肖辉,杨慧玲,洪延超,等. 2012. 大气冰核谱分布对对流风暴云人工催化影响的数值模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 833-847, doi:10.3878/j. issn.1006-9585.2012.06.20. Xiao Hui, Yang Huiling, Hong Yanchao, et al. 2012. Numerical simulation of the impacts of ice nucleus spectra on cloud seeding effects in convective storm clouds [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 833-847.

大气冰核谱分布对对流风暴云人工催化 影响的数值模拟研究

肖辉 杨慧玲 洪延超 郭淳薇 1,2 唐琪 1,2 李蔼恂 1,3

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室,北京 100029
2 中国科学院大学,北京 100049
3 成都信息工程学院,成都 610041

摘 要 2002 年 9 月在青海省河南县人工增雨综合试验基地开展了人工增雨外场综合观测试验。根据这次实验得 到的大气冰核资料,以及文献给出的另外两组常用的冰核资料,利用中国科学院大气物理研究所研制和发展的三 维对流云人工催化数值模式,讨论了 3 类不同大气冰核谱环境对模拟对流风暴云人工催化增雨效果的影响,模式 中还考虑了国内人工影响天气部门常用的 RYI-6300 型和 WR-1B 型人工增雨防雹火箭播云弹道的差异。模拟结果 表明,3 类不同大气冰核谱环境对模拟对流风暴云的宏观和微观参量分布结构有很大影响,在这些对流云中进行 火箭播云催化试验得到的播云效果也有很大差异。大气环境中高温冰核浓度低,而低温冰核浓度高时,对流风暴 云人工催化将导致云中冰晶过量,不利于对流风暴云降水增加。在大气环境中高温冰核浓度较高,并且低温冰核 浓度较低时,对流催化风暴云可获得最高的人工增雨效果。在青海试验区的大气冰核谱环境下,火箭催化对流风 暴云增雨有一定效果。对不同地区进行人工增雨作业时,了解清楚当地大气冰核的基本背景状况对于正确地评估 播云效果非常重要。文中还给出了导致这些结果差异的物理解释。

关键词 对流风暴云 大气冰核 人工催化 数值模拟 文章编号 1006-9585 (2012) 06-0833-15 中 doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.20

中图分类号 P426.611

文献标识码 A

Numerical Simulation of the Impacts of Ice Nucleus Spectra on Cloud Seeding Effects in Convective Storm Clouds

XIAO Hui¹, YANG Huiling¹, HONG Yanchao¹, GUO Chunwei^{1, 2}, TANG Qi^{1, 2}, and LI Aixun^{1, 3}

1 Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610041

Abstract A comprehensive field observation was conducted in the Qinghai artificial weather modification experiment base located in Henan County, Qinghai Province, China, in September 2002. On the basis of ice nucleus data obtained by this field observation, combined with two commonly used ice nucleus data, the effects of three different atmospheric ice nucleus spectra on cloud seeding in convective storm clouds are examined in this paper by using the fully elastic three-dimensional convective storm model (IAP-CSM3D). The differences in cloud-seeding trajectories of RYI-6300- and

收稿日期 2012-08-20 收到, 2012-09-29 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 40875080,青海省三江源人工增雨工程科技支撑计划项目 2009-Q-04,国家公益性行业(气象)科研专项项目 GYHY(QX)201006031

作者简介 肖辉,男,1961年出生,博士,研究员,从事云降水物理、人工影响天气及雷达探测研究。E-mail: hxiao@mail.iap.ac.cn

WR-1B-type rockets commonly used by domestic weather departments are considered. The simulation results show that the ice nucleus spectrum has a significant impact on the macro- and microstructures of strong convective clouds. Moreover, the seeding effects of these clouds differ significantly with various ice nucleus spectra. When the ice nucleus number concentration is low at high-temperature levels and high at low-temperature levels in the atmospheric environment, seeding in convective storms will lead to excessive ice crystals, which has a negative effect on the precipitation of convective storm clouds. When the ice nucleus number concentration is higher at high-temperature levels and lower at low-temperature levels in the environment, the seeding effect in convective storm clouds is the greatest. The physical explanations for these differences are given in this paper. When ice nucleus spectra were observed in the Qinghai experiment area, rocket seeding in convective storm clouds had a certain effect in rain enhancement. A clear understanding of the background status of ice nuclei is critical for proper assessment of cloud-seeding effects when conducting artificial weather modification experiments.

Keywords Convective storm cloud, Ice nucleus, Artificial seeding experiment, Numerical simulation

1 引言

近 30 多年来, 云和降水的数值模拟技术在国 内外发展很快, 并在人工影响天气各个方面的研究 中得到广泛应用(Orville, 1996; 黄美元等, 2000)。 云中过冷水向冰晶粒子转化的过程是冷云降水的 一个重要物理过程。大气冰核是冷云降水中形成冰 晶的重要因子之一, 它起着激发云中过冷水向冰粒 子转化的作用, 大气冰核也是迄今人工催化冷云的 基本出发点。目前, 在云数值模式中, 冰晶活化浓 度(*N*_I)与温度 *T* 的关系通常采用 Fletcher (1962) 给 出的大气冰核平均谱指数表达式

N_I= N₁₀ exp[B (273.15-T)], (1) 其中,经验参数 N₁₀表示当温度 T=273.15 K 时单位 体积空气中冰核的个数,经验参数 B 则表示单位温 度改变导致冰核浓度的变化率(单位: K⁻¹)。

孔凡铀等(1991)和洪延超(1996,1998)在 三维对流云数值模式中采用 Fletcher (1962)的实验 参数值,而胡志晋和严采蘩(1986)、胡志晋和何 观芳(1987)、李大山等(2002)在云模式中则采 用游来光和石安英(1964)1963年春季在北京地区 观测的冰核浓度谱参数。由于几十年来大气环境的 物理化学状况发生了巨大改变,天气条件也有明显 的变化,这些因素的综合作用必将改变冰核活化率 和成冰特性,因而,导致冰核浓度与温度的关系具 有很强的地域性和现实性特点。大量观测显示,各 地冰核浓度差异很大(游来光和石安英,1964;汪 学林等,1965;Hundson,1993;Rogers,1993; 赵仕雄等,2000;李娟和黄庚,2001),其主要反 映在公式(1)中 *N*₁₀和 *B*的不同。

我国西部地区的大气环境状况与20世纪60年 代北京的环境状况和 Fletcher(1962)进行大气冰核 测量的环境状况均有非常大的不同。青海省黄河上 游人工增雨综合试验区就位于我国西部黄土高原 的西侧。已有的观测事实表明,黄土高原是自然大 气冰核的重要源地(汪学林等, 1965; 赵剑平等, 1965; 酆大雄等, 1994; Xiao et al., 2004)。酆大雄 等(1994)的实验说明,黄土颗粒具有相当高的成 冰核率的特征。何宏让等(1999)的数值模拟研究 结果显示, 增大初始自然冰核浓度, 对对流云强弱 和云状影响不大,但对云内的微观结构有较大影 响。然而,这些研究所用的冰核谱参数范围人为性 很大,并且,还没有人针对不同大气冰核谱环境对 人工催化效果存在什么影响的基础科学问题开展 研究。因此,在该黄河上游人工增雨综合试验区开 展人工增雨试验时,当地大气冰核环境状况对该试 验区人工催化增雨效果有什么影响仍然是一个很 值得研究的科学问题。

近20多年来,针对我国西部黄河源头地区的人 工增雨工作陆续开展。其间,也进行了一些大气冰 核的观测。赵仕雄等(2000)于 1989年在西宁、 格尔木地区用滤膜法和混合小云室法进行对比观 测,李娟和黄庚(2001)于 2000年8月在甘肃省 玛曲县对黄河上游地区大气冰核浓度进行了观测。 2002年间我国在青海省河南县建立了人工增雨综 合试验基地。2002年9月,在该试验区开展了青海 人工增雨秋季综合外场观测试验,取得了大量的第 一手综合、配套的观测资料,包括多普勒雷达探测、 加密探空、地面气象站、雨量站观测、雨滴谱、大 气冰核等方面的观测资料,这为了解青海人工增雨 试验区云和降水的自然状况、变化规律、形成过程 和物理机制以及人工增雨作业效果等方面提供了非常重要的基础资料。

大量的数值模拟研究结果表明,冰相过程不仅 影响着强对流云的降水量,还强烈地影响着云的动 力过程(孔凡铀等, 1991; Johnson et al., 1993)。 本文使用中国科学院大气物理研究所研制和发展 的三维对流云人工催化数值模式(简称为 IAP-CSM3D),研究该试验区取得的实际大气冰核浓度 分布以及另外两种常用的大气冰核谱分布对模式对 流云人工催化效果的影响,并对两种增雨火箭 (RYI-6300 型和 WR-1B 型)的 AgI 播云弹道对人工催化 效果的影响加以探讨。该云模式将水物质分为水 汽、云水、雨水、云冰、雪花、冻滴、霰和冰雹共 8 类,详细考虑了它们之间相互转化和相互作用的 微物理过程,除水汽和云水外,其它水成物均采用 双参数粒子谱演变方案计算。此外,还具有 AgI 的 催化功能。有关模式的详细介绍参见洪延超(1998) 和肖辉等(2004)。目前,该模式已经在云降水物 理和人工影响天气等多方面得到广泛应用,其中包 括冰雹形成机制(洪延超, 1999),冰雹云识别(肖 辉等,2002),冰雹云中过冷水累积区问题(周玲 等,2001;胡朝霞等,2003),人工抑制上升气流 减雹机制的研究(周非非等,2005),冰雹云中 的微物理过程(洪延超等, 2002), 对流性强降水 云物理过程分析(王孝波等,2002;肖辉等,2004) 等。

2 模式的改进和播云方案设计

本文在原三维强对流云数值模式(洪延超, 1998)的基础上,对模式中的过冷云滴数浓度诊断 方法、云水向雨水的自动转换率 CN_{cr}和冰晶初始化 过程进行了改进,使其更加合理。冰晶的聚并效率 *e*_{ii}则采用较新的研究成果。在暖云过程中增加新的 雨滴碰撞破碎对雨滴浓度影响的过程(NCBrr)和 自发破碎对雨滴浓度影响的过程(NCBrr)和 自发破碎对雨滴浓度影响的过程(NSBrr)。此外, 在原三维强对流云模式中只假定所有雨滴冻结后 均为冻滴,还参考胡朝霞等(2003)的工作作了如 下改进:当雨滴直径大于 1.0 mm 时,雨滴冻结为 冻滴;当雨滴直径小于 1.0 mm 时,雨滴冻结为霰。 引起雨滴冻结的过程有雨滴核化(NUrf和NUrg), 过冷雨滴与冰晶、雪碰并时的冻结(CLrif、CLrsf、 CLrig和 CLrsg),以及由于 AgI 的核化而引起雨滴 冻结的过程(NUraf和NUrag)。这些微物理过程的 考虑,使分析冰雹胚胎的来源更加合理。

在火箭播云方式方面, 在模式中专门针对国内 生产和人工影响天气部门业务上常用的两种催化 火箭(RYI-6300型和WR-1B型)实际飞行弹道和 催化剂播撒时间的差别,使得催化的方式更加合 理,功能更加完善。RYI-6300型增雨防雹火箭(下 面简称 RYI 火箭) 是内蒙古自治区国营第 556 厂生 产的,而 WR-1B 型增雨防雹火箭(下面简称 WR 火箭)是航天工业总公司4院41所(西安)生产 的。两种火箭每一枚所携带的 AgI 剂量均为 10 g。 所不同的是火箭的弹道参数设计, RYI 火箭设计射 高最大为 6.3 km (85°发射), 而 WR 火箭为 8 km (85°发射)。在相同发射角情况下,前者 AgI 播撒 路程短、而后者长,表现在单位距离的播撒剂量上 是前者大、而后者小。如用 60°发射角发射时, 前 者 AgI 播撒路程大约为 3 km, 而后者为 4.5 km。两 种火箭发射时火箭播撒 AgI 的时间均取 20 s,相当 于在云模式中需要花费2个大时步来完成AgI的播 撒。在模式中还假定,火箭播撒的催化剂在播撒后 3 min 内可以充满所在网格体积(1 km×1 km×0.5 km)。在播云试验中只要设定火箭发射的方位角、 仰角和火箭发射点到目标的距离、发射火箭弹的时 间间隔等参数,模式就可以自动完成相关的播云计 算。这样的播撒试验方式设计将使催化更符合实际。

3 个例介绍

3.1 实况

2002年9月3日青海省河南县冰雹天气出现前 期,高空图上乌拉尔山地区高压脊发展,巴尔喀什 湖为低槽活动区。在9月2日08:00(北京时间, 下同)500 hPa 图上乌拉尔高压脊发展,其前部低 槽东移南下至巴尔喀什湖一带,青藏高原东南部至 我国中部、南部大部地区为副热带高压控制,青海 省河南县位于副高西北部,受西南气流控制,高空 湿度较大;9月3日08:00 500 hPa 图巴尔喀什湖低 槽加深南压,副热带高压继续维持,青海省河南县 仍受西南气流控制,河西走廊东部有一弱的低槽, 对应的低层风切变明显,造成低层风场辐合,有利 于对流天气的产生。

9月3日15:27,位于青海省河南县气象局大院 内的车载C波段新一代多普勒雷达观测到在雷达站

西南方 30~60 km 处出现了一些对流单体回波。 18:25 在雷达站西边出现较大范围的雷达回波,并 缓慢地向其东北方向移动,在该回波的右前部形成 较强的气旋性环流。18:52至19:09回波达到最强, 导致试验区局部地区发生强对流天气,出现较强降 雨。雷达观测显示,在0.5°仰角的平面位置显示器 (Plane Position Indicator, PPI) 上强回波的右前部云 中存在多个距离高度显示器 (Range Height Indicator, RHI) 强回波, 而强回波与低层气流辐合上升区 相对应。这些 RHI 强回波区对应的回波云顶高可达 到11~12 km, 云中上升气流强盛, 而且, 最大回 波强度达到 55 dBZ,其顶高位于 6 km, 45 dBZ 回 波的顶高达到8 km。19:10 之后,回波强度开始缓 慢减弱。19:43 回波向东北方向移动,并蜕化为层 状云。此时,云内回波强度较均匀,强度在 25 dBZ 以下,但回波顶高仍在 9~10 km 高度上。从雷达 回波还可以看到,在强回波区的后部,雷达回波较 均匀,最大强度只有 25 dBZ。从 18:25 雷达观测到 大片回波开始,到 20:45 回波减弱为层状云的均匀 回波结构止,整个过程在试验区持续了2h多。根 据地面气象站的观测, 18:43 在泽雄开始观测到降 雨,到19:52 云层移出去为止,观测到降水量3.8 mm。 从雷达 PPI 和 RHI 回波上看,伴随这次降雨过程, 局部地区可能发生小雹或霰降落。

3.2 大气层结状况

选择青海人工增雨试验区 9 月 3 日 14:30 的加 密探空资料(图 1)作为云模式模拟输入的环境场。 由探空资料可知,中低层大气相对湿度在 50%~ 60%之间,风场随高度呈现多层垂直切变分布结

构,并在对流层中下层以西南风为主,中层以西北 风为主,而高层则以偏东风为主(图 1b)。分析温 度—对数气压(T-logp)图可知,在近地层风随高 度逆转为南风, 有冷平流进入。1~3 km 层风随高 度顺转并增强,为暖平流控制。3~4.5 km 层风随 高度逆转,为冷平流形势。4.5~9.5 km 层风从西南 风随高度顺转为西北风而且风速加大到 12 m/s,表 明该层有较强的暖平流空气进入。从 9.5 km 以上的 高层风随高度逆转,为冷平流形势。凝结高度在577 hPa 层,0℃层约在 2.3 km 高度(520 hPa), 200 hPa 以上有一强逆温层存在。此层之下温度层结很不稳 定。对流有效位能 (Convective Available Potential Energy, CAPE) 为 1394.5 J/kg, 对流抑制有效位能 (Convective Inhibition, CIN) 仅为-11.2 J/kg, 抬升 指数 (Lifted Index, LI) 为一2.1。从地面到自由对流 高度(575 hPa)的温度递减率几乎与干绝热递减率 一样。这样的层结状况有利于当天午后强对流天气 的发生。

模式计算域为 36 km×36 km×18.5 km, 水平 格距 1.0 km, 垂直格距 0.5 km。用 *i、j、k* 分别 表示向东,向北和向上的*x、y、z* 轴上的格点序数。 将实时探空资料输入对流云模式程序,采用湿热泡 方式启动对流云,给极值为 1.5 ℃的轴对称位温扰 动,扰动区中心坐标为(18,18,7),位于 3.5 km 高度上,扰动区水平半径为 10 km,厚度为 6 km。 模拟时间为 120 min。

3.3 数值试验方案

为了比较不同地区大气冰核谱对对流云播云 效果的影响,我们设计的试验方案如表1所示。表



图1 2002年9月3日14:30加密探空显示的大气层结曲线和环境风合成风矢量随高度的变化廓线: (a)温度和露点; (b)环境风 u 分量和 v 分量合成风矢量

Fig. 1 The ambient sounding profiles and the composite wind vectors along altitude from the radiosounding at 1430 LST on 3 Sep 2002: (a) Air temperature and dew point; (b) ambient composite wind vectors of u and v directions

No. 6 XIAO Hui et al. Numerical Simulation of the Impacts of Ice Nucleus Spectra on Cloud Seeding Effects in Convective ... 837

表1 3种大气自然冰核谱试验方案														
Table 1 Three experimental schemes of atmospheric natural ice nucleus spectra														
			N _{I(-10°C)} *	N _{I(-20°C)} *	N _{I (-30°C)} *	AgI 剂量及								
试验	$N_{\rm I0} ({\rm m}^{-3})$	$B(\mathbf{K}^{-1})$	(L^{-1})	(L^{-1})	(L^{-1})	火箭类型	说明							
Expt-1	538	0.197	3.86	27.66	198.36	—	青海试验区平均冰核谱,作为基本算例							
Expt-2	2.05	0.398	0.11	5.87	314.22	—	游来光等(1964)数据重新拟合得到的平均冰核谱							
Expt-3	0.01	0.600	< 0.01	1.63	656.60	—	Fletcher(1962)冰核谱							
Expt-1RYI	538	0.197	3.86	27.66	198.36	100 g, RYI-6300	RYI-6300型火箭催化试验,青海试验区平均冰核谱							
Expt-2RYI	2.05	0.398	0.11	5.87	314.22	100 g, RYI-6300	RYI-6300 型火箭催化试验, 游来光等(1964)平均							
							冰核谱							
Expt-3RYI	0.01	0.600	< 0.01	1.63	656.60	100 g, RYI-6300	RYI-6300 型火箭催化试验, Fletcher (1962)冰核谱							
Expt-1WR	538	0.197	3.86	27.66	198.36	100 g, WR-1B	WR-1B型火箭催化试验,青海试验区平均冰核谱							
Expt-2WR	2.05	0.398	0.11	5.87	314.22	100 g, WR-1B	WR-1B 型火箭催化试验,游来光等(1964)平均冰							
							核谱							
Expt-3WR	0.01	0.600	< 0.01	1.63	656.60	100 g, WR-1B	WR-1B型火箭催化试验, Fletcher (1962)冰核谱							

*N_{I(-10°C)}、N_{I(-20°C)}、N_{I(-30°C)}分别表示温度在-10℃、-20℃、-30℃时的大气冰核数浓度。

1 中给出了国内不同地区实测的大气冰核谱平均参数,相应地,图 2 给出了不同冰核浓度随温度的分布。为便于不同温度下冰核浓度的比较,表 1 还给出了-10 ℃、-20 ℃和-30 ℃时的环境冰核浓度。表 1 中, Expt-1 代表青海试验区地面观测得到的平均冰核谱参数 (Xiao et al., 2004),该算例作为基本算例。Expt-2 是由游来光等(1964)在北京地面观测数据重新拟合后得到的大气冰核谱参数, Expt-3 冰核谱为 Fletcher (1962) 谱,它们代表当前国内外云模式常用的大气冰核谱。

由表1可见, Expt-1、Expt-2和 Expt-3 冰核谱 的参数 N₁₀ 和 B 有很大不同。当温度>-27 ℃时活 化的高温冰核,以Expt-1试验的冰核浓度最高,其 次是 Expt-2 试验的冰核浓度, Expt-3 试验的冰核浓 度最低,而当温度<-27 ℃活化的低温冰核,情 况正好相反(见图 2)。对于 Expt-1 试验, -10 ℃ 的冰核浓度为 3.86 L⁻¹, Expt-2 试验则为 0.11 L⁻¹, Expt-3 试验仅为 0.004 L⁻¹。-20 ℃时 Expt-1 试验 的冰核浓度为 27.66 L⁻¹, Expt-2 试验则为 5.87 L⁻¹, Expt-3 试验则为 1.63 L⁻¹。尤其需要注意的是, Expt-3 冰核谱,虽然在温度较高时,冰核浓度很低,但 在温度较低时,冰核浓度却变得很高。比如,在 -30 ℃时 Expt-1 试验的冰核浓度为 198.36 L⁻¹, Expt-2 试验则为 314.22 L⁻¹, Expt-3 试验则为 656.60 L⁻¹,此时 Expt-3 试验的自然冰核浓度比 Expt-1 试验高 2 倍,比 Expt-2 试验高 1 倍。

在模拟中还假定,高空大气环境的冰核浓度分 布具有与上述地面观测结果相同的特性。



图2 3类大气自然冰核谱

Fig. 2 Three different initial ice nucleus spectra used in the simulations

在火箭播撒 AgI 催化剂方面, 假定在模式模拟 到第 15 min 时开始,每1 min 向云中发射 1 枚火箭 进行播云试验,在 10 min 时间内,共发射 10 枚, 在指定区域播撒 AgI 100 g。火箭弹道顶点定在模式 域水平中心格点(对应于风暴云的中心),垂直方 向在-10 ℃层(约4 km)高度上。

4 模拟结果

4.1 自然云宏微观结构的模拟

4.1.1 不同自然冰核谱对对流风暴云动力场的影响

图 3 给出了根据 2002 年 9 月 3 日探空资料(见图 1)用 Expt-1 青海试验区的平均冰核谱(基本算例)和 Expt-2、Expt-3 的大气冰核谱模拟的对流风暴云回波强度,以及 2002 年 9 月 3 日 18:58 雷达实测的 RHI 回波强度。

由图 3a 和 3b 可见,用 Expt-1 青海试验区的平



图3 (a) Expt-1模拟24 min、(b) Expt-2模拟24 min、(c) Expt-3模拟38 min 风暴云雷达回波强度垂直分布和(d) 2002年9月3日18:58沿313°方位雷达实测的 RHI 回波

Fig. 3 The vertical distributions of the echo intensity of the convective storm clouds of (a) Expt-1 simulated, 24 min, (b) Expt-2 simulated, 24 min, (c) Expt-3 simulated, 38 min and (d) the actual radar echo intensity observed along 313° azimuth at 1858 LST on 3 Sep 2002

均冰核谱(基本算例)和用 Expt-2 大气冰核谱模拟 的风暴云,在风暴云发展到 24 min 时,雷达回波顶 高接近 11 km,最大回波强度为 55 dBZ,出现在 6 km 高度附近。Expt-1 和 Expt-2 两种自然冰核谱 模拟的风暴云雷达回波强度基本相似,形状差别不 大,最大的差别主要表现在风暴云 55 dBZ 强回波 区的分布形式有所不同,Expt-1 试验中 55 dBZ 强 回波区分为上下两块,中心分别出现在 2.5 km 和 5.5 km 高度上,但 Expt-2 试验中 55 dBZ 强回波区 只有一块,出现在 1.5~6.0 km 高度层。然而,用 Expt-3 大气冰核谱模拟的风暴云,当发展到 24 min 时,雷达回波顶高只有 6.5 km,最大回波强度为 45 dBZ (图略),在 38 min 时,风暴云回波顶高才发 展到 11 km,最大回波强度为 55 dBZ,出现在 6 km 高度附近(图 3c),这可能是因为,Fletcher (1962) 的大气冰核谱在温度低于-30 ℃以后,所产生的 冰核浓度比另外两类大约高出1倍以上(见表1), 大量的自然冰核对风暴云向上发展有一定阻碍和 延缓作用,只有当风暴云进一步发展,云中的上升 气流足够强,低层水分源源不断地向上供应,使冰 相粒子有足够时间长大,凝华、冻结潜热的释放加 速风暴云向上发展,因此,Expt-3情况的风暴云发 展较缓慢。与实测雷达回波(图3d)比较可以看到, 虽然3类冰核谱模拟的风暴云回波结构在时间上有 所差别,但总体来说,模拟风暴云的雷达回波顶高、 回波结构和强度与风暴云雷达回波实况基本吻合, 说明本文模式对西北地区风暴云具有较可靠的模 拟能力,模拟结果是可信的。

垂直上升气流速度是表征云发展的一个重要参量。图 4 给出了 Expt-1~3 3 类自然冰核谱下模



图4 模拟风暴云中最大(a)上升气流速度 *W*_{up}和(b)下沉气流速度 *W*_{dn} 随时间的变化 Fig. 4 The time variation of the maximum (a) updraft velocity *W*_{up} and (b) downdraft velocity *W*_{dn} in the three simulated convective storm clouds

拟的风暴云(简称自然风暴云)中最大上升气流速 度 Wun 和下沉气流速度 Wdn 随时间变化的曲线。由 图 4 可以看出, 该模拟风暴发展迅速, 持续时间 2 h 以上,与实况一致。强风暴云内有组织的上升气流 最早出现在第4 min。随着对流云的发展,上升气 流和下沉气流均增大, Expt-1~3 云的上升气流速 度在 10 min 时上升气流速度为 7 m/s, 并在 21~23 min 时达到最大值(约16m/s),峰值也依次略有增 加。相应地,在云下地面附近出现了下沉气流速度 极大值。从整体上看, Expt-1~3 云上升气流出现 双峰结构。3 类风暴云上升气流第一峰值和出现时 间大体相同,但第二峰值和时间均有很大不同,以 Expt-1 云的速度最小,而且出现最晚(3.8 m/s, 79 min), 其次是 Expt-2 云 (5.4 m/s, 60 min), Expt-3 云的速度最大,而且出现最早(12.0 m/s, 40 min)。 大气冰核谱环境的不同在第二上升气流峰值大小 和出现的时间上反映最明显。对于云中下沉气流也 有大致类似的变化结果,只是符号相反而已。这些 结果表明,不同大气冰核谱环境对风暴云中动力场

结构有较大影响,尤其是对风暴云后期动力场结构 的影响最大。

4.1.2 不同自然冰核谱环境对风暴云微物理结构 的影响

云中各种水成物含量的大小是表征云微物理 结构的一个重要参量。图 5 给出了 Expt-1~3 风暴 云中各种水成物最大值随时间变化的曲线。由图 5 可以看出,大气冰核谱环境对云中各种水成物含量 有不同程度的影响。对云水含量 Qc 的影响主要从 10 min 开始(图 5a)。13~40 min 时,Expt-1 云 Qc 最小,Expt-3 云的 Qc 最大,而 40 min 后,Expt-1 云 Qc 最大,Expt-3 云 Qc 反而最小,说明在云发展 阶段,大气冰核浓度高可导致云中过冷云水消耗 快。大气冰核浓度不同对雨水含量 Qr 的影响,从 云中出现雨水开始就非常明显。20 min 时,3 类云 的 Qr 均出现了明显的峰值(图 5b),之后,Qr 有 所减小,然后又增大。30 min 时 3 类云的 Qr 出现 了另一个明显的峰值,Expt-1 云的 Qr 峰值比 Expt-2 和 Expt-3 云的小一些,这是因为在 Expt-1 环境中



图 5 3 类风暴云中各种水成物含水量最大值随时间的变化: (a) Qc; (b) Qr; (c) Qi; (d) Qs; (e) Qf; (f) Qg Fig. 5 The time variations of the maximum water contents of all the hydrometeors in the three simulated convective storm clouds: (a) Qc; (b) Qr; (c) Qi; (d) Qs; (e) Qf; (f) Qg

高温冰核浓度高,这些冰核在温度较高的过冷区中 容易产生大量的冰晶,争食云中的水分,由于贝吉 龙效应的作用,冰晶生长比过冷云滴和小雨滴快得 多,使得大量的过冷水提前冻结而转化到各种冰相 粒子上,同时,减慢过冷云滴的生长及其向雨水的 自动转化速率。这说明,大气中高温冰核浓度高容 易导致云中液态水提早消耗,阻止云滴的凝结增长 和雨滴的长大。在 50 min 左右, Expt-3 云 Qr 出现 了一个峰值,这主要是由于高空霰(Qg)在0℃层 下融化造成的。

大气冰核谱对云中冰晶 Qi 和雪花 Qs 的影响非 常大。由图 5c 看到,在整个模拟时间里,大气中 高温冰核浓度高的 Expt-1 云中 Qi 最小,而且,峰 值也是最小的,只有 0.12 g/m³,出现在第 54 min 时; Expt-2 云中 Qi 较大,最大值为 1.03 g/m³,出 现在第 45 min 时;大气高温冰核浓度低的 Expt-3 云中 Qi 最大,最大值达到 1.23 g/m³,出现在第 29 min 时,比 Expt-1 云的 Qi 最大值大 1 个数量级,并 且提前到第 30 min 时出现。

对于云中雪花(图 5d),在云中有雪花出现至 30 min 之前(对应于云的发展和旺盛阶段)Expt-1 云的 Qs 含量比另外两类云大一倍,而且提前大约 5 min 出现,这可能是高温冰核浓度高,使云中大量 过冷雨水和云水提前消耗转化的结果。Expt-2 和 Expt-3 云的 Qs 含量在 30 min 之后(成熟阶段和稳 定阶段)才快速增长,并远远超过 Expt-1 云的 Qs 含量。这说明,大气中高温冰核浓度高对云发展和 旺盛阶段雪花含量的增长是有利的,而大气高温冰 核浓度低、低温浓度高则对云处于成熟阶段和稳定 阶段的冰相粒子形成和生长有利。在这两个阶段云 中上升气流不很大(见图 4a),在 Expt-2 和 Expt-3 云中,因为高温冰核浓度高,低层大量过冷水因为 没有来得及冻结就被气流输送到高空,而在高空, 因为温度低,低温冰核浓度高,容易产生了大量冰 晶粒子,在那里有从低层输送上来的丰富过冷水,这些冰晶形成后可以在云层中稳定长大成雪花和 霰,因此,导致 Expt-2 和 Expt-3 云在成熟阶段和 稳定阶段冰雪晶和霰含量比高温冰核浓度高的 Expt-1 云大得多。

对于冻滴 Qf (图 5e), Expt-1 云的 Qf 峰值出 现在第 20 min 时,达到 1.7 g/m³, Expt-2 和 Expt-3 云的 Qf 峰值出现在第 24 min 时,达到 2.4 g/m³。对 于霰 Qg (图 5f),3 种云的第一个峰值均出现在第 23 min 前后,数值依次增大。Expt-3 云在 34 min 时还出现了第二峰值。

上述结果表明,不同大气冰核谱环境对风暴云 中微物理结构有很大影响,尤其是对冰雪晶和霰的 影响最大,进而对雨水含量也有很大影响。在云的 不同发展阶段,这些影响的结果是有差别的。大气 中高温冰核浓度高、低温浓度低的冰核谱环境仅对 风暴云的发展和旺盛阶段雪花含量增长有利,而在 低温冰核浓度高、高温浓度低的冰核谱环境,则当 风暴云发展到成熟阶段之后才对云中冰相粒子的 形成和生长有利。

4.1.3 不同自然冰核谱环境对风暴云降水特征的影响

大气冰核谱环境对云中微物理结构和动力场 影响的最终结果可以反映在降水场上。图 6 给出了 Expt-1~3 云的地面瞬时降水强度最大值随时间变 化。总体来看,由于大气冰核谱环境的不同,引起 云中水成物含量和分布不同,进而导致地面降水空 间分布和随时间演变特征的不同。如以地面累积降 水量达到 0.01 mm 作为降水出现的阈值,当地面累 积降水量开始超过这个阈值时,则认为此时地面开 始出现降水,那么,3 类模拟风暴云的降水开始时 间分别为第15、16、17 min 时。在第30 min 左右, Expt-1~3 云地面降水均出现峰值,并且,以 Expt-1 云的降水峰值最小,其次是 Expt-2 降水,而 Expt-3 降水峰值最大,看来,高温冰核浓度高、低温浓度 低的大气环境不利于风暴云产生大的降水,相反 地,低温冰核浓度高、高温浓度低的大气环境对风 暴云最终产生大的降水有利。在黄土高原地区大气 中高温冰核浓度比其他两类大气冰核高1个数量级 以上(见表1,图2),因此,高原上的风暴云降水 比其他类型大气冰核环境的少,这可能是高原地区 降水相对较小的一个重要原因。

由图 6 还看到, Expt-3 环境的风暴云中在 50~60 min 之间还出现了第二次强降水过程,峰值出现 在第 50 min。第二次强降水与图 5b 中雨水含量的 第二个峰值的出现时间是一致的,主要来自于高空 大量霰的融化成雨过程。

4.2 催化云宏微观结构的模拟

4.2.1 不同类型火箭催化对对流风暴云动力场影响的比较

在 Expt-1 大气自然冰核谱环境下,模拟的对流 风暴云发展到第 15 min 时开始,每 1 min 分别用 RYI 火箭和 WR 火箭向云中一10 ℃层中心部位发 射 1 枚火箭进行播云试验,催化持续 10 min,共发 射 10 枚,播撒 AgI 100 g。图 7 给出了自然云和催 化云中最大上升气流速度 W_{up}和下沉气流速度 W_{dn} 随时间的变化曲线。由图 7a 可见,催化对云动力 场的影响主要发生在催化结束之后的 1 h 内,并且 两种火箭催化后对云中上升气流的影响趋势非常 一致。催化加速云中过冷水的冻结,释放潜热,增 强云的发展,因此,在 23~24 min 时出现的上升速



图6 3类风暴云地面瞬时降水强度最大值(Pt)随时间的变化

Fig. 6 The time variations of the maximum instantaneous surface precipitation intensity (Pt) of the three simulated convective storm clouds



图 7 Expt-1 冰核谱环境下的自然云和 RYI 火箭和 WR 火箭催化的云中最大(a)上升气流速度 W_{up} 和(b)下沉气流速度 W_{dn} 随时间变化 Fig. 7 The time variations of the maximum (a) updraft velocity W_{up} and (b) downdraft velocity W_{dn} of the simulated natural cloud and the clouds seeded by RYI-type and WR-type rockets under the environment of Expt-1 ice nucleus spectra

度第一峰值由自然云的 15.5 m/s 增大到 17.8 m/s (RYI 火箭催化)和 17.3 m/s (WR 火箭催化),并 提前到 50 min 出现第二极大值 (大约为 6.0 m/s)。 当风暴云发展到 73 min 之后,催化云的 Wup 比自然 云稍微小一些。再由图 7 可见,两种类型火箭催化 对云中下沉气流的影响也几乎相同,与自然云相 比,催化对下沉气流的第一极大值加强不明显,但 提前到 50 min 时催化云出现了第二个下沉气流极 大值,速度达到-4.0 m/s。

以上结果表明,在相同的大气冰核环境下,国 内常用的两种增雨火箭催化对对流风暴云动力场 均存在播云动力效应,而且催化影响的趋势几乎一 致:催化使风暴云上升气流速度增大,并出现第二 个极大值,同时导致下沉气流提前出现第二极大 值。

4.2.2 不同类型火箭催化对对流风暴云微物理结构影响的比较

进一步分析在 Expt-1 大气自然冰核谱环境下, RYI 火箭和 WR 火箭催化对对流风暴云中各种水成 物含量分布的影响。由图 8 看到,催化对云各种水 成物含量的分布有不同程度的影响。由图 8a 可见, 催化对云中云水含量分布的影响较小,这可能因为 云水含量的大值大多出现在云中零度层之下区域, AgI 催化首先主要影响过冷水层,然后,通过高层 云动力和微物理过程的改变而影响云体云水含量 分布。由图 8b 可见,催化对云中雨水含量分布的 影响主要表现在云发展到 25~65 min 之间。在 25~35 min,催化导致过冷雨滴冻结,使得雨水比 自然云减小大约 0.5 g/m³,而在 40~55 min,催化 使得雨水比自然云增大了 1.0~1.5 g/m³,这是导致 地面出现降水第二个极大值的原因。

催化对对流风暴云中冰晶含量分布的影响从 催化开始时就非常明显(图 8c)。风暴云从第 15 min 时开始催化,然后云中冰晶含量迅速增大,在第 20 min 左右达到峰值 0.8~1.0 g/m³,冰晶浓度也快 速增加(图略),之后,冰晶含量有所减小,说明 催化通过向云中释放冰核后在播撒层产生大量的 人工冰晶,这些冰晶生长后导致冰晶含量和数目增



图8 Expt-1冰核谱环境下自然云和两种火箭催化云中各种水成物含水量最大值随时间的变化: (a) Qc; (b) Qr; (c) Qi; (d) Qs; (e) Qf; (f) Qg Fig. 8 The time variations of the maximum water contents of all the hydrometeors in the natural cloud and the clouds seeded by RYI-type and WR-type rockets under the environment of Expt-1 ice nucleus spectra: (a) Qc; (b) Qr; (c) Qi; (d) Qs; (e) Qf; (f) Qg

大。比较两种火箭催化产生冰晶含量的结果可看 到,RYI火箭的催化效应一直持续到第50min左右, 而WR火箭的催化效应则持续到第50min左右, 而WR火箭的催化效应则持续到第85min,而且保 持较高的冰晶含量水平。两种火箭催化产生冰晶含 量不同可能与它们不同的飞行参数导致轨迹所经 过区域的温度和含水量状况不同有关。为了使它们 的飞行轨迹的顶点达到相同高度的目标区,对于射 程较近的 RYI 火箭发射时要求发射角较大,而对于 射程较远的 WR 火箭,则发射时要求发射角小一些, 因此, RYI 火箭播撒的 AgI 粒子将有一部分落在温 度较高的云层里,而 WR 火箭播撒的 AgI 粒子大多 是落在温度较低的云区。两种火箭催化,虽然 AgI 播撒量相同,但由于这些粒子所处环境温度不同, 造成相同时间内 AgI 粒子活化成为冰晶的数目就有 所不同,后者产生冰晶多于前者(这在某种程度上 相当于增大了播撒人工冰晶的数量),因而产生的 催化效应就有差异。

再由图 8d 可见,第 21 min 后催化使云中雪花 含量明显增大,一般增大 0.2 g/m³,这种增大一直 持续到模拟结束。仔细比较两种火箭催化产生雪花 的差别,可以看到,RYI 火箭催化云产生的雪花含 量比 WR 火箭催化云约高 0.05~0.1 g/m³。这可能与 前者催化产生的冰晶少,而后者产生的冰晶多有 关,冰晶数目多,争食云中的有限水分,因此,冰 晶粒子不容易快速长大成为雪花。

对于催化对云中冻滴含量的影响,由图 8e 可 见,两种火箭催化产生的影响基本相同,而且影响 主要从 20 min 时开始,到 50 min 时结束。与自然 云相比,催化导致 20~35 min 之间的冻滴含量减少 0.2~0.3 g/m³,而在 35 min 之后,催化云的冻滴含 量则比自然云大一些。这表明,两种火箭催化对云 中冻滴含量的影响没有明显差别。

催化还导致云中霰含量增加(图 8f),其原因 是播云后云中冰晶含量和数浓度迅速增加,冰晶的 凝华长大和雨滴的冻结将造成雪花含量和数浓度 增加,进而导致向霰的转化量增加。两种火箭催化 对云中霰含量的影响有较大的不同。这些差别主要 从催化后几分钟开始的。与自然云相比,RYI火箭 催化导致云中在 30~50 min 之间出现第二霰含量 大值区,最多增加1 g/m³。WR火箭催化之后则在 30 min 时出现含量高达 4.6 g/m³的大值区,并 35~ 50 min 之间出现霰含量第二大值区。

以上结果分析表明,催化使对流风暴云中水成物的分布发生不同程度的变化,使发展阶段云中雨水、冻滴含量减少,而使成熟阶段风暴云中雨水、冻滴含量增加。总体来看,催化使云中冰晶、雪花以及霰的含量增加最大。两种火箭催化对云中不同微物理参量的影响也有差别,其中,WR火箭催化导致云中冰晶、霰和雨水含量的增加明显优于 RYI 火箭的催化,但 WR 火箭催化增加雪花含量比 RYI 火箭催化明显。两种火箭催化对云中云水、冻滴含量的影响差别较小。

4.2.3 不同类型火箭催化对风暴云降水影响的比较

图9给出了Expt-1冰核谱下自然云和两种火箭 催化云的地面最大值瞬时降水强度随时间变化,可 见,在相同的大气冰核谱环境下,由于不同火箭弹 道参数的不同,火箭播撒 AgI 粒子的路径不同,导 致不同火箭催化引起云中水成物含量和分布不同, 进而导致地面降水量的空间分布和随时间演变特 征有差别。催化导致风暴云成熟阶段的降水强度比 自然云减小了 15~20 mm/h,而使消散阶段的降水 强度增加 20 mm/h。因此,总体来看,RYI 火箭和 WR 火箭催化导致降水量比自然云降水分别增加了 2.6%和 3.7%,增雨效果都不很明显。

4.3 不同冰核谱环境下两种火箭催化云地面累积 总降水量的比较

表 2 给出了 3 种大气冰核谱环境下两种火箭催 化风暴云的地面累积总降水量,同时,还给出了与 自然冰核谱环境下未催化风暴云降水量比较的变 化率。比较表 2 的模拟结果可得下列看法:

(1)比较表 2 中 Expt-1、Expt-2、Expt-3 的结 果可见,在自然风暴云的模拟中,使用高温冰核浓 度最高的 Expt-1 大气冰核谱作为模式云的发展环 境,其总降水量 Spt 最小,仅为 891.9 kt,如果用 Expt-2 大气冰核谱(其高温冰核浓度介于 Expt-1 和 Expt-3 之间)作为模式云的发展环境,其总降水量 Spt 为 1016.6 kt,比 Expt-1 的 Spt 值增加 14.0%, 如果用高温冰核浓度最低的 Expt-3 大气冰核谱作 为模式云的发展环境,其总降水量 Spt 最大,达到 1320.9 kt,比 Expt-1 的值增加 48.1%,说明青海试 验区环境中可能缺少有利于风暴云降水的低温大 气冰核,云中向高空输送的过冷水充足,因此,有 可能通过改变高空大气冰核浓度使风暴云降水增 加。

(2)由表2看到,无论催化或不催化,风暴云 不同相态的地面累积总降水量均与大气环境中的



图9 Expt-1冰核谱下自然云和两种火箭催化云的地面瞬时降水强度最大值(Pa)随时间的变化

Fig. 9 The time variations of the maximum instantaneous surface precipitation intensity (Pa) of the natural cloud and the clouds seeded respectively by RYI-type and WR-type rockets under the environment of Expt-1 ice nucleus spectra

		总降水量((kt)	<u> </u>				
	Spt	Spr	Spf	Spg	Spt	Spr	Spf	Spg
Expt-1	891.93	802.33	17.17	70.92				
Expt-1RYI	914.74	842.47	7.05	64.96	2.56%	5%	-58.96%	-8.41%
Expt-1WR	924.67	851.98	7.67	64.61	3.67%	6.19%	-55.35%	-8.90%
Expt-2	1016.62	907.16	26.58	80.84				
Expt-2RYI	1176.73	1077.55	14.41	84.71	15.75%	18.78%	-45.80%	4.78%
Expt-2WR	1134.38	1041.14	14.57	78.59	11.58%	14.77%	-45.19%	-2.78%
Expt-3	1320.91	1166.94	34.53	116.76				
Expt-3RYI	1335.47	1211.27	22.37	101.78	1.10%	3.80%	-35.21%	-12.83%
Expt-3WR	1279.23	1166.75	20.61	91.7	-3.16%	-0.02%	-40.31%	-21.47%

Table 2 The surface accumulative precipitation amounts of the clouds seeded respectively by RYI-type and WR-type rockets

表 2 不同冰核谱条件下两种火箭催化的地面累积总降水量及其变化率

高温冰核浓度高低有反比关系,高温冰核浓度越高 且低温冰核浓度越低,风暴云地面累积总降水量越 小。反之,高温冰核浓度越低且低温冰核浓度越高, 风暴云地面累积总降水量越大。

(3) 在不同的冰核谱环境下,使用火箭进行风 暴云催化, 增雨效果相差很大, 并以 Expt-2 试验的 大气冰核谱环境的增雨效果最好,达到 11.58%~ 15.75%,在 Expt-1 环境下增雨效果较小,只有 2.56%~3.67%, 而在 Expt-3 环境下增雨效果最差, 甚至出现减雨(如 Expt-3WR 的-3.16%)。从表 1 注意到3种冰核谱的低温冰核浓度有很大不同,如 -30 ℃时, 以 Expt-3 浓度最高, 其次是 Expt-2、 Expt-1 的浓度最低。这个结果说明,在大气环境中 高温冰核浓度低,而低温冰核浓度高时,风暴云中 高层有大量冰晶产生,自然冰晶播云效果明显,环 境中并不缺少冰晶,此时催化将导致风暴云中冰晶 过量,不利于风暴云降水增加。如果在大气环境中 高温冰核浓度较高,而且低温冰核浓度较低时,风 暴云中自然冰晶浓度不足。因此,人工催化增雨效 果最好。当高温冰核浓度很高、低温冰核浓度很低 时催化增雨效果较差,可能是播撒剂量还较小所致。

(4) 在相同的冰核谱环境下,使用不同的火箭 进行风暴云催化,所得的增雨效果也是不同的。如 在 Expt-1 大气冰核谱环境下,两种火箭催化得到的 总降水量(Spt)相对于 Expt-1 算例的增加率分别为 2.56%(Expt-1RYI)和 3.67%(Expt-1WR),在 Expt-2 大气冰核谱环境下,催化得到的 Spt增加率分别为 15.75%(Expt-2RYI)和 11.58%(Expt-2WR),而 在 Expt-3 大气冰核谱环境下,Spt增加率分别为 1.10%(Expt-3RYI)和-3.16%(Expt-3WR)。看来, 需要对当地大气环境的冰核状况进行调查了解,才 能有针对性地开展科学的人工增雨作业,获得更符 合实际的人工增雨效果。

845

(5) 对于 Expt-1~3 3 类冰核谱环境形成的风 暴云,火箭催化使总降水量(Spt)和各种相态降水 量均有不同程度变化,而且两种火箭催化所得的降 水变化幅度也是不同的。比如,在 Expt-2 冰核谱环 境下用 RYI 火箭催化使雨水(Spr)增加 18.78% (Expt-2RYI),而用 WR 火箭催化仅使 Spr 增加 14.77%(Expt-2WR)。又如,对于 Expt-3 冰核谱环 境,用 RYI 火箭催化使 Spf+Spg 增加-48.04% (Expt-3RYI),但用 WR 火箭催化却使 Spf+Spg 增 加-61.78%(Expt-3WR)。

(6) 对于 Expt-1 表征的青海试验区冰核谱环 境,用 RYI-6300 火箭催化可使总降水量增加 2.56% (Expt-1RYI),而用 WR-1B 火箭催化则使总降水 量增加 3.67% (Expt-1WR),表明在青海试验区的 大气冰核谱环境下,火箭催化风暴云增雨有一定效 果,并且用 WR-1B 型火箭催化风暴云似乎可以得 到更有效一些的增雨效果。

(7)由表2还看到,对于3种大气冰核谱环境 形成的风暴云,两种火箭催化均可使云中固态降水 量(Spf+Spg)大大减少,能够起到减少雹灾的作 用。当然,不同大气冰核谱环境下,催化引起固态 降水量减少的幅度不同,尤其是催化对冻滴的减少 最为显著。

以上结果看来,对不同地区进行人工增雨 作业,必须了解清楚当地大气环境冰核的基本状况,这样,才能选用合适的催化作业方法和作业工 具,采取有针对性的催化作业,以取得最理想的催 化效果。

5 结论

根据 2002 年 9 月在西北地区青海省河南县人 工增雨综合试验基地开展的青海人工增雨试验区 秋季综合外场观测得到的大气冰核资料,利用中国 科学院大气物理研究所研制和发展的三维对流云 人工催化数值模式(IAP-CSM3D),讨论了 3 类不同 大气冰核浓度谱对模拟对流风暴云人工催化效果 的影响。模式输入环境场资料取自外场试验期间的 加密探空资料。模式中考虑了 RYI-6300 型和 WR-1B 型两种增雨火箭播云弹道轨迹的差异。通过数值 模拟,得到下列看法:

(1)模拟对流风暴云的雷达回波顶高、回波结构和强度与风暴云雷达回波实况基本吻合,表明本 文模式对西北地区风暴云具有较可靠的模拟能力, 模拟结果是可信的。

(2)不同大气冰核谱环境对风暴云中动力场结 构有较大影响,尤其是对风暴云后期动力场结构的 影响最大。3 类冰核环境的风暴云上升气流随时间 演变均出现双峰结构,但大气冰核谱环境的不同, 在上升气流第二峰值大小和出现时间上反映最明 显。在大气高温冰核浓度大、低温冰核浓度小的环 境下发展的风暴云中,第二峰值速度最小而且出现 最迟,而在低温冰核浓度大、高温冰核浓度小的环 境下发展的风暴云中,第二峰值速度最大而且出现 最早。

(3)不同大气冰核谱环境对风暴云中微物理结构也有很大影响,尤其是对冰雪晶和霰的影响最大,进而对雨水含量也有很大影响。在云的不同发展阶段,这些影响的结果是有差别的。大气中高温冰核浓度大、低温浓度小的冰核谱环境仅对风暴云的发展和旺盛阶段雪花含量增长有利,而在低温冰核浓度大、高温浓度小的冰核谱环境,则当风暴云发展到成熟阶段之后才对云中冰相粒子的形成和 生长有利。

(4)不同自然冰核谱环境下,人工催化对风暴 云宏微观结构有影响。播云使催化云的上升气流速 度增大,维持时间延长,表明播云有动力效应。催 化使云中水成物的分布也发生不同程度的变化,使 发展阶段风暴云中雨水、冻滴含量减少,而使成熟 阶段风暴云中雨水、冻滴含量增加。总体来看,催 化使云中冰晶、雪花以及霰的含量增加最大。两种 火箭催化对云中不同微物理参量的影响有差别,其 中,WR火箭催化导致云中冰晶、霰和雨水含量的 增加明显优于 RYI火箭的催化,但WR火箭催化增 加雪花含量比 RYI火箭催化明显一些。

(5)如果在大气环境中高温冰核浓度低,而低 温冰核浓度高时,环境中并不缺少冰晶,高层大量 冰晶产生的自然播云效果明显,此时催化将导致风 暴云中冰晶过量,不利于风暴云降水增加。如果在 大气环境中高温冰核浓度较高,并且低温冰核浓度 较低时,风暴云中自然冰晶浓度不足,催化风暴云 可获得最好的人工增雨效果。当高温冰核浓度很 高、低温冰核浓度很低时催化增雨效果较差。

(6)3种大气冰核谱环境下,不同火箭催化风 暴云导致地面累积总降水量、各种相态降水量的增 加量是不同的。对于3种冰核谱,两种火箭催化均 可使云中固态降水量大大减少,起到减少雹灾的作 用。

(7) 对不同地区进行人工增雨作业时,了解当 地大气环境的冰核分布状况是开展科学、有效人工 增雨作业的重要前提。对于青海试验区的大气冰核 谱环境,用 WR-1B 型火箭催化风暴云可以获得更 有效的增雨效果。

参考文献(References)

- 鄧大雄, 陈汝珍, 蒋耿旺. 1994. 黄土高原尘沙作为大气冰核的实验研究 [J]. 应用气象学报, 5 (2): 129–134. Feng Daxiong, Chen Ruzhen, Jiang Gengwang. 1994. A laboratory study on the role of the loess particles as natural ice nuclei [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 5 (2): 129–134.
- Fletcher N H. 1962. Physics of Rain Clouds [M]. London: Cambridge University Press, 390pp.
- 何宏让, 魏绍远, 刘晓明. 1999. 初始冰核浓度对冷云对流性降水影响 的数值试验 [J]. 气象科学, 19 (1): 42–49. He Hongrang, Wei Shaoyuan, Liu Xiaoming. 1999. The numerical test of initial ice nuclei concentration effect on cold cloud convectional precipitation [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 19 (1): 42–49.
- 洪延超. 1996. 积层混合云数值模拟研究 (I) 模式及其微物理过程参数 化 [J]. 气象学报, 54 (5): 545–557. Hong Yanchao. 1996. Numerical simulation of convective-stratiform mixing cloud. Part I. The model and parameterization of microphysical processes [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 54 (5): 545–557.
- 洪延超. 1998. 三维冰雹云催化数值模式 [J]. 气象学报, 56 (6): 641–653. Hong Yanchao. 1998. A 3-D hail cloud numerical seeding model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 56 (6): 641–653.

- 洪延超. 1999. 冰雹形成机制和催化防雹机制研究 [J]. 气象学报, 57 (1): 30–44. Hong Yanchao. 1999. Study on mechanism of hail formation and hail suppression with seeding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (1): 30–44.
- 洪延超,肖辉,李宏宇,等. 2002. 冰雹云中微物理过程研究 [J]. 大气 科学, 26 (3): 421–432. Hong Yanchao, Xiao Hui, Li Hongyu. 2002. Studies on microphysical processes in hailcloud [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (3): 421–432.
- 胡志晋, 严采蘩. 1986. 层状云中微物理过程的数值模拟(一)微物理过程 模式 [J]. 气象科学研究院院刊, 1 (1): 37–50. Hu Zhijin, Yan Caifan. 1986. Numerical simulation of microphysical processes of stratiform clouds (I) Microphysical model [J]. Journal of Academy of Meteorological Science, S.M.A., China (in Chinese), 1 (1): 37–50.
- 胡志晋, 何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模拟(一)微物理过程模式 [J]. 气象学报, 45 (4): 467–484. Hu Zhijin, He Guanfang. 1987. Numerical simulation of microprocesses in cumulonimbus clouds (i) Microphysical model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 45 (4): 467–484.
- 胡朝霞, 李宏宇, 肖辉, 等. 2003. 旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征 [J]. 气候与环境研究, 8 (2): 196–208. Hu Zhaoxia, Li Hongyu, Xiao Hui, et al. 2003. Numerical simulation of hailstorms and the characteristics of mulation zone of supercooled raindrops [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (2): 196–208.
- 黄美元, 徐华英, 周玲. 2000. 中国人工防雹四十年 [J]. 气候与环境研 究, 5 (3): 318–328. Huang Meiyuan, Xu Huaying, Zhou Ling. 2000. Fourty years' hail suppression in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 5 (3): 318–328.
- Hundson J G. 1993. Cloud condensation nuclei [J]. J. Appl. Meteor., 32 (3): 596–607.
- Johnson D E, Wang P K, Straka J M. 1993. Numerical simulations of the 2 August 1981 CCOPE supercell storm with and without ice microphysics [J]. J Appl. Meteor., 32: 745–759.
- 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1991. 冰相过程在积云发展中的作用的三维 数值模拟研究 [J]. 中国科学 (B 辑), 35 (7): 1000–1008. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1991. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysical processes in the role of cumulus cloud development [J]. Science in China (Ser. B) (in Chinese), 35 (7): 1000– 1008.
- 李大山,章澄昌,许焕斌,等. 2002. 人工影响天气现状与展望 [M]. 北 京: 气象出版社, 278pp. Li Dashan, Zhang Dengchang, Xu Huanbin, et al. 2002. The Current Situation and Outlook in Weather Modification [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 278pp.
- 李娟, 黄庚. 2001. 黄河上游地区大气冰核浓度的观测研究 [J]. 气象, 27 (11): 8–12. Li Juan, Huang Geng. 2001. Analysis of observational results of content of ice nuclei in the atmosphere in the upper reaches of Huanghe River [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 27 (11): 8–12.
- Orville H D. 1996. A review of cloud modeling in weather modification [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 1535–1555.
- Rogers D C. 1993. Measurements of natural ice nuclei with a continuous flow diffusion chamber [J]. Atmospheric Research, 29 (2): 209–228.

- 王孝波,肖辉,杜秉玉. 2002. 对流性强降水的数值模拟研究 [J]. 南京 气象学院学报, 25 (5): 656–663. Wang Xiaobo, Xiao Hui, Du Bingyu. 2002. Numerical simulation on severe convective rainfall [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 25 (5): 656–663.
- 汪学林, 张万钧, 熊尚清. 1965. 白城地区春季的大气冰核 [J]. 气象学 报, 35 (3): 273-279. Wang Xuelin, Zhang Wanjun, Xiong Xiangqing. 1965. The ice-nucleus concentration in Baicheng area of North China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 35 (3): 273-279.
- Xiao H, He Y X, Chen B J, et al. 2004. Characteristic analyses of the concentrations of atmospheric ice forming nuclei in the source area of Yellow River [C]// Proceedings of the 14th International Conference on Clouds and Precipitation. Bologna, Italy, 1612–1615pp.
- 肖辉, 吴玉霞, 胡朝霞, 等. 2002. 旬邑地区冰雹云的早期识别及数值模 拟 [J]. 高原气象, 21: 159–166. Xiao Hui, Wu Yuxia, Hu Zhaoxia, et al. 2002. Earlier identification and numerical simulation of hailstorms occurring in Xunyi region [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21: 159– 166.
- 肖辉, 王孝波, 周非非, 等. 2004. 强降水云物理过程的三维数值模拟研究 [J]. 大气科学, 28 (2): 385–404. Xiao Hui, Wang Xiaobo, Zhou Feifei, et al. 2004. A three-dimensional numerical simulation on microphysical processes of torrential rainstorms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (2): 385–404.
- 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 [J]. 气象学报, 34 (4): 548–554. You Laiguang, Shi Anying. 1964. The measurement and analysis of ice-nucleus concentration in Beijing during the springtime of 1963 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34 (4): 548–554.
- 赵剑平, 张密, 王玉玺, 等. 1965. 我国北方地区大气冰核观测的分析研究 [J]. 气象学报, 35 (4): 416–422. Zhao Jianping, Zhang Mi, Wang Yuxi, et al. 1965. The measurement and analysis of atmospheric ice-nucleus concentration in the northern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 35 (4): 416–422.
- 赵仕雄, 党积明, 周江. 2000. 西宁地区大气冰核的观测研究 [M]// 德 力格尔. 青藏高原云和降水人工影响天气研究. 北京: 气象出版社, 24–30. Zhao Shixiong, Dang Jiming, Zhou Jiang. 2000. The measurement and study of atmospheric ice nuclei in Xining area [M]// Delger. Weather Modifcation of Clouds and Precipitation in Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 24–30.
- 周非非,肖辉,黄美元,等. 2005. 人工抑制上升气流对冰雹云降水影响 的数值试验研究 [J]. 南京气象学院学报, 28 (2):153–162. Zhou Feifei, Xiao Hui, Huang Meiyuan, et al. 2005. Modeling evaluation of effects of artificial updraft restraints in a strong hailstorm on its precipitation [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 28 (2):153– 162.
- 周玲, 陈宝君, 李子华, 等. 2001. 冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值 模拟研究 [J]. 大气科学, 25 (4): 536–550. Zhou Ling, Chen Baojun, Li Zihua, et al. 2001. A numerical simulation of hailstorm accumulation zone and hail formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (4): 536–550.