

# WRF 模式对青藏高原南坡夏季降水的模拟分析<sup>\* 1</sup>

吴胜刚<sup>1,2</sup> 刘屹岷<sup>2</sup> 邹晓蕾<sup>1</sup> 吴国雄<sup>2</sup>

WU Shenggang<sup>1,2</sup> LIU Yimin<sup>2</sup> ZOU Xiaolei<sup>1</sup> WU Guoxiong<sup>2</sup>

1. 南京信息工程大学资料同化研究与应用中心, 南京, 210044

2. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟国家重点实验室, 北京, 100029

1. *Center for Data Assimilation Research and Applications, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2016-01-26 收稿, 2016-05-05 改回.

吴胜刚, 刘屹岷, 邹晓蕾, 吴国雄. 2016. WRF 模式对青藏高原南坡夏季降水的模拟分析. 气象学报, 74(5):744-756

Wu Shenggang, Liu Yimin, Zou Xiaolei, Wu Guoxiong. 2016. The simulation analysis of the precipitation over the southern slopes of the Tibetan Plateau based on WRF model. *Acta Meteorologica Sinica*, 74(5):744-756

**Abstract** Impacts of cumulus parameterization schemes, grid nesting approach and model resolution on the simulation of precipitation in July 2006 over the southern slope of the Tibetan Plateau have been studied by using WRF model. The result shows that the simulated precipitation is very sensitive to cumulus parameterization scheme. Different schemes have different results, and the result simulated by using Grell-Devenyi mass flux scheme is better than results using other schemes. The comparison of results of five sensitivity experiments indicates that, the use of cumulus parameterization scheme, the increased resolution, and the nesting approach can improve the simulated intensity and spatial distribution of precipitation. The simulation is better when these three approaches are used jointly. These approaches can improve the wind field simulation, which is beneficial for the simulation of water vapor transport and its convergence, and vertical heating and convection, and the distribution of vertical velocity. The simulated atmospheric humidity decreases without using a cumulus parameterization scheme, while model resolution and the nesting approach have little impacts on the humidity simulation.

**Key words** WRF model, Precipitation over the southern slopes of the plateau, Cumulus parameterization schemes, Grid nesting approach, Model resolution

**摘要** 利用中尺度数值模式 WRF 研究积云对流参数化方案、网格嵌套技术和模式分辨率对陡峭的青藏高原南坡夏季降水模拟的影响。对 2006 年 7 月青藏高原南坡地区降水的模拟分析表明:降水对积云对流参数化方案的选择很敏感,不同方案模拟的结果差异显著,采用 Grell-Devenyi 质量通量方案时的模拟效果优于其他方案。在此基础上,通过 5 种试验方案比较发现,使用积云对流参数化方案、提高模式分辨率和应用网格嵌套技术能改善降水强度和空间分布的模拟,组合使用时模拟的降水与观测资料更接近。它们均能改进风场,使得水汽的输送和辐合过程的模拟更加准确;还能影响大气的垂直加热状态,导致不同的对流发生,使垂直速度的分布趋于合理。未使用积云对流参数化方案时,大气湿度偏小,而模式分辨率和网格嵌套技术对大气湿度的影响不大。

**关键词** WRF 模式, 高原南坡降水, 积云对流参数化方案, 网格嵌套技术, 模式分辨率

**中图法分类号** P435 P426.6

\* 资助课题:国家自然科学基金项目(91437219、41275088)、国家公益性行业(气象)科研专项项目(GYHY201406001)。

作者简介:吴胜刚,主要从事青藏高原数值模拟。E-mail:wushenggang@lasg.iap.ac.cn

通讯作者:邹晓蕾,主要从事卫星资料同化和气候动力学。E-mail:xzou@nuist.edu.cn

## 1 引言

青藏高原(以下简称高原)是全球最高的高原,平均海拔超过 4 km,面积辽阔,其动力和热力作用不仅影响东亚的天气气候(叶笃正等,1979;黄荣辉,1985;Wu, et al, 1998, 2012;陶诗言等,1999;徐祥德等,2002;Duan, et al, 2005;王同美等,2008),而且对全球气候变化以及灾害性天气的形成和演变都有重要的影响(姚檀栋等,2006;吴国雄等,2013)。高原南坡地形复杂,经向海拔高度变化极大,气象观测站稀少,研究难度大。但该地区的水汽输送和聚散过程对高原及其周边地区的降水分布起着决定性作用(解承莹等,2015)。随着理论和技术的进步,数值模式得到了极大的发展,已广泛应用于天气、气候的研究(高学杰等,2006;刘屹岷等,2007;袁招洪,2015;Yu, et al, 2015),但是其在季风区对复杂地形降水的模拟能力仍有待增强。因此,利用高分辨率的数值模式研究高原南坡的降水具有重要的意义。

WRF (Weather Research and Forecasting) 模式是由美国国家大气研究中心(NCAR)和国家环境预报中心(NCEP)等联合研究发展的业务和研究共用的新一代数值模式和数据同化系统,是统一的“公用体模式”。WRF 模式因其先进的数据同化技术、强大的网格嵌套能力和多种可选的物理过程参数化方案,在模拟对流和中尺度降水方面表现凸出。它不仅可以用于数值天气预报和天气个例的研究(张宇等,2013),而且可以用于区域气候和大气化学的模拟研究(章国材,2004;Yu, et al, 2010)。

积云对流参数化方案对降水和大尺度环流的预报起着重要的作用(Albrecht, et al, 1986; Emori, et al, 2001; 李巧萍等, 2004), 不同的积云对流参数化方案模拟的降水差异显著(Kotroni, et al, 2001; 黄安宇等, 2009)。Jankov 等(2004)比较了 19 种不同参数化方案对降水模拟的影响,发现降水对积云对流参数化方案最敏感。朱格利等(2014)利用 WRF 模式模拟了 2010 年 5 月 6—7 日华南的一次暴雨过程,指出除天气过程本身的复杂性外,数值模式的初始误差、系统误差以及参数化方案带来的误差,都会减弱模式的预报能力。故合理地选择参数化方案对减小模式误差很重要。模式分辨率对区域气候模拟也有重要的影响,有研究表明在夏季用更高的分辨率模拟,改善的不仅是降水的空间分布,还有区域平

均的降水量(Leung, et al, 2003)。吕光辉等(2009)利用 WRF 模式研究了干旱地区新疆 2000 年 10 月的降水异常事件,发现随着水平和垂直分辨率的提高,不仅提高了模式对降水落区的模拟精度,也提高了对因地形引起的降水异常的模拟能力。此外,网格嵌套技术也能影响降水模拟的精度,已有的研究表明在强降水过程中采用嵌套技术的模拟结果优于未采用嵌套的模拟结果(伍华平等, 2009; 何由等, 2012)。

已有的研究多针对高原本身的降水,而对高原南坡这一陡峭地形区降水的研究相对较少。由于高原南坡特殊的地理位置和气候环境,加上数值模式本身的局限性,模式对高原南坡降水模拟的效果较差,预报的准确度较低。为了降低数值模式的预报误差,提高模式对降水预报的准确度,模式分辨率、参数化方案的选择以及是否采用网格嵌套技术尤为重要。针对上述问题,利用 WRF 模式模拟了高原南坡 2006 年 7 月的降水,讨论了积云对流参数化方案、网格嵌套技术和模式分辨率对降水模拟的影响及原因,以期得到模拟高原南坡降水的合理方案,为利用 WRF 模式研究高原南坡降水提供参考。

## 2 资料、WRF 模式简介及试验方案设计

### 2.1 资料

本研究中 WRF 模式的初始和边界条件采用 ERA-Interim 再分析资料(Dee, et al, 2011),水平分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , 每天 4 个时次。其中等压面资料在垂直方向上分为 32 层,从 1000—10 hPa, 共应用 5 个物理量:温度、位势高度、相对湿度、比湿和风场。使用的陆面资料包括地表气压、平均海平面气压、地表温度、2 m 气温、2 m 露点、10 m 风场、海陆分布、4 层(0—7、7—28、28—100 和 100—255 cm)土壤温度和湿度、海温、地形高度、雪水相当深度、雪密度和海冰覆盖共 14 个物理量。

降水数据为热带测雨卫星(TRMM)3B42 日平均降水资料,水平分辨率为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  (Huffman, et al, 2007)和水平分辨率也为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  的日本高分辨率逐日亚洲陆地降水数据集(APHRO-DITE)(Yatagai, et al, 2009)。

### 2.2 WRF 模式简介

WRF 模式是完全可压缩非静力模式,水平方向采用 Arakawa-C 格点,垂直方向采用地形追随质

量坐标,时间积分上采用二阶或三阶 Runge-Kutta 算法(Kain, et al,1993)。

研究采用最新的 WRF V3.6.1 版本进行,该版本有 12 种积云对流参数化方案(表 1),其中除 BMJ 方案是调整方案外(Janjić,1994),其余均为质量通量方案。KF 方案采用一个伴有水汽上升和下沉的简单云模式,包括云中气流的卷入、卷出及相对粗糙的微物理过程(Kain,2004)。BMJ 方案源于 Betts-Miller 方案,新方案中引入了成云效率参数,增加了决定积云对流特征廓线的自由度(Janjić,1994,

2000)。GD 方案采用了集合平均的方法,即在每个格点上运行多种积云对流参数化方案,然后将结果的平均值反馈到模式格点。云内的质量通量取决于静态控制差异和动态控制差异的结合,动态控制基于有效位能、低层垂直速度与水汽辐合(Grell, et al, 2002)。G3 和 GF 方案都由 GD 方案改进而来,G3 方案更适用于高分辨率模拟,而 GF 方案平滑了向云分辨尺度转变的过渡(Grell,1993;Grell, et al, 2013)。

表 1 WRF V3.6.1 中的积云对流参数化方案及特点  
Table 1 Cumulus parameterization schemes and characteristics in WRF V3.6.1

| 方案名称                            | 简称    | 浅对流 | 动量倾向 |
|---------------------------------|-------|-----|------|
| Kain-Fritsch                    | KF    | 有   | 无    |
| Betts-Miller-Janjić             | BMJ   | 有   | 无    |
| Grell-Freitas                   | GF    | 有   | 无    |
| Old Simplified Arakawa-Schubert | OSAS  | 有   | 有    |
| Grell-3                         | G3    | 有   | 无    |
| Tiedtke                         | T     | 有   | 有    |
| Zhang-McFarlane                 | ZM    | 无   | 有    |
| New SAS                         | NSAS  | 有   | 有    |
| New SAS(HWRF)                   | NSASH | \   | 有    |
| Grell-Devenyi                   | GD    | 无   | 无    |
| Old Kain-Fritsch                | OKF   | 无   | 无    |

## 2.3 试验方案设计

为了考察积云对流参数化方案、网格嵌套技术和模式分辨率对高原南坡降水模拟的影响,采用 5 种试验方案(表 2)。未采用网格嵌套的方案模拟区域为 D1,低分辨率时水平网格数为  $254 \times 182$ ,网格格距是 30 km;高分辨率时,水平网格数为  $1270 \times 910$ ,网格格距是 6 km。双向嵌套时,模拟区域 D1 和 D2 的水平格点分别采用  $254 \times 182$  和  $951 \times 551$  (与母网格 D1 相比,子网格 D2 在 4 个方向上均缩小  $10^\circ$ ),网格格距分别为 30 和 6 km,模拟区域 D2 的边界条件来源于 D1。两种试验方案中除积云对流参数化方案外,其余参数化方案的设置相同,即 Lin 微物理参数化方案、BouLac 边界层参数化方案、Noah 陆面参数化方案以及 RRTM 和 Dudhia 长、短波辐射方案。模拟在垂直方向采用  $\sigma$  坐标,分为 35 层,从 1000—10 hPa。模拟时段为 2006 年 6 月 25 日 00 时(世界时,下同)至 8 月 1 日 00 时,共 36 d,前 5 d 视为模式的自适应时间。采用一个初始场连续积分 36 d,侧边界条件每 6 h 更新一次。

图 1 给出了模拟区域 D1 和 D2 的范围及地形高度。

## 3 不同试验方案模拟的降水分析

### 3.1 不同积云对流参数化方案模拟的降水

为了研究不同积云对流参数化方案对高原南坡

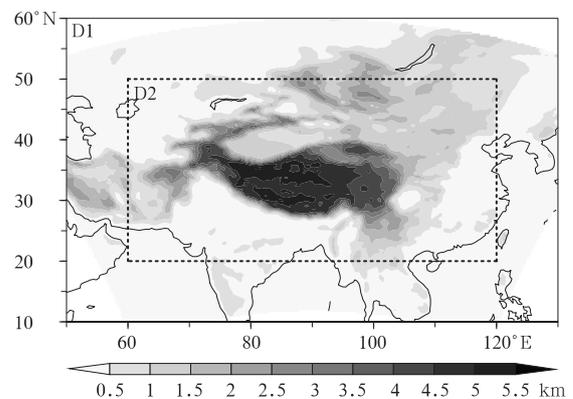


图 1 模拟区域 D1、D2 的范围和地形高度 (色阶,单位:km) 的分布

Fig. 1 The nested model domains D1, D2 and the distribution of topography (shaded, unit: km)

表 2 5 种试验方案及其差异  
Table 2 Five sensitivity experiments and their differences

| 试验方案 | 简称               | 是否采用积云对流参数化方案 |    |
|------|------------------|---------------|----|
|      |                  | D1            | D2 |
| 不嵌套  | 30 km_cu         | 是             | \  |
|      | 6 km_cu          | 是             | \  |
|      | 6 km_no_cu       | 否             | \  |
| 嵌套   | 30 km_6km_cu     | 是             | 是  |
|      | 30 km_6 km_no_cu | 是             | 否  |

降水模拟的影响,在综合考虑结果的科学性和减小计算代价的基础上,选用 30 km\_cu 方案做了 8 个试验,以便选择最优的积云对流参数化方案做进一步的研究。由于积云对流参数化方案 ZM 需要应用 MYJ 和 UW 行星边界层方案,NSASH 只适用于

HWRF 模式,而 OKF 是 KF 的最初版本,故未参与比较。

从 2006 年 7 月 TRMM 和 APHRODITE 探测的降水实况(图 2)中可知,夏季高原南坡降水呈现出南多北少的态势:在 0.5—3 km 的斜坡上存在一条降水的大值带,降水中心超过 25 mm/d;在 3 km 以上的高原平台区域,降水明显减小;在恒河流域的中上游地区有一片强降水区。与 TRMM 相比,APHRODITE 的降水分布形态大体类似,但量值偏小,说明高原南坡降水的观测资料也有一定的差异。从不同积云对流参数化方案模拟的降水强度来看(图 2),KF、BMJ、Tiedtke 和 NSAS 方案在研究区域的中东部偏大,在高原平台上的降水也明显偏多;

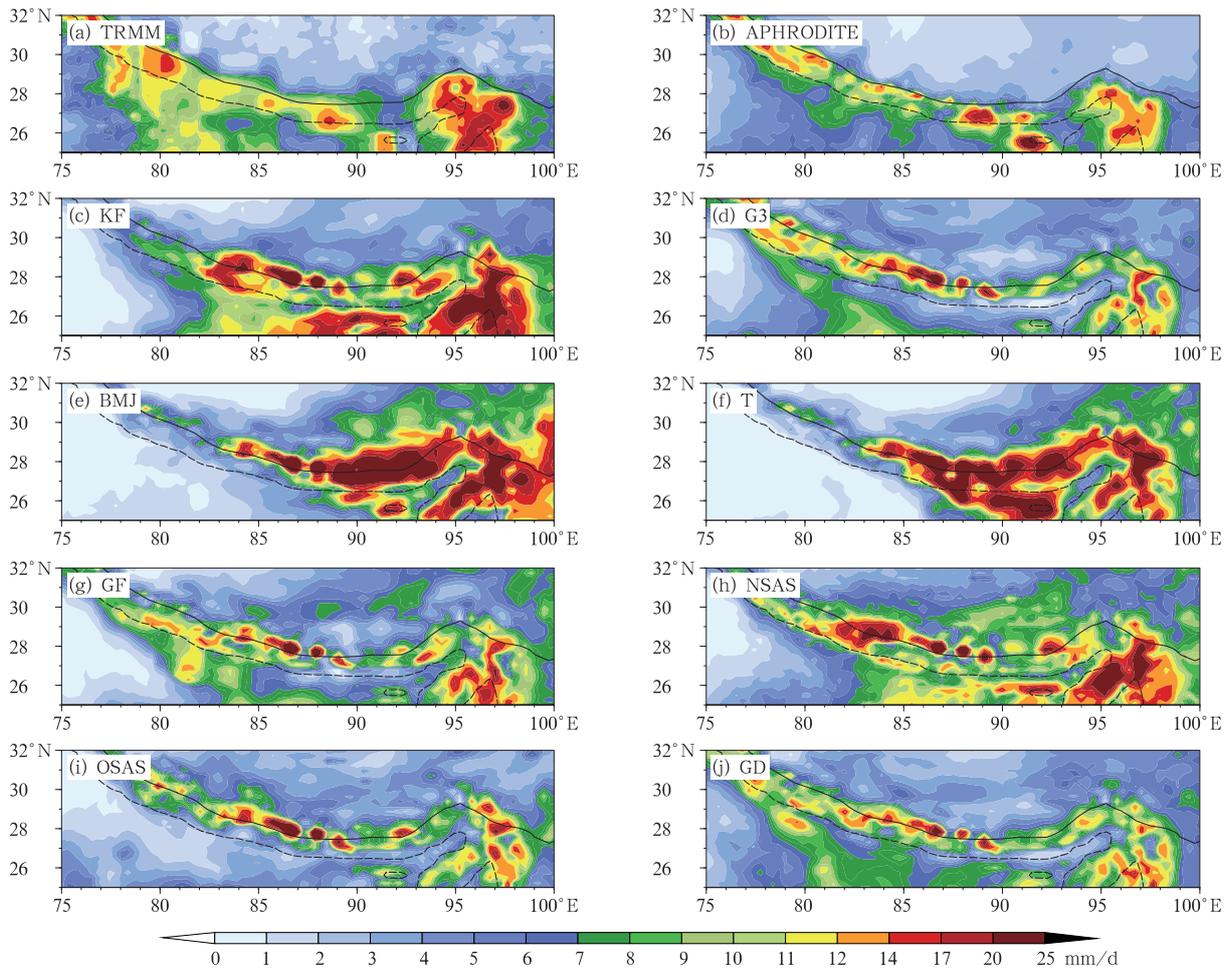


图 2 2006 年 7 月 TRMM(a)、APHRODITE(b)探测和不同积云对流参数化方案(c—j)模拟的降水强度(色阶,单位:mm/d)分布(实线:3 km 高度,虚线:0.5 km 高度)

Fig. 2 Precipitation intensity (color shaded, unit: mm/d) in July 2006 from TRMM (a), APHRODITE (b) data and model simulations using different cumulus parameterization schemes (c—j) (solid line: 3 km height, dashed line: 0.5 km height)

GF、OSAS、G3 和 GD 方案的降水大小与观测值较为接近,都能模拟出斜坡上的降水大值带,但是位置偏北,超过了 3 km 的地形等高线;OSAS 方案未能模拟出恒河流域中上游地区的降水大值区,GF 方案在高原平台的降水也显著偏大;与 GF 和 OSAS 方案相比,G3 和 GD 方案的降水更为合理。

为了进一步研究降水实况和模拟结果的关系,

表 3 给出二者的相关系数及均方根误差(RMSE),其相关系数均通过了 0.01 的显著性水平  $t$  检验。根据相关系数较大和均方根误差较小的原则排序,前三位分别是 GD、G3 和 GF 方案。综合考虑定性和定量分析后,选取模拟效果较好的 GF、OSAS、G3 和 GD 方案,分析它们降水的逐日变化(图 3)。与观测降水相比,各试验的模拟结果与之十分相近,斜

表 3 观测和模拟降水的相关系数及均方根误差  
Table 3 Correlation coefficients and root mean square errors between observed and simulated precipitation

| 积云对流参数化方案 | TRMM |             | APHRODITE |             |
|-----------|------|-------------|-----------|-------------|
|           | 相关系数 | 均方根误差(mm/d) | 相关系数      | 均方根误差(mm/d) |
| GD        | 0.88 | 4.15        | 0.84      | 4.32        |
| G3        | 0.85 | 4.69        | 0.80      | 4.69        |
| GF        | 0.83 | 4.50        | 0.78      | 5.14        |
| NSAS      | 0.82 | 6.05        | 0.78      | 6.61        |
| KF        | 0.80 | 6.72        | 0.77      | 7.28        |
| OSAS      | 0.71 | 6.20        | 0.68      | 5.82        |
| T         | 0.62 | 10.26       | 0.62      | 10.24       |
| BMJ       | 0.62 | 10.61       | 0.58      | 11.03       |

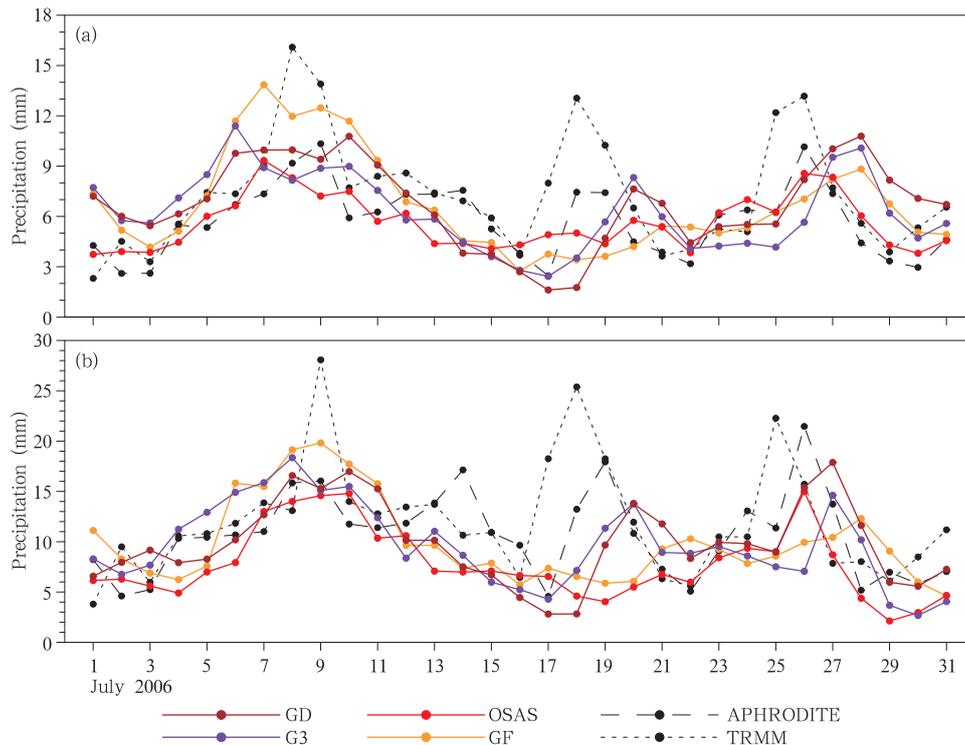


图 3 2006 年 7 月研究区域(a,(25—32°N,75—100°E))和斜坡(b,(0.5—3 km))  
平均降水的逐日变化(单位:mm)

Fig. 3 Daily evolutions of precipitation (unit:mm) in July 2006 averaged in the research area (a,(25—32°N,75—100°E)) and in the southern slope of the Tibetan Plateau (b,(0.5—3 km))

坡上降水强,其值明显高于区域平均的降水。在7月的上、中和下旬分别出现了3次大的降水过程,GD和G3方案能再现这3次大的降水过程,而GF和OSAS方案不能模拟出第2次降水过程。故在研究的8种积云对流参数化方案中,GD方案的模拟效果最好,它可以较好地再现夏季高原南坡的降水强度、空间分布和逐日变化特征。

一般而言,天气模式的预报技巧随预报时效延长而降低,均方根误差随积分时间延长而增大。为了考察WRF模式进行长期积分模拟所得结果的累加平均的合理性或局限性,还计算了不同试验方案模拟的500 hPa高度场和ERA-Interim再分析资料间的均方根误差的逐日变化(图4)。由图4可见,

不同试验方案的均方根误差均在6—18 dagpm,其值没有随时间的变化而不断增大。总的来说30 km<sub>6</sub> km<sub>cu</sub>方案与再分析资料的均方根误差最小,所以它的模拟效果也最好。其实,从图3观测和模拟的区域平均降水的逐日变化可以看出,虽然模拟的降雨与观测资料存在一定的差异,但是随着时间的推移,模拟的降水始终在观测资料附近变化,较观测而言并没有发生很大的偏移,这说明模式在长期积分时具有一定的稳定性。之所以这里的长时间模拟结果没有出现像天气预报模式技巧随预报时效延长而降低的现象,主要是因为在这种有限区域的数值模拟中,其所使用的边界条件每6 h用再分析资料进行更新。

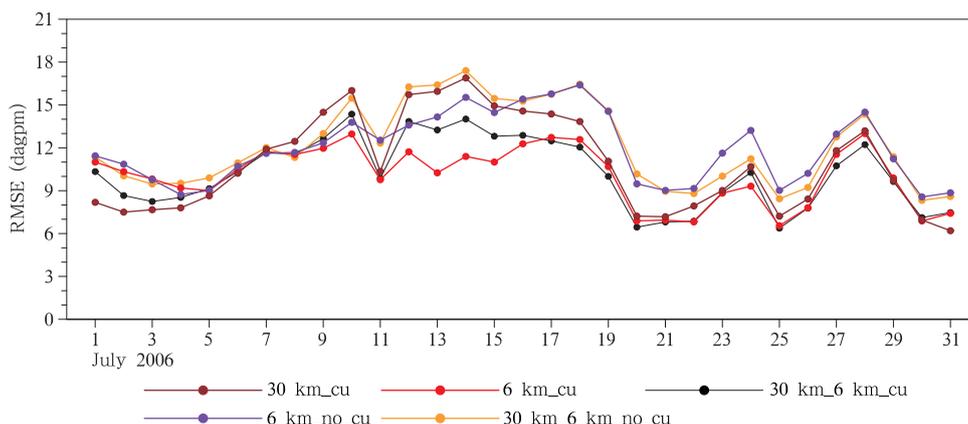


图4 不同试验方案模拟和ERA-Interim再分析资料间的500 hPa高度场的均方根误差(单位:dagpm)的逐日变化(所有积云对流参数化方案均为GD方案)

Fig. 4 Daily evolutions of the RMSE of the geopotential height at 500 hPa (unit:dagpm) averaged over the research area (25–32°N,75–100°E) in July 2006 between the ERA-Interim reanalysis and results of different experiments that use the GD convective parameterization scheme

### 3.2 模式分辨率、网格嵌套和积云对流参数化方案对降水模拟的影响

研究模式分辨率、网格嵌套和高分辨率下是否采用积云对流参数化方案对降水模拟的影响时,选择GD方案,根据表1中的设计开展了余下的4个试验。图5给出了不同试验模拟的降水分布,它们与观测降水的相关系数和均方根误差如表4,相关系数均通过了0.01的显著性水平 $t$ 检验。比较30 km<sub>cu</sub>与6 km<sub>cu</sub>方案发现,模式分辨率提高后,降水强度增大,均方根误差变大,降水的空间分布变化小。而6 km<sub>cu</sub>和6 km<sub>no\_cu</sub>方案、30 km<sub>6</sub> km<sub>cu</sub>和30 km<sub>6</sub> km<sub>no\_cu</sub>方案的比较表明,使

用积云对流参数化方案的试验,研究区域内降水的空间分布改进显著,尤其在恒河流域中上游地区,但是高原平台上的降水偏大。30 km<sub>6</sub> km<sub>cu</sub>与30 km<sub>cu</sub>、6 km<sub>cu</sub>方案的对比说明,网格嵌套使区域降水更加连续,小范围的极值区减少,模拟的降水强度与观测值更加接近。综上可知对陡峭地形区降水的模拟,6 km的分辨率仍不足以描述次网格尺度对流的发生和发展,积云对流参数化方案和网格嵌套技术都能改进降水强度和空间分布的模拟。

图6是2006年7月观测和部分试验方案模拟的降水总量的概率密度函数(PDF)分析和日平均降水随地形高度的变化。从图6a中可知,30 km<sub>cu</sub>、

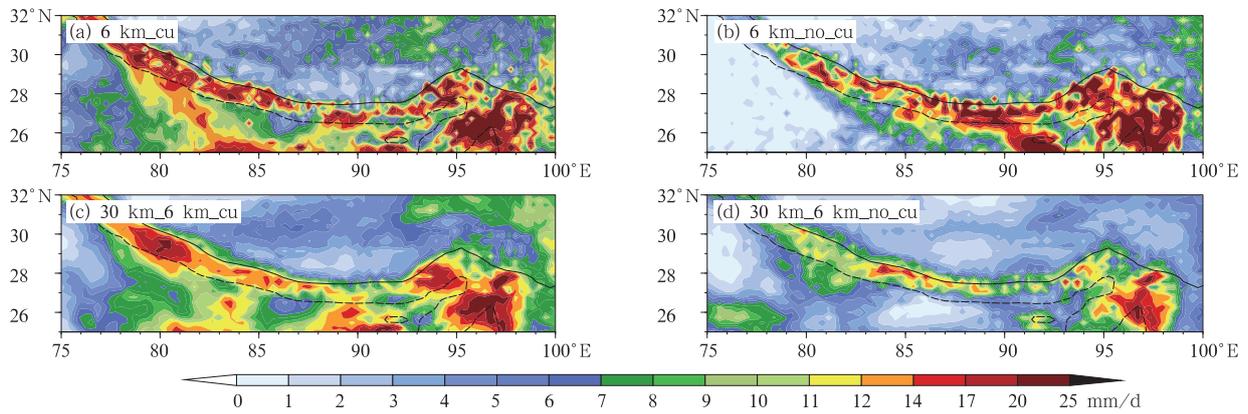


图5 2006年7月不同试验方案模拟的降水强度(色阶,单位:mm/d)分布  
(a. 6 km<sub>cu</sub> 方案, b. 6 km<sub>no\_cu</sub> 方案, c. 30 km<sub>6 km<sub>cu</sub></sub> 方案, d. 30 km<sub>6 km<sub>no\_cu</sub></sub> 方案;实线:3 km 等高线,虚线 0.5 km 等高线)

Fig. 5 Simulated precipitation intensity in July 2006 (shaded, unit: mm/d) from different sensitivity experiments  
(a. 6 km<sub>cu</sub>, b. 6 km<sub>no\_cu</sub>, c. 30 km<sub>6 km<sub>cu</sub></sub>, d. 30 km<sub>6 km<sub>no\_cu</sub></sub>; solid line: 3 km height, dashed line: 5 km height)

表4 观测和模拟降水的相关系数及均方根误差  
Table 4 Correlation coefficients and root mean square errors between observed and simulated precipitation

| 实验方案                                  | TRMM |             | APHRODITE |             |
|---------------------------------------|------|-------------|-----------|-------------|
|                                       | 相关系数 | 均方根误差(mm/d) | 相关系数      | 均方根误差(mm/d) |
| 30 km <sub>cu</sub>                   | 0.88 | 4.15        | 0.84      | 4.32        |
| 6 km <sub>cu</sub>                    | 0.87 | 6.37        | 0.85      | 7.31        |
| 6 km <sub>no_cu</sub>                 | 0.73 | 8.47        | 0.76      | 8.37        |
| 30 km <sub>6 km<sub>cu</sub></sub>    | 0.92 | 4.19        | 0.90      | 5.17        |
| 30 km <sub>6 km<sub>no_cu</sub></sub> | 0.87 | 4.39        | 0.84      | 4.00        |

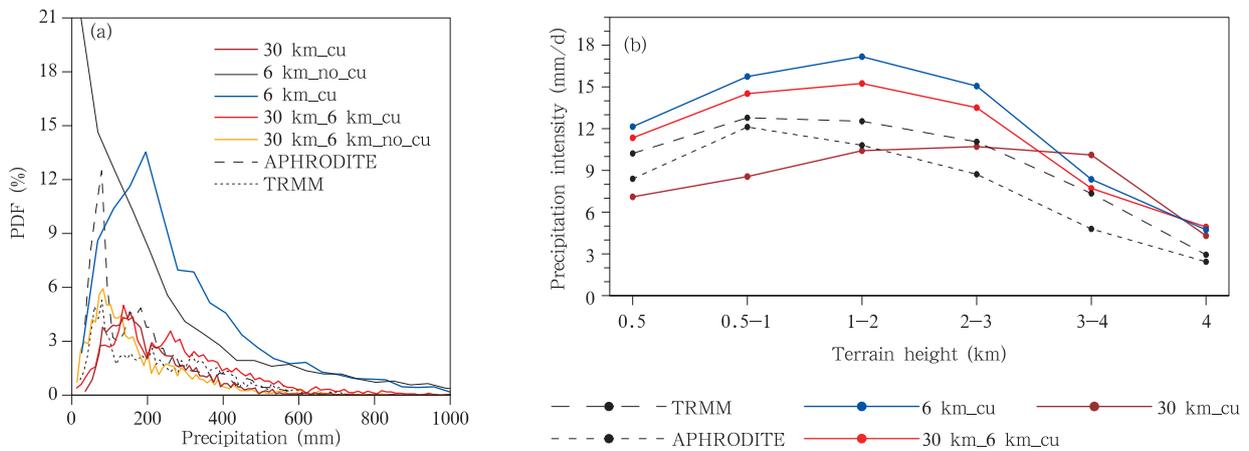


图6 不同观测和试验中2006年7月区域平均的降水总量(单位:mm)的PDF分析(a)和日平均降水(单位:mm/d)随地形高度的变化(b)

Fig. 6 PDF analysis of the total precipitation (unit:mm) averaged in the research area (a) and the variation of daily average precipitation (unit:mm/d) with the terrain height (b) from different observational data and experiment results

30 km\_6 km\_cu 和 30 km\_6 km\_no\_cu 方案中不同量级的降水与观测值相似。提高模式分辨率后降水显著偏大,不用积云对流参数化方案时小雨的比重过大。30 km\_cu 方案中最大降水高度在 3—4 km,高于观测资料 TRMM 和 APHRODITE 中的最大降水高度(0.5—1 km)。6 km\_cu 和 30 km\_6 km\_cu 方案中,最大降水高度减小到了 1—2 km,且嵌套结果在数值上与观测值更为接近(图 6b)。说明嵌套技术能改进最大降水高度和降水强度的模拟。

#### 4 降水成因分析

##### 4.1 水汽条件

水汽的输送和辐合是影响降水的重要原因

(Starr, et al, 1958; Trenberth, 1998)。从图 7a—f 可以看出,研究区域内地面至 300 hPa 垂直积分的水汽通量散度的分布与降水区域基本吻合,水汽通量辐合时降水强,辐散时降水弱。不同试验中水汽通量差异明显,高原南坡的水汽主要来自孟加拉湾,较强的东南风将水汽向西输送,使恒河流域中上游地区的大值降水区得以形成,东南风偏弱时降水主要集中在研究区域的东部。图 7g 和 h 是不同试验地面至 300 hPa 垂直积分的水汽总量的差异和 850 hPa 风场的差异,网格嵌套方案中积云对流参数化方案对水汽分布的影响很小,二者的差值均小于 100 kg/m<sup>2</sup>(图 7h);对单层高分辨率的试验而言,积云对流参数化方案对水汽的影响也较小,在研究区

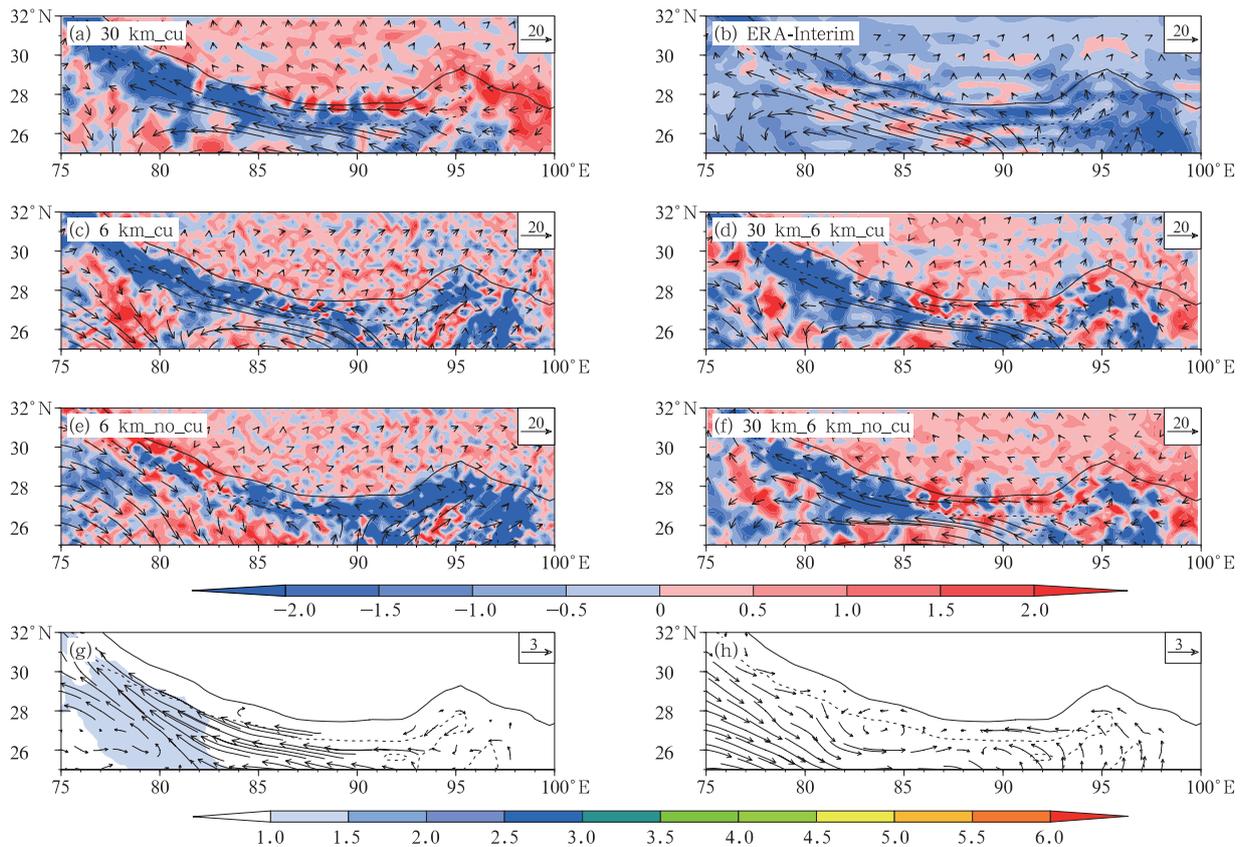


图 7 2006 年 7 月从地面至 300 hPa 垂直积分的水汽通量(矢量,单位:10<sup>2</sup>kg/(m·s))、水汽通量散度(色阶,单位:10<sup>-3</sup>kg/(m<sup>2</sup>·s),a—f)的分布,以及从地面至 300 hPa 垂直积分的水汽总量(色阶,单位:10<sup>2</sup>kg/m<sup>2</sup>)和 850 hPa 风场(矢量,单位:m/s)的差异(g. 6 km\_cu 减 6 km\_no\_cu, h. 30 km\_6 km\_cu 减 30 km\_6 km\_no\_cu)

Fig. 7 Distributions of moisture flux (vector,unit:10<sup>2</sup>kg/(m·s)) integrated from the surface to 300 hPa and moisture flux divergence (color shaded,unit:10<sup>-3</sup>kg/(m<sup>2</sup>·s),a—f) and differences in the moisture content (color shading,unit:10<sup>2</sup>kg/m<sup>2</sup>)integrated from the surface to 300 hPa and the wind (vector,unit:m/s) at 850 hPa (g. 6 km\_cu minus 6 km\_no\_cu,h. 30 km\_6 km\_cu minus 30 km\_6 km\_no\_cu)

域西部的差异略大,其极大值小于  $150 \text{ kg/m}^2$  (图 7g)。但是积云对流参数化方案对风场的影响很大,从而导致水汽输送和辐合的不同,进而造成降水的差异。

高原南坡的最大降水高度受低层流场的制约。从  $\sigma = 0.88$  模式面上的流场(图 8)可以看出,模式分辨率和网格嵌套技术对低层流场的影响很大,尤其在地形陡峭的地区。在海拔低于  $0.5 \text{ km}$  的地区,流场分布型式基本相似,东边由东南气流主导,西边为西北气流控制。在海拔高于  $0.5 \text{ km}$  的地区,  $30 \text{ km\_cu}$  方案斜坡上流场密集,由东南风控制,导致了最大降水高度偏北。 $6 \text{ km\_cu}$  方案中  $2\text{--}4 \text{ km}$  斜坡上的北风分量明显减小,  $30 \text{ km\_6 km\_cu}$  方案斜坡上气流主要沿着  $0.5\text{--}2 \text{ km}$  地形运动,水汽输送偏南,最大降水高度降低。使用嵌套技术后研究区域东南部的的气流可以沿着雅鲁藏布江大拐弯区向北输送,使得高原平台的降水偏大。

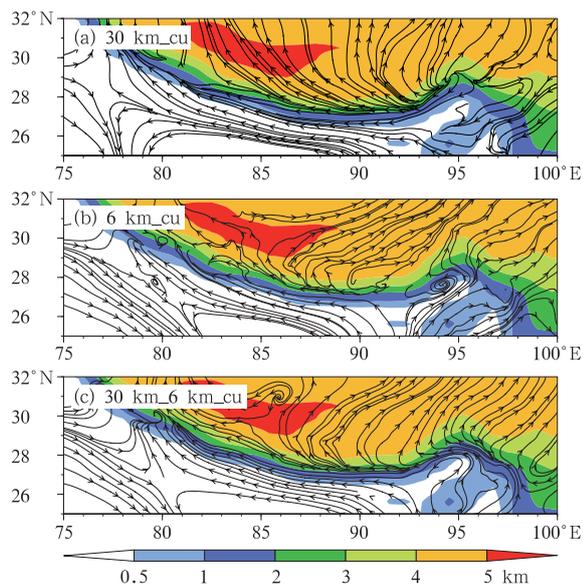


图 8 不同试验方案中  $\sigma = 0.88$  模式面上的流线和地形等高线(色阶,单位:km)的分布

(a.  $30 \text{ km\_cu}$  方案, b.  $6 \text{ km\_cu}$  方案, c.  $30 \text{ km\_6 km\_cu}$  方案)

Fig. 8 Distributions of streamlines at  $\sigma = 0.88$  model level in different sensitivity experiments and the topography in the model domain (color shaded, unit: km)

(a.  $30 \text{ km\_cu}$ , b.  $6 \text{ km\_cu}$ , c.  $30 \text{ km\_6 km\_cu}$ )

## 4.2 物理量分析

从前模拟和观测降水的对比可发现,最大的降水差异位于研究区域的西部,下面对此作进一步

的分析。从 TRMM 观测和模拟的降水强度沿  $80^\circ\text{E}$  的变化(图 9)可见,在  $30^\circ\text{N}$  以北的区域,不同试验方案模拟的降水强度相近,都比观测值小;在  $30^\circ\text{N}$  以南,未使用积云对流参数化方案模拟的降水强度显著偏低,使用后降水强度明显改善。提高模式分辨率和使用网格嵌套技术都能改进降水强度的模拟效果,二者配合使用效果更佳。

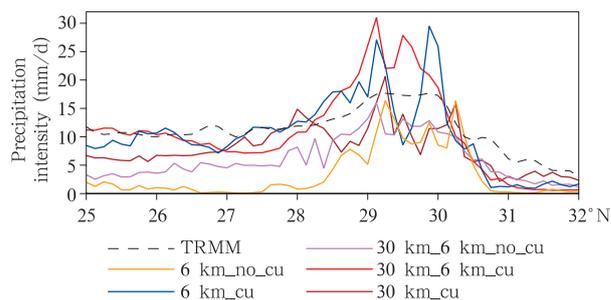


图 9 2006 年 7 月观测和模拟的降水强度(单位: mm/d)沿  $80^\circ\text{E}$  的变化

Fig. 9 Observed and simulated precipitation intensity (unit: mm/d) along  $80^\circ\text{E}$  in July 2006

(a.  $30 \text{ km\_cu}$ , b.  $6 \text{ km\_cu}$ , c.  $30 \text{ km\_6 km\_cu}$ )

除水汽条件外,垂直运动和大气层结稳定性也是影响降水的重要因素。从再分析资料 and 不同试验方案模拟的垂直速度和相对湿度沿  $80^\circ\text{E}$  的垂直剖面(图 10)可知,垂直速度和相对湿度的南北分布与降水强度和分布十分吻合,当上升运动强、垂直延伸高和相对湿度大时,降水强。使用积云对流参数化方案时高分辨率试验模拟的垂直速度极值区多,分布不均,上升运动的垂直延伸高;嵌套试验模拟的垂直速度与再分析资料最相似;低分辨率试验模拟的上升运动相对较弱。没有积云对流参数化方案时垂直上升速度减弱,尤其在高原南坡以南的上空表现突出;而且大气低层的相对湿度减小,嵌套后相对湿度增大,但仍小于使用积云对流参数化方案的试验。所以提高模式分辨率和网格嵌套技术都能改善垂直运动的模拟;积云对流参数化方案的使用也能改善垂直运动的分布,使低层大气的湿度增大,有利于更加准确地模拟降水。

假相当位温( $\theta_{se}$ )是一个综合表征温度、气压和湿度相互影响的物理量,其大小与水汽凝结释放的潜热成正比,它随高度的变化可以用来判断对流是否稳定; $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ ,对流不稳定; $\partial\theta_{se}/\partial z = 0$ ,对流中性; $\partial\theta_{se}/\partial z > 0$ ,对流稳定。从不同试验模拟的假

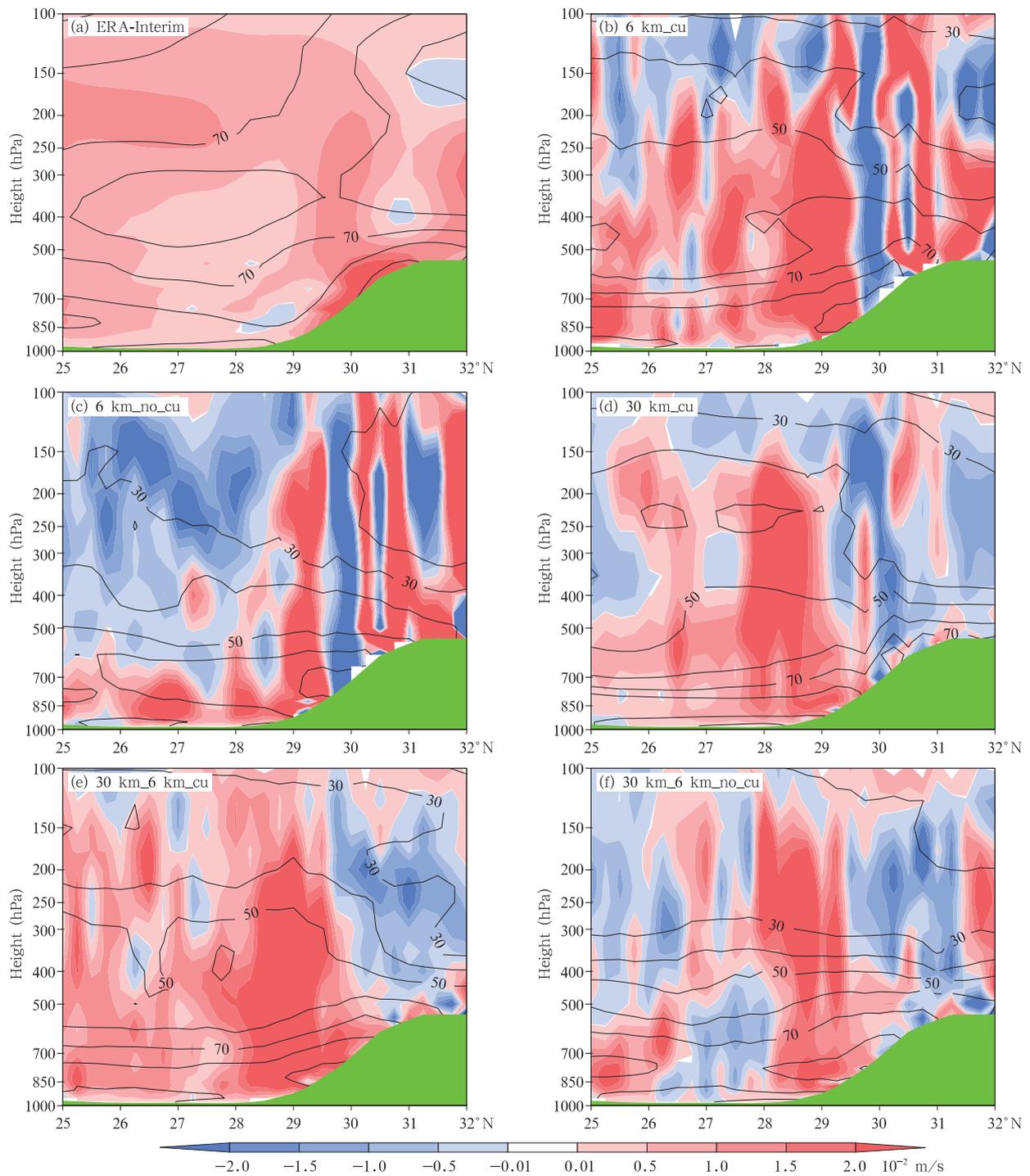


图 10 2006 年 7 月沿 80°E 再分析资料和模拟的垂直速度(色阶,单位: $10^{-2}$  m/s)、相对湿度(实线,单位:%)的垂直剖面(绿色区:地形)

(a. ERA-Interim 再分析资料, b. 6 km<sub>cu</sub> 方案, c. 6 km<sub>no\_cu</sub> 方案, d. 30 km<sub>cu</sub> 方案, e. 30 km<sub>6 km<sub>cu</sub></sub> 方案, f. 30 km<sub>6 km<sub>no\_cu</sub></sub> 方案)

Fig. 10 Latitude-height cross-sections of the vertical velocity (color shaded, unit:  $10^{-2}$  m/s) and relative humidity (black lines, unit: %) from reanalysis and from simulations along 80°E in July 2006 (green shaded zone: terrain) (a. ERA-Interim, b. 6km<sub>cu</sub>, c. 6km<sub>no\_cu</sub>, d. 30km<sub>cu</sub>, e. 30km<sub>6km<sub>cu</sub></sub>, f. 30km<sub>6km<sub>no\_cu</sub></sub>)

相当位温的垂直廓线(图 11)可以看出, 30 km\_6 km\_cu 和 6 km\_cu 方案的对流不稳定区域能达到 550 hPa, 且  $\theta_{sc}$  在各层均较大; 相比之下, 30 km\_cu 和 6 km\_no\_cu 方案对流不稳定区域的高度略低, 约为 600 hPa;  $\theta_{sc}$  的值在各层均较小, 且前者大于后者。30 km\_6 km\_no\_cu 方案在 500 hPa 以下  $\theta_{sc}$  的值偏大, 以上偏小。以上分析表明提高模式分辨率、使用网格嵌套技术和积云对流参数化方案都能影响大气的垂直加热状态, 且积云对流参数化方案的影响最大。

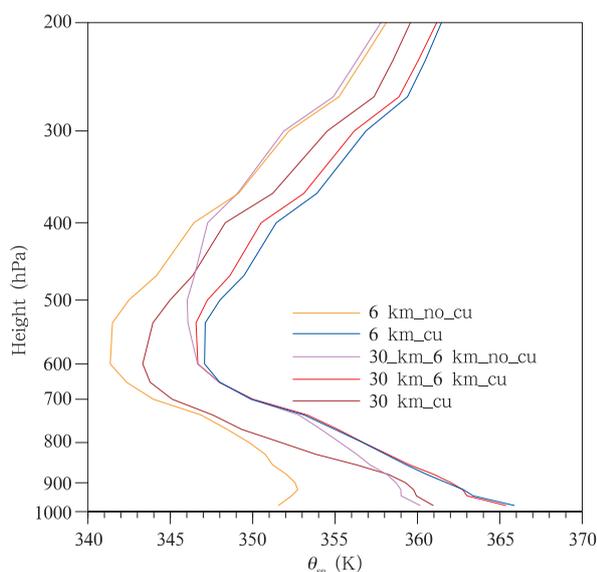


图 11 2006 年 7 月的区域(25°–32°N, 80°E)平均假相当位温(单位:K)的垂直廓线

Fig. 11 Vertical profiles of pseudo-equivalent potential temperature (unit:K) averaged over (25°–32°N, 80°E) in July 2006

## 5 结论和讨论

利用 WRF 模式研究了 2006 年 7 月陡峭的高原南坡的降水。首先对比不同积云对流参数化方案模拟的降水与实况的差异, 得出最优的积云对流参数化方案。然后通过 5 个试验讨论积云对流参数化方案、模式分辨率和网格嵌套技术对降水模拟的影响及原因, 为利用 WRF 模式研究高原南坡降水提供参考。主要结论如下:

(1) WRF 模式分辨率为 30 km 时, 高原南坡降水的模拟对积云对流参数化方案十分敏感, 不同方案模拟的降水差异显著。比较发现使用 Grell-Dev-

enyi 质量通量方案模拟的降水强度、空间分布和时间演变跟观测资料更接近。

(2) 当模式分辨率从 30 提高至 6 km 时, 降水的空间分布改善较小, 量值偏大, 使用网格嵌套技术后, 降水强度和分布均得到改善。提高模式分辨率和网格嵌套都能改善高原南坡的最大降水高度。不使用积云对流参数化方案时, 降水的模拟效果明显变差。

(3) 水汽条件是造成不同试验方案降水差异的重要原因。各试验方案模拟的水汽分布及大小相近; 风场的差异导致水汽输送和辐合的不同, 进而引起降水的差异。低层流场能直接影响高原南坡的最大降水高度和高原平台的降水。

(4) 积云对流参数化方案、网格嵌套技术和提高模式分辨率通过影响降水来调节大气的垂直加热状态, 它们还能通过改善垂直速度的大小和分布来提高降水模拟的准确性。积云对流参数化方案能影响大气低层的湿度从而影响降水。

虽然研究了 WRF 模式中积云对流参数化方案、嵌套技术和模式分辨率对陡峭的高原南坡夏季降水模拟的影响, 也得到了一些初步结论, 但是积云对流参数化方案在灰色带分辨率(1–10 km)的取舍问题以及 GD 方案是否适用于其他地区仍有待进一步研究。地形对降水模拟具有重要的影响, 尤其在地形复杂的高原南坡, 文中对此未做讨论, 需要今后更加深入的研究。此外, 在研究时因计算资源限制, 只是对部分其他物理过程和积云对流参数化方案的组合进行了试验, 也尚需进行更全面的试验。

致谢: 感谢李剑东博士审阅了初稿并提出了宝贵意见。

## 参考文献

- 高学杰, 徐影, 赵宗慈等. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验. 大气科学, 30(2): 185-192. Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. 2006. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation. Chinese J Atmos Sci, 30(2): 185-192 (in Chinese)
- 何由, 阳坤, 姚檀栋等. 2012. 基于 WRF 模式对青藏高原一次强降水的模拟. 高原气象, 31(5): 1183-1191. He Y, Yang K, Yao T D, et al. 2012. Numerical simulation of a heavy precipitation in Qinghai-Xizang Plateau based on WRF model. Plateau Meteor, 31(5): 1183-1191 (in Chinese)
- 黄安宇, 张耀存, 朱坚. 2009. 中国夏季不同强度降水模拟对不同积云对流参数化方案的敏感性研究. 大气科学, 33(6): 1212-

1224. Huang A N, Zhang Y C, Zhu J. 2009. Sensitivity of simulation of different intensity of summer precipitation over China to different cumulus convection parameterization schemes. *Chinese J Atmos Sci*, 33(6): 1212-1224 (in Chinese)
- 黄荣辉. 1985. 夏季青藏高原对于南亚平均季风环流形成与维持的热力作用. *热带气象学报*, 1(1): 1-8. Huang R H. 1985. The thermal effect of the Qinghai-Xizang Plateau on formation and maintenance of the mean monsoon circulation over South Asia in summer. *J Trop Meteor*, 1(1): 1-8 (in Chinese)
- 解承莹, 李敏娇, 张雪芹等. 2015. 青藏高原南缘关键区夏季水汽输送特征及其与高原降水的关系. *高原气象*, 34(2): 327-337. Xie C Y, Li M J, Zhang X Q, et al. 2015. Moisture transport features in summer and its rainfall effects over key region in southern margin of Qinghai-Xizang Plateau. *Plateau Meteor*, 34(2): 327-337 (in Chinese)
- 李巧萍, 丁一汇. 2004. 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*, 62(2): 140-153. Li Q P, Ding Y H. 2004. Multi-year simulation of the East Asian monsoon and precipitation in China using a regional climate model and evaluation. *Acta Meteor Sinica*, 62(2): 140-153 (in Chinese)
- 刘屹岷, 刘琨, 吴国雄. 2007. 积云对流参数化方案对大气含水量及降水的影响. *大气科学*, 31(6): 1201-1211. Liu Y M, Liu K, Wu G X. 2007. The impacts of the cumulus convective parameterization on the atmospheric water-content and rainfall simulation in SAMIL. *Chinese J Atmos Sci*, 31(6): 1201-1211 (in Chinese)
- 吕光辉, 于恩涛, 向伟玲等. 2009. WRF模式分辨率对新疆异常降雨天气要素模拟的影响. *气候与环境研究*, 14(1): 85-96. Lv G H, Yu E T, Xiang W L, et al. 2009. Effect of horizontal and vertical resolution on WRF simulation of the unusual rainfall event in Xinjiang. *Clim Env Res*, 14(1): 85-96 (in Chinese)
- 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德等. 1999. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(一). 北京: 气象出版社, 204-214. Tao S Y, Chen L S, Xu X D, et al. 1999. *Advances in the Theories of Atmospheric Sciences Test of Tibetan Plateau*. Beijing: China Meteorological Press, 204-214 (in Chinese)
- 王同美, 吴国雄, 万日金. 2008. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响. *高原气象*, 27(1): 1-9. Wang T M, Wu G X, Wan R J. 2008. Influence of the mechanical and thermal forcing of Tibetan Plateau on the circulation of the Asian summer monsoon area. *Plateau Meteor*, 27(1): 1-9 (in Chinese)
- 吴国雄, 段安民, 张雪芹等. 2013. 青藏高原极端天气气候变化及其环境效应. *自然杂志*, 35(3): 167-171. Wu G X, Duan A M, Zhang X Q, et al. 2013. Extreme weather and climate changes and its environmental effects over the Tibetan Plateau. *Chin J Nat*, 35(3): 167-171 (in Chinese)
- 伍华平, 束炯, 顾莹等. 2009. 暴雨模拟中积云对流参数化方案的对比试验. *热带气象学报*, 25(2): 175-180. Wu H P, Shu J, Gu Y, et al. 2009. The effects of different cumulus parameterization schemes in WRF on heavy rainfall in Hunan province. *J Trop Meteor*, 25(2): 175-180 (in Chinese)
- 徐祥德, 陶诗言, 王继志等. 2002. 青藏高原-季风水汽输送“大三角扇区”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系. *气象学报*, 60(3): 257-266. Xu X D, Tao S Y, Wang J Z, et al. 2002. The relationship between water vapor transport features of Tibetan Plateau-monsoon "large triangle" affecting region and drought-flood abnormality of China. *Acta Meteor Sinica*, 60(3): 257-266 (in Chinese)
- 姚檀栋, 朱立平. 2006. 青藏高原环境变化对全球变化的响应及其适应对策. *地球科学进展*, 21(5): 459-464. Yao T D, Zhu L P. 2006. The response of environmental changes on Tibetan Plateau to global changes and adaptation strategy. *Adv Earth Sci*, 21(5): 459-464 (in Chinese)
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1-2. Ye D Z, Gao Y X. 1979. *Qinghai-Xizang Plateau Meteorology*. Beijing: Science Press, 1-2 (in Chinese)
- 袁招洪. 2015. 不同分辨率和微物理方案对飑线阵风锋模拟的影响. *气象学报*, 73(4): 648-666. Yuan Z H. 2015. Study of the influence of the different horizontal resolutions and microphysical setups on the idealized simulation of a squall line. *Acta Meteor Sinica*, 73(4): 648-666 (in Chinese)
- 章国材. 2004. 美国WRF模式的进展和应用前景. *气象*, 30(12): 27-31. Zhang G C. 2004. Progress of weather research and forecast (WRF) model and application in the United States. *Meteor Mon*, 30(12): 27-31 (in Chinese)
- 张宇, 郭振海, 林一骅等. 2013. 中尺度模式风电场风速短期预报能力研究. *大气科学*, 37(4): 955-962. Zhang Y, Guo Z H, Lin Y H, et al. 2013. Predictive capacity of mesoscale model for short-range wind speed forecasting at wind power farm. *Chinese J Atmos Sci*, 37(4): 955-962 (in Chinese)
- 朱格利, 林万涛, 曹艳华. 2014. 用WRF模式中不同云微物理参数化方案对华南一次暴雨过程的数值模拟和性能分析. *大气科学*, 38(3): 513-523. Zhu G L, Lin W T, Cao Y H. 2014. Numerical simulation of a rainstorm event over South China by using various cloud microphysics parameterization schemes in WRF model and its performance analysis. *Chinese J Atmos Sci*, 38(3): 513-523 (in Chinese)
- Albrecht B A, Ramanathan V, Boville B A. 1986. The effects of cumulus moisture transports on the simulation of climate with a general circulation model. *J Atmos Sci*, 43(21): 2443-2462
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(656): 553-597
- Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia. *Climate Dyn*, 24(7-8): 793-807
- Emori S, Nozawa T, Numaguti A, et al. 2001. Importance of cumulus parameterization for precipitation simulation over East Asia in June. *J Meteor Soc Japan*, 79(4): 939-947
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cu-

- mulus parameterizations. *Mon Wea Rev*, 121(3): 764-787
- Grell G A, Dévényi D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys Res Lett*, 29(14): 38-1-38-4
- Grell G A, Freitas S R. 2013. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmos Chem Phys Discuss*, 13(9): 23845-23893
- Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, et al. 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J Hydrometeor*, 8(1): 38-55
- Janjić Z I. 1994. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon Wea Rev*, 122(5): 927-945
- Janjić Z I. 2000. Notes and correspondence comments on "Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models". *J Atmos Sci*, 57(21): 3686
- Jankov I, Gallus J W A, Shaw B, et al. 2004. An investigation of IHOP convective system predictability using a matrix of 19 WRF members//Proceeding of the 84th AMS Annual Meeting. Seattle, USA: American Meteorological Society, 10-15
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization in mesoscale models: The Kain-Fritsch Scheme//The Representation of Cumulus in Numerical Models. Boston, MA: American Meteorological Society, 24: 165-170
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J Appl Meteor*, 43(1): 170-181
- Kotroni V, Lagouvardos K. 2001. Precipitation forecast skill of different convective parameterization and microphysical schemes: Application for the cold season over Greece. *Geophys Res Lett*, 28(10): 1977-1980
- Leung L R, Qian Y. 2003. The sensitivity of precipitation and snow pack simulations to model resolution via nesting in regions of complex terrain. *J Hydrometeor*, 4(6): 1025-1043
- Starr V P, Peixoto J P. 1958. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts. *Tellus*, 10(2): 188-194
- Trenberth K E. 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change. *Clim Change*, 39(4): 667-694
- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon Wea Rev*, 126(4): 913-927
- Wu G X, Liu Y M, He B, et al. 2012. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Sci Rep*, 2: 404
- Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. 2009. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *SOLA*, 5: 137-140
- Yu E T, Wang H J, Sun J Q. 2010. A quick report on a dynamical downscaling simulation over China using the nested model. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 3(6): 325-329
- Yu M, Liu Y M. 2015. The possible impact of urbanization on a heavy rainfall event in Beijing. *J Geophys Res Atmos*, 120(16): 8132-8143