

— 論文 —

漂流ブイと海洋レーダーを用いた 対馬海峡における表層収束・発散場の評価*

石井 大輔[†]・柳 哲雄[†]・吉川 裕[†]・増田 章[†]

要 旨

「海洋プランクトンのパッチネス構造は海洋表層流動場の収束・発散構造に影響される」とする作業仮説のもとに、対馬海峡において複数の漂流ブイと海洋レーダーによる表層流動観測を同時に実施した。両観測で得られた物理諸量を比較することで、時空間特性の把握に優れた海洋レーダーによる計測値がどの程度現場特性を表現し得るのか、換言すれば海洋表層における基礎生産場と流動(収束・発散)構造との関連性の解明に至る手法であるのか否かについて、各々の計測精度も踏まえた検証を試みた。その結果、複数の漂流ブイで形成される面積の時間変化率から推定した収束・発散値と海洋レーダー流速観測値を基に算出される収束・発散値は、比較的良い一致を示し、両者は同程度の精度を持つことが明らかとなった。一方、用いる推定式によっては計算誤差が大きく生じてしまう可能性も示唆されたため、推定式の更なる評価・検討が今後の重要な課題であることが明らかになった。

キーワード：漂流ブイ、海洋レーダー、収束・発散、渦度

1. はじめに

陸上・海洋を問わず、地球上に存在する生物はその空間的な分布形態としてパッチネス構造(斑状性構造：蚊柱に見られる様に生物の分布が一様でないこと)を形成することが知られている。しかしながら、何故、そのような分布形態を生物が形成するのか、その生成・維持・消滅機構については、陸上はもとより海洋においても未だ完全には明らかにされていない。そのために、生物多様性(個体・種・生態系)の保全に向けて、パッチネス機構の真相解明が急務である(白山, 2003)。

未だに不明な点が多い海洋生物、特に海洋プランク

トンのパッチネス構造における生成・維持・消滅機構の解明に関連する先行研究として、川合ら(1969a)や川合ら(1969b)などもあるが、近年新しい知見が報告されている。柳ら(2005)は、東京湾全域において現場観測された海洋表層の植物プランクトン(Chl. *a*: クロロフィル *a*)および栄養塩(DIN: 溶存態無機窒素, DIP: 溶存態無機リン, DSi: 溶存態ケイ素)の空間分布と、海洋レーダー観測で得られた表層流速を基に算出した収束・発散の空間分布を対比させ、その要因究明を試みている。彼らは、湾内表層におけるパッチ状のChl. *a*高濃度域および栄養塩枯渇域が表層残差流の発散域と比較的よい対応を示すことから、海洋プランクトンのパッチネス構造を決める要因として、海洋表層の流動構造が大きく関与している可能性があることを指摘している。更には、海洋表層流動の収束・発散場が海洋表層における基礎生産場と関わりがあるとする仮説を

* 2006年5月30日受領; 2007年2月14日受理
著作権: 日本海洋学会, 2007

[†]九州大学応用力学研究所
〒816-8580 福岡県春日市春日公園6丁目1番
主著者 e-mail address: dishii@riam.kyushu-u.ac.jp

もとの、タイ湾や九州・有明海において複数の漂流ブイを用いた海洋表層流動観測を実施している (Michida *et al.*, 2006; 柳ら, 投稿中)。

もしも、柳ら (2005) のように、海洋表層の収束・発散場を海洋レーダーによる表層流動観測結果から推定することが可能であるならば、広範囲の収束・発散場の時間・空間変動が観測可能となり、今後この方面における研究の進展に大いに貢献することが期待される。しかしながら、海洋レーダーは機器設置条件 (周辺における障害物・遮蔽物の有無、地形など) や受信感度 (S/N 比), アンテナ指向性パターンの歪みなどの影響から、その計測値には数 cm から数十 cm 程度の比較的大きな誤差を含む可能性が指摘されている (例えば, Frisch and Weber, 1980; Matthews *et al.*, 1988; Chapman *et al.*, 1997; Yanagi *et al.*, 2003; 木下ら, 2004; 吉川ら, 2004; 佐藤ら, 2005)。そのため、海洋レーダー観測結果を基に算出される収束・発散場が、実際の海域表層における収束・発散場をどの程度表現しているのかについては今のところ定かではない。このことから、Michida *et al.* (2006) や柳ら (投稿中) のように、現場海域における直接観測結果との整合関係を明確にすることは、最終目標である「海洋における生物パッチネス構造の生成・維持・消滅機構」の更なる解明に繋がる前段階として、ひいては生物多様性の保全に対して有意であることに疑いはない。

そこで本研究は、漂流ブイと海洋レーダーにより観測された表層流動場から推定される収束・発散値の対応関係について、様々な比較・検討を試みた。

2. 観測

観測は 2005 年 11 月 27 日 (月齢 25.1, 長潮) 6:00~15:00, 対馬東水道の中央部 (Fig. 1 (a)) において、水産大学の練習船「天鷹丸」第 151 次航海の際に実施した。同日の早朝 6 時頃に、3 台の漂流ブイを各々約 4~5 km ずつ離して、Fig. 1 (a) に示す Sta. A (北緯 34 度 12 分, 東経 129 度 41 分) 付近に投入した。そして、同日 15 時頃まで約 9 時間にわたって各ブイの追跡調査を行ない、Fig. 1 (a) に示す Sta. D (北緯 34 度 16 分, 東経 129 度 49 分) 付近で全基を回収した。なお、同図

Table 1. Specification of radars

Radars type	CODAR	NJRC
Antenna type	Crossed-loop	Phased-array
Center frequency	13.946 MHz	24.515 MHz
Maximum range	75 km	50 km
Range resolution	3.03 km	1.50 km
Directional coverage	360°	90°
Angle resolution	5.0°	7.5°
Measurement depth	~ 1.72 m	~ 0.98 m

(a) 内における黒丸 (●) は、ある時刻における観測船の位置を示し、黒丸 (●) 間を結ぶ線は当該時間帯の航路を示している。そして、追跡調査のため、基本的には投入した漂流ブイの近傍を航行した。以下に、使用する観測機器の諸条件を記す。

2.1. 海洋レーダー

対馬海峡では、海況監視および海洋変動力学の解明を目的に (増田, 2000), 九州大学応用力学研究所が 2002 年から本格運用している海洋レーダー観測網により、1 時間ごとに平均化処理された海洋表層流速が計測されている (Fig. 1 (b); 奥野ら, 2004)。近年、海洋レーダーは国内外を問わず種々の仕様 (異なる中心周波数 (計測深度) や流速推定手法 (到来方向推定手法) など) があるものの、船舶観測や係留観測では実施困難な広範囲における流動空間特性を、瞬時に、かつ継続的に半自動で計測できる非常に有用な海洋測器であることは周知の通りである (藤井, 2004)。そのため、様々な地域・海域において導入・運用が進んでおり、この実用化に伴って研究成果も着々と報告されている (例えば, Takeoka *et al.*, 1995; Nadai *et al.*, 1997; Nadai *et al.*, 1999; 日向ら, 2004; 坂井ら, 2004; 佐藤ら, 2004; Ebuchi *et al.*, 2006)。

今回の漂流ブイ観測を実施した対馬東水道海域は、Fig. 1 (b) に示した N1 (対馬・赤島), N2 (対馬・五根緒) から NJRC (長野日本無線) 社製の中距離計測用可搬型アレイアンテナ式海洋レーダー (24 MHz 帯) により

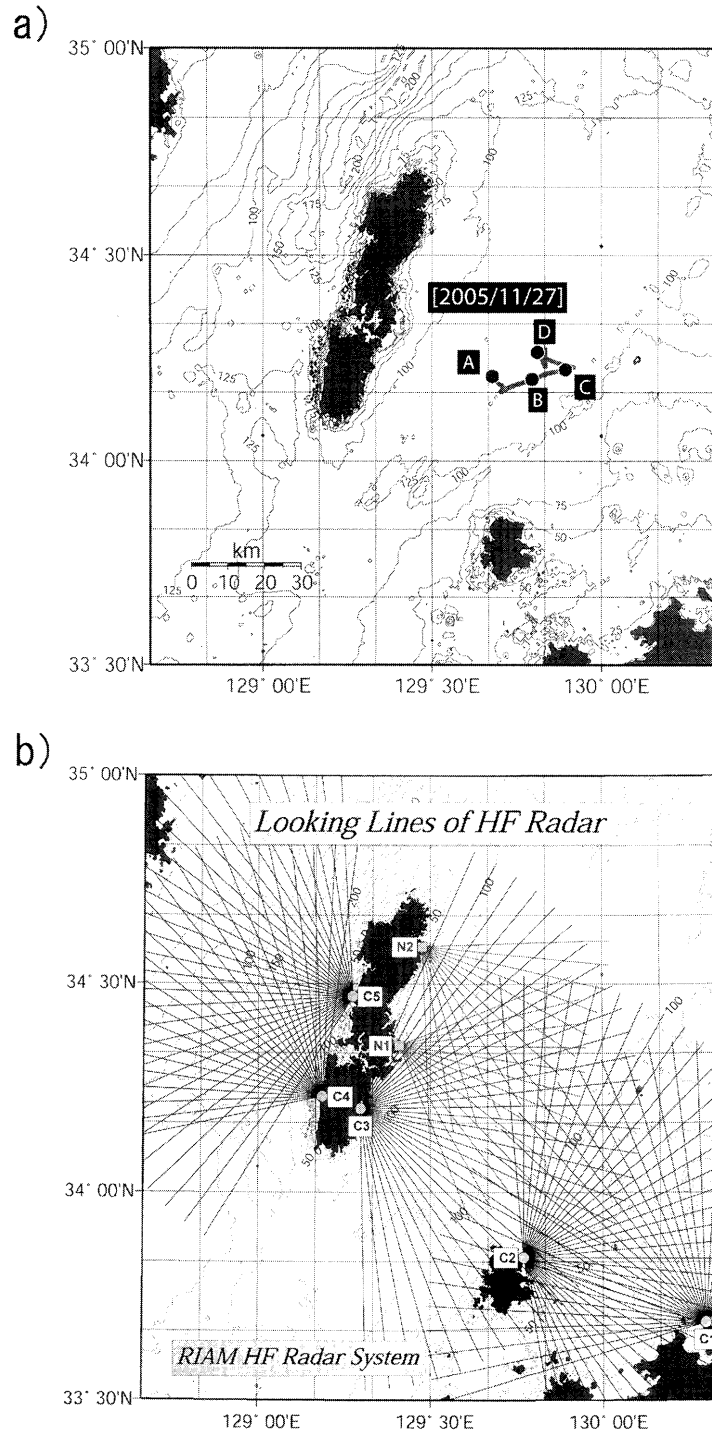


Fig. 1. Observed area in the Tsushima Strait (a) and looking-lines of ocean radars (b). In Fig. 1 (a), the circles show the position of the observation ship on 27 November 2005 in the Tsushima Strait, the alphabetic characters show the observation time (A : 6:00, B : 9:00, C : 12:00, D : 15:00) where the observation ship exists, and the line where the circles are connected show the route of the observation ship.

視線方向に 1.5 km 間隔で, C1 (福岡・志賀島), C2 (彦岐・赤瀬鼻), C3 (対馬・野良) から CODAR 社製の長距離計測用固定型クロスループアンテナ式海洋レーダー (13 MHz 帯) により視線方向に 3.0 km 間隔で連続計測されている。当該レーダーの諸元については Table 1 の通りである (奥野ら, 2004; 吉川ら, 2004)。また, これらレーダーの運用状況については, 奥野ら (2004) や奥野ら (2005), 九州大学応用力学研究所 室内実験分野により運用されているウェブ サイト (<http://leweb.riam.kyushu-u.ac.jp/radar/index.html>) などを参照されたい。

本研究では, 対象海域を観測網にもつ 5 基の海洋レーダー (N1・N2・C1・C2・C3) からの測流記録 (各レーダーで計測した視線方向流速を合成した流速ベクトル) を 0.025 度 (約 2.3 km) のグリッドメッシュごとに補間したものを, 漂流ブイによる測流記録との比較に用いた。なお, 当該海域において運用している海洋レーダーの視線方向流速観測精度は, 2002 年運用開始以降における精力的な計測システムの改善とデータ品質管理の徹底など (吉川ら, 2004; 吉川ら, 2005) により, 現在では時間平均値で約 7 cm s^{-1} 程度, 流速ベクトル平均に換算すると, 空間差異はあるものの約 9 cm s^{-1} 程度にまで改善されている (Yoshikawa *et al.*, 2006; Yoshikawa *et al.*, 2007)。

2.2. 漂流ブイ

一方, 現場観測に使用する漂流ブイにも, 形状 (小型球型, ボンデン型など) や通信方式 (衛星通信, パケット通信など) の異なる仕様が種々存在する。本観測においては, 測位時間・緯度経度情報 (位置情報; WGS84 に準拠) を送受信する GPS (Global Positioning System; 全地球測位システム) を搭載したアンテナ部のみが海上に突出し, 専用受信機へ直接信号を搬送するシステムを有する太平洋無線製ラジオブイを使用した。そして, 海上風による風圧流の抑制と所望深度における海流の追従を目的に (Niiler *et al.*, 1987; Chereskin *et al.*, 1989; Niiler *et al.*, 1995; 道田, 1997), 海面下 2.5 m に抵抗体ドロッグの中心が来るように設計したものを接続している (Fig. 2)。従来, 抵抗体ドロッグの形状には,

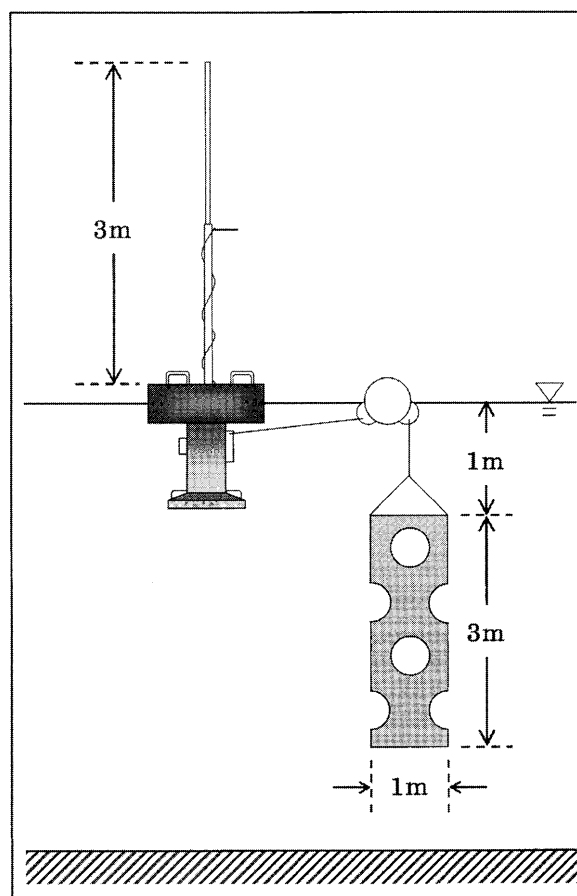


Fig. 2. GPS drifting buoy with the drogue (holey sock).

パラシュート型 (Parachute) やブラインド型 (Window shade), 菱型 (Tristar; Niiler *et al.*, 1987) など様々な形状が提案されている (William and Richard, 2001) が, 本観測では近年一般的に利用されている, 穴あき円筒型 (Holey sock; Michida and Yoritaka, 1995) を選択した。

また, 現場海域に投入する複数の GPS 搭載型漂流ブイの時々刻々の位置情報は, 観測船にあらかじめ敷設した GPS ブイ専用受信機へ約 6.7 分 (≒ 400 秒) 間隔で送信される設定にした。このことは, 漂流ブイ観測で取得する位置情報のサンプリング間隔が約 6.7 分であることを意味する。そして, 石井 (2007) が開発した計測用可視化システムおよび流動場解析ツールを利用することで, 観測中の船上においてリアルタイムで各

漂流ブイの位置(緯度・経度)をモニターできるのはもとより、時間経過に伴う軌跡、移動速度(≡ラグランジュ流速)、収束・発散値、渦度値を把握できるようにした。この点は、Eメール配信サービス(一般に、現場海域で観測された各種データが添付されている)エリアが限定されてしまう低軌道衛星通信(オーブコム通信など;例えば、中村ら, 2001)やパケット通信(DoPa通信など;例えば、Manda *et al.*, 2002)方式を利用した漂流ブイ観測に比べて、長所である。

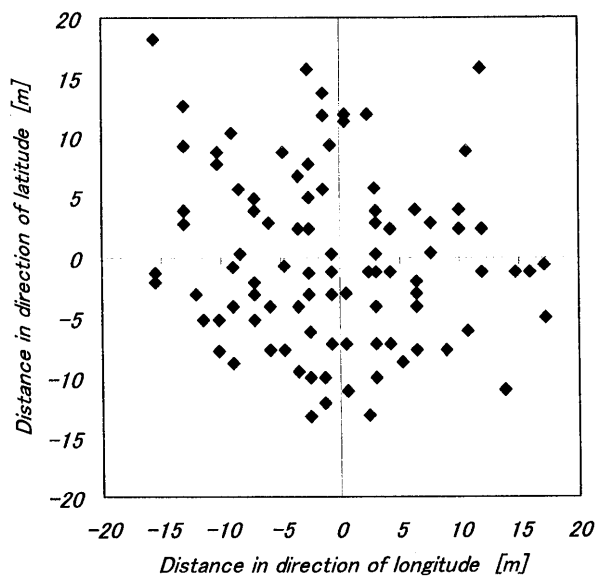


Fig. 3. Accuracy of GPS positioning at a land fixation point.

ここにおいて、本観測で使用するGPS搭載型漂流ブイの測位精度をあらかじめ把握しておかなければ、取得する漂流ブイの位置情報を基に算出する(位置情報に依存する)流速自体のばらつき度合いが分からない。そこで事前に、障害物や遮蔽物の影響が極力少ないと想定される陸上固定点(九州大学応用力学研究所敷地内:北緯33度31分27秒,東経130度28分31秒付近)におけるGPS連続観測を実施し、その測位精度を基に漂流ブイの移動速度(≡表層流速)の精度を概算した。なお、位置情報を受信するサンプリング間隔は既述した約6.7分で、約10時間にわたってデータを取得した。

Fig. 3にGPS連続測位結果(全サンプル平均値からの偏差)の散布図を示すが、緯度方向と経度方向の測位

値は無相関(C.C. = -0.04)で、GPS測位誤差はそれぞれ約8m(7.5m, 8.4m)であった。本観測におけるサンプリング時間が約6.7分(≡400秒)であることを考慮し、石井(1999)に倣って漂流ブイで観測される流速ベクトルの精度を見積もった結果、約 2.8 cm s^{-1} (各方向成分の平均誤差は約 2.0 cm s^{-1})と推定された。

但し、本研究においては、約6.7分ごとに計測されるブイ流速を海洋レーダーの計測サンプリング時間である1時間に合わせて比較を行なうことから、毎時におけるブイ平均流速(9(=3,600/400)サンプル前後の平均値)の誤差は、上記のおよそ1/3(=1/√9;栗原, 2001)、すなわち、 1 cm s^{-1} 以下であることを付記する。

3. 結果および考察

3.1. 漂流ブイと海洋レーダーで観測された流速の比較

約9時間にわたって追跡調査を実施した3台の漂流ブイの軌跡をFig. 4に示す。3台の漂流ブイは、ほぼ等面積の三角形(同図内では約20分ごとに描画している)を維持しながら、東北東方向に流れた。3台の漂流ブイの軌跡から算出した流速を1時間平均して得た東方成分流速・北方成分流速・流速絶対値の時間変化を、漂流ブイの流れていた海域において海洋レーダーにより観測されたそれぞれの流速成分の時間変化とともに、Fig. 5に示す。漂流ブイにより観測された流速絶対値は海洋レーダーにより観測されたそれとほぼ等しいが、東方成分流速はやや大きめ、北方成分流速はやや小さめになっている。すなわち、漂流ブイによる流速観測結果が、海洋レーダーによる流速観測結果に対して時計回りに流向がずれていることを示している(Fig. 6(a))。これは、対馬海峡における海洋レーダーが海面下0~1.7m層の流速を観測している(Stewart and Joy, 1974)のに対して、同海域に投入した漂流ブイが海面下1.0~4.0m層とやや深い層の流速を観測していることに一因があると考えられる。

Fig. 6(b)に示すように、天鷹丸において1分ごとに計測された海上風観測結果によると、観測前日(2005年11月26日)から観測当日(2005年11月27日)の15時まで平均 8.5 m s^{-1} の西風が連吹していた(同図における方位は紙面上方を東に設定し、風の吹き去る

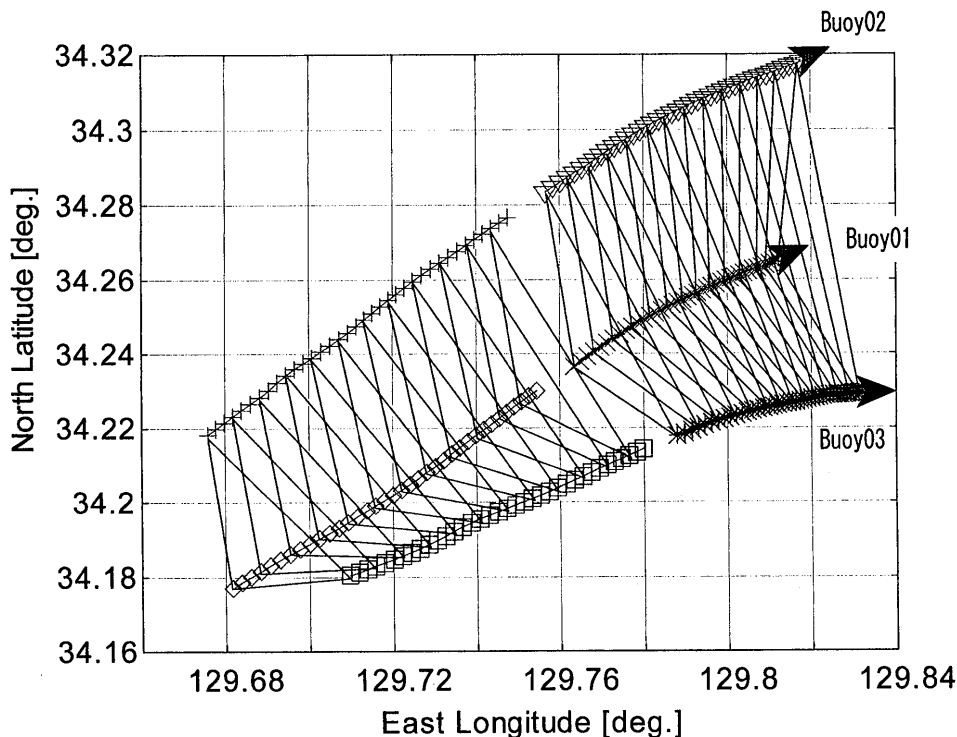


Fig. 4. Tracks of drifting buoys. Position was drawn every 6.7 min. and the triangle position of buoys was confirmed every 20 min.

方向をスティックで表示している)。このことを鑑みると、観測期間中において表層混合層内で吹送流が発達していたことが推測される。そして、海洋レーダーにおいて観測された浅いところの北東向きの流速ベクトル(ほぼ順圧的な対馬暖流 + 潮流がその主成分で、0~1.7 m 層における南東向きの吹送流が重畳していると考えられる)に対して、漂流ブイで観測された流速ベクトルは、風の吹き去る東方向に対して時計回りにずれた南南東から南向きの流向を持つ1.0~4.0 m 層の吹送流ベクトル(Yoshikawa *et al.*, 2007)が順圧的な流動に加算されることによって、漂流ブイで観測された(海洋レーダー観測層以深)流速ベクトルの流向が時計回りにずれた可能性が考えられる。なお、対馬海峡内のエクマン吹送流の詳細に関しては、第3著者らから別に報告される予定である(Yoshikawa *et al.*, 2007)。

但し、漂流ブイ観測は海洋レーダー観測には含まれない、漂流物に対する風圧流の影響が懸念される(Niiler *et al.*, 1987; Niiler *et al.*, 1995; 道田, 1997)。そこで、風圧流速(V)を以下のように概算した(福島, 2006)。す

なわち、福島(2006)は、2004年に改定された米国捜索救助マニュアル(米国 SAR マニュアル; 米国における多数の漂流実験結果などを集約)を基に、風圧断面積(海面上の受風面)を A 、水圧断面積(海中の受圧面)を B 、海面上 10 m の風速を W 、風圧係数に関わる定数を C とし、更に風圧中心が低い場合 ($C = 0.025$) と高い場合 ($C = 0.035$) に差別化することで、以下のように V を推定している。

$$V = C \sqrt{\frac{A}{B}} W \quad (1)$$

福島(2006)に掲載されている米国 SAR マニュアル表から主観的な判断をすれば、本観測で使用した漂流ブイは同論文でいう風圧中心が低い場合 ($C = 0.025$) に相当するので、この値と実際の漂流ブイの各断面積 (A , B) および現場海上風速 (W) を用いて風圧流速 (V) を算出した結果、 3.0 cm s^{-1} と見積もられた(因みに $C = 0.035$ で計算すると、 $V = 4.3 \text{ cm s}^{-1}$)。

Niiler *et al.* (1995) は、福島(2006)で示す各断面積の定義と多少異なる部分があるものの、両者の断面積

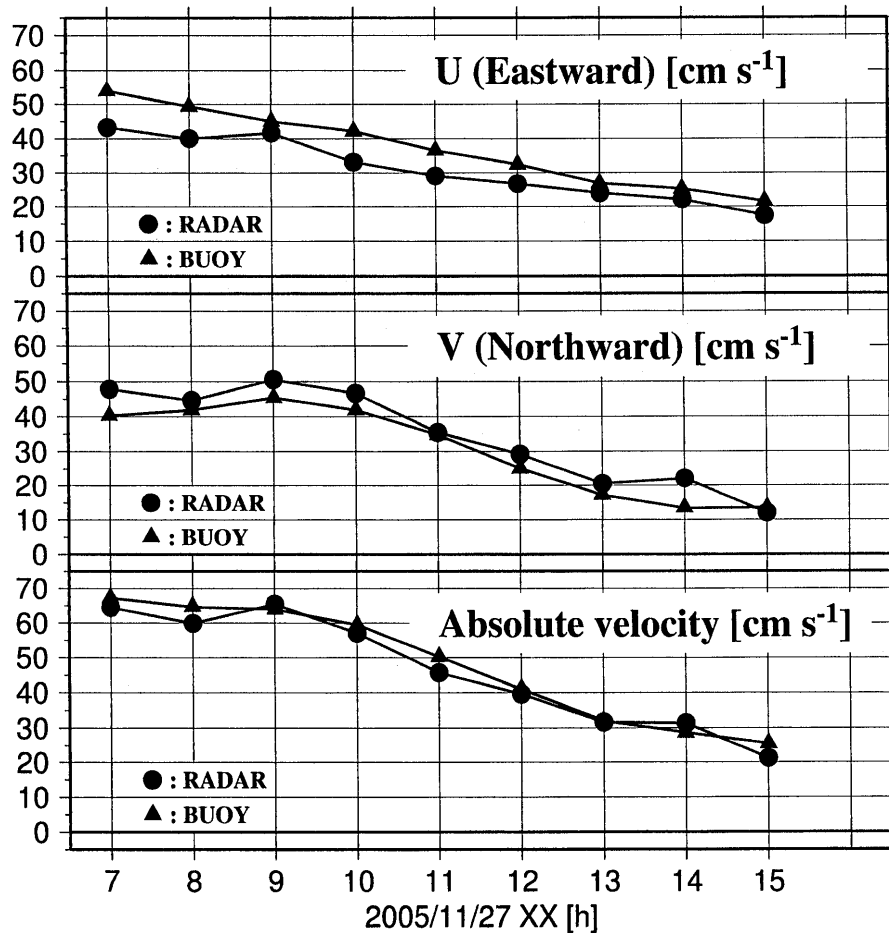


Fig. 5. Temporal variations in eastward, northward and absolute velocities observed by drifting buoys and ocean radars.

比が 40 以上で海上風速が 10 m s^{-1} 程度ならば、風圧流速を 1 cm s^{-1} 以下に抑制できることを実験的に明らかにしている (抵抗体ドロークには、本観測と同様の穴あき円筒型 (Holey sock) を採用している)。ここで、Niiler *et al.* (1995) で示す面積比 (R) の定義に従うと、本観測で使用した漂流ブイ一式 (ドロークを含む) にかかる面積比 (R) は約 50 (> 40) であり、Fig. 6 (b) に示すように平均風速自体も既述の風速条件と大差ないが、Niiler *et al.* (1995) における誤差よりも多少大きい。この理由として、抵抗体ドロークの中心水深が同一で、かつ R 自体もほぼ変わらない場合であっても、ドロークの絶対長が違えば漂流ブイの挙動特性が異なることと、海面上に突出している絶対断面積が異なることに起因しているのではないかと推測される。

一方、松野ら (2006) は東シナ海において抵抗体ドローク上端に電磁流速計を配備した漂流ブイ観測により、ブイと電磁流速計で計測した各流速の相対値が $4 \sim 5 \text{ cm s}^{-1}$ 程度存在することを確認し、その要因を詳細に考察している。そして、風の直接的な影響について Niiler *et al.* (1995) を例に挙げ言及しているが、彼らの現場観測時における風速絶対値は本観測時のそれと大差がない。そして、観測に使用した漂流ブイ一式の形状もほぼ変わらないことも鑑みると、松野ら (2006) で指摘された $4 \sim 5 \text{ cm s}^{-1}$ 程度の漂流ブイの計測誤差は、彼らの考察する要因に加え、GPS ブイの測位誤差と風圧流の影響が含まれている可能性も示唆しており、本研究における概算値とほぼ符合する。

なお、本観測中は比較的強風時 (平均 $8 \sim 9 \text{ m s}^{-1}$)

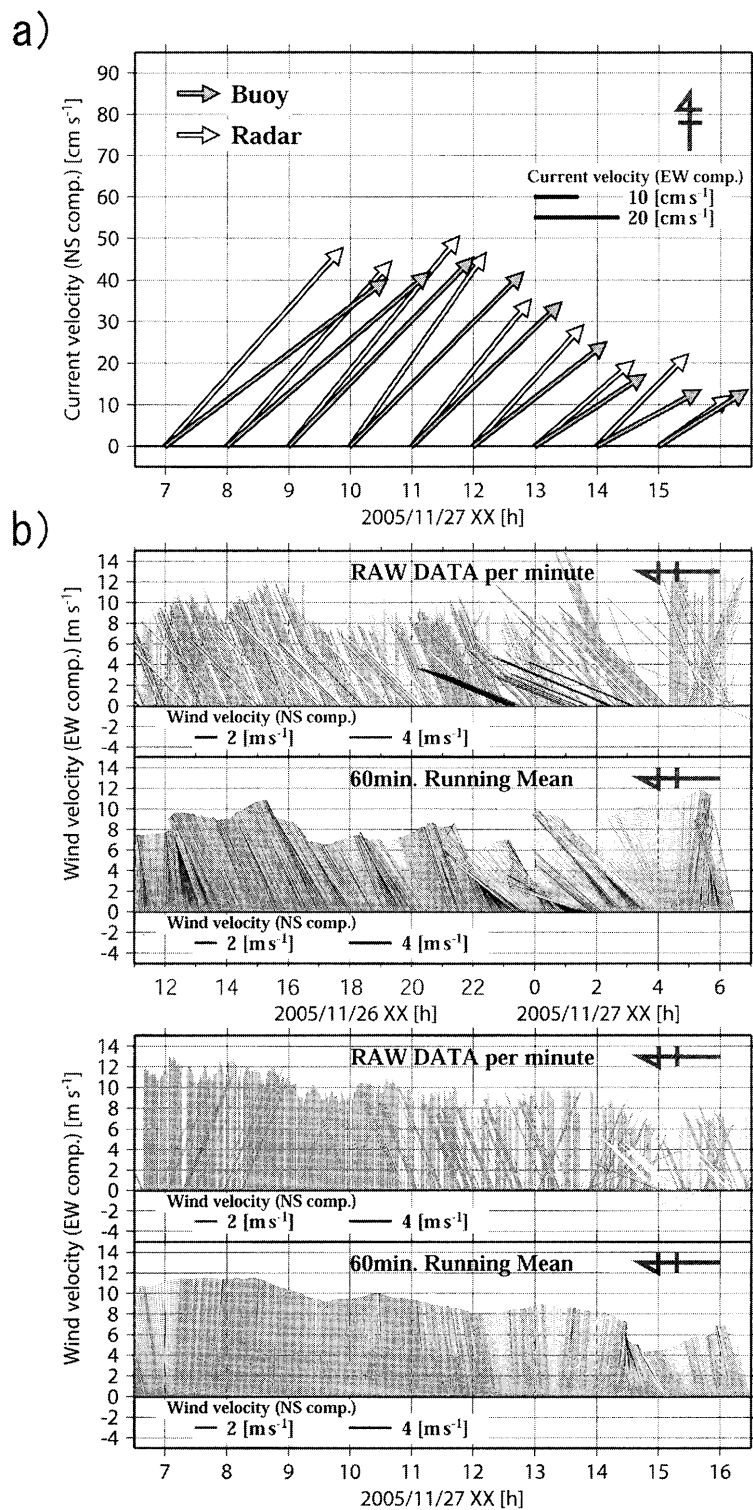


Fig. 6. Current vectors observed by ocean radars and drifting buoys (a), and wind vector (b). The upper side of space in Fig. 6 (a) is for the north, Fig. 6 (b) for the east.

が多かったためにこの程度の風圧流速 ($\sim 3 \text{ cm s}^{-1}$) が見積もられているが、漁船などの小型船を利用した沿岸域 (例えば、有明海など) での現場観測では、通常平均風速が $3 \sim 4 \text{ m s}^{-1}$ 以下が一般的である。そのため、このような観測時は今回算出した値のおよそ $1/3 \sim 1/2$ 程度以下、すなわち風圧流速は 1 cm s^{-1} 前後と小さく見積もられ、漂流ブイの測位精度から求まる値とほぼ同程度になることが予想される。

最後に、風圧流向は、海上部の風圧中心と海中部の受圧中心とのバランス、さらに風波やうねりなどの影響によって、風下よりもある程度の偏角を持つ傾向にあることが指摘されている (福島, 2006)。このことも、前述した漂流ブイと海洋レーダーで観測された流速ベクトルの角度ずれに影響を及ぼしている可能性がある。

以上の結果をまとめると、漂流ブイと海洋レーダーで計測された表層流速の差異 (Fig. 5; 各方向成分の時間平均値で 10 cm s^{-1} 以内、流速絶対値で 5 cm s^{-1} 以内) には、吹送流の鉛直シアの影響をはじめ、漂流ブイにおける測位誤差や風圧流の影響が含まれる可能性を示したが、この他にも海洋レーダーにおける系統的な誤差や異なる物理量を比較する (本稿では、漂流ブイと海洋レーダー) ことに起因する比較誤差などが含まれるため、この両者の差異の有意性を判定するのは容易ではない。

3.2. 漂流ブイと海洋レーダーで観測された収束・発散値および渦度値の比較

3 台の漂流ブイによる流速観測結果から推定した渦度の鉛直成分 ($\nabla \times U$) 値と収束・発散 ($\nabla \cdot U$) の時間変動を、海洋レーダーによる流速観測結果から推定した時間変動とともに、Fig. 7 に示す。海洋レーダーの場合、流速データが 1 時間ごとに、Fig. 8 のように 0.025 度ごとのグリッド各点に補間されているので、3 台の漂流ブイで形成される三角形の重心座標に最近接するグリッド点 (○) を中心として、東西南北に 0.025 度離れたグリッド 4 点 (●) におけるレーダー流速値を用いて (従って、空間微分のスケールは 0.05 度 (約 4.6 km) となる)、(2) 式から 1 時間ごとの収束・発散 (DIV^{RADAR}) を求めた。なお本研究は、海洋表層基礎生産場と海洋表層

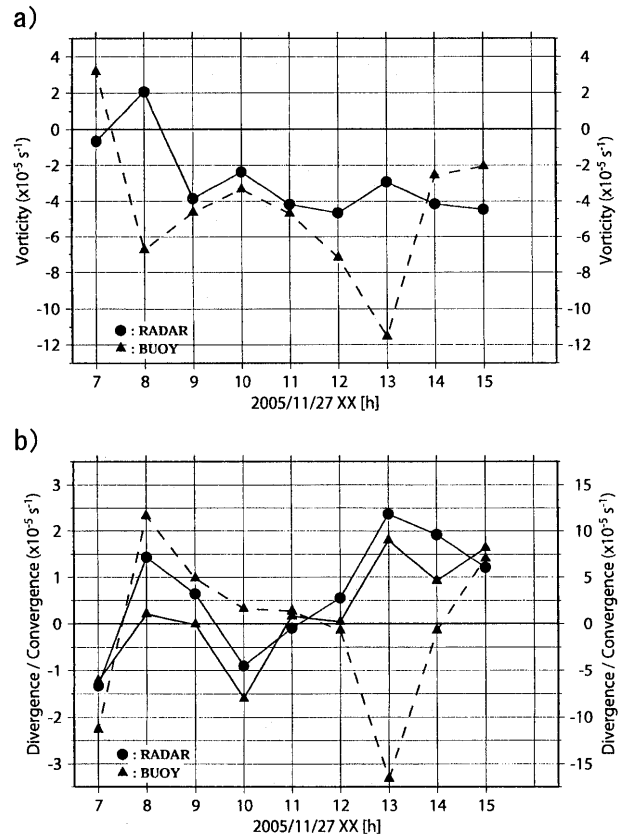


Fig. 7. Temporal variations in estimated vorticity (a) and divergence/convergence (b) by drifting buoys and ocean radars. (▲ broken line; estimated from velocity gradient / right axis) (▲ full line; estimated from area of triangle / left axis) (● full line; estimated from ocean radar / left axis)

収束・発散場の関連解明を目指すものであるが、以下では海洋力学において重要なパラメータである渦度値 (収束・発散値と同様に流動場の空間微分量として算出できる) についても議論の対象に加え、(2) 式から渦度 (VOR^{RADAR}) も算出した。

$$\begin{aligned}
 DIV^{RADAR} &= \left(\frac{U_2 - U_1}{X_2 - X_1} \right) + \left(\frac{V_4 - V_3}{Y_4 - Y_3} \right) \\
 VOR^{RADAR} &= \left(\frac{V_2 - V_1}{X_2 - X_1} \right) - \left(\frac{U_4 - U_3}{Y_4 - Y_3} \right) \quad (2)
 \end{aligned}$$

漂流ブイの場合は、観測されたブイの位置座標 (x_i, y_i ; $i = 1, 2, 3$) と流速値 (u_i, v_i ; $i = 1, 2, 3$) を用いて (3) 式から約 6.7 分ごとに渦度 (VOR^{BUOY}) を推定し、その 1 時間平均値を海洋レーダー流速結果から算出し

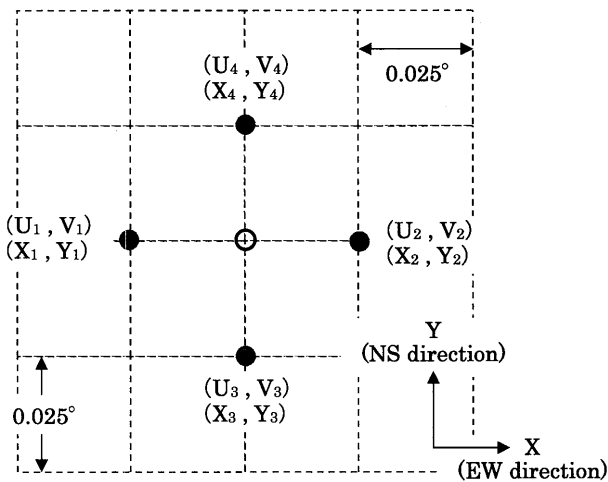


Fig. 8. Concept chart for presuming divergence/convergence by ocean radar ($U_i \cdot V_i$: current velocity, $X_i \cdot Y_i$: position, $i = 1, 2, 3, 4$).

た渦度と比較した。

$$VOR^{BUOY} = \frac{1}{3} \left\{ \left(\frac{v_2 - v_1}{x_2 - x_1} + \frac{v_3 - v_2}{x_3 - x_2} + \frac{v_1 - v_3}{x_1 - x_3} \right) - \left(\frac{u_2 - u_1}{y_2 - y_1} + \frac{u_3 - u_2}{y_3 - y_2} + \frac{u_1 - u_3}{y_1 - y_3} \right) \right\} \quad (3)$$

収束・発散に関しては、上述の渦度と同様にブイの位置座標と流速を用いた (4) 式による推定 (DIV^{BUOY}) に加えて、3 台の漂流ブイが形成する三角形の面積時間変化 ($\Delta S / \Delta t$) を用いた (5) 式から、約 6.7 分ごとに収束・発散値 (DIV_S^{BUOY}) を求め、1 時間平均した値を海洋レーダー流速結果から算出した値と比較した。

$$DIV^{BUOY} = \frac{1}{3} \left\{ \left(\frac{u_2 - u_1}{x_2 - x_1} + \frac{u_3 - u_2}{x_3 - x_2} + \frac{u_1 - u_3}{x_1 - x_3} \right) + \left(\frac{v_2 - v_1}{y_2 - y_1} + \frac{v_3 - v_2}{y_3 - y_2} + \frac{v_1 - v_3}{y_1 - y_3} \right) \right\} \quad (4)$$

$$DIV_S^{BUOY} = \frac{1}{S} \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (5)$$

ここで、前節までに既述した漂流ブイ流速観測誤差 (約 4 cm s^{-1} : 風圧流と測位誤差による影響を考慮) ならびに海洋レーダー流速観測誤差 (約 9 cm s^{-1}) を基に、(2) ~ (4) 式のように位置と流速から算出される収束・発散値 (渦度値に関しても同様) の精度を概算した (各方

向で同程度に独立な誤差が生じると仮定すると、それぞれ $1/\sqrt{2}$ 倍となる)。なお、漂流ブイおよび海洋レーダーの位置に関する誤差 (漂流ブイの測位誤差 8 m, 海洋レーダーの位置は等間隔で取り扱っているためゼロとする) は、本観測における対象スケール (~ 5 km) に対して著しく小さく、無視できる程度である。その結果、漂流ブイならびに海洋レーダー観測による収束・発散値 (渦度値) の計測誤差は、 $6.1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ならびに $1.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 程度と推定された。また、漂流ブイが形成する三角形の面積時間変化から (5) 式を用いて算出する収束・発散値の計測誤差は、 $8.7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 程度と推定された。

Fig. 7 (a) で示されているように、両者における渦度値の差の二乗平均平方根 (RMS: Root Mean Square) は大きい。海洋レーダーにより観測される流速ベクトルの座標配置は常に一定 (0.025 度メッシュ等間隔) で、(2) 式の右辺分母 ($\Delta X = X_2 - X_1, \Delta Y = Y_4 - Y_3$) がある有限値 (0.05 度) に固定されることから、流速の空間勾配平均値がレーダー流速誤差の範囲内で精度よく評価されている。これに対し、漂流ブイによる位置座標は対馬海峡における表層流動場の変動に伴って複雑に変化するために、継続的にレーダーのような規則性のある座標配置には基本的に成り得ないことが、上述の要因だと考えられる (Fig. 4)。そのために、(3) 式の右辺分母における各ブイ位置座標の差分値 ($\Delta x_{ij} = x_i - x_j, \Delta y_{ij} = y_i - y_j$; $i, j = 1, 2, 3; i \neq j$) が流況によっては極端に小さくなることも考えられ、このことが結果として計算誤差を生じさせ、渦度値の推定精度を悪化させている要因になっていると考えられる。また、漂流ブイの位置座標と流速から推定した収束・発散値 (DIV^{BUOY}) も、海洋レーダー流速や 3 台の漂流ブイで形成される三角形の面積時間変化から推定した収束・発散値 ($DIV^{RADAR}, DIV_S^{BUOY}$) とは異なっている (Fig. 7 (B)) が、これも既述の理由が要因ではないかと推測される。

一方、3 台の漂流ブイが形成する三角形の面積時間変化を用いて計算した収束・発散値 (DIV_S^{BUOY}) と海洋レーダーの流速値を用いて計算した収束・発散値 (DIV^{RADAR}) に関する RMS は $5.3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 程度であり、本観測中において時間変動はあるものの、平均的には 10^{-5} s^{-1} オーダーで収束場から発散場へ遷移し

ていた。順圧的な潮汐変動による収束・発散値は、対馬海峡東水道の水深を 100 m, 干満差を 2 m と仮定すれば,

$$9.0 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1} \left(\cong \frac{1}{100 \text{ [m]}} \frac{2 \text{ [m]}}{6.2 \text{ [h]}} \right)$$

程度であるので、本研究において漂流ブイ観測と海洋レーダー観測で推定された収束・発散値 ($\sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) は上記の値より 1~2 桁大きく、有意である。

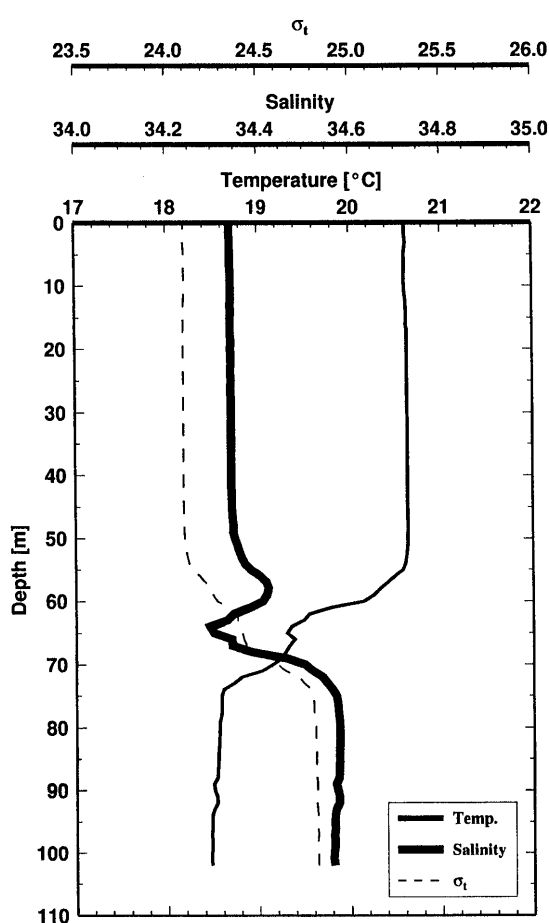


Fig. 9. Observed vertical profiles of temperature, salinity, and density on 27 November 2005 in the eastern Tsushima Strait.

前節までの議論より、海洋レーダーで計測される流速精度 ($\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$) は、GPS による測位精度に起因する流速誤差 ($< 1 \text{ cm s}^{-1}$) と漂流物に対する風圧流の影響による誤差 ($\sim 3 \text{ cm s}^{-1}$) を含む漂流ブイ流速観測値に対して 2 倍程度大きいものの、両者の差の

RMS ($\sim 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) は非常に小さく、推定された収束・発散絶対値が約 10^{-5} s^{-1} オーダーであることを鑑みても、両者はよく一致している。東方成分および北方成分流速値に関して、漂流ブイ流速観測値と海洋レーダー流速観測値で最大 10 cm s^{-1} 程度の差異が見られた (Fig. 5)。それにも関わらず、収束・発散値に関して両者がよく一致した理由は、風の間 (気象場) の空間規模が本観測における空間スケール ($\sim 5 \text{ km}$) より遥かに大きく、かつエクマン層内 ($f = 8.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ なので、鉛直粘性係数 ν を $10 \sim 100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ と仮定する (Yoshikawa *et al.*, 2007) と、

$$\text{層厚 } H_E \left(= \sqrt{\frac{2\nu}{f}} \right)$$

は $4.9 \sim 16 \text{ m}$ となる) で収束・発散値が深さによらず一定値をとることにあると考えられる。なお、漂流ブイ放流中に Fig. 1 (a) に示す Sta. B (北緯 34 度 12 分, 東経 129 度 48 分) で行なわれた CTD 観測結果をもとに描いた水温・塩分・密度の鉛直分布を Fig. 9 に示すが、それらは表層から 55 m 深まで一様で、よく鉛直混合しており、既述のエクマン層はこの表層混合層に含まれることを付記する。

以上は、本観測において海洋レーダーにより計測された表層の収束・発散場が、実際の海洋表層における収束・発散場を良く表現できていることを示している。今後は、時空間的に密な観測データが収集可能な海洋レーダーの優れた特徴を生かして、対馬海峡表層における収束発散構造の時空間変動の解明や海洋生物基礎生産との関連性の解明が期待される。

因みに、観測当日 10 時に、海洋レーダーにより観測された対馬海峡東水道・西水道の表層流動場、渦度場、収束・発散場を、Fig. 10 (a), (b), (c) に示す。同図を概観すると、潮時は下げ潮流時にも関わらず北東向きの対馬暖流が卓越し、東水道の対馬南東方では正の渦度 ($\sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) を持つ反時計回りの渦が形成されていること、収束・発散場に関しては収束領域 ($\sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) と発散領域 ($\sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) が様々な空間スケールをもって複雑に点在することが明白であろう。

今後は、本海域だけにとどまらず、漂流ブイと海洋レーダーによる同時観測事例を増やして、より詳細な検討を継続したいと考える。

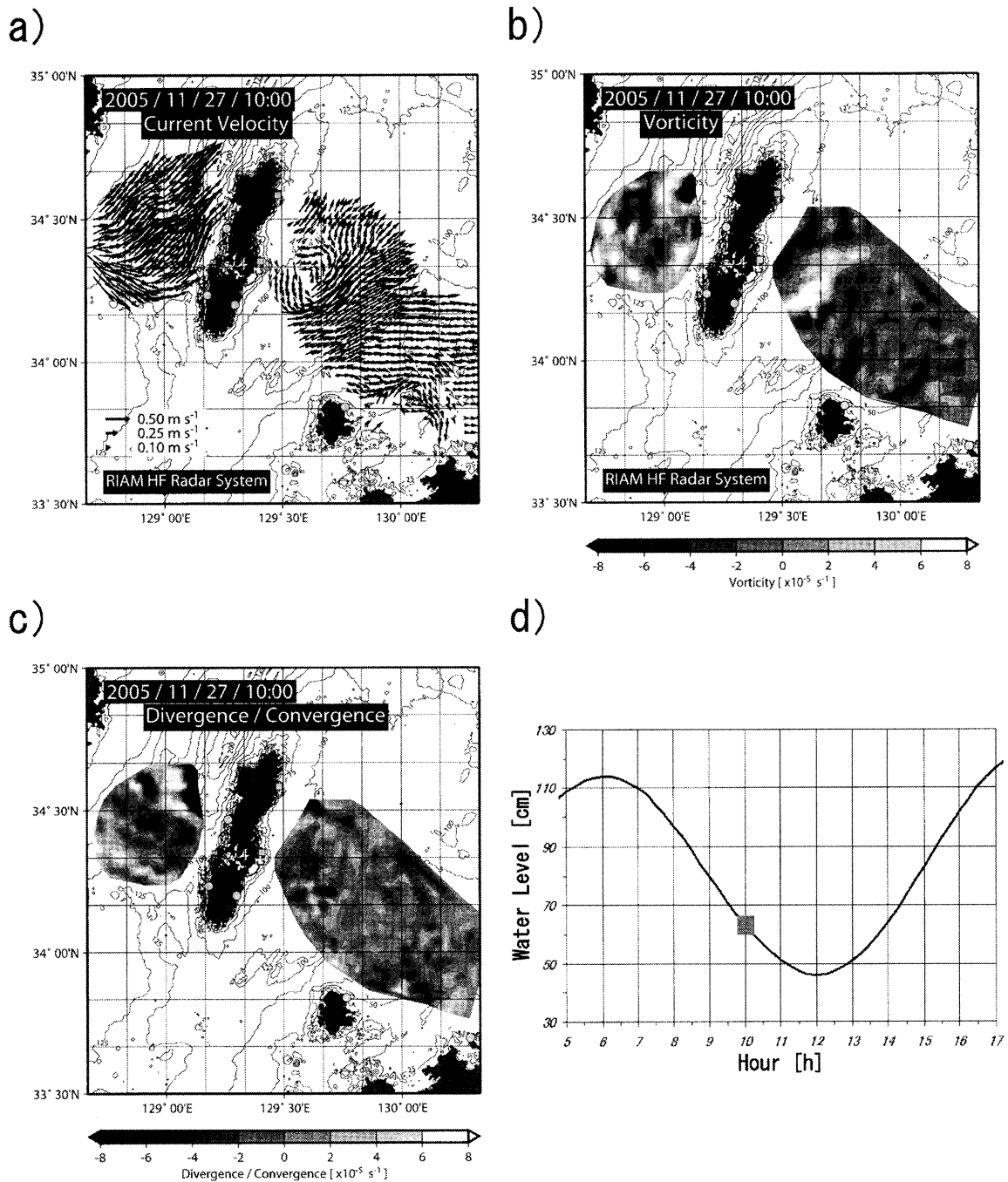


Fig. 10. Horizontal distributions of surface velocity (a), vorticity (b) and divergence/convergence (c) at 10:00 on 27 November 2005 observed by ocean radars in the Tsushima Strait and tide at Izuohara, Tsushima (d, ■ : water level at 10:00 on 27 November 2005).

4. 結論

本研究において、漂流ブイと海洋レーダー観測により得られた流速ならびに推定される収束・発散値を比

較した。その結果、海洋レーダーによる表層流動場観測結果から推定された収束・発散値は、現場観測で投入した3台の漂流ブイが形成する三角形の面積時間変

化から推定される収束・発散値と、少なくとも本観測においては比較的良い一致を示し、同程度の精度を持つことが明らかとなった。今後は、海洋レーダーの特質を発揮させた対馬海峡における海洋物理場(流動, 収束発散・渦度)の時空間特性の解明が期待される。

しかしながら、時々刻々における漂流ブイの位置座標とラグランジュ流速を用いる評価式から推定した収束・発散値ならびに渦度値は、分母の変位量が微小になることに起因すると思われる計算誤差により、海洋レーダー観測流速値より算出される値と整合しなかった可能性が示された。そのため、当該推定式を流用した評価法については検討の余地を残しており、今後の重要な継続すべき研究の課題であることが判明した。

今後さらに研究を進めていき、本海域だけにとどまらず漂流ブイと海洋レーダーによる収束・発散値の比較回数を増やして、より詳細な検討を継続するとともに、海洋表層流動に関わる収束・発散場、渦度場の時間・空間変動特性、ならびに、それらを決定する主な要因、化学・生物過程との関連などを究明するつもりである。

謝辞

対馬海峡における現場観測を実施するにあたり、お世話になった独立行政法人 水産大学校 練習船「天鷹丸」の水谷 壮太郎船長、秦 一浩一等航海士をはじめ乗組員の皆様、同校の滝川 哲太郎助手、鬼塚 剛助手、一瀬 純弥講師、名古屋大学の森本 昭彦助教授、渡邊 敦 COE 研究員、九州大学総合理工学府の下村 真由美氏に感謝の意を表す。

なお本研究は、九州大学応用力学研究所 特別教育研究経費「東アジア海洋・大気環境激変の監視と予測システムの開発」の一部であることを付記する。

References

- Chapman R. D., L. K. Shay, H. C. Graber, J. B. Edson, A. Karachintsev, C. L. Trump, and D. B. Ross (1997): On the accuracy of HF radar surface current measurements: Intercomparisons with ship-based sensors. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18,737–18,748.
- Chereskin T. K., P. P. Niiler, and P. M. Poulain (1989): A numerical study of the effect of upper-ocean shear on flexible drogued drifters. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **6**, 243–253.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibo, and M. Wakatsuchi (2006): Observation of the Soya Warm Current using HF ocean radar. *J. Oceanogr.*, **62**, 47–61.
- Frisch A. S. and B. L. Weber (1980): A new technique for measuring tidal currents by using a two-site HF doppler radar system. *J. Geophys. Res.*, **85**, 485–493.
- 藤井 智史 (2004): 海洋レーダーの技術と歴史. 沿岸海洋研究, **41**, 73–82.
- 福島 繁樹 (2006): 漂流予測の高度化のための基礎調査 – 風圧流と偏角について –. 海保情報部研報, **24**, 107–115.
- 日向 博文, 柳 哲雄, 川村 宏 (2004): 相模湾への黒潮系暖水流入に与える海上風の影響について. 沿岸海洋研究, **41**, 83–95.
- 石井 大輔 (2007): 漂流ブイ計測用可視化システムおよび流動場解析ツールの開発. 九大応力研技術職員技術レポート, **8**, 7–12.
- 石井 春雄 (1999): アルゴスブイの移動速度の見積もり誤差について. 海保水路部研報, **35**, 73–78.
- 川合 英夫, 坂本 久雄, 百田 方子 (1969a): 黒潮表層水の収束発散に関する研究-I. 南西水研研報, **1**, 1–14.
- 川合 英夫, 坂本 久雄 (1969b): 黒潮表層水の収束発散に関する研究-II. 南西水研研報, **2**, 19–38.
- 木下 秀樹, 寄高 博行, 高芝 利博, 伊藤 友孝 (2004): 海洋短波レーダーによる海流観測データの検証. 海保情報部研報, **40**, 93–102.
- 栗原 考次 (2001): データの科学. 放送大学教育振興会, 277 pp.
- Manda, A., T. Takahashi, S. Komori, Y. Kyojuka, and S. Nishimura (2002): Validation of a new type of lagrangian drifter using a GPS cellular phone. *Int. J. Offshore Polar Eng.*, **12**, 213–216.
- 増田 章 (2000): 日本海の海洋変動・気象変動の解明に向けて. 第 49 回理論応用力学講演会論文集, 285–288.
- 松野 健, J-S. Lee, I-C. Pang, S-H. Kim (2006): 漂流ブイを用いた東中国海の時況モニタリング – 長江希釈水の挙動 –. 沿岸海洋研究, **44**, 33–38.
- Matthews J. P., J. H. Simpson, and J. Brown (1988): Remote sensing of shelf sea currents using a high-frequency ocean surface current radar system. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2,303–2,310.
- Michida, Y. and H. Yoritaka (1995): Survivability of the surface drifters deployed by Hydrographic Department of Japan for the period from 1988 to 1994. *J. Japan Soc. Mar. Surv. Tech.*, **7**, 21–28.
- 道田 豊 (1997): 漂流ブイによる亜熱帯反流の観測. 海保水路部研報, **33**, 21–30.

- Michida, Y., R. Takimoto, P. Sojisuporn, and T. Yanagi (2006) : Divergence/convergence field observed with GPS tracked drifters in the Upper Gulf of Thailand. *Coast. Mar. Sci.*, **30**, 27–35.
- Nadai, A., H. Kuroiwa, M. Mizutori, and S. Sakai (1997) : Measurement of ocean surface currents by CRL HF ocean surface radar of the FMCW type. Part 1. Radial current velocity. *J. Oceanogr.*, **53**, 325–342.
- Nadai, A., H. Kuroiwa, M. Mizutori, and S. Sakai (1999) : Measurement of ocean surface currents by the CRL HF ocean surface radar of the FMCW type. Part 2. Current vector. *J. Oceanogr.*, **55**, 13–30.
- 中村 啓美, 石村 孝三, 宗田 幸次 (2001): 漂流ブイを用いた漂流実験. 海保水路部技報, **19**, 61–68.
- Niiler, P. P., R. E. Davis, and H. J. White (1987) : Water-following characteristics of a mixed layer drifter. *Deep-Sea Res.*, **34**, 1,867–1,881.
- Niiler, P. P., A. S. Sybrandy, K. Bi, P. M. Poulain, and D. Bitterman (1995) : Measurements of the water-following capability of holey-sock and TRISTAR drifters. *Deep-Sea Res. Part I*, **42**, 1,951–1,964.
- 奥野 章, 吉川 裕, 増田 章, 丸林 賢次, 石橋 道芳 (2004): 対馬海峡表層海況監視海洋レーダーシステム. 九大応力研研報, **126**, 57–67.
- 奥野 章, 吉川 裕, 増田 章, 丸林 賢次, 石橋 道芳 (2005): 短波レーダーにより観測された対馬海峡の潮流. 九大院総合理工学報告, **27**, 9–18.
- 坂井 伸一, 松山 昌史, 坪野 考樹, 森 信人, 平口 博丸, 杉山 陽一, 藤井 智史, 佐藤健治, 松岡 建志 (2004): 伊勢湾における DBF レーダー観測. 沿岸海洋研究, **41**, 97–108.
- 佐藤 健治, 松岡 建志, 児島 正一郎, 藤井 智史 (2004): 東シナ海の黒潮流入部における遠距離海洋レーダ観測. 沿岸海洋研究, **41**, 119–127.
- 佐藤 健治, 児島 正一郎, 松岡 建志 (2005): バイスタティック短波海洋レーダで計測した表層流の精度検証. 電子情報通信学会技報, **87**, 31–36.
- 白山 義久 (2003): 海洋生態系と生物多様性の保全. 生物の科学 遺伝, **57**, 35–40.
- Stewart, R. H. and J. W. Joy (1974) : HF radio measurements of surface currents. *Deep-Sea Res.*, **21**, 1,039–1,049.
- Takeoka, H., Y. Tanaka, Y. Ohno, Y. Hisaki, A. Nadai, and H. Kuroiwa (1995) : Observation of Kyucho in the Bungo Channel by HF radar. *J. Oceanogr.*, **51**, 699–711.
- Yanagi, T., M. Shimizu, M. Nomura, and K. Furukawa (2003) : Spring-neap tidal variations of residual flow in Tokyo Bay, Japan. *Cont. Shelf Res.*, **23**, 1,087–1,097.
- 柳 哲雄, 石井 大輔, 日向 博文, 石丸 隆 (2005): 植物プランクトンパッチネス構造の生成機構. 2005 年度海洋学会秋季大会要旨集, 203.
- 柳 哲雄, 石井 大輔, 屋良 由美子, 日向 博文, 石坂 丞二 (投稿中): 筑後川河口における低塩分・高 chl. *a* 水の挙動. 海の研究.
- 吉川 裕, 増田 章, 丸林 賢次, 石橋 道芳, 奥野 章, 山下 義幸 (2004): HF レーダーによる対馬海峡表層海流観測 – 計測精度の検証 –. 沿岸海洋研究, **41**, 109–117.
- 吉川 裕, 増田 章, 丸林 賢次, 石橋 道芳, 奥野 章 (2005): 対馬海峡に設置された HF レーダーの計測精度再検証. 沿岸海洋研究, **43**, 69–75.
- Yoshikawa, Y., A. Masuda, K. Marubayashi, M. Ishibashi, and A. Okuno (2006) : On the accuracy of HF radar measurement in the Tsushima Strait. *J. Geophys. Res.*, **111**, C04009, doi:10.1029/2005JC003232.
- Yoshikawa, Y., T. Matsuno, K. Marubayashi, and K. Fukudome (2007) : A surface velocity spiral observed with ADCP and HF radar in the Tsushima Strait. *J. Geophys. Res.*, in press.
- William J. E. and Richard E. T. (2001) : *Data Analysis Methods in Physical Oceanography* (Second and Revised Edition) , Elsevier, 104–106.

Estimation of Divergence/Convergence Observed with GPS Drifting Buoys and Ocean Radars in the Tsushima Strait

Daisuke Ishii [†], Tetsuo Yanagi [†], Yutaka Yoshikawa [†], and Akira Masuda [†]

Abstract

Based on the work hypothesis of the relationship between the patchiness structure of marine plankton and the current field on the oceanic surface layer, on 27 November 2005, the surface current observations with three GPS drifting buoys and HF ocean radars were carried out in the Tsushima Strait. To clarify the relation between the primary production field and the divergence/convergence structure on the oceanic surface layer from a physical perspective, the validation was examined with special reference to the relationship between the observed values using ocean radar and the characteristics in situ based on each measurement accuracy.

It was shown that the estimated values of divergence/convergence observed surface velocities by HF ocean radars in the Tsushima Strait coincided well with those presumed from time variation of the triangular area formed by GPS drifting buoys. However, the possibility is suggested that great calculation error margin could be caused according to the presumption type used, the further evaluation and consideration of the presumption type are problems in future.

Key words: GPS drifting buoy, ocean radar, divergence/convergence, vorticity

(Corresponding author's e-mail address: dishii@riam.kyushu-u.ac.jp)

(Received 30 May 2006; accepted 14 February 2007)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

[†] Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University,
6-1 Kasuga-Kouen, Kasuga, Fukuoka 816-8580, Japan