

文章编号: 0375-5444 (2001) 04-0456-11

用陆地卫星 TM 6 数据演算 地表温度的单窗算法

覃志豪^{1,2}, Zhang Minghua¹, Arnon Karnieli², Pedro Berliner²

(1. Dept. of Land, Air and Water Resources, University of California at Davis, CA 95616, U.S.A.

2. J. Blaustein Inst. for Desert Research, Ben Gurion University of the Negev, 84990, Israel)

摘要: 陆地卫星 TM 数据 (TM 6) 热波段表示地表热辐射和地表温度变化。长期以来, 从 TM 6 数据中演算地表温度通常是通过所谓大气校正法。这一方法需要估计大气热辐射和大气对地表热辐射传导的影响, 计算过程很复杂, 误差也较大, 在实际中应用不多。根据地表热辐射传导方程, 推导出一个简单易行并且精度较高的演算方法, 把大气和地表的影响直接包括在演算公式中。该算法需要用地表辐射率、大气透射率和大气平均温度 3 个参数进行地表温度的演算。验证表明, 该方法的地表温度演算较高。当参数估计没有误差时, 该方法的地表温度演算精度达到 $< 0.4^{\circ}\text{C}$, 在参数估计有适度误差时, 演算精度仍达 $< 1.1^{\circ}\text{C}$ 。因该方法适用于仅有一个热波段的遥感数据, 故称为单窗算法。

关键词: 地表温度 热辐射 Landsat TM 单窗算法 亮度温度

中图分类号: P413; X87 **文献标识码:** A

1 引言

由于地面分辨率很高, 陆地卫星 (Landsat) 的 TM 遥感图像数据已经得到了非常广泛的应用。该数据 (TM 6) 热波段可用来分析地球表面的热辐射和温度区域差异。该波段的波长区间为 $10.45\sim 12.5\ \mu\text{m}$, 天顶视角下的象元地面分辨率为 $120\text{m} \times 120\text{m}$ 。这一地面分辨率远比气象卫星 NOAA-AVHRR 遥感数据的地面分辨率 (天顶视角下为 $1.1\text{km} \times 1.1\text{km}$) 高, 因此, 对于要求精确的区域分析来说, TM 数据是比较好的选择。但是, 相对于其可见光波段和近红外波段的广泛应用而言, TM 图象的热波段 (TM 6) 数据则应用得很少, 并且大多数应用是直接使用其灰度值或者是仅转化为象元亮度温度, 而没有计算真正意义上的地表温度。由于地表热辐射在其传导过程中受到大气和辐射面的多重影响, TM 传感器所观测到的热辐射强度 (已转化为相对应的灰度值) 已不再是单纯的地表热辐射强度, 因而也不能直观地表示地表的热辐射和温度变化, 从而使直接使用 TM 6 的原数值 (灰度值或亮度温度) 来进行区域分析所得到的结论存在很大程度上的偏差。偏差的大小直接取决

收稿日期: 2001-03-10; 修订日期: 2001-04-22

作者简介: 覃志豪, 博士, 1995 年获农业部有突出贡献中青年专家称号; 2000 年受聘为瑞典 Ume 大学空间模拟中心 (SMC) 的高级科学家 (Senior Scientist), 2001 年在美国加州大学 (UC Davis) 进行合作研究, 目前主要从事温度遥感理论与应用、环境遥感、水土资源与生态环境系统分析, 以及地理信息系统应用等方面的研究。E-mail: c-qin@lycos.com

于大气和地表影响的强弱。

传统上使用所谓的大气校正法。从 TM 6 数据中求算地表温度, 这一方法需要使用大气模型(如 LOW TRAN 或 MODTRAN 或 6S) 来模拟大气对地表热辐射的影响, 包括估计大气对热辐射传导的吸收作用以及大气自己所放射的向上和向下热辐射强度。然后把这部分大气影响从卫星传感器所观测到的热辐射总量(按灰度值计算)减去, 得到地表的热辐射强度, 最后把这一热辐射强度转化成相对应的地表温度。这一方法虽然可行, 得实际应用起来却非常困难。除计算过程复杂之外, 大气模拟需要精确的实时(卫星飞过天空时)大气剖面数据, 包括不同高度的气温、气压、水蒸汽含量、气溶胶含量、CO₂ 含量、O₃ 含量等等。对于所研究的区域而言, 这些实时大气剖面数据一般是没的。因此, 大气模拟通常是使用标准大气剖面数据来代替实时数据, 或者是用非实时的大气空探数据来代替。由于大气剖面数据的非真实性或非实时性, 根据大气模拟结果所得到的大气对地表热辐射的影响的估计通常存在较大的误差, 从而使大气校正法的地表温度演算精度较差(一般 > 3°C)。

到目前为止, 尚未见到较简单可行的可用于从仅有一个热波段的 TM 数据中演算地表温度的算法诞生。1996 年 Hurtado 等^[1]根据地表能量平衡方程和标准气候参数, 提出了一种新的大气校正法, 用以从 TM 数据中演算地表温度。可以说, 这一方法已经接近于提出一种地表温度的演算方法。但计算过程的复杂和许多参数的不确定性, 使这一方法仍难以称之为一个算法。本文将根据地表热传导方程, 推导出一个简单可行并且保持较高精度的地表温度演算方法。

2 从 TM 6 数据中求算辐射温度

亮度温度是传感器在卫星高度所观测到的热辐射强度相对应的温度。这一温度包含有大气和地表对热辐射传导的影响, 因而不是真正意义上的地表温度。但地表温度是根据这一亮度温度来演算而得, 因此, 有必要先探讨如何从 TM 6 数据中求算亮度温度的问题。

一般而言, 我们所得到的 TM 数据是以灰度值(DN 值)来表示, DN (Digital number) 值在 0 和 255 之间, 数值越大, 亮度越大。对于 TM 6, 亮度越大, 表示地表热辐射强度越大, 温度越高, 反之亦然。从 TM 6 数据中求算亮度温度的过程包括把 DN 值转化为相应的热辐射强度值, 然后根据热辐射强度推算所对应的亮度温度。

陆地卫星传感器 TM 在设计制造时已考虑到把所接收到的辐射强度转化为相对应的 DN 值问题。因此, 对于 TM 数据, 所接收到的辐射强度与其 DN 值有如下关系^[2]:

$$L(\lambda) = L_{min(\lambda)} + (L_{max(\lambda)} - L_{min(\lambda)})Q_{dn}/Q_{max} \quad (2-1)$$

式中 $L(\lambda)$ 为 TM 传感器所接收到的辐射强度 ($\text{mW cm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), Q_{max} 为最大的 DN 值, 即 $Q_{max} = 255$, Q_{dn} 为 TM 数据的象元灰度值, $L_{max(\lambda)}$ 和 $L_{min(\lambda)}$ 为 TM 传感器所接收到的最大和最小辐射强度, 即相对应于 $Q_{dn} = 255$ 和 $Q_{dn} = 0$ 时的最大和最小辐射强度。对于陆地卫星 5 号, TM 传感器的热波段 TM 6 的中心波长为 $11.475 \mu\text{m}$ 。发射前已预设 TM 6 的常量为, 当 $L_{min(\lambda)} = 0.1238 \text{ mW cm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ 时 $Q_{dn} = 0$; 当 $L_{max(\lambda)} = 1.56 \text{ mW cm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ 时, $Q_{dn} = 255$ ^[3]。因此, 公式 (2-1) 的热辐射与灰度值之间的关系可进一步简化为:

$$L(\lambda) = 0.1238 + 0.005632156Q_{dn} \quad (2-2)$$

在 TM 6 数据中, 灰度值 Q_{dn} 已知, 因此用上式可很容易地求算出相应的热辐射强度

$L_{(N)}$ 。一旦 $L_{(N)}$ 已求得, 所对应的象元亮度温度可直接用 Planck 辐射函数计算^[4], 或者是用如下近似式求算^[5~7]:

$$T_6 = K_2 / \ln(1 + K_1 / L_{(N)}) \quad (2-3)$$

式中 T_6 为 TM 6 的象元亮度温度 (K), K_1 和 K_2 为发射前预设的常量, 对于 Landsat 5 的 TM 数据, $K_1 = 60.776 \text{ mW cm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, $K_2 = 1260.56 \text{ K}^{[3]}$ 。

Landsat TM 是在飞行高度约为 750km 的太空中观测地表的热辐射。当地表的热辐射穿过大气层到达 TM 遥感器时, 它已受到大气的吸收作用而衰减; 另一方面, 大气自身也放射出一定强度的热辐射。大气的向上热辐射直接到达 TM 遥感器, 而向下热辐射也有被地表反射回一部分。此外, 地表也不是一个黑体, 其辐射率小于 1。因此, 热遥感是一个复杂的过程。要想从卫星遥感器所观测到的热辐射强度中演算地表温度, 必须全面考虑热辐射传导过程中的所有这些影响, 而这些影响则因不同地区和不同时间而不停地变化, 从而使得地表温度的演算变得复杂。传统的做法是运用大气模型估计大气吸收作用和大气热辐射强度, 然后从卫星遥感器所观测到的热辐射中减去这部分大气影响, 使之变成地表的热辐射, 最后考虑地表的非黑体 (辐射率 < 1) 影响而推算地表温度。大气模型的模拟需要使用实时的大气剖面的多方面数据, 如不同高度的大气温度、气压、水份含量、 CO_2 含量、 O_3 含量、气溶胶含量等等, 而这些实时数据常常缺乏, 从而使大气校正法的实际应用存在很大困难, 多数是用标准大气数据或非实时气探数据来进行模拟估计, 因此, 温度演算的误差通常也较大 (一般 > 3°C)。这就提出了根据地表热辐射传导方程探讨其它可能方法的必要性。

3 TM 6 的热传导方程

利用遥感数据演算地表温度, 都是以地表热辐射传导方程为基础。这一传导方程阐明卫星遥感所观测到的热辐射总强度, 不仅有来自地表的热辐射成份, 而且还有来自大气的向上和向下热辐射成份。这些热辐射成份在穿过大气层到达遥感器的过程中, 还受到大气层的吸收作用的影响而减弱。同时, 地表和大气的热辐射特征也在这一过程中产生不可忽略的影响。因此, 地表温度的演算实际上是一个复杂的求解问题。

为了定量地确定各构成要素在地表演算过程中的相对作用, 有必要先引用物体的辐射理论, 明确热辐射与相应温度的关系。对于一个黑体 (它所吸收的能量等于它所辐射的能量, 辐射率为 1), 其辐射强度与温度和波长有直接关系, 可用 Planck 辐射函数来表达:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{c_2/\lambda T} - 1)} \quad (3-1)$$

式中 $B_{\lambda}(T)$ 为该黑体的辐射强度, 一般表示为 $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$; λ 为波长 ($1 \text{ m} = 10^6 \mu\text{m}$); C_1 和 C_2 为辐射常数, $C_1 = 1.19104356 \times 10^{-6} \text{ W m}^{-2}$ 和 $C_2 = 1.4387685 \times 10^4 \mu\text{m K}$; T 为温度 (K)。对于 TM 6, Planck 函数的辐射强度与温度之间的变化如图 1 所示。

实际上, 黑体仅是一个理论概念, 绝大多数自然地面并非黑体。因此, 量度物体辐射特征的辐射率 (黑体为 1, 其它小于 1) 必须考虑在热辐射传导方程的构筑中。在充分考虑了大气和地表的多重影响之后, 卫星高度 TM 遥感器所接收到的热辐射强度可以表述为:

$$B_6(T_6) = \tau_6 [\epsilon_6 B_6(T_s) + (1 - \epsilon_6) I_6^{\downarrow}] + I_6^{\uparrow} \quad (3-2)$$

式中 T_s 为地表温度; T_6 为 TM 6 的亮度温度; τ_6 为大气透射率, G_6 为地表辐射率, $B_6(T_6)$ 为 TM 6 遥感器所接收到的热辐射强度, $B_6(T_s)$ 为地表在 TM 6 波段区间内的实际热辐射强度, 直接取决于地表温度, I_6^\uparrow 和 I_6^\downarrow 分别为大气在 TM 6 波段区间内的向上和向下热辐射强度。

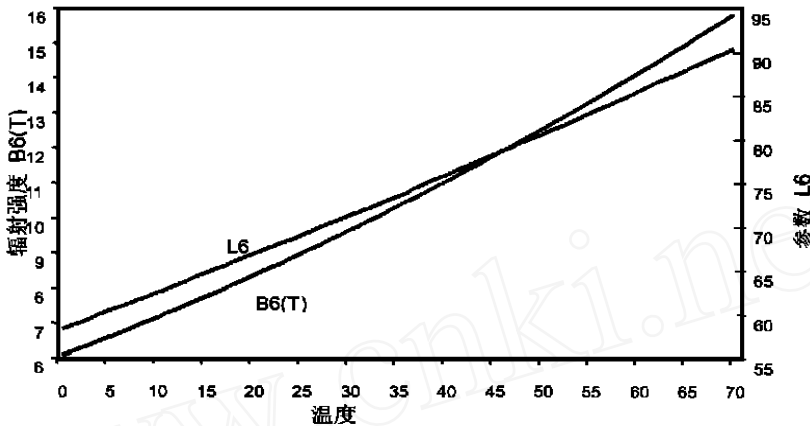


图 1 TM 6 的辐射强度 $B_6(T_6)$ 和参数 L_6 随温度的变化

Fig. 1 Change of radiance $B_6(T_6)$ and parameter L_6 with temperature for TM 6

大气的向上热辐射强度通常可用如下积分计算^[8]:

$$I_6^\uparrow = \int_0^z B_6(T_z) \frac{\sigma \tau_6(z, Z)}{\alpha} dz \quad (3-3)$$

式中 T_z 为高程为 z 的气温, Z 为传感器的高程, $\tau_6(z, Z)$ 为高程 z 到传感器高程 Z 之间的大气向上透射率。大气的向上热辐射公式可用中值定理近似求解^[9-11]:

$$B_6(T_a) = \frac{1}{1 - \tau_6} \int_0^z B_6(T_z) \frac{\sigma \tau_6(z, Z)}{\alpha} dz \quad (3-4)$$

式中 T_a 为大气的向上平均作用温度 (又称大气平均作用温度), $B_6(T_a)$ 为大气向上平均作用温度为 T_a 时的大气热辐射强度。因此, 我们有近似解:

$$I_6^\uparrow = (1 - \tau_6) B_6(T_a) \quad (3-5)$$

热辐射传导方程 (3-2) 中的大气向下热辐射总强度一般可视为是来自一个半球状方向的大气热辐射之积分, 因此, 通常可用如下公式表示^[8]:

$$I_6^\downarrow = 2 \int_0^{\pi/2} \int_0^\infty B_6(T_z) \frac{\sigma \tau_6(\theta, z, 0)}{\alpha} \cos \theta \sin \theta dz d\theta \quad (3-6)$$

式中 θ 为大气向下辐射的方向角, ∞ 为地球大气顶端高程, $\tau_6(\theta, z, 0)$ 为从高程为 z 到地表的大气向下透射率。当天空晴朗时, 对于整个大气的每一个薄层 (如 1 km) 而言, 一般可合理地假定 $\sigma \tau_6(z, Z) \approx \sigma \tau_6(\theta, z, 0)$ ^[8] 即每个大气薄层的向上和向下透射率相等。以这个假定为依据, 把中值定理应用到公式 (3-6) 中, 我们得:

$$I_6^\downarrow = 2 \int_0^{\pi/2} (1 - \tau_6) B_6(T_a^\downarrow) \cos \theta \sin \theta dz d\theta \quad (3-7)$$

式中 T_a^\downarrow 为大气的向下平均作用温度。对该方程的积分项进行求解, 得

$$\int_0^{\pi/2} \cos\theta \sin\theta d\theta \Big|_0^{\pi/2} = 1 \quad (3-8)$$

因此, 大气的向下热辐射强度可以近似地表示为:

$$I_6^\downarrow = (1 - \tau_6) B_6(T_a^\downarrow) \quad (3-9)$$

将 I_6^\uparrow 和 I_6^\downarrow 代入地表的热辐射传导方程 (3-2) 中, 我们有

$$B_6(T_6) = \tau_6 [\epsilon B_6(T_s) + (1 - \epsilon)(1 - \tau_6) B_6(T_a^\downarrow)] + (1 - \tau_6) B_6(T_a) \quad (3-10)$$

据这一传导方程可以推演地表温度, 但由于方程的未知数不止地表温度一个, 所以, 求解该方程并非易事。传统上, 大气校正法是根据大气影响的估计值 (主要是 I_6^\uparrow 、 I_6^\downarrow 和 τ_6), 先从 $B_6(T_6)$ 中求得 $\epsilon B_6(T_s)$, 然后, 再运用 Planck 辐射函数进行求解 T_s 。正如上面指出, 实际上用大气模型估计 I_6^\uparrow 和 I_6^\downarrow 存在很多困难。大气剖面数据的非实时性和非真实性, 通常使 I_6^\uparrow 和 I_6^\downarrow 的估计产生较大误差, 从而使大气校正法的地表温度演算精度较低。

4 大气平均作用温度的替代性分析

要推导一个简便的地表温度演算, 必须尽量减少变量的个数。分析方程 (3-10) 可知, 有 2 个变量表达大气的平均温度, 即 T_a 和 T_a^\downarrow 。由于它们的含义很接近, 我们可以考虑合二为一的可能性。为此, 必须分析 $B_6(T_a^\downarrow)$ 在 $B_6(T_6)$ 中所起的作用及其对地表温度演算精度的影响。由于大气的垂直差异, 大气的向上辐射强度通常大于大气的向下热辐射强度, 因此, 通常有 $B_6(T_a)$ 大于 $B_6(T_a^\downarrow)$, 或 $T_a > T_a^\downarrow$ 。在天空晴朗的情况下, 一般可合理地假定 T_a 和 T_a^\downarrow 之间的差异在 5°C 以内, 即 $|T_a - T_a^\downarrow| \leq 5^\circ\text{C}$ 。

为了分析方便, 设 $D' = \tau_6(1 - \epsilon)(1 - \tau_6)$ 。对于绝大多数自然地面, 地表辐射率 ϵ 一般在 $0.96 \sim 0.98$ 之间。由此可知, D' 值很小, 并且主要是取决于大气透射率 τ_6 。对于 $\tau_6 = 0.7$ 和 $\epsilon = 0.96$, 我们有 $D' = 0.0084$ 。由于 D' 值很小, 所以, 我们可以合理地用 $B_6(T_a)$ 来作为 $B_6(T_a^\downarrow)$ 的近似值。正如下面的分析指出, 这一替代对于从公式 (3-10) 中求解地表温度将没有产生实质性的误差。

这一合理假定是推导一个简易算法的关键, 因此, 在进一步推导之前有必要对这一问题进行定量分析, 以确定由此而带来的地表温度演算误差。由于 $B_6(T_a) > B_6(T_a^\downarrow)$, 对于一个固定的 $B_6(T_6)$ 值, 用 $B_6(T_a)$ 代替 $B_6(T_a^\downarrow)$, 将导致方程 (13) 中 $B_6(T_s)$ 和 $B_6(T_a)$ 两项的数值相对降低, 接着, T_s 的数值也将因此而被低估。在方程 (13) 中, $B_6(T_s)$ 和 $B_6(T_a)$ 数值的低估幅度直接取决于它们在该方程中的系数大小, 即 $B_6(T_s)$ 的系数为 $\tau_6\epsilon$, $B_6(T_a)$ 的系数为 $(1 - \tau_6)[1 + \tau_6(1 - \epsilon)]$ 。为了分析起见, 我们考虑 3 种 $|T_a - T_a^\downarrow|$ 情况和 2 种 τ_6 与 ϵ 情况的作用。分析结果指出, 在各种组合情况下, 这一替代所产生的 T_s 低估都很小。对于 $|T_a - T_a^\downarrow| = 5^\circ\text{C}$ 和 $\tau_6 = 0.8$, 用 $B_6(T_a)$ 代替 $B_6(T_a^\downarrow)$, 在 $T_s = 20^\circ\text{C}$ 时, 仅导致 T_s 的低估 0.0255°C , 在 $T_s = 50^\circ\text{C}$ 时 T_s 的低估为 0.0205°C 。对于 $\tau_6 = 0.7$, T_s 的低估值还更小。因此, 我们可以认为, 用 $B_6(T_a)$ 代替 $B_6(T_a^\downarrow)$ 对于求解地表温度没有实质性的差别。根据这一结论, TM_6 所观测到的热辐射强度可简化为:

$$B_6(T_6) = \tau_6\epsilon B_6(T_s) + (1 - \tau_6)[1 + \tau_6(1 - \epsilon)] B_6(T_a) \quad (4-1)$$

这一简化表达式, 为下面的推导提供了可能性。

5 单窗算法的推导

从方程 (4-1) 中求解地表温度, 需要对 Planck 函数进行线性化展开。从图 1 可知, Planck 函数随温度的变化接近于线性。对于某个特定的波长区间如 TM 6, 在较窄的温度区间 (如 $< 15^{\circ}\text{C}$) 内, 这种线性特征更为明显。因此, 运用 Taylor 展开式对 Planck 函数进行线性展开较合适。由于线性特征较显著, 保留 Taylor 展开式的前两项一般即可保证足够的精度。因此, 有

$$B_6(T_j) = B_6(T) + (T_j - T) (B_6(T) / \sigma T) = (L_6 + T_j - T) (B_6(T) / \sigma T) \quad (5-1)$$

式中 T_j 为亮度温度 (当 $j = 6$ 时)、地表温度 (当 $j = s$ 时) 和大气平均作用温度 (当 $j = a$ 时)。参数 L_6 定义为

$$L_6 = B_6(T) / [(B_6(T) / \sigma T)] \quad (5-2)$$

式中 L_6 为一个温度参数 (K)。在这里, 对 Planck 函数进行线性化的实质意义是, 把 $B_6(T_j)$ 所代表的热辐射强度与有一个固定温度 T 的 $B_6(T)$ 关联起来, 而这一固定温度 T 则是进一步推导的关键。考虑到大多数情况下, 通常有 $T_s > T_6 > T_a$ 。因此, 我们可以定义这一固定温度 T 为 T_6 。这样, 对于 TM 6 的区间而言, T_s 、 T_6 和 T_a 所对应的 Planck 函数可进一步展开为:

$$B_6(T_s) = (L_6 + T_s - T_6) \mathfrak{B}_6(T_6) / \sigma T \quad (5-3)$$

$$B_6(T_a) = (L_6 + T_a - T_6) \mathfrak{B}_6(T_6) / \sigma T \quad (5-4)$$

$$B_6(T_6) = (L_6 + T_6 - T_6) \mathfrak{B}_6(T_6) / \sigma T = L_6 \mathfrak{B}_6(T_6) / \sigma T \quad (5-5)$$

把这些开展式代入方程 (14) 中, 并消除方程两边的 $\mathfrak{B}_6(T_6) / \sigma T$ 项, 得到

$$L_6 = C_6(L_6 + T_s - T_6) + D_6(L_6 + T_a - T_6) \quad (5-6)$$

式中参数 C_6 和 D_6 分别定义为

$$C_6 = \tau_6 \epsilon_6 \quad (5-7)$$

$$D_6 = (1 - \tau_6) [1 + \tau_6(1 - \epsilon_6)] \quad (5-8)$$

对于 TM 6, 我们发现参数 L_6 的数值与温度有密切的关系 (图 1)。根据这一特性, 可以用如下回归方程来估计 L_6 :

$$L_6 = a_6 + b_6 T_6 \quad (5-9)$$

式中 a_6 和 b_6 为回归系数。回归分析表明, 在温度变化范围 $0 \sim 70^{\circ}\text{C}$ ($273 \sim 343\text{K}$) 内, 公式 (5-9) 的回归系数分别为 $a_6 = -67.35535$ 和 $b_6 = 0.458608$, L_6 的估计误差 $REE = 0.32\%$, 相关系数平方 $R^2 = 0.994$ 。如果 TM 6 图象的温度变化范围较窄, 还可提高估计误差。例如, 对于 $0 \sim 30^{\circ}\text{C}$, 取 $a_6 = -60.3263$ 和 $b_6 = 0.43436$, 可使 L_6 的估计误差降低到 $REE = 0.08\%$; 对于 $20 \sim 50^{\circ}\text{C}$, 有 $a_6 = -67.9542$ 和 $b_6 = 0.45987$, $REE = 0.12\%$ 。

把公式 (5-9) 代入公式 (5-7) 中, 我们有

$$a_6 + b_6 T_6 = C_6(a_6 + b_6 T_6 + T_s - T_6) + D_6(a_6 + b_6 T_6 + T_a - T_6) \quad (5-10)$$

对该式求解 T_s ，得到

$$T_s = [a_6(1 - C_6 - D_6) + b_6(1 - C_6 - D_6) + C_6 + D_6]T_6 + D_6T_a / C_6 \quad (5-11)$$

这就是适用于 TM 6 数据的地表温度演算公式。当然，这一算法假定其 3 个基本参数 ϵ_s 、 τ_6 和 T_a 已知，才能进行地表温度的演算。一般情况下，这 3 个基本参数都可以较容易地确定。地表辐射率直接与地表构成有关，已有较多文献讨论地面辐射率的确定问题^[12]。大气透射率和大气平均作用温度可以根据地面附近（高程为 2 m 左右）的大气水分含量或湿度和平均气温来估计。在大多数情况下，各地方气象观测站均有对应于卫星飞过天空时的这 2 个观测指标的实时数据。

由于这一演算方法适用于从仅有一个热波段遥感数据中推演地表温度，我们称之为单窗算法，以区别于分窗算法。分窗算法是用于从 2 个热波段遥感数据（主要是 NOAA-AVHRR）中演算地表温度的方法。

表 1 各种不同情况下单窗算法的地表温度演算绝对误差

Tab. 1 Land surface temperature from landsat TM 6 data using mono-window algorithm

水蒸汽含量 (g/cm ²)	地表温度 T _s /°C	地表温度演算误差 T _s ' - T _s /°C				
		热带	亚热带 7 月	亚热带 1 月	中纬度 7 月	中纬度 1 月
1	20	0.024	0.028	0.018	0.019	0.027
	30	0.075	0.082	0.066	0.067	0.081
	40	0.105	0.114	0.094	0.095	0.112
	50	0.121	0.131	0.109	0.11	0.129
2	20	0.046	0.055	0.035	0.035	0.053
	30	0.137	0.151	0.12	0.121	0.149
	40	0.196	0.212	0.175	0.176	0.209
	50	0.232	0.251	0.209	0.210	0.248
3	20	0.075	0.09	0.057	0.058	0.088
	30	0.226	0.249	0.197	0.199	0.245
	40	0.315	0.342	0.282	0.284	0.338
	50	0.349	0.377	0.314	0.316	0.373

6 地面温度演算精度与误差分析

验证该算法的最好办法可能是比较从 TM 6 数据中演算而得的地表温度与该卫星飞过天空时的实时地面测量温度之间的差异。然而，要获得一个实时地面测量温度的数据集，是极为困难的。这种困难首先表现在卫星飞过天空的时间极短，几乎不可能在这样短的时间内用一种简便的办法获得与 TM 图象象元面积相匹配的地面温度数据集，以及相关的大气数据。到目前为止，还未见到有关 TM 热红外波段的地面温度数据集发表。一个主要原因可能是这种数据集的获得非常昂贵，而其用处又不大。既然实时数据无法获得，另一代替方法是模拟数据，即根据一定地面条件和大气状态，用大气模型模拟卫星高度所观测到的热辐射强度，并由此推算地表温度，与模拟所使用的地表温度相比较，可知其误差大小。在这里，我们使用这种方法进行验证（表 1）。对 5 种标准大气状态进行验证的结果表明，该算法的地表温度演算精度很高，平均误差小于 0.4°C。由于模拟过程中大气参数已知，所以，

这是该算法的绝对误差, 代表在其基本参数没有估计误差情况下的地表温度演算精度。然而, 实际应用中参数的估计不可能准确无误, 因此, 我们又对该算法进行灵敏度分析, 确定参数估计误差对地表温度演算精度的影响。结果表明, 在地面辐射率误差高达 0.01 时, 该算法的地表温度演算平均误差 δT 为 0.2°C。大气透射率的估计误差 $\delta \tau_0$ 对地表温度演算精度影响较大, 当 $\delta \tau_0 = 0.025$ 时, δT 高达 0.8°C。大气平均作用温度的估计误差为 2°C 时, δT 约为 0.5°C。综合分析表明, 在其基本参数的估计有上述适度误差时, 该算法的地表温度演算平均误差约为 1.1°C, 略小于各分量误差之和。

7 以色列- 埃及边境地区的应用实例

单窗算法已在我们研究以色列干旱地区温度变化的过程中^[13]得到了具体的应用。在卫星图象上发现以色列与埃及交界的沙丘地区由于边境两侧土地利用与保护的差异, 植被覆盖在边境两侧形成鲜明对比。过渡放牧等人为因素的作用使埃及一侧植被极少, 地表基本呈裸露状态。相反, 以色列一侧因封闭保护而使多年生灌丛、一年生植物和地衣苔藓类低等植物发育茂盛。在 Landsat TM 可见光波段上可清楚地看到边境两侧的这一强烈地表反差 (图 2)。以色列一侧地表反射弱而呈暗色, 埃及一侧反射强而呈亮色。这是一个非常典型的干旱地区地表生态系统不同演化结果的实例, 已得到较多研究^[14-16]。在温度波段上也可以看到这一强烈对比。根据地

表水热关系常识, 一般植被多的地区应为低温, 而裸土多的地区应为高温。然而, 在这一边境地区则发现了相反现象。以色列一侧地表温度普遍比埃及一侧高 2~4°C。多年卫星观测数据清楚地表明, 这是一个长年存在的事实。为了揭示该地区地表温度异常现象的发生、发展变化原因及其与地表水热平衡的关系, 我们从遥感、土壤和微气象等多角度进行深入分析研究。运用单窗算法从现有的 Landsat TM 数据中演算实际地表温度, 是这一分析研究的一部分。图 3 是这一演算的一个结果, 它清楚地表示该地区地表温度空间差异状况。对于该演算所需要的大气平均作用温度和大气透射率 2 个参数, 我们主要是用当地地面气象观测数据 (气温、气压、温度等) 来估计, 地表热辐射率是用植被指数结合植被

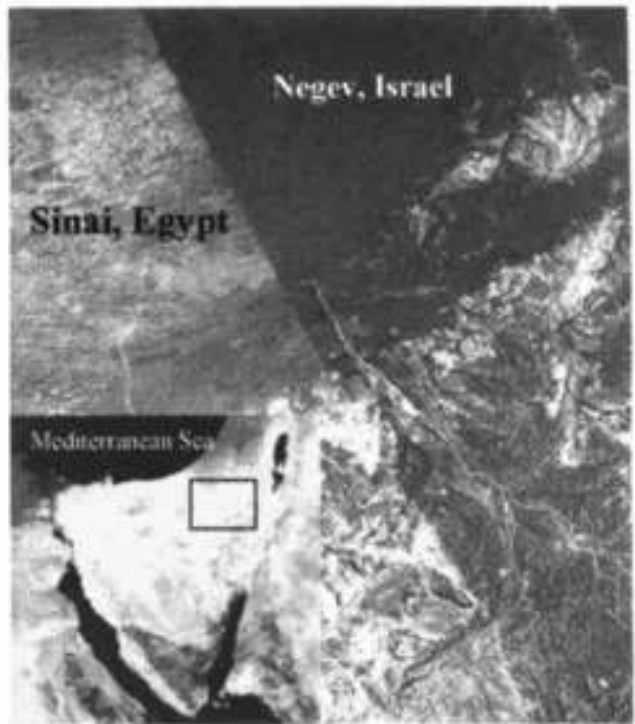


图 2 以色列- 埃及边境沙丘地区 Landsat TM 图象
Fig. 2 Landsat TM image of the sand dune region across the Israel-Egypt border

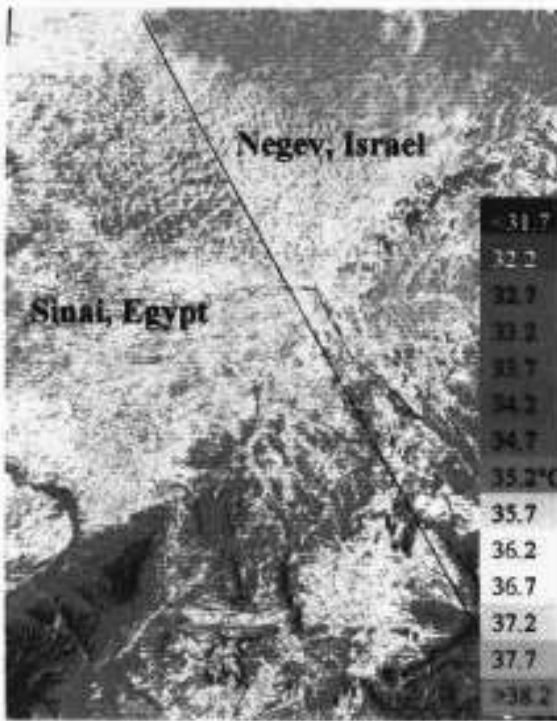


图3 以色列-埃及边境地区地表温度差异, 根据 Landsat TM 6 数据演算, (1995年9月9日9:40)

Fig. 3 Land surface temperature variation in the Israel-Egypt border region (Landsat TM 6 data 9:40am of september 9, 1995)

和裸土热辐射率进行内插。图3清楚地指出, 以色列一侧地表温度普遍高于埃及一侧。就平均温度而言, 以色列一侧为 37.96°C , 埃及一侧为 35.79°C , 相差 2.17°C 。最高温度分布在该图右上部分以色列一侧, 地表温度高达 38°C 以上。低温区主要集中在埃及一侧中部, 只有 35°C 左右。该图下部低温部分主要是裸露的岩石低丘。源于埃及一侧, 穿过边境线而蜿蜒于以色列一侧的干涸河流也可分辨出来, 因为其地表温度相对较低。Landsat 飞过该地区上空时是早上9:40左右, 当时太阳角度不高, 地表还不是很热, 因而该图所示地表温度并不是很高。实际观测表明, 图中所示的温度水平与实际观测到的地温基本相同。当达到午后2:00左右, 该地区的以色列一侧地温一般达到 45°C 以上。该地区属地中海气候, 夏季无雨, 该图摄于9月上旬, 天气晴朗, 大气状态比较稳定, 水分含量不高。因此, 根据当地地面气象观测数据对大气透射率和大气平均作用温度进行估计, 不会有太大的误差。考虑所需参数估计存在中度误差, 灵敏度分析指出, 该图幅地表温度演算的平均误差小于是

1.1°C 。因此, 图3所示的地表温度反映了当时该地区地表热量的空间分布状况。

8 结语

本文根据地表热辐射传导方程, 通过一系列合理假设, 推导了一个适用于从陆地卫星TM 6数据中演算地表温度的单窗算法。该算法需要3个基本参数来进行地表温度的演算。一般情况下, 这3个参数可根据当地气象观测数据进行估计。运用大气模型进行验证的结果表明, 该算法的地表温度演算精度很高。当基本参数的估计没有误差时, 其演算的绝对精度为 $< 0.4^{\circ}\text{C}$; 当参数估计存在一定误差时, 其演算的平均误差约为 1.1°C ; 这一误差大大小于使用传统的大气校正法进行演算所导致的可能误差。该方法已在以色列南部干旱地区的地表温度异常现象的研究中得到了应用, 从已有的TM 6数据中演算得的地表温度图象真实地反映了当地地表热量空间差异状况。因此, 这一算法可供有关用户在需要从TM 6数据中演算地表温度时考虑应用。

参考文献(Reference) :

- [1] Hurtado E, Vidal A, Caselles V. Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1996, **17**, 237-247.
- [2] Markham B L, Barker J L. Landsat MSS and TM post calibration dynamic ranges, atmospheric reflectance and at-satellite temperature[J]. *EOSAT Landsat Technical Notes* 1986, 1, 3-8
- [3] Schneider K, Mauser W. Processing and accuracy of Landsat Thematic Mapper data for lake surface temperature measurement[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1996, **17**, 2027-2041.
- [4] Sopeña F, Caselles V, Valor E. Effective wavenumber for thermal infrared bands application to Landsat TM [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1998, **19**, 2105-2117.
- [5] Schott J R, Volchok W J. Thematic Mapper thermal infrared calibration [J]. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1985, **51**, 1351-1357.
- [6] Wukelic G E, Gibbons D E, Martucci L M, et al. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper Thermal Band [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1989, **28**, 339-347.
- [7] Goetz S J, Halthore R N, Hall F G, et al. Surface temperature retrieval in a temperate grassland with multiresolution sensors [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**, 25397-25410.
- [8] Fran G B, Cracknell A P. Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in north-eastern Brazil [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1994, **15**, 1695-1712.
- [9] McMillin L M. Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1975, **36**, 5113-5117.
- [10] Prata A J. Land surface temperature from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer. I. Theory [J]. *Journal of Geographical Research*, 1993, **98**, 16689-16702.
- [11] Coll C, Caselles V, Sobrino A, et al. On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1994, **15**, 105-122.
- [12] Humes K S, Kustas W P, Moran M S, et al. Variability of emissivity and surface temperature over a sparsely vegetated surface [J]. *Water Resources Research*, 1994, **30**, 1299-1310.
- [13] Qin Z, A. Karnieli P, Berliner. Remote sensing analysis of the land surface temperature anomaly in the sand dune region across the Israel-Egypt border [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2000.
- [14] Ottman J. Baring high-albedo soils by overgrazing: a hypothesized desertification mechanism [J]. *Science*, 1974, **186**, 531-533.
- [15] Karnieli A, Tsoref H. Spectral reflectance of biogenic crust developed on desert dune sand along the Israel-Egypt border [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1995, **16**, 369-374.
- [16] Karnieli A. Development and implementation of spectral crust index over dune sands [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1997, **18**, 1207-1220.

Mono-window Algorithm for Retrieving Land Surface Temperature from Landsat TM 6 data

Qin Zhi-hao^{1,2}, Zhang Ming-hua¹, Arnon Karnieli², Pedro Berliner²

(1. Dept. of Land, Air and Water Resources, University of California at Davis, CA 95616, USA

2. J. Blaustein Inst. For Desert Research, Ben Gurion University of the Negev, 84990, Israel)

Abstract: Landsat TM data has a thermal band (TM 6) to monitor the thermal radiance and surface temperature of the earth. For a long time, retrieval of surface temperature from TM 6 data is done through the method called atmospheric correction, which requires the estimate of atmospheric thermal radiance and absorption. The computation is complicated and the accuracy is strongly subjected to the estimate, hence has few applications in real world. In this paper, a new method with simple computation and high accuracy is developed on the basis of thermal radiance transfer equation of the ground. The impacts of both atmosphere and the emitted ground on the thermal radiance transfer of the ground are directly involved into the proposed algorithm, which requires 3 essential parameters for the retrieval: emissivity, transmittance and atmospheric average temperature. Validation indicates that the accuracy of the algorithm is high up to $< 0.4^{\circ}\text{C}$ for the estimate of the essential parameters with no-errors and $< 1.1^{\circ}\text{C}$ for the estimate moderate errors. Since the method is applicable for the remote sensing data with only one thermal band, it has been termed as mono-window algorithm.

Keywords: land surface temperature; thermal radiance; Landsat TM; mono-window algorithm; brightness temperature