

高频地波雷达海流验证研究述评*

朱大勇¹, 李炎², 郭小钢¹, 张友权³

1. 国家海洋局第三海洋研究所, 福建 厦门 361005;
2. 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室, 福建 厦门 361005;
3. 福建省海洋预报台, 福建 福州 350003

摘要: 本文对高频地波雷达发展与应用过程中海流的对比验证研究进行了回顾与总结。不同的验证研究采用的对比设备与验证方法有所不同, 但都通过海上同步观测对雷达反演的海流进行对比, 经统计分析评估二者之间海流观测的差异。这些研究表明, 地波雷达反演的海流流速和对比观测的均方差水平在 $10\text{--}20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间, 主要来源是对比所用仪器与雷达观测目标之间的差异, 仪器和雷达海流的测量误差。

关键词: 地波雷达; 表层海流; 验证; 述评

中图分类号: P716.21; TN958 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2013)04-0001-07

Review of studies on the validation of surface currents measured by high-frequency radar

ZHU Da-yong¹, LI Yan², GUO Xiao-gang¹, ZHANG You-quan³

1. *The Third Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Xiamen 361005, China;*
2. *State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen University, Xiamen 361005, China;*
3. *Fujian Marine Forecasts, Fuzhou 350003, China*

Abstract: In this paper, we reviewed the studies on the validation of surface currents measured by high-frequency (HF) radar in terms of instrument development and application. We compared the HF radar current measurement with the conventional in-situ observations, and made statistic analysis to assess the difference between them. The validation errors of HF radar current data are about $10\text{--}20\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. The sources of these errors are the inherent differences between the physical character of the measuring target and the observation errors of the conventional instrument and the HF radar.

Key words: HF radar; surface current; validation; review

高频地波雷达(High Frequency ground wave Radar, HF Radar)利用海浪对高频电磁波的 Bragg 散射原理以及多普勒效应来探测海洋表层海流, 经半个多世纪的发展已成为重要的海洋观测手段^[1-3]。根据雷达波束特征, 确定回波信号方位所使用的方法以及相应天线系统的差异, 高频地波雷达分为窄波束和宽波束两类。窄波束雷达一般采用相控阵式天线系统, 天线阵列较长, 具有测量准确度和空间分辨率较高的特点, 如英国的海洋表层海流雷达(Ocean Surface Current Radar, OSCR)^[4]和德国的

WERA (WavE Radar)^[5]。宽波束雷达一般采用紧凑天线阵或阵列, 表现为移动性好, 易于管理等特点, 但其角度分辨率和测量准确度要逊于窄波束雷达, 代表性产品为美国的 CODAR(COastal raDAR)^[6]。单部雷达获取的只是其覆盖区域内呈扇形网格分布的各个雷达元的径向流速, 即雷达元区域内表层海流在雷达径向上的投影。通常在一定距离外设置第二个雷达或在多个地点设置多个雷达, 获得雷达元区域内另一方向或多个方向上的径向流速, 从而得以推算公共覆盖区域的矢量流场^[7]。高频地波雷达还

收稿日期: 2011-07-21; 修订日期: 2011-10-09。林强编辑

基金项目: 国家海洋局第三海洋研究所基本科研业务费专项资金资助项目(2009009、2009066); 国家自然科学基金项目(40906052)

作者简介: 朱大勇(1978—), 男, 辽宁省沈阳市人, 助理研究员, 博士, 主要从事物理海洋学研究。E-mail: zhudy@tiosoa.cn

*感谢李立研究员对本工作的帮助和审稿人的中肯意见。

可以提供包括风、浪等海洋动力学参数,但反演理论和产品的成熟度均不如海流。

表层海流的随机性极强且较难以观测,传统海流仪器少有大面积的同步观测,而高频地波雷达的优势体现在其可以连续获取大面积海流且不受天气海况的影响。要证明其地波雷达的海流结果真实可靠,传统仪器的现场验证至关重要。验证通常以雷达覆盖海域的某点或多点作为代表,使用传统测流仪器进行现场观测,统计同步序列的均方差等参数,以此来评价雷达观测海流的可靠性与精密度。雷达所观测的海流与传统仪器相比存在着物理实质的根本差异,更无法进行全海区的验证。地波雷达与实测海流对比统计得到的验证误差具有一定的局限性,海流仪器和地波雷达在观测中均有一定的自身的测量误差。如何对雷达的误差进行客观评价并分析误差来源,是地波雷达研制与应用中的关键问题。

国内的高频地波雷达的研发以及应用正在逐步趋于成熟,并已有监测系统运行。本文对国内外高频地波雷达海流的验证研究工作进展作一回顾,籍此增进读者对地波雷达的了解和认识。

1 地波雷达海流对比验证研究回顾

在地波雷达发展初期的 1970 年代,人们利用表面漂流物的漂移估算海流来对比雷达的观测^[2-3,8],后续学者则使用可靠性更高的电磁海流计进行定点观测^[4,9-10]。学者们还分析了验证误差的主要来源,海流剖面自身的切变会造成对比海流之间的差异^[10-11],而在风场与潮流作用相反的情况下,流场在空间分布的不一致将造成验证误差^[12],宽波束雷达在径向流方位角反演中的角度误差将把虚假的分布特征带入到矢量流的合成^[13-14],而 Schott 等人的工作证明这种误差并不影响矢量流结果^[15]。海流数值模型结果与雷达海流对比的一致性提升了研究者使用地波雷达的信心^[16-17],Prandle 等^[18]的模拟结果证明了 OSCAR 地波雷达观测区域潮流 M_2 分潮分布特征的合理性。Matthews 等^[19]在 1988 年对当时发展了近十年的地波雷达海流所进行的验证研究进行了阶段性总结,认为当时地波雷达海流验证的均方差在 $5-27\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。

从 1990 年代开始,雷达海流误差的验证研究工作更多地使用了声学多普勒海流剖面仪(Acoustic Doppler Current Profilers, ADCP),其观测结果是波束所覆盖空间内的平均海流,与地波雷达的观测方

式具有一定相似性。设置在美国东海岸哈特勒斯角(Cape Hatteras)的 OSCAR 系统与船载 ADCP 在 7m 和 15m 深度的观测结果的对比表明,矢量流流速的均方差分别为 $8\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $19\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$,流向的均方差为 4° 和 14° ^[20-21]。在同一海区还曾利用在 9.5m 和 13.8m 深度的电磁海流计进行对比,其流速 u 、 v 分量的均方差在 $11-16\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间^[22]。

美国西海岸蒙特利湾(Monterey Bay)是较早利用地波雷达进行海洋环境监测与应用研究的海域之一,在 1996 年当地的 CODAR 系统得到验证,经过低通滤波处理后的海流序列与 ADCP 在 9m 深度观测的对比,流速 u 、 v 分量分别为 6 、 $11\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$,流向的均方差为 50.6° ;而未经滤波处理序列的验证,流速 u 、 v 分量的均方差分别增大至 $9\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $17\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$,流向的均方差增大至 64° ^[23]。

OSCAR 的误差在 1997 年再次得到验证,在哈特勒斯角外海流速 u 、 v 分量的均方差在 $9-16\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,分析表明地波雷达径向流流速的误差上限在 $7-8\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,验证误差的主要来源为仪器海流的观测误差和仪器观测目标之间的差异^[24]。在美国西海岸俄勒冈外,OSCAR 与海床基 ADCP 在 7m 深度的观测对比则表明,径向流的均方差在 $12.6-16.2\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间^[25]。利用水下 4—6m 深度连续 29 天的观测与北卡罗来纳的 OSCAR 系统进行对比,流速 u 、 v 分量的均方差在 $7-9\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,流速序列的相关系数达到 0.8 以上^[26]。CODAR 与 ADCP 在 4.5m 深度的对比,径向流流速的均方差仅为 $6.7\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ^[6]。Graber 等^[27]的分析认为地波雷达覆盖区域海洋自身的环流特性是雷达海流验证中无法回避的误差来源,海洋上 Ekman 层的流速切变、Stokes 漂流以及海流的斜压特性等都会使得测流仪器的观测目标有差异。Emery 等^[28]在 2004 年再次进行了地波雷达海流对比验证的总结性分析,并利用 3.2m 和 5m 深度处的观测验证了加利福尼亚州南部海域由 CODAR 组成的地波雷达监测网,结果表明径向流流速的均方差在 $7-19\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,径向流同步序列的相关系数平方在 $0.39-0.77$ 之间,径向流方位角的误差偏差在 $5-10^\circ$ 之间,最大为 15° ,而径向流方位角的偏差将在合成矢量流中造成大约 15% 的流速偏差以及大约 9° 的流向偏差。CODAR 系统在对马海峡进行了长时间的观测,对比中所得到的径向流的均方差距离(散点到主成分分析线形回归曲线的距离的均方差,数值大约为前述工作中使用的均方差的 $1/\sqrt{2}$) 在

6.62—11.3 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间^[29]。表1给出了我们搜集到的国外地波雷达验证研究的主要信息,列出了研究论文发表的时间与作者、地波雷达所监测海域与类型、海上观测所使用的仪器设备、观测深度、当地水深和误差结果。

国内武汉大学开发研制的海态监测与分析雷达(Ocean State Monitor and Analysis Radar, OSMAR)在发展中进行了多次用于评价探测距离和海流指

标的对比验证试验。2000年东海海上5个测站的周日观测,流速的平均偏差为 $-8.0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$,流向的平均偏差为 17.9° ^[30],流速、流向的平均均方差分别为 $13.1\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 27.7° ^[31]。2005年OSMAR2003的验证表明海流的均方差约为 $7\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$,流向的均方差约 10° ^[32]。图1为根据上述各个验证研究的海流结果给出了随时间发展的误差分布图,未给出国内的对比结果。

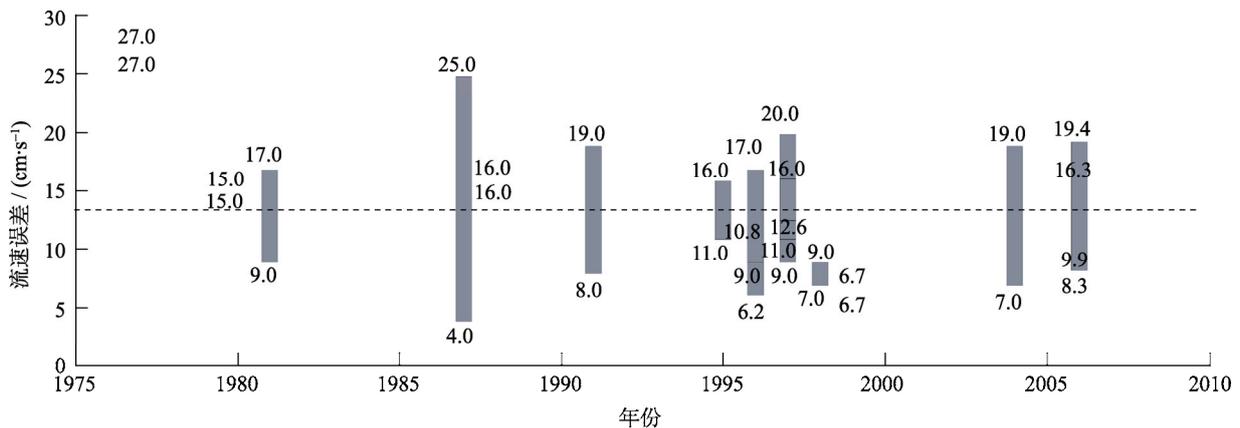


图1 地波雷达海流流速验证误差的分布

图中标注数据参照表1中误差结果;灰色柱状表示误差范围,并以数字标明,只标注两个相同数字的表示该次验证只得到一个误差结果;虚线表示误差的统计均值($13.2\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 1 Distribution of errors of the HF radar surface current measurement

2 误差评价与误差分析

2.1 误差评价

如前所述,实现地波雷达与海上现场测流仪器之间的区域代表性、深度等观测目标的一致性很困难,对比中将传统仪器的观测作为该区域的真实海流结果,雷达海流与实测海流同步序列的统计误差参数作为雷达的验证误差,并且使用如潮流特征参数的对比来评估雷达观测的可靠性。从表1与图1可以发现地波雷达验证研究工作有以下几个主要特征:

1) 不同海域的雷达有宽窄类型差异,对比验证主要围绕欧美海岸的OSCR和CODAR系统展开,使用如测流仪器有传统的漂浮物,电磁海流计,声学海流剖面仪等,仪器的观测深度有差异且深度变化范围较大,水下2—3m或10m深度。

2) 海流参数和误差的评价标准不尽相同,在对验证误差进行评价以及量化标准的选择中也存在着诸多差异,主要是依赖于海上实测海流的数据条件以及验证中的统计分析方法,用于进行验证评价的雷达反演参数有径向流流速、径向流方位角,矢量流流速、流向,流速 u 、 v 分量等。此外,并有研

究利用处理后的序列或分析得到的特征参数进行间接评估,如在低通滤波或调和分析处理的基础上,通过对低频波动规律或主要分潮流调和常数的对比加以验证^[17]。

3) 验证误差一般以前述均方差或者类似的均方差距离^[29]来衡量误差结果的离散程度,从而评估雷达观测的准确性,并可通过相关系数反映其一致性。验证误差以海上实测海流序列为 y_i ,雷达观测序列为 x_i ,则两者的相关系数 $r =$

$$\frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} \quad (i=1,2,3,\dots,n), \quad \text{均方差}$$

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum(x_i - y_i)^2}; \quad \text{或将实测海流序列的 } y_i \text{ 作为}$$

动态真值,雷达观测序列 x_i 是测量值,均方差 $\text{SDV} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum[x_i - \bar{x} - (y_i - \bar{y})]^2}$,RMS和SDV的差别在于是否考虑序列的系统偏差。

综上所述,虽然不同研究所得到的验证误差存在差异,但宽、窄波束地波雷达海流的验证误差水平相近,雷达径向流流速的验证误差在6.7—

19.0cm·s⁻¹ 之间, 矢量流流速、流向、和流速 u 、 v 分量的验证误差范围分别在 7—20cm·s⁻¹, 4°—63.7°, 7—27cm·s⁻¹ 之间, 研究还表明径向流测量误差的上限大约为 7—8cm·s⁻¹[24]。

2.2 误差分析

前人的工作总结了地波雷达海流的验证误差的两个来源, 即雷达和传统仪器的海流测量误差, 以及地波雷达与实测仪器观测目标的差异[29]。

表 1 高频地波雷达海流验证信息表

Tab. 1 Information of the HF radar current validation

年代	参考文献	海域	雷达	仪器类型	深度/m	水深/m	误差结果
1977	Barrick 等 ^[2]	美国佛罗里达	CODAR	锥形 Drifter	表层	—	矢量流 u 、 v 分量的 RMS 为 27cm·s ⁻¹
1980	Frisch 等 ^[8]	美国阿拉斯加	CODAR	Drifter	表层	—	矢量流 u 、 v 分量的 RMS 为 15cm·s ⁻¹
1981	Holbrook 等 ^[9]	美国胡安·德富卡海峡	CODAR	VACMS	4	—	矢量流 u 、 v 分量的 RMS 为 9—17cm·s ⁻¹
1987	Hammond ^[4]	英国利物浦湾 英国多佛海峡	OSCR	RCM4 RCM4 漂浮器	3、6、10、 15 3、6.5、11 10	20 16 —	径向流流速的 RMS 为 4—25cm·s ⁻¹
1988	Matthews 等 ^[19]	澳大利亚博马里斯湾	OSCR	RCM4	3、30、35	40	流速的 RMS 为 16cm·s ⁻¹
1989	Prandle 等 ^[18]	英国	OSCR	数值模式	表层	—	M ₂ 分潮潮流特征分布合理
1991	Herr 等 ^[20]	美国哈特拉斯角	OSCR	走航 ADCP	7、15	—	流速的 RMS 为 8、19cm·s ⁻¹
1992	Shay 等 ^[21]	美国哈特拉斯角	OSCR	走航 ADCP	7、15	—	流向的 RMS 4、14°
1995	Shay 等 ^[22]	美国哈特拉斯角	OSCR	UCM40 MK II	9.5 13.8	30 30	海流 u 、 v 分量的 RMS 为 11—16cm·s ⁻¹ ; 回归分析斜率为 0.8—1
1996	Paduan 等 ^[23]	美国蒙特利湾	CODAR	走航 ADCP	9	—	滤波后海流的 u 、 v 分量的 RMS 为 6.2—10.8cm·s ⁻¹ , 流向 RMS 为 50.6°; 未滤波处理的 u 、 v 分量的 RMS 为 9—17cm·s ⁻¹ , 流向 RMS 为 60.3°—63.7°
1997	Chapman 等 ^[24]	美国哈特拉斯角	OSCR	走航 ADCP	4.6	—	海流 u 、 v 分量的 RMS 为 9—16cm·s ⁻¹ ; 径向流流速的测量误差上限为 7—8cm·s ⁻¹
1997	Graber 等 ^[27]	美国哈特拉斯角	OSCR	UCM UCM 2 个 S4 S4、2 个 MKII	9 14 5、14 5、20、30	30 30 20 35	流速的 RMS 为 11—20cm·s ⁻¹ 流向的 RMS 15—25°
1997	Kosro 等 ^[25]	美国俄勒冈	OSCR	ADCP	7	—	径向流流速的 RMS 12.6—16.2cm·s ⁻¹
1998	Shay 等 ^[26]	美国北卡罗来纳	OSCR	6VMCM+4Seacat	表层	20 25	海流 u 、 v 分量的 RMS 7—9cm·s ⁻¹ 回归分析的拟合曲线斜率 > 0.8
1999	Kohut 等 ^[6]	美国新泽西塔克顿	SeaSonde (CODAR)	ADCP	4.5	—	径向流流速的 RMS 6.7cm·s ⁻¹ ; 潮流径向流分量的 RMS 2.5cm·s ⁻¹
2004	Emery 等 ^[28]	美国加州圣巴巴拉	CODAR	ADCP	5 3.2	650	径向流流速的 SDV 7—19cm·s ⁻¹ 相关系数的平方: 0.39—0.77
2006	Yoshikawa 等 ^[29]	对马海峡	CODAR	走航 ADCP	2—13	—	径向流流速的 RMS 9.9—16.3cm·s ⁻¹ , 径向流流速的均方差距离 6.62—11.3cm·s ⁻¹
				CODAR-CODAR	表层	—	径向流流速的 RMS 8.3—19.4cm·s ⁻¹ ; 径向流流速的均方差距离 5.75—13.7cm·s ⁻¹

雷达观测的径向流流速具有一定的分辨率和精度, 而在实际的覆盖海域会由于多种原因造成测量误差, 并最终将误差传递至矢量流。本文认为前者是雷达设备的测量误差, 而后者的误差并不是由

设备测量的不准确性所产生, 而是由雷达系统组网中无法避免的不确定性造成, 也可以称为合成误差。两者产生的原因截然不同, 广义上均在雷达海流结果上有误差贡献。

1) 仪器的观测误差。地波雷达利用回波信号的多普勒频移来反演径向流, 流速分辨率受信号处理中雷达工作频率和序列累积长度决定, 宽波束雷达在反演中还使用方位判别方法来确定回波所在的角度, 径向流方位角也具有角度分辨率。雷达观测区域的径向流和矢量流流场的多样性, 雷达系统硬件偏差、信号处理算法假设条件造成的偏差以及多普勒一阶谱峰的判别偏差, 雷达谱数据的统计噪声等都将造成雷达径向流的测量误差。海上实测仪器具有一定的分辨率和测量精度, 现场实测数据一般会存在一定的偏差和误差。

2) 雷达合成的不确定性。根据矢量流合成原理以及误差分析理论, 矢量流的理论误差为两站径向流流速和方位角误差的几何函数关系, 误差系数为与雷达元空间位置相关的多元函数, 并受最终合成的矢量流速测量值影响, 形式较为复杂^[32], 模型计算表明径向流方位角的偏差会造成合成矢量流流速和流向的偏差^[28]。CODAR 在矢量流合成中使用同点多个径向流进行矢量流合成, 产生超定方程并无法得到精确解, 在流速 u 、 v 分量的获取中使用最小二乘法, 投影径向流与实测径向流差值的加权平均数函数最小, 结果与误差传递理论不符^[7], 因此误差传递极其复杂, 还有待更多的观测数据给予支持研究。同时, 误差系数由矢量流合成所依赖的两站径向流方位交叉角度决定, 会由于合成中将雷达测量误差放大并传递给矢量流, 造成与实测海流流速和流向的偏差, 当径向流的法向交角超过 30° 时, 流速与真实海流的偏差较小^[27]。与误差传递的复杂相比, 该误差系数在空间中连续分布, 可作为误差分析中的一个客观因素。

3) 目标差异。地波雷达观测的是海面以下 λ (雷达发射电磁波波长)/ 8π 深度, 大约 0.5—2m 深度的平均流速^[2], 传统仪器的观测深度多为水面以下数米, 不同观测深度的海流会由于海洋自身的物理过程如斜压效应或切变^[27] 而不一致。传统仪器在海中观测, 地波雷达利用电磁回波信号散射并通过一定的算法来获取海流的径向分量进而合成矢量海流, 两者在海流的获取方式上也不同。传统仪器通常的观测范围为平方米量级, 而雷达径向流以及矢量流为数千平方米乃至更高量级, 海流观测结果的空间代表性也具有较大差异。造成两者目标差异的原因还包括海洋自身的动力过程, 表层 Stokes 漂流会有大约 $1\text{—}3\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的量级, Ekman 流造成的流速差大

约在 $3\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的量级, 而斜压作用与 Ekman 的量级相似^[27]。

4) 误差贡献。很难从实际对比验证结果中分析各种误差对最终结果误差的贡献, 而确定径向流的测量误差或研究雷达自身测量精度成为学者对误差分析的主要目的。将矢量流流速最终所得到的误差表示为合成矢量流所依赖并可根据合成方位角度与距离计算得到的几何精度因子(GDOP, 与前述合成误差系数类似)与径向流测量误差之积, 并与其他误差的线性叠加, 最终通过实测对比来得到径向流测量误差, 被认为是径向流测量误差的上限, 量值大约在 $7\text{—}8\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间^[24]。

验证研究一般的结论均认为地波雷达作为海洋测流仪器, 其观测精度是可以接受的, 造成误差的主要因素存在一定的争议, 如以 $7\text{—}8\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的误差作为雷达自身的测量误差上限, 线性理解误差贡献一般大约为雷达验证误差($10\text{—}20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$)的 50%左右, 研究认为 40—60%的误差贡献来源于各种设备误差以及动力学造成的目标差异^[27], 而对马海峡的结果则认为观测目标的差异是验证误差的主要来源^[29]。

3 总结与讨论

高频地波雷达海流反演的准确性是始终伴随其发展和应用的重要问题, 通过如上已收集到的验证研究工作并总结可以发现, 地波雷达海流观测所得流速(包括径向流, 合成矢量流以及流速 u 、 v 分量)和传统仪器的观测结果的均方差大约在 $10\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的量级, 统计均值为 $13.2\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大值基本不超过 $20\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。矢量流流向的验证误差一般在 30° 以内, 其中宽波束雷达径向流方位角误差一般在 10° 以内, 最大为 15° 。虽然各个验证参数与误差评价方法有所差异, 在考虑与传统仪器观测物理实质的差别的情况下, 地波雷达作为陆基遥测海流的设备是可以使用的。地波雷达可在如黑潮或者湾流等难以获取表层的深海区域进行观测, 并利用其高时空分辨率的海洋过程捕捉能力而成为沿岸动力学的重要手段。

海流的可靠性得到验证后, 地波雷达才可以被使用者所接受, 国内雷达设备在安装后均进行了验证对比, 对比验证工作的必要性也逐渐得到了重视, 本文总结出应予重视的一些问题。

1) 应该尽可能考虑最能代表雷达的探测能力区域, 用以说明雷达自身的观测能力。站点应考虑

与雷达站的距离,所在扇区的方位角以及一定时间的采样情况,在评价矢量流时还需要考虑雷达站径向方向的交角。

2) 海上验证的观测方式和方案极其重要,由于雷达的验证中无法回避的观测目标的不同,应尽可能与地波雷达的观测方式相近,在观测深度中要在现场观测中应选用靠近海表 2m 以浅。

3) 雷达所依靠的海浪高低造成的海面粗糙度对回波信号造成一定的影响,且海流具有一定的随机性,因此海上实测对比序列应尽量长且包含多种海况条件,序列的间隔应尽量短暂且连续,采样数据的累积时间应与雷达的相同。

4) 验证单站径向流的误差,并对比雷达站之间的差异可分析雷达设备自身的观测能力,对矢量流的验证可评价雷达监测系统。径向流流速、方位角度,矢量流流速、流向以及流速 u 、 v 分量均可作为雷达的评价对象。同时,在潮流支配的海域,可以

通过验证主要分潮的特征值验证雷达基本的表征能力,在中国大陆沿岸这项工作尤显必要。在同步序列的构建中,原序列进行一定的平滑处理以消除较强的噪音。误差分析工作依赖于更多的数据给予补充,其工作可以有效地分析地波雷达的反演能力,区别设备能力与当地环境,误差主要来源等,也是验证工作中应该考虑的。

5) 验证误差的统计参数选取中,对同步序列进行均方差(RMS)和(SDV)统计其实是同一方式,前者表示雷达与实测海流的偏差的平均情况,而后者提出了两种观测存在的偏差,观测对偏差的离散程度。采用以同步序列对与一致线 $y=x$ 或者线性拟合曲线之间的距离均方差(Root-Mean-Square Distance, RMSD)作为雷达观测海流的验证误差的评价方法,认为观测目标差异是造成误差的主要因素。传统仪器观测结果也有误差,雷达不是造成误差的唯一原因。

参考文献

- [1] CROMBIE D D. Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s [J]. Nature, 1955, 175: 681–682.
- [2] STEWART R H, JOY J W. HF radio measurements of surface currents[J]. Deep Sea Res, 1974, 21: 1039–1049.
- [3] BARRICK D E, EVANS M W, WEBBER B L. Ocean surface currents mapped by radar[J]. Science, 1977, 198: 138–144.
- [4] HAMMOND T M, PATTIARATCHI C, ECCLES D, et al. Ocean surface current radar vector measurements on the inner continental shelf[J]. Cont Shelf Res, 1987, 7: 411–431.
- [5] GURGEL K W, ANTONISCHSKI G, ESSEN H H, et al. Wellen radar (WERA): A new ground wave radar for remote sensing[J]. Coastal Engineering, 1999, 37: 219–234.
- [6] KOHUT J, GLENN S, BARRICK D E. SeaSonde is integral to coastal flow model development[J]. Hydro Int, 1999, 3: 32–35.
- [7] LIPA B J, BARRICK D E. Least-squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data: Application at ARSLOE[J]. IEEE J Oceanic Engr, 1983, 8: 226–253.
- [8] FRISCH A S, WEBER B L. A new technique for measuring tidal currents by using a two-site HF Doppler Radar System[J]. J Geophys Res, 1980, 85 (C1): 485–493.
- [9] HOLBROOK J R, FRISCH A S. A Comparison of near-surface CODAR and CACAM measurements in the Strait of Juan De Fuca, August 1978[J]. J Geophys Res, 1981, 86(C11): 10908–10912.
- [10] JANOPAUL M M, BROCHE P, DE MAISTRE J C, et al. Comparison of measurements of sea currents by HF radar and by conventional means[J]. Int J Remote Sens, 1982, 3: 409–422.
- [11] ESSEN H H, MITTELSTAEDT E, SCHIRMER F. On near-shore surface current measurements by means of radar[J]. Dtsch Hydrogr Z, 1981, 34: 1–14.
- [12] COLLAR P G, HOWARTH J M, MILLARD N W, et al. An intercomparison of HF radar observations of surface currents with moored current meter data and displacement rates of acoustically tracked drogued floats. Evaluation, comparison and calibration of oceanographic instruments [C]// SOCIETY FOR UNDERWATER TECHNOLOGY. Proceedings of an international conference, Advances in Underwater Technology and Offshore Engineering. London: Graham & Trotman, 1985: 163–182.
- [13] SCHOTT F A, FRISCH S A, LEAMAN K, et al. High frequency Doppler radar measurements of the Florida current in summer 1983[J]. J Geophys Res, 1985, 90(C5): 9006–9016.
- [14] BARRICK D E. CODAR directional biases with a four element antenna array[J]. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 1986, GE-24, (3): 415–420.
- [15] SCHOTT F A, FRISCH S A, LARSEN J C. Comparison of surface currents measured by HF Doppler Radar in the Western Florida straits during November 1983 to January 1984 and Florida current transports[J]. J Geophys Res, 1986, 91(C7): 8451–8460.
- [16] PRANDLE D, RYDER D K. Measurement of surface currents in Liverpool Bay by high frequency radar[J]. Nature 1985, 315: 128–131.
- [17] BROCHE P, SALOMON J C, DE MAISTRE J S, et al. Tidal currents in Baie de Seine: Comparison of numerical

- modeling and high frequency radar measurements[J]. *Estuarine Coastal Shelf Science*, 1986, 23: 465–476.
- [18] PRANDLE D, RYDER D K. Comparison of observed (HF radar) and modeled nearshore velocities[J]. *Cont Shelf Res*, 1989, 9(11): 941–963.
- [19] MATTHEWS J P, SIMPSON J H, BROWN J. Remote sensing of the shelf sea currents using an HF radar system[J]. *J Geophys Res*, 1988, 93(C3): 2302–2310.
- [20] HERR F, LUTHER C, MARMORINO G O, et al. Science plan for the High Resolution Remote Sensing Program[J]. *EOS*, 1991, 72: 214.
- [21] SHAY L K, ROSS D B, GRABER H C. Ocean surface current profiling using HF radar. RSMAS Tech. TR92-004[M]. Miami: Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, 1992: 55.
- [22] SHAY L K, GRABER H C, ROSS D B, et al. Mesoscale ocean surface current structure detected by high-frequency radar[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 1995, 12: 881–900.
- [23] PADUAN J D and ROSENFLED L K. Remotely sensed surface currents in Monterey Bay from shore-based HF radar (CODAR) [J]. *J Geophys Res*, 1996, 101(C9): 20669–20686.
- [24] CHAPMAN R D, SHAY L K, GRABER H C, et al. On the accuracy of HF radar surface current measurements: Intercomparisons with ship-based sensors[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(C8): 18737–18748.
- [25] KOSRO P M, BARTH J A, STRUB T P. The coastal jet: Observations of surface currents over the Oregon continental shelf from HF radar[J]. *Oceanography*, 1997, 10(2): 53–57.
- [26] SHAY L K, LENTZ S J, GRABER H C, et al. Current structure variations detected by high-frequency radar and vector measuring current meters[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 1998, 15: 237–256.
- [27] GRABER H C, HAUS B K, CHAPMAN R D, et al. HF radar comparisons with moored estimates of current speed and direction: Expected differences and implications[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(C8): 18749–18765.
- [28] EMERY M B, WASHBURN L, HARLAN J A. Evaluating radial current measurements from CODAR high-frequency radars with moored current meters[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 2004, 21(8): 1259–1271.
- [29] YOSHIKAWA Y, MASUDA A, MARUBAYASHI K, et al. On the accuracy of HF radar measurement in the Tsushima Strait[J]. *J Geophys Res*, 2006. doi: 10.1029/2005JC003232.
- [30] 吴雄斌, 杨绍麟, 程丰, 等. 高频地波雷达东海海洋表面矢量流探测试验[J]. *地球物理学报*, 2003, 46(3): 340–346.
- [31] 申辉, 孙元福, 逢爱梅. 高频雷达 OSMAR 海流探测精度的对比验证[J]. *青岛海洋大学学报*, 2002, 32(5): 680–686.
- [32] 龚子平, 柯亨玉, 侯杰昌, 等. 高频地波雷达海洋表面流测量误差分析[J]. *武汉大学学报*, 2005, 53(3): 356–360.