

陆地上空大气温度廓线及地面 辐射参数的卫星遥感

王鹏举 周秀骥
(国家气象局气象科学研究院)

提 要

本文利用 TIROS-N 系列卫星 HIRS-2 资料,结合相应的无线电探空,提出了一个处理卫星遥感方程中地面辐射因子的新方法,在反演大气温度廓线的同时,还获得了地面温度及其比辐射率。与统计反演方法得到的结果对比表明,本文的方法对低层大气的温度反演精度有明显的提高。地面温度及其比辐射率的结果也是合理的。

一、引 言

地球表面的辐射性质对大气温度廓线的卫星遥感有明显的影响,特别是利用大气窗区通道反演地表温度时,地表比辐射率 ϵ 的影响更大。Kornfield 和 Susskind (1977)^[1] 的计算表明,在 $11\mu\text{m}$ 的大气窗区,如地表比辐射率的真值 $\epsilon=0.95$,计算值 $\epsilon'=1.0$,反演的表面温度偏差达 3.5°C 。他们在利用垂直温度廓线辐射仪 (VTPR) 的几个通道进行计算时,取 $\epsilon=0.95$, $\epsilon'=0.98$,两种比辐射率值反演的地表温度偏差为 1.8°C ,其它层次的平均偏差为 1°C 左右。这说明,地面比辐射率的正确取值至关重要。

然而,很多作者在利用卫星的红外通道进行大气温度反演时,往往视各通道的地面比辐射率 ϵ_i 为常数,不少作者甚至简单地取 ϵ_i 为 1^[2]。Susskind 和 Rosenberg (1980)^[3] 取 ϵ_i 在波长大于 $10\mu\text{m}$ 时对陆地为 0.85,对水面为 0.95;在波长小于 $5\mu\text{m}$ 时,对陆地为 0.95,对水面为 0.98。Susskind 等人 (1982)^[4] 取 ϵ_i 在 $12-15\mu\text{m}$ 范围内对陆地为 0.95,对水面为 0.98;在 $4.3-3.7\mu\text{m}$ 内,对陆地为 0.85,对水面为 0.96。Chedin 和 Scott (1983)^[5] 所取 TIROS-N 卫星 HIRS-2 各通道地表比辐射率的值列于表 1。

表 1 HIRS-2 各通道的地表比辐射率(摘自[5])

通道号	7	8	9	10	13	14	18	19
波长 (μm)	13.4	11.1	9.7	8.3	4.57	4.52	4.00	3.70
ϵ_i	陆地	0.98	0.96	0.96	0.93	0.91	0.93	0.88
	水面	1.0	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.96

注:未列入表中的通道, ϵ_i 对陆地水面取值为 1.0

由此可见,不同作者 ϵ 的取值差异较大。更值得注意的是,他们忽视了 ϵ 随地面性质

(植被、土壤成份等)的变化,只是把地表区分成陆地和水面。事实上,地表性质对比辐射率的影响很大。表 2 列出了不同表面 ε 的取值范围^[6]。很显然,由于不同地区不同季节的地表性质不同,把 ε_i 看成常数必然会带来较大的温度反演误差,尤其是地表温度反演更是如此。

表 2 不同地表面比辐射率 ε 的取值范围(选自[6])

地表状况	土壤	沙漠	草地	农作物	森林	水	雪	冰
ε	0.90—0.98	0.84—0.91	0.90—0.95	0.90—0.95	0.97—0.99	0.92—0.97	0.82—0.99	0.92—0.97

如何合理地考虑地表的辐射特性,以提高陆地上空大气(特别是低层大气)温度卫星遥感的精度,以适应业务应用的需要,这是卫星遥感中迫切需要解决的问题。

本文试图利用 1984 年 2 月我国部分地区(主要集中在东北、华北及华中地区)的 TIROS-N 系列卫星 HIRS-2 的八个对温度和地面敏感的通道(参见表 3)的资料,配合相应的无线电探空,提出了一个实用的卫星遥感方程,并以基本具有均匀的冰雪下垫面,且资料密度大的东北地区为例,讨论了大气温度廓线及其地表辐射参数的反演方法和结果。

表 3 HIRS-2 八个通道的特性(摘自[3])

通道号	中心波数 (CM^{-1})	中心波长 (μm)	半宽 (CM^{-1})	$d\tau/d\ln P$ 峰值位置(hPa)	$Bd\tau/d\ln P$ 峰值位置(hPa)
1	669	14.95	3	30	20
2	680	14.71	10	60	50
3	690	14.49	12	100	100
4	703	14.22	16	280	360
5	716	13.97	16	475	575
6	733	13.64	16	725	875
7	749	13.35	16	地表	地表
8	900	11.11	35	地表(窗区)	地表(窗区)

二、完整的遥感方程

在无云大气条件下,对于 Lambertian 表面,完整的单色辐射传输方程为^[7]:

$$R_i = \varepsilon_i B_i(T_S) \tau_i(P_S) + (1 - \varepsilon_i) R_i^{\downarrow} \cdot \tau_i(P_S) + \rho_i^{\downarrow} H_i \tau_i^{\downarrow}(P_S) + \int_{\ln P_S}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i}{d\ln P} d\ln P \quad (1)$$

其中下标 i 为通道号, R_i 是卫星接收的无云大气的辐射值,在部分有云大气,该值通过两个相邻视场卫星观测值的订正获得^{[8][9]}。右边第一项为地表辐射项,第二项为大气向下辐射的地面反射项,第三项为太阳辐射的地面反射项,第四项为大气的向上辐射项。在本文中,涉及的波长范围大于 $11\mu\text{m}$,太阳辐射项可以略去不计。这样,遥感方程便为:

$$R_i = \varepsilon_i B_i(T_s) \tau_i(P_s) + (1 - \varepsilon_i) R_i^\downarrow \cdot \tau_i(P_s) + \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i}{d \ln P} d \ln P \quad (2)$$

其中 ε_i 为通道 i 的平均地表比辐射率, $B_i(T)$ 为平均 Planck 函数, T_s 为地面温度, P_s 为地面气压, $\tau_i(P)$ 是从气压 P 到大气外界的透过率, R_i^\downarrow 为大气的向下辐射, $d\tau_i/d \ln P$ 是通道 i 的权重函数。

表 4 大气分层情况(摘自[10])

层次	气压(hPa)	层次	气压(hPa)	层次	气压(hPa)	层次	气压(hPa)	层次	气压(hPa)
1	0.1	9	5.0	17	60.0	25	250	33	620
2	0.2	10	7.0	18	70.0	26	300	34	670
3	0.5	11	10.0	19	85.0	27	350	35	700
4	1.0	12	15.0	20	100	28	400	36	780
5	1.5	13	20.0	21	115	29	430	37	850
6	2.0	14	25.0	22	135	30	475	38	920
7	3.0	15	30.0	23	150	31	500	39	950
8	4.0	16	50.0	24	200	32	570	40	1000

透过率 $\tau_i(P)$ 的计算参见 M. P. Weinreb (1981)^[10], 作者将大气分为 40 层(见表 4), 各层大气透过率的计算采用经验公式, 经验系数通过与逐线计算得到的透过率结果比较而得。这种方法精度高, 耗时少, 比较适合于业务应用。在大气透过率的计算中, 温度分布是待求量, 水汽分布取于相应的无线电探空, 臭氧总量取于 [4], 并按纬度线性插值而得。

(2) 式右边的前两项与地表的辐射性质有关, 考虑到实际测量中很难区分地面辐射与大气向下辐射的地面反射量, 我们定义:

$$R_{s,i} = \varepsilon_i B_i(T_s) + (1 - \varepsilon_i) R_i^\downarrow \quad (3)$$

为第 i 通道的等效地面辐射。其中 R_i^\downarrow 由下述积分公式获得,

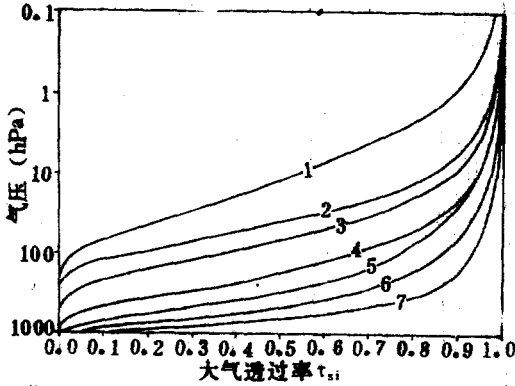
$$R_i^\downarrow = \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i(P)}{d \ln P} d \ln P \quad (4)$$

式中 $\tau_i(P)$ 是从气压 P 到地面的透过率。联列(2)、(3), 得遥感方程为:

$$R_i = R_{s,i} \tau_i(P_s) + \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i}{d \ln P} d \ln P \quad (5)$$

三、实用的遥感方程

由(5)式可见, 在透过率函数确定后, 反演问题的关键是确定等效地面辐射 $R_{s,i}$ 。由于 HIRS-2 各通道的地-气辐射特性不同, $R_{s,i}$ 便有不同的形式。下面结合 1984 年 2 月的 112 个样本就本文的八个通道分别进行讨论。



1. 通道 1、2、3、4

这四个通道处于 CO₂ 15μm 带中心位置, 吸收较强, 它们反映的是中、上层大气的信息。图 1 给出了由模式大气得到的 HIRS-2 通道 1—7 大气透过率的分布。表 5 列出了利用 112 个样本的无线电探空代入透过率计算模式得到的 1—4 通道整层大气透过率的平均值。

图 1 HIRS-2 通道 1—7 透过率的高度分布

但对于通道 4, $\tau_i(P_s)$ 不等于零, 地面辐射对卫星探测有一定的影响。计算表明, $R_{se} \cdot \tau_i(P_s) / R_i$ 的值不超过 1%, 这一小量可用订正因子解决, 本文中为方便起见, 忽略了通道 4 的地面辐射项。这样, 对于通道 1—4, 有遥感方程:

可见, 由于通道 1—3 的 $\tau_{si} = 0$, 地面辐射不能透过大气到达卫星, $R_{se} \cdot \tau_i(P_s) = 0 (i = 1, 2, 3)$ 。但对于通道 4, $\tau_i(P_s)$ 不等于零, 地面辐射对卫星探测有一定的影响。计算表明, $R_{se} \cdot \tau_i(P_s) / R_i$ 的值不超过 1%, 这一小量可用订正因子解决, 本文中为方便起见, 忽略了通道 4 的地面辐射项。这样, 对于通道 1—4, 有遥感方程:

$$R_i = \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i}{d \ln P} d \ln P \quad (i = 1, 2, 3, 4) \quad (6)$$

表 5 通道 1—4 的整层大气透过率 τ_{si}

通道号	1	2	3	4
样本数	112	112	112	112
τ_{si} (平均值)	0.000	0.000	0.000	0.007

2. 通道 5、6

这两个通道与前面的四个通道不同, 整层大气透过率 τ_{si} 不为 0, 等效地面辐射必须考虑。

由 (4) 式, 如果 $R_i^{\downarrow} = B_i(T_s)$, 则 $R_{se} = B_i(T_s)$, 相当于 $\epsilon_i = 1.0$ 。当然 R_i^{\downarrow} 正好等于 $B_i(T_s)$ 是不太可能的, 但如果 R_i^{\downarrow} 与 $B_i(T_s)$ 的数值相当, 用 $B_i(T_s)$ 代替 R_{se} 就有可能成立, 这正是通道 5、6 的特别之处。本文以地表气温代替 T_s , 利用所有样本的卫星资料及探空资料, 并取 $\epsilon_i = 0.95$, 计算了以 $B_i(T_s)$ 代替 R_{se} 对遥感方程带来的误差。结果表明, 通道 5、6 的误差分别不超过 0.15% 和 0.40%。因此, 对于这两个通道, $R_{se} \approx B_i(T_s)$, 遥感方程写为:

$$R_i = B_i(T_s) \cdot \tau_i(P_s) + \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i}{d \ln P} d \ln P \quad (i = 5, 6) \quad (7)$$

3. 通道 7、8

通道 7 不具备上述简化地表辐射项的条件, 需保留遥感方程 (5) 的完整形式, 即:

$$R_7 = R_{se7} \cdot \tau_{s7} + \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_7(T(P)) \frac{d\tau_7}{d \ln P} d \ln P \quad (8)$$

通道 8 位于大气窗区, 大气辐射较弱, 除少数较低纬度地区的几个样本外, 大气辐射 R_8^\dagger 仅占卫星测量值 R_8 的 1% 左右。该通道大气透过率 τ_{S8} 接近于 1.0, 其值随 R_8^\dagger 的增大而减少。据此推测, R_8 在数值上与 R_{se8} 可能存在简单的对应关系。表 6 列出了 104 个样本(除掉了 8 个位于水汽比较充分的低纬地区的样本, 这些地区的情况需更多的资料进一步分析)的 R_8 与 R_{se8} 的比值 (R_{se8} 由 $(R_8 - R_8^\dagger)/\tau_{S8}(P_S)$ 算出)。表 6 表明, 至少是对于

表 6 R_8 与 R_{se8} 的比值

样本数	R_8/R_{se8}				
	平均值	标准差	相对差	最大值	最小值
104	0.9995	0.003	0.3%	1.005	0.991

较干燥的中、高纬度冬季, 有:

$$R_8 = R_{se8} = \varepsilon_8 B_8(T_S) + (1 - \varepsilon_8) \cdot R_8^\dagger \quad (9)$$

其中 R_8^\dagger 约占 R_8 的 1%, 若取 $\varepsilon_8 = 0.9$, $(1 - \varepsilon_8) \cdot R_8^\dagger$ 只占 R_8 的 0.1%, 故 (9) 式中的最后一项可以忽略, 则有:

$$R_8 = R_{se8} = \varepsilon_8 B_8(T_S) \quad (10)$$

对于较为潮湿的地区和季节, (10) 式需进行订正, 本文不作讨论。

下面讨论对 R_{se7} 的处理。令 $\beta = R_{se7}/R_{se8}$, 并将 R_7^\dagger 写成下面的形式^{[1][4]}:

$$R_7^\dagger = F_7 B_7(T_S) (1 - \tau_7(P_S)) \quad (11)$$

其中 F_7 是与大气状态有关的参量, 但其值变化不大, 可取为常数。利用 (3)、(10)、(11) 式, 有:

$$\beta = \frac{\varepsilon_7 + (1 - \varepsilon_7) \cdot F_7 \cdot (1 - \tau_{S7})}{\varepsilon_8} \cdot \frac{B_7(T_S)}{B_8(T_S)} \quad (12)$$

设

$$a = \frac{\varepsilon_7 + (1 - \varepsilon_7) \cdot F_7 \cdot (1 - \tau_{S7})}{\varepsilon_8}, \quad b = \frac{B_7(T_S)}{B_8(T_S)} \quad (13)$$

计算表明, b 值随 T_S 的增加相当缓慢地减小, 表 7 列出了 T_S 从 -5°C 到 5°C 相应的 b 值变化。显然, 如果 T_S 的变化不大, b 值可视为常数。 a 值主要取决于 $\varepsilon_7/\varepsilon_8$, 并与大气状态有较弱的关系, 在地表性质一致, 大气状态接近的条件下, a 也是一常数。

表 7 $B_7(T_S)/B_8(T_S)$ 随 T_S 的变化

T_S ($^\circ\text{C}$)	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5
b	1.301	1.298	1.294	1.291	1.287	1.283	1.280	1.277	1.273	1.270	1.266

上面的讨论表明, 对于具有相似的地表和大气状态的地区, $\beta = a \cdot b$ 是一个常数。该值可由历史的或实时的卫星及大气廓线资料获得, 即:

$$\beta = \frac{R_{se7}}{R_{se8}} = \frac{R_7 - R_7^\dagger}{\tau_{S7}} / \left(\frac{R_8 - R_8^\dagger}{\tau_{S8}} \right) = \frac{R_7 - R_7^\dagger}{R_8 - R_8^\dagger} \cdot \frac{\tau_{S8}}{\tau_{S7}} \quad (14)$$

根据前面的讨论, $R_{se8} = R_8$, 因此有:

$$R_{se7} = \beta \cdot R_8 \quad (15)$$

综上所述,实用的卫星遥感方程组为:

$$\begin{cases} R_i = \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i}{d \ln P} d \ln P & (i = 1, \dots, 4) \\ R_i = B_i(T_s) \cdot \tau_{s_i} + \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_i(T(P)) \frac{d\tau_i}{d \ln P} d \ln P & (i = 5, 6) \\ R_7 = \beta R_8 \tau_{s_7} + \int_{\ln P_s}^{\ln \bar{P}} B_7(T(P)) \frac{d\tau_7}{d \ln P} d \ln P \\ R_8 = \varepsilon_8 \cdot B_8(T_s) \end{cases} \quad (16)$$

利用(16)的前7个方程,能反演大气的温度廓线及地面温度 T_s ,再通过第8个方程便能得到 ε_8 。

四、反演过程

为便于数值计算,将大气从 1000hPa—0.1hPa 分成 40 层(见表 4), (16) 式改写成求和形式,有:

$$\begin{cases} R_i = \sum_{j=1}^{40} B_i(T_j) \Delta \tau_{ij} & (i = 1, 2, 3, 4) \\ R_i = B_i(T_s) \tau_{s_i} + \sum_{j=0}^{40} B_i(T_j) \Delta \tau_{ij} & (i = 5, 6) \\ R_7 = \beta R_8 \tau_{s_7} + \sum_{j=1}^{40} B_7(T_j) \Delta \tau_{7j} \end{cases} \quad (17)$$

为进行迭代,取:

$$\begin{cases} \Delta R_i^{(K)} = R_i - \sum_{j=1}^{40} B_i(T_j^{(K)}) \Delta \tau_{ij}^{(K)} \\ = \sum_{j=1}^{40} B_i(T_j) \Delta \tau_{ij} - \sum_{j=1}^{40} B_i(T_j^{(K)}) \Delta \tau_{ij}^{(K)} & (i = 1, \dots, 4) \\ \Delta R_i^{(K)} = R_i - B_i(T_s^{(K)}) \tau_{s_i}^{(K)} - \sum_{j=1}^{40} B_i(T_j^{(K)}) \Delta \tau_{ij}^{(K)} \\ = B_i(T_s) \tau_{s_i} + \sum_{j=1}^{40} B_i(T_j) \Delta \tau_{ij} \\ - B_i(T_s^{(K)}) \tau_{s_i}^{(K)} - \sum_{j=1}^{40} B_i(T_j^{(K)}) \Delta \tau_{ij}^{(K)} & (i = 5, 6) \\ \Delta R_7^{(K)} = R_7 - \beta R_8 \tau_{s_7}^{(K)} - \sum_{j=1}^{40} B_7(T_j^{(K)}) \Delta \tau_{7j}^{(K)} \\ = \beta R_8 \tau_{s_7} + \sum_{j=1}^{40} B_7(T_j) \Delta \tau_{7j} \\ - \beta R_8 \tau_{s_7}^{(K)} - \sum_{j=1}^{40} B_7(T_j^{(K)}) \Delta \tau_{7j}^{(K)} \end{cases} \quad (18)$$

将(18)中的 $B_i(T_j)$ 进行泰勒展开,取前两项,

$$\text{便有: } \begin{cases} \Delta R_i^{(K)} = \sum_{j=1}^{40} \frac{\partial B_i}{\partial T} |_{T_j^{(K)}} \Delta \tau_{ij}^{(K)} \cdot (T_j - T_j^{(K)}) & (i = 1, \dots, 4) \\ \Delta R_i^{(K)} = \frac{\partial B_i}{\partial T} |_{\tau_{s7}^{(K)}} \cdot (T_s - T_s^{(K)}) \cdot \tau_{s7}^{(K)} + \sum_{j=1}^{40} \frac{\partial B_i}{\partial T} |_{T_j^{(K)}} \Delta \tau_{ij}^{(K)} \cdot (T_j - T_j^{(K)}) & (i = 5, 6) \\ \Delta R_7^{(K)} = \beta R_s (\tau_{s7} - \tau_{s7}^{(K)}) + \sum_{j=1}^{40} \frac{\partial B_7}{\partial T} |_{T_j^{(K)}} \Delta \tau_{ij}^{(K)} \cdot (T_j - T_j^{(K)}) \end{cases} \quad (19)$$

(19)式用矩阵表示,即为:

$$\vec{\Delta R}^{(K)} = \vec{A}^{(K)} \cdot \vec{\Delta T}^{(K)} \quad (20)$$

我们寻求满足条件

$$\left(\sum_{j=1}^{40} A_{ij}^{(K)} \Delta T_j^{(K)} - \Delta R_i^{(K)} \right)^2 \leq \delta^2, \quad i = 1, 2, \dots, 7 \text{ 及 } \sum_{j=1}^{40} [\Delta T_j^{(K)}]^2 = \text{极小}$$

的解。

采用约束线性方程^[11],即:

$$\vec{\Delta T}^{(K)} = [(\vec{A}^{(K)})^* \vec{A}^{(K)} + \mu \vec{I}]^{-1} (\vec{A}^{(K)})^* \vec{\Delta R}^{(K)} \quad (21)$$

其中 μ 是阻尼因子, \vec{I} 是单位矩阵。迭代方程为:

$$\vec{T}^{(K+1)} = \vec{T}^{(K)} + \vec{\Delta T}^{(K)} \quad (22)$$

迭代至 $\sum_{i=1}^7 [\Delta R_i^{(K)}]^2 \leq \delta$ 为止。

T_s 的值确定后,由 $\varepsilon_s = R_s / B_s(T_s)$ 可算得 ε_s 。

五、结果分析

为了减少卫星探测与无线电探空的时空偏差带来的影响,并考虑到卫星探测的是某一区域(125×125公里)的平均辐射效应,我们选择东北地区沈阳、长春一带的一组样本来反演大气温度和地表辐射参数。该区域在当时基本由雪覆盖,下垫面性质及大气状态相似。利用无线电探空和卫星资料算得这一组八个样本的平均 β 值为 1.402, 相对误差只有 1%。将 β 的平均值代入反演方程,并以统计反演结果作为温度初值,通过迭代便可得到 $T(P)$ 、 T_s 及 ε_s 。

图 2 给出了利用本文的方法和统计方法反演的这八个样本温度廓线的均方根误差和平均误差分布,这里的误差是指与相应的无线电探空差值的绝对值。两种方法的对比表明,本文的方法在低层大气,特别是在近地层大气中对温度的反演精度有明显的提高。这说明,本文中对于第 7 通道的处理是成功的。在中、上层大气(500hPa 以上),本文的反演误差略大于统计反演结果,这可能意味着本文使用的遥感方程尚需进一步地订正。

表 8 列出了地表温度 T_s 和比辐射率 ε_s 的反演结果,同时给出了常规站测得的地面气温 T_{s0} 。从表中可以看出,所有八个样本的气温 T_s 均比相应的地面温度 T_{s0} 大,平均差值为 4.5℃,从卫星探测所处的时间来看,这一结果是合理的。表中 ε_s 的平均值为 0.985,八个样本的相对误差只有 0.91%,该值与其它作者得到的新雪的比辐射率是一致的。

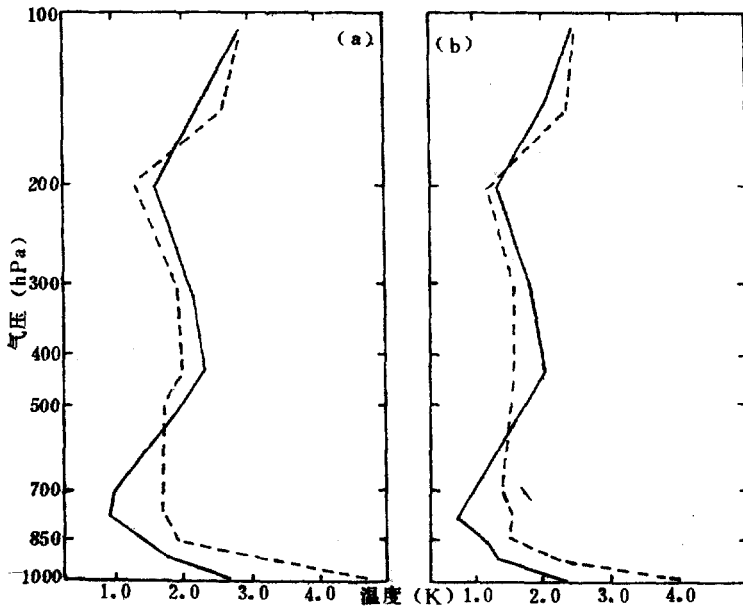


图2 本文的方法(实线)和统计反演方法(虚线)得到的温度廓线的均方根误差(a)与平均误差(b)。

表8 地面气温 T_{sa} 、地表温度 T_{sk} 及盲区地面比辐射率 ϵ_0

样本序号	纬度 (°N)	经度 (°E)	时间 (北京时)	T_{sa} (°K)	T_{sk} (°K)	$T_{sa} - T_{sk}$ (°K)	ϵ_0
1	44.2	121.9	20:19	256.8	250.9	5.9	0.993
2	43.7	124.8	20:07	254.4	251.4	3.0	0.982
3	41.5	123.8	20:08	260.2	252.8	7.4	0.985
4	41.7	127.0	19:55	255.2	252.1	3.1	0.967
5	41.8	119.3	19:56	260.5	255.5	5.0	0.981
6	43.4	129.6	19:42	255.4	251.1	4.3	0.984
7	42.2	122.6	19:43	263.7	255.6	8.1	0.988
8	42.9	121.6	7:22	260.2	259.4	0.8	1.000

六、结论

本文提出的处理卫星遥感方程的方法是合理的,八个样本的试验也证明了用这种方法反演大气温度廓线,地表温度和地面比辐射率的有效性。如果能连续接收到具有某一下垫面(例沙漠、农作物、草原等)地区的卫星资料,并已知比例因子 β 的变化规律(由历史的或实时的卫星及无线电探空资料计算获得),便能通过这一方法确定地表比辐射率、区域平均大气温度和平均地表温度。

由于资料的限制,本文的方法尚需进一步验证和改进。

本文的资料由国家气象局卫星气象中心提供,马霞麟、张凤英等同志对作者提供了很多帮助,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Kornfield, J. and Susskind, J. , *Mon. Wea. Rev.* , **105**, 1605—1608, 1977.
- [2] Kuo—Nan Liou, *An introduction to atmospheric radiation*, Academic Press, New York, 1980.
- [3] Susskind, J. and Rosenberg, A. , *Remote sensing of atmospheres and oceans*, Academic Press, New York, 45—66, 1980.
- [4] Susskind, J. et al. , *The GLAS physical inversion method analysis of HIRS—2/MSU sounding data*, NASA Technical Memorandum 84936, 1980.
- [5] Chedin, A. and Scott, N. A. , *The improved initialization inversion procedure("3I")*, 1983.
- [6] Oke, T. R. . *Boundary layer climates*, Halsted Press, 1978.
- [7] Chahine, M. T. et al. , *Proc. ISLSCP Conference*, 215—223, 1985.
- [8] McMillin, L. M. and Dean, C. , *J. Appl. Meteor.* , **21**, 1005—1014, 1982.
- [9] Chahine, M. T. et al. , *In Preprints, Fifth Conference on Atmospheric Radiation*, 1984.
- [10] Weinreb, M. P. et al. , *NOAA Tech. Rep NESS 85*, 1981.
- [11] Deepak A. (ED), *Inversion methods of oceans and atmospheres*, Academic Press, New York, 41—62, 1977.

REMOTE SENSING OF TEMPERATURE PROFILE AND SURFACE EMISSIVITY OVER LAND

Wang Pengju Zhou Xiuji

(Academy of Meteorological Science, SMA)

Abstract

A physical method, based on the simplification of surface radiation terms in remote sensing equations, has been suggested to retrieve surface temperature, vertical temperature profile and surface emissivity from the first eight channel observations of TIROS—N/HIRS-2. Analyses of several examples indicate that much more accurate air temperatures in lower atmospheres than a statistical technique can be obtained by this method. The results of surface temperature and surface emissivity are also reasonable.