

引用格式: An Tingyu, Yi Xin, Yang Xiaofeng, *et al.* Remote Sensing of Global Air-Sea Latent Heat Fluxes from FY-3 Microwave Radiation Imager Observations[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2022, 37(1): 117-124. [安婷玉, 易欣, 杨晓峰, 等. 基于风云三号卫星微波成像仪观测的全球海气界面潜热通量遥感[J]. 遥感技术与应用, 2022, 37(1): 117-124.]
DOI: 10.11873/j.issn.1004-0323.2022.1.0117

基于风云三号卫星微波成像仪观测的全球海气界面 潜热通量遥感

安婷玉^{1,2}, 易欣³, 杨晓峰¹, 殷晓斌⁴

- (1. 中国科学院空天信息创新研究院, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100101;
2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 中国人民解放军61741部队, 北京 100094;
4. 中国海洋大学信息科学与工程学部海洋技术学院, 山东 青岛 266003)

摘要: 海气界面潜热通量是衡量海气间能量和水汽交换的重要指标。热通量卫星遥感产品具有覆盖面广、时效性高的优势, 但也存在观测非同步、潜热通量精度较低的问题。由于近表面空气比湿度是潜热通量卫星遥感的重要误差源, 基于风云三号卫星微波成像仪观测数据, 研究对空气比湿度反演算法进行了改进, 改进后的算法与现场实测数据相比, 反演精度有明显的提高。针对极轨气象卫星过境时间相对固定的问题, 使用现场观测数据分析了潜热通量日内变化过程并建立了日均潜热通量估算模型, 利用风云三号微波成像仪数据, 通过块体法计算了全球海洋潜热通量。与现场实测数据相比, 其偏差、均方根误差和相关系数分别为 3.50 W/m^2 、 32.96 W/m^2 和 0.79 。

关键词: 潜热通量; 微波成像仪; 风云三号; 空气比湿度

中图分类号: P407 **文献标志码:** A **文章编号:** 1004-0323(2022)01-0117-08

1 引言

海洋和大气的耦合作用在全球气候系统形成和演变过程中起重要作用。海气界面热通量作为衡量海洋和大气进行能量和水汽交换的重要指标, 在海洋环流、海气相互作用、气象和气候数值模拟等方面的研究中都具有重要意义^[1-2]。

海气界面湍流热通量包括潜热通量和感热通量, 潜热通量为温度不变条件下单位面积的热量交换, 在大气科学中也将其定义为下垫面与大气之间水分的热交换。海气界面热通量的计算方式主要有涡度相关法和块体法。涡度相关法根据微气象原理直接测量各物理要素的湍流脉动值, 通过计算

其协方差得到热通量^[3], 计算精度高且不存在任何参数化假设, 被认为是最可靠的方法, 但其所用仪器精密昂贵且容易受外界不确定性因素的影响, 特别是船体运动对观测系统和观测资料的影响, 因此难以在大范围内使用^[4]; 块体法通过测量海气状态参量的平均值间接计算热通量^[5-6], 计算精度高且可用于长时间序列大范围的海气界面热通量计算, 被科研工作者广泛采用。

块体法所需要的参数可以通过现场观测数据、数值模式的再分析数据和卫星遥感观测数据获取, 其中现场观测数据精度虽然高, 但观测资料主要集中在北半球中纬度地区以及主要航线区域, 采样不均匀; 模式再分析的网格化数据虽然空间分布均

收稿日期: 2021-02-03; 修订日期: 2021-12-15

基金项目: 中科院战略性先导专项课题“全球海洋环境基础数据库与过程交互系统”(XDA19060100)。

作者简介: 安婷玉(1996—), 女, 河南郑州人, 硕士研究生, 主要从事海洋遥感。E-mail: anty@radi.ac.cn

通讯作者: 杨晓峰(1982—), 男, 四川成都人, 研究员, 主要从事海洋动力环境遥感。E-mail: yangxf@radi.ac.cn

匀、时间序列长,但需要同实测数据融合,通常具有较强不确定性,且利用大气最底层参数作为近海面的参数值,计算得到的热通量具有模型误差;卫星遥感数据具有高精度、高时效性、高时空分辨率以及大尺度覆盖范围的优点,已经成为全球尺度海气通量监测不可或缺的数据源^[7-8]。

目前世界上已有多种基于卫星观测资料的热通量数据产品,如美国宇航局的戈达德卫星海表湍流通量数据集(The Goddard Satellite-based Surface Turbulent Fluxes, GSSTF)^[9]、德国汉堡大学的卫星海气参数与通量数据产品(The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data, HOAPS)^[10]、日本的卫星遥感海洋通量数据集(Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations, J-OFURO)^[11]等。但这些主流的海气通量产品都是基于国外卫星数据开发,国产卫星数据在海洋通量的应用还很少。近年来,我国遥感事业飞速发展,我国第二代极轨气象卫星风云三号已具备气象海洋多参数的同步探测能力,其数据质量已接近国际同类卫星水平^[12],可用于海气热通量反演。此外,海气界面热通量卫星遥感还面临一些技术挑战,例如:空气比湿度遥感估算精度较低^[13-15];通量估算所需的多输入参数非同步观测,需考虑其日内变化^[16]等。因此,本研究基于国产风云三号卫星微波成像仪观测数据,研究海气界面潜热通量日内变化规律及其卫星遥感计算方法,为我国自主海气界面热通量遥感产品研发提供技术支撑。

2 海气界面潜热通量遥感方法

2.1 热通量计算方法原理

块体法基于莫宁—奥布霍夫相似性理论(Monin-Obukhov Similarity Theory, MOST),将湍流通量与气象平均状态量联系起来,通过测量平均气象数据,即风速、气温、湿度、海表温度等海气状态参数,通过迭代计算热通量的交换系数。该方法所需的观测仪器成本低,使用方便,受环境因素影响较少,在数值模拟与气候学研究中应用广泛。不同类型的块体算法的主要区别在于湍流交换系数的计算、对表面粗糙长度的处理、盐度对海表面湿度的影响以及自由对流状况和表层阵风的处理等方面^[17]。Brunke等^[18]使用热带和中纬度(5°S~60°N)海域中开展的12个航次的直接湍流观测结果对国

际上经常使用的12个块体算法进行了评估,结果表明 COARE 3.0 是最可靠的算法之一。COARE3.6算法是COARE3.0的最新改进版本,主要优化了海浪对通量的影响(包括表面粗糙度和白帽分数与波参数之间的关系)、增加了可选择参数近海表盐度和气体传输函数。

块体参数法计算湍流热通量的公式为^[19]:

$$LH = \rho_a L_v \overline{w'q'} = -\rho_a L_v u_* q_* \quad (1)$$

$$SH = \rho_a C_p \overline{w'\theta'} = -\rho_a C_p u_* \theta_* \quad (2)$$

其中:LH、SH分别为潜热通量和感热通量; ρ_a 为湿空气密度; C_p 为空气定压比热; L_v 为蒸发潜热;上横线表示整体平均,实际应用中通常为时间或空间上平均, u_* 、 q_* 、 θ_* 分别表示风速(或摩擦速度)、湿度和位温的比例参数:

$$u_* = c_u^{1/2} c_d^{1/2} S u \quad (3)$$

$$q_* = -c_q^{1/2} (q_s - q) \quad (4)$$

$$\theta_* = -c_\theta^{1/2} (\theta_s - \theta) \quad (5)$$

其中: S 为平均相对风速; q_s 和 q 为表面和近表面空气比湿度; θ_s 和 θ 为表面和近表面空气位温; $c_x^{1/2}$ 为传输系数(x 可以为 u 、 q 、 θ);由MOST理论,传输系数依赖于表面稳定度函数:

$$c_x^{1/2}(\zeta) = c_{xn}^{1/2} / [1 - \frac{c_{xn}^{1/2}}{\kappa} \psi_x(\zeta)] \quad (6)$$

$$c_{xn}^{1/2}(\zeta) = \frac{\kappa}{\ln(z/z_{ox})} \quad (7)$$

其中: n 表示中性稳定态下,即 $\zeta=0$, z 为平均状态量 x 的观测高度; ψ_x 为描述均值廓线稳定性依赖的经验函数; κ 为冯卡曼常数; z_{ox} 为粗糙长度;描述了状态量 x 表面中性传输性质。

2.2 空气比湿度计算

研究使用 Gao 等^[20]2019年提出的算法估算空气比湿度 Q_a ,算法根据空气比湿度与亮温之间的关系受水汽标高的影响,使用6个水汽标高区间($\leq 1\ 300\text{ m}$ 、 $1\ 300\sim 1\ 800\text{ m}$ 、 $1\ 800\sim 2\ 300\text{ m}$ 、 $2\ 300\sim 2\ 800\text{ m}$ 、 $2\ 800\sim 3\ 300\text{ m}$ 、 $\geq 3\ 300\text{ m}$)划分算法,算法公式如下:

$$Q_a = c_0 + c_1 T_{B,10V} + c_2 T_{B,10H} + c_3 T_{B,19V} + c_4 T_{B,19H} + c_5 T_{B,23V} + c_6 T_{B,23H}^2 + c_7 T_{B,23V} + c_8 T_{B,23H}^2 + c_9 T_{B,37V} + c_{10} T_{B,37H} + c_{11} T_{B,89V} + c_{12} T_{B,89V}^2 + c_{13} T_{B,89H} + c_{14} T_{B,89H}^2 + c_{15} W \cdot SST \quad (8)$$

其中: W 为柱状水汽含量(kg/m^2); T_B 为亮度温度(K), SST 为海表温度($^{\circ}\text{C}$); c_{0-15} 为回归系数(取值详见表1)。

表 1 空气比湿度算法回归系数表

Table 1 Regression coefficients for algorithm

系数	$H_v \leq 1\,300$	$1\,300 < H_v \leq 1\,800$	$1\,800 < H_v \leq 2\,300$	$2\,300 < H_v \leq 2\,800$	$2\,800 < H_v \leq 3\,300$	$H_v > 3\,300$
c_0	-120.252 7	-66.200 1	-50.442 2	-41.263 8	-54.696 5	-86.331 4
c_1	0.026 6	-0.009 2	-0.013 3	-0.008 0	-0.064 7	-0.051 9
c_2	-0.007 1	0.008 3	0.003 8	0.001 9	0.029 1	0.018 3
c_3	-0.042 6	-0.009 9	-0.036 1	-0.064 7	-0.098 8	-0.024 7
c_4	-0.012 4	-0.012 3	0.009 3	0.014 6	0.037 4	0.000 0
c_5	-0.449 9	0.143 2	0.325 9	0.599 7	0.819 1	1.141 1
c_6	0.001 0	-0.000 3	-0.000 8	-0.001 2	-0.001 7	-0.002 4
c_7	0.141 0	0.049 0	0.032 1	-0.118 0	-0.259 2	-0.330 9
c_8	-0.000 2	-2.14×10^{-5}	6.73×10^{-5}	0.000 4	0.000 7	0.001 0
c_9	-0.065 0	-0.040 2	-0.011 3	-0.008 7	0.061 1	0.000 0
c_{10}	0.001 54	-0.023 6	-0.020 3	-0.002 6	-0.039 5	-0.022 3
c_{11}	1.406 3	0.505 2	0.188 9	-0.151 3	-0.187 3	0.000 0
c_{12}	-0.002 5	-0.000 9	-0.000 2	0.000 4	0.000 4	8.82×10^{-5}
c_{13}	-0.123 4	-0.071 9	-0.025 2	0.091 5	0.174 3	-0.017 3
c_{14}	0.000 2	0.000 1	1.00×10^{-5}	-0.000 3	0.000 4	0.000 0
c_{15}	0.016 9	0.010 8	0.008 7	0.006 7	0.006 3	0.006 1

根据 Kanemaru 等^[21]研究指出,水汽标高是边界层与对流层之间垂直湿度的良好指标,可以由以下公式计算

$$H_v = \frac{W}{\rho_{v,s}} \tag{9}$$

$$\rho_{v,s} = \rho_a q_{v,s} = \frac{e_0}{R_v T_0} \tag{10}$$

其中: H_v 为水汽标高; $\rho_{v,s}$ 、 ρ_a 、 $q_{v,s}$ 分别为表面水汽密度、干空气密度($1.2\text{kg}/\text{m}^3$)和水汽混合比; e_0 、 R_v 、 T_0 分别为表面水汽压、水汽气体常数($461.5\text{J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$)和表面气温(K); e_0 可以用以下公式估计:

$$e_0(T_d) = [1.000\,7 + (3.46 \times 10^{-6} P)] \times 6.112 \exp\left(\frac{17.502 t_d}{t_d + 240.97}\right) \tag{11}$$

其中: P 为空气压力, T_d 为表面露点温度(K), t_d 为摄氏温度($t_d = T_d - 273.15$)。

研究使用FY-3D卫星微波成像仪亮温数据、晴空可降水和海表温度数据以及ERA5再分析资料的2 m—空气温度、2 m—露点温度反演空气比湿度。表1所示的公式系数是基于美国国防气象卫星DMSP(Defense Meterological Satellite Program)搭载的SSMIS微波辐射计(the Special Sensor Microwave Imager Sounder)计算得到,将其直接用于FY-3D卫星观测时发现,其与浮标现场观测数据相比,卫反演的空气比湿度存在一定的系统偏差,特别是在高值区域存在明显的低估现象,因此,本研究使

用多项式拟合的方式对其系统误差进行了偏差校正:

$$\hat{Q}_a = -1.95 + 1.49 Q_a - 0.0173 Q_a^2 \tag{12}$$

基于上式,使用2020年1月、4月、7月和10月的数据进行验证,校正后的空气比湿度更接近现场观测值,二者的均方根误差和偏差分别为1.37 g/kg和0.10 g/kg。

2.3 日内变化影响分析

为分析海气界面潜热通量的日内变化过程,本

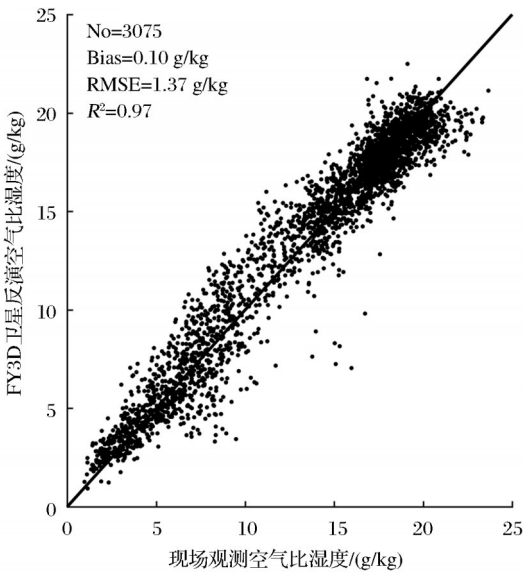


图 1 现场观测与校正算法得到的遥感空气比湿度比较

Fig.1 Comparisons between observed and satellite-derived Q_a

研究使用高时间分辨率的浮标现场观测数据,需要的海气状态变量包括海表温度、大气温度、海面风速、露点温度、表面空气压力以及相应气象传感器高度,为提高潜热通量计算精度,去除海洋冷肤、暖层对海表温度的影响^[22],同时使用再分析资料的短波辐射、长波辐射和降雨数据作为辅助数据。为了减少观测观测和模型误差对分析结果的影响,研究中对浮标数据进行了如下质量控制:先对浮标获取的各气象参数做平均处理,得到每小时的平均值;由于COARE3.6算法在风速0~20 m/s范围更准确^[23],再剔除风速大于20 m/s的数据;随后,使用COARE3.6算法计算浮标处海气界面潜热通量,并对偏差大于5倍标准差的数据进行剔除,同时,考虑到湍流混合较弱时,观测数据易发生异常扰动,因此剔除摩擦风速小于0.1 m/s的数据。此外,还需要注意的是将浮标观测记录的标准时间均转化为当地时间,以获得海气界面潜热通量日内变化的普遍规律。

为进一步消除随机误差的影响,获取数据的整体规律,文中对各浮标点每日相同时间的潜热通量进行季节平均,可得到各季节平均潜热通量的24 h变化。实验结果表明,海气界面潜热通量的日变化过程呈现出白天高而夜间低的特征,以浮标43301为例,图2所示的是2018年43301号浮标(8N,95W)的潜热通量平均日变化,该浮标位于热带东太平洋。从图中可以看出,各季节潜热通量的日变化过程大致相同,可近似为单峰型,午后高夜间低。地方时8:00~16:00时,随着太阳辐射的增强,海表温度逐渐上升,潜热通量输送增强,由于海洋的热惯性使得海洋状况的变化有滞后效应,潜热通量最终在16:00左右达到最大值;随后,随太阳辐射减小,潜热通量持续降低,次日8:00左右达到最小值。各季节日变化幅度差异不明显,潜热通量最大值在秋季,为103.59 W/m²,最小值在夏季,为54.31 W/m²,日变化幅度平均约为20.20 W/m²。

潜热通量不同时间瞬时值与当日平均值有较好的线性相关关系,研究对2018年共11 636组浮标观测潜热数据进行分析,对浮标日内潜热通量取积分平均作为日平均值,地方时2:00时潜热通量与当日平均值的相关系数为0.81,线性回归方程为如下,式中 LH_d 为潜热通量当日平均值:

$$LH_d = 0.8435 LH + 19.53 \quad (13)$$

以2019年浮标观测数据检验,地方时2:00时

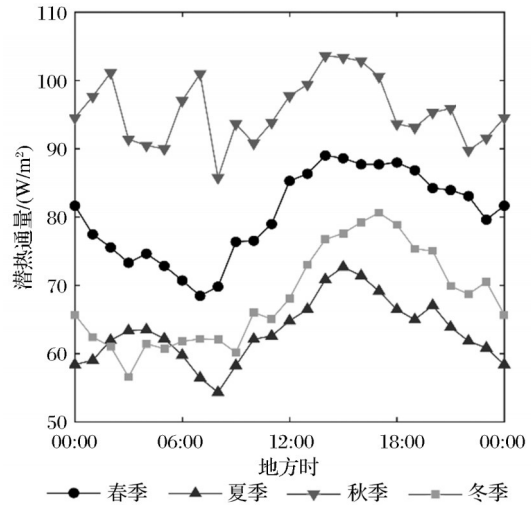


图2 2018年浮标43301潜热通量平均日变化

Fig.2 Diurnal variation of latent heat flux of buoy station 43301 in 2018

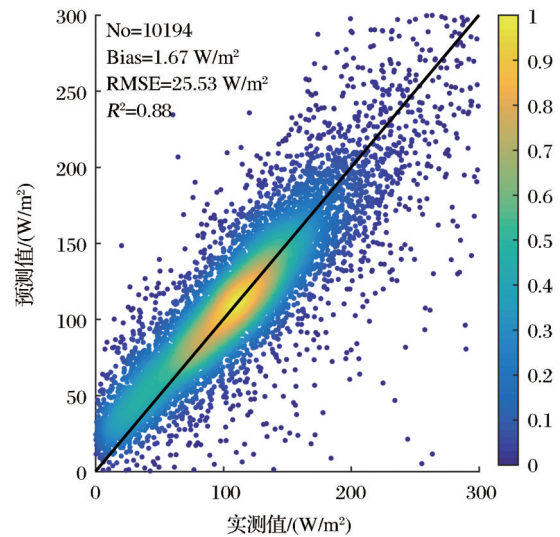


图3 潜热通量日均值回归模型实测值与估算值比较

Fig.3 Comparison of measured and estimated values of regression model for daily average of the latent heat flux

潜热通量日均值预测值与实测值相关系数、偏差、均方根误差分别为0.77、1.05 W/m²、28.34 W/m²。

3 算法精度检验

3.1 检验数据介绍

3.1.1 风云三号卫星微波成像仪

FY-3D作为是我国第二代极轨气象卫星风云三号02批卫星之一,经在轨测试于2019年1月1日正式投入业务运行,成为中国低轨道下午观测的主业务卫星,其上搭载的微波成像仪(Micro-Wave Radiation Imager, MWRI)是继SSM/I/S、AMSR-E、AMSR-2后新发展的国产新一代微波圆锥扫描成

像仪,共有 5 个观测频率:10.65、18.7、23.8、36.5 和 89 GHz,每个频率都能同时获取水平与垂直两个极化辐射信息,具体通道参数见表 2。

表 2 FY-3D 微波成像仪主要参数

Table 2 Main parameters for FY-3D MWRI

通道名称	中心频率 (GHz)	带宽(MHz)	地面分辨率
10 V/H	10.65	180	51 km× 85 km
19 V/H	18.7	200	30 km× 50 km
23 V/H	23.8	400	27 km× 45 km
37 V/H	36.5	900	18 km× 30 km
89 V/H	89.0	4 600	9 km× 15 km

FY-3D 微波成像仪数据按照升轨和降轨分别存放,存储格式为 HDF,白天过境时间大致在当地 13:00。数据获取网址为国家卫星气象中心(<http://satellite.nsmc.org.cn/PortalSite/Default.aspx>)。研究使用的卫星数据均来自 FY-3D 微波辐射仪,主要包括 2020 年 1 月和 7 月升、降轨 L1 级亮温数据和 L2 级晴空大气可降水(TPW)、海面风速(SWS)以及海表温度(SST)产品数据。

3.1.2 海洋固定浮标

研究使用浮标现场观测的气象数据,主要包括 TAO(Tropical/Atmosphere Ocean,热带大气海洋)浮标阵列和 NDBC(National Data Buoy Center,美国国家数据浮标中心)浮标网络数据。浮标位置如图 4 所示。

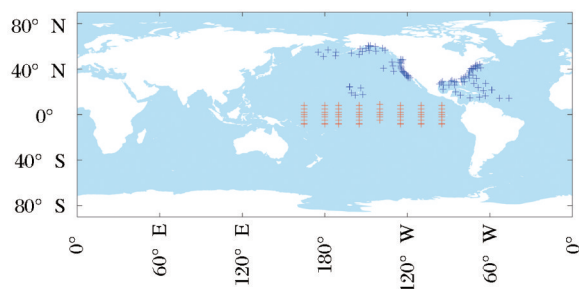


图 4 浮标站位分布

Fig.4 Map of buoy station

TAO 浮标阵列由位于热带太平洋的约 70 个浮标组成,通过 Argos 卫星系统遥测实时海洋和气象数据,是厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)观测系统、全球气候观测系统(GCOS)和全球海洋观测系统(GOOS)的重要组成部分。NDBC 浮标网络位于美国周围的外海和海岸区域,通过自动观测系统提供实时高质量气象和海洋数据。

研究中使用的浮标观测气象数据主要包括海

表温度、大气温度、海面风速、相对湿度、表面空气压力以及相应气象传感器高度,并基于上述参数计算得到的对应的海气界面潜热通量。

3.1.3 再分析资料

研究再分析资料来自 ERA5。ERA5 是欧洲中期天气预报中心(ECMWF)制作的第五版全球大气再分析数据集,提供 1979 年以来全球尺度上逐小时大气参数,水平分辨率为 31 km,垂直方向上提供表面到 0.01 hPa 共 137 层数据。本文使用其中的 2 m-气温、2 m-露点温度、风速、海表温度、短波辐射、长波辐射和降雨产品,用于海气界面潜热通量的计算与验证。该数据产品的下载地址为 <https://cds.climate.copernicus.eu/>。

3.2 精度检验结果

3.2.1 误差统计分析

对于 FY-3D 卫星观测资料,使用 COARE3.6 算法计算潜热通量。本文使用 FY-3D/MWRI 亮温数据,晴空大气可降水和海表温度反演空气比湿度。计算中 T_a 和 T_0 均来源于 ERA5 再分析数据,其与 MWRI 扫描时间差距不超过半小时。对于 FY-3D 卫星数据产品,海表风速测量高度为 10 m,反演得到的空气比湿度高度也为 10 m。对于空气温度,本文使用一种近似的方法,假设全球海洋范围内有轻微不稳定分层特征, $SST-t_0=1.25\text{ }^{\circ}\text{C}^{[24]}$ 。空气压力假设为 1 013 hPa,纬度为扫描点纬度,其他参数均使用算法默认值。图 5 给出了 FY-3D 微波辐射仪估算的 60°S 和 60°N 之间的全球海洋日均潜热通量分布结果图。

本研究分别将基于 FY-3D 卫星数据计算的潜热通量与浮标现场观测数据和 ERA5 再分析数据计算的潜热通量进行了比较。在数据匹配时,设置 FY-3D 数据与浮标现场观测数据的空间间隔不超过 0.125°,并剔除与浮标风速偏差大于 2 m/s 和海温偏差大于 2 K 的数据。2020 年 1 月二者的比较结果如图 6 所示,共得到 464 组匹配数据。对比检验结果表明,FY-3D 潜热通量遥感值与浮标现场观测潜热通量值表现出较好的线性相关性,平均偏差与均方根差分别为 -3.50 W/m^2 和 32.96 W/m^2 。

3.2.2 反演误差空间分布

研究进一步统计了 2020 年 7 月 FY-3D 卫星遥感湍流热通量与 ERA5 再分析资料在太平洋、大西洋和印度洋沿纬向的平均偏差分布情况,结果如图 7 所示。从图中可以看出,虽然二者整体趋势上

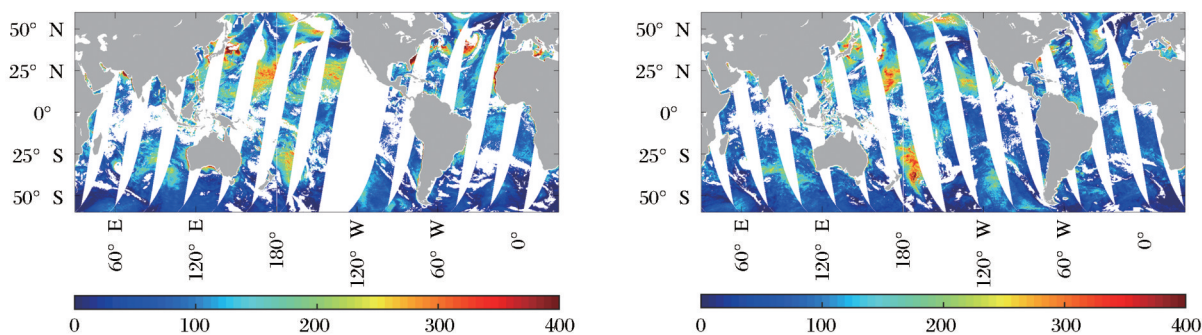


图5 2020年1月1日FY-3D微波辐射仪日平均潜热通量

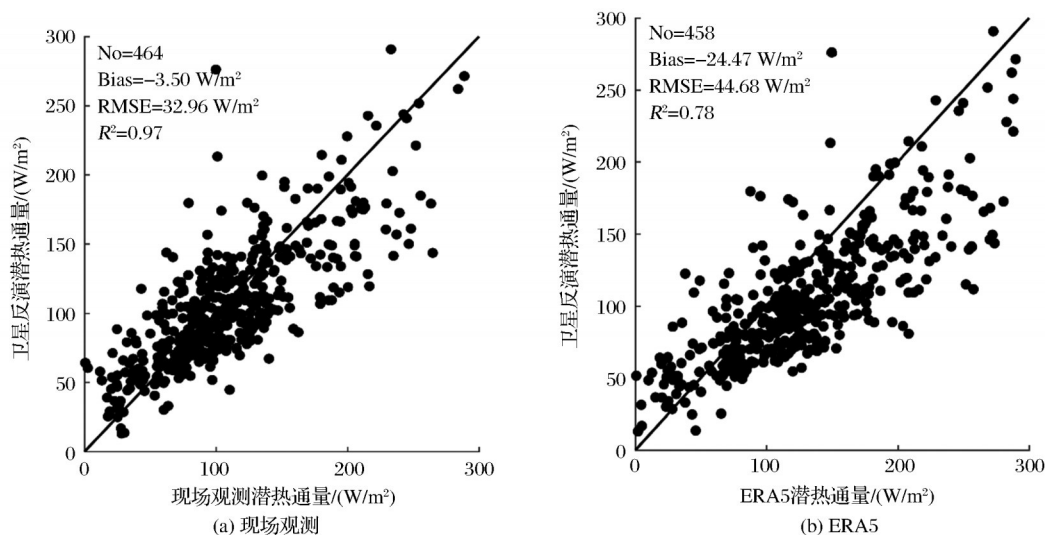
Fig.5 Map of daily mean latent heat flux for January 1st, 2020, estimated from the FY-3D MWRI instrument

图6 2020年1月现场观测潜热通量、ERA5潜热通量同FY-3D卫星潜热通量日均值散分图

Fig.6 Scatter diagram of daily mean latent heat flux comparing from in situ buoys, ERA 5 and FY-3D satellite-derived estimates

较为一致,但在 40°S 和 40°N 之间,FY-3D卫星反演得到的潜热通量较ERA5再分析数据值偏低,在 20°S 和 20°N 附近尤为明显,而在 40°N 以北和 40°S 以南区域,FY-3D卫星反演得到的潜热通量整体偏高;三大洋潜热通量沿纬向分布相似,北半球高于南半球,中低纬度区域高于高纬度和赤道区域。卫星遥感潜热通量在上述海域与再分析资料的较大偏差,可能是因为黑潮、湾流、印太暖池等海气相互作用剧烈区域,海面风场、空气比湿等计算通量所需的输入参数本身的遥感精度较低。当海气边界层处于非中性大气条件下,风应力对海面粗糙度的影响,在当前的风场卫星遥感反演中并未充分考虑^[25],同时低纬度普遍存在的强对流过程又导致了空气比湿度遥感反演精度的降低^[26]。

4 结论与展望

海气界面潜热通量资料在全球水循环和能量

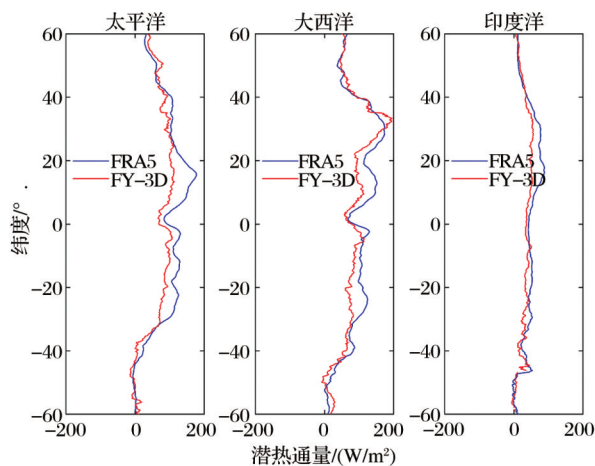


图7 2020年7月FY-3D卫星反演与ERA5再分析资料潜热通量的平均偏差沿纬向分布,从左至右依次为太平洋、大西洋和印度洋

Fig.7 Zonal distributions of latent heat flux bias between ERA5 and FY-3D satellite estimations for July 2020. From left to right are the Pacific Ocean, the Atlantic Ocean, and the Indian Ocean

平衡的研究中起着重要作用,目前尚无基于国产卫星观测的海气界面热通量产品。本研究改进了空气比湿度卫星遥感反演算法,分析了潜热通量日内变化特征,建立了考虑日内变化的海气界面潜热通量遥感估算模型,利用国产风云三号卫星微波辐射仪观测数据开展了海气界面日均潜热通量遥感实验。卫星遥感反演潜热通量与浮标现场观测数据对比发现,二者的均方根误差、偏差、相关系数分别为 32.96 W/m^2 , 3.50 W/m^2 和 0.79。在全球不同纬度、不同大洋的对比验证发现,卫星遥感反演潜热通量数据在海气相互作用剧烈区域反演误差较大,后续研究可在海气界面块体动力学参数化方案、海气动力参数反演精度提升等方面重点开展工作。

本文验证了国产极轨卫星在全球海气界面热通量遥感应用上的可行性。随着风云三号 03 批卫星和新一代海洋二号海洋动力环境卫星的建设和运行^[27-28],国产星载微波成像仪的空间覆盖、重访能力和数据质量都将进一步得到提升,未来国产遥感卫星将在全球海气界面热通量监测中发挥更重要的作用。

参考文献 (References):

- [1] Chen Jinnian, Wang Hongna, Zuo Tao, *et al.* Variation of air-sea heat fluxes and clineate change over the joining area of Asia and Indean-Pacific Ocean [M]. Beijing: China Ocean Press, 2013. [陈锦年, 王宏娜, 左涛, 等. 亚印太海气界面热通量变化特征及气候效应[M]. 北京: 海洋出版社, 2013.]
- [2] Schulz J, Meywerk J, Ewald S, *et al.* Evaluation of satellite-derived latent heat fluxes [J]. *Journal of Climate*, 1997, 10(11): 2782-95. DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<2782:EOSDLH>2.0.CO;2.
- [3] Weill A, Eymard L, Caniaux G, *et al.* Toward a better determination of turbulent air-sea fluxes from several experiments [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(4): 600-618. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0600:TABDOT>2.0.CO;2.
- [4] Duan Ziqiang, Gao Huiwang. The air-sea eddy covariance fluxes correction using different methods for the ship-based measurement [J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2015, 45(7): 18-24. [段自强, 高会旺. 利用不同方法校正船体运动对海气通量观测结果的影响[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2015, 45(7): 18-24.]
- [5] Friehe C A, Schmitt K F. Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic Formulas [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1976, 6(6): 801-809. DOI: 10.1175/1520-0485(1976)006<0801:POASIF>2.0.CO;2.
- [6] Large W G, Pond S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1981, 11(3): 324-336. DOI: 10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2.
- [7] Yao Y, Liang S, Li X, *et al.* A satellite-based hybrid algorithm to determine the Priestley - Taylor parameter for global terrestrial latent heat flux estimation across multiple biomes [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2015, 165: 216-233. DOI: 10.1016/j.rse.2015.05.013.
- [8] Yao Y, Liang S, Li X, *et al.* Improving global terrestrial evapotranspiration estimation using support vector machine by integrating three process-based algorithms [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2017, 242: 55-74. DOI: 10.1016/j.agrformet.2017.04.011.
- [9] Shie C L, Chiu L S, Adler R, *et al.* A note on reviving the Goddard Satellite-based Surface Turbulent Fluxes (GSSTF) dataset [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26(6): 1071-1080. DOI: 10.1007/s00376-009-8138-z.
- [10] Andersson A, Fennig K, Klepp C, *et al.* The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and fluxes from satellite data - HOAPS-3 [J]. *Earth System Science Data Discussion*, 2010, 3(1): 215-234. DOI: 10.5194/essd-2-215-2010, 2010.
- [11] Tomita H, Hihara T, Kako S I, *et al.* An introduction to J-OFURO3, a third-generation Japanese ocean flux data set using remote-sensing observations [J]. *Journal of Oceanography*, 2019, 75(2): 171-194. DOI: 10.1007/s10872-018-0493-x.
- [12] Yang Hu, Li Xiaoqing, You Ran, *et al.* Environmental data records from FengYun-3B microwave radiation imager [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology*, 2013(4): 136-143. [杨虎, 李小青, 游然, 等. 风云三号微波成像仪定标精度评价及业务产品介绍[J]. 气象科技进展, 2013(4): 136-143. DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2013.04.014.]
- [13] Bentamy A, Katsaros K B, Mestas-Nunez A M, *et al.* Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(4): 637-656. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0637:SEOWSA>2.0.CO;2.
- [14] Gleckler P J, Weare B C. Uncertainties in global ocean surface heat flux climatologies derived from ship observations [J]. *Journal of Climate*, 1997, 10(11): 2764-2781. DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<2764:UIGOSH>2.0.CO;2.
- [15] Bourras D. Comparison of five satellite-derived latent heat flux products to moored Buoy data [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(24): 6291-6313. DOI: 10.1175/JCLI3977.1.
- [16] Iwasaki S, Kubota M, Tomita H. Evaluation of bulk method for satellite-derived latent heat flux [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115(C7). DOI: 10.1029/2010JC006175.
- [17] Buck A L. New Equations for computing vapor pressure and enhancement factor [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 1981, 20(12): 1527-1532. DOI: 10.1175/1520-0450(1981)020<1527:NEFCVP>2.0.CO;2.
- [18] Brunke M A, Fairall C W, Zeng X B, *et al.* Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent fluxes? [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(4): 619-635. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0619:WBAAAL>2.0.CO;2.
- [19] Fairall C, Bradley E, Rogers D, *et al.* Bulk parameterization of air-sea fluxes for the Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA-

- COARE) [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996, 101(C2):3747–3764. DOI:10.1029/95JC03205.
- [20] Gao Q, Wang S, Yang X. Estimation of surface air specific humidity and air-sea latent heat flux using FY-3C microwave observations[J]. *Remote Sensing*, 2019, 11(4):466. DOI: 10.3390/rs11040466.
- [21] Kanamaru K, Masunaga H. A satellite study of the relationship between sea surface temperature and column water vapor over tropical and subtropical oceans[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(12):4204–4218. DOI:10.1175/JCLI-D-12-00307.1.
- [22] Fairall C W, Bradley E F, Godfrey J S, *et al.* Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature [J]. *Journal of Geophysical Research*. 1996, 101 (C1) : 1295–1308. DOI: 10.1029/95JC03190.
- [23] Fairall C W, Bradley E F, Hare J E, *et al.* Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE Algorithm[J]. *Journal of Climate*[J]. 2003, 16(4):571–591. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2.
- [24] Wells N C, King-Hele S. Parametrization of tropical ocean heat flux[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1990, 116 (495) : 1213–1224. DOI: 10.1002/qj.49711649511.
- [25] Du Y L, Yang X F, Jian Y, *et al.* Effects of temperature on sea surface radar backscattering under neutral and nonneutral atmospheric conditions for wind retrieval applications: a numerical study[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2021, 59 (4) : 2727–2743. DOI: 10.1109/TGRS.2020.3013980.
- [26] Boisvert L, Vihma T, Shie C L. Evaporation from the Southern Ocean estimated on the basis of AIRS satellite data [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125: e2019JD030845. DOI: 10.1029/2019JD030845.
- [27] Lu Naimeng, Gu Songyan. Review and prospect on the development of meteorological satellites [J]. *Journal of Remote Sensing*, 2016, 20(5): 832–841.[卢乃锰, 谷松岩. 气象卫星发展回顾与展望[J]. *遥感学报*, 2016, 20(5):832–841].
- [28] Lin Mingsen, He Xianqiang, Jia Yongjun, *et al.* Advances in marine satellite remote sensing technology in China[J]. *Haiyang Xuebao*, 2019, 41(10): 99–112.[林明森, 何贤强, 贾永君, 等. 中国海洋卫星遥感技术进展[J]. *海洋学报*, 2019, 41(10):99–112.]

Remote Sensing of Global Air–Sea Latent Heat Fluxes from FY–3 Microwave Radiation Imager Observations

An Tingyu^{1,2}, Yi Xin³, Yang Xiaofeng¹, Yin Xiaobin⁴

(1. *The Key Laboratory of Remote Sensing Science, Aerospace Information Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;*

3. *61741 Troops of PLA, Beijing 100094, China;*

4. *Ocean University of China, Faculty of Information Science and Engineering, College of Marine Technology, Qingdao 266003, China)*

Abstract: The Latent Heat Flux (LHF) is an essential indicator for measuring energy and water vapor exchange between the air and sea. Satellite-based surface turbulent fluxes are widely used due to their wide coverage and high timeliness advantages. However, there are still problems with non-synchronous observations and low accuracy of latent heat flux estimation. Since the sea surface air specific humidity is the primary error source in satellite remote sensing of latent heat flux, the air specific humidity retrieval algorithm is improved based on the Fengyun-3 Micro-Wave Radiation Imager (MWRI) data. Compared with the in-situ measurements from moored buoys, the inversion results have been significantly improved. In view of satellite's relatively fixed overpassing time of satellites, the intraday variation process of latent heat flux is analyzed using the in situ data. Then a daily average latent heat flux estimation model is established. The Fengyun-3/MWRI data are used to calculate the global air-sea latent heat flux by the COARE3.6 algorithm. The bias, Root Mean Square Difference (RMSD), and correlation coefficient (R^2) between satellite and buoy are 3.50 W/m^2 , 32.96 W/m^2 , and 0.79.

Key words: Latent Heat Flux; MWRI; FY-3D; Specific Air Humidity