沈新勇, 梅海霞, 王卫国, 等. 2015. 双参数微物理方案的冰相过程模拟及冰核数浓度的影响试验 [J]. 大气科学, 39 (1): 83−99, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1405.13310. Shen Xinyong, Mei Haixia, Wang Weiguo, et al. 2015. Numerical simulation of ice-phase processes using a double-moment microphysical scheme and a sensitivity test of ice nuclei concentration [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (1): 83−99.

双参数微物理方案的冰相过程模拟及冰核数浓度的影响试验

沈新勇[1, 2] 梅海霞[1, 3] 王卫国[4] 黄文彦[1]

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室，南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室，北京 100029

3 江苏省气象科学研究所，南京 210009

4 美国国家海洋大气管理局环境预测中心，马里兰 20746

摘 要 利用耦合 Morrison 2-mon（MOR）双参数微物理方案的中尺度天气研究与预报模式（WRF）中的单气柱模式，对热带暖池国际云试验（TWP-ICE）期间的个例进行数值模拟。通过与观测资料和云分辨率模式的模拟结果进行对比，检验 MOR 方案对热带对流云系的微物理特征的模拟能力。模拟结果显示：MOR 方案能够较好地模拟出热带云系中液相和冰相水凝物的垂直分布以及随时间的演变特征。地表向下长波辐射和大气顶向外长波辐射的量级和时间演变趋势同观测也非常接近。对与冰晶和雪有关的云微物理特征分析之后发现：季风活跃期，冰晶主要的源汇项有凝华增长过程、沉降过程、冰晶向雪的自动转化以及冰晶被雪碰并的过程。由于冰晶主体位于温度低于−20°C 的高空，因而它对雨水的形成主要是间接贡献。同时期雪的主要源汇项中，凝华增长和沉降过程占据着主导地位。雪的凝华过程消耗了大量的水汽，可能抑制了冰晶的增长。另外雪的融化过程非常强盛，是产生降水的重要因子。季风抑制期，冰相的微物理过程变得相对简单且整体削弱，以凝华升华和沉降过程为主。凝华凝冻核的数浓度（N_{dep}）的气溶胶敏感性试验表明：季风抑制期，高空的冰晶云的宏观和微观性质对凝华凝冻核数浓度的响应情况呈现显著的线性特征。冰晶的含量随着 N_{dep} 的增加而增加，反之降低。该时期微物理过程主要同冰晶有关，水分的分配较为简单，N_{dep} 增加时，高空冰云中小冰晶粒子数目增多且云顶升高，使得大气顶部向外长波辐射（OLR）值减小，反之冰云主体中冰晶有效半径增加，高空的冰云更加透明，云顶更低，对 OLR 值增加起促进作用。而季风活跃期，微物理过程复杂，冰晶云的宏微观特征对 N_{dep} 的响应表现出一定的不规律特征。

关键词 单气柱模式 Morrison 2-mon 方案 微物理 凝华凝冻核 TWP-ICE 试验

文章编号 1006–9895(2015)01–0083–17 **中图分类号** P457 **文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1405.13310

Numerical Simulation of Ice-Phase Processes Using a Double-Moment Microphysical Scheme and a Sensitivity Test of Ice Nuclei Concentration

SHEN Xinyong[1, 2], MEI Haixia[1, 3], WANG Weiguo[4], and HUANG Wenyan[1]

1 *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters*, *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044

2 *Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Sever Storms*, *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

收稿日期 2013−11−04；**网络预出版日期** 2014−06−03

资助项目 国家重点基础研究发展计划（973 计划）项目 2013CB430103、2015CB453200，国家自然科学基金项目 41375058、41175065，江苏高等学校优秀科技创新团队计划项目 PIT2012

作者简介 沈新勇，男，1964 年出生，教授，博士生导师，研究方向：中尺度气象学、台风动力学及数值模拟研究。E-mail: shenxy@nuist.edu.cn

3 *Jiangsu Research Institute of Meteorological Sciences*, *Nanjing* 210009
4 *National Centers for Environmental Prediction*, *National Oceanic and Atmospheric Administration*, *Maryland* 20746

ABSTRACT In the context of the Weather Research and Forecasting (WRF) single column model (SCM), a double-moment bulk microphysics scheme, Morrison 2-mon (MOR), is selected to simulate a case of tropical convection from the Tropical Warm Pool International Cloud Experiment (TWP-ICE) field experiment. We then compare the results with observations and cloud resolution model results to evaluate the ability of the MOR scheme to describe the microphysics. The evidence shows that the MOR scheme is capable of properly reproducing the time and space distribution features of liquid and ice particles in the tropical cloud from both macro and micro points, as well as the characteristics of the temporal evolution of surface downward longwave radiation and outgoing longwave radiation (OLR) at the top of atmosphere. From our analysis of microphysical characteristics, we found that the dominant ice crystals cloud microphysical processes during the monsoon active period are the depositional growth of ice crystals, sedimentation of ice crystals, autoconversion of ice crystals to snow, and accretion of ice crystals by snow. Ice crystals occur predominantly in environmental temperatures less than −20°C, and indirectly contribute to rain formation. The cloud microphysical processes of snow are predominantly its simultaneous sedimentation and depositional growth. Snow's strong deposition growth, which results in the consumption of much water vapor, may suppress ice crystal growth. In addition, the active melting of snow is an important factor for precipitation. During the monsoon depression, ice-phase microphysics become relatively simple and weaken, with the dominant cloud microphysical processes being sublimation, sedimentation, and depositional growth. Results from MOR scheme sensitivity tests, in which we changed the total number of ice nuclei in deposition mode and condensation freezing mode (N_{dep}), suggested that the responses of the macro and micro characteristics in ice-phase cloud to N_{dep} present marked linear features during the monsoon depression period. During this period, the N_{dep} increase favors the growth of ice crystals, but leads to smaller ice crystals in ice clouds and a higher cloud top. This results in reduced OLR decreases during the monsoon depression period for those microphysical processes primarily related to ice crystals, and vice versa. In the active monsoon period, the ice-phase cloud characteristics vary irregularly.

Keywords Single-column model, Morrison 2-mon scheme, Microphysics, Ice nuclei in deposition mode and condensation freezing mode, TWP-ICE experiment

1 引言

与云有关的物理过程在大气的水循环和能量平衡中扮演着重要的角色。云中潜热的释放以及云与辐射的相互作用驱动着云内物理量的输送，引起热量和动量的重新分布，继而影响云的分布以及大尺度环流。在中尺度数值模式中，微物理方案直接预报各种云物理变量以及反映它们的发展演变，是描述湿过程的重要环节。因而对于云和降水的模拟，能否准确地描述微物理过程非常重要（陈炯等，2003）。总体而言，描述云微物理过程时，参数化方法的应用较为广泛。参数化方法事先假设粒子服从某种谱分布函数，通过确定谱函数参数决定谱演变。根据粒子谱的描述方法，参数化方法大致有三类，一是单参数方案，只预报比含水量；二是双参数方案，同时预报粒子的比含水量和数浓度，粒子谱分布的斜率和截距能够独立变化（许焕斌和段英，1999）；三参数方案在双参数方案的基础上增加了雷达反射率的预报，从而使得粒子谱的谱形参数也随时间变化。

研究表明，微物理方案中考虑的物理过程越全面和详细，对降水的预报更具优势（康丽莉等，2003；鞠永茂等，2008）。双参数方案由于具有合理的物理基础而且弥补了单参数方案过于简单和分档方案计算量过于巨大的缺陷，因而模拟效果整体较好且应用较为广泛。Lim and Hong（2010）在二维理想风暴模拟时，发现双参数方案能够较好地刻画出对流核区和层状降水区的雨强以及零度层附近的雷达回波亮带的分布，而单参数方案的模拟结果具有明显的系统性偏差。在模拟二维理想飑线时，双参数方案能够模拟出雨滴谱截距从对流降水区向层状降水区过渡时迅速下降的趋势，从而能够模拟出宽广的尾随层状降水区（Morrison et al., 2009）。

双参数微物理方案虽然已经具有明确的物理基础，但其参数化过程的可靠性仍有待于同实际观测资料的比较才能得到检验。同观测比较不仅可以对方案的模拟性能进行评估，而且为进一步确定方案引起模拟结果的误差来源，以及方案的改进和完

善提供一定的参考建议。这对模式的整体模拟性能的提高也具有重要的意义。

Morrison 2-mon（Morrison et al., 2009）（MOR）方案是中尺度天气研究与预报模式（Weather Research and Forecasting Model，简称 WRF）的 3.0 版本中引进的一个新的混合相双参数微物理方案。该方案考虑了较为精细而全面的微物理过程，被广泛地用于测试真实案例和理想个例研究。Morrison and Milbrandt（2011）在模拟理想超级单体时发现，MOR 方案对雨滴破碎过程的处理方式比较合理，因而模拟的风暴冷池强度更为真实。Luo et al.（2008）和 Solomon et al.（2009）分别利用云模式和 WRF 对极地混合层积云进行数值模拟并且将模拟结果与极地混合相云试验（Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment，简称 M-PACE）的实际观测进行了对比。他们的研究结果都表明 MOR 方案能够较好地再现液态水和冰相粒子的时空分布特征。吴伟（2011）认为 MOR 方案不仅能够较好地再现华北暴雪的降雪实况，云中的冰水含量的形态和量级分布也与卫星观测非常一致。另外，在耦合 MOR 方案的情况下，模式对于台风路径、暴雨、积层混合云降水、冷锋降水、酸雨等的宏观过程也表现出较好的模拟能力（余贞寿和王红雷，2010；邹德龙等，2012；马国忠等，2010；于翡和姚展予，2009）。

热带地区的对流系统驱动了全球的大气环流，该地区对流系统往往发展深厚，包含了水云、冰云以及混合云的存在，因而有利于我们更加全面地检验微物理方案的模拟性能。金莲姬等（2007）考察三维强风暴模式对热带云砧卷云宏微观性质的模拟能力。Zhou et al.（2007）利用南海季风试验外场观测检验 Goddard 积云集合模式（Goddard Cumulus Ensemble Model）对热带对流降水率和云物质的模拟效果。Wang et al.（2009）和 Song and Zhang（2011）研究发现双参数微物理方案模拟的热带云系的云物理特征同观测较为一致。Van Weverberg et al.（2012）利用云分辨率模式检验了 3 个复杂程度不同的微物理方案对热带中尺度对流系统的模拟能力。目前关于 MOR 方案对热带对流云系尤其是其冰相过程的模拟能力仍然不是很清楚，而目前这方面的研究工作还比较少，所以对 MOR 微物理方案的检验工作显得非常必要。热带系统伴随的大面积的云砧在对流系统减弱后还能够在空中停留较长时间并通过平流作用影响全球大气的辐射平衡，因此了解热带云系对气溶胶的响应情况也十分重要。目前这方面研究比较多的是，云凝结核对对流云的强度、降水率等方面的影响（荣艳敏和银燕, 2010；肖辉和银燕，2011；董昊等，2012），而通过改变冰核数浓度进行有关气溶胶粒子对热带云系的影响研究较少。

本文利用耦合 MOR 方案的 WRF3.3 中的单气柱模式（SCM），对热带暖池国际云试验（Tropical Warm Pool–International Cloud Experiment，简称 TWP-ICE）期间的对流活动进行了数值模拟和敏感性试验。控制试验主要考察 MOR 方案对热带对流的微观气象要素场的模拟能力。鉴于冰相过程的重要性（张大林，1998），重点对与冰晶和雪相关的云微物理特征进行了详细的分析。在控制试验云微物理特征模拟较为准确的前提下，通过改变凝华凝冻核的数浓度，考察热带对流层上层冰云以及辐射场对作为凝华凝冻核的气溶胶的响应情况。

2 模式和数据

2.1 单气柱模式和方案介绍

WRF 的 3.1 版本中引进了理想模式 SCM，并在 3.3 版本中添加了一些地表通量作为强迫场。而此前单气柱模式 SCM 多应用于全球大气环流模式中气候模式的物理过程参数化方案的质量评估和改进工作当中（Zhang et al., 2002; Morrison et al., 2005b；Gettelman et al., 2008；Wang et al., 2009）。在单气柱模式中，周围气柱对它的作用通过强迫场来提供。SCM 没有考虑非线性的大尺度的动力反馈作用，因而能够更加直接和方便地测试微物理方案中最基本的物理过程是否正确。SCM 的计算量小，且强迫场来源于外场观测，理论上可以通过比较观测和模拟结果来识别微物理方案的缺陷（Ghan et al., 2000；Hack and Pedretti，2000）。

Morrison 2-mon 混合相双参数方案（Morrison et al., 2009）是基于 Morrison et al.（2005a，2005b）；Morrison and Pinto（2005）的研究设计的一个较新的微物理参数化方案。方案中粒子谱采用广义伽马分布，包含了六种水物质，包括水汽、云水、雨水、云冰、雪和霰/冰雹。预报变量包括雨滴、冰晶、雪和霰或冰雹的混合比和数浓度，及云滴和水汽混合比（共 10 个变量）。方案中除云滴和水汽外，水凝物均采用了双参数处理方法。Morrison 方案的设计非常详细及细致，共考虑核化、自动转化、碰并和

繁生、冻结和融化、凝华（升华）和凝结（蒸发）以及沉降等 40 种云物理过程。该方案分别考虑暖云和冷云过程，并且包含多种过程开关，因此能够适应不同条件下的数值模拟。例如：方案中可以选择包含冰相过程（默认）或者去除冰相过程，可以设置云滴数浓度为常数（默认）或预报云滴数浓度；冰晶的初始核化可以选用经验公式（默认）或者 M-PACE 观测结果。本文中的试验均采用默认设置。WRF 模式中已经引进了多种显式微物理方案，大部分为单参数方案，而双参数方案中 MOR 方案的应用较为广泛。因此本文利用单气柱模式对 MOR 方案的微物理模拟性能进行检验具有重要的实际意义。

2.2 数据

TWP-ICE 对澳洲季风期热带对流及其产生的卷云的发展演变的宏微观特征进行了综合观测。试验在澳大利亚北部的季风区进行，时间从 2006 年 1 月 19 日到 2006 年 2 月 13 日。TWP-ICE 包括了各种大尺度的观测以及与云的性质有关的飞机和雷达的探测资料（May et al., 2008）（图 1），这些翔实的观测资料极大地方便了微物理方案的评估工作。SCM 大尺度强迫场是通过 Zhang and Lin（1997）和 Zhang et al.（2001）的变量客观分析方法获得的。该方法不仅可以利用外场观测的多源数据诊断获得大尺度强迫场中的垂直速度、以及温度和水汽的水平平流和垂直输送，而且能够在能量守恒的约束条件下对强迫场中的各个物理量值进行合理的调整以提高强迫场的精度。该客观分析方法已经成功地应用于美国能源部大气辐射观测计划 Atmospheric Radiation Measurement Program（ARM）的南大平原 Southern Great Plains（SGP）、阿拉斯加北坡 North Slope of Alaska（NSA）等外场试验的观测数据的处理中。文中所用大尺度强迫场以及其他观测数据的详细情况介绍请参考 May et al.（2008）和 Xie et al.（2010）。

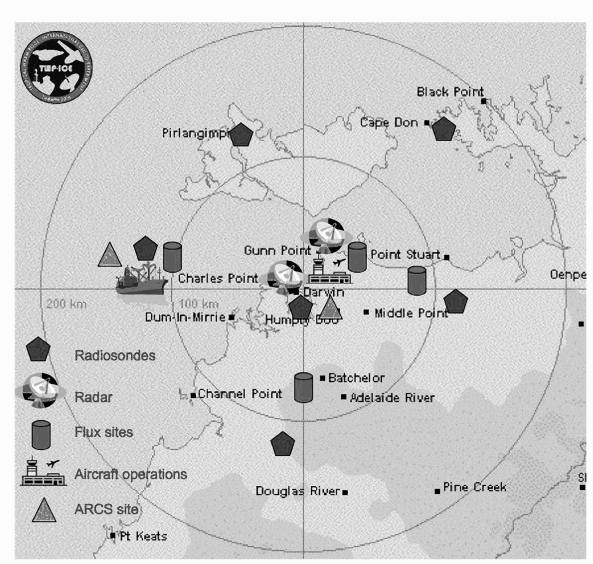

图 1 TWP-ICE 所用探测设备的水平分布（引自 http://www.arm.gov/[2014-01-20]）。除达尔文附近以外的五个探空站所构成五边形区域为客观分析的对象区域，即大尺度强迫场所代表的观测区域

Fig. 1 The horizontal distribution of Tropical Warm Pool–International Cloud Experiment (TWP-ICE) site and instrument deployment around the Darwin site (131°E, 12°S, northern Australia) (from http://www.arm.gov/[2014-01-20]).The five radiosonde sites define the TWP-ICE pentagonal domain, which is in agreement with the area the large-scale forcing fields stand for

由于云的观测很难，不同来源的观测资料各有优缺点，因而要综合各种手段和方法来提高与云有关的观测资料的准确程度。TWP-ICE 试验期间，雷达和一些其他的远程遥感设备负责探测云中的水凝物的垂直分布情况。其中云量的反演综合应用了 35-GHz（8.6 mm）毫米波测云雷达（MMCR）、微脉冲激光雷达以及激光云高仪的观测资料。云微物理特征例如液态水含量和冰相水凝物总含量的分布情况主要来自于 MMCR。另外，我们对由地面云雷达和卫星观测反演获得的冰相水凝物总含量的三维空间场（Seo and Liu, 2006）进行了区域平均，以便于和 SCM 的模拟结果比较。

云分辨率模式（CRM）能够显式地模拟云尺度的发展过程，因而其模拟结果可以在观测资料缺乏或者精度降低时，作为观测的补充对 SCM 的模拟结果进行检验。Varble et al.（2011）利用 9 个 CRM 对 TWP-ICE 期间的对流活动进行了高分辨率的数值模拟，各 CRM 模拟的气象要素场的宏观时空分布特征同观测比较一致，对流系统的中尺度结构以及降水过程同卫星雷达的观测也比较接近，因而其模拟结果具有比较高的可信度，能够被用来作进一步的分析。由于各个 CRM 的模拟结果各有优势和不足，本文利用的是各个 CRM 模拟结果的平均来和 SCM 的模拟结果相比较。

2.3 数值试验设计

在整个模拟时段内一共进行 10 组短期模拟试验：从 2006 年 1 月 20 日开始，以每日 12:00（协调世界时，下同）为模拟起始时刻，模拟 36 小时。为了避免气象要素场的漂移以及削弱模式起转过程（Spin-Up）的影响，我们并没有采纳模式调整期间的结果，而是将每组 36 小时中的第 12～36 小时

的模拟结果取出，拼接成 2006 年 1 月 20 日 12:00 至 2006 年 1 月 31 日 00:00 期间的模拟结果。模式每十分钟输出一次结果。

本文中的控制试验和所有敏感性试验对物理过程方案的选取和设置完全相同。模拟以达尔文港（12°S，131°E）为中心，水平格距为 4 km，垂直不等间距分为 100 层，其中靠近地面的 88 个层次的垂直分辨率均达到 0.5 km 的精度，积分步长为 20 s，选用 Zhang-McFarlane 积云参数化方案、CAM 长波辐射参数化方案、Dudhia 短波辐射参数化方案以及 Mellor-Yamada-Janjic 边界层参数化方案。模式的水平分辨率量级需达到 100 m 才能实现真正意义上的对流的显式模拟（Bryan et al., 2003）。许多研究发现在高水平分辨率下使用积云参数化方案对模式是有益的（Narita and Ohmori，2007；Lean et al., 2008）。本文在前期的工作中针对是否采用积云参数化方案已经进行了试验和比较工作，得出的结论同上述研究一致。采用积云参数化方案后模拟的总降水率的演变特征、辐射场以及云物质的分布形态同观测更为接近，因而本文在 4 km 的水平分辨率下仍然采用积云参数化方案。文中的格点显式微物理过程同积云参数化过程并没有水凝物的直接交换，云物质全部来自于微物理方案而未受到积云参数化方案的干扰。另外次网格的降水率相比于格点降水率很小，网格尺度上的显式云物理过程几乎能够反映模式的全部湿物理过程。积云参数化方案将小于 4 km 尺度的对流过程对环境的热力动力反馈包含到模式当中，间接促进网格尺度成云致雨过程的准确性、提高模式宏微观物理量场的模拟水平。而选择 Zhang-McFarlane 积云参数化方案是经过多个积云参数化方案的模拟效果比较之后择优的结果。

3　控制试验模拟结果和讨论

3.1　天气过程概况

南半球夏季时，北半球的东北信风向南越过赤道后转向成为影响澳洲北部的暖湿的西北季风。一般而言，南半球的季风槽的强度要远小于北半球，因此在夏季风时期，澳洲北部的低压槽区大体相当于季风槽（赵思雄和曾庆存，2005）。季风槽内常常有热带低压生成并在大陆的加热作用下加深发展，低压伴随的强对流天气给当地带来强的降水。本文所选取的个例主要涉及两个阶段：季风活跃期（2006 年 1 月 21 日至 2006 年 1 月 25 日），季风抑制期（2006 年 1 月 26 日至 2006 年 1 月 31 日）。季风活跃期，格鲁特岛附近有低压生成并向达尔文西侧的海域加深移动（图 2a）。西风气流从海洋上带来充沛的水汽，TWP-ICE 的观测区域位于低压系统内部而且大部被强对流云团所覆盖（红外亮温以低于 210 K 为主且存在多个＞50 dB*Z* 高反射率区），对流系统表现出典型的热带海洋性特征；季风抑制期，低压向内陆移动，观测区域逐渐远离低压中心并位于低压外围（图 2b），对流层低层零星分布着浅的对流云（雷达反射率基本在 40 dB*Z* 以下）。观测区域的南侧有成片的高云存在（红外亮温以 210～230 K 为主），这主要是源自低压区的强对流系统的高空云砧卷云向北的平流作用[红外云图及雷达反射率分布详情见 May et al. (2008)的图 6（第一列和第二列）]。该时期对流系统以大陆性特征为主（May et al., 2008; Xie et al.,2010）。图 3 是 MOR 方案控制试验模拟的降水率随时间的变化特征。季

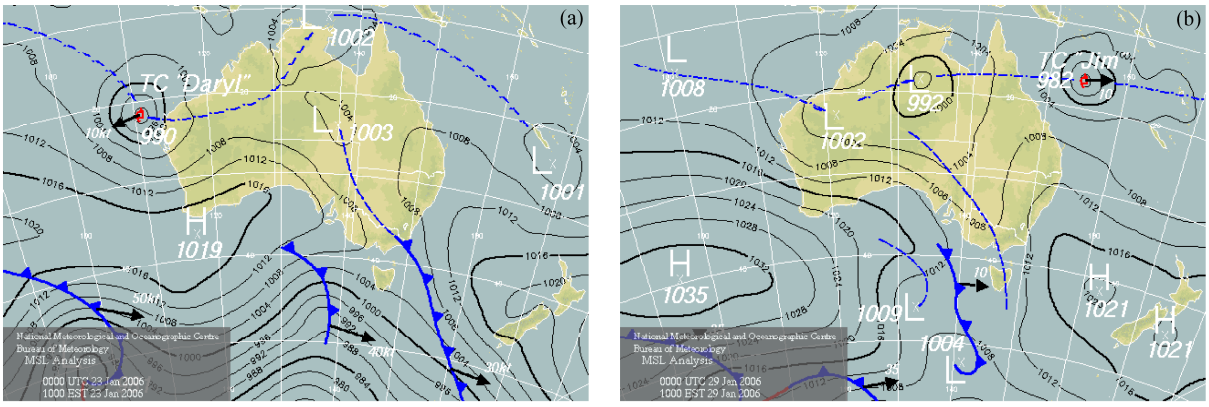

图 2　地面天气图（引自澳大利亚气象局）：（a）季风活跃期；（b）季风抑制期。黑色等值线代表等压线（单位：hPa），蓝色虚线代表槽线

Fig. 2　Surface synoptic maps: (a) The active monsoon period; (b) the depressed monsoon period. The black contours represent pressure (unit: hPa) and blue dashed lines are trough lines. (a, b) are from Australian Bureau of Meteorology

风活跃期降水显著，季风抑制期有少量降水发生。MOR 方案能够较好地模拟出两个时段的降水率随时间的演变特征，尤其是降水率的峰值也同观测也非常接近。

图 4a 是云量随时间和高度的分布情况，反映了季风期深厚云层以及多层云系的演变情况，同前面分析的卫星雷达观测的实况也非常一致。季风活跃期，对流性天气发展强盛伴随强烈的上升运动，充沛的水汽向上伸展至 4 km 的高度（＞8 g kg^{-1}），云系从边界层一直伸展到 15 km 的高度（图 4a）；季风抑制期，在来自高纬地区的干冷平流作用下，观测区域的对流层中层大气偏干且有弱的下沉运动（图 4b），从而抑制了该时期对流风暴的发展高度。控制试验中，MOR 方案模拟的水汽混合比同观测非常接近，季风活跃期的深厚湿区以及抑制期的干舌也能够很好地模拟出来。模拟的上升和下沉运动的分布特征与观测基本一致，但在量级上比观测偏低（图 4b）。而未经过时间平均的模拟垂直速度在量级上同观测比较接近（图略）。

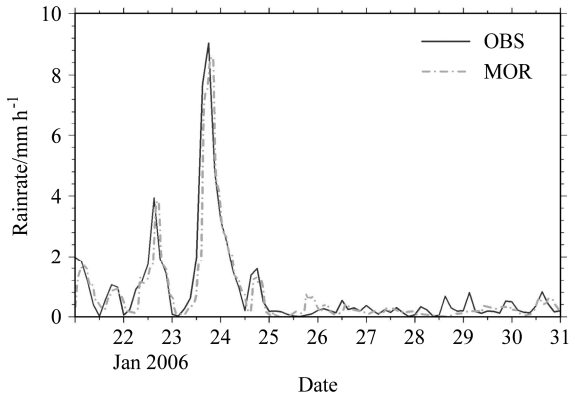

图 3 降水率随时间的变化。实线代表观测值，点划线代表控制试验模拟结果

Fig. 3 Time series of the precipitation rate: Solid for observations and dash-dotted for model output from the control simulation

3.2 液态水凝物的时空分布和地表向下长波辐射

在季风活跃期的强降水时期，由于降水粒子的干扰作用，MMCR 观测反演的液态水含量的精确程度有所欠缺（Mather et al., 2007），云分辨率模式的模拟结果可能具备更高的可信度（图 5b）。季风活跃期，方案模拟的液态水含量（图 5c）的主体（＞0.1 mg m^{-3}）分布于近地面至 6 km 之间（即温度高于－10°C 的区域）。模拟的液态水含量在量级和演变形势上同 CRM 的模拟结果比较接近，高值区出现的时间和位置同 CRM 也对应得比较一致。观测表明，热带云中的过冷水滴在强的上升运动中心区域以外的温度低于－16°C 的区域，几乎不能够存在（Stith et al., 2004）。因此该时期模拟的过冷水向高空延伸的高度虽然比 CRM 的结果要低许多（图 5b 和 c），但同实际观测却是比较一致的（图 5a）。另

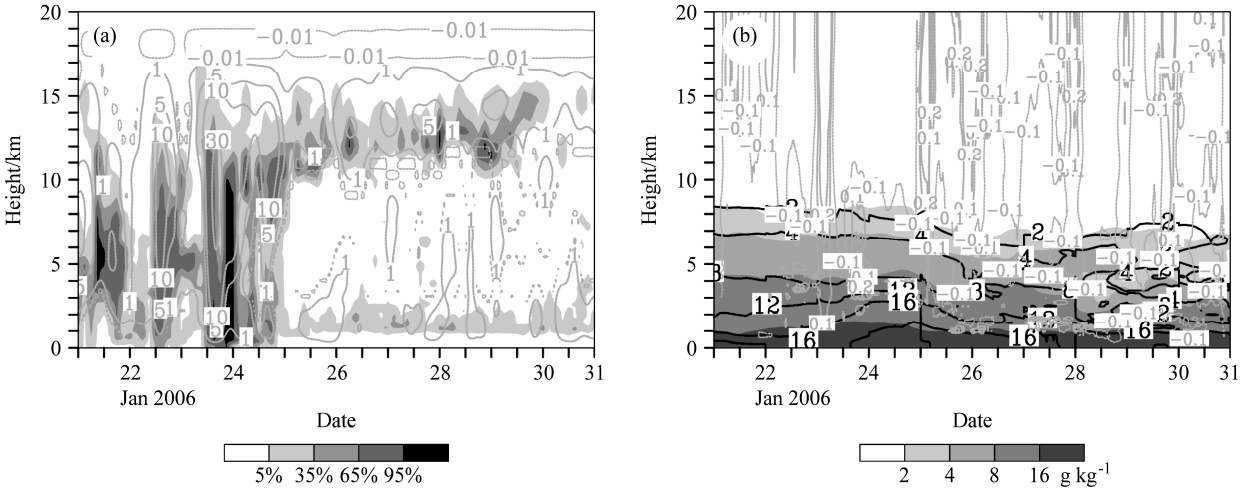

图 4 云量（单位：%）、水汽混合比（单位：g kg^{-1}）和垂直速度（单位：cm s^{-1}）的时间—高度剖面：（a）观测云量和垂直速度，填色代表观测云量，虚线代表观测诊断的垂直速度；（b）水汽混合比和垂直速度，填色代表观测的水汽混合比，实等值线代表控制试验模拟的水汽混合比，虚线代表模拟垂直速度（为使模拟结果同观测的时间分辨率一致，此处将模拟的垂直速度进行了 3 小时平均）

Fig.4 Time–height distribution of the cloud fraction and water vapor mixing ratio (shaded, unit: g kg^{-1}) and vertical velocity (unit: cm s^{-1}): (a) Cloud fraction and vertical velocity for observations, shading for cloud fraction, dashed contour lines for vertical velocity; (b) water vapor mixing ratio, shading for observations, solid contour lines for model output from the control simulation. Dashed contour lines for vertical velocity from the control simulation. To be consistent with large-scale forcing fields in temporal resolution, vertical velocity from the control simulation is averaged per 3 hours

外，在季风活跃期，温度低于 0°C 的附近层次内，过冷水滴、冰相粒子和水汽共存，大气处于水面不饱和（图 5c）而冰面过饱和状态（图 6c），由此推测混合相云中可能存在贝吉龙过程。季风抑制期只有少量降水发生，雷达观测更为可信。该时期低层暖云中的液态水的演变特征同雷达观测较为一致，但在量级上 MOR 方案模拟得明显偏大，水面过饱和度条件也较观测更好。以上差异可能与该时期的浅对流活动模拟得过于活跃有关。

图 5d 是地表向下长波辐射的时间变化曲线。地表辐射的观测值来自于200 km×200 km范围内3个陆地站和 1 个船舶站的区域平均。MOR 方案的模拟结果在量级和演变特征上同观测比较一致。24 日之前模拟结果整体比观测略微偏低，24 日之后模拟则比观测明显偏高。前者可能与模拟的深对流云系的云底偏高有关，而后者可能与该时期模拟的低云过厚有关。

3.3 冰相水凝物的时空分布和大气顶部向外长波辐射

雷达是单点测量，因而峰值多、时间变率大，而卫星资料能够提供云在一个区域的平均性质。在 MOR 方案中，冰相水凝物总含量包含了冰晶、雪

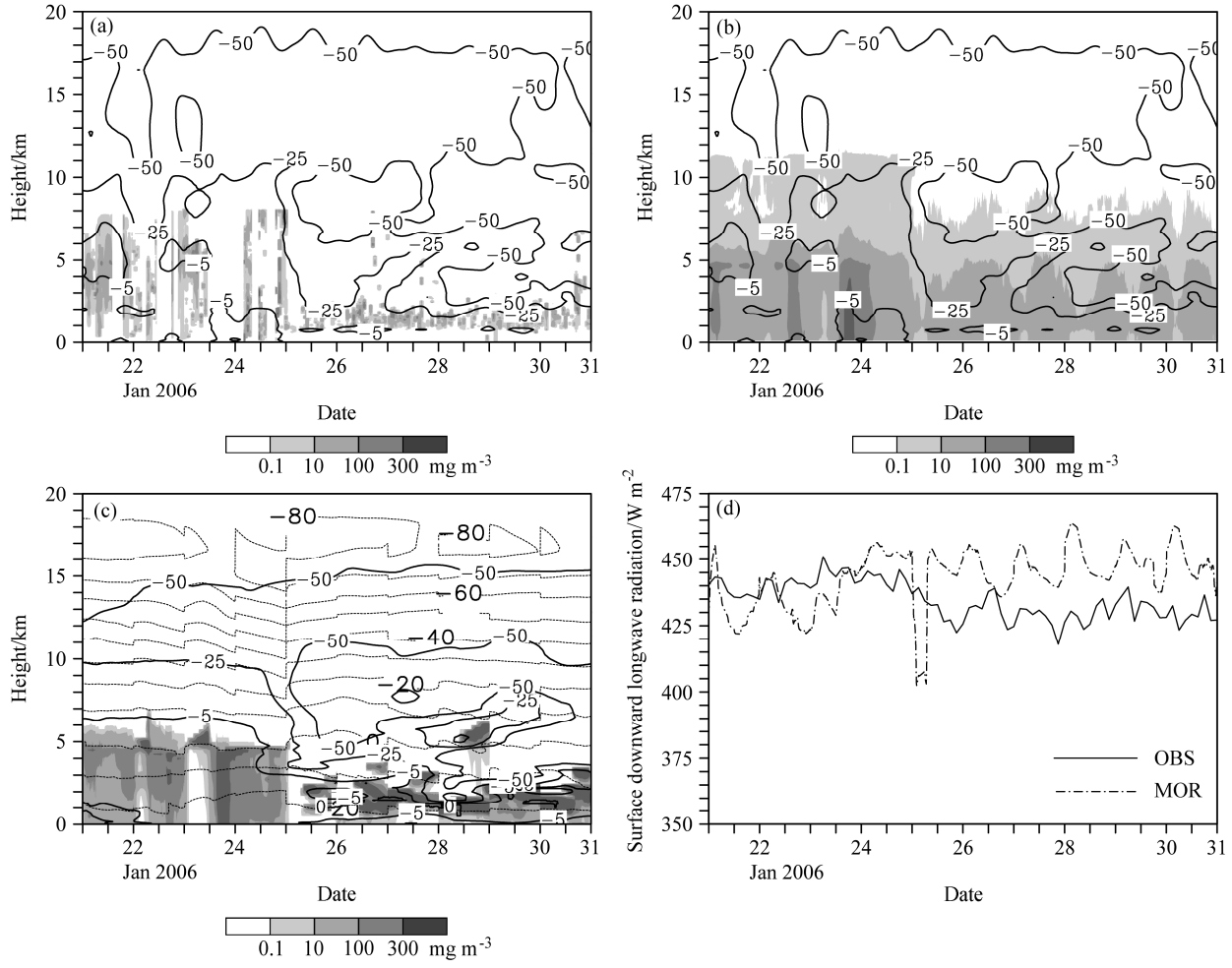

图 5 （a–c）液态水含量（阴影，单位：mg m^{-3}）和水面过饱和度（单位：%）的时间—高度剖面以及（d）地表向下长波辐射（单位：W m^{-2}）随时间的变化：（a）雷达观测的液态水；（b）CRM 的液态水；（c）控制试验模拟的液态水；（d）地表向下长波辐射。（a）和（b）中实等值线代表观测水面过饱和度；（c）中实等值线代表控制试验模拟的水面过饱和度，虚线代表温度，单位：°C；（d）中实线代表观测，点划线代表控制试验的模拟结果

Fig. 5 (a–c) Time–height distribution of the liquid water mixing ratio (shaded, unit: mg m^{-3}) and (d) supersaturation respect to water (unit: %) and time series of the surface downward longwave radiation (unit: W m^{-2}): (a) Liquid water from cloud radar retrievals; (b) liquid water from cloud-resolving model (CRM); (c) liquid water from control simulation; (d) surface downward longwave radiation. The solid contour lines are observed supersaturation respect to water in (a) and (b) and the solid contour lines are supersaturation respect to water for model output from the control simulation in (c). The dashed lines are temperature in degrees Celsius in (c). The solid line is for observations and dash-dotted line is for model output from the control simulation in (d)

以及霰的混合比的总和。如图 6，MOR 方案模拟的冰相水凝物总含量的时间演变、垂直分布以及量级都同观测有很好的一致性。模拟的冰面过饱和度的分布也同观测非常接近，同冰云也能够较好地配合。在季风活跃期，冰云垂直发展深厚，模拟结果同卫星观测非常接近（图 6b、c）。冰相水凝物总含量的高值区同降水率的大值时段基本同步，可见冰相过程对降水形成的重要性。季风抑制期，方案模拟的高空卷云持续存在，且冰云云底的位置同雷达的观测比较接近（图 6d）。但对流层上层（>14 km）的冰云模拟得偏厚一些，云顶的高度比雷达观测偏高（图 6d）。一方面随着距离的增加 MMCR 信号逐渐衰减，另一方面 MMCR 对薄的卷云中的小冰晶粒子探测能力有限（Comstock et al., 2002），因而毫米波测云雷达往往容易漏测 15 km 高度以上的薄的卷云。结合冰面过饱和区同冰相水凝物的匹配程度（图 6a、c），高空云系的漏测可能是模拟观测差异的主要原因之一。

在该个例中，冰相水凝物主要由冰晶和雪构成，过冷水不是十分活跃因而霰的含量很低且仅仅出现在零度层附近（图略）。图 7 给出了 MOR 方案模拟的冰晶含量和雪含量以及潜热加热率随时间和高度的分布。季风活跃期，模拟的冰晶主体位于温度低于−20℃ 的高空，且最大值不超过 40 mg m^{-3}

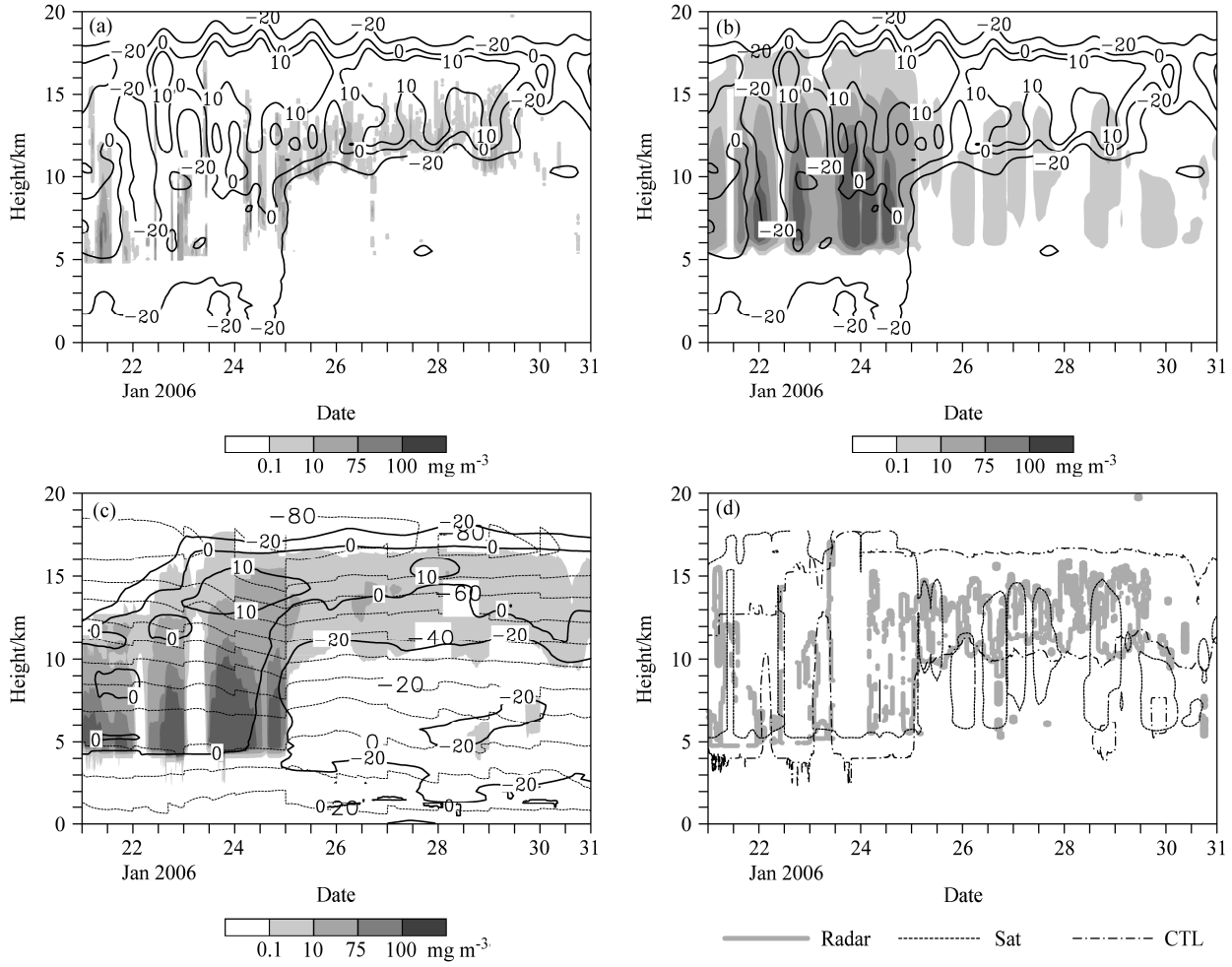

图 6 （a–c）冰相水凝物总含量（阴影，单位：mg m^{-3}）和冰面过饱和度（单位：%）的时间—高度剖面以及（d）冰云云顶和云底高度（单位：km）的时间演变：（a）雷达观测；（b）卫星观测；（c）控制试验模拟结果；（d）冰云云顶和云底高度。（a、b）中实等值线代表观测冰面过饱和度；（c）中实等值线代表控制试验模拟的冰面过饱和度，虚线代表温度，单位：℃；（d）中实线代表雷达观测，点线代表卫星观测，点划线代表控制试验

Fig. 6 (a–c) Time–height distribution of the frozen water mixing ratio (shaded, unit: mg m^{-3}) and supersaturation respect to ice (unit: %) and (d) time series of the top height and base height of ice-phase cloud (unit: km): (a) Cloud radar retrievals; (b) satellite retrievals; (c) control simulation; (d) top height and base height of ice-phase cloud. The solid contour lines are observed supersaturation respect to ice in (a) and (b) and the solid contour lines are supersaturation respect to ice for model output from the control simulation in (c). The dashed lines are temperature in degrees Celsius in (c). The solid lines represent observations, dotted lines are for satellite retrievals and dash-dotted lines represent model output from the control simulation.

（图 7a）；雪在该时期发展活跃，垂直伸展至 15 km 附近，并且有显著的高值区存在（＞150 mg m^{-3}）。雪的底部在零度层附近，意味着它对降水的形成有一定的的作用（图 7b）。季风活跃期，显著的潜热加热区主要分布在 5～10 km 之间同雪的主体位置十分匹配，潜热加热同对流活动之间的相互的正反馈作用可能促进了深对流活动的发展。季风抑制期，模拟的冰晶主体分布于温度低于－40°C 高空，并伴有少量雪生成。该时期冰云中下部至 8 km 高度之间有弱的冷却效应，这可能与某些冰相微物理过程有关。整个模拟时段内，低云附近弱的冷却过程可能同雨水的蒸发等过程有关。

大气顶部向外长波辐射（OLR）作为一个冷却因子对地球的辐射平衡至关重要。MOR 方案能够较好地模拟出 OLR 随时间的变化趋势和量级特征（图 8b）。模拟结果同观测的差异在 24 日以及 26

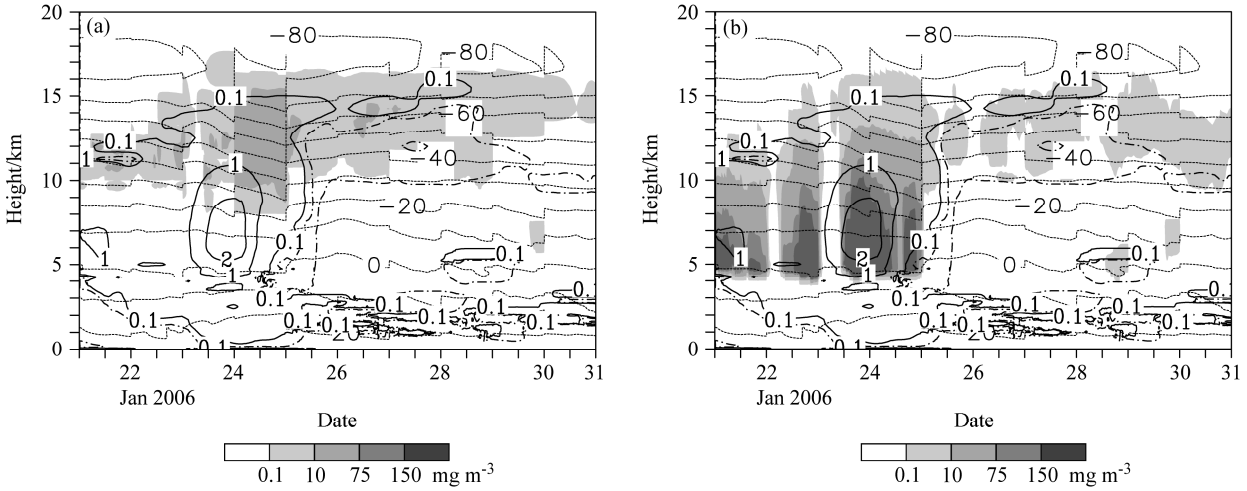

图 7　冰晶和雪的含量（阴影，单位：mg m^{-3}）以及潜热加热率（单位：K h^{-1}）的时间—高度剖面：（a）冰晶；（b）雪。实等值线代表潜热加热率，点划线则代表冷却区，虚线代表温度　（单位：°C）

Fig. 7　Time–height distribution of the ice water mixing ratio and snow water mixing ratio (shaded, unit: mg m^{-3}) and the rate of latent heating (unit: K h^{-1}): (a) Ice; (b) snow. The solid contour lines are supersaturation respect to ice for model output from the control simulation. The solid contour lines are for heating area and the dash-dotted lines are for cooling area due to latent heating. The dashed lines are temperature in degrees Celsius

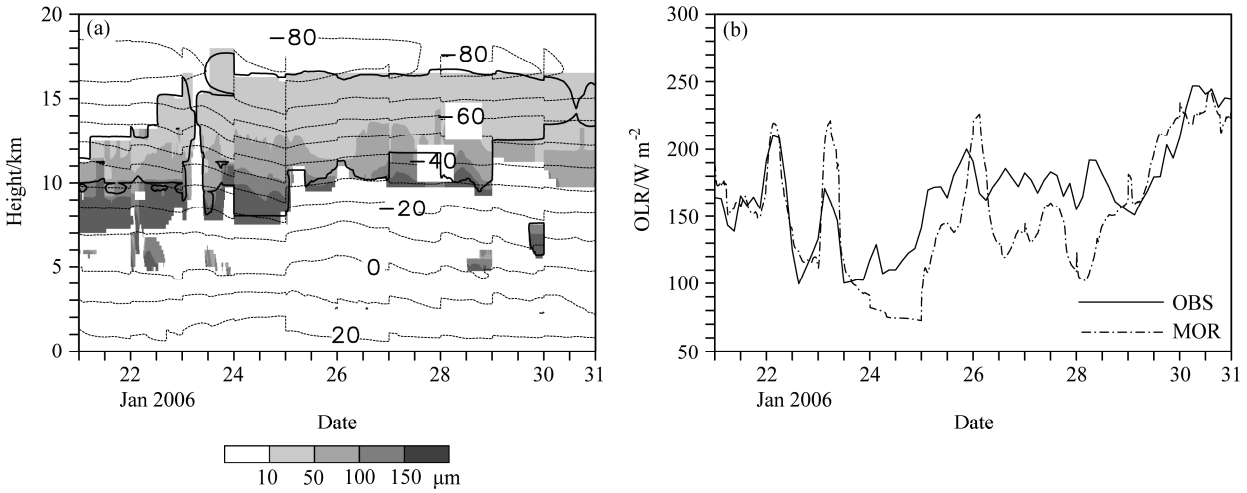

图 8　（a）冰晶有效半径（阴影，单位：μm）的时间—高度剖面和（b）大气顶部的向外长波辐射（OLR）（单位: W m^{-2}）随时间的变化。（a）中虚线代表温度（单位：°C），实线代表控制试验中冰晶的主体轮廓线（＞1 mg m^{-3}）；（b）中实线是观测，点划线代表控制试验

Fig.8 Time–height distribution of the ice effective radius (shaded, unit: μm) and top of the atmosphere outgoing long-wave radiation (OLR) (unit: W m^{-2}): (a) Ice effective radius; (b) OLR. The dashed lines are temperature in degrees Celsius and the solid outlines represent the majority of ice-crystal cloud in (a). Solid line is for observations and dash-dotted line is for model output from the control simulation in (b)

日到 28 日最为显著。在 26 日到 28 日的 OLR 小幅震荡期，模拟的 OLR 整体低于观测，这可能与该时期云顶高度偏高（图 6d），冰云模拟得过厚（图 6c）以及冰晶粒子整体偏小有关（图 8a）。在发生强降水的 24 日，MOR 方案模拟的 OLR 比观测低了约 30 W m^{-2}。由于该时期云的光学厚度较大，模拟的 OLR 值偏低主要是与云顶高度过高有关。29 日以后，由于高云减弱变薄，OLR 总体呈增加趋势，同观测的偏差较小。

3.4 与冰晶和雪有关的云微物理特征分析

冰相过程在降水的形成过程中扮演着非常重要的角色，对地面降水的形成和维持起着重要的指示作用（张大林，1998；孙建华和赵思维，2003；康丽莉等，2003）。为了对热带对流活动的微物理特征有更为深刻的理解，我们对方案中最主要的冰相粒子即冰晶和雪的相关微物理过程的转化率进行计算输出。由于季风活跃期和季风抑制期的宏微观特征差异显著，文中对这两个时段的冰晶和雪的源汇项的收支情况分别进行讨论。

在 MOR 方案中与冰晶和雪相关的微物理过程各有 14 类，其中表征冰晶、雪相互作用的过程共有 5 种。经计算后发现，雪碰冻云滴（雨滴）时繁生、霰碰冻云滴（雨滴）时繁生、积云卷出对雪的贡献、暖云中雨滴收集雪、云滴均质冻结为冰晶、冰晶淞附雨滴转化为霰这 8 个过程的贡献均为零。冰晶淞附云滴、冰晶淞附雨滴转化为雪、雪淞附云滴转化为霰这 3 个过程的转换率也较小。以上这些转化项在图 9 中均被略去。

图 9 是冰晶和雪的微物理的主要源汇项随高度的变化。季风活跃期，冰晶的主要源汇项分布在 7 km 至 16 km 之间（图 9a），与冰晶云的宏观分布特征非常一致（图 7a）。其中凝华过程对冰晶的增长起正的作用，而冰晶向雪的自动转化以及冰晶被雪的碰并过程对冰晶有削弱作用。沉降过程在冰晶云的上部和下部所起的作用相反。云体上部的小的冰晶粒子由于重力作用而脱离源地，在下降的过程中通过凝华作用获得增长，并在 7～10 km 的区间内累积。当冰晶到达云体的中下部时，冰晶的有效半径已经达到相应的要求，因而冰晶向雪的自动转化以及被雪碰并的过程在此处得到加强。季风抑制期，冰云的中上部以凝华增长和沉降掉落为主，在其以下的高度则以升华和沉降收入为主（图 9b）。相比于活跃期，冰晶的主要的源汇项减弱了约一半，冰晶向雪的自动转化以及冰晶被雪的碰并过程也显著削弱。两个时期冰晶的凝华核化和凝冻核化过程在其源汇项中贡献并不突出，但其作为冰晶的最初来源，初始核化过程在一定程度上决定了后期冰晶云的发展过程的强弱。

季风活跃期，雪的主要源汇项在 5～15 km 之间一直保持比较强的转换率（图 9c）。凝华增长和沉降过程在除零度层附近的其他高度上都占据着绝对优势。在该个例中，冰晶和雪发展的主要动力都是来自凝华过程（图 9），两类冰相粒子之间存在着一定的竞争关系。图 7 显示在季风活跃期的高值区，雪的混合比比冰晶高出约 1 个量级，而该时期雪的凝华增长率是冰晶凝华增长率的约 10 倍（图 9a、c），因此雪对水汽的大量消耗可能抑制了冰晶的发展。零度层附近（5 km）存在雪的沉降和融化过程转化率的极值，雪的融化是活跃期产生降水的重要因子。冰晶粒子通过自动转化以及被雪碰并这两个过程促进了雪的发展，但不存在融化过程（图 9a），因而冰晶云对于雨水的形成主要是间接的贡献。季风抑制期，与雪有关的微物理过程已经变得非常微弱，主要的源汇项仍然以凝华升华以及沉降过程为主（图 9d）。与季风活跃期相比，冰晶向雪自动转化以及雪碰并冰晶的过程在该时期扮演的角色变得更为重要，这可能是由于雪云在后期发展并不十分强盛的缘故。

以上分析结果表明：季风活跃期，冰相微物理过程十分活跃，各种水凝物、水汽相互之间有着剧烈而复杂的相互作用。该时期雪云发展强盛，冰晶云的发展可能受到了一定的抑制；同时雪的融化是产生降水的重要因子，冰晶云对降水的贡献主要是间接的。而季风抑制期的微物理过程相对简单，主要以冰晶的微物理过程为主。微物理过程中水的相变过程同潜热加热率有着密切的关系。冷云中冰晶和雪的凝华增长带来了显著的潜热释放，而季风抑制期冰相粒子掉落至冰云的中下部的干区，粒子升华吸热带来了一定的冷却效应。由于 MOR 微物理方案对微观过程的描述还存在不完善之处，所以模式结果所反映出的微物理过程同真实情况可能并不完全一致。

4 凝华凝冻核数浓度敏感性试验

气溶胶对云和降水的形成以及辐射都有重要的影响。对云的准确描述是利用数值模式研究气溶

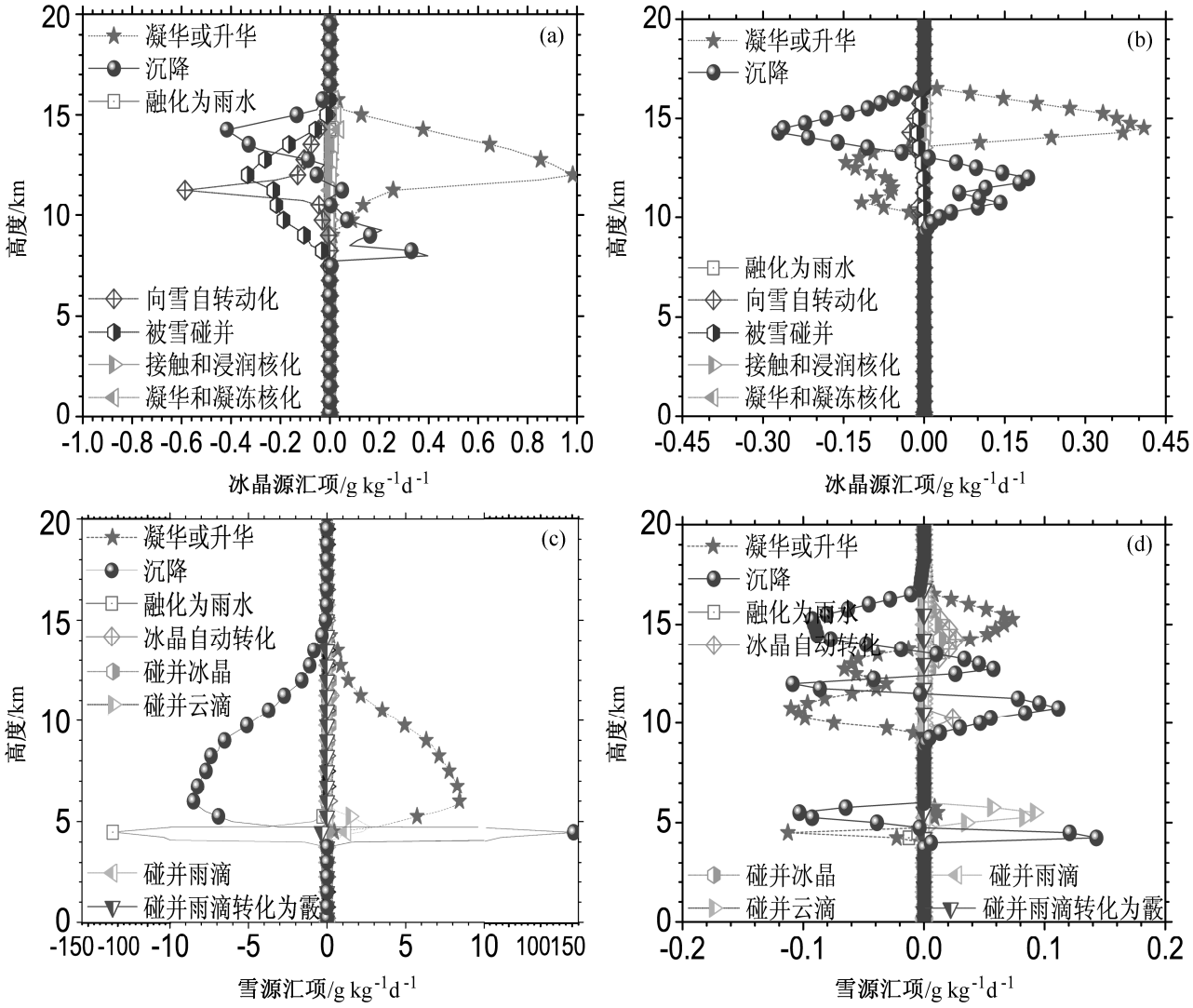

图 9 冰晶和雪的主要源汇项的垂直分布（单位：g kg^{-1} d^{-1}）：（a）季风活跃期冰晶；（b）季风抑制期冰晶；（c）季风活跃期雪；（d）季风抑制期雪。活跃期取小时降水量≥2 mm 期间的平均，抑制期取冰相水凝物总含量≥5 mg m^{-3} 期间的平均

Fig. 9 Vertical distribution of main source terms of cloud ice and snow (unit: g kg^{-1} d^{-1}): (a) Ice crystals during the active monsoon period; (b) ice crystals during the depressed monsoon period; (c) snow particles during the active monsoon period; (d) snow particles during the depressed monsoon period. Data for the active monsoon period are averaged during the time when the hourly precipitation rate exceeds 2 mm, data for the depressed monsoon period are averaged during the time when the frozen water content exceeds 5 mg m^{-3}

胶的间接效应的重要前提之一。在控制试验部分 MOR 方案已经能够较好地再现热带云系特别是其中冰相过程的云微物理特征。本节内容则在此基础之上，考察热带对流层上部冰云以及辐射场对气溶胶中冰核数浓度变化的响应情况，相关讨论和总结具有较高的可信度。气溶胶可以为冰晶的初始核化提供成冰核。在温度较高的时候，冰晶的形成主要是通过成冰核的异质核化来完成。成冰核主要通过四种机制起作用，凝华模式、凝冻模式（吸附模式）、浸润模式和接触模式。凝华模式和凝冻模式的成冰范围更广，这两类冰核的数浓度之和简称为 N_{dep}。本部分共设计 4 组试验，N_{dep} 分别变成原控制试验中的十分之一、二分之一、五倍以及十倍，试验名称分别如下：即 MOR-0.1dep、MOR-0.5dep、MOR-5dep、MOR-10dep。

季风活跃期，高空冰晶的含量总体随着 N_{dep} 的增加而增加（图 10a、b），尤以强降水时期变化最为显著。当 N_{dep} 减少时，高空冰晶含量总体上也显著地减小。而当 N_{dep} 减少为控制试验的十分之一时，24 日高空冰晶的含量出现了显著的增加（图

10d）。季风抑制期，高空冰晶含量随凝华凝冻核数浓度的变化趋势保持一致，但变化幅度小于季风活跃期。另外该时期 N_{dep} 增加时，高空冰云的云顶有升高的趋势，反之云顶则显著降低。

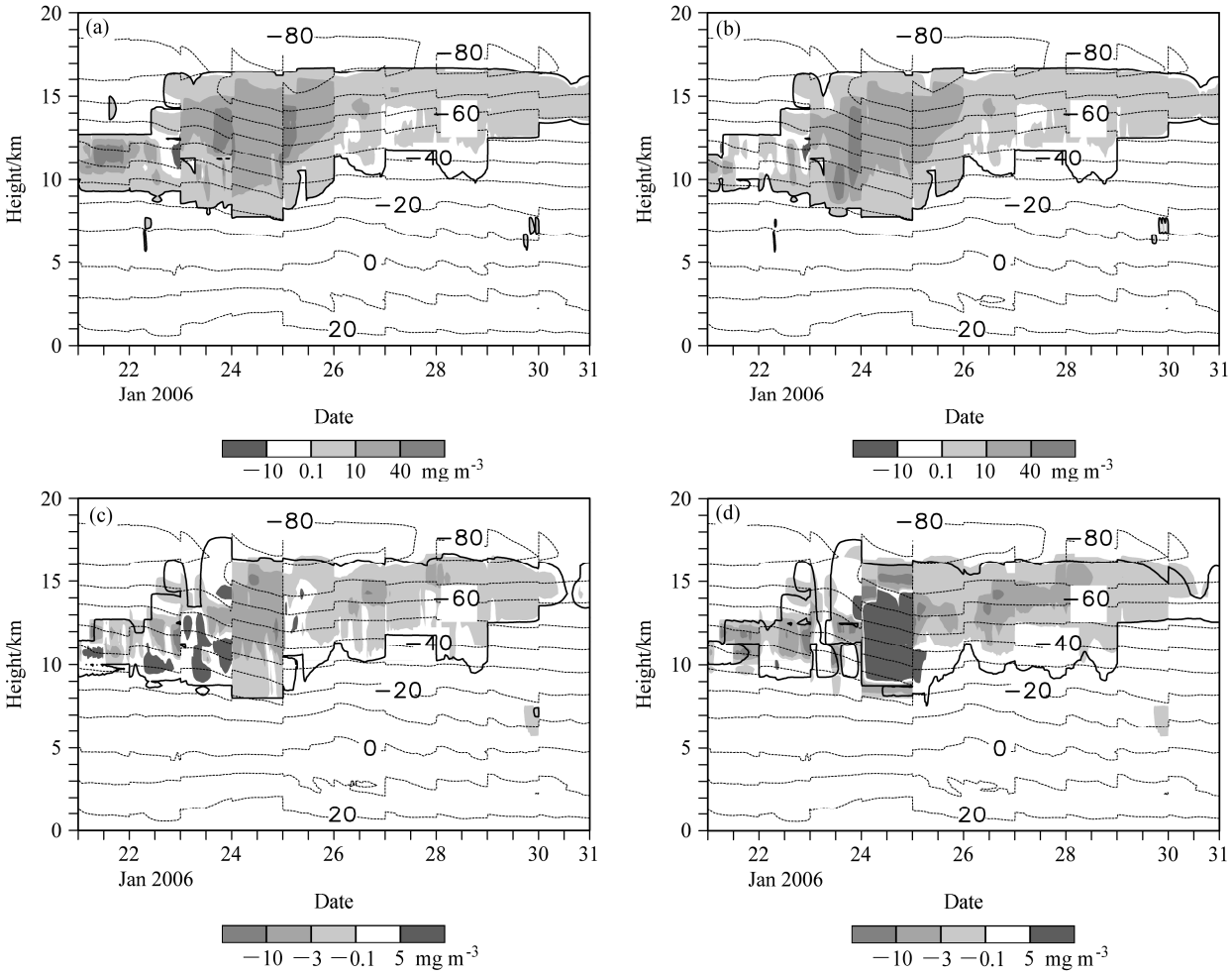

图 10 凝华凝冻核数浓度敏感性试验的冰晶含量相对于控制试验的变化（阴影，单位：mg m^{-3}）的时间—高度剖面：（a）MOR-10dep；（b）MOR-5dep；（c）MOR-0.5dep；（d）MOR-0.1dep。虚线代表温度（单位：°C），实线代表相应敏感性试验中冰晶的主体轮廓线（>1 mg m^{-3}）

Fig. 10 Time–height distribution of variation in the ice water mixing ratio (shaded, unit: mg m^{-3}) simulated from sensitivity experiments on the number concentration of ice nuclei in the deposition mode and condensation freezing mode relative to the control simulation: (a) MOR-10dep, (b) MOR-5dep, (c) MOR-0.5dep, (d) MOR-0.1dep. The dashed lines are temperature in degrees Celsius and the solid outlines represent the majority of ice-crystal cloud from 4 sensitivity experiments respectively (>1 mg m^{-3})

冰晶云宏观性质的改变同微观特征的变化的积累是密不可分的。当凝华凝冻核数浓度变化时，冰晶的初始核化率也出现了显著的变化（图 11a、b）。两个时期的冰晶的初始核化都是以凝华和凝冻核化为主，接触和浸润核化过程仅仅在零度层附近起弱的作用。同控制试验相比，季风抑制期，高空冰晶云的主体部分（11～16 km）的冰晶的初始核核化过程随 N_{dep} 的增加（减少）显著加强（减弱，图 11b）。同凝华凝冻核化率的变化相一致，该时期冰云中上部冰晶的凝华增长以及下部的升华过程的强度出现了同 N_{dep} 一致并且显著的变化（图 11d）。可以说 N_{dep} 的增加（减小）在冰晶初始形成时，就已经为后期冰晶的发展奠定了优势（劣势）。而在季风活跃期的冰晶云中，凝华增长率随 N_{dep} 的变化情况比较复杂。N_{dep} 增加时，在冰晶的初始核化过程并没有明显增强的条件下，冰晶的凝华增长率相比于控制试验增强了约一倍；而当 N_{dep} 减小为原来的十分之一时，凝华凝冻核化过程虽然有显著的减弱，但冰云上部的冰晶凝华增长过程却出现了增强，变化幅度超过 50%（图 11a、c）。而各敏感性试验中，凝华过程的增强和减弱同高空冰云中冰晶含量的变化是相对应的。

由此我们可以发现，在季风抑制期由于微观上主要是以冰晶有关的微物理过程为主，因此高空的冰云对凝华凝冻核数浓度的响应情况表现出显著的线性特征。而在季风活跃期，各种水凝物之间有着强的相互作用，水分的分配情况也比较复杂，因而冰晶云的微观特征对凝华凝冻核的响应情况无明显规律可循。

凝华凝冻核数浓度的变化显著改变了云中物质的物理性质，从而进一步影响到和云有关的辐射过程。N_{dep} 的改变对 OLR 产生了显著的影响，变化最为显著的是在季风抑制期 26～29 日，即高空卷云持续存在的时段。当 N_{dep} 增加时，OLR 明显减小，反之 OLR 增加（图 12）。该时期模拟区域的高空主要由薄的卷云构成，其中以冰晶作为最主要的组成部分。卷云的宏观和微观性质的改变对 OLR 产生直接影响：一方面，前面的讨论已经指出，N_{dep} 的增加（减少）会导致季风抑制期冰云云顶增高（降低）。而云顶的位置更高（更低），温度更低（高）会使得冰云自身向外放出的长波辐射减少（增加）。另一方面，OLR 还包括了来自于下方的穿过冰云后的长波辐射，而高空冰晶粒子的有效半径会影响长波辐射的透过率。

参照 MOR 方案控制试验的高空冰云的主体部分（图 7a），季风抑制期高空冰晶粒子的有效半径 R_i（图 8a）以 10～100 μm 为主。位置越低，冰晶粒子的 R_i 越大。R_i 很大的冰晶粒子分布于云底的位

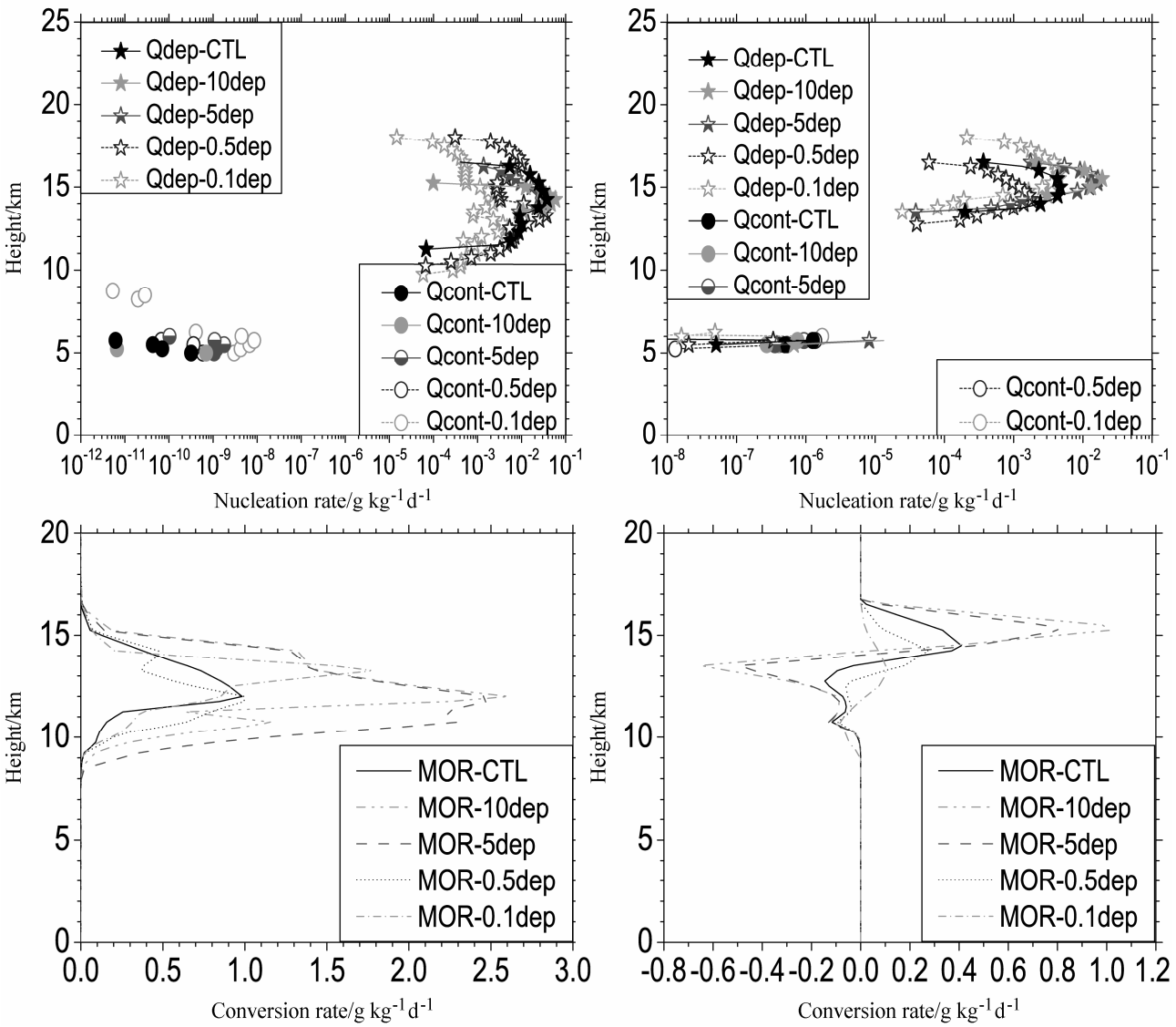

图 11 （a、b）冰晶的初始核化率（单位：g kg^{-1} d^{-1}）和 （c、d）冰晶凝华或升华过程转化率（单位：g kg^{-1} d^{-1}）的垂直分布：季风活跃期（左列）；季风抑制期（右列）。数据的平均方法同图 9，dep 代表凝华模式和凝冻模式的核化，cont 代表接触模式和浸润模式的核化

Fig. 11 (a, b) Vertical profiles of primary nucleation rate of ice crystals (unit: g kg^{-1} d^{-1}) and (c, d) the conversion rate of deposition or sublimation process for ice crystals (unit: g kg^{-1} d^{-1}): The active monsoon period (left column); the depressed monsoon period (right column). Data are averaged using the same method as that in Fig 9. dep is for ice nucleation in the deposition mode and condensation freezing mode. cont is for the ice nucleation in the contact mode and immersion mode

置，对来自下方的长波辐射有较高的透过率。季风抑制期，高空冰晶的主体平均位于 10.88～16.45 km 之间。从图 13b 可以发现，冰云上部（＞14 km）的小冰晶的 R_i 相比于控制试验变化幅度明显，随着 N_{dep} 增加（降低）R_i 减小（增加）。冰云的中部（12～14 km），冰晶的 R_i 变化幅度有所减弱，但是总体趋势仍然和冰云上部保持一致（当 N_{dep} 减半时的情况

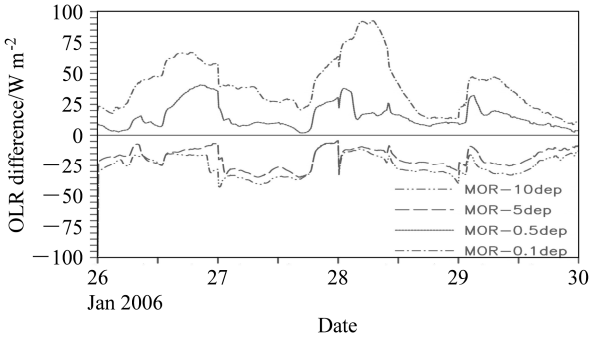

图 12 凝华凝冻核数浓度敏感性试验的 OLR 相比于控制试验的变化随时间的演变（单位：W m^{-2}）。水平实线代表零线

Fig. 12 Time series of variation in the top of the atmosphere outgoing longwave radiation. Simulated from sensitivity experiments on the number concentration of ice nuclei in the deposition mode and condensation freezing mode relative to the control simulation (unit: W m^{-2}, horizontal line for variation of zero)

12 km）冰晶的含量很低，对长波辐射的透过率已经很高，R_i 的变化对 OLR 影响不大。冰晶粒子的有效半径反映了冰晶粒子谱的总体分布情况。在有限的水汽条件下，当 N_{dep} 增加时，冰云中上部小的冰晶粒子大量增加，会使得来自下方的长波辐射的透过率降低，OLR 降低，反之 OLR 升高。冰晶粒子的沉降速度与粒子的尺度存在正相关，因而以上分析的 R_i 的变化也能够部分地解释季风抑制期冰云云顶随 N_{dep} 增加（减少）而升高（降低）的现象。季风抑制期，高空冰云的宏观和微观特征随 N_{dep} 的变化趋势同李娟等（2004）、Fan et al.（2010）以及 Zeng et al.（2009）的研究结果有较好的一致性，说明 MOR 方案能够较为准确地反映热带云系对冰核气溶胶的响应情况。而在季风活跃期，冰晶的有效半径整体上也随 N_{dep} 增加（减少）而减小（增大）且变化幅度较抑制期更大（图 13a）。但由于该时期的对流系统深厚，微物理过程较为复杂，云顶高度的变化并无明显规律可循，因而 OLR 的响应并不显著。

5 总结

利用 WRF 模式中的单气柱模式（SCM），耦合

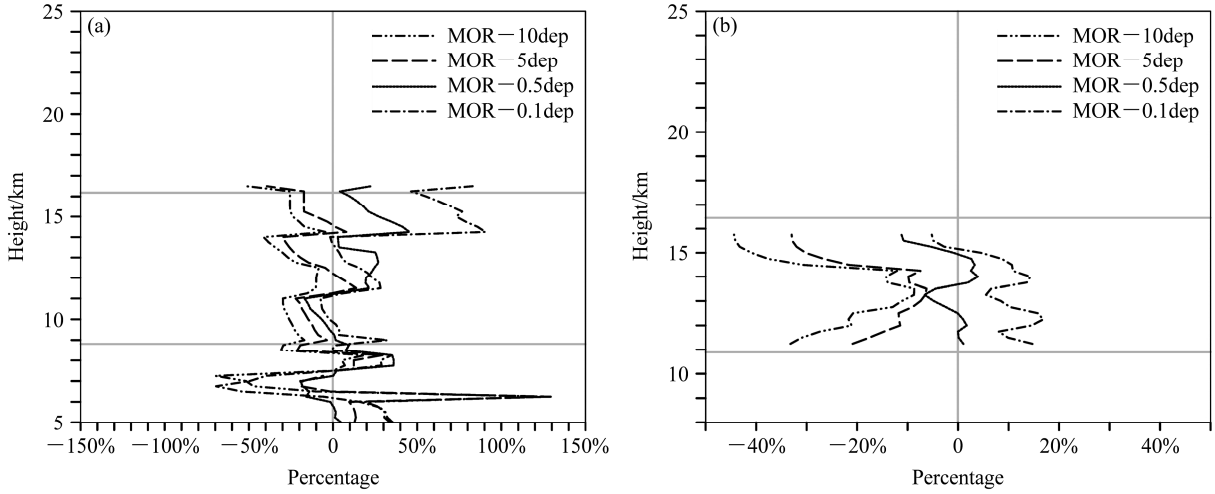

图 13 凝华凝冻核数浓度敏感性试验模拟的冰晶有效半径相比于控制试验的变化百分比：（a）季风活跃期；（b）季风抑制期。竖直实线代表零线，水平实线分别代表控制试验中冰晶主体的顶部和底部所在的平均位置，季风活跃期冰晶云顶部为 16.18 km，底部为 8.81 km；季风抑制期冰晶云顶部为 16.45 km，底部为 10.88 km；数据的平均方法同图 9

Fig. 13 Vertical profiles of variation in the ice effective radius from sensitivity experiments relative to the control simulation : (a) Active monsoon period, (b) depressed monsoon period. Vertical line is for variation of zero and horizontal lines are for the average top height and base height of ice-crystal clouds, respectively. The top height of ice-crystal cloud is at 16.18 km level and base height of ice-crystal cloud is at 8.81 km level during the active monsoon period and the average top height of ice-crystal cloud is at 16.45 km level and base height of ice-crystal cloud is at 10.88 km level during the depressed monsoon period in the control simulation. Data are averaged using the same method as that in Fig. 9

有所不同，但其变化幅度小于 10%）。冰云下部（＜ Morrison 2-mon（MOR）双参数微物理方案，对热

带暖池国际云试验（TWP-ICE）期间的个例进行了数值模拟以及敏感性试验。研究结果如下：

（1）MOR 双参数微物理方案的控制试验能够较好地模拟出 TWP-ICE 期间热带云系的微观的特征。MOR 方案模拟的液相和冰相水凝物的垂直分布以及随时间的演变特征同观测非常一致。模拟的地表向下长波辐射和大气顶向外长波辐射的量级和时间演变趋势同观测也非常接近。观测和模拟的偏差在季风抑制期较为明显。其中低层暖云中液态水含量量级比观测偏大，浅对流模拟得过于活跃。辐射场的模拟偏差也与微观要素场模拟得不够精确有关。MOR 方案总体上对热带云系具备较好的模拟能力，但还存在进一步的提升空间，相关参数化方法有待调试或者改进。

（2）季风活跃期，冰晶的主要源汇项有凝华增长过程、沉降过程、冰晶向雪的自动转化以及冰晶被雪的碰并过程。冰晶主体位于温度低于－20°C 的高空，主要通过自动转化为雪和被雪碰并过程对雨水的形成作出间接贡献。同时期雪的主要源汇项中，凝华增长和沉降过程占据主导地位。雪的凝华增长是冰晶凝华增长的约 10 倍，雪消耗了大量的水汽可能使冰晶的凝华增长受到抑制。雪的融化过程非常强盛，因而是产生降水的重要因子。季风抑制期，冰相微物理过程变得相对简单且强度减弱，以凝华升华和沉降过程为主。整个模拟期间，凝华过程是潜热加热的主要来源。

（3）凝华凝冻核的数浓度（N_{dep}）敏感性试验表明：季风抑制期，微物理过程以冰晶相关过程为主，高空的冰云的宏观和微观性质对凝华凝冻核的响应情况呈现显著的线性特征。高空冰晶的含量均随着 N_{dep} 的增加（减小）而增加（减小）。OLR 也由于冰晶有效半径和云顶高度的变化而随 N_{dep} 的减小（增加）而增加（减小）。凝华凝冻核 N_{dep} 增加时，高空冰云中小冰晶数量增加且云顶升高，使得 OLR 值减小，反之冰云主体中冰晶有效半径增加，高空的冰云更加透明，云顶更低，对 OLR 值增加起促进作用。而季风活跃期，微物理过程复杂，冰晶的宏微观特征对 N_{dep} 的响应并无明显规律可循，因而 OLR 的变化也并不显著。

本文仅仅选取一个比较常用的双参数微物理方案，并检验了其对微物理过程的模拟能力。试验所选的模拟区域局限于热带地区，而微物理参数化方案对不同地区、不同天气过程微物理过程的模拟能力怎样，以及相关参数化方法的合理性和适用性还有待于更多的个例来检验。在真实的三维大气中，非线性作用会使得物理量场对气溶胶响应情况变得更加复杂，具体的响应机制也还需要进一步的深入研究。

致谢 感谢美国大气辐射观测计划 ARM 提供 TWP-ICE 期间的外场观测资料。

参考文献（References）

Bryan G H, Wyngaard J C, Fritsch J M. 2003. Resolution requirements for the simulation of deep moist convection [J]. Mon. Wea. Rev., 131 (10): 2394–2416.

陈炯, 郑永光, 邓莲堂, 等. 2003. WRF 模式中不同边界层参数化方案对 2003 年 7 月江淮暴雨的数值模拟及其比较 [C]// 中国气象学会 2003 年年会论文集 (7). 北京: 气象出版社, 221–224. Chen Jiong, Zheng Yongguang, Deng Liantang, et al. 2003. The effects of different boundary layer parameterization schemes in WRF on the numerical simulation for a rainstorm over Changjiang–Huaihe river basin in July 2003 [C]// Proceedings of the 2003 Chinese Meteorological Society (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 221–224.

Comstock J M, Ackerman T P, Mace G G. 2002. Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at Nauru Island: Cloud statistics and radiative impacts [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 107 (D23): AAC 16-1–AAC 16-14.

董昊, 徐海明, 罗亚丽. 2012. 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟飑线降水的影响: 不同云微物理参数化方案的对比研究 [J]. 大气科学, 36 (1): 145–169. Dong Hao, Xu Haiming, Luo Yali. 2012. Effects of cloud condensation nuclei concentration on precipitation in convection permitting simulations of a squall line using WRF model: Sensitivity to cloud microphysical schemes [J]. Chinese Journal Atmospheric Science (in Chinese), 36 (1): 145–169.

Fan J, Comstock J M, Ovchinnikov O. 2010. The cloud condensation nuclei and ice nuclei effects on tropical anvil characteristics and water vapor of the tropical tropopause layer [J]. Environ. Res. Lett., 5 (4), 044005, doi:10.1088/1748-9326/5/4/044005.

Gettelman A, Morrison H, Ghan S J. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, Version 3 (CAM3). Part II: single-column and global results [J]. J. Climate, 21: 3660–3679.

Ghan S, Randall D, Xu K-M, et al. 2000. A comparison of single column model simulations of summertime midlatitude continental convection [J]. J. Geophys. Res., 105 (D2): 2091–2124.

Hack J J, Pedretti J A. 2000. Assessment of solution uncertainties in single-column modeling frameworks [J]. J. Climate, 13 (2): 352–365.

金莲姬, 银燕, 王盘兴, 等. 2007. 热带深对流云砧数值模拟及云凝结核数浓度对其影响的初步试验 [J]. 大气科学, 31 (5): 793–804. Jin Lianji, Yin Yan, Wang Panxing, et al. 2007. Numerical modeling of tropical deep convective anvil and sensitivity test on its response to changes in the cloud condensation nuclei concentration [J]. Chinese

Journal Atmospheric Science (in Chinese), 31(5): 793–804.

鞠永茂, 王汉杰, 钟中, 等. 2008. 一次梅雨锋暴雨云物理特征的数值模拟研究 [J]. 气象学报, 66 (3): 381–395. Ju Yongmao, Wang Hanjie, Zhong Zhong, et al. 2008. A simulation study on the characteristics of cloud microphysics of rain storm in a meiyu front [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66(3): 381–395.

康丽莉, 雷恒池, 肖稳安. 2003. 中尺度模式中各种湿物理过程的数值模拟 [J]. 南京气象学院学报, 26 (1): 76–83. Kang Lili, Lei Hengchi, Xiao Wenan. 2003. Simulation of various moist physical processes in mesoscale model [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 26(1): 76–83.

Lean H W, Clark P A, Dixon M, et al. 2008. Characteristics of high- resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom [J]. Mon. Wea. Rev., 136 (9): 3408–3424.

李娟, 毛节泰, 胡志晋, 等. 2004. 冰核浓度变化对云辐射的模拟试验 [J]. 气象学报, 62 (1): 77–86. Li Juan, Mao Jietai, Hu Zhijin, et al. 2004. Numerical simulation experiments for the effects of changes of atmospheric ice nuclei concentrations on radiant properties of cloud [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62(1): 77–86.

Lim K-S S, Hong S-Y. 2010. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for weather and climate models [J]. Mon. Wea. Rev., 138 (5): 1587–1612.

Luo Y, Xu K-M, Morrison H, et al. 2008. Arctic mixed-phase clouds simulated by a cloud-resolving model: Comparison with ARM observations and sensitivity to microphysics parameterizations [J]. J. Atmos. Sci., 65 (4): 1285–1303.

马国忠, 银燕, 王秋京. 2010. 东北地区春季冷锋云系降水个例数值模拟及机理研究 [J]. 黑龙江气象, 27 (4): 4–8. Ma Guozhong, Yin Yan, Wang Qiujing. 2010. Mechanism and numerical simulating study of the cold front precipitation in Northeast China [J]. Heilongjiang Meteorology (in Chinese), 27(4): 4–8.

Mather J H, McFarlane S A, Miller M A, et al. 2007. Cloud properties and associated radiative heating rates in the tropical western Pacific [J]. J. Geophys. Res., 112, D05201, doi:10.1029/2006JD007555.

May P T, Mather J H, Vaughan G, et al. 2008. Field research: Characterizing oceanic convective cloud systems [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 89 (2): 153–155.

Morrison H, Milbrandt J. 2011. Comparison of two-moment bulk microphysics schemes in idealized supercell thunderstorm simulations [J]. Mon. Wea. Rev., 139 (4): 1103–1130.

Morrison H, Pinto J O. 2005. Mesoscale modeling of springtime Arctic mixed-phase stratiform clouds using a new two-moment bulk microphysics scheme [J]. J. Atmos. Sci., 62 (10): 3683–3704.

Morrison H, Curry J A, Khvorostyanov V I. 2005a. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: description [J]. J. Atmos. Sci., 62 (6): 1665–1677.

Morrison H, Curry J A, Shupe M D, et al. 2005b. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models Part II: Single-column modeling of Arctic clouds [J]. J. Atmos. Sci., 62: 1678–1693.

Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes [J]. Mon. Wea. Rev., 137 (3): 991–1007.

Narita M, Ohmori S. 2007. Improving precipitation forecasts by the operational nonhydrostatic mesoscale model with the Kain-Fritsch convective parameterization and cloud microphysics [C] // Preprints, 12th Conference on Mesoscale Processes, Waterville Valley, NH, Am. Meteor. Soc., CD-ROM, 3.7. [Available online at http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/126017.pdf.]

荣艳敏, 银燕. 2010. 对流云对大气气溶胶和相对湿度变化响应的数值模拟 [J]. 大气科学, 34 (4): 815–826. Rong Yanmin, Yin Yan. 2010. The response of convective clouds to aerosol and relative humidity: A numerical study [J]. Chinese Journal Atmospheric Science (in Chinese), 34(4): 815–826.

Seo E-K, Liu G. 2006. Determination of 3D cloud ice water contents by combining multiple data sources from satellite, ground radar, and a numerical model [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 45 (11): 1494–1504.

Solomon A, Morrison H, Persson O, et al. 2009. Investigation of microphysical parameterizations of snow and ice in Arctic clouds during M-PACE through model–observation comparisons [J]. Mon. Wea. Rev., 137 (9): 3110–3128.

Song X L, Zhang G J. 2011. Microphysics parameterization for convective clouds in a global climate model: Description and single-column model tests [J]. J. Geophys. Res., 116, D02201, doi:10.1029/2010JD014833.

Stith J L, Hagerty J A, Heymsfield A J, et al. 2004. Microphysical characteristics of tropical updrafts in clean conditions [J]. J. Appl. Meteor., 43 (5): 779–794.

孙建华, 赵思维. 2003. 华北地区 “12·7” 降雪过程的数值模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 8 (4): 387–401. Sun Jianhua, Zhao Siwei. 2003. A numerical simulation of snowfall in North China on 7 December 2001 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (4): 387–401.

Van Weverberg K, Voglemann A M, Lin W, et al. 2012. The role of cloud microphysics parameterization in the simulation of mesoscale convective system clouds and precipitation in the tropical Western Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 70 (4): 1104–1128. doi:10.1175/JAS-D-12-0104.1.

Varble A, Fridlind A M, Zipser E J, et al. 2011. Evaluation of cloud-resolving model intercomparison simulations using TWP-ICE observations: Precipitation and cloud structure [J]. J. Geophys. Res., 116: D12206. doi:10.1029/2010JD015180.

肖辉, 银燕. 2011. 污染气溶胶对山西一次降水过程影响的数值模拟 [J]. 大气科学, 35 (2): 235–246. Xiao Hui, Yin Yan. 2011. A numerical study of polluted aerosol effects on precipitation in Shanxi Province [J]. Chinese Journal Atmospheric Science (in Chinese), 35(2): 235–246.

Wang W, Liu X, Xie S, et al. 2009. Testing ice microphysics parameterizations in the NCAR Community Atmospheric Model Version 3 using Tropical Warm Pool-International Cloud Experiment data [J]. J. Geophys. Res., 114: D14107. doi: 10. 1029/2008JD011220.

吴伟. 2011. 基于 CloudSat 及 MODIS 卫星云产品对 GRAPES 全球模式和 WRF 模式云微物理方案的对比检验 [D]. 兰州大学博士论文, 97pp. Wu Wei. 2011. Comparison to the sensitivity of GRAPES and WRF Model cloud microphysical parameterization schemes using CloudSat and MODIS satellite data [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). College of

Atmospheric Sciences, Lanzhou University, 97pp.

Xie S, Hume T, Jakob C, et al. 2010. Observed large-scale structures and diabatic heating and drying profiles during TWP-ICE [J]. J. Climate, 23 (1): 57–79.

许焕斌, 段英. 1999. 云粒子谱演化研究中的一些问题 [J]. 气象学报, 57 (4): 450–460. Xu Huanbin, Duan Ying. 1999. Some questions in studying the evolution of size distribution spectrum of hydrometeor particles [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57(4): 450–460.

于翡, 姚展予. 2009. 一次积层混合云降水实例的数值模拟分析 [J]. 气象, 35 (12): 3–11. Yu Fei, Yao Zhanyu. 2009. Numerical study on the complex of the stratiform and embedded convective cloud precipitation: A case study [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 35 (12): 3–11.

余贞寿, 王红雷. 2010. 微物理过程和对流参数化对台风“莫拉克”(0908) 路径模拟影响研究 [C]// 第七届长三角气象科技论坛论文集, 148–155. Yu Zhenshou, Wang Honglei. 2010. A numerical study of the effect of various microphysics and cumulus parameterization schemes on typhoon Morakot (0908) track [C] // The Proceedings of 7th Yangtze River Delta Science and Technology Forum (in Chinese), 148–155.

Zeng X P, Tao W K, Zhang M H, et al. 2009. An indirect effect of ice nuclei on atmospheric radiation [J]. J. Atmos. Sci., 66 (1): 41–61.

张大林. 1998. 各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用 [J]. 大气科学, 22 (4): 548–561. Zhang Dalin. 1998. Roles of various diabatic physical processes in mesoscale models [J]. Chinese Journal Atmospheric Science (in Chinese), 22 (4): 548–561.

Zhang J, Lohmann U, Lin B. 2002. A new statistically based autoconversion rate parameterization for use in large-scale models [J]. J. Geophys. Res., 107 (D24): AAC 3-1–AAC 3-16, doi:10.1029/2001JD001484.

Zhang M H, Lin J L. 1997. Constrained variational analysis of sounding data based on column-integrated budgets of mass, heat, moisture, and momentum: Approach and application to ARM measurements [J]. J. Atmos. Sci., 54: 1503–1524.

Zhang M H, Lin J L, Cederwall R T, et al. 2001. Objective analysis of ARM IOP data: Method and sensitivity [J]. Mon. Wea. Rev., 129: 295–311.

赵思雄, 曾庆存. 2005. 东亚强寒潮——冷涌越过赤道并引发南半球热带气旋和强降水的个例研究 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 507–525. Zhao Sixiong, Zeng Qingcun. 2005. A study of East Asia strong cold wave—Surge crossing equator and influencing the development of tropical cyclone and heavy rainfall in the Southern Hemisphere [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 507–525.

邹德龙, 罗栩羽, 范绍佳, 等. 2012. 不同天气系统影响下广东省酸雨特征对比分析——气象场数值模拟 [J]. 中国环境科学, 32 (8): 1439–1446. Zou Delong, Luo Xuyu, Fan Shaojia, et al. 2012. Comparative analysis of the features of acid rain under the influence of different weather systems in Guangdong Province—Numerical simulation of meteorological fields [J]. China Environmental Science (in Chinese), 32 (8): 1439–1446.

Zhou Y P, Tao W K, et al. 2007. Use of high-resolution satellite observations to evaluate cloud and precipitation statistics from cloud-resolving model simulations. Part I: South China Sea monsoon experiment [J]. J. Atmos. Sci., 64: 4309–4329.