

一次梅雨锋暴雨过程数值模拟的云微物理参数化敏感性研究

周志敏 胡扬 康兆萍

中国气象局武汉暴雨研究所暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430205

摘要 梅雨锋暴雨中的云微物理过程对降水的演变有着重要影响。本文通过 WRF (3.4.1) 模式, 针对 2018 年 6 月 29 日至 30 日一次梅雨锋背景下的暴雨过程进行数值模拟, 分别采用了 Morrison、Thompson 和 MY 方案进行对比分析, 结果发现: (1) 三个方案模拟的背景场在天气尺度上, 都与 ERA5 再分析资料一致, 能够模拟出有利于强降水发生的环流场。云微物理过程对梅雨期暴雨的局地环流有着显著影响, 不同方案存在明显差异, 本次过程中, Thompson 方案模拟出更强的局地环流系统变率和上升气流。三个方案的模拟降水均有所夸大, 小时降水率始终大于观测值。冰相粒子融化或雨滴搜集云滴的高估可能是造成降水模拟值偏强的重要原因之一, 总体来看, Morrison 方案的模拟效果相对最优。(2) 冰相粒子融化、雨滴搜集云滴是雨滴增长的关键源项, 蒸发则是其最重要的汇项。总的来说, 雨滴对云滴的搜集量大于冰相粒子融化。但上述过程在不同方案中存在空间上的差异, 从而使得模拟降水的空间分布存在差异。(3) Thompson 方案中, 冰相粒子融化量最大, 雨滴蒸发项显著大于其它两个方案, 在底层表现得最为明显。同时, 该方案水汽凝结效应最强, 使得雨滴搜集更多云滴。该方案模拟的雨滴最多, 降水最强。该方案中凝华的主要产物为雪, 且其在与过冷水碰并增长过程中占主导地位, 故模拟的雪最多。4) Morrison 方案中, 水汽主要凝华为雪和少量霰 (冰晶忽略不计); Thompson 方案中水汽基本凝华为雪, 其它冰相粒子极少; MY 方案中, 水汽主要凝华为雪和冰晶, 冰晶总量略少于雪, 但显著大于其它方案。5) 云滴在淞附过程中的总体贡献大于雨滴。Morrison 和 MY 方案中, 霰粒子搜集云滴增长的量均最大。Morrison 方案中, 其它淞附过程不同程度发挥作用, 而 MY 方案中, 其它淞附过程几乎可忽略不计。并且, 霰粒子搜集云滴的增长量大于凝华过程产生的雪粒子总量。贝吉龙及淞附效应的差异, 是不同方案中冰相粒子分布差异的关键原因之一。

关键词 梅雨锋暴雨, 数值模拟, 云微物理参数化, 源汇项

文章编号 中图分类号 P458 文献标识码 A

doi: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2105.21025

Research on Sensitivity of Microphysical Parameterization on Numerical Simulation on a Meiyu Front Heavy Rainfall Process

Zhou Zhimin, Hu Yang, Kang Zhaoping

Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, China

Meteorological Administration, Wuhan 430205

收稿日期 2021-02-03; **网络预出版日期**

作者简介: 周志敏, 男, 1979 年生, 副研究员, 主要从事云降水物理和数值模拟研究, E-mail: zhouzm@whhr.com.cn

资助项目: 国家自然科学基金项目 41620104009, 国家重点研发计划项目 2018YFC1507200, 国家自然科学基金项目 41905071, 湖北省科技发展基金 2018Z05

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grant 41620104009), National Key R&D Program of China (2018YFC1507200), NSFC Grant 41905071, Key Scientific and Technological Development Projects in Hubei Province in China (2018Z05)

37 Abstract Microphysical processes in Meiyu front rainfall have an important effect on evolution of
38 precipitation. Based on WRF (version 3.4.1) model, one Meiyu front heavy rainfall case from 29 to
39 30 June is analyzed with 3 different microphysics schemes (Morrison, Thompson and MY). The
40 main findings are as follows. (1) The general large-scale circulation of the Meiyu rainfall case
41 could be reasonably reproduced by all the three experiments with different microphysics
42 schemes, which was consistent with ERA5 reanalysis data. The local circulation during Meiyu
43 front heavy rainfall was significantly influenced by microphysical processes and the differences in
44 the local features between different experiments were evident. The local circulation and updraft
45 in the Thompson experiment were stronger than those in the other two schemes. Precipitation in
46 all the model output was overestimated and the hourly rain rate was always greater. The
47 overestimation of melting of ice phase hydrometeors or accretion of cloud droplet by raindrop
48 was one of the most important causes to the overestimation of modeled precipitation. On the
49 whole, Morrison run performed relatively better. (2) Melting of ice phase hydrometeors and
50 accretion of cloud droplet by rain drop were the key source terms to the growth of rain drop. And
51 evaporation process was the most important sink term. On the whole, raindrop collecting cloud
52 droplet contributed more than melting of ice phase hydrometeors to the growth of raindrop.
53 However, for each scheme, differences of these microphysical process terms led to the
54 difference of modeled precipitation in distribution. (3) Thompson run produced the largest
55 amount of melting of ice phase hydrometeors and evaporation (especially in low level). At the
56 same time, it produced the largest amount of condensation which led to more collection of
57 cloud droplet by raindrop. Therefore, Thompson run produced most raindrop and rainfall. The
58 predominant product through deposition and riming process was snow and the largest amount of
59 snow was produced. (4) Through Bergeron process, Morrison run produced more snow than
60 graupel (ice particles nearly could be neglected), Thompson run produced predominant snow and
61 MY run produced more snow than ice particles (graupel nearly could be neglected). The largest
62 amount of produced ice particles in MY run through the process led to more ice particles than
63 that in other schemes. (5) Cloud droplet contributed more than raindrop in riming process. In
64 Morrison and Thompson schemes, the amount of graupel collecting cloud droplet was larger
65 than that through other riming processes. Other riming processes contributed the growth of
66 graupel in different degrees in Morrison run, while other riming processes nearly could be
67 neglected compared to graupel collecting cloud droplet. And MY run produced larger amount of
68 snow growth by deposition. Therefore, differences of Bergeron and riming processes in all three
69 schemes lead to the differences in ice phase hydrometeors distribution.

70

71 **Keywords** Meiyu front heavy rainfall, numerical simulation, cloud microphysics parameterization,
72 source and sink terms

73

74 1 引言

75 梅雨锋暴雨是我国长江中下游地区夏季汛期的主要气象灾害,其具有持续时间长和突发
76 性强的特征,往往产生大范围洪涝灾害,给该流域经济和人民生命财产安全带来严重威胁和
77 损失。由于对大气环流的短时突变、强对流天气系统发生、发展的机理缺乏深入了解,故针
78 对暴雨的落区、突发时间、强度突变等预报难度较大。

79 针对梅雨锋暴雨的研究,过去几十年的工作积累了不少成果。有些研究侧重于动力、热
80 力条件的资料分析和模拟研究,如环流特征,温度场,风场结构、中尺度扰动和水分及能量

81 收支、不稳定理论和位涡与辐射冷却的诊断分析、高低空急流的耦合作用等(孙淑清, 1980;
82 Yu et al., 1988; 祁秀香等, 2015; 杨舒楠等, 2017); 有些研究侧重于梅雨锋暴雨系统的
83 结构特征及形成与维持(王建捷和陶诗言, 2002; 郑婧等, 2015; 谌伟等, 2017)和梅雨锋
84 上的涡旋系统(陆汉城等, 2002; 古文龙等, 2010; 刘梦娟等, 2017)。越来越多的研究人
85 员发现, 要提高梅雨锋暴雨的预报水平, 必须重视其中的云微物理过程(孙建华和赵思雄,
86 2000)。因为云微物理过程对环境的动力、热力过程有着不可忽视的反馈作用, 尤其是水成
87 物相态变化释放(吸收)潜热对热力和动力过程有着重要影响。

88 目前为止, 在没有针对云系相关的非常规探测资料时, 除了降水之外, 主要从宏观热力
89 和动力方面对模式结果进行评估检验。然而, 这是不完善的, 模式的云的微物理属性同样需
90 要与观测进行比较。由于观测的局限性, 无论是利用飞机、卫星, 还是云雷达等非常规探测
91 设备, 都无法针对特定云系做完美的跟踪观测。因此, 梅雨锋暴雨系统中的云微物理过程无
92 法追踪。由于模式结果具有时间和空间上的连续性, 就研究云的属性及变化过程而言, 数值
93 模式可以作为一个重要的辅助工具。当然, 该工具也存在一定不足。因为云微物理参数化是
94 影响天气过程模拟效果的重要因素之一(Houghton et al., 2001), 但云微物理参数化本身
95 却存在不确定性, 且该不确定性至少由三个原因产生:

96 首先, 云微物理参数化的不确定性来自对水成物属性的定义。由于冰相粒子形状复杂,
97 密度范围较广, 对其增长有着重要影响(Morrison and Milbrandt, 2015)。根据冰相粒子
98 的处理方式不同, 云微物理参数化方案可以被分为两类。一类是传统方式, 水成物被分为云
99 滴、雨滴、冰晶、雪和霰(雹)等(Lin et al., 1983; Rutledge and Hobbs, 1983),
100 并且水成物的特征, 如群密度、下落末速度、粒子形状等都已经方案中预设。云滴和雨滴
101 均假设为球体, 尽管雨滴在空中运动时存在形变, 但大体上假设是合理的。冰相粒子则相对
102 复杂, 尤其是雪粒子, 存在盘状、针状、多边形等形态。有的方案将雪粒子视为球体(Morrison
103 等, 2005), 有的方案将雪粒子视为球体和非球体进行考虑(Milbrandt and Yao, 2005a,
104 2005b), 有的方案对雪粒子分档进行处理(Thompson et al., 2008)。同时, 由于云微物理
105 参数化方案考虑不同冰相粒子之间的相互转换, 预设的冰相粒子属性差异在此过程中, 必将
106 产生新的不确定性(Morrison and Milbrandt, 2015)。另一类云微物理参数化方案将冰
107 相粒子合成一类进行考虑(Lin and Colle, 2011; Morrison and Milbrandt, 2015),
108 以期减少不同冰相粒子之间相互转换带来的不确定性。但是, 该方法带来的水成物聚合、淞
109 附效率等方面的不确定性对数值模式的性能产生影响(Morrison and Milbrandt, 2015)。

110 然后, 云微物理参数化的不确定性来自不同方案对云微物理过程处理的差异。有的方案
111 关注大尺度抬升和中尺度辐合造成的锋面降水(Rutledge 等, 1983), 有的方案侧重于积雨
112 云的降水过程(胡志晋和何观芳, 1987), 有的方案侧重于冰雹云(许焕斌等, 1985; 孔凡
113 铀等, 1990, 郭学良, 2001), 有的方案侧重于积层混合云(刘公波等, 1994; 楼小凤, 2002),
114 有的方案强调云凝结核和冰核的重要性及其对长短波辐射的影响(Morrison, 2009)。由于
115 研究侧重点不同, 故参数化方案中对云微物理过程的处理方式也有所差异。为了比较不同云
116 微物理参数化方案的结果, 研究人员做了大量工作: 孙晶和王鹏云(2003)认为MM5模式中的
117 Reisner 霰方案对华南暴雨具有较好的模拟能力。楼小凤(2004)等对比并详细分析了
118 Goddard、Reisner 和 Schultz 方案的物理并指出, 模拟台风最低气压和地面最大风速时,
119 Reisner 方案并不存在优势。闫之辉和邓莲堂(2007)对比分析了各种微物理参数化方案对
120 降水预报的影响, 认为Lin方案总体预报结果较好。尹金方(2014)调研了十余年来中尺度
121 模式云微物理参数化方案在中国范围内敏感性试验研究成果后也认为, WRF模式中Lin方案
122 的效果较好。而朱格利(2014)利用WRF模式中不同云微物理参数化方案对华南一次暴雨过
123 程进行数值模拟和性能分析后发现, Lin方案的模拟效果最差。因此, 不同云微物理参数化
124 方案的模拟性能随着个例的不同而呈现出差异。

125 最后,云微物理参数化的不确定性来自方案的设计思路。严格意义上来讲,一个完美的
126 数值模式除了准确描述宏观热、动力场之外,还必须完美描述微观场的变化过程。许焕斌和
127 尹金方(2017)提出了“人工影响天气数值模式”的概念,因为其它数值模式(气候、环境、
128 天气及单一云-降水微物理模式等)一般只关注云场、地面降水、潜热加热项等,而人工影
129 响天气模式关心云体内部结构,需要显式地描述云。云体结构及其演变是宏微观场相互作用
130 的结果,参数化方法需具有动态描云体演变的功能。本质上,这个概念不仅仅适用于“人工
131 影响天气数值模式”,也应该适用于其它模式。而事实是,现有模式的云微物理参数化方案
132 往往是一个静态的概念,云体演变过程中,参数化方法固定不变,如很多云微物理参数化方
133 案将部分水成物转换临界值取为定常值,这种不足主要由于现阶段研究人员对降水系统里面
134 的云微物理过程认识不足所致。随着探测技术的逐步提升,对云微物理过程认识的逐步深入,
135 有些武断的假设将参照大量观测资料,重新进行严谨地参数化表述。

136 尽管云微物理参数化方案存在诸多不确定性,但在现有条件下,为了做好云微物理参数
137 化方案的本地化工作,提高梅雨锋暴雨的预报水平,我们有必要深入了解不同方案中的云微
138 物理参数化过程差异。目前,很多研究人员已经通过水成物的源汇项收支比较了相关降水机
139 制(Cui and Li, 2006; Wang et al., 2007; Cui, 2008; Huang et al., 2019),但相关
140 研究主要聚焦于热带降水系统,在梅雨锋暴雨方面的分析相对较少。

141 本文期望从水成物源汇项差异的角度出发,通过一次梅雨锋暴雨过程的数值模拟研究,
142 分析不同云微物理参数化方案对梅雨锋暴雨的影响,从而为改善云微物理方案做一些前期工
143 作。本文将在第二部分介绍使用数据和方法,第三部分介绍本文所用个例的概况,第四部分
144 对模拟结果进行讨论,最后在第五部分进行总结和讨论。

145

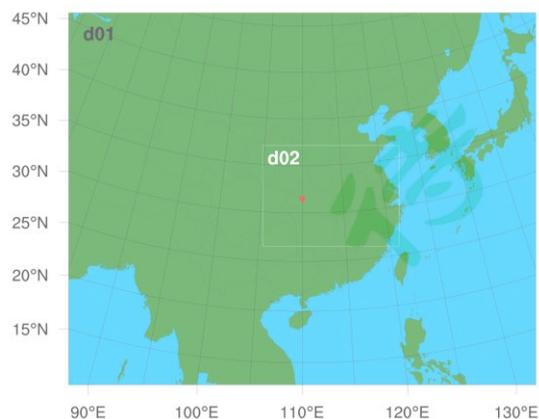
146 2 数据和方法

147 2.1 数据

148 本文使用的降水数据是CMORPH,分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ (Wang等,2006),该数据
149 已经过质量控制。欧洲中心的第五代再分析资料ERA5作为模式的背景场,该数据水平
150 分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,时间分辨率为1小时,垂直方向共37层(从1000 hPa到10
151 hPa)。

152 2.2 研究方法

153 本文的数值模拟采用了中尺度数值模式WRF的V3.4.1版本,双层嵌套(见图1),
154 中心经纬度为(110°E , 31.5°E)。为尽可能减少模式的“spin-up”现象,模式运行
155 从2018年6月29日12时开始,止于6月30日11时。并且为了对背景场进行约束,
156 对外层网格采用了“nudging-微调逼近”约束,约束的时间周期和模式运行周期同步。
157 模式采用了三个云微物理参数化方案(Morrison et al., 2005; Milbrant and Yao, 2005a,
158 2005b; Thompson et al., 2008;)进行比较和评估。模式结果1小时输出一次。



159

160 图 1 模式模拟区域，d01 为外层，d02 为内层，红色圆圈表示模式区域中心点
 161 Fig.1 The geographical domain used in WRF model runs. The red circle indicates the central point
 162 of the domain

163
 164
 165

模式设置如下表：

表 1 模式参数设置（无特殊说明时，内外层网格设置相同）

Model 选项	参数设置
嵌套	双重嵌套
网格精度	外层 9 km，内层 3 km
时间分辨率	30 s，10 s
网格设置	601 × 481,526 × 391
投影	Mercator
背景场	ERA5
短波辐射方案	Dudhia
长波辐射方案	rrtm
边界层参数化方案	ACM2
积云对流参数化方案	外层 Kain-Fritsch 方案，内层无
微物理参数化方案（内层网格）	1. Morrison 2. Thompson 3. Milbrant-Yao (MY)
地表方案	Monin-Obukhov
陆面参数化方案	Noah

166 **2.3 分析方法**

167 本文选择了梅雨锋背景下的一次过境湖北省的强降水过程进行分析，分析的侧重点在于
 168 导致降水差异的不同云微物理方案中的云微物理过程差异。由于不同云微物理参数化方案的
 169 主要差异在于对冰相粒子的考虑（Morrison et al., 2015），为减少冰相粒子之间相互转换带
 170 来的复杂性，本文首先将冰相粒子作为一个整体进行考虑，比较不同方案的差异，然后再分
 171 析雪粒子和霰粒子与云滴、雨滴之间的碰并过程。

172 根据分析需求，本文考虑的云微物理过程如下：

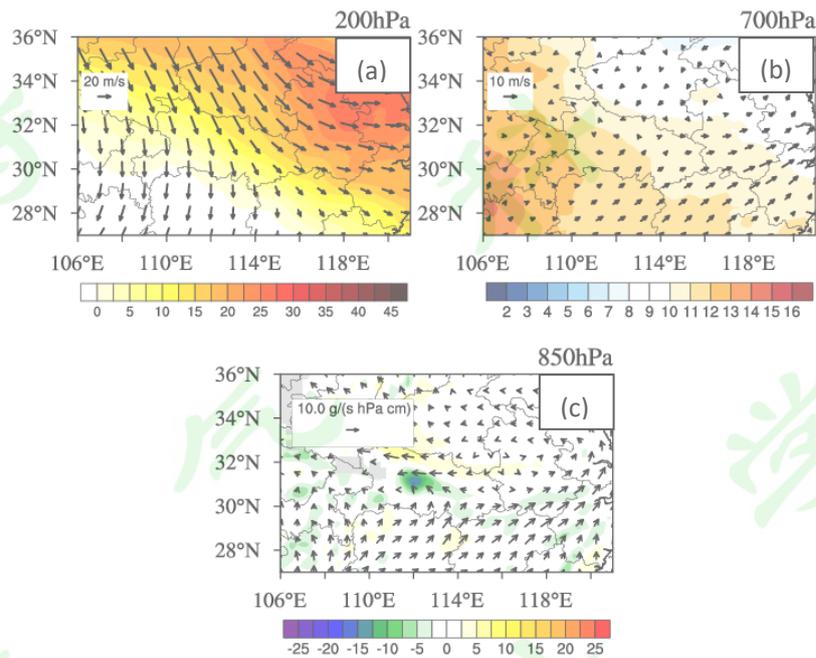
173 表 2 本文所用的微物理过程量

CLcr	雨滴对云滴的搜集碰并作用
Mlt	冰相粒子融化（包括所有类别冰相粒子）
Evap	雨滴蒸发
Col1	冰相粒子与雨滴之间碰并
Col2	冰相粒子与云滴碰并
Auto	云滴向雨滴的自动转换
VD	水汽凝华成冰相粒子（贝吉龙过程）
CLxy	冰相粒子与液态粒子之间的碰并过程，x 为云滴（c）和雨滴（r），y 为雪（s）和霰（g）

174 **3 概况（天气形势）**

175 本次过程始于 2018 年 6 月 28 日 22 时（世界时，下同），时断时续，一直持续到 7 月 1
176 日。该过程在湖北境内的连续时段为 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时。30 日 12 时至
177 16 时，雨带南压到湖南省北部，但是 17 时开始，湖北东部又开始发生明显降水。为了持续
178 跟踪降水系统，选择 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时进行考虑。在该时段，最大累积
179 降水强度为 189 mm（基于 CMORPH 数据）。

180 图 2 为 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时基于 ERA5 再分析场的不同高度层的风场
181 及水汽场等的平均分布情况，各层环流及其配置有利于湖北区域产生强降水过程。



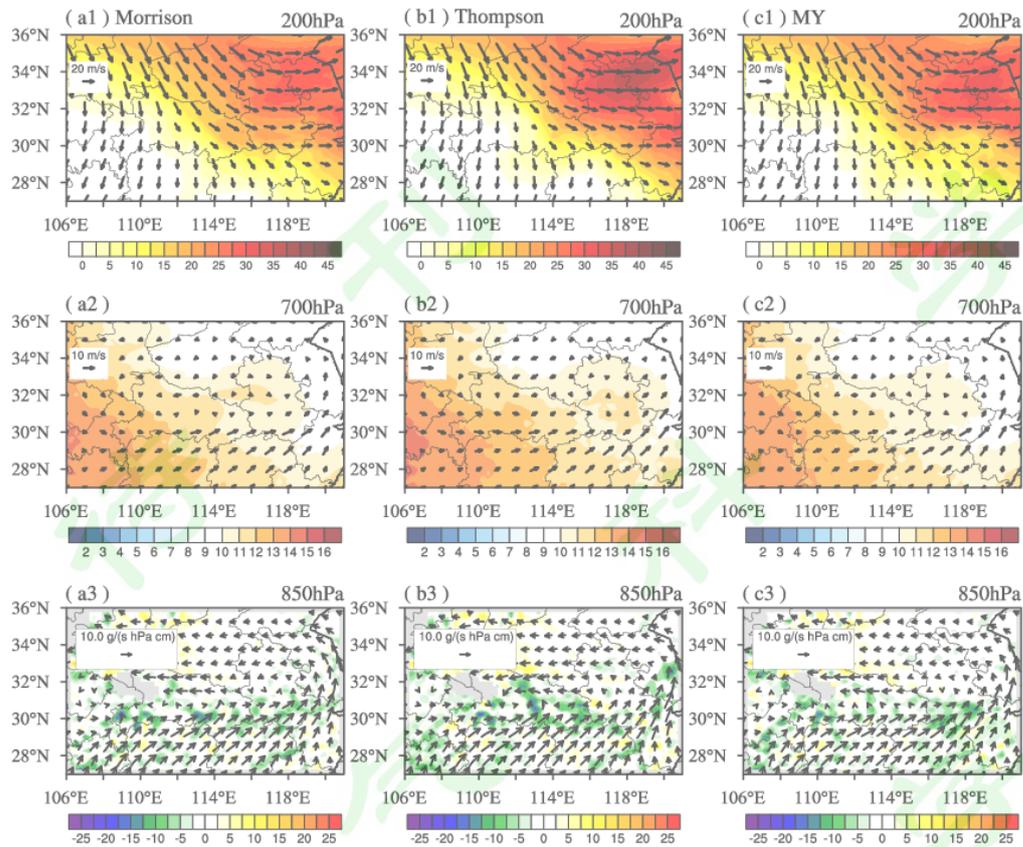
182
183 图 2 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时的相关物理量时间平均分布（基于 ERA5 再分析场）：(a) 200 hPa
184 风矢量 (单位: m/s) 和纬向风速(阴影区, 单位: m s⁻¹) (b) 700 hPa 风矢量(单位: m s⁻¹)和温度(阴影区, 单位: °C)
185 at 700 hPa, (c) 850 hPa 水汽通量(单位: g s⁻¹ hPa⁻¹ cm⁻¹)和水汽通量散度 (阴影区, 单位: 10⁻⁷ g s⁻¹ hPa⁻¹ cm⁻²)
186 Fig.2 The time-mean (2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018) (a) wind vectors (units: m/s) and zonal wind
187 velocity (shaded; units: m/s) at 200 hPa, (b) wind vectors (units: m/s) and air temperature (units: °C) at 700 hPa,
188 and (c) moisture flux (units: g s⁻¹ hPa⁻¹ cm⁻¹) and moisture flux divergence (shaded; units: 10⁻⁷ g s⁻¹ hPa⁻¹ cm⁻²) at
189 850 hPa based on the ERA5 reanalysis.

190 如图 2a 所示，200 hPa 高度上，湖北、河南一带位于高空急流入口区右侧，处于次级环
191 流的高空辐散区，对应次级环流的上升支。我国中东部地区低层则主要受到西南季风的影响
192（图 2b, 2c）。从图 2b 可知，700 hPa 高度上，贵州北部存在温度大值区，湖北南部及西部
193 存在一条切变线，在暖平流的配合下，有利于上升运动的产生和不稳定层结的建立。从图
194 2c 可知，850 hPa 高度上，湖北省受多个方向的水汽通量影响，主要来源是西南气流输送的
195 水汽，其在湖北中部（31°N，112-114°E）形成很强的辐合中心。湖北省北部的水汽来自东
196 部，但对应水汽的辐散区。

197 **4 模拟结果分析**

198 **4.1 天气形势模拟比较**

199 图 3 为 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时基于不同云微物理参数化方案、不同高度
200 层的风场及水汽场的平均分布情况。



201

202

203

204

205

206

207

208

209

210

211

212

213

214

215

216

217

218

219

220

221

222

223

224

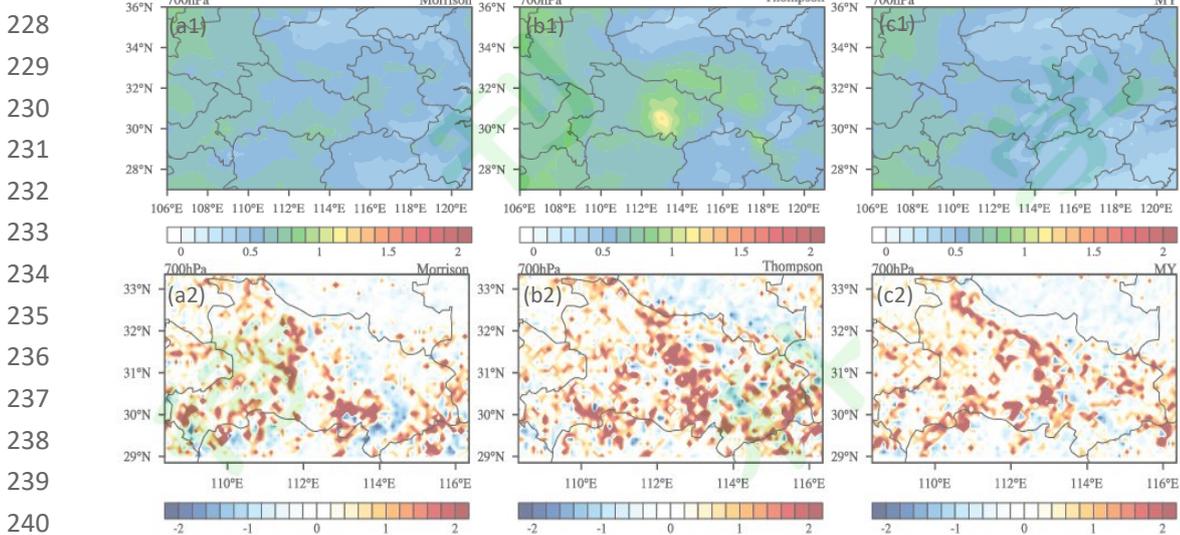
图3 同图1，三个不同方案的模拟结果：a1到a3为Morrison方案，b1到b3为Thompson方案，c1到c3为MY方案
 Fig.3 The same as Fig.1 but for model output based on the Morrison (a1 to a3), Thompson (b1 to b3) and MY (c1 to c3) microphysical schemes.

对比图2和图3可知，三个方案模拟的热、动力场，大体上和再分析场相近。从图3a1、图3b1和图3c1可知，三个方案均模拟出了200 hPa上的西风急流，且湖北省均处于高空急流入口区右侧。Thompson方案中，在安徽和江苏北部，西风急流较再分析场更强，也强于其它两个方案。同时，在湖北中部地区的风场较再分析场及其它两个方案略弱。在700 hPa高度上(见图3a2至图3c2)，Thompson方案的温度梯度较大，温度平流略强，其次是Morrison方案，MY方案相对更弱。此外，三个方案模拟的850 hPa水汽通量差别不大，水汽来源主要是西南季风输送；但水汽辐合区的位置则存在明显差异。Morrison方案中，最强的水汽辐合区呈“水平分布”，位于湖北中部偏南(30°N, 112-114°E)。Thompson方案中的主要水汽辐合区大体呈“西北—东南”方向分布(30-32°N, 112-114°E)。MY方案中的水汽辐合区相对其它两个方案来说，较为零散，在湖北区域没有明显的水汽辐合带。

综上所述，三个方案均较好地再现了本次过程的天气尺度热力、动力背景场，因此，我们要分析的不同云微物理参数化方案对局地降水影响的可信度也较高。三个方案之所以能大致模拟出大尺度过程，原因之一可能是因为在该区域使用的是显式云微物理参数化方案，而显式方案对相对均匀的大尺度云系具有较好的描述能力(许焕斌和尹金方, 2017)。显式方案对非均匀的中小尺度对流系统描述能力弱于隐式方案，当系统中的非均匀性中小尺度系统较强时，大尺度系统的描述就会相对较差。因此，三个方案的结果中，与大尺度场存在差异的区域，部分原因可能就是显示方案的不足所致(严格来说，这是一个综合的结果，还与热、动力场及其它物理过程对云微物理过程的反馈有关)。

225 图 4 为 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时不同云微物理参数化方案模拟的 700 hPa
 226 位势高度场的标准差及垂直气流。

227



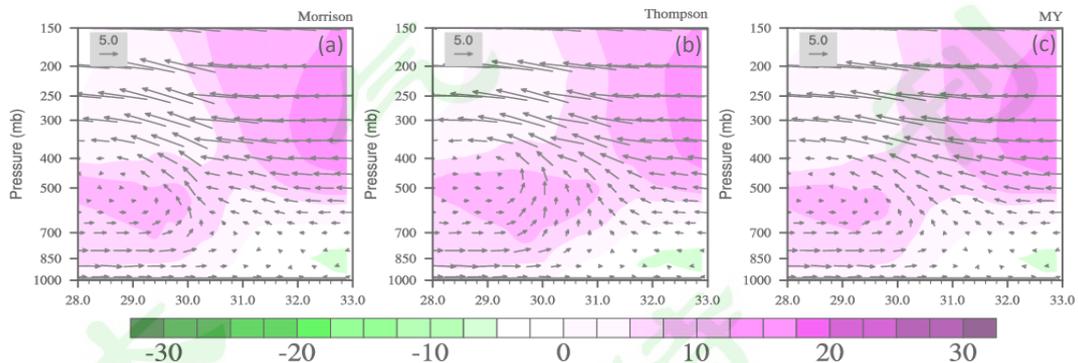
241 图 4 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时 700 hPa 位势高度场的标准差 (上排, 单位: gpm) 及垂直气
 242 流 (下排, 单位: m s^{-1}): (a) Morrison 方案, (b) Thompson 方案, (c) MY 方案

243 Fig.4 The spatial distribution of the standard deviation of geopotential height (Upper row, units: gpm) and vertical
 244 airflow (lower row, units: m s^{-1}) at 700 hPa during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018 based on the
 245 model output: (a)Morrison, (b)Thompson, (c)MY.

246

247 从图 4a1 至图 4c1 可知, Thompson 方案中, 700 hPa 位势高度场的标准差在湖北中部存在
 248 在一个大值中心,而其它两个方案的结果则没有明显的中心, 且在该时段内湖北省内的高度
 249 场的标准差基本小于 10 gpm 。这说明 Thompson 方案中的局地环流变化 (例如系统的发展、
 250 消亡或移动等) 更剧烈。相应地, 低层的垂直速度更大 (图 4b2)。值得注意的是, 对比图
 251 4a2 至图 4c2 与图 3a3 至 c3 可知, 垂直速度的大值区除了和位势高度标准差的大值区相对应
 252 之外, 和水汽辐合区也存在较好的对应关系。

253 图 5 为湖北地区 (选择 108.35 $^{\circ}\text{E}$ 至 116.25 $^{\circ}\text{E}$ 范围) 的平均经向环流及西风的垂直剖面
 254 图。



255

256 图 5 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时湖北地区 (东经 108.35 $^{\circ}$ 至 116.25 $^{\circ}$) 的平均经向环流 (风矢
 257 图, 单位: m s^{-1}) 及西风 (阴影区, 单位: m s^{-1}) 的垂直剖面图: (a) Morrison 方案, (b) Thompson 方案,
 258 (c) MY 方案

259 Fig.5 The vertical section of time-averaged meridional circulation (vector, units: m s^{-1}) and zonal wind (shaded,
 260 units: m s^{-1}) over Hubei province (108.35 $^{\circ}$ E to 116.25 $^{\circ}$ E) during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018

261 based on the model output: (a) Morrison, (b) Thompson, (c) MY

262 通过图 3 和图 5 可知, 三个方案中, 高空西风急流的南侧都存在着上升气流, 但高空急
263 流下方上升气流并不强。Thompson 中的垂直气流在中低层最强, 且西风气流大值区的延伸
264 范围最大, 向下伸展高度最低(图 5b)。Morrison 方案中的上升气流和 MY 方案差别不大(图
265 5a 和 5c), 前者略强, 低层西风急流伸展范围也略广。

266 4.2 降水及水成物分析

267 图 6 为 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时的累积降水的观测和模拟结果。红色方框
268 基本覆盖整个湖北省, 即为本文的重点研究范围。

269

270

271

272

273

274

275

276

277

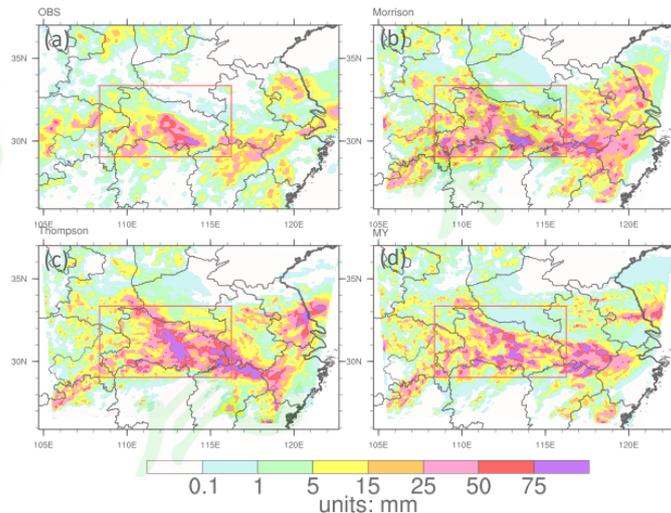
278

279

280

281

282



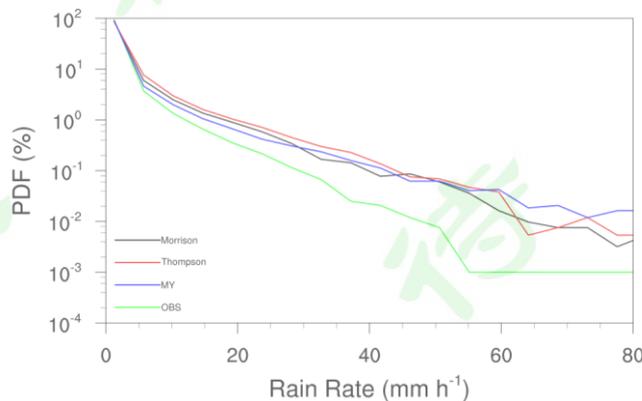
283 图 6 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时的 13 小时累计降水(阴影区, 单位: mm)比较: (a) 观测,
284 (b) Morrison 方案, (c) Thompson 方案, (d) MY 方案。红色矩形表示湖北省覆盖区

285 Fig.6 Spatial distribution of cumulative rainfall in 13 hours from 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June: (a) the
286 observations, (b) by Morrison scheme, (c) by Thompson scheme, (d) by MY scheme. The area covered by the red
287 rectangle indicates the domain of Hubei province.

288

289 从图 6 可知, 三个方案均模拟出了降水的覆盖区域, 但同时覆盖范围更广。在红色方框
290 范围(下文分析均基于此区域开展), 从累积降水大于 75 mm 的范围比较来看, Thompson
291 方案模拟的降水最强, Morrison 和 MY 差别不太大。不同方案之间的降水极值区分布差异较
292 大, Morrison 方案模拟得到的强降水区覆盖范围与观测更为吻合。

293 图 7 为模拟和观测逐时降水强度(Rain Rate, 用 RR 表示)的概率分布图。



294

295 图 7 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时降水的小时降水率(Rain Rate, 单位: mm h⁻¹)的 PDF 比较.OBS

296 为观测值，Morrison、Thompson 和 MY 分别为 WRF 模拟结果

297 Fig.7 The PDFs of rain rate (units: mm h^{-1}) between the observation and WRF simulations by the use of three
298 microphysics schemes (Morrison, Thompson and MY) during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018.

299 从图 7 可知，三个方案的模拟结果均高估了雨强。Thompson 方案的模拟结果在 Rain
300 Rate $<60 \text{ mm h}^{-1}$ 范围基本最大，但超过该范围后，MY 的降水模拟值最大。当 RR 处于 30 到
301 35 mm h^{-1} 范围，MY 方案的模拟值小于 Morrison 方案。当 RR 在其它范围，Morrison 则小于
302 MY 方案。RR 的观测值最大约为 55 mm h^{-1} ，但三个方案的 RR 模拟最大值几乎为观测值的一
303 倍。

304 图 8 为 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时降水的观测和模拟的时变曲线。

305

306

307

308

309

310

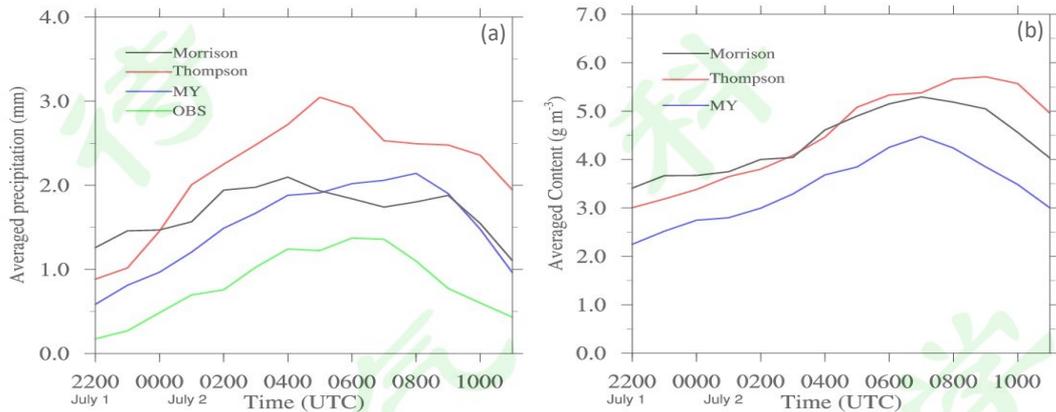
311

312

313

314

315



316

317

318

319

图 8 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时降水的小时区域平均 (a, 单位: mm) 及雨滴含量 (b, 单位: g m^{-3}) 平均值的时变曲线

318

319

Fig.8 Time series of area-averaged hourly rainfall intensity (a, units: mm) and rain water content (b, units: g m^{-3}) during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018.

320

321

322

323

324

325

326

327

328

329

从图 8 可知，模拟和实测降水在大部分时段较为相似（如 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 04 时，6 月 30 日 09 时至 11 时），但模拟降水明显强于观测结果。雨滴含量与降水的时变曲线也大体相似，但其峰值出现时间并不一致，后者出现峰值的时间更早。从三个方案的比较结果来看，Thompson 方案模拟的降水最强（与图 X6 保持一致），其次是 Morrison 方案，MY 方案模拟的降水相对最弱，但其在部分时段强于 Morrison 方案，其变化相对剧烈。Thompson 方案模拟的雨滴含量在部分时段少于 Morrison 方案，MY 方案模拟的雨滴含量在整个模拟时段均最小。雨强和雨滴含量之所以不完全匹配，原因之一是雨滴含量是高度上的积分值，而雨强仅仅是模式最底层的结果。另一个原因是，雨滴的分布还受动力场影响，如平流项及湍流混合项均对其分布有着一定作用。尽管如此，两者在大部分时段依然保持相似变化。

330

331

332

333

334

335

336

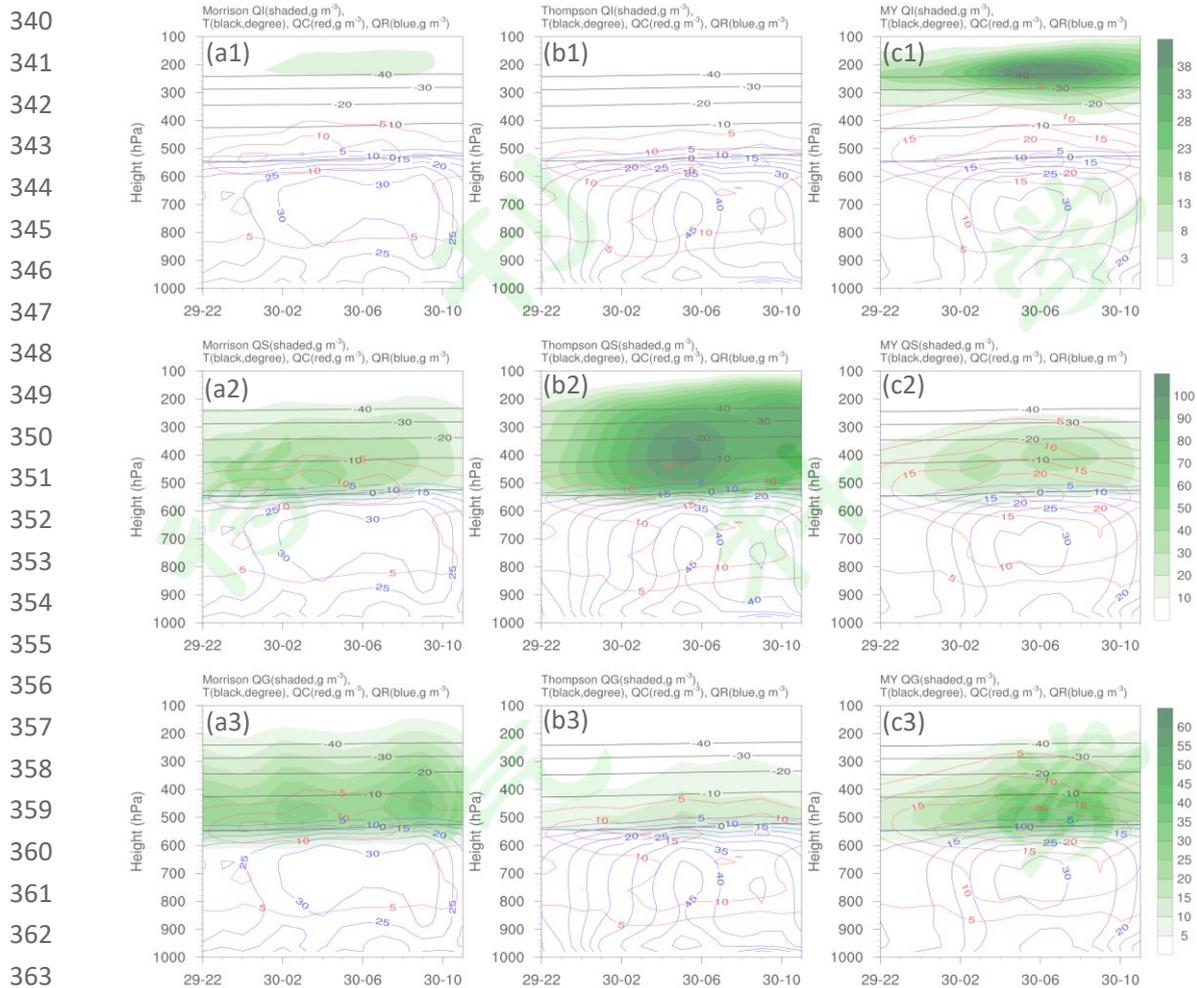
337

338

339

从累计降水量值及其分布区域来说，Morrison 方案的模拟效果相对最优；从小时降水来说，Morrison 和 Thompson 方案在不同时段分别占优，但模拟效果均强于 Thompson 方案。因此，综合来看，Morrison 方案在本次模拟过程中效果相对最优。

图 9 为三个方案水成物含量（小时累积）区域平均值随时间和高度的分布。



340 图 9 不同方案中水成物的区域平均值(单位: g m^{-3})随时间(6月29日22时至6月30日11时)的时间演变: a
 341 表示 Morrison 方案, b 表示 Thompson 方案, c 表示 MY 方案, 阴影图为冰相粒子, 1 表示冰晶, 2 表示雪
 342 粒子, 3 表示霰粒子。黑色实线为平均温度(单位: $^{\circ}\text{C}$), 等值线从 0°C 到 -40°C , 间隔 10°C ; 红色实线
 343 表示云滴含量(单位: g m^{-3}), 等值线从 5 g m^{-3} 到 35 g m^{-3} , 间隔 5 g m^{-3} ; 蓝色实线表示雨滴含量(单位:
 344 g m^{-3}), 等值线从 5 g m^{-3} 到 55 g m^{-3} , 间隔 5 g m^{-3} 。

345 Fig.9 Time evolution (during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018) of area-averaged vertical profiles of
 346 hydrometeors (unit: g m^{-3}): a, b and c indicate Morrison, Thompson and MY scheme respectively. The shaded area
 347 indicates distribution of ice phase hydrometeors. 1, 2 and 3 indicates ice, snow and graupel respectively. The
 348 black solid line indicates averaged temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) and contours are from 0°C to -40°C with 10°C of
 349 interval. The red dashed line indicates cloud droplet content (unit: g m^{-3}) and contours are from 5 g m^{-3} to 35 g m^{-3}
 350 with 5 g m^{-3} of interval. The blue dashed line indicates raindrop content (unit: g m^{-3}) and contours are from 5 g m^{-3}
 351 to 55 g m^{-3} with 5 g m^{-3} of interval.

352 尽管图 8 中三个方案的平均降水演变趋势具有相似性, 但水成物的演变却存在明显差
 353 别。从云滴分布来看(图 9a1 到图 9c1), 三个方案不仅极值中心出现的时间有差异, 在分
 354 布高度上也存在差异。Morrison 方案中, 云滴的 5 g m^{-3} 等值线超过 -10°C 以上高度, 极值为
 355 17.3 g m^{-3} ; Thompson 方案中, 该等值线在 -10°C 高度层以下, 极值为 15.65 g m^{-3} , 与 Morrison
 356 方案差别不大。而 MY 方案中, 云滴的 5 g m^{-3} 等值线伸展到了 300 hpa 高度附近 (-30°C)。
 357 并且, 极值为 26.4 g m^{-3} , 明显大于其它两个方案。对三个方案模拟的雨滴来说, 其 5 g m^{-3}
 358 等值线均在零度层以上, 但三个方案中的雨滴含量演变及极值也存在较大差异, Morrison、
 359 360 361 362 363 364 365 366 367 368 369 370 371 372 373 374 375 376 377 378 379 380 381 382 383

384 Thompson、和 MY 方案的雨滴含量极值分别为 37.5 g m^{-3} 、 57.0 g m^{-3} 和 34.4 g m^{-3} 。

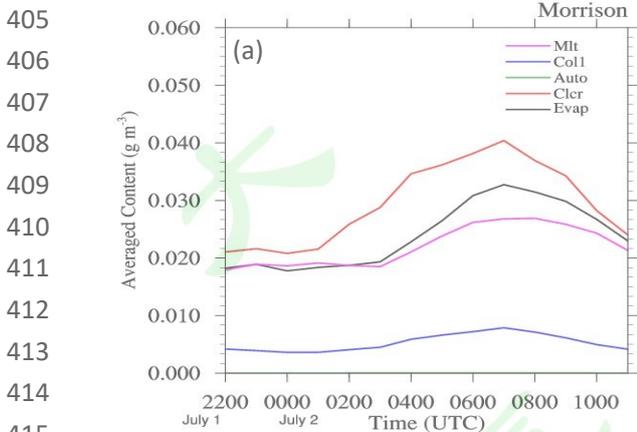
385 冰相粒子的演变及垂直分布比液态粒子的差异更大。Thompson 方案中模拟的冰粒子最
386 少（图 9b1），整个时段、所有高度上冰粒子平均含量均小于 3 g m^{-3} 的区域；Morrison 方案
387 中，存在小部分大于 3 g m^{-3} 的区域；MY 中的冰粒子分布高度及时间跨度远大于其它两个方
388 案，且最大冰粒子平均含量为 45.4 g m^{-3} ，位于 $-40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度以上。在雪粒子的演变过程中，
389 MY 方案中存在两个极值中心（图 9b3），其它方案只有一个。然而，Morrison 和 Thompson
390 方案中，极值中心的强度及分布高度区间存在较大差异（图 9b1 和图 9b2）。Morrison 方案
391 中的雪粒子平均含量极值所在高度位于 0 到 $-10 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 区间，且极值不超过 40 g m^{-3} ，而 Thompson
392 中的雪粒子平均含量极值所在高度位于 -10 到 $-20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 区间，且极值超过 100 g m^{-3} 。MY 方案中
393 的雪粒子平均含量极值与 Morrison 方案模拟结果相近。就霰粒子而言，三个方案的模拟结
394 果差异也较大。Morrison 方案中，霰粒子平均含量在两个时段存在极值，最大极值为 37.8 g m^{-3} ；
395 Thompson 方案中的霰粒子平均含量最少，仅为 16.4 g m^{-3} ；MY 方案中的霰粒子平均含
396 量略少于 Morrison 方案，为 36.8 g m^{-3} 。

397 综上所述，三个方案模拟的水成物存在较大差异，Thompson 方案中雪粒子含量明显偏
398 多，冰晶和霰相对较少；MY 方案中冰晶粒子含量最多，其次为 Morrison 方案，两者的霰粒
399 子含量均多于雪粒子。液态粒子（尤其云滴）的分布及演变均存在较大差异，由于过冷水是
400 影响淞附过程等的关键因素，因此，该差异是冰相粒子分布及演变存在不同的重要原因之一。

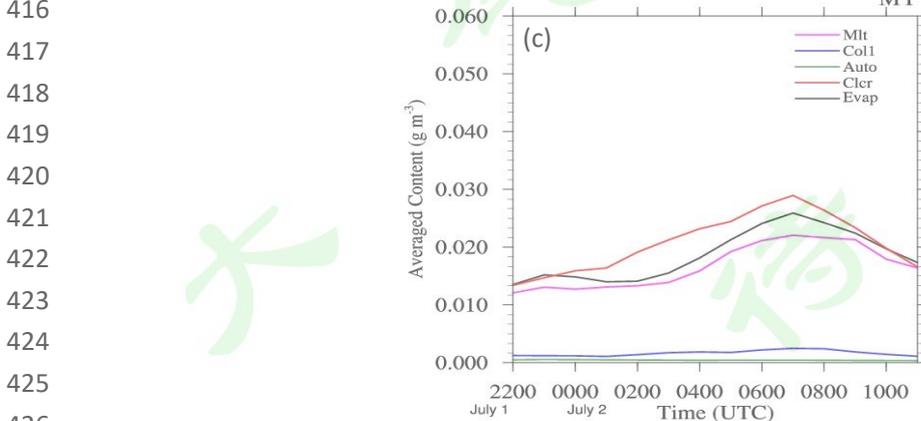
401 4.3 液态粒子主要源汇项特征分析

402 雨滴含量差异是导致降水差异的最直接原因。图 10 为雨滴的主要源汇项平均值的时变
403 曲线比较。

404



414



427 图 10 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时的主要雨滴源汇项区域平均值（单位： g m^{-3} ）的时变曲线：(a)

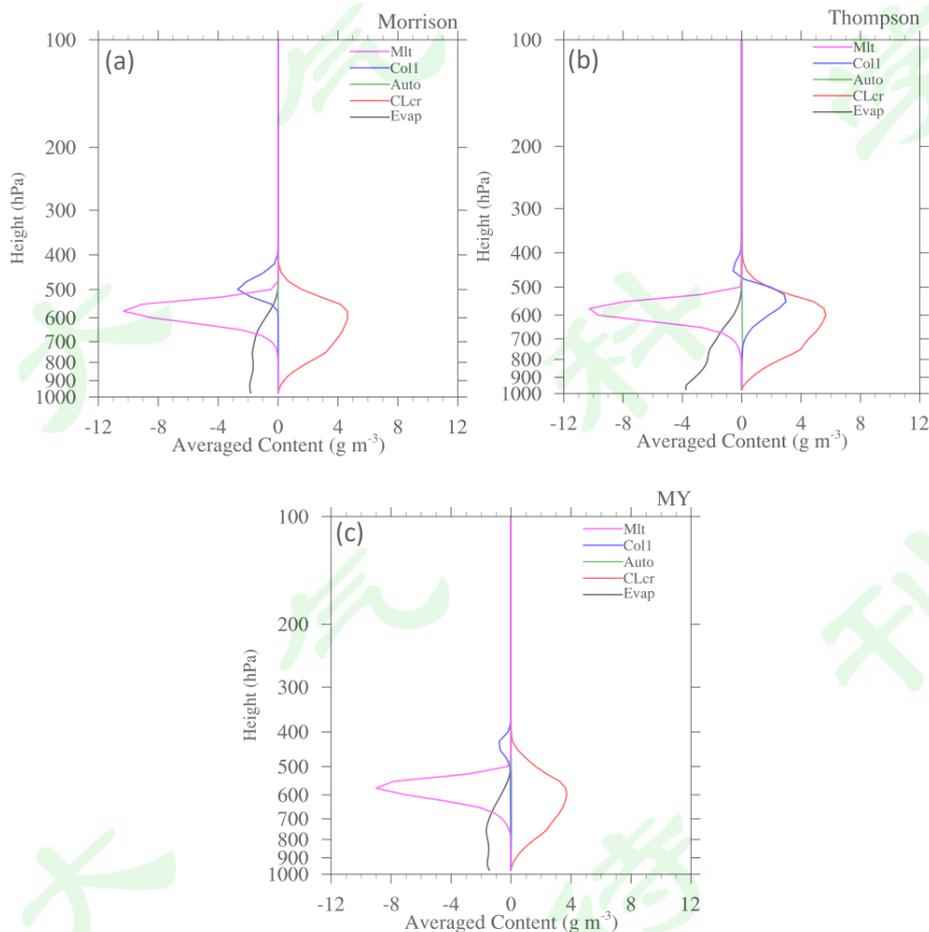
428 Morrison 方案, (b) Thompson 方案, (c) MY 方案

429 Fig.10 Time series of the area-averaged content (units: g m^{-3}) of the main source and sink terms of rain during
430 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018 : (a) Morrison, (b) Thompson, (c)MY.

431

432 从图 8 可知, 通过雨滴含量的分析, 能大体上了解雨强的变化趋势, 为了分析雨滴含量的
433 的变化趋势, 特对雨滴的源汇项进行了分析。图 10 表示雨滴的五个主要源汇项在空间平均
434 的时变曲线。从图 10 可知, 冰相粒子融化项 Mlt 及雨滴对云滴的搜集项 CLcr 项是雨滴的核
435 心源项, 云滴向雨滴的自动转化项 Auto 相对于其它项来说基本忽略不计。并且, 三个方案
436 中的 CLcr 项都大于 Mlt 项。Morrison 方案模拟的 CLcr 项极值最大, 其次是 Thompson 方案,
437 MY 中的 CLcr 项极值最小。Thompson 方案中的雨滴蒸发和淞附效应最强, 其次是 Morrison
438 方案, MY 中的雨滴蒸发项 Evap 最弱。除云滴自动转化外, 其它四个源汇项随时间演变大体
439 上有着相似性, 但三个方案也存在差异。Morrison 和 MY 方案中, 四个主要源汇项大致在
440 2018 年 6 月 30 日 07 时达到极值, 而 Thompson 方案中, 四个主要源汇项达到极值的时间
441 为 2018 年 6 月 30 日 08 时。

442 从图 10 可知, 尽管不同方案的主要雨滴源汇项量值有些差异, 但其随时间的演变仍具
443 有一定相似性。图 11 为不同方案中雨滴主要源汇项总量区域平均的垂直分布比较 (这里考
444 虑了源汇项的正负, 图 10 主要考虑量值比较)。



445

446

447 图 11 不同方案的雨滴主要源汇项(Mlt, Col1, Auto, CLcr, Evap)总量(单位: g m^{-3})区域平均值的垂直分布: (a)
448 Morrison 方案, (b) Thompson 方案, (c) MY 方案

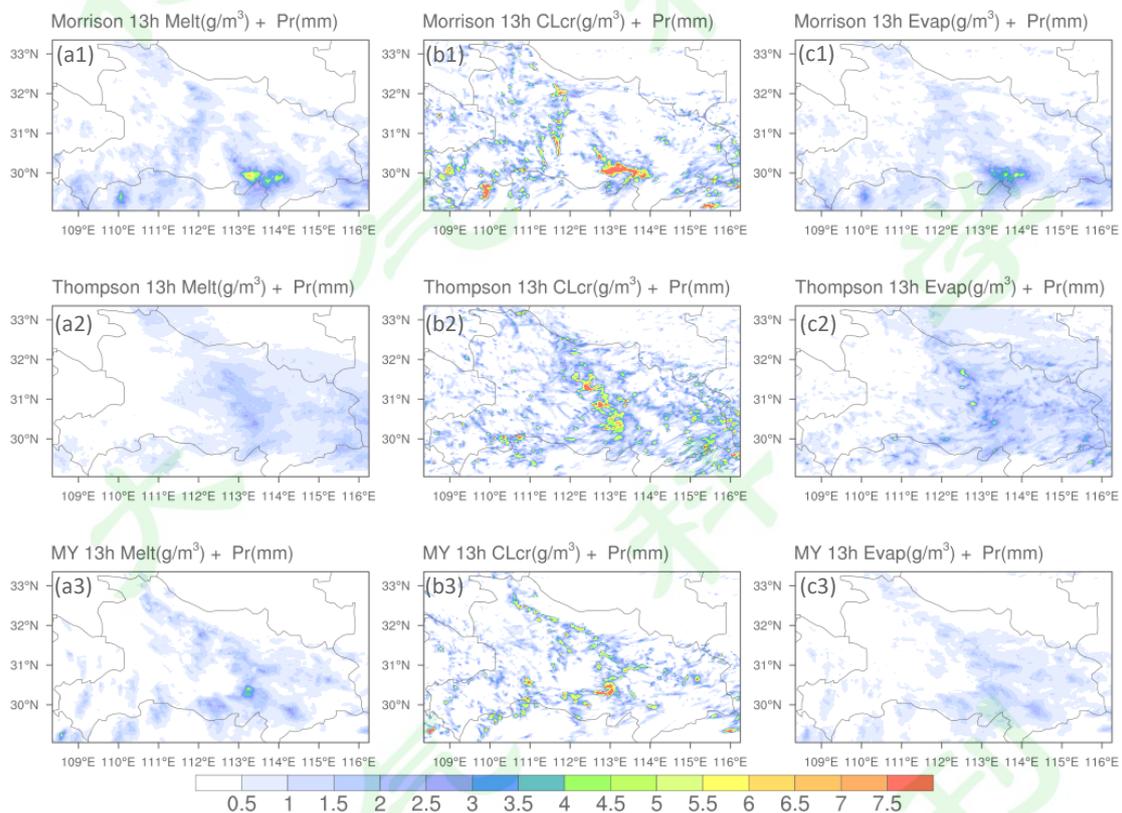
449 Fig.11 Vertical profiles of area-averaged content (unit: g m^{-3}) of the key sink and source terms (Mlt, Col1, Auto,

450 CLcr, Evap) of raindrop: (a) Morrison, (b)Thompson, (c)MY

451

452 由图 11 可知，三个方案的融化总量极值所在高度一致，Morrison 模拟的融化量极值最
453 大，Thompson 方案略小，MY 方案最小。在冰相粒子对雨滴的搜集作用上，三个方案出现
454 较大差异。Morrison 和 MY 均认为，在碰并过程中，雨滴是冰相粒子增长的源，从量值来看，
455 Morrison 方案中雨滴贡献明显大于 MY 方案，但其极值所在高度更低。而 Thompson 方案则
456 认为，零度层以上，雨滴作为冰相粒子的增长源；而零度层以下，冰相粒子和雨滴的碰并将
457 成为雨滴增长的源，即雨滴搜集到的冰相粒子将转化为与雨滴。三个方案的雨滴搜集云滴过
458 程形态也较为相似，但 Thompson 方案中，该过程最强，MY 方案中最弱。Morrison 和 MY
459 方案中的雨滴蒸发项垂直分布较为相似，从零度层高度往下直到 750 hPa 左右高度，蒸发逐
460 步增强。750 hPa 高度以下，蒸发变化较小。Thompson 方案的雨滴蒸发过程则明显强于其它
461 两个方案，且从零度层往下至近地层，蒸发量逐步增大，这与其它两个方案存在显著差异。

462 图 12 为不同方案的 Mlt、CLcr 及 Evap 项在湖北省区域的高度平均分布。



463

464 图 12 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时源项 (a, Mlt, b, CLcr, 单位: $g\ m^{-3}$) 及汇项 (c, Evap, 单位: $g\ m^{-3}$) 的高度平均分布。

466 Fig.12 The distribution of height-averaged total amount of source terms (a, Mlt, b, CLcr, units: $g\ m^{-3}$) and sink term
467 (c, Evap, units: $g\ m^{-3}$) of rain during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018

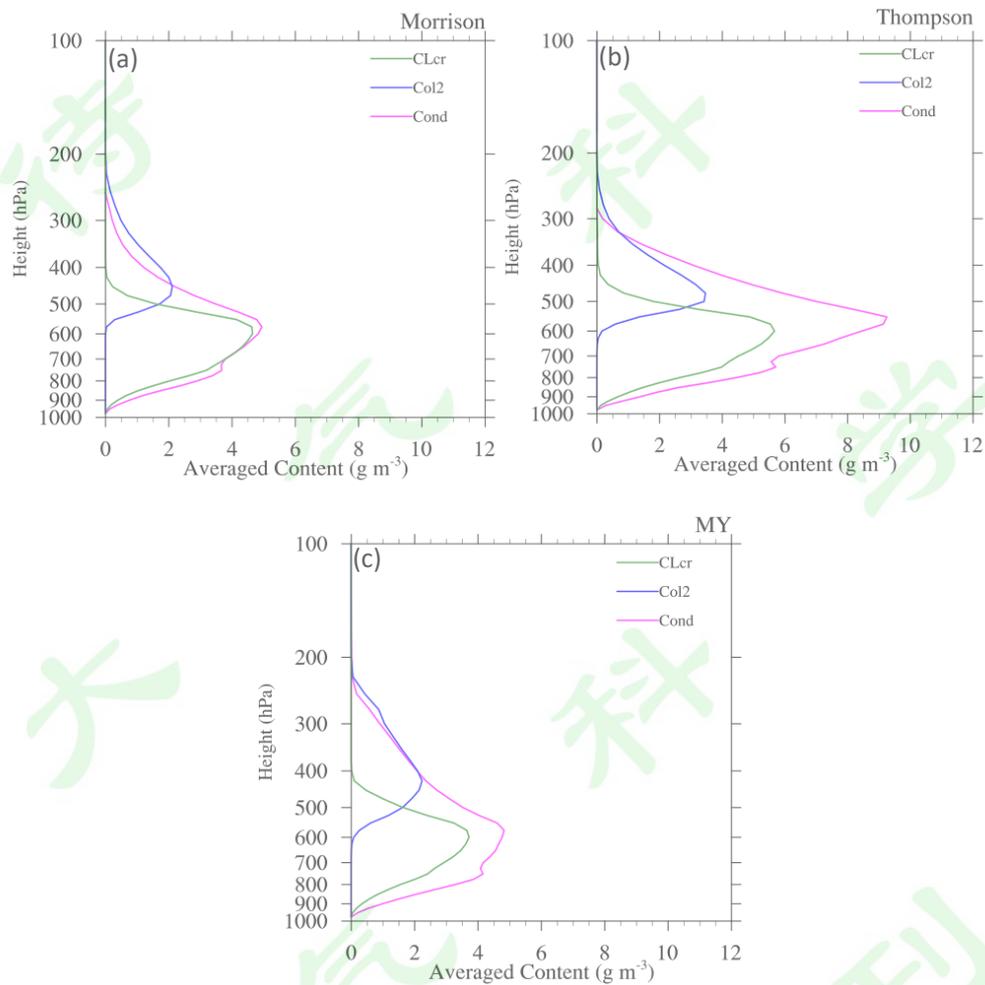
468

469 对比图 6 可知，图 12 中三个关键源汇项的大值区大体对应了累积降水的大值区（尤其
470 强降水区）。尽管图 10 中，不同方案的 Mlt、CLcr 及 Evap 项变化趋势较为相似，差别主要
471 体现在量值上，但图 12 显示，上述三个源汇项的空间分布在不同方案中也存在较大差异，
472 CLcr 项对雨滴的增长贡献明显强于 Mlt 项，区域极值也更大。Morrison 方案中，CLcr 及 Mlt
473 项呈水平分布，因此最强降水区及最强蒸发区也呈水平分布。Thompson 方案中，CLcr 和
474 Mlt 项呈“西北—东南”走向，因此最强降水区及最强蒸发区也呈“西北—东南”分布。MY

475 方案中的雨带分部相对复杂，一条从鄂西北开始延伸，另一条在湖北南部，CLcr、Mlt 和 Evap
476 项分别与其有着良好对应关系。这些差异导致不同方案中模拟降水的位置和强度差异。冰相
477 粒子融化或雨滴搜集云滴的高估可能是造成区域平均降水模拟值偏强的重要原因之一。

478 需要注意的是，Evap 项的空间分布并非和 Mlt 或 CLcr 项一一对应，因为其主要对应的是雨滴含量，而影响雨滴含量分布的因子除了微物理过程项之外，还有平流项、湍流混合项
479 等（主要针对小粒子）。

481 云滴是影响降水的另一个重要因子。图 13 为云滴的三个关键源汇项区域平均的垂直分布图。Col2 和 Cond 分别表示冰相粒子搜集云滴及水汽凝结成云滴。
482



483

484 图 13 与图 11 相似，但为云滴主要源汇项 (CLcr, Col2, Cond)

485 Fig.13 Similar to Fig.11, but for the key sink and source terms of cloud droplet (CLcr, Col2, Cond)

486

487 从图 13 可知，三个方案中的主要云滴源汇项的垂直分布存在相似之处，云滴凝结的峰
488 值高度均分别位于在 750 hpa 及 550 hpa 左右高度，雨滴搜集云滴的峰值高度也大致相似，
489 位于 600 hpa 高度附近。但三者也存在明显差异，Thompson 中（图 13b），水汽凝结明显
490 强于其它两个方案，峰值为 9.24 g m⁻³，次峰值为 5.8 g m⁻³；而 Morrison 方案中（图 13a），
491 水汽凝结峰值为 4.94 g m⁻³，次峰值为 3.67 g m⁻³；MY 方案中（图 13c），尽管水汽凝结峰值
492 略小于 Morrison 方案，为 4.82 g m⁻³，但次峰值明显大于 Morrison 方案，为 4.16 g m⁻³。除
493 了凝结总量之外，三个方案中水汽凝结在高层也存在明显差异。MY 方案中，300 hpa 以上
494 水汽凝结明显，最大凝结高度高于 250 hpa，Morrison 方案中的最大凝结高度略低于 250 hpa，

495 而 Thompson 方案中的最大凝结高度略高于 300 hpa，且 300 hpa 以上高度凝结量极少。该
496 现象是图 9 中云滴能够在 400 hpa 高度以上仍存在大值中心的重要原因。总体而言，MY 方
497 案中的凝结效应略强于 Morrison 方案。

498 由于 Thompson 方案中水汽凝结效应最强，因此，该方案中雨滴搜集云滴的总量显著多
499 于其它两个方案，且峰值高度相近。尽管 Morrison 方案中的水汽凝结略弱于 MY 方案，但
500 雨滴搜集云滴的量仍明显高于 MY 方案。对于冰相粒子搜集云滴来说（Col2 包含冰相粒子直
501 接搜集云滴，与 Col1 类似，只是专门针对云滴而言），Thompson 方案依然最强，MY 方案其
502 次，Morrison 方案略微弱于 Morrison 方案。三者的极值高度存在较大差异。Thompson 方案
503 中，Col2 的极值高度最低，略高于 500 hpa 高度；Morrison 方案中，Col2 极值高度在 500 hpa
504 附近；MY 方案中，Col2 极值高度位置仅略低于 400 hpa。

505 由以上分析可知，Thompson 方案中，凝结效应、雨滴搜集云滴增长及云滴对冰粒子增
506 长的贡献均最强；MY 方案中的凝结效应及云滴对冰相粒子增长的贡献强于 Morrison 方案，
507 但后者雨滴搜集云滴增长强于前者，两者凝结效应及雨滴对云滴搜集增长的峰值高度相近，
508 但云滴对冰相粒子贡献的极值高度则存在明显差异。

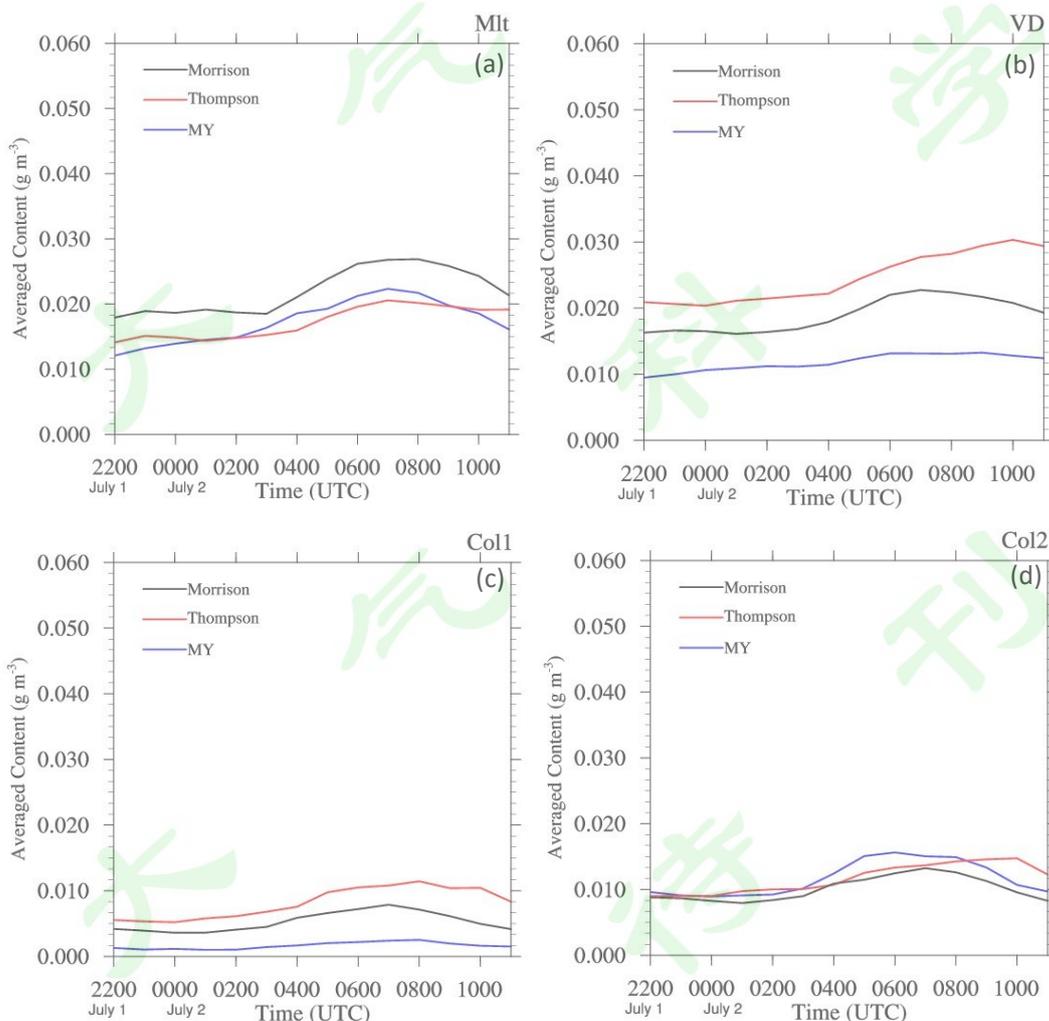
509

510 4.4 冰相粒子主要源汇项特征分析

511

图 14 为冰相粒子的主要源汇项平均值时变曲线比较。

512



513

514

515

516

517

518

519

520

521

522

523

524

525

526

527

528

529

530

531

532

533

534

535

536

537

538

图 14 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时冰相粒子主要汇项 (a, Mlt) 及源项 (b, VD, c, Col1, d, Col2) 平

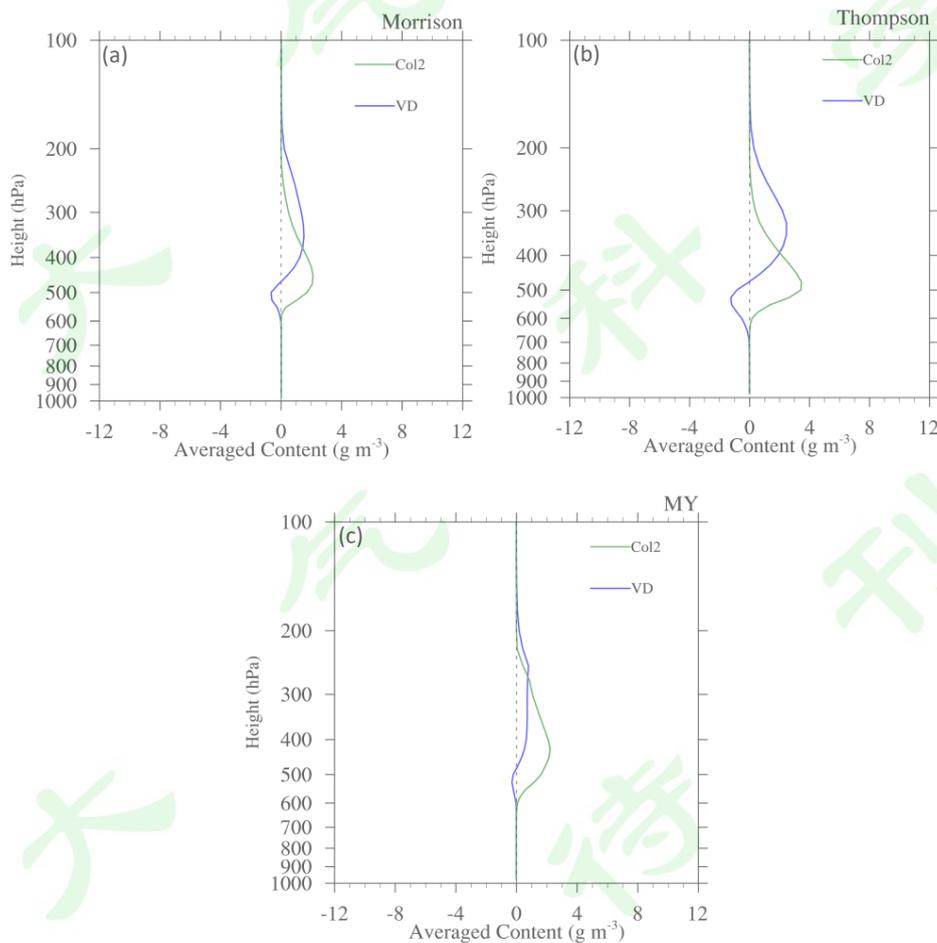
539 均值 (单位: g m^{-3}) 的时变曲线

540 Fig.14 The time series of the area-averaged content (units: g m^{-3}) of the distribution of height-averaged total
541 amount of sink term (a, Mlt) and source term (b, VD, c, Col1, d, Col2) of rain during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC
542 30 June 2018

543

544 从前文可知,就本次过程而言,冰相粒子的融化是影响雨滴增长的关键因素之一。因此,
545 首先将不同方案的冰相粒子都作为一个整体进行比较。在输出冰相粒子源汇项之后发现,冰
546 相粒子融化 (Mlt 表示, 同前)、水汽凝华 (贝吉龙过程, VD 表示) 及冰相粒子与雨滴和云
547 滴的碰并过程 (Col1 表示同雨滴的碰并, 同前; Col2 表示同云滴的碰并) 是冰相粒子增长
548 的重要来源。下文将分别对其进行比较。就 Mlt 项来说, Morrison 方案模拟含量最多, MY
549 和 Thompson 方案差别不大(见图 14a)。就 VD 和 Col1 项而言, Thompson 方案模拟量最多,
550 其次是 Morrison 方案, MY 方案模拟相对最少 (图 14b 和图 14c)。三个方案中的 Col2 值大
551 于 Col1 (图 14d), 一个重要原因在于, 水汽在较高处凝结成云滴 (图 13), 然后云滴和冰
552 相粒子发生碰并过程。而雨滴与冰相粒子的碰并过程发生在相对低的高度, 尽管雨滴含量相
553 对较大, 但参与淞附过程几率相对较小, 故三个方案中的 Col2 项均强于 Col1 项。尤其是
554 MY 方案, Col2 值数倍于 Col1 值, 而 Thompson 方案中两者差值相对较小。

555 图 15 为 Col2 和 VD 项的垂直分布 (冰相粒子融化项 Melt 及冰相粒子对雨滴的碰并搜集
556 Col1 已在图 11 中讨论, 不再赘述)。



557

558 图 15 与图 11 相似, 但为云滴主要源汇项 (CLcr, Col2, Cond)

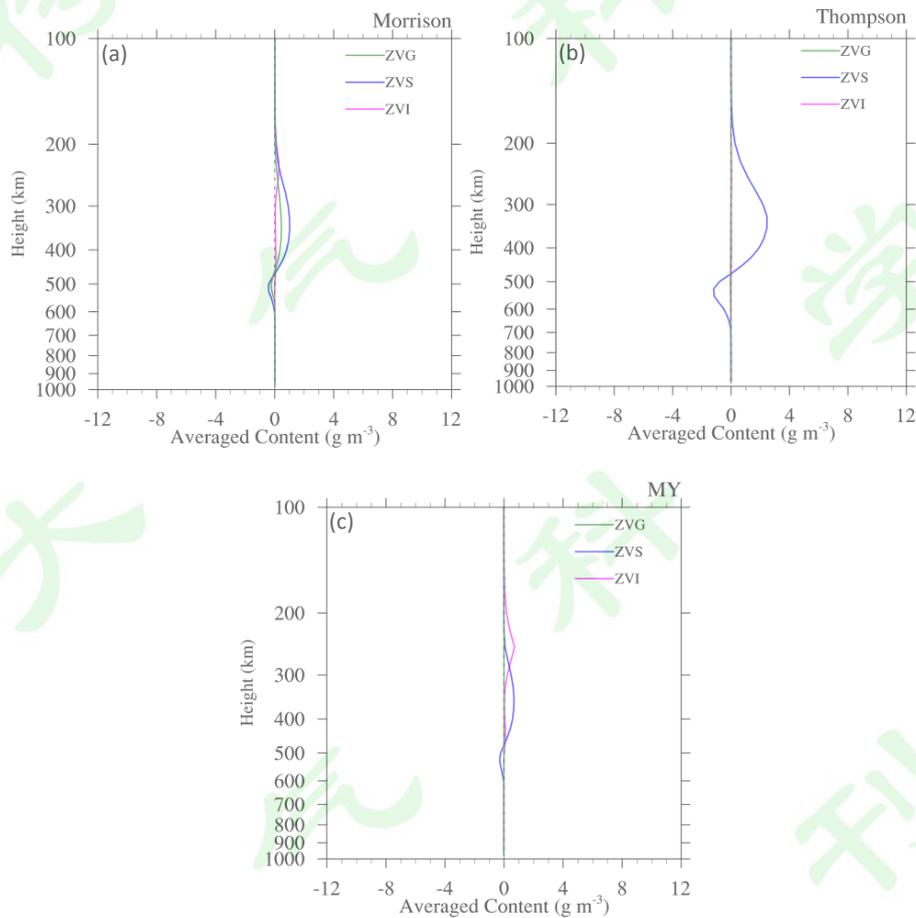
559 Fig.15 Similar to Fig.11, but for key sink and source of cloud droplet (CLcr, Col2, Cond)

560

561 从图 15 可知, Morrison 和 Thompson 方案中(图 15a 和图 15b), Col2 的极值高度差别不
562 大, 略低于 MY 方案。Morrison 和 MY 方案中的 Col2 极值差别不大, 约为 Thompson 方案极
563 值的一半。对 VD 来说, Morrison 和 Thompson 方案的形态相似, 极值高度在 350 hPa 附近,
564 但前者数值约为后者一半。MY 方案中, VD 的分布形态表现出较大差异, 廓线明显窄于其它
565 两个方案, 并且极值高度在 250 hPa 附近, 显著高于其它两个方案。需要说明的是, MY 方
566 案中, 凝华增长效应在中底层为负值, 这是因为该高度区间的区域平均表现为升华。由图
567 15b 可知, Thompson 方案中的升华效应最强。事实上, 该方案的凝华效应也表现为最强。
568 Morrison 和 Thompson 方案中, Col2 的极值高度低于 VD 的极值高度, MY 方案则恰好相反。

569 事实上, 三个方案中 Col2 和 VD 的差异揭示了导致冰相粒子分布差异的重要原因之一(其
570 它两个原因在前面已经描述)。下文将从不同冰相粒子的角度进行分析。

571 图 16 为冰晶、雪和霰粒子的凝华/升华效应(分别用 ZVG、ZVS 和 ZVI)表示。



572

573 图 16 与图 11 相似, 但为冰晶、雪和霰粒子的凝华/升华项 (ZVI, ZVS, ZVG)

574 Fig.16 Similar to Fig.11, but for deposition/sublimation of ice, snow and graupel (ZVI, ZVS, ZVG)

575

576 从图 16 可知, 三个方案的凝华/升华效应存在显著差异。Morrison 方案中, 雪粒子凝华
577 和升华效应均强于霰粒子, 冰晶粒子的凝华效应较小, 升华效应几乎可以忽略不计(图 16a)。
578 Thompson 方案中, 雪粒子的升华效应占主导地位, 其它两类冰相粒子的贡献与其相比微乎
579 其微(图 16b)。MY 方案中, 冰晶的凝华效应略弱于雪粒子, 从其廓线形态来看, 冰晶粒子
580 的凝华差异是导致图 16 中冰相粒子与其它两个方案显著差异的重要原因, 也是图 9 中 MY
581 方案冰相粒子明显多于其它方案的关键原因。

582

图 17 为不同云微物理参数化方案中冰相粒子同云滴、雨滴之间的凇附（碰并）过程。

583

584

585

586

587

588

589

590

591

592

593

594

595

596

597

598

599

600

601

602

603

604

605

606

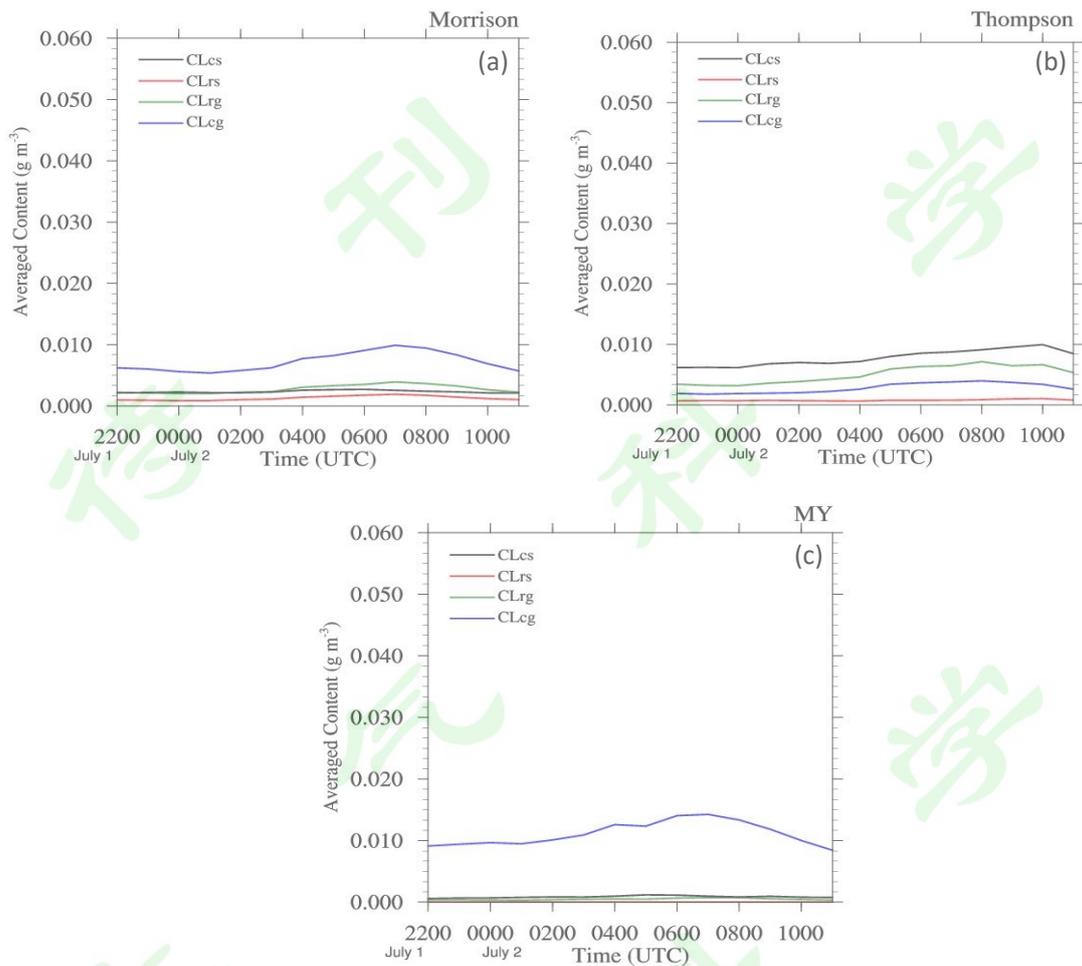
607

608

609

610

611



612

图 17 2018 年 6 月 29 日 22 时至 30 日 11 时主要凇附项平均值（单位： g m^{-3} ）的时变曲线：（a）Morrison，（b）Thompson，（c）MY

613

Fig.17 The time series of the area-averaged content (units: g m^{-3}) of riming terms during 2200 UTC 29 June to 1100 UTC 30 June 2018 : (a)Morrison, (b)Thompson, (c)MY

614

615

616

617

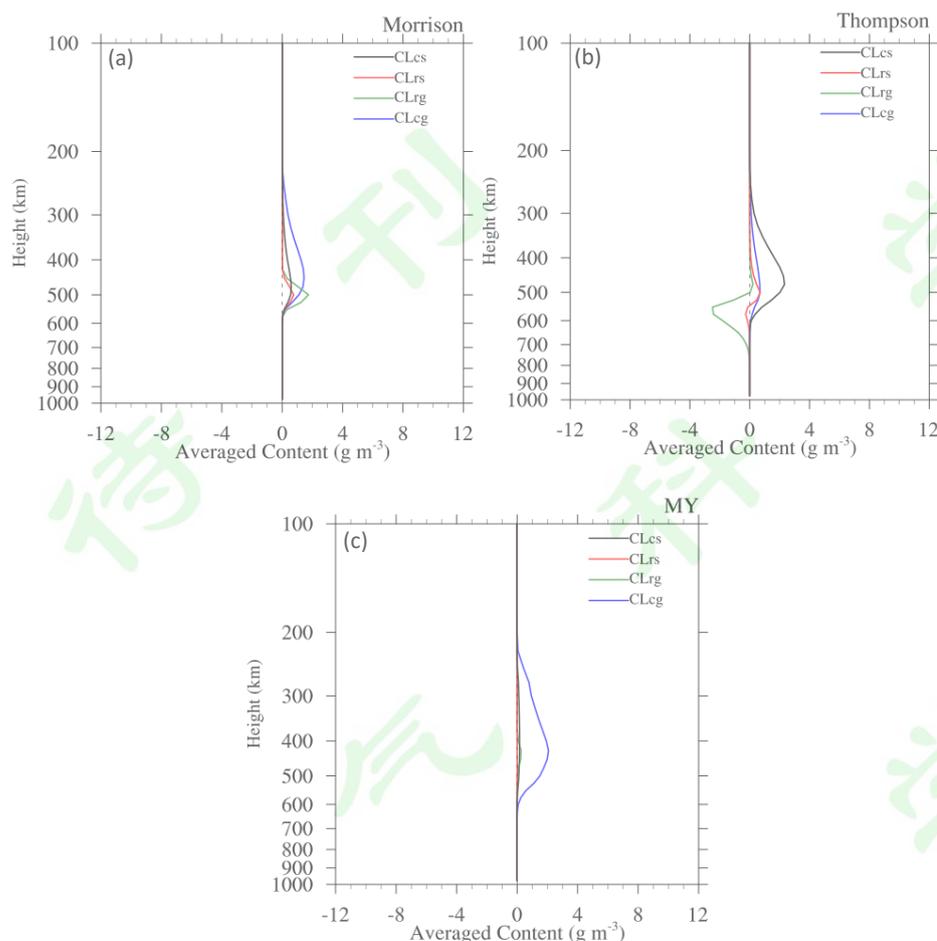
618

619

从图 14 可知，不同云微物理参数化方案中冰相粒子与云滴和雨滴之间的碰并过程存在较大差异。图 17 试图对产生该差异的原因进行初步解释。Morrison 和 MY 中，霰粒子对云滴的搜集作用（CLcg）占主导地位（图 14a 和图 14c），MY 方案中其它碰并过程相对 CLcg 项来说几乎可以忽略不计，而 Morrison 方案中，其它凇附过程的贡献相对 MY 方案来说，依然较为明显。Thompson 方案与其它两个方案有着显著区别（图 14c）：雪粒子与云滴之间碰并效应（CLcs）贡献最大，并且，CLrg 强于 CLrs 项。

619

图 18 为雪粒子（霰粒子）搜集云滴（雨滴）增长总量区域平均的垂直廓线。分别用 CLcs（CLcg）和 CLrs（CLrg）表示雪粒子（霰粒子）搜集雨滴（云滴）的增长。



620

621 图 18 与图 11 相似，但为雪粒子（霰粒子）搜集雨滴（云滴）的增长:(CLcs, CLrs, CLcg, CLrg)

622 Fig.18 Similar to Fig.11, but for accretion of raindrop (cloud droplet) by snow (graupel) (CLcs, CLrs, CLcg, CLrg)

623

624 从图 18 所示的雪粒子（霰粒子）搜集雨滴（云滴）增长廓线图可知，以上四个微物理
 625 过程在三个方案中存在明显差异。Morrison 方案中（图 18a），CLcg 效应最明显，但 CLrg 的
 626 极值略大于 CLcg，CLcs 效应强于 CLrs，但前者极值小于后者。从图 18a 可知，霰粒子搜集液
 627 态粒子的增长大于雪粒子与液态粒子的碰并增长，这是图 9a2 和图 9a3 所示霰粒子方案中霰
 628 粒子含量大于雪粒子的重要原因之一。Thompson 方案中（图 18b），CLcs 效应显著强于其它
 629 几个过程，并且 CLrg 存在负值区。如前所述，这是因为 Thompson 方案处理雨滴与冰相粒
 630 子的碰并时与其它方案存在差异，该方案在零度层以上，两者碰并将有助于冰相粒子增长，
 631 而零度层以下，两者碰并将贡献于雨滴增长。从 CLrg 的垂直廓线来看，霰粒子因搜集雨滴
 632 的增长不明显，而零度层以下两者的碰并主要贡献于雨滴增长。这是图 18b3 中霰粒子较少
 633 的重要原因之一。MY 方案中（图 18c），CLcs、CLrs 和 CLrg 的量值明显小于 CLcg（存在量级
 634 差别）。图 18c2 和图 18c3 中，霰粒子大于雪粒子的含量。霰粒子对云滴的搜集作用对其有
 635 着重要贡献。

636

637 5 结论与讨论

638 本文通过 WRF (3.4.1) 模式，针对 2018 年 6 月 29 日至 30 日一次梅雨锋背景下的暴雨
 639 过程进行数值模拟，分别采用 Morrison、Thompson 和 MY 方案进行对比分析。结果发现，
 640 三个方案模拟的背景场在天气尺度上都与再分析资料一致，能够再现出有利于强降水发生的

641 环流场。但不同云微物理过程对梅雨期暴雨的局地环流有着显著影响，且不同方案存在显著
642 的差异：

643 Thompson 方案产生更强的局地环流系统的变率和上升气流。由于天气尺度环流的一致性，
644 这些差异直接与云物理参数化方案的差异有关，同时也与因云微物理方案差异而导致的
645 其它过程有关。这些来自多个方面的相互作用可能是非线性的，属于云微物理参数化方案的
646 间接影响。三个方案的模拟降水均有所夸大，小时降水率、小时累计降水量均始终大于观测
647 值。总体来看，Morrison 方案的模拟效果相对最优。各方案模拟的水成物存在较大差异。
648 Thompson 方案中雪粒子含量明显偏多，冰晶和霰相对较少；MY 方案中冰晶粒子含量最多，
649 其次为 Morrison 方案，两者的霰粒子含量均多于雪粒子。液态粒子（尤其云滴）的分布及
650 演变均存在较大差异。零度层以上，MY 方案中的云滴含量最多，其次是 Morrison 方案，
651 Thompson 方案相对最少，而不同方案的雨滴在该高度区间的差异相对较小，即过冷水的差异
652 （针对区域平均而言）主要体现在过冷云滴上。

653 冰相粒子融化、雨滴对云滴搜集作用是雨滴的关键源项，雨滴蒸发是最重要的汇项，以
654 上三个物理量在不同云微物理方案中存在空间上的差异，这是导致降水空间分布差异的直接
655 原因。总的来说，雨滴对云滴搜集效应大于冰相粒子融化。冰相粒子对雨滴的搜集效应相对
656 较弱，但不同方案差异大。Thompson 方案中的雨滴蒸发项显著大于其它两个方案，在底层
657 表现得最为明显。Morrison 方案中，冰相粒子在零度层以下高度并不直接转换为雨滴，而是
658 用于提高冰相粒子融化率并增加参与碰并雨滴的脱落（shedding）；MY 方案中，两者碰并仅
659 发生在零度层以上高度。淞附过程的主要影响因子包括碰并粒子的数浓度、直径、下落末速
660 度等。与此同时，过冷水的时空分布差异也将对其产生影响。对不同方案来说，淞附相关的
661 云微物理过程存在较大差异。Morrison 方案中雨滴贡献明显大于 MY 方案。而 Thompson 方
662 案中，零度层以上，仅少量雨滴作为冰相粒子的增长源；零度层以下，冰相粒子在碰并过程
663 中直接转换为雨滴。MY 方案中，过冷云滴能到达的最高处高于其它两个方案，因此淞附过
664 程发生在相对较高处（图 18）。并且，相对于其它淞附过程来说，零度层以上丰富的云滴和
665 霰粒子之间的碰冻绝对占优。而 Thompson 方案中，雪粒子含量最多，其与过冷云滴之间的
666 碰冻明显大于其它淞附过程。由于淞附过程是冰相粒子的关键来源之一，故不同方案中过冷
667 水的差异最终将影响冰相粒子的分布。同时，这种差异将通过其它云微物理过程及热动力过
668 程进行反馈。

669 Thompson 方案中，由于更多冰相粒子融化成雨滴，且零度层以下的水汽凝结效应最强，
670 由于更多云滴参与碰并，因此雨滴搜集更多云滴，使得该方案模拟的雨滴含量最多，降水最
671 强。该方案中水汽主要凝华为雪，且其在与过冷水碰并增长过程中占主导地位，因此该方案
672 中模拟的雪最多。并且，从图 18 可知，零度层以下高度，该方案中被雨滴搜集的冰相粒子
673 为霰，且零度层以上高度，极少量霰通过淞附方式增长。这也是 Thompson 方案中霰粒子含
674 量少于雪粒子的原因之一。尽管 MY 方案中水汽凝结量多于 Morrison 方案，但由于后者冰
675 相粒子融化效应更强，生成的雨滴更多，导致雨滴搜集了更多云滴。Morrison 和 MY 方案中，
676 霰粒子含量均大于雪粒子，但两者形成的关键原因并不同。Morrison 方案中，凝华形成的霰
677 粒子含量大于雪粒子，且霰的淞附效应强于雪。而 MY 方案中，凝华形成的雪粒子含量大于
678 霰，但霰粒子的淞附增长起主导地位，且大于凝华效应，从而使得霰粒子含量大于雪粒子。
679 该方案中，水汽凝华在约 300 hPa 以上高度形成大量冰晶，显著强于其它方案，这是该方案
680 中高层冰晶粒子明显大于其它方案的重要原因之一。

681 从以上讨论可以发现，云微物理过程通过不同方式影响降水。但是，对降水来说，最直
682 接的影响还是雨滴源汇项本身。由于冰相粒子融化及雨滴搜集云滴增长的大值区与累积降水
683 分布的大值区相匹配。因此，冰相粒子融化或雨滴搜集云滴效应的高估，可能是造成区域平
684 均降水模拟值偏强的重要原因之一。仅从降水比较来看，Morrison 方案在本次模拟过程中的

685 结果相对最优。由于缺少云微物理观测资料，暂无法从微观方面对三个方案进行比较。

686 需要说明的是，冰晶向雪的转换也是重要的云微物理过程之一。但在凝华和淞附过程中，
687 冰相粒子变化量数倍于该过程（图略），并且，本文侧重于将冰相粒子作为一个整体进行考
688 虑，故暂不讨论冰相粒子之间转换相关的云微物理量。

689 不同云微物理参数化方案中，影响模拟结果的重要因素之一就是冰相粒子的处理
690 （Morrison et al., 2015; Zhou et al., 2020）。因为对暖云过程而言，云滴和雨滴均假设为球体，
691 不同方案之间差异并不大。而在冷云过程中，冰相粒子的定义（形状、下落末速度、密度等）
692 在不同方案中存在一定差异，这将导致冰相粒子的模拟结果存在差异。这种差异除了体现在
693 地表累积降水中，更体现在冰相粒子的空间分布上。

694 云微物理参数化方案的敏感性研究工作，除了了解不同方案之间的差异之外，最关键
695 的是希望最终能够在此基础上进行改进。本文的模拟结果表明，三个方案的模拟降水相对于观
696 测来说有所夸大。仅从云微物理过程的影响来说，改进参数化方案可以考虑从减小融化量、
697 雨滴搜集云滴量、或者增加蒸发量等方面开展工作。但是，热动力方面的影响同样不可忽
698 视。实际上，云微物理过程对背景场的热动力过程有着重要反馈作用（孙建华和赵思雄，
699 2000），云微物理参数化差异会导致背景场的差异。加热场的异常可以影响局地位涡的分布
700 （Ertel 1942; Hoskins et al., 1985）；与不同微物理过程有关的异常加热场的叠加更可以形成
701 复杂的位涡分布，并且随着气流的上升和平流作用甚至可以影响高层和下游的环流变化
702 （Joos and Wernli 2012; Joos and Forbes 2016; Creeze et al. 2017; Attinger et al. 2019），该变
703 化又将对云微物理过程有着重要影响。

704 因此，为了改进云微物理参数化，除了深入了解不同云微物理参数化的差异，做更多敏
705 感性工作之外，还必须跟踪云微物理过程与热动力过程之间的相互作用，以便更精准地调整
706 相关云微物理过程参数化。同时，外场试验的开展也非常有必要。对梅雨锋暴雨而言，从宏
707 观和微观角度对模式热动力场及微物理过程进行验证、约束和修改有着重要意义。

708 本文属个例研究，更多的个例差异、更详细的影响机制还有待于后续进一步研究。

709
710
711
712
713

714 参考文献（References）

715
716
717
718
719
720
721
722
723
724

Attinger R, Spreitzer E, Boettcher M, Forbes R, Wernli H and Joos H. 2019. Quantifying the role of individual
diabatic processes for the formation of PV anomalies in a North Pacific cyclone [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*,
145:2454–2476. <https://doi.org/10.1002/qj.3573>

Crezee B, Joos H and Wernli H. 2017. The Microphysical Building Blocks of Low-Level Potential Vorticity
Anomalies in an Idealized Extratropical Cyclone [J]. *J. Atmos. Sci.*, 74(5):1403-416.
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0260.1>

Cui X. 2008. A cloud - resolving modeling study of diurnal variations of tropical convective and stratiform rainfall
[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D2). <https://doi.org/10.1029/2007jd008990>

Cui X and Li X. 2006. Role of surface evaporation in surface rainfall processes [J]. *Journal of Geophysical*

725 Research: Atmospheres, 111(D17). <https://doi.org/10.1029/2005jd006876>

726 Danielsen E F, Bleck R, Morris D A. 1972. Hail growth by stochastic collection in a cumulus model [J]. *Journal of*
727 *the Atmospheric Sciences*, 29(1) : 135-155.

728 谷文龙 , 杨引明 , 刘洁等. 2010. 垂直向基流二次切变对梅雨锋中尺度低涡暴雨系统的影响 [J]. *气象学*
729 *报*, 68 (2) :217-223. Gu Wenlong, Yang Yinming, Liu Jie, et al. 2010. The effect of the second-order vertical shear
730 of the basic flow on mesoscale severe rainstorms in the Meiyu front. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*,
731 68(2):217-233. doi: 10.11676/qxxb2010.022 郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001. 三维冰雹分档强对流云数值
732 模式研究 I. 模式建立及冰雹的循环增长机制 [J]. *大气科学*, 25(5) : 707-720. Guo Xueliang, Huang Meiyuan,
733 Hong Yanchao, et al. 2001. Study of three-dimensional hail-category hailstorm model part I: model description
734 and the mechanism of hail recirculation growth. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25(5) :
735 707-720. Doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2001.05.13

736 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[J]. *气象学报*, 45(4): 467-484. Hu
737 Zhijin, He Guanfang. 1987. Numerical simulation of microprocesses in cumulonimbus clouds (I) Microphysical
738 model [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 45(4): 467-484. doi: 10.11676/qxxb1987.060

739 Huang, Y., Wang, Y., & Cui, X. 2019. Differences between Convective and Stratiform
740 Precipitation Budgets in a Torrential Rainfall Event [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 36(5),
741 495-509. <https://doi.org/10.1007/s00376-019-8159-1>.

742 Joos H and Forbes RM. 2016. Impact of Different IFS Microphysics on a Warm Conveyor Belt and the
743 Downstream Flow Evolution [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 142(700):2727-739. <https://doi.org/10.1002/qj.2863>

744 Joos H and Wernli H. 2012. Influence of microphysical processes on the potential vorticity development in a warm
745 conveyor belt: a case-study with the limited-area model COSMO [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138:407-418.
746 <https://doi.org/10.1002/qj.934>

747 Koenig L R. 1971. Numerical modeling of ice deposition[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(2): 226-237.

748 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 1: 模式建立及冷云参数化 [J]. *大气科*
749 *学*, 14(4): 442-453. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1990. Three-dimensional numerical simulation
750 of ice phase microphysics in cumulus clouds, part I: Model establishment and ice phase parameterization [J].
751 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 14(4): 442-453. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1990.04.07

752 Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model[J]. *Journal of*
753 *Climate and Applied Meteorology*, 22(6):1065-1092.

754 Lin, Y., & Colle, B. A. 2011. A new bulk microphysical scheme that includes riming intensity and
755 temperature-dependent ice characteristics [J]. *Monthly Weather Review*, 139(3), 1013-1035.
756 <https://doi.org/10.1175/2010MWR3293.1>

757 刘公波, 胡志晋, 游来光. 1994. 混合相层状云系模式和中尺度低涡云系的实例模拟[J]. *气象学报*, 52(1) :
758 78-89. Liu Gongbo, Hu Zhijin, You Laiguang. 1994. A mixed-phase stratiform cloud system model and the cases

759 modeling on two low level mesoscale vortexes [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 52(1) : 78-89. doi:
760 10.11676/qxxb1994.010

761 刘梦娟, 杨引明, 储海等. 2017. 一种新的梅雨锋上中尺度涡旋识别方法[J]. *气象*, 43(1):11-20. Liu
762 Mengjuan, Yang Yinming, Chu Hai, et al. 2017. A new detection algorithm of mesoscale vortex during meiyu
763 period [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 43(1) :11-20. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2017.01.002

764 楼小凤. 2002. MM5 模式的新显式云物理方案的建立和耦合及原来微物理方案的对比分析 [D]. 北京: 北京
765 大学. Lou Xiaofeng. 2002. The construction of new explicit cloud microphysical scheme the comparison with
766 original scheme in MM5 model [D]. Beijing: Beijing University.

767 陆汉城, 成巍, 朱民等. 2002. 梅雨锋致洪暴雨的 β 中尺度涡旋机理的分析 [J]. *解放军理工大学学报:自然科学*
768 *学版*, 3 (4):70-76. Lu Hancheng, Cheng wei, Zhu Min, et al. 2002. Mechanism study of meso- β scale vortex
769 system of heavy rain in Meiyu front. *Journal of PLA University of Science and Technology (in Chinese)*, 3
770 (4):70-76. doi: 10.7666/j.issn.1009-3443.20020418

771 Milbrandt J A, and Yau M K. 2005a. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the
772 role of the spectral shape parameter [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(9), 3051-3064.
773 <https://doi.org/10.1175/JAS3534.1>

774 Milbrandt J A and Yau M K. 2005b. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed
775 three-moment closure and scheme description [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(9), 3065-3081.
776 <https://doi.org/10.1175/JAS3535.1>

777 Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud Micro-physics on the development of trailing
778 stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes [J]. *Monthly*
779 *Weather Review*, 137(3): 991-1 007.

780 Morrison H and Milbrandt J A. 2015. Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice
781 particle properties. Part I: Scheme description and idealized tests [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(1),
782 287-311. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0065.1>

783 牛俊丽, 闫之辉. 2007. WRF 模式微物理方案对强降水预报的影响 [J]. *科技信息*, 23:17-20. Niu Junli and Yan
784 Zhihui. 2007. The effect of microphysical schemes in WRF model on heavy rainfall forecast [J]. *Science &*
785 *technology information (in Chinese)*. 2007. 23:17-20. 10.3969/j.issn.1001-9960.2007.23.011

786 祁秀香, 郑永光, 伍志方, 等. 2015. 一次导致大暴雨的中尺度对流系统演变和风场垂直结构特征 [J]. *热带*
787 *气象学报*, 31(30): 345-354. Qi Xiuxiang, Zheng Yongguang, Wu Zhifang, et al. 2015. The evolution and wind
788 vertical structure of a heavy rainfall mcs [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 31(30): 345-354. doi:
789 CNKI:SUN:RDQX.0.2015-03-006

790 Rutledge S A and Hobbs P V. 1984. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and
791 precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow
792 cold-frontal rain bands [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(20) : 2949-2972.

793 谌伟, 岳阳, 刘佩廷等. 2017. 鄂东北一次特大暴雨过程的两个中尺度对流系统分析 [J]. *暴雨灾害*, 36

794 (4) :357-364. Shen Wei, Yue Yang, Liu Peiting, et al. The comparative analysis of two MCSs during a heavy
795 rain event in northeast Hubei province [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 2017. 36 (4) :357-364, doi:
796 10.3969/j.issn.1004-9045.2017.04.008

797 孙建华, 赵思雄. 2000. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究[J]. *大气科学*, 24: 382-391. Sun
798 Jianghua and Zhao Sixiong. 2000. A diagnosis and simulation study of a strong heavy rainfall in south china.
799 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24: 382-391. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.03.10

800 孙淑清. 1982. 低层风场在暴雨发生中的动力作用 [J]. *大气科学*, 6(4): 52-62. Sun Shuqing. Dynamical role of
801 low-level wind in heavy rainfall. 1982. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 6(4): 52-62.
802 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1982.04.06

803 孙晶, 王鹏云. 2003. 用 MM5 模式 Reisner 霰方案对华南暴雨的数值模拟[J]. *气象*, 29(4):10-14. Sun Jing and
804 Wang Pengyun. 2003. Numerical study of heavy rainfall in south China with Reisner graupel scheme [J].
805 *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 29(4):10-14. doi: 10.3969/j.issn.1000-0526.2003.04.002

806 Thompson G, Field P R, Rasmussen R M, et al. 2008. Explicit fore-casts of winter precipitation using an improved
807 bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization[J]. *Monthly Weather Review*,
808 136(12) : 5095-5115.

809 Wang X, Luo S, Liu X., et al. 2006. Quality control and software development about A-format data of National
810 Basic Automatic Weather Station [J]. *Meteorol Mon* 32(3):107-112 (in Chinese).

811 Wang J J, Li X, Carey L D. 2007. Evolution, structure, cloud microphysical, and surface rainfall processes of
812 monsoon convection during the South China Sea Monsoon Experiment [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,
813 64(2), 360-380. <https://doi.org/10.1175/JAS3852.1>

814 王建捷, 陶诗言. 2002. 1998 梅雨锋的结构特征及形成与维持[J]. *应用气象学报*, 13(5):526-534. Wang Jianjie
815 and Tao Shiyang. 2002. Structure and formation of Meiyu front in 1998. *Journal of Applied Meteorological Science*
816 (in Chinese), 13(5):526-534. doi: 10.3969/j.issn.1001-7313.2002.05.002

817 许焕斌, 尹金方. 2017. 关于发展人工影响天气数值模式的一些问题[J]. *气象学报*, 75(1):57-66. Xu Huanbin,
818 Yin Jinfang. 2017. Some key issues in developing the numerical model for artificial weather
819 modification[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(1): 57-66.

820 许焕斌, 王思微. 1985. 一维时变雹云模式研究(一) —反映雨和冰雹双参数演变[J]. *气象学报*, 43(1) : 13-25.
821 Xu Huanbing and Wang Siwei. 1985. A numerical model of hail-bearing convective cloud (I):biparameterevolution
822 of size distribution of raindrops, frozen raindrops and hailstones. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 43(1) :
823 13-25. doi: 10.11676/qxxb1985.002

824 闫之辉, 邓莲堂. 2007. WRF 模式中的微物理过程及其预报对比试验 [J]. *沙漠与绿洲气象*, 1(6):1-6. Yan
825 Zhihui and Deng Liantang. 2007. Description of microphysical processes in WRF model and its prediction
826 experiment. *Desert and Oasis Meteorology (in Chinese)*, 1(6):1-6. doi: 10.3969/j.issn.1002-0799.2007.06.001

827 杨舒楠, 路屹雄, 于超. 2017. 一次梅雨锋暴雨的中尺度对流系统及低层风场影响分析[J]. *气象*, 43

828 (1) :21-33. Yang Shunan, Lu Yixiong, Yu Chao. 2017. Analysis on mesoscale convective system and impact of
829 low-level wind in a Meiyu heavy rainfall event [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 43 (1) :21-33. doi:
830 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.01.003

831 Yu Z H, Lu H C, Fan X Z. 1988. An observational study of the Meso- β scale moving systems in the Meiyu Front
832 [J]. Journal of Meteorological Research, 2(4): 436-449.

833 郑婧, 孙素琴, 许爱华等. 2015. 强锋区结构的梅雨锋短时暴雨形成和维持机制[J].高原气象, 34
834 (4) :1084-1094. Zheng Jing, Sun Suqin, Xu Aihua, et al. 2015. Mechanism of formation and maintenance for a
835 torrential rain on strong Meiyu front. Plateau Meteorology (in Chinese), 34 (4) :1084-1094. doi:
836 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00019

837 Zhimin Zhou, Yi Deng, Yang Hu, et al. 2020. Simulating Heavy Meiyu Rainfall: A Note on the Choice of the
838 Model Microphysics Scheme. Advances in Meteorology, Volume 2020, Article ID 8827071, 17 pages
839 <https://doi.org/10.1155/2020/882707>.

840 朱格利, 林万涛, 曹艳华. 2014. 用 WRF 模式中不同云微物理参数化方案对华南一次暴雨过程的数值模拟
841 和性能分析[J]. 大气科学, 38(3): 513–523. Zhu Geli, Lin Wantao, Cao Yanhua. 2014. Numerical simulation of a
842 rainstorm event over South China by using various cloud microphysics parameterization schemes in WRF model
843 and its performance analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(3): 513–523. doi:
844 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13202