

杨怡曼,周毓荃,蔡兆鑫,2020. 气溶胶垂直分布及活化特性的飞机观测个例研究[J]. 气象,46(9):1199-1209. Yang Y M,Zhou Y Q,Cai Z X,2020. A case study of aircraft observation of aerosol vertical distribution and activation characteristics[J]. Meteor Mon,46(9):1199-1209(in Chinese).

气溶胶垂直分布及活化特性的飞机观测个例研究*

杨怡曼¹ 周毓荃² 蔡兆鑫^{3,4}

1 南京信息工程大学,南京 210044

2 中国气象科学研究院,北京 100081

3 山西省人工降雨防雹办公室,太原 030002

4 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院,北京 100875

提 要: 为了解气溶胶以及云凝结核(cloud condensation nuclei,CCN)活化谱的垂直分布特征,利用 2014 年 7 月 30 日在山西开展的机载和地面观测获得的气溶胶和 CCN 数据,分析研究了 CCN 活化谱函数($N=C \cdot S^k$)参数 C 和 k 的垂直分布规律和气溶胶的活化特征。结果表明:本次过程气溶胶的垂直分层明显,不同区域气溶胶的垂直分布存在差异,按照位温变化特征自下而上可分为四层,气溶胶数浓度、有效直径和粒子谱等垂直分布特征和层结特性关系密切,CCN 活化谱参数 k 受气溶胶的化学组分及粒子谱共同影响,四层的 k 值差异较大,其中第一层 k 值随着高度增大,最大值为 1,第二层的 k 先减小后增大,在 1700~2000 m 处最低,为 0.3,第三层的 k 变化不大,在 0.8 左右,第四层稳定到 0.6。观测区域气团后向轨迹模拟结果显示:不同高度层气溶胶来源差异较大,1000 和 2000 m 高度的气团分别来源于山西东南方向的华北平原和西侧的黄土高原,3000 m 以上的高空气团来源于西北方的蒙古国。各层 C 、 k 结果与相应来源地的地面 CCN 活化谱的观测结果有较好的对应关系,气溶胶的性质与相应来源地的地面气溶胶性质较为一致。不同高度气溶胶来源差异是导致气溶胶分布以及 CCN 活化谱存在明显分层的原因。

关键词: 气溶胶,CCN,垂直分布,活化特性,飞机观测

中图分类号: P412

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.09.007

A Case Study of Aircraft Observation of Aerosol Vertical Distribution and Activation Characteristics

YANG Yiman¹ ZHOU Yuquan² CAI Zhaoxin^{3,4}

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Weather Modification Office of Shanxi Province, Taiyuan 030002

4 College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875

Abstract: In order to study the vertical distribution of aerosol and cloud condensation nuclei (CCN) spectra, we combined the aerosol data with CCN data from aircraft and surface observations conducted in Shanxi on 30 July 2014 to analyze the vertical distribution of the parameters C and k of the CCN spectrum ($N=C \cdot S^k$) and the activation characteristics of aerosols. The results show that the vertical stratification of aerosols in this process is obvious, and the vertical distribution of aerosols in different regions is different. According to the characteristics of potential temperature change, it can be divided into four layers from

* 国家重点研发计划(2016YFA0601700)、国家自然科学基金项目(41805111)和山西省气象局重点项目(SXKZDRY20185106)共同资助
2019 年 1 月 8 日收稿; 2020 年 7 月 28 日收修定稿

第一作者:杨怡曼,主要从事气溶胶和云降水的相互作用研究. E-mail:398045609@qq.com

通讯作者:周毓荃,主要从事云降水物理和人工影响天气研究. E-mail:zhouyq05@163.com

bottom to top. The vertical distribution characteristics such as aerosol concentration, effective diameter and particle spectrum are closely related to the stratification. The k is affected by the aerosol's chemical composition and the particle spectrum, and the k of each layer is different. The k value of the first layer increases with height and the maximum value is 1. The k value of the second layer decreases first then goes up. It is the lowest between 1 700 m and 2 000 m, being 0.3. The third layer has little change in k , about 0.8, and the fourth layer stabilizes to 0.6. The aerosol sources are different in each layer by the backward trajectory modeling, and the properties of the aerosol are consistent with the ground aerosol properties of the corresponding source. The air masses at heights of 1 000 m and 2 000 m from the North China Plain in the southeast of Shanxi and the Loess Plateau to the west, respectively. The air mass above 3 000 m is from Mongolia in the northwest. So, differences in vertical aerosol sources are responsible for the apparent stratification of the aerosol distribution and CCN spectrum.

Key words: aerosol, cloud condensation nuclei (CCN), vertical distribution, activation characteristics, aircraft observation

引 言

大气气溶胶一方面通过吸收和反射太阳与地面辐射来影响大气辐射平衡对气候系统产生直接影响,另一方面可作为云凝结核(cloud condensation nuclei, CCN),对大气辐射平衡产生间接影响(Lohmann and Feichter, 2005)。受人类活动的影响,各地区排放的人为气溶胶会在不同程度上对当地气候和环境产生影响(盛裴轩等, 2003; Li et al, 2009; Junge and McLaren, 1971; 李占清, 2016; 郭凤霞和戚俊, 2018; 刘琳等, 2018)。目前人们对于气溶胶的时空分布、活化特性、与云滴的转化关系的认识仍然存在很多不足,对气溶胶的了解程度远远不足以量化它的气候效应(卢广献和郭学良, 2012; 石广玉等, 2008; Landman, 2010; 王志立, 2011)。气溶胶的垂直分布状态和粒子尺度分布对评估和计算气溶胶的直接与间接辐射强迫有很大的影响(Landman, 2010; Haywood and Boucher, 2000; Gobbi et al, 2004); CCN 是指一定过饱和度下能够活化的气溶胶粒子,作为气溶胶形成云滴的中间过程,对 CCN 的研究是云和气溶胶相互作用研究的一个重要环节。利用气溶胶和 CCN 的观测设备,在国内外许多地区开展了地面观测试验,发现不同地区、不同天气条件下 CCN 数浓度之间存在很大差异。因此,开展气溶胶及 CCN 的垂直分布和活化特性研究具有十分重要的意义。

国内外的一些研究人员利用机载气溶胶探测设备对气溶胶的空间分布开展了一定的观测,并取得

了一些成果。研究发现,大气层结与气溶胶垂直分布特征有着明显的关联(Johnson et al, 2000; 杨军等, 2000),逆温层和相对湿度峰值区存在气溶胶粒子的累积(孙玉稳等, 2012; 范焘等, 2007; 游积平等, 2015; 张佃国等, 2007),不同的天气形势下大气层结的变化使得气溶胶数浓度(N_a)分布也有着明显不同(马新成等, 2011; 孙霞等, 2012; 姚青等, 2016; 胡向峰等, 2017)。对于气溶胶数密度谱分布来说,谱型大多呈单峰分布(范焘等, 2007),谱宽随高度的增加而变窄(游积平等, 2015),可用多个对数正态拟合曲线进行拟合(胡向峰等, 2016; 张瑜等, 2007; 孙玉稳等, 2010);而李军霞等(2014)对山西中部地区大气气溶胶空间分布特性进行了观测,发现气溶胶粒子谱随高度的增加略有展宽。由此可见,由于实际大气层结和气溶胶分布的复杂性,研究者们根据每一次个例的情况得出的关于气溶胶垂直分布结论都不尽相同。因此,对于不同的个例,分析层结和气溶胶的垂直分布都是必不可少的环节,是研究气溶胶活化特性的垂直分布和气候效应的基础。

针对 CCN 的垂直分布, Hudson et al(1998)利用飞机观测数据分析了澳大利亚南部海域的 CCN 垂直廓线, Adhikari et al(2005)在日本西南部的岛屿上进行的飞机观测试验中发现 CCN 的数浓度和气溶胶数浓度呈现线性相关关系,清洁海洋大气中 CCN 和气溶胶数浓度的比值高于陆地边界层大气。李军霞等(2015)分别利用西北地区和山西的飞机资料对 CCN 的垂直分布进行分析,发现两地的 CCN 都主要来自地面,其随高度的增加而减小,与气溶胶的分布较为一致。胡向峰等(2016)研究了不同高度

的CCN与气溶胶数浓度比例,受气溶胶来源及特性差异的影响,在0.3%过饱和度下,3000 m以下的气溶胶活化为CCN的比例不到20%,3000 m以上活化比例高达50%。对CCN活化特性的研究大多是在地面上展开的,将云凝结核计数器(cloud condensation nuclei counter,CCNc)放置在地面,最多可设置五个不同过饱和度来进行循环观测,得到CCN的日变化和年变化特征(李军霞等,2015),使用 $N=C \cdot S^k$ 函数进行拟合,可得到CCN的活化谱(黄庚等,2002)。C和气溶胶的污染程度相关,k隐含了气溶胶的尺度分布和活化性质信息,可根据C和k把过饱和度谱分为大陆型($C \geq 2200 \text{ cm}^{-3}, k < 1$)、过渡型($1000 \text{ cm}^{-3} < C < 2200 \text{ cm}^{-3}, k > 1$)和海洋型($C \leq 1000 \text{ cm}^{-3}, k < 1$)(Twomey,1959)。活化谱参数不仅能表示气溶胶的活化能力,还能获得任意过饱和度下CCN的数浓度,因此,获得并对空中C和k的垂直分布的分析是很有必要的。若能得到C和k的时空分布信息,则能更好地了解气溶胶的活化和成核云滴的能力。为了知道气溶胶的活化谱是否符合指数公式 $N=C \cdot S^k$,需要对多个过饱和度和值进行连续的观测,由于观测仪器和条件的限制,这类工作目前只能在地面(或高山站),或者利用飞机搭载的云凝结核计数器(CCNc-100)在空中某一高度开展。本文所用的设备为云凝结核计数器CCNc-200,可同时测量两个过饱和度下的CCN数浓度,因此可以在符合公式 $N=C \cdot S^k$ 的前提下算出参数C和k的垂直分布,本文通过地面观测,检验了本地CCN活化谱符合 $N=C \cdot S^k$,因此认为CCN活化谱在空中也符合指数分布。气溶胶的垂直分布对其活化性质和CCN的垂直分布有一定的影响,同时个例所表现出来的垂直分布不尽相同,因此分析层结和气溶胶的垂直分布非常关键。

山西位于黄河中游东岸黄土高原上,是煤炭能源重化工基地,环境污染较为严重,了解该地区的气溶胶垂直分布状况和活化性质等特征具有重要意义。山西省人工降雨防雹办公室于2014年在忻州地区针对气溶胶的物理特性开展了飞机和地面的联合观测,利用2014年7月30日飞机和地面观测的气溶胶和CCN数据,通过分析气溶胶以及CCN活化谱在不同高度的分布,研究不同高度气溶胶的活化性质,为进一步研究空中气溶胶的活化性质提供

依据。

1 仪器与资料介绍

1.1 仪器介绍

1.1.1 机载仪器介绍

本次试验的探测飞机为运-12飞机,其巡航速度为 $60 \sim 70 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,爬升和下降速度为 $2 \sim 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,飞机上搭载了美国DMT公司的被动腔式气溶胶探头(passive cavity aerosol spectrometer probe,PCASP-100X)、CCNc-200、综合气象要素测量系统(Aircraft-Integrated Meteorological Measurement System,AIMMS-20)和云粒子探头(cloud droplet probe,CDP)。

PCASP-100X主要用于测量空气中粒径为 $0.1 \sim 3 \mu\text{m}$ 范围内的气溶胶粒子,分为30个间隔不等的测量通道,可对探测装置进行加热,得到干气溶胶的信息,CCNc-200内设两个高50 cm、内径2.3 cm的圆柱形连续气流纵向热梯度云室(Roberts and Nenes,2005),两个云室可以同时使用且互不干扰,设置的过饱和度范围为 $0.07\% \sim 2.0\%$,可设置为固定过饱和度,也可设定最多5个不同的过饱和度进行循环过饱和度观测,本次观测把两个云室的过饱和度分别设为 0.3% 和 0.6% 。飞机观测时,粒子采样进气口位于飞机头部,CCNc-200上加装美国DMT公司生产的稳流器(CCN inlet pressure controller,CIPC),用以减少由于气压的变化对粒子采样和实际云室内过饱和度变化造成的影响。AIMMS-20主要用于测量温度、湿度、相对湿度、轨迹等气象要素。CDP测量范围为 $2 \sim 50 \mu\text{m}$,共分为30档,前12档分辨率为 $1 \mu\text{m}$,后面18档分辨率为 $2 \mu\text{m}$,可以用来测量霾、云滴等粒子;所有仪器采样频率为1 Hz,观测前均经过地面标定,按照飞机的航速,可得到相当于空间 $60 \sim 70 \text{ m}$ 气溶胶和CCN的数浓度、粒径和数谱的平均分布。

1.1.2 地面仪器介绍

地面观测布设在忻州观测站,与飞机观测同时展开,距飞机起降机场约78 km。观测仪器主要为:扫描迁移率粒径分析仪(scanning mobility particle sizer,SMPS)和CCNc-100,SMPS包括一个差分迁

移率分析仪(differential mobility analyser, DMA), 用于筛选特定粒径范围的粒子, 和一个凝结核计数器(condensation particle counters, CPC), 用于测量该选定尺寸范围内的所有粒子的数目; CCNc-100 用于测量气溶胶粒子在不同过饱和度下能够活化成为 CCN 的数目, 可测量的过饱和度为 0.07%~2%。根据 Rose et al (2008) 的方法, 在观测前后用硫酸铵校准 CCNc 的过饱和度。干燥的气溶胶在 DMA 中经过粒径筛选后利用 CPC 和 CCNc-100 观测凝结核(condensation nuclei, CN)和 CCN 的数浓度得到不同过饱和度下的地面气溶胶分档活化率曲线, 通过 DMA 和 CCNc-100 改变粒径和过饱和度, 得到地面 CCN 活化谱拟合曲线(邓兆泽等, 2012)。

1.2 资料和数据处理方法

1.2.1 观测得到的资料

选取 2014 年 7 月 30 日的飞机和地面观测资料。飞行探测时间为 15:05—16:40, 地面观测与飞机观测同时展开。飞机观测得到飞机轨迹上粒径范围为 0.1~3 μm 气溶胶谱分布, 过饱和度为 0.3% 和 0.6% 下的 CCN 数浓度和粒径范围为 2~50 μm 的云粒子谱分布。地面观测得到不同粒径范围的气溶胶数浓度和 0.07%, 0.1%, 0.2%, 0.4% 和 0.8% 共 5 个过饱和度下的 CCN 数浓度。

1.2.2 数据处理方法

因为云滴的干扰, PCASP 在云中的测量结果不准确(Kleinman et al, 2012), 因此要剔除云内数据。参考 Hobbs(1991)方法, 将 CDP 数浓度大于 10 个 $\cdot\text{cm}^{-3}$ 认为入云, 否则为云外。气溶胶有效直径(ED)、数密度谱 $n(D_i)$ 计算方法如下:

$$ED = \frac{\int_0^{\infty} N(D_i) D_i^3 dD_i}{\int_0^{\infty} N(D_i) D_i^2 dD_i} \quad (1)$$

$$n(D_i) = \frac{dN(D_i)}{dD_i} \quad (2)$$

式中: D_i 是第 i 档档宽, 单位: μm ; $N(D_i)$ 是第 i 档粒子数浓度, 单位: 个 $\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

活化谱公式 $N=C \cdot S^k$ 中的系数 C 和 k 计算方法如下:

$$k = \frac{\ln(N_1/N_2)}{\ln(S_1/S_2)} \quad (3)$$

$$C = N_1/S_1^k \quad (4)$$

式中: S_1 和 S_2 是 CCNc-200 设定的两个过饱和度; N_1 和 N_2 是两个过饱和度下的 CCN 数浓度, 单位: 个 $\cdot\text{cm}^{-3}$ 。本文分析垂直分布所使用的高度均为海拔高度, 某一高度的气溶胶谱分布为百米高度的平均, 例如 1500 m 处的气溶胶谱分布为 1450~1550 m 高度内气溶胶的平均谱分布。

2 观测结果与分析

2.1 气溶胶数浓度和数密度谱分布的垂直分布

2.1.1 数浓度的垂直分布

由于此次探测区域为山区, 受飞行安全高度限制(不低于 3600 m), 飞机难以下降至边界层内, 故选取飞机上升和下降两个飞行阶段进行垂直方向的气溶胶探测分析, 从而获得一定区域内垂直方向上的变化。2014 年 7 月 30 日飞行探测轨迹如图 1 所示, 其中上升阶段时间为 15:15:54—15:27:50, 下降阶段时间为 16:20:50—16:41:06。

图 2 分别是上升和下降阶段气溶胶数浓度和有效直径、温度和相对湿度以及位温的垂直分布。按照位温的定义, 位温是指气体从原有的压强与温度出发, 绝热膨胀或压缩到标准压强(1000 hPa)时的温度, 可用来比较不同气压下的气体热状态。当位温递减率 $\partial\theta/\partial z=0$ 时, 说明温度递减率 Γ 与干绝热减温率 γ 相同, 为中性层结; $\partial\theta/\partial z>0$ 时, $\Gamma<\gamma$, 为稳定层结; $\partial\theta/\partial z<0$ 时, $\Gamma>\gamma$, 为不稳定层结。不同性质气团的位温递减率有着不同的表现。为研究不同高度气溶胶的变化, 按照 $\partial\theta/\partial z$ 的变化特征对上升和下降阶段进行分层研究, 由图 2c 上升阶段可分为地面至 1500 m, 1500~2600 m, 2600~3300 m 以及 3300 m 以上四层, 分别称为第一层到第四层(对应图 2c 中 I、II、III、IV)。整个垂直方向上温度随着高度递减, 第三层平均相对湿度最大, 最高达到 80%; 各层的气溶胶也显示出不同的垂直变化: 第一层的气溶胶数浓度随着高度递减, 第二层随高度变化不明显, 第三层迅速递减, 第四层维持在 300 个 $\cdot\text{cm}^{-3}$, 但粒子有效直径离散度增大, 粒子在第四层分布的不均匀程度最大, 各层的 $\partial\theta/\partial z$ 均大于 0 且变化不大, 说明每层均是稳定层结, 大气对流很弱, 第一层和第三层的气溶胶主要聚集在各层底部。下降阶段可分为地面至 1500 m, 1500~2500 m, 2500~3600 m 以及 3600 m 以上四层(对应图 2f 中 I、

II、III、IV);在 3550~3850 m 存在逆温层(TIL),逆温层底层的相对湿度达到整层最大,而逆温层以上相对湿度只有 8%,2000~2500 m 高度范围的温度递减率达到极小值, $\partial\theta/\partial z > 0$ 且达到极大值,为稳定层结,抑制了近地面气溶胶的向上输送,因此 2000 m 以上的气溶胶数浓度急剧下降。第一层位温随高度增加不明显,存在对流,而第二层是一个稳定层结,抑制气团向上发展,因此造成了第一层气溶胶数浓度随高度增加,而第二层随高度迅速降低。由于在 3600 m 处有一个逆温层,且第三层的位温不随高度变化,大气有较明显的对流上升,导致气溶胶在 3600 m 高度处有所积累。因此,气溶胶的垂直分布与大气层结密切相关。

对比两个垂直探测阶段的分层情况,发现二者存在明显的差异,这是由于时间和空间的差异造成的。起飞阶段飞机是自西南向东北飞行,下垫面为

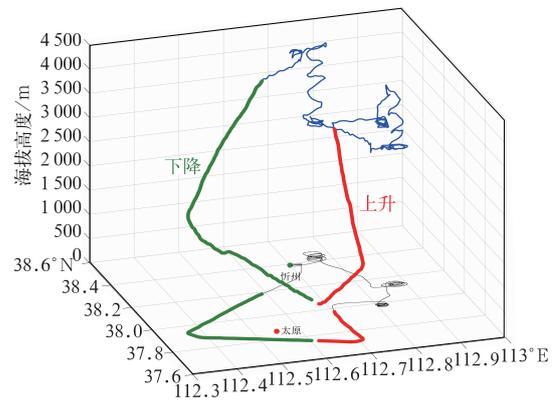


图 1 2014 年 7 月 30 日飞行轨迹 (红线代表上升段,绿线代表下降段,蓝线代表三维飞行轨迹,黑线代表投影至水平面的二维轨迹,红点代表太原城市,绿点代表忻州观测点)
Fig. 1 Flight trajectory on 30 July 2014 (red line for the ascending stage, green line for the descending stage, blue line for the 3-D flight trajectory, black line for the 2-D flight trajectory, red point for the Taiyuan City, green point for the Xinzhou Site)

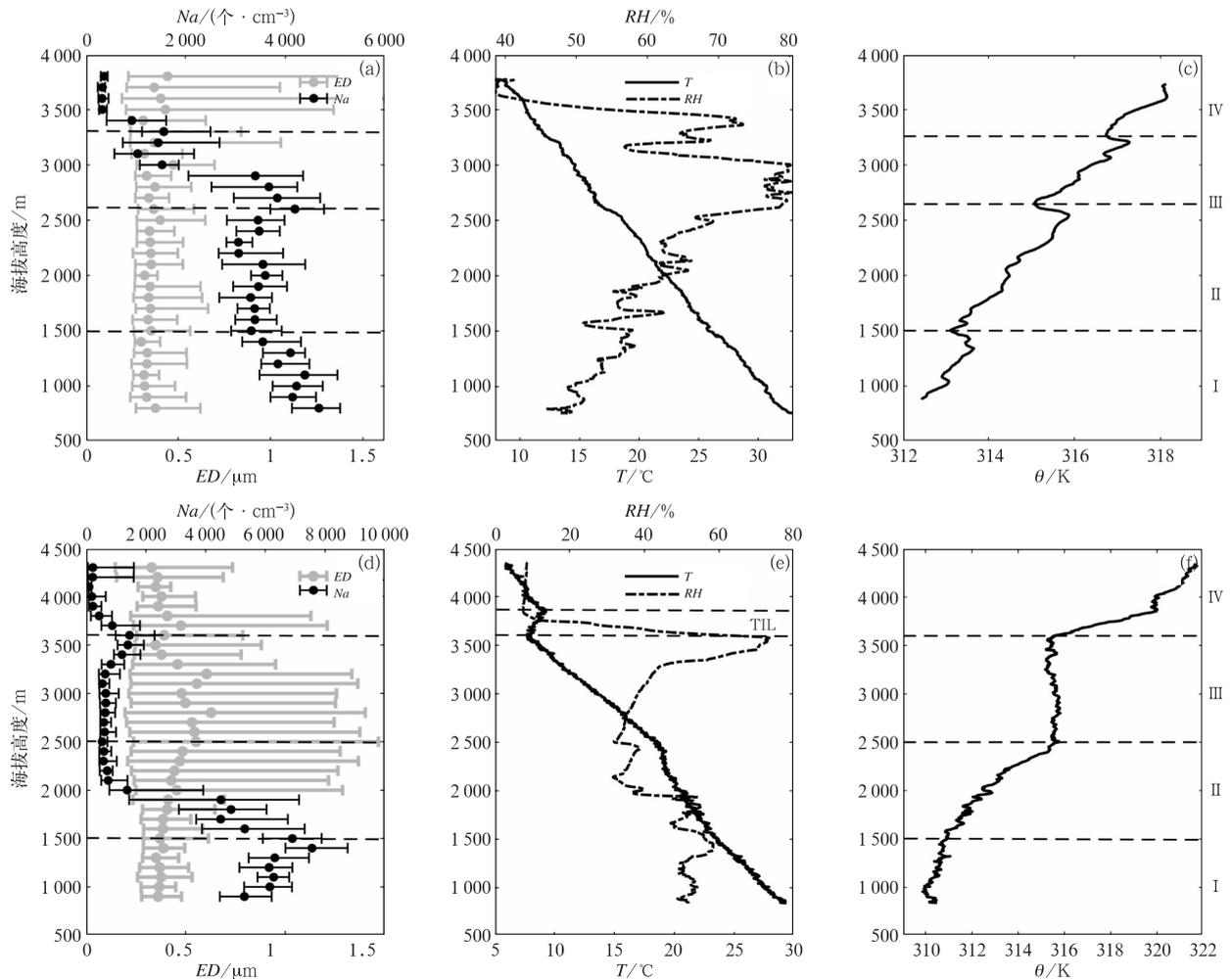


图 2 2014 年 7 月 30 日飞机个例的上升(a,b,c)和下降(d,e,f)阶段气溶胶数浓度(Na)和有效直径(ED)(a,d)、温度和相对湿度(b,e)、位温(c,f)的垂直分布

Fig. 2 Vertical distribution of aerosol concentration and ED (a, d), temperature and relative humidity (b, e), potential temperature (c, f) in ascending (a, b, c) and descending (d, e, f) stages of the flight case on 30 July 2014

风景区,最大海拔高度为 1 200 m,下降阶段是自西北向东南飞行,下垫面为太原市,海拔高度与机场相同,为 760 m。空间差异造成浓度垂直分布的明显不同,也充分说明气溶胶浓度的水平分布是不均匀的,因此两个阶段飞机观测到的数据更多是代表了它所经路径上的气溶胶特征,但两个阶段自身的水平距离不超过 20 km,且为均一下垫面,可近似认为两次的观测结果为两个时间、两个区域(上升时段和下降时段的水平范围)内的气溶胶垂直分布。

2.1.2 数密度谱的垂直分布

在气溶胶谱分布中,由于小粒子端的数浓度远远高于大粒子端,而气溶胶粒子的消光系数、含水量和雷达反射率分别与 D^2 、 D^3 、 D^6 相关,大粒子在计算以上物理量时就显得十分重要,而最小二乘法往往只能体现高数浓度的小粒子端气溶胶谱分布,定义 x 阶矩量 $M_x = \int_0^\infty N(D)D^x dD$, 在 Γ 分布 $N = N_0 D^\mu e^{-\lambda D}$ 中每个矩量由三个分布参数: N_0 、 μ 和 λ 决定,求 Γ 分布三个参数需要三个矩量,因此本节

利用阶矩法的 2、3、6 阶矩对多阶 Γ 函数 $N = N_0 D^\mu e^{-\lambda D}$ 进行拟合,拟合曲线见图 3,拟合参数见表 1。在多阶 Γ 函数 $N = N_0 D^\mu e^{-\lambda D}$ 中, $\lambda = (\mu + 3)$

$$\frac{M_2}{M_3}, \text{ 而 } ED = \frac{\int_0^\infty N(D)D^3 dD}{\int_0^\infty N(D)D^2 dD} = \frac{M_3}{M_2}, \text{ 因此 } ED \text{ 可利}$$

用 Γ 函数中 μ 和 λ 表示: $ED = (\mu + 3)/\lambda$ 。由图 3, 上升阶段第一到第三层的谱型接近,谱宽随高度拓宽,由于大粒子随高度的增多导致高层平均 ED 增大,第四层大于 $1 \mu\text{m}$ 的大粒子浓度过低,谱宽最窄,粒子平均有效直径也最小;下降阶段平均数浓度随高度明显减小,各层的平均谱均存在明显差异,第一到第三层的平均 ED 随高度增大,而第四层气溶胶数浓度最低,谱宽最窄,有效直径也最小。相比两个阶段有效直径,下降阶段整体大于上升阶段。

2.2 气溶胶活化特性

2.2.1 气溶胶地面活化特性

为了得到近地面不同粒径气溶胶粒子在不同过

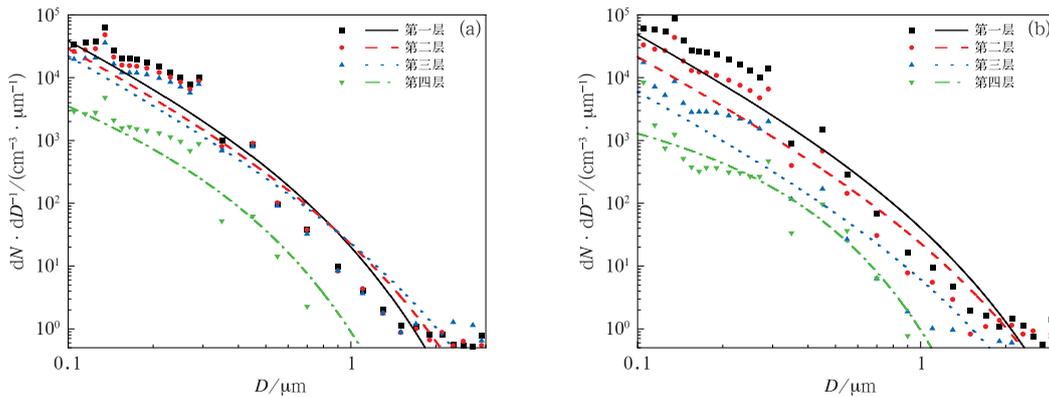


图 3 2014 年 7 月 30 日飞机个例的上升(a)和下降(b)阶段各层气溶胶谱分布拟合曲线

Fig. 3 Fitting curve of aerosol distribution in different layers in the ascending (a) and descending (b) stages of the flight case on 30 July 2014

表 1 2014 年 7 月 30 日飞机个例的各层 Γ 函数拟合气溶胶谱分布参数平均值

Table 1 Average parameters of the aerosol spectrum distribution fitted by the multi-order Γ function of different layers in the flight case on 30 July 2014

层数	上升阶段				下降阶段			
	$N_0/\mu\text{m}^{(-1-\mu)} \cdot \text{cm}^{-3}$	μ	$\lambda/\mu\text{m}^{-1}$	$ED/\mu\text{m}$	$N_0/\mu\text{m}^{(-1-\mu)} \cdot \text{cm}^{-3}$	μ	$\lambda/\mu\text{m}^{-1}$	$ED/\mu\text{m}$
1	354.32	-2.16	2.86	0.29	199.78	-2.43	1.55	0.36
2	155.09	-2.35	1.94	0.33	94.72	-2.41	1.42	0.41
3	123.43	-2.43	1.41	0.40	25.55	-2.38	1.20	0.51
4	191.30	-1.49	5.37	0.28	536.66	-0.65	6.34	0.37

饱和度下的活化特性,2014 年夏季飞机探测期间,在山西忻州利用 SMPS 和 CCNc-100 进行了地面气溶胶分档活化率观测(李军霞等,2015)。图 4a 是 7 月 30 日得到的地面气溶胶分档活化率曲线,可以发现过饱和度大于 0.2% 开始有大量小于 0.1 μm 的气溶胶粒子开始活化,不同过饱和度下的活化比率随着粒径的增大最终稳定在 0.9 左右,说明有 10% 的气溶胶粒子在任何过饱和度条件下都不可能活化,这一结果和 Deng et al(2011)在天津武清的结果类似;图 4b 为 7 月 30 日平均地面 CCN 活化谱拟合曲线,发现活化谱拟合公式 $N=C \cdot S^k$ 对山西地区 7 月 30 日的地面 CCN 活化谱有着很好的拟合效果,假定空中的 CCN 也符合公式 $N=C \cdot S^k$,因此利用公式 $N=C \cdot S^k$ 对空中活化谱曲线进行拟合。

2.2.2 气溶胶垂直方向活化特性

在本次飞机试验中,将 CCNc-200 设定了两个不同的过饱和度(0.3% 和 0.6%),利用 $N=C \cdot S^k$ 计算得到 C 和 k 的数值,从而研究 CCN 数浓度 (N_{ccn})、 C 和 k 值在垂直方向上的变化以得到气溶胶在山西省上空的活化特性。

由于下降阶段 CCNc-200 在空中提前关机,因此只讨论上升阶段的 CCN 以及 C 和 k 的垂直分布。图 5 和表 2 分别为 N_{ccn} ,活化谱参数 C 、 k 的垂直分布和各层的平均值。图 5a 是两个过饱和度下 N_{ccn} 的剖面图,可发现其变化趋势一致,在 1500~1900 m 高度层随高度递增,其余高度层均随高度递减;图 5b 为计算得到的 C 值的垂直分布,在

2600 m 以下 C 值是随高度均匀减小的,2600~3300 m 高度层内 C 值从 6000 个·cm⁻³ 迅速减小到 1200 个·cm⁻³,海拔 3300 m 以上则一直维持在 700~1200 个·cm⁻³,随着高度的增加,可活化的粒子数一直是减少的;图 5c 是计算得到的 k 值的垂直分布,由图中发现 k 在垂直方向上存在很大的变化:1500 m 以下 k 值随着高度从 0.7 增大,最大值为 1.0,1500~2600 m 高度的 k 先减小后增大,在 1700~2000 m 处最低,2600~3300 m 的 k 变化不大,在 0.8 左右,在 3300 m 以上稳定到 0.6。

C 是过饱和度为 1% 下可活化为 CCN 的气溶胶数浓度,在 1% 的过饱和度下,基本能将所有可活化的气溶胶粒子活化,因此可以将 C 作为大气中可活化的粒子数,由图 4a 可知,7 月 30 日还有约 10% 的气溶胶在任何过饱和度条件下都不能活化,因此总的气溶胶数浓度大于 C 值。而 k 值所隐含的物理意义更为复杂:从公式上看, k 越大,表示当 S 增大时,活化的 CCN 越多;从函数图像角度来看, k 值代表了 CCN 活化率曲线的形状, $k=1$,表明 N_{ccn} 随着过饱和度呈现线性增加的趋势, $k<1$,随着过饱和度的增加, N_{ccn} 增长速率减小, $k>1$,随着过饱和度的增加, N_{ccn} 的增长速率增大。通过图 4a 我们假设每个过饱和度都对应一个截断直径,在某一过饱和度的条件下,大于截断直径的粒子中只有 90% 能活化,小于截断直径的粒子都不能活化。因此当过饱和度从 S_1 增大为 S_2 ,截断直径也从 D_1 减小为 D_2 ,多活化的粒子数就是这两个截断直径之间的粒子

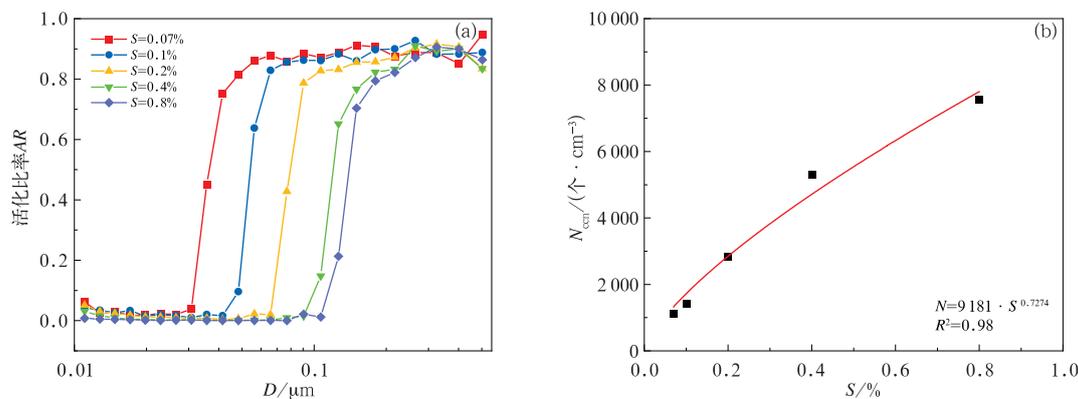


图 4 2014 年 7 月 30 日地面观测的气溶胶分档活化率曲线(a)和 CCN 活化谱拟合曲线(b)

Fig. 4 Average activation ratio curves for different supersaturation of aerosols (a) and CCN activation spectrum fitting curve (b) through ground-based observation on 30 July 2014

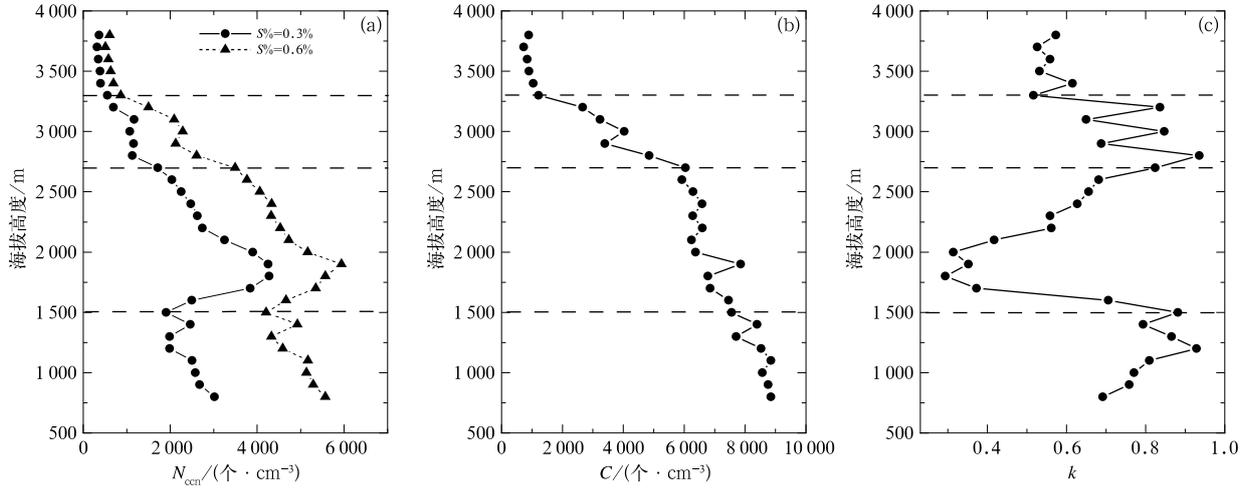


图 5 2014 年 7 月 30 日飞机个例的 CCN 数浓度 N_{ccn} (a)、活化谱参数 C (b) 和 k (c) 的垂直分布
 Fig. 5 Vertical distribution of N_{ccn} (a), C (b) and k (c) for the flight case on 30 July 2014

数,它会和两个因子相关,一是 D_1 、 D_2 这两个值之差,差大则多活化的粒子数可能也多;二是粒子谱,如果粒子谱的峰值恰好在这两个截断直径之间,那么会多活化很多粒子。前一个特性会和不同大小粒子的吸湿性增长特性有关,后一个则是和粒子谱相关。总的来说, k 的大小与不同粒径气溶胶的化学组分以及粒子谱相关,而计算得到四个层结的 k 值变化都不一样,说明每层的气溶胶活化性质以及粒子谱存在很大的变化。因此,空中气溶胶的活化性质不仅与地面气溶胶的活化性质相关,更与空中气团的性质相关。

2.3 各高度层气团后向轨迹模拟分析

为了解气溶胶活化性质在垂直方向上存在明显差异的原因,本节利用后向轨迹模式 HYSPLIT4 (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) 进一步分析各高度层气团的来源。HYSPLIT4 模型是由美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的空气资源实验室和澳大利亚气象局联

合研发的一种用于计算和分析大气污染物输送、扩散轨迹的专业模型,是大气科学界最广泛使用的大气传输和扩散模型之一。利用 HYSPLIT4 后向轨迹模式模拟计算了 2014 年 7 月 30 日山西中部地区气团的 48 h 各高度层气团的后向轨迹(图 6),模拟时间从北京时间 7 月 30 日 16 时开始。由于模式里面的高度表示距地高度,设定的四个高度分别为 200、1 200、2 200、3 200 m,地面海拔高度大约为 800 m,因此四个高度对应海拔高度分别为 1 000、2 000、3 000、4 000 m。

表 2 2014 年 7 月 30 日飞机个例各层 CCN 数浓度 N_{ccn} 、活化谱参数 C 、 k 平均值

Table 2 The average CCN number concentration N_{ccn} and spectrum parameters C and k of each layer for the flight case on 30 July 2014

层数	$S=0.3\%$	$S=0.6\%$	C	k
I	2391.21	4901.48	8400.38	0.88
II	3211.42	4866.16	6732.19	0.52
III	1283.00	2554.17	4307.56	0.84
IV	396.51	646.99	938.40	0.60

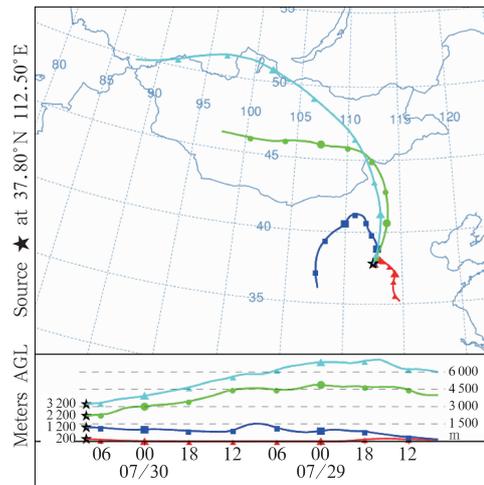


图 6 太原地区 2014 年 7 月 28 日 16 时至 30 日 16 时不同高度气团后向轨迹分布 (线条颜色为不同高度)

Fig. 6 Backward trajectory direction of air mass at different heights in Taiyuan from 16:00 BT 28 to 16:00 BT 30 July 2014 (Different line colors represent different heights)

利用 $N=C \cdot S^k$ 拟合 CCN 谱得到的参数 k 值即表征粒子的活化能力与谱分布的指数在不同高度层存在很大的变化,考虑气团的不同性质可能是造成不同高度气溶胶活化性质不同的原因。从 48 h 后向轨迹显示(图 6),不同高度层气团的来源存在很大差异,1000 m 海拔高度的气团(红色线),主要来源于华北平原,人类活动影响较大,2000 m 的气团来源于太原西部,经过黄土高原和内蒙古沙漠地区,由于夏季沙尘活动较弱,以清洁气团为主,两个气团的来源方向差异很大,所携带的气溶胶活化性质也存在很大的不同,导致活化率在不同高度上有一个很大的变化。而 3000 m 以上的气团来源于西北方蒙古国更远距离的输送,带来的粒子不易活化,因此气溶胶的活化率又有了明显的下降。3000 m 以上的高空气溶胶数浓度小,从萨彦岭经蒙古高原进入我国,来源于 6000 m 以上的高空。从垂直风向来看,海拔 1000 m 为西风,2000 m 及以上高度为偏北风,30 日 20 时的探空显示,近地面为西风,随高度逆转在海拔 1500 m 处转为北风,模式与探空的结果有很好的对应关系。选取在三个不同高度

气团来源地的地面 CCN 活化谱观测结果,选取的观测时间也是接近于本次个例的 6—8 月。山西太原、河北石家庄、宁夏银川地面观测分别代表了近地面、1000 和 2000 m 高度气团的气溶胶性质,而祁连山是清洁内陆气团的代表,可认为与 3000 m 以上气团性质相似。对比上升阶段 C 和 k 在不同高度层的分布,由于地面观测期间是夏季,山西地区降水充沛,受到降水的影响,飞机观测拟合计算得到的 C 比地面夏季三个月的平均观测结果要大得多,其余几个高度均能很好地与垂直方向上计算得到的 C 值对应起来。比较四个地区的 k 值(表 3),太原和银川 k 值小于石家庄和祁连山,也能很好地对应不同高度上计算得到的 k 值:在近地面以及 1700~2000 m 处最小。结果表明,后向轨迹模式能较好地模拟出各高度层气团的来源,且气溶胶的性质与对应来源地的地面气溶胶性质较为一致,可通过判断来源地进行定性判断各高度层气溶胶的性质,若要得到气溶胶不同高度的活化信息,则需要通过飞机观测等手段得到 C 和 k 的分布。

表 3 2014 年 7 月 30 日飞机个例的空中不同高度观测结果与对应国内部分地面观测点 CCN 谱拟合参数值对比 ($N=C \cdot S^k$)

Table 3 Comparison between an aircraft case of CCN spectrum fitting parameter on 30 July 2014 and observations at different heights and on the surface ($N=C \cdot S^k$)

本文飞机观测结果			对应地面观测结果				
海拔高度	C	k	观测时间	地点	C	k	参考文献
近地面	8848	0.66	2011 年 6—8 月	山西太原	2454	0.56	李军霞等(2015)
1000 m	8569	0.74	2005 年 6—7 月	河北石家庄	8276	0.69	石立新和段英(2007)
2000 m	6370	0.48	2007 年 7 月 31 日	宁夏银川	6686	0.56	岳岩裕等(2010)
3000 m	3283	0.92	2007 年 7 月	祁连山	3022	0.90	赵永欣等(2010)

3 结 论

利用 2014 年 7 月 30 日山西组织的飞机和地面观测获得的气溶胶和 CCN 数据,分析研究了气溶胶和 CCN 活化谱函数($N=C \cdot S^k$)参数 C 和 k 的垂直分布规律及其活化特征,主要结论如下:

(1)本次个例气溶胶的分层变化明显,飞机上升和下降两个阶段探测得到的气溶胶数浓度、尺度谱以及温湿廓线的垂直分布存在很大差异,且均有明显的分层情况。按照位温的变化两个阶段均可明显的分为四层,其中,上升阶段四层为:地面至 1500 m, 1500~2600 m, 2600~3300 m 以及 3300 m 以上四

层;下降阶段四层为:地面至 1500 m, 1500~2500 m, 2500~3400 m 以及 3400 m 以上四层。各层间气溶胶的数浓度、尺度谱分布均有很大的差异。

(2)结合 CCN 的飞机探测以及地面分档活化率观测,研究表明,活化谱拟合公式 $N=C \cdot S^k$ 适用于山西地区 7 月 30 日的空中 CCN 活化谱拟合;上升阶段 C 和 k 的分布在各层存在一定差异,其中: C 随高度减小,说明可活化的粒子数一直是减少的; k 在垂直方向上存在很大的变化,第一层 k 值随着高度增大,最大值为 1,第二层的 k 先减小后增大,在 1700~2000 m 处最低,第三层的 k 变化不大,在 0.8 左右,第四层稳定到 0.6。而 k 受气溶胶的化学组分及粒子谱共同影响,说明每层的气溶胶活化性质

以及粒子谱存在很大的变化。

(3)各高度层气团来源的不同导致气团的性质存在差异,进一步影响了气溶胶的活化性质。模拟气团 48 h 后向轨迹,显示 1000 和 2000 m 高度的气团均来源于两个不同方向的输送,3000 m 以上的高空气团来源于西北方的蒙古国,属于清洁气团。不同高度气溶胶来源差异较大,各层气溶胶的性质与相应来源地的地面气溶胶性质较为一致,且 C 、 k 结果也与地面 CCN 活化谱的观测结果有较好的对应关系,不同高度气溶胶来源差异是导致气溶胶分布以及 CCN 活化谱存在明显分层的根本原因。

致 谢:感谢“气溶胶-云-辐射反馈过程及其与亚洲季风相互作用”观测试验课题组提供地面观测资料。

参考文献

- 邓兆泽,赵春生,马楠,等,2012.一种快速测量高粒径分辨率气溶胶活化率曲线的方法[J].北京大学学报(自然科学版),48(3):386-392. Deng Z Z, Zhao C S, Ma N, et al, 2012. A method for measuring aerosol activation ratios with high size resolution[J]. Acta Sci Nat Univ Pekinensis, 48(3):386-392(in Chinese).
- 范焯,郭学良,付丹红,等,2007.北京及周边地区 2004 年 8—9 月间大气气溶胶分布特征观测分析[J].气候与环境研究,12(1):49-62. Fan Y, Guo X L, Fu D H, et al, 2007. Observational studies on aerosol distribution during August to September in 2004 over Beijing and its surrounding areas[J]. Climatic Environ Res, 12(1):49-62(in Chinese).
- 郭凤霞,戚俊,2018.2009 年 11 月 13 日至 12 月 19 日北京气溶胶吸收特性分析[J].气象,44(7):921-928. Guo F X, Qi J, 2018. Analysis of aerosol absorption properties in Beijing from 13 November to 19 December 2009[J]. Meteor Mon, 44(7):921-928(in Chinese).
- 胡向峰,秦彦硕,段英,等,2016.基于航测数据的河北中南部雾霾天气气溶胶及云凝结核研究[J].干旱气象,34(3):481-493. Hu X F, Qin Y S, Duan Y, et al, 2016. Aircraft study of aerosol and CCN under foggy/hazy weather condition in autumn over the central and southern Hebei[J]. J Arid Meteor, 34(3):481-493(in Chinese).
- 胡向峰,孙云,李二杰,等,2017.河北中南部不同天气条件下气溶胶的航测研究[J].中国环境科学,37(12):4442-4451. Hu X F, Sun Y, Li E J, et al, 2017. Observational study of aerosol in central and southern Hebei under different weather conditions[J]. China Environ Sci, 37(12):4442-4451(in Chinese).
- 黄庚,李淑日,德力格尔,等,2002.黄河上游云凝结核观测研究[J].气象,28(10):45-49. Huang G, Li S R, De L, et al, 2002. Observational analysis of content of condensation nuclei in the atmosphere in the upper reaches of Huanghe River[J]. Meteor Mon, 28(10):45-49(in Chinese).
- 李军霞,银燕,李培仁,等,2014.山西夏季气溶胶空间分布飞机观测研究[J].中国环境科学,34(8):1950-1959. Li J X, Yin Y, Li P R, et al, 2014. Aircraft measurements of aerosol spatial distribution properties in Shanxi Province in summer[J]. China Environ Sci, 34(8):1950-1959(in Chinese).
- 李军霞,银燕,任刚,等,2015.山西云凝结核时空分布特征观测[J].中国环境科学,35(8):2261-2271. Li J X, Yin Y, Ren G, et al, 2015. Observational study of the spatial-temporal distribution of cloud condensation nuclei in Shanxi Province, China[J]. China Environ Sci, 35(8):2261-2271(in Chinese).
- 李占清,2016.气溶胶对亚洲季风的强迫及影响:认识与挑战[J].气象学报,74(6):1017-1022. Li Z Q, 2016. Aerosol forcing and impacts on the Asian monsoons: knowledge and uncertainties[J]. Acta Meteor Sin, 74(6):1017-1022(in Chinese).
- 刘琳,白永清,林春泽,等,2018.华中区域空气质量数值预报系统评估及气溶胶辐射效应的模拟研究[J].气象,44(9):1179-1190. Liu L, Bai Y Q, Lin C Z, et al, 2018. Evaluation of regional air quality numerical forecasting system in central China and its application for aerosol radiative effect[J]. Meteor Mon, 44(9):1179-1190(in Chinese).
- 卢广献,郭学良,2012.环北京春季大气气溶胶分布?来源及其与 CCN 转化关系的飞机探测[J].科学通报,57(15):1334-1344. Lu G X, Guo X L, 2012. Distribution and origin of aerosol and its transform relationship with CCN derived from the spring multi-aircraft measurements of Beijing Cloud Experiment (BCE) [J]. Chin Sci Bull, 57(19):2460-2469(in Chinese).
- 马新成,吴宏议,嵇磊,等,2011.北京春季不同天气条件下气溶胶垂直分布特征[J].气象,37(9):1126-1133. Ma X C, Wu H Y, Ji L, et al, 2011. Vertical distributions of aerosols under different weather conditions in Beijing[J]. Meteor Mon, 37(9):1126-1133(in Chinese).
- 盛裴轩,毛节泰,李建国,等,2003.大气物理学[M].北京:北京大学出版社. Sheng P X, Mao J T, Li J G, et al, 2003. Atmospheric Physics[M]. Beijing: Peking University Press(in Chinese).
- 石广玉,王标,张华,等,2008.大气气溶胶的辐射与气候效应[J].大气科学,32(4):826-840. Shi G Y, Wang B, Zhang H, et al, 2008. The radiative and climatic effects of atmospheric aerosols[J]. Chin J Atmos Sci, 32(4):826-840(in Chinese).
- 石立新,段英,2007.华北地区云凝结核的观测研究[J].气象学报,65(4):644-652. Shi L X, Duan Y, 2007. Observations of cloud condensation nuclei in North China[J]. Acta Meteor Sin, 65(4):644-652(in Chinese).
- 孙霞,银燕,韩洋,等,2012.石家庄地区雾霾天气下云滴和云凝结核的分布特征[J].中国环境科学,32(7):1165-1170. Sun X, Yin Y, Han Y, et al, 2012. Distribution characteristics of cloud particles and cloud condensation nuclei during haze/fog events in Shijiazhuang[J]. China Environ Sci, 32(7):1165-1170(in Chinese).
- 孙玉稳,孙霞,银燕,等,2010.华北平原湿地上空气溶胶的分布特征研究[J].兰州大学学报(自然科学版),46(S1):96-101. Sun Y W, Sun X, Yin Y, et al, 2010. Aerosol distribution over wetlands on North China Plain[J]. J Lanzhou Univ (Nat Sci), 46(S1):96-101(in Chinese).

- 孙玉稳,孙霞,银燕,等,2012. 华北地区气溶胶数浓度和尺度分布的航测研究——以石家庄为例[J]. 中国环境科学,32(10):1736-1743. Sun Y W, Sun X, Yin Y, et al, 2012. Aerosol distribution in North China Plain under different weather conditions[J]. China Environ Sci, 32(10):1736-1743(in Chinese).
- 王志立,2011. 典型种类气溶胶的辐射强迫及其气候效应的模拟研究[D]. 北京:中国气象科学研究院. Wang Z L, 2011. Simulation of radiative forcing of typical aerolols and their effects on climate [D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences (in Chinese).
- 杨军,周德平,宫福久,2000. 辽宁地区大气气溶胶粒子的垂直分布特征[J]. 南京气象学院学报,23(2):196-203. Yang J, Zhou D P, Gong F J, 2000. Vertical distribution of atmospheric aerosol particles over Liaoning Province, China[J]. J Nanjing Inst Meteor, 23(2):196-203(in Chinese).
- 姚青,刘敬乐,韩素芹,等,2016. 天津城区春节期间大气气溶胶污染特征和数浓度分布[J]. 气象,42(4):443-449. Yao Q, Liu J L, Han S Q, et al, 2016. Pollution characteristics and number concentration of atmospheric aerosol during spring festival in Tianjin[J]. Meteor Mon, 42(4):443-449(in Chinese).
- 游积平,高建秋,黄梦宇,等,2015. 珠江三角洲地区大气气溶胶特征的飞机观测分析[J]. 热带气象学报,31(1):71-77. You J P, Gao J Q, Huang M Y, et al, 2015. Analysis of the characteristics of the aircraft-observed atmospheric aerosols in Pearl River Delta [J]. J Trop Meteor, 31(1):71-77(in Chinese).
- 岳岩裕,牛生杰,桑建人,等,2010. 干旱区云凝结核分布及其影响因子的观测研究[J]. 中国环境科学,30(5):593-598. Yue Y Y, Niu S J, Sang J R, et al, 2010. Observational study on the distribution of cloud condensation nuclei and its causes in drought region[J]. China Environ Sci, 30(5):593-598(in Chinese).
- 张佃国,郭学良,肖稳安,2007. 北京及周边地区2003年夏秋季气溶胶和云滴分布特征[J]. 南京气象学院学报,30(3):402-410. Zhang D G, Guo X L, Xiao W A, 2007. Distributive characters of aerosols and cloud droplets in the summer and autumn of 2003 over Beijing and its peripheral areas[J]. J Nanjing Inst Meteor, 30(3):402-410(in Chinese).
- 张瑜,银燕,段英,等,2007. 石家庄地区夏季气溶胶飞机探测资料分析[J]. 内蒙古气象, (5):6-8. Zhang Y, Yin Y, Duan Y, et al, 2007. An observational study of the aerosol distributions over Shijiazhuang Area during summer[J]. Meteor J Inner Mongolia, (5):6-8(in Chinese).
- 赵永欣,牛生杰,吕晶晶,等,2010. 2007年夏季我国西北地区云凝结核的观测研究[J]. 高原气象,29(4):1043-1049. Zhao Y X, Niu S J, Lv J J, et al, 2010. Observational analyses on cloud condensation nuclei in northwestern China in summer of 2007[J]. Plateau Meteor, 29(4):1043-1049(in Chinese).
- Adhikari M, Ishizaka Y, Minda H, et al, 2005. Vertical distribution of cloud condensation nuclei concentrations and their effect on microphysical properties of clouds over the sea near the southwest islands of Japan[J]. J Geophys Res Atmos, 110(D10):D10203.
- Deng Z Z, Zhao C S, Ma N, et al, 2011. Size-resolved and bulk activation properties of aerosols in the North China Plain[J]. Atmos Chem Phys, 11(8):383-384.
- Gobbi G P, Barnaba F, Ammannato L, 2004. The vertical distribution of aerosols, Saharan dust and cirrus clouds in Rome (Italy) in the year 2001[J]. Atmos Chem Phys, 4(2):351.
- Haywood J, Boucher O, 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review[J]. Rev Geophys, 38(4):513-543.
- Hobbs P V, 1991. Twenty years of airborne research at the University of Washington[J]. Bull Amer Meteor Soc, 72(11):1707-1716.
- Hudson J G, Xie Y H, Soo Y S, 1998. Vertical distributions of cloud condensation nuclei spectra over the summertime Southern Ocean[J]. J Geophys Res Atmos, 103(D13):16609-16624.
- Johnson D W, Osborne S, Wood R, et al, 2000. Observations of the evolution of the aerosol, cloud and boundary-layer characteristics during the 1st ACE-2 Lagrangian Experiment[J]. Tellus B, 52(2):348-374.
- Junge C, McLaren E, 1971. Relationship of cloud nuclei spectra to aerosol size distribution and composition[J]. J Atmos Sci, 28(3):382-390.
- Kleinman L I, Daum P H, Lee Y N, et al, 2012. Aerosol concentration and size distribution measured below, in, and above cloud from the DOE G-1 during VOCALS-REx[J]. Atmos Chem Phys, 12(1):207-223.
- Landman W, 2010. Climate change 2007: the physical science basis [J]. South African Geographical Journal, 92(1):86-87.
- Li Z, Zhao X, Kahn R, et al, 2009. Uncertainties in satellite remote sensing of aerosols and impact on monitoring its long-term trend: a review and perspective[J]. Ann Geophys, 27(7):2755-2770.
- Lohmann U, Feichter J, 2005. Global indirect aerosol effects: a review [J]. Atmos Chem Phys, 5(3):715-737.
- Roberts G C, Nenes A, 2005. A continuous-flow streamwise thermal-gradient CCN chamber for atmospheric measurements[J]. Aerosol Sci Technol, 39(3):206-221.
- Rose D, Gunthe S S, Mikhailov E, et al, 2008. Calibration and measurement uncertainties of a continuous-flow cloud condensation nuclei counter (DMT-CCNC): CCN activation of ammonium sulfate and sodium chloride aerosol particles in theory and experiment[J]. Atmos Chem Phys, 8(5):1153-1179.
- Twomey S, 1959. The nuclei of natural cloud formation part II: the supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration[J]. Geofisica Pura Appl, 43(1):243-249.