- 1 投稿时间: 2020-07-1T17:00
- 2

3 尊敬的《大气科学》编辑部:

4 本人受所有作者委托,在此提交完整的论文《云微物理对一次吉林暖区降水过程的影响》,
5 并且代表所有作者郑重申明: (1)关于该论文,所有作者均已通读并同意投往贵刊,对作
6 者排序没有异议,不存在利益冲突及署名纠纷; (2)论文成果属于原创,不涉及保密问题;
7 (3)相关内容未曾以任何语种在国内外公开发表过,没有一稿多投行为; (4)今后关于论
8 文内容及作者的任何修改,均由本人负责通知其他作者知晓。本人对上述各项负完全责任。
9 本论文的创新点在于:

- 10 (1) 前人关于暴雨的多尺度环境特征、中尺度对流系统的触发及组织化研究已有了
 11 一定的进展,但对暖区暴雨,特别是中国北方暖区暴雨的模拟预测研究亟待深
 12 入。因此本文本文应用区域数值模式模拟了 2017 年 7 月 13 日吉林省永吉县的
 13 一次暖区降水过程,再现了此次暴雨过程中尺度系统的单体触发、线状群体触
 14 发、组织化发展以及弓状回波等典型阶段的细致过程。
- 15 (2) 暖区暴雨的云微物理特征和形成演变机制需要进一步探讨。本文应用数值模拟
 16 资料,分析了此次暖区降水的雨水和热量的收支,发现暖区降水系统的触发及
 17 组织化阶段,雨水的主要来源是云滴碰并增长,主要汇项是冰晶对雨水的收集:
 18 而弓状回波阶段,降水的主要源项中增加了霰粒子的融化作用,主要汇项在低
 19 层为雨水蒸发,高层为霰对雨滴的收集。暖区降水的主要热源是水汽的凝结潜
 20 热释放,主要的冷却项是雨水和云水的蒸发。
- 21 (3) 暖区降水中尺度系统发展到弓状回波阶段,降水的主要来源中,除去云滴碰并
 22 增长为雨滴之外,霰融化也起到了关键的作用。弓状回波前部的入流与回波后
 23 部地面冷垫上方的后向入流汇合后将低层水汽带入高层,冰晶淞附以及霰粒子
 24 收集雨滴的作用使距地面 8km 高度附近的霰粒子含量显著增多,该高度与水汽
 25 凝结释放大量潜热形成的高温区重合,故霰粒子大量融化为雨水,产生强降水
 26 过程。
- 27 本论文的结论对提高我国暖区降水的模拟能力、预测暖区暴雨发展演变趋势具有一定的28 参考价值。希望能够在《大气科学》上发表。

29 非常感谢各位编辑老师审阅本论文,期待早日收到专家的审查意见。若对本论文有任何30 疑问,请随时与我联系。

31	此致	
32		敬礼!
33	投稿人 :	祁璇
34	联系电话:	15195816487
35	E-mail :	: qixuan63@163.com
36		云微物理对一次吉林暖区降水过程的影响
37		祁璇1 平凡2 沈新勇 1.2.3*
38	1 南京信息	工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气
39	象灾害预	所报预警与评估协同创新中心, 南京 210044
40	2 中国科学	院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室(LACS),北京 100029
41	3 南方海洋	科学与工程广东省实验室(珠海),珠海 519082
42		
43	摘要 本方	文运用 WRF3.9 区域数值模式模拟了 2017 年 7 月 13 日吉林省永吉县暖区暴雨,
44	较好地再现	了此次暴雨过程的中尺度对流系统的单体触发、线状对流群触发、组织化发展以
45	及弓状回波	等典型阶段的细致过程;在此基础上,分析了造成暖区降水的中尺度对流系统的
46	云微物理特	征,探讨了其影响暖区降水的可能机制。结果表明: 吉林永吉暖区降水发生在东
47	北冷涡主导	的有利的多尺度环境配置下,引发暖区降水的中尺度系统主要是冷云系统,暖区
48	范围大,过	冷水分布位置高,冰晶粒子与过冷水并存,并存区的"播种"效应使得其下方生
49	成大量霰。	雨水质量收支及热量收支分析表明:暖区降水系统的触发及组织化阶段,雨水的
50	主要来源是	云滴碰并增长,主要汇项是冰晶对雨水的收集;而弓状回波阶段,降水的主要源
51	项除了云滴	碰并增长之外, 霰融化作用也起到关键的作用, 降水主要汇项在低层为雨水蒸发,
52	收稿日期	2020-07-28; 网络预出版日期
53	作者简介	祁璇, 女, 1993 年出生, 硕士研究生, 主要从事暴雨、台风等高影响短时天气
54		模拟, Email: <u>gixuan63@163.com</u>
55	通讯作者	沈新勇, Email: shenxy@nuist.edu.cn
56	基金项目	国家重点研发计划(2018YFC1506801),国家自然科学基金(41790471,41975054),
57		中国科学院战略性先导科技专项(XDA20100304)
58	Funded by	National Key Research and Development Program of China (Grant
59		2018YFC1506801), National Natural Science Foundation of China (Grant 41790471,
60		41975054), Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences
61		(Grant XDA20100304)

62	高层为霰对雨滴的收集;暖区降水的主要热源是水汽凝结潜热释放,主要冷却项是雨水和云
63	水的蒸发。弓状回波阶段,其前部的入流与地面冷垫上方的后向入流汇合后将水汽带入高层;
64	"播种"效应使距地面 8km 高度附近的霰粒子含量显著增多,该高度与水汽凝结释放大量潜
65	热形成的高温区重合,故霰粒子大量融化为雨水,产生强降水过程。
66	关键词 云微物理过程 暖区暴雨 数值模拟 中尺度对流系统
67	文章编号:
68	doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2007.20128
69	
70	Impacts of cloud microphysical process on warm-sector precipitation over Jilin, Northeast
71	China
72	Qi Xuan ^{1,2} , Ping Fan ^{1,2} , Shen Xinyong ^{1,2,3}
73	1. Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education / Joint International
74	Research Laboratory of Climate and Environment Change / Collaborative Innovation Center on
75	Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science
76	and Technology, Nanjing 210044, China
77	2. Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics,
78	Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
79	3. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082,
80	China
81	Abstract This study simulated a warm-sector rainstorm event that occurred in Yongji, Jilin
82	province on July 13 2017, which reproduced the development process that include the initiation of
83	convective cells and linear system, organized and the stagesthat form bow echo; based on these
84	data, the cloud microphysical characteristics of the mesoscale convective systems were analyzed,
85	and then discussed the possible cloud microphysical mechanisms causing the warm-sector
86	precipitation. The simulated results show that this precipitation process in the Yongji occurred in a
87	favorable multi-scale environmental configuration dominated by the northeast cold vortex. The
88	mesoscale systems was mainly the cold cloud systems. The warm zone had a large range, so that
89	the location of supercooled water was high, and ice and supercooled water coexisted, the
90	"seeding" effect of the coexisting area caused a large amount of graupel. Diagnoses of the mass-
91	and heat-hydrometeor budgets showed that the main source of rainwater was the accretion growth

92 of cloud droplets, and the main sink was the collection of raindrop by ice during the triggering and 93 organization of the precipitation system; while in the bow-shaped echo stage, the melting of 94 graupel add to the main source terms, the main sink terms were the evaporation of rainwater in the lower layer and the collection of rainwater by the graupel in the upper layer. The main heat source 95 of warm-sector precipitation was the latent heat release from condensation of water vapor, and the 96 97 main cooling term was the evaporation of rain and cloud water. In the bow-shaped echo stage, confluence of the inflow at the front and the backward inflow above the cold pad on the ground 98 99 bring water vapor into the upper layer, and the "seeding" effect significantly increased the content 100 of the graupel particles near the height of 8km from the ground, which coincided with the high temperature area formed by the condensation of water vapor to release a large amount of latent 101 102 heat. Therefore, a large amount of graupel melted into rainwater, resulting in a strong precipitation 103 process.

104 Keywords: Cloud microphysical processes, Warm-sector precipitation, Numerical simulation,
 105 Mesoscale convection system

106 1 引言

近年来随着全球气候变暖加剧,我国暴雨及强对流等极端天气频发,其中暖区降水作为 107 近年来致灾严重、预测难度大的一种典型降水类型,呈现出时空分布广、降水频次多的趋势, 108 如 2012 年 7 月 21 日北京暖区降水(Zhong et al., 2015;周玉淑等, 2014)、2016 年 5 月 7 109 日广州暖区降水(伍志方等, 2018; Huang et al., 2018)以及 2015 年 5 月 16 日粤西暖区降 110 水(吴亚丽等,2018)。上述暖区降水过程都有一个显著特点,即引发暖区暴雨的降水系统 111 112 都是由局地触发及组织化发展的中尺度对流系统(谌芸等,2018),同时云微物理过程在 113 暖区降水过程中有重要影响,可显著得引起暖区降水的增幅(Mao et al., 2018)。因此,利 用数值模式,准确模拟再现暖区降水过程、细致探究云微物理对暖区降水的影响将加深对暖 114 区降水的形成及演变机制的理解,提高暖区降水的预测能力。 115

116 暖区降水的多尺度环境特征及分布特点已有了大量研究。1970年前后,Nonumi和
117 Akiyama (1968)提出锋面气旋中还存在暖区雨带。Matejka (1980)通过数值模拟发现暖区
118 暴雨位于冷锋前部和暖锋后部,多表现为线状对流系统,降水雨带也呈带状分布。国内关于
119 暖区暴雨的研究刚开始主要集中在华南地区,黄士松等 (1986)对发生在华南的暖区暴雨进
120 行定义,认为发生在地面暖区的距锋面 200-300 km 位置的雨带称为暖区暴雨。暖区暴雨具

121 有明显的中尺度特征,常常伴随着强对流天气,容易引发洪涝灾害(陶诗言,1980;何立富122 等,2016),因此正确理解暖区暴雨并对其进行准确预报具有重要的实际意义。

暴雨及强对流系统的中尺度特征、触发及组织化机制的研究取得了长足的进展。Huang 123 等(2018)应用观测数据和数据同化模拟了广州"5.7"降水过程,指出中尺度地形强迫、地 124 面冷池的出流与暖湿的南风交汇作用以及城市效应是造成广州这次暴雨的主要原因。Mao 125 等(2018)结合多源观测资料及同化技术对2012年北京"721"暴雨进行模拟研究,发现该次 126 暖区降水过程中河套气旋发挥了非常重要的作用。因此,引发暴雨和强对流的中尺度系统的 127 128 触发及组织化发展是发生在特定的多尺度天气环境下,由干线、海风锋、冷锋、阵风锋、静 止锋等天气及中尺度系统所触发及组织化发展而成 (Weiss and Bluestein 2002; Wilson and 129 130 Roberts 2006; Xue and Martin 2006; Su and Zhai, 2017).

云微物理过程对暴雨及中尺度系统的影响一直是暴雨研究的关键科学问题。中高纬度降 131 水主要由冷云过程产生(Schlamp et al., 1975),那么冷云过程中冰相粒子的凝华、撞冻以 132 及淞附等现象在我国大部分地区的降水过程中都发挥着极其重要的作用。孔凡铀等(1992) 133 的研究指出:冰相微物理过程在风暴的发展演变过程中不可忽视,通过凝结、凝华和冻结等 134 冰相粒子的形成过程释放大量潜热加热大气,从而加强大气的正浮力以维持强对流的发展。 135 136 洪延超(2012)模拟研究了一次"催化-供给"冷锋层状云降水的微物理过程,发现水汽凝华 和冰晶撞冻增长形成的冰相粒子降落到云的暖区中融化形成雨水,是降水形成的主要物理机 137 制。Yin等(2018)研究发现冰雹胚胎主要在垂直上升气流的"胚胎帘"中收集冰晶、雨水和 138 139 霰粒子,胚胎通过上下循环收集云滴和雨滴增长。由此可知,云微物理过程不仅改变降水形 成过程,而且会对降水系统的热动力过程产生重要的影响(Van Weverberg et al., 2011)。 140

暖区降水发生在湿梯度和热梯度较小的区域中,与冷锋降水相比,暖区降水有其特有 141 的云微物理特性。目前暖区暴雨的的云微物理特征已有了一些研究成果,Hobbs等(1980) 142 研究了暖区雨带的结构及其产生降水的机制,指出"播撒-供给"云机制以及强对流对于暖 143 区降水的产生都有非常重要的作用。茅家华等(2015)研究了北京"721"暴雨过程中暖区 144 降水和冷锋降水阶段的云微物理差异,发现水汽凝结为云水、雪和霰收集云水后融化为雨水 145 以及雨水蒸发为水汽的反馈作用是暖区降水阶段雨水含量明显高于冷锋降水阶段的主要原 146 因。傅佩玲等(2018)研究了 2017 年中国广州一次特大暖区暴雨的微物理特征,发现雨滴 147 148 总体浓度强,低质心与暖区降水特征是产生短时暴雨的重要原因。

149 综上所述,国内外对暖区降水的多尺度环境特征、中尺度对流系统的触发及组织化、云150 微物理对降水过程的影响的研究都取得了一定的进展,但目前关于暖区降水云微物理特征方

151 面的研究仍存在很多不足,其模拟预测及形成和演变机制的研究亟待深入,突出表现在以下
152 几个方面: (一)数值模式能否准确模拟再现暖区降水过程?(二)能否准确模拟再现造成
153 暖区降水的中尺度对流系统的触发及组织化的细致过程?(三)在此基础上,能否揭示云微
154 物理过程对暖区降水的影响并探究其影响的可能机制?

2017年7月13日吉林永吉爆发一次强的暖区特大暴雨过程,造成了严重的人员伤亡和 155 经济财产损失。本文将以此次永吉降水过程为研究个例,模拟和再现暴雨过程,特别是细致 156 模拟和再现此次暖区降水的触发及组织化发展演变过程;在此基础上,着重研究云微物理过 157 158 程对降水的影响,探究其影响暖区降水的可能机制。本文其余章节组织如下:第二部分,介 绍此次暴雨个例,分析其形成的大气环流背景和层结条件;第三部分,简要叙述本文涉及的 159 资料以及 WRF 中尺度模式实验设计方案,了解中尺度系统实际发展演变过程,同时用模拟 160 的雨带分布、降水量和雷达回波与其进行对比,选择最优方案得到云分辨尺度模拟数据;第 161 四部分,基于云分辨尺度模拟数据,剖析中尺度对流系统发生发展的云微物理特征;第五部 162 分,利用数值模式输出结果,通过分析云水物质的质量和热量收支情况,探讨云微物理过程 163 对此次暖区暴雨的可能影响机制; 第六部分, 总结主要科学结论, 并讨论文章的创新点和不 164 足。 165

166 2 个例介绍及天气学分析

167 2.1 个例介绍

2017年7月13日吉林省中部的永吉县发生了一次罕见的暖区暴雨过程,降水主要集中 168 在地面冷锋前部的四平市、长春南部以及吉林中南部地区(图 lal),是典型的暖区降水过 169 程。因永吉处于长白山西侧的平原向山地的过渡地带,水汽以及气流的辅合作用造成中尺度 170 对流系统在四平市东部地区触发,在大尺度天气系统的东移背景下,中尺度对流系统组织化 171 发展为强烈的弓状降水雨带,给吉林市永吉县(图 lal 的黑色五角星位置)造成严重的暴雨 172 173 灾害,7月13日的日累计降水量达到295.7mm,是吉林省自1951年以来最强暴雨过程,此 次降水过程具有时间短,强度大,落区重复的特点,致使18人遇难,26万人受灾,造成严 174 重的经济损失(王宁等,2018;于佳含等,2019)。 175

176 2.2 天气学分析

177 2.2.1 大气环流分析

178 此次暴雨过程发生在多尺度天气背景条件下,本节着重对其发生的大气环流及大气层结
179 条件进行分析,以探讨中尺度对流系统发展演变的天气学背景。基于实际降水的发生发展情
180 况,选用 0.5°×0.5°的 NCEP/NCAR 每 6 小时一次的再分析资料,2017 年 7 月 13 日 0000 UTC
(对流系统触发前)和 1200 UTC (中尺度对流系统发展旺盛阶段)为典型时次(世界时,
182 下同),根据不同等压面上的特征物理量分析中尺度系统发生发展的大气环境条件。

图 1 是 2017 年 7 月 13 日 0000 UTC (a1,b1,c1,d1) 与 1200 UTC (a2,b2,c2,d2) 不同高 183 度的天气尺度背景场分析。由此可见, 13 日 0000 UTC, 500 hPa(图 1a1)上中国东北地区 184 存在强的冷涡中心, 永吉位于槽前西南气流中, 脊前有弱冷空气输送; 至 1200 UTC(图 1a2), 185 东部槽线逆时针旋转,永吉上空出现 200 hPa 急流区,冷平流强,因此此时高空处于干冷状 186 187 态且抽吸作用强,有利于强烈垂直运动的发生和维持。700 hPa上,13 日 0000 UTC(图 1b1), 从冷涡中心伸出的切变线呈东北-西南走向,此时广义位温(Gao et al. 2004)所代表的高温 188 高湿舌(广义位温的 316 K 特征线)位于中国中部地区;至 13 日 1200 UTC(图 1b2),永 189 吉地区完全处于切变线前部西南气流控制之下,此时高温高湿舌东伸至吉林中部地区,永吉 190 相比于 12 小时前处于暖的广义位温梯度密集区,为中尺度对流系统的发展增强提供充足的 191 能量供应。850 hPa 等压面上, 13 日 0000 UTC (图 1c1),降水中心位于西南急流(打点阴 192 影区)出口区左侧、两条急流带交汇区,底层辐合作用强,水汽条件充沛。12 小时后(图 193 1c2),低层南海的充沛水汽源源不断地向降水区域输送,配合此时永吉上空的低空急流增 194 大, 辐合作用增强, 永吉产生强降水过程。地面图上 13 日 0000 UTC 和 1200 UTC (图 1d1, 195 1d2),东北地区存在闭合的气旋中心,冷锋从气旋中心伸展出来,永吉始终位于锋前暖区 196 的西南气流控制之下。 197







图 1 2017 年 7 月 13 日 0000 UTC (a, b, c, d) 和 7 月 13 日 1200 UTC (e, f, g, h) 天气尺度背 199 200 景场,包括: (a, e) 200 hPa 高空急流(阴影和虚线区域,单位: ms⁻¹)、500 hPa 位势高 度(蓝色实线,单位:10gpm)、温度(红色实线,单位:K)、槽线(棕色粗线)和西太 201 平洋副热带高压(588 黑色实线,单位: 10 gpm); (b, f) 700 hPa 位势高度(蓝色实线, 202 单位: 10 gpm), 广义位温(红色虚线, 单位: K)、底层切变线(棕色粗线)和风场(矢 203 量箭头,单位 ms⁻¹); (c,g) 850 hPa 水汽通量(斜线阴影区,单位:gs⁻¹hPa⁻¹cm⁻¹)、位 204 势高度(蓝色实线,单位:10gpm)、广义位温(GPT,红色虚线,单位:K)、低空急流 205 区(打点区,单位: ms⁻¹)和风场(矢量箭头,单位 ms⁻¹);(d,h)地面气压场(蓝色细 206

207 实线,单位:hPa)、风场(矢量箭头,单位 ms⁻¹)和地面冷锋(蓝色粗实线)。图中五角
208 星代表永吉,字母"H""L"分别代表高压中心和低压中心位置

Fig. 1 Circulation fields at (a, b, c, d) 0000 UTC 13 July 2017 and (e, f, g, h) 1200 UTC 013 July 209 2017 : (a, e) geopotential height (blue solid contours, units: 10gpm), the western Pacific 210 subtropical high (black contours; units: 10 gpm), temperature (red dash contours, units: K), winds 211 212 (vectors), trough line (Brown solid line) at 500 hPa and high-level jet (dot, units: m s⁻¹) at 200 hPa ; (b, f) geopotential height (blue solid contours, units: 10 gpm), Generalized potential 213 214 temperature (red dash contours, units: K), winds (vectors), trough-line (brown solid line) at 700 hPa; (c, g) water vapor flux (dotted areas; units: g s⁻¹ hPa⁻¹ cm⁻¹), geopotential height (blue 215 contours; units: 10 gpm), Generalized potential temperature (red dashed contours; units: K), 216 lower-level jet (oblique areas; units: m s-1) and wind field (vectors; units: $m s^{-1}$) at 850 hPa; (d, h) 217 sea level pressure (blue solid contours, units: hPa), 10-m winds (vectors), cold front(blue solid 218 219 line). Yongji is in the position marked by five-pointed star. The letters "H", "L" denote the centers of high pressure, low pressure. 220

221 2.2.2 大气层结条件分析

222 除了有利的天气学环境以外,大气层结条件也为该次暴雨提供了有利的发展背景。由于
223 台站实况资料不完整,我们仍选用 0.5°×0.5°的 NCEP/NCAR 再分析资料来分析中尺度系统
224 不同发展阶段(发生前 0000 UTC、触发时 0600 UTC 以及发展旺盛阶段 1200 UTC)的大气
225 层结条件。

226 图 2 是长春站探空观测。在 0000 UTC 即对流触发前(图 2a),大气由低到高为湿-干227 湿的分布,此时对流不稳定能量较大。6 小时后(图 2b),高层变干,覆盖在 700 hPa 附近
228 的湿层上,底层不稳定能量的堆积,一旦触发对流的条件满足,中尺度对流系统将突破湿暖
229 盖向高层发展增强。1200 UTC(图 2c),不稳定能量减小,说明此时该站附近有强烈的对
230 流发生;低层湿空气汇合且向上输送,整层空气湿度增加,对流系统发展强烈,相变潜热的
231 释放有利于强对流的发展维持。

232 综合上述分析可知,此次暖区降水发生在深厚的东北冷涡维持阶段,始终位于地面冷锋
233 前部暖区中。暴雨发生前(13日0000 UTC)降水区上空从低层到高层呈前倾槽结构,高空
234 干冷空气叠加在低层暖湿气流之上,使得不稳定能量在永吉上空堆积。暴雨过程中(13日)

235 1200 UTC) 500 hPa 槽线逆时针转竖,永吉位于槽底冷平流中,低层由于充沛的水汽供应变
236 为高湿区,配合高层急流增强形成强烈的抽吸作用,有利于永吉地区强垂直运动的发展及维
237 持,中尺度对流系统发展增强从而产生暴雨过程。



238

239 图 2 2017 年 7 月 13 日长春站(54161)的探空观测,时间分别为(a)0000 UTC,(b)0600
240 UTC,(c)1200 UTC。(d)模式模拟区域,黑色五角星代表永吉所在位置。

Figure 2 Soundings taken at Changchun station 54161 at (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, and (c)
1200 UTC 13 July, showing the temporal evolution of the perturbed GPT (shaded; units: K),
relative humidity (contours; units: %) and wind field (vector arrows). (d)The location of model
domain. Yongji is in the position marked by five-pointed star.

245 3 数值实验设计及模拟结果验证

246 如上节所述,此次暴雨发生在底层湿暖且抽吸作用强烈的天气背景条件下,由实况累计247 降水量(图3)和实况雷达拼图(图4)可知,造成此次暖区降水过程的中尺度对流系统主

248 要分为以下几个阶段: 触发(0700 UTC-0800 UTC),组织化发展(0800 UTC-1300 UTC),
249 弓状回波(1300 UTC-1500 UTC)以及消亡(1500 UTC-1900 UTC),因此本节拟利用数值
250 模式对此次降水过程进行模拟,再现暖区暴雨的细致过程,特别是再现中尺度对流系统发展
251 演变的典型阶段,这是进行云微物理研究的前提和基础。

252 3.1 模拟实验设计

本文使用的常规资料包括: 2017年7月13日0000 UTC~14日0000 UTC(世界时)探空资 253 料,1000~100 hPa温度、高度、风场及温度露点差:该时段地面加密观测资料和24小时累 254 计降水量资料;该时段长春站、白山站以及延边站C波段雷达资料;同时,利用7月13日0000 255 UTC~14日0000 UTC的一天4次、垂直方向19层的0.5°×0.5°NCEP/NCAR再分析资料作为模 256 式初始场和边界条件,利用wrfV3.9模拟此次暖区降水过程,模式在垂直方向上设置为37层, 257 模式层顶气压10 hPa,水平方向设定三层嵌套网格,网格中心为(43.42°N,126.31°E),最 258 外层网格距为9 km,最内层网格距为1 km(图e2),每5分钟输出一次计算结果。具体实验 259 设计方案见表1。 260

261 本文数值模拟采用的是Morrison 2-mom混合双参方案,该方案包括水汽qv及5种水物质
262 混合比:云水(qc),雨水(qr),冰晶(qi),雪(qs),霰(qg),以及4种水物质数浓
263 度:雨水(Nr),冰晶(Ni),雪(Ns),霰(Ng);考虑了暖云和冷云过程中精细全面
264 的云微物理过程,因此对复杂的对流过程适应程度较高(袁敏,2018;茅家华,2019),用
265 该云微物理方案来模拟研究此次永吉暖区降水过程能最大程度再现降水的云微物理过程,便
266 于进行后续云微物理机制的研究。

267 表1 多源资料实验的物理方案配置

Table 1 Configuration of WRF3.9 (Weather Research and Forecasting Model)

类别	选项
水平分辨率	9 km (421×331) , 3 km (505×481) ,
	1 km (793×682)
中心点	(43.42°N, 126.31°E)
模式顶高	50hPa
垂直层数	37层
积云参数化方案	Kain-Fritsch

微物理参数化方案	Morrison
辐射方案	CAM
陆面过程	Noah
边界层方案	Yonsei
近地面层方案	Monin-Obukhov
短波辐射方案	Dudhia

269 3.2 模拟结果验证

270 根据以上模式输出结果,我们分别对实况与模拟的累计降水量、中尺度系统演变过程的
271 雷达反射率进行对比分析,着重比较了中尺度系统的触发、组织化以及弓状回波等典型阶段
272 的雷达回波特征。

273 3.2.1 降水实况与模拟对比

根据实际降水情况,我们将暖区降水中尺度系统发展过程分为触发及组织化发展阶段 274 (0700 UTC-1300 UTC)与弓状回波至消亡(1300 UTC-1900 UTC)。图 3 为实况与模拟的 275 降水累计分布对比。中尺度对流系统触发及组织化阶段(0700 UTC 至 1300 UTC)的 6 小时 276 实况累计降水(图 3a)可见,雨带呈东西带状分布,累计降水最大值区位于永吉北侧,累 277 278 计降水量大于 102.4 mm; 模拟累计降水雨带和最大降水中心(图 3b)与实况对应情况较好。 279 弓状回波以及消亡阶段(1300 UTC 至 1900 UTC)的6小时模式模拟的累计降水(图 3d) 的雨带方向与实况(图 3c)基本一致,最大降水中心比实况略微偏南。模拟的 0700 UTC 至 280 1900 UTC 的 12 小时累计降水(图 3f)的雨带和强降水中心位置强度与实况(图 3e)对应 281 情况良好。 282



284 图 3 0700 UTC 至 1300 UTC 的观测"obs"(a)和 3km 模拟"wrf"(b)的 6 小时累计降水分布;
285 1300 UTC 至 1900 UTC 的观测(c)和模拟(d)的 6 小时累计降水分布; 0700 UTC 至 1900
286 UTC 的观测(e)和模拟(f)的 12 小时累计降水分布(填色,单位: mm),黑色五角星
287 代表永吉所在位置。

283

Figure 3 (a, c) Observed ("obs") and (b, d) simulated ("wrf") 6-h accumulative precipitation
(shaded; units: mm), (e) Observed ("obs") and (f) simulated ("wrf") 12-h accumulative
precipitation (shaded; units: mm) during the periods of (a, b) 0700–1300 UTC, (c, d) 1300–1900
UTC, (e, f) 1300–1900 UTC, 21 July 2017. Yongji is in the position marked by five-pointed star.

292 3.2.2 雷达回波的实况与模拟结果对比

293 基于累计降水情况,本节讨论此次暖区降水整体过程(每两小时一次)的实况雷达反射
294 率,以便详细了解此次暖区降水中尺度系统的发展演变情况,同时用模拟输出结果与实况进
295 行对比,进一步验证模式模拟效果。

图4是暖区降水中尺度系统发展演变过程的雷达反射率的实况与模拟情况对比分析。由 296 实况雷达拼图可知,中尺度对流系统在四平市东部和长春南部地区触发(图4a),其在东移 297 过程中组织化合并增强,形成的主要雨带呈东西带状分布,横跨吉林省中部地区(图4b、4c), 298 此时永吉地区开始产生小雨;至1300 UTC左右,在四平市东部地区形成强烈的弓状回波(图 299 4d),并逐渐向东南部移动、发展增强,永吉地区重复受灾;两小时后(图4e),主要降水 300 系统移动到吉林省东南部地区,此时永吉降水减弱,随后中尺度系统东移消亡(图4f),降 301 水过程结束。用模拟的雷达反射率(图4g-41)与实况进行对比,结果可得:模拟的各时段 302 中尺度系统的演变状态、位置以及回波强度都能很好地与实况对应。 303



304

5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70

305 图4 中尺度对流系统演变过程的实况"obs"雷达拼图(a-f)和模拟"wrf"的1km综合雷达反射
306 率(g-m)(填色,单位: dBZ)时间分别为: 2017年7月13日(a, g)0730 UTC,(b, h)
307 0930 UTC,(c,i)1130 UTC,(d,k)1330 UTC,(e,l)1530 UTC,(f,m)1730 UTC;
308 其中黑色五角形代表永吉所在位置。

- units: dBZ) during the evolution of the mesoscale convective systems, at (a, g)0730 UTC, (b, h)
- 311 0930 UTC, (c, i) 1130 UTC, (d, k) 1330 UTC, (e, l) 1530 UTC, (f, m) 1730 UTC 13
- July 2017, respectively. Yongji is in the position marked by five-pointed star.

Figure 4 (a-f) Observed ("obs") and (g-l) simulated ("wrf") composite radar reflectivity (shaded;

313 3.2.3 暖区降水中尺度系统的触发及组织化过程模拟对比

314 根据上节反映的中尺度系统的总体演变过程,我们从中挑选了几个典型时次来代表其发
315 展演变的不同阶段:0705 UTC 代表单体触发阶段,0715 UTC 代表线状对流群触发阶段,
316 0800 UTC 代表组织化发展阶段,1400 UTC 代表弓状回波阶段,并利用这些典型时次重点
317 分析暖区降水中尺度系统的触发及组织化的细致过程。

图5a、5b、5c、5d分别代表中尺度系统不同发展阶段典型时次的实况雷达拼图,图5e、
5f、5g、5h为模拟的典型时次雷达反射率。由图可知,0700 UTC长春南部、四平市东部地
区触发团状小面积的对流单体(图5a),大约15分钟后在单体触发区出现呈东北-西南向的
线状群体触发现象(图5b),经过1小时发展,这些小的对流单体开始增强并组织化合并(图
5c),在东移动过程中发展为强烈的弓状回波(图5d)。通过与模拟的雷达反射率进行对比,
发现模拟的雷达反射率在云分辨尺度上也能与实况对应。

324 通过以上累计降水量及雷达回波的对比表明:数值模式能够准确模拟再现此次暖区降水
325 过程,特别是能够再现造成此次暴雨过程的中尺度对流系统的触发、组织化发展以及弓状回
326 波等典型阶段的细致过程,可用模式输出的高分辨率资料来研究此次暖区降水中尺度系统的
327 云微物理特征及其对降水过程的可能影响机制。





329 图 5 2017 年 7 月 13 日实际观测雷达回波拼图"obs"(填色,单位:dBZ),时间依次为:(a)
330 0700 UTC,(b) 0718 UTC,(c) 0842 UTC,(d) 1354 UTC。模拟的雷达综合雷达回波"wrf"
331 (填色,单位:dBZ),黑色箭头代表选取的剖面位置,黑色方框代表选取的典型区域;时
332 间依次为(e) 0705 UTC,(f) 0715 UTC,(g) 0800 UTC,(h) 1400 UTC;黑色五角形
333 代表永吉县位置。

Figure 5 (a) Observed ("obs") and (b) simulated ("wrf") composite radar reflectivity at representative time (shaded; units: dBZ), (a)0700, (b)0718, (c)0842, (d)1354, (e)0705, (f)0715, (g)0800 and (h)1400 UTC 13 July 2017, respectively. Yongji is in the position marked by five-pointed star. The black arrows represent the positions of selected cross section, and the black boxes represent the typical areas.

339 4 暖区暴雨中的云微物理特征

340 暖区降水作为一种典型的降水类型,其区域平均的粒子比含量以及粒子数浓度影响着粒
341 子蒸发/凝结、垂直运动以及碰并等过程(Gao, et al. 2005; Fan et al. 2007),因此本节拟利
342 用第三节中模式输出结果,着重分析暖区降水中的云微物理的时空演变,特别是暖区降水的
343 中尺度系统的发展演变的云微物理时空分布,探究暖区降水过程的云微物理特征。

344 4.1 云微物理特征随时间的演变

本小节通过分析雨滴、云滴、雪、冰晶、霰等主要水物质组成成分随时间高度的演变特
征,讨论其在中尺度对流系统发展演变过程中的含量及分布情况,揭示不同水物质在中尺度
系统发生发展过程中的作用。通过第三节讨论发现:造成此次暖区降水中尺度对流系统的触
发和发展都在图 6a 黑色方框中进行,故本小节选取了该区域为典型区域;图 6 是各种水成
物比含量和数浓度在图 6a 中黑色方框内的区域平均值的时空变化,用虚线将中尺度系统发
展演变过程分割为三部分:对流触发阶段、组织化发展阶段、弓状回波阶段。

351 图 6 表明各种水物质在空间中由高到低依次分布为:冰晶,雪,霰,云滴,雨滴。冰相
352 粒子(雪、冰晶、霰)分布位置较高,比含量均值较大,因此此次暖区降水中尺度系统主要
353 是冷云系统。值得注意的是,冰晶的数浓度显著大于其他水物质,是其他水物质的 10³ 倍,
354 但其比含量相对较少,且其比含量及数浓度区域均值的最值都出现在强降水发生之前,所以
355 大量的冰晶粒子是强降水的发生的基础(图 6e)。霰粒子比含量平均值的峰值集中在 400 hPa

356 附近,且在弓状回波阶段最强(图 6f)。霰粒子与雪粒子比含量的区域均值在弓状回波时357 段达到峰值,因此其在云中的形成、增长和融化过程势必会影响地面降水。



359 图 6 模拟的 (a) 1400 UTC 13 July 2017 时刻雷达反射率 (填色,单位: dBZ),黑色方框
360 代表的区域为选取的典型区域;模拟的 (b) 云滴比含量在 (a) 方框内的区域均值 (填色,

358

361 单位: 10⁻³ kg kg⁻¹)时间气压的变化、(c)雨滴比含量区域均值(填色,单位: 10⁻³ kg kg⁻¹)
362 和雨滴数浓度区均值(黑色实线,单位: m⁻³)随时间气压的变化; (d)同(c),但为雪;
363 (e)同(c),但为冰晶; (f)同(c),但为霰;虚线用来分割不同阶段。

Figure 6 (a) Simulated composite radar reflectivity at 1400 UTC 13 July 2017(shaded; units: dBZ), the black box represent the selected typical area. (b)Time-presssure series of the simulated regional average mixing ratios (shaded; units: 10⁻⁶ kg kg⁻¹ s⁻¹) and number concentration (black line; unit: m⁻³) of cloud over the box in Fig. 6a; (c) As in b, but for rain. (d) As in b, but for snow. (e) As in b, but for ice. (f) As in b, but for graupel. Dotted lines are used to divide different stages.

369 4.2 暖区降水中尺度系统云微物理特征

370 暖区降水的触发及组织化发展是模拟和预报此次降水过程的关键,本节在第三节细致模
371 拟降水过程的基础上,我们选取图 5e、5f、5g、5h 中不同发展阶段典型剖面(黑色箭头位
372 置)和典型区域(黑色方框),重点探究中尺度系统中各水物质的时空分布特征及云微物理
373 的中尺度细致结构。

图 7 展示了不同阶段雷达回波及风场的垂直剖面。由图可知:对流单体触发阶段(图 374 7a),雷达回波还未触地,地面降水较少或没降水,低层为一致的偏西风,触发区域存在弱 375 376 的上升运动。10分钟以后,在图 7a 生成的对流单体上下游有众多小对流单体呈东北-西南向 线状群体触发(图7b),此时雷达回波最大值位于4km高度上,地面仍保持偏西风,上升 377 运动相比较单体触发阶段有明显增强,每个对流单体上升区后部开始出现弱下沉运动,上升 378 和下沉运动交错出现,有波动特征。群体触发后各单体分别增长并组织化合并发展为空间尺 379 度较大的中尺度对流系统(图7c),雷达回波向上伸展到14km高度,地面附近回波较强, 380 开始产生降水;此时中层风向为偏西风,相对于触发阶段,低层风向开始出现弱的偏东风, 381 回波中心区域上升运动增强。在高低空不同尺度环境场作用下,中尺度系统逐渐发展为雷达 382 反射率大于 55 dBZ 的弓状回波(图 7d),其后部存在大面积的层状云,前部偏东风较上一 383 384 阶段范围扩大,强度增强,与后部的后向入流在弓状回波区汇合上升,形成强烈的辅合作用, 385 可能是辐合区上升运动维持且增强的原因。

386 图 8 与 9 反映了不同阶段垂直速度与各种水成物在垂直剖面上的分布情况,图 10 是不
387 同阶段各水成物比含量的面平均值垂直廓线。由图 8a、9a 和 10a 的对流触发阶段水物质对
388 比可知,该阶段水物质主要由液相粒子(云水和雨水)构成,其中雨滴比含量较大,高度较

低;冰相粒子含量较少,主要由冰晶组成,分布高层。线状对流群触发阶段,水成物大部分 389 位于4 km 至6 km 高度上,液相水物质分布在10 km 高度以下(图 8b、9b),此时地面有 390 少量降水(图 10b);该阶段出现少量雪粒子和霰粒子。至组织化发展阶段,由图 8c 可得: 391 最大上升速度在8km至12km之间,对流后部有弱下沉运动且存在层状云砧,图9c表示-20℃ 392 以上存在液态水,由于暖区温度高,因此过冷水范围大,伸展高度高,侵入高层冰晶分布区 393 域,造成大量冰晶粒子与过冷水共存。冰相粒子是水物质的主要组成部分(图 9c),表明 394 中尺度系统是冷云系统。弓状回波阶段,从图 8d、9d 可知:在特征剖面上水物质主要分布 395 396 在 4 km 以上的中高层, 弓状回波区上空的水物质含量最大, "播种"效应 (Mao 等, 2018) 使得冰晶粒子与云水的碰并作用显著,在共存区下方生成大量霰粒子,弓状回波阶段强降水 397 的产生与霰向雨水的转化有关。 398

399 综合以上两节讨论可知,中尺度对流单体发展演变过程中,在对流触发阶段,水物质主
400 要由云滴和雨滴构成,冰相粒子含量较少;至对流组织化发展阶段,上升运动增强,使水汽
401 凝结速度加快,霰粒子与雪粒子开始增多,"播种"效应生成大量雪和霰;在弓状回波阶段,
402 弓状回波区大量霰向雨水的转化可能是强降水产生的主要原因。



404 图 7 模拟的不同时次沿图 5e、5f、5g、5h 箭头位置的雷达反射率(填色,单位: dBZ)和
405 垂直速度乘以 5 (矢量箭头,单位: m s⁻¹)的剖面;时间依次为 (a) 0705 UTC, (b) 0715
406 UTC, (c) 0800 UTC, (d) 1400 UTC。

Figure 7 The simulated vertical cross sections of radar reflectivity (shaded; units: dBZ) and flow
vectors with vertical motion amplified by a factor of 5 (units: m s⁻¹) along the black arrows at the
corresponding time given in Fig. 5e, Fig. 5f, Fig. 5g, Fig. 5h at (a) 0705 UTC, (b) 0715 UTC, (c)
0800 UTC and (d) 1400 UTC 13 July 2017.



412 图 8 同图 7,但为垂直速度(填色,单位:ms⁻¹)、水成物总量(粗实线,单位:gkg⁻¹)剖

413 面; 细实线代表 0°C, 细虚线代表-20°C。

411

Figure 8 As in Fig. 7, but for vertical velocity (shaded; units: $m s^{-1}$)) and tot hydrometeors (black contours; units: $g kg^{-1}$); the black lines denote the 0°C(solid) and -20 °C(dashed) isotherms.



417 图 9 同图 7,但为液态水成物总量(填色,单位:gkg⁻¹)和冰相粒子总量(粗实线,单位:
418 gkg⁻¹)的剖面。

- 419 Figure 9 As in Fig. 7, but for vertical velocity (shaded; units: m s-1) and liquid hydrometeors
- 420 (black contours; units: g kg⁻¹).

416





421

422 图 10 模拟的不同阶段典型区域内各水物质比含量区域平均值(单位:gkg⁻¹)的垂直廓线,
423 时间依次为(a) 0705 UTC, (b) 0715 UTC, (c) 0800 UTC, (d) 1400 UTC。符号说明
424 见附录。

Figure 10 Vertical profiles of the predicted mixing ratio of hydrometeors (units: g kg⁻¹), averaged
over the boxes at the corresponding time given in Fig. 5e, Fig. 5f, Fig. 5g, Fig. 5h, at (a) 0705
UTC, (b) 0715 UTC, (c) 0800 UTC and (d) 1400 UTC 13 July 2017. The symbols see Appendix.

428 5 云微物理过程对暖区暴雨的影响机制

429 上节细致分析了触发和组织化过程中云微物理的时空演变,探究了关键时刻云微物理的
430 细致结构,推测冰相粒子尤其是霰粒子对于强降水的产生具有极其重要的作用。在此基础上,
431 为了细致探究云微物理的可能影响机制,本节我们首先讨论不同发展阶段雨水的质量转化,
432 得到雨水的主要源汇;其次针对暖区降水中尺度对流系统的不同发展阶段,着重对其热量源
433 汇项的三维结构进行细致分析,得到由于相变转化产生的潜热释放对于降水的可能影响;最

434 后在上述分析的基础上,得到此次暖区降水的云微物理概念模型,综合探讨云微物理过程对435 暖区降水的可能影响机制。

436 5.1 雨水的质量收支

图 11 为典型区域内的中尺度对流系统发生发展过程中,不同阶段雨水比含量源汇项面 437 平均的垂直廓线。由图 11a、11b 可知:在单体触发和线状群体触发阶段,雨滴的主要源项 438 是中低层的云滴碰并增长(pra),线状群体触发阶段雨水的主要汇项是冰晶碰并雨滴转为 439 霰(piacr), 霰收集雨滴(pracg r2g) 与雪收集雨滴(pracg r2s) 是次要汇项, 汇项主要分 440 布在 5 km 至 7 km 高度上。组织化发展阶段(图 11c),雨水蒸发作用(pre)是低层的主要 441 汇项,5 km 以上雨水的汇项是冰晶收集雨滴转化为霰(piacr)以及霰(pracg r2g)和雪 442 (pracg r2s)收集雨滴,且相较上一阶段有所增强;此时雨水源项中较触发阶段增加了霰融 443 化(pgmlt),分布在 3-6 km 高度上。弓状回波阶段(图 11d)的云水碰并形成雨水(pra) 444 仍旧为主要源项, 霰融化作用 (pgmlt) 增强, 表明弓状回波阶段霰融化对降水的增强发挥 445 着非常重要的作用;此时低层雨水蒸发消耗雨滴的作用(pre)明显增强,高层雨水的消耗 446 主要是霰对雨滴的收集(pracg r2g)。 447

448 综合降水过程的雨水质量收支情况可知,雨水的源项在降水前期主要是云水碰并作用转
449 化为雨滴(pra),而弓状回波阶段除了云水碰并作用以外,还增加了霰融化(pgmlt)。在
450 对流系统发生发展过程中,雨水的汇项在高层主要由霰收集雨水(pracg_r2g),低层汇项
451 是雨水的蒸发(pre)。由此可知,霰的相态转化是弓状回波阶段降水量显著增加的主要原
452 因。









- -

453

454 图 11 同图 10,但为雨水质量收支的垂直廓线。



456 5.2 热量收支

457 云微物理过程对暖区降水系统及环境的影响主要通过相变潜热释放进行的,而冰相粒子
458 的相变潜热对中尺度对流系统的发展演变过程具有特殊的意义。本节主要通过研究永吉暖区
459 降水过程的非绝热加热/冷却项,以期探讨影响暖区降水的特殊云微物理机制。图 12 反映了
460 不同时次大气的热量收支情况,并从中挑选了不同发展演变阶段,对大气加热/冷却起主要
461 作用的转化项做垂直剖面形成图 13,以探讨这些转换项的三维分布特征极其对中尺度对流
462 系统的影响机制。

由图 12a、图 12b 可知,在对流触发阶段,水汽凝结为云滴 (pcc_pos)释放大量潜热加 463 热低层大气,对流单体后部云滴蒸发作用(pcc neg)冷却大气(图 13a 与图 13b),两者的 464 共同的作用使对流触发期低层大气加热(tot为正)。组织化阶段以及发展为弓状回波时(图 465 12c、图 12d),降水增强且出现多种冰质粒子,雨水的蒸发(pre)分布在最强上升位置的 466 近地面层(图13c),其作用使得该阶段大气低层冷却(tot小于0);此时由于大气中水汽 467 充沛,1km以上大气的主要热源仍为水汽的凝结作用(pcc pos),中高层水汽凝华为霰粒 468 子(prdg)、水汽的凝华为冰晶(prd)的作用对大气的加热作用贡献较小; 低层雨水的蒸 469 发(pre)、中层霰粒子的升华(eprdg)、融化(pgmlt)也起到冷却大气的作用,图 13d 中 470 蓝色虚线主要分布在层状云区,表示雨水蒸发作用 (pre) 在弓状回波后部的层云区起到了 471 主要的冷却作用。 472





473

Figure 12 As in Fig. 10, but for the latent heating rate (units: 10^{-3} K s⁻¹)



477 图 13 模拟的沿图 5 箭头方向剖面上的总绝热加热率(阴影;单位:Ks-1),水汽凝结为云
478 滴 (pcc_pos) (黑色实线; 0.01 至 0.1,间隔为 0.02;单位:K s⁻¹),水汽凝华为霰粒子
479 prdg (紫色实线; 0.0005 至 0.0065,间隔为 0.002;单位:K s⁻¹),以及雨水蒸发 pre 的加
480 热率(蓝色虚线; -0.002 至-0.008,间隔为-0.002;单位:K s⁻¹)的垂直剖面。时间为 (a)
481 0705 UTC, (b) 0715 UTC, (c) 0800 UTC 和 (d) 1400 UTC。

Figure 13 Vertical cross section of the total diabatic heating rate (shading; units: K s⁻¹), heating rate via condensation of cloud droplet (pcc_pos) (black contours; 0.01 to 0.1, at intervals of 0.02; units: K s⁻¹), deposition of graupel (prdg) (purple contours; 0.0005 to 0.05,d at intervals of 0.002; units: K s⁻¹), and evaporation of rain (pre) (blue contours; -0.002 to -0.008, at intervals of -0.002; units: K s⁻¹) along the black arrows at the corresponding time given in Fig. 5 at (a) 0705 UTC, (b) 0715 UTC, (c) 0800 UTC and (d) 1400 UTC 13 July 2017. The symbols see Appendix.

488 5.3 云微物理过程影响暖区降水系统的可能机制

489 以上两节细致分析了雨水的主要质量收支以及由此产生的潜热释放在中尺度系统演变490 过程中的时空分布,在此基础上,本节对上述质量及热量收支情况进行总结,分别陈列了中

491 尺度系统不同发展阶段雨水的主要质量收支项(表 2)以及热量的主要收支项(表 3)区域
492 平均的整层积分,并对雨水的主要源项做了敏感性试验,同时给出了此次暖区降水过程云微
493 物理概念模型,以期探究云微物理对暖区降水中尺度系统的可能影响机制。

494 表 2 表示中尺度系统发展过程中雨水的主要质量收支项面平均的整层积分总量,可以得
495 到,触发及组织化发展阶段降水产生的主要来源是云水碰并增长为雨水(pra),到弓状回
496 波阶段,霰粒子融化为雨水(pgmlt)成为降水的主要来源之一。在对流组织化发展阶段,
497 雨水的最大汇项是冰晶粒子对雨水的收集(piacr),同时,霰粒子含量的增加使得其碰并雨
498 滴的作用(pracg_r2g)开始增强;至弓状回波阶段,冰晶对雨水的收集作用大幅减弱,高
499 层霰粒子收集雨滴(pracg_r2g)以及低层雨水的蒸发(pre)都是主要汇

表 3 是中尺度对流系统不同发展阶段的主要热量收支项面平均的整层积分总量。由此可
知,水汽凝结为云滴加热大气的作用(pcc_pos)与云滴蒸发为水汽的冷却作用(pcc_neg)
是对流触发阶段主要的源项和汇项,此时凝结加热作用大于蒸发冷却作用使得大气升温。随
着对流系统的发展增强,低层雨水(pre)蒸发以及高层霰粒子的融化(evpmg)吸热作用增
强,表明此时霰粒子为强降水的产生有很大的贡献。

505 为验证霰融化对于弓状回波阶段暖区降水的增幅作用,在保证雨水其他源汇项不变的前
506 提下,将模式中霰粒子融化项乘以2后重新模拟,得到弓状回波阶段雨水的源汇如表4与图
507 14,由图表可得,相较于表2与图11,霰融化(pgmlt)扩大后,雨水的总量和主要质量源
508 项都产生了一定的增幅。因此,除云水碰并(pra)外,霰大量融化确实是此次暖区降水增
509 强的主要原因。

图 15 为此次永吉暖区降水的云微物理概念模型,由此来综合分析中尺度系统动热力结 510 构及其云微物理机制。研究表明:触发及组织化发展阶段,对流单体前部入流较弱,其内部 511 上升气流将云滴托举到高层快速生成大量冰晶,"播种"机制使冰晶层下方生成大量霰;云 512 滴碰并成雨滴是强降水的主要来源,主要由水汽的凝结作用加热大气。弓状回波阶段,强降 513 水主要由云滴碰并增长以及霰融化过程产生,该阶段中尺度系统前部低层存在入流,后部层 514 状云区低层为冷垫,中层存在后向入流;前部低层东向入流遇到地面冷垫后,与后向入流汇 515 合产生强烈的上升运动,上升气流携带水汽快速穿过混合层到达高层,故暖区暴雨的冷云顶 516 很高,高空大量的冰晶收集雨水、霰收集雨水以及水汽快速凝华,使霰粒子含量显著增多; 517 518 由于对流旺盛,水汽凝结释放大量潜热,云体内部温度高、湿度大,霰粒子比含量最值区与 高温区重合,故霰粒子在该处大量融化,产生强降水过程。 519

520 表2 中尺度系统不同发展阶段,雨水的主要质量收支项区域平均值的垂直积分总量;符号

- 521 说明见附录
- 522 Tabel 2 Total vertical integration of the regional average value of the main quality source and sink

	主要质量源项				主要质量汇项			
	(单位: 10 ⁻⁶ kg/kg/s)			(単位: 10 ⁻⁶ kg/kg/s)				
单体触发	pra			工》广西				
阶段	3.44			元仁坝				
线状群体触发	pra			piacr		pracg_r2g	pracs_r2s	
阶段	4.12		0.48		0.21	0.16		
组织化发展	pra	a	pgmlt		pre	piacr	pracg_r2g	pracs_r2s
阶段	7.3	1	1.01		1.58	1.50	1.38	0.50
弓状回波	pra	pg	mlt psmlt		pre		pracg_r2g	
阶段	4.25	3.	3.38 0.71		2.90		0.83	

523 items (units: 10^{-6} kg kg⁻¹ s⁻¹) related to rain. The symbols see Appendix.

524 表 3 中尺度系统不同发展阶段主要热量收支项面平均的整层积分总量; 符号说明见附录

Tabel 3 The total value of praimary source and sink terms of latent heating rate (units: 10^{-3} K s⁻¹).

526 The symbols see Appendix.

		主要热	、量源项	Į	主要热量汇项				
	(单位:	10 ⁻³ K s	-1)	(单位: 10 ⁻³ K s ⁻¹)				
对流单体	pcc_pos pcc_neg								
触发阶段		23.75 8.30							
线状群体		pcc	pos		pcc_neg				
触发阶段		19	0.58		7.84				
组织化发	pcc_pos	prdg	psacwg	I	ore	рсс	e_neg	eprdg	
展阶段	46.24 2.57 3.74 2.08					.96	7	.10	2.57
弓状回波	pcc_pos prd prdg psacwg				pre	pgmlt	evpmg	pcc_neg	eprdg
阶段	25.30	2.40	4.67	1.20	7.19	1.12	0.56	3.90	2.49

527 表 4 霰粒子融化项乘以 2 后,弓状回波阶段雨水的主要质量收支项区域平均值的垂直积分

528 总量;

529 Tabel 4 Total vertical integration of the regional average value of the main quality source and sink

	主要质量源项			主要质量汇项			10.
	(单位:10 ⁻⁶ kg/kg/s)			(单位: 10 ⁻⁶ kg/kg/s)			(s)
弓状回波阶	pra	pgmlt	psmlt	pre		pra	acg_r2g
段	4.75	4.13	0.87	3.55		0.9	90
		21000 ·	4 1			- I	+
		18000 ·	-		-		
15000 -				pre pomit pomit praca a2r			
	-		. <u>–</u>	-pracs_s2r -pra -pra	-		
							-
					Sal		
		3000 ·				\geq	30
		0 ·	1			· · · · · ·	-
		-	1.0 0.0 F) 1.0 Production rate	2.0 (10 ⁻⁶ kg/kg	3.0 4 /s)	4.0

530 items (units: 10^{-6} kg kg⁻¹ s⁻¹) related to rain in the bow-shaped echo stage.

531

532 图 14 同图 10, 但为 pgmlt 乘以 2 后雨水质量收支的垂直廓线。

Figure 14 As in Fig. 10, but for the mean conversion rates (units: 10^{-6} kg kg⁻¹ s⁻¹) related to rain

after multiplying pgmlt by 2.

535







537 图 15 2017 年 7 月 13 日永吉暖区降的云微物理机制概念模型; 符号说明见附录

538 Figure 15 Conceptual model of the probable mechanism of cloud microphysical process related to

539 warm sector precipitation over Yongji. The symbols see Appendix.

540 6 结论及讨论

541 本文运用WRF3.9区域数值模式,模拟了2017年7月13日吉林省永吉县暖区暴雨过程,
542 再现了造成暖区降水的中尺度系统发展演变的细致过程。在此基础
543 上,分析了造成暖区降水的中尺度对流系统的的云微物理特征,探讨了其影响降水的可能机
544 制。本文的主要结论概括如下:

545 (一)2017年7月13日吉林省永吉县的暖区降水过程发生多尺度环流背景下。降水过
546 程处于东北冷涡维持阶段,雨带地面冷锋前部暖区中,是典型的暖区降水过程。本文的数值
547 试验较准确地模拟和再现了此次暖区暴雨的落区、强度以及雨带方向,并能够很好地再现其
548 中尺度对流系统的单体触发、线状群体触发、组织化发展以及弓状回波等典型阶段的细致过
549 程。

550 (二)此次暖区降水中尺度系统是冷云系统,冰相是水凝物的主要组成部分,其峰值分
551 布在 200 hPa 附近,主要是冰晶粒子。暖区温度高,过冷水范围大,伸展高度高,侵入高层
552 冰晶分布区域,造成大量冰晶与过冷水共存,共存区的"播种"效应使得在冰晶层下方生成
553 大量霰。

554 (三)综合降水过程的雨水质量和热量收支情况可知,触发及组织化阶段,雨水的主要
555 源项是云滴碰并增长为雨滴,此时雨水的汇项在高层是冰晶收集雨滴以及霰收集雨滴,造成
556 霰含量增加,低层汇项为雨水的蒸发;在弓状回波阶段,雨水的源项是霰融化与云滴碰并增
557 长,主要汇项是雨水蒸发。中尺度系统的主要热源是水汽凝结为云滴释放的潜热,雨水的蒸
558 发、云水的蒸发是热量的主要汇项。

(四)综合云微物理概念模型可知,触发和组织化发展阶段,云滴碰并成雨滴是雨水的 559 主要来源,主要由水汽的凝结作用加热大气;弓状回波阶段,强回波前方的入流遇到地面冷 560 垫后与层状云中层的后向入流汇合产生强烈的上升运动,气流携带低层水汽快速进入高层生 561 成大量冰晶,"播种"机制以及霰收集雨滴的作用使冰晶层下方生成大量霰且在垂直方向上 562 分布较广,霰粒子含量最值区与高温区重合,故霰粒子在该处大量融化,产生强降水过程。 563 本文根据暖区降水不同发展阶段,研究了暖区降水关键的雨水相变物理过程,所给出的 564 各水物质的时空演变,为分析暖区降水中尺度系统发展演变的云微物理特征提供了新的科学 565 认识。同时建立了暖区降水云微物理概念模型,分别从动热力角度和云微物理角度分析了暴 566 雨产生的主要原因,为暖区降水的触发和强降水过程的影响提供了新的思路; 567

568 然而,本文还存在一下一些不足:由于资料的限制,本文关于永吉暖区降水中尺度对流
569 系统的触发机制以及云微物理机制的研究缺乏偏振雷达观测资料的佐证。应用双偏振雷达观
570 测可以观测到云微物理粒子的尺寸、形状、降水类型,更准确地估计降水区域。后期工作将
571 加入双偏振雷达资料同化,更准确地模拟和再现降水过程,以揭示其触发和云微物理机制。

572 本文研究主要应用 bulk 云微物理方案(即体积水方法),该方案虽然程序处理便捷,
573 计算要求低,但在一定程度上对粒子之间的相互作用即运动状态的描述上有一定的歪曲(许
574 焕斌和段英,1999),因此,后续工作将考虑使用 bin 云微物理方案(即分档法)进行分档
575 研究,根据水凝物的相态、形状、密度和大小将水凝物分成几十或者几百档(Reinsin and
576 Tzivion,1996;郭学良等,1999;杨洁帆等,2010),以便更加细致得分析暖区降水的云微
577 物理特征和机制。

578 本文所有研究结果都是基于吉林永吉 2017 年 7 月 13 日一次个例所得,未来考虑研究更
579 多北方暖区降水个例并进行模拟验证,以期找到暖区暴雨的一个共性和个性特征问题,不断
580 加深对我国暖区暴雨的认识,能为提高我国暖区暴雨暴雨的预测能力提供线索。

581 参考文献 (References)

582 傅佩玲, 胡东明, 张羽, 等. 2018. 2017年5月7日广州特大暴雨微物理特征及其出发维持机制

- 583 分析 [J]. 气象, 44(4): 500-510. Fu Peiling, Hu Dongming, Zhang Yu, et al. 2018. 584 Microphysical Characteristics, Initiation and Maintenance of Record Heavy Rainfall over 585 Guangzhou Region on 7 May 2017 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 44(4): 586 500-510.
- Fan J W, Zhang R Y, Li G H, et al. 2007. Effects of aerosols and relative humidity on cumulus
 clouds [J]. J. Geophys. Res-Atmos., 112 (D14).
- 第学良,黄美元,徐华英,等. 1999. 层状云降水微物理过程的雨滴分档数模拟 [J]. 大气科
 学,23:745-752. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying, et al. 1999. Rain category
 numerical simulation of microphysical processes of precipitation formation in stratiform
 clouds [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 23: 745-752.
- Gao S T, Wang X R, Zhou Y S. 2004. Generation of generalized moist potential vorticity in a
 frictionless and moist adiabatic flow [J]. Geophysical Research Letters, 31: L12113.
- Gao S T, Cui X, Zhou Y S, et al. 2005. Surface rainfall processes as simulated in a cloud-resolving
 model [J]. J. Geophys. Res-Atmos., 110 (D10).
- Hobbs P. V. 1980. The mesostructure and microstructure of extratropical cyclones [C]. VIII
 International conference of cloud physics. Clermont-Ferrand France, 2: 615-618.
- 599 黄士松. 1986. 华南前汛期暴雨 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1-7. Huang Shisong. 1986.
- Rainstorms of the First Rainy Season in South China (in Chinese) [M]. Guangzhou:
 Guangdong Science & Technology Press, 1-7.
- 何立富,陈涛,孔期. 2016. 华南暖区暴雨研究进展 [J]. 应用气象学报, 27 (5): 559-569. He
 Lifu, Chen Tao, Kong Qi. 2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South
 China [J]. Journal of Applied Meteorological Sience (in Chinese), 27 (5): 559-569.
- 605 洪延超. 2012. 层状云结构和降水机制研究及人工增雨问题讨论 [J]. 气候与环境研究., 17
- 606 (6): 973-950. Hong Yanchao. 2012. Research progress of stratiform cloud structure and
 607 precipitation mechanism and discussion on artificial precipitation problems [J]. Climatic and
 608 Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 937–950.
- 609 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 1992. 冰相过程在积云发展中的作用的三维数值模拟研究 [J]. 中
- 610 国科学: 化学, 1992, 21 (9): 1000-1008. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1991.

The 3D numerical simulation study on effect of ice phase processes in convective cloud in
cumulus developing [J]. Science China: Chemistry (in Chinese), 1992, 21 (9): 1000–1008.

613 刘瑞鑫, 孙建华, 陈鲍发. 2019. 华南暖区暴雨事件的筛选和分类研究 [J]. 大气科学, 43 (1):

- 614 119-130. Liu Ruixin, Sun Jianhua, Chen Baofa. 2019. Selection and classification of
 615 warm-sector heavy rainfall events over South China [J]. Chinese Journal of Atmosphere
 616 Science (in Chinese), 43 (1): 119-130.
- 617 茅家华, 平凡. 2015. 北京 "721" 特大暴雨云微物理特征分析[J]. 科学技术与工程, 15(16):
- 618 121-133. Mao Jiahua, Ping Fan. 2015. Analysis of Cloud Microphysical Characteristics on
 619 Beijing"721"Extreme Rainfall [J]. Science Technology and Engineering (in Chinese), 15(16):
 620 121-133.
- 621 茅家华. 2019. 基于多源遥感资料同化的北京"7·21"特大暴雨暖区降水机制研究 [D]. 中国科
 622 学院大气物理研究所博士学位论文, 16pp. Mao Jiahua. 2019. Mechanism Study of
 623 Warm-sector Torrential Precipitation over Beijing Based on Multi-source Remote Sensing
 624 Data Assimilation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University of Information
 625 Science and Technology, 16pp.
- Mao J H, Ping F, Yin L, et al. 2018. A Study of Cloud Microphysical Processes Associated With
 Torrential Rainfall Event Over Beijing [J]. J. Geophys Res-Atmo., 123 (16), 8768-8791.
- Matejka T J, Houze R A, Hobbs P V, et al., Microphysics and Dynamics of Clouds Associated
 with Mesoscale Rainbands in Extratropical Cyclones [J]. Q J Roy Meteor Soc, 1980, 106
 (447): 29-56.
- Murphey H V, Wakimoto R M, Flamant C, et al. 2006. Dryline on 19 June 2002 during IHOP. Part
 I: Airborne Doppler and LEANDRE II analyses of the thin line structure and convection
 initiation [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 406–430.
- Nonumi Y, Akiyama T. 1968. Prefrontal rain bands located in the warm sector of subtropical
 cyclones over the ocean [J]. J. Geophy. Res., 73 (2): 487-492.
- Reisin T, Levin Z, Tzivion S. Rain production in convective clouds as simulated in an
 axisymmetric model with detailed microphysics .Part I: Description of the model [J]. J.
 Atmos. Sci., 1996, 53: 497-519.

- Su T, Zhai G Q. 2017. The Role of Convectively Gravity Waves on Convective Initiation: A Case
 Study [J]. Mon. Wea. Rev., 145: 335-358.
- Schlamp R J, Pruppacher H R, Hamieleo A E, et al. 1975. A numerical investigation of the
 efficiency with which simple colummer ice crystals collide with supercooled water drop [J]. J.
 Atmos. Sci., 32 (12): 2330-2337.
- 644 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 45-46. Tao Shiyan. 1980. Rainstorm in
 645 China (in Chinese) [M], Beijing: Science Press, 45-46.
- Van Weverberg K, van Lipzig N, Delobbe L. 2011. The Impact of Size Distribution Assumptions
 in a Bulk One-Moment Microphysics Scheme on Simulated Surface Precipitation and Storm
 Dynamics during a Low-Topped Supercell Case in Belgium [J]. Mon. Weather. Rev., 139 (4):
 1131-1147.
- 650 伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等. 2018. 2017年广州"5•7"暖区特大暴雨的中尺度系统和可预
 651 报性[J]. 气象, 44 (04): 485-499. Wu Zhifang, Cai Jingjiu, Lin Linagxun, et al. 2018.
 652 Analysis of Mesoscale Systems and Predictability of the Torrential Rain Process in
 653 Guangzhou on 7 May 2017 [J]. Meteorological Monthly, 44 (4): 485-499.
- 654 吴亚丽,蒙伟光,陈德辉,等. 2018. 一次华南暖区暴雨过程可预报性的初值影响研究 [J].
 655 气象学报, 76 (03): 323-342. Wu Yali, Meng Weiguang, Chen Dehui, et al. 2018. A study of
 656 the impact of initial condition on the predictability of a warm-sector torrential rain over South
- 657 China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 76 (3): 323-342.
- E字, 云天, 姚帅, 等. 2018. 2017年吉林省两次极端降水成因的综合对比分析 [C]. 第35届
 中国气象学会年会S1灾害天气监测、分析与预报. Wang Ning, Yun Tian, Yao Shuai, et al.
 Comprehensive Comparative Analysis on the causes of two extreme precipitation events in
 Jinlin Province in 2017 [C]. The 35th Annual Meeting of the Chinese Meteorological Society
 S1 Severe Weather Monitoring, Analysis and Forecast.
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during
 IHOP: Observational and modeling perspective [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 23–47.
- 665 许焕斌, 段英. 1999. 云粒子谱演化研究中的一些问题 [J]. 气象学报, 57: 450-460. Xu
 666 Huanbin, Duan Ying. 1999. Some questions in studying the evolution of size-distribution
- 667 spectrum of hydrometers particles [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57: 450-460.
- 668 于佳含, 巩远发, 毛文书. 2019. 2017年7月吉林永吉两次极端强降水过程的对比分析 [J]. 成

669	都信息工程大学学报, 34 (3): 287-296. Yu Jiahan, Gong Yuanfa, Mao Wenshu. 2019.
670	Comparative Analysis on Two Extreme Severe Precipitation Events in Yongji County, Jilin
671	Province in July 2017 [J]. Journal of Chendu University of Information Technology, 34 (3):
672	287-296.
673	Huang Y J, Liu Y B, Xu M, et al. 2018. Forecasting severe convective storms with WRF-based
674	RTFDDA radar data assimilation in Guangdong, China [J]. Atmospheric Research, 209:
675	131-143.
676	杨洁帆, 雷恒池, 胡朝霞. 2010. 一次层状云降水过程微物理机制的数值模拟研究 [J]. 大气
677	科学, 34 (2): 275-289. Yang Jiefan, Lei Hengchi, Hu Zhaoxia. 2010. Simulation of the
678	stratiform cloud precipitation microphysical mechanism with the numerical model [J]. J.
679	Atmos. Sci., 2010, 34 (2): 275-289.
680	袁敏. 2018. 热带气旋"梅花"(2011)两次路径转折机制分析与数值模拟 [D]. 中国科学院大
681	气物理研究所博士学位论文, 67-68pp. Yuan Min. 2018. Mechanism and Numerical Study
682	about the Twice Track Deflections of Tropical Cyclone Muifa (2011) [D]. Ph. D. dissertation
683	(in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 67-68pp.
684	Yin L, Ping F, Mao J H. 2018. Cloud-resolving simulation and mechanistic analysis of a squall
685	line in East China [J]. Atmospheric Research, 206: 13-29.
686	周玉淑, 刘璐, 朱科锋, 等. 2014. 北京"7.21"特大暴雨过程中尺度系统的模拟及演变特征
687	分析 [J]. 大气科学, 38 (5): 885-896. Zhou Yushu, Liu Lu, Zhu Kefeng, et al. 2014.
688	Simulation and evolution characteristics of mesoscale systems occurring in Beijing on 21
689	July 2012 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (5): 885-896.
690	谌芸, 吕伟绮, 于超, 等. 2018. 北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析 [J]. 气象, 44
691	(01): 15-25. Chen Yun, Lv Weiqi, Yu Chao, et al. 2018. Analysis of a Forecast Failure Case
692	of Warm Sector Torrential Rainfall in North China [J]. Meteorological Monthly (in Chinese),
693	44 (1): 15-25.
694	Zhong L Z, Mu R, Zhang D L, et al. 2015. An observational analysis of warm-sector rainfall
695	characteristics associated with the 21 July 2012 Beijing extreme rainfall event [J]. J. Geophys
696	Res-Atmo., 120 (8): 3274-3291.
697	

698 附录

699 表4本文中符号说明

700 **Tabel 4** Description of symbols in this paper

符号	说明
qc	云滴
qr	雨滴
qs	雪
qi	冰晶
qg	霰
eprd	冰晶升华为水汽
eprdg	霰升华为水汽
eprds	雪升华为水汽
evpmg	霰融化蒸发为水汽
evpms	雪融化蒸发为水汽
mnuccc	云滴接触冻结为冰晶
mnuccd	水汽冻结为冰晶
mnuccr	雨滴冻结为霰
pcc_pos	水汽凝结为云滴
pcc_neg	云滴蒸发为水汽
pgmlt	霰融化为雨滴
pgracs	雪收集雨滴增加至霰
pgsacw	雪收集云滴增加至霰
piacr	冰晶收集雨滴增加至霰
piacrs	冰晶碰撞雨滴增加至雪
pra	云滴碰并增长为雨滴
pracg_g2r	霰被雨滴收集
pracg_r2g	雨滴被霰收集
praci	雨滴收集冰晶增加至霰

	pracis	雨滴收集冰晶增加至雪				
	pracs_s2r	雪被雨滴收集				
	pracs_r2s	雨滴被雪收集				
	prai	冰晶自动转化为雪				
	prc	云滴自动转化为雨滴				
	prci	冰晶碰并增长为雪				
	prd	水汽凝华为冰晶				
	prds	水汽凝华为雪				
	prdg	水汽凝华为霰				
	pre	雨水蒸发为水汽				
	psacr	雨滴收集雪增加至霰				
	psacwg	云滴撞冻为霰				
	psacws	云滴撞冻增长为雪				
	psacwi	云滴撞冻增长为冰晶				
	pgsacw	雪收集云滴增加至霰				
	psmlt	雪融化为雨滴				
701						