

利用星载微波辐射计 AMSR-E 数据反演 海洋地球物理参数

王振占¹, 李 芸^{1,2}

1. 中国科学院 空间科学与应用研究中心, 北京 100190;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039

摘 要: 从微波辐射传输原理出发, 通过理论模拟的亮温建立了海洋和大气参数的反演算法, 利用 AMSR-E 数据进行地球物理参数的反演验证, 并利用 Wentz 算法进行相同参数的反演, 以判断反演的效果。研究表明: 在使用各种方法进行参数反演的时候, 反演结果和实际值之间存在很好的相关性, 但是都存在一个系统偏差需要修正。通过与 NCEP 和 TAO 浮标两组数据的比较发现, 同样的算法反演结果的均方根误差不同, 采用浮标数据比较的反演结果明显好于 NCEP 数据, 原因可能是 NCEP 数据存在一定的不确定性。算法反演大洋海面温度和风速的均方根误差分别为 0.73K 和 1.21m/s。

关键词: 星载微波辐射计, AMSR-E, 反演算法, 海洋大气参数

中图分类号: P229/TP79

文献标识码: A

1 引 言

AMSR-E(先进的微波扫描辐射计)是由 NASDA(日本国家空间发展署)研制装在 Aqua 卫星上的多波段扫描被动微波遥感器, 它是在 NASDA(2003)为 ADEOS-II 卫星研究的 AMSR 基础上研制的。AMSR-E 是一个 12 通道、6 个频率全功率型被动微波辐射计系统, 频率分别为 6.925, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5 和 89.0GHz。每一频率有垂直和水平极化两个通道, 用来精确测量地球表面和大气自身辐射微弱的微波信号, 用来获得大气水汽、云层液态水、降水、海面风、海面温度、海冰、雪覆盖和土壤湿度等地球物理参数的信息, 以了解全球水循环过程。

为了反演这些参数, 需要建立反演算法。反演算法一般包括统计方法和物理方法。用于海洋参数的反演算法很多, 但是这些方法基本上是针对特定一种遥感器的, 如 Wentz(2000)算法是针对美国国防气象卫星的微波辐射计 SSM/I 的。Wentz(1997)针对 AMSR-E 提出了一种物理反演算法, 用于提供海洋和大气参数的反演。由于 AMSR-E 卫星是目前在轨

运行波段较为齐全的微波辐射计, 与中国即将发射的海洋 2 号微波辐射计相似, 所以本文针对 AMSR-E 数据的反演方法进行研究, 期望为中国即将发射的海洋和气象卫星微波辐射计的应用打下基础。

本研究的方法是从微波辐射传输理论出发, 通过理论模拟的亮温建立海洋和大气算法, 利用 AMSR-E 数据进行地球物理参数的反演, 并利用 Wentz 算法进行相同参数的反演, 判断反演的效果。

2 海面参数的被动微波遥感原理及地物参数模型

2.1 微波辐射传输原理

星载微波辐射计从空间观测到的亮温可以表示为(Wentz, 1997):

$$T_B(\mu) = T_{BU}(\mu) + \tau(0, \infty)[e_p T_s + T_{BS}(\mu)] \quad (1)$$

式中, e_p 是在极化方式 p 下的表面的发射率, T_s 是表面热力学温度, 单位为 K。 $\mu = \cos \theta$, θ 为入射角。 $T_{BS}(\mu)$ 表示海面散射的大气下行辐射, $T_{BU}(\mu)$ 表示大

收稿日期: 2007-06-19; 修订日期: 2007-11-05

基金项目: 国家自然科学基金(编号: 40637033, 60571050)

第一作者简介: 王振占(1969—), 男, 毕业于南开大学计算机系。2005 年中国科学院获得理学博士学位, 研究员。发表论文 20 余篇。现主要从事微波遥感新技术及应用技术研究, 重点包括全极化微波辐射测量技术研究、海洋大气参数的反演应用研究、微波遥感器的定标/检验技术研究以及太赫兹大气探测机理研究等。E-mail: wzz@nmrs.ac.cn。

气上行辐射。分别定义为:

$$T_{BS}(\mu) = \frac{1}{\pi} \iint r_p(\mu, \phi; \mu', \phi') T_{BD}(\mu') \mu' d\mu' d\phi' \quad (2)$$

$$T_{BU}(\mu) = \frac{1}{\mu} \int_0^\infty T(h) \alpha(h) \tau(h, \infty) dh \quad (3)$$

式中, $r_p(\mu, \phi; \mu', \phi')$ 是双站反射系数, 表示从下行 (μ', ϕ') 方向的辐射亮温散射到向上的卫星辐射计观测方向 (μ, ϕ) 的权重函数。 $T_{BD}(\mu)$ 为大气下行的辐射亮温, $T(h)$ 为大气的温度廓线, $\alpha(h)$ 为大气的吸收系数, $\tau(h, \infty)$ 为从高度 h 到大气顶部的透过率。

$$T_{BD}(\mu) = \tau(0, \infty) T_{BC} + \frac{1}{\mu} \int_0^\infty T(h) \alpha(h) \tau(0, h) dh \quad (4)$$

T_{BC} 为宇宙背景的微波辐射。大气透过率 τ 定义为:

$$\tau(h_1, h_2) = \exp \frac{-A}{\mu} \quad (h_2 > h_1) \quad (5)$$

式中, A 为大气光学厚度或者不透明度, 定义为:

$$A = \int_{h_1}^{h_2} \alpha(h) dh \quad (6)$$

这样(2)就表示所有方向的下行大气辐射被表面散射到观测方向能量的和。如果只考虑与观测方向成镜面反射方向大气下行亮温的贡献 $T_{BD}(\mu)$, 那么, (2)就可以简化为:

$$T_{BS}(\mu) = \Omega T_{BD} \frac{1}{\mu} \iint r_p(\mu, \phi; \mu', \phi') \mu' d\mu' d\phi' \quad (7)$$

式中, Ω 表示由于上述简化引起的校正项。如果定义 R_p, e_p 为:

$$R_p = \frac{1}{\mu} \iint r_p(\mu, \phi; \mu', \phi') \mu d\mu d\phi \quad (8)$$

$$e_p = 1 - \frac{1}{\mu} \iint r_p(\mu, \phi; \mu', \phi') \mu d\mu d\phi \quad (9)$$

那么当宇宙背景的微波辐射 T_{BC} 与观测角度无关时, 有:

$$T_B(\mu) = T_{BU}(\mu) + \tau(0, \infty) \{e_p T_s + R_p [\Omega T_{BD}(\mu) + \tau(0, \infty) T_{BC}]\} \quad (10)$$

应用微波辐射计数据反演海洋参数的关键就是建立式(1)或者式(10)中各物理量与海洋地球物理参数之间的关系模型, 这也是反演算法建立的依据。

2.2 大气算法

尽管目前已经有一些理论大气吸收系数模式, 但是在实际地球物理参数反演的时候, 这些模式的输入参数往往是未知的, 是有待反演的, 所以需要从已知的大气廓线测量数据出发, 根据这些理论模式, 建立反演参量与大气辐射亮温之间的函数关系。首先, 当无雨(液水含量 $L \leq 0.2\text{mm}$)时, 如果假设垂直路径 ($\theta=0^\circ$) 时下行亮温和上行亮温分别为 T_{BD0}, T_{BU0} ; 那么任何其他路径上(天底角 $0-60^\circ$) 的 T_{BD}, T_{BU} 可以用 T_{BD0}, T_{BU0} 的线性方程表示为(王振占, 2005):

$$T_{BD}(\theta) = a(\theta) T_{BD0} + b(\theta) \quad (11a)$$

$$T_{BU}(\theta) = c(\theta) T_{BU0} + d(\theta) \quad (11b)$$

式中, 系数 a, b, c, d 可以表示为 $\sec \theta$ 的二阶多项式形式(表 1), 即:

$$a, b, c, d = p_2 \sec^2 \theta + p_1 \sec \theta + p_0 \quad (12)$$

其次, T_{BD0} 和 T_{BU0} 之间的关系可以用直线方程描述为:

$$T_{BU0} = m T_{BD0} + n \quad (13)$$

式中, 系数 m, n 见表 2。从表 2 可见, T_{BD0} 和 T_{BU0} 非常接近。通过线性拟合基本上可以用一个参数替代另外一个参数。

第三, 垂直路径大气透过率 τ_0 可以用大气水汽

表 1 线性方程系数的二阶多项式系数

频率/GHz	a/c			b/d			
	p_2	p_1	p_0	p_2	p_1	p_0	
T_{BD}	6.9	-0.01126	1.011085	0.000171	0.016492	-0.01619	-0.0003
	10.65	-0.02104	1.020194	0.000854	0.056506	-0.0533	-0.00323
	18.7	-0.07183	1.062054	0.009851	0.661157	-0.53733	-0.12482
	23.8	-0.15874	1.092896	0.066335	3.398264	-1.34585	-2.06765
	36.5	-0.12507	1.077724	0.047691	2.116729	-0.8532	-1.27244
T_{BU}	6.9	-0.0105	1.010327	0.000172	0.015556	-0.01523	-0.00034
	10.65	-0.01988	1.019107	0.000781	0.053932	-0.05098	-0.00298
	18.7	-0.06868	1.059587	0.009162	0.633406	-0.51822	-0.11611
	23.8	-0.15219	1.091006	0.061646	3.265955	-1.35604	-1.92411
	36.5	-0.11955	1.075063	0.044813	2.049983	-0.85096	-1.20749

表 2 大气上行和下行辐射亮温之间关系系数

频率/GHz	<i>m</i>	<i>n</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
6.9	1.001332	-0.00282	4.071864	0.027837	6.921253	0.000254	-0.0341
10.65	1.002126	-0.00852	4.532862	0.103595	16.25622	0.000389	-0.07995
18.7	1.006496	-0.10715	5.959208	1.085588	44.19094	-0.00147	-0.28516
23.8	1.018359	-0.77827	7.720201	3.274243	61.21848	-0.0139	-0.77627
36.5	1.013966	-0.39120	20.34726	1.086906	151.258	0.000628	-1.07282

含量 $V(\text{mm})$ 和液态水含量 $L(\text{mm})$ 表示为式(14)和式(15), 表 3 给出方程的系数 a, b, c 。那么在任意路径下, 大气透过率 τ 可以表示为:

$$\ln \tau_0 = aV + bL + c \quad (14)$$

$$\ln \tau = \sec \theta \ln \tau_0 \quad (15)$$

表 3 大气透过率算法的系数

频率/GHz	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
6.9	-0.0001	-0.0137	-0.0088
10.65	-0.0002	-0.0319	-0.0099
18.7	-0.0022	-0.0949	-0.0141
23.8	-0.0071	-0.1455	-0.0166
36.5	-0.0025	-0.3378	-0.0457

最后, 通过模拟的大气下行亮温和大气参数 V, L 直接进行回归分析; 获得式(16)的算法, 其中系数 $a-e$ 在不同频率下的拟合结果见表 2。

$$T_{\text{BD}} = a + bV + cL + dV^2 + eVL \quad (16)$$

2.3 海面算法模型

根据海面微波辐射/散射机理, 微波辐射计遥感海洋大气参数的海洋算法建立的出发点就是建立海面温度、盐度、风速、风向等参数与平面发射率、风成海面发射率之间的关系。假设泡沫的覆盖率为 f , 泡沫的发射率为 1, 海面的发射率 e_p 为(王振占, 2005):

$$e_v = (1-f)e_v + f + \Delta e_v \quad (17)$$

$$e_h = (1-f)e_h + f + \Delta e_h \quad (18)$$

式中, f 采用 Monahan 等(1986)模式:

$$f = 1.95^{-5} w s^{2.56} \quad (19)$$

e_v, e_h 是与风向无关的表面发射率, $\Delta e_v, \Delta e_h$ 表示风向引起的发射率变化:

$$e_v = e_{v0} + e_{vw} \quad (20)$$

$$e_h = e_{h0} + e_{hw} \quad (21)$$

为了简化, 反射率 R_p 可以表示为:

$$R_v = \Omega_v(1-e_v) \quad (22)$$

$$R_h = \Omega_h(1-e_h) \quad (23)$$

这里 Ω_v, Ω_h 表示对反射率的校正因子。根据 Ellison 等(1998)的介电常数模式模拟海面温度 t 范围 $-2^\circ\text{C}-32^\circ\text{C}$ 、盐度 s 范围 $29\text{‰}-37\text{‰}$, 利用 Fresnel 反射定律, 计算平静海面反射率, 产生平静海面正交通道的反射率算法:

$$r_{v,h} = [a_1 t + a_2 t^2 + a_3 s + t(a_4 \cos \Theta + a_5 \cos 2\Theta) + s(a_6 \cos \Theta + a_7 \cos 2\Theta) + a_8] / T_s \quad (24)$$

式中, $\Theta = (t + a_9) / a_{10}$, T_s 单位为 K。式(24)的系数 a_1-a_{10} 见表 4。拟合的误差与 Fresnel 方程计算的亮温之间的最大偏差 $<0.2\text{K}$ 。

风成海面发射率 e_{pw} 的算法形式为式(25), 表 5 给出 5 个频率下的系数 a_1-a_3 。

$$e_{pw} = a_1 w^2 + a_2 w + a_3 \quad (25)$$

表 4 平静海面发射率系数

频率/GHz	极化	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}
6.9	v	1.300501	-0.03008	0.12887	0.683972	0.001189	0.099195	0.104439	119.13100	124	32
	h	1.253495	-0.01695	0.073724	-0.38360	-0.00168	-0.05980	0.059816	208.04330	23	32
10.65	v	1.373119	-0.02331	0.154912	0.333296	-0.00100	0.204751	0.136066	112.59370	116	32
	h	1.350634	-0.01488	0.086098	-0.23510	-0.00105	-0.11239	0.077559	204.18720	16	32
18.7	v	1.111298	0.022501	0.089393	1.552018	0.003595	0.111204	0.100579	98.06938	40	32
	h	1.427896	0.007017	0.079121	0.820037	0.005616	0.120439	0.069354	195.04240	46	32
23.8	v	0.575392	0.050385	0.08644	2.492228	0.000927	0.034755	0.113619	89.76039	839	32
	h	1.18700	0.022503	0.062845	-1.35120	0.003138	-0.05519	0.076519	189.40950	139	32
36.5	v	-0.6738	0.108392	0.114412	4.440973	0.00256	-0.06379	0.142165	72.12881	835	32
	h	0.578762	0.059488	0.080893	-2.67993	0.002193	0.013664	0.103685	176.2046	335	32

表 5 风成海面发射率系数 a_1 — a_3

频率/GHz	极化	a_1	a_2	a_3
6.9	v	-0.00000067	-0.00012108	0.00036758
	h	-0.00001358	0.00436197	0.00524377
10.65	v	-0.00000015	-0.00022315	0.00024496
	h	-0.00001459	0.00445174	0.00552944
18.7	v	0.00000011	-0.00003551	-0.00000443
	h	-0.00001709	0.00532487	0.00609495
23.8	v	0.00000086	-0.00031418	-0.00015445
	h	-0.00001798	0.00515124	0.00643278
36.5	v	0.00000261	-0.00075112	-0.00052189
	h	-0.00002035	0.00512760	0.00722197

海面反射率的校正参数 Ω_p , 对于垂直极化和水平极化均表示为如下形式(Saunders, 2004):

$$\Omega_{v,h} = a_0 + a_1\sigma + a_2\sigma^2 + \ln A(b_0 + b_1\sigma + b_2\sigma^2) + \ln^2 A(c_0 + c_1\sigma + c_2\sigma^2) \quad (26)$$

式中, A 表示大气光学厚度, $A = -\ln \tau / \sec \theta$ 。 σ 表示海面坡度方差, 它是风速的线性函数, 而且随着频率 ν (这里单位 GHz) 的改变而改变。表达式为(Wilheit, 1979):

$$\sigma(\nu) = \begin{cases} (0.3 + 0.02\nu)(0.00512w + 0.003) & \nu < 35\text{GHz} \\ 0.00512w + 0.003 & \nu \geq 35\text{GHz} \end{cases} \quad (27)$$

式中, w 表示 10m 高度风速(m/s), 以后如果不特殊说明, 风速指 10m 高度测量的风速。式(26)的系数见表 6, 生成系数的数据来自 RTTOV8.5 的发射率系数文件(Saunders, 2004)。式(28)、式(29)为 Δe_v , Δe_h

风向系数 $a_{e,p}$, $b_{e,p}$ 的表达式, 表 7 给出式(28)、式(29)中不同频率和极化下的多项式系数。这些系数是根据 RTTOV8.5 软件(Saunders, 2004)模拟的结果采用多元回归分析产生的。

$$a_{e,p} = a_0 + a_1w + a_2w^2 + a_3w^3 \quad (28)$$

$$b_{e,p} = b_0 + b_1w + b_2w^2 + b_3w^3 \quad (29)$$

3 海面参数的反演方法及其比较分析

3.1 海面参数的物理统计反演算法及其结果

根据 Wentz(1997, 2000)的物理统计反演方法的原理, 线性统计回归算法可以表示为:

$$P_j = \text{const} + aT_{B6v} + bT_{B6h} + cT_{B10v} + dT_{B10h} - e \log(290 - T_{B18v}) - f \log(290 - T_{B18h}) - g \log(290 - T_{B23v}) - h \log(290 - T_{B23h}) - m \log(290 - T_{B37v}) - n \log(290 - T_{B37h}) \quad (30)$$

利用模拟的正交极化亮温(王振占, 2005), 建立了海面温度、风速、水汽含量和液态水含量的反演算法(简称 PSRA 算法)的系数见表 8。

另外通过 NCEP 提供的 2002 年 7 月全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格再分析数据与 AMSR-E 匹配数据建立了一个统计反演算法(简称 DSRA), 形式与上式相同, 其系数这里省略。比较了这两种统计算法反演的海面温度、风速、大气水汽含量、液态水含量与 NCEP 提供的结果。图 1 给出反演的各个参数与 NCEP 参数的比较。首先用 NCEP 数据和 AMSR-E 数据匹配, 数据

表 6 反射率校正算法的系数

系数	a_0	a_1	a_2	b_0	b_1	b_2	c_0	c_1	c_2
v-pol	0.967963	-1.426874	5.815661	-0.031332	-0.700643	1.187906	-0.004502	0.008238	0.157819
h-pol	1.007572	-0.099493	1.246682	-0.044174	-1.597924	3.837905	-0.004462	0.168053	-0.199837

表 7 风向算法系数

频率/GHz	极化	$a_0/\times 10^{-6}$	$a_1/\times 10^{-5}$	$a_2/\times 10^{-6}$	$a_3/\times 10^{-8}$	$b_0/\times 10^{-5}$	$b_1/\times 10^{-5}$	$b_2/\times 10^{-6}$	$b_3/\times 10^{-8}$
6.9	v	39.8700	5.60300	31.0900	-48.0000	21.9640	-11.4520	6.81000	-11.0000
	h	80.2000	1.79500	17.3300	-23.0000	137.967	-58.2280	4.56000	7.00000
10.65	v	-47.1500	13.5210	19.9300	-41.0000	9.01200	-6.10700	3.63000	-9.00000
	h	52.5300	4.63700	12.6100	-23.0000	140.214	-62.4280	16.6900	-21.0000
18.7	h	46.3400	5.92800	10.2800	-16.0000	137.297	-62.3160	20.0700	-33.0000
	v	-25.8700	12.5660	16.2400	-26.0000	20.0490	-10.6400	3.96000	-1.00000
23.8	v	-31.8200	13.2850	13.0700	-18.0000	20.4430	-10.8580	4.71000	-5.00000
	h	48.1100	5.88700	9.41000	-15.0000	123.939	-56.4340	19.8500	-36.0000
36.5	v	-53.4600	15.6750	4.12000	5.00000	18.9690	-10.2930	5.81000	-13.0000
	h	4.13000	7.34800	5.20000	-3.00000	84.2130	-39.1960	17.7700	-41.0000

表 8 物理统计反演算法系数

参数	const	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>h</i>	<i>m</i>	<i>n</i>
T_s/K	-160.995	1.843788	-1.00898	0.690755	0.344237	-186.484	161.2627	61.84558	-55.2625	3.559791	-13.7133
$W/(m/s)$	-44.3514	1.372701	-0.70505	-1.40898	1.089125	-95.4825	88.64732	37.60284	-34.8928	-0.55172	-6.29328
V/mm	579.2693	0.633202	0.679799	-1.78514	-0.49415	219.5364	-151.027	-86.7929	115.5712	7.113248	-14.7653
L/mm	-1.34374	0.00648	0.002592	0.010874	-0.01172	-3.96503	2.707409	-0.63919	0.489522	2.652482	-1.21777

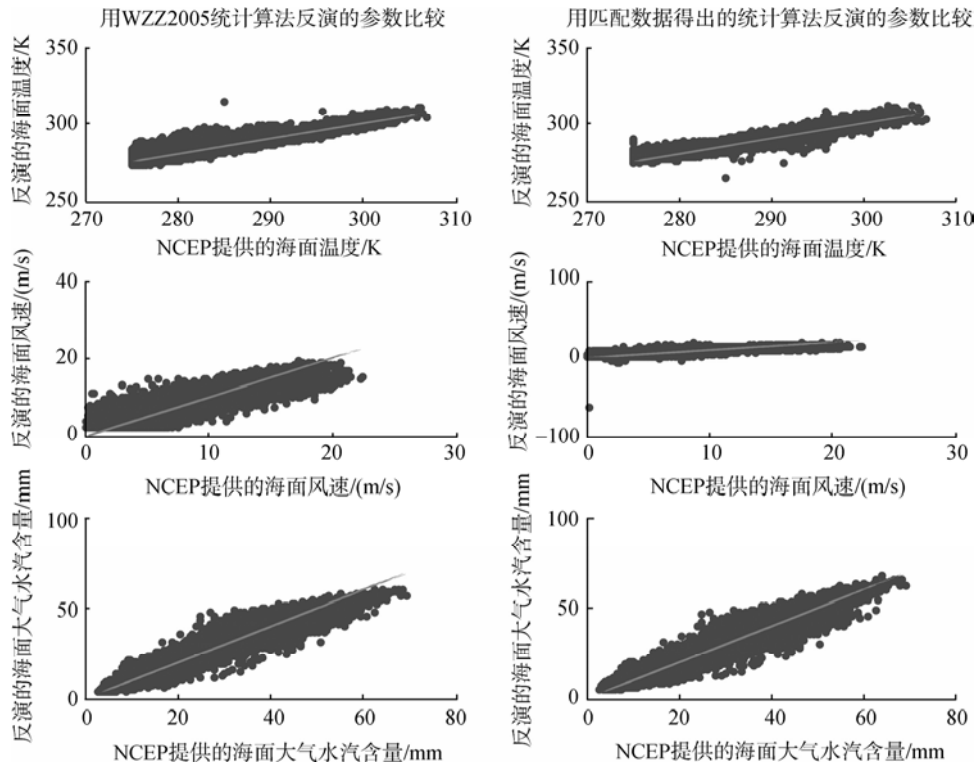


图 1 统计反演的海面温度、风速、大气水汽含量、液态水含量与 NCEP 提供的结果比较
(左边一列为 PSRA 反演的结果, 右边一列为 DSRA 反演的结果)

匹配的时间窗口为 0.5h, 空间窗口为经纬度 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 去掉液水 $> 0.2mm$ 、表面大气温度和 SST $< 275K$ 的点, 雨的判别标志采用 SSM/I 判别标志:

$$\begin{aligned}
 T_v^{37} - 0.979T_h^{37} &< 55 \\
 1.175T_v^{18.7} - 30 &> T_v^{37} \\
 T_h^{18.7} &> 170 \\
 T_h^{37} &> 210
 \end{aligned} \quad (31)$$

另外由于 AMSR-E 数据 6.9GHz 通道可能存在无线电干扰以及边缘遮挡, 根据微波辐射传输方程对其有效性进行了判断, 判别标志是如果测量结果和理论结果之间的差 $\leq 2K$ 就作为有效数据。这样数据点数从原来的 53322 个变为 41590 个。从图 1 可以看出, 反演结果和实际结果之间存在很好的相关性, 但是相对误差较大。因此我们把反演的结果进行了修正, 采用的线性方程的形式为:

$$P_{adjusted} = p_1 P_{retrieved} + p_2 \quad (32)$$

式中, 各个参数的修正系数 p_1, p_2 见表 9。表中, rms 表示均方根误差, corr 表示相关系数; p_1, p_2 表示校正的系数。

从表 9 可见: 针对给定的数据集, 两种方法能够反演出准确的参数, 对某些参数, 后一种方法还可以更准确一些。为了比较算法的普遍适用性, 用太平洋 TAO 浮标阵列 (经度 $165^\circ E - 95^\circ W$, 纬度 $8^\circ N - 8^\circ S$) 的 2004 年 1—10 月的数据, 分别用两个统计反演算法反演海面温度和风速, 并与浮标的数据进行比较, 最后匹配的数据点 4621 个。发现 PSRA 算法反演的海面温度、风速的均方根误差分别为 1.20K 和 1.28m/s。而用 DSRA 算法反演的均方根误差分别为 2.55K 和 6.57m/s, 可见这个算法并不具有代表性。

统计反演方法可以通过理论模拟的亮温与要反演的各个参数进行回归分析得到, 如 PSRA 算法, 可以采用现场同步数据的回归直接得到, 上面的

DSRA 反演算法一样。但是这两种方法却有很大不同。用现场数据直接回归的算法反演的结果对于所匹配的数据来讲效果比用理论模拟反演的参数准确度略高,但是很难保证这样得出的算法具有普遍性。这是在实际算法产生的时候需要注意的。

3.2 应用 AMSR-E 数据反演海洋大气参数的结果比较

我们曾经为全极化微波辐射计建立了海洋参数反演算法(下面简称 WZZ2005 算法(王振占, 2005))。利用 Wentz2000 算法(Wentz, 2000)和 WZZ2005 算法

分别用最大似然法反演计算海洋的海面温度、风速、水汽含量和液水含量。反演出的 4 个地球物理参数同样和真值之间存在很好的相关性(表 10)。采用式(32)进行修正,系数见表 10。这样修正后的均方根误差见表 10。

从表 10 和图 2 可以看出, WZZ2005 算法反演的海面温度和风速要明显好于 Wentz2000 算法,均方根误差分别为 2.10K 和 1.60m/s,而 Wentz2000 的均方根误差分别为 3.27K 和 2.22m/s。水汽含量的反演结果相近。另外两种算法几乎无法反演出与 NCEP 给出的液水含量相一致的结果。分析原因可能是

表 9 统计算法各参数与 NCEP 参数比较的修正系数 p_1 、 p_2 、均方根误差、相关系数比较

参数	SST/K				$W_s/(m/s)$				V/mm				L/mm			
	p_1	p_2	rms	corr	p_1	p_2	rms	corr	p_1	p_2	rms	corr	p_1	p_2	rms	corr
WZZ2005 统计 (王振占, 2005)	1.07	-22.98	2.17	0.97	1.44	2.94	1.90	0.80	1.29	0.57	2.99	0.97	0.66	0.03	0.04	0.36
匹配数据统计	1.02	-5.13	1.81	0.98	1.06	-0.37	1.63	0.86	1.00	-0.03	2.78	0.98	1.05	0.00	0.04	0.51

表 10 物理算法各参数与 NCEP 参数比较的修正系数 p_1 、 p_2 、均方根误差、相关系数比较

参数	SST/K				$W_s/(m/s)$				V/mm				L/mm			
	p_1	p_2	rms	corr	p_1	p_2	rms	corr	p_1	p_2	rms	corr	p_1	p_2	rms	corr
WZZ2005 算法	1.08	-22.00	2.10	0.97	1.52	2.35	1.60	0.86	1.25	2.49	2.84	0.98	0.57	0.02	0.04	0.36
Wentz2000 算法	0.80	57.39	3.27	0.93	0.85	-2.86	2.22	0.72	0.67	0.31	2.92	0.98	0.15	0.00	0.04	0.21

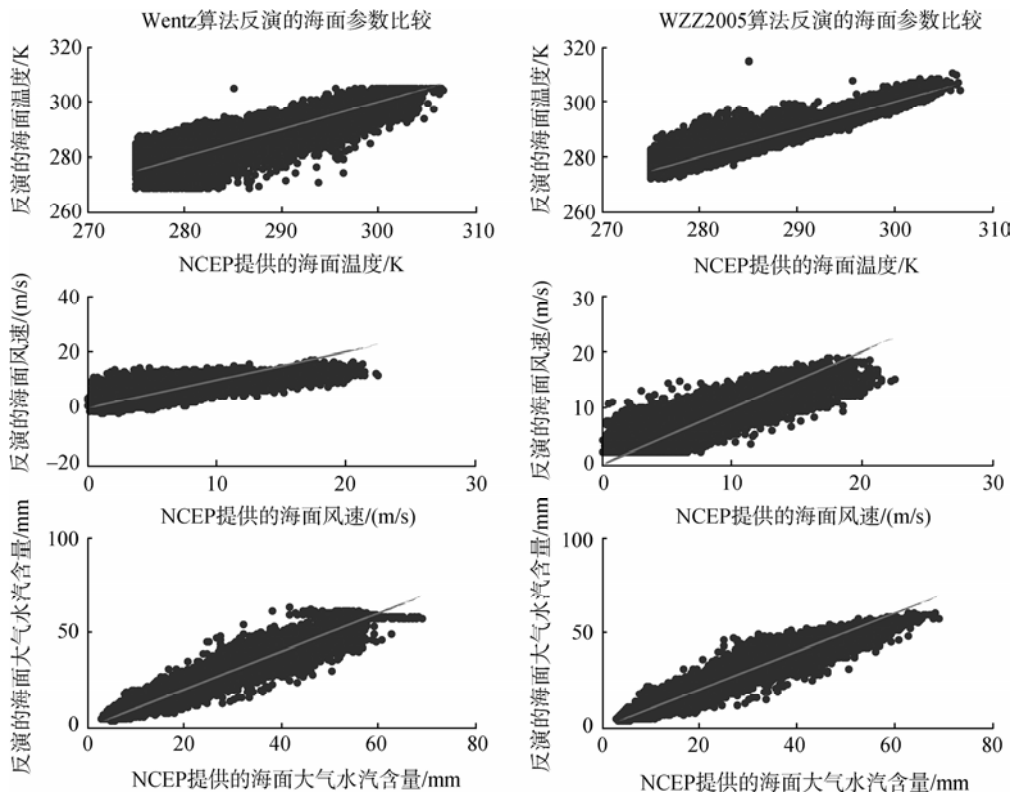


图 2 调整后物理反演的海面温度、风速、大气水汽含量、液态水含量与 NCEP 提供的结果比较

NCEP 数据中的液水可能存在巨大不确定性。这也是目前液水遥感的问题之一。没有合适的数据源进行验证是液水反演算法发展的制约因素之一。

为了进一步确定 NCEP 数据的质量以及各个算法反演的效果, 利用前面选取的太平洋 TAO 浮标阵列匹配数据反演海面温度和风速, 并分别与浮标测量的对应参数进行比较。图 3 给出比较的结果。表 11 中给出反演结果与浮标对应参数的相关系数。同样经过式(32)调整后(系数见表 11)均方根误差如表 11。可见利用 Wentz2000 算法和 WZZ2005 算法可以较准确地进行地球物理参数的反演。通过与 TAO 浮标数据比较, 我们的算法反演大洋海面温度和风速的均方根误差分别达到 0.73K 和 1.21m/s, 而 Wentz2000 算法为 1.01K 和 1.46m/s。

4 结 论

本文介绍了利用星载微波辐射计数据反演海面

地球物理参数的原理和方法, 建立了用于反演的大气算法和海面算法。通过 Aqua 卫星的微波辐射计 AMSR-E 数据, 用 Wentz2000 算法和 WZZ2005 算法分别反演了海面温度、风速、水汽含量和液态水含量。为了比较, 也利用我们从理论模拟得出的统计算法 PSRA 进行了相应参数的反演。反演结果分别与国家环境预报中心(NECP)提供的全球大气剖面和表面再分析数据、太平洋的 TAO 浮标数据进行了比较。结果表明:

(1) 利用统计反演方法可以快速反演出各种参数。但是统计方法的建立很关键: 通过理论模拟的亮温与要反演的参数进行回归分析得到的算法, 能够很好地反演各情况的参数变化; 而采用现场同步数据的直接回归得到的 DSRA 算法, 很难保证算法应用效果的一致性。

(2) 利用 Wentz2000 算法和 WZZ2005 算法可以较准确地进行地球物理参数的反演。通过与 TAO 浮标数据比较, 我们的算法反演大洋海面温度和风速

表 11 物理算法各个参数与浮标参数比较的修正系数 p_1 、 p_2 均方根误差、相关系数

参数	SST/K				$W_s/(m/s)$			
	p_1	p_2	rms	corr	p_1	p_2	rms	corr
WZZ2005 算法	0.78	66.41	0.73	0.89	1.66	1.79	1.21	0.79
Wentz2000 算法	0.38	185.86	1.01	0.77	0.94	-5.34	1.46	0.67

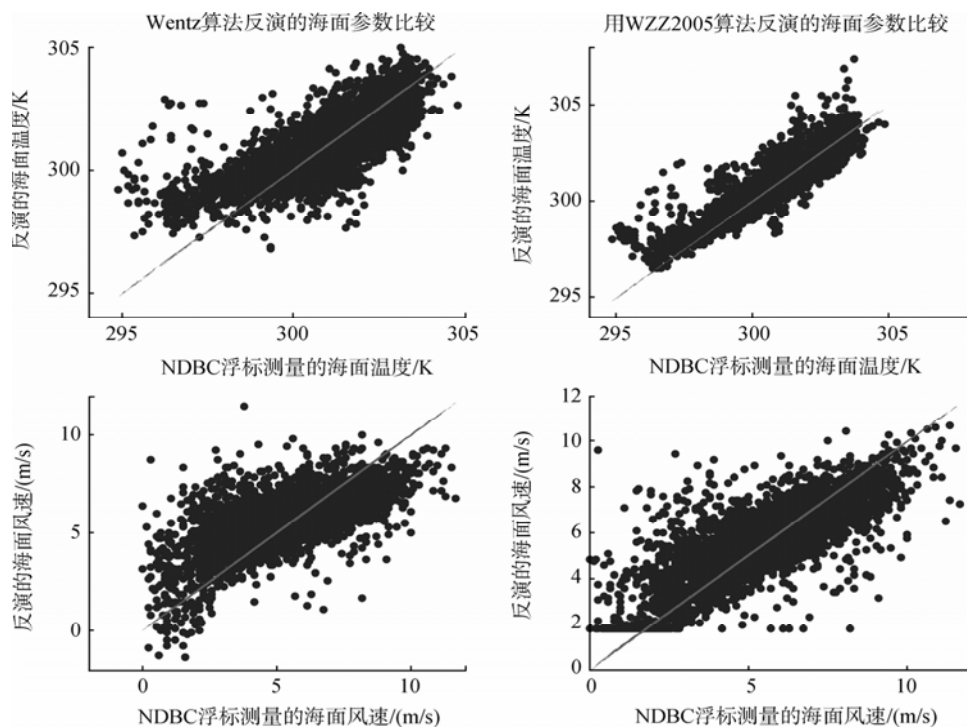


图 3 调整后物理反演的海面温度、风速与 TAO 浮标提供的结果比较

(左边一列为 Wentz 算法, 右边一列为 WZZ2005 算法)

的均方根误差分别达到 0.73K 和 1.21m/s; 而 Wentz 2000 算法为 1.01K 和 1.46m/s。WZZ2005 算法效果更好。但是在使用任意一种方法进行反演的时候, 存在一个偏差需要进行线性修正。

(3) 利用统计方法和物理方法反演的大气水汽含量的效果一致, 约为 2.78—2.99mm。水汽反演算法比较成熟。这里反演的结果与 1.0mm 的要求相差较大的原因可能来自 NCEP 水汽数据的误差。但是任何一种方法目前均不能很好反演液水这个参数。分析原因可能是 NCEP 液水可能存在很大不确定性。没有合适的数据源进行验证是液水反演算法发展的制约因素之一。

致 谢 本项目的完成得到微波辐射校正场项目的支持, 另外感谢 R. Saunders 提供的 RTTOV8.5 软件、国家卫星气象中心杨虎提供的 AMSR-E 数据、师春香提供的 NCEP2004 年数据。

REFERENCES

Ellison W, Balana A, Delbos G, Lamkaouchi K, Eymard L, Guillou

C and Prigent C. 1998. New permittivity measurements of sea water. *Radio Sci.*, **33**(C3): 639—648

Monahan E C and O'muircheartaigh I G. 1986. Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. *Int. J. Remote Sensing*, **7**(5): 627—642

NASDA. 2003. AMSR-E Data Users Handbook. NCX-030021, September 2003, NASDA

Saunders, R. 2004. RTTOV8.5 Software. EUMETSAT Satellite Application Facility on Numerical Weather Prediction (NWP SAF)

Wang Z Z. 2005. Sea Surface Wind Vector Measured by Polarimetric Microwave Radiometer—Principle, System Design, and Simulation Study. Beijing: Chinese Academe of Sciences

Wentz F J. 1997. A well-calibrated ocean algorithm for SSM/I. *J. Geophys. Res.*, **102**: 8703—8718

Wentz F J. 2000. Algorithm Theoretical Basis Document, AMSR Ocean Algorithm. RSS Tech. Proposal: 121599A—1

Wilheit T T. 1979. A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed. *IEEE Trans Geosci. Electronics*, **17**(4): 244—249

附中文参考文献

王振占. 2005. 海面风场全极化微波辐射测量——原理、系统设计与模拟研究. 北京: 中国科学院。

收稿日期: 2007-06-19; 修订日期: 2007-11-05

基金项目: 国家自然科学基金(编号: 40637033, 60571050)

第一作者简介: 王振占(1969—), 男, 毕业于南开大学计算机系。2005 年中国科学院获得理学博士学位, 研究员。发表论文 20 余篇。现主要从事微波遥感新技术及应用技术研究, 重点包括全极化微波辐射测量技术研究、海洋大气参数的反演应用研究、微波遥感器的定标/检验技术研究以及太赫兹大气探测机理研究等。E-mail: wzz@nmrs.ac.cn。