

— 総 説 —

短波海洋レーダによる波浪研究の進展と課題*

久木 幸治†

要 旨

短波海洋レーダによる波浪研究の現在までの進展について紹介する。短波海洋レーダが受信する波浪からの後方散乱電波のドップラースペクトルには、波浪を構成している全ての自由波成分が関与している。このため、ドップラースペクトルから波浪スペクトルを推定することが可能である。その推定手法には、半経験的な手法、パラメータ適合による手法、線形インバージョン法、非線形インバージョン法がある。この中で、半経験的な手法が最も広く使われている。半経験的な手法とは、ドップラースペクトルと波浪パラメータとの関係式において未知の係数を経験的に求めることによって波浪パラメータを求める手法である。パラメータ適合による手法は、広ビーム型短波海洋レーダで得られるドップラースペクトルの解析のために開発された。線形インバージョン法は、狭ビーム型短波海洋レーダで波浪スペクトルを求める手法として最もよく知られた手法であり、ドップラースペクトルと波浪スペクトルとの関係式を波浪スペクトルについて線形な式に近似してから、波浪スペクトルを求める手法である。非線形インバージョン法は、日本で最も精力的に開発が進められている手法であり、線形インバージョン法を高度化した手法である。短波海洋レーダによる波浪推定精度を高めるためには、推定手法の高精度化とともに、SN(信号対雑音)比の高いドップラースペクトルを選択する手法の開発が必要である。このことによって、沿岸域における波浪の高い精度での予報が可能となることが期待される。

キーワード：短波海洋レーダ、波浪スペクトル、ドップラースペクトル、二次散乱、インバージョン

1. はじめに

短波海洋レーダとは、沿岸から短波帯の電波を海面に

照射し、海面で散乱されて戻ってきた電波をスペクトル解析することによって、表層の流れや波浪などを観測する装置である。この装置の特徴として、波浪や海流などの面的分布を求めることが可能である点と、陸上に装置を設置するだけなので、維持管理が容易である点の2点を挙げることができる。なお、短波海洋レーダの波浪観測可能範囲は、現在、気象庁が国内に展開しているCバンド(5.82 GHz)の波浪レーダ(池田ら, 2014)よりも広い。短波海洋レーダを用いた沿岸域の流れに関する研究

* 2018年9月25日受領 2020年4月13日受理
著作権：日本海洋学会, 2020年

† 琉球大学理学部
〒903-0213 沖縄県中頭郡西原町千原1番地
e-mail: hisaki@sci.u-ryukyu.ac.jp

は、これまで数多く行われており、短波海洋レーダは、流れの観測装置として一定の評価を得ている。ただし、短波海洋レーダによって計測される海の流れは、高々深さ1m程度の表層の流れであり、風の影響を大きく受けている。一方、短波海洋レーダを用いた波浪に関する研究の数は、流れに関する研究の数に比べてはるかに少ない。この理由としては、短波海洋レーダによる波浪の推定が、雑音の影響を受けやすいことと、流れの計測よりも複雑であることが挙げられる。

短波海洋レーダには、主に2つのタイプがある。1つは、コンパクトな受信アンテナを用いて、レーダに対してあらゆる方角からの散乱電波を受信する、広ビーム型レーダと呼ばれるタイプである。広ビーム型レーダでは、受信電波の方向検知アルゴリズムによって、海の流れの視線方向成分をレーダに対する方角ごとに求めることが可能である。しかし、波浪に関する方向検知アルゴリズムは開発されていない。広ビーム型はCODAR社(米国)が開発した方式である。他の1つは、配置する受信アンテナの数を増やすことによって、散乱受信電波の方向分解能を高くしたタイプである。このタイプには、フェーズドアレイレーダやデジタルビーム形成レーダが含まれる(藤井, 2001)。以下では、これらのタイプを狭ビーム型レーダと呼ぶ。狭ビーム型レーダは、アンテナ設置のための広い敷地が海岸付近に必要である。狭ビーム型レーダの世界的な製造・販売シェアは、HELZEL社(ドイツ)によるWERAレーダが最も高い。しかし、日本で使用されている狭ビーム型レーダのほとんどは、国内で製造されたものである。

久木(2004)は、短波海洋レーダによる波浪研究について詳しく紹介している。本総説では、その概要と、それ以降の波浪研究について紹介するとともに、主に狭ビーム型レーダによる波浪推定について解説する。

2. 波浪研究の現況と海洋レーダによる波浪研究の位置づけ

海上に風が吹くと、大気海洋間で運動量の交換が起こる。すなわち、波浪が生じ、表層の流れが引き起こされる。波浪は海洋災害や沿岸災害を起こす要因の1つであり、波浪研究は海洋開発、沿岸開発、船舶運行などの実

用上で重要である。異常波浪、すなわち海洋波浪の中から突如出現する大波高の波に関する研究が、その例である。また、大気海洋相互作用過程と、その定式化は、流れの数値モデルにおいても重要であり、海洋物理学分野の主要研究課題の1つとなっている(例えば、吉川・遠藤, 2017)。

波浪研究は、古くから世界各国の多くの研究者によって行われてきた。国内での波浪研究の発展は、総説(例えば、光易, 2001; 鳥羽, 1996)や解説書(例えば、光易, 1995)で紹介されているので参照されたい。波浪に関する研究は、基礎的な研究から実用的な研究までさまざまな分野で幅広く行われ、互いに深く関連しながら発展してきた。それらの中でも実用と最も関連するのが、波浪の計測と推算あるいは予測に関する研究である。波浪予測を観測によって検証し、それを予測の改良にフィードバックすることによって、波浪研究は進展した。

海の波は、種々の周波数(波数)で、種々の方向に伝搬する自由波の重ね合わせで表現され、波浪スペクトル $F(\omega, \theta)$ あるいは $S(\mathbf{k})$ によって表現される。ここで、 ω は角周波数、 $\mathbf{k} = (k \cos \theta, k \sin \theta)$ は水平二次元波数ベクトル、 θ は波の伝搬方向である。深水波の場合、分散関係 $\omega^2 = gk$ より、 $S(\mathbf{k}) = g^2 / (2\omega^3) F(\omega, \theta)$ となる。ここで、 g は重力加速度である。波浪の代表的な波高(有義波高) H_s は、波浪スペクトルから得られる波浪の全エネルギー E と次式で対応している。

$$H_s = 4E^{\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

$$E = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} F(\omega, \theta) d\theta d\omega = \int_{-\infty}^\infty S(\mathbf{k}) d\mathbf{k}. \quad (2)$$

従って、波浪の推算・計測とは、この波浪スペクトル $F(\omega, \theta)$ を推算・計測することに対応している。

波浪スペクトルから波浪の波高、周期、波の向きが求められる。また、波浪スペクトルの幅が狭くなると、すなわち主要な成分波へのエネルギーの集中度が高くなると、異常波浪の出現可能性が高くなることが指摘されている(Waseda *et al.*, 2011)。従って、波浪スペクトルを計測し、予測することは、防災の面からも重要である。

流れの影響がないところでの、波浪スペクトルの発達に関するエネルギー平衡方程式は、直交座標系においては、

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{C}_g S) = Q \quad (3)$$

で表される。ここで、 t は時間、 ∇ は水平勾配を表す演算子、 $\mathbf{C}_g = \partial\omega/\partial\mathbf{k}$ は群速度ベクトルである。 Q はソース関数で、風による入力、砕波などによる散逸、4成分波間の共鳴などの効果の和であり、波浪スペクトルや海上風ベクトルの関数である。

式(3)に基づく波浪推算モデルとしては、WAM (ECMWF, 2017)、WaveWatch (Tolman *et al.*, 2016)、SWAN (SWAN team *et al.*, 2018) などが知られており、これらのプログラムは公開されている。日本語による波浪推算モデルの解説としては、例えば、磯崎・鈴木 (1997) がある。

波浪推算の精度は、主に海上風の推定精度に依存する。外洋域における海上風の観測精度は、人工衛星搭載のセンサーによる海上風観測によって向上し、その結果、波浪推算精度も向上した (Stopa and Cheung, 2014)。その一方、沿岸域における波浪予測の精度は、外洋域に比べて低い (Cavaleri *et al.*, 2018)。それは、海上風の空間的非一様性が高い沿岸域では、海上風に依存する波浪を高い精度で予測するのが難しいためである。

これまで、波浪スペクトル $F(\omega, \theta)$ を計測するさまざまな装置が国内外で開発されてきた。日本国内では、波浪スペクトルを現場計測する装置として、波高計群 (Fujinawa, 1975)、電磁流速計 (Nagata, 1964)、クローバリーフ・ブイ (Mitsuyasu *et al.*, 1975) などが開発されてきた。現在、日本国内で定常的に波浪スペクトル観測で主に使用されているのは、海底設置型の海象計である。ただし、海象計の設置水深は 50 m 以浅に限定されている。海象計は、超音波ドップラー効果を利用して水粒子の速度ベクトル (u, v, w) を計測する。海象計による波浪スペクトル観測では、計測された速度ベクトルの各成分のスペクトル及び速度ベクトル 3 成分のうちの 2 成分 (例えば、 u と w) を組み合わせたクロススペクトルを求め、それらと波浪スペクトルの関係式 (磯部ら, 1984) から波浪スペクトルを算出している (橋本, 2006)。この海象計などで得られる全国沿岸域の波浪状況は、全国港湾海洋波浪情報網 (NOWPHAS) によって常時、一般に公開されている。上空からのリモートセンシングによる波

浪計測で用いられている代表的な装置には、海面高度計と合成開口レーダがある。海面高度計は波浪スペクトルではなく、波高を計測する。その精度は高く (Abdalla *et al.*, 2010)、波浪推算モデルの検証や再解析データセットの作成にも活用されている (ECMWF, 2017)。合成開口レーダでは波浪スペクトルを推定できる (佐竹ら, 2002)。これらのセンサーは、人工衛星あるいは航空機に搭載するものである。従って、短い時間間隔での継続的な観測には不適切である。

陸上からのリモートセンシングによる波浪計測では、マイクロ波レーダと短波海洋レーダが用いられている。マイクロ波レーダには、映像レーダ (WaMoS レーダ, Xバンド) とドップラーレーダ (MIROS レーダ, Cバンド) がある (Nieto Borge and Reichert, 2005; Magnusson and Gronlie, 2005)。映像レーダは、電波の海面散乱強度の分布図 (映像) の時系列から波浪スペクトルを求める。映像レーダで波浪スペクトルの絶対値 (波高) を求めるためには、現場観測による較正を必要とする。ドップラーレーダは、波による海面粒子の軌道運動の速度を電波の海面散乱に伴うドップラー効果から求め、その速度から波浪スペクトルを推定する。従って、現場観測によるスペクトルの絶対値を求めるための較正を必要としない。気象庁による沿岸波浪観測は、2012年までに、超音波を用いた波浪計からドップラーレーダに置き換えられた (池田ら, 2014)。

マイクロ波レーダの計測可能距離は、高々見通し距離程度であり、沿岸近傍に限定される。一方、短波海洋レーダの最大計測可能距離は、使用する電波の周波数に依存するが、一般にはマイクロ波レーダよりも長い。このため、短波海洋レーダは沿岸域の広い範囲の波浪の面的分布を得ることができる。この結果、短波海洋レーダの計測結果を用いて数値モデルによる推算波浪の面的分布を検証することも可能となる。そのため、短波海洋レーダは、沿岸域における波浪予測精度の向上に大きく寄与することが期待されている。

3. 短波電波の海面による後方散乱

本章では、あらゆる周波数と伝播方位についての各海洋成分波の重ね合わせである海洋表面波スペクトル

$F(\omega, \theta)$ からの短波電波の後方散乱について解説する。水平に入射する波数ベクトル \mathbf{k}_0 の電波は、海面によって全方向に散乱される。この散乱電波は、各海洋成分波によって散乱された電波の重ね合わせで表される。後方散乱（入射した方向への散乱）した電波も、各海洋成分波によって後方散乱した電波の重ね合わせで表される。ところが、波数ベクトルが $\pm 2\mathbf{k}_0$ 以外の他の海洋成分波による後方散乱電波の位相は、互いにずれている。従って、後方散乱電波を電波の照射域で積分すると、他の海洋成分波による後方散乱への寄与はゼロとなる。これをブラッグ散乱という。また散乱電波の振幅は、海洋波の位相によって変化する。従って散乱電波の振幅は、海洋波の周波数で変調し、散乱電波の送信電波からの周波数偏移（ドップラー周波数）は、散乱に関与する海洋波の周波数と等しい（Hisaki, 2003; Wen and Li, 2016）。ドップラー周波数は波の位相速度によって決まる。このことから、ドップラー周波数が波の周波数と等しくなることを示すこともできる。

この散乱電波のパワースペクトルを、ドップラー周波数の関数として表したものをドップラースペクトル（Fig. 1）と呼ぶ。Fig. 1 に示すように、ドップラースペクトルには、正負ほぼ対照なドップラー周波数に顕著なピークが現れる。これらを一次散乱という。また、それ以外のドップラースペクトルの信号を二次散乱という。ドップラー角周波数 ω_D におけるドップラースペクトル強度 $P(\omega_D)$ は、角周波数 ω_D 、波数ベクトルが $-2\mathbf{k}_0$ の海洋成分波のエネルギーに比例すると考えられる。

$$P(\omega_D) \propto X(\omega_D, -2\mathbf{k}_0) \quad (4)$$

ここで $X(\omega, \mathbf{k})$ は角周波数 ω 、水平波数ベクトル \mathbf{k} における波浪スペクトルである。波浪スペクトル $X(\omega, \mathbf{k})$ は、自由波成分で構成される1次のスペクトルと束縛波で構成される2次のスペクトルの和、 $X = X_1 + X_2$ 、で表される。1次のスペクトルは、すべての自由波成分を深水波とすると、自由波成分については、線形波の分散関係 $\omega = (gk)^{\frac{1}{2}}$ が成り立つので、

$$X_1(\omega, \mathbf{k}) = \frac{1}{2} \sum_{m_2=\pm 1} S_1(m_2\mathbf{k}) \delta(\omega - m_2(gk)^{\frac{1}{2}}) \quad (5)$$

となる。ここで δ はディラックのデルタ関数、 $k = |\mathbf{k}|$ で

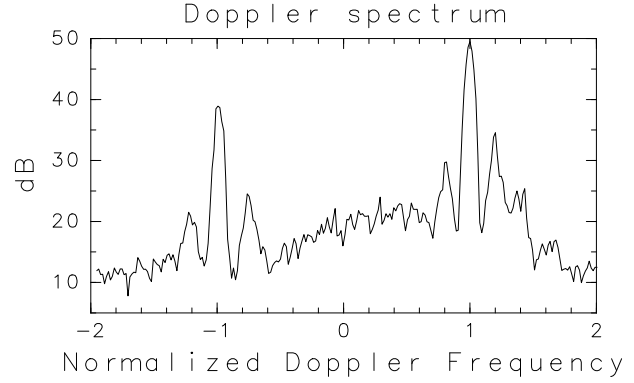


Fig. 1 An example of Doppler spectrum. Horizontal axis: Normalized Doppler frequency ($\omega_{DN} = \omega_D / \omega_B$). Vertical axis: Signal intensity in dB ($10 \log_{10}(P(\omega_D))$).

ある。 $S_1(\mathbf{k})$ は海洋波の波数ベクトル \mathbf{k} に対する1次の波浪スペクトルである。また、2次のスペクトルは、

$$X_2(\omega, \mathbf{k}) = \frac{1}{2} \sum_{m_1=\pm 1} \sum_{m_2=\pm 1} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Gamma_H^2 S_1(m_1\mathbf{k}_1) S_1(m_2\mathbf{k}_2) \delta(\omega - m_1\omega_1 - m_2\omega_2) dpdq, \quad (6)$$

$$\Gamma_H = \frac{1}{2} \left[k_1 + k_2 + \frac{(k_1 k_2 - \mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_2)}{m_1 m_2 (k_1 k_2)^{\frac{1}{2}}} \left(\frac{gk + \omega^2}{gk - \omega^2} \right) \right] \quad (7)$$

となる（Barrick and Weber, 1977; Masuda *et al.*, 1979）。ここで $k_n = |\mathbf{k}_n|$ 、 $\omega_n = (gk_n)^{\frac{1}{2}}$ 、 $(n = 1, 2)$ 、 $\Gamma_H = \Gamma_H(\omega, \mathbf{k}, \mathbf{k}_1)$ は結合係数である。式(6)において、 $\mathbf{\kappa} = (p, q)$ は p - q 平面上のベクトル、 $\mathbf{k}_1 = \mathbf{k}/2 + \mathbf{\kappa}$ 、 $\mathbf{k}_2 = \mathbf{k}/2 - \mathbf{\kappa}$ で $\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = \mathbf{k}$ を満たす。この式(6)、(7)は、ストークス波における二次高調波を不規則波に拡張したものである。ドップラースペクトルは、レーダ散乱断面積 $\sigma(\omega_D)$ に比例する。このレーダ散乱断面積は、以下のようになる。

$$\sigma_1(\omega_D) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m_2=\pm 1} S_1(-2m_2\mathbf{k}_0) \delta(\omega_D - m_2\omega_B), \quad (8)$$

$$\sigma_2(\omega_D) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m_1=\pm 1} \sum_{m_2=\pm 1} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} |\Gamma_T^S|^2 S_1(m_1\mathbf{k}_1) S_1(m_2\mathbf{k}_2) \delta(\omega_D - m_1\omega_1 - m_2\omega_2) dpdq, \quad (9)$$

$$\Gamma_T^S = \Gamma_E^S - i\Gamma_H^S, \quad (10)$$

$$\Gamma_H^s = \Gamma_H(\omega_D, -2\mathbf{k}_0, \mathbf{k}_1), \quad (11)$$

$$\Gamma_E^s = \frac{1}{2} \left[\frac{(\mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_0)(\mathbf{k}_2 \cdot \mathbf{k}_0)/k_0^2 - 2\mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_2}{(\mathbf{k}_1 \cdot \mathbf{k}_2)^{\frac{1}{2}} - k_0 \Delta} \right]. \quad (12)$$

ここで、 $\sigma_1(\omega_D)$, $\sigma_2(\omega_D)$ は1次及び2次のレーダ散乱断面積で、 $\sigma(\omega_D) = \sigma_1(\omega_D) + \sigma_2(\omega_D)$ であり、各々、一次散乱 ($P_1(\omega_D)$) 及び二次散乱 ($P_2(\omega_D)$) に対応する。 $\omega_B = (2gk_0)^{\frac{1}{2}}$ はブラッグ角周波数で、 $k_0 = |\mathbf{k}_0|$ は電波波数である。式(9)は、式(7)と同様に、 $p-q$ 平面における積分形であって、 p 軸を入射電波の向きとすると、 $\mathbf{k}_1 = (p - k_0, q)$, $\mathbf{k}_2 = (-p - k_0, -q)$ となり、 $\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = -2\mathbf{k}_0$ である。また式(12)の Δ は、海面の複素インピーダンスで、その絶対値は小さい。

式(8)は、線形波の分散関係を満たす自由波成分によるブラッグ散乱を表す。なお、式(6)で海洋表面波の模型に、組み込まれているストークスドリフトは、式(8)の一次散乱のピークの位置には反映されない。式(9)は、束縛波によるブラッグ散乱及び二重ブラッグ散乱を表す。式(9)において、 $\mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = -2\mathbf{k}_0$ の関係式を満たす自由波成分の組 ($\mathbf{k}_1, \mathbf{k}_2$) は、二次散乱に関与する。従って、全ての自由波成分が散乱に関与している。式(9)を最初に提示したのは Barrick (1971) であるが、その導出過程を記していなかった。その後、Johnstone (1975) が、式(9)の導出過程を示したが、式(10)を導出していない。式(9)によるレーダ散乱断面積の計算手順は、Lipa and Barrick (1982) に記述されている。式(12)は、二重ブラッグ散乱を表す。二重ブラッグ散乱があるため、レーダ散乱断面積は式(4)と少し異なる。

散乱電磁界は、海面における境界条件を与えることによって、Maxwell の方程式から摂動法を用いて導出される。その手順は以下の通りである。まず、全電界を入射電界、(鏡面)反射電界、散乱電界の和で表す。次いで、電界に関するヘルムホルツ方程式を、電界の海面法線成分がゼロという境界条件で解く。ここで、短波帯の電波の場合、海面変位が電波波長より小さいと仮定し、電波波長で規格化した海面変位で摂動展開することによって、散乱電界を求めることができる (Rice, 1951)。遠方における散乱電界は摂動法で得られた電磁界を電波照射域で、積分 (Stratton-Chu の積分, 前田, 1959) すること

で得られる。

海洋レーダの送受信電波は垂直偏波であり、電界の変化する向きは鉛直面に沿う。従って遠方における散乱電界の垂直偏波成分のパワースペクトルを求めることによって、レーダ散乱断面積を得る。レーダ散乱断面積の式(8), (9)の詳細な導出は、Hisaki and Tokuda (2001), 久木 (2001a, b) 他に記述されているので参照されたい。浅海域の場合、分散関係および式(7)を有限水深の場合に書き換えた形となる (Barrick and Lipa, 1986)。

ドップラースペクトル $P(\omega_D)$ とレーダ散乱断面積の関係は、未知のファクターを A として、

$$P(\omega_D) = P_1(\omega_D) + P_2(\omega_D), \quad (13)$$

$$P_n(\omega_D) = A \sigma_n(\omega_D), \quad n = 1, 2, \quad (14)$$

と書ける。従って、観測されたドップラースペクトル $P(\omega_D)$ から式(9), (10), (12), (13), (14)をもとに波浪スペクトル $S(\mathbf{k})$ (以下、波浪スペクトルの添え字1は省略) を求めることができる。式(9), (10), (12)は、波高が電波波長に比べて小さいという条件の下で導出されている。従って、波高が高くなると、この理論は成り立たない。実際に波高が高くなると、ドップラースペクトルの形が式(9)に比べて広がった形となる (Hisaki and Tokuda, 1995; Wyatt, 1995)。

式(9)は積分変数 p について対称であるので、 $k_1 \leq k_2$ とすることが可能である。そこで、式(9)の p の積分範囲を $p \geq 0$ とし計算し、結果を2倍する。式(9)の符号 (m_1, m_2) とドップラー周波数の関係は

$$\omega_D < -\omega_B, \quad (m_1, m_2) = (-1, -1), \quad (15)$$

$$-\omega_B < \omega_D < 0, \quad (m_1, m_2) = (1, -1), \quad (16)$$

$$0 < \omega_D < \omega_B, \quad (m_1, m_2) = (-1, 1), \quad (17)$$

$$\omega_D > \omega_B, \quad (m_1, m_2) = (1, 1), \quad (18)$$

となる。式(9)の海洋波の波数ベクトル $m_1 \mathbf{k}_1$ および波数ベクトル $m_2 \mathbf{k}_2$ と同じ波数ベクトルの電磁波と、ドップラー周波数と波周波数・方向との関係は、各々、

$$\omega_{DN} = m_1 \omega_{1N} + m_2 [\omega_{1N}^4 + 2m_1 \omega_{1N}^2 \cos(\theta_1 - \phi_b) + 1]^{1/4}, \quad (19)$$

$$\omega_{DN} = m_1 [\omega_{2N}^4 + 2m_2 \omega_{2N}^2 \cos(\theta_2 - \phi_b) + 1]^{1/4} + m_2 \omega_{2N}. \quad (20)$$

となる。ここで $\omega_{DN} = \omega_D / \omega_B$ は、規格化したドップラー周波数である。 $\omega_{nN} = \omega_n / \omega_B$ および θ_n は、各々、海洋波の波数ベクトル $m_n \mathbf{k}_n$ と同じ波数ベクトルの電磁波に対する規格化した周波数と波向きである ($n=1, 2$)。 ϕ_b はビーム方向である。式 (19) と (20) で $\phi_b = 0$ とした時の、規格化したドップラー周波数と海洋波の周波数と向きの関係を Fig. 2 に示す。ただし、Fig. 2 では $\theta_n \geq 0$ の範囲で示している。 $\theta_n \leq 0$ では、この図と $\theta_n = 0$ に対して対称となる。また、Fig. 2 では、正のドップラー周波数について示している。負のドップラー周波数の場合、 $\theta_n = 90^\circ$ でこの図と対称となる。

4. 海洋レーダによる波浪研究の進展

本章では、主な波浪スペクトル推定手法について解説する。ただし、それらの中で、公表されている情報が不十分なため、詳細に説明できない手法と、その手法についての後続研究がない手法については、概要のみを説明する。

4.1. 一次散乱を用いた波浪研究

式 (8) より、一次散乱のピークのドップラー周波数は、ブラッグ周波数 $f_B = \omega_B / (2\pi)$ である。しかし、実際は海洋表層の流れにより、ピークドップラー周波数は、ブラッグ周波数とずれている。このずれを求めることによって、海洋表層流の速度ベクトルのレーダ視線成分を求めることができる。

2つの一次散乱の比は式 (8) より、

$$\frac{P_1(\omega_B)}{P_1(-\omega_B)} = \frac{S(-2k_0)}{S(2k_0)} = \frac{D_0(\pi + \phi_b - \theta_0)}{D_0(\phi_b - \theta_0)} \quad (21)$$

となる。ここで $D_0(\theta - \theta_0)$ は、角周波数 ω_B の自由波成分の伝搬方向 θ に対する方向分布関数である。 $D_0(\theta - \theta_0)$ の関数形を与えれば、角周波数 ω_B の海洋成

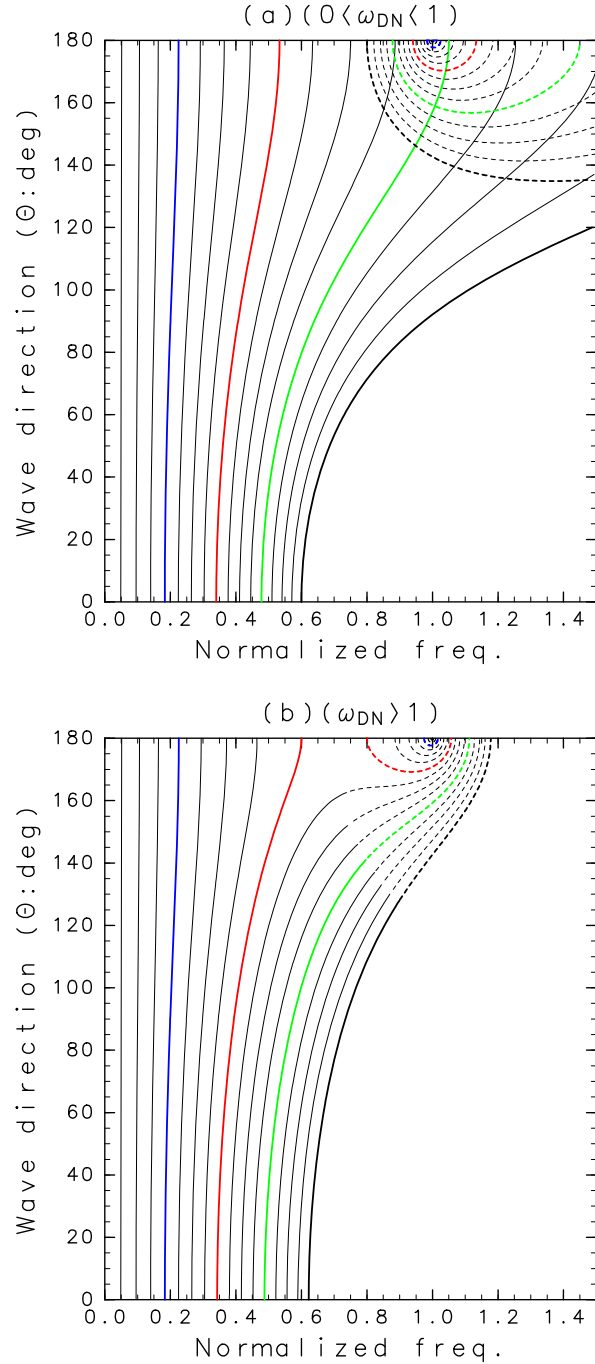


Fig. 2 (a) Relationship between (ω_{nN}, θ_n) for $n=1$ and 2, and Doppler frequencies (ω_{DN}) for $0 < \omega_{DN} < 1$. Solid line: (ω_{1N}, θ_1) for Eq. (19). Dashed line: (ω_{2N}, θ_2) for Eq. (20). Blue: $\omega_{DN} = 0.8$. Red: $\omega_{DN} = 0.6$. Green: $\omega_{DN} = 0.4$. Contour interval = 0.05. (b) Same as (a) except for $\omega_{DN} > 1$. Blue: $\omega_{DN} = 1.2$. Red: $\omega_{DN} = 1.4$. Green: $\omega_{DN} = 1.6$.

分波の平均波向き θ_0 を求めることができる。 $D_0(\theta)$ が偶関数なら、式 (21) の θ_0 に、レーダ方向について対称な方向 $2\phi_b - \theta_0$ を代入しても式 (21) は満たされる。このことは、1つのレーダビーム方向に対して左右対称に伝播する波を区別できないことを意味している。従って、対称に伝播する波を区別するためには2つのレーダビームが必要であり、実際の波が伝播する向きを求めるためには、2基のレーダが必要である。

電波周波数が 24.5 MHz の海洋レーダの場合、ブラッグ周波数は $f_B = \omega_B / (2\pi) = 0.505$ Hz となる。この周波数の風波成分波は、多くの場合、風と同じ向きに伝播する。このため、波向き θ_0 は、風向を表していると考えられる (Heron and Rose, 1986; Harlan and Georges, 1994; Fernandez *et al.*, 1997; Huang *et al.*, 2004, 2012; Chu *et al.*, 2015)。式 (8) から風速を求めることも可能であるが、式 (14) の A を評価するための較正が必要である (Stewart and Barnum, 1975; Shen *et al.*, 2012; Kirincich, 2016)。風波が卓越した状況下において、一次散乱から波高を求める試み (Tian *et al.*, 2017) もあるが、同様な較正が必要である。一次散乱を用いた研究は、ブラッグ周波数 (高周波) での方向分布 $D_0(\theta - \theta_0)$ に関する研究が主である (Heron, 1987; Hisaki, 2005, 2007; Wyatt, 2012)。

4.2. 半経験的な手法

周波数スペクトル

$$\Psi(\omega) = \int_0^{2\pi} F(\omega, \theta) d\theta \quad (22)$$

と、レーダ散乱断面積 (式 (8), (9)) の間には、以下の近似式が成り立つ (Barrick, 1977a, b)。

$$\begin{aligned} \Psi(\omega_B | \omega_{DN} - 1) &\simeq \frac{4\sigma_2(\omega_D) / W_d(\omega_{DN})}{k_0^2 \int_0^\infty \sigma_1(\omega_D) d\omega_D} \\ &= \frac{4P_{2N}(\omega_D)}{k_0^2 W_d(\omega_{DN})}. \end{aligned} \quad (23)$$

ここで、 $P_{2N}(\omega_D)$ は一次散乱の積分値で規格化した二次散乱を表す。また、一次散乱の積分値を求めるには、一次散乱ピーク付近の極小値の間 (Fig. 1 の場合、 $-1.1 \leq \omega_{DN} \leq -0.9$ 及び $0.9 \leq \omega_{DN} \leq 1.1$) を積分範囲とするのが一般的である。一次散乱の積分値は、正負両方の一次散

乱の積分値、あるいは大きな方のみの積分値のいずれかで定義される。ここでは、いずれの場合も $P_{2N}(\omega_D)$ と書く。

波高 H_s は、式 (1), (2), (23) より

$$H_s \simeq 4 \left[\frac{2 \int_0^\infty (\sigma_2(\omega_D) / W_d(\omega_{DN})) d\omega_D}{k_0 \int_0^\infty \sigma_1(\omega_D) d\omega_D} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (24)$$

である。

式 (23), (24) における散乱断面積のドップラー周波数による積分区間は、 $[-\infty, 0]$ または $[0, \infty]$ のどちらかとなる。実際には、SN 比が高い方のドップラー周波数範囲で積分する。式 (23), (24) の $W_d(\omega_{DN})$ は重み関数で、

$$W_d(\omega_{DN}) = \frac{8}{k_0^2} |\overline{\Gamma_T^s}|^2, \quad (25)$$

$$|\overline{\Gamma_T^s}|^2 = \frac{1}{\alpha_2 - \alpha_1} \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} |\Gamma_T^s(\omega_D, \alpha)|^2 d\alpha \quad (26)$$

である。式 (26) では $\alpha = \text{Arctan}(k_2/k_1)$ である。また、 $\Gamma_T^s(\omega_D, \alpha)$ は式 (9) の Γ_T^s をデルタ関数内の関係式から ω_D および α で表した形である。式 (26) の積分範囲 $[\alpha_1, \alpha_2]$ は、 ω_D に対して、実数 (p, q) の存在条件から求められる。 $W_d(\omega_{DN})$ のグラフを Fig. 3 に示す。式 (9) において、 $\mathbf{k}_2 \simeq -2\mathbf{k}_0$ 、 $\Gamma_T^s \simeq \overline{\Gamma_T^s}$ と近似する。さらに、積分変数を (p, q) から (ω_1, θ_1) に置き換えることによって、

$$\begin{aligned} \sigma_2(\omega_D) &\simeq 2^7 \pi k_0^4 S(-2m_2 \mathbf{k}_0) \\ &\quad |\overline{\Gamma_T^s}|^2 \Psi(-m_1 m_2 \omega_B + m_1 \omega_D) \end{aligned} \quad (27)$$

が導かれる。これと式 (8) より、式 (23) の近似が成り立つ。

ドップラースペクトルの SN 比が高ければ、多くの場合、ドップラースペクトルには一次散乱の周囲に計4つの二次散乱のピークが現れる (Fig. 1)。これらの二次散乱 (サイドバンドと呼ぶ) は、式 (23) から、大まかには、周波数スペクトルの形を表している。一次散乱と二次散乱のピーク周波数の差は、海洋波の卓越周波数を表している。式 (24) から、二次散乱と一次散乱の比は、波高を表している。二次散乱と一次散乱の比と波高との関係を、現場観測と組み合わせて求める半経験的な手法が多くの研究で採用されている (Maresca Jr. and Georges, 1980; Heron and Heron, 1998; Ramos *et al.*, 2009)。卓越

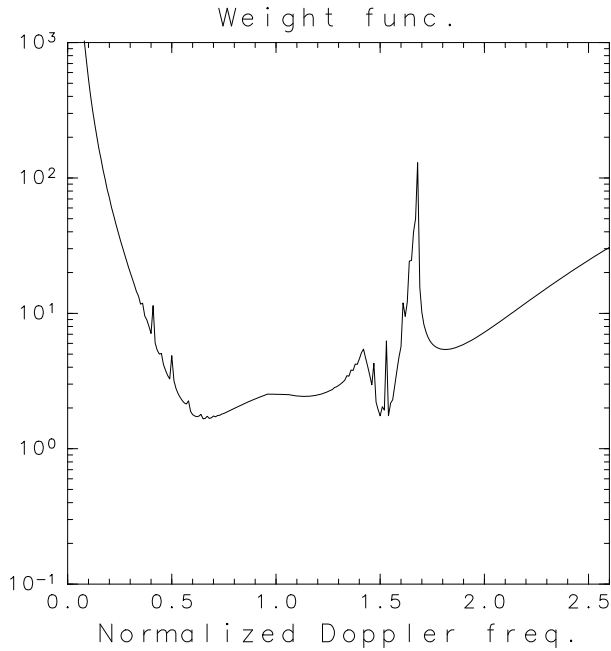


Fig. 3 Weight function $W_d(\omega_{DN})$ in Eq. (25).

周期やうねり周期の推定 (Forget *et al.*, 1981; Wang *et al.*, 2014), 周波数スペクトルの半経験的な手法による推定 (Gurgel *et al.*, 2006; Toro *et al.*, 2014; Lopez *et al.*, 2016) なども, 式 (23) を基にしたものである。また, 4.5 節と 4.6 節で述べる逆推定法でも, 式 (23), (24) が初期推定値や低 SN 比のドップラースペクトルを間引くのに使用されている。

4.3. 初期の波浪スペクトル推定とパラメータ適合法

Lipa (1977, 1978) は, 式 (9), (10), (12), (13), (14) を用いて, 初めて, ドップラースペクトルから波浪スペクトルを逆に推定する手法を提案した。この手法では, 波浪スペクトル $S(\mathbf{k})$ は,

$$S(\mathbf{k}) = S_K(k) D(\theta) \quad (28)$$

と置けるものとし, 方向分布 $D(\theta)$ は海洋波の波数 k によらないものと仮定している。高波数スペクトルは k^{-4} の形 (高周波スペクトルは ω^{-5} の形) としている。このとき, 一次及び二次散乱のピークドップラー周波数から離れたドップラー周波数における二次散乱について, 式 (9) の

波浪スペクトルの積は, $k_1 < k_2$ として,

$$S(\mathbf{k}_1)S(\mathbf{k}_2) = D(\theta_2)D(\theta_2)k_1^{-4}k_2^{-4} \quad (29)$$

となる。従って, 式 (9) は $D(\theta)$ に関する方程式になる。この方程式を逐次代入法によって解くと, 式 (9) の波浪スペクトルの積は, 二次散乱のピークドップラー周波数付近のサイドバンドについて,

$$S(\mathbf{k}_1)S(\mathbf{k}_2) = S_K(k_1)D(\theta_2)D(\theta_2)k_1^{-4}k_2^{-4} \quad (30)$$

となる。これは $S_K(k)$ についての線形方程式となり, 正則化法によって解を求めることができる。この手法は, 式 (28) の仮定の妥当性に疑問があることに加え, 手法全体の頑健性にも問題がある。そのためか, Lipa 氏がかかわる CODAR 社による波浪推定でも, この手法は採用されていない。

広ビーム型レーダのレーダ散乱断面積は, ビームパターンを重みとして, レーダ方向について積分した形となる。すなわち, 広ビーム型レーダではレーダからのある距離における波浪パラメータの, 方角についての平均を求めていることになる。CODAR 社のシステムでは, 波浪スペクトルを, 波高, 周期, 波向きと関連した少数のパラメータで表現し, そのパラメータをドップラースペクトルに適合させることによって求めている。スペクトルを少数のパラメータで表示する方が, 多数のパラメータで表示するより, ドップラースペクトルの雑音に対して頑健である (Lipa and Nyden, 2005) ため, CODAR 社のシステムでは, この手法が採用されている。

4.4. 線形近似による方法

ドップラースペクトルから波浪スペクトルを逆推定する際には, レーダ散乱断面積の式において高周波スペクトルの形を規定する必要がある。線形近似による方法では, 式 (8) の $S(-2m_2\mathbf{k}_0)$ および式 (9) の $S(m_2\mathbf{k}_2)$ において, $S(\mathbf{k}) \propto k^{-4}$ とする。また, 高周波スペクトルの方向分布を, 式 (21) などから求める。すると, 一次散乱で規格化した二次散乱は, 線形積分方程式の形に書くことができる。

$$P_{2N}(\omega_D) = \int_{-\pi}^{\pi} K(\omega_D, \theta) S(\mathbf{k}) d\theta. \quad (31)$$

ここで、 $K(\omega_D, \theta)$ は既知の核関数である。

Wyatt (1990) は、緩和法により、繰り返し計算によって波浪スペクトルを推定する方法を開発した。Wyatt (1990) の手法では、2基のレーダによる2つのドップラー周波数を使用する。各々のドップラー周波数には、4つのサイドバンドがある。そのうち、ドップラー周波数が正負どちらかの2つのサイドバンドを使用する。従って、計4つのサイドバンドを波浪推定に使用する。この手法では、Fig. 2の「周波数(波数)、方向」平面における等ドップラー周波数線上で波浪スペクトル値を求める。等ドップラー周波数線上の点は、方向に関しては一定間隔で配置されている。一方、周波数(波数)に関しては、規則的に配置されていない。具体的な計算の手順は以下ようになる(Wyatt, 1990; Atanga and Wyatt, 1997)。

- 1 波浪スペクトルの初期値 $S(\mathbf{k})$ を式(31)に代入し、ドップラー周波数の一次散乱周辺の全サイドバンド成分(二次散乱成分) $P_{2N}(\omega_D)$ を計算する。
- 2 規格化したドップラー周波数の測定値と計算値の比 r_i を計算する。

$$r_i = \frac{P_{2N}(\omega_D(i))_{obs}}{P_{2N}(\omega_D(i))_{cal}} \quad (32)$$

ここで、 i はドップラー周波数番号である。

- 3 各々のサイドバンド成分に対して、次の(a)–(c)の演算を行う。

- (a) 各ドップラー周波数、方向に対して次式により、 $S(\mathbf{k})_{i,j}$ の修正を行う。ここで、 j は波の方向の番号である。波の周波数(あるいは波数)は、このドップラー周波数の番号 i および方向番号 j によって決まる。 $S(\mathbf{k})_{i,j}$ は、ドップラー周波数の番号 i 、方向番号 j の海洋波の波数ベクトルに対する波浪スペクトルである。また、 $K_{max,i}$ は、そのサイドバンドのドップラー周波数 $\omega_D(i)$ における核関数 $K(\omega_D(i), \theta)$ の最大値である。

$$S(\mathbf{k})_{i,j} = S(\mathbf{k})_{i,j} + S(\mathbf{k})_{i,j}(r_i - 1) \frac{K(\omega_D(i), \theta_j)}{K_{max,i}} \quad (33)$$

- (b) $S(\mathbf{k})_{i,j}$ を更に修正する。その修正には、他のサイドバンド上にあり、 $S(\mathbf{k})_{i,j}$ 成分に最も近接した

スペクトル成分を用いる。修正は次式のようになる。

$$S(\mathbf{k})_{i,j} = S(\mathbf{k})_{i,j} + S(\mathbf{k})_{i,j} W_n(r_m - 1) \frac{K(\omega_D(m), \theta_j)}{K_{max,m}} \quad (34)$$

ここで、 n は、他のサイドバンド上の等ドップラー周波数上にあり、 (i, j) に対応する周波数(波数)、方向に最も近接した周波数(波数)、方向の点の番号である。また、 m は番号 n の周波数(波数)、方向に対応するドップラー周波数の番号である。 W_n は重み係数であり、 (i, j) に対応する海洋波波数と n に対応する海洋波波数の差に反比例して変化する。 $K_{max,n}$ はドップラー周波数 $\omega_D(m)$ に対する核関数 $K(\omega_D(m), \theta)$ の最大値である。

- (c) 残りの2つのサイドバンド成分にも(b)の処理を行い、 $S(\mathbf{k})_{i,j}$ を得る。

- 4 残りの3つのサイドバンド成分に3の処理を行う。
- 5 $S(\mathbf{k})_{i,j}$ を方向角 θ に関して重み付け平滑化する。
- 6 「周波数(波数)–方向」面での近接点を用いて、 $S(\mathbf{k})_{i,j}$ を重み付け平滑化する。
- 7 結果を $S(\mathbf{k})_{i,j}$ とする。
- 8 測定値と計算値の差が、適切な収束基準を満足するまで、演算を1から繰り返す。

この処理では、前述したように「周波数(波数)–方向」面上の等ドップラー周波数線上の点におけるスペクトル値が得られる。これらを規則的な「周波数–方向」面上の格子点でのスペクトル値に補間する。

このWyatt (1990) による波浪推定は、同グループによって多くの観測データで検証されている(Wyatt *et al.*, 1999, 2011)。ただし、他の研究グループがこの手法を再現・改良したという報告はない。この波浪推定アルゴリズムは、Wyatt氏が設立したSeaview Sensing社の製品で採用されている。

Howell and Walsh (1993b) も、Wyatt (1990) と同様に、線形化した式(31)から波浪スペクトルを推定する方法を開発した。Howell and Walsh (1993b) の方法では、波浪スペクトルを次式のようにフーリエ級数の和で表している。

$$F(\omega, \theta) = \sum_{n=0}^2 [a_n(\omega) \cos(n\theta) + b_n(\omega) \sin(n\theta)] \quad (35)$$

式(35)は、 a_n 、 b_n についての過剰決定系の線形方程式になっている。ただし、 $b_0=0$ である。この線形方程式は、特異値分解などで解くことができる。この手法も、海洋レーダによる波浪推定の代表的な手法として紹介されることが多い。しかし、同時期に公刊された Howell and Walsh (1993a) 及び Gill *et al.* (1996) を除き、多くのデータによる検証、改善など、この手法を検証・発展させた研究はない。なお、Atanga and Wyatt (1997) は、Wyatt (1990) と Howell and Walsh (1993b) の方法を比較している。その結果によると、Wyatt (1990) の方法の方が、波浪スペクトル推定精度は良い。これは、式(35)では方向分布を適切に表現できないことに起因していると考えられる。

4.5. 非線形インバージョン法

Hisaki (1996) は、式(9) – (14) から以下に述べる手順で非線形積分方程式を解くことによって、波浪スペクトル推定を行った。波浪スペクトルは、「周波数-方向」面 (Fig. 2) の格子点における値として与えられる。一方、式(9)の積分は、「周波数-方向」平面上の等ドップラー周波数曲線に沿って行われる。この曲線上の波浪スペクトル値を、格子点上の波浪スペクトル値の双線形補間によって表す。こうして、式(9)の積分は、「周波数-方向」面の格子点における波浪スペクトルによって表わすことができる。同様に式(9)の波浪スペクトルによる微分も表わすことができる。未知数は「周波数-方向」平面上の波浪スペクトル値である。未知数の個数は、周波数分割数×方向分割数で、数100個程度である。この積分方程式を離散化した非線形方程式の個数は、未知数個数よりも少ない。このため、解は一意に決まらない。そこで、波浪スペクトル値についての先験条件(例えば、「周波数-方向」格子において、隣り合う周波数あるいは方向において、波浪スペクトル値の差は小さい、など)を加える。これらの方程式から、重み付き最小二乗法として波浪スペクトル値を求める。

Hashimoto and Tokuda (1999) は、Hisaki (1996) と同様に非線形積分方程式(式(9))を「周波数-方向」平

面の格子点における波浪スペクトル値で離散化し、先験条件を精緻化することによって、波浪スペクトル推定を行っている。特に、ベイズ型モデルを導入することによって、重み付き最小二乗法の適切な重みを決定している。これによって、解が非線形積分方程式(式(9))をほぼ満たし、かつ周波数および方向に対して滑らかに変化するという要求を満たすことになる。なお、Hashimoto *et al.* (2003) は、この手法を実際のデータに適用することによって、ドップラースペクトルのSN比が十分高ければ、この手法によって波浪スペクトルの推定が可能であることを示した。また、この手法は、片岡・永松 (2016) によって浅海域にも拡張された。

4.6. 波浪方向スペクトルの不定性の除去

4.1節で述べた理由のため、一方向のドップラースペクトルだけでは波浪方向スペクトルを求めることはできない。従って、4.4節と4.5節で紹介した手法では2基のレーダを用いている。狭ビーム型レーダでは、レーダを中心とした極座標上でドップラースペクトルが測定される。そのため、隣り合う方向の波浪スペクトルが互いに近いという条件を用いれば、1基のレーダでも波浪方向スペクトルを求めることが可能である。

1基のレーダによる波浪方向スペクトル推定を行ったのは、de Valk *et al.* (1999) である。この手法では、浅海域を対象として、単調な形の海岸線を想定している。波浪スペクトルのエネルギー平衡方程式およびドップラースペクトルと波浪スペクトルの線形化された関係式(式(31))を用いる。エネルギー平衡方程式(式(3))は定常で、ソース関数 Q としては、海底摩擦による散逸のみを考慮する。沖における境界条件として単純な方向分布を持つような波浪スペクトルを考える。この境界での波浪スペクトル値を未知数とする。観測されたドップラースペクトルと式(31)の差が最小になるように、随伴法によって境界での波浪スペクトル値を求める。この手法は、レーダの個数にかかわらず適用が可能である。ただし、de Valk *et al.* (1999) は、現場観測データとの比較を2例のみでしか行っておらず、検証は不十分である。また、その後の同じ研究グループによる同手法の検証・発展研究も行われていない。

Hisaki (2006) は、エネルギー平衡方程式(式(3))及

びドップラースペクトルと波浪スペクトルの関係式などから、1基のレーダを用いて波浪スペクトルを推定する手法を開発した。エネルギー平衡方程式は定常であるが、ソース関数 Q として第三世代波浪推算モデル、WAM cycle 3 (WAMDI Group, 1988)、と同じ式を与えている。すなわち、風からの入力項、碎波などによる散逸項、4波共鳴の項である。ただし、ソース関数に含まれる風ベクトルは未知数としている。この手法では、式(9)–(14)およびエネルギー平衡方程式(式(3))に加えて、前述した「周波数–方向」平面における先験条件、レーダを中心とした極座標格子点における先験条件、二次元風ベクトルの連続の式などを用いている。これらの式からなる重み付き二乗和(目的関数)が最小となる解を最急降下法によって求める。目的関数の未知数(波浪スペクトルと風ベクトル)による勾配が必要であるが、それらも数値差分を使わずに直接計算する。Hisaki (2005) は、この手法による推定結果を現場観測と比較し、ドップラースペクトルの SN 比が十分に高ければ、波浪パラメータを推定可能なことを示している。

また、Hisaki (2015, 2016) は、レーダが1基でも波浪スペクトルを求められるように、この手法を改良した。2基のレーダを使用した場合、両方のレーダがカバーする場所だけでなく、1基がカバーする場所であれば、波浪パラメータを推定可能なことを示した。これらの手法の問題点は、未知数の数が多いため、スペクトル分解能及び空間分解能を粗くせざるを得ないことである。Hisaki (2015, 2016) は、9 km 間隔の格子点で波浪スペクトルを求めている。9 km 間隔の格子点にあるドップラースペクトルのうち、SN 比が低いものを間引いて残ったドップラースペクトルを平均して波浪推定に使用している。エネルギー平衡方程式などを制約条件としているため、波浪推定域が2つのレーダの二次散乱の SN 比が共に高い場所に限定されないという利点がある。

5. 海洋レーダを用いた波浪研究の現状と課題

本章の初めに、海外における海洋レーダを用いた波浪研究に関する現状を紹介する。米国では多くの海洋レーダを展開しており、特に西海岸沿岸域のほとんどが海洋レーダの観測域に含まれている。その多くは、CODAR

社の海洋レーダである。波浪推定も CODAR 社の開発したもの (Long *et al.*, 2011) だけにとどまっており、波浪推定手法の開発研究はあまり行われていない。一方、カナダでは、Howell and Walsh (1993b) 以降、シミュレーションを主とした波浪推定手法の開発がいくつか行われている (Zhang and Gill, 2006)。ただし、観測データとの比較研究は少ない。最近の海洋レーダに関する研究は、中国で盛んに行われている。しかし、中国での波浪推定に関する研究は、波高を半経験的な手法で求めるような研究が主である (Chen *et al.*, 2013; Jin *et al.*, 2016)。欧州でも、Wyatt *et al.* (1999, 2011) などの一連の研究を除くと、半経験的な手法 (Gurgel *et al.*, 2006; Lopez *et al.*, 2016) あるいは CODAR 社の方法の検証が主である (Lorente *et al.*, 2017; Orasi *et al.*, 2018)。

今後に残された課題は、海洋レーダから推測した波浪スペクトルの信頼性が、波浪推算結果と比べて高いのか否かを明示することである。実際の推算結果に比べて、海洋レーダから推測した波浪パラメータの精度が高いとは言えないのが実状である。そのため、再解析あるいは予報海上風データを海洋レーダデータから補正し、波浪推算の改善を試みるといった研究もある (Hisaki, 2017)。

海洋レーダのドップラースペクトルの二次散乱は、雑音の影響を受けやすい。二次散乱に影響を及ぼす雑音には、受信機内部の雑音の他に、外部からの自然雑音と人工雑音がある (井口, 2001)。また、船舶などによる電波の反射や、電波照射域内で様ではない流れも、波浪スペクトル推定に用いるドップラースペクトルに影響する。こうした適切でない信号を含んだドップラースペクトルが波浪推定に使われていることが、海洋レーダで高い波浪推定精度を得られない主な理由である。レーダ散乱断面積の式(8)、(9)は、Maxwell の方程式の解である。その根拠および適用限界は、波浪平衡方程式のソース項に比べて明解である。従って、SN 比が高いドップラースペクトルを適切に選択して解析すれば、十分に実用に堪える波浪観測装置になることが期待される。ただし、ドップラースペクトルは前述のようなさまざまな要因による誤差を含む。それは、信号に単純な白色雑音が重畳するだけとは限らない。そのため、SN 比が高いドップラースペクトルを適切に選択するのは決して簡単ではない。

このために考えられる方策として、二次散乱ピークのドップラー周波数や強度について何らかの閾値を設定することが挙げられる。あるいは、高SN比のドップラースペクトルのデータベースを基にして、波浪スペクトル推定に適切なドップラースペクトルと不適切なドップラースペクトルを分類することも挙げられる。高SN比のドップラースペクトル選択のために考えられるさまざまな方策を試す必要があろう。

また、当然、波高が高くなれば二次の摂動理論(式(8),(9))は成り立たない。さらに、これを高次まで展開しても、有用な結果が得られるとは考えにくい。それは、次数を1つ増やすことで増す計算の煩雑さに比べて、波高に対する適用範囲が大きく拡大するわけではないからである。波高が高い場合については、半経験的なアプローチが有効である可能性がある。あるいは、海面による電波散乱のシミュレーションによるアプローチも有効であると考えられる。ただし、電波散乱のシミュレーションはマイクロ波ではいくつか行われているが、短波帯の電波では殆ど行われておらず、今後の課題であろう。

謝辞

本総説をまとめるにあたり、担当編集委員の市川洋博士及び匿名の査読者から多くの有益な助言を頂きました。また本総説を執筆する機会を相木秀則博士(名古屋大学宇宙地球環境研究所)、田村仁博士(港湾空港技術研究所)に提供して頂きました。記して感謝いたします。本研究の一部は、日本学術振興会科研費の助成(26420504, 20K04708)を受けて行われました。

References

- Abdalla, S., P. A. Janssen, and J.-R. Bidlot (2010): Jason-2 OGDR wind and wave products: Monitoring, validation and assimilation. *Marine Geodesy*, **33**, 239-255. doi:10.1080/01490419.2010.487798.
- Atanga, J. N. and L. R. Wyatt (1997): Comparison of inversion algorithms for HF radar wave measurements. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **22**, 593-603. doi:10.1109/48.650826.
- Barrick, D. E. (1971): Dependence of second-order Doppler sidebands in HF sea echo upon sea state, p. 194-197. In *Proceedings of 1971 Antennas and Propagation Society International Symposium*, IEEE, Los Angeles, U.S. doi:10.1109/APS.1971.1150934.
- Barrick, D. E. (1977a): Extraction of wave parameters from measured HF radar sea-echo Doppler spectra. *Radio Science*, **12**, 415-424. doi:10.1029/RS012i003p00415.
- Barrick, D. E. (1977b): The ocean waveheight nondirectional spectrum from inversion of the HF sea-echo Doppler spectrum. *Remote Sensing of Environment*, **6**, 201-227. doi:10.1016/0034-4257(77)90004-9.
- Barrick, D. E. and B. Lipa (1986): The second-order shallow-water hydrodynamic coupling coefficient in interpretation of HF radar sea echo. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **11**, 310-315. doi:10.1109/JOE.1986.1145187.
- Barrick, D. E. and B. L. Weber (1977): On the nonlinear theory for gravity waves on the ocean's surface. Part II: Interpretation and applications. *Journal of Physical Oceanography*, **7**, 11-21. doi:10.1175/1520-0485(1977)007<0011:OTNTFG>2.0.CO;2.
- Cavaleri, L., S. Abdalla, A. Benetazzo, L. Bertotti, J.-R. Bidlot, Ø. Breivik, S. Carniel, R. Jensen, J. Portilla-Yandun, W. Rogers A. Roland, A. Sanchez-Arcilla, J. Staneva, Y. Toledo, G. Ph van Vledder, and A. J. van der Westhuysen (2018): Wave modelling in coastal and inner seas. *Progress in Oceanography*, **167**, 164-233. doi:10.1016/j.pocean.2018.03.010.
- Chen, Z., C. Zezong, J. Yanni, F. Lingang, and Z. Gengfei (2013): Exploration and validation of wave-height measurement using multifrequency HF radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 2189-2202. doi:10.1175/JTECH-D12-00178.1.
- Chu, X., J. Zhang, S. Wang, and Y. Ji (2015): Algorithm to eliminate the wind direction ambiguity from the monostatic high-frequency radar backscatter spectra. *IET Radar, Sonar & Navigation*, **9**, 758-762. doi:10.1049/iet-rsn.2014.0367.
- de Valk, C., A. Reniers, J. Atanga, A. Vizinho, and J. Vogelzang (1999): Monitoring surface waves in coastal waters by integrating HF radar measurement and modelling. *Coastal Engineering*, **37**, 431-453. doi:10.1016/s0378-3839(99)00037-x.
- ECMWF (2017): Part VII: ECMWF Wave Model, Operational Implementation 11 July 2017. IFS Documentation-Cy43r3. ECMWF, Reading, England, 99 pp. <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2017/17739-part-vii-ecmwf-wave-model.pdf>. (Last accessed on May 10, 2019)
- Fernandez, D. M., H. C. Graber, J. D. Paduan, and D. E. Barrick (1997): Mapping wind directions with HF radar. *Oceanography*, **10**, 93-95. doi:10.5670/oceanog.1997.33.
- Forget, P., P. Broche, J. De Maistre, and A. Fontanel (1981): Sea state frequency features observed by ground wave HF Doppler radar. *Radio Science*, **16**, 917-925. doi:10.1029/RS016i005p00917.
- 藤井智史 (2001): 海洋観測のためのレーダ技術, p. 19-29. 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 土木学会海岸工学委員会 研究現況レビュー小委員会編, 土木学会, 東京都.
- Fujinawa, Y. (1975): Measurements of directional spectrum of wind waves using an array of wave detectors Part II. Field observation. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **31**, 25-42. doi:10.1007/BF02108216.
- Gill, E. W., M. Khandekar, R. K. Howell, and J. Walsh (1996): Ocean surface wave measurement using a steerable high-frequency narrow-beam ground wave radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, **13**, 703-713. doi:10.1175/15200426(1996)013<0703:OSWM UA>2.0.CO;2.
- Gurgel, K.-W., H.-H. Essen, and T. Schlick (2006): An empirical method to derive ocean waves from second-order bragg scattering: Prospects and limitations. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **31**, 804-811.

- doi:10.1109/JOE.2006.886225.
- Harlan, J. A. and T. M. Georges (1994): An empirical relation between ocean-surface wind direction and the Bragg line ratio of HF radar sea echo spectra. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **99**, 7971-7978. doi:10.1029/93JC03560.
- Hashimoto, N. and M. Tokuda (1999): A Bayesian approach for estimation of directional wave spectra with HF radar. *Coastal Engineering Journal*, **41**, 137-149. doi:10.1142/S0578563499000097.
- Hashimoto, N., L. R. Wyatt, and S. Kojima (2003): Verification of a Bayesian method for estimating directional spectra from HF radar surface backscatter. *Coastal Engineering Journal*, **45**, 255-274. doi:10.1142/S0578563403000725.
- 橋本典明 (2006): 波浪の観測・解析・予測における方向スペクトル. 日本流体力学会誌「ながれ」, **25**, 507-519. doi:10.11426/nagare1982.25.507.
- Heron, M. (1987): Directional spreading of short wavelength fetch-limited wind waves. *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 281-285. doi:10.1175/15200485(1987)017<0281:DSOSWF>2.0.CO;2.
- Heron, S. and M. Heron (1998): A comparison of algorithms for extracting significant wave height from HF radar ocean backscatter spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**, 1157-1163. doi:10.1175/15200426(1998)015<1157:ACOF>2.0.CO;2.
- Heron, M. and R. Rose (1986): On the application of HF ocean radar to the observation of temporal and spatial changes in wind direction. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **11**, 210-218. doi:10.1109/JOE.1986.1145173.
- Hisaki, Y. and M. Tokuda (1995): Detection of nonlinear waves and their contribution to ocean wave spectra Part II: Observation. *Journal of Oceanography*, **51**, 407-419. doi:10.1007/BF02286389.
- Hisaki, Y. (1996): Nonlinear inversion of the integral equation to estimate ocean wave spectra from HF radar. *Radio Science*, **31**, 25-40. doi:10.1029/95RS02439.
- 久木幸治 (2001a): 短波の海面散乱の理論. p. 30-39. 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 土木学会海岸工学委員会 研究現況レビュー小委員会編, 土木学会, 東京都.
- 久木幸治 (2001b): 短波の海面散乱の理論 補遺. p.146-181. 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 土木学会海岸工学委員会 研究現況レビュー小委員会編, 土木学会, 東京都.
- Hisaki, Y. and M. Tokuda (2001): VHF and HF sea echo Doppler spectrum for a finite illuminated area. *Radio Science*, **36**, 425-440. doi:10.1029/2000RS002343.
- Hisaki, Y. (2003): Doppler spectrum of radio wave scattering from ocean-like moving surfaces for a finite illuminated area. *International Journal of Remote Sensing*, **24**, 3075-3091. doi:10.1080/01431160210153057.
- 久木幸治 (2004): 海洋レーダによる波浪観測. 沿岸海洋研究, **42**, 129-136.
- Hisaki, Y. (2005): Ocean wave directional spectra estimation from an HF ocean radar with a single antenna array: Observation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **110**, C11004. doi:10.1029/2005JC002881.
- Hisaki, Y. (2006): Ocean wave directional spectra estimation from an HF ocean radar with a single antenna array: Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 268-286. doi:10.1175/JTECH1836.1.
- Hisaki, Y. (2007): Directional distribution of the short wave estimated from HF ocean radars. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112**, C10014. doi:10.1029/2007JC004296.
- Hisaki, Y. (2015): Development of HF radar inversion algorithm for spectrum estimation (HIAS). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **120**, 1725-1740. doi:10.1002/2014JC010548.
- Hisaki, Y. (2016): Ocean wave parameters and spectrum estimated from single and dual high-frequency radar systems. *Ocean Dynamics*, **66**, 1065-1085. doi:10.1007/s10236-016-0978-3.
- Hisaki, Y. (2017): Sea surface wind correction using HF ocean radar and its impact on coastal wave prediction. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **34**, 2001-2020. doi:10.1175/JTECH-D-16-0249.1.
- Howell, R. K. and J. Walsh (1993a): Measurement of ocean wave spectra using a ship-mounted HF radar. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **18**, 306-310. doi:10.1109/JOE.1993.236369.
- Howell, R. K. and J. Walsh (1993b): Measurement of ocean wave spectra using narrow-beam HF radar. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **18**, 296-305. doi:10.1109/JOE.1993.236368.
- Huang, W., E. Gill, S. Wu, B. Wen, Z. Yang, and J. Hou (2004): Measuring surface wind direction by monostatic HF ground-wave radar at the eastern China sea. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **29**, 1032-1037. doi:10.1109/JOE.2004.834175.
- Huang, W., E. Gill, X. Wu, and L. Li (2012): Measurement of sea surface wind direction using bistatic high-frequency radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **50**, 4117-4122. doi:10.1109/TGRS.2012.2188298.
- 井口俊夫 (2001): 海洋レーダのための電磁気学の基礎, p. 10-18. 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 土木学会海岸工学委員会 研究現況レビュー小委員会編, 土木学会, 東京都.
- 池田雅也, 鈴木啓介, 永井千春 (2014): レーダー式波浪計の概要について. 測候時報, **81**, S93-100.
- 磯部雅彦, 近藤浩右, 堀川清司 (1984): 方向スペクトルの推定におけるMLMの拡張. 海岸工学講演会論文集, **31**, 173-177. doi:10.2208/proce1970.31.173.
- 磯崎一郎, 鈴木 靖 (1997): 波浪の解析と予報. 東海大学出版会, 東京都, pp. 273.
- Jin, L., B. Wen and H. Zhou (2016): A new method of wave mapping with HF radar. *International Journal of Antennas and Propagation*, **2016**, 1-7. doi:10.1155/2016/4135404.
- Johnstone, D. L. (1975): Second-order electromagnetic and hydrodynamic effects in high-frequency radio-wave scattering from the sea. Ph.D. dissertation, Stanford Univ., CA. U.S., pp. 222. <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a087051.pdf>. (Last accessed on May 10, 2019)
- 片岡智哉, 永松 宏 (2016): 浅海域における海洋レーダを用いた方向スペクトル推定法. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **72**, I_1711-I_1716. doi:10.2208/kaigan.72.I_1711.
- Kirincich, A. (2016): Remote sensing of the surface wind field over the coastal ocean via direct calibration of HF radar backscatter power. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**, 1377-1391. doi:10.1175/JTECH-D-15-0242.1.
- Lipa, B. (1977): Derivation of directional ocean-wave spectra by integral inversion of second-order radar echoes. *Radio Science*, **12**, 425-434. doi:10.1029/RS012i003p00425.
- Lipa, B. (1978): Inversion of second-order radar echoes from the sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **83**, 959-962. doi:10.1029/JC083iC02p00959.
- Lipa, B. J. and D. E. Barrick (1982): Analysis methods for narrow-beam high-frequency radar sea echo, p. 1-56. In *Technical Report 420-WPL 56*, US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories Bolder, Colo., U.S. http://codar.com/images/about/1982Lipa_NOAA.pdf. (Last ac-

- cessed on May 10, 2019)
- Lipa, B. and B. Nyden (2005): Directional wave information from the Sea-Sonde. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **30**, 221-231. doi:10.1109/JOE.2004.839929.
- Long, R. M., D. Barrick, J. L. Largier, and N. Garfield (2011): Wave observations from central California: Seasonal systems and in situ wave buoys. *Journal of Sensors*, **2011**, 1-18. doi:10.1155/2011/728936.
- Lopez, G., D. C. Conley, and D. Greaves (2016): Calibration, validation, and analysis of an empirical algorithm for the retrieval of wave spectra from HF radar sea echo. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**, 245-261. doi:10.1175/JTECH-D-15-0159.1.
- Lorente, P., M. G. Sotillo, L. Aouf, A. Amo-Baladrón, E. Barrera, A. Dalphin, C. Toledano, R. Rainaud, M. De Alfonso, S. Piedracoba A. Basanez, J. M. Garcia-Valdecasas, V. Perez-Munuzuri, and E. Alvarez-Fanjul (2017): Extreme wave height events in NW Spain: A combined multi-sensor and model approach. *Remote Sensing*, **10**, 1-xx. doi:10.3390/rs10010001.
- 前田憲一 (1959): 電波工学. 共立出版株式会社, 東京都, pp. 344.
- Magnusson A. K. and O. Gronlie (2005): Platform-based Doppler wave radars, p. 138-141. In *Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves*, edited by K. Kahma, D. Hauser, H. E. Krogstad, S. Lehner, J. A. J. Monbaliu, and L. R. Wyatt, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. <https://folk.ntnu.no/hek/COSTbook/UnofficialManuscript.pdf>. (Last accessed on May 10, 2019)
- Maresca Jr, J. W. and T. Georges (1980): Measuring rms wave height and the scalar ocean wave spectrum with HF skywave radar. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **85**, 2759-2771. doi:10.1029/JC085iC05p02759.
- Masuda, A., Y.-Y. Kuo, and H. Mitsuyasu (1979): On the dispersion relation of random gravity waves. Part I. Theoretical framework. *Journal of Fluid Mechanics*, **92**, 717-730. doi:10.1017/S0022112079000847.
- Mitsuyasu, H., F. Tasai, T. Suhara, S. Mizuno, M. Ohkusu, T. Honda, and K. Rikiishi (1975): Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy. *Journal of Physical Oceanography*, **5**, 750-760. doi:10.1175/15200485(1975)005<0750:OOTDSO>2.0.CO;2.
- 光易 恒 (1995): 海洋波の物理. 岩波書店, 東京都, pp. 222.
- 光易 恒 (2001): 波浪研究の歴史的発展に関するノート (6): 1970年代の波浪研究. *海の研究*, **10**, 423-435. doi:10.5928/kaiyou.10.423.
- Nagata, Y. (1964): The statistical properties of orbital wave motions and their application for the measurement of directional wave spectra. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **19**, 169-181. doi:10.5928/kaiyou1942.19.169.
- Nieto Borge J. C. and Reichert K. (2005): The Marine radar, p. 128-138. In *Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves*, edited by K. Kahma, D. Hauser, H. E. Krogstad, S. Lehner, J. A. J. Monbaliu, and L. R. Wyatt, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. <https://folk.ntnu.no/hek/COSTbook/UnofficialManuscript.pdf>. (Last accessed on May 10, 2019)
- Orasi, A., M. Picone, A. Drago, F. Capodici, A. Gauci, G. Nardone, R. Ing-hilesi, J. Azzopardi, A. Galea, G. Ciraolo, J. S. Musulin, and A. Alonso-Martirena (2018): HF radar for wind waves measurements in the Malta-Sicily channel. *Measurement*, **128**, 446-454. doi:10.1016/j.measurement.2018.06.060.
- Ramos, R. J., H. C. Graber, and B. K. Haus (2009): Observation of wave energy evolution in coastal areas using HF radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1891-1909. doi:10.1175/2009JTECH0631.1.
- Rice, S. O. (1951): Reflection of electromagnetic waves from slightly rough surfaces. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, **4**, 351-378. doi:10.1002/cpa.3160040206.
- 佐竹 誠, 浦塚清峰, 梅原俊彦, 前野英生, 灘井章嗣, 小林達治, 松岡建志, 真鍋武嗣, 増子治信 (2002): 航空機搭載3次元高分解能映像レーダ (Pi-SAR) 応用実験. 情報通信研究機構研究報告, **48**, 113-125. doi:10.24812/nictkenkyuhokoku.48.2_113.
- Shen, W., K.-W. Gurgel, G. Voulgaris, T. Schlick, and D. Stammer (2012): Wind-speed inversion from HF radar first-order backscatter signal. *Ocean Dynamics*, **62**, 105-121. doi:10.1007/s10236-011-0465-9.
- Stewart, R. H. and J. R. Barnum (1975): Radio measurements of oceanic winds at long ranges: An evaluation. *Radio Science*, **10**, 853-857. doi:10.1029/RS010i010p00853.
- Stopa, J. E. and K. F. Cheung (2014): Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis Interim and the NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Ocean Modelling*, **75**, 65-83. doi:10.1016/j.ocemod.2013.12.006.
- SWAN team (2018): SWAN Cycle III version 41.20A. SWAN Scientific and technical documentation, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands, 141 pp. <http://swanmodel.sourceforge.net/download/zip/swantech.pdf>. (Last accessed on May 10, 2019)
- Tian, Y., B. Wen, H. Zhou, C. Wang, J. Yang, and W. Huang (2017): Wave height estimation from first-order backscatter of a dual-frequency high frequency radar. *Remote Sensing*, **9**, 1186-xxxx. doi:10.3390/rs9111186.
- 鳥羽良明 (1996): 海面境界過程と波浪, p. 13-60. 大気・海洋の相互作用, 鳥羽良明編, 東京大学出版会, 東京都.
- Tolman, H. L., M. Accensi, J.-H. Alves, F. Ardhuin, F. Barbariol, A. Benetazzo, A. C. Bennis, J. Bidlot, N. Booij, G. Boutin, T. Campbell, D. Chalikov, A. Chawla, S. Cheng, C. Collins, J.-F. Filipot, M. Foreman, P. Janssen, F. Leckler, and A. Van Der Westhuysen (2016): User manual and system documentation of WAVEWATCH III (R) version 5.16. NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, U. S., 326 pp. <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/manual.v5.16.pdf>. (Last accessed on May 10, 2019)
- Toro, V. G., F. J. Ocampo-Torres, P. Osuna, H. García-Nava, X. Flores-Vidal, and R. Durazo (2014): Analysis of fetch-limited wave growth using high-frequency radars in the Gulf of Tehuantepec. *Ciencias Marinas*, **40**, 113-132. doi:10.7773/cm.v40i2.2403.
- WAMDI Group (1988): The WAM model-A third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, **18**, 1775-1810. doi:10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2.
- Wang, W., P. Forget, and C. Guan (2014): Inversion of swell frequency from a 1-year HF radar dataset collected in Brittany (France). *Ocean Dynamics*, **64**, 1447-1456. doi:10.1007/s10236-014-0759-9.
- Waseda, T., M. Hallerstig, K. Ozaki, and H. Tomita (2011): Enhanced freak wave occurrence with narrow directional spectrum in the North Sea. *Geophysical Research Letters*, **38**, L13605. doi:10.1029/2011GL047779.
- Wen, B. and K. Li (2016): Frequency shift of the Bragg and non-Bragg backscattering from periodic water wave. *Scientific Reports*, **6**, 31588. doi:10.1038/srep31588.
- Wyatt, L. R. (1990): A relaxation method for integral inversion applied to HF radar measurement of the ocean wave directional spectrum. *In-*

- International Journal of Remote Sensing*, **11**, 1481-1494. doi:10.1080/01431169008955106.
- Wyatt, L. R. (1995): High order nonlinearities in HF radar backscatter from the ocean surface. *IEE Proceedings - Radar, Sonar and Navigation*, **142**, 293-300. doi:10.1049/ip-rsn:19952324.
- Wyatt, L. R. (2012): Shortwave direction and spreading measured with HF radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **29**, 286-299. doi:10.1175/JTECH-D-11-00096.1.
- Wyatt, L. R., S. Thompson, and R. Burton (1999): Evaluation of high frequency radar wave measurement. *Coastal Engineering*, **37**, 259-282. doi:10.1016/S03783839(99)00029-0.
- Wyatt, L. R., J. J. Green, and A. Middleditch (2011): HF radar data quality requirements for wave measurement. *Coastal Engineering*, **58**, 327-336. doi:10.1016/j.coastaleng.2010.11.005.
- 吉川 裕, 遠藤貴洋 (2017): 海洋表層混合層における乱流混合に関する研究. *海の研究*, **26**, 239-250. doi:10.5928/kaiyou.26.5.239.
- Zhang, J. and E. W. Gill (2006): Extraction of ocean wave spectra from simulated noisy bistatic high-frequency radar data. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **31**, 779-796. doi:10.1109/JOE.2006.886201.

Progress and issues of ocean wave studies by high-frequency ocean radars

Yukiharu Hisaki[†]

Abstract

The progress of studies on ocean waves using high-frequency (HF) ocean radars is reviewed. All of the free-wave components are related to the Doppler spectrum of the HF radar. Ocean wave spectra can be estimated using HF radars by various methods, such as the semiempirical method, parameter fitting method, linear inversion method, and nonlinear inversion method. The semiempirical method is widely used for estimating wave parameters by evaluating unknown factors in the equation relating the Doppler spectrum and wave parameters. The parameter fitting method is adopted in broad beam radar systems. The linear inversion method is a well-known method to estimate a directional spectrum by approximating the nonlinear equation that relates the Doppler spectrum and wave spectrum to a linear equation. The nonlinear inversion method has been extensively studied in Japan. The accuracy of wave estimation using HF radars, and thus, coastal wave prediction, will be improved by selecting high signal-to-noise ratio Doppler spectra for analyses.

Key words: HF ocean radar, wave spectrum, Doppler spectrum, second-order scattering, inversion

(Corresponding author's e-mail address: hisaki@sci.u-ryukyu.ac.jp)

(Received 25 September 2018; accepted 13 April 2020)

(doi: 10.5928/kaiyou.29.3_91)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2020)

[†] Faculty of Science, University of the Ryukyus, Aza-Senbaru, Nishihara-cho, Nakagami-gun, Okinawa 903-0213 Japan
Corresponding author's e-mail address: hisaki@sci.u-ryukyu.ac.jp