

梁苑新, 车慧正, 王宏, 等. 北京一次污染过程气溶胶光学特性及辐射效应. 应用气象学报, 2020, 31(5): 583-594.

DOI: 10.11898/1001-7313.20200506

北京一次污染过程气溶胶光学特性及辐射效应

梁苑新¹⁾ 车慧正^{1)*} 王宏¹⁾ 彭玥¹⁾ 张养梅¹⁾ 陶法²⁾

¹⁾(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 中国气象局大气化学重点开放实验室, 北京 100081)

²⁾(中国气象局气象探测中心, 北京 100081)

摘 要

利用地面激光雷达、太阳光度计观测反演气溶胶光学特性参数, 结合 PM_{2.5} 观测数据, 分析了 2018 年 1 月 25—28 日北京一次完整污染过程中气溶胶光学特性变化。基于观测数据, 利用短波辐射传输模式计算了不同程度污染日, 晴空背景下气溶胶对辐射加热率的改变程度。结果表明: 清洁日(25 日), PM_{2.5} 日平均质量浓度为 19.00 μg · m⁻³, 440 nm 气溶胶光学厚度为 0.13, 单次散射反照率为 0.87, 整层气溶胶消光系数低于 0.10 km⁻¹, 短波辐射均为增温效应; 污染期间(26—27 日), PM_{2.5} 日平均质量浓度为 83.21 μg · m⁻³, 气溶胶光学厚度为 2.48, 气溶胶散射能力增强, 单次散射反照率达到 0.94, 气溶胶主要消光层厚度提升至 3.00 km 高度, 消光系数平均值为 0.43 km⁻¹, 气溶胶在垂直方向的变化导致气溶胶中上层(1.50~3.00 km 高度)加热作用强烈, 短波辐射加热率平均值达到 13.89 K · d⁻¹, 而低层(1.50 km 高度以内)加热作用较弱, 加热率平均值仅为 0.99 K · d⁻¹。气溶胶散射能力增强导致加热作用减弱, 污染日加热率对于气溶胶散射能力变化更敏感。

关键词: 激光雷达; 气溶胶消光系数; 垂直廓线; 辐射加热率; 北京

引 言

太阳辐射是地球能量的最主要来源之一, 气溶胶通过吸收和散射能影响太阳辐射(直接效应)到达地表从而对大气有较强的加热或冷却作用, 这会改变大气的热力状况, 进而影响其动力结构, 对大气环流、降水分布、短期天气变化和长期气候预测具有重要意义^[1-3]。IPCC(2013)第 5 次报告提出气溶胶部分抵消了温室气体的辐射强迫, 是气候变化中人为强迫最不确定的部分^[4]。在我国华北大气重污染地区, 气溶胶直接辐射效应对局地大气温度廓线和区域环流的影响尤其显著^[5-7], 气溶胶层的高度和厚度、气溶胶光学特性、下垫面反照率对辐射加热率影响也不同^[8-9]。因此, 准确估算大气气溶胶的辐射加热率是研究气溶胶天气、气候效应的基础和前提。

大量研究成果表明, 气溶胶辐射效应在华北地

区冬季重污染过程中具有重要作用。Zhang 等^[10]指出不利气象条件与颗粒物浓度之间存在双向反馈作用, 这也是京津冀地区冬季持续性 PM_{2.5} 重污染过程维持并加剧的主要原因之一。Wang 等^[11]利用 GRAPES_CUACE 模式计算我国京津冀地区严重雾-霾天气下气溶胶辐射反馈和湍流扩散减少引起的 PM_{2.5} 浓度爆发性增长的贡献, 提出在 PM_{2.5} 浓度爆发性增长阶段, 气溶胶辐射反馈可造成湍流扩散系数降低约 43%~57%。Che 等^[12]利用中国气溶胶地基遥感监测网(China Aerosol Remote Sensing Network)观测数据分析重污染过程中北京地区气溶胶光学特性变化, 采用离散标准 DISORT 方法^[13]计算辐射强迫, 指出污染条件下北京城市地区瞬时辐射强迫可达 -200 W · m⁻², 气溶胶的吸收作用导致大气层顶负辐射强迫小于地表辐射强迫。因此, 华北地区冬季污染过程中气溶胶爆发性增长, 减少到达地表的太阳辐射, 气溶胶直接辐射效应对

2020-03-04 收到, 2020-05-28 收到再改稿。

资助项目: 国家重点研究发展计划(2019YFC0214601, 2016YFA0601901), 国家自然科学基金项目(41275007, 41825011), 科技部重大专项(2016-YFC0203306)

* 通信作者, 邮箱: chehz@cma.gov.cn

大气层影响显著^[13-15]。

已有许多学者利用辐射传输模式模拟气溶胶直接辐射效应, Liou 等^[16]基于逐带计算的方法建立辐射传输模式, 计算气溶胶垂直不均匀分布对短波辐射的影响, 指出气溶胶浓度增大会增加大气对太阳辐射的吸收, 到达地面的太阳辐射通量减少, 在污染大气中气溶胶不均匀分布导致近地面冷却而加热高层大气。张华等^[17]利用辐射传输模式计算冬夏两季黑碳气溶胶的直接辐射强迫在对流层顶和地面的分布, 指出黑碳气溶胶的辐射强迫在对流层顶为正值, 而在地面为负值。王宏等^[18]利用基于 K 分布算法开发的辐射传输模式, 计算东亚地区沙尘气溶胶辐射加热率, 模拟不同高度云层对辐射加热率的影响。田华等^[19]利用中尺度数值模式 MM5 对我国中东部地区硫酸盐气溶胶的直接辐射强迫及其气候效应进行模拟。然而, 模式中气溶胶的浓度和消光系数及关键光学参数一般采用理论值、气候平均值或模拟结果, 与气溶胶真实情况存在较大差距, 这也是气溶胶辐射效应评估不确定性的主要原因之一。

本文基于地面激光雷达与太阳光度计观测气溶胶光学特性数据, 分析 2018 年 1 月 25—28 日北京一次完整污染过程中气溶胶消光系数垂直分布特征及气溶胶光学厚度、单次散射反照率和非对称因子的变化, 并以此为辐射传输模式输入, 计算污染过程中晴空条件下气溶胶短波辐射加热率的变化。通过气溶胶单次散射反照率敏感性试验, 定量评估气溶胶散射能力变化对气溶胶辐射加热作用造成的影响。

1 数据与观测站点

1.1 数据

本文所用数据包括: 地基激光雷达观测的气溶胶垂直消光系数和退偏振比, 太阳光度计观测的气溶胶光学特性参数, 地面观测的 PM_{2.5} 质量浓度和欧洲中期天气预报中心的日平均气象数据。数据时段均为 2018 年 1 月 1—31 日。

气溶胶垂直消光系数来自米-拉曼激光雷达观测反演, 仪器集合水汽、气溶胶和云等观测为一体, 时空分辨率高^[20]。激光雷达装配 Nd:YAG 型激光发射器, 发射中心波长为 532 nm 激光, 单脉冲能量大于 100 mJ; 回波信号接收系统由卡塞格林光学望远镜和光电倍增管组成, 接收 532 nm 平行、垂直的

米散射信号, 以及 607 nm, 660 nm 的拉曼非弹性散射信号^[21]。雷达数据处理主要基于 Fernald 算法并结合 Klett 算法^[22], 白天利用 532 nm 的米散射回波信号反演出大气气溶胶后向散射系数的垂直分布, 夜间通过反演 607 nm 和 532 nm 的回波信号共同获得气溶胶垂直消光系数^[23]。退偏振比定义为 532 nm 垂直后向散射系数和平行后向散射系数之比, 用于识别大气中不同粒子的形态, 比值越小说明粒子越接近球形^[21]。为提高白天回波信号的信噪比, 一方面选取激光雷达接发器的窄视场限制太阳辐射进入, 另一方面在观测前将白天探测的回波信号和太阳光度计观测结合, 手动订正雷达比, 进一步提高数据的反演精度。激光雷达的垂直分辨率为 7.50 m, 为尽可能避免城市冠层和激光雷达接收盲区影响, 选取 0.20~5.00 km 高度数据, 观测时间间隔为 5 min。为尽可能排除云层对气溶胶消光系数的影响, 选取中国气象局大气探测综合试验基地相同时段毫米波云雷达观测数据进行云检验^[24]。

2018 年 1 月 4 个波段(440 nm, 675 nm, 870 nm, 1020 nm)的气溶胶光学厚度(aerosol optical depth, AOD)、单次散射反照率和非对称因子连续观测日平均值数据, 来源于全球地基气溶胶自动观测网络(Aerosol Robotic Network, AERONET), 该平台使用观测仪器为 CE-318 型太阳光度计, 所用数据均为经云检测和质量检验的 2.0 级气溶胶反演产品, 其数据集在气溶胶光学特性相关研究领域已得到广泛应用^[25]。

模式所用的气压、温度、比湿等气象数据来自欧洲中期天气预报中心的日平均气象数据(<https://apps.ecmwf.int/datasets/>), 数据按照等气压面从 1000 hPa 到 1 hPa 分成 33 层, 并利用双线性方法插值到站点。逐小时 PM_{2.5} 质量浓度数据来源于北京市环境保护检测中心(<http://www.bjmemc.com.cn/>)。

1.2 观测站点

本文主要观测仪器包括地基激光雷达和太阳光度计, 均安装在中国气象科学研究院观测站(Chinese Academy of Meteorological Sciences, 以下简称 CAMS 站), 该站位于北京市海淀区, 为典型城市观测站, 可以进行市区垂直辐射和污染物时空分布监测。PM_{2.5} 数据来源于北京市西城区官园站, 与 CAMS 站直线距离为 2.00 km。为验证 CAMS 站观测数据的准确性, 对比相同时段内中国科学院大

气物理研究所观测站 (Institute of Atmospheric Physics, 以下简称 IAP 站) 的太阳光度计观测结果, IAP 站与 CAMS 站直线距离为 7.00 km。这 3 个站点之间距离较近, 数据可被认为具有良好的相互代表性。

2 模式简介

辐射传输模式主要应用美国 NASA 开发的 Goddard 短波辐射参数化方案, 计算气溶胶对短波辐射效应的影响^[26]。Goddard 短波辐射方案是一个复杂的谱方案, 计算大气中气体分子、云和气溶胶引起的吸收, 以及多次散射过程产生的短波辐射通量^[27]。光谱范围从 0.17 μm 到 10.00 μm 共分为 11 个波段(表 1), 其中第 8 波段采用地基激光雷达 532 nm 的观测数据。Chou 等^[26]对本文使用的短波辐射方案与高分辨率的精确计算进行验证, 结果表明: 对于地表短波辐射通量的计算结果与高分辨率计算的量级相当。

Goddard 辐射传输模式需要输入的气溶胶光学特性参数为消光系数、单次散射反照率和非对称因子。其中, 气溶胶消光系数采用地基激光雷达垂直观测结果, 利用对数线性回归方法将观测数据插值到模式不同波段中, 单次散射反照率和非对称因子采用 440 nm 波段日平均值。由此通过气象数据和气溶胶光学特性参数, 可计算得到不同污染程度中大气加热率, 计算结果减去相同气象条件下无气溶胶存在的大气加热率, 便得到气溶胶辐射加热率。

为讨论污染过程中气溶胶对于辐射加热率的影响, 降低其他要素的干扰, 模式中气象数据采用 2018 年 1 月 25—28 日平均值; 地表反照率设为 0.20, 代表城区的光亮地表; 太阳常数设定为 1367.00 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。污染过程基于 1 月 25—28 日白天 3.00 km 高度内气溶胶的真实变化, 模拟计算晴空条件下气溶胶短波辐射加热率。

表 1 短波辐射模式中谱带分布和所选波长

Table 1 Solar wavelength in the shortwave radiation model

波段	分段波长/ μm	应用波长/ μm
1	(0.175, 0.225]	0.225
2	(0.225, 0.245]	0.245
3	(0.245, 0.260]	0.260
4	(0.280, 0.295]	0.295
5	(0.295, 0.310]	0.310
6	(0.310, 0.320]	0.320
7	(0.320, 0.400]	0.400
8	(0.400, 0.700]	0.532
9	(0.700, 1.220]	1.220
10	(1.220, 2.270]	2.270
11	(2.270, 10.000]	5.000

3 结果分析

3.1 2018 年 1 月气溶胶质量浓度与光学特性变化

图 1 为 2018 年 1 月北京 AOD 变化特征, CAMS 站和 IAP 站的 AOD 日平均值变化趋势较为一致, 受局地环境影响造成数值上略有偏差。1 月 27 日 IAP 站 AOD 低于 CAMS 站, 这是由于仪器观测频次不同和滤云处理存在误差导致。CAMS 站和 IAP

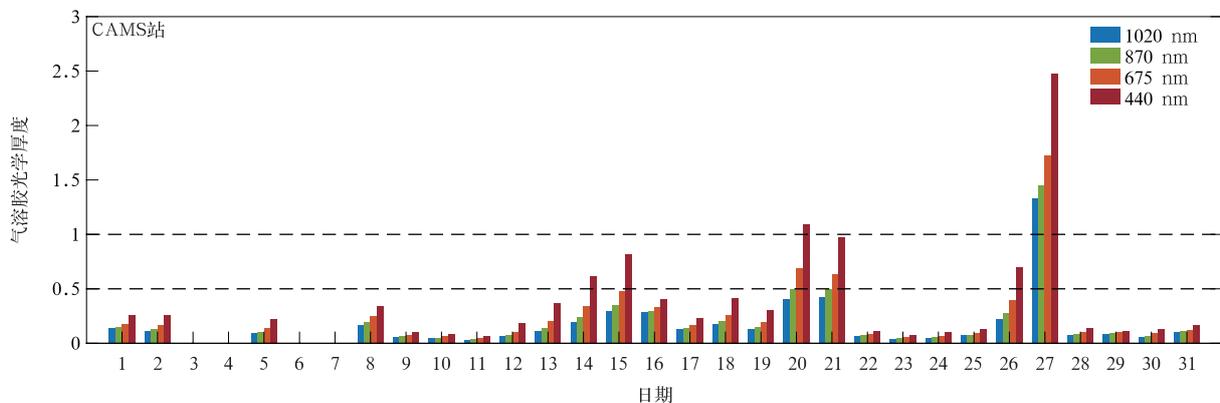
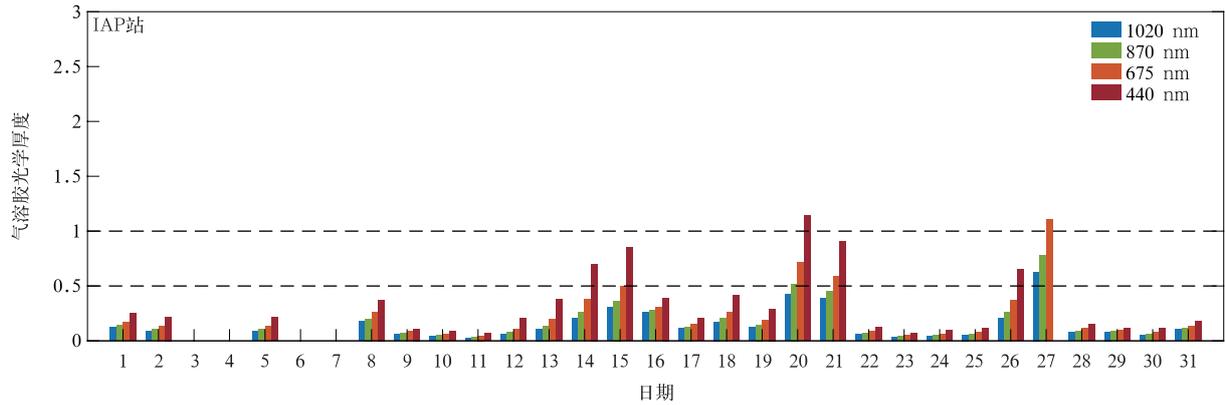


图 1 2018 年 1 月北京 440 nm, 675 nm, 870 nm 和 1020 nm 波段气溶胶光学厚度日变化

Fig. 1 Daily averaged variation of aerosol optical depth at 440 nm, 675 nm, 870 nm and 1020 nm in Beijing in Jan 2018

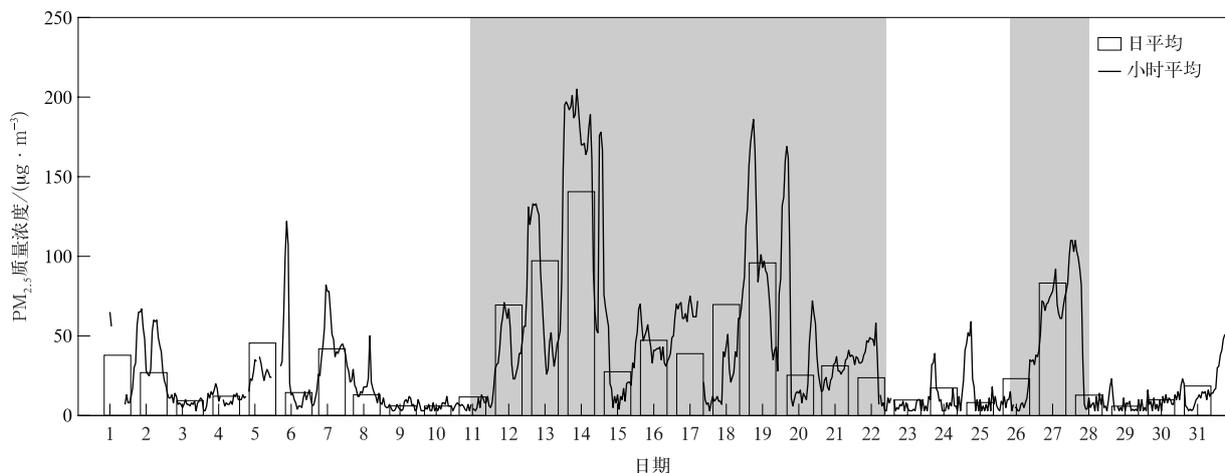


续图 1

站 440 nm AOD 月平均值分别为 0.41 和 0.32, 表明 2018 年 1 月北京背景大气较为清洁^[28-29]。随着大气中气溶胶含量增多, 13—21 日 440 nm AOD 显著增大, AOD 第 2 个峰值出现在 27 日, 其中 CAMS 站 440 nm AOD 高达 2.48, 该结果说明 27 日大气中气溶胶具有很强的消光作用。

图 2 为 2018 年 1 月北京 $PM_{2.5}$ 质量浓度变化。由图 2 可以看到, $PM_{2.5}$ 变化趋势与 AOD 变化相似, $PM_{2.5}$ 质量浓度月平均值为 $34.91 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 进一步说明 2018 年 1 月北京大气中颗粒物含量较低。从 1 月 $PM_{2.5}$ 变化可以发现两次污染过程(图 2), 第 1 次污染过程发生在 11—22 日, 14 日 $PM_{2.5}$ 平均值

约为 $140.58 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 15 日迅速下降到 $27.50 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 19 日又增加至 $95.88 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 污染过程持续时间长, 高质量浓度污染多发生在夜间; 第 2 次污染过程发生在 26—28 日, 27 日 $PM_{2.5}$ 平均值约为 $83.21 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 达到轻度污染水平^[30], 最大值出现在 17:00(北京时, 下同)约为 $110.00 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。由于第 1 次污染过程中 $PM_{2.5}$ 高值主要集中在夜间, 不利于气溶胶短波辐射效应的研究, 因此, 本文选取 25—28 日完整的污染过程, 详细分析北京冬季一次典型气溶胶爆发性增长过程对短波辐射加热率的影响。

图 2 2018 年 1 月北京 $PM_{2.5}$ 质量浓度变化趋势(阴影部分代表污染事件)Fig. 2 Daily and hourly averaged variation of $PM_{2.5}$ concentration in Beijing in Jan 2018 (the shaded denotes the pollution period)

3.2 污染过程中气溶胶光学特性变化趋势

图 3 为 2018 年 1 月 25—28 日北京一次典型冬季污染过程中基于激光雷达观测得到的 532 nm 气

溶胶消光系数和退偏振比的时空分布。25 日和 28 日 3.00 km 高度内消光系数均低于 0.15 km^{-1} , 说明清洁大气条件下气溶胶质量浓度低, 消光能力弱。

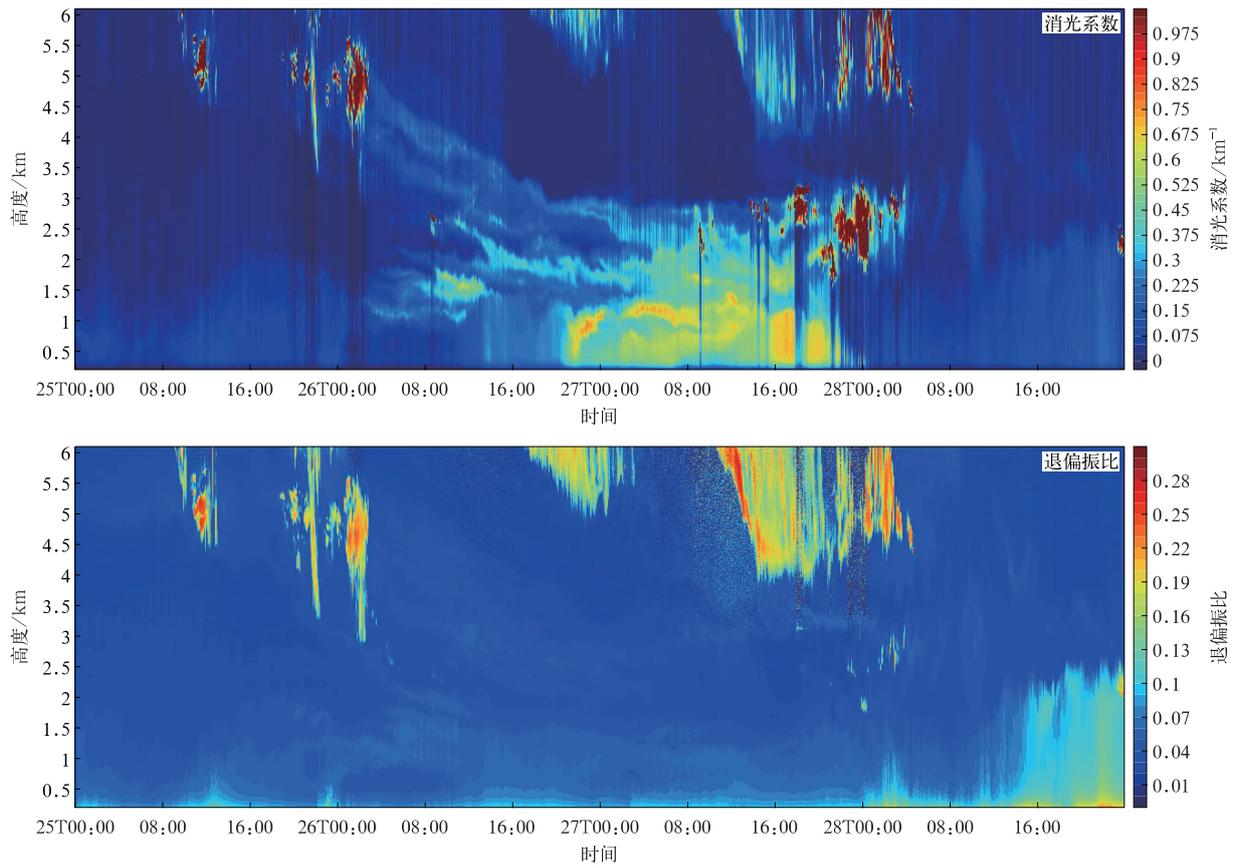


图3 2018年1月25—28日北京532 nm气溶胶消光系数和退偏振比的时空分布
 Fig. 3 Temporal and spatial distribution of extinction coefficient and depolarization ratio at 532 nm in Beijing from 25 Jan to 28 Jan in 2018

26—27日污染爆发期间,消光系数高值区主要集中在1.50 km高度以内,最高可达3.00 km高度。AOD于27日达到峰值,消光系数最大可达 0.72 km^{-1} ,表明污染过程中环境气溶胶的积累质量浓度升高,气溶胶层消光作用增强导致到达地表的短波辐射减少,近地面大气污染加重^[31-32]。结合相同时段云雷达观测结果(图4)可以看到,26日00:00—27日18:00,3.00 km高度内大气中不存在系统性云团,说明该时间范围内激光雷达探测到消光系数增大是气溶胶粒子的消光作用增强所致。

1月26日00:00—27日18:00,在3.00 km高度内退偏振比低于0.15,表明3.00 km高度大气中球形气溶胶粒子占主导,该结果与Liu等^[33]基于飞机探测的研究结论相吻合。26日02:00,在4.50~5.50 km高度,消光系数大于0.90且退偏振比大于0.20,此时以非球形粒子为主,根据温度和高度可以判定为冰晶粒子^[34]。从近地面至3.00 km高度,一定环境容量内大气气溶胶不断积累,使大气污染更加复杂。

气溶胶单次散射反照率定义为大气气溶胶散射消光占总消光的百分比,主要取决于气溶胶粒子的形状、组分和浓度,数值越大散射能力越强,对辐射效应计算具有重要影响^[35]。气溶胶非对称因子定义为散射角余弦的加权平均值,表征颗粒物前向散射程度,数值越大前向散射越大^[36]。污染期间气溶胶单次散射反照率和非对称因子日变化与波长没有明显相关性(图5),不同波段变化趋势存在差异,进一步说明气溶胶光学特性的复杂程度。1月25日清洁大气背景下,4个波段单次散射反照率变化范围在0.84~0.88,26—28日440 nm单次散射反照率从0.89增加到0.94,说明污染期间气溶胶粒子散射能力逐渐增强。25—27日440 nm非对称因子从0.72下降至0.67,28日回升至0.73,说明污染期间大气气溶胶后向散射能力增强。污染大气中气溶胶质量浓度增大使前向和后向散射同时增加,后向散射增加更多,造成太阳光在大气中产生更多次散射,更多的气溶胶粒子吸收太阳能加热大气,进而减少到达地表的短波辐射。

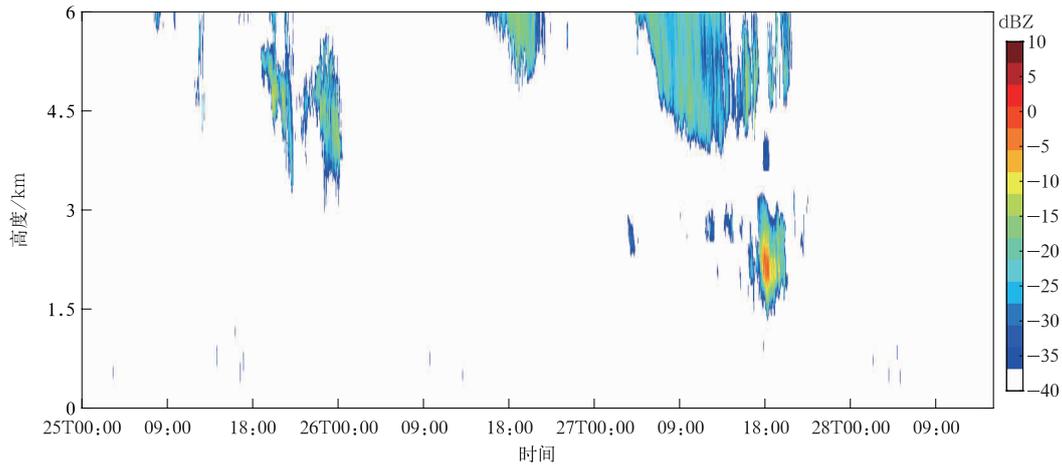


图 4 2018 年 1 月 25—28 日北京毫米波云雷达反射率因子的时空分布

Fig. 4 Temporal and spatial distribution of cloud radar reflectivity in Beijing from 25 Jan to 28 Jan in 2018

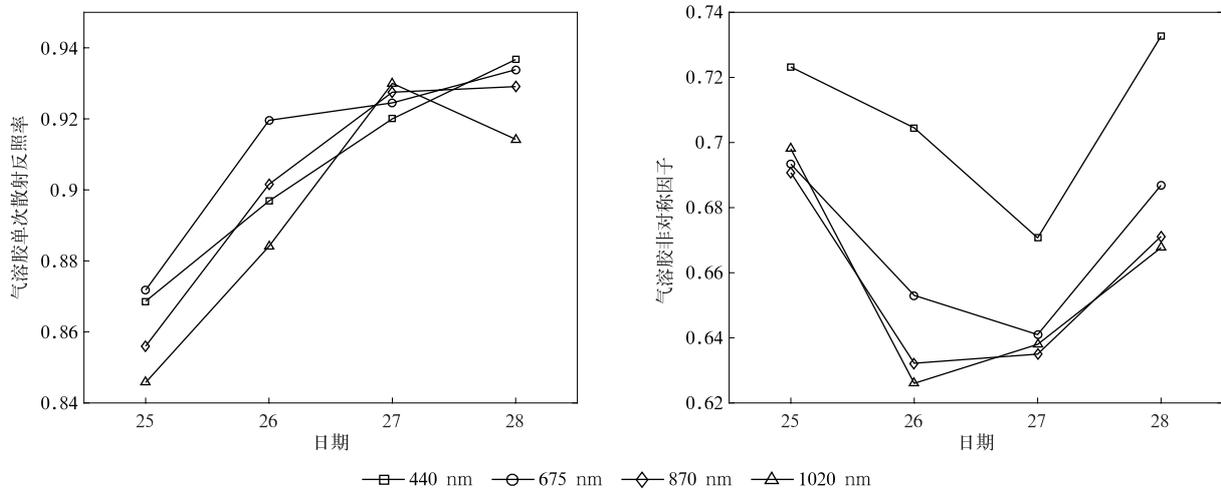


图 5 2018 年 1 月 25—28 日北京气溶胶单次散射反照率和非对称因子逐日变化

Fig. 5 Daily averaged variation of single scattering albedo and asymmetry factor at 440 nm, 675 nm, 870 nm and 1020 nm in Beijing from 25 Jan to 28 Jan in 2018

3.3 晴空条件下气溶胶垂直变化对短波辐射影响

3.3.1 气溶胶数据处理

气溶胶粒子对太阳光衰减具有波长依赖性,大量研究^[37-38]表明:气溶胶光学厚度随波长增加呈指数递减,这也符合大陆城市型气溶胶光学厚度变化特征。为了更准确地拟合 AOD 与波长之间关系,基于 Ångström 波长公式^[39],采用对数线性回归拟合方法,利用 340 nm, 380 nm, 440 nm, 500 nm, 675 nm, 870 nm, 1020 nm 和 1640 nm 波段的 AOD 日平均值,拟合 AOD 与波长之间的相关关系,拟合得到的斜率即为 Ångström 波长指数,表征气溶胶粒子大小^[40]。如表 2 所示,1 月 25—28 日拟合结果

的相关系数均在 0.95 以上(达到 0.01 显著性水平),AOD 与波长之间具有较好的相关性。单次散射反照率和非对称因子与波长相关性不明显,选取 440 nm 波段日平均值输入模式中。

表 2 2018 年 1 月 25—28 日气溶胶光学厚度与波长拟合公式

Table 2 Fitting functions between AOD and wavelength from 25 Jan to 28 Jan in 2018

日期	拟合公式	相关系数
25	$\ln \tau = -1.72 \ln \lambda + 9.57$	0.95
26	$\ln \tau = -1.64 \ln \lambda + 9.91$	0.99
27	$\ln \tau = -0.77 \ln \lambda + 5.66$	0.98
28	$\ln \tau = -1.75 \ln \lambda + 9.79$	0.96

3.3.2 气溶胶消光系数垂直变化对辐射加热率影响

气溶胶对大气加热作用取决于它在大气中的浓度、垂直分布、化学组分、粒子形状和太阳高度角(h_0)等因素^[18]。北京冬季有效太阳照射时间短,太阳高

度角比较低。由图6可知,1月北京日照时长为08:00—17:00, h_0 在12:00达到最大,约为 26.60° ,此时短波辐射通量也达到最大,约为 $498.08 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, h_0 变化导致一日内向下的短波辐射通量差异较大。

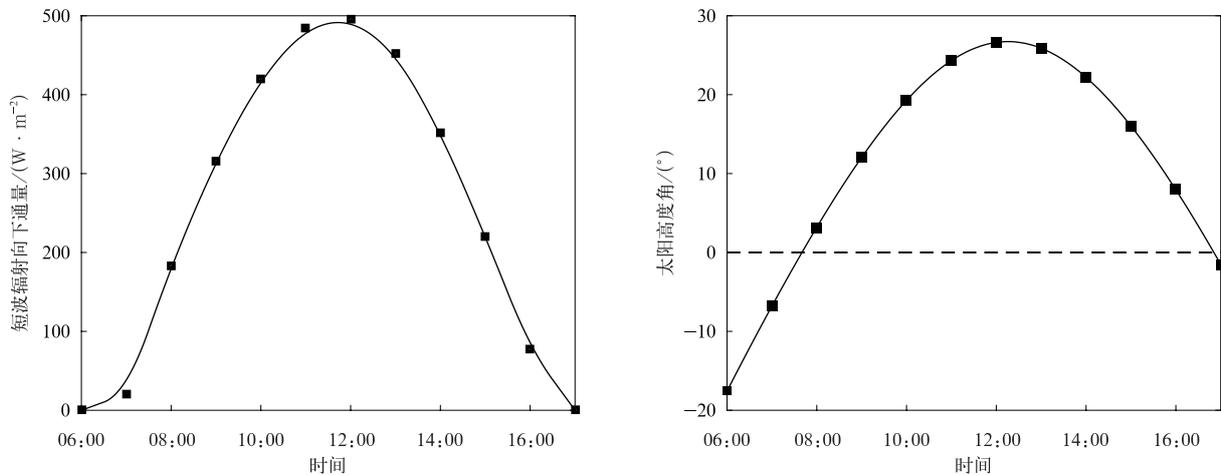


图6 2018年1月北京月平均向下短波辐射通量和太阳高度角逐时变化

Fig. 6 Hourly variation of monthly averaged shortwave downward radiation and solar elevation angle in Beijing in Jan 2018

结合1月25—28日白天(08:00—17:00)气溶胶消光系数平均变化廓线, h_0 设为 30° ,利用短波辐射模式计算气溶胶短波辐射加热率(以下简称加热率),分析污染过程中气溶胶变化导致加热率垂直分布差异(图7)。25日清洁大气条件下,消光系数在0.45 km高度附近达到最大值,为 0.09 km^{-1} ,高值区(超过 0.50 km^{-1})出现在0.27~1.40 km高度,该高度层消光系数平均值约为 0.07 km^{-1} ,3.00 km高度内消光系数平均值约为 0.05 km^{-1} ,结果表明,清洁大气中气溶胶对太阳辐射为弱消光作用。污染过程中,在3.00 km高度内气溶胶消光性增强,消光系数在垂直方向不均匀分布。26日3.00 km高度内消光系数平均值为 0.18 km^{-1} ,最大值出现在1.58 km高度处,为 0.31 km^{-1} ;27日消光系数平均值高达 0.43 km^{-1} ,最大值出现在0.97 km高度处,为 0.59 km^{-1} 。27日3.00 km高度内消光系数平均值相比于25日提高9.2倍,此时大气气溶胶强消光作用严重削减到达地表的短波辐射。28日污染物消散,3.00 km高度内消光系数平均值迅速下降为 0.07 km^{-1} ,最大值出现在近地面0.39 km高度附近,为 0.11 km^{-1} ,垂直分布与25日相似。

清洁转为污染过程中大气气溶胶消光性增强,

是造成加热率增加的主要原因。清洁天气条件下气溶胶消光性较弱,气溶胶层对大气表现为弱加热作用。1月25日和28日3.00 km高度内短波辐射加热率平均约为 $5.39 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $4.01 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,虽然28日消光系数平均值略高于25日,但28日气溶胶粒子散射性较强,导致加热率低于25日。污染天气条件下,消光系数在3.00 km高度内不规则分布,造成气溶胶对大气的加热作用在垂直方向上呈现出分层变化。气溶胶中上层1.50~3.00 km高度为主要加热区,26日加热率平均值约为 $10.54 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,最大加热率出现在3.30 km高度处,约为 $12.13 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$;27日加热率平均值约为 $13.89 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,最大值出现在2.74 km高度处,约为 $23.94 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,说明气溶胶消光性增强有利于太阳辐射在大气中多次散射,并造成更多吸收,从而加热大气。1.50 km高度以下低气溶胶层,26日和27日加热率平均值分别为 $2.28 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $0.99 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,说明气溶胶消光性增强使得到达低层的太阳辐射减少,低气溶胶层对大气加热作用减弱。综上可知,冬季污染过程中气溶胶消光性增强,对气溶胶中上层大气有较强的加热作用,而低层加热率降低,这与Liou等^[16]的研究结果较为一致。

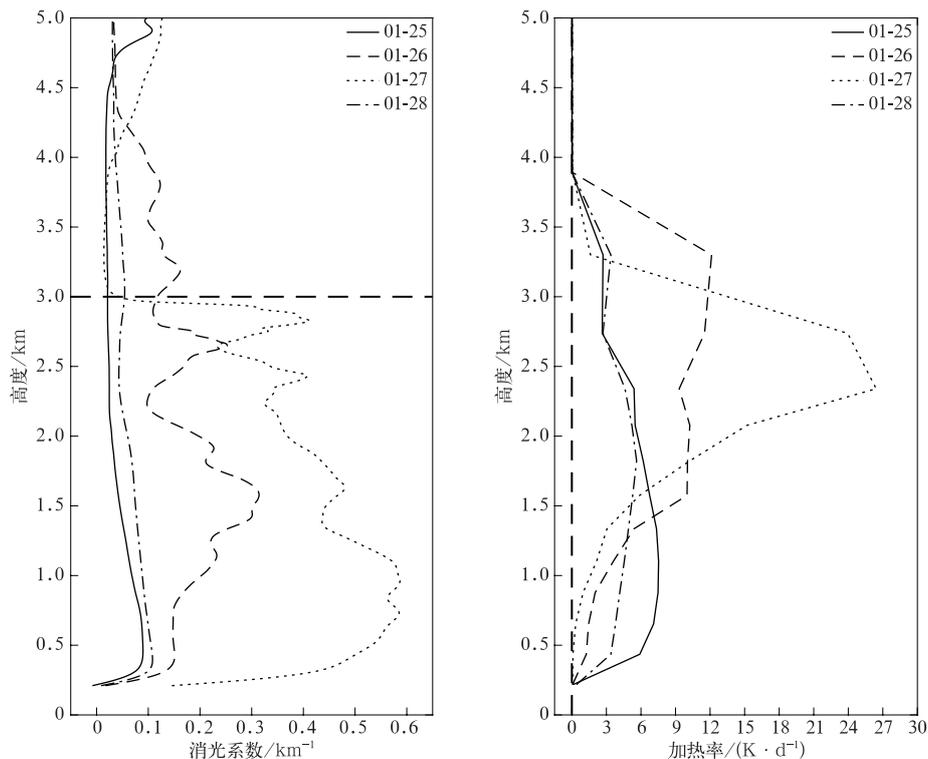


图7 2018年1月25—28日北京白天(08:00—17:00)平均大气消光系数和短波辐射加热率的垂直分布

Fig. 7 Day-time averaged vertical distribution of atmospheric extinction coefficient and solar radiative heating rate(0800 BT to 1700 BT) in Beijing from 25 Jan to 28 Jan in 2018

3.3.3 气溶胶单次散射反照率对辐射加热率影响

不同组分气溶胶对于太阳辐射的吸收程度差异较大,如黑碳类气溶胶具有强吸收性、无机盐类气溶胶具有强散射性,单次散射反照率变化会导致加热率计算结果明显差异。利用1月25—28日单次散射反照率440 nm日平均值模拟加热率随单次散射反照率的变化(图8),以25日($\text{PM}_{2.5}$ 质量浓度为 $8.24 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$,440 nm AOD为0.13)代表清洁日和27日($\text{PM}_{2.5}$ 质量浓度为 $83.21 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$,440 nm AOD为2.48)代表污染日的两种气溶胶消光廓线进行敏感性试验。试验中 h_0 设为 30° 。结果表明:气溶胶散射能力增强会使短波辐射加热率随气溶胶单次散射反照率增大而减小,但不改变加热率的整体分布特征。清洁日气溶胶消光能力弱,散射性增强导致整层加热率降低,单次散射反照率从0.87增大至0.94,3.00 km高度内加热率平均值从 $5.58 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 降低至 $3.30 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,若不考虑单次散射反照率的变化会造成约16.2%的误差。污染日气溶胶中上层(1.50~3.00 km高度)加热率的变化与清洁日相

似,单次散射反照率由0.87增大至0.94,该层加热率平均值从 $18.51 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 降低至 $14.77 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,平均降低了 $3.74 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$,加热率极值降低了 $13.58 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。气溶胶散射能力增强导致进入低层大气的太阳辐射增加,1.50 km高度内气溶胶加热率从 $0.47 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 提升至 $1.28 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。污染过程中气溶胶散射能力更强,加热率变化对于单次散射反照率更敏感。精确测算污染过程中气溶胶散射特性,对于准确模拟气溶胶短波辐射效应尤为重要。

3.3.4 污染过程辐射加热率逐时变化特征

根据太阳高度角的变化规律,利用1月27日白天逐2 h气溶胶消光系数廓线,讨论加热率逐时变化特征。由图9可以看到,27日08:00消光系数最大值出现在1.04 km高度处,约为 0.64 km^{-1} ,12:00消光系数最大值出现在1.38 km高度处,约为 0.75 km^{-1} ,说明大气升温有利于地面污染物抬升。污染过程中3.00 km高度内消光系数和加热率平均变化:08:00 h_0 只有 4° ,消光系数为 0.39 km^{-1} ,整层加热率约为 $0.53 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$;12:00 h_0 增大到 27° ,

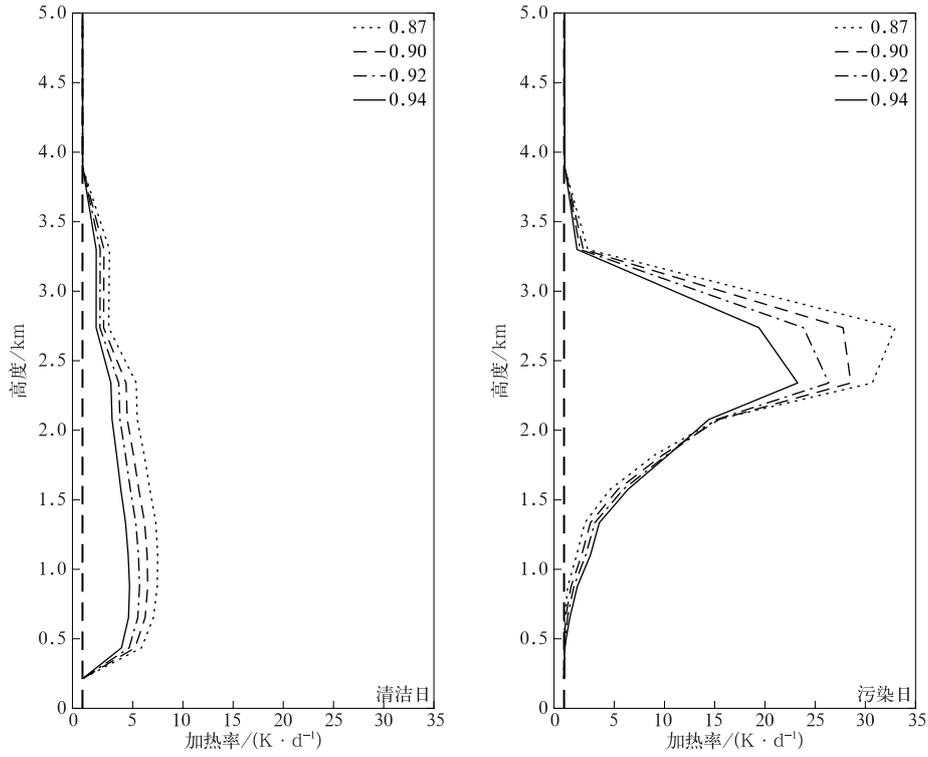


图 8 清洁日和污染日短波辐射加热率随单次散射反照率垂直变化趋势
Fig. 8 The vertical distribution of solar radiative heating rate with single scattering albedo in clear day and pollution day

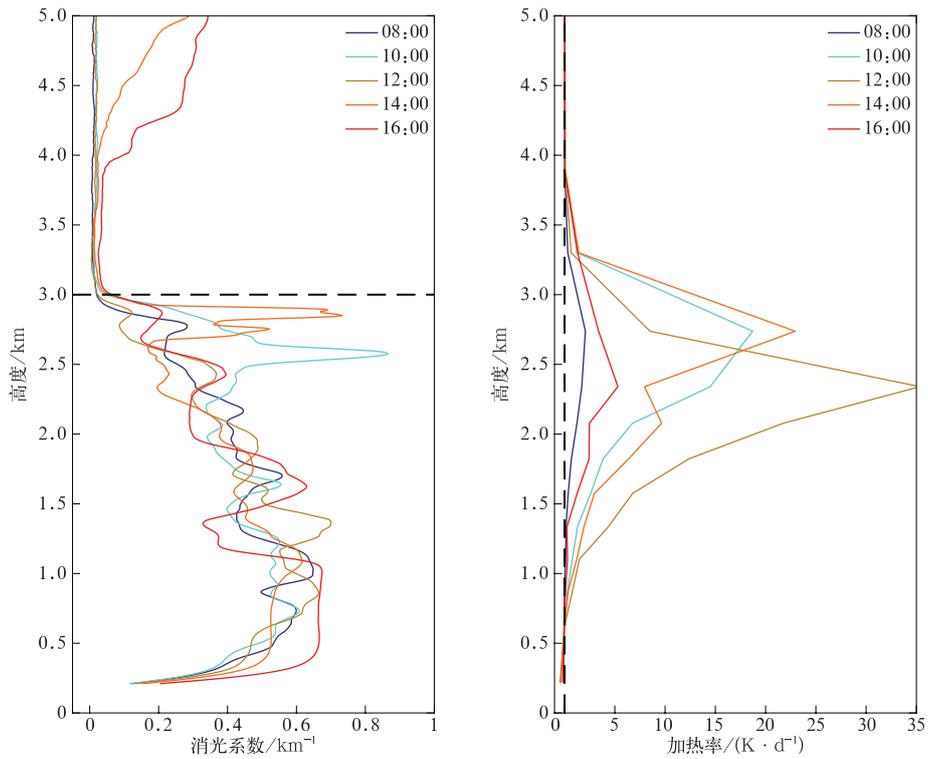


图 9 2018 年 1 月 27 日北京白天大气消光系数和短波辐射加热率的垂直分布
Fig. 9 Vertical distribution of day-time extinction coefficient and solar radiative heating rate in Beijing on 27 Jan 2018

消光系数为 0.41 km^{-1} , 整层加热率增加至 $7.62 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 加热率极值为 $35.34 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$; 16:00 h_0 降低为 8° , 消光系数为 0.43 km^{-1} , 整层加热率降低至 $1.37 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。可以看出, 一日之内太阳高度角的变化, 引起短波辐射加热率的变化幅度非常大, 加热率最大平均值和极大值均出现在 12:00。值得注意的是, 与无气溶胶情况相比, 0.50 km 高度内 08:00 和 16:00 加热率平均值分别降低了 $0.13 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $0.08 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 这主要是由于气溶胶层对太阳辐射的吸收和散射会减少抵达低层大气的太阳辐射, 低层加热率由低层气溶胶的吸收作用和中上层气溶胶对太阳辐射的阻挡作用共同影响, 气溶胶消光性增强实质上减弱了对低层大气加热作用, 这与 Liou^[16] 的研究结果相一致。

4 结 论

针对 2018 年 1 月 25—28 日北京一次典型气溶胶爆发性增长的污染过程, 利用地基激光雷达和太阳光度计反演的气溶胶垂直消光系数及光学特性参数, 结合地面 $\text{PM}_{2.5}$ 连续观测数据分析了污染过程中气溶胶光学特性变化, 利用短波辐射传输模式评估了晴空条件下 3.00 km 高度内气溶胶质量浓度、散射能力和太阳高度变化对短波辐射加热率的影响。主要结论如下:

1) 清洁大气条件下, $\text{PM}_{2.5}$ 日平均质量浓度为 $8.24 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ (25 日) 和 $12.83 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ (28 日), 消光系数均低于 0.10 km^{-1} , 大气中气溶胶含量低, 气溶胶消光作用弱; 污染过程 (26—27 日) 中气溶胶爆发性增长, 气溶胶消光作用增强, 散射能力增强。污染最严重的 27 日 440 nm AOD 达到 2.48, $\text{PM}_{2.5}$ 质量浓度为 $83.21 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 440 nm 单次散射反照率增大至 0.92, 主要消光层厚度达到 3.00 km 高度, 消光系数平均值为 0.43 km^{-1} , 是 25 日消光系数的 9.2 倍。

2) 清洁大气条件下, 气溶胶对于太阳辐射主要表现为弱吸收作用, 3.00 km 高度内加热率分别约为 $5.39 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ (25 日) 和 $4.01 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ (28 日)。污染过程中, 气溶胶垂直方向不均匀分布, 对大气加热作用集中在气溶胶中上层, 低气溶胶层加热作用较弱。当 3.00 km 高度内平均消光系数为 0.43 km^{-1} 时 (27 日), $1.50 \sim 3.00 \text{ km}$ 高度加热率为 $13.89 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 1.50 km 高度内加热率为 $0.99 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 加热率

极值出现在 2.74 km 高度处, 约为 $23.94 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

3) 气溶胶散射能力变化对短波辐射加热率的影响显著, 且在污染天气条件下影响更大。污染天气条件下, 3.00 km 高度内消光系数平均值为 0.43 km^{-1} 时, 单次散射反照率从 0.87 增加到 0.94, 气溶胶中上层的加热率降低 $3.74 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 低层加热率提高 $0.81 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

4) 27 日白天 (08:00—17:00) 气溶胶消光系数和加热率垂直变化表明: 太阳高度角的日变化导致最大消光系数高度从地面逐渐抬升后下沉, 12:00 在 1.30 km 高度达到最大高度。气溶胶对大气加热作用也在 12:00 达到最强, 3.00 km 高度以下加热率平均值约为 $7.62 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 极值高达 $35.34 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

综上所述, 短波辐射加热率主要依赖于气溶胶的质量浓度及其垂直分布, 还受到气溶胶单次散射反照率和太阳高度角的影响。因此, 当运用集合模式对污染过程进行模拟时, 需重点考虑这些因素的变化, 避免造成较大误差。值得注意的是, 本文仅理想化计算了晴空条件下 3.00 km 高度内气溶胶变化导致短波辐射加热率的改变, 实际过程中 $4.50 \sim 6.00 \text{ km}$ 高度有高云存在, 会对短波加热率造成一定影响, 在今后的工作中会进行更深入研究。

致 谢: 感谢 AERONET-IAP 站首席研究员陈洪滨老师提供的数据支持及长期以来对于站点维护、数据传输做出的贡献; 感谢中国科学院安徽光学精密机械研究所的王珍珠副研究员及中国气象科学研究院的赵胡笛、郑宇、桂柯等的大力帮助。

参 考 文 献

- [1] Tegen I, Lacis A, Fung I. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 1996, 380: 419-422.
- [2] Quijano A, Sokolik I, Toon O. Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. *J Geophys Res*, 2000, 105(D10): 12207-12219.
- [3] 徐影, 丁一汇, 赵宗慈. 近 30 年人类活动对东亚地区气候变化影响的检测与评估. *应用气象学报*, 2002, 13(5): 513-525.
- [4] Allen S, Plattner G, Nauels A, et al. Climate change 2013: The physical science basis. An overview of the working group 1 contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change (IPCC). *Computational Geometry*, 2007, 18(2): 95-123.
- [5] 王海啸, 黄建国, 陈长和. 城市气溶胶对短波辐射的影响及其在边界层温度变化中的反映. *气象学报*, 1993, 51(4): 457-464.

- [6] 李德平,程兴宏,孙治安,等.北京不同区域气溶胶辐射效应.应用气象学报,2018,29(5):99-108.
- [7] Xu J, Li C, Shi H, et al. Analysis on the impact of aerosol optical depth on surface solar radiation in the Shanghai megacity, China. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 3281-3289.
- [8] 申绍华. 对流层气溶胶和云的大气辐射加热特征. 大气科学, 1991, 15(6): 89-98.
- [9] Toon O B, McKay C P, Ackerman T P, et al. Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. *J Geophys Res Atmos*, 1989, 94(D13): 16287-16301.
- [10] Zhang X, Zhong J, Wang J, et al. The interdecadal worsening of weather conditions affecting aerosol pollution in the Beijing area in relation to climate warming. *Atmos Chem Phys: Discussions*, 2018, 18(8): 5991-5999.
- [11] Wang H, Peng Y, Zhang X, et al. Contributions to the explosive growth of PM_{2.5} mass due to aerosol-radiation feedback and decrease in turbulent diffusion during a red alert heavy haze in Beijing-Tianjin-Hebei, China. *Atmos Chem Phys*, 2018, 18(23): 17717-17733.
- [12] Che H, Xia X, Zhu J, et al. Column aerosol optical properties and aerosol radiative forcing during a serious haze-fog month over North China Plain in 2013 based on ground-based sun-photometer measurements. *Atmos Chem Phys*, 2014, 14(4): 2125-2138.
- [13] García O E, Díaz J P, Expósito F J, et al. Aerosol Radiative Forcing; AERONET Based Estimates, Climate Models. 2012.
- [14] Li Z, Xia X, Cribb M, et al. Aerosol optical properties and their radiative effects in northern China. *J Geophys Res*, 2007, 112: D22S01.
- [15] Zheng Y, Che H, Xia X, et al. Five-year observation of aerosol optical properties and its radiative effects to planetary boundary layer during air pollution episodes in North China: Inter-comparison of a plain site and a mountainous site in Beijing. *Science of The Total Environment*, 2019, 674: 140-158.
- [16] Liou K, Sasamori T. On the transfer of solar radiation in aerosol atmosphere. *J Atmos Sci*, 1975, 2: 2166-2177.
- [17] 张华, 马井会, 郑有飞. 黑碳气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究. 大气科学, 2008, 32(5): 1147-1158.
- [18] 王宏, 石广玉, 王标, 等. 中国沙漠沙尘气溶胶对沙漠源区及北太平洋地区大气辐射加热的影响. 大气科学, 2007, 33(1): 515-526.
- [19] 田华, 马建中, 李维亮, 等. 中国中东部地区硫酸盐气溶胶直接辐射强迫及气候效应的数值模拟. 应用气象学报, 2005, 16(3): 322-333.
- [20] 迟如利, 吴德成, 刘博, 等. 双波长米散射激光雷达探测对流层气溶胶消光特性. 光谱学与光谱分析, 2009, 29(6): 1468-1472.
- [21] Sheng Z, Che H, Chen Q, et al. Aerosol vertical distribution and optical properties of different pollution events in Beijing in autumn 2017. *Atmos Res*, 2019, 215: 193-207.
- [22] 刘东, 陶宗明, 吴德成, 等. 三波长拉曼偏振激光雷达系统研制及探测个例. 光学学报, 2013, 33(2): 223-228.
- [23] 沈吉, 曹念文. 米-拉曼散射激光雷达反演对流层气溶胶消光系数廓线. 中国激光, 2017, 44(6): 304-313.
- [24] 唐英杰, 马舒庆, 杨玲, 等. 云底高度的地基毫米波云雷达观测及其对比. 应用气象学报, 2015, 26(6): 680-687.
- [25] Holben B, Eck T, Slutsker I, et al. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens Environ*, 1998, 66: 1-16.
- [26] Chou M, Suarez M. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies. *NASA Tech Memo*, 1999, 10460: 48.
- [27] 沈元芳, 刘洪利, 刘煜, 等. GRAPES 紫外线 (UV) 数值预报. 气象科技, 2009, 37(6): 697-704.
- [28] 颜鹏, 刘桂清, 周秀骥, 等. 上甸子秋冬季雾霾期间气溶胶光学特性. 应用气象学报, 2010, 21(3): 257-265.
- [29] 杨东贞, 于海青, 丁国安, 等. 北京北郊冬季低空大气气溶胶分析. 应用气象学报, 2002, 13(增刊 I): 113-126.
- [30] 贾小芳, 颜鹏, 孟昭阳, 等. 2016年11—12月北京及周边重污染过程PM_{2.5}特征. 应用气象学报, 2019, 30(3): 302-315.
- [31] Petäjä T, Järvi L, Kerminen V, et al. Enhanced air pollution via aerosol-boundary layer feedback in China. *Sci Rep*, 2016, 6: 18998.
- [32] 李成才, 刘启汉, 毛节泰, 等. 利用MODIS卫星和激光雷达遥感资料研究香港地区的一次大气气溶胶污染. 应用气象学报, 2004, 15(6): 641-650.
- [33] Liu Q, Ding D, Huang M, et al. A study of elevated pollution layer over the North China Plain using aircraft measurements. *Atmos Environ*, 2018, 190: 188-194.
- [34] Sassen K. The Polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment. *Bull Amer Meteor Soc*, 1992, 72(12): 1848-1866.
- [35] Che H, Zhao H, Wu Y, et al. Analyses of aerosol optical properties and direct radiative forcing over urban and industrial regions in Northeast China. *Meteor Atmos Phys*, 2015, 127(3): 345-354.
- [36] 车慧正, 张小曳, 石广玉, 等. 沙尘和灰霾天气下毛乌素沙漠地区大气气溶胶的光学特征. 中国粉体技术, 2005, 11(3): 4-7.
- [37] 杨先逸, 车慧正, 陈权亮, 等. 天空辐射计观测反演北京城区气溶胶光学特性. 应用气象学报, 2020, 31(3): 373-384.
- [38] 王跃思, 辛金元, 李占清, 等. 中国地区大气气溶胶光学厚度与Ångström参数联网观测(2004-08—2004-12). 环境科学, 2006, 27(9): 1703-1711.
- [39] Ångström. The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 1964, 16: 64-75.
- [40] 杨溯, 石广玉, 王标, 等. 气溶胶光学厚度谱特征判断粒子大小方法初探. 应用气象学报, 2011, 22(2): 152-157.

Aerosol Optical Properties and Radiative Effects During a Pollution Episode in Beijing

Liang Yuanxin¹⁾ Che Huizheng¹⁾ Wang Hong¹⁾ Peng Yue¹⁾ Zhang Yangmei¹⁾ Tao Fa²⁾

¹⁾ (State Key Laboratory of Severe Weather (LASW) & CMA Key Laboratory for Atmospheric Chemistry, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

²⁾ (CMA Meteorological Observation Center, Beijing 100081)

Abstract

Based on continuous observations of aerosol optical properties from sun-photometer and PM_{2.5} concentration, the variation of aerosol optical depth, single scattering albedo and asymmetry factor during a pollution episode in Beijing from 25 January to 28 January in 2018 are analyzed. Combined with Raman-Mie Lidar vertical detection, the vertical variation of aerosol extinction coefficient is analyzed in detail. Based on ground-based observations, using a shortwave radiative transfer model, the shortwave radiative heating rates under the clear sky background during the pollution episode are calculated. Results show that under clean condition (25 January 2018), the average daily PM_{2.5} concentration is 19.00 $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, aerosol optical depth at 440 nm is 0.13, single scattering albedo is 0.87, and the extinction coefficient of aerosol is less than 0.10 km^{-1} . During the pollution episode (26–27 January 2018), the average daily PM_{2.5} concentration is 83.21 $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, aerosol optical depth is 2.48, single scattering albedo increases to 0.94, the main aerosol extinction layer height increases to 3.00 km and the mean extinction coefficient of the whole layer is 0.43 km^{-1} . The aerosol layer can heat the atmosphere evidently, the magnitude of radiative heating rates by aerosol depends on distribution of the aerosol in the vertical direction, and the heating rate under the concentrated heating layer decreases rapidly. Under clean condition, extinction coefficient is less than 0.1 km^{-1} which causes the shortwave radiative heating rate of aerosol layer within 10.00 $\text{K} \cdot \text{day}^{-1}$. During the pollution episode, the strong heating effect in the middle and upper aerosol layers (1.50–3.00 km) where the average shortwave radiative heating rate reaches 13.89 $\text{K} \cdot \text{day}^{-1}$, while the lower aerosol layer (within 1.50 km) has a weak heating effect, and the average shortwave radiative heating rate within 1.50 km is only 0.99 $\text{K} \cdot \text{day}^{-1}$. Heating rate accuracy is affected by single scattering albedo, the increased aerosol scattering ability would weaken the heating effect on the atmosphere, and the heating rate in pollution condition is more sensitive to changes of aerosol scattering ability. With the mean extinction coefficient of the whole layer being 0.43 km^{-1} , the increase of single scattering albedo from 0.87 to 0.94 cause the heating rate of the upper and middle aerosol layers decreases by 3.74 $\text{K} \cdot \text{day}^{-1}$, while the heating rate of the lower aerosol layer increases by 0.81 $\text{K} \cdot \text{day}^{-1}$ on 27 January 2018.

Key words: Lidar; aerosol extinction coefficient; vertical profile; radiative heating rate; Beijing