

# 结合可见光近红外和微波遥感估算藏北高原日蒸散发量

刘蓉<sup>1</sup>, 文军<sup>1</sup>, 王欣<sup>1</sup>, 胡泽勇<sup>1,2</sup>, 康悦<sup>1</sup>

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 陆面过程与气候变化重点实验室, 甘肃 兰州 730000;  
2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101)

**摘要:**利用 FY-2E 静止气象卫星可见光近红外和 FY-3B 极轨气象卫星微波资料, 结合地面观测资料, 基于陆表能量平衡算法 (Surface Energy Balance System, SEBS), 反演了藏北高原地表净辐射、土壤热通量、感热及潜热通量的空间日变化过程. 利用那曲高寒气候环境观测站观测资料对结果进行了有效性验证, 潜热通量的均方根误差为  $28.22 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . 此外, 还对整个藏北高原夏季空间地表能量分量的条件期望进行统计分析, 探讨了该区域不同地表温度对应的有效能量分配方式的统计特征. 结果表明, 区域总体蒸散发量介于  $2.0 \sim 4.0 \text{ mm}$  之间.

**关键词:**可见光近红外; 微波; 蒸散发量; 风云气象卫星; 蒸发比

**中图分类号:**P407 **文献标识码:**A

## Hourly variation of evapotranspiration estimated by visible infrared and microwave data over the northern Tibetan Plateau

LIU Rong<sup>1</sup>, WEN Jun<sup>1</sup>, WANG Xin<sup>1</sup>, HU Ze-Yong<sup>1,2</sup>, KANG Yue<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;  
2. Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

**Abstract:** The net radiation, ground heat flux, sensible heat flux and latent heat flux over the Northern Tibetan Plateau at different times of the day were estimated by using land surface observation, the surface energy balance system algorithm, and FY-2E geostationary meteorological satellite visible infrared and FY-3B polar-orbiting satellite microwave remote data. The results from the model agree well with the ground observations from Naqu Alpine Climate Stations with  $28.22 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  RMSE in hourly scale. The condition expectation of surface energy components during the summer time of the Northern Tibet were analyzed, and different surface temperature corresponds to the effective energy distribution were also discussed. The results shows regional ET was ranged between  $2.0 \sim 4.0 \text{ mm}$  over the Northern Tibetan Plateau.

**Key words:** visible infrared, microwave remote, evapotranspiration, FY meteorological satellite, evaporative fraction

**PACS:** 92.40.Je

### 引言

青藏高原蒸散发量不但对亚洲季风系统的形成和演化具有重要作用, 而且与青藏高原局地地表水资源变化密切相关. 青藏高原 50 个地面气象站 50 ~ 90 年代的气温资料显示, 青藏高原气温和降水都呈

明显上升的趋势<sup>[1-2]</sup>. 因此, 作为水分散失主要过程的蒸散发量的大小与青藏高原水资源变化有密切的关系.

卫星遥感估算蒸散发量的模型, 大都是回避有云覆盖的条件, 利用与太阳同步的极轨卫星提供的观测资料, 估算出传感器过境时的瞬时潜热通量, 将

收稿日期: 2014-01-08, 修回日期: 2015-01-26

Received date: 2014-01-08, revised date: 2015-01-26

基金项目: 国家重大科学研究计划全球变化研究项目 (2010CB951701); 国家自然科学基金 (91337212, 41405017, 41405079); 中国科学院西部之光项目 (29Y329941, 51Y351101)

Foundation items: Supported by National Basic Research Program of China, Global Change (2010CB951701), National Natural Science Foundation of China (91337212, 41405017, 41405079), West Light Foundation of Chinese Academy of Sciences (29Y329941, 51Y351101)

作者简介 (Biography): 刘蓉 (1981-), 女, 山东泰安人, 助理研究员, 博士, 主要从事陆面过程参数化的研究. E-mail: rliu@lzb.ac.cn

其扩展为日蒸散发量,蒸散发量的日变化过程无法获取<sup>[3-5]</sup>.而静止气象卫星可以提供每小时一次的高频次观测资料,可以对区域地表状态进行实时监测;极轨气象卫星搭载的微波辐射计可以穿透云雾,在有云覆盖条件下对地表通量进行反演,但目前结合两种资料进行区域蒸散发的研究还并不常见.

本研究利用 FY-2E 静止气象卫星和 SEBS 模型,结合地面观测资料,对藏北高原地区地表能量通量进行实时监测,午后高原对流云发展旺盛时,则利用过境的 FY-3B 极轨气象卫星搭载的微波成像仪(Micro Wave Radiation Imager, MWRI)资料,获取逐时的地表净辐射、地表热通量、潜热通量及潜热通量的空间分布特征,并分析夏季藏北高原那曲地区区域蒸散发空间分布.结合中国科学院寒区旱区环境与工程研究所那曲高寒气候环境观测站的观测数据进行验证.并对统计结果进行分析,探讨误差来源,对反演的日蒸散发量进行校准,寄希望提供较为可信的藏北高原地区夏季典型天气下的蒸散发量的结果.

## 1 陆面蒸散发量估算理论

蒸发比是蒸散发量和有效能量(净辐射与土壤热通量之差)的比值. SEBS 模型定义了土壤水分亏缺的干燥地表环境和土壤水分充分供应的湿润地表环境,通过相对蒸发比求解蒸发比<sup>[6]</sup>.因为蒸发比全天基本保持稳定,若已知某一时刻的净辐射和土壤热通量,就可以通过平均汽化潜热系数( $2.49 \times 10^6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$ )求解出该时刻的潜热通量.

### 1.1 近地面净辐射计算方案

#### 1.1.1 晴空条件下净辐射计算方案

利用 FY-2E 静止气象卫星提供的云分类(CLC)和云总量(CTA)产品判断格点有无云覆盖,判据当云分类为晴空地表且云量小于 10% 时,则被定义为晴空无云,近地面净辐射  $R_n$  的计算方法为

$$R_n = (1 - \alpha)Q + L\downarrow - L\uparrow \quad (1)$$

式中,  $\alpha$  为地表反照率,由 MODIS 观测资料确定;  $Q$  为太阳总辐射,包括直接辐射、散射和反射辐射<sup>[7]</sup>.  $L\downarrow$  和  $L\uparrow$  为向下和向上的长波辐射,采用 chen 等<sup>[7]</sup>的方法获得.其中,地表温度利用 FY-2E 搭载的 VISSR 观测的 TBB 资料和中等分辨率大气传输模型(MODerate resolution atmospheric TRANsmission model, MODTRAN)进行迭代求解.

#### 1.1.2 有云覆盖条件下净辐射方案

在有云情况下,采用了简化的地表辐射通量参数化方案,即采用了长波辐射在有云情况下近似相

等的假设.利用 Liu 等<sup>[8]</sup>的方法将大气透过率进行推导,得出阴天条件下净辐射的计算公式.

### 1.2 土壤热通量计算方案

土壤热通量的公式为

$$G_o = R_n [ \Gamma_c + (1 - f_v)(\Gamma_s - \Gamma_c) ] \quad (2)$$

式中,  $\Gamma_c$  为植被覆盖区参数,  $\Gamma_s$  为裸土区参数,植被覆盖度  $f_v = \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}}$ ,其中  $\text{NDVI}_{\min}$  为裸地的归一化差值植被指数,  $\text{NDVI}_{\max}$  为植被全覆盖时的归一化差值植被指数.

### 1.3 感热通量计算方案

采用迭代法计算感热通量的方法,具体计算公式如下:

$$u = \frac{u_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{Z - d_0}{Z_{om}} \right) - \psi_m \left( \frac{Z - d_0}{L} \right) + \psi_m \left( \frac{Z_{om}}{L} \right) \right] \quad (3)$$

$$\theta_o - \theta_a = \frac{H}{ku_* \rho C_p} \left[ \ln \left( \frac{Z - d_0}{Z_{oh}} \right) - \psi_h \left( \frac{Z - d_0}{L} \right) + \psi_h \left( \frac{Z_{oh}}{L} \right) \right] \quad (4)$$

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 \theta_v}{kgH} \quad (5)$$

式中:  $Z$  是参考面高度,  $u$  是风速,  $U_*$  是摩擦风速,  $d_0$  是零平面位移高度,  $Z_{om}$  是动力学传输粗糙度,  $Z_{oh}$  是热力学粗糙度,  $\psi_m$  和  $\psi_h$  分别是动力学和热力学传输的稳定度订正函数;  $\theta_o$  和  $\theta_a$  分别是地表空气位温和参考高度的位温;  $H$  是感热通量;  $L$  是莫宁霍夫长度;  $k$  是卡尔曼常数;  $\rho$  是空气密度,  $C_p$  是气体常数;  $g$  是重力加速度;  $\theta_v$  为近地表虚位温.具体参数取值详见 Su<sup>[6]</sup>.其中计算  $Z_{oh}$  和  $Z_{om}$  时需要用到 LAI 的数据,利用 chen 等<sup>[7]</sup>的方法获得. 16:00 时刻有云覆盖情况下,利用 FY-3B 极轨气象卫星搭载的微波成像仪观测的 37 GHz 垂直极化亮温资料,进行地表温度的反演.

## 2 研究区概况及观测数据信息

所选的研究区位于青藏高原北部那曲地区( $90.5^\circ \text{E} \sim 92.5^\circ \text{E}$ ,  $30.5^\circ \text{N} \sim 33.5^\circ \text{N}$ ),面积约  $6.0 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,绝大部分区域海拔为 4 000 m 以上(图 1).那曲地区为典型的高原大陆性气候,年平均气温为  $2.9^\circ \text{C}$ .平均降水量自东南向西北逐渐递减,东部地区在 700 mm 以上,多年潜在蒸发自东南向西北逐渐增加,东南地区不到 900 mm,西北地区大于 1 100 mm<sup>[8]</sup>.

以中国科学院寒区旱区环境与工程研究所那曲

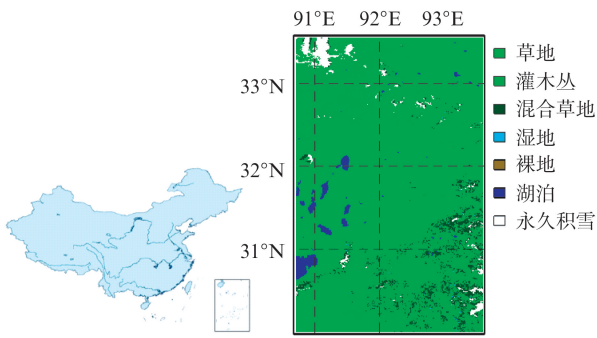


图 1 那曲地区的位置和土地利用分布  
Fig. 1 Location and land use of Naqu area

高寒气候环境观测站 (BJ 站) 为依托,搜集了该站 2011 年 8 月 8 日逐时常规气象观测和涡动相关观测资料. BJ 站观测点 (91. 9° E, 31. 37° N) 海拔 4 509 m,所在位置较为平坦,下垫面土壤类型为高山草甸土,植被类型单一,以 10 cm 高的草甸覆盖为主.自动气象站架设高度 3 层(1 m,5 m 和 10 m),观测资料包括空气温度、气压、空气相对湿度、地表温度、10 m 风速、降水、日照时数等;涡动相关系统架设高度 3.02 m,观测资料包括短波辐射和长波辐射通量(向上和向下)、感热通量、潜热通量、土壤热通量(2 层: -10 cm 和 -20 cm)等,采用频率 10 Hz,参

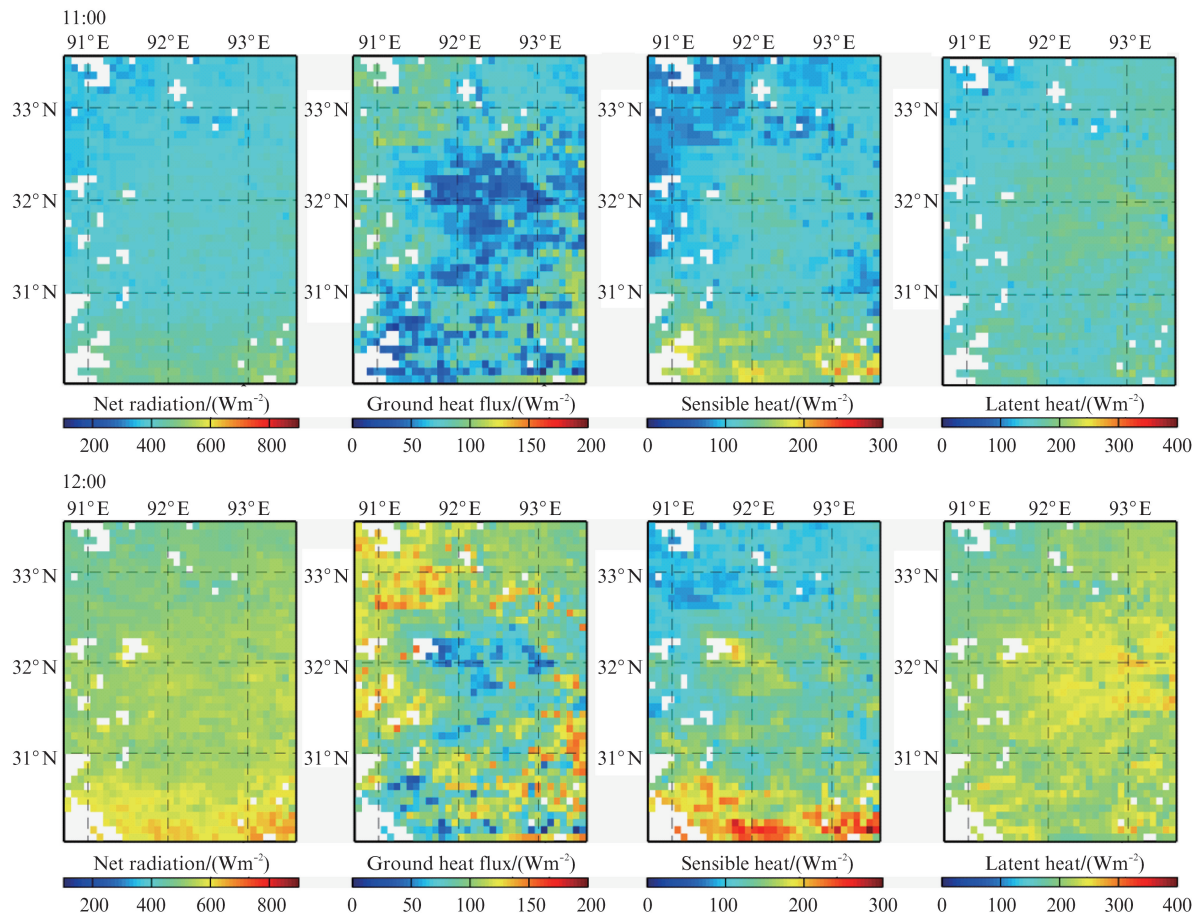
照《涡动相关通量观测指导手册》进行处理,每 10 min 输出一次该时段平均通量,最后将结果平均,得到一小时一次的平均通量值.

研究中所用 FY 系列卫星的数据均从风云卫星遥感数据服务网(<http://fy3.satellite.cma.gov.cn/>)下载.具体处理步骤参照有关文献<sup>[9]</sup>.

### 3 结果及验证

#### 3.1 逐时近地面能量通量估算结果

由于研究区下垫面比较平坦,且湍流观测中的 footprint 效应,地面观测的量具有几十米到几公里的空间代表性,可以近似认为地面观测的能量通量数据代表整个研究区的地表能量通量真实状况,为了验证卫星遥感算法及其估算结果,将二者的结果进行比较.图 2 为利用卫星遥感反演的 2011 年 8 月 8 日藏北那曲地区近地面能量通量的日变化情况,图中展示的是北京时 11:00 ~ 15:00 时逐时净辐射、土壤热通量、感热和潜热通量的空间分布.日出后地面吸收的太阳辐射大于支出的辐射,11:00 时刻净辐射值为  $300.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右,土壤热通量为  $75.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右,感热通量为  $100.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右,潜热通量值为  $120.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右;13:00 时净辐射、土壤



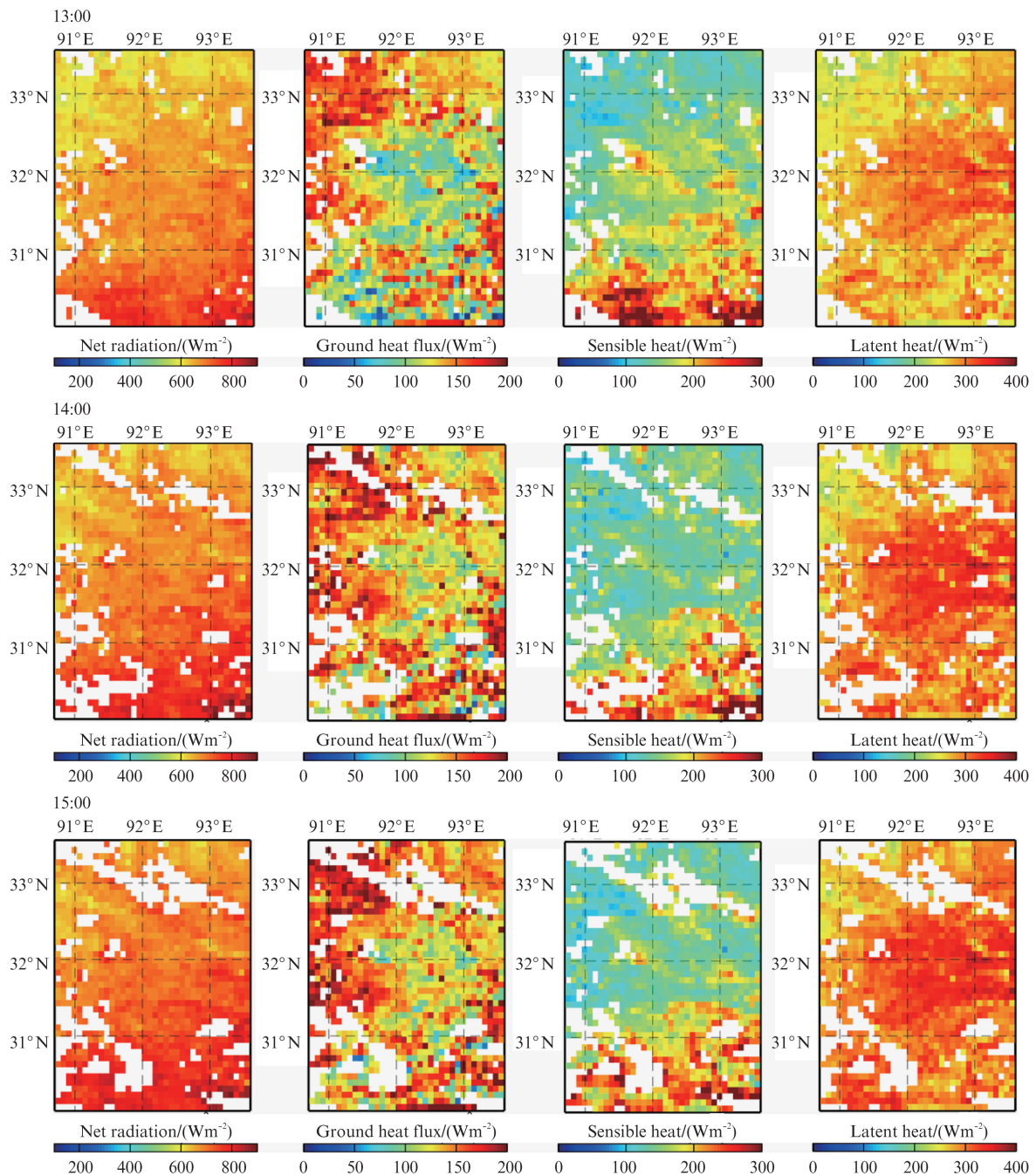


图2 2011年8月8日逐时地表能量通量空间分布(北京时间11:00~15:00)

Fig. 2 Hourly surface energy fluxes over study area at 08/08/2011 (11:00 to 15:00 Beijing time)

热通量和感热通量均达到全天最大值,为  $800.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $150.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  和  $220.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右,潜热通量为  $180.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右;午后,随着辐射强度的减弱,14:00 时刻和 15:00 时刻净辐射值持续减小,为  $600.0 \sim 700.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  之间,15:00 安多县以北的区域和当雄县境内的值较高。潜热通量在午后14:00 和 15:00 达到一天当中最大值,为  $250.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  和  $300.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

由图2 可以得出,午后 15:00 时刻高原对流云

开始活动,静止卫星的近红外波段受到云层的影响,在北部和西南地区已经无法反演通量,而极轨卫星上搭载的微波成像仪 MWRI 在北京时 15:40 左右过境那曲地区。图3 为利用 FY-3B 微波辐射计与 FY-2E 可见光近红外观测资料分别反演的感热和潜热通量。如图3 所示,在无云覆盖区域,两种方法反演的高、低值空间分布型基本一致,有云的区域主要分布在安多县以北和 BJ 站以南,潜热通量的值在  $100.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右。但利用可见光近红外波段反演

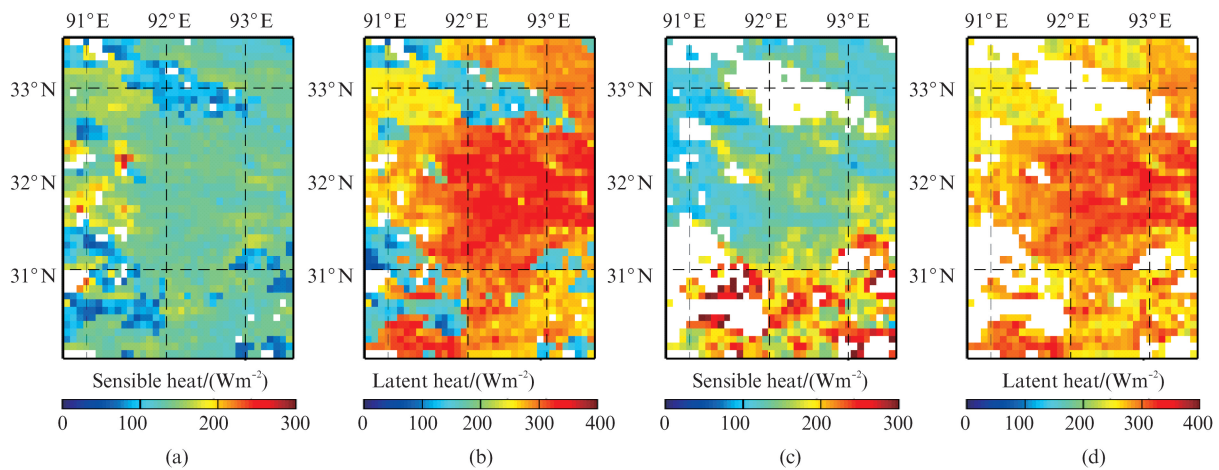


图3 (a) FY-3B 反演的感热通量(北京时 15:40), (b) FY-3B 反演的潜热通量(北京时 15:40), (c) FY-2E 反演的感热通量(北京时 16:00), (d) FY-2E 反演的潜热通量(北京时 16:00)

Fig. 3 (a) Sensible heat flux by FY-3B(at Beijing time 15:40), (b) Latent heat flux by FY-3B(at Beijing time 15:40), (c) Sensible heat flux by FY-2E(at Beijing time 16:00), (d) Latent heat flux by FY-2E(at Beijing time 16:00)

的感热通量有云覆盖极其边缘区域出现若干锯齿状跳跃的高值,说明静止卫星的观测结果在混合象元处较为明显的干扰了反演的结果,而利用微波反演的感热通量在相同区域上则更为连续和平滑,没有出现边缘部位跳跃的现象.二者潜热通量的反演结果在空间分布上并未出现明显差异,但基于极轨卫星观测的潜热通量较静止卫星反演结果高约  $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ .可能原因是极轨卫星观测变量为过境时刻的瞬时值,而静止卫星则为 1 小时平均值,属于观测时空尺度不同造成的结果差异.两种方法各有优劣,FY-3B 微波反演的地表温度虽不受云层的影响,但其分辨率约为  $25 \text{ km}$ ,地表温度需要空间插值后方可使用,且精度略低于热红外遥感反演.

### 3.2 逐时反演结果的验证

由于湍流观测中的 footprint 效应,涡动相关系统观测的量不能仅仅认为是某个点上的值,而具有几十米到几公里的空间代表性.对小时尺度的蒸散发进行验证,可以对研究区的蒸散发量和蒸发比的日变化过程进行分析,避免了由于采取全天静态蒸发比引入的误差,评估模型在小时尺度的精度,增强结果的可信度.图 4 为 8 月 8 日遥感估算的逐时净辐射通量、感热通量和潜热通量与地面观测值的对比情况.卫星遥感估算的能量通量与地面观测资料对比,误差均在合理范围之内.

## 4 讨论

### 4.1 结果的条件期望与温度的关系

对 10 个时次反演的地表能量分量和遥感反演

的地表温度进行了空间上的条件期望的统计分析,并对趋势线进行平滑,见图 5(a).结果表明,八月初藏北高原昼间地表感热及潜热通量随温度和净辐射的增加而增大,温度  $283 \sim 287 \text{ K}$  是感热通量变化最为敏感的区域,而潜热通量在温度为  $290 \sim 298 \text{ K}$  间增加最为显著.在雨季过后表层土壤水分较为充沛的条件下,随温度和净辐射的增大,地表有效能量分配方式随着温度的升高,发生了明显的变化,特别是当地表温度超过  $290 \text{ K}$  后增加的有效能量主要被用于地表蒸散;同时也表明,当地表温度在超过  $290 \text{ K}$  后,其反演精度将对蒸散发反演造成显著影响,即地表温度较高时,比地表温度较低时,对蒸散发的反演造成的误差更大.

### 4.2 蒸发比、潜热通量及日蒸散发量的关系

图 5(b) 显示了小时尺度上模型反演和观测潜热通量,与模型反演和观测蒸发比对应情况.利用站点涡动相关系统观测和遥感反演结果,直接对蒸发比进行评估,可以将观测与反演进行融合,评估全天的有效蒸发比,避免了在计算累计蒸散发时各时刻反演误差的累计.因此定义最接近两蒸发比拟合直线交点( $229.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}, 0.58$ ) 的小时平均蒸散量对应的时刻为分析时刻,即当日 12 时(其反演的潜热通量为  $250.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),该时刻的反演蒸发比为  $0.596$  为当日有效蒸发比,依据该值计算的日蒸散发量为  $3.65 \text{ mm}$ (如图 5(c) 中绿色柱状图),而黑色柱状图给出了其他时刻蒸发比推求当日总蒸散发量的量值,其值范围介于  $3.34 \sim 3.85 \text{ mm}$ .红色虚线为涡动相关观测的日蒸散发量,其值为  $3.56 \text{ mm}$ ,蓝色虚线

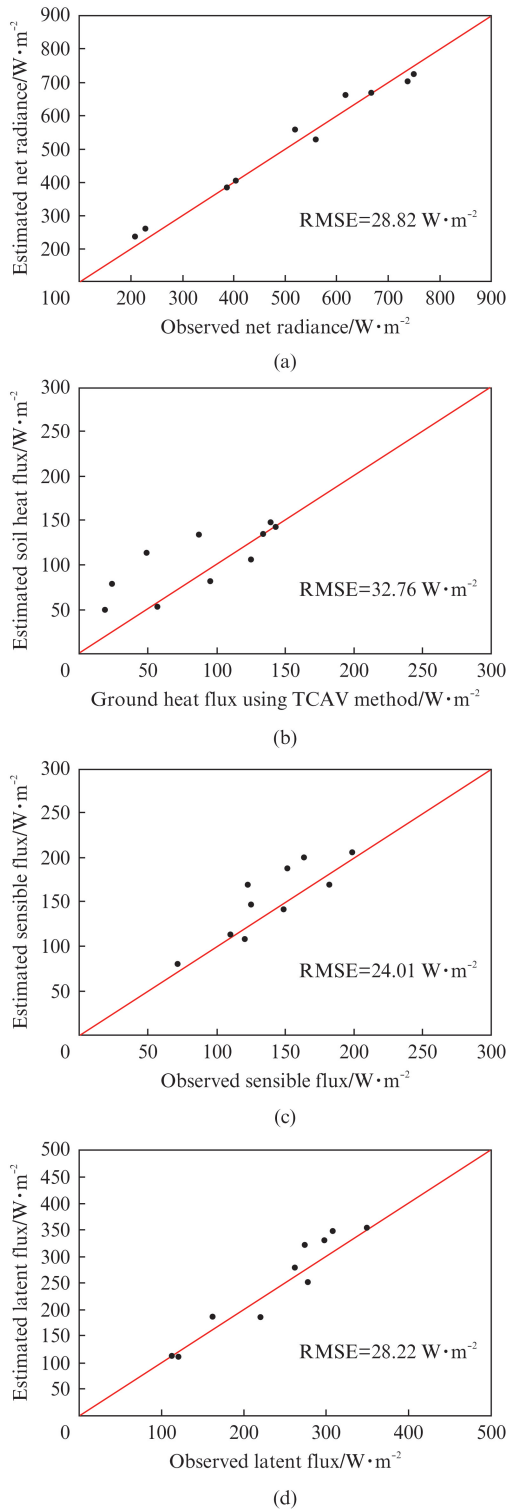


图4 遥感反演逐时能量通量与地面实测值的对比 (a) 净辐射, (b) 土壤热通量, (c) 感热通量, (d) 潜热通量

Fig. 4 Comparisons of hourly surface energy flux measurements with estimated (a) net radiation, (b) ground heat flux, (c) sensible flux, (d) latent flux

则表示各时刻反演蒸散量的累计值 3.72 mm. 如图所示, 相对于累计值, 依据有效蒸发比的日蒸散发量

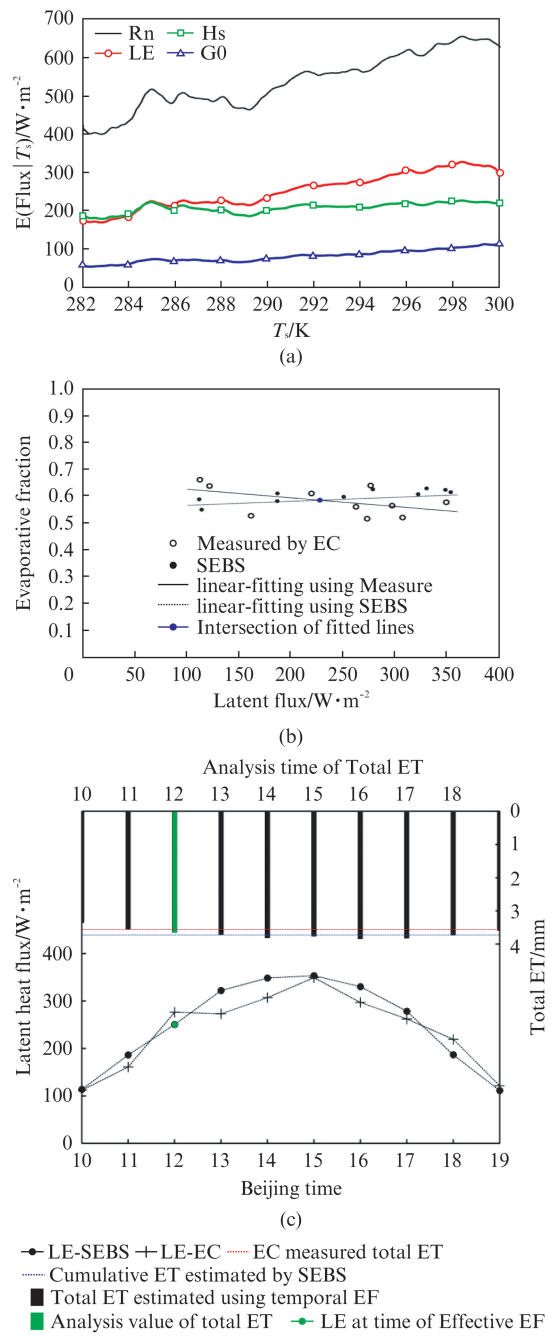


图5 (a) 能量通量的条件期望随温度的变化趋势, (b) 蒸发比和潜热通量的关系, (c) 瞬时潜热通量与日蒸散发量的关系

Fig. 5 (a) Trend of energy fluxes conditional expectation with land surface temperature, (b) relationship between EF with latent heat flux, (c) relationship between latent heat flux with daily ET

结果更加接近观测值, 且未改变模型的输入强迫及物理方案. 因此, 以 12:00 时的蒸发比作为依据得出日蒸散发量, 优势在于能够排除某一时刻的反演误差, 而且不破坏反演模型的物理机制, 在小时尺度上将观测与反演结果进行融合, 得到更加精确的蒸散

发量的评估.该方法有潜力成为利用静止卫星观测反演蒸散发量的有效方式之一.

#### 4.3 日蒸散发量的空间分布特征

将2011年8月8日逐时潜热通量累加并进行蒸发比修正后得出藏北高原那曲地区日蒸散发量空间分布情况(图6),区域蒸散量介于2.0~4.0 mm之间,低值区位于安多县以北的区域蒸散发量在2.5 mm以下.而高值区主要分布在那曲东北部的聂荣县的南羌塘高原太湖盆区和当雄县的雅鲁藏布江水源涵养区,日蒸散发量最大值在4.0 mm左右,说明上述两个区域表层土壤水、植被及可供蒸散的水分和气象条件均有利于蒸散发.而安多县北部位于唐古拉山北麓,海拔高度较高,气候条件恶劣,年平均降水量仅300 mm左右,不利于地表向大气输送水气.

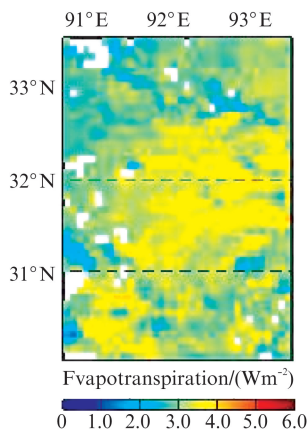


图6 2011年8月8日藏北高原日蒸散发量的空间分布

Fig. 6 Daytime total evapotranspiration over of Northern Tibetan Plateau at 8/8/2011

## 5 结论

利用风云系列气象卫星可见光近红外和微波观测资料,结合地面气象观测资料和卫星遥感参数化方案,估算了藏北高原一天中不同时刻能量通量的空间分布及日蒸散发量.潜热通量的逐时变化呈较好的单峰型日变化形式,日出后随着太阳高度角的增大,潜热通量逐渐增大,11:00的值为 $150.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右;12:00的值为 $180.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右;午后14:00和15:00达到一天当中最大值,为 $250.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,部分地区到达 $300.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ;随着太阳高度角及午后辐射强度和空气饱和差的减弱,16:00时带入微波反演的地表温度得出无云覆盖区

域的潜热通量在 $280.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,有云覆盖区域在 $150.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ .将潜热通量换算为实际陆面蒸散发量,源区内大部分地区日蒸散发量为2.0~4.0 mm.结果在合理误差范围内,为今后实现陆面蒸散发量的业务化奠定了一定的基础.

## References

- [1] LIN Zhen-Yao, ZHAO Xin-Yi. Variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau[J]. *Science China: Earth Science*(林振耀,赵昕奕.青藏高原气温降水变化的空间特征. *中国科学:地球科学*), 1996, **26**(4): 354-358.
- [2] WEI Zhi-Gang, HUANG Rong-Hui, DONG Wen-Jie. Inter-annual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of atmospheric sciences*(韦志刚,黄荣辉,董文杰.青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. *大气科学*), 2003, **27**: 157-170.
- [3] XIN Xiao-Zhou, LIU Qin-Huo, TANG Yong, et al. Evapotranspiration estimated by CBERS-02 satellite and MODIS data[J]. *Science in China Information science*(辛晓洲,柳钦火,唐勇,等.用CBERS-02卫星和MODIS数据联合反演地表蒸散通量. *中国科学 E 辑*), 2005, **35**(B12): 125-140.
- [4] MA Yao-Ming, YAO Tan-Dong, WANG Jie-Min, et al. The study on the land surface heat fluxes over heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau[J]. *Advances in Earth Science*(马耀明,姚檀栋,王介民,等.青藏高原复杂地表能量通量研究. *地球科学进展*), 2006, **21**(12): 1215-1223.
- [5] LIU Shao-Min, SUM Rui, SUM Zhong-Ping, et al. Comparison of different complementary relationship models for regional evapotranspiration estimation[J]. *Journal of Geographical Sciences*(刘绍民,孙睿,孙中平,等.基于互补相关原理的区域蒸散量估算模型比较. *地理学报*), 2004, **59**(3): 331-340.
- [6] Su Z, Schmugge T, Kustas W P, et al. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2001, **40**: 1933-1951.
- [7] Chen X L, Su Z, Ma Y M, 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**: 1607-1618.
- [8] LIU Rong, WEN Jun, WANG Xin, et al. Estimation of evapotranspiration over the Yellow Rivers source area from national geostationary meteorological satellite data[J]. *Advance in water science*(刘蓉,文军,王欣,等.利用中国静止气象卫星资料估算黄河源区蒸散发量. *水科学进展*), 2012, **23**(5): 609-615.
- [9] BI Yan-Meng, YANG Zhong-Dong, LU Qi-Feng, et al. Comparison of infrared  $11 \mu\text{m}$  window channels for medium resolution spectral imager and visible and infrared radiometer on fy-3 meteorology satellite[J]. *Journal of Infrared and Millimeter Waves*(毕研盟,杨忠东,陆其峰,等. FY-3 气象卫星中分辨率光谱成像仪和扫描辐射计  $11 \mu\text{m}$  红外窗口通道的比较. *红外与毫米波学报*), 2009, **28**(5): 330-334.