科学通报 2013 年 第 58 卷 第 8 期：690 ~ 698
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

我国东北地区季节降雪高分辨率数值模拟

于恩涛[①②]

① 中国科学院大气物理研究所, 竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;
② 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029
E-mail: yetsyu@mail.iap.ac.cn

2012-08-26 收稿, 2012-10-18 接受, 2013-02-21 网络版发表
国家自然科学基金(41130103)、国家重点基础研究发展计划(2012CB955401)和中国科学院澳大利亚联邦科工组织战略合作项目(GJHZ1223)资助

摘要 利用 WRF(Weather Research and Forecasting)模式, 进行了我国东北地区冬季降雪的高分辨率数值模拟, 评估了 WRF 模式对季节降雪的模拟能力, 并探讨了模式水平分辨率和物理过程参数化方案对降雪模拟的影响. 结果显示 WRF 模式可以合理地模拟冬季气温和降水的空间分布, 模拟结果和观测吻合较好. 该模式可以合理地模拟东北地区季节降雪的空间分布和时间演变, 显示了该模式较强的模拟性能. 水平分辨率和物理过程参数化方案对降雪模拟有重要影响, 高分辨率模拟结果更接近观测; 相对于积云对流参数化方案, 模式对陆面过程和微物理过程参数化方案更加敏感.

关键词
东北
季节降雪
高分辨率模拟
WRF
物理过程
参数化方案

全球变暖所导致的生态环境变化及相应的人类适应策略是当今世界面临的重大问题. 尽管从尺度上来看变暖是全球性的, 但是人类生活是区域性的, 人类社会对全球变暖的感受都是局地或者区域性的. 因此, 区域尺度的气候变化及未来预估研究既有社会价值, 也有重要的科学意义, 引起了越来越多的关注. 但另一方面, 现有的海-陆-气耦合模式一般分辨率较低(约 50 km), 很难分辨地形起伏及地表类型不均一所产生的中小尺度系统, 对区域尺度的气温、降水等的模拟能力较低, 也很难模拟出这些变量的年际及年代际变化. 统计降尺度[1~5]和动力降尺度[6~9]是改进模式模拟的两个重要手段. 研究结果显示动力降尺度可以显著提高模式对中国地区降水的模拟能力, 其原因一方面是区域模式具有较高的分辨率, 从而能够更好地反映中小尺度的强迫, 如地形等的作用; 另一方面区域模式包含了更加详细的物理过程描述, 从而能够较好地再现区域尺度的气温、降水的日变化特征[10~12]. 高分辨率的区域气候模拟, 可以提供较高时空解析度的模拟资料, 为局地及区域尺度气候变化研究提供基础, 具有重要意义.

暴雪是我国东北地区主要的气象灾害, 每年都会造成很大的经济损失. 20 世纪后半叶以来, 我国东北地区暴雪有增加的趋势, 进入 21 世纪, 暴雪的频率和强度则呈现明显增加的趋势[13,14]. 暴雪对交通、基础设施及生态环境都可能会造成巨大的影响. 在全球变暖的背景下, 雪盖的融化会加速, 水汽供给会相应地增加, 这会导致未来暴雪增加更加明显[15,16].

针对暴雪国内外已有很多研究, 对暴雪的主要环流型、动力结构、水汽条件、触发机制、加强过程及不同尺度过程相互作用等方面有很多进展[17~28], 对于揭示暴雪的演变过程和影响机制起到推动作用. 但暴雪的研究依然面临很多挑战: 已有的研究多针对暴雪个例的天气学背景分析及动力学诊断, 而缺乏对于季节尺度的降雪研究; 现有数值模式虽然已经包含了针对暴雪的简单描述, 但并不完善; 已有的研究中缺乏针对暴雪的区域数值模拟, 更缺乏地形复杂地区高分辨率降雪的模拟研究. 针对这些问题, 很有必要进行我国东北地形复杂地区季节降雪的高

引用格式: 于恩涛. 我国东北地区季节降雪高分辨率数值模拟. 科学通报, 2013, 58: 690–698
英文版见: Yu E T. High-resolution seasonal snowfall simulation over Northeast China. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5561-9

分辨率区域模拟，以检验模式对我国东部地区季节降雪的模拟性能.

除水平分辨率外，物理过程参数化方案对模式模拟也有很大影响[29~32]. 在这个方面国内也有很多研究，但多关注对夏季降水模拟的影响，针对暴雪还没有系统的研究. 最近的研究结果显示陆面过程和微物理过程参数化方案也有影响[33]. 因此有必要进行这方面的系统研究. 利用 WRF 模式开展了我国东北地区冬季降雪的高分辨率模拟，意图回答如下问题:

(1) WRF 模式对我国东北地区冬季降雪模拟性能如何？该模式能否模拟出东北地区冬季降雪的时间、空间分布？

(2) 模式的水平分辨率是否显著影响模式的模拟，高分辨率模拟结果是否与观测更加接近，模拟性能更好？

(3) 模式不同物理过程参数化方案对模式模拟是否有影响？模式是否对某些物理过程更加敏感？

1 模式、数据和试验设计

采用 WRF 模式的版本为 3.3.1，它是由美国多个研究部门及大学共同开发的新一代中尺度预报和同化系统. 该模式采用可压缩滞弹性非静力欧拉方程组，由守恒变量构建通量形式的控制方程组，采用地形追随质量垂直坐标，包含完整的物理过程参数化方案，已经得到了广泛的应用.

模式区域设置如图 1 所示. 试验采用双层嵌套，其中嵌套外层(d01)分辨率为 27 km，格点数为 142(纬向) × 156(经向)，主要覆盖我国中东部地区. 嵌套内层(d02)的分辨率为 9 km，格点数为 181(纬向) × 187(经向)，主要覆盖我国东北地区. 试验中选择较大的外层区域，一方面是东北地区冬季降雪的主要水汽来源是我国西南和内蒙古地区[18,20]，另一方面可以让 WRF 模式自由地发展小尺度的天气系统[34].

为降低模拟的不确定性，进行了 4 个成员(E1, E2, E3, E4)的集合模拟. 试验中采用的物理过程参数化方案包括: WSM6[35,36], LIN[37]和 Thompson 微物理过程参数化方案[38]; Kain-Fritsch[39,40]和 Betts-Miller-Janjic 积云对流参数化方案[41,42]; Noah[43]和 RUC 陆面过程方案[44]; CAM 长短波辐射方案[45]; YSU 行星边界层方案[46]. 表 1 中列出了各个集合成员的参数化方案组合.

模式模拟时间为 2009 年 10 月 1 日至 2010 年 4 月 30 日，其中前 5 天为模式 spin-up 时间，结果不予分析，模式强迫资料使用的是 NCEP 提供的 FNL 再分析资料，该资料水平分辨率为 1°×1°，垂直分为 26

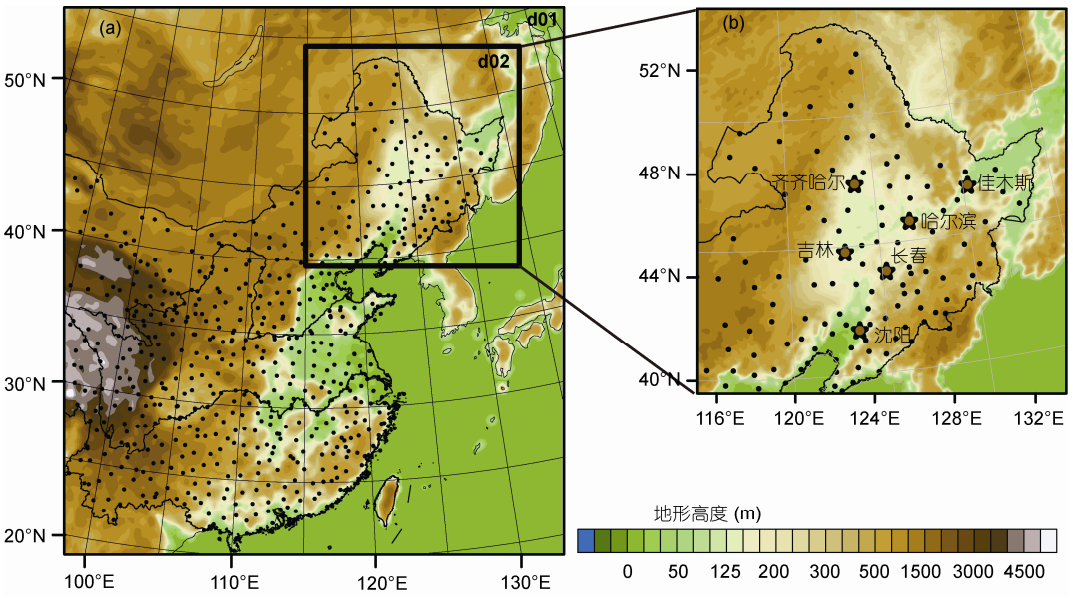

图 1 模式区域设置

(a)和(b)分别为嵌套内层和嵌套外层区域，黑点为气象观测站点地理位置; (b)中五角星标识了区域内的主要城市

表 1 集合成员参数化方案

	E1	E2	E3	E4
微物理	WSM6	LIN	WSM6	Thompson
积云对流	Betts-Miller-Janjic	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch
陆面过程	NOAH	NOAH	NOAH	RUC

层, 提供 6 h 一次数据. 在积分过程中, 海表温度(SST)、海冰和植被覆盖度等资料在积分期间每 12 h 更新一次[7,20,47]. 验证数据使用的是观测的气温、降水和降雪资料, 其中气温和降雪资料为站点观测数据, 而降水资料为 0.5°分辨率的实时降水观测数据.

2 结果分析

本文研究 WRF 模式对我国东北地区冬季降雪的模拟能力, 分析主要针对嵌套内层区域进行, 相应地, 验证数据主要采用嵌套内层的观测数据.

2.1 气温

首先检验了模式对地表气温(2 m 气温)的模拟结果, 如图 2(a)和(b)所示. 图 2(a)为 2009 年 10 月至 2010 年 4 月共 7 个月的观测及模拟的气温分布. 从观测可以看出, 气温随纬度的升高逐步递减, 同时随海拔高度升高逐步递减, 在东南部辽宁地区, 由于临近温暖的海洋, 气温高于同纬度的内蒙古地区. WRF 模式可以合理地模拟气温的这种空间分布, 模式结果与观测十分吻合, 其相关系数为 0.93, 超过 99%的信度水平. 从观测和模式差值的分布(模式值减去观测值, 图 2(b))可以看出, 模式模拟的气温整体偏低, 并且随纬度升高偏低更加明显. 在三江平原地区, 模拟气温偏低最为明显, 说明在海拔较高地区气温的模拟依然存在不确定性.

2.2 降水

图 2(c)和(d)为观测与模拟的累积降水的空间分布. 观测中降水主要集中在模拟区域东南部和西北山区. WRF 模式可以合理地模拟出降水的空间分布形态, 并能模拟出降水中心的位置, 模拟与观测的空间相关系数为 0.77, 超过 99%的信度检验水平. 值得一提的是, 由于模式分辨率(9 km)高于观测降水的分辨率(0.5°), 模拟结果反映了更多的降水局部细节, 特别是地形作用导致的降水. 从图中还可以明显地看出, WRF 模式模拟结果明显高于观测, 特别是在西北部山区地带, 偏高十分明显. 这一方面与模式本身的误差有关, 另外一方面和观测台站的不足有关[48,49], 在山区地带, 观测站点的稀少和固态降水观测方面的误差对模式验证存在很大影响, 这也说明了观测站网的分布及观测准确性在模式验证中的重要性.

2.3 降雪(雪水当量)

(ⅰ) 空间分布. 图 3 为观测与模式模拟的累积降雪的空间分布, 观测的降雪分布与降水比较一致, 主要集中在模拟区西南辽宁等地, 西北部山区地带降雪相对也较多, 而中部松嫩平原冬季降雪较少. WRF 模式可以合理地模拟出冬季降雪的空间分布, 模拟结果和观测比较吻合, 其空间相关系数为 0.73, 超过 99%信度水平. 从图中还可以看出, WRF 模式可以提供降雪的局地分布细节, 如山区地带的降雪. 从模拟与观测的差值分布(图 3(b))上可以看出, 在辽宁及临近地区, 模式模拟结果偏低; 在北部及西北部山区, 模拟结果偏高; 而在中部地区, 模式结果和观测十分接近, 相对误差小于 25%. 另外, 综合图 2(b)和图 3(b)可以看出, 模式中降雪偏高地区与气温偏低地区比较吻合, 说明这些地区降雪模拟偏高部分是由气温偏低导致, 在水汽充沛的条件下, 低温有利于降雪产生, 也有利于降雪加强.

(ⅱ) 时间序列. 图 4(a)为观测及模式模拟的日降雪总量的时间序列, 其中日降雪总量为嵌套内层(d02)所包含的站点日降雪量的总和. 从观测可以看出, 东北地区降雪时间分布存在双峰结构, 降雪主要集中在秋末和春初, 即季节转换时节, 而在隆冬季节, 降雪较少. 这种双峰分布的主要原因是在季节转换时节, 冷暖空气在东北地区汇集, 从而容易产生降雪. WRF 模式可以合理地模拟出东北地区降雪的时间演变, 其分布趋势与观测十分一致, 模拟与观测的相关系数为 0.93, 超过 99%的信度水平. 同时, 从图中也可以看出, 模式对极端降雪的模拟能力也较好, 模拟

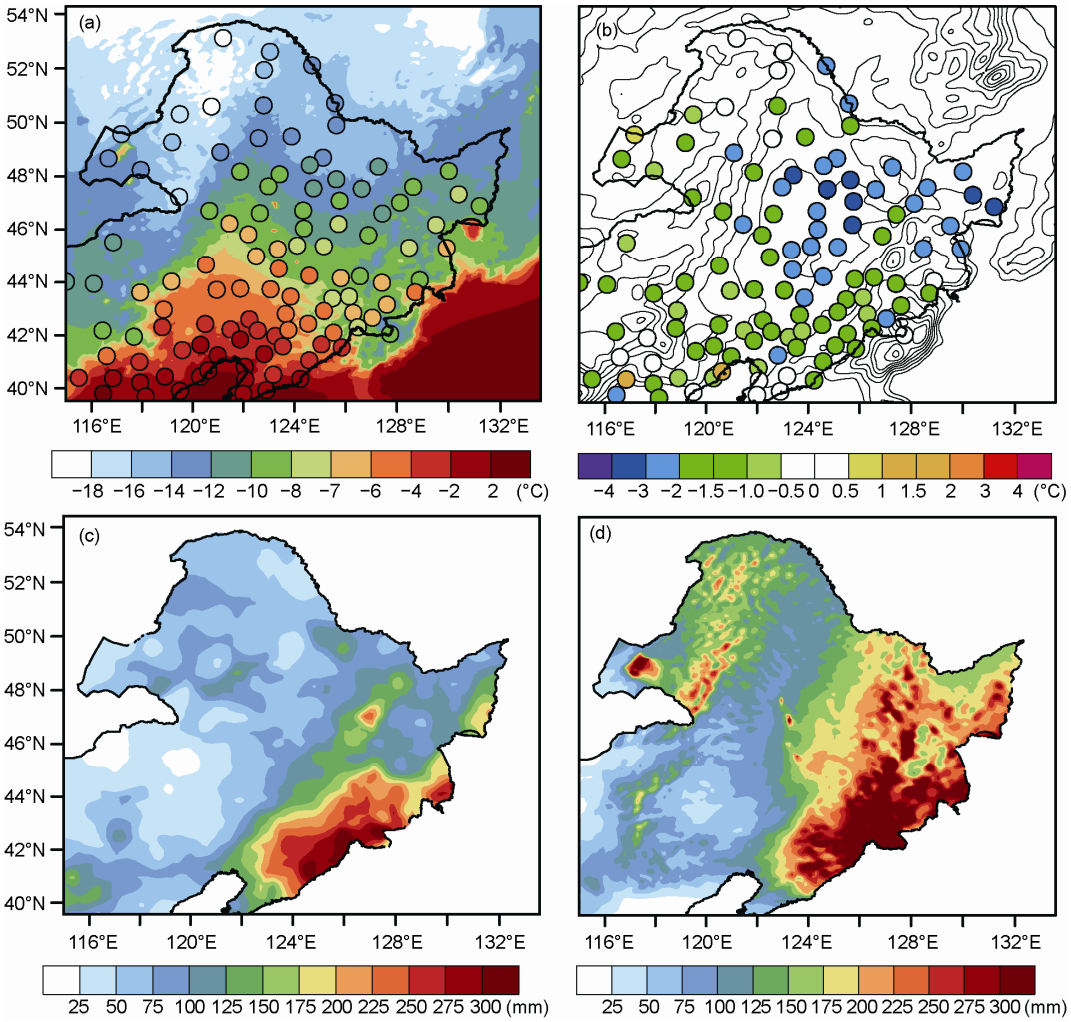

图 2　2009 年 10 月至 2010 年 4 月平均气温(℃)及累积降水(mm)的观测和模拟对比

(a)和(b)为气温. (a)中点为观测，填色为模拟; (b)为模式减去观测的差值，等值线为地形高度. (c)和(d)为累积降水. (c)为观测; (d)为模拟

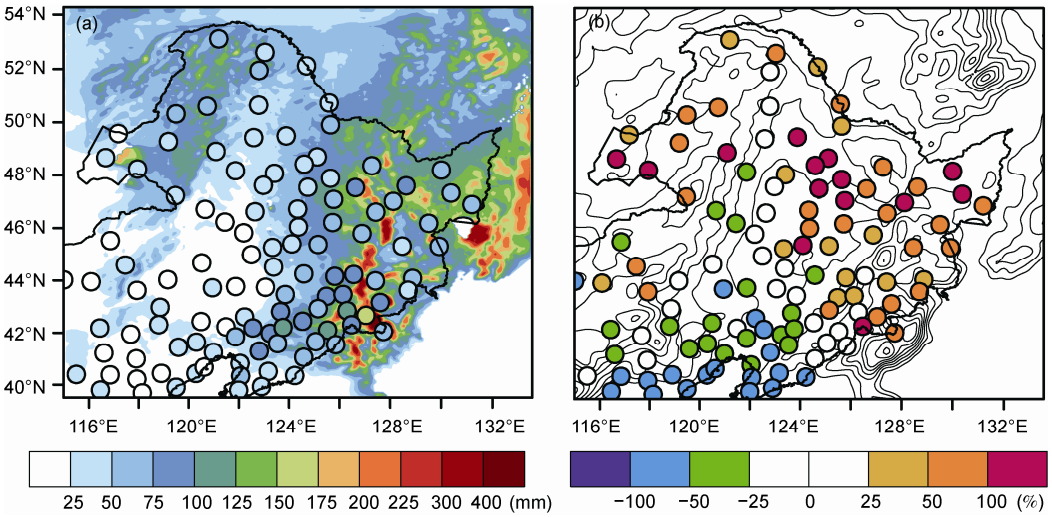

图 3　2009 年 10 月至 2010 年 4 月累积降雪(mm)的观测及模拟对比

(a)中点为观测，填色为模拟; (b)为模拟减去观测差值(%)，等值线为地形

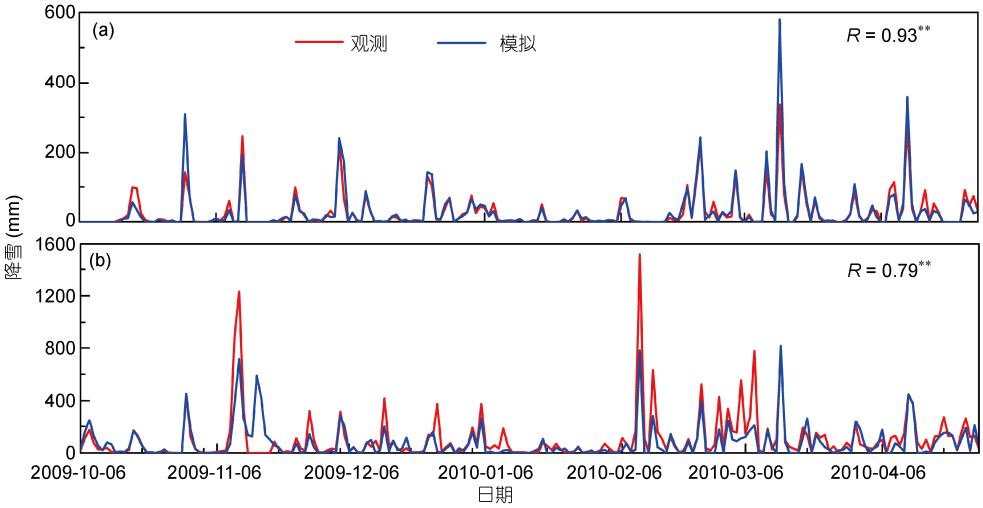

图 4 观测与模拟的日降雪总量的时间演变

(a)为嵌套内层(d02)所有站点对比，分辨率为 9 km; (b)为嵌套外层(d01)所有站点对比，分辨率为 27 km. **为超 99%信度的检验水平

与观测十分吻合. 综合可见, WRF 模式对我国东北地区降雪有较好的模拟能力.

2.4 分辨率的影响

统计了观测与模拟的嵌套外层(d01)站点日降雪总量的时间序列(图 4(b)). 从图中可以看出, 27 km 分辨率模拟降雪量总体偏低, 对几次极端降雪事件的模拟都明显偏弱. 对比图 4(a)可以看出, 9 km 分辨率模拟能明显提高, 模式结果与观测更接近, 并且对极端降雪事件的模拟也更合理. 因此, 高分辨率模拟可以提高对东北地区降雪的模拟能力, 包括对极端降雪事件的模拟能力.

为分析不同分辨率对相同站点的模拟性能, 统计了 27 km 分辨率和 9 km 分辨率下嵌套内部区域(d02)站点累计降雪量的时间演变, 如图 5 所示, 其中累积降雪量为从初始日(2009 年 10 月 6 日)到计算当日的日降雪总量的累积值. 从图中可以看出, 在两种分辨率下, 模式都可以合理地模拟出累积降雪量的时间分布, 模拟与观测比较一致. 27 km 和 9 km 分辨率模拟结果与观测的相关系数分别为 0.91 和 0.93, 都超过了 99%的信度水平. 另外, 从图中可以看出, 27 km 分辨率下模式模拟结果总体低于观测, 与观测的差异相对更大. 而 9 km 分辨率总体上与观测接近, 但对 2010 年 3 月中旬的极端降雪过程模拟偏高(图 4(a)), 从而导致 2010 年 3 月以后 9 km 模拟结果高于观测. 从 27 km 和 9 km 分辨率结果比较可以看出, 高分辨率模拟结果高于低分辨率结果, 与观测相比更加接近, 从而显示了更高的模式性能.

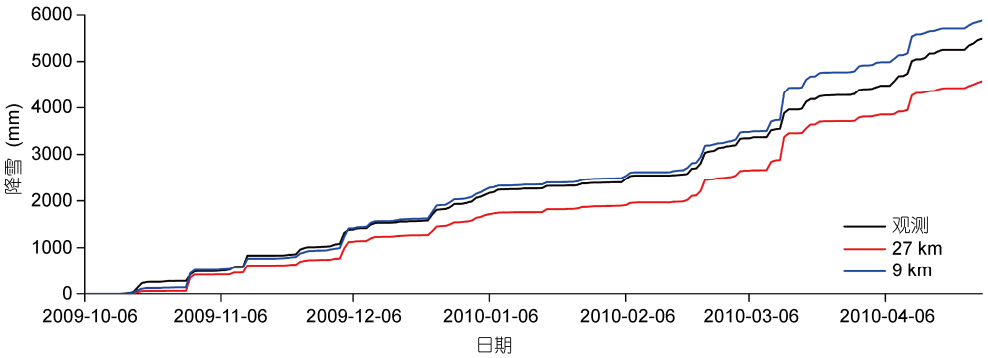

图 5 观测及模拟的 d02 区域累积降雪量的时间序列

2.5 微物理过程、积云对流参数化和陆面过程方案的影响

在前文的集合模拟中, 采用了 2 种陆面过程、3 种微物理及 2 种积云对流参数化方案, 这些方案的组合共计 12 种, 如表 2 所示. 为系统检验模式物理选项对降雪模拟的影响, 进行了参数化方案试验. 在该试验中, 模式中物理选项组合如表 2 所示, 模式设置与前文试验一致, 为节约计算资源, 只进行了 d01 区域的模拟. 在讨论某个参数化方案的模拟结果时, 是将包含该参数化方案的所有试验平均, 作为该参数化方案模拟结果. 如计算 Noah 方案时, 将 LBN, TBN, WBN, LKN, TKN 和 WKN 结果平均作为 Noah 方案结果.

表 3 中列出了平均降雪的观测及相应的模拟值、模式偏差、偏差百分比及相关系数, 平均降雪为模拟区域站点平均的日降雪量, 模拟结果是与观测站点最近的模式格点的结果. 从表中可以看出, 模式对降雪的模拟存在较大的参数化方案依赖性, 不同试验结果差别较大. 但是, 并没有哪个试验能够在所有的统计指标上都超过其他试验. 从相关系数来看, 超过 0.9 的试验有 WBN, WKN 和 WBR, 从偏差百分比来看, 偏差小于 10%的试验有 LBN 和 LKN. 相比较而言, 试验 LBN 和 LKN 模拟结果相对较好. 而 TBN, WBR 和 WKR 组合模拟结果与观测差别最大, 对暴雪模拟能力最低.

图 6 为观测与不同物理过程参数化方案对降雪模拟的对比, 从图中可以看出, 在陆面过程方案比较

表 2 参数化方案试验中参数化方案组合表

试验名称	陆面过程	微物理过程	积云对流参数化
LBN	Noah	Lin	Betts-Miller-Janjic
TBN	Noah	Thompson	Betts-Miller-Janjic
WBN	Noah	WSM6	Betts-Miller-Janjic
LKN	Noah	Lin	Kain-Fritsch
TKN	Noah	Thompson	Kain-Fritsch
WKN	Noah	WSM6	Kain-Fritsch
LBR	RUC	Lin	Betts-Miller-Janjic
TBR	RUC	Thompson	Betts-Miller-Janjic
WBR	RUC	WSM6	Betts-Miller-Janjic
LKR	RUC	Lin	Kain-Fritsch
TKR	RUC	Thompson	Kain-Fritsch
WKR	RUC	WSM6	Kain-Fritsch

表 3 参数化方案试验中站点观测与组合模式模拟统计值

试验名称	站点平均(mm)	偏差(mm)	偏差百分比(%)	相关系数 a)
观测	26.18	–	–	–
LBN	24.8	−1.37	−5.25	0.89**
TBN	13.03	−13.14	−50.22	0.72*
WBN	32.73	6.55	25.04	0.91*
LKN	25.41	−0.76	−2.92	0.89**
TKN	20.44	−5.74	−21.92	0.84**
WKN	31.8	5.62	21.49	0.9**
LBR	22.12	−4.05	−15.48	0.88**
TBR	14.55	−11.63	−44.43	0.82**
WBR	59.55	33.37	127.49	0.9**
LKR	22.3	−3.88	−14.82	0.88**
TKR	18.41	−7.76	−29.66	0.8**
WKR	53.09	26.91	102.82	0.89**

a) *为超过 95%信度检验水平, **为超过 99%信度检验水平; “–” 表示无值

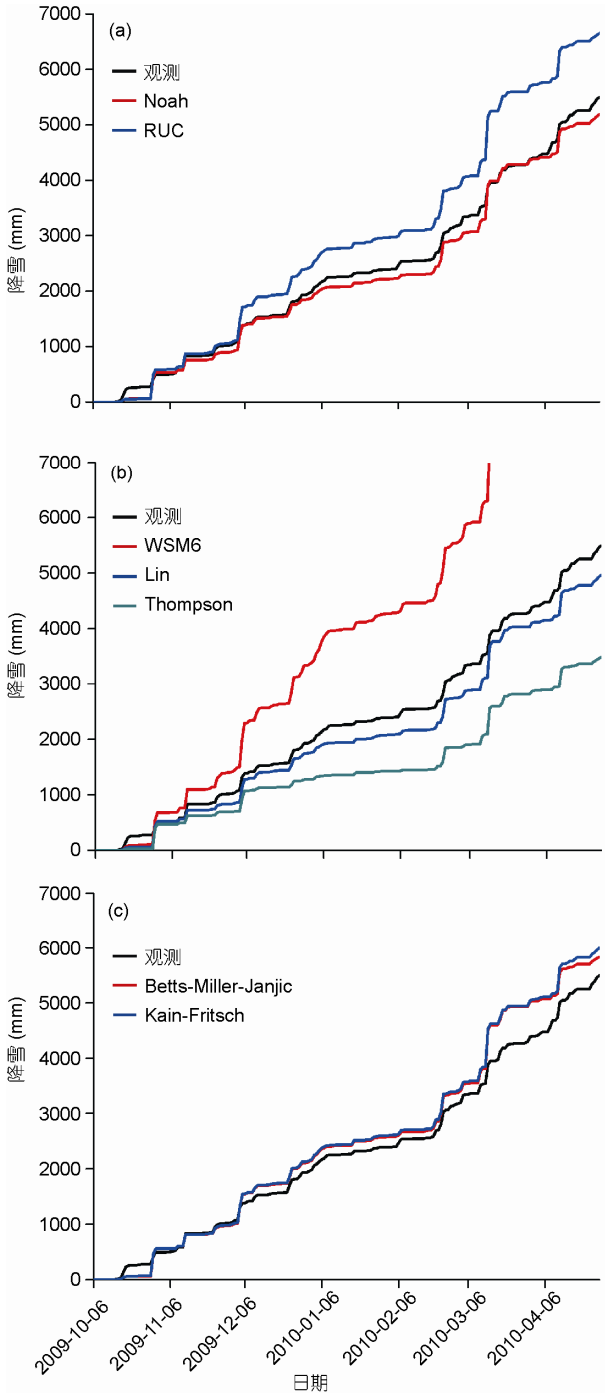

图 6 观测与模式模拟的降雪总量的累积时间演变

(a)~(c)分别为不同陆面过程方案、不同微物理过程方案和不同积云对流参数化方案模拟结果及对应的观测值

中，RUC 和 Noah 方案模拟结果存在较大差别，RUC 模拟的降雪量总体偏高，而 Noah 方案模拟结果更加接近观测. 对不同微物理过程参数化方案的比较可以看出，WSM6 模拟结果高于观测，Thompson 模拟结果低于观测，而 Lin 模拟结果与观测最接近. 在不同积云对流参数化方案的比较中，Betts-Miller-Janjic 和 Kain-Fritsch 模拟结果十分接近，两个参数化方案模拟结果差别不大，但都稍高于观测.

综合可见，模式参数化方案对降雪模拟存在较大的影响，Noah 和 Lin 方案模拟结果和观测比较接近，而两种积云对流参数化方案差别较小. 从物理过程参数化方案比较中还可以看出，相比积云对流参数化方案，降雪对微物理和陆面过程方案更加敏感，说明在东北地区，降雪过程中陆气耦合及冰相微物理过程起着重要作用[33,50]，各参数化方案对地表水分和能量的传输分配及云层中云水、雨水和云冰之间复杂的冰相物理过程的描述显著影响了模式对降雪的模拟.

3 结论和讨论

本文利用高分辨率的 WRF 模式，针对我国东北地区，进行了冬季降雪的高分辨率数值模拟，初步评估了 WRF 模式对我国东北地区季节性降雪的模拟能力，并进一步讨论了模式分辨率和物理过程参数化方案对降雪模拟的影响.

模拟结果显示 WRF 模式可以合理地模拟出我国东北地区气温和降水的空间分布，模拟和观测比较吻合，但也存在对气温模拟偏低，而对降水模拟偏高的偏差. 验证资料的不确定性也说明更多变量、及时更新及更高分辨率的观测资料的重要性[51]. WRF 模式可以合理地模拟出降雪的空间分布和时间演变，显示了该模式对我国东北地区降雪良好的模拟能力，对东北地区降雪模拟有很好的应用前景.

高分辨率模拟结果与观测更加接近，显示了更好的模拟性能. 物理过程参数化方案对降雪模拟有重要影响，Noah 和 Lin 方案相对其他参数化方案模拟效果更优，相对积云对流参数化方案，降雪模拟对微物理和陆面过程方案更加敏感.

致谢 气温和降水观测资料由中国气象科学数据共享服务网(http://cdc.cma.gov.cn)提供，中国气象局气候中心陈丽娟研究员提供站点降雪观测资料，在此致谢.

参考文献

1 Sun J Q, Ahn J B. A GCM-based forecasting model for the landfall of tropical cyclones in China. Adv Atmos Sci, 2011, 28: 1049–1055
2 Wang H J, Fan K. A new scheme for improving the seasonal prediction of summer precipitation anomalies. Weather Forecast, 2009, 24: 548–554
3 孙建奇, 陈活泼. DEMETER 耦合气候模式对西北太平洋台风活动及其影响因子的预测效能. 科学通报, 2011, 56: 2725–2731
4 Fan K. A prediction model for Atlantic named storm frequency using a year-by-year increment approach. Weather Forecast, 2010, 25: 1842–1851
5 Sun J Q, Chen H P. A statistical downscaling scheme to improve global precipitation forecasting. Meteorol Atmos Phys, 2012, doi: 10.1007/s00703-012-0195-7
6 Ju L X, Wang H J. Modern climate over East Asia simulated by a regional climate model nested in a global gridpoint general circulation model. Chin J Geophys, 2006, 49: 52–60
7 Yu E T, Wang H J, Sun J Q. A quick report on a dynamical downscaling simulation over china using the nested model. Atmos Oceanic Sci Lett, 2010, 3: 325–329
8 Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. Theor Appl Climatol, 2006, 6: 173–185
9 Zhang D F, Gao X J, Ouyang L. Simulation of present climate over China by a regional climate model. J Trop Meteorol, 2008, 14: 19–23
10 Gao X J, Shi Y, Song R, et al. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. Meteorol Atmos Phys, 2008, 100: 73–86
11 Liu H B. Numerical simulation of the heavy rainfall in the Yangtze-Huai River Basin during summer 2003 using the WRF model. Atmos Oceanic Sci Lett, 2012, 5: 20–25
12 李巧萍, 丁一汇. 区域气候模式对东亚季风和中国降水的多年模拟与性能检验. 气象学报, 2004, 62: 140–153
13 Sun J Q, Wang H J, Yuan W, et al. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change. J Geophys Res, 2010, 116: D16110
14 刘玉莲, 于宏敏, 任国玉, 等. 1961~2006 年黑龙江省暴雪气候时空变化特征. 气候与环境研究, 2010, 15: 470–478
15 Rasmussen R, Liu C H, Ikeda K, et al. High-resolution coupled climate runoff simulations of seasonal snowfall over Colorado: A Process study of current and warmer climate. J Clim, 2011, 24: 3015–3048
16 Chen H P, Sun J Q, Chen X L, et al. CGCM projections of heavy rainfall events in China. Int J Climatol, 2012, 32: 441–450
17 张小玲, 程麟生. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断Ⅰ: 涡度和涡度变率诊断. 高原气象, 2000, 19: 285–294
18 孙建奇, 王会军, 袁薇. 2007 年 3 月中国东部北方地区一次强灾害性暴风雪事件的成因初探. 气象学报, 2009, 67: 469–477
19 Wang H J, Sun J Q, Chen H P, et al. Extreme climate in China: Facts, simulation and projection. Meteorol Z, 2012, doi: 10.1127/0941-2948/2012/0330
20 Wang H J, Yu E T, Yang S. An exceptionally heavy snowfall in Northeast China: Large-scale circulation anomalies and hindcast of the NCAR WRF model. Meteorol Atmos Phys, 2011, 113: 11–25
21 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 北京“12.7”降雪过程风分析研究. 气候与环境研究, 2002, 7: 7–21
22 Liu A, Moore G W K. Lake-effect snowstorms over southern Ontario, Canada, and their associated synoptic-scale environment. Mon Weather Rev, 2004, 132: 2595–2609
23 王澄海, 王芝兰, 崔洋. 40 余年来中国地区季节性积雪的空间分布及年际变化特征. 冰川冻土, 2009, 31: 301–310
24 Wang H J, Sun J Q. Variability of northeast china river break-up date. Adv Atmos Sci, 2009, 26: 701–706
25 Liu J P, Curry J A, Wang H J, et al. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. Proc Natl Acad Sci USA, 2012, doi: 10.1073/pnas.1114910109
26 Shi Y, Gao X J, Wu J, et al. Changes in snow cover over China in the 21st century as simulated by a high resolution regional climate model. Environ Res Lett, 2011, 6: 045401, doi: 10.1088/1748-9326/6/4/045401
27 Qin D H, Liu S Y, Li P J. Snow cover distribution, variability, and response to climate change in western China. J Clim, 2006, 19: 1820–1833
28 李培基. 青藏高原积雪对全球变暖的响应. 地理学报, 1996, 51: 260–265
29 Dutra E, Kotlarski S, Viterbo P, et al. Snow cover sensitivity to horizontal resolution, parameterizations, and atmospheric forcing in a land surface model. J Geophys Res, 2011, 116: 16
30 Flaounas E, Bastin S, Janicot S. Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: Sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. Clim Dyn, 2011, 36: 1083–1105
31 Awan N K, Truhetz H, Gobiet A. Parameterization-induced error characteristics of MM5 and WRF operated in climate mode over the Alpine region: An ensemble-based analysis. J Clim, 2011, 24: 3107–3123

32 Yu E T, Wang H J, Gao Y Q, et al. Impacts of cumulus convective parameterization schemes on summer monsoon precipitation simulation over China. Acta Meteorol Sin, 2011, 25: 581–592
33 Liu C H, Ikeda K, Thompson G, et al. High-resolution Simulations of Wintertime Precipitation in the Colorado Headwaters Region: Sensitivity to physics parameterizations. Mon Weather Rev, 2011, 139: 3533–3553
34 Heikkila U, Sandvik A, Sorteberg A. Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. Clim Dyn, 2011, 37: 1551–1564
35 Dudhia J, Hong S Y, Lim K S. A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations. J Meteorol Soc Jpn, 2008, 86: 33–44
36 Hong S Y, Lim J. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). J Korean Meteorol Soc, 2006, 42: 129–151
37 Lin Y L, Farley R D, Orville H D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J Clim Appl Meteorol, 1983, 22: 1065–1092
38 Thompson G, Rasmussen R, Manning K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. Mon Weather Rev, 2004, 132: 519–542
39 Kain J. The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. J Appl Meteorol, 2004, 43: 170–181
40 Kain J, Fritsch J. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. Meteor Monogrol, 1993, 46: 165–170
41 Betts A K, Miller M J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air mass data sets. Quart J Roy Meteor Soc, 1986, 112: 693–709
42 Janjic Z I. The step-mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. Mon Weather Rev, 1994, 122: 927–945
43 Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. Mon Weather Rev, 2001, 129: 569–585
44 Smirnova T G, Brown J M, Benjamin S G, et al. Parameterization of cold-season processes in the MAPS. J Geophys Res, 2000, 105: 4077–4086
45 Collins W, Rasch P, Boville B, et al. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0). NCAR Tech. Note NCAR/TN-464+STR, 2004
46 Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon Weather Rev, 2006, 134: 2318–2341
47 Yu E T, Wang H J, Sun J Q, et al. Climatic response to changes in vegetation in the Northwest Hetao Plain as simulated by the WRF model. Int J Climatol, 2012, doi: 10.1002/joc.3527
48 石英, 高学杰, 吴佳, 等. 华北地区未来气候变化的高分辨率数值模拟. 应用气象学报, 2010, 21: 580–589
49 吴佳, 高学杰, 石英, 等. 新疆 21 世纪气候变化的高分辨率模拟. 冰川冻土, 2011, 33: 479–487
50 Ikeda K, Rasmussen R, Liu C H, et al. Simulation of seasonal snowfall over Colorado. Atmos Res, 2010, 97: 462–477
51 Xu Y, Gao X J, Shen Y, et al. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation. Adv Atmos Sci, 2009, 26: 763–772