

长三角高空云过程气溶胶-云相互作用的观测研究

陈怡欣¹ 杜荣光² 张佃国³ 滕晓咪¹ 王玥¹ 刘磊¹ 徐亮¹

王文青³ 谢筠⁴ 齐冰² 方双喜⁵ 李卫军¹

1 浙江大学地球科学学院大气科学系, 杭州 310027

2 杭州市气象局, 杭州 310051

3 山东省人民政府人工影响天气办公室, 济南 250031

4 富阳区气象局, 杭州 311400

5 浙江工业大学浙江碳中和创新研究院, 杭州 310014

摘 要 气溶胶-云相互作用过程对于评估大气云和气溶胶的寿命及气候效应至关重要, 也是当前大气科学研究的重要问题之一。目前关于气溶胶-云相互作用的研究主要以飞机航测、卫星反演和模式模拟为主, 地基直接观测由于布置难度大、实验时间长、耗费人力物力等原因开展得较少。当前针对气溶胶-云相互作用机制的理解还比较低, 亟需外场观测资料深入认识其过程。本研究以长三角高山站点的云雾为背景, 利用雾滴谱仪、地用逆流虚拟撞击器、混合凝聚核粒子计数器、扫描电迁移率颗粒物粒径谱仪等仪器, 研究了大明山顶(海拔 1483 米)7 月份多云雾期间云滴和气溶胶的特性, 探讨了气溶胶对云形成和发展的影响以及云对气溶胶颗粒物的清除作用。云形成初期对气溶胶颗粒物的清除率约为 20%~50%。研究显示水汽过饱和度越高且颗粒物粒径越大, 清除率越高, 这表明粒径较大的吸湿性颗粒物容易活化为云凝结核。对比同一云雾事件中气溶胶数浓度差异较大的三个阶段, 我们发现较低的气溶胶数浓度有利于形成液态水含量高的浓云, 此时云团由数量相对较少而粒径大的云滴组成, 而大气颗粒物数量增多会使云雾变淡, 此时的云团由大量细小的云滴组成。本研究分析了 8 μm 以上云滴的云凝结核数量分布特征, 发现大云滴的云凝结核几乎都是 100 nm 以上的颗粒物; 随着气溶胶数浓度升高, 8 μm 以上大云滴的数量减

收稿日期 2023-04-27; 网络预出版日期

资助项目 浙江省基础公益研究计划项目(LGF22D050004、LZ19D050001), 杭州市农业与社会发展科研项目(20201203B155), 中国气象局创新发展专项(CX FZ2022J034)

作者简介 陈怡欣, 女, 1998 年出生, 硕士研究生, 研究方向: 气溶胶-云相互作用。E-mail: 22038005@zju.edu.cn

通讯作者 李卫军, E-mail: liweijun@zju.edu.cn

少，且大云滴云凝结核的平均直径变大。这些结果显示气溶胶数浓度升高会促使云滴的数量增多而等效直径变小，在水汽有限的自然环境中，气溶胶数浓度越高，颗粒物的临界活化直径越大。总之，我们发现大气气溶胶的数浓度-粒径分布特性影响着云滴的数量和粒径，云的形成和发展也对气溶胶颗粒物有较强的清除作用。

关键词 云 气溶胶 外场观测 云清除作用 粒径分布 液态水含量

文章编号

中图分类号 P401

文献标示码 A

doi: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2301.22071

In-situ Study on Aerosol-Cloud Interaction in Upper Cloud Process over the Yangtze River Delta

CHEN Yixin¹, DU Rongguang², ZHANG Dianguo³, TENG Xiaomi¹, WANG Yue¹, LIU Lei¹, XU Liang¹, WANG Wenqing³, XIE Jun⁴, QI Bing², FANG Shuangxi⁵ and LI Weijun¹

1 Department of Atmospheric Sciences, School of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

2 Hangzhou Meteorological Bureau, Hangzhou 310051

3 Weather Modification Office of Shandong Provincial People's Government, Jinan 250031

4 Fuyang District Meteorological Bureau, Hangzhou 311499

5 Zhejiang Carbon Neutral Innovation Institute, Zhejiang University of Technology, Hangzhou, 310014

Abstract The process of aerosol-cloud interaction is essential for assessing the lifetime of cloud and aerosol as well as the climate effect. The current study on aerosol-cloud interaction was mainly based on satellite retrieval data and modeling simulation, while field observation experiments were less carried out due to difficult deployment, long experimental duration, and instruments and labor consuming. Therefore, the aerosol-cloud observational data from field campaigns become extremely important. In this study, we took a field study of clouds and aerosols at Daming mountain station (1483 m a.s.l.) in the Yangtze River Delta, employing fog monitor (FM), ground-based counterflow virtual impactor (GCVI), scanning mobility particle sizer (SMPS) and so

on. The study investigated the characteristics of cloud droplets and aerosols at the mountaintop during cloudy period in July, 2021 to discuss the impacts of aerosols on the formation and the development and scavenging effect of clouds. The removal rate is about 20%~50% at the initial stage of cloud formation. We found that the higher supersaturation of atmospheric water vapor and larger aerosol particle size made higher removal rate of aerosol particles in clouds. The result indicates that particles with larger size were more inclined to activate into cloud condensation nuclei. By comparing three different stages with various aerosol abundance in one cloud event, we discovered that low aerosol load was advantageous for the formation of dense clouds with high liquid water content, and the cloud was composed of droplets with larger size but relatively less number. In contrast, the increasing aerosol particles might lead to the light clouds composed of plenty of small droplets. Moreover, we further analyzed size distribution of dry residual nuclei of cloud droplets with size $> 8 \mu\text{m}$. The result showed that the cloud residual nuclei were mostly formed by aerosol particles with size $> 100 \text{ nm}$. Once the number concentration of aerosol particles increased in the same cloud event, the number of cloud droplets with size $> 8 \mu\text{m}$ significantly decreased and the diameter of cloud residual nuclei became larger. These results indicate that the number enhancement of aerosol particles can increase the number of cloud droplets and reduce the droplet diameter. Meanwhile, the critical activation diameter of aerosol particles become larger in the water-limited cloud. Therefore, we concluded that size distribution of aerosol particles significantly influenced number and diameter of cloud droplets, conversely, the formation and development of cloud had a certain scavenging effect on aerosols.

Key words Cloud, Aerosol, Field campaign, Cloud scavenging effect, Size distribution, Liquid water content

1 引言

随着工业的发展，人类活动产生排放了大量不同来源特征且类型繁多的气溶胶颗粒物。大气气溶胶的物理化学性质十分复杂，这导致人们难以明确其对环境和气候变化的影响。云覆盖了全球近 50% 的天空，影响着地-气系统的能量和水分交换。云能够反射很大一部分太阳光，在地球辐射收支中起着重要作用，游婷等（2020）利用一维辐射对流模式结合卫星资料定量分析了

不同类型云对近地表气温的影响，模式结果表明：低云、中低云、中高云和高云的温度效应(Cloud Effect Temperature, CET)均为负值，表现为对地表的降温效应。云还是降水发生的决定性因素。黄建平等（2021）研究发现高原过冷水云的发生频率及其在高原能量收支中的作用比暖水云高，降水主要由冰云和混合相云产生。因此云的存在形式对全球气候具有十分深远的意义。气溶胶颗粒物能够作为云凝结核或

1 冰核, 在一定过饱和度和温度条件
2 下凝结或凝华水汽形成云滴或冰晶
3 (John, 1882; Köhler, 1936), 这一过
4 程称为活化。气溶胶-云相互作用被
5 认为是不能准确评估气溶胶辐射强
6 迫最重要的原因之一 (Seinfeld et al.,
7 2016)。一方面, 气溶胶颗粒物的活
8 化过程影响着云的形成和发展, 其
9 浓度、粒径、化学成分等性质是影
10 响活化能力的主要因素 (Dusek et
11 al., 2006; Rosenfeld, 2000), 在一定
12 程度上决定着云的微观结构 (Yang
13 et al., 2019; Zhao et al., 2018)、降水
14 形成的过程 (Guo et al., 2018) 以及
15 云的辐射效应 (Zhao and Garrett,
16 2015), 进而影响大气循环和气候
17 (Pruppacher and Jaenicke, 1995)。
18 杨磊等 (2013) 研究发现来自西北
19 地区含有沙尘气溶胶的气团中冰核
20 占气溶胶总浓度的比例最高, 这是
21 因为沙尘颗粒的冰相核化能力更强,
22 并且冰核与较大粒径气溶胶的表面
23 积浓度相关性更大。陈丽等 (2007)
24 的二维分档云模式模拟研究表明,
25 扬沙和沙尘暴天气增加了大气中大
26 核和巨核的浓度, 促进了云中水汽
27 的凝结, 从而使降水提前出现, 暖
28 云和冷云降水量均大幅增加。以上
29 研究表明沙尘气溶胶具有较大的粒
30 径, 其活化成核的能力更强。贾璇
31 等 (2010) 通过卫星探测和地面台
32 站的资料分析发现, 绝大部分沙尘
33 云区的云粒径、云水路径和光学厚
34 度值均比纯云区的要小, 沙尘云区
35 大气层顶云的净辐射强迫绝对值比
36 纯云区小, 云的冷却效应受到不同
37 程度抑制。吴蓬萍和韩志伟 (2011)
38 的数值模拟研究表明, 硫酸盐气溶
39 胶通过影响云的形成造成的间接辐
40 射效应总体上使地表温度降低。这
41 两项研究说明不同类型的气溶胶可
42 能对地表温度产生不同的影响。另
43 一方面, 云中化学过程 (包括硫酸
44 盐、硝酸盐、水溶性有机物的形成),
45 以及碰并等物理过程, 会改变活化
46 了的颗粒物的理化性质 (Ma et al.,
47 2013; Roth et al., 2016; Wu et al.,
48 2013), 进而改变气溶胶的直接气候
49 效应。Fu et al. (2020) 研究发现云
50 过程中形成了氧化程度更高的有机
51 物, 从而使颗粒物表面附上有机包
52 裹层, 并且经历了云过程的黑碳颗
53 粒的形状结构变得不那么紧实。综
54 上所述, 研究气溶胶-云相互作用对
55 于减小全球气候模式评估的不确定
56 性非常重要。

57 气溶胶-云相互作用的研究主要
58 分为模式模拟、飞机航测、卫星反

1 演和地基直接观测几种。目前，大
2 部分研究主要是基于飞机航测、卫
3 星反演和模式模拟的方法。模式模
4 拟是通过建立模型、设置算法并输
5 入一系列参数来评估和预测气溶胶-
6 云相互作用对环境气候的影响，模
7 式中各参数之间的关联是正确模拟
8 的关键因素。卫星反演是利用遥感
9 卫星对全球进行监测，通过反演气
10 溶胶光学厚度能够获得全球范围内
11 $\text{PM}_{2.5}$ 负荷的分布，还可以获得地面
12 温度、云量的时空变化特征等诸多
13 信息，但其准确性依赖于雷达遥感
14 和反演程序等技术的支撑（Li et al.,
15 2019）。Wang et al.（2014）利用卫
16 星观测得到的数据，通过模式模拟
17 的方式研究了长江三角洲和东海地
18 区气溶胶对夏季暖云的间接影响，
19 发现在东海地区气溶胶光学厚度增
20 大则导致了云滴半径减小，而在长
21 三角地区气溶胶浓度增加会引起云
22 滴半径变大，气溶胶浓度上升引起
23 的云量的增多在长三角地区比东海
24 地区更为显著。石睿等（2015）利
25 用中分辨率成像光谱仪的气溶胶和
26 云资料以及热带降水测量卫星的降
27 水数据分析了东亚夏季气溶胶、云、
28 降水的时空分布特征以及气溶胶与
29 云和降水的相互关系，结果表明气

30 溶胶光学厚度和云光学厚度、云水
31 路径呈正相关；在相对湿度较低情
32 况下，气溶胶光学厚度与云滴有效
33 粒子半径呈负相关。高污染情况相
34 对于低污染情况，出现大雨的频率
35 增加而小雨的频率减少。

36 地基直接观测通常是在地面建
37 立观测站，利用一系列仪器设备测
38 量或推算（1）温度、湿度和风的
39 气廓线，（2）气溶胶的物理、化学、
40 光学和吸湿特性并与云凝结核联系，
41 （3）云的液态水路径、垂直剖面 and 云
42 滴尺寸，（4）宽带和光谱辐射量以
43 及（5）地表热量和湍流通量等（Li
44 et al., 2019）。地基观测的覆盖范围
45 有限，对郊区、农村和偏远地区涉
46 及较少，且主要是针对大气化学的
47 研究。秦彦硕等（2012）在黄山
48 取得的气溶胶和云微物理参数观测
49 资料显示，不同天气形势下黄山气
50 溶胶的化学组分的差异会对云微物
51 理特征产生不同的影响。当气块上
52 升速度小于 0.7 m/s 时，含有较多不
53 可水溶物质的混合气溶胶对云滴数
54 浓度的影响较大；当上升速度大于
55 0.7 m/s 时，气块中可凝结水增多，
56 海盐对云滴数浓度增加的效果更显
57 著。Li et al.（2017）于 2014 年在山
58 东泰山采集到的云水样品的酸度比

2007~2008 期间同一地点的云水样品小, 而 NO_3^- 和 NH_4^+ 的浓度大幅增加, NH_4^+ 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} 和 NO_3^- 是云水的主要离子成分, 占据了 88.1%。并且泰山的云水比起其它地形云含有更多的离子, 说明人为污染物对泰山的高空云雾具有显著的影响。阳宇翔等 (2021) 在广东天井山基于单颗粒质谱研究了云雾水和降雨中颗粒物的化学成分, 发现天井山云雾和降雨中的云凝结核和冰核颗粒主要来自海盐、矿尘和生物气溶胶。云雾水和雨水中颗粒类型差异较大, 云雾水中海盐、有机物、有机胺及铁的贡献更大, 而雨水中矿尘与有机物混合的黑碳颗粒的贡献较高, 反映了气溶胶形成暖云和混合相云过程的差异。以上基于高山站点的研究都说明气溶胶对云雾的形成具有重大影响, 但不同地区影响云雾形成的气溶胶因素存在一定差异。

目前, 针对气溶胶-云相互作用的研究主要利用模式模拟和卫星观测资料, 缺乏客观准确性和实验数据校验; 且在气溶胶-云相互作用的外场观测实验中, 研究重点主要集中在气溶胶化学性质和云雾水理化特性的表征上 (Li et al., 2017; Li et

al., 2015; Li et al., 2020; Liu et al., 2018)。当前针对云雾过程中大气气溶胶-云交互的物理机制的实际观测仍然匮乏。本研究针对以上问题, 在长三角地区云雾多发的大明山顶设立了云雾和气溶胶的高空地基观测平台, 以还原高山云雾形成的过程, 揭示云雾过程中气溶胶和云雾滴数量、粒径等物理特性, 深入探讨气溶胶-云相互作用的影响。

2 实验方法

本研究观测了整个实验期间的温度、湿度、气压、风、气溶胶浓度等大气物理特性, 利用雾滴谱仪实时监测了云过程的液态水含量、云滴的尺寸和数量浓度等。我们还运用地用逆流虚拟撞击器, 设置了两个采样切割器, 能够分别采集真实云雾事件中的云凝结核和未活化的大气颗粒物, 从而更好的探究和证实影响颗粒物活化的因素。

2.1 观测点描述

本次观测的采样站点设置在浙

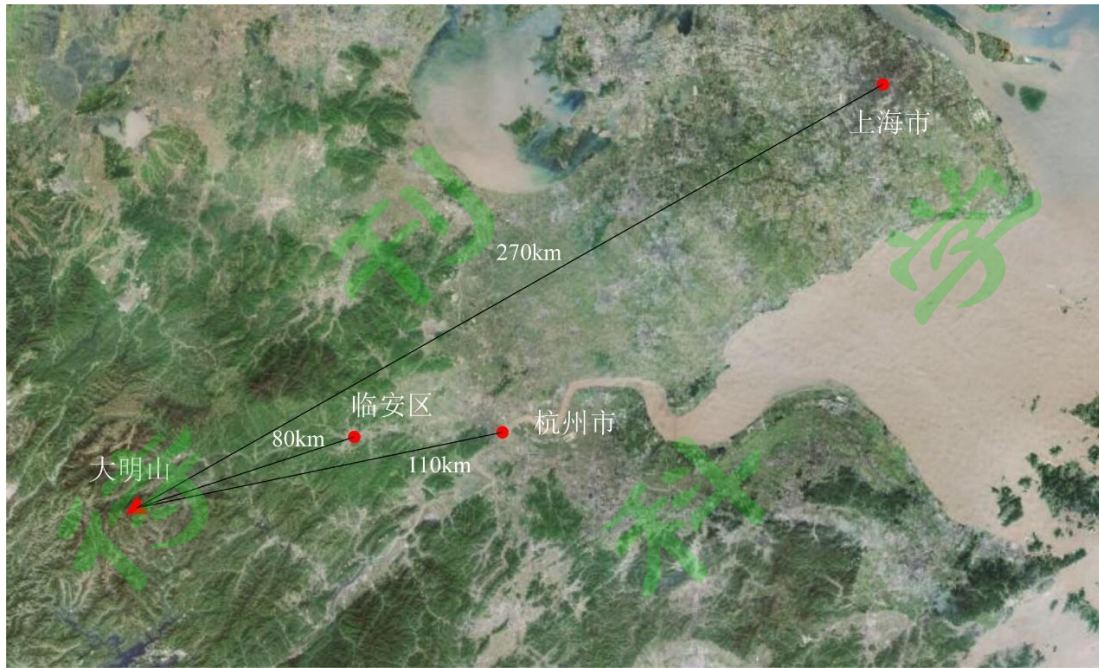


图 1 大明山与周边主要城市的距离及分布特征

Fig. 1 The distance between Mt. Daming and surrounding major cities

1 江省杭州市临安区牵牛岗大明山雷
2 达站（119°00′07″E，30°01′43″N，
3 海拔高度 1483 m）。大明山地处杭
4 州城市西部，政府在大明山山顶建
5 设了气象雷达站。大明山风景区，
6 紧邻国内经济发达的长三角城市群，
7 如图 1 所示，距离上海 270 公里、
8 杭州 110 公里，距临安市区 80 公里，
9 占地面积 364 平方千米。大明山风
10 景区山高谷深，地形高差达一千余
11 米，牵牛岗位于大明山风景区东南
12 角，为大明山至高点。山顶水汽充
13 沛，雾山云海时常可见，是云雾事
14 件观测和气溶胶采样的理想地点。
15 该采样点是靠近东海的最高山，能
16 够代表长三角的高山背景点。

2.2 在线监测仪器和采样设备

17 本研究对 2021 年 7 月 18 日至 7
18 月 31 日大明山雷达站的云事件和气
19 溶胶颗粒物进行了的野外综合观测。
20 图 2 显示本次观测期间的采样和监
21 测仪器连接情况。地用逆流虚拟撞
22 击器（Ground-based Counterflow
23 Virtual Impactor ,GCVI, BRECHTEL,
24 美国）是一种可用于在云雾期间只
25 收集云滴残余颗粒物（Cloud
26 Residual Particles, RES）的采样器，
27 由航测使用的逆流虚拟撞击器
28 （Counterflow Virtual Impactor , CVI）
29 改进而来。CVI 进气管和气体流动
30 示意图见图 3。加入一束加热后热
31 空气（也叫增流，Added-flow）在
32

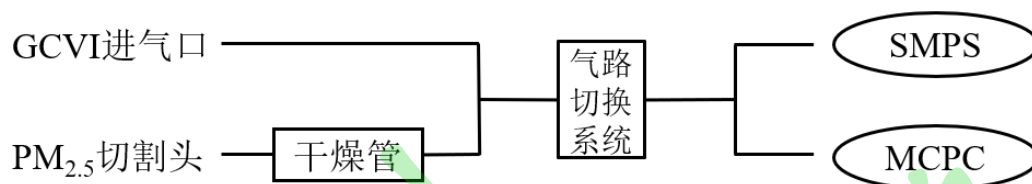


图 2 采样和监测仪器连接示意图

Fig. 2 Schematic plot of sampling and monitoring instruments connection

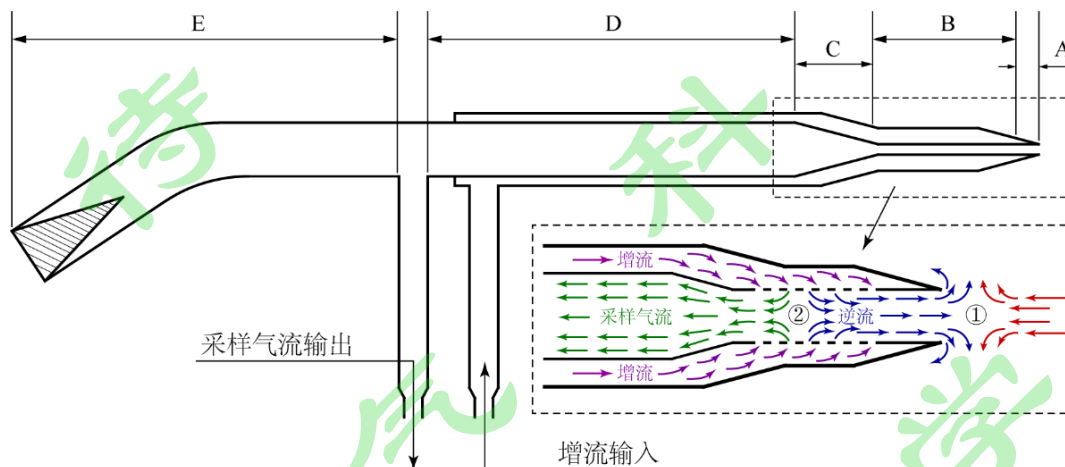


图 3 CVI 进气管和气体流动示意图 (Shingler et al., 2012)

Fig. 3 Schematic depiction of CVI inlet and air flow (Shingler et al., 2012)

- 1 泵的作用下通过多微孔区（图 3 B
- 2 区域）进入采样管头部，形成与采
- 3 样气流反向的逆流（Counter-flow）。
- 4 两束气流形成了两个停滞面（图 3
- 5 ①和②区域），第一个停滞面在入口，
- 6 惯性不足以克服逆流的小颗粒被吹
- 7 离；第二个停滞面在进气管内部，
- 8 在到达此停滞面前减速至静止的颗
- 9 粒物或云雾滴被逆流吹出进气管。
- 10 两个停滞面间的距离决定了云滴在
- 11 特定的采样气流和增流的流速条件
- 12 下的切割直径（传输效率为 50%的
- 13 云滴直径 $D_{p,50}$ ）。第二个停滞面的颗
- 14 粒物在变径的宽管道内（图 3 C 区
- 15 域）会立即减速，使之具有充分的
- 16 时间被加热的气流（40°C）干燥，
- 17 从而使原来进入采样气流（Sample-
- 18 flow）的云滴变为云滴核或云滴残
- 19 余颗粒物（RES），最终 RES 颗粒被
- 20 接在采样管后端各类仪器进行探测
- 21 和采集分析。
- 22 云滴在 GCVI 进气口前端漏斗
- 23 形（图 3 C 区域）处得到富集，需

表 1 实验过程中所用的观测设备及其观测量

Table 1 Observation instruments used in the experiment and the corresponding measurement parameters

观测设备	观测量	物理含义
混合凝聚核粒子计数器 (Mixed Condensation Particle Counters, MCPC)	5~2000nm 范围内的颗粒物数量浓度 N (cm^{-3})	$N_{p-\text{无云}}$: 无云时的环境气溶胶数浓度 $N_{p-\text{RES}}$: 云残余颗粒物浓度, 即云雾事件中 GCVI 采集到的活化为云滴的颗粒数浓度
扫描电迁移率颗粒物粒径谱仪 (Scanning Mobility Particle Sizer, SMPS)	7~800nm 范围内的颗粒物数量浓度 N (cm^{-3}) 和尺寸分布 SD (Size Distribution)	$N_{p-\text{INT}}$: 云间隙颗粒物浓度, 即云雾事件中未活化为云滴的颗粒数浓度 SD: 颗粒物或云滴在不同粒径区间的数量浓度分布特征
雾滴谱仪 (Fog Monitor, FM)	2~50 μm 的液滴数量浓度 N_d (cm^{-3})、等效直径 ED (μm)、中值体积直径 MVD (μm) 以及云滴的尺寸分布 SD, 液态水含量 LWC (g m^{-3})	N_d : 1 cm^{-3} 空气中云雾滴的数量 ED : 与雾滴等体积的球体水滴的直径 MVD : 累积粒径分布为总体积的 50% 时所对应的颗粒物直径 LWC : 1 m^3 空气中液态水的质量

1 要用富集系数 (Enhancement factor,
2 EF) 进行校正, 富集系数 EF 可通
3 过公式 (1) 进行计算:

4
$$EF = \frac{A_{tip} \times V_{air}}{Q_{sample}}, \quad (1)$$

5 其中 A_{tip} 为采样口面积
6 ($1.67 \times 10^{-5} \text{ m}^2$), V_{air} 为空气流速
7 (以 75 m s^{-1} 计), Q_{sample} 为采样流量
8 (15 L min^{-1})。计算得到富集系数
9 $EF=5.01$ 。

10 本研究中, GCVI 的临界值设置
11 为 $8 \mu\text{m}$, 即可以通过 GCVI 采集到
12 $8 \mu\text{m}$ 以上云滴的残余颗粒物。云雾
13 期间也可以通过图 2 所示气路切换
14 器切换至 $\text{PM}_{2.5}$ 采样气路对云事件中
15 的云间隙颗粒物 (Cloud Interstitial

16 Particles, INT) 进行采样。当无云
17 时本采样气路切换会自动切换至
18 $\text{PM}_{2.5}$ 采样气路对大气中颗粒物进行
19 采集。GCVI 能够测得环境的能见度
20 (Visibility, V) 和相对湿度
21 (Relative Humidity, RH), 本实验
22 以 $V \leq 6 \text{ km}$ 且 $RH \geq 95\%$ 作为云事件
23 开始的判据, 即 GCVI 采样通道打
24 开的条件。在符合条件时 GCVI 采
25 样通道打开, 后面的仪器监测和采
26 集 RES; 不符合条件 (即无云事件)
27 时, GCVI 采样通道关闭, 环境气溶
28 胶颗粒物通过 $\text{PM}_{2.5}$ 切割头进入监测
29 和采样仪器。在云事件中, 通过人
30 为气路切换系统更变进气通道可以

1 监测和采集 RES 和 INT 样品。例如，
2 本研究在观测过程的一些云事件中
3 就是通过手动改变了进气通道，使
4 RES 和 INT 的监测和采集交替进行，
5 每次持续 0.5~2 h。若采集过程中检
6 测到降雨，GCVI 将自动关闭采样通
7 道，此时监测和采集的颗粒物也为
8 INT。

9 实验过程中用到的实时观测设
10 备和相应的观测量如表 1 所示，并
11 给出了本文所分析的观测量的物理
12 含义。扫描电迁移率颗粒物粒径谱
13 仪（U-SMPS, PALAS）用于测量直
14 径（ D_p ）在 7~800 nm 范围内的颗粒
15 物数量分布。本研究将 SMPS 监测
16 得到的 RES 和 INT 的数量浓度拟合
17 为在 15~778 nm 范围内的数浓度-粒
18 径双模态对数分布，对数分布函数
19 为

$$20 \quad dN/d\log D_p = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(\log D_p - \mu)^2}{2\sigma^2}}, \quad (2)$$

21 其中， N 表示气溶胶数浓度， μ
22 为均数， σ 为标准差。两个模态分
23 别以 50 nm 和 150 nm 为拟合的初始
24 值（即正态分布的初始位置），程序
25 经过计算将呈现出气溶胶的粒径分
26 布特征并迭代出最高浓度值所对应
27 的模态直径的最优解（分别标作
28 $D_{pg,1}$ 和 $D_{pg,2}$ ）。混合凝聚核粒子计数
29 器（MCPC 1720, BRECHTEL）用

30 于测量粒径范围为 5~2000 nm 的颗
31 粒物数量浓度。观测实验期间的温
32 度（Temperature, T ）、气压
33 （Pressure, P ）、风速（Wind Speed,
34 WS ）、风向（Wind Direction, WD ）
35 由大明山雷达站气象观测场的气象
36 数据采集系统获得。

37 雾滴谱仪（FM-120, Droplet
38 Measurement Technologies）用于实
39 时测量 2~50 μm 范围内的云滴数量
40 分布，共 30 个粒径阈值。FM-120
41 雾滴谱仪是一种通过激光前向散射
42 技术测量云雾粒径分布的光学仪器，
43 可安装于地面或塔式建筑上。本研
44 究中，FM-120 雾滴谱仪实时运算并
45 显示云滴数浓度（ N_d ）、中值体积直
46 径（Median Volume Diameter, MVD ）、
47 等效直径（Equivalent Diameter, ED ）、
48 和液体水含量（Liquid Water
49 Content, LWC ）等测量参数。

50 3 结果与讨论

51 3.1 高山云过程的大气物理特 52 性

53 图 4 展示了大明山观测期间风
54 速（ WS ）、风向（ WD ）、气温（ T ）、
55 气压（ P ）、相对湿度（ RH ）的气象
56 条件。如图 4 (a)至(e)所示，观测期
57 间，山顶平均气温为 24.2℃，最大

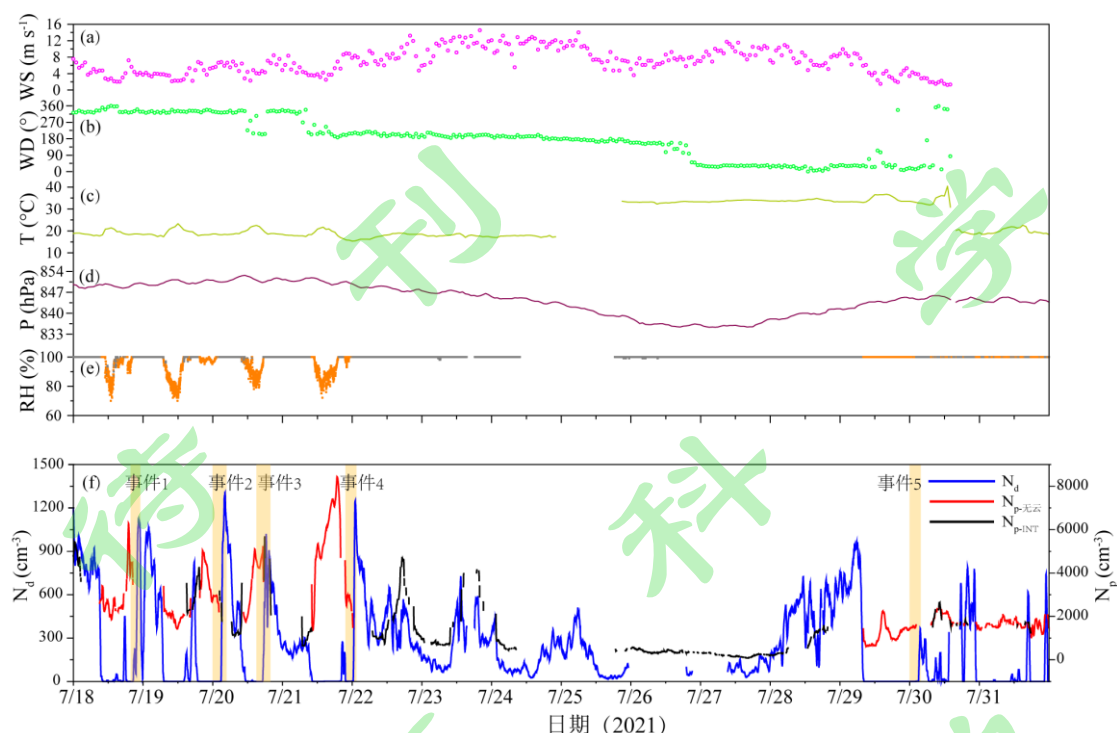


图 4 大明山 2021 年 7 月 18 日至 7 月 31 日气象参数、云滴数浓度和环境颗粒物数浓度的变化特征：(a) 风速；(b) 风向；(c) 温度；(d) 气压；(e) 相对湿度；(f) 云滴数浓度 (N_d) 及气溶胶数浓度 (N_p)

注：(e) 中实线的灰色部分代表 GCVI 检测到的云雾事件，橙色部分代表环境能见度在 6 km 以上、没有云雾存在的气象环境；(f) 中红色曲线代表没有云雾时的环境气溶胶数浓度 ($N_{p-无云}$)，黑色曲线代表云雾过程中人为将采样通道切换为 $PM_{2.5}$ 切割头时，或云雾事件中 GCVI 检测到降水而自动关闭进气口、气溶胶颗粒物从 $PM_{2.5}$ 切割头进入时的云间隙颗粒物浓度 (N_{p-INT})；黄色阴影区域代表五次云形成之前和初期的事件。图 4 中部分曲线的空白是由于采样期间仪器连接断开导致数据缺失

Fig. 4 Variation of meteorological conditions, cloud droplets and ambient aerosol number concentration at Mt. Daming during July 18 to July 31, 2021: (a) Wind speed; (b) wind direction; (c) temperature; (d) pressure; (e) relative humidity; (f) cloud droplet number concentration (N_d) and particle number concentration (N_p)

Note: (e) The gray part of the solid line represents cloud events detected by GCVI, and the orange part represents clear events with environmental visibility above 6 km; (f) The red line represents ambient aerosol number concentration ($N_{p-without cloud}$) at clear events. The black line represents cloud interstitial particle number concentration (N_{p-INT}) when the sampling channel was artificially switched to $PM_{2.5}$ cutoff during cloud events or the CVI inlet was automatically shut down during rain period. The yellow shaded areas represent five periods before and at the beginning of cloud formation. The missing part in Fig. 4 was due to instruments disconnection during experiments

- 1 温差为 15.0°C ；平均风速为 7.0 m s^{-1} ；
- 2 最大风速能达到 14.5 m s^{-1} ；风向
- 3 主要呈现为西北、西南、东北的特
- 4 征。山顶气压在 $835.3\sim 852.7 \text{ hPa}$ 之
- 5 间变化，差异较小。实验期间山顶
- 6 云雾事件频发，发生云雾事件时，
- 7 能见度最低至 13 m ，相对湿度均为
- 8 100% 。本次观测期间大明山顶粒径

1 在 $2\sim 50\ \mu\text{m}$ 之间的云滴数浓度最高
2 达 $1721\ \text{cm}^{-3}$ 。图 4f 显示环境颗粒物
3 数浓度在云雾事件发生之间呈现出
4 明显下降特征，且云间隙颗粒物浓
5 度小于环境大气颗粒物数浓度 ($N_{p-INT} < N_{p-无云}$)，这表明云的形成对气溶
6 胶颗粒物有强大的清除作用。云雾
7 事件消散阶段， N_{p-INT} 逐渐上升，云
8 雾事件结束后返回无云的大气环境
9 过程中， $N_{p-无云}$ 也呈现出上升趋势。
10
11 Yang 等(2021)在广东天井山研究了
12 云雾对亚微级颗粒物的清除作用，
13 发现云发展和稳定阶段的清除率高
14 于云消散阶段的清除率，这与本研
15 究测得的 N_{p-INT} 在云消散阶段高于云
16 发展和稳定阶段的结果一致。这可
17 能是因为在云的发展和稳定阶段颗
18 粒物的临界活化直径较小，所以更
19 多的气溶胶颗粒物形成了云滴从而
20 导致较高的清除率。基于该推论我
21 们在云雾过程中观察到云滴数浓度
22 (N_d) 与云间隙颗粒物浓度 (N_{p-INT})
23 存在一定的相关性 (图 4f)，如 7 月
24 18 日 0~3 点、7 月 19 日下午、7 月
25 20 日晚间以及 7 月 22 日凌晨至 7 月
26 23 日下午， N_d 与 N_{p-INT} 的变化较为
27 一致，可见这些时段的水汽相对充
28 沛，从而使云滴数量随着气溶胶浓
29 度的升高而增多。

30 3.2 云的清除作用

31 本实验观测到云滴形成后气溶
32 胶浓度显著下降，颗粒物在一定水
33 汽过饱和度 (Supersaturation, SS)
34 条件下作为云凝结核活化为云滴即
35 视作颗粒物被云清除的过程。为了
36 探究云的清除作用，本研究以形成
37 的云滴数浓度表征被云清除的颗粒
38 物数量，结合云形成之前的气溶胶
39 浓度，计算云形成初期对颗粒物的
40 清除率 (Scavenging Effect, SE)，

$$41 \quad SE = \frac{N_d}{N_{p-无云}} \times 100\%, \quad (3)$$

42 其中 N_d 代表云形成初期数量稳
43 定后的云滴数浓度， $N_{p-无云}$ 代表临近
44 云起时间且无较大变化的气溶胶数
45 浓度。本研究计算了 7 月 18 日至 7
46 月 31 日整个观测实验中的每次云形
47 成初期 (如图 4 中黄色阴影区域所
48 示，共 5 次，持续时间较短的云事
49 件未纳入计算) 的颗粒物清除率。

50 Köhler 的原始理论 (Köhler, 1936)
51 推测，颗粒物的活化过饱和度取决
52 于其粒径和化学成分。因此已知同
53 一时刻的整体气溶胶和颗粒物活化
54 形成云滴的数量-粒径分布信息，依
55 据 κ -Köhler 方程 (Petters and
56 Kreidenweis, 2007) 并参考 Shen 等
57 (2018) 和 Mazoyer 等 (2019) 的
58 计算方法，则可以通过假设气溶胶

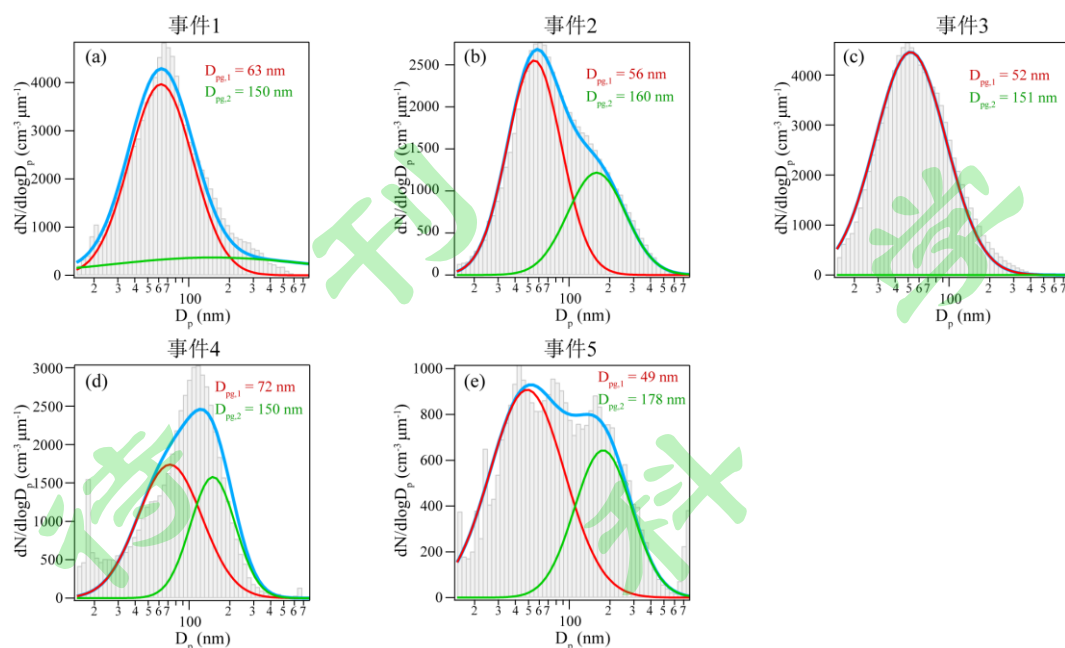


图 5 五次事件云形成之前的环境气溶胶数量浓度-粒径对数分布：(a)、(b)、(c)、(d)、(e) 分别为事件 1、2、3、4、5 云形成之前环境气溶胶的数浓度谱分布

注：数谱中的红色曲线表示以 50 nm 作为初始值去拟合的模式 1，绿色曲线代表以 150 nm 为初始值去拟合的模式 2，蓝色曲线代表所有颗粒物的双模态拟合结果

Fig. 5 Logarithmic size distribution of ambient aerosol particles before cloud formation in the five events: (a), (b), (c), (d) and (e) represent the size distribution spectra of ambient aerosols number concentration before cloud formation in the five events respectively

Note: The red curves represent Mode 1 fitted with 50 nm as the initial value, and the green curves represent Mode 2 fitted with 150 nm as the initial value. The blue curves represent the bimodal fitting results of all particles.

- 1 吸湿性计算出当时环境的水汽过饱
- 2 和度（王元等，2021）。本研究假设
- 3 在云形成初期环境整体的气溶胶不
- 4 发生变化，因此可以利用云形成之
- 5 前的气溶胶数谱（如图 5 所示）表
- 6 征气溶胶。李力（2015）用两种方
- 7 法估算了黄山地区的气溶胶吸湿参
- 8 数，分别为 0.37 和 0.43，本研究站
- 9 点大明山与黄山环境背景相似，故
- 10 假设颗粒物整体吸湿参数 κ 为 0.40。
- 11 基于该参数化方案，本研究计算获
- 12 得 5 次云事件初期的大气水汽过饱
- 13 和度约为 0.14%~0.44%（表 2），可
- 14 见夏季大明山顶的水汽是比较充足
- 15 的，而这也为云雾的形成提供了有
- 16 利条件。基于公式 3 可获得山顶的
- 17 云形成初期对气溶胶颗粒物的清除
- 18 率在 20%~50%之间。阳宇翔等
- 19 （2021）在天井山用 SMPS 测得云
- 20 形成阶段对 20~620nm 颗粒物的数量
- 21 清除率平均约为 17.2%，观测期间
- 22 云团的液态水含量仅为 0.12 g m^{-3} 左
- 23 右；Li 等（2011）在泰山用宽范围
- 24 颗粒物光谱仪（WPS）测得云形成

表 2 5 次云事件初期云对颗粒物的清除效率 (SE) 及当时环境的水汽过饱和度 (SS)

Table 2 The particle-scavenging effect of cloud and water vapor supersaturation of ambient air at the initial stage of five cloud events

事件	温度 (°C)	颗粒类型	时间	N^a (cm^{-3})	SE (%)	LWC (g m^{-3})	SS (%)	D_c^* (nm)
1	23.5	气溶胶	7/18 19:40~20:30	4470	23.6	/	/	/
		云滴	7/18 21:51~23:07	1053		0.12	0.23	92
2	23.3	气溶胶	7/20 0:00~2:08	2879	39.6	/	/	/
		云滴	7/20 3:11~4:33	1140		0.15	0.38	69
3	23.2	气溶胶	7/20 15:00~17:15	4493	20.0	/	/	/
		云滴	7/20 19:06~19:40	900		0.18	0.28	78
4	21.8	气溶胶	7/21 21:31~23:48	2790	43.5	/	/	/
		云滴	7/22 0:45~1:26	1214		0.20	0.44	66
5	23.6	气溶胶	7/30 0:00~2:12	1496	25.5	/	/	/
		云滴	7/30 3:21~3:54	365		0.19	0.14	140

*其中 N^a 表示表示大气颗粒 (气溶胶颗粒物或云滴) 的数量浓度平均值, D_c 表示对应水汽过饱和度条件下颗粒物的临界活化直径

后 10nm~10 μm 的颗粒物减少了 0.54, 两者都是根据云形成前后颗粒物数浓度的变化来计算清除率。大明山所形成的云雾具有较高的 LWC, 形成了较多的云滴, 但未考虑云深入发展时期的清除率, 故本研究计算得到的清除率介于前面所述的两次实验结果之间。

当环境的水汽过饱和度较高时, 颗粒物更容易活化为云滴, 即云对颗粒物的清除效率更高, 如 7 月 22 日 1 点左右, 大气水汽过饱和度高达 0.44%, 云的清除效率为 43.5%。表 2 显示, 7 月 30 日事件 5 的环境水汽过饱和度为 5 次云事件中最低, 为 0.14%, 但云对颗粒物的清除效率为 25.5%, 高于事件 1 和 3。基于气溶胶数谱发现 (图 5e), 事件 5 的

气溶胶颗粒物呈现明显的双峰分布, 且 100 nm 以上的颗粒物占比较大。换言之, 本次云雾形成之前大气中悬浮着大量的气溶胶粒径大于水汽过饱和要求的活化直径 (140 nm), 因此事件 5 呈现出的清除率也相对较高。相反, 图 5a 和 5c 显示事件 1 和 3 的气溶胶数谱主要呈现单峰分布, 单模态直径分别为 66 nm 和 52 nm, 大于各自事件中水汽过饱和度对应的临界活化直径 (分别为 92 nm 和 78 nm) 的颗粒物并不多, 这表明此时大部分的气溶胶颗粒物表现出的活化能力较低。以上现象表明, 颗粒物成为云凝结核的能力与颗粒物本身的粒径以及大气环境的水汽过饱和度都有直接关系。为了分析气溶胶-云的相互作用机制, 本研究选

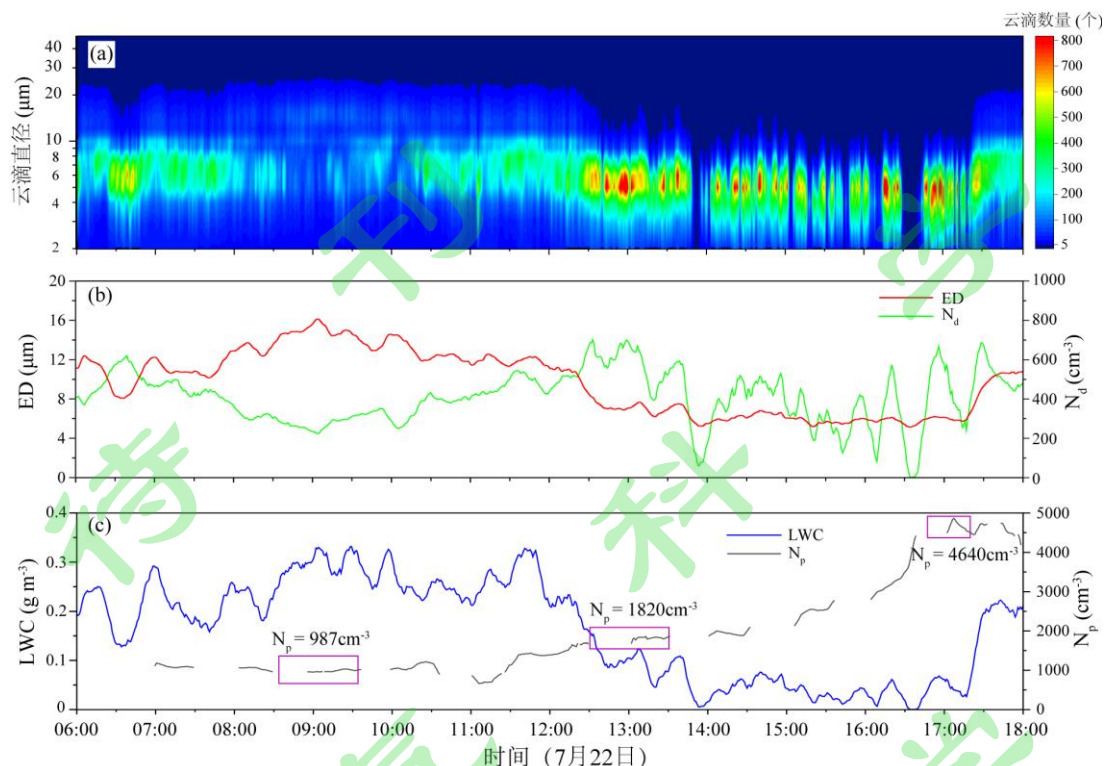


图 6 连续云过程中云滴和气溶胶特性随时间的变化：(a) 云滴数量-粒径谱；(b) 云滴等效直径 (ED) 和数浓度 (N_d)；(c) 液态水含量 (LWC) 和环境气溶胶数浓度 (N_p)

注：其中紫色矩形框表示选取不同浓度环境气溶胶的时段对颗粒物和云滴的数谱进行分析

Fig. 6 Time variation of cloud droplets and aerosols in continuous cloud process: (a) Cloud droplets size distribution; (b) droplet equivalent diameter (ED) and number concentration (N_d); (c) liquid water content (LWC) and ambient aerosol number concentration (N_p)

Note: The purple rectangular boxes indicate that periods with different aerosol concentrations are selected to analyze the number spectra of particles and cloud droplets

1 取一次连续稳定的云雾天作为研究
2 对象进一步对两者的关系进行深入
3 分析。

4 3.3 一次云过程中气溶胶特性 5 对云滴演化的影响

6 为了研究大明山顶的云滴和气
7 溶胶颗粒的微物理特性，本研究从
8 一个长时间连续存在的云雾事件中
9 选取了 7 月 22 日 6:00 至 18:00 这一
10 时段的云雾（如图 6 所示），对云滴

11 的粒径、数浓度以及不同时刻的
12 RES 和 INT 的数量分布特征作了具
13 体分析。因大气的水汽过饱和度主
14 要由气象条件决定，故这一短时间
15 内的水汽条件可视为恒定。

16 从图 6a 可以看出，7 月 22 日上
17 午（6:00~12:00）和傍晚
18 （17:20~18:00）云滴的粒径范围较
19 大，在 2~28 μm 之间，其中
20 6:00~8:30、10:20~12:00 和
21 17:20~18:00 的云滴数量-粒径谱的峰

1 值在 400~600 个之间, 对应的云滴
2 直径在 5~9 μm 之间; 8:30~10:20 的
3 云滴在各个粒径范围的分布较均匀,
4 无明显峰值。Li 等 (2017) 在泰山
5 监测到的云雾滴粒径均在 26 μm 以
6 下, 约有 60~70% 的液滴集中在 6~9
7 μm 之间, 与本研究结果相似。图 6b
8 显示 7:00~9:00 期间云滴的数量减少
9 而等效直径增大, 说明期间可能发
10 生了云滴的碰并过程。但由于山顶
11 风大, 云滴特征的变化也有可能是
12 气团移动带来的平流雾引起的。
13 LWC 一定程度上能够反映云雾的浓
14 密程度, LWC 越大说明水汽凝结得
15 越多, 云雾通常也比较浓密。总的
16 来说, 7 月 22 日上午和傍晚浓密的
17 云团由粒径大而数量相对少的云滴
18 组成, 而下午的淡云团则是由大量
19 小粒径的云滴组成。结合图 6c 的环
20 境气溶胶数浓度 N_p 的变化趋势, 发
21 现上午云滴数量较少时, 对应的 N_p
22 在 1000 cm^{-3} 左右; 11:30~13:30, N_p
23 逐渐上升, 增加了约 500 cm^{-3} , 与
24 此同时图 6b 显示 N_d 也明显升高, 最
25 高可达 701 cm^{-3} , 而 ED 呈现减小的
26 趋势, 这说明大气颗粒物数量增加
27 促进了更多细小的云滴形成。
28 14:00~17:20, N_p 继续升高, 期间的
29 云滴数量并没有持续增加, 而是呈

30 现出明显的波动特征, 此时的 ED
31 保持在 6 μm 左右的低值。

32 为了进一步探究环境气溶胶数
33 浓度不同引起颗粒物活化特性的差
34 异及其对云团 (如云滴数量和尺寸、
35 云团浓密程度) 的影响, 本研究选
36 取了环境气溶胶平均数浓度分别为
37 987 cm^{-3} 、1820 cm^{-3} 和 4640 cm^{-3} 三
38 个时段的云雾 (如图 6c 紫色矩形框
39 所示), 对 15~778 nm 之间的云间隙
40 颗粒物、8 μm 以上云滴的残余颗粒
41 物和云滴在不同粒径范围的分布进
42 行了分析, 结果如图 7 所示。

43 第一段云雾期间环境气溶胶数
44 浓度为 987 cm^{-3} 时, 基于我们的外
45 场观察显示云雾非常浓。由于云团
46 中的云滴分布不均匀, 我们用这段
47 云雾期间 LWC 的平均值来表示云团
48 液态水含量的大小。这一时段内
49 LWC 稳定在较高值, 平均为 0.296 g
50 m^{-3} 。图 7a 显示云滴数浓度平均为
51 274 cm^{-3} , 粒径分布在 2~30 μm 的范
52 围内, 且 8 μm 以上的大云滴约占整

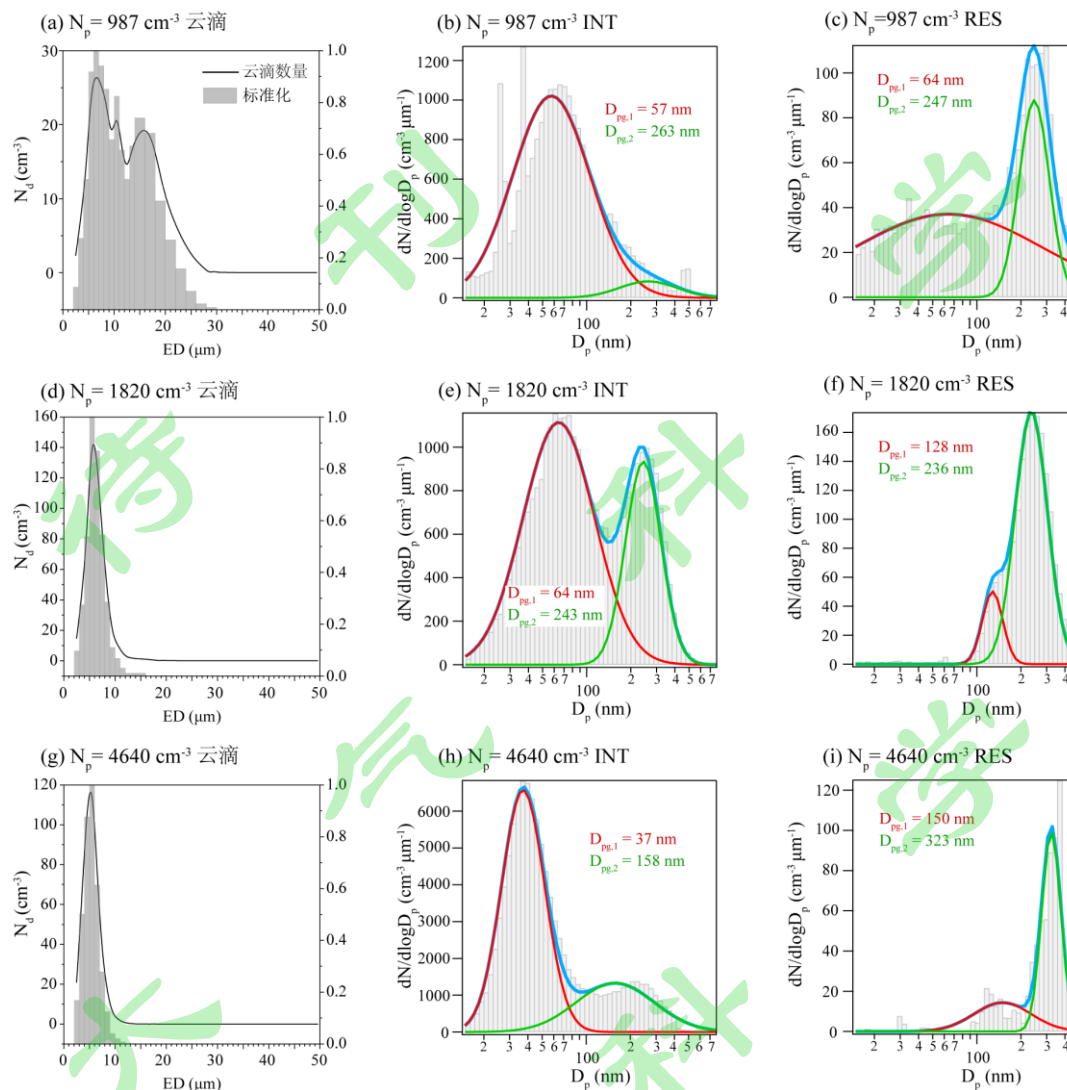


图 7 不同数浓度气溶胶的颗粒物活化情况和云滴大小：环境气溶胶浓度为 987 cm^{-3} 时（a）云滴数量-等效直径分布，（b）INT 的数浓度-粒径对数分布（ $dN/d\log D_p - D_p$ ）和（c） $8 \mu\text{m}$ 以上云滴 RES 的数浓度-粒径对数分布；环境气溶胶浓度为 1820 cm^{-3} 时（d）云滴数量-等效直径分布，（e）INT 的数浓度-粒径对数分布和（f） $8 \mu\text{m}$ 以上云滴 RES 的数浓度-粒径对数分布；环境气溶胶浓度为 4640 cm^{-3} 时（g）云滴数量-等效直径分布，（h）INT 的数浓度-粒径对数分布和（i） $8 \mu\text{m}$ 以上云滴 RES 的数浓度-粒径对数分布

Fig. 7 Particle activation and cloud droplet size with different aerosol number concentration: (a) cloud droplets size distribution, (b) Cloud interstitial particles logarithmic size distribution ($dN/d\log D_p - D_p$) and (c) logarithmic size distribution of residual particles of droplets $> 8 \mu\text{m}$ with aerosol number concentration at 987 cm^{-3} ; (d) cloud droplets size distribution, (e) cloud interstitial particles logarithmic size distribution and (f) logarithmic size distribution of residual particles of droplets $> 8 \mu\text{m}$ with aerosol number concentration at 1820 cm^{-3} ; (g) cloud droplets size distribution, (h) cloud interstitial particles logarithmic size distribution and (i) logarithmic size distribution of residual particles of droplets $> 8 \mu\text{m}$ with aerosol number concentration at 4640 cm^{-3}

- 1 个云团的 63%。这一云雾过程中的
- 2 INT 呈现出直径在 57 nm 的单模态分
- 3 布特征，峰值约为 $1000 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$,
- 4 这表明大量 100 nm 以下的颗粒物没

1 有活化云滴。MCPC 测得 $8\text{ }\mu\text{m}$ 以上
2 大云滴的 RES 的总数浓度为 122 cm^{-3}
3 ³, 图 7c 显示在 S MPS 的检测范围
4 ($15\sim 778\text{ nm}$) 内都检测到了 $8\text{ }\mu\text{m}$
5 以上云滴的残余颗粒物, 并呈现双
6 峰分布特征, 其中第一个峰的峰值
7 较小, 不足 $40\text{ cm}^{-3}\text{ }\mu\text{m}^{-1}$, 对应的直
8 径为 64 nm , 第二个峰的峰值在 80
9 $\text{cm}^{-3}\text{ }\mu\text{m}^{-1}$ 以上, 对应的直径为 247
10 nm , 100 nm 以上的 RES 数量更多,
11 即大云滴的云凝结核主要以 100 nm
12 以上的颗粒物为主。这说明此时段
13 的云雾中 100 nm 以下的细颗粒物也
14 能活化为大云滴, 但 100 nm 以上的
15 颗粒物活化为大云滴的能力更强。
16 该结果和表 2 所示的结论一致, 表
17 明在大明山上粒径在 100 nm 以上的
18 颗粒物有较强的活化特性, 同时本
19 研究也注意到图 7b 中少量 100 nm 以
20 上的颗粒物没有活化, 这可能和颗
21 粒物本身化学组分决定的较弱或非
22 吸湿(如沙尘颗粒)特性有关, 这
23 有待对颗粒物化学组成的进一步研
24 究。

25 第二时段云团的 LWC 为 0.102 g
26 m^{-3} , 云雾与第一时段相比较淡, 环
27 境气溶胶数浓度为 1820 cm^{-3} 。图 7d
28 显示云滴数浓度高达 590 cm^{-3} , 云
29 滴粒径分布在 $2\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ 的范围内,

30 但 $8\text{ }\mu\text{m}$ 以上的大云滴仅占整个云团
31 的 14%左右。与第一段云雾相比能
32 够发现环境气溶胶数浓度增加引起
33 云滴数量增加而粒径变小。图 7e 显
34 示期间 INT 的数浓度-粒径谱呈双模
35 态分布, 除了常见的直径为 64 nm
36 的模式 1, 还有直径为 243 nm 的模
37 式 2, 其特征峰峰值约为 900 cm^{-3}
38 μm^{-1} , 对应的粒径范围为 $100\sim 600$
39 nm 。这表明在此段云雾期间, 大气
40 颗粒物数量增加引起单个颗粒物分
41 配到的水汽变少, 导致部分粒径较
42 大的颗粒物无法活化为云滴。
43 MCPC 的结果显示 $8\text{ }\mu\text{m}$ 以上云滴
44 RES 的数浓度为 82 cm^{-3} , 比第一段
45 云雾 ($\text{RES}=122\text{ cm}^{-3}$) 少, 且数浓
46 度谱只有一个特征峰, 单模态的直
47 径为 236 nm , 未见 100 nm 以下的颗
48 粒物。这说明环境气溶胶数浓度的
49 升高不利于大云滴形成, 并且在水
50 汽有限的自然条件下 100 nm 以上的
51 较大的颗粒物更容易活化为大云滴。

52 第三段云雾在三个时段中表现
53 为最淡, 环境气溶胶浓度为 4640
54 cm^{-3} , 云团的 LWC 仅为 0.048 g m^{-3} 。
55 图 7g 显示云滴数浓度为 454 cm^{-3} ,
56 粒径在 $2\sim 16\text{ }\mu\text{m}$ 之间, 且整个云团
57 只有约 5%的 $8\text{ }\mu\text{m}$ 以上大云滴。与
58 第二段云雾相比, 此时大气颗粒物

1 数量进一步增加并没有引起云滴继
2 续增多,反而略有减少,云滴的粒
3 径变得更小,这说明气溶胶数浓度
4 升高抑制了云滴长大,超过一定范
5 围后甚至会阻碍云滴的形成,这是
6 大量活化的云凝结核竞争有限的水
7 汽导致最终只能呈现数量多而粒径
8 小的云滴特征。此时,INT 的数浓
9 度谱呈现双模态分布:模态 1 的直
10 径为 37 nm,峰值达 $6000\text{ cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$
11 以上;模态 2 的直径为 158 nm,峰
12 值约为 $1400\text{ cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$,即大部分
13 100 nm 以上的大颗粒物也没有被活
14 化成为云凝结核。8 μm 以上云滴
15 RES 的总数浓度仅为 25 cm^{-3} ,其数
16 浓度谱为单模态且大部分 RES 的直
17 径都在 200 nm 以上,模态直径为
18 323 nm,表明当竞争大气中水汽的
19 颗粒物增多,8 μm 以上大云滴形成
20 所需的颗粒物活化直径将不断增大。

21 总之,气溶胶数浓度升高不利
22 于大云滴的形成。在水汽有限的自
23 然环境中,大气颗粒物数量在一定
24 范围内增加会引起云滴数量增多且
25 云滴粒径变小,而过高的气溶胶数
26 浓度会抑制云中整体云滴粒径长大。
27 此外,本研究还发现 100 nm 以上的
28 颗粒物有较强活化成云的能力,这
29 也是云中 8 μm 以上大云滴的主要云

30 凝结核。因此,当研究气溶胶-云相
31 互作用机制时需要考虑气溶胶数量-
32 粒径分布特征。

33 4 结论

34 本研究于 2021 年夏季在大明山
35 进行气溶胶-云相互作用观测。雾滴
36 谱仪显示山顶云中云滴直径在 2~30
37 μm 之间,数浓度最高达 1721 cm^{-3} 。
38 混合凝聚核粒子计数器显示环境气
39 溶胶数浓度在 $71\sim 8533\text{ cm}^{-3}$ 之间。
40 本研究测得山顶云雾形成初期对气
41 溶胶的清除率在 20%~50% 之间,影
42 响清除率大小的因素包括高山大气
43 环境的水汽条件及颗粒物的粒径分
44 布特征:水汽过饱和度越高、颗粒
45 物粒径越大,云雾过程对气溶胶的
46 清除率越大。

47 本研究以 7 月 22 日的连续云雾
48 事件为例,发现云滴数量与气溶胶
49 数浓度有一定相关性:大气颗粒物
50 为云滴的形成提供了云凝结核,且
51 气溶胶数浓度升高会引起云滴数量
52 增多而等效直径变小。在有限的过
53 饱和度条件下,大气颗粒物过多将
54 抑制水汽在颗粒物上的凝结,从而
55 减少液态水的形成,使云团变淡。
56 这是因为在水汽有限的自然环境中,
57 大气颗粒物数量增多会导致单个颗
58 颗粒物分配到的水汽变少,从而抑制

1 云的形成和发展。对比同一云雾事
2 件中气溶胶数浓度差异较大的三个
3 不同事件,我们发现较低的气溶胶
4 数浓度有利于形成液态水含量高的
5 浓云 ($LWC > 0.10 \text{ g m}^{-3}$),此时云团
6 由数量相对较少而粒径大的云滴组
7 成;大气颗粒物数量增多会使云雾
8 变淡,此时的云团由大量细小的云
9 滴组成。

10 本研究选取的几次云雾事件中,
11 大气中的颗粒物数量越多,大云滴
12 ($ED > 8 \text{ }\mu\text{m}$)的数量就越少,本研
13 究推测是由于云中颗粒物对有限水
14 汽的竞争机制。我们发现 $8 \text{ }\mu\text{m}$ 以上
15 大云滴的云凝结核直径几乎都是
16 100 nm 以上气溶胶颗粒物。本研究
17 还发现同一云雾期间当气溶胶数浓
18 度较低且水汽充足时,很多 100 nm
19 以下的颗粒物也能够活化为大云滴。
20 随着气溶胶数浓度升高, 100 nm 以
21 下的颗粒物不再能活化为大云滴, 8
22 μm 以上云滴的数量减少并且颗粒物
23 的临界活化直径不断增大。此外,
24 本研究发现云雾期间始终有一些较
25 粗的颗粒物未活化,这可能与颗粒
26 物本身的化学组分决定其具有较弱
27 或非吸湿的特性有关,因此未来还
28 需要进一步分析气溶胶颗粒物的化
29 学特性对其成为云凝结核能力的影

响。

参考文献 (References)

- 30 陈丽, 银燕, 杨军, 等. 2007. 沙尘气溶胶对云
31 和降水影响的模拟研究 [J]. 南京气象学
32 院学报, 30 (5): 590-600. Chen Li, Yin Yan,
33 Yang Jun, et al. 2007. Effects of sand dust
34 particles on cloud and precipitation: a
35 numerical study [J]. Journal of Nanjing
36 Institute of Meteorology (in Chinese), 30 (5):
37 590-600.
- 38 Dusek U., Frank G. P., Hildebrandt L., et al.
39 2006. Size matters more than chemistry for
40 cloud-nucleating ability of aerosol particles
41 [J]. Science, 312 (5778): 1375-1378.
- 42 Fu Y., Lin Q., Zhang G., et al. 2020. Impact of
43 in-cloud aqueous processes on the chemical
44 compositions and morphology of individual
45 atmospheric aerosols [J]. Atmos. Chem.
46 Phys., 20 (22): 14063-14075.
- 47 Guo J. P., Liu H., Li Z. Q., et al. 2018. Aerosol-
48 induced changes in the vertical structure of
49 precipitation: a perspective of TRMM
50 precipitation radar [J]. Atmos. Chem. Phys.,
51 18 (18): 13329-13343.
- 52 黄建平, 刘玉芝, 王天河, 等. 2021. 青藏高原
53 及周边地区气溶胶、云和水汽收支研究
54 进展 [J]. 高原气象, 40 (6): 1225-1240.
- 55 Huang Jianping, Liu Yuzhi, Wang Tianhe, et
56 al. 2021. An overview of the aerosol and
57 cloud properties and water vapor budget
58 over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau
59 Meteorology (in Chinese), 40 (6): 1225-
60 1240.
- 61 贾璇, 王文彩, 陈勇航, 等. 2010. 华北地区沙
62 尘气溶胶对云辐射强迫的影响 [J]. 中国
63 环境科学, 30 (8): 1009-1014. Jia Xuan,
64 Wang Wencai, Chen Yonghang, et al. 2010
65 Influence of dust aerosols on cloud radiative
66 forcing over Northern China [J]. China
67 Environmental Science (in Chinese), 30 (8):
68 1009-1014.
- 69 John A. 1882. On Dust, Fogs, and Clouds [J].
70 Pro R Soc of Edinb, 11.

- 1 Kohler H. 1936. The nucleus in and the growth
2 of hygroscopic droplets [J]. *Trans Faraday*
3 *Soc*, 32 (2): 1152-1161.
- 4 李力. 2015. 黄山地区云凝结核与气溶胶化
5 学成分的特性及其关系 [D]. 南京信息工
6 程大学硕士学位论文. Li Li. 2015. The
7 properties and relationship of cloud
8 condensation nuclei and aerosol chemical
9 composition at Huangshan[D]. M. S. thesis
10 (in Chinese), Nanjing University of
11 Information Science & Technology.
- 12 Li J., Wang X., Chen J., et al. 2017. Chemical
13 composition and droplet size distribution of
14 cloud at the summit of Mount Tai, China [J].
15 *Atmos. Chem. Phys.*, 17 (16): 9885-9896.
- 16 Li T., Wang Y., Li W. J., et al. 2015.
17 Concentrations and solubility of trace
18 elements in fine particles at a mountain site,
19 southern China: regional sources and cloud
20 processing [J]. *Atmospheric Chemistry and*
21 *Physics*, 15 (15): 8987-9002.
- 22 Li W. J., Li P. R., Sun G. D., et al. 2011. Cloud
23 residues and interstitial aerosols from non-
24 precipitating clouds over an industrial and
25 urban area in northern China [J].
26 *Atmospheric Environment*, 45 (15): 2488-
27 2495.
- 28 Li Z., Wang Y., Guo J., et al. 2019. East Asian
29 Study of Tropospheric Aerosols and their
30 Impact on Regional Clouds, Precipitation,
31 and Climate (EAST - AIR_{CPC}) [J]. *J.*
32 *Geophys. Res.-Atmos.*, 124 (23): 13026-
33 13054.
- 34 Liu L., Zhang J., Du R., et al. 2021. Chemistry
35 of Atmospheric Fine Particles During the
36 COVID-19 Pandemic in a Megacity of
37 Eastern China [J]. *Geophysical Research*
38 *Letters*, 48 (2)
- 39 Ma X. F., Zangmeister C. D., Gigault J., et al.
40 2013. Soot aggregate restructuring during
41 water processing [J]. *J. Aerosol Sci.*, 66:
42 209-219.
- 43 Mazoyer M., Burnet F., Denjean C., et al. 2019.
44 Experimental study of the aerosol impact on
45 fog microphysics [J]. *Atmospheric*
46 *Chemistry and Physics*, 19 (7): 4323-4344.
- 47 Petters M. D. and Kreidenweis S. M. 2007. A
48 single parameter representation of
49 hygroscopic growth and cloud condensation
50 nucleus activity [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 7
51 (8): 1961-1971.
- 52 Pruppacher H. R. and Jaenicke R. 1995. The
53 Processing of Water-Vapor and Aerosols by
54 Atmospheric Clouds, a Global Estimate [J].
55 *Atmos. Res.*, 38 (1-4): 283-295.
- 56 秦彦硕, 银燕, 杨素英, 等. 2012. 黄山地区春
57 夏季气溶胶离子组分及其对云微物理特
58 征的影响 [J]. *气象学报*, 76 (6): 1334-1346.
- 59 Qin Yanshuo, Yin Yan, Yang Suying, et al.
60 2012. Chemical characteristics of the
61 aerosols and their effect on microphysical
62 properties of clouds in spring and summer
63 over Mt. Huang [J]. *Acta Meteorologica*
64 *Sinica* (in Chinese), 76 (6): 1334-1346.
- 65 Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and
66 snow by urban and industrial air pollution [J].
67 *Science*, 287 (5459): 1793-1796.
- 68 Roth A., Schneider J., Klimach T., et al. 2016.
69 Aerosol properties, source identification,
70 and cloud processing in orographic clouds
71 measured by single particle mass
72 spectrometry on a central European
73 mountain site during HCCT-2010 [J]. *Atmos.*
74 *Chem. Phys.*, 16 (2): 505-524.
- 75 Seinfeld J. H., Bretherton C., Carslaw K. S., et
76 al. 2016. Improving our fundamental
77 understanding of the role of aerosol-cloud
78 interactions in the climate system [J]. *P. Natl.*
79 *Acad. Sci. U.S.A.*, 113 (21): 5781-5790.
- 80 Shen C., Zhao C., Ma N., et al. 2018. Method
81 to Estimate Water Vapor Supersaturation in
82 the Ambient Activation Process Using
83 Aerosol and Droplet Measurement Data [J].
84 *J Geophys Res-Atmos*, 123 (18): 10606-
85 10619.
- 86 石睿, 王体健, 李树, 等. 2015. 东亚夏季气溶
87 胶—云—降水分布特征及其相互影响的
88 资料分析 [J]. *大气科学*, 39 (1): 12-22. Shi

- 1 Rui, Wang Tijian, Li Shu, et al. 2015. The
2 spatial and temporal characteristics of
3 aerosol-cloud-precipitation interactions
4 during summer in East Asia [J]. Chinese
5 Journal of Atmospheric Sciences (in
6 Chinese), 39 (1): 12-22.
- 7 Shingler T., Dey S., Sorooshian A., et al. 2012.
8 Characterisation and airborne deployment of
9 a new counterflow virtual impactor inlet [J].
10 Atmos. Meas. Tech., 5 (6): 1259-1269.
- 11 Wang Yuan, Niu Shengjie, Lu Chunsong, et
12 al. 2021. Observational study of the physical
13 and chemical characteristics of the winter
14 radiation fog in the tropical rainforest in
15 Xishuangbanna, China. Science China Earth
16 Sciences, 64 (11): 1982-1995.
- 17 Wang F., Guo J., Wu Y., et al. 2014. Satellite
18 observed aerosol-induced variability in
19 warm cloud properties under different
20 meteorological conditions over eastern
21 China [J]. Atmos. Environ., 84: 122-132.
- 22 吴蓬萍, 韩志伟. 2011. 东亚地区硫酸盐气溶
23 胶间接辐射和气候效应的数值模拟研究
24 [J]. 大气科学, 35 (3): 547-559. Wu
25 Pengping, Han Zhiwei. 2011. A modeling
26 study of indirect radiative and climatic
27 effects of sulfate over East Asia [J]. Chinese
28 Journal of Atmospheric Sciences (in
29 Chinese), 35 (3): 547-559.
- 30 Wu Z. J., Poulain L., Henning S., et al. 2013.
31 Relating particle hygroscopicity and CCN
32 activity to chemical composition during the
33 HCCT-2010 field campaign [J]. Atmos.
34 Chem. Phys., 13 (16): 7983-7996.
- 35 阳宇翔, 彭加仙, 傅玉珍, 等. 2021. 基于单颗
36 粒质谱研究云雾水和降雨中颗粒物的化
37 学成分 [J]. 地球化学, 50 (6): 635-643.
- 38 Yang Yuxiang, Peng Jiexian, Fu Yuzhen, et
39 al. 2021. Research on the chemical
40 composition of particles in cloud/fog water
41 and rainwater based on single particle mass
42 spectrometry [J]. GEOCHIMICA (in
43 Chinese) 50 (6): 635-643.
- 44 杨磊, 银燕, 杨绍忠, 等. 2013. 南京地区冬季
45 大气冰核特征及其与气溶胶关系的研究
46 [J]. 大气科学, 37 (5): 983-993. Yang Lei,
47 Yin Yan, Yang Shaozhong, et al. 2013.
48 Characteristics of atmospheric ice nuclei and
49 its relationship to aerosols in winter in
50 Nanjing [J]. Chinese Journal of Atmospheric
51 Sciences (in Chinese), 37 (5): 983-993.
- 52 Yang Y., Zhao C. F., Dong X. B., et al. 2019.
53 Toward understanding the process-level
54 impacts of aerosols on microphysical
55 properties of shallow cumulus cloud using
56 aircraft observations [J]. Atmos. Res., 221:
57 27-33.
- 58 游婷, 张华, 王海波, 等. 2020. 夏季白天中国
59 中东部不同类型云分布特征及其对近地
60 表气温的影响 [J]. 大气科学, 44 (4): 835-
61 850. You Ting, Zhang Hua, Wang Haibo, et
62 al. 2020. Distribution of different cloud
63 types and their effects on near-surface air
64 temperature during summer daytime in
65 Central Eastern China [J]. Chinese Journal
66 of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44 (4):
67 835-850.
- 68 Zhao C. F. and Garrett T. J. 2015. Effects of
69 Arctic haze on surface cloud radiative
70 forcing [J]. Geophys. Res. Lett., 42 (2): 557-
71 564.
- 72 Zhao C. F., Qiu Y. M., Dong X. B., et al. 2018.
73 Negative Aerosol-Cloud r(e) Relationship
74 From Aircraft Observations Over Hebei,
75 China [J]. Earth Space Sci., 5 (1): 19-29.