

南京信息工程大学

硕士学位论文

沙尘气溶胶远程输送对云和降水影响的数值模拟研究

姓名：陈丽

申请学位级别：硕士

专业：大气物理学与大气环境

指导教师：银燕;杨军

20070501

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 陈炯
日期： 2007.6.8

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 陈炯
日期： 2007.6.8

摘要

研究表明, 沙尘气溶胶可通过对太阳辐射的吸收和散射影响地气系统的辐射平衡, 也可作为云凝结核和冰核改变云和降水的发展, 改变云和降水的全球分布。为更好地理解沙尘对大气湿过程带来的影响, 采用分档云动力学模式, 讨论了沙尘气溶胶传输过程对云的宏微观特征及降水发展可能造成的影响。

首先, 采用贺兰山地区气溶胶观测资料, 模拟了不同等级沙尘天气条件下气溶胶粒子谱分布对云和降水的影响。结果发现: 扬沙和沙尘暴过程引起的巨核浓度增多促进了降水发展, 使降水提前出现, 暖云和冷云降水大幅增加; 而沙尘天气过程中大气冰核浓度的增加提高了云内冰相粒子的浓度, 降低冰粒子的有效半径和冷云降水效率, 云内存留的大量冰晶使云的光学厚度和反照率得到增强。

其次, 沙尘粒子在远程输送过程中与大气中的污染物相互作用, 导致可溶性污染物(如硫酸盐和硝酸盐)在沙尘粒子表面的形成和沉积, 改变了沙尘粒子的光学特性及其作为云凝结核和大气冰核的能力。本工作探讨了不同大气气溶胶背景条件下沙尘粒子对云和降水形成的影响, 结果表明: 只有在大陆或人为污染比较严重地区的云中, 含有一定比例可溶性物质的沙尘粒子有利于大云滴产生, 提高了云滴间的碰并效率从而促进暖云降水发展和霰等冰相降水粒子的发展, 提前冰相降水粒子的出现时间, 并增加地面降水。

最后, 最新遥感资料表明, 沙尘对日地辐射吸收造成的大气加热作用对云微观特性和分布产生明显影响。为解释这一结果, 本文采用沙尘加热率分布的卫星遥感结果和云模式从理论上评估了沙尘加热作用对云和降水的影响, 并重点讨论了沙尘最大浓度出现的高度、沙尘厚度及加热强度对云粒子发展和降水形成的影响。结果表明: 传输过程中当沙尘最大浓度出现在温度高(低)于 -5°C 的区域时, 沙尘的加热作用抑制(有利于)云和降水的发展, 并且传输层中吸收性粒子越多, 传输层高度越低、厚度越大, 对云形成和发展的抑制作用越强。

关键词: 沙尘气溶胶、CCN、IN、加热效应、云和降水

Abstract

Recent studies show that, through acted as cloud concentration nuclei, ice nuclei and absorbing solar radiation, the frequent dust emission events make dust aerosols play an important role in the formation of cloud and the precipitation process. In order to make clear the function of dust on the wet processes of atmosphere, simulations using a spectral microphysics two-dimensional cloud model were conducted, and the following conclusions can be drawn.

Firstly, using observed aerosol spectra of raising dust and sandstorm fitted by lognormal distribution functions into the model, effects of cloud-processed mineral dust particles on the subsequent development of cloud and precipitation are discussed. The results show that dust particles raised during duststorms increase the amount of large and giant cloud condensation nuclei(GCCN) in the atmosphere, lead to more large droplets activated at the early stage of cloud formation, accelerate the formation of precipitation, and increase the amount of precipitation in both warm and cold clouds. When sand dust act as both cloud condensation nuclei (CCN) and ice nuclei (IN), the increasing initial concentration of ice nuclei results in a decrease in the effective radii of cloud particles, which inhibits precipitation formation. The increasing amount of ice nuclei enhances the cloud optical depth and albedo.

Secondly, during the process of transport, some of the insoluble dust aerosols are coated with anthropogenic pollutants such as sulfate and nitrate. These interactions change the optical properties of dust and its ability to serve as cloud condensation nuclei and ice nuclei. The addition of GCCN in continental and polluted clouds results early formation and large hydrometers, accelerated coalescence between drops enhances the contribution of liquid and ice phase precipitation.

More recent satellite data shows that the absorbing and heating effect of mineral dust has an important effect on cloud microphysical properties and precipitation. Sensitivity studies of the thermal impact of absorbing mineral aerosols show that when the dust layer located at the stratification warmer than -5°C , heating suppressed

the development of cloud and precipitation, while the reverse occurs when the transport layer located at the stratification colder than -5°C . The larger amount of the absorbing aerosols, the lower height of the transport layer and the thicker of the layer depth, the stronger the effect of evaporation, the cloud formation process would be inhibited or even no cloud.

Key words: Dust, CCN, IN, thermal impact, cloud and precipitation

第一章 绪论

1.1 沙尘气溶胶的释放与传输

大气气溶胶是指大气中悬浮有液体或固体微粒时的气体和悬浮物的总体系。其中的悬浮物就称为气溶胶质粒(颗粒、粒子),其大小从几纳米到10微米以上。大气气溶胶是由多种源及复杂的物理、化学过程产生的不同尺度的粒子组成的群体。不同的气溶胶粒径、元素组成和化学状况对气候与环境的影响不同。大气气溶胶不仅影响环境与人类健康,还通过改变地气系统辐射平衡和云的微物理结构,直接和间接地影响气候。气溶胶对气候的影响存在着很大的不确定性。随着地质年代划分中“人类纪”的到来,人类活动造成土地利用类型的改变,地表植被覆盖率的下降及其伴随着的水表退化和荒漠化过程,以及工农业生产等人类过程,都会改变大气气溶胶物理化学性质,使得气溶胶对地气系统的作用变得更为错综复杂,也使气溶胶成为大气科学研究中的热点问题。

沙尘气溶胶,或称为矿物气溶胶,是对流层气溶胶的主要成分。据估计,全球每年进入大气的沙尘气溶胶达10~20亿吨,约占对流层气溶胶总量的一半。沙尘气溶胶主要来源于干旱或半干旱地区的风蚀及随风扬起过程。在全球范围内来看,其主要的源地位于北非的撒哈拉沙漠及中亚的塔克拉玛干沙漠和戈壁地区。中国的新疆、甘肃、内蒙古的沙漠地区以及黄土高原等干旱和半干旱地区是东亚沙尘气溶胶的主要源区。此外,人类活动引起的土地利用类型的改变、城市化以及各种自然或人为因子引起的地表特征和气候变化都可能改变沙尘天气发生的频率和强度^[1]。每年春季大量沙尘气溶胶在冷锋或蒙古气旋的驱动下^[2]进入到大气中,并且在适宜的大气环流背景下输送到下游地区。

沙尘气溶胶一方面通过对太阳辐射的吸收和散射改变地气系统的辐射平衡,另一方面可以在大气过饱和或接近饱和的情况下,作为云凝结核(CCN)和大气冰核(IN)为云雨过程提供云粒子形成的胚胎,从而通过改变云内的滴谱分布、云的微物理及降水过程改变地气系统的能量收支及水汽循环。沙尘气溶胶在从源地向下游传输的过程中,与大气中存在的自然源(如海盐粒子)或污染源(如黑炭、硫酸盐、硝酸盐气溶胶)相结合,使其本身的物理化学性质发生改变。沙尘气溶胶在云过程及在其表面发生的非均相化学反应过程中与大气中的其它可溶性化学物质,如硫酸铵、硝酸铵、氯化钠等发生内部混合,从而改变其化学成分及光学性质,并提高其作为CCN的有效性。

2001年4月起源于新疆塔克拉玛干及蒙古共和国沙漠和戈壁地区的沙尘远程传输事件^[3],大量的沙尘气溶胶在上升气流的作用下被输送到高层大气,在西风气流的作用下向东传输,经过中国东部沿海地区向韩国日本及太平洋地区输送,并与当地的气溶胶发生混合,在日本海搜集到的气溶胶样品表明,沙尘气溶胶已与含炭气溶胶、硫酸盐、硝酸盐及海盐发生充分混合^[4]。在 Asian Pacific Regional Aerosol Characterization Experiment (简称 ACE-Asia) 观测计划中,根据不同测站的地面气溶胶观测资料, Arimoto 等^[5]认为沙尘爆发的源地、传输路径及沙尘在传输过程中的混合程度共同决定着大气气溶胶的浓度、尺度分布、化学成分及其光学性质。锋前气团中位于粗模态的沙尘粒子表面包裹着一层硫酸盐和硝酸盐。在这些人为气溶胶向高层输送的过程中,与沙尘气溶胶的相互作用同时还存在着一种竞争机制,即只有表面积较大的沙尘粒子才更容易捕获可溶性物质。远程传输过程中粗模态沙尘粒子的存在,使原本应与积聚模态粒子相互作用的硫酸盐和硝酸盐发生了转移。地面收集到的气溶胶样品表明,沙尘在其传输过程中会与吸收性气溶胶相混合,大气中的硫酸盐及硝酸盐等人为气溶胶的浓度要高于非沙尘天气。有些研究认为沙尘气溶胶与硫酸铵的混合属外部混合,而 Sullivan 等^[6]的研究从观测事实的角度证明了硫酸盐先于硝酸盐和海盐与沙尘气溶胶通过内部混合的方式混合在一起。这种混合同时改变着沙尘气溶胶的辐射性质,内部混合和外部混合方式的差异可导致沙尘气溶胶的净辐射强迫改变 1W m^{-2} ,同时这些可溶性物质与沙尘的混合改变了沙尘作为 CCN 和 IN 的能力,影响云雨形成及沙尘气溶胶本身在大气中的存留时间。

1.2 沙尘气溶胶—云相互作用的几个重要方面

Mahowald 等^[7]利用 1984—1999 年 International Satellite Cloud Climatology Project (简称 ISCCP) 云量数据统计表明,在全球尺度范围内矿物气溶胶确实改变着暖云及冷云降水过程。如前所述,有着较大表面积的粗模态沙尘粒子在同等条件下可以捕获较多的可溶性物质,可见在地气系统的云与气溶胶相互作用方面,沙尘气溶胶作为巨核 (Giant Cloud Condensation Nuclei, 简称 GCCN) 影响云和降水是其中一个重要内容。

近来,人们一直重点关注于黑炭气溶胶的吸热效应对气候影响。飞机观测表明^[6]位于粗模态的沙尘粒子对太阳辐射的吸收强度要高于沙尘与黑炭混合后对太阳辐射的吸收作用。可见,沙尘气溶胶的加热效应对云微物理过程的改变及其对全球降水和水分循环的作用不容忽视。

1.2.1 沙尘气溶胶作为云凝结核

含有可溶性物质的气溶胶可吸收环境空气中的水汽，在较低的过饱和度条件下就可以得到活化，这些可溶性物质包括无机的（如常见的硫酸盐、硝酸盐）也包括有机酸等有机物。最近的外场观测表明，有机气溶胶对 CCN 也有重要贡献。气溶胶活化为云滴的能力取决于其化学组分及其尺度分布，这两个参数对理解气溶胶—云—降水相互作用至关重要。例如，Yin 等^[9-9]的研究表明，少量 GCCN 的存在改变着云和降水的发展过程。

沙尘气溶胶在高空西风气流的作用下向下游输送的过程中途经受人为污染严重的区域，如中国东部的工业区，沙尘粒子将与上述的有机物与无机物相互作用，并通过（1）沙尘粒子表面与酸性气体成分的非均相反应；（2）与大气中的硫酸盐、硝酸盐等二级产物间的混合；（3）有机成分在其表面的吸附等过程，使沙尘粒子的水溶性发生变化，从而改变粒子对环境空气中水汽的吸附能力，影响其活化为云滴的效率。因而，准确的气溶胶外场观测对理解降水过程至关重要。

最近的实验室研究表明^[10]，在相对湿度小于100%的条件下不可溶的矿物气溶胶和 CaCO_3 粒子表面可包裹着多层水膜。亚洲沙尘多以碳酸盐（ CaCO_3 、 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ）为主要组分^[11]。在传输过程中，沙尘中的 CaCO_3 可与环境空气的 HNO_3 和 SO_2 相互作用改变其水溶性，提高其活化为 CCN 的几率，形成的产物 $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ 使沙尘粒子的吸湿性得到提高。Wurzler 等^[12]的研究认为，在不含碳的沙尘表面， SO_2 经氧化后形成的硫酸盐（如 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ）会包裹在其表面，使不可溶的沙尘粒子转化为有效的 CCN。粒径较小的沙尘粒子碳酸盐的含量相对较低，但在传输过程中 H_2SO_4 和 NH_3 溶于水后将在其表面发生非均相反应，这些含量很低的可溶性物质的附着可很大程度上提高沙尘粒子的吸湿性。 HNO_3 和 SO_2 与沙尘中碳酸盐的非均相反应同样可提高其水溶性。

Kelly 等^[13]分析不同大小沙尘粒子的活化性后认为沙尘粒子不同成分的活化与其粒径大小相关，直径大于 $2\mu\text{m}$ 的沙尘粒子不管其成分如何都会活化，少量可溶性物质的附着可增加粒径介于 $0.6\text{--}2\mu\text{m}$ 之间的沙尘粒子的溶解度，粒径低于 $0.6\mu\text{m}$ 的沙尘粒子除非包裹着可溶性极强的物质，否则不会成为 CCN。

Okada 等^[14]在分析塔克拉玛干南部策勒绿洲的沙尘成分后发现，有10%的沙尘粒子含有盐（ NaCl ）。此外，沙尘表面自然存在的一些痕量成分也可提高其吸湿性，Dusek 等^[15]的研究表明可溶性痕量成分在沙尘表面的附着可大大降低其活化时的过饱和度。Roberts 等^[16]的研究也认为，亚洲沙尘在其远程传输过程中化学成分的改变将很大程度上影响活化过

程。Trochkin等^[17]分析ACE-Asia观测资料认为, 在从中国到日本长距离传输过程中矿物气溶胶的化学成分发生改变, 增加沙尘粒子的可溶性成分, 从而增加其成为CCN的几率。

Levin等^[18]的观测表明沙尘气溶胶在其远程传输过程中, 与大气中污染成分如硝酸盐、硫酸盐等混合后会在其表面包裹着一层可溶性物质, 从而增强沙尘粒子的可溶性, 使其成为有效的CCN和GCCN, 这些GCCN的存在将促进云内粒子间的碰并过程, 提高降水效率, 使地面累计降水增加15%^[8]。但是, 这种提高效率要取决于受影响云的类型, 最大的降水提高率出现于大陆性云($\sim 1000 \text{ cm}^{-3}$), 海洋性云(CCN浓度约为 $100-200 \text{ cm}^{-3}$)受巨核的影响很小, 累计降水甚至会降低^[19]。

Rosenfeld等^[20]通过卫星和飞机观测发现沙尘对云中水含量影响很小, 但可使云滴有效直径变小, 并导致由碰并过程产生降水的效率降低。Mahowald等^[21]也认为高浓度的矿物气溶胶也会抑制降水。而Rudich等^[22]用NOAA-AVHRR反演Aral Sea上空受盐粒影响云中的微物理结构发现云滴有效直径明显增大, 有利于降水形成。数值模拟^[8]结果表明, CCN浓度增加可抑制降水, 但当GCCN浓度增加时, 较大云滴在其上的形成会提高云滴之间的碰并效率, 从而增加地面降水。

1.2.2 沙尘气溶胶作为大气冰核

自然界中存在两种冰晶核化机制, 即同质核化和异质核化。只有在水面饱和的情况下当环境温度达到 -38°C 或在低相对湿度时低温条件($< -38^\circ\text{C}$)下才能发生同质核化过程; 而异质核化过程却可以出现于近冰面饱和的远高于 -38°C 的温度层结中。只有当存在于环境空气中的不可溶气溶胶粒子活化为IN后才能发生异质核化过程, IN的存在可以加速冷云形成、影响其微物理性质。自Roberts和Hallett等^[23]1968的研究以来, 我们一直认为矿物气溶胶在冰晶形成过程中扮演着重要的角色: 许多实验室研究均认为矿物气溶胶可在温度高于 -38°C 的环境中产生冰晶^[24], 这是因为矿物气溶胶质粒的尺度较大, 其所要求的核化温度较高, 这样就降低了其形成IN时对环境温度的要求; 近年来的研究^[25]认为纯硫酸盐液滴冻结时的温度要比矿物气溶胶表面包裹的硫酸盐冻结时所需的温度约低 10°C , 也就是说矿物气溶胶的存在使可溶性的硫酸盐气溶胶在冰面饱和、水面未饱和时更易冻结, 作为凝华核增加IN浓度, 从而对冷云形成有一定的促进作用; 矿物气溶胶作为自然界中尺度较大的气溶胶质粒, 其表面具有的核化活跃位置也较多, 这样每个IN的核化几率自然增多了很多。

我们知道,不同区域的沙尘气溶胶其化学组分有所差异。Pruppacher和Klett等^[24]的研究表明,矿物气溶胶中包含的粘土或硅酸盐可作为有效的IN。一般认为,高岭石和蒙脱石是矿物气溶胶中形成IN的主要成分。Schaller和Fukuta^[26]实验室研究认为高岭土在-10 °C温度条件下就可以作为凝结核开始冻结,而只有当温度达到-14 °C以下时才可以作为浸润冻结核。伊利石是某些地区的粘土矿物的主要成分,Diehl和Wurzler^[27]的实验室研究认为当伊利石和蒙脱石作为浸润冻结核时,它们活化为冰核的过程是相似的。方解石也是某些矿物气溶胶的主要质量成分,但是它却不能活化为IN^[28]。矿物气溶胶表面附着的细菌是比较有效的IN^[29],因而可增加其作为IN的能力。

近年来的研究表明,沙尘气溶胶对冰云的形成及云内水汽相变有着重要的贡献。Sakai等^[30]分析一次沙尘天气过程光达观测资料,气溶胶与相对湿度的关系分析表明沙尘层内丰富的矿物气溶胶为冰晶形成过程提供了大量的IN,呈现出冰晶云与沙尘层的均匀混合。Demott等^[31]的飞机观测同时表明亚洲沙尘可作为有效的IN,增加云内冰晶浓度。Sassen等^[32]的研究表明发源于撒哈拉上空的气团在较低的过饱和条件下,在-5°C到-9°C之间就可以发生冻结过程,这充分表明沙尘气溶胶可以作为有效的IN参与云过程。

数值模拟研究表明,IN浓度可影响对流云的动力过程^[33],增加或减少对流云的降水^[34]。Richardson等^[35]观测表明,矿物沙尘对IN浓度有着重要的贡献,在沙尘天气过程的影响下IN浓度呈现不规则变化,并认为在高层冷云中IN对矿物沙尘的依赖性更强。Lohmann^[36]通过对气候模式的模拟表明,当沙尘气溶胶不能活化为IN时,冷云过程将受抑制,而当环境空气中不可溶的矿物气溶胶浓度增加时,将导致云内液水含量降低而固态水含量增加。Levin等^[37]通过观测地中海地区受沙尘影响的云认为,沙尘气溶胶增加IN浓度后将降低液滴间的碰并效率及霰粒对液滴的淞附几率,减少积云降水。

1.2.3 沙尘气溶胶的加热效应

气溶胶粒子通过吸收太阳短波辐射和释放长波辐射对大气起加热作用,可以改变对流层的湿度状况和稳定度,通过影响云粒子的蒸发过程进一步影响云的形成及其存在时间。大气中吸收性气溶胶的存在减少了到达地面的太阳辐射并加热大气层结,增加地面静力稳定度,从而影响对流的发生发展。已有的研究结果认为沙尘气溶胶的净辐射效应表现为在地面的冷却及气溶胶层的加热^[38]。由于矿物沙尘较宽的谱分布范围,可同时散射入射的可

见光和出射的长波辐射,与硫酸盐气溶胶相比,沙尘的粒径和光学厚度更大,对太阳短波辐射的吸收更强。

在沙尘源区及其下游相当大的区域内沙尘气溶胶会造成重大的辐射强迫。Carlson 和 Benjamin^[38]用一个长短波结合的辐射传输模式,取海洋上晴空与多云以及沙漠晴空三种情况,计算了撒哈拉沙尘对大气辐射通量和加热/冷却率的影响,结果是在以上三种情况下沙尘减少到达地表和云顶的辐射通量从而使其冷却,与此同时在沙尘层中的短波辐射加热和长波辐射冷却均增大,加热大于冷却,总的加热率随气溶胶光学厚度的增大而增大,大气沙尘对大气增暖和对地面的冷却效应,增强了大气的热力稳定度。

Tegen 等^[39]用嵌套在 GISS(Goddard Institute for Space Studies) GCM 中的辐射传输模式计算了来自土壤的矿物气溶胶的辐射强迫,在大气顶,土壤尘的热辐射强迫总是为正,在太阳波段则或正或负,取决于天空状况(晴空/云天)以及地面反照率,其总的强迫在局地为 $-2.1 \sim +5.5 \text{ W/m}^2$, 全球平均为 $+0.14 \text{ W/m}^2$, $10^\circ \sim 30^\circ \text{N}$ 之间最大沙尘载荷区内经圈平均的加热率增大 0.04 K/天 。Fouquar 等^[40]利用 1980 年 11~12 月在尼日尔尼亚马地区进行的 ECLATS(热带干旱区大气边界层研究)的观测资料和 Mie 散射计算了撒哈拉气溶胶层的辐射特性和沙尘层内的垂直辐射通量散度,取气溶胶层的光学厚度 τ_a ($\lambda=0.55 \mu\text{m}$) 为 1.5, 太阳在天顶时附加的短波加热高达 5 K/天 , 附加的长波冷却为 1 K/天 。

为研究我国西北干旱沙漠地区大气沙尘对地面和地-气系统辐射能收支的影响,沈志宝等^[41]曾利用 HEIFE 地面观测资料和同期 AVHRR 卫星遥感资料,以大气浑浊度系数作为大气中沙尘载荷量的判据,直接定量估算大气沙尘变化对地面、地-气系统和大气中的辐射能收支以及对大气辐射加热/冷却率的影响,其结果与国外学者^[38-40]用辐射传输模式计算的撒哈拉和中亚沙尘对大气辐射通量和加热/冷却率的结果比较接近。

成天涛等^[42]则利用 HEIFE 实验的大气浑浊度、地面辐射观测资料,借助 NCAR CCM3 中的辐射模式 CRM,通过数值试验研究我国西北干旱沙漠地区大气沙尘的辐射强迫,结果表明大气沙尘减小地面净辐射冷却地面同时增暖沙尘层大气,最大加热率出现在沙尘层的上部 and 贴近地面处。飞机观测表明^[6]位于粗模态的沙尘粒子对太阳辐射的吸收强度要高于沙尘与黑炭混合后对太阳辐射的吸收作用。

最新遥感资料研究表明^[43],东亚的干旱和半干旱地区沙尘气溶胶的半直接效应对云和气溶胶之间的相互作用有着重要影响,对降水起到抑制作用。全球气候模式的模拟结果均表明气溶胶的直接辐射加热确实影响着云内物理量^[44-46];这些矿物气溶胶在云层内部通过吸收太阳短波辐射释放热辐射,加热空气加速云滴蒸发,减少云量;而在云层上部却会增

加云量。云分辨率积云和层积云模式个例研究也表明气溶胶对云的改变与其所处云的相对位置有关^[47-48]。Menon 等^[44]认为大气中吸收性气溶胶的增多是造成我国 90 年代南涝北旱的主要原因。矿物气溶胶在其传输过程中吸收太阳短波辐射后,通过改变云的微物理和降水过程亦可对区域和全球气候产生重要影响。

1.3 本文的主要工作

1.3.1 本文的主要研究目的和意义

沙尘气溶胶一方面吸收和散射太阳辐射改变地气系统的辐射能量平衡,另一方面作为 CCN 和 IN 改变云的微物理和降水过程。对流云是地气系统中的主要降水云系,是对流层内水汽、微量气体及气溶胶交换的主要载体,通过水汽潜热的释放过程影响对流层内的热量平衡并驱动着大气中的主要环流过程^[49]。此外,对流云系对大气气溶胶的作用比较敏感,通过研究积云与气溶胶之间的相互作用,可以帮助我们更好地理解气溶胶与气候之间的相互作用^[50]。

目前,关于沙尘气溶胶的精确观测主要是沙尘和非沙尘天气的地面采样以及非沙尘天气的飞机观测,而且基本上是基于单站观测,很难获取空间连续的沙尘爆发期间沙尘在其源地及传输过程中其随时间演变的水平和垂直方向的分布状况,卫星遥感虽然能够获取全球的长时间序列资料,但是难以获取气溶胶的垂直分布廓线,其本身存在的误差、较粗的精度等均限制了我们对气溶胶和云相互作用的准确理解。数值模拟的结果可以为我们提供气溶胶和云相互作用的详细微物理解释,目前我国在这方面的研究还比较薄弱。

1.3.2 本文的主要研究内容

在地气系统云与气溶胶相互作用方面,沙尘气溶胶可以在大气过饱和或接近饱和的情况下,作为 CCN、GCCN 和 IN 为云雨过程提供降水粒子胚胎,通过改变云内的滴谱分布改变了云形成的微物理过程,但由此引起的对云和降水的影响仍存在不确定性。基于上述考虑,本文采用国际上研究气溶胶-云相互作用问题的首选模式-一档气溶胶-云模式 (TAU-2D) 展开工作,主要研究内容如下:

(1) 贺兰山地区沙尘释放形成的不同等级的沙尘天气过程对云和降水过程产生的作用,应用外场观测资料对比背景大气气溶胶分布讨论扬沙和沙尘暴天气条件下矿物气溶胶

对云微物理结构、光学特性以及降水形成的影响。

(2) 在全球范围内,地表分布状况的不同导致各地大气气溶胶浓度存在着很大的差异,从海洋、大陆到陆地污染严重的地区,背景气溶胶的浓度不断增加。沙尘气溶胶在向下游输送的过程中到达不同地区时,沙尘输送对大气湿过程的影响会有所不同。考虑背景气溶胶的浓度差异,分析沙尘远程传输过程带来的CCN和IN浓度的改变对大气冰相粒子的形成、增长过程及其分布造成的影响,从而揭示大气中沙尘气溶胶的增多对云内冰相发展过程可能带来的影响。

(3) 矿物气溶胶远程传输的大量观测事实证明,由于重力沉降和大气环流作用,在传输过程中传输层的厚度及其相对于云的位置是不断变化的,并针对这些变化进行了敏感性试验。

(4) 沙尘气溶胶的吸热效应已得到广泛研究,但目前还没有将其运用到对云和降水影响作用方面。采用沙尘加热率分布的卫星遥感结果与云模式相结合的方式估计沙尘加热作用对云和降水的影响,并重点讨论沙尘最大浓度出现的高度、沙尘厚度及加热强度对云粒子发展和降水形成的影响。

第二章 模式描述

2.1 动力学过程

本文所用模式为以色列 Tel Aviv University Yin 等^[8]研发的二维面对称非静力分档气溶胶-云模式, 简称 TAU-2D。模式的水成物分为液滴 (w)、冰晶 (i)、雪花 (s) 和霰粒 (g) 四种。由涡度方程和流函数求解风场的垂直和水平运动, 还包括垂直位温、比湿、云凝结核 (CCN) 浓度、各水成物的质量和浓度预报方程。

运动方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + D(\zeta) = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} w \zeta + \frac{\partial}{\partial z} F_d(u) - \frac{\partial}{\partial z} F_d(w) - g \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\theta_v}{\theta_v} - \sum_{y=w,i,g,s} M_y \right) \quad (2.1)$$

$$\text{其中 } \zeta = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2}$$

$$U、W \text{ 的表达式为 } u = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \psi}{\partial z}, w = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.2)$$

ψ 为流函数, θ_v 为垂直位温与环境位温 θ_{v_0} 的偏差, M_y 为液滴、冰晶、雪花和霰粒的比水含量。

位温扰动方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta'_v}{\partial t} = & F(\theta'_v) - D(\theta'_v) + \Gamma_{\bar{a}_v} w + \frac{1}{\bar{\pi}_v} \frac{L}{C_p} \left[\left(\frac{\delta M_w}{\delta t} \right)_{\text{nucl.}} + \left(\frac{\delta M_w}{\delta t} \right)_{\text{cond./evap.}} \right] \\ & + \frac{1}{\bar{\pi}_v} \frac{L_{vi}}{C_p} \sum_{x=i,g,s} \left(\frac{\delta M_x}{\delta t} \right)_{\text{depos./sublim.}} \\ & + \frac{1}{\bar{\pi}_v} \frac{L_{iw}}{C_p} \left[\left(\frac{\delta M_w}{\delta t} \right)_{\text{freezing}} + \left(\frac{\delta M_w}{\delta t} \right)_{\text{accretion}} + \sum_{x=i,g,s} \left(\frac{\delta M_x}{\delta t} \right)_{\text{melting}} \right] \end{aligned} \quad (2.3)$$

其中 $\bar{\pi}_v = \bar{\theta}_v / \bar{T}_v$

比湿的扰动方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} = & F_q(q) - D(q) + \Gamma_q w - \left(\frac{\delta M_w}{\delta t} \right)_{nuc1} - \left(\frac{\delta M_w}{\delta t} \right)_{cond/evap} \\ & - \sum_{x=i,g,s} \left(\frac{\delta M_x}{\delta t} \right)_{depos/sublim} \end{aligned} \quad (2.4)$$

液滴比浓度预报方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_{w_k}}{\partial t} = & F_q(N_{w_k}) - D(N_{w_k}) + \left(\frac{\delta N_{w_k}}{\delta t} \right)_{nuc1} + \left(\frac{\delta N_{w_k}}{\delta t} \right)_{cond/evap} \\ & + \left(\frac{\delta N_{w_k}}{\delta t} \right)_{coll/breakup} + \left(\frac{\delta N_{w_k}}{\delta t} \right)_{melting} - \left(\frac{\delta N_{w_k}}{\delta t} \right)_{freezing} + \left(\frac{\delta N_{w_k}}{\delta t} \right)_{sedim} \end{aligned} \quad (2.5)$$

液滴的比质量预报方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_{w_k}}{\partial t} = & F_q(M_{w_k}) - D(M_{w_k}) + \left(\frac{\delta M_{w_k}}{\delta t} \right)_{nuc1} + \left(\frac{\delta M_{w_k}}{\delta t} \right)_{cond/evap} \\ & + \left(\frac{\delta M_{w_k}}{\delta t} \right)_{coll/breakup} + \left(\frac{\delta M_{w_k}}{\delta t} \right)_{melting} - \left(\frac{\delta M_{w_k}}{\delta t} \right)_{freezing} + \left(\frac{\delta M_{w_k}}{\delta t} \right)_{sedim} \end{aligned} \quad (2.6)$$

冰相粒子比浓度的预报方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_{x_k}}{\partial t} = & F_q(N_{x_k}) - D(N_{x_k}) + \delta_{zi} \left(\frac{\delta N_{x_k}}{\delta t} \right)_{nuc1} + \left(\frac{\delta N_{x_k}}{\delta t} \right)_{depos/sublim} + \left(\frac{\delta N_{x_k}}{\delta t} \right)_{coll} \\ & + \left(\frac{\delta N_{x_k}}{\delta t} \right)_{melting} - \left(\frac{\delta N_{x_k}}{\delta t} \right)_{melting} + (1 - \delta_{zi}) \times \left(\frac{\delta N_{w_k}}{\delta t} \right)_{freezing} + \left(\frac{\delta N_{x_k}}{\delta t} \right)_{sedim} \end{aligned} \quad (2.7)$$

冰相粒子比质量的预报方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_{x_k}}{\partial t} = & F_q(M_{x_k}) - D(M_{x_k}) + \delta_{zi} \left(\frac{\delta M_{x_k}}{\delta t} \right)_{nuc1} + \left(\frac{\delta M_{x_k}}{\delta t} \right)_{depos/sublim} + \left(\frac{\delta M_{x_k}}{\delta t} \right)_{coll} \\ & + \left(\frac{\delta M_{x_k}}{\delta t} \right)_{melting} - \left(\frac{\delta M_{x_k}}{\delta t} \right)_{melting} + (1 - \delta_{zi}) \times \left(\frac{\delta M_{w_k}}{\delta t} \right)_{freezing} + \left(\frac{\delta M_{x_k}}{\delta t} \right)_{sedim} \end{aligned} \quad (2.8)$$

CCN 浓度预报方程 (k 为某个档) 为:

$$\frac{\partial N_{CCN_k}}{\partial t} = F_q(N_{CCN_k}) - D(N_{CCN_k}) - \sum_{k=1}^{J_{CCN}} \left(\frac{\delta N_{CCN_k}}{\delta t} \right) \quad (2.9)$$

$$\text{冰核的活化方程为: } \frac{\partial N_{act\ ice}}{\partial t} = F_q(N_{act\ ice}) - D(N_{act\ ice}) - \sum_{k=1}^J \left(\frac{\delta N_k}{\delta t} \right) \quad (2.10)$$

在上述方程中, D_ϕ 和 $F_{d,q}(\phi)$ 分别为平流项和湍流项并定义为

$$D_\phi(\phi) = \frac{\partial(u\phi)}{\partial x} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\bar{\rho}w\phi)}{\partial z}$$

$$F_{d,q}(\phi) = \frac{\partial}{\partial x} \left(v_{d,q} \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{\rho} v_{d,q} \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)$$

ϕ 为任意变量, 湍流系数 $v_{d,q}$ 表达式为

$$v_{d,q} = v_0 + (C_{t,q} \Delta)^2 |\nabla[(u^2 + w^2)^{0.5}]|$$

$$|\nabla(\phi)| = \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right]^{0.5}$$

考虑计算稳定性, 模式中 C_t 取值为 1.06。

2.2 微物理过程

模式中分别考虑了暖云和冷云过程, 暖云微物理过程包括: CCN 的活化、凝结和蒸发、碰并和破碎机制; 冷云微物理过程包括: 冻结、冰晶活化过程 (凝华/凝结冻结、浸润冻结和接触冻结)、冰晶繁生、冰粒子的升华和融化、冰粒子之间及与液滴之间的聚并、撞冻和淞附, 以及各种粒子的沉降过程。这些微物理过程均采用多维矩阵的方法通过动力学方程进行求解。

各粒子均分为 34 档, 第二档的质量为第一档的两倍, 并依此类推 ($x_{k+1} = 2x_k, k=1, 2, \dots, 34$), 各相态粒子的第一档和最后一档的质量分别为 0.1598×10^{-13} 和 $0.17468 \times 10^{-3} \text{kg}$, 对应的液滴直径分别为 3.125 和 $8063 \mu\text{m}$ 。在 -10 到 -20°C 之间, IN 的核化过程产生的为片状晶, 此外, 半径小于 $100 \mu\text{m}$ 的液滴冻结也可以形成冰晶。冰晶的聚并形成雪花, 半径大于 $100 \mu\text{m}$ 液滴冻结可形成霰粒。霰粒和雪花的密度分别为 0.4g/cm^3 和 0.2g/cm^3 , 冰晶的密度从半径最小的 0.9g/cm^3 降低到半径最大的 0.45g/cm^3 。

粒子尺度谱函数 $n(m, x, z, t)$ 随着该粒子的质量 m 、水平 x 和垂直 z 方向的位置以及时间 t 时的微物理过程变化, 可表示为

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial n_y(m, x, z, t)}{\partial t} = & \left(\frac{\partial n_y(m, x, z, t)}{\partial t} \right)_{\text{nucl}} + \left(\frac{\partial n_y(m, x, z, t)}{\partial t} \right)_{\text{cond / evap, depos / sublim}} \\
 & + \left(\frac{\partial n_y(m, x, z, t)}{\partial t} \right)_{\text{coll / breakup, ice interac}} + \left(\frac{\partial n_y(m, x, z, t)}{\partial t} \right)_{\text{sedim}} \\
 & + \left(\frac{\partial n_y(m, x, z, t)}{\partial t} \right)_{\text{freezing}} + \left(\frac{\partial n_y(m, x, z, t)}{\partial t} \right)_{\text{melting}}
 \end{aligned} \quad (2.11)$$

为得到各水成物各个档的方程, 采用 $\int_{x_k}^{x_{k+1}} m' dm$ 算子积分上述方程, 模式中, 各档质量

谱分布和浓度谱分布函数可分别表达为:

$$N_{y,k}(t) = \int_{x_k}^{x_{k+1}} n_{y,k}(m, t) dm \quad (2.12)$$

$$M_{y,k}(t) = \int_{x_k}^{x_{k+1}} m n_{y,k}(m, t) dm \quad (2.13)$$

各档水成物粒子的雷达反射率(dBZ)为:

$$Z_{y,k}(t) = \left[\frac{6}{\rho\pi} \right]^2 \int_{x_k}^{x_{k+1}} x^2 n(x) dx = \bar{\xi} \left[\frac{6}{\rho\pi} \right]^2 \frac{M'_k(t)}{N_k(t)} \quad (2.14)$$

$\bar{\xi}$ 为无量纲参数, 从而总雷达反射率因子可表达为 $Z(t) = \sum_{y=w,j,g,s} \sum_{k=1}^{K_{max}} Z_{y,k}(t)$

在 t 时刻水平和垂直距离分别为 x 、 y 时, 水成物粒子的有效半径为:

$$r_{\text{eff}}(x, z, t) = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} = \left(\frac{3}{4\pi\rho} \right)^{\frac{1}{3}} \frac{\sum_{k=1}^{K_{max}} M_k(x, z, t)}{\sum_{k=1}^{K_{max}} \xi_2^{\frac{2}{3}} M_k(x, z, t)^{\frac{2}{3}} M_k(x, z, t)^{\frac{1}{3}}} \quad (2.15)$$

2.2.1 云滴的活化

空间上, 特定尺度大小的 CCN 在过饱和度达到一定阈值时便可活化为云滴, 这一临界

$$\text{阈值由 Kohler 方程计算得到, } S = \frac{A}{r} - \frac{Br_N^3}{r^3} \quad (2.16)$$

$$\text{其中 } A = \frac{2\sigma}{\rho_w R_v T}, \quad B = \frac{\nu \phi_s \varepsilon M_w \rho_N}{M_N \rho_w}$$

ν 为每个分子的可溶性物质溶解后产生的离子数，本文中假设可溶性物质为 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ， ν 的取值为 3， σ 为溶解液滴的表面张力， ε 是气溶胶粒子中所含的可溶性物质所占比重。 M_N 和 M_w 分别为 CCN 和水的分子量， ϕ_s 为可溶性物质 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 的渗透系数， ρ_N 和 ρ_w 分别为 CCN 和水的密度。

气溶胶粒子谱分为 57 档，最小的粒子半径为 $0.0041\mu\text{m}$ 。气溶胶粒子的活化方案与 Kogan^[51]相似，但是采用了较宽的 CCN 谱分布。模式中云底高处小于 $0.12\mu\text{m}$ 的气溶胶粒子吸湿后达到的尺度与其在相对湿度达到 100% 时的尺度相同；当粒子半径大于 $0.12\mu\text{m}$ 时，在过饱和度为 0 的情况下，粒子吸湿增长后的倍数用 k 来表示，不同半径处对应的 k 值见图 2.1， k 值从小粒子端的 8.9 变化到大粒子端的 5.0。随后开始凝结增长过程，达到临界尺度后进入相应的档开始云过程。



图 2.1 CCN 活化过程不同半径对应的 k 值，星号表示的是 Kogan^[51]方案中所用的值。

2.2.2 冰晶的核化

冰晶核化过程采用 Meyers 等^[52]参数化方式，决定于冰面过饱和度和温度。在某一温度和冰面过饱和的条件下，每升空气中活化的冰粒子数为

$$N_{iF} = \exp(-0.639 + 0.1296S_i) + \exp[-0.28 + 0.262(T_0 - T)] \quad (2.17)$$

\bar{k} 是核化后初始冰晶所在的档。每一时步活化的冰晶浓度均与前一时步相比较，如果后一时步的冰晶量小于前一时步冰晶的浓度，就不再继续核化，两者的差可作为实际产生的冰晶浓度。

上式的第二项是通过接触核化过程（包括热力扩散过程、水汽扩散过程和布朗运动）产生的冰晶浓度。核化产生的冰晶质量与被冻结的液滴质量相同。假设只有当温度低于 -2°C 时才发生，凝华核化和凝华-冻结核化开始于温度低于 -5°C 的环境中。

2.2.3 浸润冻结过程

单位时间内浸润冻结过程消耗的液滴浓度与云中存在液滴的浓度、质量以及过冷却程度有关。

$$\left[\frac{\partial n(m, t)}{\partial t} \right]_{freezing} = -C(T)mn(m, t) \quad (2.18)$$

当 $T < T_0 (T_0 = 273.16)$ 时, $C(T) = \bar{A} / \rho_w \exp[\bar{B}(T_0 - T)]$, $\bar{A} = 10^4 \text{cm}^3 \text{s}^{-1}$, $\bar{B} = 0.66 \text{K}^{-1}$.

相应地, $\Delta t (t_0 \rightarrow t_0 + \Delta t)$ 时间内产生的第 k 档冻滴的浓度和质量分别为

$$(\Delta N_k)_{freezing} = N_k(t) \left\{ 1 - \left[1 + (\bar{\xi} - 1) C(T) \overline{m_k(t)} \Delta t \right]^{\frac{1}{1-\bar{\xi}}} \right\} \quad (2.19)$$

$$(\Delta M_k)_{freezing} = M_k(t) \left\{ 1 - \left[1 + (\bar{\xi} - 1) C(T) \overline{m_k(t)} \Delta t \right]^{\frac{\bar{\xi}}{1-\bar{\xi}}} \right\} \quad (2.20)$$

每一时间步内产生的冻滴总质量及由此产生的温度变化率分别为

$$(\Delta M)_{freezing} = \sum_{k=1}^{k_{max}} (\Delta M_k)_{freezing} \quad (2.21)$$

$$(\Delta T)_{freezing} = \frac{L_w}{C_p} [(\Delta M)_{freezing}] \quad (2.22)$$

模式中, 当冻滴的半径大于 $100 \mu\text{m}$ 时便转化为霰粒, 小于 $100 \mu\text{m}$ 时形成冰晶。冰晶形状不随时间改变, 但其增长率是随时间不断变化的。

2.2.4 其它微物理过程

通过计算每一时步的扩散方程得到各个档的液滴蒸发、凝结过程及冰粒子的凝华、升华过程造成的液滴和冰相粒子的浓度和质量的变化。

模式中还考虑了不同粒子间的碰并以及液滴的碰撞破碎, 针对不同粒子间的碰并产生的粒子类型间转换, 模式中假设如下:

1. 雪花的形成和增长过程均通过冰晶的聚并过程进行。
2. 当淤附于冰晶粒子上的液滴总质量小于冰晶本身的质量时, 淤附过程促进冰晶的增长, 而当淤附的液滴总质量大于冰晶时, 冰粒子的类型发生改变, 此时冰晶转化为霰粒。
3. 霰粒与其他水成物之间相互作用时, 其类型不发生改变。
4. 液滴与雪花的碰撞也会产生霰粒。

当收集核的半径大于 0.6mm 时, 液滴之间的碰撞产生雨滴; 单位时间内产生的冰晶浓度与半径大于 $24.8 \mu\text{m}$ 的液滴浓度及霰粒每秒内收集的小滴 (半径小于 $12.3 \mu\text{m}$) 浓度有关,

此外，冰晶繁生过程还与温度相关，当温度为 -5°C 时繁生过程产生的冰晶量达到最大。

霰粒的融化过程与蒸发相似，融化过程中霰粒的质量变化率取决于其所处的温度环境。当雪花或冰晶落入 0°C 时的温度环境时立即融化。

模式分辨率为 $300\times 300\text{m}$ ，水平范围为 30km ，垂直为 12km ，蒸凝过程时步为 2.5s ，其他过程时步均为 5s ，积分时间 80 分钟。

2.3 模式初始化

2.3.1 初始热力学条件

大气层结和气溶胶对云和降水的发生发展均起重要作用。本文采用一理想的探空曲线来描述对流云的平均温湿层结^[6]（见图2.2），以单独考虑矿物气溶胶的增加对云和降水发展的影响。云底温度 $8-10^{\circ}\text{C}$ ，云顶温度 -25°C 。采用热泡扰动方式，即在 $t=0$ 时，在水平区域中心 600m 高度处加一个 2°C 的瞬间扰动。本工作中尚未考虑环境风切变的影响。



图2.2 模式所采用的Skew-T 廓线

2.3.2 气溶胶的初始化

利用在贺兰山地区获取的背景、扬沙和沙尘暴过程的气溶胶谱分布观测资料^[53]，选用1998-1999年4、5月份观测到的各天气类型条件下气溶胶数浓度均值来代表该地区沙尘天气以及背景气溶胶的平均分布状态。根据 Pruppacher和Klett^[24]大气气溶胶尺度分布由三个分离的模式组成，即艾根核($r<0.1\mu\text{m}$)，大核($0.1<r<1.0\mu\text{m}$)和巨核($r>1.0\mu\text{m}$)，为精确捕获沙尘以及背景气溶胶的平均分布状态，采用对数正态分布进行拟合并初始化模式，公式如下：

$$\frac{dN}{d\ln r_n} = \sum_{i=1}^k \frac{n_i}{(2\pi)^{1/2} \log \sigma_i \ln 10} \exp\left(-\frac{[\log(r_n/R_i)]^2}{2(\log \sigma_i)^2}\right) \quad (2.24)$$

式中 n_i 为气溶胶总数浓度($\text{个}/\text{cm}^3$)， R_i 为气溶胶的几何平均半径(μm)， σ_i 为模式 i 的标准偏差。沙尘天气过程及背景气溶胶拟合参数列于表2.1，其中背景和扬沙均采用4个对数正态分布，沙尘暴过程采用5个进行拟合。比较初始气溶胶数浓度可见，背景大气比较清洁，其气溶胶总数浓度及各模式的数浓度均低于扬沙和沙尘暴发生时的大气条件，且沙尘暴大气条件下，

各模态的初始CCN浓度均高于污染相对较轻的扬沙大气环境。

表2.1 气溶胶粒子谱分布参数

2.3.3 气溶胶化学成分

在气溶胶化学成分方面，参照Tang等^[54]对北京2003年53次降水的化学成分分析结论， SO_4^{2-} 和 NH_4^+ 分别为主要的降水阴阳离子。本研究假设可溶气溶胶成分为硫酸铵 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ，与Yin等^[8]的研究一致。参考Sun等^[55]对气溶胶化学成分的分析，与环境大气中气体的相互作用几率增加使其溶解度相应增加。图2.3给出了拟合后背景、扬沙和沙尘暴初始CCN谱分布。由于云底温度为 $8\text{--}10^\circ\text{C}$ ，取 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 溶解度 72% (5°C)^[56]，这些吸湿性粒子吸收环境空气中的水汽增长(详见文献[8])，在适宜的湿度条件下达到临界半径后开始云过程。

图 2.3 初始 CCN 谱分布 a. 背景大气； b. 扬沙； c. 沙尘暴

第三章 扬沙和沙尘暴对云微物理、光学特性及降水的影响

3.1 数值模拟方案介绍

沙尘天气过程向大气中输送的矿物质气溶胶颗粒可以分为可溶性和不可溶性两种，它们在云和降水形成过程中有不同的作用。可溶性物质增加了大气中大核和巨核的浓度，从而增加了大气中有效 CCN 的浓度；不可溶质粒，作为 IN 参与云中的微物理过程。DeMott 等^[31]观测了从非洲到美国佛罗里达州的沙尘传输层中的冰核浓度，发现沙尘可使 IN 浓度增加 20-100 倍。由于缺少同期大气 IN 观测资料，这里假设 IN 浓度分别比 Meyers 等^[52]参数化浓度增大 5 倍、10 倍和增大 100 倍，以考察 IN 增加对云雨过程的影响。文中假定气溶胶标高为 2500m，浓度随高度呈 e 指数递减。

分别用 B、Y、S 表示背景、扬沙和沙尘暴的气溶胶分布，采用的数值试验方案如表 3.1，其中 0、1、2 和 3 分别代表冰核未增加及增加 5 倍、10 倍、100 倍的情况(如 B0 即代表背景条件下气溶胶，Y0 和 S0 代表扬沙和沙尘暴发生时增加 CCN 浓度而没有增加 IN 浓度的情况，B2 代表沙尘暴发生时既增加 CCN 浓度，同时 IN 浓度增加为背景 10 倍时的情况)。

表 3.1 模式运行基本参数配置

表 3.1 模式运行基本参数配置

3.2 可溶性矿物沙尘粒子对云与降水过程的影响

3.2.1 对云中水成物及降水的影响

图 3.1 给出了可溶性矿物气溶胶增加后云内各参数随时间的变化。由图 3.1(a1)可见，矿物气溶胶浓度增多对云中最大液水含量(LWC)影响很小，与 Rosenfeld 等^[5]观测结果一致。该地区背景气溶胶浓度偏高，扬沙和沙尘暴过程中核模态气溶胶并不能完全核化，只有部分大核和巨核能够得到活化，增加少量液滴浓度，少量大云滴的存在提高碰并效率；沙尘暴发生后降水提前 4 分钟出现，液态降水率峰值由背景状态下的 2.45 增加到 4.11 mm/h(图 3.1(a2))。

分析冰晶形成的微物理过程发现，在云的整个生命史中冰晶形成以凝华过程为主，漫

润冻结只有在云的发展阶段垂直速度较大时才产生较高的冰晶量。由图 3.1(c1)(d1)可看出,随着沙尘粒子浓度的增加(由扬沙到沙尘暴),冰晶含水量与浓度呈增加趋势。分析霰粒增长的微物理过程,发现这些粒子主要通过冰粒子撞冻过冷雨滴和云滴过程增长。由图 3.1(e1)(f1)可见,沙尘过程增加了云滴浓度,这也为霰粒的迅速增长提供了条件,使冰相降水率提高(图 3.1(b2)),地面累积降水量相应增加(图 3.1(d2))。扬沙和沙尘暴过程由于 CCN 特别是 GCCN 浓度的增加,促使降水的提前出现并使地面累积降水分别增加 26%和 47%。但不同的沙尘天气过程对云中最大垂直速度的影响较小(图 3.1(g1))。




图 3.1 不同等级沙尘天气过程增加 CCN 后各参数随时间变化的情况

3.2.2 对云光学性质的影响

扬沙与沙尘暴过程中降水提前(4 分钟)出现,雷达反射率因子出现时间相应提前(图 3.1(e2)),降水过程开始后雷达反射率降低。气溶胶对云的光学性质的影响可通过云的光学厚度和反照率两个因子来反映^[3],本文假设各水成物为球形来计算云中这两个因子。需要注意的是冰相质粒的形状不是球形,假设为球形会使冰晶有效半径偏小,形状因子偏大,这样会低估冰相质粒的辐射特性。云的光学厚度取决于云中水成物的浓度及半径大小,沙尘天气过程通过增加 CCN 的浓度改变云中水成物浓度与粒径大小来改变云的光学厚度和反照率。图 3.1(f2)(g2)分别给出了光学厚度和反照率随时间的变化,可见由沙尘天气引起大气中大核和巨核浓度的少量增加不会使云的光学特性发生重大变化,只使云的光学厚度略有增加。

3.2.3 对水成物尺度谱及有效半径的影响

图 3.2-3.4 给出了不同天气条件下云中水成物质量和浓度谱分布的情况。在云底高度附近,36 分钟时由于 GCCN 增多,液滴大粒子端质量和浓度有所增加(图 3.2)。到 46 分钟云发展成熟时,大量的 CCN 经凝结增长后质量有所增加,少量 GCCN 的出现使云滴质量谱与浓度谱缓慢移向大粒子端。到 56 分钟,云滴群的碰并加速,小云滴质量和浓度降低,达到降水尺度的液滴大为增加。在 6km 处,由图 3.3 可见云发展成熟时扬沙和沙尘暴条件下 GCCN 浓度的增加大滴质量与浓度均增高。到 56 分钟降水开始后云内小滴浓度略有回升。随着降水的发展,小滴的碰并减少及大滴的降落,到 66 分钟质量谱和浓度谱峰值明显减小。

相对来说,扬沙与沙尘暴过程对冰晶谱的影响很小(见图 3.4)。

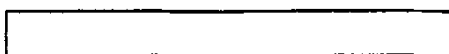


图 3.2 B0, Y0 和 S0 情况下 2.1 km 高度雨滴的质量(上)和浓度(下)谱分布

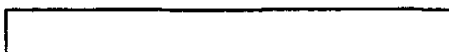


图 3.3 B0, Y0 和 S0 情况下 6km 高度雨滴的质量(上)和浓度(下)谱分布

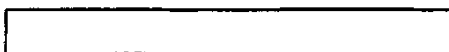


图 3.4 B0, Y0 和 S0 情况下 6 km 高度冰晶的质量(上)和浓度(下)谱分布

由图 3.5 可看出,受扬沙与沙尘暴过程的影响,云在发展时期(48 分钟之前)GCCN 浓度增加使液滴提前出现,有效半径增大;在发展成熟时(48 分钟)在大核和巨核上形成的云滴增进了云滴间的碰并作用,使其有效半径显著增加;降水过程开始(52 分钟)之后大滴的降落使液滴的有效半径迅速减小(a)。随着云的发展,贝吉隆效应使冰晶的有效半径不断增大,而在云的消散时期降水蒸发增加云内过饱和度使冰晶粒子的最大有效半径增大(b)。沙尘天气过程中霰粒碰冻小水滴的增长过程有效进行使其尺度增大,降水过程开始之后,随着霰粒的下落融化其有效半径减小(图 c)。

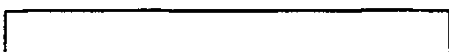


图 3.5 不同沙尘天气过程中最大有效半径随时间的变化 (a) 雨滴, (b) 冰晶, (c) 霰。

3.3 由矿物沙尘粒子引起的 CCN 和 IN 浓度的增加对云与降水的影响

冰晶对于冷云降水、地气系统的水分循环和平流层的水汽含量是一个重要的影响因子。随着沙尘天气的爆发,大气中的 IN 浓度也有一定程度的增加,将对云的宏微观结构和降水有着重要的影响。

3.3.1 对云中水成物和降水的影响

由前面的讨论可知,大气中巨核浓度增加导致云中大水滴活化率提高,从而促进降水。李娟和毛节泰^[30]认为当 IN 浓度分别增大 5 倍、10 倍时, IN 的最大核化速率是其浓度未增加时的 5 倍、9 倍。IN 浓度增加一方面促进冰晶活化,另一方面使云中有限的水汽有相当一部分在冰相过程开始后通过蒸凝过程转化为冰晶,冰晶质量和浓度得到大幅度提高(图

3.6(c1)(d1))。沙尘带来的 IN 浓度增加使霰粒提前出现并通过凇附冰晶、撞冻过冷云雨滴等过程质量有了相应增加。当云发展到 40 分钟后,霰粒增长过程对过冷水滴的消耗使液水含量迅速降低,60 分钟后云内几乎全部转化为冰相(图 3.6(a1)),反过来有限的液滴含量又限制了霰粒质量与浓度的增多(图 3.6(e1)(f1))。大气 IN 浓度增加之后(如 S3),霰粒提前出现使冰相降水提前开始,有限的霰粒含量使其冰相降水率降低,冰相降水粒子在下沉过程中融化形成的液相降水率峰值出现时间相应提前,总降水率、地面累积降水均低于大气 IN 浓度未增加的个例 S0(见图 3.6(b2)(d2)))。冰核浓度增加对垂直速度影响较小(图 3.6(g1))。

图 3.6 冰核浓度的增加对各参数随时间变化的影响

不同等级的沙尘天气带来的 IN 和 CCN 的增加对降水的影响趋势相同(表 3.2),即大气 IN 浓度的增多使降水量减少。本文就沙尘暴过程带来的大核和巨核以及 IN 浓度的增加对降水的作用进行讨论,IN 浓度增加降低降水率峰值,使其出现时间提前(图 3.6(a2)(c2)),累积降水大为减少(图 3.6(d2))。IN 浓度增加 5 倍、10 倍和 100 倍时累计降水减小的百分率分别为 16%、32%和 81%。

表 3.2 各方案 80 分钟地面累积降水(单位: m^3)及其相对变化(%)

3.3.2 对光学性质的影响

沙尘天气过程引起的 IN 增加减小了霰粒的质量和浓度。雷达反射率因子在云成熟后随云内可降水量的减少而降低。由 IN 浓度未增加前的 30dBZ 降低到 IN 浓度增加 100 倍后的 20dBZ(图 3.6(e2))。随着降水发展,云内液滴含量和霰粒的质量和浓度降低,云的光学厚度及反照率开始减小,但在降水过程结束后大量冰晶悬浮于空中,初始 IN 浓度越大云的光学厚度和反照率越高(图 3.6(f2)(g2))。

3.3.3 对水成物尺度的影响

沙尘暴过程带来的 CCN 和 IN 浓度增加对云内滴谱的影响在冰晶形成后较为显著。云底高度处(图 3.7)主要以暖云过程为主,46 分钟时 IN 浓度增加使霰粒出现时间提前;56 分钟时 IN 增多冰晶的下落融化使滴谱向于小滴方倾斜。在 6km 高度,由于 IN 的增多使液态水质量含量减少(图 3.8),质量谱和浓度谱峰值变小且谱宽变窄。冷云过程开始后(图 3.9),

引入过量 IN 使冰晶量大为增加, 蒸凝过程的有效进行及冰晶的淞附与撞冻过程使得云中的过冷水含量大为降低, 冰晶的质量与浓度快速增加, 同时冰晶向小尺度方向移动, 尺度越小浓度越高。

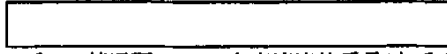


图 3.7 S0, S1, S2 和 S3 情况下 2.1 km 高度液滴的质量(上)和浓度(下)谱分布

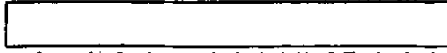


图 3.8 S0, S1, S2 和 S3 情况下 6km 高度液滴的质量(上)和浓度(下)谱分布。



图 3.9 S0, S1, S2 和 S3 情况下 6 km 高度冰晶的质量(上)和浓度(下)谱分布。

由图 3.10, IN 的增加大量地消耗云中的水汽, 在降水开始之前, 冰晶提前出现而水滴和冰晶的有效半径随着 IN 的增加有较高幅度的降低。随着 IN 增加, 冰晶的凝华过程由于水汽的减少进行缓慢, 冰晶有效半径随 IN 增加呈梯度减小。霰的变化与冰晶呈相似, 云内液滴的减少限制了霰粒的增长。



图 3.10 IN 增加时最大有效半径随时间的变化 (a) 雨滴, (b) 冰晶, (c) 霰。

3.4 结 论

本文采用实测背景大气和扬沙、沙尘暴天气过程的气溶胶谱资料对二维积云分档模式进行气溶胶初始化, 模拟研究了不同等级沙尘天气过程在相似的动力热力条件下对云和降水发展的影响, 得到以下几点结论:

当沙尘粒子中含有一定比例的可溶性物质时, 扬沙和沙尘暴天气的发生增加了大气中大核和巨核的浓度, 在有利的大气动力和热力条件下, 这些有效 CCN 的增加会增加云在发展阶段大滴的浓度, 使降水发生的主要机制—碰并过程的效率增加, 降水提前出现, 暖云降水大幅度增加。云中大滴的提前出现也使冰相降水粒子的增长加快, 有利于冷云降水的形成。在沙尘暴天气条件下累计降水增加达 47%。

与扬沙过程相比, 沙尘暴天气过程带来较多的 GCCN, 碰并效率和冰相降水粒子尺度的加大分别增加了液相和冰相降水, CCN 增加对降水的抑制效应要远小于矿物气溶胶中大核和巨核浓度的增加对降水的促进作用。

不可溶的矿物气溶胶粒子可作为有效的大气冰核参与云降水形成的物理过程。当矿

物沙尘粒子同时作为有效的 CCN 和 IN 参与云的发展时, IN 浓度的增加可完全抑制 GCCN 增加对降水的促进作用, 各水成物滴谱向小尺度方向移动, 云粒子的有效半径减小, 抑制暖云和冷云降水发展, IN 浓度增加云中存留的大量冰晶增加云的光学厚度和反照率。

第四章 沙尘气溶胶传输过程对大气冰相过程发展的影响

4.1 气溶胶分布及模拟方案

沙尘气溶胶远程传输过程中对 CCN 的贡献量主要位于直径大于 $0.6\mu\text{m}$ 的范围内。传输过程中背景气溶胶浓度变化及传输过程中沙尘粒子均对云和降水过程产生影响，考虑了海洋、陆地和污染严重区域不同地面 CCN 浓度的情况，A1、A2 和 A3 个例地面 CCN 浓度分别为 150、750 和 $1500\text{个}/\text{cm}^3$ ，B1、B2、B3 则依次代表在上述背景气溶胶分布下沙尘传输过程影响的个例。图 5.1 给出了上述个例地面到 1 千米高度的 CCN 谱分布，1 千米向上以 e 指数向上递减，标高为 2 千米。

沙尘天气过程向大气中输送的矿物质气溶胶颗粒可以分为可溶性和不可溶性两种，它们在云和降水形成过程中有不同的作用。可溶性物质增加了大气中大核和巨核的浓度，从而增加了大气中有效 CCN 的浓度；不可溶质粒，作为 IN 参与云中的微物理过程。本文采用与 Van 等^[57] 相似的 IN 浓度的廓线，考虑了传输过程中沙尘带来的 CCN 和 IN 浓度增加的个例 C1、C2 以及 C3。



图 4.1 (a) 个例 A1、A2 和 A3 (b) 个例 B1、B2 和 B3 中初始 CCN 的浓度谱分布

4.2 结果分析

4.2.1 沙尘传输对云内冰粒子谱分布的影响

图 4.2 给出模拟中心最大垂直速度出现高度 4.2km 各方案得到的 44、52 和 60 分钟霰粒的质量谱和浓度谱的变化，冰晶的质量谱与浓度谱与霰粒有着相似的变化规律（图略）。由图 4.2a、b、c 可以看出，随着背景气溶胶浓度的增加霰粒的质量谱与浓度谱的范围不断变小，峰值半径不断减小，峰值半径对应的最大浓度相应降低。在清洁的海洋性云中 (a)，GCCN 增多对霰粒的影响很小，但当沙尘增加了大气中 IN 浓度后，霰粒的质量谱与浓度谱均向小滴方向移动，霰粒浓度大为增加。在大陆性云中 (b)，少量 GCCN 的出现可使霰粒提前出现，在污染严重的大陆性积云中 (c)，霰粒的质量谱和浓度谱的峰值半

径相应增加, 滴谱向尺度大的方向移动。可见, 背景气溶胶的浓度越高, 少量 GCCN 的出现越有利于霰粒的形成和增长。而当沙尘同时增加 IN 浓度时, 会抑制 GCCN 增多给霰粒形成和增长带来的有利条件, 提高霰粒浓度降低其尺度。



图 4.2 各方案 4.2 km 高度 44、52 以及 60min 霰粒的质量和浓度谱分布 (a) A1、B1、C1 个例, 上排为质量谱分布, 下排为浓度谱分布; (b) A2、B2、C2 个例; (c) A3、B3、C3 个例

4.2.2 沙尘传输对冰相降水及地面累积降水的影响



表 4.1 各方案地面累积降水、冰相降水贡献率及其相对变化

表 4.1 给出了从清洁地区到受污染严重地区这样一个气溶胶浓度变化的背景条件下, 沙尘传输过程引起的 GCCN 和 IN 浓度增大对典型积云冰相及地面累积降水等物理量产生的影响。从表 4.1 可以看出, 随着 CCN 浓度的不断增加, 地面累积降水及冰相降水的贡献率不断减小。从 CCN 浓度为 $155 \text{ 个}/\text{cm}^3$ 的海洋性云到大陆性工业污染地区 CCN 浓度为 $1540 \text{ 个}/\text{cm}^3$ 的云, 地面累积降水由 28.09 m^3 降低到 1.86 m^3 , 冰相降水贡献率由 20.1% 降低至 1.8%, 这是由于 CCN 浓度增加后, 云内水成物浓度增加而其有效半径相应减小, 降水粒子增长过程中碰并效率的降低使云内可将水量减小约 91.9%, 同时众多过冷云滴的维持使其转化为冰相粒子的几率相应降低, 冰相降水过程受到很大程度的抑制, 冰相降水减少了 99.4%, 可见在混合云中 CCN 增加对冰相过程的抑制作用要强于液相过程。

传输过程中矿物气溶胶的增多使少量大核得以活化, 使 CCN 浓度增加了约 25—30 个 $/\text{cm}^3$, 这些 GCCN 在不同的背景条件下对降水的影响有所不同。在洁净的海洋大气环境中, GCCN 一定程度上增加了云内粒子浓度, 降低了地面累积降水, 其中冰相降水降低了约 5.3%, 其对混合云累积降水的贡献率也有所降低。随着背景气溶胶浓度的增加, GCCN 对降水的作用有所改变, 增加了大陆性云的降水效率, 且背景气溶胶浓度越大对降水的促进作用越强。当 CCN 浓度为 $800 \text{ 个}/\text{cm}^3$ 时, 在 GCCN 的作用下混合云地面累积降水增加约 12.5%, 冰相降水对整个降水的贡献率提高了 3.7%。当 CCN 浓度增大到 $1570 \text{ 个}/\text{cm}^3$ 时, 地面累积降水由于 GCCN 的作用增加了 2 倍之多, 冰相降水对整个降水的贡献率提高了 6 个百分点。相似地, GCCN 对冰相降水的作用取决于背景 CCN 的浓度, 即在海洋性积云中, GCCN 的存在抑制着冰相过程的发展, 而在大陆性积云中, GCCN 的存在将促进云中冰相的发展, 且这种促进作用随着污染程度的提高而得到增加。

在沙尘传输过程中,不可溶矿物气溶胶为云内提供了大量的异质核化核,使大气中 IN 浓度得到增加。大量冰晶的活化使冰相降水的贡献率得到提高,但与没有增加 IN 之前相比地面累积的冰相降水量是减少的,云内可降水量相应降低,只有在污染严重的大陆性云中沙尘传输带来的 GCCN 和 IN 的同时增加对降水起到促进作用。

4.2.3 冰相降水率和总降水率的时间变化

图 4.3 给出了不同气溶胶背景浓度条件下不受沙尘影响的个例 (A1、A2 和 A3), 矿物沙尘增加 GCCN 浓度的个例 (B1、B2 和 B3) 以及沙尘的传输过程同时增大 GCCN 和 IN 浓度的个例 (C1、C2 和 C3) 冰相降水率和总降水率随时间的变化。由图 4.3 可以看出 GCCN 增多降低了海洋性积云 (a、b) 的最大降水效率, 大气中沙尘增多引起的 IN 浓度的增加延迟降水的开始时间, 并进一步降低最大降水率; 在大陆性云中 (c、d) 少量的 GCCN 的存在可提前冰相及整个降水开始时间, 最大降水效率相应增加, 在沙尘同时增加 IN 浓度后, 较之不受沙尘影响的云冰相降水提前开始且最大冰相降水效率略有增加, 但混合降水的开始时间有 1-2 分钟的落后, 最大降水效率降低了 20%; 在污染严重的大陆性云中 (e、f), 沙尘传输过程可提前降水起始时间, 提高降水效率。



图 4.3 冰相降水率及总降水率随时间变化 (a、b) 给出了 A1、B1 和 C1 个例变化情况; (c、d) 给出了 A2、B2 和 C2 的变化; (e、f) 给出 A3、B3 和 C3 的变化情况

图 4.4 给出了所有模拟方案降水效率的水平分布随时间变化情况, 其中实线为总降水效率, 等值线分别为 0.1、0.5、1.0、5.0、10、20 和 40mm/h, 长划线为冰相降水率的分布, 图中标示的等值线分别为 0.01、0.1、1.0、4.0 和 8.0 mm/h。从图 4.4a、d、g 可以看出, 背景 CCN 浓度增加后, 降水的水平分布范围逐渐缩小, 降水开始时间及其持续时间缩短, 当液相降水过程逐渐向水平方向扩展时, 模式中心的最大降水效率不断减小, 这是由于降水粒子的形成时间要远远小于液滴向水平方向的输送时间; 而达到降水尺度的霰粒的形成增长过程与其向水平方向的输送时间相当, 使得当冰相降水达到最大值时其水平分布同时达到最大。由图 4.4b、e、h 可见, 在清洁的海洋性积云降水中 (个例 B1) GCCN 浓度增多对降水的水平分布几乎没有影响, 但明显提前了个例 B2 和 B3 的降水起始时间, 并拓宽了 B3 个例的液相和冰相降水水平分布。在个例 C1、C2 中, 当沙尘传输同时增加 IN 浓度时, 降水的水平分布范围变大, 这是由于冰晶浓度的增加降低了云内液滴的尺度, 小液滴在水

平气流的作用下可以输送到更宽广的水平范围；而在 C3 情况下，大气中 IN 的增多降低了云内液水含量以及霰粒含水量，可降水量的降低缩小了降水的水平分布范围。

由图 4.3 和图 4.4，沙尘传输对降水的影响因污染程度而异：在清洁地区远程传输而来的沙尘气溶胶增加了大气中的 CCN 浓度，使降水过程受到抑制，相比之下，在大气中 IN 浓度增加的情况下，液相及冰相降水的水平分布范围相应增加；在大陆性云中沙尘的远程传输可为云内提供 GCCN，大尺度云滴的增多通过提高碰并效率使得冰相及整个降水过程提前且降水的持续时间相应延长，降水效率同时增大，在矿物气溶胶增多为大气中提供了大量的 IN 时，冰相降水开始时间相应提前，由于冰晶的增多降低了液水含量以及霰粒含水量，降水的水平分布范围变小；沙尘同时增加 GCCN 及 IN 浓度对降水的贡献要取决于受污染的程度，在清洁地区，沙尘传输降低降水效率但其水平分布范围增加，污染越为严重的地区，沙尘传输对降水效率的提高越明显，同时降水的水平分布范围有一定程度的缩小。

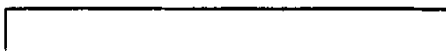


图 4.4 各个例地面降水率的时间变化（实线为总降水率，长划线为冰相降水率）

4.2.4 对霰粒分布产生的影响

在此分档模式中考虑的冰相质粒共有三种，即冰晶、雪花和霰粒，并分别考虑不同大小的各类冰相质粒的微物理过程，包括冻结、冰晶活化过程（凝华、凝结冻结、浸润冻结和接触冻结）、冰晶繁生、冰粒子的凝华、升华和融化、冰粒子之间以及其与液滴之间的聚并、撞冻和淞附过程、以及各种粒子的沉降过程。

模式中关于冰相质粒间的类型转化假设如下：（1）雪花的形成和增长过程均通过冰晶的聚并过程进行。（2）当淞附于冰晶粒子上的液滴总质量小于冰晶本身的质量时，淞附过程促进冰晶的增长，而当淞附的液滴总质量大于冰晶时，冰粒子的类型发生改变从冰晶转化为霰粒。（3）霰粒与其他水成物之间相互作用时，其类型不发生改变。（4）液滴与雪花的碰撞也会产生霰粒。

图 4.5 给出了模拟的水平区域中心不同粒径大小的霰粒垂直方向随时间的变化趋势。在 A1 个例中，不同半径大小的霰粒几乎是同时出现的，且出现在相同的高度；在清洁的海洋性云中，GCCN 浓度增多后几乎不影响霰粒的垂直分布（B2）；在沙尘增加了大气中的 IN 浓度后，霰粒提前 2min 出现，但是半径大于 4.34mm 的霰粒的出现时间保持不变，即晚于半径较小的霰粒的出现时间（C1）。在一般大陆性积云中（个例 A2），半径大

于 4.34mm 的霰粒的出现时间要晚于尺度小的, 随着其尺度的增大, 霰粒出现高度降低; 受传输过程影响 GCCN 浓度增加后 (B2), 大陆性积云内霰粒在地面的出现时间提前约 5min, 半径大于 4.34mm 霰粒的最大含水量值由 A2 的 1.505g/kg 提高到 1.789g/kg; 在沙尘同时增加 IN 浓度后, 霰粒在地面的出现时间较之 B2 略有推迟, 含水量中心值相应下降。在受污染严重的大陆性积云中 (A3), 半径越大的霰粒在云中出现的时间越晚、维持的时间也越短, 达到的垂直高度也越低, 半径大于 1.09mm 的霰粒在没有到达地面之前即融化掉了; 少量巨核的引入对此种类型的云 (B3) 影响最大, 霰粒提前 5min 形成, 垂直分布范围扩大, 霰粒的最大高度出现于 6.5km, 比不受 GCCN 影响的云提高了 0.6km; 大气中 IN 浓度增加后霰粒的最大含量有所降低 (C3)。



图 4.5 模式中心不同尺度大小的霰粒比含水量 (g/kg) 在垂直方向随时间的变化 (黑实线、蓝实线和红虚线分别代表半径大于 1.09、2.17 和 4.34mm 的霰粒分布)

由图 4.5 可以看出, 随着背景环境条件中活化的气溶胶浓度增多, 霰粒在云内的出现时间推迟, 垂直方向达到的最大高度也有所下降, GCCN 的作用在受污染的大陆性积云中表现最为明显: 提前霰粒出现时间、含水量中心值相应提高, 大气中 IN 浓度增加后将提前小霰粒的出现时间, 但尺度较大的霰粒出现时间几乎不受其影响。

4.3 结论

采用分档云模式模拟研究在相似的动力热力大气环境层结中, 在不同气溶胶背景浓度条件下由于沙尘的远程传输过程的大气中 GCCN 以及 IN 浓度增加对云中冰相粒子的影响, 得到以下几点结论:

(1) 大气中背景气溶胶浓度增大后, 冰相降水质粒的质量谱与浓度谱谱宽均变窄, 峰值半径及最大浓度不断减小; 活化的云滴浓度增多、半径变小, 一定程度上降低了冰相粒子的形成效率, 延迟冰相降水的起始时间。云中冰相降水粒子的水平和垂直分布范围的不断缩小及其最大含水量的降低使冰相降水率逐渐减小, 在这两方面的共同作用下, 冰相降水对整个降水的贡献率不断降低。

(2) 在矿物气溶胶的远程传输过程中将会增加本地云中 GCCN 的浓度, 在清洁的海洋性云中 GCCN 只是增加了云内 CCN 的浓度, 对冰相粒子的形成与发展影响较小。在污染严重的大陆性云中, 少量的 GCCN 的存在加快了云内冰相粒子的形成过程, 提高了霰粒的

(2) 在矿物气溶胶的远程传输过程中将会增加本地云中 GCCN 的浓度, 在清洁的海洋性云中 GCCN 只是增加了云内 CCN 的浓度, 对冰相粒子的形成与发展影响较小。在污染严重的大陆性云中, 少量的 GCCN 的存在加快了云内冰相粒子的形成过程, 提高了霰粒的质量浓度和数浓度及其水平和垂直分布范围相应, 霰粒的最大含水量相应增加, 从而提高了冰相降水粒子的降水率及其对整个降水的贡献率。

(3) 不可溶的矿物气溶胶在其传输过程中可增加大气中的 IN 浓度, 云内霰粒的浓度增大但尺度变小, 抑制了少量 GCCN 增多为霰粒增长提供的有利条件。只有在污染严重的大陆性云中, IN 浓度增多后才没有完全抵消 GCCN 对霰粒形成的促进作用。

第五章 矿物气溶胶远程传输过程中热力效应的数值模拟研究

5.1 矿物气溶胶的热力结构及其分布

本工作中采用成天涛等^[42]得到的沙尘气溶胶的净加热率垂直廓线来代表沙尘气溶胶在其传输过程中对大气的加热率。由于沙尘在其传输过程中与大气中固有的成分或污染物质相互作用，在其表面会附着硫酸盐或硝酸盐，这将提高矿物气溶胶的溶解度同时增强其散射能力，从而对太阳辐射的吸收能力有所减弱。由于其对大气的加热率的不确定性，拟采用不同等级的加热率进行敏感性试验，讨论加热率的趋势变化对云和降水带来的可能影响。

沙尘天气过程爆发后，其垂直高度可达到数千米甚至更高，在大气环流的作用下向下游传输的过程中会因重力沉降，传输层的高度和厚度将会发生改变。为了揭示沙尘传输层的不同高度及厚度对云的影响，分别考虑了传输层最大浓度出现于云底(1.8km)、3km 高度和最大垂直速度出现高度(4.2km)，不同传输高度又分别考虑了厚度为 1.8 和 3.0km 两种情况。模拟方案见表 5.1，表中个例名称中的字母 T、C 和 I 分别表示受热力效应、CCN 和 IN 增加影响，如 C 表示仅增加 CCN，TCI 则综合考虑了以上三种效应，REF 为不受传输过程影响的个例。采用与 Van 等^[57]相似的 IN 浓度的廓线，并依据不同的传输高度和厚度进行相应的调整。



表 5.1 敏感性试验方案

5.2 矿物气溶胶远程传输过程中 CCN 增加的影响

传输过程中矿物气溶胶可与大气成分发生混合，其表面可包裹一层硫酸盐和硝酸盐，成为较好的 CCN，增加大气中大核和巨核的浓度；不可溶矿物沙尘的增多可以增加大气中 IN 的浓度。当传输层位于不同高度时，只有在云发展到相应高度时增加的 CCN 和 IN 才产生相应的作用。

5.2.1 传输层高度的影响

由于不同高度大气层结的温度和湿度条件差异，沙尘传输层相对于云高度的不同对云的影响也会有所不同。图 5.1(a1)-(d2)分别给出了不同加热率情况下云中最大液水含量

(LWC)、最大液滴浓度、最大冰晶含水量、最大冰晶浓度、最大霰粒含水量、最大霰粒浓度、地面累积降水量和光学厚度随时间的演变,图中 C1、C5 和 C9 分别表示沙尘高度为 3.0、1.8 和 4.2 千米且仅考虑沙尘粒子对 CCN 的影响时的情况,而 REF 则表示不受沙尘影响时的情况。由图 5.1(a1)可见,在云发展阶段(46 分钟之前)沙尘入侵对 LWC 几乎没有影响,在冰相粒子形成后 LWC 开始减少,且传输高度越高降低的速率越明显;矿物气溶胶最大浓度出现于 1.8、3 和 4.2 千米时,液滴最大浓度出现的时间分别对应为 32、37 和 41 分钟(图 5.1(b1)),即随着传输高度降低,最大浓度出现时间提前;在水汽不太充足的云底(如 C5)矿物气溶胶的传输虽引入较多的 CCN,但并不是所有粒子都能得到活化,液滴浓度只有少量增加;当沙尘传输层位于 3 千米以上时(如 C1 和 C9 个例),沙尘中 GCCN 的引入使云中丰富的水汽得以核化,液滴浓度增多,同时大滴的活化加速碰并过程,使液滴浓度很快降低。C1、C5 和 C9 个例中冰晶的质量浓度影响了霰粒的质量及浓度变化。4.2 千米为最大垂直速度出现高度,当沙尘传输层位于此高度层时,充分的水汽供应使矿物气溶胶中的 IN 最大程度地得到活化,云内产生的冰晶浓度和质量(图 5.1(c1)(d1))增加,并由此导致霰粒的提前出现,增加了霰粒的质量和浓度(图 5.1(a2) (b2))。但霰粒的产生和增长也消耗了冰晶含量,使冰晶含水量降低(60 分钟之后)。上述微物理量的变化决定了地面累积降水(图 5.1(c2))和光学厚度(图 5.1(d2))的变化:在 C9 个例中传输过程沙尘增加 IN 浓度后为霰粒的淤附增长提供条件,形成时间也较早,使冰相降水提前。另外,云内较高的霰粒含量增加了降水效率,使地面累积降水增加近 3 倍,达 3015 m^3 (图 5.1(c2)); C1 和 C5 个例中由于 GCCN 增多云滴间碰并加速,降水粒子提前形成,较高的霰粒含量使地面累积降水分别提高 83% 和 47%。在云的发展阶段沙尘的出现增加云的光学厚度,但降水清除效率的增加使云的光学厚度在降水开始后均小于不受沙尘影响的个例 REF。



图 5.1 沙尘出现高度不同时云中各参数随时间变化的情况 (a1) 最大液水含量, (b1) 最大液滴浓度, (c1) 最大冰晶含水量, (d1) 最大冰晶浓度, (a2) 最大霰粒含水量, (b2) 最大霰粒浓度, (c2) 地面累积降水, (d2) 光学厚度。

5.2.2 传输层厚度的影响

沙尘传输过程中的扩散稀释和重力沉降不仅影响沙尘最大浓度出现的高度,也会减小传输层的携沙量,使其厚度产生变化。对不同传输高度,沙尘厚度的增加对云内水成物产

生的影响为(图略): 由矿物气溶胶引起的 GCCN 增多对 LWC 贡献很小, 但传输过程使本地云的云滴浓度增加, 云滴有效半径减小, 云中过冷小水滴浓度增加。大量小水滴的产生和凝结增长消耗了云内的大部分过饱和水汽, 因而冰晶活化受到抑制, 冰晶质量与浓度相应减少。由于小粒子间的碰并效率较低, 使霰粒的质量与浓度也维持低值。在较厚的传输层内, 冷云和暖云降水粒子的形成共同受到抑制, 在 1.5、3.0 和 4.2 高度累积降水分别减少 38%、23% 和 5%, 并呈现出随传输层高度降低其厚度的影响效果变得越为明显的趋势。

5.3 矿物气溶胶远程传输过程中 IN 增加的影响

冰晶的核化取决于温度, 片状晶的活化出现于 $-8^{\circ}\text{C} > T_c \geq -14^{\circ}\text{C}$ 和 $-18^{\circ}\text{C} > T_c \geq -22.4^{\circ}\text{C}$, 可见暖于 -5°C 的层结中冰晶不会被活化。从温度的垂直分布来看, 1.8 千米、3 千米和 4.2 千米高度分别对应温度为 10°C 、 -3°C 和 -10°C 左右, 这就决定了 1.8 千米传输层对 IN 的浓度的贡献较小(图略)。

图 5.2 给出了 REF、C9 和 CI9 个例液滴、冰晶和霰粒质量含量在垂直方向上随时间的变化。垂直在 4.2 千米高度, 沙尘入侵带来的大气 IN 浓度增加使该高度冰晶核化效率增加(CI9), 冰相过程提前发展, 在凝华过程的作用下冰相质粒的浓度和质量均快速增长, 最大值达到 1.75 g/kg , 同时 LWC 峰值减少 0.5 g/kg , 液态降水相应降低。冰粒子撞冻过冷雨滴和云滴过程增长过程中霰粒子逐渐形成, 3 千米以上的液滴迅速减少, 60 分钟后完全消失, 霰粒的最大含水量达到 1.46 g/kg , 固相降水增加。



图 5.2 CCN 和 IN 浓度增加后水成物比质量随时间和高度的演变

图 5.3 给出了光学厚度和反照率随时间的变化。对比 REF, 传输过程带来 GCCN 的增多加速云内碰并, 降低云中水成物粒子浓度, 在云的发展阶段云的光学厚度及反照率相应减小。在云中冰相过程发展后, 传输过程不可溶的沙尘粒子增加了大气 IN (个例 CI9), 导致大量冰晶核化并维持较高的质量含量, 增加云的光学厚度和反照率。



图 5.3 REF、C9 和 CI9 光学厚度和反照率随时间的变化

5.4 矿物气溶胶远程传输过程中热力效应的影响

5.4.1 不同加热率带来的云物理特征变化

传输过程中沙尘对太阳短波的吸收对大气层结产生加热作用,使环境温度升高并降低大气相对湿度。从对云中水成物的影响来看, LWC 于 23 分钟开始出现(图 5.4(a1))。比较图中未考虑沙尘加热的个例 C11 与其它个例可发现,沙尘层的加热效应使云水凝结效率降低,液滴浓度降低(图 5.4(b1)), LWC 峰值也有所降低;增温作用带来的云中温度的升高抑制了云中冰相过程的发展,冰晶(图 5.4(c1)(d1))和霰(图 5.4(e1)(f1))的质量和浓度降低。与 LWC 相似,液相降水率(图 5.4(a2))在时间演变上呈现相同的规律,其降水率峰值变化较小;温度升高对冰相的抑制以及降水物下落过程的融化均使冰相降水减少(图 5.4(b2)),蒸发增强使总的降水率(图 5.4(c2))和累积降水(图 5.4(d2))大为减少。增温效应也使云的反照率的作用主要体现为延迟效应,最大值没有大的波动(图略);而光学厚度除了有延迟效应的作用外,其最大值也有所减小(图 5.4(e2)),这主要是由于云中液水含量减少形成的。凝结潜热释放的减少使垂直速度的增长速度降低,最大值相应降低(图 5.4(f2)), C11、TC10、TC11 和 TC12 个例中垂直速度达到最大值的时间分别为 43、44、46 和 49 分钟。显然,这一扰动作用延长了云形成的时间,使其发展过程延迟并减少地面累积降水。



图 5.4 不同加热率云中各参数随时间变化的情况 (a1) 最大液水含量, (b1) 最大液滴浓度, (c1) 最大冰晶含水量, (d1) 最大冰晶浓度, (e1) 最大霰粒含水量, (f1) 最大霰粒浓度, (a2) 最大液相降水率, (b2) 最大冰相降水率, (c2) 最大总降水率, (d2) 地面累积降水, (e2) 光学厚度, (f2) 最大垂直速度。

5.4.2 沙尘高度的影响

不同高度的增温将会改变云内温湿廓线,通过干扰云降水形成的微物理过程,改变云的宏观性质。云内温度的升高促进云滴蒸发,在没有逆温的情况下,温度随高度递减;云底在受气溶胶辐射加热作用后,蒸发效应将会得到增强;而当传输层位于 4.2 千米高度时,由于此时层结温度远低于 0°C ,矿物气溶胶带来的增温效应对云内冰相有一定的蒸发作用,从而增加地面降水。

对比 C11 与 TC11 及 C15 与 TC15,在传输层厚度相同的条件下,随着传输高度的降低,

增温对云发展抑制作用越大(图略)。云底蒸发效应的增强,抑制水汽向云水的转化过程,延迟LWC产生的时间并降低云滴浓度,温度的增加不仅使凝结增长过程变慢,云滴间的碰并几率也相应减少;气溶胶热辐射的释放进一步降低CCN活化形成的低过饱和度,冰晶活化受抑制,增温作用对冰相质粒的融化作用进一步降低了云内冰相质粒的质量和浓度,对冰相粒子的蒸发使其液相降水增加,但固相降水的大幅减少地面累积降水相应减小,传输层的高度越低减少的幅度越大。

5.4.3 沙尘厚度的影响

由于沙尘传输过程中的沉降作用,增温层厚度会发生改变。图 5.5 给出了沙尘层位于 3 千米高度沙尘厚度分别为 1.8 千米(个例 TC11 和 TC12)和 3.0 千米(个例 TC13 和 TC14),加热率为 0.25°C 和 0.5 °C 时各种水成物随高度和时间的演变。由此图可见,当沙尘最大浓度位于 3 千米高度时,加热率为 0.25 °C 时较厚的沙尘传输层的个例 TC13 与 TC11 相比,最大含水量区变小且出现的时间延后、存在时间变短,降低云抬升的高度,较厚的加热层完全蒸发了降水粒子。当加热率由 0.25 °C 增大为 0.5 °C 时,随着传输层厚度的加大(即由 TC12 到 TC14),蒸发效应完全抑制了积云冰相的形成,液态水出现的高度也仅限于加热率未增加前的云底高度处。这说明在矿物气溶胶的传输过程中吸收性气溶胶所占的比例越大,沉降作用带来的传输层厚度的变化对云的形态的影响越重要。



图 5.5 3km 高度水成物比质量随高度和时间的演变

5.5 地面累积降水的变化

表5.2给出了不同个例地面累积降水,比较不同厚度和高度的情况可发现:(1)在云底高层,较薄沙尘层(C5)中GCCN增多可增加地面累积降水,但相对于水汽充足的高层(如本文中的3.0和4.2千米高度),云底的过饱和度相对较低,较厚的沙尘传输层(C7)使CCN浓度过量增加,使累积降水量减少;当传输层位于3千米以上时,传输层过程中GCCN的增加促进降水过程的发展,但随着传输层的加厚会减少降水;(2)只有当传输层位于-5°C层以上时,传输过程带来不可溶矿物气溶胶才能增加大气IN浓度,并抑制降水,累积降水比参考个例(REF)降低14.6%;(3)大气中吸收性粒子的增多,造成云内蒸发效应的增强,当沙尘传输层位于云底高度时,对云的蒸发效应较大,对降水的抑制最明显;而当传输层位于冰

晶有效活化的温度层结时, 矿物气溶胶粒子的增温效应可减少冰晶含量, 为霰粒的增长提供更多的过冷水滴, 从而使降水量略有回升, 如TCI10个例增温作用使降水量由 882 m^3 提高到了 1040 m^3 , 与参考状态下累积降水相当。



表 5.2 不同个例 80 分钟地面累积降水(单位: m^3)

5.6 结语

通过对沙尘在大气环流的作用下向下游输送的过程中, 重力沉降引起传输层高度和厚度的变化及其吸收性引起的热力效应进行讨论, 发现传输层的不同高度以及各高度的厚度变化对云的影响均有所不同, 传输过程中吸热性成分的变化在不同层次对云和降水的影响也有差异, 并从微物理机制出发解释了这些差异产生的原因。

当沙尘的最大浓度出现于云底高度($T=10^\circ\text{C}$)处时, 可溶性气溶胶的增多促进水汽核化^[9], 增加降水。但由于该层过饱和度相对较低, 与水汽充足的层次相比, 只能增加有限的降水量。沙尘厚度增加引入了过量的 CCN, 与传输层厚度未增加前相比降水略受抑制, 但累积降水仍高于不受传输过程影响的云, 且降水清除效率的增加使云光学厚度降低。由于较高的云底温度, 矿物气溶胶的增多并不能增加大气 IN 浓度, 但这样的层结温度却有利于增强吸热性气溶胶蒸发效应, 云内水成物大量蒸发, 云的降水效率和光学厚度降低。且传输层厚度越大, 吸收性气溶胶引起的蒸发效应越强, 云量为减少, 甚至根本不会形成云过程。

当传输层位于 3 千米($T=0^\circ\text{C}$)时, 该层结丰富的水汽供应使传输过程中的 GCCN 得到活化, 促进降水, 光学厚度和反照率降低。由于传输层内的温度层结并未达到冰晶活化的温度范围, 传输过程的沙尘对 IN 浓度没有贡献。吸收性气溶胶增温引起的蒸发效应通过抑制凝结过程影响垂直速度的发展, 导致云的发展相应延后, 生命史延长。云内蒸发效应的增强使其水成物大为减少, 光学厚度相应降低。

最大垂直速度出现高度处($T<-5^\circ\text{C}$)对应水成物的累积区, 是云内水汽最为充足的区域。传输层厚度的增大使 CCN 充分活化, 同时由于温度层结对应冰晶的有效活化区域, 传输过程不可溶的矿物气溶胶的增多使大量冰晶得以活化, 云的光学厚度和反照率增加, IN 增多对降水有抑制作用。吸收性气溶胶引起的增温在此高度可融化冰晶, 过冷水含量增多有利于霰粒增长, 从而缓解对降水的减少作用。

矿物气溶胶远程传输层的高度越低、厚度越大、吸收性成分越多，其热力效应带来的云内蒸发越强烈，对云的抑制效应越强。

第六章 本文总结

6.1 主要研究成果

采用分档云动力学模式,对比背景大气气溶胶分布讨论了扬沙和沙尘暴天气发生时矿物气溶胶对云微物理结构、光学特性以及降水形成的影响;研究了在不同浓度的大气气溶胶背景环境条件下,沙尘气溶胶的输送过程可能产生的对云内冰相粒子的形成和发展及其降水过程的影响;并探讨了吸收性矿物气溶胶在远程传输过程中引起的大气增温效应以及大气中云凝结核(CCN)和冰核(IN)浓度增加等对积云过程产生的作用,得到了以下结论:

(1) 扬沙和沙尘暴天气增加了大气中大核和巨核的浓度,促进云中水汽的活化,降水提前出现,暖云和冷云降水均大幅增加,巨核增加对云光学厚度和反照率的作用可忽略。同时,当矿物沙尘粒子作为有效的云凝结核和冰核参与云的发展时,冰核浓度增加使水成物有效半径减小,在一定程度上抑制巨核增多为水成物发展提供有利条件,从而减少暖云和冷云降水,但云内存留的大量冰晶却增强了云的光学厚度和反照率。

(2) 在人为扰动不断加强的情况下,随着大气中背景气溶胶浓度的增加,冰质粒的形成受阻(半径变小,浓度减少)从而导致其对降水的贡献减少。但在大陆性云和人为扰动严重的地区含有一定比例可溶性物质的沙尘粒子通过提高大气中的巨核浓度,提前冰相质粒的出现时间并利于大的冰相质粒的形成,且其在云内的分布范围扩大,冰相降水过程对降水的贡献得到提高。

(3) 在沙尘远程传输过程中,只有当输送高度位于温度低于 -5°C 的层结时,不可溶的沙尘粒子才能作为有效的IN抑制降水。当沙尘最大浓度出现于温度高于 -5°C 的区域时,沙尘的加热作用抑制云和降水的发展;反之,当沙尘最大浓度位于温度低于 -5°C 的层结时,这种加热作用有利于云和降水的发展。总之,传输层中吸收性粒子越多,传输层高度越低、厚度越大,对云形成和发展的抑制作用越强。

6.2 创新点

(1) 本文选取贺兰山地区观测得到的不同等级沙尘天气条件下沙尘分布资料,经对数正态分布拟合后初始化分档云模式的气溶胶分布模块,从微物理的角度探讨了沙尘爆发对云微物理、光学特性及降水的影响。研究结果对于进一步理解气溶胶-云的相互作用有一

定的理论意义，并对气象业务中沙尘天气条件下降水预报有着较为重要的现实指导意义。

(2) 沙尘远程输送过程中沙尘增多对冰雹等冰相降水可能产生的影响对于冰雹多发的我国有着重要的现实意义，目前对于这方面的研究尚未充分展开。本文讨论了不同气溶胶背景条件下从洁净到受人为扰动严重地区，沙尘气溶胶的输送过程对大气冰相产生的影响。

(3) 在云和气溶胶相互作用方面，沙尘对日地辐射吸收造成的大气加热作用对云微观特性和分布产生明显影响。本文结合沙尘气溶胶的加热效应讨论了沙尘远程输送过程中变化的最大输送高度、传输层的厚度对沙尘传输对云和降水的影响，并给出了相应的微物理解释。

6.3 研究展望

沙尘气溶胶的长距离输送过程覆盖范围较广，有时甚至可达到洲际空间尺度。本文仅从理论的角度研究了积云尺度范围内沙尘影响云微物理过程、光学特性及其对降水的影响，还没有结合具体的观测个例。在以后的研究中应结合观测具体的过程运用多种方法并结合尺度更大如中尺度乃至全球尺度模式，进一步研究区域范围和全球范围内气溶胶对云量及降水分布的影响。

参考文献

- [1] 刘毅, 王明星, 张仁健, 等. 中国气溶胶研究进展. 气候与环境研究, 1999, 4(4): 406—414.
- [2] Sun J M, Zhang M Y, and Liu T S. Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960-1999: Relations to source area and climate. *J Geophys Res*, 2001, 106(D10), 10325–10333.
- [3] Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation. *J Geophys Res*, 2003, 108(D9), doi:10.1029/2002JD002633.
- [4] Seinfeld J H, Carmichael G R, Arimoto R, et al. ACE-ASIA - Regional climatic and atmospheric chemical effects of Asian dust and pollution. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 2004, 85(3), 367–380.
- [5] Arimoto R, Kim Y J, Kim Y P, et al. Characterization of Asian Dust during ACE-Asia. *Global and Planetary Change*, 2006(52): 23-56.
- [6] Sullivan R C, Guazzotti S A, Sodeman D A, et al. Direct observation of the atmospheric processing of Asia mineral dust. *Atmos Chem Phys*, 2007, 7, 1213-1236.
- [7] Mahowald N M, Kiehl L M. Mineral aerosol and cloud interactions. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(9), 1475, doi:10.1029/2002GL016762.
- [8] Yin Y, Z Levin, T G Reisin, et al. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds- A numerical study. *Atmos Res*, 2000, 53, 91–116.
- [9] Yin Y, Z Levin, T G Reisin et al. Seeding convective clouds with hygroscopic flares: Numerical simulations using a cloud model with detailed microphysics. *J Appl Meteorol*, 2000, 39, 1460– 1472.
- [10] Gustafsson R J, Orlov A, Badger C L, et al. A comprehensive evaluation of water uptake on atmospherically relevant mineral surfaces: DRIFT spectroscopy, thermogravimetric analysis and aerosol growth measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2005, 5, 3415–3421.
- [11] Laskin A, Wietsma T W, Krueger B J, et al. Heterogeneous chemistry of individual mineral dust particles with nitric acid: a combined CCSEM/EDX, ESEM, and ICPMS study. *J Geophys Res*, 2005, 110, D10208, doi: 10.1029/2004JD005206.
- [12] Wurzler S, T G Reisin, and Z Levin. Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions. *J Geophys Res*, 2000, 105, 4501–4512.
- [13] Kelly J T, Catherine C C, and Anthony S. W. Influence of dust composition on cloud droplet formation. *Atmospheric Environment*, 2007, 41(14), 2904-2916.
- [14] Okada K, Kai K. Atmospheric mineral particles collected at Qira in the Taklamakan desert, China. *Atmospheric Environment*, 2004, 38 (40), 6927–6935.
- [15] Dusek U, Frank G P, Hildebrandt L, et al. Size matters more than chemistry for cloud-nucleating ability of aerosol particles. *Science*, 2006, 312 (5778), 1375–1378.
- [16] Roberts G, Mauger G, Hadley O, et al. North American and Asian aerosols over the eastern Pacific Ocean and their role in regulating cloud condensation nuclei. *J Geophys Res*, 2006, 111, D13205.
- [17] Trochkin D, Iwasaka Y, Matsuki A, et al. Mineral aerosol particles collected in Dunhuang, China, and their comparison with chemically modified particles collected over Japan. *J Geophys Res*, 2003, 108(D23), 8642, doi: 10.1029/2002JD003268.
- [18] Levin Z, E Ganor, and V Gladstein. The effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean. *J Appl Meteorol*, 1996, 35, 1511– 1523.
- [19] Yin Y, Wurzler S, Levin Z, et al. Interactions of mineral dust particles and clouds: Effects on precipitation and cloud optical properties. *J Geophys Res*, 2002, 107(D23), 4724, doi:

- 10.1029/2001JD001544.
- [20] Rosenfeld D, Rudich Y, Lahav R. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 2001, 98(11): 5975-5980.
- [21] Mahowald N and Kiehl L. Mineral aerosol and cloud interactions. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(9), 1475, doi: 10.1029/2002GL016762.
- [22] Rudich Y, Khersonsky O, Rosenfeld D. Treating clouds with a grain of salt. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(22), 2060, Doi: 10.1029/2002GL016055.
- [23] Roberts P and J Hallett. A laboratory study of the ice nucleating properties of some mineral particulates. *Q J R Meteorol Soc*, 1968, 94, 25– 34.
- [24] Pruppacher H R and J D Klett, *Microphysics of Clouds and Precipitation*, 2nd ed., Springer, New York, 1997.
- [25] Archuleta C M, P J DeMott, and S M Kreidenweis. Ice nucleation by surrogates for atmospheric mineral dust and mineral dust/sulfate particles at cirrus temperatures. *Atmos Chem Phys*, 2005, 5, 2617–2634.
- [26] Schaller R C and N Fukuta. Ice nucleation by aerosol particles—experimental studies using a wedge-shaped ice thermal-diffusion chamber. *J Atmos Sci*, 1979, 36, 1788–1802.
- [27] Diehl K and S Wurzler. Heterogeneous drop freezing in the immersion mode: Model calculations considering soluble and insoluble particles in the drops. *J Atmos Sci*, 2004, 61, 2063–2072.
- [28] Mason B J and J Maybank. Ice-nucleating properties of some natural mineral dusts. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1958, 84, 235–241.
- [29] Schnell RC and G Vali. Biogenic ice nuclei. Part I: Terrestrial and marine sources. *J Atmos Sci*, 1976, 33, 1554–1564.
- [30] Sakai T, T Nagai, M Nakazato et al. Raman lidar measurement of the water vapor and ice clouds associated with Asian dust layer over Tsukuba, Japan. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L06128, doi: 10.1029/2003GL019332.
- [31] DeMott P J, Sassen K, Poellot M R, et al. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(14), 1732, doi: 10.1029/2003GL017410.
- [32] Sassen K. Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(10): 1465, doi: 10.1029/2001GL014051.
- [33] Liu C, M W Moncrieff and E J Zipser. Dynamical influence of microphysics in tropical squall lines: A numerical study. *Mon Weather Rev*, 1997, 125, 2193– 2210.
- [34] Gilmore M S, J M Straka and E N Rasmussen. Precipitation and evolution sensitivity in simulated deep convective storms: Comparisons between liquid-only and simple ice and liquid phase microphysics. *Mon. Weather Rev.*, 2004, 132, 1897–1916.
- [35] Richardson M S, P J DeMott, S M Kreidenweis, et al. Measurements of heterogeneous ice nuclei in the western United States in springtime and their relation to aerosol characteristics. *J Geophys Res*, 2007, 112, D02209, doi:10.1029/2006JD007500.
- [36] Lohmann U. Possible aerosol effects on ice clouds via contact nucleation. *J Atmos Sci*, 2002, 59, 647–656.
- [37] Levin Z, Teller A, Ganor E, et al. On the interactions of mineral dust, sea salt particles and clouds – Measurements and Modeling study from the MEIDEX campaign. *J Geophys Res*, 2005, 110, D20202, doi: 10.1029/2005JD005810.
- [38] Carlson T N and S G Benjamin. Radiative Heating Rates for Saharan Dust, *J. Atmos. Sci.*, 1980, 37(1), 193-213.
- [39] Tegen I, A A Lacis, I Fung. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 1996, 380 :419–422.
- [40] Fouquart Y, B Bronnel, D Brognig et al. Observation of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment part II - broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergences. *J Clim Appl Meteor*, 1987, 26 : 38–52.

- [41] 沈志宝, 魏丽. 我国西北大气沙尘气溶胶的辐射强迫效应. *大气科学*, 2000, 18(3): 541-548.
- [42] 成天涛, 沈志宝. 中国西北大气沙尘的辐射强迫. *高原气象*, 2002, 21(5): 473-478.
- [43] Huang J P, B Lin, P Minnis, et al. Semi-direct effect of dust on cloud water path. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, LXXXXX, doi: 10.1029/2006GL026561
- [44] Menon S, J Hansen, L Nazarenko, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 2002, 297: 2250-2253
- [45] Penner S, Y Zhang and C C Chuang. Soot and smoke aerosol may not warm climate. *J Geophys Res*, 2003, 108, 4657, doi: 10.1029/2003JD003409
- [46] Hansen J, M Sato, R Ruedy, et al. Efficacy of climate forcing. *J Geophys Res*, 2005, 110(D18), D18104, doi: 10.1029/2005JD005776
- [47] Ackerman S, O B Tooti, D E. Slevens et al. Reduction of tropical cloudiness. *Science*, 2000, 288: 1042-1047
- [48] Johnson B T. The semi direct aerosol effect: Comparison of a single-column model with large eddy simulation for marine stratocumulus. *J Clim*, 2005, 18: 119-130
- [49] Cui Z Q, Carslaw K S, Yin Y et al. A numerical study of aerosol effects on the dynamics and microphysics of a deep convective cloud in a continental environment. *J Geophys Res*, 2006, 111 (D5).
- [50] Graf H F. The complex interaction of aerosols and clouds, *Science*, 2004, 203, 1309-1311.
- [51] Kogan Y L. The simulation of a convective cloud in a 3-D model with explicit Microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiments. *J Atmos Sci*, 1991, 48, 1160-1189
- [52] Meyers M P, DeMott P J, and Cotton W R. New primary ice nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J Appl Meteor*, 1992, 31(7): 708-721.
- [53] 牛生杰, 章澄昌, 孙继明. 贺兰山地区沙尘气溶胶粒子谱分布的观测研究. *大气科学*, 2001, 25(2): 243-252.
- [54] Tang A, Zhuang G, Wang Y, et al. The chemistry of precipitation and its relation to aerosol in Beijing. *Atmospheric Environment*, 2005, 39(19): 3397-3406.
- [55] Sun Y, Zhuang G, Wang Y, et al. The air-borne particulate pollution in Beijing-concentration, composition, distribution and sources. *Atmospheric Environment*, 2004, 38(35): 5991-6004.
- [56] Weast R C. *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. 65th ed. Florida: CRC Press INC, 1985, Part II: 1694-1705.
- [57] Van den Heever S C, Carrio G G, Cotton W R, et al. Impacts of nucleating aerosol on Florida convection. Part I: Mesoscale simulations. *J Atmos Sci*, 2006, 63(7):1752-1775.

参加科研项目、学术活动及发表或待发表论文目录

参加科研项目：

- (1) 国家重点研究发展计划(973)项目《中国大气气溶胶及其气候效应》(2006CB4037)
- (2) 国家自然科学基金项目《深对流云对热带对流层上层气溶胶和大气化学成分的影响》(40675005)
- (3) 国家自然科学基金项目《沙尘气溶胶对降水过程的影响机理研究》(40375003)
- (4) 江苏省气象灾害重点实验室资助项目(KLME060209)
- (5) 南京信息工程大学科研基金资助项目(QD52)

参加学术会议：

- (1) 2006年10月 中国气象年会 2006年年会 大气成分和大气化学会场，做大会口头报告《扬沙和沙尘暴对云和降水的影响数值模拟》，四川，成都
- (2) 2006年10月 中国气象年会 2006年年会 首届研究生年会，作大会口头报告并主持会议，四川，成都
- (3) 2006年9月 第十届世界气象组织教育与培训大会，江苏，南京
- (4) 2006年8月 参与南京地区灰霾形成机理的观测研究及大气边界层探测

发表或待发表论文：

- [1] Y. Yin and L. Chen. Long-range transport of mineral aerosols and its absorbing and heating effects on cloud and precipitation: A numerical study. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 2007, 7, 3203–3228.
- [2] 陈丽、银燕、杨军、牛生杰. 沙尘气溶胶对云和降水影响的模拟研究. 南京气象学院学报, 2007, 已接受.
- [3] 陈丽、银燕. 远程传输过程中沙尘的热力效应对云和降水影响. 高原气象, 在审.

致 谢

在论文完成之际，感谢导师银燕教授和杨军副教授，他们深厚的学术造诣和忘我的工作精神给我留下深刻的印象，他们的指导和帮助使我受益匪浅。特别感谢银燕教授，他从论文的选题到研究思路的确定以及论文的撰写和修改都倾注了大量的时间和心血。他严谨、认真的治学精神、广博的学识、前沿而精髓的学术思想和高尚的人格使我不但在学术研究上得到提高，而且也学会了不少做人的道理。师母王丽老师拥有高尚的品格和默默奉献的精神，非常感谢这几年来她对我的悉心关怀和照顾。

感谢南京信息工程大学应用气象学院牛生杰教授、申双和教授、刘寿东副教授、朱彬副教授给予我的关心与鼓励。同时也感谢大气物理教研室金莲姬副教授，安俊琳、刁一伟和王薇薇老师在我学习上提供的帮助，并感谢研究生部所有老师这三年来在生活上给予我的关心和照顾。

感谢重点灾害实验室曾刚、袁忠华、潘维玉和邓华老师提供的良好的科研条件，感谢‘110’机房内所有的师兄和师姐以及代刊、腾代高师兄一年来给予的鼓励与支持。特别感谢高级访问学者康风琴博士对我专业学习方面的指导和我的良师益友贾建颖博士在生活和学习方面给予的关心和鼓励，感谢方春刚师兄在学习上给予我的帮助。

感谢南京信息工程大学 2004 级 3 班所有同学给予我的关心与帮助，感谢潘亮、颜庭泊、樊明月等同学帮我解决计算机软硬件问题，感谢我的室友周君、朱平以及好友侯团结，与她们相处的每一天都让我深深难忘。

感谢我的家人和朋友给予的支持和理解，是他们给了我战胜困难的勇气和不断前进的力量。

陈 丽

2007年5月

附图

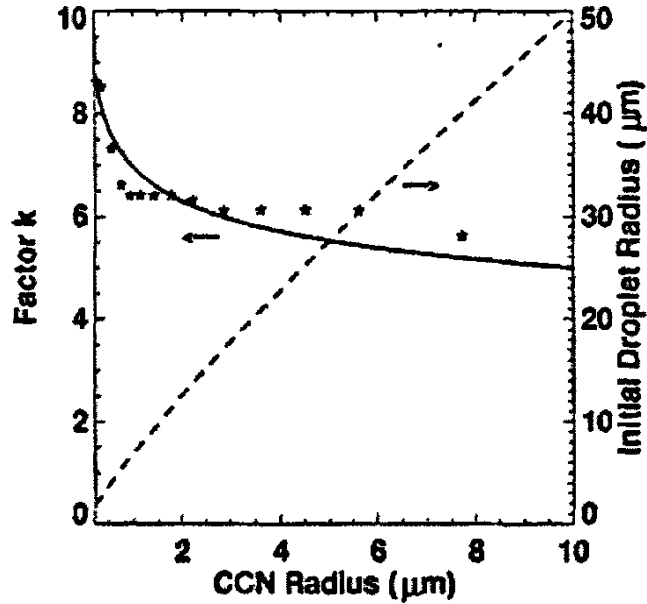


图 2.1 CCN 核化过程不同半径对应的 k 值，星号表示的是 Kogan^[51]方案中所用的值。

Fig. 2.1 Initial droplet radius and the factor k used in the calculation of the CCN nucleation process as a function of CCN radii. The k values used by Kogan^[51] are also shown as stars.

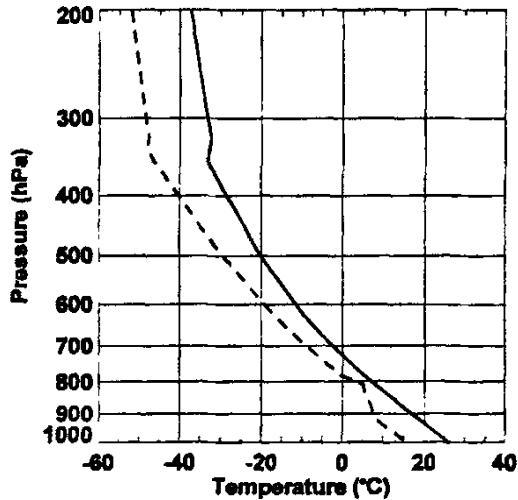


图 2.2 模式所采用的 Skew-T 廓线

Fig. 2.2 Vertical profiles of temperature and dew point used in the present work

表2.1 气溶胶粒子谱分布参数
Table 2.1 Parameters of the aerosol particle distributions

模态	i	n_i	R_i	$\log \sigma_i$
背景	1	40000	0.006	0.3
	2	3930	0.03	0.3
	3	15	0.45	0.15
	4	11	0.85	0.25
扬沙	1	40000	0.006	0.3
	2	3930	0.03	0.3
	3	55	0.42	0.15
	4	60	0.70	0.24
沙尘暴	1	40000	0.006	0.3
	2	3930	0.03	0.3
	3	200	0.38	0.13
	4	30	0.7	0.08
	5	80	0.9	0.20

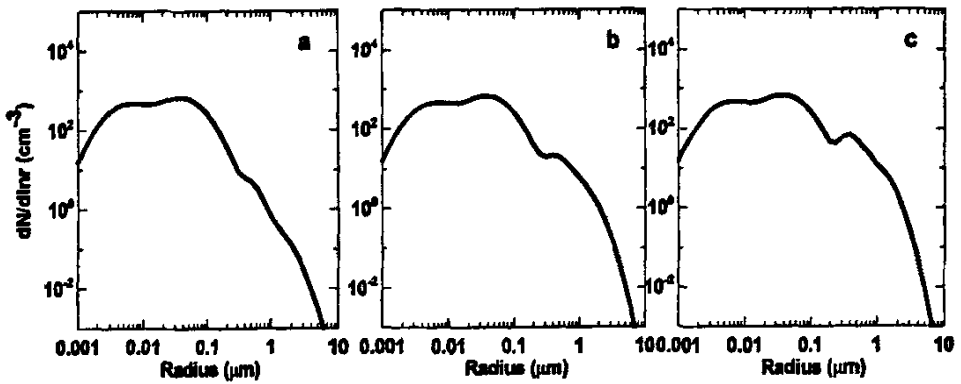


图 2.3 初始 CCN 谱分布 a. 背景大气; b. 扬沙; c. 沙尘暴
Fig. 2.3 Initial CCN distributions: a. the background; b. raising dust; c. sandstorm

表 3.1 模式运行基本参数配置
Table 3.1 Model configuration for different runs.

冰核增大因子	背景	扬沙	沙尘暴
1	B0	Y0	S0
5	B1	Y1	S1
10	B2	Y2	S2
100	B3	Y3	S3

表 3.2 各方案 80 分钟地面累积降水(单位: m^3)及其相对变化(%)
Table 3.2 Accumulated precipitation amount on the surface (units: $10^3 m^3$) and the difference (percentage) with respect to the reference case after 80 minutes of simulation

冰核增大因子	背景			扬沙			沙尘暴		
	名称	累计降水/ m^3	相对变化/%	名称	累计降水/ m^3	相对变化/%	名称	累计降水/ m^3	相对变化/%
1	B0	1033	参考	Y0	1303	+26%	S0	1518	+47%
5	B1	655	-36%	Y1	678	-34%	S1	866	-16%
10	B2	530	-48%	Y2	549	-46%	S2	703	-32%
100	B3	166	-84%	Y3	173	-83%	S3	197	-81%

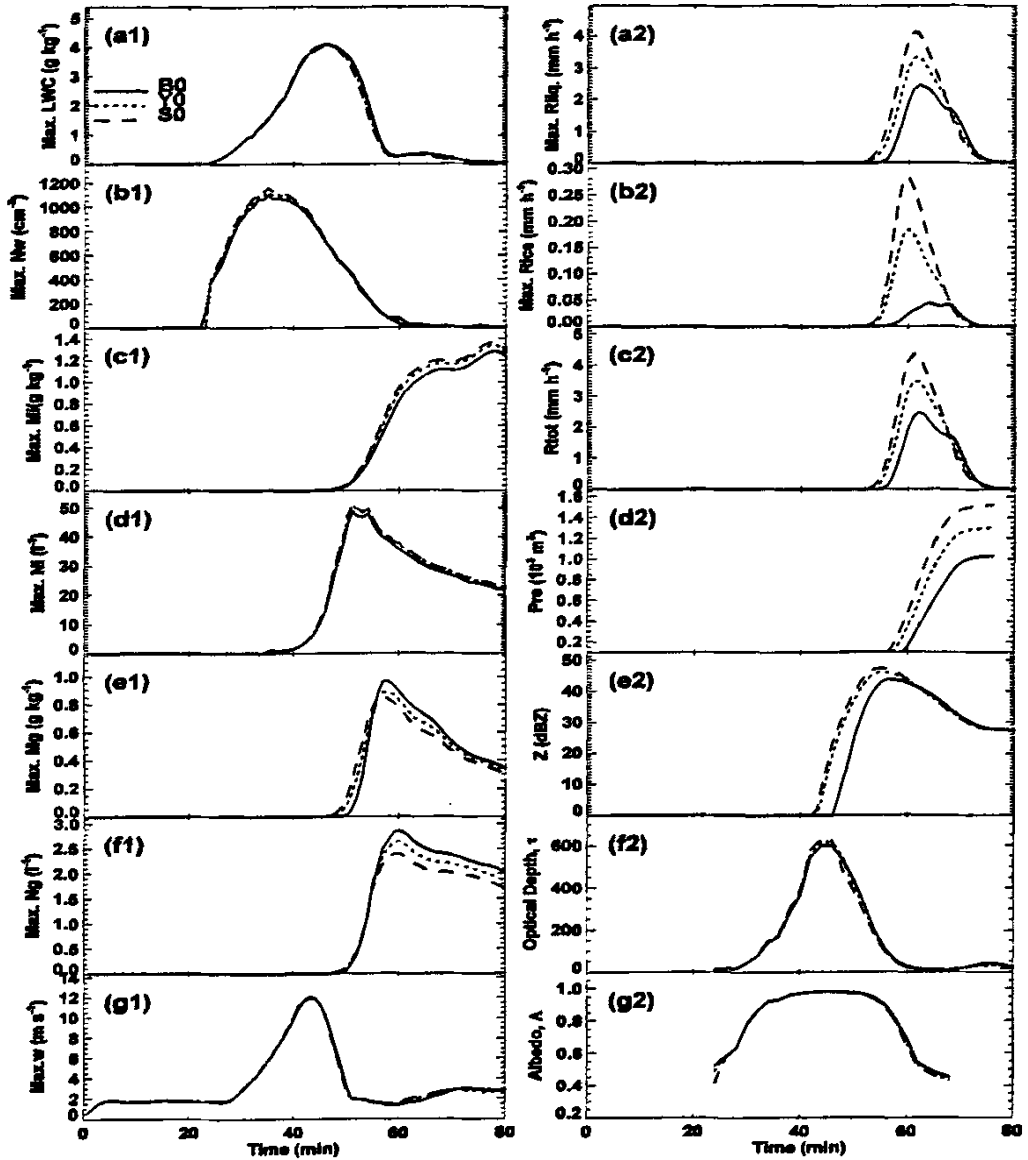


图 3.1 不同等级沙尘天气过程增加 CCN 后各参数随时间变化的情况 (a1) 最大液水含量, (b1)液滴最大浓度, (c1) 冰晶最大含水量, (d1)冰晶最大浓度, (e1) 霰粒最大含水量, (f1) 霰粒最大浓度, (g1) 最大垂直速度, (a2) 最大液相降水率, (b2) 最大冰相降水率, (c2) 总的最大降水率, (d2) 地面累积降水, (e2) 雷达反射率因子, (f2)光学厚度, (g2) 云的反照率。

Fig.3.1 Time evolution of maximum liquid water (a1), ice crystal (c1), graupel particles (e1) contents; number concentrations of drops (b1), ice crystals (d1), graupel particles (f1); maximum vertical velocity (g1); precipitation rate from liquid phase (a2), ice phase (b2) and the total condensate(c2); integrated precipitation amount (d2); radar reflective factors (e2); the cloud optical depth (f2) and albedo (g2) at the main updraft core in cases B0,Y0 and S0.

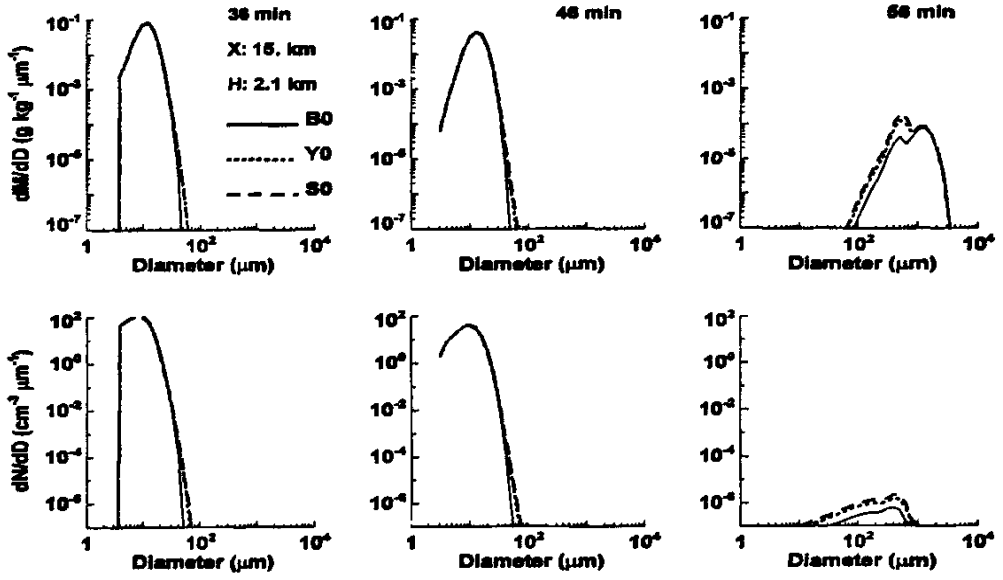


图 3.2 B0, Y0 和 S0 情况下 2.1 km 高度雨滴的质量(上)和浓度(下)谱分布
 Fig.3.2 Drop mass (top) and number (bottom) distribution functions at 2100 m height at different times in cases B0, Y0 and S0.

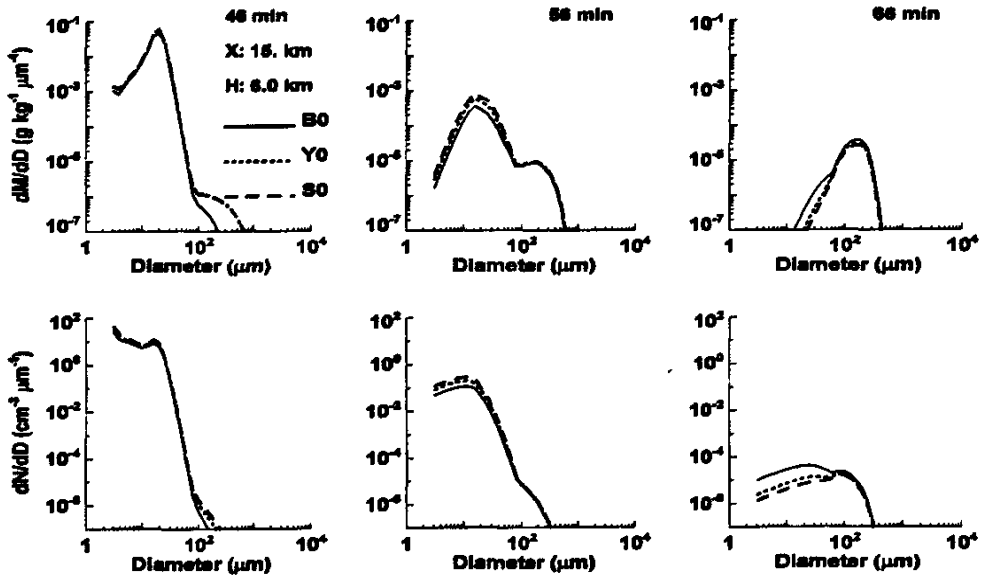


图 3.3 B0, Y0 和 S0 情况下 6km 高度雨滴的质量(上)和浓度(下)谱分布
 Fig.3.3 Similar to Fig.3.2 but for 6000 m height and for different times.

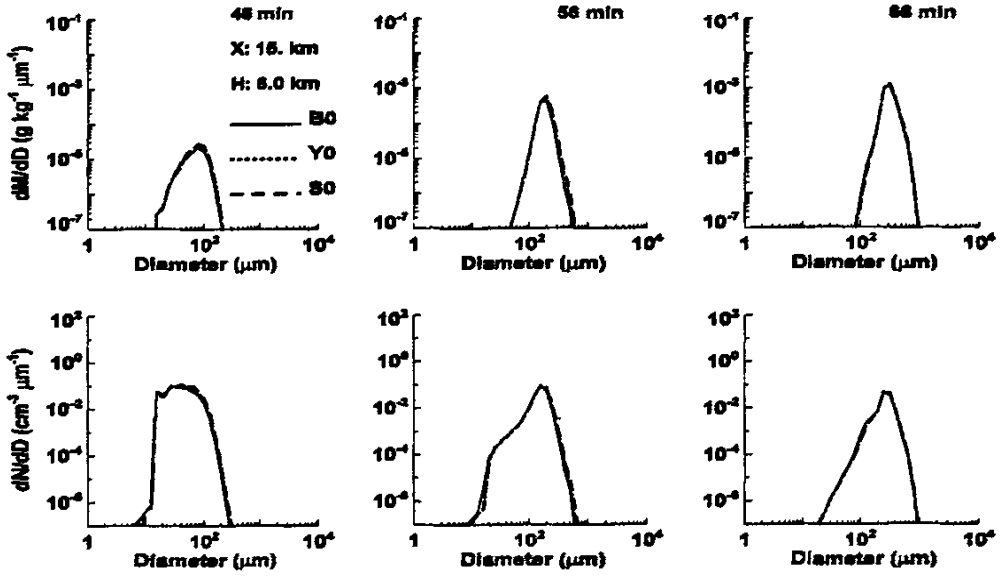


图 3.4 B0, Y0 和 S0 情况下 6 km 高度冰晶的质量(上)和浓度(下)谱分布
Fig.3.4 Similar to Fig.3.2 but for ice crystal.

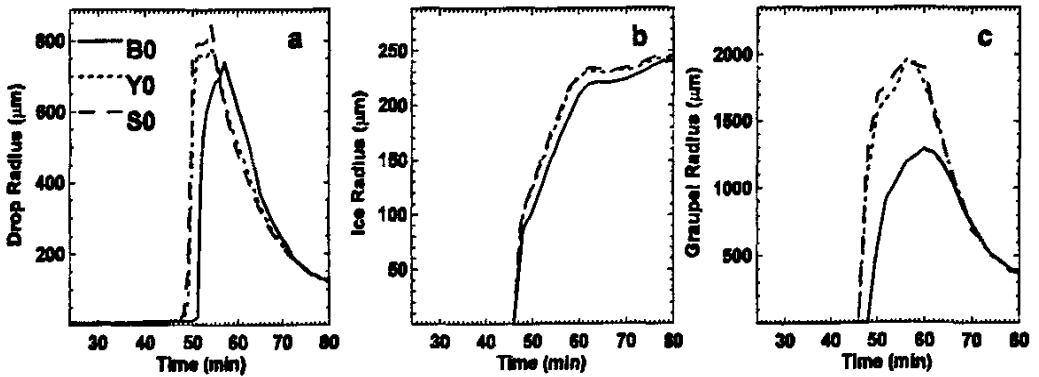


图 3.5 不同沙尘天气过程中最大有效半径随时间的变化 (a) 雨滴, (b) 冰晶, (c) 霰。
Fig.3.5 Time evolution of the maximum effective radius of (a) drops, (b) ice crystals and (c) graupel particles in cases B0, Y0 and S0.

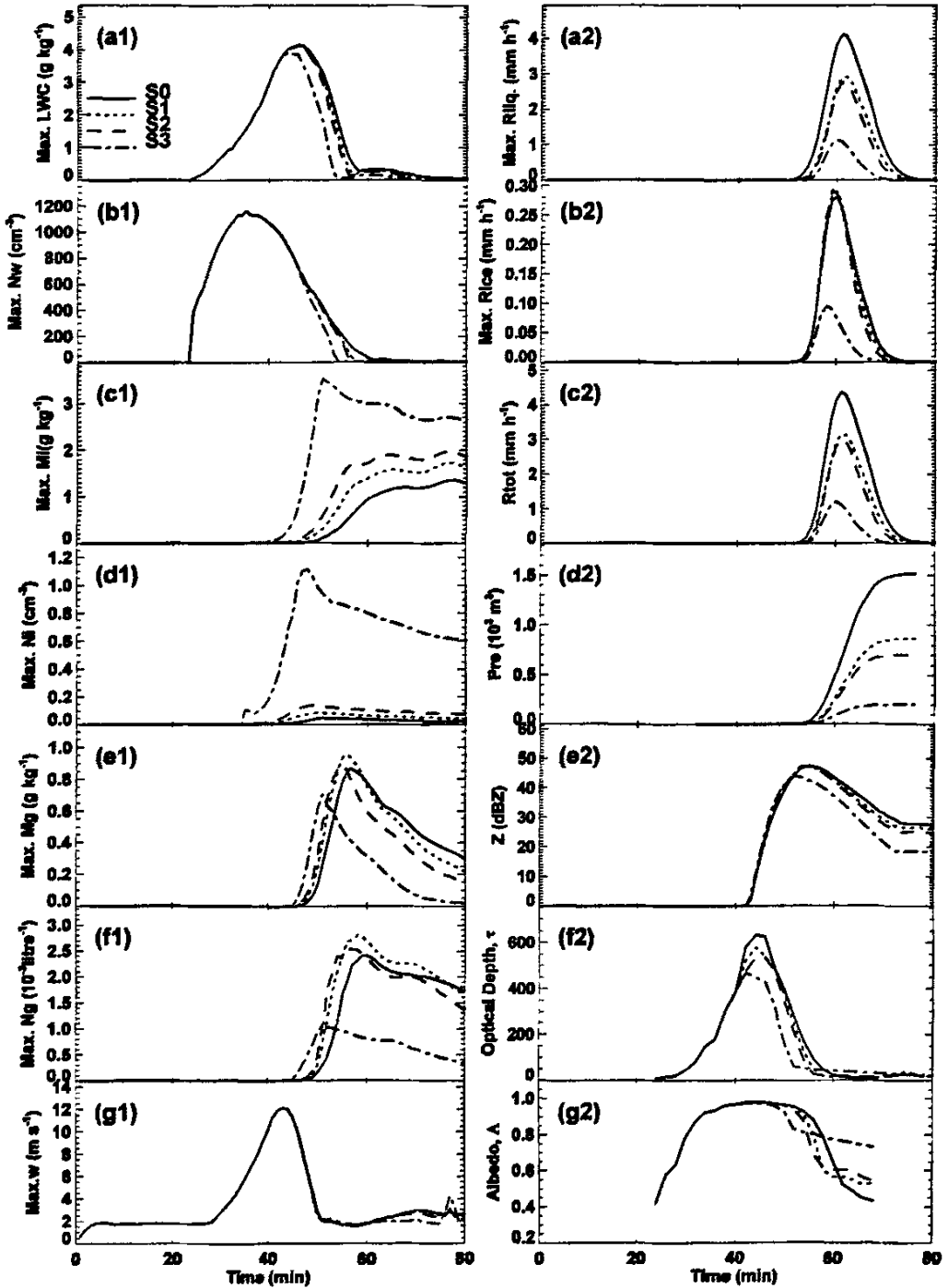


图 3.6 冰核浓度的增加对各参数随时间变化的影响(同图 3.1)

Fig. 3.6 Similar to Fig. 3.1, but for cases S0, S1, S2 and S3.

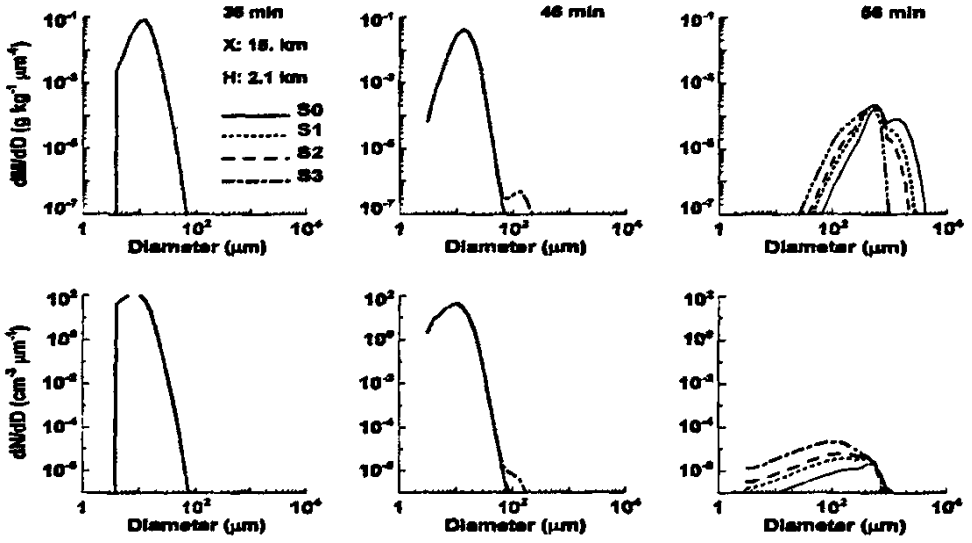


图 3.7 S0, S1, S2 和 S3 情况下 2.1 km 高度液滴的质量(上)和浓度(下)谱分布
Fig. 3.7 Similar to Fig. 3.2, but for cases S0, S1, S2 and S3.

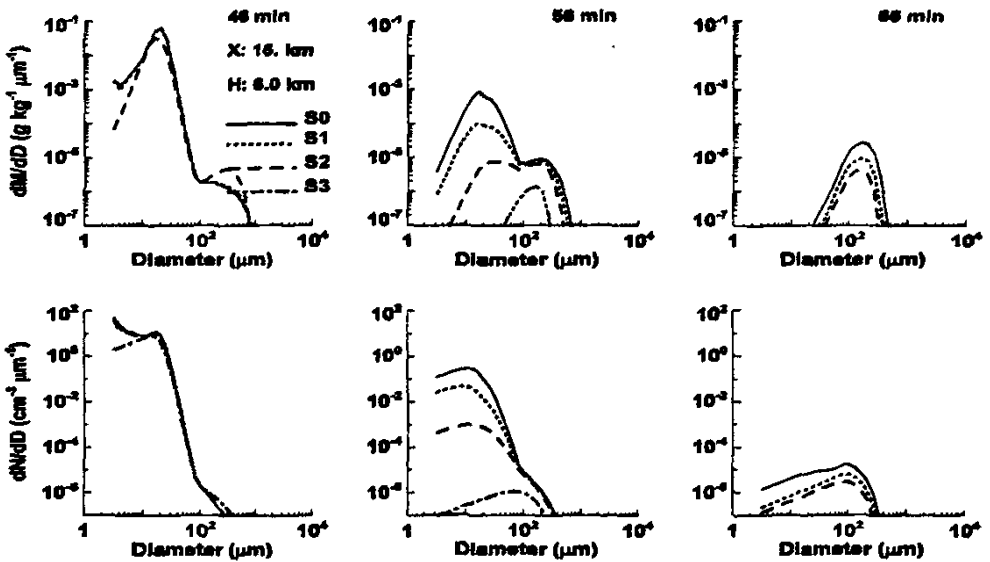


图 3.8 S0, S1, S2 和 S3 情况下 6km 高度液滴的质量(上)和浓度(下)谱分布。
Fig. 3.8 Similar to Fig. 3.3, but for cases S0, S1, S2 and S3.

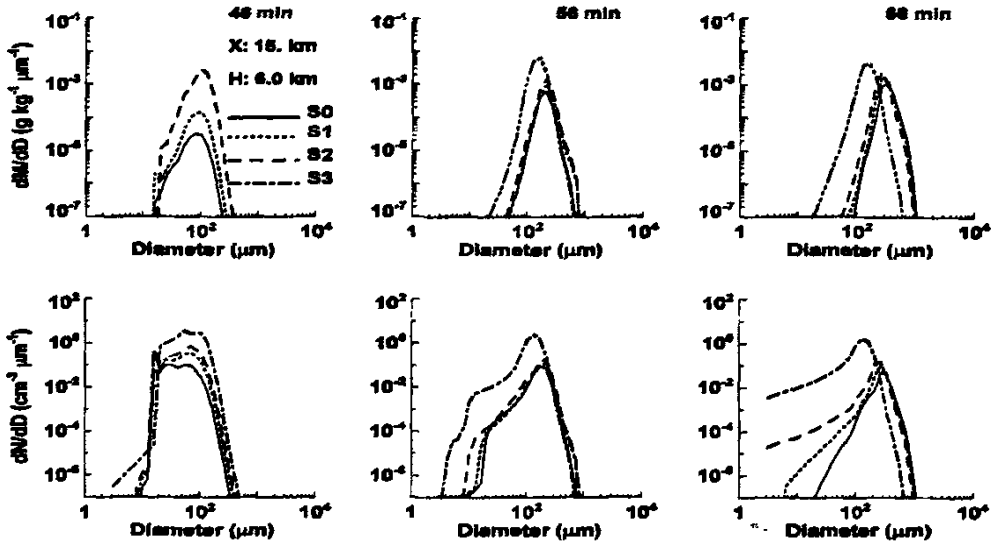


图 3.9 S0, S1, S2 和 S3 情况下 6 km 高度冰晶的质量(上)和浓度(下)谱分布。
 Fig. 3.9 Similar to Fig 3.4, but for cases S0, S1, S2 and S3.

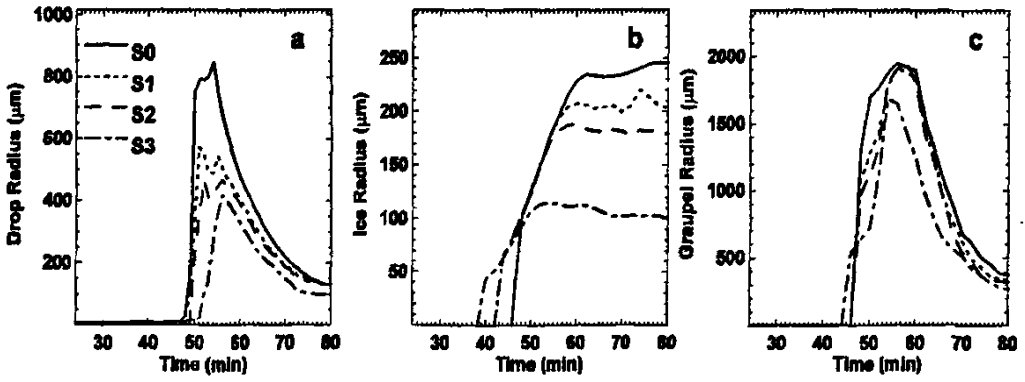


图 3.10 IN 增加时最大有效半径随时间的变化 (a) 雨滴, (b) 冰晶, (c) 霰。
 Fig. 3.10 Similar to Fig. 3.5, but for cases S0, S1, S2 and S3.

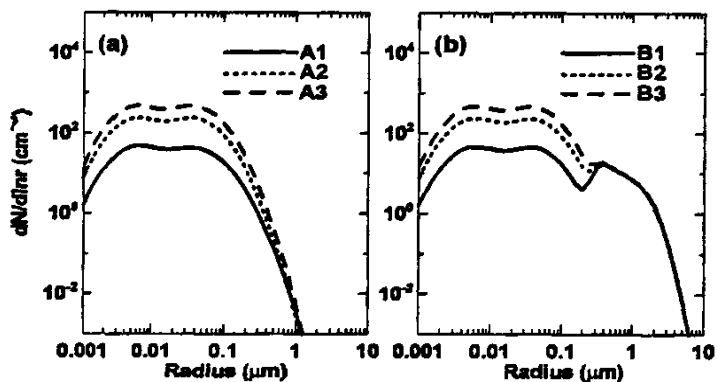
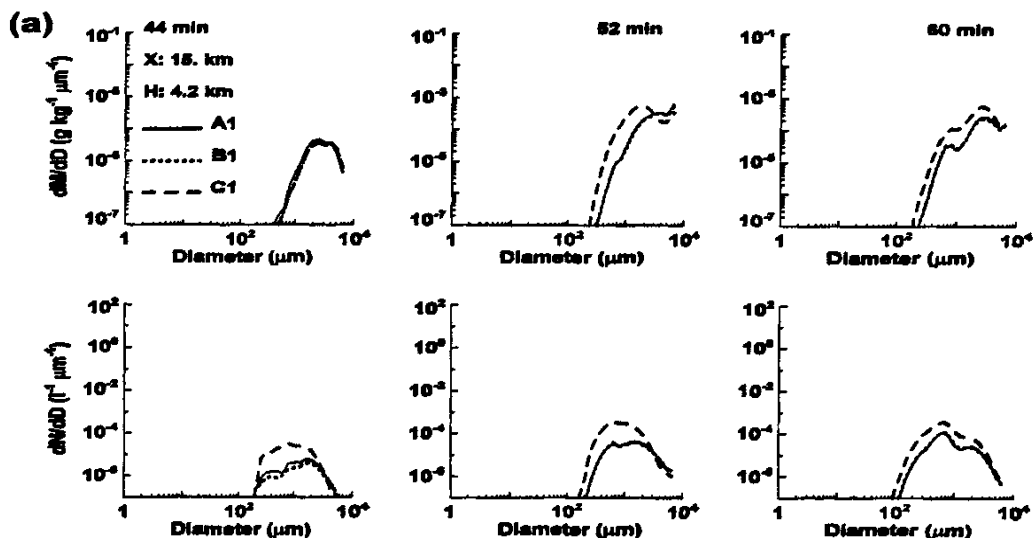


图 4.1 (a) 个例 A1、A2 和 A3 (b) 个例 B1、B2 和 B3 中初始 CCN 的浓度谱分布
 Fig.4.1 Number distributions of Initial CCN distributions for (a) cases A1, A2 and A3, and (b) cases B1, B2 and B3



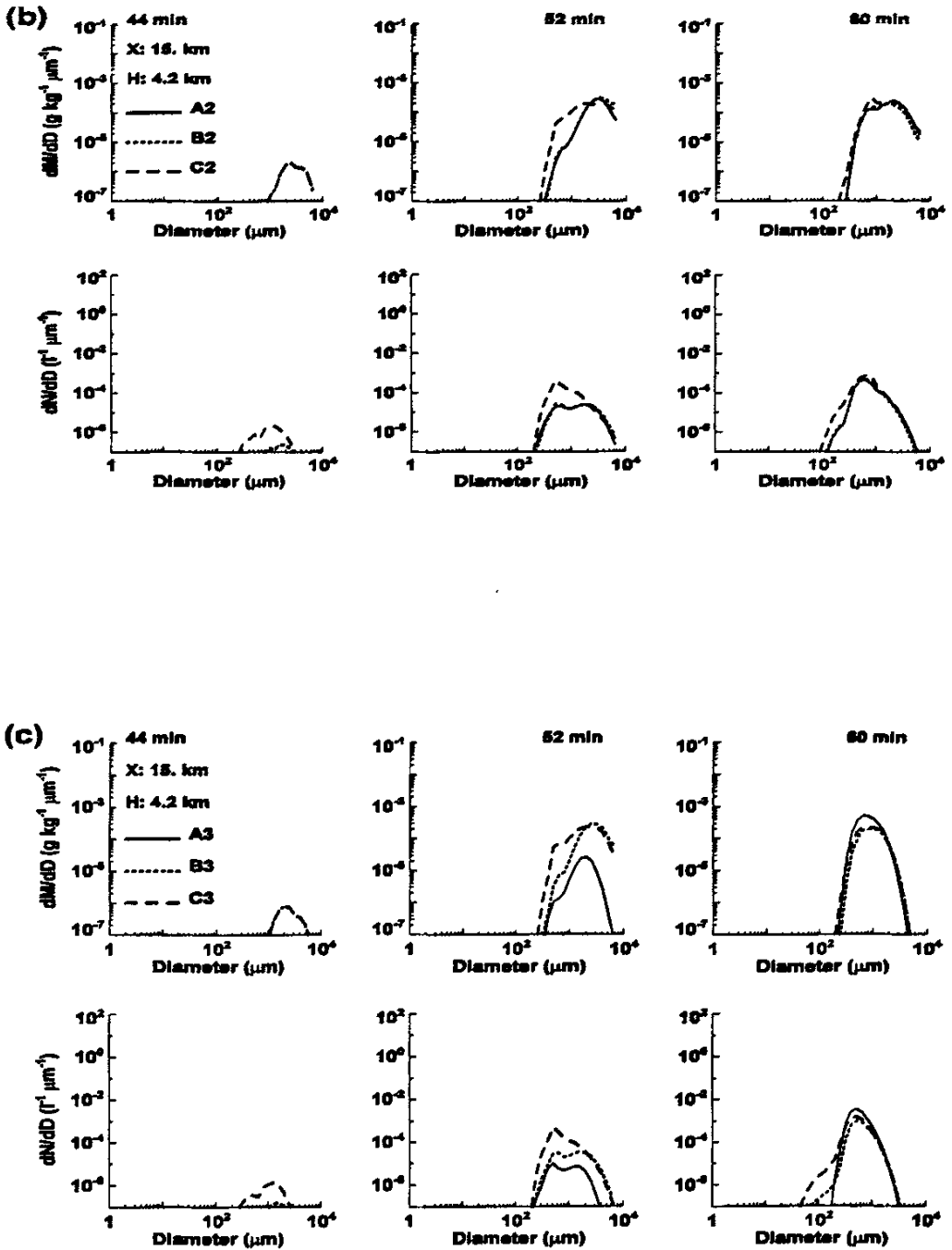


图 4.2 各方案 4.2 km 高度 44、52 以及 60min 霰粒的质量和浓度谱分布 (a) A1、B1、C1 个例, 上排为质量谱分布, 下排为浓度谱分布; (b) A2、B2、C2 个例; (c) A3、B3、C3 个例

Fig.4.2 Graupel mass and number distribution functions at 4.2 km height at different times in entire cases

表 4.1 各方案地面累积降水、冰相降水贡献率及其相对变化

Table 4.1 Surface accumulated precipitation, ratio of ice phase to the total precipitation and its relative changes

序号	A (不受沙尘影响)			B (增加 GCCN)				C (增加 GCCN 和 IN)		
	CCN 浓度 (个/cm ³)	累积降水 (m ³)	冰相降水 贡献率(%)	CCN 浓度 (个/cm ³)	累积降 水(m ³)	冰相降水 贡献率(%)	冰相降水 相对变化(%)	累积降 水(m ³)	冰相降水 贡献率(%)	冰相降水 相对变化(%)
1	155	28.09	20.1	180	26.87	19.9	-5.3	25.85	20.0	-8.2
2	770	11.15	8.4	800	12.55	12.1	+62.0	9.51	12.6	+27.8
3	1540	1.86	1.8	1570	5.57	7.8	+1209.0	3.15	8.1	+672.7

注: B 与 C 的 CCN 浓度相同

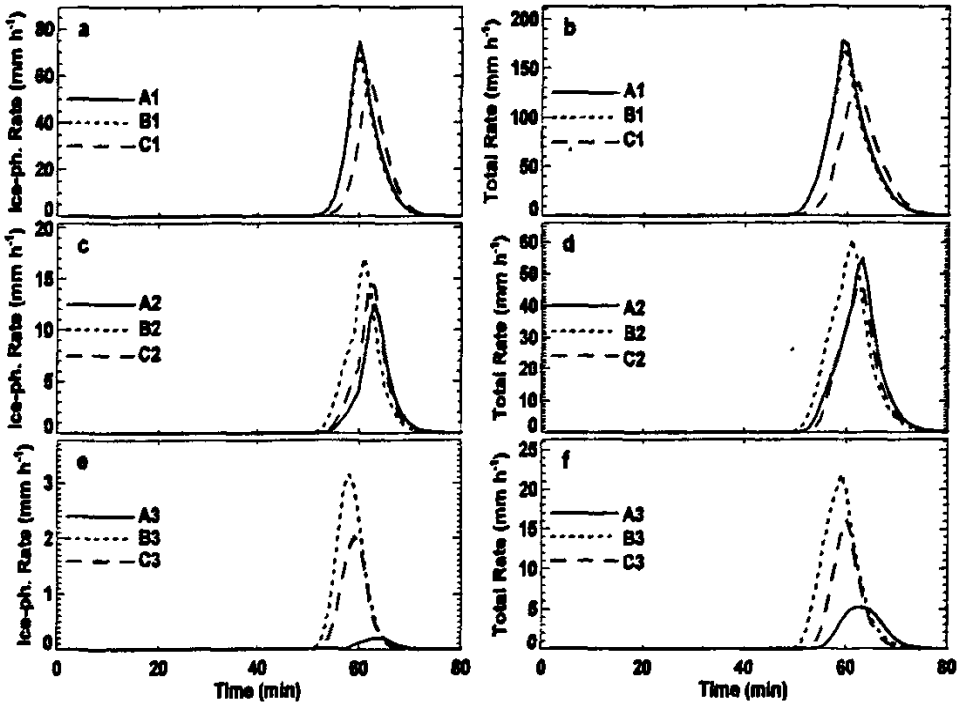


图 4.3 冰相降水率及总降水率随时间变化 (a、b) 给出了 A1、B1 和 C1 个例变化情况; (c、d) 给出了 A2、B2 和 C2 的变化; (e、f) 给出 A3、B3 和 C3 的变化情况

Fig. 4.3 The ice-phase precipitation (left hand) and the total (right hand) for (a/b) cases A1, B1 and C1, (c/d) cases A2, B2 and C2 and (e/f) cases A3, B3 and C3

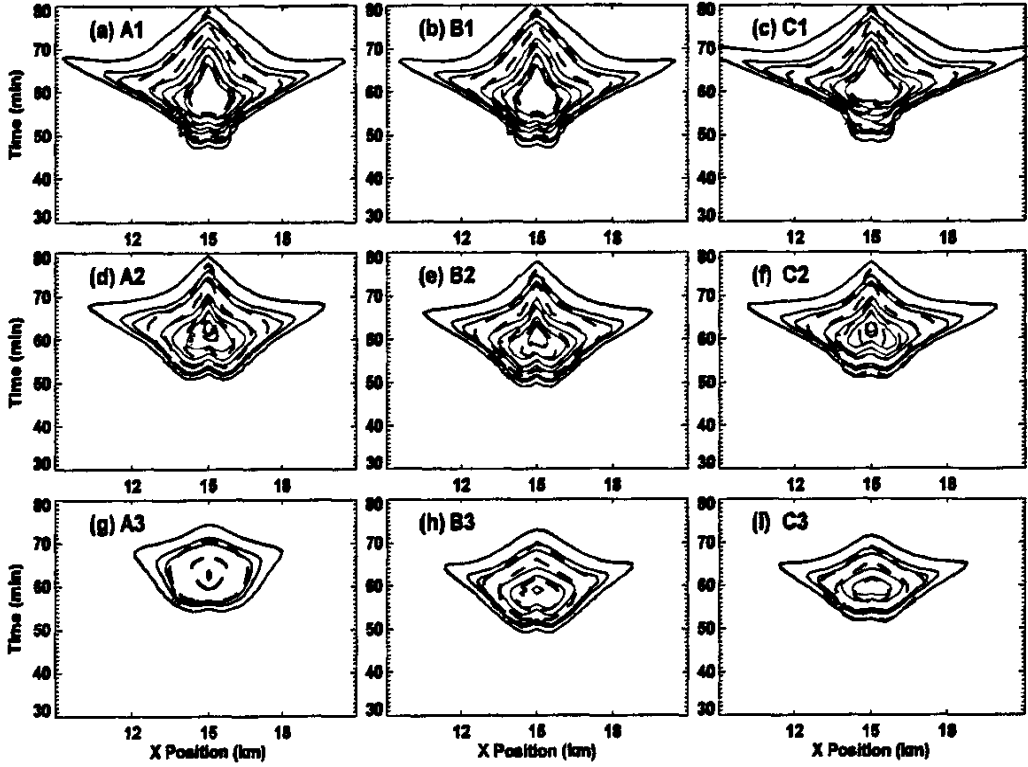


图 4.4 各个例地面降水率的时间变化 (实线为总降水率, 长划线为冰相降水率)

Fig. 4.4 Precipitation rate on the ground as function of time for the entire cases (real line for total precipitation rate, dashed line for the ice-phase)

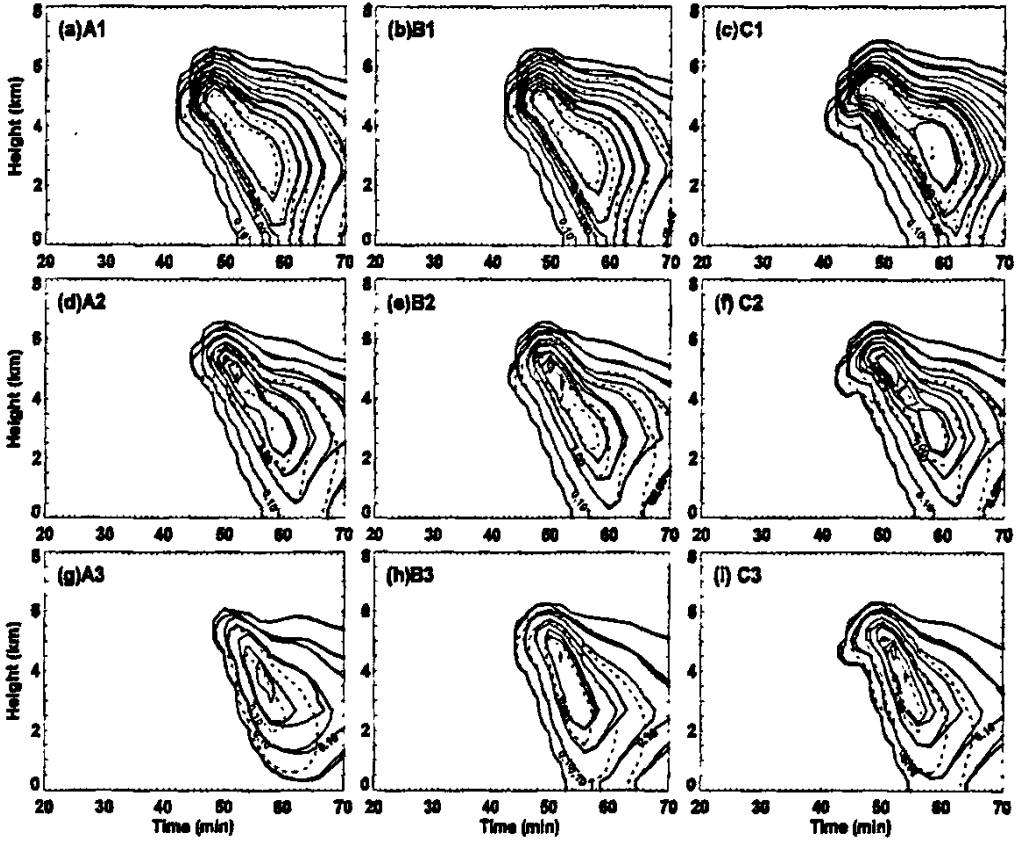


图 4.5 模式中心不同尺度大小的霰粒比含水量 (g/kg) 在垂直方向随时间的变化 (黑实线、蓝实线和红虚线分别代表半径大于 1.09、2.17 和 4.34mm 的霰粒分布)

Fig. 4.5 The quality content of different sized graupels in the clouds as a function of time and height, black real, blue real and red dashed line stand for radius larger than 1.09, 2.17 and 4.34 mm graupel respectively

表 5.1 敏感性试验方案
Table 5.1 Cases for sensitivity run

个例	高度(千米)	厚度(千米)	增温值 (°C)
C0, C10, TCI0	3.0	1.8	0.1
C1, C11, TCI1	3.0	1.8	0.25
C2, C12, TCI2	3.0	1.8	0.5
C3, C13, TCI3	3.0	3.0	0.25
C4, C14, TCI4	3.0	3.0	0.5
C5, C15, TCI5	1.8	1.8	0.25
C6, C16, TCI6	1.8	1.8	0.5
C7, C17, TCI7	1.8	3.0	0.25
C8, C18, TCI8	1.8	3.0	0.5
C9, C19, TCI9	4.2	1.8	0.25
C10, C110, TCI10	4.2	1.8	0.5
C11, C111, TCI11	4.2	3.0	0.25
C12, C112, TCI12	4.2	3.0	0.5

表 5.2 不同个例 80 分钟地面累积降水(单位: m^3)
Table 5.2 Accumulated precipitation amount on the surface for each case after 80 minutes of simulation
(units: m^3)

传输层 高度(km)	传输层 厚度(km)	增加		增温值 (°C)	
		CCN	IN	0.25	0.5
1.8	1.8	1523	1523	559	0
		681	681	172	0
1.8	3.0	944	944	0	0
		551	551	0	0
3.0	1.8	1894	1894	533	182
		726	726	522	167
3.0	3.0	1442	1442	8	3
		602	602	11	0
4.2	1.8	3015	882	956	1040
		1114	202	218	240
4.2	3.0	2781	756	856	970
		997	181	201	231

注: REF个例中地面累积降水为 $1033 m^3$

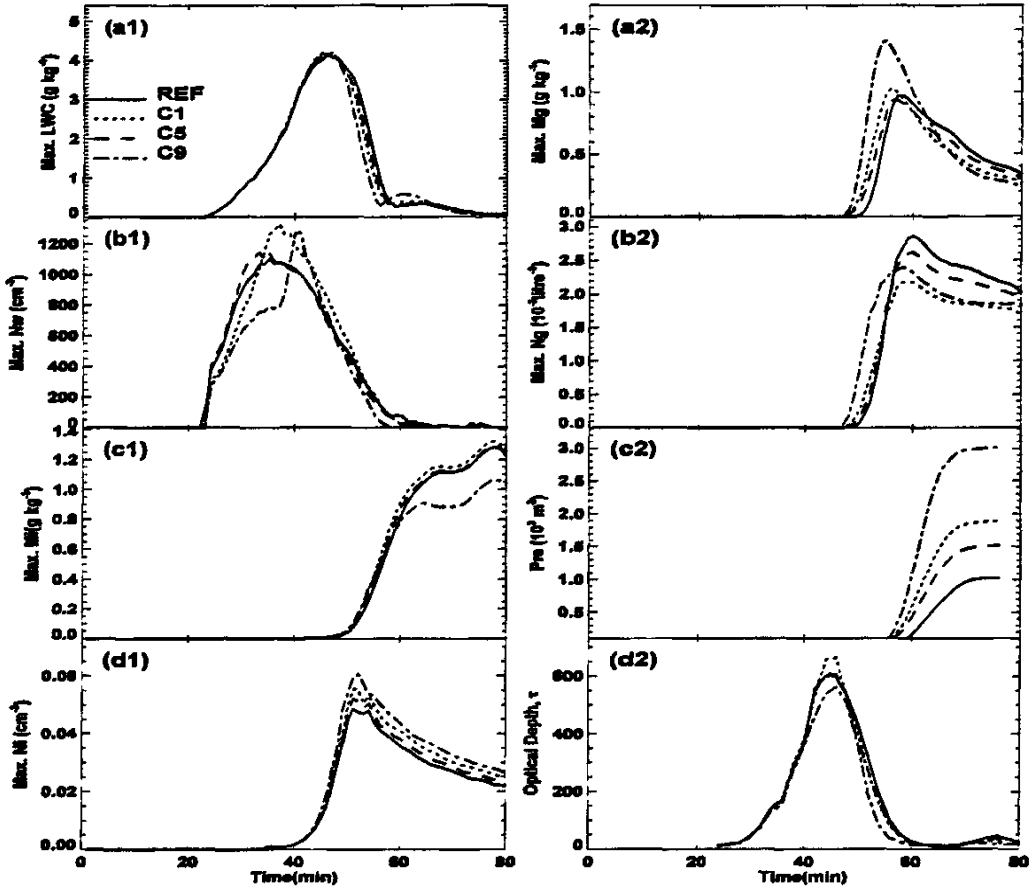


图 5.1 沙尘出现高度不同时云中各参数随时间变化的情况 (a1) 最大液水含量, (b1) 最大液滴浓度, (c1) 最大冰晶含水量, (d1) 最大冰晶浓度, (a2) 最大霰粒含水量, (b2) 最大霰粒浓度, (c2) 地面累积降水, (d2) 光学厚度。

Fig. 5.1 Time evolution of maximum liquid water content (a1), number concentrations of drops (b1), water content of ice crystals (c1), number concentrations of ice crystals (d1), water content of graupel particles (a2), number concentration of graupel particles (b2), integrated precipitation amount (c2), the cloud optical depth (d2) at the main updraft core for cases with different height of dust layer.

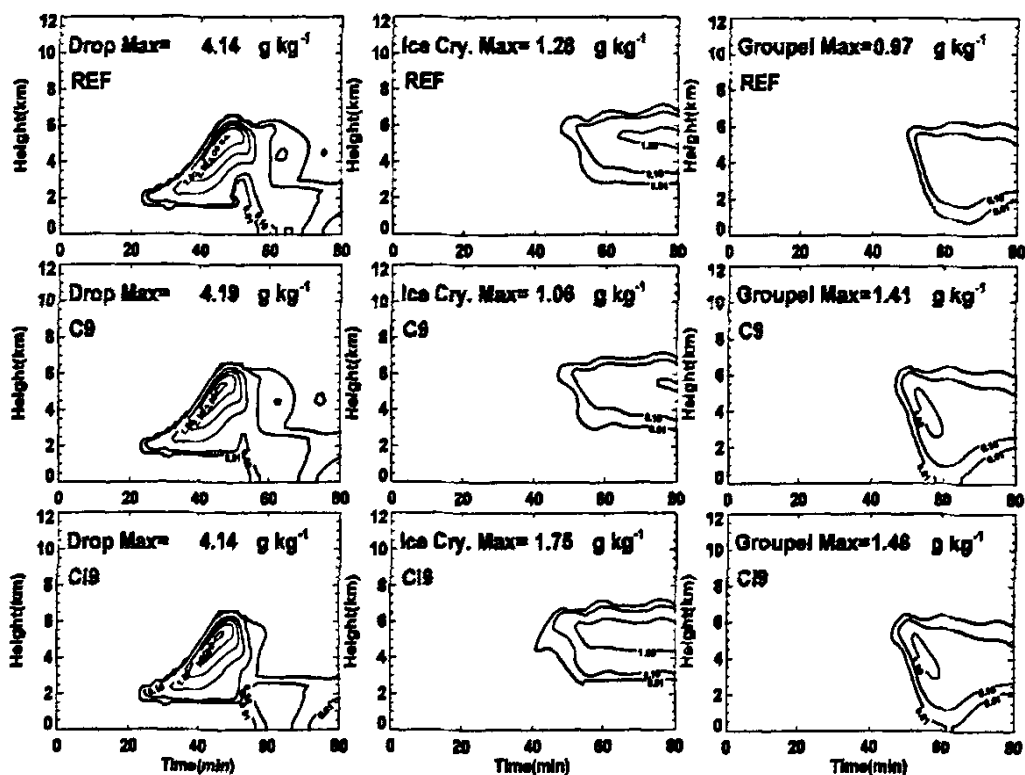


图 5.2 CCN 和 IN 浓度增加后水成物比质量随时间和高度的演变

Fig. 5.2 Temporal variation of the maximum specific mass for droplets, ice crystals and graupel for the cases REF, C9 and C19.

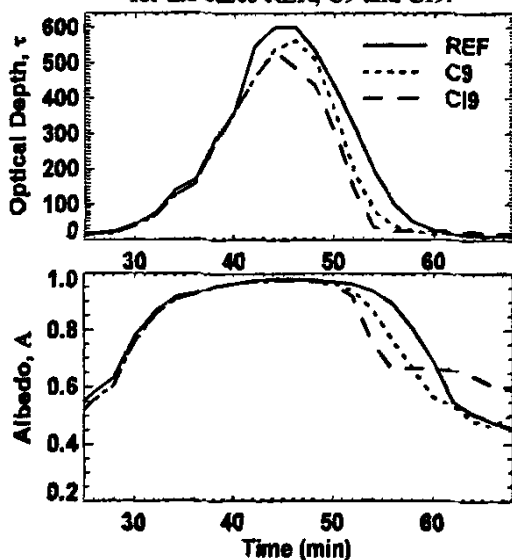


图 5.3 REF、C9 和 C19 光学厚度和反照率随时间的变化

Fig. 5.3 Time evolution of cloud optical depth and albedo for cases REF, C9 and C19.

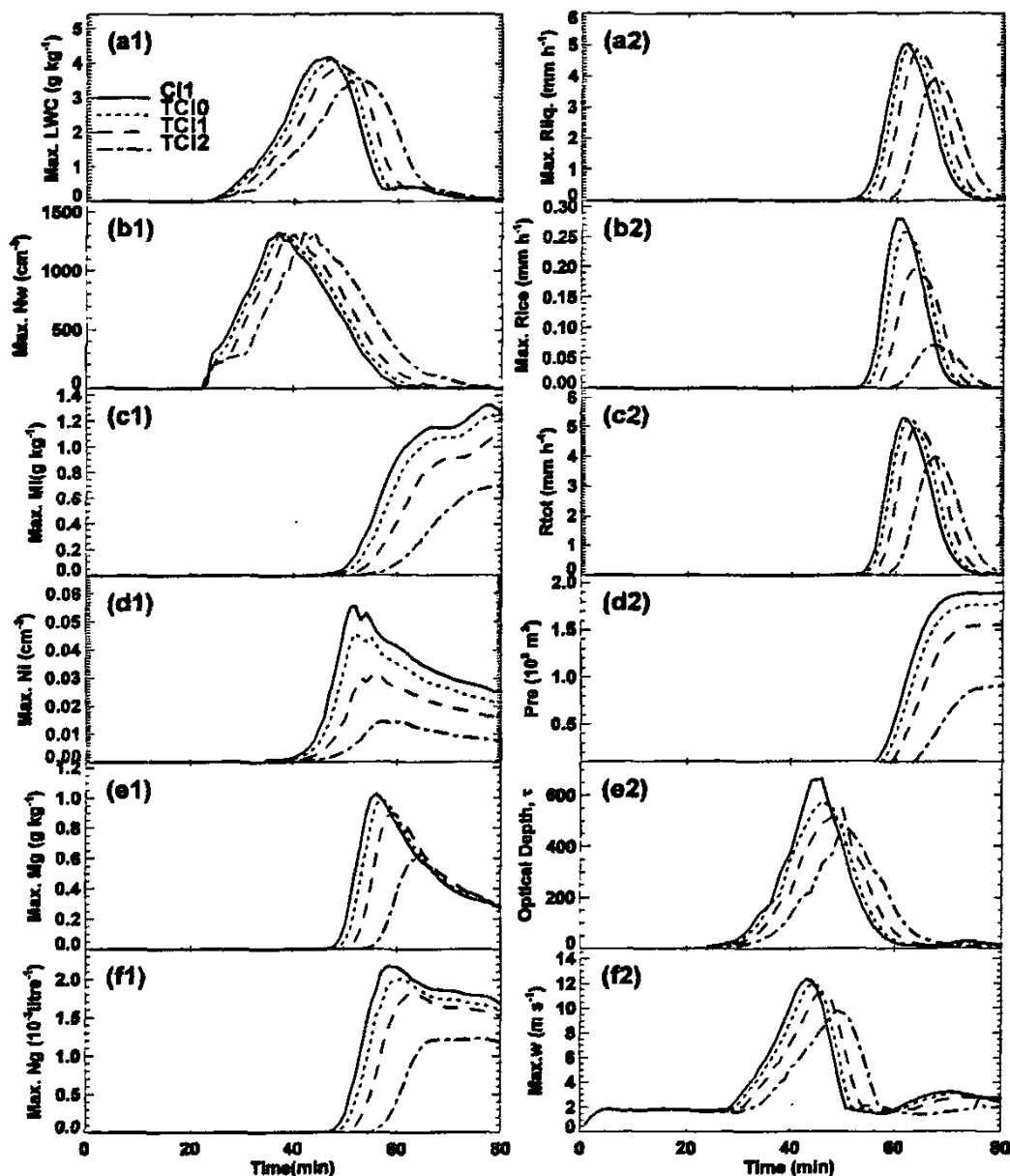


图 5.4 不同加热率云中各参数随时间变化的情况 (a1) 最大液水含量, (b1) 最大液滴浓度, (c1) 最大冰晶含水量, (d1) 最大冰晶浓度, (e1) 最大霰粒含水量, (f1) 最大霰粒浓度, (a2) 最大液相降水率, (b2) 最大冰相降水率, (c2) 最大总降水率, (d2) 地面累积降水, (e2) 光学厚度, (f2) 最大垂直速度。

Fig. 5.4 Time evolution of maximum liquid water content (a1), number concentrations of drops (b1), water content of ice crystals (c1), number concentrations of ice crystals (d1), water content of graupel particles (e1), number concentration of graupel particles (f1), precipitation rate from liquid phase (a2), ice phase (b2) and the total condensate (c2); integrated precipitation amount (d2); the cloud optical depth (e2); and maximum vertical velocity (f2) at the main updraft core for different heating rate.

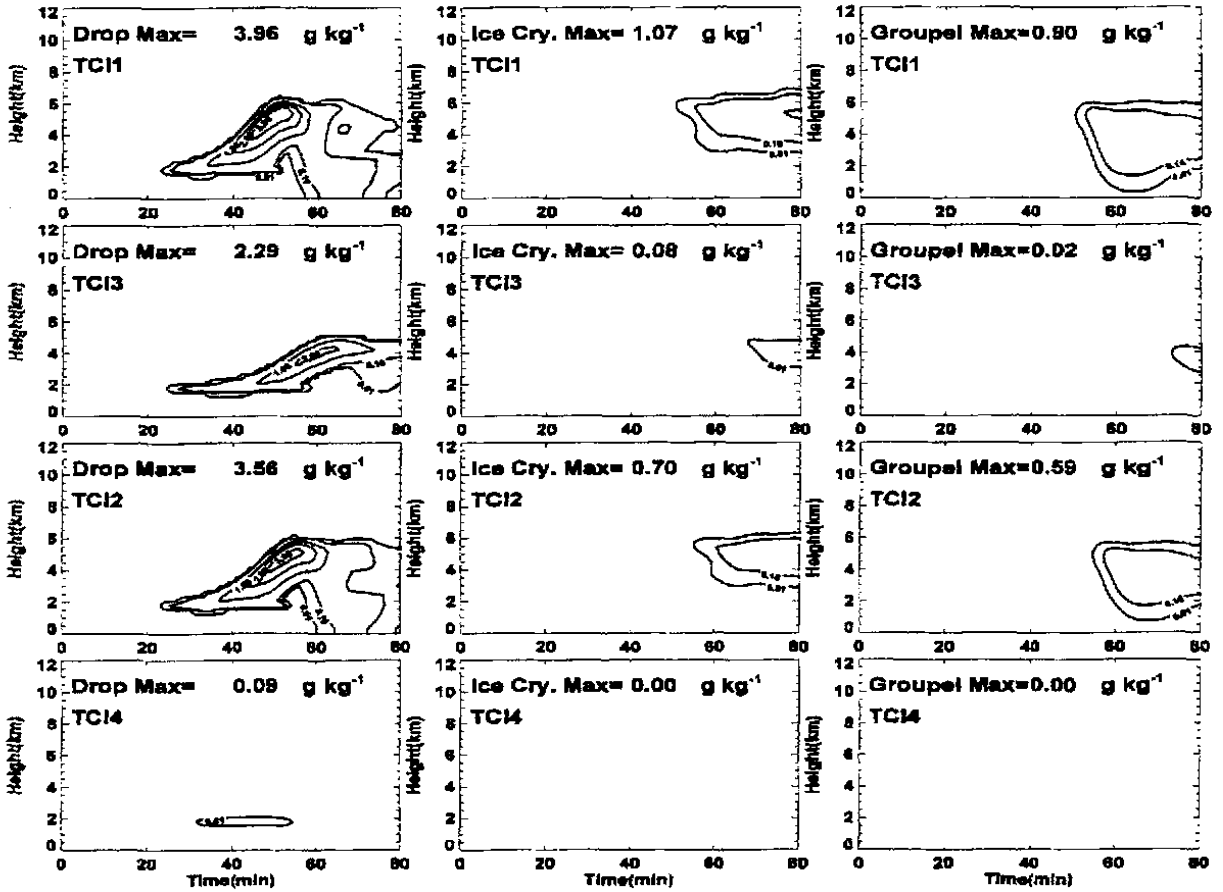


图 5.5 3km 高度水成物比质量随高度和时间的演变

Fig. 5.5 Temporal variation of the maximum specific mass for droplets, ice crystals and graupel for cases TCI1、TCI3、TCI2 and TCI4.