

海の流れと地球の自転：計測に対する雑感

吉川 裕*

1. はじめに

海の流れは地球の自転の影響を受けている。本稿では、その影響がもっとも顕著に現れる吹送流について、はじめに歴史的経緯を振り返りながらその仕組みを概説し、次に筆者が関与した対馬海峡での吹送流に関する取り組みを紹介する。理論と観測が互いに刺激し合うことで地球物理の知見が深まる様子が伝われば幸いである。吹送流と社会問題との関連についても最後に少し言及する。

2. 風による流れと地球の自転

洋上の風は海面を波立て、波を押し海水を動かすことで流れを作る。台風に伴う高潮とは、このようにして風下に流された海水が溜まって生じる水位上昇のことである。風による海水の流れを吹送流と呼ぶ。通説では吹送流の大きさは風速の2~3%、流れる向きは風向から20~30°時計回りにずれるとされる。ずれる方向は北半球では時計回り、南半球では反時計回りである。北半球と南半球でずれる方向が異なることから分かるように、風向と吹送流の流向が一致しないのは地球自転の影響による。

吹送流の流向と風向の不一致を科学的に明らかにしたのは、探検家として、あるいは外交官としても名高いナンセン (Fridtjof Nansen) である。彼は当時未踏の北極点を目指して、フラム号とともに北極海を航行した。航行といっても、風力あるいは蒸気機関の力で進むのは1893年7月に出港してから数カ月程度で、その後1896年8月までの3年弱は北極海の氷に閉ざされ、氷の上に乗った状態で氷とともに漂流した。フラム号は、もともと氷の上を漂流することを前提に建造され

ていたのである。遠征の間、ナンセンおよびスベルドラップ船長以下フラム号の乗員は、北極海の詳細な科学観測を行っている。その対象は気象、水質、生物種など、多岐にわたる。今で言うところの資源探査の意味もあったと思われる。あいにくフラム号は北極点には到達できなかったが¹⁾、科学的には大きな成果を残す。

その成果の一つが吹送流に関するものである。ナンセンは航海を無事に終え帰国した後、資料の整理を行い、天測から割り出したフラム号の位置の変化とフラム号で計測した風に強い相関がある(風が強いと位置が大きく変化する)ことを見出す。船は氷に乗り上げているので、船の位置の変化は氷の移動であり、氷を動かす海水の移動速度(海流速度)に読み替えることができる。風と海流速度の間に強い相関があるという事実は、海流が風で駆動されていることを意味する。詳しく調べると海流の速度(流速)は風速のおよそ2~3%であった。しかし不思議なことに、風に相関して動く海流の流向は風向から時計回りに20~30°ずれていた。

当時は、風は風下方向に海水を流すとの報告がなされたいた。したがってナンセンの発見は当時の先行報告と一致しない。何より普段の経験から得られるであろう直感と相容れない。筆者は、当時ナンセンは風向風速計や天測の精度など、まずはデータそのものを疑ったのではないかと予想する。しかし、恐らくしっかりと計測を行ったのであろう。データに問題はないと判断し、風向と流向の不一致の物理的要因を考えるようになる。そしてナンセンは、不一致は地球自転に起因するみかけの力(転向力)に起因するとの考えに至る。

*京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻准教授

当時気象学の分野では、すでに転向力が空気に働いて風向に影響することが知られていたため、突拍子もない考えでは無かったかもしれない。しかし、なかなか大胆であったように筆者は思う。ナンセンは、摩擦力と転向力が釣り合うことで、海流は海面では風向から時計回りにずれ、海面下では、深さとともにさらに時計回りに回転しながら流速が小さくなると予想したようである (Jenkins and Bye (2006))。ナンセンは相当な物理のセンスを有していたようである。

ナンセンはこの問題を気象学者のビヤクネス (Vilhelm Bjerknes) に相談し、ビヤクネスに紹介されたエクマン (Walfrid Ekman) が運動方程式に基づいてナンセンの予想を数学的に解く。上述の転向力と摩擦力が釣り合うとする運動方程式は

$$\begin{aligned} -fv &= \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ +fu &= \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

と表される。ここで u, v は水平方向の流速成分、 z は上向きを正とする鉛直座標であり、 $f (=2\Omega \sin\theta)$ は緯度 θ における地球自転の影響を表すコリオリ係数 (Ω は地球自転角速度)、 ν は水の分子動粘性係数であり、左辺の $(-fv, fu)$ が運動している流体を (北半球では) 右に曲げようとする力 (転向力)、右辺の $\nu \partial(u, v) / \partial z = (\tau_x, \tau_y) / \rho_0$ が海水が引きずる力 (粘性応力) であり、上の海水から引きずられる応力と下の海水を引きずる応力の差 ($\partial(\tau_x, \tau_y) / \rho_0 / \partial z$) が当該海水に加わる摩擦力である。境界条件として、海面では海水の摩擦応力が風応力 (τ_x^w, τ_y^w) と一致、十分深くでは摩擦応力は無いとする。流速ベクトル (u, v) を複素数 $u+iv$ で、風応力ベクトル (τ_x^w, τ_y^w) も複素数 $\tau_x+i\tau_y = T^w \exp i\theta^w$ (T^w は風応力の大きさ、 θ^w は風向) で表すと、解は

$$u+iv = \frac{T^w}{\rho_0 \sqrt{f\nu}} \underbrace{\exp i(\theta^w - \frac{\pi}{4})}_{\text{海面での流向}} \underbrace{\exp\left(\frac{(1+i)z}{\delta}\right)}_{\text{鉛直変化}}, \quad \delta = \sqrt{\frac{2\nu}{f}}$$

と、海面での流速、海面での流向と、流速と流向

の鉛直変化を表す部分に分けて表すことができる。海面での流向 ($\theta^w - \pi/4$) は風向 (θ^w) から時計回りに $\pi/4 = 45^\circ$ ずれている。これが高校地学でも習う有名なエクマン螺旋 (FIG. 1) の数式表現である。このように転向力と摩擦力が釣り合うなら、海面での流向は風向から時計回りにずれる。ナンセンの観測結果を定性的ではあるが上手く説

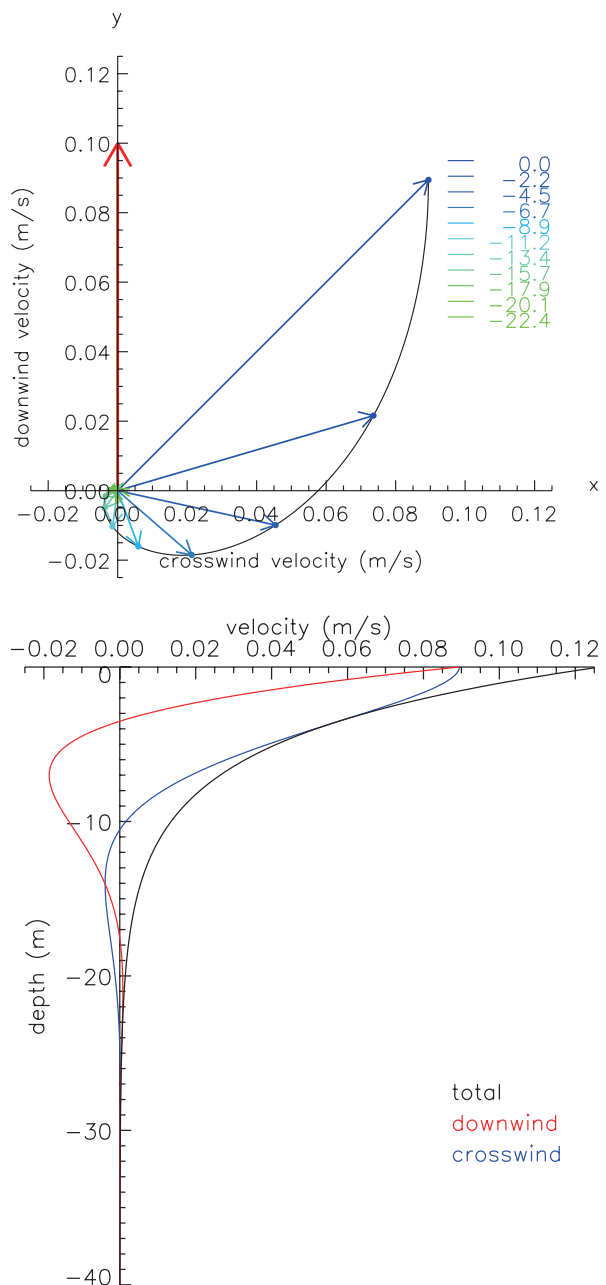


Fig. 1. エクマン螺旋の解析解. 上: 風ベクトル (赤矢印) とその風によって引き起こされるエクマン流の流速ベクトル (青~緑矢印, 色は深度を表す). 下: 流速の鉛直分布. 赤線が風下方向 (上図では上方向), 青線が風と直交する方向 (上図では右方向), 黒線が流速の絶対値.

明することができる。

ところで、エクマン螺旋の解析解によると、海面での流速 ($T^w/\rho_0\sqrt{fv}$) は風応力に比例する。その風応力 (T^w) は風速 (W) とバルク式と呼ばれる関係 ($T^w=\rho_a C_D W^2$) で結ばれる。ここで $\rho_a=1.2\text{ kg m}^{-3}$ は空気密度、 $C_D = 10^{-3}$ は抵抗係数と呼ばれる比例係数である。風速を 10 m/s とすると、風応力の大きさは 0.1 N m^{-2} 程度となる。海水密度 ($\rho_0 = 1000\text{ kg m}^{-3}$)、水の動粘性係数 ($\nu = 10^{-6}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$)、コリオリ係数 ($f = 10^{-4}\text{ s}^{-1}$) を用いて、風速 10 m s^{-1} の風が生むエクマン流の流速を計算すると、なんと 10 m s^{-1} にもなってしまう。また、エクマン螺旋のおおよその深さ (δ) は 0.1 m 程度と非常に浅いものとなる。エクマンが導いた解析解がナンセンが計測した吹送流と一致しているとは、定量的には言えないのである。

当然ながらエクマンもこの問題には気付いており、海水が引きずる度合いを表す動粘性係数 $\nu = 10^{-6}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$ に問題があると考えた。上層の海水が下層の海水を引きずる過程は、見方を変えれば上層の海水が有する運動量を下層の海水に受け渡す(拡散する)過程でもある。この運動量拡散を担っているのは、極めて穏やかな流れであれば水の分子レベルの運動に伴う運動量の拡散であり、その場合の動粘性係数は $10^{-6}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$ 程度である。しかし、風が吹けば静穏な環境など実現するはずもなく、分子運動に伴う拡散に期待するのは不適切である。陸上で風が砂埃を巻き上げられるように、風は海中でも乱れを生み、海水を上下にかき混ぜる。このかき混ぜにより運動量が拡散する。このような乱れによるかき混ぜ効果を分子粘性係数と同様に表現したものが渦粘性係数である。エクマンは渦粘性係数に似たような概念を持ち出して、風のかき混ぜの影響を動粘性係数を分子粘性のそれより大きな値にすることで表現し、この問題を回避している。実際、現在の乱流理論を適用すれば、海水密度が一様で、風の他に かき混ぜ要因が無い場合には、渦粘性係数 (K) の値は風応力とコリオリ係数から $K \approx 0.01 T^w/\rho_0 f$ と見積も

れる。この K を ν の代わりにエクマンの解に代入すると、 10 m s^{-1} の風が生む吹送流の流速は 0.1 m s^{-1} 、深さは 10 m となり、直感とも整合的である。エクマンは、乱流のような現象により運動量が拡散することを見抜いていたとも言える。

ところで、当時はエクマンの解析解はそう簡単には受け入れられなかったのでは無いかと、著者は予想する。上述のような定量的な比較には議論の余地が大いにあるし、そもそも海水には風応力や摩擦応力、転向力だけでなく、圧力傾度力と呼ばれる力も加わる。実はこの力が一番大きく、この力を無視して構築した理論は大胆であると言える。また、現在においても「エクマン螺旋なんてあるの(見えるの)?」という声を聞くくらいである。そのような状況であったであろうから、理論の検証が必須である。しかしながら、海面下の流れを計測することは当時は(今でも)容易ではない。エクマン螺旋を実証するためには、何層にもわたって流速を計測する必要がある。また、圧力傾度力による流れ(地衡流や潮汐流)は吹送流よりも強い場合がほとんどである。これらの流れを精確に計測・推定し、計測流から差し引いて吹送流を抽出し、風と比較せねばならない。このため、エクマン螺旋の観測による実証は、1986年まで待たねばならなかった(Stacey et al. (1986))。現在でも螺旋の観測は数例にとどまる。

3. 対馬海峡での吹送流の観測

筆者の話に移る。筆者は九州大学応用力学研究所に在職していた際に、同研究所が推進する日本海の高層監視プロジェクトの一環として、対馬海峡の表層海流観測に携わっていた。海洋短波レーダ(以下海洋レーダと略す)という、陸上に設置されたアンテナが送受信する電波を用いたりモートセンシングで海面付近の流れを計測・解析し、海流変動とその要因を探るのが役目である。

ここでは海洋レーダの計測原理(ブラッグ散乱、ドップラーシフト、水面波の線形理論)を簡単に説明しておく。陸上のアンテナから海面に向けて

送信された電波のほとんどは海面で反射してもそのまま前方に伝播してゆくが、波立つ水面では、波の波頭で後方に散乱される電波も弱いながらも存在する。後方への散乱は水面波の波長 (λ とする) の間隔で生じる。もし電波の波長が 2λ なら、波の波頭で後方に散乱された電波と、 λ だけ離れた波頭で後方に散乱された電波は、伝播経路差が 2λ となって電波の波長と等しくなるため、二つの電波の位相が揃い、波の信号が強められる²⁾。このように散乱体 (水面波) の間隔 (水面波の波長) と検出波の波長 (電波の波長) に一定の関係が満たされた場合に散乱波が強化される現象をブラッグ散乱と呼ぶ。海面は数 cm から数 100 m の波長の波が常に存在しているから、海洋レーダが送信した短波帯の電波 (波長にして 10~100 m) は必ずブラッグ散乱することになり、海洋レーダのアンテナはこの後方散乱により選択的に強化された電波を受信することになる。ところで水面波は動いているので散乱する際に電波の周波数が変

化する。いわゆるドップラーシフトである。近づいてくる場合と遠ざかる場合で救急車のサイレンの音色が変わるように、散乱を引き起こす水面波の動く向きとその速度 (移動速度) に応じて、電波の周波数 (音色) が変わる。したがって、送信した電波の周波数と受信した電波の周波数を比べれば、水面波の移動速度が分かる。水面波の移動速度は、海水がたとえ静止していても波として水面の凹凸が伝わる速度 (位相速度) と、海流によって海水全体が動いている速度 (海流の流速) の和である。水面波の位相速度は線形理論から簡単に計算できるので、その位相速度を移動速度より差し引けば、海流の流速が分かることになる。ただしこの速度は電波の送受信方向の成分である。流速の 2 成分 (東西成分, 南北成分) を得るには、異なる方向から電波を送受信する必要がある。このため、海洋短波レーダで海流を計測するには複数基が必要となる。対馬海峡には合計 7 基の海洋レーダが設置された (FIG. 2)。計測深度は電波の

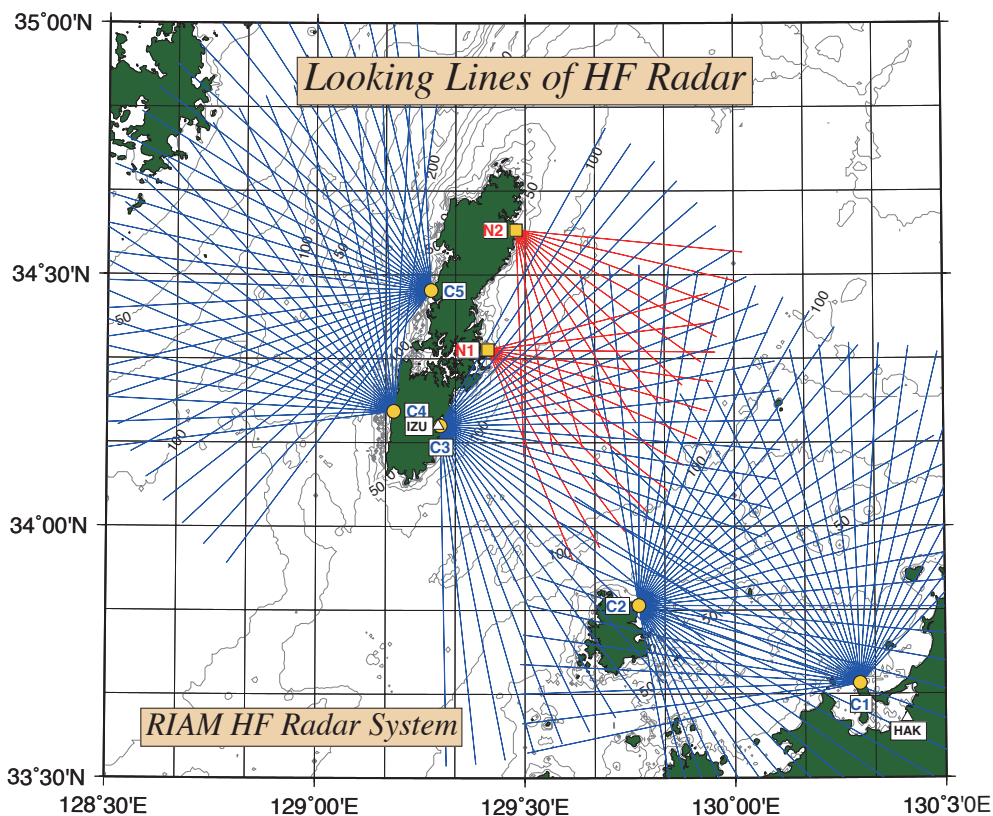


FIG. 2. 対馬海峡における海洋レーダ観測海域. C1~C5 (CODAR 社製), N1~N2 (NJRC 社製) がレーダ設置場所. 青または赤線がそれぞれのレーダの計測海域を表す.

送信周波数に依存するが、対馬海峡に設置された海洋レーダの場合はおよそ1~2 m 程度である。

FIG. 3 に対馬海峡の海洋レーダで計測された8月と2月の月平均流速を夏季、冬季の流況の代表として示す。両月とも東シナ海から日本海に流れ込む対馬暖流（地衡流）を良く捉えている。しかし良く見ると、8月と2月では海峡内の流動構造が、とりわけ東水道と呼ばれる対馬の東側で、大きく異なることが分かる。8月には、東水道中央部を北東向きに流れる対馬暖流の両側に、南西向きの逆流が生じており、渦のような構造が形成されている。これらは対馬暖流が対馬や壱岐といった島の影に作る後流渦³⁾であり、このような渦の存在は海洋レーダによる観測によって初めて明らかとなったものである。（東水道では対馬暖流と潮汐流が同程度の強さであり、潮汐流と対馬暖流を切り分けるには、1時間程度の短い時間間隔で少なくとも1日以上流速を計測し続けることが必要であるが、そのような観測を面的に行うのは海洋レーダの他には不可能であった。）一方2月は東北東あるいは東向きの流れが多く、福岡県沿岸では南東向きの流れ、すなわち海岸線に向かう（直交する）流れが生じている点の特筆される。月平均値であることを考えると、海岸線に向かう流れが深いなら、福岡県沿岸の水位は毎年冬季に上昇することになる。しかし実際にはそのような水位上昇は見られない。観測結果がおかしい（誤差が含まれる）か、岸向きの流れが非常に浅いか、どちらかである。

実は、対馬海峡の海洋レーダが安定して観測できるようになるまで、筆者を含む関係者は計測誤差に苦労した。海洋レーダはアンテナ周辺の構造物による電場の歪みに影響を受けるため、その歪みを正しく補正しないと正しい結果を示さない。これらの問題を解決するために誤差の評価を念入りに行い（Yoshikawa et al. (2006)）、誤差を最小限にすることで得た結果がFIG. 3である。まだ誤差があるのかと思うところもあったが、観測結果は信頼することにして、岸向きの流れが非常に浅

いのではないかと、思い至るようになった。そしてエクマン流を思い出した。

冬季の対馬海峡では北西の季節風が強く、海洋短波レーダの計測深度（1~2 m 深）では 0.1 m s^{-1} 程度のエクマン流が生じていても不思議ではない。対馬暖流の流速は沿岸では 0.05 m s^{-1} 程度と弱いので、北西の風が作るエクマン流が弱い対馬暖流に合わさって、全体の流れを南向きに変えたとしても不思議ではない。

しかし、それがエクマン流だと断定するのは容易ではない。エクマンの理論解は定性的なものである。海上風の強さと向きが分かっても、生じる現実のエクマン流を 0.05 m s^{-1} の精度で推定することはできない。通説（風速の2~3%、風向から $20\sim 30^\circ$ ）もどこまで信用できるか不明である。実際、対馬海峡では（恐らく他の多くの海域でも）全く当てはまらないことが分かる。

エクマン流の流速が海上風の何%で、流向は風向から何度ずれているかが分かれば、風からエクマン流を推定できるようになり、海洋レーダの計測流からエクマン流を差し引くことで、地衡流などのより深い流れも推定できるようになる。より深い流れも推定できれば、東シナ海から日本海への物質輸送の解明や、水産資源の管理に貢献できる。またエクマン流の推定が他の海域でもできれば、例えば太平洋の風によって運ばれる震災瓦礫のような漂流物の予測にも応用できると考えた。そこで、対馬海峡でエクマン流の検出を試みることにした（Yoshikawa et al. (2007)）。流速の鉛直分布を計測可能な装置（ADCP）を筏に取り付け、対馬海峡東水道の中央（北緯 34.2° 、東経 129.8° ）に係留し、観測を行った。ちなみに対馬海峡は船舶の航行が活発で、また漁業も行われているから、長期間係留することは極めて困難であった。福岡県を通じて漁協と調整し、同意の得られた場所と期間に限って、海上保安庁の許可も得た上で筏に係留した。設置場所は東水道の中央と、福岡県沿岸とは離れた場所であり、また期間も風の弱い夏季から秋季の3ヶ月であったが、何もしなければ

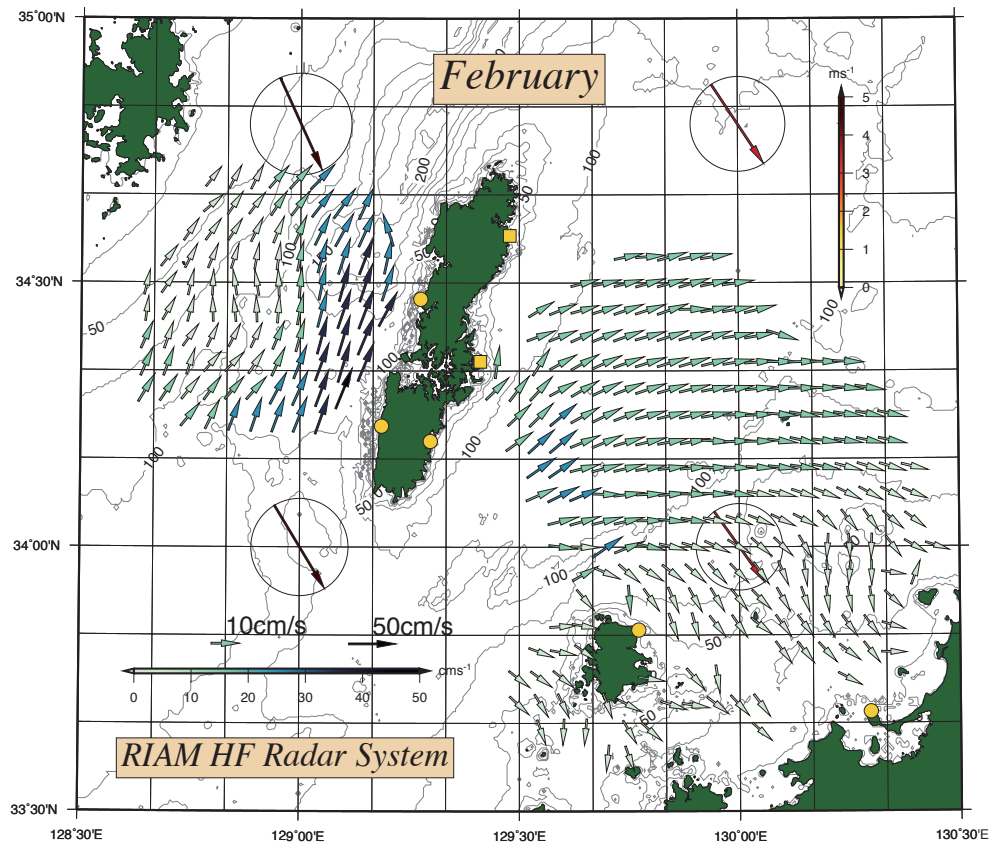
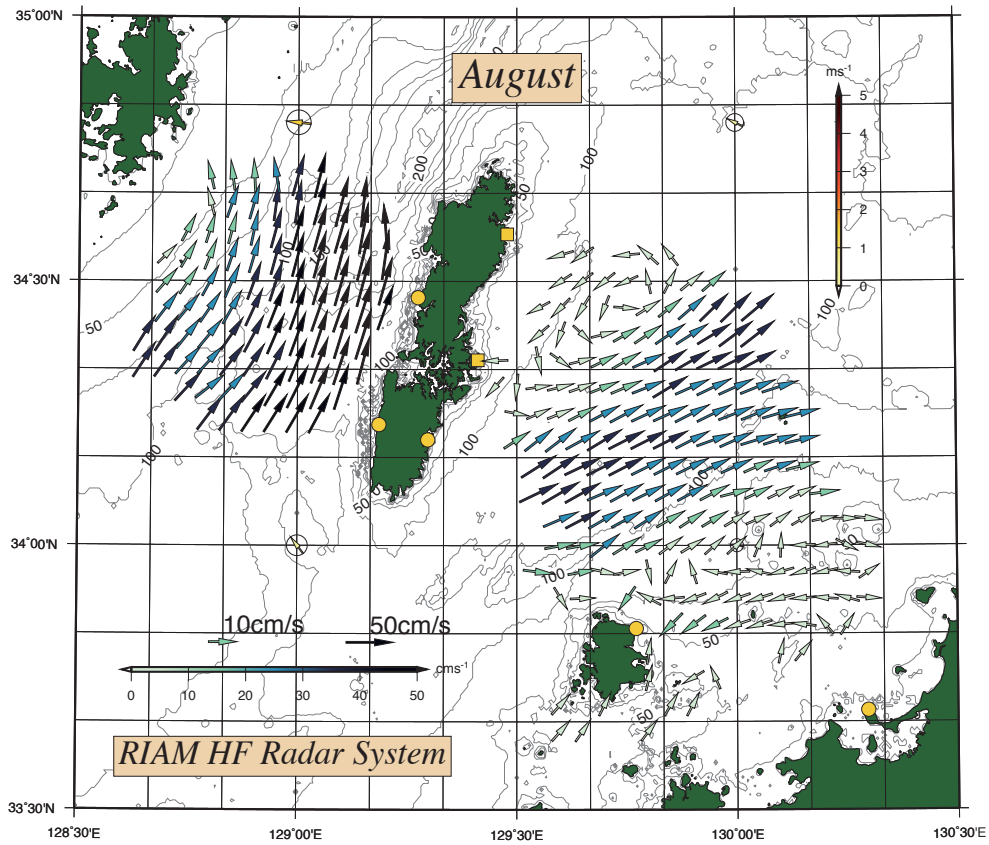


FIG. 3. 海洋レーダが計測した流速ベクトルの月平均値 (青矢印). 上: 8月. 下: 2月. 丸に囲まれた赤矢印は気象庁 MSM-GPV データから見積もった海上風ベクトルの月平均値. Yoshikawa et al. (2010) のデータを元に作図.

始まらないと思って筏制作を研究所の技術職員に依頼し、長崎大学の協力のもと筏を設置した。しかし、筏観測は計画の3ヶ月間を全うすること無く、たった3週間で終了した。筏が転覆してしまったのである⁴⁾。夏季の東水道中央部では、エクマン流は潮流や地衡流（対馬暖流）に比べて弱く、その検出には長い期間計測しSN比を上げる必要があった。実際過去にエクマン流の検出に成功した研究でも、計測期間は半年以上であった。3週間のデータではとても無理だろうと思ってしばらく諦めていた。

様々な人の協力のもと行った観測なので、何もしないわけにもいかず、数カ月たった後、(何も期待せずに)計測結果の解析に取り組んだ。案の定、エクマン流が強いと予想される風の強い日も、弱いと予想される風の弱い日も、潮流と対馬暖流のみが捉えられていた（それはそれで嬉しい結果ではあったが）。しかしながら、澄んだ心で良くデータを見ると、風が強い時にエクマン螺旋のようなものが垣間見えるような気がしてきた。そこで、複素主成分分析と呼ばれる統計解析を活用して風と共変する流速成分のみをデータから抽出することを試みた。その結果、エクマン螺旋ととても良く似た流速構造の検出に成功した

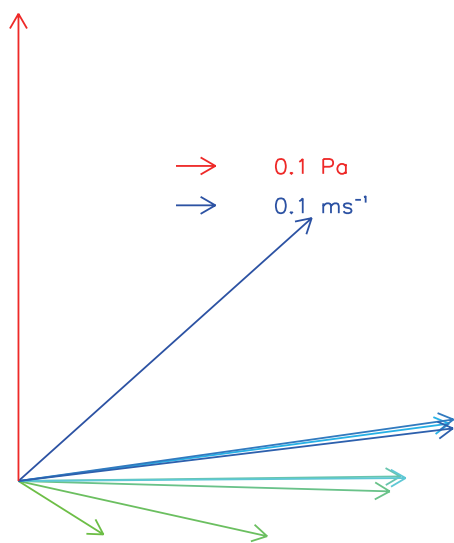


Fig. 4. 筏観測の観測値から複素主成分分析の第一モードとして検出されたエクマン螺旋。図の見方はFig. 1上と同じ。Yoshikawa et al. (2007)より引用。

(Fig. 4)。ただし、流向は風向から45°以上もずれていた。これはエクマンの理論とも通説とも大きく異なるものであった。また、潮汐流でも地衡流でもエクマン流でも無い流速成分が予想以上に大きかった。これがエクマン螺旋だとするならば、データはこれまでの知見とは違う新しい何かを物語っていることになる。

これらの結果をさらに調べるため、海洋レーダーと潮位計を活用して、通年でエクマン流の推定を行った (Yoshikawa and Masuda (2009))。その結果、エクマン流の流向と風向の差は、冬季には15~30°と小さいものの夏季には50~70°以上にもなること、エクマン流の流速は冬季には1.0~1.2%程度であるが、夏季には1.6~1.8%程度でなることが分かった。これらの結果もエクマンの理論や先行研究と一致せず、これまでにない要因を考える必要が生じた。

その要因は、その後に行った数値実験で解明した (Ide and Yoshikawa (2016))。夏季と冬季のエクマン流の流速と流向の季節変化は海面熱フラックスの季節変化、とりわけ日変化の様子の季節変化が原因であることが明らかになったのである。運動量拡散には乱れが重要であると先に述べたが、冬は海面冷却に伴う対流が乱れに加勢するため、そもそもエクマン螺旋の構造は季節によって異なる。また、たとえ夏でも日中は加熱、夜間は冷却と日変化するため、それがエクマン螺旋の構造を大きく変える (Price et al. (1986))。その影響が対馬海峡での計測結果に現れていたのである。

なお、東水道で計測された対馬海峡東水道の月平均流から、上述の結果を踏まえて風から推定したエクマン流を差し引いた流れがFig. 5である。この図によれば、沿岸域の流れの向きはおよそ岸に沿っており、また東水道の中央部での流向は夏季と冬季ではほぼ同様である。これらの結果は物理の道理にかなっていることから、エクマン流の推定がおよそ成功していること、そして冬季の一見奇妙な流れは計測誤差ではなくエクマン流に起因することを、明らかにすることができた

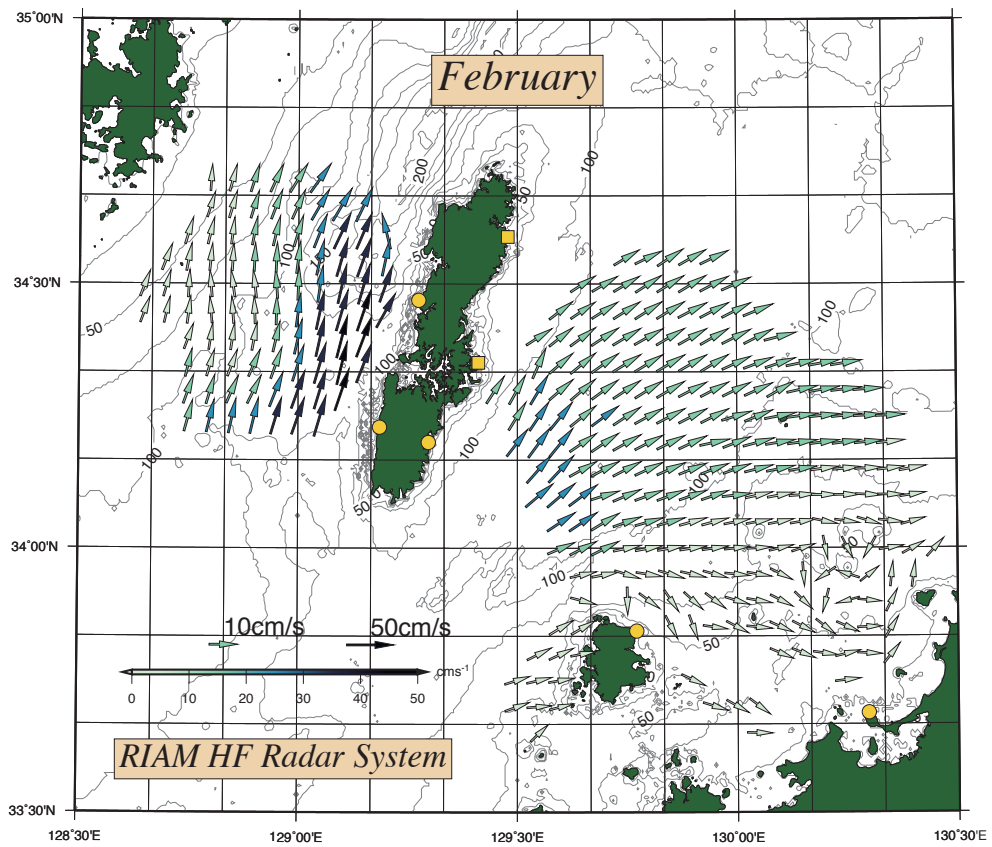
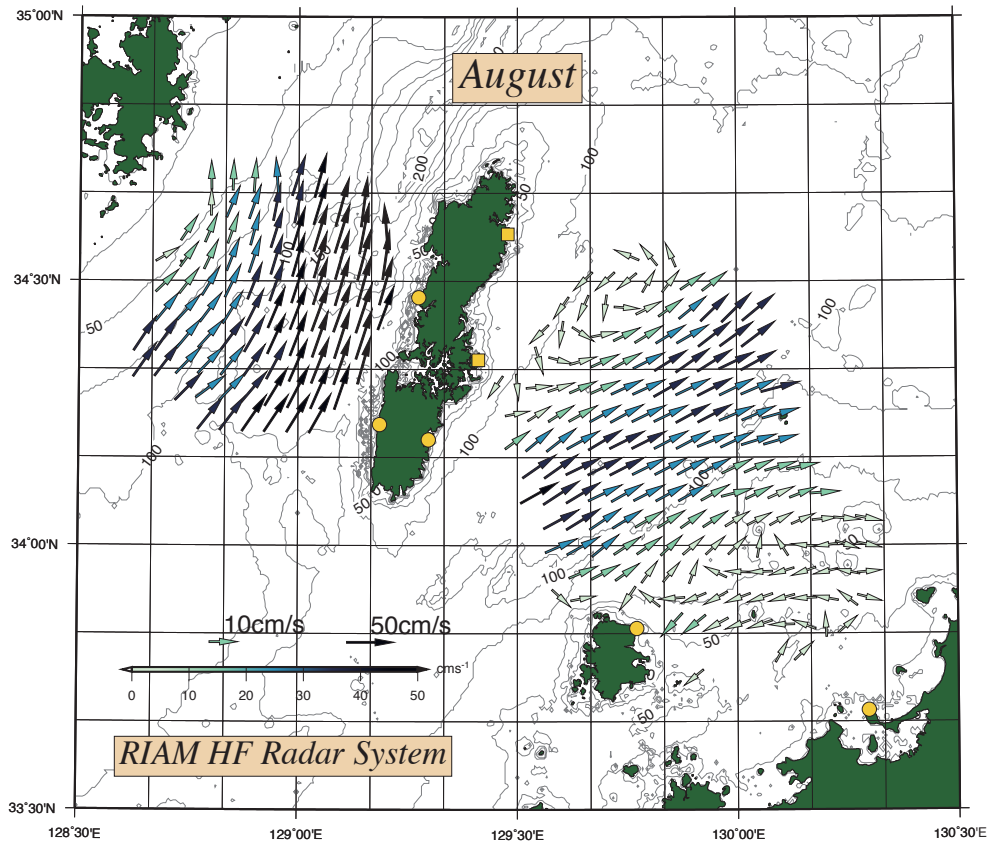


FIG. 5. FIG. 3と同じ。ただしエクマン流を除いた流速成分（地衝流成分）。Yoshikawa et al. (2010)のデータを元に作図。

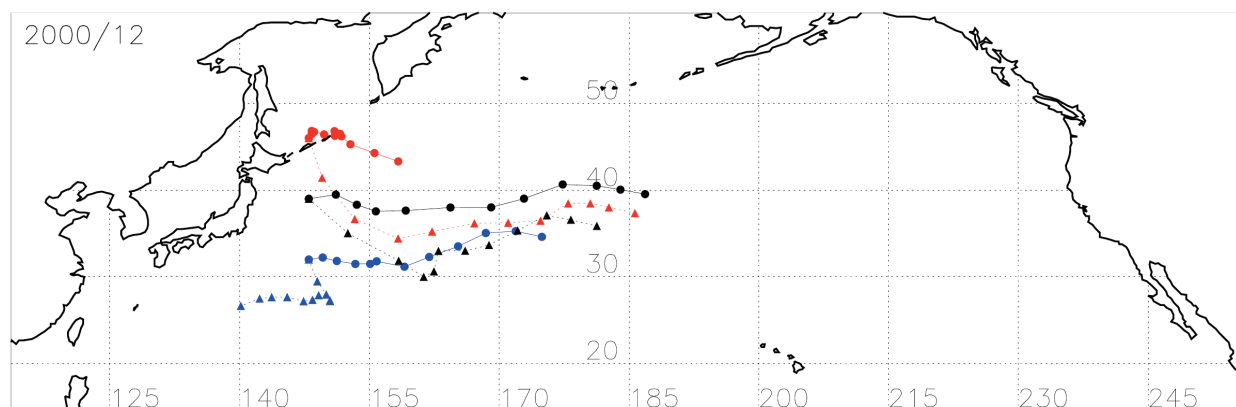


Fig. 6. 地衡流と風から計算したエクマン流による仮想粒子の漂流経路. 実線 (丸印): エクマン流の計算に熱フラックスの影響を考慮した場合. 破線 (三角印): 考慮しない場合. 仮想粒子の配置時刻は2000年12月, 配置位置は東経147°, 北緯46° (赤色), 39° (黒色) 32° (青色). 打点は1ヶ月おき.

(Yoshikawa et al. (2010)).

4. 漂流予測

熱フラックスの季節変動に起因する, エクマン流の強さと向きの季節変動は, 太平洋など他の海域でも生じていることが十分に考えられる. エクマン流は漂流物の集積に影響し, とりわけ太平洋では太平洋ゴミベルトと呼ばれる収束帯の存在が知られている. そこでエクマン流に及ぼす海面熱フラックスの季節変化の影響を考慮した場合と考慮しない場合とで, 漂流物の経路にどの程度の差が生じるかを調べてみた (FIG. 6). 漂流は, 地衡流と風データから見積もったエクマン流を合計した流速場から計算した. 実線が海面熱フラックスの効果 considering エクマン流を見積もった場合, 破線が考慮せずに見積もった場合である. FIG. 6には3箇所から1ヶ月間漂流させた経路を示している. 図中の青線のように, 全く逆向きに漂流する例も存在する. このような例は地衡流の空間変化が大きい領域に見られ, 吹送流のわずかな違いが大きな地衡流の違いをもたらした結果, 漂流先が大きく変化したためである. 吹送流は地衡流より小さいが, 漂流に大きな影響を与えていることを示している.

5. おわりに

本稿では対馬海峡での吹送流を例として, 地球

の自転が海の流に及ぼす影響と, その多様さを紹介したつもりである. 同時に, 理論を検証する観測とその観測精度の重要性に加え, 理論では説明できない新たな観測結果を得る楽しみと, それを説明する新たな理論の構築の喜びについても理解して頂けたら幸いである.

謝辞

本稿の執筆の機会を頂きました, 京都大学化学研究所の宗林由樹先生には心よりお礼申し上げます. 海洋レーダを用いた研究は九州大学応用力学研究所に在職している間に行いました. 吹送流に対する熱フラックスの影響に関する成果は, 九州大学工学府の井手喜彦助教との共同研究の成果です.

注

- 1) ナンセンは1895年3月にヨハンセンとともにフラム号を下船し, 二人でソリで北極点を目指した. 1ヶ月後に当時の人類が到達した最北の地 (北緯86度14分) に到達し, その後二人で無事に帰国した.
- 2) 簡単のため電波の入射角を水平とした.
- 3) 鳴門の渦潮と原理は同じである.
- 4) 転覆の原因はいまでも不明である. 自然現象による転覆ではない可能性が極めて高い.

参考文献

- Ide, Y., and Y. Yoshikawa, 2016: Effects of diurnal cycle of surface heat flux on wind-driven flow. *Journal of Oceanography*, **72** (2), 263–280, doi:10.1007/s10872-015-0328-y.
- Jenkins, A. D., and J. A. T. Bye, 2006: Some aspects of the work of V. W. Ekman. *Polar Record*, **42**, 15–22, doi:10.1017/S0032247405004845.
- Price, J. F., R. A. Weller, and R. Pinkel, 1986: Diurnal cycling: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research*, **91** (C7), 8411–8427.
- Stacey, M. W., S. Pond, and P. H. LeBlond, 1986: A wind-forced Ekman spiral as a good statistical fit to low-frequency currents in a coastal strait. *Science*, **233**, 470–472.
- Yoshikawa, Y., and A. Masuda, 2009: Seasonal variations in the speed factor and deflection angle of the wind-driven surface flow in the Tsushima Strait. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **114**, C12022, doi:10.1029/2009JC005632.
- Yoshikawa, Y., A. Masuda, K. Marubayashi, and M. Ishibashi, 2010: Seasonal variations of the surface currents in the Tsushima Strait. *Journal of Oceanography*, **66**, 223–232.
- Yoshikawa, Y., A. Masuda, K. Marubayashi, M. Ishibashi, and A. Okuno, 2006: On the accuracy of HF radar measurement in the Tsushima Strait. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **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. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **112**, C06022, doi:10.1029/2006JC003625.