

王坤, 张飞民, 孙超, 等. 2014. WRF-WSM3 微物理方案在青藏高原地区暴雪模拟中的改进及试验 [J]. 大气科学, 38 (1): 101–109, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12170. Wang Kun, Zhang Feimin, Sun Chao, et al. 2014. Development and validation of WRF-WSM3 scheme in simulation of snowstorm in the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (1): 101–109.

WRF-WSM3 微物理方案在青藏高原地区 暴雪模拟中的改进及试验

王坤 张飞民 孙超 王澄海

兰州大学大气科学学院/甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730000

摘 要 通过青藏高原一次暴雪过程的模拟试验, 对 WRF 模式中的 WSM3 微物理方案中的降水模拟偏差原因进行了分析, 并根据观测试验结果, 提出了改进 WSM3 微物理方案中冰核浓度的 2 种计算方案。通过调整温度和冰核浓度之间的关系, 检验了冰核浓度 Pigen 过程对降水的影响。结果显示, WSM3 方案对青藏高原地区的冰核浓度估计过高; 当考虑了冰面过饱和度随温度区间的变化后, 计算的冰核浓度可以改进降水的模拟效果; 但通过温度的变化和冰面过饱和度二者的调整, 降水模拟的效果并不明显。冰核浓度对温度变化的敏感存在着一个范围, 冰面过饱和度和温度区间的大小存在一定关系。通过另外 2 个个例和敏感性试验的研究结果表明, 对于温度较高的固态降水, 冰核浓度的变化对降水模拟的改进不显著。

关键词 WRF-WSM3 微物理方案 冰核浓度 敏感性试验 青藏高原暴雪

文章编号 1006-9895(2014)01-0101-09

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12170

Development and Validation of WRF-WSM3 Scheme in Simulation of Snowstorm in the Tibetan Plateau

WANG Kun, ZHANG Feimin, SUN Chao, and WANG Chenghai

College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University/Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Lanzhou 730000

Abstract By using simulation of a snowstorm in the Qinghai-Xizang Plateau, the precipitation error of the Weather Research and Forecasting (WRF) Single-Moment 3-class Microphysics scheme (WSM3) was analyzed. Observation and experiment results indicate that two modified schemes were used to calculate ice nuclei concentration. By adjusting the relationship between temperature and ice nuclei concentration in WSM3, the effects of the Pigen procedure on precipitation was validated; results show that WSM3 overestimates ice nuclei concentration. In addition, the simulation performance of precipitation can be improved by adjusting the relationship between ice nuclei concentration and ice surface saturation. However, the performance of precipitation simulation is not remarkable when both temperature and ice surface saturation are adjusted. Therefore, temperature has relationships with ice surface saturation and ice nuclei concentration. For solid precipitation with higher temperature, the two cases and sensitivity tests indicate that the effect of ice nuclei concentration on precipitation simulation is not significant.

Keywords WRF-WSM3 scheme, Ice nuclei concentration, Simulation experiment, Tibetan Plateau snowstorm

收稿日期 2012-10-15, 2013-02-08 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 41071028、41275061, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY201006023

作者简介 王坤, 女, 1989 年出生, 硕士研究生, 主要从事数值模式及模拟研究。E-mail: wangk2008@lzu.edu.cn

通讯作者 王澄海, E-mail: wch@lzu.edu.cn

1 引言

WRF 是世界上大气、海洋和环境等领域广为应用的数值天气模式。WRF 模式模拟产生的降水主要来自于两部分,一部分来自格点尺度降水(由微物理参数化方案产生),另一部分来自积云降水(由积云参数化方案产生)。微物理参数化方案在很大程度上影响着大尺度降水的模拟结果,尤其在固态降水的模拟方面,由于降水粒子的统计特征随着地区的差异相差较大,因此,选择不同的微物理参数化方案会影响降水的模拟。

Shi et al. (2010) 用 WRF-Goddard 微物理方案(Goddard microphysics scheme)耦合卫星数据模拟部分(WRF-SDSU),模拟了加拿大东部 2007 年 1 月 20~22 日的两场降雪,模拟结果和雷达及卫星资料进行比较的结果显示,模式准确的模拟出了降雪事件的发生和终止时间,但没有预报出在观测点(Care)的强降雪,认为采用 Goddard 方案(One moment bulk microphysics scheme)能够抓住云的宏观结构,但在微观结构上则不足。采用更为完善的微物理参数化方案是提高模式模拟暴雪过程能力的一个可能途径。

微物理过程对微物理参数方案敏感。Lin et al. (2009) 采用 MM5 模式中 Reisner2 显式微物理参数化方案,试验不同雪倾斜截距参数对东北地区强降雪模拟的敏感性结果表明,不同的雪倾斜截距参数并不能显著地影响累积降雪量,但是一些微物理特征会受到影响,Thompson et al. (2004) 在关于微物理参数敏感性分析中指出,关于毛毛雨过程的模拟,用单参数方案和指数尺寸分布谱需要雨的截断参数增长,从而减小雨的终极速度来实现毛毛雨的更多特征。

孟金平(2006)在对一次华北暴雪个例的 MM5 模拟试验中,比较分析了两个不同的云微物理参数 Reisner2 方案和 Goddard (GSFC) 方案对暴雪模拟结果的影响,结果显示两个方案模拟的降雪量相差不大,但具体的微物理过程存在着差别。对 1995 年 1 月 17~18 日(简称“95.1”)高原暴雪进行天气学分析的基础上,利用非静力中尺度数值模式 MM5 暴雪过程进行了数值模拟,模拟了复杂大地形条件下“95.1”高原暴雪中尺度低涡的发生、发展及结构演变,但模拟的降雪量较实况偏小,认为可能是由于使用 Dudhia 显式降水方案的云微

物理过程参数化相对简单引起(隆霄和程麟生, 2001)。

近年来,随着观测手段的改进和资料的不断丰富,微物理参数化方案的发展较快。但是,模式对于降水的模拟仍然存在着较大的问题。由于微物理方案中计算降水的主要环节是冰核浓度的确定,冰核浓度一般是温度的函数,而云内温度又和对流及环境卷入有关。青藏高原是一个特殊的地理单体,也是检验数值模式性能的良好场所(王澄海和余莲, 2011)。本文试图通过青藏高原这一特殊地区的暴雪过程的模拟,在几个主要微物理方案比较的基础上,研究降水对冰核浓度、冰核浓度对温度的敏感性。本文首先利用 WRF 模式(V3.2.1)对 2008 年 10 月 26~28 日的青藏高原一次暴雪过程进行模拟分析,然后对 WSM3 方案中冰核浓度的计算方案进行分析和修正,诊断冰核浓度对温度变化的敏感性,为探索微物理参数化方案中冰核浓度的合理优化,提高模式对复杂地形下暴雪过程的模拟能力提供科学依据。

2 试验设计

为了检验模式各微物理参数化方案在高原地区的性能,选择对流性贡献相对较少的 10~3 月份的降水过程进行研究。本文首先对 2008 年 10 月 26~28 日发生在青藏高原东部地区(包括林芝、那曲、山南、日喀则、昌都、德钦等地)的一次大范围暴雪天气过程进行模拟试验,这次强降雪过程范围大,强度强,时间较早,是历史上罕见的大暴雪过程之一(周倩等, 2011),该次暴雪中心位于西藏的错那、波密和贡山 3 站附近,3 站过程累计降雪量分别为 106.6 mm、109.0 mm 和 146.9 mm,降雪主要集中在 10 月 27 日。

模式初边界资料使用 NCEP-FNL 资料,水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间间隔为 6 h。观测资料取自中国气象局的基本和基准地面气象观测站及自动站的日降水量数据(北京时间 20 时至次日 20 时),在青藏高原地区($25^\circ \sim 40^\circ \text{N}$, $80^\circ \sim 105^\circ \text{E}$)共 146 个站;为了在更细的空间上分析降水变化,文中还使用了 TRMM 的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 格点每 3 小时的卫星资料数据集。

WRF 模式设定 3 重网格嵌套(如图 1),最外层区域(d01)的格距为 30 km,包括中国大部分区域以及作为水汽主要通道的孟加拉湾地区;第二层

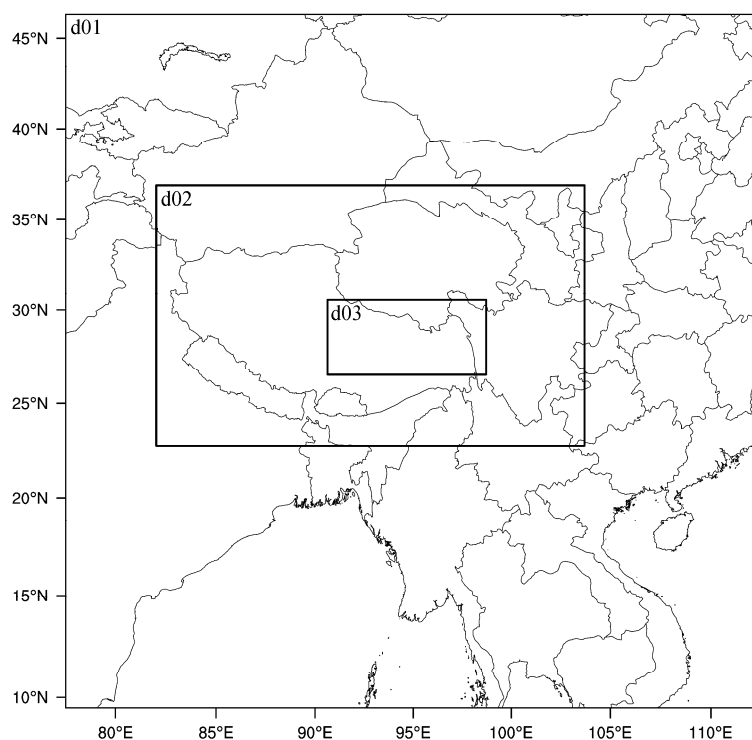


图1 WRF 模式模拟区域

Fig. 1 Simulation domains of WRF model

区域(d02)的网格距为 10 km, 包括了整个青藏高原; 最内层(d03)网格距为 3.333 km, 覆盖了青藏高原东南部此次暴雪过程发生的主要区域。模式的物理参数化方案选择为 Dudhia 短波方案(Dudhia, 1989), RRTM 长波方案(Mlawer et al., 1997), Kain-Fritsch (new Eta) 积云对流参数化方案(Kain, 2004), Noah 陆面过程方案(Chen and Dudhia, 2001)和 YSU 边界层参数化方案(Hong and Lim, 2006)。

3 试验结果分析

我们在分析考察几种微物理方案(WSM3、Lin、WSM6、Thompson graupel)对此次暴雪过程模拟效果的基础上, 考虑到 WSM3 运行效率高, 业务运行常选用该方案。因此, 本文分析 WSM3 方案在青藏高原地区的模拟性能, 图 2 给出了 WSM3 方案下模拟和观测降水偏差的时空变化特征。从 d02 区域的降水量可知(图 2), 10 月 27 日 WRF-WSM3 模拟与 TRMM 观测降水落区基本一致, 但 WRF 模拟的降水范围偏大, 同时在高原南部的边坡地区的降水量也明显偏大; 从 TRMM 资料来看 10 月 28 日降水明显减少。总体而言, WRF 模拟的降水范围和降水量都偏大。在 d02 区域和 d03 区域

(图略)上的降水量模拟结果基本一致, 尤其在降水发生的主要阶段 10 月 27 日模拟较好。

为了分析冰核浓度形成在微物理过程中的贡献, 同时考虑到模式模拟的降水大于观测, 我们分析模拟和观测降水极值的差异, 需要指出的是, 在模拟和观测的降水中提取的极值有可能不在同一格点。图 3 给出了 d02 区域内日降水量极大值(图 3a), [由于 TRMM 数据 10 月 27 日 21:00 (协调世界时, 下同) 缺测, 10 月 28 的 TRMM 数据可能存在偏差], 其中降水极值是 d02 区域内降水的极大值, 观测和模拟的极值可能不在同一个点上。可以看出, WRF 模拟的降水明显偏大于观测, 27 和 28 日 WRF 模拟的降水极值分别大于台站观测降水的 3.74 和 2.9 倍。为了消除由于 TRMM 资料和 WRF D02 区域尺度不一致造成的误差, 图 3b 给出了台站、TRMM 观测、WRF 模拟等格点、对流降水、总降水量对应空间(25°~35°N, 86°~105°E)平均降水量, 可以看出, WRF 模拟的总降水量(Prc)比观测值分别大 2.13 和 2.62 倍。图 3 中也清楚地显示出, 本次过程的降水主要来自于大尺度降水, 而对流性降水较小。

从 10 月 26 日 00:00 至 10 月 28 日 12:00 降水区平均值(图 4)的演变来看, TRMM 观测与 WRF

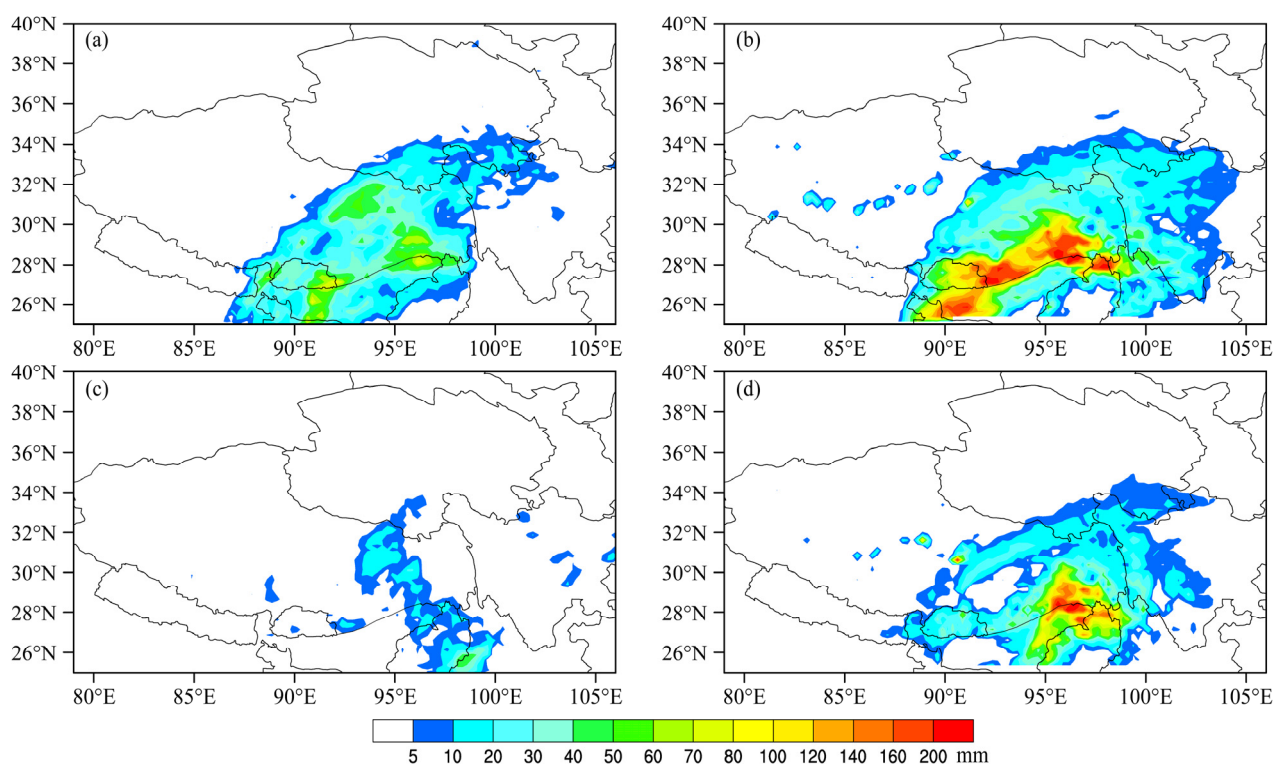


图2 d02区域TRMM观测(左)和WRF-WSM3模拟(右)降水量(单位mm): (a, b) 10月27日; (c, d) 10月28日
Fig. 2 Precipitation from TRMM observation (left) and WRF-WSM3 simulation (right) in domain d02: (a, b) 27 Oct; (c, d) 28 Oct

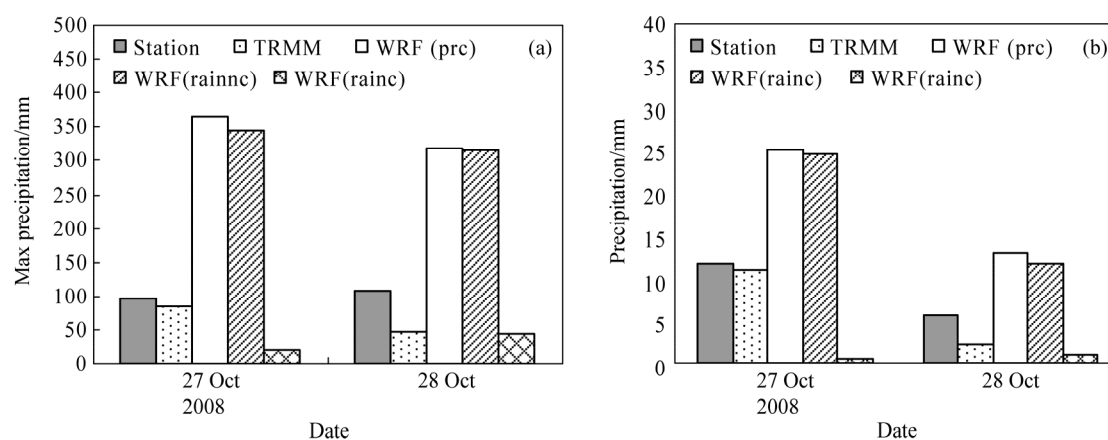


图3 d02区域模拟和观测的降水量比较: (a) 日降水量极大值; (b) 日降水量区域(25°~35°N, 86°~105°E)平均值。WRF(prc)为WRF模拟的总降水量, WRF(rainnc)为WRF模拟的格点降水量, WRF(rainc)为WRF模拟的对流性降水量

Fig. 3 Comparison between simulated and observed precipitation in domain d02: (a) The maximum of daily precipitation; (b) the daily precipitation averaged over (25°~35°N, 86°~105°E). WRF(prc), WRF(rainnc), WRF(rainc) represent the total precipitation, the large-scale precipitation, the convective precipitation in WRF model, respectively

模拟的降水变化, 其演变特征基本相同, 降水集中在10月26日12:00至10月27日12:00, TRMM观测的降水强度最大出现在10月27日06:00, WRF模拟的也是接近的; 在降水率数值上, WRF模拟结果较TRMM观测值偏大2~3倍, 个别时段偏差较大。

综上所述, WRF-WSM3方案下模拟的降水总

体比观测的降水量在量值上偏大, 尤其对于降水中心的模拟偏差更大; 在降水空间分布上, 模拟和观测的降水相对较为接近。也就是说, WRF-WSM3对于降水极值的计算可能存在着问题。

4 WSM3微物理方案的调整优化

WRF模拟的降水主要由两部分组成, 一部分

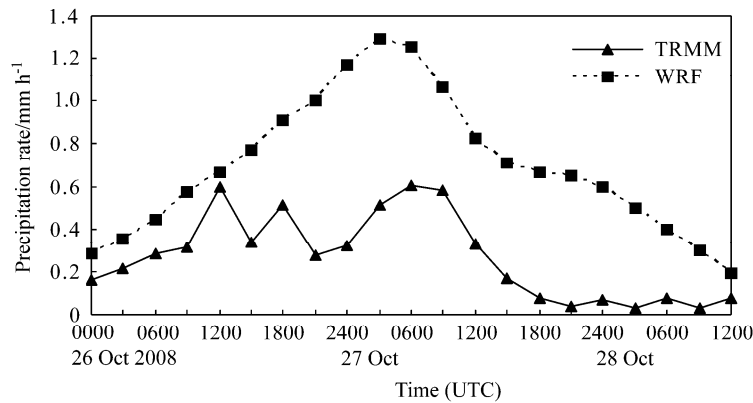


图4 模拟和观测 (TRMM) 的降水率 (落区平均值)。方块线为 WRF 模拟, 三角形线为 TRMM 资料; 落区范围 (25°~35°N, 86°~105°E)

Fig. 4 Evolution of simulated (WRF) and observed (TRMM) precipitation rate averaged over (25°–35°N, 86°–105°E) in 60 h

来自格点 (大尺度) 降水 (Rainnc), 另一部分来自积云降水 (Rainc)。在此次过程中, 格点降水占主要部分, 因此微物理方案对于降水的模拟具有关键性的作用。上述结果表明, WRF-WSM3 模拟的结果平均比观测偏大约 2~3 倍, 而从 WSM3 微物理方案中的各微物理过程来看, 水汽成冰过程 (Pigen) 对降水贡献较大, 尤其冰核浓度对 Pigen 过程有着重要影响。研究也指出, 改变冰核浓度对微物理过程转换项会产生较大影响 (孟金平, 2006)。因此, 我们试图对 WSM3 微物理方案中冰核浓度的计算方案进行修正, 探索改进 WRF 模式对青藏高原降水模拟性能的途径。

大气冰核是指大气中可以引起水蒸气发生凝华或过冷水滴发生冻结而形成冰晶的固体粒子 (游来光, 1976), 大气冰核在自然界中通过凝华、凝结、冻结、浸没、接触冻结 4 种活化方式形成冰晶; 在冷云降水中起着激发过冷水向冰晶转化的作用 (李丽光和周德平, 2011), 从而影响着降水过程。自然活动和人类活动均能产生冰核, 大气冰核的来源包括沙尘粒子, 矿物尘埃, 工业烟尘, 火山爆发的火山灰和流星尘埃。

4.1 方案一 (MOD1)

大气中的冰核浓度变化较大, 1962 年, Fletcher (1962) 提出如下经验公式:

$$N_{i0}(\text{m}^{-3}) = N_0 \exp[a(T_0 - T)], \quad (1)$$

其中, $N_0 = 10^{-2}$, $a = 0.6$, $T_0 = 273.15 \text{ K}$, T 为环境温度, 相当于在 -20°C 每立方分米一个冰核, 温度每下降 4°C , 冰核浓度大致升高一个数量级。1986 年, Cooper (1986) 基于冰晶的直接测量值用相似的关系式代替了 (1), 即

$$N_{i0}(\text{m}^{-3}) = 5 \exp[0.304(T_0 - T)]. \quad (2)$$

在 WSM3 微物理方案中, Hong et al. (2004) 假定冰核浓度在较冷的温度下相对较高, 但不如 Fletcher (1962) 公式中对温度那么敏感, 修改 (1) 式为:

$$N_{i0}(\text{m}^{-3}) = 10^3 \exp[0.1(T_0 - T)]. \quad (3)$$

因 N_0 和 a 随各地以及各种核来源不同而异, 用混合云室方法在青海玛曲测得的冰核浓度得到的拟合关系式为: $N_{i0}(\text{m}^{-3}) = 3.5 \exp[0.38(T_0 - T)]$ (李娟和黄庚, 2000), 在西宁测得的冰核浓度, 拟合关系式为: $N_{i0}(\text{m}^{-3}) = 8 \exp[0.312(T_0 - T)]$ (德力格尔, 2000), 用 Big 型混合云室对 2003 年 10 月 5~26 日青海省河南县的地面大气冰核的观测得到的拟合关系式为: $N_{i0}(\text{m}^{-3}) = 5.01 \times 10^3 \exp[0.11(T_0 - T)]$, 但该次观测的平均冰核浓度高于往年, 随温度变化的斜率减小较大 (石爱丽等, 2006)。

考虑到青藏高原南部地区工业生产活动很少, 大气受污染物浓度影响程度较小, 综合上述两个方案 (李娟和黄庚, 2000; 石爱丽等, 2006) 并进行反复模拟试验, 我们将 WSM3 微物理方案中的冰核浓度和温度的关系修改如下:

$$N_{i0}(\text{m}^{-3}) = 3.5 \exp[0.11(T_0 - T)]. \quad (4)$$

4.2 方案二 (MOD2)

研究也表明, 冰核浓度不仅与温度有关, 也随冰面上过饱和度的变化而变化 (盛裴轩等, 2003), 在方案一的基础上, 采用 Meyer (1992) 公式:

$$N_{i0}(\text{m}^{-3}) = 10^3 \exp[a + b(S_1 - 1)], \quad (5)$$

其中, $a = -0.639$, $b = 0.1296$, S_1 为过饱和度。

图 5a 给出了公式 (1)、(2)、(3)、(4) 式的计算结果。可以看出, 在温度较低时, Fletcher 经验

公式计算的冰核浓度迅速增大, 不符合实际情况, 而 Cooper 公式和 Hong 方案对 Fletcher 经验公式做了修正, 本文所采用的公式和 Hong 公式斜率相差不大, 冰核浓度变化也在合理范围内。由图 5b 可见, 当冰的过饱和度为 30% 以下时, 冰核浓度较小, 每立方米不超过 0.1。当温度高于 -5°C 时, 冰核化被强行截断, 故

$$N_{10}(\text{m}^{-3}) = 10^3 \exp[0.1(T_0 - T)] \quad (-5^{\circ}\text{C} \leq T)$$

$$N_{10}(\text{m}^{-3}) = 10^3 \exp[-0.639 + 0.1296(S_1 - 1)] \quad (T < -5^{\circ}\text{C})$$

方案一中温度和冰核浓度的关系如图 5a 所示; 方

案二中冰核浓度随冰的饱和度的变化如图 5b 所示。

图 6 给出了两种方案对 d02 区域内降水极大值的模拟改进。可以看出, 在 d02 区域, 对日降水量极大值的模拟, 方案一 (MOD1) 在 10 月 27 日比原方案 (ORI) 的降水偏差减少了 22.06 mm, 10 月 28 日减少了 13.98 mm; 方案二 (MOD2) 在 10 月 27 日减少了 25.72 mm, 10 月 28 日减少了 3.53 mm。两种改进方案均使模拟结果更接近于观测。这表明冰核浓度对温度变化具有较强的敏感性。同时, 我们也注意到模拟的降水仍然和观测降水量之间存

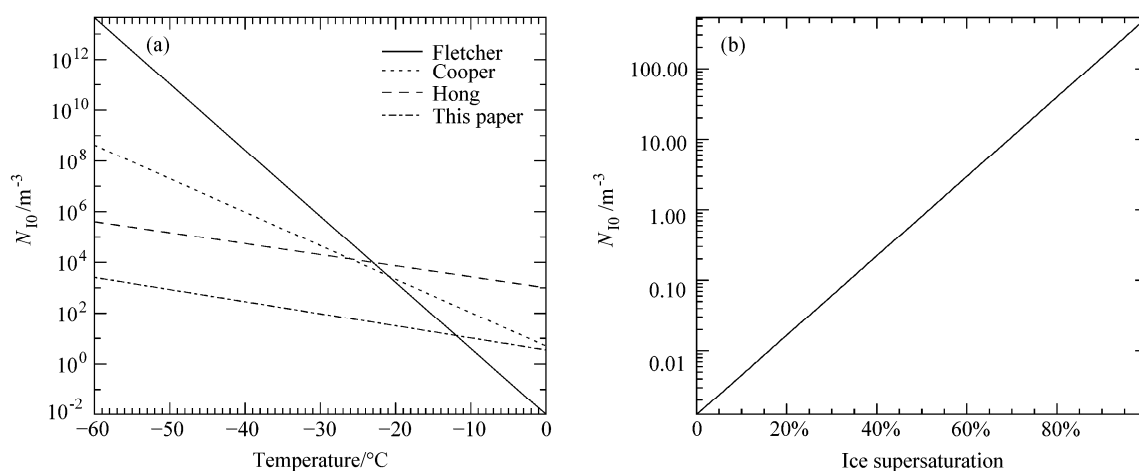


图 5 (a) 修正前后冰核浓度和温度的关系; (b) 冰核浓度随冰的过饱和度变化

Fig. 5 (a) The relationship between unmodified and modified ice nucleus density and temperature; (b) the ice nucleus density change with supersaturation of ice

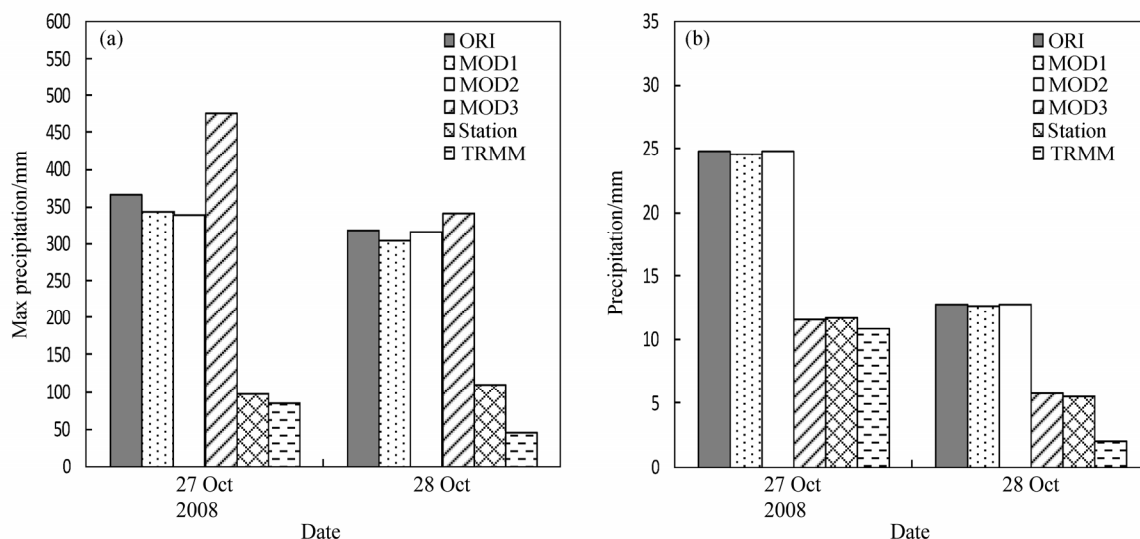


图 6 两种方案修订冰核浓度及其冰核浓度减少 80% 对降水模拟结果的比较: (a) d02 区域日降水量极大值; (b) d02 区域日降水量落区平均值。图中 ORI 为模式控制试验, MOD1、MOD2 分别为修改的方案一、方案二的试验, MOD3 为冰核浓度减少 80% 的试验

Fig. 6 The comparison of simulation effects with ice nucleus density modified by two schemes and ice nucleus density reducing by 80%: (a) The maximum of daily precipitation in d02; (b) the domain average precipitation in each day in d02. ORI indicates the control experiment, MOD1 and MOD2 are modified scheme 1 and scheme 2, MOD3 indicates the reduction of 80% of ice nucleus density

在着较大的误差,除去冰核浓度和温度的统计关系仍然需要进一步改进外,对流参数化方案和对流引起的温度变化也是造成偏差的原因。图 6 也表明,不管是方案一还是方案二,对 d02 区域内日降水量区域平均值的改进不大,同时也表明,原方案在温度较高时对冰核浓度的估计偏高。

4.3 敏感性试验

上述两种方案的结果显示,不管通过改进温度还是冰面饱和度和冰核浓度的关系对降水量的模拟有所改进,但效果是有限的。为进一步评估冰核浓度的计算对降雪过程中降雪(水)量的影响,我们设计了一个敏感性试验:将冰核浓度人为减少,对模拟和观测的降水进行比较。结果表明,当模式中的冰核浓度减少到 80% (MOD3) 时,模拟出的降水(雪)量和观测值在空间平均值上能很好地吻合(图 6),但仍然不能改善对极值的模拟效果。这就意味着,冰核浓度是决定降水(雪)量的基本而重要环节和要素;但冰核浓度不仅是温度的函数,水汽含量(输送)在冰核浓度和冰面过饱和度的形成

过程中也是关键因素。

5 个例验证

为了进一步分析微物理方案改进的有效性及其冰核浓度和温度之间的关系,我们选择了另外 2 次暴雪过程进行模拟试验。在个例选取时,主要考虑对流性降水贡献相对较小,且和第 1 节的个例在空间区域、发生时间相近的过程,和第 1 节个例在空间区域上相差不大,但气温回升较快,时段为东亚大气环流由冬季向夏季调整的春季暴雪过程(2006 年 3 月),用来检验两种改进方案的有效性。

5.1 验证个例 1

2003 年 10 月 24~27 日的降雪过程,在发生时间和地区位置上和前述的 2008 年个例基本相同。模拟试验中模式采用同样的物理参数化方案和嵌套,模拟时间为 10 月 24 日 12:00 (UTC),模拟时间长度为 84 小时,图 7a, b 给出了两种改进方案的降水模拟结果和 TRMM 卫星观测的降水结果。

由图可见,方案 1 (MOD1) 和方案 2 (MOD2)

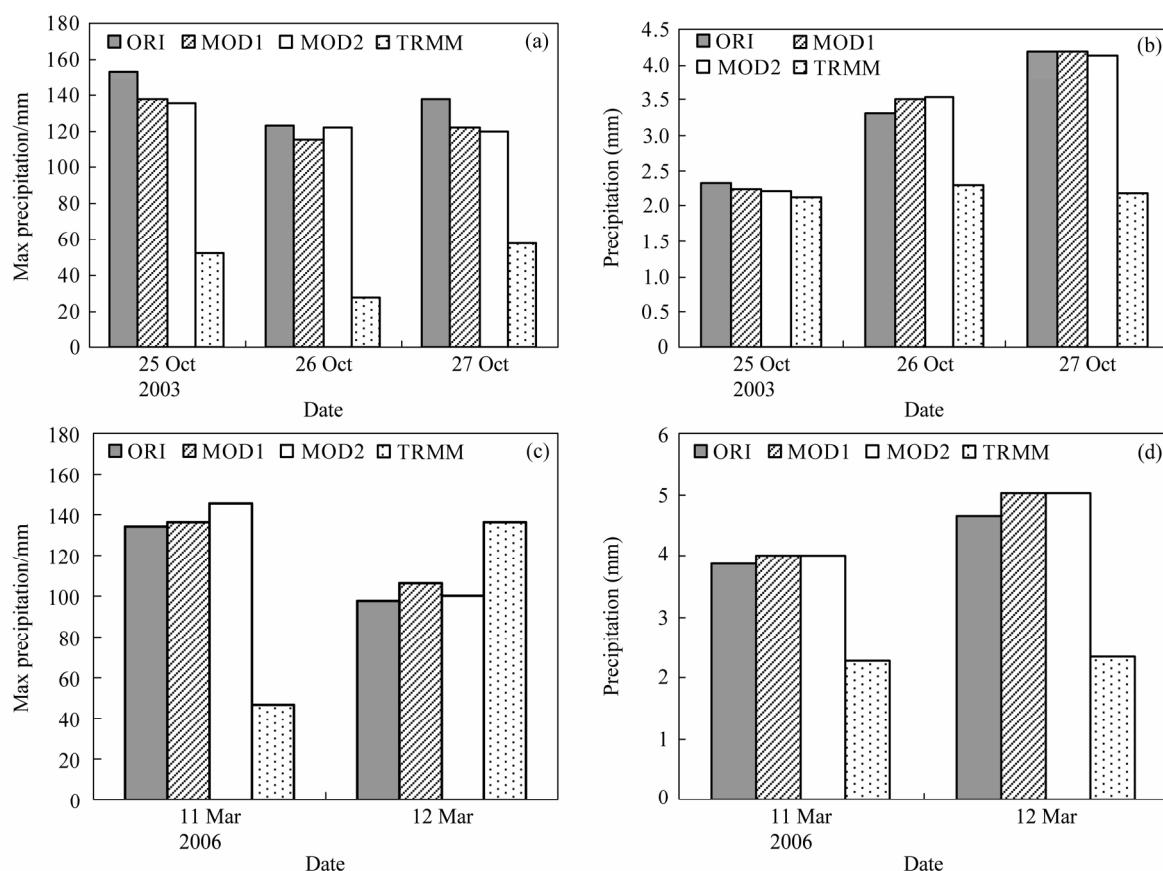


图 7 修正的冰核浓度方案的模拟和观测比较。(a)、(b) 分别为个例 1 的日降水量区域的极大值和平均值;(c)、(d) 分别为个例 2 的日降水量区域的极大值和平均值

Fig. 7 The comparison between observation and simulation with modified ice nucleus density scheme. (a), (b) the maximum and average of daily precipitating in the domain in case 1, respectively; (c), (d) same as (a), (b), but for case 2

对日降水量极大值模拟结果均有明显改善, 同样, 在日降水量空间平均值, 改进的方案与原方案无大的差别。

5.2 验证个例 2

第 2 个个例为青藏高原 2006 年 3 月 10~12 日的降水过程。模式物理参数化方案和嵌套与前述暴雪个例相同, 模式开始模拟的时间为春季的 3 月 10 日 00:00 (UTC), 模拟时间为 60 小时。模拟和观测 (TRMM) 结果如图 7c, d。由图可见, 改进后的方案的结果和原方案相比, 其特征和前 2 次的结果有所不同, 改进的方案反而比原方案和观测的偏差更大。这表明, 随着季节的不同, 形成降雪的大尺度环流背景不同, 水汽来源的不同, 降雪的微物理过程也可能有所差别。这也意味着修正的冰核浓度与温度关系存在着季节性的差异, 是需要进一步观测和模拟试验验证的问题。

6 小结与讨论

WRF 模式中包含了 Lin, WSM3, WSM6, Thompson graupel 等多种微物理方案, WSM3 方案 (Cooper, 1986) 中主要的物理过程包括冰晶沉降和其他一些冰相过程, 与其他方法主要的不同在于对冰核浓度的诊断是基于冰的质量含量而不是温度; 水物质主要包括水汽、云水 (冰) 和雨 (雪) 三类; 以温度是否低于 0°C 为区分云冰和云水, 雨滴和雪晶的区分采取相同方法。尽管包括了冰相过程, 但缺乏对过冷水和平缓融化速率的描述, 考虑到该方案的运行效率高, 业务运行还是常选用该方案。本文用 WRF (V3.2.1) 模式对青藏高原 2008 年 10 月 26~28 日暴雪过程的模拟来看, 就整体而言, WRF-WSM3 模拟的降水量与 TRMM 观测的落区基本一致, 暴雪中心也基本吻合, 但模拟的落区范围稍大, 降雪量偏大, WRF 模拟的日降水量极大值以及日降水量空间平均值约是实况观测的 2~3 倍。从降水过程来看, WRF 模拟的降水演变与 TRMM 观测的降水变化基本一致, 最强降水时间段也比较吻合, 在降水量值上, WRF 模拟偏大 TRMM 2~3 倍。我们也分别对 Lin, WSM6, Thompson graupel 方案 (Thompson et al., 2004) 对该过程在相同的模式设置下进行模拟比较, WSM3 和 Thompson graupel 方案基本接近, 但各方案的模拟结果相差不大。

不管是理论还是 WRF 模拟的非局地性降水

中, 大尺度降水 (由微物理参数化方案决定) 是总降水量的主要部分。因此, 选择高原地区地面气温较低, 对流相对较弱的冬半年的 10 月份, 便于我们考察大尺度降水过程中冰相过程的作用, 有利于考查冰核浓度和温度之间的统计关系来诊断微物理过程中温度对水汽凝结过程的敏感性。

水汽和冰的转变过程 (Pigen) 对降水起着关键性的作用, 在 Pigen 过程中冰核浓度又是关键性因素。对比青藏高原观测得到的关系式结果和 WSM3 的模拟结果, WSM3 对冰核浓度的估计偏高; 本文的试验结果显示, 通过调整冰核浓度可以有效地减小模拟降水大的偏差, 尤其可明显改变降水极值的模拟。本文的数值试验结果也显示, 冰核浓度虽然决定于温度, 但冰核浓度的形成并不完全决定于温度的变化。已有的研究 (盛裴轩等, 2003) 表明, 冰核浓度不仅与温度有关, 也随冰面上的过饱和度的变化而改变。本文在修正了 Meyer et al. (1992) 假定温度高于 -5°C 时, 冰的过饱和度不再冰核化的方案后, 结果显示对降水的模拟有一定的改进; 但是将上述 2 种方案合并后, 对模拟效果的改变并不明显。敏感性试验表明, 通过修正冰面饱和度和温度改进冰核浓度, 对降水 (雪) 量的改进是有限的。

本文通过对 WRF-WSM3 方案的 2 种修正方案, 用敏感性试验和 3 个个例进行检验, 其结果显示, 冰核浓度对于降水形成的物理过程有着重要作用。WSM3 在青藏高原地区过高地估计了冰核浓度是降水模拟偏大的主要原因之一, 冰核浓度的形成存在着一个温度区间。这也许意味着, 水汽的输送和垂直分布对降水 (雪) 的模拟更为关键, 需要进一步的数值试验和观测研究; 个例 2 的试验结果也显示出, 冰核浓度的变化在温度较低的固态降水的形成中也许比在温度相对较高的固态降水中更重要, 这也是需要进一步的深入研究的方面。

致谢 感谢两位认真负责的匿名审稿专家提出的建设性意见。甘肃省超级计算中心、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所计算机网络室、甘肃省高性能网格计算中心提供了计算和模式运行平台, 在此一并致谢!

参考文献 (References)

- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. Mon. Wea. Rev., 129: 569-585.
- Cooper W A. 1986. Ice initiation in natural clouds [J]. Meteor. Monogr., 21:

- 29–32.
- 德力格尔. 2000. 青藏高原云和降水人工影响天气研究 [M]. 北京: 气象出版社. De Ligeer. 2000. The Artificial Influence Weather Research of Cloud and Precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 3077–3107.
- Fletcher N H. 1962. The Physics of Rainclouds [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 390 pp.
- Hong S Y, Lim J O J. 2006. The WRF Single-Moment 6-class microphysics scheme (WSM6) [J]. *J. Korean Meteor. Soc.*, 42: 129–151.
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132: 103–120.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43: 170–181.
- 李娟, 黄庚. 2000. 黄河上游地区大气冰核浓度的观测研究 [J]. *气象*, 27 (11): 8–12. Li Juan, Huang Geng. 2000. Analysis of observational results of content of ice nuclei in the atmosphere in the upper reaches of Huanghe River [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 27 (11): 8–12.
- 李丽光, 周德平. 2011. 大气冰核研究进展 [J]. *高原气象*, 30 (6): 1716–1721. Li Liguang, Zhou Deping. 2011. Advance in atmospheric ice nuclei [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 30 (6): 1716–1721.
- Lin W S, Meng J P, Sui C H, et al. 2009. A study of the microphysical processes in a numerically simulated heavy snowfall event in North China: The sensitivity of different snow intercept parameters [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 104: 1–11.
- 隆霄, 程麟生. 2001. “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 (自然科学版)*, 37 (2): 141–148. Long Xiao, Cheng Linsheng. 2001. Nonhydrostatic numerical modeling for the “95.1” snowstorm event and its development of mesoscale system [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Science Edition) (in Chinese)*, 37 (2): 141–148.
- 孟金平. 2006. 华北暴雪个例云微物理过程数值模拟研究 [D]. 中山大学硕士学位论文, 14–20. Meng Jinping. 2006. A numerical simulated study about the cloud microphysical processes of a snowstorm event in North China [D]. M. S. thesis (in Chinese), Sun Yat-sen University, 14–20.
- Meyer M P, DeMott P J, Cotton W R. 1992. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model [J]. *J. Appl. Meteor.*, 31: 708–721.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-*k* model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663–16682.
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2003. 大气物理学 [M]. 北京: 北京大学出版社, p321. Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. 2003. *Atmospheric Physics (in Chinese)* [M]. Beijing: Peking University Press, p321.
- 石爱丽, 郑国光, 游来光. 2006. 2003年秋季青海省河南县地面大气冰核观测分析 [J]. *应用气象学报*, 17(2): 245–246. Shi Aili, Zheng Guoguang, You Laiguang. 2006. Observation and analysis on ice nucleus of Henan county of Qinghai Province in autumn 2003 [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 17 (2): 245–249.
- Shi J J, Tao W K, Matsui T, et al. 2010. WRF simulations of the 20–22 January 2007 snow events over eastern Canada: Comparison with in situ and satellite observations [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49: 2246–2266.
- Thompson G, Roy M R, Manning K. 2004. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132: 519–542.
- 王澄海, 余莲. 2011. 区域气候模式对不同的积云参数化方案在青藏高原地区气候模拟中的敏感性研究 [J]. *大气科学*, 2011, 35 (6): 1132–1144. Wang Chenghai, Yu Lian. 2011. Sensitivity of regional climate model to different cumulus parameterization schemes in simulation of the Tibetan Plateau climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (6): 1132–1144.
- 游来光. 1976. 大气中的冰核 [J]. *气象*, 2(S1): 29–32. You Laiguang. 1976. Ice nucleus in atmosphere [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 2 (S1): 29–32.
- 周倩, 程一帆, 周甘霖, 等. 2011. 2008年10月青藏高原东部一次区域暴雪过程及气候背景分析 [J]. *高原气象*, 30 (1): 22–29. Zhou Qian, Cheng Yifan, Zhou Ganlin, et al. 2011. A regional snowstorm process in the eastern Tibetan Plateau in October 2008 and climatic background analysis [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 30 (1): 22–29.