

DOI: 10.5846/stxb201508171717

孟现勇, 王浩, 刘志辉, 师春香, 刘时银, 陈曦, 龚伟伟. 基于 CLDAS 强迫 CLM3.5 模式的新疆区域土壤温度陆面过程模拟及验证. 生态学报, 2017, 37(3): - .

Meng X Y, Wang H, Liu Z H, Shi C X, Liu S Y, Chen X, Gong W W. Simulation and Verification of Land Surface Soil Temperatures in the Xinjiang Region by the CLM3.5 Model Forced by CLDAS. Acta Ecologica Sinica, 2017, 37(3): - .

基于 CLDAS 强迫 CLM3.5 模式的新疆区域土壤温度陆面过程模拟及验证

孟现勇¹, 王浩¹, 刘志辉^{2,*}, 师春香³, 刘时银⁴, 陈曦⁵, 龚伟伟⁶

1 中国水利水电科学研究院, 北京 100038

2 新疆大学干旱生态环境研究所, 乌鲁木齐 830046

3 中国气象局国家气象信息中心, 北京 100081

4 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000

5 中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011

6 中国气象局华云信息技术工程有限公司, 北京 100081

摘要: 本文利用中国气象局国家气象信息中心研发的中国气象局陆面数据同化系统 (China Meteorological Administration Land Data Assimilation System, CLDAS) 大气近地面强迫资料, 驱动美国国家大气研究中心公用陆面模式 (Community Land Model, CLM3.5), 对中国新疆地区土壤温度时空分布进行逐小时 Off-line 模拟 (模拟时段为 2009—2012 年); 利用国家土壤温度自动站 (新疆区域 105 站点) 数据验证 CLDAS 驱动场强迫下的 CLM3.5 模式在中国新疆地区三个土壤层 (5cm、20cm 和 80cm) 的土壤温度模拟能力。研究发现: 在月变化方面, 第一层 (5cm) 土壤温度模拟与实测值差异最大, 在每年 7 月最大差异达 5k 左右; 第二层 (20cm) 在每年 7 月达最大差异 (3k 左右), 而第三层 (80cm) 在每年 7 月均模拟的很好。造成这种现象的原因可能因为新疆地区 7 月前后浅层土壤温度变化剧烈, 温度白天最高可达 300K 以上, 昼夜温差大, 导致模式不能很好抓住浅层土壤温度的变化趋势。研究还发现, 在 80cm 土壤深度, 模式在 1 月、12 月的模拟结果均较前两层差。在日变化方面, 研究发现: 较浅的两层 (5cm 和 20cm) 土壤温度模拟值在夏季和秋季均较差。与月变化模拟结果类似的是, 80cm 土壤层日变化在 1、12 月模拟较差, 而在其他时段却模拟的很好。在小时变化方面, 分析发现: 第一层土壤 (5cm) 模拟结果在每年的 1—4 月及 9—11 月的全天 (即 24 小时), 模式也会有不同的偏差: 其中, 在 03UTC-21UTC 之间主要表现为模式结果比观测结果偏高, 而在日内 21UTC-00UTC 主要表现为模拟结果偏小。在每年的 5—8 月, 全天模拟值都偏小, 其中在 09UTC 达当日最大值。而距离第二层 (20cm) 处的土壤温度模拟值在大部分月份都偏差较小 (-1K 至 1k 之间), 并在日内 12UTC 偏差达到当日最大值。研究发现, 在土壤 20cm 处, 模式模拟的最大值较观测值提前, 而第三层 (80cm) 的土壤温度基本不受日内变化影响, 表现较为平稳。造成这种影响的原因可能是因为新疆地区 5—8 月、9—11 月为昼夜温差大, 深层土壤温度较浅层土壤温度温差变化小, 这也造成了模式对于浅层土壤模拟较深层差的主要原因。总体研究表明: CLDAS 驱动场强迫下的 CLM3.5 模式可较为精确的模拟中国新疆地区多年平均土壤温度时空分布, 并较为准确的反映中国新疆地区土壤温度的小时、日、月及年际的变化规律。模式浅温度模拟不好的原因可能与模式参数化方案及地表参数有关, 后期将继续修正该问题。

关键词: 土壤温度; CLM3.5; CLDAS; 空间变化; 模型验证

Simulation and Verification of Land Surface Soil Temperatures in the Xinjiang Region by the CLM3.5 Model Forced by CLDAS

MENG Xianyong¹, WANG Hao¹, LIU Zhihui^{2,*}, SHI Chunxiang³, LIU Shiyin⁴, CHEN Xi⁵, GONG Weiwei⁶

基金项目: 水利部公益性行业科研专项经费 (201301103); 国家自然科学基金重点项目 (41130531)

收稿日期: 2015-08-17; 网络出版日期: 2016-00-00

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: lzh@xju.edu.cn

1 *China Institute of Hydropower and Water Resources Research, Beijing 100038, China*

2 *Institute of Arid Ecology and Environment, Xinjiang University, Urumqi 830046, China*

3 *National Meteorological Information Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*

4 *State Key Laboratory of Cryosphere Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China*

5 *Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, China*

6 *Huayun Information Technology Engineering Co., Ltd, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*

Abstract: This study modeled the spatial and temporal distribution of soil temperatures in the Xinjiang region of China, using atmospheric surface forcing data in the China Meteorological Administration Land Data Assimilation System (CLDAS, NMIC of China Meteorological Administration) to drive the Community Land Model (CLM3.5, National Center of Atmospheric Research USA) for hourly off-line simulations (from 2009 to 2012). To verify the CLM3.5 simulated soil temperatures, data from national automatic soil-temperature stations (105 in the Xinjiang region) were used at three soil layers (5 cm, 20 cm, and 80 cm). For monthly variation, simulated top layer (5cm) soil temperatures differed substantially from measured values, with the largest difference ($\pm 5^{\circ}\text{C}$) reaching the maximum in July each year. The difference ($\pm 3^{\circ}\text{C}$) between modeled and observed soil temperatures at the second layer (20 cm) reached the maximum in July for all years, whereas for the third layer (80 cm), simulated annual July soil temperatures were in accordance with the observed values. The large discrepancies in July soil temperatures in the top surface layers can be explained by the drastic surface temperature changes in the Xinjiang region during that month. With day-time temperatures that can reach above 30°C , combined with large diurnal temperature differences, it becomes very difficult to accurately capture surface temperature variation by using the model. In contrast, in January and December, the 80 cm soil depth simulations were less accurate than the results of simulations at the first two soil layers. Furthermore, simulated values of soil temperature at the top two layers (5 cm and 20 cm) did not fit well with observed values for the summer and autumn. However, similar to monthly variation, the daily variation in modeled soil temperature at 80 cm showed a bad fit with observed data in January and December, whereas the fit was good in other periods. For hourly variation at 5 cm soil depth, the simulated soil temperature values were higher than the observed ones from January to April and September to November between 03 UTC and 21 UTC the next day. In contrast, simulated results were slightly lower than the observed values between 21 UTC and 00 UTC the next day for this same layer and period. From May to August of every year, day-time simulated values are slightly lower, reaching a maximum at 09UTC. At 20 cm depth, simulated soil temperature had smaller deviations (between -1°C and 1°C) for most months, and the daily maximum occurred at 12UTC, which is earlier than the observed values. At the 80 cm soil layer, little daily variation was simulated or observed in soil temperatures, giving this soil layer hardly any influence on the overall daily variation. In the Xinjiang region, the diurnal temperature difference is large from May to August and September to November, which can explain why the upper two soil layers show differences between modeled and observed hourly soil temperatures. Soil temperature at deep soil layers, however, will vary less with temperature differences, giving this layer a better fit than the other two. Overall, this study shows that the CLM3.5 model forced by a CLDAS driving field can simulate the multi-year spatial and temporal distribution of average soil temperatures in Xinjiang region precisely. It furthermore showed that this method could simulate and reflect the hourly, daily, monthly, and yearly patterns of soil temperature in the Xinjiang region. Finally, the poor simulation of temperatures at the surface layer may be caused by the parameterization scheme of the surface parameters in this model, which will be addressed and corrected in a later phase.

Key Words: soil temperature, community land model 3.5, China Meteorological Administration Land Data Assimilation System (CLADS), temporal variation, model verification

在人们生活的地球上,陆地面积占据了地球表面的三分之一。众多研究表明,陆面异常将间接或直接影

响大气-陆地循环系统并不断交互影响^[1-4]。Charney 最早提出^[1]引起地表反照率的异常变化可能是由陆地表面变化引发的,该变化可通过影响地表辐射通量的平衡关系直接导致气候异常。由于土壤温湿度不仅可通过对地表水分和能量产生影响进而反馈给气候,同时也是表征土壤水分状况与热力的重要因子,因此,土壤温度在陆面过程研究中显得十分重要。此外,土壤温度对短期气候、农业气象、农作物生长也具重要的影响。浅层土壤温度变化异常对短期天气的影响是由于地表土壤异常在还未传递到深层土壤前已在大气中进行释放。此外,深层土壤异常还可通过逐步能量释放影响浅层土壤,进而影响区域气候变化过程。近年来,部分学者还研究了土壤温度异常对农作物生长的影响^[5-6],例如:土壤中各类物、生、地化反应过程(如由微生物的存在所引起非生命和生物一系列的化学过程)都与土壤温度存在一定关联^[2]。近期研究成果表明,土壤温度可能会对气象研究和预报模式(Weather Research and Forecasting, MRF)及美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)业务预报模式 ETA(η)产生一定的影响,进而影响短期降水模拟结果^[3-4]。Zhang 等^[7]通过对二十世纪整个加拿大地区土壤温度变化的模拟分析研究,认为大气和土壤温度之间存在着较复杂的关系。王小婷等^[8]对中国东部地区土壤温度及湿度进行了长时期分析,将降水和当地气温关联,这对我国东部陆-气耦合及其机理研究提供了一定的理论依据。

由于陆面物理过程会随着地表下垫面的时空分异而变的较为复杂,加之我国大气观测站相对稀缺(尤其是中国西部),导致大气观测资料的准确性及可用性受到了严重的干扰,这必定会影响大气输入数据的质量,进而影响模式输出结果。此外,由于客观原因限制,如:地表各类陆面分量(包括土壤温、湿度,各类湍流、通量等)通常在空间是离散而不连续的。因而,陆面模式的引进为深入研究我国陆面地表变化提供了重要手段。为了更好的模拟并分析陆面过程变化情况,各国学者均做了大量的关于公用陆面模式(CLM)的验证及参数化方案发展工作;Gordon B 等^[9]分别在亚马逊平原及美国东部耦合了公用陆地和大气模式(Community Atmosphere Model, CAM)及具有动态植被模拟能力的 CLM3.0 模式,并提出了一些参数化方案的思路。Whitfield 等^[10]在美国佛罗里达州将 CLM 模式和陆表过程模式(Land Surface Model, LSM)进行了土壤温度模拟结果对比,发现两个模式均可较好的重现土壤温度逐日变化规律。Sakaguchi 等^[11]通过对 CLM4.0 模式的土壤容抗进行可变方案处理,使模式模拟结果真实的反映了土壤变化过程。学者黄伟^[12]通过利用 CLM3.0 模式在淮河流域的陆面模拟过程中发现:该模式可很好的模拟淮河流域陆-气各类通量的变化规律,此外,该模式还可较好的模拟研究区土壤温度时空变化分布情况。刘少峰^[13]以东亚地区为研究区,选取三种土地覆被(水田、高原稀疏植被和森林)作为典型下垫面,利用 CLM3.0 模式对地表温度和土壤温度进行了模拟,模拟结果表明:CLM3.0 模式较好的模拟了在高原稀疏植被覆盖下的地表温度,同时发现,CLM3.0 模式可很好的抓住土壤温度随深度变化的细节特征。陈海山等^[14]利用美国普林斯顿大学提供的大气强迫数据驱动 CLM3.0 模式,模拟了中国区域多年土壤空间分布状况,较好的反映出了中国区域土壤温度的年变化趋势。Nicolosky^[15]通过改进 CLM3.0 永久冻土模块,使该模式在永久冻土层温度的模拟结果显著提高。

目前,我国学者对于土壤温度模拟大部分仅集中在分析土壤温度和气象因子及环境因子之间的相关性,利用点尺度输入数据驱动数学模型对土壤温度进行模拟计算,其模拟结果仅仅是土壤温度在较粗尺度的时空变化,只有小部分研究者进行了较为粗糙的中小区域的土壤温度连续空间分布模拟。而就一般情况而言,研究点的土壤温度一般来自临近气象站的低温数据,由于我国(特别是西部)气象站点十分有限,用稀少的站点数据预估下垫面复杂、区域面积较大的土壤温度存在很大的不确定性。除此之外,由于模式本身参数可调式性很大,从客观上加强模式对土壤温度实际变化的模拟能力是较难的。尤其在本研究区——中国新疆地区这样一个跨越几个经纬度且地形条件十分复杂的区域,利用高精度大气强迫场驱动陆面模式并准确模拟区域内土壤温度的连续时空分布的研究成果极其缺乏。

基于此,本文利用中国气象局国家气象信息中心开发的 CLDAS 高精度大气驱动场(时间分辨率:逐小时,空间分辨率:1/16°×1/16°)驱动 CLM3.5 模式,通过对中国国家土壤温度观测站(新疆区域共 105 站)逐小时数据进行验证,以检验 CLDAS 强迫场驱动 CLM3.5 模式的新疆区域的土壤温度模拟能力,揭示站点缺少的新

疆地区多个土壤层的土壤温度时空连续分布特征。

1 研究区概况

新疆维吾尔自治区地处亚欧大陆腹地,介于(73°40'E—96°18'E,34°25'N—48°10'N)之间(见图1)。总面积达166.49万平方公里,占据了我国近1/6的国土,也是中国陆地面积最大的省级行政区。新疆的古尔班通古特沙漠是陆地上距离海洋最远的地方,距离最近的海岸线有2648公里(直线距离)。此外,新疆山脉与盆地相间排列,盆地与高山环抱,北部有阿尔泰山,南部有昆仑山系,天山横亘于新疆中部,把新疆分为南北两半,南部是塔里木盆地,北部是准噶尔盆地,三山夹两盆的特殊地貌造就了新疆地区的下垫面条件极为复杂。新疆地区气候时空分异巨大,气温温差较大,南疆气温高于北疆,日照充足(年日照2500到3500小时)。近年来,学者们对于新疆地区的研究仅用了再分析数据及一些单点数据,加之新疆地区气象站点相对稀缺,导致对该区域的陆面过程研究缺乏准确性、系统性。

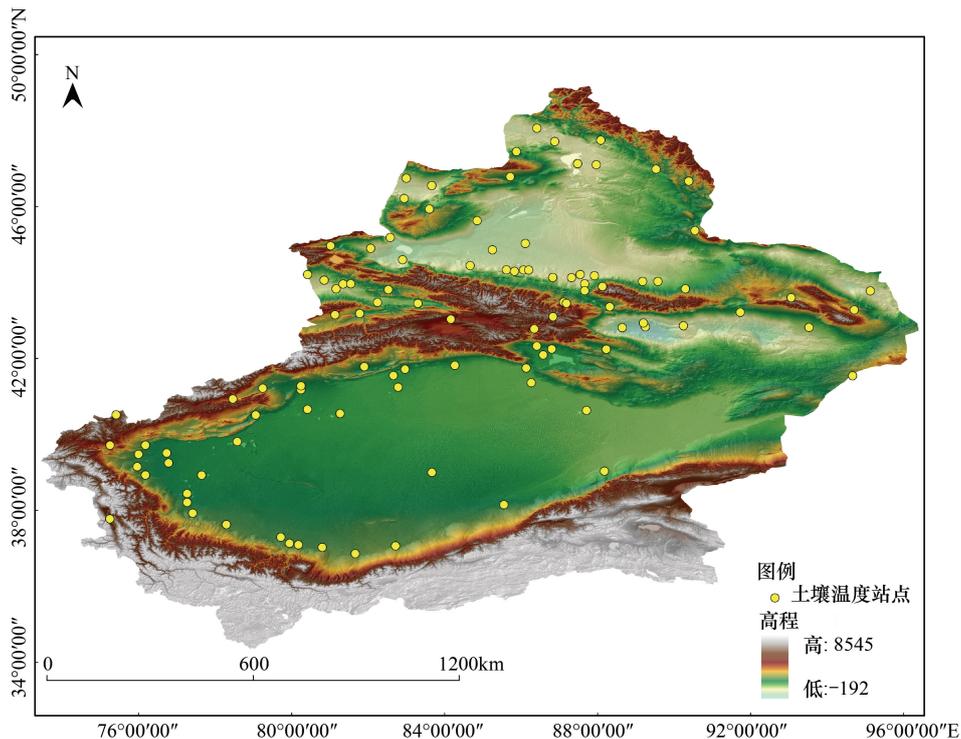


图1 研究区示意图

Fig.1 Schematic map of the study area

2 模式与输入数据

2.1 公用陆面模式(CLM)介绍

本研究使用的CLM3.5模式为美国国家大气研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)建设的公用陆面模式,该模式集合了目前国际较为著名的几种优秀的陆面模式:如陆面模式LSM^[16]、估算大气与植被的质量、动量等传输模型(Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, BATS)^[17],中国科学院大气物理研究所陆面过程模式(Institute of Atmospheric Physics Land Surface Model version 1994, IAP94)等^[18]模型。CLM模式被称为当今国际较为完善可靠的陆面模式之一,该模型作为NCAR公用陆面模式的陆地模式,可在线(Online)进行模拟,也可离线(Offline)模拟。离线模拟的驱动数据集(温度、辐射、湿度、太阳辐射、降水、比湿及气温等)由用户自己选取或制备。模式可模拟的物理过程包含水文、植被动态过程、土壤热传输等一系列陆—气间的水分和能量交换过程。

CLM 将模式模型考虑为次网格变异性,每个网格被分成多种较小的陆地单位(主要包括:湖泊、湿地、植被、冰川等),此外,又将植被的单位细化为多个植被功能型。每个植被功能型都根据水量平衡和能量平衡来计算,每个植被功能型都具有其各自的诊断变量。CLM 模式垂直方向将土壤层(10 层且厚度非均一)、雪层(5 层)及植被层(1 层)都进行了分层,有利于获得各层不同时空分辨率的分量变化。CLM3.5 模式发布于 2007 年,该模式在 CLM3.0 模式基础上改进了水文过程^[19],同时更新了地表参数集,这对于地表温度、降水、反照率的模拟将起到很大的促进作用^[20-23]。Oleson 等^[24-25]和 Lawrence 等^[23]均详细说明了 CLM3.5 版本模式的改进及模拟性能。此外,Niu 等^[21]引入了新的冻土改进方案。

土壤温度在 CLM3.5 中采用了土壤热传导方程进行计算。其中,热传导第一定律如方程 1 所示:

$$F = -\lambda \nabla T \quad (1)$$

式中, F 表示单位时间通过单位横截面积的热传导 (Wm^2), λ 为热传导率 ($Wm^{-1}K^{-1}$), ∇T 为温度空间梯度 (Km^{-1})。一维形式如方程 2 所示:

$$F_z = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

式中, z 表示垂直方向(m),以下方为正值; F_z 以上方为正值。

为了更好的描述不稳定情况,能量平衡在模式中使用连续性方程进行调用计算:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial F_z}{\partial z} \quad (3)$$

式中, c 表示热容量(等体积土壤或雪), $Jm^{-3}K^{-1}$; t 表示模拟(s)。

热传导第二定律一维形式可通过集合方程 1 及 2 得出,如方式 4 所示:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (4)$$

数值求解此方程可以计算土壤和雪的温度。

其中,在 10 层土壤柱中,上方设置 5 层雪盖,边界条件 h 作为热通量从上面的大气层进入到陆表的雪/土壤层,土壤体积的最底层为零热量通量。温度廓线的计算起初没有时段的变化,然后重新在时段变化中进行调整。

2.2 输入数据

本研究中土壤颜色选取 Zeng 等^[26]研究方案,该方案基于 Dickinson 等^[27]通过对卫星资料调整分析得到,该套数据集土壤质地资料可随深度发生变化^[28]。湿地和湖泊的百分比基于 Cogley 调查的多年沼泽地及淡水湖泊资料^[29]。冰雪资料通过全球信息系统陆表一公里数据库(International Geosphere Biosphere Programmer's (IGBP) Data and Information System (DIS), IGBP DISCover) 获取^[30]。茎、叶面积指数、冠层高低层及植被功能型则来源于卫星资料反演成果^[31]。

2.2.1 CLM 地表参数

表 1 为每个陆面网格需要的原始数据,该数据包含湖泊、湿地、冰川等部分在每个网格中所占的百分比,其余的均为植被所有。其中每种植被功能型的百分比均基于网格中植被部分而言,其总和为 100%。而湿地、冰川、城市及湖泊则是相对网格而言。

2.2.2 CLDAS 大气驱动场的制备

研究发现,在陆面模式模拟过程中,大气驱动场的偏差与否对模式模拟结果敏感性较大,除了模式本身不确定性外,大气驱动场的质量选取是模拟结果好坏的重要因素^[32]。一个具有较高时空分辨率,融合更多观测资料的大气驱动场将使 CLM 模式达到更高的模拟精度。

中国气象局国家气象信息中心师春香团队开发的 CLDAS 大气驱动场利用数据同化与融合技术,对卫星观测、地面观测及数值模式产品等多种来源、多尺度、多种分辨率的数据进行融合,建立包括气压、风速、比湿、降水、气温和太阳短波辐射驱动场数据集,其空间分辨率可达 $1/16^\circ \times 1/16^\circ$,时间分辨率:1 小时,符合本研究

的输入数据精度要求。

表 1 CLM 需要的地表数据

Table 1 Surface data needed for the CLM

地表数据 Surface data	分辨率 Resolution	集合方法 Ensemble method
冰川 Glaciers (percentage)/%	0.5 度	面积平均
湖泊 Lakes (percentage)/%	1 度	面积平均
湿地 Wetlands (percentage)/%	1 度	面积平均
泥沙 Mud and sand (percentage)/%	5 min	在栅格中的最大面积延伸范围的土壤分布
粘土 Clay (percentage)/%		
土壤颜色 Soil colors	2.8 度	在栅格中的最大面积延伸范围的土壤颜色分类
植被功能型 plant functional types (PFTs)	0.5 度	面积平均(选取至多 4 种植被功能型)
茎、叶面积指数(逐月) Stem and leaf area indexes (monthly)	0.5 度	面积平均
冠层高度(上,下) Canopy heights (upper and lower layers)	0.5 度	面积平均

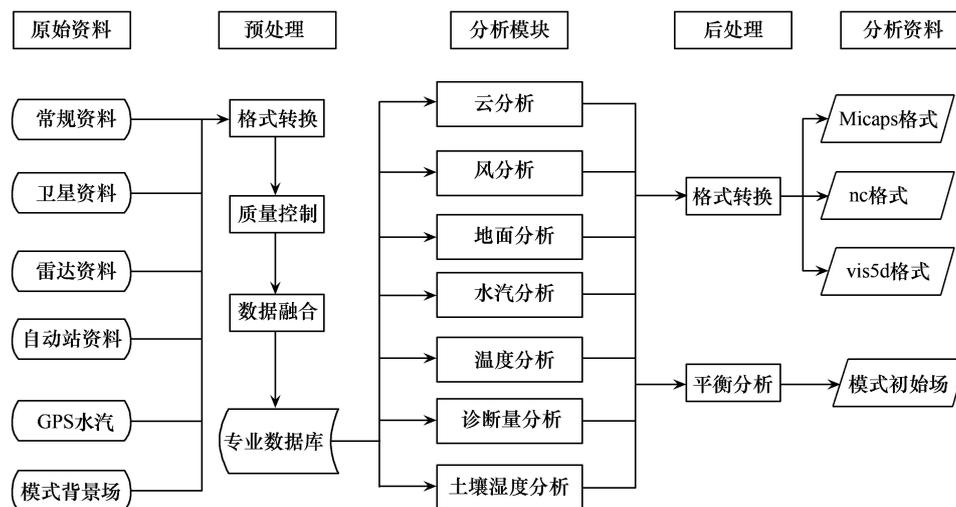


图 2 LAPS 系统流程图(引自^[33])

Fig.2 Flowchart of the Local Analysis and Prediction System (LAPS). (cited from^[33])

(1) 温度、压强、相对湿度、风速数据的制备

CLDAS 温、压、湿、风数据利用局地分析预报系统(Local Analysis and Prediction System, LAPS)/时空多尺度分析系统(Space and Time Mesoscale Analysis System, STMAS)系统模拟(图 2)。LAPS 系统利用多种数据输入资料(包括国家自动站 30000 站数据、雷达资料、风云(FY)卫星数据、全球预测系统(Global Forecast System, GFS)水汽及 GFS 背景场数据等),集合 5 大分析模块,分别为:云分析、风分析、地面分析、水汽分析、温度分析。其中后一种分析需要前面的分析结果作为输入,LAPS 分析严格按照图 2 进行。通过对以上五个模块分析完毕,可以进行诊断量分析,例如:天气分析,还可以进行土壤湿度分析,也可进行平衡分析,并接入数值模式,实现模式热启动。STMAS 算法采用多重网格顺序变分法,STMAS 也是依据 LAPS 开发的新一代融合系统,相对于 LAPS 而言,STMAS 地面分析部分未采用 LAPS 的地面分析,同时将 STMAS3D 模块取代了 LAPS 的温度和风分析,在云分析、平衡分析、水汽分析及输入输出模式方面,STMAS 和 LAPS 保持一致使用 STMAS 多重网格法的优势在于该方法对于较粗的网格可以使得较低频的振荡模态快速收敛,同时将多重的网格引入数据同化过程,利用粗网格的目标方程对误差长波进行分析,使分析场快速的修正长波辐射,此外利用细网格目标方程和误差长波进行分析,可快速的消除尺度间的混淆,从而达到较好的分析结果[34]。多重

网格变分与 3D-var 不同的是,三维变分同化(Three-dimensional variational assimilation, 3D-Var)将会混淆观测资料的长波和短波信息,因此 3D-Var 将会给分析结果带来更多误差,这种情况在观测资料分布极不均匀的中国新疆地区显得更为严重,而多重网格法在 CLDAS 数据制作过程中的应用为本研究的输入数据精确性提供了有效保障。

(2) 降水数据的制备

CLDAS 降水数据数据源包括国家卫星气象中心利用 FY-2E 静止卫星反演的小时降水^[35],国家气象信息中心制作的中国区域小时降水量融合产品以及美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)气候预测中心(Climatic Prediction Center, CPC)研制的 NOAA(CPC Morphing Technique, CMORPH)卫星降水融合产品。其中,国家气象信息中心制作的中国区域小时降水量融合产品降水资料来自全国 3 万多个自动站(包括国家级自动站和区域自动站)观测的逐小时降水量,并对降水资料进行质量控制(气候学界限值、区域界限值、时间一致性、空间一致性检查)^[36]。CMORPH 产品是对多颗卫星微波反演降水产品进行融合,并利用红外冷云信息进行时间外推获取 8km 分辨率全球半小时降水产品^[37]。沈艳等^[38]对其进行了评估,发现融合了自动站的 CMORPH 降水产品有效集成了地面观测和卫星反演降水各自的优势,在降水量值和空间分布上均更为合理。

(3) 短波辐射数据

CLDAS 地面入射太阳辐射反演算法利用了 Stamnes 等离散纵标法进行传输辐射计算,由于这种算法可计算任何方向的辐射亮度,因此,可以考虑到位于大气层顶的反射太阳辐射多方向性,可通过先算出大气层顶卫星观测方向反射的太阳辐射辐射亮度,卫星可见光通道实际观测到的可见光双向反照率即可算出。如图 3 中的描述,在该反演模式中,主要涵盖了:分子瑞利多次的散射、臭氧的吸收、云滴多次的吸收和散射作用、水汽吸收、气溶胶多次吸收和散射、地面和大气多次反射作用^[39]。

2.3 模型设置

本文利用国家气象信息中心研制的 CLDAS1.0 版本数据集(时间分辨率:1 小时,空间分辨率:1/16°×1/16°,时间尺度:2009—2013 年,要素包括:大气温度、气压、比湿、风速、降水、太阳短波辐射,利用该强迫场驱动 CLM3.5 陆面模式,进行陆面数值模拟实验。循环 10 次进行 Spin-up 模拟,得到基本稳定的模式初始场。以获取高时空分辨率的土壤温度数据集。同时,利用双线性插值法将 CLDAS 土壤温度格点数据插值到观测站点(图 1),以便将 CLDAS 模式与观测形成的匹配样本数据进行逐小时数据验证分析,以理清新疆地区土壤温度分布情况及各层变化情况。

CLM3.5 模式可模拟至多 10 层土壤温度,节点层次深度依次为 0.007m、0.0279m、0.0623m、0.1188m、0.212m、0.366m、0.619m、1.038m、1.727m、2.846m。综合国家土壤温度观测站点深度值及土壤温度深度模拟值考虑,本研究拟选取 5cm、20cm、80cm 三个深度的 105 个土壤温度观测站点(站点位置如图 1 所示)进行土壤温度验证工作。

2.4 模拟结果分析

在研究中,为了从客观角度分析空间预测方法的准确性,此处采用四种统计指标进行精度验证:均方根误

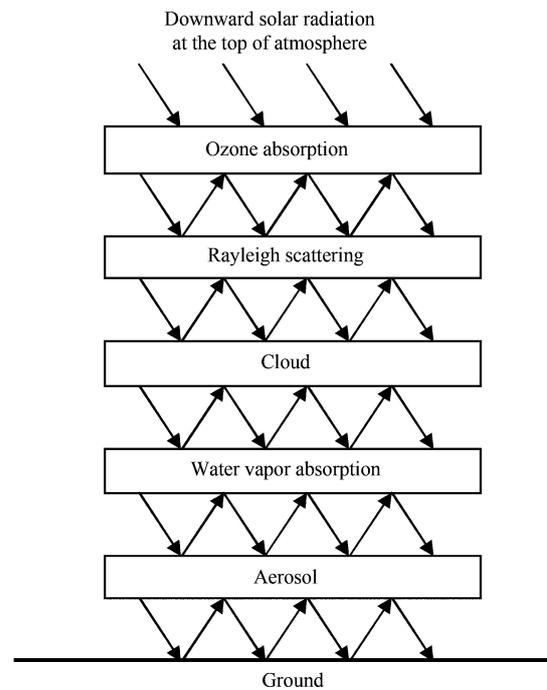


图 3 短波辐射反演模式示意图(引自^[39])

Fig.3 Schematic diagram of the shortwave radiation retrieval model from FY-2 satellite (cited from^[39])

差(Root Mean Squared Error, RMSE)、平均绝对误差(Mean absolute error, MAE)、平均误差(Mean error, ME)以及相关系数(Correlation coefficient, COR)等几个统计指标进行后面的验证工作(见表2)。

表2 用于检验模式模拟精度的四个统计指标

Table 2 Four statistical indicators for examining the simulation precision of the model

统计指标 Statistical Indicators	公式 Equations
均方根误差 Root mean Square Error(RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (V_{oi} - V_{pi})^2}{n}}$
平均绝对误差 Mean Absolute Error(MAE)	$MAE = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n ABS(V_{oi} - V_{pi})$
平均误差 Mean Error(ME)	$ME = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (V_{oi} - V_{pi})$
相关系数 Correlation Coefficient(COR)	$COR = \text{corr}(V_{oi}, V_{pi}) = \frac{\text{cov}(V_{oi}, V_{pi})}{\sigma_{V_{oi}} \sigma_{V_{pi}}}$

V_{oi} : 土壤温度观测值(K); V_{pi} : 土壤温度模拟值(K), n: 台站数

3 结果与分析

3.1 月平均土壤温度模拟结果验证与分析

如图4所示为新疆105站月平均土壤温度的模拟与实测值(四年平均)。研究结果发现:土壤温度模拟值的变化趋势、峰谷值和实际观测值基本一致,模拟结果较好的体现了土壤温度季节变化,这说明CLDAS驱动下的CLM3.5模式可以良好的模拟新疆三层土壤温度变化规律。此外,分析还发现,在春季和秋季,模式模拟的结果和实际观测值最为接近,其中第一层(5cm)模拟的土壤温度在夏季与实际观测值差异最大,达到10K左右;第二层(20cm)模拟的土壤温度在夏季与实际观测值差异次之,接近5K;第三层(80cm)模拟的土壤温度在夏季最接近实测值。然而,相对于较浅的两层,第三层的模拟结果在1月和12月则较差。导致这些差异的原因可能是由于夏季新疆地区空气温度变化剧烈,尤其是在7月份,温度达到了最大值(后文称之为温度“极值”),而浅层土壤温度的变化速度很快,模式可能会产生部分低估现象,而对于深层土壤基本不会产生影响,进而导致模式模拟浅层出现偏差较深层大。

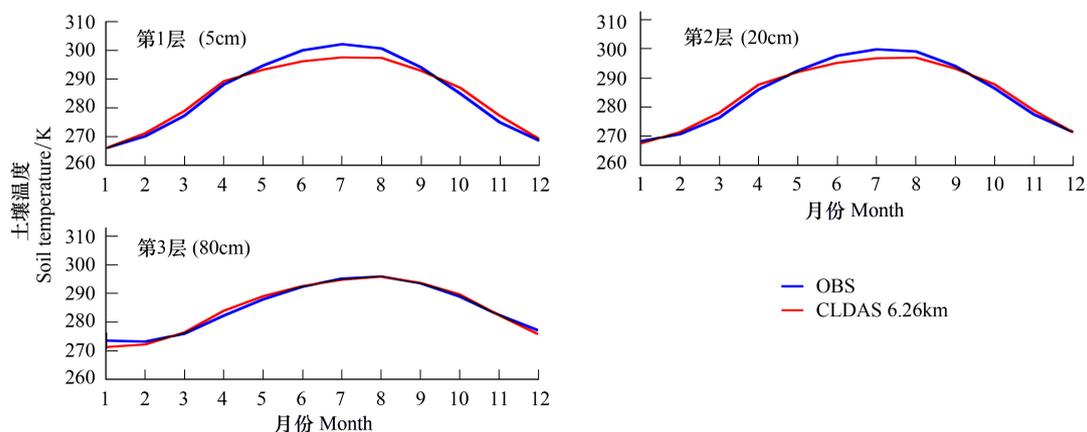


图4 新疆105个站点月平均土壤温度模拟-实测曲线图

Fig.4 Simulation-observation of monthly mean temperatures of the soil at 105 stations in Xinjiang

图 5(A) 表示土壤温度平均误差在不同深度及季节的变化规律,分析发现:5—80cm 的土壤温度除了在夏季(5—9 月)大部分呈现负偏差,其余均呈现正偏差,其中 80cm 土壤仅在一月份呈现正偏差,而在夏季也随着深度的增加呈现部分正偏差。从 5(B) 中发现,除了在初春和冬季,模拟的土壤温度距平相关在三个土壤层大部分超过了 0.85,这说明 CLDAS 驱动下的 CLM3.5 模式较好的抓住了土壤温度的季节变化规律。同时还发现浅层土壤(5cm,20cm)的距平相关系数都低于第三层土壤(80cm)(在 5—9 月间,浅层深度(5—20cm)土壤温度距平相关系数在 0.85—0.9 之间,而在 80cm 深度附近大部分距平相关系数都为 0.9。从季节角度来看,无论哪个土壤层,在初春或冬末距平相关系数都较低,大部分在 0.7 以下,这可能是由于较低的极值温度造成。土壤温度的平均绝对误差和土壤温度的均方根误差在不同深度的季节变化如图 5(C)和 5(D)所示。分析发现平均绝对误差和均方根误差的空间分布模态是基本相似的;此外,第一层(5cm)的模拟误差要大于第二层(20cm),第三层的误差显然是最低的。而第一层(5cm)和第二层(20cm)误差较大的主要在 1—2 月,4 月,6—7 月,12 月,深层土壤(80cm)模拟误差较前两层土壤模拟误差小。

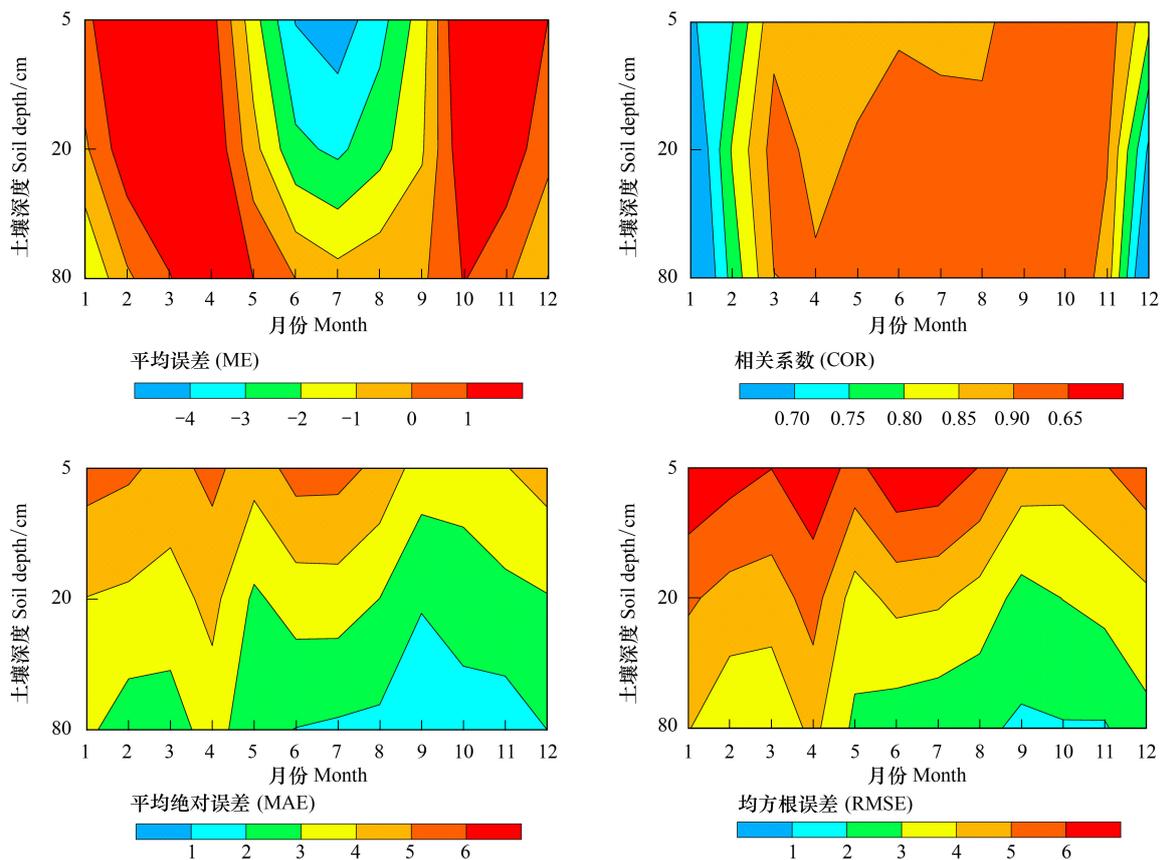


图 5 土壤温度随季节和深度变化统计函数图

Fig.5 Statistical function graphs of the changes in the temperatures of the soil with season and depth

2009—2012 年的月平均温度在不同年份的平均误差季节变化如图 6(A)、(B)、(C) 所示,研究发现:CLM3.5 模式模拟的三层土壤温度均在夏季出现了较大误差,其中在第 1 层(5cm)和第 2 层(20cm)表现的较为明显。在每年的 6—9 月,第 1 层(5cm)温度比实际偏小 2K—4K 左右。第二层温度比实际温度偏小 1K 至 3K 左右。此外,第 1 层(5cm)和第 2 层(20cm)土壤层在每年的 1—5 月、10—11 月也会表现出轻微的误差(偏大 1K 至 2K)。而在第三层土壤温度除了在 1 月至 2 月、12 月表现出误差较大外(偏小 1K 至 3K),其余各年平均误差季节变化大部分在 -1K 至 1K 之间。这说明第三层土壤温度随季节变化的波动性较上面两层小。

3.2 日平均土壤温度模拟结果验证与分析

图 7 为 CLDAS 驱动 CLM3.5 模型模拟的土壤温度在三个土壤层的日平均时间序列图,通过与国家自动站

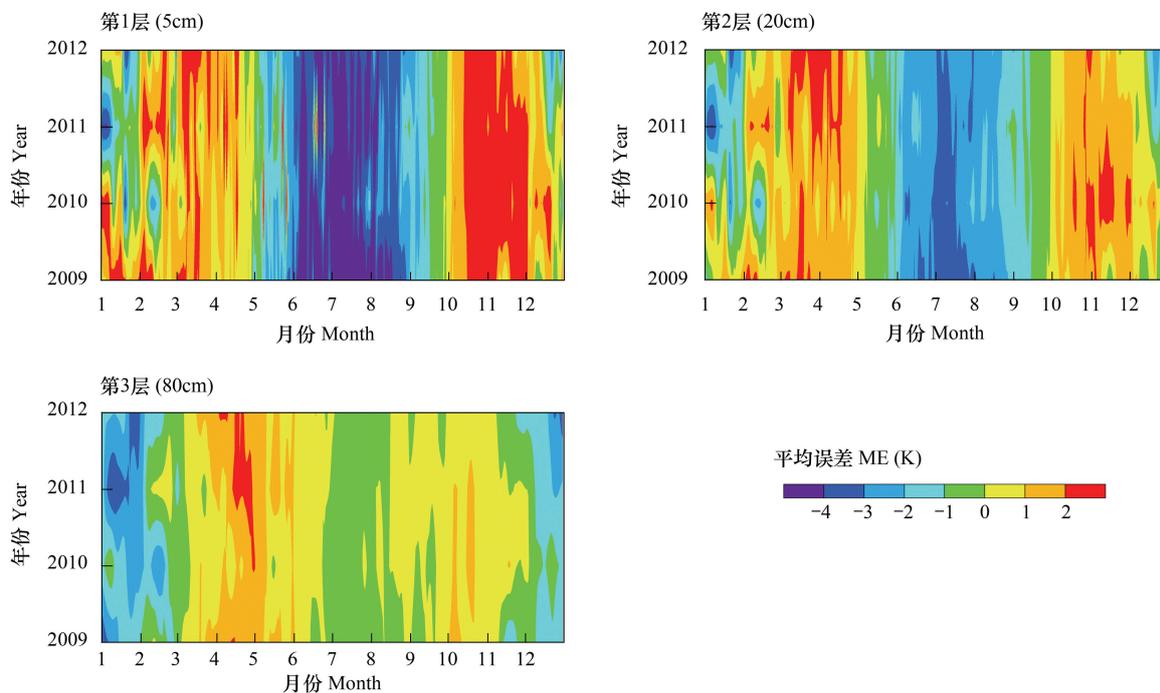


图6 月平均温度在不同年份的平均误差季节变化图

Fig.6 Seasonal changes in the mean deviations of the simulated monthly mean temperatures from the observed temperatures in different years

105 站对比发现,模拟与实测值最大差异低于 5K。从图 7(A)、7(B)中,分析发现第一层和第二层的土壤温度模拟值在夏季和秋季与观测值差异均最大(达 5K 左右),而在第三层(80cm),土壤温度除了在 1、12 月模拟超过 2K,其余时段均模拟的很好。而这样的结果也和 3.1 节月平均温度变化情况一致。

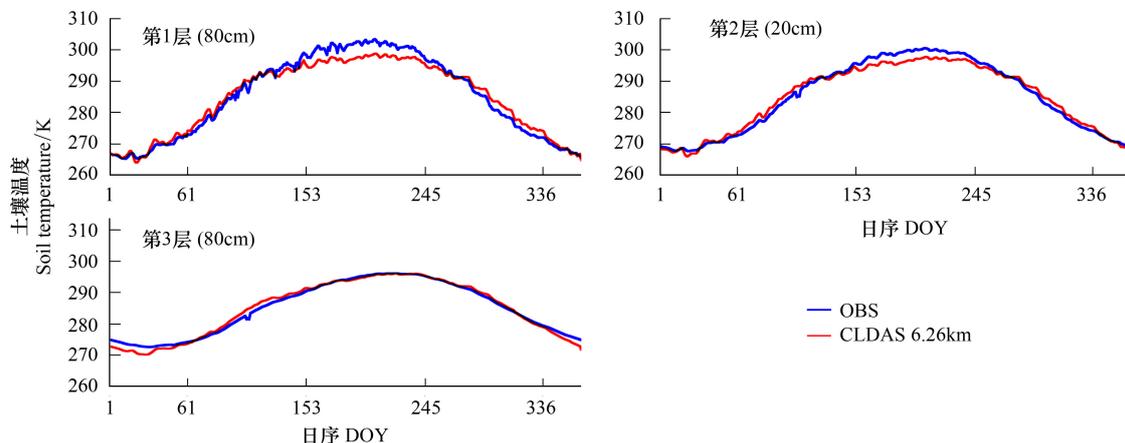


图7 新疆 105 个站点日平均土壤温度模拟-实测曲线图

Fig.7 Simulation-observation curves of the daily mean temperatures of the soil at the 105 stations in Xinjiang

3.3 日内逐小时土壤温度模拟结果偏差分析

通过读取新疆地区 105 站 4 年日内温度分布及变化情况后发现,从 2009 年至 2012 年逐小时尺度角度来看,第一层(5cm)土壤温度年际变化比第二层(20cm)及深层(80cm)都大。在第一层(5cm)处土壤层,每年的 2 至 11 月,每天 09UTC 时,土壤温度最大可达到最高值(300K 以上),而在每年的 1 月份、12 月份,日内土壤温度均下降到了 270K 以下。同时发现,在第一层(5cm)处,日内最高温度、最低温度相差最多达 30K 以上(1 月及 12 月除外)。

在第二层(20cm)处,发现土壤温度日内变化偏缓且向后偏移,日内土壤最高温度(300K 以上)出现在 15UTC,这说明土壤温度从浅层传递到深层出现了延迟性;此外还发现,在第二层(20cm)深度处,土壤温度仅在 2009 年 1 月初、2010 年 12 月末、2011 年 1 月初、2011 年 12 月末及 2012 年 1 月等时段出现了土壤温度下降到了零下的现象。而在第三层(80cm)深度的观测中,发现每日的 24 小时内,基本看不到土壤温度的变化。在 80cm 处,仅仅表现为在 6—9 月,土壤温度介于 290K 至 300K 之间,其中最高温度主要集中在 7 月(295K—300K),而最低温度主要集中在每年的 1 月份。由于 2011 年、2012 年初春(1—2 月份)偏冷,导致 80cm 土壤温度都在 270K—275K 之间,且该层的最高温度和最低温度相差(15K—25K),该层相对于浅层(5cm 及 20cm)更加平缓,说明浅层土壤温度受陆-气之间能量影响程度大于深层土壤。从土壤温度的季节变化角度来看,三个土壤层的温度均在夏季达到温度最高值,冬季达到温度最低值,季节变化情况明显。

图 8(A1)、(A2)、(A3)是国家自动土壤温度站点与模式模拟的结果在三个土壤层的差值统计情况。从图 8 分析得知,各层土壤温度模拟值与观测值吻合情况较好。从第一层(5cm)的模式模拟结果和观测结果的差值图可以看到:每年的 1 月至 4 月、9 月至 11 月,在每日 03UTC-21UTC 之间,土壤温度模拟值较观测值偏大,而在 21UTC-00UTC,土壤温度模拟值较观测值偏小;在每年的 5—8 月,全天的模拟值都偏小,最大值出现在每日 09UTC,偏小达 4K 左右,这可能是由于该时段(03 UTC - 14 UTC)是新疆地区温度变化较大的时段。分析发现其余的非极值时刻,偏差都在正负 1K 之间,模拟结果非常理想。而在第二层(20cm)深度,在每年的 1 月至 4 月、9 月至 11 月,土壤温度模拟与实测差值大部分均在正负 1 之间,只有在每天的 12UTC 模拟偏差达到最大值,这正好与之前读取的第二层(20cm)观测值在这个时段温度较高的事实一致。在第三层(80cm)深度,分析发现,日变化特征变化的并不明显,在晚春、夏季、初秋模拟值比实测值偏大 0—1K。其他季节均比实测偏小,尤其是在冬季差异最大,比实际观测小 1—4K 左右。

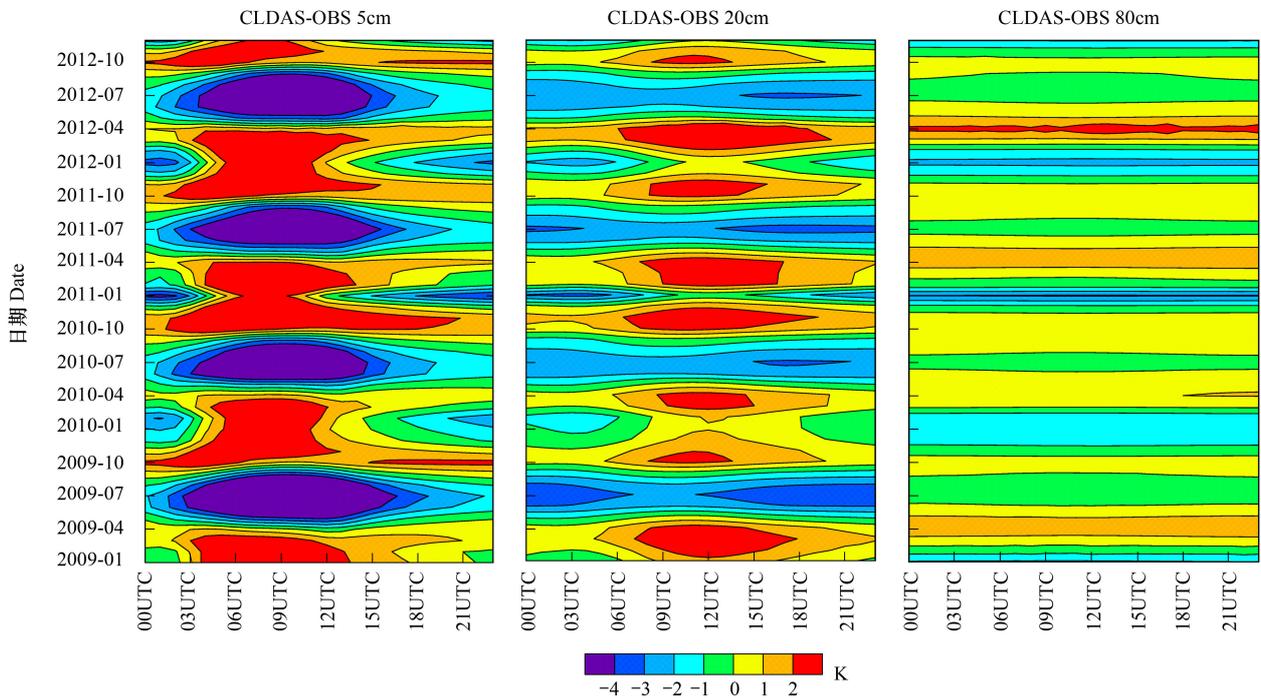


图 8 土壤温度站点模拟与观测差值结果

Fig.8 Differences between the simulated and observed temperatures of the soil of the three layers

3.4 新疆地区 105 站土壤温度逐站逐小时相关系数验证

上文各节均为新疆 105 站多年平均以后的结果,为了从时空角度验证模式模拟结果和站点观测结果的相关性,本研究将每个站的逐小时观测数据和插值后的 CLM3.5 模式数据进行相关系数验证及显著性检验。由

于国家自动站目前为加密站, 本文中将新疆地区 105 站按照其原始顺序用数字进行排序, 并不公布其经纬度。限于篇幅, 本文展示排序为前 9 个站点的 2009 年逐小时数据相关性验证情况。

图 9、10、11 分别为新疆地区 9 个站逐小时土壤温度在三个不同土壤层(5cm、20cm 和 80cm) 的观测值与模拟值对比情况, 横轴逐小时数据由日时间表示, 纵轴为土壤温度(K), 图 9A、10A、11A 分别表示了新疆前 9 个站点三个不同土壤层 5cm、20cm、80cm 的土壤温度(K) 在 2009 年逐小时变化的情况。图 9B、10B、11B 表示

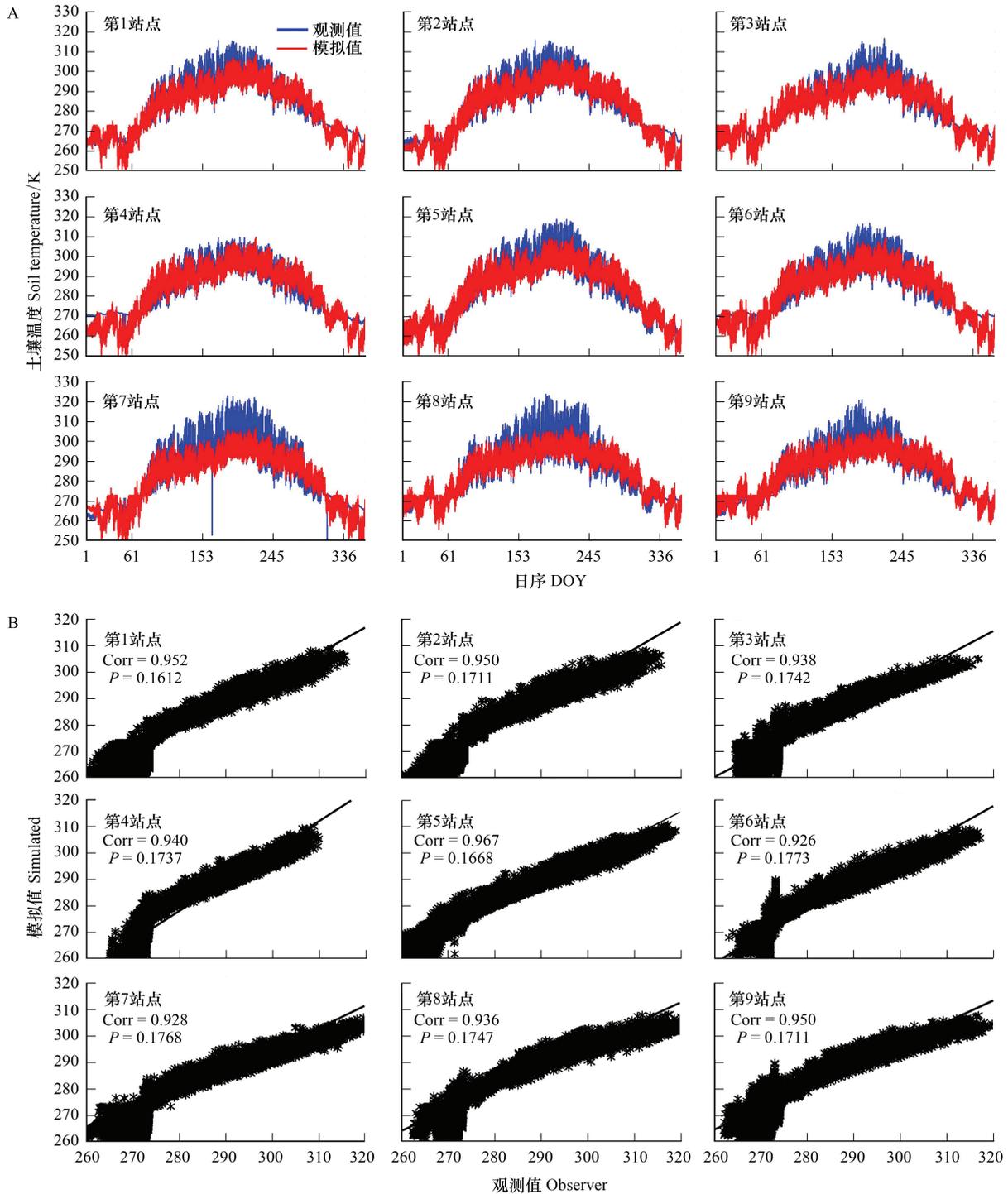


图 9 观测与模拟土壤温度(第一层 5cm) 逐小时(逐站) 相关系数及显著性检验

Fig.9 The correlation coefficient and significance test between the observed and simulated temperatures of the soil of the second layers (5cm) at hourly scale (top 9 stations)

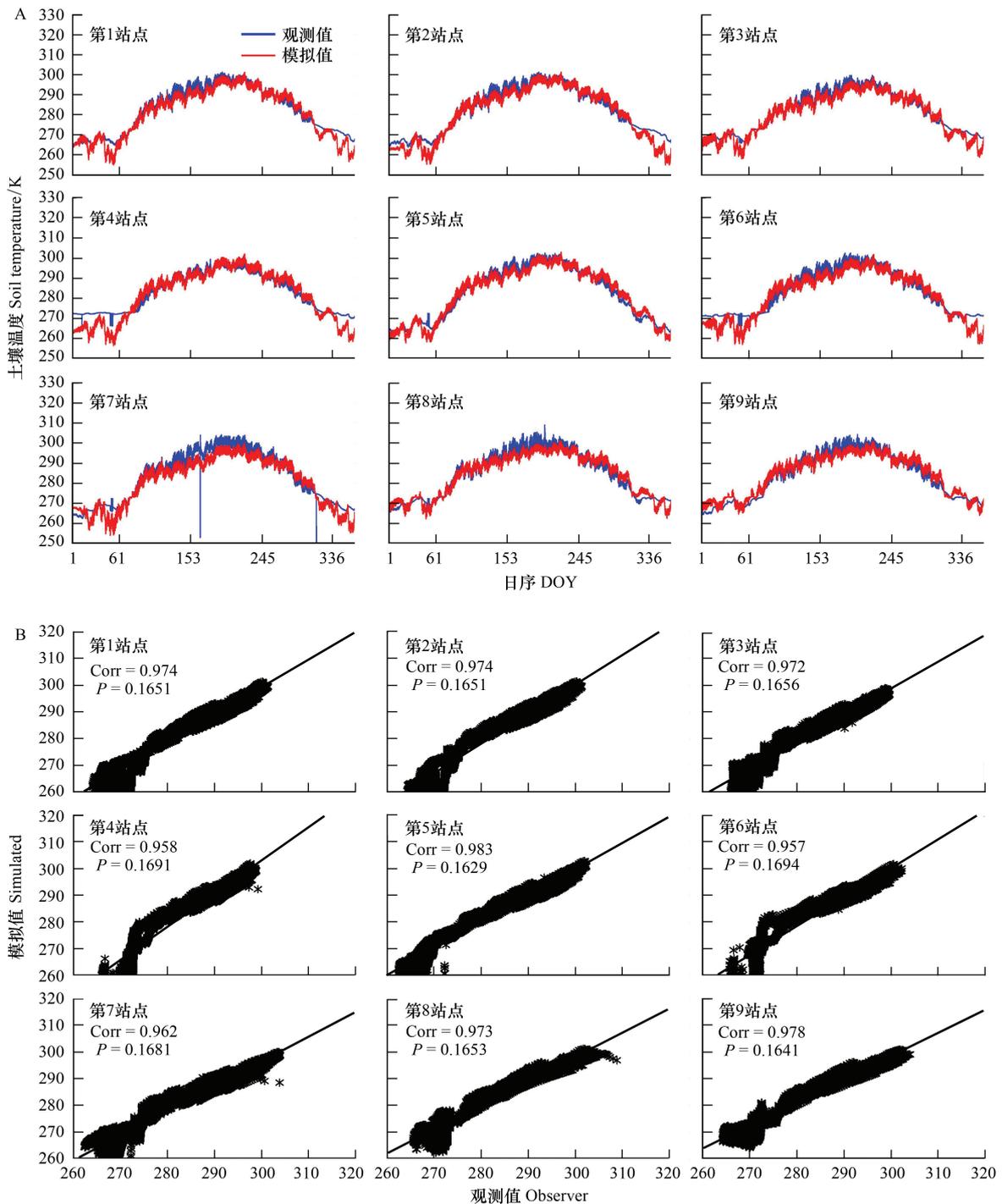


图 10 观测与模拟土壤温度(第二层 20cm)逐小时(前 9 站相关系数及显著性检验)

Fig.10 The correlation coefficient and significance test between the observed and simulated temperatures of the soil of the second layers (20cm) at hourly scale (top 9 stations)

了新疆前 9 个站点三个不同土壤层(5cm、20cm 和 80cm)土壤温度(K)在 2009 年逐小时相关系数和相应的显著性检验情况。根据以上几个土壤层的分析,本研究发现在三个土壤层存在以下共同的现象:

1. 在每年的夏季由 CLDAS 驱动的 CLM3.5 均出现了温度低估现象,然而这种现象随着土壤层次的加深,即由浅层 5cm 到 80cm 的过程中,这种低估现象出现了消弱,这是由于土壤温度随着深度的加深,极值变化出现了弱化,模式相对于浅层温度更能抓住深层土壤温度的变化规律。此外,模式在近地表不能得到很好模拟

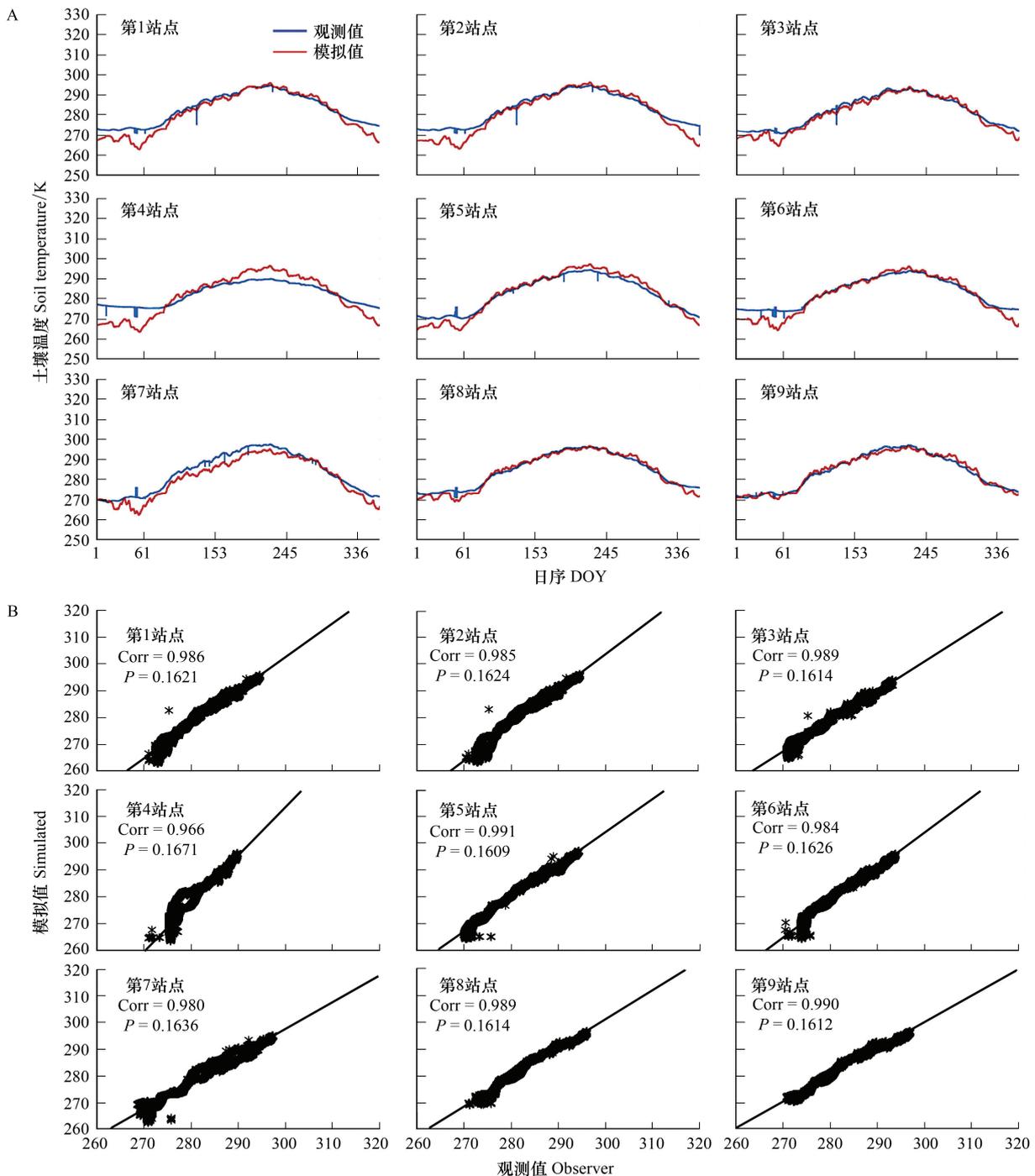


图 11 观测与模拟土壤温度(第三层 80cm)逐小时(前 9 站)相关系数及显著性检验

Fig.11 The correlation coefficient and significance test between the observed and simulated temperatures of the soil of the second layers (80cm) at hourly scale (top 9 stations)

的另外原因可能跟陆面参数化方案(如:土壤的热传导参数化方案)及观测站点下垫面有关,本研究后期将改进构建适合新疆地区的土壤热传导参数化方案。此外,由于我国土壤温度观测站均设置在裸地上(如:要求保持观测场内整洁,浅草平铺,草高超过 20 厘米时,应及时剪割,地温场要保持裸地及土质疏松)。而模式本身地表参数集仅为调查时的土地利用,并未考虑后期人为的改变,因此也会导致原先以非裸土区域分布的土壤温度站点模拟值会有低估现象,而原先在裸土区域分布土壤温度站点模拟值可能相对较准。

2.每年初春及冬末,由 CLDAS 驱动 CLM3.5 模拟的土壤温度也会存在与夏季相比较弱的低估现象,同时

随土壤温度加深,这种低估现象在减弱。

3.虽然大部分站点的相关系数均在 0.92 以上,显著性检验均在 0.16—0.17 之间。然而,发现小部分站点在冬季拟合结果相当高(如第 8,9 站点),而对 105 站点检查后发现这不是一个偶然现象,那么可能原因是在模拟较好的站点降雪较少,这可能由于土壤温度探头并没有受到降雪影响;反之,如图 9(B)、10(B)、11(B),部分站点出现了冬末和初春恒定的“异常值”,而这种异常值可能是由于观测站点土壤温度探头受积雪融化,土壤温度探头在冰雪混合物中探测的温度将在一段时间内保持恒定,这样可使得模式不能很好的模拟这种特殊现象。后期将通过检查不同站点降雪情况,验证之前提到的土壤温度“异常值”是否与冰雪冻融有关。

4 讨论与结论

土壤温度的模拟是陆面模式中关键的部分,陆面模式中的土壤温度计算的准确性,直接影响到模式中陆面与大气之间物质和能量的交换,从而影响数值模式的准确性。本论文利用 CLDAS 数据强迫 CLM3.5 陆面模式对新疆地区土壤温度进行模拟,详细介绍了 CLDAS 在制作过程中的融合数据及核心同化算法,同过对地表参数集等进行设置,本研究最终对 105 个土壤温度站点(新疆区域国家级自动站点)三个层次逐小时数据分别进行了验证与分析,模拟结果表明:本驱动场强迫下的 CLM3.5 模式可较好的模拟新疆地区多层土壤的温度变化,模拟值与实际值的相关系数、偏差等均较好。下一步工作将针对模式在夏季出现土壤温度低估的问题研究 CLM3.5 模式中土壤热传导性参数化方案及其他相关方案进行改进的可行性,同时进一步调整地表参数集,以便最大程度减少模式的不确定性,使其达到最优模拟结果。

本研究得出以下结论:

从月平均角度来看,CLDAS 驱动下的 CLM3.5 模式可以较好的模拟出新疆地区三层土壤温度季节性的变化趋势。在春季和秋季,三个土壤层的土壤温度模拟结果与实测拟合度较高,其中第一层(5cm)模拟的土壤温度在冬季与实际观测值差异最大,达到 10K 左右;第二层(20cm)模拟的土壤温度在冬季与实际观测值差异次之,接近 5K,第三层(80cm)模拟的土壤温度在夏季最接近实测值,这样高的模拟精度主要得益于高精度的 CLDAS 强迫场数据。

从不同的季节角度看三个土壤层,分析发现在夏季,上层土壤温度高于下层,夏季气温变化对第一层深度(5cm)土壤温度日变化的影响较大,第二层深度(20cm)次之,而对第三层深度(80cm)土壤温度日变化影响较小。在冬季,下层土壤温度总体高于上层,冬季气温变化对第一层土壤(5cm)温度日变化的影响较小,第二层深度(20cm)次之,第三层深度(80cm)土壤温度日变化的影响较大。

从日平均角度来看,发现在第三层(80cm)处的模拟结果随着季节变化的波动性均较上两层小,而这样的结果也和 3.1 节的月平均温度变化分析结果是一致的。这可能是由于在热传导过程中,土壤对上层温度的短期震荡起到了平滑作用,上下层土壤温度日变化周期具有明显的滞时效应,这也是符合实际的。

从逐小时尺度分析来看,对于第一层(5cm)土壤层,每年的 2 至 11 月,日内 09UTC 时,土壤温度达到 30 度以上。在第二层(20cm)处,发现土壤温度日内变化偏缓且向后偏移,日内土壤最高温度(30 度以上)出现在 15UTC,这说明土壤温度在从浅层传递到深层土壤的延迟性。而在第三层(80cm)深度的观测中,分析发现从日内尺度上,基本看不到土壤温度的变化。该层相对于第一层(5cm)及第二层(20cm)层更加平缓,同时也说明浅层土壤温度受陆-气之间能量影响的程度大于深层土壤。

5 展望

本研究利用 CLDAS1.0 大气驱动场为大气驱动输入数据对新疆地区土壤温度进行初步的模拟及验证,后期将验证更换 GFS 背景场为(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECWMF)的新背景场,该背景场精度(时间分辨率:1 小时、空间分辨率:1 公里)。地表参数集将设置为与驱动场相应分辨率(空间分辨率:1 公里),从而提高模式输入数据精度、减少模型的不确定性。此外,针对模式在夏季存在高估现象,将

在后期尝试改进土壤的热传导参数化方案,同时精细化地表参数集;对于冬末、初春观测出现短暂恒定值状态及模式不能较好的拟合的情况,将在后期通过对全疆进行区域划分、台站实地调查与参数化方案改进结合的方法对模拟结果进行分析和改进。

参考文献 (References):

- [1] Charney J G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1975, 101(428): 193-202.
- [2] Paul K I, Polglase P J, Smethurst P J, O'Connell A M, Carlyle C J, Khanna P K. Soil temperature under forests: a simple model for predicting soil temperature under a range of forest types. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 121(3/4): 167-182.
- [3] Godfrey C M, Stensrud D J. Soil Temperature and moisture errors in operational eta model analyses. *Journal of Hydrometeorology*, 2008, 9(3): 367-387.
- [4] Fan X G. Impacts of soil heating condition on precipitation simulations in the weather research and forecasting model. *Monthly Weather Review*, 2009, 137(7): 2263-2285.
- [5] 李玮, 张佳宝, 张丛志. 秸秆掩埋还田对黄淮海平原耕层土壤温度及作物生长的影响. *生态环境学报*, 2012, 21(2): 243-248.
- [6] 董振国. 作物层温度与土壤水分的关系. *科学通报*, 1986, (8): 608-810.
- [7] Zhang Y, Chen W J, Smith S L, Riseborough D W, Cihlar J. Soil temperature in Canada during the twentieth century: Complex responses to atmospheric climate change. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110: D03112.
- [8] 王晓婷, 郭维栋, 钟中, 崔晓燕. 中国东部土壤温度、湿度变化的长期趋势及其与气候背景的联系. *地球科学进展*, 2009, 24(2): 181-192.
- [9] Bonan G B, Levis S. Evaluating aspects of the Community Land and Atmosphere Models (CLM3 and CAM3) using a dynamic global vegetation model. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2290-2301.
- [10] Whitfield B, Jacobs J M, Judge J. Intercomparison study of the land surface process model and the common land model for a prairie wetland in Florida. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7(6): 1247-1258.
- [11] Sakaguchi K, Zeng X B. Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the Community Land Model (CLM3.5). *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114(D1): D01107.
- [12] 黄伟, 郭振海, 宇如聪. CLM 在淮河流域数值模拟试验. *气象学报*, 2004, 62(6): 764-775.
- [13] 刘少锋, 林朝晖. 通用陆面模式 CLM 在东亚不同典型下垫面的验证试验. *气候与环境研究*, 2005, 10(3): 684-699.
- [14] 陈海山, 熊明明, 沙文钰. CLM3.0 对中国区域陆面过程的模拟试验及评估 I: 土壤温度. *气象科学*, 2010, 30(5): 621-630.
- [15] Nicolsky D J, Romanovsky V E, Alexeev V A, Lawrence D M. Improved modeling of permafrost dynamics in a GCM land-surface scheme. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(8): L08501.
- [16] Bonan G B. A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide. NCAR Tech Note NCAR/TN-417+STR, Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 1996.
- [17] Dickinson R E, Kennedy P J, Sellers-Henderson A, Wilson M F. Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the NCAR community climate model. Tech. Rep. NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research, 1986.
- [18] Dai Y J, Xue F, Zeng Q C. A land surface model (IAP94) for climate studies Part II: Implementation and preliminary results of coupled model with IAP GCM. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1998, 15(1): 47-62.
- [19] Oleson K W. Coauthors. CLM 3.5 documentation. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2007, http://www.cgd.ucar.edu/tss/clm/distribution/clm3.5.CLM3_5_documentation.pdf.
- [20] Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, Gulden L E. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(D21), doi: 10.1029/2005JD006111.
- [21] Niu G Y, Yang Z L. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7(5): 937-952.
- [22] Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, Gulden L E, Su H. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with gravity recovery and climate experiment data. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(D7): D21101.
- [23] Lawrence D M, Thornton P E, Oleson K W, Bonan G B. The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: Impacts on land-atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, 2007, 8(4): 862-880.
- [24] Oleson K W, Dai Y, Bonan G, Bosilovich M, Dickinson R E, Dirmeyer P, Hoffman F, Houser P, Levis S, Niu G Y, Thornton P, Vertenstein M, Yang Z L, Zeng X B. Technical description of the community land model (CLM). NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR, Boulder, CO: National Center for Atmospheric Research, 2004.

- [25] Oleson K W, Niu G Y, Yang Z L, Lawrence D M, Thornton P E, Lawrence P J, Stöckli R, Dickinson R E, Bonan G B, Levis S, Dai A, Qian T. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113(G1), doi: 10.1029/2007JG000563.
- [26] Zeng X B, Shaikh M, Dai Y J, Dickinson R E, Myneni R. Coupling of the common land model to the NCAR community climate model. *Journal of Climate*, 2002, 15(14): 1832-1854.
- [27] Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, Wilson M F. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. Tech Note/TN- 387 + STR, Boulder, CO: National Center for Atmospheric Research, 1993, doi: 10.5065/D6668B58.
- [28] Bonan G B, Oleson K W, Vertenstein M, Levis S, Zeng X B, Dai Y J, Dickinson R E, Yang Z L. The land surface climatology of the community land model coupled to the NCAR community climate model. *Journal of Climate*, 2002, 15(22): 3123-3149.
- [29] Cogley J G. GGHYDRO-Global Hydrographic Data Release 2.0. Trent Climate Note 91- 1, Peterborough, Ontario: Trent University, Dept. Geography, 1991.
- [30] Loveland T R, Reed B C, Brown J F, Ohlen D O, Zhu Z, Yang L, Merchant J W. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 2000, 21(6/7): 1303-1330.
- [31] Bonan G B, Levis S, Kergoat L, Oleson K W. Landscapes as patches of plant functional types: An integrating concept for climate and ecosystem models. *Global Biogeochemical Cycles*, 2002, 16(2): 5-1-5-23.
- [32] Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, Hoffman F, Thornton P, Vertenstein M, Yang Z L, Zeng X B. The community land model and its climate statistics as a component of the community climate system model. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2302-2324.
- [33] 张涛, 基于 LAPS/STMAS 的多源资料融合及应用研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2013.
- [34] Xie Y, Koch S, McGinley J, Albers S, Bieringer P E, Wolfson M, Chan M. A Space-time multiscale analysis system: A sequential variational analysis approach. *Monthly Weather Review*, 2011, 139(4): 1224-1240.
- [35] 师春香, 谢正辉. 基于静止气象卫星观测的降水时间降尺度研究. *地理科学进展*, 2008, 27(4): 15-22.
- [36] Ren Z H, Zhao P, Zhang Q, Zhang Z F, Cao L J, Yang Y R, Zou F L, Zhao Y F, Zhao Y F, Chen Z. Quality control procedures for hourly precipitation data from automatic weather stations in China. *Meteorological Monthly*, 2010, 36(7): 123-132.
- [37] Joyce R J, Janowiak J E, Arkin P A, Xie P P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 2004, 5(3): 487-503.
- [38] Shen Y, Feng M N, Zhang H Z, Gao F. Interpolation methods of China daily precipitation data. *Journal of Applied Meteorological Science*, 2010, 21(3): 279-286.
- [39] Shi C X, Xie Z H, Qian H, Liang M L, Yang X C. China land soil moisture EnKF data assimilation based on satellite remote sensing data. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(9): 1430-1440.