

吴伟,邓莲堂,王式功. “0911”华北暴雪的数值模拟及云微物理特征分析[J]. 气象, 2011, 37(8): 991-998.

“0911”华北暴雪的数值模拟及云微物理特征分析^{* 1}

吴 伟^{1,2} 邓莲堂³ 王式功¹

1 兰州大学大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000

2 68210 部队 25 分队, 宝鸡 721002

3 国家气象中心, 北京 100081

提 要: 采用国家气象中心的 T639 全球格点资料, 利用中尺度数值模式 WRF 对 2009 年 11 月 9—11 日发生在华北地区的强降雪过程进行数值模拟, 模拟结果显示: WRF 模式可以较好地模拟出此次强降雪过程降水雨雪带的分布。诊断分析结果进一步表明, 700 hPa 西南低空急流对水汽的输送使得华北地区成为很强的湿度区, 为强降雪的发生提供了充足的水汽条件。由于低空辐合, 高空辐散, 导致上升运动加强以及低层正涡度中心的产生和维持, 由此产生的垂直方向上水汽凝结是此次暴雪的形成机制。借助新型卫星 CloudSat 的星载云廓线雷达 (CPR) 资料对比分析模拟的雪水和冰水含量表明, 在中纬地区 (39.9°N, 117.3°E~33.7°N, 115.5°E), 分布形态与卫星观测的冰水含量对应相似, 但量级比卫星观测偏小, 而在低纬度 (30.6°N, 114.6°E~24.2°N, 112.7°E) 模式对冰水含量则完全没有模拟出来。

关键词: 暴雪, 数值模拟, 冰水含量, CloudSat 卫星

A Numerical Simulation of Snowstorm in North China During 9—11 November 2009 and Its Cloud Microphysics

WU Wei^{1,2} DENG Liantang³ WANG Shigong¹

1 Ministry of Education's Key Laboratory of Semi-Arid Climate, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

2 The 68210 Troops Headquarters, Baoji of Shaanxi 721002

3 National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: Based on T639 (0.28125°×0.28125°) global grid data, the snowstorm process during 9—11 November 2009 in North China was simulated by WRF model. The results indicate that precipitation belt distribution in this process can be simulated well by WRF model. Diagnoses of the output data show that the vapor transported by the 700 hPa southwest jet flow made a humidity province in North China and prepared sufficient moist conditions for the snowstorm; the convergence of low level air flows and the divergence of upper air flows result in the strengthening of ascending motion and the genesis and maintenance of the center of low level positive vorticity, therefore the water vapor condensation in the vertical direction is the genesis mechanism of the snowstorm. Based on the CloudSat satellite data downloaded, the shape of ice water content distribution simulated in middle latitudes (39.9°N, 117.3°E—33.7°N, 115.5°E) is similar to ice water content of CloudSat, but in lower latitudes (30.6°N, 114.6°E—24.2°N, 112.7°E) the model simulated nothing.

Key words: snowstorm, numerical simulation, ice water content, CloudSat satellite

* 国家科技支撑计划项目 (2007BAC29B03; 2009BAC53B02) 共同资助

2010 年 6 月 1 日收稿; 2011 年 2 月 25 日收修定稿

第一作者: 吴伟, 主要从事干旱气候与灾害气象研究. Email: wuw02@163.com

引言

2009 年 11 月以来我国大部地区出现长时间大范围雨雪天气过程,其中 9—12 日,西北地区东部及华北地区自北向南先后出现明显降雪过程。其中河北、山西、河南的降雪量和积雪深度突破历史同期极值^[1],此次暴雪事件达 60 年一遇,局部达百年一遇。暴雪对当地的交通、电力、航空、设施农业等造成较大影响,甚至对群众生命造成危害。

国外关于降雪的研究很多^[2-3],而国内从 20 世纪 70 年代开始亦有较多的研究^[4-9],大多是对我国西部高原地区一些特大降雪个例的天气分析或多个例的气候学分析。王东海等对 2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因进行了初步分析^[10]。我国西部和北部高原地区降雪的发生、发展的数值模拟研究工作主要有卿清涛等^[11]使用中国科学院大气物理研究所 LASG 的 η 模式对 1991 年高原牧区雪灾过程进行降水数值模拟和成因分析。王文等^[12]对“96.1”高原暴雪过程的条件性对称不稳定进行了数值研究。邓远平等^[13]通过将简单冰相云微物理过程参数化和三相云显式降水方案引入 MM4 中尺度模式模拟系统,对“96.1”暴雪过程的中尺度切变线的生成、发展和演变进行了数值模拟。隆霄等^[14]利用非静力模式 MM5V1 模拟了“95.1”高原暴雪中尺度系统的发展和演变特征。孙建华等^[15]采用中尺度数值模式 MM5 对华北地区“12.7”降雪过程进行了数值模拟,并对此过程成因进行了较深入的分析;王东勇等^[16]认为黄淮暴雪过程中其近地面 925 hPa 附近伴有很强的超低空急流;宋志平等^[17]首次利用 GRAPES 全球数值模式对华北一次大一暴雪过程进行了成功的数值模拟试验;张迎新等^[18]研究表明华北回流降雪的开始和结束与高低层的风向有关;周雪松等^[19]对华北回流暴雪发展机理做了个例研究。以上冬季降雪数值模拟工作主要是中尺度动力过程的数值模拟,但降雪灾害主要是冷云降水所造成的,冰相云微物理过程对降雪的形成有着十分重要的作用,云微物理过程也是中尺度数值模式中最重要非绝热加热物理过程之一,成云降雨过程发生以后通过感热、潜热和动量输送等反馈作用影响大尺度环流,并在决定大气温度、湿度场的垂直结构中起着关键作用,是人们最为关心的降水预报的关键所在^[20]。

然而,常规的地面、高空资料往往难以捕捉到中尺度模式中不同微物理过程方案对强降水预报的影响的中尺度环流信息,而云水、雨水等又不是直接的观测量,因此,传统的分析系统并不对云水、雨水等湿物理量进行分析,使得预报受到重大影响。中尺度环流预报的偏差又会进一步影响水汽和热力场的预报^[21]。而卫星遥感技术的提高为检验云宏、微观特征提供了很好的参考依据。

本文利用 WRF 模式的 V2.2 版,采用非静力、双重嵌套方案,格距分别为 15 km 和 5 km,对发生在华北地区的此次降雪过程进行数值模拟和分析。并利用新型卫星 CloudSat 云产品,检验、对比分析云微物理结构,着重分析此次天气形成的环流背景、天气条件和云微物理结构特征,以期今后此类灾害天气预报提供参考。

1 天气过程、环流形势概况和试验设计

1.1 天气过程概况

2009 年 11 月 9—12 日,华北、黄淮等地出现历史同期罕见暴雪天气,河北、山西、河南等地的降雪量和积雪深度突破历史同期极值。经综合评估^[1],此次河北、山西、河南的暴雪事件达 60 年一遇,局部达百年一遇。此外,江南东部和南部、华南北部部分地区出现暴雨,局地出现大暴雨。从 10 日降雨实况(下文图 3a)中可见,我国主要有两块降雨区,分别位于华北及华东大部。其中华北迎来入秋以来较强的第二场雪,华东的降水量较大,降水中心达暴雨,局地达大暴雨,区域在安徽东南部和浙江西北部,至 12 日此次过程结束。

1.2 环流形势概况

图 1a 是 2009 年 11 月 09 日 12 时(世界时,下同)由 MICAPS 系统分析的 500 hPa 位势高度场以及同时刻的 FY-2C 红外云图,由于乌拉尔山地区阻塞高压脊不断发展,伸展到高纬度极地地区,巴尔喀什湖附近维持一深厚冷槽配合有一 40℃ 的冷中心。随着不稳定小槽的移动,促使西伯利亚冷空气分次移出。从图中看到在我国中纬地区的分裂小槽引导冷空气南下,南支槽则提供充沛暖湿气流,在剧烈的冷空气和暖湿气流的共同作用下,出现明显的

雨雪天气。图 1b 是 2009 年 11 月 12 日 00 时 500 hPa 高度场和 FY-2C 红外云图，从图可看到中纬地区气流平直，冷空气主力南下，西风槽主体加强东移，位于 110°E 附近，红外云图显示，槽前有强盛对

流云团发展(图 1b)。继续在我国华北及华东形成罕见暴雨雪，此次长时间大范围雨雪天气过程是因大气环流发生了显著改变而引发的极端性天气事件。

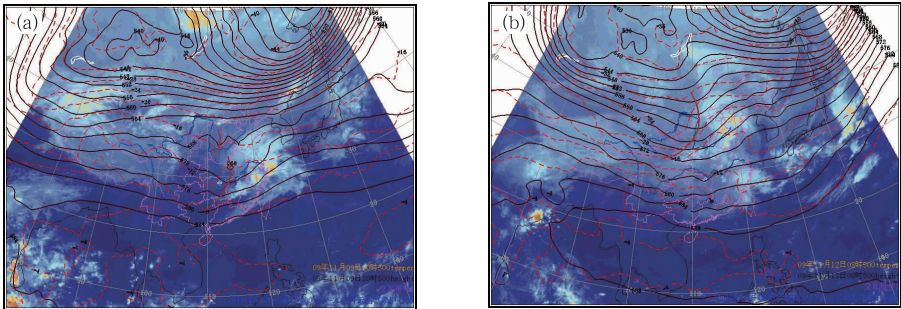


图 1 2009 年 11 月 09 日 12 时(a)和 11 月 12 日 00 时(b)500 hPa 位势高度、温度场和 FY-2C 红外云图

Fig. 1 The 500 hPa geopotential height and temperature fields at 1200 UTC 9

November 2009 (a) and at 0000 UTC 12 November 2009 (b) with FY-2C infrared images

1.3 试验设计

本文采用美国 NCAR, NOAA, FSL(the Forecast Systems Laboratory)以及 Oklahoma 大学的 CAPS(the Center for Analysis and Prediction of Storms)联合了多个科研机构开发的 WRF 中尺度模式^[22]，只针对本次天气过程中 2009 年 11 月 9 日 00 时至 11 日 00 时第一次降雪过程进行 48 小时模拟。模拟控制试验为二重双向嵌套网格，其中粗网格区域 D01，格距为 15 km，格点数为 200×200，第二套网格区域 D02，格距为 5 km，格点数为 352×352。垂直方向为 28 层，模式顶高为 50 hPa，积分步长为 60 s。模拟区域中心为 38.45°N、114.26°E。在所有模拟区域均使用由美国地质测量局(USGS)的 2'(3.7 km)地形高度和下垫面数据(25 类)。试验的主要物理过程 BMJ 积云对流参数化方案、MYJ 边界层方案、长波辐射方案选取 RRTM 方案，近地面层及陆面过程分别选择 MYJ 和 SLAB 方案等。由于 5 km 的细网格区域中对流云可看作是分辨的，在第二套网格区域不使用积云对流参数化。采用的初始场资料是国家气象中心的 T639 全球格点资料。其水平分辨率为 0.28125°×0.28125°，时间间隔为 6 h，垂直方向共 17 层。在细网格区域采用双向嵌套边界条件。模拟区域如图 2 所示。

在暴雪的形成过程中，冰相云微物理过程起着十分重要的作用。冰相的形成涉及云水、雨水和云冰之间复杂的冰相物理过程。因此，在选择具体



图 2 WRF 模式模拟区域
Fig. 2 The simulated domain of WRF model

微物理方案时考虑了各种云物理量转化关系的 WSM-5 方案来进行模拟。此方案中与云物质相关的预报量有 5 个：水汽(Q_v)、云水(Q_c)、雨水(Q_r)、冰晶(Q_i)、雪(Q_s)，当 $0^{\circ}\text{C} > t > -4^{\circ}\text{C}$ 时，云水、雨水部分冻结，云水与冰，雨水与雪、霰可以共存，此时云水和雨水为过冷水。

2 模拟结果分析

2.1 模拟结果与实况比较

图 3 中所示是此次雨雪过程的第一次降雪，主

要出现在 2009 年 11 月 10 日,从实况降水量图 3a 中可见,我国主要有两块降水区,分别位于华北及华东大部。图 3b 和 3c 分别是两个不同分辨率区域(分别为粗网格 D01、细网格 D02 模拟结果)模拟的同时次降水分布,模拟的降雨落区,雨量大小基本与实况一致,位于华东地区强降水中心被很好地模拟出来,但模拟的降水中心偏强。此外华北区模拟降

水偏强。两个网域预报的降水分布差别不大,但 5 km 细网格模拟图 3c 强降水中心更偏强,且表现更细致的多中心。

通过模拟结果与天气实况比较发现,本次模拟从总体上看是比较成功的。因此,利用模式输出结果对这次强降雨雪过程进行中尺度诊断的结果是可信的。

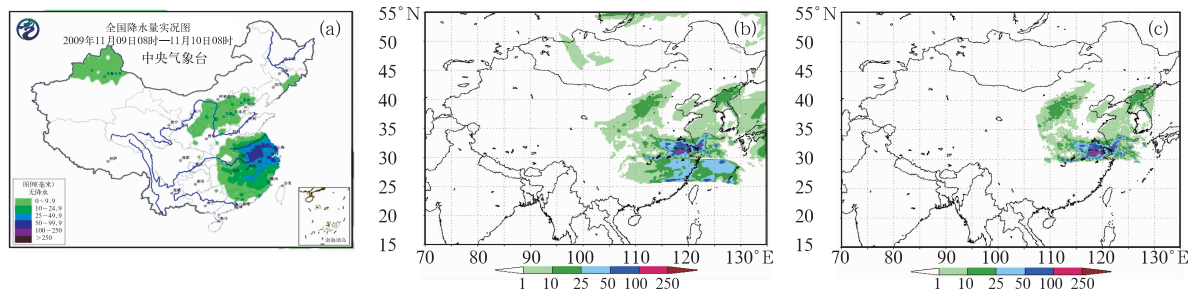


图 3 2009 年 11 月 9—10 日 00 时 24 小时地面降水分布(单位: mm)
实况(a), 模拟区域 D01 结果(b)以及模拟区域 D02 结果(c)

Fig. 3 The simulated and observed 24 h accumulated precipitation (unit:mm)
from 0000 UTC 9 to 0000 UTC 10 November 2009
observed (a), simulated in the domain D01 (b), and in the domain D02 (c)

2.2 水汽的来源及输送

水汽的来源对夏季的降雨和冬季的降雪都非常重要。由文献[15]可知:华北冬季降雪的水汽通道主要有两条,一是沿青藏高原东侧的低层西南暖湿气流的远距离输送,另一是黄海、渤海附近的低层偏东气流的近距离输送。西南暖湿气流含水量大,温度较高,容易产生大雪、暴雪;低层偏东气流(回流天气型)的水汽含量相对较低,一般多产生较小的降雪。

图 4 为模拟的 2009 年 11 月 10 日 00 时的 500 hPa 及 700 hPa 的风场和水汽通量,由图中可看到 500 hPa 为偏西北气流,虽然有明显的水汽通量大值区但量级较小,即此层的水汽对华北降雪贡献很小,主要是引导西北冷空气南下;而从 700 hPa 图上明显表现出强劲的西南风将水汽输送到华北地区,这支西南急流将大量水汽带到华北地区上空,在其南部存在水汽通量大值中心,强度达 $21 \text{ g} \cdot (\text{s} \cdot \text{cm} \cdot \text{hPa})^{-1}$,大到暴雪区位于 700 hPa 水汽通量密集区北

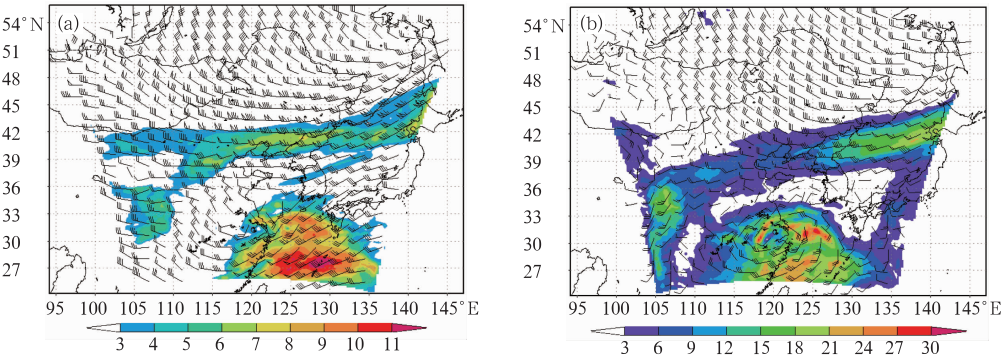


图 4 模拟的 2009 年 11 月 10 日 00 时的风场、水汽通量(阴影,单位: $\text{g} \cdot (\text{s} \cdot \text{cm} \cdot \text{hPa})^{-1}$)
(a) 500 hPa, (b) 700 hPa

Fig. 4 Simulated wind field and water vapor flux (shaded, unit: $\text{g} \cdot (\text{s} \cdot \text{cm} \cdot \text{hPa})^{-1}$)
at 0000 UTC 10 November 2009 for (a) 500 hPa, (b) 700 hPa

侧。这表明是 700 hPa 槽前的辐合上升运动将水汽输送到中上层。这次过程的水汽主要来源于此层，从而说明此次华北大雪水汽通道应该是由沿青藏高原东侧的低层西南暖湿气流的远距离输送造成的。

2.3 运动场分析

以粗网格输出为研究对象，分析各层的散度、涡度及垂直速度场，可以看出其垂直结构配置与强降雪区对应较好。图 5 给出 11 月 9 日 18 时涡度、散度场及垂直速度场沿 110°E 经向垂直剖面，从中看出，在 36°~40°N(图中粗实线对应处)之间低空有强烈的辐合，高空有强烈的辐散(图 5a,5b)，因此在

附近产生正涡度柱及强烈的上升运动，最大上升速度超过了 $24\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 5c)。比较图 5a 和图 5b 可以发现：图 5a 涡度场上 9 日 18 时低空 700~800 hPa 辐合达最强，中心值为 $8\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ，在高空 500~400 hPa 辐散达到最强，中心值为大于 $-10\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ，从图 5b 散度场上相应的区域同样的从低层直至 600 hPa 维持向 40°N 倾斜的负散度，中心值为大于 $-10\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ，300 hPa 层左右为正散度，可以看出，由于低空辐合，高空辐散，导致上升运动的加强及正涡度的产生和维持，配合上节所分析西南向水汽条件，从而在垂直方向上水汽场与垂直速度场的耦合形成强降雪的运动场条件。

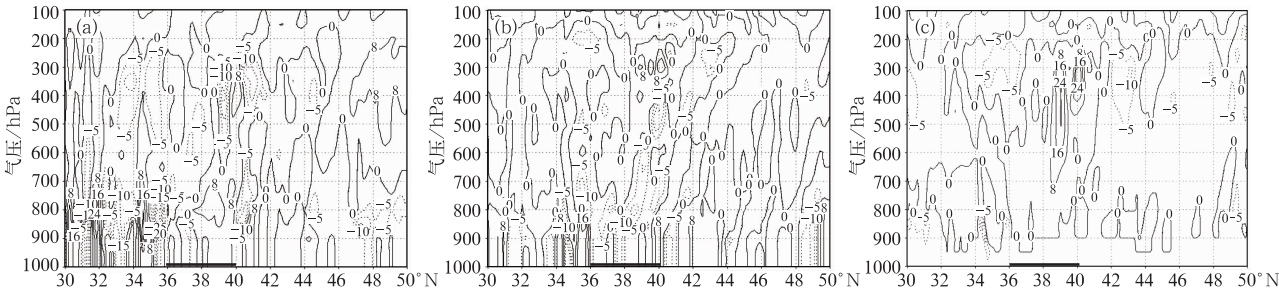


图 5 2009 年 11 月 9 日 18 时沿 110°E 垂直剖面上的运动场(粗实线对应本次降雪在华北的覆盖区域)

(a) 涡度场 (单位: 10^{-5} s^{-1})；(b) 散度场 (单位: 10^{-5} s^{-1})；
(c) 垂直速度场(单位: $10^{-2}\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Motional fields on vertical sections (110°E) (thick lines denote the snow area in North China)

(a) vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1}), (b) divergence (unit: 10^{-5} s^{-1}),
(c) vertical velocity (unit: $10^{-2}\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 1800 UTC 9 November 2009

3 云微观特征对比分析

3.1 卫星资料简介

CloudSat 和 CALIPSO 两颗卫星于 2006 年 4 月 28 日发射升空，与美国 Aqua 和 Aura 卫星以及法国的 Parosol 卫星一起组成了 A-Train 星座。CloudSat 上装载的主要探测仪器是 94 GHz 激光雷达——云廓线雷达(CPR)，它是第一颗星载毫米波长的雷达，每 90 分钟环绕地球一周，卫星轨迹每 16 天重复一次，一个轨道的扫描长度大约是 40022 km，每轨有 36383 个星下像素点，每个像素点的星下点波束覆盖宽度的沿轨分辨率是 1.7 km，横轨分辨率是 1.3 km，垂直分辨率是 500 m。每个垂直剖面上共有 125 个垂直层，每层厚度 240 m，即垂直探测的范围是从地面到大约 30 km 高度。

其产品分为 1B 和 2B 标准数据集，1B 数据为卫星接收到的雷达回波功率，利用 1B 数据以及 MODIS 和 ECMWF 数据可以反演得到 2B 数据，分为 GEOPROF、CLDCLASS 和 CWC，2B 包括了雷达反射率、云分类和云水含量。本文利用 2B-CWC-RO 数据集中的冰相粒子冰水含量(ice water content, IWC)与数值模拟得到的云微物理量作对比。2B-CWC-RO 产品主要是利用雷达反射率因子(由 2B-GEOPROF 产品获得)和可见光厚度(由 2B-TAU 产品获得)两个物理量进行反演得到的，提供雷达探测剖面上水凝物(液相、冰相粒子)的含量、数浓度以及有效半径，垂直方向共分为 125 层，分辨率约为 240 m。由于云廓线雷达(Cloud Profile Radar, CPR)工作波长的原因^[23]，限制了其对较小的液滴构成的过冷云水的探测能力，使得其对云滴等液相粒子的探测能力较差，所以得到的液水含量(liquid water content, LWC)产品中数据缺失的比

较多,但是冰相粒子的数据产品 IWC 具有较好的可用性。详细的反演流程见文献[24]CloudSat 的数据产品中心提供的数据流程。

以往对云微观特征研究仅限于对模拟结果本身的讨论,或依赖地面常规观测和高空资料,用诊断学方法来对比分析微物理方案的模拟预报结果,缺乏有说服力的检验手段。美国新一代卫星 CloudSat 卫星发射在轨运行的时间并不长,目前国内利用它进行应用研究的成果没见到发表,本文尝试利用下载的 CloudSat 卫星的 2B-CWC-RO 数据集中的冰相粒子 IWC,从中得到卫星观测的冰水含量-高度剖面图,检验分析此次天气过程模拟的云微物理结构。

3.2 冰水含量对比分析

Cloudsat 卫星每天大约绕地球 14~15 个扫描

轨道,卫星经过研究区域的轨道时间为 11 月 10 日 18:27 UTC,为此我们选择与此时间相近的 11 月 10 日 18:00 UTC 粗网格输出的模拟结果做对比分析。图 6a 为 CloudSat 卫星 11 月 10 日 18:27UTC 扫描轨道(图中直线所示)与当日 18:00 UTC 降雨实况。

图 6b 显示 10 日 18:27 时沿卫星轨道 CloudSat 卫星监测冰水含量-高度剖面图,卫星扫描轨迹为 46.1°N、119.1°E~24.2°N、112.7°E。由图可见,沿卫星轨道高度 5 km 以上到 10 km 以下区域存在明显的云系,卫星监测的冰水含量主要分布在 39.9°N、117.3°E~33.7°N、115.5°E 以及 30.6°N、114.6°E~24.2°N、112.7°E 两个范围内,其中在 39.9°N、117.3°E~33.7°N、115.5°E 范围冰水含量分布呈现“V”字型,而在 30.6°N、114.6°E~

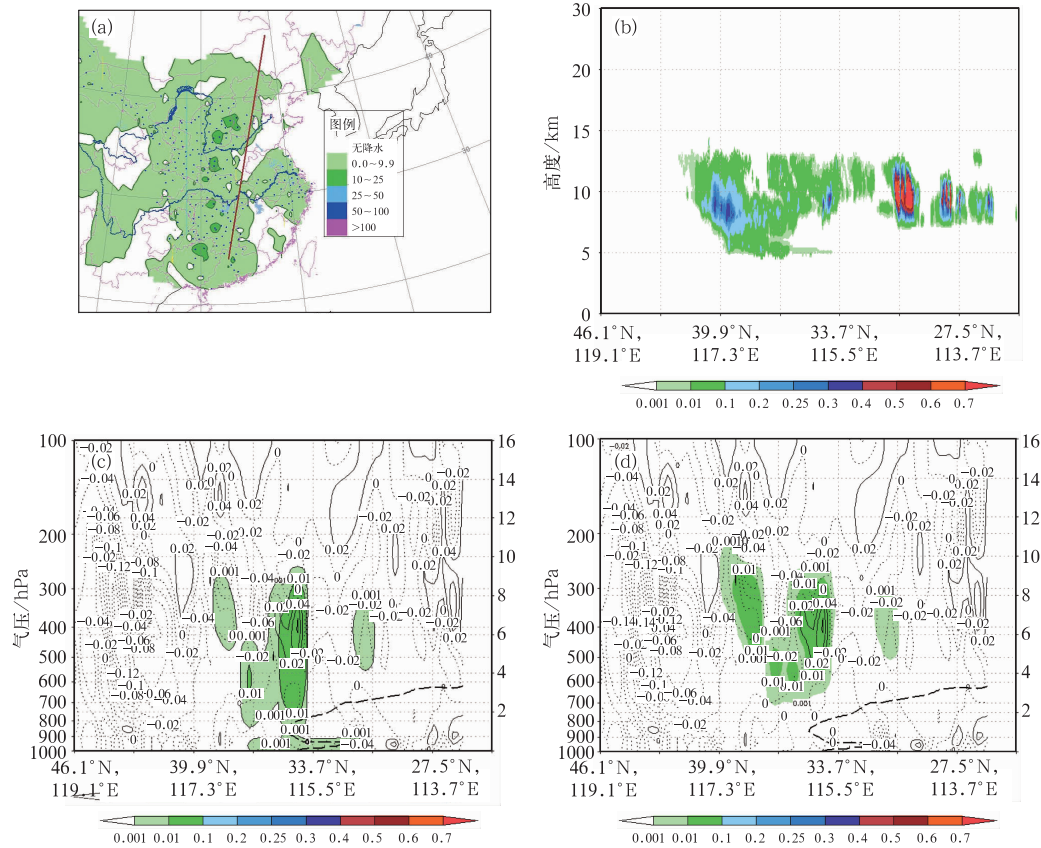


图 6 2009 年 11 月 10 日 18:00 UTC 实况降水及 CloudSat 18:27 UTC 运行轨迹(a),
18:27 UTC CloudSat 卫星观测的冰水含量垂直剖面图(b),
18:00 UTC 模拟的雪水(c)和冰水(d)含量-高度剖面图

图中曲线表示垂直速度,虚线表示下沉速度,实线为上升速度。中下部粗虚线为温度零线

Fig. 6 Observed rainfall at 18:00 UTC 10 November 2009 and the scanning orbit of the CloudSat satellite at 18:27 UTC (a), the vertical structure of ice water content (b, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) observed by the CloudSat satellite, the vertical structure of simulated snow water content (c, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$), and the vertical structure of simulated ice water content (d, unit: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)

24.2°N、112.7°E 范围内冰水含量分布呈现塔柱状分布,云系发展相对旺盛,对流强烈。且两个区域均出现较大范围降水,与地面实际观测降水区域相吻合。在 39.9°N、117.3°E 和 30.6°N、114.6°E 两点附近,冰水含量分别达到 $0.4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $0.7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 以上。

图 6c 和 6d 分别显示所模拟的雪水和冰水含量-高度剖面图(图中曲线表示垂直速度虚线表示下沉速度,实线为上升速度。中下部粗虚线为温度零线)两图中雪水和冰水含量分布形态相似,主要区别在于雪水延展至低空及地面。

图 6d 显示为模拟的冰水含量-高度剖面图,由图可见,模拟冰水含量主要分布在 39.9°N、117.3°E ~ 33.7°N、115.5°E 范围内,垂直层分布较广,主要集中在 600~200 hPa 之间。在 36.8°N、116.4°E ~ 33.7°N、115.5°E 扫描轨道上,冰水含量值较大,最大值中心为 $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,比卫星观测偏小很多。在 39.9°N、117.3°E ~ 33.7°N、115.5°E 范围内模拟的冰水含量的分布形态上与卫星观测有相似的“V”字型分布对应,但分布量级上有较大差别,说明模式输出的云微物理方案中的冰水含量还须有更细致的改进空间。

在 30.6°N、114.6°E ~ 24.2°N、112.7°E 范围内,同卫星观测结果相比,则完全没有模拟出来。其中可能的原因是模式在这一区域为粗网格,同时开启隐式和显式物理方案,文献[25]中指出,模拟过程中存在隐式和显式物理过程的“能量竞争”机制。与显式方案相比,次网格尺度积云参数化描述了一个更快速的热量、水汽向上输送的过程,使垂直方向气层更迅速地变为稳定。次网格尺度参数化中的热量和水汽输送能对网格尺度中温度和水汽分布产生非常重要的影响。由于目前的对流参数化方案都不预报云水含量,所以可知试验中的冰水含量只能是来自于显式降水方案(WSM5),而从图中结果分析可能是隐式和显式物理过程的“能量竞争”机制造成的,当然这还有待今后进一步研究予以证实。

4 结论与讨论

本文利用中尺度数值模式 WRF 对 2009 年 11 月 9—11 日华北地区一次强降雪天气过程进行了数

值模拟及天气动力学诊断分析,并利用美国新一代卫星 CloudSat 卫星观测资料,对比分析此次过程云微物理结构特征。得到如下结论:

(1) 这次强降雪过程发生的天气学背景主要是中高纬环流的调整,乌拉尔山地区阻塞高压脊不断发展,伸展到高纬度极地地区,携带偏北气流造成冷空气南下的结果。冷空气、南支槽是主要的影响天气系统。

(2) WRF 模式能较好地模拟出强雨雪降水带的分布、走向及落区,模拟的 24 小时降雪量分布与实况十分相近,但模拟降水中心偏强。并且提供了进一步诊断分析的高分辨率资料。

(3) 模式结果的诊断分析表明:700 hPa 西南低空急流对水汽的输送使得华北地区成为很强的湿度区为强降雪的发生提供了充足的水汽条件。此次华北大雪水汽通道应该是由沿青藏高原东侧的低层西南暖湿气流的远距离输送造成的。

(4) 对暴雪过程的水汽来源和动力因子的模拟分析表明,此次降雪有充分的水汽条件,由于低空辐合,中、高空辐散,在连续性原理和动力机制作用下导致上升运动的加强以及低层正涡度中心的产生和维持,而由此产生的垂直方向上水汽凝结则是此次暴雪的形成机制。

(5) 本文借助新型卫星 CloudSat 的 2B-CWC-RO 数据集中的冰相粒子 IWC 资料对比分析模拟的雪水和冰水含量,模拟冰水含量主要分布在中纬地区(39.9°N、117.3°E ~ 33.7°N、115.5°E),分布形态与卫星观测有相似对应,但量级严重偏小。而在稍低纬度(30.6°N、114.6°E ~ 24.2°N、112.7°E)与卫星观测结果相比,模式对冰水含量则完全没有模拟出来。

参考文献

- [1] 张金艳,蒋军. 全国大部气温偏低 中东部地区出现暴雪[J]. 气象,2010,36(2):142-147.
- [2] Zhang F, Snyder C, Rotunno R. Mesoscale predictability of the “surprise” snowstorm of 24–25 January 2000[J]. Mon Wea Rev, 2002, 130(6): 1617-1632.
- [3] Schultz D M, Steenburgh W J, Trapp R J, et al. Understanding Utah winter storms: The intermountain precipitation experiment [J]. Bull Amer Meteor Soc, 2002, 83: 189-210.
- [4] 王文辉,徐祥德. 锡盟大雪过程和“77.10”暴雪分析[J]. 气象学报, 1995, 53(4): 451-460.

- [5] 周陆生,李海红,汪青春. 青藏高原东部牧区大一暴雪过程及其雪灾分布的基本特征[J]. 高原气象, 2000, 19(4): 450-458.
- [6] 董文杰,韦志刚,范丽军. 青藏高原东部牧区雪灾的气候特征分析[J]. 高原气象, 2001, 20(4): 403-406.
- [7] 梁潇云,钱正安,李万元,等. 青藏高原东部牧区雪灾的环流型及水汽场分析[J]. 高原气象, 2002, 21(4): 359-367.
- [8] 王文,刘建军,李栋梁,等. 一次高原强降雪过程三维对称不稳定数值模拟研究[J]. 高原气象, 2002, 21(2): 132-138.
- [9] 池再香,胡跃文,白慧.“2003.1”黔东南暴雪天气过程的对称不稳定分析[J]. 高原气象, 2005, 24(5): 792-797.
- [10] 王东海,柳崇健,刘英,等. 2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析[J]. 气象学报, 2008, 66(3): 405-423.
- [11] 卿清涛,徐裕华,钟晓平. 高原牧区雪灾的数值模拟[J]. 四川气象, 1999, 68(2): 6-9.
- [12] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程三维条件性对称不稳定的数值研究[J]. 高原气象, 2002, 21(3): 225-232.
- [13] 邓远平,程麟生,张小玲. 三相云显式降水方案和高原东部“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟[J]. 高原气象, 2000, 19(4): 401-414.
- [14] 隆霄,程麟生.“95.1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟[J]. 兰州大学学报, 2001, 37(2): 142-148.
- [15] 孙建华,赵思雄. 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, 2003, 8(4): 387-401.
- [16] 王东勇,刘勇,周昆. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟[J]. 气象, 2006, 32(1): 30-35.
- [17] 宋志平,刘文明,2003 华北初雪的数值模拟和诊断分析[J]. 气象, 2004, 30(11): 3-7.
- [18] 张迎新,侯瑞钦,张守保. 回流暴雪过程的诊断分析和数值试验[J]. 气象, 2007, 33(9): 25-32.
- [19] 周雪松,谈哲敏,华北回流暴雪发展机理个例研究[J]. 气象, 2008, 34(1): 18-26.
- [20] 陈德辉,胡志晋,等. CAMS 大气数值预报模式系统研究[M]. 北京:气象出版社, 2004: 35-66.
- [21] Krishnamurti T N, Ingles K, Cocke S, et al. Details of low latitudemedium range weather prediction using a global spectral model. II: Effect of orography and physical initialization [J]. Meteor Soc Japan, 1984, 62: 613-649.
- [22] 章国材. 美国 WRF 模式的进展和应用前景[J]. 气象, 2004, 30(12): 27-31.
- [23] 马占山,刘奇俊,秦琰琰,等. 云探测卫星 CloudSat[J]. 气象, 2008, 34(8): 104-111.
- [24] CloudSat Standard Data Products Handbook. [EB/OL]. <http://cloudsat.atmos.colostate.edu/>.
- [25] 张大林. 各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用[J]. 大气科学, 1998, 22(4): 548-561.