

東シナ海の黒潮流入部における遠距離海洋レーダ観測*

佐藤 健治**・松岡 建志**・児島正一郎**・藤井 智史**

Long-Range Ocean Radar Observation of Kuroshio Upstream Region in the East China Sea

Kenji Sato, Takeshi Matsuoka, Shoichiro Kojima and Satoshi Fujii

通信総合研究所は、1999年より周波数9.2 MHz帯の電波を使用する新しい短波海洋レーダシステムである遠距離海洋レーダシステムの開発に着手し、2001年7月に完成させた。遠距離海洋レーダは陸上から200 km 沖合までの表層流が距離分解能約7 kmで計測可能であり、琉球列島の石垣島と与那国島の2島に常置されている。通信総合研究所では本システムの完成以来、レーダの性能評価を行うとともに、東シナ海南部の黒潮流入部における実験観測を続けている。本稿では遠距離海洋レーダシステムの概要を示すとともに、遠距離海洋レーダと超音波ドップラー流速計で計測された流速の比較結果、および遠距離海洋レーダによる表層流速場と波浪の初期観測例を報告する。

Communications Research Laboratory developed a new high-frequency ocean surface radar system named Long-Range Ocean Radar (LROR) that is composed of two radars located on Ishigaki Island and Yonaguni Island. LROR is designed to observe surface currents up to 200 km from the radar sites with range resolution of 7 km. We started performance evaluations and experimental observations of the Kuroshio upstream region in the southern part of the East China Sea in July, 2001. In this paper, we present the validation results of surface currents obtained by the radar in comparison with currents measured using an acoustic Doppler current meter. We also present the preliminary results of surface current vectors and ocean wave directional spectra.

キーワード：短波海洋レーダ、表層流、黒潮、リモートセンシング

1. はじめに

短波海洋レーダはドップラーレーダの一種で、海面に向かって放射された短波帯の電波の後方散乱波を周波数解析することにより、海洋表面流速、海上風、波浪などの海洋表面情報を得ることが出来るリモートセンサーである。船舶や係留ブイに備え付けられた流速計等による従来の海洋観測手法ではある特定の場所での情報しか得られないのに対し、短波海洋レーダを用いた場合は陸上に居ながらにして広い海域を連続的に観測できるという特徴がある。このため近年、海洋学、海岸工学、水産業等の分野で特に注目を集めている。

短波海洋レーダの研究開発は1970年代より欧米などで活発になり、長期間にわたって広い海域の流速場を連続観測するのに最適なセンサーとしての有効性が認められてきた。通信総合研究所では1988年に送信周波数24.5 MHz帯の日本初となる短波海洋レーダシステムを完成

させて以来、システムの改善やデータ解析手法等の研究を行うとともに、様々な研究機関と共同で日本各地の海洋観測を行ってきた。しかし、24.5 MHz帯短波海洋レーダは沿岸域等、小規模なスケールでの海洋観測には適している一方、最大観測可能距離が100 kmに満たないため黒潮などの大規模なスケールでの観測は困難である。そこでより遠方まで観測できる短波海洋レーダとして、送信周波数9.2 MHz帯を使用し、陸上から200 km 沖合までの表層海流の観測が可能な遠距離海洋レーダを2001年7月に完成させた。遠距離海洋レーダは沖縄県の石垣島と与那国島の二ヶ所に常置されており、システムの完成以来、レーダの性能評価を行うと同時に、東シナ海南部の黒潮流入部における表層流速場等の実験観測を続けている。

本稿では遠距離海洋レーダシステムの概要を示すとともに、遠距離海洋レーダで計測された流速と係留ブイに装備された超音波ドップラー流速計で計測された流速の比較結果、遠距離海洋レーダによって得られた東シナ海南部の表層流速ベクトルおよび波浪の初期観測例を報告する。

* 2003年6月9日受領, 2003年9月1日受理

** 通信総合研究所沖縄亜熱帯計測技術センター

連絡先：佐藤健治, 通信総合研究所沖縄亜熱帯計測技術センター
〒904-0411 沖縄県国頭村恩納村字恩納4484

E-mail: satoken@crl.go.jp

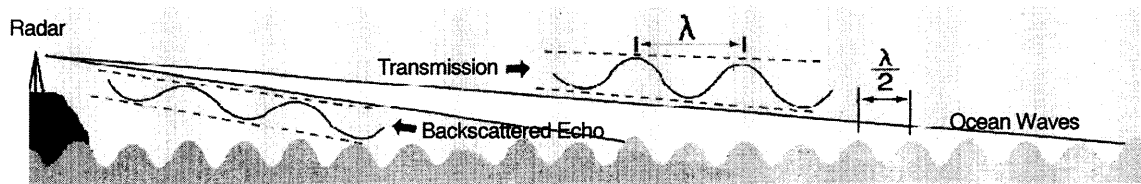


Fig. 1 Transmitted High-Frequency radio waves toward the sea surface from the shore-based radar are strongly backscattered by ocean surface waves with half the radio wavelength (Bragg resonant scattering). Frequency analyzing this backscattered signal, some ocean-surface information is obtained, such as surface currents, ocean surface winds, and ocean waves.

2. 短波海洋レーダの計測原理

短波海洋レーダによる海洋表面情報の計測法は海洋表面波による電磁波の散乱理論に基づいている¹⁻⁴⁾。Fig. 1に短波海洋レーダによる観測の概念図を示す。陸上に設置したレーダから波長 λ の短波帯の電波を海面に照射すると、電波は $\lambda/2$ の波長を持つ海面の波浪によってブラッグ散乱を受け、強い後方散乱波が生じる。この後方散乱波を受信して周波数解析すると、正のドップラー周波数領域と負のドップラー周波数領域に一つずつ一次散乱エコーと呼ばれる非常に鋭いピークが現れる。Fig. 2に海洋レーダによって測定されたドップラースペクトルの模式図を示す。ドップラー周波数が正のピークはレーダに近づく波からの一次散乱エコー、負のピークは遠ざかる波からの一次散乱エコーに対応する。 f_B はブラッグ周波数を表し、ブラッグ散乱に寄与する波の静止海面における位相速度 C_0 に対応するドップラー周波数である。 f_B は送信波の波長 λ を用いて

$$f_B = \pm \frac{2C_0}{\lambda}$$

で与えられる。また C_0 は、波の分散関係式から

$$C_0 = \sqrt{\frac{g\lambda}{4\pi}}$$

で与えられる。ここで g は重力加速度を表す。実際に観測される一次散乱エコーのピーク周波数に対応するドップラー速度は、 C_0 に海流のレーダ視線方向の速度成分を加えたものである。従って一次散乱エコーのピーク周波数に対応するドップラー速度とブラッグ散乱に寄与する波の静止海面における位相速度 C_0 との差をとることにより海流のレーダ視線方向の速度成分を求めることが出来る。ただし、1台のレーダで計測できるのはあくまでレーダ視線方向の流速成分のみであるため、二次元的な流速ベクトルを求めるためには、複数のレーダを用いて異なる方向から同一の海面を観測し、各々の計測されたレーダ視線方向流速成分をベクトル合成することが必要である。短波海洋レーダによって計測される流れ

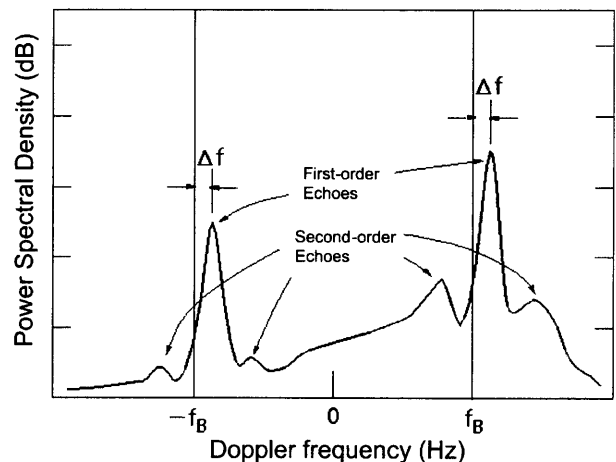


Fig. 2 A typical scheme of observed Doppler spectrum. There are typically two prominent peaks called “first-order echoes” near the Bragg frequency (f_B). Two peaks are due to waves advancing toward and receding from the radar. Small Doppler shift Δf is occurred by surface currents.

は水深 $\lambda/8\pi$ 程度の表層の流れであると見積もられている⁴⁾。

海洋レーダで観測される波長数 m の波浪は主に現場近くの海上風によって励起されるため、海上風の方向と波浪の最大発達方向とはほぼ一致する。海洋レーダで観測される正と負の一次散乱エコーはレーダに近づく波とレーダから遠ざかる波にそれぞれ対応しており、一次散乱エコーのピーク強度は散乱に寄与する波浪の発達度に依存するため、正と負の一次散乱エコーのピーク強度比から海上風向の推定が可能である。また、一次散乱エコーの周辺に現れる二次散乱エコーと呼ばれる副次的なピークを解析することにより波浪スペクトルの推定も可能である⁵⁾。しかし、通常、二次散乱エコーの強度は一次散乱エコーに比べてかなり小さいため、波浪スペクトルの推定には信号対雑音比の非常に良いデータが必要である。従って、波浪スペクトルの推定可能範囲は流速ベクトルの計測可能範囲に比較するとかなり小さい。

3. 遠距離海洋レーダ

遠距離海洋レーダの主要諸元を Table 1 に示す。海洋レーダの最大観測可能距離は、海の状態、バックグラウンドノイズ、受信機の感度、レーダサイトの周辺環境など様々な要因によって決定されるが、最も支配的なのは地表波伝播損失である。同一距離で比較した場合、地表波伝播損失は周波数が低いほど小さい⁶⁾。遠距離海洋レーダでは9.2 MHz 帯の電波を最大出力 1 kW で送信することにより陸上から200 km 沖合の流れの計測が可能となった。遠距離海洋レーダは送受切り換え式周波数変調連続波 (FMICW) レーダ方式を採用しており、周波数掃引幅は22 kHz である。これは距離分解能約 7 km に相当する。また、信号受信の積分時間から決定される流速分解能は2.5 cm/s である。

遠距離海洋レーダのアンテナシステムを Fig. 3 に示す。送信アンテナには3 素子の八木アンテナを使用して

Table 1 Characteristics of Long-Range Ocean Radar system

Radar Type	FMICW
Frequency	9.2 MHz
Sweep Bandwidth	22 kHz
Transmission Power	1 kW (Max.), 500 W (Average)
Range Resolution	7.0 km
Current Velocity Resolution	2.5 cm/s
Beam Width	8 °
Transmission Antenna	3-element Yagi antenna
Receiving Antenna	16-elements linear array of 2-element Yagi antenna DBF (Digital Beam Forming)

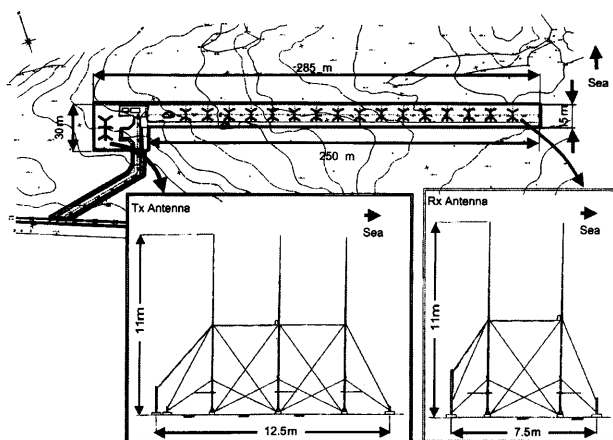


Fig. 3 Antenna system of the Long-Range Ocean Radar. The Long-Range Ocean Radar adopts DBF technique in which the signals simultaneously received by multiple-elements antenna are digitally processed to obtain angular information.

おり、水平方向のビーム幅が120°のファンビームを海面に照射する。受信には2 素子八木アンテナ16基からなる全幅208.2 m の巨大なリニアアレーアンテナを使用し、空間配置された複数の素子アンテナで同時受信した信号を演算処理して角度方向情報を得るデジタルビームフォーミング (DBF) 方式と呼ばれる手法を採用している。16 基の各素子アンテナでの受信信号をデジタル処理することにより、アンテナ正面方向に対して±60°内の任意の方向に仮想的なビームを形成する。水平方向のビーム幅はアンテナ正面方向で8°以下である。DBF 方式の採用により全観測点のデータが同時刻に取得できるため、非常に短い時間で変動するような現象の検出や測定海域内での同時性を必要とする情報の取得も可能となった。

Fig. 4 に遠距離海洋レーダによる海流の観測範囲を示す。遠距離海洋レーダは沖縄県の石垣島と与那国島の二ヶ所に常置されている。個々のレーダは半径200 km、角度120°の扇形の範囲についてレーダ視線方向の速度成分を計測可能であり、二つの扇形が重なった部分において流速ベクトルの算出が可能である。この海域では黒潮の流軸が琉球列島の島々から約100 km の地点に存在するため、遠距離海洋レーダにより黒潮の流速場の観測が十分に可能である。

Fig. 5 に遠距離海洋レーダシステムのブロック図を示す。遠距離海洋レーダ石垣島局、与那国島局の各レーダサイトと沖縄本島の沖縄亜熱帯計測技術センター（以後、CRL 沖縄）は専用線でネットワーク接続されており、CRL 沖縄から各レーダの制御が可能である。各レーダで取得された生データは各レーダサイトで一次処理された後、CRL 沖縄に転送され、同センターにて準リアルタイムで自動的に視線方向流速および流速ベクトルが算出される。通常は石垣と与那国のレーダ間での干渉を避ける必要性から30分間ずつ時間をずらして交互に観測を行うため、流速ベクトルは1 時間毎に算出される。

Fig. 6 は2001年3 月に Fig. 4 の星印で示された位置（東経123°26′54″、北緯24°37′55″）に投入された海洋観測用大型係留ブイ (CRL Ocean Monitoring Platform in Sakishima: COMPASS) の鳥瞰図である。浮体直径は約 9 m、排水量は約100 t、海面から最上部までの高さは約 10 m である。最上部に取り付けた風向風速計（コーナシステム KDC-S 4）で海上風の計測、水温計付ドブラー式単層流向流速計 (Sontek ARGONAUT-MD) で水面下 4 m 層の水温と水面下 5 m 層の流向流速の計測、浮体内部の機器室に設置した動揺計 (Seatex MRU) で波浪計測を行う。COMPASS 上での各種計測データは遠距離海洋レーダにより計測される各物理量の信頼性を検証するために用いられる。

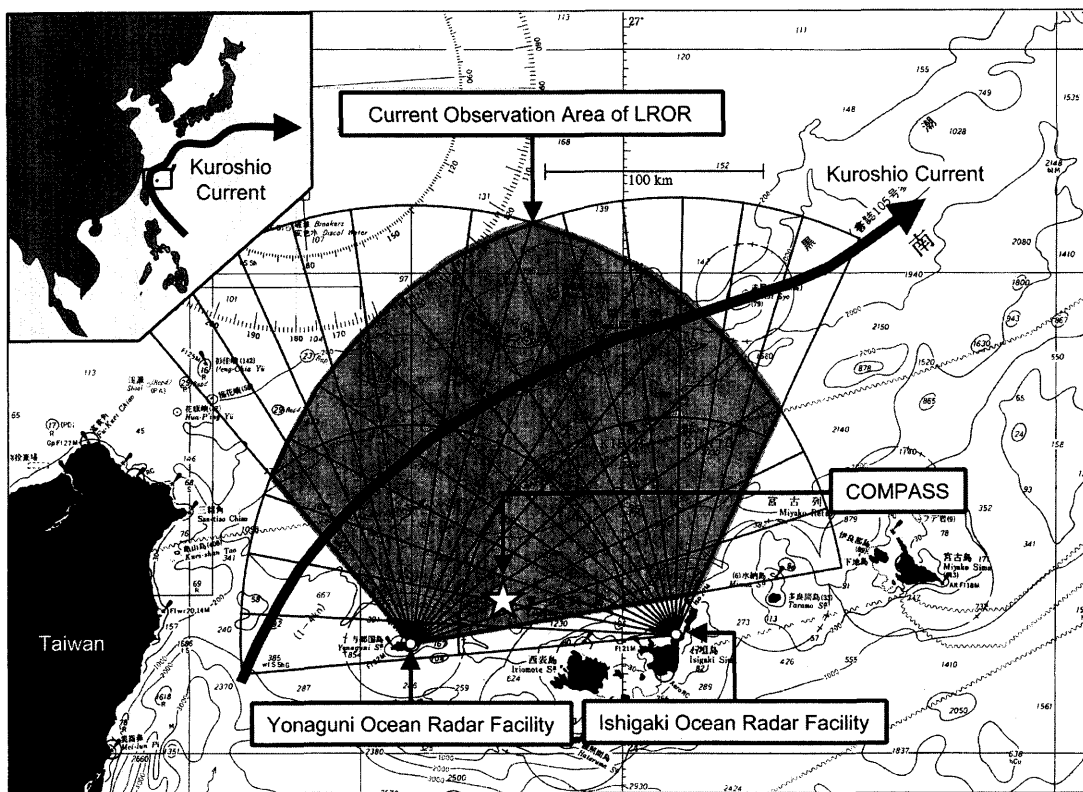


Fig. 4 Long-Range Ocean Radar system consists of two radars at Ishigaki Island and Yonaguni Island. Each radar can measure the radial current component within a fan-shaped area. The current vectors can be calculated in the overlapping area of the two fan-shaped areas. The star indicates a moored point ($123^{\circ}26'54''\text{E}$, $24^{\circ}37'55''\text{N}$) of the offshore-observation buoy named COMPASS.

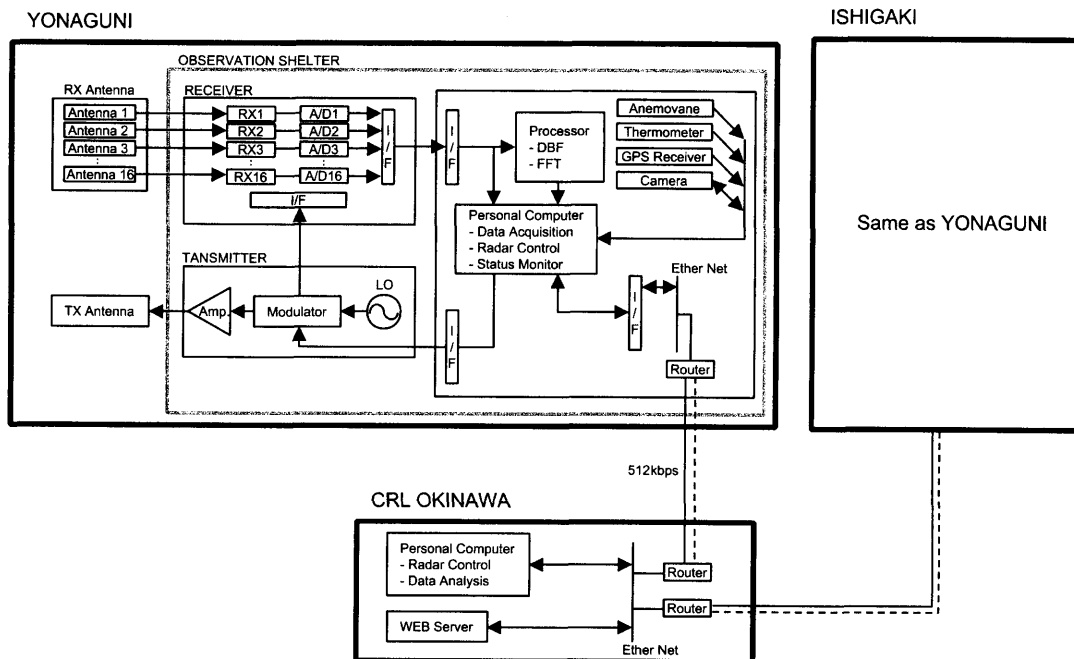


Fig. 5 A simple block diagram of Long-Range Ocean Radar system. Both radars at Ishigaki and at Yonaguni can be controlled from the CRL Okinawa. Doppler spectral data sets obtained at the radars are automatically sent to the CRL Okinawa and current vectors are calculated in pseudo real-time.

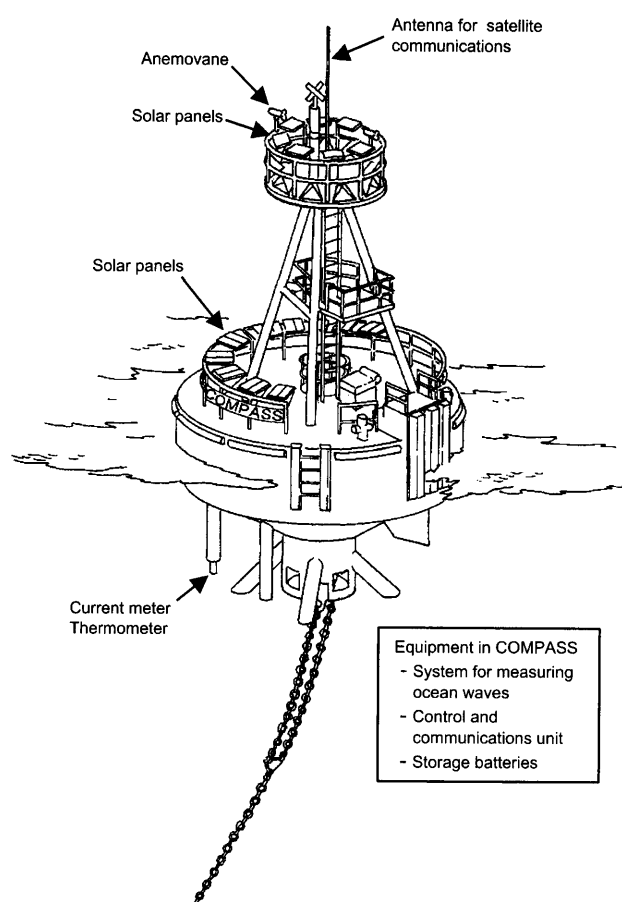


Fig. 6 Bird's eye view of COMPASS, on which surface current, water temperature, ocean wave and sea surface wind are measured once an hour. The measured data are automatically transferred to the CRL Okinawa via communication satellites.

4. 初期観測結果

4.1 レーダと流速計の比較

遠距離海洋レーダで計測される表層流速の精度検証のため、石垣・与那国各レーダの視線方向流速（レーダに向かう方向を正とする）と COMPASS に設置された流向流速計で計測される流速の各レーダ視線方向成分との比較を行った。COMPASS から見たレーダの位置は、石垣が視線方向方位 100° ・距離 82 km 、与那国が視線方向方位 247° ・距離 48 km である。比較する期間は2001年7月27日から2001年8月11日の16日間である。流向流速計で計測したこの期間の平均流向は 48° 、平均流速は 40.6 cm/s であり、与那国島と西表島間の黒潮分岐流の存在を示唆している。Fig. 7 a, b に石垣、与那国各レーダについて、この期間の流向流速計によるレーダ視線方向流速成分と各レーダの視線方向流速の時系列を示す。数時間程度の短時間ではレーダと流速計の値にばらつきがあるものの、1日程度の時間では両者は概ね一致していることが分かる。Fig. 7 c, d にレーダと流速計の計測値

の散布図（サンプル数368）を示す。石垣のレーダについては相関係数 0.73 、傾き 0.64 、標準誤差 14.7 cm/s 、与那国のレーダについては相関係数 0.81 、傾き 0.92 、標準誤差 16.1 cm/s であり、石垣のレーダで傾きが1から離れるが、レーダと流速計の計測値は概ね良い一致を示した。レーダと流速計の計測値の相違の主な原因としては、両者の計測水深の違いや計測範囲の違いが挙げられる。具体的には、前述の通りレーダでは水深 $\lambda/8\pi = 1.3\text{ m}$ 程度の流れ⁴⁾を $7\text{ km} \times \text{十数 km}$ （レーダの距離方向分解能 $\times$ レーダの方位角方向分解能）の水平範囲で計測するのに対して、流向流速計は水深 5 m 付近の流れを数 m 四方の範囲で計測するという空間スケールの相違が両者の計測値の相違に影響していると考えられる。石垣のレーダで相関が幾分落ち、傾きが1から離れる原因は現在も検証中であるが、定性的には以下の三点が挙げられる。まず、COMPASS 設置地点において、潮流が主要な成分と考えられる短期的な流れの変化の方向が、与那国のレーダよりも石垣のレーダの視線方向に直交する方向に近いと、石垣のレーダの方がこの方向の流れに関しては流速計測精度が低下すること。次に、吹送流による鉛直シアが与那国のレーダより石垣のレーダの視線方向成分に効いていると考えられる場合がある（7/29と8/3）ことが挙げられる。この時、石垣レーダから遠ざかる方向に風が吹いており、与那国レーダと流速計の計測値は比較的良好に一致するものの、石垣レーダと流速計の差が大きくなっている。最後に、石垣のレーダの方が与那国のレーダよりも COMPASS から遠いため、石垣のレーダの計測面積は与那国のそれに比べて約1.5倍と大きいことも一因と考えられる。

4.2 黒潮流速場の観測

遠距離海洋レーダによる黒潮表層流速場の観測例として2002年8月10日の日平均流速場を Fig. 8 a に示す。流速ベクトルは距離分解能に対応し、 $7\text{ km} \times 7\text{ km}$ 格子でプロットしてある。石垣島からの距離 $150\text{--}170\text{ km}$ に周囲よりも流れの速い黒潮が北東に向かって流れているのが見て取れる。

1年間程度の黒潮表層流速場の変動を見るために、2001年10月から2002年9月までの期間で、Fig. 8 a で示すような石垣島から北西方向の測線 A-B を仮定し、この線を横切る黒潮表層流の「日平均流速が最大となる位置（石垣島からの距離）」、「そのときの流速」、「そのときの流向」の時系列をそれぞれ Fig. 8 b, c, d に示す。B 点の位置は石垣島から北西方向の最大観測距離レンジ 218 km となる。A-B 上で流速が最大となる位置が B 点となる場合は、実際の流速最大位置はさらに北西方向にある場合があるが、観測範囲外なので、B 点を流速最大の位置と

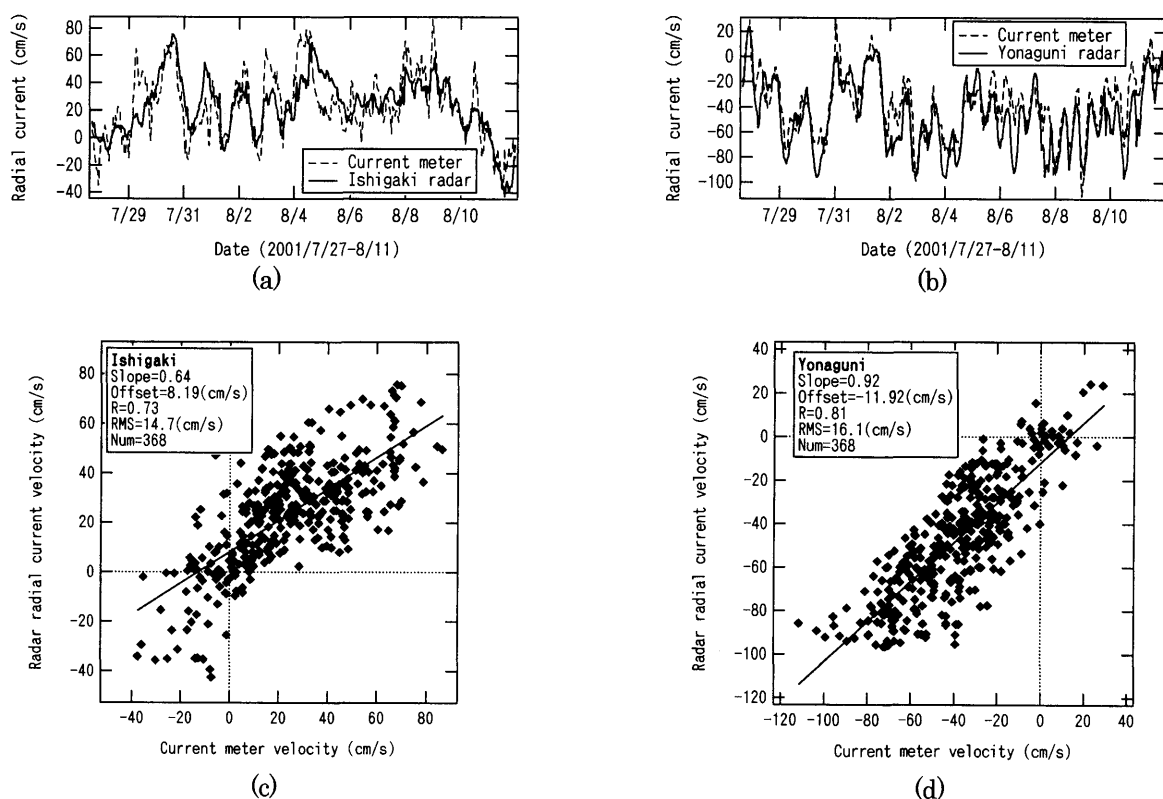


Fig. 7 Time series of the radial current velocity measured by the Ishigaki (a) and Yonaguni (b) radars (solid line) and the velocity components of the radar direction measured by the current meter at the moored buoy (dashed line). Scatter plots of the radial current velocity measured by the Ishigaki (c) and Yonaguni (d) radars and the radial velocity components measured by the current meter. Solid line is the regression line.

し、流向流速もその位置での値をプロットした。線が途切れている期間は、レーダの故障や定期保守点検による欠測である。これらを見ると、黒潮の日平均流速が最大となる位置は2002年の春季には石垣島から200 km 以上と比較的離れ、夏季には石垣島から150–170 km 程度の距離にあることが分かる。流速は冬季よりも夏季で増大する傾向があるが、流向は1年を通じてほぼ北東方向であることが見て取れる。2002年7月上旬の流速流向の急激な変化は台風5号(T0205)が観測海域の東側、宮古島付近を通過したことに伴う流速場の変化である。A–B上での一年間平均の流速最大位置は石垣島から170 km、流速は106 cm/s、流向は43°であった。

4.3 台風通過時の表層流速場観測

2001年9月6日に発生した台風16号(T0116, Nari)は沖縄本島を通過し、久米島近海に停滞するなど迷走した後には南西方向に進み、9月16日に遠距離海洋レーダの観測海域を南西方向に通過した。遠距離海洋レーダによって、このときの表層流速場が、観測海域北東から南西方向に移動する半時計回りの渦状の流れとして1時間間隔で観測された。台風通過中のある時刻の表層流速場と、その前後あわせて72時間平均の表層流速場との差を

とることにより、黒潮の流れの成分を除き、台風に励起されたと推定される表層流速場を求めた。Fig. 9に9月16日9:30 (JST; 日本標準時) [以降時刻は全て JST] の台風に励起されたと考えられる表層流速成分を示す。9:00の台風の中心は北緯25.5° 東経123.1°であり(気象研究所台風研究部より提供のベストトラックデータ)、Fig. 9の渦の中心とほぼ一致する。時間変化を見ると、表層流速ベクトル($V_r = u_r + i v_r$, u_r ; x 方向成分, v_r ; y 方向成分, $i = (-1)^{1/2}$)の発散($\partial u_r / \partial x + \partial v_r / \partial y$)は $7 \times 10^{-5} s$ 程度の大きな値の領域が台風の中心の進行方向の後方に出来、台風の中心の移動とともに南西方向に移動した。渦度($(\partial v_r / \partial x - \partial u_r / \partial y)$)の最大値は台風の中心付近でおよそ $10 \times 10^{-5} s$ で、台風の中心の移動に追隨して移動した。

台風の海上風とそれに励起された海面表層流との関係を調べるために、気象庁提供の客観解析メソ解析値の海上風データ(10 km 格子, 6 時間毎)を用いた。台風通過時(9:00)の客観解析海上風データと9月15日9:00から9月17日3:00までの台風のベストトラックデータを Fig. 10に示す。

客観解析海上風データと上述の台風で励起された表

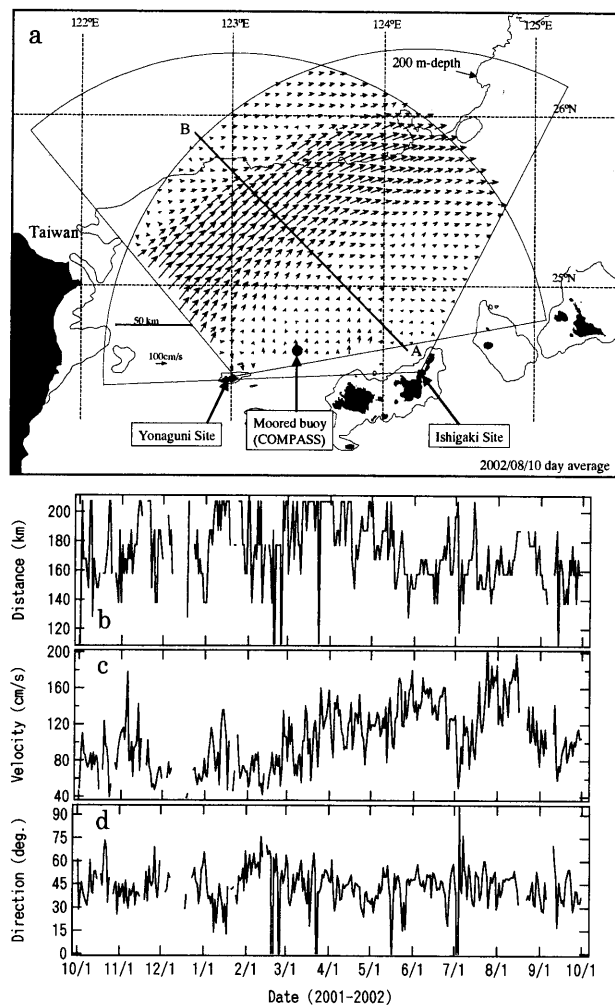


Fig. 8 (a) Observed surface current vectors (day-averaged; August 10, 2002). The A-B line is in a northwest direction from the Ishigaki radar site. (b), (c) and (d) represent the time series of the daily averaged (b) maximum velocity position (distance from the Ishigaki radar site), (c) maximum velocity, and (d) current direction from the north of the Kuroshio across the A-B line.

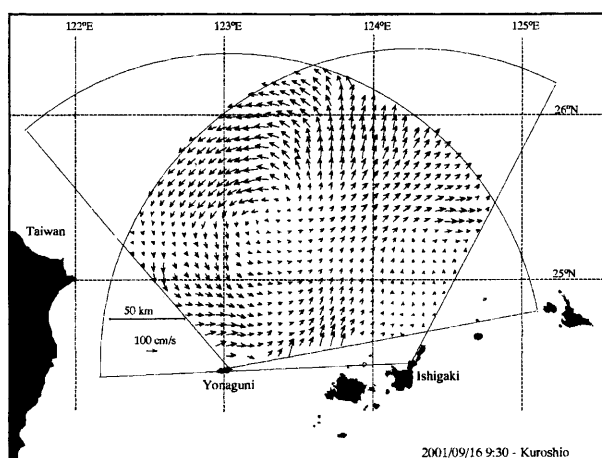


Fig. 9 Estimated wind-driven components of surface currents induced by typhoon Nari (September 16, 09:30 JST, 2001).

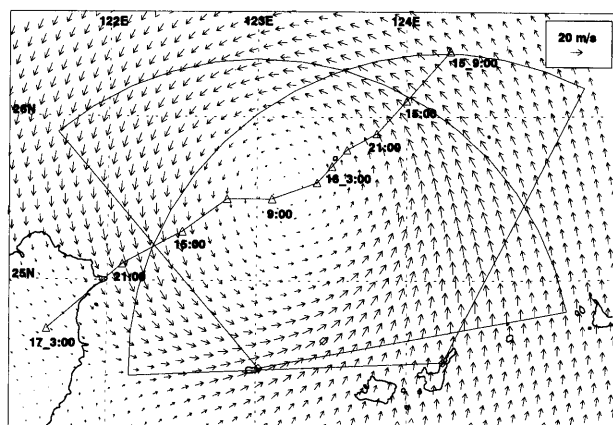


Fig. 10 Wind vectors of 10-km grid objective analysis data for typhoon Nari (September 16, 09:00 JST, 2001). The best track data for typhoon Nari is superimposed with date and time.

層流との空間複素相関を計算しその時系列変化を調べた。複素相関 (r_{wr}) は以下の式で表される。

$$r_{wr} = \frac{\langle (V_w - \langle V_w \rangle) * (V_r - \langle V_r \rangle) \rangle}{\langle |V_w - \langle V_w \rangle|^2 \rangle^{1/2} \langle |V_r - \langle V_r \rangle|^2 \rangle^{1/2}} \quad (1)$$

ここで、 $V_w = u_w + i v_w$, $V_r = u_r + i v_r$ はそれぞれ海上風ベクトル、表層流速ベクトル、*：複素共役、 $\langle \rangle$ ：平均値である。複素相関係数の絶対値 ($|r_{wr}|$) が相関係数を与え、偏角 ($\arg r_{wr}$) が風の方向と流れの方向のなす角を与える。9月16日9:30の表層流速ベクトルと、その時刻以前の6時間毎の海上風ベクトルとの空間相関を調べた結果を Fig. 11に示す。Fig. 11a, b, cがそれぞれ相関係数、偏角、流速風速比のラグ時間変化である。これらを見ると、台風通過時の表層流速ベクトルは、通過前12時間から通過直前までの相関係数が0.67~0.70と高いことが分かる。そのときの表層流向は風の吹き去る向きに対して右側35~39°となった。また、風速に対する流速の比は3.4~4.2%と見積もられた。

4.4 遠距離海洋レーダによる波浪観測

海洋レーダより得られるドップラースペクトル $\sigma(\omega)$ は、海面における電波の後方散乱断面積の一次散乱成分 $\sigma^{(1)}(\omega)$ と二次散乱成分 $\sigma^{(2)}(\omega)$ の和で近似することができる。Barrick (1972)⁷⁾ は海面をランダムな凹凸のある表面として扱い、そこで起きる電磁波の後方散乱がブラッグ散乱機構に準じていると仮定することにより、レーダ方程式を Rice の摂動法に基づき摂動展開した。この摂動展開により、後方散乱断面積の一次散乱成分 $\sigma^{(1)}(\omega)$ と二次散乱成分 $\sigma^{(2)}(\omega)$ はそれぞれ以下のように表される。

$$\sigma^{(1)}(\omega) = 2^6 \pi |k_0|^4 \sum_{m=\pm 1} S(-2mk_0) \delta(\omega - m\omega_B) \quad (2)$$

$$\sigma^{(2)}(\omega) = 2^6 \pi k_0^4 \sum_{m_1, m_2=\pm 1} \iint_{-\infty}^{\infty} |\Gamma|^2 S(mk) S(m'k') \times \delta(\omega - m\sqrt{gk} - m'\sqrt{gk'}) dp dq \quad (3)$$

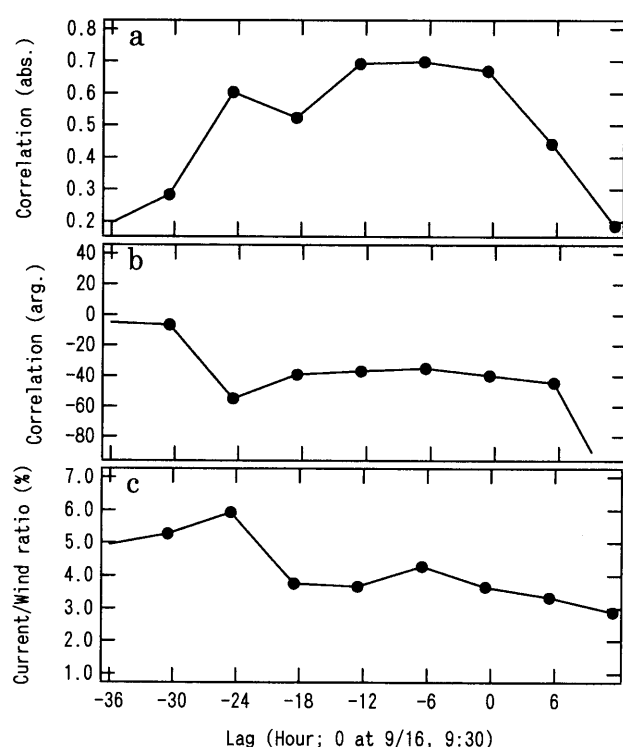


Fig. 11 Lag-time dependence of the complex correlation between the surface current vectors measured by Long-Range Ocean Radar and the wind vectors of objective analysis data. Correlation coefficient (a), argument (b), and current/wind ratio (c).

ここで、 $\sigma^{(1)}(\omega)$ はドップラースペクトルの一次散乱成分、 $\sigma^{(2)}(\omega)$ はドップラースペクトルの二次散乱成分、 k_0 はレーダで使用した電磁波の波数ベクトル、 k_0 はレーダで使用した電磁波の波数 ($k_0 = |k_0|$)、 ω はドップラー周波数、 ω_B はブラッグ周波数、 m と m' はドップラーシフトの符号 (± 1)、 $S(mk)$ は波浪の波数スペクトル、 k 、 k' はレーダ波の散乱に関わる二つの自由波の波数ベクトル ($k+k' = -2k_0$)をそれぞれ表す。 Γ は結合係数と呼ばれ、一般に、電磁気学的な二次散乱による部分 Γ_E と流体力学的な二次散乱による部分 Γ_H の和 ($\Gamma = \Gamma_E + \Gamma_H$)で表され、それぞれ次式で与えられる。

$$\Gamma_E = -\frac{1}{2} \left\{ \frac{(k \cdot k_0)(k' \cdot k_0)/k_0^2 - 2k \cdot k'}{\sqrt{k \cdot k'} - k_0 \Delta} \right\} \quad (4)$$

$$\Gamma_H = -\frac{i}{2} \left\{ k + k' - \frac{(kk' - k \cdot k')}{mm' \sqrt{kk'}} \frac{\omega^2 + \omega_B^2}{\omega^2 - \omega_B^2} \right\} \quad (5)$$

ここで、 Δ は海面の複素インピーダンスで、絶対値の小さな複素数である。

遠距離海洋レーダによる波浪計測は、ドップラースペクトルと方向スペクトルの関係式(2)、(3)から方向スペクトルを逆推定することにより行われる。これまでの研究によって、ドップラースペクトルから方向スペクトルを逆推定する解析方法がいくつか提案されている。本研究

では児島ほか(2001)⁸⁾によって提案された一次散乱を考慮したベイズ統計論に基づく逆推定法によってドップラースペクトルから方向スペクトルを逆推定し、逆推定された方向スペクトルから有義波高・有義周期を算定した。

逆推定される方向スペクトルはノイズレベルによってその精度が大きく変化する。ノイズレベルが高い場合にはその精度は著しく低下する。そこで、一次散乱のピークと二次散乱の最小値 (ドップラー周波数 $-2.0 \sim -1.9$ のドップラースペクトルの平均値とドップラー周波数 $1.9 \sim 2.0$ のドップラースペクトルの平均値のうち、小さい方をドップラースペクトルの二次散乱成分の最小値とした。)の比が30 dB 以上の場合 (ノイズレベルが低い)に方向スペクトルを逆推定し、有義波高・有義周期を算定した。このようにして算定した方向スペクトル・有義波高・有義周期と COMPASS プイで計測された方向スペクトル・有義波高・有義周期を比較することにより、遠距離海洋レーダによる波浪計測の精度についての検討を行った。

Fig. 12に遠距離海洋レーダから推算した方向スペクトルと COMPASS プイで計測した方向スペクトルの比較 (2001年11月4日13時)を示す。両者のエネルギーピークの位置 (北北東付近)は一致している。また、そのエネルギー分布の形状は低周波数で若干異なるが、両者は類似している (遠距離海洋レーダの受信信号から逆推定された方向スペクトルは COMPASS プイの方向スペクトルと比較して低周波数における波向の集中度が高くなっているが、方向スペクトルのエネルギー分布から算定される有義波高・有義周期は両者一致しており、この低周波数における方向スペクトルのエネルギー分布の違いは非常に小さいものである)。

Fig. 13に遠距離海洋レーダから推算した有義波高・有義周期と COMPASS プイで計測した有義波高・有義周期の時系列 (2001年11月1日～7日)比較を示す。両者を比較すると若干の違いが存在するが有義波高・有義周期の時間変動のパターンは一致している。

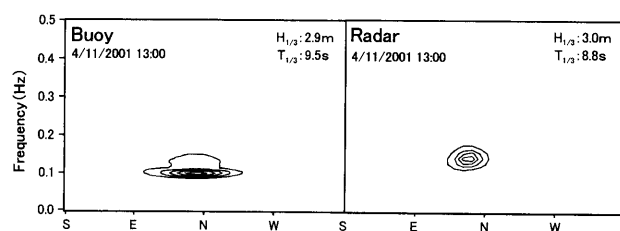


Fig. 12 Comparison between directional wave spectrum measured by the buoy and that measured by Long-Range Ocean Radar.

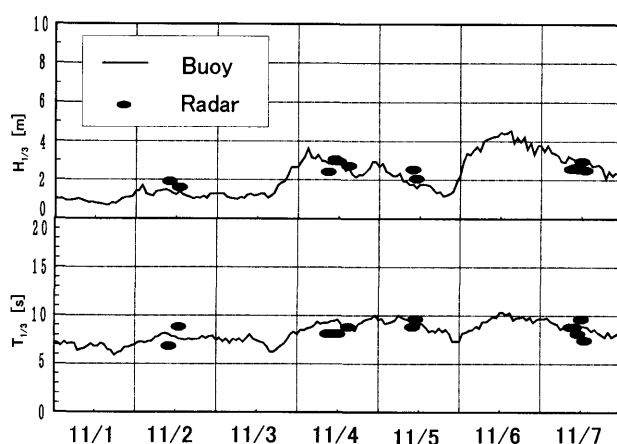


Fig. 13 The upper figure shows the comparison between significant wave height measured by the buoy and that measured by Long-Range Ocean Radar. The lower figure shows the comparison between significant wave period measured by the buoy and by Long-Range Ocean Radar.

5. ま と め

通信総合研究所は、陸上から200 km 沖合いまで表層流が計測できる遠距離海洋レーダシステムを開発し、2001年7月に沖縄県の石垣島と与那国島にレーダを設置した。以来、システムの性能評価を行うとともに東シナ海南部の黒潮上流域における実験観測を行っている。

遠距離海洋レーダにより計測した表層流速や波浪と海洋観測用大型係留ブイである COMPASS にて計測した値とを比較したところ、両者は概ね良い一致を示した。

2001年10月から2002年9月まで期間の流速場の観測結果から、黒潮の流向は期間を通じてほぼ北東方向で一定であるが、流速は夏季の方が冬季よりも増大する傾向があった。また、流軸は2002年の春季に最も石垣島から離れ、2002年夏季には石垣島に最も近付いていたことがわかった。

2001年9月16日には、台風16号に伴う渦状の流れが観測された。渦度は台風の中心付近で最大値となり、およそ $10 \times 10^{-5} \text{ s}$ であった。また、台風の中心の進行方向の後方に $7 \times 10^{-5} \text{ s}$ 程度の大きな発散領域が見られた。客観解析メソ解析値の海上風データと台風通過時の表層流速ベクトルを比較したところ、通過前12時間から通過直前までの相関係数が高い値を示した。その時、流向は風の吹き去る向きに対して右側に $35 \sim 39^\circ$ ずれており、風速に対する流速の比は $3.4 \sim 4.2\%$ であった。

現状における遠距離海洋レーダ観測の最大の問題点は、昼間は十分遠方までの流れ計測が可能であるが夜間はレーダの信号対雑音比が著しく悪化し、観測範囲の縮小や計測精度の劣化が生じるということである。これは

電離層の影響によると考えられるが、今後さらに検討が必要である。東シナ海南部における実験観測は今後数年間程度継続して行う予定である。

謝 辞

台風のベストトラックデータは気象研究所台風研究部より提供を頂きました。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) Crombie, D. D. (1955): Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s. *Nature*, **175**, 681-682.
- 2) Barrick, D. E. (1972): First-order theory and analysis of MF/HF/VHF scatter from the sea. *IEEE Trans. on Antennas and Propagation*, **AP-20**, 2-10.
- 3) Barrick, D. E., Headrick, J. M., Bogle, R. W. and Crombie, D. D. (1974): Sea backscatter at HF: Interpretation and utilization of the echo. *Proc. Of IEEE*, **62**, 673-680.
- 4) Stewart, R. H. and Joy, J. W. (1974): HF radio measurements of surface currents. *Deep-Sea Res.*, **21**, 1039-1049.
- 5) 安田孝志編 (2001): 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測. 土木学会. 43-55.
- 6) CCIR (1986): Propagation in non-ionized media. Recommendation 386-5: Ground-wave propagation curves for frequencies between 10 kHz and 30 MHz. Recommendations and reports of the CCIR. V.
- 7) Barrick, D. E. (1972): Remote sensing of sea state by radar, Remote sensing of the Troposphere, V. E. Derr, Editor, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 12.
- 8) 児島正一郎・橋本典明・佐藤裕司 (2001): 一次散乱を考慮した海洋短波レーダによる波浪の方向スペクトルの推算法, 海岸工学論文集, 第48巻, 1436-1440.

質 疑 応 答

問：フロントルエディは観測されないか？ また、NOAA の SST と比較したことはあるか？

(九大応力研, 柳 哲雄)

答：台湾の北東沖に渦状のパターンが現れる場合が頻繁に見られるが、詳細な検討は行っていない。NOAA の SST との比較は今後行いたいと考えている。

問：強風により大きな波浪が発達している場合表面流速の推定などに影響はでないのか？

(東水大環境, 北出裕二郎)

答：波が高くなると海上での電波の伝播損失の増加によりレーダの受信信号強度が減少するため表面流速等の推定が難しくなる。逆にあまりにも波が穏やかな状態では十分大きな後方散乱波が生じないためレーダ観測が困難である。短波海洋レーダの観測には適度に波がある状態が最も適している。