

# 黄山地区春夏季气溶胶离子组分 及其对云微物理特征的影响<sup>\*1</sup>

秦彦硕<sup>1</sup> 银燕<sup>2</sup> 杨素英<sup>1</sup> 陈魁<sup>1</sup>

QIN Yanshuo<sup>1</sup> YIN Yan<sup>2</sup> YANG Suying<sup>1</sup> CHEN Kui<sup>1</sup>

1. 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室, 南京, 210044

2. 南京信息工程大学 中国气象局大气物理与大气环境重点开放实验室, 南京, 210044

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2. *Key Laboratory for Atmospheric Physics and Environment of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2011-10-19 收稿, 2012-02-20 改回.

**Qin Yanshuo, Yin Yan, Yang Suying, Chen Kui. 2012. Chemical characteristics of the aerosols and their effect on microphysical properties of clouds in spring and summer over Mt. Huang. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(6): 1334-1346**

**Abstract** The aerosol components and cloud microphysical parameters were measured at a high-altitude background station on the summit of the Mt. Huang from May to August 2009, and were used as input to a multi-chemical-component (MCC) bin-resolved cloud parcel model to investigate the influence of MCC aerosols on the cloud condensation nuclei (CCN) and cloud microphysics. The results from the back trajectory cluster and aerosol ionic composition analysis show that there were three types of air masses that affected the chemical composition of the aerosol particles, including the northern continental, local polluted, and mixed transformation maritime air mass, with characteristic substance of  $\text{CaCO}_3$ , soluble salts ( $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ,  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ), as well as NaCl, respectively. The numerical simulation results show that the effects of aerosol chemical compositions on cloud microphysical processes varied with weather conditions for the same aerosol distribution. MCC aerosols led to higher cloud droplet number concentration (CDNC) than pure ammonium sulfate aerosols under the same updraft velocity, mainly reflected in more droplets with sizes less than  $3.3 \mu\text{m}$ . It is also shown that inclusion of the insoluble component  $\text{CaCO}_3$  has more significant influence on the CDNC when the updraft velocity is lower than  $0.7 \text{ m/s}$ ; otherwise, NaCl dominated the droplet activation process with the increasing condensable water. The MCC aerosols resulted in relatively narrow cloud droplet spectrum than pure ammonium sulfate aerosols, especially when the area is influenced by the northern continental air mass. In the latter case, MCC aerosols led to enhanced the cloud droplet number, cloud optical thickness and cloud albedo, and decreased the droplet effective radius, and therefore, may have different effects to warm precipitation and atmospheric radiation compared with other types of air masses.

**Key words** Aerosol, Chemical component, CCN, Cloud microphysical properties

**摘要** 利用 2009 年 5—8 月在华东地区高山——黄山顶取得的气溶胶和云微物理参数观测资料以及同期气溶胶离子成分数据, 结合多种化学组分气溶胶绝热气块分档云模式, 研究了黄山地区多化学组分气溶胶对云凝结核和云微物理特征的影响。气团轨迹和气溶胶离子成分的分析结果表明, 3 种气团影响着黄山地区气溶胶的化学组分, 即北方大陆气团气溶胶富含  $\text{CaCO}_3$ , 局地污染气团气溶胶以可水溶性无机盐 ( $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 、 $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ) 为主, 而变性混合海洋性气团气溶胶中 NaCl 较多。

\* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41030962)、江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)。

作者简介: 秦彦硕, 主要从事云降水物理和气溶胶研究。E-mail: qys122006@126.com

通信作者: 银燕, 主要从事云降水物理学及大气气溶胶研究。E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

数值模拟结果显示,在气溶胶谱一定时,不同天气形势下黄山气溶胶的化学组分的差异会对云微物理特征产生不同的影响。同一上升速度下实际多组分气溶胶模拟的云滴数浓度大于纯硫酸铵,主要体现在云滴谱第1个峰值 $3.3\ \mu\text{m}$ 之前;气块上升速度低于 $0.7\ \text{m/s}$ 时,含有较多不可水溶物质的混合气溶胶对云滴数浓度的影响较大;上升速度大于 $0.7\ \text{m/s}$ 时,气块中可凝结水增多,海盐对云滴数浓度增加的效果更显著。多组分气溶胶模拟云滴谱较纯硫酸铵窄,其中,北方气团方案造成云滴谱变窄的程度高于混合气团方案;而模拟的云滴数目增多,造成云滴有效半径减小,云光学厚度和反照率增加,将会对暖云降水及辐射效应产生不同的影响。

**关键词** 气溶胶, 化学组分, 云凝结核, 云微物理特征

**中图法分类号** P401

## 1 引言

气溶胶不仅能吸收、散射太阳辐射(McCormick, et al, 1967)(直接效应),还能充当云凝结核(CCN, cloud condensation nuclei)或冰核(IN, ice nuclei),导致云的形成及微物理特征和辐射特性的改变(Lohmann, et al, 2005)(间接效应);此外,气溶胶还可以在云内部吸收辐射,改变云的温度廓线及稳定性(Friedman, et al, 2009)(半直接效应)。气溶胶充当云凝结核或冰核的能力受多种因素制约,比如:粒径分布(Dusek, et al, 2006)、数浓度、化学成分和由上升速度决定的云内过饱和度等。

气溶胶粒子成分非常复杂,包含多种无机物和种类繁多的有机物,混合方式可能有内部混合和外部混合,再加上不同化学成分的气溶胶粒子吸湿特性和集中出现的粒径范围不同,均会影响气溶胶活化,进而影响云滴数浓度、云滴谱等微物理特征(杨素英,2008)。不同气溶胶的成分和含水量也决定着粒子的光学和化学特性。所以,研究气溶胶粒子的尺度分布、化学组分和混合状态,是认识其环境和气候效应的基础。

近年来,空气污染在中国受到普遍关注,相继开展了一系列大气污染观测试验(杨军等,2000;石立新等,2007),得到了大量有关大气气溶胶理化特性和分布特征的观测资料。中国对不同化学组分气溶胶如何影响云微物理过程的研究相对较少,杨素英等(2010)利用多种化学组分气溶胶的绝热气块分档云模式,研究了华北地区气溶胶对云微物理特征的影响。结果表明,多组分气溶胶较纯硫酸铵气溶胶更有利于增加云滴数浓度,减小云滴有效半径,同时多组分气溶胶通过增加小云滴数浓度和减少大云滴数浓度使云滴谱变窄。但该研究中未给出模拟值与实际观测对比,加上中国南北地区气候及工业结构不同,大气气溶胶成分存在一定差异,可能会对云微物理产生不同作用。所以,本研究试图通过对黄山顶气溶胶粒子采样分析并结合数值模式,揭示该地区气溶胶理化特性对云滴形成和增长的影响。为此于2009年春夏季在黄山光明顶设立观测站,对气溶胶、云凝结核、云滴特性等进行了系统观测(表1)。首先对气溶胶采样器采得的样品离子成分进行分析,然后以此为基础,应用数值试验探讨不同组分气溶胶在不同宏观动力条件下产生的对云形成和微观结构的可能影响。

表1 黄山观测仪器

Table1 The instruments used in the Mt. Huang campaign

仪器名称	型号	生产商	测量项目	时间分辨率	观测精度	备注
多级串联撞击式采样器	Model 125B	MSP公司,美国	气溶胶粒子采样	24 h	/	流量:10 L/min
宽范围粒谱仪	WPS-1000XP	MSP公司,美国	气溶胶粒子谱	300 s	粒径分辨率: $>120$ 通道	
云凝结核计数器	CCN-100	DMT公司,美国	云凝结核浓度	1 s	过饱和度:0.2-1.0	
电子天平	BSA224S	Sartorius,德国	称量滤膜	/	0.1 mg,最大值:220 g	
离子色谱仪	820	万通公司,瑞士	气溶胶可水溶性组分	/		

## 2 黄山气溶胶化学成分

气溶胶化学成分资料取样于2009年5—8月,利用多级串联撞击式 MOUDI (microorifice uni-

form deposit impactor)13级采样器(粒径分别为:18—10、10—5.6、5.6—3.2、3.2—1.8、1.8—1、1—0.56、0.56—0.32、0.32—0.18、0.18—0.1、0.1—0.056、0.056—0.032、0.032—0.018、0.018—

0.01 μm)在黄山光明顶(海拔 1840 m)对气溶胶进行分级采样,共取得 26 组有效数据。在不同天气影响下,污染物的来源不同,造成大气气溶胶的化学组分也有一定的差异,所以,了解气溶胶采样的不同天气背景,对进一步分析气溶胶成分及其变化十分必要。香港地区 TRACE-P 期间(赵恒等,2009)主要受到 3 类气团的影响,一是来自华东地区的大陆性气团,二是来自中国台湾地区 and 海南岛之间海域的海洋性气团,三是局地气团。石春娥等(2008)按不同季节对 2001—2005 年合肥市逐日后向轨迹进行聚类分析,发现不同方向后向轨迹所对应的 PM<sub>10</sub> 平均浓度不同,其中,春夏季节董铺水库测站受到西北方向轨迹影响时 PM<sub>10</sub> 最高,平均为 90.5 μg/m<sup>3</sup>,其次是局地轨迹对应的 PM<sub>10</sub>,为 90 μg/m<sup>3</sup>,而来自东南及西南方向远距离输送 PM<sub>10</sub> 最低,为 69 μg/m<sup>3</sup>。香港赤鱗角站(梁延刚等,2008)观测到的 PM<sub>2.5</sub> 浓度与能见度呈反相关,该现象与影响香港气团的来源有关,在受到内陆轨迹影响时能见度较低且 PM<sub>2.5</sub> 日平均浓度为 62.3 μg/m<sup>3</sup>,远高于海洋轨迹影响下的 PM<sub>2.5</sub> 浓度(28 μg/m<sup>3</sup>)。

从采样期间影响采样点气团的后向轨迹聚类分析(图 1)可以看出,影响黄山光明顶的气团分为 6 类,1 类为来自北方 500 km 之内的近距离气团,占 38%;2 类为局地西南气团,占 12%;3 类为局地东南气团,占 23%;4 类为北方远距离输送气团,占 8%;5 类是由东南沿海经江西等地输送的气团,占 8%;6 类为来自南海经西南各省进入安徽的气团,占 12%。为了研究的方便,根据这 6 类气团的来源、性质及黄山地区周边地形等因素综合考虑,进

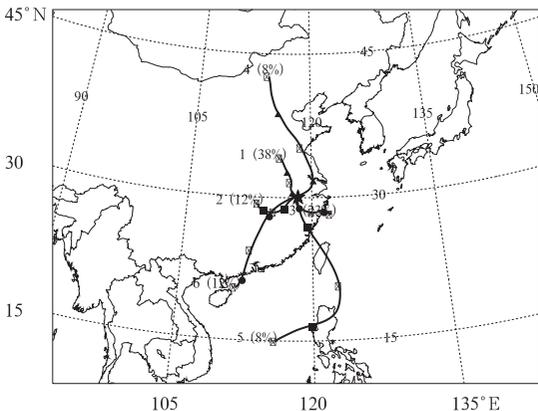


图 1 采样期间 26 组后向轨迹聚类分析  
Fig. 1 Back trajectories of the air masses during the sampling periods

一步将 1、4 类归为北方大陆气团(简称 N),占样本数的 46%;2、3 类归为局地大陆气团(简称 Local)占 35%;5、6 类归为海洋混合气团(简称 Mixed),占 19%。由实验室电子天平对特氟龙膜采样前后质量进行称量,可推算出气溶胶质量浓度(表 2),结果表明,北方大陆气团影响下 PM<sub>10</sub> 质量浓度最高,主要贡献在粗粒子段,这与合肥(石春娥等,2008)观测结果类似;而局地污染下细粒子浓度却高于其他两种情况。

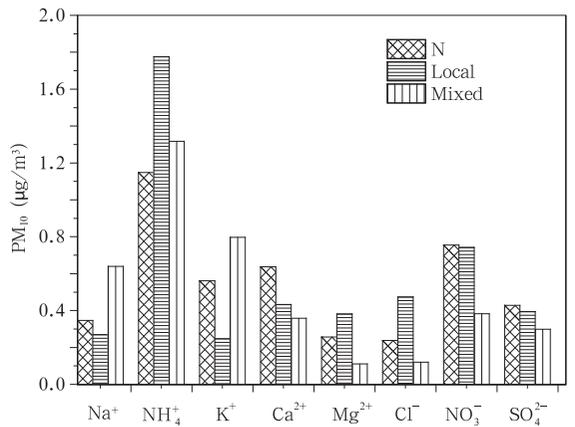


图 2 不同气团下各离子质量浓度分布  
Fig. 2 Mass concentration of the ions under the different air masses

表 2 三类气团影响下不同粒径气溶胶总质量浓度(μg/m<sup>3</sup>)

	北方大陆气团	局地大陆气团	海洋混合气团
PM <sub>10</sub>	101.1	96.2	59.5
PM <sub>1.8</sub>	67.8	75.4	50.8

利用离子色谱仪分析了气溶胶采样颗粒中主要的可溶性无机盐成分(阳离子: Na<sup>+</sup>、NH<sub>4</sub><sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>, 阴离子: Cl<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>),采用的阳离子色谱柱为 Metrosep C 4-150/4.0,阴离子色谱柱为 Metrosep A supp 5-150/4.0。结果显示,不同气团作用下,各离子质量浓度有较大差异(图 2)。来自北方大陆气团中含有大量的 Ca<sup>2+</sup>,其主要来源为黄土、沙尘粒子,由于远距离输送来的颗粒物粒径较小,大多数的大颗粒物均在输送途中沉降,使细颗粒物中元素的富集因子相对较高(Odabasi, et al, 2002),直接造成了 Ca<sup>2+</sup> 的含量最高;其次是 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>,即硝酸、硫酸盐浓度也较高。在局地大陆污

染气团的控制下,气溶胶成分主要表现为  $\text{NH}_4^+$  含量较高,  $\text{NH}_3$  不可能由长距离输送而来 (Asman, 1994), 主要来自动物养殖、化肥和有机物分解 (Wang, et al, 2006); 加上受长江三角洲地区工业排放的影响,  $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  质量浓度均较高, 在多种因素共同作用下, 局地大陆污染气团影响下细粒子浓度均较其他两种气团高 (表 2)。气溶胶受到

海洋混合气团的影响时, 最大的特征表现为组分中海盐  $\text{NaCl}$  的增加,  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  的比值说明存在  $\text{Cl}^-$  的损失, 从海洋经大陆的长距离输送过程, 酸性气体 ( $\text{HNO}_3$  和  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) 与海盐反应使  $\text{HCl}$  逸出 (Wall, et al, 1988), 造成化学组分发生变性; 在这种气团下观测到的气溶胶质量浓度最小 (表 2)。

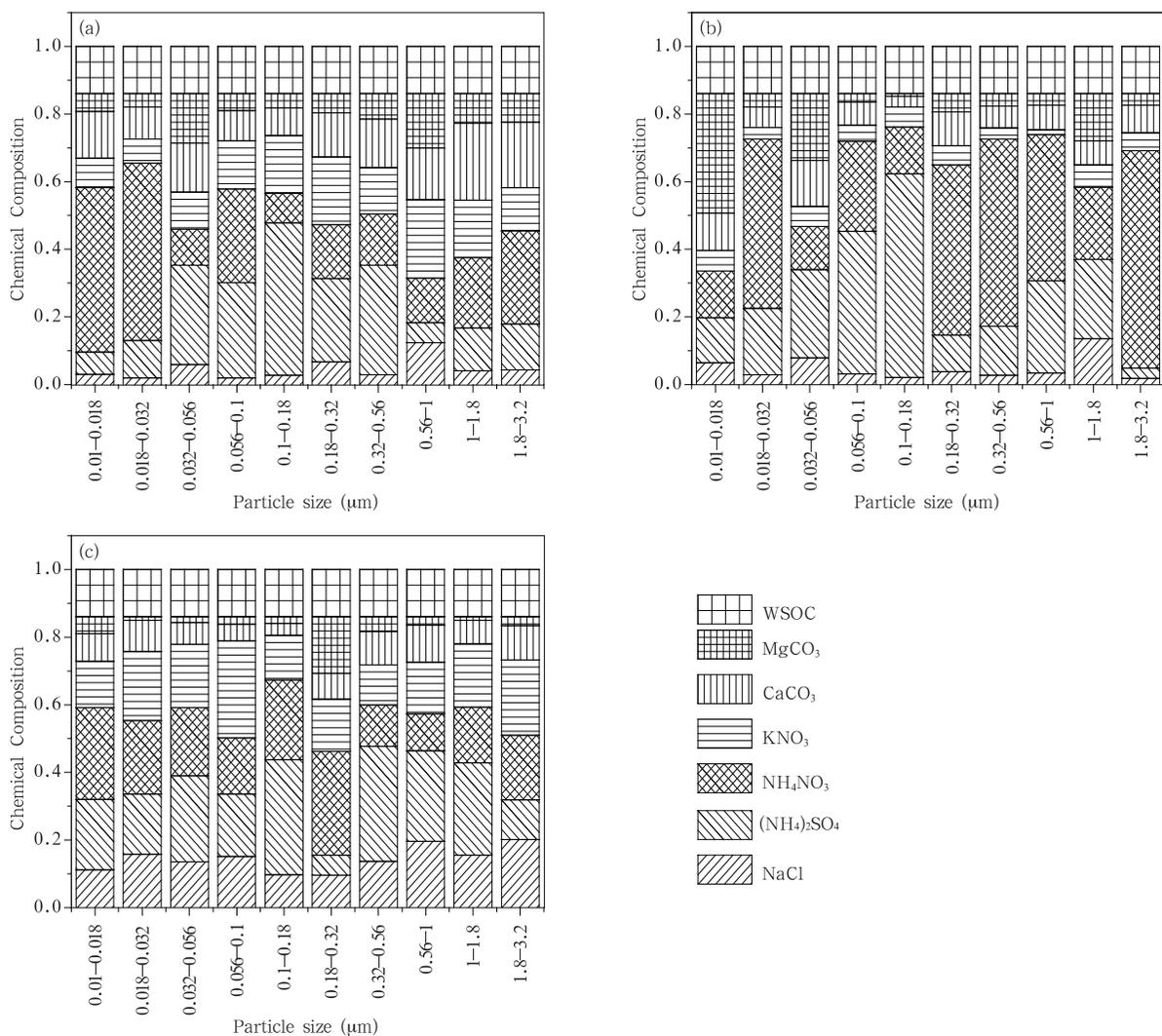


图 3 各化学组分分级

(a. 北方大陆气团, b. 局地大陆气团, c. 海洋混合气团)

Fig. 3 Ratio of the different chemical compositions for the size-segregated aerosols in the different air masses (a. Northern continental air mass, b. Local continental air mass, and c. Mixed air mass)

下面以离子色谱仪得到的主要可水溶性离子成分为基础, 并按照主要离子成分间优先组合原则 (Metzger, et al, 2007; Liu, et al, 2010), 将主要可水溶性离子成分进行组合, 考虑未检测到的  $\text{CO}_3^{2-}$  与

$\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  结合为微水溶性物质碳酸钙和碳酸镁; 采用绝热气块云模式进一步分析气溶胶的不同成分对云凝结核和微物理特征的作用。气溶胶粒子中的有机物粒子一般较小, 多数分布在  $0.1\text{--}5\ \mu\text{m}$  内 (唐孝

炎等, 1990)。参照已有研究在大陆背景地区、乡村地区和污染地区大气细粒子的观测结果, 水溶性有机碳(WSOC, water soluble organic carbon)占总颗粒物的36%、14%及14%(Zappoli, et al, 1999), 并假设黄山气溶胶采样中水溶性有机碳占总质量的14%, 未考虑水不溶性有机物、水不溶性无机碳、元素碳和未检测出的其他离子, 得出3类不同物质化学构成(图3), 作为模式初始化学组分, 进行模拟分析。

### 3 气块分档云模式简介

本研究采用绝热气块分档云模式, 分档方法为拉格朗日方法, 即每一档中粒子数目保持不变, 粒子大小随时间变化。微物理过程主要考虑了液滴平衡生长和活化后凝结增长过程, 认为气溶胶粒子随气块从云下附近水汽未饱和状态开始上升, 气块上升速度保持不变。在上升过程中气溶胶粒子在未活化前吸湿增长, 此时气溶胶粒子与环境湿空气处于一种平衡状态(满足科勒方程); 当某大小气溶胶粒子活化后, 改为凝结增长。该模式是杨素英等(2010)在Wyoming大学绝热分档气块模式(简称UWyo气块模式)基础上, 根据文献(Mircea, et al, 2002; Nenes, 2002)的研究结果进行拓展, 主要考虑了硫酸盐、硝酸盐、海盐等多种无机气溶胶、可水溶性有机物、硝酸及不可水溶核的作用。拓展后的科勒方程为

$$S_{\text{eq},i} \approx 1 + \frac{2\sigma_{s,i}M_w}{RT\rho_w r_i} - \frac{3M_w\varphi_s}{4\pi\rho_w(r_i^3 - r_{N,i}^3)} \times \left( \sum_{\text{inorg}} \frac{\nu_l m_l}{M_l} + \sum_{\text{org}} \frac{\nu_l m_l}{M_l} \right) \quad (1)$$

式中, 右边第二项为科勒项反映粒子曲率大小的影响;  $M_w$  为水的分子量,  $\rho_w$  为水的密度,  $R$  为气体常数,  $T$  为气块绝对温度,  $r_i$  为随时间变化的每一档气溶胶粒子半径; 右边第三项为水活性项, 反映溶质的作用, 考虑了可水溶性无机(inorg)、有机(org)物质的作用;  $\nu_l, m_l, M_l$  与  $\nu_{l'}, m_{l'}, M_{l'}$  分别表示第  $l$  与  $l'$  种可水溶性无机与有机物的气溶胶可离解的离子数目、溶质质量及分子量,  $\sigma_{s,i}$  为第  $i$  档液滴表面张力,  $\varphi_s$  为溶液中盐的渗透系数, 数值近似为 1,  $r_{N,i}$  为干核半径。该方程的导出满足两个假设: 液滴水活性不受不可水溶核的影响; 液滴体积近似为溶液体积和不可水溶核体积之和。其中, 云滴表面张力与可溶解的有机碳浓度关系为(Pruppacher, et al, 1997)

$$\sigma_{s,i} = \sigma_w - 0.0187T \ln(1 + 628.14m_{c_i}) \quad (2)$$

式中,  $\sigma_w$  为水的表面张力,  $m_{c_i}$  表示每千克水中溶解的碳的摩尔数。拓展后的科勒方程适用于多化学组

分间内部混合的气溶胶粒子的模拟研究, 即在一个气溶胶粒子中不同化学组分的气溶胶粒子按照质量百分含量进行组合。

当某一档气溶胶粒子活化后, 该档粒子进行凝结增长, 满足凝结增长方程

$$\frac{dr_i}{dt} = \frac{S - S_{\text{eq},i}}{r_i \left( \frac{\rho_w RT}{p_v^* D_v' M_w} + \frac{L \rho_w ((LM_w/RT) - 1)}{k_a' T} \right)} \quad (3)$$

式中,  $S, P_v^*, D_v', L$  和  $k_a'$  分别表示环境过饱和度、饱和水汽压、空气中水汽扩散系数, 潜热系数和热传导系数。

真实大气中气溶胶的化学成分复杂, 不仅含有多种无机气溶胶, 而且, 还包括复杂多样的有机气溶胶。改造后的模式能够更加真实地模拟多化学组分气溶胶对云微物理特征的影响。

## 4 模式初始化条件

### 4.1 初始干气溶胶谱

模式中采用的初始干气溶胶谱为宽范围粒径谱仪观测的2009年5月28日09—11时平均值, 此时相对湿度为30.67%, 温度为289.15 K(16.0 °C), 气压819.13 hPa。气溶胶粒子半径为0.0052—1.580  $\mu\text{m}$ , 共分60档。在黄山光明顶观测的春季大气气溶胶粒子数浓度的平均值为  $3.14 \times 10^3 \text{ cm}^{-3}$ , 数浓度高值集中在粒径0.04—0.12  $\mu\text{m}$  (银燕等, 2010), 模式中采用的粒径谱分布(图4)基本反映了黄山典型气溶胶粒径谱分布。

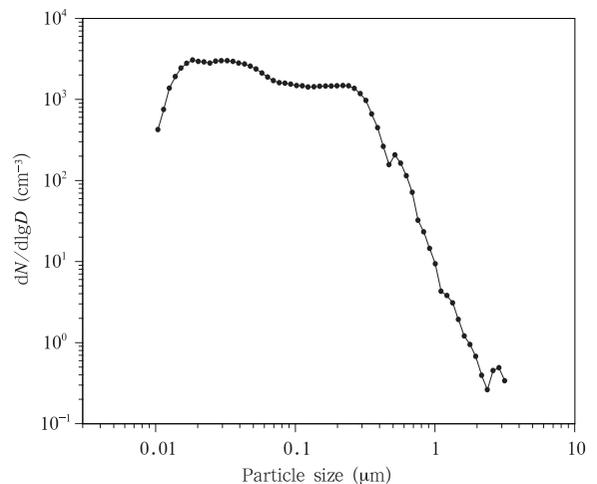


图4 黄山初始气溶胶粒径谱分布

Fig. 4 Initial size distribution of the aerosol particles at the Mt. Huang

## 4.2 初始热力学条件

由于观测点缺少上空层状云内气象要素资料,模式中模拟的层状云条件采用杨素英(2008)给出的飞机观测结果,即初始高度 2090 m,温度 272.19 K,气压 756.41 hPa,相对湿度 99%,模拟高度 200 m,假设上升速度分别为 0.3、0.5、0.7、1.0、1.2 m/s。

## 5 模拟结果分析

针对黄山气溶胶主要化学成分随粒径分布特点,采用下面几种方案进行模拟研究:

方案 1:北方大陆气团影响下黄山光明顶采集气溶胶分级结果,不同档化学成分质量组成不同(图 3a);

方案 2:局地大陆气团影响下黄山光明顶采集气溶胶分级结果,不同档化学成分质量组成不同(图 3b);

方案 3:海洋混合气团影响下黄山光明顶采集气溶胶分级结果,不同档化学成分质量组成不同(图 3c);

方案 4:仅含有硫酸铵(因硝酸铵和硫酸铵性质相似,故只选择一种为例研究);

方案 5:仅含有可水溶性有机物;

方案 6:仅含有氯化钠;

方案 7:质量百分比含量为 60% 的硫酸铵与 40% 的可溶性有机碳;

方案 8:质量百分比含量为 60% 的硫酸铵与 40% 的不可水溶性核(不可水溶性核为碳酸钙)。

模式中均采用相同的初始干气溶胶谱(图 4)及各种初始参数,这样模拟结果差异完全由化学组分导致,以便突出化学组分对云微物理特征的影响。

### 5.1 化学组分对气溶胶粒子活化临界过饱和度的影响

利用拓展后的科勒方程,描述不同相对湿度下气溶胶粒子平衡增长与粒径、化学组分和云滴溶质的物化特性的关系。当环境相对湿度小于临界相对湿度时,粒子吸湿增长处于“霾滴”状态;一旦相对湿度超过粒子临界相对湿度,气溶胶粒子即可能被活化形成云滴。

从不同干粒径和不同化学组分气溶胶粒子的科勒曲线(图 5)可以看出,不同干粒径,对应的科勒曲线有较大差异,起始干粒径越大,对应的盐核质量越大,粒子活化所需的临界过饱和度越低,即粒子半径越

大,越有助于核化凝结。干粒径较小时,不同化学组分之间的差异较大;在干半径 0.05  $\mu\text{m}$  时,纯硫酸铵气溶胶对应的临界过饱和度最高;且随初始干粒径的增大,临界过饱和度降低得最快。对于黄山实际气溶胶,富含碳酸钙的北方气团对应气溶胶临界过饱和度最高,其次是局地气团,最低的是富含海盐成分的混合气团,因为 NaCl 吸湿性较强,所需的临界过饱和度较低。从图 5 科勒曲线可以看出,在气溶胶干半径为 0.1  $\mu\text{m}$  时,混合气团气溶胶对应的临界过饱和度偏高,活化半径为 1.49  $\mu\text{m}$ ,北方气团对应的活化半径为 1.53  $\mu\text{m}$ 。结合图 3 气溶胶化学成分可知,干半径 0.1  $\mu\text{m}$  处于气溶胶采样的 0.18—0.32  $\mu\text{m}$  粒径段中,混合气团气溶胶中含有的不可水溶性物质质量百分比最高(占 24.3%),最终导致其临界过饱和度最高。

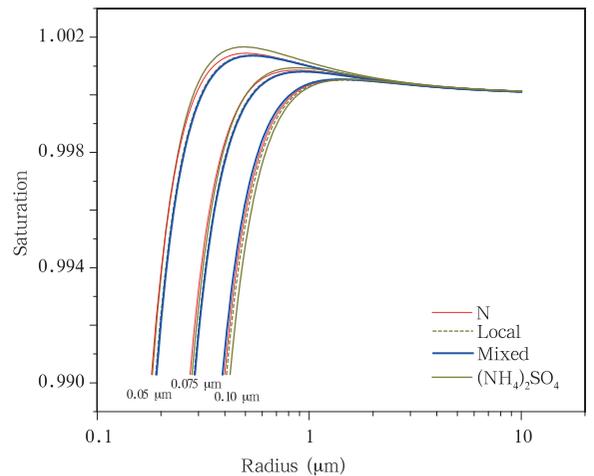


图 5 不同干粒径气溶胶的科勒曲线差异

Fig. 5 Köhler curves for the three aerosol size: 0.05, 0.075 and 0.10  $\mu\text{m}$  in diameter

### 5.2 不同化学组分对云凝结核活化谱的影响

假设活化的气溶胶粒子浓度与过饱和度有关, Twomey 等(1959)得到云凝结核浓度  $N_{CCN}$  与过饱和度的参数化关系为

$$N_{CCN}(s) = CS^k \quad (4)$$

式中,气溶胶粒子群尺度和化学成分的信息隐含在参数  $C$ 、 $k$  中, $C$  是当  $S = 1\%$  时云凝结核的浓度。根据科勒理论,当环境过饱和度超过粒子的临界过饱和度时,气溶胶粒子能被活化。在气溶胶谱一定的情况下,已知每个气溶胶的临界过饱和度和粒径,即可以求出云凝结核的累积数浓度(Mircea, et al, 2002)。黄山光明顶上云凝结核浓度仪观测到不同过饱和度下云凝结核的浓度。通过式(4)可求出云凝结核谱的

拟合参数。晴天观测值的参数  $C$  拟合值为  $977.58 - 3355.5 \text{ cm}^{-3}$ ,  $k$  值为  $0.542 - 0.767$  (林振毅, 2010)。本文在观测结果基础上, 得出该地区云凝结核活化谱的  $C$  和  $k$  的模拟值为  $2010 \text{ cm}^{-3}$  和  $0.62$ 。利用分档云气块模式及 Kammermann 等(2010) 云凝结核浓度预测公式

$$N_{\text{CCN, meas}}(SS, t) = - \int_{\infty}^{\text{Derit}(SS, t)} \frac{dN_{\text{CCN}}(t)}{d \lg D_p} d \lg D_p \quad (5)$$

式中,  $dN_{\text{CCN}}(t)/d \lg D_p$  为观测到的颗粒物数浓度分布谱, 气溶胶临界过饱和度  $D_{\text{crit}}$  为模式模拟结果。

从不同化学组分气溶胶对应的云凝结核活化谱分布 (Local 方案代表黄山实际气溶胶) (图 6) 可以看出, 化学组分不同, 活化的云凝结核数浓度有一定差异, 大致趋势为  $\text{WSOC} > \text{Local} > \text{NaCl} > (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 。水溶性有机碳 (WSOC) 对云凝结核的浓度存在明显影响, 因为在一定过饱和度下, 水溶性有机碳气溶胶具有较低的临界过饱和度 (杨素英等, 2010), 可以在相对较低的过饱和度下活化, 因此水溶性有机碳气溶胶模拟云凝结核的数目最高。由表 3 可以定量地看出, 实际大气中多化学组分对应的云凝结核数目比纯硫酸铵略高, 且随过饱和度的升高, 其增加的百分比由 5% 缓慢先增至 41% 再降低为 21%; 这些变化说明化学组分随尺度分布对云凝结核活化谱产生一定影响。混有不可水溶性核的气溶胶 (方案 8) 对应的云凝结核数目最低, 因为含有不可水溶性核会造成气溶胶的吸湿性较低, 活化需要的临界过饱和度较高; 而且, 随过饱和度的升高, 模拟的云凝结核浓度相对纯硫酸铵增加较快, 过饱和度为 0.1% 时, 活化云凝结核浓度比纯硫酸铵低 6%, 过饱和度增大至 2.5% 后, 差距较小, 为 2%。

一般情况下, 云凝结核浓度的模拟值高于观测值 (Dusek, et al, 2003)。在第 1 次气溶胶特征实验 (ACE-1) 中, Covert 等 (1998) 用热梯度扩散云室观测的过饱和度在 0.5% 时, 云凝结核浓度比气溶胶谱预测的云凝结核模拟值低 20% 左右。在第 2 次气溶胶特征实验 (ACE-2) 中, Chuang 等 (2000) 将机载测量的过饱和度为 0.1% 时的云凝结核浓度值与模拟浓度值比较, 预测的云凝结核值过大, 并认为改善云凝结核仪器测量, 获取气溶胶按粒径分档的化学组分将有助于闭合检验效果。云凝结核浓度的观测值也存在很大不确定性, 主要来自云凝结核计数器中过饱和度、水汽消耗、粒子计数和流速的不确定

性 (Deng, et al, 2011)。比较云凝结核模拟与实际观测值 (图 7, 表 4) 可以看出, 在过饱和度较高 ( $> 0.6\%$ ) 时, 模拟结果达到  $10^4$  量级, 约为实际观测值的 2 倍; 观测到的云凝结核浓度较低, 除了仪器测量的不确定因素外, 模式中假设气溶胶化学成分为内部混合, 也会造成云凝结核模拟值过高 (Medina, et al, 2007)。在过饱和度较低 ( $< 0.6\%$ ) 时, 模拟结果明显低于观测值, 随过饱和度从 0.2% 升高至 0.4%, 模拟值逐渐接近观测值。可能的原因有多方面, 其中一种可能是云凝结核计数器流速较高, 小粒子增长至可探测粒径的过程受到抑制 (Ervens, et al, 2007), 造成误差。

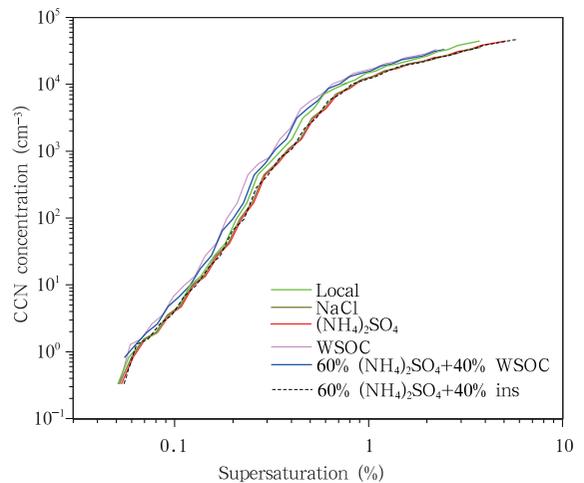


图 6 不同化学组分模拟云凝结核活化谱的差异  
Fig. 6 Simulated CCN activation spectrum for the different chemical composition

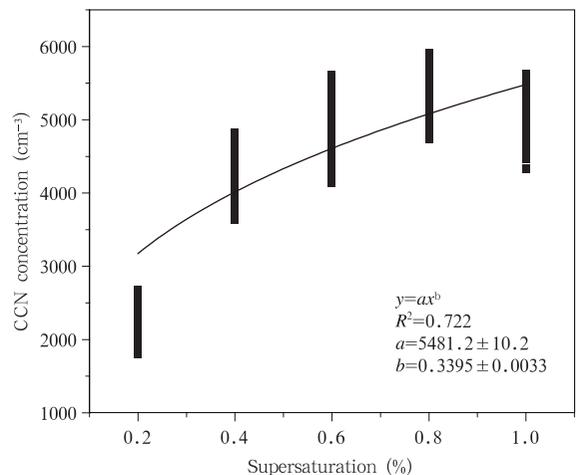


图 7 同时段下云凝结核观测值拟合结果  
Fig. 7 Observed and fitted values of the CCN number concentration

表3 不同方案造成云凝结核浓度变化的百分比随过饱和度的分布(与方案4的比较,单位:%)

Table 3 The percentages of the CCN concentration under the different super-saturation degrees in the different schemes as compared with scheme 4

过饱和度(%)	方案2	方案5	方案6	方案7	方案8
0.10	5	60	5	41	-6
0.16	15	70	8	72	-7
0.28	41	87	10	60	-3
0.70	27	50	3	37	-5
1.02	20	33	1	26	-2
2.54	21	42	0	25	-2

表4 黄山多组分气溶胶模拟的云凝结核谱与实际观测云凝结核值的比较

Table 4 Comparison of the CCN number concentration predicted in terms of the multi-chemical composition aerosol with the CCN counter measurements

过饱和度(%)	local( $\text{cm}^{-3}$ )	实测( $\text{cm}^{-3}$ )	模拟/实测
0.2	79.78	3171.20	0.03
0.4	1493.01	4013.97	0.37
0.6	7360.61	4607.28	1.60
0.8	10776.09	5080.70	2.12
1	14884.18	5481.17	2.72

### 5.3 不同化学组分对云滴数浓度的影响

气块的最大过饱和度是气溶胶粒子活化形成云滴数浓度(CDNC, cloud droplet number concentration)的决定因素。气块的过饱和比随时间变化,与上升速度正相关,和液态水混合比变率负相关,气块最大过饱和度随上升速度增大而增大(图8);此外,当上升速度较高时,对应的可凝结水供应较快,不同化学物质造成气块最大过饱和度之间的差异加大(杨素英等, 2010)。同一上升速度,不同方案得到的气块最大过饱和度值从大到小依次为:60%硫酸铵与40%的不可水溶性核、北方气团气溶胶、纯硫酸铵、混合性海洋气溶胶、局地气溶胶、60%硫酸铵与40%的水溶性有机碳、水溶性有机碳和NaCl。之所以呈现出该特征与气溶胶粒子的吸湿特征和可水溶性物质含量高低有关。其中,气溶胶可水溶性成份的含量越高,吸湿性越强,气块中水汽消耗越多,则气块的最大饱和比就越小(杨素英等, 2010)。用实际观测气溶胶计算,北方气团气溶胶方案下,气块最大过饱和度最高,和此时气溶胶中富含碳酸钙有关,高于硫酸铵气溶胶;而混合性海洋气溶胶和局地气溶胶两者差异较小,上升速度较低时,略低于纯硫酸铵,随着上升速度的增大,纯硫酸铵气溶胶与北方气团气溶胶差距逐渐减少,与混合性海洋气溶胶和局

地气溶胶差距逐渐增大,说明黄山实际多组分气溶胶造成气块最大过饱和度随上升速度增大程度较纯硫酸铵慢,说明气溶胶化学组分随尺度的分布特征对气块最大过饱和度产生影响(杨素英等, 2010)。

从含不同化学成分的气溶胶气块中液态水含量(LWC, liquid water content)随高度的变化(图9)可以看出,在气块上升的最初高度上,各方案对应的液态水含量差异较大,随高度增高,液态水含量逐渐增大,不同方案得到的液态水含量差异逐渐缩小,最终趋于一致。图10给出了不同化学组分气溶胶产生的溶液滴尺度随高度的分布特征,以上升速度

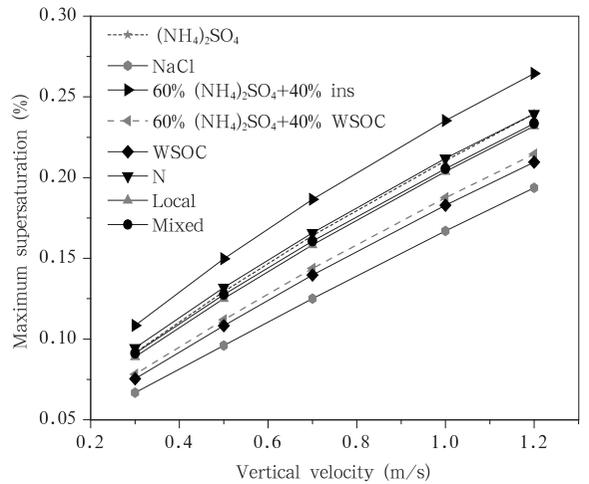


图8 气块最大过饱和度随上升速度的分布  
Fig.8 Maximum super-saturation vs. the vertical velocity for the different compositions/air masses

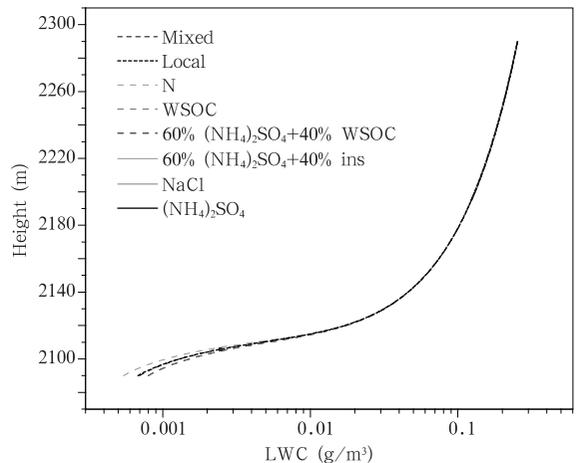


图9 不同化学组分气溶胶对应气块中液态水含量的垂直分布  
Fig.9 Vertical distribution of the parcel liquid water content for the various chemical compositions

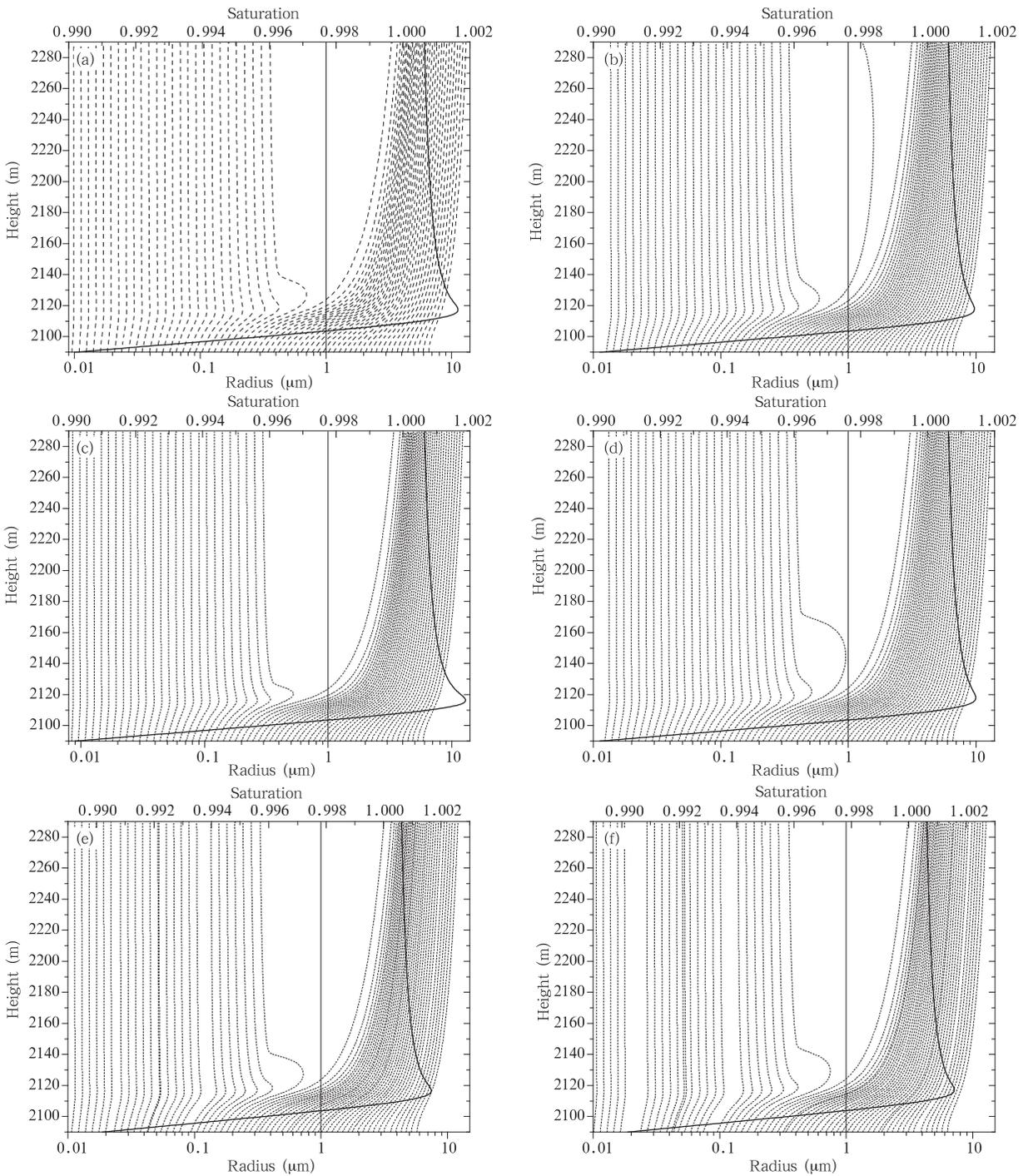
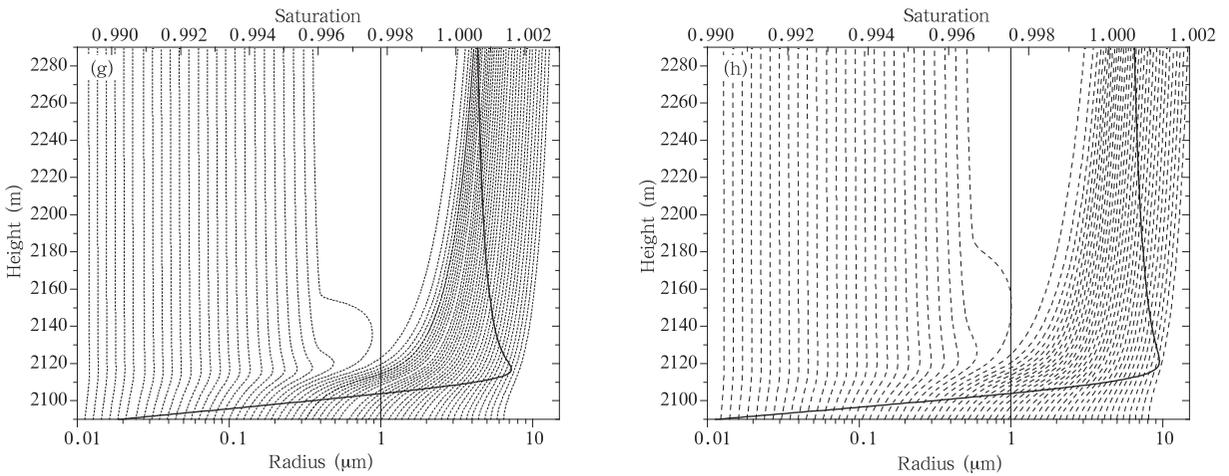


图 10 不同方案云滴半径、气块过饱和度随高度分布

- (a.  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ , b. WSOC, c. 60%  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  + 40% 不可水溶性核,
- d. 60%  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  + 40% WSOC, e. 北方大陆气团,
- f. 局地气团, g. 混合气团, h. 海盐 NaCl)

Fig. 10 Vertical profiles of the cloud drop radius and the degree of super saturation in the different schemes

- (a.  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ , b. WSOC, c. 60%  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  + 40% ins,
- d. 60%  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  + 40% WSOC, e. Northern continental air mass,
- f. Local continental air mass, and g. Mixed air mass, h. NaCl)



续图 10

Fig. 10 Continued

为 0.7 m/s 为例进行分析。可以看出,模拟从 2090 m 开始,环境饱和比为 0.99,随高度增加,饱和比先增加,至最大值后,再随着高度增加而减少。同时造成了不同尺度溶液滴增长过程中出现了分叉。大于某一半径(约 1  $\mu\text{m}$ )的溶液滴向上继续增长为云滴,小的溶液滴在上升过程中尺度减小,未能活化为云滴,这是蒸凝作用的结果。不同化学组分气溶胶粒子产生的溶液滴尺度随高度的分布彼此存在差异,主要体现在 1  $\mu\text{m}$  附近的分叉区域。所以,本文选取 2178.55 m 高度处的模拟结果进行进一步分析,此高度云滴的尺度均大于 1  $\mu\text{m}$ ,液态水含量均为 0.101  $\text{g}/\text{m}^3$ (图 9),因此定义该高度处半径大于 1  $\mu\text{m}$  的液滴为云滴。

本文将气块最大过饱和度下气溶胶活化数目称为最大云滴数浓度

$$N_{\text{CDNC}}(S_{\text{max}}) = \sum_{r > r_{\text{act-size}}} n_{\text{CN}} \quad (6)$$

式中,  $S_{\text{max}}$  为气块最大过饱和度,  $r$  为气块最大过饱和度下气溶胶半径,  $r_{\text{act-size}}$  为各档气溶胶的活化半径,  $n_{\text{CN}}$  为初始气溶胶不同档的数浓度。在气溶胶临界过饱和度低于最大过饱和度的各档中,此时气溶胶半径大于活化半径的粒子浓度之和,即为气块最大过饱和度下活化的气溶胶数目。因此,气块最大过饱和度、气溶胶粒子的临界过饱和度和气溶胶谱共同决定了云滴数目(杨素英等, 2010)。因气块最大过饱和度与上升速度和化学组分有关,气溶胶临界过饱和度与化学成分有关,在气溶胶谱相同的情况下,化学成分对云滴存在较大影响。

不同化学组分的云滴数浓度随上升速度的增大由 100  $\text{cm}^{-3}$  逐渐增大至 600  $\text{cm}^{-3}$ (图 11)。同期云雾滴谱仪观测到的云滴数目在 100—1000  $\text{cm}^{-3}$ (林振毅, 2010),与模拟值量级一致。宁夏地区(吴兑, 1987)降水性层状云云滴浓度达到 10<sup>2</sup>  $\text{cm}^{-3}$  的量级,含水量约为 0.2  $\text{g}/\text{m}^3$ ;而广东暖性层积云(吴兑等, 1988)观测云滴平均浓度为 10<sup>3</sup>  $\text{cm}^{-3}$ ,含水量达到 3.6  $\text{g}/\text{m}^3$ 。

在同一上升速度下,混有不可水溶性核的气溶胶产生云滴数浓度最多,其次是纯硫酸铵气溶胶,最低的是氯化钠气溶胶。下面以 0.7 m/s 的上升速度为例具体说明。虽混有不可水溶性核的硫酸铵气溶胶临界过饱和度较高(杨素英等, 2010),但对应的气块最大过饱和度最高(0.187%)(图 8),此时粒子最小活化半径为 0.437  $\mu\text{m}$ ,二者综合作用的结果造成了此时活化的气溶胶粒子数目较大,即云滴数浓度(370  $\text{cm}^{-3}$ )最高。氯化钠气溶胶粒子产生的最大云滴数浓度(50.5  $\text{cm}^{-3}$ )最低,这是因为氯化钠气溶胶吸湿性较强,有利于粒子凝结水分增长为较大尺度液滴,根据水汽守恒原理,对应气块中水汽含量低,气块最大饱和比(0.125%)最低,此时气溶胶最小活化半径为 0.651  $\mu\text{m}$ ,已活化的气溶胶浓度较低,故产生的云滴数浓度较小;这与 Snider 等(2003)研究结果一致。

在同一上升速度下,北方气团方案产生的云滴数浓度不低于局地气团方案,上升速度为 0.5 m/s 时,北方气团方案对应的气溶胶产生云滴数浓度远高于局地气团和混合变性气团,说明此时可凝结水

供应较慢,富含不可水溶物质( $\text{CaCO}_3$ )的气溶胶对云滴数浓度增加作用较强;富含海盐( $\text{NaCl}$ )的气溶胶粒子(混合气团方案)在上升速度为  $0.5 \text{ m/s}$  时,活化产生  $102.2 \text{ cm}^{-3}$  的云滴,随上升速度增大至  $0.7 \text{ m/s}$ ,活化的云滴数浓度与北方气团方案相当,之后云滴数浓度迅速增大至  $569.8 \text{ cm}^{-3}$ ,而相比之下,富含不可水溶物质的气溶胶产生云滴数浓度由  $208.7 \text{ cm}^{-3}$  增大至  $569.8 \text{ cm}^{-3}$ ,其增长速度逐渐降低。综上可以看出,上升速度低于  $0.7 \text{ m/s}$  时,含有较多不可水溶物质的气溶胶对云滴数浓度的影响较大;上升速度大于  $0.7 \text{ m/s}$  时,海盐( $\text{NaCl}$ )对云滴数浓度增大的作用更强些。

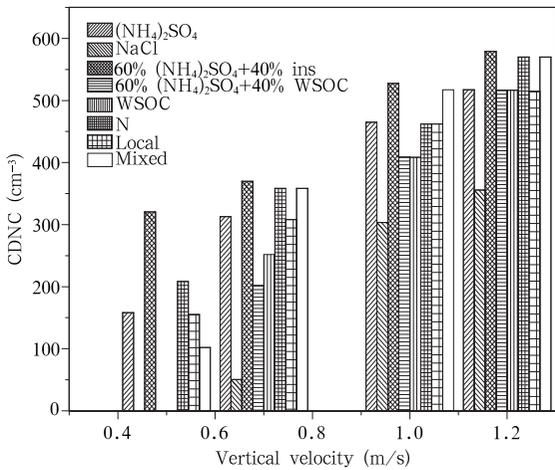


图 11 不同化学组分产生云滴数浓度(CDNC)随上升速度的变化

Fig. 11 Histogram of the cloud drop number concentration for the various chemical compositions under the different vertical velocities

### 5.4 不同化学组分对云滴谱的影响

云滴谱是反映云微物理特征的一个重要参数。图 12 为不同化学组分气溶胶形成的云滴谱分布。可以看出,同一上升速度下,气溶胶化学组分不同,模拟得到的云滴谱存在一定差异。图中最显著的特征是  $\text{NaCl}$  气溶胶的云滴谱比较宽,最大半径为  $11.6 \mu\text{m}$ ,主要是因为  $\text{NaCl}$  气溶胶的吸湿性较强,气溶胶粒子的临界过饱和度较低,有利于活化和凝结增长。内部混有不可水溶性核的硫酸铵气溶胶产生的云滴谱较纯硫酸铵气溶胶窄,因为内部混有不可水溶性核的硫酸铵气溶胶具有更高的临界过饱和度,且吸湿性较差,大尺度段较早活化的云滴以凝结方式生长的速率小于纯硫酸铵活化的云滴凝结生长

速率,造成了含有不可水溶核的气溶胶粒子形成的云滴谱在大尺度段明显窄于纯硫酸铵气溶胶粒子形成的云滴谱(杨素英,2008)。可水溶性有机物生成云滴谱与其他方案的区别,主要表现在第 1 个峰值  $3.3 \mu\text{m}$  之前的云滴数浓度较大,因为可水溶性有机物可直接增加溶质作用和减少液滴表面张力作用(Shulman, et al, 1996)共同降低气溶胶粒子的临界过饱和度,进而能够活化小尺度的大量气溶胶,增大小尺度云滴数浓度(杨素英,2008)。

实际观测到的多组分气溶胶(图 12 中 N、Local 及 Mixed 方案)模拟产生的云滴谱特征也较明显,在第 1 个峰值  $3.3 \mu\text{m}$  之前的实际气溶胶对应的云滴数目均高于纯硫酸铵,在大于  $4 \mu\text{m}$  尺度段北方大陆气团(N 方案)气溶胶造成的云滴谱明显变窄,最大半径仅为  $9.55 \mu\text{m}$ ,是因为该方案中不可水溶性核  $\text{CaCO}_3$  含量最高。当实际气溶胶中含  $\text{NaCl}$  增多(混合气团方案)后,云滴谱将拓宽,半径达到  $10.2 \mu\text{m}$ ,略低于纯硫酸铵( $10.3 \mu\text{m}$ ),即表明实际多组分气溶胶造成大粒径端云滴数目比纯硫酸铵少,云滴谱变窄,北方气团方案造成云滴谱变窄的程度高于混合气团方案。

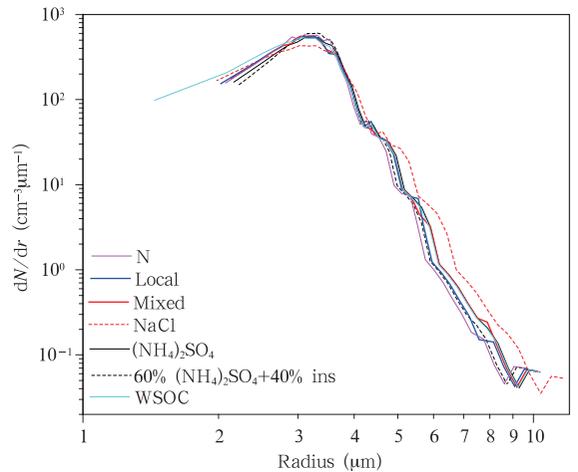


图 12 不同化学组分造成的云滴谱差异 (上升速度为  $0.7 \text{ m/s}$ )

Fig. 12 Cloud droplet spectrums for the various chemical compositions (the updraft at  $0.7 \text{ m/s}$ )

### 5.5 云光学厚度

根据刘晓春等(2008),云光学厚度(COD, cloud optical depth)经验公式为

$$D_{CO} = \frac{3P_{LW}}{2R_e \rho_w} \quad (7)$$

式中,  $P_{LW}$  为云中垂直积分的液态水含量( $g/m^2$ ),  $R_e$  为有效半径,  $\rho_w$  为水的密度。不同化学物质产生的云光学厚度, 总体上随上升速度呈现上升趋势(图 13), 这是因为由于上升速度增大, 气块最大过饱和度和升高, 云凝结核活化为云滴数浓度增加, 导致云反射率增大, 云光学厚度增大。同一上升速度下, 纯硫酸铵产生的云光学厚度比纯 NaCl 高约 3.5%, 比水溶性有机碳略低 2.5%。混有不可水溶性核的气溶胶产生的云光学厚度比纯硫酸铵较高, 富含不可水溶物质( $CaCO_3$ )的气溶胶产生的云光学厚度比局地气团平均高 1.4%, 这是因为气溶胶中含有不可水溶性物质增多后, 产生的云滴数浓度增大(图 11), 云反射率增大, 从而增大云光学厚度, 这也反映了沙尘造成云的光学厚度和反照率增大(陈丽等, 2008)。在上升速度为 1.0 m/s 时, 混合气团中相应的海盐粒子较多, 造成的云光学厚度较局地气团大 0.7%, 说明在海盐粒子和其他气溶胶共同存在时, 能增大云光学厚度, 与 Zhao 等(2005)中提出的有机物增强海盐对云光学厚度影响结论一致。

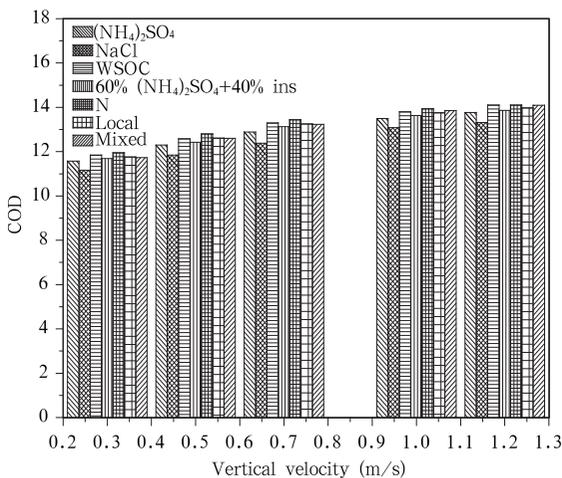


图 13 不同化学物质云光学厚度随高度变化均值

Fig. 13 Mean values of the cloud optical depth under the different vertical velocities for the different chemical compositions

## 6 结 论

本文对 2009 年 5—8 月在华东地区高山——黄山山顶取得的气溶胶和云微物理参数观测资料以及同期气溶胶离子成分数据进行了分析, 并以此数据为初始条件, 利用多种化学组分气溶胶绝热气块分档云模式, 研究了黄山地区多化学组分气溶胶对云凝

结核和云微物理特征的影响。得出主要结论有:

(1) 黄山地区地形复杂, 利用后向轨迹模式分析出观测期间主要受到 3 种气团作用, 即北方大陆气团, 气溶胶富含碳酸钙; 局地污染气团, 以可水溶性无机物为主; 变性混合海洋气团, 区别前两种所含海盐(NaCl)粒子较多。

(2) 本文以观测资料为基础, 模式中采用的初始谱即同期宽谱滴谱仪测得的气溶胶谱, Twomey 表达式中特征参数  $C$ 、 $k$  分别采用大量云凝结核观测值的拟合值求得的平均值,  $C = 2010 \text{ cm}^{-3}$ ,  $k = 0.62$ 。过饱和度大于 0.6% 时, 实际多组分气溶胶模拟云凝结核值比观测值高估 1 倍左右。

(3) 在气溶胶谱一定时, 不同天气形势影响下, 气溶胶的化学组分随尺度分布不同, 对气块的最大过饱和度和气溶胶临界过饱和度产生不同的影响, 进而活化出不同的云滴数浓度和云滴谱。多组分气溶胶模拟的云滴数目和实际观测的量级均处于  $10^2 \text{ cm}^{-3}$ , 同一上升速度下模拟云滴数较纯硫酸铵多, 主要体现在云滴谱第 1 个峰值  $3.3 \mu\text{m}$  之前; 气块上升速度低于 0.7 m/s 时, 含有较多不可水溶物质的气溶胶对云滴数浓度的影响较大; 上升速度大于 0.7 m/s 时, 气块中可凝结水增多, 海盐(NaCl)对云滴数浓度增大的效果更显著。多组分气溶胶模拟云滴谱较纯硫酸铵窄, 其中北方气团方案造成云滴谱变窄的程度高于混合气团方案。

(4) 黄山气溶胶组分中碳酸钙和 NaCl 较高时, 均能使黄山山顶云光学厚度和反照率增大, 上升速度为 1.0 m/s 时, 富含碳酸钙造成其增加的程度比混合气团方案多一倍。

为了将来进一步深入研究黄山地区真实气溶胶化学成分对云微物理过程的影响, 需要更长期采集大气气溶胶, 更全面分析气溶胶的无机、有机成分, 以便为模式提供接近真实的初始条件。

## 参 考 文 献

- 陈丽, 银燕. 2008. 矿物气溶胶远程传输过程中的吸收增温效应对云和降水的影响. 高原气象, 27(3): 628-636
- 梁延刚, 胡文志, 杨敬基. 2008. 香港能见度、大气悬浮粒子浓度与气象条件的关系. 气象学报, 66(3): 461-469
- 林振毅. 2010. 黄山顶大气气溶胶及云雾微观特性观测分析[D]. 南京: 南京信息工程大学, 65pp
- 刘晓春, 毛节泰. 2008. 云中液水含量与云光学厚度的统计关系研究. 北京大学学报(自然科学版), 44(1): 115-120

- 石春娥, 姚叶青, 张平等. 2008. 合肥市 PM10 输送轨迹分类研究. 高原气象, 27(6): 1383-1391
- 石立新, 段英. 2007. 华北地区云凝结核的观测研究. 气象学报, 65(4): 644-652
- 唐孝炎, 张远航, 邵敏. 1990. 大气环境化学(第二版). 北京: 高等教育出版社, 318pp
- 吴兑. 1987. 宁夏地区 6—7 月降水性层状云的云滴谱特征. 气象, 13(9): 48-50
- 吴兑, 何应昌, 陈桂樵等. 1988. 广东省新丰江流域 4—5 月暖云的微物理特征. 热带气象学报, 4(4): 341-349
- 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. 南京气象学院学报, 23(2): 196-203
- 杨素英. 2008. 气溶胶化学组分对暖云微物理特征影响的模拟研究 [D]. 南京: 南京信息工程大学, 7-91
- 杨素英, 马建中, 胡志晋等. 2010. 华北地区多化学组分气溶胶对暖云微物理特征的影响. 中国科学 D: 地球科学, 40(11): 1468-1478
- 银燕, 陈晨, 陈魁等. 2010. 黄山大气气溶胶微观特性的观测研究. 大气科学学报, 33(2): 129-136
- 赵恒, 王体健, 江飞等. 2009. 利用后向轨迹模式研究 trace-P 期间香港大气污染物的来源. 热带气象学报, 25(2): 181-186
- Asman W A H. 1994. Emission and deposition of ammonia and ammonium. Nova Acta Leopoldina N F, 70(288): 262-297
- Chuang P Y, Collins D R, Pawlowska H, et al. 2000. CCN measurements during ACE-2 and their relationship to cloud microphysical properties. Tellus B, 52(2): 843-867
- Covert D S, Gras J L, Wiedensohler A, et al. 1998. Comparison of directly measured CCN with CCN modeled from the number-size distribution in the marine boundary layer during ACE 1 at Cape Grim, Tasmania. J Geophys Res, 103(D13): 16597-16608
- Deng Z Z, Zhao C S, Ma N, et al. 2011. Size-resolved and bulk activation properties of aerosols in the North China Plain. Atmos Chem Phys, 11(8): 3835-3846
- Dusek U, Covert D S, Wiedensohler A, et al. 2003. Cloud condensation nuclei spectra derived from size distributions and hygroscopic properties of the aerosol in coastal south-west Portugal during ACE-2. Tellus B, 55(1): 35-53
- Dusek U, Frank G P, Hildebrandt L, et al. 2006. Size matters more than chemistry for cloud-nucleating ability of aerosol particles. Science, 312(5778): 1375-1378
- Ervens B, Cubison M, Andrews E, et al. 2007. Prediction of cloud condensation nucleus number concentration using measurements of aerosol size distributions and composition and light scattering enhancement due to humidity. J Geophys Res, 112(D10): D10S32
- Friedman B, Herich H, Kammermann L, et al. 2009. Subarctic atmospheric aerosol composition: 1. Ambient aerosol characterization. J Geophys Res, 114(D13): D13203
- Kammermann L, Gysel M, Weingartner E, et al. 2010. Subarctic atmospheric aerosol composition: 3. Measured and modeled properties of cloud condensation nuclei. J Geophys Res, 115(D4): D04202
- Liu X G, Zhang Y H, Wen M T, et al. 2010. A closure study of aerosol hygroscopic growth factor during the 2006 Pearl River Delta campaign. Adv Atmos Sci, 27(4): 947-956
- Lohmann U, Feichter J. 2005. Global indirect aerosol effects: A review. Atmos Chem Phys, 5(3): 715-737
- McCormick R A, Ludwig J H. 1967. Climate modification by atmospheric aerosols. Science, 156(3780): 1358-1359
- Medina J, Nenes A, Sotiropoulou R E P, et al. 2007. Cloud condensation nuclei closure during the International Consortium for Atmospheric Research on Transport and Transformation 2004 campaign: Effects of size-resolved composition. J Geophys Res, 112(D10): D10S31
- Metzger S, Lelieveld J. 2007. Reformulating atmospheric aerosol thermodynamics and hygroscopic growth into fog, haze and clouds. Atmos Chem Phys, 7(12): 3163-3193
- Mircea M, Facchini M C, Decesari S, et al. 2002. The influence of the organic aerosol component on CCN supersaturation spectra for different aerosol types. Tellus B, 54(1): 74-81
- Nenes A. 2002. Can chemical effects on cloud droplet number rival the first indirect effect? Geophys Res Lett, 29(17): 1848, doi: 10.1029/2002GL015295
- Odabasi M, Muezzinoglu A, Bozlaker A. 2002. Ambient concentrations and dry deposition fluxes of trace elements in Izmir, Turkey. Atmos Environ, 36(38): 5841-5851
- Pruppacher H R, Klett J D. 1997. Microphysics of Clouds and Precipitation. London: Kluwer Academic Publishers, 945pp
- Shulman M L, Jacobson M C, Carlson R J, et al. 1996. Dissolution behavior and surface tension effects of organic compounds in nucleating cloud droplets. Geophys Res Lett, 23(3): 277-280
- Snider J R, Guibert S, Brenguier J L, et al. 2003. Aerosol activation in marine stratocumulus clouds: 2. Köhler and parcel theory closure studies. J Geophys Res, 108(D15): 8629
- Twomey S, Squires P. 1959. The influence of cloud nucleus population on the microstructure and stability of convective clouds. Tellus, 11(4): 408-411
- Wall S M, John W, Ondo J L. 1988. Measurement of aerosol size distributions for nitrate and major ionic species. Atmos Environ, 22(8): 1649-1656
- Wang Y, Zhuang G S, Zhang X Y, et al. 2006. The ion chemistry, seasonal cycle, and sources of PM2.5 and TSP aerosol in Shanghai. Atmos Environ, 40(16): 2935-2952
- Zappoli, S, Andracchio A, Fuzzi S, et al. 1999. Inorganic, organic and macromolecular components of fine aerosol in different areas of Europe in relation to their water solubility. Atmos Environ, 33(17): 2733-2743
- Zhao C S, Ishizaka Y, Peng D Y. 2005. Numerical study on impacts of multi-component aerosols on marine cloud microphysical properties. J Meteor Soc Japan, 83(6): 977-986