0577-6619/2008/66(3)-0381-95 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

一次梅雨锋暴雨云物理特征的数值模拟研究*

鞠永茂[1] 王汉杰[2] 钟 中[1] 宋 帅[2]
JU Yongmao[1] WANG Hanjie[2] ZHONG Zhong[1] SONG Shuai[2]

1. 解放军理工大学气象学院,南京, 211101
2. 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室,北京, 100029
1. *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing* 211101, *China*
2. *Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Chinese Academy of Science, Beijing* 100029, *China*

2006-11-16 收稿,2007-02-01 改回.

Ju Yongmao, Wang Hanjie, Zhong Zhong, Song Shuai. 2008. A simulation study on the characteristics of cloud microphysics of rain storm in a meiyu front. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(3):381－395

Abstract A heavy rainfall in the meiyu front during July 4－5, 2003 is simulated by use of the non-hydrostatic meso-scale model MM5 (V3.6) with different explicit cloud microphysical parameterization schemes. The characteristics of microphysical processes of convective cloud are studied based on the model outputs. The simulation study reveals that: (1) the mesoscale model MM5 is capable of simulating the instant heavy rainfall in the meiyu front. The rainfall simulation is significantly improved when the model resolution is increased. And the Goddard scheme is better than the Reisner or Schultz scheme. (2) The convective cloud in meiyu front has a comprehensive structure composing of solid, liquid and vapor phases of water, the mass density of water vapor is the largest one in the cloud; the next one is graupel, while those of ice, snow, rain water, and cloud water are almost equal. The mass density peak heights for different coagulations are almost unchangeable during the heavy rainfall period. The mass density variations of rainwater, cloud ice and graupel are consistent with that of ground precipitation, while that of water vapor in the low levels is 1－2 hours earlier than ground precipitation. (3) The main contribution to the water vapor budget in the atmosphere is the convergence of vapor flux through advection and convection, which provides the main vapor source of the precipitation. Except the basic process of the conversion of cloud water into rainwater, there is an additional cloud micro-physical process that is dynamically indispensable for the formation of instant heavy rainfall. In this process, the ice-phase crystals between 500－700 hPa converse into graupels first and then the enhanced mixing of graupels and cloud water accelerates the conversion of cloud water into rainwater. The positive feedback mechanism between latent heat release and convection is the most important thermal factor promoting the maintenance and development of the heavy rain.

Key words MM5, Meiyu front, Torrential rain, Goddard cloud microphysical process, TRMM

摘 要 利用中尺度数值模式 MM5(V3.6),选用模式中不同的显式云物理方案,对 2003 年 7 月 4—5 日发生在江淮流域的梅雨锋暴雨过程进行了数值模拟,并根据模拟结果对造成此次暴雨过程的对流云团的微物理特征进行了分析。研究结果表明:(1) 具有详细云物理过程的中尺度模式 MM5 对短时强降水过程具有较好的模拟能力,提高 MM5 模式的分辨率,可以更好地模拟短时梅雨锋暴雨过程,模式中的 Goddard 云物理方案的模拟结果要优于 Reisner 方案和 Schultz 方案。(2) 梅雨锋对流云团是一种复杂的固、液、气三相混合体结构,在云体区域内的平均质量密度分布中,水汽的质量密度最大,其次是霰,而冰晶、雪、云水和雨水的质量密度较小且数值大小彼此接近,各种相态粒子质量密度峰值出现的高度随时间无明显变化。雨水、云冰和霰的质量密度随时间演变规律与地面降水强度的变化特征相一致,近地面层水汽密度随时间的演变规律比地面降水

* 资助课题:国家重点基础研究发展规划项目(2006CB400505)和国家自然科学基金(NSFC)项目(40675040)。
作者简介:鞠永茂,主要从事数值模拟研究。E-mail: juym100@sina.com

强度提前1—2个小时,水汽通量的辐合对暴雨时段内水汽的补充和维持起到了重要的作用。(3)除了最基本的云水向雨水转化的云微物理过程之外,此次降水过程还显示,在中层500—700 hPa范围内雪、冰晶等冰相粒子首先转化为霰粒子,而霰和云水的结合进一步加速(剧)云水向雨水的转换,成为短时特大暴雨形成不可或缺的动力机制,云物理过程中的相变潜热与对流运动的正反馈机制是促进暴雨维持和发展的最重要热力因子。

关键词 MM5,梅雨锋,暴雨,Goddard云物理方案,TRMM

中图法分类号 P426.5^{+}1

1 引 言

梅雨锋中尺度暴雨是形成我国洪涝灾害的主要天气过程之一,针对梅雨锋暴雨的研究可大致分为两类:一是侧重于研究其间不同尺度天气系统的相互作用过程对暴雨的影响(贝耐芳等,2002;程麟生等,2003;马旭林等,2004;廖捷等,2005),二是侧重于研究梅雨锋的云团结构及云中微物理过程的演变特征(洪延超,1996a,1996b;郑新江等,2001;Wang, et al, 2003)。二者相辅相成,从不同角度对梅雨锋暴雨的中尺度动力—热力流场结构特征和暴雨形成、发展及消亡过程进行了深入细致的探讨。在研究梅雨锋多尺度天气系统相互作用方面,廖捷等(2005)的研究工作具有较好的代表性,他们通过对2003年7月4—5日发生在江淮流域的特大暴雨的数值模拟研究发现,中尺度对流系统的潜热释放首先导致梅雨锋低层切变线上中尺度对流性涡旋的形成,进而加强切变线上的低层辐合,中尺度对流性涡旋消亡后,在切变线上形成低涡。梅雨锋附近存在4种不同垂直环流,其中跨锋面和高层非地转两支垂直环流对锋区的对流扰动发展及暴雨形成最为重要。研究同时指出,江淮地区梅雨锋中的一系列中尺度对流系统相继生成和强烈发展,导致了江淮地区的特大暴雨。

对梅雨锋中云团结构及其微物理特性的描述往往与目前较先进的探测手段,如卫星、雷达、GPS遥感等相联系。卫星云图的动态监测显示:在纬向云带中,云图上的一个个白亮云团,对应着雨带中的一个个暴雨区,嵌入梅雨锋云带中的强对流云团是产生强降水的直接系统(洪延超,1996b;郑新江等,2001)。因此,要进一步深入揭示梅雨锋暴雨系统的中尺度结构特征,尤其是β中尺度、γ中尺度特征,对梅雨锋云带中镶嵌的中、小尺度云团的云微物理结构特征及其发展演变机制的研究具有非常重要的实际意义。

云微物理过程的研究是在对云系整体的宏观特征、动力热力过程及其演变规律研究基础上,分析云中的云滴、冰晶和雨、雪、霰、雹等降水粒子的生成、增长和转化等微观物理过程。为了改进对云物理过程的描述,先后开展了大量的理论、云室实验和云体探测研究,特别是近几十年来,云动力学和云微物理学的发展以及大量外场观测试验的开展,建立了许多解析尺度云模式,针对云微物理过程的数值模拟研究有了很大的进展:云模式由最初的单独考虑空气的动力和云物理过程的干空气云物理过程(Ogura, et al, 1962),发展成加入了水汽的凝结和蒸发,部分考虑下落过程中微物理过程的Kessler暖云方案(Kessler, 1969),后来认识到冰相过程的重要性,Cotton等(1982, 1986)、Lin等(1983)发展完善了三维非定常模式参数化的数值模式,国内学者也发展了能考虑复杂冰相过程的整体水参数化方案的双参数微物理模式(洪延超,1996a)。云模式所能模拟的微物理过程越来越全面,这些云动力和微物理模式可以用相当高的空间分辨率来模拟风暴及风暴系统,可以细致的刻画出对流云中主要的云物理过程和多种相态粒子的空间分布与时间演变特征。

但是,利用纯粹的云模式,研究天气系统发展演变的大尺度背景场中对流云团内部多种相态粒子的垂直分布、发展演变以及相互转换,从而把理论的云模式应用于实际的强对流天气过程(如暴雨)的诊断分析方面还存在相当多的困难。相关的研究指出,云微物理过程的激发和运行依赖于宏观的大气背景,同时云物理过程对背景尺度动力、热力状态又有反馈作用,为了得到更真实的微物理参数化方案,要求数值模式能在一个详细的动力学框架下对微物理过程能有一个完整的描述,云场的模拟研究需要依托一个相互耦合的动力—云物理模式系统(许焕斌,1995)。而现阶段云模式的初始场通常是以理想状态或热泡扰动等给出,天气尺度资料也只能利用单点探空资料,这就使其部分的失去了融合实际天气

资料的能力,偏离了业务化的目标。中尺度模式的初始化资料可以用常规观测资料,而且其中耦合了云物理过程显式方案,使其能在明确的物理基础上描述积层云降水的云物理过程及其对大气的热力、动力反馈作用。刘公波等(1994)、胡志晋等(1998)较早的在 MM4 模式中引入双参数云物理方案来研究中国的暴雨,研究结果认为耦合方案较为合理地模拟出了中尺度低涡云系及环流结构层状云的云场特征。但是受计算条件和中尺度静力平衡模式模拟能力的制约,相关的数值模拟对云模式的物理过程进行了简化,其对于改进数值模拟的水平是有帮助的,但用于分析微物理过程和降水机制就有它的局限性,对云物理过程的描述限于 α 中尺度层云的模拟。随着中尺度数值模式的发展、计算能力的提高以及其中耦合的云降水的显式模块的不断改进,人们开始尝试利用高分辨率的耦合详细云模式的中尺度数值模式来模拟对流云及其云物理过程,提高中尺度数值预报水平的同时,还用来分析其中的云微物理机制。王鹏云等(2003)对一次梅雨锋暴雨中云物理结构进行摄像探空观测资料和数值模拟,认为中尺度模式 MM5 及其耦合的 Reisner 显式云物理方案,对中国梅雨锋暴雨对流云云物理过程有一定的模拟能力,利用模式结果可以详细分析云中各种水凝物的分布及其主要的云物理转换过程,同时研究指出冰水相共存和相互作用是形成梅雨锋暴雨的主要物理过程。楼小凤等(2004)对一次台风过程的模拟指出,MM5 模式中不同的显式方案模拟的云物理量场、动力场、温度场等并不完全相同,尽管 Reisner 方案的物理过程比 Goddard 和 Schultz 方案全面,但模拟的台风眼最低气压和地面最大风速并没有优势。

综上所述,随着计算能力的提高和云模式的不断完善,耦合云模式的中尺度数值模式逐步成为云模式和中尺度数值模式发展的客观要求,也为相关的研究工作提供了很好的工具。但受观测探测手段的限制,耦合在中尺度模式中的显式云湿物理方案的参数化方法的正确性还不能完全通过与大气的实际过程的直接对比得到验证,对云微物理过程参数化的可靠性和地域普适性等的检验以及如何在云模式中更好地反映天气尺度强迫等都有待于进行大量的数值模拟研究。张大林(1998)的研究工作指出,当计算条件允许时,应尽可能考虑使用 5 km 以下的水平网格距和与之匹配的纯显式云物理方案从事中小尺度的天气预报。而现阶段用于研究云物理过程的中尺度模式分辨率低于 5 km,即便是 5 km 的水平分辨率相对于云模式来说也是粗糙的。本文采用四重嵌套的中尺度模式 MM5,设置模式水平分辨率为 2 km,选择一次江淮梅雨锋短时暴雨过程,对模式中耦合的几种复杂的显式云物理过程的模拟能力进行简单的比较,重点分析水汽在对流云发展演变阶段与云中其他水凝物的相变转换和动力热力影响,同时研究提高中尺度模式分辨率后模拟的对流云中水凝物的空间分布、时间演变以及主要水凝物的源汇项的转换,以期能提高对对流云微物理过程和中国梅雨锋暴雨的形成机制的认识和预报水平。

2 天气过程简介

2003 年梅雨期淮河流域发生了大面积、高强度的降水,由此造成的淮河流域特大洪水名列中国该年十大天气气候事件之首。期间,7 月 4 日 12 时—5 日 12 时(世界时,下同)的暴雨过程,加剧了淮河流域的洪涝灾害。对这次降水过程中不同尺度天气系统相互作用及其对特大暴雨形成机制的影响已有较多研究(马旭林等,2004;廖捷等,2005),研究结果认为,该次暴雨过程是由梅雨锋切变线云系上一系列中尺度气旋的发生、发展造成的,从卫星云图上可以很好地看出降水云团东西向的移动路径。对天气系统的演变过程分析发现(图略),这次降水过程具有明显的中尺度特征,雨带的峰值中心集中分布在安徽与江苏两省的交界地区,地面报文资料显示,南京市区 24 h 的降水量达 207.2 mm,超过了有历史记录以来的单日降水量极值(1931 年,198.5 mm),浦口区的雨量更是高达 301.7 mm。图 1 给出了滁州和南京两个站点的每小时观测降水量的时间演变情况,图中滁州站的降水峰值出现的时间早于南京站 4 h,很直观地反映出了此次降水的移动性特征,和卫星云图描绘的云团的移动路径相一致。其中,南京站大范围降水出现于 7 月 4 日 18 时左右并开始逐渐增强,在 7 月 4 日 21 时左右雨量达到峰值之后迅速减少,然后在 7 月 5 日 03 时左右出现一个相对强的降水,到 7 月 5 日 07 时左右降水结束,整个暴雨过程持续的时间虽然较长,但是造成强降水的时间并不长。因此,局地短时高强度降水属于典型的中尺度对流性降水。

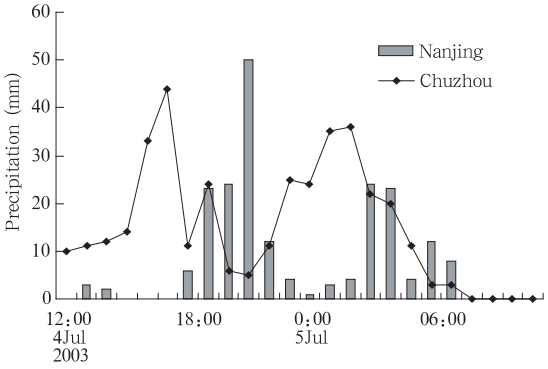


图 1 南京和滁州测站 7 月 4 日 12 时—5 日 11 时每小时降水量

Fig. 1 Hourly precipitation of Nanjing and Chuzhou during 12:00 UTC July 4 to 11:00 UTC July 5

3 数值模拟及模拟结果概述

3.1 模式设计及实验方案

研究工作采用 PSU/NCAR 的非静力平衡中尺度模式 MM5(V3.6),模式在水平方向采用四重嵌套网格(图 2),模式区域 D04 水平分辨率为 2 km,达到了小尺度的分辨率,这为正确模拟云微物理过程提供了分辨率保证。区域设置中心经纬度位于 32°N、113°E,地图投影采用麦卡托投影,嵌套区域网格格点和相关资料参数的设置如表 1。模式层顶设置为 100 hPa,在垂直方向非等距分为 38 层,在边界层内和对流层顶附近分层较密,其他高度分层稍疏。利用 6 h 时间间隔的 NCEP 再分析场资料(1°×1°)插值到模式区域形成模式初估场和 6 h 间隔的边界场,然后利用实际的地面和高空观测资料(包括同期自动观测站观测资料)对初估场进行订正,形成模式初始场。模拟过程中采用双向嵌套,模式区域 D01 使用松弛边界条件,区域 D02、区域 D03 以及区域 D04 采用时变边界条件。模式行星边界层物理过程采用高分辨率的 Blackadar 方案,辐射过程使用 RRTM 方案。区域 D01 和 D02 中云和微物理过程使用简单冰相方案与 Kuo、KF 积云参数化方案。区域 D03、D04 不使用积云参数化方案,只采用显式云物理方案。MM5 模式中有多种显式云物理方案,但 Goddard 方案(Lin, et al, 1983; Tao, et al, 1993)、Reisner 方案(Reisner, et al, 1998)和 Schultz(Schultz, et al, 1995)方案是考虑的水凝物类型比较多、物理过程相对更完善的方案,对 D03、D04 两区域同时选取 Goddard、Reisner 和 Schultz 方案进行了对比模拟试验。自 2003 年 7 月 4 日 12 时至 7 月 5 日 12 时,模式共积分 24 h,时间步长为 120 s,模拟结果 30 min 输出一次(水凝物源项分析时段为10 min输出一次)。

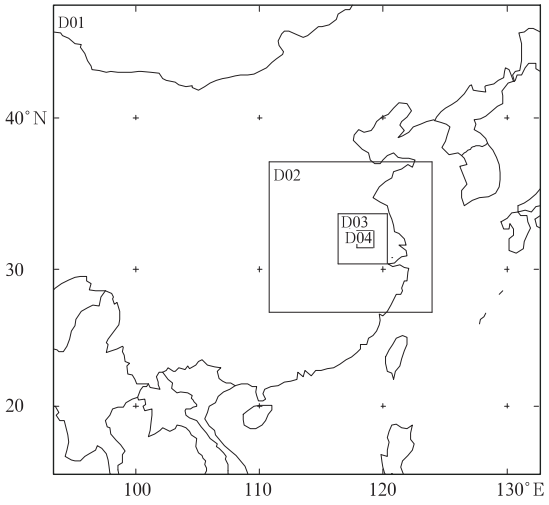


图 2 模式区域设置

Fig. 2 Nested domains for MM5 simulations

表 1 模式嵌套区域参数设置

Table 1 Parameters for nested domains

模式区域	D01	D02	D03	D04
X、Y 方向格点数	82×79	82×76	76×76	76×76
网格距(km)	54	18	6	2
左下角格点在母域位置	1×1	37×28	35×25	29×25
地形资料分辨率	30′	10′	5′	30″

3.2 模拟结果与实况比较分析

3.2.1 大尺度形势场的模拟

图 3 给出了 2003 年 7 月 5 日 00 时常规报文资料和对应的 Goddard 云物理方案的模拟结果(D01),模式较好地模拟了东北低涡、江淮低压和内蒙古以北的高压等主要天气系统的位置(图 3a、3b),同时也很好地模拟出了副热带高压的位置以及东亚大槽的温压场配置(图 3c、3d)。因此,模式模拟的形势场较为合理地再现了暴雨过程的主要天气尺度系统,模式对此次降水过程形势场的合理模拟为下面模拟结果的再分析提供了基础。同时,需要指出的是,由于对比模拟方案只针对 D03、D04 的显式云物理方案,各方案模拟的大尺度形势场结果是一致的(图略)。模式为不同的云物理方案提供的

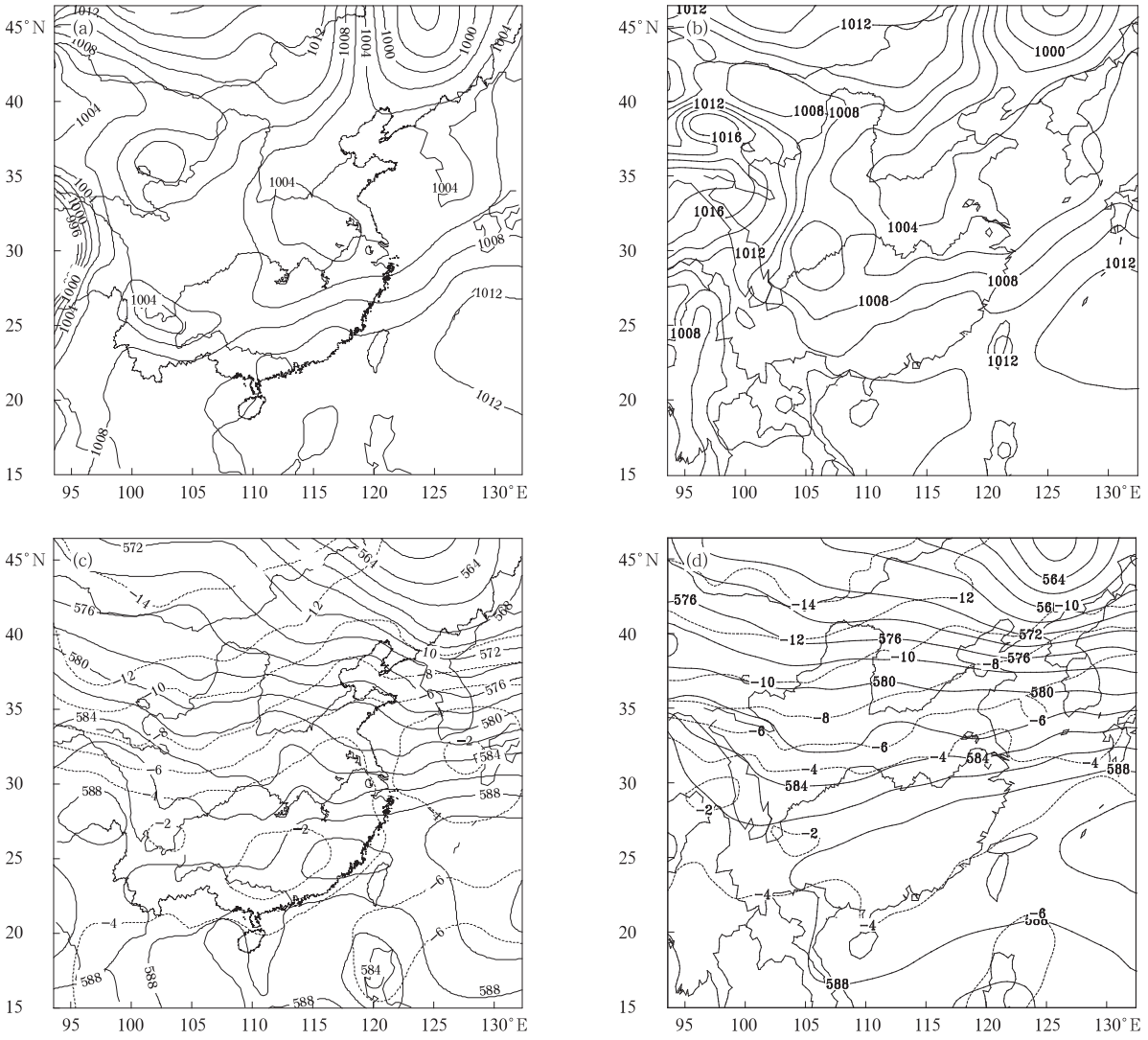


图 3　2003 年 7 月 5 日 00 时海平面气压场与 500 hPa 形势场观测值(a, c)及其对应的模拟结果(b, d)

Fig. 3　Observed/simulated (a/c) sea surface pressure field, and (b/d) 500 hPa potential height and temperature field at 00:00 UTC July 5 2003

大尺度动力强迫是相同的,这也为进一步检验模式中云物理方案对对流云的模拟能力提供了基础。为了比较各方案对此次短时暴雨的模拟能力的差异,需详细分析各方案对地面降水的模拟情况。

3.2.2　地面降水的模拟

模拟结果的时空分辨率比较高,为了更好地检验模式对地面降水的模拟能力,地面降水资料使用 2003 年 7 月 4 日 12 时—5 日 11 时江淮流域每小时一次的自动雨量站资料以及加密站点的雨量观测资料,同时利用 TRMM/PR 反演的降水资料(3B42)作为订正资料。需要说明的是,虽然 TRMM/PR 反演的降水资料有较高的时空分辨率(空间分辨率为 27 km,时间间隔为 3 h),PR 降水产品能较准确反映降水区域、降水强度及降水的垂直分布,但是其对强降水的估计数值偏低(Oki, et al, 1998; Kummerow, et al, 2000; Cheng, et al, 2001)。基于以上考虑,为了增加观测资料的时空密度,在观测站点资料和相应 TRMM/PR 卫星资料数据融合的过程中,对每小时降水量高于 10 mm 的测站降水则直接使用测站资料,对每小时降水量低于 10 mm 的观测站点,增加考虑测站周围格点的 TRMM/PR 反演的降水资料的贡献。最后使用经上述方法处理

得到的所有观测站点资料及部分 TRMM/PR 反演的格点降水资料进行客观分析得出各时次降水的观测格点场资料。

图 4a 给出了经上述相应处理之后,模式模拟时段在细网格区域 D04(以下简称模拟域)的观测格点场累积降水分布。用数值模拟结果与之比较,可以看出,Goddard 云物理(图 4b)比较好地模拟出了 32°N 以北的两个强降水中心的落区位置,其分别对应着滁州和南京附近的暴雨中心,而且从降水强度上看,该模拟结果和观测格点场也是一致的。观测格点场和模拟结果降水量差异最大的区域在 31.6°N、118.4°E 附近,该区域观测格点场平均累积降水量约为 150 mm,而模拟结果出现一个比较强的降水中心(200 mm 左右)。仔细分析图 4a,可以看到,观测格点场的降水值均高于测站实际观测值,说明TRMM/PR反演的降水资料能更好地代表

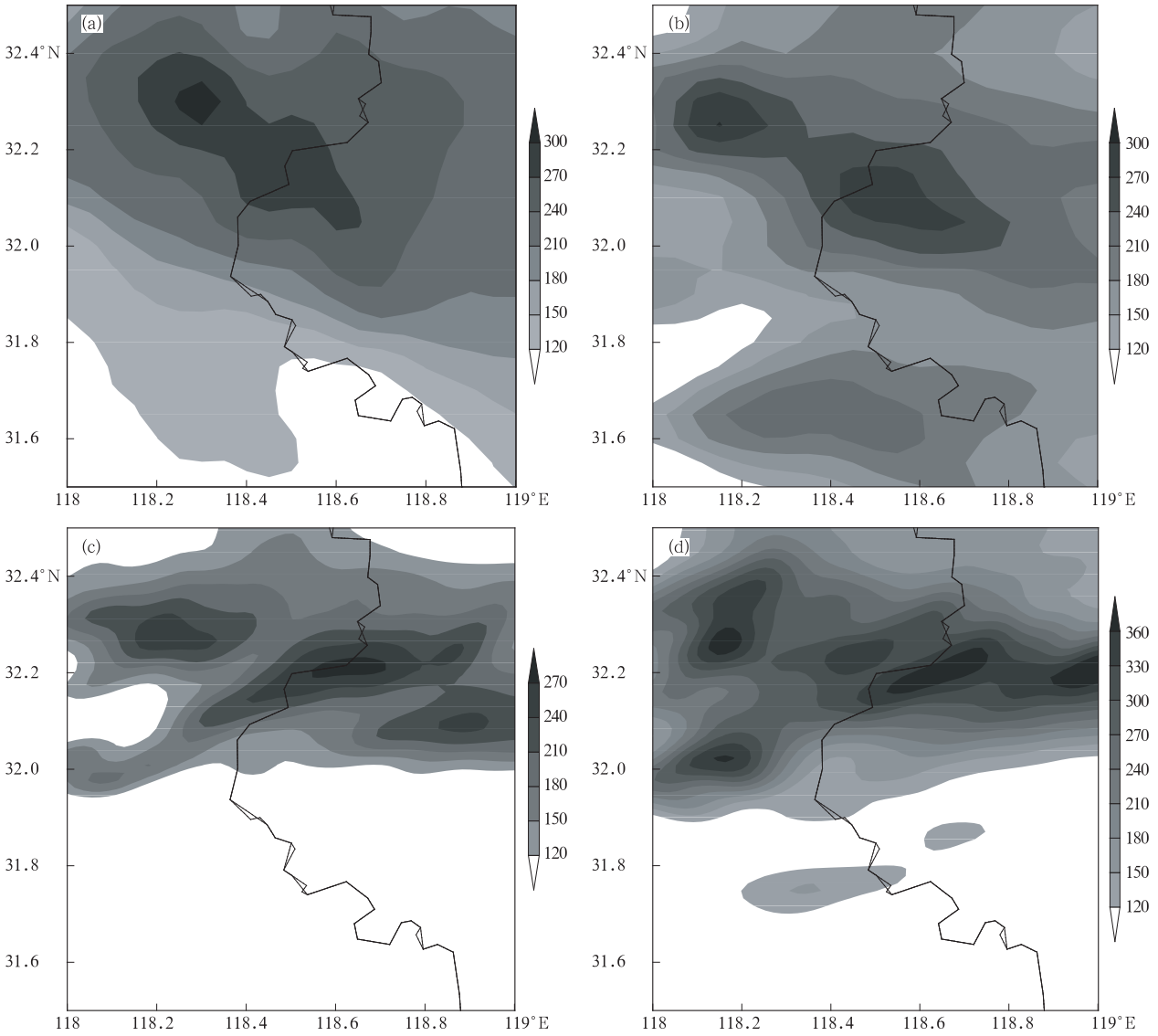


图 4 2003 年 7 月 4 日 12 时—7 月 5 日 11 时观测格点场(a)与数值模拟场(b、c、d)的地面累积降水量

(a. 观测场,数字为该处测站 24 h 地面降水观测值; b Goddard 方案; c. Reisner 方案; d. Schultz 方案;单位:mm)

Fig. 4 (a) The 24 h accumulated precipitation of the observation analysis from 12:00 UTC July 4—11:00 UTC July 5 2003(numerals denote precipitations observed at stations), and that simulated by (b) Goddard scheme, (c) Reisner scheme, and (d) Schultz scheme

该区域的降水实况,而且该区域位于测站稀少的皖南山区,观测格点场降水量数值偏低与该区域观测测站较少和测站数值代表性不强有关。因此,该方案对该区域降水的模拟结果也是合理的。图 4c、4d 分别为 Reisner 方案和 Schultz 方案模拟的累积地面降水分布,从降水强度上看,Reisner 方案模拟的降水量偏低,Schultz 方案模拟的降水量则偏高。从降水的落区分布看,两方案模拟结果呈现多个数值点降水中心,模拟的南京附近降水中心比实况偏北。因此,Goddard 云物理方案更好地模拟了此次降水过程。

进一步对比分析 Goddard 云物理方案模拟的降水结果的逐时演变特征,从 7 月 4 日 13 时—5 日 12 时观测格点场降水及同时段的模拟域数值模拟的降水的空间分布可以看出,Goddard 云物理方案模拟的降水分布趋向于由一系列范围较小的降水中心形成的降水雨带,与观测格点场的雨带落区分布趋势是基本一致的,沿梅雨锋呈东西走向。图 5a 给出了该方案模拟的降水与观测格点场的区域平均值的对比结果,从图中可以看出,Goddard 云物理方案模拟的降水在时间上要比观测格点场降水提前 2—3 h,其在 4 日 16 时和 22 时分别形成了强降水中心,分别对应着观测格点场滁州和南京附近的降水。图 5b 和 5c 进一步给出了滁州站(58236)和南京站(58238)逐时降水量的模拟结果与测站实际观测结果的对比,与区域平均的降水结果(图 5a)一致,模式模拟降水与测站的观测降水在降水发生时间上有所提前,但是,模拟结果较好地再现了这两个观测站前后两次降水过程,逐时降水量的数值大小也是较为接近的。所以,Goddard 云物理方案的模拟结果反映出了此次降水的移动性特点,较好地模拟了此次降水过程。以下利用 Goddard 云物理方案的模拟结果,进一步分析此次降水过程中的对流云微物理过程。

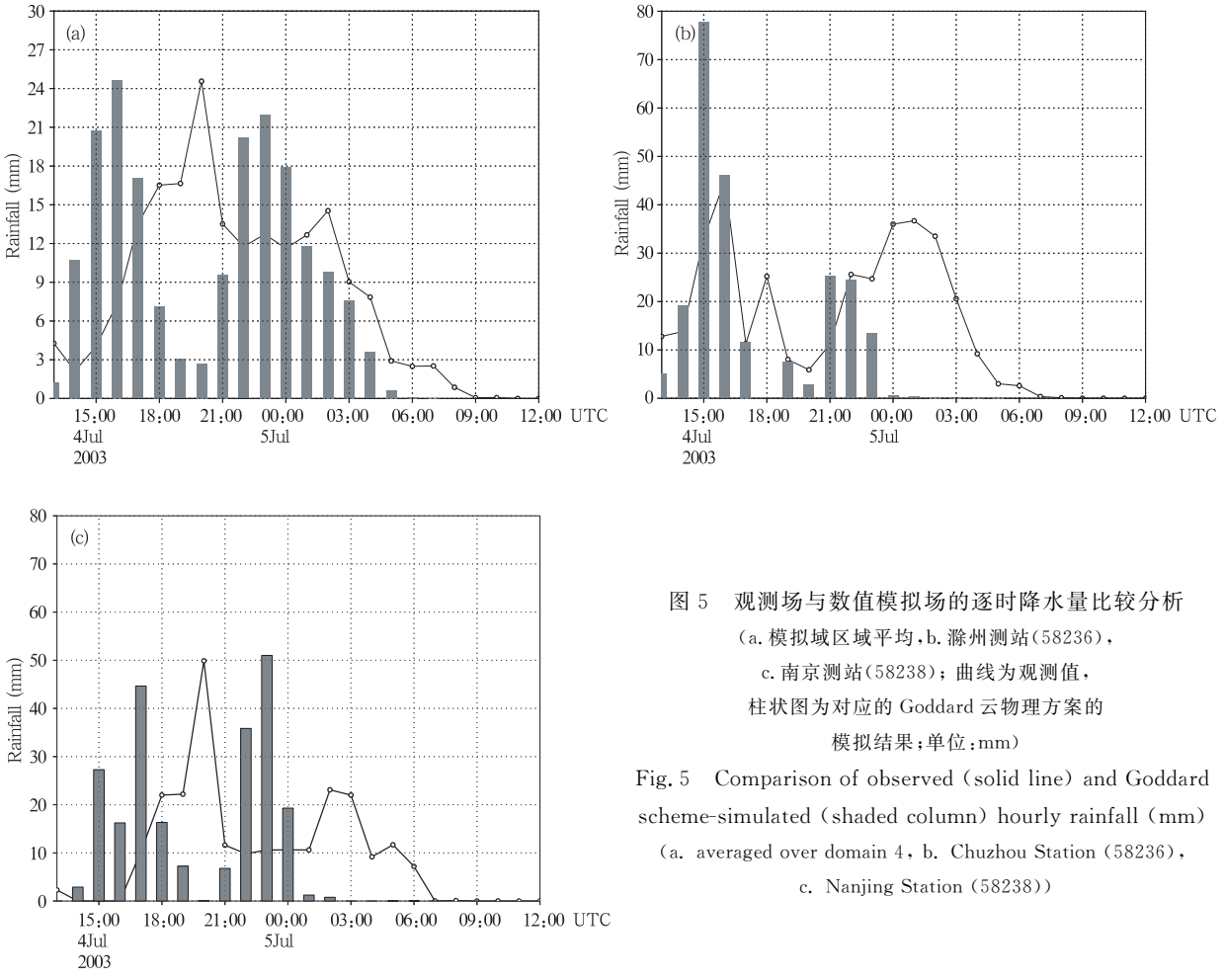


图 5 观测场与数值模拟场的逐时降水量比较分析
(a. 模拟域区域平均,b. 滁州测站(58236),
c. 南京测站(58238);曲线为观测值,
柱状图为对应的 Goddard 云物理方案的
模拟结果;单位:mm)

Fig. 5 Comparison of observed (solid line) and Goddard scheme-simulated (shaded column) hourly rainfall (mm)
(a. averaged over domain 4, b. Chuzhou Station (58236),
c. Nanjing Station (58238))

4 对流云中物理过程分析

Goddard显式云物理方案所考虑的微物理过程比较全面,包括6个预报量:水汽、云水、雨水、冰晶、雪、霰,所用模式版本(MM5V3.6)综合考虑了31种云物理过程。根据模式模拟域的输出结果,首先分析了整个模拟时段半小时间隔的各种相态粒子时空分布。在此基础上,着重研究分析了在南京附近暴雨发生、发展以及消亡的过程中(7月4日18时—7月5日00时),水汽的源汇项随时间的演变以及雨水和霰的来源项。最后从热力角度分析了云物理过程伴随的相变潜热对大气层结和地面降水的影响。

4.1 各种相态粒子时空分布

模拟域中各种相态粒子的质量密度分布在同一高度层的不同时段以及同一时段的不同高度层都有一定的差别,而且模式分辨率比较高,模拟域中不同格点上各种相态粒子的质量密度分布更是有明显的差异,但模拟域输出资料范围比较小(1°×1°, 31.5°—32.5°N、118°—119°E),相当于NCEP背景场资料(1°×1°)一个格点的范围。因此,为了便于分析,同时使研究结果具有普遍意义,更好地揭示普遍规律,所分析的各种相态粒子质量密度的垂直分布采用了该模拟域资料输出范围的区域面积平均值。

图6给出了模拟域中面积平均的各种相态粒子的质量密度的时间-高度分布。从空间分布上分析,固、液、气3种相态的粒子分布于高低不同的气压层范围:固态水凝物的位置比较高,云冰位于最顶层(图6a),云雪和霰出现于大气层的中高层,两者位置比较接近并且在350 hPa附近相互交错(图6b、6c);液态的云水和雨水在650 hPa附近的中层相互交错在一起(图6d、6e);气态的水汽则集中于底层(图6f)。进一步分析可以看出,各种相态粒子的质量密度在不同的高度层有各自的高值中心:从300—100 hPa的范围内是由冰晶构成的云冰,峰值区位于150 hPa附近(图6a)。固态的雪和霰存在于500—200 hPa高度,霰的质量密度极值中心位于400 hPa左右,地面降水最强的时段,霰可以达到200 hPa以上的高空,相应的质量密度极值中心上升到350 hPa附近(图6c)。雪的质量密度极值中心的位置比霰的质量密度极值中心要高,大致位于300 hPa(图6b)。液态的云水从800 hPa一直延伸到500 hPa,质量密度峰值区位于600 hPa附近(图6d)。雨水主要位于500 hPa以下的区域(图6e),其峰值中心位于700 hPa附近。水汽集中分布在近地面层和300 hPa之间(图6f)。在600—400 hPa高度范围内,既有气态的水汽和液态的云水,又有固态的雪和霰,是各种相态粒子相互转换的主要高度层。从质量密度的数值上看,水汽的质量密度最大,在300 hPa以下均高于3 g/kg;其次是霰,在峰值区大于1 g/kg;冰晶、雪、云水和雨水的质量密度接近,均低于1 g/kg。

从时间演变的角度看,垂直方向上各种相态粒子质量密度的演变规律与地面降水量的变化趋势有很好的相关性。在4日15时和22时,对应着地面的极值降水,各种相态粒子的质量密度也达到极值。近地面液态的雨水直接形成地面降水,两者演变趋势是一致的,除此之外,云冰、霰的质量密度的时间演变趋势与地面降水的强度变化趋势相关性最好,15时的质量密度高于22时的质量密度,与地面15时降水量高于22时的降水量相对应。近地面800 hPa以下水汽的质量密度的时间演变趋势比地面降水的强度变化趋势要提前1—2 h。

图7进一步给出了在南京附近暴雨发生、发展以及消亡的过程中,这4种粒子质量密度倾向的时间-高度分布。从图中可以看出,7月4日21—23时为地面降水强度最大的时段,降水量最强出现于4日22时。在地面降水达到最强之前,4种粒子的质量密度逐渐增大。其中水汽的质量密度首先开始增长,18时在500 hPa附近开始出现水汽的辐合,随后,该层水汽辐合的出现使该区域整个垂直层次水汽开始辐合增长,19—20时辐合达到最强(图7a)。伴随着水汽的辐合流入,从19时开始,多种详细的云物理过程使雨水、冰、霰粒子的质量密度稳定增大,到20时水汽辐合开始减弱时刻,雨水、冰、霰3种粒子的质量浓度增长达到最快(图7b、7c、7d)。地面降水最强的时段,800 hPa以下的底层水汽的质量密度迅速减少,在650 hPa附近却存在着水汽的辐合增长,此高度层介于低空急流和高空急流之间,水汽的辐合增长的贡献来源于移动的对流云团本身所带来的水汽。此外,该时段200 hPa以上的云冰和400—200 hPa的霰也处于增长状态,也反映了移动的对流云团的结构特征。随着地面降水的增大,雨水、冰、霰粒子的质量密度开始减小,这些水凝物成为地面降水的重要来源。23时以后降水减

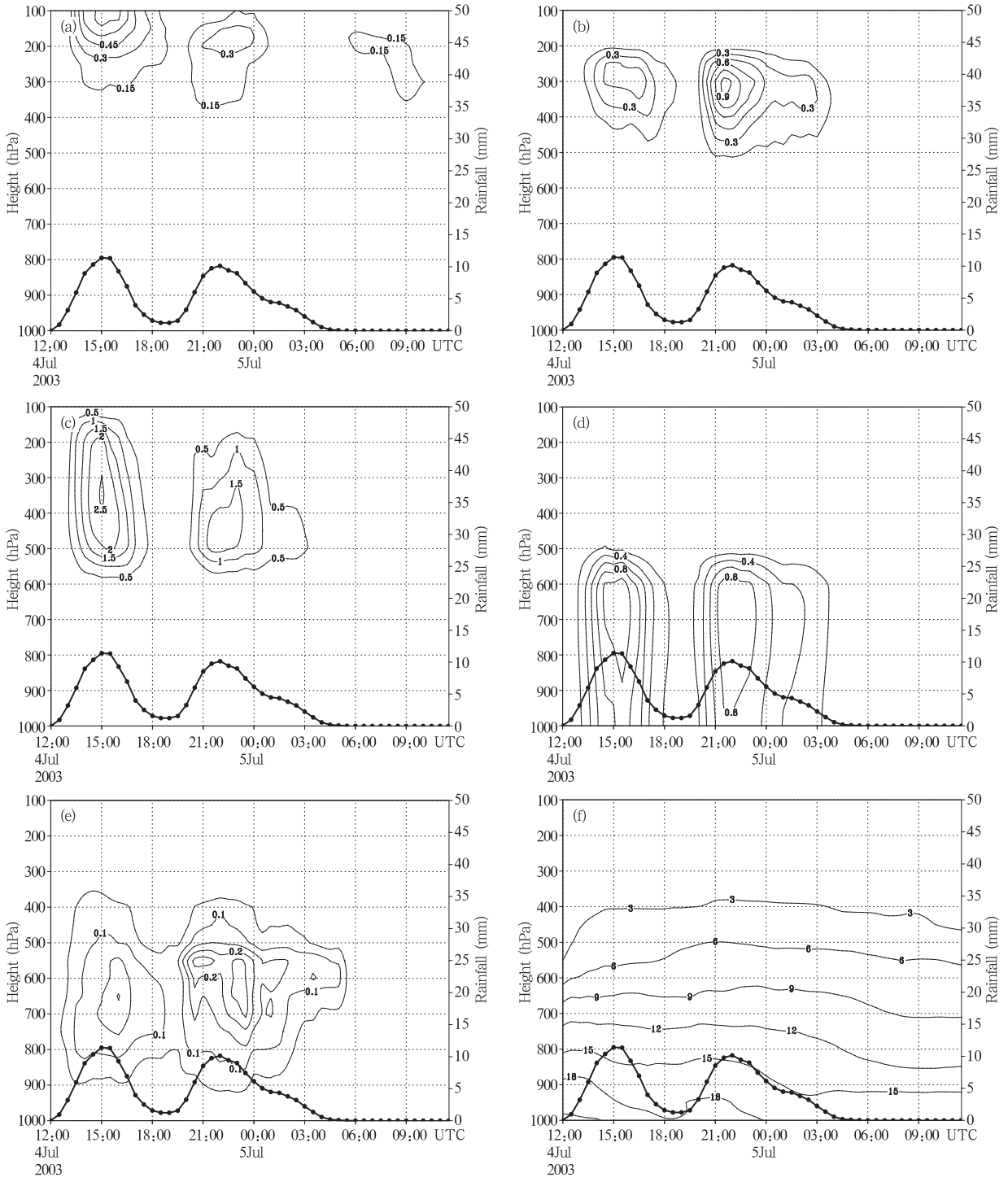


图 6　模拟域各相态粒子面积平均的质量密度时空分布

(a. 云冰,b. 雪,c. 霰,d. 雨水,e. 云水,f. 水汽; 单位:g/kg。点线为模拟的 0.5 h 间隔的地面降水量,单位:mm,区域平均的范围为 31.5°—32.5°N、118°—119°E)

Fig. 6　Temporal/spatial distributions of various coagulations considered in domain 4

(a. ice, b. snow, c. graupel, d. rain water, e. cloud water, f. water vapor (g/kg); The dot line show the simulated surface 30-minute rainfall (mm). The data was averaged over a grid cell of 1°×1° between 31.5°—32.5°N, and 118°—119°E)

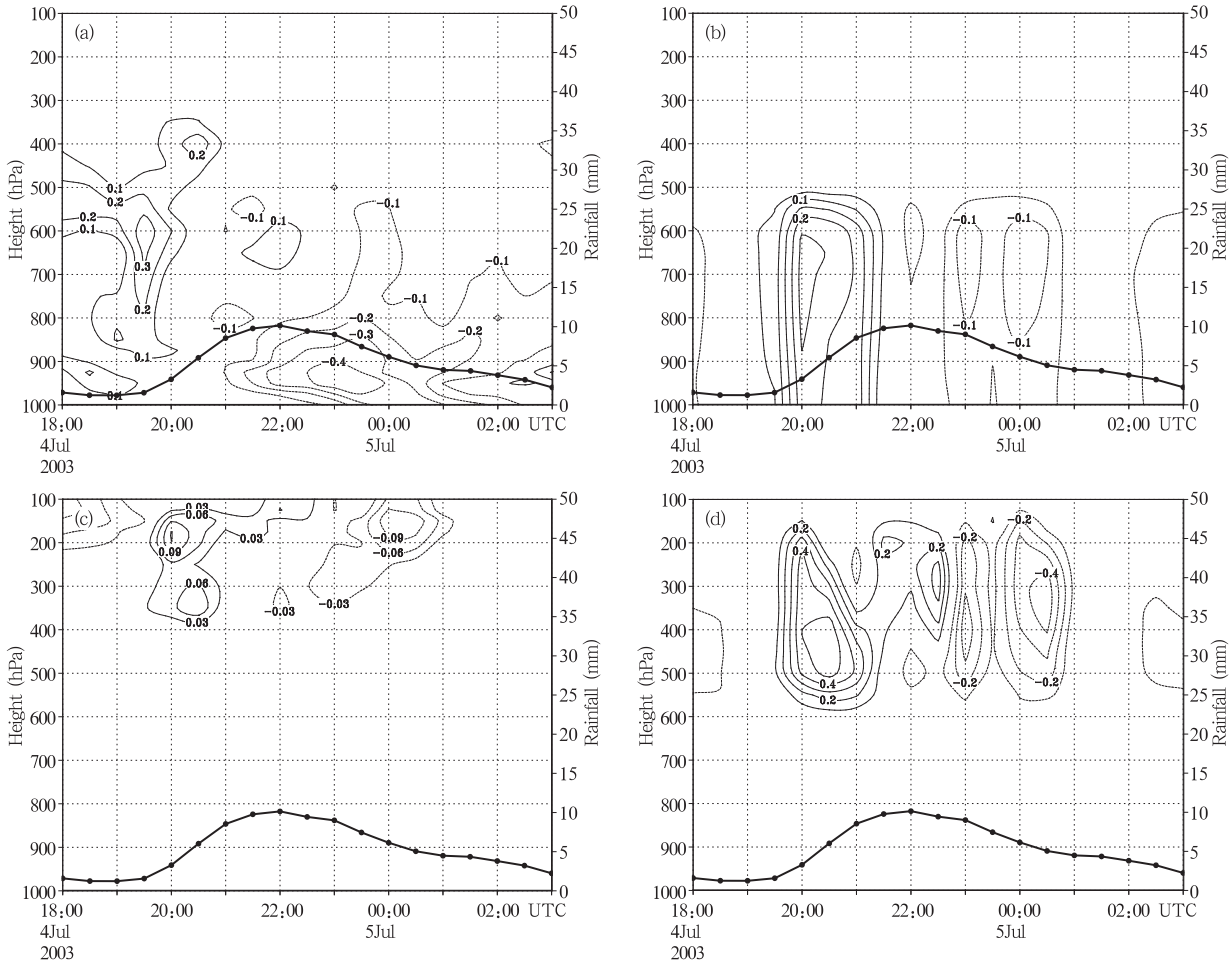


图 7 模拟域各相态粒子面积平均的质量密度变化趋势的时空分布

(a. 水汽，b. 雨水，c. 云冰，d. 霰；单位：g/kg。点线为模拟的半小时间隔的地面降水量，单位：mm。区域平均的范围：31.5°—32.5°N，118°—119°E)

Fig. 7 Temporal-spatial distribution patterns of the mass density variations of various coagulations in domain 4

(a. water vapor, b. rain water, c. cloud ice, d. graupel (g/kg). The dot line show the simulated surface 30-minute rainfall (mm). The data was averaged over a grid cell of 1°×1° between 31.5°−32.5°N, 118°−119°E)

弱阶段，4 种粒子的质量密度也相应地逐渐减小。

综合比较图 6 和图 7，可以看出，整个天气过程中水汽的质量密度量值变化不大，质量密度趋势变化项的数值比质量密度小一个数量级，说明水汽的平流和辐合为维持水汽的平衡起了主要的作用。

4.2 水汽的源汇项分析

由 Goddard 显式云物理方案中水汽的预报方程可知：

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = -\mathrm{ADV}(p^* q_v) + \mathrm{DIV}(p^* q_v) + \mathrm{D}(q_v) + p^* (E_{\mathrm{RN}} + P_{\mathrm{isub}} + P_{\mathrm{ssub}} + P_{\mathrm{gsub}} - C_{\mathrm{ND}} - P_{\mathrm{idep}} - P_{\mathrm{sdep}} - P_{\mathrm{int}})$$

上面水汽的倾向方程给出了 Goddard 显式云物理方案所考虑的物理过程，除了水汽的平流项、辐合项和非绝热耗散项之外，云物理转换过程中水汽的来源项主要有雨水的蒸发(E_{RN})以及冰、雪、霰的升华(P_{isub}，P_{ssub}，P_{gsub})，水汽转换为其他相态粒子的物理过程包括：水汽凝结成云水(C_{ND})、冰晶的凝华增长(P_{idep})、雪的凝华增长(P_{sdep})和冰晶的繁生(P_{int})。图 8 所显示的是不同时刻云物理转换过程中水汽源汇项的区域平均值在垂直方向上的分布，负值代表水汽的来源项，正值为水汽的汇项。结合图 7a 分析可以看出，在 4 日 19:30 是整个区域水汽质量密度增长最快的时次，其他相态粒子对水汽的增长基本没有贡献，只存在微量云冰的升华和少量雨水的蒸发，数值低于此时水汽向云水的转换(图

8a)。随着大量的水汽转换为液态的云水,地面降水量也逐渐达到峰值,水汽向云水的转换是整个降水过程中最主要的物理过程,也是其他云物理过程发生发展的最重要的触发机制。地面降水达到最强的22时(图8b),云冰和霰的升华开始增大,同时随着凝结潜热的释放,使雨水的蒸发在700 hPa附近出现一个极值区。23时(图8c),800 hPa以下的大气低层区域的水汽质量密度迅速减弱(图7a),所对应的物理过程是水汽向液态云水的转换达到最强。4日22时到5日00时(图8b、8c、8d),低层的水汽质量密度不断降低,而该高度层雨水的蒸发相对于上却是逐渐增长的,呈现了负相关的趋势,所以,整个降水过程中水汽的来源项并非是其他相态粒子的转换。从数值上看,其他相态粒子作为云水的来源项的作用也是非常低的,远低于水汽向液态云水的转换。由此可见,大气作为一种连续介质,大气中水汽的来源是水汽的平流和辐合。图9给出了模式模拟区域面积平均的水汽辐合通量时间-高度分布图。从图中可以看出,西边界(图9a)和南边界(图9c)是水汽通量的重要辐合区,其中西边界最强,东边界(图9b)为水汽通量的辐散区,西南暖湿气流是本次降水的主要来源。从垂直分布上看,水汽的辐合集中于900—800 hPa的低空急流区,强大的低空急流促进了水汽的输送,为梅雨锋暴雨的产生起到了积极的作用。值得一提的是,北边界(图9d)在对流层中层700—600 hPa的区域也出现了水汽的辐合,和前面水汽的质量密度的极值区相一致,再次说明移动的对流云团本身所带来的水汽是该层次水汽通量辐合的成因。从模拟的降水结果可以看出,此次短时暴雨过程最大降水发生与4日22时,所以图9还

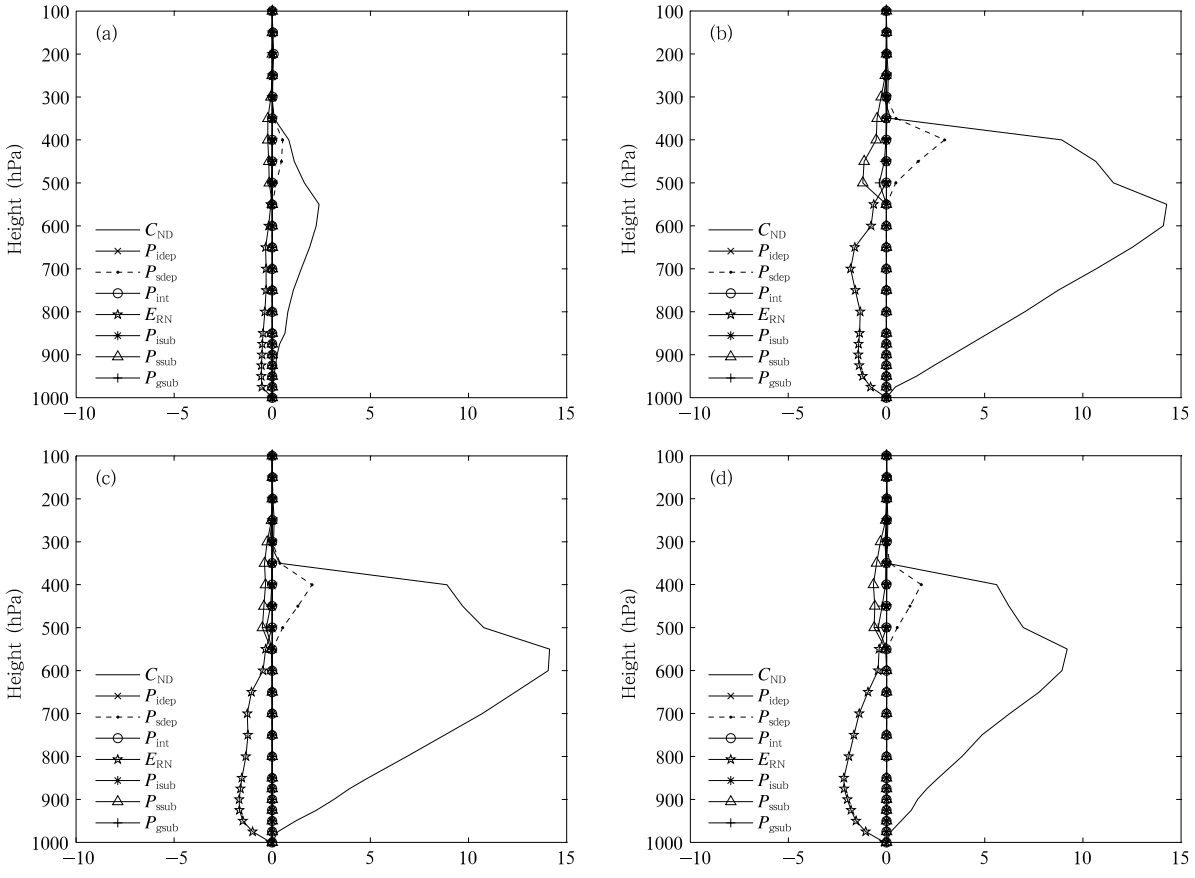


图8 模拟域面积平均的水汽各源汇项的垂直分布

(a.4日19:30,b. 4日22:00,c. 4日23:00,d.5日00:00;正值代表水汽的汇,负值代表水汽的源,单位:10^{-3}g/kg)

Fig. 8 Vertical distributions of the sources (negative) and sinks(positive) of water vapor(10^{-3}g/kg) in domain 4 at (a) 19:30 UTC July 4, (b) 22:00 UTC July 4, (c) 23:00 UTC July 4, and (d) 00:00 UTC July 5

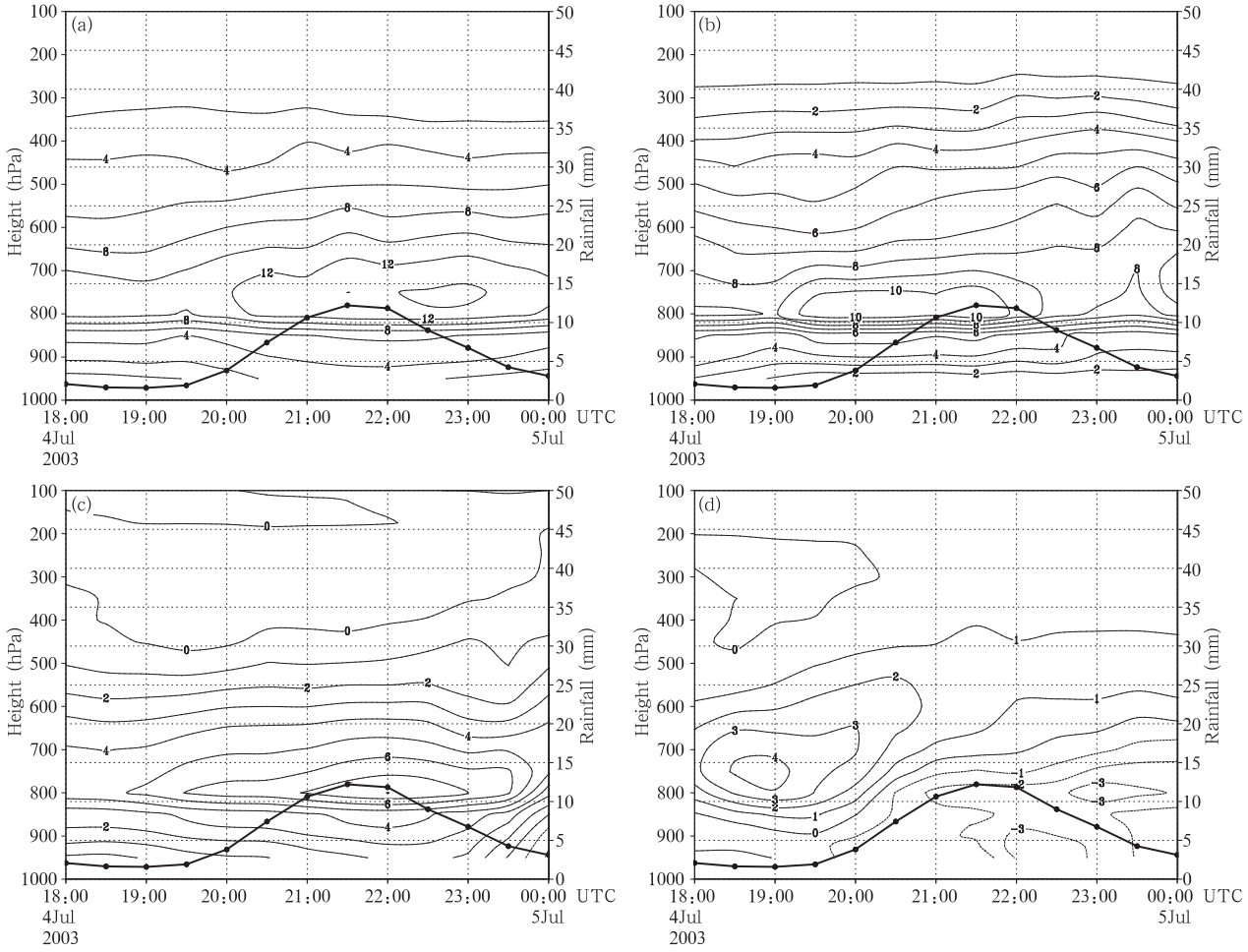


图 9 模拟域各边界水汽通量的时空分布

(a. 西边界(118°E), b. 东边界(119°E), c. 南边界(31.5°N), d. 北边界(32.5°N),单位:g/s/cm。点线和右侧坐标为模拟的半小时间隔的地面降水量,单位:mm)

Fig. 9 Temporal-spatial distributions of vapor fluxes (g/s/cm) across (a) west (118°E), (b) east (119°E), (c) south (31.5°N), and (d) north (32.5°N) boundary. The dot line and the right ordinate show the simulated surface 30-minute rainfall (mm)

给出了降水的发展阶段、发生阶段以及减弱阶段 3 个时段的水汽输送状况。可以看出,降水发生的不同时段南北边界的水汽通量变化比较明显,降水之前辐合较强,降水之后相应减弱。东西边界变化较小,这与西风带风速变化较小有关。

4.3 水凝物的源项分析

水凝物在水汽中增长(蒸发)以及各水凝物之间的相互转换决定着水凝物的空间分布和时间演变,进而影响着各时刻模拟的地面降水量。水汽是对流云中各水凝物的主要来源,对流云中液态的雨水则是各水凝物的重要的汇。Goddard 云物理方案中所包括的雨水来源项主要包括 6 项:云水向雨水的自动转换(P_{raut})、云水与雨水的碰并增长(P_{racw})、雪和霰的融化(P_{smlt},P_{gmilt})以及雪和霰与云水的碰并融化后生成的雨水($P_{r.\,sacw}$,$P_{r.\,gacw}$)。7 月 4 日 21—22 时是地面降水逐渐增大的时段,处于旺盛阶段的对流云中水凝物的相态转换和相互作用非常剧烈,便于对雨水的来源进行分析。为去除模式瞬时输出结果的随机性,以 10 min 的间隔对该时段的模拟结果进行了加密输出,然后对该时段 6 个时次的输出结果取时间平均,利用该时间平均值来分析水汽及其他水凝物对雨水的贡献。图 10a 给出了模拟域面积平均的雨水的来源项的垂直分布,可以看出,云水和霰是雨水的主要来源。雪的贡献比较小,600—

500 hPa范围内有少量的雪融化形成雨水。云水的贡献最大,它使雨水在 500 hPa 以下不断增长。但是云水向雨水的自动转换量比较少,云水向雨水的转换主要通过雨水与云水的碰并增长来实现。霰的融化在 700—500 hPa 内形成了大量的雨水,随后雨水与云水相互作用并逐渐增长。所以,霰的融化是雨水大量增长的催化剂。

霰的来源项主要包括:霰与云水、雨水、冰晶和雪的碰并增长(P_{gacw},P_{gacr},P_{gaci},P_{gacs}),冰晶与雨水的相互碰冻($P_{g.raci}$,$P_{g.iacr}$),雪与雨水的相互碰冻($P_{g.sacr}$,$P_{g.racs}$)(图 10b)。图中可见,云水和雪是霰的主要来源。300 hPa 以上的高空,雪和冰晶对霰的增长贡献比较大,冰相粒子又是霰增长的催化剂。300—600 hPa 范围内云水、雪和雨水与霰的碰并促进了霰的增长,云水的贡献最大,雪次之。综合上面分析可以看出,整个云物理过程中云水对地面降水的贡献是最为主要的,除了最基本的云水向雨水转化的过程之外,此次降水过程还显示:中层 700—500 hPa 范围内雪花、冰晶等冰相粒子首先转化为霰粒子,而霰和云水相互结合进一步加速(剧)云水向雨水的转换;这是短时特大暴雨形成不可或缺的机制之一(图 10b)。

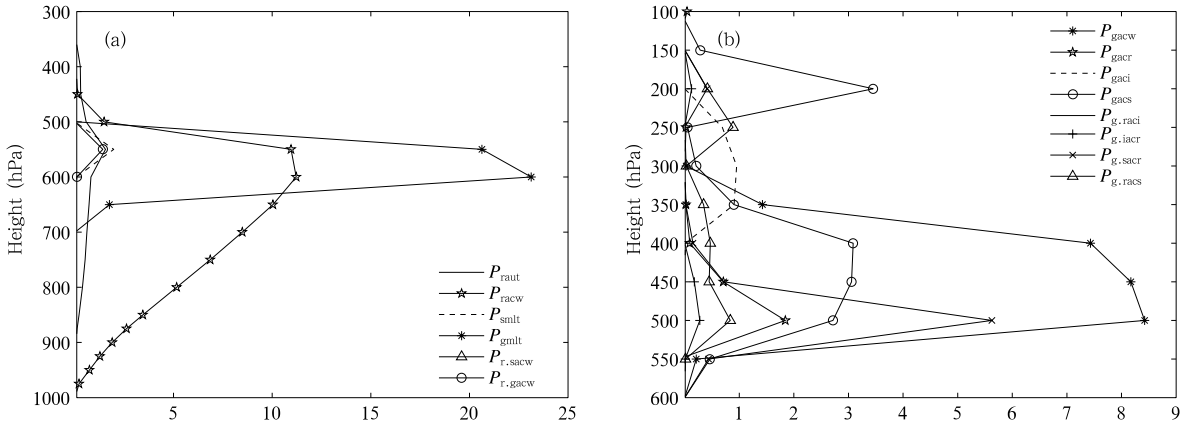


图 10 水凝物的源项分析(a.雨水,b.霰,单位:10^{-3}g/kg)

Fig. 10 Sources (10^{-3} g/kg) of different coagulations for (a) rain water and (b) graupels, respectively

4.4 凝结潜热分析

云物理过程的发生发展必然伴随着水凝物相变潜热的转化,大气中水汽凝结成云水是水汽相态转换的主要物理过程,在物理转化过程中会释放出大量的凝结潜热,其他液态、固态粒子的增长尤其是低层雨水的蒸发则会吸收热量。分析复杂的云物理过程中相变潜热的转化对地面降水、气温以及大气层结稳定度的影响(图 11),可以看出,模拟过程中南京附近暴雨发生、发展以及消亡的过程中,800 hPa 以下的对流低层由于雨水的蒸发温度逐渐下降,地面降水最强的时刻气温下降达到 0.3 ℃;在对流层中高层则由降水增强过程中的升温逐渐转变为降水减弱过程的降温,正负温度变化分界线在降水达到峰值的 22 时附近;对流层顶层气温变化最为剧烈,主要为升温过程(图 11a)。600 hPa 附近为 θ_{se} 的低值中心区域,随着时间的变化表现为一湿舌,为中性层结;其下方到 900 hPa 附近 $\partial\theta_{se}/\partial p>0$,为对流不稳定区域;500 hPa 以上的高层为稳定层结,$\partial\theta_{se}/\partial p<0$(图 11b)。因此,在暴雨增强过程中,对流层顶为干的稳定层结,伴随着对流层中低层 600 hPa 以下对流不稳定的发展,对流运动中以水汽向云水转换为主、同时包括其他粒子的凝华、碰并增长等的物理过程释放出大量的凝结潜热,在 650 和 300 hPa 先后形成强度不同的暖中心,暖中心促使垂直对流进一步发展,这种正反馈机制为暴雨的维持和发展起了主要作用,产生了强的地面降水。地面降水减弱时段,大气中层逐渐调整为中性层结,对流活动减弱。

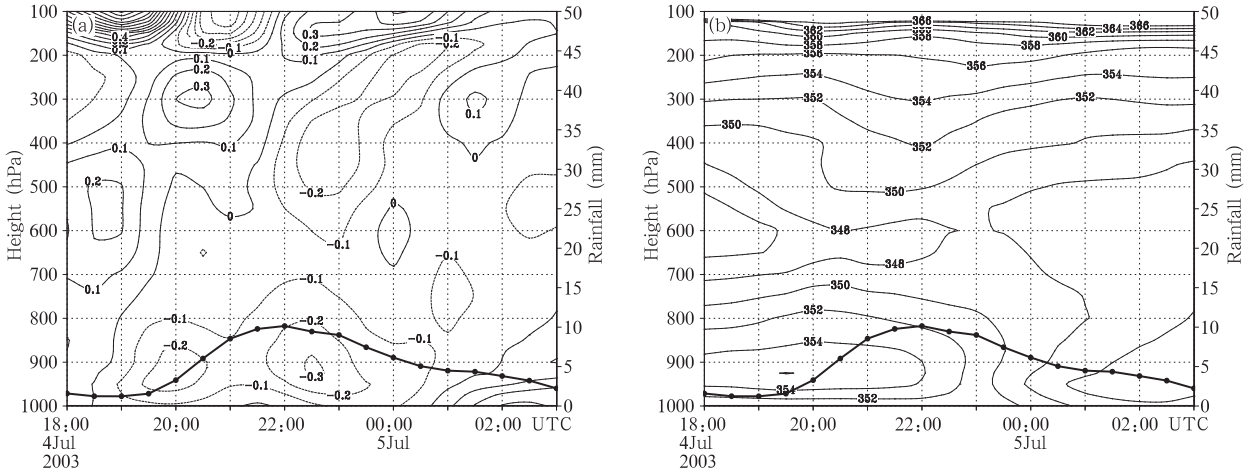


图 11 模拟域面积平均的温度变化趋势(a)和假相当位温(b)的时空分布
(点线为模拟的半小时间隔的地面降水量,单位:mm; a. 单位:℃,b. 单位:K)

Fig. 11 Temporal-spatial distributions of (a) average temperature tendency (℃) and (b) equivalent potential temperature (K) over domain 4

5 结 论

(1) 提高中尺度模式 MM5 的模式分辨率,可以更好地模拟短时梅雨锋暴雨过程,模式的 Goddard 显式云物理参数化方案的模拟结果要优于 Reisner 方案和 Schultz 方案。

(2) 与梅雨锋暴雨相伴随的中小尺度对流云团是一种复杂的固、液、气三相混合体结构。在云体区域平均的质量密度中,水汽的质量密度最大,在 300 hPa 以下均高于 3 g/kg;其次是霰,其在峰值区 400 hPa 附近大于 1 g/kg;冰晶、雪、云水和雨水的质量密度接近,均低于 1 g/kg。冰晶主要分布在 150 hPa 附近的大气顶层,雪位于 300 hPa 附近,液态的云水和雨水在 650 hPa 附近的中层相互交错在一起。

(3) 各种相态粒子质量密度峰值出现的高度层位置随时间无明显变化,其强度随时间演变能够反映出移动的对流云团的结构特征。雨水、云冰和霰的质量密度的时间演变与地面降水的强度变化特征相关性最好,近地面 800 hPa 以下水汽的质量密度的时间演变比地面降水的强度变化提前 1—2 h。

(4) 整个暴雨过程中水汽的质量密度量值变化不大,收支维持在平衡态附近。但水汽转化成云水是云物理过程中水汽参与转换的主要物理过程,也是整个云物理过程的基础,水汽通量辐合(西南气流的输送以及对流云团移动过程)对维持水汽的平衡起了主要的作用,其他相态粒子对水汽增长的贡献较小。

(5) 在此次短时梅雨锋暴雨云物理过程中,云水对地面降水的贡献是最为主要的。除了最基本的云水向雨水转化的过程之外,还显示下述云物理特征:中层 700—500 hPa 范围内雪花、冰晶等冰相粒子首先转化为霰粒子,而霰和云水相互结合进一步加速(剧)云水向雨水的转换,这是短时特大暴雨形成不可或缺的动力机制;对流云中垂直方向上由相变潜热形成的两个暖中心位置分别出现在云水和霰的峰值中心上方,相变潜热和对流运动之间的正反馈是促进暴雨维持和发展的最重要热力因子。

References

Bei Naifang, Zhao Sixiong. 2002. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 meiyu season. Chinese J Atomos Sci (in Chinese), 26: 526-540

Cheng Linsheng, Feng Wuhu. 2003. Structural evolution of the genesis and development on meso-β vortex for the "98.7" heavy rainfall: Simulation of two ways with quartet nested grid. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 61(3): 385-395

Cheng Minghu, He Huizhong, Mao Dongyan. 2001. Study of 1998 heavy rainfall over the Yangtze River basin using TRMM data. Adv Atmos Sci, 18: 387-396

Cotton W R, Stephen M A, Nehrkorn T, et al. 1982. The Colorado State University threedimensional cloud/mesoscale model, Part Ⅱ: An icephase parameterization. J Rech Atmos, 16: 295-320

Cotton W R, Tripoli G J, Rauber R M, et al. 1986. Numerical sim-

ulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregatio processes on orographic snowfall, J Clim Appl Meteor, 25: 1658-1679

Hong Yanchao. 1996a. The numerical simulation study of convetivestratiform mixed cloud, Part Ⅰ: The model and parameterization of microphysical processes. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 54: 544-557

Hong Yanchao. 1996b. The numerical simulation study of convective stratiform mixed cloud, Part Ⅱ: Interaction of clouds and formative mechanism of the heavy rain. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 54: 661-674

Hu Zhijin, Lou Xiaofeng, Bao Shaowu, et al. 1998. A simplified explicit scheme of phasemixed cloud and precipitation. J Appl Meteor Sci (in Chinese), 9: 257-264

Kessler E. 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. Meteor Monogr, 10: 1-84

Kunmerow C, Simpson J, Thiele O, et al. 2000. The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit. Journal of Geophysical Research, 39: 1965-1982

Liao Jie, Tan Zhemin. 2005. Numerical simulation of a heavy rainfall event along the meiyu front: Influence of different scale weather systems. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 63: 771-789

Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J Clim Appl Meteor, 22: 1065-1092

Liu Gongbo, Hu Zhijin, You Laiguang. 1994. A mixedphase stratiform cloud system model and the cases modeling on two low level mesoscale vortexes. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 52: 77-88

Lou Xiaofeng, Zhou Xiuji, Hu Zhijin, et al. 2004. Comparison of explicit microphysical schemes in MM5. Meteor Sci Tech (in Chinese), 32: 6-12

Ma Xulin, Liu Huanzhu, Xue Jishan, et al. 2004. Numerical study on the genesis and development of the low vortex rain gush system on a Jianghuai Meiyu Front. J Nanjing Insti Meteor (in Chinese), 27: 347-355

Ogura Yoshimitsu. 1962. Convection of isolated masses of a buoyant fluid: A numerical cloud model. J Atmos Sci, 19: 492-502

Oki R, K Furukawa, S Shimizu, et al. 1998. Preliminary results of TRMM, Part Ⅰ: A comparison of PR with ground observations. Marine Technology Center of Japan, 32: 13-23

Reisner J, Rasmussen R M, Bruintjes R T. 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 model. Quart J Roy Meteor Soc, 124: 1071-1107

Schultz P. 1995. An explicit cloud physics parameterization for operation numerical weather prediction. Mon Wea Rev, 123: 3331-3343

Tao W K, Simpson J. 1993. The Goddard cumulus ensemble model, Part Ⅰ: Model description. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 4: 19-54

Wang P Y, Yang J. 2003. Observation and numerical simulation of cloud physical processes associated with torrential rain of the meiyu front. Adv Atmos Sci, 20(1): 77-96

Xu Huanbin. 1995. A study of cloudsystem model: Macro and micro structure simulation of cloud field. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 53: 349-357

Zhang D L. 1998. Roles of various diabatic physical processes in mesoscale models. J Atomos Sci (in Chinese), 22: 548-561

Zheng Xinjiang, Tao Shiyan, Luo Jingning, et al. 2001. Characteristics of meso-β scale cloud cluster during torrential rain process in Wuhan on 21-22 July 1998. Scientia Meteor Sinica (in Chinese), 59: 625-632

附中文参考文献

贝耐芳,赵思雄. 2002. 1998年二度梅期间突发性强暴雨系统的中尺度分析. 大气科学, 26:526-540

程麟生,冯伍虎. 2003. "98.7"暴雨β中尺度低涡生成发展结构演变:双向四重嵌套网格模拟. 气象学报,61:385-395

洪延超. 1996. 积层混合云数值模拟研究(Ⅰ):模式及其微物理过程参数化. 气象学报,54:544-557

洪延超. 1996. 积层混合云数值模拟研究(Ⅱ):云相互作用及暴雨产生机制. 气象学报,54:661-674

胡志晋,楼小凤,包绍武等. 1998. 一个简化的混合相云降水显式方案. 应用气象学报,9:257-264

廖捷,谈哲敏. 2005. 一次梅雨锋特大暴雨过程的数值模拟研究:不同天气尺度系统的影响作用. 气象学报,63:771-789

刘公波,胡志晋,游来光. 1994. 混合相层状云系模式和中尺度低涡云系的实例模拟. 气象学报,52:77-88

楼小凤,周秀骥,胡志晋等. 2004. MM5模式显式微物理方案的对比分析. 气象科技,32:6-12

马旭林,刘还珠,薛纪善等. 2004. 江淮梅雨锋强暴雨低涡系统发生发展的数值研究. 南京气象学院学报,27:347-355

许焕斌. 1995. 云系模式研究:云场的宏微观结构模拟. 气象学报,53:349-357

张大林. 1998. 各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用. 大气科学,22:548-561

郑新江,陶诗言,罗敬宁等. 2001. 1998年7月21—22日特大暴雨过程的中-β尺度云团特征. 气象科学,59:625-632