

# 基于 MODIS 遥感资料估算高原地表潜热通量

王丽娟<sup>1,2</sup>, 郭 锐<sup>1</sup>, 杨 扬<sup>1</sup>

(1. 中国气象局 兰州干旱气象研究所/甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室/中国气象局干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730020; 2. 中国气象局 成都高原气象研究所, 成都 610071)

**摘 要:**利用 2014 年夏季青藏高原 9 个观测站的实测资料, 首先分析了夏季高原地区的湍流输送特征, 并对 MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) 地表潜热产品在高原地区的适用性进行检验, 进一步在潜热模型中引入 MODIS 昼夜地表温度来估算研究区的地表潜热, 并将估算值与实测值进行对比。结果表明: 下垫面以裸土/稀疏植被为主的阿里站能量输送以感热为主, 其他观测站的湍流输送则以潜热输送为主; MODIS 潜热产品在高原各地区的适用性存在差异, 产品在高原东部偏东地区适用性较好, 其他地区适用性较差, 且高原西部的潜热有效数据大量缺失; 而新提出的方法不仅可以弥补高原西部地表潜热的缺失, 还可以提高地表潜热的估算精度, 估算值与实测值之间相关系数达到 0.77, 均方根误差仅为  $29.8 \text{ W/m}^2$ , 相对误差为 35.59%; 模型给出的高原地区地表潜热区域分布特征与高原的地表覆盖类型吻合较好, 说明模型给出的高原地表潜热分布是合理的。

**关键词:**青藏高原; 地表潜热; MODIS 产品

**中图分类号:** P407.4

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1005-3409(2017)03-0119-06

## Surface Latent Heat Estimated by Remote Sensing Over the Tibetan Plateau

WANG Lijuan<sup>1,2</sup>, GUO Ni<sup>1</sup>, YANG Yang<sup>1</sup>

(1. Gansu Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster/Key Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA/Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020, China; 2. Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610071, China)

**Abstract:** Based on the measured data of 9 sites over Tibetan Plateau in the summer of 2014, the characteristics of turbulent transport were analyzed first, and the further accuracy of the MOD16 latent heat flux was validated. Based on the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) day and night land surface temperature data, the model was used to estimate the latent heat flux. Compared the estimated result with the measured data, the result showed that the main turbulent transport way was sensible heat flux in the Ali area where the underlying surface was barren or sparse, and the main turbulent transport way of other sites was latent heat flux. The applicability of the MOD16 product was difference in Tibetan Plateau regions, and the accuracy of MOD16 latent heat flux product was good in the eastern plateau, but it was not satisfied with the research in the other regions, and the valid data of western plateau was missing mostly. The model used in this paper was could not only make up for the data lack of western plateau, and could also improve the estimation precision of latent heat flux over the Tibetan Plateau. Compared to the measured data, the correlation of estimated data and observed value was significant, and the correlation coefficient was 0.77, and the root mean square was only  $29.8 \text{ W/m}^2$ , and the mean absolute percent error was 35.59%. The regional distribution characteristic of latent heat flux was consisted with the surface cover types, so that the estimated result of model was reasonable over the Tibetan plateau.

**Keywords:** Tibetan Plateau; latent heat flux; MODIS products

有“世界屋脊”之称的青藏高原,作为地球的“第三极”是地形结构最为复杂、海拔最高的大高原,其动力和热力作用不仅是对我国,乃至全球的气候变化都能产生巨大的影响。要对高原进行更加详尽的认识,实现区域或更大尺度的研究就需要大范围的加密观测资料,但由于青藏高原平均海拔达 4 000 m 以上,在这种高海拔、下垫面结构复杂的地区,要获取大范围长期的地面观测资料较为困难,这就使得观测资料成为阻碍高原研究的关键因素。20 世纪 70 年代以来,国内外研究者进行了多次青藏高原试验<sup>[1-3]</sup>,为高原的能量平衡和水循环研究取得了不少的观测资料,开创了高原科学研究的新局面。高代价获取的地面单点观测资料并不能满足高原大尺度的研究需求,所以遥感资料便成为了大尺度研究的重要基础数据。在观测资料与遥感资料的基础上,通过遥感模型和数值模拟等手段才能使仅有的观测资料发挥最大的价值<sup>[4-5]</sup>。高原的能量输送及地表特征的研究<sup>[6-7]</sup>、高原卫星资料精度检验<sup>[8-9]</sup>、遥感算法及模型的验证与改进<sup>[10-12]</sup>等工作都有了巨大的进步。但这些观测资料

都仅限于高原的一两个观测点,同时涉及几种不同下垫面的观测资料实为罕见,这就限制了高原更大尺度的研究,阻碍了对高原整体特征的认识。

本文利用 2014 年夏季高原不同下垫面的观测资料对 MOD16 地表潜热产品进行适用性检验,并在 Wang 等<sup>[13]</sup>提出的模型基础上引入昼夜地表温度差来估算高原的地表潜热,进一步将估算结果与实测值进行对比,验证模型在该地区的适用性,这不仅可以为高原地区区域地表能量的估算提供一种可能,还可以为高原的陆面过程及区域气候的研究提供可靠的依据。

## 1 试验材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区主要选取西藏地区,西藏位于青藏高原的西南部,地理位置为 26.83°—36.88°N,78.42°—99.1°E,下垫面复杂多样。本次选取 9 个观测点,由东到西依次为林芝、比如、嘉黎、聂荣、那曲、安多、纳木错、班戈、阿里,见图 1,各站点的地理位置及下垫面情况等见表 1。

表 1 各观测站点的经纬度、海拔高度、下垫面类型、地理位置及概况

站点名	经度	纬度	海拔高度/m	下垫面类型	站点地理位置及概况
安多	91.62°E	32.24°N	4695	高寒草甸	观测点位于安多县。主要为高原山川类型,呈中高南北低,西高东低之势。属于高原亚寒带半湿润季风气候区,空气稀薄、昼夜温差大,四季不分明,年降水量 435 mm 左右。主要有长江源流、怒江源流和色林错源流 3 条水系,境内胡泊星罗棋布、河流交汇纵横
阿里	80.1°E	32.49°N	4278	稀疏植被	观测点位于噶尔县。噶尔县四周环山,中部低平。属高原亚寒带干旱气候区,干燥寒冷,太阳辐射强,昼夜温差大,年降水量 73 mm 左右,是西藏地区降水最少的地区
班戈	90.03°E	31.42°N	4700	高寒草甸	观测点位于班戈县。班戈县属南羌塘高原湖盆地区,山势平缓,草原开阔。属于高原严寒带半干旱季风气候区,年降水量 308 mm 左右。境内分布着纳木错和色林错两大胡泊
比如	93.68°E	31.48°N	4408	高寒草甸	观测点位于比如县。比如县以低山丘陵为主,间有高山峡谷,四周冰山环绕。属高原亚寒或温带半湿润季风气候区,年降水量 580~650 mm
嘉黎	93.23°E	30.64°N	4509	高寒草甸	观测点位于嘉黎县。嘉黎县属于藏北高原与藏东高山峡谷结合的高原山区,属于典型的高原山地、高原大陆型气候,高原亚寒带半湿润季风气候区,年降水量达 695 mm 左右。境内主要为麦地藏布江、江南玉湖、措拉湖、鼓拉湖等
林芝	94.73°E	29.77°N	3326	高山林间草地	观测点位于林芝县。林芝平均海拔 3 000 m,是世界陆地垂直地貌落差最大的地带,具有群山环绕的独特地形。属于特殊的热带湿润和半湿润气候,年降水量达到 650 mm 左右。雅鲁藏布江从朗县进入林芝,境内水资源占整个西藏地区的 70% 以上
纳木错	90.99°E	30.78°N	4730	高寒草甸	观测点位于纳木错县的纳木错湖南岸。纳木错位于青藏高原东南部,境内主要分布着西藏的第一大湖——纳木错湖,湖的北面为高原丘陵,地势平缓,南面和东面为谷地。属于半湿润半干旱的过渡带,光、热、水资源充足,年降水量 410 mm 左右
那曲	91.9°E	31.37°N	4509	高寒草甸	观测点位于那曲县。那曲县境内多山地,呈西北向东南缓坡状,属高原丘陵地形。属高原亚寒带季风半湿润区,气候干燥,年降水量 400 mm 以上。境内主要分布着那曲河的支流,河水径流总量约 440 万 m <sup>3</sup>
聂荣	92.3°E	32.12°N	4700	草地	观测点位于聂荣县。聂荣县境内山峦起伏、沟壑纵横。西北部山地常年积雪,中部和南部低山丘陵与谷地错落相间。属于高原亚寒带半干旱季风气候区,冬长无夏,年降水量为 400 mm 左右

### 1.2 资料来源及处理

本文所使用的卫星资料为 2014 年 7—9 月每天的地表温度产品 MOD11 A1,通道反射率产品 MOD09 GA 及地表潜热产品 MOD16 A2。首先对 MODIS 产品进行

投影转换及重采样等处理,将所有产品的分辨率统一到 1 km×1 km,再利用最邻近插值法得到观测站的单点数据,并在数据中剔除有降水的时段。

本文所使用的观测资料为同期高原地区 9 个观

测站的辐射、气温、降水、潜热等观测资料,并对资料进行简单的日平均处理。为保证观测数据的可靠性,我们对数据进行简单的筛选,具体标准为:(1) 净辐射  $>10.0 \text{ W/m}^2$ ; (2) 最高气温  $<50^\circ\text{C}$ ; (3) 最低气温  $>-30^\circ\text{C}$ ; (4) 气温日较差  $>1.0^\circ\text{C}$ ; (5) 潜热通量  $>1.0 \text{ W/m}^2$ ; (6) 净辐射与净短波辐射的比值  $<1.0$ ; (7) 潜热与净辐射的比值  $<1.0$ 。

### 1.3 方法介绍

1.3.1 净辐射及潜热的估算模型 Wang 等<sup>[13-14]</sup>利用 2 个中国青藏高原观测站和 22 个其他观测站的实测资料联合卫星遥感数据给出了一个简单的净辐射和潜热估算模型:

$$R_n = R_{sn} (a_0 + a_1 T_{\min} + a_2 DT_a R + a_3 NDVI a_4 RH) \quad (1)$$

$$LE = R_n (b_0 + b_1 NDVI + b_2 T_{\text{mean}} + b_3 DT_a R) \quad (2)$$

式中:  $R_n$  为净辐射;  $a_0 - a_4$  为常数;  $T_{\min}$  为最低气温;  $RH$  为相对湿度;  $DT_a R$  气温变化范围,  $DT_a R = T_{\max} - T_{\min}$ ;  $T_{\max}$  为最高气温;  $NDVI$  为归一化植被指数;  $LE$  为潜热;  $b_0 - b_3$  为常数;  $T_{\text{mean}}$  为日平均温度;  $R_{sn}$  为短波辐射。利用 Allen 等<sup>[15]</sup>提出的算法估算:

$$R_{sn} = R_s (1.0 - r) \quad (3)$$

$$R_s = R_a (a_s + b_s \frac{n}{N_e}) \quad (4)$$

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} D (\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s) \quad (5)$$

$$D = 1.0 + 0.033 \cos(\frac{2\pi J}{Y_D}) \quad (6)$$

$$\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \quad (7)$$

$$\delta = 0.409 \sin(\frac{2\pi J}{Y_D} - 1.39) \quad (8)$$

式中:  $R_a$  为大气层顶接收到的太阳辐射 [ $\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ];  $n$  为实际累计日照时数;  $N_e$  为最大可能的日照时数,本文使用的晴天资料,假定实际日照时数比最大可能日照时数少 2 h,即  $n = N_e - 2$ ;  $a_s$  和  $b_s$  为常数,本文分别取 0.25, 0.5;  $G_{sc}$  为太阳常数,取  $0.082 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ;  $\phi$  为纬度 (rad);  $J$  为儒略日;  $Y_D$  为一年的总天数;  $D$  为日地距离;  $r$  为反照率,可由 MODIS 的第 1 到第 7 通道反射率估算<sup>[16]</sup>:

$$r = 0.1\rho_1 + 0.392\rho_2 + 0.086\rho_3 + 0.11\rho_4 + 0.182\rho_5 + 0.069\rho_6 + 0.091\rho_7 \quad (9)$$

式中:  $\rho_i$  为第  $i$  通道的反射率。

净辐射和潜热的估算模型都需要地面观测的气温和相对湿度作为辅助数据进行输入,但这些要素都是单点的观测资料,为满足区域地表潜热的估算,我们利用遥感提供的地表温度来替代气温进行计算,具

体方式如下:

$$T_{\min} = c_0 + c_1 \text{LST}_{\text{night}} \quad (10)$$

$$T_{\max} = d_0 + d_1 \text{LST}_{\text{day}} \quad (11)$$

式中:  $c_0, c_1, d_0, d_1$  为回归系数,由研究区内 MOD11 的昼、夜地表温度与实测日最高、最低气温进行回归得到;  $\text{LST}_{\text{day}}, \text{LST}_{\text{night}}$  分别为 MOD11 提供的昼、夜地表温度;  $T_{\text{mean}} = (T_{\max} + T_{\min})/2$ ; 相对湿度  $RH$  由下式估算<sup>[13]</sup>:

$$RH \approx 100(e_{\min}/e_s) \quad (12)$$

$$e_{\max} = 0.6108 \exp(\frac{17.27 T_{\max} - 273.15}{T_{\max} - 273.15 + 237.3}) \quad (13)$$

$$e_{\min} = 0.6108 \exp(\frac{17.27 T_{\min} - 273.15}{T_{\min} - 273.15 + 237.3}) \quad (14)$$

$$e_s = 0.5(e_{\max} + e_{\min}) \quad (15)$$

式中:  $e_{\max}, e_{\min}$  分别为对应温度下的饱和水汽压;  $e_s$  为平均饱和水汽压。

1.3.2 估算结果精度评价 本文使用以下 3 个统计量来评价估算结果:

均方根误差 RMSE

$$\text{RMSE} = [\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2]^{1/2} \quad (16)$$

平均相对误差 MAPE

$$\text{MAPE} = \frac{1}{\text{NO}} [\sum_{i=1}^N |E_i - O_i|] \times 100\% \quad (17)$$

相关系数 R

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})^2 \cdot \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (18)$$

式中:  $E_i$  为估算序列;  $\bar{E}$  为估算序列的平均值;  $O_i$  为实测序列;  $\bar{O}$  为实测序列的平均值;  $N$  为参与计算的样本数。

## 2 结果与分析

### 2.1 高原夏季地表能量通量特征分析

图 1 为 2014 年夏季观测期间各站的能量平衡日变化图。由于林芝站的边界层数据缺失,所以省略林芝站的地表能量平衡图。从图中可以看到,各观测站的能量通量都有明显的日变化,变化曲线呈单峰型。净辐射值在早晨 8:00 左右开始迅速增大,14:00 左右达到最大值,而后又在 19:00 之后迅速减小;同时感热和潜热交换也随着太阳加热地面而迅速加强,在 14:00—15:00 之间达到峰值。在湍流输送的过程中,下垫面为典型稀疏植被的阿里站,由于地表覆盖度较小,地表与空气间的温差较大,土壤含水量较小,湍流交换主要以感热输送为主,潜热较小;而其他观测站则以潜热输送为主,感热输送较小。

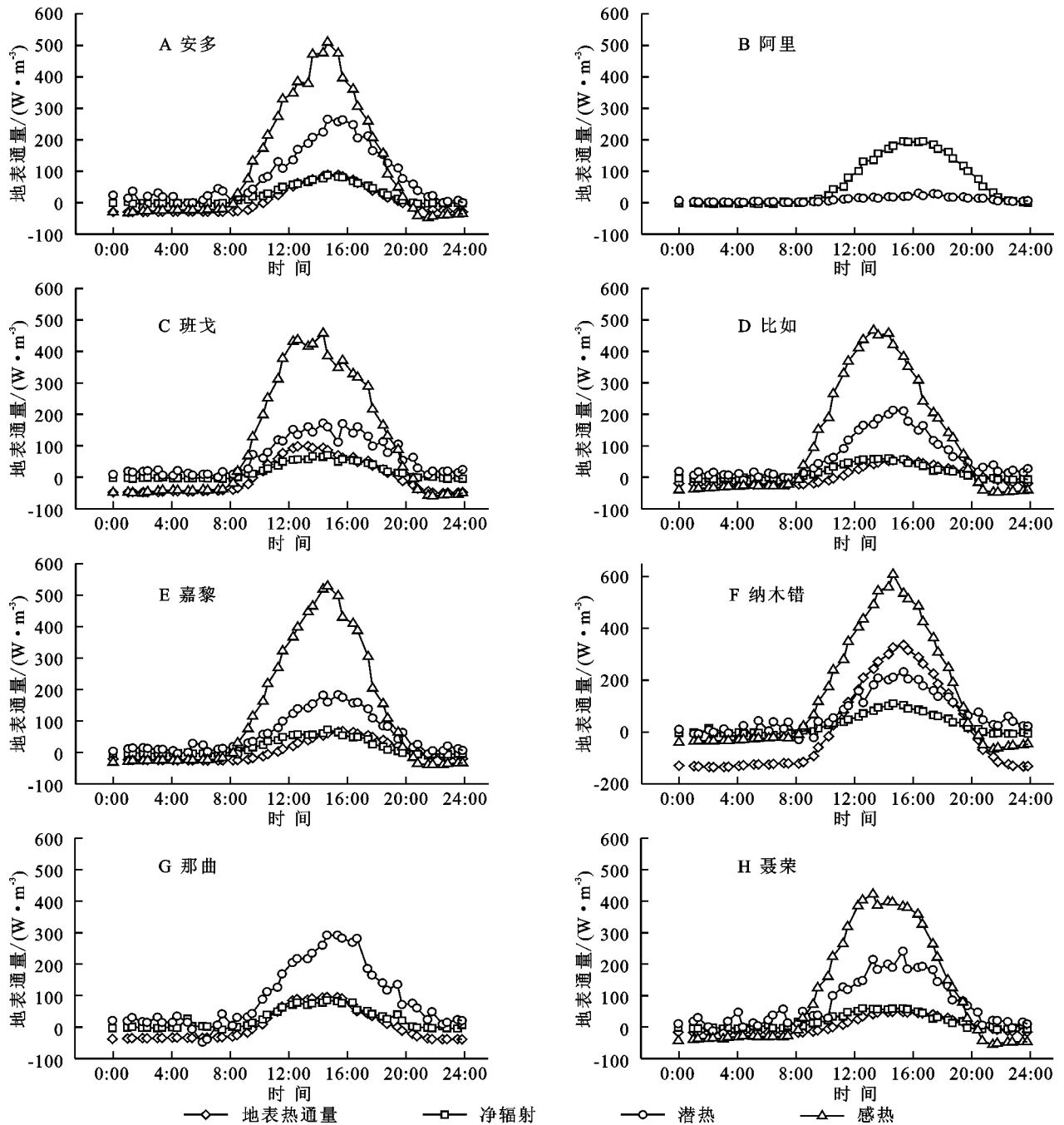


图 1 高原地区湍流日变化

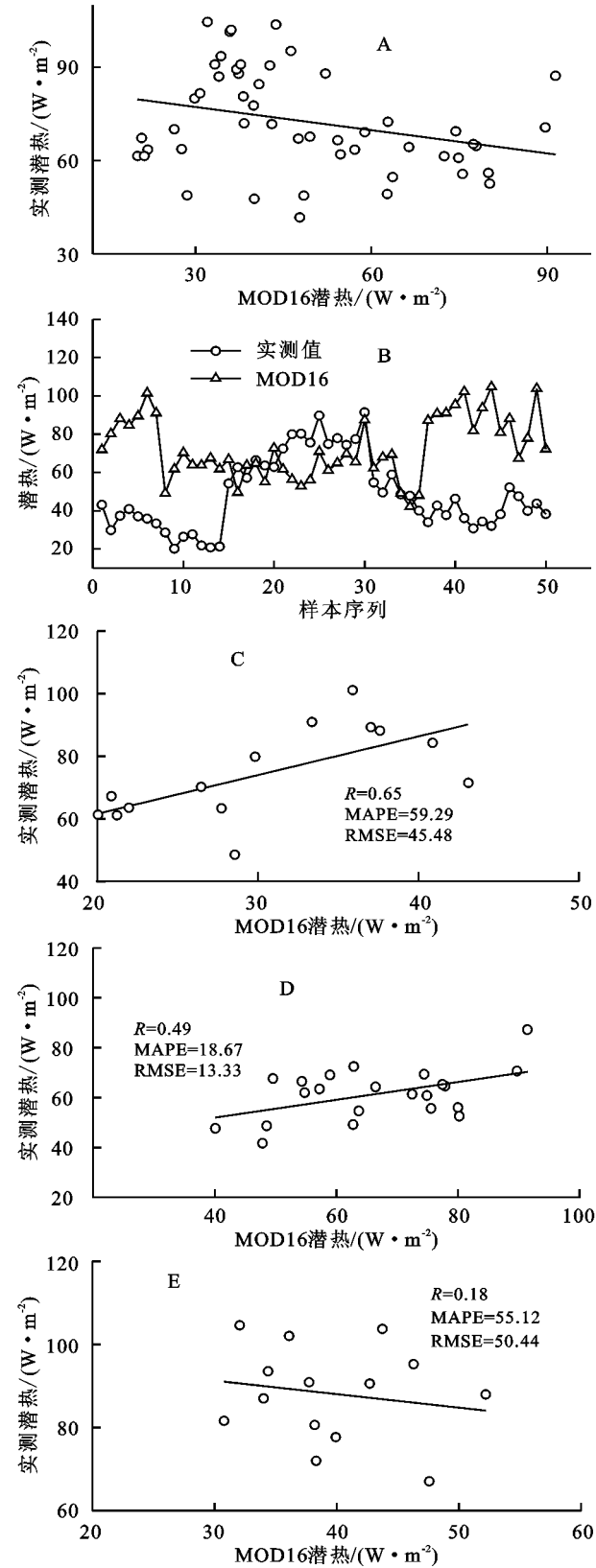
## 2.2 MOD16 产品在高原地区的适用性检验

图 2 为 MOD16 产品中的潜热与实测值的比较,由于 MOD16 产品中阿里站的数据全部无效,所以图中缺少了阿里站的数据资料,剩下 8 个站的样本总数为 50 个,各观测点有效样本数见表 2。如图 2A 所示,从整体上看 MOD16 中的地表潜热值与实测值之间存在弱的负相关,两者之间的散点分布较为分散,相关系数为 0.3。图 2B 为 MOD16 潜热随实测值的变化,可以看到在曲线的前段和后段 MOD16 潜热偏离实测值的较为严重,而在曲线的中间部分两者较为接近。曲线的前段为安多和班戈站,如图 2C 所示,在这两个观测站 MOD16 潜热与实测值呈明显的正相关,相关系数达到 0.65;但从数

值上看,这两个观测点 MOD16 潜热值远小于实测值。曲线的中间部分主要为比如、嘉黎、林芝和纳木错站,如图 2D 所示,这 4 个观测点的 MOD16 潜热与实测值呈正相关,相关系数为 0.49,且 MOD16 潜热值与实测值较为接近,均方根误差为  $13.33 \text{ W/m}^2$ ,平均相对误差仅为 18.67%。曲线的后段主要为那曲和聂荣站,如图 2E 所示,两个观测点的 MOD16 潜热与实测值之间没有明显的相关关系,且 MOD16 潜热值远小于实测值。

根据站点的地理位置,结合上述每个观测点的分析结果,我们可以发现 MOD16 潜热产品在高原地区的各区域适用性不同,且位于高原西部的阿里站无有效值。整体上看,产品在高原的西部和中部适用性较差,而在

高原的东部区域适用性较好。所以 MOD16 的潜热产品用于高原地区的大尺度研究存在困难。



注:A 为 8 个观测点 MOD16 潜热与实测值的比较,B 为 8 个观测点 MOD16 潜热与实测值的序列图,C 为安多和班戈站,D 为比如、嘉黎、林芝、纳木错站,E 为那曲和聂荣站。

图 2 各观测点 MOD16 潜热值与实测值之间的比较

表 2 各观测站点遥感和观测资料的有效样本数

项目	安多	阿里	班戈	比如	嘉黎	林芝	纳木错	那曲	聂荣
MOD16 潜热	7	0	7	6	5	5	6	8	6
白天 LST	6	27	5	5	1	0	7	3	6
夜间 LST	6	27	5	5	1	0	7	3	6
净短波辐射	4	0	0	4	3	1	0	0	6
净辐射	4	0	4	3	1	0	3	0	5
潜热	4	10	5	5	1	0	4	3	5

2.3 模型在高原地区的适用性检验

为得到公式(10)和(11)的系数,本文采用 9 个观测点的日最高、最低气温分别与 MOD11 白天、夜间地表温度进行拟合,各观测点的有效样本数见表 2。从图 3 中可以看出,各观测站的日最高气温与 MOD11 白天地表温度具有很好的相关性,相关系数达到 0.82;从数值上看,在日最高气温低于 15℃时,两者的偏差较小,散点紧密地分布在 1:1 线两侧;而在日最高气温高于 15℃时,地表温度值较气温偏大,且气温值越高偏差越大。日最低气温与 MOD11 夜间地表温度的相关性也较好,相关系数为 0.63,但数值上地表温度明显比气温值偏高。综上所述,研究区的日最高和最低气温与 MOD11 白天、夜间地表温度的相关性都较好,所以本文给出的方法是可行的。

图 4 为估算的辐射与实测值之间的比较,由于有的观测点缺乏辐射资料,所以辐射检验的有效样本数较少,见表 2。如图 4A 所示,净短波辐射的估算值与实测值之间的偏差较小,相关系数达到 0.83,均方根误差仅为 3.12 MJ/(m²·d),平均相对误差为 13.13%。这说明,Tang 等提出的估算瞬时净短波辐射的方法可以用来估算日均净短波辐射,且这种方法估算的净短波辐射接近实测值。在净短波辐射的基础上,利用 Wang 等提出的模型估算净辐射,结果见图 4B。可以看到,净辐射的估算结果整体较实测值偏大,相关系数 0.49 通过了 95%的显著性水平检验,均方根误差为 2.59 MJ/(m²·d),平均相对误差仅为 15.05%,估算的净辐射结果较为理想,可以用于后面地表潜热的估算。

如图 5A 所示,模型估算的地表潜热比实测值偏大,拟合线平行于 1:1 线,平均相对误差为 35.59%,均方根误差 29.8 W/m²;但估算结果与实测值之间的相关性较好,相关系数达到 0.77。如图 5B 所示,估算的高原地区各观测点(包括高原西部的阿里站)的地表潜热与实测值变化趋势高度吻合,模型可以用来估算高原地区的地表潜热,并为高原地表潜热的区域或更大尺度研究提供参考。

模型估算的高原地区地表潜热区域分布见附图 3,为了得到更多的有效数据,我们将 MODIS 的地表温度和反射率产品进行 3 天合成,再用公式(2)估算地表

潜热。附图 3B—D 分别为 2014 年 7 月 26—28 日, 8 月 12—14 日, 8 月 26—28 日的地表潜热区域分布图。整个高原地区地表潜热呈东高西低的形势, 符合高原地表植被覆盖特征(图 3A), 高原东部潜热可达到  $90 \sim$

$150 \text{ W/m}^2$ , 局部区域植被覆盖度较大, 地表潜热大于  $150 \text{ W/m}^2$ ; 而高原的西部地表覆盖类型主要以裸土和稀疏植被为主, 植被覆盖普遍较低, 地表潜热一般小于  $50 \text{ W/m}^2$ , 大部分地区的地表潜热小于  $30 \text{ W/m}^2$ 。

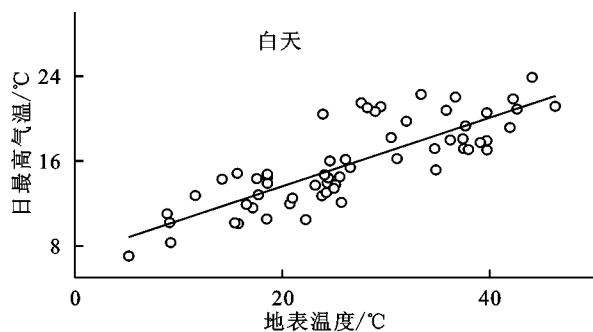


图 3 日最高/最低气温与 MOD11 白天/夜间地表温度的比较

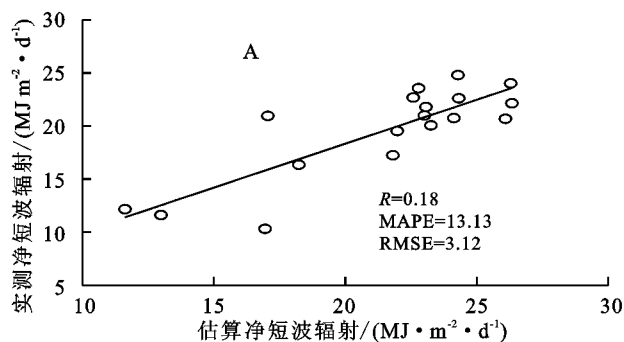


图 4 遥感估算的辐射通量与实测值之间的比较

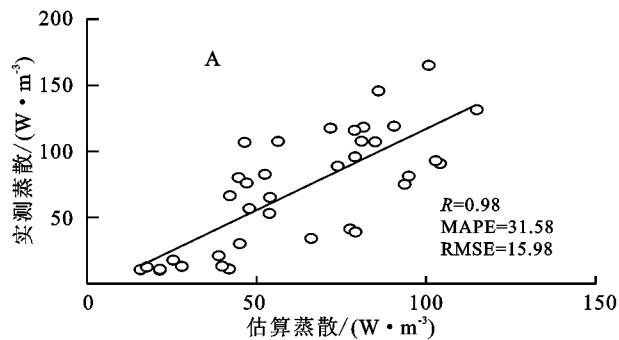


图 5 遥感估算的潜热通量与实测值之间的比较

### 3 结论

(1) MOD16 潜热在高原各区域的适用性还有待进一步检验, 从各观测点 MOD16 潜热与实测值的比较可以看到, MOD16 潜热产品在高原的东部地区适用性较好, 而在高原的其他区域实用性较差。

(2) 在 MODIS 的遥感产品基础上, 利用 Wang 等<sup>[13]</sup>给出的模型来估算高原夏季地表潜热的变化是可行的, 模型估算的潜热接近于实测值, 相关系数达到 0.77, 绝对相对误差为 35.59%, 均方根误差  $29.8 \text{ W/m}^2$ 。

(3) 从模型给出的高原地区地表潜热区域分布图可以看到, 估算的地表潜热分布与地表覆盖类型相吻合, 且在以裸土和稀疏植被为主的高原西部模型也同样适用, 这

就可以为高原的大尺度地表特征研究提供依据。

#### 参考文献:

- [1] 王介民. 陆面过程实验和地气相互作用研究: 从 HEIFE 到 IMGRASS 和 GAME—Tibet/TIPEX[J]. 高原气象, 1999, 18(3): 280-294.
- [2] 章基嘉, 朱抱真, 朱福康. 青藏高原气象学进展[M]. 北京: 科学出版社, 1988.
- [3] 李国平, 段廷扬. 青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量[J]. 科学通报, 2000, 45(8): 865-869.
- [4] Chen X, Su Z, Ma Y, et al. Estimation of surface energy fluxes under complex terrain of Mt. Qomolangma over the Tibetan Plateau[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, 17(4): 1607-1618.

方法,结果略有差异,但双累计曲线关系和 AWY 模型都显示了人类活动的贡献率较高,人类活动是引起径流变化的主要因子,同时也表明北洛河流域内受到退耕还林等水土保持措施的影响较大。

#### 参考文献:

- [1] 刘昌明,张学成. 黄河干流实际来水量不断减少的成因分析[J]. 地理学报,2010,59(3):323-330.
- [2] 许炯心,孙季. 近 50 年来降水变化和人类活动对黄河入海径流量影响[J]. 水科学进展,2003,14(6):690-695.
- [3] 张利平,李凌程,夏军,等. 气候波动和人类活动对滦河流域径流变化的定量影响分析[J]. 自然资源学报,2015,30(4):664-672.
- [4] 李志,刘文兆,郑粉莉,等. 黄土塬区气候变化和人类活动对径流的影响[J]. 生态学报,2010,30(9):2379-2386.
- [5] 林凯荣,何艳虎,陈晓宏. 气候变化及人类活动对东江流域径流影响的贡献分解研究[J]. 水利学报,2012,43(11):1312-1321.
- [6] 于延胜,陈兴伟. R/S 和 Mann-Kendall 法综合分析水文时间序列未来的趋势特征[J]. 水资源与水工程学报,2008,19(3):41-44.
- [7] 黄峰,夏自强,王远坤. 长江上游枯水期及 10 月径流情势分析[J]. 河海大学学报:自然科学版,2010,38(2):129-133.
- [8] 蒋观滔,高鹏,穆兴民,等. 退耕还林(草)对北洛河上游水沙变化的影响[J]. 水土保持研究,2015,22(6):1-6.
- [9] Koster R D, Suarez M J. A simple framework for examining the interannual variability of land surface moisture fluxes[J]. Journal of Climate,1999,12(7):1911-1917.
- [10] Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale[J]. Water resources Research,2001,37(3):701-708.
- [11] Sun G, McNulty S G, Lu J, et al. Regional annual water yield from forest lands and its response to potential deforestation across the southeastern United States [J]. Journal of Hydrology,2005,308(1):258-268.
- [12] 赵阳,余新晓,郑江坤,等. 气候和土地利用变化对潮白河流域径流变化的定量影响[J]. 农业工程学报,2012,28(22):252-260.
- [13] Peng J, Chen S, Dong P. Temporal variation of sediment load in the Yellow River basin, China, and its impacts on the lower reaches and the river delta[J]. Catena, 2010,83(2):135-147.
- ~~~~~
- (上接第 124 页)
- [5] Chen X, Su Z, Ma Y, et al. An improvement of roughness height parameterization of the Surface Energy Balance System (SEBS) over the Tibetan Plateau[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology,2013,52(3):607-622.
- [6] 马耀明,仲雷,田辉,等. 青藏高原非均匀地表区域能量通量的研究[J]. 2006.
- [7] 张海宏,周秉荣,肖宏斌. 高寒草甸和高寒湿地土壤水热特征比较[J]. 干旱气象,2015,33(5):783-789.
- [8] 李艳芳,孙建. 青藏高原 NDVI 时空变化特征研究(1982—2008)[J]. 云南农业大学学报:自然科学,2015,30(5):790-798.
- [9] 石玉立,宋蕾. 1998—2012 年青藏高原 TRMM3B43 降水数据的校准[J]. 干旱区地理,2015(5):900-911.
- [10] 许时光,牛铮,沈艳,等. CMORPH 对青藏高原地区夏季降水的模拟精度研究与修正[J]. 遥感信息,2015(1):71-76.
- [11] 杨秀芹,王国杰,潘欣,等. 基于 GLEAM 遥感模型的中国 1980—2011 年地表蒸散发时空变化[J]. 农业工程学报,2015,31(21):132-141.
- [12] 陈少勇,王劲松,邢晓宾,等. 青藏高原 OLR 异常与中国西北干旱区气温的关系[J]. 干旱气象,2011,29(3):276-282.
- [13] Wang K, Wang P, Li Z, et al. A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,2007,112(D15).
- [14] Wang K, Liang S. Estimation of daytime net radiation from shortwave radiation measurements and meteorological observations[J]. Journal of applied Meteorology and Climatology,2009,48(3):634-643.
- [15] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56[J]. FAO, Rome,1998,300(9):D05109.
- [16] 梁顺林,范闻捷. 定量遥感[M]. 北京:科学出版社,2009.