聂皓浩，马占山，符娇兰，等，2026. 一次春季极端雨雪天气相态构成及云微物理成因分析[J]. 气象，52(11)：1293-1308. Nie H H，Ma Z S，Fu J L，et al，2026. Analysis of precipitation phase composition and cloud microphysical causes of an extreme rain-snow event in spring[J]. Meteor Mon，52(11)：1293-1308(in Chinese).

一次春季极端雨雪天气相态构成及云微物理成因分析*

聂皓浩[1,2] 马占山[3] 符娇兰[4] 陈 宏[2] 李 喆[3] 宋 薇[2] 杨 晓[5]

1 中国气象局吉林云物理野外科学试验基地/吉林省人工影响天气重点实验室，长春 130062
2 天津市人工影响天气办公室，天津 300074
3 中国气象局地球系统数值预报中心，北京 100081
4 国家气象中心，北京 100081
5 人工影响天气山西省重点实验室，太原 030032

提 要：利用 CMA-MESO V5.1 业务模式对 2023 年 3 月 16 日河南春季极端雨雪过程进行模拟，结合地面自动气象站降水与雷达组合反射率，系统分析了河南西部与南部两个降雪中心的相态差异及微物理成因。结果表明，模式较好地再现了降水的落区、强度、相态转化及回波演变特征，随着降水系统东移，前沿以降雨为主，中部为雨雪混合，后部转为降雪。其中，河南西部以雪粒子降水为主，低层冷环境下冰晶凝华、聚合及冰雪碰并过程活跃，生成高混合比的雪粒子沉降，形成地面降雪；南部降水则以霰粒子为主导，偏暖条件有利于云滴凝结、雪粒子-雨滴碰并及淞附过程形成霰粒子，高混合比与高下落速度的霰粒子通过融化和自身沉降形成地面雨夹雪，同时，冰相粒子下落时经历“融化-冻结-二次融化”过程。此外，模式低层的暖偏差导致 0℃层高度偏高，抑制了冰相粒子向地面的沉降，是造成河南西北部和东部冰相降水预报偏弱的关键原因。

关键词：极端雨雪，降水相态构成，云微物理成因，数值模拟，河南春季

中图分类号：P435，P457，P458 **文献标志码**：A **DOI**：10.7519/j.issn.1000-0526.2026.082001

Analysis of Precipitation Phase Composition and Cloud Microphysical Causes of an Extreme Rain-Snow Event in Spring

NIE Haohao[1,2] MA Zhanshan[3] FU Jiaolan[4] CHEN Hong[2] LI Zhe[3] SONG Wei[2] YANG Xiao[5]

1 Jilin Field Research Station for Cloud Physics of CMA/Key Laboratory of Weather Modification of Jilin Province, Changchun 130062
2 Tianjin Weather Modification Office, Tianjin 300074
3 CMA Earth System Modeling and Prediction Centre, Beijing 100081
4 National Meteorological Centre, Beijing 100081
5 Shanxi Key Laboratory of Weather Modification, Taiyuan 030032

Abstract: In this study, the CMA-MESO V5.1 operational model is employed to simulate the extreme rain-snow event in Henan Province on 16 March 2023. Combined with surface automatic weather station precipitation

* 国家自然科学基金气象联合基金重点项目(U2542216、U2342223 和 U2442601)、全国暴雨研究开放基金重点项目(BYKJ2024Z09)、天津市科技重大专项(25ZXSFSN00060)、中国气象局创新发展专项(CXFZ2025Q015、CXFZ2026QA08)、数值预报统筹研发专项(TCYF2026GS007)、人工影响天气山西省重点实验室自主立项项目(202502ZZ0910002)、中国气象局-成都信息工程大学人工影响天气联合研究中心开放课题(2024GDRY010)、中国气象局吉林云物理野外科学试验基地/吉林省人工影响天气重点实验室创新基金(Q202508)、天津市气象局科研项目(QTXM202501、202629ybxm08)和新疆自治区重点研发项目(2025B03029-2)共同资助
2026 年 1 月 12 日收稿； 2026 年 9 月 16 日收修定稿
第一作者：聂皓浩，主要从事云降水物理与人工影响天气研究. E-mail：neha_lucky@163.com
通讯作者：马占山，主要从事气溶胶、云和降水物理过程参数化研究. E-mail：mazs@cma.gov.cn

and radar composite reflectivity data, the precipitation phase differences and microphysical causes of the two snowfall centers in western and southern Henan are systematically analyzed. The results show that the CMA-MESO V5.1 model can successfully reproduce the characteristics of the precipitation this time, including its spatial distribution, intensity, phase conversion and echo evolution. As the precipitation system moves eastward, the front of the system is dominated by rain, the central part is characterized by a rain-snow mixture, and the trailing part changes into snowfall. In western Henan, precipitation is mainly contributed by snow particles. In the colder environment at lower levels, processes such as ice crystal deposition, aggregation and ice-snow collision are active. The high-mixing-ratio snow particles generated by these processes fall down to form snowfall at the surface. In southern Henan, precipitation is dominated by graupel particles. The relatively warmer environment favors condensation of cloud droplets, efficient collision-coalescence of snow particles and raindrops, and also riming. The graupel particles with high mixing ratio and high falling speed develop into a mixture of rain and snow at the surface through melting and falling down. Meanwhile, ice phase particles undergo the process of "melting, frozen, and melting again" while descending. Furthermore, the warm bias in the lower levels of the model results in an elevated 0℃ layer, which inhibits the falling of ice phase particles to the ground. This is a critical factor for the underestimation of ice-phase precipitation in the northwestern and eastern Henan.

Key words: extreme rain-snow event, precipitation phase composition, cloud microphysical cause, numerical simulation, spring in Henan Province

引 言

极端雨雪天气是我国冬春季节最主要的灾害性天气之一，其引发的低温冰冻、道路结冰、电力中断等次生灾害，往往会对交通、农业、能源及公众生活造成严重影响(Jiao et al，2021；王淑彩等，2022)。这类天气过程相态复杂、致灾性强、预报难度大(俞小鼎等，2024)，不仅要求降水量的准确预报，还对降水相态及转换时间的预报也提出了更高要求，因为同等降水量级下不同降水相态造成的影响差异显著(姬雪帅等，2022)。因此，精准的降水相态预报预警对于社会防灾减灾至关重要。

近年来，许多学者从大尺度环流配置、热动力条件等天气学角度，对不同背景下雨雪过程及其相态转换机制进行深入分析(陈媛等，2024；齐道日娜等，2024；张备等，2014)。然而，实际的降水相态与云中水凝物含量及其增长过程密切相关(王珊珊等，2023)，要全面了解相态转换机制，就必须深入研究云中水凝物的分布特征及其演变规律。随着新型云物理探测设备的发展，其在雨雪天气分析中的应用逐渐增多(Kim and Lee，2015；李遥等，2019；毛宇清等，2022；荆浩等，2024)。戈瑶等(2024)利用毫米波云雷达、风廓线雷达和双偏振雷达等资料，对山东暴雪的降水粒子微物理参数进行分析，发现这些参数能有效描述降水粒子特征及其变化，为雨雪相态监测与判别提供依据。杜佳等(2025)指出，粒子平均下落速度和最大直径是对相态变化指示意义最好的微物理特征量。孙莎莎等(2023)研究表明，风廓线雷达的风速和垂直速度，双偏振雷达的相关系数和0℃层亮带，毫米波云雷达的反射率、垂直液态水含量、速度和谱宽，以及二维视频雨滴谱仪的粒子信息，均可作为相态判断的指标，为短时临近预报提供参考。

尽管外场观测已取得大量成果，但由于其空间和时间上的局限性，数值模式成为系统研究降雪云内各相水凝物微物理转化机制的重要手段(许丽人等，2024；刘香娥等，2022；黄钰等，2020)。王亮和王春明(2010)利用MM5模式讨论了辽宁雨夹雪转暴雪过程中不同降水性质云中水成物的相态分布及源项，概括出三层云结构及微物理过程的概念模型；孙晶等(2007)研究指出，云中水成物相态与温度密切相关，雪粒子主要来源于水汽凝华和与冰晶的碰并增长，霰粒子主要来源于雪/霰碰冻云滴以及雪粒子的自动转化，过冷水对霰粒子的形成具有关键作用。姚蓉等(2012)利用WRF模式研究表明，雪粒子凝华、冰晶向雪粒子的自动转化和与雨滴的碰并增长是降雪的主要物理过程，当中低层有冰雪粒子时，地

面气温在 0℃附近,常有混合性降水产生;高茜等(2020)结合观测指出,当水汽输送较强时,云中过冷水含量较高,降雪形成以凝华增长和凇附增长为主,地面表现为雨夹雪,而当水汽输送弱时,降雪形成以凝华和聚并增长为主,地面表现为纯雪。在不同云微物理方案对降水相态预报的影响方面,崔锦等(2014)对东北地区存在降水相态变化的 11 次过程进行敏感性试验,发现降水相态对方案的敏感性主要表现在对雨区和雨夹雪区的预报上,不同方案模拟的底层大气云微物理特征差异导致了降水相态预报的差异。滕方达等(2020)采用改进的基于水物质的降水相态诊断方法,发现 WSM6 方案、Lin 方案和 WDM6 方案均能模拟出雨雪分界线不断南压的过程,且雨雪分界线位置准确,而 Thompson 方案对辽宁南部雨转雪时间的模拟偏晚。

然而,上述研究多集中于冬季典型降雪,针对春季极端雨雪天气的研究相对较少,且未系统分析地面降水相态构成及其云微物理成因。2023 年 3 月 16 日,河南出现一次历史同期罕见的极端雨雪天气,并伴随复杂的雨雪相态转化。由于前期河南暖干背景异常突出,短期内的天气突变,给降水量级及相态预报带来很大挑战。陈双等(2024)已详细分析了本次过程的天气成因,本研究则重点从数值模式角度,分析两个降雪中心(河南西部与南部)降水相态构成差异及云微物理成因,并初步探讨低层温度对相态分布的影响,以期为春季极端雨雪天气降水相态预报提供参考。

1　雨雪天气概况

2023 年 3 月 15 日夜间至 16 日,河南等地迎来一次大范围强雨雪天气,过程累计降水量为 10～25 mm,在河南西部和南部各出现一个超过 25 mm 的大值中心,新安站降水量最大,达 36.7 mm。整个过程降雪强度大、持续时间长,且伴随复杂的雨雪相态转化,部分站点先后经历雨转雪再转雨的现象,从转雪时间来看,3 月 16 日 08 时(北京时,下同)之前,仅河南西部少数站点出现降雪,随后雪线逐步向东扩展,至 20 时推进到河南东部。受持续强降雪影响,河南中西部积雪深度普遍超过 5 cm,部分区域大于 10 cm,嵩县积雪最深,达 26 cm,打破历史极值。整个过程的天气条件详见陈双等(2024)的研究。

2　模式设置

本研究采用中国气象局地球系统数值预报中心高分辨率(3 km)CMA-MESO V5.1(以下简称为 CMA-MESO)区域业务模式开展模拟分析。该模式垂直方向共 50 层,中心坐标为(35°N、112.5°E),水平网格设置为东西向 1501 个格点、南北向 1001 个格点。模式自 2023 年 3 月 16 日 08 时起报,预报时长为 24 h,积分步长为 30 s。模式初始场与侧边界条件均来源于 NCEP/GFS 预报场,所用物理过程参数化方案与业务保持一致,具体包括 WSM6 云微物理方案(Hong and Lim,2006)、RRTM 长波辐射方案(Mlawer et al,1997)、Dudhia 短波辐射方案(Dudhia,1989)、MRF 边界层参数化方案(Hong and Pan,1996)和 NOAH 陆面过程方案(Tewari et al,2004),由于模式水平分辨率达到云可分辨尺度,试验中关闭对流参数化方案。

其中,WSM6 云微物理方案是在 Rutledge and Hobbs(1983)与 Dudhia(1989)两类方案基础上发展而来,Hong and Lim(2006)通过优化冰核与冰晶数浓度的参数化方法对其进行了改进。该方案能够预报水凝物(云滴、雨滴、冰晶、雪和霰粒子)的混合比,详细微物理转化过程可参见聂皓浩等(2016)的相关图示说明。

考虑到云微物理方案中,地面降水是由有下落速度的液相和冰相水凝物粒子沉降到地面累积而成的(马占山等,2021;Ma et al,2021),为深入分析地面降水相态构成及微物理成因,在保持业务模式配置不变的情况下,增加了以下变量的输出:微物理过程转化率的累计量、具有落速的水凝物粒子沉降至地面的累计量以及大气柱水凝物含量等,以支撑后续微物理成因分析。

3　模拟结果分析

3.1　地面降水特征及相态构成

图 1 为 2023 年 3 月 16 日 08 时至 17 日 08 时的 24 h 累计降水量及降水相态分布。从观测结果来看,河南全域均出现降水,整体呈现“西多东少”的分布特征,在河南西部和南部出现降水大值区,累计降水量最高达 36.5 mm。CMA-MESO 较好地再现

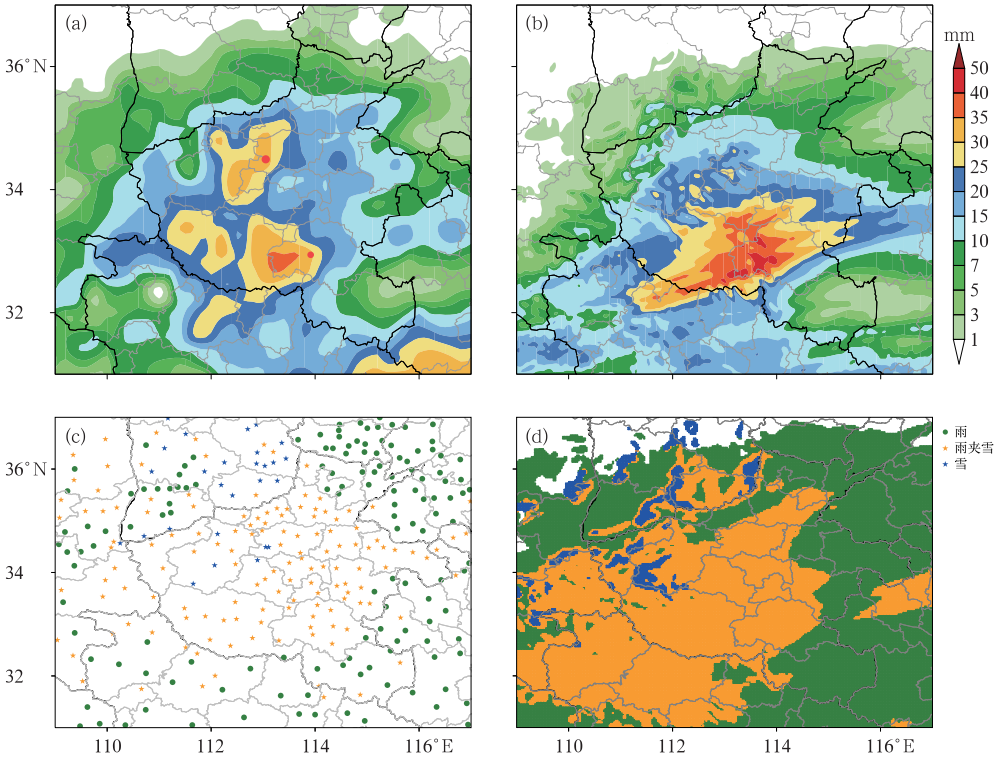


图 1 2023 年 3 月 16 日 08 时至 17 日 08 时(a,b)24 h 累计降水量及(c,d)降水相态分布
(a,c)地面观测,(b,d)CMA-MESO 模拟

Fig. 1 (a, c) Observed and (b, d) CMA-MESO simulated (a, b) 24 h accumulated precipitation and (c, d) precipitation phase distribution from 08:00 BT 16 to 08:00 BT 17 March 2023

了此次过程。与实况相比,模拟的 30 mm 以上强降水区更为集中,范围也更广,主要位于河南南部,最大降水量超过 40 mm,略强于实况,而河南西北部的降水量则较实况偏低。根据 24 h 降水相态分布实况,河南西北部和山西南部出现一定范围纯雪,河南中南部与东部出现大范围雨夹雪,而河南东北部和东南部以降雨为主。考虑到高分辨率模式中,地面总降水全部来源于格点降水,而格点降水是有下落速度的雨滴、冰晶、雪和霰粒子 4 种粒子沉降至地面的累计量之和,为此,本文增加输出了 4 种粒子各自产生的降水量(分别用 $P_{雨滴}$、$P_{冰晶}$、$P_{雪}$ 和 $P_{霰}$ 表示)用来判定地面降水相态,方法如下:

当 $P_{雨滴}\geqslant 0.1$ mm 且 $P_{冰晶}+P_{雪}+P_{霰}<0.1$ mm,判定为雨;

当 $P_{雨滴}\geqslant 0.1$ mm 且 $P_{冰晶}+P_{雪}+P_{霰}\geqslant 0.1$ mm,判定为雨夹雪;

当 $P_{雨滴}<0.1$ mm 且 $P_{冰晶}+P_{雪}+P_{霰}\geqslant 0.1$ mm,判定为雪;

当 $P_{雨滴}<0.1$ mm 且 $P_{冰晶}+P_{雪}+P_{霰}<0.1$ mm,判定为无降水。

判定结果如图 1d 所示,河南西北部存在小范围纯雪,中南部以雨夹雪为主,东北部和东南部则以降雨为主,这均与实况高度一致。模式对河南东部的预报以降雨为主,而实况出现一定程度雨夹雪,预报偏差的原因将在 3.4 节进行详细分析。

为了验证 CMA-MESO 对降水极值站点的预报性能,在河南西部和南部分别选择极值站点(嵩山站和驻马店站),分析其气温、小时降水量和降水相态的时间演变特征(图 2)。嵩山站为河南境内 24 h 降水最强站点,累计降水量达 36.5 mm。实况显示,该站气温于 16 日 10 时迅速下降,最低至 −4.3℃,之后维持在 −4～−3℃;地面自 10 时开始降雪,12 时出现降雪极大值,小时降水量达 8.4 mm,之后降雪减弱,至 18 时结束;受地形高度和低温影响,嵩山站全过程降水相态均为雪。CMA-MESO 模拟显示,降水起始于 16 日 10 时,但由于模拟温度较实况偏高,初始降水相态为雨;随着温度下降,相态转为雨夹雪;至 13 时温度降至 0℃以下,相态转为雪,持续至 23 时后降雪结束。模式对嵩山站降雪和温度的时间演变预报较为准确,但受温度略高的影响,相态

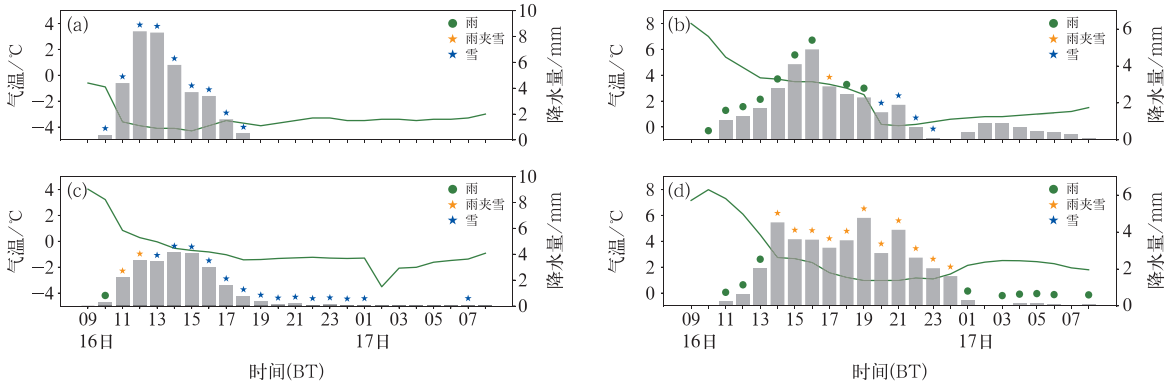


图 2　2023 年 3 月 16 日 09 时至 17 日 08 时(a,c)嵩山站和(b,d)驻马店站的气温(绿色实线)、小时降水量(直方图)及地面降水相态的时间演变
(a,b)观测,(c,d)CMA-MESO 模拟

Fig. 2　Temporal evolutions of (a, b) observed and (c, d) CMA-MESO simulated temperature (green solid line), hourly precipitation (histogram) and surface precipitation phase at (a, c) Songshan Station and (b, d) Zhumadian Station from 09:00 BT 16 to 08:00 BT 17 March 2023

转换时间稍晚,小时降水量低于实况(最大为 4.3 mm)。

驻马店站 24 h 降水量实况为 32 mm,由于温度偏高,初期为雨,最大小时降水量 4.9 mm,出现在 16 日 16 时;20 时气温骤降至 0℃,地面出现短时段降雪;17 日 00 时以后降水减弱。CMA-MESO 模拟的温度和小时降水量极值与实况高度一致,温度先急降又缓升,降水集中在 16 日 11 时至 17 日 00 时。相态方面,因 16 日 14—19 时模拟温度略低于实况,模式预报为雨夹雪,而实况为雨;20—23 时实况温度骤降,但模拟温度略高,相态未能及时转为雪。整体上看,CMA-MESO 对极值站点的降水时段、量级及相态转换具有较好的模拟能力,温度预报准确性是影响相态预报的关键因素。

为进一步检验模式对雷达回波分布及演变特征的预报能力,选取 3 月 16 日 11 时、14 时、17 时和 20 时共 4 个时次的雷达组合反射率实况与模拟结果进行对比(图 3)。11 时,实况显示河南全境出现大范围积层混合云回波,强回波位于河南西部,最大反射率超过 50 dBz;14 时,随着降水系统东移,强回波移至河南中部;17 时,回波形态出现倾斜,强回波主要位于河南中东部地区,西北部回波明显减弱;20 时,系统继续东移,强回波位于河南东南部,呈东北—西南向带状分布。CMA-MESO 较好地再现了强回波自西向东移动并逐渐移出、形态发生倾斜的过程,模拟的强回波范围略大于实况,最大回波强度

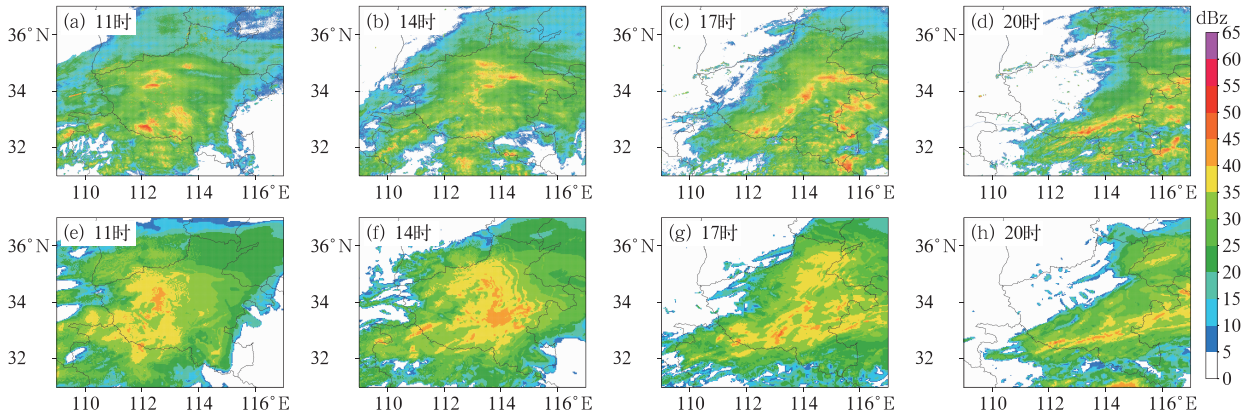


图 3　2023 年 3 月 16 日不同时刻的雷达组合反射率
(a～d)观测,(e～h)CMA-MESO 模拟

Fig. 3　(a－d) Observed and (e－h) CMA-MESO simulated radar composite reflectivity at different times on 16 March 2023

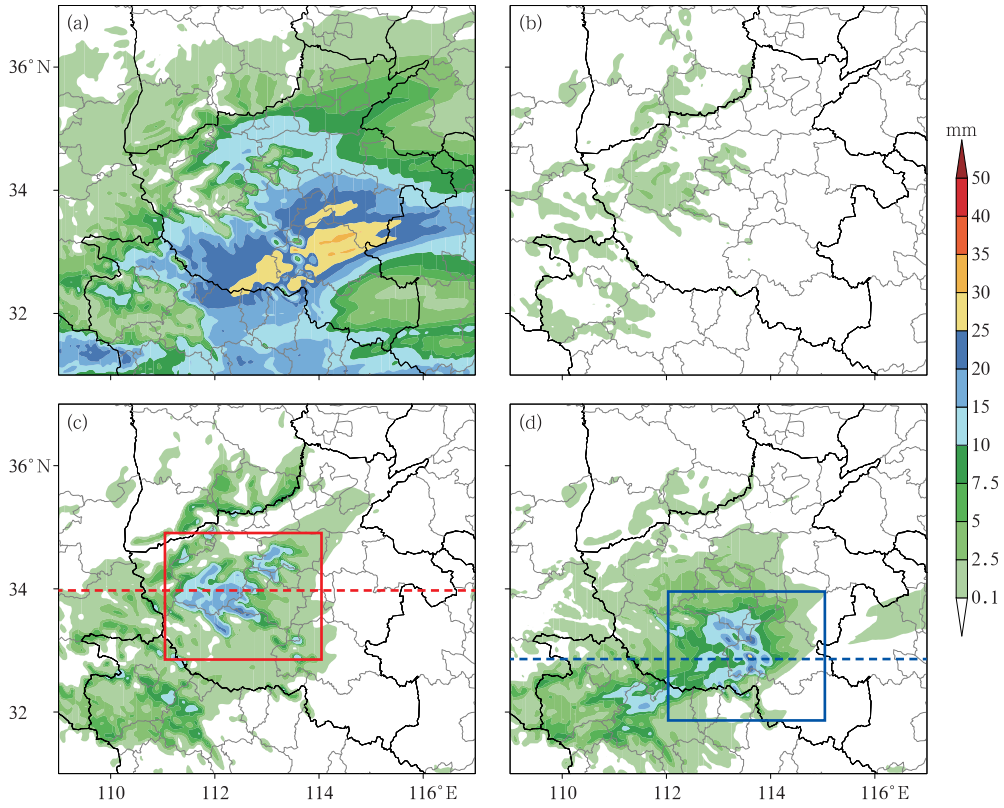
在 40 dBz 以上，略低于实况。整体来说，模式较为成功预报了此次降水过程中雷达回波的关键演变特征。

在此基础上，为了识别不同粒子对降水的贡献，进一步分析了 3 月 16 日 08 时至 17 日 08 时 4 种粒子各自沉降所产生的 24 h 降水量（图 4）。结果表明：雨滴降水是构成河南总降水的主要部分，尤其在河南南部，最大值超过 30 mm，且在河南东部，雨滴降水则是总降水的唯一来源。冰晶降水主要分布于河南西部，降水量低于 5 mm。雪粒子对河南西部降水中心的贡献最为显著，最大降水量超过 20 mm。河南南部冰相降水以霰粒子降水为主，最大降水量达 25 mm 以上。通过分析不同相态粒子逐小时降水分布的时间演变特征（图略）发现，降水系统自西向东移动，其前沿以降雨为主，逐渐过渡为雨雪混合，后部则以降雪为主。

3.2 水凝物演变特征

根据降水与雷达回波实况，降水系统在向东移动过程中，不同发展阶段的系统会连续经过同一位置，造成持续性降水，降水相态也会发生变化。由图 4 可见，河南西部的降雪以雪粒子降水为主，而南部的降雪以霰粒子降水为主。为对比分析两个降雪中心的相态变化及微物理转化差异，选取冰相和液相降水均显著增加的时段（16 日 11 时、14 时、17 时、20 时），分别沿雪粒子主要降水区（图 4 红框：33°～35°N、111°～114°E）和霰粒子主要降水区（图 4 蓝框：32°～34°N、112°～115°E）的中心纬度进行剖面，对应的剖面线依次为图 4 中红线和蓝线。按照图 1d 中降水相态的判定方法，通过分析沿剖面自西向东对应的 4 种粒子产生的小时降水量（图略），汇总了两个主要降水区不同时刻的降水相态变化（图 5）。

沿雪粒子主要降水区中心纬度（34°N），降水相态呈现出明显的沿经向变化特征：11 时，109.6°～111.2°E 范围内主要为雨滴降水，并伴有少量冰相降水，地面出现雨夹雪；111.2°～112.7°E 范围内冰相降水占主导，其中雪粒子小时降水量超过 3 mm，



注：红框和红线分别为雪粒子主要降水区和中心纬度剖面线，蓝框和蓝线分别为霰粒子主要降水区和中心纬度剖面线。

图 4 2023 年 3 月 16 日 08 时至 17 日 08 时 CMA-MESO 模拟的不同粒子产生的 24 h 降水量
（a）雨滴，（b）冰晶，（c）雪粒子，（d）霰粒子

Fig. 4 The 24 h accumulated precipitation generated from (a) raindrops, (b) ice crystals, (c) snow particles and (d) graupel particles simulated by CMA-MESO from 08:00 BT 16 to 08:00 BT 17 March 2023

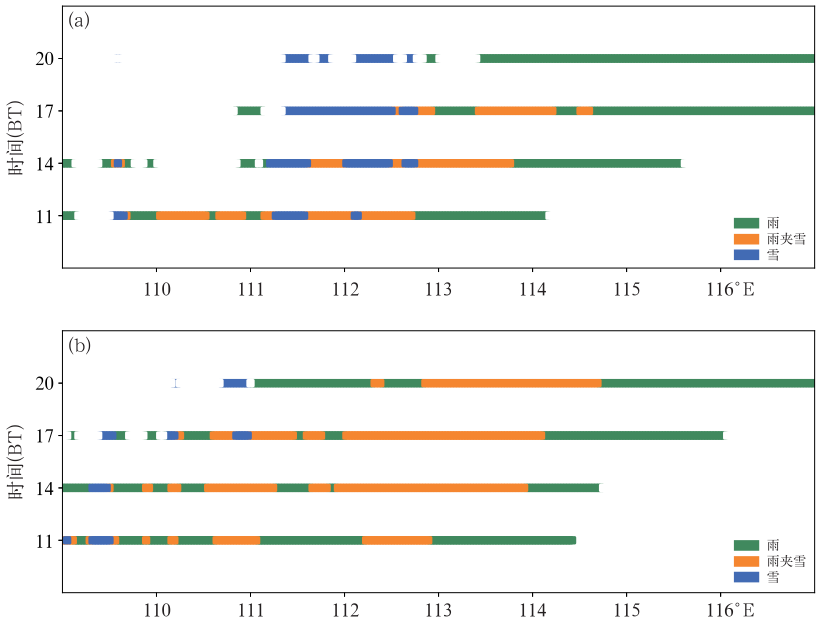


图 5　2023 年 3 月 16 日 CMA-MESO 模拟的不同时刻沿(a)雪粒子主要降水区中心纬度(34°N)和(b)霰粒子主要降水区中心纬度(33°N)的降水相态变化

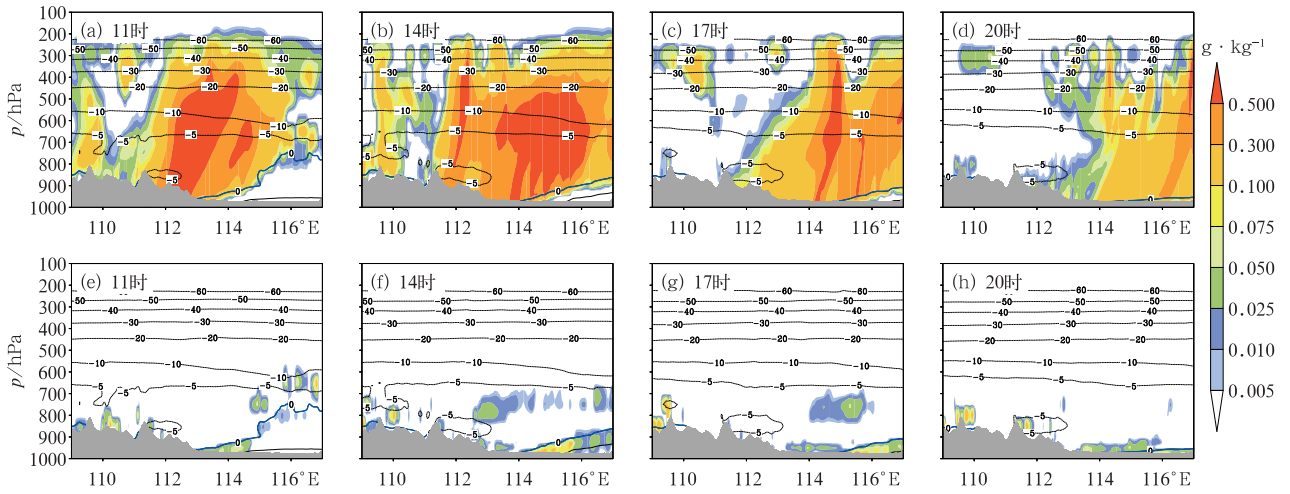
Fig. 5　Variation of precipitation phase along (a) the central latitude (34°N) of the main precipitation area of snow particles and (b) the central latitude (33°N) of the main precipitation area of graupel particles at different times simulated by CMA-MESO on 16 March 2023

霰粒子超过 1 mm，地面出现一定范围纯雪和雨夹雪；112.7°～114.2°E 范围地面为纯雨。随着降水系统东移，14 时，雪带范围向东扩展(111.2°～112.8°E)，雪粒子小时降水量超过 2 mm；112.8°～113.8°E 地面为雨夹雪，在 113.8°E 附近因雨滴与冰相粒子融化的共同作用，出现小时降水量超过 3 mm 的峰值；113.8°～115.6°E 为纯雨。17 时，系统继续东移，冰相降水区位于 111.4°～112.8°E；混合相降水区扩展至112.8°～114.6°E；114.6°～117.0°E 为纯雨区。20 时，仅 111.3°～112.8°E 有少量由冰晶沉降造成的分散性降雪，112.8°E 以东完全转为降雨。

沿霰粒子主要降水区中心纬度(33°N)，降水相态随时间的变化特征如下：11 时，自西向东呈现多相态分布，其中，111.1°～112.2°E 为纯雨，111.2°E 附近出现小时雨量极大值(3 mm)；112.2°～112.9°E 由霰粒子和雨滴共同构成雨夹雪；112.9°～114.5°E 为纯雨。14 时，109.0°～114.7°E 范围内均出现雨滴降水，其中，110.4°～111.3°和 111.9°～113.9°E 范围内冰液粒子共存，出现雨夹雪。17 时，雨带范围东扩至 116.0°E，其中，110.2°～112.0°E 为雨滴、雪和霰粒子共同产生的分散性雨夹雪；112.0°～114.1°E 由于霰粒子伴随雨滴沉降，形成另一段雨夹雪。20 时，112.8°～114.7°E 因雪和霰粒子沉降再次转为雨夹雪；114.7°～117.0°E 为纯雨。

3.2.1　雪粒子主要降水区

为进一步分析降水相态与水凝物含量的关系，利用模拟结果，在雪粒子降水区沿中心纬度 34°N 做 4 个时刻的冰相(冰晶、雪和霰粒子)与液相(云滴和雨滴)水凝物混合比剖面(图 6)。11 时，冰相水凝物垂直发展至 200 hPa，混合比最大为 0.5 g·kg^{-1}，集中于 400 hPa 以下(图 6a)；111.2°～112.7°E 范围内冰相水凝物接地，地面出现降雪，部分低层开始有雨滴生成，形成分散性雨夹雪；112.8°～114.2°E，地面转为纯雨，液相水凝物混合比超过 0.05 g·kg^{-1}(图 6e)。14 时，冰相水凝物混合比超过 0.5 g·kg^{-1}的范围明显增大，111.2°～112.8°E 仍为冰相粒子主导的降雪区(图 6b)；112.8°～113.8°E 低层出现少量雨滴，配合地面雨夹雪；113.8°～115.6°E，雨滴含量显著增加，混合比最高达 0.1 g·kg^{-1}，形成地面降雨(图 6f)。17 时，111.4°～112.8°E 维持冰相水凝物沉降带来的降雪(图 6c)；112.8°E 以东低层有雨滴生成，地面伴有雨夹雪；115.0°～117.0°E，冰相粒子融化成雨滴的高度不断上升，雨滴混合比进一步增大形成地面纯雨(图 6g)。20 时，111.3°～112.8°E



注：等值线为气温，单位：℃；阴影为地形。

图 6 2023 年 3 月 16 日不同时刻 CMA-MESO 模拟的沿雪粒子主要降水区中心纬度的(a～d)冰相水凝物，(e～h)液相水凝物混合比的垂直剖面

Fig. 6 Vertical cross-sections of the mixing ratio for (a－d) ice hydrometeors and (e－h) liquid hydrometeors along the central latitude of the main precipitation area of snow particles simulated by CMA-MESO at different times on 16 March 2023

仅存少量冰相粒子沉降产生的降雪(图 6d)；112.8°E 以东冰相粒子融化为雨滴，但雨滴混合比较 17 时有所减弱，地面降水强度也相应减小(图 6h)。

由此可见，降水系统东移过程中，其东侧前沿以冰相粒子融化的雨滴降水为主；中部雨夹雪由未完全融化的冰相粒子与雨滴共同贡献；后部则完全由冰相粒子沉降产生降雪。112.8°～113.8°E 范围经历了雨转雨夹雪再转雨的复杂相态转化过程，与实况一致。

地面降水量由水凝物含量与其下落速度共同决定。在总体水云微物理方案中，粒子群的下落末速度与其水凝物含量直接相关(马占山等，2021)。为对比不同粒子下落速度与含量的关系，选取云系发展最为旺盛的 14 时进行剖面(图 7)，分析各粒子下落速度与混合比分布。

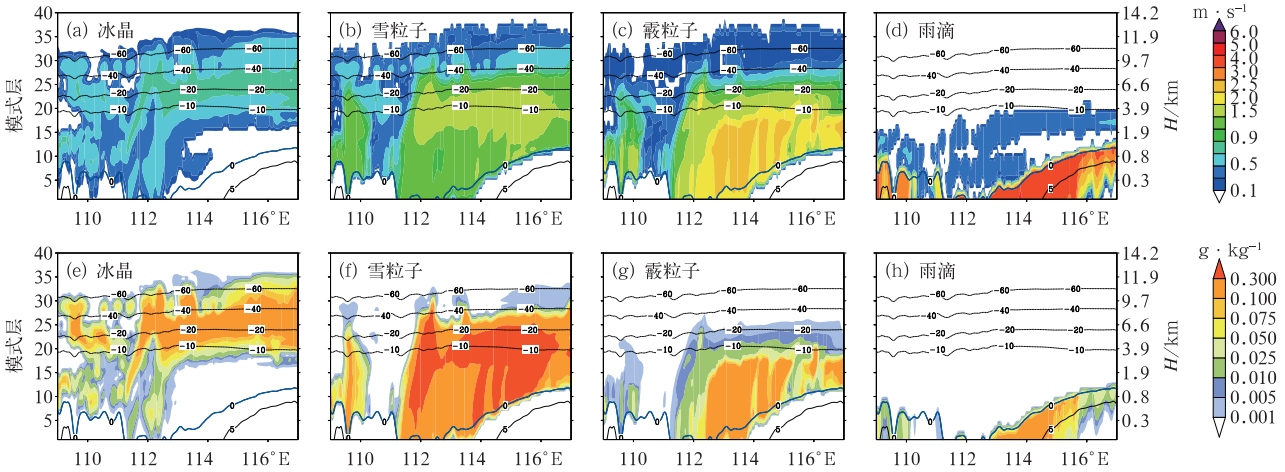
冰晶分布可延伸至－50℃层以上，在－50～－10℃层(3.9～9.7 km)内，混合比最高超过 0.1 g·kg^{-1}，但下落速度普遍低于 0.9 m·s^{-1}，显著小于雪和霰粒子；在 111.2°～112.8°E 范围内，少量冰晶沉降至地面，参与构成地面降雪。雪粒子主要分布于－40℃ 层以下，混合比极大值超过 0.3 g·kg^{-1}，下落速度约 1.2 m·s^{-1}，大值区位于 1.9～6.6 km；在111.2°～113.8°E 范围内，雪粒子含量很高且接地，形成主要降雪区。霰粒子集中于－30℃层以下，接地范围与雪粒子基本一致，虽然其下落速度高，但混合比均在 0.3 g·kg^{-1} 以内，对该区域降雪的贡献小于雪粒子。112.8°E 以东，雨滴显著生成，其分布与冰相粒子的前倾结构相互衔接，越向东发展，雨滴形成高度越高；雨滴混合比最高达 0.1 g·kg^{-1}，下落速度远超冰相粒子，极值可达 3 m·s^{-1}，在 112.8°～113.8°E 范围内，雨滴与未完全融化的雪和霰粒子共同形成混合相降水，而在 113.8°E 以东，冰相粒子完全融化，降水全部由雨滴贡献。

分析表明，水凝物下落速度与混合比的分布具有一致性，下落速度高值区通常对应混合比峰值区。尽管雪粒子下落速度并非最大，但其混合比最高，说明高混合比的雪粒子沉降是本研究区域降雪的主要来源。从垂直结构看，冰晶、雪和霰粒子最大值所在高度依次降低，反映出典型的微物理过程：高层冰晶通过凝华增长转化为雪粒子，雪粒子在下落过程中通过碰并聚合进一步长大为霰粒子，完成冰相粒子的演变。

3.2.2 霰粒子主要降水区

为了对比霰粒子与雪粒子降水区在水凝物时空演变上的差异，沿霰粒子降水区中心纬度 33°N 绘制水凝物垂直剖面(图 8)。11 时，111.0°～112.2°E 范围内，冰相粒子广泛分布于地面至 450 hPa，但由于 0℃层高度位于 925 hPa 附近，随着地形降低，冰相

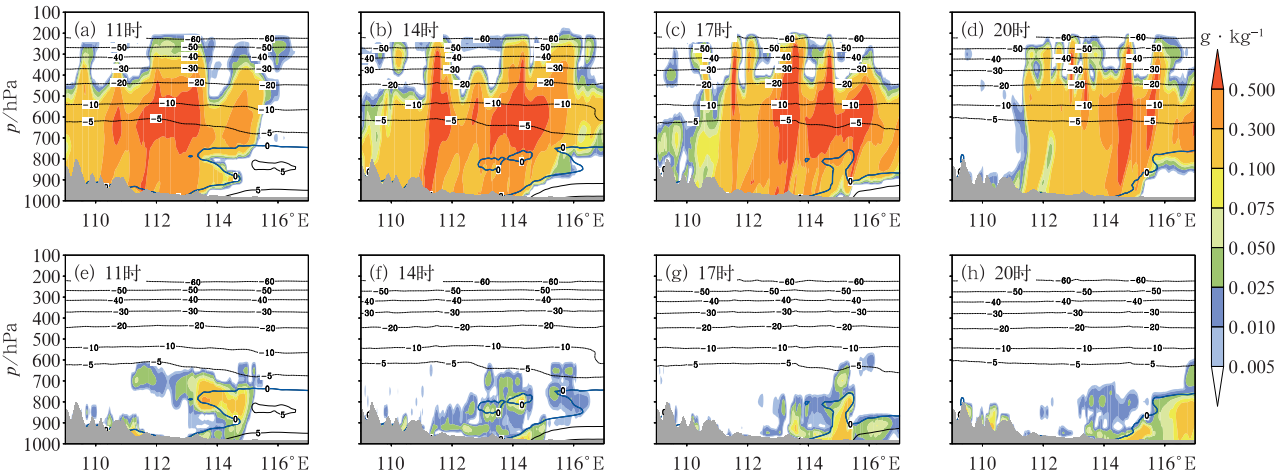
粒子下落至地面已完全融化，以降雨为主；112.2°～112.9°E 范围内，0℃层高度降低，冰相粒子融化高度降至 0.3 km 以下，霰粒子沉降与雨滴共同构成雨夹雪；112.9°E 以东，0℃层抬升至 750 hPa 附近，液相粒子延伸至 600 hPa，混合比高达 0.5 g·kg^{-1}，地面为纯雨。14 时，110.4°～111.3°E 范围内，大量冰相粒子自高层持续沉降至地面，与雨滴共同形成雨夹雪；112.0°～113.9°E 范围内，冰相粒子下落至 800 hPa 时经过 0℃层，大量冰相粒子融化导致其含量减少，在 800 hPa 出现明显雨滴大值区；随着冰相粒子继续下落，温度降低，出现二次冻结过程，与雨滴共同形成雨夹雪；113.9°E 以东，0℃层高



注：等值线为气温，单位：℃。

图 7　2023 年 3 月 16 日 14 时 CMA-MESO 模拟的沿雪粒子主要降水区中心纬度不同粒子(a～d)下落速度与(e～h)混合比的垂直剖面

Fig. 7　Vertical cross-sections of (a－d) falling velocity and (e－h) mixing ratio of (a, e) ice crystals, (b, f) snow particles, (c, g) graupel particles and (d, h) raindrops along the central latitude of the main precipitation area of snow particles simulated by CMA-MESO at 14:00 BT 16 March 2023



注：等值线为气温，单位：℃；阴影为地形。

图 8　2023 年 3 月 16 日不同时刻 CMA-MESO 模拟的沿霰粒子主要降水区中心纬度(a～d)冰相水凝物，(e～h)液相水凝物混合比的垂直剖面

Fig. 8　Vertical cross-sections of the mixing ratio for (a－d) ice hydrometeors and (e－h) liquid hydrometeors along the central latitude of the main precipitation area of graupel particles simulated by CMA-MESO at different times on 16 March 2023

度逐渐抬升，低层冰相粒子含量减少、雨滴增多，降水以纯雨为主。17 时，冰相与液相粒子大值区整体东移，112.0°～114.1°E 范围内，冰相粒子大值区接地，混合比超过 0.5 g·kg^{-1}，800 hPa 以下存在一定液相粒子，混合比超过 0.1 g·kg^{-1}；值得注意的是，在 114.0°E 附近，因 800 hPa 温度回升，冰相粒子再次出现“融化-冻结-二次融化”过程，但由于二次融化高度较低，地面仍为雨夹雪；114.1°E 以东，0℃层抬升使冰相粒子融化高度增加，地面转为降雨。20 时，冰相粒子大值区范围缩小，114.7°E 以西存在一定范围雨夹雪，以东则冰相粒子完全融化，降水完全由雨滴主导。

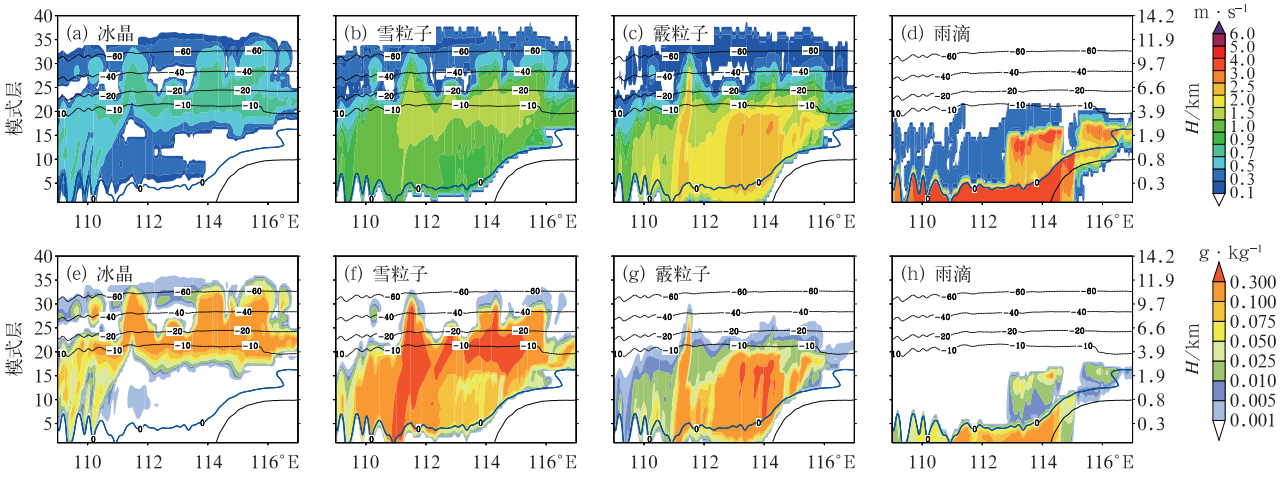
分析表明，降水相态与 0℃层高度密切相关。当 0℃层高度达 0.4 km 以上时，冰相粒子可完全融化，雨滴增多，地面形成降雨；当 0℃层高度过低时，冰相粒子未能完全融化，沉降至地面形成冰相降水；若低层存在逆温层，则可能出现冰相粒子“融化-冻结-二次融化”的过程。

对 14 时各相水凝物下落速度与混合比作垂直剖面（图 9）。结果显示，下落速度与混合比依然在空间分布上高度一致，混合比越高，粒子的下落速度越大。110.4°～111.3°E 范围内，雪粒子和霰粒子沉降配合低层雨滴，地面为雨夹雪；112.0°～113.9°E 范围内，霰粒子的下落速度达 2.5 m·s^{-1}以上，混合比超过 0.3 g·kg^{-1}，为该范围内主要冰相降水粒子，与低层融化的雨滴共同构成雨夹雪，而雪粒子在近地层已完全融化为雨滴；113.9°～114.7°E 范围内，降水则完全由雨滴主导，雨滴含量和下落速度均随高度上升，说明融化层逐渐升高，低层变暖。

值得关注的是，在混合比均为 0.1～0.3 g·kg^{-1}的条件下，比较不同水凝物的下落速度发现，冰晶为 0.7～0.9 m·s^{-1}，雪粒子为 1.0～1.2 m·s^{-1}，霰粒子为 2.0～2.5 m·s^{-1}，而雨滴可达 4～5 m·s^{-1}。考虑在相同混合比条件下，雨滴密度最大、体积最小，形态呈流线型，空气阻力最小，因而下落速度最快；霰粒子虽为固态，但结构相对致密，密度仅次于雨滴，体积小于雪粒子，空气阻力较小，下落速度居中；雪粒子结构疏松、形状不规则、体积较大，导致空气阻力增大，下落速度小于霰粒子；而冰晶质量极小、厚度薄、多呈片状或针状，空气阻力显著，重力作用较弱，甚至易受气流悬浮，因而最慢。说明水凝物的下落速度与混合比密切相关，在相同混合比的条件下，水凝物密度、结构及形状也是影响其下落速度的重要因素，这与李慧等（2021）的结论一致。

3.3 微物理转化收支

对水凝物混合比而言，微物理方案中除了沉降



注：等值线为气温，单位：℃。

图 9 2023 年 3 月 16 日 14 时 CMA-MESO 模拟的沿霰粒子主要降水区中心纬度不同粒子（a～d）下落速度与（e～h）混合比的垂直剖面

Fig. 9 Vertical cross-sections of (a－d) falling velocity and (e－h) mixing ratio of (a, e) ice crystals, (b, f) snow particles, (c, g) graupel particles and (d, h) raindrops along the central latitude of the main precipitation area of graupel particles simulated by CMA-MESO at 14:00 BT 16 March 2023

过程为其汇项外，与水汽相关的转化过程则是其唯一的源项和汇项（马占山等，2021）。为进一步对比两个降水区在与水汽相关的微物理过程倾向方面的差异，试验中增加输出了在各自降水最集中时段与水汽相关过程（凝结/蒸发/凝华/升华）的平均转化率，垂直廓线如图 10 所示。

结合图 6 的温度分布可知，雪粒子降水区低层温度偏低，冰晶在地面至 9 km 高度均存在凝华，凝华率在 5 km 附近达到最高，约 3.7 g·kg^{-1}·d^{-1}；霰粒子降水区在 1.9 km 以下冰晶凝华较弱，最大凝华高度下降至 4.4 km，但凝华率极值更高，达 5 g·kg^{-1}·d^{-1}；两个区域冰晶的升华均不显著。雪粒子的凝华主要分布在 3～8 km，在 2 km 以下，雪粒子降水区的最大升华率为 0.8 g·kg^{-1}·d^{-1}，略高于霰粒子降水区的 0.5 g·kg^{-1}·d^{-1}。霰粒子降水区在 2～4 km 存在少量霰粒子的凝华，而在 2 km 以下霰粒子的升华强于雪粒子降水区。雪、霰粒子的最高升华率均出现在 1 km 附近。雨滴的蒸发在雪粒子降水区主要发生于 0.8 km 以下，蒸发率极值为 2 g·kg^{-1}·d^{-1}；而霰粒子降水区的雨滴蒸发层延伸至 1.9 km 以上，蒸发率极值可达 3 g·kg^{-1}·d^{-1}。云滴在 3.5 km 以下均存在凝结，霰粒子降水区的凝结率更高，极值为 2 g·kg^{-1}·d^{-1}，同时在3 km 处还伴有云滴的蒸发。

综合来看，雪粒子降水区低层偏冷，凝华层更深厚，冰相降水以雪粒子为主；霰粒子降水区则表现出更强的雨滴蒸发和云滴凝结，冰相降水以霰粒子为主，二者的差异揭示了两类降水区在水凝物相态组成和微物理过程上存在明显差异。两个区域同样存在云滴蒸发和凝结少、冰晶凝华和升华较强以及雪霰粒子凝华率不高的现象，这与马占山等（2021）的研究结论一致，其原因与 WSM6 方案中优先计算冰晶的凝华和升华有关。

利用 Colle and Zeng（2004）与 Colle et al（2005）提出的微物理收支分析方法，对两个降水区各微物理过程转化量进行柱积分并作标准化处理，计算各过程速率相对于水汽总汇项的比率，即转化率占比，从而得到各相水凝物的区域平均收支关系，如图 11 所示。

对比两个降水区的微物理收支发现，霰粒子降水区的云滴凝结更强，转化率占比为 16.37%，远高于雪粒子降水区的 6.28%。同时，霰粒子降水区雨滴蒸发也更强，转化率占比为 11.51%，而雪粒子降水区仅为 0.003%。雪粒子降水区雪粒子升华则更为显著，转化率占比为 13.46%，高于霰粒子降水区的 3.72%。这些特征与图 10 结论基本一致。

针对冰晶、雪粒子、霰粒子及雨滴 4 种降水粒子，分析其来源与转化如下：冰晶主要来源于水汽的凝华与核化，雪粒子降水区冰晶凝华层深厚，转化率占比高达 80.72%。雪粒子主要来自冰晶聚合及冰雪粒子碰并，雪粒子降水区中这两项转化率占比分别为 23.36%和 50.13%，均高于霰粒子降水区，水

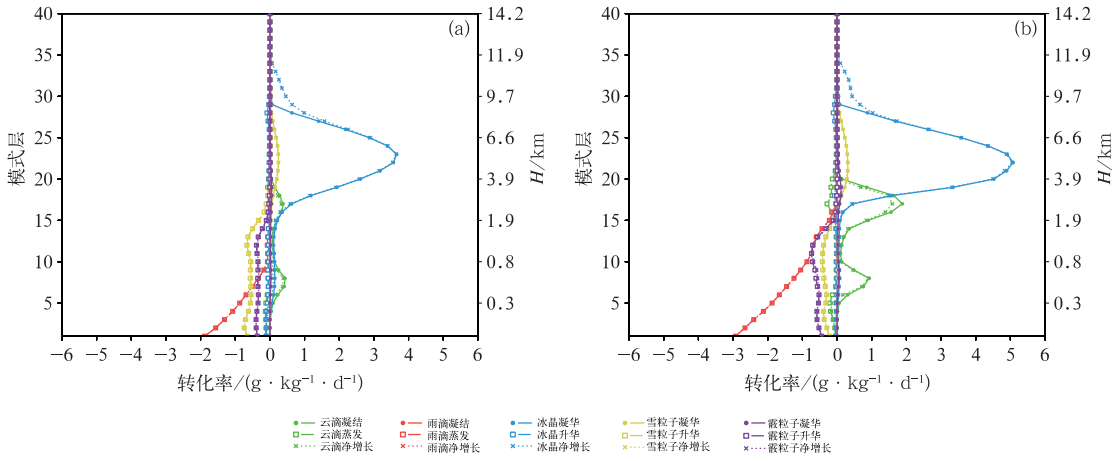
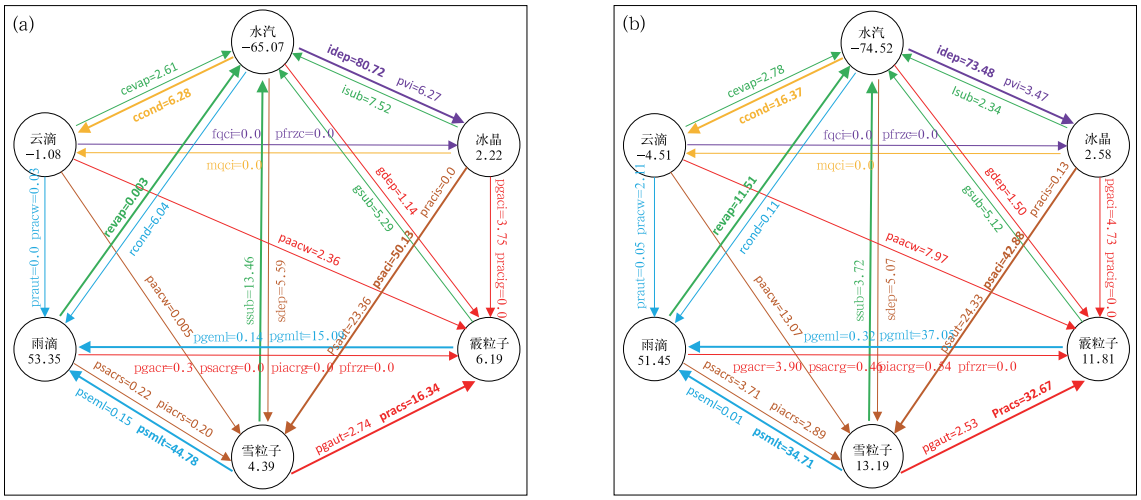


图 10　2023 年 3 月 16 日 CMA-MESO 模拟的与水汽相关微物理过程平均转化率的垂直廓线
（a）09—20 时雪粒子主要降水区，（b）11—22 时霰粒子主要降水区

Fig. 10　Vertical profiles of the average conversion rate of microphysical processes related to water vapor simulated by CMA-MESO in the main precipitation area of (a) snow particles from 09:00 BT to 20:00 BT, and (b) graupel particles from 11:00 BT to 22:00 BT 16 March 2023



注：以颜色区分各相水凝物的源项，其中水汽：绿色，云滴：黄色，雨滴：蓝色，冰晶：紫色，雪粒子：棕色，霰粒子：红色。圆圈内为各相水凝物及其转化量的柱积分（数值，单位：kg·m^{-2}）；两个圆圈之间的箭头线示意转化方向，加粗示意两个区域的最主要差异；箭头线上变量名代表不同微物理过程，数值为该过程源项占水汽总汇项的标准化百分比（单位：%）。各变量名释义：ccond 为云滴凝结，cevap 为云滴蒸发，rcond 为雨滴凝结，revap 为雨滴蒸发，pvi 为冰晶核化，idep 为冰晶凝华，isub 为冰晶升华，sdep 为雪粒子凝华，ssub 为雪粒子升华，gdep 为霰粒子凝华，gsub 为霰粒子升华，fqci 为云滴均质冻结，pfrzc 为云滴非均质冻结，mqci 为冰晶瞬时融化，paacw 为雪/霰粒子碰并云滴，praut 为云滴向雨滴自动转化，pracw 为雨滴碰并云滴，psacrs 为雪粒子碰并雨滴成雪粒子，piacrs 为冰晶碰并雨滴成雪粒子，pseml 为雪粒子碰并云滴后融化，psmlt 为雪粒子融化成雨滴，pgeml 为霰粒子碰并云滴融化成雨滴，pgmlt 为霰粒子融化成雨，pfrzr 为云滴非均质冻结成冰，pgacr 为霰粒子碰并雨滴，psacrg 为雪粒子碰并雨滴成霰粒子，piacrg 为冰晶碰并雨滴成霰粒子，pgaci 为霰粒子碰并冰晶，pracig 为雨滴碰并冰晶成霰粒子，psaut 为冰晶聚并成雪粒子，pracis 为雨滴碰并冰晶成雪粒子，psaci 为雪粒子碰并冰晶，pgaut 为雪粒子聚并成霰粒子，pracs 为雨滴碰并雪粒子成霰粒子。

图 11 2023 年 3 月 16 日 CMA-MESO 模拟的河南春季极端雨雪过程水凝物区域平均收支关系
(a)09—20 时雪粒子主要降水区，(b)11—22 时霰粒子主要降水区

Fig. 11 Regional-averaged hydrometeor budget relationships in the main precipitation area of the extreme spring rain-snow event in Henan Province simulated by CMA-MESO for (a) snow particles from 09:00 BT to 20:00 BT, and (b) graupel particles from 11:00 BT to 22:00 BT 16 March 2023

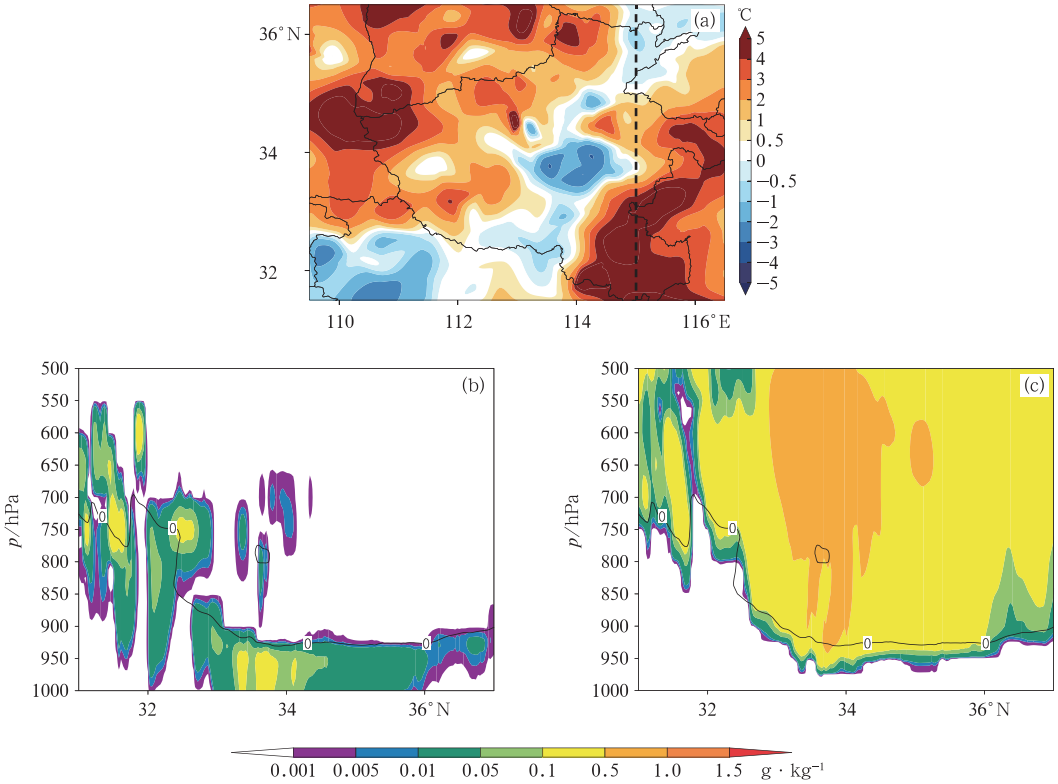
汽凝华也对雪粒子生成有所贡献；此外，霰粒子降水区少量冰晶和雪粒子可与雨滴碰并，促使雨滴转化为雪。霰粒子主要来源于雪粒子与雨滴碰并，霰粒子降水区中该转化率占比达 32.67%，显著高于雪粒子降水区的 16.34%；霰粒子与冰晶碰并、霰粒子与雨滴碰并、霰碰并云滴的凇附以及雪粒子聚合均对霰粒子生成起到一定作用。雨滴在雪粒子降水区主要依赖于雪粒子融化，转化率占比高达 44.78%；在霰粒子降水区，霰粒子融化是雨滴的主要来源，转化率占比达 37.05%，这表明雪、霰粒子的融化与自身沉降是各自区域降水的主要来源。

3.4 气温对降水相态的影响

根据图 1c 降水相态分布，河南西北部有一定范围的降雪，而模拟降雪量和范围较实况偏小；河南东部还存在一定范围雨夹雪，而模拟结果为降雨。研究表明，气温与降水相态变化密切相关，温度层结的细微改变会对地面降水相态造成显著影响（王珊珊等，2023；杨舒楠等，2017）。为进一步分析地面降水相态与温度的关系，将模拟的 2 m 气温减去实况得到二者偏差，如图 12 所示。CMA-MESO 模拟的河南西北部温度普遍偏高，最大正偏差超过 4℃；河南东部尤其是 115.0°E 以东，也普遍存在模拟温度偏高的现象。对云系发展最为旺盛时刻（14 时）模拟的液相和冰相水凝物沿 115°E（图 12a 黑色虚线）做垂直剖面，发现在河南东部 33°～35°N 范围，温度偏高导致冰相粒子在 925 hPa 以上便开始融化，难以沉降至地面形成冰相降水，故地面仅出现降雨。因此，温度场预报的合理性是提升相态预报的关键。

3.5 极端雨雪微物理演变概念模型

基于以上分析，给出此次极端雨雪微物理演变概念模型（图 13）。河南西部受地形影响，出现小范围降雪，该区域低层环境较冷，冰晶凝华深厚，大量



注:图 b、c 中黑色等值线为 0℃层。

图 12　2023 年 3 月 16 日 14 时 CMA-MESO 模拟的(a)2 m 气温与实况观测的差值,(b)液相和(c)冰相水凝物混合比沿图 12a 黑色虚线的垂直剖面

Fig. 12　(a) The 2 m temperature difference between CMA-MESO simulation and observation at 14:00 BT 16 March 2023, and (b, c) vertical cross-sections of the mixing ratio of (b) liquid hydrometeors and (c) ice hydrometeors along the black dashed line in Fig. 12a

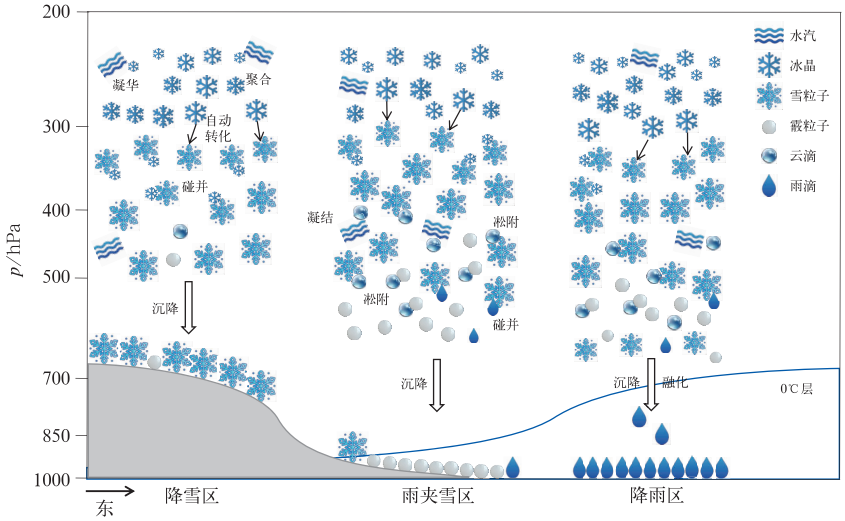


图 13　2023 年 3 月 16 日河南极端雨雪微物理演变概念模型

Fig. 13　Conceptual model of microphysical evolution of extreme rain-snow event in Henan Province on 16 March 2023

冰晶聚合及冰雪碰并形成高混合比的雪粒子，雪粒子沉降形成地面降雪。随着降水系统东移，地面出现大范围雨夹雪，该区域低层相对偏暖，云滴凝结较强，通过雪粒子与雨滴的高效碰并以及雪/霰碰并云滴的淞附过程形成较多霰粒子，霰粒子通过融化和自身沉降形成地面雨夹雪。降水系统继续东移，低层温度持续升高，在河南东部，大量雪、霰粒子在下降过程中融化，伴随雨滴落至地面形成降雨。

4 结论和讨论

本文利用高分辨率(3 km)CMA-MESO V5.1业务模式对2023年3月16日河南春季一次极端雨雪过程进行数值模拟，并从水凝物时空分布、下落速度及微物理收支等方面，分析了河南西部和南部两个降雪中心相态差异及微物理成因，初步探讨了低层温度对相态的影响，总结出极端雨雪微物理演变的概念模型。结论如下：

(1)本次极端雨雪过程在河南境内呈“西多东少”分布特征，CMA-MESO较好地预报出降水的落区、强度、相态分布及雷达回波演变特征，河南南部的降水范围与量级较实况偏大，但对河南西北部和东部冰相降水的范围和量级存在低估。整个系统自西向东移动，前沿以降雨为主，中部雨雪混合，后部转为降雪。河南西部降雪中心主要由雪粒子贡献，而南部则以霰粒子降水为主。

(2)河南西部雪粒子降水区，冰相降水主要由高混合比($>0.3\ g\cdot kg^{-1}$)的雪粒子在低层未完全融化的条件下直接沉降形成，雪粒子虽然下落速度适中($1.2\ m\cdot s^{-1}$)，但因其极高的含量，成为地面大范围降雪的主要贡献者。

(3)河南南部霰粒子降水区，冰相粒子在下降过程中经历“融化-冻结-二次融化”的复杂过程，降水相态以雨夹雪为主。霰粒子在该区域表现出的高混合比($>0.3\ g\cdot kg^{-1}$)与高下落速度($>2.5\ m\cdot s^{-1}$)，使其成为主导该区域降水的关键粒子。

(4)微物理收支方面，雪粒子降水区低层偏冷，冰晶凝华深厚，大量的冰晶聚合及冰雪碰并形成高混合比的雪粒子，雪粒子沉降形成地面降雪。而霰粒子降水区低层偏暖，云滴凝结较强，雪粒子与雨滴的高效碰并以及雪/霰碰并云滴的淞附过程形成更多霰粒子，霰粒子通过融化和沉降形成雨夹雪。

(5)低层温度是决定降水相态的关键因素。当0℃层高度低于0.3 km时，冰相粒子无法完全融化，直接沉降形成冰相降水；反之，若0℃层高度抬升，冰相粒子在较高层便已融化，难以到达地面形成冰相降水，这正是河南西北部和东部模拟降雪范围与量级偏小、地面仅出现降雨的直接原因。

针对这次极端雨雪过程，本文从数值模拟的角度分析了降水相态构成的微物理转化成因，后续该研究结论还需结合双偏振雷达、云雷达等新型云物理探测资料进行深入验证，进一步分析云中水凝物粒子的时空分布及三维结构，探讨云微物理转化过程对降雪相态的影响机制。另外，本文研究结论是基于一种云微物理方案(WSM6)的模拟结果分析得到的。众所周知，不同云微物理方案对冰相过程参数化存在较大的差异和不确定性，尤其对雨雪相态转化的模拟将放大其差异带来的影响。因此，后续研究将采用更多云微物理参数化方案对本次极端雨雪过程进行对比试验，以深入分析不同微物理方案在雨雪转化特征、地面降水构成及潜热释放等方面的异同。

参考文献

陈双，符娇兰，李晓兰，等，2024. 暖干背景下的河南春季极端雨雪天气成因分析[J]. 气象学报，82(5)：569-584. Chen S，Fu J L，Li X L，et al，2024. Causes of a spring extreme rain-snow event in Henan Province of central China under warm and dry weather conditions[J]. Acta Meteor Sin，82(5)：569-584(in Chinese).

陈媛，周玉淑，杨帅，等，2024. 西南地区一次典型冰冻雨雪复合极端灾害天气事件的环流特征及降水相态差异分析[J]. 大气科学，48(2)：417-430. Chen Y，Zhou Y S，Yang S，et al，2024. Analysis of circulation characteristics and precipitation phase difference during an extreme freezing rain and snow weather event in Southwest China[J]. Chin J Atmos Sci，48(2)：417-430(in Chinese).

崔锦，周晓珊，阎琦，等，2014. WRF模式不同微物理过程对东北降水相态预报的影响[J]. 气象与环境学报，30(5)：1-6. Cui J，Zhou X S，Yan Q，et al，2014. Impact of different microphysical processes of WRF model on precipitation phase forecasting in Northeast China[J]. J Meteor Environ，30(5)：1-6(in Chinese).

杜佳，于波，符娇兰，等，2025. 2022年冬奥赛期及2020年同期北京两次雨雪过程的微物理特征及其积雪效率差异[J]. 大气科学，49(5)：1324-1340. Du J，Yu B，Fu J L，et al，2025. The differences of microphysical characteristics and snow-to-liquid ratios for two rain and snow processes in Beijing during Winter Olympics in 2022 and the same period in 2020[J]. Chin J Atmos

Sci，49(5)：1324-1340(in Chinese).

高茜，郭学良，刘香娥，等，2020. 北京北部山区两次降雪过程微物理形成机制的观测-模拟研究[J]. 大气科学，44(2)：407-420. Gao Q，Guo X L，Liu X E，et al，2020. Numerical simulation and observation study on microphysical formation processes of two different snowfall cases in northern mountain area of Beijing[J]. Chin J Atmos Sci，44(2)：407-420(in Chinese).

戈瑶，郭俊建，杨成芳，等，2024. “12·14”山东暴雪过程降水相态的多源观测分析[J]. 海洋气象学报，44(2)：65-76. Ge Y，Guo J J，Yang C F，et al，2024. Analysis on precipitation phase during “12·14” snowstorm process in Shandong based on multi-source observation data[J]. J Mar Meteor，44(2)：65-76(in Chinese).

黄钰，郭学良，毕凯，等，2020. 北京延庆山区降雪云物理特征的垂直观测和数值模拟研究[J]. 大气科学，44(2)：356-370. Huang Y，Guo X L，Bi K，et al，2020. Vertical observation and numerical simulation of the clouds physical characteristics of snow-producing over Yanqing Mountain Area in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci，44(2)：356-370(in Chinese).

姬雪帅，王丽婧，郭宏，等，2022. 基于多源观测资料对张家口一次雨雪天气降水相态特征的分析[J]. 干旱气象，40(3)：507-515. Ji X S，Wang L J，Guo H，et al，2022. Analysis of characteristics of precipitation phase during a rain-snow weather process in Zhangjiakou based on multi-source observation data[J]. J Arid Meteor，40(3)：507-515(in Chinese).

荆浩，赵桂洁，于波，等，2024. 北京一次罕见 1 月初雪过程的复杂降水相态成因分析[J]. 气象，50(8)：905-916. Jing H，Zhao G J，Yu B，et al，2024. Analysis of complex precipitation types during a rare first snow process in January in Beijing[J]. Meteor Mon，50(8)：905-916(in Chinese).

李慧，苏立娟，郑旭程，等，2021. 呼和浩特降雨和降雪过程粒子谱分布特征分析[J]. 气象，47(1)：71-81. Li H，Su L J，Zheng X C，et al，2021. Analysis on characteristics of particle size distribution during rain and snow processes in Hohhot[J]. Meteor Mon，47(1)：71-81(in Chinese).

李遥，牛生杰，吕晶晶，等，2019. 2018 年冬季南京三次暴雪过程微物理特征分析[J]. 大气科学，43(5)：1095-1108. Li Y，Niu S J，Lü J J，et al，2019. Analysis on microphysical characteristics of three blizzard processes in Nanjing in the winter of 2018[J]. Chin J Atmos Sci，43(5)：1095-1108(in Chinese).

刘香娥，何晖，陈羿辰，等，2022. 北京地区一次降雪系统大气水凝物输送特征及降雪微物理机制的数值模拟研究[J]. 大气科学，46(3)：507-519. Liu X E，He H，Chen Y C，et al，2022. Numerical simulation studies of atmospheric hydrometeor transportation characteristics and snowfall microphysical mechanism during a snowfall system in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci，46(3)：507-519(in Chinese).

马占山，刘奇俊，孙健，等，2021. WSM6 云微物理方案对华北地区一次降雪预报偏强的原因分析[J]. 气象，47(9)：1029-1046. Ma Z S，Liu Q J，Sun J，et al，2021. Study on the reason for overestimation of a snowfall case by WSM6 cloud microphysical scheme over North China[J]. Meteor Mon，47(9)：1029-1046(in Chinese).

毛宇清，李力，姜有山，等，2022. 一次春季雨雪天气的降水相态演变特征分析[J]. 暴雨灾害，41(3)：290-297. Mao Y Q，Li L，Jiang Y S，et al，2022. Analysis on the phase transformation of precipitation in a rain and snow event in spring[J]. Torr Rain Dis，41(3)：290-297(in Chinese).

聂皓浩，刘奇俊，马占山，2016. 高分辨率 GRAPES 模式中云微物理方案对强降水的模拟和诊断研究[J]. 气象，42(12)：1431-1444. Nie H H，Liu Q J，Ma Z S，2016. Simulation and analysis of heavy precipitation using cloud microphysical scheme coupled with high-resolution GRAPES model[J]. Meteor Mon，42(12)：1431-1444(in Chinese).

齐道日娜，何立富，张乐英，2024. “21·11”极端暴雪过程多系统结构演变及热动力机制[J]. 气象，50(1)：18-32. Dorina C，He L F，Zhang L Y，2024. Multi-system structure evolution and thermodynamic mechanism of the extreme snowstorm during 6－8 November 2021[J]. Meteor Mon，50(1)：18-32(in Chinese).

孙晶，王鹏云，李想，等，2007. 北方两次不同类型降雪过程的微物理模拟研究[J]. 气象学报，65(1)：29-44. Sun J，Wang P Y，Li X，et al，2007. Numerical study on microphysical processes of two different snowfall cases in North China[J]. Acta Meteor Sin，65(1)：29-44(in Chinese).

孙莎莎，孙艺，徐婷婷，等，2023. 2021 年 11 月 7 日山东极端暴雪过程降水相态的多源观测特征分析[J]. 气象，49(7)：830-842. Sun S S，Sun Y，Xu T T，et al，2023. Multi-source observational characteristics of precipitation phase during extreme snowstorm in Shandong on 7 November 2021[J]. Meteor Mon，49(7)：830-842(in Chinese).

滕方达，李得勤，蒋大凯，等，2020. 微物理过程参数化方案对辽宁一次暴雪的数值模拟差异分析[J]. 气象学报，78(4)：608-622. Teng F D，Li D Q，Jiang D K，et al，2020. Comparative analysis of simulations on a heavy snow event in Liaoning Province using different cloud microphysical parameterization schemes[J]. Acta Meteor Sin，78(4)：608-622(in Chinese).

王亮，王春明，2010. 一次雨夹雪转暴雪天气过程的微物理模拟研究[J]. 气象与环境学报，26(2)：31-39. Wang L，Wang C M，2010. Numerical simulation on microphysical processes of a rain and snow becoming heavy snow case[J]. J Meteor Environ，26(2)：31-39(in Chinese).

王珊珊，钟敏，陈璇，等，2023. 2022 年湖北省两次雨雪过程对比及预报偏差分析[J]. 气象，49(7)：819-829. Wang S S，Zhong M，Chen X，et al，2023. Comparison and forecast deviation analysis of two snow and rain events in Hubei Province in 2022[J]. Meteor Mon，49(7)：819-829(in Chinese).

王淑彩，平凡，孟雪峰，等，2022. 不同微物理参数化方案对我国北方一次大范围暴雪天气过程的数值模拟研究[J]. 大气科学，46(3)：599-620. Wang S C，Ping F，Meng X F，et al，2022. Numerical simulation of a large-scale snowstorm process in northern China using different cloud microphysical parameterization schemes[J]. Chin J Atmos Sci，46(3)：599-620(in Chinese).

许丽人，蔡军，李玉鹏，等，2024. 2022 年冬奥会期间北京一次强降雪

过程平原和山区云微物理特征差异的数值模拟[J]. 大气科学，48(5)：1762-1782. Xu L R，Cai J，Li Y P，et al，2024. Numerical simulation on the difference of the cloud microphysical characteristics between plain and mountainous areas in a heavy snowfall process in Beijing during the 2022 Winter Olympic Games [J]. Chin J Atmos Sci，48(5)：1762-1782(in Chinese).

杨舒楠，徐珺，何立富，等，2017. 低层温度平流对华北雨雪天气过程的降水相态影响分析[J]. 气象，43(6)：665-674. Yang S N，Xu J，He L F，et al，2017. Impacts of low-level temperature advection on the precipitation type of heavy rain-snow process in North China[J]. Meteor Mon，43(6)：665-674(in Chinese).

姚蓉，叶成志，田莹，等，2012. 2011年初湖南暴雪过程的成因和数值模拟分析[J]. 气象，38(7)：848-857. Yao R，Ye C Z，Tian Y，et al，2012. The numerical simulation analysis and causes of snowstorm occurring in Hunan Province，early 2011[J]. Meteor Mon，38(7)：848-857(in Chinese).

俞小鼎，费海燕，王秀明，2024. 2024年2月17—23日中国大范围强寒潮雨雪冰冻强对流过程涉及的若干问题[J]. 气象，50(9)：1033-1042. Yu X D，Fei H Y，Wang X M，2024. Some issues concerning the large area rainstorm，snowstorm，sleet，freezing rain and severe convection event over China from 17 to 23 February 2024[J]. Meteor Mon，50(9)：1033-1042(in Chinese).

张备，尹东屏，孙燕，等，2014. 一次寒潮过程的多种相态降水机理分析[J]. 高原气象，33(1)：190-198. Zhang B，Yin D P，Sun Y，et al，2014. Mechanism analysis of multiphase precipitation during a cold wave process[J]. Plateau Meteor，33(1)：190-198(in Chinese).

Colle B A，Garvert M F，Wolfe J B，et al，2005. The 13－14 December 2001 IMPROVE-2 event. part Ⅲ：simulated microphysical budgets and sensitivity studies[J]. J Atmos Sci，62(10)：3535-3558.

Colle B A，Zeng Y G，2004. Bulk microphysical sensitivities within the MM5 for orographic precipitation. part Ⅰ：the sierra 1986 event[J]. Mon Wea Rev，132(12)：2780-2801.

Dudhia J，1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. J Atmos Sci，46(20)：3077-3107.

Hong S Y，Lim J O J，2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6)[J]. Asia-Pac J Atmos Sci，42(2)：129-151.

Hong S Y，Pan H L，1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast mode[J]. Mon Wea Rev，124(10)：2322-2339.

Jiao B F，Ran L K，Shen X Y，et al，2021. Trigger mechanism of a snow burst event in Northeast China[J]. Atmos Ocean Sci Lett，14(2)：100017.

Kim D K，Lee D I，2015. Atmospheric thickness and vertical structure properties in wintertime precipitation events from microwave radiometer，radiosonde and wind profiler observations[J]. Meteor Appl，22(3)：599-609.

Ma Z S，Milbrandt J A，Liu Q J，et al，2021. Sensitivity of snowfall forecast over North China to ice crystal deposition/sublimation parameterizations in the WSM6 cloud microphysics scheme[J]. Quart J Roy Meteor Soc，147(739)：3349-3372.

Mlawer E J，Taubman S J，Brown P D，et al，1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres：RRTM，a validated correlated-k model for the longwave[J]. J Geophys Res，102(D14)：16663-16682.

Rutledge S A，Hobbs P，1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Ⅷ：a model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands[J]. J Atmos Sci，40(5)：1185-1206.

Tewari M，Chen F，Wang W，2004. Implementation and verification of the unified NOAH land surface model in the WRF model[C]//Proceeding of the 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction. Seattle：American Meteorological Society：11-15.

（本文责编：戴洋）