



Title	東風時に弱化され易い宗谷暖流
Author(s)	小野, 祐嗣; 磯田, 豊; 工藤, 勲 他
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 65(2), 47-59
Issue Date	2015-08-20
DOI	https://doi.org/10.14943/bull.fish.65.2.47
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/59779
Type	departmental bulletin paper
File Information	bull.fish.65.2.47.pdf



東風時に弱化され易い宗谷暖流

小野 祐嗣¹⁾・磯田 豊²⁾・工藤 勲²⁾・宮園 章³⁾・有田 駿²⁾

(2015 年 2 月 6 日受付, 2015 年 4 月 10 日受理)

Soya Warm Current Effectively Weakened by Easterly Wind

Yuji ONO¹⁾, Yutaka ISODA²⁾, Isao KUDO²⁾, Akira MIYAZONO³⁾ and Syun ARITA²⁾

Abstract

The subinertial variation of the Soya Warm Current (SWC) is investigated through the analysis of current records obtained from the moored meters settled at three sites along the east coast of Hokkaido, during a period from April to October 2011. We found that the rapid decreases of southeastward SWC were frequently observed due to the strong easterly wind blowing, but the inverse (westerly) wind with the similar amplitude never grew the strong SWC. To understand such asymmetrical response of the SWC to the wind forcing, the numerical model experiments including the nonlinear drag law of bottom friction were carried out. In the circumstances combined with the SWC generated by sea level difference across the Soya Strait and wind-induced current, the model result suggests that the asymmetrical action of bottom friction term causes the different dynamic response. When the momentum balance between easterly wind stress and sea level gradient across the strait is just realized, the SWC effectively is weakened, and hence such dynamic response becomes the frictional free. In the case of westerly wind forcing, the SWC is superimposed by the eastward wind-induced current so that the southeastward flow speed tends to increase. However, its increase rate is gradually suppressed, because the bottom friction term on the momentum balance dominants in proportional as the square of flow speed.

Key words : Soya Warm Current, Soya Strait, wind forcing, nonlinear drag law of bottom friction

諸 言

北海道オホーツク海側の沿岸に沿って南下する宗谷暖流は、宗谷海峡を挟む日本海とオホーツク海の水位差(圧力勾配力)によって駆動されている(青田, 1975)。実際に、係留流速計・HF レーダ・海底設置型 ADCP 等を用いた長期流速記録と現場の水位差記録(稚内と網走の水位差)の間には高い相関があり、宗谷暖流はその水位差が極大となる夏季に流量増加、水位差がほとんどなくなる冬季にはほぼ消滅という明瞭な季節変化を示す(例えば、松山ほか, 1999; Fukamachi et al., 2008; Ebuchi et al., 2009)。宗谷暖流は基本的に水位差駆動されているので順圧流が支配的であるが、成層が発達する夏季には傾圧流量の寄与が順圧流量の半分弱程度になるという見積もり報告もある(Matsuyama et al., 2006)。夏季の宗谷暖流の沖合境界表層に出現する冷水帯は、順圧流と傾圧流が相互作用した結果として理解されている。例えば、Ishizu et al. (2006) は順圧流の強い水平シアから生じる海底エクマン収束が鉛直

循環流を生成し、冷たい底層水が海面まで湧昇するという物理機構で冷水帯の形成を説明している。

上述した宗谷暖流の季節変化に加えて、宗谷暖流域内には Subinertial な周期帯の流速変動の存在も明らかになってきた。最も卓越した Subinertial な流速変動は日周潮流であり、Odamaki (1994) はその位相伝播から日周潮流が陸棚波で説明されることを明らかにした。次に卓越する Subinertial な流速変動は数日(5~20 日)周期帯にあるが、現時点でその変動の原因を調べた研究は Ebuchi et al. (2009) のみである。彼らが注目した周期帯は宗谷海峡内で卓越していた約 14 日周期の流速・水位変動であり、南北風成分の中に相関の高い周期 14 日の風変動をみつけた。この約 14 日周期の流速変動は同周期の風強制によりサハリン東岸と北海道西岸で励起された沿岸捕捉波により形成された海峡間の水位差で駆動されている。宗谷海峡は宗谷暖流のすぐ北側(約 300 km 以内)に位置しているため、千 km オーダの空間スケールをもつ風応力の影響は宗谷暖流域だけでなく、宗谷暖流を駆動する宗谷海峡の力学バラ

¹⁾ 北海道大学大学院環境科学院
(Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University)

²⁾ 北海道大学大学院水産科学研究院海洋環境学分野
(Laboratory of Marine Environmental Science, Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University)

³⁾ 北海道立総合研究機構水産研究本部
(Hokkaido Research Organization Fisheries Research Department)

ンスにも大きな影響を与えている。

本研究は2011年3～11月の期間に宗谷海峡南東側の宗谷暖流域3地点で実施した流速観測記録を潮位データとともに解析し、Ebuchi et al. (2009)と同様、Subinertialな周期帯の変動の記述とその変動機構について調べた。ただし、我々が注目した周期帯はEbuchi et al. (2009)よりも短い周期帯である数日周期(3～5日周期)であり、この周期帯の卓越風向であった東西風成分(海峡軸方向)に対する流速応答の議論となる。はじめに、本研究で実施した係留流速観測と解析資料について説明し、次に、観測された流速・水位差・風速変動の特徴について記述する。さらに、順圧応答成分のみを考慮した単層の数値モデルを用いて、水位差駆動で表現した宗谷暖流の有無によって、東西風強制に対する応答が異なる可能性について考察する。最後に、本研究のまとめと今後課題を提示する。

方 法

係留流速観測と解析資料

2011年3月下旬から11月上旬の期間、オホーツク海に面した水深50m付近の陸棚上において、Fig. 1に●印で示した3地点で係留系による流速・水温観測を実施した。係留3地点は北から順に、雄武沖(以下、OMUと略す)の北緯44度42.901分、東経142度54.507分、水深42m、紋別沖(以下、MONと略す)の北緯44度27.345分、東経143度20.810分、水深49m、常呂沖(以下、TOKと略す)の北緯44度10.443分、東経143度57.486分、水深42m

である。ただし、3地点ともに係留系の回収再設置のため、5月中旬から6月中旬にかけての約1か月間のデータ欠測期間がある。また、係留系の再設置の際、TOKの係留地点が若干変更され、北緯44度10.187分、東経144度0.367分となっている。使用した流速計はJEFアドバンテック株式会社製の電磁流速計COMPACT-EM(測定精度は流速 $\pm 1 \text{ cm s}^{-1}$ 、流向 $\pm 2^\circ$)であり、海面下約5mに設置した。なお、TOKでは宗谷暖流の傾圧構造を捉えるために、海底から数mの底層にも同流速計を設置した(以下、TOK_Lと略す)。測定の時間間隔は毎正時の1時間毎とし、得られた流速値は測定時30秒間平均値である。

本研究では数日周期帯における風変動と流速変動との関係を調べることを目的としたため、潮汐成分は25時間移動平均により除去し、さらに後述するNCEP/NCARの風速風向データの観測時刻に合わせて6時間サブサンプル(毎日3時、9時、15時、21時)したものを本解析の基本データとした。したがって、最終的な解析期間は2011年4月6日21時から2011年5月17日21時(データ数165個)、2011年6月17日3時から2011年10月31日21時(データ数552個)となる。本解析で使用した風データは宗谷岬のAMeDASデータとNCEP/NCARがネット上で公開している高度10m、ガウス座標系に補間された再解析データである(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>)。AMeDASの宗谷岬はFig. 1にaW●印で示した地点であり、NCEP/NCARデータから抽出した格子点はFig. 1にnW●印で示した北緯44度45.66分(格子番号24)、東経144度22.50分(格子番号78)

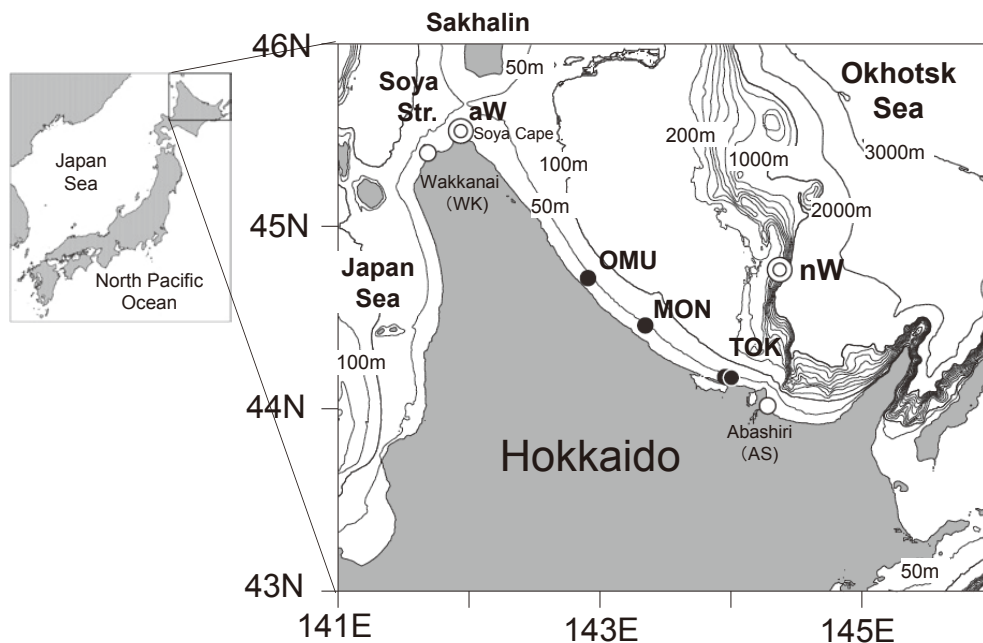


Fig. 1. The bathymetry around the Soya Warm Current (SWC) region off the east coast of Hokkaido. The solid circles indicate three current observation points, i.e., OMU, MON and TOK. The open circles indicate the tidal observation stations at Wakkanai (WK) and Abashiri (AS). The double circles indicate the grid point of NCEP/NCAR wind data (nW) and the location of Soya Cape AMeDAS station (aW).

である。解析に使用した風速風向データは流速データと同期間とし、30時間の移動平均をかけ、風応力表示(風速ベクトル値を W としたとき、 $W|W|$ 値)にしたものである。

日本海とオホーツク海の水位差で駆動されている宗谷暖流の強さの指標として、Fig. 1に○印で示した稚内(以下、WKと略す)と網走(以下、ASと略す)のWK-AS水位差を用いた。使用した水位資料は気象庁のホームページ(<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/tide/genbo/index.php>)で公開されている2011年4月から10月までの毎時データである。この毎時水位データは気象庁のホームページ(<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>)で公開されている、同期間、同地点の毎時海面気圧値を用いて1,000 hPaを基準とした気圧補正(−1 cm/hPa)と東京湾平均海面水位(Tokyo Peil: 以下TPと略す)基準からの水位換算を行っている。

解析結果

風速ベクトルと流速ベクトルの時系列

Fig. 2上段の2つは宗谷岬 AMeDAS と NCEP/NCAR の風応力表示 $W|W|$ のベクトル時系列であり、左側を北向きとしてプロットしている。AMeDAS は宗谷海峡付近の風変動、NCEP/NCAR は北海道東岸沖の海上風変動を代表しているが、両者の変動パターンはほぼ同時に同様な数

日周期帯で東西風が卓越した気象擾乱を捉えていることがわかる。宗谷岬 AMeDAS は NCEP/NCAR に比べて大きな風速値を示し、風向の南向き成分が出難い傾向がみられ、陸上地形による収束風の影響が示唆される。以下の解析では、北海道東岸沖海上風の代表として NCEP/NCAR の $W|W|$ を用いるが、宗谷海峡付近の海上風速はさらに大きい可能性があり、風応力値の定量性の議論には注意が必要かもしれない。

Fig. 2中段の4つは上方を北向きとした OMU・MON・TOK・TOK_L の流速ベクトル時系列である。流速ベクトルにみられる比較的強い南東向きの流れは、その流向から判断して宗谷暖流を捉えたものと考えられる。振幅の小さな変動は多数存在しているが、本節では3地点に共通して南東向き流速が顕著に低下する現象、すなわち、宗谷暖流が一時的に停止もしくは弱化する現象を恣意的に5ケース選択した。図には選択した流速低下時期をA～Eのアルファベットと下向き矢印で表示している。

上段の風応力ベクトル時系列をみると、宗谷暖流が顕著に弱化した5ケースの時期、AMeDAS のケースEを除いて(理由は不明)、短期的ではあるが比較的強い東風が連吹していることがわかる。オホーツク海で東風となった気象擾乱を調べると、ケースAは二つ目玉の温帯低気圧、それ以外のケースB～Eは全て台風(1・6・12・15号)もしくは台風崩れの低気圧であった。5ケース毎にNCEP/

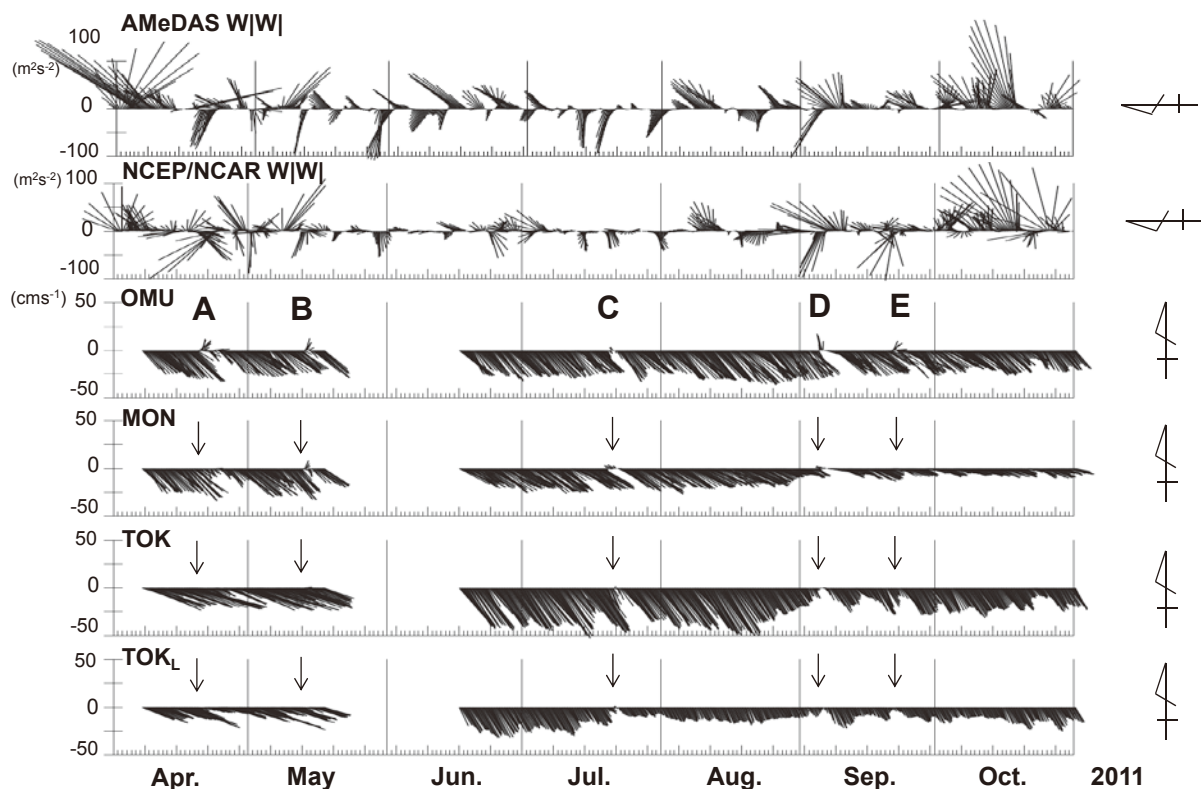


Fig. 2. Time series of wind stress vectors ($W|W|$) at AMeDAS and NCEP/NCAR stations, current vectors (OMU, MON, TOK and TOK_L). Cases from A to E show the selected rapid decrease in the southwestward flow of the SWC.

NCAR 風と流速の関係を確認するために、OMU の岸に平行な流速成分を代表値として各ケース近傍 10 日間の時系列を抽出し、風向別風応力成分との間で単純なラグ相関解析を行った。結果のグラフは示めさないが、全てのケースにおいて、流速低下は東風から北東風を中心とした風向成分に対して統計的に有意な正相関があり、風応力変動は流速変動よりも 0~2 日の範囲で先行していることがわかった。

東西風応力・岸に平行な流速成分・水位及び水位差の時系列

Fig. 3(a) は NCEP/NCAR の風応力を東西・南北成分に分け、宗谷暖流の一时的な弱化との相関がみられた東西成分 $W_E|W|$ を太線で強調した時系列である。Fig. 3(b)~(d) は 3 観測点 (OMU・MON・TOK) における沿岸に平行な流速成分 U_{along} の時系列である。Fig. 3(e) は TP 基準の WK と AS の時系列、Fig. 3(f) は WK-AS の水位差時系列である。図中の下向き矢印は $W_E|W| < -50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ となる強い東風成分の時期を示す。これらの時系列を相互に比べると、前節で選択した 5 ケース以外の時期にも、東西風に関係す

るような流速変動がみられる。

宗谷暖流は日本海とオホーツク海の水位差によって生じると考えられているので、WK-AS 水位差 (Fig. 3(f)) がほぼ零となったとき、宗谷暖流が停止・消滅すると理解される。前節で選択したケース A~E 付近の WK-AS 水位差をみると、他の時期と比べて明らかに低下しており、水位差駆動される宗谷暖流が弱化したと考えても矛盾しない。しかし、WK-AS 水位差が零になるまでは低下しておらず、ある程度の水位差 (10~15 cm) が残存したままで、宗谷暖流域 3 地点の南東流がほぼ停止していることになる。このときの水位差低下は AS よりも WK の水位低下を主な原因とし (Fig. 3(e))、東西風に対する水位応答は下流側の宗谷暖流域よりも宗谷海峡付近で卓越していることが示唆される。

ケース A と B の周辺 (4~5 月) では、5 本の下向き矢印 (東風) 時に南東流が低下しているが、A は幅広い期間の流速低下、B は短期間の流速低下を示す。また、A と B の間には同程度の風速をもつ西風が吹いているが、吹送流として期待される南東流の強化は不明瞭である。ケース C 周辺 (6~8 月) では、4 本の下向き矢印 (東風) の中でケー

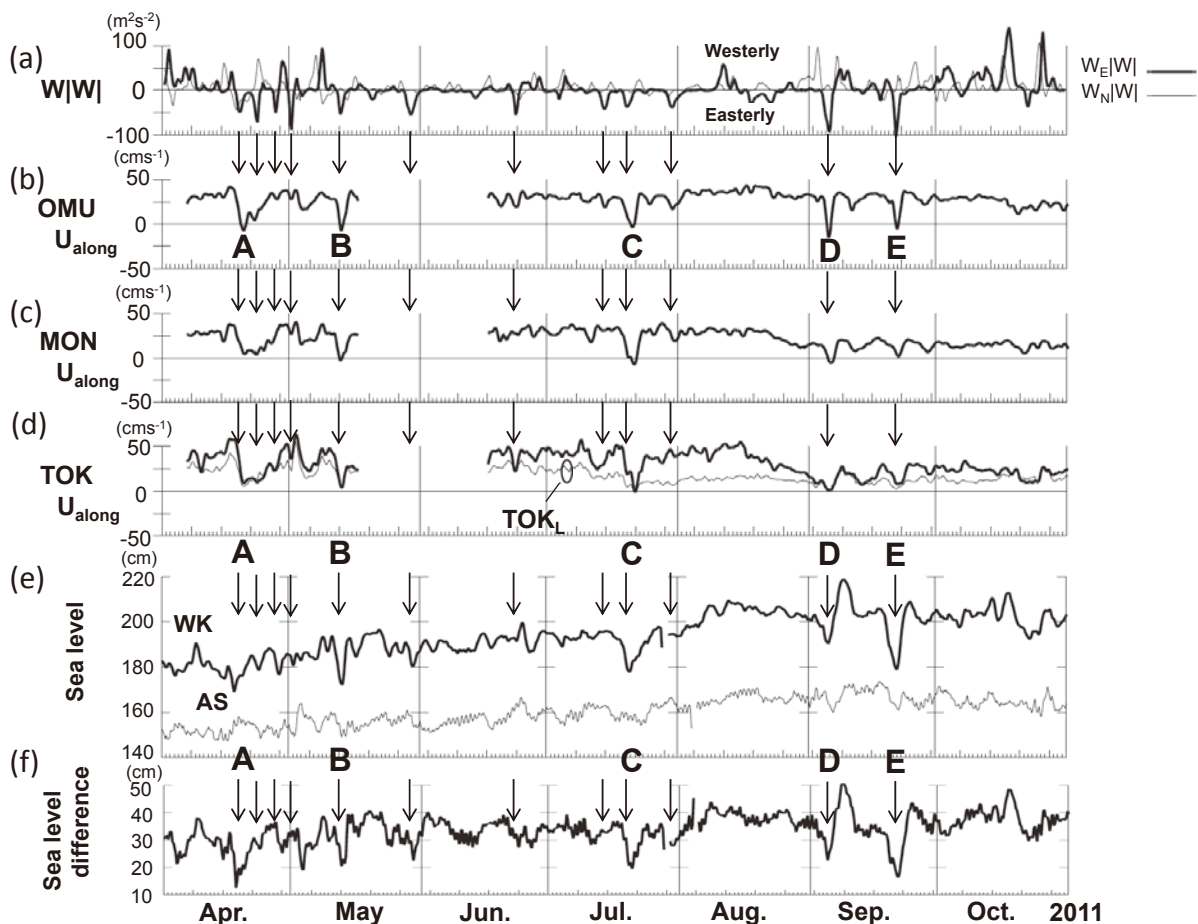


Fig. 3. Time series of (a) wind stress components ($W_N|W|$, $W_E|W|$), alongshore component of current velocity (U_{along}) at (b) OMU, (c) MON, (d) TOK and TOK_L, (e) sea level of WK and AS, and (f) sea level difference of WK-AS. The strong easterly wind stress of $W_E|W| < -50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ is enhanced by solid arrows.

スCが最も大きな南東流低下を示し、他の3本の時期の南東流低下は上流側のOMUよりも下流側のTOKで顕著である。9月に生じたケースDとEの顕著な南東流低下は2本の下向き矢印(東風)とよく対応している。10月に入ると西風成分の変動が卓越し、南東向き吹送流の強化が期待されるが、そのような流速上昇はみられない。このように、東風による吹送流は宗谷暖流を効果的に弱めるのに対し、西風による吹送流は宗谷暖流をあまり強めていないように見える。すなわち、東西風強制に対して宗谷暖流は非対称な応答を示している。

岸に平行な流速成分と東西風応力の相関解析

3地点毎に平均南東流(OMUは 27.1 cm s^{-1} , MONは 22.1 cm s^{-1} , TOKsは 27.0 cm s^{-1})を求め、それからの偏差流速 ΔU_{along} と東西風応力 $W_E|W|$ のラグ相関解析(179日間のデータ)を行った結果、3地点ともに、 $W_E|W|$ に対して1日遅れの $\Delta U_{\text{along}}(-1 \text{ day})$ との間で最も相関が高かった。そこで、Fig. 4には $W_E|W|$ と $\Delta U_{\text{along}}(-1 \text{ day})$ のスカタリング図を示した。東風(Easterly)の領域において $\Delta U_{\text{along}}(-1 \text{ day})$ と $W_E|W|$ には正の相関関係がみられ、東風が強まると $\Delta U_{\text{along}}(-1 \text{ day})$ の負の偏差(南東流の低下)が大きくなる。一方、西風(Westerly)の領域では明瞭な関係がみられず、西風が強まっても $\Delta U_{\text{along}}(-1 \text{ day})$ は0偏差付近で小さくばらついている。東西風それぞれの領域毎に得られた相関係数 R^2 (自由度179の1%有意水準は0.20)は、東風領域で計算したOMUで0.24(唯一、統計的に有意)、MONで0.13, TOKsで0.12, 西風領域では3地点とも0.02以下の値となった。

ラグ相関解析では統計的に有意な相関はほとんど得られないが、周波数分解されるクロススペクトル解析では両者に統計的な有意な周波数領域が見つかる。ここでは、FFT(Fast Fourier Transform)法を用いて、ケースCを挟む6~8月におけるOMU・MON・TOKの岸に平行な流速成分 ΔU_{along} と東西風応力 $W_E|W|$ とのクロススペクトル解析結果の一例をFig. 5(a)~(c)に示した。それぞれ、上段がパワースペクトル、下段がコヒーレンスと位相差を示し

たクロススペクトルの結果である。データ数は256($=2^8$)個、三角周波数フィルターによる平滑化を5回行い、自由度は168となる。パワースペクトルのピークはあまり明瞭ではないものの、3地点ともほぼ共通して、風応力は3~5日周期帯、流速は4.9日周期の他に2.5~2.6日周期と1.6日周期にもあることがわかる。3.4~4.9日周期帯のコヒーレンスは統計的に有意な0.4以上の値を示す一方、流速のみにピークを示す2.5~2.6日・1.6日周期のコヒーレンスは極端に低く、これらの周期帯付近における位相差のバラツキも大きい。

以上のデータ解析から、Subinertialな東西風強制に対する宗谷暖流の応答は、水位差駆動の宗谷暖流と東西風による吹送流との単純な重ね合わせでは説明できないことが示唆される。その特徴的な応答は、東風による吹送流は宗谷暖流を効果的に弱めるのに対し、西風による吹送流は宗谷暖流をあまり強めていない、という非対称性(特徴1)である。それに加えて、東風強制により水位差が残存したままでも宗谷暖流が停止できる理由(特徴2)、クロススペクトル解析が示した2.5~2.6日周期と1.6日周期の流速変動の物理的意味(特徴3)を明らかにしなければならない。そこで、本研究では第一次近似として傾圧応答(沿岸湧昇現象など)は考慮せず、現実的な地形を設定した順圧モデルを用いて、吹送流の順圧応答について考察する。

数値モデル実験による考察

モデルの構造

使用した数値モデルはPrinceton Ocean Model(Blumberg and Mellor, 1987)の水平2次元単層モデルである。ここでは、力学バランス(後述)を見積もる x 軸(海峡軸)方向の支配方程式のみを下記に示す。

$$\begin{aligned} \frac{\partial DU}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ - A_h \left[2 \frac{\partial^2 U h}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y} \left[h \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \right] - \frac{\tau}{\rho} + B_x = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

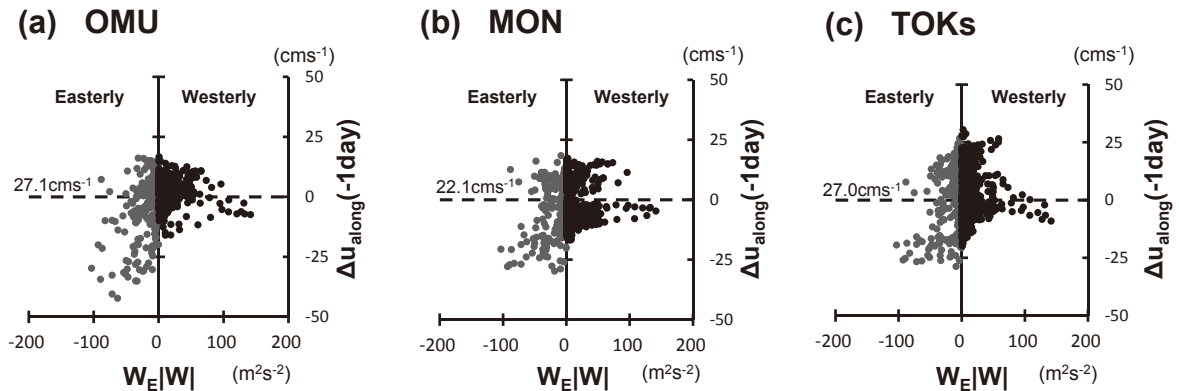


Fig. 4. Scattering plot of relationship between the easterly wind stress ($W_E|W|$) and anomaly of alongshore velocity (ΔU_{along}) at (a) OMU, (b) MON and (c) TOK.

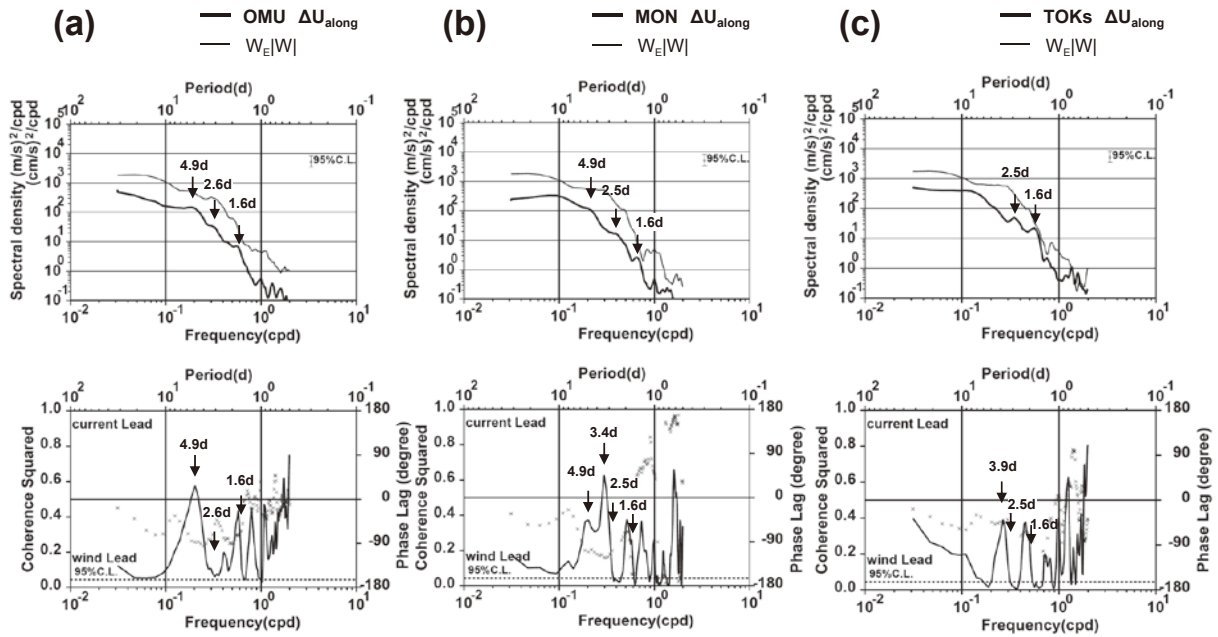


Fig. 5. Auto-spectra (spectral density) and cross spectra (solid line is coherence squared and cross-symbol is phase lag) between $W_E | W |$ and the alongshore component of current velocity (U_{along}) at (a) OMU, (b) MON and (c) TOK.

ここで、 η は海面変位、 (U, V) は単層モデルの水平流速成分、 h は水深 ($D = h + \eta$)、 τ は東西風応力、 A_h は水平渦動粘性係数、 $f (= 1.04 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1})$ はコリオリパラメータ、 $g (= 9.8 \text{ ms}^{-2})$ は重力加速度、 $\rho (= 1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3})$ は海水密度、 t は時間である。(1) 式の左辺第 1 項は時間変化項、第 2・3 項は非線形項、第 4 項はコリオリ項、第 5 項は圧力勾配項、第 6 項は水平粘性項、第 7 項は風応力項、第 8 項は流速の 2 乗に比例した海底摩擦項 $B_x = C_D U \sqrt{U^2 + V^2}$ であり、その比例定数 (海底摩擦係数) は一般的な値 $C_D = 0.0025$ を用いた。

Fig. 6 にモデル海底地形を示す。計算領域は宗谷海峡をほぼ中心においた北緯 44 度から 47 度、東経 140 度から 146 度の範囲であり、海底地形データは JTOPO30 (<http://www.mirc.jha.or.jp/products/JTOPO30/>) の緯度 3 分×経度 2 分の格子データである。したがって、計算格子間隔は $\Delta x = 1,242 \text{ m}$ 、 $\Delta y = 3,704 \text{ m}$ 、全格子数は 180×90 となる。南北境界には人工的な壁を設けて閉境界とし、東西境界は開境界で放射条件を設定した。よって、この東西境界付近では擾乱を東西開境界からスムーズに抜くため水深 200 m 以深は一定水深 200 m とし、境界から約 20 km (Fig. 6 の薄い影部分) の範囲をスポンジ領域 (水平渦動粘性係数 A_h を内部領域の値 $10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の 20 倍) とした。計算時間ステップは CFL 条件を満たす 1 秒である。風応力は $\tau = \rho_a C_d W | W |$ ($\rho_a = 1.2 \text{ kgm}^{-3}$ は大気密度、 $C_d = 1.1 \times 10^{-3}$ は抵抗係数、 W は風速値) である。風強制領域は人工的な南北壁の影響を受けないように、Fig. 6 の太線矩形枠内のみとした。

本モデル計算では日本海とオホーツク海の水位差で駆動される宗谷暖流をモデル地形 (Fig. 6) の東西境界に水位差 $\Delta\eta$ を設定することで表現した。計算方法は、オホー

ク海側の東境界水位を 0 cm に固定したまま、日本海側の西境界水位を設定水位 $\Delta\eta$ まで 1 日かけて線形に上昇させ、十分に定常状態が得られた 5 日目まで数値積分を実施する。次に、この定常状態 (宗谷暖流の再現) を得た後、周期風強制では 5 日目から正弦波関数の東西風を強制させ、定常計算では 5 日目から風強制を 1 日かけて零値から任意の設定風応力まで増加させ、再び定常状態となる 10 日目の結果を解析に使用した。本研究では風強制に対する宗谷暖流の応答に注目しているため、宗谷暖流の起点である宗谷海峡を横切る断面 (Fig. 6 の S-S' 線) を通過する流量を流れ場の指標とし、さらに、同断面上の力学バランスを計算した。

理想的な 5 日周期の東西風強制に対する宗谷暖流の応答

はじめに、数日周期帯の東西風強制の代表として 5 日周期を選び、風の周期強制に対する宗谷暖流の応答の計算結果を示す。具体的な計算方法及びパラメータ値は計算開始後 5 日目までは風強制をせず、水位差 $\Delta\eta = 14 \text{ cm}$ で通過流量約 0.5 Sv ($= Q_{\Delta\eta}$) となる宗谷暖流を再現し、5 日目以降、東風で通過流が零となる風速振幅 14.1 ms^{-1} の正弦波関数の東西風で 5 日周期強制を行った。Fig. 7(a) は強制した風応力、Fig. 7(b) は計算された海峡通過流量 ($Q_{\Delta\eta}$ もしくは $Q_{\Delta\eta+W}$) の各時系列であり、これらの図は 2 周期強制的 15 日目までを表示している。

東西同振幅である風強制に対し (Fig. 7(a))、水位差駆動のみの海峡通過流 0.47 Sv を基準として、東風時では最大 0.51 Sv の流量減少、西風時では最大 0.32 Sv の流量増加となる非対称な応答 (特徴 1) が再現された (Fig. 7(b))。流量時系列の応答波形をみると、流量減少期の波形はほぼ直

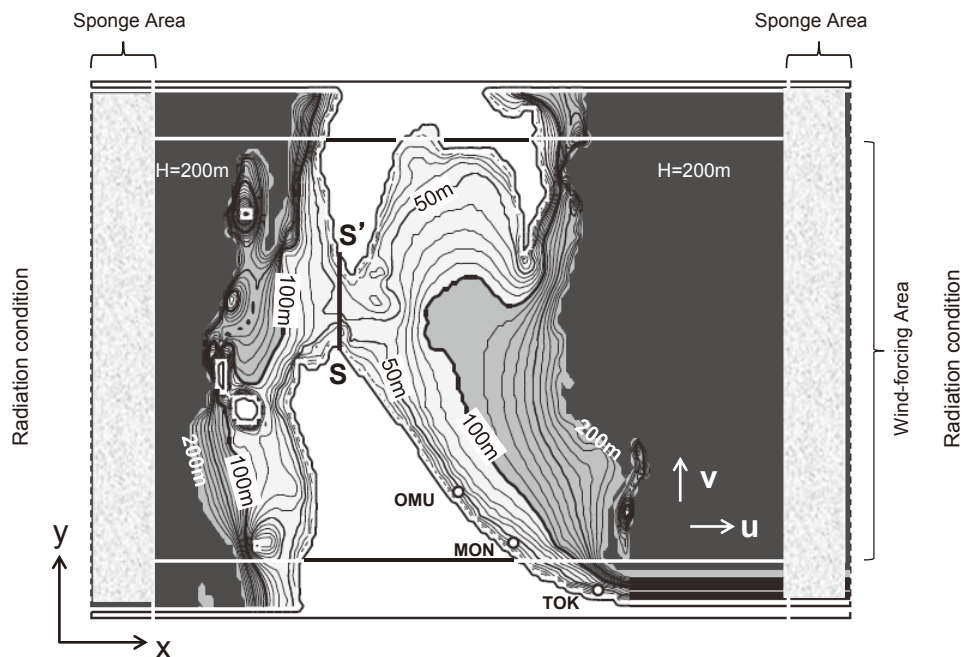


Fig. 6. The model geometry around the Soya strait. The northern and southern boundaries are artificially closed, and the eastern and western boundaries with the sponge areas are opened. The wind forcing area is almost model domain except for small zones along the artificial closed boundaries. The volume transport at S-S' line across the strait is used as an index of model response.

線的な急減急増であるのに対し、流量増加期は流量増加率が次第に頭打ちとなる波形に変調している。

次に、Fig. 7(a)(b)の $W_E|W|$ と $Q_{\Delta\eta+W}$ の両時系列にFFT法を適応し、現場データ解析のFig. 5に対応したパワースペクトルをFig. 7(c)、クロススペクトルをFig. 7(d)に示した。本解析に用いた通過流量 $Q_{\Delta\eta+W}$ の時系列は風強制時の平均値である0.42 Svを差し引いた偏差値である。データ数は256(=2⁸)個、三角周波数フィルターによる平滑化を5回行い、ゆえに、自由度は168となる。風応力 $W_E|W|$ は当然5日周期の1ピークであるが、波形の歪んだ海峡通過流量 $Q_{\Delta\eta+W}$ には5日周期の他に、その2倍調である5日÷2=2.4日周期と3倍調である5日÷3=1.6日周期にもピークが存在している。両者のコヒーレンスは各倍調周期付近で極端に小さくなり、共通するピークである5日周期ではコヒーレンスが高く、位相差は風応力が約0.3日のわずかな先行を示している。すなわち、5日周期の倍調である2.4日周期と1.6日周期は応答の非対称性から生じているが、いずれの短周期変動も風強制応答の結果であることは間違いない。言い換えれば、FFT法のような線形統計解析による周波数分解では、非対称な応答による波形変調が数多くの周波数変動の重ね合わせとして表現されている。よって、現場データ解析にも現れた2.5~2.6日周期と1.6日周期の短期流速変動(特徴3)は線形解析の都合で生じた見かけの変動である可能性が高く、その物理的な解釈は危険であると思われる。例えば、2.4日周期と1.6日周期の流速変動は風応力とのコヒーレ

ンスが低いことを理由に風強制応答ではない、と解釈することは危険である。

上記の計算結果は、宗谷海峡周辺において、風強制に対する流速変動応答の時間遅れが約0.3日と非常に小さいことを示す。また、ここでは示さないが、線形増加させた風強制に対する流れ場の応答時間はモデル領域全体でも1日以内であり、比較的早い応答を示す。これは数 ms^{-1} の位相速度をもつ陸棚波(Odamaki, 1994の分散曲線から判断)が1日程度で計算領域全域を伝播できるためである。よって、数日周期以上の風強制であれば、宗谷海峡周辺では定常計算のモデル結果(5日目)を用いて、モデル再現された非対称応答の物理的理由を推測することができる。

宗谷暖流の存在を考慮しない定常状態の吹送流

本節では水位差駆動の宗谷暖流を考慮せず、東西風応力 $W_E|W|$ を $-600 \sim +600 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ の範囲で変化させたときの応答結果を示しておく。Fig. 8は風強制後5日目の定常状態におけるS-S'断面の海峡通過流量 Q_w と $W_E|W|$ の関係図である。両者の関係は、風応力 $W_E|W|$ の増加に伴って海峡通過流量 Q_w の増加率は減少するものの、原点に対して点対称である。 $W_E|W| - Q_w$ の関係は次式

$$W_E|W| = aQ_w + bQ_w^2 \quad (2)$$

で近似することができ、最小二乗法により係数は $a=374.8$, $b=-234.4$ と見積もられる。この係数を用いた(2)式を実

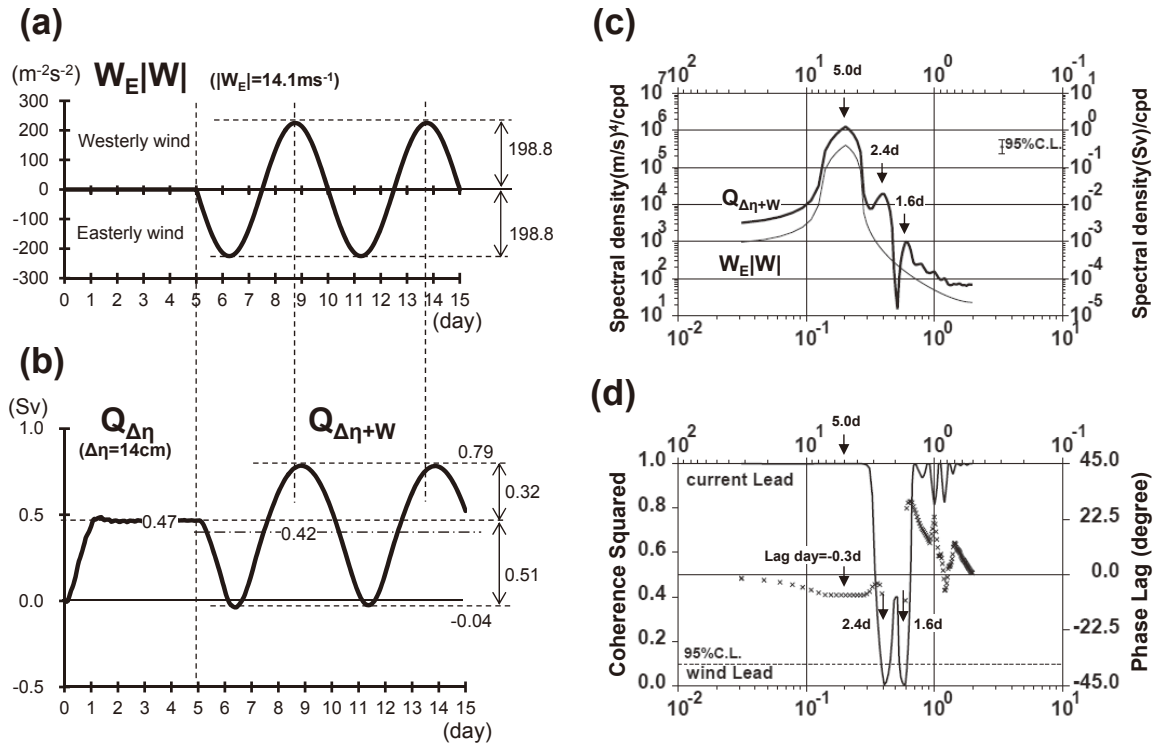


Fig. 7. Time series of (a) the modeled easterly wind forcing ($W_E | W|$) with a period of 5 days and (b) its response of volume transport through the strait ($Q_{\Delta\eta}$ or $Q_{\Delta\eta+W}$). (c) Auto-spectra (spectral density) and (c) cross spectra (solid line is coherence squared and cross-symbol is phase lag) between $W_E | W|$ and $Q_{\Delta\eta+W}$ using the model results shown in time series of (a) and (b).

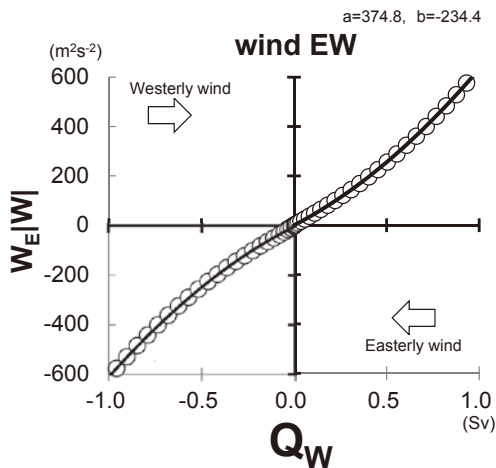


Fig. 8. The relationship between forced wind stress ($W_E | W|$) and volume transport passing the strait (Q_W) in the case of east/westerly wind forcing. Open circles are the model results, and the solid line is a fitted function using the equation (2).

線で表示した。このように、水位差駆動の宗谷暖流が存在しない場合、東西風の違いによる非対称応答は全く生じない。

本ケースのモデル結果の一例として、東風を -14.1 ms^{-1} ($W_E | W| = -198.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) で連吹させた定常状態 (5 日目) の

水位 (上段) と流速ベクトルに水深を乗じた流量ベクトル (下段) の水平分布図を Fig. 9(a) に示す。図中の太線内が風強制範囲であり、流速観測点 OMU・MON・TOK に相当する場所を○印で示した。南北境界に近い風強制領域の端付近では風応力が極端に変化するため、その人工的な水平シア応力による水平渦流が生じている。この渦流は現実には存在しない不自然な流れであるものの、風強制領域内へ伝播することのない定常渦である。この結果は、宗谷海峡の北側 (南側) で水位上昇 (下降) する水位差、そして北海道東側で北上流・海峡内を北西流・サハリン島西側で北上流となる宗谷暖流とは逆向き (弱めるセンス) の吹送流が形成されることを示す。

流量を計算した S-S' 断面における x 軸 (東西流) 方向の力学バランスを Fig. 9(b) に示す。 τ_E は東風応力項、 f_v はコリオリ力項、 $\partial p / \partial x$ は水位による圧力勾配力項、 Fr は海底摩擦と水平粘性による摩擦項、 NL は非線形項である。この x 軸方向の力学バランスと水位・流れ分布をもとに、海峡内の力学バランスは Fig. 9(c) の模式図のように推定される。強制力である西向きの東風応力 (τ_E) に対し、逆符号で力学バランスできるのは、東向きのコリオリ力 (f_v) と摩擦力 (Fr) である。

宗谷暖流の存在を考慮した定常状態の吹送流

はじめに、風強制しない条件で、水位差駆動の宗谷暖

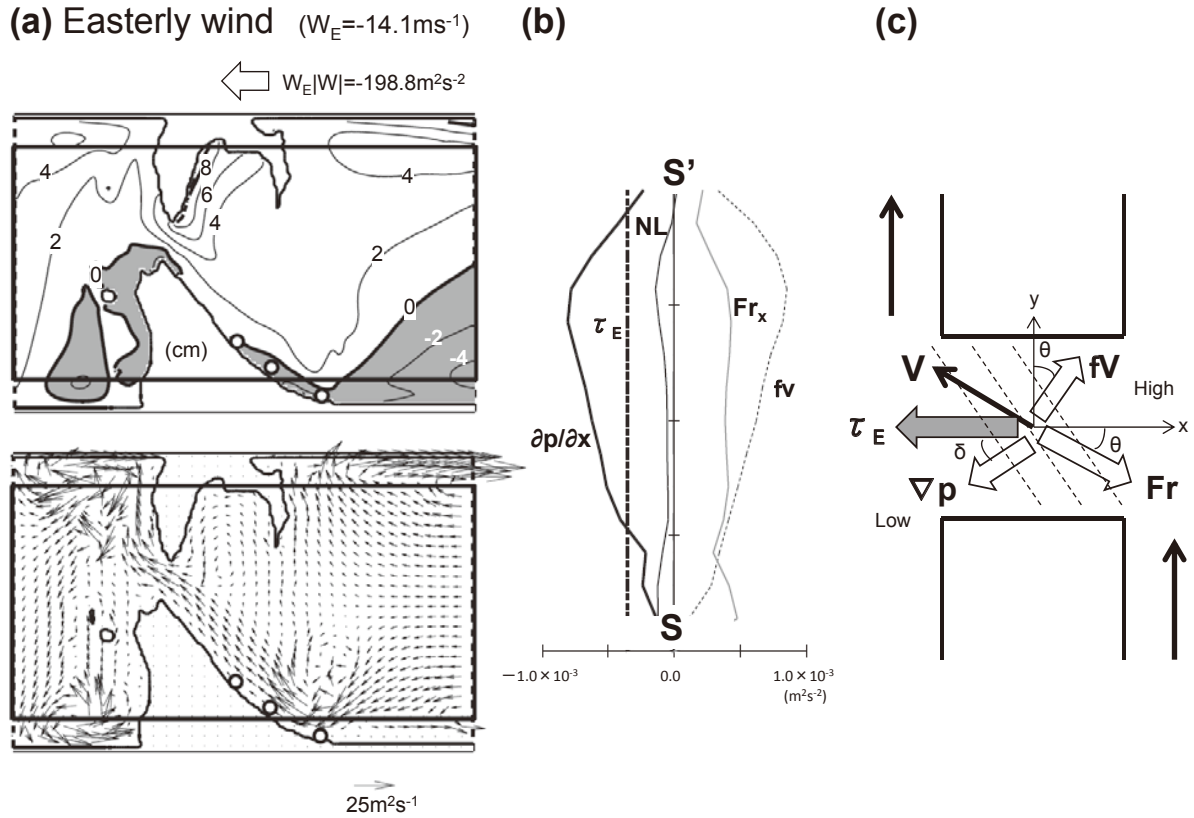


Fig. 9. (a) Horizontal distributions of elevation (upper) and volume transport vector (lower) in the model case of easterly wind forcing. (b) The spatial distributions for x-axis component of the term balance of momentum equation in line S-S'. (c) Schematic view of the dynamics for current (V) in the strait. Dynamic terms of momentum are wind stress (τ_E), Coriolis (fv), friction (Fr) and pressure gradient (∇p).

流の定常計算の一例を Fig. 10 に示しておく。Fig. 10(a) は設定水位差 $\Delta\eta = 14 \text{ cm}$ のときの水位 (上側) と流量ベクトル (下側) の水平分布図である。Ohshima (1994) よりすでに指摘されているように、この結果は水位差強制による重力波擾乱がまず海峡内で東向流を生じさせ、次に、この東向流が海峡両側の陸棚斜面上で陸棚波を励起し、この擾乱が岸を右手にみて伝播した後、サハリン島西岸の南下流・海峡通過流・北海道東岸の南下流を形成していると解釈される。浅い水深である海峡内の海底摩擦によって、海峡付近の水位勾配が最も大きい。それゆえ、この海底摩擦の影響により、その水位の等値線方向と通過流方向は地衡流バランスからずれている。Fig. 9(b)(c) と同様に、S-S' 断面における x 軸 (東西流) 方向の力学バランスを Fig. 10(b), その結果から推測される海峡内の力学バランスを Fig. 10(c) に示す。海峡内の宗谷暖流の主たる力学バランスは、東向きの圧力勾配力 (∇p) に対して、西向きのコリオリ力 (fv) と摩擦力 (Fr) である。

このような水位差駆動の宗谷暖流の状況において、東風強制を与えた定常計算の一例を Figs. 9・10 と同様な表示で Fig. 11 に示した。強制した東風は Fig. 9 の例と同じ -14.1 ms^{-1} ($W_E |W| = -198.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) であるが、これは水位差 $\Delta\eta = 14 \text{ cm}$ のときに海峡通過流量が零となる値である。た

だし、S-S' 断面で積算した海峡通過流量は零になるものの、Fig. 11(a) の下段に示すように海峡内の流れは完全には停止していない。それゆえ、力学バランス (Fig. 11(b)(c)) には、海峡横断方向に符号を変えるコリオリ力が無視できない大きさで存在している。ただし、宗谷暖流の駆動力である東向き圧力勾配力 (∇p) と力学バランスする逆符号の力学項は西向きの東風応力 (τ_E) だけである。このとき、海峡通過流量が零であるため摩擦力 (Fr) はほぼ零となる。この結果が東風強制により水位差が残存したままでも宗谷暖流が停止できる、特徴 2 の定性的な答えと考える。

次に、上記の例と同じ計算を任意の水位差で駆動される宗谷暖流 (季節変化を想定) を停止させる東風応力を求め、それと同じ応力値で逆向きの西風応力を強制した結果と比較した。Fig. 12 の 3 つのグラフの縦軸は強制した水位差 $\Delta\eta$ ($0 \sim 30 \text{ cm}$ の範囲) を示す。Fig. 12(a) は海峡通過流量を零にする東風応力 W_E^2 の値、Fig. 12(b) に示した●印は風強制なし ($W_E = 0$) のときの海峡通過流量 $Q_{\Delta\eta}$ である。●印の変化は季節的な水位差 $\Delta\eta$ の増加に伴って、宗谷暖流の海峡通過流量 $Q_{\Delta\eta}$ も増加することを示す。もし、水位差駆動による海峡通過流と吹送流が単純な線形重ね合わせであるなら、通過流を停止させた東風と同じ風応力

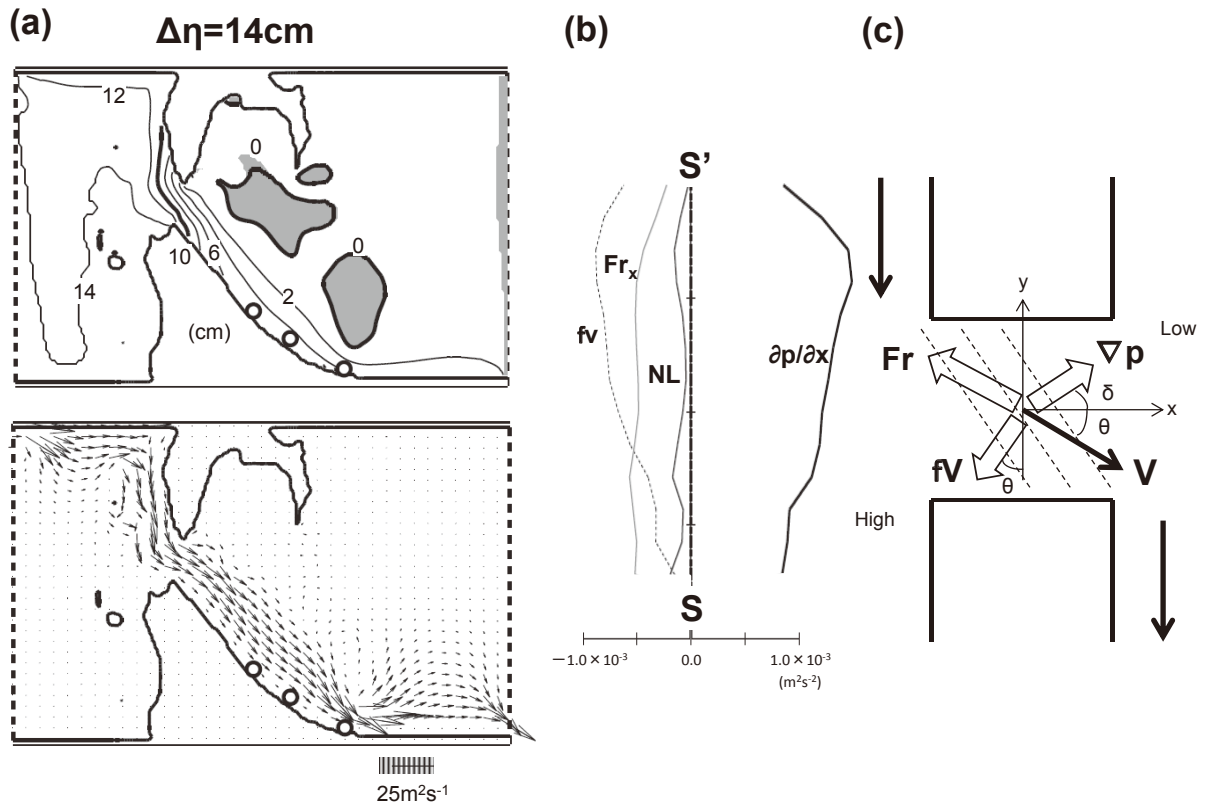


Fig. 10. The same as Fig. 9, but the model case of sea level difference ($\Delta\eta = 14$ cm) forcing.

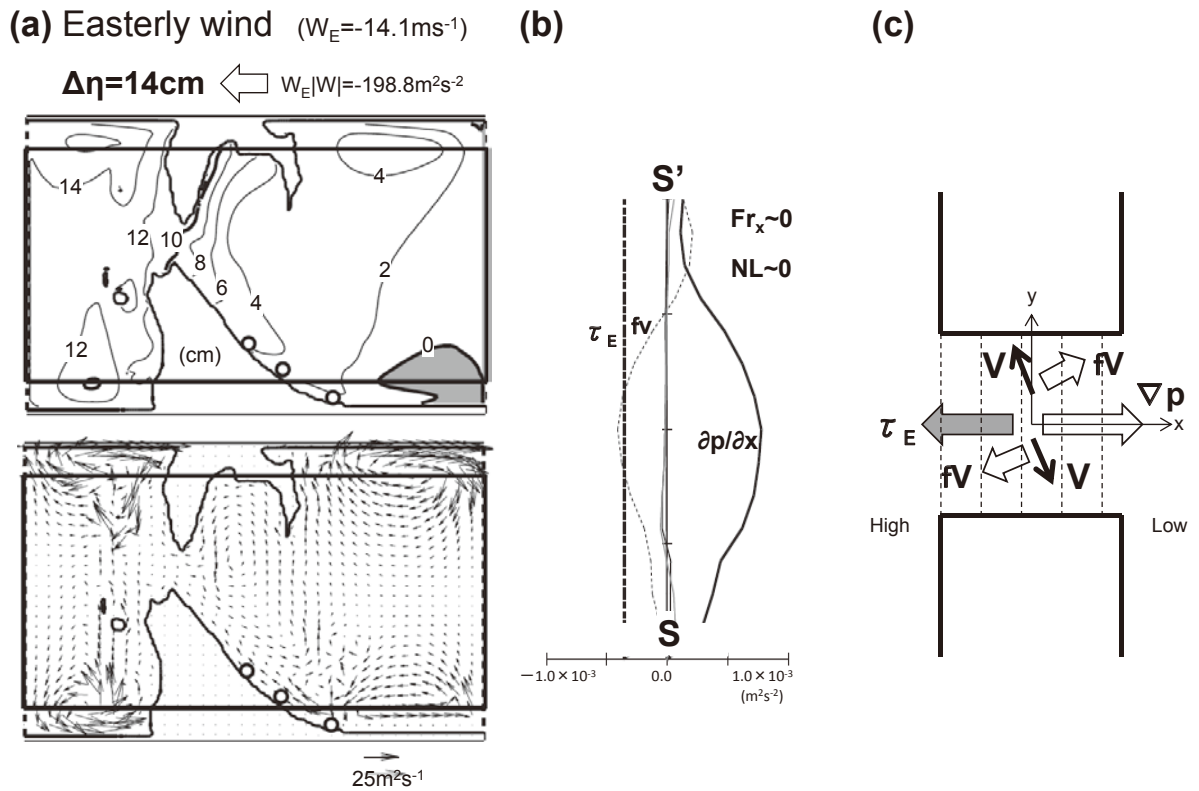


Fig. 11. The same as Fig. 9, but the model case of both forgings for sea level difference and easterly wind.

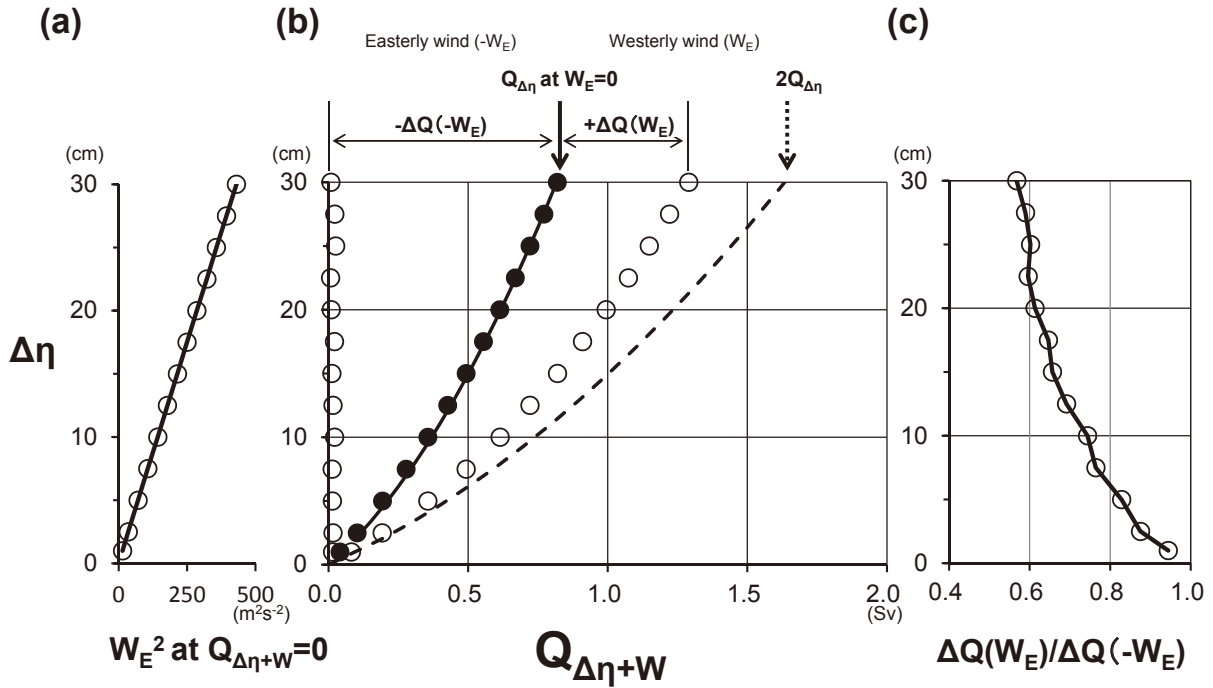


Fig. 12. (a) The relationship between sea level difference ($\Delta\eta$) and easterly wind stress (W_E^2) at $Q_{\Delta\eta+W}=0$. (b) Closed circles are the relationship between sea level difference ($\Delta\eta$) and volume transport passing the strait ($Q_{\Delta\eta}$) at $W_E=0$. Using of the wind speed when $Q_{\Delta\eta+W}=0$ due to easterly wind forcing, open circles indicate the relationship between sea level difference ($\Delta\eta$) and volume transport passing the strait ($Q_{\Delta\eta+W}$) in both cases of easterly and westerly wind forcing. $\Delta Q(W_E)$ and $\Delta Q(-W_E)$ are the anomaly volume transport from $Q_{\Delta\eta+W}$ at $W_E=0$. (c) $\Delta Q(W_E)/\Delta Q(-W_E)$ ratio at each sea level difference ($\Delta\eta$).

で西風を強制したとき期待される流量は $2Q_{\Delta\eta}$ となる。その $2Q_{\Delta\eta}$ 値を Fig. 12(b) に破線で示しているが、西風強制の計算流量値 ($Q_{\Delta\eta} + \Delta Q(W_E)$) は $2Q_{\Delta\eta}$ よりも小さくなっている。Fig. 12(c) は東風強制による減少量 $\Delta Q(-W_E)$ と西風強制による増加量 $\Delta Q(W_E)$ との比を示し、1 以下の値である。前節の 5 日周期強制計算で再現された東西風強制に対する非対称応答の特徴は、上述の定常計算においても再現されている。

海峡軸方向の定常力学バランスによる非対称応答の考察

本節では Fig. 12 のモデル計算のように、任意の水位差で駆動される宗谷暖流を停止させる東風応力と同じ応力値で逆向きの西風応力を強制する場合を想定し、東西風強制に対して非対称応答を示す理由を海峡軸方向の定常力学バランスを用いて考察する。議論の単純化のため、力学バランスにおいて運動量の非線形項とコリオリ項は無視して考える。

海峡通過流の代表流速を V としたとき、 V の関数である海底摩擦項を $R(V)$ 、水位差及び風強制により生じた圧力勾配項をそれぞれ P_η と P_W の記号で表現する。まず、水位差駆動の宗谷暖流の力学バランス (Fig. 10(c) を参照) は、

$$P_\eta = R(V) \quad (3)$$

となる。次に、宗谷暖流が存在した状態において、海峡通過流が零 ($V=0$ より、 $R(V)=0$) となる東風応力項を W の記号で表現し、圧力勾配項の P_η と P_W は逆方向に作用することを考慮すれば、このときの力学バランス (Fig. 11(c) を参照) は、

$$P_\eta - P_W = W \quad (4)$$

となる。 $V=0$ となる東風応力と同じ大きさの W を西風として強制した場合は、圧力勾配項の P_η と P_W は同方向に作用し、通過流流速 V も存在する。このときの力学バランスは、

$$P_\eta + P_W + W = R(V) \quad (5)$$

となる。

ここで、線形の海底摩擦項 $R(V)=cV$ (c は適当な係数) を仮定すれば、水位差駆動の宗谷暖流の通過流流速 V_η は、

$$\begin{aligned} V_\eta &= P_\eta / c & (\because (3) \text{ 式より}) \\ &= (W + P_W) / c & (\because (4) \text{ 式より}) \end{aligned} \quad (6)$$

となり、西風強制による通過流流速 V は、(5) 式より

$$\begin{aligned} V &= (P_\eta + P_W + W) / c \\ &= 2(W + P_W) / c & (\because (4) \text{ 式より}) \\ &= 2V_\eta & (\because (6) \text{ 式より}) \end{aligned} \quad (7)$$

となる。この結果は V_η を基準に、東西風強制に対して同

振幅 V_η の増減となり、線形の海底摩擦項の設定では非対称応答が生じないことがわかる。

本モデルでは非線形の海底摩擦項 (流速の 2 乗に比例) を設定しているので、 $R(V)=cV^2$ (c は適当な係数) とすれば、上記と同様な手順で、

$$V_\eta = \sqrt{(W+P_W)/c} \quad (8)$$

$$V = \sqrt{2} V_\eta \quad (9)$$

が得られる。これは V_η を基準にして、東風強制では V_η ほど流速低下するのに対し、西風強制では $(\sqrt{2}-1)V_\eta \approx 0.41 V_\eta$ しか流速増加しないことを示す。これは、西風時が $0.41 V_\eta$ の小さな流速増加でも、流速の 2 乗に比例して急増する海底摩擦項 $R(V)$ により、(5) 式の力学バランスが満たされるためである。

Fig. 12(c) と同様に、東風強制による減少量 V_η に対する西風強制による増加量 $0.41 V_\eta$ の振幅比で表現すると 0.41 となる。この値は Fig. 12(c) のモデル結果が示す振幅比 0.6 ~ 1.0 よりも小さい。この原因は上記の考察において、コリオリ項を無視したことによる。コリオリ項は fV で表現され、海底摩擦項と常に同方向に作用するので (Figs. 9・10 を参照)、便宜上、摩擦項 $R(V)$ に含まれると考えてもよい。まず、線形摩擦 cV を考えれば、 $R(V)=fV+cV=(f+c)V$ と表現されるので、コリオリ項を考慮しても対称応答 (振幅比が 1.0) のままである。一方、非線形摩擦でコリオリ項を考慮した場合は $R(V)=fV+cV^2$ となり、 cV^2 に対する fV の寄与分だけ対称応答に近づくことになる。すなわち、コリオリ項を考慮した振幅比は 0.41 ~ 1.0 の範囲のどこかになる。このように、本モデル計算で再現された非対称応答は、定常流としての宗谷暖流と非線形の海底摩擦項の設定により生じていると理解される。

お わ り に

本研究は宗谷暖流域内 3 カ所の係留系流速観測で捉えられた強い南東流が一時的に停止または弱化した現象に注目し、その原因として考えられた東西風強制に対する宗谷暖流の順圧応答を単層の数値モデルを用いて考察した。数日周期帯の変動において、観測された南東流と東西風応力の関係は、宗谷暖流を弱めるセンスである東風時には顕著な流速低下を示すのに対し、同程度の風速値をもった西風時には宗谷暖流をあまり強めない、という非対称な応答を示す。モデル結果から、日本海-オホーツク海間の水位差駆動で表現した宗谷暖流と非線形の海底摩擦項の条件を設定したときのみ、観測結果によく似た非対称応答が再現されることがわかった。

モデル結果が示唆する非対称性の物理的要因は、流速値の 2 乗の関数として表現された海底摩擦力の効き方にある。宗谷暖流を弱めるセンスである東風応力が宗谷暖流を駆動する海峡付近の水位勾配力と力学バランスできるまで強化されたとき、水位勾配が維持されたままで宗

谷暖流は効果的に弱められ (海峡通過流の流速がほぼ零)、海底摩擦がほとんど効かない力学応答になる。一方、西風応力時には宗谷暖流の流速値に東向き吹送流の流速が加算され、海底摩擦力が支配的な応答に変わる。ただし、この加算流速値は宗谷暖流と吹送流の単純な線形重ね合わせから期待される流速値よりも必ず小さくなる。これは西風応力時の流速増加が小さくても、流速の 2 乗に比例して急増する海底摩擦項により、海峡内の力学バランスが満たされるためである。また、本研究結果は宗谷暖流域における吹送流を議論する際、上述した非対称応答のため、スペクトル解析等の線形統計解析を用いて風応力と吹送流の関係を議論することの危険性についても指摘した。

本研究は宗谷暖流域における数日周期の流速変動の原因を上流側に位置する宗谷海峡内の力学応答に求めたが、現実には宗谷暖流域に直接作用する風応力の影響もある。それゆえ、風強制による宗谷暖流の流軸変化と係留観測点との位置関係によって流速が変化した可能性も考えられる。さらに、宗谷暖流の密度成層による傾圧応答成分の影響も考慮すべき条件である。これらの影響については、矩形のモデル風強制領域が宗谷暖流域を横切る形で設定した本モデルでは表現できなかった問題点であり、今後の課題としたい。

謝 辞

本研究の係留観測を実施するにあたり、雄武漁業協同組合の大水貴仁氏、前田章一氏、紋別漁業協同組合の武田静明氏、常呂漁業協同組合の藤原博氏、木村歩氏そしてホタテ増養殖部会の皆さまには多大な協力を頂き、心より感謝致します。

参 考 文 献

- 青田昌秋 (1975) 宗谷暖流の研究. 北海道大学低温研究所流水研究施設研究報告, **33**, 151-172.
- Blumberg, A.F. and Mellor, G.L. (1987) A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, *Three-Dimensional Coastal Ocean models*, edited by N. Heaps., 208 pp., American Geophysical Union.
- Ebuchi, N. (2009) Subinertial and Seasonal Variation in the Soya Warm Current Revealed by HF Ocean Radars, Coastal Tide Gauge, and Bottom-Mounted ADCP. *Journal of Oceanography*, **65**, 31-43.
- Fukamachi, Y., Tanaka, I., Ohshima, K.I., Ebuchi, N., Mizuta, G., Yoshida, H., Takayanagi, S. and Wakatsuchi, M. (2008) Volume Transport of the Soya Warm Current Revealed by Bottom-Mounted ADCP and Ocean-Radar Measurement. *Journal of Oceanography*, **64**, 385-392.
- Ishizu, M., Kitade, Y. and Matsuyama, M. (2006) Formation Mechanism of the Cold-Water Belt Formed off the Soya Warm Current. *Journal of Oceanography*, **62**, 457-471.
- 松山優治・青田昌秋・小笠原勇・松山佐和 (1999) 宗谷暖流の季節変動. 海の研究, **8**, 5, 333-338.

Matsuyama, M., Wadaka, M., Abe, T., Aota, M. and Koike, Y.
(2006) Current Structure and Volume Transport of the Soya
Warm Current in Summer. *Journal of Oceanography*, **62**, 197–
205.
Odamaki, M. (1994) Tides and Tidal Currents along the Okhotsk

Coast of Hokkaido. *Journal of Oceanography*, **50**, 265–279.
Ohshima, K.I. (1994) The flow system in the Japan Sea caused
by a sea level difference through shallow straits. *Journal of
Geophysical Research*, **99**, 9925–9940.