

X バンドレーダによる波浪場・広域海浜流場の観測

小林智尚* ・河合篤司**・小塚将之***
安田孝志****・後藤真太郎*****

1. はじめに

現在,レーダによる海洋観測が数多く試みられている。人工衛星搭載型海洋レーダではマイクロ波高度計による波高計測やマイクロ波散乱計による海上風計測などがすでに実用化されており,気象数値予報のための入力データなどに用いられている。また,合成開口レーダ(SAR)による波浪や表層流などの海洋観測についても Ouchi (1994) をはじめ,数多くの研究や観測が行われている。

一方,陸上設置型の短波レーダによる海洋・沿岸海域での研究・観測例も多い。このうち HF レーダや VHF レーダなどのドップラーレーダによる観測では,電磁波と海洋波動の相互干渉による理論が Barrick (1971) によって発表されて以来,大きく前進している。特に海洋表層流に関しては徳田ら (1997) をはじめ国内外で数多くの研究・観測が進められている。また Hisaki (1996) や橋本・徳田(1998)などによって方向スペクトルや有義波高などの波浪情報に関する観測や研究も行われている。

船舶レーダに代表される X バンドレーダなど,陸上設置型の映像レーダによる海洋観測についても研究が進められており, Seemann ら (1997) はレーダエコーとして得られたシークラッター映像から波浪の方向スペクトルや海洋表層流を推定するシステムの構築を試みている。この映像レーダの特徴は,広域の海洋表層の情報の時系列の映像として連続して得ることができ,さらにシステム自体も小型で可搬性に富んでいる点である。しかし,この映像レーダによる海洋観測に関する研究は未だ初期段階にとどまっており,人工衛星によるレーダ観測やドップラーレーダによる観測に比べても未解決な点が多く残されている。

そこで本研究では,この X バンドレーダを用いて現地

波浪観測を行い,方向スペクトルと表層流速分布の推算手法を提案すると共に,この映像レーダの海洋観測への可能性について検討を行う。

2. X バンドレーダによる現地観測

(1) レーダシステム

本研究で用いたレーダ観測システムは,一般に船舶レーダとして用いられる X バンドレーダと,このレーダで得られるエコー画像を読み込む高速 A/D 変換器付きパソコンで構成されている。このうち, X バンドレーダは回転直径 1,900 mm,回転速度約 24 rpm のスロットアレイ空中線を有しており,送信周波数は $9,410 \pm 30$ MHz, 尖頭出力 10 kw である。このレーダ自身の空間分解能は距離分解能 25 m 以下,方位分解能 2.5° 以下 1.5° 以上である。また,レーダエコー画像のパソコンへの取得はサンプリング周波数 10 MHz で行った。これにより,取得データの空間メッシュ間隔は視線方向に約 5.86 m,方位方向に約 0.18° である。実際にパソコンに取り込まれるデータは,システムの制約から,連続する 2 スキャン分のレーダエコー画像である。本研究ではこの時間的に連続する 2 枚のレーダエコー画像を用いて解析を行った。

(2) 現地観測

先に述べた X バンドレーダによる現地観測は 1996 年 1 月 8 日 19 時から 1 月 10 日 12 時まで,石川県松任市徳光海岸で行われた。対象となる沿岸域では,汀線から沖 1,000 m および 1,500 m の地点に建設省金沢工事事務所の波高・流速計が設置されている。また,風速・風向も徳光地区地上観測点(地上 10 m)において観測されている。本研究では X バンドレーダによる波浪観測を行うと共に,波高・流速計による観測データと比較することにより,レーダ観測・解析結果の妥当性の検討も行った。

(3) 観測されたレーダエコー画像

観測によって得られたレーダエコー画像の一例を図-1 に示す。また,レーダ視線方向におけるレーダ反射強度の分布の一例を図-2 に示す。これらの図では,空中線より得られたレーダ反射強度を一度対数フィルタで処理した値を使用している。図-1 でもわかるように,本観測ではレーダ設置地点を中心に半径約 2.8 km の海上を観測

* 正会員 工博 岐阜大学大学院助教授 工学研究科環境エネルギーシステム専攻

** 岐阜大学大学院工学研究科土木工学専攻

*** 岐阜大学大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻

**** 正会員 工博 岐阜大学大学院教授 工学研究科環境エネルギーシステム専攻

***** 工博 立正大学助教授 地球環境科学部環境システム学専攻

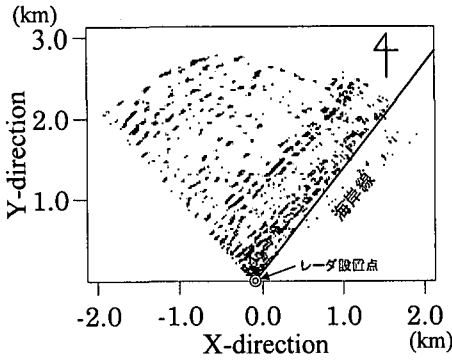


図-1 Xバンドレーダによるエコー画像

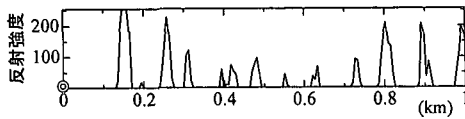


図-2 視線方向のレーダエコー強度分布

対象としている。Ebuchiら(1993)によれば、海洋波浪は入射角 15° 以上のXバンドマイクロ波に対して波峰で高い反射特性を示す。したがって、図-1に示すレーダの反射強度分布は、波峰の空間分布に対応しているものと考えられる。また、一般に対数表示されたレーダ反射強度は実際の水位の相対的な分布にほぼ線形に対応していると言われている。今回得られたレーダの反射強度分布を表わす図-2ではこの反射強度を0から255の数値で表現しているが、この指摘通りレーダエコーが波峰近傍の水位の分布を再現しているものと思われる。ただし、この図では波峰近傍以外の領域、特に波谷部分は再現されていない。これは波谷部分でのレーダ反射強度が非常に弱い、あるいは shadowing によりレーダエコーが観測レンジ以下になってしまったものと考えられる。実際の解析ではこの部分についても考慮に入れて進めることとした。

3. レーダエコー画像からの方向スペクトルの推定

(1) 方向スペクトル推定手法

Xバンドレーダによる観測では海面の水位分布に対応する、レーダ反射強度の空間分布が得られると考えられる。したがって、ここではこのレーダ反射強度をフーリエ変換することにより、観測域での波浪の方向スペクトルの算定を行った。ただし前節で述べたように、波谷部分では有効なレーダ反射強度が得られていない。そこで、本研究では波峰付近の有効なレーダ反射強度のみを用いることとし、以下に示すような二次元の有限離散フーリエ変換を施した。

$$S(k) = \frac{1}{N} \sum_{l=0}^{N_x-1} \sum_{m=0}^{N_y-1} V(x) \delta(V(x)) \cdot \exp\left\{-2\pi i \left(\frac{k_x l}{N_x} + \frac{k_y m}{N_y}\right)\right\} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 $S(k)$ は波数 $k=(k_x, k_y)$ のスペクトル、 $V(x)$ は空間座標 $x=x_0+(l\Delta x, m\Delta y)$ でのレーダ反射強度である。また、 N_x, N_y はフーリエ変換対象領域に対するそれぞれ x 方向、 y 方向のデータ数、 $\Delta x, \Delta y$ はレーダエコー画面上のデータ距離間隔であり、本研究では $\Delta x=\Delta y=5.86\text{ m}$ である。 δ はレーダ反射強度の有効性の判断基準のしきい値 V_{th} を用いて

$$\delta(V) = \begin{cases} 1 & \text{if } V \geq V_{th} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \dots\dots\dots (2)$$

と表わされる変数である。この V_{th} の値としては測定最小レンジに、最大ノイズ強度を加えたものが妥当であると考えられる。本研究で取得したレーダエコー画面では明確なノイズが見られなかったため、 V_{th} には測定最小レンジとほぼ同じ値を用いた。また N は

$$N = \sum_{l=0}^{N_x-1} \sum_{m=0}^{N_y-1} \delta(V(x)) \dots\dots\dots (3)$$

である。ここで、式(1)で求められるスペクトル波数領域は

$$|k_x| < \frac{\pi}{\Delta x} \sqrt{\frac{N}{N_x N_y}}, \quad |k_y| < \frac{\pi}{\Delta y} \sqrt{\frac{N}{N_x N_y}} \dots\dots\dots (4)$$

となる。

ただし、ここで注意すべき事は式(1)の変換にはレーダの反射強度分布 $V(x)$ を用いているという点である。したがって、変換結果として得られるスペクトル強度 $S(k)$ はあくまでも方向スペクトルの相対値を表わしており、その分布形のみが意味を持つ。そこで以下では、このスペクトル強度をその最大値 S_{max} で無次元化して議論することとする。

(2) レーダエコー画面より得られた方向スペクトル
前節で述べた手法を用いて、図-1に示されるレーダエコー画像から波浪の方向スペクトルを推定した。式(1)で得られる波数空間上の方向スペクトル $S(k)$ を周波数 f 、方位角 θ 空間上の方向スペクトルに換算した結果を図-3に示す。この図から、ピーク周波数とピーク波向はそれぞれ 0.11 Hz 、 -52° であることがわかる。

これに対して、Xバンドレーダと同時に、汀線から沖1,500 mの地点で建設省金沢工事事務所の波高計によって観測された結果は、有義波周期 10.3 s (周波数 0.097 Hz)、ピーク波向 -54° であった。この波高計による観測結果と比較して、図-3に示されるXバンドレーダによる観測・解析結果は妥当であると結論づけられる。

(3) 方向スペクトルへのレーダ視線方向の影響
前節の図-3の方向スペクトルはXバンドレーダで

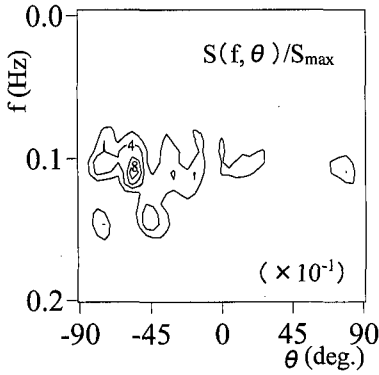


図-3 レーダエコー画面から得られた波浪方向スペクトル

の観測で得られたレーダエコー画像(図-1)内のほぼ全海域での方向スペクトルの平均値である。これに対して、個々の小領域での方向スペクトルはその対象領域の位置によって多少異なっていた。図-4に任意の複数の領域において推定された方向スペクトルを示す。

この図では、対象領域の違いによるスペクトル形のばらつきや、浅水変形によるスペクトル形の変化とは別に、特に高波数域においてレーダの視線方向と同方向の波浪に対して強いスペクトルが観測されているのがわかる。このように解析結果がレーダの視線方向と関係していることから、この特徴は波浪の特性ではなく、Xバンドレーダを強く反射する表面張力波、あるいはこの表面張力波とマイクロ波との干渉によって生じる現象と考えられる。この点についてはさらに検討する必要がある。ただし、このようなレーダ視線方向のスペクトルの強調は特に高波数領域で見られるものの、ピーク付近のスペクトルではこの影響がほとんど見られないため、本研究で行っている解析にはほとんど影響がないと判断した。

(4) マイクロ波距離減衰の方向スペクトルへの影響

海洋におけるレーダの受信強度 P_r は分布した散乱体に対するレーダ方程式

$$P_r = \frac{P_t G_t A_r \theta_a (ct/2) \sec \phi \sigma^0}{(4\pi)^2 R^3} \dots \dots \dots (5)$$

で表わすことができる(井口:1991)。ここで、 R はレーダから対象物までの距離、 σ^0 は後方散乱係数である。また、 P_t は送信出力、 G_t, A_r はそれぞれ空中線の利得と有効面積、 θ_a, ϕ, τ はそれぞれレーダのビーム幅、照射角とパルス幅、 c は光速を表わす。本研究では図-1に示した、レーダの受信信号に対数フィルタ処理を施した映像を解析しているので、これによる信号 $\log P_r$ は

$$\log P_r = \log \frac{P_t G_t A_r \theta_a (ct/2) \sec \phi}{(4\pi)^2} + \log \sigma^0 - 3 \log R \dots \dots \dots (6)$$

となり、レーダエコー画面では対象物までの距離 R の対

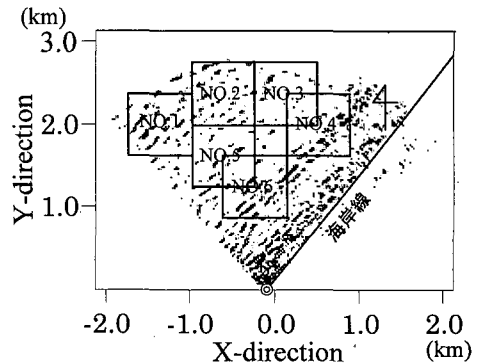
数に比例した減衰が現れる。実際にこのような距離減衰による影響は、図-1においても空中線近傍で鮮明な波浪映像が得られることを示したことから明らかである。したがって、解析にはこの距離減衰による影響も考慮する必要がある。しかし、式(1)より方向スペクトルを求める、本研究の場合、対象領域の大きさ $N_x \Delta x, N_y \Delta y$ が空中線からの距離 R に比べて小さいため、この距離減衰によるスペクトルへの影響はほとんど見られなかった。

(5) 空中線回転速度の方向スペクトルへの影響

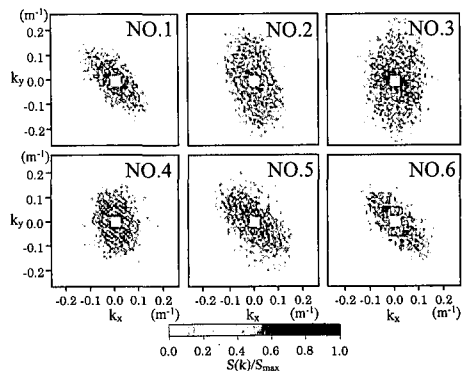
Xバンドレーダによるエコー画像は瞬時に取得されるのではなく、空中線が回転し、レーダビームが海面を捜査することにより得られる。したがって、高速で移動する物体に対してはこの空中線の回転速度による影響が無視し得ない可能性がある。そこで、ここでは海洋波浪スペクトルに対する空中線の回転速度の影響について検討する。

まず、Xバンドレーダによる観測対象小領域内の水位分布 $\eta(x)$ を成分波の重ね合せより次のように表わす。

$$\eta(x) = \sum_j A_j \cos(k_j \cdot x - \omega_j t + \epsilon_j) \dots \dots \dots (7)$$



(a) 解析対象とした小領域



(b) 個々の小領域の方向スペクトル

図-4 小対象海域ごとの推定方向スペクトル

ここで、 $A_j, k_j, \omega_j, \varepsilon_j$ はそれぞれ成分波 j の振幅、波数ベクトル、各周波数、初期位相角をあらわす。また、レーダ空中線の位置を x_r とすると、この x はレーダ空中線の回転角速度 $\dot{\theta}$ を用いて

$$x = R(\cos(\dot{\theta}t + \varepsilon_r), \sin(\dot{\theta}t + \varepsilon_r)) + x_r \quad \dots\dots (8)$$

と表わすことができる。ここで、 ε_r はレーダ空中線の初期位相角である。観測対象領域が十分小さいとし、その領域の中央の点 x_0 をレーダビームが通過する時間を t_0 として、 $x = x_0 + x', t = t_0 + t', R_0 = |x_0 - x_r|$ と表わした場合、二次以上の項を無視し、レーダエコー画像に表れる水位分布 $\eta_r(x)$ を求めると

$$\eta_r(x) = \sum_j A_j \cos\left\{\left(k_j - \frac{\omega_j e_{\theta}}{R_0 \dot{\theta}}\right) \cdot x' + k_j \cdot x_0 - \omega_j t_0 + \varepsilon_j\right\} \quad \dots\dots (9)$$

と表わすことができる。ここで、 e_{θ} はレーダビーム・アジマス方向の単位ベクトルである。この式より、レーダエコー画像に表れた成分波の波数ベクトル k_c と対応する実波浪場の成分波の波数ベクトル k の関係は

$$k_c = k - \frac{\omega e_{\theta}}{R_0 \dot{\theta}} \quad \dots\dots (10)$$

と表わすことができる。さらにスペクトル強度 $S(k)$ は対応するレーダエコー画面上のスペクトル強度 $S_c(k_c)$ より

$$S(k)dk = S_c(k_c) \cdot \left(1 + \frac{k_c \cdot e_{\theta}}{R_0 \dot{\theta}} \cdot \frac{g \tanh kh + gkh \operatorname{sech}^2 kh}{2\omega}\right) dk_c \quad \dots\dots (11)$$

と表わすことができる。ここで $k = |k|$ である。

以上の結果より、レーダエコー画像から得られた方向スペクトルに対して空中線の回転による影響の補正を行った。しかし、今回の条件ではピーク周波数付近の成分波に対しては、波数の補正量が数%程度であり、空中線の回転による大きな影響は見られなかった。

ただし、今後レーダシステムの高精度化を目指し、高空間分解能による高周波数成分の解析を行う場合などにはこの空中線の回転による影響を考慮する必要が生じる。

4. レーダエコー画像を用いた表層流速分布の推定

船舶レーダでは空中線が回転していることにより、レーダエコー画像が時系列的に得られるという特徴がある。この特徴を利用し、Goto and Mizuno (1998) は時系列的に連続する2枚のレーダエコー画像を解析して波向と波速の空間分布を求めている。本研究でも2枚の連

続するレーダエコー画像を用い、さらに海岸波動の物理過程を考慮することにより、観測対象海域の表層流の空間分布を求めた。

(1) 表層流速分布の推定手法

本研究では時間的に連続する2枚のレーダエコー画像を用い、それぞれの映像における各成分波について、対応する成分波間の2枚のレーダエコー画像間での位相差を利用して対象領域での表層流速を求めた。

今、1枚目のレーダエコー画像に写っている時刻 $t = t_1$ における対象領域の水位分布を、各成分波の波速 C_j とその領域における表層流速 U を用いてあらわすと

$$\eta(x)|_{t=t_1} = \sum_j A_j \cos[k_j \cdot \{x - (C_j + U)t_1\}] \quad \dots\dots (12)$$

となる。同様に Δt だけ時間差のある2枚目のレーダエコー画像の水位分布は

$$\eta(x)|_{t=t_1+\Delta t} = \sum_j A_j \cos[k_j \cdot \{x - (C_j + U)(t_1 + \Delta t)\}] \quad \dots\dots (13)$$

と表される。したがって、各成分波間における式 (12) と式 (13) の位相差を $\Delta\theta(k)$ とすると

$$k \cdot U = -\frac{\Delta\theta(k)}{\Delta t} - \omega \quad \dots\dots (14)$$

となる。この式 (14) より対象領域の表層流速 U を求めることとする。ただし、この際エイリアシングを防ぐために解析の対象とする成分波は

$$-\frac{\pi}{\Delta t} < \omega + k \cdot U < \frac{\pi}{\Delta t} \quad \dots\dots (15)$$

で示される条件を満たしていなければならない。

実際に表層流速 U を求める際には、式 (15) で規定される対象成分波に対して式 (14) の関係式を適用し、最小自乗法を用いた。最小自乗法を用いた流速 $U = (U_x, U_y)$ の算定式は

$$U_x = \left[\sum_j \left\{ W_j k_{xj} \left(\frac{\Delta\theta(k_j)}{\Delta t} + \omega_j \right) \right\} \sum_j (W_j k_{yj}^2) - \sum_j \left\{ W_j k_{yj} \left(\frac{\Delta\theta(k_j)}{\Delta t} + \omega_j \right) \right\} \sum_j (W_j k_{xj} k_{yj}) \right] / \left[\left\{ \sum_j (W_j k_{xj} k_{yj}) \right\}^2 - \sum_j (W_j k_{xj}^2) \sum_{j=0} (W_j k_{yj}^2) \right] \quad \dots\dots (16)$$

$$U_y = \frac{-\sum_j \left\{ W_j k_{xj} \left(\frac{\Delta\theta(k_j)}{\Delta t} + \omega_j \right) \right\} - U_x \sum_j (W_j k_{xj}^2)}{\sum_j (W_j k_{xj} k_{yj})} \quad \dots\dots (17)$$

である。ここで W_j は重みをあらわす。本研究では、この重みの値として式 (1) で得られたスペクトル $S(k_j)$ の値を用いた。

(2) 表層流速分布の推定結果

本研究では X バンドレーダによって観測した対象海域を複数の小領域に分割し、それぞれの小領域において

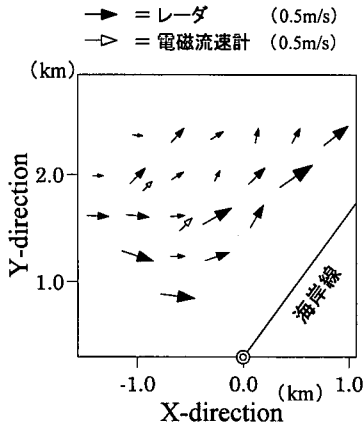


図-5 海洋表層流速分布の推定結果

式 (16) および式 (17) を用いて流速を算定することにより、全領域での表層流速分布を得た。

ただし、今回の観測で得られたレーダエコー画像では図-2に示されているように、波谷付近での shadowing 等によりレーダ反射強度が測定レンジ以下となる領域、すなわち有効成分波とならない成分波が多かった。このため、今回は式 (15) による条件よりも式 (4) での条件が支配的となった。そこで式 (4) で規定される成分波のみを用いて解析を行った。

解析の結果得られた流速分布を図-5に示す。この図には流速計による観測結果も白矢印にて表示している。この図から、対象領域では、この領域の西側の部分で岸向きの表層流が見られるものの、全体としては沿岸流が卓越していることがわかる。観測対象とした徳光海岸における、このような海浜流の傾向は、プイや ADCP などによる従来の定点観測においても見出されている(加藤, 1999)。

解析によって推算された流速分布は、図中に示されている流速計による観測結果との比較からもほぼ妥当であるといえよう。特に、図中に示されている流速計には観測結果が北東沿岸方向にそれぞれ 0.3 m/s および 0.2 m/s であったのに対して、本解析によって得られた観測対象領域の平均流速は同方向に 0.31 m/s であった。以上の結果からも本解析方法を用いた X バンドレーダによる海洋表層流算定は定量的にも妥当な結果を推算できると判断できる。

5. おわりに

本研究では、X バンドレーダを用いた海洋観測によって得られたレーダエコー画像から波浪方向スペクトルおよび表層流速分布を算定する手法を提案した。また、実

際に現地観測を行い、その観測結果をこの手法で解析することにより、流速計による観測結果とほぼ等しい妥当な結果が得られることを示した。以上、本研究で提案した解析手法を用いることにより、容易に波浪の方向スペクトルや広域での表層流速分布を推算できるという、海洋観測手法としての X バンドレーダの有用性が示すことができた。

ただし、ここでは、X バンドレーダは映像レーダであるために波高の定量的推定ができなかった。現在、Seemann ら (1997) によりレーダ反射強度から経験的に波高を推定する試みが行われているが、レーダ反射強度は波高のみではなく、海上風などさまざまな要因に起因しているために、この手法は汎用性に欠ける。今後、海洋物理過程を考慮に入れ、X バンドレーダのレーダエコー画像から波高を定量的に推算する手法を開発する必要がある。

謝辞：本研究は科研費基盤 (C) (1) (11895012) および造船学術研究推進機構研究助成による成果であり、謝意を表す。

参考文献

- 井口俊夫 (1991): 短波海洋レーダ, 2. 短波海洋レーダの原理, 通信総合研究所季報, Vol. 37, No. 3, pp. 345-360.
- 加藤 茂 (1999): 風と波によって形成される広域海浜流の 3 次元モデルに関する研究, 岐阜大学大学院学位論文, p. 127.
- 徳田正幸・村上和男・渥美泰彦・松永 宏 (1997): VHF 沿岸海洋レーダの開発と流れ観測, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp. 1276-1280.
- 橋本典明・徳田正幸 (1998): 海洋短波レーダによる方向スペクトルの推定, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 1271-1275.
- Barrick, D. E. (1971): Theory of HF and VHF propagation across the rough sea, 1, 2, The effective surface impedance for a slightly rough highly conducting medium at grazing incidence, Radio Science, Vol. 6, No. 5, pp. 517-526, 527-533.
- Ebuchi N., H. Kawamura, and Y. Toba (1993): Physical processes of microwave backscattering from laboratory wind wave surface, Journal of Geophysical Research, Vol. 98, pp. 14669-14681.
- Goto S., and Y. Mizuno (1998): The extraction of 2-D sea parameter at near shore region from sequence analysis of marine radar image and its verification, Int. Arch. of Photogrammetry and Remote Sensing, Vol. 32, Part 5, pp. 698-703.
- Hisaki, Y. (1996): Nonlinear inversion of the integral equation to estimate ocean wave spectra from HF radar, Radio Science, Vol. 31, No. 1, pp. 25-39.
- Ouchi K. (1994): Modulation of waveheight spectrum and radar cross section by varying surface currents, Trans. on Geoscience and Remote Sensing, IEEE, Vol. 32, No. 5, pp. 995-1003.
- Seemann, J., F. Ziemer, and C. M. Senet (1997): A method for computing calibrated ocean wave spectra from measurements with a nautical X-band radar, Oceans '97 Proc.