

姚蓉,叶成志,田莹,等. 2011 年初湖南暴雪过程的成因和数值模拟分析[J]. 气象,2012,38(7):848-857.

2011 年初湖南暴雪过程的成因 和数值模拟分析^{*1}

姚 蓉 叶成志 田 莹 张 海 唐 杰

湖南省气象台,长沙 410119

提 要: 利用多种观测资料及 NCEP 再分析资料,对 2011 年 1 月 17—20 日湖南一次大范围暴雪过程进行了诊断分析,并使用 WRF 模式对其云微物理特征及降水相态转换机制进行数值模拟,旨在探讨本次强降雨雪过程降水相态变化和暴雪形成及其发展成因。结果表明:乌拉尔山前部南下的冷空气与来自孟加拉湾及南海的暖湿气流在湖南长时间交汇产生锋生强迫,在静止锋区上界形成强辐合上升运动,是湖南大范围暴雪天气持续的主要原因;强烈的上升运动和持续的水汽辐合为本次暴雪过程提供了动力、水汽条件,“冷空气楔”上爬升的暖湿气流维持时间较长,是持续性大范围暴雪产生的重要热力条件;WRF 模式能较好地模拟降雪量级及强降雪落区。雪粒子的产生和发展不仅与液水比含量大小有关,还与其上空冰晶的含量及分布密切相关,雪的凝华增长、冰晶向雪的自动转化和雨水与雪碰并成雪可能是本次降雪发生、发展最主要的物理过程,冰雪粒子大值中心及强上升运动区对预报强降雪带位置有较好的指示作用。

关键词: 暴雪,数值模拟,云微物理过程,降水相态转换机制

The Numerical Simulation Analysis and Causes of Snowstorm Occurring in Hunan Province, Early 2011

YAO Rong YE Chengzhi TIAN Ying ZHANG Hai TANG Jie

Hunan Meteorological Observatory, Changsha 410119

Abstract: Based on various conventional observations, the NCEP reanalysis data, a large-scale blizzard process in Hunan Province during 17—20 January, 2011 was analyzed and the process was simulated on dynamic, water vapor, thermodynamic conditions, and cloud microphysical characteristics by the WRF numerical model. The purpose was attempted to discuss the phase transformation of precipitation and the causes for the formation and development of this snowstorm process. The results indicate that, the cold air coming from Ural Mountains and the warm wet air-flows coming from the Bay of Bengal and the South China Sea, were meeting with in Hunan for a long time and causing frontogenesis forcing, then strong upward motion was made in the stationary front area. Therefore, the sustained snowstorms took place in Hunan area. Meanwhile, strong upward movement and continuing moisture convergence provided water and power conditions for the snowstorm process, the warm and wet airflow was keeping on the cold air for long time, which provides significant thermal conditions for the long-duration snowstorm. Good simulations of snowstorm areas and amount were achieved by model WRF. The formation and development of snow particle were connecting with not only liquid water content, but also the content of ice particle. The main physical process of this snowstorm was probably the deposition growth of snow, the automatic transformation from ice crystal to snow

* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2011-032)、中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2011M35)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006010)共同资助

2011 年 7 月 21 日收稿; 2012 年 5 月 25 日收修定稿

第一作者:姚蓉,主要从事中尺度灾害性天气研究. Email:yaorong4072002@yahoo.com.cn

and the collision between rain and snow. The bigger value center of ice-snow particulate and the strong upward movement area have indicative significance for the forecast of heavy snowfall.

Key words: snowstorm, numerical simulation, cloud microphysical process, phase transformation mechanism of precipitation

引 言

暴雪是我国冬季常见的灾害性天气。随着社会经济的迅速发展,暴雪对城市生活、交通和工农业生产等造成的影响越来越大,我国气象学者从不同角度对暴雪天气过程进行了相关研究,并得出了一些有意义的结论^[1-7]。叶成志等^[8]、郑婧等^[9]通过对大尺度环流形势分析,指出中高纬阻塞高压、西太平洋副高及南支槽,是造成南方持续性暴雪天气的主要影响系统。康志明等^[10]则强调高层强辐散的抽吸效应对特大暴雪发生起重要作用。近十几年来高分辨率中尺度数值模式发展,对暴雪形成机制的深层分析提供了重要工具。王文等^[11]利用 MM4 模拟结果对发生在青海、四川的“96.1”暴雪过程进行动力学诊断和二维对称不稳定数值研究,结果表明条件对称不稳定是该高原暴雪的一种动力学机制。赵桂香等^[12]对华北大到暴雪过程切变线的动力诊断进行了模拟分析,认为暴雪过程与中尺度切变线的发展和东移直接关联。施晓晖等^[13]对 2008 年雪灾过程高原上游关键区水汽输送机制及其前兆性“强信号”特征进行分析,指出灾害发生期间构成了“冷垫”上空的“暖盖”。

众所周知,降雪同降雨一样,其影响系统、微物理过程的变化非常复杂,云物理过程及其与大尺度天气系统相互作用对成功模拟降雪非常关键。迟竹萍等^[14]采用 Reisner 混合冰相过程计算的云水、雨水、冰晶、雪晶等比含水量数值,并分析了水汽凝结、冻结和冰粒子碰并和“蒸-凝增长”的运动学条件对降雪的影响。孙建华等^[15]探讨了 MM5 模式暖云过程和 Reisner 混合冰相过程对华北地区“1217”降雪过程模拟结果的影响,认为冰相微物理过程对成功模拟降雪是不可忽视的。上述暴雪灾害的微物理过程研究主要集中在东北地区 and 西北高原。总结分析南方雨雪等发生发展的冰相微物理过程的时空转换的研究还较少,深入开展这方面的研究工作对于提高我国南方冬季灾害性天气预报水平和服务能力有着重要意义和研究价值。

2011 年 1 月 17—20 日湖南一次大范围暴雪过程,主要强降雪出现在 17 日晚和 19 日两个时段,暴雪位于湘中以北地区,湘中以南部分地区出现了轻冰冻。本次暴雪天气过程最大预报难点在于如何判断降雪、冰冻及雨夹雪落区及超历史极值的降雪量级预报,针对这一预报难点,本文利用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 6 小时一次的再分析资料及常规观测资料对暴雪过程期间产生暴雪的动力、热力、水汽条件及大气上空云微物理特征进行分析,结合 WRF 中尺度数值模拟,探讨本次强雨雪过程微物理过程中的降水相态变化和暴雪形成及其发展成因。

1 过程概况及天气特点

2011 年 1 月 17 日 08 时至 21 日 08 时(北京时,下同),湖南省平均过程降雨(雪)量为 23.9 mm,有 35 个县(市)过程降雨(雪)量在 30 mm 以上,全省共有 69 个县(市)出现暴雪天气,最大过程降雨(雪)量为 46.2 mm,出现在益阳(图 1a);20 县(市)积雪深度超过 20 cm,湘东北 3 县(市)积雪深度超过 30 cm,其中汨罗积雪深度达 32 cm,湘西南、湘中和湘北部分地区积雪深度已突破或平历史最高纪录(图 1b)。

此外,全省共有 35 个县(市)出现冰冻,其中靖州、会同、永州 3 县(市)持续 3 天,单站最大电线覆冰厚度 13 mm(通道)。

受暴雪、冰冻天气影响,湖南省国省干线有 14 条国省道 19 处路段(3 条国道 6 处,11 条省道 13 处)因强降雪交通中断,湘北 6 市州 22 县区 146.4 万人遭受低温冰冻和雨雪灾害;农作物受灾面积 55960 hm^2 ,农作物绝收面积 2343 hm^2 ;倒塌房屋 560 间,其中倒塌民房 195 户 514 间,损坏房屋 3397 间;直接经济损失 5.98 亿元。

2 主要影响系统分析

1 月 15 日乌拉尔山阻高重新建立,脊前强盛的偏北气流引导冷空气经贝加尔湖南下。亚洲北部为

一强大的冷高压控制,暴雪期间中高纬为两槽一脊型,乌拉尔山阻高稳定少动,其前部为一横槽。南支系统活跃,分别于 18 和 19 日两次分裂高空槽经孟加拉湾东移。分析 17 日 08 时主要影响系统综合图发现(图 2),南支槽与中纬度低槽同位相叠加,低槽经向度加大并缓慢东移,同时副高东退至 120°E 附近。此时 200 hPa 急流加强南压向东传播,700 hPa 西南急流开始加强,高低空急流共同作用产生的“抽吸”作用,有利于次级环流的形成,加强了强降雪产生的动力作用。此外,湖南大部分地区处在 700~500 hPa 温差等值线 $\geq 12^{\circ}\text{C}$ 的区域内,表明大气静力稳定度较小,有利于上升运动加强。西南地区至江南中低层温度露点差 $\leq 3^{\circ}\text{C}$,大气已处于高湿状态下。同时,位于贝加尔湖以西的地面冷中心继续增强,中心强度达 1066 hPa,湖南省处于高压底部,不断有冷空气补充南下,华南准静止锋建立并维持。18—19 日 700 hPa 西南急流持续加强,19 日 20 时怀化西南风速达 $28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,同时 850 hPa 锋区较长时间维持在 25°N 附近,中低层切变线在湖南省内南北摆动,不但有利于水汽输送,还为强降雨雪天气提供了良好的辐合抬升动力条件。槽前旺盛的西南暖湿气流与不断补充南下的较强地面冷空气结合,有助于在湖南省形成持续的强降雨雪天气,是湖南典型的暴雪天气形势。

3 降水相态演变特征分析

本次强降雪过程 17 日白天开始,晚上降雪加强,湘西及湘北出现中雪,局部暴雪,湘东南转阴天天气,其他地区阴天转小雪;18 日白天湘东南阴天转小雨,湘西南由雪转为雨夹雪,同时冰冻开始出现,其他地区降雪减弱;18 日晚湘中及偏南地区雨雪强度加大,湘南出现了雪、雨夹雪和雨,且冰冻自湘西南向东扩展,但强度不强,最大冰冻厚度仅 2 mm;19 日 08 时至 20 日 08 时湘东南出现了小到中雨或雨夹雪,其他地区出现了中到大雪过程,部分地区普降暴雪,湘东及湘南冰冻维持或发展;20 日 08 时后雨雪减弱南压,天气逐渐好转。

分析表 1 发现,本次过程地处湘西的怀化主要以降雪天气为主,地面气温为 $-2\sim-1^{\circ}\text{C}$,而位于湘东偏中的长沙先降雪后转雨夹雪,雨夹雪维持时间长,19 日晚气温降至 -1°C 左右出现冰冻,位于湘东南的郴州经过了由阴天转雨再转雨夹雪的过程,地面气温在 1°C 以上时出现降雨,而地面气温降至 0°C 后才开始出现雨夹雪天气,可见当中低空满足一定固态降水条件,地面气温为 0°C 是南方雨雪转换的重要条件之一。

表 1 长沙、怀化、郴州 2010 年 1 月 18 日 02 时至 20 日 08 时天气现象及地面气温($^{\circ}\text{C}$)
Table 1 The weather and surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) in Changsha, Huaihua and Chenzhou
from 02:00 BT 18 to 08:00 BT 20 January 2011

站名	18 日				19 日				20 日	
	02 时	08 时	14 时	20 时	02 时	08 时	14 时	20 时	02 时	08 时
长沙	雪 (0)	雪 (-1)	雨夹雪 (0)	雨夹雪 (0)	雨夹雪 (0)	雨夹雪 (0)	雨夹雪 (0)	雨夹雪 冰冻(-1)	雨夹雪 冰冻(0)	雨夹雪 冰冻(-1)
怀化	雪 (-2)	雪 (-2)	雪 (0)	雪 (-1)	雪 (-1)	雪 (-2)	雪 (-1)	雪 (-1)	雪 (-2)	雪 (-2)
郴州	阴 (3)	阴 (2)	阴 (2)	雨 (1)	雨 (1)	雨 (1)	雨 (1)	雨 (1)	雨 (1)	雨夹雪 (0)

4 暴雪成因分析

4.1 动力、热力条件分析

分析暴雪发生最强的时段,19 日 14 时经过长沙、郴州(113°E)的平均假相当位温和垂直运动的剖面图(图略)可知,暴雪区 925 hPa 以上 θ_{se} 陡峭密集,随高度向北倾斜,温度水平梯度增大,加强了暖

湿空气的爬升作用。暴雪期间,从华南至长江流域维持一个倾斜的强上升运动区,在暴雪区上空,从 850 hPa 至 400 hPa 垂直上升运动发展旺盛,中心值达到了 $0.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。同时在上层气流北侧大气层结为稳定层结(低层为 θ_{se} 的小值区, $\theta_{\text{se}}/p<0$),在上升气流南侧低层是 θ_{se} 的大值区,反映了 $\theta_{\text{se}}/p>0$ 为层结不稳定区。说明上升运动将低层的相对干冷的空气向上输送,并与低空急流向北输送的强暖湿空气相遇,冷暖空气交汇持续在湘中附近,是此次

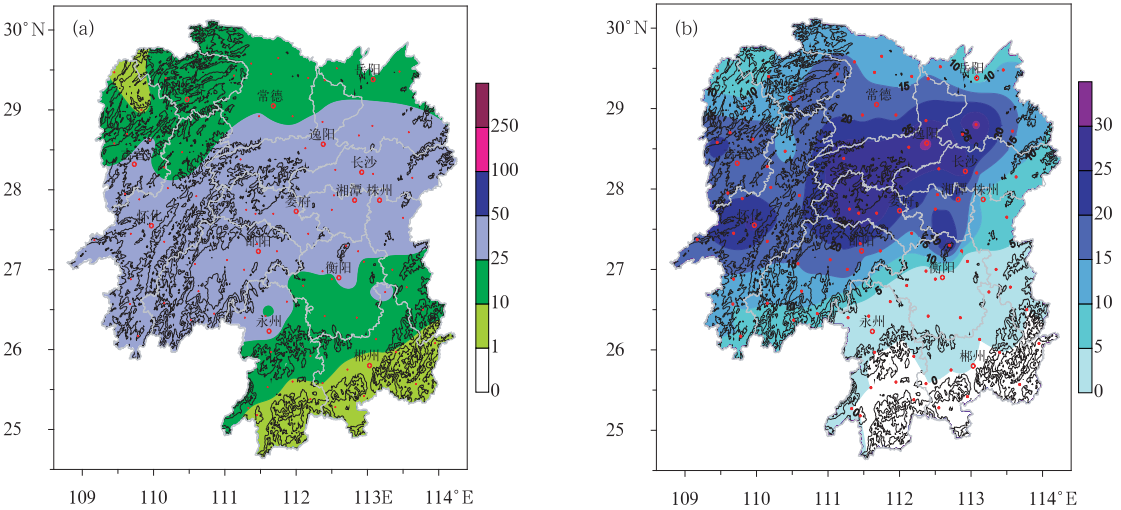


图 1 2011 年 1 月 17 日 08 时至 21 日 08 时过程降雪量(a,单位:mm)及积雪深度分布图(b,单位:cm)
Fig. 1 Distributions of accumulated snowfall (a, unit: mm) and snow depth (b, unit: cm)
over Hunan Province from 08:00 BT 17 to 08:00 BT 21 January 2011

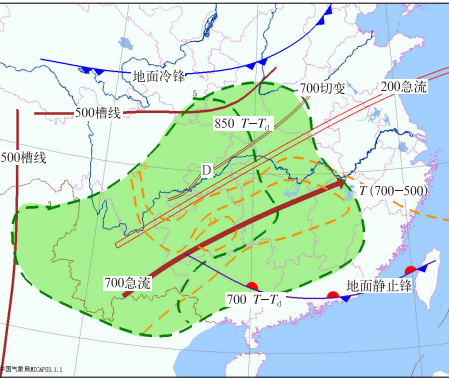


图 2 2011 年 1 月 17 日 08 时主要
影响系统综合图
Fig. 2 The major weather influencing
systems at 08:00 BT 17 January 2011

持续性大范围暴雪产生的重要动力、热力条件。

在绝热等压蒸发(等熵)过程中,位温(θ)或假相当位温(θ_{se})具有保守性,因此可以用 θ_{se} 来分析冷暖气团特性,而 θ_{se} 廓线密集区(冷暖气团交汇区)代表锋区,同时将锋区下界定为 290 K,上界定为 310 K^[16]。图 3a 为 1 月 17—20 日湖南区域(109°~114°E,下同) θ_{se} 平均场、平均的南北风和垂直速度合成的垂直剖面图。从图上可以看出, θ_{se} 的锋区特征线下界(粗蓝线)下方为来自极地的冷气团,锋区特征线上界(粗蓝线)上方为来自热带洋面的暖气团,两特征线上下界间为与极锋锋区相连的准静止锋锋区。冷气团自北向南推进,直到 24°N 湖南以南的南岭附近,锋区下界自约 500 hPa 逐渐向低层降低,锋面平缓;而

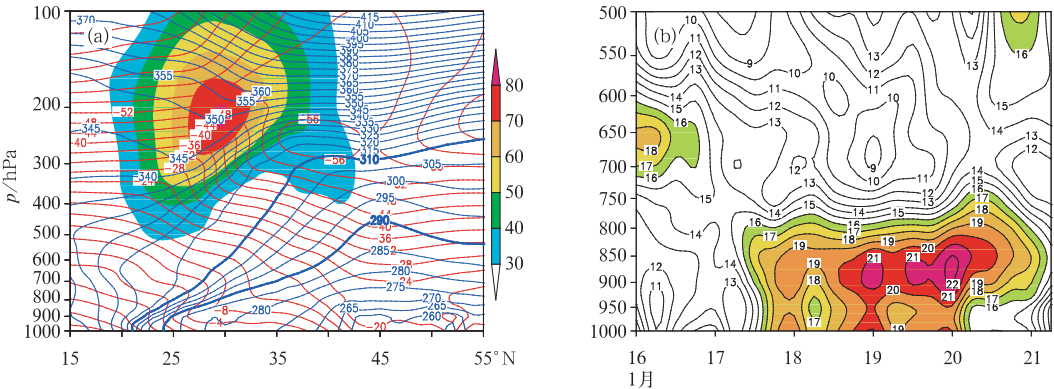


图 3 2011 年 1 月 17—20 日湖南区域(109°~114°E)平均 θ_{se} (蓝线,单位:K)、温度(红线,单位:℃)、
高空急流(阴影,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)高度纬度剖面图(a)和 109°~114°E 锋区强度(b,单位:℃)
Fig. 3 The height-latitude profiles (a) of average θ_{se} (blue line, unit: K), temperature (red line,
unit: ℃) and high-level jet stream (shadows, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and the front intensity
in 109°—114°E (b,unit: ℃) of Hunan area from 17 to 20 January 2011

暖气团则沿着锋区上界上方向北向上伸展,锋区上界在近地面位于 21°N 附近。假若以 $\overline{T}_{20^{\circ}\text{N}}$ 表示 $19^{\circ}\sim 21^{\circ}\text{N}$ 、 $109^{\circ}\sim 114^{\circ}\text{E}$ 范围内的平均温度, $\overline{T}_{30^{\circ}\text{N}}$ 表示 $29^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 、 $109^{\circ}\sim 114^{\circ}\text{E}$ 范围内的平均温度,以 $\overline{T}_{20^{\circ}\text{N}} - \overline{T}_{30^{\circ}\text{N}}$ 表示锋区强度,从 $109^{\circ}\sim 114^{\circ}\text{E}$ 平均的锋区强度图(图 3b)可以看出,1 月 16 日以后副热带锋区逐渐加强,最强时在 10 个纬度内南北温差超过 20°C ,若以温差出现 16°C 作为加强期的开始,则这次过程开始加强期是 17 日 20 时以后,这个时间正好是湖南强降雪开始的时段。强锋区基本上都在 800 hPa 以下气层(多数在 950~800 hPa 气层);而且最强锋区出现的时段(18 日 20 时至 20 日 08 时)正是这次暴雪过程强度最强、范围最广的时段。强锋区使湖南境内低层和地面维持低温天气,冷暖气流在此长期处于交汇状态,致使华南准静止锋较长时间维持,有利于暖湿空气沿锋面强迫抬升,低层的不稳定能量得以释放,导致湖南区域出现持续的暴雪天气。

冷暖平流均有使锋区加强的趋势,为此有必要分析过程期间的锋生特征,由于这次暴雪过程中,19 日的降雪量最大,下面利用锋生函数和非地转湿 Q 矢量散度来详细分析 19 日的锋生函数和锋面垂直环流。

分析 19 日 08 时沿 110°E 锋生函数的剖面图(图略)可以发现,一条较明显的锋生函数的正值区(锋生区)自 20°N 向高纬高层倾斜而上,与假相当位温的密集区(锋区)的分布基本一致,湖南区域的锋生区主要位于 700 hPa 以下,中心在 $25^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 、900 hPa,强度为 $3\times 10^{-10} \text{ K}\cdot(\text{m}\cdot\text{s})^{-1}$ 。具体分析锋生函数的三项可以发现,水平运动项也呈明显的带状自低纬低空倾斜向上,与锋区的走向一致。垂直运动项则呈不连续的带状分布倾斜北上,其走向也与锋区一致,而且强锋生中心均位于锋区内,是锋生贡献最大项,位于 $27^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 、850 hPa, $\geq 4\times 10^{-10} \text{ K}\cdot(\text{m}\cdot\text{s})^{-1}$ 强中心,对应了湖南省内强降雪区。非绝热加热项则在低纬地区明显,这可能与暖湿气流北上过程中受南岭地形强迫和锋生强迫的双重影响释放出大量潜热,导致冷暖气团之间水平位温梯度加大,从而产生锋生。20 时(图略),倾斜向上的锋生区仍然维持,而且强度有所增强,锋生区的分布更接近锋区的走向,锋生函数各项的分布也与 08 时相同。锋生有利于准静止锋的长期稳定维持,是持续性暴雪出现的原因之一。进一步分析 19 日 08 时湖南区域平均的湿 Q 矢量散度的经向剖面图(图略)可以看出,从 20°N 附近有一个湿 Q 矢量散

度负值区(湿 Q 矢量散度辐合区)随高度向北倾斜,该辐合区位于准静止锋上界之上,表明湖南区域上空是深厚的系统性倾斜上升运动,其形成原因是低纬的暖湿气流北上过程中受北方冷空气的阻挡而沿锋面强迫抬升所致。辐合区的北侧是湿 Q 矢量散度正值区,为下沉补偿气流,和上升气流一起构成次级环流,下沉运动对暴雪的形成非常重要,因为由北方高纬高空下沉的气流为冷平流,其与南方低纬低空暖平流相汇形成锋面,迫使低层暖湿空气抬升,加强上升运动,也是不稳定能量释放的触发机制。19 日 20 时的湿 Q 矢量散度分布也与 08 时类似,而且湖南区域的辐合更强。因此大尺度环流形势有利于冷暖气团长期对峙利于锋生强迫,导致准静止锋长时间稳定维持,强锋区维持时间较长。来自低纬的暖湿气流在北上过程中遇到锋后冷空气垫的阻挡而爬升,在静止锋区上界形成很强的辐合上升运动,促进暖湿空气的抬升和凝结,是湖南暴雪天气影响范围大、持续时间长的主要原因。

4.2 水汽条件分析

水汽是降水形成的一个重要条件,而水汽输送机制的建立对持续性暴雪的产生也至关重要。分析 17—20 日 850 hPa 水汽通量平均场可知(图 4a),强雨雪过程发生期间对流层低层水汽大部分由南海高压南侧偏东风气流沿西北侧向北输送至华南北部及江南南部,另一部分由槽前西南气流将水汽从孟加拉湾经云南、贵州向西南地区及长江以南输送,暴雪天气过程存在的两条水汽输送带与低空急流相对应。分析水汽通量散度平均场时空分布特征发现,水汽在向高层输送时加强并北抬,700 hPa 水汽辐合主要位于长江中下游,最强辐合中心在湘中,达 $-8\times 10^{-6} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ (图 4b),与本次暴雪过程最大降雪量分布一致。持续的水汽辐合为暴雪的产生提供了充沛的水汽条件,有利于大范围持续性强雨雪天气的发生、发展。

4.3 层结特征分析

处于同样的有利于雨雪产生的大尺度环流背景下,为什么省内不同区域降水相态有所区别? 分析长沙、怀化、郴州三站 1 月 17—20 日温度场、风场及相对湿度场时序剖面图发现,位于湘西中部的怀化站 17 日 20 时至 20 日 20 时中低层相对湿度高达 90% 以上(图 5b),中层西南气流强盛,低层为偏北气流,18—20 日整层大气温度在 0°C 以下,无暖性逆温存在,故怀化以北地区无冰冻发生,且湿度加大后

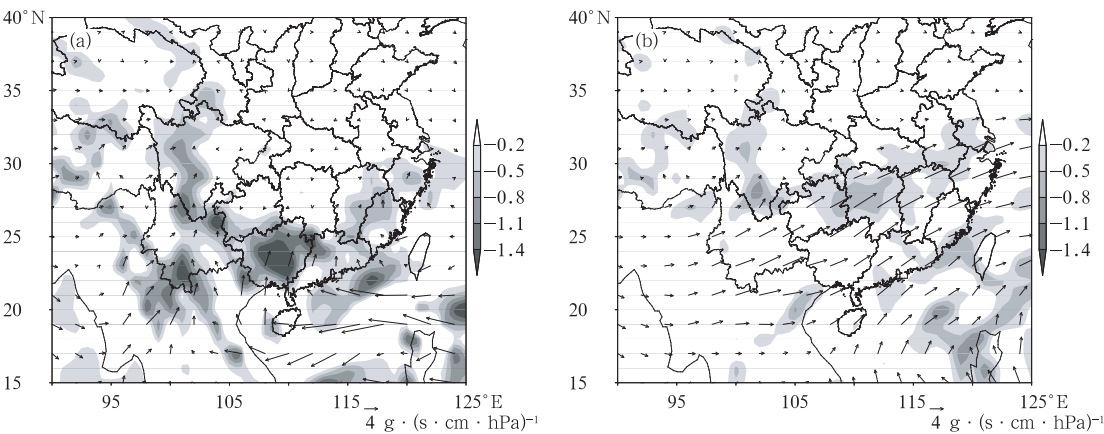


图 4 2011 年 1 月 17—20 日水汽通量(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和
水汽通量散度图(单位: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)
(a) 850 hPa, (b) 700 hPa

Fig. 4 The 850 hPa moisture flux (a, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and the 700 hPa moisture flux divergence (b, unit: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) from 17 to 20 January 2011

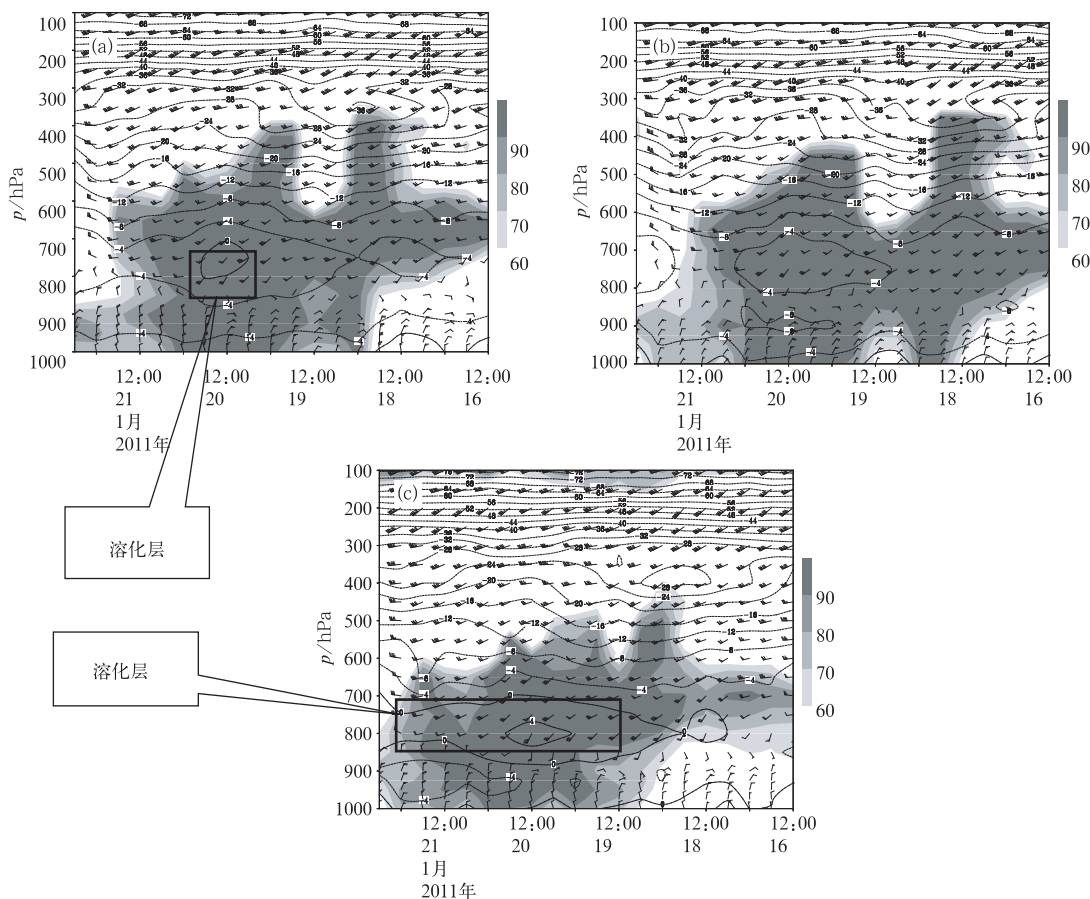


图 5 2011 年 1 月 16 日 20 时至 21 日 08 时温度场、风场及相对湿度场(填色场)时序剖面图
(a) 长沙, (b) 怀化, (c) 郴州

Fig. 5 Temporal series profiles of temperature, wind and relative humidity (color-filled) from 20:00 BT 16 to 08:00 BT 21 January 2011 at (a) Changsha, (b) Huaihua, and (c) Chenzhou

对应了相应时段怀化的强降雪天气;位于东部偏中的长沙 18 日 08 时至 20 日 20 时近地面至 500 hPa 为一深厚湿层(图 5a),相对湿度达 80%~90%, 900 hPa 以下为偏东北风,低层冷垫形成,900 hPa

以上为西南风急流,此时雨雪由西向东扩展并加强,19 日 14 时至 20 日 02 时 800~700 hPa 出现了高于 0℃ 的溶化层,逆温出现后长沙冰冻有所发展,但由于逆温较弱,故冰冻厚度小、维持时间较短。雨雪过程期间 700 hPa 维持强盛的西南风,地面不断有冷空气补充,形成了“冷垫”与“暖盖”稳定叠置降雪机制,配合南支分裂低槽东移,使得长沙出现连续性暴雪天气。此外,位于湘东南的郴州站(图 5c),18 日 14 时后整层相对湿度开始加大到 80% 以上,900 hPa 以上为西南风,以下为偏北风,降水开始形成,17 日 14 时至 21 日 08 时 900~700 hPa 出现了高于 0℃ 的溶化层,但由于 19 日 02 时前 700 hPa 以下温度在 0℃ 以上,故以降雨天气为主,19 日 08 时后 900 hPa 至地面低于 0℃ 的冷垫形成,冷垫加强后湘东南以雨夹雪天气为主,冰冻开始形成和发展。以上分析说明当中低层气温在 0℃ 以上有降水时,降水以雨为主,当整层气温在 0℃ 以下时,降水以纯雪为主,而当对流层中层暖性逆温出现,低层有冷垫,且地面气温在 0℃ 左右时有雨夹雪、雪等混合性降水发生,并有冰冻形成。同时,水汽饱和区的存在,是冰晶、雪晶淞附增长所需的环境场条件。当云层发展较厚,云中过冷却水含量较大,冰晶、雪晶的淞附增长在冷云降水中将起着重要的作用,可造成较强的降雪^[17];此外,暖性逆温层结和冷垫形成是影响冰冻形成和发展的关键因子,700 hPa 风向风速、逆温强度及冷垫厚度对冰冻强度预报有很好的指示意义。

5 暴雪过程中云微物理过程特征分析

5.1 数值模拟方案

为了进一步了解该暴雪过程冰相微物理特征及降水相态转换机制,本文采用 WRF V3.2 数值模式对 2011 年初的暴雪冰冻灾害天气过程进行模拟研究。模拟采用非静力方案,分成 2 层嵌套,2 层模拟区域格距分别为 30 和 10 km,格点数分别为 80×80 和 118×103。内层模拟区域以 27.3°N、109.5°E 为中心。模式层顶取 10 hPa,垂直方向坐标分为不等距 28 层,为了对冰雪微物理过程有较为详细的描述,模拟时增加中低层层数。模拟区域行星边界层计算采用 YSU 方案,积云对流参数化采用 Kain-Fritsch 方案,微物理过程计算采用 Lin 等方案。模拟试验中采用的 Lin 等微物理过程方案含有水汽、

云水、雨水、冰晶、雪晶、霰共 6 类微物质,其中云水和雨水又可统称为液水,该方案比较完整地考虑了各种云微物理量的特征和关系^[18-19],故模拟试验采用该方案。

模式运行所需资料均采用 NCEP 1°×1°、26 层的再分析格点资料作为初始场、背景场和侧边界条件。外层嵌套域模拟时间为 2011 年 1 月 17 日 08 时至 20 日 20 时,内层嵌套域模拟时间为 2011 年 1 月 17 日 20 时至 20 日 20 时 UTC,为了避免 Spin-up 问题,模式分析结果主要是内层嵌套的输出,输出结果为每 1 小时一次。

5.2 模拟结果分析

图 6a 为模式模拟的过程总降水量,40 mm 以上强降水区主要在湘中及湘西南,最大降水量为 46 mm,与实况降水量大小和强降水位置基本吻合。

雪水当量是指雪融化后所得到的水所形成水层的垂直深度。

W_d 为雪水当量,表示在 1 m² 的地面上有 W_d kg 的雪降落,根据 $m = \rho v$, $v = sh$, 当 $s = 1$ m² 时 $m = W_d$ kg, 则 W_d (kg) = 1000(kg·m⁻³)×1(m²)× h , 得 $h = \frac{W_d(\text{kg})}{1000(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}) \times 1(\text{m}^2)} = W_d(\text{mm})$ 。

图 6b 为模式计算得出的过程总雪水当量,由图可知,湘中、湘西南地区过程总雪水当量达到 40 kg·m⁻² 以上,即雪融化量为 40 mm 以上,而模式计算的湘中、湘西南最大总降水量为 46 mm,由此说明降水主要包含的是雪融化后的量,表明此次过程在湘中和湘西南地区以降雪为主,由于降雪量大,出现了暴雪天气。

降雪和冻雨都是在一定的动力、热力及水汽条件下由云内部微物理过程产生。分析 17 日 21 时 110°~113°E 湖南由西向东雪粒子及液水比分布剖面图(图略)发现,液水比的强中心在 800~900 hPa 层,主要位于华南一带,达 80 g·kg⁻¹;与此同时,在湘西北 400 hPa 高度上开始出现雪粒子;23 时湿舌向北伸展时液水比为 30 g·kg⁻¹,所对应的含雪量在 500 hPa 附近,中心为 0.9 g·kg⁻¹ 达最强,此后雪粒子缓慢向东向南移动,与此同时由高层向地面降落时有所减小;18 日 10 时后自西向东含雪量减小,15 时全省含雪量为 0,此后湖南省内雨雪出现短暂间隙;19 日 01 时湘西南开始有雪粒子形成后逐渐向东北方向扩展并加强,05 时较强雪粒子又开始形成并加大,对应了第二阶段强降雪过程;09 时 27.5°N、110°E 附近的怀化地区 450 hPa 高度上中

心最大雪粒子含量为 $1.05 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 7), 同时液水比达 $40 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 降雪达最强时段; 此后自西向东雪粒子含量都较大, 导致了全省大范围强降雪; 20 日 11 时湘西北液水比减小, 对应了上空的雪粒子含

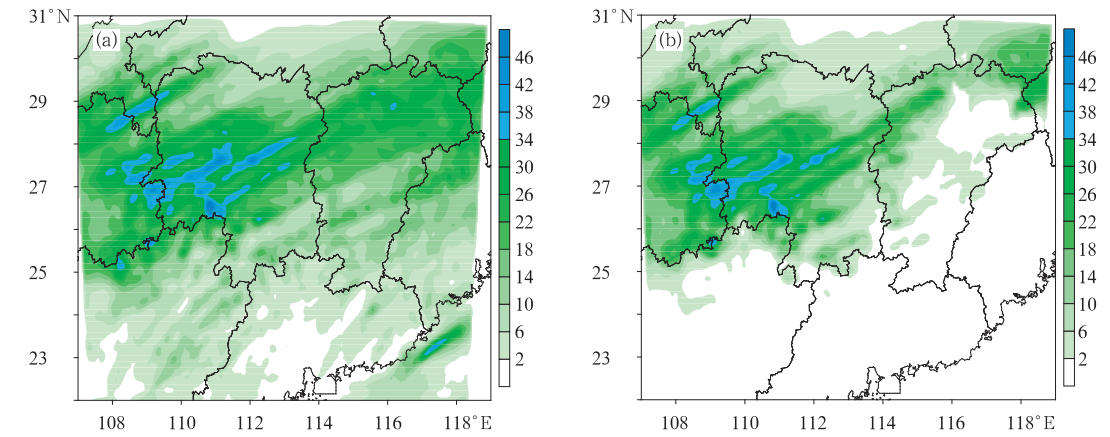


图 6 2011 年 1 月 17 日 20 时至 20 日 20 时过程总降水量过程(a,单位:mm)及过程总雪水当量(b,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 6 Distributions of accumulated precipitation (a, unit: mm) and accumulated snow-water equivalent (b, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) from 20:00 BT 17 to 20:00 BT 20 January 2011

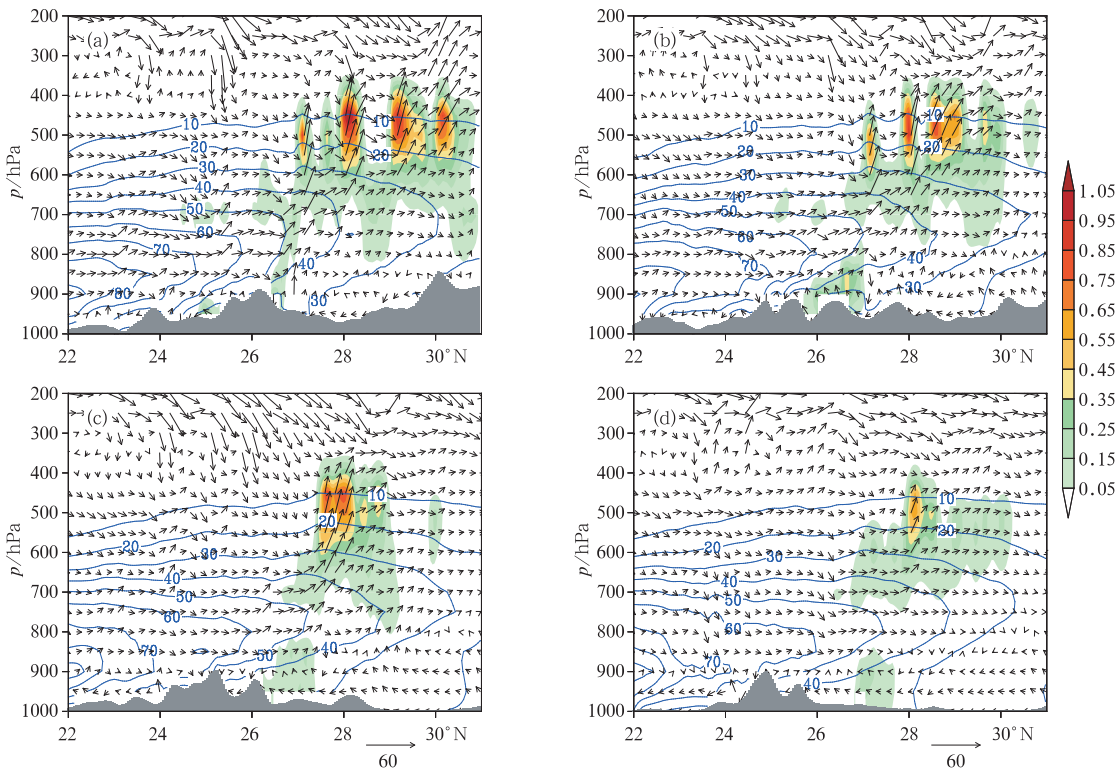


图 7 2011 年 1 月 19 日 09 时 $110^{\circ} \sim 113^{\circ}\text{E}$ 湖南由西向东雪晶比和液水比分布剖面图
(a) 110°E , (b) 111°E , (c) 112°E , (d) 113°E

[阴影:雪晶比(单位: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$),蓝色实线:液水比(单位: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)]

Fig. 7 Distribution profiles of snow ice-crystal proportion and liquid water proportion from west to east in Hunan from 110°E to 113°E at 09:00 BT 19 January 2011

(a) 110°E , (b) 111°E , (c) 112°E , (d) 113°E

[Shadowed area; snow ice-crystal proportion (unit: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$), solid; liquid water proportion (unit: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)]

量减小,雪粒子向东向南减小至降雪结束。由此表明液水比加大时对应了空中雪粒子含量加大,有利于强降雪产生。

分析模拟试验输出的分别沿 $100^{\circ}\sim103^{\circ}\text{E}$ 的温度、垂直环流($v; w\times150$, 垂直速度 w 一般比经向风 v 小 $1\sim2$ 个量级,故将 w 放大 150 倍)及冰晶比含量的垂直剖面图发现,17 日 20 时开始湘南有弱的逆温形成,850 hPa 气温为 0°C 左右,长沙、衡阳、株洲及郴州地区地面气温在 0°C 以上,其他地区地面气温在 0°C 以下,此时湘西北高层已有冰粒子形成,随着时间推移,冰粒子向东向南扩展且高度逐渐下降;17 日 23 时至 18 日 07 时降水完全转化为雪后,湖南上空大气中液水粒子很少,云微物质主要是由冰晶和雪晶构成的冰云。冰粒子含量在 400~300 hPa 之间为最大,大值中心为 $0.7\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,主要分布在湘北,由于冰晶、雪晶、水汽的碰并、转化、

凝附和发展下落大多是在 0°C 以下的环境中进行,因此降水以固态降水为主,属冷云降水机制;18 日 08 时之后,逆温开始逐渐增强并向北推进,湖南大部地面温度开始有所升高,到 18 日 15 时,湘东地区地面气温回升到 0°C 以上,此时冰粒子位于中低层,强度在 $0\sim0.1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 之间,此时全省以混合性降水为主;至 19 日 05 时,由于雪与冰晶强度较弱,出现了降水的短暂间隙期;08 时冰粒子开始向高层和向北扩展,湘北地区高层冰粒子含量逐渐增加,中心高度上升到 400~500 hPa,低层的冰粒子也开始接地,此时湘北的降水是冰雪共存的相态,且降水强度加强,而逆温依然是逐步向北扩展过程中,地面温度再次下降到 0°C 以下,湘中偏南地区处于逆温控制之下,且逆温层厚度较大,从 900 hPa 一直伸展到 700 hPa,中心位于 850 hPa 层,温度达到 4°C 以上,由于 900 hPa 至地面层气温在 0°C 以下,导致了湘

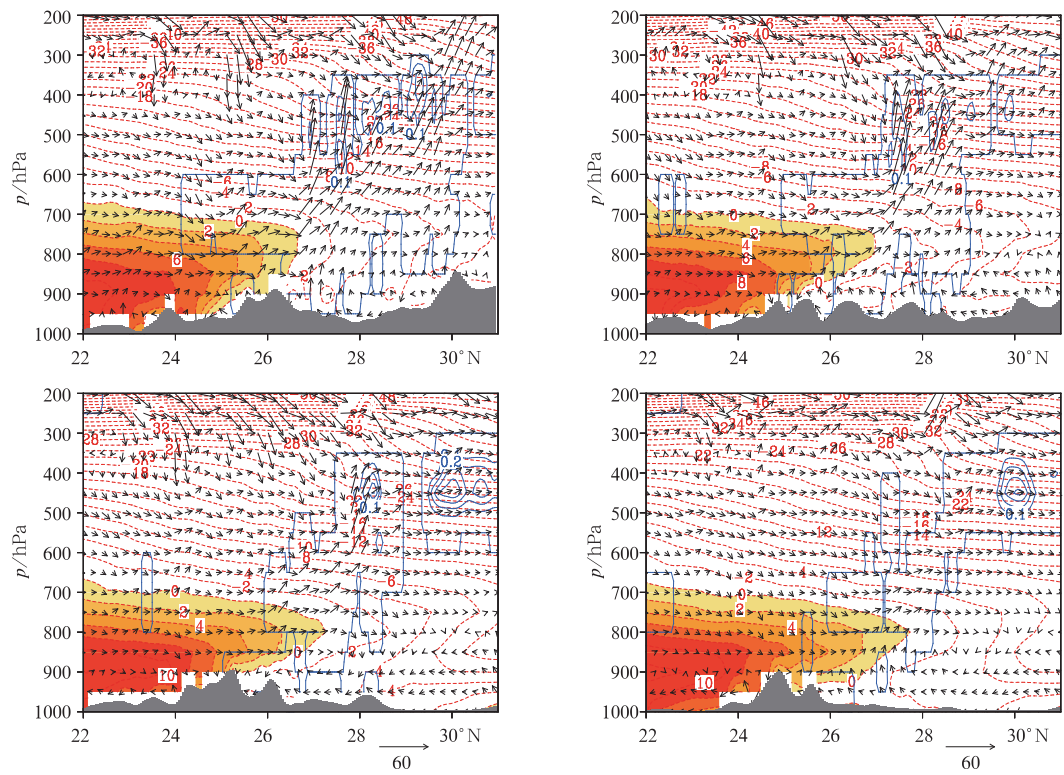


图 8 2011 年 1 月 19 日 08 时 $110^{\circ}\sim113^{\circ}\text{E}$ 湖南由西向东冰晶比含量、温度和流场垂直分布剖面图
(a) 110°E , (b) 111°E , (c) 112°E , (d) 113°E

[红色点线:温度(单位: $^{\circ}\text{C}$), 填色区: 温度大于 0°C 区域; 蓝色实线: 冰晶比含量
(单位: $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; 矢量: $v, w\times150$)]

Fig. 8 Vertical distribution profiles of snow ice-crystal content, temperature and flow field from west to east in Hunan from 110°E to 113°E at 08:00 BT 19 January 2011
(a) 110°E , (b) 111°E , (c) 112°E , (d) 113°E

[Red dotted line: temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$); color filled: areas with temperature above 0°C ;
blue solid line: content of snow crystal to snow (unit: $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; vector: $v, w\times150$)]

中偏南地区出现冻雨(图8);20日08时后冰粒子开始减少,中心高度下降,到20日20时,省内各地降水量明显减小,雨雪过程逐渐结束。从垂直环流演变发现,冰雪粒子大值区与强上升运动有很好的对应关系,表明强上升运动有利于水汽从底层向高层输送,有利于冰雪粒子形成和碰并增长。

6 结论与讨论

本文利用 NCEP 再分析资料以及常规观测资料,对2011年1月17—20日湖南一次大范围暴雪过程进行了诊断分析。并采用高分辨的 WRF 中尺度数值预报模式和 Lin 微物理方案的耦合进行了数值模拟,利用模拟结果重点分析了冰相微物理过程的变化,尤其是雨、雪、冻雨的时空转换特征。结果表明:

(1) 大尺度环流形势有利于冷暖气团长期对峙而产生锋生强迫,导致华南准静止锋较长时间稳定维持,强锋区维持时间较长。来自低纬的暖湿气流的北上过程中遇到锋后冷空气垫的阻挡而爬升,在静止锋区上界形成很强的辐合上升运动,促进暖湿空气的抬升和凝结,是湖南大范围暴雪天气持续的主要原因。

(2) 暴雪区上空存在强烈的上升运动和持续的水汽辐合,“冷空气楔”上爬升的暖湿气流维持时间较长,是这次持续性大范围暴雪产生的重要热力条件。

(3) WRF 模式能较好地在这次雨雪过程中的降水进行模拟,对过程降水量及降水的强度和分布都有较好的模拟效果,并能较好地模拟降雪量级及强降雪落区。

(4) 雪粒子的产生和发展不仅与液水比含量大小有关,还与其上空冰晶的含量及分布密切相关,雪的凝华增长、冰晶向雪的自动转化和雨水与雪碰并成雪可能是本次降雪发生、发展最主要的物理过程。

(5) 大气上空丰富的冰雪粒子对应了地面雨雪量加大,其大值区与暴雪落区相吻合,当中低层有冰雪粒子时,地面气温在 0℃附近,将有雪、雨夹雪、冻雨等混合性降水产生。

对于本次大范围暴雪过程,湖南省气象台及中央气象台指导预报产品都提前作出了较准确预报,并且对于省内不同区域的降水相态及部分地区雨雪相态反复转换在短期预报中有较好的把握,然而对于超历史极值的降雪量级预报有一定误差。如何作好此类极端暴雪过程预报及区分降水性质,在预报中应注意以下几点:

(a) 了解本地冬季固态降水温度阈值,并对实况探空、地面资料进行分析,重点关注整层大气温度时序剖面图,了解大气上空温度时空变化特征,同时对 T639 等数值预报模式产品输出的降水量、温度时序剖面图与实况进行检验,在对模式预报产品订正后,判别降水性质及其演变。

(b) 了解本地暴雪过程的主要影响系统和概念模型,充分利用雷达、卫星及中小尺度站网资料掌握强降雪的演变和移动,结合数值预报模式降水及物理量预报产品确定雨雪量级。

参考文献

- [1] 姜俊玲,魏鸣,康浩,等. 2005 年 12 月山东半岛暴雪成因及多尺度信息特征[J]. 大气科学学报,2010,33(3):328-335.
- [2] 吴晓. 2008 年初全国雨雪冰冻天气的 OLR 资料分析[J]. 气象,2009,35(4):87-93.
- [3] 覃志年,钟利华,刘莉红,等. 2008 年初广西异常低温雨雪冰冻天气影响因子分析[J]. 气象,2010,36(10):14-20.
- [4] 陈丽芳. 南方两次相似降雪(雨)过程的对比研究[J]. 气象,2007,33(8):68-75.
- [5] 姚蓉,黎祖贤,戴泽军,等. 2008 年初持续雨雪灾害过程分析[J]. 气象科学,2009,29(6):838-843.
- [6] 蒋年冲,胡雯,邵阳,等. 安徽大别山一次强降雨雪天气过程降水粒子特征分析[J]. 气象,2010,36(6):79-84.
- [7] 孙欣,蔡蓁宁,陈传雷,等. “070304”东北特大暴雪的分析[J]. 气象,2011,37(7):863-870.
- [8] 叶成志,吴贤云,黄小玉. 湖南省历史罕见的一次低温雨雪冰冻灾害天气分析[J]. 气象学报,2009,67(3):488-499.
- [9] 郑婧,许爱华,刘波,等. 江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析[J]. 气象,2010,36(4):30-36.
- [10] 康志明,罗金秀,郭文华,等. 2005 年 10 月青藏高原特大暴雪成因分析[J]. 气象,2007,33(8):60-67.
- [11] 王文,程麟生. “96.1”高原暴雪过程横波型不稳定的数值研究[J]. 应用气象学报,2000,11(4):392-399.
- [12] 赵桂香,程麟生,李新生. “04.12”华北大到暴雪过程切变线的动力诊断[J]. 高原气象,2007,26(3):615-623.
- [13] 施晓晖,徐祥德,程兴宏,等. 2008 年雪灾过程高原上游关键区水汽输送机制及其前兆性“强信号”特征[J]. 气象学报,2009,67(3):478-487.
- [14] 迟竹萍,龚佃利. 山东一次连续性降雪过程云微物理参数数值模拟研究[J]. 气象,2006,32(7):25-32.
- [15] 孙建华,赵思维. 华北地区“1217”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] 杨贵名,毛冬艳,孔期. “低温雨雪冰冻”天气过程锋区特征分析[J]. 气象学报,2009,67(4):652-665.
- [17] 孙晶,王鹏云,李想,等. 北方两次不同类型降雪过程的微物理模拟研究[J]. 气象学报,2007,65(1):575-584.
- [18] 罗海波,李耀东,余政,等. 2008 年初南方一次雨雪冰冻天气云微物理过程和逆温层结数值模拟[J]. 气象减灾与研究,2010,33(1):16-22.
- [19] 陶健红,张新荣,张铁军,等. WRF 模式对一次河西暴雪的数值模拟分析[J]. 高原气象,2008,27(1):68-75.