

# 遥测地表温度与比辐射率的迭代反演方法 ——理论推导与数值模拟\*

柳钦火

徐希孺

(北京大学地球物理系 北京 100871)

(北京大学遥感与地理信息研究所 北京 100871)

陈家宜

(北京大学地球物理系 北京 100871)

**摘 要** 首先在地表比辐射率为已知的条件下, 提出一个非线性迭代温度反演模型, 我们对不同的地表和大气条件进行了模拟计算, 结果表明当大气温度廓线误差  $-2\text{K}-2\text{K}$ , 水汽廓线误差  $\pm 20\%$  时的温度均方根误差为  $0.48\text{K}$ 。当大气模式误差一个模式时反演的温度均方根误差为  $0.85\text{K}$ 。在此基础上, 引入相邻像元的概念, 相邻像元的大气状况可以认为是相同的, 应用两个时相的遥感影像数据, 假定在两个相近时相之间地表比辐射率值不变, 建立地表比辐射率与温度的反演模型。我们对不同的地表和大气条件进行了模拟计算, 结果表明当大气温度廓线误差  $-2\text{K}-2\text{K}$ , 水汽廓线误差  $\pm 20\%$  时地表温度均方根误差小于  $1.5\text{K}$ , 地表比辐射率均方根误差小于  $0.02$ , 地表辐射均方根误差为  $1\%$ ; 当大气温度廓线误差  $-2\text{K}-2\text{K}$ , 水汽廓线误差  $\pm 10\%$  时, 地表温度均方根误差小于  $1.0\text{K}$ , 地表辐射均方根误差小于  $0.6\%$ 。

**关键词** 陆面温度, 比辐射率, 大气修正, 遥感反演

## 1 引 言

地表温度是地表与大气相互作用过程中的一个重要的物理学参量。陆面温度遥感反演由于陆地地表的复杂多变性, 多年来一直是许多学者力图解决的一个难题。陆面温度遥感反演研究的难点在于: 1) 陆地表面的比辐射率不但依赖于地表的组成成分, 而且与物理状态(如含水量、粗糙度)和视角等因素有关, 加上遥感的混合像元使得地表比辐射率难以预先确定; 2) 由于地表比辐射率明显小于 1, 大气下行辐射效应成为大气修正的内容之一; 3) 陆地表面的皮肤效应更加突出, 因为陆地表面物质一般来说是不动的, 陆地表层热交换只能靠分子热传导完成。

研究的出发点是: 1) 辐射传输方程中包含地表反射的大气下行辐射项; 2) 大气效应修正建立在非线性基础上; 3) 试图同时从遥感数据中反演地表温

度和比辐射率。首先在地表比辐射率为已知的条件下, 提出一个非线性温度迭代反演模型。进而假定两个相近时相的地表比辐射率不变, 相邻像元的大气状况是相同的, 实现同时反演地表温度和比辐射率的目的。我们应用 Lowtran-7 对不同大气模式、不同地表条件进行了模拟计算, 并应用甘肃省黑河地区的野外实测资料检验了我们的陆面温度反演方法的可靠性。

## 2 原 理

### 2.1 物理方程

如果假设地表对热红外辐射具有朗伯体性质, 大气下行辐射强度在半球空间内为常数, 则热红外辐射传输方程可以写为<sup>[1,2]</sup>:

$$L_{\lambda} = B_{\lambda}(T_g) \varepsilon_{s\lambda} t_{0\lambda} + \int_{t_{0\lambda}}^1 B_{\lambda}(T_2) dt_{\lambda} + (1 - \varepsilon_{s\lambda}) t_{0\lambda}^2 \int_{t_{0\lambda}}^1 \frac{B_{\lambda}(T_2)}{t_{2\lambda}^2} dt_{\lambda} \quad (1)$$

\*自然科学基金资助项目, 合同号49471056

收稿日期: 1997-05-19; 收到修改稿日期: 1997-10-06

其中  $L_\lambda$  为传感器所接收的波长为  $\lambda$  的热红外辐射能量,  $B_\lambda$  为普朗克黑体辐射函数,  $T_s$  为地表物理温度 (K),  $T_z$  为高度  $Z$  处的大气温度 (K),  $\varepsilon_{s\lambda}$  为波长  $\lambda$  的地表比辐射率,  $t_{0\lambda}$  为整层大气的总透过率,  $t_{z\lambda}$  为从高度  $Z$  到大气上界的透过率。

方程 (1) 中右边第一项代表地表辐射项, 第二项代表大气上行辐射项, 第三项代表地表反射的大气下行辐射项。

若令:

$$L_{0\lambda} = \int_{t_{0\lambda}}^1 B_\lambda(T_z) dt_\lambda \quad (2)$$

$$\tau_\lambda = \frac{t_{0\lambda}^2 \int_{t_{0\lambda}}^1 \frac{B_\lambda(T_z)}{t_{z\lambda}^2} dt_\lambda}{\int_{t_{0\lambda}}^1 B_\lambda(T_z) dt_\lambda} \quad (3)$$

则方程 (1) 可以简化为:

$$L_\lambda = B_\lambda(T_s) \varepsilon_{s\lambda} t_{0\lambda} + [1 + (1 - \varepsilon_{s\lambda}) \tau_\lambda] L_{0\lambda} \quad (4)$$

上述方程中  $L_\lambda$  可由遥感传感器得到,  $T_s$ ,  $\varepsilon_{s\lambda}$ ,  $t_{0\lambda}$ ,  $\tau_\lambda$ ,  $L_{0\lambda}$  均为未知项, 其中  $t_{0\lambda}$ ,  $\tau_\lambda$ ,  $L_{0\lambda}$  可由大气状况  $A$  和传感器视角决定, 而传感器视角是已知的, 因此  $t_{0\lambda}$ ,  $\tau_\lambda$ ,  $L_{0\lambda}$  是大气状况的函数。如果我们把大气状况  $A$  看作一个未知量, 则方程共有 3 个未知量,  $T_s$ ,  $\varepsilon_{s\lambda}$  和  $A$ , 方程组是不完备的, 不能直接求解。

遥感传感器接收的热红外辐射是宽通道信息, 可以看作是用传感器波长响应函数进行滤波的结果。

$$L_i = \frac{\int R(\lambda) L_\lambda d\lambda}{\int R(\lambda) d\lambda}$$

为了应用方便, 我们把宽通道的辐射传输方程仍写作以下形式:

$$L_i = B_i(T_s) \varepsilon_{s i} t_{0 i} + [1 + (1 - \varepsilon_{s i}) \tau_i] L_{0 i} \quad (5)$$

其中  $T_s$  为地表温度,  $B_i(T_s) = \frac{\int R(\lambda) B_\lambda(T_s) dt}{\int R(\lambda) d\lambda}$ ,

$$\varepsilon_{s i} = \frac{\int R(\lambda) \varepsilon_\lambda d\lambda}{\int R(\lambda) d\lambda}, \quad t_{0 i} = \frac{\int R(\lambda) t_{0\lambda} d\lambda}{\int R(\lambda) d\lambda},$$

$$L_{0 i} = \frac{\int R(\lambda) L_{0\lambda} d\lambda}{\int R(\lambda) d\lambda}, \quad \tau_i = \frac{\int R(\lambda) \tau_\lambda d\lambda}{\int R(\lambda) d\lambda}.$$

用 lowtran-7 程序计算  $t_{0 i}$ ,  $L_{0 i}$  和  $\tau_i$  时, 我们用波数间隔

$20\text{cm}^{-1}$  对传感器的波长响应函数进行近似求和。一般地表是混合像元, 我们把  $T_s$  和  $\varepsilon_{s i}$  定义为像元等效温度和等效比辐射率:

$$B_i(T_s) = \sum_n A_n \cdot B_i(T_n)$$

$$\varepsilon_{s i} = \frac{\int R(\lambda) \sum_n A_n \cdot B_i(T_n) \cdot \varepsilon_{i n} d\lambda}{\int R(\lambda) \sum_n A_n \cdot B_i(T_n) d\lambda}$$

其中  $A_n$ ,  $T_n$ ,  $\varepsilon_{i n}$  分别为混合像元中第  $n$  种地物所占面积百分比, 表面温度和比辐射率。

## 2.2 假设地表比辐射率 $\varepsilon$ 已知, 用迭代反演方法求解陆面温度

热红外通道的水体可以近似为黑体,  $\varepsilon_\lambda = 1$ , 则方程 (4) 可简化为

$$L_\lambda = B_\lambda(T_s) t_{0\lambda} + L_{0\lambda} \quad (6)$$

通过两个热红外通道的亮度温度即可计算得到海面温度。海温分裂窗口方法证明了大气效应间接修正法的有效性。对于陆面温度遥感而言,  $\varepsilon_\lambda \neq 1$  且  $\varepsilon_\lambda$  未知, 方程的求解变得更加复杂。

### 2.2.1 原理与方法

双通道辐射传输方程为

$$\begin{cases} L_4 = B_4(T_s) \varepsilon_4 \cdot t_{04} + [1 + (1 - \varepsilon_4) \tau_4] L_{04} \\ L_5 = B_5(T_s) \varepsilon_5 \cdot t_{05} + [1 + (1 - \varepsilon_5) \tau_5] L_{05} \end{cases} \quad (7)$$

其中  $L_4$ ,  $L_5$  由遥感传感器测得, 若  $\varepsilon_4$ ,  $\varepsilon_5$  已知,  $t_{04}$ ,  $t_{05}$ ,  $\tau_4$ ,  $\tau_5$ ,  $L_{04}$ ,  $L_{05}$  由大气状况决定。但由于大气参数难以准确得到, 因此方程不能直接求解。Becker F. 和 Li Z. L. 把海温遥感分裂窗口方法推广到陆温遥感<sup>[3]</sup>, 在地表比辐射率已知的情况下, 把陆面温度表示为两个热红外通道亮度温度的线性组合, 其系数仅为比辐射率的函数。由于 Becker 在理论推导及数值模拟中均采用线性假设, 加上对大气下行辐射的近似处理, 使得这种 Local Split-window 的方法在实际应用中达不到陆面温度测量 1K 的精度要求<sup>[4]</sup>。

我们令

$$\begin{cases} B_4(T_s) \varepsilon_4 = B_4(T_s^0) C_4 \\ B_5(T_s) \varepsilon_5 = B_5(T_s^0) C_5 \end{cases} \quad (8)$$

其中  $C_i = 1 + (1 - \varepsilon_i) \tau_i$  ( $i = 4, 5$ ) (9)

令  $P_s = 1 - \frac{B_5(T_s^0)}{B_5(T_s)}$  (10)

将 (7) 式分别两边同除以  $C_4$ ,  $C_5$ , 并将 (8) — (10) 式代入整理得:

$$\begin{cases} \frac{L_4}{C_4} = B_4(T'_S) t_{04} + L_{04} \\ \frac{L_5}{C_5} = B_5(T'_S) (1 - P_S) t_{05} + L_{05} \end{cases} \quad (11)$$

将(11)式两边同时乘以 -1, 并分别加上  $B_4(T'_S)$ 、 $B_5(T'_S)$  则可得到:

$$\begin{cases} B_4(T'_S) - \frac{L_4}{C_4} = B_4(T'_S) (1 - t_{04}) - L_{04} \\ B_5(T'_S) - \frac{L_5}{C_5} - B_5(T'_S) t_{05} P_S = B_5(T'_S) (1 - t_{05}) - L_{05} \end{cases} \quad (12)$$

将(12)式变换得到:

$$\frac{B_5(T'_S) - \frac{L_5}{C_5} - B_5(T'_S) t_{05} P_S}{B_4(T'_S) - \frac{L_4}{C_4}} = \frac{B_5(T'_S) (1 - t_{05}) - L_{05}}{B_4(T'_S) (1 - t_{04}) - L_{04}} \quad (13)$$

方程(13)的右边表示 4, 5 通道大气吸收的地面辐射与大气辐射之差的比值。大气的吸收率等于大气的发射率, 大气吸收的能量越大, 大气辐射的能量也越大, 令

$$f = \frac{B_5(T'_S) (1 - t_{05}) - L_{05}}{B_4(T'_S) (1 - t_{04}) - L_{04}} \quad (14)$$

在线性近似的条件下,

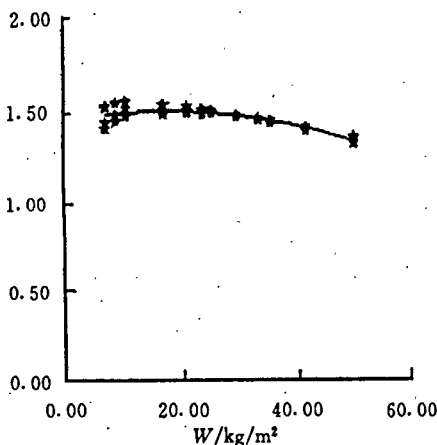


图1  $T'_S=300K$ 时,  $f$ 与大气含水量  $W$  关系示意图

Fig.1 Relationship between  $f$  and total amount of atmospheric water vapor when  $T'_S = 300K$

$$f = \frac{\int (B_5(T'_S) - B_5(T_a)) K_5 e(z) dz}{\int (B_4(T'_S) - B_4(T_a)) K_4 e(z) dz} = \frac{K_5 (\partial B_5(T'_S) / \partial T)}{K_4 (\partial B_4(T'_S) / \partial T)} \quad (15)$$

$f$  是一个与大气状况无关的量, 它只决定于  $T'_S$ 。在非线性的条件下可用 lowtran-7 程序进行模拟计算, 可以看出  $f$  是一个对大气不敏感的慢变函数。图 1 所示为当  $T'_S = 300 K$  时,  $f$  值与大气总含水量的关系。 $f$  值随大气总含水量的增加而略有减小, 但  $f$  值对大气廓线误差并不敏感, 当已知大气的近似层结时, 可用 lowtran-7 程序计算  $f$  值。

令

$$F = \frac{B_5(T'_S) - \frac{L_5}{C_5} - B_5(T'_S) t_{05} P_S}{B_4(T'_S) - \frac{L_4}{C_4}} \quad (16)$$

由于  $C_4, C_5$  近似为 1,  $P_S$  近似为 0, 因此,  $F$  对大气参数误差不敏感。如果能得到卫星过境时的同步探空资料, 或用 NOAA / TOVS 反演大气水汽, 温度垂直廓线, 其温度廓线误差小于  $\pm 2.0K$ , 水汽廓线误差小于  $\pm 20\%$ <sup>1)</sup>, 通过 lowtran-7 程序可算大气参数  $t_{04}, t_{05}, \tau_4, \tau_5, L_{04}, L_{05}$ , 由于  $\epsilon_4, \epsilon_5$  已知, 可应用公式 (6) 或 Becker 的局地分裂窗口方法求得初始的  $T'_S$ , 并用公式 (8) 与 (10) 算得  $P_S$ , 于是方程 (13) 中只有一个未知量  $T'_S$ , 可以通过迭代运算求得。模拟计算任取的  $T'_S$  所对应的  $F$  和  $f$  值, 绘出  $F$  和  $f$  与  $T'_S$  的关系曲线 (图 2)  $F$  和  $f$  曲线

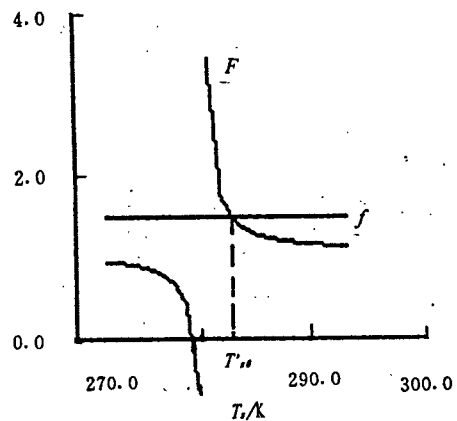


图2 迭代求解示意图

Fig.2 The illustration of reiterated retrieve method

1) 赵伯林, 朱元竞等. 对 TIROS-N 卫星 TOVS 资料的精确反演. 国家七五重点科技攻关项目“海洋环境数值预报”研究成果汇编, 国家海洋局科学技术司, 1992, 212—225.

表1 非线性迭代地表温度遥感反演模型与其他模型结果的比较

Table 1 The comparison of retrieved LST between non-linear retrieved model and others (K)

大气模式	样本总数/个	本文模型		Sobrino 模型		Becker 模型		Prata 模型		Price 模型		Uliveri 模型	
		均方差	最大误差	均方差	最大误差	均方差	最大误差	均方差	最大误差	均方差	最大误差	均方差	最大误差
1	1296	1.04	4.12	3.22	7.03	2.45	8.61	2.01	5.49	1.12	4.59	1.11	3.96
2	1296	0.38	2.02	1.85	4.67	1.61	5.12	1.52	3.44	1.25	3.22	1.25	3.31
3	1296	0.79	3.63	0.54	1.44	1.23	2.34	1.01	2.54	2.97	6.88	1.43	3.48
4	1296	0.28	1.37	0.90	2.93	1.29	3.25	1.39	3.33	1.90	4.77	1.35	3.51
5	1296	0.33	2.49	0.47	1.76	1.05	2.16	1.59	3.70	2.22	5.07	1.61	3.98
7	1296	0.18	0.85	0.63	2.13	1.23	2.40	1.35	3.41	1.96	4.87	1.53	3.77
8	1296	0.24	1.21	0.66	2.33	1.03	2.15	1.65	3.94	1.84	4.22	1.78	4.20
9	1296	0.15	0.51	0.66	2.13	1.47	2.77	0.94	2.58	2.34	6.07	1.23	3.14
合计	10368	0.42	4.12	1.12	7.03	1.42	8.61	1.43	5.49	1.95	6.88	1.41	4.20

表2  $T_5=320K, \epsilon_4=0.90, \epsilon_5-\epsilon_4=0.01$ , 不同大气模式时双通道迭代反演  $T'_5$  和  $T_5$  的结果Table 2 The result of  $T'_5$  and  $T_5$  retrieved by double channel method using different atmospheric model (K)

模拟模式	反演模式	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
		$T'_5$ 真值	反演 $T'_5$					反演 $T_5$			
1	307.34	307.34	306.73				320.00	319.98			
2	306.73	307.30	306.73	306.76			319.93	320.00	320.91		
3	305.93		306.20	305.93	305.90			319.40	320.00	319.46	
4	306.39			306.74	306.39	308.06			320.89	320.00	322.48
5	305.80				305.54	305.80				319.07	320.00

的交点所对应的  $T'_{50}$  即为方程(13)的解。至此, 我们可以得到迭代求解  $T_5$  的方法, 归纳如下。

(1) 在近似大气廓线的基础上, 应用 lowtran-7 计算程序, 计算大气参数  $t_{04}, t_{05}, \tau_4, \tau_5, L_{04}, L_{05}$ ;

(2) 由(9)式计算  $C_4$  与  $C_5$ ;

(3) 由公式(6)或局地分裂窗口方法计算初始  $T_5$ , 用  $T_{50}$  表示;

(4) 由(8)和(10)式计算  $P_5$ ;

(5) 由方程(13)求解  $T'_5$ ;

(6) 将  $T'_5$  代入(8)求得  $T_5$  的计算值;

(7) 判断  $\Delta = T_5 - T_{50}$  是否小于设定的域值; 如果满足, 则结束运算; 如果不满足, 则以计算的  $T_5$  为新的初值  $T_{50}$ , 重复(4)~(7)步, 直至满足时停止迭代。

现在的问题是: 这种迭代算法对大气参数误差的敏感度如何? 如果这种算法对大气廓线误差有较大的忍耐度, 也就是说如果用局地大气廓线代替真实大气廓线仍然能使地表温度的反演误差小于 1K, 则我们可以在不需要实时大气廓线而达到大气效应修正的目的。我们通过模拟计算来说明这个问题。

### 2.2.2 模拟计算

通过 Lowtran-7 程序, 我们分别对(1)热带大气, (2)中纬度夏季, (3)中纬度冬季, (4)副极带夏季, (5)

副极带冬季, (7)酒泉七月月平均, (8)酒泉七月月最大, (9)酒泉七月月最小共 8 种大气模式进行模拟计算。模拟计算条件为: 地表温度与底层大气温度相差  $-6K-12K$  (间隔 6K),  $\epsilon_4 = 0.86-0.98$  (间隔 0.06),  $\epsilon_5 - \epsilon_4 = -0.01-0.02$  (间隔 0.01)。当大气温度廓线误差  $-2K-2K$  (间隔 2K), 水汽廓线误差  $\pm 20\%$  (间隔 5%)。一共 10368 种条件下模拟计算的温度均方根误差为 0.48K, 最大温度误差为 4.12K。为了便于对比, 我们在相同的条件下, 用 Sobrino 模式、Becker 模式、Prata 模式、Price 模式和 Uliveri 模式分别计算了反演温度的均方根误差和最大误差<sup>[3-6]</sup>(表 1)。

当大气模式误差一个模式时反演的均方根误差小于 0.85K, 我们把  $T_5 = 320K, \epsilon_4 = 0.90, \epsilon_5 - \epsilon_4 = 0.01$  条件下大气模式误差一个模式时双通道迭代反演  $T'_5$  和  $T_5$  的结果列于表 2。

结果表明: (1) 非线性迭代反演方法与现有的多种陆温反演模型相比, 精度有较大提高。这是因为应用了近似的大气廓线提供的信息, 放弃了线性假设的缘故。(2) 在深刻揭示“大气效应间接纠正”方法的实质基础上, 达到了既放弃线性假设又保留本方法对大气参数误差不灵敏的性质, 因而达到了事实上不需要知道准确的实时大气廓线而进行大气效应纠

正的目的。Sobolino 在文献 [4] 中虽然采用了非线性大气纠正方法,但在模型的推导过程中采用了  $\varepsilon \approx 1$  的假定,因而当  $\varepsilon < 0.95$  时,精度下降。

## 2.3 地表比辐射率 $\varepsilon$ 未知,反演地表温度与比辐射率

### 2.3.1 原理与方法

陆面的比辐射率不但与地表的物质组成,而且与地表的结构状态等多种因素有关。如地表的含水量变化、地表植被覆盖度的变化、地表粗糙度以及由地形构成的局地真实传感器视角等因素都会影响地表比辐射率,使得地表比辐射率难以预先得到,而地表比辐射率对陆面温度的反演精度影响很大<sup>[7]</sup>;能否从遥感数据中直接反演地表比辐射率是陆温遥感反演的关键之一。Li Zhaoliang 和 Becker F. 在提出了一种温度无关的独立因子 TISE 的基础上,借助于 AVHRR 第 3 通道的信息给出了一个估算地表比辐射率的方法<sup>[1,8]</sup>。暂不评论独立因子 TISE 是否可靠,但第 3 通道数据中包含有地表反射的太阳辐射,加上地表的双向反射率特性和气溶胶散射特性使得大气效应纠正难以解决,因而事实上问题没有完全解决。我们试图把温度和比辐射率同时作为未知数去求解,问题是能否建立足够的独立方程以及能否找到适当的解法。

地表覆盖类型一般可以分为 6 大类:岩石、土壤、植被、水体、冰和雪。根据 Salisbury, J. W. 等人实验室垂直条件下比辐射率测量数据分析可知,在 10.5—12.5 $\mu\text{m}$  波段范围内除少量岩石类型外,比辐射率变化缓慢,我们计算了与 AVHRR 第 4、第 5 通道相对应的地表比辐射率的平均值,每一类型内地物比辐射率的起伏度(标准差)及两通道比辐射率的差值,结果列于表 3。

表 3 常见地物比辐射率表

Table 3 Emissivities of several ground objects

地表类型	地物名称	$\varepsilon_4(10.5-11.5\mu\text{m})$	$\varepsilon_5(11.5-12.5\mu\text{m})$	$\varepsilon_5-\varepsilon_4$
岩石	平均	0.947	0.962	0.0175
	均方差	0.017	0.106	0.0099
土壤	平均	0.968	0.973	0.007
	均方差	0.0054	0.0033	0.0028
植被	平均	0.957	0.960	0.0026
	均方差	0.019	0.021	0.0035
海水		0.99	0.985	-0.005
海冰	平滑	0.977	0.0973	0.004
	粗糙	0.984	0.970	-0.006
雪		0.997	0.996	-0.001

结果表明:(1)第 4、第 5 通道的地表比辐射率值

本身的变化范围较大,起伏度大于 0.02,可以引起温度反演约 1.5K 的误差。(2)除极少数地物以外,地表比辐射率两个通道之差值是一个比较稳定的常数,每一类别内的起伏度小于 0.004,可以满足陆温反演精度小于 1K 的要求<sup>[9]</sup>。

由于地表的实际物理状态和地形的变化,可以引起比辐射率值的明显变化,但由于相邻通道的比辐射率处于同步变化的状态,因而两通道比辐射率的差值具有更大的稳定性,这一结论与 Wan Zhengming 的研究结果相一致<sup>[10]</sup>。Coll C. 在利用探空资料的情况下提出了一种估算地表比辐射率的方法<sup>[9]</sup>,这种方法要求有较精确的大气探空数据相匹配。总之,一旦我们能够获得通道比辐射率的差值,便可将它们作为已知值在以后的计算中使用。

在方程组 (8) 中,如果大气状态廓线是已知的,  $\varepsilon_5 = \varepsilon_4 + \Delta\varepsilon$ ,  $\Delta\varepsilon$  是已知的,只剩下  $T_5$  和  $\varepsilon_4$  是未知数,可以直接求解地表温度和地表比辐射率。一般情况下,我们难以得到精确的大气状态参数,因而方程组 (8) 中的未知量除包括  $T_5$  和  $\varepsilon_4$  外,还有大气状态参数  $A$ , 方程组是不完备的,因此不能求解。如果我们假定:(1)在短时间内地表比辐射率是不变的;(2)相邻像元具有相同的大气廓线。那么可以在把双通道方法推广到双温度双像元双通道的基础上,共可列 8 个独立方程,其中共有 8 个未知量  $T_{S1}^1, T_{S1}^2, \varepsilon_{41}, T_{S2}^1, T_{S2}^2, \varepsilon_{42}, \alpha^1, \alpha^2$ , 方程组是完备的。我们把 8 个方程统一写作如下的形式:

$$L_{4i}^j = B_4(T_{Sj}^j) \cdot \varepsilon_{4i} \cdot t_{04}^j + [1 + (1 - \varepsilon_{4i}) \tau_4^j] L_{04}^j \quad (17)$$

$$L_{5i}^j = B_5(T_{Sj}^j) \cdot \varepsilon_{5i} \cdot t_{05}^j + [1 + (1 - \varepsilon_{5i}) \tau_5^j] L_{05}^j \quad (18)$$

其中  $i = 1, 2, j = 1, 2$ , 下标表示像元,上标表示时相。

方程 (17) 两边同时乘以  $-1$ , 再加  $B_4(T_{Sj}^j) \varepsilon_{4i}$  可得:

$$B_4(T_{Sj}^j) \cdot \varepsilon_{4i} - L_{4i}^j = B_4(T_{Sj}^j) \cdot \varepsilon_{4i} \cdot (1 - t_{04}^j) - [1 + (1 - \varepsilon_{4i}) \tau_4^j] L_{04}^j \quad (19)$$

将  $i = 1, 2$  分别代入 (19) 式所得的两方程相减可得:

$$[B_4(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{41} - L_{41}^j] - [B_4(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{42} - L_{42}^j] - (\varepsilon_{41} - \varepsilon_{42}) \tau_4^j L_{04}^j = [B_4(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{41} - B_4(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{42}] (1 - t_{04}^j) \quad (20)$$

对第 5 通道,同理可得:

$$[B_5(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{51} - L_{51}^j] - [B_5(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{52} - L_{52}^j] - (\varepsilon_{51} - \varepsilon_{52}) \tau_5^j L_{05}^j = [B_5(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{51} - B_5(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{52}] (1 - t_{05}^j) \quad (21)$$

方程 (20) 与 (21) 两边分别相除得:

$$\begin{aligned} & \{ [B_4(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{41} - L_{41}^j] - [B_4(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{42} - L_{42}^j] \\ & \quad - (\varepsilon_{41} - \varepsilon_{42}) \tau_4^j L_{04}^j \} \\ & / \{ [B_5(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{51} - L_{51}^j] - [B_5(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{52} - L_{52}^j] \\ & \quad - (\varepsilon_{51} - \varepsilon_{52}) \tau_5^j L_{05}^j \} \\ & = \{ [B_4(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{41} - B_4(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{42}] (1 - t_{04}^j) \} \\ & / \{ [B_5(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{51} - B_5(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{52}] (1 - t_{05}^j) \} \end{aligned} \quad (22)$$

方程 (22) 中, 左边与大气状态有关的项是  $(\varepsilon_{41} - \varepsilon_{42}) \tau_4^j L_{04}^j$  和  $(\varepsilon_{51} - \varepsilon_{52}) \tau_5^j L_{05}^j$ , 由于地物的比辐射率相差不大, 一般最大不超过 0.1, 而当大气含水量误差  $\pm 20\%$  时,  $\tau_4^j L_{04}^j, \tau_5^j L_{05}^j$  最大误差小于 5,  $(\varepsilon_{41} - \varepsilon_{42}) \tau_4^j L_{04}^j, (\varepsilon_{51} - \varepsilon_{52}) \tau_5^j L_{05}^j$  的最大误差小于 0.5, 而且在 4、5 通道同时增大或减小, 使得方程左边对大气状况不敏感。

方程右边与大气状况有关的是  $\frac{1 - t_{05}^j}{1 - t_{04}^j}$ , 在线性

假设的条件下,  $\frac{1 - t_{05}^j}{1 - t_{04}^j} = \frac{k_5 \cdot \int e(Z) dZ}{k_4 \cdot \int e(Z) dZ} = \frac{k_5}{k_4}$  是一个

常数, 在非线形条件下,  $\frac{1 - t_{05}^j}{1 - t_{04}^j}$  是一个慢变函数, 图 3 所示为不同含水量所对应的第 4、5 通道的透过率  $t_{04}^j, t_{05}^j$  和  $\frac{1 - t_{05}^j}{1 - t_{04}^j}$ 。我们可以用近似大气廓线求得

$\frac{1 - t_{05}^j}{1 - t_{04}^j}$  代入方程 (22), 则方程只与地表温度和比辐射率有关。令

$$F^j = \{ [B_4(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{41} - L_{41}^j] - [B_4(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{42} - L_{42}^j] - (\varepsilon_{41} - \varepsilon_{42}) \tau_4^j L_{04}^j \}$$

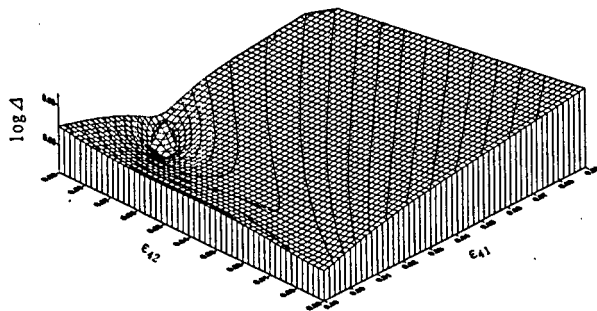


图 4  $\Delta$  与  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  的关系示意图

Fig. 4 The relationship between  $\Delta$  and  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$

$$\begin{aligned} & / \{ [B_5(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{51} - L_{51}^j] - [B_5(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{52} - L_{52}^j] \\ & \quad - (\varepsilon_{51} - \varepsilon_{52}) \tau_5^j L_{05}^j \} \\ & - \{ [B_4(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{41} - B_4(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{42}] (1 - t_{04}^j) \} \\ & / \{ [B_5(T_{S1}^j) \cdot \varepsilon_{51} - B_5(T_{S2}^j) \cdot \varepsilon_{52}] (1 - t_{05}^j) \} \end{aligned} \quad (23)$$

满足方程 (22) 的解将会使得  $F^j = 0$ ; 由于方程直接求解很困难, 我们先给定  $\varepsilon_{41}$  的初值, 按 2.2.1 节所述的方法求得对应的  $T_{S1}^j$  代入 (23), 求得  $F^j$ , 同时满足  $F^1 = 0; F^2 = 0$  的  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  即为所求的解, 其所对应的  $T_{S1}^j$  即为地表温度。我们定义一个判据  $\Delta = \sqrt{(F^1)^2 + (F^2)^2}$ , 当比辐射率取真值时,  $\Delta = 0$ , 图 4 所示为热带大气条件下,  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  的真值分别为 0.92 和 0.98 时, 模拟计算的  $\Delta$  与  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  的关系示意图。我们可以看到, 当  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  取真值时,  $\Delta = 0$ ; 当  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  不等于真值时,  $\Delta > 0$ 。至此我们可以给出求陆温和地表

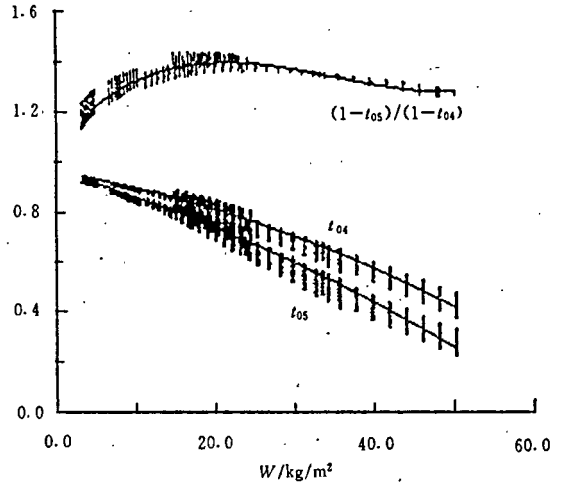


图 3 大气透过率与含水量  $W$  的关系示意图

Fig. 3 The relationship between atmospheric transmittance and total amount of atmospheric water vapor

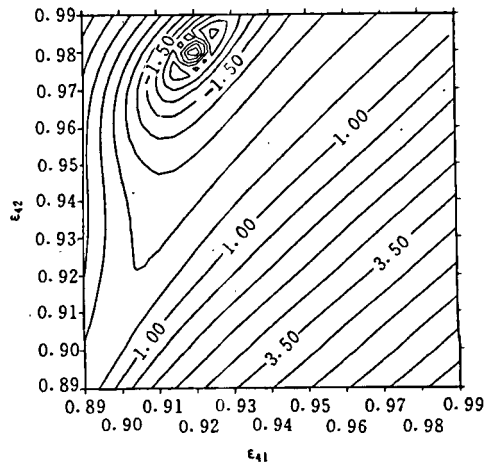


图 4  $\Delta$  与  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  的关系示意图

Fig. 4 The relationship between  $\Delta$  and  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$

比辐射率的方法如下。

1) 选取两个不同时相, 由遥感传感器得到两个相邻像元, 两个热红外通道的辐射亮度值  $L_{4i}^j, L_{5i}^j$  ( $i = 1, 2; j = 1, 2$ ) 和观测角  $\theta$ ;

2) 根据地表覆盖类型给定两个相邻像元第 4 通道的比幅射率初值  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  和比幅射率差值  $\Delta\varepsilon$ ;

3) 用 NOAA / TOVS 反演大气水汽和温度垂直廓线, 其反演的温度垂直廓线误差小于  $\pm 2.0\text{K}$ , 大气水汽垂直廓线误差小于  $\pm 20\%$ <sup>1)</sup>, 或用探空资料得到大气垂直廓线, 我们用 Lowtran-7 程序计算大气参数  $t_{04}^j, t_{05}^j, \tau_4^j, \tau_5^j, L_{04}^j, L_{05}^j$ ;

4) 由方程 (17) (18) 用 2.2.1 节所述的方法计算  $T_{Si}^j$  ( $i = 1, 2; j = 1, 2$ );

5) 由方程 (23) 计算  $F_i^1, F_i^2$  及  $\Delta_i = \sqrt{(F_i^1)^2 + (F_i^2)^2}$ ;

6) 判定  $\Delta_i$ , 如果  $\Delta_i$  小于预先给定的域值则结束计算; 如果  $\Delta_i$  大于域值则分别给  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  增加步长  $\pm 0.005$ , 计算  $\Delta_i^1(\varepsilon_{41} + 0.005, \varepsilon_{42} + 0.005), \Delta_i^2(\varepsilon_{41} + 0.005, \varepsilon_{41} - 0.005), \Delta_i^3(\varepsilon_{41} - 0.005, \varepsilon_{42} + 0.005), \Delta_i^4(\varepsilon_{41} - 0.005, \varepsilon_{42} - 0.005)$ 。取  $\Delta_i$  最小时所对应的步长为  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$  的改变量, 得到新的  $\varepsilon_{41}, \varepsilon_{42}$ , 重复步骤 (2) 至 (6), 直到  $\Delta_i$  小于预先给定的域值则结束计算。

### 2.3.2 模拟计算

由于我们一般得不到准确的大气廓线, 因此, 当

应用 2.3.1 节所述方法求地表温度和地表比辐射率时, 我们所关心的是要满足预定的精度要求时, 对大气廓线的误差灵敏度有多大。为此我们仍用 Lowtran-7 程序对不同的模式大气进行了模拟计算。所采用的 8 种模式大气与 2.2.2 节所述相同。

模拟地表条件如下: 相邻像元温度相差  $0\text{K}, \pm 5\text{K}, \pm 10\text{K}$ ; 相邻像元比辐射率差取  $0, \pm 0.04, \pm 0.08$ 。大气廓线温度误差最大  $\pm 6\text{K}$  (间隔  $2\text{K}$ ); 大气水汽含量最大误差  $\pm 20\%$  (间隔  $5\%$ ), 模拟计算结果列于表 4。

结果表明, 当水汽含量误差小于  $\pm 20\%$  时, 温度的均方根误差为  $1.47\text{K}$ , 比辐射率的均方根误差为  $0.023$ 。与地表温度反演  $1\text{K}$  的精度要求尚有一定的差距, 而地表辐射项  $B(T) \cdot \varepsilon$  的均方根误差小于  $1\%$ , 为什么在地表辐射项精度很高的情况下, 所得的地表温度与比辐射率误差却较大呢? 原因在于利用双通道双温度法求  $T$  和  $\varepsilon$  时, 第 4, 5 两个通道是相邻的通道, 具有一定的相关性, 把地表温度和比辐射率分离时有误差放大的效应。为了提高反演精度, 要求我们有更精确的大气廓线数据。当大气廓线总水汽含量误差小于  $10\%$  时, 反演的温度均方根误差  $0.70\text{K}$ , 比辐射率的均方根误差  $0.013$ , 地表辐射项的均方根误差小于  $0.6\%$ , 已可满足陆温反演  $1\text{K}$  的精度要求。我们通过探空或系留气球探测, 得到同步大气垂直廓线, 总水汽含量误差可达到  $\pm 5\%$  的精度<sup>1)</sup>。

表 4 双通道双温度相邻像元法反演地表温度与地表比辐射率误差表

Table 4 The errors of LST and  $\varepsilon$  using double channel, double temperature and double pixel method

大气	样本	总水汽含量误差 $\leq \pm 20\%$						总水汽含量误差 $\leq \pm 10\%$					
		温度误差 / K		比辐射率误差		辐射误差 / %		温度误差 / K		比辐射率误差		辐射误差 / %	
		均方	最大	均方	最大	均方	最大	均方	最大	均方	最大	均方	最大
模式	总数 / 个	差	误差	差	误差	差	误差	差	误差	差	误差	差	误差
1	6561	1.55	5.52	0.027	0.051	1.08	2.10	0.86	4.30	0.015	0.040	0.60	1.50
2	6561	1.42	3.61	0.014	0.055	1.01	1.43	0.68	3.07	0.010	0.045	0.71	1.31
3	6561	1.68	4.09	0.023	0.034	0.76	1.62	0.73	3.73	0.016	0.021	0.49	1.20
4	6561	1.43	4.86	0.021	0.077	1.03	1.79	0.61	2.79	0.013	0.045	0.63	1.52
5	6561	1.51	4.49	0.025	0.035	1.18	1.69	0.71	2.34	0.014	0.023	0.69	1.69
6	6561	1.43	4.64	0.023	0.073	0.88	1.30	0.69	2.92	0.012	0.034	0.40	1.23
7	6561	1.32	4.04	0.021	0.061	0.56	0.93	0.82	3.68	0.013	0.040	0.41	0.79
8	6561	1.46	4.87	0.026	0.075	1.06	1.87	0.46	2.72	0.008	0.031	0.68	1.71
合计	52488	1.47	5.52	0.023	0.077	0.94	2.10	0.70	4.30	0.013	0.045	0.58	1.71

## 3 结论与讨论

在地表比辐射率已知的情况提出了一个非线性

的温度反演模型, 数值模拟计算表明粗略给定大气垂直廓线, 应用 Lowtran-7 程序计算大气参数后, 反演得到的温度精度小于  $0.5\text{K}$  的要求。

引入相邻像元的概念, 利用双通道双时相的数

1) 赵伯林, 朱元竟等. 对 TLROS-N 卫星 TOVS 资料的精确反演. 国家“七五”重点科技攻关项目“海洋环境数值预报”研究成果汇编, 国家海洋局科学技术司, 1992, 212—225.

据,建立了一个同时反演地表比辐射率和温度模型。数值模拟计算表明,在有探空数据(水汽含量误差小于 10%)的情况下,反演得到的温度满足小于 1K 的精度要求。在没有探空数据而用局地大气模式的条件下,反演得到的温度均方根误差 1.5K 左右。

同时反演地表温度和地表比辐射率误差较大的主要原因是两个相邻通道具有较大的相关性,而在辐射传输方程中地表辐射项  $B(T) \cdot \epsilon$  是主要项,  $B(T) \cdot \epsilon$  误差较小是由于  $T$  和  $\epsilon$  的误差互相补偿抵消,但要把  $T$  和  $\epsilon$  分开,误差增大。为了提高  $T$  和  $\epsilon$  的反演精度,我们拟在以下几个方面继续研究工作。

(1) 提高大气垂直廓线的探测精度或反演精度。这包括改进星载传感器和改进大气廓线的反演技术两个方面。

(2) 双通道双温度相邻像元法反演地表温度和地表比辐射率,共列 8 个方程,如果把每个时相的大气状况看作是一个未知数,则共有 8 个未知数,方程组是完备的。我们有可能修正大气水汽含量。但由于方程的表达形式复杂,影响因素相互制约,找到一个合适的方法仍需要做进一步的工作。

(3) 相邻像元的比辐射率都未知的情况下,方程的未知数多,如果我们已知一个像元的比辐射率,则方程中的未知数减少,求解过程可以简化,精度有望进一步提高。水体和雪面的比辐射率很稳定,可以用来作为标准地物。

(4) 由于我们假定地物 4, 5 通道的比辐射率之差是稳定的,但不同地物是不同的,因此增加实地测量,得到更多地物的 4, 5 通道比辐射率之差存入数据库中。 $\Delta\epsilon$  的精度提高将会有助于地表温度和比辐射率的反演精度。

(5) 把地物作为非朗伯体,研究地物热红外辐射的方向特性,完善地表温度的遥感反演模型。

(6) 为了验证模型的可靠性,我们于 1995 年 8 月在甘肃省黑河地区组织了一次野外同步观测,野外观测结果的整理及其与反演结果的对比分析工作将于近期完成。

### 参 考 文 献

1 Li Zhaoliang, Becker, F. Feasibility of Land Surface

Temperature and Emissivity Determination from AVHRR Data. *Remote Sensing Environment*, 1993, (43): 67—85.

- 2 Dalu, G. Emissance Effect on The Remote Sensed Sea Surface Temperature. *Int. J. Remote Sensing*, 1985, 6(5): 733—740.
- 3 Becker, F., Li Zhanliang. Towards a Local Split Window Method Over Land Surface. *Int. J. Remote Sensing*, 1990, (3): 369—393.
- 4 Soblino, J.A., Li Z.L., Stoll, M. P., Becker, F. Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 1994, 32(2): 243—253.
- 5 Prata, A. J. Land Surface Temperature Derived From the Advanced Very High Resolution Radiometer and the Along-Track Scanning Radiometer I. Theory. *J. Geophysics Research*, 1993, 98: 16689—16702.
- 6 Price, J. C. Land Surface Temperature Measurements from the Split Windows Channel of NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *J. Geophysics Research*, 1984, 89(D5): 7231—7237.
- 7 Becker, F. The Impact of Emissivity on the Measurement of Land Surface Temperature from a Satellite. *Int. J. Remote Sensing*, 1987, (10): 1509—1522.
- 8 Becker, F. Temperature-Independent Spectral Indices in Thermal Infrared Bands. *Remote Sensing Environment*, 1990, (32): 17—33.
- 9 Coll C., Caselles, V., Schmugge, T. J. Estimation of Land Surface Emissivity Differences in the Split Window Channels of AVHRR. *Remote Sensing Environment*, 1994, (48): 127—134
- 10 Wan Z. M., Dozier J. A Generalized Split-Windows Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1996, 34(4): 892—905.

### 作 者 简 介

柳钦火,男,1968年1月出生于江西省湖口县。1988年毕业于西南交通大学航测及工程地质系,获工学学士学位;1994年毕业于北京大学地图学与遥感专业,获理学硕士学位;1997年毕业于北京大学大气物理学专业,获理学博士学位;现在中国科学院遥感应用研究所从事博士后研究,主要研究领域包括全球环境变化,热红外遥感反演理论与方法,地气相互作用过程等方面。



## The Retrieval of Land Surface Temperature and Emissivity by Remote Sensing Data: Theory and Digital Simulation

Liu Qinhuo

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Xu Xiru

(Institute of Remote Sensing & GIS, Peking University, Beijing 100871)

Cheng Jiayi

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

**Abstract** The land surface temperature (LST) is one of the most important parameters required to monitor many environmental phenomena such as the Land-Atmosphere Interaction. It is difficult to retrieve LST, because: 1) the emissivity of the land surface is unknown and is not equal to 1 which make atmospheric correction more challenging than before; 2) the land surfaces are usually inhomogeneous and changeable LSTs may exist within a pixel, which make the definition of effective surface temperatures and emissivities difficult; 3) the air temperature near the land surface are usually quite different from the actual LST, which may weaken the linear assumptions in the atmospheric correction; 4) the skin effect of the LST is more obvious than SST.

At first, we assume that the emissivity of the land surface is known. Based on the atmospheric radiative transfer equation, a non-linear atmospheric correction model had been worked out in order to retrieve LST from NOAA / AVHRR aided by the lowtran-7 Program. We have simulated different atmospheric conditions and different land surface condition. Accurate radiative transfer simulations show that: 1) the accuracy of the LST is about 0.48K if the error of the atmospheric profile is less than 2K and the error of the water vapor profile is less than 20%; 2) the accuracy of the LST is about 0.85K for one atmospheric model error; 3) non-linear atmospheric correction model has better accuracy of LST.

Then, we assume that the neighbored pixel has the same atmospheric condition and the difference of the emissivity of two NOAA / AVHRR channels is constant for every type of surface. A model to retrieve not only the LST but also the emissivity from two channels is and two neighbored pixels of two temporal images. We simulate different atmospheric conditions and different land surface condition by Lowtran-7. Results show that: 1) the accuracy of the LST is about 1.5K, the accuracy of the emissivity is about 0.02 and the accuracy of the ground radiance about 1% can be obtained, if the error of the atmospheric profile is less than 2K and the error of the vapor profile is less than 20%; 2) we may reach the accuracy of LST about 1.0K and the accuracy of the ground radiance about 0.6%, if the error of the atmospheric profile is less than 2K and the error of the water vapor profile is less than 10%.

**Key words** Land surface temperature, Emissivity, Atmospheric correction, Non-linearity model