DOI:10.13718/j.cnki.xsxb.2022.06.011

西藏那曲一次对流云降水及云微物理数值模拟①

郭艺媛[1], 华维[1,2], 侯文轩[1], 李茂善[1]

1. 成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/四川省气象灾害预测预警工程实验室,成都 610225;
2. 中国科学院大气物理研究所 竺可桢—南森国际研究中心,北京 100029

摘要: 利用中尺度数值模式(WRF)对 2015 年 8 月 13 日青藏高原那曲地区一次对流云降水过程及云微物理特征进行了模拟. 结果表明,WRF 模式能够较好模拟本次对流云降水的落区、量级及其日变化等特征. 本次对流云降水以冰相过程为主,冰晶粒子、雪粒子、霰粒子、云水粒子和雨水粒子由高到低依次分布,其中霰粒子含量最大. 液态降水主要源于霰粒子的融化过程,暖雨过程中雨水和云水的微物理过程也对降水有一定影响. 此外,位于高层的雪粒子通过冰晶的贝杰龙过程增长,之后通过碰冻过冷雨滴形成霰粒子胚胎,而霰粒子在上午依靠高层碰并雪和低层碰并过冷雨滴以及中层其本身淞附过程而增长,午后则通过中低层淞附过冷云水和碰并过冷雨滴过程增长.

关 键 词: 青藏高原;对流云降水;云微物理特征;数值模拟

中图分类号: P456.7 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-5471(2022)06-0068-10

On Numerical Simulation of a Case of Convective Cloud Precipitation and Its Micro-Physical Characteristics at Naqu, Tibetan Plateau

GUO Yiyuan[1], HUA Wei[1,2], HOU Wenxuan[1], LI Maoshan[1]

1. School of Atmospheric Sciences/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/Engineering Laboratory of Meteorological Disasters Prediction and Early Warning of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;

2. Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract: Based on Weather Research and Forecasting Model, a case of convective cloud precipitation at Naqu over Tibetan Plateau on August 13, 2015 was simulated and its cloud microphysical characteristics was also analyzed. The results show that the WRF model has the ability to simulate the area, magnitude and daily variation characteristics of this convective cloud precipitation process. The distribution of different phase particles in the cloud from high to low level are ice crystals, snow particles, grapples, cloud droplets and rain droplets respectively, with the largest content in grapples. The entire precipitation process is dominated by the ice phase process. One of the ice phase process, the melting of graulic parti-

① 收稿日期:2021-02-01
基金项目:国家重点研发计划项目(2018YFC1505702);第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK010203,2019QZKK010304);国家自然科学基金项目(41775072,42075019);四川省杰出青年科技人才计划项目(2019JDJQ0001).
作者简介:郭艺媛,硕士研究生,主要从事青藏高原云微物理过程研究.
通信作者:华维,博士,教授.

cles, is the main source of the precipitation while the microphysical process of rainwater and cloud droplets in the warm rain process also has a weak contribution. Through the Wegener-Bergeron-Findeisen process, snow particles grow at the upper level, and then touch and freeze the cold raindrops, forming the embryos of the hail particles. In the early morning, the hail particles collide with snow on the upper layers, with the cold raindrops on the lower layers and with itself on the middle layer. In the afternoon, it grows through the low-and-middle-level yongs attached to the cold cloud water, and the cold raindrops.

Key words: Tibetan Plateau; convective cloud precipitation; cloud microphysical characteristics; numerical simulation

青藏高原(下称高原)地处我国西南，平均海拔高度可达对流层中层，被称为“世界屋脊”[1-2]. 作为全球面积最大、海拔高度最高的特殊地形，高原以其强大的热、动力作用造就了东亚地区大气环流乃至全球气候格局，同时也形成了高原云与降水独特的结构和特征[3-4].

高原作为我国天气与气候变化的“启动区”[5]，其独特的地形和大气条件为研究云微物理过程提供了天然的实验平台[6]. 随着高原气象观测网络覆盖范围的不断扩大，加之卫星和雷达等多源观测手段的使用，近年来对高原云降水以及云微物理过程的了解不断加深. 在高原云分布特征方面，研究表明，高原是我国主要的低云分布区，云体夏季最大，冬季最小，东南侧大于西北侧[7-8]. 对于高原降水，夏季是高原地区降水多发季节，且云体多以对流云为主，高原中部及沿江流域对流云云量占总云量 90%以上[9]. 此外，根据地基多普勒雷达观测资料发现，高原对流云的平均云底高度在 7 km 左右，而平均云顶高度则在 10 km 以上，最大云顶高度可接近 20 km，且云顶、云厚和总云量均存在较为明显的日变化特征，一般上午发展最弱，夜间发展最旺盛[10-11]. 对于高原云微物理过程，陈玲等[12]发现高原降水云以冰云为主，混合相云次之，暖云最少，且高原云与其东侧四川盆地的云存在明显差异，高原云底相对较高，云顶较低，云中冰相粒子有效半径更大. 田畅[13]对高原两次降水进行数值模拟后发现，高原云中水凝物分布以固态水凝物为主，其高度位于对流层中层，且主要分布于降水落区上方. 针对高原中部多次降水过程的模拟也发现，各相态粒子中霰粒子的融化对于地面直接降水有重要影响[14-15]. 可见，云雨转化所产生的潜热释放和水汽传输等过程对高原降水的产生和发展有重要作用，因此有必要对其进行深入研究[16-17].

尽管已有不少研究利用地面、雷达、飞机和卫星等多种观测手段及资料对高原对流云降水及云微物理过程进行了分析，但由于自然条件的限制，目前针对高原云微物理过程的观测资料仍较稀少，研究仍有待进一步深入. 数值模拟是进行天气气候变化及机理研究的重要手段，广泛应用于云降水和微物理过程的研究中. 为进一步了解高原云降水和微物理过程，利用美国国家环境预报中心提供的 Final Analysis(FNL)再分析资料以及第三次青藏高原大气科学试验(The Third Tibetan Plateau Atmospheric Scientific Experiment, TIPEX Ⅲ)设置于那曲地区的多普勒雷达以及地面降水观测资料，采用中尺度天气研究与预报模式(Weather Research and Forecasting Model, WRF)对高原那曲地区一次对流云降水过程进行数值模拟，分析降水粒子结构以及转化特征，以揭示高原对流云降水微物理过程，为改进模式云微物理过程参数化方案提供一定参考.

1　模式设置与资料选取

1.1　模式设置

使用 WRF 模式(V3.9.1 版)对 2015 年 8 月 13－15 日高原那曲地区一次对流云降水过程进行模拟. 模拟采用兰伯特投影和三层嵌套，模拟中心位于那曲中部(31.48°N, 92.08°E)，各层嵌套格点数为 85×79，67×58 和 100×84，水平分辨率分别为 7,23,70 km，垂直方向为不等距 32 层，顶层气压至 50 hPa，时间步长 180 s.

为完整模拟本次降水过程，模式从降水发生前 12 h 开始积分，即积分时间为 8 月 12 日 12:00－

15日0:00. 模式参数化方案设置如下：短波辐射参数化方案选择Dudhia方案，长波辐射参数化方案选择Rapid Radiative Transfer Model方案，陆面过程参数化方案采用Noah Land Surface Model方案，边界层参数化方案采用Mellor-Yamada-Janjic(Eta)TKE方案，积云对流参数化方案采用Grell-Freitas方案，云微物理参数化方案使用Lin方案，该方案相对复杂(表1)，可对6类水成物(水汽、云水、冰晶、雨水、雪、霰)进行预报[18-20].

表1 Lin方案源项微物理过程

源项微物理过程	类型
雨水源项	雪的融化形成雨(Msr)、霰的融化形成雨(Mgr)、雨水碰并云水(Ccr)、云雨的自动转化(Acr)
雪的源项	雪的凝华增长(Svs)、雪的淞附增长(Ccs)、冰晶的贝杰龙过程转化为雪(Bis)、雪碰并冰晶(Cis)、冰晶向雪的自动转化(Ais)
霰胚形成源项	过冷雨滴冻结生成霰(Frg)、过冷雨滴碰冻雪转化为霰(Csr)、冰晶碰冻过冷雨滴转化为霰(Cri)、雪向霰的自动转化(Asg)
霰增长源项	霰的淞附增长(Ccg)、霰碰并过冷雨滴(Crg)、霰碰并冰晶(Cig)、霰碰并雪(Csg)、霰的凝华增长(Svg)

1.2 资料选取

模式初始场采用6 h 1次的NCEP/FNL(1°×1°)再分析资料[21]. 为检验模式模拟结果，采用TIPEX Ⅲ安装于那曲气象局(31.48°N，92.01°E，海拔4 507 m)的Ka波段毫米波云雷达，观测的反射率因子、径向速度、谱宽等资料分析降水过程回波特征；利用中国自动站和CMORPH降水产品融合的高分辨率(0.1°×0.1°)逐时降水量网格数据集、TIPEX Ⅲ地面观测降水量与模拟降水进行对比. CMORPH产品结合了地面和卫星两类观测系统优势，在地面自动站密集区域降水量主要由站点观测决定，台网稀疏区则主要取决于卫星反演降水，可在一定程度上克服高原观测台站稀疏带来的资料缺失等问题[22]. 文中所涉及的地图是基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站下载的底图号为GS(2016)1597的标准地图制作，底图无修改.

2 结果分析

2.1 云降水垂直结构

2015年8月13日0:00－21:00(北京时间，下同)，高原中部那曲地区出现一次对流性降水过程，其24 h累计降水量为16 mm，量级达到中雨. 分析08:00－10:00(图1)和13:00－15:00(图2)Ka波段毫米波云雷达观测结果可以发现，两时段内那曲地区均有较明显的对流云活动出现，且17:00之后仍有新的对流云体生成. 进一步由反射率因子垂直分布可知，生成于上午的对流云云顶高度最高可达9.5 km，且高、低层均有大于25 dBZ的强回波出现，如图1(a). 而午后开始发展的对流云体更为深厚，其云顶高度超过12 km，回波强度达到30 dBZ以上，如图2(a). 径向速度能够综合反映粒子下落速度与大气垂直运动情况[23]，由13日上午雷达观测的对流活动径向速度分布可见，如图1(b)，该时段内5 km以下径向速度在低层以负值分布为主，表明低层大气以向下运动为主，而径向速度正值区主要出现在对流云顶部，即云顶存在较强的上升气流. 午后发展的云体中的对流活动更为明显，主要表现为径向速度的正、负中心交错出现，其正、负中心绝对值可达7 m/s以上，表明对流区内上升和下沉气流同时存在，如图2(b).

速度谱宽反映了粒子下落速度的差异，其大值区往往与径向速度大值区相对应，谱宽越大，表明大气垂直运动越强烈，更能促进对流云体发展. 对比两时段速度谱宽可以发现，始于清晨的对流活动谱宽值多数大于0.4 m/s，最大值可达1.4 m/s以上，如图1(c)，而午后发展的对流云速度谱宽更为宽广，范围多在1.2 m/s左右，甚至可达2.8 m/s，如图2(c). 进一步分析退偏振比(Linear Depolarization Ratio，LDR)可以发现，08:00－10:00，LDR多维持在－24～－30 dB之间，且垂直方向上差异并不明显，表明降水粒子在下落过程中增长相对有限，而午后对流云系的LDR分布范围较广，主要集中于－17～－30 dB范围内，且对流云体中部垂直方向差异明显，表明相较于上午对流云系，午后降水粒子在下降过程中增长更为明显.

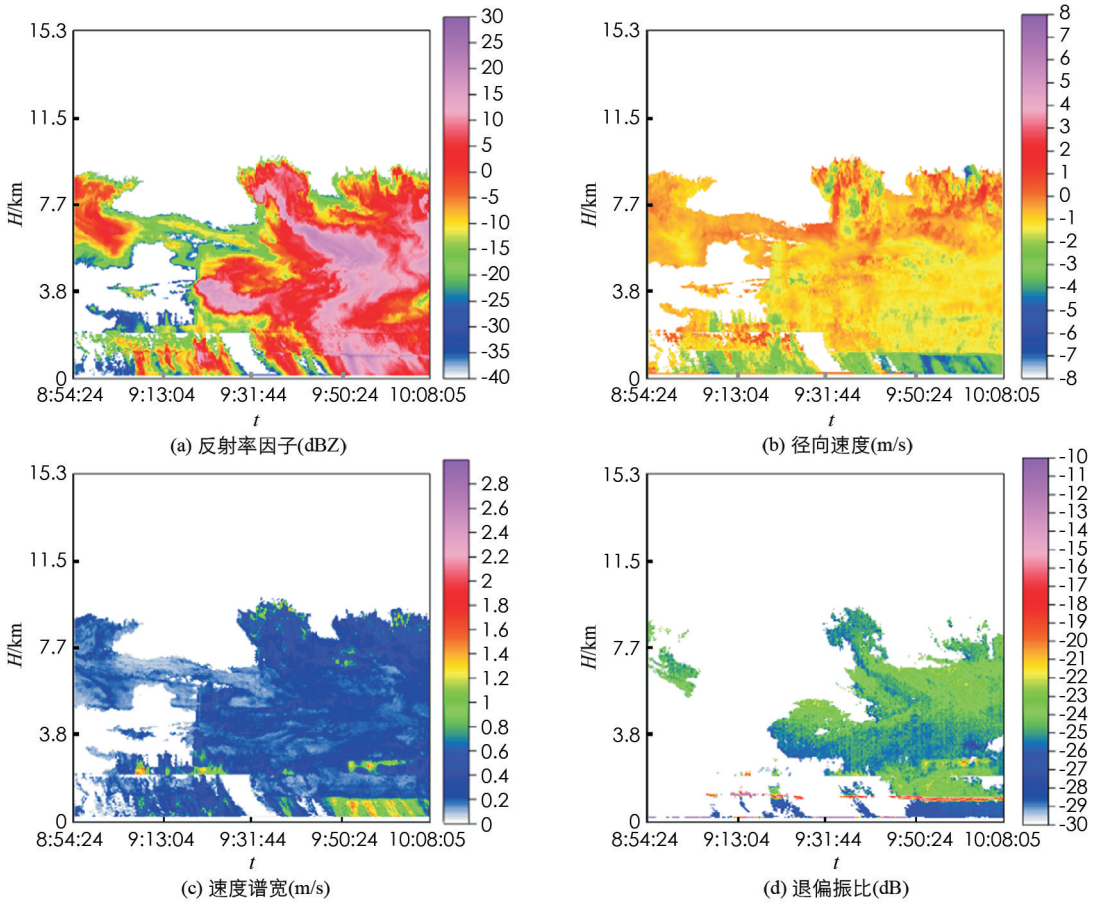

图 1　2015 年 8 月 13 日 08:54—10:08Ka 波段云雷达降水模式观测结果

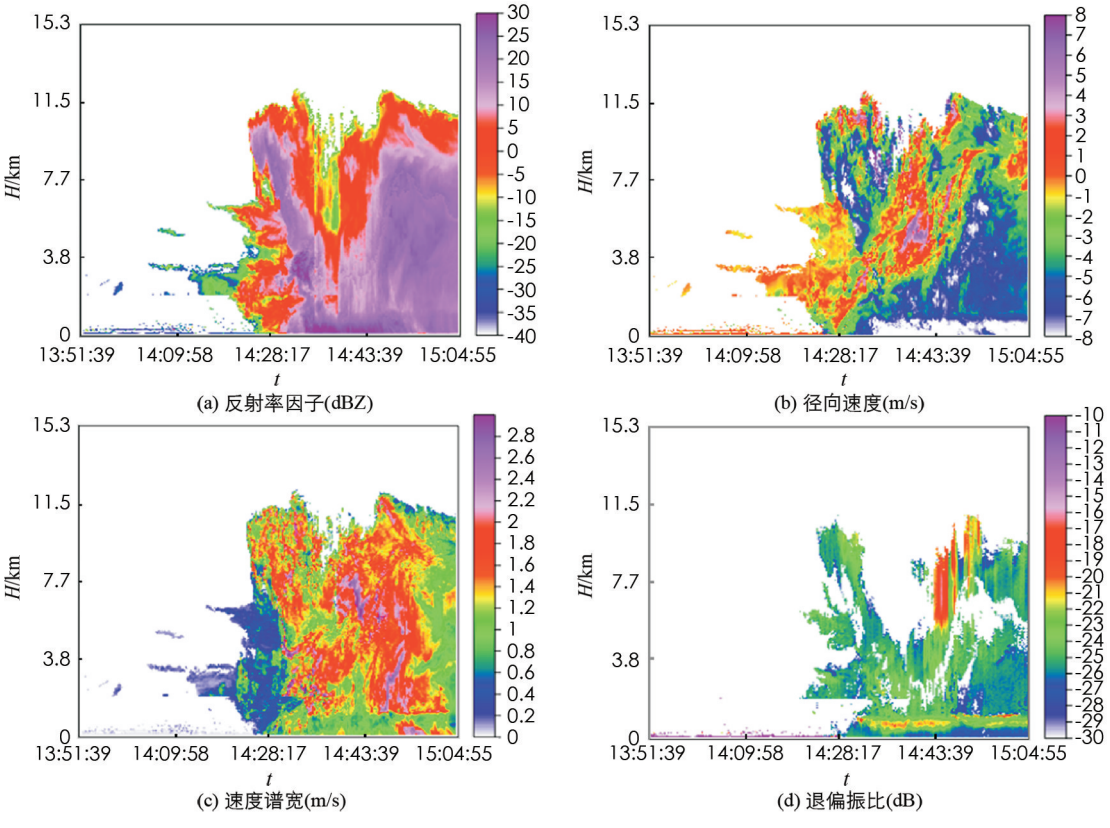

图 2　2015 年 8 月 13 日 13:51—15:04 Ka 波段云雷达降水模式观测结果

2.2 降水过程模拟结果

图 3 为实况(融合降水产品)和模拟的 8 月 13 日 00:00—24:00 那曲地区 24 h 累积降水量分布. 由实况场图 3(a)可见，本次降水过程呈“西南—东北”带状分布，主要的降水落区位于那曲地区中部和北部以及东南部. 进一步由模拟结果图 3(b)可知，WRF 模式较好地模拟出本次降水的“西南—东北”带状分布特征，但大于 20 mm 的雨区范围明显偏大，尤其在那曲以东地区存在明显的虚假降水中心，该虚假降水中心可能与 WRF 模式对高原湖泊温度的处理有关，由于 WRF 模式中并未考虑高原湖泊所处海拔，模式中湖泊温度直接由孟加拉湾海平面温度插值得到，造成模拟的湖泊温度存在较大误差，因此在高原部分地区产生了虚假降水中心[24]. 对于降水量级的模拟，主要雨区 24 h 累计降水量在 14～22 mm 之间，与融合降水实况基本一致.

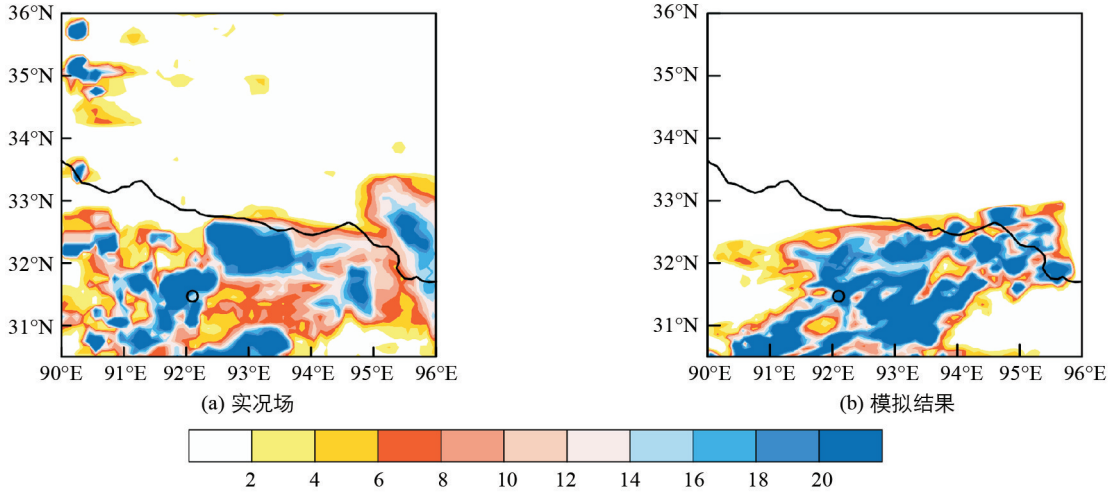

图 3 实况和模拟的 2015 年 8 月 13 日 00:00—24:00 那曲地区 24 h 累积降水量空间分布

为验证 WRF 模式对降水日变化的模拟能力，采用最邻近插值法将融合降水产品插值到那曲气象局所在经纬度，并与模拟结果进行对比. 如图 4(a)所示，本次对流云降水过程存在 08:00,13:00,17: 00 3 次降水峰值，而 WRF 模式较好地模拟了前两次降水峰值，且降水量与实况十分接近，但未能模拟处出现在 17:00的第 3 次降水峰值. 逐时累积降水量如图 4(b)，尽管该模式模拟的累积降水量曲线变化特征与实况基本一致，但 24 h 累积降水量总体上较实况偏少约 2 mm，这可能与 WRF 模式未能模拟出 17:00 的第 3 次降水峰值有关. 总体来看，WRF 模式能够较好地模拟本次对流云降水的时空变化特征，因此利用该模式对本次对流云降水的云微物理过程进行分析具有一定可行性.

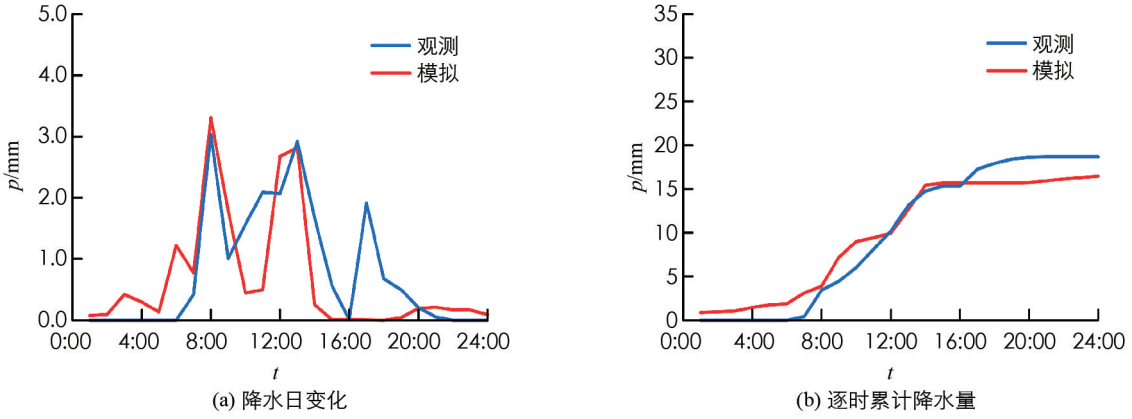

图 4 观测和模拟的 2015 年 8 月 13 日那曲地区逐时和 24 h 累积降水量

2.3　各相态降水粒子时空分布

图 5 给出了模拟的雨水、云水、冰晶、雪和霰 5 种相态粒子混合比的时间—高度分布. 从时间变化来看，各相态粒子在 08:00 和 13:00 左右均有大值中心存在，这与实况降水的前两次峰值出现时间较为吻合. 进一步分析各相态粒子的垂直分布，对于图 5(a)的冰粒子，固态水凝物冰晶粒子主要存在于 350～100 hPa范围内，且垂直分布最深厚，混合比一般在 0.44～0.52 g/kg 之间，极大值中心位于高层 200 hPa 附近；图 5(b)的雪粒子垂直分布范围相对较广，主要位于 400～100 hPa 范围内，混合比一般在 0.48～0.56 g/kg之间，大值中心则位于 300～200 hPa 之间；图 5(c)的霰粒子含量最高，混合比最大达到 0.56 g/kg 以上，主要分布于 200 hPa 以下，大值中心集中在中层 500～300 hPa 左右；图 5(d)的云水粒子分布范围较小，主要位于在 0 ℃层附近，大值中心在低层 550～400 hPa 之间，且其含量最低，混合比最大值仅 0.44 g/kg；图 5(e)的雨水粒子出现在低层，大值中心分布在 0 ℃层以下.

由图中还可发现，霰粒子大值中心与其下方的雨水粒子高值中心相对应，由此可见霰粒子可能对本次对流云降水的产生有重要作用，而随着高度的降低，冰晶粒子含量逐渐减少，雪粒子含量开始增多，二者大值区域能够较好对应，表明冰晶向雪粒子转化的过程较为活跃. 随着高度的进一步降低，雪粒子含量持续减少，霰粒子含量则逐渐增加，因此雪粒子对霰粒子的增长也有重要贡献.

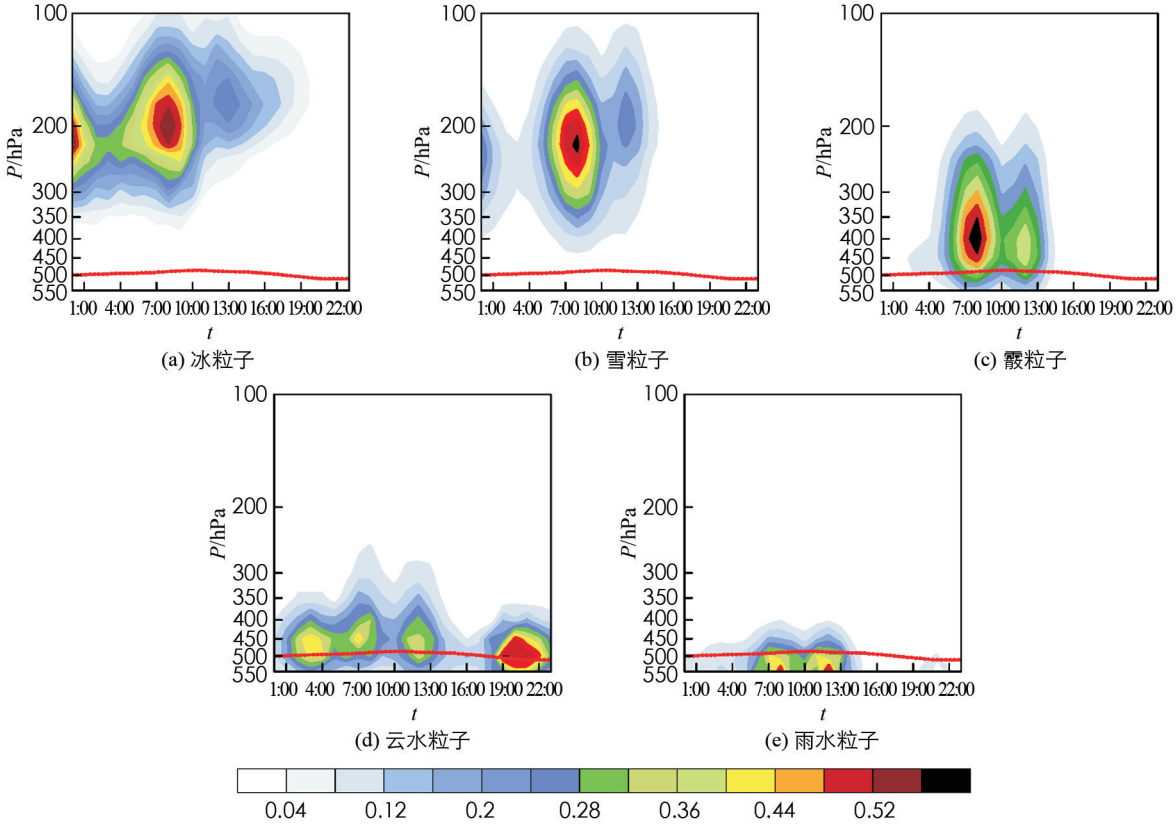

图 5　2015 年 8 月 13 日冰粒子、雪粒子、霰粒子、云水粒子和雨水粒子混合比的时间—高度分布(红色实线代表 0 ℃层)

2.4　各相态粒子转化特征

云中水成物粒子相互转化是成云致雨的重要微物理过程，一方面各相态粒子的相互转化可释放潜热加热大气，引起大气热力场变化改变气块所受浮力，导致云中动力场改变；另一方面，降水粒子还将加强下沉气流，引起大气水热垂直廓线分布变化[25]. 因此，有必要对本次对流云降水中各相态粒子的相互转化特征进行分析.

选取与 8 月 13 日 08:00 和 13:00 两次降水峰值相对应的各水成物源项转化率模拟结果来分析云中各相态粒子间的转化. 由 08:00 的雨水源项转化率垂直分布可见，如图 6(a)所示，霰的融化过程(Mgr)是雨水粒子的主要来源，其最大转化率出现在 500 hPa，达到 17×10^{-3} g/kg·s，表明霰粒子融化对本次降水的产生具有重要作用. 此外，雨水碰并云水(Ccr)也对降水有所影响，但影响相对较弱. 雪粒子的变化如图 6(b)所示，冰晶的贝杰龙过程(Bis)对雪粒子的形成贡献最大，转化率可达 2.38×10^{-3} g/kg·s. 在100～350 hPa 范围内，冰晶向雪的自动转化(Ais)以及雪碰并冰晶(Cis)进一步促进了雪粒子的增加，两类微物理过程大值区也与冰晶含量大值区相对应. 在 200～500 hPa 层中，雪粒子通过凝华过程(Svs)以及淞附过冷云水(Ccs)增长. 对于霰胚(霰粒子的初生)的形成如图 6(c)，主要依靠过冷雨滴碰冻雪转化为霰(Csr). 霰粒子的增长如图 6(d)，不同高度上转化过程并不一致，300 hPa 主要为碰并雪增长(Csg)，而 450 hPa 主要源于霰的淞附增长(Ccg)，其次是霰的凝华增长(Svg)，低层则以霰碰并过冷雨滴(Crg)为主.

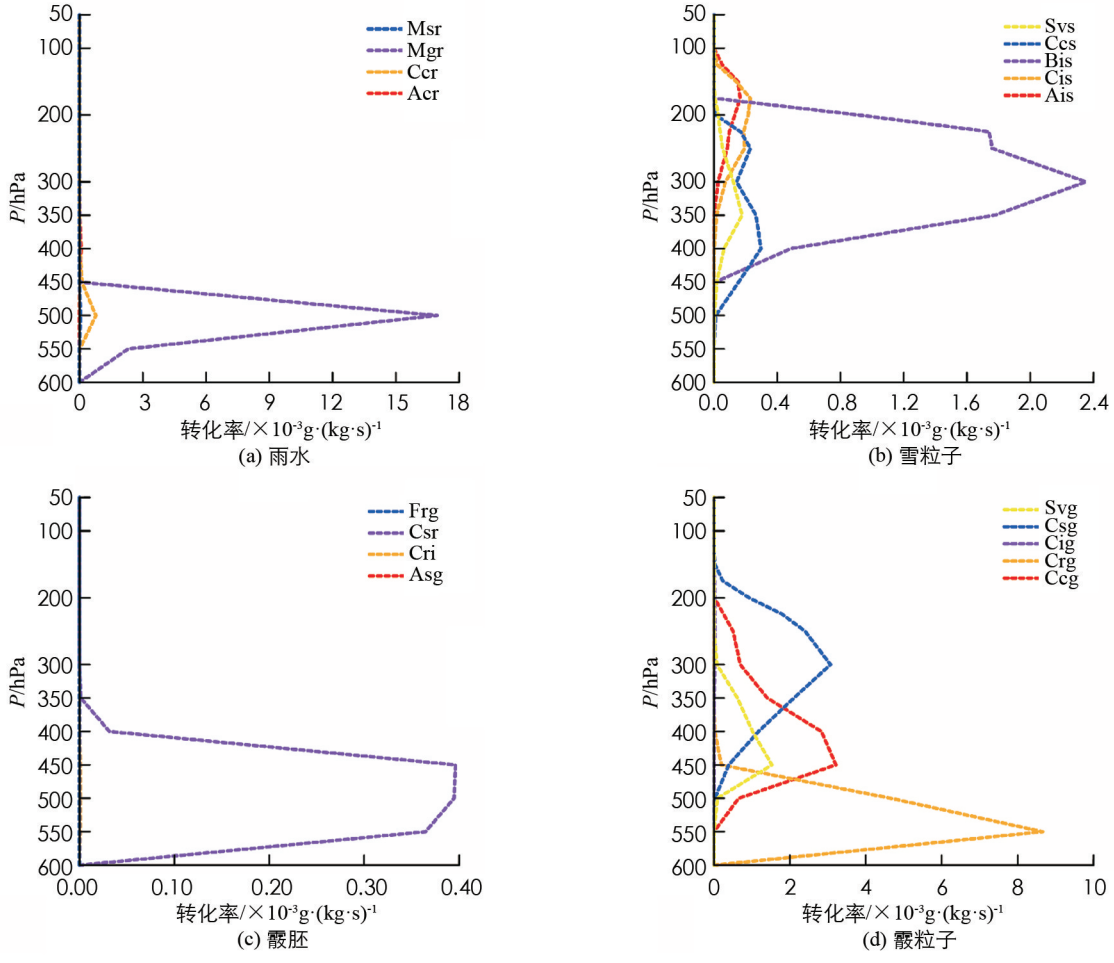

图 6 2015 年 8 月 13 日 08:00 那曲云微物理过程源项转化率

图 7 给出了 13:00 降水峰值各相态粒子转化率的垂直分布. 由图 7(a)可见，与 08:00 相同，雨水源项中霰粒子的融化占据主导地位，最大值出现在 500 hPa，转化率达到 14×10^{-3} g/kg·s，表明本次降水以冰相过程为主. 雨水碰并云水(Ccr)也是本次降水形成的主要过程，但相较于霰粒子的融化作用，转化率相对较低，故暖雨过程对降水的直接影响较小. 此外，在 450～500 hPa 层，雨水碰并云水产生的过冷雨滴对霰胚的形成贡献较大，表明暖雨过程仍能通过冰相粒子的形成间接影响降水. 对于图 7(b)的雪粒子，冰晶的贝杰龙过程对雪粒子形成的贡献仍然最大，而高层雪粒子也通过碰并冰晶以及冰晶向雪的自动转化增长，中低层雪粒子则通过淞附过冷云水以及凝华过程增加，但增长并不明显. 图 7(c)的霰胚形成，与 08:00 相

同，霰胚的形成主要源于过冷雨滴碰冻雪转化为霰，而在 0 ℃层以上冰晶碰冻过冷雨滴(Cri)也对霰胚的形成有一定作用. 图 7(d)的霰粒子在 300 hPa 主要通过碰并雪增长形成，450 hPa 以霰的淞附增长为主，低层霰粒子则通过碰并过冷雨滴增长.

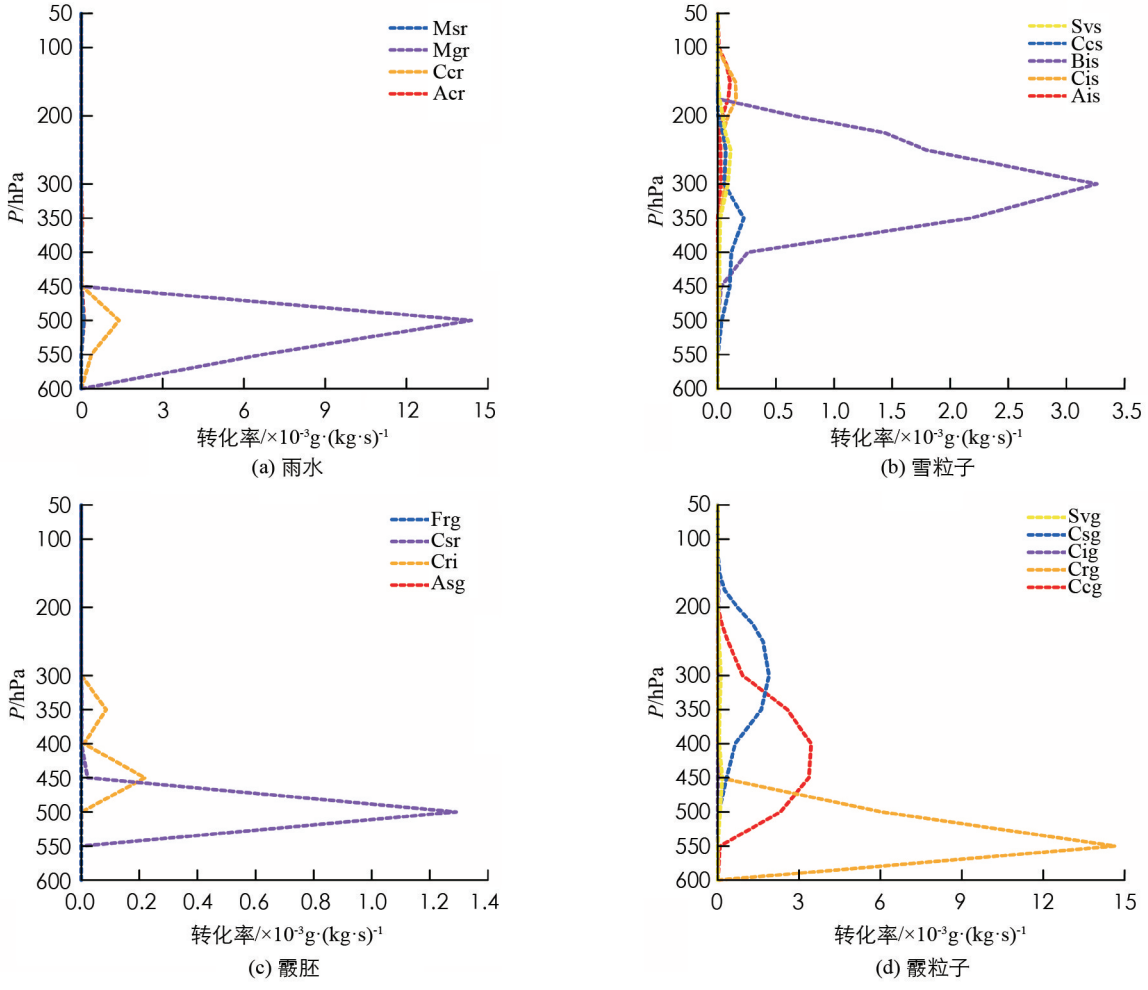

图 7　2015 年 8 月 13 日 13:00 那曲云微物理过程源项转化率

2.5　云微物理过程源项时间演变特征

进一步分析 8 月 13 日 4 种相态粒子源项转化率随时间的演变过程(图 8)，上午的降水过程主要由霰粒子的融化形成，而对于午后形成的降水，尽管雨水碰并云水也存在一定影响，但相对霰粒子融化作用而言，其影响相对较弱，如图 8(a)，表明冰相过程的作用不可忽视. 此外，两次降水峰值中，雪粒子均主要通过冰晶的贝杰龙过程形成，而雪的淞附、凝华、碰并冰晶和冰晶向雪的自动转化也对雪粒子的增长存在一定影响，但作用相对较小，如图 8(b). 从图 8(c)霰胚的演变来看，过冷雨滴碰冻雪对两次降水峰值中霰粒子胚胎的形成均有重要影响，同时冰晶碰并过冷雨滴对午后降水中霰胚的形成也有一定影响. 对于图 8(d)的霰粒子，08:00 左右主要通过碰并雪、过冷雨滴以及其自身淞附过程增长，而霰的凝华对霰粒子增长影响较小；午后降水中霰粒子则主要通过淞附过冷云水和碰并过冷雨滴过程增长，但霰碰并雪也具有较重要作用.

总体而言，两次降水峰值中，霰粒子对直接降水的贡献最大，雪粒子则在霰胚形成以及霰粒子增长中有重要作用，而冰晶的贝杰龙微物理过程对雪粒子的形成增长影响最大，因此冰相粒子过程的作用最明显，而暖雨过程中雨水和云水微物理过程也有一定贡献，但影响相对较弱.

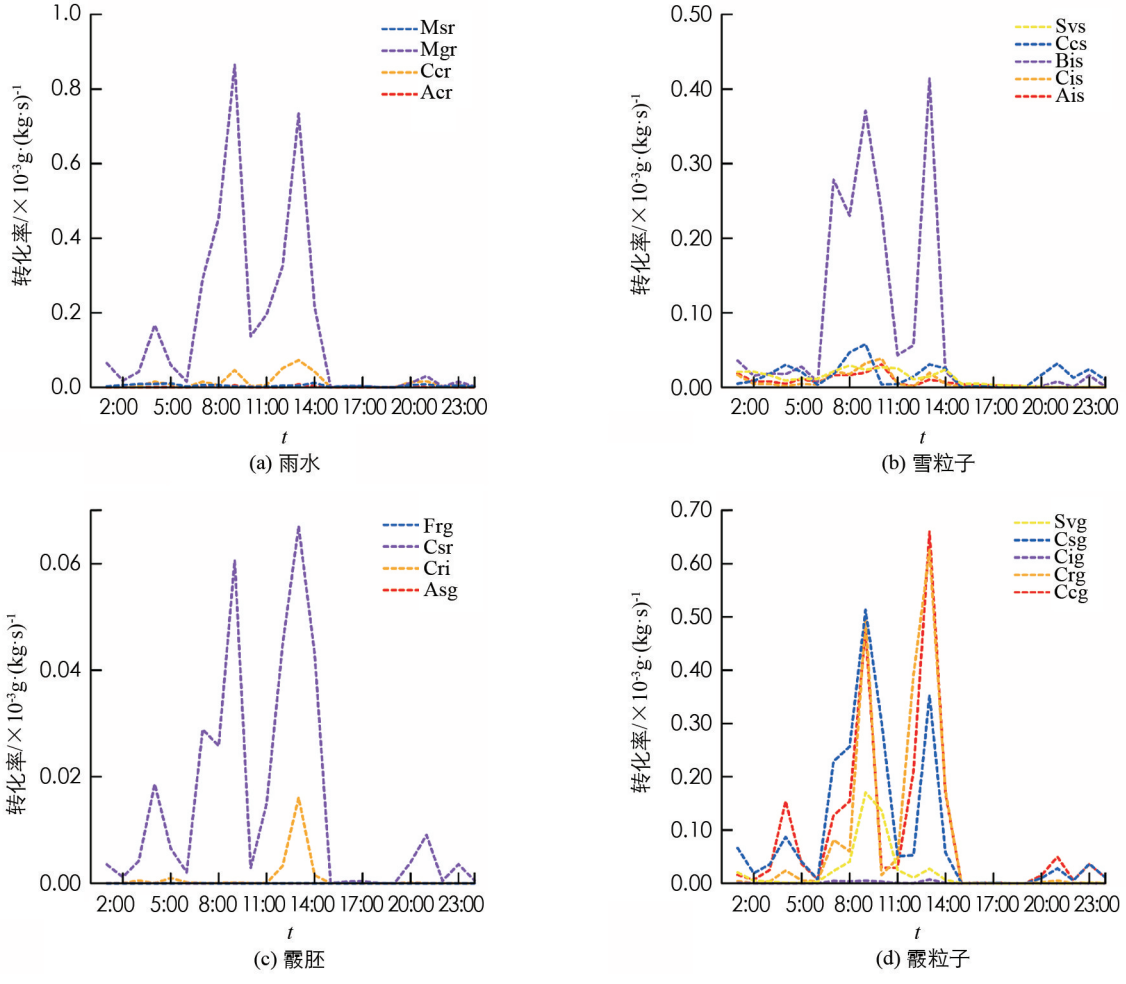

图 8 2015 年 8 月 13 日 00:00～24:00 那曲云微物理过程源项时间演变特征

3 结论

采用中尺度数值模式 WRF 对 2015 年 8 月 13 日那曲地区一次对流云降水过程进行了模拟，分析了对流云降水及其云微物理过程，得到结论如下：

1）WRF 模式对本次对流云降水的基本空间分布和降水量级具有一定的模拟能力，但雨区范围的模拟相对偏大；同时，模式也能较好地模拟降水的日变化特征，尽管未能模拟出本次过程中的第 3 次降水峰值，但能清晰地再现发生于上午和午后的两次降水峰值.

2）各相态粒子混合比时间—高度分布表明，两次降水峰值过程中，固态冰晶粒子分布于高层，其次为雪粒子、霰粒子和云水粒子，雨水粒子最低；霰粒子含量最大，云水粒子含量最低. 此外，不同高度层上各相态粒子分布大致相同，相互转化过程较活跃.

3）本次降水过程中冰相过程贡献最大，降水主要源于霰粒子的融化过程，雨水碰并云水也对午后降水过程中地面直接降水产生了弱的影响，即暖雨过程作用较小. 霰粒子胚胎主要是依靠过冷雨滴碰冻由冰晶贝杰龙过程转化而来的雪的微物理过程而形成，随之霰粒子在清晨主要是依靠高层碰并雪、低层碰并过冷雨滴以及其中层本身淞附过程而增长，午后则是通过中低层淞附过冷云水、碰并过冷雨滴而增长.

参考文献：

[1] 王婧羽，王晓芳，汪小康，等. 青藏高原云团东传过程及其中中尺度对流系统的统计特征 [J]. 大气科学，2019，43(5)：1019-1040.

[2] 傅云飞，刘奇，自勇，等. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析 [J]. 高原山地气象研究，2008，28(1)：8-18.

[3] 朱伊，范广洲，华维，等. 1981－2015 年青藏高原地表温度的时空变化特征分析 [J]. 西南大学学报(自然科学版)，2018，40(11)：127-140.

[4] 计晓龙，吴昊旻，黄安宁，等. 青藏高原夏季降水日变化特征分析 [J]. 高原气象，2017，36(5)：1188-1200.

[5] 冯松，汤懋苍，王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据 [J]. 科学通报，1998，43(6)：633-636.

[6] 赵艳风，王东海，尹金方. 基于 CloudSat 资料的青藏高原地区云微物理特征分析 [J]. 热带气象学报，2014，30(2)：239-248.

[7] 谭大明，季永月，谭海运，等. 西藏 60 多年来青稞生长季日照时长变化趋势 [J]. 西南师范大学学报(自然科学版)，2020，45(12)：48-57.

[8] 魏丽，钟强. 青藏高原云的气候学特征 [J]. 高原气象，1997，16(1)：10-15.

[9] 钱正安，吴统文，梁潇云. 青藏高原及周围地区的平均垂直环流特征 [J]. 大气科学，2001，25(4)：444-454.

[10] 常祎，郭学良. 青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布日变化特征 [J]. 科学通报，2016，61(15)：1706-1720.

[11] 刘黎平，郑佳锋，阮征，等. 2014 年青藏高原云和降水多种雷达综合观测试验及云特征初步分析结果 [J]. 气象学报，2015，73(4)：635-647.

[12] 陈玲，周筠珺. 青藏高原和四川盆地夏季降水云物理特性差异 [J]. 高原气象，2015，34(3)：621-632.

[13] 田畅. 青藏高原南部夏季两次暴雨过程的数值模拟研究 [D]. 兰州：兰州大学，2019.

[14] 阴蜀城，李茂善，刘啸然，等. 2014 年 8 月 7 日那曲地区对流云降水及其云微物理过程的数值模拟 [J]. 高原气象，2020，39(1)：48-57.

[15] 唐洁，郭学良，常祎. 青藏高原那曲地区夏季一次对流云降水过程的云微物理及区域水分收支特征 [J]. 大气科学，2018，42(6)：1327-1343.

[16] 周毓荃，蒋元华，蔡淼. 北京“7.21”特大暴雨云降水结构及云雨转化特征 [J]. 大气科学学报，2015，38(3)：321-332.

[17] 傅云飞. 云－降水遥感研究现状及夏季东亚云－降水研究思考 [J]. 暴雨灾害，2018，37(6)：493-501.

[18] LIN Y L，FARLEY R D，ORVILLE H D. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model [J]. Journal of Climate and Applied Meteorology，1983，22(6)：1065-1092.

[19] GRELL G，FREITAS S. A Scale and Aerosol Aware Stochastic Convective Parameterization for Weather and Air Quality Modeling [J]. Atmospheric Chemistry and Physics，2013，14：5233-5250.

[20] LUONG T，CASTRO C，NGUYEN T M，et al. Improvement in the Modeled Representation of North American Monsoon Precipitation Using a Modified Kain-Fritsch Convective Parameterization Scheme [J]. Atmosphere，2018，9：31.

[21] 唐洁. 青藏高原那曲地区夏季云和降水微物理特征及形成机理数值模拟研究 [D]. 北京：中国气象科学研究院，2018.

[22] 王沛东，李国平. 秦巴山区地形对一次西南涡大暴雨过程影响的数值试验 [J]. 云南大学学报(自然科学版)，2016，38(3)：418-429.

[23] 张涛，郑佳锋，刘艳霞. 利用 Ka 波段云雷达研究青藏高原对流云和降水的垂直结构及微观物理特征 [J]. 红外与毫米波学报，2019，38(6)：777-789.

[24] 江志红，卢尧，丁裕国. 基于时空结构指标的中国融合降水资料质量评估 [J]. 气象学报，2013，71(5)：891-900.

[25] 史月琴，楼小凤，邓雪娇，等. 华南冷锋云系的中尺度和微物理特征模拟分析 [J]. 大气科学，2008，32(5)：1019-1036.

责任编辑　汤振金