

陈广宇, 韦志刚, 董文杰, 等. 2019. 中国西部陆面过程次网格地形参数化的改进对区域气温和降水模拟的影响研究 [J]. 大气科学, 43(4): 846–860. Chen Guangyu, Wei Zhigang, Dong Wenjie, et al. 2019. Effects of improvement of land surface subgrid topographic parameterization on regional temperature and precipitation simulation in western China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 846–860. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1807.18156

中国西部陆面过程次网格地形参数化的改进 对区域气温和降水模拟的影响研究

陈广宇¹ 韦志刚^{1,2} 董文杰^{2,3} 朱献^{1,2} 陈辰¹ 刘雅静¹ 郑志远^{2,3}

¹ 北京师范大学地理科学学部地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875

² 北京师范大学珠海分校未来地球研究院珠海区域气候—环境—生态预测预警协同创新中心, 广东珠海 519087

³ 中山大学大气科学学院, 广东珠海 519082

摘 要 地表作为大气模块的下垫面, 为大气模块提供边界条件, 地形对于模式结果的准确性起到至关重要的作用。现有的陆面过程模式在陆面同一网格内的次网格单元采用相同的大气强迫量, 没有考虑次网格地形对网格内大气强迫量的影响, 这关系到模式对气象要素和陆气交换量的模拟水平。本文在陆面模式 NOAH 处理次网格单元的同时, 将输入的大气强迫量根据其在地形高度的关系进行修订, 提出新的次网格地形的参数化方案, 并引入到 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式中进行数值试验, 通过 3 组数值模拟试验, 与未改进的方案和细网格方案分析比较, 探讨新参数化方案对 WRF 模式模拟结果的影响。结果表明: 地形越复杂区域, 次网格地形的影响越大。本文引入的新陆面次网格地形方案对天山山脉和昆仑山脉以及青藏高原南部的地表气温的模拟有较大改善, 模拟的地表气温在大范围区域内都更贴近细网格方案。虽然新陆面次网格地形方案和细网格试验都对温度的模拟结果都有改善, 但新陆面次网格地形方案对降水的模拟改善甚微, 而细网格试验对降水模拟却有改进, 这是由于细网格试验在陆面和大气网格都进行了细化, 而新陆面次网格地形方案只考虑了陆面次网格的影响。具体来说, 新陆面次网格地形方案对温度的模拟结果改进是通过改变地表向上长波和地表感热实现的。而细网格试验由于同时细化了大气和陆面的空间网格, 对降水和温模拟的改进是通过综合改变地表能量平衡实现的。

关键词 WRF 模式 NOAH 陆面模式 中国西部 次网格地形 气温 降水 地表能量平衡

文章编号 1006-9895(2019)04-0846-15

中图分类号 P435+1

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1807.18156

Effects of Improvement of Land Surface Subgrid Topographic Parameterization on Regional Temperature and Precipitation Simulation in Western China

CHEN Guangyu¹, WEI Zhigang^{1,2}, DONG Wenjie^{2,3}, ZHU Xian^{1,2},
CHEN Chen¹, LIU Yajing¹, and ZHENG Zhiyuan^{2,3}

¹ State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875

² Zhuhai Joint Innovative Center for Climate-Environment-Ecosystem, Future Earth Research Institute, Beijing Normal University, Zhuhai 519087

收稿日期 2018-04-26; **网络预出版日期** 2018-07-24

作者简介 陈广宇, 男, 1993 年出生, 硕士研究生, 主要从事陆面过程与气候变化研究。E-mail: chenguang_yu@163.com

通讯作者 韦志刚, Email: wzg@bnu.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2016YFA0602701

Found by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0602701)

3 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Zhuhai, Guangdong 519082

Abstract The land surface provides underlying lower boundary conditions for atmospheric models. Topography plays a crucial role in the accuracy of the model results. Most of current land surface models use the same atmospheric forcing in subgrid units within the same model grid, and don't not consider the influence of subgrid topography on atmospheric forcing that would impact the simulation of meteorological elements and land-atmosphere interaction. In this paper, a modified Land Surface Subgrid Topographic Parameterization (LSSTP) is proposed to revise the input atmospheric forcing according to its relationship with the subgrid terrain height in the NOAA land surface model. The LSSTP is then introduced into the WRF (Weather Research and Forecasting) model for numerical experiments. Three groups of numerical experiments have been conducted to investigate the effect of this improvement on the simulation results of the WRF model. It is found that the new LSSTP introduced in this paper has clearly improved the simulation of 2m air temperature in the surface over the Tianshan Mountains, the Kunlun Mountains and the southern Qinghai-Tibet Plateau. However, the new LSSTP shows little improvement on precipitation simulation. In contrast, the experiments with higher resolution can well simulate precipitation, which is attributed to the fact that the experiment with higher resolution has been refined in both the land and the atmosphere, while the new LSSTP only considers subgrid effect in the surface. Temperature simulations using the new LSSTP are improved by revising surface upward long-wave flux and surface sensible heat flux, while the experiment with higher resolution has simultaneously refined the grids of both the atmosphere and land, and the improvement of precipitation and temperature simulation is achieved by comprehensively changing the surface energy balance.

Keywords WRF Model, NOAA Land Surface Model, Western China, Subgrid topography, Temperature, Precipitation, Surface Energy Balance

1 引言

地表作为大气模块的下垫面，为大气模块提供边界条件。除地表类型外，地形如局地海拔高度、地形坡度、坡向等，对于模式结果的准确性也起到很重要的作用。在诸如山地等地表特征较为复杂的地区，地形要素会影响地表的能量平衡 (Rotach et al., 2015)。然而，小于模式分辨率的地形要素无法被捕捉，所以要进行地形次网格参数化，以考虑地形的次网格效应。研究复杂地形区（如中国西部的干旱区和高原区）的陆面过程次网格参数化可以改善地表各能量通量的计算，更好地刻画陆气相互作用，进而可在一定程度上改进模式对复杂地形区域天气气候系统发生发展和演变过程的模拟及预测，更好地理解区域气候的形成和变化机理。

目前，对地形参数化的方法主要有3种，第一种是Wallace et al. (1983)提出的“包络地形”方案，考虑了次网格尺度地形标准偏差倍数的虚假地形，可以改善模式的地形结构，弥补模式对总山脉拖曳的过低估计。第二种是地形重力波拖曳方案 (Palmer et al., 1986)，由地形激发出的重力波波动能把相当大的水平动量传输到波动被吸收或耗散的

区域，这种波动通量的耗散称为地形重力波拖曳力。当气流越过不规则的下垫面，起伏不平的地形可能会激发起向上传播的地形重力波，这种波动在传播过程中在某一特定层被反射或吸收，或是遇到对流不稳定的层结，重力波会受到破坏并崩溃。最初的研究通过引入有效粗糙度长度来刻画由于地形对风的气流阻力作用而造成的动量损失，根据地形的不同改变有效粗糙度长度 (Fiedler and Panofsky, 1972)，其局限性在于只是简单地修改有效粗糙度长度，没有考虑温湿相关的热力学过程 (Beljaars et al., 2004)。Wood et al. (2001) 对此进行了改进，即在大气方程组中的动量方程中加入拖曳项。在此基础上，Rontu (2006) 给出了wood方法的一种简化形势；Jiménez and Dudhia (2012) 提出使用一个经验阈值将次网格地形高标准差和地形高度的无量纲拉普拉斯形式相结合，加入到动量方程中。第三种方法是Avissar and Pielke (1989) 提出陆面模式中马赛克 (mosaic) 方法。这种方法与传统的主类型 (dominant) 方法 (该方法不对模式网格做次网格处理，认为一个陆面网格由某单一地表类型控制) 不同，考虑陆面网格内的地形异质性，将模式网格分为若干块次网格单元，每块都对

应确定的土地利用类型,认为同一次网格单元内是同质的,地表通量和状态量在每块次网格单元内独立计算(用于计算的大气强迫量仍采用模式网格的平均值),最后再进行面积加权平均输出到模式网格,这种方法也是本文将采用的。类似的方法还有结合(composite)法(Koster and Suarez, 1992)和统计—动力(statistical-dynamical)法(Entekhabi and Eagleson, 1989)。结合法认为一个模式网格内的地表属性是该网格内多个次网格地表属性的整合,这种整合可以是线性的或者非线性的;统计—动力法认为地表参数都遵循确定的概率密度函数,地表参数在每个次网格单元内由概率密度函数确定,然后再集合输出到模式网格。

国内学者也做了一些关于地形次网格参数化的研究。如朱新胜等(2005)基于计算次网格地形的坡度坡向改进了数值模式中的地表热量平衡;沈玉伟等(2007)考虑次网格地形坡度坡向的动力效应,改进复杂地形地表气压的计算;马晨晨等(2016)评估了两种地形次网格参数化方案在黄土高原上的模拟效果。

目前关于地形次网格参数化的研究中,大多数学者均着眼于边界层方案或近地面层方案,对于陆面过程方案的研究较少。本文着眼于陆面模式,利用WRF(Weather Research and Forecasting)模式开展试验,在陆面模式中考虑次网格地形,探究其对模拟结果的影响。需要指出的是,由于WRF模式是中尺度区域气候模式,其本身已经可以利用嵌套实现陆面和大气网格的不断细化,而目前的地球系统模式则无法采用嵌套方法,本文利用WRF模式比较和测试次网格地形参数化方案,以期在地球系统模式上得到应用。

2 模式设计与研究方法

本文采用耦合NOAH模块的WRF模式进行研究。WRF模式是由美国环境预测中心(NCEP),美国国家大气研究中心(NCAR)等美国的科研机构为中心开发的一种统一的气象模式,于2000年开发完成。为使研究成果能够迅速地应用到现实的天气预报当中去,WRF模式分为ARW(the Advanced Research WRF)和NMM(the Nonhydrostatic Mesoscale Model)两种,即研究用和业务用两种形式,分别由NCEP和NCAR管理维

持着(<https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model> [2018-04-26])。

NOAH陆面过程方案可以描述了土壤—积雪—植被与大气的相互作用,可以用于模拟土壤温度、土壤含水量、冠层含水量、雪深、水汽和能量通量、向上辐射强度等。该模式可以独立运行,也可以耦合于各种天气气候模式中来模拟研究陆面过程对天气气候的影响(LeMone et al., 2008; Chen et al., 2010)。WRF模式中耦合的NOAH陆面模块计算地表通量时采用如下计算方法:

$$R_n = H + LE + Q, \quad (1)$$

$$H = -\rho c_p \frac{(T_a - T_s)}{r_h}, \quad (2)$$

$$LE = -L\rho \frac{(q_a - q_s)}{r_h}, \quad (3)$$

$$G = -\kappa \frac{\partial T}{\partial Z}, \quad (4)$$

其中, R_n 为净辐射,公式(1)为联系整个陆面过程的核心方程,即地表能量平衡方程; H 为感热通量(W m^{-2}), ρ 为空气密度(kg m^{-3}), c_p 定压比热(取 $1004.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), r_h (s m^{-1})为空气动力学阻抗, T_a 、 T_s 分别为地表温度(K)和2 m高度处气温(K); LE 为潜热通量(W m^{-2}), L 为蒸发潜热(取 $2.501 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), q_a 、 q_s 分别为地表比湿(kg kg^{-1})和2 m高度处比湿(kg kg^{-1}); G 为土壤热通量(W m^{-2}), κ 为土壤导热率($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), $\partial T/\partial Z$ 为土壤层间温度梯度(K m^{-1})。

NOAH陆面模块对于单一网格的土地利用类型采用两种方法,即马赛克(mosaic)方法和主类型(dominant)方法。Li et al. (2013)已经评估过马赛克方法由于考虑了次网格地表的异质性,其模拟效果要优于主类型方法,所以本文拟在NOAH模式中采用马赛克方法。在该方法中,模式网格可以根据地表类型的不同被分为若干块次网格单元,这些次网格单元独立计算陆面通量和状态量,最后再集合输出至模式网格。具体计算方法如下:

$$\bar{\alpha} = \sum_{i=1}^{i=N} \alpha_i \zeta_i', \quad (5)$$

$$\zeta_i' = \zeta_i / \sum_{k=1}^{k=N} \zeta_k, \quad (6)$$

其中, k 表示模式网格内次网格单元的标号, N 表示土地利用类型次网格数量, ζ_k' 表示第 k 个次网格单元的标准化面积分数, ζ_k 表示第 k 个次网格单元

的面积, α 表示次网格单元的地表通量或状态量, 而 $\bar{\alpha}$ 表示模式网格的平均量。

经过计算分析, 发现在我们选择的研究区域内, 当一个模式网格内土地利用类型次网格数 $N=9$ 时, 其所占平均面积分数已接近 1 (如图 1), 所以本文拟采用 $N=9$ 开展研究, 而有些模式网格内土地利用类型不足 9 个, 所以 N 只是一个最大值。

马赛克方法虽然将陆面网格分为若干个次网格单元进行独立计算, 但是所有次网格单元输入的是相同的大气强迫量。本文的工作希望在 NOAH 模式处理次网格单元的同时将输入的大气强迫量根据其地形高度的关系进行修订, 探究其对模式模拟效果的影响。

在本文中, 我们采用的新的次网格地形参数化方案如下:

(1) 将 WRF 地形高度输入资料按照 USGS 的 24 类土地利用类型在一个网格内划分, 使每个土地类型对应不同地形高度, 即生成新变量次网格单元地形高度 $H_{\text{sub}}(k, j, i)$ 。其中 k 表示土地利用类型索引, 最大取值区间为 (1, 24), 因为本文最大只划分了 9 个次网格单元, 所以实际取 (1, 9), j, i 分别表示模式网格所处位置。

(2) 根据次网格地形高度 H_{sub} 对近地气温 T_a 、近地比湿 q_a 、近地气压 p_a 进行修正得到次网格修正量 T'_a 、 q'_a 、 p'_a :

$$T'_a = T_{l+1} \cdot \frac{(\Delta H - z_l)}{\Delta z} + T_l \cdot \frac{(z_{l+1} - \Delta H)}{\Delta z}, \quad (7)$$

$$q'_a = q_{l+1} \cdot \frac{(\Delta H - z_l)}{\Delta z} + q_l \cdot \frac{(z_{l+1} - \Delta H)}{\Delta z}, \quad (8)$$

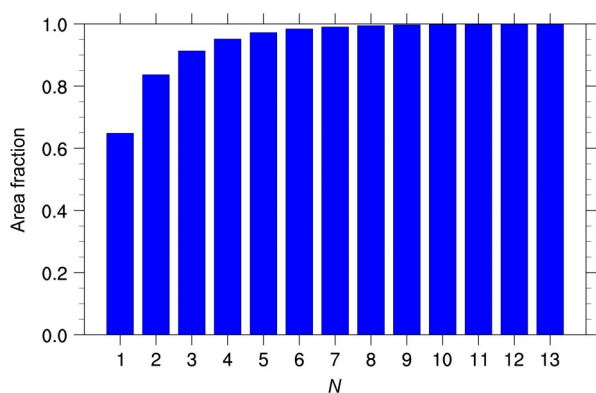


图 1 N 个次网格单元所占平均面积分数。纵坐标 Fraction 表示平均面积分数

Fig. 1 Mean area fractions occupied by N subgrid tiles

$$p'_a = p_{l+1} \cdot \frac{(\Delta H - z_l)}{\Delta z} + p_l \cdot \frac{(z_{l+1} - \Delta H)}{\Delta z}, \quad (9)$$

$$\Delta H = H_{\text{sub}} - \bar{H}, \quad (10)$$

式中 ΔH 为次网格地形高度 H_{sub} 和网格平均地形高度 $\bar{H}$ 的差。具体的修正做法是 (以温度为例): 由于 WRF 模式耦合有边界层模式, 自身可以输出各层的温压湿风等大气变量, 我们只要找到 ΔH 对应的层结 ($l, l+1$), 根据其上下边界所对应的高度 z_{l+1} 、 z_l ($z_{l+1} > z_l$) 和温度 T_{l+1} 、 T_l 以及层结厚度 Δz , 利用反距离插值得到 ΔH 处的温度, 此数值即我们订正后新的大气强迫量 T'_a [公式 (7)]。而对低于网格平均地形高度 $\bar{H}$ 的次网格单元, 我们则利用外推法进行处理。最后将修正量输入模式进行计算。需要指出的是, 由于 WRF 不在陆面模块中对风进行处理, 而是转移到了近地层模块, 所以目前暂不对风的强迫量进行修正, 有待未来更进一步的研究。

本文选用 WRF-ARW 模式, 设置了三组试验:

(1) 试验 1 (Test1): $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率, 采用模式原有的次网格地形参数化方案。试验 1 未考虑陆面过程中次网格地形对大气强迫量的影响。

(2) 试验 2 (Test2): $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率, 采用本文新的次网格地形参数化方案。试验 2 通过新的参数化方案在陆面模块加入了次网格地形对大气强迫量的影响。

(3) 试验 3 (Test3): $0.33^\circ \times 0.33^\circ$ 分辨率, 是在原模式基础上进行的细网格试验, 是大气网格和陆面网格都细网格化的结果。

三组试验均不设嵌套网格, 参数化方案选择如表 1。模拟区域定如图 2 黄框所示, 包含中国西部广大地形复杂区, 主要对应我国地形的第一、二阶梯。其中第一阶梯青藏高原平均海拔在 4000 m 以上, 自北向南有昆仑山脉、阿尔金山脉、祁连山脉、唐古拉山脉、冈底斯山脉和喜马拉雅山脉; 第

表 1 参数化方案

Table 1 Parameterization schemes

参数化方案名称	参数化方案选择
微物理过程方案	WSM 3-class 方案
长波辐射方案	RRTM 方案
短波辐射方案	Dudhia 方案
近地面层方案	Monin-Obukhov 方案
陆面过程方案	Noah 陆面过程方案
边界层方案	YSU 方案
积云参数化方案	浅对流 Kain-Fritsch (new Eta) 方案

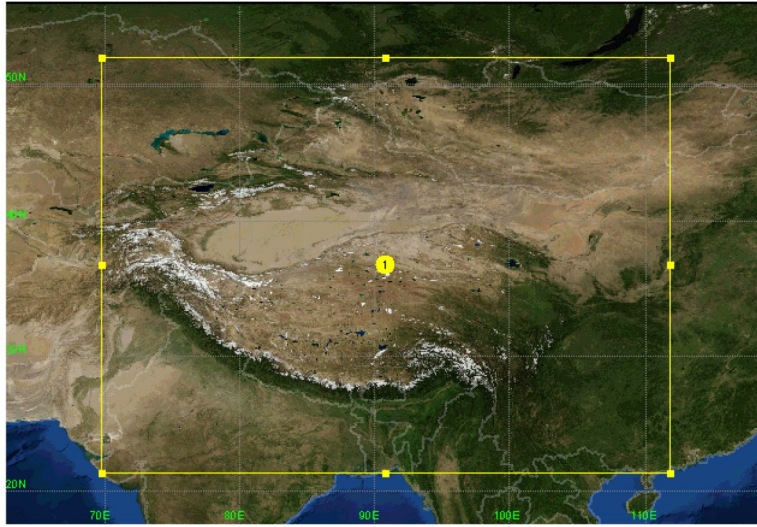


图2 研究区域

Fig. 2 The study area

二级阶梯以青藏高原北缘的昆仑山—祁连山和东缘的横断山脉为界, 平均海拔 1000~2000 m 左右, 自北向南分布了阿尔泰山脉、天山山脉、秦岭山脉。

模拟时间拟定为 2010 年 5 月 1 日 00 时 (协调世界时, 下同) 至 2010 年 9 月 1 日 00 时, 第一个月作为模式的预热过程, 取 6~8 月三个月的数据进行分析。

WRF 模型的输入资料选用欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 的 ERA-Interim 再分析资料; 验证模拟结果所用的资料为吴佳和高学杰 (2013) 发展的中国区域逐日观测资料, 该资料总体来说在观测台站聚集的地方差别较小, 如中国东部地区, 而在台站稀少的西部存在较大差别, 相差最大的是青藏高原北部至昆仑山西段等地形起伏较大而很少或没有观测台站的地方。在使用中, 网格化数据在这些地区的不确定性应予以注意; 在差值比较时, 我们利用区域面积平均将高分辨率场插值到低分辨率场。

为了更加准确直观地分析各试验间的差异, 现在定义一个描述变量场之间差异的指标 C :

$$C = |D_1| - |D_2|, \quad (11)$$

$$D_1 = B_1 - O, \quad (12)$$

$$D_2 = B_2 - O, \quad (13)$$

式中 B_1 、 B_2 表示需要对比的变量场, O 表示参照场, 比如要对比试验 1、2 与观测场的差异, 则 B_1 为试验 1, B_2 为试验 2, O 为观测场。 C 表征 B_1 和 B_2 接近 O 的程度, 如果 $C < 0$, 则 B_1 比 B_2 更接近 O ;

如果 $C > 0$, 则 B_2 比 B_1 更接近 O ; 如果 $C = 0$, 则 B_1 和 B_2 与 O 的接近程度相同。

除此之外还采用均方根误差 RMSE 来评价模拟结果, 其计算公式为

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [X_{\text{sim}}(i) - X_{\text{obs}}(i)]^2}{\text{NUM}}}, \quad (14)$$

其中, X_{sim} 、 X_{obs} 分别表示模拟值和观测值, NUM 表示样本数量。

3 结果与分析

3.1 地形有效高度差

为了更好地分析次网格地形的差异对模拟结果的影响, 我们定义地形有效高度差 ΔH 为

$$\Delta H'(k, j, i) = \Delta H(k, j, i) \times A'(k, j, i), \quad (15)$$

$$A'(k, j, i) = A(k, j, i) / \sum_{k=1}^{k=N} A(k, j, i), \quad (16)$$

其中, k 表示土地利用类型索引, 最大取值区间为 (1, 9), (j, i) 表示模式网格所处位置; $\Delta H(k, j, i)$ 意义同 (10) 式, 即处于 (j, i) 位置的模式网格内第 k 种土地利用类型对应的地形高度与该模式网格平均高度的差, 单位为 m; A 表示该土地利用类型所占模式网格的面积分数, 为无量纲单位, A' 为标准化后的面积分数。所以每个模式网格内有最大 9 个地形有效高度差, 对应不同的土地类型。地形有效高度差的值表征考虑了面积权重后, 次网格单元的地形高度与模式网格平均地形高度的差异

大小。现在我们按照研究区域内各次网格单元的面积降序对有效高度 ΔH 进行排列, 图 3 给出了 9 种地形有效高度差的空间分布, 空白部分表示此处的模式网格内没有对应的次网格单元。可以看出在占比面积前三的次网格单元中 (图 3a-c), 地形有效高度差主要集中在西部的天山山脉、昆仑山脉、阿尔金山脉、祁连山脉、横断山脉、喜马拉雅山脉等大地形边缘的复杂区域。其中天山山脉与昆仑山脉的次网格地形有效高度差最大, 平均在 200 m 以上, 有些超过 400 m。随着次网格单元所占面积的减小, 地形有效高度差也急剧减小 (图 3d-i), 但数值较大的区域仍然在天山山脉和喜马拉雅山脉。可见, 如果不考虑次网格地形, 在上述地形有效高度差较大的区域, 仅利用模式网格的平均高度是无法刻画这种地形差异的, 而这些差异势必将对模拟结果

造成影响, 而且由于 WRF 在处理地形时会进行平滑处理, 这将进一步使原始地形信息丢失。可以预见, 在这些区域采用本文试验 2 的方法可能带来模拟效果的改善, 而在其他区域, 效果可能并不明显。

3.2 气象要素模拟

3.2.1 地面 2 m 气温

图 4 给出了研究区域内 2010 年夏季 6 月至 8 月三个月的地表 2 m 平均气温三个试验的模拟结果以及实际的观测场。从图中可以看出, 三个试验均能较好模拟出地表气温的形势, 高温区和低温区与观测场基本形势对应较好, 但粗网格方案没有模拟出柴达木盆地的气温高值区, 且三组试验对于准噶尔盆地和四川盆地的气温均有不同程度的高估。

图 5 给出了指标 C 的空间分布, 由图 5a, b 我们可以看到, 对比试验 1, 采用新的次网格地形参

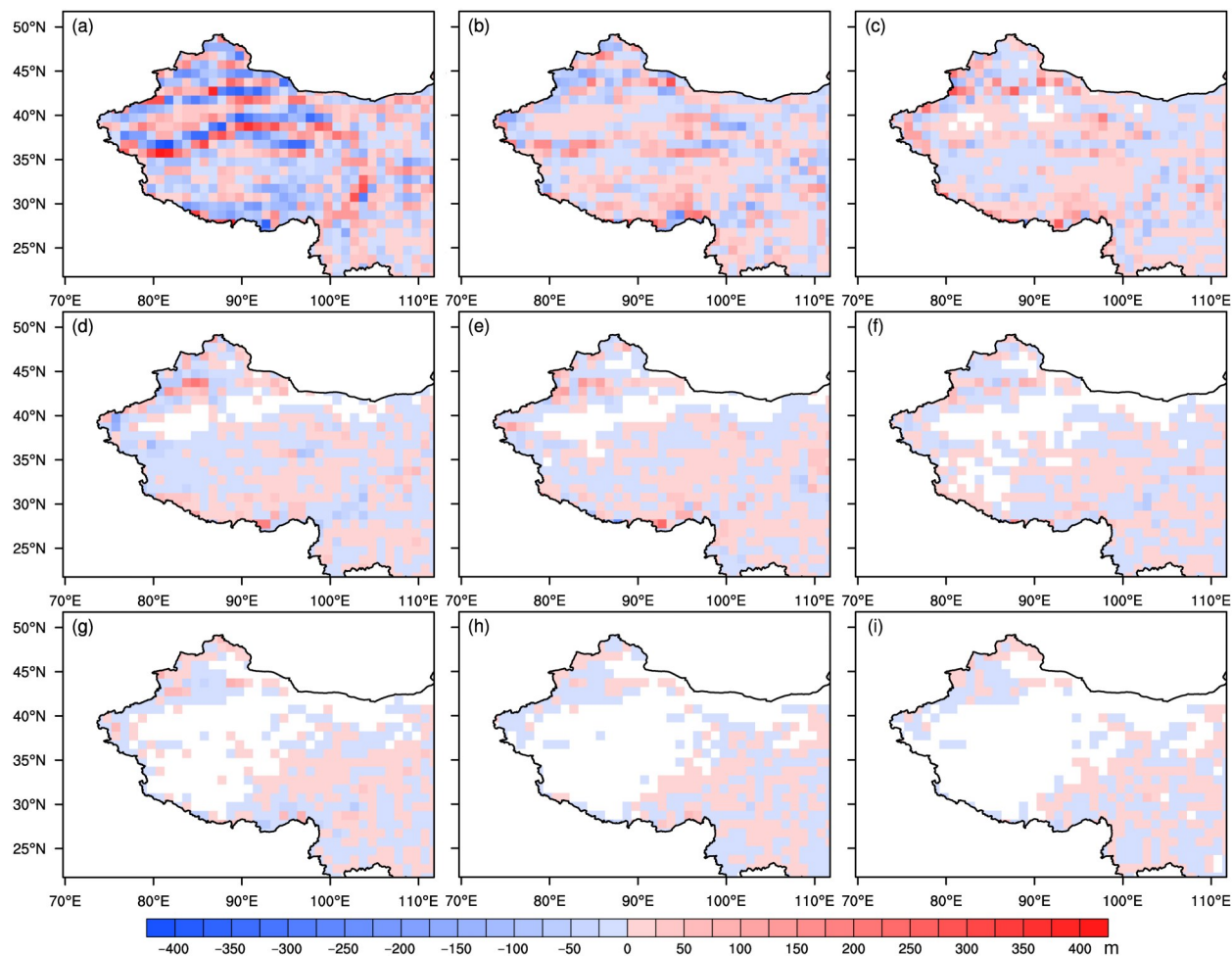


图 3 地形有效高度差的空间分布 (单位: m), (a) - (i) 分别表示按照面积分数排序的前 9 个次网格单元

Fig. 3 Spatial distributions of differences between topographic height of sub-grid tiles and topographic height on model grids (units: m). (a)-(i) Represent the top 9 subgrid tiles ordered by their respective area fractions

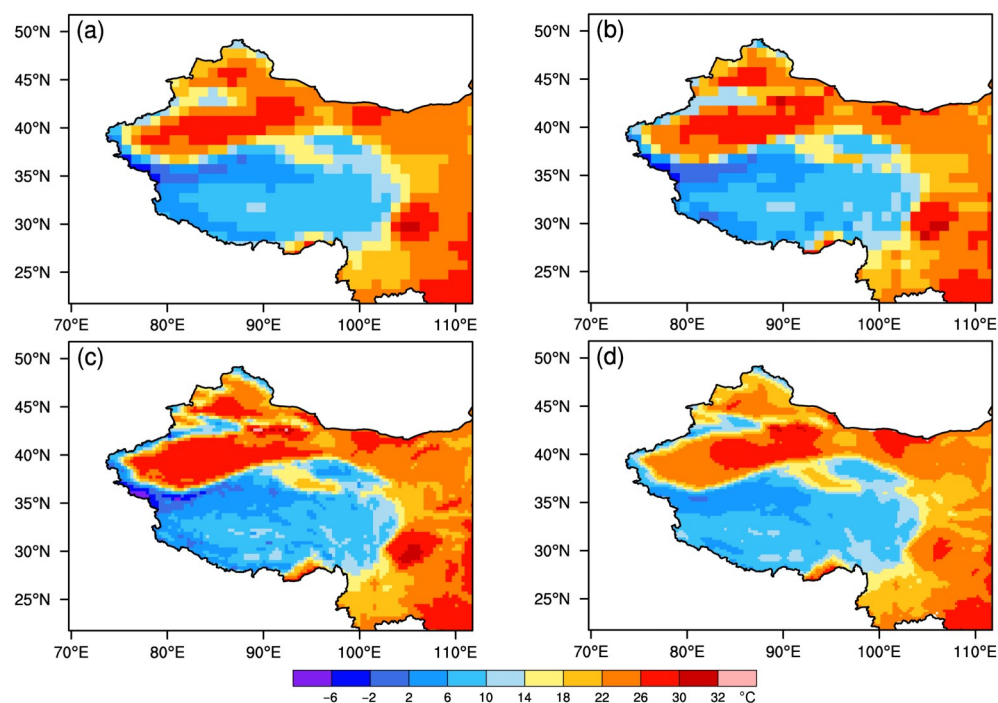


图4 2010年6~8月地表2 m平均气温分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)。(a)、(b)、(c)和(d)分别表示试验1(Test 1)、试验2(Test 2)、试验3(Test 3)和观测的结果

Fig. 4 Mean surface air temperature at 2 m height averaged over June–August 2010 (units: $^{\circ}\text{C}$). (a), (b), (c) and (d) indicate the results of Test 1, Test 2, Test 3, and observations, respectively

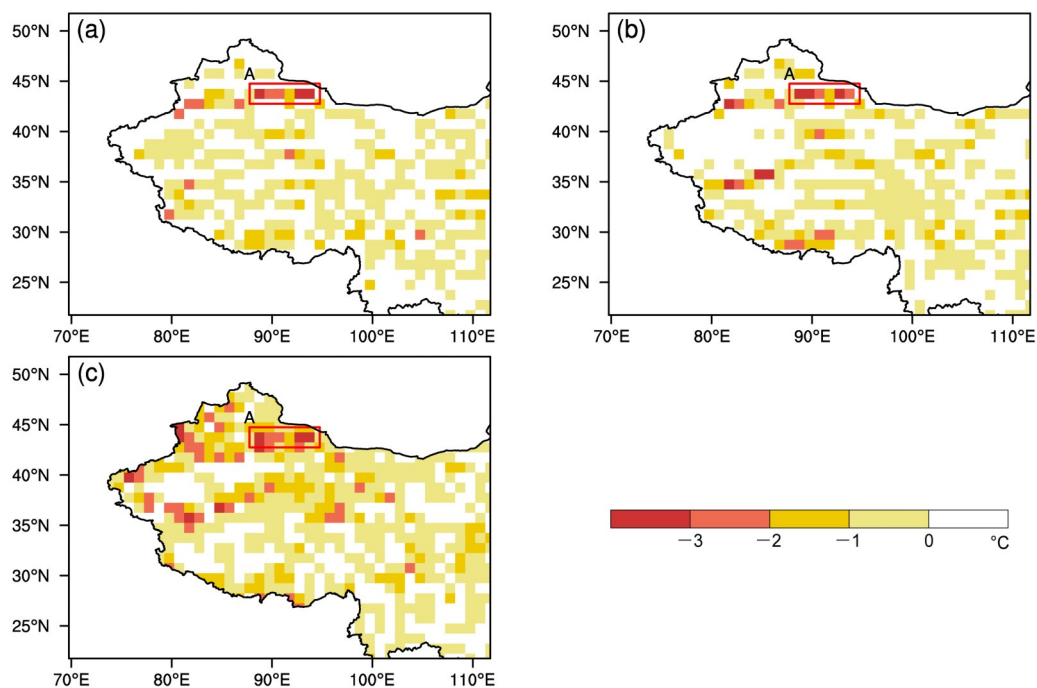


图5 关于地表2 m平均气温的指标C的空间分布(单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 试验2、1和观测场的差异, 负值表示试验2较试验1更接近观测场; (b) 试验3、1和观测场的差异, 负值表示试验3较试验1更接近观测场; (c) 试验2、1和试验3的差异, 负值表示试验2较试验1更接近试验3

Fig. 5 Spatial distributions of 2-m surface air temperature index C (units: $^{\circ}\text{C}$): (a) Differences between Test 1/Test 2 results and observations (negative values indicate results of Test 2 are more consistent with observations compared to that of Test 1); (b) differences between Test 3/Test 1 results and observations (negative values indicate results of Test 3 are more consistent with observations compared to that of Test 1); (c) differences between results of Test 2/Test 1 and results of Test 3 (negative values indicate results of Test 2 are more consistent with that of Test 3 compared to that of Test 1)

数化方案的试验2和采用高分辨率的细网格的试验3对地表气温模拟的改善均集中在天山山脉、昆仑山脉、阿尔金山脉和喜马拉雅山脉等中国西部地形复杂区域,改善原因主要是地形次网格参数化方案考虑到了这些区域地形复杂的特点。但是需要注意的是,由于西北地形复杂的区域往往气象测站较少,网格化的观测资料不确定性较大(吴佳和高学杰,2013),所以我们在有些区域与实况比较并没有改善,这极有可能是由于资料的不确定性带来的,而区域A测站相对较多,可信度较高。但是我们注意到,图5c给出了试验1、2相对于试验3的差异指标,可以看到,几乎所有区域,较试验1,试验2均要大幅接近试验3,尤其是天山山脉和昆仑山脉地区,接近幅度最大在 4°C 以上,平均也到达 2°C ,这表明新的地形次网格方案在地面气温上可以做到更加贴近高分辨率的细网格方案。

3.2.2 降水

图6给出了三组试验模拟的2010年6~8月三月的月平均降水以及观测资料,可以看出三个试验对于月平均降水形势的模拟均较差,这可能是由于选取区域太大和模式本身缺陷所致。其中三个试验的

降水中心位于四川盆地北部和喜马拉雅山脉区,中心降水量大于 300 mm ,降水范围也偏小,由青藏高原南部至东部呈带状分布,且对于西北大部的降水存在低估。而观测场的降水中心更靠东南,中心降水量大于 200 mm ,降水区域非常大,覆盖整个青藏高原、天山山脉以及四川云南贵州等地,呈片状分布。

参照同样的评估方法,图7给出了指标量 C 的空间分布,由图7a可以看出,试验1和试验2在大部分地区接近观测场的程度相差仅仅在 5 mm 以内,较实测资料仅在四川盆地北部和喜马拉雅山脉区的降水中心区域略有改善,而图7b中存在大量负值区,且相比于试验1,试验2接近试验3并不明显(图7c),表明采用高分辨率的细网格方案的试验3较试验1和试验2均大幅接近于观测场。这可能是由于降水过程涉及因素众多,且受大气状态影响较大,更高分辨率的大气网格对降水过程的刻画将会更细致,模拟结果更好。

3.3 地表变量

为了探究地表状态量及地表能量的变化情况,我们选取区域A(见图5红色选框部分)中中心位于(43.75°N , 88.75°E)的模式网格作为研究对

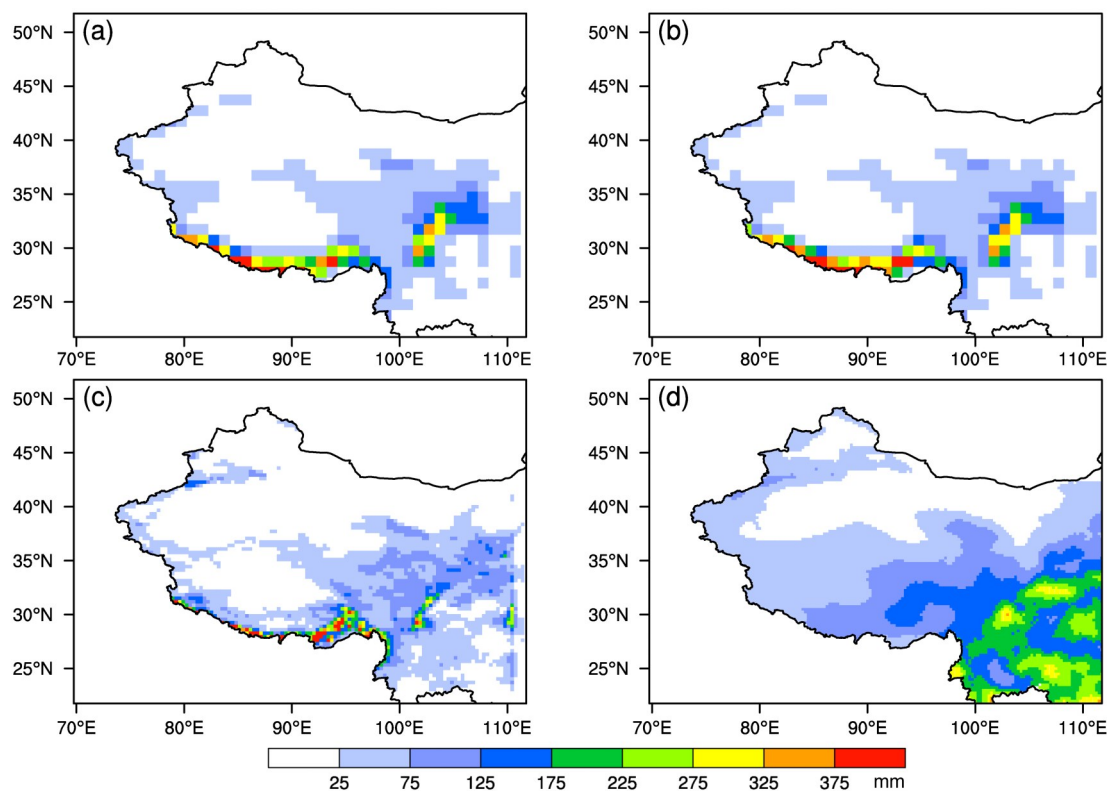


图6 2010年6~8月月平均降水(单位: mm), 说明同图4

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for monthly mean precipitation during June-August 2010 (units: mm)

象, 该网格位于天山山脉东段, 选取原因有两点, 一是该网格测站较多, 观测资料不确定性较小; 二是该点对于地表气温的改进较好。图 8 给出了该模式网格的气要素变量, 地面 2 m 气温和降水的模拟效果。气温方面, 较试验 1, 试验 2 和试验 3 的结果都非常接近于实测资料, 试验 3 模拟最好, 均方根误差分别为 4.70、2.38、2.02, 改善效果明显。

而降水则由于分辨率的限制, 试验 1 和试验 2 几乎没有模拟出降水, 只在 7 月 13 日出现过微量降水, 而试验 3 则大幅提高了模拟效果, 但在降水极值的模拟上出现较大偏差。

该网格拥有 9 种土地利用类型 (表 2), 即划分 9 个次网格单元。为了研究大气强迫量在网格内是如何变化的, 我们将每个次网格单元内修订后的大

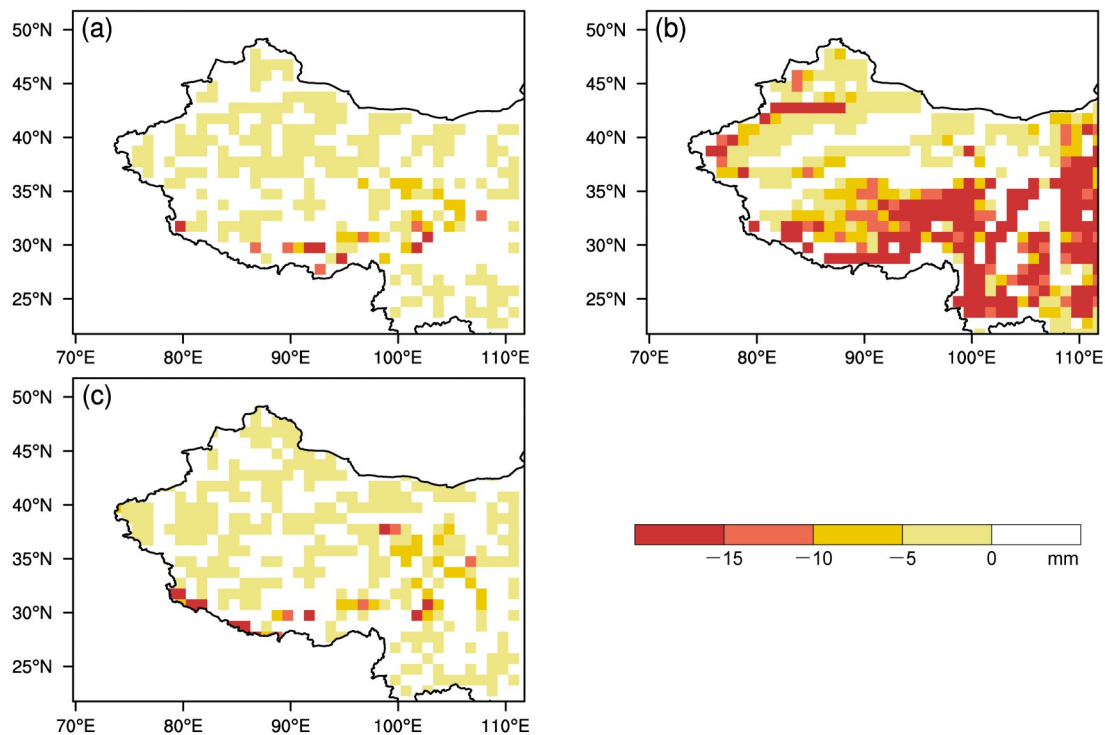


图 7 关于月平均降水量的指标 C 的空间分布 (单位: mm), 说明同图 5.

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for spatial distributions of monthly mean precipitation index C (units: mm)

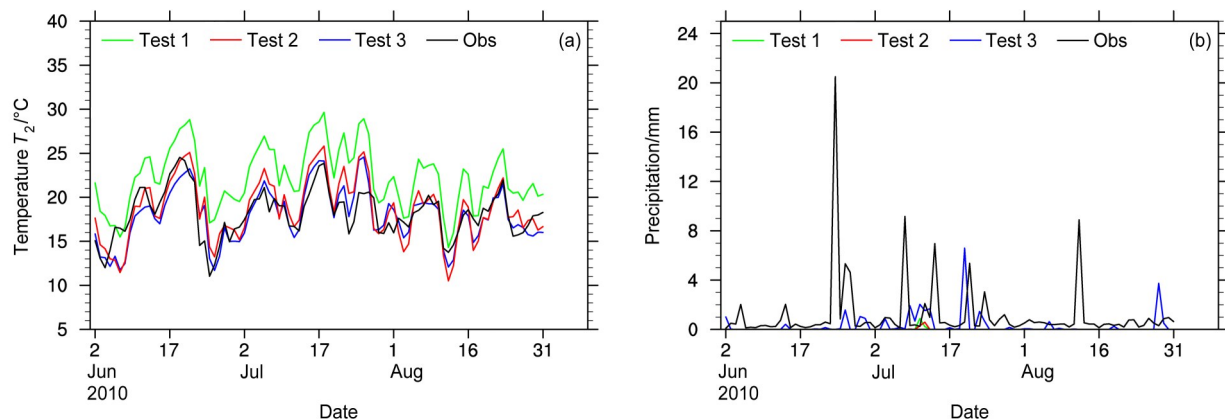


图 8 中心在 (43.75°N, 88.75°E) 的模式网格的平均 (a) 地面 2 m 气温和 (b) 降水 (单位: mm) 的逐日变化, Test1、Test2、Test3、Obs 分别表示试验 1、2、3 和观测的结果

Fig. 8 Daily mean surface air temperature at 2 m height and precipitation averaged over the area centered at (43.75°N, 88.75°E) during June–August. Test 1, Test 2, Test 3, and Obs indicate results of the three tests and observations, respectively

气强迫量输出, 并进行面积加权平均, 得到有效强迫温度 T_{fe} 和有效强迫比湿 Q_{fe} , 即:

$$T_{fe} = \sum_{i=1}^9 T_{fi} A_i', \quad (17)$$

$$Q_{fe} = \sum_{i=1}^9 Q_{fi} A_i', \quad (18)$$

$$A_i' = A_i / \sum_{i=1}^9 A_i, \quad (19)$$

其中, T_{fi} 和 Q_{fi} 分别为第 i 个次网格单元的强迫气温和强迫比湿, A_i' 标准化面积分数, A_i 为次网格单元面积。

图 9a, b 给出了试验 2 的大气强迫温度和大气强迫比湿的修正情况, 可以看出, 由于每个次网格单元对应的地形不同, 其对大气强迫温度的影响较大, 由加权平均而来的有效温度比原始输入的强迫温度最大低了 6 摄氏度; 而比湿方面, 由于该网格

出于干旱区, 降水稀少, 比湿对于高度的变化不敏感, 所以有效温度与原始输入的强迫温度差别不

表 2 中心在 (43.75°N, 88.75°E) 的网格的土地利用类型组成及其面积占比

Table 2 Landuse types and their proportions in the area centered at (43.75°N, 88.75°E)

土地利用类型	面积占比
草原 (Grassland)	34.59%
灌丛 (Shrubland)	33.55%
稀疏植被 (Barren or Sparsely Vegetated)	13.03%
农田/草地 (Cropland/Grassland Mosaic)	5.04%
旱地农牧场 (Dryland Cropland and Pasture)	4.03%
混合灌丛/草地 (Mixed Shrubland/Grassland)	3.70%
繁茂苔原 (Wooded Tundra)	0.58%
落叶针叶林 (Deciduous Needleleaf Forest)	0.53%
灌溉农牧场 (Irrigated Cropland and Pasture)	0.47%

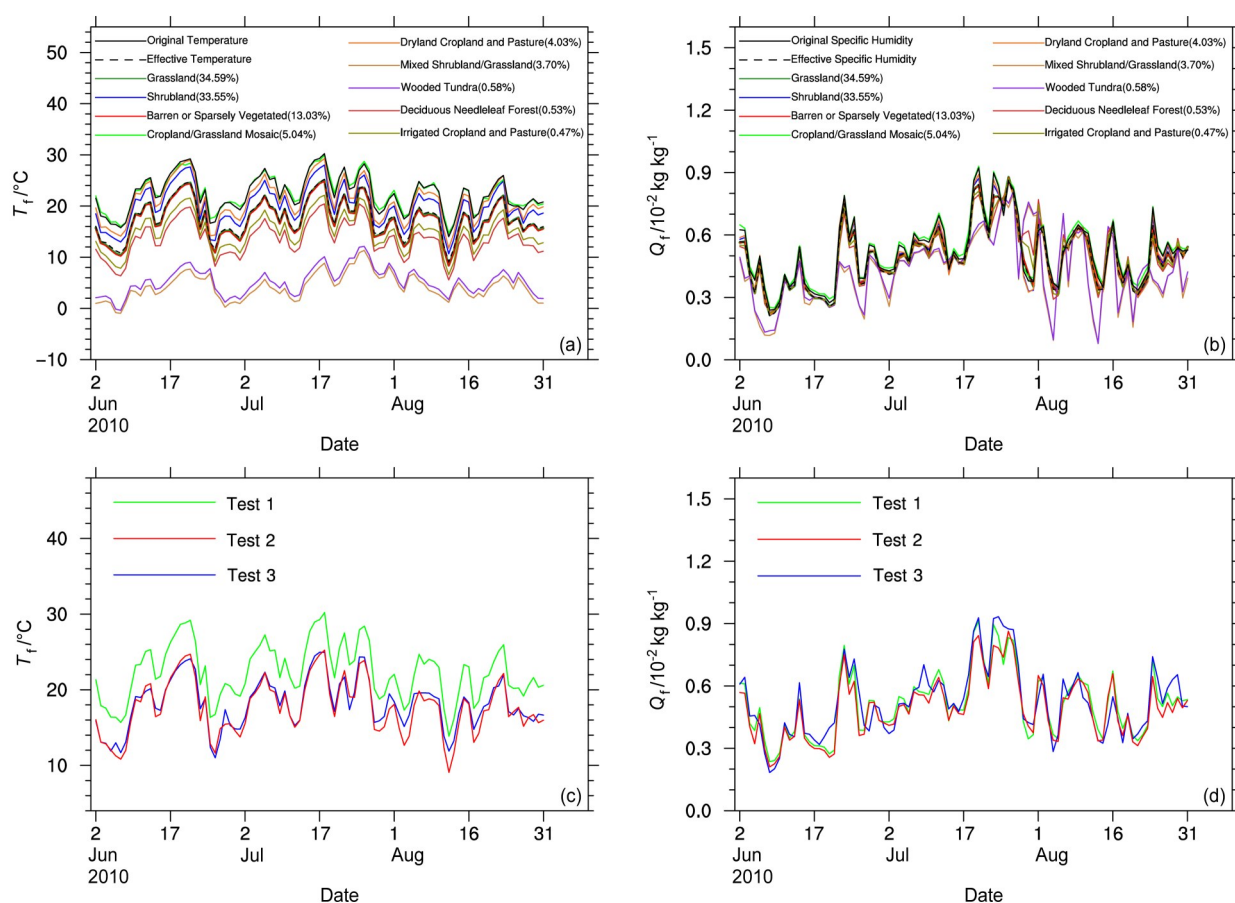


图 9 中心在 (43.75°N, 88.75°E) 的模式网格的日平均大气强迫温度 (T_f) 和比湿 (Q_f): (a, b) 分别为试验 2 网格内的次网格修正量与原始量以及有效量的对比; (c, d) 分别为试验 2 有效量与试验 1、3 的对比。图例各土地利用类型英文含义见表 2

Fig. 9 Daily mean atmospheric forcing temperature (T_f) and specific humidity (Q_f) averaged over the area centered at (43.75°N, 88.75°E). (a) and (b) show comparisons between subgrid variables, original variables and effective variables of Test 2; (c) and (d) display comparisons between effective variables of Test 2 and original variables of Test 1 and Test 3. The landuse types shown in each panel can be referred to in Table 2

大, 这可能也是降水未有改善的原因之一。图 9c, d 展示了三组试验输入的大气强迫量 (试验 2 采用的是有效温度), 可以看出试验 2 的修正使得气温比试验 1 降低, 与试验 3 基本重合, 而比湿方面三组试验基本一致, 差别不大。

由于地表各通量均为地表温度 T_s 的函数, 所以可根据地表能量平衡方程迭代求解地表温度 (Chen et al., 1996; 叶丹等, 2017), (1) 式可以写为

$$S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = H + LE + G, \quad (20)$$

其中, $S \downarrow$ 、 $S \uparrow$ 分别为向下和向上的短波辐射, $L \downarrow$ 为向下的长波辐射, $L \uparrow$ 为地表向上长波辐射, H (向上为正)、 LE (向上为正)、 G (向下为正) 分别为感热通量、潜热通量和地表热通量。在每一个积分步长里, 都会根据 (20) 式迭代求解地表温度, 使得能量平衡, 此时的地表状态变量和能量通量即为当前时刻的模拟值 (王姝等, 2015)。而在迭代计算地表温度时, 每次迭代都会受到大气温度的强迫作用, 所以最后得到的数值会受大气强迫量的影响。

图 10 和图 11 分别给出了地表状态量和能量通量的模拟值, 表 3 给出了这些量在 6~8 月的平均值。由于试验 2 输入了比试验 1 更低的大气温度, 受到其强迫作用, 试验 2 模拟出了更低的地表温度和土壤温度, 与高分辨率的试验 3 更加接近 (图 10a, b; 表 3)。土壤湿度方面, 由于模拟出了更多的降水, 在 6 月 24 日降水开始之后, 试验 3 土壤湿度急剧上升, 在 7 月 20 号达到顶点, 而试验 1 和试验 2 在土壤湿度的模拟值上由于降水和强迫湿度的改善均不大, 数值基本一致 (图 10c; 表 3)。

能量方面, 试验 1 和试验 2 的向下短波辐射和向下长波辐射差别非常小 (图 11a, c), 这是由于这两种辐射受大气状态影响更大, 仅考虑陆面次网格不会对其产生太大影响, 而试验 3 采用更细的分辨率, 改变了大气网格的状态, 由此模拟出了更小的向下短波辐射和向下长波辐射, 而试验 1 和试验 2 模拟的大气辐射非常接近; 因为试验 2 和试验 3 模拟出了更低的地表温度, 而地表长波辐射与地表温度的四次方成正比, 所以试验 2 和试验 3 与试验 1 相比均有更低的地表长波辐射, 这样的结果是使试验 2 地表收到的净辐射增大, 均要高于试验 1 和试验 3, 使得试验 1 与试验 3 的净辐射更加接近

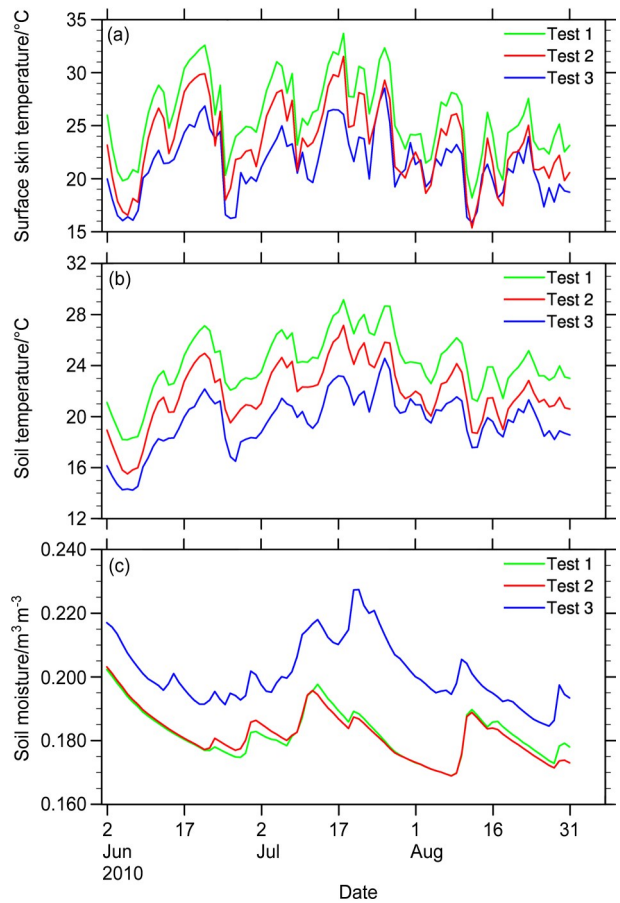


图 10 中心在 (43.75°N, 88.75°E) 的模式网格 (a) 平均地表温度、(b) 第一层土壤温度和 (c) 第一层土壤湿度的逐日变化
Fig. 10 (a) Daily mean surface temperature, (b) first layer soil temperature and (c) first layer soil moisture averaged over the area centered at (43.75°N, 88.75°E)

表 3 中心在 (43.75°N, 88.75°E) 的模式网格的陆面状态量和通量 6~8 月平均值

Table 3 Land surface variables and fluxes averaged over the domain centered at (43.75°N, 88.75°E) during June–August

变量名称	6~8 月平均值		
	试验 1	试验 2	试验 3
地表温度/°C	25.93	23.38	21.37
土壤温度/°C	24.14	21.82	19.62
土壤湿度/m³ m⁻³	0.1821	0.1819	0.2012
向下短波辐射/W m⁻²(下同)	308.28	307.23	298.75
向上短波辐射	82.88	82.60	80.29
向下长波辐射	302.31	302.56	284.58
向上长波辐射	419.91	405.79	394.76
净辐射	107.79	121.40	108.26
感热通量	85.70	101.63	79.21
潜热通量	14.81	14.59	21.91
地表热通量	6.71	6.04	6.39

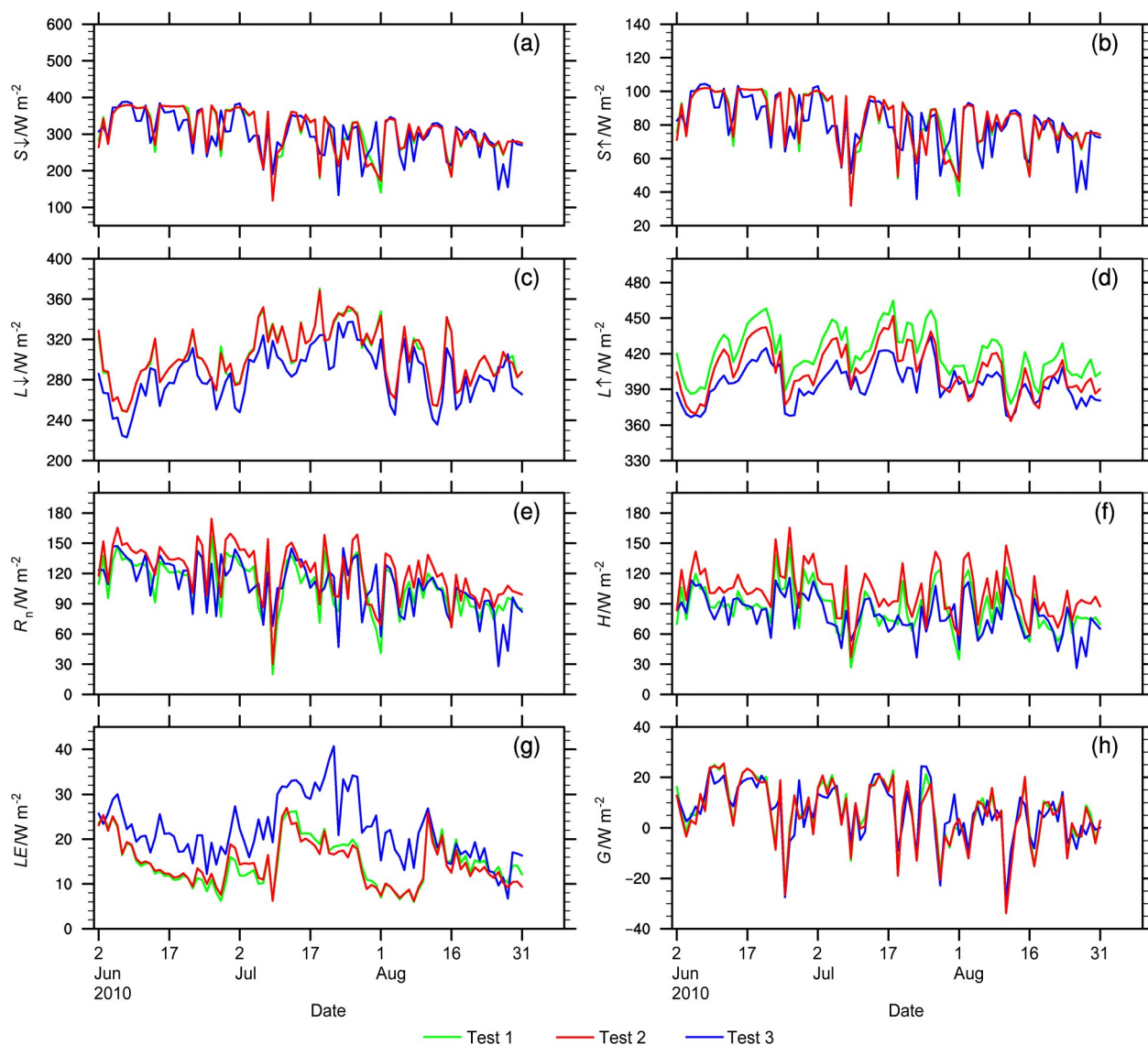


图11 中心在(43.75°N, 88.75°E)的模式网格的平均(a)向下短波辐射、(b)向上短波辐射、(c)向下长波辐射、(d)向上长波辐射、(e)净辐射、(f)感热通量、(g)潜热通量和(h)地表热通量的逐日变化

Fig. 11 Daily mean (a) downward shortwave radiation, (b) upward shortwave radiation, (c) downward longwave radiation, (d) upward longwave radiation, (e) net radiation, (f) sensible heat flux, (g) latent heat flux, and (h) surface heat flux averaged over the area centered at (43.75°N, 88.75°E)

(图11e); 由于没有改善降水的模拟, 所以这部分多出的能量几乎全以感热的形式放出, 导致试验2的感热通量明显高于试验1和试验3, 而试验3模拟出最低的感热通量, 平衡了由于降水带来的潜热通量升高, 其潜热通量要远大于另外两组试验(图11g); 地表热通量(图11h)方面, 三组试验相差不大, 且三月平均值为正, 表明该网格夏季总体上是由地表向土壤输送热量。

综上所述, 试验2通过对大气强迫气温、比湿和气压的修正, 改变地表向上长波和地表感热, 使气温的模拟得到改进。而试验3除上述机制外, 还

改变了大气向下长波辐射和地表潜热, 所以其对降水和气温模拟的改进是通过综合改进地表能量平衡实现的。

3.4 地表对大气的反馈

上文已经阐述了大气强迫量改变对于地表变量的影响, 但是由于WRF模式中耦合了大气模块, 我们需要讨论地表的变化对于大气的反馈作用。

经过前文的分析, 我们可以找到陆气间的两种反馈。以中心在(43.75°N, 88.75°E)的模式网格为研究对象, 图12给出了两种反馈的示意图。由于我们的参数化方案(试验2)与原方案(试验1)

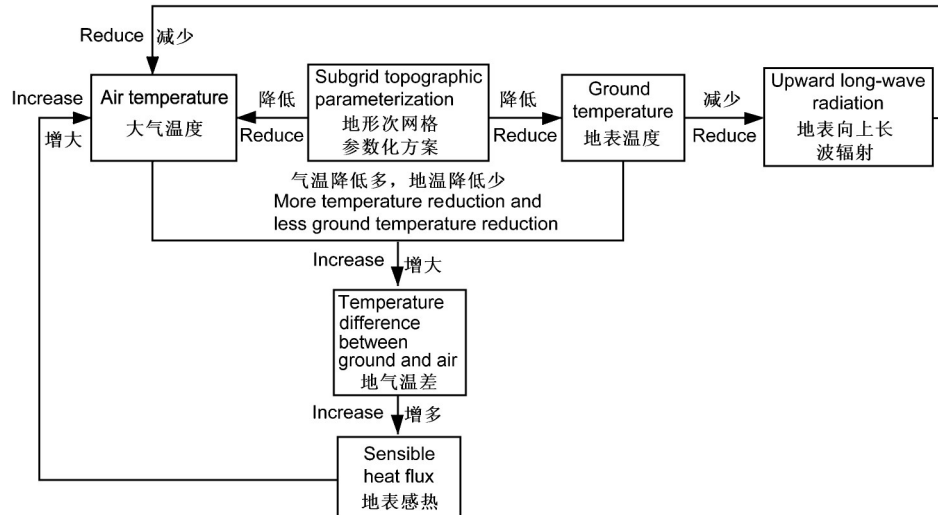


图 12 中心在 (43.75°N, 88.75°E) 的模式网格存在的反馈循环

Fig. 12 Feedback loop over the area centered at (43.75°N, 88.75°E)

相比, 使得输入的大气强迫量温度降低 (图 9), 一方面使得地表温度降低 (图 10), 从而导致地表向上长波减少, 最后反馈于大气温度, 使得大气底层温度进一步降低, 此为正反馈; 另一方面, 由于大气强迫温度比地表温度降低更多, 所以使得地气温差加大, 地表感热增多, 这一部分能量又反馈于大气, 使得大气温度升高, 此为负反馈。

图 13 给出了中心在 (43.75°N, 88.75°E) 的模式网格中试验 2 与试验 1 大气温度以及地表感热通量和向上长波辐射的差值。可以看到, 试验 2 的感热通量要比试验 1 大幅增加 (图 13b), 最大增量为 29.86 W m^{-2} , 平均增量为 15.92 W m^{-2} ; 而地表向上的长波辐射表现为大幅减小 (图 13c), 但变化的幅度要小于感热通量, 最大减小量为 22.97 W m^{-2} , 平均减小量为 14.11 W m^{-2} ; 而大气底层温度在总体上表现为升高的状态 (图 13a)。这表明陆气间的负反馈要强于正反馈, 其相互作用的结果是使大气温度升高, 且主要在 7 月底时出现正反馈强于负反馈的情况, 所以使得此时段大气温度降低。

4 结论与讨论

本文在陆面模型 NOAH 处理次网格单元的同时, 将输入的大气强迫量根据其在地形高度的关系进行修订, 提出对原有次网格地形的参数化的改进方案, 并引入到 WRF 模式中进行数值试验, 通过 3 组数值模拟试验, 与未改进的方案和细网格方案

分析比较, 探讨该参数化方案对 WRF 模式模拟结果的影响。结果表明: 地形越复杂区域, 次网格地形的影响越大。本文引入的新陆面次网格地形方案对天山山脉和昆仑山脉、以及青藏高原南部的地表气温的模拟得到了较大改善, 模拟的地表气温在大范围区域内都更贴近细网格的试验。虽然新陆面次网格地形方案和细网格试验对温度的模拟结果都有改进, 但新陆面次网格地形方案对降水的模拟改进甚微, 而细网格试验对降水模拟有改进, 这是由于细网格试验在陆面和大气网格都进行了细化, 而新陆面次网格地形方案只考虑了陆面次网格的影响。具体来说, 新陆面次网格地形方案对温度的模拟结果改进是通过改变地表向上长波和地表感热实现的。而细网格试验由于同时细化了大气和陆面的空间网格, 对降水和温模拟的改进是通过综合改进地表能量平衡实现的。除此之外, 陆气间还存在负反馈和正反馈, 且对于所研究的模式网格来说, 负反馈的作用要强于正反馈。

由于降水过程涉及因素众多, 且受大气状态影响较大, 更高分辨率的大气网格对降水过程的刻画将会更细致, 模拟结果更好。本文引入的次网格地形参数化改进方案虽然在地形复杂区域, 对于地表气温和土壤温度等变量的模拟有明显的改善效果, 但是由于只考虑了陆面网格的次网格效应, 未对大气网格进行修改, 导致降水和大气向下辐射等要素未得到改变, 如何在本方案的基础上对大气网格进行次网格的参数化, 这将在未来开展更深入的研究。

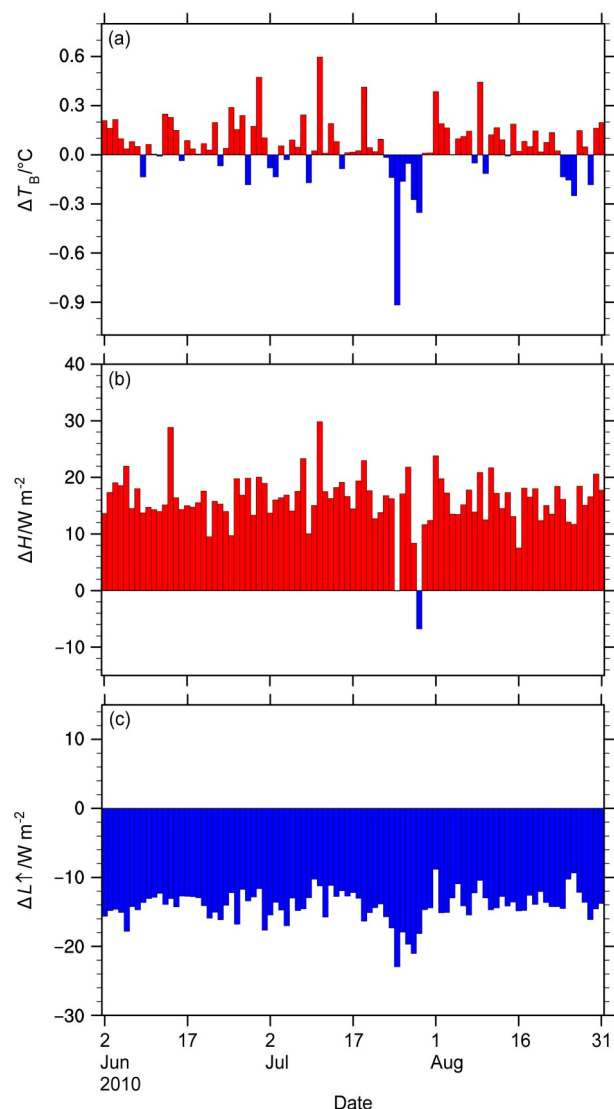


图 13 试验 2 与试验 1 的中心在(43.75°N, 88.75°E)的模式网格各变量的差值的逐日变化: (a) 大气底层温度(T_B); (b) 地表感热通量(H); (c) 地表向上长波辐射通量($L \uparrow$)

Fig. 13 Daily mean differences between variables of Test 2 and Test 1 averaged over the area centered at (43.75° N, 88.75° E): (a) Air temperature in the bottom layer (T_B); (b) surface sensible heat flux (H); (c) upward longwave radiation flux at the surface ($L \uparrow$)

参考文献 (References)

Avisar R, Pielke R A. 1989. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117(10): 2113–2136. doi: 10.1175/1520-0493(1989)117<2113:APOHLS>2.0.CO;2

Beljaars A C M, Brown A R, Wood N. 2004. A new parametrization of turbulent orographic form drag [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130 (599): 1327–1347. doi:10.1256/qj.03.73

Chen F, Mitchell K, Schaake J, et al. 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE

observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 101(D3): 7251–7268. doi: 10.1029/95JD02165

Chen Y Y, Yang K, Zhou D G, et al. 2010. Improving the Noah land surface model in arid regions with an appropriate parameterization of the thermal roughness Length [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4): 995–1006. doi:10.1175/2010JHM1185.1

Entekhabi D, Eagleson P S. 1989. Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability [J]. *J. Climate*, 2(8): 816–831. doi:10.1175/1520-0442(1989)002<0816:LSPFA>2.0.CO;2

Fiedler F, Panofsky H A. 1972. The geostrophic drag coefficient and the ‘effective’ roughness length [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98 (415): 213–220. doi:10.1002/qj.49709841519

Jiménez P A, Dudhia J. 2012. Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(2): 300–316. doi:10.1175/JAMC-D-11-084.1

Koster R D, Suarez M J. 1992. A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations [J]. *J. Climate*, 5(12): 1379–1390. doi:10.1175/1520-0442(1992)005<1379:ACAOTL>2.0.CO;2

LeMone M A, Tewari M, Chen F, et al. 2008. Evaluation of the Noah land surface model using data from a fair-weather IHOP_2002 day with heterogeneous surface fluxes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136(12): 4915–4941. doi:10.1175/2008MWR2354.1

Li D, Bou-Zeid E, Barlage M, et al. 2013. Development and evaluation of a mosaic approach in the WRF-Noah framework [J]. *J. Geophys. Res.*, 118(11): 11918–11935. doi:10.1002/2013JD020657

马晨晨, 余晔, 何建军, 等. 2016. 次网格地形参数化对 WRF 模式在复杂地形区风场模拟的影响 [J]. *干旱气象*, 34(1): 96–105, 124.

Ma Chencheng, Yu Ye, He Jianjun, et al. 2016. Effect of subgrid-scale terrain parameterization on WRF’s performance on wind field over complex terrain [J]. *Journal of Arid Meteorology (in Chinese)*, 34(1): 96–105, 124. doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-01-0096

Palmer T N, Shutts G J, Swinbank R. 1986. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112(474): 1001–1039. doi: 10.1002/qj.49711247406

Rontu L. 2006. A study on parametrization of orography-related momentum fluxes in a synoptic-scale NWP model [J]. *Tellus A*, 58 (1): 69–81. doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00162.x

Rotach M W, Gohm A, Lang M N, et al. 2015. On the vertical exchange of heat, mass, and momentum over complex, mountainous terrain [J]. *Frontiers in Earth Science*, 3: 76. doi: 10.3389/feart.2015.00076

沈玉伟, 张耀存, 钱永甫. 2007. 次网格地形动力效应参数化及其对降水模拟效果的影响 [J]. *高原气象*, 26(4): 655–665.

Shen Yuwei, Zhang Yaocun, Qian Yongfu. 2007. A parameterization scheme for the dynamic effects of subgrid topography and its impacts on rainfall simulation [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 26(4): 655–665

- Wallace J M, Tibaldi S, Simmons A J. 1983. Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109(462): 683–717. doi:10.1002/qj.49710946202
- 王姝, 刘树华, 郑辉, 等. 2015. 关中平原麦田干热风过程陆气交换特征的数值模拟 [J]. *地球物理学进展*, 30(4): 1481–1491. Wang Shu, Liu Shuhua, Zheng Hui, et al. 2015. Modeling the land-atmosphere interaction features during a dry-hot wind process above the wheat land on Guanzhong Plateau [J]. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 30(4): 1481–1491. doi:10.6038/pg20150401
- Wood N, Brown A R, Hewer F E. 2001. Parametrizing the effects of orography on the boundary layer: An alternative to effective roughness lengths [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127(573): 759–777. doi:10.1002/qj.49712757303
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56(4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 56(4): 1102–1111. doi:10.6038/cjg20130406
- 叶丹, 张述文, 王飞洋, 等. 2017. 基于陆面模式 Noah-MP 的不同参数化方案在半干旱区的适用性 [J]. *大气科学*, 41(1): 189–201. Ye Dan, Zhang Shuwen, Wang Feiyang, et al. 2017. The applicability of different parameterization schemes in semi-arid region based on Noah-MP land surface model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(1): 189–201. doi: 10.3878/j. issn. 1006-9895.1604.15226
- 朱新胜, 张耀存. 2005. 次网格地形坡度坡向参数化及其对区域气候模拟的影响 [J]. *高原气象*, 24(2): 136–142. Zhu Xinsheng, Zhang Yaocun. 2005. Parameterization of subgrid topographic slope and orientation in numerical model and its effect on regional climate [J]. *Plateau Meteorology*, 24(2): 136–142. doi: 10.3321/j. issn: 1000-0534.2005.02.002