

利用气象卫星遥感海洋大气参数*

董超华 张文建 黎光清

张凤英 吴保锁 郑 波

(卫星气象中心)

唐惠芳

(国家气象中心)

提 要

本文主要讨论利用气象卫星遥感海洋大气参数(包括云参数)的反演算法及其精度。

一、前言

本文用两种反演算法(统计和物理)对覆盖我国东部地区和邻近海域的NOAA-10气象卫星TOVS(TIROS业务垂直探测器)资料进行反演处理,得到大气温度、水汽混合比、位势高度和云参数(包括云顶气压、云顶温度、云量、可降水总量等)。为便于分析研究,我们对这些参数进行了Lambert区域地理投影的客观分析;对1989年9月沿海一条卫星轨道30天的反演结果按陆海两种不同情况分别与常规资料作统计比较;对具有不同权重函数峰值区高度的红外CO₂吸收带($15\mu\text{m}$)长波通道亮温作类似于大气和云参数的客观分析和拼图处理。

分析结果表明,在海上反演的大气温度、厚度的统计精度均高于陆上的结果。例如温度均方根误差平均提高0.3℃。反演的云参数极值区分布相互一致,反演结果合理,与地面探空观测实况(Raob)符合。云顶气压(即云顶高度)和云顶温度与不同权重函

数峰值区高度的光谱通道亮温图象协调一致。

二、反演方法

1. 统计反演

我们在文献[1]、[2]工作的基础上,做了两点改进:引入准实时地面测值的验前估计,并考虑地形对卫星测值的影响;加强对样本的质量控制,确保有足够数量的高质量的统计样本参加特征向量回归系数的计算。

2. 同步物理反演

从反演的角度讲,Smith同步物理法[3](简称SPRM)的最大特点是通过求解多参数亮温泛函积分方程,可以直接同时反演出和通道亮温直接有关的地表和天气气候参数。该算法和传统的反演方法比较,具有下列新意:①可以相当灵活地使用TOVS多波段辐射率测值和初始估计信息,同步地反演出温、湿廓线,从而减轻了湿度对温度的依赖性;②对于边界层参数,诸如地表层(surface skin)温度、地表发射率等地

*本工作得到国家气象局“短平快”项目支持

球物理参数均可视为变量，直接求解。因为在同步解中考虑了边界层的物理效应，因而可以在云天条件下求反演解；③在同步反演模式基础上，可以构造包括反演云参数的同步物理反演方法，也可以结合使用独立的云参数反演法，例如选用多光谱云参数反演法。我们采用后者。

所谓ISPRM，就是将非自治的同步物理反演模式改造成自治的同步物理反演模式，同时包括对初始估计值的最佳选择和正演亮温修正技术的改进等⁽⁴⁾。

经过一系列的数学推导，可将大气辐射传递方程改写成下列形式：

$$\begin{aligned} \delta R &= \delta B(P_s) \tau^0(P_s) \\ &- \int_0^{P_s} \delta B(P) \frac{\partial \tau^0(P)}{\partial P} dP \\ &+ \int_0^{P_s} \delta \tau(P) \frac{\partial B^0(P)}{\partial P} dP \\ &+ \int_0^{P_s} \delta \tau(P) d[\delta B(P)] \end{aligned} \quad (1)$$

式中 $\delta R = R - R^0$, $\delta B = B - B^0$, $\delta \tau = \tau - \tau^0$, R 是卫星观测的辐射率, R^0 是正演遥感方程计算的辐射率, B 是普朗克函数, τ 是大气透过率, $(\cdot)^0$ 表示验前估计值, 下标 S 表示地表, P 为气压。考虑 R 、 B 和 τ 分别是亮温 T_s , 温度 T 和光学成分 u 的非线性函数, 将它们的扰动量分别按一阶泰勒展开以及不考虑(1) 式中的二阶偏差项效应 (当 $B(P) \approx B^0(P)$), 可以得到完全自治的同步反演模式

$$\begin{aligned} \delta T_B &= f(P_s) \tau^0(P_s) \delta T(P_s) \\ &- \int_0^{P_s} f(P) \frac{d \tau^0(P)}{d P} \delta T(P) dP \\ &+ \int_0^{P_s} f(P) \frac{d B^0(P)}{d P} du(P) dP \end{aligned} \quad (2)$$

式中 $f(P) = [\frac{\partial B}{\partial T^0(P)}]/(\frac{\partial B}{\partial T_B})$ 。

对(2) 式离散化后, 应用最小二乘法可同步地求出表层温度、大气温度廓线和大气湿度廓线等气象参数。

3: 云参数反演

在云参数数值实验中, 我们在以前工作⁽⁵⁾的基础上, 选择同步物理方法, 并适当增加对云参数敏感的探测通道, 结合应用反演云参数的多光谱算法。

通常, 有云视场的辐射传递方程(6)可表示成:

$$I(\nu_i) = R_{e,i}(\nu_i) + N\varepsilon(\nu_i)$$

$$\int_{P_s}^{P_{e,d}} \tau(\nu_i, P) \frac{dB[\nu_i, T(P)]}{dP} dP \quad (3)$$

式中 i 表示拟选的探测通道, $I(\nu_i)$ 为卫星测值, $R_{e,i}(\nu_i)$ 为晴空区的辐射率, P_s 和 $P_{e,d}$ 分别表示地面和云顶的气压, N 为视场云量分数 ($0 < N \leq 1$), $\varepsilon(\nu_i)$ 为云顶的发射率。一般, 定义 $N\varepsilon(\nu_i)$ 为有效云量。如果用两个对云敏感的通道 $(\nu_1$ 和 ν_2) , 且光谱频率相当接近, 对同一视场进行观测, 则 $\varepsilon(\nu_1) \approx \varepsilon(\nu_2)$, 以下去掉 ε 的下标, 可导得下列方程:

$$\begin{aligned} \frac{I(\nu_1) - R_{e,i}(\nu_1)}{I(\nu_2) - R_{e,i}(\nu_2)} \\ = \frac{\int_{P_s}^{P_{e,d}} \tau(\nu_1, P) \frac{dB[\nu_1, T(P)]}{dP} dP}{\int_{P_s}^{P_{e,d}} \tau(\nu_2, P) \frac{dB[\nu_2, T(P)]}{dP} dP} \end{aligned} \quad (4)$$

式中的 $R_{e,i}$ 、 B 和 τ 均可由反演廓线得到, 经过迭代, 当(4) 式左端和右端之差的绝对值达到最小值时, 便可确定出最佳的云顶气压值。云顶气压所在高度的大气温度即为云顶温度。

根据红外窗区通道 (11.1 μm) 的辐射率测值, 按下式计算有效云量:

$$N\varepsilon = \frac{I(\nu^*) - R_{e,i}(\nu^*)}{B[\nu^*, T(P_{e,d})] - R_{e,i}(\nu^*)} \quad (5)$$

式中 ν^* 表示窗区光谱通道, $B[\nu^*, T(P_{\nu^*})]$ 是云顶的黑体辐射率。

当天气条件变得有利于降水时, 水汽总含量的确定能够给出可降雨量的近似估计。在单位面积空气柱内, 在高度0和 z 之间的水汽总含量 u 可按下式计算:

$$u = \int_0^z \rho_w dz$$

式中 ρ_w 为水汽密度, 引入静力学方程, 并考虑在一定精度范围内比湿和水汽混合比(q)相等, 则

$$u = \frac{1}{g} \int_0^P q dP \quad (6)$$

有云存在时, 云层混合比和云以下各层的混合比要按云量进行适当调整。

三、结果分析

为了便于分析比较, 我们对1989年9月沿一条轨道30天的回归反演结果(约一万个反演点)按陆海两种情况分别进行与常规资料的自动匹配处理(海上样本约450个, 陆上样本约950个)和统计比较, 其结果分别列于附表。表中符号NO表示样本数, AV为平均偏差(反演-探空), STD为标准偏差, RMS表示均方根误差。统计结果表明, 陆上温度平均均方根误差为 2.4°C , 水汽混合比均方根误差为 $1.5\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 层平均厚度的精度约为 20gpm 。在海上温度反演精度比陆上平均提高 0.3°C ; 厚度反演精度也略有提高; 陆海水汽反演精度相当。无论是陆地还是海洋, 温度反演的最大偏差均在 1000hPa 和 10hPa 层附近, 反演参数在绝大多数气压层比探空观测值偏高。

图1a是1989年9月3日00Z左右NOAA-10卫星 300hPa 温度场分析, 图1b为相应的探空温度分析。对比这两图得到, 反演温度槽位置比探空温度槽约偏西两个经度; 两种资料得到的槽底(-32°C 线)几乎相等, 而

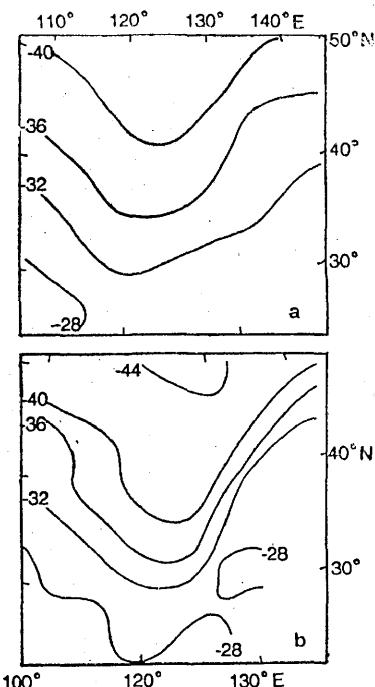


图1 300hPa温度分析场
a: 卫星资料反演, b: 探空资料, 下同

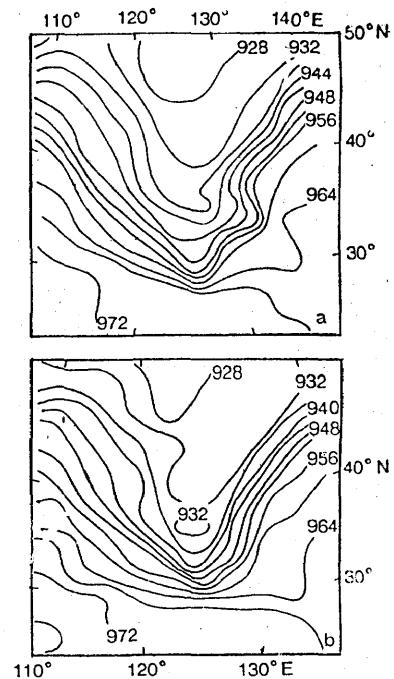


图2 300hPa高度场 ($10 \times \text{gpm}$)

槽底 -40°C 线所在纬度之差较大。图2a、b

附表

陆地和海洋温度T、厚度ΔH、水汽混合比q的反演精度分析(1989年一条轨道)

P (hPa)		陆地										海洋										洋										
T	(°C)	NO	AV	STD	RMS	NO	AV	STD	RMS	NO	AV	STD	RMS	NO	AV	STD	RMS	NO	AV	STD	RMS	NO	AV	STD	RMS	NO	AV	STD	RMS			
1000		553	950	961	965	956	950	905	938	925	920	920	925	874	845	701	488	81					336	411	0.51	0.93	0.66	0.42	0.31	0.10		
850		0.85	0.96	0.44	0.62	0.91	0.99	0.43	-0.63	-0.71	-0.86	-0.29	-0.32	-0.21	0.13	0.20																
700		2.9	2.42	2.03	2.01	2.07	2.24	2.19	2.39	2.08	2.05	2.25	1.83	1.97	2.25	3.83																
500		3.44	2.61	2.68	2.10	2.27	2.44	2.23	2.47	2.20	2.22	2.26	1.86	1.98	2.25	3.84																
400																																
300																																
250																																
200																																
150																																
100																																
70																																
50																																
30																																
20																																
10																																

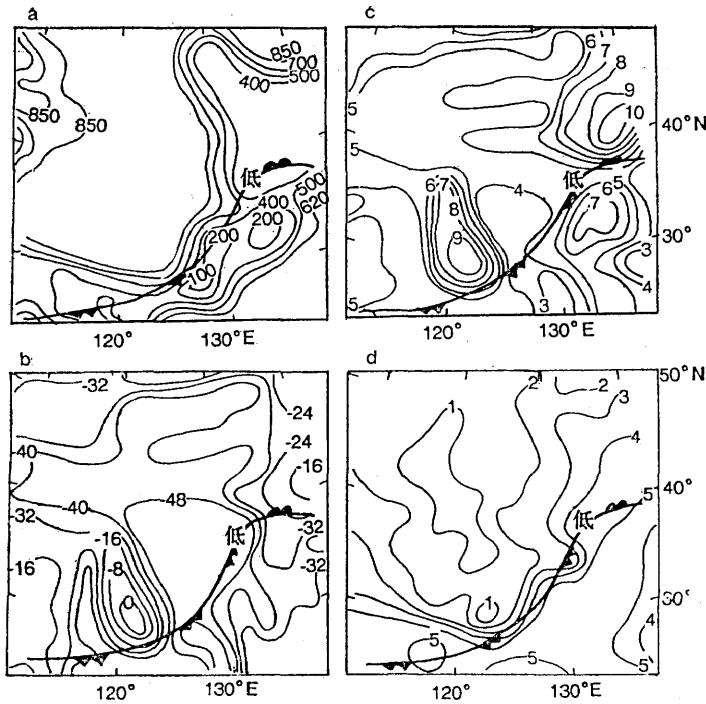


图3 卫星反演的云参数
a: 云顶气压 (hPa) b: 云顶温度 (℃) c: 云量 d: 可降水总量 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$)

分别是卫星和探空在300hPa的高度场（观测时间同图1）。图2结果表明，两种资料的槽位置几乎都在 125°E ，槽底约差两个纬度。反演和探空资料的差别可能与卫星观测时间比探空约提前一个半小时有关。图3为1989年9月3日00Z卫星反演的云参数分布图

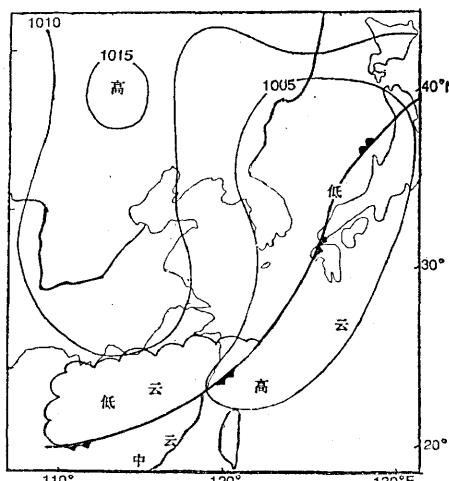


图4 1989年9月3日00Z地面天气实况图

(a为云顶气压, b为云顶温度, c为云量, d为可降水总量)。图中粗实线表示锋面。图4是同日00Z地面天气实况图。比较图3和图4得到：

(1) 云顶气压(图3a)和云顶温度(图3b)的分布与图4的天气实况相一致。在地面天气图上冷锋后(江南, $25\text{--}30^{\circ}\text{N}$)以低云为主, 低云云底高一般为 $100\text{--}600\text{m}$, 冷锋前的华南、东海南部及日本南部等地以中高云为主。对应图3a和图3b锋后低云区的云顶气压为一相对高值区, 云顶温度也相对高, 有一 0°C 的暖中心, 而对应锋前的中高云区有一 $100\text{--}200\text{hPa}$ 的低气压带, 云顶温度也为相对低值区。这一点也可由TOVS/HIRS图象资料得到验证。

(2) 可降水总量(图3d)与天气实况一致。3日02时(北京时), 在浙江沿海有一雨量中心, 其中温州6小时降雨量为 27mm , 台州 43mm , 3日08时(北京时), 这一雨量

中心东移到海上，这与图3d中冷锋前的可降水量大值区相对应。云量分布(图3c)与地面观测(图4)基本符合。

下边我们利用TOVS/HIRS图象信息对上述云参数反演结果进行分析。TOVS是多光谱探测器，它获得的信息主要来自地球大气的热辐射。其中高分辨红外探测器(HIRS-2)就有19个红外光谱通道，具有不同的权重函数峰值区高度(见[4]中表1)，感应来自不同大气层的辐射能量，对云产生效应的有6个(波长分别为11.1, 13.4, 13.7, 14.0, 14.2, 14.5 μm)。当云存在时，通过的权重函数峰值高度抬升，亮温自然变小，在黑白图上，图象显得较亮。它表明在每个通道出现的云层和它的权重函数峰值区高度密切相关，低云对高层通道产生的效应不大，厚而高的云会使低层光谱通道权函数峰值高度抬升，而几乎对所有比它低的权函数峰值高度的通道有影响。照此原理，我们对受云影响的6个红外通道测值，按Planck函数计算成相应的亮温值，并对它们进行Lambert地理投影的客观分析和拼图处理，得到TOVS图象结果。对比分析来自不同通道的图象可知，云系对不同通道的感应有强弱之分，云的层次结构也很明显。例如，锋面云系在通道8(11.1 μm)最清楚(见图5)，随着权函数峰值区的升高，云系结构也逐渐变弱。云的效应在通道4(14.2 μm)可见，在通道3(14.5 μm)已基本消失。这说明锋面云系的高云层不超过100hPa或在100hPa左右(通道权函数受云影响发生变化)，与图3a的云顶气压(在锋面位置)一致。反演的云量分布(图3c)在云图(图5)照片上也可得到验证。地面实况显示的锋面，在TOVS云图上是一条宽的云带。十分协调。

四、结语

1. 利用回归和物理反演算法得到的海洋大气参数(大气温度和位势高度等)能够揭示海洋大气的基本特征，例如锋面天气特

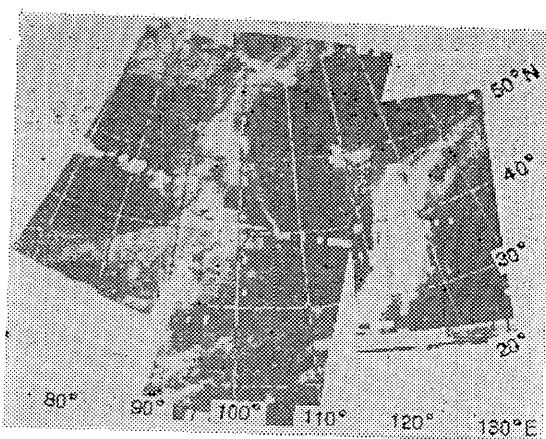


图5 HIRS-2通道8(窗口, 11.1 μm)
亮温图

点等。

2. 卫星遥感丰富了海上大气探测信息，海上反演结果优于陆上。

3. 利用改进的同步物理反演算法获得的云参数与TOVS/HIRS通过亮温图象和地面天气实况协调一致，计算结果合理。

4. 由于受目前卫星探测仪器性能的限制，在云层很厚的情况下仍不能得到比较满意的反演结果。这为深入揭示海上气旋的发生和发展带来一定困难，需要进一步从毫米波遥感理论技术和反演模式以及反演方法加以探索。另一方面，由于缺乏飞机或地基激光对云特征的观测资料，该算法反演的云参数的绝对精度，有待今后较长时间的业务反演验证。

参 考 文 献

- [1] 董超华、张凤英，利用NOAA-9气象卫星测值反演大气温度垂直分布，红外研究，1989年第2期。
- [2] 张凤英、董超华，利用NOAA-9卫星垂直探测资料反演大气湿度廓线的试验，气象，1988年第10期。
- [3] Smith, W.L., H.M. Woolf and A.J. Schreiner, 1986, in Advances in Remote Sensing Retrieval Methods, AD, P221—223.
- [4] 黎光清、张文建、董超华、吴保锁、刘全华，东亚地区气象参数同步物理反演方法的改进试

- 验：SPRM和ISPRM，中国空间科学技术，待发表。
- [5] 董超华、刘玉洁、张凤英、许熙、黎光清，利用美国NOAA卫星遥感云顶高度的数值试验，气象，1987年第10期。
- [6] Menzel, W.P., D. P. Wylie and K.I. Strabala, Characteristics of global cloud cover derived from multispectral HIRS observations, Proceedings of the ITSCV, Toulouse, France, 1989.

Remote sensing of atmospheric parameters over the oceans using the data from meteorological satellites

Dong Chaohua Zhang Wenjian Li Guangqing

Zhang Fengying Wu Baosuo Zheng Bo

(Satellite Meteorology Center)

Tang Huifang

(National Meteorology Center)

Abstract

In this paper, the retrieval algorithm of atmospheric parameters (including cloud parameters) over the oceans using the data from meteorological satellites and its accuracies are discussed.