

1 基于集合预报的浙江省积层混合云人工增雨数值模拟研究

2 付远¹ 杨洁帆^{2*} 刘汉华¹ 程莹³ 潘琳琳¹ 宋喆³ 徐铖³ 雷恒池^{2,4} 魏蕾⁵

3 1 浙江省气象台, 杭州 310000

4 2 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点试验室 (LACS), 北京 100029

5 3. 浙江省人工影响天气中心, 杭州 310000

6 4. 中国科学院大学, 北京 100049

7 5. 北京市人工影响天气中心

8 **摘要:** 目前人工增雨催化数值模拟研究较少考虑环境场误差对模拟效果的影响, 结论往往具有
9 很大的不确定性。有鉴于此, 本文将初始场扰动集合预报技术与包含催化模块的柱状云模式进行
10 单向耦合 (One Way Coupling), 利用中尺度模式所提供包含环境场扰动误差的多组热力、微物
11 理量廓线实时驱动柱状云模式, 对 2022 年 1 月 23 日浙江省积层混合云降水过程进行多成员、单
12 /多格点 AgI 催化数值试验, 尝试从概率的角度探讨最佳播撒方案以及对应的增雨潜力。从单站
13 (杭州站) 的模拟效果来看, 23 日 1500UTC 时在 3.6km 高度 (-5.2°C) 处使用 AgI (催化剂量
14 为 $1.2 \times 10^{-7} \sim 1.2 \times 10^{-4} \text{g/kg}$) 播撒时所有集合成员均能够取得正增雨效果, 其中采用 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$
15 剂量时增雨率最大, 所有成员的均值为 4.67%, 99%分位数为 7.77%。在单点模拟中, 初始场扰
16 动对于过量播撒是否导致减雨的判断有很大影响, 例如, 播撒剂量增加至 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 后, 超过
17 50%的集合成员表现为减雨效果, 但仍然有部分成员表现为增雨。针对这次过程, 多格点催化试
18 验表明增雨效果发生概率最优的区域位于浙西北和浙北北部区域, 尤其在嘉兴东北部和临安附
19 近, 从概率预报的角度来说也往往对应着相对较高的平均过冷水含量和较低冰晶数浓度均值。

20 **关键词:** 集合预报, 云模式, 催化效果, 增雨机制

21 **文章编号:** doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2211.22177

22 Numerical Simulation of Convective-Stratiform Mixed Clouds 23 Enhancement in Zhejiang Province Based on Ensemble Forecasting

24 FU Yuan¹, YANG Jiefan², LIU Hanhua¹, CHENG Ying³, PAN Linlin¹, SONG Zhe³,

25 XU Cheng³, LEI Hengchi^{2,4}, WEI Lei⁵

26 1. Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310000

收稿日期: 2022-09-15 网络预出版日期:

资助项目: 国家自然科学基金面上项目 (41875172 和 42075192) 浙江省气象科技计划项目 (2021YB04 和 2021ZD05)

作者简介: 付远, 男, 1991 年出生, 博士研究生 主要从事云降水物理与天气预报相关工作

Email: 1427686349@qq.com

通讯作者: 杨洁帆, yjf@mail.iap.ac.cn

- 27 2. Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms (LACS), Institute of
28 Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
- 29 3. Office of Weather Modification in Zhejiang Province, Hangzhou 310000
- 30 4. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049
- 31 5. Beijing Weather Modification Center, Beijing 100089

32 **Abstract:** At present, the influence of environmental field errors on the simulation effect is rarely
33 considered in seeding models, and the conclusions are often uncertain. In view of this, in this
34 paper, ensemble forecast model by initial field perturbation is one-way coupled with the columnar
35 cloud model with AgI seeding scheme. The cloud model is driven in real time by using the
36 multiple sets of thermal and micro physical profiles provided by the mesoscale model, which
37 include the environmental field disturbance error. The multi-member, single / multi-grid AgI
38 seeding numerical experiments were carried out to simulate the precipitation process of
39 convective-stratiform mixed clouds in Zhejiang Province on January 23, 2022 to determine the
40 optimal seeding scheme and the probability distribution of seeding effect. The following results
41 are obtained. From the simulation effect of a single station (Hangzhou Station), all members of
42 ensemble forecast can achieve positive precipitation enhancement when the amounts of AgI used
43 at a height of 3.6 km(- 5.2 °C) was $1.2 \times 10^{-7} \sim 1.2 \times 10^{-4}$ g/kg at 1500 UTC on 23rd, in which the
44 precipitation enhancement is the largest when the amounts of AgI was 1.2×10^{-5} g/kg, with the
45 mean value of 4.67% and the 99% quantile of 7.77%. In the single point simulation, the initial
46 field disturbance has a great influence on the judgment of whether excessive seeding results in
47 precipitation reduction, for example, when the amounts of AgI is increased to 1.2×10^{-2} g/kg, more
48 than 50% of the ensemble members showed the effect of precipitation reduction, but some
49 members still showed the effect of enhancement. Multiple grid sensitive experiments show that it
50 should be seeding in the northwest and north of Zhejiang, especially in the northeast of Jiaxing
51 and near Lin ' an area from the perspective of the optimal probability of seeding effect. These
52 regions also tend to correspond to relatively high average supercooled water content and low
53 average ice crystal number concentration.

54 **Keywords:** Ensemble forecast, Cloud model, Seeding effects, Rainfall Enhancement mechanism

55

56

57 1. 引言

58 水资源短缺一直制约着我国社会经济的发展,出于农业、林业、以及水利对于减少旱情的迫
59 切需求,在合理的自然条件下,对空中水资源的开发和利用显得尤为重要(雷恒池等,2008)。
60 积层混合云由于其云水含量丰富,降水效率高,是人工增雨作业主要目标云系(蔡兆鑫等,2013)。
61 近些年各地针对积层混合云系的特点进行了许多综合探测,配合数值模拟,一定程度上研究了其
62 结构及降水形成机理(朱士超和郭学良,2014; 亓鹏等,2019; 孙玉稳等,2019; 杨洁帆等 2021)。
63 然而以往的研究大多偏重于北方云系,对南方积层混合云人工增雨的研究相对偏少。因此,加强
64 对南方地区积层混合云系的人工增雨研究显得尤为重要(刘卫国等,2021)。

65 冷云催化是我国人工增雨的主要作业方式,AgI是最常用的冷云催化剂,为了评估AgI的催
66 化效果以及研究播撒后云系动力场和微物理场的变化,选择最佳的播撒高度,剂量和时间,云和
67 降水的数值模拟是重要的研究手段(Tessendorf et. al., 2019)。上世纪80-90年代,包含详细微
68 物理过程的云模式曾被广泛地用于增雨效果评估。例如,何观芳和胡志晋(1991)利用一维积雨
69 云模式播撒人工冰晶和大滴粒子,对各种催化方法进行对比分析并得出人工催化改变降水元形成
70 的主导微物理过程。Orville et.al(1996, 1987, 1984)和Hsie et.al(1980)使用二维云模式在层
71 状云和积雨中播撒AgI和干冰,比较两者的播撒效应,发现即使云中过冷水和冰晶浓度很少
72 时,冰晶播撒依然能够产生很强的动力反馈效应。洪延超(1999, 1998)使用三维弹性冰雹云催
73 化数值模式,用于研究雹云的催化技术,发现高含水量区的催化效果最好。近年来,随着中尺度
74 模式和新型微物理参数化方案的发展,国内外也开展了大量基于中尺度模式的催化效果模拟。例
75 如,刘卫国等(2021)使用WRF(Weather Research and Forecasting)中尺度冷云催化模式对一次层
76 状云降水的飞机催化作业过程进行仿真模拟,研究催化对云和降水宏观特性的影响,发现碘化
77 银核化使冰晶浓度升高,冰晶-雪、雪-霰的转化过程增强,使其在暖区上层产生更多的大雨滴,促
78 进暖区内云雨粒子碰并,使得地面降水增加。Xue et al. (2013, 2016)在参数化方案中耦合AgI催
79 化方案,利用大涡模拟研究了地形云催化作业中AgI的影响,其模拟分辨率达到百米级,从而
80 使模式能够显式分辨催化剂粒子在大气中的湍流扩散过程。Geresdi et al. (2020)在Xue的基础
81 上使用更加详细描述粒子演变情况的分档方案,研究AgI催化剂对地形云降水效率的影响,研
82 究发现如果液态水通过扩散增长使得雪的数量增加,则降水量可增加5%以上,并引入了水平积
83 分液态水路径h-LWP(horizontally Integrated Liquid Water Path)作为关键参数,提出如果h-LWP
84 小于0.1 mm,则播撒的影响几乎可以忽略不计,如果h-LWP大于1 mm,则播撒的影响较为明

85 显。

86 目前有关人工增雨的数值模拟研究较少考虑由于初始场的误差或模式本身误差所造成模拟
87 结果的不确定性。单一确定性预报方法因其固有缺陷，无法完全描述大气真实状态的演变过程，
88 尤其在其误差的非线性增长阶段。受大气过程本身的不确定性所制约，云的可播撒性、最佳播撒
89 位置的确定等也具有很大的不确定性。集合预报被认为是消弭大气过程不确定性的有效手段，如
90 果能够将集合预报方法用于人工影响天气领域，在人工催化增雨作业中充分考虑这些不确定性，
91 将有助于克服确定性预报的缺陷并获得优化的增雨概率。

92 虽然采用加入 AgI 催化模块的中尺度模式也能进行催化效果的集合预报试验，但所需的计
93 算资源过大，很难在较短时间确定高增雨概率区以及最佳播撒剂量和位置。而已有的二维或三维
94 云模式由于综合了外部环境场和云内微物理过程的作用，也无法单独考察宏观天气要素对云的影
95 响。因此，使用集合预报模式的多组环境廓线驱动包含 AgI 催化方案的双参数云模式为解决该
96 问题提供了另一个思路。金玲（2013）在其论文中利用中尺度模式与云模式的单向耦合，首次提
97 出“概率框架下的集合人工催化增雨作业模型”，对单个格点播撒前与人工增雨密切相关的物理
98 量（过冷水含量和冰晶数浓度）的阈值进行了概率预报，并由此提出了概率播撒时间窗的思想。
99 本文延续金玲（2013）的研究思路，进一步尝试将集合预报技术用于评估 AgI 的增雨概率。主要
100 方法在实验区内提取格点上的 10 个集合成员的热力、初始水成物粒子比质量和比浓度廓线，用
101 于驱动双参数云模式，并反复进行大量的 AgI 催化数值试验，得到增雨效果的概率分布，同时
102 评估最佳播撒方案，揭示宏观外部变量场的不确定性对云系的发展和播撒效果的影响。

103

104 2. 模式介绍和试验设计

105 2.1 中尺度集合预报模式与云模式

106 本文使用的集合预报包含 10 个初始场扰动集合成员，提前 6-24 小时评估降水落区，以确定
107 可能的增雨区域，再使用集合预报模式 10 个成员初始水成物粒子的比含量和数浓度廓线以及每
108 3 分钟实时更新的动力、热力廓线，包含温湿度以及垂直速度作为初始条件，在多个选定的格点
109 上驱动一维双参数云模式，进行反复播撒试验，获取催化后增雨效果的概率分布(图 1)。其中中
110 尺度集合预报模式基于 WRF V4.0，包含一个控制成员(C00)和九个扰动成员(C01-09)。中尺度模
111 式使用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)全球预报系统(GFS)的高分辨率预报
112 数据为控制成员提供初边条件，同时使用 NCEP 的全球集合预报系统(GEFS)的前九个集合成员

113 为扰动成员提供初边条件。集合预报系统通过集合卡尔曼滤波技术生成，以此来解决预报的不确
114 定性问题。

115 试验采用的云模式为洪延超(1996)发展的冷云柱状模式，该模式采用的双参数方案与中尺
116 度模式 WRF 中的 Morrison 2-moment 方案较为类似，含有详细的微物理过程，能够显式的预报
117 出云滴、雨滴、冰晶、雪花、霰的比浓度和比含量。为了尽量使模式中的所有微物理过程得以
118 充分发展，云模式的顶高设为 11 km，垂直分辨率 200 m，并采用时步分离法计算微物理过程。
119 云模式的催化方案参考了 Hsie et al.,(1980)所提出的 AgI 成核模型，同时考虑了三种成核机制，
120 即由于布朗运动和惯性碰撞发生在 AgI 和云滴、雨滴之间的接触冻结核化、水汽在 AgI 上的凝
121 华核化（包括凝结-冻结核化）（黄燕和徐华英,1994; 方春刚等, 2009; 何晖等, 2012）。

122

123 2.2 试验设计

124 中尺度集合预报模式的起始时间为 2022 年 1 月 23 日 0000 UTC，积分 42 小时，模拟中心的
125 经纬度为 29°N，120°E，采用双层嵌套网格，最外层水平分辨率 9km，最内层水平分辨率 3km，
126 水平格点数分别为 106×106, 193×181, 垂直网格分 40 层。模式 10 个成员均采用外层 Kain-Fritsch
127 积云对流参数化方案，内层 Morrison 2-moment 显式云微物理方案，该方案考虑了较为精细而全
128 面的微物理过程，被广泛用于测试真实案例和理想个例（沈新勇等, 2015），中尺度试验其它设
129 置分别采用了 RRTM 长波辐射计算方案、Dudhia 短波辐射计算方案、YSU 边界层方案等。云模
130 式模拟的起始时间是 2021 年 1 月 23 日 1500UTC，积分时间 18 个小时，使用中尺度集合预报模
131 式内层的模拟结果驱动云模式，集合预报模式为双参数云模式提供格点所需要的初始水成物粒子
132 的比浓度（雨滴、冰晶、雪花、霰）和比含量（水汽、云滴、雨滴、冰晶、雪花、霰）以及以 3
133 分钟为时间间隔的实时温压湿和垂直速度，云模式每 3 分钟输出一次模拟结果。中尺度集合预报
134 模式和云模式的参数设置如表 1，基于集合预报与云模式单向耦合的增雨概率区评估试验流程图
135 如图 1 所示，模式单向耦合的可行性研究参考 Jin et al (2014)，其发现单向耦合模式能成功模拟
136 出云和降水的生消演变过程，模拟的地面雨强能够与实测雨强曲线较好的吻合。

137

138

139

140

141

表 1 中尺度集合预报模式和云模式的参数配置

142

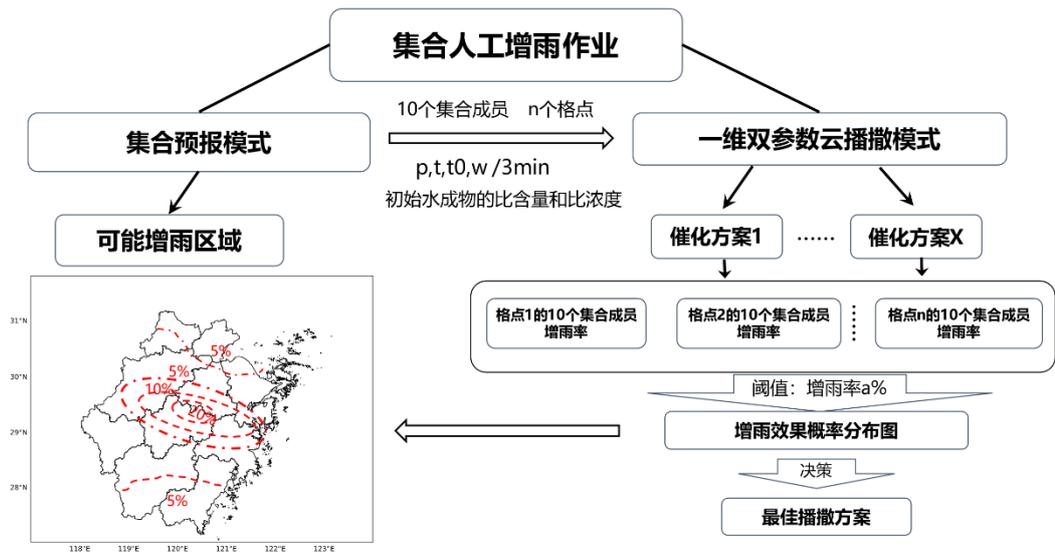
Table 1 Parameter configuration of mesoscale ensemble forecast model and cloud model.

143

	集合预报模式	云模式
初边条件	GEFS(Global Ensemble Forecast System)	中尺度模式提供, 每 3min 更新
分辨率	外层 9km; 内层 3km; 垂直 40 层	垂直方向 11km, 分辨率 200m
区域	中心点 29°N, 120°E; 格点数 106×106, 193×181	单点
微物理方案	Morrison 2-moments	双参数方案
催化方案	×	AgI 接触冻结核化、凝华核化 (包括凝 结-冻结核化)
预报微物理量	云滴、雨滴、冰晶、雪花、霰	云滴、雨滴、冰晶、雪花、霰
长波辐射方案	RRTM	×
短波辐射方案	Dudhia	×
边界层方案	YSU	×
积云对流参数化方案	Fritsch	×

144

145



146

147

图 1 基于集合预报与云模式单向耦合的增雨概率区评估试验流程

Fig. 1 Flow chart of ensemble precipitation enhancement.

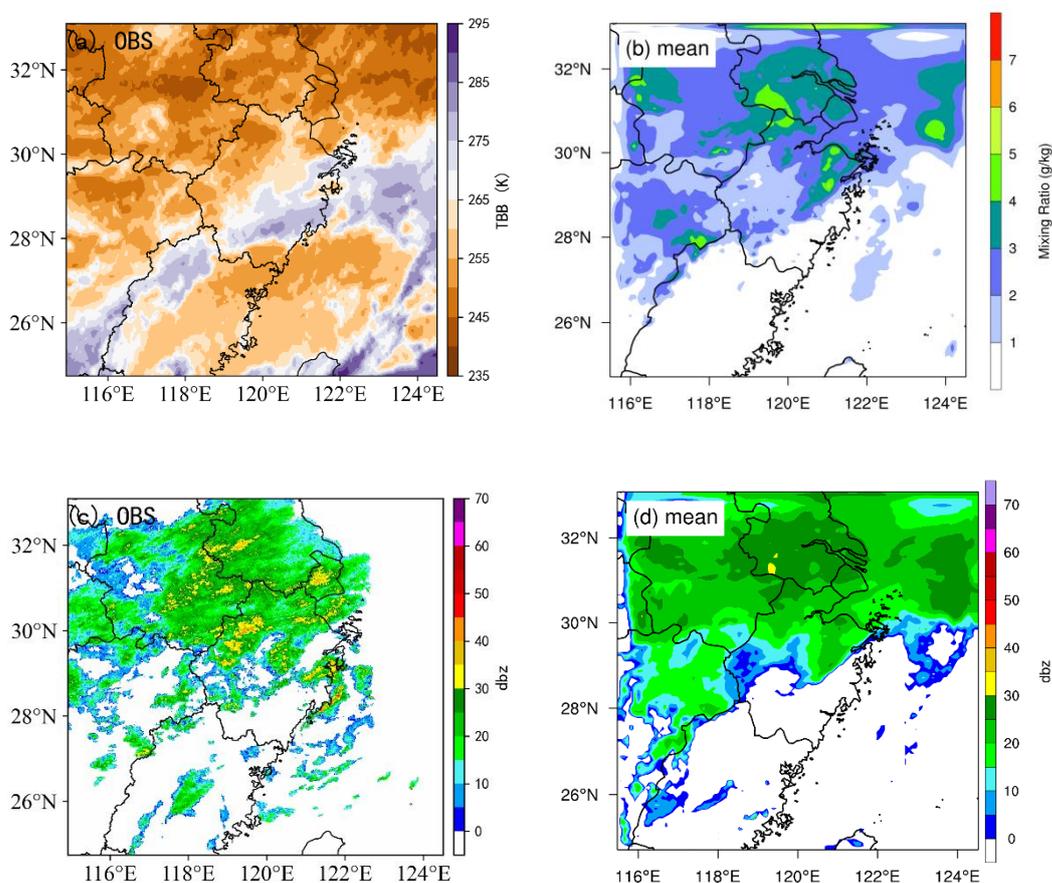
149

150 151 3. 模拟结果

152 3.1 模拟与实测云场和雷达回波

153 2022 年 1 月 23 日浙江主要受短波槽前西南气流以及中低层切变线的影响, 全省大部地区

154 出现小雨，低层切变系统附近出现中雨。从模拟结果来看，模式的控制预报能够较好的模拟出该
 155 系统的主要特征及其演变(图略)。图 2 为模拟和实测的 1 月 23 日 0500UTC 云场和雷达回波的图
 156 像。模拟的云场为各个高度层水成物粒子比质量垂直累加后集合平均的结果，以便与 FY4A 卫星
 157 云图做对比。安徽南部、江苏大部、上海和浙江北部云层的云顶黑体辐射亮温较低($TBB < 250K$)，
 158 对应集合预报所产生的最大水成物累积质量浓度超过 $4g\ kg^{-1}$ ，表明在这些区域内云发展的较为
 159 深厚。从雷达实况和卫星图可以看出，此次过程的降水形态表现为大范围积层混合云降水。模拟
 160 的雷达回波为格点垂直方向上最大雷达反射率集合平均值，以便与实际业务雷达组网中组合反射
 161 率做对比。虽然模式集合预报计算的反射率因子强度略为偏弱，并未模拟出浙江省 30dBZ 以上
 162 的较强回波区，但总的来看云的分布和走向均与实况较为接近。

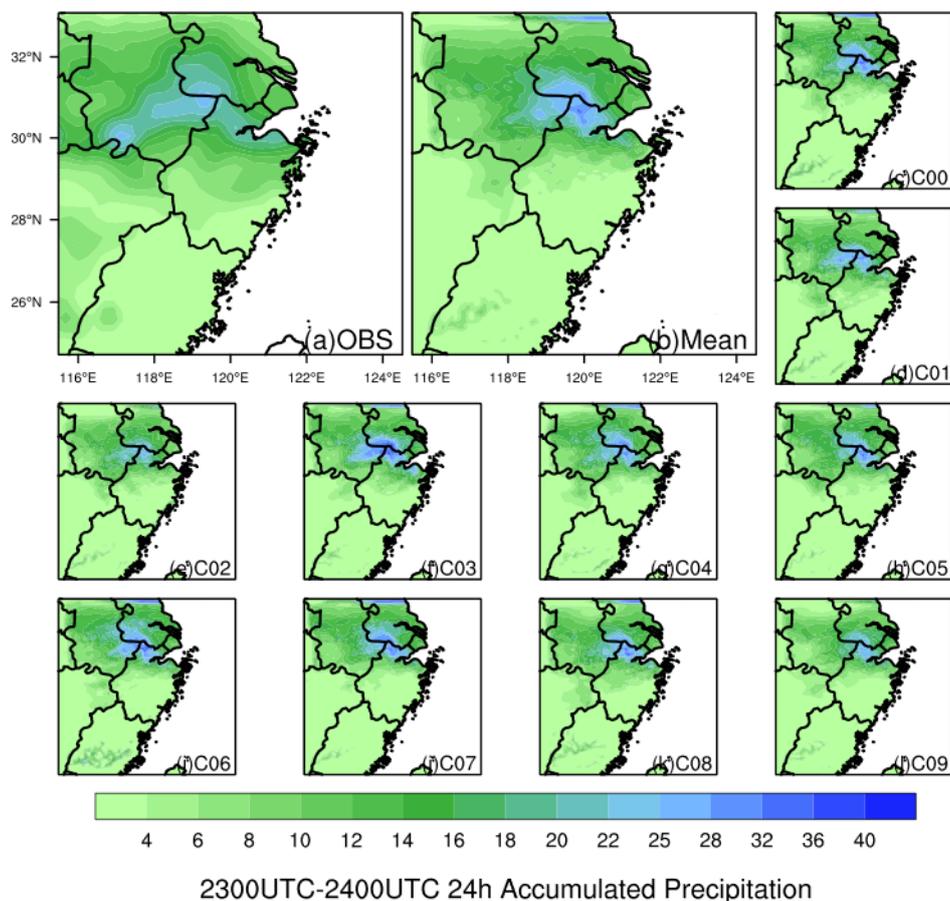


163
 164 图 2 2022 年 1 月 23 日 0500 UTC (a)FY4A 卫星黑体亮温(TBB) (b)模拟的云场集合平均 (c)
 165 实况雷达组合反射率 (d)模拟的雷达组合反射率集合平均

166 Fig. 2 2022.1.23 0500 UTC (a) FY2E blackbody brightness temperature (TBB); (b) ensemble
 167 average simulated cloud image; (c) observed composite radar reflectivity; (d) ensemble average
 168 simulated composite radar reflectivity.

169 **3.2 模拟和实测的累计降水**

170 图 3 是集合预报模式模拟的 10 个成员 24h 累计降水量的集合平均。其中观测数据是使用自
 171 动站降水资料插值到模式格点的结果。从图中可以看出，集合预报模式模拟的落区和量级与实况
 172 接近，均显示中雨以上量级降水出现在安徽南部、江苏南部、上海以及浙江北部等地，表明模式
 173 能够很好的再现实际降水分布。由于集合成员的初始场不同，各个成员模拟的 24 小时降水在细
 174 节上不尽相同，但除了 C02 和 C09 成员外，其余成员包括控制预报都在浙北北部报出了一些大
 175 雨以上量级降水，与实况相比略为偏大。总的来说，集合平均模拟效果更优。此次过程也属于较
 176 大范围的降水过程，适合进行人工增雨数值试验。



177
 178 图 3 2022 年 1 月 24 日 24 h 累计降水量 (mm). (a)自动站观测结果; (b)集合平均; (c)-(l)控制
 179 成员 C00 和扰动成员 C01-C09

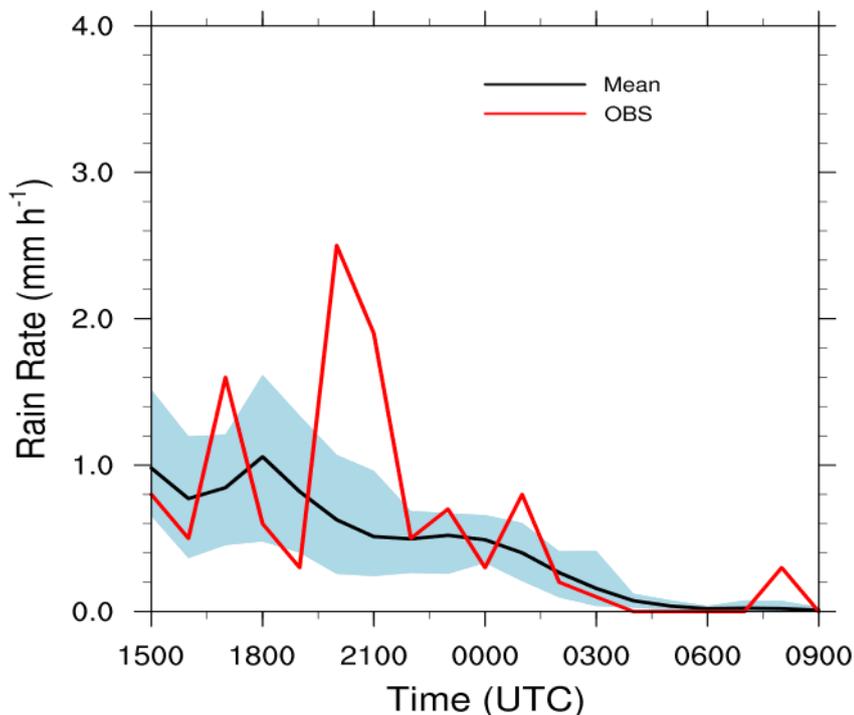
180 Fig. 3 2022. Jun.24 24h cumulative precipitation (mm) (a) observation results of automatic station.
 181 (b) ensemble average. (c-l) control member C00 and disturbance member C01-C09.

182

183 3.3 模拟和实测的杭州站雨强随时间的演变

184 图 4 是模拟和观测的杭州站小时雨强随时间的演变情况，从图中可以看出在 23 日

185 1500-1800UTC 时间段内云系处于发展期, 1800UTC 后降水逐渐减弱。其中集合平均预报的小时
186 雨强与实况相比略偏弱, 没有报出 23 日 1900-23 日 2000UTC 时间段内的降水增幅, 但总体上模
187 式和观测小时雨强趋势和量级比较一致, 因此可以在此基础上进行 AgI 催化试验。



188
189 图 4 模拟和观测的杭州站小时雨强随时间的变化, 黑色实线为集合平均 (蓝色阴影为集合
190 成员中最大值和最小值所围成的区域); 红色实线代表观测值

191 Fig. 4 Simulated and observed hourly rainfall intensity changes over time at Hangzhou Station.
192 Black solid line means ensemble average (The blue shadow is the area enclosed by the maximum and
193 minimum values of ensemble members); Red line represent observed value.

194

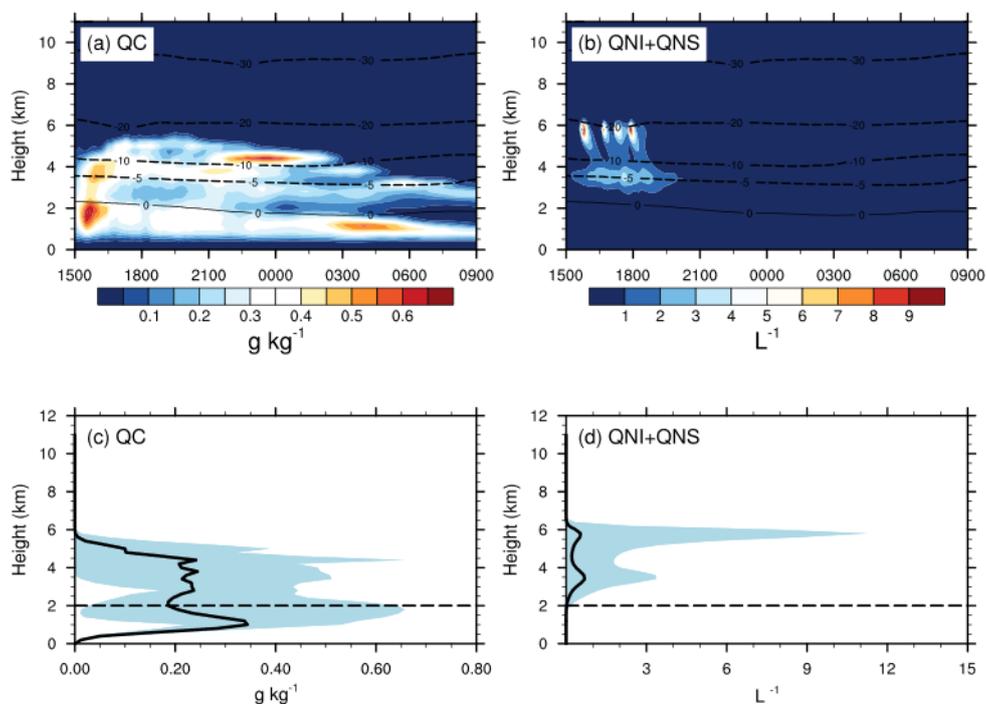
195 4. AgI 催化敏感性试验

196 4.1 单点催化集合预报试验

197 4.1.1 播撒前平均云水和冰晶含量

198 本文首先选择杭州站(经度 120.16°, 纬度 30.23°)进行单点催化模拟。图 5 是利用中尺度
199 模式单向耦合双参数云模式, 模拟得到的播撒前云水含量和冰雪晶数浓度随时间和高度演变的集
200 合平均。可以看出云水和冰雪晶数浓度都呈双峰型, 云水主要分布在 0-6km, 零度层的高度在
201 2km 左右, 在 2km 左右和 4km 左右高度云水含量丰富, 相比于地面降水, 微物理量的集合离散

202 度更大, 其中集合平均的过冷水含量 0.2-0.3g/kg 左右, 最大可达 0.65g/kg, 而较为极端的集合成
 203 员甚至没能模拟出 4km 以上的过冷水, 这也从一个侧面反映出初始场扰动对云微物理量的影响
 204 要大于地面降水。10 个集合成员模拟的过冷水峰值主要集中在 2-4.5km 的高度, 过冷层的厚度
 205 为 4km, 较为深厚(图 5c)。且随着时间的推移, 云水发展的高度有所降低(图 5a)。从冰雪晶
 206 数浓度分布来看(图 5b, 5d), 冰雪晶主要位于 2 (0°C) -6.5km (-20°C) 左右的层次, 冰雪晶
 207 含量很少, 主要位于 23 日 1500-1800UTC 时间段内, 平均冰雪晶不足 1L⁻¹, 集合成员中最大也仅
 208 为 11L⁻¹, 远小于 20L⁻¹。综合以上分析, 满足胡志晋(2001)与 Geresdi et al.(2020)所总结的
 209 适宜播撒的条件, 即过冷水含量丰富但冰晶含量不足, 满足人工引晶的条件, 适合进行 AgI 播
 210 撒试验。



211
 212 图5 双参数柱状云模式模拟的杭州站23日1500UTC-24日0900UTC10个成员集合平均的(a)
 213 云水混合比随时间和高度的变化; (b)冰雪晶数浓度随时间和高度的变化; (c)云水混合比
 214 随高度的变化; (d)冰雪晶数浓度随高度的变化, 其中虚线代表 0°C层, 蓝色阴影为集合
 215 成员中最大值和最小值所围成的区域

216 Fig. 5 Ensemble average of 10 members simulated by the two parameter columnar cloud
 217 model at 1500 UTC on the 23rd-0900 on the 24th UTC (a)mass mixing ratio of cloud changes
 218 over time and height(b)ice and snow number concentration changes over time and height (c) mass
 219 mixing ratio of cloud changes over height(d) ice and snow number concentration changes over

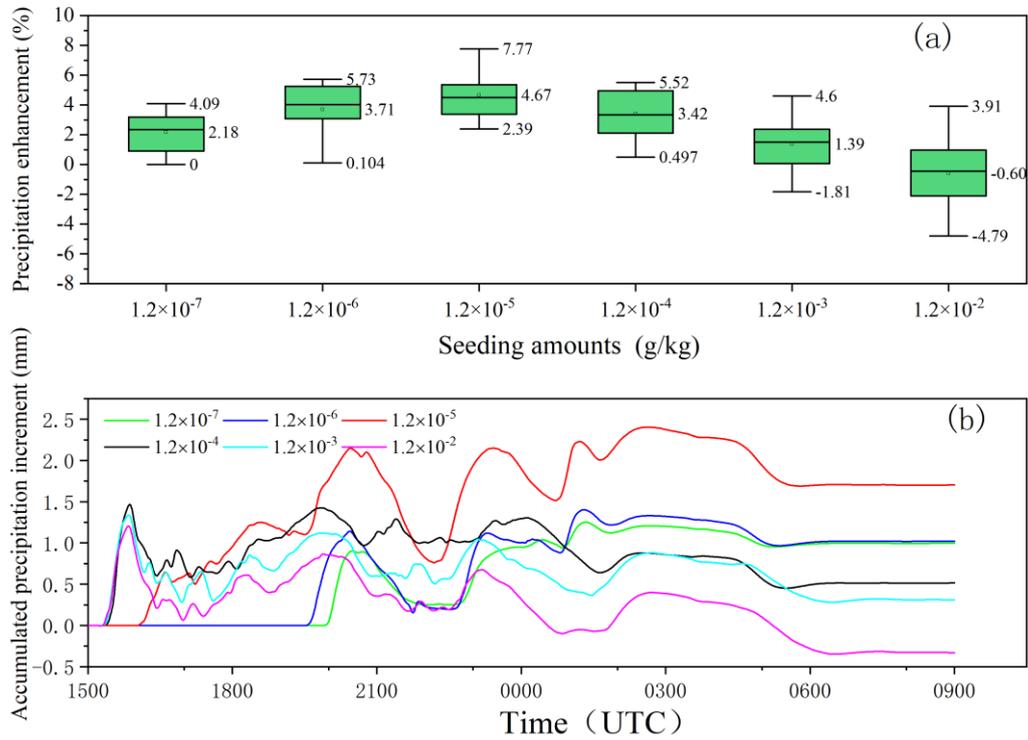
220 height. The dotted line represents the temperature and the blue shadow is the area enclosed by
221 the maximum and minimum values of ensemble members

222 4.1.2 不同播撒剂量下的集合催化试验

223 为了研究初始场扰动条件下不同剂量的催化剂对地面降水的影响,分别对各集合成员进行 6
224 组敏感性试验,播撒 AgI 比含量从 $1.2 \times 10^{-7} \text{g/kg}$ 到 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$,播撒的时间和高度相同,均为
225 23 日 1500UTC 和 3.6km。图 6 (a)为 10 个集合成员以不同剂量播撒时增雨效率箱线图,从图中
226 可以看出,随着播撒剂量的增大,增雨效果有明显提升,播撒剂量为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 时,增雨效率
227 最大,增雨率的均值为 4.67%,99%分位数为 7.77%,1%分位数为 2.39%。但随着播撒剂量的进
228 一步增大,增雨效率减弱,甚至有集合成员出现了负效果。当播撒剂量增加至 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 时,
229 不同集合成员表现差异较大,超过 50%的集合成员表现为减雨效果,导致集合成员增雨率的均
230 值仅为-0.6%,1%分位数甚至达到-4.79%,但值得注意的是,仍有四个集合成员在播撒剂量为
231 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 预报出增雨正效果,增雨率 99%分位数可达 3.91%,这体现出初始场扰动对增雨效
232 果不确定性的影响。针对此次降水过程,从增雨集合的角度来看最佳催化剂量为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 。

233 以控制成员(图 6 (b))为例,当播撒剂量为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 时增雨效果明显,播撒后 240min
234 增雨效果增强,明显优于其它播撒剂量,当播撒剂量为 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 时,播撒后在 23 日
235 1500UTC-24 日 0400UTC 是主要的增雨时间窗,但相较其它播撒剂量增雨效果最差,在 24 日
236 0400UTC-0900UTC 是主要的减雨时段。下面以控制成员为例,对播撒剂量为 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 的增
237 减雨机制做简要分析。

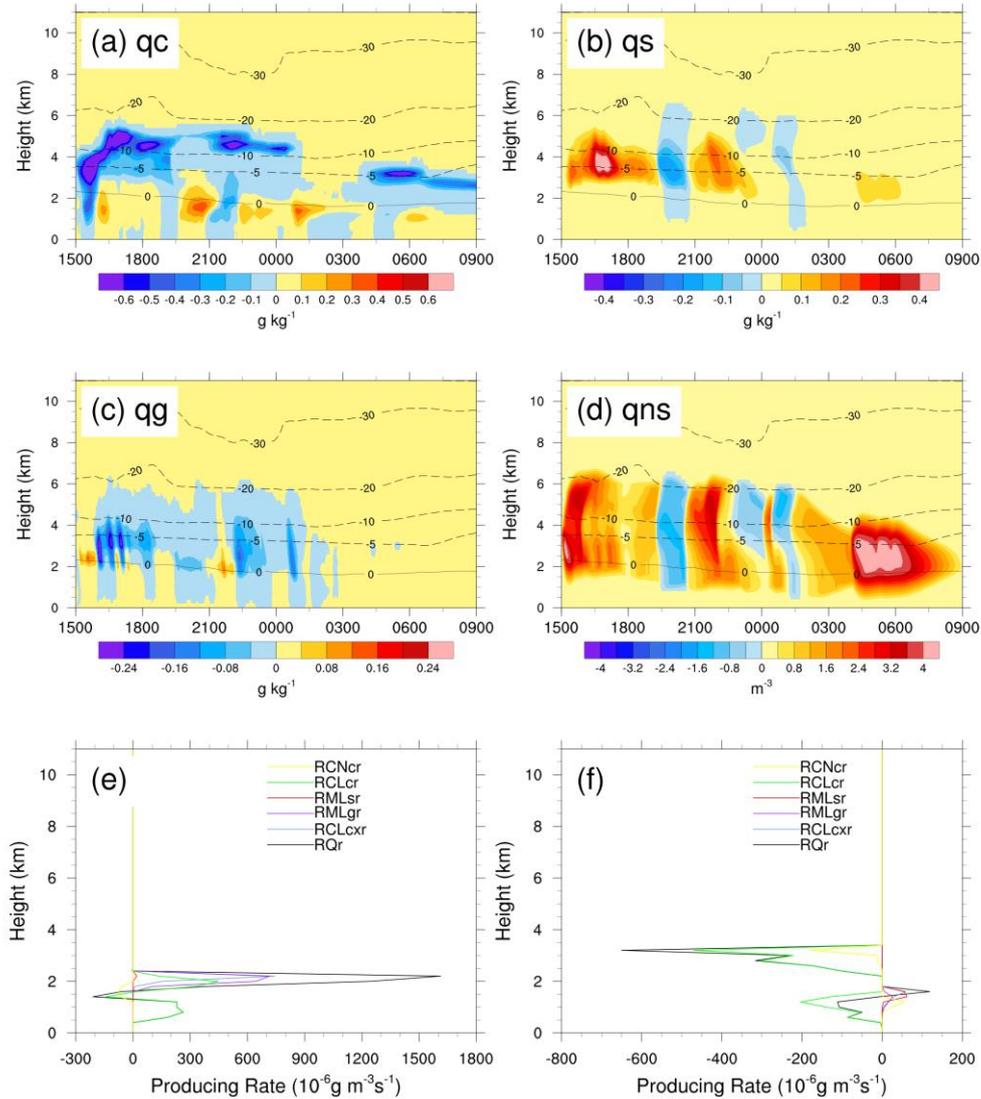
238 从控制成员以催化剂量 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 和 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 进行催化时,水成物粒子差值结果的对比来看,其中雨滴的形成和增长过程(RQr)主要有:云雨的自动转化(RCNcr)、雨滴与云滴的碰并增长(RCLcr)、云滴与冰相粒子的碰并增长(RCLcxr)、以及雪和霰的融化(RMLsr、RMLgr)。当进行过量播撒时,生成的大量冰雪晶会快速消耗更多的过冷云水,进而通过淞附、攀附过程转化为雪和霰,相对于催化剂量 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$,当过量播撒时,雪的比含量增多,同时也导致霰的比含量减少(图 7a-c),而催化后霰的融化增长以及云水和冰相粒子的碰并增长是雨滴形成增长的重要源项(图 7e),霰的比含量减少使得在 24 日 0400UTC 前的增雨效果比播撒剂量为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 时要差。当 24 日 0400UTC 之后,过量播撒使得云水含量进一步减少,由于雪的质量浓度仅增大 0.1g/kg ,而数浓度增大 10^3-10^4 个/ m^3 ,导致雪的平均质量减少,下落速度锐减(图 7b、7d),进而使得雪融化生成雨水的质量产生率相对于未播撒仅增加 $6 \times 10^{-5} \text{g}/(\text{m}^3 \text{ s}^{-1})$,但云水含量减少,导致雨水收集云水过程相对于未播撒大量减少(图 7f),云滴与雨滴碰并增长过程



250

251 图6 (a)集合成员以不同剂量播撒时增雨效率箱线图。箱体的上下边界代表75%和25%分位数，
 252 箱体中的直线代表中位数，上下两个线段代表99%和1%分位数，方框代表均值，下同) (b) 控
 253 制成员以不同剂量播撒时的累计增雨量(催化后的值减去相应自然云的值)

254 Fig. 6 (a) Box plot of seeding effect of 10 ensemble members at different seeding amounts(The
 255 upper and lower boundaries of the box represent 75% and 25% quantiles, in which the straight line
 256 represents the median, that is, the 50% quantile, and the upper and lower line segments represent
 257 99% and 1% quantiles and the square represents the mean, the same below); (b) Accumulated
 258 precipitation increment at different seeding amounts for control member (seeding variables minus
 259 natural ones) .



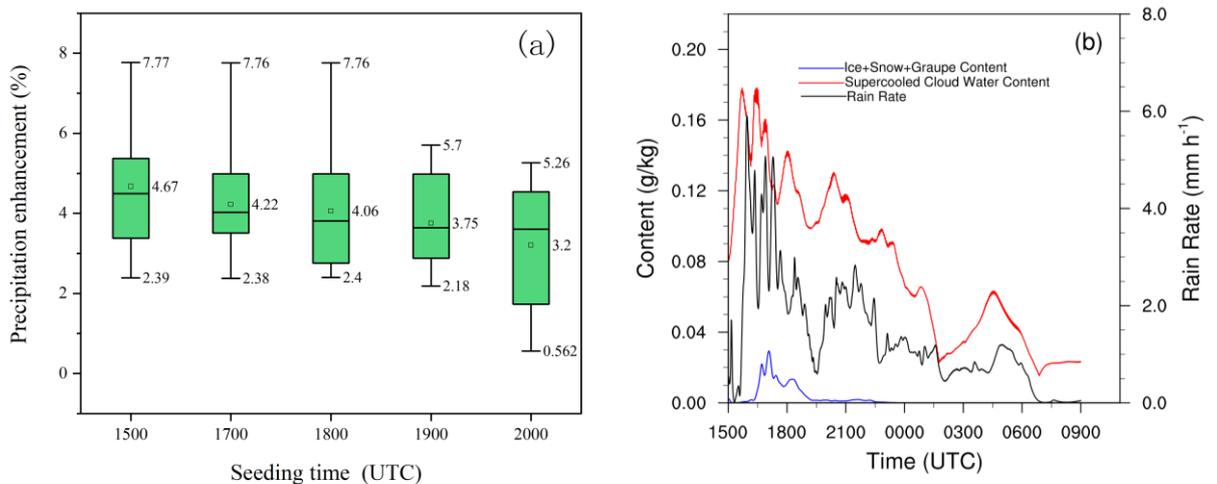
260
 261 图 7 (a)-(d)控制成员催化剂量 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 减去催化剂量 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 水成物粒子的差值随时间和
 262 高度的变化，其中虚线代表温度；(a) 云水比含量；(b) 雪比含量；(c) 霰比含量；(d) 雪
 263 数浓度(取以 10 为底的对数) (e)-(f)控制成员以催化剂量 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 进行催化时，雨水质量产生
 264 率差值随高度的分布(催化后的值减去相应自然云的值) (e) 催化后 30min (1530UTC) (f) 催化
 265 后 840min (0500UTC)

266 Fig. 7 (a)-(d)Temporal evolution of difference of content and number concentration and of
 267 hydrometeor particle at $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ and $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ seeding amounts of control member; (a)
 268 the content of cloud (b) the water content of snow (c) the water content of graupel (d) the number
 269 concentration of snow (logarithm to base 10). The dotted line represents the temperature. (e)-(f)
 270 Vertical variations of the producing rates differences of rain (seeding minus natural ones). (e) at
 271 30min (1530UTC) after seeding operation. (d) at 840min (0500UTC) after seeding operation.

273 4.1.3 不同时刻的集合催化试验

274 播撒剂量 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$, 播撒高度为 3.6km 时, 由 10 个集合成员不同时刻播撒时增雨效率箱
275 线图可知 (图 8a), 在杭州站系统过境前期 (23 日 1500UTC) 进行催化, 增雨效果最好, 增雨
276 率的均值为 4.67%, 99%分位数为 7.77%, 1%分位数为 2.39%, 播撒可以对所有集合成员产生正
277 效果, 但是随着播撒时间的延后, 平均增雨效果逐渐变差。与图 6 相比, 增雨效率对不同时刻播
278 撒的敏感性要远小于不同剂量播撒。

279 在 23 日 2000UTC 催化时, 平均增雨效果仅为 3.2%, 1%和 99%分位数仅为 0.562%和 5.26%,
280 1%和 99%分位数远低于其它时刻播撒。分析控制成员不同催化时间的物理量平均值 (图 8(b)),
281 其中 1500UTC 在系统过境前期(云和降水发展前期), 1700UTC 位于云和降水发展旺盛期, 1800、
282 1900、2000UTC 位于云和降水减弱期间。可以发现在初始时刻 (23 日 1500UTC-23 日 1600UTC)
283 播撒时, 过冷云水含量比较丰富且不断增多, 但冰水含量不足, 虽然 1500UTC 过冷云水含量为
284 0.08g/kg , 但由于系统不断发展, 过冷水含量显著增多, 冰雪晶含量相对维持稳定, 使得催化效
285 果优于 1800、1900、2000UTC (云和降水系统逐渐减弱, 过冷云水含量呈现逐渐减少的趋势)。
286 随着时间的发展 (23 日 1600UTC-23 日 1800UTC), 云水转化越来越充分, 过冷云水含量逐渐
287 减少, 冰水含量增多, 降水增强, 催化效果变差, 与何晖等 (2013) 在云系的初始阶段催化效果
288 较好的结论比较一致。23 日 1800UTC 之后, 云和降水逐渐减弱, 过冷云水含量呈现逐渐减少
289 的趋势, 使得增雨效果都低于 23 日 1500UTC 时播撒的增雨效果。故针对此次降雨过程, 23 日
290 1500UTC 是最佳的播撒时间窗。



291
292 图 8 (a) 集合成员以不同时间播撒时增雨效率箱线图; (b)控制成员物理量格点平均值随时间
293 的演变

294 Fig. 8 (a) Box plot of seeding effect of 10 ensemble members at different seeding time. (b)
295 Temporal evolution of average of physical quantity of control member.

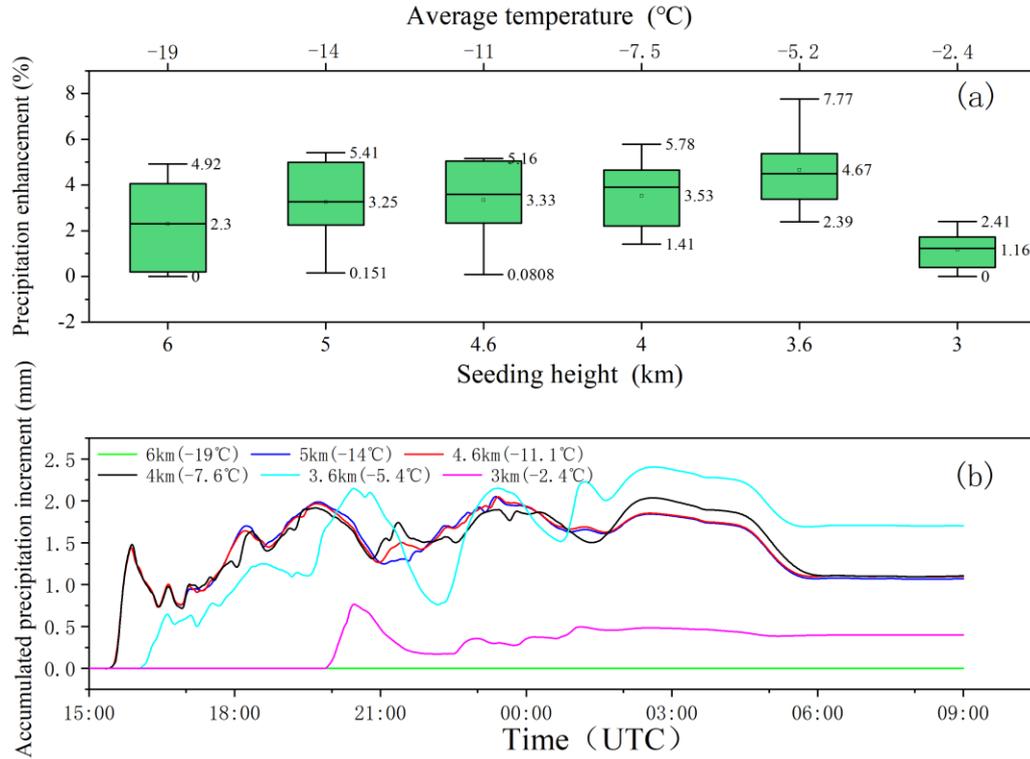
296

297 4.1.4 不同高度上的集合催化试验

298 为了研究不同高度播撒对增雨效率的影响，与前两面两个数值实验类似，同样进行 6 组敏感
299 性试验，播撒 AgI 比含量为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ ，播撒的时间为 23 日 1500UTC，播撒高度分别选择 6km
300 (-19°C)、5km (-14°C)、4.6km (-11°C)、4km (-7.5°C)、3.6km (-5.2°C) 和 3km (-2.4°C)。
301 从图 9a 中可以看出播撒高度为 3.6km、平均温度为 -5.2°C 时，播撒效果最优，平均增雨效率为
302 4.67%，1% 和 99% 分位分别为 7.77% 和 2.39%，均优于其它播撒高度。随着播撒高度的增加，增
303 雨效果略有下降，敏感性也不如不同催化剂量播撒试验。在 3km 高度处播撒，增雨效果最差，
304 平均增雨率仅为 1.16%，1% 和 99% 分位数仅为 0% 和 2.41%。在 6km 高度播撒，增雨效果略优于
305 3km，平均增雨率为 2.31%。以控制成员（图 9 b）为例，在高度为 6km（温度 -19°C）处播撒，
306 增雨效果为 0。在高度为 3km（温度 -2.4°C）处播撒，在 2000UTC 之后才产生微弱效果，而在高
307 度为 3.6km（温度 -5.4°C）播撒效果最好。

308 分析增雨效果优劣的可能原因（表 2），可以看出此次过程冰雪晶数浓度都不大，远小于 20
309 个/L，主要生长在 3-5km 的高度。在 3km 处播撒，平均温度为 2.4°C，而 AgI 活化的温度阈值是
310 小于 -5°C，且由于层状云上升速度小，比较难将 AgI 输送到 -5°C 以下的低温区，故在该高度处播
311 撒，增雨效果最差。在 6km 处播撒，平均温度 -19°C，该处平均云水含量接近于零，标准差也为零，
312 从图 5 看，此高度基本处于各集合成员的云顶附近，且无过冷水，所以催化效果差，仅略好于
313 3km 处催化。AgI 播撒应该选择过冷水含量丰富而冰雪晶含量不足的区域，在 3.6km 处播撒，该
314 高度云水含量丰富，平均云水含量达到 0.17g/kg，标准差小，仅为 0.07g/kg。高度越高，云水含
315 量越低。故针对此次降雨过程，3.6km 是最佳的播撒高度。与刘香娥等(2016)用中尺度数值模式
316 所得的最佳播撒高度在 5-6km (-20°C- -15°C) 相比，播撒高度更低，原因是因为与北方积层混
317 合云相比，此次过程云系发展及过冷云水丰值区所在高度更低。

318



319

320

图 9 (a) 10 个集成员以不同高度 (温度) 播撒时增雨效率箱线图(b) 控制成员以不同高度 (温度) 播撒时累计增雨量随时间的演变 (催化后的值减去相应自然云的值)

321

322

Fig. 9 (a) Box plot of seeding effect of 10 ensemble members at different seeding height

323

(temperature) . (b) Temporal evolution of accumulated surface rainfall increment at

324

different seeding height(temperature) of control member (seeding variables minus natural

325

ones) .

326

327

表 2 10 个集成员不同催化高度在催化时刻物理量的集合平均和标准差

328

Table 2 Ensemble average and standard deviations of physical quantity at

329

different seeding height of 10 ensemble members.

高度(km)	过冷云水含量 (g/kg)	冰雪晶数浓度 (L ⁻¹)	冰雪晶含量 (10 ⁻⁴ g/kg)	温度 (°C)	垂直速度 (m/s)
6	0±0	0.06±0.1	0.22±0.53	-19±0.4	0.01±0.03
5	0.04±0.07	0.2±0.17	60±80	-14±0.3	0.03±0.04
4.6	0.07±0.11	0.2±0.14	120±150	-11±0.3	0.05±0.04
4	0.12±0.09	0.21±0.14	140±150	-7.5±0.3	0.07±0.04

3.6	0.17±0.07	0.24±0.19	200±200	-5.2±0.2	0.08±0.04
3	0.22±0.12	0.15±0.09	200±200	-2.4±0.18	0.07±0.02

330

331 4.2 集成员的多点催化试验

332 对杭州站 10 个集成员的单点催化试验发现，本次催化过程最佳催化剂量为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ ，
333 最佳播撒时间为 23 日 1500UTC，最佳播撒高度为 3.6km。下面对浙江省 71 个国家站进行 AgI
334 催化模拟，播撒剂量、高度和时间与杭州站相同，分别为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 、23 日 1500UTC 和 3.6km。
335 图 10 为增雨率分别大于 3%、5%、8%、10% 的增雨效果概率分布图，其中集合预报中的概率预
336 报是指针对某一预报事件，预报该事件发生的成员数量 n 相比于集成员总数 N 的相对频率：

$$P_{rain_inc}\left(\frac{R-r}{r} > P_{re_inc}\right) = \frac{n}{N} \quad (1)$$

337

338 其中 R 为播撒后的降水量， r 为未播撒的自然云降水量， P_{re_inc} 为增雨率阈值。

339 图 11 为物理量（过冷水混合比和冰晶数浓度）格点时间高度集合平均的空间分布，计算方法如（2）所示，其中 N 为集成员总数， f^n 是第 n 个成员在某格点上的预报值，下标 i, j 分别代表格点的时间和高度坐标，横线代表在整个模式时间高度上平均，时间范围取 2021 年 1 月
342 23 日 1500UTC-24 日 0900UTC，高度范围取 0-11km，过冷云水混合比仅取零度层高度以上的云
343 水含量。

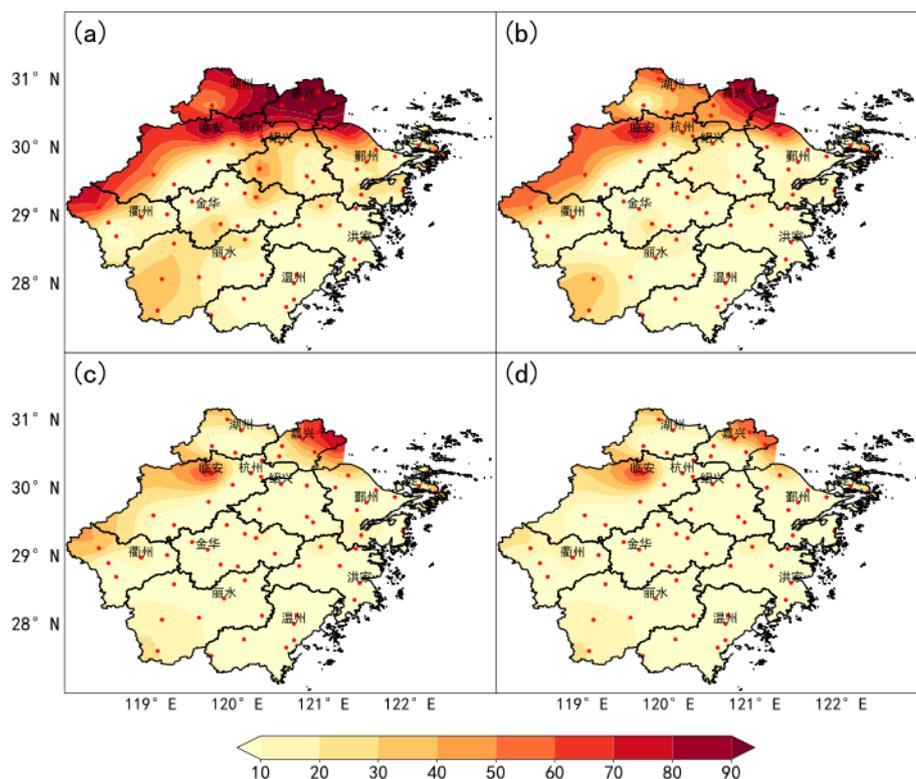
$$V_{SLWC/Ni} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \overline{f_{i,j}^n} \quad (2)$$

344

345 从增雨率大于 3% 的概率分布图可以看出在浙西北和浙北北部区域播撒，增雨效率高，概率普遍
346 都大于 60%，其中在杭州北部，湖州东部和嘉兴区域播撒，增雨效果最优，概率均大于 80%。
347 说明在此处播撒，集合预报中有 8 个成员都报出增雨率大于 3%。相比之下，在东南沿海地区（温
348 州、洪家）、金华、杭州南部、衢州南部播撒增雨效果最差，仅有 0-1 个成员报出增雨率大于 3%
349 （图 10a）。在浙西北和浙北北部区域播撒，增雨效率高的主要原因是这些地方集合平均的过冷
350 云水含量丰富，格点时间高度集合平均大于 0.06g/kg ，而冰雪晶数浓度不足，增雨潜力大。虽然
351 浙南地区过冷云水也较为丰富，但冰雪晶数浓度量级在 10^2L^{-1} 左右，云系发展成熟，增雨潜力
352 相对较小（图 11）。

353 从增雨率大于 8% 和 10% 的增雨效果概率分布图可以发现，在嘉兴东北部和临安处播撒，增

354 雨效果最优，超过 5 成以上的成员在上述地区预报出增雨率大于 8%，甚至大于 10%。总的来说，
355 从增雨率概率最优的角度，应选择在浙西北和浙北北部特别是嘉兴东北部和临安地区附近进行播
356 撒（图 10c, 10d）。与传统确定性增雨率预报相比（Geresdi et al. 2020; 刘卫国等 2021），集
357 合预报结果可以更好地解释初始条件的不确定性和模型模拟中的随机误差，充分反映出人工增雨
358 效果预报的不确定性和不确定程度，为增雨率预报结果提供更多的可能性。同时我们也发现了和
359 确定性预报相似的结论，从概率预报的角度来说，最佳播撒地区往往也对应着相对较高的平均过
360 冷水含量和较低冰晶数浓度均值。



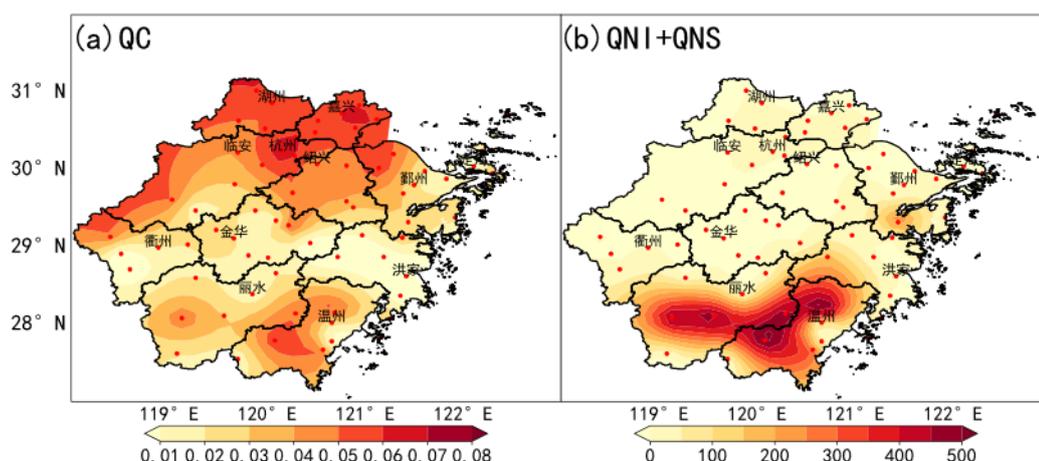
361

362 图 10 增雨率大于(a)3%、(b)5%、(c)8%、(d)10%的增雨效果概率分布

363 Fig. 10 Probability distribution of seeding effect with rainfall increase greater than (a) 3%,

364 (b)5%; (c) 8% and (d) 10%.

365



366

367 图 11 物理量格点时间-高度集合平均值的分布(a)过冷云水混合比 (g/kg) (b) 冰雪晶
368 数浓度(L⁻¹)

369 Fig. 11 Spatial distribution of time height ensemble average. (a) supercooled cloud water
370 mixing ratio(g/kg) (b) ice and snow crystal number concentration(L⁻¹)

371

372 5. 结果和讨论

373 本文尝试把集合预报技术拓展到人工影响天气领域，将集合预报模式和加入 AgI 的一维双
374 参数云模式进行单向耦合，针对 2022 年 1 月 23 日浙江省积层混合云降水过程进行多成员、单/
375 多格点 AgI 催化数值试验，得到以下结论。

376 1、不同剂量催化数值试验表明，杭州站最佳播撒剂量为 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ ，播撒后 240min 增雨效果
377 显著提高，10 个集合成员平均增雨率为 4.67%，99%分位数为 7.77%，1%分位数为 2.39%。随着
378 剂量增加，增雨效果变差，当播撒剂量为 $1.2 \times 10^{-2} \text{g/kg}$ 时，超过 50%的集合成员表现为减雨效果，
379 平均增雨率为-0.6%，1%分位数甚至达到-4.79%，出现过量播撒，但仍有集合成员预报出增雨正
380 效果，这也体现初始场扰动对增雨效果评价的影响。

381 2、过量播撒在播撒后 1500UTC- 0400UTC 时间段增雨的原因是霰的融化以及云水和冰相粒子碰
382 并增长，但由于过冷云水更多的转化为雪粒子，而非霰粒子使得增雨效果相比播撒剂量为
383 $1.2 \times 10^{-5} \text{g/kg}$ 时要差。播撒后减雨的原因是因为雨水收集云水过程减少导致地面减雨。

384 3、杭州站最佳的播撒时间窗是在系统过境的早期，即 23 日 1500UTC，随着播撒时间的延后，
385 增雨效果逐渐变差。在 23 日 2000UTC 催化时，平均增雨效果仅为 3.2%，1%分位数仅为 0.56%。
386 原因是随着时间的发展，云和降水系统逐渐减弱，过冷云水含量呈现逐渐减少的趋势，从而导致

387 催化效果变差；杭州站的最佳播撒高度为 3.6km，播撒高度应该选择过冷云水含量比较丰富，冰
388 水含量不足的区域。

389 4、从多格点催化试验可以看出，针对这次过程，从增雨效果大于 3%发生概率最优的角度应该
390 选择在浙西北和浙北北部区域播撒，概率普遍都大于 60%，尤其在杭州北部，湖州东部和嘉兴
391 区域增雨概率普遍大于 80%。从增雨效果大于 8%或 10%的发生概率最优的角度应该选择在嘉兴
392 东北部和临安地区附近播撒，会获得比较好的结果。增雨率概率分布的大值区对应着过冷云水含
393 量丰值区以及冰雪晶数浓度低值区。

394 5、需要指出的是由于本文利用集合预报提供的多组动力、热力、微物理量廓线驱动一维云模式，
395 所以数值实验也具有一维云模式固有缺陷，即仅考虑了云在垂直方向上的变化，无法刻画云体的
396 三维结构及流场所导致的 AgI 粒子水平输送。另外就本个例来说，各集合成员模拟的降水离散
397 度偏低，各成员之间过于相似，虽然云微物理量的离散度相对降水来说更大，但增雨效果很可能
398 随着大气背景不确定性的增加而有所不同。

399

400 参考文献

401 蔡兆鑫,周毓荃,蔡淼. 2013. 一次积层混合云系人工增雨作业的综合观测分析[J].高原气象,
402 32(05):1460-1469. Cai Zhaoxin, Zhou Yuquan, Cai Miao. 2013. Analysis on Comprehensive
403 Observation of Artificial Precipitation Enhancement Operation for a Convective-Stratiform Mixed
404 Cloud[J]. Plateau Meteorology, 32(05):1460-1469.

405 Chu X, Xue L, Geerts B, et al. 2014. A case study of radar observations and WRF LES
406 simulations of the impact of ground-based glaciogenic seeding on orographic clouds and
407 precipitation. Part I: Observations and model validations[J]. Journal of applied meteorology and
408 climatology, 53(10): 2264-2286.

409 方春刚, 郭学良, 王盘兴. 2009. 碘化银播撒对云和降水影响的中尺度数值模拟研究 [J]. 大
410 气科学, 33(3): 621–633. Fang Chungang, Guo Xueliang, Wang Panxing. 2009. The Physical and
411 Precipitation Response to AgI Seeding from a Mesoscale WRF-based Seeding Model [J]. Chinese
412 Journal of Atmospheric Sciences, 33(3): 621–633.

413 Geresdi I, Xue L, Sarkadi N, et al. 2020. Evaluation of Orographic Cloud Seeding Using a Bin
414 Microphysics Scheme: Three-Dimensional Simulation of Real Cases[J]. Journal of Applied
415 Meteorology and Climatology, 59(9): 1537-1555.

416 何观芳,胡志晋. 1991. 人工影响积雨云机制的数值研究[J].应用气象学报, (01):32-39. Hu
417 Guanfang, Hu Zhijin. 1991. Numerical Study on Mechanism of Artificial Modification of
418 Cumulonimbus Clouds [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology, (01):32-39.

419 何晖, 金华, 李宏宇, 等. 2012. 2008 年奥运会开幕式日人工消减雨作业中尺度数值模拟的
420 初步结果 [J].气候与环境研究, 17 (1): 46–58. He Hui, Jin Hua, Li Hongyu, et al. 2012.
421 Preliminary Study of the Mesoscale Numerical Simulation of the Rain Mitigation Operation
422 during the Opening Ceremony of the 2008 Beijing Olympic Games [J]. Climatic and
423 Environmental Research, 17 (1): 46–58.

424 何晖,高茜,李宏宇. 2013. 北京层状云人工增雨数值模拟试验和机理研究[J].大气科学,
425 37(04):905-922. He Hui, Gao Qian, Li Hongyu. 2013. Numerical Simulation of Stratiform
426 Precipitation Enhancement in Beijing Area and Its Mechanism [J]. Chinese Journal of
427 Atmospheric Sciences, 37(04):905-922.

428 洪延超. 1999. 冰雹形成机制和催化防雹机制研究[J].气象学报, (01):31-45. Hong
429 Yanchao.1999. Study on Mechanism of Hail Formation and Hail Suppression with Seeding [J].
430 Acta Meteorologica Sinica, (01):31-45.

431 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,
432 (05):544-557. Hong Yanchao. 1996. The Numerical Simulation Study of Convectivestratiform
433 Mixed Cloud, Part(I)—The Model and Parameterization of microphysical Processes [J]. Acta
434 Meteorologica Sinica, (05):544-557.

435 洪延超. 1998. 三维冰雹云催化数值模式[J].气象学报, (06):2-14. Hong Yanchao.1998. A 3 D
436 Hail Cloud Numerical Seeding Model [J]. Acta Meteorologica Sinica, (06):2-14.

437 胡志晋. 2001. 层状云人工增雨机制、条件和方法的探讨 [J]. 应用气象学报, 12 (Suppl.):
438 10–13. Hu Zhijin. 2001. Discussion on Mechanisms,Conditions and Methods of Precipitation
439 Enhancement in Stratiform Clouds [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology,12 (Suppl.):
440 10–13.

441 黄燕,徐华英. 1994. 播撒碘化银粒子进行人工防雹的数值试验[J].大气科学,
442 (05):612-622.Huang Yan, Xu HuaYin. 1994. Numerical Experiments on Hail Suppression by AgI
443 Seeding [J]. Scientia Atmospherica Sinica, (05):612-622.

444 Hsie E Y, Farley R D, Orville H D. 1980. Numerical simulation of ice-phase convective cloud
445 seeding[J]. Journal of Applied Meteorology, 19(8): 950-977.

446 金玲. 2013. 基于集合预报概念的中尺度模式驱动一维云播撒模式建立及模拟研究 [D].
447 中国科学院大学博士学位论文. Jin Ling. 2013. Construction and simulation of 1D cloud
448 seeding model driven by mesoscale model on the basis of the ensemble forecast concept [D]. Ph.
449 D. dissertation (in Chinese), The University of Chinese Academy of Sciences.

450 Jin L., F. Kong, H. Lei and Z. Hu. 2014. A Methodological Study on Using Weather Research and
451 Forecasting (WRF) Model Outputs to Drive a One-Dimensional Cloud Model. *Adv. Atmos. Sci.*,
452 31(1), 230-240.

453 雷恒池,洪延超,赵震,等. 2008. 近年来云降水物理和人工影响天气研究进展[J].*大气科学*,
454 (04):967-974. Lei Hengchi, Hong Yanchao, Zhao chen, et al. 2008. *Advances in Cloud and*
455 *Precipitation Physics and Weather Modification in Recent Years [J]. Chinese Journal of*
456 *Atmospheric Sciences*, (04):967-974.

457 刘卫国,陶玥,周毓荃,等. 2021. 基于飞机真实轨迹的一次层状云催化的增雨效果及其作用机
458 制的模拟研究[J].*气象学报*, 79(02):340-358. Liu Weiguo, Tao Yue, Zhou Yuquan, et al. 2021.
459 *Simulation of stratiform cloud seeding, its rainfall enhancement effect and mechanism study based*
460 *on a real trajectory of aircraft [J]. Acta Meteorologica Sinica*, 79(02):340-358.

461 刘卫国,陶玥,周毓荃. 2021. 层状云催化宏微观物理响应的数值模拟研究[J].*大气科学*,
462 45(01):37-57. Liu Weiguo, Tao Yue, Zhou Yuquan. 2021. *Numerical Simulation of the Macro and*
463 *Micro Physical Responses of Stratiform Cloud Seeding [J]. Chinese Journal of Atmospheric*
464 *Sciences*, 45(01):37-57.

465 刘香娥,高茜,何晖,等. 2016. 碘化银冷云催化的数值模拟研究[J].*气象*,42(03):347-355. Liu
466 Xiang'e, Gao Qian, He Hui, et al. 2016. *Numerical Simulation Research on Silver Iodide Cold*
467 *Cloud Seeding [J]. Meteorological Monthly*, 42(03):347-355.

468 Orville H D, Farley R D, Hirsch J H. 1984. Some surprising results from simulated seeding of
469 stratiform-type clouds[J]. *Journal of climate and applied meteorology*, 23(12): 1585-1600.

470 Orville H D, Hirsch J H, Farley R D. 1987. Further results on numerical cloud seeding simulations
471 of stratiform-type clouds[J]. *The Journal of Weather Modification*, 19(1): 57-61.

472 Orville H D. 1996. A review of cloud modeling in weather modification[J]. *Bulletin of the*
473 *American Meteorological Society*, 77(7): 1535-1556.

474 亓鹏,郭学良,卢广献,等. 2019. 华北太行山东麓一次稳定性积层混合云飞机观测研究:对流云
475 /对流泡和融化层结构特征[J].*大气科学*, 43(06):1365-1384. QI Peng, Guo Xueliang, Lu

476 Guangxian, et al. 2019. Aircraft Measurements of a Stable Stratiform Cloud with Embedded
477 Convection in Eastern Taihang Mountain of North China: Characteristics of Embedded
478 Convection and Melting Layer Structure [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,
479 43(06):1365-1384.

480 沈新勇, 梅海霞, 王卫国, 等. 2015. 双参数微物理方案的冰相过程模拟及冰核数浓度的影响
481 试验[J]. 大气科学, 39(1): 83-99. Shen Xinyong, Mei Haixia, Wang Weiguo, et al. 2015.
482 Numerical Simulation of Ice-Phase Processes Using a Double-Moment Microphysical Scheme
483 and a Sensitivity Test of Ice Nuclei Concentration [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,
484 39(1): 83-99.

485 孙玉稳, 董晓波, 李宝东, 等. 2019. 太行山东麓一次低槽冷锋降水云系云物理结构和作业条
486 件的飞机观测研究[J].高原气象, 38(05):971-982. Sun Yuwen, Dong Xiaobo, Li Baodong, et al.
487 2019. The Physical Properties and Seeding Potential Analysis of a Low Trough Cold Front
488 Cloud System at Mountain Taihang based on Aircraft Observations [J]. Plateau Meteorology,
489 38(05):971-982.

490 Tessendorf, S. A., French, J. R., Friedrich, K., et.al. 2019. A Transformational Approach to Winter
491 Orographic Weather Modification Research: The SNOWIE Project[J]. Bulletin of the American
492 Meteorological Society, 100(1), 71-92.

493 Xue L, Hashimoto A, Murakami M, et al. 2013. Implementation of a silver iodide cloud-seeding
494 parameterization in WRF. Part I: Model description and idealized 2D sensitivity tests[J]. Journal
495 of Applied Meteorology and Climatology, 52(6): 1433-1457.

496 杨洁帆,胡向峰,雷恒池,等. 2021. 太行山东麓层状云微物理特征的飞机观测研究[J].大气科学,
497 45(01):88-106. Yang Jiefan, Hu Xiangfeng, Lei Hengchi, et al. 2021. Airborne Observations of
498 Microphysical Characteristics of Stratiform Cloud Over Eastern Side of Taihang Mountains [J].
499 Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 45(01):88-106.

500 朱士超,郭学良. 2014. 华北积层混合云中冰晶形状、分布与增长过程的飞机探测研究[J].气象
501 学报, 72(02):366-389. Zhu Shichao, Guo Xueliang. 2014. Ice crystal habits, distribution and
502 growth process in stratiform clouds with embedded convection in North China: Aircraft
503 measurements [J]. Acta Meteorologica Sinica, 72(02):366-389.