

东亚地区高分辨率物理反演方法的 数值试验:内部比较研究

黎光清 董超华 吴保锁 刘全华 张文建

(国家气象局卫星气象中心)

提 要

为了考察同步物理反演法(Simultaneous physical retrieval method,简称SPRM)的性能,本文着重在反演方法、红外大气透过率算法效应以及SPRM对不同初估值的依赖性三方面,进行了内部比较研究.结果表明:使用透过率调整算法,可以在一定程度上改善物理反演法精度;SPRM的反演精度对初估值的依赖性比统计回归反演法(Statistical regression retrieval method,简称SRRM)弱;本阶段SPRM温度反演试验,就大范围纬向平均而论,尚不及改进的SRRM的精度,但在探空资料稀少地区同步物理反演的气象场结构略优于SRRM.

关键词: 同步物理反演方法;大气透过率;内部比较;大气参数.

一、引 言

从反演模式角度上讲,SPRM的最大特点是通过求解同步的多参数亮温泛函方程,直接同时反演地表和大气温度、湿度以及其它地球物理参数,在国际同行中引起强烈反响.SPRM和传统的单参数反演方法比较具有下列新意:1.使用多波段TOVS^[1]有关通道的辐射率和初始估值,同步地反演出温湿廓线,从而减轻了湿度对温度的依赖性,但在温度反演中湿度(包括云系)的非线性效应并未考虑.2.在反演地面温度过程中,可以确定反射太阳光对红外 $4.3\mu\text{m}$ 窗区通道的贡献.3.和SRRM比较,SPRM在一定程度上减轻了对常规观测资料的依赖性.但由于反演问题的非适定性质和卫星探测通道有效信息含量不足两点原因,因此迄今在任何反演方法中,反演精度仍然在相当高的程度上取决于对初估值的选择.4.对于边界层参数,诸如地表层温度、地表发射率、地形高度等地球物理参数均可视为变量,直接求解.因为在同步反演模式中考虑了自然表面的辐射特性,因而有可能通过TOVS资料反演出云参数.因为本文着重放在反演方法的内部比较,有关云参数(包括二层云高)的确定,可参看近来的工作^[2].

在此研究中我们选定的反演区域是 50°E — 160°E , 10°N — 60°N 的东亚地区,使用了美国NOAA-10卫星6天(1987年9月12,16,18,20,26和30日)6次(每次覆盖至少3

条相邻轨道)覆盖本地区的 TOVS 资料. 为了进行内部比较, 须将各种资料同一网格化, 为此我们根据选定的地理位置, 选用 $100 \times 100(\text{km}^2)$ Lambert 投影网格和 Cressman 方法对初估资料、卫星反演值以及探空观测资料作了客观分析.

二、同步物理反演程序

对通常的红外遥感反演方程使用扰动技术和简单数学处理, 便可导出下列同步反演模式

$$\Delta R = (\Delta B_s) \tau_s + \int_{p_s}^0 \left[\left(\Delta B \frac{d\tau}{dp} - (\Delta \tau) \frac{d\bar{B}}{dp} \right) \right] dp. \quad (1)$$

式中 $\Delta R = R - \bar{R}$, $\Delta B_s = B_s - \bar{B}_s$, $\Delta B = B - \bar{B}$, $\Delta \tau = \tau - \bar{\tau}$, 并且凡带上标“-”的量均为已知量, R , B 和 τ 分别表示卫星辐射率测值、Planck 辐射率以及大气透过率, 下标“s”表示该量地表条件, 方程中所有量都直接或间接地依赖气压 p . 因此在方程(1)中除已知的 ΔR , τ_s , $d\tau/dp$ 和 $d\bar{B}/dp$ 外, 其它三个扰动量 ΔB_s , ΔB 和 $\Delta \tau$ 都是未知量, 而 $\bar{R}$ 是正演遥感反演方程确定的.

由于方程(1)右端诸未知量都是高阶非线性项, 加上它所固有的非适定性质, 因此上式实属非线性非适定方程. 为了在一定条件下将方程线性化求出它的数值解, 按 Smith 和 Woolf^[3]的作法, 并注意到卫星辐射率对通道亮温的泛函依赖性, 便可对上式中所有扰动量取 Taylor 展开的一级近似, 则得到同步物理反演方程

$$\Delta T_b = \frac{\Delta B_s}{\partial \bar{B} / \partial T_b} \cdot \tau_s + \int_{p_s}^0 \left[\frac{(\Delta B) d\tau / dp - (\Delta \tau) d\bar{B} / dp}{\partial \bar{B} / \partial T_b} \right] dp, \quad (2)$$

以及

$$\Delta T_b = \left(\frac{\partial \bar{B}}{\partial T_b} \right)^{-1} \Delta R, \quad (3)$$

$$\Delta B_s = \frac{\partial \bar{B}_s}{\partial T_s} \Delta T_s, \quad (4)$$

$$\Delta B = \frac{\partial \bar{B}}{\partial T} \Delta T, \quad (5)$$

$$\Delta \tau = \frac{\partial \bar{\tau}}{\partial u} \Delta u, \quad (6)$$

式中 T_b 是通道亮温, u 是可降水水汽.

为了从一组卫星辐射率测值求解方程(2), 可以取任意的气压函数 $\phi(p)$, 将下列待求的参数廓线表示为

$$\Delta q(p) = g \sum_{i=1}^N \alpha_i \bar{q}(p) \phi_i(p), \quad (7)$$

$$\Delta T(p) = - \sum_{i=N+1}^M \alpha_i \phi_i(p), \quad (8)$$

式中 $q(p)$ 是水汽混合比, g 是重力加速度. 考虑气体定律和静力方程, 可将 (7) 式写成

$$\Delta u(p) = \sum_{i=1}^N \alpha_i \int_0^p \bar{q}(p) \phi_i(p) dp. \quad (9)$$

将 (8), (9) 式代入方程 (2), 并令 $\alpha_0 = T_s$, 则对一组 K 个通道所对应的辐射亮温测值 ΔT_{bj} , 建立如下的代数方程组:

$$\Delta T_{bj} = \sum_{i=0}^M \alpha_i \phi_{ij}, \quad j = 1, 2, \dots, K, \quad (10)$$

式中

$$\phi_{0j} = \left(\frac{\partial \bar{B}_j / \partial T_s}{\partial \bar{B}_j / \partial T_{bj}} \right) \tau_{sj}, \quad i = 0, \quad (11)$$

$$\phi_{ij} = \int_{p_i}^0 \left[\int_0^p \bar{q} \phi_i dp \right] \left[\frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial \tau_i}{\partial u} \frac{(\partial \bar{B}_j / \partial T)}{(\partial \bar{B}_j / \partial T_{bj})} \right] dp, \quad i \leq N, \quad (12)$$

$$\phi_{ij} = \int_{p_i}^0 \phi_i \left[\frac{\partial \tau_i}{\partial p} \frac{(\partial \bar{B}_j / \partial T)}{(\partial \bar{B}_j / \partial T_{bj})} \right] dp, \quad N < i \leq M. \quad (13)$$

之后, 利用限制的最小二乘法或最小信息法求解方程 (9), 便可同步地反演出 ΔT_s , ΔT 和 Δu .

与一般的反演法相比, 在此试验中同步物理反演程序的要点, 可以概括如下:

1. MSU 与 HIRS2 资料的统一处理

HIRS2 是 TOVS 的主要探测器, 它的扫描点多分辨率也高. MSU 是 HIRS 的辅助探测器, 它的扫描点少分辨率也低. 为了充分利用这些资料, 必须把它们有机地匹配在一起. 在处理中以 HIRS2 扫描点为基准点, 把 MSU 扫描点测值按距离权重因子插值到 HIRS2 扫描点上, 使得每个 HIRS2 扫描点上同时有 MSU 资料, 为反演参数值的客观分析提供必要条件.

2. 初始估计廓线的选择

如上所述在方程 (2) 中所有带上标“-”的量都是试验前初估信息, 使用它们的目的是为了正演遥感反演方程 (1) 计算反演方程 (2) 所需要的辐射率. 在此试验中我们选用三种形式的初估廓线: 1) 选用 10 条标准大气廓线, 每条廓线按冬夏各占 5 个纬度带. 2) 使用无云污染的辐射率, 通过回归计算得到的初估廓线, 用它作晴空辐射率检测. 3) 使用统计回

归反演结果, 取代各纬度带的平均廓线.

3. 地面辅助资料的确定

任何地面观测仪器所观测的气象水文参数, 都容易通过此算法自然地归并到同步解中, 加以直接处理, 这是 SPRM 最活跃的特征. 例如, 对于考虑引入地面温湿测值, 按方程 (7), (8) 有

$$q(p_s) - \bar{q}(p_s) = g \sum_{i=1}^N \alpha_i \bar{q}(p_s) \phi_i(p_s), \quad (14)$$

和

$$T(p_s) - \bar{T}(p_s) = - \sum_{i=N+1}^M \alpha_i \phi_i(p_s). \quad (15)$$

它们和方程 (9) 具有同样的形式, 因而可将这两个方程加入相应的方程组中生成 $k+2$ 个方程, 求得 $M+1$ 个未知数 α .

4. 地面气压的确定

假定大气温度递减率为 $6.5^\circ\text{C} / \text{km}$, 则可用静力方程算地面气压. 为此需用 1000hPa 位势高度 (Z_{1000}) 值和 1000hPa 温度 (T_{1000}) 值以及卫星扫描点所在地的拔海高度 (Z), 从而按下式确定地面气压:

$$p_s = 1000 \cdot \exp \left\{ - \frac{g}{R} \int_{z_{1000}}^z \frac{dz}{T_{1000} + \gamma(z - z_{1000})} \right\}, \quad (16)$$

式中 R 是气体常数, γ 是大气温度递减率. 其中 Z_{1000} 和 T_{1000} 可由测站观测值订正到 1000hPa 等压面得到, 也可使用气候值或预报值. 在反演试验中一般根据扫描点的地形高度, 从高分辨率地形高度文件经插值得到该反演点的拔海高度. 因此按方程 (16) 算 p_s 的同时, 也就自然地考虑了卫星测点所在的地形高度及其对反演的效应.

5. 地表微波发射率的确定

在微波波段地表发射率与红外地表发射率差别很大. 前者远小于 1, 其大小主要取决于地表的湿度条件. 因此在 SPRM 求解中必须考虑它的效应. MSU 第 1 个通道 (50GHz) 就是用来确定地表放射率的贡献, 以及液态水对微波探测通道辐射率的影响. 根据微波热辐射传递方程和透过率的变换关系, 可按下式近似地确定微波窗区通道的地表发射率:

$$\varepsilon_s = \frac{T_b(v^*)}{T_s \tau(v^*, p_s)}, \quad (17)$$

式中 $\tau(v^*, p_s)$ 表示微波窗区通道的透过率.

6. 云参数的确定

有关云参数的确定, 在上述中已经谈到, 由于它的复杂性和重要性, 我们拟另文讨论.

三、内部比较

透过率的精度和初估值的真实性对任何物理反演法都有重要影响,为了考察这两个因素对 SPRM 的效应,在此试验中我们用内部比较(Intercomparison)方法对其进行了研究.这里所谓的内部比较,是指使用某一反演方法,例如 SPRM,在其中只改变上述的任一参数,与不改变任何参数的 SPRM,在其它条件完全相同的情况下进行对比试验,并将它们的反演结果作统计比较.

为了简明地阐明内部比较,我们规定了下列标识符的含义:

SPRM(C, MF): 表示选用气候初始估计廓线和 McMillin-Fleming 方法^[4]计算的透过率,所实行的同步物理反演法(SPRM)的全部反演过程.

SPRM(C, MF1): 表示选用气候初始估计廓线和调整的 McMillin-Fleming 方法^[5]计算的透过率,所进行的 SPRM 的整个反演过程.

SPRM(R, MF): 表示选用统计回归反演结果作初估值和 McMillin-Fleming 方法计算的大气透过率,所进行的 SPRM 的整个过程.标识符中的 MF 和 MF1 将在以后说明.

1. 透过率精度对 SPRM 的影响

大气透过率的非确定性是引起核函数误差(KFE)的直接因素,在反演过程中核函数误差又是引起数值解的非适应性的内在原因^[6].因此任何物理反演方法或物理统计反演方法都面对提高透过率计算精度的问题.这是将 SPRM 用于业务反演系统所必须突破的最大障碍之一.我们知道,虽然逐线积分法计算透过率的精度相当高,但计算量太大,在卫星信息业务反演系统中难以实现东亚地区 TOVS 扫描点透过率的近实时计算,为此需要探索快而精的透过率算法,这就更加突出了实现透过率业务计算的难度.

目前正式投入业务反演系统的透过率方法就是美国国家地球卫星和资料服务局(NESDIS)采用的 MF 算法.从本质上讲,这个算法就是在给定的一组大气(P, T)条件下,根据逐线积分法算出的第 $i-1$ 层的透过率 τ_{i-1} ,通过下列多元回归程序

$$\tau_i = \tau_{i-1} f_i(T, \hat{T}), \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (18)$$

计算第 i 层的透过率 τ_i .当 $i=1, \tau_0=1$ 表示大气层顶.式中函数 $f_i(T, \hat{T})$ 表示按 i 计算各温度依赖项的线性组合.其中 T 是选定参与回归计算的一组温度廓线, $\hat{T}$ 是不参与回归计算具有独立性的参考温度廓线. (18) 式中拟合函数的具体形式定义为

$$f_i(T, \hat{T}) = \alpha_i(v_1) + \beta_i(v_2) \Delta T_i + \gamma_i(v_3) \Delta T_i^2. \quad (19)$$

为了实现计算在 MF 方法中假定 α, β, γ 和 v 无关,从而引进新变量加以订正,我们称此多元回归算法为 MF 方法^[4].我们认为由于回归系数的频率无关性假定,可能丧失多光谱信息,因为大气透过率强烈地依赖于不同探测通道的光谱特性,在 (19) 式中不考虑回归系数对频率的依赖性,势必导致透过率计算的误差.为了克服这个困难,我们根据 HIRS2 测温通道不同的光谱特性,在 (19) 式中增加一项经验的光谱修正项 $c(k) \Delta T_i$, 并称此调整 MF 的算法为 MF1 方法^[5].这里假定 $c(k)$ 仅和探测通道有关,而和大气条件无关.

在试验中我们根据 MF1 方法计算的透过率和 MF 算法的透过率磁带资料^[7], 使用同一的 SPRM 对 1987 年 9 月 6 次覆盖东亚地区的 TOVS 资料, 进行了不同透过率精度对 SPRM 反演影响的内部比较研究。

在表 1 中示出的 RT 和 RC 是根据不同透过率在其它条件完全相同情况下, SPRM 所得到的反演与实况的均方根偏差值。比较分析两者按纬度和高度的偏差分布看出: 1) 考虑多光谱效应修正后的 RT, 在中纬度地区几乎各层的偏差值都小于 RC。在较高纬度 50°N 以北和较低纬度 20°N 以南, 两者的精度相近。2) 在对流层底层 (850—1000hPa), 除个别纬度区两者精度相近外, RT 皆略优于 RC。3) 为了通过比较得到一个定量的概念, 在表 1 中最右栏示出 RT 和 RC 整层总的均方根偏差。比较分析两者的偏差, 可以清楚看出, 除了 60° — 50°N RC 的总偏差略小于相应的 RT 外, 其它在所有纬度区 RT 的总偏差均低于相应的 RC。这表明在考虑了光谱效应后的 MF1 对透过率的精度有所改善, 特别是从北纬 50° 到 20° 之间, 由于使用 SPRM(C, MF1), 反演精度按纬度区平均提高近 0.1°C , 当然个别纬度平均精度也有下降的。具体说在 50 — 30°N 之间平均提高 0.06°C , 20 — 30°N 之间平均精度提高 0.18°C 。从反演实践经验知道, 要求普遍改善多波段透过率精度, 由于大气吸收气体光谱线型的复杂性, 取得这点改进也是相当困难的, 而且这只是初步试验的结果, 要得到确切的结论, 还要在今后业务反演条件下, 进行独立的内部比较, 才能得到客观的判定。

表 1 按纬度区计算的温度均方根偏差值

均方根 偏差 ($^{\circ}\text{C}$)	大 气 层 (hPa)															方 法 号	总均方 根偏差 ($^{\circ}\text{C}$)
	1000.	850.	700.	500.	400.	300.	250.	200.	150.	100.	70.	50.	30.	20.	10		
北纬 70—60°	2.92	2.01	2.00	2.04	2.01	1.58	2.31	2.50	2.71	2.06	1.99	1.56	1.66	1.83	1.96	RT	31.14
	3.22	2.01	1.82	2.09	2.01	1.56	2.32	2.48	2.77	2.20	2.18	1.48	1.65	1.73	2.16	RC	31.68
60—50°	2.19	2.01	1.86	2.12	2.08	2.13	2.07	2.37	2.44	2.37	2.10	1.80	1.93	2.13	2.06	RT	31.66
	2.18	2.14	1.86	2.14	2.10	2.07	2.08	2.40	2.54	2.32	2.13	1.89	1.95	1.79	1.90	RC	31.49
50—40°	2.27	2.07	1.98	2.05	1.89	2.12	1.87	2.13	2.15	1.94	1.84	1.87	1.80	1.84	1.83	RT	29.65
	2.15	2.12	2.10	2.09	1.97	2.09	1.94	2.11	2.29	1.99	1.87	1.95	2.09	1.99	1.76	RC	30.51
40—30°	2.00	2.07	1.92	1.82	1.87	1.89	1.88	2.05	2.28	1.80	1.76	1.62	1.93	1.75	2.70	RT	29.34
	2.09	2.13	2.03	1.86	1.79	2.04	1.86	2.18	2.31	1.77	1.78	1.72	2.09	1.75	2.84	RC	30.24
30—20°	1.70	1.91	1.53	1.86	1.76	2.04	1.72	2.00	1.97	1.86	1.81	1.78	1.81	1.92	1.87	RT	27.54
	1.82	2.12	1.70	2.05	2.05	2.13	2.02	2.34	2.21	1.98	1.61	1.88	1.83	2.05	2.51	RC	30.30
20—10°	1.90	1.96	1.78	1.91	1.96	1.86	1.97	2.13	2.17	1.89	1.86	2.44	1.75	1.20	3.70	RT	30.48
	1.98	2.11	1.71	1.84	1.86	1.81	1.89	2.21	2.32	1.74	1.71	2.58	1.85	1.27	3.70	RC	30.57

* RT表示 SPRM(C, MF1)反演温度分析场和实况温度分析场的均方根偏差值

RC表示 SPRM(C, MF)反演温度分析场和实况温度分析场的均方根偏差值

2. SPRM 对初估值的依赖性

从反演实践知道, SRRM 的反演精度, 可以说基本上取决于常规探空观测的精度和测站分布的密度; 而 SPRM 是按偏差量求解遥感泛函方程, 因此它的精度也不可能脱离对初始估值的依赖性. 现在的问题是 SPRM 的反演精度究竟在多大程度上依赖于初估值? 为了回答这个问题, 在我们的试验中对 SPRM(R, MF) 和 SPRM(C, MF), 作内部比较试验, 以检验它们的解对初估值的灵敏度.

在表 2 中示出分别用 SPRM(C, MF) 和 SPRM(R, MF) 算出的温度均方根偏差 RC 和 RR. 比较两者看出, 两种不同的初估值, 使用同一的 MF 方法计算的透过率, 对 SPRM 的反演精度影响很小, 只在小数位后才显示出差别. 由此可以看出, 物理反演法和统计回归法相比, 前者对初估值的依赖程度有所减小, 也就是说物理反演法对初估值的选择比统计回归法有较大的自由度. 从这个意义上讲, 可以认为 SPRM 显然减小了对初值的依赖性. 这当然不是说, 初估值的选择对物理反演法无关重要. 由于大气遥感反演问题的非适定性, 对 SPRM 来说, 初始估值所起的作用密切地和验前限制相联系, 而最佳验前限制的选择, 仍然是遥感反演理论和方法中有待探索的一大课题.

还有一点应在此指出, 如果将表 1 中的 RT 和表 2 中的 RR 比较, 也可以肯定透过率的精度对反演的影响.

表 2 按纬度区计算的温度均方根偏差值

均方根 偏差 (C)	大 气 层 (hPa)																方 法	总均方 根偏差 (C)
	1000.	850.	700.	500.	400.	300.	250.	200.	150	100	70	50.	30.	20.	10			
北纬																		
70-60	3.23	2.05	1.88	2.06	2.03	1.57	2.29	2.51	2.80	2.25	2.22	1.50	1.62	1.71	2.12	RR	31.84	
	3.22	2.01	1.82	2.09	2.01	1.56	2.32	2.48	2.77	2.20	2.18	1.48	1.65	1.73	2.16	RC	31.68	
60-50	2.23	2.04	1.89	2.18	2.14	2.07	1.99	2.38	2.52	2.37	2.22	1.93	2.00	1.96	1.96	RR	31.88	
	2.18	2.14	1.86	2.14	2.10	2.07	2.08	2.40	2.54	2.32	2.13	1.89	1.95	1.79	1.90	RC	31.49	
50-40	2.12	2.14	2.01	2.10	1.99	2.10	1.89	2.10	2.22	2.00	1.91	1.95	2.06	1.93	1.74	RR	30.26	
	2.15	2.12	2.10	2.09	1.97	2.09	1.94	2.11	2.29	1.99	1.87	1.95	2.09	1.99	1.76	RC	30.51	
40-30	1.97	2.20	2.02	1.80	1.87	2.00	1.81	2.10	2.28	1.80	1.81	1.70	2.01	1.75	2.80	RR	29.92	
	2.09	2.13	2.03	1.86	1.79	2.04	1.86	2.18	2.31	1.77	1.78	1.72	2.09	1.75	2.84	RC	30.24	
30-20	1.78	2.12	1.69	2.06	2.05	2.14	1.91	2.29	2.15	2.02	1.62	1.84	1.84	2.05	2.60	RR	30.16	
	1.82	2.12	1.70	2.05	2.05	2.13	2.02	2.34	2.21	1.98	1.61	1.88	1.83	2.05	2.51	RC	30.30	
20-10	1.96	2.12	1.65	1.77	1.85	1.85	1.81	2.21	2.31	1.74	1.71	2.56	1.82	1.27	3.76	RR	30.39	
	1.98	2.11	1.71	1.84	1.86	1.81	1.89	2.21	2.32	1.74	1.71	2.58	1.85	1.27	3.70	RC	30.57	

* RR 表示 SPRM(R, MF) 反演温度分析场和实况温度分析场的均方根偏差值

四、SPRM 和 SRRM 的比较

目前, 国际上在 TOVS 资料反演系统中, 仍有一些国家采用统计回归方法 (SRRM)

反演大气温湿廓线。这是因为: 第一, 它是建立在卫星辐射率测值的大气光谱特性和大气温度分布之间的相关性原则上, 直接通过多重线性回归方程, 反演大气参数, 从而避开了求解遥感反演方程所碰到的数学物理方面的困难。第二, 由于 SRRM 不求解遥感方程, 因而它对光谱响应的灵敏度、透过率和定标精度, 都没有太高要求, 比较符合 70 年代的卫星大气遥感技术水平。第三是计算量小, 便于业务反演。由于有这些优点, 至今 SRRM 继续在业务上使用。但是, 另一方面由于 SRRM 缺乏物理基础和基本上完全依赖常规观测资料, 因而难于适应定量遥感技术的发展要求, 现在又出现用物理反演法代替统计问归的普遍趋势。在反演方法的选择上, 一个问题是在大范围常规观测资料稀少地区(例如青藏高原)使用 SRRM 的可信度如何?

为了回答这个问题, 我们根据 1987 年 NOAA-10 卫星 6 次覆盖东亚地区的探测资料, 使用 SPRM(C, MF1) 和卫星气象中心改进的 SRRM^[8] 进行反演, 并将得到的温度场、位势高度分别和相应的客观分析实况场作了匹配分析, 计算出东亚地区网格点上的均方根偏差值。

比较分析在表 3 中所示的 RT 和 RS 看出, 除个别纬度区个别气层外, 二法的反演精度均接近 2K。但是总均方根偏差值清楚显示出, 除在个别纬度区(50—30°N)和 1000 与 10hPa 处 SPRM(C, MF1)略优于或与 SRRM 的反演精度相近外, 在其它纬度区 SRRM 的反演精度均比同步物理反演法高。如果再仔细比较分析表 1 和表 2 中的 RR 及 RC 的均方根偏差还可知道, SPRM(C, MF) 和 SPRM(R, MF) 的反演精度还不及 SPRM(C, MF1) 的精度。由此也可以看出, 改进透过率的精度对物理反演法所起的作用。

表 3 按纬度区计算的温度均方根偏差值

均方根 偏差 (℃)	大 气 层 (hPa)															方 法	总均方 根偏差 (℃)
	1000.	850.	700.	500.	400.	300.	250.	200.	150.	100.	70.	50.	30.	20.	10.		
北纬																	
70—60°	2.92	2.01	2.00	2.04	2.01	1.58	2.31	2.50	2.71	2.06	1.99	1.56	1.66	1.83	1.96	RT	31.14
	3.04	1.78	1.96	2.03	1.83	1.58	2.30	2.52	2.57	1.96	1.86	1.55	1.67	1.82	2.16	RS	30.63
60—50°	2.19	2.01	1.86	2.12	2.08	2.13	2.07	2.37	2.44	2.37	2.10	1.80	1.93	2.13	2.06	RT	31.66
	1.73	1.99	1.86	2.12	1.93	2.02	2.06	2.35	2.11	1.75	1.67	1.61	1.59	1.97	2.15	RS	28.91
50—40°	2.27	2.07	1.96	2.05	1.89	2.12	1.87	2.13	2.15	1.94	1.84	1.87	1.80	1.84	1.83	RT	29.65
	2.45	2.12	2.03	1.91	1.83	2.15	2.11	2.19	2.06	1.85	1.79	1.79	1.75	1.81	1.88	RS	29.72
40—30°	2.00	2.07	1.92	1.82	1.87	1.89	1.88	2.05	2.28	1.80	1.76	1.62	1.93	1.75	2.70	RT	29.34
	2.26	1.97	1.71	2.01	2.09	2.01	1.86	1.95	2.14	1.78	1.82	1.60	1.86	1.70	2.27	RS	29.03
30—20°	1.70	1.91	1.53	1.86	1.76	2.04	1.72	2.00	1.97	1.86	1.81	1.78	1.81	1.92	1.87	RT	27.54
	1.84	1.74	1.35	1.48	1.45	1.70	1.52	1.78	1.80	1.70	1.81	1.80	1.81	2.02	1.91	RS	25.73
20—10°	1.90	1.96	1.78	1.91	1.96	1.86	1.97	2.13	2.17	1.89	1.86	2.44	1.75	1.20	3.70	RT	30.48
	1.94	2.03	1.60	1.78	1.94	1.87	2.01	2.21	2.16	1.83	1.92	2.30	1.80	1.30	1.06	RS	27.75

* RS 表示 SRRM 反演温度分析场和实况温度分析场的均方根偏差值。

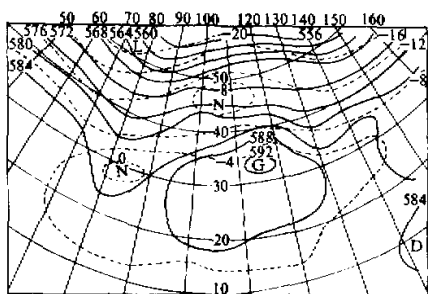


图1 SPRM 反演的 500hPa 温度和位势高度分析场, 1987 年 9 月 12 日 08 时前后, 其中 L——冷区, N——暖区, D——低气压区, G——高气压区

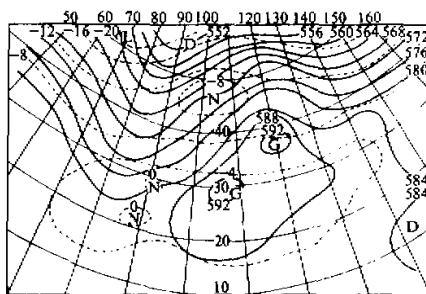


图2 SRRM 反演的 500hPa 温度和位势高度分析场, 1987 年 9 月 12 日 08 时前后, 其中 L——冷区, N——暖区, D——低气压区, G——高气压区

在此试验中虽然 SPRM 尚不及 SRRM 的精度, 但从发展角度看, 由于 SRRM 不是

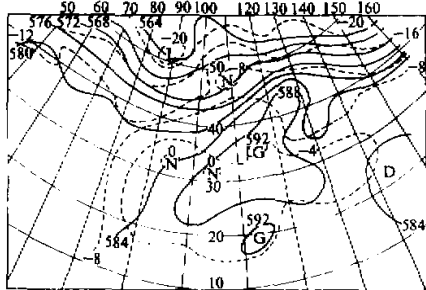


图3 500hPa 探空温度和位势高度分析场, 1987 年 9 月 12 日 08 时, 其中 L——冷区, N——暖区, D——低气压区, G——高气压区

建立在求解辐射传递方程基础上, 而且它的解是在验前的气象条件下通过和卫星辐射率的相关拟合得到的, 因此需要不断地更新回归系统. 因而在常规测站稠密区, 统计回归法通常能取得较好结果, 但在常规测站稀少的高原、沙漠和海洋地区 SRRM 的反演精度受到限制, 而物理反演法在这些地区却显示出比较明显的优势. 为了证实这一点, 在图 1, 2, 和 3 上, 分别示出使用 SPRM(C, MF1) 和 SRRM 反演的 500hPa 温度与位势高度分析场以及相应的实况分析场. 将三张图比较可以看出: 1) SPRM 反演的副高中心和强度, 以及

西风槽的位置及强度均比 SRRM 更接近实况, 这是因为物理反演法比较精确的计算了 P_s 和 T_s , 因此 SPRM 的位势高度精度明显地优于 SRRM 的精度. 2) 两法反演的温度场梯度形势相似, 只是 SPRM 的 -4°C 等温线区比 SRRM 偏北. 在西部地区温压场结构和系统位置的配置上, SPRM 的反演比 SRRM 合理, 这可能是因为广大西部地区包括青藏高原由于缺少观测资料引起的.

五、改进试验考虑

SPRM 和 SRRM 相比, 具有创新意义和广泛的发展潜力. 但要将它用于业务反演, 还要进行下列试验: 1. 在同步物理反演模式中, 需要考虑水汽和云层对温度反演的非线性

效应。2. 需要对反演方程的边界项精心处理。具体讲第一要合理选用红外短波通道, 使有可能获得更多的地表和近地层信息; 第二优化初始估值, 包括使用近实时的探空实况分析场和数值预报场作初估值的试验, 以期确定青藏高原地区初值的选择。3. 还要继续进行 TOVS 透过率算法的改进试验和同步物理反演算法的改进试验。4. 要将 SPRM 投入业务运行, 必须优化算法和程序, 以减少计算量。

参 考 文 献

- [1] Smith, W. L., H. M. Woolf, C. M. Hayden, D. Q. Wark and L. M. McMillin, 1979, The TIROS-N operational vertical sounder, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**(10), 1177—1187.
- [2] 董超华, 刘玉洁, 张凤英, 许熙, 黎光清, 1987, 利用美国 NOAA 卫星遥测云顶高度的数值试验, *气象*, **13**(10), 24—28.
- [3] Smith, W. L. and H. M. Woolf, 1984, Conference on satellite meteorology / remote sensing and application, AMS, 45—48.
- [4] McMillin, L. M. and H. E. Fleming, 1976, Atmospheric transmittance of an absorbing gas: A computationally fast and accurate transmittance model for absorbing gases with constant mixing ratios inhomogeneous atmospheres, *Appl. Opt.*, **15**(2), 358—363.
- [5] 刘全华, 董超华, 黎光清, 1989, CO₂ 大气透过率的统计算法, *大气科学*, **13**(2), 228—237.
- [6] 黎光清, 董超华, 1988, 应用 Bayes 算法估计核函数误差对大气温度廓线反演的影响, *大气科学*, **12**(1), 36—41.
- [7] Weinreb, M. P., H. E. Fleming, L. M. McMillin and A. C. Neuendorffer, 1981, Transmittances for the TIROS operational vertical sounder, NOAA Tech. Report NESS 85.
- [8] 董超华, 张凤英, 1988, 利用 NOAA-9 气象卫星测值反演大气温度垂直分布, *红外研究*, **7**(2), 125—129.

NUMERICAL TESTS ON HIGH RESOLUTION PHYSICAL INVERSION METHOD OVER EAST ASIA: INTERCOMPARISON STUDY

Li Guangqing, Dong Chaohua, Wu Baosuo, Liu Quanhua and Zhang Wenjian

(Satellite Meteorological Center, SMA, Beijing)

Abstract

In order to investigate the property of the simultaneous physical inversion method (SPRM), this paper mainly focuses on the tests of the following intercomparison studies: different inversion methods, effects of different atmospheric transmittance algorithm and dependence of the SPRM on different initial estimating values. The results show that transmittance adjust algorithm can improve accuracy of the physical inversion method a certain extent. The dependence of the accuracy of the SPRM on initial estimating values is weaker than that of statistical regression inversion method (SPRM). The accuracy of inversion temperatures of the SPRM in large area is little worse than that of improved SPRM, but in lack of radiosonde data area it is better than that of the SPRM.