

地表温度热红外遥感 反演方法

段四波 李召良 范熙伟 著

非外借



科学出版社

地表温度热红外遥感反演方法

段四波 李召良 范熙伟 著



科学出版社

北京

内 容 简 介

本书首先介绍了与热红外遥感相关的基本理论和概念,以及地表温度热红外遥感反演的国内外研究进展;其次阐述了考虑气溶胶和高空薄云影响的地表温度反演方法;再次介绍了现有地表温度热红外遥感反演产品和地表温度产品的时间归一化方法;最后展望了地表温度热红外遥感反演的发展趋势和未来研究方向。

本书既可以作为高等院校和科研院所培养研究生的教材,也可以作为从事热红外定量遥感研究人员和工作人员的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

地表温度热红外遥感反演方法 / 段四波, 李召良, 范熙伟著. —北京: 科学出版社, 2018. 11

ISBN 978-7-03-059394-8

I. ①地… II. ①段…②李…③范… III. ①地面温度-红外遥感-反演
IV. ①P423.7②TP722.5

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2018) 第 252937 号

责任编辑: 张井飞 李秀伟 白 丹 / 责任校对: 张小霞

责任印制: 张 伟 / 封面设计: 耕者设计工作室

科 学 出 版 社 出 版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码: 100717

<http://www.sciencep.com>

北京建宏印刷有限公司 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2018 年 11 月第 一 版 开本: B5 (720×1000)

2018 年 11 月第一次印刷 印张: 11 1/4

字数: 216 000

定价: 138.00 元

(如有印装质量问题, 我社负责调换)

前 言

地表温度是表征地表过程变化的重要特征物理量，是研究地表与大气之间物质和能量交换、气候变化等方面不可或缺的重要参数，涉及众多基础学科研究。遥感是高时效准确获取区域或全球尺度地表温度的唯一手段。如何从遥感获取的热辐射信息中定量反演地表温度是遥感科学界公认的难题。在国家自然科学基金重点项目“全天候长时间序列观测角度和时间归一的地表温度遥感反演方法研究”的支持下，笔者对地表温度热红外遥感反演开展了深入系统的研究，以期提高地表温度热红外遥感反演的精度与水平，推动热红外遥感的进一步发展。本书为相关研究任务成果的总结。

全书共分8章。第1章主要介绍了热红外遥感相关的基础理论和概念；第2章介绍了均质同温地表和非均质非同温地表条件下的地表温度与比辐射率定义；第3章阐述了晴空条件下地表温度热红外遥感反演方法，包括在比辐射率已知和在比辐射率未知条件下的地表温度反演方法；第4章系统分析了气溶胶对地表温度遥感反演的影响，阐述了考虑气溶胶影响的地表温度反演方法；第5章系统分析了卷云对地表温度遥感反演的影响，阐述了考虑高空薄云影响的地表温度反演方法；第6章介绍了现有的地表温度热红外遥感产品及其反演算法；第7章阐述了全天晴天和部分晴天情况下地表温度产品的时间归一化方法；第8章给出了相关总结，并展望了地表温度热红外遥感反演的未来工作。

本书的第1章由段四波、李召良编写；第2章由段四波编写；第3章由李召良、段四波编写；第4章由范熙伟、李召良编写；第5章由范熙伟、李召良编写；第6章由段四波、王晨光编写；第7章由段四波编写；第8章由李召良、段四波编写。全书由段四波统稿、定稿。

王晨光、茹晨和于艳茹等对文字的修改和格式的调整付出了辛勤的劳动，参与研究的其他许多老师和同学也为本书的出版做出了很大贡献，在此一并表示感谢。

由于作者水平有限，加之地表温度热红外遥感反演研究一直是国际遥感科学的难点，书中难免存在不足和疏漏之处，敬请读者和同行专家批评指正。

段四波
2018年9月

目 录

前言	
第一章 绪论	1
第一节 红外辐射传输基础理论	1
第二节 大气和比辐射率对地表温度反演的影响	4
一、大气的影响	4
二、比辐射率的影响	7
第三节 卫星遥感数据反演地表温度的困难和问题	7
第二章 地表温度和比辐射率定义	10
第一节 均质同温地表	10
第二节 非均质非同温地表	12
第三章 晴空条件下地表温度热红外遥感反演方法	16
第一节 比辐射率已知的地表温度反演	16
一、单通道算法	16
二、多通道算法	18
三、多角度算法	23
第二节 比辐射率未知的地表温度反演	24
一、逐步反演法	25
二、大气条件已知的地表温度与比辐射率同时反演法	28
三、同时反演地表温度、比辐射率和大气廓线	33
第四章 考虑气溶胶影响的地表温度反演	36
第一节 地面测量和卫星遥感数据	36
一、模拟数据	36
二、地面数据	41
三、卫星数据	41
第二节 气溶胶对地表温度反演的影响	42
一、普适性分裂窗算法	42
二、不同气溶胶类型造成的地表温度反演误差	44
第三节 沙尘气溶胶条件下地表温度反演误差改正	47
一、误差改正方法	47
二、误差改正结果	51

三、敏感性分析	52
第四节 基于地面测量数据的算法精度检验	54
一、数据预处理	54
二、地表温度反演结果	55
第五章 考虑高空薄云影响的地表温度反演	60
第一节 夜间地表温度反演算法	60
一、地面测量和卫星遥感数据	60
二、三通道地表温度反演算法	64
三、地表温度反演结果和分析	75
四、基于夜间湖面测量数据的算法精度检验	83
第二节 白天地表温度反演算法	86
一、地面测量和卫星遥感数据	87
二、地表温度反演方法	89
三、地表温度反演结果和分析	94
四、基于白天湖面测量数据的算法精度检验	97
第六章 地表温度热红外遥感反演产品	106
第一节 ASTER 地表温度产品	106
一、ASTER 传感器	106
二、ASTER 地表温度产品反演算法	107
第二节 MODIS 地表温度产品	109
一、MODIS 传感器	109
二、MODIS 地表温度产品反演算法	112
第三节 VIIRS 地表温度产品	114
一、VIIRS 卫星传感器	114
二、VIIRS 地表温度产品反演算法	116
第四节 AATSR 地表温度产品	118
一、AATSR 传感器	118
二、AATSR 地表温度产品反演算法	121
第七章 地表温度产品的时间归一化	123
第一节 地表温度产品的时间归一化方法	123
一、全天无云情况下的地表温度产品时间归一化方法	123
二、极轨卫星上午过境时段内无云情况下的地表温度产品时间归一化方法	124
第二节 研究区域和数据	127
一、研究区域	127
二、DEM 数据	127

三、MODIS 数据·····	127
四、MSG-SEVIRI 数据介绍·····	129
第三节 地表温度产品时间归一化结果·····	129
一、全天无云情况下的地表温度产品时间归一化结果·····	129
二、极轨卫星上午过境时间段内无云情况下的地表温度产品时间归一化结果·····	138
第八章 展望·····	148
参考文献·····	154

第一章 绪 论

地表温度 (land surface temperature, LST) 是区域和全球尺度上陆地表层系统过程的关键参数, 它表征了地表与大气的相互作用, 以及大气和陆地之间能量交换的综合结果 (Anderson et al., 2008; Brunsell and Gillies, 2003; Karnieli et al., 2010; Kustas and Anderson, 2009; Zhang et al., 2008)。作为众多基础学科和应用领域的一个关键参数, 地表温度能提供地表能量平衡状态的时空变化信息, 在数值预报、全球环流模式和区域气候模式等研究领域得到了广泛的应用。精确的地表温度不仅有助于评估地表能量与水文平衡、热惯量和土壤湿度, 而且有助于获取全球表面温度及掌握其长期变化情况 (Arnfield, 2003; Bastiaanssen et al., 1998; Hansen et al., 2010; Kalma et al., 2008; Kogan, 2001; Su, 2002; Voogt and Oke, 2003; Weng, 2009; Weng et al., 2004)。因此, 国际地圈生物圈计划 (International Geosphere-Biosphere Program, IGBP) 将地表温度列为优先测定的参数之一 (Townshend et al., 1994)。影响地表温度的表面状态参数, 如反照率、土壤的物理和热特性及植被等, 具有较强的空间非均匀性 (Liu et al., 2006; Neteler, 2010), 因此, 地表温度在时空领域变化相当快 (Prata et al., 1995; Vauclin et al., 1982)。要获取区域和全球尺度上地表温度的时空分布, 利用常规的地面定点观测难以实现, 卫星遥感是唯一切实可行的手段 (Dash et al., 2002; Li et al., 2013; Prata et al., 1995)。

第一节 红外辐射传输基础理论

根据普朗克定律 (Planck's law), 绝对温度大于 0 K 的任何物体都会以电磁波的形式向外辐射能量。处于热平衡状态下的黑体在温度 T 和波长 λ 处的辐射能量可用普朗克定律表示为

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]} \quad (1-1)$$

式中, $B_{\lambda}(T)$ 是黑体在温度 T (K) 和波长 λ (μm) 处的光谱辐亮度 [$\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$]; C_1 和 C_2 是辐射常量 [$C_1 = 1.191 \times 10^8 \text{W}/(\mu\text{m}^4 \cdot \text{sr} \cdot \text{m}^2)$, $C_2 = 1.439 \times 10^4 \mu\text{m} \cdot \text{K}$]。绝大多数自然地物都是非黑体, 它们的热辐射需要在式 (1-1) 中加入地表比辐射率 ε 的影响。地表比辐射率可定义为地物的实际热辐射与同温同波长下黑体热辐射的比值。自然地物的热辐射可用地表比辐射率乘以式 (1-1)

中的普朗克函数得到。显然，如果大气对卫星获取的辐亮度信号没有影响，那么在已知地表发射辐射和比辐射率的情况下，地表温度就能根据式 (1-1) 反演得到。

黑体在特定温度 $T(K)$ 下，单色辐射强度的极大值所对应的波长 λ_{\max} 可以用维恩位移定律表示为

$$T\lambda_{\max} = 2897.9\mu\text{m} \quad (1-2)$$

根据这一性质，对于温度在 250 ~ 330K 的地表，其峰值波长 λ_{\max} 主要处于热红外波长范围 (8.8 ~ 11.6 μm)，而对于如火灾、火山喷发的高温地表，其温度可高于 800K，它们的峰值波长 λ_{\max} 主要处于中红外波长范围 (3 ~ 5 μm)。因此，可以根据不同的需求选择不同的波长范围来探测地表热辐射状况。

卫星红外传感器能够接收到视线方向上来自地表的经大气衰减的辐射信息。在局地热平衡的晴空无云条件下，根据热辐射传输方程，传感器在大气顶部所接收到的通道辐亮度 I_i 可表示为 (图 1-1)：

$$I_i(\theta, \varphi) = R_i(\theta, \varphi)\tau_i(\theta, \varphi) + R_{\text{at}_i\uparrow}(\theta, \varphi) + R_{\text{sl}_i\uparrow}(\theta, \varphi) \quad (1-3)$$

其中，地表辐亮度 R_i 可表示为

$$\begin{aligned} R_i(\theta, \varphi) = & \varepsilon_i(\theta, \varphi)B_i(T_s) + [1 - \varepsilon_i(\theta, \varphi)]R_{\text{at}_i\downarrow} \\ & + [1 - \varepsilon_i(\theta, \varphi)]R_{\text{sl}_i\downarrow} + \rho_{\text{bi}}(\theta, \varphi, \theta_s, \varphi_s)E_i \cos(\theta_s)\tau_i(\theta_s, \varphi_s) \end{aligned} \quad (1-4)$$

式中， θ 和 φ 分别表示观测天顶角和观测方位角，为简单起见，观测天顶角和观测方位角在之后的公式中将被忽略； τ_i 是通道 i 的大气透过率； $R_i\tau_i$ 是经大气衰减之后的地表离地辐射 (图 1-1 中的路径①)； $R_{\text{at}_i\uparrow}$ 是大气上行辐射 (图 1-1 中的路径②)； $R_{\text{sl}_i\uparrow}$ 是大气程辐射 (图 1-1 中的路径③)； ε_i 和 T_s 分别是通道 i 的地表比辐射率和地表温度； $\varepsilon_i B_i(T_s)$ 表示地表自身发射辐射 (图 1-1 中的路径④)； $R_{\text{at}_i\downarrow}$ 是大气下行辐射； $R_{\text{sl}_i\downarrow}$ 是大气散射的下行太阳辐射； $(1-\varepsilon_i)R_{\text{at}_i\downarrow}$ 和 $(1-\varepsilon_i)R_{\text{sl}_i\downarrow}$ 分别表示经地表反射之后的下行大气辐射和散射的太阳辐射 (图 1-1 中的路径⑤和⑥)； ρ_{bi} 是地表双向反射率； E_i 是大气顶部的太阳辐照度； θ_s 和 φ_s 分别是太阳天顶角和太阳方位角； $\rho_{\text{bi}}E_i \cos(\theta_s)\tau_i(\theta_s, \varphi_s)$ 是经地表反射后的太阳直射辐射 (图 1-1 中的路径⑦)。由于在 8 ~ 14 μm 波谱区的白天和夜间数据，以及 3 ~ 5 μm 波谱区的夜间数据中，大气顶部的太阳辐射可以忽略不计，因此式 (1-3) 和式 (1-4) 中的太阳辐射部分 (图 1-1 中的路径③、⑥和⑦) 均可以忽略，不会影响精度。

为了方便和数学简写起见，大气顶部辐亮度 I_i 和地表辐亮度 R_i 一般用亮度温度表示。大气顶部亮温 T_i 和地表亮温 T_{gl} 定义为

$$\begin{aligned} B_i(T_i) &= I_i \\ B_i(T_{\text{gl}}) &= R_i \end{aligned} \quad (1-5)$$

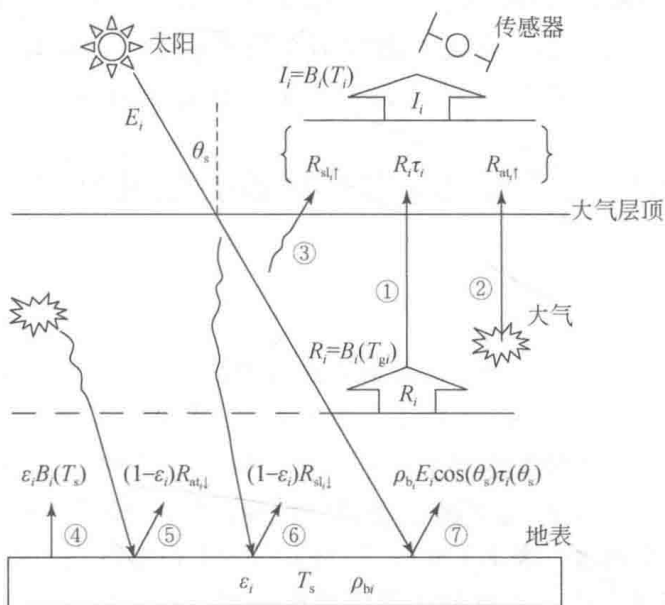


图 1-1 红外辐射传输方程示意图

I_i 是在大气顶部接收到的通道 i 的辐亮度，路径①表示经大气衰减之后的近地表处辐亮度，路径②和③分别表示上行大气辐射和上行大气散射太阳辐射，路径④表示地表自身发射辐射，路径⑤和⑥分别表示经地表反射的下行大气辐射和下行大气散射太阳辐射，路径⑦表示经地表反射的太阳直射辐射

需要注意的是，在式 (1-3) ~ 式(1-5) 中，除了角度变量 ($\theta, \varphi, \theta_s, \varphi_s$)，其他的变量和参数都是通道等效值。大多数卫星传感器都只能探测有限光谱带宽的辐射信号。各参数的通道等效值通过加权平均计算表示为

$$X_i = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} g_i(\lambda) X_\lambda d_\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} g_i(\lambda) d_\lambda} \quad (1-6)$$

式中， $g_i(\lambda)$ 是通道 i 的光谱响应函数； λ_1 和 λ_2 分别是通道 i 的波长下边界和上边界； X_i 代表 $B(T), I, R, R_{at \uparrow}, R_{sl \uparrow}, R_{at \downarrow}, R_{sl \downarrow}, E, \epsilon, \tau, \rho_b$ 。

式 (1-3) 和式 (1-4) 实际上是辐射传输方程的近似表达，将单色光谱值替换为通道等效值，但是这些近似和简化有几个重要的条件。

1) 先乘积再积分与先积分再乘积结果相同。只有当积分变量在积分范围内是常量时这个假设才是正确的，但这种情况很少见。幸运的是，通常情况下通道带宽都很窄，式 (1-6) 中的光谱参数 X_λ 不会出现较大变化。因此，在式 (1-3) 和式 (1-4) 中使用式 (1-6) 所定义的加权平均，就是辐射传输方程的一种较好近似。

2) 地表被认为是朗伯体表面，并且在计算由地表反射的辐射时，大气下行辐射和大气散射的下行太阳辐射 (图 1-1 中的路径⑤和⑥) 均假设为各向同性。

实际上，这些条件很难满足。但是，地表反射的大气下行辐射远小于地表自身发射辐射，并且地表反射的下行太阳散射辐射也远小于太阳直射辐射，因此，式(1-3)和式(1-4)中这项假设是合理的，不会造成明显的误差。

第二节 大气和比辐射率对地表温度反演的影响

一、大气的影晌

在热红外波段内，大气分子和气溶胶的散射很小，大气对地表辐射的影响主要通过大气气体的吸收和辐射。图 1-2 给出了大气气体中主要吸收气体的光谱透过率。这些吸收气体主要是水汽、二氧化碳和臭氧。在 10 ~ 12 μm 窗口内，海水表面的比辐射率几乎等于 1，因此，星载传感器，如 AVHRR、MODIS，在这个光谱范围内都有两个通道。表 1-1 显示了 AVHRR 和 MODIS 对地测温的热红外通道。在这个光谱范围内，大气的主要吸收体是水汽，所以大气透过率主要随水汽含量的变化而变化。图 1-3 给出了 1760 种大气在 AVHRR 4 和 AVHRR 5 通道上的透过率与这些大气水汽含量 (W) 的关系。显然，对于给定的通道，大气透过率与水汽含量相关，但这种相关性不太好。对于同样的水汽含量，在某些情况下大气透过率相差可达 15%。这就是说，大气透过率不仅是水汽含量的函数，而且它的值还受水汽在大气里的分布，以及大气温度和压力廓线的影响。

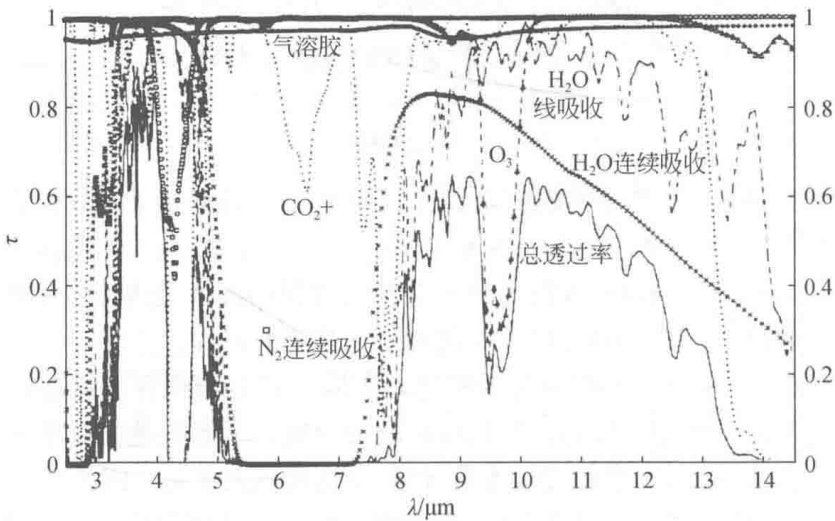


图 1-2 中纬度夏季模型在 45° 观测角度下的大气透过率

表 1-1 AVHRR 和 MODIS 对地测温的热红外通道

传感器	通道	波长范围/ μm	n_i [式 (1-10)]
AVHRR	3	3.54 ~ 3.94	12.88
	4	10.32 ~ 11.32	4.59
	5	11.41 ~ 12.38	4.15
MODIS	20	3.660 ~ 3.840	13.03
	22	3.929 ~ 3.989	12.36
	23	4.020 ~ 4.080	12.08
	29	8.400 ~ 8.700	5.75
	31	10.780 ~ 11.280	4.50
	32	11.770 ~ 12.270	4.14
	33	13.185 ~ 13.485	3.70

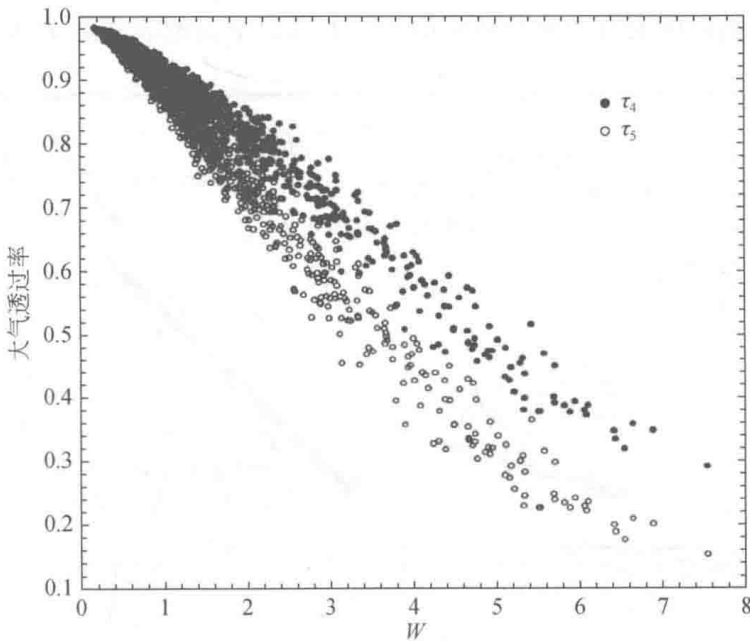


图 1-3 AVHRR 4 通道和 AVHRR 5 通道的大气透过率与大气水汽含量的关系

为了对大气影响进行粗略估计,需简化式 (1-3) 和式 (1-4)。通常采用平均值理论将大气等效温度 $T_{a\uparrow}$ 定义为

$$B_i(T_{a\uparrow}) = \frac{R_{at_i\uparrow}}{1 - \tau_i} \quad (1-7)$$

将式 (1-7) 代入式 (1-3) 中, 然后对普朗克函数在 T_i 附近作一阶泰勒级数展开, 地表温度 T_s 可写作:

$$T_s = T_i + \frac{1 - \tau_i}{\tau_i} (T_i - T_{a\uparrow}) + \frac{1 - \varepsilon_i}{\varepsilon_i} \frac{(R_i - R_{at\downarrow})}{\frac{\partial B_i}{\partial T}} \quad (1-8)$$

式中，右边第二项是由大气吸收和辐射所引起的温度改正，记作 ΔT_{atm} 。根据式 (1-3) 可得

$$\Delta T_{atm} = T_{gi} - T_i = \frac{1 - \tau_i}{\tau_i} (T_i - T_{a\downarrow}) \quad (1-9)$$

根据式 (1-9)，可得出以下结论。

1) 大气校正值 ΔT_{atm} 取决于大气吸收量和星上亮温与大气等效温度差值的乘积。对于干燥的大气（大气透过率接近 1）或者递增的大气温度廓线（ $T_{a\uparrow}$ 接近 T_i ），大气校正值 ΔT_{atm} 较小。反之，对于潮湿的大气，大气影响很大。图 1-4 给出了 3 种标准大气下（表 1-2 列出了它们的主要参数）大气校正值与地表亮温的关系。从图中可以看到，对于不同的大气和不同的地表温度，大气校正值在 0 ~ 12℃ 变化。大气越潮湿，它对温度反演的影响就越大。

2) 对于给定的大气，大气校正值与星上亮温 T_i 或地表亮温 T_{gi} 呈线性关系。

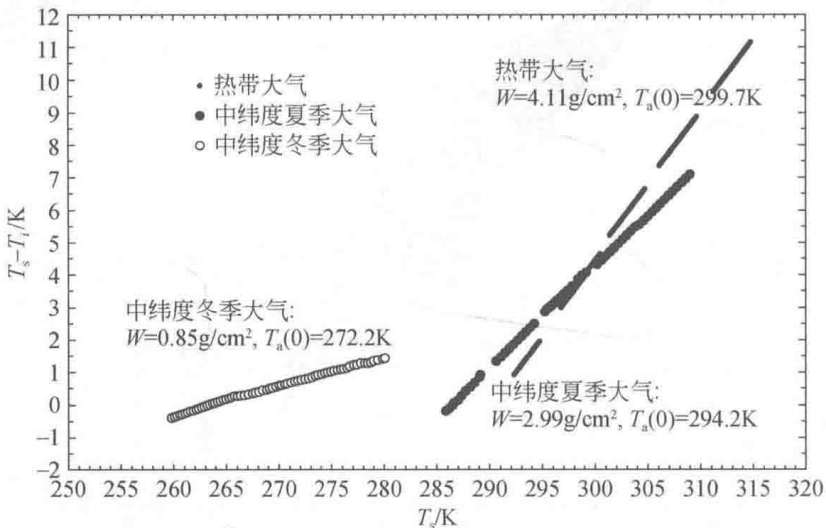


图 1-4 3 种标准大气下的大气校正值与地表亮温的关系

表 1-2 三种标准大气的主要参数

标准大气	大气水汽含量 $W/(g/cm^2)$	大气等效温度 $T_{a\uparrow}/K$	近地表气温 T_a/K
热带大气	4.11	292.0	299.7
中纬度夏季大气	2.99	286.6	294.2
中纬度冬季大气	0.85	264.3	272.2

二、比辐射率的影响

由于陆地表面形态和结构成分在空间上变化很大,不同地表在 $8 \sim 13\mu\text{m}$ 波谱段的比辐射率可以在 $0.90 \sim 0.99$ 变化。在 $3 \sim 5\mu\text{m}$ 波谱段这个变化范围可能更大。因此,有必要对比辐射率的影响做分析。考虑到普朗克函数的指数近似表达式 (Becker and Li, 1990b), 则有

$$B_i(T) = \alpha_i T^{n_i} \quad (1-10)$$

式中, α_i 和 n_i 是取决于参考温度的通道常数; 对于通道位于 $11\mu\text{m}$ 处, $n_i \approx 4.5$, 而通道位于 $3.7\mu\text{m}$ 处, $n_i \approx 13$ (表 1-1)。将式 (1-10) 代入式 (1-9) 中, 比辐射率改正项 ΔT_e 可近似为

$$\Delta T_e = \frac{1 - \varepsilon_i T_{gi}^{n_i}}{\varepsilon_i n_i} (1 - \beta_i) \quad (1-11)$$

其中,

$$\beta_i = \frac{R_{at_i \downarrow}}{B_i(T_{gi})} \quad (1-12)$$

根据式 (1-12), 可以得出以下结论。

1) 根据式 (1-11), 对于给定的地表温度, 当水汽含量变大时, β_i 变大, ΔT_e 变小。反之, β_i 变小时, ΔT_e 变大。如果没有大气, $\beta_i = 0$, ΔT_e 达到最大值。因此, 大气越干燥, 比辐射率对地表温度反演的影响越大。

2) 根据式 (1-11), 对于给定的大气, 地表温度越高, β_i 越小, ΔT_e 越大, 反之, β_i 越大, ΔT_e 越小。

3) 由于 ΔT_e 的大小与 n_i 成反比, 根据表 1-1 所列的 n_i 值, 通道在 $3.7\mu\text{m}$ 处的 n_i 大约是通道在 $11\mu\text{m}$ 处 n_i 的 2.5 倍。因此, 对于同一地表温度, ΔT_e ($11\mu\text{m}$) 是 ΔT_e ($3.7\mu\text{m}$) 的 2.5 倍, 也就是说, 同样的比辐射率误差, 通道的波长越长, 所引起的地表温度误差越大。

第三节 卫星遥感数据反演地表温度的困难和问题

由式 (1-3) 和式 (1-4) 可知, 利用卫星数据反演地表温度需要对大气和地表比辐射率进行校正。但要实现这些校正并不是一项简单的任务, 很多困难和问题需要解决处理。这些困难和问题包括以下内容。

1) 利用卫星遥感数据反演地表温度在数学上是欠定的、不可解的 (Hook et al., 1992; Kealy and Hook, 1993)。由式 (1-3) 和式 (1-4) 的辐射传输方程可知, 如果探测到 N 个通道的辐亮度数据, 那么即使其他参数已知, 这 N 个方程也还会有 $N+1$ 个未知数, 分别是 N 个通道的比辐射率和 1 个地表温度。方程的欠

定性使得即使式 (1-3) 和式 (1-4) 中的其他参数都能精确估算得到, 也难以通过辐射传输方程得到正确解。为了估算地表温度, 必须已知一个或多个通道的地表比辐射率, 或者在某些假设或限制条件下, 同时反演地表温度和比辐射率 (Dash et al., 2002; Gillespie et al., 1998; Hook et al., 1992; Kealy and Hook, 1993)。

2) 卫星测量得到的热红外数据是高度相关的, 这表明仪器的噪声和大气校正中的误差对地表温度反演的精度有很大影响。这种相关性也造成一个问题, 即使通过假设和增加限制条件, 减少未知数个数或增加方程数也会使反演结果不准确。这种测量结果的高度相关性使得反演的地表温度结果不稳定, 也阻碍了地表温度反演方法的发展。

3) 将地表温度和比辐射率进行分离, 以及从测量的辐射信号中分离出大气下行辐射是很难的。并且, 由式 (1-4) 可知, 大气下行辐射与地表自身发射辐射通过地表比辐射率耦合在一起。由于地表比辐射率不为 1, 在减少地表自身发射辐射的同时, 也会增加反射的大气下行辐射, 从而补偿部分减少的地表发射辐射。这个过程减少还是增加地表离地辐射, 取决于大气和地表状况。通过在线/离线方法, 地表反射大气下行辐射和自身发射辐射的耦合可用于地表温度反演, 只是需要高空间分辨率数据。但是利用被动多光谱热红外数据, 在物理机制上很难将地表自身发射辐射与反射的大气下行辐射进行分离。出于这个原因, 反演地表温度不仅需要大气校正, 也需要已知地表比辐射率, 反之亦然。

4) 大气校正很难实现。地表和卫星传感器之间的大气会影响辐射计在大气顶部探测到的辐亮度信息。这些辐亮度主要由地表发射辐射和反射辐射组成, 受大气的发射和衰减的影响。因此, 大气校正就是对传感器探测的辐射信息进行校正, 消除或减少大气衰减、发射辐射和反射辐射的影响。对大气效应进行校正需要精确获取大气水汽和温度的垂直廓线, 但二者是高度变化的 (Perry and Moran, 1994)。

5) 在白天, 地表反射的太阳辐射是很难从中红外数据中去除的。前面提到, 由于热红外数据具有高相关性, 即使使用某些假设或限制条件, 也会导致反演的地表温度具有不稳定性。在中红外波谱区地表反射的太阳直射辐射和地表自身的发射辐射数量级相同, 如果地表反照率约为 0.1, 在反演地表温度时通过引入中红外通道可以明显地降低辐射传输方程组的相关性, 并提高反演精度 (Li et al., 2013)。另外, 相比于热红外通道, 中红外通道数据受大气水汽的影响更小, 并且在温度反演时对地表比辐射率误差的敏感性只有热红外的一半 (Mushkin et al., 2005)。因此, 利用中红外数据反演地表温度比热红外数据更加合适。然而, 在白天的中红外数据中, 很难消除太阳辐射的影响。因为要从总的辐射信号中分离出太阳辐射不仅需要进行大气校正, 还需要已知地表双向反射率。这个参数通常都是未知的, 且受到多个因素的影响 (Adams and Crisman, 1989; Mushkin et al., 2005), 这也会导致很大的不确定性, 使得利用中红外数据反演地表温度产

生较大的误差。因此,引入中红外通道数据,在某些情况下有利于提高地表温度反演精度,但在有些情况下则会带来很大的不确定性。

6) 如何从物理上解释地表温度测量结果仍是一个关键问题。正如 Prata 等 (1995) 提到的,如何定义地表温度很大程度上取决于所应用的领域和测量的方法。由于式 (1-4) 中的表面温度是用表面发射的辐亮度所定义的,该温度通常称为辐射温度 (或表皮温度),对应的地表深度通常小于特定波长辐射的穿透深度 (Becker and Li, 1995; Norman and Becker, 1995)。在热红外波谱区,辐射信号的穿透深度通常在几毫米以内 (Wan, 1999)。辐射温度在物理上与其他温度定义不同,如热力学温度定义为处于热力学平衡下的介质的温度,由温度计测量得到。对于均质等温的表面,上述辐射温度和热力学温度是相等的。实际上,热力学温度在现实中很难测量,即便是水这种均质等温表面,辐射温度也是唯一可实际测量的量。然而,大多数表面都处于非热力学平衡状态,且不是均质和等温的表面,所以辐射温度和热力学温度是不同的。考虑到当前机载系统的空间分辨率在 $10^{-2} \sim 10^2$ km 变化,一个像元内具有不同温度和比辐射率的多种地表类型,这就使得从物理上解释遥感反演的地表温度,以及将大尺度的辐射温度与其他应用中的温度定义相联系变得更加复杂。到目前为止,对非均质和非同温地表的温度定义还没有达成共识,而 Becker 和 Li (1995) 的定义依赖于像元内地表温度和比辐射率的分布,可以从太空进行测量,因此,推荐用于地表温度遥感反演。

7) 对利用像元尺度的卫星数据反演得到的地表温度进行验证也是一项挑战。实地测量地表温度,以及获得一个像元所对应的有代表性的温度数据是非常困难的,这使得验证工作很难进行。通常来说,地表温度会随着时间和空间发生明显的变化 (Prata et al., 1995),对于某些地表类型,在几厘米之内变化超过 10K,或者在一分钟内变化超过 1K 都是很常见的。因此,将卫星反演的地表温度与地面测量数据进行匹配是很困难的,特别是在大尺度下。对于一些相对均质的地表类型,如湖泊、沙漠和浓密植被区,通过直接对比实测温度数据与卫星反演结果来实现地面验证会受到地表温度强烈的空间异质性和时间变化性的限制 (Hook et al., 2005, 2003, 2007)。另外一种方法是在地表比辐射率均一的地表内使用基于辐亮度的验证方法 (Hulley et al., 2009)。沙地就是其中的一种地表类型,被认为是基本不变的地表 (Hulley et al., 2009)。因此,如何对复杂异质性的地表进行有代表性的地表温度测量工作也是一个关键问题。应该发展尺度变换方法来关联不同尺度的测量数据,从而帮助验证地表温度反演结果 (Liu et al., 2006; Wu and Li, 2009)。

除了上述提到的这些地表温度遥感反演中的困难和问题,反演精度还有赖于云掩膜处理筛选出晴天无云数据,以及热红外数据质量,也就是光谱响应函数 $g_i(\lambda)$ 的稳定性和仪器的信噪比,以及辐射校正的准确性。

第二章 地表温度和比辐射率定义

在自然条件下, 由于地球表面形态和结构成分在空间上变化很大, 卫星像元内点与点之间的地表温度和比辐射率也可能具有很大差异。在这种情况下, 如何定义一个卫星像元尺度的表面参数, 以及如何连接不同尺度下测量的参数变得非常重要。这些参数的定义主要取决于应用类型和测量方法。不同的应用和不同的测量方法会导致截然不同的定义方法。到目前为止, 一些学者已经对地表温度和比辐射率提出了不同的定义 (Becker and Li, 1995; Norman and Becker, 1995; Wan and Dozier, 1996; Li and Wang, 1999)。

第一节 均质同温地表

(1) 光谱比辐射率

比辐射率又称发射率, 是指物体在温度 T 、波长 λ 处的辐射亮度 $R_\lambda(T)$ 与同温度、同波长下的黑体辐射亮度 $B_\lambda(T)$ 的比值:

$$\varepsilon_\lambda(T) = \frac{R_\lambda(T)}{B_\lambda(T)} \quad (2-1)$$

其中, $B_\lambda(T)$ 为普朗克函数:

$$B_\lambda(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1 \right]} \quad (2-2)$$

式中, C_1 和 C_2 为辐射常量, $C_1 = 1.191 \times 10^8 \text{ W} \cdot \mu\text{m}^4 \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$, $C_2 = 1.439 \times 10^4 \mu\text{m} \cdot \text{K}$ 。

比辐射率是一个无量纲的量, 取值范围在 $0 \sim 1$ 。它是波长的函数, 是由材料性质决定的。通常在较大的温度变化范围内比辐射率为常数, 所以常不标注其为温度的函数。

(2) 方向比辐射率

物体的比辐射率表征了物体的发射能力。它不仅依赖于物体的组成成分, 而且与物体的表面状态 (表面粗糙度等) 及物理性质 (介电常数、含水量) 等有关, 并随着所测定的辐射能的波长、观测角度等条件的变化而变化。根据基尔霍夫定律, 对于不透明的物体, 它的方向比辐射率和半球-方向反射率的关系可以表示为