

高频地波雷达海面有效波高探测实验研究*

吴雄斌¹ 李 伦¹ 李 炎² 龙 超¹ 沈志奔¹ 杨子杰¹

(1. 武汉大学电子信息学院 武汉 430079; 2. 厦门大学环境与生态学院 厦门 361005)

提要 利用安装于福建龙海的 OSMAR071 高频地波雷达和位于雷达波束范围内金門料罗湾口的波浪浮标在 2008 年 11 月 1 日至 2009 年 4 月 30 日半年期间的观测结果, 对 Barrick 波高模型进行改进和模型系数拟合、标定, 讨论了改进模型系数的稳定性。结果表明, 该模型能适应噪声和干扰等因素对宽波束雷达有效波高探测结果的影响。雷达观测反演回报的有效波高与浮标观测结果对比, 二者时间序列的均方根误差为 0.39 m, 相关系数为 0.67。

关键词 高频地波雷达, OSMAR071, 有效波高, 反演模型

中图分类号 P716, TN958

高频地波雷达利用短波(3—30 MHz)在导电海洋表面绕射传播衰减小的特点, 采用垂直极化天线辐射电波, 能超视距探测海面流场、风场和浪场参数分布, 实现对海洋环境大范围、高精度和全天候的实时监测(Barnes, 1998)。经过 40 多年的发展, 高频地波雷达的海流探测已达到可用于常规业务化海洋观测的水平(Barrick, 2008), 但在海浪、风场参数的探测方面地波雷达仍处于研究开发阶段, 距离实际应用尚有一定的距离。海流信息能够从海洋回波多普勒谱中展宽的 Bragg 峰(亦称一阶峰)中获取, 风浪信息包含在二阶谱中, 相应的反演理论和技术还处于研究探索阶段(Barrick, 1972; 齐庆华等, 2010; 石新刚等, 2011), 其主要困难(Barrick *et al.*, 1974)在于提取海浪和风场参数所依据的回波信号比较弱(比海面的主要散射回波低 20—40 dB), 容易受噪声和干扰的影响。Barrick(1977)基于自己提出的高频电磁波海面雷达散射理论建立了一个工程上适用性相对较强的有效波高反演模型, Heron(1998)在此基础上进行了修正, 此后 Lipa 等(1986)、Wyatt(1986)、Howell 等(1993)、Hisaki(2008)和 Green(2006)等分别提出了几种通过反演二阶谱非线性方程从而获得有向波高谱的方法, 这些方法能提供更为全面的波高谱信息, 但反演结

果的准确性容易受波高谱模型、风向、噪声和干扰以及方程线性化处理的影响, 工程应用时限制较多, 目前还未进入实用阶段。

国内从 20 世纪 80 年代后期开始了用高频地波雷达探测海洋动力学参数(海流、风、浪等)的研究(Hou Jiechang *et al.*, 1997; Wu Xiongbin *et al.*, 2003)在算法、理论和实验数据分析上进行了相关探索和积累。武汉大学电波传播实验室研制的高频地波雷达 OSMAR 系列机型通过几次对比验证试验表明, OSMAR 系列雷达海流探测已具备业务化运行水平(Zhu Dayong *et al.*, 2008), 离风浪探测的实际应用尚有差距。新型定型产品 OSMAR071 在雷达回波信号质量和系统工程可靠性方面比原 OSMAR 样机都有了很大提高, 这为从雷达回波谱中提取波高信息提供了很好的平台。本文通过实验数据对改进的 Barrick 有效波高反演模型参数进行测定, 并将福建龙海站 6 个月雷达反演的有效波高与定点浮标所测数据进行了对比, 结果表明两种设备所测有效波高的时间序列表现出较好的相关性, 均方差满足雷达设计指标要求。

1 OSMAR071 系统介绍

OSMAR071 高频地波雷达是武汉大学电波传播

* 国家自然科学基金资助项目, 60571065 号; 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室资助课题, 2006-2009; 国家“863”计划项目, 2009AA09A301 号。吴雄斌, 教授, E-mail: xbwu@whu.edu.cn

收稿日期: 2009-05-12, 收修改稿日期: 2012-02-10

实验室高频地波雷达 OSMAR 的定型产品, 回波信号质量较 OSMAR 工程样机有较大的改善。该系统采用线性调频中断连续波(FMICW)、收发分开共站体制, 其工作带宽为 30 kHz, 发射天线为三元八木天线, 接收天线为八元非直线阵。该雷达在提取海流时利用 MUSIC(Multiple Signal Characteristic)算法来实现对波达方向 DOA(Direction of Arrival)的估计, 反演风、浪信息时则采用数字波束形成 DBF(Digital Beam Forming)算法实现方位扫描。该系统的主要技术参数如表 1 所示。图 1 是雷达站位置示意图, 图上同时标出了金门浮标的位置, 该海域无线电噪声和干扰电平较高。图 2 为 2008 年 7 月 28 日 12:00 龙海站 OSMAR071 雷达第 10 个距离元(50 km)方位 100°(以正北为参考方向顺时针为正)处散射面元的回波多普勒谱, 当时“凤凰”台风中心位于台中附近, 距离地波雷达站约 300 km 处。图上对一阶谱峰和二阶谱进行了标示, 由于风的作用, 回波谱中左侧的能量比右侧的能量要强。

表 1 高频地波雷达 OSMAR071 基本参数

Tab.1 Basic parameters of OSMAR071

参数	指标
工作频率(MHz)	7.5—8.5
发射功率(W)	150
最大探测距离(km)	海流、风向: 200 风速、波高: 100
距离分辨率(km)	5
波束覆盖范围(°)	150
方位分辨率(°)	海流: 1.5, 风和浪: 5
时间分辨率(min)	10

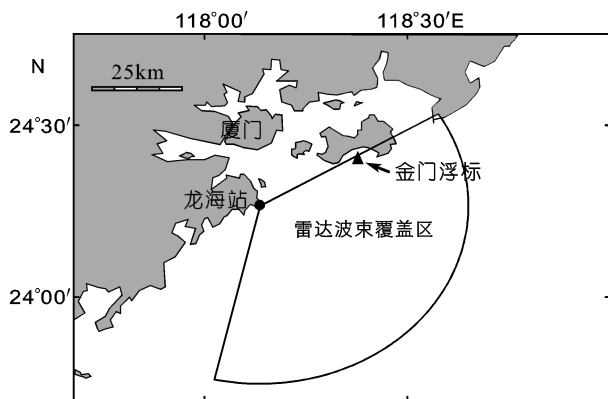


图 1 高频地波雷达 OSMAR071 龙海站位和金门浮标站示意图

Fig.1 Diagram of Longhai OSMAR071 site and the site of the Jinmen buoy

2 算法模型和参数测定

2.1 有效波高反演模型

典型的高频地波雷达海面回波谱由两个功率较强, 位置近似对称的一阶谱峰和其周围的连续的二阶谱以及基底噪声构成, 通常一阶散射回波能量比二阶散射回波能量高 20—40 dB。Barrick(1972)提出的雷达电波与海浪作用的一阶理论和二阶理论指出, 一阶谱是由波长为雷达电波波长一半的海浪与雷达电波相互作用所产生的后向散射形成的, 属于 Bragg 散射; 二阶谱由雷达电波波矢 $\vec{k}_0$ 与波矢分别为 $\vec{k}_1$ 和 $\vec{k}_2$ 的两列海浪共同作用而形成的, 其中 $\vec{k}_0$ 、 $\vec{k}_1$ 与 $\vec{k}_2$ 之间满足 $\vec{k}_1 + \vec{k}_2 = -2\vec{k}_0$ 。海面一阶雷达散射截面方程为

$$\sigma^{(1)}(\omega) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m=\pm 1} S(-2m\vec{k}_0) \delta(\omega - m\omega_B) \quad (1)$$

海面二阶雷达散射截面方程为

$$\sigma^{(2)}(\omega) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m, m'=\pm 1} \int_{-\infty}^{+\infty} dp \int_{-\infty}^{+\infty} dq |\Gamma|^2 S(m\vec{k}) \cdot S(m'\vec{k}') \delta(\omega - m\sqrt{gk} - m'\sqrt{gk'}) \quad (2)$$

其中 $\sigma^{(1)}$ 和 $\sigma^{(2)}$ 分别表示电波与海面波浪相互作用的一阶和二阶雷达散射截面(Radar Cross Section), ω 表示归一化角频率, $\vec{k}_0$ 是雷达电波波矢量, ω_B 为 Bragg 散射频率, $S(\vec{k})$ 为海浪方向谱, Γ 为海浪波矢之间的耦合系数, 包括电磁耦合作用和流体力学耦合作用, 变量 p , q 分别表示海浪波矢量在平行和垂直于 $\vec{k}_0$ 方向上的分量, m 和 m' 分别表示海浪传播方向指向和背离雷达波束方向, g 为重力加速度。(1)式中的 δ 函数表明海面一阶散射对应于回波谱中左右两个谱峰, (2)式

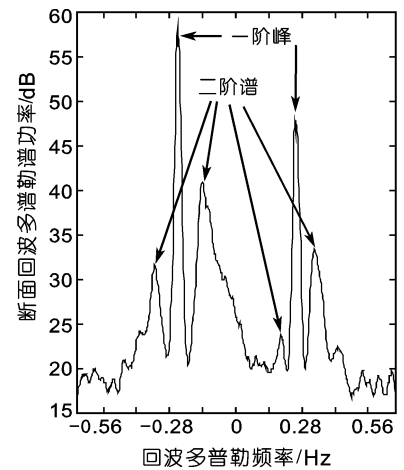


图 2 OSMAR071 海面回波多普勒谱(距离雷达站 50 km, 正北顺时针 100°方向, 2008.7.28 12:00)

Fig.2 The Doppler spectra of sea echoes from 50km radar cell with bearing of 100° at 12:00 LT on July 28, 2008

说明二阶散射来源于不同海浪成分非线性相互作用所形成的粗糙面对电磁波的散射,耦合系数中流体力学耦合作用占主导地位(Barrick, 1977)。

Barrick 在 1977 年给出了海面有效波高 h 与雷达电波参数、海面回波二阶谱能量与一阶谱能量之间的关系(Barrick, 1977)

$$h^2 = \frac{2 \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\sigma^{(2)}(\omega)}{W(\omega)} d\omega}{k_0^2 \int_{-\infty}^{+\infty} \sigma^{(1)}(\omega) d\omega} \quad (3)$$

其中 $W(\omega)$ 表示与两列海浪波矢之间耦合作用相关的权函数。上面有效波高计算公式可以写成

$$h = \frac{\sqrt{2}}{k_0} R_W^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

其中 R_W 表示海面回波二阶谱加权能量与一阶谱功率之比,与权函数 $W(\omega)$ 有关。由于 $W(\omega)$ 只依赖于多普勒谱频率,而与雷达频率、雷达波束和风向的夹角、波高及其它参数无关,且对于一定的区间可视为常数(Barrick, 1977),则 h 可进一步表示成为

$$h = \frac{\alpha}{k_0} R^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

其中 R 为回波二阶谱能量与一阶谱能量之比,且

$$R = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} \sigma^{(2)} d\omega}{\int_{-\infty}^{+\infty} \sigma^{(1)} d\omega}, \quad \alpha \text{ 是将权函数近似为常数后得到的待}$$

定常数。Barick 波高计算方法的优点是各种难以确定的路径衰减和系统因素造成的乘性干扰通过二阶谱能量和一阶谱相除后就可以消除,工程适用性更强。(5)式中常数 α 需要通过实验进行标定。

在应用 Barrick 波高计算公式时,根据雷达系统和应用海域的情况需要对一阶谱与一阶谱功率比的系数进行标定。在实际观测中由于噪声和干扰的影响,需要设置一个二阶谱信噪比门限以防噪声谱被解释成为回波二阶谱,而较低的海况条件下回波二阶谱往往被噪声所掩盖,导致雷达对于低海况不敏感。在这种情况下,信噪比的门限对应比值 R 的某个门限 μ ,同时指数也可能偏离 0.5,因此本文使用改进的有效波高计算公式如下:

$$h = \frac{\alpha}{k_0} (R - \mu)^\beta \quad (6)$$

其中 α , β 和 μ 为需要由实验测定的模型参数。应用 Barrick 波高公式和上式对整个二阶谱区进行积分时,

为了减少基底噪声的影响,通常选取回波能量较高的一侧进行积分,该侧二阶谱信噪比也相对较高,容易与噪声基底区分开来。

2.2 反演模型参数的测定

本试验中将 OSMAR071 高频地波雷达实测结果与海上浮标所测较长时间的有效波高序列进行对比。海上浮标位置如图 1 所示,与龙海站雷达相距约 30 km,处于 OSMAR071 雷达波束覆盖区的边缘,能够获取每小时的风速、风向、有效波高和浪向等海洋环境数据。

利用实验数据可以先确定 μ 。通过下述回归模型

$$H_s = a(R - b) \quad (7)$$

其中, H_s 为浮标测得的波高, a 、 b 为回归参数,则要使模型曲线过零点,必须有 $\mu=b$ 。回归结果为 $\mu=0.4$ 。

改进的 Barrick 波高模型中的两个未知参数利用最小二乘法对雷达预处理序列与定点浮标所测的有效波高序列进行拟合获得。为了应用(6)式,积分区间的划分很重要,在此选取一阶谱峰与二阶谱之间的最低谱值点为积分起点,采用定长区间计算积分值,不同的积分区间会影响(6)式中 α 和 β 的取值,选取的长度为 $0.6f_b$ 。当所选区间的回波二阶谱信噪比低于某一阈值(如 5 dB)时,不予反演。读取浮标所在位置处的海面回波谱,对海面回波谱进行积分区域的划分。应用(6)式,选取能量较高一侧的一阶谱区和二阶谱区进行积分,计算下式的值

$$h_0 = \frac{1}{k_0} (R - 0.4) \quad (8)$$

则有

$$h = \frac{\alpha}{k_0} (h_0 k_0)^\beta \quad (9)$$

设经过(8)式得到不同时刻雷达反演的中间变量序列 $h_0(n)$,以浮标输出的有效波高数据序列 $h(n)$ 为真实的波高序列,系数 α 和 β 满足 $h(n) = \alpha^* (h_0(n) k_0)^\beta$ 。采用最小二乘法拟合系数 α 和 β ,上述问题可以表示为求下式的最小值:

$$\Psi = \frac{1}{n} \sum_n \left[h(n) - \frac{\alpha}{k_0} (h_0(n) k_0)^\beta \right]^2 \quad (10)$$

Ψ 是 α , β 的函数,对 α , β 求偏导后取 $\Psi'_\alpha = 0$, $\Psi'_\beta = 0$ 后可以求出 α , β 。实际处理过程中对 $h_0(n)$ 和 $h(n)$ 进行了数据质量控制,质量控制原则为: (1) 先求出系数序列 $\alpha'(n) = k_0 h(n) / h'(n)$,根据 $\alpha'(n)$ 的统计平

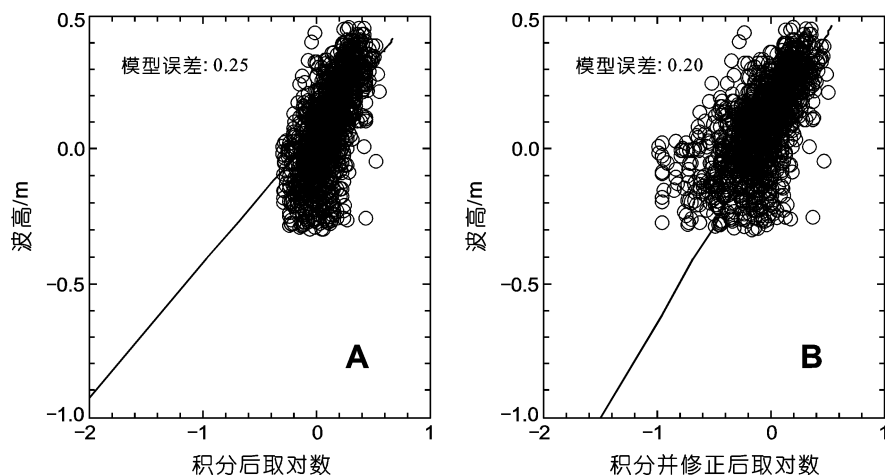


图3 反演模型误差示意图(A: Barrick 模型 B: 改进的 Barrick 模型)

Fig.3 Relationship between buoy H_s and R showing errors of the Barrick model (A) and the modified Barrick model (B)

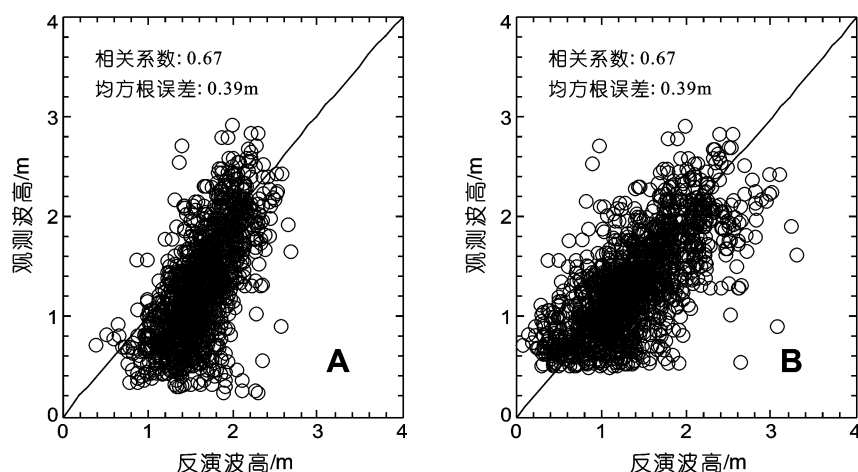


图4 两种算法下的 OSMAR071 反演的有效波高与浮标观测波高散点图

(A: Barrick 算法; B: 改进的 Barrick 算法 时间 2008.11.1—2009.4.30)

Fig.4 Scatterplots the OSMAR071 radar-derived significant waveheights with those from the wave buoy for the duration from November 1, 2008 to April 30, 2009 (A: the Barrick model, B: the modified Barrick model)

均值确定 α 可能存在的范围, 剔除范围之外的异常点; (2) 由于所用频段地波雷达对低海况不敏感, 处理中小于 0.5 m 的浮标有效波高不参与拟合; (3) 雷达二阶谱信噪比低于特定门限的雷达结果不参与拟合, 本文试验所取信噪比的门限为 6 dB。通过对 2008 年 11 月 1 日至 2009 年 4 月 30 日半年时间雷达与金门浮标有效波高数据的拟合, 得到 $\alpha = 1.43$, $\beta = 0.71$ 。二者时间序列均方根误差为 0.39 m, 相关系数为 0.67。中程高频地波雷达有效波高均方误差的设计指标为“0.5 m + 测量值的 10%”, 可以看出雷达反演的波高满足该指标的要求。

3 讨论

3.1 改进前后反演模型误差

原 Barrick 有效波高反演模型中的系数 β 固定为 1/2, 参数 α 可通过实测数据拟合得到。用上述半年时间的雷达与浮标数据拟合得到 α 同样为 1.43。图 3 分别画出了取自然对数后浮标结果与 $\ln R$ 及 $\ln(R-0.4)$ 的散点分布情况, 图中的直线分别对应改进前后反演模型(取自然对数), 对每个样本点到模型直线的距离偏差进行均方统计, 得到的模型误差分别为 0.25, 0.20, 改进后的反演模型误差较小。值得说明的是对这半年的数据分析表明, 虽然模型误差存在差别, 两种反演模型所得结果的均方根误差以及相关系数均相同(图 4), 其原因是改进后的模型中指数 β 较大, 测量数据点的散布偏大, 抵消了模型误差较小的优势; 另一个原因是绝大多数数据点位于 1—2 m 的区间内, 两种模型拟合结果主要体现的也都是该区间内的数据特征。

如果将浮标有效波高分为低于 1 m, 1 m 与 2 m 之间和 2 m 以上的三段进行拟合, 原 Barrick 模型拟合后对应的系数 α 分别为 0.78, 1.52, 1.57, 与综合拟合所得结果 1.43 相比差别较大。而用改

进后的模型分段拟合后的系数 α 分别为 1.41, 1.42, 1.38, β 分别为 0.63, 0.73, 0.79, 与最终拟合的系数 1.43 和 0.71 符合得较好。

3.2 反演模型的稳定性分析

为了分析模型的稳定性, 把上述半年时间段每两个月一组分为 5 段分别进行拟合, 表 2 给出了不同时间段拟合的系数以及相关系数和均方根误差。图 5、图 6、图 7、图 8 和图 9 分别对应每个时间段拟合后的雷达有效波高和浮标波高的时间序列对比图和相应的散点图。可以看出不同时间段数据拟合出的参数 α 和 β 是稳定的, 与整体拟合的结果相比, α 的变化

表 2 不同时间段观测数据模型参数拟合表
Tab.2 The Fitted Parameters in the Proposed Model for Different Time Duration

时间 (年.月)	α	β	相关系数	均方根 误差(m)
2008.11—2008.12	1.42	0.76	0.77	0.34
2008.12—2009.01	1.42	0.75	0.64	0.45
2009.01—2009.02	1.43	0.71	0.53	0.43
2009.02—2009.03	1.43	0.71	0.70	0.35
2009.03—2009.04	1.44	0.68	0.74	0.32
2008.11—2009.04	1.43	0.71	0.67	0.39

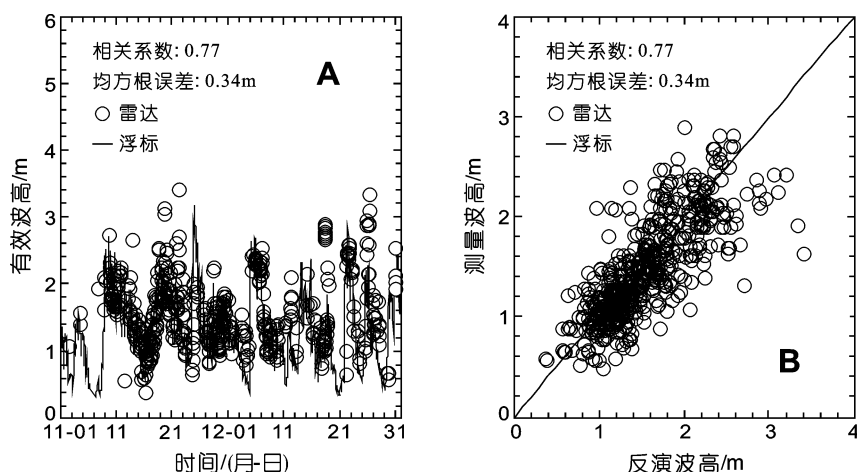


图 5 OSMAR071 反演的有效波高与浮标观测的有效波高时间序列与散点图(时间: 2008.11.1—2008.12.31)

Fig.5 Time series and corresponding scatterplots of the OSMAR071 radar-derived significant waveheights with those from the corresponding wave buoy for the duration of November and December, 2008

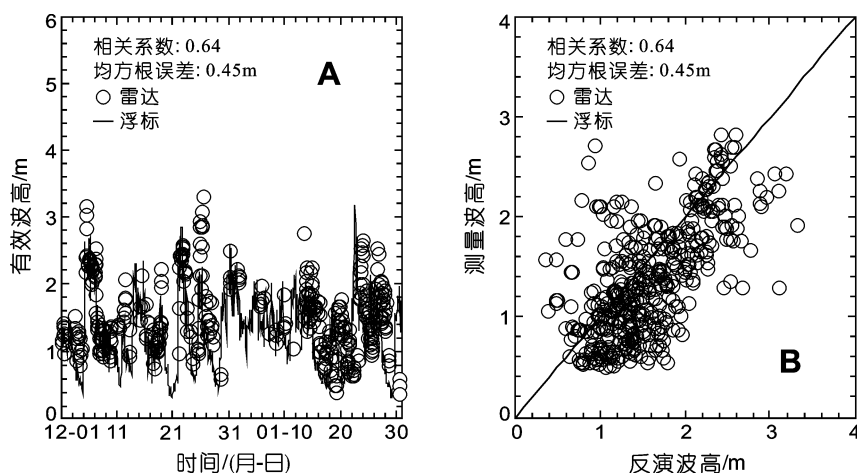


图 6 OSMAR071 反演的有效波高与浮标观测的有效波高时间序列与散点图(时间: 2008.12.1—2009.1.31)

Fig.6 Time series and corresponding scatterplots of the OSMAR071 radar-derived significant waveheights with those from the corresponding wave buoy for the duration of December, 2008 to January, 2009

在 0.01 内, β 的变化在 0.05 内, 有效波高均方差的波动在 0.07 m 内。

3.3 关于模型的有关说明

从以上分析可知, OSMAR071 雷达反演的波高能比较准确地反映海面波浪变化, 初步说明了本文所用反演模型的稳定性和可用性。雷达主要误差表现在低波高值的情况反演结果下不去。首先, 这是由于 OSMAR071 系统工作频率为 7.5—8.5MHz, 对应谐振海浪的波长为 20 m 左右, 该频段电波对海况级别较

低的海浪不敏感, 此时回波二阶谱信号较弱, 噪声与干扰的影响相对较严重, 使得结果偏高。如 2009 年 1 月 16 日至 22 日雷达反演波高普遍偏高, 与该段时间中海况低, 同时外界噪声偏高有关。因此, OSMAR071 更适合探测较高海况的海浪动力学参数。Wyatt 等(2002)和 Howell 等(1993)对雷达工作频率和能探测的海浪频率范围间的关系做过研究, 也得出类似的结论。其次, 两种设备在空间上与时间上的取样方式不同, 雷达是对几平方公里雷达面元中数 10 分钟时间长度内浪场数据的平均, 浮标是对其所处位置上局部波高的取样, 这种不同也会造成误差。另外, 金门浮标位于金门岛罗湾口, 离岸较近, 同时又处于雷达波束覆盖的边缘, 海岸的影响以及算法的边缘效应可能产生进一步的误差。

在(6)式模型的 α , β 和 μ 三个参数中, 参数 α 的拟合结果 1.43 与 Barrick 反演模型(4)式中的系数 $\sqrt{2}$ 很接近, 表明把(4)式中权函数 $W(\omega)$ 作为常数所引入的误差并不大。参数 μ 主要表达的是噪声和干扰对雷达探测的影响, 从统计意义上讲雷达无法探测到低于 μ 值的波高。 β 预计受电磁环境特征以及波高方向角谱分布的影响。对于不同海域的应用, 由于环境噪声和干扰的统计特

征不同, 预计使用(6)式模型计算波高时应该对它们进行重新拟合测定。

4 结语

本文所做的反演分析是截至目前国内在地波雷达波浪探测研究中数据周期最长的个例, 但对于波高反演模型和算法研究而言, 仅采用6个月的数据对比仍然是不够的, 而且所获取的波高数据均不超过3 m, 使得本文的研究具有一定的局限性, 应积累更多不同季节、不同海况下以及不同环境的数据进行分析研究。文中所述反演模型的近似程度、高频地波雷达对海况条件的依赖性、比测设备取样时空特性的差别、噪声和干扰的影响以及浮标位置的特殊性等都可能对比测误差产生贡献, 这些因素的影响都值得开展进一步的研究。此外, 研究如何从二阶雷达散射截面方程(2)中直接反演海面有向波高谱信息, 可以获得比有效波高更为丰富的海洋动力学参数信息, 这方面的工作目前正在进行之中。

致谢 台湾成功大学高家俊教授团队负责金门浮标数据的获取、校验和公布; 本文所用的数据从金门海域即时海气象资讯网获得; 审稿专家在百忙之中对本文进行了细致的评阅, 给出了大量中肯的见解和建议, 谨致谢忱。

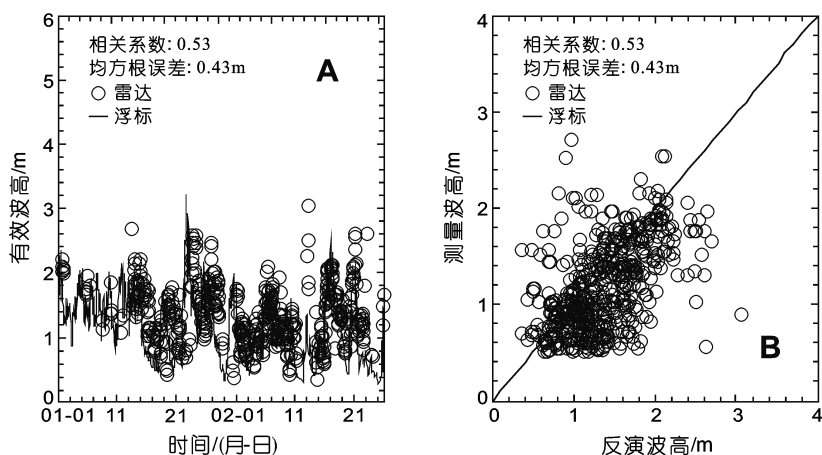


图7 OSMAR071 反演的有效波高与浮标观测的有效波高时间序列与散点图
(时间: 2009.1.1—2009.2.25)

Fig.7 Time series and corresponding scatterplots of the OSMAR071 radar-derived significant wave heights with those from the corresponding wave buoy for the duration of January and February, 2009

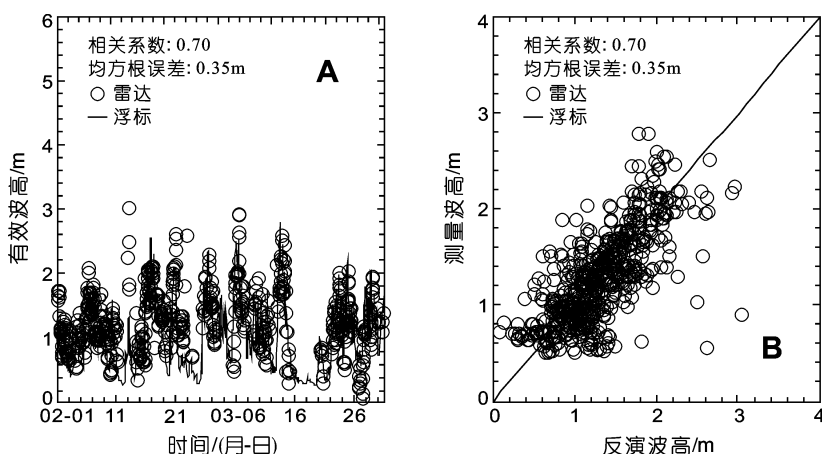


图8 OSMAR071 反演的有效波高与浮标观测的有效波高时间序列与散点图
(时间: 2009.2.1—2009.3.31)

Fig.8 Time series and corresponding scatterplots of the OSMAR071 radar-derived significant wave heights with those from the corresponding wave buoy for the duration of February and March, 2009

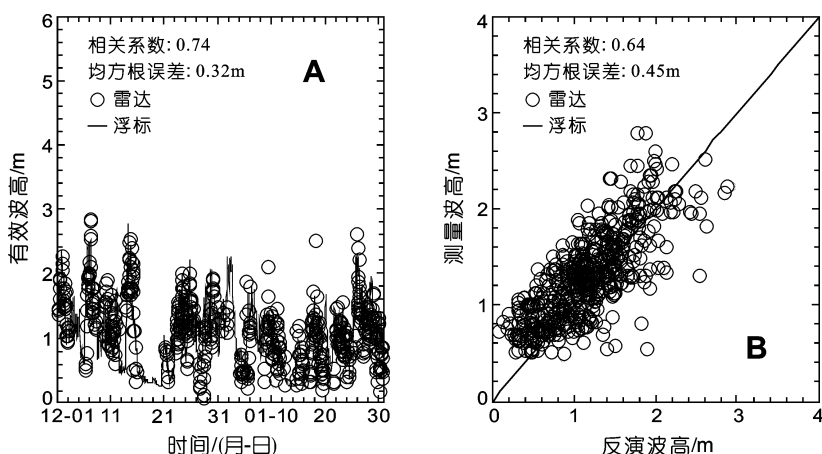


图9 OSMAR071 反演的有效波高与浮标观测的有效波高时间序列与散点图
(时间: 2009.3.1—2009.4.30)

Fig.9 Time series and corresponding scatterplots of the OSMAR071 radar-derived significant wave heights with those from the corresponding wave buoy for the duration of March and April, 2009

参 考 文 献

- 齐庆华, 侯一筠, 张启龙, 2010. 赤道太平洋纬向风和流异常与西太平洋暖池纬向运移. 海洋与湖沼, 42(3):469—476
- 石新刚, 范植松, 司宗尚, 2011. 南海东北部深水海域大振幅内孤立波 SAR 遥感仿真研究. 海洋与湖沼, 43(6): 906—912
- Barnes L, 1998. HF Radar-The Key to Efficient Wide Area Maritime Surveillance. ICG Publishing LTD:EEZ Technology (Edition 3), London,115—118
- Barrick D E, 1972. Remote Sensing of Sea State by Radar, Chapter 12 of Remote Sensing of the Troposphere, U. S. Government Printing Office:V. E. Derr, Editor, Washington D C,12.1—12.6
- Barrick D E, Headrick J M *et al*, 1974. Sea Backscatter at HF: Interpretation and Utilization of the Echo. Proceedings of the IEEE, 62(6): 673—680
- Barrick D E, 1977. Extraction of wave parameters from measured HF radar Sea-echo Doppler spectra. Radio Science, 12(3): 15—424
- Green J J, Wyatt L R, 2006. Row-Action Inversion of the Barrick-Weber Equations. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 23(3):501—510
- Barrick D E, 2008. 30 Years of CMTC and CODAR. Proceedings of the IEEE/OES/CMTC Ninth Working Conference on Current Measurement Technology,131—136
- Heron S F, Heron M L, 1998. A Comparison of Algorithms for Extracting Significant Wave Height from HF Radar Ocean Backscatter Spectra. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1998, 15(6): 1157—1163.
- Howell R, Walsh J, 1993. Measurement of Ocean Wave Spectra Using Narrow-beam HF Radar. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 18(2): 296—305
- Hisaki Y, 2005. Ocean wave directional spectra estimation from an HF ocean radar with a single antenna array: Observation, J Geophys Res, 110, C11004, doi: 10.1029/2005JC002881
- Hou Jiechang, Wu Shicai, 1997. Remote Sensing of ocean surface currents by HF radar. Chinese Journal of Geophysics, 40(1):18—26
- Lipa B J, Barrick D E, 1986. Extraction of sea state from HF radar sea echo: Mathematical theory and modeling, Radio Sci, 21(1): 81—100
- Wyatt L R, 1986. The Measurement of the ocean wave directional spectrum from HF radar doppler spectra. Radio Sci, 21(3): 473—485
- Wu Xiongbin, Yang Shaolin, Wu Shicai *et al*, 2003. Ocean surface currents detection at the Eastern China Sea by HF surface wave radar. Chinese Journal of Geophysics, 46(3): 340—346
- Wyatt L R, Green J J, 2002. The availability and accuracy of HF radar wave measurements. Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '02, 515—517
- Zhu Dayong, Li Li, Li Yan *et al*, 2008. The Taiwan Strait Southwest of the seasonal variation of surface currents by HF ground wave radar observation. Chinese Science Bulletin, 53(11): 1339—1344

EXPERIMENTAL RESEARCH ON SIGNIFICANT WAVEHEIGHT DETECTING WITH HFSWR OSMAR071

WU Xiong-Bin¹, LI Lun¹, LI Yan², LONG Chao¹, SHEN Zhi-Ben¹, YANG Zi-Jie¹

(1. School of Electronic Information, Wuhan University, Wuhan, 430079; 2. State Key Laboratory of Marine Environment Science, Xiamen University, Xiamen, 361005)

Abstract High Frequency Surface Wave Radar (HFSWR) is capable of all-weather remote sensing of large area ocean surface dynamics with relatively high precision. Some modifications were introduced into the Barrick's model of significant waveheight inversion formula to improve its performances in the presence of noises and interferences. We applied the model to the significant waveheight calculations from HFSWR field data and then fitting them to the significant waveheight results output from a wave buoy at Kingmen inshore located in the radiating coverage of the radar site. The fitting process resulted in an rms difference between the radar inversed significant wave height series and those of the buoy. The value of the rms difference was 0.39 m. The correlation coefficient between the radar inversed significant wave height series and those of the buoy was 0.67. Some stability and accuracy analysis on the inversion model had been carried out. An obvious bias was observed that the radar-derived wave heights did not go down as the buoy data did at low sea states. This could be explained by the relatively strong affections by noises and interferences as the second order sea echoes were weak. Other factors, such as the temporal and spatial differences in radar detecting and buoy sampling also contributed to the bias.

Key words HFSWR, OSMAR071, Significant waveheight, Inversion