

— 論 文 —

日本海における海面高度偏差と 海面地衡流偏差の季節変化*

朝日 啓二郎^{1,2**}・磯田 豊^{1**}・方 曉蓉¹

要 旨

日本海における海面高度偏差の季節変動特性を明らかにするために、衛星海面高度偏差資料を用いて、季節変動パターンの類似性に基づくクラスター解析と1年周期変動成分の調和解析を行った。これらの解析により、対馬暖流域の蛇行流が存在する中緯度海域が他の海域から区別され、日本海を大きく3つの海域に区分できることがわかった。この3海域は日本列島に沿った沿岸水位資料を基にした既往の研究結果とも矛盾しない。海面高度偏差の調和解析結果から見積った海面地衡流偏差の1年周期変動成分より、沿岸分枝流は夏季から秋季に強化されているのに対し、その沖合の蛇行流は秋季以降に強化されていることがわかった。また、対馬暖流域の海面高度偏差は、蛇行流の季節変動成分が直接影響する中間海域と、それを挟んで南北に分布する2つの海域の、合わせて3海域に分けられ、この海域区分が海域間の位相差によって概ね説明された。さらに、日本海の北西海域において局所的な渦流偏差の存在が示唆された。これは冬季の海面風応力カールにより励起された渦流であると推測された。

キーワード：日本海、衛星海面高度偏差、季節変化、クラスター解析、調和解析、対馬暖流

1. はじめに

北半球中緯度域の海洋では海面を通じた加熱・冷却や蒸発・降水による季節的な海水伸縮（以下、steric heightと呼ぶ）が卓越しており、日本列島周辺の沿岸潮位記録には秋季に極大、春季に極小となる季節変動成分が最も顕著に現れる。日本列島周辺では、どの地点の沿岸潮位も似たような季節変動を示すものの、年較差の大きさや変化パターンには微妙な相違があり、この相違に注目した海域区分が試みられてきた。例えば、Tomizawa *et al.* (1984) は、日本列島に沿った水位の季節変動が示す

* 2015年5月22日受理；2016年2月24日受理

著作権：日本海洋学会，2016

1 北海道大学大学院水産科学研究院

〒041-8611 函館市港町3-1-1

2 現在：日立製作所

〒100-8280 東京都千代田区丸の内1-6-6

** 連絡著者：朝日 啓二郎（磯田 豊）

TEL：0806811905（0138-40-8825）

e-mail：asahi1991831@gmail.com（isoda@fish.hokudai.ac.jp）

年較差や極大月・極小月、そして水位の経年変動パターンの地理的相違をもとに、日本海側の沿岸水位がほぼ3つに区分されることを示している。

近接する2地点間の沿岸水位の各々で卓越している steric height 成分はほぼ同じであるため、それらの間の水位差の変動は傾斜流や地衡流に対応した海面流速偏差の変動を表していると考えられている。1980年代には日本海を北上する対馬暖流に関し、対馬/韓国海峡、津軽海峡、宗谷海峡の各海峡における流入流出の季節変動の各々を、Kawabe (1982), Toba *et al.* (1982), 青田 (1984) の各々が各海峡を挟む水位差変動を用いて議論した。石川ら (2007) は日本海内部に点在する沖合島とその対岸との水位差の経月変動をもとに、沿岸分枝流 (対馬暖流の分枝流の1つ) の流路に沿った表層流の季節変動を議論した。彼らによると、対馬暖流の強化は、対馬/韓国海峡から佐渡島の南部海域では夏季のころに、佐渡島以北の北部海域では晩秋から冬季に顕著である。また、宗谷海峡を通過する宗谷暖流が最大となるのは夏季であり、南部海域における対馬暖流の強化と同期する傾向にある。しかし、対馬暖流は蛇行などにより沖合に広がった流路をとることもあり、対馬暖流全体を捉えるためには沿岸水位資料の解析だけでは不十分である。そのため、日本海側の沿岸水位変動が3海域に区分される理由は未だ明らかではない。

1992年以降、人工衛星による時空間分解能の高い海面高度偏差 (Sea Surface Height Anomaly: 以下, SSHA と略す) データが蓄積され、日本海全域の海面高度情報が得られるようになった。日本海の SSHA データを用いて、海流の季節変化を最初に議論したのは Morimoto and Yanagi (2001) である。彼らは SSHA の季節変動成分に数値モデルから得られた年平均海面高度場 (Hirose, 1999) を加えた後、月別の空間平均で steric height の影響を小さくした空間偏差場を主成分解析することにより表層循環流パターンのモード分解を行った。その結果は、第1主成分として対馬暖流全域の夏季強化と第2主成分として東韓暖流域の冬季強化を示した。しかし、この結果は加えたモデル年平均場の確からしさに依存し、また、主成分解析では対象海域全体で同位相または逆位相パターンをもつ振動モード現象に強制的に分解される点に問題があった。例えば、局所的な海域で卓越する現象や

伝播モード現象があったとしても、それらは寄与率の低い複数の高次モードに分解されてしまう。寄高・工藤 (2011) は日本列島周辺海域の SSHA と沿岸水位の両データに対し、同じ1年周期成分 (Sa 分潮) についての調和解析を行い、振幅と位相を比較した。その結果は、日本海では海域毎に特徴的な位相変化を有する伝播モードが存在することを示唆するものであった。さらに、沿岸水位の海域区分と隣接する外洋域の季節変動成分との関係も確認された。しかし、彼らの解析では、影響が大きい steric height の季節変動成分を削除しておらず、外洋域の調和定数をもとにした海流の季節変動までは議論できない。

本論文では、はじめに、日本海における SSHA データの季節変動成分についてのクラスター解析と調和解析の結果から得られた、日本列島に沿って3つに区分される沿岸水位の沖合への拡がり、日本海で局所的に卓越する水位偏差の季節変動特性を示す。次いで、steric height の季節変動成分を除去した海面地衡流偏差の季節変動成分と SSHA の季節変動成分との対応を、対馬暖流の沿岸分枝流と蛇行流の観点および局所的な渦流偏差の観点から議論する。最後に、蛇行流については既往の定在ロスビー波モデルを用いて、局所的な渦流偏差については風応力駆動の還元重力モデルを用いて、それぞれの季節変動の物理的要因を考察する。

2. 海面高度資料及び解析方法

本研究では AVISO (<http://www.avisooceanobs.com/>) が公開している AVISO Reference Series の SSHA データを用いた。解析対象期間は1993年1月~2011年12月の19年間である。AVISO Reference Series は約10日周期 (TOPEX/POSEIDON・Jason-1・Jason-2) と35日周期 (ERS-1・ERS-2・Envisat) の海面高度計搭載衛星によって得た SSHA を組み合わせ、さらに SSALTO/DUACS システムにより衛星軌道の誤差補正や潮汐補正などの各種補正処理を行って、7日間隔で水平間隔1/4°に格子化した資料である (AVISO, 2010)。解析対象範囲は日本海全域を含む126~143°E, 33~49°Nの矩形の領域とした。なお、このデータはヨーロッパ中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather

Forecasts: 以下 ECMWF と略す) の海面気圧データにより気圧補正されている。

本研究では2種類の基本データを作成した。1つは月平均した SSHA ($A_{i,j,y,m}$) から経年変化の影響を除去した月平均水位偏差データ $AM_{i,j,m}$ である。ここで、 i は東西方向の格子点番号、 j は南北方向の格子点番号、 y は年 ($=1 \sim 19$)、 m は月 ($=1 \sim 12$) である。格子点 (i, j) における年平均値 $AY_{i,j,y}$ は次式で計算される。

$$AY_{i,j,y} = \frac{1}{12} \sum_{m=1}^{12} A_{i,j,y,m} \quad (1)$$

本研究では、 $A_{i,j,y,m}$ から $AY_{i,j,y}$ を差し引くことで経年変化成分を除去し、その偏差を月毎に19年平均した値を $AM_{i,j,m}$ とする。 $AM_{i,j,m}$ は、

$$AM_{i,j,m} = \frac{1}{19} \sum_{y=1}^{19} (A_{i,j,y,m} - AY_{i,j,y}) \quad (2)$$

で表される。格子 (i, j) 別の12個の月平均水位偏差 $AM_{i,j,m}$ を M-SSHA データと呼び、クラスター解析の基本データとした。もう1つは7日間隔の SSHA データを用いて、1年周期の調和解析により見積もられた調和定数である。調和解析では、周期を365.25日として、最小二乗法により振幅と位相を求めた。Fig. 1の(a)には7日間隔の SSHA データについて高速フーリエ変換により計算した分散保存型のパワースペクトルを示す。データ数は512個であり、三角フィルター(重み;0.25:0.5:0.25)を3回適用したので自由度は14となる。図中の重ね描きした黒線は全格子の各々のパワースペクトルであり、赤線はアンサンブル平均である。Fig. 1の(b)は解析期間である19年のデータ長から計算される1年周期の調和解析の周波数応答特性である(計算方法は黒田ら(2003)を参照)。SSHAの変動の最も卓越した振幅は1年周期変動にあるものの、場所によってはそれよりも短周期及び長周期変動の振幅も無視できない大きさをもっている(Fig. 1の(a))。しかし、周波数応答関数の1年周期付近のピーク幅は極めて狭く、その長周期側と短周期側の周波数応答関数の値は0.1以下であるので、長周期側と短周期側(1年周期以外)の変動が1年周期の調和解析を汚染する可能性は低いと考えられる(Fig. 1の(b))。

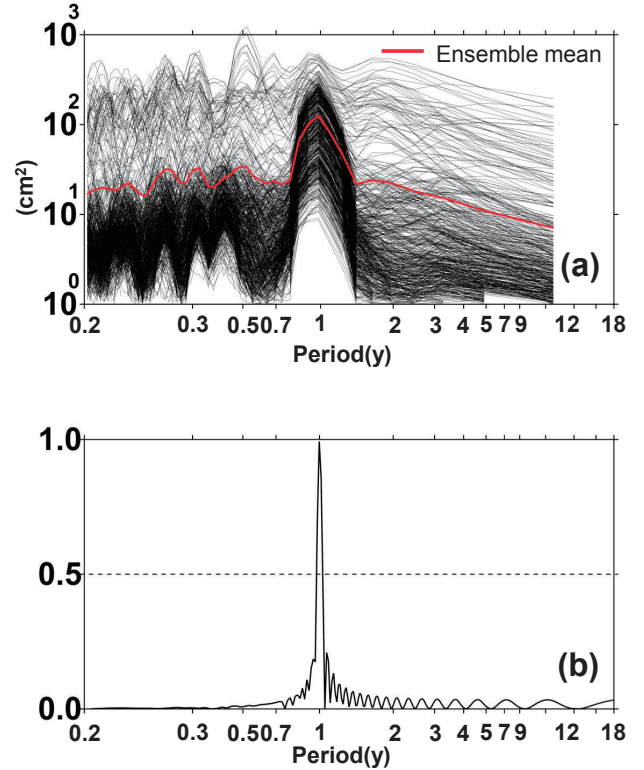


Fig. 1. (a) Power spectra of SSHA in the Japan Sea. Thin black and thick red lines represent the spectra at each of all grid points and their ensemble mean, respectively. (b) Frequency characteristic of annual harmonic analysis.

3. 解析結果

3.1 M-SSHA のクラスター解析

本研究ではワード法(Ward Method; Romesburg, 2004)を用いたクラスター解析を行った。非類似度の定義にはユークリッド平方距離を用い、各段階でクラスターの結合による平方和の増分が最も小さいクラスター同士を結合させた。任意に設定可能なクラスター数については、日本列島に沿った沿岸近傍の SSHA が少なくとも3つに区分され、できるだけ小さな値となる5に設定した。付録Aに、クラスター数を3と10に設定したときの各々の空間区分結果と比較して、クラスター数を5とした妥当性を示す。

5つに区分された空間分布を色分けして Fig. 2a に示す。また、南側から北側へ C1 ~ C5 と名付け、各区分の時系列を重ねて Fig. 2b に示す。色付太線は各クラスターの平均値の時系列である。Fig. 2b の時系列は、主に、振幅の相違による区分であることを示している。振幅は南側の C1 から北側の C5 へ次第に小さくなっている。まず、C1 ~ C3 の3区分は主に対馬暖流域にある。C1 は対馬 / 韓国海峡 (TKs) の南側半分から陸棚に沿って能登半島 (NTp) 西方付近までの沿岸分枝流の領域にあり、C2 はその沖側で蛇行流を示唆する分布パターンを示す。C3 は対馬 / 韓国海峡 (TKs) の北側半分とほぼ北緯 40 度線上に形成されている極前線の南側と北海道 (HK) 西岸沖の 3カ所に分かれて分布している。C4 は極前線の北側にあるが、そこから3つの海峡の方向へ延びるような分布を

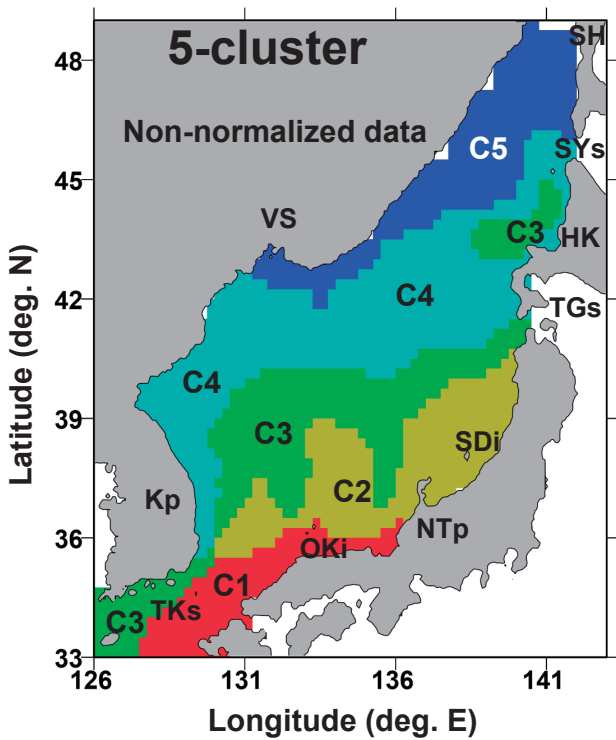


Fig. 2a. Five regional classifications (C1 to C5) of seasonal M-SSHA variations. Locations of Tsushima/Korean strait (TKs), Tsugaru strait (TGs), Soya strait (SYs), Oki island (OKi), Sado island (SDi), Korean peninsula (Kp), Noto peninsula (NTp), Hokkaido (HK), Sakhalin (SH) and Vladivostok (VS) are denoted.

示し、北海道 (HK) 西岸沖の C3 は C4 領域内で孤立した分布を示す。最も北側にある C5 は、ウラジオストク (VS) からサハリン (SH) までのロシア沿岸から沖合域に分布している。

次に、Fig. 2b に示した海域間での振幅の違いを小さくして、季節変化パターンを強調するために、格子毎に求めた M-SSHA の標準偏差で規格化した M-SSHA を用いて、先と同じワード法のクラスター解析を行った。クラスター数を 5 に設定した解析結果を Fig. 3 に Fig. 2 と同じ表示形式で示す。Fig. 3a に示す空間区分の特徴は、日本海中央付近にある C3 と C4 が C1 と C2 を南北に分断していることである。C5 は C3 に取り囲まれ、ウラジオストク (VS) 南西沖と韓半島 (Kp) 東岸沖の 2カ所に

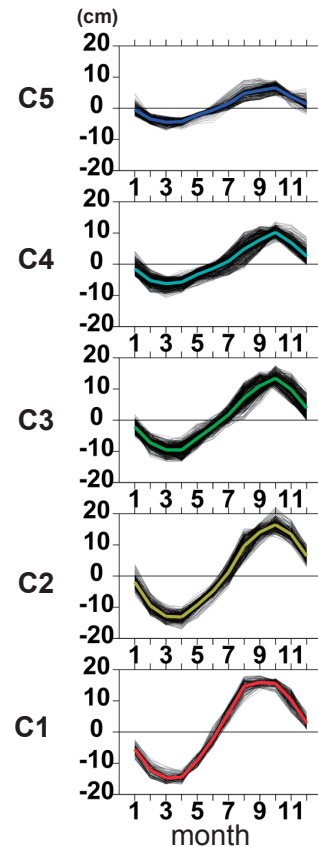


Fig. 2b. Variations of monthly mean SSHA (M-SSHA) at all grid points in each cluster classified for M-SSHA variations. Thin black and thick color lines represent the variation at each grid point and their ensemble mean, respectively.

局所的に分布している。各クラスターの時系列を見ると (Fig. 3b), C3~C5 は 10 月にシャープなピークを示すのに対し, C1 と C2 のピークは 8~10 月を示し, 幅広くなっている。

Fig. 2 と Fig. 3 の結果を合わせて日本列島に沿った沿岸水位の区分を考えると, 津軽海峡 (TGs) 以北と能登半島 (NTp) 以南の 2 つに分離して類似した季節変動パターンが見られる。南側ほど振幅は大きく, それらの間の領域は中間の振幅で沖合の極前線領域に似た季節変動パターンを示す。すなわち, 沿岸水位は 3 つに区分することが可能であり, Tomizawa *et al.* (1984) の結果と矛盾しない。

3.2 SSHA の 1 年周期の調和定数

SSHA の季節変動成分を 1 年周期の正弦関数で近似した場合の振幅と位相の空間分布をそれぞれ Fig. 4a と Fig. 4b に示す。振幅を cm 単位で示し, 位相を SSHA が正の

極大となる時期の月 (大文字の数字) と旬 (上・中・下旬を 1・2・3 とし, 下付き数字で表示) の組み合わせで区分し, 各区分を色分けして示す。本研究で得た季節変動成分の振幅と位相の分布は, 寄高・工藤 (2011) が得た 1999 年から 2009 年についての結果とほぼ一致している。このことは, SSHA の季節変動特性は解析対象期間に大きく依存しないことを示している。

Fig. 4a に示す振幅の分布の特徴は SSHA を規格化しないクラスター解析の結果 (Fig. 2) と類似している。また, Fig. 4b に示す位相の分布の特徴は SSHA を規格化したクラスター解析の結果 (Fig. 3) とほぼ一致している。Fig. 4a と Fig. 2 を比較すると, 振幅が南側の対馬暖流域で大きく, 北部海域で小さいという定性的な傾向は同じであり, 北海道 (HK) 西方沖に孤立した C3 は局所的な極大振幅 (E4 印) として現れている。なお, 韓半島

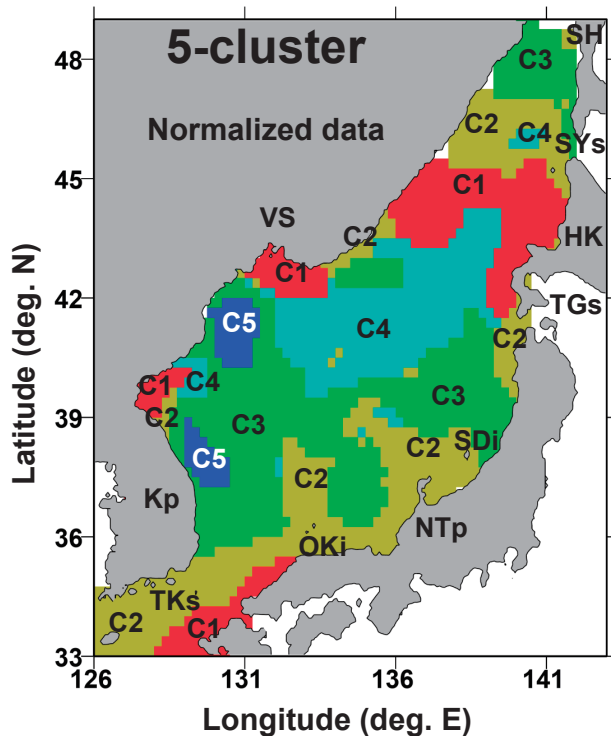


Fig. 3a. Same as Fig. 2a except for M-SSHA variations normalized by standard deviation at each grid point.

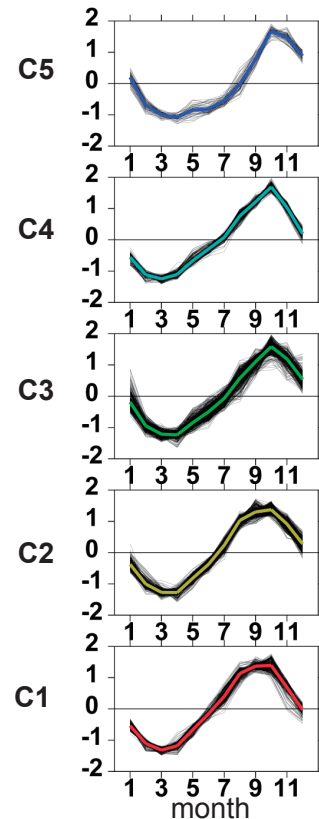


Fig. 3b. Same as Fig. 2b except for M-SSHA variations normalized by standard deviation at each grid point.

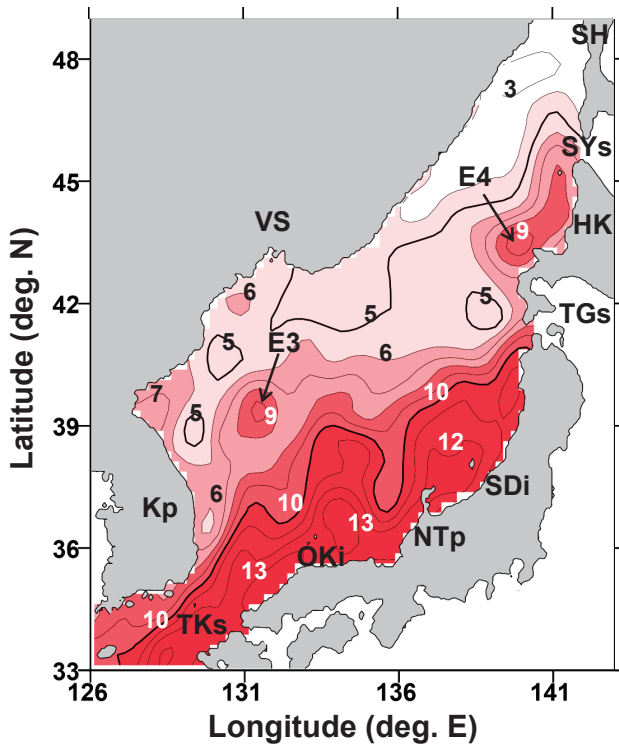


Fig. 4a. Amplitude in cm of the annual harmonic component of SSHA variations calculated by least-squares fitting. Symbols of E3 and E4 indicate the locations with the maximum amplitude.

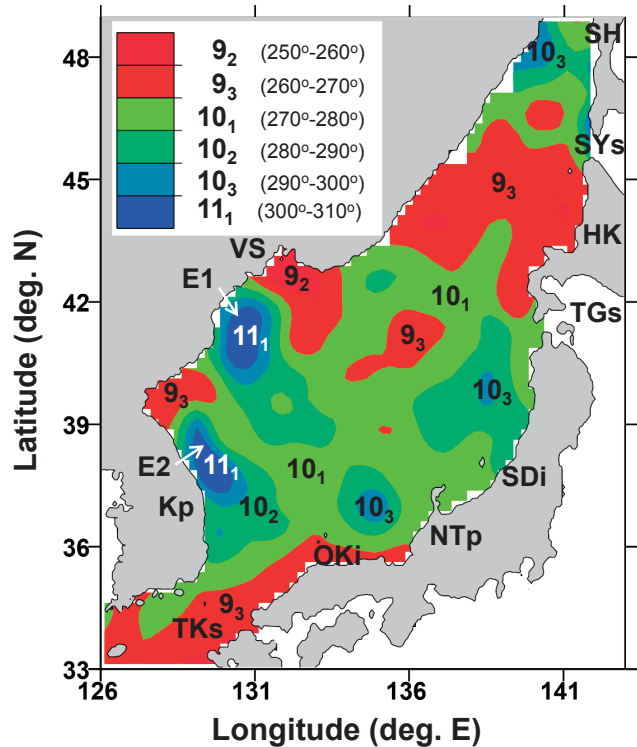


Fig. 4b. Same as Fig. 4a except phase indicated by the month with subscript showing the first, mid, or last ten days in the month for the maximum SSHA. Symbols of E1 and E2 indicate the locations with the most delayed phase. Angle in parentheses indicates the phase defined to be 360 degrees for one year.

(Kp) 北東沖の局所的な極大振幅 (E3 印) は, Fig. 2 のクラスター数 5 では区分されていないが, 付録 A における Fig. A2 の (a) のクラスター数 10 では, C3 (2) として区分されている。

Fig. 4b と Fig. 3 を比較すると, 日本海中央付近の C3 と C4 は 10 月上旬から下旬の遅い位相として, 南北に分断された C1 と C2 は 9 月下旬～10 月上旬の早い位相として現れている。また, ウラジオストク (VS) 南西沖 (E1 印) と韓半島 (Kp) 東岸沖 (E2 印) の 2 か所にある C5 は, 11 月上旬の最も遅い位相に対応している。

3.3 海面地衡流偏差の 1 年周期の調和定数

1 年は日本海の慣性振動の周期 (15～22 時間) よりも十分に長いので, 流速の 1 年周期変動成分の力学場は外洋域であれば地衡流近似が十分に成立する。この場合, 3.2 節で示した SSHA の調和定数を用いて, 隣り合う格

子間で地衡流バランスを仮定し, 地衡流偏差の調和定数を見積もることができる。得られた地衡流偏差の東西成分と南北成分の両調和定数を 1 年周期変動成分の流速楕円として Fig. 5 に示す。赤色が時計回り, 青色が反時計回りの流速楕円であり, 1 月 1 日の位相を楕円の中心が原点の棒ベクトルで表現した。

対馬/韓国海峡 (TKs) の南西部や沿岸近傍を除いた日本海の内部領域では, 流速楕円の扁平率が小さくて円形に近い形状が数多く見られる。また, 時計回りと反時計回りの楕円が数百 km スケールで交互に分布している。これらの特徴は, 流速の 1 年周期変動成分は数百 km スケールの渦流擾乱の伝播に伴う現象であることを示唆している。また, 日本海北部には南部に比べて地衡流偏差が小さな海域が広がっている。この海域では SSHA の振

幅と位相の水平勾配も小さい (Fig. 4)。ところが、日本海北部であっても西岸境界付近にある E1 や E2 での地衡流偏差は十分に大きい。こうした海域では、SSHA の振幅の水平勾配は小さい一方で、位相の水平勾配は大きい (Fig. 4)。逆に、SSHA の位相差が小さくて、局所的に振幅が大きい E3 と E4 付近では地衡流偏差の振幅も大きい。これら E1 ~ E4 付近の流速楕円群は、同心円状の分布を示す傾向がある。このことは渦流偏差が局所的に卓越して存在していることを示唆している。

Fig. 5 に示した 1 月 1 日の位相 (棒ベクトル) 分布図から抽出した、地衡流偏差が最強となる長軸方向成分の位相情報を Fig. 6 に示す。Fig. 6 の (a) に長軸方向とその振幅値を線分の長さで示す。Fig. 6 の (b) に位相を、7 ~ 12 月の半年間に流速偏差が長軸方向に一致する月を色分けした長軸方向の流速ベクトル (赤色の矢印が 7 月、青色の矢印が 12 月) として示す。なお、7 月と 12 月の流向が逆向きで矢印が交差している海域が見

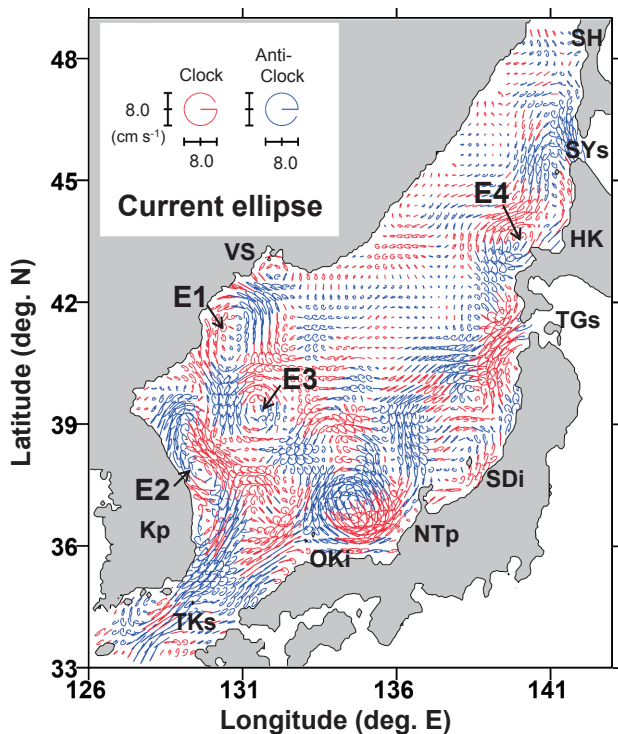


Fig. 5. Current ellipses of annual harmonic components of sea surface geostrophic velocities estimated from SSHA data.

られる (例えば、隠岐島 (OKi) と能登半島 (NTP) の間)。これは位相表示を 7 と 12 月の半年間に限定したことが原因であり、そのような海域では表示月を半年ずらして解釈する必要がある。

暖色系で示した 7 ~ 8 月の比較的早い位相は、日本列島にほぼ沿った沿岸分枝流付近及び E1 と E2 の渦流偏差海域にある。それらの流向は、対馬 / 韓国海峡 (TKs) から隠岐島 (OKi) を経由して能登半島 (NTP) 西側まではほぼ北東方向、佐渡島 (SDi) 付近では沿岸から少し離れた沖合で北向き、宗谷海峡 (SYs) を挟んだ南北沿岸域ではほぼ南向きである。また、E1 と E2 の渦流偏差はどちらも反時計回りである。

緑色系で表示した 9 ~ 10 月の位相は、韓半島 (Kp) 東沖の東韓暖流付近、E3 の渦流偏差海域と北海道 (HK) 西岸沖にある。対馬 / 韓国海峡 (TKs) から韓半島 (Kp) では北東向き東韓暖流が強まり、E3 の時計回り渦流偏差海域につながっているようにも見えるが、両海域は位相の早い E2 の渦流偏差海域により分離されている。隠岐島 (OKi) の北側では、位相の早い沿岸分枝流とつながっているように見え、遅れて強化される北上流とその沖合に蛇行流偏差が見られる。この蛇行流偏差は能登半島 (NTP) 西側で大きく南下し、能登半島 (NTP) で再び北上した後、沖合域を津軽海峡 (TGs) に向かっている。このときの位相はさらに遅れた 11 ~ 12 月ころ (寒色系の矢印) である。北海道 (HK) 西岸沖の位相はほぼ 9 月であり、E4 の渦流偏差海域を中心として北方に伸びた時計回りとなっている。

対馬暖流の強化を示す東向流偏差もしくは北向流偏差の位相の順序には、北海道 (HK) 西岸沖を除いて、日本列島に沿った沿岸域から沖合域へ、その沖合域は蛇行流偏差を伴いながら西側から東側へ、という傾向が見られる。

3.4 沿岸分枝流領域における北上流強化の位相伝播

沿岸分枝流は日本列島側の沿岸もしくは陸棚地形に捕捉された沿岸境界流の性質をもつことから、その流路を特定することは対馬暖流の蛇行流路に比べて容易である。また、沿岸分枝流の季節的な強弱は、浅い沿岸側を右手に見て伝播するケルビン波もしくは陸棚波の擾乱伝播で生じるため、季節的擾乱の起源は常に南側にあると

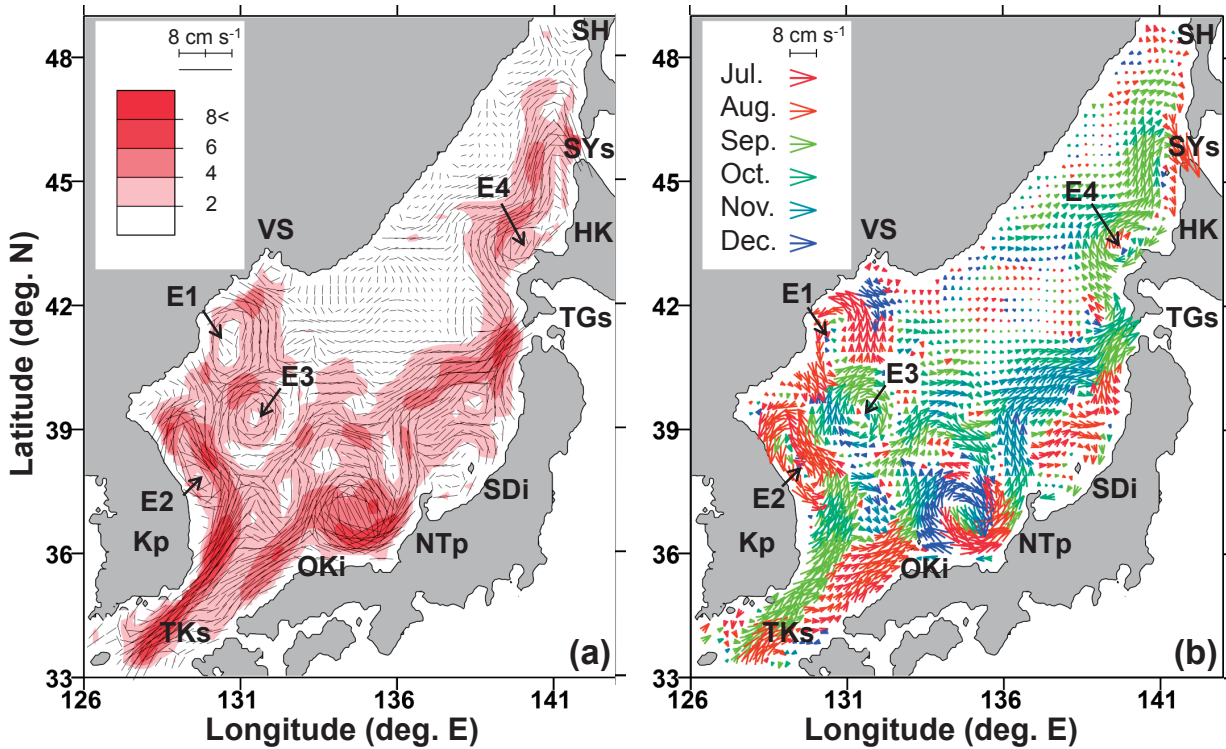


Fig. 6. (a) Magnitude and orientation of main-axis and (b) phase of current ellipse for annual harmonic component. In (b), phase is shown by color of current vector toward main-axis of current ellipse during six months from July to December.

考えられている。しかし、沿岸水位差を解析した石川ら (2007) は、沿岸分枝流の季節変動成分には強化時期が存在することを指摘するに留まり、季節擾乱の発生場所や位相伝播の様子については言及していない。

そこで、石川ら (2007) が解析した沿岸水位資料よりも高い空間分解能を有する SSHA の調和定数 (Fig. 4) を用いて、沿岸分枝流領域における北上流強化の位相伝播を調べた。なお、沿岸近傍の格子点は陸岸に近いので、衛星海面高度計による測定精度に問題がある。しかし、上述した SSHA や地衡流偏差の調和解析結果を見る限り、その沖合側の格子点との値のつながりはそれほど不自然には見えない、と判断される。そこで、Fig. 7 の (a) の海岸線地形図に示すように、日本列島沿岸及びサハリン西側沿岸に沿って、南から付した番号 1～80 の沿岸近傍格子 (小さな黒丸印) を選択した。その各格子点と各格子点から図中に細い線分で示した南北方向もしくは東西方向に 3 格子点沖合の格子点での海面高度の差を格子

幅 (東西は約 63 km, 南北は約 81 km) で割り、海面高度勾配を計算した。沿岸分枝流の位相伝播に注目し、陸棚海域に捕捉された伝播現象の空間的な連続性をより明瞭に表現するために、沿岸分枝流に流下方向成分である正の勾配値の時空間ダイアグラムを Fig. 7 の (b) に示し、各線分における極大値を月別配色の丸印で強調した。すなわち、Fig. 7 の (b) の色別丸印は Fig. 6 の (b) の沿岸分枝流領域の色別矢印ベクトルと同じ情報を示す。

この図は、北上流強化の北方への伝播は特定の海域に制限されて、断続的な現象になっていることを示している。最も南側にある対馬/韓国海峡 (TKs) 付近を起源とした北方伝播は 6 月から 8 月の夏季の間に隠岐島 (OKi) 付近に至る。その隠岐島 (OKi) 付近を起源とした新たな北方伝播も 6 月から 9 月の夏季の間に能登半島 (NTP) 付近に至る。石川ら (2007) の解析では、空間分解能が粗いため、能登半島 (NTP) 以西にあるこのような 2 つの北方伝播は区別できず、夏季に強化される一統

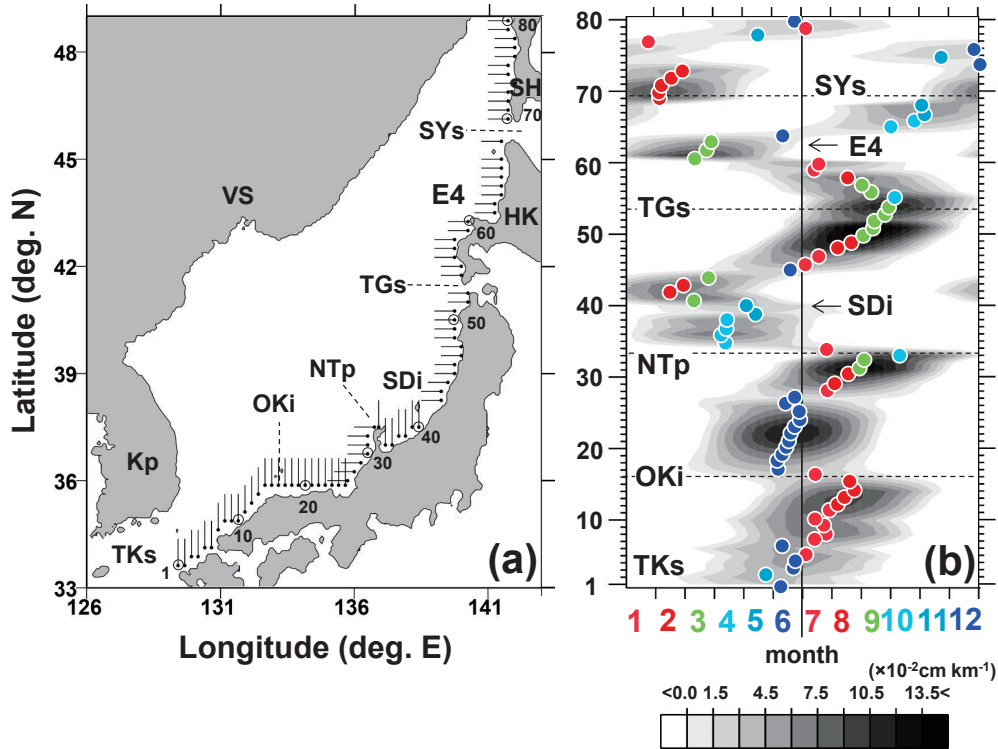


Fig. 7. (a) Sub-areas used in the examination of phase propagation of seasonal disturbances for the coastal branch flow. (b) Space-time diagram of the positive gradient of sea level height corresponding to the intensified coastal branch flow. Colored circles : month of the maximum gradient.

きの擾乱として理解されていた。能登半島 (NTp) 以北の海域では、2～4月に北上流が強化される海域が佐渡島 (SDi) 付近と北海道 (HK) 西岸の渦流偏差 E4 付近と宗谷海峡 (SYs) 付近の3か所に点在しており、南から北へと北から南への位相伝播が複雑に混在している。石川ら (2007) では、上記の3か所に含まれる佐渡島・粟島・奥尻島・利尻島を解析対象としたため、能登半島 (NTp) 以北における冬季の北上流強化が強調されたものと考えられる。なお、佐渡島 (SDi) 北側を起源とした擾乱も北方伝播を示し、6月から9月の夏季の間に津軽海峡 (TGs) 付近へ至っている。

ここで Fig. 6 の (b) を参照すれば、2～4月に北上流強化を示す上記3か所の沿岸分枝流は、7～9月では南下流強化を示し、それらの沖合側には北上流強化が存在しているといえる。すなわち、これらの海域の沿岸分枝流は陸棚海域には捕捉されず、沿岸域に接続した時計回りの渦流偏差の構造を示している。なお、これら3か所

の中で宗谷海峡 (SYs) 付近は、サハリン (SH) 西岸から宗谷海峡内へ流入する南下流が8月に強化されているとも解釈できる。これは青田 (1984) が指摘した宗谷暖流の夏季強化とも矛盾しない。津軽海峡 (TGs) 以南の陸棚海域には、対馬/韓国海峡 (TKs) を起源とした1つの擾乱ではなく、少なくとも3海域で独立した季節擾乱が個々に北方伝播していると言える。これら北方伝播を示す3海域の区分は、SSHA を規格化したクラスター解析の海域区分 (Fig. 3) ともよく対応している。対馬/韓国海峡 (TKs) と隠岐島 (OKi) の間での伝播現象は沿岸捕捉の分布を示す C1 内に、隠岐島 (OKi) ・能登半島 (NTp) 間および佐渡島 (SDi) 以北・津軽海峡 (TGs) 間の伝播現象は沖合で蛇行流形状を示す C2 内に、北方伝播は示さず冬季の北上流強化を示した佐渡島 (SDi) 付近は日本海中央部を東西に拡がる極前線南側海域の C3 内にある。以上の結果から、隠岐島 (OKi) 以北の沿岸分枝流の季節的強弱の時期は、その沖合を東流する対馬暖

流の季節擾乱の影響を受けている可能性が示唆される。

4. 力学的な解釈

4.1 対馬暖流域の蛇行流偏差

森江ら (2015) は日本海の対馬暖流を想定し、東西幅が制限された定在ロスビー波理論を用いれば、平均的な東向流が東西波数 3~4 となる蛇行流を形成し、東向流の経年変化で蛇行流の突然の発達衰退が説明できることを示した。ここで、定在ロスビー波とは、傾圧惑星ロスビー波の西方位相速度と東向流の移流速度がバランスした状態をいう。前節の Fig. 6 の (b) に示したように対馬

暖流域の蛇行流偏差は、季節変動スケールで変動している。そこで、本節では蛇行流偏差の季節変動が森江ら (2015) が提示した定在ロスビー波の性質をもつか否かについて検討する。

はじめに、蛇行流偏差の時間的強化の様子を調べるために作成した地衡流偏差の流速ベクトルの 7, 9, 11 月の各々の月平均水平分布を Fig. 8 の (a) に示す。この図では、比較的強い流速偏差を強調するために流速値 2 cm s^{-1} 以上のベクトルのみを示し、さらに、東西方向の流向を強調するために対馬暖流の強化を示唆する東向流偏差を赤色で、弱化を示唆する西向流偏差を青色で示す。7 月には、対馬/韓国海峡 (TKs) から能登半島 (NTp) 西側までの沿岸分枝流が強まるが、隠岐島 (OKi) 以東

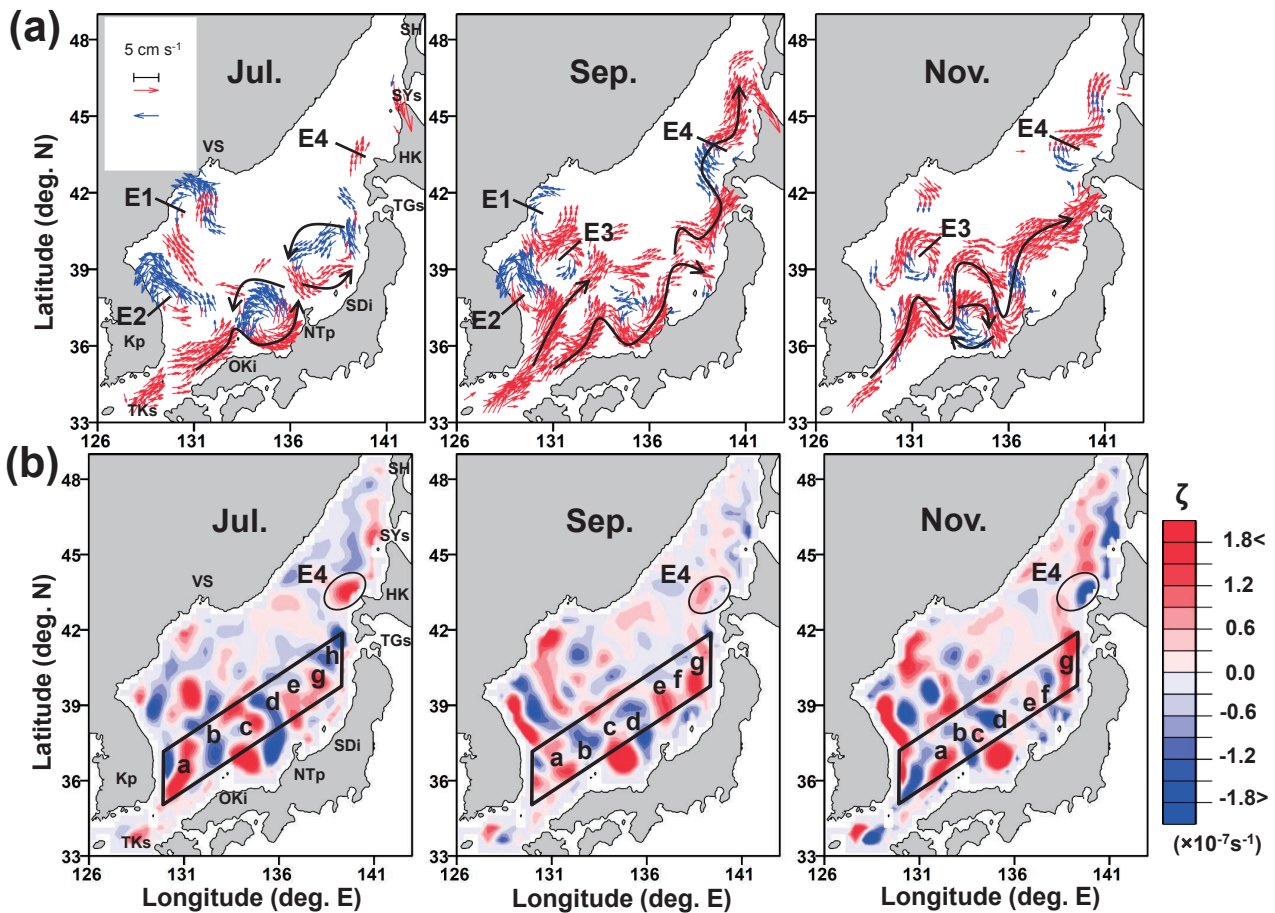


Fig. 8. (a) Current vector and (b) relative vorticity of sea surface geostrophic current anomaly in July, September and November. The eastward (westward) current more than 2 cm s^{-1} is shown by red (blue) arrow. Region of positive (negative) vorticity is shown by red (blue) color.

の沖合の対馬暖流はまだ弱い状態である。このとき、隠岐島 (OKi) と能登半島 (NTp) の間と能登半島 (NTp) と津軽海峡 (TGs) の間に反時計回りの渦流偏差が一時的に出現し、季節擾乱が沖合域と沿岸分枝流領域でつながっている。9月には、沿岸分枝流またはその沖合域を日本列島に沿って北上する流速偏差が北海道 (HK) 西岸沖までほぼつながり、このとき、韓半島 (Kp) 東沖の北東向き東韓暖流も強化される。11月には、沿岸分枝流を含む沿岸近傍の北上流は全体的に弱まる一方、対馬/韓国海峡 (TKs) 北側から東韓暖流を経由して、沖合域から津軽海峡 (TGs) までつながる東西波数3~4の東向き蛇行流偏差が強化される。なお、対馬暖流以北に位置する反時計回りの渦流偏差 E1 と E2 は7~9月に強化され、時計回りの渦流偏差 E3 は遅れて9~11月に強化される。

次に、蛇行流偏差の領域におけるロスビー波伝播に伴う渦流擾乱の時空間変化を調べるために、地衡流偏差から見積もった月平均相対渦度 ζ の水平分布を、Fig. 8の(a)と同じ2カ月間隔でFig. 8の(b)に示す。相対渦度 ζ の正值と負値の強弱は、それぞれ赤色と青色の濃淡で表示してある。日本列島に沿った沿岸分枝流領域における相対渦度 ζ の絶対値は、渦流偏差 E4 を除いて、沖合域よりも相対的に小さい。また、北西海域にある E1~E3 の渦流偏差に伴う渦度分布と蛇行流偏差の領域の渦度分布は連動しておらず、それぞれ個別に変動している。

以下では、蛇行流偏差域を、E1~E3の渦流偏差領域と沿岸分枝流領域をほとんど含まない北東-南西方向に傾いた南北幅約220 kmの太枠線で示す矩形領域に限定して考える。この領域における相対渦度分布の特徴は、正負の ζ 値が東西方向にほぼ交互に並ぶ縞構造であり、個々の形状は南北方向に延びた楕円形となるものが多いことである。また、前後の時間変化から判断して、同じ符号の ζ 値を同定することができる。そこで、個々の渦流擾乱に西から順に a~h のアルファベットを割り当てる。

これらの渦流擾乱の東西方向の位相変化と時間発達を調べるために、Fig. 9の(a)に示すように、矩形領域を西から東へ通し番号1~39の南北带状短冊で分割し、各短冊内で南北平均した相対渦度 ζ の時空間ダイアグラムをFig. 9の(b)に示す。Fig. 9の(b)の横軸は1~39番の東西方向の空間軸であり、縦軸は下から上へ6~

12月の時間軸である。また、Fig. 8の(b)の7月、9月、11月にa~hと名付けた渦流擾乱を同じアルファベットで表示する。a~hの各擾乱の位相変化を見ると、半年の間で100 km以下の短い距離ではあるが、どれも対馬暖流の流下方向である東向きに移動している。これを位相速度に換算すると、aやbの擾乱の位相速度は最大でも 0.5 cm s^{-1} である。また、図中に白抜き丸印で示した渦度振幅が極大となる時期も東方向へ移動しており、その移動速度は数 cm s^{-1} のオーダーであり、位相速度よりも速い。

なお、蛇行流偏差の領域の北側の北海道 (HK) 西岸沖には、Fig. 8の(b)に白抜き楕円で示した位置に渦流偏差 E4 の正值から負値への渦度の時間変化が見られる。これは7~9月に反時計回りの渦流偏差が西方へ移動しながら大きく衰退し、9~11月に時計回りの渦流偏差が沿岸側から次第に強化されることを示唆している。

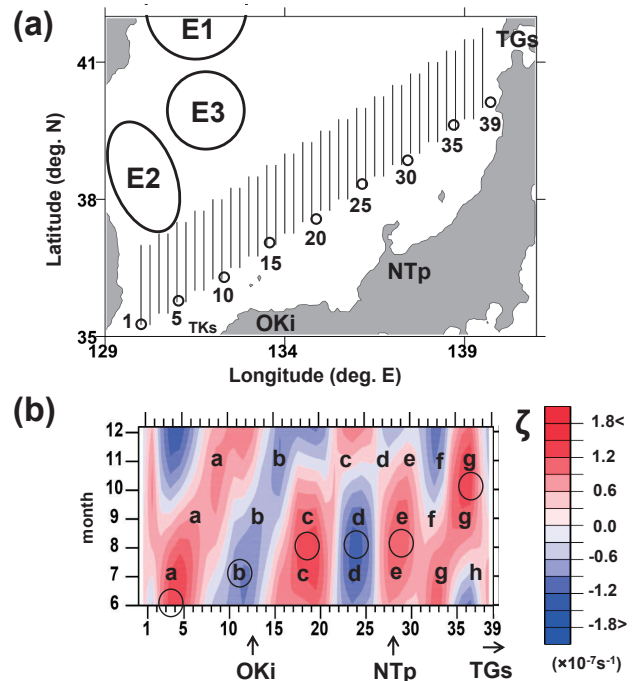


Fig. 9. (a) Selected grid-point lines for examination of propagation of relative vorticity in the enclosed area in Fig. 8(b). (b) Space-time diagram of sub-area averaged vorticity. Positive (negative) vorticity is shown by red (blue) color. Open circle: the maximum amplitude of the vorticity.

森江ら (2015) の Fig. 4 に提示された東向流強制場におけるロスビー波の分散曲線図から、周波数 $\sigma \rightarrow 0$ となる定在ロスビー波付近の東向流変化による位相速度と群速度の方向及びその定性的な大きさに関する分散特性の情報が得られる。その情報を要約すると、位相速度の方向は東向流強化期で東向き、減退期で西向きとなる一方、群速度は常に東向きである。強制力である東向流の季節的な振幅が小さい場合でも、群速度の大きさは数 cm s^{-1} 程度の有意な値をもつが、周波数 $\sigma \rightarrow 0$ 近傍という条件は位相速度の大きさを極端に小さくする傾向がある。さらに、東向流の強化期と減退期では非対称な応答を示し、小さな位相速度であっても、強化期の東向き位相速度は減退期の西向き位相速度よりも必ず大きな値になっている。

a ~ h の 8 個の相対渦度 ζ の縞構造は、南北方向に振幅をもつ蛇行流が東西波数 4 くらいで、東西方向いずれかの方向へ移動したと考えれば説明される。東向流強化期にある縞構造が半年間で 63 km ~ 147 km 東方向へ移動していることから、位相速度は東向きに 0.5 cm s^{-1} 以下と非常に小さいと見積もられる。さらに、渦度振幅が極大となる時期の縞構造が西方から東方へ次第に明瞭になることから、位相速度よりも大きな数 cm s^{-1} のオーダーの東向きの群速度が推測される。それゆえ、Fig. 6 の (b) の東向き蛇行流偏差が示した西側の 9 月から東側の 11 ~ 12 月への位相の遅れは、夏季から秋季の東向流強化期に発生する渦流擾乱の東向き群速度が原因と考えられる。以上のように、やや定性的な議論ではあるが、蛇行流偏差の季節変動成分が示す分散特性も定在ロスビー波の性質をもっていると考えられる。

上述の蛇行流偏差が存在する場所は、Fig. 3 の SSHA を規格化したクラスター解析では C1 と C2 を南北に分離した C3 の領域内にあり、Fig. 4 の (b) の調和解析では早い位相の海域 (9 月上旬) を南北に分離した遅い位相の海域 (10 月上旬 ~ 下旬) にほぼ一致している。すなわち、日本海の SSHA 及び沿岸水位は、季節変化する蛇行流が直接影響する海域とそれ以外の南北の 2 つの海域によって、大雑把には 3 つに区分される。

4.2 北部海域の局所的な渦流偏差

Fig. 6 の (b) に示した地衡流偏差の季節変動成分の分

布には、対馬暖流域の北西海域に局所的な渦流偏差が存在する。この海域の流速変動に最も影響を与える気象擾乱として、冬季に卓越する北西季節風が指摘されている (例えば、Kawamura and Wu, 1998)。また、Kim and Yoon (1996) は海面風応力 τ の季節変化に対応した日本海表層循環流の数値実験を行い、冬季に卓越する北西季節風の局所的な海面風応力カール ($\text{curl } \tau$) による水平循環流の形成について報告している。本論でも Kim and Yoon (1996) と同様の 1.5 層モデルを用いて、Fig. 6 に示された 4 つの渦流偏差 E1 ~ E4 の振幅や位相変化が風強制により、どの程度再現できるのかを調べる。

4.2.1 1 年周期の風強制 1.5 層モデルと計算条件

本論文では、Blumberg and Mellor (1987) により開発された単層の Princeton Ocean Model を基にして、重力加速度を還元重力加速度へ変更した 1.5 層モデルを用いた。モデル地形は ETOPO5 データを用いて、200 m 等深線を閉境界とし、初期値として $H = 500 \text{ m}$ の一定層厚を上層に与えた。水平格子間隔は ETOPO5 の格子幅に準拠した経度緯度ともに $1/12^\circ$ とし、還元重力加速度は Kim and Yoon (1996) を参考にして $g^* = 2.0 \text{ cm s}^{-2}$ の一定値をとした。また、コリオリパラメータ f は緯度 Φ の関数 $f = 2\Omega \sin \Phi$ ($\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$) とし、水平渦動粘性係数は一定値の $1 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ とした。

連続の式にニュートニアン減衰項を加えて内部領域における擾乱を減衰させなければ、本モデルで再現される渦流偏差 E1 と E2 は Fig. 6 の (b) に示した解析結果のそれらと位相に関して整合的な結果を得ることができなかった。時間の逆数の単位をもつ減衰係数を γ 、内部境界面変位を η 、東向きに x 軸、北向きに y 軸と定め、 x 、 y 軸向きの流速成分を u 、 v としたとき、連続の式は次のように表現される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u(H+\eta)}{\partial x} + \frac{\partial v(H+\eta)}{\partial y} = -\gamma \eta \quad (3)$$

位相合わせの試行実験の結果として、本モデルでは約 29 日の減衰時間をもつ $\gamma = 4 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ という比較的大きな減衰係数を設定した。付録 B に、極端に異なる減衰係数 γ を設定したモデル結果を示し、本モデルで使用した減衰係数の妥当性を示す。

ECMWF による気象再解析値 (ERA Interim, Dee *et al.*, 2011) の風応力場で本モデルを駆動した。風応力データの期間は SSHA データと同じ 1993 年 1 月～2011 年 12 月の 19 年間とし、解析範囲は日本海全域を含む 126～143°E, 33～50°N の矩形領域である。まず、緯度・経度 1/4°格子の風応力データの東西成分と南北成分毎に全期間の年平均風応力場を求め、この平均値からの風応力偏差データを作成した。この風応力偏差を用いて、SSHA 解析と同様に 1 年周期成分についての調和解析を行い、格子毎に振幅と位相を計算した。さらに、影響半径が約 11 km のガウス関数を用いた空間内挿法により、1/4°格子で得られた平均値と調和定数値を数値モデル計算の格子幅である 1/12°格子へ内挿した。モデル計算では、年

平均風応力と 1 年周期の風応力変動成分偏差の重ね合わせを強制力として与えた。計算時間ステップは CFL 条件を満たす 480 秒に、数値積分期間は 8 年とし、流速ベクトル分布図は最終年のモデル計算値を用いて作成した。なお、モデル結果の調和解析を行う際には、積分 4 年目から 8 年目の計 5 年間の出力を用いた。

4.2.2 モデル結果と考察

強い北西季節風が卓越する冬季の代表として 2 月を選択し、これを風強制がほとんどない逆位相月である 8 月と比較して、Fig. 10 に強制力の (a) 海面風応力ベクトル、1.5 層モデルの (b) 流速ベクトルと (c) 年平均からの流速偏差ベクトルの水平分布を示す。Fig. 10 の (b) に示

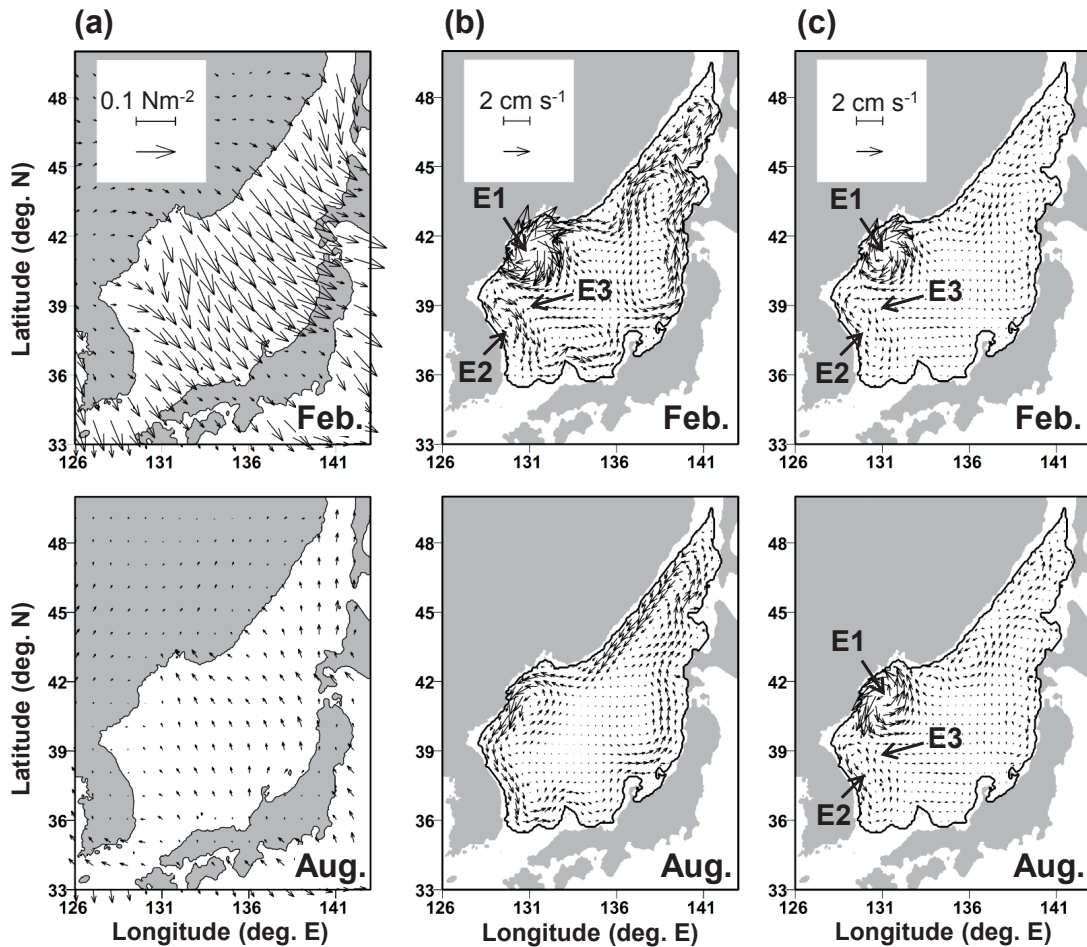


Fig. 10. (a) Wind stress vectors, (b) calculated current vectors and (c) anomalies of calculated current vectors from the annual means, in February (upper panels) and August (Lower panels).

した2月のモデル流速場には、SSHAデータの解析で得られた渦流偏差 E1 と E2 の場所に時計回り渦流が再現されている。設定した大きな減衰係数は、これら冬季に卓越した時計回り渦流を急速に減衰させるために、Fig. 10の(b)に示した8月のモデル流速場には渦流がほとんど見えず、閉境界に沿った反時計回りの弱い循環流が分布している。Fig. 10の(c)のように流速偏差として表示した場合、閉境界に沿った準定常的な循環流は明確に現れないのに対し、E1 と E2 の2か所には顕著な渦流偏差が分布し、2月には時計回りの渦流偏差が、8月には反時計回りの渦流偏差が卓越する。

調和解析により見積もられた1.5層モデルの1年周期変動成分を、Fig. 6と同様の形式でFig. 11に示す。モデルで再現された渦流偏差 E1 の大きさは渦流偏差 E2 に比べて極端に大きいものの、両者の位置や位相及び渦流の回転方向はFig. 6のそれらによく似ている。この結果は7～8月に反時計回りの渦流偏差が強化されることを示す。この渦流を、平均流を含めて解釈すると、夏季に反

時計回り渦流が強化されるのではなく、冬季の季節風の局所的な海面風応力カールにより形成された時計回り渦流が消滅したために見かけ上、偏差場に現れたと考えることができる。また、モデルで再現された渦流偏差 E2 の南側半分はちょうど東韓暖流域と重なっている。これはMorimoto and Yanagi (2001)の第2主成分として示された東韓暖流域の冬季強化の原因が冬季季節風により励起された時計回り渦流である可能性を示唆する。

モデル結果は、Fig. 6に示された渦流偏差 E3 を孤立した強い渦流偏差として再現していない。Fig. 11のE3付近が渦流偏差 E1 と E2 の境界付近に位置しており、位相も緑色の9月であることは、Fig. 6と定性的に一致する。しかし、付録Bに示すように、設定した減衰係数の大きさによって、渦流偏差 E3 付近の位相は大きく変化する。このことは、渦流偏差 E1～E3 海域の非再現性の原因は、モデル条件の単純化にあり、水平的な密度場や鉛直成層等の季節変化及び海底地形変化を考慮したモデル計算が定量的な議論には必要であることを示唆する。

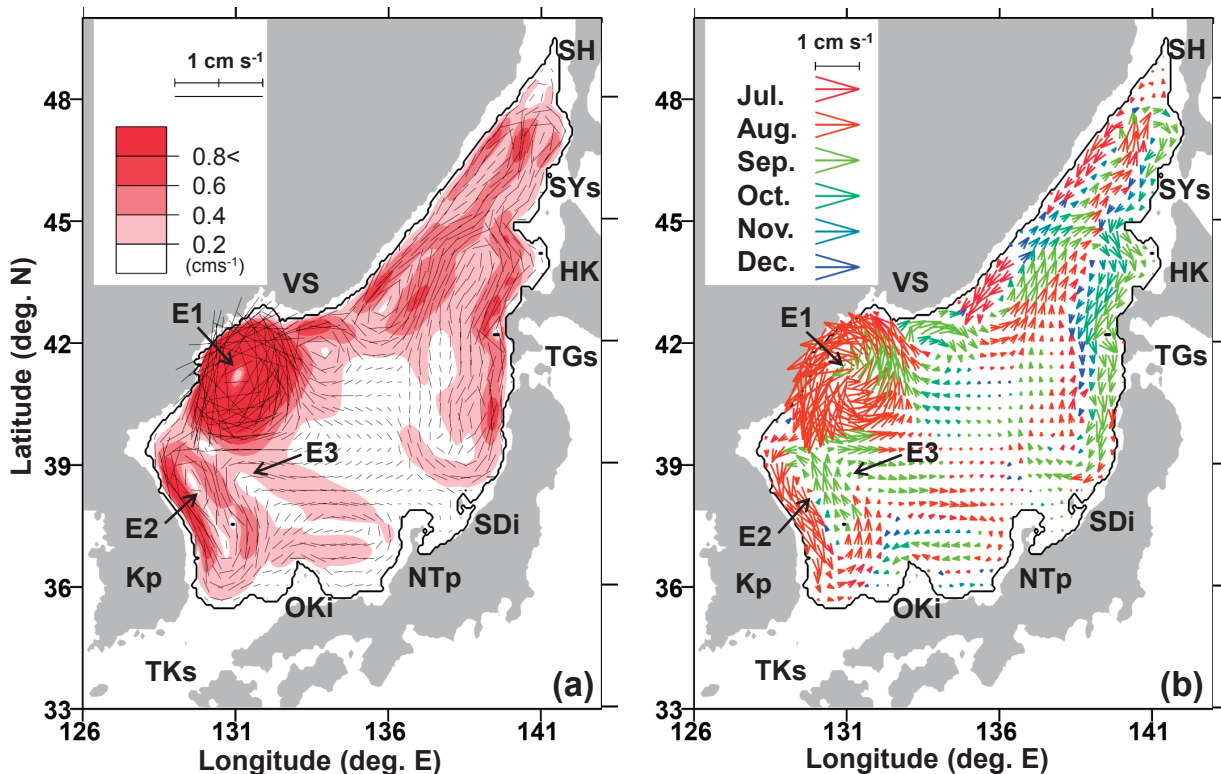


Fig. 11. Same as Fig. 6 except for model result with the Newtonian damping coefficient of $\gamma = 4 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

北海道 (HK) 西岸沖の渦流偏差 E4 は、本論文の風強制モデルでは再現されなかった。檜垣ら (2008) は北海道西岸沖の水系及び流れの季節別平均パターンの差異を調べ、この E4 海域付近の北上流が夏季から秋季にかけて次第に離岸し、時計回りの小蛇行流に成長することを報告している。実際、Fig. 6 の (b) に示した E4 海域付近の北上流偏差の位相変化を見ると、沿岸側の 8 月から沖合側の 11 月へと位相が次第に遅れており、これは小蛇行流の沖合方向への成長と矛盾しない。また、時計回り渦流 E4 の成長は負の渦度の時間発達であり、Fig. 8 の (b) に示した相対渦度の分布では正の値 (赤色) の急速な衰退として表現される。以上のことから、渦流偏差 E4 は夏季から秋季の沿岸分枝流が強化される時期だけに見られ、冬季には存在しない時計回り渦流と考えられる。

5. まとめ

本研究は日本海における海面高度偏差の季節的な変動特性を明らかにするために、海面高度偏差資料を用いて、季節変動パターンの類似性に関するクラスター解析と 1 年周期の調和解析を行った。まず、クラスター解析により、対馬暖流の蛇行流が存在する中緯度海域が区分され、日本海が大きく 3 つに区分されることがわかった。この 3 区分は Tomizawa *et al.* (1984) による沿岸水位の 3 区分とも矛盾しない。次に、海面地衡流偏差と相対渦度の 1 年周期変動成分を見積もり、対馬暖流の沿岸分枝流と蛇行流が示す季節擾乱の位相変化を調べた。日本列島に沿って北上する沿岸分枝流の強化時期は夏季を中心とするが、その季節擾乱の伝播現象は特定の海域毎に制限されており、断続的に北方伝播することを示した。特に、隠岐島以北の沿岸分枝流の季節的強弱の時期は、その沖合を東流する対馬暖流の季節擾乱の影響を受けている可能性があることを示した。沿岸分枝流が全体的に弱まる秋季には、沖合の東向き蛇行流の強化が西側の東韓暖流域から始まり、東方へ向かって次第に強化される。この蛇行流偏差が示す西方から東方への位相遅れは、常に東向きの群速度をもつ定在ロスビー波の分散特性として定性的に説明される。このように蛇行流の強化時期は沿岸分枝流の強化時期より数か月も遅れており、3 つに区分される対馬暖流域の海面高度偏差の季節変化は、蛇行

流が直接影響する中間海域とそれ以外の海域との間で生じる位相差が主な原因であることがわかった。さらに、本解析では対馬暖流域から外れた北西海域に明瞭な季節変化を示す渦流偏差が存在することを指摘した。この渦流偏差は風強制モデルで定性的に再現されることから、冬季の強い北西季節風の水平シアーにより励起された渦流と推測された。ただし、このモデル再現には不確かな減衰係数を用いており、日本海の風成循環流に関する定量的な季節変化の議論については今後の課題として残る。

謝辞

本研究で使用させて頂いた AVISO Reference Series の SSHA データを提供されているフランス国立宇宙研究センター、ECMWF の風応力データを提供されているヨーロッパ中期予報センターに、心よりお礼申し上げます。また、投稿論文を改訂するにあたり、2 名の査読者と担当の編集委員および編集委員長からは文章表現や議論展開の不備の指摘を含め、数多くの有益なコメントを頂き、心より感謝致します。

付録 A : クラスター解析で採用したクラスター数 5 の妥当性

本付録ではクラスター数 5 に比べて、少ないクラスター数である 3 と 2 倍のクラスター数である 10 とした場合の空間区分結果を示し、本論で採用したクラスター数 5 の妥当性について検討する。Fig. A1 と Fig. A2 がそれぞれクラスター数 3 と 10 としたときの空間区分結果であり、(a) は SSHA を規格化しないデータ (Non-normalized data) の結果で Fig. 2 に対応し、(b) は SSHA を標準偏差で規格化したデータ (Normalized data) の結果で Fig. 3 に対応する。以下に、クラスター数 5 の結果と比較して、クラスター数 3 の結果ではどのクラスターが結合されるのか、クラスター数 10 の結果ではどのクラスターがさらに細分化されるのかについて述べる。

規格化しないデータについてのクラスター数 3 の結果である Fig. A1 の (a) では、南部海域の C1 と C2、そして北部海域の C4 と C5 が結合し、極前線南側の C3 が単独のままとなる。大雑把な区分となるものの、南側から

北側へ季節振幅が次第に小さくなる傾向は表現される。規格化したデータについてのクラスター数3の結果である Fig. A1 の (b) では、C1 と C2 の結合海域が C3 と C5 の結合と単独の C4 によって南北海域に分離される傾向は表現されている。このように、日本列島に沿った沿岸水位の3区分はクラスター数3の解析でも表現されるが、本論で議論される北西海域の2か所に位置する局所的な渦流偏差 (3.3 節で指摘) に対応した C5 (規格化した解析) は表現されなくなってしまう。この C5 を他と分離するためには、クラスター数を5に設定する必要がある。

クラスター数10の空間区分において、クラスター数5よりも細分化されたクラスターは C1 ~ C5 に加えてカッコ付の番号で区別している。規格化しないデータについてのクラスター数10の結果である Fig. A2 の (a) では、南端と北端にある C1 と C5 は単独のまま区分され、それらの中間領域にある C1 ~ C3 は各々2つまたは3つに細分化される。特に、対馬暖流の蛇行に伴う細かな振幅構造は C2 (1), C2 (2), C3 (1), C3 (2) の4区分で表現され、北西海域の局所的な渦流偏差が新たに C4 (2) と

して区分される。規格化したデータについてのクラスター数10の結果である Fig. A2 の (b) では、北西海域の局所的な渦流偏差の C5 と南北海域を分離する区分の1つである C4 は単独のまま区分され、南部海域の対馬暖流領域にある C1 ~ C3 が細かく八つに区分される。これら細分化されたクラスターの多くはパッチ状に点在しており、興味深い分布を示すものの、クラスター解析の議論としては非常に煩雑なものとなる。おそらく、これらパッチ状のクラスターは、本文中で議論される局所的な渦流偏差や対馬暖流の蛇行に伴う位相変化によって生じる区分と考えられる。

付録B : 1.5 層モデルで採用した減衰係数値の妥当性

我々が参考にした Kim and Yoon (1996) のモデル計算では、約3.2年の減衰時間をもつ減衰係数 $\gamma = 1.0 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ が設定されており、これは季節擾乱の減衰が比較的小さくなる値である。彼らと同じ減衰係数を設定したモデル結果を Fig. 11 の (b) と同じ形式の位相分布として Fig. A3 の (a) に示す。この計算では渦流偏差 E1 付近

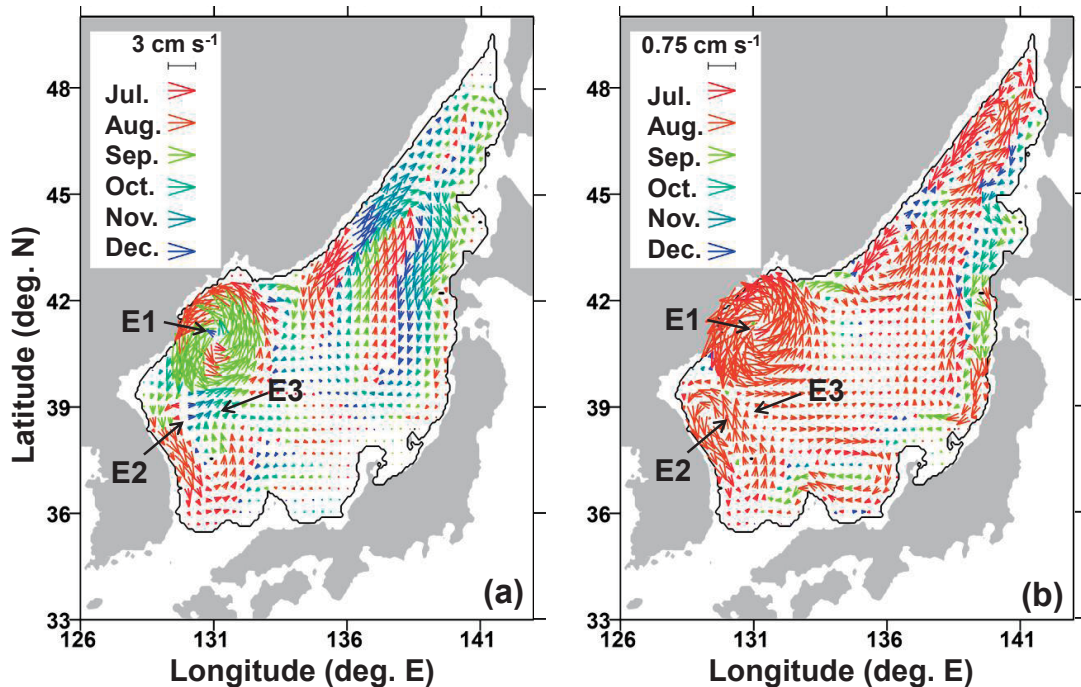


Fig. A3. Same as Fig. 11(b) except using smaller damping coefficient of $\gamma = 1.0 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ (a) and larger one of $\gamma = 1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (b).

の位相が緑色矢印の9月主体となり、Fig. 6の(b)のデータ解析結果よりも1~2か月も遅れる。ただし、流速値は2~3 cm s⁻¹であり、データ解析結果を良く再現している。また、渦流偏差E3は孤立した渦流として表現されないが、9~12月で位相が空間的に変化している様子はデータ解析結果と一致する。次に、減衰係数を $\gamma = 1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ と設定したときのモデル計算結果を、Fig. A3の(b)に示す。この係数値は約12日という短期の減衰時間に対応するため、励起された渦流が傾圧ロスビー波として伝播する前に減衰させる設定であり、計算結果では渦流は強制した海面風応力カールそのものに近くなり、データ解析結果の7~8月の渦流偏差の位相を再現することが予測された。ところが、実際の計算結果では、渦流偏差E3付近の位相も8月となり、データ解析結果に見られた位相の空間変化が再現されなかった。加えて、この計算では減衰が非常に大きいため、データ解析結果の流速値は再現されず、1 cm s⁻¹以下となった。以上の結果をもとに、いくつかの追加実験による試行錯誤をおこなった。その結果として、本文中の計算では中間的な値である約29日の減衰時間をもつ $\gamma = 4 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ の減衰係数を採用した。

References

- 青田昌秋 (1984) : 宗谷海峡の海況変動. 沿岸海洋研究ノート, **22**, 30-39.
- AVISO (2010) : SSALT/DUCAS user handbook : (M) SLA and (M) ADT near-real time and delayed time products.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor (1987) : A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in Three-Dimensional Coastal Ocean Models, Vol. 4, edited by N.Heaps, pp. 208, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Dee, D. P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi and P. Bechtold (2011) : The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **137** (656), 553-597.
- 檜垣直幸・磯田豊・磯貝安洋・矢幅寛 (2008) : 北海道西岸沖における水系分布と流れパターンの季節変化. 海の研究, **17** (4), 223-240.
- Hirose, N. (1999) : Assimilation of satellite altimeter data with circulation models of the Japan Sea. A Dissertation submitted for the degree of Doctor of Science, Kyushu Univ., 120pp.
- 石川浩平・磯田豊・相木智一 (2007) : 沿岸水位から見た対馬暖流沿岸分枝流の季節変化. 海の研究, **16**, 223-236.
- Kawabe, M. (1982) : Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part 1. Data analysis. *J.Oceanogr.Soc.Japan*, **38**, 95-107.
- Kawamura, H. and P. M. Wu (1998) : Formation mechanism of Japan Sea Proper Water in the flux center off Vladivostok. *J.Geophys.Res.*, **103** (C10), 21611-21622.
- Kim, C. H., and Y.H. Yoon (1996) : Modeling of the wind-driven circulation in the Japan Sea using a reduced gravity model. *J. Oceanogr.*, **52** (3), 359-373.
- 黒田寛・磯田豊・大西光代・岩橋雅行・佐藤千鶴・中山智治・伊藤集通・伊勢田賢一・西澤慶介・島茂樹・外川織彦 (2003) : 日高湾西部陸棚上における10日, 25日, 60日周期流速変動. 海の研究, **12**, 195-214.
- 森江亮介・磯田豊・藤原将平・方曉蓉 (2015) : 対馬暖流の蛇行発達に対する定在ロスビー波の寄与. 海の研究, **24** (1), 29-47.
- Morimoto, A. and T. Yanagi (2001) : Variability of sea surface circulation in the Japan Sea. *J.Oceanogr.*, **57**, 1-13.
- Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa and K. Hanawa (1982) : Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its possible cause. *La mer*, **20**, 41-51.
- Tomizawa, K., K. Hanawa, Y. Kurasawa and Y. Toba (1984) : Variability of monthly mean sea level and its regional features around Japan and Korea, in Ocean Hydro. Japan and East China Seas, edited by T. Ichioye, pp.273-285, Elsevier, Amsterdam.
- Romesburg, H. C. (2004) : Cluster Analysis for Researchers. Morrisville, NC: Lulu Press, 334pp.
- 寄高博行・工藤宏之 (2011) : 日本沿岸水位の季節変動. 海洋情報部研究報告, **47**, 1-8.

Seasonal changes of sea surface height and sea surface geostrophic current anomalies in the Japan Sea

Keijiro Asahi^{1,2*}, Yutaka Isoda^{1*} and Fang Xiaorong¹

Abstract

To understand the seasonal characteristics of sea surface height anomalies (SSHAs) in the Japan Sea, cluster analysis, with respect to similarities in the temporal variation, and harmonic analysis are conducted for a one-year period using satellite SSHA data. These analyses are employed to extract the subdomains of the Tsushima Warm Current (TWC) in the middle latitudes, and hence, the Japan Sea is divided into three major subdomains. This division is consistent with previous studies of the coastal sea level along Japanese islands. The seasonal changes of the sea surface geostrophic current anomalies, which are estimated from the annual harmonic constants of SSHAs, show that the coastal branch flow is intensified from summer to autumn, whereas the offshore meandering flow is intensified after autumn. The phase difference is the main reason for the three SSHA divisions in the Japan Sea. We also find local eddy anomalies in the northwestern region, which are generated by the wind stress curl in winter.

Key words : Japan Sea, satellite sea surface height anomaly, seasonal change, cluster analysis, harmonic analysis, Tsushima Warm Current

(Corresponding author's e-mail address : asahi1991831@gmail.com)

(Received 22 May 2015 ; accepted 24 February 2016)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2016)

¹ Graduate School of Fisheries Science, Hokkaido University 3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan

² Present affiliation : Hitachi, Ltd 1-6-6 Marunouchi, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8280, Japan

* Corresponding authors : Keijirou Asahi (Yutaka Isoda)

TEL/FAX : +810806811905 (+810138408825)

e-mail : asahi1991831@gmail.com (isoda@fish.hokudai.ac.jp)