

层状云降水微物理特征及降水机制研究概述

石爱丽

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘要 层状云是中国北方大部分地区降水的主要云系,采用综合观测资料的分析研究并结合最新的数值模式对层状云特征和降水机制进行深入研究很有必要,也是今后工作的方向。描述了层状云的种类、特点,通过分析机载 PMS(粒子测量系统)资料和地面雨滴谱资料介绍了国内外在层状云云滴谱、冰晶谱、雪质粒谱、雨滴谱、云中质粒总谱等微物理特征方面的研究方法及成果,还介绍了国内外在层状云降水机制方面的研究方法及成果,包括层状云降水数值模拟以及暖云降水机制和冷云降水机制研究。

关键词 层状云 微物理特征 降水机制

引言

层状云是水平范围很广阔的云系,广义地说,包括卷云(Ci)、高层云(As)、高积云(Ac)、层积云(Sc)、层云(St)、雨层云(Ns)。从出现的天气条件来说,基本上有两种:一种是与锋面气旋相联系的,主要是由 Ci、Sc、As、Ns、St、Fs 云系组成的层状云;另一种是气团平流变性或地形影响形成的层状云,以 St、Sc、As 为主。层状云的水平尺度一般为 $10 \sim 10^3$ km,垂直尺度为 $10^{-1} \sim 10^0$ km(约 100 m 至 5 km)^[1]。20 世纪 70 年代以来,国内外对层状云进行了大量的外场探测和数值模拟研究,主要有苏联对冬季层状云的探测和人工影响试验,美国对温带气旋云系和地形云的探测和数值模拟以及我国北方层状云人工降水试验研究,取得了许多研究成果。层状云系,尤其是层状冷云,是我国北方冬半年的主要降水云系,是缓解北方春季干旱开展人工增雨的主要作业对象,是我国雨季从南向北推进的主要降水云系。本文旨在对层状云系降水微物理特征及降水机制研究已有成果进行概括总结。

1 层状云的一般特征

层状云的含水量一般在 $0.01 \sim 0.1$ g/m³,在我国北方较薄的层状云含水量更小,常为 0.01 g/m³,在南方及低纬度地区,层状云中含水量较大,特别是在雨

层云和层积云的对流泡中含水量可高达 $2 \sim 3$ g/m³^[1]。层状云的总含水量不大,一般为 $0.01 \sim 0.1$ mm。层状云的含水量的垂直分布常见的有两种,对于非降水性的 St、Sc,含水量的极大值在云的中上部位(3/4 高度)。对于降水性层状云,如 As、Ns 系统,含水量的极大值一般在云的下部(1/6 高度),H. R. Byers 曾在 Ns 中进行飞机观测,发现含水量最大值一般在云底附近,为 1.5 g/m³ 左右。层状云水平方向的含水量也有起伏,平均起伏强度是 25.5%,且起伏和平均风速关系不大,对于锋面云系,许多观测说明在锋区里含水量最大,为 $0.32 \sim 0.92$ g/m³,锋区两边含水量较小,通常为 $0.1 \sim 0.3$ g/m³^[2]。

层状云中温度层结特点:①云内层结接近湿绝热梯度,最大可能值不超过 $-0.75 \sim -0.79$ °C/hm;②在云的上部或顶部有逆温层,大多数情况在云顶以下 $0.1 \sim 0.2$ km 内有逆温。

层状云中上升气流相对较小,一般在 $0.1 \sim 0.2$ cm/s,对于大范围的槽前滑升运动一般比较缓慢,每秒一般不超过几厘米,但在气旋辐合上升运动时,升速可达 $5 \sim 30$ cm/s。

层状云中大范围无规则扰动形成的湍流场是其流场的一个重要物理性质。通过大量观测事实和计算表明,层状云云下的里查逊数(Ri)最低,湍流最强,云内稍微减弱,云上的(Ri)比云内要大 $20 \sim 40$

科技部“十五”科技攻关项目“人工增雨技术研究及示范”(2001BA610A-06)资助

作者简介:石爱丽,女,1974年生,硕士,从事人工影响天气研究,Email:shial@cams.cma.gov.cn

收稿日期:2003年8月19日;定稿日期:2003年12月16日

倍,是云中湍流最弱的地方。层状云就是在湍流发展区的顶部和湍流衰减区的底部之间发展起来的。

层状云降水持续时间较长,可从几小时到几天。雨强不大,一般为 $0.1 \sim 1 \text{ mm/h}$ 。但在锋面层状云和层积云降水过程常观测到阵性降水,雨强随时间的变化不比积云小。

2 层状云微物理特征研究方法及成果

2.1 研究方法

云的微物理特征主要是通过云中各种粒子的谱分布来研究的。云中粒子谱分布是通过机载 PMS(粒子测量系统)资料和地面雨滴谱(GBPP-100 滤纸色斑法)资料进行指数式拟合分析得到的。

2.2 研究成果

2.2.1 云滴谱

南岳的长期观测表明^[2]:不同类型的层状云滴谱不同,一般以层云(St)滴谱最窄,雨层云(Ns)的滴谱最宽。层状云不同层次的滴谱不同,底部的谱要窄一些,中部滴谱比下部要宽。层状云滴谱的演变与天气过程密切相关。层状云不仅在一次天气过程中滴谱有着明显的规律变化,而且在 1 年中存在着季节变化。春秋季节最宽,最大直径达 $70 \mu\text{m}$,冬夏季最窄,最大直径为 $50 \mu\text{m}$ 。

在北方层状云的研究中^[3],据 17 次飞机观测的云滴谱资料, r 分布拟合式中, $a > 5$ 的个例约占总数的 40%,而且发现 a_1 值的大小与所处云中部位有关,从云底向上, a_1 值逐渐增大。

Korolev^[4]从 PMS 的 FSSP-100 探头获取的资料分析得出,在层状云中粒子谱普遍呈双峰分布,这种现象与云中扰动密切相关,与云滴浓度,云的温度、高度及冰晶没有很大关系。

2.2.2 冰晶谱($d < 300 \mu\text{m}$)

表 1 给出的是北方层状云研究中得到的云中质粒特征。

表 1 北方层状云的质粒特征

	λ/mm	$N_0/\text{m}^3\text{mm}$	尺度范围/ μm
小冰晶	106.0	5.3×10^6	2 ~ 47
冰质粒	13.31	1.9×10^5	25 ~ 800
米雪	5.34	3.33×10^3	200 ~ 6400
侧片	3.65	5.84×10^3	200 ~ 6400
柱束	2.56	1.75×10^3	200 ~ 6400
枝片	1.03	6.13×10^2	200 ~ 6400

注: λ 为谱斜率参数, N_0 为粒子数密度。

叶家东等^[5]用 PMS 资料、雷达资料和其他实时观测资料对层状云中的冰粒子和中尺度辐合系统中的冰水转化区进行分析,发现这两者的冰粒子特征很不相同,冰水转化区中冰粒子的浓度是层状云区里的冰粒子浓度的 4 ~ 6 倍,而层状云区里的冰粒子的大小却是冰水转化区中冰粒子直径的 2 倍左右。

2.2.3 雪质粒谱

据北方层状云探测资料统计^[3],有关雪质粒谱的垂直演变可区分为饱和型和非饱和型两类,饱和型对应于枝星状雪晶或雪团,非饱和型则对应于空间状雪质粒。枝星状雪质粒具有更强的攀附过程,在 $-12 \sim -17 \text{ }^\circ\text{C}$ 温度层有一迅速增长区,说明雪质粒的增长既与环境条件有关也与其自身的形态特征有关。云中雪质粒谱的垂直演变具有“消耗型”和“补给型”两种类型。

2.2.4 雪质粒谱的融滴谱

据北方层状云探测资料统计^[3],随降水强度增加,雪质粒谱变宽,雪质粒的总个数也相应增多,这与许多观测事实一致。与 Gunn 和 Marshall(1958)拟合的雪质粒谱结论相反,可能是他们未按晶形区分而取总体拟合引起的。

2.2.5 融化层中的质粒谱

对北方层状云的研究表明^[3],在 $-5 \sim -15 \text{ }^\circ\text{C}$ 层内,降水粒子谱经历迅速变宽($0 \text{ }^\circ\text{C}$ 层向上)和迅速变窄($0 \text{ }^\circ\text{C}$ 层向下)的过程。Liu Chung ming 等^[6]用 PMS 资料对中尺度对流系统中的层状云降水区的融化层及暖雨区的微物理过程分析得出:融化层在 5 km 以下厚度几百米,温度一直到 $2 \sim 3 \text{ }^\circ\text{C}$,随着冰粒子下落速度的加大,雪在融化层融化成雨滴,冰粒子数浓度剧减,同时融化层上的大粒子数量出现稳定的增加。

2.2.6 雨滴谱

在北方层状云的研究中^[3]认为,雨滴在下落过程中其谱斜率基本维持不变,其降水强度的增大主要是由于截距参数的增加,这反映出雨滴谱的基本谱型的斜率主要是由负温层中冷雨过程确定的。降水过程前期具有宽谱特征,对应于高空暖雪带(温度高于 $-20 \text{ }^\circ\text{C}$),雪晶形态为枝星状;降水后期对应于高空冷雪带(温度接近 $-30 \text{ }^\circ\text{C}$),雪晶形态为空间状。

宫福久等和陈宝君等^[7]对沈阳的降水雨滴谱

进行了分类研究,层状云雨滴谱分布窄,最大雨滴直径约 3 mm,呈指数分布,雨滴浓度量级为 $10^2/\text{m}^3$ 。M-P 分布和 Γ 分布和实测谱偏差都较小,两种拟合谱也比较接近。

Roland List^[8]发现:在稳定的层状暖云降水中,雨滴谱仪资料分析得出直径在 1 ~ 2 μm 间的粒子浓度出现峰值,而由 PMS 资料分析得出,在 0.3 μm 时出现峰值浓度。

2.2.7 云中质粒总谱(2 ~ 6400 μm)

在北方层状云的研究中^[3],在催化云作用下的供水云中,降水粒子谱常为具有第二峰值的宽谱,其峰值直径随高度下降而明显增大。冷锋窄降雪带为宽谱,类似于供水云中粒子谱;冷锋宽降雪带的降雪粒子谱则类似于催化云粒子谱。纯暖云过程作用下的雨滴谱为指数式谱,有高空冷云带作用下的雨滴谱为宽谱,且有明显的第二峰值。

3 层状云降水机制研究

3.1 数值模拟

用模式来研究层状云降水国内外都做了一些工作。相对来说,层状云物理模式国外研究较少,为深入了解层状云中各物理过程间的相互制约关系及模拟人工催化效果,国内先后研制了一维、二维层状云微物理模式。1981 年建立了层状冷云和层状暖云模式。1985 年建立了包括有 18 种微物理过程的冷暖云模式,1985 年建立了包括有微物理过程的边界层低云模式,1986 年建立了二维层状云模式。并用冷暖云模式对中纬度气旋云系的微物理过程进行了模拟,得出了与实际比较一致的结果。刘公波在硕士论文中完成了中尺度模式与层状云微物理模式的耦合,王成恕在研究生论文中用该模式模拟了一次华北地区锋面云系的降水过程,汪晓滨在论文中加入了催化的模拟。“九五”期间,在国家科技攻关的支持下,已研制出大气静力平衡中尺度云系人工增雨模式。“十五”期间,已完成大气非静力平衡中尺度模式 MM5 与云物理模式的耦合。

1981 年 Matveev 建立了定常锋面模式。1984 年 Hsieh Yu 和 Anthes 等发展了维非定常锋面云系降水模式,比较了干模式和湿模式的计算结果,讨论了水汽凝结和蒸发等对中尺度锋面环流的影响。1983 年 S. Rutledge 和 P. V. Hobbs^[6]对层状云降水中的播种云 - 供应云降水机制进行了模拟,他

们采用二维时变层状冷云模式,微物理过程参数化,考虑 5 种水成物,数值模拟结果表明,播种云和供应云的组合,有利于降水的产生和加大。T. Traumann (1996) 用一维热力流体动力模式以求解水平风分量、位温和比湿的预报方程,同时应用湍流闭合二维半模式求解湍流动能预报方程研究了层状云中毛毛雨的形成。近年来,乌克兰水文气象研究所一直开展冬季锋面云系的理论及外场研究,发展了层状锋面云系和降水形成的基本理论。同时,已发展并使用了一维、二维和三维定常及时变模式,以便对外场试验和基本研究作理论解释。

雷达、卫星、PMS、双通道地基微波辐射计等多种探测仪器的综合使用,为验证数值模拟结果以及综合分析降水云的结构特征,进而研究其降水机制提供了依据。

3.2 研究成果

3.2.1 层状暖云降水机制

Berry 和 Reinhardt(1974)对暖云随机碰并的数值积分进行了综合分析,认为对于云滴尺度谱符合 Γ 分布,平均直径大于 24 μm ,含水量达 1 g/m^3 ,在 10 ~ 20 min 出现少量达毛毛雨尺度(200 μm)的雨滴。Johnson(1982)认为大气中的超巨核尺度大至足以在云底发动碰冰增长,应是大气气溶胶谱的常规成分,同时计算得出在具有明显上升气流条件下,无论海洋云滴谱或大陆云滴谱,超巨核均为雨的发动源。Hobbs 等(1985)测量美国高海拔地区可达 1000 个/ m^3 ,但在近地面层巨核和超巨核的数浓度的变化可高达几个量级。Ochs 和 Johnson 通过模式研究证实,暖雨可由出现于云凝结核中的超巨核发动,并表明更多的雨可由相继的云水碰并产生。周秀骥^[9]对暖云降水机制进行过深入研究,讨论了云滴增长的随机过程、凝结作用下云滴的增长、碰并作用下的云滴增长以及重力电和湍流电碰并对云滴电化的影响。南开大学温景嵩教授等把微尺度大气运动的研究从湍流区间,开拓到微米、亚微米粘性流区间,突破了原有理论的限制,建立了重力和布朗耦合碰并与对流碰并以及多分散悬浮粒子沉降的统计理论;在湍流区间研究中,建立了大云滴随机增长的马尔柯夫过程理论,并发现了湍流的不连续性。胡志晋(1987)用模式计算和实测均得出厚度为 2 km 的层状暖云可以通过云水 - 雨水自动转化产生 0.4 ~ 0.8 mm/h 的降水。Liu Chung ming 等^[6]用 PMS 资

料对中尺度对流系统中的层状云降水区的融化层及暖雨区的微物理过程分析得出雪花在融化层能更多的聚合其他粒子产生大粒子,在到达融化层底以前,因为随着粒子增大破碎效率增大,碰并-破碎和自发破碎过程导致大粒子数的急剧减少。

3.2.2 层状冷云降水机制

早在 1920 年前后,以 Bjerkness 为代表的挪威学派在提出著名的极锋学说时也总结出了锋面气旋的天气模式。1940 年初, Petterson 和 Bergeron 等就建立了云系模型,提出冷锋、暖锋锋面云系的宏观特征及其与锋面部位的对应关系。50 年代和 60 年代初, Newton、Kessler 和 Wexler 等人发现,在大片冷锋回波中,有一强度极大的条状回波带,产生比周围更大的降水,他们指出这是由对流云组成的爬线。1970 年前后, Browning 等根据雷达和雨量自计网的观测,除了进一步肯定冷锋雨带之外,提出了暖锋雨带和暖区雨带,并对它的形成以及结构特征进行了分析。1973 年华盛顿大学的云物理小组在沿太平洋的美国西海岸开始研究中纬度气旋云中云与降水的中尺度和微物理结构,称为温带气旋雨系计划^[10]。Hobbs 等^[10]根据一系列探空观测到的冷锋结构,结合大尺度天气形势,用雷达资料分析降水的大中尺度和小的中尺度结构,定量估计了气旋云系不同部位降水的生长机制。同时,归纳出温带气旋的 6 种雨带,即暖锋雨带、锋区雨带、冷锋雨带、锢囚锋前的冷波雨带、锋后雨带、类波状雨带,以及它们的动力特征和微观特征。在降水机制的研究中,宽冷锋雨带与部分暖区雨带中形成降水的主要过程符合“播种-供应”机制。在宽冷锋雨带中,播种区的降水粒子含水量占雨带的 20% 左右,其余 80% 的降水含水量是在供水区形成的。在供水区中,随着高度的下降,降水含量急剧增大是由两种过程造成的,一种是在“供水区”的水汽凝华增长;另一种是当雨带赶上在低层的云和弱的降水区时,会有降水粒子平流入“供水区”。在窄冷锋雨带中,雨核中的依附过程可能是其降水增长的主要机制,另一种可能机制是重力流。在暖锋雨带中,降水的形成具有“播种-供应”机制的特征。在低层,增强的中尺度抬升的动力作用促使低空水汽的凝结,产生浓密的层状云,成为含水量较高的供水带。锋前冷涌雨带的降水主要通过冰质粒的聚合增长形成,来自低层由普遍的稳定空气运动产生的层状云的水汽和水凝物的

向上通量是水分的主要来源。由此可见, Bergeron 的“播种-供应”理论已得到了发展。

在我国对北方层状云的研究成果中^[3],通过个例分析得出,我国北方的降水微物理过程基本符合 Bergeron 提出的催化云-供水云相互作用导致降水的总体概念。对催化云与供水云温度特征的综合分析表明,冬季催化云的云顶温度常低于 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ (新疆),春夏季则低于 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (陕西、吉林)。冬季供水云温度高于 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$,春夏季高于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$,有时甚至是高于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的纯暖云。催化云与供水云在垂直方向上是分离的,中间常夹有无云区(常与冷锋锋区对应)。催化云常为对流层中、高层的高空云带(与冷涌对应的位势不稳定区中的对流泡区或带)。供水云常为锋下层积云或锋面上稳定抬升的高层云下部云水区。当层状云中内嵌有对流体并具有一定伸展厚度时,则可在其单一云体内完成云水向降水的转化过程。降水的垂直向增长表明,冰晶在高层催化云中形成后下落,主要增长于低层的冷云或暖云中,催化云中的降水质量增长常低于总降水量的 30%,供水云中的增长量常大于 70%。供水云中的云水向降水转化有赖于催化云的降水强度、催化作用的持续时间;并与催化云的降水微结构特征有关。

许梓秀、王鹏云^[11]通过对移经京、津、冀地区的 33 次冷锋前部雨带的雷达观测分析,归纳出 3 种不同类型的暖区中尺度雨带:平行类、交角类和垂直类。讨论了各类雨带的宏观特征、发生源地、传播方式以及其与强对流天气的关系。并用对称不稳定、开尔文-赫姆霍兹型不稳定、切变不稳定等理论对各类雨带发生发展的可能机制作了初步分析探讨。

叶家东等^[5]用 PMS 资料、雷达资料和其他实时观测资料对层状云中的冰粒子和中尺度辐合系统中的冰水转化区进行分析,认为层状云中主要降水粒子的增长机制是聚合增长,聚合增长开始于较高、较冷的层次,在下落接近融化层时聚合增长越来越明显。

致谢:写作过程中得到郑国光老师的指导,在此表示感谢。

参考文献

- 1 黄美元,徐华英.云和降水物理.北京:科学出版社,1999
- 2 顾震潮.云雾降水物理基础.北京:科学出版社,1980
- 3 游来光,马培民,胡志晋.北方层状云人工降水试验研究.气象科技,2002,30(增刊):19-50
- 4 Korolev A V. A study of bimodal droplet size distribution in strati-

- form clouds. *Atmospheric Research*, 1994, 32(1 - 4) : 143 - 170
- 5 Ye Jiadong, Fan Beifen, Cotton W R, et al. Observational study of microphysics in the stratiform region and transition region of a mid-latitude mesoscale convective complex. *Acta Meteorologica Sinica*, 1991, 5(5) : 527 - 540
 - 6 Liu Chungming, Lo, K. K. The microphysics of a Meiyu case: data analysis. In: Sham P, Chang C P (eds.). *International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*, Hong Kong, 6 - 8 July 1989, Teaneck (NJ) : World Scientific Publishing Co., 1990. 304 - 312
 - 7 李大山. 人工影响天气现状与展望. 北京:气象出版社, 2002
 - 8 List R. Results from warm rain studies in Penang, Malaysia. *Annalen der Meteorologie*, 1988, 2(25) : 446 - 448
 - 9 周秀骥. 暖云降水微物理机制的研究. 北京:科学出版社, 1964
 - 10 内蒙古自治区气象局科技情报中心(编译). 中纬度气旋云和降水的中微尺度组织结构. 呼和浩特:内蒙古自治区气象局, 1985
 - 11 许梓秀,王鹏云. 冷锋前部中尺度雨带特征及其机制分析. *气象学报*, 1989, 47(2) : 198 - 206

Progress in Researches on Microphysical Characteristics and Precipitation Mechanisms of Stratiform Cloud Precipitation

Shi Aili

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract: Stratiform clouds are the main precipitation system in most parts of North China. It is necessary to combine the analysis of composite observation data with the new numerical models to study further the characteristics and precipitation mechanisms of stratiform clouds. The categories and characteristics of stratiform clouds are described. The research methods and main findings in researches on microphysical characteristics at home and abroad in such areas as cloud drop spectrum, ice crystal spectrum, snow particle spectrum, raindrop spectrum and total particle spectrum are discussed through analyzing airborne PMS data and surface raindrop data. In addition, the researches methods and main achievements in stratiform cloud precipitation mechanism researches are also introduced, including stratiform cloud precipitation simulation and cold and warm cloud precipitation mechanism researches.

Key words: stratiform cloud, microphysical characteristics, precipitation mechanisms