

闵敏, 吴晓, 2020. 从 FY-4A 卫星遥感数据和 GFS 资料估算全天空状况下的地表长波辐射通量[J]. 气象, 46(3): 336-345. Min M, Wu X, 2020. Estimating surface longwave radiation flux under all-sky condition from FY-4A and GFS data[J]. Meteor Mon, 46(3): 336-345 (in Chinese).

从 FY-4A 卫星遥感数据和 GFS 资料估算 全天空状况下的地表长波辐射通量^{*}

闵 敏¹ 吴 晓^{2,3}

1 中山大学大气科学学院、广东省气候变化与自然灾害重点实验室和南方海洋科学与工程实验室(珠海), 珠海 519082

2 国家卫星气象中心, 北京 100081

3 中国气象局中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室, 北京 100081

提 要: 本文介绍一种利用 FY-4A 成像仪遥感数据和全球预报系统(GFS)资料估算全天空地表长波辐射通量的反演方法。该方法通过辐射传输模拟和统计回归计算建立云天地表下行长波辐射通量的反演模式, 并基于 GFS 资料处理云覆盖地区的地表上、下行长波辐射通量。这种全天空状况下两种通量的反演结合了 FY-4A 晴空地表长波辐射业务产品和本文反演模式处理的云天地表上、下行长波辐射通量。2018 年 9 月 1 日的处理结果与 Aqua/CERES 同类产品相对比, 精度为: $RMSE=20.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9481$, $Bias=3.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (夜间地表下行辐射通量对比); $RMSE=25.58 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9096$, $Bias=5.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (白天地表下行辐射通量对比); $RMSE=10.97 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9762$, $Bias=-3.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (夜间地表上行辐射通量对比); $RMSE=19.97 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9283$, $Bias=5.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (白天地表上行辐射通量对比)。这些结果表明本文发展的方法能够反演出精度较好的云天上下行长波辐射通量资料, 为今后利用 FY-4 后续星处理生成全天空状况下的地表长波辐射通量产品奠定了理论基础。

关键词: FY-4A 遥感数据, GFS 资料, 全天空, 地表上行长波辐射通量, 地表下行长波辐射通量

中图分类号: P405, P413

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.03.005

Estimating Surface Longwave Radiation Flux Under All-Sky Condition from FY-4A and GFS Data

MIN Min¹ WU Xiao^{2,3}

1 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University and Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies, and Southern Laboratory of Ocean Science and Engineering (Guangdong, Zhuhai), Zhuhai 519082

2 National Satellite Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Key Laboratory of Radiometric Calibration and Validation for Environmental Satellites, CMA, Beijing 100081

Abstract: In this study, the specific methods of estimating surface longwave radiation fluxes under all-sky condition are elucidated. An inverse model for cloudy-sky surface downward longwave radiation (DLR) flux retrieval is developed based on infrared radiative transfer calculation, statistical regression analysis of simulated data, and atmospheric profiles. After that, we combine the inverse model and GFS data to calculate FY-4A clean-sky and cloudy-sky DLR values. Then, on the basis of the Aqua/CERES global DLR product, it validates the corresponding product of FY-4A during day or night time. The final results show that $RMSE=20.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9481$, $BIAS=3.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (nighttime); $RMSE=25.58 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,

* 国家自然科学基金项目(41975031, 41975020)和预先研究项目(D040103)共同资助

2018 年 11 月 14 日收稿; 2019 年 6 月 5 日收修定稿

第一作者: 闵敏, 主要从事气象卫星反演产品开发. Email: minm5@mail.sysu.edu.cn

$R=0.9096$, $BIAS=5.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (daytime). Besides, we also successfully calculate the cloudy-sky upwelling longwave radiation (ULR) product at surface, which is combined with the operational FY-4A clear-sky ULR product to make a joint all-sky product. The validations of FY-4A all-sky ULR show that $RMSE=10.97 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9762$, $BIAS=-3.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (nighttime); $RMSE=19.97 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9283$, $BIAS=5.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (daytime). The validation results mentioned-above indicate the retrieval methods developed in this research are feasible and high-quality, which could be used for retrieving new operational DLR/ULR products for FY-4 series satellites in future.

Key words: FY-4A remote sensing data, GFS data, all-sky, surface upwelling longwave radiation flux, downward longwave radiation flux at surface

引 言

地球表面的辐射收支决定了地表的热状况和海洋的环流运动,是海气交换、陆面过程、海洋环流运动的能量来源,地表上行长波辐射(ULR)、地表下行长波辐射(DLR)是地表辐射收支4个参量的组成部分,长期以来是天气、气候模式的重要要素(孙帅等,2017;曹雯等,2016;张海宏等,2017;卢乃锰等,2017),在农业、水文领域也有广泛的应用(邵小路等,2013;师春香等,2018)。关于DLR,早在20世纪30年代就开始对它计算研究,Brunt(1932)通过辐射图方式计算的DLR与地面气象观测资料做统计回归分析,建立起地面气温和水汽压计算DLR的经验函数,后来Brutsaert(1975)又基于较为精确的DLR计算和地面气温、水汽的回归,建立了DLR计算经验公式。这些公式的DLR计算都需要地面气象站的水汽和百叶箱温度作为输入,由于海洋上和高海拔地区测站的稀少,使得经验公式的应用受到局限。因此从20世纪80年代以来,科学家开始探索利用气象卫星资料反演DLR,如Darnell et al (1983)、Frouin et al (1988)借助NOAA卫星的TOVS资料和辐射传递方程计算DLR,这种方法被称为DLR的物理反演方法,但由于需要对庞大的卫星廓线资料做逐光谱的辐射率计算,耗费机时,因此国际上物理方法只用于研究,而不被业务产品处理采纳。1989年至今,陆续有统计反演方法研究出来,其反演模型总体分为2类:1类是通过建立卫星通道亮温与低层大气温度、大气柱总可降水量与低层大气比辐射率的回归关系,利用大气灰体辐射定律计算DLR,如Lee and Ellingson(1992)建立的NOAA/HIRS通道数据与DLR的统计回归模型;另1类是直接建立多个卫星相关通道辐射率与

DLR的线性及非线性组合回归模式,如Wang and Liang(2009)、Tang and Li(2008)建立的从MODIS多通道辐射率计算DLR的回归模式。其中应用于如今Aqua、Terra卫星CERES仪器的DLR业务产品处理的是Gupta(1989)、Gupta et al(1992)最初提出的一套反演晴空、云天地面长波辐射通量统计模型,其天空完全云覆盖下的DLR反演模式通过建立云底温度、云底至地面的水汽含量与地面DLR的回归关系,把云底辐射与地表DLR联系起来;晴空模式则是通过近地层温度及水汽决定的低层大气比辐射率来反演DLR。相比于DLR,ULR的反演方法和模型较为简单,关于它的研究也较少,一般是通过地表温度和比辐射率用ULR物理公式进行计算,像CERES的ULR业务产品反演(Gupta et al, 1997);近年来Wang et al(2009)通过辐射传输和统计回归分析得到MODIS多通道辐射率与ULR的线性回归模式,也取得了较好的反演精度。

该文参考了CERES业务DLR反演模型,通过辐射传输正演和统计回归,建立了完全云覆盖下的地面DLR反演模式。应用模式和GFS资料以及FY-4A云检测产品反演出云覆盖地区的DLR,结合FY-4A晴空地面DLR业务产品,处理生成了2018年9月1日逐小时全天空DLR资料。反演资料经与CERES同类产品及与中国地面辐射基准站的观测相比,得到较好的精度。在下文中,重点介绍云天DLR反演模式的建立过程,云天ULR、DLR的处理方法,以及利用Aqua/CERES全天空DLR、ULR产品对FY-4A反演资料的验证试验。

1 数据资料

该文所涉及的资料有:全球大气廓线、全球预报系统(GFS)资料、FY-4A晴空DLR、ULR业务产

品、Aqua 卫星 CERES 仪器的 DLR、ULR 业务产品、中国地面辐射基准站 DLR、ULR 逐小时平均观测数据。其中 178105 条云大气廓线用于云天 DLR 反演模式建立过程中的辐射传输正演模拟,是由 2010 年 1 月、4 月、7 月和 10 月的 ECMWF 资料整理出 22293 条全球晴空大气廓线,随机地将云底从 900~200 hPa 每 50 hPa 取值,云底为 900、850、800、750、700、650、600、550、500、450、400、350、300、250、200 hPa 的廓线分别有 4 467、3 982、7 997、7 730、9 960、9 124、11 335、10 732、13 550、12 260、13 550、12 260、13 550、12 260、17 532 条;GFS 资料用于云区 DLR、ULR 的反演;FY-4A 晴空 DLR、ULR 业务产品用于与云区反演结果相结合、生成 FY-4A 观测范围内全天空的 DLR、ULR 资料;CERES 的 DLR、ULR 业务产品,以及地面辐射基准站的 DLR、ULR 实测数据用于检验本文的反演结果。

2 云天 DLR 反演模式的建立

2.1 辐射传输方程及地表下行长波辐射率的模拟计算

完全云覆盖下的地表下行长波辐射率由如下公式计算:

$$I_{\tau 0}(\theta) = B(\nu, T_{CB})\tau_{\tau CB}(\theta) + \int_{\tau_{\tau CB}}^1 B(\nu, T) d\tau \quad (1)$$

式中: $I_{\tau 0}$ 是云覆盖下到达地表的长波辐射率, T_{CB} 是云底温度, T 是大气温度, ν 是波数, $B(\nu, T_{CB})$ 、 $B(\nu, T)$ 分别是温度为 T_{CB} 、 T 的普朗克函数, θ 是当地天顶角, $\tau_{\tau CB}$ 是云底到地面的光谱透过率(关于透过率的计算详见吴晓, 1998), τ 是 z 高度上大气透过率。式(1)右边第一项是云底辐射的贡献, 第二项是云底以下大气对地表下行辐射率的贡献。

晴空状况下的地表下行长波辐射率由如下公式计算:

$$I_{\tau 0}(\theta) = \int_{\tau_{\tau}}^1 B_{\nu}(\nu, T) d\tau \quad (2)$$

式中: $I_{\tau 0}$ 是晴空大气到达地表的长波辐射率, τ_{τ} 是大气顶到地表的透过率, 关于晴空地表下行辐射率的计算详见吴晓(2014)。

图 1 和图 2 分别是基于晴空和云廓线模拟的地表下行长波辐射率光谱计算结果示例。

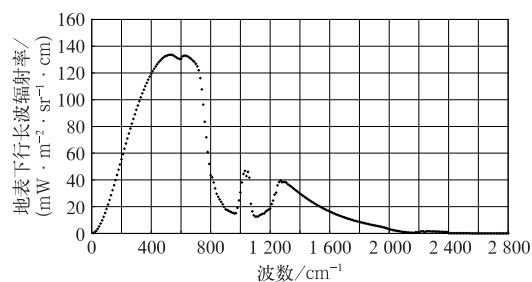


图 1 基于地面温度 $T_s=288.21$ K、地面气压 $p_s=1\,028.83$ hPa 的晴空大气廓线模拟的地表下行辐射率光谱计算结果
Fig. 1 Simulated downward spectral radiances at surface using a clear-sky atmospheric profile with $T_s=288.21$ K and $p_s=1\,028.83$ hPa

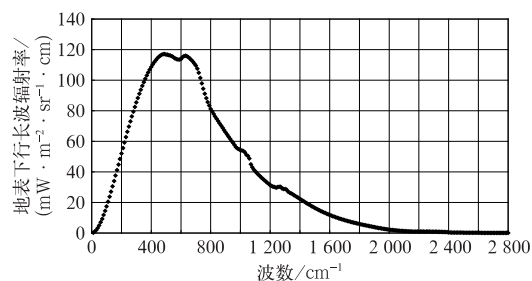


图 2 基于地面温度 $T_s=277.0$ K、地面气压 $p_s=1\,002.0$ hPa、云底气压 $p_{CB}=800$ hPa 的完全云覆盖大气廓线模拟的地表下行辐射率光谱计算结果
Fig. 2 Simulated downward spectral radiances at surface using a cloudy-sky atmospheric profile with $T_s=277.0$ K, $p_s=1\,002.0$ hPa, and $p_{CB}=800$ hPa

2.2 云覆盖下地表下行长波辐射通量的模拟计算

2.2.1 云天地表总波段下行长波辐射率

基于以上辐射率的模拟, 每条廓线的云天总波段地表下行长波辐射率由下式计算:

$$I_0(\theta) = \int_0^\infty I_{\tau 0}(\theta) d\nu = \sum_{i=1}^{280} I_{\tau 0}(\theta) \Delta\nu_i \quad (3)$$

式中: I_0 为总波段下行长波辐射率; $\Delta\nu_i=10$ cm⁻¹; 光谱区间 0~∞取 0~2 800 cm⁻¹ 共 280 个积分波段。数学上是将分段的辐射值进行积分计算, 最后得到总波段的辐射率。

2.2.2 云天地表下行长波辐射通量密度的模拟计算

云天地表下行长波辐射通量密度是总波段辐射率对下半球立体角的积分, 计算如下(Wark et al,

1962):

$$DLR = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_{-\frac{\pi}{2}}^0 I_0(\theta) \sin\theta \cos\theta d\theta \quad (4)$$

式中: φ 是方位角,计算中假定 I_0 对方位角是各项同性的,即

$$DLR = 2\pi \int_{-\frac{\pi}{2}}^0 I_0(\theta) \sin\theta \cos\theta d\theta \quad (5)$$

对于 178 105 条大气廓线, I_0 有如下角度关系 (Wark et al, 1962):

$$\frac{I_0(\theta)}{I_0(0)} = 1 + a\theta + b\theta^2 + c\theta^3 \quad (6)$$

式中: a, b, c 是统计回归系数。式(6)的统计关系未免粗略,对于每一条廓线进一步定义 (Wark et al, 1962):

$$\gamma = \frac{\left[\frac{I_0(\theta)}{I_0(0)} - 1 \right]}{a\theta + b\theta^2 + c\theta^3} \quad (7)$$

对于 178 105 条廓线, γ 有如下统计关系 (Wark et al, 1962)

$$\gamma = \alpha + \beta I_0(0) \quad (8)$$

将式(8)代入式(7)得到:

$$I_0(\theta) = I_0(0) \{ 1 + (a\theta + b\theta^2 + c\theta^3) [\alpha + \beta I_0(0)] \} \quad (9)$$

将式(9)代入式(5)得到:

$$\begin{aligned} DLR &= I_0(0) [A + C I_0(0)] \\ A &= 2\pi \int_{-\frac{\pi}{2}}^0 [1 + \alpha(a\theta + b\theta^2 + c\theta^3)] \sin\theta \cos\theta d\theta \\ C &= 2\pi \int_{-\frac{\pi}{2}}^0 \beta(a\theta + b\theta^2 + c\theta^3) \sin\theta \cos\theta d\theta \end{aligned} \quad (10)$$

式中: A, C 是由 a, b, c, α, β 计算出的常数。这样,通过式(10)即计算得到每条廓线的 DLR。

2.3 云天 DLR 反演模型

Gupta et al(1992)将完全云覆盖下的 DLR 写为晴空地表长波辐射通量密度与云辐射强迫通量密度之和,下式为:

$$DLR = DLR_{\text{clear}} + DLR_{\text{cloud}} = C_1 + C_2 \quad (11)$$

式中: $DLR, DLR_{\text{clear}} (C_1)$ 分别是云天和晴空的地表下行长波辐射通量密度(晴空 DLR_{clear} 的模拟计算详见吴晓(2014)), $DLR_{\text{cloud}} (C_2)$ 是云辐射强迫通量密度。Gupta et al(1992)通过敏感度试验,发现 C_2 与云底黑体辐射和云底到地面的水汽总量分别存在高度正和高度负相关,经过敏感度试验,提出如下模式:

$$C_2 = \frac{\sigma T_{\text{CB}}^4}{a_0 + a_1 w + a_2 w^2 + a_3 w^3} \quad (12)$$

式中: σ 是斯蒂芬-玻耳兹曼常数; w 是云底至地面的水汽总可降水量(单位:cm); T_{CB} 是云底温度; a_0, a_1, a_2, a_3 是统计回归系数。

这里将式(12)改写为:

$$C_2 = \frac{\sigma T_{\text{CB}}^4}{\epsilon} \quad (13)$$

进一步整理有下式:

$$\epsilon = \frac{\sigma T_{\text{CB}}^4}{C_2} = \frac{\sigma T_{\text{CB}}^4}{DLR - DLR_{\text{clear}}} \quad (14)$$

因此对于每一条廓线可由模拟的 DLR 与 DLR_{clear} 及云底温度计算得到一个云辐射强迫系数 ϵ , 178 105 条廓线共 178 105 个 ϵ , 通过与廓线云底至地面的水汽总含量 w 统计回归。图 3 是地面气压与云底气压相差 200~300 hPa 廓线的 ϵ 与 w 回归图,由图得到 ϵ 与 w 的回归关系式及系数:

$$\epsilon = a_0 + a_1 w + a_2 w^2 + a_3 w^3 \quad (15)$$

3 云天 DLR 和 ULR 反演方法

将以上模式结合 GFS 全球预报场资料,即可估算云覆盖地区的 DLR。

3.1 云底至地面的大气可降水量计算

GFS 资料提供了覆盖全球、数据分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的大气温度、相对湿度、地面温度、地面气压

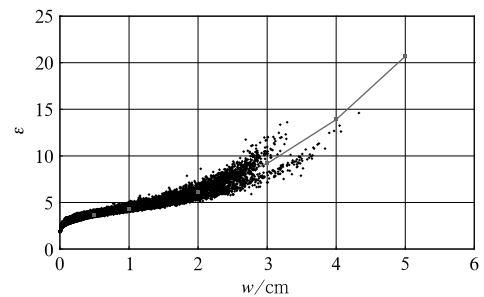


图3 云辐射强迫系数与云底到地面的大气可降水量的回归关系

(采用地表和云底气压差在 200~300 hPa)

Fig. 3 Regression relationship between cloud radiative forcing coefficient and precipitable water from cloud base to surface (based on some atmospheric profiles with surface and cloud base pressure differences from 200 to 300 hPa)

等多种参数,其中大气垂直温湿度为 31 层(1000~0.1 hPa),通过对相对湿度>90%判断为云区,得到对应的云底气压和云底温度,由下式计算云底到地面的大气总可降水量 w_{CB}

$$w_{CB} = \int_0^{z_{CB}} w_i dz \quad (16)$$

式中: w_i 是 z 高度上的绝对湿度, z_{CB} 是云底高度, w_i 由下式计算:

$$w_i = 0.217 \frac{e}{T} \quad (17)$$

式中: e 是 z 高度上的水汽压(单位:hPa); T 是大气温度(单位:K)。

3.2 计算云辐射强迫通量密度

云辐射强迫通量密度 C_2 由下式计算:

$$C_2 = \frac{\sigma T_{CB}^4}{a_0 + a_1 w + a_2 w^2 + a_3 w^3} \quad (18)$$

式中回归系数见表 1。

表 1 云辐射强迫通量密度回归系数

Table 1 Regression coefficients of cloud radiative forcing flux density

地面与云底气压差/hPa	a_0	a_1	a_2	a_3
0~100	2.3	5.1333	-4.0	1.86667
100~200	3.72	0.29556	1.4044	-0.11555
200~300	3.285	0.70527	0.21555	0.067778
300~400	3.593	0.93688	-0.13555	0.096888
400~500	4.115	1.1759	-0.47592	0.129629
500~600	4.8233	0.3202	0.04334	0.045346
600~700	4.739	-0.102338	0.45974	-0.021645
700~800	3.53766	3.6404	-0.69058	0.117965

3.3 云天 DLR 计算方法

云存在下的地表 DLR 由下式计算:

$$DFLUX = (1 - A) \times DFLUX_{clear} + A \times (DFLUX_{clear} + C_2) \quad (19)$$

式中:右边第一项是晴空辐射贡献,第二项是云辐射贡献; A 是云量, $DFLUX$ 是云天 DLR, $DFLUX_{clear}$ 是晴空 DLR, C_2 是云辐射强迫通量密度。 $DFLUX_{clear}$ 的反演模式如下:

$$T_e = k_1 T_1 + k_2 T_2 + k_3 T_s \quad (20)$$

式中: T_e 是低层大气有效辐射温度, T_1 是与地面气压差 150 hPa 以内的低层大气平均温度, T_2 是与地面气压差 300~150 hPa 的低层大气平均温度, T_s 是地面温度; $k_1=0.35$, $k_2=0.05$, $k_3=0.6$ 。

$$DFLUX_{clear} = \epsilon_s \sigma T_e^4 \quad (21)$$

$$\epsilon_s = b_0 + b_1 w_c + b_2 \sqrt{w_c} \quad (22)$$

式中: b_0 、 b_1 、 b_2 是统计回归系数, w_c 是大气柱总可降水量, ϵ_s 是低层大气比辐射率;关于 $DFLUX_{clear}$ 的反演参见吴晓(2014)、吴晓等(2018)。这里需要说明的是,由于 FY-4A 云产品没有提供观测像元的云量,因此处理时将卫星确认的云像元云量做为 100%,即 $A=1.0$;同时将相对湿度>85%的 GFS 大气层湿度做调整,以确保利用此时的云区 GFS 廓

线计算出晴空 $DFLUX_{clear}$ 。

3.4 云天 ULR 计算方法

与 DLR 计算方法不一样,这里主要利用 GFS 资料计算云天 ULR:

$$ULR = \epsilon_{SF} \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon_{SF}) DLR \quad (23)$$

式中: T_s 是 GFS 地表温度, ϵ_{SF} 是全球逐月的地表宽波段比辐射率气候数据;式(23)右边第一项是地表的向上发射辐射,第二项是地表反射的大气向下辐射。

4 FY-4A 全天空 DLR、ULR 反演结果及其对比验证

4.1 FY-4A 全天空 DLR、ULR 反演结果示例

本文中晴空地区的 DLR、ULR 估算直接采用国家卫星气象中心 FY-4A 业务系统输出的晴空 DLR、ULR 产品,产品通过 FY-4A 成像仪多个红外通道辐射率遥测数据经反演模式计算得到(吴晓,2014;吴晓等,2018)。结合以上云天 ULR、DLR 反演结果和 FY-4A 晴空 ULR、DLR 业务产品,处理得到 2018 年 9 月 1 日逐小时 FY-4A 观测范围内全天空状况下 DLR、ULR 资料。图 4 是 2018 年 9 月 1 日 18 时(UTC)全圆盘 ULR、DLR。

4.2 对比验证

本文主要采用美国 Aqua 卫星 CERES 仪器的全球瞬时 DLR、ULR 反演产品,以及中国地面辐射基准站的逐小时 DLR、ULR 观测资料,对反演的 FY-4A 全天空 DLR、ULR 资料进行对比验证。

4.2.1 FY-4A 瞬时 DLR 资料与 CERES 的对比误差分析

Aqua 是极轨卫星,过境时间为当地时 02、14 时左右,每天对地球上同一地点位置进行白天、夜间 2 次观测。它在每天的 04—09 UTC,15—23 UTC 进入 FY-4A 卫星的观测范围,其星下点数据分辨率为 28 km,约 5~6 条轨道覆盖完整 FY-4A 观测范围,

取与每条轨道过境时间相差 30 min 以内的 FY-4A 数据与 CERES 轨道数据匹配,并将逐条轨道的数据拼接,形成 $50^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $55^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 、数据分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 的两星匹配 DLR、ULR 格点场。图 5 是匹配的 2018 年 9 月 1 日夜间 FY-4A 瞬时 DLR、Aqua/CERES 瞬时 DLR。

CERES 仪器的 DLR 产品,是一个逐轨道、逐像点瞬时视场反演产品,是在 NASA 再分析场资料 MOA(meteorology ozone and aerosol)基础上,利用 Gupta 云天、晴空 DLR 反演模式和 MOA 的大气温湿度廓线,以及 Aqua 卫星云量产品计算得到的。图 6 是匹配的 2018 年 9 月 1 日白天 FY-4A 与 CERES 瞬时 DLR 格点场,对白天、夜间两星 DLR 场做误差统计,

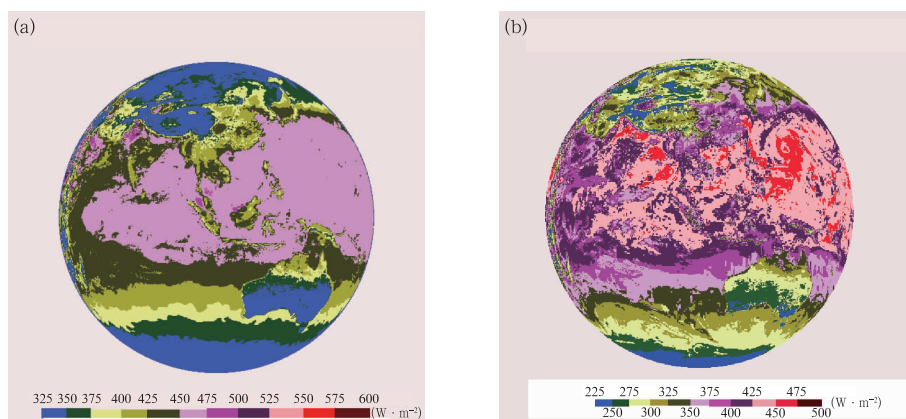


图 4 2018 年 9 月 1 日 18 UTC FY-4A 观测的瞬时 ULR(a)和 DLR(b)

Fig. 4 Instantaneous ULR product (a) and DLR product (b) of FY-4A at 18:00 UTC 1 September 2018

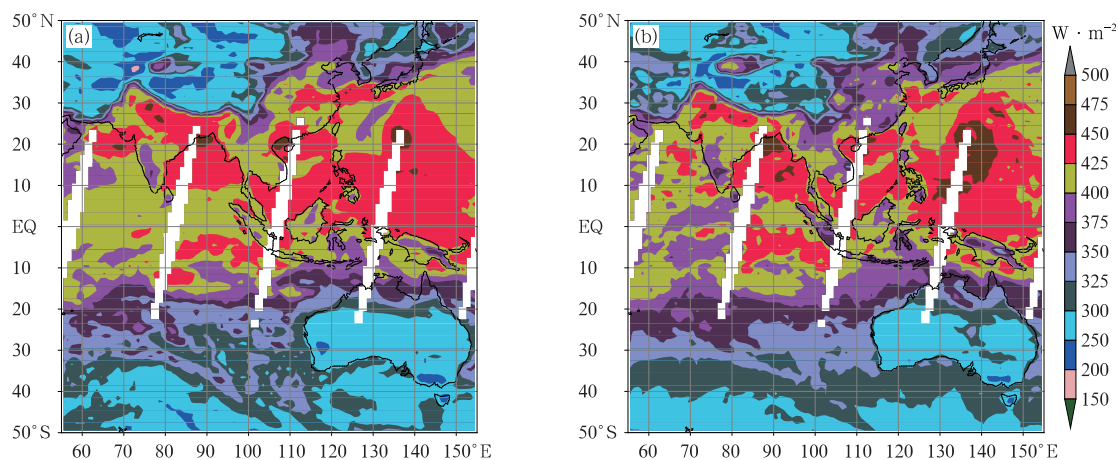


图 5 2018 年 9 月 1 日夜间 Aqua/CERES 瞬时 DLR 产品(a)和匹配的 FY-4A 瞬时 DLR 产品(b)

Fig. 5 Instantaneous DLR (a) of Aqua/CERES during nighttime of 1 September 2018, and (b) matched FY-4A/DLR product

结果为: $RMSE=20.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9481$, $BIAS=3.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (夜间格点场); $RMSE=25.58 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $R=0.9096$, $BIAS=5.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (白天)。匹配格点场的差值如图 7, 由图 7 可见 $50^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $55^{\circ} \sim 155^{\circ}\text{E}$ 范围内大部分地区, FY-4A DLR 与 CERES 的偏差在 $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以内, 对比误差大于 $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 均在大陆晴空地区, 这是因为在晴空地区 FY-4A 与 CERES 的 DLR 反演方式不同, FY-4A 晴空地区 DLR 反演利用的是卫星通道遥测数据, 而 CERES 的 DLR 反演则是利用 NASA 再分析资料 MOA 的温湿度数据, 目前再分析资料对陆地表面温度的模拟偏低实况 (特别是在白天), 在某些

地区达 6 K 以上, 这使得利用 MOA 温度经反演模式估算的 DLR 偏低, 反映在大陆晴空地区 FY-4A 的 DLR 高于 CERES, 差值图上呈大的正偏差。图 8 是夜间匹配数据的散点图。误差的另一个原因则是两星云区 DLR 反演采用的再分析资料不同 (FY-4A 采用 GFS、CERES 采用 MOA), 由于再分析资料与实况、以及不同再分析资料 (如 GFS、MOA) 之间存在一些差异, 如温湿度廓线、对云模拟的不尽相同, 也造成 FY-4A DLR 与 CERES 对比的误差。当然, DLR 反演模式的不同也是误差的来源。

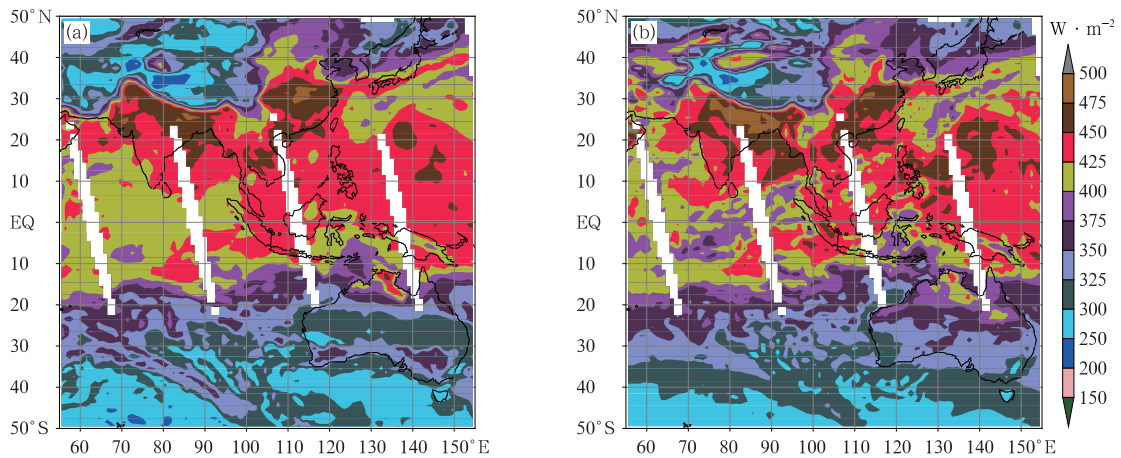


图 6 同图 5, 但为白天

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for daytime

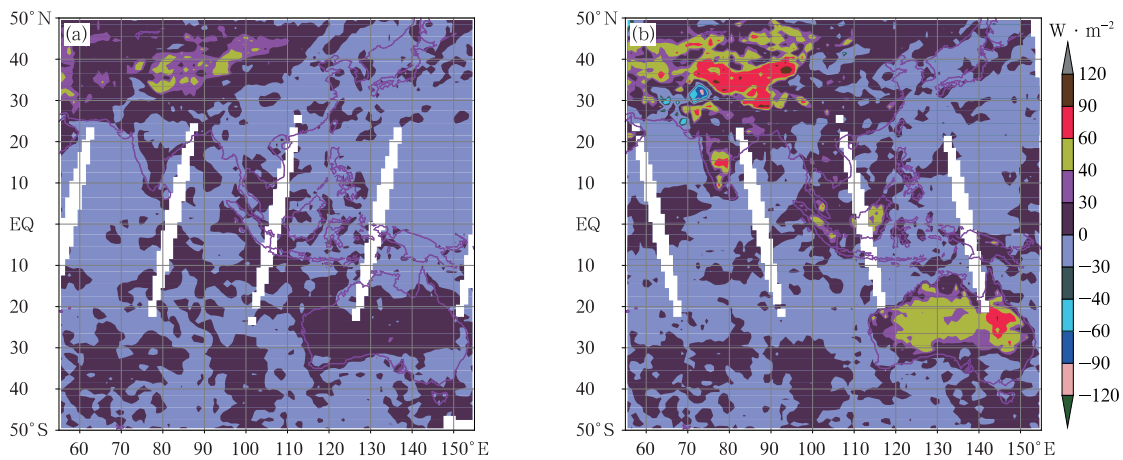


图 7 2018 年 9 月 1 日夜 (a) 和白天 (b) FY-4A 和 Aqua/CERES 瞬时 DLR 产品差值

Fig. 7 Differences in instantaneous DLR between Aqua/CERES and FY-4A during nighttime (a) and daytime (b) of 1 September 2018

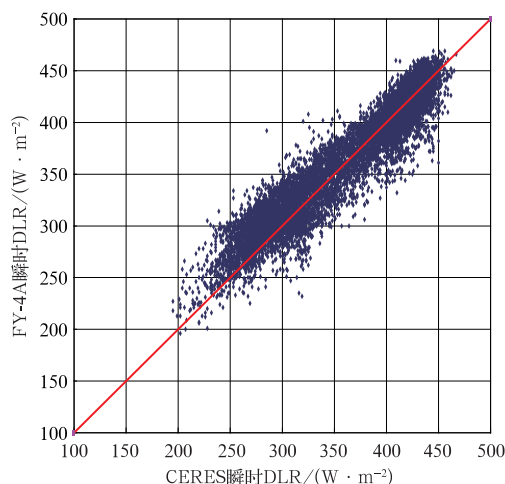
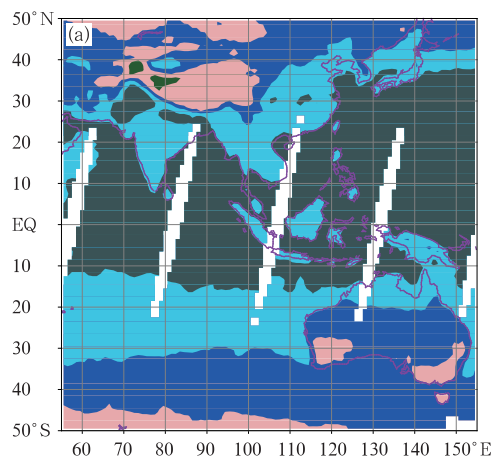


图 8 2018 年 9 月 1 日夜間 FY-4A 瞬时 DLR 格点场与 Aqua/CERES 对比散点图
Fig. 8 Scattering plot of instantaneous grid DLR of FY-4A and Aqua/CERES during nighttime of 1 September 2018



4.2.2 FY-4A 瞬时 ULR 资料与 CERES 的对比及误差分析

对 2018 年 9 月 1 日的 FY-4A 实时 ULR 与 CERES 产品做时空匹配,得到范围在 $50^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $55^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 、分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 的两星 ULR 格点场。图 9 和图 10 分别是夜间、白天的两星瞬时匹配格点场。图 9 中, $RMSE=10.97\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $R=0.9762$, $BIAS=-3.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 图 10 中, $RMSE=19.97\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $R=0.9283$, $BIAS=5.0\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。图 11 是夜间两者对比散点图。误差来源首先是再分析资料的陆地表面温度在白天明显低于实况多达 6 K 以上,而在夜间相对正确, CERES 的 ULR 估算完全依赖于再分析资料的地表温度,而 FY-4A 的晴空 ULR 反演采用的是实时卫星通道亮温,这反映在两种 ULR 资料对比上有误差夜间相对小于白天。

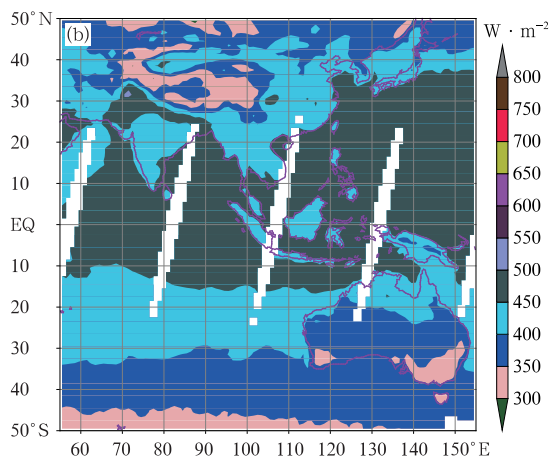


图 9 2018 年 9 月 1 日夜間 Aqua/CERES 瞬时 ULR 产品(a)和匹配的 FY-4A 瞬时 ULR 产品(b)
Fig. 9 Instantaneous ULR (a) of Aqua/CERES during nighttime of 1 September 2018, and (b) matched FY-4A/ULR product

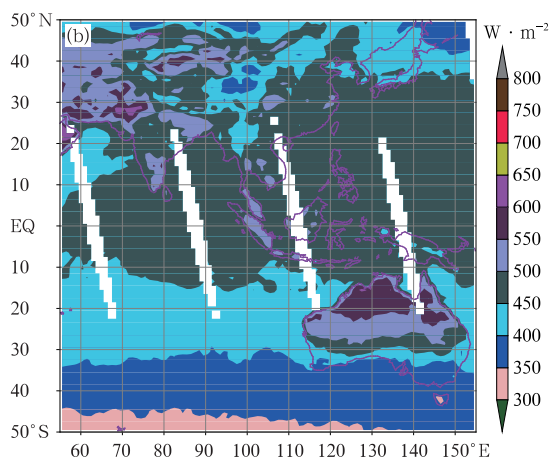
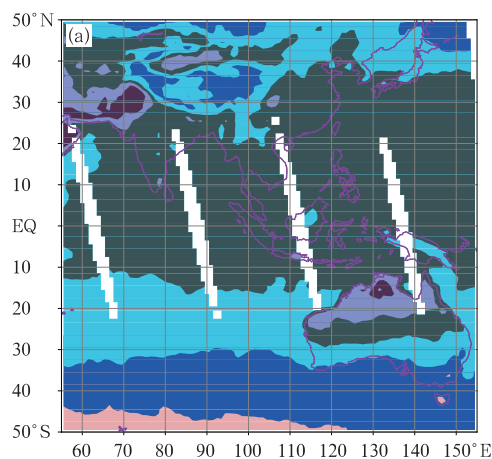


图 10 同图 9, 但为白天

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for daytime

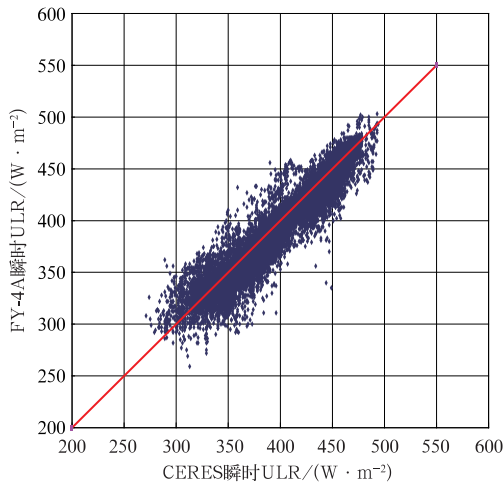


图 11 同图 8, 但为 ULR

Fig. 11 Same as Fig. 8, but for ULR

4.2.3 FY-4A DLR、ULR 与河南中国地面辐射基准站观测数据的比较

目前我国有 3 个地面辐射基准站,使用较为精准的辐射仪连续观测地面和大气的辐射。这里用北京时间 2018 年 9 月 1 日 08 时到 2 日 07 时河南站 (34.073°N、113.905°E) 的实时观测与反演资料作对比(图 12、图 13),图中 DLR 最大偏差约为 $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、ULR 最大偏差为 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;由图 13 可见在 9 月 2 日 07 时反演 DLR 与地面实测相差最大、约为 $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,这可能是卫星视场内有云,但云检测为晴空,因此造成反演 DLR 偏低。

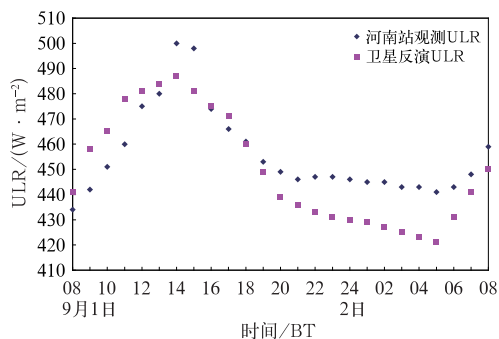
图 12 2018 年 9 月 1 日 08 时到 2 日 07 时
中国河南站逐小时观测 ULR
与 FY-4A 反演 ULR

Fig. 12 Instantaneous ULR comparison
between FY-4A and Henan BSRN
from 08:00 BT 1 to 07:00 BT
2 September 2018

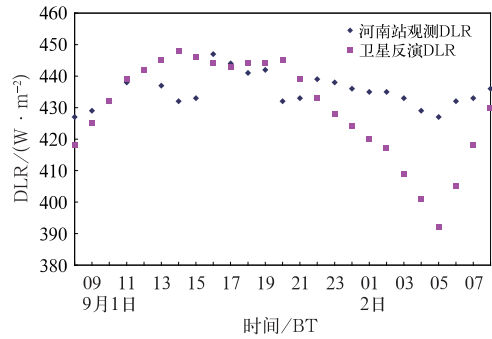


图 13 同图 12, 但为 DLR

Fig. 13 Same as Fig. 12, but for DLR

5 结 论

本文通过红外辐射传输方程以及全球大气廓线,模拟计算了有云存在下逐条廓线的地表下行长波辐射通量密度(DLR),基于 DLR 与廓线云底黑体辐射通量以及云底至地面水汽总量的统计回归,建立了云辐射强迫通量密度与云底辐射的统计回归关系;通过借鉴 Aqua、Terra 卫星 CERES 仪器的 DLR 业务产品算法模型,建立了云条件下地表下行长波辐射通量密度的反演模式。应用模式和 GFS 资料处理了精度合理的云区 DLR 资料,同时利用 GFS 的地表温度也估算得到精度较好的云区 ULR 资料;而晴空地区的 DLR、ULR 沿用了 FY-4A 的业务反演产品。

全天空地表长波辐射通量 DLR、ULR 的反演,最困难、最不确定的是云天 DLR 反演。相对于近年来多种晴空反演模式的提出,云天 DLR 的反演方法为数不多,大多都是利用数值和预报场的温湿廓线来反演 DLR,如 CERES 的 DLR 业务产品处理,由于云的因素,如再分析资料对云模拟的不确定性,使得反演云天 DLR 与实况存在一些误差;同样,由于云的影响,利用卫星通道遥测数据无法反演得到云天 ULR,只能借助预报场资料,可见 DLR、ULR 反演精度的提高都有赖于精度更高的再分析场资料;另外进一步研究发展反演误差小的 DLR、ULR 反演模式,也是提高地表长波辐射通量反演的有效途径。

参考文献

曹雯,段春锋,杨太明,等,2016. 地面有效辐射气候学模型评估和参

- 数优化[J]. 气象学报, 74(6): 947-958. Cao W, Duan C F, Yang T M, et al, 2016. Evaluation and parameter optimization of surface effective radiation climatology models[J]. Acta Meteor Sin, 74(6): 947-958(in Chinese).
- 卢乃锰, 方翔, 刘健, 等, 2017. 气象卫星的云观测[J]. 气象, 43(3): 257-267. Lu N M, Fang X, Liu J, et al, 2017. Understanding clouds by meteorological satellite[J]. Meteor Mon, 43(3): 257-267(in Chinese).
- 邵小路, 姚凤梅, 张佳华, 等, 2013. 基于蒸散干旱指数的华北地区干旱研究[J]. 气象, 39(9): 1154-1162. Shao X L, Yao F M, Zhang J H, et al, 2013. Analysis of drought in north China based on evapotranspiration drought index[J]. Meteor Mon, 39(9): 1154-1162(in Chinese).
- 师春香, 张帅, 孙帅, 等, 2018. 改进的 CLDAS 降水驱动对中国区域积雪模拟的影响评估[J]. 气象, 44(8): 985-997. Shi C X, Zhang S, Sun S, et al, 2018. Effect of improved precipitation CLDAS on snow simulation in China[J]. Meteor Mon, 44(8): 985-997(in Chinese).
- 孙帅, 师春香, 梁晓, 等, 2017. 不同陆面模式对我国地表温度模拟的适用性评估[J]. 应用气象学报, 28(6): 737-749. Sun S, Shi C X, Liang X, et al, 2017. Assessment of ground temperature simulation in China by different land surface models based on station observations[J]. J Appl Meteor Sci, 28(6): 737-749(in Chinese).
- 吴晓, 1998. 地球大气透过率及辐射率计算[J]. 应用气象学报, 9(1): 124-128. Wu X, 1998. Calculation of earth atmospheric transmissivity and radiance[J]. Quart J Appl Meteor, 9(1): 124-128(in Chinese).
- 吴晓, 2014. 从 FY-4 静止气象卫星估算晴空地表下行长波辐射通量的反演模式[J]. 气候与环境研究, 19(3): 362-370. Wu X, 2014. Retrieval model for estimating clear-sky downward longwave radiation at the surface from the FY-4 geostationary satellite[J]. Clim Environ Res, 19(3): 362-370(in Chinese).
- 吴晓, 闵敏, 董立新, 2018. 从 Himawari08 卫星估算晴空地表长波辐射及其日变化特征初探[J]. 气候与环境研究, 23(1): 37-46. Wu X, Min M, Dong L X, 2018. Estimation and diurnal variation analysis of clear-sky surface longwave radiation fluxes from Himawari 08 satellite[J]. Clim Environ Res, 23(1): 37-46(in Chinese).
- 张海宏, 肖宏斌, 祁栋林, 等, 2017. 青藏高原湿地土壤冻结、融化期间的陆面过程特征[J]. 气象学报, 75(3): 481-491. Zhang H H, Xiao H B, Qi D L, et al, 2017. Features of land surface process over wetland at Tibetan Plateau during soil freezing and thawing periods[J]. Acta Meteor Sin, 75(3): 481-491(in Chinese).
- Brunt D, 1932. Notes on radiation in the atmosphere. I[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 58(247): 389-420.
- Brutsaert W, 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies[J]. Water Resour Res, 11(4): 742-744.
- Darnell W L, Gupta S K, Staylor W F, 1983. Downward longwave radiation at the surface from satellite measurements[J]. J Climate Appl Meteor, 22(11): 1956-1960.
- Frouin R, Gautier C, Morcrette J J, 1988. Downward longwave irradiance at the ocean surface from satellite data; methodology and in situ validation[J]. J Geophys Res, 93(C1): 597-619.
- Gupta S K, Darnell W L, Wilber A C, 1992. A parameterization for longwave surface radiation from satellite data; recent improvements[J]. J Appl Meteor, 31(12): 1361-1367.
- Gupta S K, Whitlock C H, Ritchey N A, et al, 1997. An algorithm for longwave surface radiation budget for total skies[R]. CERES algorithm theoretical basis document, Version 2. 2(<https://eospso.gsfc.nasa.gov/atbd/ceres-subsystem-463-algorithm-long-wave-surface-radiation-budget-total-skies>)
- Lee H T, Ellingson R G, 2002. Development of a nonlinear statistical method for estimating the downward longwave radiation at the surface from satellite observations[J]. J Atmos Oceanic Technol, 19(10): 1500-1515.
- Tang B H, Li Z L, 2008. Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data[J]. Remote Sens Environ, 112(9): 3482-3492.
- Wang W H, Liang S L, 2009. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data[J]. Remote Sens Environ, 113(4): 745-754.
- Wang W H, Liang S L, Augustine J A, 2009. Estimating high spatial resolution clear-sky land surface upwelling longwave radiation from MODIS data[J]. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 47(5): 1559-1570.
- Wark D Q, Yamamoto G, Lienesch J H, 1962. Methods of estimating infrared flux and surface temperature from meteorological satellites[J]. J Atmos Sci, 19(5): 369-384.