

# 气象卫星遥感西北太平洋海温的研究\*

李万彪 朱元竞 赵柏林

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

## 摘 要

在提取 GMS-4 红外通道晴空亮温的基础上, 用 3 种方法对 1993 年 8 月西北太平洋海温进行了反演试验。误差放大的内在特性使得单通道物理法误差显著, 所以, 建立了一个单通道统计方法, 精度(1.18)上优于同类方法; 还将 TOVS 资料与 GMS 资料结合起来, 建立海温多通道统计反演方法, 精度(1.06)达到了当代同类方法的精度(0.5—1.36)。两种统计方法得到了与实况相近的海温反演分布。

关键词: 海温, 晴空亮温, 单通道物理法, 单通道统计法, 多通道统计法。

## 1 引 言

近年来利用卫星辐射资料(特别是红外资料)反演海温的研究有了很大的进展, 在业务上已得到了应用<sup>[1-11]</sup>。但对于每种方法来说, 排除受云影响的卫星观测资料(即所谓的云检测), 以及大气的削弱订正是计算海面水温的两个关键问题。

## 2 资料状况

研究中所用资料取自西北太平洋(16—41°N, 115—142°E)海域的 1993 年 8 月 GMS-4 红外亮温和 NOAA/TOVS 亮温, 其中 GMS-4 资料每天 4 次(05:32, 11:32, 17:32 和 23:32GMT), NOAA 卫星包括 NOAA-11 和 12, 每天 6 条轨道, TOVS 资料已进行了预处理。另外还有 8 月的海上船舶浮标 0 和 12GMT 时的实测海温资料, 与 GMS-4 在 23:32 和 11:32GMT 时次的资料对应。

## 3 晴空亮温的提取

为了反演海温, 首先对 GMS 的红外资料进行云检测, 求出无云状况(晴空)下某一海域的代表海面辐射的亮度温度值, 就是卫星晴空亮温的提取。

提取晴空亮温的一般方法是直方图法<sup>[1,2,6]</sup>, 处理区域一般是 0.25° × 0.25° 或 1° × 1° 纬距区域。文中建立了一种提取 1° × 1° 纬距区域晴空亮温  $T_B$  的多点两次直方图法。考虑到海温月变化小的特性, 求每一格点上区别云、海的阈值; 为使求得的直方图模式亮温  $T_m$

\* 初稿时间: 1995 年 10 月 3 日; 修改稿时间: 1996 年 2 月 29 日。

资助课题: 国家自然科学基金资助项目(49475246)。

更稳定,用多个点的统计来代替通常使用的三点法;由于日本气象厅业务二次直方图的成熟<sup>[6]</sup>,也用到了二次直方图法。

### 3.1 阈值计算

将一个月的船舶浮标实测海温经过质量控制和逐步订正<sup>[12]</sup>插值到  $1^\circ \times 1^\circ$  纬距区域网格点上。求得  $1^\circ \times 1^\circ$  纬距区域网格点上的海温值代表一个月的平均值  $T_s$ 。根据 LOWTRAN7 提供的模式标准大气,由 LOWTRAN7 算出透过率,在卫星红外辐射波段 10.5—12.5  $\mu\text{m}$  通过求解辐射传输方程,算出每一个海面格点上海表水温  $T$ ,对应的卫星亮温值  $T_B$ ,最后以  $(T_B - 2.5)$  作为每一格点上区分云和海面亮温的阈值。

### 3.2 第一次直方图

将  $1^\circ \times 1^\circ$  纬距区域所有象点作成频数随温度分布的直方图,大于阈值的暖区象点代表晴空海面,分布为正态分布:

$$f_i = f_0 \exp[-(T_{Bi} - T_m)^2 / (2\sigma^2)] \quad (1)$$

其中,  $f_0$  是等级温度  $T_m$  时的象点频数,而  $f_i$  是等级温度  $T_{Bi}$  时的象点频数,  $\sigma^2$  是正态分布的方差,  $T_{Bi}$  是亮温,  $T_m$  是直方图的模式温度。

对式(1)作适当变换,可化成以下统计式:

$$y = ax^2 + bx + c \quad (2)$$

其中,  $y = \ln f_i$ ,  $x = T_{Bi}$ ,  $a = -1/(2\sigma^2)$ ,  $b = T_m/\sigma^2$ ,  $c = (2\sigma^2 \ln f_i - T_m^2)/(2\sigma^2)$  在直方图暖区取多个点系列  $(f_i, T_{Bi})$ ,  $i = 3, 4, 5, \dots$ , 由式(2)统计出系数  $a$ ,  $b$  和  $c$ , 那么可定出每一系列  $(f_i, T_{Bi})$ ,  $i = 3, 4, 5, \dots$  时,晴空区域直方图的模式亮度温度  $T_{mj}$  为:

$$T_{mj} = -b/(2a), \quad j = 1, 2, 3 \dots \quad (3)$$

### 3.3 第二次直方图

由式(3)求出模式亮度温度  $T_{mj}$  ( $j = 1, 2, \dots$ ), 作成  $T_m$  的频数随等级亮温分布的直方图, 频数大于 50% 的等级亮温最后定为  $1^\circ \times 1^\circ$  纬距区域的晴空亮温。

下文用到的 GMS-4 卫星亮温都是晴空亮温, 它是以探空站、船舶或浮标为中心的  $1^\circ \times 1^\circ$  纬距海域, 经过上述方法提取得到的, 以后不再叙述。在  $1^\circ \times 1^\circ$  海域, 认为海温分布均一, 没有较大的海温梯度, 这个  $1^\circ \times 1^\circ$  海域的晴空亮温也就代表了卫星观测地面探空站附近海域、船舶或浮标站点的晴空亮温。

## 4 GMS 反演海温——单通道物理法

用 GMS-4 红外通道亮温资料, 通过求解辐射传输方程<sup>[1]</sup>反演海温。

### 4.1 辐射传输模式

假定大气水平近似和局地热力平衡, 在某一波数  $\nu$ , 到达卫星的向上辐射  $I(\nu)$  可由下面辐射传输方程数值计算得到:

$$I(\nu) = \epsilon B(T_s, \nu) \pi(Z_s, \nu) + \int_{Z_s}^{Z_{st}} B(T(Z), \nu) d\pi(Z, \nu) \quad (4)$$

其中,  $B(T, \nu)$  是在温度  $T$ 、波数  $\nu$  时的普朗克函数,  $\pi(Z, \nu)$  是同一波数  $\nu$  时卫星和高度  $Z$  之间的大气透过率。下标 "S" 和 "st" 代表地球表面和卫星。  $\epsilon$  是海面的辐射率, 当卫星天顶角很小时, 海表面对于上述大气红外窗区波段可认为是黑体,  $\epsilon = 1$ 。

在 10.5—12.5 $\mu\text{m}$  波段, 卫星接收到的总红外辐射为:

$$R = \int_{\nu_1}^{\nu_2} I(\nu) \mathcal{Q}(\nu) d\nu / \int_{\nu_1}^{\nu_2} \mathcal{Q}(\nu) d\nu \quad (5)$$

其中  $\nu_1$  和  $\nu_2$  是卫星扫描辐射计红外通道波数的下限和上限,  $\nu_1 = 800\text{cm}^{-1}$ ,  $\nu_2 = 950\text{cm}^{-1}$ ,  $\mathcal{Q}(\nu)$  是 GMS-4 卫星自旋扫描辐射计红外通道的光谱响应函数<sup>[13]</sup>。

而由 GMS 遥测亮温  $T_b$  表示的卫星接收辐射为<sup>[6]</sup>:

$$R = \int_{\nu_1}^{\nu_2} B(\nu, T_b) \mathcal{Q}(\nu) d\nu / \int_{\nu_1}^{\nu_2} \mathcal{Q}(\nu) d\nu \quad (6)$$

其中,  $B(\nu, T_b)$  是波数为  $\nu$ 、温度为  $T_b$  的普朗克函数。

最后通过求解  $R = R$  来得到洋面温度。

### 4.2 海温的反演试验

为了能够求解辐射传输方程, 需要知道大气温度、湿度的垂直廓线。由于在海面上探空资料少, 所以用沿海和岛屿的探空测值, 在沿海或岛屿的临近海域, 可认为大气状况相同, 探空测值也就代表了临近海域的大气垂直廓线。

对 15 个探空站(图 1), 1993 年 8 月 2 个时次(0GMT 和 12GMT) 的对应的卫星和探空资料, 求解辐射传输方程进行海温的大气订正计算, 对比海温实测资料取自临近探空站周围的船舶浮标观测。

图 2 是 8 月的 211 个样本的反演误差分布直方图, 均方根误差为 2.86, 绝对误差超过 2.0 的样本数在总体中占相当大的比重, 且误差的分布有一个很宽的范围, 有的误差超过 5。

### 4.3 灵敏度讨论

用 GMS-4 的红外亮温资料根据辐射传输方程进行海温反演的误差原因很多: 亮温提取的误差; 探空资料的误差; GMS-4 辐射计的校准; 辐射传输方程的求解过程; 船舶实测资料的误差; 船舶测值与卫星反演值的“点”和“面”的差别; 洋面反照率的变化和气

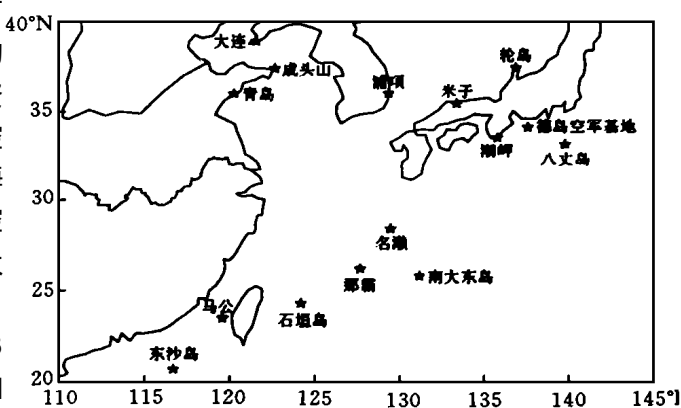


图 1 沿海和岛屿上的探空站

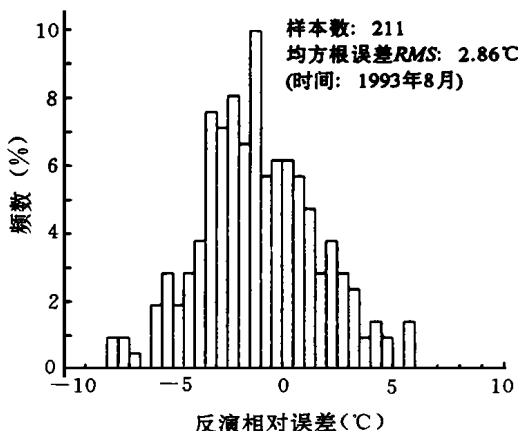


图 2 GMS 单通道物理法反演海温误差分布直方图

溶胶等。现还不能确定那一方面是引起较大误差的主要原因,所以对物理反演法进行灵敏度的讨论分析。

灵敏度:  $dT_{BB}/dT_s$ , 就是亮温随海温的变化率。图 3 显示了两种大气模式(中纬夏天和中纬冬天)下,  $dT_{BB}/dT_s$  随海温的变化。冬天  $dT_{BB}/dT_s$  较大(较为灵敏), 达到 0.9 左右; 而水汽含量较多的中纬夏天,  $dT_{BB}/dT_s$  值在 0.6 以上。实际上, 海上大气较为湿润,  $dT_{BB}/dT_s$  值要比上面计算的值小得多。若取  $dT_{BB}/dT_s = 0.5$ , 那就意味着当反演 SST 时, 亮温  $T_{BB}$  的误差被放大到  $1/0.5 = 2$  倍。在更湿的大气和大的卫星天顶角的情况下, 亮温  $T_{BB}$  的误差则放大得更多, 如 3—5 倍。因此, 即使提取的卫星晴空亮温的误差是  $\pm 1$ , 经过物理反演法的计算, SST 的误差就可以变为  $\pm 2—5$ 。

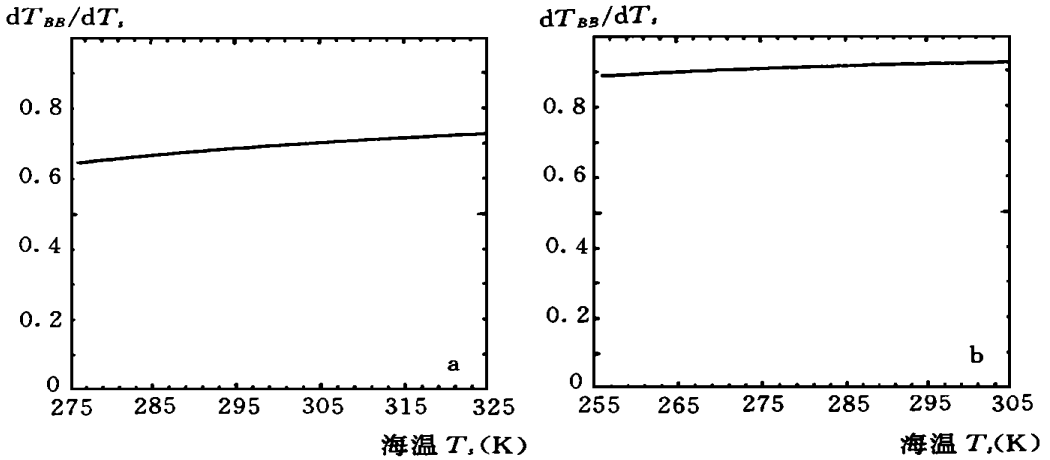


图 3 两种大气状况下, 观测亮温  $T_{BB}$ (K) 随海温  $T_s$ (K) 的变化率  
(这个值的倒数就是误差的放大系数: (a) 中纬夏天, (b) 中纬冬天)

灵敏度的计算表明, 单通道物理反演法的弱点就是误差的放大特性, 即使有更精确的亮温  $T_{BB}$  和探空资料, 内在的放大性会导致比较大的反演误差是不可避免的。用统计法或在静止气象卫星上增加探测通道是提高海温反演精度的最好途径, 一方面, 不同的通道亮温可以互相校验, 提高亮温提取的精度, 彻底去除云污染; 另一方面, 可实现多通道海温的精确反演。

## 5 GMS 反演海温——单通道统计法

海温的单通道物理反演精度很差, 所以这里考虑单通道统计反演法。

### 5.1 方法推导

对于  $10.5—12.5\mu\text{m}$  的红外窗区, 大气中水汽的变化主要影响着卫星接收到的辐射。使用 McClatchy 模式大气中的热带大气和中纬冬天的大气廓线, 对湿度廓线进行平移变化为  $W_i = W_i(1 + \Delta)$ , ( $i = 1, 2, \dots, 33$ ;  $\Delta$  为相对平移量;  $W_i$  是原来湿度廓线), 计算得到了海表向上辐射、整层大气向上辐射和总向上辐射随湿度的变化(图 4)。在热带海域, 海表与大气的向上辐射地位相当, 当水汽增加时, 甚至大气的辐射大于海表辐射; 而在中纬

冬天大气的水汽较少的情况下, 海表辐射占主要地位。

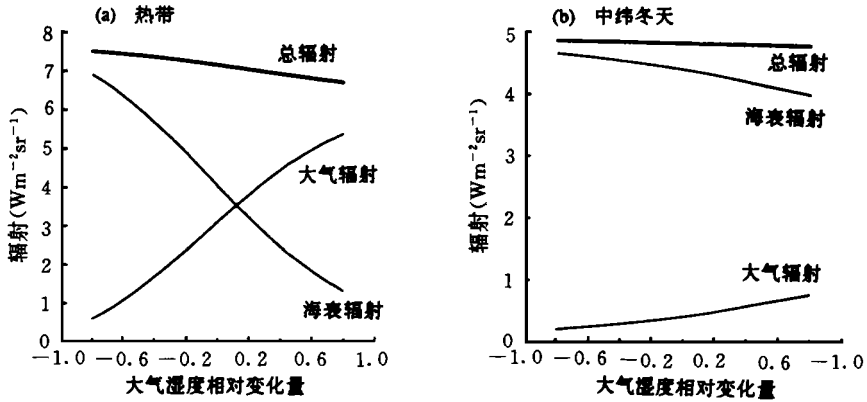


图 4 辐射随水汽含量的变化

(a. 热带, b. 中纬冬天)

卫星探测星下点得到的辐射量  $B_0$  与海表面向上的辐射量  $B_s$  和大气的辐射量  $B_i$  以及大气的厚度  $\tau$  有关:

$$B_0 = B_s \exp(-\tau) + B_i [1 - \exp(-\tau)] \quad (7)$$

如果大气层上限为  $h$ , 地球半径为  $R$ , 卫星高度为  $H$  以及卫星天顶角为  $n$ , 可决定大气削弱路径  $a$ <sup>[4]</sup>:

$$a = [(h + R)^2 - (h + R)^2 \sin^2 n]^{1/2} - [R^2 - (H + R)^2 \sin^2 n]^{1/2} \quad (8)$$

那么当卫星探测非星下点时, 卫星探测路径的大气光学厚度为  $\tau = \tau \times a/h = \tau D$  (设  $D = a/h$ ), 卫星探测的辐射为:

$$B_0 = B_s \exp(-\tau D) + B_i [1 - \exp(-\tau D)] \quad (9)$$

在给定的海域, 式(9)右边第二项大气的辐射量  $B_i$  可认为是一个常数, 在这一海域, 海温变化范围不大, 普朗克函数可近似与亮温成线性关系, 式(9)简化为:

$$T_B = T_s \exp(-\tau D) + C(1 - \exp(-\tau D)) \quad (10)$$

$T_B$  是卫星观测的红外辐射亮度温度,  $T_s$  是要求的海面水温,  $C$ ,  $\tau$  是要定的回归系数, 从式(10)得到海面水温:

$$T_s = (T_B - C) \exp(\tau D) + C \quad (11)$$

## 5.2 试验结果

对于一定的纬度带(如 30–45°N)的海上晴空大气, 考虑使用式(11)进行统计反演。实际情况将对所处理的 16–41°N, 115–142°E 海域分成 5 个纬度带, 即 41–35°N, 35–30°N, 30–25°N, 25–20°N 和 20–16°N。

用前 20d 的对应的实测海温与 GMS-4 亮温资料,按上面划分的纬度带,分别统计式(11)的系数  $C$ ,  $\tau$ , 用后 11d 的资料对公式的精度进行检验,得到的结果见表 1,表 1 同时给出 11 月、1 月和 4 月的系数。表中显示,后 11d 486 组资料统计检验的均方根误差为 1.09—1.18;  $C$  的值在 255 左右,表明了整层大气的辐射亮温(没有考虑透过率),  $\tau$  反映大气中吸收物质的光学质量(垂直路径)。作为比较,文中仅对夏季 8 月份的反演情况进行讨论。

图 5a 是用 8 月后 11d 的亮温资料用式(11)反演得到海温与对应的实测海温进行比较的相关分布图,二者显示了很好的相关性,对 486 组样本进行统计,相关系数为 0.91;反演的平均绝对误差为 0.99,均方根误差  $RMS$  为 1.18。运用上面得到的统计公式和 8 月的卫星资料进行了逐个卫星接收时次(每天 4 次,即 05:32GMT, 11:32GMT, 17:32GMT 和 23:32GMT)的海温反演,得到了 8 月月平均的海温分布图(见图 5b),与实况分布一致<sup>[14]</sup>。

表 1 对 GMS 单通道反演海表温度误差( $RMS$ : )的统计

年、月	纬度带 (北纬)	样本数		$\tau$	$C$	误差 20-31 日统计
		1-20 日	20-31 日			
1993. 8	41-35	54	79	0.1003	265	1.44
	35-30	68	88	0.1097	254	1.22
	30-25	177	131	0.1243	250	0.97
	25-20	118	119	0.1725	262	1.14
	20-16	55	69	0.1981	264	1.23
合计			486			1.18
1993. 11	41-35	118	27	0.0978	272	1.12
	35-30	96	58	0.0994	266	1.33
	30-25	261	63	0.1013	254	1.02
	25-20	218	71	0.1015	250	1.38
	20-16	160	74	0.1018	245	1.27
合计			293			1.24
1994. 1	41-35	68	30	0.0935	262	1.31
	35-30	98	37	0.0991	257	1.12
	30-25	222	107	0.1011	256	1.00
	25-20	208	93	0.1013	254	1.02
	20-16	175	92	0.1014	252	1.16
合计			359			1.09
1994. 4	41-35	113	48	0.0947	266	0.94
	35-30	98	51	0.1012	261	0.99
	30-25	214	68	0.1015	254	1.49
	25-20	260	89	0.1021	252	1.26
	20-16	185	104	0.1029	250	1.30
合计			360			1.24

## 实测海温(K)

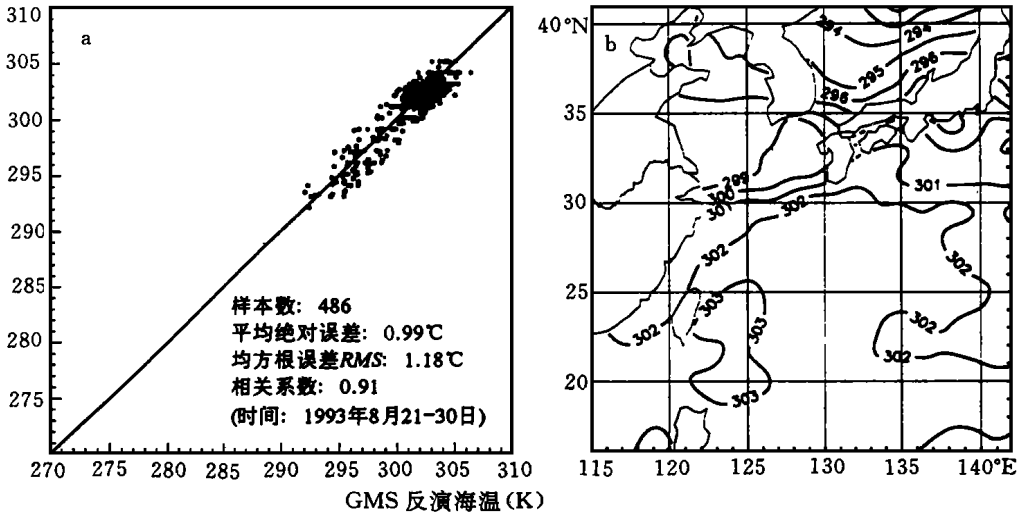


图 5 GMS 单通道统计法反演海温

(a. 相关比较图; b. 反演海温(K)月平均分布(1993年8月))

## 6 GMS 和 NOAA 联合反演海温——多通道统计法

单通道统计法反演海温显示了比物理法较好的效果, 但一个通道亮温包含的大气信息太少, 不足以进行更加有效的大气订正。所以这里联合 NOAA 卫星的 TOVS 通道进行多通道海温反演。

## 6.1 反演方法

海温反演影响较大的因素是水汽吸收, 结合 NOAA/TOVS 中能有效地反映水汽信息的通道和窗区通道(见表 2) 来对海温进行多通道反演试验。

表 2 气象卫星 NOAA/TOVS

通道	中心波数 红外 $\text{cm}^{-1}$ 微波 GHz	中心波长 $\mu\text{m}$	峰值高度 hPa	吸收气体	探测目的
HIRS - 8	900	11.11	surface	window	表面温度
HIRS - 10	1225	8.16	900	H <sub>2</sub> O	水汽
HIRS - 11	1365	7.33	700	H <sub>2</sub> O	垂直
HIRS - 12	1488	6.72	500	H <sub>2</sub> O	结构
HIRS - 18	2515	4.00	surface	window	表面温度
HIRS - 19	2660	3.76	surface	window	表面温度
MSU-1	50.30		surface	window	表面辐射率

通道 8 是长波红外窗区通道、通道 18, 19 是短波红外窗区通道, 在晴空时, 这 3 个通道的亮温都反映了海表面的辐射特性。通道 10, 11, 12 的亮温反映的是大气不同高度处的

水汽信息,选择微波通道 MSU-1 是为了加强水汽和表面的信息,也可进一步检查云的影响。

对 1993 年 8 月,NOAA-11 和 NOAA-12 每天 6 条轨道的数据资料进行与 GMS-4 晴空亮温、船舶浮标站实测海温资料的四维同化处理,共得到 379 组对应数据。对实测海温与卫星亮温进行相关性的分析,得到的相关系数见表 3。

表 3 实测海温与 GMS, TOVS 通道亮温的相关系数

通道	GMS	HIRS- 8	HIRS- 10	HIRS- 11	HIRS- 12	HIRS- 18	HIRS- 19	MSU-1
相关系数	0.882	0.432	0.360	0.058	0.068	0.378	0.222	0.576

海温与 HIRS-11, HIRS-12 有非常弱的相关关系(说明在 500 和 700hPa 高度处水汽已很少),其中与 GMS 红外亮温的关系最强,与 HIRS-8, 10, 18, 19 和 MSU-1 通道的亮温相关关系也较为明显。所以我们建立一个线性统计式来反演海温:

$$T_s = c_0 + c_1 T_{BB} + \sum_{k=1}^5 a_k T_{Bk} \quad (12)$$

这里,  $T_s$  是海表水温,  $T_{BB}$  是 GMS-4 红外通道的亮温,  $T_{Bk}$  ( $k=1, 2, \dots, 5$ ) 是 TOVS 中 HIRS-8, 10, 18, 19 和 MSU-1 通道的亮温,  $c_0, c_1, a_k$  ( $k=1, 2, \dots, 5$ ) 是回归系数。

## 6.2 试验结果

经过 379 组匹配数据的线性回归,得到统计式(12)的系数(表 4)。

表 4 统计系数

系数	回归值	对应通道
$c_0$	- 27.455	
$c_1$	1.008	GMS
$a_1$	0.121	HIRS-8
$a_2$	- 0.355	HIRS-10
$a_3$	0.610	HIRS-18
$a_4$	- 0.422	HIRS-19
$a_5$	0.145	MSU-1

表 4 表明了统计式(12)中 GMS 红外亮温贡献最大,其它窗区通道(HIRS-8, MSU-1)对统计海温的贡献为正;HIRS-18 和 HIRS-19 是两个波长很接近的短波窗区通道,二者的贡献之和也为正,至于它们波长的差别对海温更细致的影响有待研究;HIRS-10 是水汽通道,削弱卫星接收的海表辐射,对海温的贡献为负。由此可见,统计式(12)的系数所表明的物理意义与各个波段的通道亮温包含的海温信息是一致的。

图 6a 是统计式(12)反演海温值与对应船舶浮标站实测值的相关比较图,反演值与实测值具有很高的相关性,对 379 组样本进行统计的相关系数为 0.93,均方根误差  $RMS$  为 1.06,平均绝对误差为 0.86,优于单通道反演海温的结果( $RMS$  为 1.18,平均绝对



误差为 0.99 )。图 6b 是用统计式(12)对 1993 年 8 月西北太平洋海温反演月平均的分布图, 分布趋势与实况一致<sup>[14]</sup>。

实测海温(K)

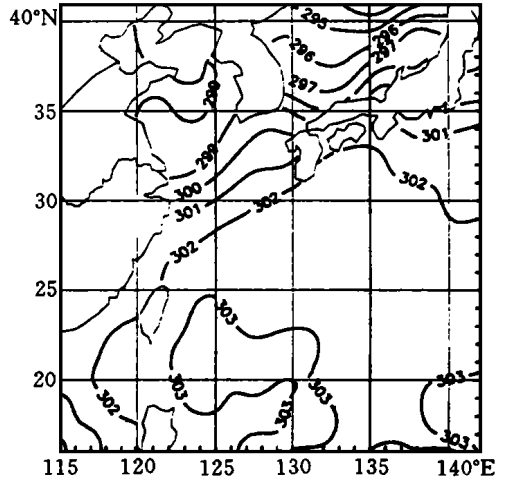
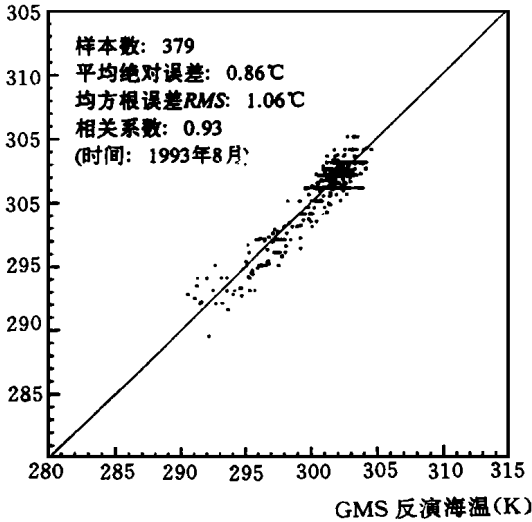


图 6 GMS/NOAA 多通道统计法反演海温

(a. 相关比较图; b. 反演海温(K)月平均分布(1993年8月))

## 7 海温精度讨论

评估海温反演精度时, 假定海温的常规观测是准确的。但卫星获得的是海洋“表层”(skin)温度的面积平均值, 而船舶或浮标报告是海洋“表层下(subsurface)”温度的一个点值, 二者至少有 1 左右的偏差<sup>[15]</sup>, 这是海温反演误差原因之一。Maul(1981)研究了造成卫星 GOES 红外窗区资料反演海温的几个主要因素, 如洋面热通量和蒸发、洋面反射、大气中水汽、云以及辐射计的校准和噪音等, 误差的总和为  $\pm 0.9$ — $\pm 2.3$ <sup>[7]</sup>。GMS 卫星类似于美国的 GOES 卫星, 用  $10.5$ — $12.5\mu\text{m}$  窗区单红外通道资料计算海温达到 1.18 的精度已经相当满意了。多通道的统计反演法除了其统计方法(建立的模式有时考虑欠周全等)的误差外, 其它还有各个通道亮温的误差。但是, 各个参量的相互补充和检验, 包含信息丰富等因素, 使得多通道统计法有时更精确实用。

卫星遥测海温的方法有物理和统计法, 后者包括单通道和多通道统计法。为了与本文的方法对比, 表 5—7 列出了相应的近 30 年来卫星反演海温的情况, 表中平均绝对误差  $\Delta T$  和均方根误差  $RMS$  的单位均为  $^{\circ}\text{C}$ 。

单通道物理法, 由于其内在的误差放大性, 误差相对很大。本文反演法精度与 Akihiro Uchiyama 等<sup>[1]</sup>得到的精度一致, 说明在目前的条件下, 用此方法还不能进行海温的反演。

单通道统计法比较起来, 日本业务<sup>[6]</sup>比较成熟, 早期研究<sup>[4]</sup>缺乏更多的对比检验。本文单通道统计方法的精度优于同类方法的精度<sup>[2,3,5,6]</sup>, 对 1993 年 8 月进行对比检验, 得到的反演海温分布与实况显示了很好的一致性, 证明这个方法是可行的。

表 5 单通道物理法

作者	时间	卫星	$\Delta T$	RMS	比较样本
Akihiro Uchiyama 等 <sup>[1]</sup>	1987	GMS	约 2- 5		
本文方法		GMS-4	2. 21	2. 86	211

表 6 单通道统计法

作者	时间	卫星	$\Delta T$	RMS	比较样本
W. L. Smith 等 <sup>[2]</sup>	1970	Nimbus/ HRIR		1. 71	97
P. K. Rao 等 <sup>[3]</sup>	1972	ITOSI/ SRIR		北半球 2. 6, 南半球 2. 45	101, 95
D. C. McConaghy <sup>[4]</sup>	1980	NOAA/ AVHRR	0. 01	0. 46	14
周嗣松等 <sup>[5]</sup>	1985	NOAA/ AVHRR	0. 5- 10		
日本业务 <sup>[6]</sup>		GMS		1. 54- 2. 01	8263
本文方法		GMS-4	0. 99	1. 18	486

表 7 多通道统计法

作者	时间	卫星	$\Delta T$	RMS	比较样本
G. A. Maul <sup>[7]</sup>	1981	GOES		1. 2	
A. E. Strong 等 <sup>[8]</sup>	1984	NOAA/ AVHRR		0. 6	152
I. J. Bates 等 <sup>[9]</sup>	1985	GOES/ VAS		0. 85, 1. 36	
E. P. McClain 等 <sup>[10]</sup>	1985	NOAA		0. 50- 0. 55	
龚家龙等 <sup>[11]</sup>	1993	NOAA/ AVHRR		1. 05(与船舶浮标比较)	192
				0. 58(与 GTS 商船资料)	85
本文方法		GMS-4/ TOVS	0. 86	1. 06	379

多通道统计法一般有比上两种方法更高的精度, 而且计算简化了<sup>[7- 11]</sup>。本文建立的多通道统计法, 主要是引入了 TOVS 探测水汽的通道和红外微波窗区通道, 对 1993 年 8 月海温反演的精度为 1. 06 , 达到了当今同类方法的精度( $RMS$  为 0. 5—1. 36 )<sup>[7- 11]</sup>。得到了与实况一致的反演海温分布, 证明这个方法也是可行的。

## 8 小 结

进行了三种方法的海温反演。

单通道物理法, 在求解辐射传输方程时, 误差被放大了, 致使反演误差较大。所建立的两统计模式: 单通道统计法反演海温, 其精度优于同类方法的精度; 将 NOAA 卫星的 TOVS 资料与 GMS 红外亮温资料结合起来, 引入了 TOVS 探测水汽的通道和窗区通道, 建立了多通道统计法, 显示了比单通道统计法较好的精度, 这个精度达到了当今同类方法的精度。两种统计方法都得到了与实况一致的西北太平洋海域 1993 年 8 月的月平均海温分布, 都可用于对海温的监测。对其它月份的统计计算有待以后工作来完成。

## 参考文献

- [ 1 ] Akihiro Uchiyama, Hiroshi Fujimura and Toshiro Yagai. Estimate of sea surface temperature using infrared image data of geostationary meteorological satellite (GMS). Meteorological Satellite Center Technical Note (日文), 1987, 15: 43- 65.
- [ 2 ] Smith W L, Rao P K, Koffler R and Curtis W R. The determination of sea surface temperature from satellite high resolution infrared window radiation measurement. Mon Wea Rev, 1970, 98: 604- 611.
- [ 3 ] Rao P K, Smith W L and Koffler R. Global sea surface temperature distribution determined from an environment satellite. Mon Wea Rev, 1972, 100: 10- 14.
- [ 4 ] McConaghy D C. Measuring sea surface temperature from satellite: a ground truth approach. Remote Sensing of Environment, 1980, 10: 307- 310.
- [ 5 ] 周嗣松, 陈维英, 张丽霞. 从 AVHRR 红外窗区辐射测量获取高分辨率的海面温度场. 海洋科学, 1985, 9: 5- 9.
- [ 6 ] 加藤一靖. 静止气象卫星の画像 - K h k 气象要素の抽出. 气象研究ト - ス (日文), 1983, 148: 1- 57.
- [ 7 ] Maul G A. Application of GOES visible- infrared data to quantifying mesoscale ocean surface temperature. J Geophys Res, 1981, 86: 8007- 8021.
- [ 8 ] Strong A E and Paul McClain E. Improved ocean surface temperature from space—comparisons with drifting buoys. Bulletin American Meteorological Society, 1984, 65: 138- 142.
- [ 9 ] Bates J J and Smith W L. Sea surface temperature: observations from geostationary satellites. J Geophys Res, 1985, 90: 11609- 11618.
- [ 10 ] McClain E P, Pichel W G and Walton C C. Comparative performance of AVHRR- based multichannel sea surface temperatures. J Geophys Res, 1985, 90: 11587- 11601.
- [ 11 ] 龚家龙. 实时监测中国近海海冰和海面温度的卫星遥感方法及其业务计算机软件系统. 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. 北京: 海洋出版社, 1993. 199- 211
- [ 12 ] 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 11- 17.
- [ 13 ] WMO. World climate research program (ISCP): radiance calibration report. 1992, 12: 87- 88.
- [ 14 ] JMA. Geophysical review (日文). 1993, 1128: 53- 55.
- [ 15 ] Saur J F T. A study of the quality of sea surface temperature reported in logs of ships' weather observation. Journal of Applied Meteorology, 1963, 2: 417- 425.

# STUDY ON SST IN THE NORTHWESTERN PACIFIC OCEAN WITH SATELLITE OBSERVATION

Li Wanbiao Zhu Yuanjing Zhao Bolin

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing, 100871*)

## Abstract

On the basis of extracting the clear brightness temperature in GMS-4 infrared data, the tests have been carried out by using three methods for SST retrieval in the North-western Pacific Ocean in August 1993. Considering error amplification is the inherent nature in the single channel physical method, two statistical methods are developed. One is a single channel method. Its precision is  $1.18^\circ\text{C}$ , which is superior to that of other similar methods. The other is a multi-channel method using both TOVS and GMS-4 data. Its precision is  $1.06^\circ\text{C}$ , which is matched with that of other current multi-channel statistical methods ( $0.5\text{--}1.36^\circ\text{C}$ ). The retrieval SST distributions obtained by the two methods are in good agreement with real observations.

**Key words:** Sea surface temperature(SST), Clear brightness temperature, Single channel physical method, Single channel statistical method, Multi-channel statistical method.