

利用“模拟—校正”法估算黄土高原半干旱区陆面蒸散发

杨扬, 孙旭映, 张良, 王丽娟, 胡蝶

(中国气象局 兰州干旱气象研究所 甘肃省(中国气象局)干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730020)

摘要: 研究区域气候变化及干旱监测, 需要准确估算陆面蒸散发。利用兰州大学半干旱气候与环境监测站 SACOL 的观测资料, 以 CLM 模式模拟的蒸散发量和 MODIS 观测的归一化植被指数(NDVI)为基础, 构建了一种“模拟—校正”的新方法, 用于估算黄土高原半干旱区草地下垫面的蒸散发。结果表明: CLM 较好地模拟了蒸散发的变化趋势, 但模拟值较观测值存在较大的偏差。干旱条件下 CLM 模拟的蒸散发相对误差与 NDVI 成正比, 随 NDVI 的增大而增大; 湿润条件下, 相对误差与 NDVI 之间满足二次曲线变化规律。经过新方法校正 CLM 模拟的蒸散发以后, 估算的蒸散发与观测值间的偏差显著降低, 平均偏差由 9.71 W/m^2 减小到 2.77 W/m^2 , 均方根偏差由 34.16 W/m^2 减小到 8.58 W/m^2 , 相关系数由 0.67 增加到 0.94。“模拟—校正”法由于考虑了植被的作用改进了黄土高原半干旱区蒸散发的估算效果。

关键词: 蒸散发; 陆面过程模式; 归一化植被指数; “模拟—校正”法; 干湿环境条件

中图分类号: P404; P426.2

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2020)02-0178-07

Estimation of Terrestrial Evapotranspiration of Grassland in Semi-arid Region of the Loess Plateau by Simulation-Correction Method

YANG Yang, SUN Xuying, ZHANG Liang, WANG Lijuan, HU Die

(Key Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of Gansu(CMA),

Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020, China)

Abstract: In order to study regional climate change and drought monitoring, it's necessary to estimate terrestrial evapotranspiration accurately. Based on the observation data of Semi-Arid Climate Observatory and Laboratory of Lanzhou University (SACOL), the evapotranspiration simulated by Community Land Surface Model (CLM 4.0) and the normalized vegetation index (NDVI) observed by MODIS, a new method named simulation-correction was developed to estimate the terrestrial evapotranspiration over the semi-arid region of Loess Plateau. The results show that CLM can simulate the trend of terrestrial evapotranspiration well, but there are some deviations between the simulated and observed values; the relative error of simulated evapotranspiration under dry condition is proportional to NDVI, and the relative error increases with the increase of NDVI; the relationship between the relative error of simulated evapotranspiration and NDVI under wet condition follows the quadratic curve; the deviation between calculated evapotranspiration and observed values was significantly reduced after CLM simulation is corrected by the new method; compared to CLM, the MBE decreases from 9.71 W/m^2 to 2.77 W/m^2 , while the RMSE decreases from 34.16 W/m^2 to 8.58 W/m^2 and correlation coefficients increase from 0.67 to 0.94. The 'simulation-correction' method improves the estimation accuracy of terrestrial evapotranspiration over the semi-arid region of the Loess Plateau due to considering the vegetation.

Keywords: terrestrial evapotranspiration; land surface model; normalized vegetation index; simulation-correction method; dry and wet condition

收稿日期: 2019-04-22

修回日期: 2019-05-22

资助项目: 国家自然科学基金重大培育项目(91637106); 公益性行业(气象)科研专项重大专项(GYHY201506001-4); 中国气象局兰州干旱气象研究所干旱气象科学研究基金(IAM201815)

第一作者: 杨扬(1988—), 女, 甘肃民乐人, 硕士, 助理研究员, 主要从事陆气相互作用研究。E-mail: yangmeng07.happy@163.com

通信作者: 孙旭映(1973—), 男, 甘肃静宁人, 硕士, 副研究员, 主要从事边界层观测研究。E-mail: sun_xuying@163.com

陆地蒸散发是地表水平衡和能量平衡过程中的组成部分,对区域乃至全球的水循环和气候均有重要的影响。一方面,蒸散发过程直接影响地表径流、土壤湿度等水文变量;另一方面,潜热通量是地表能量平衡的重要组成部分。蒸散发过程在发生相变时吸收和释放能量会对周边大气运动产生显著影响(液态水转化为气态水所需的能量是温度升高 1 K 时所需能量的 600 倍,更是相同质量空气温度升高 1 K 时所需能量的 2 400 倍^[1])。研究表明,陆气间的蒸散发过程消耗超过 50% 的地表净辐射^[2],这些能量将约 60% 的地表降水通过蒸散发返回到大气中^[3]。不仅如此,蒸散发的变化趋势在干旱监测预警方面扮演着至关重要的角色^[4]。例如,Wang 等^[5]发现骤发性干旱主要是由蒸散量剧增造成的。因而,准确估算蒸散发对水资源管理和农田灌溉具有重要意义^[6],尤其在水资源极其短缺的干旱和半干旱区,准确估算实际蒸散发尤为重要。

目前估算实际蒸散发的方法主要有 3 类:第 1 类是经验模型,通常利用土壤水分、叶面积指数,辐射等估算蒸散发,这类模型^[7-10]通常不考虑蒸散发的具体物理过程,仅仅利用相关关系,具有较大的经验性,难以推广到不同地区^[11];第 2 类是基于能量平衡的陆面蒸散发模型,如结合遥感和地表面观测估算蒸散发的 SEBS,SEBAL 模型^[12-13],通过这类模型可以获得像元尺度的蒸散发,但受限于卫星遥感产品的反演精度,存在的问题是估算误差较大;第 3 类详细考虑了蒸散发实际物理过程的陆面过程模式,如 CLM,NOAH 等,但是这类模型通常在单点运行模拟,难以估算区域或流域尺度的蒸散发。杨泽粟^[14]利用实测资料分别验证了目前国际上主要的 8 个蒸散发估算模型,包括 Wang 经验模型、平流—干旱 AA 模型、能量平衡 SEBS 模型、改进的 Priestley-Taylor(PT-JPL)模型、改进的 Penman-Monteith(RS-PM)模型、PT-JPL 改进模型(M1-PT-JPL, M2-PT-JPL 模型)和陆面过程模式(CLM 模式),检验了其在黄土高原的适用性。分析得出,各蒸散发估算模型模拟结果与观测值均存在较大差异,而且不同模型也存在显著差异,相比而言,PT-JPL,CLM 模式估算误差相对较小。因此,选用合理的蒸散发估算模型,提高蒸散发估算精度是一项重要的研究任务。

从陆气相互作用角度而言,陆面过程模式估算蒸散发具有一定的优势,主要是陆面过程模式基于能量和水平衡建立,并详细考虑了陆地蒸散发中植被截流降水蒸

发、蒸腾和地表蒸发等各个重要的物理过程,尤其是第三代陆面模式(如 CLM 等),包含了植被气孔与光合作用之间的联系等^[15],更加真实地刻画了蒸散发过程,成为估算蒸散发重要的工具^[16-19]。目前诸多计划如全球土壤湿度计划(GSWP)^[20]、全球陆面数据同化系统(GLDAS)^[16]、中国陆面数据同化系统(CLDAS)均利用不同的陆面模式估算了区域或全球陆面蒸散量,广泛应用于全球气候和水文循环研究。但不可否认的是,由于陆面过程模式中的参数化方案、参数选取等均存在较大的不确定性^[21],因而其模拟的蒸散发与观测之间也存在较大的偏差。Haddeland 等^[17]比较了 11 个模式模拟的陆面蒸散发发现全球陆面蒸散量在 415~586 mm/a 之间变化。Xia 等^[18-19]表明 NLDAS-2 在区域和流域尺度上,SAC-SMA 模式高估了蒸散量,而 Noah 和 VIC 模式则低估了蒸散量。崔园园等^[22]基于第 3 次青藏高原大气科学试验资料评估了 CLDAS-V2.0 和 GLDAS-NOAH 产品在青藏高原地区的适用性表明,CLDAS-V2.0 土壤温、湿度产品与观测资料的相关性均优于 GLDAS-NOAH 产品,他们之间的相关性在湿季大于干季。张强等^[23]分析了 FLUXNET 和 GLDAS 的蒸散发资料在我国北方的适用性。结果表明,FLUXNET 资料在我国北方地区的年平均蒸散量明显比 GLDAS 资料的年平均蒸散量可靠。为此,在区域尺度上评估陆面过程模式模拟的蒸散发产品,并有效提高陆面产品的应用,尤其是干旱监测等方面的应用值得深入研究。

为了提高陆面过程模式模拟的蒸散发的精度,一个重要的途径是根据不同下垫面的重要物理过程,改进参数化方案和优化关键参数,如 Sellers 等^[24]在模式中引入气孔阻抗,更加准确地描述了蒸散发过程,进而提高了湿润区的蒸散发模拟;Chen 等^[25]通过改进热力学粗糙度,改进了对半干旱区 NOAH 模式模拟性能;孙菽芬等^[26]发展了通用土壤水热模型,改进了土壤湿度模拟等;Yang 等^[27]利用粒子群优化算法,改进了半干旱区土壤湿度和蒸散发的模拟性能。近年来,Parr 等^[28]提出了提高蒸散发的另一种途径,可称之为“模拟—校正”方法,该方法利用某区域某一时段内模式模拟的蒸散发与观测的蒸散发建立函数关系,并假定这一关系不随时间发生变化,并适用于该区域,因而可以用于校正模式模拟的蒸散发。Parr^[28]、Wang^[29]等通过研究发现,利用该方法校正模式的模拟的蒸散发后,误差显著减小。但是,该方法也存在一定的局限,因为在实际情形下气候、下垫

面状况和时空尺度均会影响蒸散发的估算精度^[7,30]。不仅如此,由于该方法连接了模拟和观测,因而也与模式参数化方案密切相关。因此,如何在该方法中,引入影响区域蒸散发的关键因子,进而提高陆面过程模式对蒸散发估算能力有重要的研究价值。

大量研究表明,在半干旱区,植被覆盖度和气孔阻抗等是影响蒸散发关键因子,而在陆面模式中,这些因子对模拟结果也是敏感的。例如,植被覆盖度决定了植被蒸腾和土壤蒸发的比例,因此对蒸散发的调控发挥着重要作用^[31-32],而气孔导度与光合作用速率和土壤含水量紧密相连^[33],直接影响植被生长,而植被生长状况的差异能够良好地反映土壤湿度的不均匀性,植被越茂盛,其蒸腾作用越强,蒸散就越大^[34];在陆面模式中,植被覆盖度和气孔阻抗均与植被叶面积密切相关,为此将叶面积指数作为一个关键因子,可用于改善蒸散发估算。由于在实际应用中,难以精确测量叶面积指数,因而通常使用 NDVI 代替。为此,本文利用黄土高原半干旱区 SACOL 站的观测资料,以 NDVI 为关键因子,结合 CLM 模式模拟结果,建立模拟、观测与 NDVI 之间的函数关系,改进“模拟—校正”方法,进而提高蒸散发的估算精度,为该地区陆气相互作用和区域气候研究提供科学依据。

1 资料与方法

1.1 资料

兰州大学半干旱气候与环境监测站(Semi-Arid Climate Observatory and Laboratory of Lanzhou University, SACOL)位于中国黄土高原地区,地处温带半干旱气候区,年降水量为 381.8 mm,年平均气温 6.7℃,代表了方圆几百千米的半干旱区气候状况,仪器的描述及安装情况可参考文献^[35-36]。本文使用 SACOL 站 2006—2008 年近地层观测资料,包括空气温度、降水、风速、相对湿度、大气压强;向下、向上的短波和长波辐射;感热和潜热通量,以及土壤温度和含水量。本文使用的蒸散发观测数据来自于涡动相关系统测量,为保证观测数据的可靠性,对 30 min 的原始资料进行二次坐标旋转、超声虚温的侧向风校正和 WPL 修正。然后剔除由于降水、露水等天气导致涡动相关系统观测的异常。最后对仪器故障、系统校正及降水等导致的资料丢失及异常值进行插补。插补方法根据 Falge 等^[37]的方法,对 ≤6 h 的缺失数据进行线性内插;对于 ≥6 h 的缺失数据用查表法插补。

1.2 模式简介

本文使用公用陆面过程模式 CLM (Community Land Surface Model, Version 4.0) 来计算蒸散发。CLM 模式所需的地表参数主要包括植被功能类型,茎、叶面积指数,植株高度,土壤颜色、质地、有机质含量等,与植被功能类型有关的数据来自于 MODIS 的数据,而土壤质地来自于 IGBP 数据^[33],土壤有机质含量来自于 Lawrence 等^[38]。CLM 模式地表温度及各层土壤温度的初始值取为 274 K,土壤含水量初始化为 0.3,而最下面的 5 层初始化为 0.0。

1.3 模拟—校正方法

Parr 等^[28]指出利用某区域某一时段内模式模拟的蒸散发与观测的蒸散发建立函数关系,并假定这一关系不随时间发生变化,并适用于该区域,因而可以用于校正模式模拟的蒸散发,如下式所示:

$$IE_{est} = k \times IE_m \quad (1)$$

式中: IE_{est} 是修订后的通量; IE_m 是模式模拟值; k 为某段时间内观测和模拟值的线性拟合系数。

本研究中,考虑到 NDVI 对蒸散发的重要影响,改进了上述方法,建立了 NDVI,观测值和 CLM 模拟值与修正通量之间的如下关系:

$$IE_{est} = f(NDVI, IE_m) \quad (2)$$

利用上述的资料和方法,本文首先利用 2006 年 9—12 月的资料进行了 spin-up,然后使用 2007—2012 年的模拟结果进行对比分析。

为评估模式的模拟性能,给出模拟值与观测值的平均偏差(Mean Bias Error, MBE)、均方根偏差(Root Mean Bias Error, RMBE)和相关系数(Correlation Coefficient, R)定量评估模拟值与观测值的偏差。

2 结果与分析

2.1 CLM 模拟的蒸散发分析

图 1 给出了 CLM 模拟的 2007—2012 年 SACOL 站蒸散发(潜热通量)与实测值日均值的比较。可见,CLM 能较好地模拟出蒸散发的变化趋势,但模拟值较观测值偏大,在非生长季,模式的模拟值较观测值的偏差较大;在生长季,模拟的蒸散发与观测值的偏差相对较小。表 1 为 SACOL 站 2007—2012 年地表能量及环境参数的变化。6 a 的平均降水量(371.8 mm)略低于常年(1961—2008 年)的年均降水量(386.5 mm),但 SACOL 站的年降水量有很大的年际变率,2008 年的年降水量为 386.9 mm,与常年平均降水量相差不多,认为是正常年;2007 年年降水量达到了 555.5 mm,比常年平均降水量偏高 44%,2012 年的偏高 2%,属于湿润年;而 2009—2011 年的

年均降水量比常年平均降水量低 22%, 14%, 32%, 属于干旱年。从图 1 还可以看出, CLM 对湿润年蒸散发的模拟偏差较小。从偏差的统计结果来看, 湿润年两者的 RMBE(27.95 W/m^2) 小于干旱年的 36.81 W/m^2 , 而湿润年的相关系数(0.68) 大于干旱年的 0.59, 表明模式在湿润年对蒸散发的模拟偏差较小, 且相关性较高。年降水量决定着蒸散发能量和水分的可利用性。降水作为 CLM 的大气强迫项, 通过改变土壤含水量和能量分配影响陆面蒸散发。在年降水量较多的年份, CLM 更准确地捕捉了土壤含水量的变化趋势, 因此其对蒸散发的模拟效果较好。

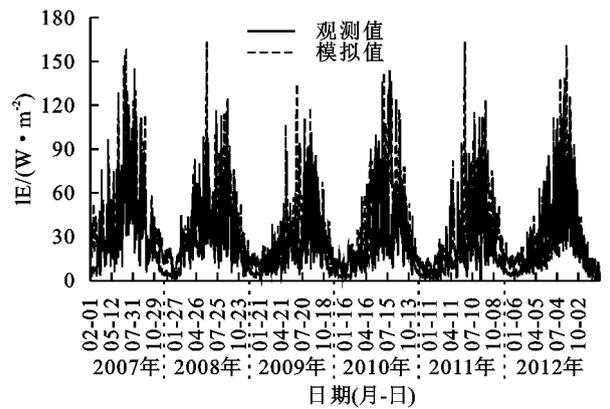


图 1 2007—2012 年 CLM 模式模拟的 SACOL 站潜热通量与观测值的日均值比较

表 1 2007—2012 年 SACOL 站地表能量及环境参数的变化

项目	2007 年	2008 年	2009 年	2010 年	2011 年	2012 年	均值
Rn/(MJ · m ⁻²)	1953.3	1996.3	1856.5	2053.6	2315.4	2460.3	2102.9
H/(MJ · m ⁻²)	936.7	1072.1	1109.7	1186.0	1204.4	1035.9	1090.8
IE/(MJ · m ⁻²)	1040.3	1002.5	743.0	812.2	623.2	965.5	864.5
Ta/°C	6.5	7.3	7.9	7.7	7.3	6.9	7.3
P/mm	555.5	386.9	299.8	332.3	262.8	393.3	371.8

注: Rn 为净辐射, H 为感热通量, IE 为潜热通量, Ta 为日平均温度, P 为年降水量。

为了进一步分析 CLM 对干湿不同条件下蒸散发的模拟性能, 本文选取 2008 年生长季(4—10 月)的数据进行研究。图 2 给出了 2008 年 SACOL 站日平均土壤含水量和降水的季节变化。如图 2 所示, 土壤含水量的变化主要受控于降水。2008 年生长季降水时段主要集中在 8 月上旬—10 月中旬, 5 cm 的土壤含水量(SWC)均大于 $0.13 \text{ m}^3/\text{m}^3$, SWC 的平均值为 $0.19 \text{ m}^3/\text{m}^3$; 而在 6 月中旬—8 月上旬, SWC 均小于 $0.12 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 平均值为 $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。两个时段的土壤含水量几乎相差 1 倍, 因此, 将 2008 年 6 月 23 日—8 月 6 日选取为干旱时段, 8 月 7 日—10 月 15 日选取为湿润时段来分析 CLM 对蒸散发的模拟性能。图 3 给出了干旱、湿润条件下模式模拟值(IE_{clm})和观测值(IE_{obs})的比较。如图 3 所示, CLM 能够模拟出干旱、湿润时段蒸散发的变化趋势, 但干旱时段的偏差相对要大于湿润时段的。另外从不同时间段的散点图来看, 湿润时段两者的散点均匀地分布在拟合线两侧, 而干旱时段特别是蒸散发较大时的散点分布较分散, 湿润时段的相关系数 0.77 大于干旱时段的 0.62, 表明湿润时段的相关性更高, 因此模式在湿润时段对蒸散发的模拟性能优于干旱时段的。杨泽粟^[14]研究 CLM 在黄土高原不同气候区对陆面蒸散发的模拟效果发现模式在半湿润区站点蒸散发的模拟效果要优于半干旱区的。

2.2 模拟结果的改进

针对 CLM 模拟的蒸散发(潜热通量)偏差过大

的问题, 考虑到植被对模拟的影响可以用 NDVI 表征, 并结合 Parr 等^[28]的研究思路, 通过拟合 NDVI 和 CLM 模拟值与观测值间的相对偏差, 提出一种新的“模拟—校正”蒸散发的新方法。首先, 利用 2008 年的观测的蒸散发建立模拟—校正函数; 然后, 利用其余时段的 CLM 模拟值, 验证方法的可行性。如图 4 所示, 分别给出了干旱、湿润条件下模拟蒸散发的相对误差随 NDVI 的变化。从图中可以看出, 干旱条件下相对误差与 NDVI 成正比, 随 NDVI 的增大而增大; 湿润条件下, 相对误差与 NDVI 之间满足二次曲线变化规律, 并拟合得到如下的函数关系式用于校正蒸散发。

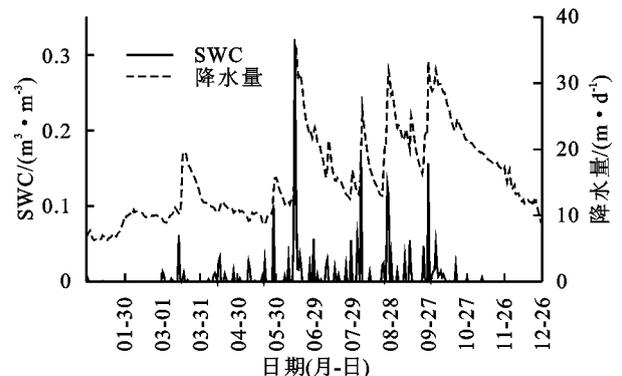


图 2 2008 年 SACOL 站半干旱草地日平均土壤含水量(5 cm)及降水的变化

$$\frac{IE_{\text{clm}} - IE_{\text{obs}}}{IE_{\text{obs}}} = 0.64\text{NDVI} + 0.15 \quad (3)$$

$$\frac{IE_{clm} - IE_{obs}}{IE_{obs}} = -7.86 NDVI^2 + 6.32NDVI - 0.85 \quad (4)$$

假设 CLM 模拟的黄土高原区干湿季蒸散发与观测值和 NDVI 之间的关系始终保持不变,那么利

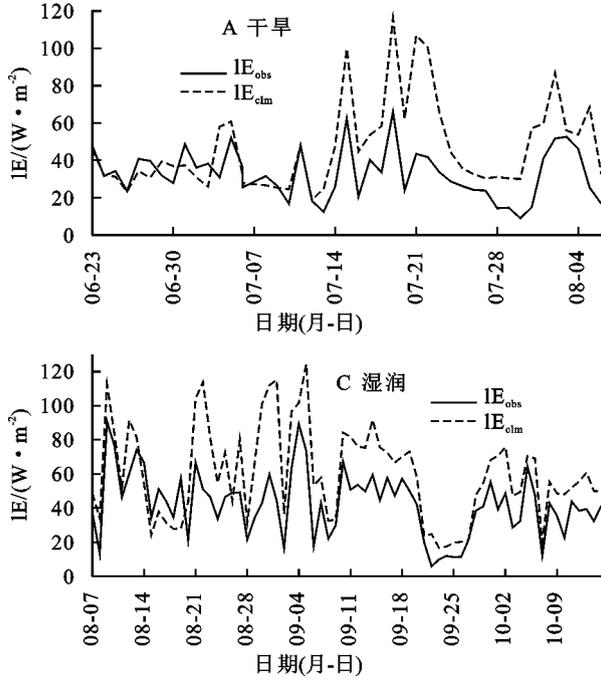


图 3 CLM 模式模拟的 SACOL 站干旱、湿润条件潜热通量与观测值的比较日变化、散点图

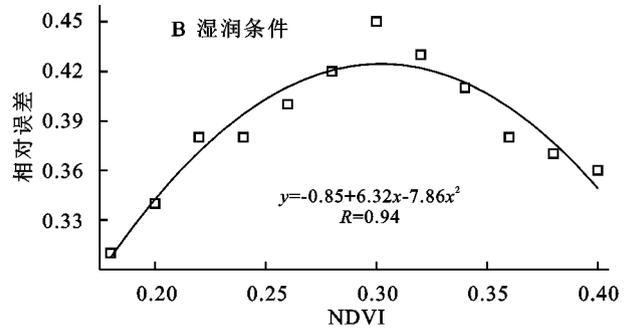
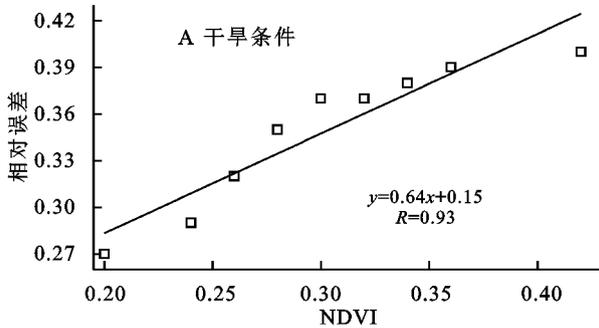


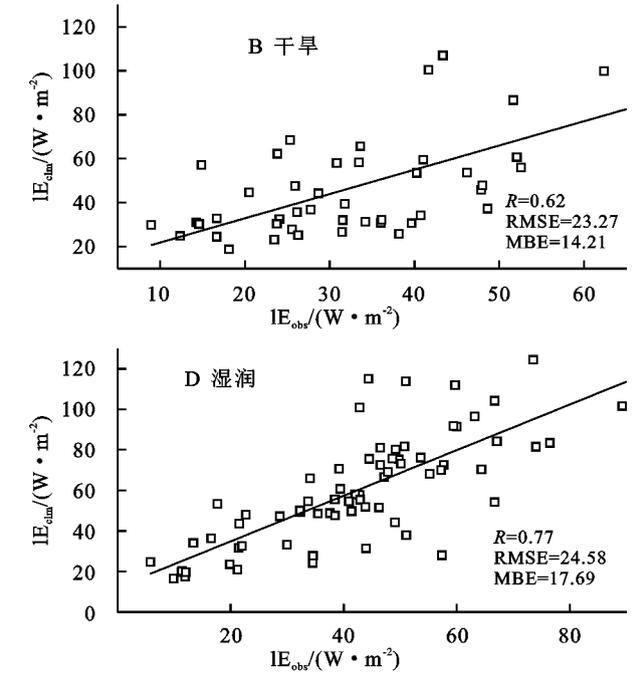
图 4 CLM 模式模拟的 SACOL 站蒸散发相对误差随 NDVI 的变化

根据上述关系式,利用 2007 年、2009—2012 年黄土高原半干旱区 SACOL 站的资料,对 CLM 模拟结果进行了校正。如图 5 所示,校正后在湿润、干旱条件计算的蒸散发与观测值的变化趋势一致,两者之间的误差很小。图 6 给出了研究时段内极湿年(2007 年)和极干年(2011 年)估算值与观测值的散点图。从图 6 中可以看出,估算值与观测值的拟合效果更好,两者的拟合系数更接近于 1,相关性较好,“模拟—校正”法对湿润、干旱条件蒸散发的估算效果有显著改进。从偏差的统计结果(表 2)来看,湿润条件下,“模拟—校正”法计算的蒸散发的平均偏差由 CLM 计算的 4.36 W/m^2 减小到 2.17 W/m^2 ,均方根偏差由 27.95 W/m^2 减小到 9.48 W/m^2 ;干旱条件下,新方法计算的蒸散发的平均偏差由 CLM 计算的 13.27 W/m^2

用 CLM 模拟的值,可以得到校正值可以表示为:

$$IE_{est} = \frac{IE_{clm}}{0.64NDVI + 1.15} \quad (5)$$

$$IE_{est} = \frac{IE_{clm}}{-7.86 NDVI^2 + 6.32NDVI + 0.15} \quad (6)$$



减小到 3.09 W/m^2 ,均方根偏差由 36.81 W/m^2 减小到 7.61 W/m^2 ,相关系数由 0.59 增加到 0.94。总体来看,利用模拟蒸散发相对误差及 NDVI 的关系构建的“模拟—校正”法对半干旱区蒸散量的估算精度有显著提高,更准确地捕捉了不同环境条件下蒸散发的变化特征。

3 结论

CLM 能较好地模拟出蒸散发的变化趋势,降水量是影响 CLM 计算蒸散发精度的重要因素,在湿润环境条件下模式对蒸散发的模拟性能较优。引入归一化植被指数研究植被对陆面模式模拟蒸散发的影响表明,干旱时段模拟蒸散发的相对误差与 NDVI 成正比;湿润时段相对误差与 NDVI 之间满足二次

曲线变化规律。基于以上关系构建“模拟—校正”法估算蒸散发表明,新方法在湿润、干旱条件下计算的

蒸散发与观测值的变化趋势一致,两者的误差很小,拟合效果更好。

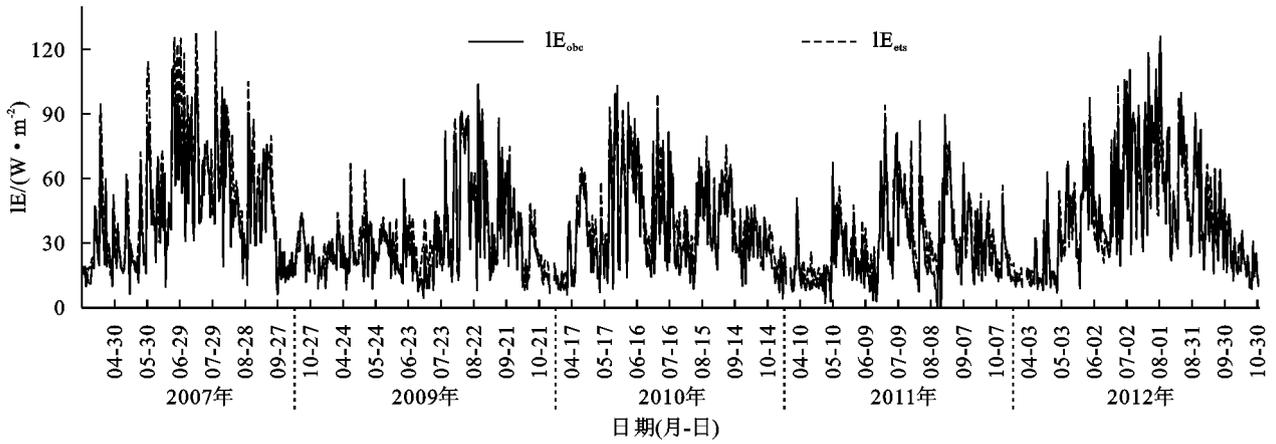


图 5 “模拟—校正”法计算的 SACOL 站湿润(2007 年、2012 年)、干旱条件(2009—2011 年)下生长季蒸散发与观测值的对比

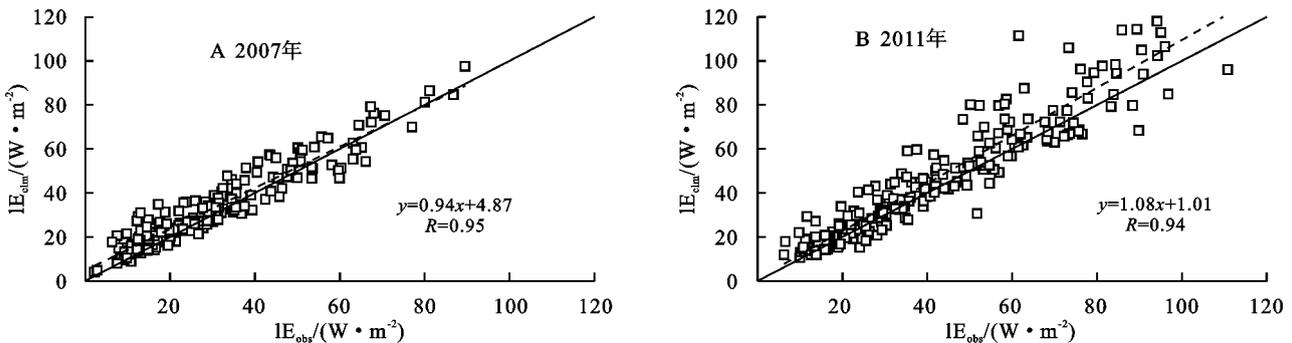


图 6 “模拟—校正”法计算的 SACOL 站湿润(2007 年)、干旱(2011 年)条件下生长季蒸散发与观测值的散点图

表 2 CLM 模拟与“模拟—校正”法估算的蒸散发与观测值的统计参数

项目	2007 年、2009—2012 年		湿润条件		干旱条件	
	CLM 模式	估算值	CLM 模式	估算值	CLM 模式	估算值
MBE/(W·m ⁻²)	9.71	2.77	4.36	2.17	13.27	3.09
RMBE/(W·m ⁻²)	34.16	8.58	27.95	9.48	36.81	7.61
R	0.67	0.94	0.61	0.95	0.54	0.94

利用模拟蒸散发相对误差及 NDVI 在干湿不同环境条件下的关系构建的“模拟—校正”法估算蒸散发方法显著提高了半干旱区蒸散发的估算精度,能更准确地捕捉不同环境条件下蒸散发的变化特征,在一定程度上弥补了陆面过程模式植被生理过程参数化方案不完善引起的不确定性。基于经验建立的该方法更趋向于是计算蒸散发的技术,在模拟资料中加入遥感信息,利用反映地表非均匀性的遥感信息改进模式参数化方案不确定性引起的误差,可以得到更为准确的区域蒸散量。但是,“模拟—校正”法仅针对黄土高原特殊的气候环境提出,对陆面蒸散发的计算效果还需要更多测站的数据来验证。

致谢:感谢兰州大学干旱气候与环境观测站(SACOL 站)为本文提供数据支持。

参考文献:

[1] Seneviratne S I, Corti T, Davin E L, et al. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review

[J]. Earth-Science Reviews, 2010,99(3):125-161.
 [2] Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. Earth's global energy budget[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2009,90(3):311-323.
 [3] Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources[J]. Science, 2006,313(5790):1068-1072.
 [4] Mu Q, Zhao M, Running S W, et al. Using MODIS Weekly Evapotranspiration to Monitor Drought[C] // Gao W, Chang N B. Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability XIII. Washington, USA: SPIE-INT Soc Optical Engineering, 2016.
 [5] Wang L, Yuan X, Xie Z, et al. Increasing flash droughts over China during the recent global warming hiatus[J]. Scientific Reports, 2016,6.DOI:10.1038/srep30571.
 [6] Anderson M C, Kustas W P, Norman J M, et al. Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery[J]. Hydrology & Earth System Sciences, 2011,15(1):223-239.

- [7] Wang K C, Wang P C, Li Z Q, et al. A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007,112(D15).DOI: 10.1029/2006JD008351.
- [8] Wang K C, Liang S L. An improved method for estimating global evapotranspiration based on satellite estimation of surface net radiation, vegetation index, temperature, and soil moisture [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2008,9(4):712-727.
- [9] Anderson R G, Goulden M L. A mobile platform to constrain regional estimates of evapotranspiration[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2009,149(5):771-782.
- [10] Glenn E P, Nagler P L, Huete A R. Vegetation index methods for estimating evapotranspiration by remote sensing[J]. *Surveys in Geophysics*, 2010,31(6):531-555.
- [11] Lu X, Zhuang Q. Evaluating evapotranspiration and water-use efficiency of terrestrial ecosystems in the conterminous United States using MODIS and Ameri-Flux data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2010,114(9):1924-1939.
- [12] Bastiaanssen W G M, Menenti M, Feddes R A, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation[J]. *Journal of Hydrology*, 1998,212(1/4):198-212.
- [13] Su Z B, Jacobs J. Advance Earth Observation Land Surface Climate: Final Report [R]. Netherlands: Publications of National Remote Sensing Board, 2001.
- [14] 杨泽粟.黄土高原植被生理过程和蒸散量计算方法及变化特征研究[D].兰州:兰州大学,2016.
- [15] Yuan W, Liu S, Yu G, et al. Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2010,114(7):1416-1431.
- [16] Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. The global land data assimilation system [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004,85(3):381-394.
- [17] Haddeland I, Clark D B, Franssen W, et al. Multimodel estimate of the global terrestrial water balance: setup and first results [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2011,12(5):869-884.
- [18] Xia Y, Cosgrove B A, Mitchell K E, et al. Basin-scale assessment of the land surface energy budget in the National Centers for Environmental Prediction operational and research NLDAS-2 systems[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2016,121(1):196-220.
- [19] Xia Y, Cosgrove B A, Mitchell K E, et al. Basin-scale assessment of the land surface water budget in the National Centers for Environmental Prediction operational and research NLDAS-2 systems[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2016,121(6):2750-2779.
- [20] Dirmeyer P A, Gao X, Zhao M, et al. GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2006,87(10):1381-1397.
- [21] Zhang H, Pak B, Wang Y P, et al. Evaluating surface water cycle simulated by the Australian Community Land Surface Model(CABLE) across different spatial and temporal domains [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2013,14(4):1119-1138.
- [22] 崔园园,敬文琪,谭军.基于 TIPEX 资料对 CLDAS-V 2.0 和 GLDAS-NOAH 陆面模式产品在青藏高原的适用性评估[J].*高原气象*,2018,37(5):1143-1160.
- [23] 张强,杨泽粟,郝小翠,等.北方蒸散对气候变暖响应随降水类型转换特征[J].*科学通报*,2018,63(11):1035-1049.
- [24] Sellers P, Randall D, Collatz G, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs: 1. Model formulation[J]. *Journal of Climate*, 1996,9(4):676-705.
- [25] Chen Y, Yang K, Zhou D, et al. Improving the Noah Land Surface Model in arid regions with an appropriate parameterization of the thermal roughness length[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2010,11(4):995-1006.
- [26] 孙菽芬,牛国跃,洪钟祥.干旱及半干旱区土壤水热传输模式研究[J].*大气科学*,1998,22(1):1-10.
- [27] Yang Q, Wu J, Li Y, et al. Using the particle swarm optimization algorithm to calibrate the parameters relating to the turbulent flux in the surface layer in the source region of the Yellow River [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2017,232:606-622.
- [28] Parr D, Wang G, Bjerklie D. Integrating remote sensing data on evapotranspiration and leaf area index with hydrological modeling: Impacts on model performance and future predictions[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2015,16(5):2086-2100.
- [29] Wang D, Wang G, Parr D T, et al. Incorporating remote sensing-based ET estimates into the Community Land Model version 4.5 [J]. *Hydrology & Earth System Sciences*, 2017,21(7):3557-3577.
- [30] Oudin L, Hervieu F, Michel C, et al. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model: Part 2-Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modeling [J]. *Journal of Hydrology*, 2005,303(1):290-306.
- [31] Williams D G, Cable W, Hultine K, et al. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004,125(3/4):241-258.

集中在黄河中游大部分地区。而各季节极端低温天气日数变化在大多数站点呈现出减少趋势,而仅有少数站点呈现增加趋势。

(3) 黄河流域极端高温天气日数在春、夏、秋和冬季发生突变的时间点分别为 2000 年、2001 年、1994 年和 1995 年,极端低温天气日数在春、夏、秋、冬季发生突变的时间点分别为 2006 年、2015 年、1988 年和 1990 年;除夏季外,其他季节极端高温天气与极端低温天气的突变时间点较为接近,秋、冬季极端气温天气对全球气候变暖的响应均比春、夏季要早。

(4) 交叉小波分析表明,黄河各季节流域极端气温均与 ENSO 存在不同时段不同频率的共振周期。

参考文献:

- [1] Zbigniew W. Kundzewicz. Extreme weather events and their consequences[J]. *Papers on Global Change IGBP*, 2016, 23: 59-69.
- [2] 《气候变化国家评估报告》编写委员会. 气候变化国家评估报告[M]. 北京: 科学出版社, 2007.
- [3] 秦大河, Stocker T, 259 名作者和 TSU(驻伯尔尼和北京). IPCC 第五次评估报告第一工作组报告的亮点结论[J]. *气候变化研究进展*, 2014, 10(1): 1-6.
- [4] 翟盘茂, 潘晓华. 中国北方近 50 年温度和降水极端事件变化[J]. *地理学报*, 2003, 58(S1): 1-10.
- [5] Zhou Y Q, Ren G Y. Change in extreme temperature event frequency over mainland China, during 1961—2008[J]. *Climate Research*, 2011, 50: 125-139.
- [6] Guan Y, Zhang X, Zheng F, et al. Trends and variability of daily temperature extremes during 1960—2012 in the Yangtze River Basin, China[J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 124(3): 79-94.
- [7] Cohen J, Barlow M, Saito K. Decadal fluctuations in planetary wave forcing modulate global warming[J]. *Journal of Climate*, 2008, 22(16): 4418-4426.
- [8] 孙风华, 袁健, 关颖. 东北地区最高、最低温度非对称变化的季节演变特征[J]. *地理科学*, 2008, 28(4): 532-536.
- [9] 周雅清, 任国玉. 中国大陆 1956—2008 年极端气温事件变化特征分析[J]. *气候与环境研究*, 2010, 15(4): 405-417.
- [10] 贾文雄. 近 50 年来祁连山及河西走廊极端气温的季节变化特征[J]. *地理科学*, 2012, 32(11): 1377-1383.
- [11] 王琼, 张明军, 王圣杰, 等. 1962—2011 年长江流域极端气温事件分析[J]. *地理学报*, 2013, 68(5): 611-625.
- [12] Li Q, Yang S, Xu W, et al. China experiences the recent warming hiatus[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(3): 889-898.
- [13] 柳春. 黄河流域近 50 年气候变化及未来预估[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2013.
- [14] 陈效速, 刘立, 尉杨平. 1961—2005 年黄河流域极端气候事件变化趋势[J]. *人民黄河*, 2011, 33(5): 3-5.
- [15] 刘勤, 严昌荣, 张燕卿, 等. 近 50 年黄河流域气温和降水变化特征分析[J]. *中国农业气象*, 2012, 33(4): 415-480.
- [16] 赵建华, 刘翠善, 王国庆, 等. 近 60 年来黄河流域气候变化及河川径流演变与响应[J]. *华北水利水电大学学报: 自然科学版*, 2018, 39(3): 1-5.
- [17] 潘攀, 祝亚丽, 王纪军. 近 50 年黄河流域气温变化特征及背景分析[J]. *气候与环境研究*, 2014, 19(4): 477-485.
- [18] 吴灿, 赵景波, 王格慧. 黄河流域极端气温指数的气候演变特征分析[J]. *中国农业气象*, 2015, 36(5): 525-535.
- [19] Wolter K, Timlin M S. Monitoring ENSO in COADS with A Seasonally Adjusted Principal Component Index[C] // *Proceedings of the 17th Climate Diagnostics Workshop*. Oklahoma, USA: Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NS-SL, Oklahoma Climate Survey, CIMMS and the School of Meteorology, University of Oklahoma, 1993.
- [20] Grinsted A, Moore J C, Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series[J]. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, 11(5/6): 561-566.
- [21] Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, 79(1): 61-78.
- [32] Gong D, Kang S, Yao L, et al. Estimation of evapotranspiration and its components from an apple orchard in north-west China using sap flow and water balance methods[J]. *Hydrological Processes*, 2010, 21(7): 931-938.
- [33] Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. Technical description of version 4.0 of the Community Land Model(CLM)[Z]. Boulder, USA: National Center for Atmospheric Research, 2010.
- [34] 张强, 肖风劲, 牛海山, 等. 我国北方植被指数对土壤湿度的敏感性分析[J]. *生态学杂志*, 2005, 24(7): 715-718.
- [35] Guan X, Huang J, Guo N, et al. Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26(4): 692-700.
- [36] Huang J, Zhang W, Zuo J, et al. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(6): 906-921.
- [37] Falge E, Baldocchi D, Olson R, et al. Gap filling strategies for long term energy flux data sets[J]. *Agricultural & Forest Meteorology*, 2001, 107(1): 71-77.
- [38] Lawrence D M, Slater A G. Incorporating organic soil into a global climate model[J]. *Climate Dynamics*, 2008, 30(2/3): 145-160.

(上接第 184 页)