暴雨灾害
Torrential Rain and Disasters
中国科技核心期刊
中国科技论文统计源期刊

华南沿海两个强降水雨团的动力和微物理结构模拟分析

李争辉 罗亚丽

Modeling and analysis of the dynamical and microphysical structures of two cellular rainstorms in South China coasts

LI Zhenghui，LUO Yali

在线阅读 View online: https://doi.org/10.12406/byzh.2025-034

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

湖北一次梅雨期暴雨过程的数值模拟及云微物理特征分析

Numerical simulation and analysis on cloud microphysical characteristics during a Meiyu heavy rainfall event in Hubei province

暴雨灾害. 2023, 42(4): 372-383 https://doi.org/10.12406/byzh.2023-062

应用GRIST模式对“23·7”华北极端降水的模拟试验

Simulation experiment on "23·7" extreme precipitation in North China using the GRIST model

暴雨灾害. 2024, 43(3): 276-287 https://doi.org/10.12406/byzh.2023-263

盛夏苏北地区一次飑线过程的数值模拟研究

Numerical simulation and study of a squall in the north of Jiangsu in midsummer

暴雨灾害. 2022, 41(1): 15-23 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2022.01.002

大气冰核浓度对华北一次大范围强降水影响的模拟分析

A numerical study of the effects of varing ice nuclei concentration on severe precipitation of a large area in north China

暴雨灾害. 2022, 41(4): 413-425 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2022.04.006

毫米波云雷达观测和反演云降水微物理及动力参数方法研究进展

Reviews on retrieval methods for microphysical and dynamic parameters with cloud radar

暴雨灾害. 2021, 40(3): 231-242 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.03.002

GRAPES_Meso模式中两种双参数云微物理方案对冷云过程模拟的比较研究

Comparison of two double-moment cloud microphysics schemes in the GRAPES_Meso model on simulating a cold cloud process

暴雨灾害. 2022, 41(3): 336-347 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2022.03.010

关注微信公众号，获得更多资讯信息

李争辉,罗亚丽.2025.华南沿海两个强降水雨团的动力和微物理结构模拟分析[J].暴雨灾害,44(5):576−591. LI Zhenghui, LUO Yali. 2025. Modeling and analysis of the dynamical and microphysical structures of two cellular rainstorms in South China coasts [J]. Torrential Rain and Disasters,44(5):576−591 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2025−034

华南沿海两个强降水雨团的动力和微物理结构模拟分析

李争辉[1, 2], 罗亚丽[3, 4, 5]

(1. 中国气象科学研究院灾害天气科学与技术全国重点实验室, 北京 100081; 2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 101408; 3. 南京信息工程大学气候系统预测与变化应对全国重点实验室/气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044; 4. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044; 5. 福建省灾害天气重点实验室/中国气象局海峡灾害天气重点开放实验室, 福州 350007)

摘　要: 华南沿海强降水对流系统多数具有非线状回波结构, 对流强度差异大, 目前对其动力和微物理结构的精细化研究仍较为薄弱。本文聚焦 2017 年 5 月 7 日凌晨广州极端降水事件中两个对流强度迥异的强降水雨团 (以下简称 Storm1 和 Storm2), 利用 WRF-Chem-SBM 模式耦合多层城市冠层模型和建筑物能量模型进行 3 km 网格间距的模拟, 成功再现了对流发展演变过程, 基于模拟结果对比分析两个雨团的动力和微物理结构特征。结果表明: (1) Storm1 呈现塔状上升气流和高层强烈出流的气流结构, 格点最大上升速度达到 11 m·s^{-1}, 位于 7 km 高度, 在 7 km 和 9—10 km 高度分别产生了强烈的凇附和凝华过程; 来自南海、经过城市热岛的边界层入流空气具有深厚的较大对流有效位能 (CAPE), 有助于雨团内部产生大范围正温度扰动和强热力有效浮力, 促进对流增强。(2) Storm2 的偏南入流空气的 CAPE 较小, 最强上升运动达到 8 m·s^{-1}, 位于约 3 km 高度, 凇附和凝华较弱, 但在融化层以下的凝结潜热释放远强于 Storm1, 这与 Storm2 中低层上升气流和其后部 2 km 高度以下的下沉气流组成的闭合环流关系密切; 下沉气流增强了近地面偏北风冷出流, 与边界层偏南气流形成强水平辐合中心, 促进雨团低层上升运动的增强, 反过来增强低层辐合, 形成正反馈效应使对流迅速发展。

关键词: 极端降水事件; 非线状对流系统; 动力结构; 微物理结构; 数值模拟; 区域耦合模式

中图法分类号: P458.2　　**文献标志码**: A　　**DOI:** 10.12406/byzh.2025−034

Modeling and analysis of the dynamical and microphysical structures of two cellular rainstorms in South China coasts

LI Zhenghui[1, 2], LUO Yali[3, 4, 5]

(1. *State Key Laboratory of Severe Weather Meteorological Science and Technology*, *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081; 2. *College of Earth and Planetary Sciences*, *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 101408; 3. *State Key Laboratory of Climate System Prediction and Risk Management/Key Laboratory of Meteorological Disaster*, *Ministry of Education/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044; 4. *School of Atmospheric Sciences*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044; 5. *Fujian Key Laboratory of Severe Weather* & *Key Laboratory of Straits Severe Weather*, *China Meteorological Administration*, *Fuzhou* 350001)

Abstract: Most of the heavy rainfall-producing convective systems in coastal areas of South China exhibit a nonlinear echo shape, with a broad range of convective intensity. Their internal dynamical structures remain elusive. This study focuses on two nonlinear-shaped rainstorms (referred to as “Storm1” and “Storm2”) with distinctly different convective intensities during the extreme rainfall event influencing Guangzhou in the early morning of May 7, 2017. Using the WRF-Chem-SBM model with a 3 km grid spacing coupled with a multi-layer urban canopy model and a building energy model, the study successfully simulates the evolution of the two rainstorms. The

收稿日期: 2025−02−25; **定稿日期**: 2025−06−12

资助项目: 国家自然科学基金项目 (42030610); 南京信息工程大学高层次人才科研启动项目 (2023r21)

第一作者: 李争辉, 主要从事暴雨等强对流天气数值模拟研究。E-mail: 646194246@qq.com

通信作者: 罗亚丽, 主要从事中尺度气象学以及数值模拟和气候变化研究。E-mail: yali.luo@nuist.edu.cn

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY−NC−ND 4.0

dynamical and microphysical structures of the two rainstorms are analyzed using the simulation outputs. The results are as follows. (1) Storm1 presents a circulation pattern with tower-like updrafts and strong upper-level outflows. The maximum updraft velocity of 11 $m\cdot s^{-1}$ occurs at a height of 7 km, with strong riming and deposition processes occurring at about 7 km and between 9 and 10 km, respectively. The boundary layer inflows from the South China Sea, passing through the urban heat island, contain a substantial amount of convective available potential energy (CAPE), which helps generate widespread positive temperature anomalies and strong thermodynamic buoyancy inside Storm1, and thus promotes convective intensification. (2) The southerly inflow fed into Storm2 has lower CAPE. The maximum vertical velocity is about 8 $m\cdot s^{-1}$, but located at approximately 3 km height. The riming and deposition processes are much weaker, while the latent heat release from condensation below the melting layer is much stronger than in Storm1. This is closely related to the closed circulation formed by the mid-to-lower-level updrafts in Storm2 and the downdrafts below 2 km at its rear. The enhanced downdraft strengthens the near-surface northerly cold outflow, forming a strong horizontal convergence center with the southerly airflow in the boundary layer. This convergence promotes the enhancement of the low-level upward motion of the rainstorm, which in turn reinforces the low-level convergence, creating a positive feedback effect that facilitates the rapid convective development.

Key words: extreme rainfall event; nonlinear-shaped convective systems; dynamical structure; microphysical structure; numerical simulation; regional coupled model

引　言

位于东亚季风区的华南地区是全球强降水发生频率和强度最高的地区之一 (Ding and Chan, 2005; Luo et al., 2017)。在华南暖季较弱的对流层垂直风切变和较高的大气湿度 (Li et al., 2020; Yu et al., 2023) 条件下, 非线状的 β 中尺度对流系统是产生华南强降水的主要对流类型 (Xu et al., 2009; Qiu et al., 2024)。近年来, 利用双偏振雷达等新型仪器的观测研究发现, 造成华南地区极端降水的对流强度差异较大 (Yu et al., 2022; Gao et al., 2023), 接近三分之一的极端小时降水对流的 40 dBz 高度不到 6 km, 对流强度弱, 而也有约三分之一的极端小时降水对流的 40 dBz 高度超过 9 km, 对流强度很强 (Qiu et al., 2024), 该特征在东亚其他地区如朝鲜半岛 (Sohn et al., 2013) 和中国东部 (杨忠林等, 2019) 也有发现。由于缺乏针对深对流云中空气垂直速度的观测, 并且双偏振雷达和卫星探测 (Liu and Zipser, 2015; Xu, 2020) 没有对云内微物理过程进行直接、定量诊断的能力, 对于华南非线状强降水对流系统的动力和微物理结构仍然缺乏清晰的认识。

2017 年 5 月 6 日 23 时 (北京时, 下同) 至 7 日 06 时 (以下简称为“5·7”降水事件), 在远离地面切变线、低空低涡的暖区 (黄士松, 1986; Luo et al., 2020), 华南沿海珠三角城市群的北部边界地区相继出现了两个 β 中尺度雨团 (以下简称 Storm1 和 Storm2), 分别在广州市花都区和增城区产生了 116.3 mm 和 184.4 mm 的极端小时降水 (Zeng et al., 2021)。此次事件降水强度极端、可预报性低 (伍志方等, 2018; 陈涛等, 2019), 多项研究分析了“5·7”降水事件的触发、发展过程, 认为局地地形造成的辐射降温和超大城市群的城市热岛效应是 Storm1 对流发展的关键因素 (徐珺等, 2018; Wu et al., 2020; Yin et al., 2020; Gao et al., 2021; Zhang et al., 2022), 而降雨产生的中尺度冷池与来自南海北部边界层内持续的偏南气流形成中尺度边界, 从而持续抬升暖湿气流, 是 Storm2 得以维持的重要机制 (田付友等, 2018; Huang et al., 2019)。

Li 等 (2021) 研究发现在相似的大尺度天气背景下, “5·7”降水事件两个雨团的对流特征存在显著差异: Storm1 具有较高的云顶、频繁的闪电, 融化层之上存在大量霰粒子, 对流强度较强; 而 Storm2 几乎没有闪电, 也几乎没有霰粒子的存在, 对流强度相对弱。虽然有少数研究关注了 Storm2 的内部动力结构和微物理特征 (Huang et al., 2019; Yin et al., 2020; Li et al., 2021), 但是几乎没有针对 Storm1 动力结构的研究, 而针对 Storm2 的模拟研究结论与实际过程可能存在偏差。例如, Huang 等 (2019) 模拟研究指出 Storm2 伴随的中尺度旋转增强了其下方的非线性扰动气压梯度力, 加速了空气的上升运动。然而, 其模拟的旋转中心位于 4 km 高度, 远高于 Li 等 (2021) 用四维变分多普勒雷达分析系统 (VDRAS) (Sun et al., 1997) 分析得到的位于 1.5 km 的浅薄涡旋中心, 这样的模拟结果可能高估了旋转增强空气垂直速度的垂直范围, 此外, Storm2 位于融化层之下的上升速度中心也被模拟到了融化层之上 (Huang et al., 2019; Yin et al., 2020)。利用双偏振雷达 (Li et al., 2021; Wang et al., 2023) 和雨滴谱仪 (傅佩玲等, 2018; Li et al., 2021) 的研究得到较为一致的结论, 即 Storm2 的融化层以下具有高浓度的液态水含量和大量直径小于 2 mm 的小到中等尺寸雨滴, 很可能存在着活跃的液滴碰并过程, 对流性质接近海洋型对流, 而 Storm1 更接近大陆性对流。然而, 通过观测手段只能推测对流强度及其内部云微物理过程, 缺少对对流系统发展的动态认识。

准确描述云微物理过程及其与动力过程的耦合作用对模拟对流系统至关重要 (Zhang et al., 2021)。分档 (Bin) 云微物理方案使用离散化分布函数 (非解析函数) 来描述粒子谱, 并预测过饱和度, 能够提供相对于整体 (Bulk) 云微物理方案更为真实的物理表示 (Khain et al., 2015; Morrison et al., 2020)。此外, 对于受到包括城市热岛、局地地形、气溶胶 (Yun et al., 2024) 等多尺度因素影响的暖区强降水, 将天气预报模型与气溶胶化学模块和多层城市冠层模型耦合, 有助于充分考虑人类活动影响、云微物理-动力过程反馈。

本文利用先进的耦合模式 WRF-Chem-SBM, 进一步耦合多层城市冠层模型, 对“5·7”降水事件进行模拟, 试图还原事件中的两个雨团各自的合并形成过程和对流强度特征, 对比分析其演变过程中不同的三维动力结构, 以期提升对东亚季风区强降水对流精细结构的认识。

1 资料和方法

1.1 观测资料和再分析数据

本文使用的资料数据包括: (1) 国家气象信息中心提供的地面自动气象站逐小时降水和气象要素数据 (包括 10 m 风速、2 m 温度、相对湿度和地表气压), 用于评估模拟的降水和气象要素值。利用站点观测的 2 m 气温、相对湿度和地表气压计算 2 m 相当位温 (θ_e) (Bolton, 1980)。(2) 国家气象信息中心提供的广州 S 波段雷达组合反射率观测数据, 时间分辨率 6 min, 已通过模糊逻辑方法质量控制 (Wu et al., 2018; Liu et al., 2018), 用于分析对流雨团的演变过程。(3) 美国国家地理信息中心提供的 2013 年 DMSP/OLS 夜间灯光数据 (Elvidge et al., 1997), 用于模式对比判断粤港澳大湾区的城市边界 (图 1)。(4) 欧洲中期天气预报中心提供的 ERA5数据逐小时不同气压层环流要素数据 (Hersbach et al., 2020), 用于分析降水发生的大尺度天气背景。(5) 中国科学院资源环境科学数据平台提供的 2015 年 100 m 网格分辨率土地利用数据集, 将其转换为与 WRF 模型兼容的土地利用分类 (Sun et al., 2021; Li et al., 2024) 的数据格式。利用此数据得到的城市下垫面分布与利用城市夜间灯光数据 (Elvidge et al., 1997) 得到的城市范围基本一致 (图 1b), 能更加真实地表现城镇化等人类活动对土地利用的改变。

1.2 模式介绍与试验方案

本文采用数值模式 WRF-Chem-SBM_V3.6.1 (Gao et al., 2016), 它在 WRF-Chem 的基础上, 实现了分档云微物理方案 Fast version of the Hebrew University Cloud Model (HUCM) (Khain et al., 2004) 和分档气溶胶模块 Model for Simulating Aerosol Interactions and Chemistry (MOSAIC) (Zaveri et al., 2008) 的耦合。在此基础上, 进一步采用模式中的城市冠层选项, 即耦合多层城市冠层模型 (BEP) (Martilli, 2002) 和建筑物能量模型 (BEM) (Salamanca et al., 2010)。该模式配置在以往研究中成功地重现了真实个例中气溶胶时空分布的高度不均匀性 (Zhang et al., 2021), 并合理地再现了产生强降水 (Fan et al., 2020)和冰雹 (Lin et al., 2021) 的深对流中云-气溶胶相互作用与云微物理-对流过程耦合效应。

试验方案采用单个模拟区域 (图 1a), 水平网格距为 3 km, 模式顶位于 50 hPa, 垂直层数为 81 层, 其中 1.5 km 以下有 27 层。为了确保充分的化学混合

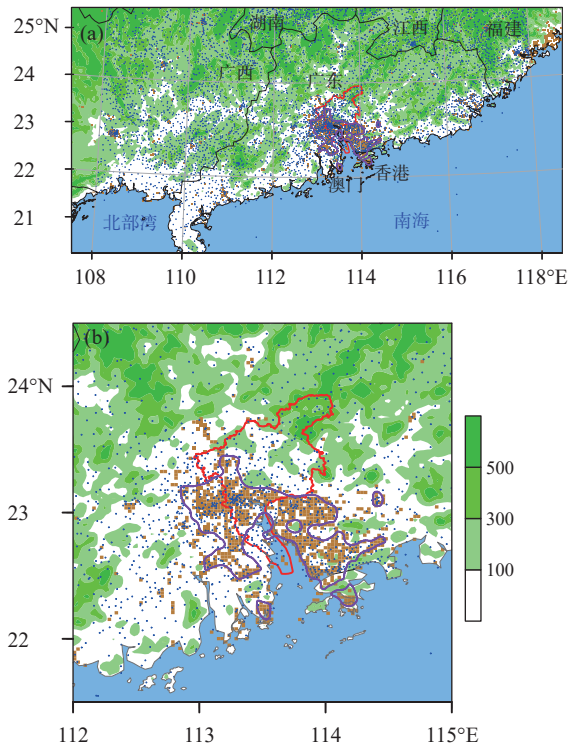


图 1 模拟区域 (a) 及珠三角城市群附近 (b) 的地形高度 (绿色填色, 单位: m) (棕色点表示模拟中土地利用为城市的网格点, 蓝色小点代表自动气象站, 红线表示广州市边界, 紫线是用 2013 年美国国防气象卫星 DMSP/OLS 夜间灯光数据得到的城市群边界,下同)

Fig. 1 Topography (green shading, unit: m) over the (a) simulation domain and (b) the vicinity of the Pearl River Delta urban agglomeration. Brown dots indicate grid points in the simulation where the underlying land use is urban, blue dots represent automatic weather stations, the red line marks the boundary of Guangzhou, and the purple lines delineate the urban agglomeration boundary derived from the 2013 Defense Meteorological Satellite Program/Operational Linescan System (DMSP/OLS) nighttime light data

(Chen et al., 2013), 模拟从 2017 年 5 月 3 日 20 时启动, 约提前降水事件发生 3 d。初始和侧边界条件来源于 ERA5 再分析数据 (水平网格距 0.25°) (Hersbach et al., 2020), 化学场在侧边界处使用逐 3 h 的 MERRA-2 数据 (Gelaro et al., 2017)。模拟采用两种不同的人为化学排放清单: 在广东省内采用高时空分辨率的人为排放数据集 (逐小时, 水平网格距 3 km) (Huang et al., 2021; Xu et al., 2022; Zhong et al., 2018), 在广东省外则使用 MEIC 清单 (逐月, 水平网格距 0.1°) (Li et al., 2017; Zheng et al., 2018)。用最近邻插值法分别将两套排放清单插值到水平网格距 3 km 的模式网格上。模拟中使用的其他物理参数化方案包括: RRTM 长波和短波辐射参数化方案 (Iacono et al., 2008)、Boulac 行星边界层方案 (Bougeault and Lacarrère, 1989)、Noah 陆面方案 (Tewari et al., 2004) 以及经修订的 MM5 Monin-Obukhov 表面层方案 (Jimenez et al., 2012)。

1.3 识别中尺度冷池

为了分析由对流产生的冷池的位置和强度, 参考 Emanuel (1994) 和 Panosetti 等 (2016) 引入密度位温 (θ_ρ), 其计算公式为

$$\theta_\rho = \theta \frac{1+\frac{R_v}{R_d}Q_v}{1+Q_T} \tag{1}$$

其中, θ 表示位温, R_v 和 R_d 分别是水汽和干空气的气体常数, Q_v 表示比湿, Q_T 是水汽、液态水和固态水的总混合比。冷池表现为相对较低的 θ 和较高的 Q_T, 本文将地面以上垂直方向不间断的 θ_ρ< 300 K 的空气层范围定义为冷池。

2 两个强降水雨团的对流动力结构和微物理特征

2.1 对流演变过程模拟结果检验

“5·7”降水事件发生前, 珠三角地区上空 500 hPa 等位势高度线较平直 (图 2), 对流层中层没有明显的槽脊系统。雨团发生在边界层 (950 hPa) 以下东北—东南风形成的准东西向切变线南侧约 100 km 的暖区。尽管没有边界层急流的存在, 但来自海洋的东南气流持续将高湿空气输送至城市群区域。在 7 日午夜前后, 多个对流单体在城市群北部的高相当位温 (θ_e) 区域触发, 这些单体逐渐长大, 其中最南端的对流单体直接与来自洋面、经过城市群的近地面暖湿空气相连 (图 3a)。这些对流单体发生合并, 迅速演变为一个孤立的雨团, 即 Storm1(图 3b、c)。Storm1 形成之后维持准静止状态 (图 3d—f), 并在 02—03 时产生了 116.3 mm 的小时降水量 (图 4b)。02:42 左右 (图 3f), Storm1 逐渐减弱, 在其东南方向约 20 km 的距离, 多个小对流单体在弱 θ_e 梯度的环境中相继触发, 并缓慢向北移动, 形成一个零散单体组成的对流区域 (图 3g)。在该对流区的南侧, 另有两个对流单体 (C1 和 C2) 发展 (图 3g), 并于 05:00 合并增强为另一个雨团 Storm2 (图 3h—k)。在 Storm2 发展阶段, 近地面偏南气流相较于 Storm1 阶段有所增强。Storm2 状态稳定且移动缓慢 (图 3l), 在 05—06 时产生的小时降水量甚至超过了 Storm1 (图 4b、d)。

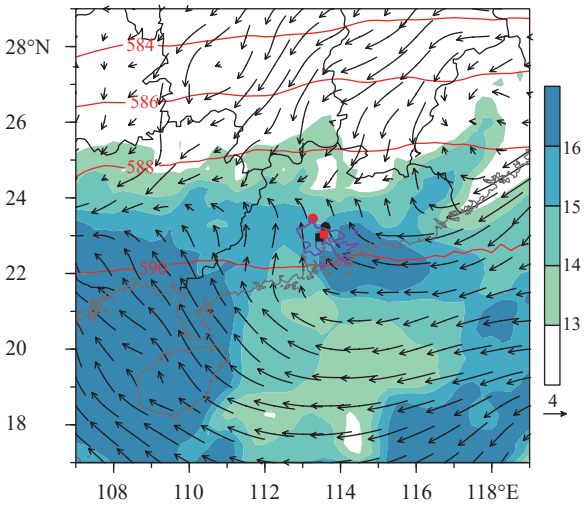


图 2 2017 年 5 月 6 日 23 时对流触发前 500 hPa 位势高度 (红线, 单位: gpm)、950 hPa 比湿 (填色, 单位: g·kg^{-1}) 和水平风矢量 (箭头, 单位: m·s^{-1}) 再分析场 (红、黑色圆点 (方块) 分别对应 Storm 1、Storm 2 最大小时降水站点观测 (模拟) 位置)

Fig. 2 Geopotential height at 500 hPa (red contours, unit: gpm), specific humidity at 950 hPa (shadings, unit: g·kg^{-1}), and horizontal wind vectors (arrows, unit: m·s^{-1}) from reanalysis data at 23:00 BT on 6 May 2017, prior to convective initiation. Red and black dots (squares) represent the observed (simulated) locations of maximum hourly rainfall associated with Storm1 and Storm2, respectively

模拟结果与观测相似, 7 日午夜前后, 源自海洋并到达城市群的偏南暖湿气流前缘触发了一系列对流单体 (图 5a)。这些对流单体迅速发展 (图 5b), 对流内部最大垂直速度都超过 5 m·s^{-1}, 在合并过程中形成了一个准团状的 β 中尺度对流体, 其雷达组合反射率水平形态和发生时间均与观测的 Storm1 基本一致, 因此, 定义其为模拟的 Storm1 (图 5c)。与 Li 等 (2021) 采用 VDRAS 得到的同期结果一致, 模拟的 Storm1 具有较强的对流强度, 雷达组合反射率超过 55 dBz, 最大垂直速度超过 8 m·s^{-1} (图 5d、e), 并在 01:12—02:12 产生了 72 mm 的最大小时降水 (图 4a)。随着 Storm1 减弱, 在其西侧近地面冷出流与高 θ_e 之间出现强水平辐合 (图 5f), 促使对流单体 C1 的形成

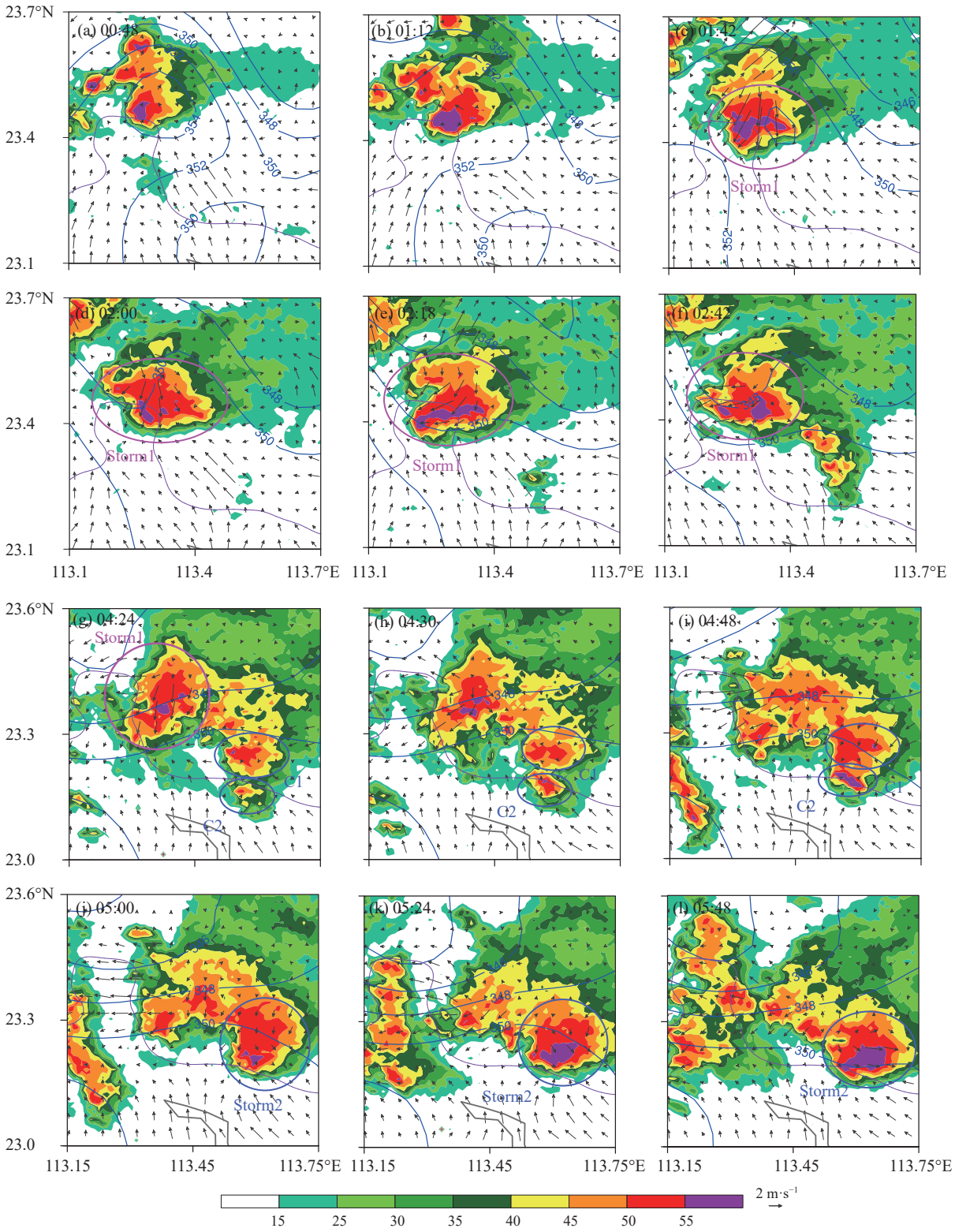


图 3 2017 年 5 月 7 日 00:48 (a) —05:48 (l) 不同时次广州雷达观测的组合反射率 (填色, 单位: dBz) 叠加基于站点观测的相当位温 θ_e (蓝线, 单位: K) 和 10 m 水平风矢量 (箭头) 分布 (紫色细线表示城市群边界, 下同; 图 c—g 中红色圆圈表示 Storm1 雨团, 图 g—i 中蓝色圆圈分别表示对流单体 C1 和 C2, 图 j—l 蓝色圆圈表示 Storm2 雨团)

Fig. 3 Composite reflectivity (shaded; unit: dBz) observed by the Guangzhou radar during (a) 00:48– (l) 05:48 BT on 7 May 2017, superimposed with station-based equivalent potential temperature θ_e (blue contours, unit: K) and 10 m horizontal wind vectors (arrows). The thin purple lines denote the urban agglomeration boundary. Red circles in panels (c–g) highlight the Storm1, while blue circles in panels (g–i) indicate convective cells C1 and C2, and those in panels (j–l) mark the Storm2

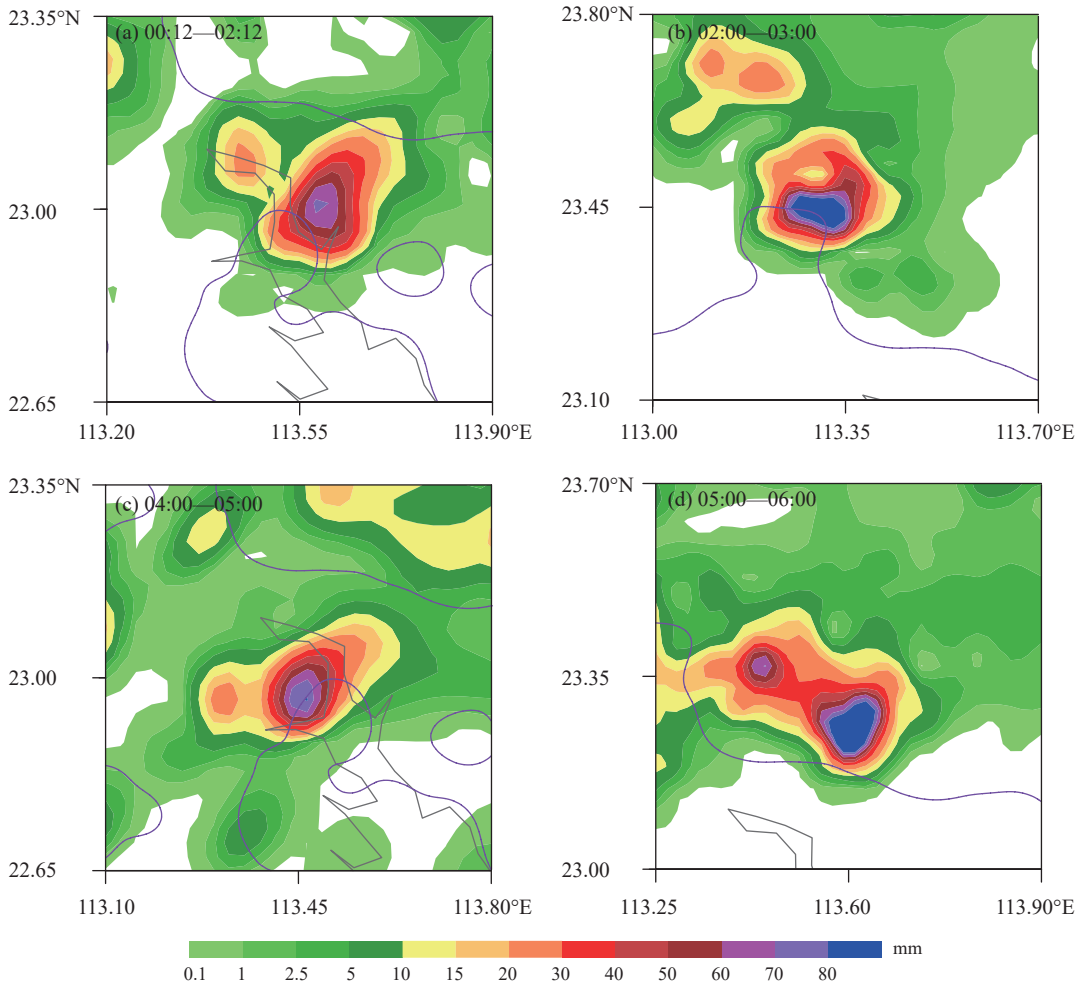


图 4 2017 年 5 月 7 日 Storm1 (a, b) 和 Storm2 (c, d) 不同时段最大小时降水量 (填色) 实况分布 (b, d) 与 WRF 模式模拟结果 (a, c)

Fig. 4 Maximal hourly rainfall (shaded) from (a, c) WRF simulation and (b, d) observation produced by (a, b) Storm1 and (c, d) Storm2 on 7 May 2017

(图 5g)。同时在 C1 南侧, 弱 θ_e 梯度偏南气流中生成了另一个对流单体 C2。C2 逐渐增强并向北移动, 与 C1 合并 (图 5h), 于 03:50 左右形成另一个准团状的 β 中尺度对流体, 其雷达组合反射率水平形态和发生时间均与观测的 Storm2 基本一致, 因此, 定义为模拟的 Storm2 (图 5i)。在大约 10 min 内, Storm2 中的上升气流强度和雷达组合反射率迅速增强 (图 5j), 最大垂直速度超过 8 m·s^{-1} (图 5k、l), 并在 04:00—05:00 产生了超过 80 mm 的最大小时降水 (图 4c)。与 Storm1 发展阶段相比, 由于过去数小时的长波辐射冷却效应, Storm2 的近地面气流的 θ_e 有所降低, 但上游区域的偏南气流有所增强。

可见, 模拟准确再现了两个雨团发展期间关键的环境大气热动力条件, 尤其是 Storm1 发展阶段的近地面高 θ_e 环境, 持续的近地面偏南暖湿气流及其在 Storm2 阶段的风速增强。此外模拟还较为准确地重现了雨团的主要对流演变过程, 例如对流单体发生合并和快速加强, 引发 Storm1 快速发展 (图 5a—c), 以及 C1 和 C2 通过合并最终形成 Storm2 的过程 (图 5g—j)。基于此, 进一步分析对流演变过程中的雨团内部动力结构及其微物理特征。

2.2 Sorm1 和 Storm2 的动力结构和微物理特征

为了进一步分析动力结构和微物理特征, 图 6 给出两个对流体不同高度的最强上升速度和最大水凝物质量演变特征。在 00:52 Storm1 快速增强之前, 垂直速度大值中心位于约 4 km 高度 (图 6a), 之后空气最大上升速度迅速增强, 强上升运动中心快速向上发展, 01:08 大于 10 m·s^{-1} 的强上升气流上升至融化层 (5 km 高度) 以上, 总水凝物质量和霰粒子的质量随之显著增多。由于凇附作用 (Rogers and Yau, 1989), 即强上升气流携带的过冷液滴被雪和冰晶通过碰撞捕获, 霰的质量在 8 km 高度 (−20 ℃ 等温线处) 达到最大 (图 6a)。01:14 Storm1中的上升气流强度达到最大, 约 11 m·s^{-1}, 且垂直速度超过 6 m·s^{-1} 的区域在 0 ℃ 等温线以上维持了近1 h, 导致地面持续出现较高的瞬时降水率 (图 6b), 并产生了最大小时降水量 (图 4a)。

Storm2 的对流强度和水凝物演变特征与 Storm1

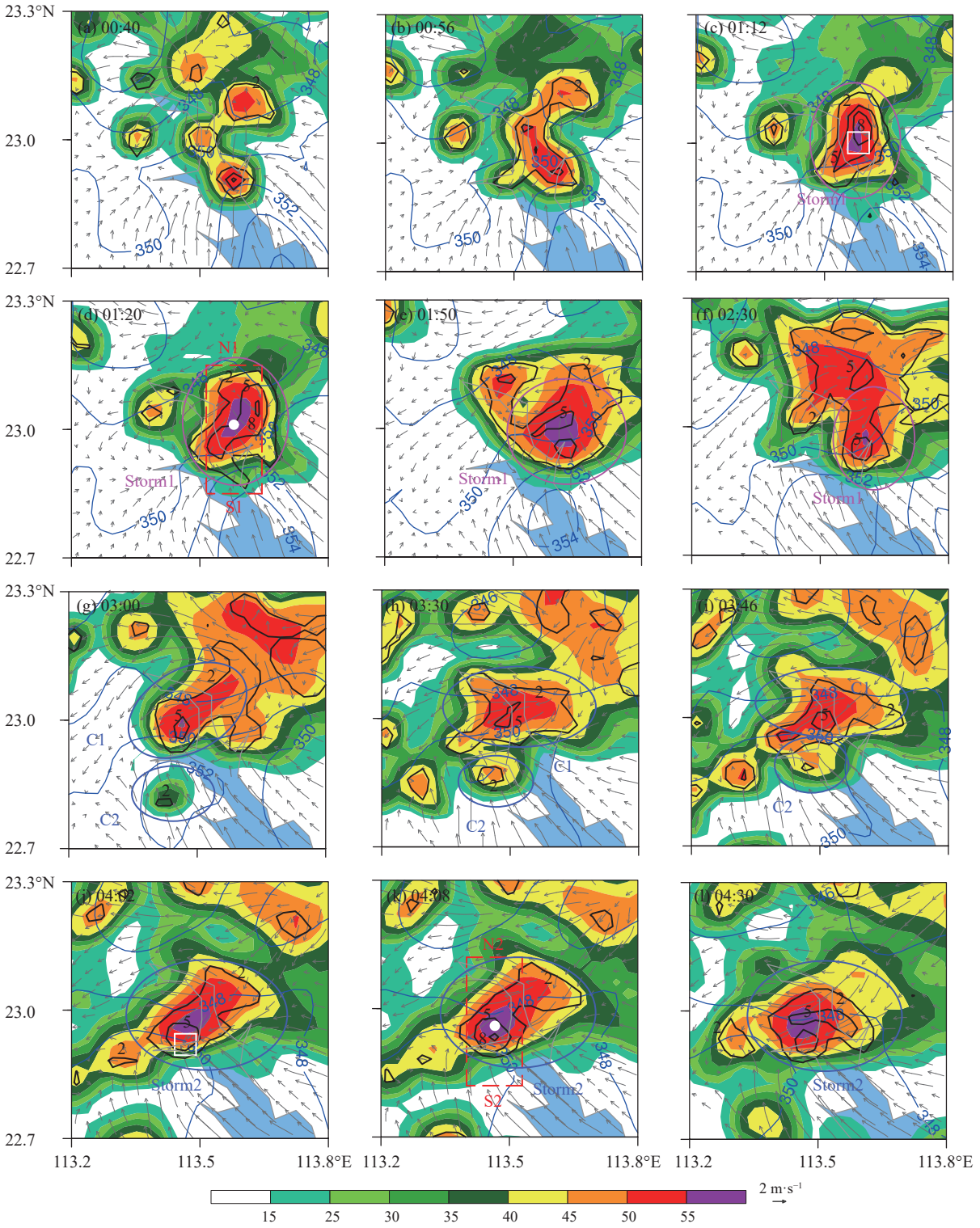


图 5 同图 3, 但为模拟结果的不同时次 (黑色等值线表示垂直方向最大垂直速度, 单位: $m \cdot s^{-1}$; 蓝线表示 10 m θ_e, 单位: K; 图 d、k 中白色圆点表示由雨团产生的最大小时降水位置, 红色虚线框 S1—N1、S2—N2 分别表示后文中计算经向平均垂直截面的区域及方向, 图 c、j 中的白色方框表示图 11 中计算对流中心物理量垂直廓线的区域)

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for the simulation results (Black contours indicate the maximum vertical velocity in the vertical direction, unit: $m \cdot s^{-1}$. Blue lines represent 10 m θ_e, unit: K. White dots in Fig. d and k denote the locations of the maximum hourly rainfall associated with the two storms. The red dashed boxes S1–N1, S2–N2 indicate the regions and directions used for calculating the meridional-mean vertical cross sections presented later. The white rectangles in Fig. c and j mark the areas used for calculating the vertical profiles of convective core properties shown in Fig. 11)

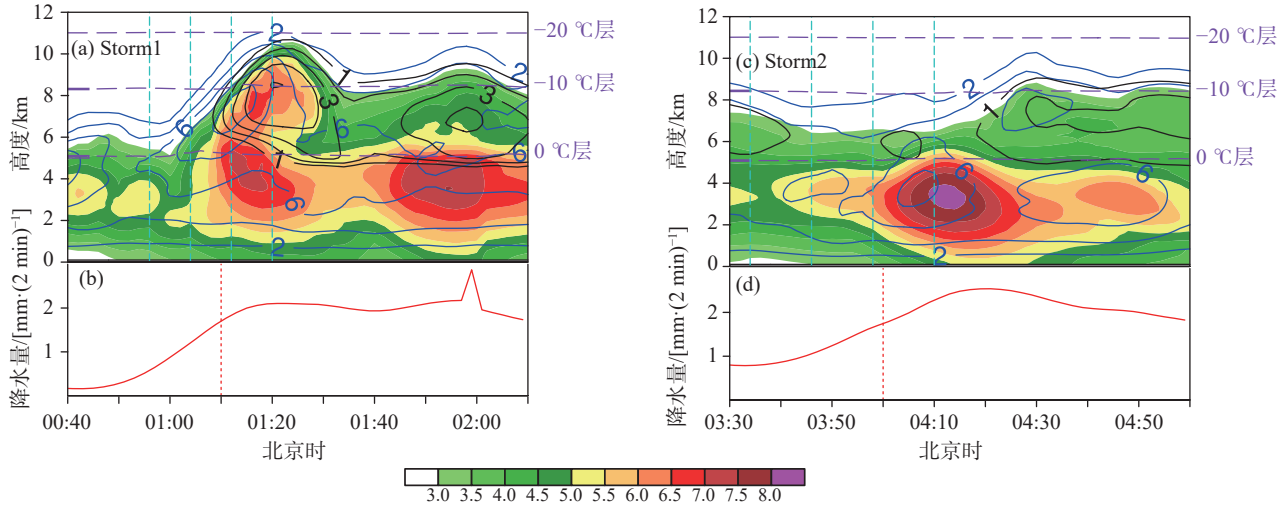


图 6 模拟结果 Storm1 区域 (图 5d 中红色虚线框) 不同高度最大的总水凝物 (填色, 单位: g·kg^{-1})、霰 (黑色线, 单位: g·kg^{-1}) 以及最大空气垂直速度 (蓝色线, 单位: m·s^{-1}) 随时间的演变 (浅蓝色虚线表示图 7 中垂直截面对应的时间, 紫色虚线表示 0 ℃、−10 ℃ 和 −20 ℃ 所在层高度, 下同) (a), Storm1 最大小时降水格点处 (图 5d 中白点) 及其周围一共 9 点平均的每 2 min 降水量的时间序列 (红色虚竖线表示最大小时降水的开始时刻) (b), (c)、(d) 同 (a)、(b), 但对应 Storm2

Fig. 6 The (a) evolution over time of maximum total water content (shaded, units: g·kg^{-1}) and graupel (black line, units: g·kg^{-1}) mass mixing ratios, as well as maximum vertical air velocity (blue line, units: m·s^{-1}) at different heights in the simulated Storm1 region (outlined by red dashed box in Figure 5d) (Light-blue dashed lines indicate the time of vertical cross sections in Fig. 7, the three purple dashed lines represent the heights of air temperature of 0℃, −20℃, −40℃). (b) Time series of 2-minute rainfall accumulation at the grid point of maximum hourly rainfall in Storm1 (white dot in Fig. 5d) and the average over the surrounding 9 grid points (The red dashed vertical line indicates the onset time of the maximum hourly rainfall). (c), (d) are similar to (a), (b), but correspond to Storm2

具有明显差异。在 03:46—04:02 的十几分钟内, C1 和 C2 合并形成 Storm2 (图 5i、j), 对流的上升运动迅速增强, 最大垂直速度从 6 m·s^{-1} 加强至 8 m·s^{-1} 以上 (图 6c), 与 Storm1 不同的是, 8 m·s^{-1} 的垂直速度等值线始终未超过 4.5 km 高度, 最大垂直速度出现在约 3 km 高度 (图 6c)。不论是最大上升速度的强度还是垂直高度, 都与 Li 等 (2021) 用 VDRAS 得到的分析结果一致。由于 Storm2 的上升运动中心低矮, 在 Storm2 快速增强阶段, 几乎没有霰粒子出现 (图 6c), 在 04:20 仅有少量的霰粒子出现在 0 ℃ 到−10 ℃ 高度之间。然而 0° C 等温线以下的云水和雨水含量在 Storm2 中显著高于 Storm1(图 6a、c), 说明 Storm2 中 0 ℃ 等温线以下的较强上升气流促进了更为活跃的暖雨过程, 这一过程在对流强度较弱、对流高度低矮的情况下对强降水率的形成 (图 6d) 起到了关键作用 (Yu et al., 2022)。上述关于两个雨团的对流与微物理特征与 Li 等 (2021) 利用双偏振雷达观测和 VDRAS 的分析和推测结果一致, 并且本文给出了更加精细、定量的基于对流发展过程的演变特征, 体现了此模拟结果的优势。

上述模拟结果从对流垂直速度和水凝物演变的角度证明了此模拟结果还原对流发展过程的可信性, 在此基础上进一步分析两个雨团发展过程中如何与环境相互作用, 并形成各自独特的动力结构和微物理特征。沿图 5d 中的红色虚线框 S1—N1 方向, 分析 Storm1 东西向平均的垂直剖面 (图 7 和图 8)。00:56, 多个合并中的对流单体 (图 5b) 在南北方向上形成了约 20 km 宽度的上升气流 (图 7a), 超过 3 m·s^{-1} 的上升运动出现在对流最南端, 直接与边界层内高 CAPE 的入流空气相连通, 这一特征也和观测中强雷达组合反射率位于对流体的南端相一致 (图 3b)。高 CAPE (超过 1 000 J·kg^{-1}) 的边界层偏南气流被弱冷池抬升, 源源不断地倾斜进入对流内部 (图 7a), 在 3 km 高度形成了超过 1.5 K 的正气温扰动中心, 这必将产生较强的热力有效浮力 (Dawson et al., 2016), 从而进一步增强上升运动。此时, 对流顶部刚刚突破融化层, 云微物理过程以水汽向液滴表面凝结为主 (图 8a), 雨水已经产生 (图 8e)。

随着对流单体的进一步合并和近地面高 CAPE 能量在上升过程中的释放, 正气温扰动和上升速度加强 (图 7b), 凝结过程进一步增强 (图 8b), 进而产生了更多雨水 (图 8f), 而云水含量的中心位于雨水区域的顶部。仅仅 8 min 后 (图 7c), 对流强上升中心升高至 5 km 高度以上, 最大平均上升速度超过 7 m·s^{-1}, 大于 1 m·s^{-1} 的上升气流达到 10 km 高度。厚度约 2 km 的偏南入流在水平方向 20 km 范围倾斜上升,

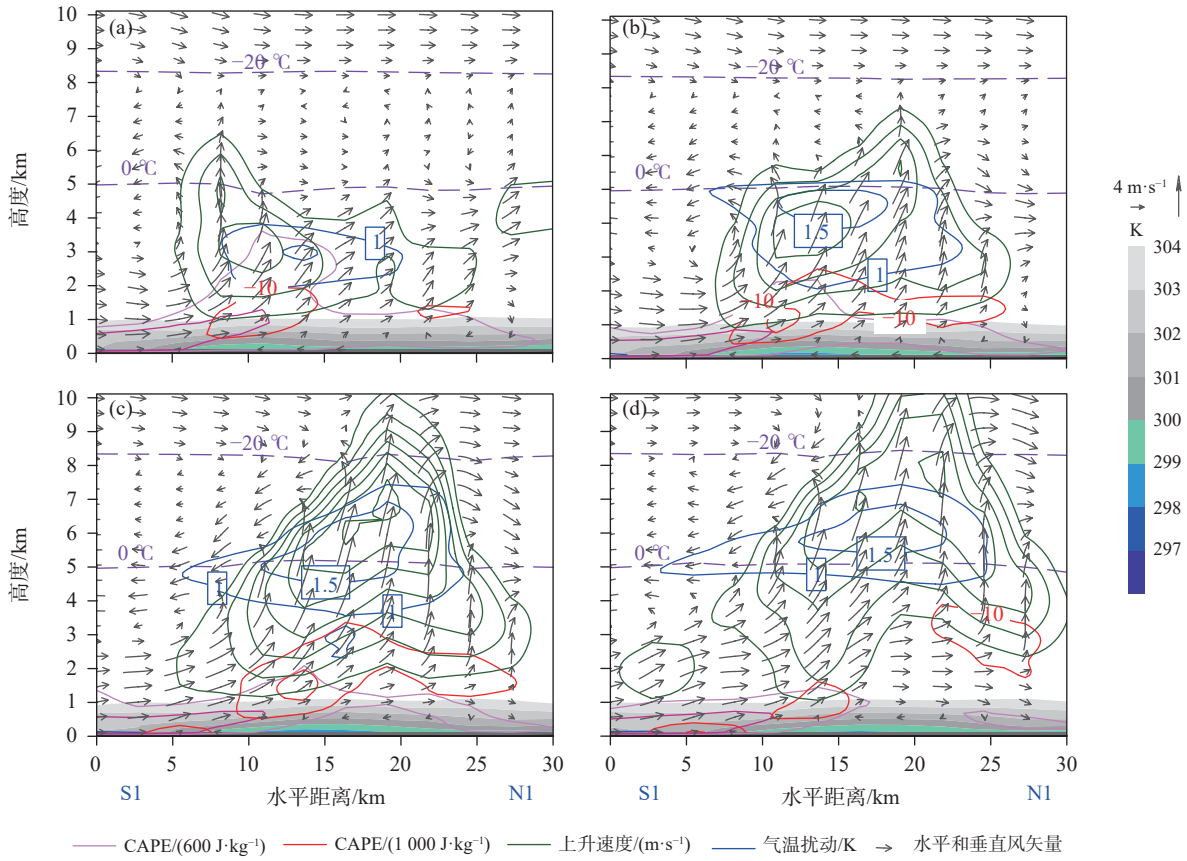


图 7 Storm1 在 00:56 (a)、01:04 (b)、01:12 (c)、01:20 (d) 沿图 5d 红虚线框范围东西方向 (S1—N1) 平均的垂直剖面 (填色为 θ_ρ, 单位: K, 其中蓝色表示冷池; 红色线表示水平辐合, 单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 7 North–south vertical cross sections averaged zonally within the red dashed box in Fig. 5d for Storm1 at (a) 00:56, (b) 01:04, (c) 01:12, and (d) 01:20 (Shadings represent density potential temperature $\theta\rho$, units: K, with blue areas indicating the cold pool. Red contours indicate horizontal convergence, unit: 10^{-5} s^{-1})

在 5 km 高度以上转为接近竖直上升, 并在 5 km 高度以上形成南北两个方向的强烈下沉出流, 对流呈现出塔状上升气流和高层强烈辐散出流的结构。凝结速率也呈现类似上升气流的塔状, 并在融化层高度附近比上一时次显著增强, 凇附过程出现在融化层之上 (图 8c), 导致霰粒子的出现 (图 8g)。随着上升气流维持塔状结构进一步向上发展 (图 7d), 凝华中心出现在−20 ℃ 等温线之上 (图 8d), 冰晶和霰粒子质量浓度达到 Storm1 生命史的最大 (图 8h)。在对流发展到最强盛的阶段, 下沉气流始终不明显, 仅在 1 km 高度以下有微弱的下沉运动。地面的弱冷池水平范围有所扩大, 但强度始终不强, <300 k 的密度位温厚度仅约 200 m。

Storm2 发展过程中, 环境与对流的相互作用、以及对流的动力结构和微物理特征与 Storm1 明显不同。沿图 5k 中的红色虚线框 S2—N2, 分析 Storm2 东西向平均的垂直剖面 (图 9 和图 10)。03: 30, 南侧的对流单体 C2 向北移动, 逐渐接近北边的 C1 (图 9a), 与 Storm1 阶段深厚的高 CAPE 入流空气不同, 偏南空气的 600 J·kg^{-1} CAPE 等值线不到 1 km 高度 (图 9a), 1 000 J·kg^{-1} 仅存在于近地面一两百米高度内, 这是过去几小时内长波辐射冷却效应导致的。相应的, 对流内部正的气温扰动的空间范围远小于 Storm2 (对比图 9a 和 7a), 且中心强度也较低。C1 和 C2 此时都凝结生成了云水 (图 10a、b), 并产生了雨水 (图 10e、f)。03:45, C2 的上升气流逐渐成为 C1 入流的一部分, 增强了 C1 的入流强度 (图 9b)。对流中心增强, 位于 3 km 高度, 由于入流空气的 CAPE 仍然较低, 正的气温扰动仍然较弱, 其导致的热力有效浮力必然小于 Storm1, 这也是 Storm2 的垂直速度难以向上发展的可能原因。

随着两个对流单体完全合并 (图 9c), 上升气流中心平均强度迅速增强至 5 m·s^{-1} 以上, 但强上升气流中心始终维持在 3 km 高度。值得注意的是, 在上升气流的后侧 2 km 高度以下形成了下沉气流并向南回流, 与上升气流形成了完整的闭合环流 (图 9c)。被下沉支增强的浅薄冷池和近地面偏北出流与偏南气流在 1 km 高度以下形成最大强度超过−20×

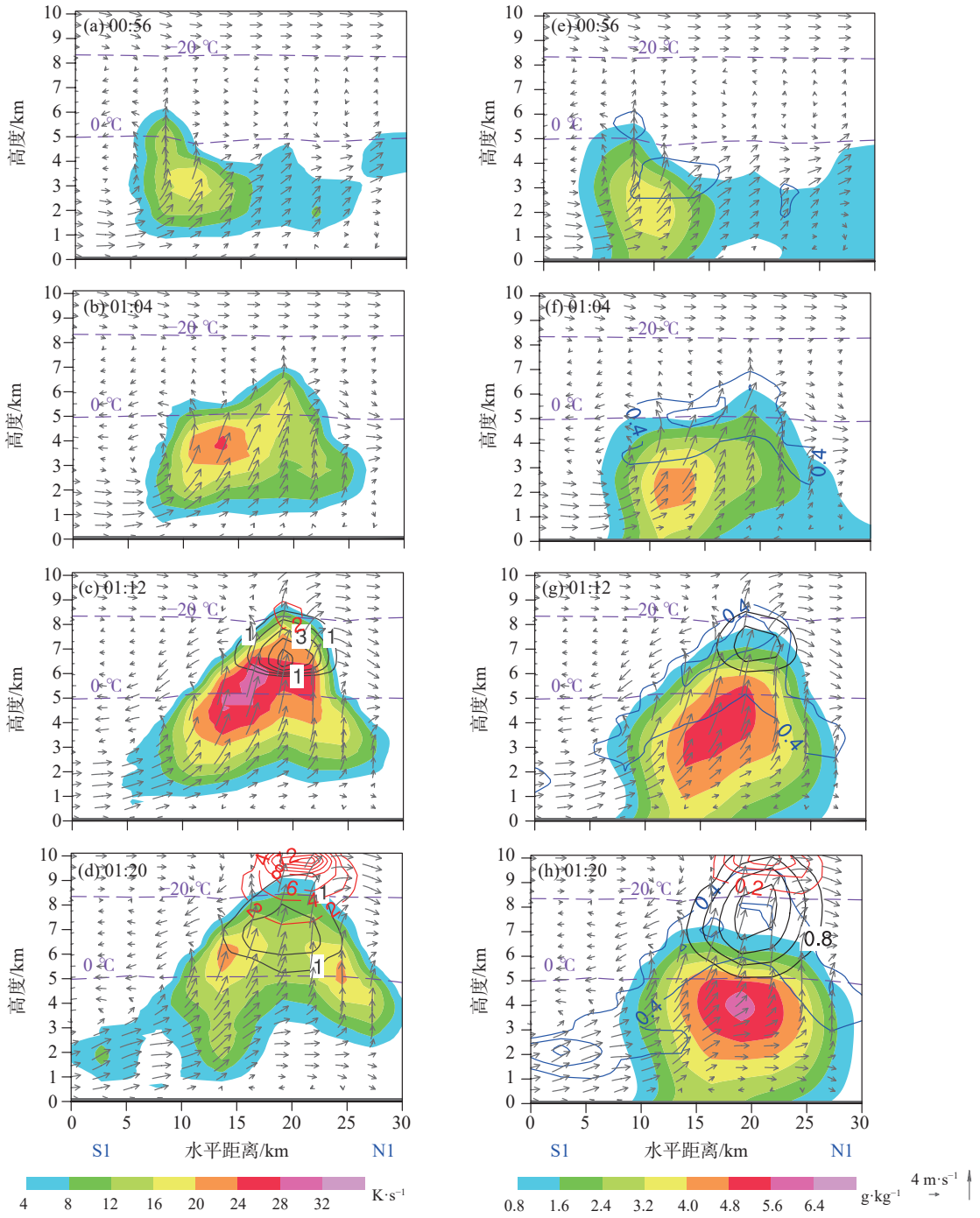


图 8 2017 年 5 月 7 日 00:56 (a)—01:20 (h) 不同时次 Storm1 在图 5d 红虚线框范围的东西方向平均的云微物理过程净潜热速率 (a—d, 单位: 10^{-3} K·s^{-1}, 填色、黑线和红线分别表示净凝结潜热速率、凇附潜热速率和净凝华潜热速率) 和水凝物质量混合比 (e—h, 单位: g·kg^{-1}, 填色表示雨水混合比, 蓝线表示云水混合比, 黑线表示霰混合比, 红线表示冰雪混合比) 垂直剖面

Fig. 8 Zonally averaged vertical cross sections of the (a–d) net latent heating rates from cloud microphysical processes (unit: 10^{-3} K·s^{-1}, shaded, black contours and red contours including latent heating rate of net condensation, rimming and net deposition) and (e–h) hydrometeor mass mixing ratios (unit: g·kg^{-1}, shadings, blue contours, black contours and red contours including rainwater, cloud water, graupel and ice and snow) within the red dashed box in Fig. 5d for Storm1 at (a) 00:56- (h) 01:20 BT on 7 May 2017

10^{-4} s^{-1} 的水平辐合中心, 虽然辐合向上减小, 但是 10^{-4} s^{-1} 量级的水平辐合延伸到 3 km 高度。水平辐合的垂直梯度会形成向上的动力扰动垂直气压梯度力 (Klemp and Rotunno, 1983; Jeevanjee and Romps, 2015), 增强空气上升速度, 而增强的上升气流导致的水平气流补偿又会增强其下方的偏南气流和水平辐合, 形成正反馈 (图 9d), 这一机制可能是在较弱 CAPE 入流环境中, Storm2 发展出中心强度位于3 km 高度

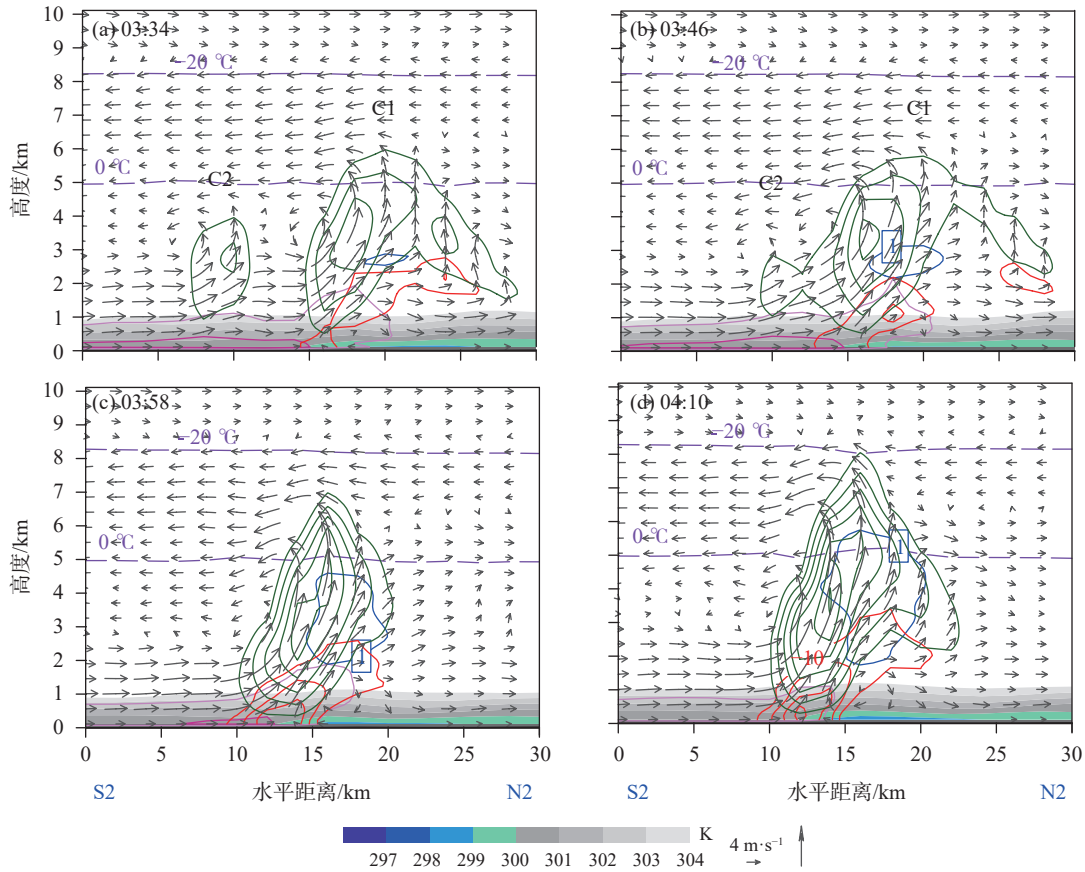


图 9 同图 7, 为图 5k 红虚线框中 Storm2 区域的纬向平均垂直剖面

Fig. 9 Similar to Fig. 7, but for the zonally averaged of south-to-north vertical cross-section for Storm2 within the red dashed box of Fig. 5k

的组织化上升气流的关键过程。而这样的边界层到对流层低层的强水平辐合中心和上升-下沉闭合环流在 Storm1 中并不存在 (图 7)。随着垂直速度的显著增强, 对流内凝结速率也显著增强 (图 10c), 雨水快速增多 (图 10g)。随后 (图 9d), Storm2 中下沉气流出流与近地面入流形成的辐合、紧凑的上升气流维持, 不断生成云水和更多的雨水 (图 10d、h)。在融化层之上, 上升气流南侧有强高空出流 (图 9d), 与 3 km 以下偏南入流、倾斜上升气流形成另一个垂直环流。

前文指出, Storm1 的对流最强阶段为 01:00—01:30, 而 Storm2 在 04:00—04:30 的上升速度最强。以这两个雨团的对流最强的 30 min 作为代表时段, 分析 30 min 平均的对流中心区域动力垂直廓线 (图 11)。将对流中心区域定义为, 以 30 min 平均最大上升速度所在的水平位置为中心的 9 km×9 km 区域。Storm1 对流中心水平区域为图 5c 白框, Storm2 对流中心水平区域为图 5j 白框。在 Storm2 对流中心 (图 11), 2 km 高度以下存在强烈的水平辐合, 中心位于 500 m 高度, 向上辐合减弱, 这与图 9c、d 的结果一致。一方面, 2 km 以下的强辐合有利于对流层中低层上升气流的增强, Storm2 的最强上升速度出现在约 3 km 高度, 另一方面, Storm2 的正垂直涡度在 3 km 高度最强, 有利于在其下方形成非线性垂直扰动气压梯度力, 增强 3 km 高度以下的空气垂直速度。对于 Storm1 (图 11), 水平辐合强度弱、高度高, 垂直速度最大值在 6 km 高度, 1 km 以下甚至为弱下沉气流; 且 Storm1 整层范围内的垂直涡度都接近于 0, 即在水平方向上几乎没有气旋性切变或旋转, 也就没有旋转产生的非线性垂直扰动气压梯度力加速。

在 Storm1 对流最强的 30 min 内, 对流区域 (图 5d 红虚线框) 最强的凝结出现在 3—7 km 高度 (图 12), 这和其对流中心 3—7 km 高度较强的垂直速度 (图 11) 直接相关。Storm1 高耸的上升气流在 7 km 高度和 9—10 km 高度形成了强烈的凇附和凝华过程。Storm2 在 4 km 高度以下出现了强烈的凝结过程 (图 12), 但是凇附和凝华在 Storm2 中十分微弱。

最后, 建立 Storm1 和 Storm2 的动力结构和水凝物分布概念模型 (图 13)。对于 Storm1 (图 13a), 深厚的高 CAPE 入流受到弱冷池抬升, 倾斜上升运动较宽广 (20 km), 产生对流内部大范围的正气温扰动, 这有利于产生强的热力有效浮力, 从而增强空气的上升运动, 促进最大上升气流发展到融化层以上。在

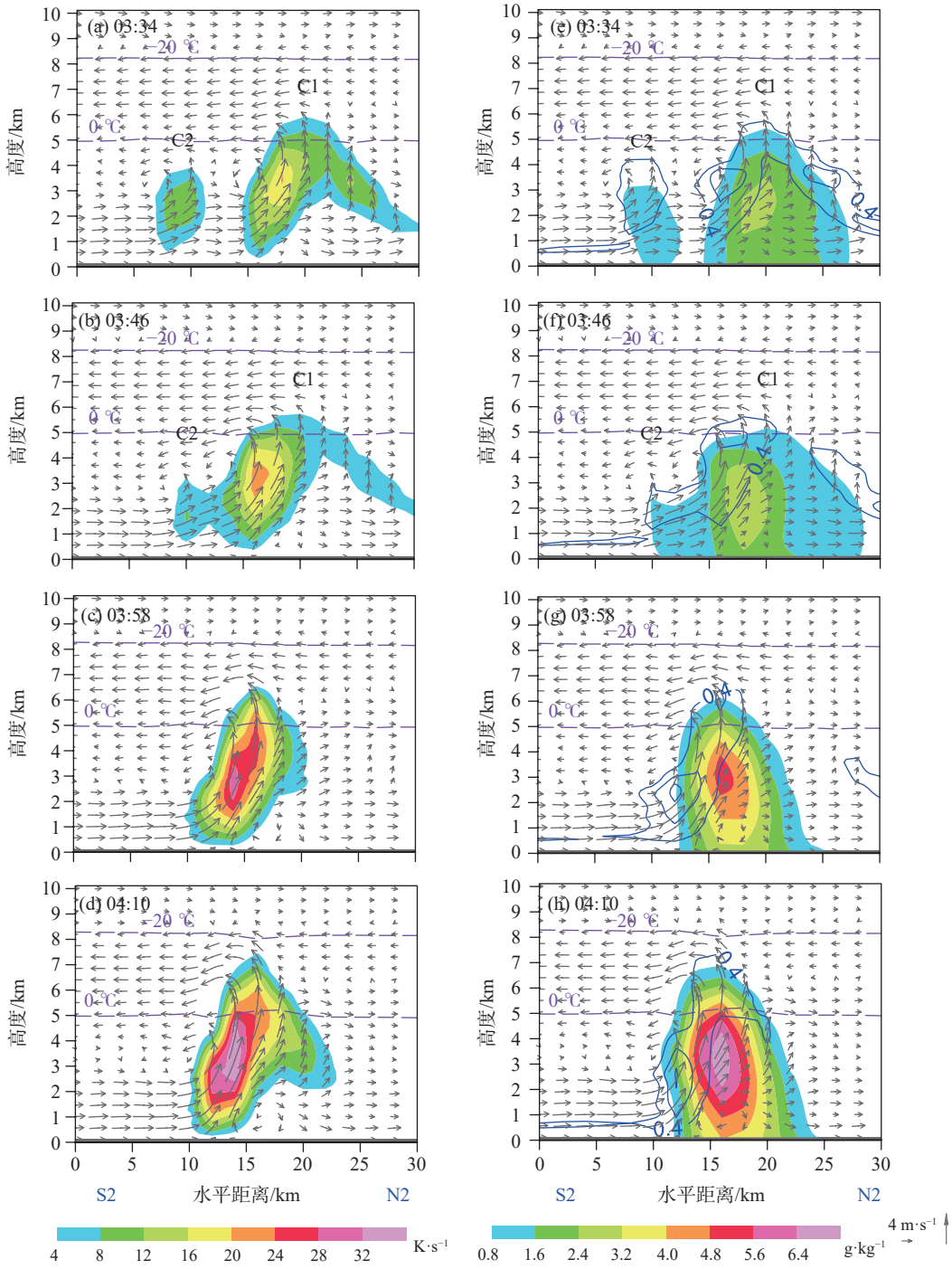


图 10 同图 8, 为图 5k 红虚线框中 Storm2 区域不同时次纬向平均的垂直剖面

Fig. 10 Similar to Fig. 8, but for the zonally averaged of south-to-north vertical cross-section for Storm2 within the red dashed box of Fig. 5k

5 km 高度以上, 空气转为竖直上升, 上升区域变窄但强度更强, 并形成向周围的强烈下沉出流, 对流呈现出塔状上升、高层辐散出流的结构, 雨水分布在 6 km 高度以下水平方向 20 km 的范围内, 霰粒子出现在约 7 km 高度的强上升气流区域。不同于 Storm1, Storm2 (图 13b) 低层入流的 CAPE 值明显减小, 上升气流产生的正气温扰动范围小、强度弱, 这可能是对流难以向上发展的重要原因。在 Storm2 上升气流的后部, 2 km 高度以下形成了下沉气流并向南回流, 与上升气流形成了完整的垂直闭合环流 (图 13b 中的 Cir1)。被下沉气流增强的浅薄冷池和近地面出流与环境偏南气流在 1km 高度以下形成水平辐合中心, 水平辐合的垂直梯度可能形成向上的垂直扰动气压梯度力增强空气上升速度, 并进一步增强水平辐合形成正反馈效应。Storm2 的上升气流在 5 km 高度以上向南出流, 与低层入流和上升气流

形成另一个较大的闭合环流 (图 13b 中的 Cir2), 约垂直方向 5 km、水平方向 20 km。融化层以下紧凑的上升气流形成的雨水区域水平尺度小, 但其中心的雨水质量大。

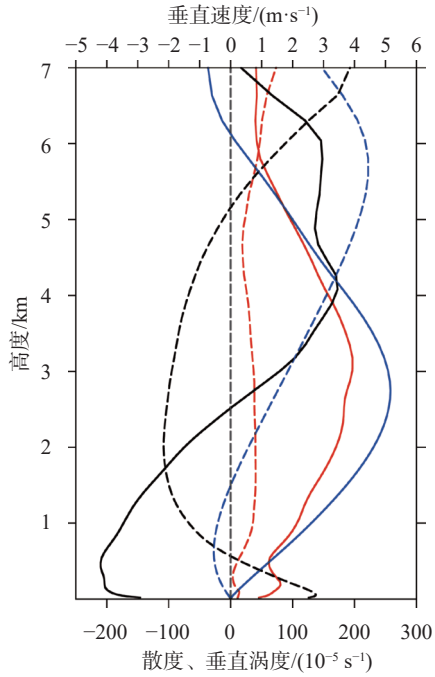


图 11 Storm1(虚线) 和 Storm2(实线) 对流中心 (图 5c 和 5j 的白色框) 分别在对流最强时段的平均垂直速度 (蓝线)、水平散度 (黑线) 和垂直涡度 (红线) 的垂直廓线

Fig. 11 Vertical profiles of the averaged vertical velocity (blue lines), horizontal divergence (black lines), and vertical vorticity (red lines) at convective cores (white boxes in Fig. 5c and Fig. 5j) during the strongest period of convection for Storm1 (dashed lines) and Storm2 (solid lines)

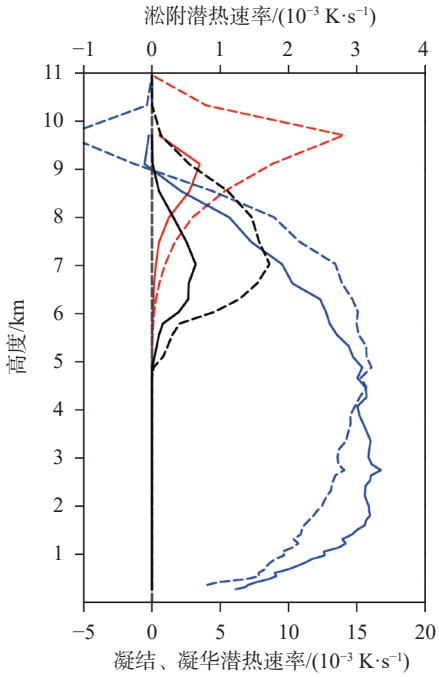


图 12 同图 11, 但为对流中心空气垂直速度>1 m·s^{-1} 的所有格点平均的凝结潜热速率 (蓝线)、淞附潜热速率 (黑线) 和凝华潜热速率 (红线) 的垂直廓线

Fig. 12 Same as Fig. 11, but for the vertical profiles of condensation heating rate (blue line), rime accretion heating rate (black line), and deposition heating rate (red line), averaged over grid points within the convective region where vertical velocity exceeds 1 m·s^{-1}

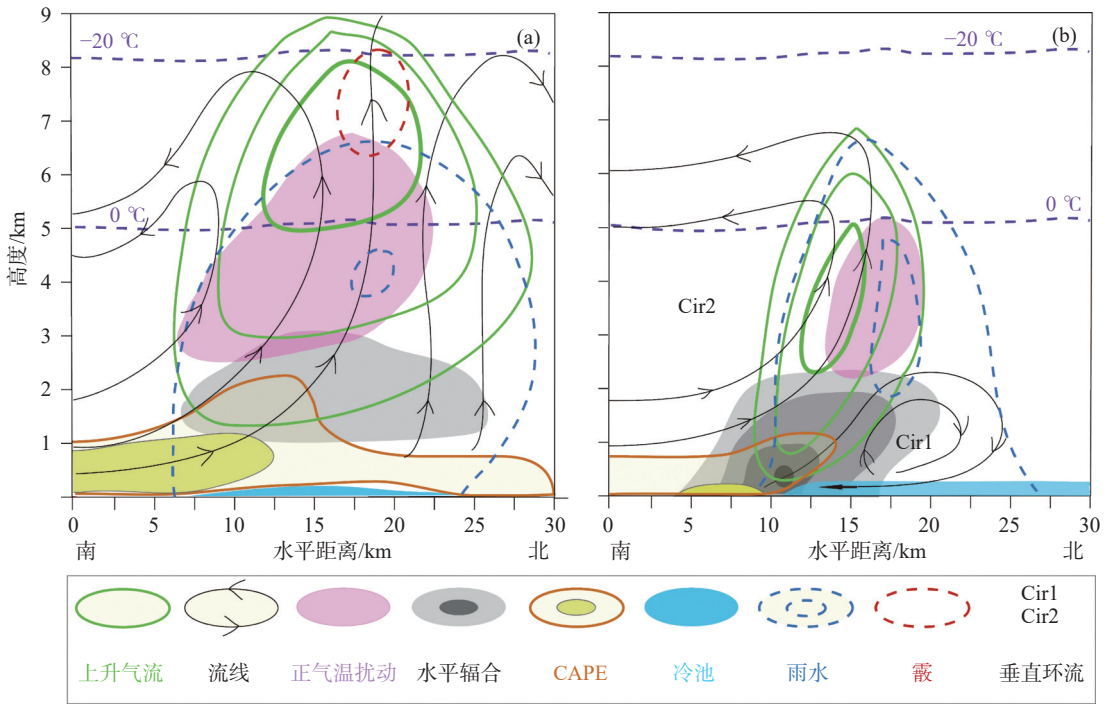


图 13 Storm1 (a) 和 Storm2 (b) 的动力结构和微物理特征概念模型

Fig. 13 Conceptual models of the dynamic structures and microphysical characteristics of (a) Storm1 and (b) Storm2

3 结论与讨论

本文利用耦合模式 WRF-Chem-SBM, 耦合一个多层城市冠层模型 BEP 和一个建筑物能量模型 BEM, 结合高分辨率人为排放源和土地利用数据, 对华南大湾区城市群的一次强降水事件进行模拟。对两个强降水雨团迥然不同的动力结构、微物理过程和水凝物分布特征进行了细致分析和对比讨论, 并对造成这种差异的大气环境因素以及对流发展过程给出了合理推测, 建立了概念模型。得到以下主要结论:

(1) 模拟准确还原了雨团发展过程中关键的环境热动力条件, 包括在 Storm1 发展阶段从海面延伸到陆地的近地面高 θ_e 空气, 以及 Storm2 阶段增强的近地面暖湿偏南气流, 为成功模拟对流发展和降水过程奠定了环境条件基础。模拟还原了两个雨团的准团状强降水中心, 以及它们对流强度的明显差异, 这与以往观测研究结论定性一致。

(2) Storm1 在对流成熟阶段呈现出下宽上窄的塔状上升气流-高层辐散出流的气流结构, 对流高耸, 伸展到 10 km 高度, 10 $m\cdot s^{-1}$ 的最大上升速度位于 7 km 高度, 并在融化层之上产生强烈的凇附过程, 形成超过 5 $g\cdot kg^{-1}$ 的霰粒子。Storm1 的强上升速度可能是对流内部大范围、超过 1.5 K 的正气温扰动产生的强热力有效浮力造成的, 而强的正气温扰动与来自南海、经过城市热岛的深厚高 CAPE 入流空气在上升过程中的潜热释放直接相关, 凝结、凇附和凝华潜热分别在 5 km、7 km 和 9—10 km 高度最强。

(3) Storm2 在垂直方向上具有两个大小不同、方向相反的环流结构, 2 km 高度以下的偏南入流空气由南向北倾斜上升, 到达融化层高度向南出流, 形成一个南侧环流; 在上升气流后侧, 2 km 高度以下形成下沉气流并向南回流, 与上升气流形成完整的闭合环流。这一闭合环流可能是 Storm2 阶段在入流 CAPE 减小、对流内正气温扰动和热力有效浮力不强的情况下, 依旧在 3 km 高度发展出较强上升速度的重要原因, 即下沉气流增强了冷池和近地面出流, 与偏南气流在 1 km 高度以下形成水平辐合中心, 从而增强空气上升速度和凝结潜热释放, 通过正反馈效应维持对流。

模拟设置中 3 km 的水平网格间距可能是低估两个降水中心的极端小时降水量的部分原因。然而, 正如前文所述, 与之前的 VDRAS 分析结果 (Li et al., 2021) 相比, 模拟结果并未低估 Storm2 中的对流上升气流速度, 这也是本文更关注的内容。关于涉及 Storm1 和 Storm2 的对流发展动力学机制的内容, 本文通过分析做出了合理判断和推测, 但并未针对空气垂直速度变化给出更为定量的诊断, 这有待于进一步研究。本文较好地重现了对流系统演变过程中的对流尺度细节, 这样的结果是否与耦合模式更合理的云微物理方案和充分表现人类活动有关, 还有待进一步分析。需要注意的是, 当数值模式耦合了更为复杂的物理过程时, 对流及其降水的模拟不确定性也可能更大 (Li et al., 2024)。

参考文献 (References):

陈涛,孙军,谌芸,等.2019.广州“5·7”局地突发特大暴雨过程的数值可预报性分析[J].气象,45(9):1199−1212. Chen T, Sun J, Chen Y, et al. 2019. Study on the numerical predictability of localized severe mesoscale rainstorm in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. Meteorological Monthly,45(9):1199−1212 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000−0526.2019.09.002

傅佩玲,胡东明,张羽,等.2018. 2017 年 5 月 7 日广州特大暴雨微物理特征及其触发维持机制分析[J].气象,44(4):500−510. Fu P L, Hu D M, Zhang Y, et al. 2018. Microphysical characteristics, initiation and maintenance of record heavy rainfall over Guangzhou region on 7 May 2017 [J]. Meteorological Monthly,44(4):500−510 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000−0526.2018.04.003

黄士松.1986.华南前汛期暴雨[M].广州:广东科技出版社:94-95. Huang S S. 1986. Heavy rainfall over southern China in the pre-summer rainy season [M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press: 94-95 (in Chinese)

田付友,郑永光,张小玲,等.2018. 2017 年 5 月 7 日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制[J].气象,44(4):469−484. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang X L, et al. 2018. Structure, triggering and maintenance mechanism of convective systems during the Guangzhou extreme rainfall on 7 May 2017 [J]. Meteorological Monthly,44(4):469−484 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000−0526.2018.04.001

伍志方,蔡景就,林良勋,等.2018. 2017 年广州“5·7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J].气象,44(4):485−499. Wu Z F, Cai J J, Lin L X, et al. 2018. Analysis of mesoscale systems and predictability of the torrential rain process in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. Meteorological Monthly,44(4):485−499 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000−0526.2018.04.002

徐珺,毕宝贵,谌芸,等.2018. “5·7”广州局地突发特大暴雨中尺度特征及成因分析[J].气象学报,76(4):511−524. Xu J, Bi B G, Chen Y, et al. 2018. Mesoscale characteristics and mechanism analysis of the unexpected local torrential rain in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. Acta Meteorologica Sinica,76(4):511−524 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2018.016

杨忠林,赵坤,徐坤,等.2019.江淮梅雨期极端对流微物理特征的双偏振雷达观测研究[J].气象学报,77(1):58−72. Yang Z L, Zhao K, Xu K, et al. 2019. Microphysical characteristics of extreme convective precipitation over the Yangtze-Huaihe river basin during the Meiyu season based on polarimetric radar data [J]. Acta Meteorologica Sinica,77(1):58−72 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2018.040

Bolton D. 1980. The computation of equivalent potential temperature [J]. Monthly Weather Review,108(7):1046−1053. doi:10.1175/1520−0493(1980)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2

Bougeault P, Lacarrère P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model [J]. Monthly Weather Review, 117(8):1872−1890. doi:10.1175/1520−0493(1989)1172.0.CO;2

Chen S Y, Huang J P, Zhao C, et al. 2013. Modeling the transport and radiative forcing of Taklimakan dust over the Tibetan Plateau: A case study in the summer of 2006 [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,118:797−812. doi:10.1002/jgrd.50122

Dawson D T, Xue M, Shapiro A, et al. 2016. Sensitivity of real-data simulations of the 3 May 1999 Oklahoma City tornadic supercell and associated tornadoes to multimoment microphysics. Part II: Analysis of buoyancy and dynamic pressure forces in simulated tornado-like vortices [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,73(3):1039−1061. doi:10.1175/jas−d15−0114.1

Ding Y H, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview [J]. Meteorology and Atmospheric Physics,89(1):117−142. doi:10.1007/s00703−005−0125−z

Elvidge C D, Baugh K E, Kihn E A, et al. 1997. Mapping city lights with nighttime data from the DMSP operational linescan system [J]. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing,63(6):727−734

Emanuel K A. 1994. Atmospheric Convection [M]. Oxford:Oxford University Press

Fan J W, Zhang Y W, Li Z Q, et al. 2020. Urbanization induced land and aerosol impacts on sea-breeze circulation and convective precipitation [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,20:14163−14182. doi:10.5194/acp−20−14163−2020

Gao W H, Fan J W, Easter R C, et al. 2016. Coupling spectral-bin cloud microphysics with the MOSAIC aerosol model in WRF-Chem: Methodology and results for marine stratocumulus clouds [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems,8:1289−1309. doi:10.1002/2016MS000676

Gao Y Y, Li M X, Luo Y L, et al. 2023. How do the convective and microphysical characteristics of extreme precipitation over the Pearl River Delta at monsoon coast vary with increasing rainfall extremity? [J] Geophysical Research Letters,50:e2023GL104625. doi:10.1029/2023GL104625

Gao Z B, Zhu J S, Guo Y, et al. 2021. Impact of land surface processes on a record-breaking rainfall event on May 06-07, 2017, in Guangzhou, China [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,126:e2020-JD032997. doi:10.1029/2020JD032997

Gelaro R, McCarty W, Suárez M J, et al. 2017. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2) [J]. Journal of Climate,30(14):5419−5454. doi:10.1175/JCLI−D−16−0758.1

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,146(730):1999−2049. doi:10.1002/qj.3803

Huang Y J, Liu Y B, Liu Y W, et al. 2019. Budget analyses of a record-breaking rainfall event in the coastal metropolitan city of Guangzhou, China [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,124:9391−9406. doi:10.1029/2018JD030229

Huang Z J, Zhong Z M, Sha Q G, et al. 2021. An updated model-ready emission inventory for Guangdong Province by incorporating big data and mapping onto multiple chemical mechanisms [J]. The Science of the Total Environment,769:144535. doi:10.1016/j.scitotenv.2020.144535

Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases:Calculations with the AER radiative transfer models [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113(D13):D13103. doi:10.1029/2008JD009944

Jeevanjee N, Romps D M. 2015. Effective buoyancy, inertial pressure, and the mechanical generation of boundary layer mass flux by cold pools [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,72(8):3199−3213. doi:10.1175/JAS−D−14−0349.1

Jimenez P A, Dudhia J, González-Rouco J F, et al. 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation [J]. Monthly Weather Review,140(3):898−918. doi:10.1175/MWR−D−11−00056.1

Khain A P, Beheng K D, Heymsfield A, et al. 2015. Representation of microphysical processes in cloud-resolving models: Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization [J]. Reviews of Geophysics,53(2):247−322. doi:10.1002/2014RG000468

Khain A P, Pokrovsky A, Pinsky M, et al. 2004. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model description and possible applications [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,61:2963−2982. doi:10.1175/JAS−3350.1

Klemp J B, Rotunno R. 1983. A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 40(2):359-377. doi:10.1175/1520−0469(1983)0402.0.CO;2

Li M X, Luo Y L, Zhang D L, et al. 2021. Analysis of a record-breaking rainfall event associated with a monsoon coastal megacity of South China using multi-source data [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,59(8):6404−6414. doi:10.1109/TGRS.2020.3029831

Li M, Liu H, Geng G N, et al. 2017. Anthropogenic emission inventories in China: A review [J]. National Science Review,4(6):834−866. doi:10.1093/nsr/nwx150

Li Z H, Luo Y L, Chen F, et al. 2024. Analysis of uncertainties and associated convective processes in simulations of extreme precipitation over cities with a regional Earth system model: A case study [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,129:e2023JD040606. doi:10.1029/2023JD040606

Li Z H, Luo Y L, Du Y, et al. 2020. Statistical characteristics of presummer rainfall over South China and associated synoptic conditions [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,98:213−233. doi:10.2151/jmsj.2020−012

Lin Y, Fan J W, Jeong J-H, et al. 2021. Urbanization-induced land and aerosol impacts on storm propagation and hail characteristics [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,78:925−947. doi:10.1175/JAS−D−20−0106.1

Liu C T, Zipser E J. 2015. The global distribution of largest, deepest, and most intense precipitation systems [J]. Geophysical Research Letters, 42(9):3591−3595. doi:10.1002/2015GL063776

Liu X T, Wan Q L, Wang H, et al. 2018. Raindrop size distribution parameters retrieved from Guangzhou S-band polarimetric radar observation [J]. Journal of Meteorological Research,32(4):571−583. doi:10.1007/s13351−018−7152−4

Luo Y L, Xia R D, Chan J C L. 2020. Characteristics, physical mechanisms, and prediction of pre-summer rainfall over South China: Research progress during 2008-2019 [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,98(1):19−42. doi:10.2151/jmsj.2020 - 002

Luo Y L, Zhang R H, Wan Q L, et al. 2017. The Southern China Monsoon Rainfall Experiment (SCMREX) [J]. Bulletin of the American Meteorological Society,98(5):999−1013. doi:10.1175/bams−d−15−00235.1

Martilli A. 2002. Numerical study of urban impact on boundary layer structure: Sensitivity to wind speed, urban morphology, and rural soil moisture [J]. Journal of Applied Meteorology,41(12):1247−1266. doi:10.1175/1520−0450(2002)0412.0.CO;2

Morrison H, van Lier-Walqui M, Fridlind A M, et al. 2020. Confronting the challenge of modeling cloud and precipitation microphysics [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems,12:e2019MS001689. doi:10.1029/2019MS001689

Panosetti D, Böing S, Schlemmer L, et al. 2016. Idealized large-eddy and convection-resolving simulations of moist convection over mountainous terrain [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,73(10):4021−4041. doi:10.1175/JAS - D - 15 - 0341.1

Qiu J L, Luo Y L, Wu C, et al. 2024. Macro- and microphysical characteristics of extreme hourly precipitation over the Pearl River Delta on the monsoon coast (South China) [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,129:e2023JD039929. doi:10.1029/2023JD039929

Rogers R R, Yau M K. 1989. A Short Course in Cloud Physics (3rd ed) [M]. State of Tennessee: Lightning Source Inc, 290

Salamanca F, Krpo A, Martilli A, et al. 2010. A new building energy model coupled with an urban canopy parameterization for urban climate simulations-Part I. Formulation, verification, and sensitivity analysis of the model [J]. Theoretical and Applied Climatology,99:331−344. doi:10.1007/s00704−009−0142−9

Sohn B J, Ryu G-H, Song H J, et al. 2013. Characteristic features of warm-type rain producing heavy rainfall over the Korean peninsula inferred from TRMM measurements [J]. Monthly Weather Review, 141:3873−3888. doi:10.1175/MWR−D−13−00075.1

Sun J Z, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments [J]. Journal of theAtmosphericSciences,54:1642−1661.doi:10.1175/1520−0469(1997)054<1642:damrfd>2.0.co;2

Sun X Y, Luo Y L, Gao X Y, et al. 2021. On the localized extreme rainfall over the Great Bay Area in South China with complex topography and strong UHI effects [J]. Monthly Weather Review,149(8):2777−2801. doi:10.1175/MWR−D−21−0004.1

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

Wang H, Yin J F, Wu N G, et al. 2023. Microphysical structures of an extreme rainfall event over the coastal metropolitan city of Guangzhou, China: Observation analysis with polarimetric radar [J]. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences,59(1):3−16. doi:10.1007/s13143−022−00289−y

Wu C, Liu L P, Wei M, et al. 2018. Statistics-based optimization of the polarimetric radar hydrometeor classification algorithm and its application for a squall line in South China [J]. Advances in Atmospheric Sciences,35(3):296−316. doi:10.1007/s00376−017−6241−0

Wu Y L, Liu Z Q, Li D Q. 2020. Improving forecasts of a record-breaking rainstorm in Guangzhou by assimilating every 10-min AHI radiances with WRF 4DVAR [J]. Atmospheric Research,239:104912. doi:10.1016/j.atmosres.2020.104912

Xu W X, Zipser E J, Liu C T. 2009. Rainfall characteristics and convective properties of Mei-Yu precipitation systems over south China, Taiwan, and the South China Sea. Part I: TRMM observations [J]. Monthly Weather Review,137(12):4261−4275. doi:10.1175/2009MWR2982.1

Xu W X. 2020. Thunderstorm climatologies and their relationships to total and extreme precipitation in China [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,125(19):e2020JD033152. doi:10.1029/2020JD033152

Xu Y Q, Huang Z J, Ou J M, et al. 2022. Near-real-time estimation of hourly open biomass burning emissions in China using multiple satellite retrievals [J]. Science of the Total Environment,817:152777. doi:10.1016/j.scitotenv.2021.152777

Yin J F, Zhang D L, Luo Y L, et al. 2020. On the extreme rainfall event of 7 May 2017 over the coastal city of Guangzhou. Part I: Impacts of urbanization and orography [J]. Monthly Weather Review,148(3):955−979. doi:10.1175/mwr−d−19−0212.1

Yu S T, Luo Y L, Wu C, et al. 2022. Convective and microphysical characteristics of extreme precipitation revealed by multisource observations over the Pearl River Delta at monsoon coast [J]. Geophysical Research Letters,49(2):e2021GL097043. doi:10.1029/2021GL097043

Yu S T, Luo Y L, Wu C, et al. 2023. Subseasonal variations of convective and microphysical characteristics of extreme precipitation over the Pearl River Delta at monsoon coast [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,128:e2022JD037804. doi:10.1029/2022JD037804

Yun Y X, Zhang D L, Gao W H, et al. 2024. Spatiotemporal variations of the effects of aerosols on clouds and precipitation in an extreme-rain-producing MCS in South China [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,129:e2023JD040014. doi:10.1029/2023JD040014

Zaveri R A, Easter R C, Fast J D, et al. 2008. Model for simulating aerosol interactions and chemistry (MOSAIC) [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,113:D13204. doi:10.1029/2007jd008782

Zeng Z L, Wang D H, Chen Y. 2021. An investigation of convective features and Z-R relationships for a local extreme precipitation event [J]. Atmospheric Research,250:105372. doi:10.1016/j.atmosres.2020.105372

Zhang S J, Liang Z M, Wang D H, et al. 2022. Nocturnal convection over inland South China during a record-breaking heavy rainfall event [J]. MonthlyWeatherReview,150(11):2935−2957.doi:10.1175/MWR−D−21−0264.1

Zhang Y W, Fan J W, Li Z Q, et al. 2021. Impacts of cloud microphysics parameterizations on simulated aerosol-cloud interactions for deep convective clouds over Houston [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,21(4):2363−2381. doi:10.5194/acp−21−2363−2021

Zheng B, Tong D, Li M, et al. 2018. Trends in China's anthropogenic emissions since 2010 as the consequence of clean air actions [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,18(19):14095−14111. doi:10.5194/acp−18−14095−2018

Zhong Z M, Zheng J Y, Zhu M N, et al. 2018. Recent developments of anthropogenic air pollutant emission inventories in Guangdong province, China [J]. The Science of the Total Environment,627:1080−1092. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.01.268

(责任编辑　杨　浩)