

宋耀明,范轶,马天娇.2014.陆面过程模式 CLM4.5 在半干旱区退化草原站的模拟性能评估[J].大气科学学报,37(6):794-803.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20140105001.

Song Yao-ming,Fan Yi, Ma Tian-jiao.2014.Evaluation of simulation performance of land surface model NCAR\_CLM4.5 at a degraded grassland station in semi-arid area[J].Trans Atmos Sci,37(6):794-803.(in Chinese)

## 陆面过程模式 CLM4.5 在半干旱区退化草原站的模拟性能评估

宋耀明<sup>1</sup>,范轶<sup>2</sup>,马天娇<sup>3</sup>

(1.气象灾害教育部重点实验室(南京信息工程大学),江苏 南京 210044;

2.丹阳市气象局,江苏 丹阳 212300;3.常州市气象局,江苏 常州 213000)

**摘要:**利用国际协同强化观测期(CEOP)在中国半干旱区退化草地站——通榆站的观测资料,对一个较为完善的陆面过程模式 NCAR\_CLM4.5(Community Land Model 4.5)的模拟性能进行检验。模拟结果与观测资料的对比表明,CLM4.5 能很好地模拟出观测站点的辐射通量、水热交换、土壤温湿的空间分布和时间变化特征。但地表吸收的辐射模拟值略低,土壤湿度偏低,地表吸收的辐射及土壤温度等日变化略大;大气强迫变量处于某些特定的形势下时,模拟存在较大误差,如 8 月底的模拟。此外,冬季辐射通量、水热交换以及土壤温湿的模拟均存在较大误差,说明 CLM4.5 模式在冬季地表物理过程的参数化方案上需要进一步改进。

**关键词:**CLM4.5 模式;辐射通量;水热通量;土壤温湿;模拟性能评估

**文章编号:**1674-7097(2014)06-0794-10 **中图分类号:**P422 **文献标志码:**A

**doi:**10.13878/j.cnki.dqkxxb.20140105001

## Evaluation of simulation performance of land surface model NCAR\_CLM4.5 at a degraded grassland station in semi-arid area

SONG Yao-ming<sup>1</sup>, FAN Yi<sup>2</sup>, MA Tian-jiao<sup>3</sup>

(1.Key Laboratory of Meteorological Disaster(NUIST), Ministry of Education, Nanjing 210044, China;

2.Danyang Meteorological Bureau, Danyang 212300, China; 2.Changzhou Meteorological Bureau, Changzhou 213000, China)

**Abstract:** A well-structured land surface model NCAR\_CLM4.5(Community Land Model 4.5) is evaluated using the observations at a degraded grassland station(Tongyu station) in semi-arid area in China during the Coordinated Enhanced Observing Period(CEOP). Results indicate that CLM4.5 can reproduce the spatial distribution and temporal variation of the radiation flux, water-heat flux, soil moisture and temperature very well. However, the model underestimates (overestimates) the surface absorbed radiation and soil moisture(diurnal variations of the surface absorbed radiation and soil temperature). Under some special atmospheric conditions, for example at the end of August, the model produces large biases. In addition, the simulations(including radiation flux, water-heat flux, soil moisture and temperature) departe largely from the observations in winter, which shows that the parameterization schemes of surface physical processes of CLM4.5 need to be further improved in winter.

**Key words:** CLM4.5 model; radiation flux; water-heat flux; soil moisture and temperature; evaluation of simulation performance

收稿日期:2014-01-05;改回日期:2014-02-27

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41005047);高校博士点基金(20103228120003);气象灾害教育部重点实验室培养项目(KLME0902);江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)

通信作者:宋耀明,博士,副教授,研究方向为陆—气相互作用, songym@nuist.edu.cn.

## 0 引言

陆地约占地球表面的三分之一,陆面是气候系统的重要组成部分。陆面作为大气层的下边界,具有构成多样、性质复杂、分布不均匀的特征,在天气、气候变化中有着非常重要的作用,在某些局部或某个时段内甚至还起着关键性的作用。陆面过程是发生在陆地下垫面以及大气近地层,并同大气圈运动密切相关的所有过程(孙菽芬,2005)。

热容量的差异使得海洋比陆地天气、气候的变化中有着更为重要的作用,而陆地却比海洋有更高的热力敏感性,同大气之间的相互反馈也更迅速(戴永久,1995)。研究表明,同海洋相比,内陆地区的气候变化更多地受到陆地的影响,尤其在半干旱区(Koster et al., 2004),并且由于陆地的空间非均匀性和局地性导致了内陆局地气候的产生(张强和赵鸣,1998)。大量的敏感性试验(Charney et al., 1977; Shukla and Mintz, 1982; Sud and Smith, 1985; Cunnington and Rowntree, 1986)表明陆地表面状况异常对大气和气候的变化有非常重要的影响。

陆—气间能量、动量以及物质( $H_2O$ ,  $CO_2$  等)的交换为大气运动提供了水汽、热量、动量的源汇,进而对天气、气候产生影响,其作用强度同复杂的地表特征(如植被类型、土壤湿度、地表粗糙度、地表反照率、地温、地形等)和天气、气候形势有关。大气通过降水、气温等改变陆地的地表特征,而陆地的地理特征及植被覆盖等通过动力或热力作用进一步对大气产生影响(涂刚,2007;周德刚等,2009;姚洁等,2010;黄珏等,2013)。大气中约 20% 的水是从陆地蒸散发作用中获得的(Friend et al., 1997)。据统计,陆地上很大部分的降水来自于陆地表面的蒸发(Chahine, 1992),内陆地区陆面蒸发在降水中所占的比重更高(马柱国,1999)。

目前,全球变暖、臭氧层破坏、淡水资源危机、森林锐减、土地荒漠化等一系列重大全球环境问题和气候异常已经引起了全世界空前的重视,寻找影响这些问题的因子,并了解其中的作用机制以及对未来可能的影响已变得非常迫切,也是当前气候研究中的重要问题(涂刚,2007;姚洁等,2010)。半干旱区作为气候和生态的过渡带,在全球环境变化中非常敏感,研究显示半干旱区存在着强烈的陆—气相互作用(Koster et al., 2004)。东亚的半干旱区位于夏季风的北部边缘,是干旱大陆性气候与湿润季风气候的过渡带,对气候变化和人类活动非常敏感。

年平均潜在蒸发量高于降水,气候干旱、植被覆盖率低、土壤营养含量低、水保持能力差。东亚半干旱区的气候和水循环的变化同东亚季风系统密切相关,极端事件和气候灾害频繁发生。观测以及数值模式均显示在全球变暖的大背景下,半干旱区现在和将来均有强烈的干旱化趋势(Fu and Wen, 2002; Ma and Fu, 2003)。近几年,对半干旱区的研究已经列入一系列国际研究计划,如 CEOP 和 MAIRS。由于独特的能量收支和日益严重的沙漠化形势,这些地区在中国气候变化中有着非常重要的作用。

陆面过程模式作为研究陆—气相互作用中地表过程的重要工具,其模拟性能首先需要数据检验。熊明明等(2011)、陈海山等(2010)的工作显示 CLM3.0 能较好地模拟出中国区域的土壤湿度、土壤温度特征。朱司光等(2013)对 CLM3.0、CLM3.5、CLM4.0 对全球近 50 a 陆面状况的模拟进行了比较。此外,在模式方案的发展上,宋耀明等(2009a, 2009b)对 CoLM 和 CLM3.0 在长白山温带混交林和千烟洲热带人工针叶林观测站就二者采用的不同参数化方案进行了比较分析,尹伊和陈海山(2013)对 CLM4.0 中植被对降水的截留对地表水热平衡的影响进行了研究,俞森等(2010)对动态植被模式 ICM 的模拟性能进行了分析。大量陆面—大气耦合模式的试验表明陆面在气候变化中有非常高的敏感性(孙菽芬,2005),所以正确描述陆—气间的相互作用是气候研究中一个重要的方面。

为更深入地了解半干旱区陆面、大气相互作用的物理、化学机制,以在陆面过程模式以及陆—气耦合模式中更准确地描述陆—气反馈过程(包括动量、能量、物质、辐射交换等),进而提高天气、气候模式对未来天气、气候变化的预测能力,本文对刚发布的陆面过程模式 NCAR\_CLM4.5 在中国半干旱区退化草地观测站的模拟性能进行试验,测试模式在各个物理过程的模拟效果,为物理过程参数化方案的改进以及相关模式参数的修正提供试验依据。

## 1 模式介绍

陆面过程模式的发展经历了三个时期:Manabe et al. (1965)、Manabe (1969) 设计了早期的简单模式,也即“水桶(Bucket)”模型;后来在模式中引入了生物物理过程的参数化方案,如生物圈—大气圈输运方案 BATS(Dickinson et al., 1968, 1993)和简单生物圈模式 SiB(Sellers et al., 1986)等。在第二代模式引入了反映植被光合作用和呼吸作用的生物

化学过程后,第三代陆面模式形成,如 SiB2 (Colello et al., 1998)、LSM 等 (Bonan, 1996)。

陆面过程模式 CLM (a Community-developed land surface model) 最初目的是为 NCAR CAM 和 CCSM 提供陆面支持 (Dai et al., 2003)。学者们基于已有的 3 个陆面过程模式 BATS、IAP94 以及 CCM3 和 CCSM 最初版本中采用的 NCAR-LSM 模式,并采纳自各个学科的专家的意见,发展了最初的 CLM (Dai et al., 2003)。在将 NCAR-LSM 中改进的碳循环、动态植被和河流汇流过程引入到 CLM 中,并采用生物群落代替植被功能对地表植被进行分类后,该模式作为命名为 Community Land Model (CLM2.0),被 Community Atmosphere Model (CAM2.0) 和 Community Climate System Model (CCSM2.0) 采用 (Oleson et al., 2004)。Thornton and Zimmermann (2007) 采用次网格组成的空间向量来表现模式结构,以便更好地处理碳、氮循环的参数化过程,而后在生物物理过程上做了一定的改进,模式命名为 CLM3.0。在将地表数据基于 MODIS 产品进行修改,改善了冠层积分方案 (Thornton and Zimmermann, 2007) 以及冠层对降水的拦截系数 (Lawrence et al., 2007),采用了新的 TOPMODEL-based 模式模拟径流 (Niu et al., 2005),采用一个简单的地下水模式确定地下水埋深 (Niu et al., 2007),并改进了冻土过程方案 (Niu and Yang, 2006) 后,CLM3.5 发布。在改进了地表和大气的强迫数据,进一步发展了土壤水文和雪过程,并引入碳氮循环,城市冠层模式以及改进的植被挥发性有机物模式,形成了 CLM4.0。

在 CLM4.0 的基础上, Bonan 等 (2011) 通过改进植被冠层辐射、叶过程尺度、光合作用过程及相关参数提高了模式对初级生产量 (GPP) 和潜热通量的模拟。Sun et al. (2012) 采用新的 Newton-Raphson 迭代方案改善了模式在计算 GPP 迭代不收敛带来的偏差。Subin et al. (2012) 引进新的湖泊模式改进了原有的湖泊模式在观测站对水温、地表通量模拟过差的问题。Swenson and Lawrence (2012) 通过纠正永久冻土区土壤的干偏差改善了土壤湿度、植被生产力等的模拟,通过一个新的次网格雪覆盖面积参数化方案提高了对季节性雪深——雪覆盖百分比演化的模拟。Koven et al. (2013) 发展了新的土壤是生物化学模式,提高对碳、氮过程的模拟,尤其在高纬地区。此外,加入了甲醇、氧化和排放模式,扩展了作物模式并将 VIC 模式作为汇流方案的一个

选择,对城市冠层模式进行了修正,将大气强迫数据替换为 1901—2010 CRUNCEP 大气强迫数据,2013 年 6 月 CLM4.5 发布。

## 2 观测站点及资料介绍

2002 年 10 月,在国家基础研究发展规划项目“我国生存环境演变和北方干旱化趋势预测”的支持下,中国科学院大气物理研究所东亚区域气候—环境重点实验室在吉林通榆建立了“干旱化和有序人类活动”长期观测野外试验站,对通榆农田和退化草地—气通量、土壤/大气形势进行长期的高密度的连续观测 (刘辉志等, 2003)。通榆观测站已被纳入国际能量和水循环观测计划 CEOP (Cooperated Enhanced Observing Period) 的观测网,是 CEOP 计划亚洲季风比较计划 CAMP (CEOP Asian Monsoon Project) 的基准站。通榆站长期观测试验的连续高密度资料,对陆面模式在半干旱区模拟性能的检验,不同物理过程参数化方案的改进以及相关参数的修正均有非常重要的作用。

通榆观测站 (122°52'E, 44°25'N) 位于沙丘覆盖的冲积平原地区,海拔 184 m,有农田、退化草地两个观测点,以便研究不同土地使用类型对地—气通量交换的影响。

农田站位于新华镇北 2 km,周围开阔,地势平坦,作物以玉米为主;退化草地站位于新华镇南 3 km,植被以西伯利亚蒿、野谷草等为主,从上世纪 60 年代开始退化严重,夏季草在 10 cm 以下,其他季节在 5 cm 以下 (刘辉志等, 2003)。

大气温度、湿度、降水量、风速、太阳辐射、气压等模式强迫变量采用 2003 年和 2004 年前十个月、每 30 min 一次的加密观测数据。其中气温、比湿、风速在通榆站观测高度为 17 m,对缺测时间较短的数据进行了插值处理。图 1 给出了 2003 年通榆退化草地站的气象条件,包括降水、温度、比湿和风速,其中后三者观测高度为 17 m。2003 年,该站年平均气温为 6.99 °C,年降水量为 311.7 mm,低于该地多年的平均年降水量 388.2 mm,属于较干的年份,在 6—8 月为降水集中期。

## 3 数值试验设计

为检验陆面过程模式 NCAR\_CLM4.5 对通榆退化草地站地—气间通量交换的模拟能力,用该站高时间密度的气象要素作为大气强迫场,驱动 NCAR-CLM4.5 陆面过程模式进行独立 (off-line)

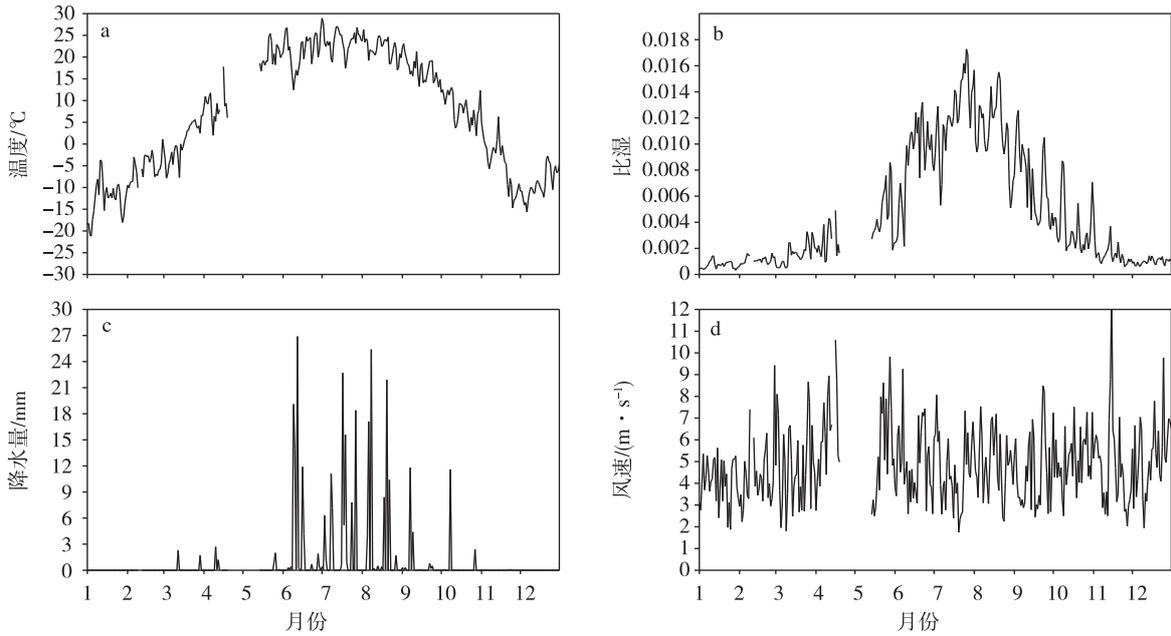


图1 2003年通榆观测站的气象条件 a.日平均大气温度(单位:°C);b.日平均比湿;c.日总降水量(单位:mm);  
d.日平均风速(单位:m/s)

Fig.1 Meteorological conditions at Tongyu observation station in 2003 a.daily mean air temperature (units:°C);  
b.daily mean specific humidity;c.daily amount precipitation(units:mm);d.daily mean wind velocity(units:m/s)

的数值试验。由于初始场对模拟的结果影响较大,为了更好地消除初始场的不确定性带来的影响,模式积分时间为2003年6月1日—12月31日,积分时间步长为30 min。每30 min输入一次大气强迫场(气温、大气比湿、太阳短波辐射输入、大气向下长波辐射、降水、风速、气压),其中气温、比湿以及风速的观测高度是2 m。模式的输出结果主要为地—气潜热、感热通量、辐射交换、土壤温湿等,数据输出的频率为30 min一次。

将观测的土壤温度、湿度场进行差值处理后作为试验中土壤温度和湿度的初始场,地下水位采用中国水利部地下水检测中心的数据。

地表参数包括土壤机械组成以及植被类型及相应的植被参数。

土壤砂土比例、有机物含量采用的是Chen et al.(2012)的观测数据。模式中土壤颜色由浅到深分为20个等级,通榆站采用11。

植被参数根据观测站点提供的资料,冠层高度最大为1.2 m,最小为0。叶面积指数采用MODIS卫星反演的数据。植被冠层高度的时间变化采用扩充的Logistic模型进行计算(徐克学,1999)。

## 4 模拟结果分析

从日变化、季节变化两个角度对模式在辐射收

支、地—气通量交换、土壤温湿等方面的模拟性能进行分析。

### 4.1 季节变化特征

#### 4.1.1 地表辐射收支

太阳的短波辐射和大气向下的长波辐射是地表的能量来源,是地表/土壤温度、潜热/感热通量的决定因素。地表辐射通量收支的模拟优劣直接影响到陆面过程其他因素的模拟性能。图2是地表反射的太阳辐射(FSR)的观测值与模拟值的对比,除11月下旬开始到12月底,其余时间很好地模拟出了FSR季节变化特征。从6月到11月中旬,FSR模拟值的平均值是 $44.5 \text{ W/m}^2$ ,观测值的平均值 $41.11 \text{ W/m}^2$ ,略低于模拟值,均方根误差是 $6.35 \text{ W/m}^2$ 。在6月中旬、8月下旬以及10、11月,模拟值略高于观测值,同植被叶面积指数LAI、植被覆盖度的选取以及地表的辐射方案有关。11月下旬FSR观测值突然增大,模拟值明显没有反映出这种特征,其原因可能是模式对水汽通量的模拟存在偏差,进而在低于零度的大气温度下造成地表反照率的模拟出现了明显的误差。此外,8月底FSR观测值的突然降低也未能很好地反映。

如图3所示,模式对地表向上的长波辐射(FIRE)模拟得很好,除了8月底以及11月下旬到12月底。从6月到11月中旬,FIRE模拟值的平均

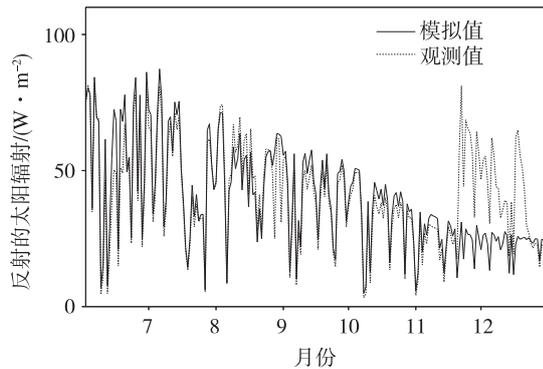


图 2 2003 年 6—12 月通榆站地表反射的太阳辐射模拟值与观测值的对比(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

Fig.2 Comparison between simulated and observed solar radiation reflected by the ground at Tongyu station from June to December 2003(units:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

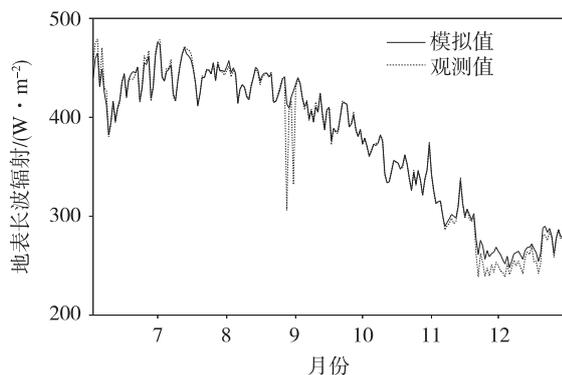


图 3 2003 年 6—12 月通榆站地表发射的长波辐射模拟值与观测值的对比(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

Fig.3 Comparison between simulated and observed long-wave radiation emitted by the ground at Tongyu station from June to December 2003(units:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

值是  $402.9 \text{ W}/\text{m}^2$ , 观测值的平均值是  $402.01 \text{ W}/\text{m}^2$ , 均方根误差为  $13.07 \text{ W}/\text{m}^2$ 。冬季 FIRE 的模拟误差可能同冻土过程有关。8 月底未能模拟出 FIRE 观测值的突然降低, 并进而导致该时间土壤温湿以及潜热/感热通量的突然变化均未能模拟出来。由于植被以及土壤成分等参数在时间上的连续性, 从大气强迫数据方面来分析, 数据显示在对应的时间, 气温、大气湿度、风速均很低, 模式可能在这些大气形势变量均处于异常情况时模拟性能不足, 造成了 8 月底模拟的误差。

#### 4.1.2 潜热、感热通量

潜热/感热通量是地—气相互作用除辐射外的最重要因子, 在半干旱区土壤的潜热通量是大气中水汽的重要来源。由于强烈的陆—气耦合, 在内陆超过  $1000 \text{ km}^2$  的尺度上, 局地蒸发对降水的贡献率达  $20\% \sim 40\%$ 。图 4、图 5 分别是潜热通量(LE)

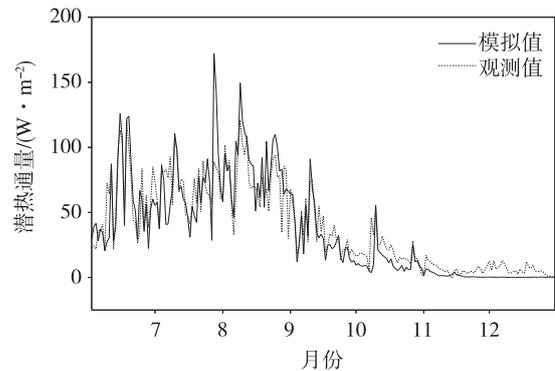


图 4 2003 年 6—12 月通榆站潜热通量模拟值与观测值的对比(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

Fig.4 Comparison between simulated and observed latent heat flux at Tongyu station from June to December 2003(units:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

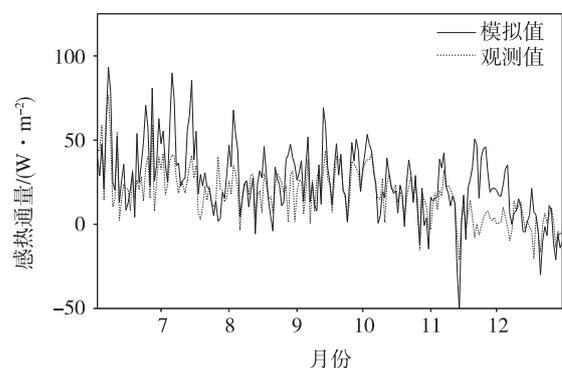


图 5 2003 年 6—12 月通榆站感热通量模拟值与观测值的对比(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

Fig.5 Comparison between simulated and observed sensible heat flux at Tongyu station from June to December 2003(units:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

和感热通量(HS)模拟值和观测值, 从图中可以看出模式基本上能够模拟出 LE/HS 的季节变化特征。从 6 月到 11 月中旬, 模拟值的平均值分别是  $46.14$ 、 $28.41 \text{ W}/\text{m}^2$ , 观测值的平均值分别是  $47.12$ 、 $22.20 \text{ W}/\text{m}^2$ , 均方根误差分别是  $16.39$ 、 $14.86 \text{ W}/\text{m}^2$ 。在 7 月下旬, 模拟的 LE 明显偏高。在 7、8 月, HS 的模拟值明显偏高, 其原因是地表温度模拟值的明显偏高。在冬季 LE 的模拟值明显偏低, 尤其在 12 月, 模拟值几乎为 0, 而 HS 的模拟值明显偏高, 原因可能是冬季较少的降水造成了较小的土壤湿度, 又由于很多土壤水以冰的形式存在, 而模式对由液态和固态直接转为气态的水汽传输方式并没有进行模拟, 所以低估了地表的潜热通量, 高估了感热通量。此外, 地表夜间的凝霜在白天加大了水汽的蒸发, 降低了地表的感热传输。

### 4.1.3 土壤湿度、温度

图 6 是土壤温度模拟值与观测值的对比,无论是土壤温度的垂直分布还是时间变化特征,模拟值同观测值都很吻合,5 cm 深度的土壤温度模拟值的平均值是 17.51 °C,观测值的平均值是 17.05 °C,相关系数为 0.96,模拟值高于观测值。图 7 是 5、10 cm 深度土壤温度模拟值与观测值的差,从图中可以看出,除由于在冬季模拟的反射太阳辐射偏高,造成土壤温度模拟值明显低于观测值外,其余时间模拟值明显高于观测值,误差随深度的变化不明显。进入土壤的热通量(图 8)在 11 月前为正值,模拟值(0.55 W/m<sup>2</sup>)低于观测值(1.82 W/m<sup>2</sup>),而土壤温度在 11 月前模拟值低于观测值,除去观测误差的因素,土壤湿度模拟值偏小造成土壤热容量偏低,从而使得模拟的地温偏高;11 月开始为负值,土壤失去热量,土壤热通量模拟值(-22.66 W/m<sup>2</sup>)远大于观测值(-6.04 W/m<sup>2</sup>)。

图 9 是土壤湿度模拟值与观测值的对比,模拟值基本上能反映观测值的垂直分布以及时间变化特征,同降水事件也很吻合,但模拟值明显低于观测值。5 cm 深度土壤湿度模拟值的平均值是 0.13,观测值的平均值是 0.17,相关系数为 0.3,模拟值明显低于观测值。图 10 是 5、10 cm 深度土壤湿度模拟值与观测值的差,除了 6、7 月模拟值略大于观测值,其余时间模拟值均明显低于观测值,且误差随土壤深度的增加而增大。土壤湿度的模拟值低于观测值,且潜热通量的模拟值也低于观测值,说明有偏多的水以地表径流、地下径流或下渗的方式流失,造成

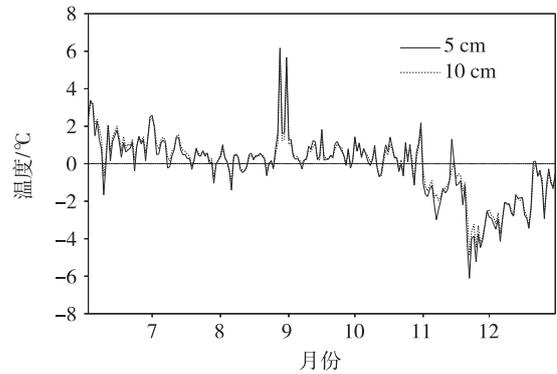


图 7 2003 年 6—12 月通榆站土壤温度在 5 cm 和 10 cm 深度模拟值与观测值的差值(单位:°C;模拟值减观测值)

Fig.7 Differences between simulated and observed soil temperature at 5 cm and 10 cm depths at Tongyu station from June to December 2003 (units:°C; simulations minus observations)

了土壤湿度模拟值的偏低,而土壤湿度模拟值的偏低进一步造成地表水热交换的 Bowen 比的模拟值偏高。

### 4.2 日变化特征

由日变化特征(图 11)可见,地表反射的太阳辐射模拟值与观测值夜间差别不大,白天模拟值略低;地表发出的长波辐射夜间模拟值略高,白天模拟值略低;于是造成地表吸收到的太阳辐射和长波辐射在夜间模拟值偏低,白天偏高,形成了更大的日变化;进而形成了日变化更大的土壤热通量,造成了地表温度模拟值白天偏高、夜间偏低的现象;地表温度

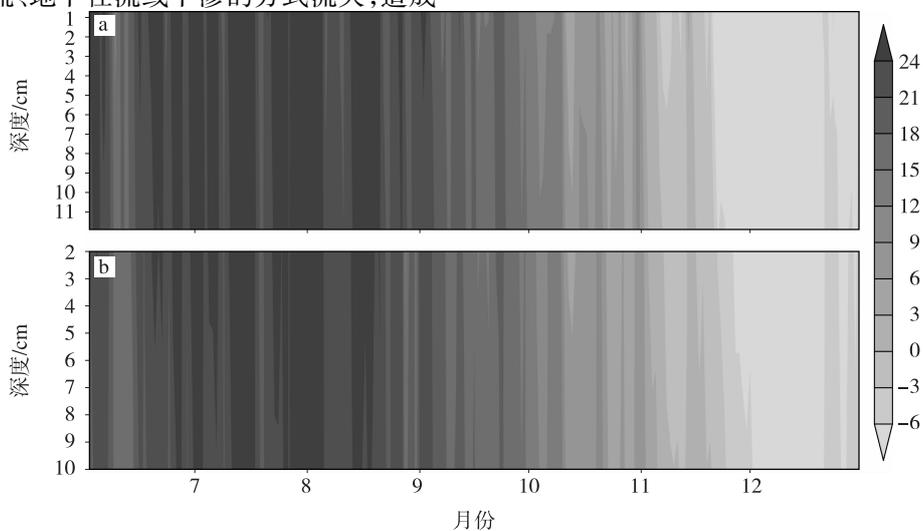


图 6 2003 年 6—12 月通榆站土壤温度在不同深度模拟值(a)与观测值(b)的对比(单位:°C)  
Fig.6 Comparison between (a) simulated and (b) observed soil temperature at different depths at Tongyu station from June to December 2003 (units:°C)



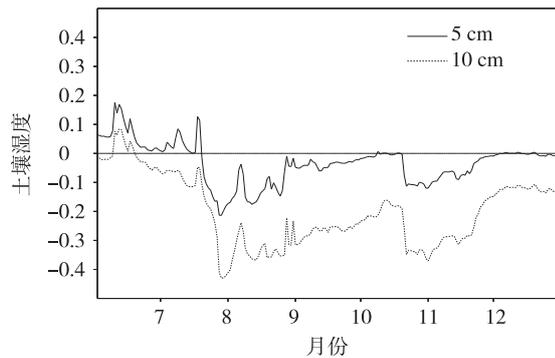


图10 2003年6—12月通榆站土壤湿度在5 cm和10 cm深度模拟值与观测值的差值(模拟值减观测值)

Fig.10 Differences between simulated and observed soil moisture at 5 cm and 10 cm depths at Tongyu station from June to December 2003(simulations minus observations)

水能力不足,造成土壤含水量模拟值偏低,土壤湿度对蒸发、降水反应过快以及土壤湿度垂直梯度偏小等。此外,地表反照率(包括植被和裸土)的模拟值偏低,导致地表吸收的太阳辐射偏多;模式在一些特殊的大气形势下,如气温、湿度、风速均很低时,模式的模拟效果不好。虽然 CLM4.5 在冬季的一些物理过程的参数化方案上有了很大改进,但在通榆站对冬季辐射、水热通量及土壤温湿的模拟结果显示相关物理过程的认识以及其参数化方案的发展均需要进一步的提高。

## 参考文献:

- 陈海山,熊明明,沙文钰.2010.CLM 3.0 对中国区域陆面过程的模拟试验及评估 I:土壤湿度[J].气象科学,30(5):621-630.
- 戴永久.1995.IAP94,一个一维陆地表面水分与能量平衡模式[D].北京:中国科学院大气物理研究所.
- 黄珏,陈海山,俞森.2013.1981—2008年中国陆地植被 NPP 对气候变化响应的敏感性试验[J].大气科学学报,36(3):316-322.
- 刘辉志,洪钟祥,张宏升,等.2003.内蒙古奈曼流动沙丘下垫面湍流输送特征初步研究[J].大气科学,27(3):389-398.
- 马柱国.1999.中国东部土壤湿度和区域气候变化的关系及一个土壤湿度反演模式的建立[D].北京:中国科学院大气物理研究所.
- 宋耀明,郭维栋,张耀存.2009a.陆面过程模式 CoLM 和 NCAR\_CLM3.0 对中国典型森林生态系统陆气相互作用的模拟 I:不同模式模拟结果的初步分析[J].气候与环境研究,14(3):229-242.
- 宋耀明,郭维栋,张耀存.2009b.陆面过程模式 CoLM 和 NCAR\_CLM3.0 对中国典型森林生态系统陆气相互作用的模拟 II:不同参数化方案对模拟结果的影响[J].气候与环境研究,14(3):243-257.
- 孙淑芬.2005.陆面过程的物理、生化机制和参数化模型[M].北京:气象出版社.
- 涂刚.2007.半干旱区不同下垫面地气相互作用研究[D].北京:中国科学院研究生院.
- 熊明明,陈海山,俞森.2011.CLM 3.0 对中国区域陆面过程的模拟试验及评估 II:土壤湿度[J].气象科学,31(1):1-10.
- 徐克学.1999.生物数学[M].北京:科学出版社.
- 姚洁,陈海山,朱伟军.2010.北半球陆面过程对全球变暖响应特征的初步分析[J].大气科学学报,33(2):220-226.
- 尹伊,陈海山.2013.植被冠层截留对地表水分和能量平衡影响的数值模拟[J].气象科学,33(2):119-129.
- 俞森,陈海山,孙照渤,等.2010.全球植被年际尺度动态过程的数值模拟及其评估[J].大气科学学报,33(3):365-374.
- 张强,赵鸣.1998.干旱区绿洲与荒漠相互作用下陆面过程特征的数值模拟[J].高原气象,17(4):335-346.
- 周德刚,黄荣辉,黄刚.2009.近几十年来长江上游流域气候和植被覆盖的变化[J].大气科学学报,32(3):377-385.
- 朱司光,陈海山,周晶.2013.NCAR\_CLM 系列模式对全球近 50a 陆面状况的模拟及其比较分析[J].大气科学学报,36(4):434-446.
- Bonan G B.1996.A land surface model(LSM Version1.0) for ecological, hydrological and atmospheric studies: Technical description and user's guide[R]//NCAR Technical Note/TN 417+STR. Boulder, Colorado:NCAR.
- Bonan G B, Lawrence P J, Oleson K W, et al.2011.Improving canopy processes in the Community Land Model (CLM4) using global flux fields empirically inferred from FLUXNET data[J].J Geophys Res, 116, G02014. doi: 10. 1029/2010JG001593.
- Chahine T M.1992.The hydrological cycle and its influence on climate [J].Nature, 359:373-380.
- Charney J G, Quirk W K, Chow S H, et al.1977.A comparative study of the effects of albedo changes on drought in semi-arid regions [J]. Atmos Sci, 34:1366-1385.
- Chen Y, Yang K, Tang W, et al.2012. Parameterizing soil organic carbon's impacts on soil porosity and thermal parameters for Eastern Tibet grasslands[J].Science China Earth Sciences, 55(6): 1001-1011.
- Colello G D, Grivet C, Sellers P J, et al.1998.Modeling of energy, water and CO<sub>2</sub> flux in a temperate grassland ecosystem with SiB2: May—October 1987[J].J Atmos Sci, 55:1141-1169.
- Cunnington W M, Rowntree P R.1986.Simulations of the Saharan atmosphere: Dependence on moisture and albedo [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 112:971-999.
- Dai Y, Zeng X, Dickinson R E, et al.2003.The common land model [J]. Bull Amer Meteor Soc, 84:1013-1023.
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J.1968. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model [R]//NCAR/TN-275+STR. Boulder, Colorado: NCAR.
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al.1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR community climate model [R]//NCAR/TN-

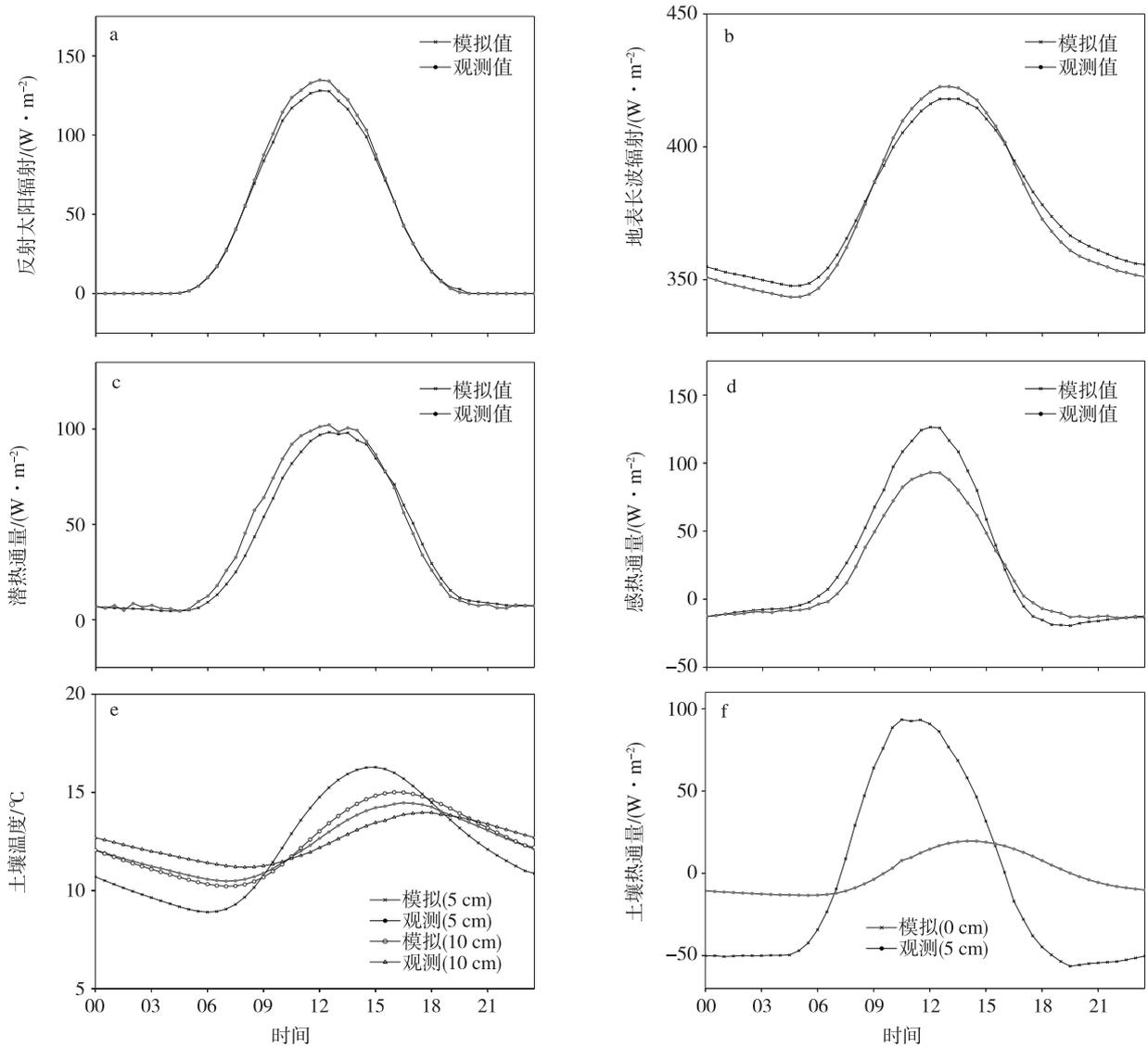


图 11 2003 年 6—12 月通榆站模拟值与观测值的日变化对比 a.地表反射的太阳辐射(单位: $\text{W}/\text{m}^2$ );b.地表发射的长波辐射(单位: $\text{W}/\text{m}^2$ );c.潜热通量(单位: $\text{W}/\text{m}^2$ );d.感热通量(单位: $\text{W}/\text{m}^2$ );e.土壤温度(单位: $^{\circ}\text{C}$ );f.土壤热通量(单位: $\text{W}/\text{m}^2$ )

Fig.11 Comparison between the diurnal simulations and observations at Tongyu station from June to December 2003 a.solar radiation(units: $\text{W}/\text{m}^2$ ) reflected by the ground;b.longwave radiation(units: $\text{W}/\text{m}^2$ ) emitted by the ground;c.latent heat flux(units: $\text{W}/\text{m}^2$ );d.sensible heat flux(units: $\text{W}/\text{m}^2$ );e.soil temperature(units: $^{\circ}\text{C}$ );f.soil heat flux(units: $\text{W}/\text{m}^2$ )

387+STR.Boulder,Colorado;NCAR.

Friend A D,Stevens A K,Knox R G,et al.1997.A process-based,terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics(Hybrid v3.0) [J]. Ecological Modeling,95:249-287.

Fu Congbin,Wen Gang.2002.Some key issues of aridity trend in Northern China[J].Climate and Environmental Research,7:20-29.

Koster R D,Dirmeyer P A,Guo Z,et al.2004.Regions of strong coupling between surface moisture and precipitation[J].Science,305:1138-1140.

Koven C D,Riley W J,Subin Z M,et al.2013.The effect of vertically-resolved soil biogeochemistry and alternate soil C and N models on C dynamics of CLM4 [J]. Biogeosciences Discussions,10(4):

7201-7256.

Lawrence D M,Thornton P E,Oleson K W,et al.2007.The partitioning of evapotranspiration into transpiration,soil evaporation,and canopy evaporation in a GCM:Impacts on land-atmosphere interaction[J].J Hydrometeor,8:862-880.

Ma Zhuguo,Fu Congbin.2003.Inter-annual characteristics of the surface hydrological variables over arid and semiarid areas of northern China[J].Global and Planetary Change,37:189-200.

Manabe S.1969.Climate and ocean circulation;1.The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface[J].Mon Wea Rev,97:739-774.

Manabe S,Smagorinsky J,Strickler R F.1965.Simulated climatology of

- a general circulation model with a hydrological cycle[J].*Mon Wea Rev*, 93:769-798.
- Niu G Y, Yang Z L. 2006. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale [J]. *J Hydrometeorol*, 7: 937-952.
- Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, et al. 2005. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models [J]. *J Geophys Res*, 110, D21106. doi: 10.1029/2005JD006111.
- Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, et al. 2007. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data[J]. *J Geophys Res*, 112, D07103. doi: 10.1029/2006JD007522.
- Oleson K W, Dai Y, Bonan G, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]//NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR(R). Boulder, Colorado; NCAR.
- Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within GCMs[J]. *J Atmos Sci*, 43(6):505-531.
- Shukla J, Mintz Y. 1982. Influence of land surface evapotranspiration on the earth's climate[J]. *Science*, 215:1498-1501.
- Subin Z M, Riley W J, Mironov D. 2012. Improved lake model for climate simulations[J]. *J Adv Model Earth Syst*, 4, M02001. doi: 10.1029/2011MS000072.
- Sud Y C, Smith W E. 1985. The influence of surface roughness of deserts on the July circulation models[J]. *Atmos-Ocean*, 20:301-316.
- Sun Y, Gu L, Dickinson R E. 2012. A numerical issue in calculating the coupled carbon and water fluxes in a climate model[J]. *J Geophys Res*, 117, D22103. doi: 10.1029/2012JD018059.
- Swenson S C, Lawrence D M. 2012. A new fractional snow covered area parameterization for the community land model and its effect on the surface energy balance [J]. *J Geophys Res*, 117, D21107. doi: 10.1029/2012JD018178.
- Thornton P E, Zimmermann N E. 2007. An improved canopy integration scheme for a land surface model with prognostic canopy structure [J]. *J Climate*, 20:3902-3923.

(责任编辑:刘菲)