射进行测量, 平均每 15 min 观测一次。为了保证测量精度, 仪器每 6~12 个月要到戈达德太空飞行中心(Goddard Space Flying Center)进行校正。所得气溶胶的光学厚度根据其精度分为 3 种: 实时观测结果 Level1.0、去除云的影响的修正结果 Level1.5 和前后校正的结果 Level2.0。其数据在 NASA 网站共享。在这里我们用的是 Level2.0 的气溶胶资料。主要包括 440nm、670nm、870nm、1020nm 波段上的光学厚度、单次散射反照率、非对称因子、气溶胶 Angstrom 指数; 空气湿度、太阳天顶角等。

Cimel 318 型太阳光度计的基本功能包括: 由直射太阳辐照度观测反演得到大气透过率和光学厚度, 气溶胶光学厚度的测量精度可以达到 $\pm 0.01-0.02$; 由天空辐射测量可以反演得到大气气溶胶的尺度谱分布; 从尺度谱分布可推出气溶胶相函数、单次散射反照率, 不对称因子等其他光学参数。

北京地区 AERONET 气溶胶观测资料的时段为 2001 年 3 月到 2008 年 8 月。

香河地区 AERONET 气溶胶观测资料的时段为 2001 年 3 月到 2009 年 7 月。

兴隆地区的 AERONET 资料的时段为 2006 年 01 月到 2008 年 05 月。不过资料持续性不是很好，缺测比较多。实际可用的资料包括 2006 年 2、3、4、5 四个月，2007 年的 10、11、12 三个月，2008 年的 1-5 月份。

敦煌地区 AERONET 资料仅下载了 2001 年 4-5 月的两个月资料。较少的观测资料给分析结果带来了局限性。但考虑到 4-5 月正式春季沙尘天气的多发时期，用这些资料代表沙尘气溶胶特性应该是可行的。

3.3 香河地区气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数季节变化特征

气溶胶光学厚度与 Angstrom 参数是表征大气气溶胶光学特征的基本参量。它们可以用来推算大气气溶胶含量，确定气溶胶模态特征与谱分布，检验校对卫星反演资料，是确定大气气溶胶辐射效应的重要因子。

Angstrom 给出了气溶胶光学厚度与波长之间的关系式：

$$\tau_{aer}(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (3.1)$$

其中， $\tau_{aer}(\lambda)$ 为波长 λ 处的气溶胶光学厚度， β 为 Angstrom 混浊系数，可以代表大气中气溶胶的浓度； α 为 Angstrom 波长指数 AE。 α 范围一般为 $0 < \alpha < 2$ ，平均值大约为 1.3；较小的 α 代表气溶胶中包含了较多的大粒子，相反，较大的 α 代表气溶胶中包含了较多的小粒子（王跃思，2006）；例如，当 α 接近于 0 时，说明气溶胶主要是由沙尘粒子组成的，当 α 接近于 2 时，气溶胶主控粒子是小粒径的烟雾粒子组成（Dubovik, 2002; Kim, 2004; Tanre, 2001）；城市-工业气溶胶一般为 $1.1 \leq \alpha \leq 2.4$ （Dubovik, 2002），生物质燃烧气溶胶为 $1.2 \leq \alpha \leq 2.3$ （Dubovik, 2002），沙尘气溶胶一般为 $-1 \leq \alpha \leq 0.5$ （Tanre, 2001），海盐气溶胶为 $1.1 \leq \alpha \leq 1.8$ （Remer, 1999）。

图 3.2 给出了香河地区 2004 年 10 月至 2005 年 9 月四个不同季节 500 nm 处气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数的散点图。为了更好的分析较为污染天气气溶胶 AE 指数的情况，我们在这里将数据分为两段，既将气溶胶光学厚度大于 1.0 和小于 1.0 两部分。从中可以发现，气溶胶光学厚度和 AE 指数关系与季节有关。从图上可以看到，气溶胶光学厚度在大于 1 的范围内，气溶胶光学厚度和气溶胶 AE 指数的线性关系表明了随着气溶胶光学厚度的增加气溶胶 AE 指数是降低的，说明了粒子是造成香河地区大气浑浊的主要原因一直之一。

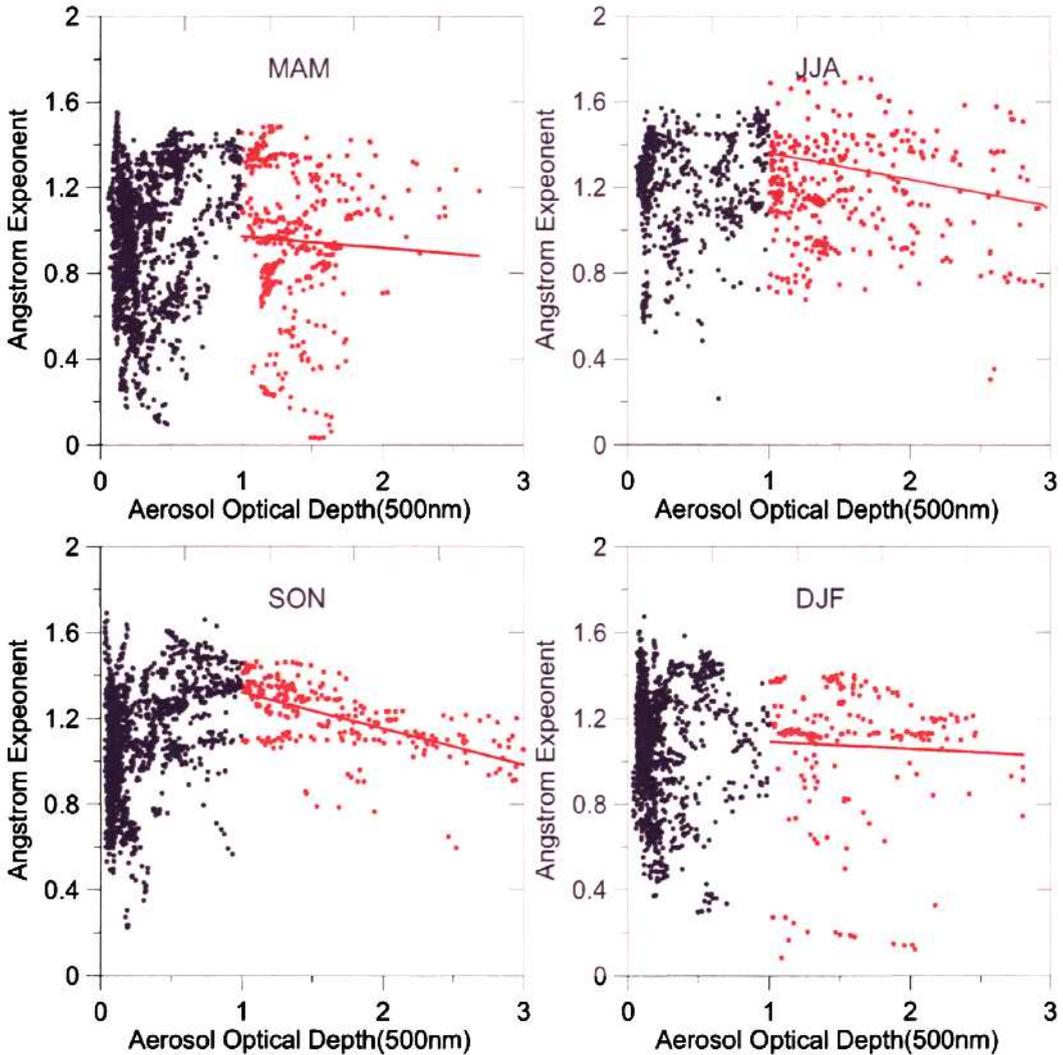


图 3.2 香河地区不同季节的气溶胶 AE 指数和光学厚度 (500nm) 散点图 (黑色: AOD<1.0, 红色:AOD>1.0)

春天无论在气溶胶光学厚度小于 1.0 还是大于 1.0 的范围内, 气溶胶的 AE 指数小于 1.0 的点较其他季节要多。这可能是受沙尘天气影响的缘故。

夏季气溶胶 AE 指数在整个观测期间变化不明显; 其大小主要在 0.8-1.6 之间。虽然气溶胶 AE 指数小于 0.8 的点比较少, 随着气溶胶光学厚度的增加气溶胶 AE 指数仍然是降低的。说明随着污染的增加气溶胶粒子中较粗粒子所占比例还是增加的。

秋季和冬季在气溶胶光学厚度小于 0.25 的点, 气溶胶 AE 指数小于 0.8 的点比较多, 说明了在晴好天气的时候, 局地扬尘是气溶胶的主要成分之一; 气溶胶光学厚度大于 1.0 的时候, 气溶胶 AE 指数随着光学厚度增加也是降低的。

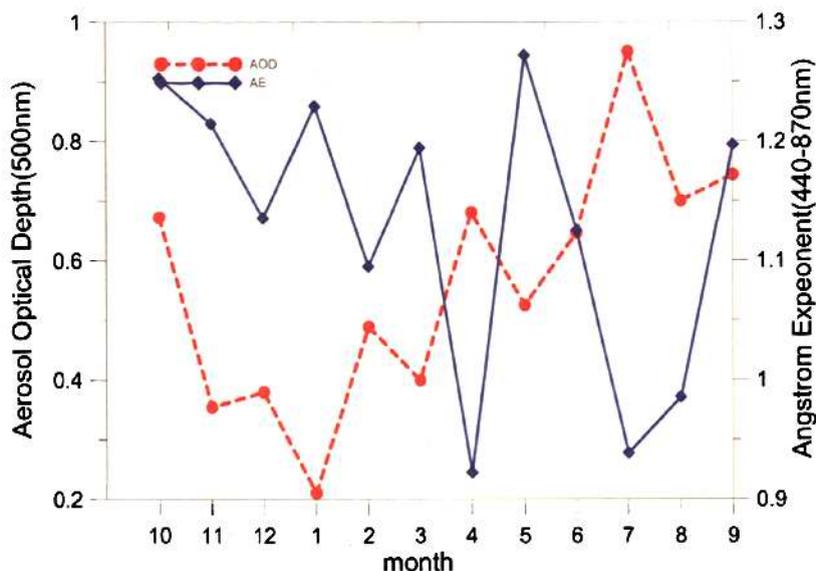


图 3.3 香河地区 2004 年 10 月-2005 年 9 月月平均气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数的变化

图 3.3 是气溶胶光学厚度的月平均值和 Angstrom 指数的月平均随季节的变化。两者成很好的反相关系。从中可以发现，香河地区光学厚度具有明显的月变化，光学厚度的小值出现在 1 月份其最低值为 0.211，表明这一期间空气相对比较清洁；2 月相对于 1 月，光学厚度有较大的上升，3 月份有小幅降低以后整体趋势还是增加直到 7 月份气溶胶光学厚度达到最大为：0.95。上升趋势非常明显。可能的原因是因为香河地区在 7 月份正是农忙的季节，造成局地扬尘粒子的增加；

气溶胶 Angstrom 指数所有月份的最低平均值为 4 月份的 0.922，说明香河在这个时期气溶胶含有粗粒子比较多。这个时期刚好是北方地区沙尘暴多发的季节，这就是 4 月份香河地区 Angstrom 比其他月份要低的原因。其他两个小于 1.1 的月份分别为 7 月份的 0.94 和 8 月份的 0.99，可能的原因是局部扬尘造成的。

3.4 北京地区气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数的季节变化特征

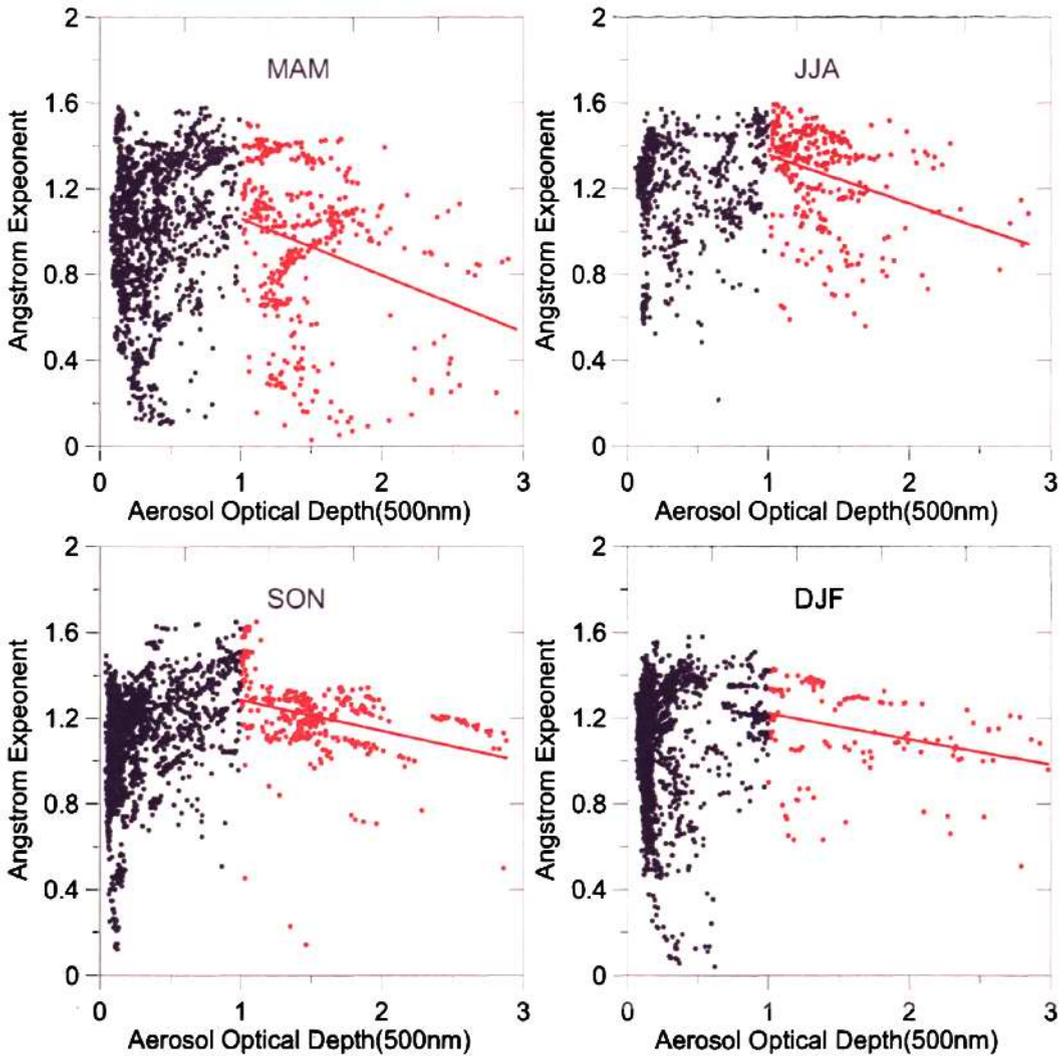


图3.4北京地区不同季节气溶胶AE指数和光学厚度(500nm)散点图(黑色:AOD<1.0,红色:AOD>1.0)

图3.4给出了北京地区四个不同季节500 nm处气溶胶光学厚度和Angstrom指数散点图。从图上可以看到,和香河一样气溶胶光学厚度在大于1的范围内,随着气溶胶光学厚度的增加气溶胶AE指数是降低的,说明了随着污染的增加气溶胶粒子组成中含粗粒子比例也增加了。

和香河地区类似,北京市春季气溶胶AE指数小于0.8的点无论在气溶胶光学厚度小还是气溶胶光学厚度大的时候都较其他季节比较多。可能的原因是受沙尘天气的影响。

其他三个季节AE指数小于0.5的点比较少,气溶胶AE指数主要是以大于0.8小于1.6的范围内为主,不过随着气溶胶光学厚度的增加AE指数还是降低的。这和香河地区的变化比较接近,这说明了香河地区的气溶胶受北京的影响比较明显。

图 3.5 给出了北京地区 500nm 处气溶胶光学厚度和 Angstrom 波长指数的月平均值一年的变化。从图中可以发现,北京地区气溶胶光学厚度存在明显的季节变化,大致从 1 月开始存在明显的上升趋势,4 月达到最大值,5 月到第二年 1 月份气溶胶光学厚度逐渐减小的,其变化原因主要与北京当地污染特点有关,北京地区气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数的关系和香河的比较像。4, 5 月份气溶胶 Angstrom 指数比较小,其平均值分别为 0.73 和 0.97,含粗粒子比例较多,其他月份 AE 指数都大于 1,主要是由城市-工业气溶胶为主。8 月份的 AE 指数最大,为 1.37,说明北京地区 7 月份气溶胶粒子含细粒子比例较多,这是因为夏季为北京的雨季,北京地区在此月份下雨的天数较多,由于雨水的冲刷使得空气中的粗粒子减少。观测期间 7、8、9 三个月的下雨天数分别为 16、12、7 天,而其他月份在 2-3 天不等。这和 Fan 对北京的研究结果是一致的(Xuehua fan, 2006)。

从图 3.5 还可以看到,北京地区气溶胶光学厚度最小的月份为 1 月,其大小为 0.31,其次为 2 月份的 0.37,12 月份的 0.39。表明了北京冬季的气溶胶光学厚度最小,说明了冬季的污染最小。这是因为近几年来取暖的能源结构的改善和北京冬季的气候特点,因为北京冬季主要是盛行西北风,大气中污染物能够得到有效地扩散,另一个原因是由于西北风主要来源于较为清洁的地区。

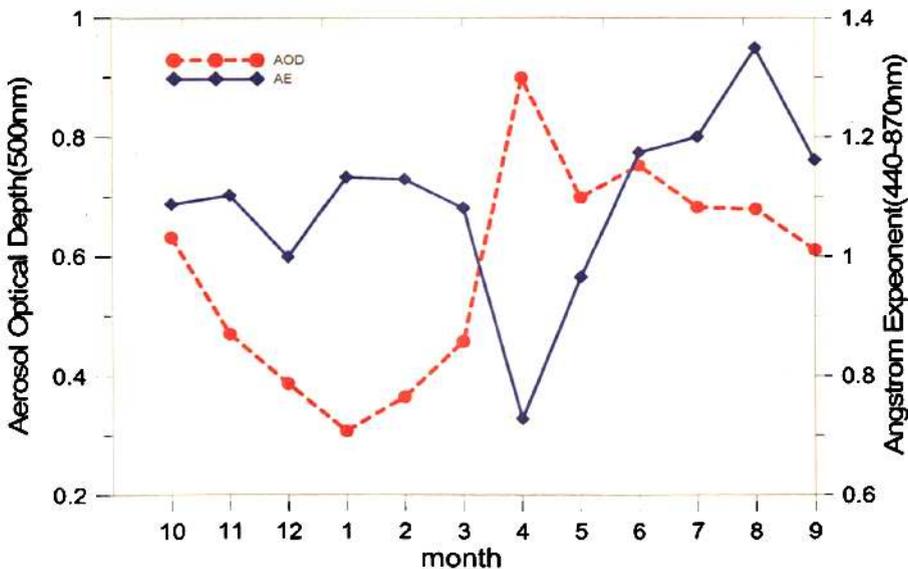


图 3.5 北京地区 2004 年 10 月-2005 年 9 月月平均气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数的变化

3.5 兴隆地区的气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数季节变化特征

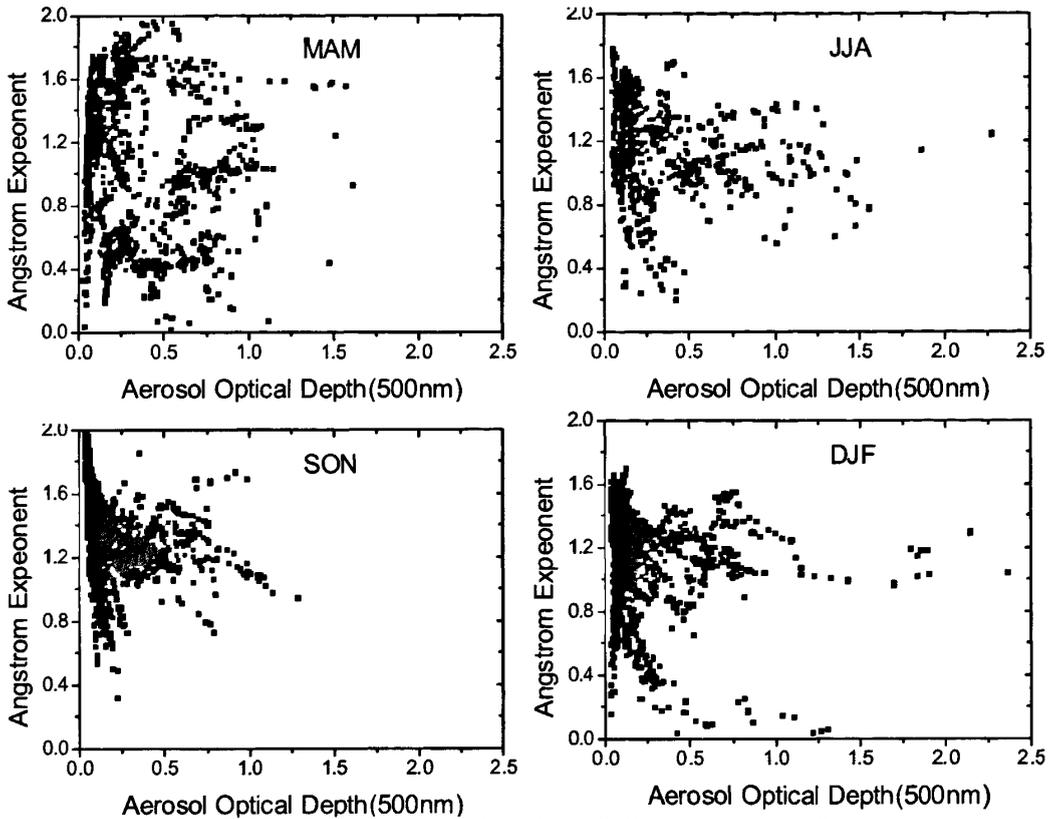


图 3.6 兴隆地区不同季节气溶胶 AE 指数和光学厚度散点图

从图 3.6 可以看到，兴隆地区全年各个季节气溶胶光学厚度都比较小，气溶胶光学厚度大于 1.0 的散点在各个季节都比较少，因此没有进一步分段来表现。

春季气溶胶 AE 指数小于 0.8 的点是较多的，说明在春季兴隆地区含粗粒子较其它季节要多，可能的原因是春季北方沙尘天气的比较多，兴隆地区也会受其影响；还有就是兴隆地区春季干旱多风，局地扬尘也是一个重要的原因。

秋季兴隆地区有良好的植被，有效地限制了地表土壤颗粒向空中的排放，在气溶胶光学厚度比较小的天气里面，气溶胶 AE 最大可以达到 2.0，气溶胶中细粒子含量较多。主控粒子主要是以细粒子为主。夏季和冬季和秋季的变化比较类似，随着气溶胶光学厚度的增加 AE 指数是降低的。冬季有少数点 AE 指数比较小，这可能是由于冬季风大局地扬尘造成的。

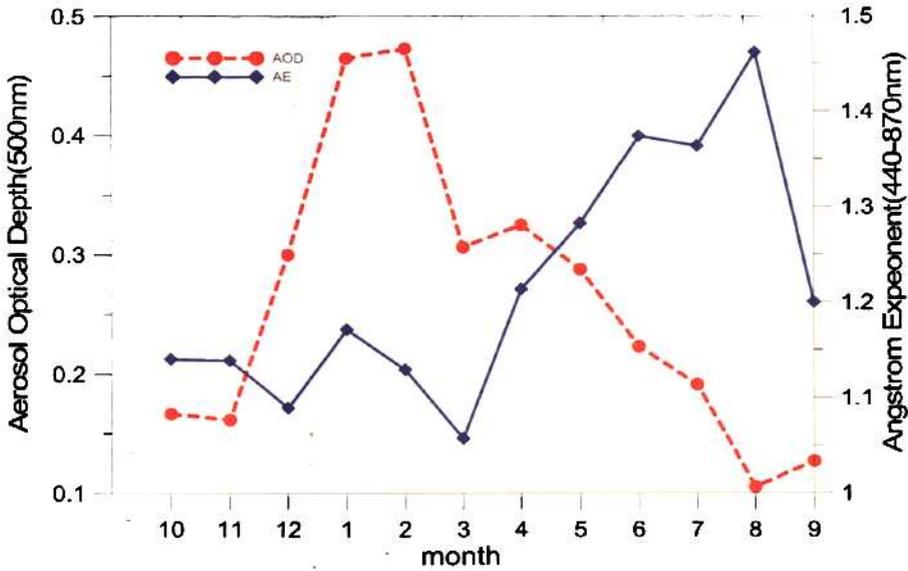


图 3.7 兴隆地区各个月月平均气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数的变化

图 3.7 可是看出：兴隆地区气溶胶光学厚度和气溶胶 Angstrom 指数也成反相关系。气溶胶光学厚度全年都比较小，污染最严重的是二月份，其月平均气溶胶光学厚度为 0.47，其次为 1 月份的 0.465，说明兴隆地区冬季污染较大一些。可能的原因是冬季是燃煤取暖季节，由于燃煤造成的局地污染。冬季对应的气溶胶 AE 指数也比较小，说明了这期间气溶胶粒子中含粗粒子的比例增加，可能的原因是燃煤本身的灰尘也是气溶胶组成之一。

兴隆地区最清洁的月份为 8 月，其月平均气溶胶光学厚度仅为 0.11。全年气溶胶光学厚度的平均值为 0.26，说明了兴隆地区较北京是一个比较清洁的地区。兴隆地区的 Angstrom 指数全年都大于 1，但是季节变化比较明显：冬半年（10，11，12，1，2，3）气溶胶 Angstrom 指数都小于 1.2，而 4，5，6，7，8，9 气溶胶 Angstrom 指数都大于 1.2 而小于 1.5。

3.6 敦煌地区的气溶胶光学厚度和 Angstrom 指数春季的变化特征

不同天气条件下的大气气溶胶粒子数浓度有着不同的特征。在背景天气下，敦煌地区的大气气溶胶粒子数浓度通常在 $104L^{-1}$ 以下，其中以直径在 $0.5\sim 1.0\mu m$ 之间的细颗粒为主，当沙尘天气发生时，该地区的大气气溶胶粒子数浓度增大到 $105L^{-1}$ 以上，直径在 $1.0\sim 3.0\mu m$ 之间的粗粒子变为其主要成分（申彦波，2007）从图 3.8 可以看到敦煌地区气溶胶的波长指数与光学厚度成反相关系，满足指数分布，这种指数函数关系在沙尘活动频繁的春季拟合得较好（刘建军，2009）。说明了敦煌地区气溶胶成分比较单一，主要是由沙尘气溶胶组成的。

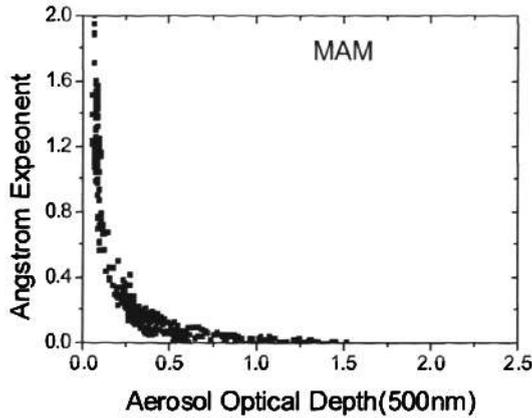


图 3.8 敦煌地区各个月份的气溶胶 AE 指数和光学厚度对比散点图

3.7 四个地区气溶胶光学性质概率分布的对比分析

3.7.1 四个地区气溶胶光学厚度发概率分布的对比分析

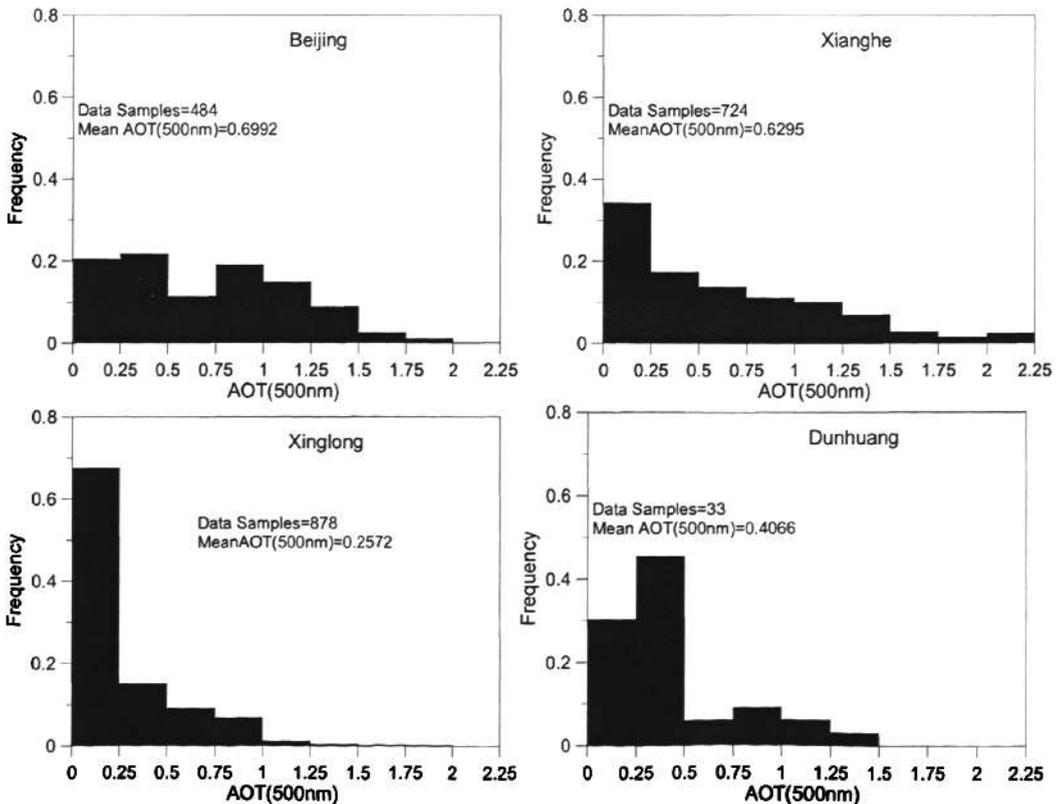


图 3.9 四个地区气溶胶光学厚度概率分布

从图 3.9 可以看到，四个地区平均气溶胶光学厚度分别为北京 0.6992，香河 0.6295，兴隆 0.2572，敦煌 0.4066。四个地区的不同气溶胶光学厚度发生的频率有很大的不同：

北京地区气溶胶光学厚度小于 0.25 的仅占 20%，而香河、兴隆、敦煌分别为 34%，67.5% 和 30.3%。兴隆地区的 500nm 上的气溶胶光学厚度 98.3% 都小于 1，82.3% 小于 0.5，而北京和香河地区 500nm 上的气溶胶光学厚度大于 0.5 的分别 57.6%，48.6%。说明了兴隆地区常年空气比较清洁，污染天数较其它地区都较低。同北京相比，香河地区光学厚度小于 0.25 的频率要大一些，说明香河地区出现清洁天气的概率要比北京大一些。但总体来说两个地区的污染都比较重。

3.7.2 四个地区气溶胶单次散射反照率概率分布的对比分析

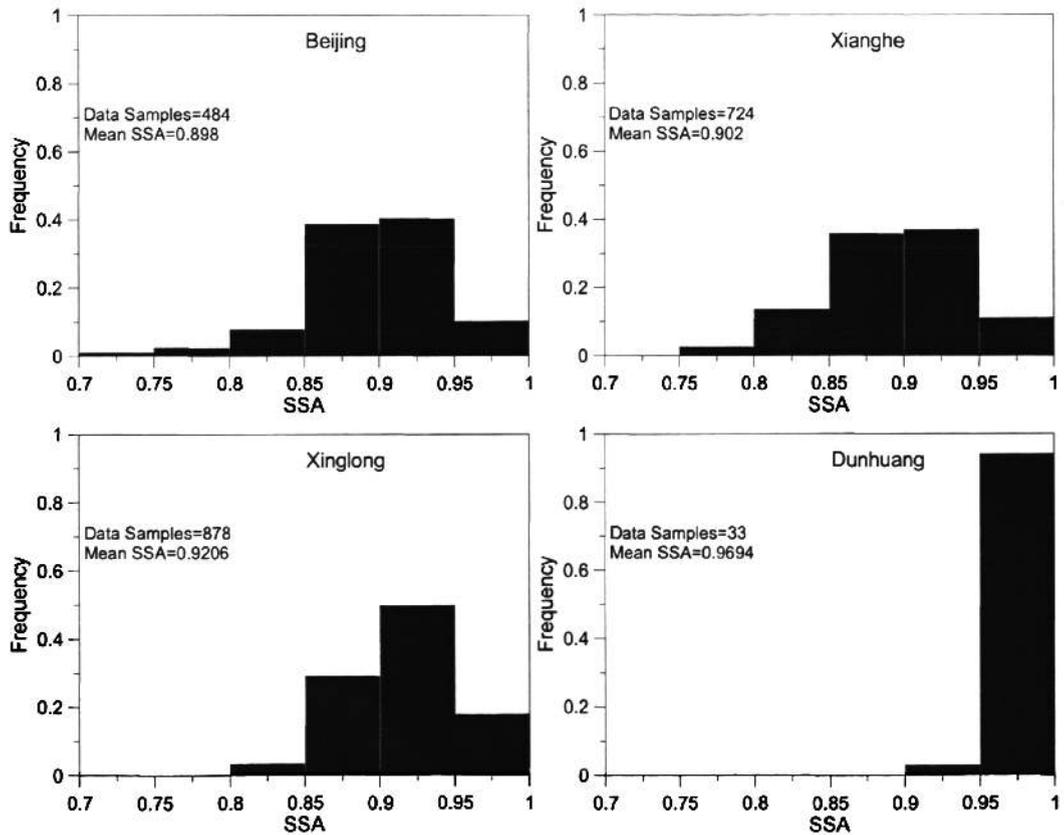


图 3.10 四个地区气溶胶单次散射反照率概率分布

从图 3.10 可以看到，四个地区的平均的单次散射反照率分别为北京 0.898，香河 0.902，兴隆 0.9208，敦煌的 0.9666。说明了敦煌地区的气溶胶散射性质最强，北京和香河地区散射性质最弱吸收性质最强。这是因为敦煌地区气溶胶主要是由沙尘气溶胶为主，而北京和香河地区受工业污染比较严重，气溶胶的碳含量比较高造成的。北京和香河地区的气溶胶单次散射反照率发生频率比较相似，在 0.85-0.95 发生概率接近 80%；由于敦煌地区的资料有限，虽然无法代表全年气溶胶单次散射反照率的变化，但可以说明了沙尘气溶胶特点：0.95-1 发生的概率达 90%；兴隆地区的散射性质虽然比敦煌地区

的要小，但是和北京及香河相比差别还是很明显的：兴隆地区的气溶胶单次散射反照率小于 0.85 的概率很小，0.85-0.9，0.9-0.95，0.95-1 分别发生的概率为 13.3%、51.3%、35%。

3.7.3 四个地区气溶胶非对称因子概率分布的对比分析

从图 3.11 可以看到，四个地区的平均的非对称因子分别为北京 0.65，香河 0.65，兴隆 0.63，敦煌的 0.72 敦煌地区的气溶胶非对称因子最大，主要原因是春季敦煌地区气溶胶以沙尘粒子为主，粗粒子含量比较丰富。而兴隆地区气溶胶粒子非对称因子最小，主要原因是气溶胶中含粗粒子最少。这与前面的分析是一致的。

从图中可以发现北京、香河、兴隆三个地方非对称因子的概率分布较宽，而敦煌地区气溶胶非对称因子分布比较窄，这是因为春季敦煌地区气溶胶以沙尘为主的原因。北京超过 83.4% 非对称因子处于 0.6-0.7 之间，而 51.9% 是处于 0.6-0.65 之间；香河地区和北京比较类似，只是在 0.65-0.7 之间概率分布较大一些；兴隆地区气溶胶非对称因子最小，90% 的非对称因子集中在 0.55-0.7 之间。

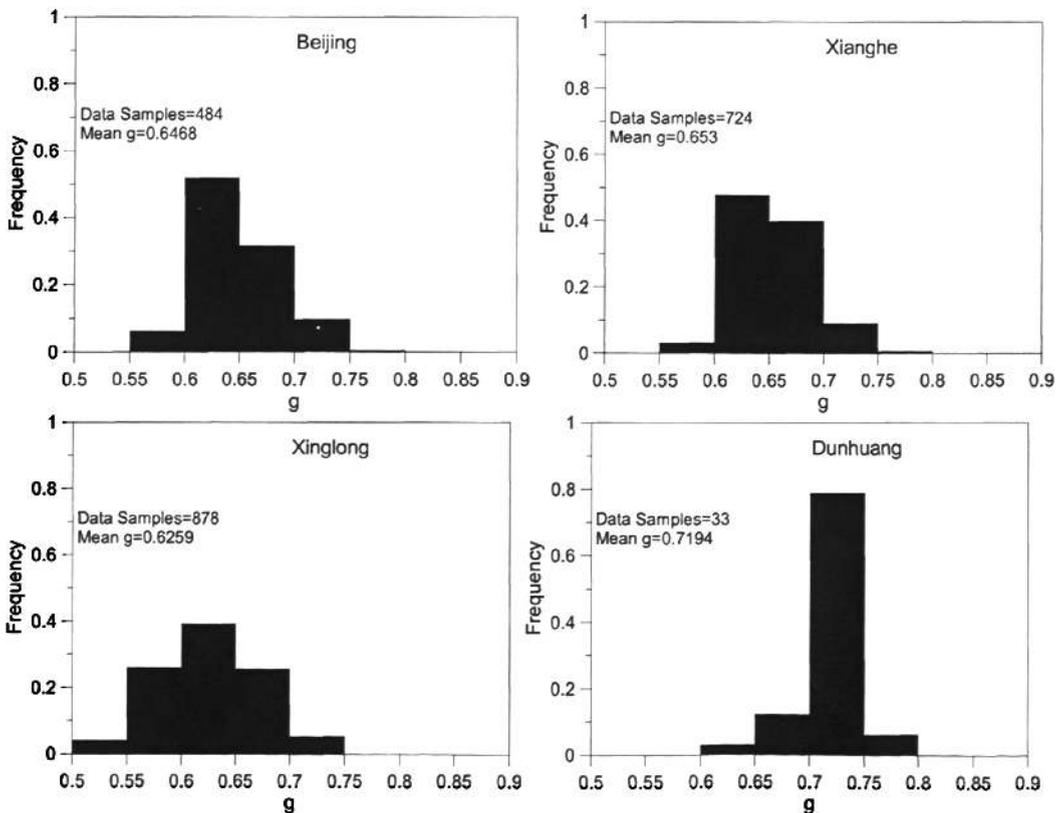


图 3.11 四个地区气溶胶非对称因子概率分布

3.8 四个地区气溶胶光学性质随月份变化的对比分析

3.8.1 四个地区气溶胶光学厚度随月份的变化

图 3.12 是四个地区 500nm 处气溶胶光学厚度月平均变化。从图上可以看到北京、香河、兴隆三地气溶胶的季节变化比较明显。对于北京地区 500nm 大气气溶胶的光学厚度在 3~7 月较大，最大值出现在 4 月，平均值为 0.9，1 月份的平均气溶胶光学厚度最低，为 0.31。4 月份光学厚度较大的原因可能与春季沙尘暴多发季节有关；而在采暖季节 11~2 月光学厚度较小则可能与冬季北京受到冬季风的影响，气溶胶相对容易扩散有关。

香河地区 500nm 大气气溶胶光学厚度 4-10 月份比较大，最大值出现在 7 月份，平均值为 0.95，最小值为 1 月份仅为 0.21。香河地区 7 月份分气溶胶光学厚度最大的可能原因是 7 月份为农作物收割的季节，造成生物气溶胶以及灰尘比较多的结果。而香河地区冬季比较小，和北京一样受到了大背景下的冬季风影响使污染扩散比较充分的原因。兴隆地区 500nm 大气气溶胶光学厚度全年的季节变化比较平缓；气溶胶光学厚度在 12-2 月份比较大，最大值为 2 月份的 0.47。而其他时间气溶胶光学厚度比较小，月平均值都小于 0.32，8 月份最小仅为 0.11。充分说明了兴隆地区污染较香河、北京都要低很多。

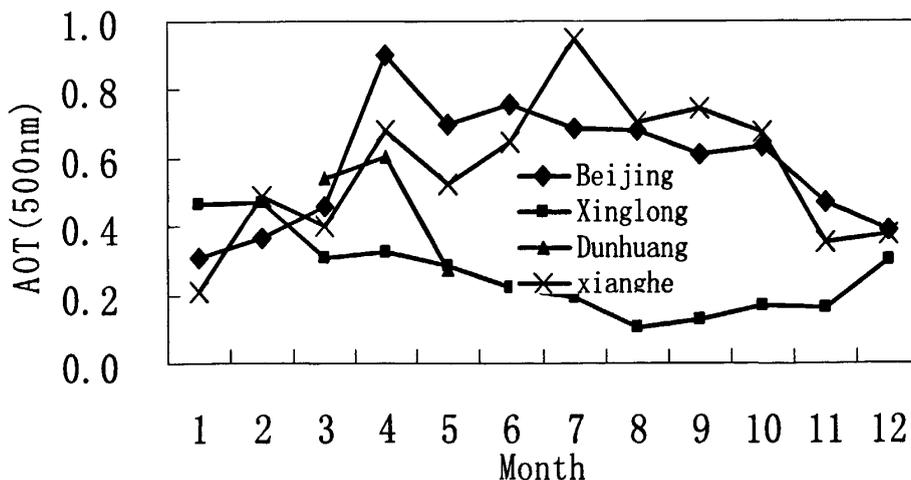


图 3.12 四个地区气溶胶光学厚度 (500nm) 的月变化

3.8.2 四个地区气溶胶单次散射反照率随月份的变化

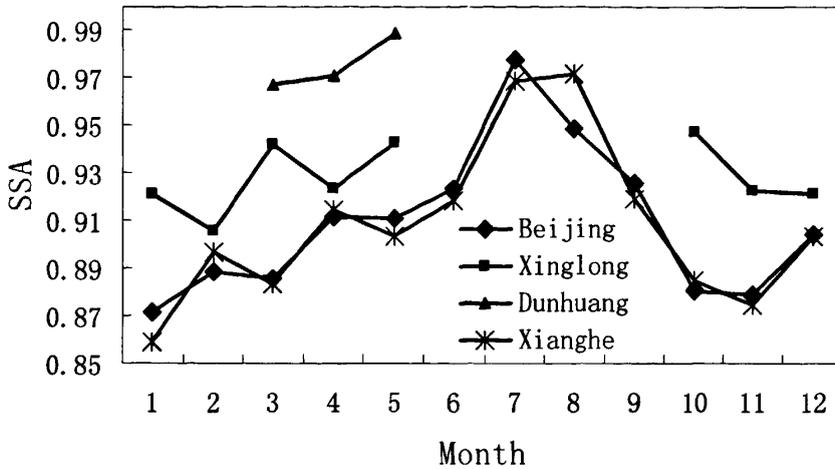


图 3.13 四个地区气溶胶单次散射反照率月平均变化

从图 3.13 可以看到，香河和北京气溶胶单次散射反照率随着不同月份的变化也比较接近；季节变化明显。北京地区气溶胶单次散射反照率 7 月最高，平均值为 0.975，1 月份最低，为 0.887；说明北京市气溶胶夏季散射比较强，而冬季吸收比较强。分析其中的原因，冬季大气气溶胶的排放较多，而且冬季大气相对湿度较低，气温也比较低，不利于气体-气溶胶转化，而吸收性气溶胶(例如：黑碳气溶胶)的含量相对较高。所以使得冬季北京地区大气气溶胶的单次散射反照率较低(车慧正, 2007)。而香河地区是 8 月份最高为 0.972，1 月份最低为 0.859。同时期相比四个区域敦煌地区的气溶胶单次散射反照率最大，其观测时期的 3、4、5 三个月的月平均气溶胶单次散射反照率分别为 0.9624、0.9645、0.9834；说明敦煌地区的气溶胶散射性质非常强，吸收性质比较弱，也是由于气溶胶成分主要以含沙尘气溶胶为主的原因。兴隆地区的气溶胶单次散射反照率较北京和香河地区要大，但是和同时期的敦煌地区要小；从 1-5 月份兴隆地区的气溶胶单次散射反照率有上升的趋势，说明兴隆地区冬季的散射性质比较弱，吸收强。这是因为和冬季燃煤取暖有关，和前面的讨论也是一致的。

3.8.3 四个地区气溶胶非对称因子随月份的变化

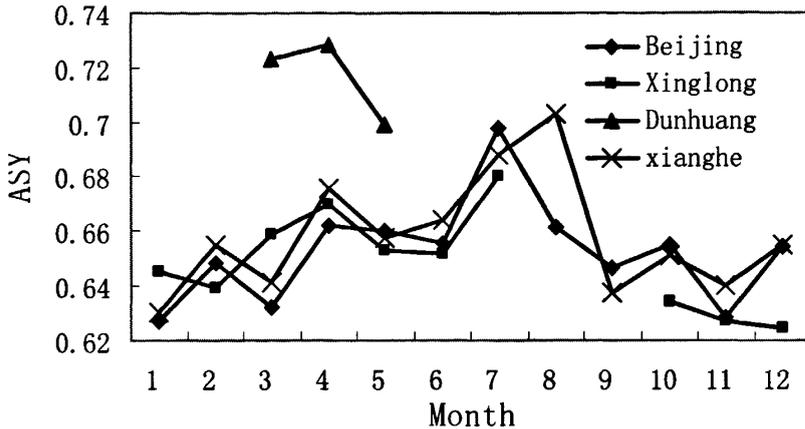


图 3.14 四个地区气溶胶非对称因子的月平均变化

图 3.14 是四个地区气溶胶非对称因子月平均的变化。从图上可以看到四个地方非对称因子，北京、香河、兴隆三个地方的气溶胶非对称因子数值比较接近，差别比较小。同时期（3、4、5 月份）敦煌地区的气溶胶非对称因子较其他三地方要大，说明敦煌地区的气溶胶的前向散射比较强，后向散射比较弱。同时也说明敦煌地区的大气气溶胶中大粒子比较多的原因。（尹宏，1993）

3.9 小结

本章是主要是比较了北京、香河、兴隆、敦煌四个地区的气溶胶光学厚度和 AE 指数的关系以及气溶胶光学性质差别。

北京、香河、兴隆、敦煌四个地区气溶胶光学厚度分别为 0.70，0.63，0.26，0.4066。说明北京地区的污染最为严重，而兴隆地区空气最清洁。

各地区月平均 500nm 气溶胶光学厚度季节变化明显，观测期间北京最大值出现在 4 月份，月平均气溶胶光学厚度为 0.90，最小值出现在 1 月份，为 0.31；香河地区气溶胶光学厚度最大值为 7 月份的 0.95，最小值为 1 月份的 0.21；兴隆地区气溶胶光学厚度 2 月份最大，为 0.47，8 月份最小，仅为 0.11；敦煌地区，3、4、5 月份的气溶胶光学厚度分别为 0.54，0.60，0.27；差别比较明显。

北京、香河、兴隆、敦煌四个地区气溶胶单次散射反照率分别为 0.89，0.90，0.93，0.97。说明北京地区的气溶胶吸收性质最强，敦煌地区的气溶胶吸收性质最弱。

北京、香河、兴隆、敦煌四个地区气溶胶非对称因子分别为 0.65，0.65，0.63，0.72。说明兴隆地区的气溶胶前向散射最弱含细粒子比较多，敦煌地区的气溶胶前向散射最强含粗粒子比较多。

北京、香河地区气溶胶特性比较接近。根据对气溶胶光学厚度和光学厚度与 Angstrom 指数的散点图分析，北京和香河地区污染不仅仅是细粒子增加的缘故，粗粒子增加也是污染的一个非常重要的原因。

第四章 晴空下辐射模拟值与观测值对比分析

4.1 引言

多年的观测结果表明, 太阳常数为 1367Wm^{-2} 。在辐射传输路径上, 由于大气中的气体吸收, 分子、气溶胶和云散射等作用, 使得到达地面的太阳辐射量减少。分析大气吸收和辐射传输需要可靠的观测和与实际相符的理论模式。辐射模拟值与观测值之间是否吻合一直是大气辐射领域讨论和研究的焦点问题之一。近年来晴空条件下的宽带短波辐射模拟受到了相当的重视。一些实验研究结果表明, 直接太阳辐射的观测值与模式值之间有很好的 consistency, 没有显著差异 (Coant, 1997; Zender, 1997; Halhore, 1998; Bush, 1999; Mlawer, 2000)。Halhore 等 (1998) 用辐射传输模式 MODTRAN3.0 做了晴空条件下直接垂直辐射的模拟比较, 发现模拟值与观测值吻合得很好, 平均偏差在 1% 以内。这一吻合程度表明 MODTRAN 模式中气体吸收和气溶胶消光处理得较好。Halhoer 等 (2000) 研究表明在一些海拔较低的地区, 晴空下辐射传输模式 (MODTRAN3.5、6s) 计算的向下散射辐照度超过观测值的 9%-40%, 即模拟计算的大气散射辐射吸收偏低约 17Wm^{-2} , 但计算的直接垂直太阳辐射与观测值的偏差却在允许的范围内, 并且在海拔高的地区, 没有发现这一异常吸收现象。Kato 等 (2000) 利用北美大平原 (SGP) 上的辐射观测数据研究发现, 直接辐射的模拟与观测一致, 但是散射辐射的模式计算值高于观测值, 平均偏差为 30Wm^{-2} 左右。Hhatlore 和 scwhazrt (2000) 利用 SGP 站点资料, 也得到了与 Kato 等 (2000) 相同的结果。然而, Kato (2004)、Halhore 和 shcwarzrt (2003) 分别用夏威夷 MaunaLoa 和南极站的资料与模式计算结果相比较, 却发现散射辐射的差在偏差允许范围内。这两个站点的气溶胶光学厚度非常低, 所以可以确信模式中的分子散射计算较精确。对于散射辐射的模拟与观测值的差异, 一些学者认为尽管大气辐射传输模式可以很好的描述大气消光特性, 但可能低估了晴空条件下大气吸收。Kato (2000) 提出大气中可能存在未知的吸收物质, 在辐射传输模式中未加以考虑, 从而导致模拟的太阳散射辐射值系统偏高于观测值。此外, 辐射观测误差也可能是导致模拟值系统偏高的主要原因。使用传统的单黑色探测器太阳辐射表, 如果不安装通风和热控装置, 辐射表热结点 (hotocjunction) 通过玻璃外罩与外部大气进行热红外交换而损失能量, 从而使观测量出现系统偏差, 进而导致模拟值和观测值的差异。目前, 我国的地面辐射观测站有 70 多个, 但大多数测站的观测项目少、观测的辐射资料精度较差、时空分布不均, 远不能满足各领域应用的需要。傅炳珊等 (2001) 则充分利用了气象台站大气廓线的观测数据, 用 MODTRAN 3 计算了晴空下太阳直接辐射和散射辐射, 并与地面观测做了比较, 但由于缺乏气溶胶及水汽含量等观测数据以及地面验证数据不准确等, 计算结果仍存在较大误差。傅炳珊等 (2002) 利用 TOVS 观测资料计算了晴空和云天情况下的直接辐射和散射辐射, 并与探空大气资料计算的模拟值作了比对, 发现晴空下两者基本

一致。余予等(2007)利用太阳光度计观测等获取的大气实况资料,应用3个辐射传输模式(含MODTRAN模式)模拟计算直接和散射辐射,结果表明模拟与观测值的平均偏差仅为3%~5%。这表明只要精确地输入一些重要的大气参数(如气溶胶、水汽、臭氧等),MODTRAN模式可较为准确地模拟太阳辐射。本章在探讨SBDART辐射传输模式特性的基础上,利用观测的大气气溶胶资料以及大气的水汽柱含量作为模式输入参数,模拟及计算了香河地区晴空下太阳向下的辐射、直接辐射、散射辐射以及光合有效辐射,并与实际观测进行比较。目的是考察SBDART辐射传输模式计算太阳辐射中的精度,并找出影响辐射通量计算的主要参数。

4.2 辐射传输模式(SBDART)

近10年来,高效的辐射传输算法使得大气辐射传输模式能够面向更广泛的用户,如LOWTRAN(Kneizys, et al., 1983)和MODTRAN(Berk, et al., 1983)系列。它们分别以 20cm^{-1} 和 2cm^{-1} 的光谱分辨率计算大气透过率、大气背景辐射、单次散射的阳光和月光的辐射强度、太阳直射辐照度等。但这两个模式处理散射问题时的二流近似限制了其计算精度,导致与方向有关的辐射强度的计算精度不高。1988年Stamnes等人解决了离散坐标法矩阵的特征值和特征矢量以及积分常数的求解的稳定性问题,同时公布了离散坐标法(Discrete Ordinate Method)的辐射传输软件包——DISORT,这使得离散坐标法的广泛应用成为可能。DISORT是一种散射大气的精确数值算法。不过DISORT计算时要求输入每一层的光学厚度($\Delta\tau$),单次散射反射率(ω_0),相函数的参数(P)以及温度。由于光学厚度不仅与散射有关,还与分子吸收有关,因此产生了把DISORT和LOWTRAN或者MIDTRAN结合起来的需求。基于这种需求,Ricchiazzi等(1998a,1998b)开发了SBDART(Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer)模式。它的基本输入是LOWTRAN或MODTRAN等软件所要求的参数,但在规定辐射场计算时所需的流数及参数时,其输出是辐射场。它的主要特点有:适合求解紫外、可见光及红外波段范围(0~50000cm)的平面平行大气辐射传输问题;除标准的大气模式、气溶胶模式外,还提供了云模式。气溶胶模式除了给定的标准模式乡村型、城市型和海洋型外,用户可以自定义气溶胶模式,并且可以定义气溶胶层的高度及浓度变化。模式给出常用的卫星探测器波段范围及滤光函数以供选择。它能计算晴空和有云状况下地球大气和表面的平面平行大气辐射传输,包括所有影响紫外线、可见光和红外辐射的重要过程。Halhtore(2005)用SBDART模式模拟了直接辐射,模拟值和观测值的误差小于3%;Michalsk(2006)利用多种模式来模拟晴天的短波辐射,并和观测试验对比,认为SBDART模式对辐射的模拟比较可信。本文应用香河地区AERONET(观测资料),计算了太阳总辐射、散射辐射、直接辐射和光合有效辐射,并与观测结果进行了比较。

4.2.1 大气廓线模式

程序中自带 6 种有代表性的标准大气廓线模式：热带大气、中纬度夏季、中纬度冬季、副极地夏季、副极地冬季以及 US62 气候模式。地面至大气上界（100km）之间的大气分为不等距的 33 层，这些模式大气广泛地应用于大气科学的研究中（Michalsky et al., 2006; Xia et al., 2007; Bush, et al., 2006; Satheesh, et al., 2006; Ramachandran, et al., 2005; Ramachandran, et al., 2006）。用户也可以利用一系列的无线电探空廓线建立自己的模式大气，以代替程序中的大气廓线。程序还提供了包括气压、温度、水汽含量以及臭氧浓度的标准垂直廓线。用户只要输入参数，就可以得到所需纬度带上 0.25~100.0 μm 范围内任一波段的辐射通量密度。

4.2.2 气溶胶模式

SBDART 模式提供了高层和底层两种不同高度的不同气溶胶背景的输入参数，即平流层和边界层。在边界层，用户可以选择乡村、城市以及海洋的标准气溶胶模式。这些模式由于在不同的波段拥有不同的消光系数、单次散射反照率以及非对称因子而彼此不同。在平流层还有五个火山和沙尘有关的数据库可供选择。

模式输入的程序能够计算几种普通边界层和高层大气气溶胶类型的辐射值（吴北婴，1998）。平流层底的高度可以由用户根据自己研究区域给定。在平流层还有五个与火山和沙尘有关的数据库如下：

- 1) 没有气溶胶
- 2) 背景平流层气溶胶；
- 3) 陈年火山喷发期；
- 4) 新火山喷发时期；
- 5) 大气沙尘。

边界层的气溶胶的参数是由以下数据库提供：

- 1) 乡村
- 2) 城市
- 3) 火山
- 4) 对流层
- 5) 用户自己定义的气溶胶光学参数

不同气溶胶模式因在不同的波段拥有不同的消光系数、单次散射反照率以及非对称因子而彼此不同。

有资料表明，环境相对湿度从 0.0 变化到 88%，气溶胶的粒子半径可增大 40%。所以，模式将相对湿度分为四级，RH=0, 70%, 80%, 99%，建立气溶胶消光系数和吸收系数库（单次散射反照率和非对称因子也有类似数据库，这里将不一一列出），其他相对湿度下的值可插值求得。

SBDART 模式专为用户提供两种自己输入的气溶胶参数, 第一种为直接气溶胶参数, 主要参数包括各个波段的气溶胶光学厚度、单次散射反照率和非对称因子、气溶胶的 Angstrom 指数等气溶胶参数。用户可直接输入的整层光学厚度、单次散射反照率、非对称因子等参数, 没有相对湿度的分档。需要说明的是边界层模式的气溶胶并不是单单在边界层内的, 而是泛指底层大气的, 可以代表平流层以下对流层以内的大气。气溶胶的垂直分布可由用户用高度分层的参数来设定。对流层的内的气溶胶垂直分布都是随高度按照 e 指数递减的。但是递减的参数是由以下两种方法给定: (1) 水平能见度决定气溶胶在边界层内的垂直分布廓线; (2) 模式内的 ZBAER 和 DBAER 参数设定边界层内不同高度的 e 指数参数。第二种是文件输入气溶胶参数, 主要包括层数、每层的不同个波段上气溶胶光学厚度、每层的不同波段上的单次散射反照率、每层的不同波段上相函数的系数。这种方式直接给定气溶胶的垂直分布。

4.2.3 地表特征

SBDART 模式中建立了 5 种标准地表类型: 海面、湖面、植被、雪盖和沙地。它们用来对地表的谱反照率进行参数化。SBDART 模式中的输入参数允许用户利用权重因子建立一个包括水面、雪盖、植被和沙地的混合地表类型。例如, 结合植被、水面和沙地可以调整建立一个代表新老植被交替或落叶林和常绿植物混合的地表类型反射率, 或利用较小比例的水面和沙地的混合建立接近于湿地地表类型的反射率。

4.2.4 其他特点

作为一个实用的软件包, SBDART 包括了辐射传输计算的基本数据, 提供了 6 种参考大气模式的温度、气压和密度的垂直廓线; 水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳、二氧化碳的混合比垂直廓线及其他 13 种微量气体的垂直廓线; 以及城乡大气气溶胶、雾、沙尘、火山喷发物、云、雨的廓线和辐射参量如消光系数、吸收系数、非对称因子的光谱分布。

4.3 香河观测站观测资料说明

实验站装备了当前国际先进的太阳宽带光谱辐射仪器, 观测项目包括: 太阳宽带总、直接和散射辐射; 太阳光合有效辐射; 太阳总紫外辐射; 大气红外辐射; 太阳可见和近红外光谱的总、直接和散射辐射以及天空亮度辐射; 地表反射率。对于太阳宽带总、直接和散射辐射的观测分别利用 CM21、NPI 和 Black&white 等仪器进行。CM21 是一种高性能的总辐射表, 设计用于测量辐射通量, 即直接辐射和上半球 2π 角弧度天空内向下的散射辐射之和, 该仪器完全依照国 1S0906 第二仪器标准制定; NIP(normal incidence pyreliometer, 垂直入射直接辐射表), 是 WMO 制定的第一类直接辐射表, NPI 需要安装在太阳追踪器上, 以保证太阳盘面发出的辐射垂直入射 NPI 孔径内; Black&White(8-48 黑白型辐射表), 可用于测量总辐射或散射辐射, 该表的探测器与全黑型(singel 一

blackdetecotr)不同的是,一半用硫酸钡涂成了白色,这样设计的目的是,白色部分在可见光区具有与黑色部分截然不同的吸收系数,而在红外区则几乎具有与黑色部分相同的吸收系数,这样一来可以补偿玻璃罩的红外辐射。所有仪器观测数值的频率为1分钟一个数值。以上仪器的主要参数可见表4.1

表4.1 辐射观测仪器简介

辐射观测	仪器型号	波段范围	生产厂家	灵敏度 ($\mu v/Wm^2$)
向下总辐射	CM21	305-2800	Kipp&Zone	7-17
直接辐射	NIP	285-2800	Eppley Lab	8
散射辐射	Black&White	285-2800	Eppley Lab	10

此外,利用了 Cimel 太阳光度计的观测资料,这里先就仪器作一简单介绍。Cimel 太阳光度计是多通道,可自动对准太阳和进行天空扫描的辐射计,可测量到达地面的太阳直接辐射和天空散射辐射。通过测出预先设定的可见光和近红外光谱离散波长处的辐射,从而确定大气透过率和散射特性。Cimel-318 视场(field-of-view)为 1.2° ,有 440、670、870、和 1020nm,4 个宽度为 10nm 的观测波段,还有一个 940nm 的水汽探测波段。

利用辐射资料和太阳光度计的资料,可以直接得到和反演到表 4.2 中所列的气溶胶光学性质资料 (Zhao, 2007; Dubovik, 2000; 2002)。主要包括以下:

表 4.2 香河观测站气溶胶资料

参数	波段 (nm)
光学厚度	340、380、440、500、532、535、670、870、1020、1640
单次散射反照率	440、670、870、1020
非对称因子	440、670、870、1020
气溶胶虚实指数	440、670、870、1020
$dV/d(\ln R)$ ($\mu m^3/\mu m^2$)	50、65.6、86.077、112.939、148.184、194.429、55.105、334.716、439.173、 576.227、756.052、991.996、1301.57、1707.75、2240.702、2939.96、 857.452、5061.26、6640.745、8713.14、1432.290、15000

4.4 香河地区晴空下辐射数值模拟值和观测值对比分析

香河地区观测资料包括气溶胶光学性质以及得向下的总辐射、直接辐射、散射辐射和光合有效辐射 (PAR)。模式的主要输入包括:气溶胶的光学厚度 (τ)、单散射反照率 (ω)、非对称因子 (g)、气溶胶波长指数、大气层的水汽柱含量以及地面的反照率。

表 4.3 香河地区模拟结果和实际数值的误差分析

	向下总辐射	直接辐射	散射辐射	光合有效辐射
平均绝对误差	$4.43 Wm^{-2}$	$5.74 Wm^{-2}$	$5.91 Wm^{-2}$	$2.39 Wm^{-2}$
平均相对误差	1.18%	3.09%	7.12%	1.71%

表 4.3 给出了香河地区各种辐射通量密度模拟值和观测值平均绝对误差和平均相对误差。其中绝对误差定义为模拟值与观测值的误差的绝对值，相对误差定义为模拟值与观测值的误差百分比的绝对值。几种辐射中，散射辐射的相对误差最大，为 7.12%，向下总辐射的误差最小，为 1.18%。而散射辐射的平均绝对误差最大，为 5.91 Wm^{-2} ，有效光合辐射的最小，仅为 2.39 Wm^{-2} 。

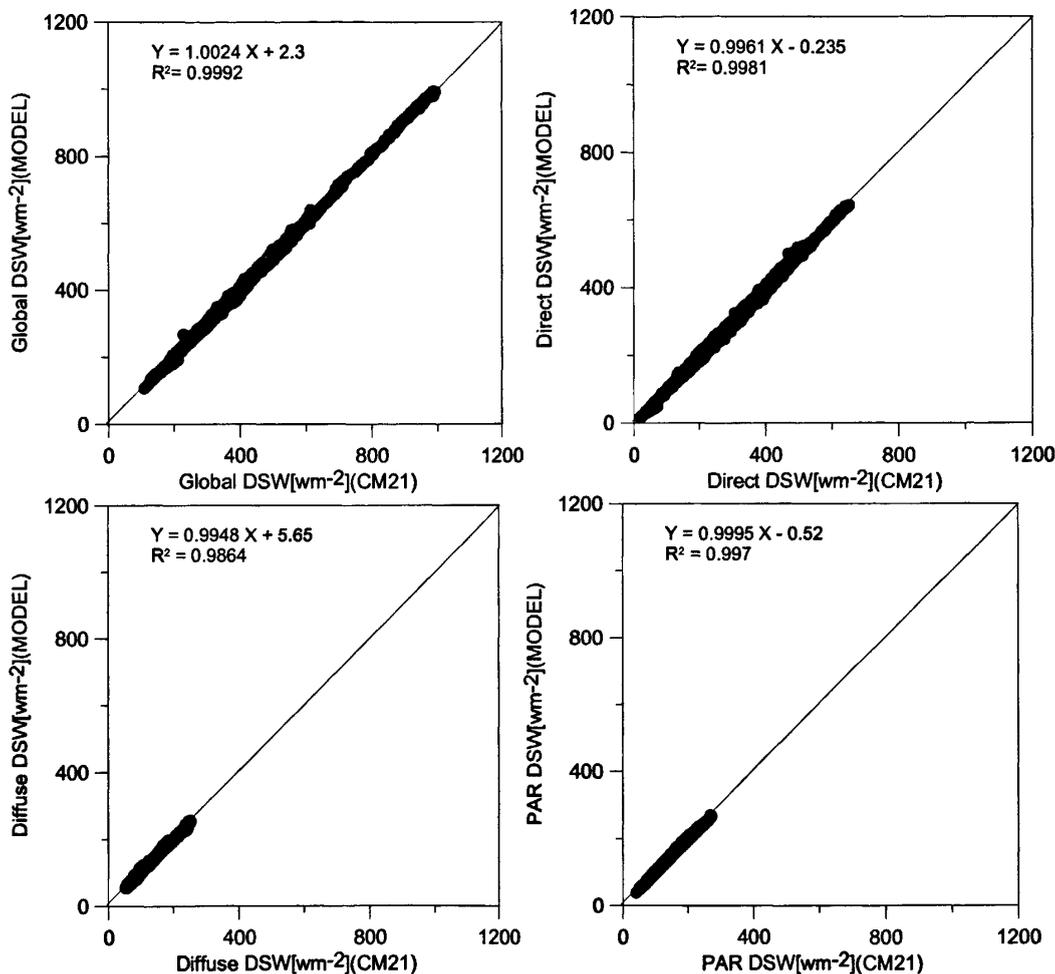


图 4.1 不同辐射通量模拟值与实测值的对比分析

图 4.1 是短波向下辐射通量密度、直接辐射、散射辐射以及光合有效辐射的 SBDART 模拟值和实际观测值的对比分析。从图上可以看到四种辐射的模拟值和观测值相关性 R^2 分别为：0.9992、0.9981、0.9864、0.997；模拟值和观测值的斜率系数分别为：1.0024、0.9961、0.9948、0.9995。除了散射辐射拟合的截距为 5.65 Wm^{-2} 之外，其他截距均小于 1 Wm^{-2} 。上述相关性斜率和截距说明模拟是可靠的。从模拟值和观测值散点图可以看出：除了向下总辐射的多数的模拟值高于观测值以外，其它的都是多数模拟值低于观测值。与国外文献 Kato (2000) 和 Henzing (2004) 中提到的系统偏差不同的是，我们的模拟个例并不是模拟值高于观测值，而是多数模拟值低于观测值，这和于予

(2007) 利用 SBDART 计算得到的结果一致。

4.5 本章小结

从以上分析来看, 用 SBDART 辐射传输模式计算的向下总辐射通量、直接辐射通量、散射辐射通量以及光合有效辐射通量 (PAR) 四种辐射的模拟值和观测值相关性 R^2 分别为: 0.9992、0.9981、0.9864、0.997; 模拟值和观测值线性关系的斜率系数分别为: 1.0024、0.9961、0.9948、0.9995; 线性关系的截距分别为 2.3、0.235、5.65、0.52。模拟四种辐射通量同观测值相比绝对误差分别是: 4.43 Wm^{-2} 、 5.74 Wm^{-2} 、 5.91 Wm^{-2} 、 2.39 Wm^{-2} ; 模拟四种辐射通量同观测值相比相对误差分别是: 1.18%、3.09%、7.12%、1.71%; 说明了结合 AERONET 气溶胶特性观测资料和 SBDART 模式, 可以准确计算出晴空条件下的太阳总辐射、直接辐射、散射辐射以及光合有效辐射通量密度。

第五章 气溶胶直接辐射强迫估算

5.1 引言

目前国内外很多学者利用观测资料和辐射传输模式相结合来计算气溶胶在地面上的直接辐射强迫。Bush (2003, 2006) 利用 INDOEX 试验资料结合 SBDART 模式计算了地面的太阳短波辐射强迫和可见光的在地面的直接辐射强迫, 其值分别为 -72.2 Wm^{-2} 和 -38.5 Wm^{-2} ; 同时计算了可直接表现气溶胶的光学厚度和直接辐射强迫两者之间的关系辐射强迫效率, 依此说明气溶胶对辐射的影响。Madhavi Latha 等 (2005) 利用观测资料计算了气溶胶光学厚度, 并利用黑碳气溶胶的浓度资料直接计算了黑碳气溶胶辐射强迫, 其辐射强迫值高达 -62.5 Wm^{-2} 。Ramavhandran (2005) 利用观测的气溶胶光学厚度和辐射传输模式比较了城市、陆地和海上气溶胶在地面、大气层顶、大气柱的辐射强迫, 结果表明, 城市气溶胶的辐射强迫要比后两者大很多。Chou 等 (2006) 根据地面观测的辐射和气溶胶资料计算了台湾地区冬季地面瞬时直接辐射强迫, 计算表明气溶胶可以使地面瞬时直接辐射减少 39 Wm^{-2} ; 500 nm 的气溶胶光学厚度每增加一个单元, 地面接收到的辐射就会减少大约 53 Wm^{-2} 。Henzing (2004) 利用 MODTRAN4.1, 结合观测资料计算了气溶胶对地面向下辐射的影响, 得出模式平均高估了地面辐射强迫 25 Wm^{-2} 的结论。因此, 分别研究城市、城郊等不同区域的气溶胶直接辐射强迫是非常必要的。

光合有效辐射 (photosynthetically active radiation) 是植物在光合作用过程中同化的波长 $400 \sim 700 \text{ nm}$ 的可见光能量, 其约占总辐射的一半左右。与植物有直接关系的是其生长期内的太阳辐射。气溶胶对太阳辐射的吸收和散射, 使得地面接收到光合有效辐射减少进而影响农作物的产量 (Chameides, 1999)。因此, 研究气溶胶直接辐射效应可为进一步研究植物的光合作用和光利用率提供基础, 同时对于植被生产力及其有关生物圈过程建模和监测也具有重要意义。本文研究了香河地区气溶胶瞬时直接辐射强迫和光合有效辐射 PAR。以及北京、敦煌、兴隆地区的气溶胶瞬时直接辐射强迫, 以分析了四个地区的气溶胶辐射强迫差别。

5.2 气溶胶直接辐射强迫

5.2.1 气溶胶直接辐射强迫的计算方法

气溶胶在大气层顶和地面直接辐射强迫是指 (Moorthy et al., 2005a): 有气溶胶和没有考虑气溶胶条件下大气层顶和地面辐射净通量密度之差。大气层的辐射强迫指的是大气顶和地面的辐射强迫差别。这和 Bush 的方法是一样的 (Bush, et al., 2003; 2006)。具体方程可以有以下公式表示:

$$\Delta F_{TOA} = F(a)_{TOA} - F_{TOA} \quad (5.1)$$

$$\Delta F_{SFC} = F(a)_{SFC} - F_{SFC} \quad (5.2)$$

$$\Delta F_{ATM} = \Delta F_{TOA} - \Delta F_{SFC} \quad (5.3)$$

$$F = F_{down} - F_{up} \quad (5.4)$$

式中不带括弧 (a) 的表示没有气溶胶条件下的净辐射通量密度, 带括弧 (a) 表示有气溶胶条件下的净辐射通量密度。向下代表辐射正方向, ΔF_{SFC} 、 ΔF_{TOA} 、 ΔF_{ATM} 分别代表了地表面、大气层顶和大气层的辐射强迫。本文采用结合 AERONET 气溶胶观测资料和数值模拟的方法, 研究香河、北京、兴隆和敦煌地区的气溶胶辐射强迫。数值模拟采用的是 SBDART 模式, 气溶胶光学特性观测资料与第三章相同, 包括了气溶胶在 440nm、675nm、870nm、1440nm 波段上的光学厚度, 单次散射反照率, 非对称因子, 大气湿度以及气溶胶的 AE 指数。

AERONET 资料在反演气溶胶单次散射反照率的时候, 由于对于气溶胶光学厚度小于 0.5 的点, 单次散射反照率反演的误差比较大 (Dubovik, 2000)。因此在 AERONET 资料里面, 气溶胶光学厚度小于 0.5 的点, 单次散射反照率这个参数的数值缺测比较多。这里采取内插的方法, 来弥补单次散射反照率的缺测。如果缺测数据比较多, 采用前后几天有数据的平均值来作为缺测数据的单次散射反照率。从前面的第二章我们已经知道, 当气溶胶光学厚度小于 0.5 的时候, 不同单次散射反照率对辐射通量密度影响较气溶胶光学厚度大的时候小的多: 比如当气溶胶光学厚度为 0.2 时, 不同的单次散射反照率造成的地面上辐射强迫相差为 5 Wm^{-2} 左右, 而由气溶胶光学厚度造成的辐射强迫从 -59.67 Wm^{-2} 到 -14.22 Wm^{-2} 不等。因此在气溶胶光学厚度比较小的时候, 气溶胶光学厚度对辐射强迫影响的作用要比气溶胶单次散射反照率强的多。因此采取这种方式来处理气溶胶单次散射反照率是可行的。

地表反照率反映了地面对太阳辐射反射和吸收的相对强弱状况, 是影响辐射强迫的另一个因素。由于资料的限制我们在对四个地区的地表反照率都是采用统一的数值, 对与北京和香河、兴隆采用了同样地表反照率, 其数值和前面模拟辐射通量密度时候用的一致, 为 0.15。其数值主要参考了蔡福 (蔡福, 2005) 对中国月平均地表反照率的时空分布。敦煌地表反照率参照了张强 (张强, 2003) 的研究结果, 取值 0.26, 这和蔡福 (蔡福, 2005) 和刘宏谊 (刘宏谊, 2009) 对敦煌地区地表反照率研究结果是一致的。于予 (于予, 2007;) 和 Xia (Xia, 2007) 分别计算地表反照率对辐射和气溶胶辐射强迫的影响, 表明了地表反照率对大气层顶的辐射强迫影响较为明显, 而对地面应先比较小, 因此采用这种气候平均状态的地表反照率也是可行的。

5.2.2 气溶胶辐射强迫效率

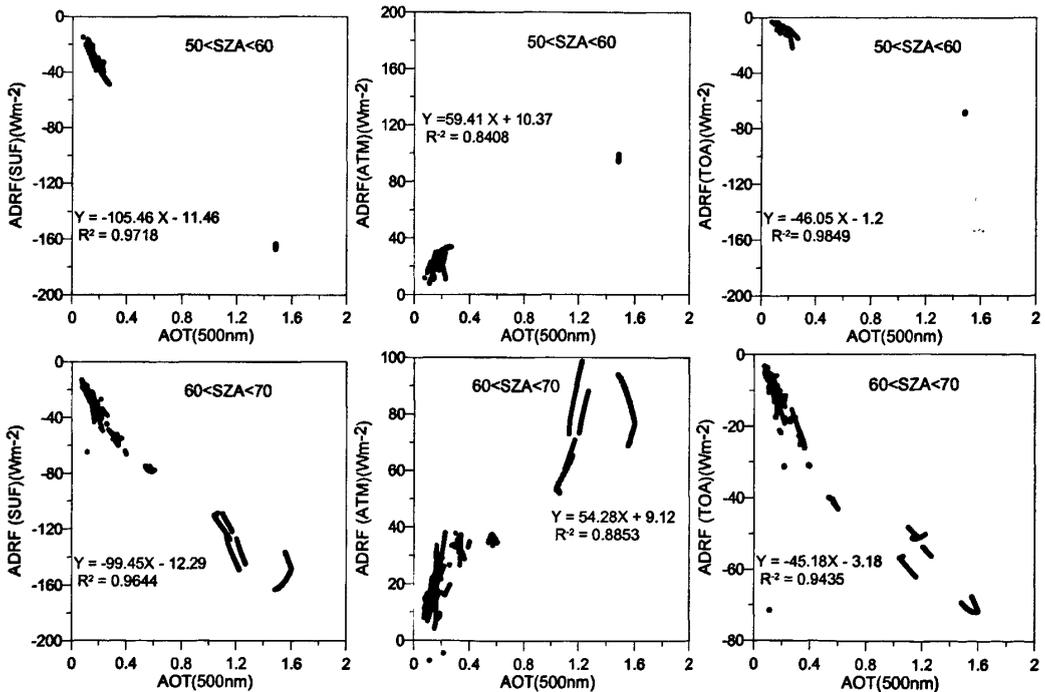
气溶胶辐射强迫效率 (Radiative Forcing Efficiency) 定义为波长 500nm 处单位

气溶胶光学厚度产生的直接辐射强迫，单位为 $\text{Wm}^{-2}\tau_{500}^{-1}$ (Magi, B. I. and Q. Fu., 2008)。是一个对气溶胶辐射强迫比较综合的表达方式 (Anderson et al., 2005; Yu et al., 2006)。按照 Magi (Magi, B. I. and Q. Fu., 2008) 的做法，将辐射强迫与光学厚度进行线性拟合，其斜率即是气溶胶辐射强迫效率。

5.3 香河地区气溶胶直接辐射强迫

5.3.1 香河地区冬季 (DJF) 气溶胶辐射强迫

根据公式 (5.1) - (5.4) 中气溶胶辐射强迫的定义和辐射强迫效率的算法，分别计算了香河 200410 到 2005 年 9 月的短波在地面、大气层顶和大气层的气溶胶瞬时辐射强迫值。同时也计算气溶胶对光合有效辐射 (PAR) 的影响，气溶胶在 500nm 处的光学厚度和光和有效辐射差值 (有气溶胶影响和没有气溶胶影响的差) 线性斜率随太阳天顶角变化。由于气溶胶的辐射强迫效率不仅和气溶胶光学厚度以及气溶胶的光学性质有关，还和气溶胶光学厚度的大小有关 (Magi, B. I. and Q. Fu., 2008)。因此这边主要选取气溶胶光学厚度小于 2.0 的点，进行对比分析冬季 (DJF) 和夏季 (JJA) 气溶胶辐射强迫效率在不同太阳天顶角范围内的变化。



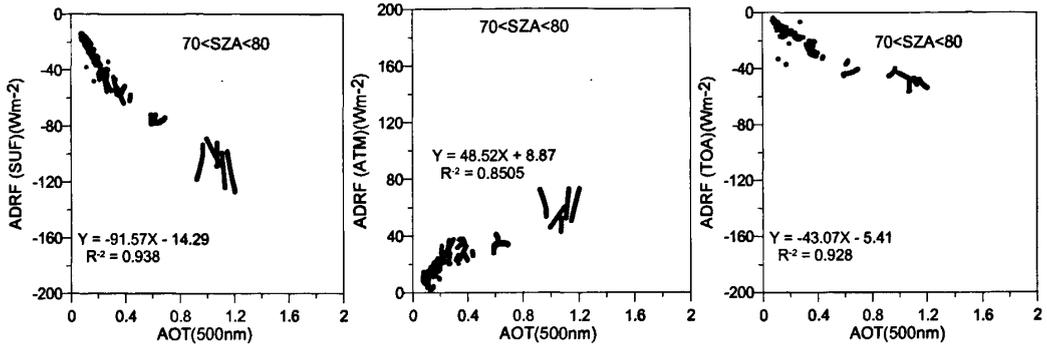


图 5.1 香河地区冬季不同太阳天顶角短波辐射强迫同气溶胶光学厚度的关系

图 5.1 是香河地区不同太阳天顶角对应的气溶胶瞬时直接辐射强迫和气溶胶光学厚度 (500nm) 的散点图。从图上可以看到在地面上和大气层顶处气溶胶的直接辐射强迫和气溶胶光学厚度均有近似的线性关系，而大气层的直接辐射强迫与气溶胶光学厚度的相关性相对来说稍弱。这可能是由于大气层的辐射强迫来自于大气层顶和地面辐射强迫之差，大气层辐射强迫的计算误差稍大的缘故。在地面、大气层、大气层顶气溶胶直接辐射强迫效率代表地面、大气层和大气层顶辐射强迫对气溶胶散射和吸收的响应。气溶胶吸收越强，地面和大气层的辐射强迫效率越高，大气层顶的辐射强迫效率越低。

气溶胶辐射强迫效率与太阳天顶角有关。气溶胶直接辐射强迫和光学厚度的线性拟合斜率变化比较明显：地面气溶胶直接辐射强迫在太阳天顶角为 50-60° 范围内随气溶胶光学厚度变化的效率为 $-105.46 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，在 60-70° 范围的效率为 $-99.45 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，而 70-80° 对应的效率为 $-91.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ；说明气溶胶辐射强迫效率随着太阳天顶角的增加是降低的。

从图上可以看到在地面的气溶胶直接辐射强迫变化范围比较广，以太阳天顶角在 60-70° 之间为例，气溶胶直接辐射强迫的变化范围为 -163.2 Wm^{-2} 到 -13.1 Wm^{-2} ，84% 的散点小于 -40.2 Wm^{-2} ，平均气溶胶直接辐射强迫为 -33.93 Wm^{-2} 。同样的气溶胶光学厚度，气溶胶对地面产生的瞬时直接辐射强迫的变化比较明显。比如在 70-80° 的太阳天顶角范围内，当光学厚度为 1.07 时，气溶胶在地面的直接辐射强迫从 -92.2 Wm^{-2} 变化到 -108.7 Wm^{-2} 。具体原因可以见后面的详细分析。

表 5.1 是气溶胶对光合有效辐射的影响。气溶胶对光合有效辐射的改变和气溶胶光学厚度也呈很好的线性关系。太阳天顶角为 50-60° 范围内，气溶胶的光合有效辐射净通量密度随气溶胶光学厚度变化的效率为 $-55.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，在 60-70° 范围的效率为 $-50.1 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，而 70-80° 对应的效率为 $-43.77 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ；大约为辐射强迫效率的二分之一，这和 xia (2007) 计算的结果是一致的。这也和国内的季国良 (1993) 得到的晴天光合有效辐射在太阳总辐射中所占的比例在 0.419-0.426 之间的结果比较接近。

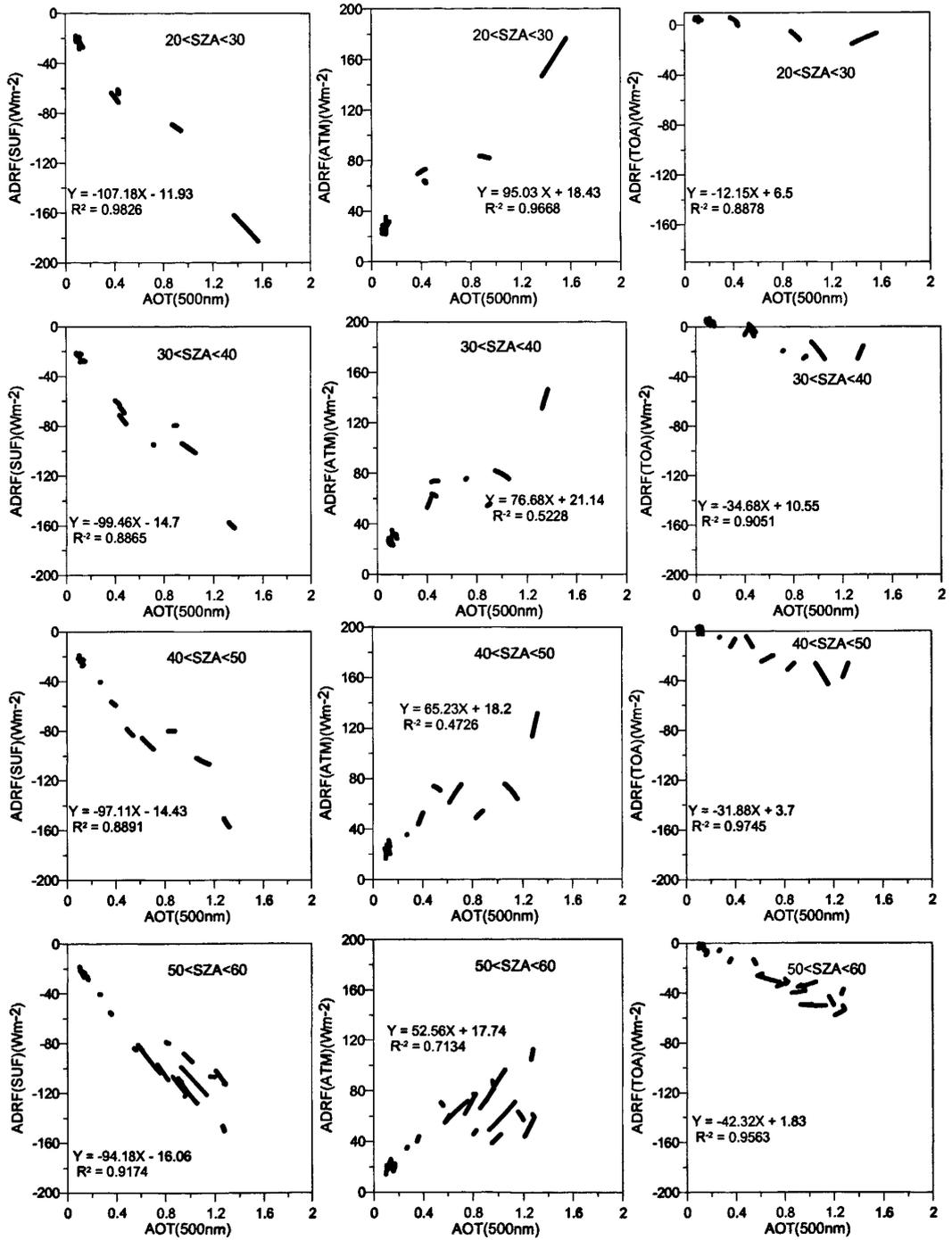
表 5.1 冬季不同太阳天顶角的变化范围内光合有效净辐射同气溶胶光学厚度的关系

		Solar zenith Angle			
		50-60°	60-70°	70-80°	Mean
SUF	Slope	-55.57	-50.1	-43.77	-46.02
	R ²	0.9659	0.963	0.9372	
ATM	Slope	32.05	29.33	26.08	25.77
	R ²	0.8519	0.9058	0.8631	
TOA	Slope	-22.65	-20.78	-17.4	-20.28
	R ²	0.9837	0.92	0.8724	
Date points		1307	3892	2406	

5.3.2 香河地区夏季 (JJA) 气溶胶辐射强迫

这一节主要是分析香河地区夏季 (6 月、7 月、8 月) 气溶胶的瞬时直接辐射强迫变化。夏季白天的太阳天顶角的变化范围比较大, 大约 20-80° 之间。所以将太阳天顶角划分成 6 个变化区间来说明夏季太阳天顶角对气溶胶辐射强迫的影响。

图 5.2 给出了香河地区夏季不同太阳天顶角气溶胶辐射强迫同气溶胶光学厚度的关系。从 20-80°, 将太阳天顶角分成 6 个区间, 地面的瞬时直接辐射强迫和气溶胶光学厚度线性拟合的效率分别为: $-107.18 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-99.64 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-97.11 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-94.18 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-78.62 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-58.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。说明在太阳天顶角最小时气溶胶瞬时直接辐射强迫效率最高, 随着太阳天顶角的增加气溶胶辐射强迫效率是降低的。对于代表吸收强弱的大气层内的瞬时直接辐射强迫, 气溶胶辐射强迫效率分别为 $95.03 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $76.68 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $65.23 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $52.56 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $32.19 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $16.04 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。基本上, 随着太阳天顶角的增加, 气溶胶瞬时直接辐射强迫效率也是降低的, 说明太阳天顶角较小时单位气溶胶的光学厚度吸收的太阳辐射比较多。对于大气层顶, 气溶胶辐射强迫效率分别为: $-12.15 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-34.68 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-31.88 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-42.32 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-45.18 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-42.78 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。当太阳天顶角大于 30° 后, 辐射强迫效率随着太阳天顶角的变化比较缓慢。



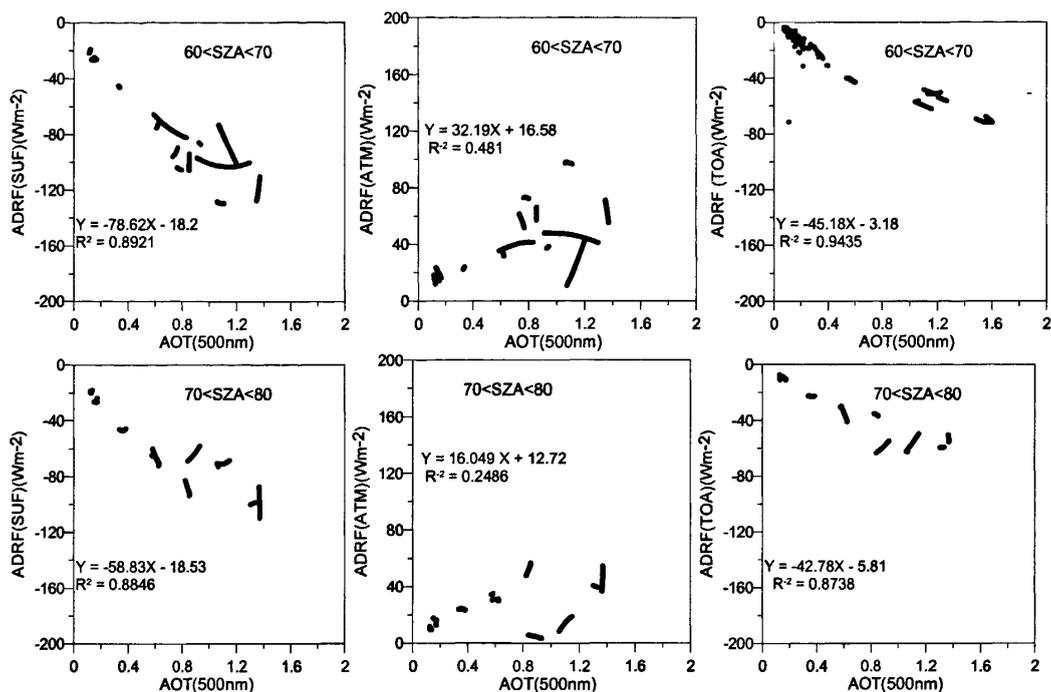


图 5.2 香河地区夏季不同太阳天顶角辐射强迫同气溶胶光学厚度的关系

表 5.2 香河地区冬季和夏季地面气溶胶辐射强迫效率的对比分析

	Solar zenith Angle		
	50-60°	60-70°	70-80°
Winter	-105.46	-99.45	-91.57
Summer	-94.18	-78.62	-58.83

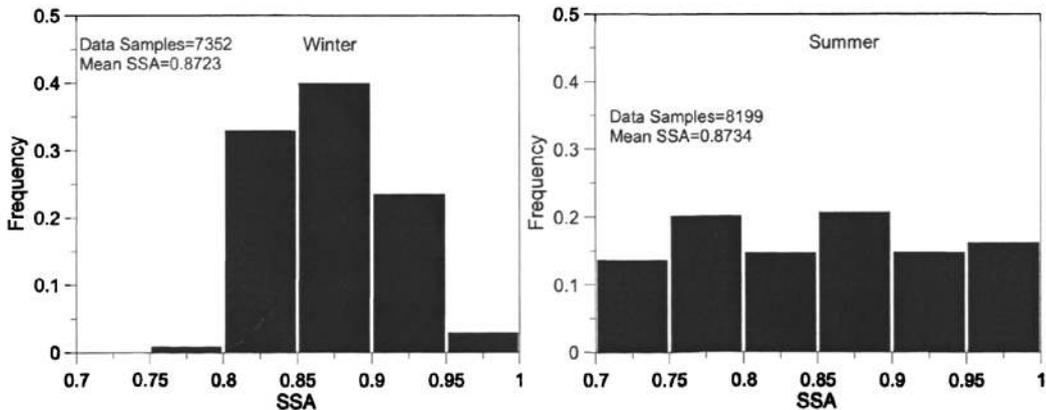
从表 5.2 可以看到：同一太阳天顶角范围内夏季气溶胶直接辐射强迫效率小于冬季。冬季 50-60° 太阳天顶角范围内直接辐射强迫随气溶胶光学厚度变化的效率为 $-105.46 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，而夏季为 $-94.18 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ；冬季 60-70° 范围内斜率为 $-99.45 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，而夏季为 $-78.62 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ；冬季 70-80° 对应的斜率为 $-91.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，而夏季为 $-58.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。这说明香河地区不同季节气溶胶对地面直接辐射强迫的影响不同，这是由气溶胶不同的光学性质造成的。冬季所有天顶角范围内短波气溶胶直接辐射强迫效率的平均值是 $-98.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，夏季的平均值为 $-89.23 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。冬季大气层的气溶胶直接辐射强迫效率的平均值为 $47.77 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，夏季的平均值为 $38.76 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。这说明冬季的气溶胶吸收性比较强而夏季的气溶胶相对来说散射比较强。这同气溶胶的单次散射反照率和气溶胶的非对称因子有关，在气溶胶光学厚度相同的时候，气溶胶单次散射反照率和非对称因子对气溶胶辐射强迫的影响是非线性的，这种非线性随着气溶胶光学厚度的增加也在增大。当气溶胶单次散射反照率小的时候其对辐射强迫的影响比较小，而当单次散射反照率较大的时候影响就比较明显。从图 5.3 可以看到：夏季气溶胶单次散

射反照率在 0.7-0.8 范围内的概率要比冬季在这个范围内的概率要大；在 0.8-0.95 范围内冬季的概率分布比夏季的概率分布要大。由于气溶胶单次散射反照率的非线性决定了，在气溶胶单次散射反照率 0.8-0.95 范围内对辐射强迫的供献会更大；冬季平均的气溶胶非对称因子为 0.620，而夏季平均的气溶胶非对称因子为 0.658，因此造成了冬季气溶胶辐射强迫效率大于夏季的气溶胶辐射强迫效率。

表 5.3 香河地区夏季不同太阳天顶角范围内光合有效净辐射同气溶胶光学厚度的线性关系

	Solar zenith Angle						Mean
	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°	60-70°	70-80°	
SUF Slope	-59.9	-55.37	-53.53	-53.2	-43.0	-28.74	-33.56
R ²	0.9824	0.8696	0.9294	0.7858	0.8187	0.7378	
ATM Slope	52.84	42.9	37.02	30.56	19.1	8.68	21.65
R ²	0.9688	0.513	0.816	0.718	0.5191	0.24	
TOA Slope	-7.05	-12.48	-16.51	-22.64	-23.91	-20.06	-18.67
R ²	0.9111	0.9155	0.9264	0.9345	0.8851	0.7352	
Date points	789	623	586	620	499	268	

表 5.3 是夏季光合有效辐射气溶胶辐射强迫效率随不同太阳天顶角的变化。从表可知，夏季大气层的辐射强迫效率线性的相关性不强，特别是太阳天顶角位于 70-80° 时，其相关系数平方仅为 0.24。说明夏季气溶胶的性质突变比较明显，这也可以从图 5.3 可以看到：夏季和冬季两个季节气溶胶单次散射反照率分布差别比较明显，即夏季不同单次散射反照率的发生频率可为 0-1 间任一值分布比较宽，而冬季则主要集中在 0.8-0.95 之间，相对来说比较窄；气溶胶非对称因子同样是冬季分布较窄，冬季较宽。



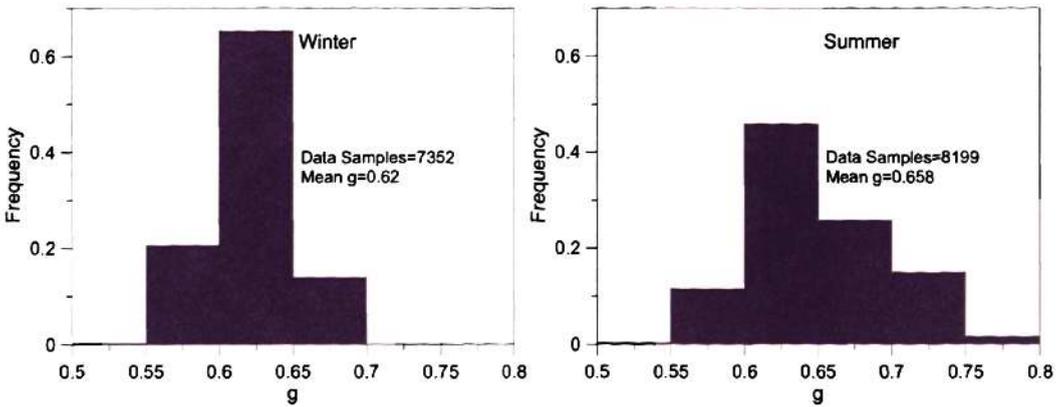


图 5.3 香河地区夏季和冬季气溶胶单次散射反照率和非对称因子的概率分布

5.4 香河地区 2004 年 09 月到 2005 年 09 月气溶胶直接辐射强迫统计分析

图 5.4a-5.4c 是香河地区 2004 年 9 月到 2005 年 9 月地面、大气层内和大气层顶气溶胶瞬时直接辐射强迫和气溶胶光学厚度 (500nm) 的散点关系图; 5.4d-5.4f 为地面、大气层、大气层顶气溶胶辐射强迫概率分布图。

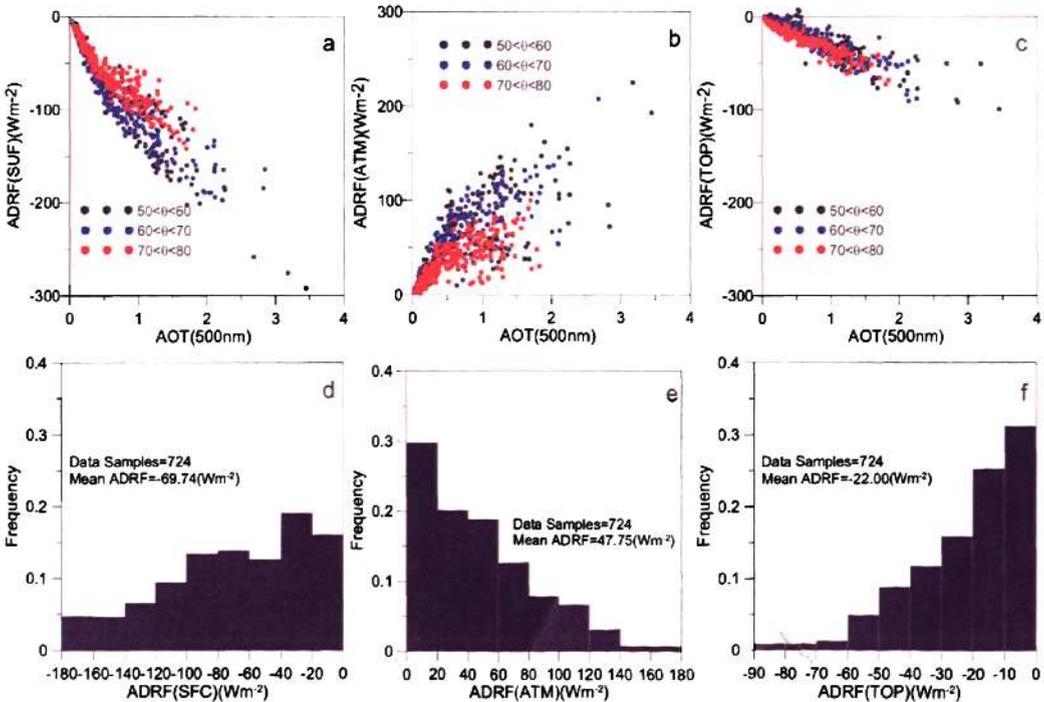


图 5.4 香河地区气溶胶光学厚度 (500nm) 和气溶胶瞬时直接辐射强迫散点关系图, a:地面, b:大气层内, c:大气层顶 以及对应的辐射强迫概率分布图 (d, e, f)

说明: 图上概率分布图中, 横坐标对应的最大辐射强迫区域, 包括最大辐射强迫值的所有点 (以下同)。

从图上可以看到, 气溶胶辐射强迫同气溶胶光学厚度有很好的相关性。地面气溶胶辐射强迫代表了气溶胶对地表的冷却作用。香河地区大气溶胶地面瞬时直接辐射强迫变

化范围比较广,气溶胶地面瞬时直接辐射强迫从最强的 -292.4 Wm^{-2} 变化到 -4.35 Wm^{-2} ;同样的气溶胶光学厚度对地面造成的辐射强迫是不等的,特别是当气溶胶光学厚度比较大的时候这种差别就更明显。当太阳天顶角大小比较接近的时候,同样气溶胶光学厚度为1.16的时候,其地面辐射强迫分别为 -145.23 Wm^{-2} 和 -84.98 Wm^{-2} ,两者相差近 60 Wm^{-2} 。这是因为气溶胶辐射强迫大小不仅仅和气溶胶光学厚度有关还和其气溶胶的光学性质有关,两者对应的气溶胶单次散射反照率分别为0.893, 0.987;气溶胶非对称因子分别为0.62, 0.702。前者气溶胶的吸收性比较强,其前向散射也比较小,而后者是气溶胶散射比较弱,前向散射也比较明显,说明了气溶胶单次散射反照率和非对称因子是影响地面的辐射强迫效率两个关键因子。既当其他条件相同的时候气溶胶的吸收性强(单次散射反照率小)前向散射小的(非对称因子小)地面的辐射强迫效率就大,而当气溶胶散射比较强(单次散射反照率大),前向散射大(非对称因子大)的时候,地面辐射强迫效率就比较小。

香河地区气溶胶地面瞬时直接辐射强迫概率分布来看:其概率分布比较宽,各个区间内概率分布差别较大气层和大气层顶的各个区间要小,最大概率值出现在 -40 Wm^{-2} — 20 Wm^{-2} 区间,最大值为19.1%;随着辐射强迫的增大,出现的概率呈减小的趋势。地面年平均瞬时直接辐射强迫为 -69.74 Wm^{-2} 。

大气层的气溶胶辐射强迫为气溶胶在地面和大气层顶气溶胶辐射强迫的差值,其大小代表了大气层内的吸收。大气层的气溶胶瞬时直接辐射强迫变化也比较广,从 1.86 Wm^{-2} 到 224.65 Wm^{-2} 。从概率分布图可以看处,香河地区大气层内的气溶胶辐射强迫概率分布值随着气溶胶辐射强迫的增加而减小的。50%的点小于 40 Wm^{-2} ,最大的两个区间140-160,大于 160 Wm^{-2} 对应的概率为6.9%。大气层的年平均瞬时直接辐射强迫为 47.75 Wm^{-2} 。

气溶胶光学厚度同样为1.16的点,其在大气层辐射强迫分别为 117.17 Wm^{-2} 和 27.32 Wm^{-2} ,两者相差近 90 Wm^{-2} 。而气溶胶光学厚度同样为0.8672,气溶胶的单次散射反照率分别为0.8999, 0.8852,非对称因子分别为0.708, 0.706的两个点。对应的大气层内的气溶胶辐射强迫分别为 106.91 Wm^{-2} , 70.05 Wm^{-2} ,两者相差 36.9 Wm^{-2} 。两点对应的太阳天顶角分别为 51.85° , 71.23° ,说明了太阳天顶角的影响。因此气溶胶辐射强迫效率是综合了气溶胶光学厚度、气溶胶的单次散射反照率、气溶胶非对称因子、太阳天顶角的函数。

可以看到香河地区大气层内的气溶胶辐射强迫概率分布,0- 20 Wm^{-2} 区间其概率分布最大,为29.7%,而数值最大的两个区间140- 160 Wm^{-2} ,大于 160 Wm^{-2} 概率为0.69。大气层的年平均瞬时直接辐射强迫为 47.75 Wm^{-2} 。

图上5.4(a-c)的不同颜色代表了不同的太阳天顶角范围的气溶胶瞬时直接辐射强迫同500nm气溶胶光学厚度的关系:可以看到无论在地面、大气层和大气层顶的气溶胶瞬时直接辐射强迫效率都是随着太阳天顶角的增加而降低的。

不同的太阳天顶角对应的大气层顶的辐射强迫其变化范围是不一样的,当太阳天顶

角为 $50\text{--}60^\circ$ 时, 气溶胶瞬时直接辐射强迫的变化范围从 -99.82 Wm^{-2} 到 -0.79 Wm^{-2} ; 当太阳天顶角 $60\text{--}70^\circ$ 其瞬时直接辐射强迫数值从 -90.06 Wm^{-2} 变化到 -3.94 Wm^{-2} ; 当太阳天顶角为 $70\text{--}80^\circ$ 其瞬时直接辐射强迫数值从 -57.81 Wm^{-2} 变化到 -4.67 Wm^{-2} 。

大气层的气溶胶直接辐射强迫在不同太阳天顶角范围取值不同: 当太阳天顶角为 $50\text{--}60^\circ$ 时, 气溶胶瞬时直接辐射强迫为 $3.94\text{--}204.56\text{ Wm}^{-2}$; 当太阳天顶角 $60\text{--}70^\circ$ 时, 气溶胶直接辐射强迫为 $3.52\text{--}145.55\text{ Wm}^{-2}$; 当太阳天顶角 $70\text{--}80^\circ$ 时, 直接辐射强迫为 $1.9\text{--}94.97\text{ Wm}^{-2}$ 。

5.5 北京市 2004 年 09 月到 2005 年 09 月气溶胶直接辐射强迫

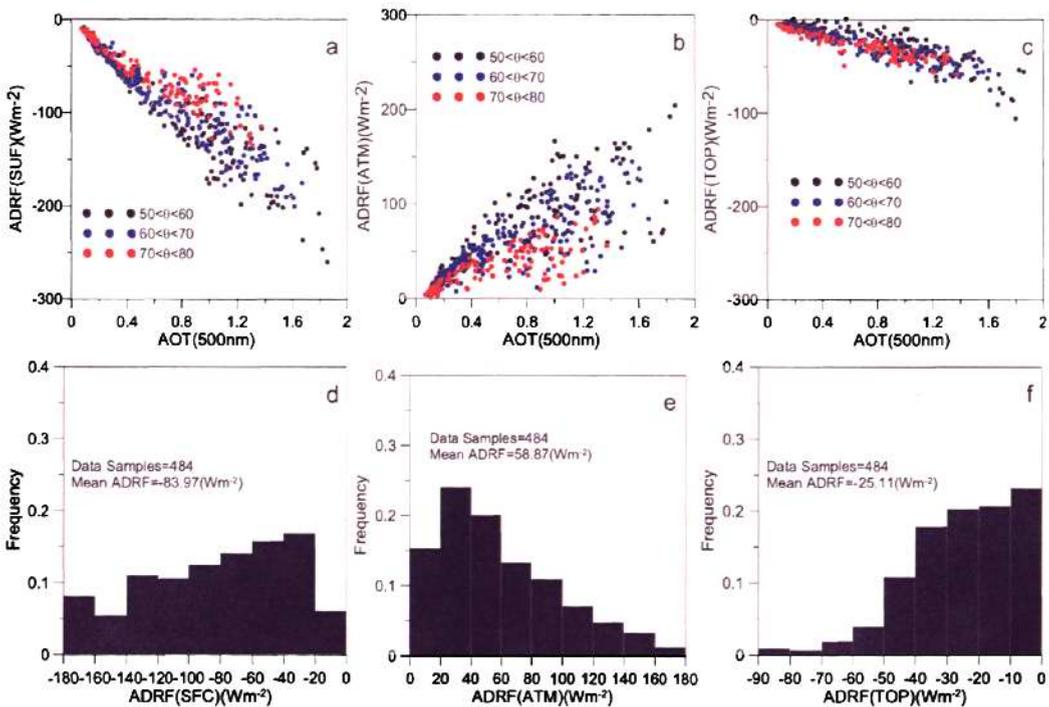


图 5.5 北京地区气溶胶光学厚度 (500nm) 和气溶胶瞬时直接辐射强迫散点关系图, a:地面, b: 大气层内, c:大气层顶 以及对应的辐射强迫概率分布图 (d, e, f)

图 5.5 是北京地区 2004 年 9 月到 2005 年 9 月不同太阳天顶角对应的气溶胶瞬时直接辐射强迫和气溶胶光学厚度 (500nm) 的散点关系图。从图上可以看到, 在此期间北京地区地面气溶胶直接辐射强迫、大气层顶的气溶胶辐射强迫以及大气层内的气溶胶辐射强迫都和气溶胶光学厚度有较好的相关性, 气溶胶瞬时直接辐射强迫数值变化范围比较广。

对于地面来说, 当太阳天顶角为 $50\text{--}60^\circ$ 时, 气溶胶瞬时直接辐射强迫最强可以达到 -260.14 Wm^{-2} 最弱的时候为 -8.38 Wm^{-2} ; 当太阳天顶角介于 $60\text{--}70^\circ$ 时, 其瞬时直接

辐射强迫从 -200.07 Wm^{-2} 到 -14.53 Wm^{-2} ；当太阳天顶角介于 $70-80^\circ$ 时，其瞬时直接辐射强迫从 -134.67 Wm^{-2} 到 -9.24 Wm^{-2} 。气溶胶辐射强迫最强的时候出现在太阳天顶角比较小的时候，说明了太阳天顶角越小，太阳辐射通量就越大，气溶胶对辐射通量的吸收也就越多。

大气层顶的气溶胶直接辐射强迫也随着太阳天顶角的增加而降低。当太阳天顶角为 $50-60^\circ$ 时，气溶胶瞬时直接辐射强迫从 -105.3 Wm^{-2} 到 -0.79 Wm^{-2} ；当太阳天顶角 $60-70^\circ$ ，其瞬时直接辐射强迫数值从 -90.06 Wm^{-2} 到 -3.94 Wm^{-2} ；当太阳天顶角 $70-80^\circ$ 其瞬时直接辐射强迫数值从 -57.81 Wm^{-2} 到 -4.67 Wm^{-2} 。

大气层的气溶胶直接辐射强迫在不同太阳天顶角范围取值为：当太阳天顶角为 $50-60^\circ$ 时，气溶胶瞬时直接辐射强迫为 $3.94-204.56 \text{ Wm}^{-2}$ ；当太阳天顶角 $60-70^\circ$ 时，气溶胶直接辐射强迫为 $3.52-145.55 \text{ Wm}^{-2}$ ；当太阳天顶角 $70-80^\circ$ 时，瞬时直接辐射强迫为 $1.9-94.97 \text{ Wm}^{-2}$ 。

年平均瞬时直接辐射强迫在地面、大气层顶、大气层分别为： -83.97 Wm^{-2} ， -25.11 Wm^{-2} ， 58.87 Wm^{-2} 这和香河相比其平均值都比较大，说明了北京地区的污染较香河严重，气溶胶对地面的冷却能力和大气层的加热能力都较强。与香河地面气溶胶辐射强迫最明显的差异在于北京地面辐射强迫仅在 $-20-0 \text{ Wm}^{-2}$ 之间的概率偏低，仅为6%。北京地区地面辐射强迫在 100 Wm^{-2} 以上的概率明显偏高。

大气层的瞬时直接辐射强迫的概率分布范围也比较宽，各个区域范围都有；从 $0-20 \text{ Wm}^{-2}$ 、 $0-40 \text{ Wm}^{-2}$ 和 $0-60 \text{ Wm}^{-2}$ 概率分布分别为15.2%，23.97%，20%；大于 60 Wm^{-2} 为39.3%。大气层顶的辐射强迫小于 $-40-0 \text{ Wm}^{-2}$ 的概率为82%，说明了大气层顶的气溶胶辐射强迫数值相对地面和大气层都要小很多，说明气溶胶的吸收性比较强。

5.6 兴隆地区气溶胶直接辐射强迫的变化

图5.6是兴隆地区不同太阳天顶角对应的气溶胶瞬时直接辐射强迫和气溶胶光学厚度(500nm)的散点关系图。兴隆地区是一个相对来说比较清洁的地区，其气溶胶辐射强迫值相对北京和香河来说变化范围比较小。从图上可以看到，兴隆地区地面气溶胶直接辐射强迫效率随着太阳天顶角的增加变化不是很明显。兴隆地区地面气溶胶瞬时直接辐射强迫从 -184.97 Wm^{-2} 到 -4.28 Wm^{-2} ；大气层顶的气溶胶瞬时直接辐射强迫从 -137.2 Wm^{-2} 到 -0.72 Wm^{-2} ；而大气层内的气溶胶瞬时直接辐射强迫从 0.36 Wm^{-2} 增加到 116.73 Wm^{-2} 。

兴隆地区气溶胶平均瞬时直接辐射强迫在地面、大气层、大气层顶分别为 -34.99 Wm^{-2} ， 18.84 Wm^{-2} ， -16.56 Wm^{-2} ，这较北京和香河都要小很多。兴隆地区气溶胶辐射强迫的概率分布比较窄，特别是在大气层的气溶胶辐射强迫只有小于 100 Wm^{-2} 内区间存在。地面的辐射强迫在 -40 Wm^{-2} 到0的区间内概率占到68.1%；大气层的小于 40 Wm^{-2} 的点可以占到86.7%；兴隆地区的大气层顶的气溶胶辐射强迫和大气层的辐射强迫数值相

差比较小, 两者相当, 这说明了兴隆地区气溶胶的散射比较强。

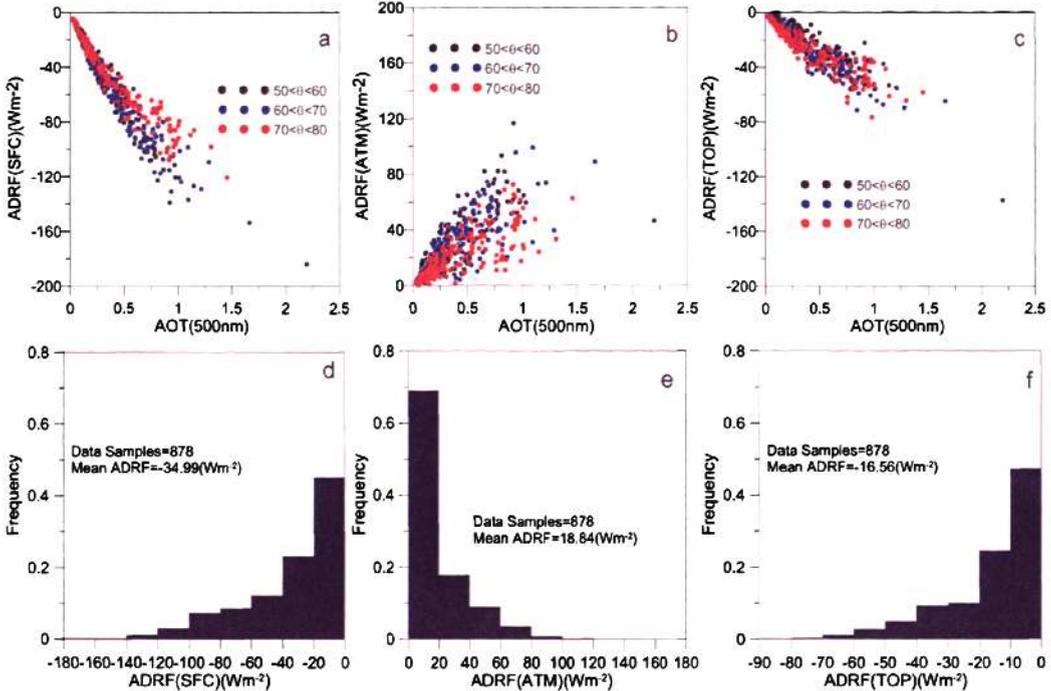


图 5.6 兴隆地区香河地区气溶胶光学厚度 (500nm) 和气溶胶瞬时直接辐射强迫散点关系图, a:地面, b:大气层内, c:大气层顶 以及对应的辐射强迫概率分布图 (d, e, f)

5.7 敦煌地区气溶胶直接辐射强迫的变化

图 5.7 是敦煌地区不同太阳天顶角对应的气溶胶瞬时直接辐射强迫和气溶胶光学厚度 (500nm) 的散点关系图。虽然敦煌地区资料比较少, 只有 2001 年 4-5 月份的资料, 但是刚好是沙尘天气比较多的春季, 所以能代表沙尘气溶胶的特性。敦煌地区地面气溶胶瞬时直接辐射强迫从 -163.35 Wm^{-2} 到 -4 Wm^{-2} ; 大气层顶的气溶胶瞬时直接辐射强迫从 -63.26 Wm^{-2} 到 -1.96 Wm^{-2} ; 而大气层内的气溶胶瞬时直接辐射强迫从 1.447 Wm^{-2} 增加到 122.99 Wm^{-2} 。

从图上可以看到, 敦煌地区地面气溶胶直接辐射强迫效率随着太阳天顶角的增大而降低, 变化比较明显。特别是在大气层内三者差别非常明显, 太阳天顶角越大辐射强迫效率就越小。

敦煌地区观测期间平均瞬时直接辐射强迫在地面、大气层顶、大气层分别为: -44.85 Wm^{-2} , -22.07 Wm^{-2} , 22.79 Wm^{-2} 这和兴隆相比其平均值还要大一些, 主要原因是气溶胶的平均气溶胶光学厚度大于兴隆地区。对于地面来说气溶胶瞬时直接辐射强迫从 -180 Wm^{-2} 到 0, 各个辐射强迫数值发生频率差别明显, 瞬时直接辐射强迫数值在 -40 — -20 Wm^{-2} 发生的概率最大, 为 33.33%。大气层和大气层顶的瞬时直接辐射强迫的概率分布范围也比较窄, 大气层气溶胶辐射强迫小于 20 Wm^{-2} 的概率为 68.9%。大气层顶的

辐射强迫小于 -30 Wm^{-2} 的概率为 76.5%。

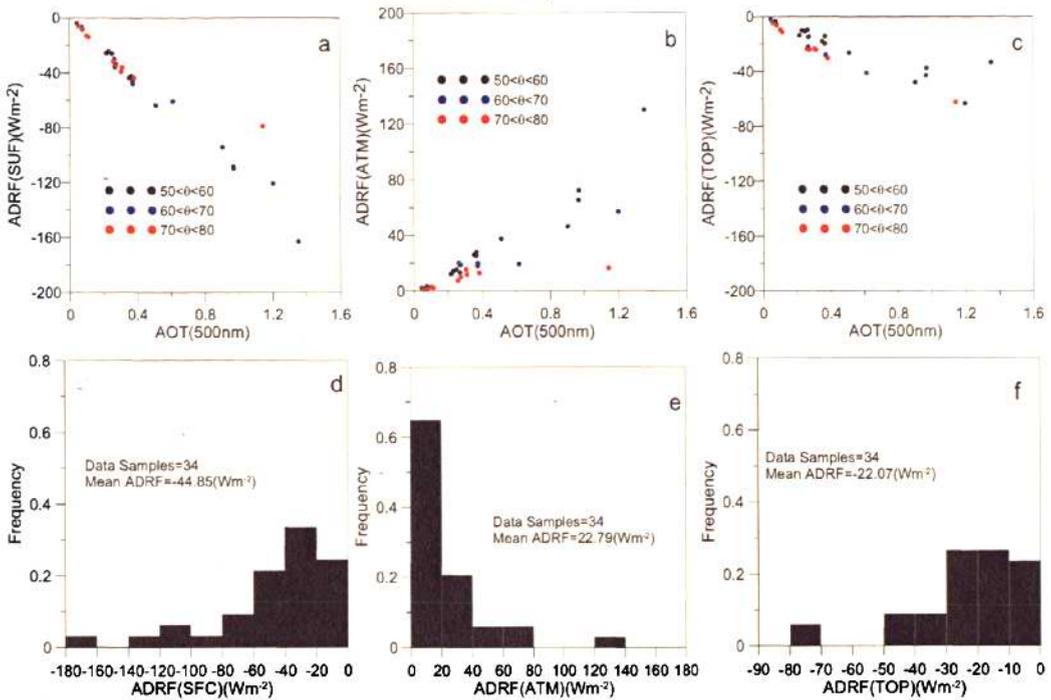


图 5.7 敦煌地区气溶胶光学厚度（500nm）和气溶胶瞬时直接辐射强迫散点关系图，a:地面，b:大气层内，c:大气层顶 以及对应的辐射强迫概率分布图（d, e, f）

5.8 四个地区气溶胶辐射强迫的对比分析

5.8.1 四个地区气溶胶辐射强迫效率的对比分析

从以上的分析结果可以知道，气溶胶辐射强迫效率同太阳天顶角、气溶胶的光学厚度、气溶胶单次散射反照率以及气溶胶的非对称因子都有关系，而在这几个参数中只有太阳天顶角与气溶胶本身的性质无关。为了尽可能的消除太阳天顶角对辐射强迫的影响，我们将在同一个太阳天顶角范围内来对比分析四个地区气溶胶辐射强迫效率的差别，以及造成这种差别的原因。我们将四个地区在同一个太阳天顶角范围内气溶胶直接辐射强迫和气溶胶光学厚度同太阳天顶角余弦的比（程长）作为横坐标来分析气溶胶的性质对辐射强迫效率的影响。具体计算就是将气溶胶光学厚度每 0.1 内求平均气溶胶光学厚度，相应的计算出气溶胶单次散射反照率、气溶胶非对称因子、辐射强迫、程长平均。

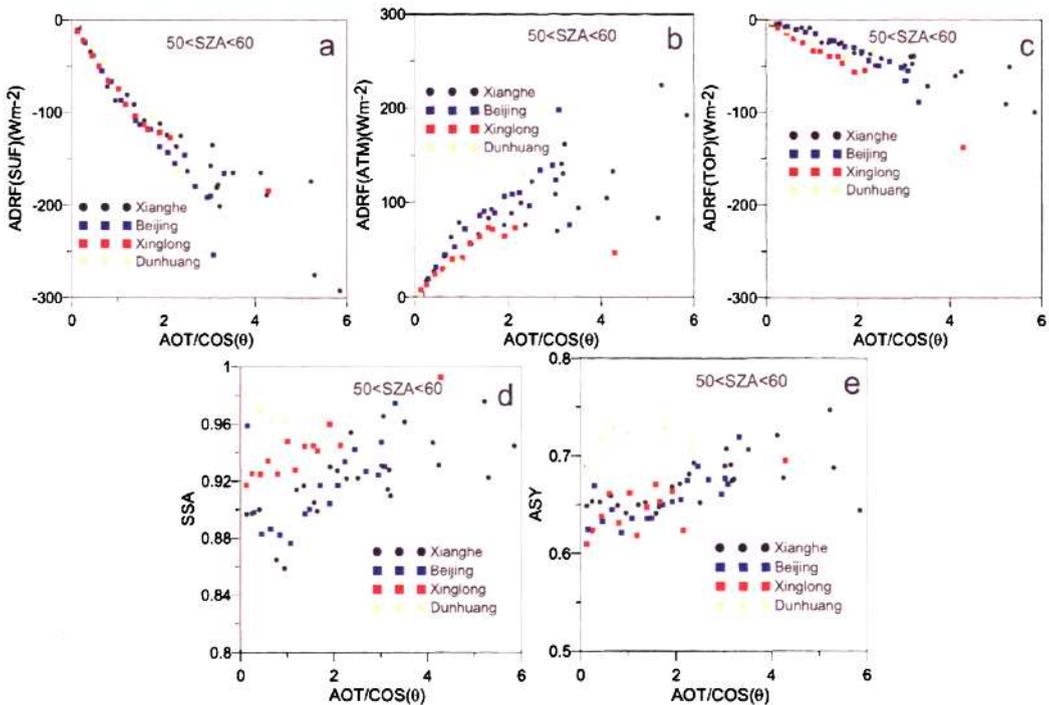


图 5.8 四个地区在太阳天顶角为 50° – 60° 内平均辐射强迫气溶胶单次散射反照率、气溶胶非对称因子同程长散点对比分析

图 5.8 给出的是四个地区平均的结果，其横坐标为程长，而纵坐标为气溶胶辐射强迫。

四个地区在地面气溶胶辐射强迫效率的差别是因为气溶胶光学性质不同造成的，当程长（气溶胶光学厚度）比较大的时候，北京的辐射强迫效率最大，香河次之，兴隆和敦煌比较小。四个地区气溶胶单次散射反照率北京最小，香河次之，敦煌最大，这和气溶胶单次散射反照率的变化是相反的。说明在其他条件相对不变的情况下，气溶胶单次散射反照率同气溶胶辐射强迫的效率是成反比的。这是因为，当气溶胶单次散射反照率比较小的时候，表示了气溶胶的吸收能力就很强，当辐射穿过整层大气的时候吸收的越多，因此到达地面的辐射就会比较少，对地面造成的辐射强迫就越大，这与第二章的分析结果是一致的。

从第二章的图 2.3 分析还可以知道，同样气溶胶光学厚度的情况下：气溶胶单次散射反照率大，地面接收的净辐射通量就多，因此其辐射强迫就会变小，所以气溶胶单次散射反照率大的时候气溶胶辐射强迫效率也就会小。

同样从前面第二章的图 2.2 分析可以知道，同样气溶胶光学厚度的情况下：气溶胶的非对称因子大，地面接收的净辐射通量就多，因此其辐射强迫就会变小，所以气溶胶非对称因子大的时候气溶胶辐射强迫效率也就会小。

从图 5.8 (d, e) 也可以看到四个地方随着气溶胶光学厚度的增加气溶胶单次散射反照率和气溶胶非对称因子也是增加的，这样就使得地面和大气层的辐射强迫效率随着

气溶胶光学厚度的增加而变小。

图 5.8 (b) 是大气层的气溶胶辐射强迫同程长的散点关系图。大气层内的气溶胶辐射强迫主要代表了气溶胶吸收。从图上可以看到北京地区大气层的辐射强迫效率最大，敦煌地区大气层内的气溶胶辐射强迫效率最小。着同样是可以解释的，根据第三章对不同地区气溶胶光学特性的分析结果和图 5.8 (d)，北京地区气溶胶单次散射反照率最小，因此吸收最强；敦煌地区气溶胶单次散射反照率最大，吸收最弱。

5.8.2 表征大气气溶胶吸收特性的参量 F_s

不同性质的气溶胶光学特性，对辐射的作用是不一样的。Podgorny 等 (2000) 的模拟研究发现吸收物质对地面强迫贡献较多，而非吸收物质对 TOA 强迫贡献较多。同时定义了 F_s 公式 (5.5)，即：地表辐射强迫和大气层顶的辐射强迫之比，并将其用于表征吸收性气溶胶量。

$$F_s = \frac{\Delta F_{SFC}}{\Delta F_{TOA}} \tag{5.5}$$

根据以上计算的不同地点不同时间的大气短波的辐射强迫，我们计算了北京、香河、兴隆和敦煌地区的平均 F_s 。表 5.4 列出这四个地区气溶胶光学性质的平均结果和 F_s 的平均值。

表 5.4 不同地区气溶胶光学性质对比分析

City	Aerosol optical parameter				F_s
	AOD ₅₀₀	ω	g	AE	
Beijing	0.70	0.88	0.65	1.18	4.09
Xianghe	0.63	0.90	0.65	1.14	3.68
Xinglong	0.26	0.93	0.64	1.13	2.34
Dunhuang	0.41	0.97	0.72	0.37	1.99

说明：AOD, ω , g 分别指：光学厚度、单散射反照率 (675nm)、非对称因子 (675nm)，分析时段：香河和北京 2005 年 4-5 月；兴隆 2006 年 4-5 月；敦煌 2001 年 4-5 月

表 5.4 说明了北京 F_s 最大，香河次之，而以沙尘气溶胶为主的敦煌 F_s 最小。从表 5.4 可以看到，四个地方观测期间气溶胶参数的平均值。从气溶胶的光学厚度上来看其最大值为北京的 0.70，说明北京污染最重，香河次之，为 0.626 而兴隆为 0.26。北京的气溶胶光学厚度是兴隆地区气溶胶光学厚度的 2.8 倍；敦煌地区的气溶胶光学厚度为 0.41，北京地区为敦煌地区气溶胶光学厚度的 1.8 倍。从气溶胶的单次散射反照率来看，敦煌地区的气溶胶单次散射反照率最大，为 0.97，吸收最弱。北京地区的气溶胶单次散射反照率最小，为 0.88，说明北京地区气溶胶的吸收最强。香河地区的气溶胶光学厚度、单次散射反照率、非对称因子和北京相近，相应的 F_s 也比较接近。

表 5.5 华盛顿地区 2000 年不同天气的日平均直接辐射强迫 (Magi, 2008)

Date	Aerosol optical parameter			RF _{toa}	RF _{atm}	RF _{sfc}	F _s
	AOD ₅₅₀	ω_{550}	g_{550}	Wm ⁻²	Wm ⁻²	Wm ⁻²	
14 Aug	0.22	0.88	0.51	-7.1	12.3	-19.3	2.72
17 Aug	0.17	0.89	0.57	-4.7	7.7	-12.4	2.64
20 Aug	0.16	0.92	0.57	-5.5	5.0	-10.5	1.91
22 Aug	0.36	0.91	0.57	-9.1	14.9	-24.1	2.65
24 Aug	0.29	0.87	0.61	-7.9	17.5	-25.4	3.22
29 Aug	0.19	0.91	0.56	-6.0	8.3	-14.3	2.38
31 Aug	0.33	0.84	0.5	-8.6	21.5	-30.1	3.50
1 Sep	0.23	0.87	0.51	-6.2	14.6	-20.8	3.35
2 Sep	0.33	0.85	0.48	-6.5	23.7	-30.2	4.65
3 Sep	0.8	0.84	0.54	-9.4	52.2	-61.6	6.55
6 Sep	1.13	0.83	0.59	-8.0	72.4	-80.4	10.05
7 Sep	0.25	0.93	0.63	-6.8	9.5	-16.3	2.40
11 Sep	0.45	0.86	0.63	-14.4	22.9	-37.2	2.58
13 Sep	0.52	0.88	0.58	-3.6	31.6	-35.2	9.78
16 Sep	0.30	0.89	0.62	-1.5	17.2	-18.7	12.47
Average	0.38	0.88	0.56	-7.02	22.09	-29.10	4.72

表 5.5 是 2000 年华盛顿 8-9 月份不同天气日平均气溶胶直接辐射强迫。从表上可以看到不同的天气华盛顿地区的在气溶胶辐射强迫变化比较明显,不同天气反映气溶胶吸收性质的 F_s 变化也比较明显。其观测时期代表散射性质比较强的天为 8 月 20 日,其 F_s 仅为 1.91,其单次散射反照率也最强,为 0.92。观测期间气溶胶含吸收性质比较多的天为 9 月 16 日,这一天的 F_s 为 12.47,但是从气溶胶单次散射反照率上来看为 0.89,并不是最小的,这需要我们进一步研究造成这种差别的深层次的原因。华盛顿地区在观测时期平均的气溶胶光学厚度为 0.38,单次散射反照率为 0.88,非对称因子为 0.56。

表 5.6 是 2002 年北京地区 8-9 月份瞬时直接辐射强迫。从表上可以看到北京地区反映气溶胶吸收性质的 F_s 变化不是很明显,其最小为 2.43,这一天单次散射反照率也最大为 0.96。 F_s 最大为 8.35,相应的气溶胶单次散射反照率为 0.84。这段时期北京地区平均气溶胶光学厚度为 0.72,将近华盛顿地区的两倍,说明了北京较华盛顿污染严重;平均气溶胶单次散射反照率为 0.89,略大于华盛顿气溶胶单次散射反照率。气溶胶非对称因子为 0.69,而华盛顿为 0.56,两者差别明显,说明了北京地区的气溶胶前向散射强一些,气溶胶中粗粒子含量比较多一些(尹宏,1993)。

对比时期华盛顿地区平均的 F_s 为 4.72, 北京 (表 5.6) 在此期间平均 F_s 为 4.49, 说明华盛顿地区的气溶胶吸收性质较一点儿强, 这其中进一步的原因需要我们更进一步的深层次的研究。

表 5.6 北京地区 2002 年不同天气的日平均瞬时直接辐射强迫

Date	Aerosol optical parameter			RF _{toa}	RF _{atm}	RF _{sfc}	F_s
	AOD ₅₅₀	ω_{550}	g_{550}	Wm^{-2}	Wm^{-2}	Wm^{-2}	
14 Aug	2.03	0.94	0.73	-47.97	138.32	-186.29	3.88
17 Aug	2.17	0.96	0.73	-68.97	98.93	-167.90	2.43
21 Aug	1.94	0.89	0.69	-32.80	175.05	-207.85	6.34
26 Aug	0.49	0.88	0.68	-11.50	64.99	-76.49	6.65
29 Aug	0.32	0.88	0.67	-9.83	42.98	-52.81	5.37
1 Sep	1.16	0.93	0.72	-38.52	90.77	-129.29	3.36
4 Sep	0.15	0.89	0.70	-8.46	14.96	-23.42	2.77
5 Sep	0.13	0.89	0.66	-8.73	13.80	-22.53	2.58
6 Sep	0.13	0.89	0.65	-6.18	16.90	-23.08	3.73
7 Sep	0.57	0.87	0.68	-16.11	71.79	-87.90	5.46
8 Sep	0.66	0.90	0.70	-20.77	70.51	-91.28	4.39
9 Sep	0.44	0.89	0.69	-14.84	51.78	-66.62	4.49
13 Sep	0.18	0.86	0.69	-9.22	18.98	-28.20	3.06
14 Sep	0.42	0.86	0.66	-16.32	48.35	-64.66	3.96
15 Sep	0.39	0.87	0.66	-13.06	53.04	-66.10	5.06
16 Sep	0.41	0.84	0.65	-9.07	66.70	-75.77	8.35
Average	0.72	0.89	0.69	-20.77	64.86	-85.64	4.49

5.9 本章小结

本章利用 SBDART 辐射传输模式详细计算了北京、香河地区 2004 年 9 月到 2005 年 9 月全年的气溶胶瞬时辐射强迫值; 兴隆观测时期气溶胶瞬时直接辐射强迫, 敦煌地区 4-5 月的气溶胶瞬时直接辐射强迫。主要得到以下结论:

不同太阳天顶角对气溶胶辐射强迫影响比较明显, 随着太阳天顶角的增加气溶胶辐射强迫效率是降低的。冬季太阳天顶角在 $50-60^\circ$ 范围内的气溶胶辐射强迫效率为 $-105.46 Wm^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 而夏季为 $-94.18 Wm^{-2}\tau_{550}^{-1}$; 冬季太阳天顶角在 $60-70^\circ$ 范围内气溶胶辐射强迫效率为 $-99.45 Wm^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 而夏季为 $-78.62 Wm^{-2}\tau_{550}^{-1}$; 冬季太阳天顶角在 $70-80$

° 范围内气溶胶辐射强迫效率为 $-91.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，而夏季为 $-58.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。相同的太阳天顶角的范围内香河地区冬季气溶胶辐射强迫效率比夏季的要大，说明冬季气溶胶的吸收性质比较强。

同样太阳天顶角范围内当气溶胶光学厚度相同的时候，气溶胶的辐射强迫效率同气溶胶单次散射反照率和气溶胶非对称因子都有关系。气溶胶单次散射反照率大的时候地面的辐射强迫效率就小，气溶胶单次散射反照率小的时候地面的辐射强迫效率就大。其他条件相同气溶胶非对称因子大的时候也使得气溶胶辐射强迫效率变小。而随着气溶胶光学厚度的增加，气溶胶单次散射反照率和非对称因子都是增加的，因此随着光学厚度的增加气溶胶辐射强迫效率是降低的。在同样天顶角范围内北京地区辐射强迫效率最大，香河次之，兴隆和敦煌地区比较小。

四个地区在观测期间地面气溶胶的瞬时直接辐射强迫平均值分别为：北京 -83.97 Wm^{-2} ，香河 -69.74 Wm^{-2} ，敦煌 -44.85 Wm^{-2} ，兴隆 -34.99 Wm^{-2} ，四个地区差别明显。大气层内的气溶胶辐射强迫代表着气溶胶的吸收能力，主要是表现了气溶胶对大气层辐射加热作用。观测期间，北京、香河、兴隆、敦煌四个地区大气层内的气溶胶瞬时直接辐射强迫平均值分别为： 58.87 Wm^{-2} 、 47.757 Wm^{-2} 、 18.847 Wm^{-2} 、 22.797 Wm^{-2} ，说明了北京地区大气层内的气溶胶对大气层的加热作用最大，香河次之，最小为兴隆地区。对于大气层顶气溶胶辐射强迫，北京、香河、兴隆、敦煌四个地区分别为： -25.11 Wm^{-2} ， -22.00 Wm^{-2} ， -16.56 Wm^{-2} ， -22.07 Wm^{-2} ，差别比较小。

相同时期北京地区的气溶胶光学厚度是 0.70，而兴隆地区气溶胶光学厚度为 0.26，北京地区是兴隆地区的 2.8 倍；敦煌地区的气溶胶光学厚度为 0.41，北京地区为敦煌地区气溶胶的 1.8 倍。香河地区的气溶胶光学厚度为 0.63 和北京相差比较小。从气溶胶的单次散射反照率来看，敦煌地区的气溶胶单次散射反照率最大为 0.97 说明敦煌地区气溶胶吸收最弱；北京地区的气溶胶单次散射反照率最小，为 0.88，说明北京气溶胶吸收最强；对 F_s 的分析结果同样验证了这个特点。

第六章北京地区不同天气气溶胶辐射强迫个例分析

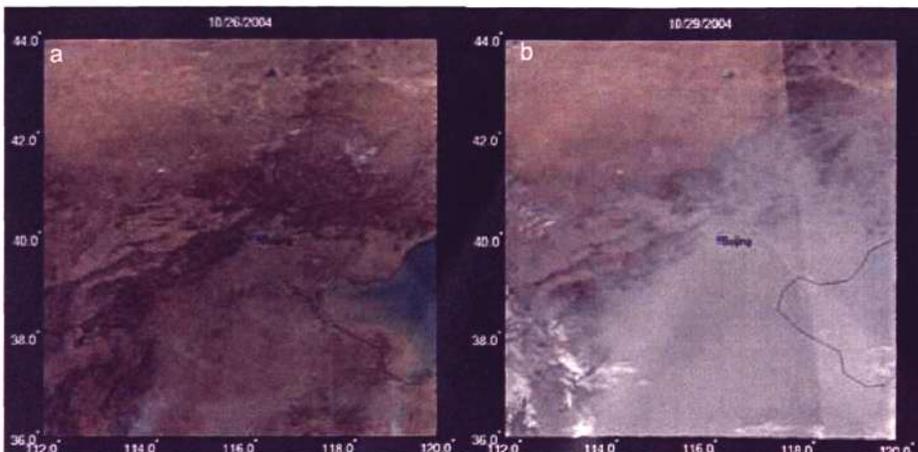
6.1 前言

不同天气气溶胶来源和光学性质可能有所不同，造成的气溶胶辐射强迫也是不同的。本章主要是通过计算北京市四种典型的污染天气：晴天、霾、雾、沙尘来分析它们之间气溶胶光学性质和气溶胶辐射强迫的差别。四种不同的典型天气分别为：2004年10月26日的晴天(clear)、2004年10月29日的霾天(haze)、2004年11月30日雾(foggy)以及2004年04月17日沙尘(Dust)。

6.2 不同污染天气的确定以及其辐射日变化同晴好天气的对比分析

通过对水平能见度，相对湿度和卫星云图来挑出了晴天、霾天、雾和沙尘天气。北京2004年10月26日天气晴好，日平均水平能见度为30.0km。2004年10月29日是一个污染天气首要污染物位可吸入颗粒物，日平均水平能见度为7.0km。2004年11月30日和2006年4月17日日平均水平能见度分别为5.0km和8.0km。

这三种天气(霾、雾、沙尘)北京地区上空没有云量，因此可以认为这三天(霾、雾、沙尘)的辐射变化仅仅是由于气溶胶引起的。同时从图上也可以看到：2004年10月29日北京及周边地区的存在一个明显的污染分布，延伸到整个华北地区。2004年11月30日的卫星云图同2004年10月29日卫星云图显示比较相似。地面观测到的相对湿度有很大的不同：2004年10月28日到10月30日日平均相对湿度从63%变化到76%；而从2004年11月30日到12月3日，日平均相对湿度变化范围为77%到92%。因此可以认为2004年10月29日为霾，而2004年11月30日为雾天。



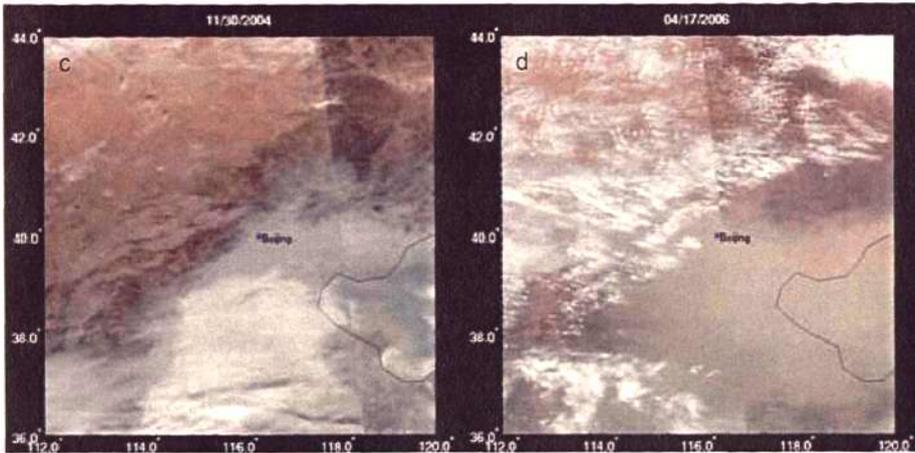


图 6.1 北京市 2004.10.26(晴天)、2004.10.29(霾)、2004.11.30(雾)、2006.4.17(沙尘) AUQA-MODIS 合成图

图 6.2a、b、c 分别是晴好天气同霾、雾、沙尘的污染天气日辐射通量密度对比变化。从图上可以看到：辐射通量日变化比较明显，晴好天气辐射通量密度和对应污染天气的辐射通量密度差别比较明显。晴好天气同对应的污染天气的最大日辐射通量密度相差都高于 200 Wm^{-2} 。2004 年 4 月 17 日辐射通量的日最高为接近 800 Wm^{-2} ，而 2006 年的 4 月 17 日的日辐射通量最高值仅为 444 Wm^{-2} ，两者相差达 356 Wm^{-2} 。

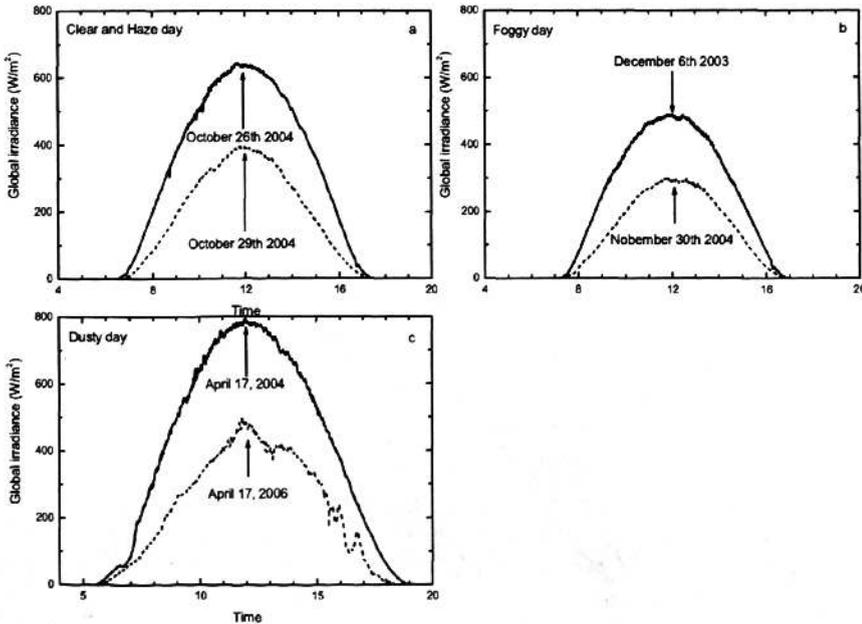


图 6.2 北京地区不同天气霾 (a)、雾 (b)、沙尘 (c) 同晴好天气日辐射通量的变化图。

6.3 不同天气的气溶胶辐射强迫

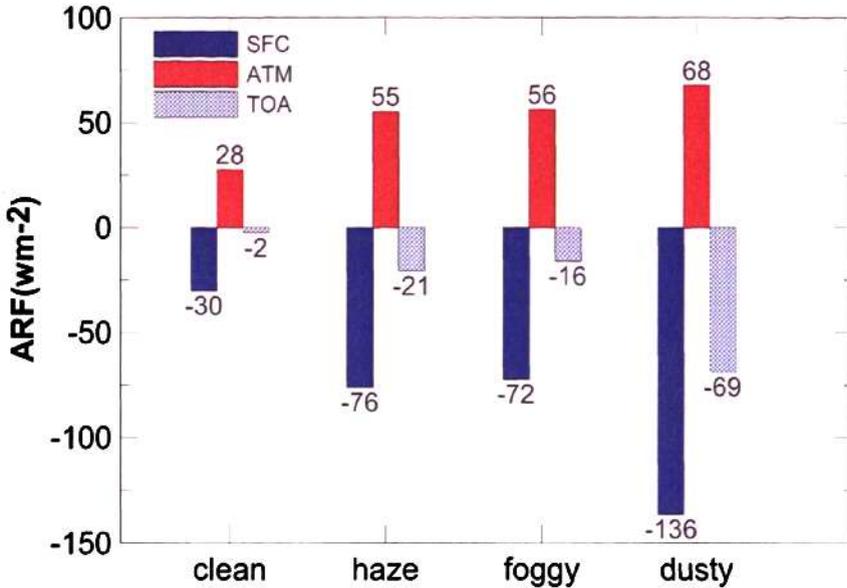


图 6.3 北京市 2004.10.26 (晴天)、2004.10.29 (霾)、2004.11.30 (雾)、2006.4.17 (沙尘气溶胶的直接辐射强迫

图 6.3 是四种典型天气状况下的辐射强迫。从图上可以看到不同天气气溶胶在地面、大气层、大气层顶造成的辐射强迫差别比较明显：晴天、霾天、雾天，沙尘天气在地面的大气气溶胶辐射强迫分别为 -30 Wm^{-2} 、 -76 Wm^{-2} 、 -72 Wm^{-2} 、 -136 Wm^{-2} ，说明了气溶胶在各种天气对地面冷却效应都比较明显，沙尘天气的气溶胶辐射强迫为晴好天气气溶胶辐射强迫的 4.5 倍，为霾天的 1.8 倍，为大雾天气的 1.9 倍。大气层的气溶胶辐射强迫在晴天、霾天、雾天，沙尘天气分别为 28 Wm^{-2} 、 55 Wm^{-2} 、 56 Wm^{-2} 、 68 Wm^{-2} ，霾、雾、沙尘天气的辐射强迫分别为晴好的天气的 1.96、2.0、2.43 倍。在大气层顶四种天气的气溶胶辐射强迫分别为： -2 Wm^{-2} 、 -21 Wm^{-2} 、 -16 Wm^{-2} 、 -69 Wm^{-2} ，四种天气差别也比较明显。

不同天气的日平均辐射强迫效率，是用日平均气溶胶辐射强迫同 550nm 气溶胶光学厚度的相比得到。晴天、霾天、雾天和沙尘天气在地面的气溶胶辐射强迫效率分别为 $-250 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-43 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-48 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-38 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。不同天气大气层顶的气溶胶辐射强迫效率分别为 $-17 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-12 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-11 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-19 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。说明了沙尘天气对大气层顶的冷却效应较雾、霾天气要强。不同天气对应的大气层的辐射强迫效率分别为 $233 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $31 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $37 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $19 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，表明了霾、雾天气气溶胶的加热效应比沙尘天气要强。

表 6.1 是四种典型天气气溶胶光学性质对比。晴天、霾、雾、沙尘天气日平均 PM_{10} 分别是 $38.1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、 $320.8 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、 $229.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 和 $197.7 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 。霾、雾、沙尘天气的气溶胶浓度分别是晴好天气的 8.42、6.02、5.19 倍。 550nm 上的气溶胶光学厚度霾、雾、

沙尘天气分别是晴天的 14.83、12.58、29.67 倍。晴好、霾、雾、沙尘天气状况下的 440nm 到 1020nm 平均单散射反照率分别是 0.83, 0.91, 0.91, 和 0.94, 说明沙尘天气的气溶胶吸收性质最弱。晴好天气的平均气溶胶非对称因子为 0.64, 这要低于霾天 (0.65)、雾天 (0.67), 沙尘天气 (0.72); 原因是沙尘天气的气溶胶前向散射大于其他三种天气状况下的气溶胶前向散射, 气溶胶含粗粒子比较多。同沙尘天气相比霾天和大雾天气的细粒子含量比较高。

表 6.1 不同天气状况下的气溶胶光学性质

Date	Weather	PM ₁₀ ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	Aerosol optical parameter				F _s
			AOD ₅₅₀	ω	g	F/C	
2004-10-26	Clear	38.1	0.12	0.83	0.64	0.45	13.48
2004-10-29	Hazy	320.8	1.78	0.91	0.65	1.34	3.7
2004-11-30	Foggy	229.2	1.51	0.91	0.67	1.18	4.5
2006-04-17	Dusty	197.7	3.56	0.94	0.72	0.05	2.0

说明: AOD, ω , g, 和 F/C 分别指: 光学厚度、单散射反照率、非对称因子和细粒子比粗粒子

图 6.4 是四种典型天气高度为 700hPa 和 850hPa 的 NOAA 的 Hysplit 后向轨迹图 (Draxler)。从图上可以看到, 不同的天气状况下气团来源是不一样的。图 6.4a 是 2004 年 10 月 26 日的轨迹图, 从图上可也看到无论是 700hPa 和 850hPa 气团来自比较遥远的西伯利亚地区, 途径蒙古东部和我国内蒙最终达到北京。气团输送过程所经的区域是相对比较清洁的地区。

图 6.4b 是 2004 年 10 月 29 日的轨迹图, 700hPa 和 850hPa 高度上的气团路径来自北京的西南部, 途径陕西、山西、河北等地, 最终到达北京。陕西、山西、河北这些地区都是重工业和产煤区, 污染比较严重。因此 10 月 29 日的北京污染外来源的影响比较明显。

对于大雾天气 (图 6.4c) 850hPa 和 700 hPa 的气团是来自于不同的方向。850hPa 的气团主要是来自于北京的西部, 取暖方式是以燃烧煤炭为主的区域。700 hPa 的气团来自于蒙古西部地区和中国北方的沙漠地区。

对于 2006 年 4 月 17 日的沙尘暴过程, 700hPa 和 850hPa 的源区来自北京的西北方向, 三天前气团的源区还位于西伯利亚地区, 短暂的三天气团就途径蒙古和内蒙古最终达到北京, 说明了风速比较大气团移动速度比较快。这次过程使得途径的内蒙古中西部、甘肃河西中部、宁夏北部、陕西北部、山西北部、河北西北部以及北京都发生了扬沙和沙尘暴。北京市在 4 月 17 日 08-20 时, 北京地区降尘 30 万吨 (张小曳, 2006)。

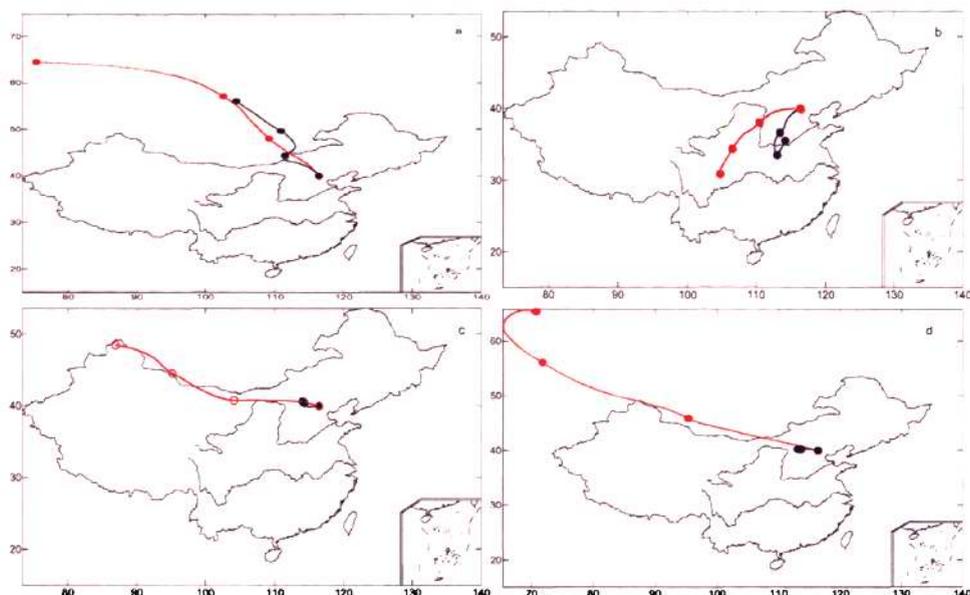


图 6.4 北京市 2004.10.26 (晴天)、2004.10.29 (霾)、2004.11.30 (雾)、2006.4.17 (沙尘) 700hPa (红色) 和 850hPa (黑色) 高空上的气团轨迹图

6.4 小结

研究了北京在晴天、霾、雾和沙尘天气的气溶胶辐射强迫，主要得到以下的结论：霾、雾天气的气溶胶吸收性质比较强，而沙尘天气的气溶胶前向散射比较强，霾、雾天气的污染主要是城市气溶胶，含细粒子比较多；沙尘天气的气溶胶主要以粗粒子为主，两者对辐射的影响是不一样的；晴天、霾天、雾天和沙尘天气在地面的气溶胶辐射强迫效率分别为 $-250 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-43 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-48 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-38 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。大气层顶的气溶胶辐射强迫效率分别为 $-17 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-12 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-11 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-19 \text{ Wm}^{-2}\tau_{500}^{-1}$ 。说明了沙尘天气对大气层顶的冷却效应较雾、霾天气要强。大气层的辐射强迫效率分别为 $233 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $31 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $37 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $19 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，表明了霾、雾天气气溶胶的加热效应比沙尘天气要强。气溶胶性质的不同主要是气溶胶源区不同造成的。

第七章 2001-2009年北京和香河地区气溶胶及其直接辐射强迫的变化

7.1 前言

当今城市状况中，气溶胶和污染大气对城市边界层结构的影响，造成污染物的浓度分布，对人们健康所产生的灾害是有目共睹的，比如1952年在伦敦发生的大气污染事件，这次污染为冬季的煤污染型事件，不幸的导致约4000个老人和心脏病及呼吸道疾病患者过早死亡。还有美国多诺拉烟雾事件；美国洛杉矶光化学烟油事件；日本富山事件；日本四日市事件。因此城市大气中的大气化学过程的影响问题-空气质量恶化问题和气溶胶对人类健康的影响已成为研究热点。

北京市是中国的首都，社会、经济发展迅速，特别是进入21世纪以后，北京的社会、经济发展速度尤为明显。2000-2007年，北京地区的生产总值增长近4倍，同期北京市常住人口由1107万人增至1633万人，能源总消耗量由 4144×10^4 t/a标准煤增至 6285×10^4 t/a标准煤，机动车保有量由158万辆增加到307万辆。在如此短的时间内，这些巨大变化一方面给北京的社会进步、经济发展带来了巨大的活力，另一方面也给北京的环境质量和生态状况带来了巨大的压力。大气质量是城市或区域环境质量中一个非常重要的方面。大气污染是复杂的现象，是自然和人为环境条件复杂相互作用的结果；在特定时间、空间的大气污染物浓度受到诸多因素影响。为此，分析与总结北京近年来与社会进步、经济发展相关的大气环境变化情况，探索大气环境变化的主要控制因素，对北京的社会、经济、环境可持续协调发展具有重要意义。

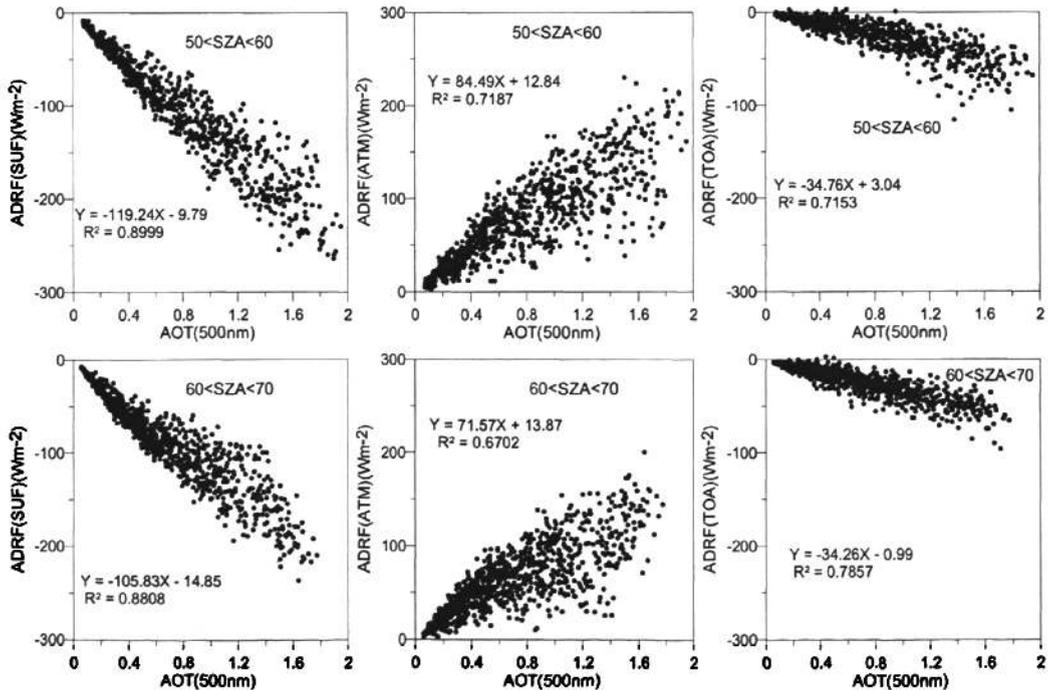
北京把“绿色奥运”作为2008年奥运会的三大理念之一，以保护环境、保护资源、保护生态平衡作为“新北京、新奥运”的战略构想，通过举办奥运会，促进北京环境保护与经济建设可持续发展。为了进一步改善北京的大气环境质量，为奥运会创造良好环境，北京承诺在奥运会筹办过程中，从燃煤污染、机动车污染、工业污染、扬尘污染等方面入手加快城市大气污染治理，加快生态建设，开展环保宣传，在2008年奥运会期间，空气质量达到国家标准和世界卫生组织指导值，并继续致力于全年空气质量的改善，为中国乃至世界留下丰厚的环保遗产。

1998年以来，北京市在防治煤烟型污染、机动车污染、工业污染、扬尘污染、生态保护和建设等方面，分13个阶段，采取200多项措施，空气质量连续9年得到显著改善。2007年与1998年相比，大气环境中二氧化硫、一氧化碳、二氧化氮和可吸入颗粒物年均浓度，分别下降了60.8%、39.4%、10.8%和17.8%，二氧化硫、一氧化碳、二氧化氮年均浓度都达到。在这里我们分析了近十年的气溶胶及其辐射强迫的变化，来说明整治大气污染的效果。

7.2 北京地区 2001 年-2008 年气溶胶直接辐射强迫效率

这里主要是用了 AERONET 建站以来气溶胶的观测资料,按照前面第五章的计算方法分别得到了北京地区气溶胶瞬时直接辐射强迫。图 7.1 是北京地区不同太阳天顶角气溶胶瞬时直接辐射强迫同气溶胶光学厚度对比散点图。从图上可以看到:地面气溶胶瞬时直接辐射强迫同气溶胶光学厚度有很好的线性相关性,相关系数 R^2 都达到了 0.8459,特别是对太阳天顶角为 $50-60^\circ$, 相关系数 R^2 为 0.8999。大气层顶的气溶胶瞬时直接辐射强迫同气溶胶光学厚度相关关系系数也比较好,其 R^2 都达到 0.715 以上。大气层的气溶胶辐射强迫和气溶胶光学厚度相关性最差,相关系数 R^2 最小为 0.5054。说明大气层内的气溶胶辐射强迫的受到的其他因素的影响比较明显。

总的来说,北京地区 2001 年-2008 年地面气溶胶的直接辐射强迫效率是这样的:当太阳天顶角为 $50-60^\circ$ 时,辐射强迫效率为 $-119.24 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$;当太阳天顶角为 $60-70^\circ$ 时,为 $-105.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$;当太阳天顶角为 $70-80^\circ$ 时,为 $-79.29 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。大气层顶的对应太阳天顶角的气溶胶辐射强迫效率分别为: $-34.76 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-34.26 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-32.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别比较小。而大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为: $84.49 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $71.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $46.72 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别比较明显。



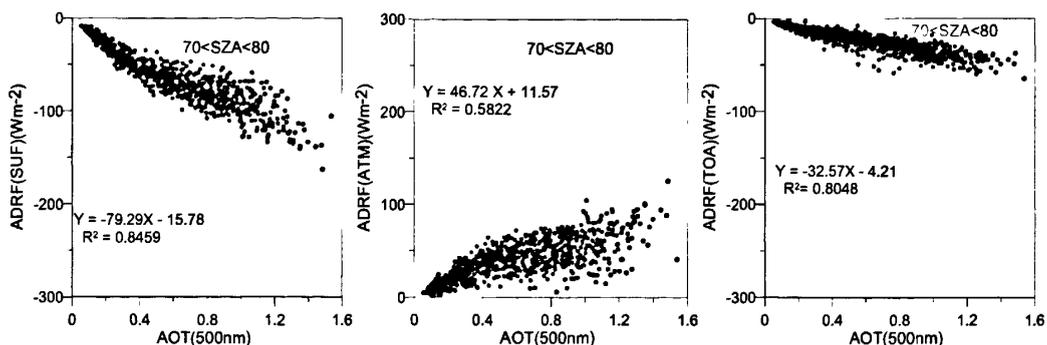


图 7.1 北京地区 2001 年 3 月—2008 年 8 月不同太阳天顶角气溶胶辐射强迫和光学厚度的关系

7.3 北京地区 2001 年-2009 年年平均气溶胶光学厚度和辐射强迫的变化

图 7.2 是北京 AERONET 气溶胶观测站 2001-2009 年以来 550nm 上年平均气溶胶光学厚度随时间的变化。从图上可以看到九年来气溶胶光学厚度整体变化趋势是降低的；2001 年年平均气溶胶光学厚度较其他年明显偏高，这是因为，2001 年的气溶胶只有 3、4、5 三个月的资料，用其平均值代表年平均气溶胶光学厚度可能有些误差。由 2001 年的 0.949 逐渐降低到 2003 年的 0.613，然后缓慢增加到 2007 年的 0.815，到 2009 年奥运后年平均气溶胶光学厚度达到九年来最低，为 0.429。说明九年来北京市大气环境的治理结果非常明显。可能的原因是改善北京市的能源结构有很大关系，随着天然气供应与使用量的逐年递增，SO₂ 排放浓度明显的降低（韩昀峰，2009）。

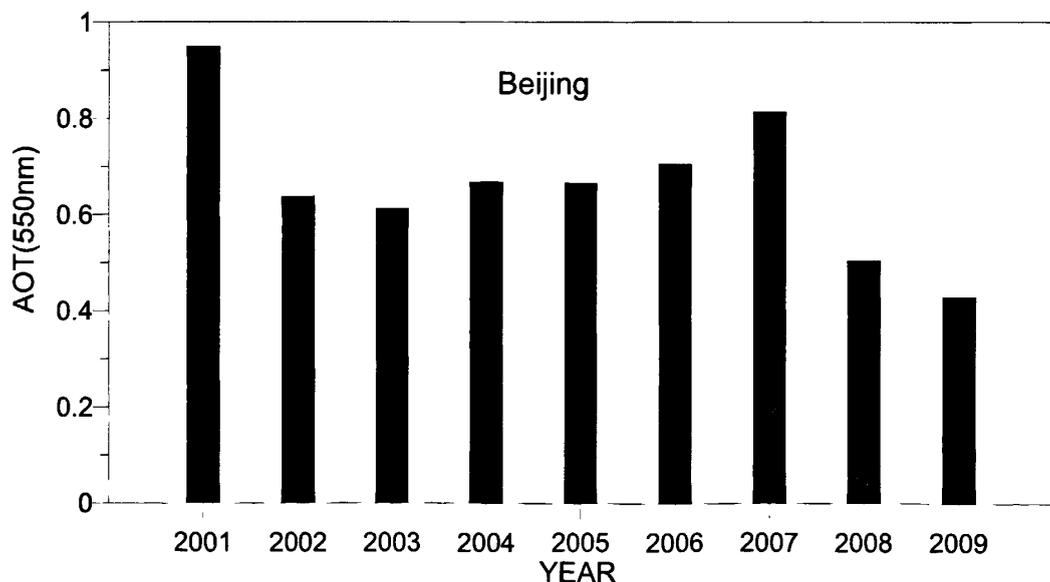


图 7.2 北京市 2001-2009 年 550nm 气溶胶光学厚度的年平均变化

图 7.3 给出了 2001—2008 年地面、大气层顶和大气层内的年平均气溶胶直接辐射强迫。从图上可以看出 2001—2008 年地面直接辐射强迫变化非常明显：2001 年地面直

接辐射强迫最大为 -119.08Wm^{-2} ，随后逐渐变低然后小幅上升，到了2008年北京地区地面直接辐射强迫为 -70.64Wm^{-2} 达到8年来最小。

大气层气溶胶直接辐射强迫代表着大气层对辐射的吸收，既对大气的加热效应。2001年-2008年北京地区大气中晴空条件下气溶胶对大气加热效应变化明显，总体来说由于气溶胶的减少气溶胶的加热效应也是降低的。2001年年平均大气层气溶胶的直接辐射强迫为 77.22Wm^{-2} ；2004年和2006年气溶胶直接辐射强迫也是比较明显的分别为： 59.21Wm^{-2} 、 59.58Wm^{-2} 。北京地区2008年大气层气溶胶直接辐射强迫最小，为 38.16Wm^{-2} ，说明了这一年晴空下气溶胶的加热效应最小。

2001-2008年北京地区晴空条件下大气层顶大气气溶胶的直接辐射强迫，同地面气溶胶直接辐射强迫和大气层内气溶胶直接辐射强迫相比是不一样的。2001年直接辐射强迫较高为 -30.66Wm^{-2} ，从2002年的 -18.61Wm^{-2} 逐渐增加到2007年的 -35.25Wm^{-2} 。在地面整层气溶胶光学厚度降低情况下，大气层顶的气溶胶辐射强迫仍然是增加的，这是因为气溶胶光学性质发生变化的结果。2002年气溶胶的单次散射反照率为0.87而2007年气溶胶单次散射反照率为0.93。

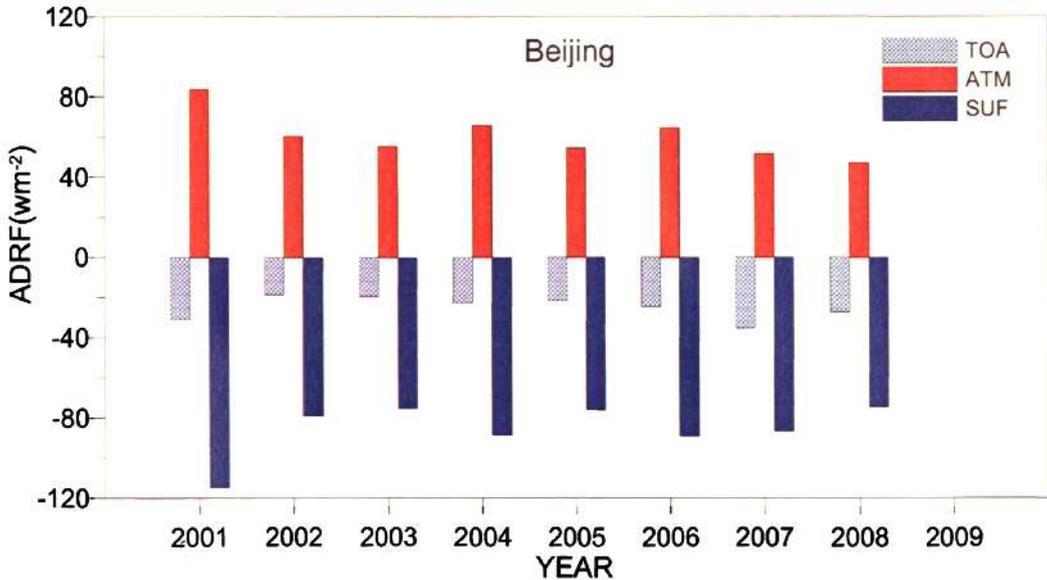


图 7.3 北京市 2001-2008 年平均气溶胶辐射强迫的变化

7.4 香河地区 2001 年-2009 年气溶胶直接辐射强迫效率

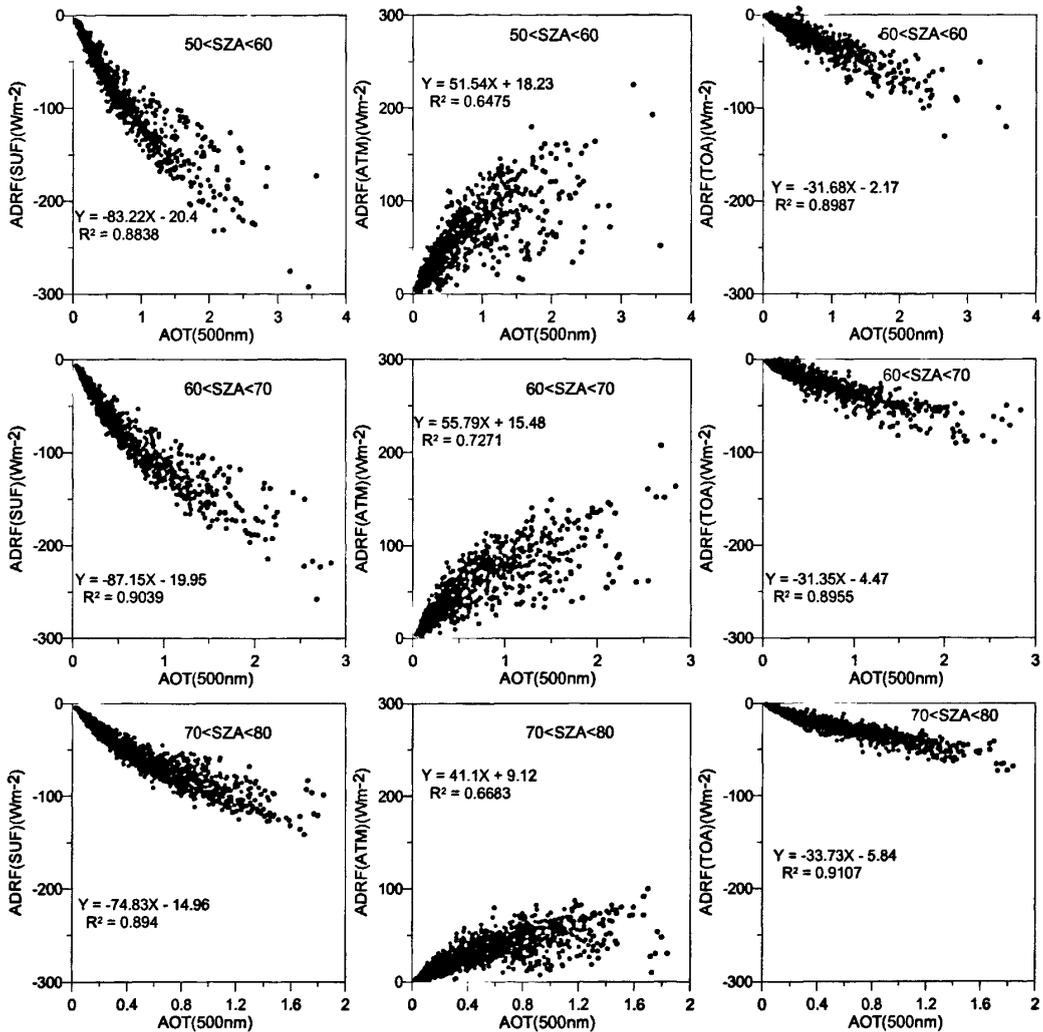


图 7.4 香河地区 2001 年 3 月—2009 年 8 月不同太阳天顶角气溶胶辐射强迫和光学厚度的关系

图 7.4 是香河地区 2001 年 3 月—2009 年 8 月气溶胶瞬时直接辐射强迫同气溶胶光学厚度散点关系图。

总的来说,香河地区 2001 年-2009 年在地面气溶胶的直接辐射强迫效率大小情况分别为:当太阳天顶角为 50-60° 时,辐射强迫效率为 $-83.22 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$;当太阳天顶角为 60-70° 时,为 $-87.15 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$;当太阳天顶角为 70-80° 时,为 $-74.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。在大气层顶处的辐射强迫效率随太阳天顶角由小到大分别为: $-31.68 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-31.35 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-33.73 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别比较小。而大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为: $51.54 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $55.79 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $41.1 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别也不大。这同北京地区在 2001-2008 年气溶胶辐射强迫效率相比,差别比较明显,香河地区的气溶胶辐射强迫效率要小。说明了从 2001 年以来北京地区的平均气溶胶的单次散射反照率要

小，气溶胶的吸收性质比较强，而香河地区的气溶胶单次散射反照率要大，气溶胶的散射性质要强。

7.5 香河地区 2001 年-2009 年年平均气溶胶光学厚度和辐射强迫的变化

图 7.5 是香河地区 2001 年-2009 年的年平均气溶胶光学厚度的在 550nm 波段上随时间的变化，其中 2002、2003 年两年没有下载到其气溶胶光学厚度资料，所以没有平均数据。从图上可以看出香河地区年平均气溶胶光学厚度整天趋势也是降低的，但是变化趋势比较缓慢。九年来其年平均气溶胶光学厚度也有下降的趋势，2001 年的年平均气溶胶光学厚度最大，为 0.64；2008 年的年平均气溶胶光学厚度最小，为 0.44 相差为 0.2005。同北京相比香河地区的年平均气溶胶光学厚度大部分要小，两者差别明显：比如 2007 年，北京地区年平均气溶胶光学厚度为 0.82，而香河地区的仅为 0.48，两者相差为 0.33。可能是因为北京局地由于土建而造成局地污染的原因。2009 年香河地区的气溶胶要比北京的高一点儿但是相差不大。所以总体来说北京的污染要比香河的严重，九年来，北京地区降低比较明显，说明改善北京局地的环境是很有成效的。

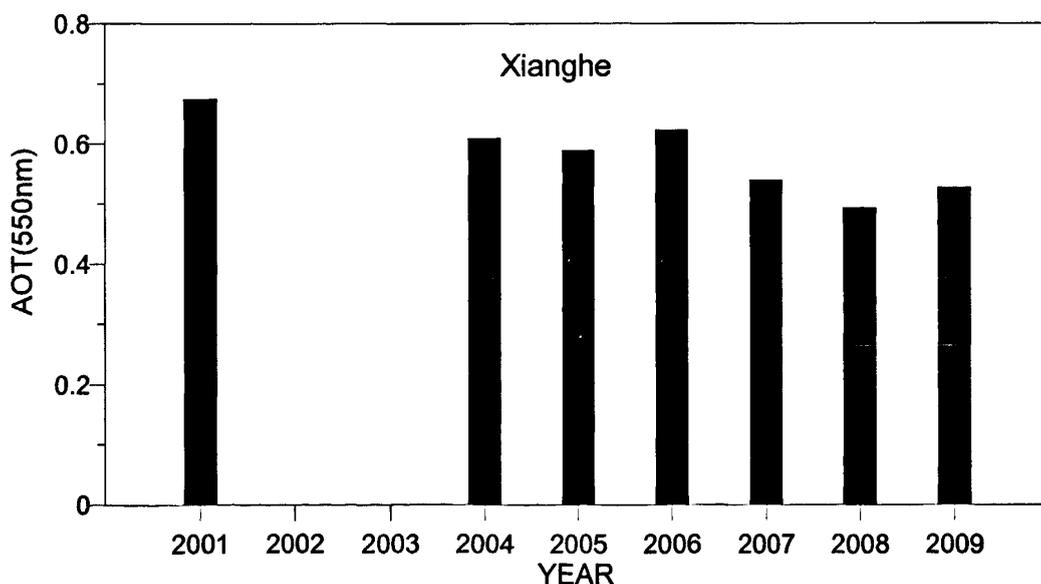


图 7.5 香河地区 2001-2009 年 550nm 气溶胶光学厚度的年平均变化

总体上来看，和北京地区类似，香河地区年平均地面大气气溶胶的直接辐射强迫从 2001 年到 2009 年又逐渐降低的趋势；香河地区晴空条件下地面大气气溶胶直接辐射强迫在 2001 年最大平均值为 -87.34 Wm^{-2} ，这和同时期的北京相比差 -31.73 Wm^{-2} 。2008 年气溶胶地面直接辐射强迫最小，为 -63.08 Wm^{-2} ；和同时期的北京相比相差为 -7.5 Wm^{-2} 。香河地区其他年份的地面气溶胶直接辐射强迫都在 -75 — -63 Wm^{-2} 之间。

香河地区大气层的气溶胶直接辐射强迫明显比北京地区要小，说明香河地区晴空

下气溶胶的直接辐射加热效应比北京要小。2001-2009 年香河地区的年平均晴空下气溶胶的加热效应也有降低的趋势。2001-2009 年大气层气溶胶直接辐射强迫最大为 2001 年的 48.64 Wm^{-2} ，其次是 2003 年气溶胶直接辐射强迫为 48.26 Wm^{-2} 。其他年份大气层的年平均气溶胶直接辐射强迫差别不大。和北京一样大气层年平均气溶胶直接辐射强迫最小的是 2008 年，其大小为 30.7 Wm^{-2} 。

香河地区的大气层顶的年平均气溶胶直接辐射强迫是这样的：2001 年最大，为 -29.12 Wm^{-2} ，最小值为 2004 年的 -19.87 Wm^{-2} 。

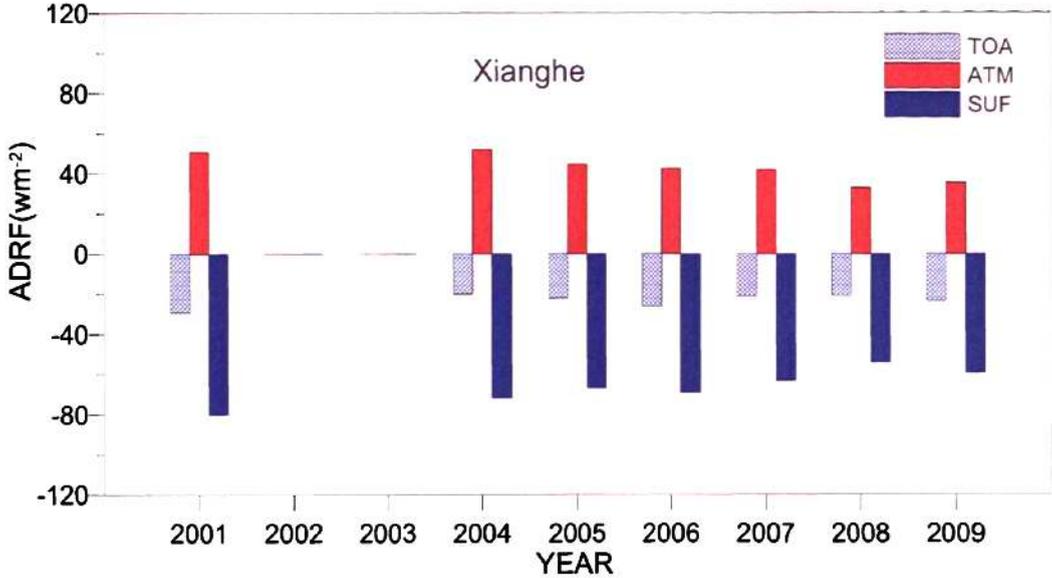


图 7.6 香河地区 2001-2009 年平均气溶胶辐射强迫的变化

7.6 本章小结

本章主要利用 AERONET 建站以来北京和香河地区的气溶胶光学性质的资料，分析了北京地区从 2001 年到 2008 年和香河地区从 2001 年到 2009 年的气溶胶光学厚度和年平均气溶胶直接辐射强迫的变化。

从 2001 年-2009 年无论北京地区还是香河地区年平均气溶胶的光学厚度是逐渐降低的：北京市气溶胶光学厚度由 2001 年的 0.95 逐渐降低到 2003 年的 0.61，然后缓慢增加到 2007 年的 0.82，到 2009 年为 0.43；香河地区年平均气溶胶光学厚度由 2001 年的最大值 0.64 降低为 2008 年最小值 0.44。说明了 2001 年-2009 年对环境污染治理的效果；同时期两地相比香河地区的气溶胶光学厚度要比北京低，说明北京市的污染比香河严重。

从 2001 年-2009 年年平均气溶胶直接辐射强迫，北京地区 2001 年地面直接辐射强迫最大为 -119.08 Wm^{-2} ，最小为 2008 年的 -70.64 Wm^{-2} ；香河地区地面直接辐射强迫最大为 2001 年 -87.34 Wm^{-2} ，最小为 2008 年的 -63.08 Wm^{-2} 。大气层内气溶胶直接辐射强迫北

京地区最大为：2001 年的 83.92 Wm^{-2} ；最小为 2008 年的 47.11 。香河地区最大为 2004 年 51.74 的 Wm^{-2} ；最小为 2008 的 32.9Wm^{-2} ，说明北京地区气溶胶的加热效应要比香河的强。大气层顶的气溶胶辐射强迫，北京地区 2007 年最大，为 -35.25 Wm^{-2} ，最小为 2002 年的 -18.61 Wm^{-2} 。

从大气气溶胶的辐射强迫效率来看，北京地区 2001-2008 年地面气溶胶的直接辐射强迫效率是这样的：当太阳天顶角为 $50-60^\circ$ 时，辐射强迫效率为 $-119.24 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ；当太阳天顶角为 $60-70^\circ$ 时，为 $-105.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ；当太阳天顶角为 $70-80^\circ$ 时，为 $-79.29 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。大气层顶的对应太阳天顶角由小到大的气溶胶辐射强迫效率分别为： $-34.76 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-34.26 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-32.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，三者差别比较小。而大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为： $84.49 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $71.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $46.72 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，三者差别比较明显。香河地区 2001 -2009 年地面气溶胶的直接辐射强迫效率对应太阳天顶角由大到小分别为 $-83.22 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ， $-87.15 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-74.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。在大气层顶处气溶胶辐射强迫效率对应的斜率分别为： $-31.68 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-31.35 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-33.73 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，三者差别比较小。大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为： $51.54 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $55.79 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $41.1 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ ，三者差别也不大。这同北京地区在 2001-2008 年气溶胶辐射强迫效率相比，差别比较明显，香河地区的气溶胶辐射强迫效率要小。

第八章 MODIS 气溶胶和观测气溶胶及其辐射强迫的对比分析

8.1 引言

气溶胶是导致大气污染的首要因子之一；气溶胶通过直接和间接辐射强迫对气候也产生深刻影响。气溶胶研究是当前大气环境和气候变化研究中一个极为活跃的分支。地基和卫星遥感气溶胶是获取气溶胶特性的重要观测手段。这些观测资料一方面促进了对气溶胶物理、化学和辐射特性的认识，同时也是气溶胶模式参数化不可缺少的基础数据。卫星观测对了解气溶胶全球分布具有重要作用。通过卫星手段，可以获得长期、全球，甚至较高分辨率的气溶胶特性观测。卫星遥感弥补了一般地面观测难以反映污染物空间具体分布和变化趋向的不足。但卫星观测不能说明气溶胶是人为还是自然气溶胶；而且对气溶胶的卫星测量还需要诸多关于气溶胶物理、化学性质的参数的准确确定，同时对于光学厚度反演过程中地表反照率和气溶胶模型带来的误差也难以估计。卫星遥感还需要同时有地面太阳光度计观测进行对比。此外，由于当前卫星反演气溶胶主要对海洋和暗背景下垫面，在大陆地区尤其是干旱和半干旱地区卫星反演气溶胶资料还很稀少。

国内很多学者都做了 MODIS 气溶胶资料和 AERONET 观测资料的对比（毛节泰，2002）。李成才利用 NASA MODIS 气溶胶光学厚度产品与北京市空气污染指数做了长期比较分析，发现二者的直接对比相关较低；在引入季节变化的气溶胶标高、考虑了气溶胶的垂直分布后，二者的相关系数有所提高；在考虑了湿度影响因子订正后，二者的相关系数显著提高。证实卫星遥感气溶胶光学厚度在经过垂直分布和湿度影响两方面的订正后，可以作为监测颗粒物污染物地面分布的一个有效手段。夏祥鳌（夏祥鳌，2006）通过对比全球气溶胶监测网络（AERONET）和中分辨率成像光谱仪（MODIS）陆地上空气溶胶光学厚度资料，表明除非洲和东南亚少数站点 MODIS 光学厚度偏低之外，在其他站点 MODIS 均高估了气溶胶光学厚度，平均而言，蓝光和红光波段 MODIS 光学厚度分别比相应 AERONET 光学厚度高 0.041 和 0.090。

1999 年 12 月和 2002 年 5 月搭载新一代辐射传感器的 Terra 和 Aqua 卫星相继发射升空，携带的中分辨率成像光谱仪（MODIS）与以往类似星载辐射计相比，在仪器定标、空间分辨率、光谱分辨率等方面都有很大改进，从而可以提供质量更高、空间覆盖更广的气溶胶卫星遥感产品。这些产品是开展气溶胶特性和辐射强迫、大尺度污染输送、区域空气质量预报等研究的重要资料来源。

目前国际上由于地广，直接观测资料的局限性，所以很多计算都是由卫星资料观测得到的气溶胶资料来计算气溶胶辐射强迫。因此对比一下由观测资料计算得到的辐射强迫和由卫星资料计算得到的辐射强迫的区别是很有必要的。

卫星遥感弥补了一般地面观测难以反映污染物空间具体分布和变化趋向的不足。但

是对于光学厚度反演过程中源于地表反照率和气溶胶模型带来的误差难以估计, 卫星遥感需要同时有地面太阳光度计观测进行对比。NASA 在全球几个洲的大陆部分和少数海岛海岸建立了许多地面太阳光度计的自动观测网, 为 MODIS 遥感气溶胶提供地面多通道遥感的对比资料 (Kaufman, 2000; Dubovik, 2000)。

8.2 MODIS 气溶胶资料说明

中分辨率成像光谱仪 (MODIS) 是搭载在美国国家宇航局 (NASA) 的 Terra (EOS2AM1) 和 Aqua (EOS2PM1) 两颗卫星上的传感器, 由于其具有从可见、近红外到红外的 36 个通道, 最高可见光分辨率达到 250m, 扫描宽度达 2330 km, 对陆地气溶胶遥感提供了可行的手段。NASA 建立的 MODIS 资料业务处理系统中提供了分辨率为 $10\text{km} \times 10\text{km}$ 的气溶胶光学厚度 (AOD) Level2 产品 (Kaufman, 1997; King, 1992)。李成才曾利用在香港地区长期的太阳光度计观测得到气溶胶光学厚度并与 NASA 的气溶胶产品进行详细对比 (李成才, 2002; Li, 2003), 认为这一产品具有比较高的精度描述我国象华南这样常年植被密集、地表可见光反射率比较低的地区的气溶胶特征。香港科技大学利用高速的互联网优势, 建立了与 NASA 哥德空间飞行中心 (NASA GSFC) 的数据传送渠道。每天 NASA 将来自 Terra 和 Aqua 两颗卫星上 MODIS 传感器的最新资料和产品, 包括 36 个可见和红外通道的 Level 1B 的原始资料以及气溶胶光学厚度产品等 Level2 资料, 自动传送到香港科技大学的服务器。Level1 资料一般时间延迟为 1 天, 而 Level2 产品大约在 4、5 天左右。这样的数据共享方式, 基本满足了科研工作的需要, 而且节约了建立地面站的昂贵费用。利用 Level1 资料, 李成才 (李成才, 2002) 参照 NASA 的 Level2 气溶胶反演算法, 开发了针对城市区域应用具有 1km 空间分辨率的气溶胶光学厚度产品反演算法。

利用卫星遥感大气气溶胶的基本原理 (李成才, 2002) 是: 卫星观测到的表现反射率 R^{sat} 既是气溶胶光学厚度和下垫面反射率的函数, 又与气溶胶模型、太阳以及卫星的天顶距有关。因为太阳以及卫星的天顶距是可以计算的, 如果知道了下垫面的反射率 R^{surf} , 并假定一定的大气气溶胶模型, 就可以反演得到气溶胶光学厚度。在 NASA 的 MODIS Level2 气溶胶算法中, 首先进行蓝光 $0.47\ \mu\text{m}$ 和红光 $0.66\ \mu\text{m}$ 通道地表反射率的确定 (李成才, 2002), 然后选择出 10%—40% 低地表反射率的像素点进行反演并取平均, 作为 $10\text{km} \times 10\text{km}$ 的代表值。在气溶胶模型的选取上, 对于非沙尘型气溶胶, 采用按地域和季节来确定气溶胶模型的方法, 在中国大陆的东部和南部, 在非沙尘情况下, 取为工业城市型气溶胶。最后, 按照两个通道的光学厚度, 可进一步确定 550nm 通道的光学厚度。

8.3 MODIS 气溶胶光学厚度和 AERONET 气溶胶光学厚度的对比

夏祥鳌 (夏祥鳌 2006) 通过对比全球气溶胶监测网络 (AERONET) 和中分辨率成像光谱

仪 (MODIS) 陆地上空气溶胶光学厚度资料, 表明除非洲和东南亚少数站点 MODIS 光学厚度偏低之外, 在其他站点 MODIS 均高估了气溶胶光学厚度, 平均而言, 蓝光和红光波段 MODIS 光学厚度分别比相应 AERONET 光学厚度高 0.041 和 0.090。

地面观测的气溶胶光学厚度的资料频率为 1 分钟, 对 MODIS 过境时间前后半个小时的数据地面数据进行平均后 MODIS 的反演数据进行对比。

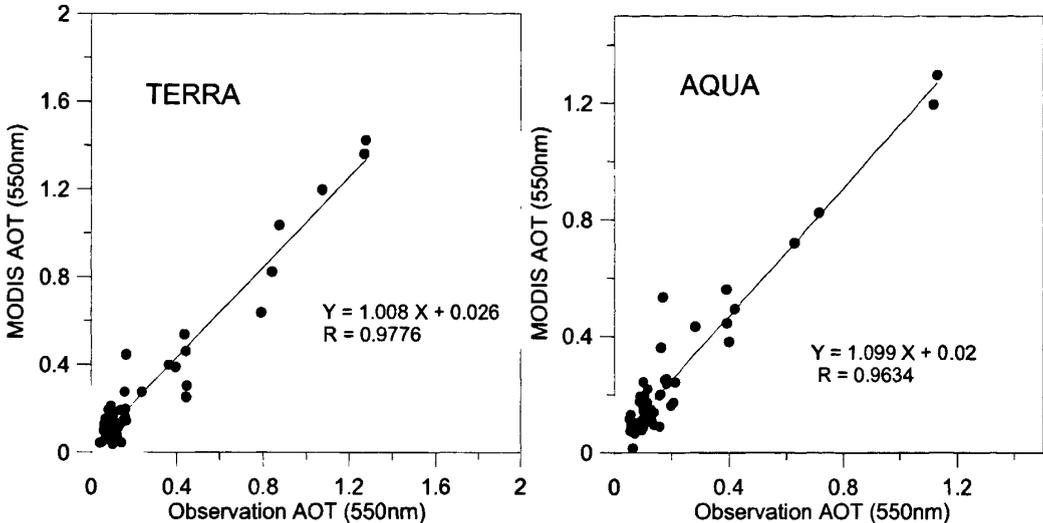


图 8.1 MODIS 卫星遥感的气溶胶光学厚度和 AERONET 观测的对比 (左: Terra; 右: Aqua)

由图 8.1 可以看到, 无论是 Terra 卫星还是 Aqua 卫星得到气溶胶光学厚度和地面观测得到的光学厚度相关性系数 R^2 都达到了 96% 以上, 两者差别不大; Terra 反演的到气溶胶光学厚度和地面观测值相关性系数 R^2 为 0.9776; 而 Aqua 卫星反演得到气溶胶光学厚度与地面观测值的相关性系数 R^2 为 0.9634。Li (Li, 2007) 对中国区域分析的时候香河地区的结果为: $y=X+0.049$, $R^2=0.89$ 。两者结果相比这里的 MODIS 反演值和观测值的相关性好一些。

虽然两者有较好的一致性, 不过 MODIS 反演得到气溶胶光学厚度要比地面观测值大; 可能的原因是 MODIS 算法低估了地表反照率。我们的计算结果表明在光学厚度比较小的时候即在十分清洁的天气里 MODIS 得到的气溶胶光学厚度较地面观测的气溶胶光学厚度要大, 而在光学厚度比较大的范围内即, MODIS 得到的结果仍然偏大但是两者相差比较小, 数值接近。

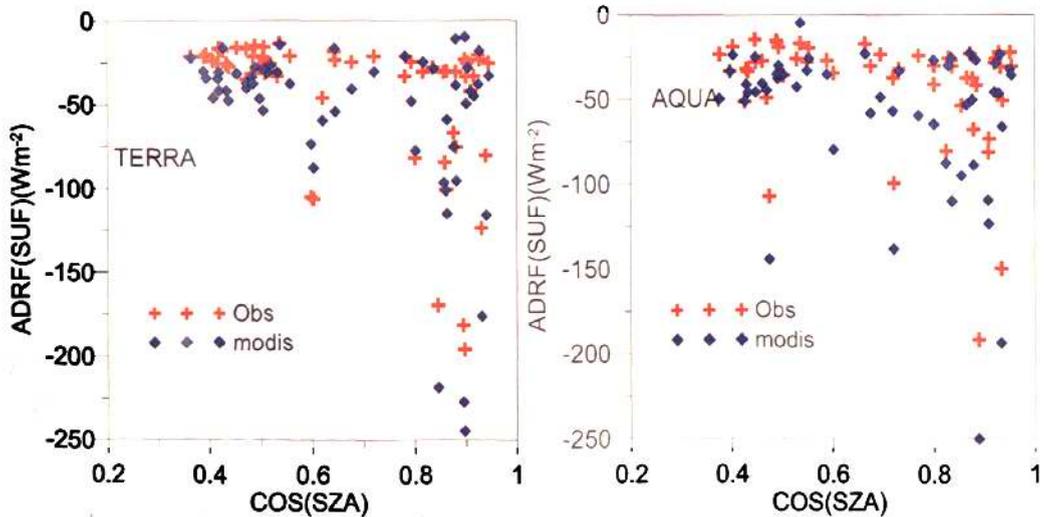
8.4 MODIS 气溶胶辐射强迫和香河观测气溶胶辐射强迫对比分析

图 8.2 是对比了 MODIS 气溶胶反演结果计算的气溶胶辐射强迫同利用 AERONET 观测到的气溶胶计算的辐射强迫的结果。在计算 MODIS 气溶胶辐射强迫时, 气溶胶的单次散射反照率和气溶胶非对称因子都是采用了 AERONET 的数据。从图上可以看到由 MODIS 气溶胶计算得到气溶胶辐射强迫, 无论是地面的辐射强迫、大气层顶还是大气层的气溶胶辐射强迫都比观测到的气溶胶辐射强迫要大。

对于地面来说: TERRA 卫星的 MODIS 气溶胶辐射强迫从 -245.74Wm^{-2} 到 -9.54Wm^{-2} ;而同时段的利用 AERONET 观测结果计算的气溶胶辐射强迫-从 196.12 Wm^{-2} 到 -13.56 Wm^{-2} ; 两者最大相差达 50 Wm^{-2} ; 而所有对比点的平均值 MODIS 为 -56.32 Wm^{-2} , 而 AERONET 值为 -34.74 Wm^{-2} , 两者相差 12.58 Wm^{-2} 。Aqua 卫星的 MODIS 气溶胶辐射强迫从 -250.15Wm^{-2} 到 -4.45Wm^{-2} ; 而同时段 AERONET 气溶胶辐射强迫 -191.68 Wm^{-2} 到 -14.24 Wm^{-2} ; 两者最大相差达 59 Wm^{-2} ; 所有对比点的平均值 MODIS 为 -57.86 Wm^{-2} , 而 AERONET 的平均值为 -41.29 Wm^{-2} , 两者相差为 16.58 Wm^{-2} 。因此对于地面辐射强迫来说, 利用 MODIS 气溶胶资料估算的气溶胶辐射强迫会比实际情况的要大十几 Wm^{-2} 。

对于大气层顶来说: 利用 TERRA 卫星的 MODIS 气溶胶资料计算得到的气溶胶辐射强迫从 -43.19Wm^{-2} 到 8.21Wm^{-2} ; 而同时段的 AERONET 气溶胶辐射强迫 -31.3 Wm^{-2} 到 7.24 Wm^{-2} ; 而所有对比点的平均值 MODIS 为 -7.42 Wm^{-2} , 而观测值为 -3.88 Wm^{-2} , 两者相差 3.56 Wm^{-2} 。Aqua 卫星的 MODIS 气溶胶辐射强迫从 -58.73Wm^{-2} 到 8.25Wm^{-2} ; 而同时段的 AERONET 气溶胶辐射强迫 -39.86 Wm^{-2} 到 -7.98 Wm^{-2} ; 所有对比点的平均值 MODIS 为 -8.14 Wm^{-2} , 而 AERONET 的平均值为 -4.08 Wm^{-2} , 两者相差为 4.06 Wm^{-2} 。所以对于大气层顶 MODIS 估算的气溶胶辐射强迫会比实际状况要大 $3-4\text{ Wm}^{-2}$ 。

对于大气层来说: TERRA 卫星的 MODIS 气溶胶辐射强迫从 9.65Wm^{-2} 到 238.12m^{-2} ; 而同时段的 AERONET 气溶胶辐射强迫 7.86 Wm^{-2} 到 193.22 Wm^{-2} ; 而所有样本点的平均值 MODIS 为 48.89 Wm^{-2} , 而 AERONET 为 39.86 Wm^{-2} , 两者相差 9.03 Wm^{-2} 。Aqua 卫星的 MODIS 气溶胶辐射强迫从 3.43Wm^{-2} 到 231.07Wm^{-2} ; 而同时段 AERONET 气溶胶辐射强迫从 7.97 Wm^{-2} 到 180.7 Wm^{-2} ; 所有对比点的平均值 MODIS 为 49.72 Wm^{-2} , 而 AERONET 平均值为 37.21 Wm^{-2} , 两者相差为 12.51 Wm^{-2} 。大气层的气溶胶辐射强迫代表着吸收, 因此利用 MODIS 气溶胶资料计算得到的气溶胶辐射强迫会比实际状况要大 $9-12\text{ Wm}^{-2}$, 即利用 MODIS 气溶胶资料计算高估了气溶胶对辐射的吸收。



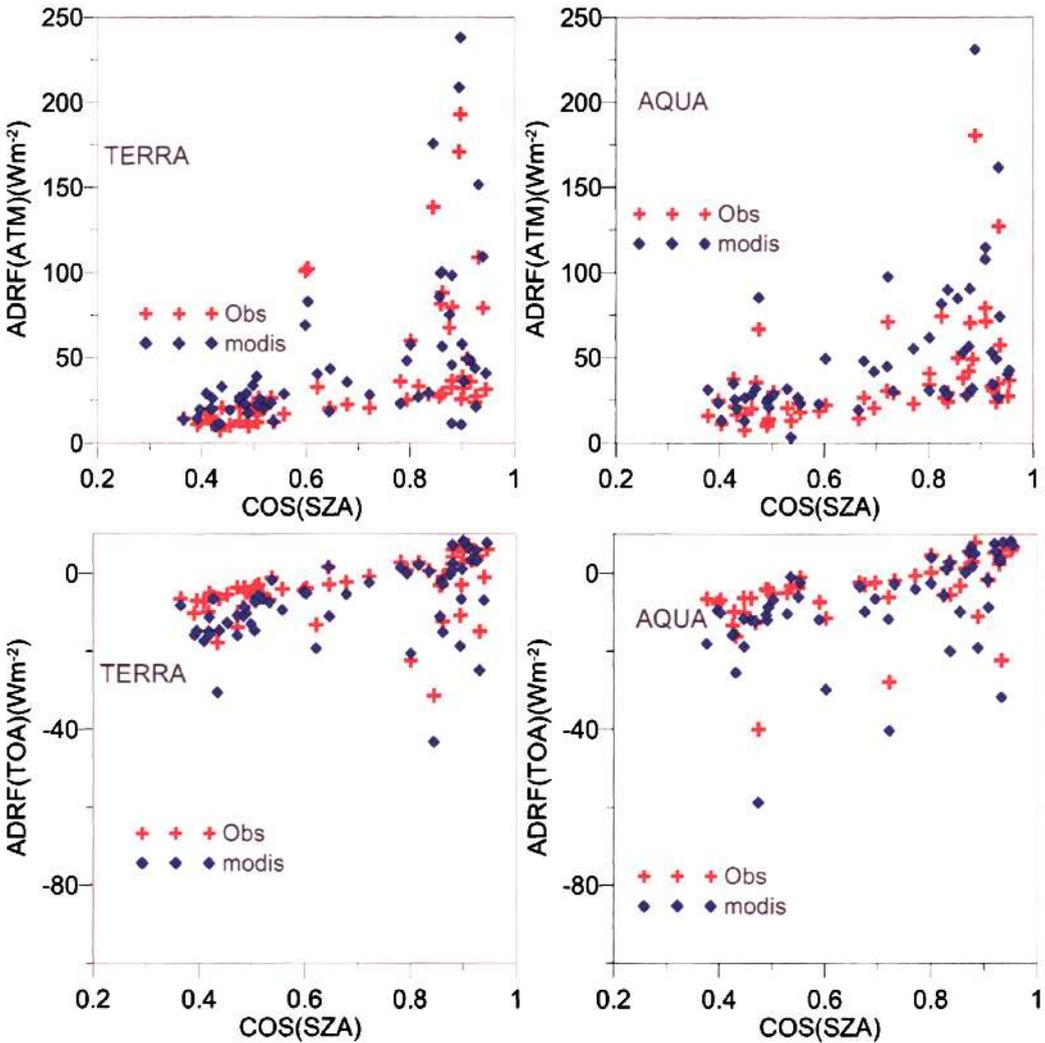


图 8.2 观测资料和 MODIS 气溶胶辐射强迫同太阳天顶角的余弦对比分系（上：地面，中：大气层，下：大气层顶）

8.5 小结

本章分析对比了 MODIS 气溶胶光学厚度和 AERONET 的气溶胶光学厚度，发现 MODIS 气溶胶光学厚度和 AERONET 观测资料相关性很好，无论是 Terra 卫星还是 Aqua 卫星 MODIS 资料的气溶胶光学厚度和观测到气溶胶光学厚度相关性都超过 96%，而数值要比地面观测值大，相对来说 Aqua 卫星反演的气溶胶更大一些。

由 MODIS 资料计算得到的气溶胶辐射强迫无论在地面、大气层顶和大气层内都会比实际状态的气溶胶辐射强迫要大。特别是 MODIS 估算的地面气溶胶辐射强迫要比实际大 $12\text{--}17\text{ Wm}^{-2}$ ；对于大气层顶两者相差 $2\text{--}3\text{ Wm}^{-2}$ ；对于大气层内两者相差 $9\text{--}12\text{ Wm}^{-2}$ 。

第九章 总结与展望

气溶胶对地球辐射收支平衡的影响是当今大气环境和全球气候变化研究的前沿课题。

北京作为中国的首都，其经济高速发展，排放了大量的气溶胶污染物，大气环境也一直受国内外的关注，特别是 2008 年奥运前后都是全世界关注的焦点。其气溶胶的光学性质以及气溶胶对辐射的影响会改变城市的动力和热力结构。

香河大气综合观测试验站是中国 AERONET 气溶胶观测站点之一。位于河北省香河县境内，距北京市中心约 65 千米，地处郊县，受北京市污染影响比较严重。而敦煌地区主要是以沙尘气溶胶为主；兴隆地区代表了比较清洁的山区的气溶胶特点。

北京、香河、兴隆、敦煌四个地区经济发展模式不同，以及所处的地理位置的差异，四个地区的气溶胶的光学性质及其变化规律也有明显的不同。因此分析这个四个地区的气溶胶直接辐射强迫，估算不同气溶胶造成的辐射强迫的差异，开展不同的气溶胶光学性质对气溶胶辐射强迫效率的影响的研究，对认识和评估人为活动对区域环境和气候的影响有十分重要的意义。

本文主要是在详细分析影响气溶胶辐射强迫不确定性主要因子的基础上，分析和计算了中国的香河、北京、兴隆和敦煌四个典型地区的气溶胶光学特性和气溶胶辐射强迫的差别。其主要结论如下：

9.1 全文主要的结论和创新点

气溶胶辐射强迫的不确定性比较大，为了减少气溶胶辐射强迫的不确定性，使计算得到的数值更客观更准确，本文分析了二流近似、四流近似和八流近似计算气溶胶辐射强迫的精度；气溶胶垂直分布对辐射强迫的影响；以及气溶胶单次散射反照率和非对称因子对辐射强迫的影响。

结果表明，二流近似和四流近似计算气溶胶辐射强迫的误差随着气溶胶光学厚度的增加而增大。当气溶胶光学厚度为 3 的时候，二流近似、四流近似同十六流近似计算的地面净辐射通量密度差别分别为 31.58 Wm^{-2} 和 -14.8 Wm^{-2} ，在大气层顶分别相差了 20.52 Wm^{-2} 和 -21.03 Wm^{-2} ，而八流近似同十六流近似相差分别为： 0.39 Wm^{-2} 和 0.35 Wm^{-2} 。因此采用八流近似计算得到气溶胶辐射强迫是较为精确的。

不同的气溶胶垂直分布对地面的净辐射通量密度影响不明显，而对大气层顶处的辐射强迫影响比较明显，其影响大小可以和单位气溶胶光学厚度对大气层顶处净辐射通量密度影响相当。

对比分析了北京、香河、兴隆、敦煌四个地区的气溶胶光学厚度、气溶胶 AE 指数以及气溶胶的单次散射反照率和非对称因子等气溶胶光学性质。北京、香河、兴隆、敦

煌四个地区气溶胶光学厚度分别为 0.70, 0.63, 0.26, 0.41。说明北京地区的污染最为严重, 而兴隆地区空气最清洁。

各地区月平均 500nm 气溶胶光学厚度季节变化明显, 观测期间北京最大值出现在 4 月份, 月平均气溶胶光学厚度为 0.90, 最小值出现在 1 月份, 为 0.31; 香河地区气溶胶光学厚度最大值为 7 月份的 0.95, 最小值为 1 月份的 0.21; 兴隆地区气溶胶光学厚度 2 月份最大, 为 0.47, 8 月份最小, 仅为 0.11; 敦煌地区, 3、4、5 月份的气溶胶光学厚度分别为 0.54, 0.60, 0.27; 差别比较明显。

北京、香河、兴隆、敦煌四个地区气溶胶单次散射反照率分别为 0.89, 0.90, 0.93, 0.97。说明北京地区的气溶胶吸收性质最强, 敦煌地区的气溶胶吸收性质最弱。北京、香河、兴隆、敦煌四个地区气溶胶非对称因子分别为 0.65, 0.65, 0.63, 0.72。说明兴隆地区的气溶胶前向散射最弱含细粒子比较多, 敦煌地区的气溶胶前向散射最强含粗粒子比较多。北京、香河地区气溶胶特性比较接近。根据对气溶胶光学厚度和光学厚度与 Angstrom 指数的散点图分析, 北京和香河地区污染不仅仅是细粒子增加的缘故, 粗粒子增加也是污染的一个非常重要的原因。

利用大气物理研究所香河观测站晴空条件下观测到得太阳直接辐射、散射辐射、向下总辐射以及光合有效辐射 (PAR), 同等条件下的气溶胶光资料。利用 SBDART 辐射传输模式模拟太阳直接辐射、散射辐射、向下总辐射以及 (PAR)。结果表明: 模拟值和观测值相比绝对误差分别是: 4.43 Wm^{-2} 、 5.74 Wm^{-2} 、 5.91 Wm^{-2} 、 2.39 Wm^{-2} ; 相对误差分别是: 1.18%、3.09%、7.12%、1.71%。

利用香河地区的观测资料计算了香河地区不同季节 (夏季和冬季) 气溶胶辐射强迫的变化, 以及气溶胶对光合有效辐射的影响; 同时也利用 AERONET 气溶胶资料计算了北京、香河、兴隆、敦煌四个地区的气溶胶辐射强迫的变化以及气溶胶辐射强迫效率同气溶胶光学性质之间的关系。

太阳天顶角对气溶胶辐射强迫影响比较明显, 随着太阳天顶角的增加气溶胶辐射强迫效率是降低的。冬季 $50-60^\circ$ 太阳天顶角范围内直接辐射强迫随气溶胶光学厚度变化的线性斜率为 $-105.46 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 而夏季为 $-94.18 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$; 冬季 $60-70^\circ$ 范围内线性斜率为 $-99.45 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$, 而夏季为 $-78.62 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$; 冬季 $70-80^\circ$ 对应的线性斜率为 -91.57 , 而夏季为 $-58.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。同样的太阳天顶角的范围内香河地区冬季气溶胶辐射强迫效率比夏季的要大, 说明冬季气溶胶的吸收性质比较强, 而夏季的气溶胶散射性质比较强。气溶胶对光合有效辐射的影响基本上为短波净辐射影响的一半。

同样太阳天顶角范围内当气溶胶光学厚度相同的时候, 气溶胶的辐射强迫效率同气溶胶单次散射反照率和气溶胶非对称因子都有关系。气溶胶单次散射反照率大的时候地面的辐射强迫效率就小, 气溶胶单次散射反照率小的时候地面的辐射强迫效率就大。其他条件相同气溶胶非对称因子大的时候也使得气溶胶辐射强迫效率变小。而随着气溶胶光学厚度的增加, 气溶胶单次散射反照率和非对称因子都是增加的, 因此随着光学厚度

的增加气溶胶辐射强迫效率是降低的。在同样天顶角范围内北京地区辐射强迫效率最大，香河次之，兴隆和敦煌地区比较小。

四个地区在观测期间地面气溶胶的瞬时直接辐射强迫平均值分别为：北京 -83.97 Wm^{-2} ，香河 -69.74 Wm^{-2} ，敦煌 -44.85 Wm^{-2} ，兴隆 -34.99 Wm^{-2} ，四个地区差别明显。大气层内的气溶胶辐射强迫代表着气溶胶的吸收能力，主要是表现了气溶胶对大气层辐射加热作用。观测期间，北京、香河、兴隆、敦煌四个地区大气层内的气溶胶瞬时直接辐射强迫平均值分别为： 58.87 Wm^{-2} 47.757 Wm^{-2} 、 18.847 Wm^{-2} 、 22.797 Wm^{-2} ，说明了北京地区大气层内的气溶胶对大气层的加热作用最大，香河次之，最小为兴隆地区。对于大气层顶气溶胶辐射强迫，北京、香河、兴隆、敦煌四个地区分别为： -25.11 Wm^{-2} ， -22.00 Wm^{-2} ， -16.56 Wm^{-2} ， -22.07 Wm^{-2} ，差别比较小。

相同时期北京地区的气溶胶光学厚度是0.699，而兴隆地区气溶胶光学厚度为0.257，北京地区是兴隆地区的的2.8倍；敦煌地区的气溶胶光学厚度为0.4066，北京地区为敦煌地区气溶胶的1.8倍。香河地区的气溶胶光学厚度为0.626和北京相差比较小。从气溶胶的单次散射反照率来看，敦煌地区的气溶胶单次散射反照率最大为0.9666说明敦煌地区气溶胶吸收最弱；北京地区的气溶胶单次散射反照率最小，为0.8759，说明北京气溶胶吸收最强；对 F_s 的分析结果同样验证了这个特点。

利用以上方法同时计算和分析了北京地区典型污染天气和晴好天气的气溶胶辐射强迫特点，不同天气的辐射强迫和气溶胶光学性质的对比来看，霾、雾天气的污染主要是城市气溶胶，气溶胶中含细粒子较多；沙尘天气的污染，气溶胶以粗粒子为主，两者对辐射的影响是不一样的；霾、雾天气的城市气溶胶吸收性更强，而沙尘气溶胶的散射性强。气溶胶性质的不同主要是气溶胶源区不同造成的。

利用 AERONET 建站以来北京和香河地区的气溶胶光学性质的资料，分析了北京地区从2001年到2008年和香河地区从2001年到2009年的气溶胶光学厚度和年平均气溶胶直接辐射强迫的变化。

从2001年-2009年无论北京地区还是香河地区年平均气溶胶的光学厚度是逐渐降低的：北京市气溶胶光学厚度由2001年的0.95逐渐降低到2003年的0.61，然后缓慢增加到2007年的0.82，到2009年为0.43；香河地区年平均气溶胶光学厚度由2001年的最大值0.65降低为2008年最小值0.44。说明了2001年-2009年对环境污染治理的效果；同时期两地相比香河地区的气溶胶光学厚度要比北京低，说明北京市的污染比香河严重。

从2001年-2009年年平均气溶胶直接辐射强迫，北京地区2001年地面直接辐射强迫最大为 -119.08 Wm^{-2} ，最小为2008年的 -70.64 Wm^{-2} ；香河地区地面直接辐射强迫最大为2001年 -87.34 Wm^{-2} ，最小为2008年的 -63.08 Wm^{-2} 。大气层内气溶胶直接辐射强迫北京地区最大为：2001年的 83.92 Wm^{-2} ；最小为2008年的47.11。香河地区最大为2004年 51.74 Wm^{-2} ；最小为2008的 32.9 Wm^{-2} ，说明北京地区气溶胶的加热效应要比香河的强。大气层顶的气溶胶辐射强迫，北京地区2007年最大，为 -35.25 Wm^{-2} ，最小为

2002 年的 -18.61 Wm^{-2} 。

从大气气溶胶的辐射强迫效率来看,北京地区 2001 -2008 年地面气溶胶的直接辐射强迫效率是这样的:当太阳天顶角为 $50-60^\circ$ 时,辐射强迫效率为 $-119.24 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$;当太阳天顶角为 $60-70^\circ$ 时,为 $-105.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$;当太阳天顶角为 $70-80^\circ$ 时,为 $-79.29 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。大气层顶的对应太阳天顶角由小到大的气溶胶辐射强迫效率分别为: $-34.76 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-34.26 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-32.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别比较小。而大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为: $84.49 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $71.57 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $46.72 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别比较明显。香河地区 2001-2009 年地面气溶胶的直接辐射强迫效率对应太阳天顶角由大到小分别为 $-83.22 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-87.15 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-74.83 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 。在大气层顶处气溶胶辐射强迫效率对应的斜率分别为: $-31.68 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $-31.35 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $-33.73 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别比较小。大气层对应的气溶胶辐射强迫效率分别为: $51.54 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 、 $55.79 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$ 和 $41.1 \text{ Wm}^{-2}\tau_{550}^{-1}$,三者差别也不大。这同北京地区在 2001 -2008 年气溶胶辐射强迫效率相比,差别比较明显,香河地区的气溶胶辐射强迫效率要小。

对 MODIS 反演和观测得到的气溶胶光学厚度进行对比发现:MODIS 气溶胶光学厚度和观测到气溶胶光学厚度相关性很好,无论是由 Terra 卫星还是由 Aqua 卫星反演得到的其和观测值相关性都超过 96%,而数值要比观测值大。标准偏差分别为 0.08、0.088,说明 Aqua 卫星反演的气溶胶光学厚度更大一些。

利用 MODIS 反演的气溶胶光学厚度估算得到的气溶胶辐射强迫无论在地面、大气层顶和大气层内都会比实际状态的气溶胶辐射强迫要大。特别是地面 MODIS 估算的气溶胶辐射强迫要比观测值估算得到大 $12-17 \text{ Wm}^{-2}$;对于大气层顶两者相差 $2-3 \text{ Wm}^{-2}$;对于大气层内两者相差 $9-12 \text{ Wm}^{-2}$ 。

9.2 存在的问题

- (1) 地表反照率对气溶胶辐射强迫也存在着影响,而在计算过程中对地表反照率的设置比较简单化。
- (2) 气溶胶垂直变化的问题,由于缺乏气溶胶的垂直分布的观测资料,模式对气溶胶的处理比较简单化。
- (3) AERONET 资料在反演气溶胶单次散射反照率的时候,对于气溶胶光学厚度小于 0.5 的点,反演的单次散射反照率误差比较大。

9.3 未来工作展望

基于本文研究工作和存在的问题,今后的研究内容将在以下几个方面做进一步的研究:

- (1) 希望利用准确地表反照率, 来计算气溶胶辐射强迫, 使得气溶胶大气层顶的辐射强迫准确性更强。
- (2) 气溶胶的球形粒子和非球形粒子的光学性质是不一样的, 因此对辐射的影响也是不一样的, 期望在以后能够分析由于对非球形粒子处理不当而造成对辐射强迫的影响的大小。

参考文献:

- 1 Anderson T L, Charlson R J, Schwartz S E et al. 2003a. Climate forcing by aerosols-a haze picture. *Science*, 300:1103-1104.
- 2 Anderson, T. L., et al. (2005), An “A-Train” strategy for quantifying direct climate forcing by anthropogenic aerosols, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 1795-1809.
- 3 Andrews, E, PJ Sheridan, M Fiebig, M McComiskey, JA Ogren, P Arnott, D Covert, R Elleman, R Gasparini, D Collins, H Jonsson, B Schmid, and J Wang. 2006. “Comparison of methods for deriving aerosol asymmetry parameter.” *Journal of Geophysical Research* 111:D05S04.
- 4 Aneizys, F. X., Anderson, G. P., Shettle, E. P., Gallery, W. O. et al. Users Guide to LOWTRAN7. AFGL- TR.1988, 88-177.
- 5 Angstrom A. The parameters of atmospheric turbidity [J] .*Tellus* , 1964 , 16 : 64-75.
- 6 Badarinath, K. V. S., Madhavi Latha K. Direct radiation forcing from black carbon aerosols over urban environment. *Advance in space research*. 2005, 1-6.
- 7 Bais, A.F., Kazantzidis A. Kazadzis, S. et al. Deriving an effective aerosol single scattering albedo from spectral surface UV irradiance measurements. *Atmospheric Environment*. 2005,39 :1093-1102.
- 8 Berk, A., Bernstein, L. W., and Robertson, D. C. MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7. Air Force Geophysical Laboratory. 1983, Rep. FGL – TR 28320187:261.
- 9 Bush, B. C., and F. P. J. Valero. Spectral aerosol radiative forcing at the surface during the Indian Ocean Experiment (INDOEX). 2002, *J. Geophys. Res.*, 107(D19): 8003, doi: 10.1029/2000JD000020.
- 10 Babu, S. S., Satheesh, S. K., and Moorthy, K. K. Aerosol radiative forcing due to enhanced black carbon at an urban site in India. *Geophys. Res. Lett.* 2002, 29(18):1880, doi: 10.1029/2002GL015826.
- 11 Bush, B. C., and F. P. J. Valero. Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign. *J. Geophys. Res.*2003, 108(D23), 8660, doi: 10. 1029/2002JD003233.
- 12 Bush, B. C., F. P. J. Valero, and S. K. Pope. Atmospheric radiative forcing at the surface derived from aircraft irradiance and spectral optical depth measurements. *J. Geophys. Res.*, 2006. 111, D12207, doi: 10.1029/2005JD006321.
- 13 Boucher, O., and Anderson, T. L. GCM assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry. *J. Geophys. Res.* 1995a, 100:26061-26092.
- 14 Cess, R. D., Zhang, M. H., Potter, G L., et al. Comparison of the seasonal change in cloud-radiative forcing from atmospheric general circulation models and satellite

- observations. *J. Geophys. Res.* 1997, 102(D14):16593–16604.
- 15 Chameides, W.L., et al., Case study of the effects of atmospheric aerosols and regional haze on agriculture: An opportunity to enhance crop yields in China through emission controls? *PNAS*, 1999, 26: p. 13626–13633.
 - 16 Charlson, R. J., Langner, J., Rodhe, H. et al., Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by back scattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*. 1991, 43B:152–163.
 - 17 Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., et al. Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*. 1992,255:422–430.
 - 18 Charlson, R. J., and Heintzenberg, J. Aerosol forcing of climate. Report of the Dahlem Workshop on Aerosol Forcing of Climate. 1994, Berlin, John Wiley & Sons.
 - 19 Estourne, C., Vehil, R., and Guedalia, D. Effects of Sahel layer upon nocturnal cooling of the atmosphere. Fifth conference on atmospheric radiation. 1983, American Meteorological Society.
 - 20 Chou, M. D., Lin, P. H., Ma, P. L., and Lin, H. J. Effects of aerosols on the surface solar radiation in a tropical urban area. *J. Geophys. Res.* 2006, 111: D15207, doi: 10.1029/2005JD006910.
 - 21 Connat, W. C, et. al., An Examination of the Clear—Sky Solar Absorption over the Central Equatorial Pacific: observations versus models, *J. Clim.*, 1997, 10,1874–1884.
 - 22 Deng, X.J., X.X.Tie, D.Wu, et al. Long-term trend of visibility and its characterizations in the Pearl River Delta Region (PRD), China. *Atmosphere Environment*, 2008, 42(7): 1424–1435.
 - 23 Dey, S., Tripathi, S. N., Singh, R. P., and Holben, B. N. Influence of dust storms on aerosol optical properties over the Indo-Gangetic basin. *J. Geophys. Res.* 2004, 109, D20211, doi: 10.1029/2004JD004924.
 - 24 Dey, S., Tripathi, S. N., Singh, R. P., and Holben, B. N. Seasonal variability of aerosol parameters over Kanpur, an urban site in Indo-Gangetic basin. *Adv. Space Res.* 2005, 36: 778–782.
 - 25 Dey, S., Tripathi, S. N. Estimation of aerosol optical properties and radiative effects in the Ganga basin, northern India during the winter time. *J. Geophys. Res.* 2007,112, D03203, doi:10.1029/2006JD007267.
 - 26 Draxler, R. R. and Rolph, G. D. 2003.HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
 - 27 Dowd, C.D.O., Biogenic coastal aerosol production and its influence on aerosol radiative properties.[J] *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2001.106(D2):1545-1549.
 - 28 Dubovik, O., et al. (2000), Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) sun and sky radiance measurements, *J.*

- Geophys. Res., 105, 9791–9806.
- 29 Dubovik, O., et al. (2002), Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608.
 - 30 Halthore, R. N., et al., Comparison of model estimated and measured direct-normal solar irradiance [J], *J. Geophys. Res.*, 1997. 102(D25): 29,991–30,002.
 - 31 Halthore, R. N., et al., Models overestimate diffuse clear-sky surface irradiance: A case for excess atmospheric absorption [J], *Geophys. Res. Lett.*, 1998. 25(19):3591–3594.
 - 32 Halthore, R. N., and Schwartz, S. E. Comparison of model-estimated and measured diffuse downward irradiance at surface in cloud-free skies. *J. Geophys. Res.* 2000, 105(D15): 20,165–20,177.
 - 33 Halthore, R. N., et al., Intercomparison of shortwave radiative transfer codes and measurements, *J. Geophys. Res.* 2005. 110, D11206, doi: 10.1029/2004JD005293.
 - 34 Haywood, J. M., Roberts, D. L., Slingo, A., et al. General circulation model calculations of the direct radiative forcing by anthropogenic sulfate and fossil-fuel soot aerosol. *J. Climate*. 1997, 10: 1562–1577.
 - 35 Haywood, J. M., and Ramaswamy, V. Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.* 1998, 103(D6):6043–6058.
 - 36 Haywood, J.M., V. Ramaswamy, and B.J. Soden, Tropospheric Aerosol Climate Forcing in Clear-Sky Satellite Observations over the Oceans *Science*, 1999. 283(5406): p. 1299–1303, DOI: 10.1126/science.283.5406.1299.
 - 37 Haywood, J., and Boucher, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to Tropospheric aerosols: A review. *Reviews of Geophysics*. 2000, 38(4), 513–543. ...
 - 38 Henzing, J.S., Knap, W. H., Pstammers, A., Apituley, J.B., Bergwerff, D.P.J., Swart, G.P.A., Kos, and H.M. ten Brink. Effect of aerosols on the downward shortwave irradiances at the surface: Measurements versus calculations with MODTRAN4. *J. Geophys. Res.* 2004, 109:D14204, doi: 10.1029/2003JD004142.
 - 39 Hignett, P., Taylor, J. P., Francis, P. N., and Glew, M. D. Comparison of observed and modeled direct aerosol forcing during TARFOX. *J. Geophys. Res.* 1999, 104(D2):2279–2287.
 - 40 Hussein, T., Indoor and outdoor aerosol particle size characterization in Helsinki [R]. Report series in Aerosol Science, 2005.
 - 41 IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2001b.
 - 42 Intergovernmental Panel on Climate (IPCC) 1996, the Science of Climate Change. Ed by Houghton J. T, Filho L GM, Callander B. A., et al., Cambridge University Press, 138.
 - 43 Intergovernmental Panel on Climate (IPCC), Third Assessment Report, Climate Change 2001. The Scientific Basis, Edited by J. T. Houghton et al., 944 pp., Cambridge Univ. Press, New York.

- 44 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Nogurer, M., van der Linden, P.J., Xiaousu, D., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 896pp.
- 45 Jacobson, M.Z. Strong direct forcing by black carbon inferred the global simulation of its mixing state. *Nature*. 2001,409,695.
- 46 Jacobson, M.Z. A physically-based treatment of element carbon optics: Implement for global direct of aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, 27:217-220.
- 47 Jones, T. A., and S. A. Christopher (2007), Statistical variability of top of atmosphere cloud-free shortwave aerosol radiative effect, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2937- 2948.
- 48 Kato, S., et al., A comparison of the aerosol thickness derived from ground-based and airborne measurements. *J. Geophys. Res.* 2000, 105(D11): 14,701-14,717.
- 49 Kaufman YJ, Tanréd , Remer L , et al. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over the land from EOS-MODIS. *Journal of Geophysical Research* , 1997 , 102 (14) : 17051-17068.
- 50 Kaufman YJ, Holben B N. Will aerosol measurements from Terra and Aqua polar orbiting satellites represent the daily aerosol abundance and properties? *Geophysics Research Letters* , 2000 ,27 (23) : 3861-3864.
- 51 King M D , Kaufman YJ , Menzel W P , et al. Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). I *EEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1992, 30: 2-27.
- 52 Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Gallery, W. O., et al. *Atmospheric transmittance/radiance: Computer code LOWTRAN6*. Air Force Geophysical Laboratory. 1983, Rep. AFGL-TR830187: 200.
- 53 Kos, A., and ten Brink, H. M. Effect of aerosols on the downward shortwave irradiances at the surface: Measurements versus calculations with MODTRAN4.1. *J. Geophys. Res.* 2004, 109, D14204, doi: 10.1029/2003JD004142.
- 54 Kerminen, V.M., Pirjola, L., Kulmala, M., How significantly does coagulation scavenging limit atmospheric particle production [J] *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2001. 106 (D20):119-125.
- 55 Kiehl, J.T., and Briegleb, B. The relative roles of sulfate aerosol and greenhouse gases in climate forcing. *Science*. 1993,260:311-314.
- 56 Kim, S.W., Jefferson, A., Yoon, S.C., Dutton, E.G., Ogren, J. A., Valero, F. P. J., Kim, J., and Holben, B. N. Comparisons of aerosol optical depth and surface shortwave irradiance and their effect on the aerosol surface radiative forcing estimation. *J. Geophys. Res.* 2005,110, D07204, doi: 10.1029/2004JD004989.
- 57 Latha, K. M., Badarinath, K. V. S. Shortwave radiative forcing efficiency of urban aerosols —a case study using ground based measurements. *Chemosphere*.2005, 58:217-220.

- 58 Li Chengcai , Mao Jietai , Lau Kai-Hon , et al. Study on the characteristics of distribution and seasonal variation of aerosol optical depth in eastern China with MODIS products. *Chinese Science Bulletin* , 2003 , 48 (22) : 2488~2495.
- 59 Liao, H., Seinfeld, J. H., Adams, P.J., and Mickley, L.J. Global radiative forcing of coupled tropospheric ozone and aerosols in a unified general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 2004, 109: D16207, doi: 10.1029/2003JD004456.
- 60 Li, X., et al., The cooling of Sichuan province in recent 40 years and its probable mechanisms. *Acta Meteorologica Sinica*, 1995. 9(1): p. 57-68.
- 61 Li, Z., et al. Aerosol optical properties and their radiative effects in northern China, *J. Geophys. Res.*, 2007, 112: D22S01, doi: 10.1029/2006JD007382.
- 62 Li, C., Marufu, L. T., Dickerson, R. R., Li, Z., Wen, T., Wang, Y., Wang, P., Chen, H., and Stehr, J. W. In situ measurements of trace gases and aerosol optical properties at a rural site in northern China during East Asian Study of Tropospheric Aerosols: An International Regional Experiment 2005. *J. Geophys. Res.* 2007, 112, D22S04, doi:10.1029/2006JD007592.
- 63 Li, Z., F. Niu, K.-H. Lee, J. Xin, W.-M. Hao, B. Nordgren, Y. Wang, and P. Wang (2007), Validation and understanding of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol products (C5) using ground-based measurements from the handheld Sun using ground-based measurements from the handheld Sun photometer network in China, *J. Geophys. Res.*, 112, D22S07, doi: 10.1029/2007JD008479.
- 64 Liou, K. N., A numerical experiment on Chandrasekhar's discrete ordinate method for radiative transfer. Applications to cloudy and hazy atmospheres. 1973, *J. Atmos. Sci.*, 30, 1303-1326.
- 65 Liou, K. N., Analytic two-stream and four-stream solutions for radiative transfer, 1974, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1473-1475.
- 66 Liou, K. N., Q. Fu, and T. P. Ackerman (1988), A simple formulation of the delta - four - stream approximation for radiative transfer parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 45(13), 1940-1947.
- 67 Lubin, D., Satheesh, S. K., et al. Longwave radiative forcing of Indian Ocean tropospheric aerosol. *J. Geophys. Res.*, 2002. D19, 8004, 10.1029/2001JD001183.
- 68 Lyamani H, Olmo F J, Alcantara A, et al. 2006a. Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I : Spectral optical depth. *Atmos Environ*, 40: 6453-6464.
- 69 Lyamani H, Olmo F J, Alcantara A, et al. 2006b. Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain II : Microphysical columnar properties and radiative forcing *Atmos Environ*, 40: 6465-6476.
- 70 Mallet, M., Roger, J. C., Despiiau, S., Dubovik, O., and Putaud, J.P. Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE. *Atmos. Res.* 2003, 69:73-97.

- 71 Magi, B. I., Q. Fu, J. Redemann, and B. Schmid (2008), Using aircraft measurements to estimate the magnitude and uncertainty of the shortwave direct radiative forcing of southern African biomass burning aerosol, *J. Geophys. Res.*, 113, D05213, doi: 10.1029/2007JD009258.
- 72 Menon S, Hansen J, Nazarenko L, 2002. Climate Effects of Black Carbon Aerosols in China and India. *Science*, 297, 2250–2253.
- 73 Michalsky, J. J., Anderson, G. P., Barnard, J., Delamere, J., Gueymard, C., Kato, S., Kiedron, P., McComiskey, A., and Ricchiazzi, P. Shortwave radiative closure studies for clear skies during the Atmospheric Radiation Measurement 2003 Aerosol Intensive Observation Period. *J. Geophys. Res.* 2006, 111, D14S90, doi:10.1029/2005JD006341.
- 74 Mlawer, E.J., et al., Comparison of Spectral direct and diffuse solar irradiance measurements and calculation for cloud-free conditions. *GeoPhys.Res.Lett.* 2000, 27(17): 2653-2656.
- 75 Myrhe G, Stordal F, Restad K et al. 1998. Estimates of the direct radiative forcing due to sulphate and soot aerosols *Tellus.* , 50B:463–473.
- 76 Moorthy, K. K., Babu, S. S., and Satheesh, S. K. Aerosol spectral depths over the Bay of Bengal: Role of transport. *Geophys. Res. Lett.* 2003, 30: 1249–1259.
- 77 Moorthy, K. K., Babu, S. S., and Satheesh, S. K. Aerosol characteristics and radiative impacts over the Arabian Sea during the intermonsoon season: Results from ARMEX Field Campaign. *J. Atmos. Sci.* 2005a, 62: 192–206.
- 78 Moorthy, K. K. et al. Winter time spatial characteristics of boundary layer aerosols over peninsular India. *J. Geophys. Res.* 2005b, 110, D08207, doi: 10.1029/2004JD005520.
- 79 Ogren, J.A. Andrews, A. et al., New insights into aerosol asymmetry parameter. Sixteenth ARM Science Team Meeting Proceedings, Albuquerque, NM, March 27–31, 2006.
- 80 Oke, T. R. *Boundary layer climate*, Second edition, 1987. Methuen Co., London.
- 81 O'Dowd, C.D., J.A. Lowe, and M.H. Smith, Coupling sea-salt and sulfate interactions and its impact on cloud droplet concentration predictions. *Geophys. Res. Lett.*, 1999.26: p. 1311–1314.
- 82 Penner, J. E., Dong, X. Q., and Chen, Y. Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect. *Nature*.2004, 427: 231–234.
- 83 Peterson, J. T., Flowers, C.F. Urban-rural solar radiation and atmospheric turbidity measurements in the Los Angeles Basin. *J Appl. Met.* 1978, 17:1595–1607.
- 84 Peterson, J. T., Stoffel, T. L. Analysis of urban-rural solar radiation data from St. Louis Missouri. *J. Appl. Met.* 1980,19:275–283.
- 85 Podgorny, I. A., Conant, W. C., Ramanathan, V., and Satheesh, S. K. Aerosol modulation of atmospheric and surface solar heating rates over the tropical Indian Ocean. *Tellus.* 2000, Ser. B: 947–958.
- 86 Quinn, P.K., and Bates, T.S. Regional aerosol properties: Comparison of boundary layer measurements from ACE 1, ACE2, Aerosol99, INDOEX, ACE Asia, TARFOX, and

- NEAQS. *J. Geophys. Res.* 2005,110, D14202, doi: 1029/2004JD004755.
- 87 Quijano, A. L., Sokolik, I. N., and Toon, O. B. Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions, *J. Geophys. Res.* 2000, 105:12207–12219.
- 88 Ramanathan, V., Subasilar, B., Zhang, G. J. Warm pool heat budget and Shortwave cloud forcing: A missing Physics? *Science.* 1995,267:499–503.
- 89 Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Kiehl, J. T., et al. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science.*2001, 294:2119–2124.
- 90 Ramachandran, S. Aerosol radiative forcing over Bay of Bengal and Chennai: Comparison with maritime, continental, and urban aerosol models. *J. Geophys. Res.* 2005, 110:D21206, doi: 10.1029/2005JD005861.
- 91 Ramachandran, S., Rengarajan, R., Jayaraman, A., Sarin, M. M, and Das, S. K. Aerosol radiative forcing during clear, hazy, and foggy conditions over a continental polluted location in north India. *J. Geophys. Res.* 2006, 111:D20214, doi:10.1029/2006JD007142.
- 92 Ramachandran, S. Aerosol radiative forcing over Bay of Bengal and Chennai: Comparison with maritime, continental, and urban aerosol models. *J. Geophys. Res.* 2005, 110, D21206, doi: 10.1029/2005JD005861.
- 93 Remer L A, Kaufman Y J. Interannual variation of ambient aerosol characteristics on the east coast of the United States [J]. *J. Geophys. Res.*, 1999 , 104 (D2) : 2223–22321.
- 94 Reddy, M.S., Boucher, O., Venkataraman, C., Verma, S., Leon J.F, Bellouin, N., and Pham,M.General circulation model estimates of aerosol transport and radiative forcing during the Indian Ocean Experiment.*J. Geophys. Res.* 2004, 109: D16205, doi: 1029/2004JD004557.
- 95 Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., and Sowle, D. SBDART: A research and teaching software for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1998a, 79:2101–2114.
- 96 Ricchiazzi, P., Gautier, C. Investigation of the effect of surface heterogeneity and topography on the radiation environment of Palmer Station, Antarctica, with a hybrid 3D radiative transfer model. *J. Geophys. Res.* 1998b, 103:6161–6176.
- 97 Rouse, W. R., Noad, D., McCutcheon, J. Radiation, temperature and atmosphere at Kamilton, Ontario.*J Appl. Met.*1973, 13:798–807.
- 98 Sarkar, S., Chokngamwong, R., Cervone, G., Singh, R. P., and Kafatos, M. Variability of aerosol optical depth and aerosol forcing over India. *Adv. Space Res.* 2006, 37(12): 2153–2159.
- 99 Satheesh, S. K., Ramanathan, V., Li X.,et al. A model for the natural and anthropogenic aerosols over the tropical Indian Ocean derived from Indian Ocean Experiment data. *J. Geophys. Res.*1999, 104: 27421– 27440.
- 100 Satheesh, S. K., and Ramanathan, V. Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface. *Nature.*2000, 405: 60– 63.

- 101 Satheesh, S. K. Radiative forcing by aerosols over Bay of Bengal region, *Geophys. Res. Lett.* 2002a, 29(22):2083, doi: 10.1029/2002GL015334.
- 102 Satheesh, S. K. Aerosol forcing over land: effect of surface and cloud reflection, *Ann. Geophys.* 2002b, 20: 2105-2109.
- 103 Satheesh, S. K., Moorthy, K. K., Kaufman, Y. J., and Takemura, T. Aerosol optical depth, physical properties and the radiative forcing over the Arabian Sea. *Meteorol. Atmos. Phys.* 2006, 91: 45-62.
- 104 Stier, P., Feichter, J., Kinne, S., Kloster, S., et al. The aerosol-climate model ECHAM5-HAM, *Atmos. Chem. Phys.* 2005, 5:1125-1156.
- 105 Tanre D, Kaufman Y J, Holben B N, et al. Climatology of dust aerosol size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar spectrum [J]. *J. Geophys. Res.*, 2001, 106: 18205-18217.
- 106 Takamura T, Nakajima T, Okada I, et al. Aerosol cloud radiation study using the SKYNET data [R/OL]. The First ADEC Workshop, Tokyo, Japan 2002. <http://www.aeoliandust.com>.
- 107 Taylor, K. E., and Penner, J. E. Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases. *Nature.* 1994, 369:734-735.
- 108 Tripathi, S. N., Dey, S., Chandel, A., Srivastava, S., Singh, R. P., and Holben, B. N. Comparison of MODIS and derived aerosol optical depth over the Ganga Basin, India. *Ann. Geophys.* 2005a, 23: 1093-1101.
- 109 Tripathi, S. N., Dey, S., Tare, V., Satheesh, S. K., Lal, S., and Venkataramani, S. Enhanced layer of black carbon in a north Indian industrial city. *Geophys. Res. Lett.* 2005b, 32, L12802, doi 10.1029/2005G022564.
- 110 Tripathi, S. N., Dey, S., Tare, V., and Satheesh, S. K. Aerosol black carbon radiative forcing at an industrial city in northern India. *Geophys. Res. Lett.* 2005c, 32, L08802, doi: 10.1029/2005GL022515.
- 111 Tripathi, S. N. et al., Measurements of atmospheric parameters during ISRO-GBP land campaign II at a typical location in Ganga basin: part I – physical and optical properties. *J. Geophys. Res.* 2006, 111:D23210, doi: 10.1029/2006JD007279.
- 112 Twomey, S., and Howell, H. B. Some aspects of the optical estimation of microstructure in fog and cloud. *Applied Optics.* 1967, 6:2125-2131.
- 113 Twomey, S. Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment.* 1974, 8:1251-1256.
- 114 Twomey, S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of Atmospheric Sciences.* 1977a, 34(1): 149-152.
- 115 Twomey, S. Introduction to the Mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements. 1997b. (Elsevier, New York).
- 116 Twomey, S., Piepgrass, M., Wolfe, T. L., et al. An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus.* 1984, 36:356-366.

- 117 WMO Strategy for the Implementation of the Global Atmosphere Watch Programme (2001–2007) WMO No. 142[M]. Geneva: World Meteorological Organization, 2001:43 - 45.
- 118 Xia, X., Chen, H., Li, Z., Wang, P., and Wang, J. Significant reduction of surface solar irradiance induced by aerosols in a suburban region in northeastern China. *J. Geophys. Res.* 2007a, 112, D22S02, doi: 10.1029/2006JD007562.
- 119 Xia, X., Chen, H., Goloub, P., Zhang, W., Chatenet, B., and Wang, P. A compilation of aerosol optical properties and calculation of direct radiative forcing over an urban region in northern China. *J. Geophys. Res.* 2007b, 112: D12203, doi: 10.1029/2006JD008119.
- 120 Xia, X., Li, Z., Wang, P., Chen, H., and Cribb, M. Estimation of aerosol effects on surface irradiance based on measurements and radiative transfer model simulations in northern China. *J. Geophys. Res.* 2007c, 112: D22S10, doi: 10.1029/2006JD008337.
- 121 Xia, X. A., Chen, H. B., Wang, P. C., Zhang, W. X., Goloub, P., Chatenet, B., Eck, T. F., and Holben, B. N. Variation of column-integrated aerosol properties in a Chinese urban region. *J. Geophys. Res.* 2006a, 111: D05204, doi: 10.1029/2005JD006203.
- 122 Xuehua Fan, Hongbin Chen, Philippe Goloub, et al analysis of column-integrated aerosol optical thickness in Beijing from AERONET observations *China Particology*, 2006, Vol. 4, No. 6, 330-335.
- 123 Yu, H., R. E. Dickinson, M. Chin, Y. J. Kaufman, M. Zhou, L. Zhou, Y. Tian, O. Dubovik, and B. N. Holben, 2004: The direct radiative effect of aerosols as determined from a combination of MODIS and GOCART simulations. *J. Geophys. Res.*, 109, D03206, doi: 10.1029/2003JD003914.
- 124 Yu, H., et al. (2006), A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 613–666.
- 125 Yu, H.B., Liu, S. C., Dickinson, R. E. Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.* 2002, 107(D12): 4142, 10.1029/2001JD000754.
- 126 Zha, Y., and Li, L. Influence of the 17 April 2006 Asian dust storm on Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data for land cover identification. *J. Geophys. Res.* 2007. 112: D14205, doi: 10.1029/2006JD007869.
- 127 Zhao, F., and Li, Z. Estimation of aerosol single scattering albedo from solar direct spectral radiance and total broadband irradiances measured in China. *J. Geophys. Res.* 2007, 112: D22S03, doi: 10.1029/2006JD007384.
- 128 北京年鉴 (R) . 2000 – 2007.
- 129 北京市统计局. 北京经济和社会发展公报 (R) . 2000 – 2007.
- 130 北京市环境保护局. 北京市环境状况公报 (R) . 2000 – 2007.
- 131 北京市环保公众网. 北京市环境质量日报. <http://www.bjee.org.cn>.
- 132 车慧正, 石广玉, 张小曳. 北京地区大气气溶胶光学特性及其直接辐射强迫的研究. *中国科学院研究生院学报*. 2007, Vol24 (5): 699-704.

- 133 车慧正. 中国近 40 年来地面太阳辐射变化及不同区域大气气溶胶的辐射强迫研究: [博士学位论文]. 中国科学院研究生院, 2006.
- 134 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. 高原气象. 2005, 24 (6): 920-926.
- 135 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨, 李占清. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征. 大气科学. 2005, 29 (1): 147-153.
- 136 成天涛, 沈志宝. 中国西北大气沙尘的辐射强迫. 高原气象. 2002, 21 (5): 473-478.
- 137 段婧, 毛节泰. 华北地区气溶胶对区域降水的影响. 科学通报. 2008, 53 (23): 2947-2955.
- 138 傅炳珊, 陈渭民, 马丽. 利用 MODTRAN 3 计算我国太阳直接辐射和散射辐射[J]. 南京气象学院学报, 200124 (1): 51 - 58.
- 139 傅炳珊, 陈渭民, 张凤英. 利用 TOVS 资料计算我国东南地区的太阳直接辐射和散射辐射[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(6): 807-815.
- 140 高丽洁, 王体健, 徐永福, 等. 中国硫酸盐气溶胶及其辐射强迫的模拟. 高原气象. 2004, 23(5): 612-619.
- 141 韩晶晶, 王式功, 祈斌等. 气溶胶光学厚度的分布特征及其与沙尘天气的关系[J]. 中国沙漠, 2006, 26(3): 362-369.
- 142 韩昀峰, 马民涛, 宋凌艳. 环境与可持续发展. 2009. No. 6: 4-6.
- 143 何新星, 王跃思, 温天雪, 胡波. 2004 年春季北京一次沙尘暴的理化特性分析. 环境科学. 2005, 26 (5): 1-6.
- 144 贺千山、毛节泰. 北京城市大气混合层与气溶胶垂直分布观测研究. 气象学报. 2005: Vol63, No. 3: 374-383.
- 145 胡波, 王跃思, 何新星, 刘广仁. 北京 2004 年一次强沙尘暴过程的辐射特征研究. 气候与环境研究. 2005, 10 (2): 265-274.
- 146 胡波, 王跃思, 刘广仁. 北京城市紫外辐射变化特征及经验估算方程. 高原气象. 2007, 26(3): 511-518.
- 147 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. 大气科学. 1998a, 22 (6): 919-925.
- 148 胡荣明, 石广玉. 平流层气溶胶的辐射强迫及其气候响应的水平二维分析. 大气科学. 1998b, 22(1): 18-24.
- 149 季国良, 马晓燕, 邹基玲, 吕兰芝等. 张掖地区的光合有效辐射特征. 高原气象. 1993, 12(2): 141-146.
- 150 李成才. MODIS 遥感气溶胶光学厚度及应用用于区域环境大气污染研究: [博士论文]. 北京: 北京大学物理学院, 2002.
- 151 李成才, 毛节泰, 刘启汉等. MODIS 卫星遥感气溶胶产品在北京市大气污染研究中的应用. 中国科学 D 辑 地球科学 2005, 35 (增刊 I): 177-186.

- 152 李成才, 毛节泰, 陈介中, 等. 利用 MODIS 研究中国东部地区气溶胶光学厚度的分布和季节变化特征. 科学通报, 2003, 48(19): 2094-2100.
- 153 李成才, 毛节泰, 刘启汉等. 利用 MODIS 光学厚度遥感产品研究北京及周边地区的大气污染. 大气科学, 2003, 27(5): 869-880.
- 154 李霞, 胡秀清, 崔彩霞, 等. 南疆盆地沙尘气溶胶光学特性及我国沙尘天气强度划分标准的研究[J]. 中国沙漠, 2005, 25(4): 488-495.
- 155 李子华. 重庆市气象能见度低劣的成因. 南京气象学院学报, 1992, 15(4): 550-557.
- 156 廖国男, 大气辐射导论[M], 北京: 气象出版社, 2004: 161.
- 157 刘宏谊, 杨兴国, 张强等敦煌戈壁冬夏地表辐射与能量平衡特征对比研究. 中国沙漠. 2009, vol29(3): 558-565.
- 158 罗云峰. 中国地区气溶胶光学厚度特征及其辐射强迫和气候效应的数值模拟: [学位论文]. 北京: 北京大学地球物理系, 1998.
- 159 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. 地球科学进展. 1998, 13(6): 572-581.
- 160 毛节泰, 李成才. 气溶胶辐射特性的观测研究. 气象学报. 2005, 63(5): 622-635.
- 161 毛节泰, 李成才, 张军华等. MODIS 卫星遥感北京地区气溶胶光学厚度及与地面光度计遥感的对比. 应用气象学报. Vol 13, 2002. 10: 127-135.
- 162 潘小乐. 相对湿度对气溶胶散射特性影响的观测. 中国气象科学研究院硕士学位论文. 2007.
- 163 钱云, 符淙斌, 胡荣明等. 工业 SO₂ 排放对东亚和我国温度变化的影响. 气候与环境. 1996, 1(2): 143-149.
- 164 石广玉, 王喜红, 张立盛等. 人类活动对气候影响的研究 II: 对东亚和中国气候变化的影响. 气候与环境研究. 2002, 7(2): 255-266.
- 165 石广玉、许黎、郭建东等. 大气臭氧与气溶胶垂直分布的高空气球探测. 大气科学, 1996. Vol20, No. 4: 401-407.
- 166 石广玉. 北京. 大气辐射学, 科学出版社, 2007: 132-133.
- 167 邵爱梅, 邱崇践. 兰州城市气溶胶对边界层温度结构的影响一维数值模拟研究. 兰州大学学报(自然科学版). 2001, 37(50): 117-123.
- 168 申彦波, 沈志宝, 杜明远. 敦煌地区春季大气气溶胶粒子数浓度的分析. 高原气象. 2007, 26(1): 158-163.
- 169 王明星, 大气化学. 北京: 气象出版社, 1991.
- 170 王明星, 大气化学(第二版) 北京: 气象出版社, 1999.
- 171 王式功, 张镭, 陈长和等. 兰州地区大气环境研究的回顾与展望. 兰州大学学报(自然科学版). 1999, 35(3): 189-201.
- 172 王喜红, 石广玉, 马晓燕. 东亚地区对流层人为硫酸盐辐射强迫及其温度响应. 大

- 气科学. 2002, 26 (6): 751-760.
- 173 王海啸, 陈长和. 城市气溶胶对边界层热量收支的影响. 高原气象. 1994, 13(4): 441-448.
- 174 王海啸, 黄建国等. 城市气溶胶对太阳辐射的影响及其在边界层温度变化中的反应. 气象学报. 1993, 51: 457-463.
- 175 王海啸、陈长和、黄建国. 烟雾层的长波辐射效应以及对边界层温度层结的影响. 大气科学. 1994, 18(1): 22-29.
- 176 王宏, 石广玉, Aoki T, 王标. 2001 年春季东亚—北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫. 科学通报. 2004, 49(19): 1993-2000.
- 177 王体健, 谢旻, 高丽洁等. 一个区域气候—化学耦合模式的研制及初步应用. 南京大学学报. 2004, 40(6): 711-727.
- 178 王新炜, 白洁, 刘健文, 李玮. SBDART 辐射传输模式及其在飞机潜在积冰区反演中的应用. 气象科技. 2003, 31 (3): 152-155.
- 179 王雁鹏, 陈岩, 董旭辉等. 激光雷达观测北京大气气溶胶的垂直分布. 光谱实验室, 2007. Vol. 24, No. 6: 1153-1156.
- 180 王跃思, 辛金元, 李占清等. 中国地区大气气溶胶光学厚度与 Angstrom 参数联网观测 (2004-08~2004-12). 环境科学. 2006, Vol. 27 (9): 1703-1711.
- 181 吴润, 罗燕, 王卫国, 郭世昌, 屈卫峰. 矿尘气溶胶短波辐射效应的初步研究. 热带气象学报. 2004, 20 (3): 328-336.
- 182 魏丽, 沈志宝. 大气沙尘辐射特性的卫星观测. 高原气象. 1998, 17(4): 347-355.
- 183 吴兑. 关于霾与雾的区别和灰霾的天气预警讨论. 气象. 2005, 31 (4): 3-7.
- 184 吴润, 蒋维楣, 刘红年, 汤剑平. 硫酸盐气溶胶直接和间接辐射气候效应的模拟研究. 环境科学学报. 2002, 22(2): 129-134.
- 185 吴润, 符淙斌, 蒋维楣等. 东亚地区矿物尘气溶胶直接辐射强迫的初步模拟研究. 地球物理学报. 2005, 48 (6): 1250-1260.
- 186 吴润, 罗燕, 王卫国. 东亚地区人为硫酸盐气溶胶辐射气候效应不同模拟方法的对比. 云南大学学报(自然科学版). 2005, 27 (4): 323-331.
- 187 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. 大气科学. 2005, 29 (1): 111-119.
- 188 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. 中国科学技术大学学报. 2004, 134(1): 116-125.
- 189 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. 高原气象. 2002, 21 (4): 427-431.
- 190 夏祥鳌, 王普才, 陈洪滨, 等. 中国北方地区春季气溶胶光学特性地基遥感研究. 遥感学报. 2005, 9 (4): 429-437.
- 191 夏祥鳌. 全球陆地上空 MODIS 气溶胶光学厚度显著偏高. 科学通报. 2006, 51(19):

- 2297-2303.
- 192 肖辉, 等. 东亚地区沙尘气溶胶影响硫酸盐形成的模式评. 大气科学. 1998, 22 (3): 343-353.
- 193 徐祥德等. 北京及周边城市群落气溶胶影响域及其相关气候效应. 科学通报. 2005, 50(22):2522—2530.
- 194 熊秋芬、江元军、王强. 北京市一次浓雾过程的边界层结构及成因探讨. 气象科技. 2007, 35 (6):781-786.
- 195 许黎, 冈田菊夫, 张鹏, 等. 北京地区春末-秋初气溶胶理化特性的观测研究. 大气科学. 2002, 26 (3): 401-410.
- 196 延昊, 矫梅燕, 毕宝贵, 等. 国内外气溶胶观测网络发展进展及相关科学计划[J]. 气象科学, 2006, 26(1): 110-117.
- 197 杨娟等. 利用 MODIS 卫星资料分析北京地区地表反照率时空分布及变化特征. 遥感技术与应用. Vol21, 2006. 10: 403-407.
- 198 姚济敏, 张文煜, 袁九毅, 等. 典型干旱区沙尘气溶胶光学厚度及粒度谱分布的初步分析[J]. 中国沙漠, 2006, 26 (1): 77-80.
- 199 尹宏, 韩志刚. 气溶胶对大气辐射的吸收. 气象学报. 1989, 47(1): 118-123.
- 200 尹宏. 大气辐射基础. 1993, 气象出版社: P71.
- 201 余予, 夏祥鳌, 陈洪滨, 等. 晴空大气太阳短波辐射观测与模式比较[J]. 太阳能学报, 2007, 28(3):234-240.
- 202 《气候变化国家评估报告》编写委员会, 气候变化国家评估报告, 北京: 科学出版社, 2007.
- 203 赵凤生, 石广玉. 气溶胶气候效应的一维模式分析. 大气科学. 1994, 18, 902-909.
- 204 中国统计年鉴 (R) . 2000 - 2007.
- 205 中国环境年鉴 (R) . 2000- 2007.
- 206 中华人民共和国环境保护部. 北京市环境质量日报. <http://www.mep.gov.cn>.
- 207 周秀骥, 李维亮, 罗云峰. 中国地区大气气溶胶辐射强迫及区域气候效应的数值模拟. 大气科学. 1998, 22 (4): 418-427.
- 208 朱爱华, 李成才, 刘桂青等. 北京地区 MODIS 卫星遥感气溶胶资料的检验与应用. 环境科学学报. Vol24, 2004. 1: 86-90.

致 谢

手捧沉甸甸的论文，几年来的辛苦和汗水终于有所收获，心中感慨万千。这一切都离不开老师、同学和朋友们以及家人的支持和热情帮助。很难想象，没有他们所有人的帮助，我怎能完成这项艰巨的工作；怎能克服一个一个困难走到今天。

首先，我要衷心的感谢我的老师赵凤生研究员，在我的人生最低谷的时候，是赵老师无私地帮助了我，使我重拾信心，坚持到底。赵老师他以广播的学识，敏锐的洞察力、严谨的治学态度和勤奋的工作精神深深地感染着我，并指导我不断进步。赵老师既在论文的整体思路上严格把握方向，又在具体问题上放手让我自由思考，是我的能力和潜力得到自由发挥。赵老师在我的人生道路上关键时刻，给予我无私的帮助是我终生难忘的，让我学会的不仅仅是学术上的进步，更教会了我做人的道理，宽容、上进、好学、认真使我终身受益匪浅。

其次感谢我的两位老师马建中研究员和王强教授致以最衷心的感谢。两位老师在学习和生活上给予了极大的关怀和鼓励，令我终生难忘。两位恩师严谨的治学态度，开阔的科研视野，豁达宽广的胸怀，诲人不倦的为师之道，让我铭刻在心，受益终身。

衷心地感谢中国气象科学研究院的周秀骥院士。周院士严谨的治学态度和渊博的知识使我受益匪浅，以及他的正直、博学和严谨的学术态度，将是我永远追求的目标。周院士对本论文立题的指导，使我深刻明白科学研究的严谨性。

感谢北京大学毛节泰教授在大气物理方面对我的悉心指导并且对论文工作提出了宝贵的意见和建议；感谢中国气象科学研究院大气成分中心颜鹏研究员给予我多次有益的指教和建议，感谢车慧正对我的帮助和鼓励；感谢总参大气研究所赵增亮老师关于模式方面对我的指导；

感谢我的同学左志燕、李杨、黄丽萍、马旭林、杨素英以及师兄殷建敏的帮助和友谊，使我的博士求学时光愉快而难忘。

感谢曾经为本文提供过帮助的师兄麻金继，师弟朱帅、邵长城、何涛、许万智对我的帮助。

感谢研究生部的王欣、唐海霞、陆业传三位老师在学习期间给予的热情帮助和支持。

感谢国家气象局培训中心的刘瑞荣、李咏梅、李宏臣、于玉斌等老师对我的关心和帮助。

最后感谢我的丈夫和亲友一直以来对我的支持、关心和爱护。特别感谢我的丈夫这么多年来承担家庭重担，没有他的支持，我很难坚持完成博士阶段的学习。还要感谢我的婆婆和我的大姐对我女儿的精心照顾，帮我解决后顾之忧。

本论文受到国家自然科学基金重点项目 (40637035)、的基金支持，资金支助。

王堰

二零一零年三月二十六日

个人简历

姓名：王堰 性别：女 出生年月：1974年10月 籍贯：河北省邯郸市

● 教育背景：

1994年9月~1997年7月 就读北京气象学院，主修计算机及应用专业
2001年9月~2004年7月 就读南京气象学院，主修气象学，获得理学硕士学位
2004年9月~2008年6月 就读中国气象科学研究所和南京信息工程大学联合招生博士研究生，主修大气物理与大气环境

● 工作经历：

1997年7月~1998年5月 邯郸市馆陶县气象局工作
1998年5月~2001年9月 邯郸市气象局工作

● 参与科研课题情况：

1. 参与利用GIS进行对重庆市区域气候规划
2. 参与国家自然科学基金重点项目：华北地区大气污染对气溶胶和云微物理特征的影响
3. 参与国家自然科学基金面上项目：城市重烟尘雾形成的边界层特征

● 学习期间发表的学术论文：

1. 王堰，基于GIS的重庆市风速空间扩展分布研究：[硕士学位论文]，南京信息工程大学，2004
2. Wang Yan, Che Huizheng, Ma Jianzhong, Wang Qiang, Aerosol Radiative Forcing under Clear, Hazy, Foggy, and Dusty Weather Conditions over Beijing, China, Geophysical Research Letters 36, L06804, doi:10.1029/2009GL037181
3. 王堰，李雄，缪启龙，青藏高原近50年气温变化特征的研究，干旱区地理，2004.1
4. Wang Yan, Ma Jianzhong, Wang Qiang, Effect of aerosols on radiation during a heavy pollution episode in Beijing, Atmosphere research, (Summitted)
5. 沈艳，刘允芬，王堰，应用涡动相关法计算水热、CO₂通量的国内外进展概况，南京气象学院学报，2005.04
6. 朱帅，马建中，王堰，长江三角洲春季臭氧异常高值的数值模拟研究，环境科学研究，2006.12