

南京信息工程大学

---

硕士学位论文

---

基于卫星资料的沙尘气溶胶对西北地区云微物理特性影响研究

---

姓名：陈宇

---

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;师春香

---

20090501

## 摘 要

沙尘气溶胶不仅可以通过吸收和散射太阳辐射影响地气系统的辐射平衡，还可以作为云凝结核和冰核改变云微物理过程。为了进一步了解沙尘气溶胶对云微物理过程的影响，利用 Cloudsat 卫星和 MODIS 卫星获取的云微物理参数信息，讨论沙尘气溶胶对云微物理特征的影响。

首先，利用 Cloudsat 卫星获取的垂直剖面上云微物理参数信息，分析了 2007 年我国一次强沙尘暴过程对西北干旱半干旱地区云微物理参数垂直廓线和谱分布的影响。结果表明，沙尘气溶胶通过吸收和散射太阳辐射使得 1-10 km 高度范围内气温升高，大气的不稳定性增加，云底抬升，云顶向上发展；而地面到 1 km 高度气温下降。这表明沙尘气溶胶具有半直接效应。沙尘层的加热作用导致云底温度增加，冰晶和云滴的有效半径和数浓度减小，冰水/液水含量以及光学厚度减小；温度在 -20 °C~-40 °C 的层次（5 km-10 km）冰粒子有效半径增大，数浓度升高，冰水含量增大。

其次，为了获得更大范围且精度较高的数据，本文运用已经在卫星数据订正方面获得较多应用的 Cumulative Distribution Function(CDF)方法，利用 Cloudsat 数据对 MODIS 数据进行订正。结果表明，订正后的 MODIS 数据比订正前有了明显的改善，可以一定程度上提高利用该数据进行研究的准确性。

最后，利用订正的 MODIS 数据统计了西北地区 2007 年春季(3-5 月)沙尘天气和非沙尘天气状况下各参数的变化特点表明，沙尘天比非沙尘天云粒子有效半径减小，而云水路径和光学厚度均增大。

关键词：Cloudsat, MODIS, 沙尘暴, 云微物理特性

## Abstract

Recent studies show that, through acted as cloud concentration nuclei, the ice nuclei scattering and absorbing solar radiation, the frequent dust emission events make dust aerosols play an important role in the process of cloud microphysics. In order to make clear the effect of dust on the process of microphysics, the Cloudsat data and MODIS data which provide cloud information were conducted.

Firstly, using observed cloud microphysical data in the vertical section by cloudsat, effects of a dust storm on the cloud process in the northwest of China in 2007 are discussed. The temperature raised due to the dust absorbing and scattering solar radiation from 1 to 10 km, instability of atmosphere decrease, the cloud arise and the cloud top developed up; but the temperature decrease from ground surface to 1km. This indicate that the semi-direct effect may play a role in cloud development. The rise of the temperature in the cloud base which was due to the dust absorbing solar radiation lead to the decrease of the effective radius of the cloud particle, ice/liquid water content and cloud optical thickness; The effective radius, number concentration, ice water content of the ice rised in the layer between  $-20^{\circ}\text{C}\sim-40^{\circ}\text{C}$ .

Secondly, in order to get widely areas and high accuracy data, the MODIS data was corrected based on the Cumulative Distribution Function(CDF )and the Cloudsat data, the CDF method was widely used in the correction of the satellite data. The results show that, the quality of the MODIS data was better before correction.

Finally, the comparison of cloud microphysics parameter between dust and undust conditions during spring(from March to May) were discussed by MODIS data which were corrected, the results show that the radius of the cloud partical over dust storm period is less than undust, and the cloud water path and optical thickness are larger.

**Keywords:** Cloudsat, MODIS, dust storm, cloud microphysics parameter.

# 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： 陈宇  
日 期： 2009.6.5

# 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： 陈宇  
日 期： 2009.6.5

## 第一章 绪论

20世纪90年代以来,全球气候变化逐渐成为学术研究的热点和各国政府关注的重要问题。气候系统是极其复杂的多圈层系统,影响气候变化的因子多种多样,在诸多影响气候变化的因子之中,云和气溶胶是两个非常重要,但又最不确定的影响因子。随着先进的遥感探测手段的应用,人们可以对云、气溶胶的内部结构和发生发展过程进行更准确的研究。

由于云和气溶胶时间和空间的变化以及常规气象台站在时间和空间分布等方面的局限性,基于常规的气象观测资料很难获得包括云中液态水在内的一些云参数和气溶胶资料。目前对云和气溶胶的新的探测手段已经有很多,如地基微波辐射计探测、飞机探测、卫星探测等。由于红外辐射无法穿透云层,而微波辐射具有一定的穿透性,所以通常运用卫星微波探测资料来遥感云微物理参数。此外还利用地基微波辐射计遥感云中液态水,利用雷达和卫星获得气溶胶的分布等信息。这些手段各有利弊,比如,飞机探测只能得到沿航线云的结构特征,费用昂贵且效率较低,但因直接穿云探测,其结果最直接;地基微波辐射计只能进行单点探测,不能进行大范围全过程的探测,但可以得到长时间序列的数据,比较经济、及时、方便;卫星探测具有其他各种探测手段不可比拟的大范围全过程连续探测的优点<sup>[1-2]</sup>,它可以获得大气的温、湿垂直分布,大气中某些气体成分的含量,云参数以及云微物理特征,地表、海表的物理状态参数和覆盖物等资料。这些信息均是数值预报模式所急需的大气初始状况和边界条件的变量和参数<sup>[3]</sup>。

沙尘气溶胶,也称矿物气溶胶,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、中亚的塔克拉玛干沙漠和戈壁地区、北美以及澳大利亚的沙漠地区。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<sup>[4]</sup>。由于土地荒漠化和冷锋或蒙古气旋的驱动,每年春冬季大量沙尘气溶胶<sup>[5]</sup>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。

## 1.1 研究目的及意义

大气气溶胶作为影响气候变化的两个重要因子之一,主要通过以下途径影响辐射平衡,一方面是气溶胶的直接辐射效应,包括:①气溶胶的散射作用将减少入射到地-气系统的直接辐射,起冷却作用,②气溶胶吸收太阳短波辐射,对其所在气层有加热作用,③气溶胶不仅影响太阳短波辐射,也影响红外辐射的传输;另一方面是气溶胶的间接辐射效应,包括:①气溶胶的存在可以作为云凝结核,从而改变云的微物理结构和光学特性,气溶胶浓度的增加可导致云滴浓度的增加,增强低层水云的反照率,起冷却作用,②大量气溶胶粒子的存在还可以使云滴尺度减小,云的生命期延长,云的数量增加,进而间接影响地-气系统的能量收支。另有新近的研究提出气溶胶对云的半直接效应(semidirect effect on cloud):吸收性气溶胶也可以通过云的半直接效应来使地面变暖<sup>[6,7]</sup>,在这种效应的作用下,边界层通过黑碳(BC)对太阳辐射的吸收可以使部分云蒸发,同时允许更多的太阳辐射到达地面<sup>[6]</sup>。

气溶胶对全球能量和水分循环及大气中发生的许多物理化学过程有重要影响,既包括可散射太阳辐射的成分(如硫酸盐、硝酸盐和有机碳<sup>[8]</sup>等),也包括可吸收太阳辐射的成分(主要是黑碳,也有来自于干旱地区的沙尘粒子<sup>[9]</sup>)。这些吸收性气溶胶中,来自于沙漠及其周边地区的沙尘气溶胶(即矿物沙尘)是对流层气溶胶的主要成分,几乎占了对流层中气溶胶总量的一半<sup>[10]</sup>。观测事实表明,沙尘天气过程可将沙尘粒子垂直输送到高空,通过大气环流过程又将这些矿物粒子水平传输到更远的地区。

地球表面大约 60%被云覆盖,因此云是地球辐射收支的一个重要调节器。云在地气系统辐射平衡中具有双重效应,到达大气层顶的太阳辐射,一部分被地气系统反射回太空,其中云是主要的反射因子,云的存在使行星反照率较之晴空大大增加了,这是云对地气系统的冷却作用即反照率效应;另外,还有一部分长波辐射被云天大气所截获,这又是云对地气系统的加热作用即温室效应。云对太阳辐射的反照率效应对地球辐射的温室效应这两种相反作用的综合效果将决定地气系统是获得还是损失辐射能量,是引起系统加热还是冷却。

云中液态水是大气水分收支平衡重要的组成部分,同时和地气系统其它因子相互作用,

相互影响。温室气体增加导致的大气升温可以改变云中液态水的含量，云中液态水含量的变化又对气温产生强烈的反馈作用<sup>[11]</sup>。火山爆发或人类活动导致的气溶胶的增加可改变相应地区大气凝结核的量，会影响局部地区的降水，从而改变云中液态水的分布。由于云中液态水与太阳短波辐射、地球长波辐射等之间强烈的相互作用，其分布大大影响着全球辐射能量的平衡。可见，云中液态水的分布对全球气候和局地天气的变化都有重要的影响<sup>[12-15]</sup>。

云中液态水的探测在当前的气象业务与研究工作中是非常重要的。当前数值天气预报的不断发展离不开准确的初始资料，而云中液态水的含量是初始场的一部分。中尺度模式中潜热效应的计算需要云中液态水的准确测量。而一些模式的开发研究中也需云中液态水的精确探测，如云模式的微物理过程和气候模式的积云参数化方案就可以用云中液态水的测量值来验证。

云的光学厚度和云滴有效半径是决定云辐射特征的两个重要的光学特征参数，而且也是反映云含水量的重要参数<sup>[16]</sup>，其与降水量强弱有直接的关系<sup>[17]</sup>。反演云光学厚度和有效粒子半径的重要性很大程度上与这两个参数有关，它们构成了云辐射参数化方法的基础。Slingo<sup>[18]</sup>提出的云参数化方法就是建立在云光学厚度和云滴有效半径基础上。卷云和水云参数的分析对于发展气候模式，改进实时全球云分析，研究云在气候系统中的反馈作用，以及反演气溶胶和地面参数有重要意义<sup>[19]</sup>；

云对地球与大气间的能量平衡具有强烈的调节作用，云性质及在不同空间、时间上的变化对全球气候变化和各种天气尺度天气系统的影响不可忽视。云物理性质可用云滴谱分布、有效粒子半径、光学厚度、含水量等参量表示。了解云物理性质不仅可以更好的监测天气变化，还能更好的改进人工影响天气的方法和效果。

## 1.2 国外研究进展

Ramanathan 等<sup>[20]</sup>提出气溶胶直接和间接效应的综合结果是减弱了大气环流(本世纪影响环境的重要因素之一);像碳黑,矿物沙尘等一些气溶胶通过加热大气来增强云的蒸发,从而对地气辐射收支产生半直接效应<sup>[21,22]</sup>;Li 和 Trishchenko<sup>[23]</sup>发现一些吸收性强的气溶胶对气候存在潜在的增温效应,因此可以把它们看作散热因子; Rosenfeld 等<sup>[24]</sup>指出撒哈拉沙漠

地区得到的大气中粉尘的增加将使云中的水汽分布到更多的粉尘颗粒中,使它们难以形成更大的雨滴。Rosenfeld 等<sup>[25]</sup>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的降水效率降低。Wetzel 等<sup>[26]</sup>指出气溶胶光学厚度和云的光学厚度有明显的正相关,也就是说气溶胶的增加会使云层变厚,从而延长云的生命时间

Kubar 等<sup>[27]</sup>将 Cloudsat 卫星数据应用于对热带辐合带地区云顶高度与降水之间的相互关系的研究中,认为强降水云的云顶高度要比中等强度降水云以及非降水云的云顶高度高出 2km 左右;Weisz 等<sup>[28]</sup>利用 Cloudsat 卫星以及 CALIPSO 卫星反演的云顶高度值与 AIRS (Atmospheric Infrared Sounder)和 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)反演的云顶高度数据进行对比分析,从而提高对云顶高度反演算法的准确率;Chung 等人<sup>[29]</sup>利用 Cloudsat 卫星的数据资料对 Meteosat-8 卫星利用 6.2  $\mu\text{m}$  和 10.8  $\mu\text{m}$  两个通道的亮温差值反演的 WWVPs (warmer water vapor pixels)特征进行了检验,认为 WWVPs 一般出现在云顶高度在对流层顶 14km 高度以上的深对流区域;Mace 等人<sup>[30]</sup>将 Cloudsat 卫星的数据资料应用于气候统计的计算分析中,得到云以及水凝物分布的全球性特征;此外,将 TRMM 卫星上搭载的测雨雷达资料与 Cloudsat 卫星的云雷达资料相结合,可以得到更加细致、准确的有关云和降水的信息<sup>[31]</sup>。总之,目前已经可以把 Cloudsat 卫星上搭载云雷达观测到的数据资料运用于对降水、降雪、台风等天气现象的云层结构特点的研究中去,得到了以前未曾得到的云的垂直结构信息。

近年来,针对亚洲气溶胶理化特性发起了“亚洲气溶胶特性实验观测”(ACE-Asia)、“大气颗粒物环境影响实验”(APEX),其中均采用 MODIS、SraWIFS、TOMS 等卫星的实时观测资料。初步研究结果表明,临近亚洲大陆海域云的有效粒径存在的低值与陆源气溶胶的高浓度密切相关<sup>[32,33]</sup>。ACE-Asia 观测试验结果还表明<sup>[34]</sup>,矿物气溶胶在长距离传输过程中化学成分会发生改变,使部分原来不可溶的沙尘粒子变为有效云凝结核(CCN)。DeMott 等<sup>[35]</sup>的观测结果表明,矿物气溶胶在从非洲到美国佛罗里达的远程传输过程中,大气冰核浓度(IN)在 1.5~4 km 高度处增加了 20~100 倍。

除了单独利用观测进行云和气溶胶的研究,还有很多学者还通过与模式相结合的方法

分析气溶胶对云的作用。Levin 等<sup>[36]</sup> 和 Teller 等<sup>[37]</sup> 结合观测事实进行了数值模拟,其模拟结果均表明, 沙尘天气引起的 IN 浓度增加会抑制降水的发展。全球气候模式的模拟结果均表明<sup>[38-44]</sup>, 气溶胶的直接辐射加热确实影响着云内物理量: 这些处于云层高度的矿物气溶胶通过吸收太阳辐射及释放热辐射而加热空气, 并因此加速云滴蒸发, 从而减少云量; 而在云层上部却会增加云量。数值模拟<sup>[45-48]</sup>结果表明, CCN 浓度的增加可抑制降水,但当大粒子云凝结核(Giant Cloud Condensation Nuclei,简称 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。Van de Heever 等<sup>[49]</sup>用 RAMS 模式模拟了沙尘的远距离输送,认为输送导致大气中 CCN、GCCN 和 IN 浓度的增加对佛罗里达州风暴产生重要影响。Van de Heever 等<sup>[49]</sup>的结果显示,在深对流形成后的前两个小时降水量提高;降水的发展降低了空气中的气溶胶含量,进而使日降水量减少;沙尘气溶胶浓度的增加影响了降水的时间演变。

### 1.3 国内研究进展

1977 年,我国第一颗极地轨道气象卫星“风云一号”正式列入国家计划。1988 年、1990 年、1999 年,“FY 1A”,“FY 1B”,“FY 1C”,分别成功发射;1986 年,中国第一颗静止气象卫星“风云二号”正式列入国家计划<sup>[50]</sup>。1997 年 6 月 10 日“FY 2A”号卫星在西昌卫星发射中心发射,之后,2000,2004,2005,2008 年又分别发射了“FY 2B”,“FY 2C”,“FY 2D”,“FY 2E”静止气象卫星。目前,我国的卫星监测体系已日趋完善和成熟,在汛期已经实现每 15 分钟一次的“双星观测”。FY 2C 静止卫星是我国目前成熟使用的一颗卫星,它能提供对中国区域最佳观测的全圆盘区域、最高可实现每 30 分钟一次的连续观测。2005 年国家气象中心人工影响天气办公室已研发出 FY 2C 卫星反演云系作业条件产品并实现准业务化发布,可以初步实现利用卫星反演的云顶温度、云顶高度、云粒子有效半径等微物理量,并结合其他一些观测手段更清楚的了解云系的宏观结构。

陈英英等<sup>[51]</sup>基于 SBDART 辐射传输模式,利用 FY2C 通道 4 (3.5~4.0  $\mu\text{m}$ )的探测数据反演了云粒子有效半径,并与 TERRA/MODIS 的相应产品作了比较,两种资料反演的云粒子有效半径具有较好的时空一致性,但由于光学厚度影响着中红外通道对粒子有效半径的敏感性,因此只单独反演粒子有效半径的精度是不够的。刘晓春等<sup>[52]</sup>利用地基双波段微波

辐射计积分液水含量资料、由飞机观测资料计算所得的积分液水含量与 EOS(earth observing system)、MODIS 云产品的云光学厚度分别进行了相应计算,得到了云光学厚度与液水含量的两关系式。

黄梦宇等<sup>[53]</sup>利用机载粒子探测系统 PMS 观测资料,对 1990 年 9、10 月和 1991 年 4 月的春秋两季层状云探测结果进行了云及降水的微物理特征分析,得到了云微观特征和垂直分布,初步探讨了气溶胶对云的影响。结果表明,华北地区层状云的基本特征为云滴数浓度  $79.2 \text{ cm}^{-3}$ 、液态含水量  $0.03 \text{ g/m}^3$ 、有效直径  $11 \mu\text{m}$  并有垂直差异;云下气溶胶数浓度与云滴数浓度两者之间存在正相关关系,但其定量关系还有待于进一步研究。石立新等<sup>[54]</sup>利用 DMT 公司的 CCN 计数器对中国华北地区空中和地面的云凝结核进行观测,得到污染地区乡村上空 CCN 浓度比无污染地区乡村高 5 倍以上,而污染城市上空的 CCN 无显著差异在同一过饱和度( $S$ )下,CCN 浓度差异很大,在  $S=0.3\%$  时,CCN 浓度最大值达到  $16332 \text{ 个/cm}^3$ ;根据关系式  $N=C S^k$  拟合的 CCN 活化谱参数空中和地面  $C$ 、 $k$  值均较大。Huang 等<sup>[55]</sup>认为东亚的干旱和半干旱地区沙尘气溶胶对气溶胶和云之间的相互作用有着重要影响,对降水起到抑制作用。Huang 等<sup>[56]</sup>对受沙尘影响和未受沙尘影响地区的云进行研究认为,干燥地区沙尘气溶胶参与云中的微物理过程可减小冰晶的有效半径,缩减卷云的冰水通道,降低云的光学厚度。

除了观测研究,利用数值模式模拟也是研究气溶胶和云相互作用关系的有效手段。顾震潮<sup>[57]</sup>认为层状云中冰晶在下降过程中经过三个阶段,即:上部冰晶区域,这个阶段起作用的主要是冰晶凝华增长和冰晶在下落过程中相互碰并增长;冰晶落入过冷水区后进入生长的第二阶段,最主要是冰晶的凝华增长(Bergeron 过程),在过冷水层也能出现冰晶之间的碰并和冰晶与过冷水滴碰并相粘;冰晶落入  $0^\circ\text{C}$  层就进入第三阶段,冰相粒子很快融化成水滴,水滴增长主要靠与小云滴的碰并过程。20 世纪 80 年代,我国开展北方层状云人工降水试验研究。游来光等<sup>[58]</sup>通过大量个例分析给出了我国云和降水的微观结构特征;通过对新疆冬季降雪云的微结构及雪粒子增长过程的观测和分析发现,锋上云系起重要的引晶作用,其降水质粒在锋下云系中进一步增长<sup>[59]</sup>。

Yin 等<sup>[60]</sup>模拟研究也表明不可溶的矿物气溶胶在混合云的作用下可变为有效的 CCN,

而 CCN 浓度的增加会抑制降水<sup>[61]</sup>；但当较大粒子的云凝结核(GCCN)浓度增加时,云滴之间碰并效率的增加使地面累积降水总量提高<sup>[62]</sup>。Yin 等<sup>[60]</sup>的模拟研究结果已被 Rudich 等<sup>[63]</sup>利用 NOAA-AVHRR 的遥感观测所证实。赵春生等<sup>[64]</sup>利用大气气溶胶和云分档模式模拟表明:云中液态水含量随高度的分布并不随海盐、硫酸盐的数目以及云团上升速度的变化而变化;随着云滴数目的增加,云滴的有效半径会减小;硫酸盐对云滴数目影响起主导作用;洪延超和周非非<sup>[65,66]</sup>利用一维层状云模式模拟研究了降水性层状云系中“催化-供给”云的微物理结构、降水粒子形成环节和微物理过程,并利用 MM5 模拟研究了层状云系人工增雨潜力的要素。陈丽等<sup>[67]</sup>采用二维分档云模式,模拟表明:扬沙和沙尘暴天气增加大气中大核和巨核的浓度,使降水提前出现,但可忽略巨核增加对云光学厚度和反照率的作用;当矿物沙尘粒子同时作为有效的云凝结核和冰核时,冰核浓度增加使水成物有效半径减小,云内存留的大量冰晶增强云的光学厚度和反照率。赵震等<sup>[68]</sup>利用 MM5 中增加的双参数显式云物理方案模拟了西北地区一次层状云降水过程,对层状云降水模拟效果较好。采用三层模型:第一层为冰晶区,无过冷水;第二层存在过冷水,为各种冰相粒子增长区,第一层和第二层的分界不固定;第三层和第二层的分界在 0 °C,为暖云。第一层对第二层播种冰晶,第二层为第一层播种下的冰晶供给过冷水,使冰晶快速增长;第二层对第三层播种雪和霰,使其在第三层融化成雨,第三层同时消耗云水。模拟给出了三层模型层状云场的空间结构,延安站不同时刻微物理量垂直分布和各种水凝物粒子的生成源项分析揭示了三层模型降水形成机制和主要微物理过程。

#### 1.4 本文研究内容

沙尘气溶胶作为一种有效的云凝结核和冰核,在大气饱和或接近饱和的情况下,为云雨过程提供云粒子形成的胚胎,从而影响云的有效半径、光学厚度以及数浓度等微物理参数,进一步影响降水。我国西北半干旱地区由于植被稀少,冬春季节又位于蒙古—西伯利亚高压南进的路径上,风力十分强劲,扬沙、沙尘暴天气频繁发生,是世界上仅次于撒哈拉沙漠的第二大沙尘暴源地,每年向大气提供大约800 Mt的沙尘,其中约400 Mt的沙尘沿强风带被传送到下游地区。本文利用Cloudsat、MODIS卫星资料对我国西北地区36°N-48°N, 90°E-103°E范围内进行沙尘气溶胶对云参数影响研究:

1、利用Cloudsat卫星提供的云的垂直剖面信息,研究沙尘过程前后以及沙尘过程中云中液滴有效半径、数浓度、液水含量和云中冰粒子有效半径、数浓度、含水量以及光学厚度在垂直方向的变化特点。

2、由于Cloudsat数据产品具有更高的精度,因此以Cloudsat数据为标准,分别利用CDF (Cumulative Distribution Function)方法和RSM方法对Cloudsat数据产品进行订正试验,并利用订正效果较好的方法对MODIS全年数据进行订正,利用订正后的数据研究西北地区受沙尘暴影响和不受沙尘暴影响两种状况下云微物理参数的变化特点。

## 第二章 资料介绍及处理

### 2.1 卫星数据介绍

为了随时了解环境的快速变化，卫星必须反复而精确地观测同一地面。目前常用的有低轨和高轨两种卫星，虽然前者空间分辨率较高，但时间分辨率较低，重复观测时间间隔长达16天；后者虽然重复观测时间间隔为2天，但由于轨道高，因此空间分辨率只有1~1.5千米。为了解决这个矛盾，科学家将卫星进行编队飞行，这样既能利用较低的轨道而达到很高的空间分辨率，又能利用多颗卫星对同一地区进行重复观测。

EOS 系统中有 6 颗卫星采用这种方式工作，组成“A 序列”(A-Train, “A”表示“下午”)卫星编队(图 2.1)。“A 序列”是目前世界上最大的卫星编队，由美国航宇局与法国空间研究中心合作完成。它包括此前已发射的 Aqua, Cloudsat, CALIPSO, PARASOL, Aura 卫星。“轨道碳观测卫星”(OCO)是美国研制的第一颗专门用于监测全球二氧化碳情况的卫星，历经 8 年研制、耗资达 2.78 亿美元，主要用于观测地球大气中的二氧化碳水平，深入了解人类在温室气体排放、全球气候变化等方面造成的影响。然而，2009 年 2 月 24 日，由美国宇航局(NASA)发射的这颗卫星在升空不久即坠入南极洲附近的海域，使全球气候研究受到沉重打击。Aqua 是卫星编队的头卫星，用来研究全球气候，特别是地球和大气系统中的不同相态水；Cloudsat 落后于 Aqua 卫星 30 s 到 2 min，观测资料可用于对云的更详细的研究以及开展云对地球气候的调节作用；CALIPSO 落后于 CloudSat 卫星 15 s，其观测数据提供人们更深入研究气溶胶和云对地球气候的调节作用，特别是二者之间的相互影响；PARASOL 落后于 CALIPSO 卫星 1 min，可更好的获得对地球大气中的气溶胶特性的观测数据，特别是可用于区分人为气溶胶和自然气溶胶；Aura 卫星落后于 Aqua 卫星 15mins，但在穿过赤道时比 Aqua 卫星晚 8mins，观测资料可用来研究大气化学成分，特别是对主要的大气污染物和温室气体在水平和垂直方向的分布以及随时间的演变的研究；OCO 卫星在 Aqua 卫星之前 15 mins，可获得全球的二氧化碳和温室气体的柱含量。这样可实现整个卫星星座几乎在相同的时间对同一云层进行观察。该特性非常重要，因为云的寿命通常不大于 15 min。

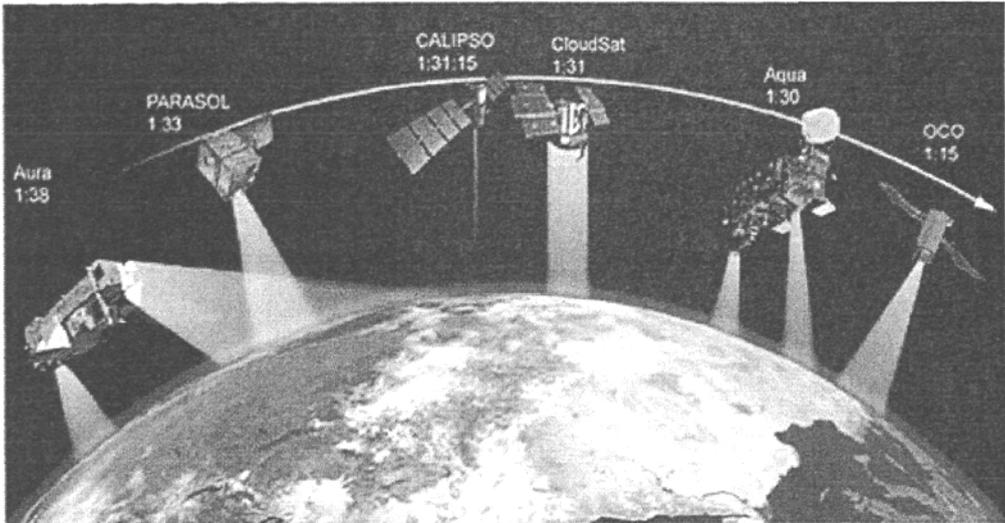


图 2.1 A-train 各卫星运行示意图

### 2.1.1 MODIS

中分辨率成像光谱仪，简称 MODIS，是美国 NASA 对地观测系统计划（EOS）中的关键仪器之一，目前在 Terra（1999 年发射的上午星）和 Aqua（2002 年发射的下午星）卫星上均有搭载。MODIS 共有 36 个观测通道，光谱范围在  $0.4\sim 14\ \mu\text{m}$  之间；同时，它有 250 m，500 m 和 1000 m 三种空间分辨率，并以垂直于飞行轨迹的扫描方式对地球进行观测，扫描宽度为 2330 公里。MODIS 光谱覆盖范围宽、光谱分辨率和空间分辨率高、辐射定标精度优越，这些特点使得它非常适合开展对地表植被、海洋生物量、海色、海冰、大气水汽、臭氧、气溶胶、大气温度和云的特征的研究，以及对地气系统的陆地、海洋、冰雪、大气和生物圈进行长期全球的观测。

MODIS 气溶胶产品反演气溶胶光学厚度、计算 Angstrom 波长指数。陆上和海上的气溶胶光学厚度采用不同的反演算法获取，陆上气溶胶采用植被暗像元算法反演，海上气溶胶采用多波长最优化拟合算法。反演过程中，辐射传输计算均以查找表方式实现。陆上气溶胶 Angstrom 波长指数利用  $0.47\ \mu\text{m}$  和  $0.659\ \mu\text{m}$  两个波长处的光学厚度反演值计算；海上气溶胶 Angstrom 波长指数利用  $0.55\ \mu\text{m}$  和  $0.865\ \mu\text{m}$  两个波长处的光学厚度反演值计算。

多波段数据可以同时提供反应陆地、云边界、云特性、海洋水色、浮游植物、生物地理、化学、大气中水汽、地表温度、云顶温度、大气温度、臭氧和云顶高度等特征的信息，用于对陆表、生物圈、固态地球、大气和海洋进行长期全球观测。

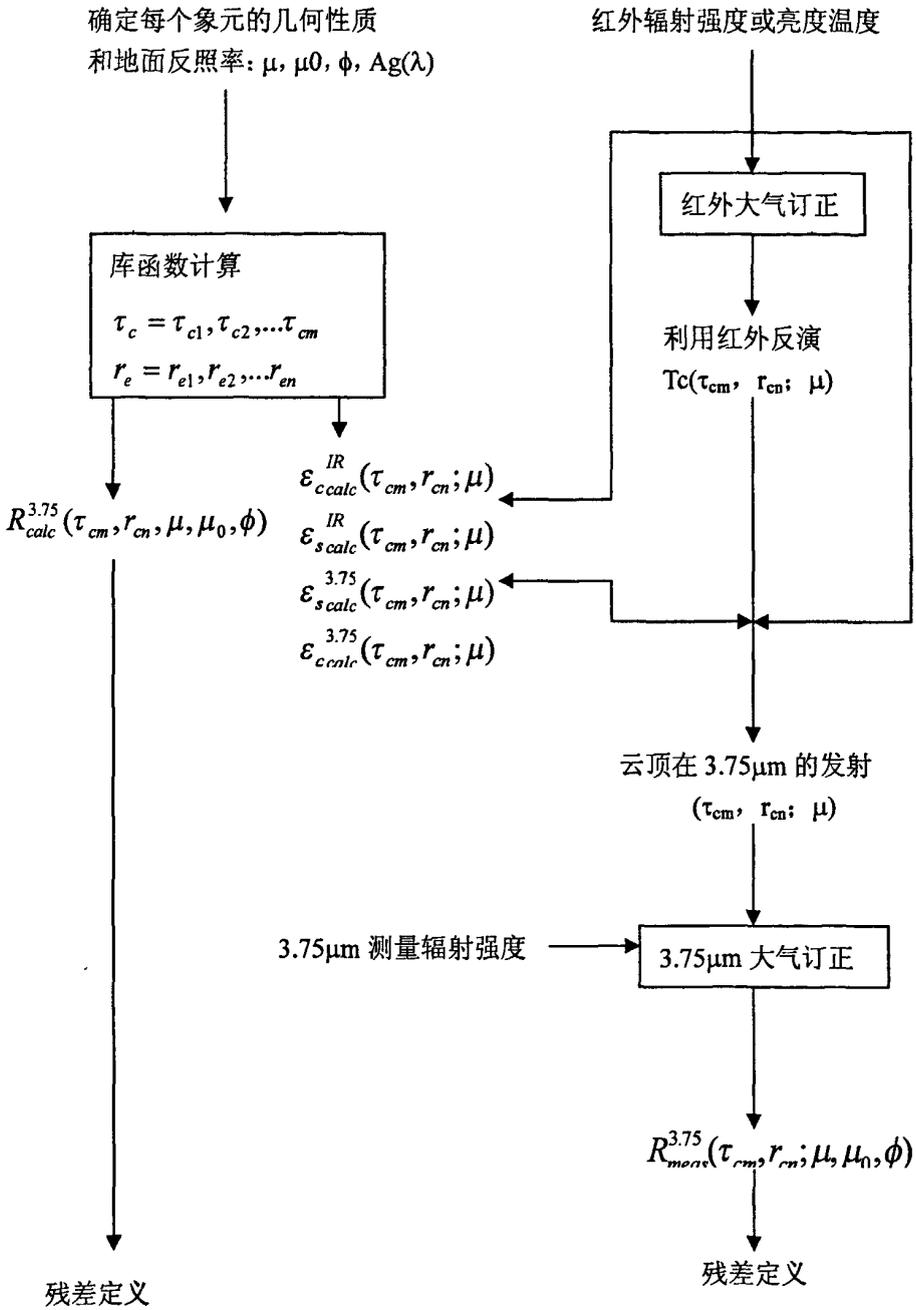


图 2.2 生成  $3.75\mu m$  波段最佳  $\tau$  和  $r$  匹配的云反算法

MODIS 利用 Nakajima 和 King<sup>[69]</sup>反演云的光学厚度和有效半径方法。使用的资料包括 1.64

和 2.13  $\mu\text{m}$  通道资料, 和除去热辐射贡献的 3.75  $\mu\text{m}$  资料。反演流程图如图 2.2 所示。

$$R(\tau_c, \mu_0, \mu, \phi) = R_\infty(\mu, \mu_0, \phi) - \frac{4(1-A_g)K(\mu)K(\mu_0)}{[3(1-A_g)(1-g)(\tau_c + 2q_0) + 4A_g]} \quad (1)$$

$$\tau_c' = (1-g)\tau_c = \frac{4K(\mu)K(\mu_0)}{3[R_\infty(\mu, \mu_0, \phi) - R(\tau_c, \mu, \mu_0, \phi)]} - 2q' - \frac{4A_g}{3(1-A_g)} \quad (2)$$

$$R(\tau_c, \mu, \mu_0, \phi) = R_\infty(\mu, \mu_0, \phi) - \frac{m[(1-A_g A^*)l - A_g mn^2]K(\mu)K(\mu_0)e^{-2K\tau_c}}{[(1-A_g A^*)(1-l^2 e^{-2k\tau_c}) + A_g mn^2 l e^{-2k\tau_c}]} \quad (3)$$

式中  $R(\tau_c; \mu, \mu_0, \phi)$  是在非吸收波段上测量的反射函数,  $R_\infty(\mu, \mu_0, \phi)$  是半无限大气的反射函数,  $K(\mu)$  是逃逸函数,  $A_g$  是下垫面反射率,  $g$  是非对称因子,  $q_0$  是散射守恒的外推项。对于所有的相函数  $q'=(1-g)q_0$ ,  $q'$  的值域是  $[0.709, 0.715]$ , 一般可认为  $q'$  是一个常数,  $q'=0.714$ 。

在下面所描述的算法中所有与  $\tau_c$  有关的参量均相对 0.65  $\mu\text{m}$  的光学厚度进行了尺度化或归一化处理。为了利用 Nakajima 和 King 的算法, 设云模式中粒子的大小分布服从对数正态分布, 首先对于  $n=5, \dots, 19$  计算各种  $\tau_c'$  和  $r_c=2^{(n+1)/4}$  条件下的平行均匀云层的反射函数, 平面反照率、总的透射辐射及球面反照率。生成  $\tau_c'=0.4, 0.8, 1.2$  及无穷时的反射函数库;  $\tau_c'=0.4, 0.8, 1.2$  及无穷时的通量库; 渐近函数和常数库。当  $\tau_c' \geq 0.6$  时, 选择上述  $\tau_c'$ 。是为了各处的内插误差小于 3%。对当  $\tau_c' \geq 1.8$  时, 利用渐近理论, 反之利用样条外延插值以控制误差。

插值方案减少了光学厚度库的大小, 对于不同的光学厚度, 采用样条插值和渐近公式。反射函数可利用 Nakajima 和 Tanaka<sup>[70]</sup> 提出的或 Stamnes 等<sup>[71]</sup> 提出的离散坐标方法计算。方程 (1) - (3) 中的渐近函数和常数可从离散坐标 (Nakajima 和 King<sup>[72]</sup>) 的八流方程解中获得。

如果设测量的反射函数具有相对一致的精确度, 则从  $R_{calc}(\tau_c, r_c; \mu, \mu_0, \phi)$  获取  $R_{meas}(\mu, \mu_0, \phi)$  的最大可能性应等于  $\chi^2$  (Nakajima 和 King<sup>[69]</sup>)

$$\chi^2 = \sum_i [\ln R_{meas}^i(\mu, \mu_0, \phi) - \ln R_{calc}^i(\tau_c, r_e; \mu, \mu_0, \phi)]^2 \quad (4)$$

由(4)式定义的最小化 $\chi^2$  相当于对数据进行无权重的立方根拟合<sup>[73]</sup>。由相对每一个系数 $[\tau_c, r_e]$ 等于零时的分布获取的 $\chi^2$  计算 $\chi^2$  最小值。由于反射函数与 $\tau_c, r_e$ 关系的复杂性, 所得解具有非线性。即使光学厚度很厚的云, 运用渐近理论时,  $r_i(r_e; \mu, \mu_0, \phi)$  同样与相函数和 $r_e$ 具有复杂的关系。

为了解决非线性立方根问题, 采用一种方法, 使尺度化的光学厚度 $\tau'_c$ 、光学厚度 $\tau_c$  及 $g$  作为 $r_e$  的函数从测量的 $0.75 \mu\text{m}$  反射函数中获得。对于 $\tau'_c < 1.8$  利用样条外延插值<sup>[74]</sup>方法计算反射函数。当 $\tau'_c \geq 1.8$  时, 利用(2)计算反射函数。对于已确定的一组 $[\tau_c, r_e]$ 可能的解, 利用一个或几个其它波段的测量或计算值, 向前推算作为 $r_e$  函数的 $\chi^2$ 。这样处理后,  $\tau_c$  和 $r_e$  就成为 $r_e$  一个未知量的非线性立方根问题。在这样的计算处理上, 唯一值得注意的问题是在对辐射传输计算进行插值或在 $0.65 \mu\text{m}$  以外的波段上使用(3)式时, 应使 $\tau_c(\lambda)$  和 $A_g(\lambda)$  不随波长变化。

为了说明上述的处理过程, Nakajima 和 King<sup>[69]</sup>组合各种波段, 建立了不同 $\tau_c$  和 $r_e$  系数的 $\chi^2$  曲面。因为每个近红外波段对于云中不同层次上有效半径的敏感性不同, 因此分别使用多个波段的组合数据(可见光波段和 $1.64 \mu\text{m}$ , 可见光波段和 $2.13 \mu\text{m}$ , 可见光波段和 $3.75 \mu\text{m}$ )反演光学厚度和有效半径<sup>[75]</sup>。最低的波段(对光学厚度变化最敏感)在陆面上选择 $0.65 \mu\text{m}$ , 在水面上选择 $0.86 \mu\text{m}$ , 在雪/海冰面上选择 $1.24 \mu\text{m}$ 。对于水云, 从云底到云顶, 有效粒子半径一般随高度的增加而增大, $3.75 \mu\text{m}$  对高层云粒子敏感, 而 $1.64 \mu\text{m}$  对低层云粒子敏感。对于冰云, 云有效粒子的垂直廓线与水云相反, 云越高冰晶粒子越小。真实情况下, 云在垂直方向上并不是均匀的, 因而反演的云粒子就有可能是几个理论有效粒子的中间产物。因此利用多个相似或有差异的反演结果作为输出产品的质量控制指示器。如果反演结果间的差异过大(如 $\Delta r_e \geq 2 \mu\text{m}$ ), 则使用冰的反演算法, 并以冰的相函数代替查照表中水的相函数。

### 2.1.2 Cloudsat

Cloudsat卫星位于高度为705 km的太阳同步轨道上。卫星绕地球一周称为一个扫描轨

道,一个轨道的扫描时间大约是99 mins,每天大约绕地球14个轨道,轨道绕地球的轨迹如图2.1所示。一个轨道的扫描长度大约是40022 km,每轨有36383个星下像素点,每个像素点的星下点波束覆盖宽度(footprint)的沿轨分辨率是2.5 km,横轨分辨率是1.4 km。每个垂直剖面上共有125个垂直层,每层厚度240 m。

CloudSat卫星的主要有效载荷由一台94Hz云分布测量雷达(CPR)和一台近红外分布测量氧A波段分光计/可见光成像仪(PABSI)组成。CPR是由美国宇航局喷气推进实验室和加拿大航天局联合开发研制的,该雷达继承了目前应用于业务运行中的地基和空基雷达的基本原理,雷达许多参数的设置与空基雷达中设定的参数基本一致,其参数为:脉冲宽度3.3微秒,脉冲重复频率((PRF)4300 Hz,数据窗口0-30 km,天线直径1.95 m,动态范围70db,累积时间0.3s。

CloudSat卫星主要用于获知云层的多样性、分布、结构和辐射特性等更多细节数据,以及云在调整地球气候中的作用。它是第一颗星载毫米波段雷达星,其雷达的灵敏度远胜于现有的气象卫星。与测量雨滴粒子的地基厘米波雷达不同,CloudSat的雷达可探测云层中尺寸更小的液态水和固态冰。

在卫星飞行过程中,CloudSat卫星飞行到每一个美国空军卫星控制网(AFSCN)的全球地面接收站上空时,就将探测到的原始数据传输到该接收站。地面接收站将接收的数据传送到美国新墨西哥州的阿尔伯克基(Albuquerque),在此对原始探测数据进行质量控制。经质量控制后的数据传送到科罗拉多的CloudSat卫星数据处理中心(Data Processing Center),最后经数据处理系统加工成各种CloudSat监测产品(表2.1)。一般情况下,6周后用户便可以下载经DPC制作的Cloudsat卫星产品。

在CloudSat卫星数据处理系统中,二级产品的数据输入是1B-CPR,MODIS产品和MODIS-AUX数据。MODIS-AUX数据产品是由通用子参考算法(Generic-AUX Subset-to-Reference algorithm)获得的。

Cloudsat卫星云含水量(CWC)数据产品包括RO和RVOD两个版本。只利用了radar获得的数据产品是2B-CWC-RO,再加入了2B-TAU产品中的可见光光学厚度对其进行约束后就得到了更为准确的Cloudsat的标准产品2B-CWC-RVOD,但是由于目标的复杂性以及在处理

雷达数据时进行简单但必要的假设, 可见光光学厚度的数据很多情况下很难得到, 因此我们有两种版本的产品可以使用, 一般情况下使用RO版本, 在可能的情况下可以使用RVOD版本。

表 2.1 :Cloudsat 卫星的二级产品.

2B-GEOPROF	包括云检测和雷达反照率数据
2B-CLDCLASS	主要是云分类产品
2B-CWC-RO	只基于雷达的云水含量和冰水含量
2B-TAU	云光学厚度信息
2B-CWC-RVOD	结合雷达和可见光光学厚度得到的云水含量和冰水含量
2B-FLXHR	辐射通量和加热率产品
2B-GEOPROF-Lidar	利用Cloudsat的云廓线雷达数据和CALIPSO激光雷达数据得到的云几何廓线产品 (主要包括云量、云顶和云底高度等)

#### (a) 2B-TAU算法

2B-TAU 产品主要包含垂直方向上观测和反演的云光学厚度信息。2B-TAU主要是以 CPR 雷达反射率因子数据、MODIS 大气顶的辐射量数据和ECMWF-AUX 的温、压、湿和臭氧数据为输入,通过贝叶斯统计方法和辐射传输模式来反演得到<sup>[76]</sup>。其中,辐射传输模式假定云在水平和垂直方向上都是均一的,一维的传输方程为:

$$\mu \frac{dI(\tau, u, \phi)}{d\tau} = -I(\tau, u, \phi) + \frac{W}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\tau; u, \phi, u', \phi') \times I(\tau; u', \phi') du' d\phi' + J(\tau, u, \phi)$$

其中 $\tau$  为光学厚度,  $I(\tau, u, \phi)$  表示通过 $u = \cos(\phi_0)$  和 $\phi_0$  给定方向上的辐射值。

#### (b) 2B-CWC-RO算法

CWC算法为我们提供的是由单独的冰和水廓线结合而成的混合的廓线, CWC算法是一个以温度为基础的简单的模型, 温度是由ECMWF得到的。

对于每一个雷达廓线, 产品算法将检查2B-GEOPROF中的云分类信息来确定在垂直方向哪一个层含有云, 然后检测2B-CLDCLASS来确定每一个云层里是否有不同的云类, 再根据温度, 气候条件以及其他的标准来设定冰和水的初始谱分布参数: 先假定液相云和冰相云滴谱分布都符合对数正态分布, 通过这个初始谱分布参数和2B-GEOPROF中的雷达观测

值反演每一个云层的冰相和液相的谱分布参数，然后由谱分布参数获得有效半径、水含量以及其他的相关参数(表2.2)；其中，当温度低于 $-20^{\circ}\text{C}$ 时是冰态，高于 $0^{\circ}\text{C}$ 时是液态，在两者之间是冰和水的线性组合(图2.3，来自Cloudsat官方网站说明)。

表2.2: 冰相和液相云微物理参数计算公式。

	冰相	液相
谱分布	$N(r) = \frac{N\tau}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\log}D} \exp\left[-\frac{\ln^2(D/D_g)}{2\sigma_{\log}^2}\right]$	$N(r) = \frac{N\tau}{\sqrt{2\pi}\sigma_{\log}r} \exp\left[-\frac{\ln^2(r/r_g)}{2\sigma_{\log}^2}\right]$
水含量	$IWC = \rho_i \frac{\pi}{6} N_T D_g^3 \exp\left(\frac{9}{2}\sigma_{\log}^2\right) 10^{-3}$	$LWC = \frac{4\pi}{3} N_T \rho_w r_g^3 \exp\left(\frac{9}{2}\sigma_{\log}^2\right)$
有效半径	$r_e = \frac{1}{2} D_g \exp\left(\frac{5}{2}\sigma_{\log}^2\right) 10^3$	$r_e = r_g \exp\left(\frac{5}{2}\sigma_{\log}^2\right)$
反射率因子	$Z_{Ray} = 64 N_T D_g^6 \exp(18\sigma_{\log}^2)$	$Z = 64 N_T r_g^6 \exp(18\sigma_{\log}^2)$
光学厚度	$\tau = \int_{z_{base}}^{z_{top}} \sigma_{ext}(z) dz$	$\tau = \int_{z_{base}}^{z_{top}} \sigma_{ext}(z) dz$
水路径	$IWP = \int_{z_{base}}^{z_{top}} IWC(z) dz$	$LWP = \int_{z_{base}}^{z_{top}} LWC(z) dz$
消光系数	$\sigma_{ext} = \frac{\pi}{2} N_T D_g^2 \exp(2\sigma_{\log}^2) 10^{-3}$	$\sigma_{ext} = 2\pi N_T r_g^2 \exp(2\sigma_{\log}^2)$

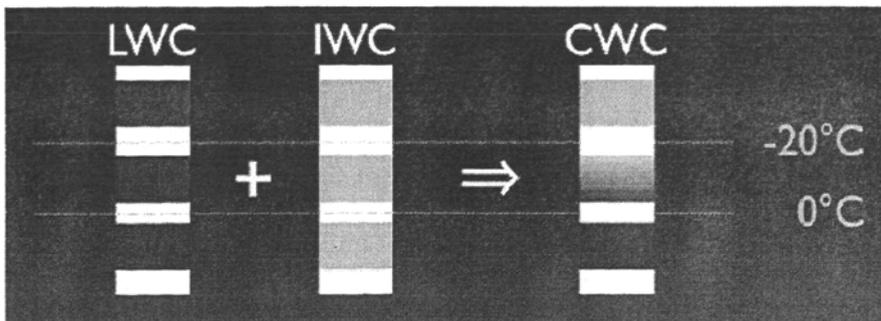


图 2.3 由冰和水廓线以及温度得到的云组成廓线

### 2.1.3 CALIPSO

CALIPSO 卫星主要包括一台正交偏振云-气溶胶激光雷达(CALIOP)、宽视场相机(WFC)和成像红外辐射计(IIR),设计寿命3年。CALIOP是一台敏感于偏振光的双波长激光雷达,它以高分辨率(30 m)提供气溶胶的垂直分布和云的特性信息,两种波长之间的反向散射信号差别可区分气溶胶的颗粒尺寸,而532 nm波段的正交偏振检测,可区分云的冰相和液相。

## 2.2 卫星数据预处理

### 2.2.1 Cloudsat 数据处理

Cloudsat 数据来自云卫星数据处理中心(Cloudsat Data Processing Center, 网址为 <http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/>),在2B-CWC-RO数据产品中提取云冰粒子/云滴有效半径、冰粒子/云滴数浓度、冰/云水含量参数以及经纬度和高度参数,在2B-TAU产品中提取云光学厚度参数;使用fortran程序对数据进行提取过程中,首先去除无效值,然后进行分析。在获取云垂直廓线时,将不同天气状况时各轨道具有相同高度的云层数据相加做平均获得。

### 2.2.2 MODIS 数据处理

MODIS 数据产品来自中国气象局气象信息中心资料室。在处理过程中,先将MODIS数据中无效值去除,然后分别将Cloudsat数据中总光学厚度(total\_optical\_depth)、平均有效半径(mean\_effective\_radius)、含水量(包括RO\_liq\_water\_paths以及RO\_ice\_water\_paths)与MODIS数据中云光学厚度(Cloud\_Optical\_Thickness)、云有效半径(Cloud\_Effective\_Radius)、云水含量(Cloud\_Water\_Path)匹配,以Cloudsat数据中每一点为基准,在MODIS中寻找与Cloudsat数据点距离最近的点,且两对应数据点的距离小于1km时,即认为两数据点为同一点,然后依次进行匹配。在对MODIS全年数据订正时,求得每个月Cloudsat各参量的累积概率分布,从而求得MODIS各参量的订正值。

## 第三章 一次沙尘暴过程对云的微物理参数影响的个例分析

### 3.1 研究背景

#### 3.1.1 2007年3月28日-31日我国一次强沙尘暴概述

2007年3月28~31日,受强冷空气及大风影响,我国北方出现了07年范围最大、强度最强的沙尘天气过程。新疆东部和南疆盆地、内蒙古中西部和东部偏南地区、宁夏北部、陕西北部、山西北部、河北北部、北京北部、辽宁西部等地出现了浮尘或扬沙天气,其中内蒙古中西部、河北西北部的部分地区出现了沙尘暴,局部地区出现了强沙尘暴。从3月28日午后起,内蒙古中西部大部地区及东部偏南地区出现瞬间最大风速在 $17\sim 32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的大风、扬沙、沙尘暴天气,并持续到31日夜晩,30日达到强度最强、范围最广。期间,阿拉善盟北部、巴彦淖尔市西部和北部、鄂尔多斯市西北部、包头市大部、呼和浩特市大部、乌兰察布市大部以及锡林郭勒盟大部地区,赤峰市的克什克腾旗和阿鲁科尔沁旗等地出现沙尘暴,最低能见度在 $200\sim 900\text{ m}$ 。由图3.1可以看到3月30日和31日MODIS捕捉到的沙尘暴真彩色合成图。

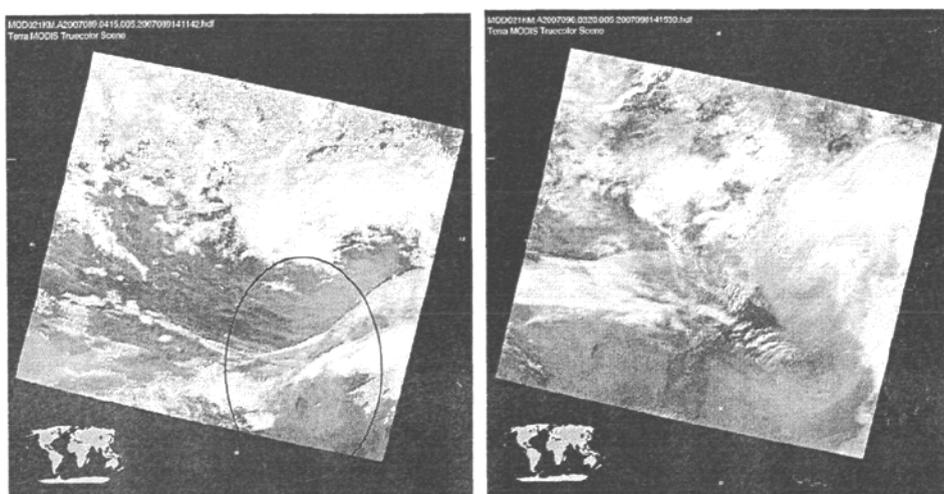
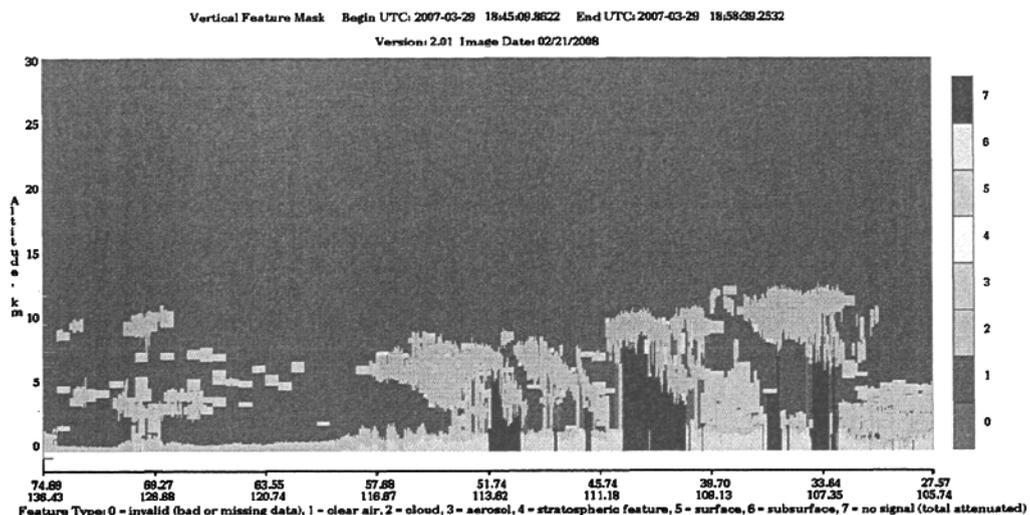


图 3.1 研究区域沙尘天气真彩色图

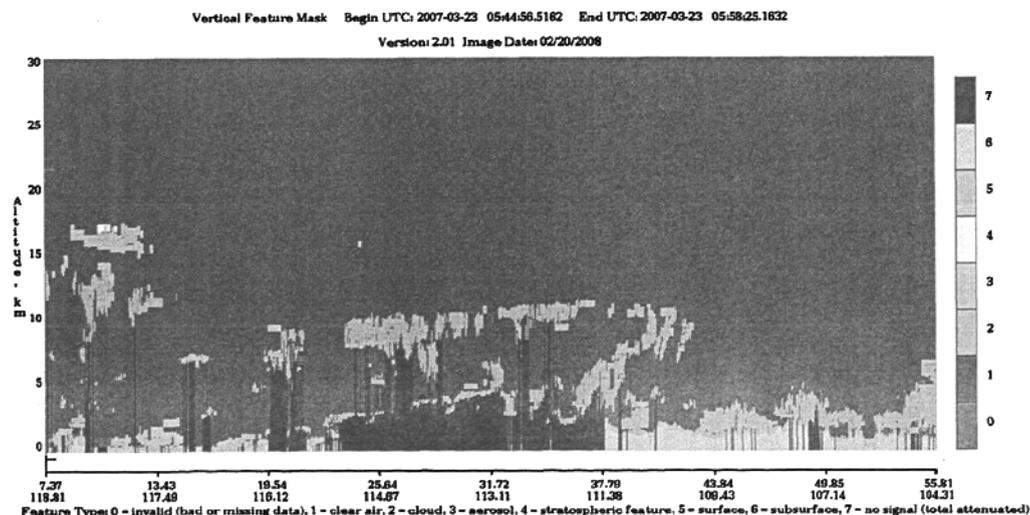
#### 3.1.2 对 Cloudsat 数据中受沙尘粒子影响轨道的确定

Cloudsat 卫星每天有多条轨道扫过研究区域,必须确定出现沙尘气溶胶的轨道并筛选

进行分析。CALIPSO 观测数据提供气溶胶和云的分布以及出现的经纬度(图 3.2), 可以方便的利用 CALIPSO 产品确定所经过区域剖面气溶胶和云的分布, 并且由于 CALIPSO 落后于 CloudSat 卫星 15 s, 在 15 s 内云和气溶胶的状态变化不大, 可以认为两颗卫星观测的云和气溶胶是同一状态的。因此, 利用 CALIPSO 观测数据确定受沙尘暴影响的云的轨道和区域。



(a)



(b)

图 3.2 (a)沙尘暴时气溶胶和云垂直剖面; (b)无沙尘暴时气溶胶和云垂直剖面。  
(该图为 Cloudsat 产品, 图中横坐标为对应经纬度, 纵坐标为高度, 单位为 km)

(色标中 0 表示丢失数据的点; 1 表示晴空; 2 表示云; 3 表示气溶胶; 4 表示平流层特征; 5 代表地面; 6 表示地表以下; 7 表示没有信号的数据点)

### 3.2 强沙尘暴过程对云微物理参数垂直分布的影响

#### 3.2.1 Cloudsat 各轨道云类识别

由于不同云类的微物理特征不同, 为了消除云类不同给结果造成的影响, 利用 FY2-C 卫星的红外云图将研究区域不同时次的云进行归类处理, 识别对应 Cloudsat 卫星经过区域的同一种云类进行研究。通过分析发现, 研究区域从 2007 年 3 月 23 日至 2007 年 4 月 5 日为同一云系且云内起伏变化不大, 云顶亮温差距不大, 因此近似认为该时段云内微物理参数随时间变化差异很小。

#### 3.2.2 沙尘暴对云微物理特征垂直廓线的影响

##### 3.2.2.1 沙尘暴对云内温度垂直廓线的影响

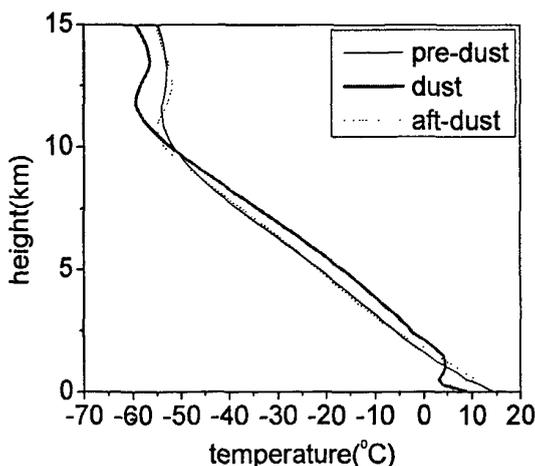


图 3.3 沙尘暴前后及沙尘暴过程中云的温度垂直廓线

(图中 pre 代表沙尘暴前, dust 代表沙尘暴过程中, aft 代表沙尘暴后, 以下各表同)

图 3.3 为云的温度垂直廓线, 沙尘暴前由地面至 10 km 高度大气温度由 14 °C 逐渐降低至 -51 °C。沙尘暴时从地面到 1.5 km 高度范围内气温明显降低, 降幅为 0.5-8 °C, 最大降幅出现在 0.28 km 高度, 在 0.5 -1.5 km 高度出现一个逆温层; 在 1.5 -10 km 高度内温度升高

0.42-4.74 °C，最大升温出现在 4.6 km 高度，这是由于沙尘气溶胶的半直接效应一方面吸收太阳辐射使得沙尘层升温，同时沙尘气溶胶减少了到达地面的太阳辐射使得地面降温，使逆温层向上发展，另一方面沙尘气溶胶作为云凝结核可导致云滴浓度的增加，增强低层水云的反照率，使上层大气升温。沙尘暴后，地面至 0.52 km 高度气温较沙尘暴前下降 0-8 °C，其中在 0.28-0.52 km 出现一个逆温层，而在 0.5-10 km 范围内温度廓线与沙尘暴前基本重合。综合整个沙尘过程中大气温度廓线的变化，沙尘气溶胶有使 1-10 km 气温明显上升 0.42-4.74 °C，同时导致 1 km 以下气温下降 0.5-8 °C。

### 3.2.2.2 沙尘暴对云滴和冰粒子数浓度垂直廓线的影响

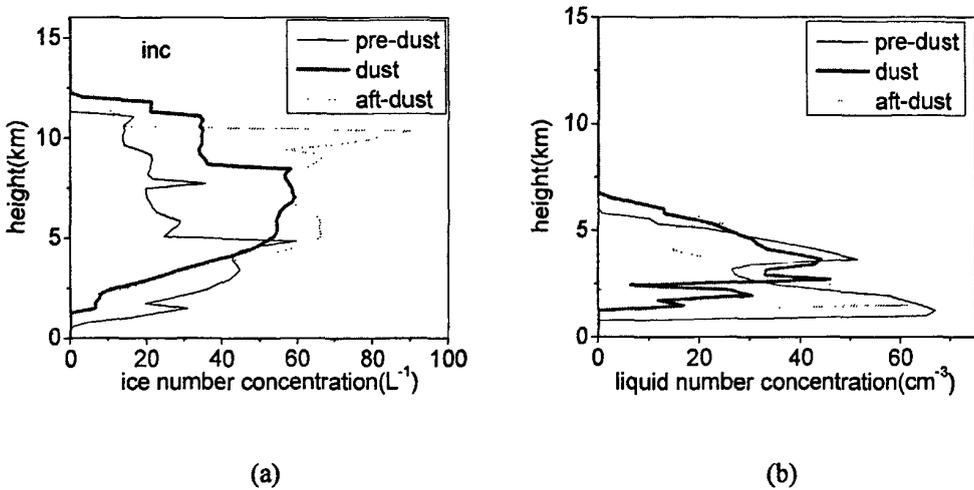


图 3.4 沙尘暴前后及沙尘暴过程中云中冰粒子和云滴数浓度垂直廓线

图 3.4a 为沙尘暴前（3 月 23 日-3 月 26 日）、沙尘暴过程中（3 月 29 日-3 月 31 日）和沙尘暴后（4 月 3-4 月 5 日）西北地区云内冰晶数随高度的分布情况。沙尘暴前冰晶数浓度从云底到 5km 高度处不断增加，5 km 处出现了极大值为 62.22 L<sup>-1</sup>，5 km 以上一直到 11.2 km 冰晶数浓度除在 7.5 km 出现一个峰值外逐渐递减，11.2 km 以上冰晶数浓度迅速减小；沙尘暴发生后冰晶数浓度在 5-8 km 明显增加（图 3.4a），最大值出现在 7 km 左右，其值可达 60 L<sup>-1</sup>，冰晶出现的高度增加，云顶变高；沙尘暴后云层变薄，冰晶数浓度由云底到 5 km 高度不断增加，5-10 km 其值变化不大，在 10.36 km 达到 90.22 L<sup>-1</sup> 的极大值后迅速减小。

自然云中冰晶的生成主要依赖于杂质(冰核)的存在。自然界中的冰核浓度很小，在-20

℃时，每升空气中约有一个冰核，仅为同体积中云凝结核浓度的几十万分之一。因此云滴数浓度要比其大 2-3 个量级。由沙尘暴前后和过程中西北地区云内云滴数浓度随高度的分布情况(图 3.4b)可以看出，沙尘暴前云滴数浓度从云底向上至 1.25 km 处迅速增加到  $66.95 \text{ cm}^{-3}$ ，在 4 km 左右出现  $51.39 \text{ cm}^{-3}$  的峰值后迅速减小，大约 7 km 以上无液态水存在；沙尘暴发生过程中，2.5 km 一下的云滴数浓度减小，而 2.5 km 以上云滴数浓度增加；沙尘暴过后整个云层云滴数浓度比沙尘暴前减小。云底和云滴出现高度明显抬升。

综上所述，沙尘暴发生后，云内 5-8 km 高度处冰晶数浓度增加，2-3 km 高度处云滴数浓度减小，云底抬升，云顶发展，这说明，沙尘气溶胶可增加云内冰核数浓度，在 5-8 km 高度处 1 L 空气中平均可增加冰核约 20 个，这是由于雪晶等固体降水粒子和直径大于  $24 \mu\text{m}$  的过冷水滴碰撞冻结时，或者当松脆的枝状冰晶碎裂时都可能产生一些碎冰粒，使冰粒子浓度增加。沙尘气溶胶不仅可作为有效冰核，同时沙尘层的气溶胶产生半直接效应吸收太阳辐射，可以起到使大气增温的效果，导致大气的不稳定度增加，抬升气流增强导致云顶进一步发展。大气增温还导致冰晶融化和液水蒸发。云滴数浓度在 2-3 km 高度处减少，同时冰晶出现高度也抬升到 1.5 km 以上。

### 3.2.2.3 沙尘暴对云滴和冰粒子有效半径垂直廓线的影响

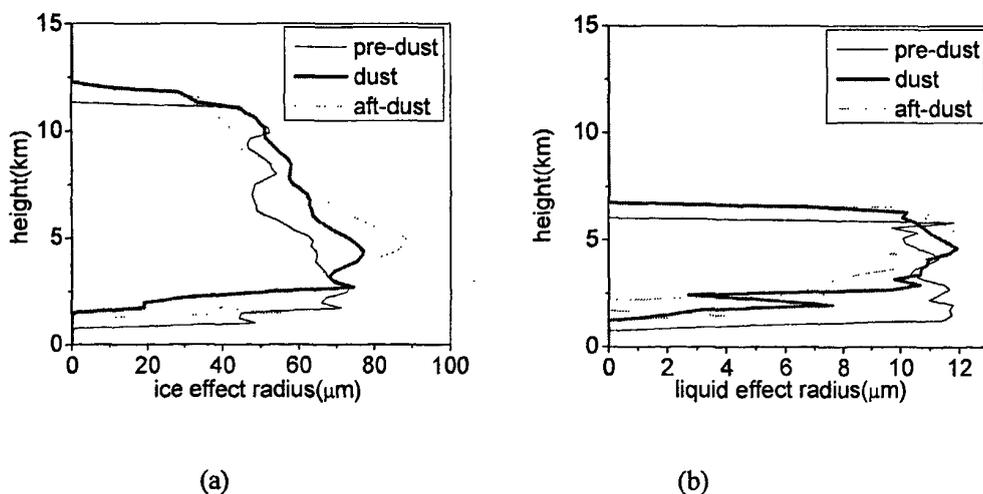


图 3.5 沙尘暴前后及沙尘暴过程中云冰粒子和云滴有效半径垂直廓线

表 3.1 沙尘前与沙尘暴过程中-20℃~40℃高度内云各微物理参数平均值

	有效半径 ( $\mu\text{m}$ )		数浓度 ( $\text{cm}^{-3}$ )		液水含量 ( $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ )		光学厚度	
	Pre-dust	Dust	Pre-dust	Dust	Pre-dust	Dust	Pre-dust	Dust
冰 粒 子	53.07	63.66	26.41	56.13	25.68	43.35	0.42	0.53
云 滴	10.47	10.36	14.18e3	16.13e3	12.81	26.34		

图 3.5a 为沙尘暴前、沙尘暴过程中和沙尘暴后西北地区云内冰晶有效半径随高度的分布情况。沙尘暴前和沙尘暴过程中冰粒子有效半径从云底随高度迅速增大，并分别在 2.68 km 和 4.36 km 达到最大值，对应的极大值分别为 73.45  $\mu\text{m}$ 、77.17  $\mu\text{m}$ ，在 2.5-10 km 之间沙尘暴前和沙尘暴过程中冰粒子有效半径随高度增加减小；沙尘暴后冰粒子有效半径从云底到 4.84 km 迅速增大，并在此高度达到 89.16  $\mu\text{m}$  的最大值，然后随高度增加不断减小。沙尘暴发生时，2.5 km 以下冰粒子半径减小，2.5 km 至云顶冰粒子半径增大。

沙尘暴前云滴有效半径从云底到云顶变化不大，最大值峰值为 11.84  $\mu\text{m}$ ，在出云底和云顶后其值迅速减小；沙尘暴过程中云滴有效半径从云底到 2.5 km 之间出现一个 7.6  $\mu\text{m}$  的峰值，在 2.5 km 到 7 km 之间变化不大；沙尘暴后云滴有效半径明显减小，随高度先增大后减小，在 5.32 km 高度出现极大值为 11.89  $\mu\text{m}$ ，随高度增加迅速减小。

由表 3.1 看出，-20~-40  $^{\circ}\text{C}$  范围内云内冰粒子的平均有效半径由未受沙尘暴影响前的 53.07  $\mu\text{m}$  增长到受沙尘暴影响时的 63.66  $\mu\text{m}$ ，而云滴平均有效半径则由 10.47  $\mu\text{m}$  减小到 10.36  $\mu\text{m}$ ；计算得出，-40~-60  $^{\circ}\text{C}$  范围内云内冰粒子的平均有效半径在沙尘暴前和沙尘暴过程中分别为 29.3  $\mu\text{m}$  和 45.7  $\mu\text{m}$ ，与-20~-40  $^{\circ}\text{C}$  范围内相比冰粒子平均有效半径明显减小。

进入云层的沙尘气溶胶吸收太阳辐射增温并加热沙尘粒子周围大气，由温度廓线看出沙尘暴时 5-12 km 高度内云内温度比没沙尘暴时上升 0-5  $^{\circ}\text{C}$ ，沙尘粒子的增温效应促进云内上升气流增强，将冰粒子向上输送，同时沙尘粒子周围大气的升温导致该处冰粒子升华，这都使得云底到 5 km 高度范围内冰粒子有效半径减小，5-12 km 范围内增加；从表 3.1 看

出,受沙尘暴影响后-20~40 °C范围内云内冰粒子的平均有效半径增大 10.59  $\mu\text{m}$ ,而云滴平均有效半径减小 0.11  $\mu\text{m}$ ,这是由于处于-20~40 °C温度范围内冰粒子和过冷水共存,而云中水汽压处于冰面和水面饱和值之间,水汽在冰面上不断凝华的同时水滴却不断蒸发,冰晶通过水汽的凝华,可迅速长大而成雪晶;这样,水分从大量的过冷水滴中不断转移到少数冰晶上去,造成冰粒子的长大和云滴的减小,即贝吉龙过程的发生,而沙尘粒子在该过程中有促进作用;由表可以看出,-40~60 °C温度层冰粒子平均有效半径比-20~40 °C温度层内冰粒子平均有效半径明显减小,温度的差异也是造成上述现象的因素之一,Heymsfield和 Platt<sup>[77]</sup>通过定点观测,也发现冰粒子有效半径在暖的环境下比冷的状况下要大。

观测发现沙尘源区的空气较为干燥,这些干燥的空气与相对较湿的云混合,使原来云的相对湿度降低,外界饱和水汽压增大,促进云滴的蒸发减小;沙尘粒子的加热效应同样使得2.5 km以下云滴蒸发,有效半径减小,随着高度的增加水汽由于过饱和度增加而凝结生长,云滴有效半径增大。

### 3.2.2.4 沙尘暴对云滴和冰粒子含水量垂直廓线的影响

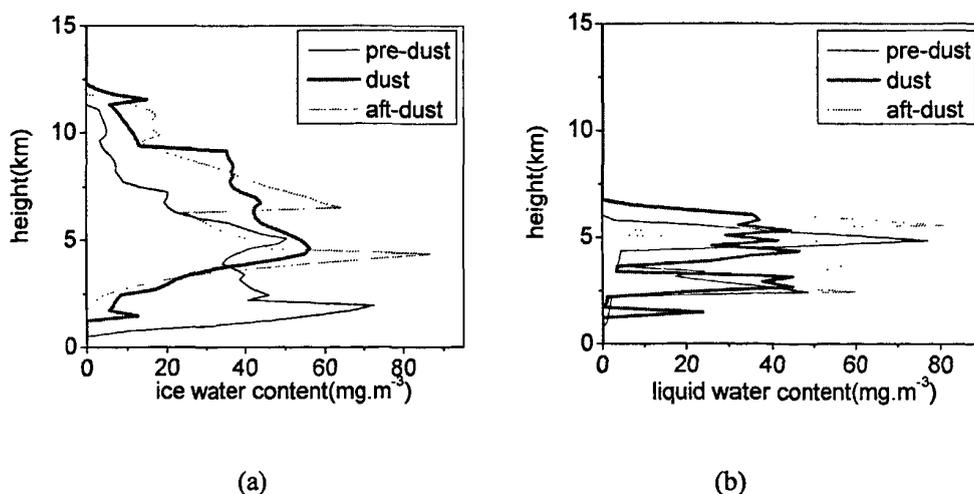


图 3.6 沙尘暴前后及沙尘暴过程中云中冰/液水含量垂直廓线

图 3.6 为沙尘暴前、沙尘暴过程中和沙尘暴后西北地区云内冰水含量随高度的分布情况,在整个过程中云底和云顶高度均不断抬升。沙尘暴前冰水含量从云底至 1.96 km 高度处是增加的,并在 1.96 km 处达到  $72.49 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  的最大值,随着高度的增加冰水含量减少,

在 3.88 km 处出现一个谷值为  $34.17 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,接着在 5.08 km 处迅速增加达到一个新的峰值,其值为  $50.47 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,从 5.08 km 向上到云顶冰水含量又逐渐减少;受沙尘暴影响云冰水含量由云底到云顶整体上先增大后减小,在 4.6 km 高度出现  $56.12 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  的极大值,并分别在 1.5 km 和 11.5 km 出现两个小的峰值,其峰值大小分别为  $12.7 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  和  $15 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ;由图 3.6a 可看出,沙尘暴使得云底到 3.88 km 高度范围内的云冰水含量减少,而在 3.88 km 到云顶之间则增大。沙尘暴后,冰水含量呈双峰分布,峰值大小分别为  $86.77 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  和  $64.03 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,对应高度分别为 4.36 km 和 6.52 km。综合看出,沙尘暴使得 3.88 km 以上冰水含量增加,3.88 km 以下冰水含量减小。

沙尘暴前云中液水含量呈双峰分布,峰值大小分别为  $48.27 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  和  $77.09 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,对应高度分别为 2.44 km 和 4.84 km,如图 3.6b;沙尘暴过程中云中液水含量除在 3.5 km 左右出现一个  $3.4 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  的谷值外在 2.5 km 和 6.5 km 之间变化不大,主要在  $20 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  至  $41 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  之间变化;沙尘暴后云液水含量在 2.5-7 km 之间呈多峰分布,在 5.56 km 高度出现极大值为  $80.95 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 。沙尘暴过程中云平均液水路径为  $559.17 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}$ ,较之沙尘暴前云中平均液水路径为  $431.87 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}$  增加了  $127.3 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

沙尘气溶胶的半直接效应一方面吸收太阳辐射使得沙尘层升温,另一方面沙尘气溶胶通过减少到达地面的太阳辐射使得地面降温,这些因素都可以边界层以及其上的稳定度减小,增强的上升气流将云滴和冰粒子向高层输送,云顶进一步向上发展,增加 3.88 km 以上大气中的冰水含量和液水含量,而且随着高度增加环境的饱和水汽压减小,云中的过冷水滴或水汽,在冰核上冻结或凝华以及在  $-40 \text{ }^{\circ}\text{C}$  以下,自然冻结成初始冰晶胚胎;水汽在略高于饱和的条件下时,在冰晶上进一步凝华,使冰晶凝华增长,从而增加那里的冰水含量;被上升气流输送到 2.5 km 以上部分湿空气上升膨胀冷却,水汽达到饱和,并在一些吸湿性强的云凝结核上凝结而成初始云滴,增大 2.5-7 km 高度云液水含量;沙尘层升温导致沙尘层云滴蒸发和冰粒子升华,进而使得 3.88 km 以下沙尘层云水和冰水含量减小。

由表 3.1 看出,  $-20 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim 40 \text{ }^{\circ}\text{C}$  高度间的贝吉隆效应使得水汽从过冷水滴上不断蒸发的同时却在冰面上不断凝华,水汽不断从过冷水滴向冰粒子转移,导致  $-20 \text{ }^{\circ}\text{C} \sim 40 \text{ }^{\circ}\text{C}$  高度内冰水含量增加,因此贝吉隆效应是 3.88 km 以上云冰水含量增大的因素之一。

## 3.2.2.5 沙尘暴对云光学厚度垂直廓线的影响

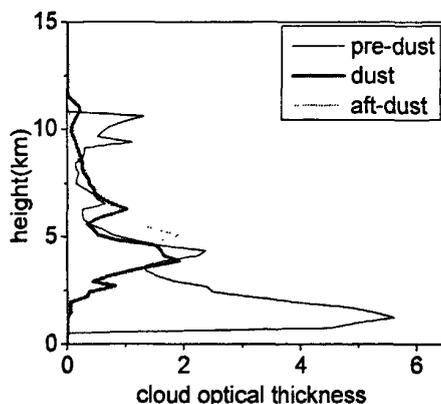


图 3.7 沙尘暴前后及沙尘暴过程中云光学厚度垂直廓线

图 3.7 为沙尘暴前、沙尘暴过程中和有沙尘暴后西北地区云光学厚度随高度的分布。沙尘暴前从云底到 1.24 km 处云的光学厚度迅速增大到 5.6 的极大值，随高度的增加除在 4.5 km 处出现一个 2.37 的峰值外总体呈下降趋势；沙尘暴过程中，云光学厚度随高度的变化趋势与无沙尘暴时相比，各层被向上‘压缩’，其最大值出现在 4.5 km，另一个峰值出现在 6.2 km 处，两个峰值大小分别为 1.93 和 1.01；可以看出，沙尘暴时云底至 3km 高度云光学厚度骤减，3-8.5 km 范围内变化不大，8.5 km 以上有明显降低；沙尘暴使得云光学厚度层提升，云顶和云底光学厚度为 0 的层结高度分别提升了 0.72 km。在云底到 3.2 km 范围内和 8.5-11 km 范围内，沙尘暴时的光学厚度比沙尘暴前降低 1-5.6 之间，特别是在云底到 1.24 km 高度降低更加剧烈，最大降幅达 5.6。

沙尘粒子进入云中作为冰核并且产生更多的小的冰粒子，这些增加的小的冰粒子是导致沙尘暴后云光学厚度增加的因素之一；对于云光学厚度，沙尘暴前 5 km 以下云的光学厚度是 5 km 以上云光学厚度的 5 倍，这是由于云滴主要分布在 5 km 以下高度，液态云滴的散射截面远大于冰粒子的散射截面，其消光效应远大于冰粒子的消光效应；有沙尘的云比没沙尘的云要小的多，这是由于云滴通过散射来削弱太阳辐射，而相对湿度是影响云散射特性的最重要的因子，干的沙尘进入湿的底层大气混合导致湿度降低以及数浓度减小，从而使得云光学厚度骤减。

### 3.2.3 沙尘粒子对云微物理参数频率分布的影响

#### 3.2.3.1 对冰粒子有效半径和含水量频率分布的影响

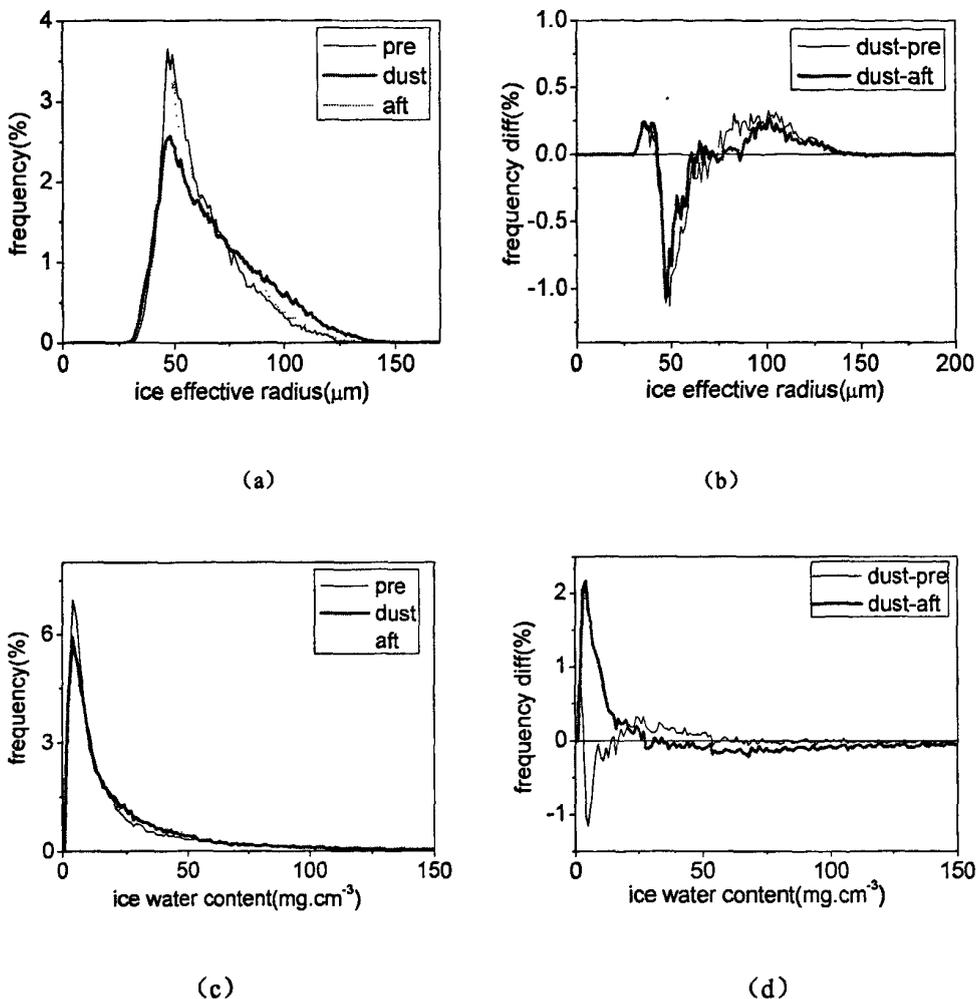


图 3.8 沙尘暴过程中冰粒子有效半径、冰水含量频率分布

图 3.8 是云中微物理参数的频率分布图。其中，频率  $f_i = \frac{N_i}{\sum N_i}$ ， $N_i$  代表 Cloudsat 卫

星观测到的云内微物理参数分档（分档间距为 1）内的个数，其总格点数是用 Cloudsat 卫星取得的区域内有效格点数。从图 3.8a 和 b 看出，在沙尘暴发生前后，云中冰粒子有效半径频率分布为单峰。沙尘暴前，冰粒子的有效半径主要分布在 32-125  $\mu\text{m}$  之间，有效半径

为  $46\ \mu\text{m}$  的粒子所占百分比最大。沙尘暴时，频率峰值明显降低，相应的频率在有效半径为  $100\ \mu\text{m}$  左右明显增加。这意味着有效半径较小的格点数减少，沙尘暴发生导致云中冰粒子的有效半径增大，即沙尘粒子在云中可以作为有效冰核。

图 3.8c 和 d 看出，在沙尘暴发生前后，云中冰粒子含水量频率分布为单峰。沙尘暴时，云中冰水含量频率在  $4\text{-}16\ \text{mg cm}^{-3}$  范围内减小，而在  $20\text{-}50\ \text{mg cm}^{-3}$  范围内增大。这表明，冰水含量较小的格点出现频率减少，这可以解释为沙尘粒子层产生的半直接加热效应导致小冰粒子的蒸发。而冰水含量较大的地区出现频率增加表明沙尘作为有效冰核在云中产生冰晶效应导致冰水含量增加。

### 3.2.3.4 对云滴有效半径和含水量频率分布的影响

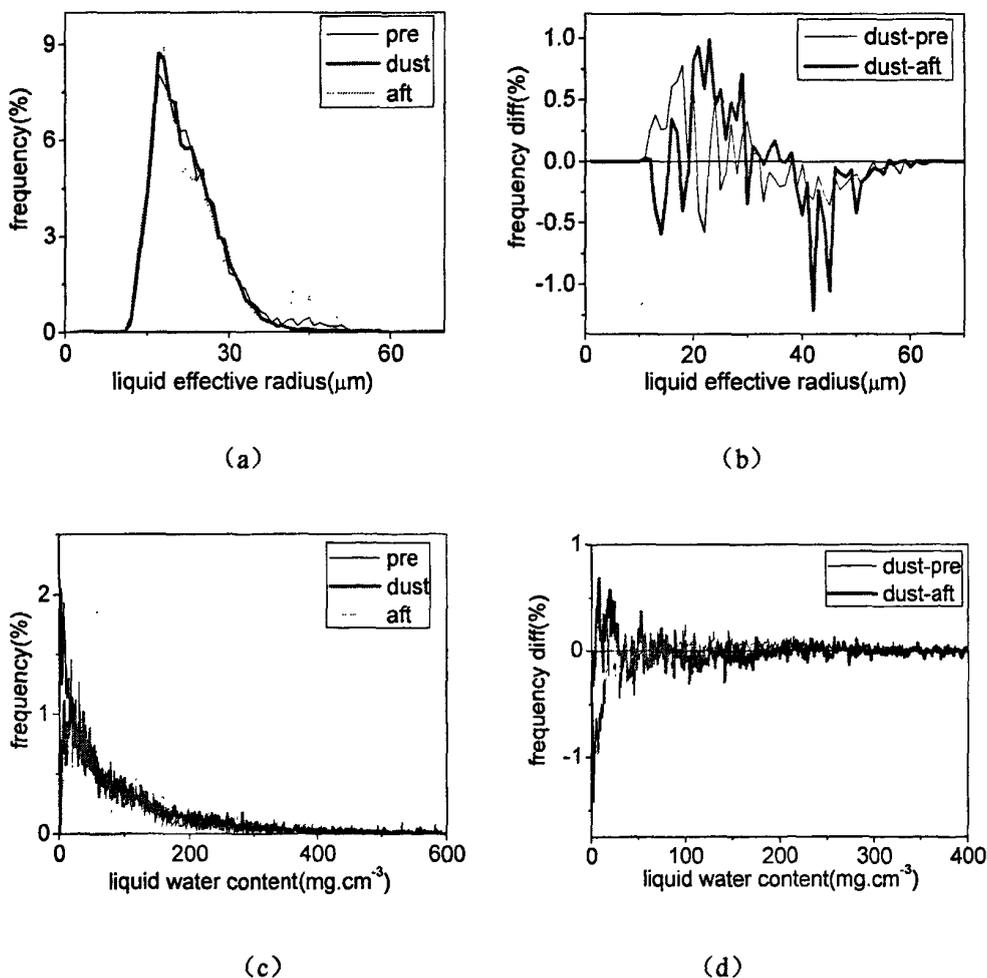


图 3.9 沙尘暴过程中云滴有效半径、云水含量频率分布

图 3.9 是云中微物理参数的频率分布图。由图 3.9a 和 b 看出, 沙尘暴时云滴有效半径在 11-32  $\mu\text{m}$  范围内的频率增大, 33-64  $\mu\text{m}$  范围内的频率减少。这是由于沙尘粒子的半直接效应加热大气使得云滴蒸发, 云滴有效半径频率在 33-64  $\mu\text{m}$  之间增加, 即云滴有效半径减少; 图 3.8 中可知, 冰粒子的有效半径增大, 这可进一步证明云中冰晶效应的存在。

且图 3.9c 和 d 中可以看出, 云中的液水含量与冰水含量有十分类似的分布。沙尘暴时液水含量在 74-350  $\text{mg cm}^{-3}$  范围内的频率增大, 0-73  $\text{mg cm}^{-3}$  范围内的频率减少。这是由于液水含量较少的格点由于受到沙尘粒子吸收太阳辐射加热大气的作用导致云滴的蒸发, 因此液水含量减小。而液水含量较大的格点虽然受到半直接效应的影响, 但大冰晶存在的可能性也增加了, 半直接效应加热导致冰晶溶化成为大云滴造成液水含量的小幅增加。

### 3.3 本章小结

通过分析沙尘过程对云微物理特征在垂直方向上的影响得出, 沙尘暴时逆温层顶加深达到 1 km, 且在地面至 1 km 高度内温度降低 1.1-6.5  $^{\circ}\text{C}$ , 在 1-10 km 高度内温度随高度增加温度降低, 受沙尘暴影响, 该高度范围内各云层温度比无沙尘暴时升高 3-5  $^{\circ}\text{C}$ ; 云内 5-8 km 高度处冰晶数浓度增加, 2-3 km 高度处云滴数浓度减小, 云底抬升, 云顶发展; 2.5 km 以下的云滴数浓度减小, 而 2.5 km 以上云滴数浓度增加。云底明显抬升, 云滴出现高度没有明显变化。云底到 5 km 高度范围内冰粒子有效半径减小, 5-12 km 范围内增加; 沙尘暴促进了贝吉隆效应, -20 到 -40  $^{\circ}\text{C}$  范围内云内冰粒子的平均有效半径增大 3.5  $\mu\text{m}$ , 而云滴平均有效半径减小 0.6  $\mu\text{m}$ 。

沙尘气溶胶的半直接效应使得沙尘层升温, 地面降温, 导致边界层以及其上的稳定度减小, 增强的上升气流将云滴和冰粒子向高层输送, 云顶进一步向上发展, 增加 5 km 以上大气中的冰水含量和液水含量; 其次沙尘层升温导致沙尘层云滴蒸发和冰粒子升华, 进而使得沙尘层云水和冰水含量减小; 对于云光学厚度, 由于云滴主要分布在 5 km 以下高度, 液态云滴的散射截面远大于冰粒子的散射截面, 5 km 以下云的光学厚度是 5 km 以上云光学厚度的 4-8 倍; 有沙尘的云比没沙尘的云要小的多。

## 第四章 基于 Cloudsat 数据和 CDF 方法对 MODIS 数据的订正

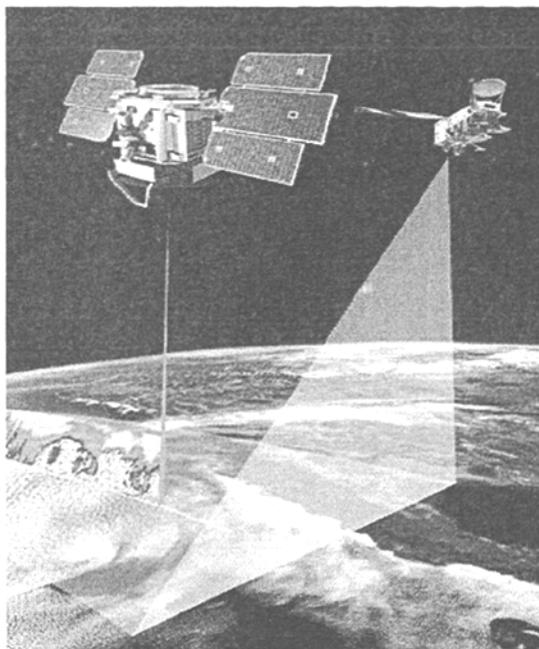


图 4.1 MODIS 和 CloudSat 卫星扫描示意图

## 4.1 概述

Cloudsat数据产品和MODIS数据产品都包括云水路径、云光学厚度、云滴有效半径等云参数,但是两者各有优点。CloudSat 卫星搭载的遥感探测器是云剖面雷达CPR(Cloud Profile Radar),该雷达为94 GHz 的毫米波雷达,它的灵敏度是标准天气雷达的1000 倍。云剖面雷达向地球发射能量并按距离函数计算由云返回的能量,其精度相对于MODIS等其他遥感仪器更高,因此可以获得每个垂直层的云参数,因而可以用来检验其他仪器的反演结果。

CloudSat 探测沿轨道方向垂直剖面内的云,每个垂直剖面共有 125 个垂直层。相对于 Cloudsat 在地面上只能进行一条线上云的观测,MODIS 卫星在水平面探测轨道更宽(图 4.1)。综合两者的优点,为了获得更大范围,精度相对高的云参数信息,可以利用 Cloudsat 数据对 MODIS 数据进行订正。

CDF(Cumulative Distribution Function)方法被用来减小雷达测得的降雨量<sup>[78]</sup>和卫星资料获得降雨量<sup>[79]</sup>与地面观测值之间的误差。Reichle 和 Koster<sup>[80]</sup>利用 CDF 方法订正后的 SMMRc 波段土壤湿度数据偏差相比原数据改进了 80%;詹习武等<sup>[81]</sup>在 SMEX 试验中,利

用 CDF 方法和 LDAS 的陆面模型订正 AMSR-E 数据, 结果发现, AMSR-E 数据产品的低时间变化性得到很大的改进, 并且订正后的 AMSR-E 土壤湿度数据可以用于陆面模式模拟。

本章分别利用 CDF 和 RSM(Regional Statistics Method)方法对 MODIS 数据进行订正, 并进行订正效果的数学统计。CDF 和 RSM 已经广泛应用于不同方面的水文观测数据的订正来减小误差。

## 4.2 CDF 方法和 RSM 方法介绍

### 4.2.1 CDF 方法简介

CDF 方法主要是计算不同来源数据分布的累计直方图, 通过订正使得被订正数据与较高精度的数据具有相同的直方图分布趋势, 即对于一个长序列数据 C, 它的一个待订正值  $x$  对应的累计概率分布为  $\text{cdf}_c(x)$ , 对于另一个具有较高精度长序列数据 M, 它的一个待订正值  $x'$  对应的累计概率分布为  $\text{cdf}_m(x')$ , 每一个待订正值  $x$  订正后的值即为  $\text{cdf}_m(x')=\text{cdf}_c(x)$  时的  $x'$ ; 对于概率分布函数 CDF 有:

$$CDF(x) = \int_{-\infty}^x f(t) dt$$

### 4.2.2 RSM 方法简介

RSM 算法原理是

$$Y(j,i) = y_i + \nabla(y_i) [x(j,i) - x_i] / \nabla(x_i)$$

其中,  $Y(j,i)$  是校正后的 MODIS 第  $i$  月  $j$  日值,  $x(j,i)$  是原始的 MODIS 第  $i$  月  $j$  日值;  $y_i$ ,  $\nabla(y_i)$  分别是 Cloudsat 第  $i$  月的平均值和标准方差;  $x_i$ ,  $\nabla(x_i)$  分别是 MODIS 数据的第  $i$  月的平均值和标准方差。

## 4.3 订正结果对比分析

本部分利用 CDF 方法和 RSM 方法, 以 Cloudsat 数据为高精度序列, 对 MODIS 数据进行订正, 并得到订正后的标准差和相关系数, 表 4.1 为检验 CDF 和 RSM 方法订正效果的各月采样点数。

表 4.1 检验 CDF 和 RSM 方法订正效果的各月采样点数

月份	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月
样本数	2518	2301	2805	2253	2134	2117
月份	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
样本数	2493	2585	2533	2525	1806	2459

### 4.3.1 对云光学厚度订正效果的对比分析

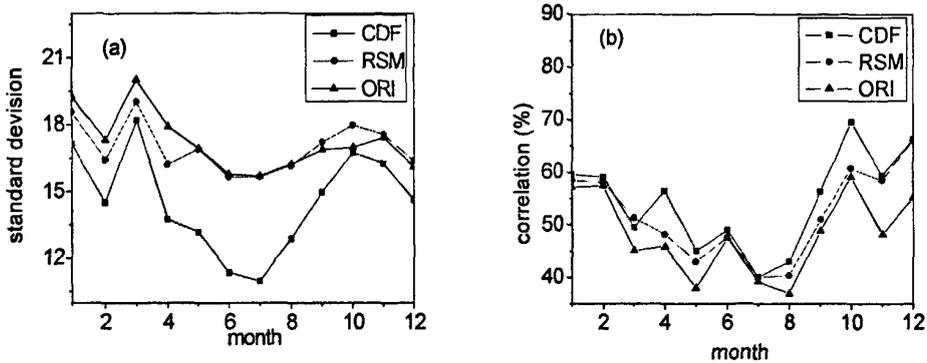


图 4.2 MODIS 光学厚度相对于 Cloudsat 的,标准差 (a) 和相关系数 (b),其中, CDF/RSM 代表利用 CDF/RSM 方法订正后的 MODIS 数据与 Cloudsat 数据的订正结果, ORI 代表未订正的 MODIS 数据与 Cloudsat 数据的订正结果。

图 4.2 给出了利用 Cloudsat 卫星数据并利用两种订正方法 (CDF/RSM) 对 MODIS 数据订正后与 Cloudsat 数据的标准差(a)以及相关系数(b)。标准差是衡量一个样本波动大小的量, 样本方差或样本标准差越大, 样本数据的波动就越大, 对于不同的参量可以表示两者之间的偏离程度; 相关系数是变量之间相关程度的指标。由图 4.2a 看出, 未订正的 MODIS 光学厚度与 Cloudsat 的标准差 (ORI) 在 11-19.5 之间, 这表明 MODIS 数据在未订正情况下与 Cloudsat 有相当的偏差, 且相关程度也最低 (图 4.2b); 利用 RSM 方法对 MODIS 光学厚度数据订正得到的标准差与未订正情况相近, 相关系数较未订正时高, 但效果并不理想。利用 CDF 方法对 MODIS 数据做订正后得到的标准差明显优于 RSM 方法得到的, 尤其在 4-9 月标准差明显低于未订正情况, 最低值为 11, 利用 CDF 方法订正后的光学厚度与 Cloudsat 的相关系数也优于其它两者, 在 10 月达最大为 72%。因此对于光学厚度的订正 CDF 方法最优。

## 4.3.2 对云粒子有效半径订正效果的对比分析

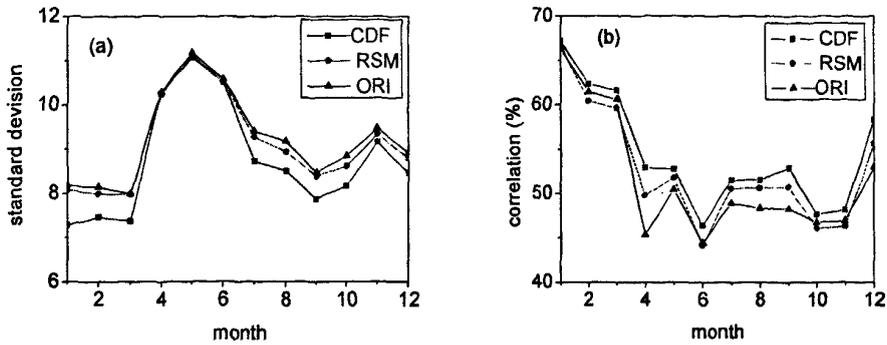


图 4.3 MODIS 云粒子有效半径相对于 Cloudsat 的标准差 (a) 和相关系数 (b)。其中, CDF/RSM/ORI 与图 4.2 相同。

图 4.2 给出了利用 Cloudsat 卫星数据利用两种订正方法 (CDF/RSM) 对 MODIS 数据订正后与 Cloudsat 数据的标准差(a)以及相关系数(b)。由图 4.3a 看出, 未订正的 MODIS 云粒子有效半径与 Cloudsat 的标准差 (ORI) 范围为 8-11.2, 这表明 MODIS 数据在未订正情况下与 Cloudsat 有相当的偏差, 且相关程度也最低 (图 4.3b); 利用 RSM 方法对 MODIS 光学厚度数据订正得到的标准差与未订正情况相近, 相关系数较未订正时效果并不理想。利用 CDF 方法对 MODIS 数据做订正后得到的标准差, 除 4-6 月份外明显优于 RSM 方法得到的结果, 利用 CDF 方法订正后的光学厚度与 Cloudsat 的相关系数也优于另外两种情况。因此 CDF 方法对于光学厚度的订正效果最好。

## 4.3.3 对云水路径订正效果的对比分析

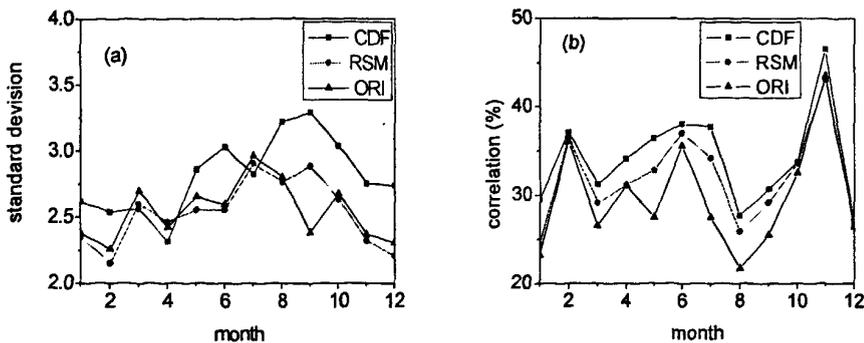
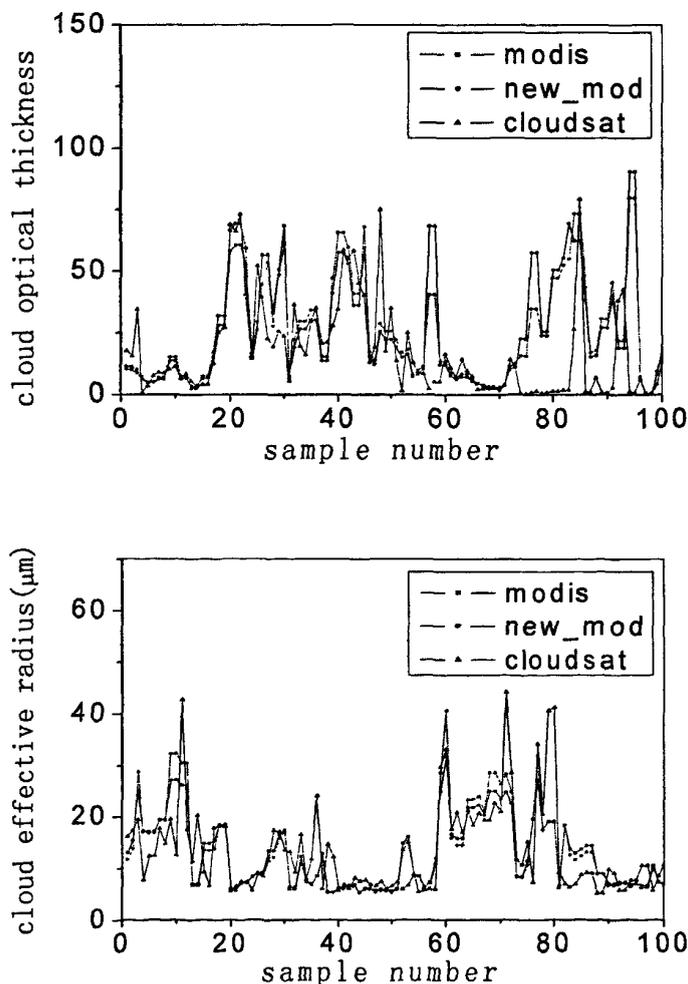


图 4.4 MODIS 云水路径相对于 Cloudsat 的标准差 (a) 和相关系数 (b)。其中, CDF/RSM/ORI 与图

4.2 相同。

图 4.4 给出了利用 Cloudsat 卫星数据，利用两种订正方法（CDF/RSM）对 MODIS 数据订正后与 Cloudsat 数据的标准差(a)以及相关系数(b)。由图 4.4a 看出，未订正的 MODIS 云水路径与 Cloudsat 的标准差（ORI）在 2.25-3 之间；利用 RSM 方法对 MODIS 云水路径数据订正得到的标准差与未订正情况相比改变较小，相关系数较未订正时高。利用 CDF 方法对 MODIS 数据做订正后得到的标准差，除 3、4 和 7 月份外都比 RSM 方法得到的标准差要大，利用 CDF 方法订正的后的云水路径与 Cloudsat 的相关系数优于另外两种情况。因此整体上 CDF 方法对于光学厚度的订正效果较好。

#### 4.3.4 订正举例



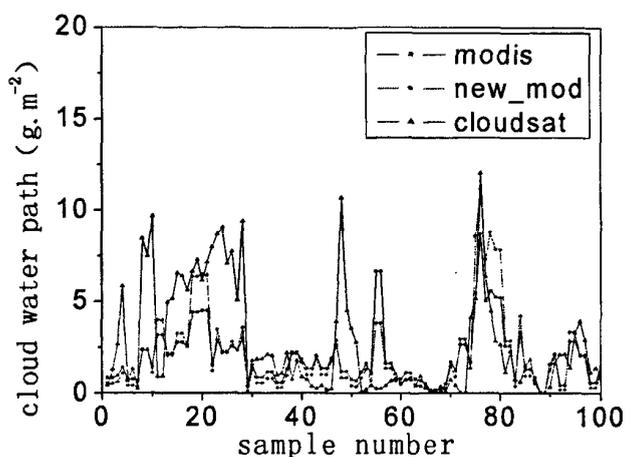


图 4.5 利用 CDF 方法对 MODIS 数据订正效果个例

(图中横坐标代表采样点数, 纵坐标代表各微物理参量, 图标中 modis 代表订正前 modis 数据 new\_modis 代表订正后 modis 数据, Cloudsat 代表 Cloudsat 数据)

图 4.5 为利用 CDF 方法在 Cloudsat 卫星路径上随机选取 100 个采样点对 MODIS 二级产品(光学厚度、有效半径和液水含量)进行订正个例分析(2007 年 1 月 1 日)。由图 4.5(a)看出, 对于云光学厚度第 20-25、第 55-60、第 75-80 采样点之间订正效果明显; 由图(b)看出, MODIS 云滴有效半径的订正在第 60-70、第 80-90 采样点之间订正后的数据与订正前具有相似的变化趋势并且更接近于 Cloudsat 数据; MODIS 云水含量数据在第 17-22、第 55-60 采样点之间订正后 MODIS 观测值与 Cloudsat 观测值之差与订正前有了很大的缩小。综上所述, 经过订正 MODIS 观测值与 Cloudsat 观测值之差明显较小, 特别是对 MODIS 突变值的改进更为明显, 精度提高; 同时可以看出, 订正前后 MODIS 数据各参数整体变化趋势与订正前基本相同。

#### 4.4 本章小结

本章主要是基于 CDF 方法和 RSM 方法, 利用 Cloudsat 数据的光学厚度、有效半径和液水含量参数对 MODIS 产品数据的相应参数进行订正, 分别得到用 CDF 方法和 RSM 方法订正后的 MODIS 数据, 统计未订正的 MODIS 数据、用 CDF 方法和 RSM 方法订正后的 MODIS 数据与 Cloudsat 数据的标准差和相关系数, 结果表明, 用 CDF 方法订正后三种微

物理参数的相关系数均比订正前更好，对于标准差，除了云液水含量数据部分月份（1、2、5、6、8-12）订正后比订正前相比较大小外，订正后的 MODIS 云光学厚度和云粒子有效半径比未订正时减小，因此，利用 CDF 方法订正后的 MODIS 数据有了很大改善，订正效果整体最优。

## 第五章 利用订正后的 MODIS 数据分析沙尘暴对西北地区 2007 年春季云微物理特征的影响

### 5.1 2007 年我国沙尘暴概述

2007 年冬春季,我国共出现 16 次沙尘天气过程,其中有 8 次达到沙尘暴强度。最早的一次发生在 1 月 26 日,受冷锋云系后部西北大风影响,宁夏中北部、内蒙古中西部、甘肃中东部地区以及山西西部局部地区出现沙尘天气,部分地区出现了沙尘暴。内蒙古的巴音毛道、吉兰太能见度一度低于 300 m。据卫星监测,这次沙尘覆盖面积约为  $4\,500 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。2 月 28 日新疆吐鲁番遭遇浮尘大风天气,瞬时最大风力达 14 级( $41.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),致使乌鲁木齐驶往阿克苏一列旅客列车车窗被飞沙打碎,11 节车厢被吹翻,4 人死亡,南疆线被迫中断行车。3 月 30~31 日,受强冷空气及大风影响,我国北方出现了今年以来范围最大、强度最强的沙尘天气过程。新疆东部和南疆盆地、内蒙古中西部和东部偏南地区、宁夏北部、陕西北部、山西北部、河北北部、北京北部、辽宁西部等地出现了浮尘或扬沙天气,其中内蒙古中西部、河北西北部的部分地区出现了沙尘暴,局部地区出现了强沙尘暴。5 月 8~10 日,新疆、甘肃、青海和内蒙古西部自西向东先后出现大风、沙尘和降温过程。其中 9 日,新疆大部、甘肃河西和陇中地区、内蒙古西部、青海西部和中部出现了瞬间风力 8~10 级、局部 11~12 级的大风,以新疆七角井的瞬间风力为最大,达到 15 级( $47 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),上述地区以及宁夏大部还出现了大范围的扬沙或沙尘暴。这次大风、沙尘天气造成新疆棉花、果树、大拱棚等受损严重;受大风影响,出疆铁路线路一度中断,造成数千名旅客滞留。另外,12 月 27 日西北地区东部出现大风沙尘天气,其中甘肃金昌、景泰、内蒙古拐子湖站出现沙尘暴,内蒙古自治区西南部和宁夏自治区南部的同心等站出现了扬沙,兰州出现浮尘<sup>[82]</sup>。

4 月 11 日,内蒙古西部大部地区及包头市偏南部地区出现瞬间最大风速在  $17\sim 24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的大风、沙尘天气。鄂尔多斯市的伊金霍洛旗出现沙尘暴。4 月 19~20 日,内蒙古通辽市及以西大部地区出现区域性、瞬间最大风速在  $17\sim 27 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的大风、沙尘天气。锡林郭勒盟西部和南部、阿拉善盟西部出现沙尘暴,最低能见度为 800 m。4 月 22 日,内蒙古阿拉善盟、巴彦淖尔市西北部和乌海市出现瞬间最大风速在  $17\sim 25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的大风、沙尘天

气。阿拉善盟的拐子湖、巴彦毛道、吉兰太和头道湖出现沙尘暴,最低能见度在 300~800 m。由于伴有降水,在一定程度上减轻了沙尘强度和影响。5 月 7~10 日,内蒙古中西部地区出现大风、扬沙、局地沙尘暴天气,瞬间最大风速为  $17\sim 38\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,最低能见度在 300~800 m。5 月 19~20 日,内蒙古中西部地区出现大风、扬沙、局地沙尘暴天气,瞬间最大风速为  $17\sim 23\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,能见度在 700~900 m;5 月 23~24 日,内蒙古锡林郭勒盟西部及以西大部地区出现区域性、瞬间最大风速在  $17\sim 26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的大风、扬沙、沙尘天气。其中,锡林郭勒盟西部、阿拉善盟西部、巴彦淖尔市北部出现沙尘暴,最低能见度在 600~900 m<sup>[83]</sup>。

综上所述,沙尘暴主要发生在晚冬到春季,2007 年研究区域内 ( $36^{\circ}\text{N}\sim 48^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ )1 月份、2 月份、3 月份和 12 月份各发生沙尘暴一次,其中 3 月 29 日-31 日发生的沙尘暴为该年强度最大的一次,4 月份、5 月份各发生 3 次

## 5.2 沙尘与非沙尘天气状况下云微物理特征的变化特点

3-5 月份是 2007 年西北地区研究区域内沙尘天气集中出现的月份,将沙尘出现的 3 月 29 日-31 日,4 月 11 日,4 月 19 日-20 日,4 月 22 日,5 月 7 日-10 日,5 月 19 日-20 日,5 月 23 日-24 日划定为沙尘日 (dust),将 3-5 月份的其他天划为非沙尘天 (undust),计算得到 3-5 月份云微物理参数在沙尘天 (dust)、非沙尘天 (undust) 的值以及在三个月的平均值 (average),比较分析上述三种状况下云微物理特征 (云光学厚度、云中粒子有效半径和云水含量) 的变化特点。通过前一章分析,利用 CDF 方法订正后的 MODIS 数据精度较为订正前有了很大的改善,本部分利用订正后的 MODIS 数据分析 2007 年沙尘暴对我国西北地区 ( $36^{\circ}\text{N}\sim 48^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ ) 云微物理特征的影响。

## 5.2.1 沙尘与非沙尘天气状况下云中粒子有效半径的变化特点

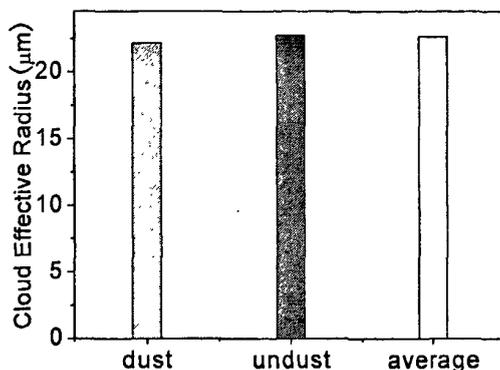


图 5.2 沙尘与非沙尘天气时云中粒子有效半径的变化特点

从图 5.2 可知,云中粒子有效半径在沙尘天、非沙尘天和 3-5 月份时平均值分别为 22.16  $\mu\text{m}$ , 22.74  $\mu\text{m}$ , 22.64  $\mu\text{m}$ 。可以看出沙尘天云粒子有效半径小于非沙尘天。这是由于沙尘气溶胶吸收太阳辐射导致沙尘层大气升温,进而导致云滴蒸发,冰粒子升华或溶化,有效半径减小。沙尘粒子进入云中可成为有效冰核产生冰晶效应,争食云中有限的水汽使得云滴蒸发。由于云中云滴数浓度比冰晶数浓度大 2 到 3 个量级,因此云滴半径的减少直接导致云内粒子有效半径减小。受沙尘天的影响云中粒子有效半径减小了 0.58  $\mu\text{m}$ 。

## 5.2.2 沙尘与非沙尘天气状况下云水含量的变化特点

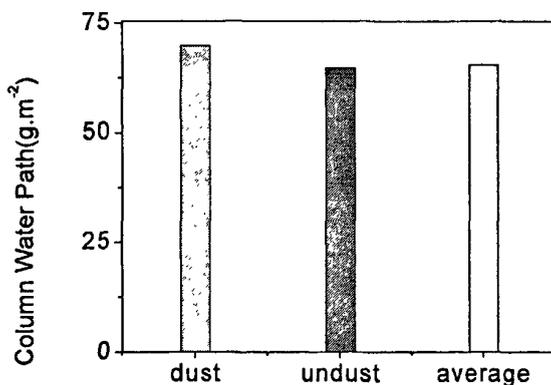


图 5.3 沙尘与非沙尘天气时云水含量的变化特点

3-5 月份云水含量,受沙尘暴影响沙尘天气时云液水含量为 69.8  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 比非沙尘天气

状况下液水含量大  $5.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ ，3-5 月的平均值为  $65.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ 。沙尘粒子的半直接效应可导致云体抬升云顶升高。沙尘气溶胶进入云中又提供了有效冰核导致冰水含量增加，而云体抬升温度降低使水汽凝结所需的饱和水汽压降低，上升空气中的水汽凝结量增加，补充云水含量。由于冰水含量的增加以及云梯抬升导致的水汽凝结补充云水含量，因此云内总含水量较之非沙尘天增加。

### 5.2.3 沙尘与非沙尘天气状况下云光学厚度的变化特点

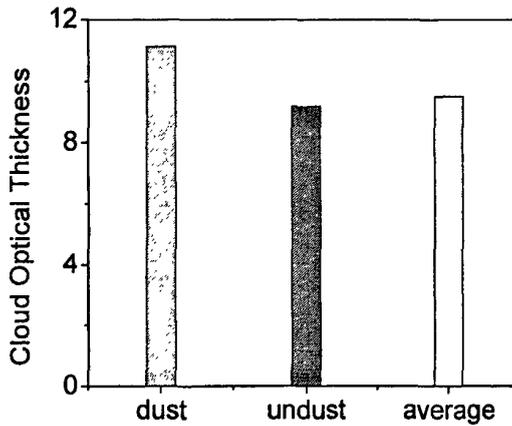


图 5.4 沙尘与非沙尘天气状况下云光学厚度的变化特征

由图 5.4 看出，3-5 月份云的光学厚度在沙尘天、非沙尘天的值分别为 11.13 和 9.18，3-5 月份平均值为 9.49，即沙尘天>非沙尘天。云的光学厚度取决于云中液滴的数浓度和云中粒子有效半径大小，一方面沙尘天气过程中，云中沙尘颗粒的增加导致 IN 的浓度增加，这将争食云中有限的水汽，使得云滴浓度增加，云中粒子有效半径减小，这将使得云光学厚度增加；另一方面，对于具有一定谱分布的云，在尺度数  $a < a_0 = 8$  的范围内，常数  $C = 0.3$  的情况下，Chylek<sup>[84]</sup>得到消光系数  $k_{ex}$  和云雾液水含量  $q_w$  的近似关系： $k_{ex} = 128q_w$ ，由 3.2 节分析得到云中液水含量受沙尘暴影响时增大，因此这也导致了云光学厚度的增加，综合以上因素沙尘暴导致该天气状况下云光学厚度增加 1.95，其值高于 3-5 月份平均。

## 5.3 本章小结

通过分析 2007 年春季西北地区沙尘暴对云的微物理特征看出，沙尘天气和非沙尘天气状况下，云微物理特征变化明显。受沙尘暴影响时，云滴有效半径减小，这是由于沙尘气

溶胶吸收太阳辐射导致沙尘层大气升温，进而导致云滴蒸发，冰粒子升华或溶化，有效半径减小。沙尘粒子进入云中可成为有效冰核产生冰晶效应，争食云中有限的水汽使得云滴蒸发，受沙尘粒子半直接效应的影响云滴有效半径减小了  $0.58 \mu\text{m}$ 。而云体抬升温度降低使水汽凝结所需的饱和水汽压降低，上升空气中的水汽凝结量增加，云水含量增大。云滴半径的减小和液水含量的增加导致沙尘暴天气状况下云光学厚度增加 1.95。

## 第六章 结论与展望

### 6.1 本文主要结论

本文利用 Cloudsat 卫星和 MODIS 卫星获取的云微物理参数信息, 讨论了沙尘气溶胶对云微物理特征的影响, 通过研究得到了以下结论:

沙尘气溶胶通过吸收和散射太阳辐射使得 1-10 km 高度范围内气温升高, 大气的不稳定性增加, 云底抬升, 云顶向上发展; 而地面到 1 km 高度气温下降。这表明沙尘气溶胶具有半直接效应。

沙尘层的加热作用使得云底温度增加进而导致云底至 5 km 冰晶和云滴的有效半径和数浓度减小, 冰水/液水含量以及光学厚度减小; 温度在 -20 °C~40 °C 的层次 (5 km-8 km) 冰粒子有效半径增大, 数浓度升高, 冰水含量增大。这可以解释为由沙尘半直接效应引起的温度升高导致云的抬升和冰晶效应的综合作用。

利用订正的 MODIS 数据统计了西北地区 2007 年春季沙尘暴对云微物理参数的影响: 统计该时间内沙尘天气和非沙尘天气状况下各参数的变化特点表明, 沙尘天比非沙尘天云粒子有效半径减小, 而云水路径和光学厚度均增大。

### 6.2 展望

本文主要利用 Cloudsat 数据和 MODIS 数据对 2007 年 3 月份一次沙尘暴对云微物理参数的影响和 3-5 月份沙尘天和非沙尘天状况下云的微物理参数变化特点进行分析, 虽然获得了一些初步的结论, 但是所取个例太少, 代表性不足, 并且缺乏与其他分析手段的对比, 因此, 在以后的研究中还有很多工作要做, 如下:

- 1、增加样本数, 分析更多沙尘暴个例 (几年或更长), 检验个例的共性 (对云的各微物理参数的影响是否相似);
- 2、综合 CALIIPSO 卫星资料对沙尘影响云微物理参数的分布进行细致分析, 得到更加系统的云-气溶胶相互作用的信息;
- 3、利用 Cloudsat 卫星资料与云模式模拟结果对比, 分析改进云模式。

## 参考文献

- [1] 姚展予,王广河,游来光,等. 寿县地区云中液态水含量的微波遥感. 应用气象学报, 2001, 12 (增刊): 88295
- [2] 朱元竟,胡成达,甄进明,等. 微波辐射计在人工影响天气研究中的应用. 北京大学学报 (自然科学版),1994,30(5): 5972606
- [3] 张文建, 许建民, 方宗义, 等. 2004. 暴雨系统的卫星遥感理论和方法. 气象出版社, 290~291
- [4] 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.
- [5] 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.
- [6] Hansen J, SatoM, Ruedy R, et al. Globalwarming in the twenty first century: An alternative scenario [ J ]. Proceedings of the Natlional Academy Sciences of the USA, 2000, 97: 9875-9880.
- [7] Penner J E, Rotstayn L D. Indirect aerosol forcing[ J ]. Science,2000, 290: 407.
- [8] Pilinis C , S N Pandis , J H Seinfeld. Sensitivity of direct climate forcing by atmospheric aerosol to aerosol-size composition[J ] . J Geophys Res , 1995 , 100 : 18739 - 18754
- [9] Johnson B T , K P Shine , P M Forster . The semi-direct aerosol effect : Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus [J ] . Quart J Roy Meteor Soc , 2004 , 130 : 1407 - 1422
- [10] IPCC ( Intergovernmental Panel on Climate Change) . Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of t he IPCC ,1992. Emission Scenarios [M] . Cambridge Univ Press , 1994
- [11] Somerville R C J, Remer L A. Cloud optical thickness feedbacks in the CO2 climate problem. J Geophys Res, 1984, 89: 9668-9672.

- [12] Paltridge G W. Cloud-radiation feedback to climate. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 895-899.
- [13] Stephens G L, Greenwald T J. The Earth's radiation budget and its relation to atmospheric hydrology, Observation of cloud effects. *J Geophys Res*, 1991, 96: 15325-15340.
- [14] Fowler L D, Randall D A, Rutledge S A. Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part: Model description and simulated microphysical processes. *J Climate*, 1996, 9:489-529.
- [15] Kristjánsson J E. Initialization of cloud water in a weather prediction model, Preprints of the Ninth Conference on Numerical Prediction, Boston, Mass, Amer Meteor Soc, 1991: 823-824
- [16] Roeckner E , Schlese U , Biercamp J , et al . Cloud optical depth feedbacks and climate modelling [ J ] . *Nature* , 1987 , 329 : 138 - 140.
- [17] 刘健, 董超华. 卫星资料在云顶粒子尺度特征分析中的应用[J] . *红外与毫米波学报*, 2002 , 21 (2) :124 - 128
- [18] Slingo A. 1989. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *J.Atmos.Sci.* ,46:1419-1427
- [19] 张文建, 许建民, 方宗义, 等. 2004. 暴雨系统的卫星遥感理论和方法. 气象出版社, 122~123
- [20] Baron J S&Hartman M D. Kittel T G F. et al. Effects of Land cover, water redistribution, and temperature on ecosystem processes in the South Platte basin. *Eco-App1*,1998,8:1037-1051Bonan G B. Effects of land use on the climate of the United States.*Climatic Change*, 1997,37:449-486
- [21] Bounoua L. Collatz G J. Los S O. et al. Sensitivity of Climate to Change in NDVI. *Journal of Climate*,2000,13:2277-2292
- [22] Chamey J G Quirk W J. Chow S H, et al. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J Atmos Sci*, 1977,34:1366-1385
- [23] Lauenroth W K, Burke I C, Gutmann M P. The structure and function of ecosystems in the central North American grassland region.*Great Plains Res*.1999,9:233-259

- [24] Wang G Eltabir E A B, Ecosystem dynamics and Sabel drought. Res Lett. 2000,27:795-798
- [25] Rosenfeld D, Rudich Y, Lahav R. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop [ J ]. Proc Natl. Acad Sci U S A, 2001, 98 (11) : 5975-5980.
- [26] Wetzelm, Stowe L L. Satellite observed patterns in the relationship of aerosol optical thickness to stratus cloud microphysics and shortwave radiative forcing [ J ]. *Journal of Geophysical Research Atmospheric*, 1999, 104: 31287-31299.
- [27] Kubar, T. L., and D. L. Hartmann (2008), Vertical structure of tropical oceanic convective clouds and its relation to precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, 35,L03804, doi:10.1029/2007GL032811.
- [28] Weisz, E., J. Li, W. P. Menzel, A. K. Heidinger, B. H. Kahn, and C. -Y. Liu(2007), Comparison of AIRS, MODIS, Cloudsat and CALIPSO cloud top height retrievals,*Geophys. Res. Lett.*, 34, L17811, doi:10.1029/2007GL030676.
- [29] Chung, E. -S., B. -J. Sohn, and J. Schmetz, Cloudsat shedding new light on high-reaching tropical deep convection observed with Meteosat, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35, L02814, doi:10.1029/2007GL032516.
- [30] Mace, G. G.R. Marchand, Q. Zhang, and G. Stephens. Global hydrometeor occurrence as observed by Cloudsat:Initial observations from summer 2006. *Geophys. Res. Lett.*, 2007, 34, L09808, doi:10. 1029/2006GL029017
- [31] [http://stm.arm.gov/2007/presentation/0329/-329\\_stephens.pdf](http://stm.arm.gov/2007/presentation/0329/-329_stephens.pdf).
- [32] LiuY et al. Retrieval of Aerosol Properties from MODIS Data During APEX-E1 and APEX-E2 period. 8 Scientific Assembly of IMASS 2001. Australia.
- [33] LiuY et al. Aerosol-cloud interaction derived from MODIS data by using of GLI aerosol and cloud algorithm. 3rd Asian Aerosol Conference, 2004. Hong Kong.
- [34] Trochkin D , Y Iwasaka , A Mat suki , et al . Mineral aerosol particles collected in Dunhuang , China , and their comparison with chemically modified particles collected over Japan [ J ] . *J Geophys Res* , 2003 , 108 ( D23 ) , 8642 , doi : 10. 1029/2002JD003268
- [35] DeMott P J , K Sassen , M R Poellot , et al . African dust aerosols as atmospheric ice nuclei

- [ J ] . Geophys Res Lett , 2003 ,30 (14) , 1732 , doi : 10. 1029/ 2003GL017410
- [36] Levin Z , A Teller , E Ganor , et al . On the interactions of mineral dust , sea salt particles and clouds Measurement s and modeling study from the MEIDEX campaign [ J ] . J Geophys Res , 2005 , 110 , D20202 , doi : 10. 1029/ 2005JD005810
- [37] Teller A , Z Levin. The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds : A sensitivity study using a numerical cloud model [ J ] . Atmos Chem Phys , 2006 , 6 : 67- 80
- [38] Hansen J E , M Sato , R Ruedy. Radiative forcing and climate response [ J ] . J Geophys Res , 1997 , 102 : 6831 - 6864
- [39] Lohmann U , J Feichter . Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale [ J ] . Geophys Res Lett , 2001 , 28 : 159 - 161
- [40] Jacobson M Z. Control of fossil fuel particulate black carbon and organic matter , possibly the most effective method of slowing global warming [ J ] . J Geophys Res , 2002 , 107 , 4410 ,doi : 10. 1029/ 2001JD001376
- [41] Menon S , J Hansen , L Nazarenko , et al . Climate effects of black carbon aerosols in China and India [ J ] . Science , 2002 , 297 : 2250 - 2253
- [42] Penner S , Y Zhang , C C Chuang. Soot and smoke aerosol may not warm climate [ J ] . J Geophys Res , 2003 , 108 , 4657 ,doi : 10. 1029/ 2003JD003409
- [43] Cook J , E J Highwood. Climate response to tropospheric absorbing aerosol in an Intermediate General Circulation Model[J ] . Quart J Roy Meteor Soc , 2004 , 130 : 175 - 191
- [44] Hansen J , M Sato , R Ruedy , et al . Efficacy of climate forcing[J ] . J Geophys Res , 2005 , 110 (D18) , D18104 , doi : 10.1029/ 2005JD005776
- [45] Wurzler S, Reisin T G, Levin Z. Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions [ J ] . J Geophys Res, 2000, 105: 4501-4512.

- [46] Feingold G, Cotton W R, Kreidenweis S M, et al. Impact of giant Cloud Condensation Nuclei on drizzle formation in marine stratocumulus: Implications for cloud radiative properties [ J ]. *J Atmos Sci*, 1999, 56 (24) : 4100-4117.
- [47] 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 ]. *J Geophys Res*, 2005, 110, D20202, doi: 10.1029/2005JD005810.
- [48] Teller A, Levin Z. The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds: A sensitivity study using a numerical cloud model [ J ]. *Atmos Chem Phys*, 2006, 6: 67-80.
- [49] Van den Heever S C, Carrico G G, Cotton W R, et al. Impacts of nucleating aerosol on Florida convection. Part I: Mesoscale simulations [ J ]. *J Atmos Sci*, 2006, 63 (7) : 1752-1775.
- [50] 方宗义, 许健民, 赵凤生, 中国气象卫星和卫星气象研究的回顾和发展, *气象学报*, 2004, 62 (5), 550-561
- [51] 陈英英, 周毓荃, 毛节泰, 杨军, 利用 FY 2C 静止卫星资料反演云粒子有效半径的试验研究, *气象*, 2007, 33 (4): 29-34.
- [52] 刘晓春, 毛节泰. 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)*, 第 44 卷, 第 1 期, 115-120
- [53] 黄梦宇, 赵春生, 周广强, 等. 华北地区层状云微物理特性及气溶胶对云的影响 [ J ]. *南京气象学院学报*, 2005, 28 (3) : 360-367.
- [54] 石立新, 段英. 华北地区云凝结核的观测研究 [ J ]. *气象学报*, 2007, 65 (4) : 644-652.
- [55] Huang J, B Lin, P Minnis, et al. Satellite-based assessment of possible dust aerosols semidirect effect on cloud water path over East Asia [ J ]. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L19802, doi: 10.1029/2006GL026561
- [56] Huang J P, Minnis P, Lin B, et al. Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES [ J ]. *Geophys Res Lett*, 2006, 33 (5) : L06824, doi: 10.1029/2005GL024724.

- [57]顾震潮. 云雾降水物理基础. 北京: 科学出版社, 1980. 173~177
- [58]You Laiguang , Liu Yangang. Some microphysical characteristics of cloud and precipitation over China. *A tmos. Res.* ,1995 , 35 : 271~281
- [59]游来光, 王守荣, 王鼎丰, 等. 新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究. *气象学报*, 1989 , 47 : 73~81
- [60] Yin Y, S Wurzler , Z Levin , et al . Effect s on precipitation and cloud optical properties[J] . *J Geophys Res* , 2002 , 107 (D23) ,4724 , doi : 10. 1029/ 2001JD001544
- [61] Levin Z , A Teller , E Ganor , et al . On t he interactions of mineral dust, sea salt particles and clouds Measurement s and modeling study from the MEIDEX campaign [ J ] . *J Geophys Res* , 2005 , 110 , D20202 , doi : 10. 1029/ 2005JD005810
- [62] Yin Y, Z Levin , T G Reisin , et al . The effect of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds A numerical study[J] . *Atmos Res* , 2000 ,53 : 91 - 116
- [63] Rudich Y, O Khersonsky , D Rosenfeld. Treating clouds with a grain of salt [J] . *Geophys Res Lett* , 2002 , 29 (22) , 2060 ,doi : 10. 1029/ 2002GL016055
- [64]赵春生 彭大勇 段 英.海盐气溶胶和硫酸盐气溶胶在云微物理过程中的作用 . *应用气象学报*,2005 ,16 (4) :417~425.)
- [65]洪延超, 周非非. “催化-供给”云降水形成机理的数值模拟研究. *大气科学*, 2005 , 29 : 885~896
- [66]洪延超, 周非非. 层状云系人工增雨潜力评估研究. *大气科学*, 2006 , 30 : 913~926
- [67]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[ J ] . *南京气象学院学报*, 2007, 30(5) : 590-600.
- [68]赵震,雷恒池. 西北地区一次层状云降水云物理结构和云微物理过程的数值模拟研究.*大气科学*, 2008 ,32 (2) :323~334.
- [69]Nakajima,M. D. King,1990: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1878-1893.

- [70] Nakajima, T., and M. Tanaka, 1986: Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 35, 13-21.
- [71] Stamnes, K., S. C. Tsay, W. Wiscombe and K. Jayaweera, 1988: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, 27, 2502-2509.
- [72] Nakajima, M. D. King, 1992: Asymptotic theory for optically thick layers: Application to the discrete ordinates method. *Appl. Opt.*, 31, 7669-7683.
- [73] Bevington, P. R., 1969: *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*. McGraw-Hill, 336 pp.
- [74] Cline, A. K., 1974: Scalar- and planar-valued curve fitting using splines under tension. *Comm. Assoc. Comput. Mach.*, 17, 218-220.
- [75] Platnick S. 1997: The scales of photon transport in cloud remote sensing problems. *IRS 96: Current Problems in Atmospheric Radiation*, W. L. Smith and K. Stamnes, Eds., A. Deepak Publishing, 206-209.
- [76] Marks, J., Rodgers, G. A retrieval method for atmospheric composition from limb emission measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 1993, 98, :14939-19953.
- [77] Heymsfield and Platt, 1984, A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and ice water content, *J. Atmos. Sci.*, 41, 846- 855.
- [78] Atlas, D.; Rosenfeld, D.; Wolff, D.B. Climatologically tuned reflectivity-rain rate relations and links to area-time Integrals. *Journal of Applied Meteorology* 1990, 29, 1120-1135.
- [79] Anagnostou, E.N.; Negri, A.J.; Adler, R.F. Statistical adjustment of satellite microwave monthly rainfall estimates over Amazonia. *Journal of Applied Meteorology* 1999, 38, 90-1598.
- [80] Reichle, R.; Koster, R. Bias reduction in short records of satellite soil moisture. *Geophysical Research Letters* 2004, 31, L19501, doi:10.1029/2004GL020938.
- [81] Zhan, X.; Jackson, T.J.; Arsenault, K.; Houser, P. An investigation of the differences between AMSR-E soil moisture retrievals, LDAS model simulations and SMEX field measurements.

EosTrans. AGU, 2006, 87(36), Jt, Assem, Suppl., Abstract H34B-03.

- [82] 陈洪滨,范学花. 2007 年极端天气和气候事件及其他相关事件的概要回顾. 气候与环境研究,2008.13(1):102-112
- [83] 王国勤,陈丽芳,高晓杰. 内蒙古自治区2000—2007 年沙尘天气备忘录(下). 内蒙古气象, 2007, 4:25-27.
- [84]Chylek .P Extinction and Liquid Water Content of Fogs and Clouds. J.Atmos.Sci.,Vol.35, 296~300, 1978.

## 致 谢

本论文是在银燕教授和师春香研究员的悉心指导下完成的。银燕教授有着深邃的学术思想、严谨求实的治学态度和大胆创新的进取精神，这些无论在平常的教学中还是观测实验都给我留下了深刻的印象并给我以深深地启迪；银老师朴实无华、平易近人的人格魅力，严于律己、宽以待人的崇高风范给了我深远的影响，在生活中亦给予了莫大的帮助。在研究生二年级，银燕老师将我引荐给国家卫星气象中心师春香研究员，在卫星中心一年来老师认真严谨的学术风格，敬业诚信的科学态度、兢兢业业的工作作风令我十分敬佩，对我的学习和思考问题的方法以及对我以后的学习和工作都大有裨益；师老师平易近人、严于律己、宽以待人的人格魅力对我有着深深的影响；生活上，给我提供了很大的帮助，保证了论文按时完成。师老师给我提供了参加相关会议的机会，使我在北京一年多的时间里学到了很多。本论文从选题到完成，倾注了银老师和师老师大量的心血。在论文完成之际，谨向银燕老师、师春香老师致以最真挚的敬意，学生在今后的学习和工作中定当积极努力，不负所望。

在研究生阶段的学习中，同样感谢杨军老师、朱彬老师以及大气物理学院的老师们对我学习的帮助和生活的关心。感谢卫星气象中心刘瑞霞、李晓静、覃丹宇老师在数据处理和分析方面的指导，感谢卫星中心实验室刘玉博士和孟俊耀在数据处理方面的帮助。

感谢童尧青、钱凌等师姐的教诲和在观测中的指导，李嘉鹏、杨正卿、陈晨等的帮助以及师弟师妹的鼓励。尤其感谢张莹同学在数据处理和结果分析方面给予的帮助。

此外，感谢师门及 2006 级 3 班的各位同学给予的关心和帮助。

最后要感谢在我的求学历程中始终支持着我的家人和朋友们。谢谢你们！