

基于遥感的科尔沁沙地蒸散发时空动态

张 鹏^{1,4}, 张圣微^{1,2,3}, 徐 冉¹, 高 露¹, 高文龙¹, 杜银龙¹

(1.内蒙古农业大学 水利与土木建筑工程学院, 呼和浩特 010018;

2.内蒙古自治区水资源保护与利用重点实验室, 呼和浩特 010018; 3.内蒙古自治区农牧业

大数据研究与应用重点实验室, 呼和浩特 010018; 4.内蒙古自治区鄂尔多斯水文勘测局, 内蒙古 鄂尔多斯 017020)

摘 要:蒸散发(evapotranspiration, ET)的精准估算对于干旱半干旱地区的水资源规划以及荒漠化防治具有重要意义。采用基于最大熵增原理(maximum entropy production, MEP)的蒸散发模型以及 SEBAL 模型, 结合 Landsat8 与气象数据, 估算了研究区净辐射(R_n)、地表温度(T_s)、相对湿度(RH)以及蒸散发(ET), 使用实测数据对地表参数和 ET 进行验证, 并对 MEP 模型以及 SEBAL 模型进行对比分析, 结合研究区土地覆被类型分析了地表参数和蒸散发(ET)的时空变化以及不同土地覆被类型下 ET 影响因素, 并得出以下结论: (1) 研究区地表参数和 ET 估算值均与实测值拟合良好, 表明 MEP 模型与 SEBAL 模型可以为半干旱地区提供合理的 ET 估算值; (2) 对比 SEBAL 模型与 MEP 模型发现: 春季差异较小, 夏季差异较大, 主要集中在沙丘地; (3) ET 的时空分布为: 时间上在 5—6 月呈上升趋势, 7—8 月初保持较高状态, 9—10 月呈显著降低趋势, 空间上呈现出湖泊较高, 农田与草甸次之, 沙丘最低的分布情况, 影响 ET 空间分布的主要因素是土壤类型、土壤含水量以及植被状况。

关键词:蒸散发; MEP 模型; SEBAL 模型; 土地覆被; 时空分布

中图分类号:TV11; TP79

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2021)03-0399-07

Spatiotemporal Dynamics of Evapotranspiration in Horqin Sandy Land Based on Remote Sensing

ZHANG Peng^{1,4}, ZHANG Shengwei^{1,2,3}, XU Ran¹, GAO Lu¹, GAO Wenlong¹, DU Yinlong¹

(1.College of Water Conservancy and Civil Engineering, Inner Mongolia Agricultural University,

Hohhot 010018, China; 2.Key Laboratory of Protection and Utilization of Water Resources of Inner

Mongolia autonomous region, Hohhot 010018, China; 3.Inner Mongolia Autonomous Region Key Laboratory of

Big Data Research and Application of Agriculture and Animal Husbandry, Hohhot, Inner Mongolia 010018,

China; 4.Hydrological Survey Bureau of Ordos City of Inner Mongolia, Ordos, Inner Mongolia 017010, China)

Abstract: Accurate estimation of evapotranspiration (ET) is of great significance for water resource planning and desertification control in arid and semi-arid regions. In this study, the evaporation model based on the maximum entropy increase principle (maximum entropy production, MEP) and the SEBAL model are used, The net radiation (R_n), surface temperature (T_s), relative humidity (RH) and evaporative (ET) in the study area were estimated to verify the surface parameters and ET using the measured data and combining with Landsat8 and meteorological data, and the MEP model and SEBAL model were compared and analyzed. The temporal and spatial changes of surface parameters and evaporative (ET) and the influencing factors of ET under different land cover types were analyzed by combining with the land cover types in the study area. the following conclusions were drawn as follows. (1) The estimated values of surface parameters and ET in the study area fit well with the measured values. The results show that MEP model and SEBAL model can provide reasonable ET estimation for semi-arid areas. (2) Compared with SEBAL model and MEP model, it is found that there is little difference in spring and great difference in summer, which is mainly concentrated in dune land. (3) The temporal and spatial distribution of ET shows an upward trend from May to June and

收稿日期: 2018-07-04

修回日期: 2020-08-03

资助项目: 国家自然科学基金(51569017, 51779116); 中国科学院“西部之光”; 青年学者项目内蒙古自然科学基金杰出青年培育基金(2019JQ06); 内蒙古自治区科学技术厅(2020CG0054)

第一作者: 张鹏(1993—), 男, 鄂尔多斯达拉特旗人, 硕士, 主要从事定量遥感和生态水文方面研究。E-mail: 15754881589@163.com

通信作者: 张圣微(1979—), 男, 黑龙江双城人, 教授, 博士, 主要从事定量遥感和生态水文方面研究。E-mail: zsw@imau.edu.cn

remains high from July to early August. It shows a significant downward trend from September to October, ET is higher in lake, followed by farmland and meadow, ET of sand dunes is the lowest. The main factors affecting the spatial distribution of ET are soil type, soil water content and vegetation status.

Keywords: evapotranspiration; MEP model; SEBAL model; land cover; spatio-temporal distribution

蒸散发作为连接地表能量平衡与水量平衡的关键纽带,又是联系生态环境与水文循环的重要因素^[1]。蒸散发会消耗全球地表约60%的降水量,并以水汽的形式返回到空气中^[2],干旱、半干旱地区(科尔沁沙地)占据我国国土面积50%以上,这部分地区降水较少,年降水量均在500 mm以下,而降水量要远低于潜在蒸散量^[3],因此,想要深入了解区域生态环境问题、水循环与水文过程,准确的蒸散发是必不可少的,同时为地区水资源开发利用,荒漠化防治提供科学依据。

传统的ET测量技术(涡度相关、闪烁仪、波文比等)适用于均匀覆盖下垫面的单点ET计算,对于区域来讲,由于下垫面情况比较复杂,遥感方法被认为是计算区域ET唯一可行的方法^[4]。经过数十年的发展,遥感估算蒸散发模型在理论与应用中取得了不少的成果,遥感模型在理论建设与遥感数据种类有较大的发展,其中主要的理论方法有:温度—植被指数特征空间法^[5]、将遥感数据与传统方法相结合的遥感模型^[6-7]、陆面过程与数据同化^[8]、地表能量平衡模型等^[9-10],应用较多的遥感数据有:Landsat系列数据、MODIS数据、AVHRR数据以及高分数据等。

到目前为止,应用最广泛的地表能量平衡法是Bastiaanssen等人提出的地表能量平衡算法(SEBAL)^[11-13]。它利用遥感的地表温度、地表发射率、NDVI和较少的地面气象观测数据(即日照时数和风速)来估计区域蒸散发。与其他使用遥感数据估算地表蒸散量模型相比,SEBAL模型具有以下优点^[14]:(1)避免了收集大量地面辅助数据;(2)可以在每个区域进行内部定标过程来估算感热通量;(3)基于Monin-Obukhov相似理论的内部迭代计算,避免了气温空间插值带来的不确定性。因此,SEBAL模型已被许多国家和地区成功地应用于地表热通量和ET的估算,并且经过多年的发展许多学者在不同方面对SEBAL模型进行了优化,ALLEN等人^[15]在SEBAL模型的基础上加入了坡度与坡向函数,更加全面的考虑到高程的变化,进而开发出METRIC(Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration)模型,因此METRIC模型在估算山地蒸散发中有着较高的精度;TANG等人^[16]通过建立广义解析模型分析了感兴趣区以及

遥感数据像元大小对于SEBAL模型结果的影响;之后TANG等^[17]人通过对比SEBAL模型与Ts-VI三角模型(surface temperature-vegetation index triangle models)发现SEBAL模型能更好地估计感热通量和潜热通量。

近年来,表面通量建模涌现出许多新的思路和方法,其中引入非平衡热力学系统中最大熵增理论(maximum Entropy Production, MEP)就是其中之一。最大熵原理(maxEnt)和贝叶斯概率论是最大熵增理论的基础,由Wang和Bras经过系统的数学推导、理论分析和多次测试而发展起来的一种新型蒸散发模型^[18-19]。MEP模型与传统蒸散发模型有较大的差异:(1)MEP模型是基于非平衡热力学理论,结合能量守恒、边界湍流等物理理论以及概率论而建立的蒸散发模型^[20];(2)MEP模型在求解表面通量时,仅需净辐射、地表温度、表面比湿作为已知条件,不通过风速和地表粗糙度等物理量来求解;(3)MEP模型的前提条件为地表能量闭合,以能量平衡方程作为地表通量解的数学约束条件^[21]。MEP模型的创建经过了严密的推理与验证,起初Wang和Bras等^[22]在估算陆面蒸散发过程中将最大熵增理论和地表能量平衡原理引入其中,并证明该方法的可行性;然后Wang和Bras等^[23]认为植被在发生蒸腾的过程中内部的水分是饱和的,叶面气孔是一律张开的,此时植被蒸腾作用最强,由此建立植被蒸腾模型;最后Wang和Bras^[19]对MEP模型进行了完善与验证,结果表明显热通量与感热通量二者具有良好的线性关系。自从MEP的建立,MEP模型已经得到越来越多学者的关注,大部分学者使用涡度数据对MEP模型进行验证,且验证地点多数为湿润地区,对于MEP模型在干旱半干旱地区的应用较少。Huang等^[24]创新性的将MEP模型与地表辐射温度遥感数据结合,估算了时空分辨率分别为3 h和1°的全球蒸散和地表热通量,并首次给出了全球洋面热通量,以及极地地区的地表热通量;XU等^[25]使用MEP模型结合站点涡度数据估算了亚马逊地区的蒸散发量,并使用MEP模型评估了MODIS ET产品,发现两者之间平均值差异较小,但是在空间上表现出较为明显的差异。随着MEP模型的不断完善与发展,MEP模型在水文学方面还存在较大的应用空间。

本文首先利用 Landsat8 与气象数据,估算 MEP 模型所需参数:净辐射(R_n)、相对湿度(RH)、地表温度(T_s),其次使用 MEP 模型与 SEBAL 模型估算研究区 2016 年 5—10 月的 ET,使用涡度数据以及 SEBAL 模型进行验证并评估 MEP 模型在研究区的适用性,最后结合研究区不同土地覆被类型分析不同生态类型的 ET 变化特征,以期揭示科尔沁沙地不同生态类型区的水热条件的分布特征,从而为区域水资源的合理利用及荒漠化治理提供理论支持。

1 研究区概况及方法

1.1 研究区概况

研究区位于内蒙古自治区通辽市科尔沁左翼后旗阿古拉镇,地处科尔沁沙地南缘,地理坐标为 122°33′00″—122°41′00″E,43°18′48″—43°42′24″N,面积约 55 km²。总体上研究区地形自西向东、由南向北缓慢倾斜,西高东低。境内海拔最高为 232 m,最低为 186 m。

表 1 涡度相关塔测量项目及仪器

观测项目	设备参数	仪器高度	
		沙丘	草甸
三维风速	CSAT3,CSI,USA	4.6 m	2.7 m
辐射分量	CNR4,Kippzonen,Holland	4.6 m	2.7 m
风速和风向	014A034A-L,CSI,USA	2 m,10 m	10 m
空气温湿度	HMP45C,CSI,USA	0 m,2 m	1.5 m,2.4 m
土壤温度	105 T,CSI,USA	10 cm,20 cm,40 cm	5 cm,10 cm,20 cm
土壤热通量	105 T,CSI,USA	10 cm,20 cm,30 cm	5 cm,30 cm
降雨量	Campbell,CR1000,USA	0.7 m	1.5 m

1.2 数据来源及处理

本文利用的遥感数据为 Landsat-8/OLI 影像(2016 年 5—10 月),获取自 USGS (<https://earth-explorer.usgs.gov/>)。取清晰度高、无云或云量较少的 6 期影像(5—9 月),每月一幅,之后对影像进行几何校正、辐射定标、大气校正等预处理工作。

气象数据(气温、标准等压面的气压、露点温度)源自中国气象数据网(<http://data.cma.cn/>),使用通辽国家气象站实测数据(2016 年 5—10 月)。其他气象数据(气温、风速、降水、土壤温度等)分别源自研究区试验站 2016 年(5—10 月)沙丘与草甸两个观测站的实测数据。

涡度相关系统安装的理想条件是下垫面水平均一,气流稳定等,而在实际测量中,很难达到理想状态,因此涡度数据在使用前需要预处理,处理步骤主要有:异常值及野点剔除、坐标旋转修正、数据插补和求日平均等。

DEM 数据为 SRTM(ShuttleRadarTopography-Mission)数据,经过简单裁剪拼接等处理工作后即可

研究区为固定沙丘、半固定沙丘、流动沙丘相结合,垆甸相间分布,中间地带的草甸,农田和牧场镶嵌交错分布,沙丘、草甸、湖泊、农田和村庄分别占研究区总面积的 54.5%,26.6%,5.2%,10.4%,3.3%。属于典型的半干旱荒漠化地区,温带半干旱大陆性季风气候,Φ20 cm 蒸发皿多年平均水面蒸发量为 1 400.3 mm,多年平均降水量为 379.8 mm。研究区植被种类丰富,主要有差巴嘎蒿、沙蓬、少花蒺藜草、草麻黄、虫实、冷蒿、芦苇、羊草、蒲公英等。土壤类型有:砂土、壤砂土、壤土、黑钙土、栗钙土等。土壤中砂粒占 80%以上,有的甚至达到 100%。

沙丘、草甸试验站点分别设有高 10 m 的微气象观测塔,在塔的不同高度分别布设了风、温、湿梯度传感器,并布设了辐射及涡度相关系统。两个站点所安装的均为开路式涡度通量观测系统,附加了温湿度传感器用于修正涡动相关系统所测定的空气温湿度。站点的涡动相关系统架高分别为 2.62 m,4.61 m,采集频率均为 10 Hz。具体观测项目见表 1。

使用,其空间分辨率为 30 m,由于空气温度随高程变化,因此需要 DEM 数据进行修正,数据来源于地理空间数据云(<http://www.gscloud.cn/>)。

1.3 MEP 模型

Wang 和 Bras 在估算蒸散发的过程中,引入最大熵增原理与地表能量余项法,这一方法使得估算蒸散发更加简便^[19-28]。本次研究使用他们的研究成果,并给出基于最大熵增原理的蒸散发模型的推理过程和公式。

对于无植被覆盖的地表(裸地),熵增函数 $D(H,E,G)$ 的计算公式如下:

$$D(H,E,G) \equiv \frac{2H^2}{I_s} + \frac{2E^2}{I_a} + \frac{2G^2}{I_e} \tag{1}$$

式中: H 是显热通量(W/m^2); I_s 为 H 的热惯性参数($W \cdot m^2 \cdot K \cdot s^{1/2}$); E 是潜热通量(W/m^2); I_a 为 E 的热惯性参数($W \cdot m^2 \cdot K \cdot s^{1/2}$); G 为土壤热通量(W/m^2); I_e 为 G 的热惯性参数($W \cdot m^2 \cdot K \cdot s^{1/2}$)。 H,E 和 G 是利用最大熵增原理,在 R_n 确定的前提下,运用拉格朗日乘数法极值化 $D(H,E,G)$,得到的计算公式:

$$R_n = E + G + H \quad (2)$$

$$G = \frac{B(\sigma) I_s}{\sigma} H |H|^{-1/6} \quad (3)$$

$$E = B(\sigma) H \quad (4)$$

$$B(\sigma) = 6 \left(\sqrt{1 + \frac{11}{36} \sigma} - 1 \right) \quad (5)$$

式中: R_n 是净辐射 (W/m^2), 计算方法见公式(14); q_s 为表面比湿 (g/kg); T_s 为地表温度 ($^{\circ}\text{C}$); σ 为无量纲参数, 可通过 q_s 与 T_s 得出; I_0 为与显热通量独立的简洁表达式, 在计算 H 的过程中需要利用二分法或牛顿迭代法, 其计算精度需要提前确定并作为约束条件。

在 MEP 模型中认为, 植被覆盖的地表为单一封闭冠层, 这时 G 相对于 H 和 E 可忽略不计, 即 $I_s = 0$, 冠层上的能量平衡可以表示为: $R_n E_v + H$, E_v 和 H 的计算公式如下:

$$E_v = \frac{R_n}{1 + B^{-1}(\sigma)} \quad (6)$$

$$H = \frac{R_n}{1 + B(\sigma)} \quad (7)$$

式中: E_v 为植被蒸腾作用的潜热通量 (W/m^2), 此时的 T_s 为叶面温度; q_s 为叶面的表面比湿。

1.4 MEP 模型输入参数计算方法

MEP 模型的优点在于输入参数少, 只需要地表温度 (T_s)、净辐射 (R_n) 以及表面比湿 (q_s), 地表温度的计算使用 Ren 等^[29-30] 应用通用劈窗算法针对 Landsat8 数据开发的模型, 公式如下:

$$T_s = b_0 + (b_1 + b_2 \frac{1-\epsilon}{\epsilon} + b_3 \frac{\Delta\epsilon}{\epsilon^2}) \frac{T_i + T_j}{2} + (b_4 + b_5 \frac{1-\epsilon}{\epsilon} + b_6 \frac{\Delta\epsilon}{\epsilon^2}) + b_7 (T_i + T_j)^2 \quad (8)$$

式中: T_i 是第 10 波段 (Band 10: $10.6 \sim 11.19 \mu\text{m}$) 的亮度温度; T_j 是第 11 波段 (Band 11: $11.5 \sim 12.51 \mu\text{m}$) 的亮度温度; ϵ 为第 10 波段与第 11 波段的比辐射率平均值; $\Delta\epsilon$ 为第 10 波段与第 11 波段比辐射率的差值; b_k ($k=0, 1, \dots, 7$) 为劈窗算法的系数; b_k 的取值随着大气水汽含量的变化而有所差异。使用劈窗协方差表示方差比法 (Split Window Covariance-Variance Ratio, SWCVR) 可以计算大气水汽含量, 计算公式如下:

$$W = a + b\tau_j / \tau_i \quad (9)$$

式中: W 为大气水汽含量 (g/cm^2); a 和 b 为系数从模拟数据中获得; τ_i 和 τ_j 分别为 i 和 j 波段的大气透过率。

为了方便后续模型的计算以及数据验证, 将表面比湿换算为相对湿度 (RH), 本文将 Peng 等^[31] 使用

MODIS 数据估算大气水汽含量方法移植到 Landsat8 数据, 公式如下:

$$\text{RH} = e / e_s \quad (10)$$

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27 T_a}{237.3 + T_a}\right) \quad (11)$$

$$e = q_s \times \frac{p_a}{0.622} \quad (12)$$

式中: e 为地面水汽压 (hpa); e_s 为饱和水汽压 (hpa); T_a 为大气温度 ($^{\circ}\text{C}$); p_a 为大气压 (hpa); W 与 q_s 之间有着良好的线性关系, 使用通辽站的实测探空数据, 得到 W 与 q_s 的回归方程, 如式(13):

$$q_s = 0.001(-0.682W^2 + 6.677W - 1.1123) \quad (13)$$

1.5 SEBAL 模型

SEBAL 模型^[11-13] 在世界上得到了广泛应用, 在不同地区、气候类型以及不同土地覆被类型下, 有大量学者对 SEBAL 模型进行了验证, 相比其他遥感模型其精度相对较高, 因此本文使用 SEBAL 模型进行对比验证, 计算过程如下:

R_n 的计算公式如式(14):

$$R_n = (1-\alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1-\epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (14)$$

式中: $R_{s\downarrow}$ 为入射短波辐射 (W/m^2); α 为地表反照率; $R_{L\downarrow}$ 为入射长波辐射 (W/m^2); $R_{L\uparrow}$ 为出射长波辐射 (W/m^2); ϵ_0 为宽波段表面热发射。

土壤热通量 (G) 计算公式如下:

$$G = \frac{R_n (T_s - 273.15) (0.0038\alpha + 0.007\alpha^2) (1 - 0.98\text{NDVI}^4)}{\alpha} \quad (15)$$

显热通量 (H) 计算公式如下:

$$H = \rho_{\text{air}} C_p \frac{T_s - T_a}{r_{\text{ah}}} = \rho_{\text{air}} C_p \frac{dT}{r_{\text{ah}}} \quad (16)$$

式中: ρ_{air} 为空气密度 (kg/m^3); C_p 为空气定压比热 (取 $1004.07 \text{ J}/\text{kg}/\text{K}$); T_s 为地表温度或冠层的表面温度 (K); T_a 是 2 m 处的气温 (K); dT 为 Z_1 与 Z_2 两个高度之间的温差 (K); r_{ah} 是 Z_1 与 Z_2 之间空气动力学阻抗; Z_1, Z_2 分别是指 0.01 m 和 2 m 高度处。

1.6 尺度扩展方法

遥感模型中计算出的 ET 是卫星过境时刻的瞬时 ET, 在实际应用中, 往往需要的是日 ET, 在本次研究中通过式(17)进行日尺度扩展^[29]。

$$\text{ET}_{24} = \frac{86400 \text{ET}_r F (R_{n24} - G_{24})}{\lambda} \quad (17)$$

式中: ET_{24} 为日蒸散量 (mm); λ 为水分汽化潜热指数; $\text{ET}_r F$ 为卫星过境瞬时参考蒸散比 (mm); R_{n24} 为卫星过境日的净辐射通量 (W/m^2); G_{24} 为全天的土

壤热通量(W/m^2)。

2 结果与分析

2.1 MEP 模型反演结果验证

利用 2016 年 5—10 月沙丘和草甸两个观测站的

表 2 地表参数及 MEP 模型结果估算误差

参数	$E/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	$H/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	$G/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	$R_n/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	RH	T_s/K	ET/mm
均方根误差(RMSE)	39.16	56.78	61.50	24.44	6.15	3.81	0.31
平均相对误差(MRE)	21%	27%	34%	5%	11%	2%	12%
拟合系数(R^2)	0.90	0.89	0.57	0.98	0.80	0.97	0.89

表 3 SEBAL 模型估算误差对比

参数	$E/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	$G/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	$H/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	ET/mm
均方根误差 RMSE	47.93	37.01	28.56	0.49
相对误差 MRE	28%	15%	8%	22%
拟合系数 R^2	0.80	0.32	0.91	0.73

由表 2 与表 3 得到,MEP 模型反演 G 值的均方根误差与相对误差最大分别为 $61.50 \text{ W}/\text{m}^2$, 34% , G 的拟合系数最小为 0.57;SEBAL 模型反演 E 值的均方根误差最大为 $47.93 \text{ W}/\text{m}^2$, G 的相对误差最大为 15% ,拟合系数最低为 0.32;地表参数验证结果相对较好, R_n 的模拟结果误差较小,其拟合系数最高为 0.98, T_s 的平均相对误差最小为 2% 。由图 1 看出:SEBAL 模型与 MEP 模型之间反演结果整体误差较小,其中 MEP 模型的 H 值偏高, G 的误差相对较小,

涡度相关数据以及气象观测数据与 MEP 模型估算结果、SEBAL 模型估算结果、地表参数进行对比。为了更好地评价两种模型,本文选用统计学中均方根误差(RMSE)、相对误差(MRE)与拟合系数(R^2)作为评价指标,对比结果见表 2 与表 3,图 1。

个别日期的 E 值有着较大的差异。

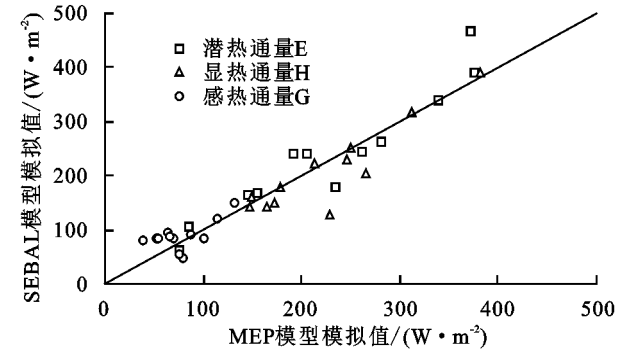
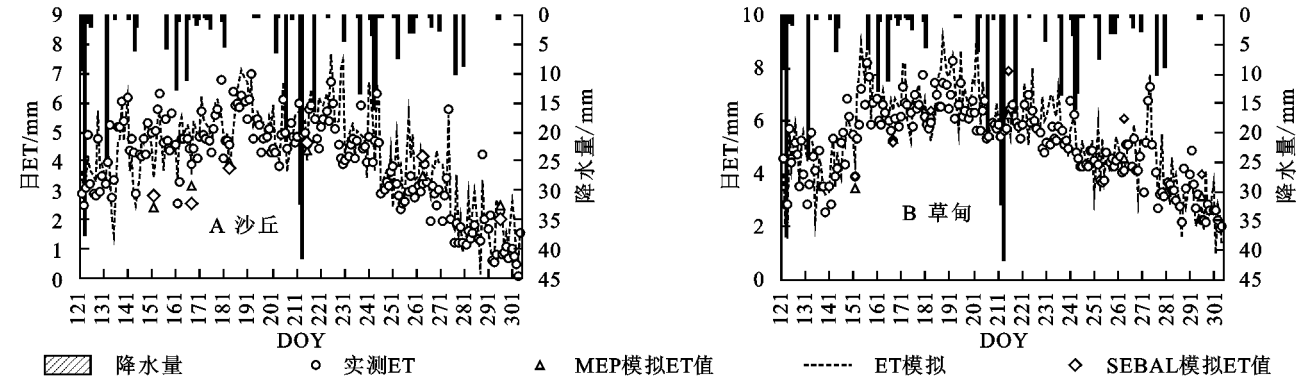


图 1 MEP 模型与 SEBAL 模型对比验证结果

利用沙丘和草甸观测数据,通过 MEP 模型分别反演了两点的日 ET,使用实测 ET 数据、遥感估算的 ET 数据以及 Penmam-Monteith 模拟 ET 之间进行对比,对比结果见图 2。



注:图中 ET 模拟为 Penmam-Monteith 模拟的 ET 值。

图 2 沙丘地、草甸地降雨,模型估算与观测 ET 值

从图中看出 MEP 模型估算 ET 和实测 ET 变化趋势基本一致,个别日期有所差异,遥感估算 ET 与实测 ET 以遥感反演 ET 值与观测 ET 以及 Penmam-Monteith 模拟 ET 之间误差较小,结果表明 MEP 模型能在不同的土地覆被类型模拟出精度较高的 ET 值。研究区 ET 总体波动较为平缓,表现为 5—6 月呈上升趋势,7—8 月相对较高,9—10 月处于下降趋势。沙丘的 ET 明显低于草甸,随着降水量的变化,沙丘的 ET 波动较为剧烈。降水对 ET 有着较大的影响,当有降雨事件发生的日期 ET 会随之降

低,出现一个波谷,降雨事件结束之后 ET 会有明显升高,出现一个波峰。总体来说:在不同土地覆被类型下,MEP 模型可以估算出相对精确的 ET 以及较为合理的变化趋势。

2.2 MEP 和 SEBAL 模拟 ET 的时空分布特征

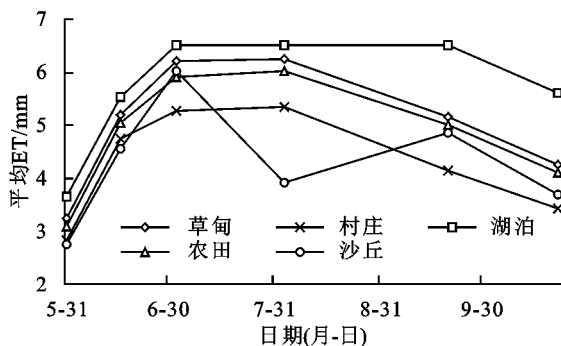
本文通过 MEP 模型与 SEBAL 模型分别反演出研究区瞬时潜热通量,通过日 ET 尺度扩展方法的到日 ET 值,日 ET 时空分布见附图 13,附图 14。

研究区日 ET 最大可以达到 7 mm 以上,主要集中在湖泊,湖泊相对较为稳定,日 ET 值在 $4\sim7 \text{ mm}$;

农田与草甸由于植被与农作物的影响日 ET 变化较为明显,尤其在 6 月、7 月、8 月,个别区域会有最大值出现,日 ET 保持在 3~7 mm;沙丘日 ET 一直处于较低水平,保持在 1~3 mm。

SEBAL 模型与 MEP 模型得到的 ET 空间分布图在 5—7 月差异较小,8—10 月差异较大,二者差异较大的区域在半固定沙丘,误差在 0.5~1 mm;农田与草甸差异较小,误差在 0.2~0.6 mm。主要原因有:(1) MEP 模型以能量闭合为边界条件,而 SEBAL 模型会出现能量不闭合的情况,(2) 输入参数不同,MEP 模型所需参数少,只需要 3 个地表参数,而 SEBAL 模型输入参数多,参数的不同引起结果差异,(3) 对于植被处理方法的不同:对于植被覆盖的地表 MEP 模型认为土壤热通量为零,直接计算显热通量,而 SEBAL 模型通过选取冷热点的方式估算显热通量,5—7 月研究区处于春季,植被较少,8—10 月研究区处于夏季植被生长茂盛,因此导致 8—10 月差异较大。

为进一步分析 MEP 模型与 SEBAL 模型的差异以及 ET 时空变化,按照不同土地覆被类型对 ET 时空分布图的 ET 平均值进行统计,得到各类土地覆被类型 ET 平均值变化曲线,见图 3。



随着时间的变化不同土地覆被类型下的 ET 值波动情况有所差异,但是整体呈现先增长后降低的变化趋势。5 月所有土地覆被类型 ET 值均保持在较低水平,ET 在 2.5~4 mm;6 月—8 月大部分区域的 ET 值均有较为明显的升高,而沙丘地由于水分补给不充足反而降低;在 9—10 月 ET 呈现明显的下降趋势,10 月除湖泊仍保持在相对较高的水平,其他区域 ET 值较低,ET 空间分布情况与 5 月相似。湖泊、草甸、农田整体呈较高水平,受月份影响较为明显;沙丘波动较为明显,受月份影响相对较小,沙丘类型不同,ET 分布有较大差异,其中固定沙丘和半固定沙丘相似,而流动沙丘 ET 处于较低水平,尤其在 6—8 月差

异较为明显;村庄受人类活动影响较大,ET 值分布相对较为集中并处于较低水平。

影响研究区 ET 时空分布的主要因素有:土壤类型不同,草甸地主要为黑钙土、栗钙土,沙丘地以砂土、壤砂土、壤土为主要的土壤类型,不同土壤类型下地表反照率有所差异,对太阳辐射的吸收也有差别^[32],导致 ET 的不同;植被类型不同,随着生长季的到来植被的蒸腾作用所占蒸散发总量的比重越来越大,不同植被类型蒸腾作用有着较大差异,导致 ET 的不同^[33];土壤含水量以及供水条件不同,农田与草甸地的土壤含水量较高且水分供应充足,而沙丘地土壤含水量低,地下水埋深较深,除天然降水外,没有其他水源供给,因此沙丘 ET 要低于农田与草甸^[34]。

3 结论

(1) 各地表参数以及 ET 估算值与地表观测数据一致性较高,MEP 模型与 SEBAL 模型对于日蒸散量的估算较为准确与误差较小,表明两个模型结合遥感数据均可为研究区提供合理的地表参数与 ET 模拟值。

(2) 通过对两个模型的对比得出:两个模型对于 ET 的估算较为一致,MEP 模型估算的 ET 值要略低于 SEBAL 模型的估算值,个别日期两个模型在沙丘地表现出较为明显的差异,误差在 1.5 mm 左右。导致差异的原因主要是由于边界条件、输入参数的不同以及对于植被处理方法的不同所导致。

(3) 研究区 ET 时空变化规律为:时间上 ET 呈现出 5 月较低,6—7 月升高,8 月达到最大,9 月—10 月呈下降趋势,且降低幅度较大的变化规律;空间分布表现为:湖泊一直保持较高态势,农田与草甸次之,沙丘最低的空间分布情况。影响 ET 主要因素有:土地类型以及土壤含水量不同、植被类型以及植被数量不同、人类活动。

参考文献:

[1] 张宝忠,许迪,刘钰,等.多尺度蒸散发估测与时空尺度拓展方法研究进展[J].农业工程学报,2015,31(6):8-16.

[2] 贺添,邵全琴.基于 MOD16 产品的我国 2001—2010 年蒸散发时空格局变化分析[J].地球信息科学学报,2014,16(6):979-988.

[3] 童新,刘廷玺,杨大文,等.半干旱沙地—草甸区水面蒸发模拟及其影响因子辨识[J].干旱区地理,2015,38(1):10-17.

[4] Li Z L, Tang R, Wan Z, et al. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation

- from remotely sensed data[J]. *Sensors*, 2009, 9(5): 3801-3853.
- [5] Yang Y, Shang S. A hybrid dual-source scheme and trapezoid framework-based evapotranspiration model (HTEM) using satellite images: Algorithm and model test[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(5): 2284-2300.
- [6] Long D, Longuevergne L, Scanlon B R. Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites[J]. *Water Resources Research*, 2014, 50(2): 1131-1151.
- [7] Li F, Cao R, Zhao Y, et al. Remote sensing Penman-Monteith model to estimate catchment evapotranspiration considering the vegetation diversity[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2017, 127(1/2): 111-121.
- [8] Semmens K A, Anderson M C, Kustas W P, et al. Monitoring daily evapotranspiration over two California vineyards using Landsat 8 in a multi-sensor data fusion approach[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2016, 185: 155-170.
- [9] Häusler M, Conceição N, Tezza L, et al. Estimation and partitioning of actual daily evapotranspiration at an intensive olive grove using the STSEB model based on remote sensing[J]. *Agricultural Water Management*, 2018, 201: 188-198.
- [10] 张圣微, 张鹏, 张睿, 等. 科尔沁沙地典型区生长季蒸散发估算及其变化特征[J]. *水科学进展*, 2018, 29(6): 768-778.
- [11] 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: 198-212.
- [12] Bastiaanssen W G M, Pelgrum H, Wang J, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL).; Part 2: Validation[J]. *Journal of Hydrology*, 1998, 212: 213-229.
- [13] Bastiaanssen W G M, Noordman E J M, Pelgrum H, et al. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions[J]. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 2005, 131(1): 85-93.
- [14] Kong J, Hu Y, Yang L, et al. Estimation of evapotranspiration for the blown-sand region in the Ordos basin based on the SEBAL model[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2019, 40(5/6): 1945-1965.
- [15] Allen R G, Tasumi M, Trezza R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with inter-nalized calibration (METRIC)—Model[J]. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 2007, 133(4): 380-394.
- [16] Tang R, Li Z L, Chen K S, et al. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2013, 174: 28-42.
- [17] Tang R, Li Z L. Evaluation of two end-member-based models for regional land surface evapotranspiration estimation from MODIS data[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2015, 202: 69-82.
- [18] Dewar R C. maximum entropy production and the fluctuation theorem[J]. *Journal of Physics A: Mathematical and General*, 2005, 38(21): L371.
- [19] Wang J, Bras R L. A model of surface heat fluxes based on the theory of maximum entropy production [J]. *Water Resources Research*, 2009, 45(11): W11422.
- [20] Wang J, Bras R L. A model of evapotranspiration based on the theory of maximum entropy production [J]. *Water Resources Research*, 2011, 47(3): W03521.
- [21] Hajji I, Nadeau D F, Music B, et al. Application of the maximum entropy production model of evapotranspiration over partially vegetated water-limited land surfaces[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2018, 19(6): 989-1005.
- [22] Wang J, Salvucci G D, Bras R L. An extremum principle of evaporation [J]. *Water Resources Research*, 2004, 40(9): W09303.
- [23] Wang J, Bras R L, Lerdau M, et al. A maximum hypothesis of transpiration[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2007, 112(G3): G03010.
- [24] Huang S Y, Deng Y, Wang J. Revisiting the global surface energy budgets with maximum-entropy-production model of surface heat fluxes[J]. *Climate Dynamics*, 2017, 49(5/6): 1531-1545.
- [25] Xu D, Agee E, Wang J, et al. Estimation of evapotranspiration of Amazon rainforest using the maximum entropy production method[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(3): 1402-1412.
- [26] Wang J, Bras R L, Sivandran G, et al. A simple method for the estimation of thermal inertia[J]. *Georl*, 2010, 37(5): L05404.
- [27] Wang J, Bras R L. An extremum solution of the Monin-Obukhov similarity equations[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2010, 67(2): 485-499.