

文章编号:1001-9014(2007)02-0102-05

一种利用卫星红外遥感资料反演晴空 大气参数的物理统计方法

黄静^{1,2}, 邱崇践¹, 张艳武³

(1. 兰州大学 大气科学学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 国家气象中心, 北京 100081;

3. 国家气候中心, 北京 100081)

摘要:给出一种新的由卫星辐射观测反演大气温度湿廓线的物理统计方法,并用该方法分别进行了理想试验和实际反演试验,再将反演结果和一维变分反演方法的结果进行比较.结果表明:在理想试验中物理统计方法反演的温度廓线在大部分高度好于一维变分法;水汽廓线在模式中层反演结果比背景场略差,在其他高度有所改进,而一维变分法则对水汽廓线的背景值修正较小.在实际反演试验中,物理统计反演法对温度廓线的反演效果不够理想,只在 400hpa 以上高度和近地面对背景场有所修正,然而对水汽廓线的反演效果较好.

关键词:反演;物理统计法;奇异值分解

中图分类号:P407 **文献标识码:**A

STATISTICAL METHOD FOR RETRIEVING THE CLEAR ATMOSPHERIC PARAMETERS FROM SATELLITE INFRARED MEASUREMENTS

HUANG Jing^{1,2}, QIU Chong-Jian¹, ZHANG Yan-Wu³

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;

2. National Meteorological Center, Beijing 100081, China;

3. National Climate Center, Beijing 100081, China)

Abstract: A new statistical method was presented to retrieve the atmospheric temperature and moisture profiles from the satellite radiative measurements. By using the method some ideal and actual retrieval tests were done, and then the retrieval results of the statistical-physical method were compared with that of 1DVAR method. The results indicate that the retrieved temperature is more precise than those of 1DVAR retrieval results at most heights; and the retrieval precision of moisture profiles is lower than the background at middle model layer, and relatively high at other layers, while the 1DVAR method can amend a little to the background of moisture profile. In actual tests, the retrieval results of the temperature profiles are not good enough; the background can be amended only above 400hpa and near the surface, while the retrieval effect of moisture profile is relatively good.

Key words: retrieval; statistical method; singular value decomposition

引言

卫星观测资料对数值预报水平的提高发挥了重要作用,因此研究由卫星资料反演大气温度湿垂直廓线的工作具有重要意义,更何况一种好的反演方法往往也会演化为一种好的同化方法.现在常用的反演方法有同步物理反演方法、矩阵反演法、最优估计

法^[1]、统计回归反演法和迭代法^[2]等.上面所提到的这些卫星遥感反演方法可以划分为三类,即统计回归反演法、物理反演法及综合二者的物理统计反演方法^[3].统计反演法的实质是根据观测的大气参数和与之匹配的卫星资料建立一个统计回归模型.它无需直接利用辐射传输方程,计算简便,避免了辐射传输方程误差对反演的影响,不过,它会将观测误

收稿日期:2006-06-27,修回日期:2006-11-15

基金项目:国家自然科学基金(40375009)资助项目

作者简介:黄静(1976-),女,陕西宝鸡人,工程师,主要从事卫星资料的反演与同化研究.

Received date: 2006-06-27, revised date: 2006-11-15

差带入回归模型,也没有很好的考虑辐射传输的物理过程,因而这种回归关系有不确定性,对匹配样本和回归因子的选择有很强的依赖性.物理反演法则是建立在求解辐射传输方程基础之上,将问题提为求解一个非线性代数方程组的问题,可以采用迭代法变为一系列线性代数方程组的求解,为了保证解的稳定性,通常采用阻尼最小二乘求解.在这种方法中,初始场和阻尼系数的选择都会对反演结果有一定影响,多重迭代带来的大计算量等问题也是其固有缺陷.物理统计方法则是希望将二者结合起来,此类方法又可分为两类,一类更接近统计反演法,不过它在建立回归模型所采用的样本中,大气参数仍然来自观测(或分析),而与之匹配的“卫星资料”是根据辐射传输方程计算的,这样可以减少卫星观测误差的影响,也便于得到更多的样本.另一类则更接近物理反演法,仍然是将问题提为辐射传输方程的求逆,不过在求解时利用了大气参数的统计特征.

将大气参数的统计特征引入物理反演方法时可以利用经验正交函数(EOF)表征大气参数的垂直结构,实践证明它可以大大减少反演的参数,有更好的稳定性.本文提出一种与之类似的物理统计方法来反演大气温湿廓线,该方法更多的具有统计方法的特性,因而计算更加简便.基本做法是选择一组大气参数资料样本,根据大气辐射传输模式计算相应的亮温资料,将二者耦合再利用奇异值分解(SVD)技术从这组样本中产生正交基函数,这些基函数反映了大气参数和卫星观测量的基本关系,截取前几个占优势的基函数,将实际观测的亮温资料按照这些基函数展开就可以得到要反演的大气参数.

1 反演方法介绍

EOF 和 SVD 是重构一个数据集时决定最优基的方法^[4,5],在卫星遥感资料的反演中经常被用于表征大气温湿廓线的垂直结构,可以减少反演的参数,达到提高稳定性的目的.这些方法一般只是将 EOF 用于大气参数,而对观测资料不进行分解.实际上我们可以用一种耦合的 SVD 技术来实现对二者的同时分解^[6],让它所产生的基函数不但能表征二者的主要结构特征,还能表现它们之间的联系,进而达到反演的目的,下面给出具体算法:

(1) 在要反演的每一个水平空间点上选取 n 次大气温度(T)和水汽(q)廓线的观测(或分析)值,将它们分别求距平: $\delta T_i^k = T_i^k - \bar{T}^k$, $\delta q_i^k = q_i^k - \bar{q}^k$,这里 T_i^k 和 q_i^k 分别是在第 k 个高度上温度和水汽的第 i

次观测值, \bar{T}^k 和 \bar{q}^k 是相应的平均值,以下将 \bar{T} 和 \bar{q} 作为反演时使用的背景值.将 T_i^k 和 q_i^k 合并记为维数为 $2L$ 的向量 $x_i = (T_i^1, T_i^2, \dots, T_i^L, q_i^1, q_i^2, \dots, q_i^L)^T$,这里 L 是大气廓线的取样层数,背景值记为向量 x_B ,将 δT_i^k 和 δq_i^k 合并记为向量

$$\delta x_i = (\delta T_i^1, \delta T_i^2, \dots, \delta T_i^L, \delta q_i^1, \delta q_i^2, \dots, \delta q_i^L)^T \quad (1)$$

(2) 设所用卫星资料的通道数为 S ,根据辐射传输方程由所给的大气参数样本计算相应的观测量(亮度温度 R),将其称为模拟观测量,即

$$R_i^{sim} = H(x_i), \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (2)$$

这里 R_i 是 S 维向量,计算增量 $\delta R_i^{sim} = R_i^{sim} - H(x_B)$.

(3) 将 δR_i^{sim} 和 δx_i 耦合构成 $2L + S$ 维向量 $\delta U_i = (\delta R_i^{sim}, \delta x_i)$,称为扩展的大气参数向量,将其集合表示为矩阵 $\delta U = (\delta U_1, \delta U_2, \dots, \delta U_n)$,解耦合特征值问题

$$\delta U \delta U^T b_i = \lambda_i^2 b_i \quad (3)$$

得到 P' 个 ($P' \leq \min(2L + S, n)$) 非零特征值 λ_i^2 ,其中特征向量 b_i 已经标准化,具有正交性并按照特征值由大到小的顺序排列.基向量 b_i 可以分解为

$$b_i = (b_1^i, b_2^i, \dots, b_S^i, b_{S+1}^i, b_{S+2}^i, \dots, b_{2L+S}^i)^T = (D_i, X_i) \quad (4)$$

将待反演的大气参数(距平)记为 δx_r ,实际的观测增量记为 δR ,耦合得到向量 $\delta U_r = (\delta R, \delta x_r)$,将 δU_r 按照基向量展开

$$\delta U_r = \sum_{p=1}^P a_p b_p \quad (5)$$

显然有

$$\delta R = \sum_{p=1}^P a_p D_p \quad (6)$$

和

$$\delta x_r = \sum_{p=1}^P a_p X_p \quad (7)$$

这里 P 是截断阶数.在观测数 $S > P$ 的条件下,由已知的 δR 求代数方程(6)的最小二乘解得到系数 a ,然后由式(7)就可以得到反演值(增量),实现了将观测信息从资料空间向参数空间的延伸.按照这一方法,不需要像 1DVAR 那样用到观测算子的切线性算子,计算会很简单.

2 理想资料试验

2.1 模式和资料

RTTOV7 快速辐射传输模式是欧洲中期天气预报中心(ECMWF)用于业务数值天气预报中同化辐射探测资料的模式^[7],在本文的物理统计方法中可

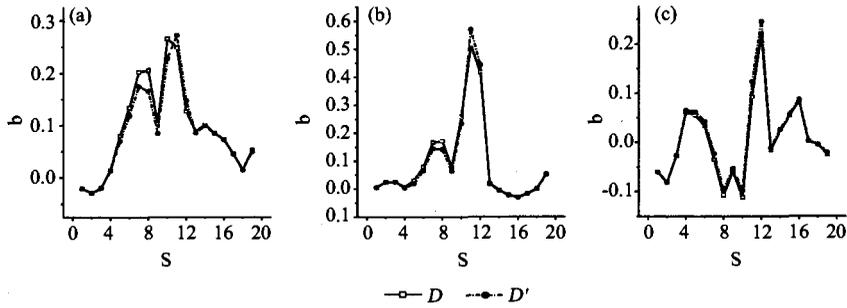


图1 前3个基函数中和亮温距平所对应的分量(D_j)与计算的亮温基向量(D'_j)的比较

Fig. 1 Comparison of the first three components of base functions corresponding to the bright temperature anomaly (D_j) and the calculated base vectors of bright temperature anomaly (D'_j)

用它来模拟 HIRS/3 的辐射亮温值. 试验采用的数据是每日 4 次的 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP 再分析资料. 理想试验所要反演的是点 ($120^\circ\text{E}, 32^\circ\text{N}$) 在 2003 年 7 月 31 日 12UTC 的温湿廓线, 所以就用该点 12UTC 对应的 NCEP 再分析资料中的大气温度和湿度廓线作为“真实”廓线, 而根据它们由辐射传输模式计算的亮温作为“真实”亮温. 在“真实”亮温上叠加一组随机扰动作为试验所用的“观测值”. 扩展矩阵中的数据样本采用 2000~2003 年 7 月 1~31 日每日 06UTC 的 NCEP 温湿廓线距平及其对应的亮温距平, 背景廓线为各层的平均值.

2.2 反演结果

在前面的方法介绍中已经指出, 我们通过 SVD 技术所提取的基函数实际包含了辐射传输方程所描述的物理过程, 因而这些基函数可以反映大气参数和卫星观测量之间的基本关系. 为了进一步检验这一点, 我们不妨先作以下分析. 首先计算出由耦合的数据样本产生的正交基函数, 然后根据基函数中和大气廓线对应的部分利用辐射传输方程计算它产生的亮温基向量 (记为 D'_j), 将它们和基函数中与亮温对应的部分 D_j 做比较, 检查二者的相近程度. 图 1 是对两组亮温基向量 D_j 和 D'_j 的比较. (图中的纵坐标均表示基向量大小; 横坐标对应通道个数.) 显然, 从图 1 可以看到, 对前 3 个基向量而言, D'_j 与 D_j 都很接近, 说明这些基函数可以反映大气参数和卫星观测量的基本关系, 因此以这种提取扩展样本基函数的方法来反演大气温湿廓线从理论上说是可行的.

为了验证所用物理统计方法的效果, 将其与传统的一维变分 (1DVAR) 反演结果做比较. 1DVAR 是目前反演大气温湿廓线的一个常用方法, 它的做法是给出参数 (距平) 的最优估计使得如下形式的

目标函数取极小

$$J(\delta x) = \frac{1}{2} \delta x^T B^{-1} \delta x + \frac{1}{2} (H' \delta x + d)^T R^{-1} (H' \delta x + d) \quad (8)$$

其中 $\delta x = x - x_B$, x 为要反演的大气参数, x_B 为背景场; $d = H(x_B) - T_b^{obs}$, T_b^{obs} 为实际亮温观测; H' 为观测算子的切线性形式; B 为背景误差协方差矩阵; R 是观测误差协方差矩阵. 对 J 求梯度

$$\begin{aligned} \nabla_{\delta x} J &= B^{-1} \delta x + H'^T R^{-1} (H' \delta x + d) \\ &= (B^{-1} + H'^T R^{-1} H') \delta x + H'^T R^{-1} d \quad (9) \end{aligned}$$

则梯度为零对应的 δx 即为所求. 实际计算时是利用某种下降算法搜索到极小点, 本文采用的是拟牛顿迭代法. 背景误差的协方差矩阵可以根据所选用的大气廓线样本和“真值”计算. 依照均值为零和给定标准差的高斯分布随机产生 100 组观测噪声, 得到 100 组观测. 再用两种方法得到 100 组反演值, 然后统计出各高度层的均方根反演误差 RMS

$$\text{RMS}(x_j) = \left[\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (r_{ij} - z_j)^2 \right]^{1/2}, \quad j = 1, 2, \dots, L \quad (10)$$

其中 m 为 100, r_{ij} 为温度或水汽廓线的反演值 (水汽廓线取混合比数值), z 表示真值. 为便于区分, 在以下的图中分别记温度、水汽廓线的均方根反演误差为 RMS_T 和 RMS_lmq. 图 2 给出了观测误差的标准差分别为 0.25K, 2.0K 时不同方法得到的温、湿廓线的均方根反演误差随高度的变化. 结果表明当观测误差较小 (0.25K) 时, 用 1DVAR 和物理统计反演法 (截断阶数取为 4) 都可以得到远好于背景场的温度廓线反演结果; 1DVAR 对水汽廓线背景场的修正主要在中高对流层, 物理统计反演法除在 400~550hPa 这一高度的误差大于背景场, 在其他高度的反演结果都对背景场和 1DVAR 方法有明显改进. 在观测误差较大的情况下用 1DVAR 反演时, 目标函数中背景项的权重相对增大, 这样反演时受背景场的约束较大, 所以此时温度廓线反演结果主要是

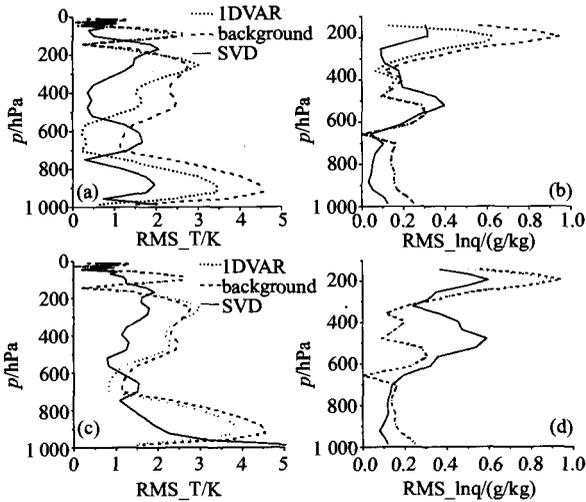


图2 观测误差的标准差分别为0.25K(a,b)和2K(c,d)时的温度(左图)、水汽混合比对数反演误差(右图)(IDVAR:一维变分反演误差; background:背景误差; SVD:物理统计法反演误差)

Fig.2 The RMS retrieval error of temperature (left) and moisture mixing ratio logarithm (right) in the condition of observation error are 0.25K (a, b) and 2K (c, d) (IDVAR: retrieval error of 1DVAR method; background: error of background; SVD: retrieval error of statistical-physical method)

对背景廓线的一个较小的修正;而由于所用的HIRS/3的19个通道中用于探测水汽的通道很少,反映的水汽信息较少,故1DVAR中难以从观测得到信息,所以水汽反演廓线与背景廓线几乎重合,而物理统计反演法(截断阶数取为2)由于从历史资料中提取了相关信息,所以在某些高度仍对背景廓线有明显的修正。

SVD截断阶数取值的大小与反演解对观测误差的敏感程度有密切关系.为了说明二者的关系,计算不同截断阶数对应的整层平均反演误差,见表1,结果显示当观测误差增大时只有适当减小SVD截断阶数才能保证反演的稳定性,当观测误差小于等于0.5K时可将截断阶数的值取为4~5;而当观测误差的标准差增大到1.0或2.0K时,截断阶数的值取2得到的反演效果最好;当观测误差的标准差

进一步增大到5.0K时只能将截断阶数取为1才能得到稳定的反演解,但此时温度廓线反演结果仍能满足数值预报的要求.通过对比不同观测误差情况下最优截断阶数对应的反演结果看到,利用物理统计方法只要截取恰当的阶数大多可以对背景廓线做出修正。

3 实际资料反演结果

将物理统计方法应用于实际卫星观测资料的大气反演,采用2002年7月31日04:22 UTC的晴空点观测来计算温湿廓线的反演值,并统计出反演量的均方根误差.以1999~2002年7月份每日00UTC的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ NCEP再分析资料作为数据样本,背景场取预报时间24h前的NCEP格点资料,为了使廓线样本与实际亮温观测空间匹配,用双线性插值方法将格点资料插值到卫星观测点上.作为检验反演误差的真值是卫星观测时空相匹配的探空值,要求二者的水平距离在1经纬度(约110Km)之内。

实际观测由于受仪器测量误差、吸收气体含量和吸收系数误差等因素的影响,某些点的观测误差较大,所以需要通过一定质量控制条件去掉观测误差较大的点.本文采用阈值检查,即将不满足 $|y_i^b - y_i^o| \leq k\sigma_o$ 的辐射亮温资料剔除,式中 y_i^b, y_i^o 分别为通道*i*的背景场模拟观测值与实际观测值; σ_o 为辐射亮温资料方差; k 为倍数.经过筛选留下范围在 $100^{\circ}\text{E} \sim 142^{\circ}\text{E}$ 和 $20^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 区域内的42个满足条件的晴空点.图3是温度、水汽的均方根反演误差(42点平均)随高度的变化,可以看到1DVAR的反演误差和背景误差几乎相等,说明反演几乎没有作用.对温度反演而言,物理统计反演方法只在200~400hPa间高度、100hPa附近和近地面对背景场和1DVAR的结果有所改进,但是其它高度上它的误差比背景场误差大;而水汽反演则在800hPa以上的高度对背景场有明显的改进.我们看到,平均而言这组资料中温度廓线的背景值与探空观测相差已经较

表1 温湿廓线整层平均的均方根误差(单位 温度:K;水汽混合比对数:g/kg)

Table 1 Temperature retrieval RMS error (K) and moisture retrieval RMS error (g/kg) in the whole layer

RMS	观测误差	0.25K		0.5K		1.0K		2.0K		5.0K	
		T	Inq								
p											
1		1.548	0.338	1.556	0.338	1.577	0.340	1.636	0.346	1.884	0.380
2		1.028	0.229	1.065	0.234	1.169	0.253	1.444	0.308	2.448	0.536
3		1.025	0.233	1.097	0.241	1.306	0.266	1.854	0.337	3.844	0.620
4		0.848	0.201	1.048	0.226	1.550	0.296	2.707	0.466	6.434	1.044
5		1.051	0.166	1.245	0.196	1.775	0.274	3.041	0.462	7.167	1.081

(背景场:温度误差 2.023K;水汽误差 0.303 g/kg)

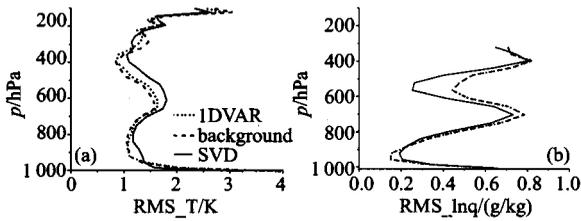


图3 均方根反演误差:(a)温度廓线(b)水汽混合比对数廓线(1DVAR:一维变分反演误差;background:背景误差;SVD:物理统计方法反演误差)

Fig.3 The RMS retrieval error: (a) temperature profile (b) mixing ratio logarithm profile(1DVAR: retrieval error of 1DVAR method; background: error of background; SVD: retrieval error of statistical-physical method)

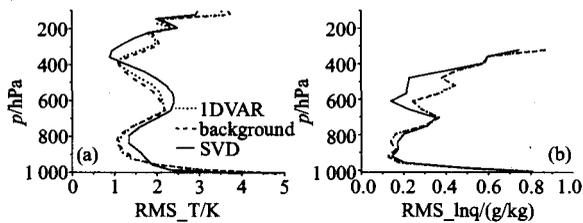


图4 背景温度廓线平均误差大于1.5K条件下得到的均方根反演误差:(a)温度廓线(b)水汽混合比对数廓线(1DVAR:一维变分反演误差;background:背景误差;SVD:物理统计方法反演误差)

Fig.4 The RMS retrieval error when the average background error of temperature profile is more than 1.5K:(a) temperature profile (b) mixing ratio logarithm profile (1DVAR: retrieval error of 1dvar method; background: error of background; SVD: retrieval error of statistical-physical method)

小,下面只选择背景场误差较大的情况来反演.选取整层平均的温度背景场误差大于1.5K的点,统计计算两种方法下均方根反演误差随高度的变化,见图4,结果显示在400hPa以上用物理统计方法得到的温度反演结果对背景场和1DVAR法的结果有一定改进,尤其是在200~400hPa高度的改进更为明显,不过在400~925hPa之间仍然没有改进;水汽反演廓线则在300~700hPa高度对背景廓线有明显修正.

4 结语

本文给出的反演大气温度、水汽廓线的物理统计方法通过由历史资料构成的大气参数样本和由这些参数样本计算的亮温资料耦合得到一个扩展的大气参数样本集合.对由这个集合构成的相关矩阵作

奇异值分解得到一系列特征向量,选择少数和最大特征值对应的特征向量作为基向量.这些基向量可以反映观测变量与参数变量之间的关系,将观测的亮温投影到这些基向量张成的子空间,也就得到了对应的参数变量.该方法避免了变分法中的背景协方差矩阵求逆问题,也不需要给出辐射传输模式的切线性模式,计算较为简便.通过将物理统计反演法与传统1DVAR方法的结果比较得到如下结论:

1. SVD的截断阶数对物理统计方法的反演结果影响较大,如果观测误差大,必须要用较小的截断阶数才能保证反演的稳定性,根据我们的试验截断阶数 ≤ 3 为宜;

2. 从实际资料反演结果来看,物理统计反演法得到的温度廓线反演误差只在200~400hPa及近地面层会小于背景场和1DVAR的反演误差;水汽廓线反演结果则在700hPa以上对背景场有明显改进.

REFERENCES

- [1] Eyre J R, Kelly G A, McNally A P, et al. Assimilation of TOVS radiance information through one-dimensional variational analysis[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1993, **119**(514): 1427—1463.
- [2] Smith W L. Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere[J]. *Appl. Opt.*, 1970, **9**:1993—1999.
- [3] LI Wan-Biao, WU Long-Tao, ZHANG Cheng-Xiang, et al. Retrieval of atmospheric vertical temperature profile over ocean with satellite remote sensing[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* (李万彪, 吴龙涛, 张呈祥, 等. 气象卫星遥感探测海面大气温度垂直廓线. 北京大学学报(自然科学版)), 2003, **39**(5): 656—664.
- [4] CHOU Ji-Fan. *Long-term Numerical Weather Prediction* [M]. Beijing: China Meteorological Press(丑纪范. 长期数值天气预报. 北京: 气象出版社), 1986: 216—231.
- [5] DING Yu-Guo, JIANG Zhi-Hong. Generality of singular value decomposition in diagnostic analysis of meteorological field[J]. *Acta Meteorologica Sinica* (丁裕国, 江志红. SVD方法在气象场诊断分析中的普适性. 气象学报), 1996, **54**(3): 365—372.
- [6] Qiu C, Chou J. Four-dimensional data assimilation method based on SVD: Theoretical aspect[J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 2006, **83**: 51—57.
- [7] MA Gang, QIU Chong-Jian, LI Guang-Qing, et al. Study of simulation on radiance from infrared and water vapor channel of FY-2B by fast forward model RTTOV7[J]. *J. Infrared Millim. Waves* (马刚, 邱崇践, 黎光清, 等. 利用RTTOV7快速辐射传输模式模拟风云二号红外和水汽成像通道辐射率的研究. 红外与毫米波学报), 2005, **24**(5): 37—40.