

1960 年以来东亚季风区云-降水微物理的直接观测研究^{* 1}

王东海¹ 尹金方¹ 翟国庆²
WANG Donghai¹ YIN Jinfang¹ ZHAI Guoqing²

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081
2. 浙江大学地球科学系, 杭州, 310027

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*
2. *Department of Earth Science, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China*

2013-11-12 收稿, 2014-05-08 改回.

王东海, 尹金方, 翟国庆. 2014. 1960 年以来东亚季风区云-降水微物理的直接观测研究. 气象学报, 72(4): 639-657

Wang Donghai, Yin Jinfang, Zhai Guoqing. 2014. In-situ measurements of cloud-precipitation microphysics in East Asian monsoon region since 1960. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(4): 639-657

Abstract It is well realized that the in-situ measurement results provide significant information for the microphysical parameterization in weather and climate models. Since 1960, there have been made a large number of in-situ measurements for cloud-precipitation microphysical properties with the aim at understanding the cloud-precipitation microphysical processes, and thus improving the cloud microphysical parameterizations in numerical models. The cloud-precipitation microphysical properties include particle size distribution and concentration, as well as liquid water content of a cloud and rain. Those measurements have yielded some useful information about cloud-precipitation microphysics over China. The main results are as follows: (1) various particles' total number concentrations vary greatly, which occurs however in certain scale distances only; (2) the gamma-function distribution has been widely used to describe the size distributions of cloud droplets in stratiform clouds, but fitted parameters have a wide range of variations; (3) both the exponential- and the gamma-function distributions are suitable for representing the raindrops size distributions (RSDs) of the rains originated from stratiform clouds, and the gamma-function distribution has been applied widely to describe RSDs of the rains originated from both convective and mixed (stratiform and cumuliform) clouds; (4) there is a higher ice nuclei concentration over China than that in other regions over the world, and the dependence of ice nuclei concentration on temperature is consistent, with approximately an exponentially increasing with decreasing temperature; (5) the exponential-function distribution is well adopted to represent the size distributions of ice crystals, snow crystals, and hailstones sampled at several locations; and (6) the sum of a modified gamma distribution and a Junge power-law distribution are used for describing aerosol particle size distributions. All these may be helpful for verifying the physical processes and hydrometeor fields simulated by a microphysical parameterization and improving the parameterization schemes in numerical models in the future. In addition, such comprehensive summary and analysis of the previous works as done in this work might also benefit designing new observation programs.

Key words Cloud-precipitation, In-situ measurement, Microphysical properties, Microphysical parameterization

摘要 云-降水的直接观测结果是云微物理参数化的重要依据。自 1960 年以来,处于东亚季风影响下的中国实施了大量对

* 资助课题:财政部/科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006014、GYHY201306005)、国家重点基础研究发展计划 973 项目(2012CB417204)、国家自然科学基金项目(41175047、41175064)、中国气象科学研究院基本科研业务专项基金(2014Z001)。

作者简介:王东海,主要从事数值模式发展和中小尺度数值模拟方面的研究。E-mail: wangdh@cma.gov.cn

通讯作者:尹金方,主要从事云物理学和云微物理参数化方面的研究。E-mail: yinjf@cma.gov.cn

云-降水微物理参数的观测和研究,旨在加深对云-降水微物理过程的认识,从而改进数值模式中云微物理参数化方案和指导人工影响天气作业。云-降水微物理参数包括气溶胶、冰核、水滴、雨滴、冰晶、雪晶、冰雹等粒子浓度和谱分布,以及云滴、雨滴含水量等。中国已有云-降水微物理参数的成果可归纳为:(1)通常云-降水微物理粒子浓度变化较大,但总体变化有一定的范围;(2)采用 Γ 函数拟合云滴谱更接近实际谱,但不同拟合谱参数差异较大;(3)可用指数函数和 Γ 函数来拟合层状云降水雨滴谱, Γ 函数拟合积云和层积混合云降水雨滴谱精度更高;(4)中国冰核浓度较高,冰核浓度随温度的降低近似成指数变化;(5)冰晶谱、雪晶谱、冰雹谱通常采用指数函数来描述;(6)通常使用荣格(Junge)和 Γ 函数来分段描述气溶胶粒子谱拟合误差更小。由于云-降水过程及其反馈作用描述不准确是数值模式预报结果不确定性的最大因素,中国正在不断地推进云-降水的微物理观测研究,以期进一步加深对东亚季风区云-降水微物理特征的认识,从而为模式中微物理参数化方案的改进提供观测依据和科学指导。基于数值预报模式中云微物理过程参数化发展的需要,总结了中国1960年以来云-降水微物理直接观测的研究成果,可为东亚地区云-降水微物理研究及其模式参数化方案的改进提供观测依据。此外,针对云微物理参数化发展的需求,结合过去已有的大量观测提出了几点建议,为今后云-降水物理综合性观测方案的设计提供参考。

关键词 云-降水,直接观测,微物理特征,云微物理参数化

中图法分类号 P426

1 引言

云在天气气候和环境中起着重要作用。首先,云是影响能量平衡的重要因子(Baker, 1997),60%—70%的地球表面被云遮盖,将太阳短波辐射反射回太空来冷却地球,同时阻挡低云和地面长波辐射返回太空来加热地球,云总量、属性的微小变化很可能引起辐射的巨大变化(Quante, 2004; Stephens, 2005)。其次,云是水循环中的重要环节(Team, 1993; Ramanathan, et al, 2001)。第三,云中的气溶胶粒子对降水的影响非常复杂,既可以促进降水的形成,又可以抑制降水的发生(Rosenfeld, et al, 2008)。此外,成云致雨过程中潜热释放是大气中各种尺度天气现象的重要能量来源,甚至直接影响大气宏观场(Tao, et al, 1993; Lee, 2012)。这些过程都与云-降水的微物理属性密切相关。

数值模式已成为天气预报和气候预测的主要工具,但数值预报无法准确地反映出云-降水过程(Kann, et al, 2011; Angevine, et al, 2012; Brown, et al, 2012; Hamill, 2012)。政府间气候变化专门委员会(IPCC)明确指出,云物理过程及其反馈作用描述不准确是数值模式预报不确定性的最大因素(Houghton, et al, 2001)。云-降水的发展受到动力和热力的共同影响,而动力和热力过程的结果最终依靠云中微物理过程来实现;反之,云-降水中相变释放的潜热和水成物粒子的拖曳作用反作用于动力和热力过程。云-降水过程涉及到从微米量级的云核直至尺度达数千千米的云系之间的许多

物理过程,并与宏观环境相互作用,这种宏微观相互影响的复杂过程导致对其本质的认识和理解变得更加困难,因而难以在数值模式中准确地描述云-降水物理过程,甚至被忽略,这是造成当前数值模式预报结果不确定性的主要因素之一。因此,在数值模式中合理地描述云-降水微物理过程显得至关重要。

自20世纪80年代以来,中国对云微物理参数化的研究取得了一系列成果(胡志晋等, 1987; 肖辉等, 1988; 孔凡铀等, 1990; 许焕斌等, 1990, 1999; 刘玉宝等, 1993; 周晓平等, 1996; 洪延超, 1998; 郭学良等, 2001; 孙晶等, 2008),过去由于中国观测资料的局限性,云-降水的观测较少,难以满足参数化发展的需要,这些云微物理参数化方案中许多参数的取值直接采用其他地区的观测结果。反之,参数化的研究又很少兼顾云-降水微物理观测结果。鉴于数值模式发展的需求,本研究归纳总结了1960年以来中国云-降水微物理的直接观测研究成果,并将云-降水微物理观测特征与模式中微物理参数化相结合,以期能够充分利用已有的观测资料来改进模式中微物理参数化方案,从而改善模式对东亚季风区云和降水的预报,提高对云-降水-气溶胶-辐射相互影响机制的认识。

2 观测仪器和方法

中国对云-降水微物理观测使用的主要仪器见表1。20世纪60年代初期,观测云滴微物理属性的仪器主要有三用滴谱仪和TMP-1型仿苏枪式机载云滴谱仪。三用滴谱仪可变换气流入口和取样板分别测量云滴谱、盐核或气溶胶粒子;该仪器轻便,易

于携带(张佑年,1963)。TMP-1型仿苏枪式机载云滴谱仪早期取样基片为氧化镁玻片,后期改为碘淀粉胶片,取样暴露时间0.13 s,测量路径长度7.2 m,通风截面积200 cm²。20世纪80年代初期,随着机载粒子测量系统(Particle Measuring System, PMS)的引入,PMS广泛应用于云-降水微物理的观测研究(游来光,1994)。PMS是云-降水微物理观测的理想工具之一,能够将观测数据实时存入磁带,以便后期处理分析。PMS主要包括PCASP-

100X、FSSP-100-ER、OAP-2D-GA2和OAP-2D-GB2 4个大气粒子采样探头,探头的采样范围为0.10—6200 μm(刘卫国等,2001,2003)。需要强调的是,三用滴谱仪主要用于早期高山地面站观测(如湖南衡山),能够观测到层云、积云等多类云的微物理特征,其缺点是观测空间受到极大的限制。机载云滴谱仪的空间观测范围得到很大延伸,能够直接进入云体,甚至云顶区,但飞机难以进入强对流云区。

表1 云-降水微物理观测主要仪器

Table 1 The information about the main instruments for the in-situ measurement of cloud-precipitation microphysics properties

变量	仪器名称
云滴	三用滴谱仪, TMP-1型云滴取样器, PMS
雨滴	油滴法, 滤纸斑迹法, GBPP-100型雨滴谱仪
冰核	毕格型混合云室法, 滤膜法
冰晶	铝箔取样器, 120型冰粒子计数器, PMS
雪晶	铝箔取样器, 120型冰粒子计数器, PMS
冰雹	简便雹谱仪, 雹坑法, 筛式雹谱仪, 铝箔测雹板
气溶胶	LG-83光电粒子型测量器, PM-730光学粒子型计数器 DL-8138型多道光学粒子计数器, APS-3310A型激光空气动力学粒子谱仪, PMS, 绍尔茨计数器

雨滴的观测主要集中在地面。早期对雨滴的观测主要采用油法和滤纸法(顾震潮,1962;阮忠家,1962;何珍珍,1965;何珍珍等,1985;江祖凡,1988)。油法的原理是使雨滴落到油膜样板上,通过其底部的透明方格纸,可以方便地读数和计算面积;滤纸法是在滤纸上涂上一些染料(如玫瑰精与滑石粉的混合物),暴露在雨中取样,然后由滤纸上斑迹大小和数目根据检定曲线换算出雨滴的大小和数目,从而可以统计出雨滴谱。油法的缺点是难以估计水滴之间的合并(陈章昭,1963),滤纸法的缺点是精度不高,校正曲线因滤纸的差异而不同(许绍祖等,1989;陈汝珍等,1989)。20世纪80年代中后期,GBPP-100型地面雨滴谱仪广泛应用于雨滴谱观测,其原理是利用氩-氦激光照射取样区,降水质点通过取样区时形成像点的阴影,阴影投影到光电元件上,从而记录下雨滴粒子的直径。GBPP-100型地面雨滴谱仪量程为0.2—12.4 mm。该雨滴谱仪的优点是能够连续自动记录,缺点是雨滴下落过程中受空气的影响,使雨滴变形,从而导致计数尺度有变大的趋势(Liu, et al, 1994;陈金荣等,1995;

王祥国,1997)。对于雨滴变形问题,通常采用Pruppacher-Pitter(1971)方法进行形变订正。

测量冰核的方法通常有毕格(Bigg)混合云室法和滤膜法(游来光等,1964;汪学林等,1965;赵剑平等,1965;陈金荣,1994;杨绍忠等,2004;石爱丽等,2006)。毕格混合云室与Isono等(1959)设计的云室结构相似,但云室体积有一定的差异;滤膜法类似于毕格等(1961)使用的方法,但滤膜孔径大小略有不同。毕格云室法的优点是方便,缺点是无法监测饱和度;滤膜法的优点是能够采样大量的空气,缺点是随着采样体积的增加冰核浓度反而降低,即水汽竞争效应(Mossop, et al, 1966;王明康,1983)。

冰晶和雪晶的探测仪器主要有铝箔取样器和PMS。铝箔取样器的原理是使冰晶撞击到铝箔上,然后在显微镜下识别冰晶的形状和读取其尺度。PMS采用二维光阵粒子探头,探测范围为25—800 μm。中国通常将冰相粒子最大维尺度小于300 μm的称为冰晶,大于300 μm的则称为雪晶。

冰雹的探测方法较多,主要有简便雹谱仪法、雹

坑法、筛式霰谱仪法、铝箔测霰板法、摄像法。上述这些观测方法可归纳为两类：一类是让冰霰打到软物(如铝箔、软土等)上留下大小深浅的痕迹,然后对痕迹处理;另一类是使冰霰落到黑色背景物体上,然后摄像。前者的优点是简单,成本低廉,不需要人值守,缺点是无法观测到降霰开始和结束时间,以及降霰随时间的演变;后者的优点是观测结果精度更高(徐家骝, 1979)。

中国对气溶胶的探测研究起步较晚,使用的仪器主要有 LG-83 光电粒子型测量器、PM-730 光学粒子型计数器、DL-8138 型多道光学粒子计数器、APS-3310A 型激光空气动力学粒子谱仪、PMS、绍尔茨计数器。需要指出的是,这些气溶胶探测仪器类型较多,且探测粒子的尺度范围不尽相同。

观测中不可避免地引入观测误差(包括仪器误差和测量误差)。1964 年中国许多学者第一次初步统一了云-降水物理观测仪器和方法;20 世纪 70 年代末,有关学者再次对云-降水物理仪器的安装、观测方法、资料处理程序进行讨论,进一步统一了观测程序和资料处理方法。然而,在过去的 50 余年,观测技术的不断改进,观测仪器不断更新,尽管很多研究对不同观测结果进行了误差分析或具有代表性的论证比较,不足的是很少有对不同仪器之间的观测结果进行综合分析,严格地比较和订正。

3 云滴和雨滴的观测

3.1 云 滴

20 世纪 50 年代以前,中国几乎没有云微物理相关观测。1958 年开始,在全国各地开展了人工影响天气,实施了大量飞机撒播作业,逐步开展了对云-降水微物理属性的观测(气象学报编委, 1959; 甘肃人工降水工作小组, 1959; 程纯枢, 1959)。1960 年初,在湖南衡山等地开始了云-降水微物理外场试验观测,获得了各种天气条件下的云滴谱资料,特别是一些浓积云和雷雨云资料,并总结出了浓积云、雷雨云、高层云和雨层云等云滴谱基本谱型(顾震潮, 1962)。尽管当时的观测仪器、规范等不健全,也没有考虑环境因素的影响,但仍为云-降水微物理理论研究、人工影响天气作业等提供了有用的资料。值得一提的是,这些观测研究开创了中

云和降水微物理研究的先河,促进了中国云-降水物理的研究和人工降水作业的迅速发展(顾震潮等, 1963)。

1962 年春夏季先后在湖南衡山望日台和秦山玉皇顶进行云雾物理特征观测,形成了首次综合性观测,其中主要针对积云和锋面云系微物理结构的研究。朱珍华等(1965)研究指出,锋前和锋面主要是层云和层积云,其云滴谱是单峰的窄谱,含水量较小,粒子浓度较大;锋区是发展旺盛的雷雨云、雨层云和(或)浓积云,锋区多双(多)峰谱,云滴具有含水量大,粒子浓度低,滴谱宽宽等特点;离锋面远处主要是层云,云滴谱稳定少变,且滴谱较窄。洪钟祥等(1965)在长时间的连续观测研究中指出云滴双峰谱的两个特征:(1)双峰谱谱宽较宽,双峰的出现总是伴随着滴谱谱宽的加宽,而双峰的消失则是伴随着滴谱谱宽的变窄;(2)双峰谱出现时大滴数目增多,小滴数目减少,双峰谱消失时则有相反的变化。并进一步分析指出,双峰谱的形成和云滴增长机制可能存在密切关系,在不稳定的云中容易出现双峰谱。在这次综合观测中,云中微物理结构的起伏特征也是重点关注内容之一。许焕斌(1964)采用连续取样方法观测到了云中云滴的微结构起伏,微量(云滴浓度和含水量)的起伏有利于云滴增长,且中等大小的云滴浓度起伏最小,大云滴起伏量最大(詹丽珊等, 1965)。

1971 年 4—5 月,中国气象局和广东省气象局在广东新丰江流域开展人工增雨试验,对流域高空暖性层积云和暖积云的含水量、云滴浓度进行观测,这是中国用传统机载云物理观测仪器取得纬度最低的一批资料。研究(吴兑等, 1988)指出,新丰江地区的层积云含水量比北方各省同类云大;与湖南等地同类资料相比,广东积云更具有海洋性积云特征;层积云和浓积云的平均云滴谱分布密度曲线比较光滑,但层积云的峰值位置及各谱段浓度均较浓积云偏向小滴一侧,说明后者的云滴碰并增长条件优于前者。

北方层状云人工试验课题组(1991)对中国北方层云进行了长期的深入研究,根据大量外场考察收集的资料详细地分析了中国北方各地降水系统中的云滴微物理特征。You 等(1995)统计表明,中国北

方平均云滴浓度为 $100\text{--}500\text{ cm}^{-3}$, 云滴含水量通常在 0.3 g/m^3 以下, 并指出云滴含水量随温度的降低大致成指数递减, 且主要集中在温度高于 -20°C 的云中。当温度低于 -20°C 时, 云中的液态水含量非常低(吴兑, 1987)。Wang 等(2003)对梅雨锋暴雨中云物理结构进行了摄像探空观测, 得到云中各种降水粒子的大小、数浓度和质量浓度的垂直分布。

云滴浓度是云微物理重要参量之一。在现有的大多数单参数微物理参数化方案中, 云滴浓度不是预报量, 而是设置为一个常数, 因此合理地设定云滴浓度对数值模式的结果有重要影响。Deng 等(2009)统计北京地区暖云的探测结果显示, 积云、层积云、高积云、高层云、雨层云的云滴浓度分别为 376 、 257 、 147 、 60 、 60 cm^{-3} ; 云滴浓度总体平均为 193 cm^{-3} 。Yin 等(2011)统计分析了近 50 年东亚地区云的直接观测资料, 结果表明层云中平均云滴浓度范围为 $0.04\text{--}426.6\text{ cm}^{-3}$, 总体平均值为 120.9 cm^{-3} 。

云液态水含量是云-降水微物理过程的一个极为重要的物理参数。含水量的变化揭示着云中物理过程的变化, 也是人工影响天气关注的物理量。Deng 等(2009)统计表明, 北京地区暖云中液态水含量平均值为 0.055 g/m^3 。张佃国等(2011)研究指出, 山东地区云滴含水量为 $0.0024\text{--}0.093\text{ g/m}^3$ 。Yin 等(2011)统计表明, 层云中液态水含量为 $0.0002\text{--}0.520\text{ g/m}^3$, 总体平均值为 0.140 g/m^3 ; 且指出层云中云滴平均含水量在 20 世纪 90 年代至 21 世纪初明显偏小; 积云云滴平均含水量为 $0.005\text{--}2.000\text{ g/m}^3$, 总体平均值为 0.875 g/m^3 。Yin 等(2014)分析指出云滴浓度与云滴含水量存在一定的关系。值得注意的是由于积云的观测比较困难, 观测结果相对较少, 所以其统计结果可能存在一定的偏差。云滴谱是云滴微物理特征的重要属性之一, 反映了云粒子浓度与尺度的关系。层云云滴观测谱如图 1 所示。可以看出, 不同观测云滴谱的变化较大, 云滴数浓度最大可相差两个量级。尽管在华南地区的观测比较少(吴兑等, 1988), 但与其他观测结果比较可以发现, 华南地区层云具有海洋性层积云特征, 云滴谱宽较宽且平滑。需要强调的是, 这些云滴谱的观测仪器不尽相同, 因而各云滴直径

的测量范围存在一定的差异。

Γ 函数被广泛地用来描述云滴谱

$$N(D) = N_0 D^\gamma \exp(-\lambda D) \quad (1)$$

式中, D 为云滴直径, γ 为谱形参数, N_0 有较大的变化范围; λ 为斜率。表 2 列出了中国过去 50 余年主要观测研究中层状云云滴拟合谱, 可见云滴谱的谱参数量值差异较大, 谱形参数 γ 可以从 0 阶(退化为指数谱)至 12 阶, N_0 和 λ 平均值分别为 $10^{-9}\text{--}10^2\text{ cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1-\gamma}$ 和 $0.0034\text{--}1.254\text{ }\mu\text{m}^{-1}$ 。云滴谱谱形参数值的显著变化意味着在云微物理参数化中将其设置为常数会对云滴谱的演变造成极大的限制, 有必要引入新的方程来预报或诊断云滴谱谱型参数(Milbrandt, et al, 2005a; Thompson, et al, 2006)。

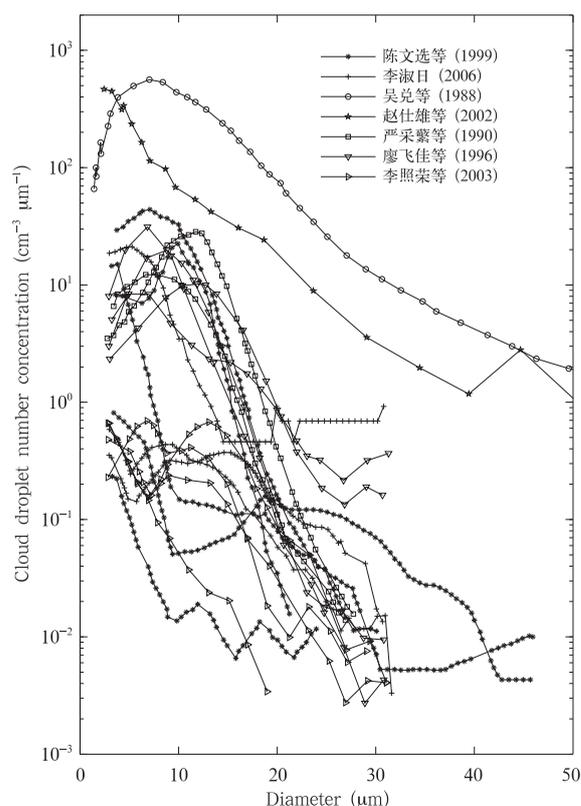


图 1 层状云云滴谱(资料取自严采繁等, 1990; 吴兑等, 1988; 廖飞佳等, 1996; 陈文选等, 1999; 赵仕雄等, 2002; 李淑日, 2006)

Fig. 1 Observational cloud droplet-size distributions in stratiform clouds (Data from Yan, et al, 1990; Wu, et al, 1988; Liao, et al, 1996; Chen, et al, 1999; Zhao, et al, 2002; and, Li, 2006)

表2 层状云云滴拟合谱
Table 2 Fitted cloud droplet-size distributions in stratiform clouds

观测地点	观测时间	阶数	表达式	参考文献
甘肃	2002年	2阶	$N(D) = 0.149D^2 \exp(-0.385D)$	李照荣等(2004)
	2002年	3阶	$N(D) = 0.053D^3 \exp(-0.552D)$	
	2002年	6阶	$N(D) = 0.047D^6 \exp(-1.254D)$	
	2002年	指数函数	$N(D) = 2.2420 \exp(-0.327D)$	
甘肃	2001年9—10月	12阶	$N(D) = 6.1 \times 10^{-9} D^{12} \exp(-0.96D)$	李照荣等(2003)
	2001年9—10月	12阶	$N(D) = 1.61 \times 10^{-7} D^{12} \exp(-1.127D)$	
	2001年9—10月	4阶	$N(D) = 0.063D^4 \exp(-0.592D)$	
	2001年9—10月	指数函数	$N(D) = 1.90 \exp(-0.364D)$	
	2001年9—10月	3阶	$N(D) = 0.035D^3 \exp(-0.43D)$	
	2001年9—10月	指数函数	$N(D) = 0.075 \exp(-0.0034D)$	
青海东部	1977—1979年	指数函数	$N(D) = 182.86 \exp(-0.081D)$	赵仕雄等(2002)
山东	1989, 1992年	2阶	$N(D) = 10.9D^2 \exp(-0.306D)$	王俊等(1999)
		2阶	$N(D) = 10.2D^2 \exp(-0.272D)$	
		2阶	$N(D) = 6.9D^2 \exp(-0.243D)$	
		2阶	$N(D) = 7.8D^2 \exp(-0.251D)$	
		2阶	$N(D) = 12.0D^2 \exp(-0.260D)$	
		2阶	$N(D) = 9.1D^2 \exp(-0.268D)$	
		2阶	$N(D) = 14.2D^2 \exp(-0.286D)$	
		2阶	$N(D) = 47.8D^2 \exp(-0.367D)$	
		2阶	$N(D) = 104.4D^2 \exp(-0.427D)$	
		2阶	$N(D) = 10.5D^2 \exp(-0.30D)$	
新疆	1987年11月	2阶	$N(D) = 50.5D^2 \exp(-0.81D)$	廖飞佳等(1996)
		2阶	$N(D) = 44.5D^2 \exp(-0.83D)$	
		2阶	$N(D) = 28.4D^2 \exp(-0.77D)$	
		2阶	$N(D) = 26.4D^2 \exp(-0.70D)$	
		2阶	$N(D) = 16.8D^2 \exp(-0.70D)$	
		2阶	$N(D) = 8.62D^2 \exp(-0.56D)$	
		2阶	$N(D) = 8.56D^2 \exp(-0.60D)$	
		2阶	$N(D) = 5.80D^2 \exp(-0.57D)$	
山东		2阶	$N(D) = 0.685D^2 \exp(-0.243D)$	王成恕(1994)
		2阶	$N(D) = 0.906D^2 \exp(-0.2685D)$	
		2阶	$N(D) = 0.744D^2 \exp(-0.319D)$	
		2阶	$N(D) = 11.9D^2 \exp(-0.484D)$	
		2阶	$N(D) = 0.337D^2 \exp(-0.259D)$	
		2阶	$N(D) = 0.18D^2 \exp(-0.279D)$	
宁夏	1988—1989年	2阶	$N(D) = 14.706D^2 \exp(-0.571D)$	牛生杰(1992)
		2阶	$N(D) = 10.555D^2 \exp(-0.524D)$	
		2阶	$N(D) = 0.808D^2 \exp(-0.427D)$	

晴天积云、浓积云、积雨云和积云双峰谱如图2所示。可以看出,晴天积云云滴谱与浓积云和积雨云的谱分布存在明显的差异。晴天积云的云滴谱的谱宽约为 $54 \mu\text{m}$,浓积云和积雨云的谱宽可达 $80 \mu\text{m}$,甚至更大。此外,前者云滴数浓度随直径增大的变化较平缓,后者在直径 $20 \mu\text{m}$ 之前迅速递减,之后粒子浓度较小。至于双峰谱,第一峰直径约在 $8 \mu\text{m}$ 处,第二峰值常为 $14\text{—}30 \mu\text{m}$,通常约在 $20 \mu\text{m}$ 处。

3.2 雨滴

雨滴是云中宏、微观相互作用的产物。雨滴谱

分布能够反映云中雨滴的形成过程,是重要的微物理特征之一。雨滴谱与云状、云高、降水性质、降水强度等因素有关。顾震潮(1962)将雨滴谱归纳为4种基本类型:第1型雨滴浓度随半径增大成指数递减,谱较窄,小粒子浓度大;另一种是雨滴浓度最大值不出现在半径最小的地方,而是在半径略大一些的地方;第2型雨滴谱中有两个或多个极大值,但这些极大值相隔很近,且小水滴较多;第3型雨滴谱分布有几个极大值,第一极大值通常出现在粒子半径 $250\text{—}350 \mu\text{m}$ 处,且第一极大值远大于其他极大值;

第4型雨滴谱中在粒子较小半径处就有多个极大值,雨滴谱振幅较大。层积云、高层云、高积云降水通常出现第1、2型雨滴谱,浓积云和积云降水雨滴

谱多属于第3型雨滴谱,雷阵雨中出现第4型雨滴谱较多(阮忠家,1962)。

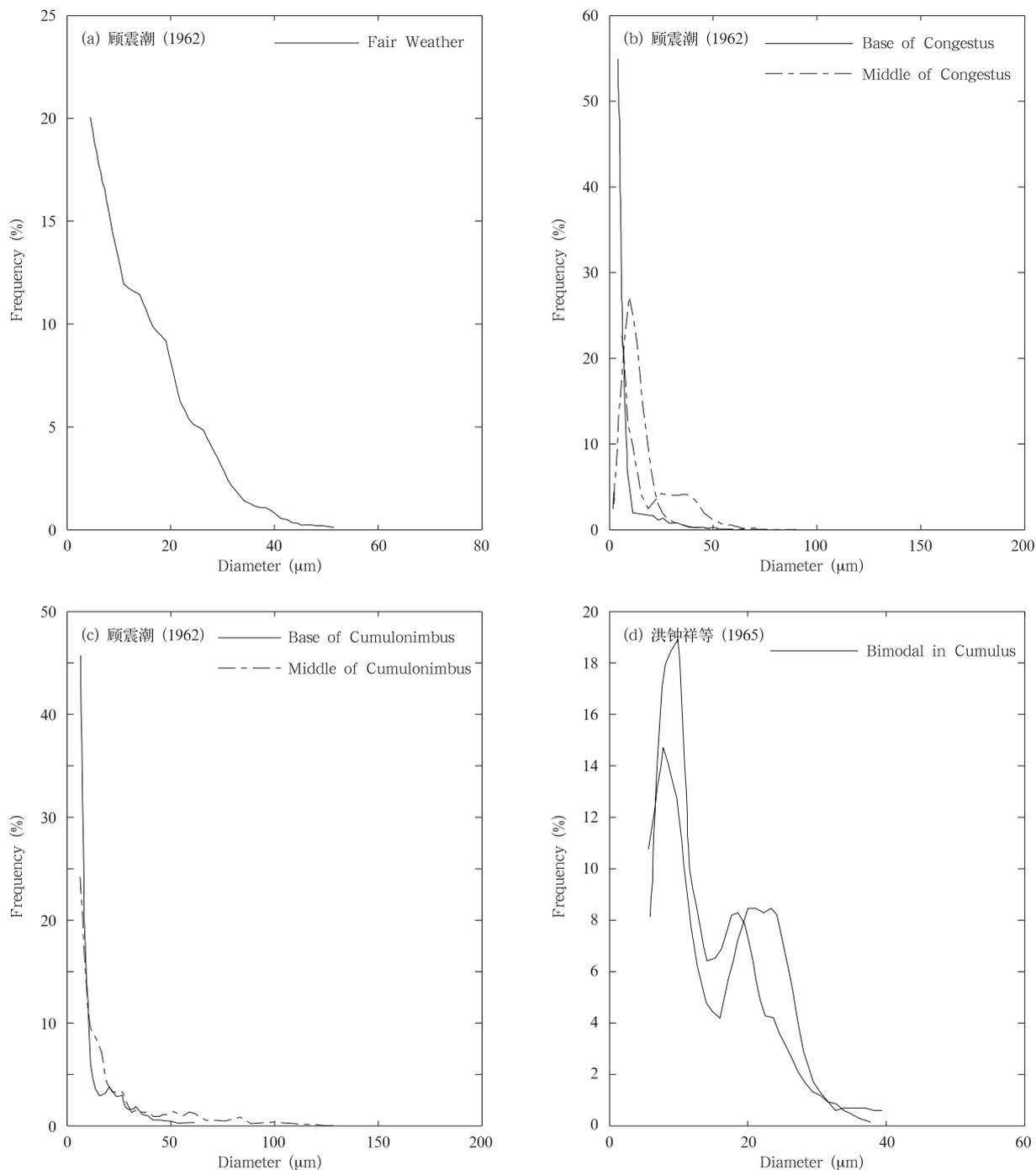


图2 积状云云滴谱

(a. 晴天积云, b. 浓积云底部和中部, c. 积雨云底部和中部, d. 浓积云双峰谱;资料取自顾震潮, 1962; 洪钟祥等, 1965)

Fig. 2 Observational cloud droplet size distributions in cumuliform clouds

(a) fair weather, (b) congestus base and the middle level, (c) cumulonimbus base and the middle level, and (d) bimodal cumulus (Data from Gu, et al, 1962; and Hong, et al, 1965)

阮忠家(1962)、吴兑(1989)等对雷阵雨雨滴谱的研究结果表明,雷阵雨雨滴谱往往以多峰谱为主,这可能与云中旺盛的对流有关(朱珍华等,1965)。卞礼智等(1984)、蒋年冲等(1986)、许绍祖等(1987)将梅雨锋降水雨滴谱与经典 M-P 谱(Marshall, et al, 1948)比较,指出梅雨锋降水雨滴谱小滴偏少,大滴偏多,其可能有两方面的原因:(1)梅雨锋含水量高,粒子浓度却不大,从而表现为雨滴大滴多,雨滴谱较宽;(2)早期这些研究主要采用的是滤纸法和油法,未能考虑到雨滴间的合并等误差。此外,梅雨锋降水中雨滴谱存在多种谱型,且以多峰谱居多,几乎不存在无峰谱(陈磊等,2013)。Chen 等(2012)指出台风眼墙降水雨滴谱与外围云系降水雨滴谱存在显著差异。江祖凡(1988)、陈德林等(1989,1990)研究了大暴雨雨滴谱,结果表明采用 Γ 函数拟合雨滴谱更接近观测谱。以上都是基于单一降水类型的分析,宫福久等(1997b)根据降水云型来讨论雨滴谱,并指出积云、层云和积层混合云 3 类云降水平均雨滴谱的不同,层云雨滴谱比较窄,呈指数分布,积云和积层混合云降水谱宽,且在大水滴一端呈多峰结构。其他一些观测研究得到了相同的结论,根据云型分别讨论对流云降水或层云降水雨滴谱是非常有意义的(刘红燕等,2006)。根据云类型划分,从不同云类型降水雨滴谱(图 3)可以看出,层云降水中雨滴数浓度随直径的增大变化最快,雨滴谱最窄;积云降水中雨滴的变化最慢,雨滴谱最宽。此外,层云降水雨滴谱波动小,积云降水中雨滴谱波动显著,尤其在雨滴直径大的一端最为明显。

许多研究表明,雨滴谱一般呈指数分布,并且提出了不同的经验公式,其中使用最广泛的是 Marshall 等(1948)提出的指数分布

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (2)$$

式中, $N(D)$ 为雨滴直径 $D-D+\Delta D$ 的数浓度, D 为直径,参数 N_0 和 λ 分别拟合参数。 $N_0 = 8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, λ 的值随雨强 $R(\text{mm/h})$ 的变化满足 $\lambda = 4.1R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$,即经典 M-P 分布。然而,许多研究表明截距 N_0 并不是常数,而是不断变化的(Sekhon, et al, 1971; Willis, 1984)。Waldvogel (1974)指出,对于不同类型降水即使雨强的变化不明显,参数 N_0 也可以有明显的变化。陈宝君等

(1998)研究指出,参数 N_0 的值随雨强的增大而增大,满足 $N_0 = 517.9R^{0.368} \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, λ 值则随着雨强的增大而减小满足 $\lambda = 2.841R^{-0.274} \text{ mm}^{-1}$ 。因此,对于任何雨强的降水将 $N_0 (= 8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1})$ 都取为常数是有限性的,参数 N_0 和 λ 是不断变化的。统计表明(Yin, et al, 2011),中国范围内平均指数拟合雨滴谱参数 N_0 为 432.9—3036.4 $\text{m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$,总体平均值为 1366.4 $\text{m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$; λ 为 1.7—3.13 mm^{-1} ,总平均值为 2.82 mm^{-1} 。

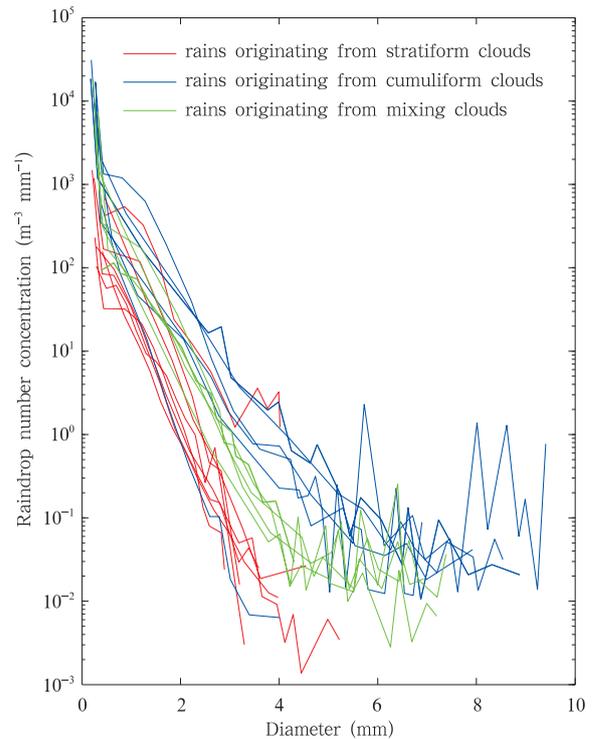


图 3 不同云型降水雨滴谱

(层云降水雨滴观测谱数据取自陈宝君等,1998; 宫福久等,1997a,1997b,2007; 贾星灿等,2008; 樊玲等,2001a; 牛生杰等,2002; 赵仕雄等,2003; 周非非等,2008。积云降水雨滴观测谱取自陈宝君等,1998; 袁成等,2001; 宫福久等,1997a,1997b,2007; 樊玲等,2001b; 周毓荃等,2001。层积混合云降水雨滴观测谱取自陈宝君等,1998; 袁成等,2001; 陈德林等,1990; 宫福久等,1997a,1997b,2007)

Fig. 3 Observational raindrop size distributions

(Stratiform cloud data from Chen, et al, 1998; Gong, et al, 1997a, 1997b, 2007; Jia, et al, 2008; Fan, et al, 2001a; Niu, et al, 2002; Zhao, et al, 2003; Zhou, et al, 2008. Cumuliform cloud data from Chen, et al, 1998; Yuan, et al, 2001; Gong, et al, 1997a, 1997b, 2007; Fan, et al, 2001b; Zhou, et al, 2001. And mixing clouds data from Chen, et al, 1998; Yuan, et al, 2001; Chen, et al, 1990; Gong, et al, 1997a, 1997b, 2007)

许多研究(Takeuchi, 1978; Ulbrich, 1981; 陈德林等, 1989; 1990)表明,采用 Γ 函数(式(1))能够显著地提高雨滴谱的拟合精度,尤其是对于积云和层积混合云降水雨滴谱。因此, Γ 函数被广泛用来描述雨滴谱。根据长时间观测结果统计表明,中国雨滴谱参数 N_0 的取值范围为 $32.4\text{--}38248\text{ m}^{-3}\text{ mm}^{-1-\gamma}$, γ 和 λ 的平均取值分别为 $-4.06\text{--}2.79$ 和 $-0.19\text{--}3.62\text{ mm}^{-1}$ 。一些研究(Brandes, et al, 2003, 2007; Cao, et al, 2008; 杨加艳等, 2010; Chen, et al, 2013)指出, γ 和 λ 存在一定的联系。根据已有的观测结果, γ 和 λ 的对应关系及其拟合关系如图4所示。可以看出,在一定的范围内 γ 随着 λ 的增大而增大。雨滴谱谱形参数 γ 和 λ 满足

$$\lambda = -0.02701\gamma^2 + 0.6166\gamma + 2.655 \quad (3)$$

许多研究(陶玥等, 2007; Milbrandt, et al, 2005b; Mansell, et al, 2010)表明,雨滴谱形状参数对与雨滴有关的物理过程有直接影响。当前的云微物理参数化方案中,通常只能预报雨滴的比质量

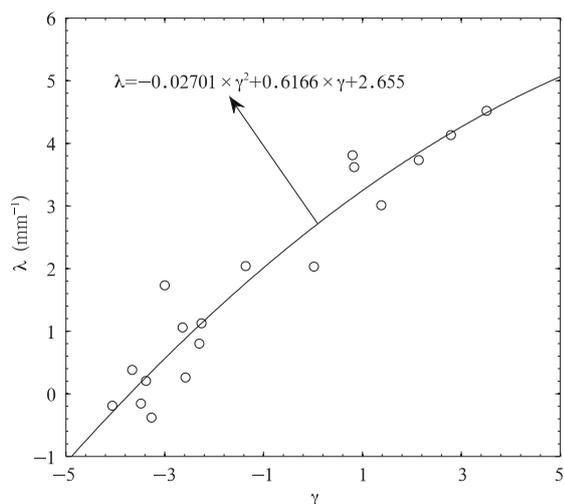


图4 雨滴谱谱形参数 γ 与 λ 的关系

(空心圆“○”表示雨滴拟合谱谱形参数 γ 和 λ 的对应关系,实线为两者的拟合曲线。数据取自贾星灿等, 2008; 袁成等, 2001a; 周毓荃等, 2001; 陈宝君等, 1998; 宫福久等, 1997a, 1997b, 2007; 樊玲等, 2001b; You等, 2010; 陈德林等, 1990; Chen等, 2013)

Fig. 4 Scatter plot of γ - λ values for raindrop size distributions

(The solid line represents the fitting of the γ - λ relationship.

Data from Jia, et al, 2008; Yuan, et al, 2001; Zhou, et al, 2001;

Chen, et al 1998; Gong, et al, 1997a, 1997b, 2007;

Fan, et al, 2001b; You, et al, 2010; Chen,

et al, 1990; and, Chen, et al, 2013)

和数浓度来确定雨滴谱的 N_0 和 λ 。如果需要预报谱形参数 γ 的值,则需要引入第3个方程才能使方程组闭合。Milbrandt等(2005b)引入雷达反射率的预报方程来预报 γ 。然而,雷达反射率本身不是独立的预报量,而是依赖粒子比浓度和比质量的衍生变量,其本质还是无法确定 γ 的值。为了满足云微物理参数化发展的需要,可以利用 γ 和 λ 的拟合关系来诊断出 γ 的值,这比将 γ 设定为常数合理得多(Milbrandt, et al, 2005a)。因此,在云微物理参数化方案中, λ 和 γ 的拟合关系是非常有用的。需要强调的是Seifert(2005)指出, λ 和 γ 的关系对强对流云降水较好,而对普通对流和层云降水的拟合关系并不理想,东亚地区的一些观测研究也得到了类似的结论(杨加艳等, 2010; 张昊等, 2011)。

4 固态粒子观测

4.1 冰核

在冷云中,自然降水的激发主要是由“冰晶效应”完成的。云中冰晶形成依赖于冰核,冰核的浓度、大小等物理属性在很大程度上影响云的降水效率。因此,冰核在冷云降水中有着重大的作用。最近,一些数值模拟研究表明冰核对大气辐射有间接的作用,也是影响全球变暖的一个重要因素(Zeng, et al, 2009)。

中国从20世纪60年代初期开始对冰核进行观测研究。游来光等(1964)观测指出,在接近自然背景的条件下北京地区的冰核浓度平均值在 -20°C 时为 4.8 L^{-1} 。赵剑平等(1965)在中国兰州、西安、大连3地进行了大气冰核浓度的观测,指出冰核浓度的变化除具有明显的地区差异外,还与天气过程有密切联系。汪学林等(1965)在白城地区对冰核浓度进行观测,结果发现冰核浓度不仅受天气过程影响,而且与气团源地密切相关。河北省气象科学研究所云雾物理研究实验室(1980)在太行山脉中甸子山上(海拔2300 m)以及飞机高空观测,为冰核的空间分布研究提供了有效的资料。中国的南方地区也开展了一些冰核的观测研究(王明康, 1983; 黄文娟等, 1986; 陈金荣, 1994)。游来光等(2002)根据1995、1996年北京地区的观测结果与1963年的冰核浓度比较发现, -20°C 时,平均冰核浓度增高了约15倍;并且指出导致冰核浓度增高的可能原因是人

类活动的作用使大气冰核源增强。2000年以后,一些学者在黄河上游和新疆等地进行了冰核的观测研究(李娟等,2001;李艳伟等,2003;石爱丽等,2006)。Yin等(2012)统计指出, -20°C 时冰核浓度平均最大值为 78.9 L^{-1} (作者也提到在这次观测过程中出现了强污染天气,因而可能测量值偏大),平均最小值为 3.6 L^{-1} ,总体平均值为 22.9 L^{-1} 。先前对冰核的观测研究主要集中在中国的北部,在中国南部的观测研究相对较少。黄文娟等(1986)、吴明林等(1986)观测研究了福建石塔山地区冰核的特征,并将观测结果与其他已有结果比较,结果表明福建地区冰核浓度与中国大连、美国华盛顿和日本东京的冰核浓度量级相当。杨磊等(2013a,2013b)指出南京地区冰核浓度比北京和青海地区低,粒径大于 $0.5\text{ }\mu\text{m}$ 的气溶胶对冰核的贡献更大。周德平等(2012b)表明, -20°C 时,沈阳地区冰核平均浓度高达 99.5 L^{-1} ,冰核浓度随高度的升高成指数递减。

许多观测研究(游来光等,1964;黄文娟等,1986;石爱丽等,2006)表明,冰核浓度与温度近似成指数关系(Fletcher,1962)

$$N(T) = N_0 \exp(-b\Delta T) \quad (4)$$

式中, N_0 和 b 为经验参数, ΔT 为过冷却温度。统计表明,中国冰核-温度拟合谱参数 N_0 最大值为 5.01 L^{-1} ,最小值为 $3.68 \times 10^{-5}\text{ L}^{-1}$; b 最大值为 $0.51^{\circ}\text{C}^{-1}$,最小值为 $0.02^{\circ}\text{C}^{-1}$ 。从温度冰核-温度观测谱线(图5)可以看出,冰核浓度随着温度的降低而成指数增长的趋势基本是一致的,但冰核浓度存在较大的差异。这说明谱参数 b 变化不明显,而参数 N_0 变化范围较大,这种变化很可能是因为大气中冰核浓度的时空分布不均匀所致。Yin等(2013)统计表明,东亚地区冰核浓度明显高于其他地区,但冰核浓度随温度的降低的活化率却比其他地区小。因此,在云微物理参数化过程中,需要根据中国各地区的观测结果进行相应的调整,从而优化冰核活化过程的参数化。

在过去的几十年中,中国对冰核的观测研究加深了对冰核浓度和冰核温度谱的认识,同时为中国数值模式微物理参数化方案中冰核活化过程的改进提供了观测依据(胡志晋等,1986,1987;许焕斌等,2004)。然而,过去对冰核的研究中也存在不

足。首先,过去的观测主要在地面,未对大气中高层的冰核特征,以及冰核随高度的变化进行研究。其次,中国地理范围大,人类活动分布不均,冰核属性存在地区差异。因此,有必要在中国多地同时采用同样的观测方法深入探讨冰核的特征。第三,缺乏长时间的系列观测,未能探讨冰核浓度的时间演变以及冰核对气候的影响。

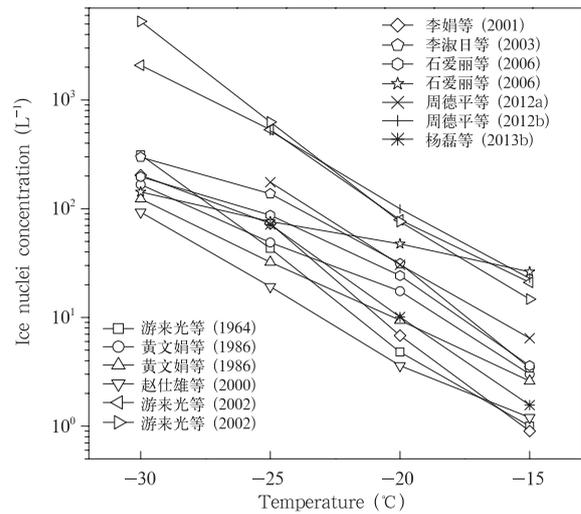


图5 冰核浓度随活化温度的变化

(数据取自游来光,1964;黄文娟等,1986;赵仕雄等,2000;游来光等,2002;李娟等,2001;李淑日等,2003;石爱丽等,2006;周德平等,2012a,2012b;杨磊等,2013b)

Fig. 5 Ice nuclei concentration (L^{-1}) vs.

temperature ($^{\circ}\text{C}$)(Data from You, et al, 1964;

Huang, et al, 1986; Zhao, et al, 2000, You, et al, 2002;

Li, et al, 2001; Li, et al, 2003; Shi, et al, 2006;

Zhou, et al, 2012a,2012b;Yang, et al, 2013b)

4.2 冰晶和雪晶

冷云中,冰晶是云的重要组成部分,冷云的降水效率与冰晶的浓度有密切的关系(赵柏林等,1963)。孙可富等(1965)首次报道了降水性层云冰晶和雪晶观测特征结果,指出冰晶浓度最大可达 221.9 L^{-1} ,平均浓度为 26.2 L^{-1} ;云层的垂直范围是决定云中冰晶的重要因素,冰晶浓度随高度的变化比较显著。游来光等(1965)进一步研究指出,云中冰晶浓度随云顶温度的降低而显著增高,且冰晶浓度通常比冰核浓度高一个量级。这一观测事实对云微物理参数化非常重要,冰晶的形成不仅仅源于冰核的活化,同时还要考虑冰晶的繁生(大滴冻结形

成冰晶,雪晶碰冻云滴形成冰晶等)。水平相邻很近的两个观测点常常出现冰晶的浓度相差很大,这反映出云中冰晶分布的不均匀性(汪学林等,1982)。

冰晶谱是冰晶微物理特征之一。许多学者提出了不同方法来描述冰晶谱,如 Heymsfield 等(1984)使用负幂函数来拟合非降水云中直径为 10—100 μm 的冰晶谱分布; Ryan(2000)采用幂函数和指数函数来分段拟合不同直径的冰晶分布。这些研究只是针对单峰谱而言,对于双峰或多峰谱就很难用简单函数来描述。Mitchell(1994)使用两个 Γ 函数的和来表征双峰谱, Platt(1997)使用幂函数和一个简单的 Γ 函数结合起来表征双峰谱。中国的观测研究中广泛使用指数函数描述冰晶谱(陈万奎等,1987; 陈文选等,2001),但冰晶谱参数 N_0 的变化较大,可相差 2 个量级。参数 N_0 和 λ 随云中温度降低而增大,可以用幂函数来拟合 N_0 和 λ 正相关关系,这与 Heymsfield 等(1984)和 Ryan(2000)等研究的结论一致。

雪晶的形状比较复杂,游来光等(1965)讨论了不同雪晶型的谱型和总谱的关系认为,云层上部或主要包含片、柱及其他形状而没有出现冰针、枝星的云中,雪晶浓度随直径增大成指数递减;只计冰针或只计枝星状雪晶,谱形近似成正态分布;包含有多种形状的雪晶谱常出现明显的多峰分布,这是由两种基本谱型的叠加造成的。在实际观测拟合研究中,通常用指数函数来拟合雪晶谱,但是不同拟合谱参数存在差异(陈万奎,1987; 北方层状云人工降水试验课题组,1991; 冯桂利,1993; 王俊,1997; 项磊等,2008)。

过去的几十年,围绕中国北方地区冰晶和雪晶的观测研究取得了一定的进展,加深了对冰晶和雪晶微物理特征的认识。观测发现了冰晶浓度通常比冰核浓度高一个量级,因此必须在微物理参数化过程中考虑冰晶繁生过程。然而,这些观测研究也存在不足。首先,中国对冰晶和雪晶的观测相对较少,且地理空间上不均匀,主要集中在中国北部,南方地区的观测很少。其次,对冰晶的研究不系统,通常仅观测冰晶浓度,未考虑冰晶浓度与冰核浓度的关系及冰晶的垂直分布等。此外,最近一些研究(Jens-

en, et al, 2009; Lawson, 2011)表明,先前使用的观测仪器对冰晶的观测可能存在较大的误差。其原因是仪器取样过程中对大冰晶的破碎作用,导致了小冰晶浓度的显著增高,有时相差两个量级。因此,有必要针对先前存在的问题,进一步观测冰晶和雪晶的微物理特征。

4.3 冰 雹

冰雹是一种造成强烈灾害的固态降水。冰雹是宏观动力过程、微物理过程和电过程相互作用的综合产物,是云物理学研究的重点之一。冰雹微结构包括冰雹内部结构、性质、密度、雹谱等。徐家骝等(1965)分析冰雹切片指出,根据雹胚特征可将雹胚分为 4 个大类、6 个子类,并根据冰雹结构推断出各类冰雹胚形成的可能条件。施文全等(1983)根据冰雹切片指出雹胚气泡直径最大可达 0.4 mm,平均直径约为 0.1 mm;并指出雹胚以霰为主,占 73%,冻滴占 27%。一般而言,冰雹越大,层次越多。施文全(1987)分析指出,冰雹干湿层最多可达 20 余层。根据已有的观测结果统计表明,冰雹其尺度最小的不足 1 mm,最大的可以超过 10 cm。冰雹的浓度很低,仅为 0.1—5.1 m^{-3} ,总体平均值为 1.4 m^{-3} ,雹谱范围通常为 2—75 mm。冰雹谱型反映了冰雹的发展状况。徐家骝等(1965)指出雹谱粗略服从指数分布,其他的一些研究也得出相同的结论(杨颂禧等,1981; 赵仕雄,1982),但也有一些研究者认为用幂函数描述冰雹谱误差更小(黄玉生等,1982)。石安英等(1989)从数学的角度分析拟合出 6 类雹谱分布型式,即指数型、A 复合函数型、B 复合函数型、对数函数型、双曲线函数型和 Γ 函数型,并且均通过了显著性检验,其中主要以指数型为主,占 65%以上。王灵色等(1989)对石安英等未进行归类的 55 份滴谱资料进一步分析,将该类谱称之为叠加函数。这些研究都是基于单峰谱,而在实际观测中也经常观测到双峰,甚至多峰的现象(王雨增等,1981; 赵仕雄,1982; 张国庆等,2006)。统计表明(表 3),指数函数广泛用来描述冰雹谱,谱参数 N_0 的范围为 0.0007—13.68 $\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$, λ 为 0.10—0.80 mm^{-1} 。

表3 冰雹拟合谱
Table 3 The fitted hail size distributions

冰雹拟合谱	谱宽(mm)	N_0 (mm/m ³)	λ (mm ⁻¹)	参考文献
$N(D) = 220D^{-4.8}$	4—16			黄玉生等(1982)
$N(D) = 0.00072\exp(-0.113D)$	4—60	0.00072	0.113	王鹏飞等(1983)
$N(D) = 124.4\exp(-0.68D)$	5—17	124.4	0.68	施文全等(1984)
$N(D) = 0.141\exp(-0.1037D)$	20—75	0.141	0.1037	施文全(1994)
$N(D) = 1.81\exp(-0.8D)$	4—11	1.81	0.8	石安英等(1989)
$N(D) = 0.1912\exp(-0.1943D)$	5—23	0.1912	0.1943	王雨增等(1995)
$N(D) = 0.1075\exp(-0.1262D)$	6—20	0.1075	0.1262	王雨增等(1995)
$N(D) = 9.182\exp(-0.599D)$	2—30	9.182	0.599	牛生杰等(1999)
$N(D) = 0.2561\exp(-0.2413D)$	3—18	0.2561	0.2413	李斌等(1999)
$N(D) = 13.6809\exp(-0.2852D)$	3—11	13.6809	0.2852	陈保国等(2003)

4.4 气溶胶

气溶胶在云的形成发展、降水、辐射等过程中起着重要的作用(Chen, et al, 2011; Tao, et al, 2012)。气溶胶的直接作用是对太阳辐射的反射、散射、吸收等,从而削弱太阳的辐射(Haywood, et al, 2000)。气溶胶的间接作用更为复杂,其作用随环境的不同而不同。一方面,大量的气溶胶粒子,导致更多半径较小的云滴,从而减少到达地面的太阳辐射(Ackerman, et al, 2000);另一方面,大量小云滴延缓降水的形成,延长云寿命,从而增加云水含量,最终导致地面太阳辐射减少(Rosenfeld, 2000)。总之,研究气溶胶及其与云-降水的作用是当前的重点科学问题之一。

20世纪70年代初期,世界气象组织将大气气溶胶观测作为大气污染监测的重要项目。中国从20世纪70年代中后期开始做大气气溶胶的观测(周允华等, 1978),特别是PMS的引入和广泛应用,大大加深了对气溶胶在垂直方向上分布的认识。何绍钦(1987)指出,气溶胶浓度总是随高度增高而递减,但如果高空有卷云存在时,则有增大的现象(范焘等, 2007);此外,当有逆温出现时,逆温层上下其质量浓度和谱分布出现不连续,大粒子向上输送受到逆温阻滞(孙玉稳等, 1996),也可能导致气溶胶浓度随高度的增高而增高。

不同天气条件下气溶胶粒子浓度变化较大。何绍钦(1987)观测指出,晴空条件下气溶胶(尺度0.5—8 μm)浓度为4—38 cm^{-3} ,与施文全等(1993)观测的浓度5.68 cm^{-3} 、王庆(1994)观测的2.47 cm^{-3} 等处于相当的量级。随着观测仪器的改进,能够观测到直径大于0.1 μm 的粒子,气溶胶粒子浓度大大的增高。范焘等(2007)观测发现,阴天状况

下气溶胶浓度最大可达12169 cm^{-3} ,平均浓度为6850.5 cm^{-3} ;水平方向上,气溶胶浓度的起伏量为5%—18%。Yin等(2011)统计指出,东亚地区粒子直径大于0.3 μm 的气溶胶平均浓度、最大值和最小值分别为166.9、353.0和73.1 cm^{-3} 。

气溶胶谱是气溶胶微物理特征的主要性质之一。从中国观测的气溶胶粒子谱(图6)可以看出,气溶胶粒子数浓度随直径的增大而减小,但气溶胶粒子谱的差异较大,数浓度最大可相差4个量级。由于气溶胶粒子谱比较复杂,难以用简单的函数来描述其分布。当前已有多种方法被用来描述气溶胶粒子谱(王明星等, 1984; 游荣高等, 1990; 张维等, 1990)。一些研究(朱文琴, 1982; 陈金荣等, 1996)表明,单独使用修正后的 Γ 函数或者Junge幂函数来拟合整段观测谱,会造成很大误差。采用修正后的 Γ 函数和Junge幂函数分段来拟合更接近实测谱。修正后的 Γ 函数和Junge幂函数为

$$N(D) = N_0 D^\gamma \exp(-\lambda D^\mu) \quad (5)$$

$$N(r) = \frac{dN}{dlgr} = cr^{-v} \quad (6)$$

式中, D 为粒子直径,参数 N_0 、 λ 、 γ 、 μ 均为正数,且相互制约; dN 表示半径在 lgr 处 $dlgr$ 间隔内粒子数, c 和 v 是两个待定参数。根据长期观测统计表明,参数 c (0.01—29.12 cm^{-3})和 v (1.17—8.273)的值变化范围较大,受到气象条件、地理位置等因素的影响。修正后的 Γ 谱拟合参数 N_0 (1.4×10^4 — $6.5 \times 10^7 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1-\gamma}$)的范围变化较大,可相差3个量级。除浓度谱外,常常用气溶胶质量谱(或体积谱)来表征其分布特征(Volckens, et al, 2005)。对于气溶胶质量谱,通常采用对数正态分布函数来描述(王明星等, 1984)。需要注意的是浓度谱和质量

谱采用何种函数描述并没有严格的区分,可以混合使用(成天涛等, 2005; 黄红莲等, 2006)。

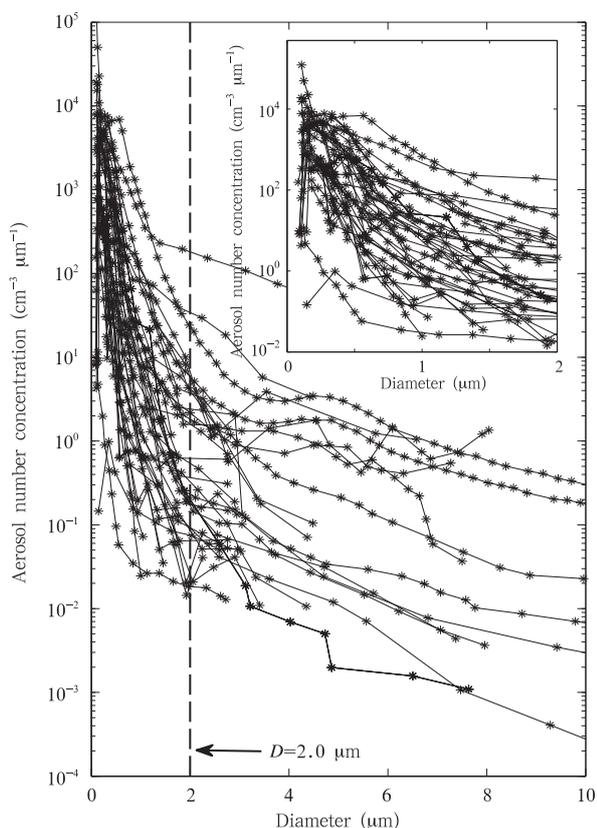


图6 气溶胶粒子谱(竖虚线表示气溶胶直径为 $2\ \mu\text{m}$ 分界,小图为气溶胶粒子直径小于 $2\ \mu\text{m}$ 的局部放大)

(数据取自王庚辰, 1982; 章小平等, 1983; 王明星等, 1984; 何绍钦, 1987; 陈金荣等, 1991, 1992, 1996; 雷文方等, 1993; 王庆, 1994; 施文全等, 1994; 杨龙元等, 1994; 杨军等, 2000; 范焯等, 2007; 张佃国等, 2007; 张瑜等, 2007)

Fig. 6 Observational aerosol partial size distributions.

The vertical dotted line ($D = 2.0\ \mu\text{m}$) is a border, dividing the range into two sections, and the inner panel is specifically for the aerosol partial size distributions of the diameter less than $2.0\ \mu\text{m}$ only

(Data from Wang, 1982; Zhang, et al, 1983; ang, et al, 1984; He, 1987; Chen, et al, 1991, 1992, 1996; Lei, et al, 1993; Wang, 1994; Shi, et al, 1994; Yang, et al, 1994; Yang, et al, 2000; an, et al, 2007; Zhang, et al, 2007; and, Zhang, et al, 2007)

气溶胶是天气、气候和环境研究中的热点和难点。中外已针对气溶胶的研究建立了观测网(延昊等, 2006)。中国对气溶胶的研究,以及气溶胶对天气和气候影响的研究取得了一定的进展(段婧等,

2008; 岳治国等, 2011; 杨慧玲等, 2011)。然而,对气溶胶的观测也存在一定的不足,主要表现在气溶胶观测历史短,观测地理分布不均,连续性不足。其次,针对气象服务的气溶胶观测特别少,更多的偏重于对沙尘、气溶胶光学属性等研究。因此,今后有必要针对气象研究需求设计外场观测试验,以满足研究气溶胶对天气和气候研究的需要,如气溶胶对降水的影响,气溶胶对大气微物理属性的影响等。

5 结 语

云-降水微物理观测研究是认识云微物理过程,改进云微物理参数化,以及提高云-降水与辐射相互作用认识的重要途径。过去50余年,围绕着中国范围内的云-降水微物理进行了大量观测和研究,这些研究加深了人们对云-降水微物理特征的认识。主要包括:(1)粒子浓度(或含量)变化较大,但总体变化还是在一定范围内;(2)利用 Γ 函数(即 $N(D) = N_0 D^\gamma \exp(-\lambda D)$)拟合云滴谱较接近实际,但谱参数的变化较大,谱形参数 γ 值为0—12;(3)通常可以用指数函数和 Γ 函数来描述层云降水雨滴谱,用 Γ 函数描述积云和层积混合云降水雨滴谱更接近实际;雨滴谱谱形参数 r 和 λ 满足 $\lambda = -0.02701\gamma^2 + 0.6166\gamma + 2.655$;(4)东亚地区冰核浓度较高, $-20\ ^\circ\text{C}$ 时冰核浓度平均最大值可达 $99.5\ \text{L}^{-1}$;冰核-温度谱满足指数关系;(5)气溶胶浓度变化较大,通常浓度随高度增高而递减,当有卷云、逆温层出现时可能会增高;通常使用Junge和 Γ 函数来分段描述气溶胶粒子谱拟合误差更小;(6)通常能用指数函数来描述冰晶谱、雪晶谱和冰雹谱,但拟合参数值的变化较大。

最近十余年来,人们逐渐意识到数值模式中云微物理参数化的不足,并致力于云微物理参数化的改进。当前仅WRF模式中已包含20余种云微物理参数化方案(Skamarock, et al, 2008)。然而,这些方案中使用的参数往往源于其他地区的观测结果,这些方案在东亚季风区使用结果表现出较大的误差(尹金方等, 2014)。因此,这些云微物理参数化方案是否能够合理地描述东亚季风区云-降水云微物理过程还待进一步验证。50余年来的直接观测结果表明,至少可从以下几个方面来验证和改进现有的微物理参数化方案。首先,利用长时间的数值模拟结果平均特征与已有观测平均特征比较,从

整体上认识当前模式中云微物理参数化方案的描述能力。其次,针对东亚地区云微物理的特征值调整模式中微物理相关参数,如雪滴谱和雨滴谱 N_0 。再次, Γ 函数能够较好地描述云滴谱,可在现有模式中改进或引入新的 3 参数云微物理参数化方案。第四,利用雨滴谱参数 λ 和 γ 的拟合关系诊断出谱形参数的值。第五,东亚地区冰核浓度较高,应根据实际观测结果调整冰核活化过程参数化方案。

虽然现在已能够初步刻画出云和降水物理过程的框图,但自然云-降水过程是多样且复杂的,包括了从尺度微米量级的云核,直到尺度达数千千米的云系的许多物理过程,同时与宏观环境相互作用。因此,云-降水微物理过程及其反馈机制还存在很多“盲区”,尚有待于进一步研究去加深理解。全面地认识云微物理过程需要长期的研究。随着观测网的广泛拓展,观测手段的不断提高和观测仪器的改进,全面地开展云-降水外场观测试验,进一步获取更丰富、准确的资料,加强对东亚地区云-降水微物理特征的研究是势在必行的。针对云微物理参数化发展的需求,结合已有的观测结果,提出以下观测设计建议,供今后外场观测研究中方案规划时参考。

(1) 微物理观测的区域和观测的对象均衡。过去的观测对中国北方层云的观测比较细致深入,而对南方进行的观测却不多,几乎没有对海洋云系的观测。其次,已有的观测主要是针对降水层云,而对非降水云和对流性云的观测较少,导致了对这些云的微物理研究的不足。

(2) 单项与综合观测相配合。已有的观测中,往往是围绕单个或少数几个微物理变量进行观测。然而,云中不同粒子之间本身是相互作用的过程,单独考虑少数因素对整个云系微物理属性的了解是不够的。开展综合性要素的观测,寻求云中变量的相互关系,是研究云过程的重要途径。例如,气溶胶的浓度是如何影响云滴浓度,雨滴的形成又会如何影响云滴浓度,冲刷作用又如何反作用气溶胶浓度等。

(3) 瞬态与过程观测相对接。由于条件的限制,过去的观测中难以开展长时间系列的观测,多数的观测都是瞬时结果,用这样的瞬时状态不能全面地描述整个云-降水过程的状况。如云滴谱,在云的初生阶段,小云滴占主导,其云滴表现为窄而陡峭;在云的成熟阶段,大量大云滴(或小雨滴)的形成,使云滴谱变得宽而平缓。

(4) 微观与宏观观测紧密结合。云物理过程是宏观过程的相互作用的结果,大尺度环境形势对云物理过程有明显的影响,而我们在研究云物理过程中往往只考虑微观方面。例如,含水量、粒子大小在云中上升区和下沉区之间有明显的差别。

(5) 直接与遥感观测互补。直接观测的局地准确性很高,但是其取样体积十分有限。卫星观测虽然存在误差,但是在时间和空间分辨率上大大提高。因此,同时进行直接和遥感观测是必要的。

(6) 空中与地面时空重叠。雨滴、冰核等变量观测都是在地面进行。然而,变量随高度的分布在数值模式中起重要的作用,许多研究需要了解这些变量在高层的状况。因此,开展从地面到高层的多层次观测变得必不可少。如雨滴在下落的过程中受到碰并、蒸发、破碎、合并等的共同影响,其谱分布在不同高度层必然存在差异。

致谢:感谢许焕斌研究员的建设性意见和王祥国副编审的宝贵修改建议。

参考文献

- 北方层状云人工降水试验课题组. 1991. 北方层状云人工降水试验研究(主要成果摘要). 国家重点课题, 气科院 80-3X-2
- 卞礼智, 邢克涛, 蒋年冲等. 1984. 一次梅雨锋降水的雨滴谱分析. 南京气象学院学报, 7(1): 36-46
- 陈宝君, 李子华, 刘吉成等. 1998. 三类降水云雨滴谱分布模式. 气象学报, 56(4): 506-512
- 陈保国, 栗珂, 樊鹏等. 2003. 陕西旬邑冰雹谱特征和防雹效果分析. 陕西气象, (2): 8-12
- 陈德林, 谷淑芳. 1989. 大暴雨雨滴平均谱的研究. 气象学报, 47(1): 124-127
- 陈德林, 谷淑芳. 1990. 暴雨微物理结构特征. 大气科学, 14(3): 364-368
- 陈金荣, 蒋年冲, 夏增义等. 1991. 黄山大气气溶胶浓度和尺宽谱分布特征. 南京气象学院学报, 14(3): 350-354
- 陈金荣, 周文贤. 1992. 重庆市区大气气溶胶粒子的时空分布和物理特性. 气象科学, 12(4): 436-444
- 陈金荣, 马生伟. 1995. GBPP-100 型地面雨滴谱仪测量的可靠性. 南京气象学院学报, 18(2): 213-219
- 陈金荣, 周文贤, 安强. 1996. 南京冬季大气气溶胶的物理特征. 南京气象学院学报, 19(3): 374-378
- 陈金荣. 1994. 大气冰核浓度的测量及特征. 气象科学, 14(2): 155-160
- 陈磊, 陈宝君, 杨军等. 2013. 2009—2010 年梅雨锋暴雨雨滴谱特征. 大气科学学报, 36(4): 481-488
- 陈汝珍, 蒋耿旺, 丰大雄. 1989. 对用滤纸测量雨滴的鉴定 // 全国云物理和人工影响天气会议文集. 北京: 气象出版社, 63-64

- 陈万奎. 1987. 枝状雪晶碰撞攀附与折裂增生. 气象科学研究院院刊, (1): 74-80
- 陈万奎, 严采繁. 1987. 云中冰晶尺度谱特征与分布函数. 气象, 13(11): 13-17
- 陈文选, 王俊, 刘文. 1999. 一次冷涡过程降水的微物理机制分析. 应用气象学报, 10(2): 190-198
- 陈文选, 王俊. 2001. 黄淮气旋降水性层状云系微物理特征的综合分析. 气象, 27(10): 13-16, 19
- 陈章昭. 1963. 滴谱油法取样的并合概率. 云雾观测的仪器和方法问题. 北京: 科学出版社, 46-51
- 程纯枢. 1959. 我国的人工降水试验. 气象学报, 30(3): 286-290
- 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨等. 2005. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征. 大气科学, 29(1): 147-153
- 段婧, 毛节泰. 2008. 华北地区气溶胶对区域降水的影响. 科学通报, 53(23): 2947-2955
- 樊玲, 袁成, 张云峰. 2001a. 哈尔滨地区层状云降水微物理特征. 气象, 27(12): 42-46
- 樊玲, 张新玲, 张云峰等. 2001b. 哈尔滨地区积雨云降水微结构特征. 气象科学, 21(4): 399-408
- 范焯, 郭学良, 付丹红等. 2007. 北京及周边地区2004年8、9月间大气气溶胶分布特征观测分析. 气候与环境研究, 12(1): 49-62
- 冯桂利. 1993. 一次冷涡云系微物理结构及雪粒子增长机制的分析. 山东气象, 50(1): 37-41
- 甘肃人工降水工作小组. 1959. 甘肃人工降水试验工作(1958年8-10月)简报. 气象学报, 30(1): 11-27
- 宫福久, 李子华, 陈宝君等. 1997a. 一次北上台风降水微结构演变特征. 气象科学, 17(4): 335-343
- 宫福久, 刘吉成, 李子华. 1997b. 三类降水云雨滴谱特征研究. 大气科学, 21(5): 607-614
- 宫福久, 何友江, 王吉宏等. 2007. 东北冷涡天气系统的雨滴谱特征. 气象科学, 27(4): 365-373
- 顾震潮. 1962. 南岳云雾降水微物理观测(1960年3-8月)结果的初步分析//我国云雾降水微物理特征问题. 北京: 科学出版社, 2-21
- 顾震潮等. 1963. 云雾降水微物理的一些理论问题. 北京: 科学出版社, 59pp
- 郭学良, 黄美元, 洪延超等. 2001. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 I: 模式建立及冰雹的循环增长机制. 大气科学, 25(5): 707-720
- 何绍钦. 1987. 西安市一次晴空气溶胶粒子的观测分析. 气象, 13(5): 19-22
- 何珍珍. 1965. 泰山一次雷雨雨滴谱观测结果//我国云雾降水微物理特征的研究. 北京: 科学出版社, 69-71
- 何珍珍, 金安简, 杨蕴玉等. 1985. 雨滴谱取样代表性问题. 南京气象学院学报, 8(3): 354-361
- 河北省气象科学研究所云雾物理研究实验室. 1980. 大气中的冰核与冰雪晶. 石家庄: 河北人民出版社, 44-55
- 洪延超. 1998. 三维冰雹云催化数值模式. 气象学报, 56(6): 641-653
- 洪钟祥, 黄美元. 1965. 南岳云滴谱第二极大及其它重要特征//我国云雾降水微物理特征的研究. 北京: 科学出版社, 18-29
- 胡志晋, 严采繁. 1986. 层状云微物理过程的数值模拟(一): 微物理模式. 气象科学研究院院刊, 1(1): 37-52
- 胡志晋, 何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模拟(一): 微物理模式. 气象学报, 45(4): 468-484
- 黄红莲, 黄印博, 饶瑞中. 2006. 合肥地区气溶胶浓度和谱分布特征的观测研究. 红外与激光工程, 35(增刊): 390-395
- 黄文娟, 程铁军, 陈金荣等. 1986. 福建石塔山冰核浓度的观测结果. 南京气象学院学报, 9(1): 62-69
- 黄玉生, 李子华. 1982. 云南鹤庆弱单体雹云降雹谱分析. 南京气象学院学报, 5(2): 233-237
- 贾星灿, 牛生杰. 2008. 空中、地面雨滴谱特征的观测分析. 南京气象学院学报, 31(6): 865-870
- 江祖凡. 1988. 庐山暴雨雨滴谱分析. 应用气象学报, 3(1): 105-108
- 蒋年冲, 卞礼智, 邢克溥. 1986. 梅雨锋暴雨的雨滴谱分析. 气象, 12(5): 6-9
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1990. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化. 大气科学, 14(4): 441-453
- 雷文方, 任丽新, 吕位秀等. 1993. 黑河地区沙漠气溶胶浓度和谱分布特征. 高原气象, 12(2): 170-179
- 李斌, 施文全, 黄钢. 1999. 石河子地区一次雹暴分析. 新疆气象, 22(4): 35-37
- 李娟, 黄庚. 2001. 黄河上游地区大气冰核浓度的观测研究. 气象, 27(11): 8-12
- 李淑日, 黄庚, 胡志晋. 2003. 黄河上游河南县地面大气冰核观测分析. 应用气象学报, 14(增刊): 41-48
- 李淑日. 2006. 西北地区云和降水微物理特征个例分析. 气象, 32(8): 59-63
- 李艳伟, 杜秉玉. 2003. 新疆天山山区大气冰核浓度的测量及分析. 南京气象学院学报, 26(3): 364-370
- 李照荣, 李荣庆, 李宝梓. 2003. 兰州地区秋季层状云垂直微物理特征分析. 高原气象, 22(6): 583-589
- 李照荣, 李荣庆, 陈添宇等. 2004. 春季冷锋天气过程层状云微物理结构个例分析. 干旱气象, 22(4): 40-55
- 廖飞佳, 张建新, 黄钢. 1996. 北疆冬季层状云微物理结构初探. 新疆气象, 19(5): 31-34
- 刘红燕, 雷恒池. 2006. 基于地面雨滴谱资料分析层状云和对流云降水的特征. 大气科学, 30(4): 693-702
- 刘卫国, 李淑日, 马培民等. 2001. 机载 PMS 粒子测量系统实时处理显示技术系统的研制. 应用气象学报, 12(增刊): 169-172
- 刘卫国, 苏正军, 王广河等. 2003. 新一代机载 PMS 粒子测量系统及应用. 应用气象学报, 14(增刊): 11-18
- 刘玉宝, 周秀曦, 胡志晋. 1993. 三维弹性套网格中尺度(β - γ)大气模式. 气象学报, 51(3): 369-380
- 牛生杰. 1992. 宁夏夏季降水性层状云微结构观测分析. 高原气象, 11(3): 241-248
- 牛生杰, 马磊, 翟涛. 1999. 冰雹谱分布及 Ze-E 关系的初步分析. 气象学报, 57(2): 217-225

- 牛生杰, 安夏兰, 桑建人. 2002. 不同天气系统宁夏夏季降雨谱分布参量特征的观测研究. 高原气象, 21(1): 37-44
- 气象学报编委. 1959. 吉林人工降雨试验情况报告. 气象学报, 30(1): 5-10
- 阮忠家. 1962. 南岳阵雨雨滴谱连续取样观测(1961年8月)结果初步分析//我国云雾降水微物理特征问题. 北京: 科学出版社, 58-63
- 施文全. 1987. 昭苏雹块的微结构研究. 新疆气象, 10(5): 21-26
- 施文全. 1994. 一次特大冰雹的雹谱分析. 新疆气象, 17(6): 35-39
- 施文全, 王昂生. 1983. 冰雹微结构的分析研究. 气象学报, 41(1): 89-96
- 施文全, 李子华, 郑国光. 1984. 新疆昭苏六次雹暴的雹谱时空演变特征. 南京气象学院学报, 7(2): 226-233
- 施文全, 杨红. 1993. 对流层低层晴空大气气溶胶粒子的观测分布. 新疆气象, 16(4): 34-37
- 施文全, 张建新, 廖飞佳. 1994. 新疆冬季低层大气气溶胶粒子的垂直分布特征. 新疆气象, 17(5): 38-40
- 石爱丽, 郑国光, 游来光. 2006. 2003年秋季青海省河南县地面大气冰核观测分析. 应用气象学报, 17(2): 245-249
- 石安英, 孙玉稳, 田志熙. 1989. 冰雹谱分布特征的探讨. 高原气象, 8(3): 279-283
- 孙晶, 楼小凤, 胡志晋等. 2008. CAMS复杂云微物理方案与GRAPES模式耦合的数值试验. 应用气象学报, 19(3): 315-325
- 孙可富, 游来光. 1965. 1963年4—6月吉林地区降水性层状冷云中的冰晶与雪晶. 气象学报, 35(3): 265-272
- 孙玉稳, 段英, 吴志会. 1996. 石家庄秋季大气气溶胶物理特征分析. 气象, 22(2): 40-43
- 陶玥, 洪延超. 2007. 云中粒子谱形状因子变化对云及降水影响的数值研究. 气象学报, 65(2): 221-230
- 汪学林, 张万钧, 熊尚清. 1965. 白城地区春季的大气冰核. 气象学报, 35(3): 273-279
- 汪学林, 陆煜灼, 李占柱等. 1982. 河套低压降水性层状云的云雨特征. 大气科学, 6(4): 432-441
- 王俊. 1997. 山东省秋季冷锋云系中冰雪晶的分布特征. 山东气象, 17(4): 49-53
- 王俊, 张连云, 陈金敏等. 1999. 秋季层状云中高值过冷水区的微物理特征. 气象, 25(12): 24-27
- 王庆. 1994. 济南市一次晴空气溶胶粒子的特征分析. 山东气象, 57(4): 31-35
- 王成恕. 1994. 山东省春秋降水系统的云物理概念特征. 山东气象, 57(4): 8-12
- 王庚辰. 1982. 大气气溶胶浓度及其谱分布的某些特征. 大气科学, 6(2): 211-216
- 王灵色, 郭继恒. 1989. 关于冰雹谱谱型的进一步探讨. 防雹及雹云物理文集. 北京: 气象出版社, 119-121
- 王明康. 1983. 过滤法测量冰晶核浓度. 南京大学学报(自然科学版), 29(1): 171-179
- 王明星, 任丽新, 吕位秀等. 1984. 大气气溶胶的粒度谱分布函数及其随高度的变化. 大气科学, 8(4): 435-442
- 王鹏飞, 黄文娟, 李子华等. 1983. 利用秧田雹坑分析雹谱的方法. 南京气象学院学报, (1): 114-121
- 王祥国. 1997. GBPP-100地面雨滴谱仪外场实用可行性研究. 气象, 23(4): 43-47
- 王雨增, 魏新尧. 1981. 两次冰雹过程的观测分析. 气象, 7(8): 37-39
- 王雨增, 李凤生. 1995. 德州降雹物理特征量的观测分析. 气象, 21(7): 29-33
- 吴兑. 1987. 宁夏一次暴雨的地面雨滴谱和雷达反射因子的对比分析. 高原气象, 6(4): 366-370
- 吴兑, 何应昌, 陈桂樵等. 1988. 广东省新丰江流域4—5月暖云的微物理特征. 热带气象学报, 4(3): 341-349
- 吴兑. 1989. 广州地区1984年6月小阵雨的微物理结构. 气象, 15(5): 16-22
- 吴明林, 刘峻, 黄文娟等. 1986. 福建石塔山大气冰核的观测和分析. 热带气象学报, 2(1): 71-78
- 项磊, 牛生杰. 2008. 宁夏层状云宏观和微观物理特征综合分析. 气象科学, 28(3): 258-263
- 肖辉, 徐华英, 黄美元. 1988. 积云中云滴群形成的数值模拟研究(一): 盐核谱和浓度的作用. 大气科学, 12(2): 121-130
- 徐家骝. 1979. 冰雹微物理与成雹机制. 北京: 中国农业出版社
- 徐家骝, 黄孟容, 刘钟灵等. 1965. 甘肃岷县地区1964年6—7月两次冰雹雹谱、雹切片的分析. 气象学报, 35(2): 251-256
- 许焕斌, 段英. 1999. 云粒子谱演化研究中的一些问题. 气象学报, 57(4): 451-460
- 许焕斌, 段英, 刘海月. 2004. 雹云物理与防雹的原理和设计. 北京: 气象出版社, 131-147
- 许焕斌. 1964. 衡山云雾微结构起伏的初步观测试验. 气象学报, 34(4): 539-547
- 许焕斌, 王思微. 1990. 三维可压缩大气中的云尺度模式. 气象学报, 48(1): 80-90
- 许绍祖, 雷连科, 张学儒等. 1987. 南京地区梅雨降水的微物理结构特征. 南京大学学报数学半年刊, 23(1): 175-185
- 许绍祖, 雷连科. 1989. 雨滴谱观测中近摄法和滤纸斑迹法的误差问题//全国云物理和人工影响天气会议文集. 北京: 气象出版社, 59-62
- 延昊, 矫梅燕, 毕宝贵等. 2006. 国内外气溶胶观测网络发展进展及相关科学计划. 气象科学, 26(1): 110-117
- 严采繁, 陈万奎. 1990. 层状云云滴尺度谱分布及其谱参数计算. 应用气象学报, 1(4): 352-359
- 杨军, 周德平, 宫福久. 2000. 辽宁地区大气气溶胶粒子的垂直分布特征. 南京气象学院学报, 23(2): 196-203
- 杨磊, 银燕, 杨绍忠等. 2013a. 南京地区冬季大气冰核特征及其与气溶胶关系的研究. 大气科学, 37(5): 983-993
- 杨磊, 银燕, 杨绍忠等. 2013b. 南京地区大气冰核浓度的测量及分析. 大气科学, 37(3): 579-594
- 杨慧玲, 肖辉, 洪延超. 2011. 气溶胶对云宏观特性和降水影响的研究进展. 气候与环境研究, 16(4): 525-542
- 杨加艳, 肖辉, 肖稳安等. 2010. 基于SATP和SIFT方法分析雨滴谱特征及参数关系. 高原气象, 29(2): 486-497

- 杨龙元,王明星,吕国涛等. 1994. 青藏高原北部大陆气溶胶本底值特征的初步观测研究. 高原气象, 13(2): 135-143
- 杨绍忠,王祥国,游来光等. 2004. 用混合和扩散云室对大气冰核浓度的观测分析. 气象, 30(12): 39-43
- 杨颂禧,刘棠福,龚乃虎等. 1981. 一次雹暴回波和雹块微结构分析. 大气科学, 5(2): 157-165
- 尹金方,王东海,翟国庆. 2014. 区域中尺度模式云微物理参数化方案特征及其在中国的适用性. 地球科学进展, 29(2): 238-249
- 游来光,石安英. 1964. 北京地区1963年春季冰核浓度变化特点的观测分析. 气象学报, 34(4): 548-554
- 游来光,熊光莹,高明忍等. 1965. 春季吉林地区层状冷云中冰晶的形成与雪晶增长特点. 气象学报, 37(4): 423-433
- 游来光. 1994. 利用粒子测量系统研究云物理过程和人工增雨条件//云降水物理和人工增雨技术研究. 北京:气象出版社, 236
- 游来光,杨绍忠,王祥国等. 2002. 1995和1996年春季北京地区大气冰核浓度的观测与研究. 气象学报, 60(1): 101-109
- 游荣高,任丽新. 1990. 北京采暖期间和采暖期前大气气溶胶物理特性的对比研究. 大气科学, 14(3): 354-363
- 袁成,樊玲,李亚滨. 2001. 哈尔滨地区春夏季降水微结构特征. 南京气象学院学报, 24(2): 250-257
- 岳治国,刘晓东,梁谷. 2011. 气溶胶对北京地区不同类型云降水影响的数值模拟. 高原气象, 30(5): 1356-1367
- 詹丽珊,陈文奎,黄美元. 1965. 南岳和泰山云中微结构起伏资料的初步分析//我国云雾降水微物理特征的研究. 北京:科学出版社, 30-40
- 张佃国,郭学良,肖稳安. 2007. 北京及周边地区2003年夏秋季气溶胶和云滴分布特征. 南京气象学院学报, 30(3): 402-409
- 张佃国,郭学良,龚佃利等. 2011. 山东省1989—2008年23架次飞机云微物理结构观测试验结果. 气象学报, 69(1): 195-207
- 张国庆,孙安平. 2006. 青海东部一次强冰雹的微结构及生长机制研究. 青海气象, (4): 14-21
- 张昊,濮江平,李靖等. 2011. 庐山地区不同海拔高度降水雨滴谱特征分析. 气象与减灾研究, 34(2): 43-50
- 张维,邵德民,沈爱华等. 1990. 上海夏季大气气溶胶观测和分析. 大气科学, 14(2): 225-231
- 张佑年. 1963. 三用滴谱仪的机械结构设计//云雾观测的仪器和方法问题. 北京:科学出版社, 2-15
- 张瑜,银燕,段英等. 2007. 石家庄地区夏季气溶胶飞机探测资料分析. 内蒙古气象, (5): 6-8
- 章小平,王立洽,周明煌等. 1983. 秋冬季节北京地区气溶胶物理特性的垂直分布规律. 科学通报, 28(5): 284-287
- 赵柏林,丁容良. 1963. 雨层云人工增雨的可能性(一)——非封闭系统的冰水转化问题. 气象学报, 33(3): 382-391
- 赵剑平,张瀚,王玉玺等. 1965. 我国北部地区大气冰核观测的分析研究. 气象学报, 37(4): 416-422
- 赵仕雄. 1982. 高原东部地区雹谱时空分布特征的分析. 高原气象, 1(4): 92-98
- 赵仕雄,党积明,周江. 2000. 西宁地区大气冰核的观测研究//青藏高原和降水人工影响天气研究. 北京:气象出版社, 24-29
- 赵仕雄,陈文辉,杭洪宗. 2002. 青海东北部春季系统性降水高层云系微物理结构分析. 高原气象, 21(3): 281-287
- 赵仕雄,德力格尔,涂多彬. 2003. 黄河上游降水云层对流特性及降水微结构机制研究. 高原气象, 22(4): 385-392
- 周德平,李炳昆,陈光等. 2012a. 用5 L混合云室观测抚顺市大气冰核浓度. 气象与环境学报, 28(6): 44-49
- 周德平,洪也,王扬锋等. 2012b. 沈阳春夏季大气冰核浓度的观测研究. 气候与环境研究, 17(6): 719-726
- 周非非,廖菲,苏爱芳等. 2008. 河南省2002年秋季一次层状云降水过程的观测研究. 南京气象学院学报, 31(4): 483-493
- 周晓平,王东海. 1996. 短时风暴数值预报模式研究I:模式的理论框架. 大气科学, 20(1): 1-11
- 周毓荃,刘晓天,周非非等. 2001. 河南干旱年地面雨滴谱特征. 应用气象学报, 12(增刊): 39-47
- 周允华,项月琴,谢贤群. 1978. 呼伦贝尔草原大气浑浊度的测量和尘埃输送的初步探讨. 大气科学, 2(4): 332-340
- 朱文琴. 1982. 气溶胶粒子谱的观测分析. 大气科学, 6(2): 217-223
- 朱珍华,石可昭,黄美元. 1965. 南岳锋面云系和降水(1962年4-5月)的微结构特征//我国云雾降水微物理特征的研究. 北京:科学出版社, 1-17
- Ackerman A S, Toon O B, Taylor J P, et al. 2000. Effects of aerosols on cloud albedo: Evaluation of twomey's parameterization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. J Atmos Sci, 57(16): 2684-2695
- Angevine W M, Eddington L, Durkee K, et al. 2012. Meteorological model evaluation for CalNex 2010. Mon Wea Rev, 140(12): 3885-3906
- Baker M B. 1997. Cloud microphysics and climate. Science, 276(5315): 1072-1078
- Bigg E K, Miles G T, Heffernan K J. 1961. Stratospheric ice nuclei. J Meteor, 18(6): 804-806
- Brandes E A, Zhang G, Vivekanandan J. 2003. An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator. J Appl Meteor, 42(5): 652-660
- Brandes E A, Ikeda K, Zhang G, et al. 2007. A statistical and physical description of hydrometeor distributions in colorado snowstorms using a video disdrometer. J Appl Meteor Clim, 46(5): 634-650
- Brown J D, Seo D J, Du J. 2012. Verification of precipitation forecasts from NCEP's Short-Range Ensemble Forecast (SREF) system with reference to ensemble streamflow prediction using lumped hydrologic models. J Hydrometeor, 13(3): 808-836
- Cao Q, Zhang G, Brandes E, et al. 2008. Analysis of video disdrometer and polarimetric radar data to characterize rain microphysics in Oklahoma. J Appl Meteor Clim, 47(8): 2238-2255
- Chen B J, Wang Y, Ming J. 2012. Microphysical characteristics of the raindrop size distribution in typhoon morakot (2009). J Trop Meteor, 18(2): 162-171
- Chen B J, Yang J, Pu J P. 2013. Statistical characteristics of rain-

- drop size distribution in the meiyu season observed in eastern China. *J Meteor Soc Japan Ser II*, 91(2): 215-227
- Chen Q, Yin Y, Jin L J, et al. 2011. The effect of aerosol layers on convective cloud microphysics and precipitation. *Atmos Res*, 101(1-2): 327-340
- Deng Z Z, Zhao C S, Zhang Q, et al. 2009. Statistical analysis of microphysical properties and the parameterization of effective radius of warm clouds in Beijing area. *Atmos Res*, 93(4): 888-896
- Fletcher N H. 1962. *The Physics of Rain Clouds*. London: Cambridge University Press, 386pp
- Hamill T M. 2012. Verification of TIGGE multimodel and ECMWF reforecast-calibrated probabilistic precipitation forecasts over the contiguous United States. *Mon Wea Rev*, 140(7): 2232-2252
- Haywood J, Boucher O. 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev Geophys*, 38(4): 513-543
- Heymsfield, Andrew J, Platt C M R. 1984. A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content. *J Atmos Sci*, 41(5): 846-855
- Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. 2001. *Climate change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 49
- Isono K, Komabayasi M, Ono A. 1959. The nature and the origin of ice nuclei in the atmosphere. *J Meteor Soc Japan*, 37: 211-233
- Jensen E J, Lawson P, Baker B, et al. 2009. On the importance of small ice crystals in tropical anvil cirrus. *Atmos Chem Phys*, 9(15): 5519-5537
- Kann A, Haiden T, von der Emde K, et al. 2011. Verification of operational analyses using an extremely high-density surface station network. *Wea Forecasting*, 26(4): 572-578
- Lawson R P. 2011. Effects of ice particles shattering on the 2D-S probe. *Atmos Meas Tech*, 4(7): 1361-1381
- Liu Y, You L. 1994. Error analysis of GBPP-100 probe. *Atmos Res*, 34(1-4): 379-387
- Lee S S. 2012. Dependence of the effect of aerosols on cirrus clouds on background vertical velocity. *Atmos Res*, 111: 79-89
- Mansell E R, Ziegler C L, Bruning E C. 2010. Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics. *J Atmos Sci*, 67(1): 171-194
- Marshall J S, Palmer W M. 1948. The distribution of raindrops with size. *J Atmos Sci*, 5(4): 165-166
- Milbrandt J A, Yau M K. 2005a. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *J Atmos Sci*, 62(9): 3051-3064
- Milbrandt J A, Yau M K. 2005b. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed three-moment closure and scheme description. *J Atmos Sci*, 62(9): 3065-3081
- Mitchell D L. 1994. A model predicting the evolution of ice particle size spectra and radiative properties of cirrus clouds. Part I. *J Atmos Sci*, 51(6): 797-816
- Mossop S C, Thorndike N S C. 1966. The use of membrane filters in measurements of ice nucleus concentration. I effect of sampled air volume. *J Appl Meteor*, 5(4): 474-480
- Platt C M R. 1997. A parameterization of the visible extinction coefficient of ice clouds in terms of the ice/water content. *J Atmos Sci*, 54(16): 2083-2098
- Pruppacher H R, Pitter R L. 1971. A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops. *J Atmos Sci*, 28(1): 86-94
- Quante M. 2004. The role of clouds in the climate system. *J Phys IV France*, 121: 61-86
- Ramanathan V, Crutzen P J, Kiehl J T, et al. 2001. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294(5549): 2119-2124
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287(5459): 1793-1796
- Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G B, et al. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, 321(5894): 1309-1313
- Ryan B F. 2000. A bulk parameterization of the ice particle size distribution and the optical properties in ice clouds. *J Atmos Sci*, 57(9): 1436-1451
- Seifert A. 2005. On the shape-slope relation of drop size distributions in convective rain. *J Appl Meteor*, 44(7): 1146-1151
- Sekhon R S, Srivastava R C. 1971. Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *J Atmos Sci*, 28(6): 983-994
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the advanced research WRF version 3, Boulder, Colorado, USA, <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/pub-doc.html>
- Stephens G L. 2005. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J Climate*, 18(2): 237-273
- Takeuchi D M. 1978. Characterization of raindrop size distributions // Preprints of Conf. Cloud Physics and Atmospheric Electricity. Issaquah, Amer Meteor Soc, 154-161
- Tao W K, Simpson J, Sui C H, et al. 1993. Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparisons and sensitivity to longwave radiation. *J Atmos Sci*, 50(5): 673-690
- Tao W K, Chen J P, Li Z Q, et al. 2012. Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Rev Geophys*, 50(2): 2011RG000369, doi: 10.1029/2011RG000369
- Team G C S S. 1993. The GEWEX Cloud System Study (GCSS). *Bull Amer Meteor Soc*, 74(3): 387-399
- Thompson G, Field P R, Hall W D, et al. 2006. A new bulk microphysical parameterization for WRF (& MM5). Proceedings of the 7th Weather Research and Forecasting Model Workshop,

- NCAR Mesoscale and Microscale Meteorology Division, Boulder, Colo, USA, 1-11, <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/>
- Ulbrich C W. 1981. Effect of size distribution variations on precipitation parameters determined by dual-measurement techniques // Preprints of 20th Conf. Radar Meteorology. Boston: Amer Meteor Soc, 276-281
- Volckens J, Peters T M. 2005. Counting and particle transmission efficiency of the aerodynamic particle sizer. *J Aerosol Sci*, 36(12): 1400-1408
- Waldvogel A. 1974. The N_0 jump of raindrop spectra. *J Atmos Sci*, 31(4): 1067-1078
- Wang P Y, Yang J. 2003. Observation and numerical simulation of cloud physical processes associated with torrential rain of the meiyu front. *Adv Atmos Sci*, 20(1): 77-96
- Willis P T. 1984. Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain. *J Atmos Sci*, 41(9): 1648-1661
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2011. Long-term in situ measurements of the cloud-precipitation microphysical properties over East Asia. *Atmos Res*, 102(1-2): 206-217
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2012. An evaluation of ice nuclei characteristics from the long-term measurement data over North China. *Asia-Pacific J Atmos Sci*, 48(2): 197-204
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q. 2013. A comparative study of cloud-precipitation microphysical properties between east asia and other regions. *J Meteor Soc Japan Ser II*, 91(4): 507-526
- Yin J F, Wang D H, Zhai G Q, et al. 2014. An investigation into the relationship between liquid water content and cloud number concentration in the stratiform clouds over north China. *Atmos Res*, 139: 137-143
- You C H, Lee D, Jang S, et al. 2010. Characteristics of rainfall systems accompanied with Changma front at Chujado in Korea. *Asia-Pacific J Atmos Sci*, 46(1): 41-51
- You L G, Liu Y G. 1995. Some microphysical characteristics of cloud and precipitation over China. *Atmos Res*, 35(2-4): 271-281
- Zeng X P, Tao W K, Zhang M H, et al. 2009. A contribution by ice nuclei to global warming. *Quart J Roy Meteor Soc*, 135(643): 1614-1629