

一种基于植被指数-地表温度特征空间的蒸散指数

贺广均^{1,2,3}, 冯学智^{1,2}, 肖鹏峰^{1,2}, 李虎⁴, 余涛⁵, 叶李灶^{1,2}

(1 南京大学江苏省地理信息技术重点实验室, 江苏 南京 210023; 2 南京大学地理信息科学系, 江苏 南京 210023;

3 天地一体化信息技术国家重点实验室, 航天恒星科技有限公司, 中国空间技术研究院, 北京 100086;

4 新疆维吾尔自治区卫星应用工程中心, 新疆 乌鲁木齐 830000;

5 中国科学院遥感与数字地球研究所, 北京 100101)

摘要: 利用遥感获取的植被指数和地表温度信息,进行地表能量和水分平衡过程研究是目前陆表过程研究的前沿。根据地表能量和水分平衡原理,对地表温度(T_s)、植被指数(VI)、地表蒸散发(ET)之间的空间关系进行了分析,并基于假设条件,构建了温度植被蒸散指数($TVETI$)。为验证 $TVETI$ 表征地表蒸散的能力,利用环境卫星数据和 $SEBAL$ 模型,对 $SEBAL$ 模型中各能量通量构建的蒸散指数与 $TVETI$ 进行线性回归分析,从2012年4~9月6个不同日期的确定性系数分别为:0.838、0.935、0.912、0.921、0.926、0.825, $TVETI$ 能很好的表征地表蒸散能力。通过对 $SEBAL$ 模型估算的 ET 和 $TVETI$ 估算的 ET 进行交叉验证发现,两者大小一致性显著, $TVETI$ 可以实现区域尺度地表蒸散发的快速估算。

关键词: 干旱半干旱区; $HJ-1$ 卫星; 地表能量水分平衡; 温度植被蒸散指数; 地表蒸散发

中图分类号: P426; TP79

文献标识码: A

文章编号: 1000-6060(2015)05-0887-13(887~899)

土壤蒸发和植物蒸腾合称为蒸散过程,它是土壤-植物-大气系统中能量、水分循环的主要途径^[1]。蒸散量估算是农业、气象和水文研究的重要部分,尤其在干旱半干旱区域,地表蒸散发的准确估算对于水资源的合理利用、区域可持续发展具有重要意义^[2]。遥感一直被视为实现大范围地表能量和水分动态监测的有效手段,目前,主要的遥感蒸散模型可分为两类:一类是基于Penman-Monteith的单层模型^[3-4],P-M公式提供了一个能反映瞬时能量交换的近似解析表达,但模型的关键参数,如冠层、空气动力学阻抗等,主要基于地表观测获取。另一类是以感热通量为核心反演参量的能量平衡余项法,其物理理论坚实、概念清晰,需要的输入参数主要通过遥感手段获取。 $SEBAL$ (Surface Energy Balance Algorithm for Land)模型^[5]作为余项法的典型代表,是近20 a来发展起来的一种用于计算区域蒸散发的遥感模型,其利用可见光、近红外、热红外波段的遥

感数据,提取地表比辐射率、地表温度、地表反照率等参量,通过能量平衡方程,模拟地表蒸散量,在中高分辨率遥感数据、地物类别可分情况下,反演精度在85%以上^[6-7]。

在过去30多年里,遥感估算区域蒸散发取得了较大的发展,但仍存在一些问题,一方面,由于缺乏地面实测数据,不同估算模型的精度未能得到有效验证;另一方面,大多数地表蒸散量估算模型依赖于地表实测参数,如近地面气温、风速、气压、植被高度等。为解决蒸散发估算受地面实测数据的限制,通过分析植被指数和地表温度构成的特征空间及其变化规律,建立了地表的能量和水分平衡方程,用于快速估算地表蒸散发,并取得了很好的效果。 $SANDHOLT$ 发现当植被覆盖度和土壤含水量变化范围较大时,从遥感数据得到的 VI 和 T_s 构成的散点图呈三角形分布,在此基础上构建了表征土壤含水量的温度植被干旱指数($TVDI$),

收稿日期: 2015-01-11; 修订日期: 2015-04-07

基金项目: 国家科技重大专项课题(95-Y40B02-9001-13/15-04); 新疆维吾尔自治区自然科学基金(2013211B45)

作者简介: 贺广均(1987-),男,博士研究生,研究方向为资源环境遥感. Email: hgjun_2006@163.com

通讯作者: 肖鹏峰. Email: xiaopf@gmail.com

并应用于大尺度区域地表含水量估算,精度较高,但 *TVDI* 的构建对地表覆盖类型有一定要求;而 *MORAN* 等从理论的角度分析,认为 *VI-Ts* 之间呈梯形的关系^[9];韩丽娟等的研究表明 *VI* 和 *Ts* 之间存在梯形关系和三角形关系,这两种关系在某些条件下是可以相互转换^[10],在实际应用中,选取两者关系时取决于植被覆盖状况和遥感数据类型。*PRIHODKO* 等发现 *VI* 与 *Ts* 的比率与地表蒸散速率存在一定的函数关系^[11],*NEMANI* 和 *RUNNING* 建立了 *Ts-VI* 和叶片气孔阻力及蒸散之间的关系^[12],为地表蒸散量的遥感定量估算提供了支撑。*JIANG* 等利用 *Ts-VI* 的空间分布估计出 *Priestley-Taylor* 方程中的土壤湿度参数,进行日平均蒸散量的快速估算,精度较高,不足之处是对地面实测数据具有较高依赖性^[13]。在后期的研究中,*JIANG* 等根据 *NDVI-Ts* 的空间特征,发展并改进了表面温度植被指数方法并应用于大尺度区域蒸散量估算^[14-16]。*TANG* 等以干旱半干旱地区为研究区,通过改进 *Ts-VI* 三角空间内干边和湿边方程的确定方法,进一步完善了 *Ts-VI* 三角空间方法,并利用实测资料,对 *MODIS* 数据估算结果进行了验证^[17-18],误差较小,不足之处是方法中所用的相关参数缺乏进一步的验证,在其它区域和空间尺度上的适用性有待进一步验证。

针对地表蒸散发遥感估算受地面观测资料制约、空间尺度限制以及相关参数缺乏有效验证等问题,本文从地表能量和水分平衡原理出发,以干旱地区为研究区,利用国产环境卫星多光谱数据,通过分析 *Ts*、*VI*、*ET* 之间的相关关系,构建了一种蒸散指数,用于快速有效表征地表蒸散状况,同时结合地表净辐射量,在不依赖地表实测数据基础上,实现温度植被蒸散指数对区域尺度地表蒸散发的快速估算。

1 研究区概况与数据资料

1.1 研究区概况

研究区克拉玛依地区位于中纬度干旱半干旱地区(图1),属于典型的温带大陆性气候,面积约 7 733 km²,常年干燥、多风,年平均降水量为 108.9 mm,蒸发量为 2 692.1 mm,平均气温为 8.6 ℃,气温

四季变化明显,昼夜温差较大,全年日照7月份为最多,达 302.5 h,12月份为最少,仅 99.8 h,植被生长旺季为 5~8 月份。主要地类包括水域、农业用地、灌木林地、城镇工矿用地以及未利用地,区域从南到北分布的土壤类型依次为棕钙土、荒漠灰钙土和灰棕色荒漠土,土中多含沙砾,土质低劣,土壤含盐量高。随着研究区石油开采、农业生产、生活用水的大量增加,区域内唯一的湖泊艾里克湖在 1995 年干涸,湖区因此出现大面积的荒漠地带,后期通过从国际河流额尔齐斯河引水,艾里克湖生态环境才逐步恢复。

1.2 数据资料

(1) 遥感数据。遥感数据包括 *HJ-1B* 卫星 *CCD* 相机数据、红外相机 (*IRS*) 数据,数据由中国资源卫星应用中心官方网站 (<http://www.cresda.com/n16/index.html>) 下载获得,卫星主要载荷参数如表 1 所示。在图像挑选过程中,以云覆盖量较少和单幅图像能够完全覆盖研究区为准则,以月份为时间序列,挑选了 6 个时期的图像。图像成像时间分别 2012 年 4 月 15 日、5 月 26 日、6 月 27 日、7 月 25 日、8 月 21 日和 9 月 22 日。

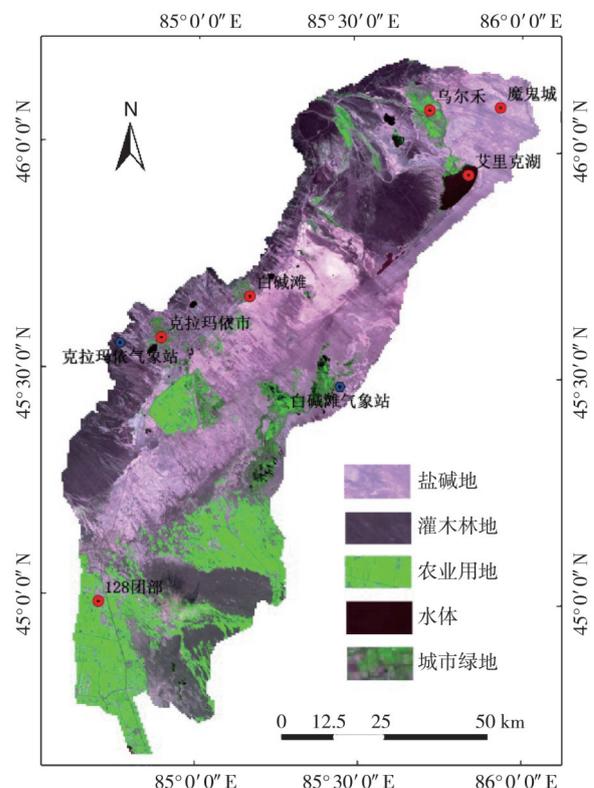


图1 研究区位置

Fig.1 Location of study area

表1 HJ-1B卫星主要载荷参数

Tab.1 Parameters of sensors on HJ-1B

| 有效载荷 | 波段号 | 光谱范围 / μm | 空间分 辨率 / m | 幅宽 / km | 重访时 间 / d |
|-------|-----|-------------------------|---------------|------------|--------------|
| CCD相机 | 1 | 0.43 ~ 0.52 | 30 | 360(单) | 4 |
| | 2 | 0.52 ~ 0.60 | | 700(双) | |
| | 3 | 0.63 ~ 0.69 | | | |
| | 4 | 0.76 ~ 0.90 | | | |
| 红外相机 | 5 | 0.74 ~ 1.10 | 150 | 720 | 4 |
| | 6 | 1.54 ~ 1.75 | | | |
| | 7 | 3.50 ~ 3.90 | | | |
| | 8 | 10.5 ~ 12.5 | | | |

(2) 气象数据。气象数据来源于新疆维吾尔自治区气象局克拉玛依气象站和白碱滩现场自动气象站。其中,常规气象数据来源于克拉玛依气象站,具体包括每日平均地表温度、平均气温、最高气温、最低气温、小型蒸发量、大型蒸发量、降雨量、照时数、平均水气压、平均相对湿度、平均气压、风速、风向。白碱滩现场自动气象站每隔半小时自动记录一次太阳辐射度,风速、风向、地表温度,土壤湿度、气压和空气温度。

(3) 数字高程数据。*DEM*数据为美国宇航局(NASA)免费发布的ASTER GDEM V2产品,其空间分辨率为30 m,垂直精度为7~14 m。

1.3 数据预处理

(1) 地表反照率。地表反照率(Albedo, α)决定多少辐射能被下垫面所吸收,并对地表平均温度、感热、潜热通量产生影响,是描述其地表能量辐射收支平衡的重要参数。HJ-1B卫星可见光和近红外数据的波段设置基本延续了Landsat、SPOT等系列卫星数据的光谱范围,本文在计算地表反照率时,直接使用经过FLAASH大气校正处理后的数据,其计算公式为^[19]:

$$\alpha = 0.443r_1 + 0.317r_2 + 0.240r_3 \quad (1)$$

式中: r_1 、 r_2 、 r_3 分别为蓝光、绿光、红光波段地表反照率。

(2) 归一化植被指数。对于HJ-1B卫星CCD数据,归一化植被指数的计算公式为:

$$NDVI = \frac{CCD_4 - CCD_3}{CCD_4 + CCD_3} \quad (2)$$

式中: CCD_4 、 CCD_3 分别为环境星CCD数据的近红

外波段和红光波段反射率。

(3) 地表温度。HJ-1B IRS传感器只有一个热红外波段(IRS8),所以研究采用Jimenez-Munoz和Sobrino提出的普适性单通道算法反演地表温度^[20]。普适性单通道算法反演地表温度的公式如下:

$$T_s = \gamma(\lambda, T_{sen}) [(\Psi_1(\lambda, \omega)L_{sen} + \Psi_2(\lambda, \omega)) + \Psi_3(\lambda, \omega)\varepsilon] \times \varepsilon^{-1} + \delta(\lambda, T_{sen}) \quad (3)$$

式中: T_s 是地表温度, T_{sen} 是星上亮温, λ 是热红外波段的有效波长(对于HJ-1B卫星,有效波长为11.576 μm), L_{sen} 是传感器接收的辐射率,参数 γ 和 δ 是与普朗克公式进行线性展开有关的变量,可由公式计算得到:

$$\gamma = \left[\frac{c_2 L_{sen} \left(\frac{\lambda_4}{c_1} L_{sen} + \lambda^{-1} \right)}{T_{sen}^2} \right]^{-1} \quad (4)$$

$$\delta = -\gamma(\lambda, T_{sen})L_{sen} + T_{sen} \quad (5)$$

其中: $c_1 = 1.191 \times 10^8$ (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$), $c_2 = 14387.7$ (单位: $\mu\text{m} \cdot \text{K}$)。 Ψ_1 、 Ψ_2 、 Ψ_3 计算公式如下^[21]:

$$\begin{cases} \Psi_1 = 0.0412w^2 + 0.0936w + 0.9856 \\ \Psi_2 = -0.7174w^2 - 0.8812w - 0.3941 \\ \Psi_3 = 0.2639w^2 + 0.6499w + 0.4703 \end{cases} \quad (6)$$

式中: w 为大气水汽含量(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$),由于研究区地形平坦,气象条件相对一致,大气水汽含量空间差异并不明显^[21],所以研究中使用的大气水汽含量参数,直接通过MODIS近红外可降水总量产品(MOD05)重采样获取,数据来源于MODIS的网站(<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>)。为地表比辐射率,在利用HJ星热红外遥感数据反演陆地表面温度时,地表比辐射率是主要的输入参数之一,可以根据以下公式求得^[22]:

$$\varepsilon = P_v R_v E_{iv} + (1 - P_v) R_s E_{is} + D_z \quad (7)$$

式中: E_{iv} 为纯植被像元比辐射率, $E_{iv} = 0.99$, E_{is} 为纯裸土像元比辐射率, $E_{is} = 0.973$; P_v 为植被覆盖度,计算公式为:

$$P_v = \frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \quad (8)$$

式中: $NDVI_v = NDVI_{\max}$, $NDVI_s = NDVI_{\min}$ 。 $NDVI_{\max}$ 为长时间序列NDVI最大值, $NDVI_{\min}$ 为长时间序列NDVI最小值。 R_v 为植被的温度比率,其计算公式为:

$$R_v = 0.92762 + 0.07033P_v \quad (9)$$

R_s 为裸土的温度比率,其计算公式为:

$$R_s = 0.99782 + 0.08362P_v \quad (10)$$

D_z 为热辐射校正项,在地表相对较平整情况下,一般可取 $D_z=0$,在地表高低相差较大情况下, D_z 可以根据植被的构成比例简单估计。本文根据覃志豪提出如下经验公式来估计^[22]:

$$\begin{cases} D_z = 0 & (P_v = 0 \text{ 或 } P_v = 1) \\ D_z = 0.003796P_v & (0 < P_v < 0.5) \\ D_z = 0.003796(1 - P_v) & (0.5 < P_v < 1) \\ D_z = 0.001898 & (P_v = 0.5) \end{cases} \quad (11)$$

(4) 地面净辐射通量。地面净辐射通量(R_n)又称辐射平衡或辐射差额,它是指用地表净得的短波辐射与长波辐射之和,是地表能量、通量、水分输送与交换过程中的主要能量来源,地表净辐射通量的遥感反演主要是利用遥感地表参数-地表反照率 α 、地表温度 T_s 、比辐射率 ε 、植被指数 $NDVI$ 等计算入射短波辐射 $R_{s\downarrow}$ 、入射长波辐射 $R_{L\downarrow}$ 和反射长波辐射 $R_{L\uparrow}$, R_n 的计算公式为:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon)R_{L\downarrow} \quad (12)$$

式中: $R_{s\downarrow}$ 为入射到地表的太阳短波辐射, $R_{L\downarrow}$ 为入射长波辐射, $R_{L\uparrow}$ 为地表发射长波辐射, α 为地表反照率, ε 为比辐射率。 $R_{s\downarrow}$ 的计算公式为:

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos\theta \times d_r \times t_{sw} \quad (13)$$

式中: G_{sc} 为太阳常数($G_{sc}=1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), θ 是太阳天顶角, d_r 为日地距离订正系数, t_{sw} 是大气直射透射率。 $R_{s\downarrow}$ 的计算公式为:

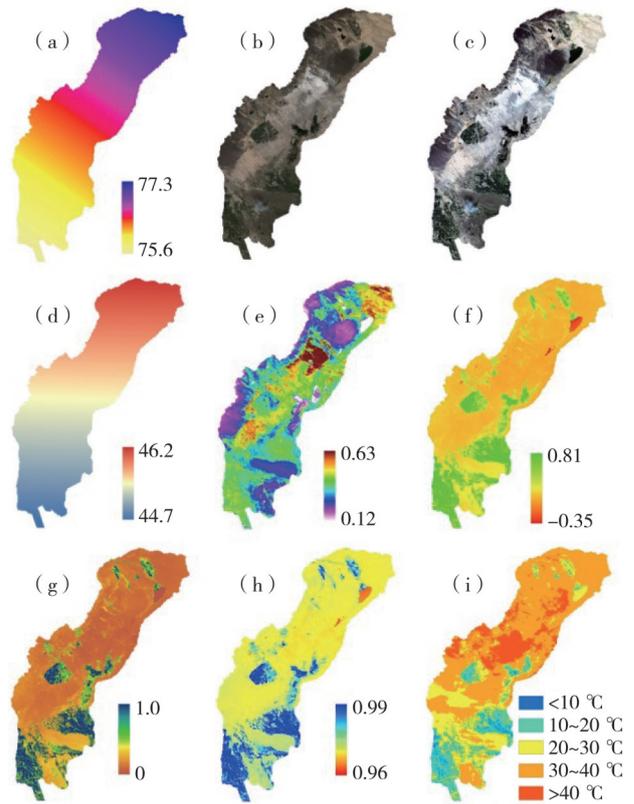
$$R_{s\downarrow} = 1.08 \times (-\ln(t_{sw})) \times 0.265 \times S \times T_a^4 \quad (14)$$

$R_{L\uparrow}$ 的计算公式为:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon \times S \times T_s^4 \quad (15)$$

其中: S 是波尔兹曼常数($S=5.67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$), T_a 为某一基准点面的温度,假设其与空气温度一致,计算时直接取气温, T_s 为地表温度。

(5) 土壤热通量。土壤热通量(G)是指由于热传导作用而存储在土壤和植被中的那部分能量,它表征土壤表层与深层间的热交换状况,是影响陆地表面能量平衡的重要因素之一。由于涉及到较复



(a)太阳方位角;(b)CCD数据大气校正前RGB合成;(c)CCD数据大气校正后RGB合成;(d)象元纬度角;(e)地表反照率;(f)归一化植被指数;(g)植被覆盖度;(h)比辐射率;(i)地表温度

图2 遥感参量(2012.8.21)

Fig.2 Parameters obtained from remote sensing data (2012.8.21)

杂的地面过程,很难直接通过遥感方法计算土壤热通量。本文主要根据经验公式计算^[6]。

在植被覆盖区域, G 是一个相对较小的量,可以根据植被覆盖状况对植被下垫面的土壤热通量进行简单估算:

$$G = \frac{(T_s - 273.15) \times R_n}{\alpha} \times (0.0032\alpha + 0.0064\alpha^2) \times (1 - 0.978NDVI^4) \quad (16)$$

对于非植被覆盖区和非水体覆盖区,计算公式为:

$$G = 0.538 \times R_n \times \exp(-2.03 \times NDVI) \quad (17)$$

对于大面积水体,计算公式为:

$$G = 0.9 \times R_n - 50 \quad (18)$$

(6) 感热通量。感热通量(H)的计算由于涉及到下垫面与大气的湍流热交换,物理过程复杂,需

要大量遥感难以获取的气象以及阻抗参数。为了能够实现遥感的蒸散反演,SEBAL模型在感热通量的计算上做了不少改进与创新, H 的计算公式为^[7]:

$$H = \rho C_{\text{pair}} \frac{T_{z_1} - T_{z_2}}{r_{\text{ah}}} \quad (19)$$

式中: ρ 为空气密度(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), C_{pair} 为空气定压比热(单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), T_{z_1} 、 T_{z_2} 分别为距离地面高度0.1 m和2 m处的空气温度, r_{ah} 为空气动力学阻力(单位: $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$)。 H 、 $T_{z_1} - T_{z_2}$ 、 r_{ah} 均为未知量且彼此相关,为此SEBAL模型引入了Monin-Obukhov理论通过较为复杂的循环递归算法进行求解,计算步骤如下:

首先计算空气动力学阻力 r_{ah} ,其计算公式为:

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u^* k} \quad (20)$$

式中: u^* 为摩擦速度(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), k 为Karman常数,取值为0.41。为了计算摩擦速度,本文将白碱滩自动气象站距离地面5 m高度处观测的风速,转化为距地面200 m处的风速并作为整景图像的风速。其计算公式为:

$$u^* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{H_x}{H_{\text{om}}}\right)} \quad (21)$$

式中: u_x 为高度 H_x 处的风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), H_{om} 为动力表面粗糙度(单位:m)。动力表面粗糙度 H_{om} 计算公式为:

$$\begin{cases} H_{\text{om}} = 0.123H_{\text{av}} & (\text{高植被覆盖区}) \\ H_{\text{om}} = 0.2H_{\text{av}} & (\text{稀疏植被覆盖区}) \\ H_{\text{om}} = 0.01H_{\text{av}} & (\text{无植被覆盖区}) \end{cases} \quad (22)$$

其中, H_{av} 为植被平均高度(单位:m)。

为求得 $T_{z_1} - T_{z_2}$,SEBAL模型假设该值与地面温度成线性关系: $T_{z_1} - T_{z_2} = aT_s + b$,为此在研究区域的卫星图像上确定两个极端点:一个“冷点”与一个“热点”。“冷点”是指该点植被较密、水分供应充足、蒸散量处于潜在蒸散的水平;“热点”是指非常干燥的没有植被覆盖的盐碱地,其蒸散量基本为零。通过对“冷点”与“热点”的计算,可以建立线性关系: $T_{z_1} - T_{z_2} = aT_s + b$,求得研究区域各像元点的感热通量。

(7) 日蒸散发量。SEBAL模型在计算蒸散发

时基于能量平衡原理,计算得到卫星过境时刻的瞬时潜热通量。根据大气近地层试验结果,晴天白天的8~10 h内蒸发比 W 大致保持不变:

$$W = \frac{R_n - G - H}{R_n - G} \quad (23)$$

利用蒸发比在一天之中基本为常数的特性,通过计算蒸发比 W 将瞬时的蒸散值延伸为全天蒸散值(单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$),计算公式如下^[23]:

$$ET = \frac{86400W(R_{n24} - G_{24})}{\lambda} \quad (24)$$

其中, G_{24} 为全天土壤热通量, R_{n24} 为全天太阳净辐射量, W 为日蒸发比, λ 为水的汽化潜热,是地表温度的函数,计算公式如下:

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \times (T_s - 273.15) \quad (25)$$

一般在计算全天的蒸散量时, G_{24} 可以忽略不计,所以全天蒸散量 ET 的最后计算公式为:

$$ET = \frac{86400 \times W \times R_{n24}}{2.501 - 0.002361 \times (T_s - 273.15)} \quad (26)$$

基于SEBAL模型计算得到的研究区6个不同时期的地表蒸散量如图(3)所示,从时间上看,不同地类的蒸散量与太阳辐射强度成正比,5月份大部分地区地表蒸散发小于4月份,主要是因为4月份地表含水量高,潜在蒸散能力强。水体的平均蒸散发在5种地类中最高,其次是高植被覆盖地区,如7、8月份的生态农业用地,盐碱地受缺水影响,土壤含水量低,蒸散发能力弱,在6、7、8月份处于蒸散饱和状态,蒸散发值较低;人工林地主要以次生胡杨林和荒漠灌木林为主,蓄水能力和蒸腾能力均较弱,相比灌溉程度较高的生态农业用地,其蒸散发值较低。

2 温度植被蒸散指数

2.1 温度植被蒸散指数原理

根据能量平衡原理^[5],地表能量平衡方程如下式:

$$\lambda ET = R_n - G - H - PH \quad (27)$$

式中: λET 为潜热通量,是地表到大气间水分蒸散发的热交换能量,由水汽的汽化潜热和蒸发量两部分构成。 R_n 为地表的净太阳辐射通量; G 为土壤热

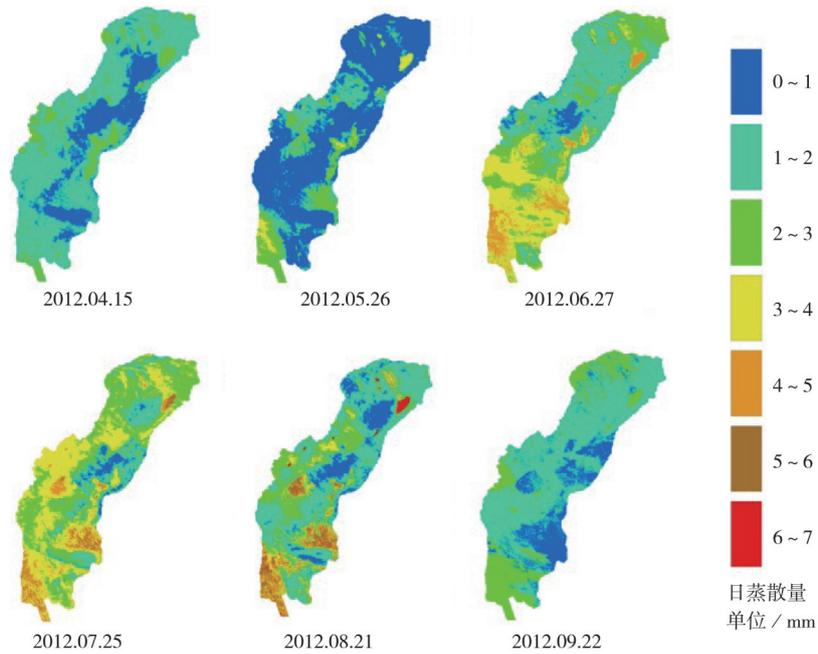


图3 SEBAL 模型估算的蒸散量(2012.4-2012.9)

Fig.3 Evapotranspiration estimated by SEBAL model(2012.4-2012.9)

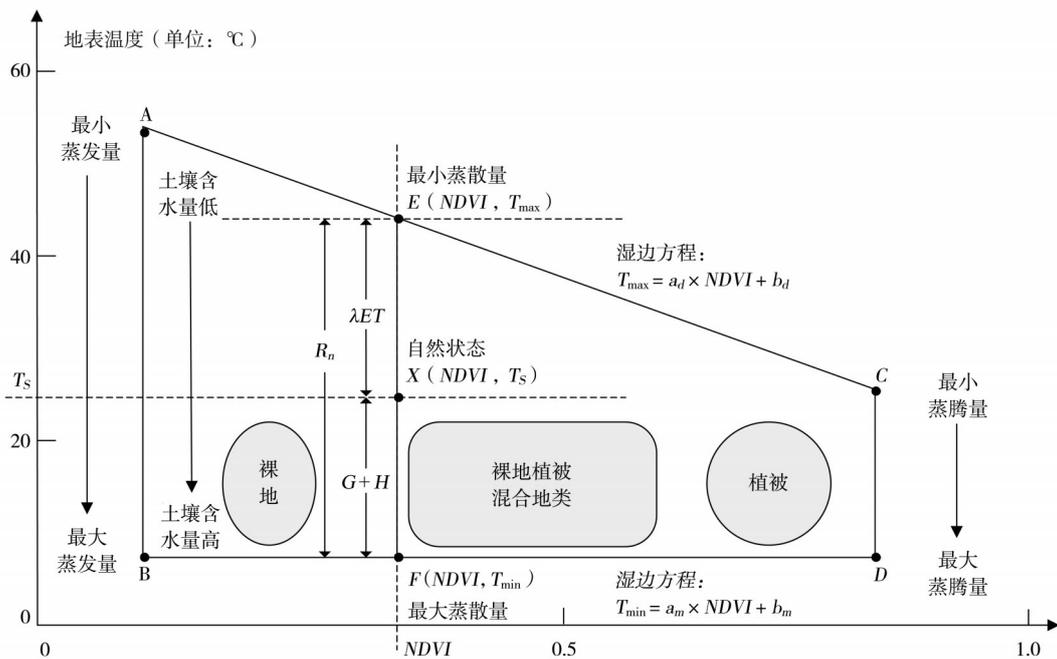


图4 地表温度-归一化植被指数-蒸散量空间关系(据SANDHOLT等^[8]修改)

Fig.4 T_s - $NDVI$ - ET spatial relation (revised from SANDHOLT et al ^[8])

通量; H 为感热通量; PH 为用于植物光合作用的能量,其值很小可以忽略。所有通量或通量的单位均为 $W \cdot m^{-2}$ 。

MORAN、NEMANI等的研究认为地表温度和植被指数之间是梯形关系^[9,12]。在地表能量平衡的基础上,考虑到地表蒸散过程中的能量和水分平衡

过程,建立了地表温度、植被指数、土壤含水量以及地表蒸散量之间的相关关系,如图4所示。

图4中,A点表示无植被覆盖的干燥裸土,土壤的含水量极低,处于蒸发临界状况,此时土壤蒸发量受含水量制约为0,吸收的辐射能量用于地表温度的上升和大气湍流的热交换($R_n=G+H$),地表温

度最高;B点是土壤水分饱和的裸土,此时土壤蒸发量受净辐射量制约,吸收的辐射能量完全用于土壤水分的蒸发($R_n=\lambda ET$),地表温度基本保持不变,蒸发量最大;C点表示完全被植被覆盖且极度缺水的土壤,蒸发量受土壤含水量制约为0,此时植物叶片气孔关闭以减少水分损失,蒸腾量为0,吸收的辐射能量用于植被冠层温度的上升和大气间湍流形式的热交换($R_n=G+H$),植被冠层温度最高。D点表示完全被植被覆盖的土壤,植被水分供应充足,此时净辐射能量完全被植被吸收用于蒸腾作用($R_n=\lambda ET$),植被冠层和下垫面温度基本保持不变,蒸发量为0,蒸腾量最大;E点表示裸土和植被的混合象元,土壤含水量极低,此时吸收的辐射能量主要用于裸土和植被冠层温度的上升和地表与大气间湍流形式的热交换($R_n=G+H$),植被冠层和地表温度较高,蒸散量为0;F点表示土壤水分饱和的混合象元,此时吸收的辐射能量主要用于土层的蒸发和植被的蒸腾($R_n=\lambda ET$),土层和植被的温度基本保持不变,蒸发量为0,蒸腾量最大。X点表示自然状态下的裸土和植被的混合象元,不同区域的土壤含水量差异较大,此时吸收的辐射能量(R_n)部分用于地表与大气间湍流形式的热交换(G),部分用于裸土和植被冠层温度的上升(H),这两部分能量用线段XF表示,剩余部分的辐射能量用于裸土的蒸发和植被的蒸腾(λET),用线段EX表示,吸收的总能量用线段EF表示,则地表蒸散系数可以用EX/EF表示。

2.2 温度植被蒸散指数计算方法

温度植被蒸散指数方程的构建基于以下假设:

(1)地表覆盖类型丰富,不同植被覆盖度的土壤具有含水量极低和含水量饱和两种临界状态;(2)地表平坦,同一植被覆盖度的地表接收的净太阳辐射通量 R_n 相同;(3)地表每天在接收太阳辐射前,表面温度与大气温度相等,在接收太阳辐射后,感热通量 H 与地表温度和大气接收太阳辐射前温度的差值成正比。

基于温度植被蒸散指数原理和假设条件,温度植被蒸散指数定义为:

$$TVETI = \frac{R'_n - G' - H'}{R'_n} \quad (28)$$

土壤热通量 G' 表示为:

$$G' = k_R(T_s - T_{min}) \quad (29)$$

其中, k_R 为土壤内部的热传导系数。

基于假设条件(3),经过一昼夜的热传导,地表在接收太阳辐射前,近地面大气温度与地表温度相等,即大气温度为 T_{min} ,则感热通量 H' 可表示为:

$$H' = k_H(T_s - T_{min}) \quad (30)$$

其中 k_H 为地表与大气的热交换系数。

根据温度植被蒸散指数原理,假设土壤蒸发量受含水量制约等于0,吸收的太阳辐射能量均用于地表温度的上升和大气湍流的热交换,此时潜热通量忽略不计,地表的净太阳辐射通量 R'_n 可表示为:

$$R'_n = (k_R + k_H)(T_{max} - T_{min}) \quad (31)$$

其中, T_{max} 为气化潜热和蒸散为零,地表接收的太阳辐射能量全部用于土壤热通量和感热通量的临界情况下对应的地表温度; T_{min} 为地表在接收太阳辐射后,吸收的能量全部用于气化潜热和蒸散,地表温度保持为接收太阳辐射前的温度。

把公式(29)、(30)、(31)代入公式(28),得到温度植被蒸散系数的简化公式:

$$TVETI = \frac{T_{max} - T_s}{T_{max} - T_{min}} \quad (32)$$

其中 T_{max} 表示相应归一化植被指数范围内的最大地表温度,对应的是干边,其计算公式如下:

$$T_{max} = a_d * NDVI + b_d \quad (33)$$

T_{min} 表示相应归一化植被指数范围内的最小地表温度,对应的是湿边,其计算公式如下:

$$T_{min} = a_w * NDVI + b_w \quad (34)$$

干边方程和湿边方程系数(a_d 、 b_d 、 a_w 、 b_w)的计算过程如下:将遥感数据得到的 $NDVI$ 值划分为1 000个阈值区间(如0~0.001,0.001~0.002,⋯,0.999~1),分别获得每个区间内的地表温度最大值和最小值,并统计 $NDVI$ 在该区间的平均值,由此获得构建干边方程的 M 个有效样本($0 < M < 1\ 000$): $\{(NDVI_1, T_{max1}), (NDVI_2, T_{max2}), \dots, (NDVI_M, T_{maxM})\}$,以及构建湿边方程的 M 个有效样本: $\{(NDVI_1, T_{min1}), (NDVI_2, T_{min2}), \dots, (NDVI_M, T_{minM})\}$ 。采用最小二乘法线性拟合获取的样本点,计算得到干边方程系数和湿边方程系数 a_d 、 b_d 、 a_w 、 b_w 。将公式(33)、(34)代入公式(32),则温度植被蒸散系数的计算公式为:

$$TVETI = \frac{a_d * NDVI + b_d - T_s}{(a_d - a_w) * NDVI + b_d - b_w} \quad (35)$$

3 结果与分析

3.1 计算结果

根据2.2节所描述的温度植被蒸散指数样本点构建方法,从2012年4~9月6个时期环境卫星多光谱遥感数据得到($NDVI, T_{max}$)和($NDVI, T_{min}$)样本点空间分布特征图。如图5所示,每一期的样本点形状近似呈“梯形”,随着归一化植被指数的增大,地表温度的最大值在低植被区先升高,然后随着植被覆盖度的增加逐渐减小,地表温度在低植被覆盖区上升可以归因于水体或薄云与其他地物的混合象元的影响,所以本文在拟合干湿边方程时,选取归一化植被指数 >0.2 的象元。不同时期($NDVI,$

T_{max})和($NDVI, T_{min}$)样本点空间分布特征有所差异,干边方程系数和湿边方程系数 a_d, b_d, a_w, b_w 变化较大,主要原因是研究区地表覆盖类型在4~9月之间变化较大,归一化植被指数最大值随月份波动明显,同一区域的归一化植被指数变化也较为显著,同时,不同月份太阳辐射差异较大, T_{max} 和 T_{min} 变化亦较大,造成样本点在不同月份空间分布差异显著;另一方面,生态农业用地灌溉较好,对 ($NDVI, T_{max}$) 和 ($NDVI, T_{min}$) 空间分布也会有一定的影响。利用 ($NDVI, T_{max}$) 和 ($NDVI, T_{min}$) 中归一化植被指数 >0.2 的样本点,基于本文2.2节中所描述计算方法,得到不同时期的干边方程和湿边方程,如图5所示。

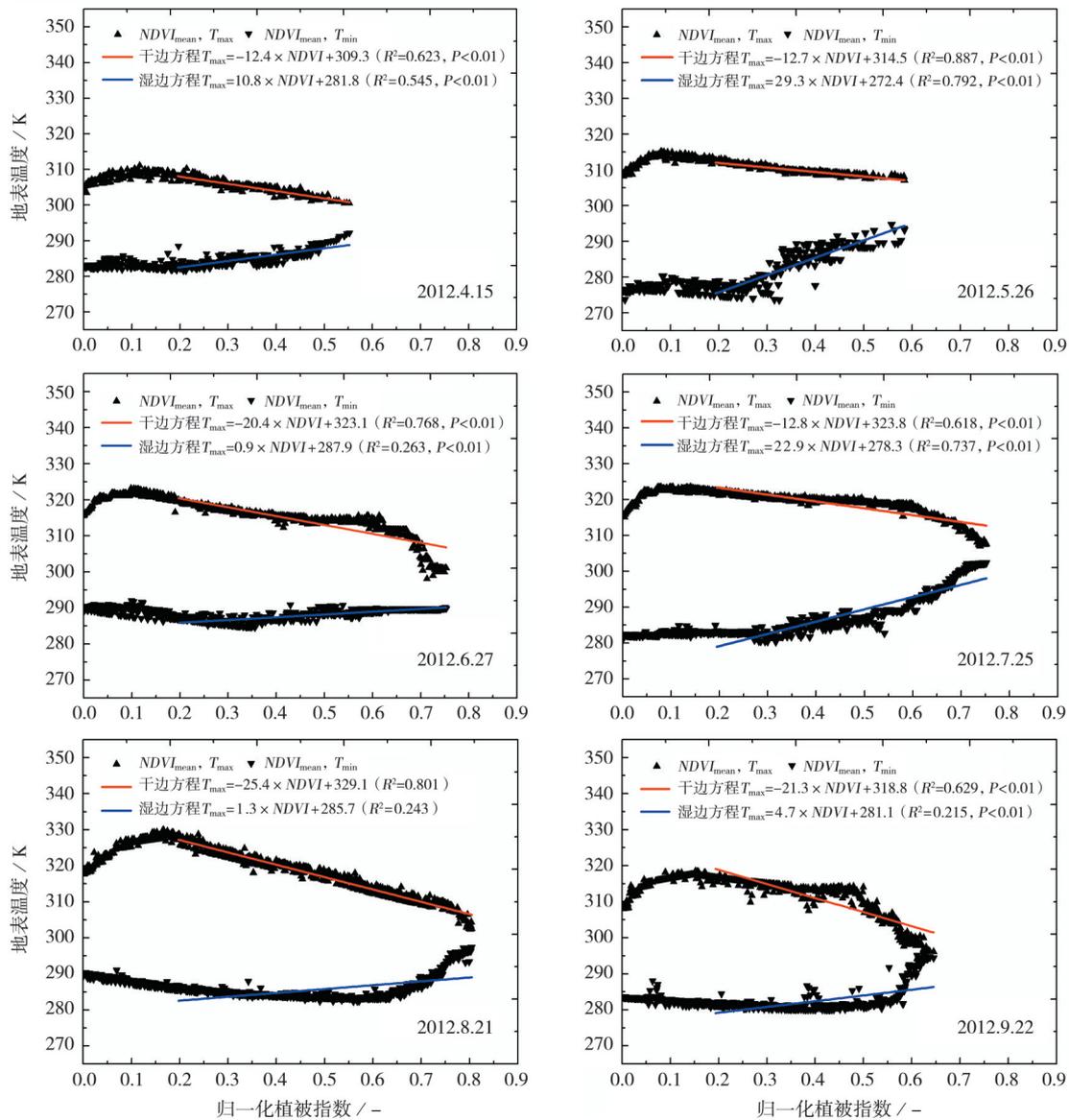


图5 干边和湿边方程

Fig.5 Equation of dry and wet edges

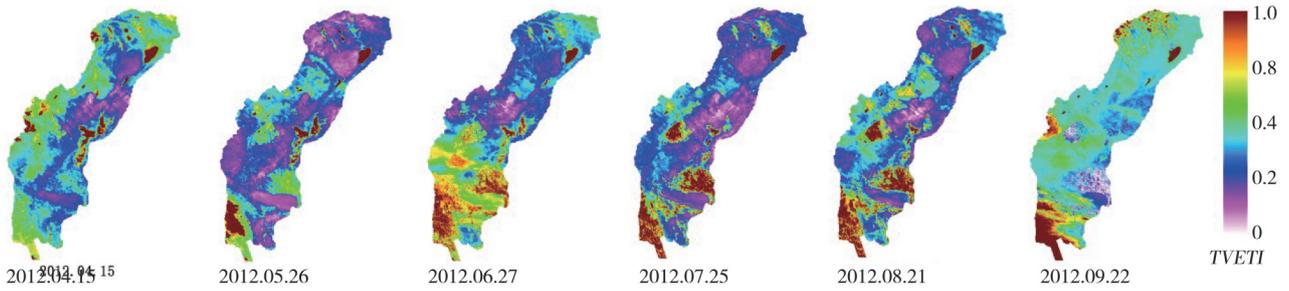


图6 温度植被蒸散指数(2012.4–2012.9)

Fig.6 TVETI (2012.4–2012.9)

基于不同日期的归一化植被指数、地表温度、干边方程和湿边方程,利用温度植被蒸散指数的计算公式,计算得到从4~9月不同日期的TVETI,如图6所示。在6个不同时期中,水体的TVETI均为最高,在0.9~1之间;TVETI变化最大的是农业用地,其平均值在4、5月份低于0.4,在6月份开始陡然上升到0.7左右,在7~8月份达到最高值,接近1,到9月份降低到0.4左右,主要原因是农业用地在生长旺季(6月、7月、8月)灌溉充分,土壤含水量高,农作物蒸腾能力强;盐碱地的TVETI变化情况主要与地表土壤含水量相关,在4月份,由于冬季积雪的融化,盐碱地土壤含水量差异性显著,TVETI值在0到0.3之间,到5月份,TVETI平均值降低到0.1左右,在6、7、8月份由于太阳辐射强度的增加,TVETI值出现了一定的分异性,土壤含水量较高的盐碱地,TVETI值较高,而土壤含水量低的地方,处于蒸散饱和状态,TVETI接近0;灌木林地土壤类型与盐碱地相似,土壤含水量较低,TVETI值从4~9月均处于较低水平;城市绿地灌溉良好,土壤含水量高,植被蒸腾旺盛,TVETI值亦较高。

3.2 对比分析

本文对克拉玛依气象站大型蒸发桶实测日蒸散量值和不同地类的日蒸散量平均值进行了对比分析(图7),分析结果显示:不同地类日蒸散量平均值与气象站点实测日蒸散量值随日期变化趋势一致,整体趋势为先增长(4月15日~8月21日)后显著降低(8月21日~9月22日);水体日蒸散量平均值最高,农业用地、城市绿地次之,林业用地和未利用地最小;城市绿地和农业用地受灌溉影响,日蒸散量平均值随日期变化显著,未利用地和灌木林地在不同日期日蒸散量平均值变化较小。

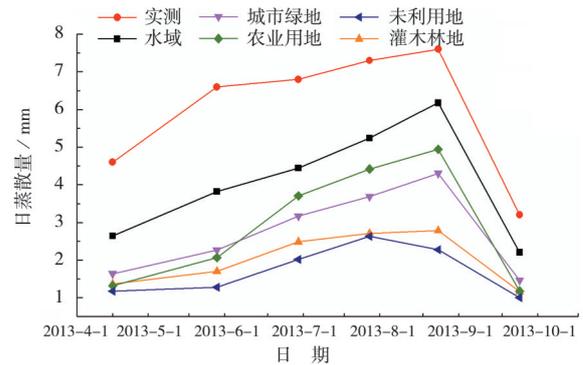


图7 实测蒸散量与TVETI估算蒸散量对比分析

Fig.7 Comparative analysis of measured ET and ET estimated from TVETI

3.3 交叉验证

为检验由(NDVI-Ts)构建的TVETI表征地表蒸散的能力,将SEBAL模型计算过程中得到的Rn、G、H代入到温度植被指数计算公式:

$$TVETI_{SEBAL} = \frac{R_n - G - H}{R_n} \quad (36)$$

由公式(36)计算得到TVETI_{SEBAL},结合TVETI,从两组数据矩阵中随机选取100个有效样点,构建两种不同方法计算的蒸散指数的散点分布图,如图7所示,利用线性回归分析方法,得到4~9月6个不同时期两者的确定性系数分别为0.838、0.935、0.912、0.921、0.926、0.831,6个月的相关性均较强,从数值大小的角度看,两者具有很好的一致性,在5~8月的一致性明显高于4月和9月。

为验证由(NDVI-Ts)构建的TVETI估算地表蒸散量的精度,研究结合地表净辐射R_{24n}和水的汽化潜热λ,计算由TVETI估算的地表蒸散量,如公式(37)所示:

$$ET_{TVETI} = \frac{TVETI \times R_{n24}}{\lambda} \quad (37)$$

由公式(37)计算得到 ET_{TVETI} ,结合由SEBAL模型计算的 ET ,从两组数据矩阵中随机选取100个有效样点,构建两种不同方法计算的蒸散量的散点分

布图,如图8所示。利用线性回归分析方法,分析两者相关性,分析表明,从4~9月的6个不同时期,温度植被蒸散指数与地表蒸散量之间的确定性系数

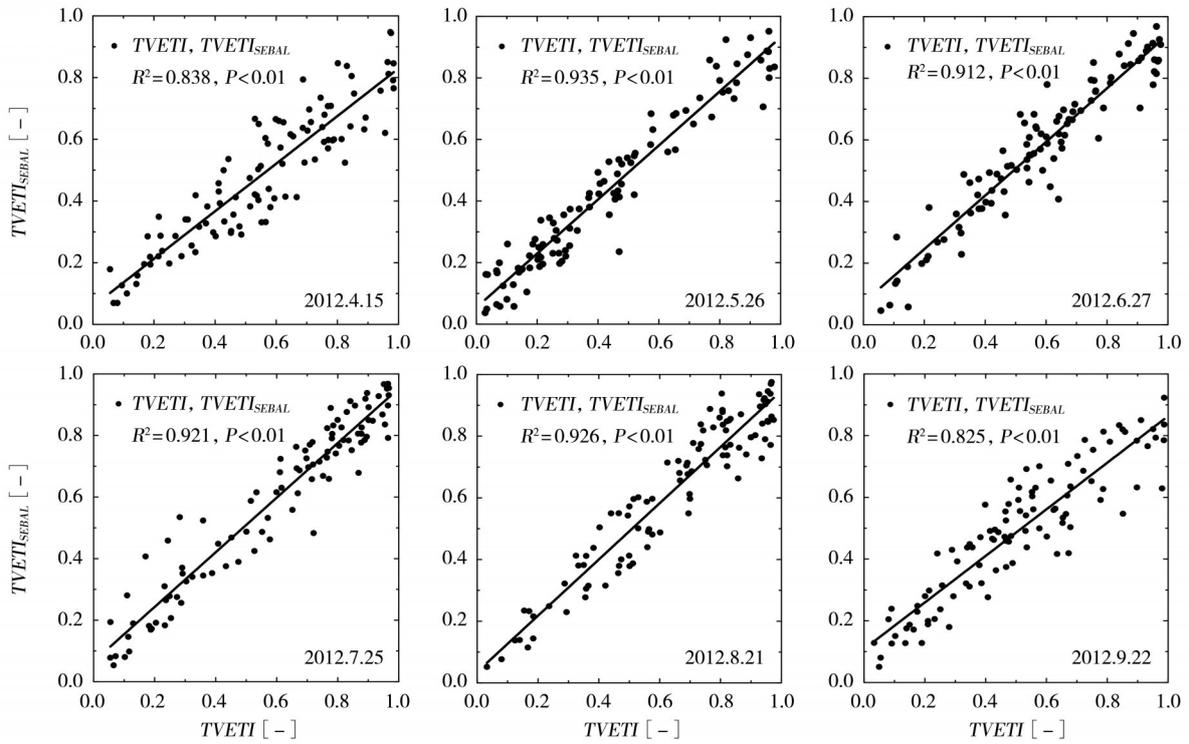


图8 SEBAL相关通量计算得到的的蒸散指数与 $TVETI$ 的相关性

Fig.8 Correlation between $TVETI$ and ET index obtained from SEBAL model

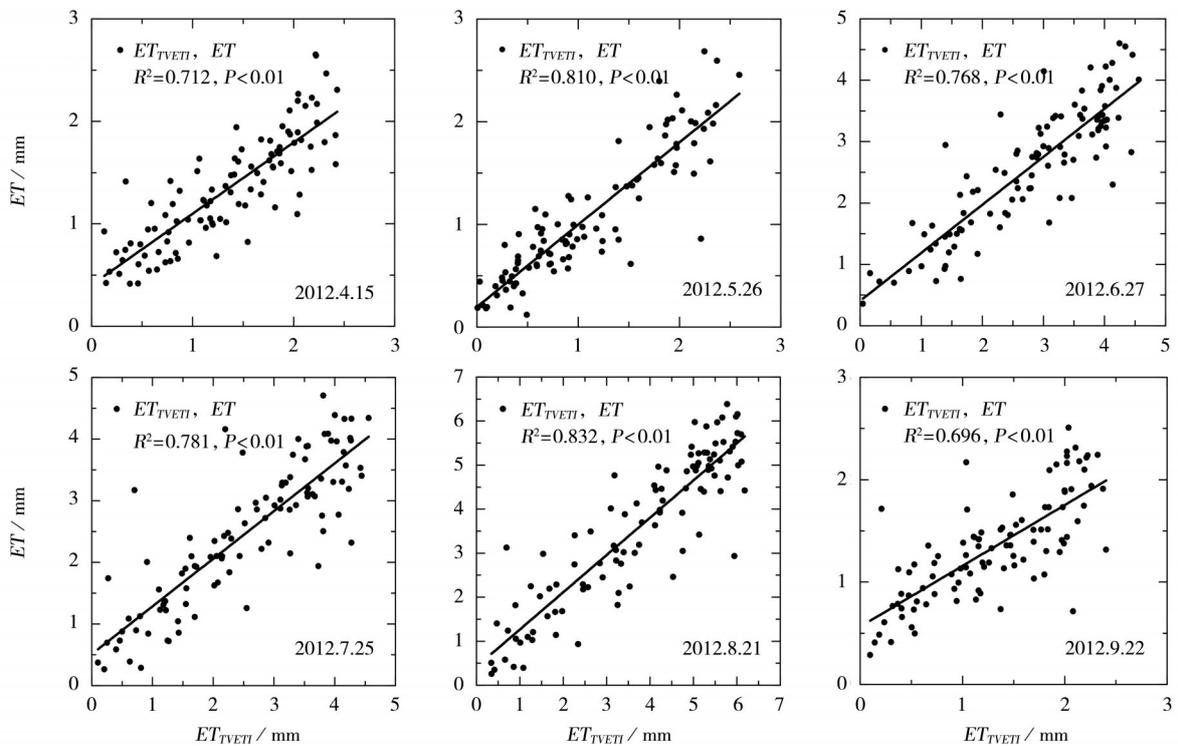


图9 $TVETI$ 和SEBAL模型估算的蒸散量相关性

Fig.9 Correlation validation between ET obtained from SEBAL model and $TVETI$

分别为0.712、0.831、0.828、0.884、0.877、0.690个时期的温度植被蒸散指数与地表蒸散量均具有明显的正相关关系,其中,5~8月4个时期的相关性较强。

3.4 误差分析

温度植被蒸散指数的误差主要来源于以下两个方面:(1)干边方程与湿边方程的误差,在植被生长状况较差且土壤含水量无明显差异的时期,植被指数与地表温度梯形关系并不显著,基于植被指数和地表温度拟合的干边和湿边方程会有一定误差,这部分误差将直接影响温度植被蒸散指数的计算。(2)构造温度植被蒸散指数时,在植被指数一定的情况下,假设感热通量与地表温度和接收太阳辐射前大气温度的差值成正比,在实际情况下,感热通量的计算过程要更为复杂。

温度植被蒸散指数与模拟地表蒸散量在5~8月4个时期具有更高的相关性,主要原因是这4个时期地物类型可分、植被生长差异性显著,地表在经过强烈的太阳辐射后,植被指数相同的区域,由于地表土壤含水量的差异,温度会有一定程度的差异,此时植被指数与地表温度更趋于梯形关系,地表温度、植被指数和地表蒸散量之间的时空关系更加显著。温度植被蒸散指数更适用于植被覆盖和地表温度具有明显空间分布差异的区域。在地表覆盖类型丰富,相同植被覆盖度的地类的土壤含水量具有一定差异的情况下,地表蒸散情况更容易达到最小或最大两种临界状态,此时植被指数和地表温度的梯形关系更为明显,温度植被蒸散指数的精确度更高。

4 结 论

根据地表能量和水分平衡原理,对地表温度、植被指数,地表蒸散发之间的空间关系进行了分析,并基于假设条件,构建了温度植被蒸散指数,用来进行区域地表蒸散量的估算。通过气象站点实测数据对估算结果进行了对比分析,发现蒸散量估算值与实测值的变化趋势基本一致,同时,利用SEBAL模型估算的地表蒸散量和温度植被蒸散指数估算的地表蒸散量进行了交叉验证,证实了温度植被蒸散指数能有效的表征地表蒸散能力,在研究区地表蒸散量估算中具有一定的适用性。

温度植被蒸散指数中干边方程和湿边方程的构建,要求不同植被覆盖度的地表具有零蒸散和水分饱和两种理想状态,而在实际计算温度-植被指数特征空间的干湿边方程时,直接通过遥感反演得到的温度最大最小值和植被指数拟合得到,缺乏严格的物理定义,造成干湿边方程拟合的结果具有一定的不确定性,同时造成不同时间干湿边方程有所差异以及反演结果存在误差。在计算感热通量时,假设感热通量与地表温度和接收太阳辐射前大气温度的差值成正比,实际上地表与大气的湍流热交换物理过程非常复杂,这部分能量的计算过程有待进一步完善。

由于缺乏相应地面实测数据,本文直接将SEBAL模型模拟结果作为交叉验证数据,该结果具有一定的不确定性。接下来将进一步利用地表实测数据,针对不同空间尺度遥感数据、植被覆盖类型、土壤含水量状况以及太阳辐射强度等条件,验证温度植被蒸散指数的真实性。

参考文献(References)

- [1] 杜加强,熊珊珊,刘成程,等.黄河上游地区几种参考作物蒸散量计算方法的适用性比较[J].干旱区地理,2013,36(5):831-840.[DU Jiaqiang, XIONG Shanshan, LIU Cheng cheng, et al. Comparison of models for estimating reference crop evapotranspiration in the headwater catchment of the Yellow River basin, China[J]. Arid Land Geography, 2013, 36(5): 831-840.]
- [2] 吴炳方,熊隽,闫娜娜. ETWatch的模型与方法[J].遥感学报, 2011, 15(2): 224-239.[WU Bingfang, XIONG Jun, YAN Nana. ETWatch: models and methods[J]. Journal of Remote Sensing, 2011, 15(2): 224-239.]
- [3] CAI J, LIU Y, LEI T, et al. Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman-Monteith equation using daily weather forecast messages[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2007, 145(1): 22-35.
- [4] 张晓琳,熊立华,林琳,等.五种潜在蒸散发公式在汉江流域的应用[J].干旱区地理,2013,35(2):229-238.[ZHANG Xiaolin, XIONG Lihua, LIN lin, et al. Application of five potential evapotranspiration equations in Hanjiang Basin[J]. Arid Land Geography, 2013, 35(2): 229-238.]
- [5] BASTIAANSEN 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, 212-213: 198-212.

- [6] BASTIAANSEN W G M, PELGRUM H, WANG J, et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation [J]. *Journal of Hydrology*, 1998, 212–213: 213–229.
- [7] 张殿君, 张学霞, 武鹏飞. 黄土高原典型流域土地利用变化对蒸散发影响研究 [J]. *干旱区地理*, 2011, 34(3): 400–408. [ZHANG Dianjun, ZHANG Xuexia, WUPengfei. Relationship between ET and LUCC in a typical watershed of Loess Plateau over the past 20 years [J]. *Arid Land Geography*, 2011, 34(3): 400–408.]
- [8] SANDHOLT I, RASMUSSEN K, ANDERSEN J. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 79(2-3): 213–224.
- [9] MORON M S, CLARKE T R, INOUE Y, et al. Estimating crop water deficit using the relation between surface air temperature and spectral vegetation index [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1994, 49(3): 246–263.
- [10] 韩丽娟, 王鹏新, 王锦地, 等. 植被指数-地表温度构成的特征空间研究 [J]. *中国科学(D辑)*, 2005, 35(4): 371–377. [HAN Lijuan, WANG Pengxin, WANG Jingdi, et al. VI-Ts feature space study [J]. *Science in China (Series D)*, 2005, 35(4): 371–377.]
- [11] PTIHOFFKO L, GOWARD S N. Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 60(3): 335–346.
- [12] NEMAIN R R, RUNNING S W. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1989, 28(4): 276–284.
- [13] JIANG L, ISLAM S. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(17): 2773–2776.
- [14] JIANG L, SHAFIQU L I. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data [J]. *Water Resources Research*, 2001, 37(2): 329–340.
- [15] JIANG L, ISLAM S. An intercomparison of regional latent heat flux estimation using remote sensing data [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2003, 24(11): 2221–2236.
- [16] JIANG L, ISLAM S, GUO W, et al. A satellite-based daily actual evapotranspiration estimation algorithm over South Florida [J]. *Global and Planetary Change*, 2009, 67(1–2): 62–77.
- [17] TANG R, LI Z L, TANG B. An application of the Ts-VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2010, 114(3): 540–551.
- [18] 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(15): 28–42.
- [19] LIANG S L. Narrow band to broad band conversions of land surface albedo 1: Algorithms [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2001, 76(2): 213–238.
- [20] JIMENEZ-MUNOZ J C, SOBRINO J A. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2003, 108(D22): 1–9.
- [21] 钱璇, 姚永强, 李俊荣, 等. 全国大气水汽含量分布 [J]. *天文学报*, 2012, 53(4): 325–341. [QIAN Xuan, YAO Yongqiang, LI Junrong, et al. The distribution of precipitable water vapor over china [J]. *Acta Astronomica Sinica*, 2012, 53(4): 325–341.]
- [22] 覃志豪, ZHANG Minghua, KARNIELI Arnon, 等. 用陆地卫星 TM6 数据演算地表温度的单窗算法 [J]. *地理学报*, 2001, 56(4): 456–466. [QING Zhihao, Zhang Minghua, Arnon Karnieli, et al. Single window algorithm for retrieving land surface temperature using Landsat TM6 data [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2001, 56(4): 456–466.]
- [23] CHIH D W, CHI C C, HAMM C L, et al. Application of SEBAL and Markov models for future stream flow simulation through remote sensing [J]. *Water Resources Management*, 2010, 24(14): 3773–3797.

An evapotranspiration index from Ts-VI feature space

HE Guang-jun^{1,2,3}, FENG Xue-zhi^{1,2}, XIAO Peng-feng^{1,2}, LI Hu⁴, YU Tao⁵, YE Li-zao^{1,2}

(1 *Jiangsu Provincial Key Laboratory of Geographic Information Science and Technology, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China;*

2 *Department of Geographic Information Science, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China;* 3 *State Key Laboratory of Space-*

Ground Integrated Information Technology, Space Star Technology Corporation limited, China Academy of Space Technology, Beijing

100086, China; 4 *Satellite application engineering center of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830000, Xinjiang,*

China; 5 *Institute of Remote Sensing and Digital Earth Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)*

Abstract: Evapotranspiration (ET) in arid and semi-arid regions is a key factor for regional energy balance, hydrological cycle and water utilization. Remote sensing technology can provide land surface parameters as inputs for the land surface energy balance model and has been successfully applied to estimate surface evapotranspiration (ET) at different regions. Since 1990s, a series of ET models are build on the use of net solar radiation flux (R_n), soil heat flux (G), sensible heat flux (H) estimated from remote sensing data of visible, near infrared, thermal infrared spectral band. These models can be divided into two categories, the single-layer model of Penman-Monteith (P-M) and the “residue approach” that H is the core inversion parameter. Although great progress has been made on the improvement of the ET models, there are several related problems that have not yet been solved properly. A typical problem is that most of high-precision ET models cannot be used operationally for lack of ground-based measurements. In this paper, an ET model only need land surface temperature (LST), normalized difference vegetation index ($NDVI$) is introduced. In the model, the space relation of land surface temperature, vegetable index and ET were analyzed according to the principle of energy and water balance, based on assumptions that the study area cover a full range of vegetation cover and soil wetness conditions, and H is in proportional to the temperature difference between atmospheric before receiving solar radiation and land surface after receiving solar radiation, the temperature vegetable evapotranspiration index ($TVETI$) was built by using the dry and wet edges in the T_s - VI trapezoid space. As a typical arid area, Karamay area, Xinjiang, China was selected as the study area and HJ-1 satellite data was selected as the remote sensing data, ET on six different dates from April to September were estimated using combined $TVETI$ and R_n . Then, ET estimated from SEBAL model was used to validate the $TVETI$. Regression analysis of $TVETI$ and ET index obtained from SEBAL model showed that dates from April to September, certainty coefficient are respectively: 0.838, 0.935, 0.912, 0.921, 0.926, 0.825. $TVETI$ is effectively in characterizing the surface evapotranspiration condition. Moreover, cross validation were carry out between ET estimated by using $TVETI$ and SEBAL model, regression analysis showed that the certainty coefficient are respectively: 0.712, 0.831, 0.828, 0.884, 0.877, 0.690. $TVETI$ can be used to estimate ET operationally in the study area and provide a reasonable estimation accuracy with only satellite derived parameters. However, for lack of ground experimental data, ET estimated from SEBAL model was selected as the validation data, leading to errors in the validation part. The proposed $TVETI$ depends on assumption that H is in proportional to the temperature difference between atmospheric before receiving solar radiation and land surface, calculative process of H is more complicated in actual calculation. On the other hand, the dry and wet edges in the T_s - VI trapezoid space is built on the condition that the study area cover a full range of vegetation cover and soil wetness conditions, this cannot be easily realized in arid areas. In practical, the dry and wet edges are obtained from the fitting result of the LST and $NDVI$, equation of the dry and wet edges are short of rigid physical significance that causing uncertainty in the building of $TVETI$. To reduce the uncertainty in the proposed $TVETI$, further work needs to be carried out to verify the relevant parameters and more validation work needs to be performed for different remote sensing data in different regions.

Key Words: arid and semi-arid region; HJ-1 satellite; energy and water balance of soil surface; $TVETI$; evapotranspiration