

文章编号: 1006-4354 (2012) 05-0025-04

基于 HJ/IRS 数据的太湖水温两种算法比较

张建康¹, 刘慧敏², 梁堆多¹

(1. 绥德县气象局, 陕西绥德 718000; 2. 榆林市气象局, 陕西榆林 719000)

摘 要: 利用 HJ/IRS 遥感数据, 根据普适性算法和单窗算法反演太湖水温。结果表明: 普适性单通道方法反演太湖水温均方根误差为 1.058; 单窗算法均方根误差为 0.538。太湖水温空间分布呈现出南高北低、周围高于中心的特征, 湖面温度低于周边陆地温度 1~3 °C。

关键词: HJ/IRS 数据; 太湖; 水温; 反演算法

中图分类号: P412.27

文献标识码: A

地球上 70% 以上的面积被水覆盖, 水体对天气过程以及气候系统都有重要的作用。水温作为水体遥感的一个重要指标, 一方面是水体环境监测的一个重要指标, 它直接影响水体的变化; 另一方面, 作为水气热量交换的一项重要数据, 对局地天气与气候的研究有重要意义。传统上对水体表面温度的测量是通过船只和观测站, 这只能得到一些点数据, 很难实现水体表面温度大面积同步数据的获取, 而借助于红外遥感手段可以方便快捷地获取大面积地表温度数据资料^[1-7], 并且具有数据更新快、成本低的优点。

我国 2008 年发射的环境 HJ-1B 卫星搭载的红外相机 IRS 具有 3 个近红外波段和 1 个热红外波段, 红外波段数据的空间分辨率为 300 m, 时间分辨率为 4 d, 辐射分辨率为 10 位。相对于 NOAA/AVHRR、MODIS、FY/HRPT 等传感器具有更高的空间分辨率, 而相对 Landsat TM6 来说, 则有更高的时间分辨率。由于 HJ/IRS 较高性能的特点, 对地表温度的遥感具有很好的优势^[8]。IRS 数据只有一个热红外通道, 波长范围为 10.5~12.5 μm, 本文通过两种常用单通道反演方法用 HJ/IRS 数据对太湖水温反演运算, 并比较这两种方法的水温反演结果。

1 数据介绍

采用 HJ/IRS 2009 年 04 月 21 日的影像数据

中的热红外波段影像数据, 为研究方便, 从图像中裁切了太湖区域的影像作为反演数据, 另外使用了 4 月 21 日太湖北部靠近无锡市的水温测量仪野外实测温度作为验证数据。

2 普适性单通道算法

普适性单通道算法是由 Jiménez-Muñoz 和 Sobrino 提出的。该方法是在辐射传输方程的基础上, 通过对普朗克定律作一阶泰勒级数展开得到的地表温度反演算法。它可广泛用于单一热红外波段遥感数据的温度反演, 因此根据 HJ-1B 卫星 IRS 4 数据的特点, 可以用该方法反演太湖水域的水面温度。普适性单通道地表温度反演公式为

$$T_s = \gamma(\lambda, T_0) \{ \epsilon_\lambda^{-1} [\varphi_1(\lambda, \omega) L_\lambda^{\text{at-sensor}} + \varphi_2(\lambda, \omega)] + \varphi_3(\lambda, \omega) \} + \delta(\lambda, T_0). \quad (1)$$

公式 (1) 中, T_s 为地表温度; T_0 为近似地表温度的一个值, 当大气效应不明显时为大气顶层的亮温 T_B ; ϵ_λ 为热红外波长 λ 对应的地表发射率, 取值 0.989 4; $\varphi_1(\lambda, \omega)$ 、 $\varphi_2(\lambda, \omega)$ 、 $\varphi_3(\lambda, \omega)$ 是与大气含水量有关的函数; $L_\lambda^{\text{at-sensor}}$ 为传感器上的辐射强度, $\gamma(\lambda, T_0)$ 和 $\delta(\lambda, T_0)$ 为普朗克方程线性近似的两个中间变量, 可表示为

$$\gamma(\lambda, T_0) = \frac{1}{\frac{C_2 L_\lambda^{\text{at-sensor}}}{T_0^2} \left[\frac{\lambda^4}{c_1} L_\lambda^{\text{at-sensor}} + \frac{1}{\lambda} \right]}, \quad (2)$$

收稿日期: 2012-07-01

作者简介: 张建康 (1989—), 男, 陕西佳县人, 汉族, 学士, 助工, 从事大气探测工作。

$$\delta \left(\lambda, T_0 \right) = - \frac{L_{\lambda}^{\text{at-sensor}} - \frac{c_2 L_{\lambda}^{\text{at-sensor}}}{T_0^2} \left[\frac{\lambda^4}{c_1} L_{\lambda}^{\text{at-sensor}} + \frac{1}{\lambda} \right]}{\frac{c_2 L_{\lambda}^{\text{at-sensor}}}{T_0^2} \left[\frac{\lambda^4}{c_1} L_{\lambda}^{\text{at-sensor}} + \frac{1}{\lambda} \right]} \quad (3)$$

公式 (2)、(3) 中 T_0 可取为 T_B , 要计算 γ (λ, T_B) 和 δ (λ, T_B), 需计算亮温 T_B 。可根据普朗克辐射定律推导得到 T_B 的表达式

$$T_B = \frac{c_2}{\lambda \ln \left(1 + \frac{c_1}{\lambda^5 L} \right)} \quad (4)$$

c_1 、 c_2 是计算亮温时需要用到的的两个常量, 分别取

$$c_1 = 2\pi h c^2 = 1.191\,043\,56 \times 10^8 \text{ W}\mu\text{m}^4 \text{m}^{-2} \text{sr}^{-1},$$
$$c_2 = hc/k = 1.438\,768\,5 \times 10^4 \text{ }\mu\text{mK},$$

其中 h 为普朗克常数, c 为真空光速, k 为玻尔兹曼常数; λ 为 IRS 第四波段的中心波长, 其值为 $11.575\,551\,113\,753\,5 \text{ }\mu\text{m}$ 。 L 为辐射定标的结果。

对 HJ/IRS 数据第四波段进行辐射定标的算法为 $L = D_N - g/b$ (D_N 为遥感影像的像元值), 因此只需得到 g 、 b 两个参数, 这两个参数可以从遥感数据的参数文件中查找。通过波段运算完成对第四波段的辐射定标。将结果和其他参数代入公式 (4), 即可得到亮温数据 T_B 。

此外, 公式 (1) 中的 φ_1 、 φ_2 、 φ_3 可用一个通式来表达

$$\varphi_k = \eta_{k\lambda} \omega^3 + \zeta_{k\lambda} \omega^2 + \chi_{k\lambda} \omega + \varphi_{k\lambda} \quad (k=1, 2, 3) \quad (5)$$

上式中, ω 是水汽含量, $\eta_{k\lambda}$ 、 $\zeta_{k\lambda}$ 、 $\chi_{k\lambda}$ 和 $\varphi_{k\lambda}$ 是与波长 λ 有关的三次光谱函数, λ 为第四波段中心波长时, 这四个参数的计算结果见表 1。

表 1 HJ/IRS 第四波段的大气参数

	φ_1	φ_2	φ_3
$\eta_{k\lambda}$	0.024 8	-0.230 6	-0.052 9
$\zeta_{k\lambda}$	-0.031 7	0.254 9	0.350 8
$\chi_{k\lambda}$	0.186 9	-1.282 6	1.160 4
$\varphi_{k\lambda}$	0.993 3	0.211 1	-0.096 4

水汽含量可用探空资料、地面资料或卫星资料进行计算。利用探空资料计算水汽含量的算法为

$$w = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q(p) \text{d} p \quad (6)$$

式中, g 为重力加速度, q 为比湿, 大小随气压 p 变化, 其表达式可写为 $q = 0.622e/p$, e 的计算可采用 Goff-Gratch 饱和水汽压公式 (世界气象组织 WMO 1966 年推荐使用)

$$\lg e_{\text{sw}} = 10.759\,47 \left(1 - \frac{T_1}{T} \right) - 5.028\,00 \lg \frac{T}{T_1} + 1.504$$
$$75 \times 10^{-4} \left[1 - 10^{-8.296\,9 \left(\frac{T}{T_1} - 1 \right)} \right] +$$
$$4.287\,3 \times 10^{-4} \left[10^{4.694\,55 \left(1 - \frac{T}{T_1} \right)} - 1 \right] + 0.786\,14. \quad (7)$$

式中, T_1 为水的三相点温度 (273.16 K); $T = 273.16 + t$, t 为温度 ($^{\circ}\text{C}$)。利用南京、浙江、上海的探空数据, 获取温度和压强数据, 计算获得这三地的水汽含量, 取其平均值作为太湖湖区上空的水汽含量。

利用 2009 年 4 月 21 日 08 时数据计算太湖水域的水面温度 T_s , 结果如图 1。

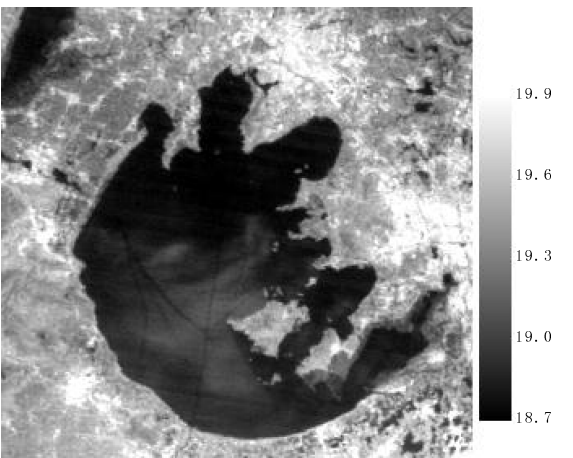


图 1 普适性单通道算法反演太湖水温 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

3 单窗算法

单窗算法是覃志豪等^[9-10]针对 Landsat 5 只有 TM 6 一个热红外波段提出的单通道地表温度反演方法。该方法是由地表热传输方程推导出的一个计算简单且可靠度高的算法, 计算过程只需知道发射率 ϵ , 大气透射率 τ 和大气平均温度 T_a 。要精确地求解 T_s 、 τ 、 ϵ 就需要实时大气剖面资料, 但通常难以获取。所以一般采用标准大气模

拟计算和计算通用表达式求 T_a 和 τ , ϵ 由经验方法给出。

由于 HJ-B1 卫星 IRS 4 的波段范围和 Landsat 5 卫星 TM 6 的波段范围基本一致, 另外水面温度反演和陆地温度反演相似, 因此, 可以利用单窗算法的思路推导出适用于 IRS 数据的反演方法。大气辐射传输能量平衡方程可以写为

$$B_i(T_i) = \epsilon_i \tau_i(T_s) + (1 - \tau_i) [1 + \tau_i(1 - \epsilon_i)] \cdot B_i(T_a). \quad (8)$$

为了简化计算, 覃志豪将普朗克定律做泰勒级数展开, 求得一个近似表达式。根据普朗克定律, 辐射强度与温度的关系可表示为:

$$B_\lambda(T) = \frac{c_1}{\lambda^5 (e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1)}, \quad (9)$$

式中, c_1 和 c_2 为辐射常数, λ 为波长, $B_\lambda(T)$ 为辐射强度, T 为温度。

将 IRS 4 的中心波长 λ 代入式 (9), 作气温与辐射强度的散点图 (图 2)。由散点图的分布情况可以看出, 在 $0 \sim 50^\circ \text{C}$ 范围内, 绝对温度与辐射强度呈现出较好的线性相关。

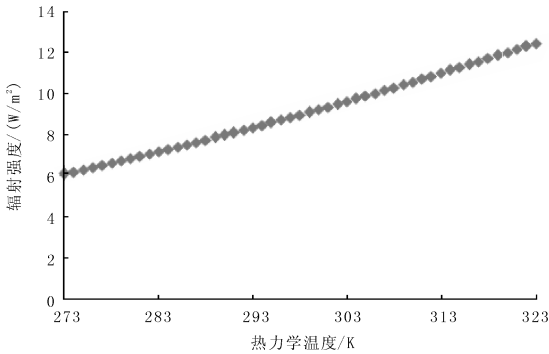


图2 温度与辐射强度的关系

根据普朗克定律求出温度与辐射强度的线性关系表达式

$$B_4(T) = 0.1277T - 28.954, \quad (10)$$

该方程的回归系数 $R^2 = 0.9974$ 。将方程 (10) 代入 (8) 得到

$$0.1277\epsilon_4\tau_4T_s = 0.1277T_B + 28.954\epsilon_4\tau_4 - (1 - \tau_4) [1 + (1 - \epsilon_4)\tau_4] \quad (0.1277T_a - 28.954) - 28.954. \quad (11)$$

式中的 T_B 为 IRS 第四波段计算所得的亮温,

计算亮温的方法与普适性单通道算法中相同。将 T_B 代入 (11) 后, 只剩三个未知量 ϵ 、 τ 和 T_a , τ 为大气透过率, 取为 $0.974290 \sim 0.08007\omega$, ω 为水汽含量, 可以参考公式 (1) 的计算结果。 ϵ 为 IRS 的发射率, 第四波段的发射率 $\epsilon_4 = 0.9894$, T_a 可以采用覃志豪^[11]推导出的经验公式 $T_a = 16.1011 + 0.192621T_0$ 进行计算^[11]。根据波段运算求解水面温度 T_s (如图 3)。

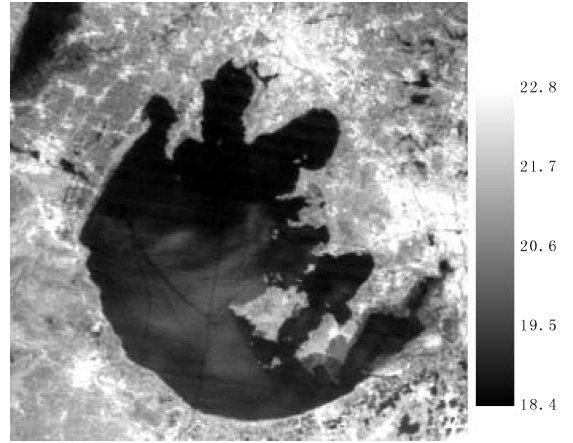


图3 单窗算法反演太湖水温 (单位: $^\circ \text{C}$)

4 结果对比与算法比较

基于单通道热红外遥感数据, 利用两种算法进行反演, 均可较准确地反演出太湖的湖面温度。

普适性方法涉及的未知量较少, 只需要算出水汽含量, 即可进行遥感影像的反演, 而单窗算法需要获取大气透过率、大气平均温度和热红外传感器发射率。较单窗算法, 普适性方法的计算量大, 容易出错。

单窗算法在公式 (8) 的基础上简化了运算, 即公式 (9), 所涉及的三个基本参数中发射率往往为固定值, 可直接获得, 而大气透射率和大气平均温度可根据实时大气廓线数据计算, 也可根据近地面空气湿度和近地面气温的观测值来估计。通常各地气象观测站均有对应于卫星过境时大气要素的实时观测数据, 因此可方便获取这两项参数。

普适性方法得到的温度低于实测数据近 2°C (表 2), 均方根误差约为 1.058; 单窗算法的结果部分反演值略高于实测值 1°C 左右, 均方根误差

约为 0.538。通过对比可发现,单窗算法的误差与普适性方法相当,但单窗法反演的温度与实测数据的相关性较好,水陆差异较大,可以更好地表现出水温分布变化。

表 2 两种方法反演太湖水温的结果 °C

样点	实测值	普适性算法结果	单窗算法结果
3	20.4	18.8	19.9
6	20.1	18.8	20.0
10	20.3	18.8	19.5
12	19.1	18.8	19.2
16	18.6	18.7	19.3
17	18.5	18.7	19.0
均方根误差	——	1.058 4	0.538 6

总的来说,两种方法各有优缺点,可根据实际情况选择。两种方法的获取的参数都有相对较大的误差,因此要进一步提高反演结果的精度,需要更精确的获取各项参数。

5 小结与讨论

根据 HJ/IRS 数据反演太湖水温可达到较高的分辨率,虽然只有单一热红外波段,使得反演精度不能达到多窗口算法的精度,但可满足一般水质分析的要求。利用我国自主发射的环境卫星 HJ/IRS 数据反演表面温度,具有更高的经济价值和科研价值。另外,使用覃志豪等人提出的单窗法反演水面温度,方法简单,获得的太湖水温数据达到了一般的精度要求。

目前使用 HJ/IRS 数据进行水温反演仍有较多难点问题尚未解决。首先,HJ/IRS 只有一个热红外波段,因此只能采用单通道算法,而相对于多通道算法,需要更多大气参数,且这些大气参数较难准确获取,并且水汽含量等重要参数对温度反演的精度有着重要的影响,水汽含量等大气参数不精确,很难提高水温反演的精度。其次,热红外波段的分辨率往往要低于可见光波段,而低分辨率必然会带来混合像元的处理问题,尤其是水陆相接以及水中岛屿的部分,这些地方的

比辐射率难以计算,温度反演的结果也难免会存在较大的误差。要改善上述状况,需要考虑如何提高大气参数的精度来减少其对水温反演的精度造成的影响,或单独使用卫星数据来提取准确温度信息,消除大气参数带来的额外误差。进一步提高探测仪器的空间分辨率,会对水温反演的精度有较大的改善。

参考文献:

[1] 万波,陈光亮.两种卫星遥感海面温度数据的处理技术[J].海洋技术,2007,26(4):66-68.

[2] 张春桂.福建省近海区域海面表层温度的卫星遥感应用研究[J].国土资源遥感,1999(1):25-28.

[3] 杨文.光谱比辐射率对卫星遥感地表温度影响的研究[J].高原气象,1997,16(1):36-44.

[4] 郑嘉淦,李继龙,杨文波.利用 MODIS 遥感数据反演东海海域海表温度的研究[J].海洋渔业,2006,28(2):141-146.

[5] 田鹏飞,沈润平.基于 SEBAL 模型在城市地表通量反演的应用[J].陕西气象,2010(4):14-17.

[6] 徐军昶,王勇.卫星遥感与咸阳“城市热岛”特征分析[J].陕西气象,2006(2):34-36.

[7] 王钊,赵青兰,王卫东.MODIS 卫星监测陕西地表热异常点时空分布规律[J].陕西气象,2011(2):39-41.

[8] 罗菊花,张竞成,黄文江,等.基于单通道算法的 HJ-1B 与 Landsat 5 TM 地表温度反演一致性研究[J].光谱学与光谱分析,2010(12):3287-3288.

[9] 覃志豪,李文娟,徐斌,等.TM6 波段范围内地表比辐射率的估计[J].国土资源遥感,2004(3):29-40.

[10] 覃志豪,LI Wenjuan,ZHANG Minghua,等.单窗算法的大气参数估计方法[J].国土资源遥感,2003(2):37-43.

[11] 覃志豪,Zhang Minghua,Arnon Karnieli,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(4):456-465.