



Title	サハリン島南部Aniva湾における夏季の表層時計回り循環流
Author(s)	堀尾, 一樹; 飯田, 博之; 磯田, 豊
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 69(2), 57-69
Issue Date	2019-12-09
DOI	https://doi.org/10.14943/bull.fish.69.2.57
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/76380
Type	departmental bulletin paper
File Information	bull.fish.69.2.57.pdf



サハリン島南部 Aniva 湾における夏季の表層時計回り循環流

堀尾 一樹¹⁾・飯田 博之²⁾・磯田 豊¹⁾

(2019 年 7 月 30 日受付, 2019 年 9 月 3 日受理)

Near-surface Clockwise Circulation around the Aniva Bay South of the Sakhalin Island in Summer

Kazuki HORIO¹⁾, Hiroyuki IDA²⁾ and Yutaka ISODA¹⁾

Abstract

Near-surface circulation around the Aniva Bay south of the Sakhalin Island was examined using the surface drifter's data in summer 2016. Although large amplification of inertial oscillation was observed, the trajectories for 2 surface drifters clearly revealed the existence of clockwise circulation over the bay with typical speeds of 20~30 cm s⁻¹. To confirm the formation of this circulation in summer, satellite Sea Surface Height Anomaly (SSHA) data were used to investigate the seasonal variability of flow pattern. We infer development of circulation in July and decline in October, i.e., the formation period during the latter half of sea-surface heating season.

Key words : Aniva Bay, Surface drifter, Near-surface clockwise circulation

緒 言

Aniva 湾は宗谷海峡の北東側に位置し、サハリン島南端の開放的な湾であり (Fig. 1), その海域周辺には異なる季節で出現する 2 つの海流がある。一つは赤矢印で模式的に示した北海道沖陸棚斜面上に捕捉された宗谷暖流 (Soya Warm Current; 以下, SWC と略す) であり, 係留流速観測 (松山ら, 1999) や HF レーダー観測 (Ebuchi et al., 2009) から, 夏季を中心に強化されることが知られている。もう一つは青矢印で模式的に示したサハリン島東岸沖陸棚斜面上に捕捉された東サハリン海流 (East Sakhalin Current; 以下, ESC と略す) であり, 北海道沖の水塊解析 (Itoh and Ohshima, 2000) や係留流速観測 (Mizuta et al., 2003) と漂流ブイ観測 (Ohshima et al., 2002) から, 冬季を中心に強化されることが知られている。これら 2 つの海流はともに南下流であり, 両海流に挟まれている Aniva 湾及びその周辺陸棚域の海況が両海流の影響をどのように受け, どのような季節変化をしているのかは興味深い。しかし, ロシア領海内にある Aniva 湾の海洋観測資料が公にされていない現状において, そのような観測報告はまだない。唯一, SWC 沖合反流を再現しようとした数値モデル研究 (阿部ら, 2009) から, 夏季の Aniva 湾内に残留した ESC 由来の表層海水が SWC 沖合反流に接続した傾圧流を形成する可

能性が示唆されているにすぎない。

2016 年夏季, SWC 沖合域に投入した 4 個の漂流ブイのうち, 2 つのブイが投入直後から SWC 域を離れ, 北向きに漂流してロシア領海内に入ったため回収不可能となった。両漂流ブイは似たような漂流軌跡を描きながら, 約 16 日後に Aniva 湾沿岸 (オジオルスク近辺) に漂着し, すぐに電源が切れた。ブイの Drifter 番号は 597 と 600 であり, 投入 (Start) から漂着 (End) までの軌跡を 597 番は赤線, 600 番は青線で Fig. 1 の海底地形図に表示した。本論の前半では Aniva 湾を南北に通過した両漂流ブイの軌跡を解析し, 一例ではあるものの, 夏季の Aniva 湾表層流が時計回り循環流であったことを報告する。本論の後半では人工衛星による海面高度偏差資料を解析し, SWC と ESC に挟まれた Aniva 湾表層流の季節変化の記述から, 夏季の循環流について考察する。

漂流ブイ軌跡から推測される Aniva 湾表層 時計回り循環流

漂流ブイ放流と解析資料

本解析に使用した漂流ブイは, ノマドサイエンス社製のアルゴス筒型漂流ブイ (型式: Sea horse ABU-1003) であり, アンテナ部で測位時刻と緯度経度情報を送受信する

¹⁾ 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)

²⁾ 北海道大学大学院環境科学院

(Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University)

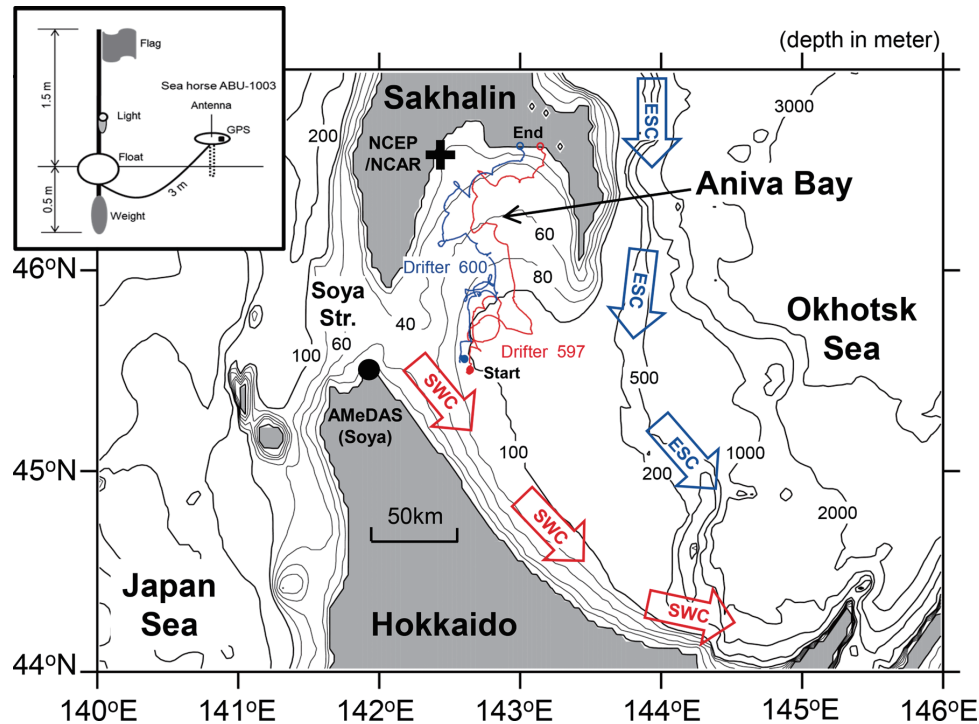


Fig. 1. Bottom topography around the Aniva Bay south of Sakhalin Island and the trajectories for 2 surface drifters. Schematic flow patterns of two currents, i.e., red and blue arrows represent the Soya Warm Current (SWC) and the East Sakhalin Current (ESC), respectively. The solid circle and solid cross mark indicate a location of Soya Cape AMeDAS station and a grid point of NCEP/NCAR wind data, respectively.

GPS を搭載している。当初の観測計画では、強い南下流である SWC 内に漂流ブイを投入し、XBT と ADCP の 25 時間連続観測 (この観測結果は飯田ら (2018) で報告) 後に回収する予定であった。このブイ回収のため、Fig. 1 の左上図に示したように、発見用の旗 (1 辺約 30 cm) を付けた海面上の高さが 1.5 m となる竹竿 (夜間点灯ライトを取り付け) を長さ約 3 m のロープで漂流ブイに接続している。漂流ブイの放流は北海道大学附属練習船うしお丸から行い、Drifter 600 の放流地点は北緯 45 度 34 分、東経 142 度 37 分、放流時刻は 2016 年 8 月 4 日 22 時 16 分、Drifter 597 の放流地点は北緯 45 度 30 分、東経 142 度 38 分、放流時刻は同日 22 時 42 分であった。Aniva 湾沿岸への漂着時刻は、Drifter 597 が同年 8 月 22 日 21 時、Drifter 600 が同日 17 時であった。

ARGOS 衛星から測位されるブイの位置データは、ブイ 1 つに対して 1 日平均 110 回程度である。測位データには測定精度の違いで 4 種類あり、最も高い精度は GPS 取得データ、ドップラーシフトの原理を用いた 1~3 段階の 3 つのクラスがある。クラス分けの測位精度の高い順に、クラス 3 は測位誤差が 150 m 以下、クラス 2 は 350 m 以下、クラス 1 は 1,000 m 以下と言われている。本研究では測位情報からラグランジェ流速を見積もるため、測位の欠測ができるだけ少ない一方で、測位精度はできるだけ高くすることを目的に、本解析では GPS とクラス 3 のデータを使用することにした。その結果、解析データ数は、

Drifter 597 が 1,531 個、Drifter 600 が 1,337 個となった。ただし、これらのデータは不等時間間隔の測位情報である。そこで次に、日本時間の毎正時における位置を線形の空間内挿によって求め、その 1 時間毎の移動距離からラグランジェ流速値を計算した。計算された Drifter 597 と 600 の流速ベクトル時系列をそれぞれ Fig. 2 の (a) と (b) に示し、これらを以下の解析に使用する。

先に説明したように、今回設計した漂流ブイは海中部分に流れを受ける抵抗体がなく、さらに、風圧を大きく受けると推測される旗付き発見棒を接続しているため、吹送流の影響に加えて、海上風により直接流される風圧流の影響も無視できない。それゆえ、ブイ漂流期間における Aniva 湾周辺の海上風データが必要となる。Fig. 2 の (c) はその海上風として最も信頼できる NCEP/NCAR の海面高度 10 m の風速ベクトル時系列である (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>)。ただし、この時系列を抽出した格子点 (Fig. 1 の十字印) は、Aniva 湾の北側へ偏っており、さらに、6 時間毎という時間分解能が低いデータである。これでは漂流ブイのラグランジェ流速の細かな時間変化を議論することができない。そこで、陸上データではあるが、宗谷海峡に面した宗谷岬 (Fig. 1 の黒丸印) における AMeDAS の毎時風速ベクトル時系列 (灰色表示) を Fig. 2 の (d) に示した (<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>)。この AMeDAS 時系列の太黒線で描いた風速ベクトルが NCEP/NCAR の

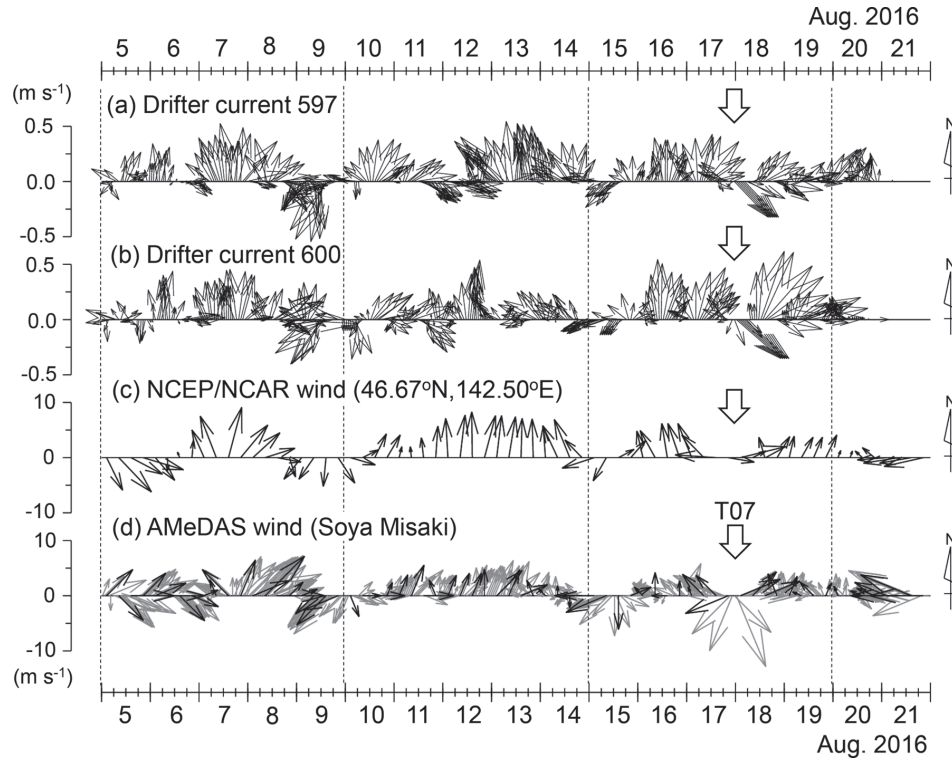


Fig. 2. Stick diagrams for 1-hour interpolated velocities of (a) drifter 597 and (b) drifter 600, which directly derived from the drifter positions. Stick diagrams for (c) 6-hourly wind vectors at a grid point of NCEP/NCAR and (d) hourly wind vectors at AMeDAS station.

風速ベクトルと同じ時刻である。両者の風速値や風向は概ねよく似た傾向を示しており、宗谷岬の AMeDAS データでも Aniva 湾周辺の海上風を代表できることが確認される。また、毎時の AMeDAS データでは 6 時間毎の NCEP/NCAR では表現されない細かな変化、例えば、台風 7 号 (T07) 通過時の特徴的な風速風向変化が捉えられている。よって、以下の解析では AMeDAS データを Aniva 湾

の海上風として使用するものの、両地点の風変動には系統的な時間差があり (付録 A 参照)、その時間差については考慮する。

漂流ブイ流速変動と風速変動の周期解析

Fig. 3 の (a) と (b) は Drifter 597 と 600 の時系列データ (Fig. 2(a)(b)) を用いて計算した分散保存型の回転スペクト

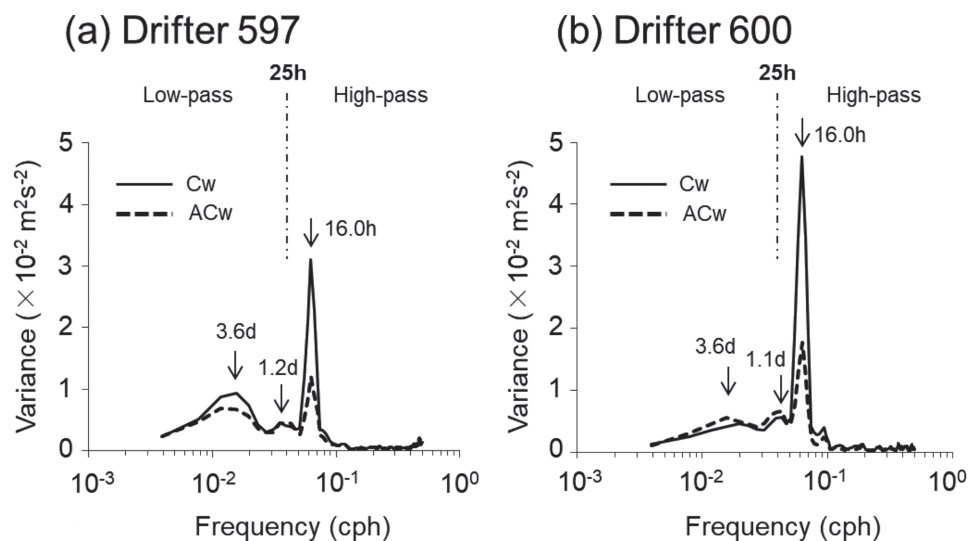


Fig. 3. Variance-preserving rotated spectra of velocities for (a) drifter 597 and (b) drifter 600. The solid and dashed lines indicate clockwise (Cw) and anti-clockwise (ACw) components, respectively.

ル (FFT 法) である。実線が時計回り成分 (Cw), 破線が反時計回り成分 (ACw) であり, 解析期間は両データとも 8 月 9 日 0 時から 8 月 19 日 15 時までの 256 (= 2⁸) 時間 (個), 三角周波数フィルターによる平滑化を 3 回施しているため, 自由度は 39 となる。両漂流ブイのラグランジェ流速変動には共通して, 最も顕著な卓越ピークが 16 時間周期付近にあり, 時計回り成分 (Cw) が支配的である。本海域の緯度 (北緯 45 度) から計算される慣性周期は約 17 時間であり, これは 16 時間のピーク周期に近く, 両漂流ブイは慣性振動流による時計回りの回転挙動を伴いながら北側へ移流されていたことが推測される。なお, 慣性周期の 17 時間とピーク周期の 16 時間の差 (約 1 時間) は, データ数に依存した周波数分解能の粗さの問題 (16 時間を挟む両側の周期は, 15.1 時間と 17.1 時間), 現場海域の空間有限性から生じる近慣性波の伝播 (慣性周期よりも短い周期の波動) が原因と考えられる。本海域の潮汐潮流は, 隣接する宗谷海峡で卓越している日周潮流の影響を受けている可能性が推測される。周波数分解能の粗さの問題があるものの, 日周潮流に対応したと思われるピーク周期が Drifter 597 では約 1.2 日, Drifter 600 では約 1.1 日にみられる。ただし, その振幅 (または分散値) は慣性周期変動に比べて十分に小さいことがわかる。

Drifter 597 と 600 の時系列データ (Fig. 2(a)(b)) をみてもわかるように, 平均的な北上流に加えて, 数日スケールの変動が明らかに卓越しており, 本解析期間で分解される周期性は両漂流ブイともに約 3.6 日周期である。その振

幅は慣性周期変動よりも小さいが, 日周期変動よりは大きい。Fig. 2 に示した漂流ブイのラグランジェ流速と風速の両ベクトル時系列を比べても, 両者がよく似ていることから, この数日スケールの変動要因の主な候補として風速変動が考えられる。Fig. 2 の (c) と (d) に示した NCEP/NCAR と AMeDAS の風速時系列のパワースペクトル解析とクロススペクトル解析の結果を Fig. A1 に示すが, 風速変動の卓越周期は 4~5 日付近にある。

上記の周期解析の結果をふまえ, 以下の解析では慣性周期帯と数日周期帯を分離して議論することにした。その分離に使用した数値フィルターは 25 時間の移動平均であり, 長周期側を Low-pass 時系列, 短周期側を High-pass 時系列と呼ぶ。

スラブモデルを用いた慣性振動流の再現

本節と次節では, 漂流ブイのラグランジェ流速変動から風変動成分を取り除くことを考える。考え得る風変動の影響は表層エクマン流と風圧流であり, 本節ではまず前者を考える。本研究では線形のスラブモデルを用いて表層エクマン流を推定する。スラブモデルは鉛直粘性に依存したエクマン深度 De (m) と減衰係数 r (s⁻¹) の二つのパラメータを有し, 下記の式で表現される。

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -ru + \frac{\tau_x}{\rho_s De} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -rv + \frac{\tau_y}{\rho_s De} \quad (2)$$

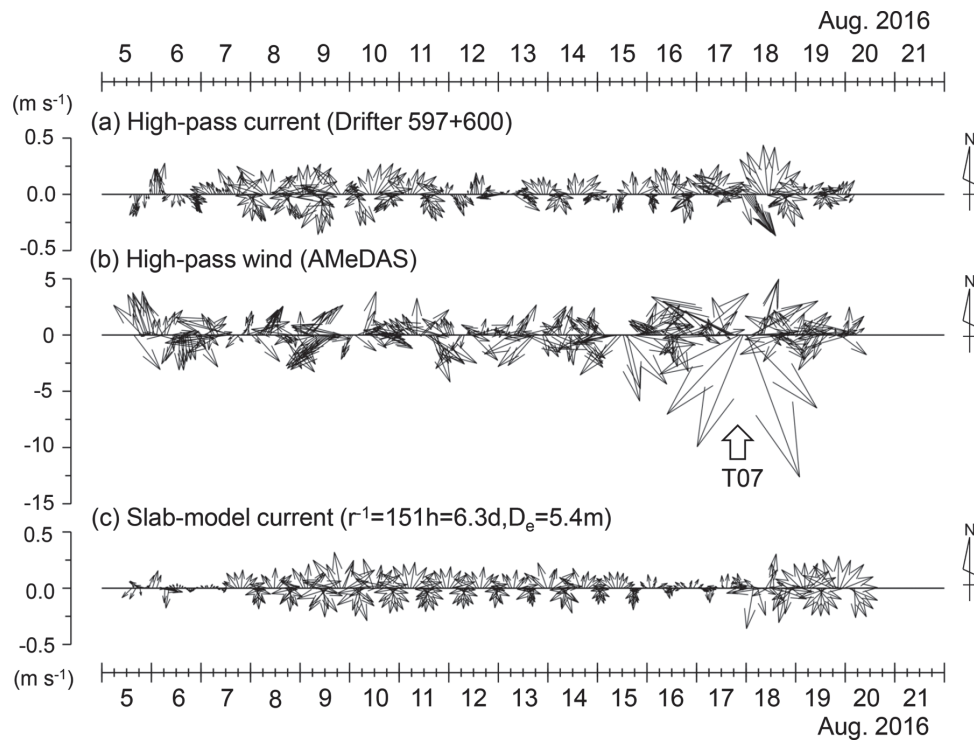


Fig. 4. Stick diagrams for (a) high-pass filtered current velocity of 2 drifter's average, (b) high-pass filtered wind velocity of AMeDAS and (c) the current velocity estimated by slab-model.

$$\tau_x = C_d \rho_a W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (3)$$

$$\tau_y = C_d \rho_a W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4)$$

ここで、 u と v (m s^{-1}) は東西方向と南北方向の流速成分、 f ($=1.05 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) はコリオリパラメータ、 ρ_s ($=1,035 \text{ kg m}^{-3}$) は海水の密度、 τ_x と τ_y (N m^{-2}) は東西方向と南北方向の風応力である。風応力は風速の東西・南北成分 W_x と W_y を用いて (3) と (4) 式から計算した。ここで、 C_d ($=1.1 \times 10^{-3}$) は抵抗係数、 ρ_a ($=1.293 \text{ kg m}^{-3}$) は空気密度である。

本節の目的は観測された慣性振動流を再現し得る De と r の両パラメータの最適値を決定することにある。再現すべき慣性振動流は Fig. 4 の (a) に示したラグランジェ流速度ベクトルの High-pass 時系列である。これは Drifter 597 と 600 で共通した振動流を抽出するため、両ブイの時系列の平均値を用いて作成した。モデルの強制力である海上風は AMeDAS の High-pass データ (Fig. 4 (b)) であり、モデル計算の開始時刻は減衰の影響を考慮して、ブイ観測よりも 11 日前の 7 月 25 日 1 時からとした。

スラブモデルで再現された流速変動と観測された流速変動の両時系列の南北成分流速を用いてクロススペクトル解析を行い (詳細は付録 B を参照)、その結果、最適な組み合わせは、減衰係数 r の逆数である減衰時間が 151 時間 (約 6.3 日)、エクマン深度 De が 5.4 m であった。Fig. 4 の (c) はその組み合わせによるモデルの流速ベクトル時系列である。慣性振動流は微妙な風速変化や風向変

化により複雑な位相変化が生じるため、Fig. 4 の (a) と (c) に示した両時系列を比較しても、モデルの再現性はあまりよくないのは仕方のないことと考える。ただし、再現された振動流の定量的な大きさは観測値に近く、8 月 10 日前後や台風 7 号通過後の振幅増加の様子は比較的よく再現されている。

エクマン吹送流と風圧流の推定

エクマン吹送流と風圧流の推定では、毎時の Low-pass 時系列から 12 時間毎にサブサンプル (0 時と 12 時) したデータを使用する。Fig. 5 の (a) と (b) は Drifter 597 (A_1) と 600 (A_2)、(c) は AMeDAS (D) の各 Low-pass 時系列ベクトルである。なお、エクマン吹送流を推定する際には、毎時の Low-pass 風応力を強制力としたスラブモデル ($De = 5.4 \text{ m}$, $r^{-1} = 151$ 時間) を使用し、そのモデル結果 (B) から 12 時間毎にサブサンプルしたものを Fig. 5 の (d) に示した。モデルで推定されたエクマン吹送流の流速は、大きくても 0.1 m s^{-1} 以下であった。このエクマン吹送流を差し引いた Drifter 597 ($C_1 = A_1 - B$) と 600 ($C_2 = A_2 - B$) の時系列ベクトルが Fig. 5 の (e) と (f) である。各漂流ブイの風圧流推定方法の詳細は付録 C に示す。風圧流と海上風速には線形関係があり、その線形係数は Drifter 597 が $a_1 = 0.0394$ 、600 が $a_2 = 0.0334$ と見積もられた。よって、各ブイの風圧流は AMeDAS (D) の風速にそれぞれの線形係数 a_i を乗じて推定される (図は省略)。この風圧流を差し引いた Drifter 597 ($E_1 = C_1 - D_1$) と 600 ($E_2 = C_2 - D_2$) の時系列ベクトルが

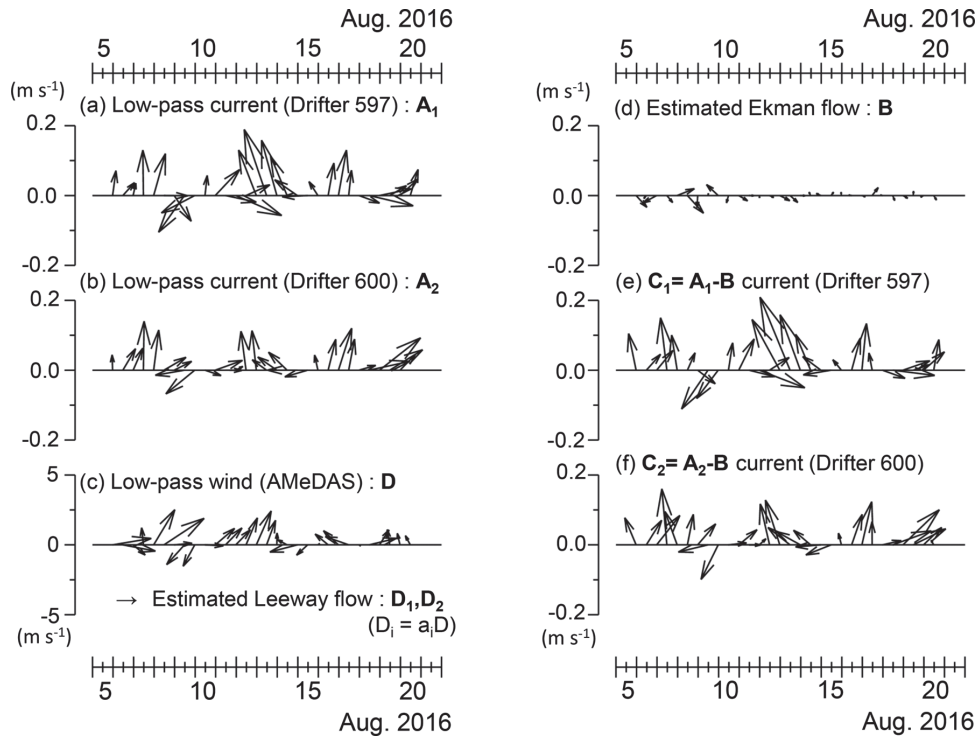


Fig. 5. 6-hourly sub-sampled stick diagrams for low-pass filtered velocities of (a) drifter 597 : A_1 and (b) drifter 600 : A_2 , (c) AMeDAS wind : D, (d) estimated Ekman flow : B, (e) $C_1 = A_1 - B$ and (f) $C_2 = A_2 - B$.

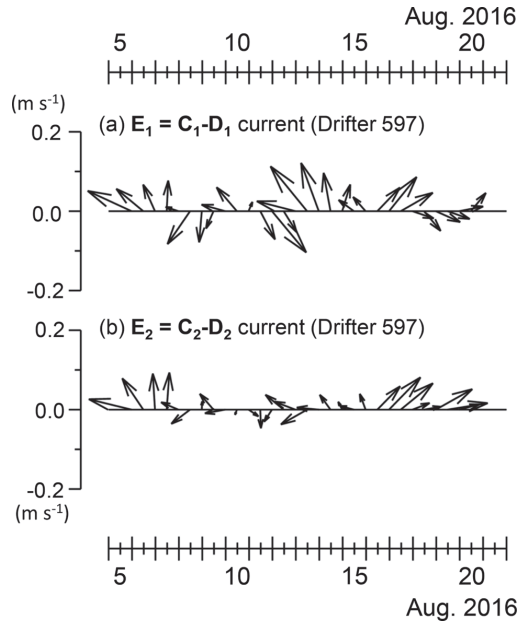


Fig. 6. 6-hourly subsampled stick diagrams for low-pass filtered velocities of (a) $E_1 = C_1 - D_1$ and (b) $E_2 = C_2 - D_2$.

Fig. 6 の (a) と (b) である。

漂流バイ軌跡から推測される Aniva 湾表層流

本節ではこれまでに議論した各時系列の流速ベクトル

を空間分布図として描き、一例にしかすぎないが、夏季の Aniva 湾表層流について記述する。Fig. 7 の 6 つの図は Aniva 湾周辺の同じ海底地形図であり、赤色が Drifter 597、青色が Drifter 600 に関するデータを示し、流速ベクトルは 12 時間毎 (0 時と 12 時) のサブサンプル値である。Fig. 7 の (a) は 1 時間毎に線形補間した各漂流バイの軌跡 (Fig. 2 の (a) と (b) に対応) であり、0 時の位置は大きな丸印で強調している。Fig. 7 の (b) は 25 時間で移動平均した Low-pass 流 A (Fig. 5 の (a) と (b) に対応) であり、(a) の軌跡から潮流及び慣性振動流が取り除かれた流れとみることができる。Fig. 7 の (c) は推測されたエクマン吹送流 B (Fig. 5 の (d) に対応) であり、この吹送流を削除した流れ $C = A - B$ が (d) である。Fig. 7 の (e) は推測された風圧流 D (Fig. 5 の (c) に対応) であり、この風圧流を削除した流れ $E = C - B$ が (f) である。

よって、最後の (f) 図が漂流バイのラグランジェ流速に含まれていた慣性振動流、エクマン吹送流、風圧流を概ね削除した残差流である。なお、この図には浜頓別沖で 8 月 5 日に実施した ADCP 往復観測から得られた水深 26 m の 25 時間平均流速ベクトル (飯田ら, 2018) を緑色で表示している。まず、北海道沿岸域では日平均流速で 0.5 m s^{-1} を超える南東向き宗谷暖流 (SWC) が支配的である。そのすぐ沖合では SWC とは逆向きの反流 (流速は SWC の半分弱) が推測され、北側の Aniva 湾では湾内全域に広が

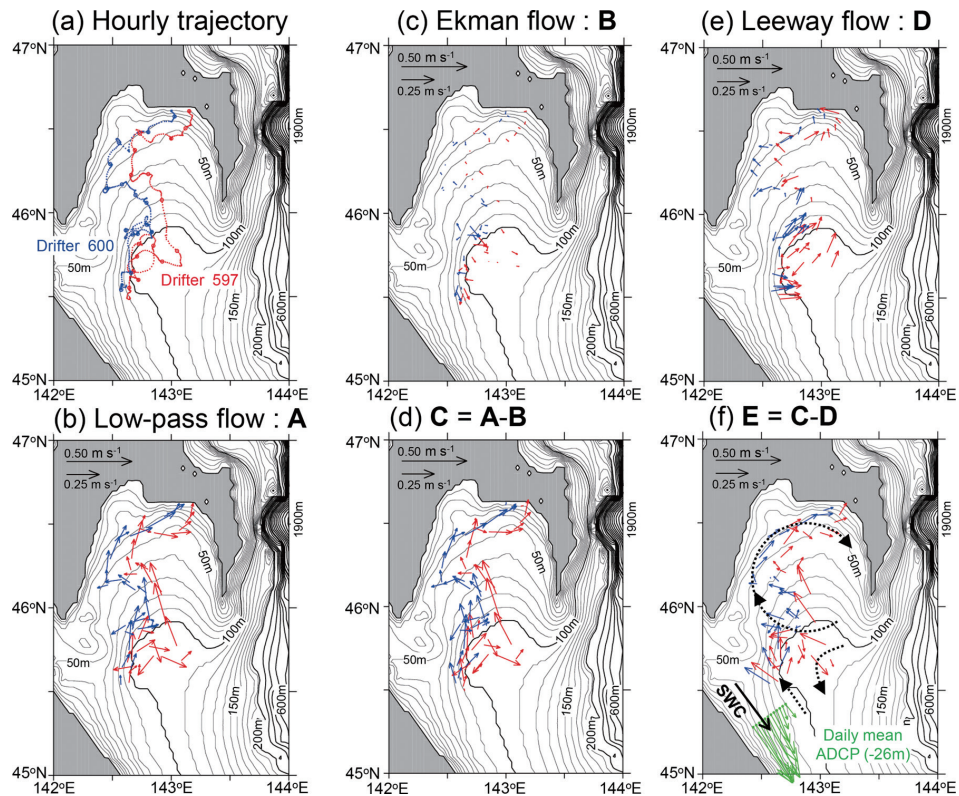


Fig. 7. Horizontal distributions of (a) hourly trajectories of 2 drifters, (b) their low-pass flows: A, (c) Ekman flows: B, (d) $C = A - B$, (e) Leeway flows: D and (f) $E = C - D$. In (f), the green vectors indicate the daily mean velocity observed by ADCP at the depth of 26 m (Iida et al., 2018) and a solid arrow denotes the schematic SWC flow.

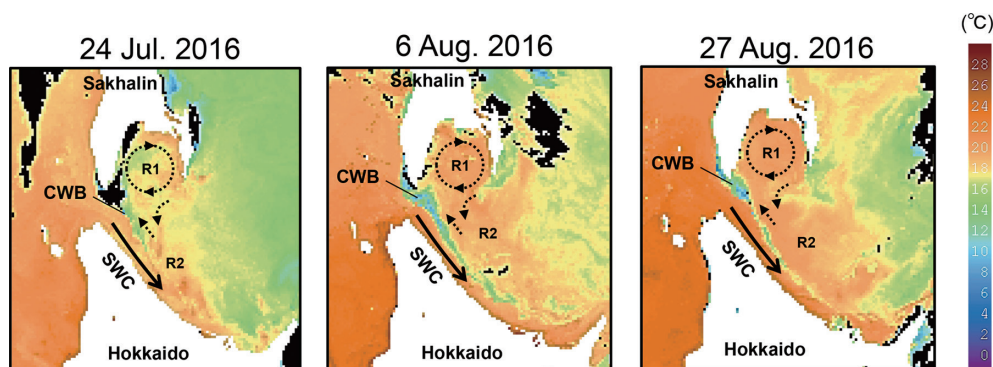


Fig. 8. Satellite infrared images on 24 July, 6 August and 27 August 2016 (<http://odyssey.fish.hokudai.ac.jp/AVHRR/>). Black arrows indicate the schematic flows as shown in Fig. 7(f).

るような時計回り循環流 (流速は $0.2 \sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$) の存在が推測される。また、SWC 反流と Aniva 湾水平循環流の間には小さな反時計回り循環流が推測され、西向きの両流れが分離しているように見える。これらの特徴的な水平流は、黒実線 (SWC) と黒点線の矢印を用いて模式的に表示した。

漂流ブイ観測前後の衛星熱赤外画像

漂流ブイ観測時期の空間情報の一つとして、人工衛星による海面熱赤外画像がある。ここでは、北海道大学大学院水産科学院のホームページ (<http://odyssey.fish.hokudai.ac.jp/AVHRR/>) で公開されている北海道周辺の熱赤外線画像を Fig. 8 に示す。これら 3 枚の画像は雲領域 (黒色) が少ないものを選択しており、7 月 24 日がブイ観測開始の 12 日前、8 月 6 日がブイ観測開始後の 2 日目、8 月 27 日はロシア沿岸に漂流ブイが漂着した後の 5 日目である。なお、これらの画像には前節で推測された水平流の模式図を描いている。

3 枚の画像には共通して、夏季の SWC 域の特徴的な水塊である冷水帯 (Cold Water Belt: CWB) が宗谷海峡北側のサハリン島沿岸から SWC 沖合に沿って南下している様子が写し出されている。また、冷水域である CWB 領域を除いて、日本海と SWC 域と Aniva 湾内の海面水温が比較的高いのにに対し、サハリン島東側の ESC 海域は低温であることがわかる。Aniva 湾中央付近は常に高温であるものの、7 月 24 日では Aniva 湾の時計回り循環流に沿って CWB の一部が北上しているように見える。その後 8 月 6～27 日にかけて、CWB の北上移流は次第に弱くなっていくが、今度はサハリン島の東側岬から繋がる冷水域が Aniva 湾の時計回り循環流によって南西向きに移流されているように見える。このように、漂流ブイ軌跡から推測された時計回り循環流が Aniva 湾に形成されているのならば、その循環流の中心付近の海面水温は常に高い傾向にあることがわかる。

画像が示す Aniva 湾内の高温化は、SWC が Aniva 湾へ

は流入しないため、海面加熱が主な原因と考えられる。また、時計回り循環流の中心付近の安定した高温化は、表層に捕捉された暖水渦流である可能性を推測させる。そこで、次節では海面高度偏差データを用いて Aniva 湾およびその周辺における地衡流とその季節変化を調べることにした。

Aniva 湾周辺海域における海面高度偏差の季節変化

海面高度資料及び解析方法

本解析では AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>) が公開している AVISO Reference Series の Sea Surface Height Anomaly (以下、SSHA と略す) データを用いた。ブイ観測を行った 2016 年のデータはまだ公開されていないため、解析対象期間は 1993 年 1 月～2011 年 12 月の 19 年間とした。AVISO Reference Series は約 10 日周期 (TOPEX/POSEIDON・Jason-1・Jason-2) と約 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 $1/4^\circ$ に格子化した資料である (AVISO, 2010)。解析対象範囲は Fig. 9 の上段に示した、Aniva 湾とその周辺を含む $140 \sim 146^\circ\text{E}$, $44 \sim 47^\circ\text{N}$ の領域である。この図には約 10 日周期の軌道を太線、約 35 日周期の軌道を細線で表示しているが、Aniva 湾の時計回り渦流の空間分解能はあまり高くないことに注意が必要である。なお、このデータはヨーロッパの中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) の海面気圧データにより気圧補正済である。

本解析では経年変化成分を除去して、19 年平均の経月変化から Aniva 湾の時計回り渦流の形成及び持続性に関する季節変化を調べる。まず、7 日間隔の生データを月平均した SSHA を計算し、それを $A_{i,j,y,m}$ とする。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。各格子点における年平均値を $AY_{i,j,y}$ とすると、その値は次式で計算される。

$$AY_{i,j,y} = \frac{1}{12} \sum_{m=1}^{12} A_{i,j,y,m} \quad (5)$$

$A_{i,j,y,m}$ から $AY_{i,j,y}$ を各年毎に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。よって、 $AM_{i,j,m}$ は

$$AM_{i,j,m} = \frac{1}{19} \sum_{y=1}^{19} (A_{i,j,y,m} - AY_{i,j,y}) \quad (6)$$

から計算され、これが以下の解析で用いる基本データとなる。

海面高度偏差の経月変化

19 年平均の SSHA ($AM_{i,j,m}$) の経月変化 (1~12 月) を Fig. 9 の (a) に示す。上段の凡例に示すように、コンターの間隔は細線で 2 cm 毎、太線で 10 cm 毎、正偏差を赤色濃淡、負偏差を青色濃淡で表示した。なお、例年 2~4 月のオホーツク海では海水の影響が考えられ、解析した SSHA にその影響がどの程度あるのかは不明である。ただし、海水の影響か否かはわからないが、冬季のオホーツク海では欠測格子が少なからず存在し、その値は省いて平均化を行っている。

海水がまだ出現しない 12~1 月の時期の Aniva 湾付近から北海道沖の陸棚域には、10 cm を超える大きな正偏差が出現している。この時期はサハリン島東側を南下する ESC の強化時期とほぼ一致する。一方、日本海側の極大

正偏差は 9 月、極小負偏差はちょうど逆位相となる 3 月にみられる。両者の空間分布形状は定性的に良く似ていることから、9 月は日本海からオホーツク海へ流入する SWC の強化時期、3 月は逆に弱化時期に対応していると考えられる。なお、オホーツク海における SWC 域の空間分解能は低いため、SWC が最も強化される 8~10 月のみ、北海道沿岸に沿った南下流偏差が認められる。本研究で注目している夏季の Aniva 湾では負偏差領域となっているが、“n”印で示した極小値の位置に注目すると、それは 7 月の湾内中央から次第に南下し、11 月の負偏差はサハリン島の南東海域まで移動しているようにみえる。

年平均海面高度の推定

Fig. 9(a) の経月変化データ ($AM_{i,j,m}$) を用いて、SSHA が極大・極小となる月 (数値が月で、範囲は色分け表示) とそれらの値を抽出し、それぞれ Fig. 10 の上下段に水平分布図として示した。極大月は日本海側とサハリン島東側の沖合域では +4~+8 cm で 9~10 月、Aniva 湾を含むサハリン島周辺域から北海道オホーツク海沿岸では +4~+12 cm で 12~1 月にあり、両海域には 2~3 カ月の位相差がある。極小月も似たような海域で区分されるが、日本海側と SWC 域では -4~-8 cm で 3~4 月、サハリン島東側の沖合域では -2~-4 cm の小さな負偏差であるためかパラッキが大きく 2 月を中心に 12~5 月、Aniva 湾を含むサハリン島周辺域から北海道オホーツク海沿岸では -2~-6 cm

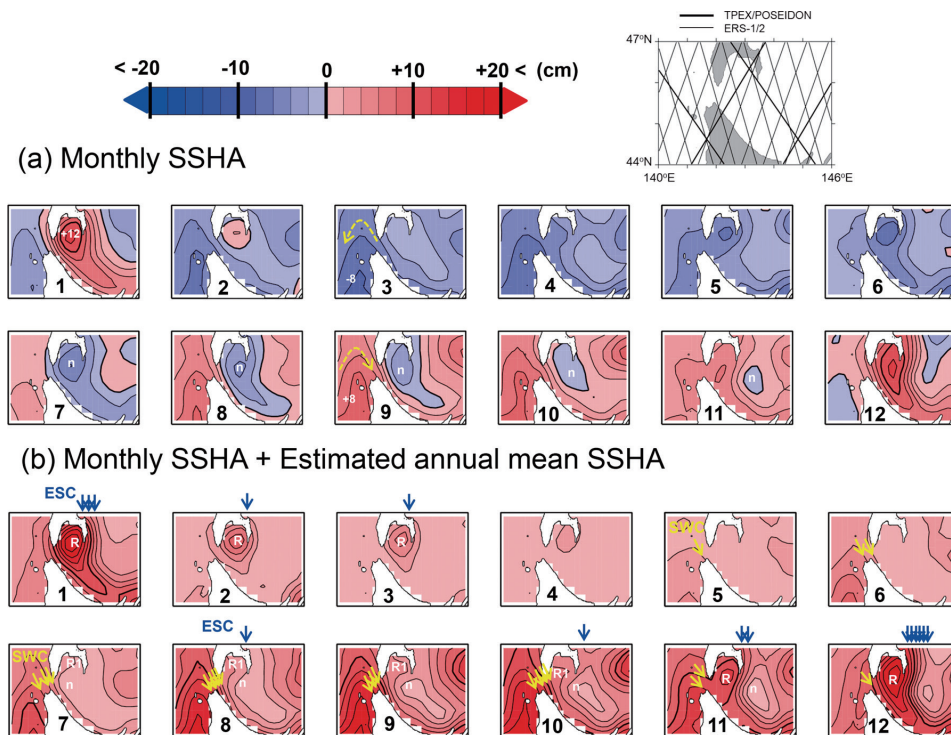


Fig. 9. (a) Monthly variation of 19-year average SSHA fields and (b) their estimated SSH fields. Upper panel shows TOPEX/POSEIDON and ERS-1/2 altimeter ground tracks. In (b), the numbers of yellow and blue arrows roughly represent the intensifications of SWC and ESC, respectively. The clockwise circulations around the Aniva Bay are denoted by the symbols of “R” in winter and “R1” in summer with negative anomaly of “n”.

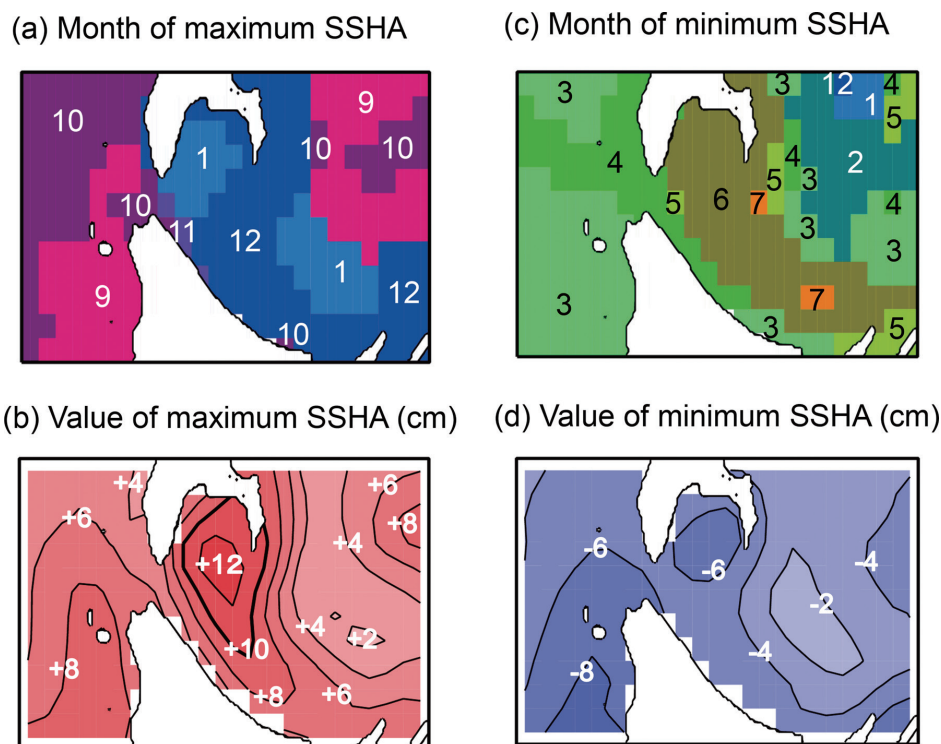


Fig. 10. Horizontal distributions for month of (a) maximum SSHA and (c) minimum SSHA based on 19-year average data and their values of (b) and (d).

で6～7月にある。

SSHA が9～10月に極大、3～4月に極小を示す日本海から北海道オホーツク海沿岸域は、夏季から秋季に流量が増加する対馬暖流及びSWCの存在海域にほぼ対応している。一方、SSHA が12～1月に極大、6～7月に極小となるAniva湾を含むサハリン島周辺域は、冬季に流量が増加するESCの存在海域にほぼ対応している。SWCとESCはともに季節変化が大きく、特に北海道オホーツク海沿岸沖では、SWCが出現している季節ではESCが消滅し、逆にESCが出現している季節ではSWCが消滅することが知られている。そこで、SSHAが極小を示した月にSWC及びESCに伴う水位勾配が全く無くなり、それゆえ、各海流が完全に消滅するという理想的な状態を本解析では仮定する。この状態が仮定できれば、我々には未知である「年平均海面高度」がSSHA極小月の負偏差水位分布 (Fig. 10(d)) を正偏差に変えたものと一致することになる。

推測される海面高度の経月変化

SWCとESCが弱化する季節には海流が完全に消滅するという仮定のもとに、SSHA極小月の負偏差水位を正偏差に置き換えた分布を本解析の推定「年平均海面高度」とした。Fig. 9(a)の経月変化データ ($AM_{i,j,m}$) にこの推定「年平均海面高度」を加えた結果がFig. 9(b)であり、コンター間隔はFig. 9(a)と同じ2cm毎である。地衡流平衡にある海流の強さは海面高度傾度の大きさに比例する。ここで

は簡易的な表現であるが、サハリン島東側陸棚上の等値線の数でESCの強さを、宗谷海峡入口付近の等値線の数でSWCの強さを指標し、それらの数を矢印の本数 (SWCは黄色、ESCは青色) で表示した。

青色矢印のESCは11月(2本)に現れ、12月(6本)に最強となり、1月(3本)から3月(1本)にかけて急速に弱まる様子が示される。Ohshima et al. (2002)は東部サハリン島沖陸棚上の係留流速観測と漂流ブイ観測の解析結果から、ESCの南下流が夏季から冬季にかけて増加することを報告しており、この増加の様子はSSHAの経月変化とも矛盾しない。黄色矢印のSWCは5月(1本)に現れ、7～10月(3本)の4カ月間で継続して最強となり、ESCが最強となる12月には弱まっている。このような季節変化はEbuchi et al. (2009)の宗谷海峡周辺のHFレーダーで観測された表層SWCの季節変化とも矛盾しない。

Aniva湾周辺における海面高度の経月変化をみると、ESCが最強となる12月では湾内を中心とした強い時計回り循環流(R印)の形成が明瞭であるが、その後急速に弱まり、4月には消滅している。本研究で注目している夏季の湾内時計回り循環流(R1印)は、冬季ほど強くはないため、閉じた等値線では表現されていないものの、海面高度の極大値は7月の湾奥から始まり、8～9月に湾中央へ移動し、10月には不明瞭になっている。このような極大値の出現と移動は、Fig. 9(a)のSSHA分布では“n”印で示した負偏差(極小値)の南下現象に対応している。以上の結果から、冬季に勢力を増すESCによって形成された

Aniva 湾内の強い時計回り循環流は夏季まで維持されることはなく、春季に一端消滅した後、夏季に向かって新たに形成された湾内時計回り循環流が今回観測されたものと推測される。

ま と め

本研究は宗谷暖流 (SWC) 沖合域に放流した2つの漂流ブイが回収できず、その後、約16日間北上を続け、サハリン島南部 Aniva 湾沿岸に漂着した物理的要因を探ることから始まった。両漂流ブイの軌跡から計算したラグランジェ流速時系列において最も卓越していた慣性振動流は25時間移動平均により削除し、エクマン吹送流はスラブモデルを用いた風強制応答、風圧流は風速と流速との相関解析より各成分を推定して削除した。その結果、完全な円形形状ではなかったものの、Aniva 湾内には時計回り循環流の存在が示唆され、その循環流に伴う表層流速値は $20\sim30\text{ cm s}^{-1}$ 程度であった。漂流ブイ観測前後の人工衛星熱赤外画像は、Aniva 湾内は周囲海域よりも常に高温に保たれており、湾内の循環流外縁では時計回り流を示唆するように、CWB を起源とする冷水北上、湾東端を起源とする冷水南下の様子が映し出されていた。次に、Aniva 湾の空間スケール (100 km 弱) を十分に分解できるほどの空間分解能はないが、過去19年分の衛星SSHAデータを解析し、今回観測された湾内循環流の形成過程に注目した経月変化を調べた。その結果、湾内循環流の形成は海面加熱期の後半である7月の湾奥から始まり、8~9月に湾中央へ移動、10月には不明瞭になっている様子が示された。

ロシア領海内にある Aniva 湾の海洋観測資料 (水温、塩分) が解析できない現状において、本論で主張した湾内時計回り循環流の存在は、残念ながら、海面のみの情報である漂流ブイ軌跡や衛星データをもとにした推測の範囲に留まっている。我々が知っている SWC 沖合域中層は夏季でも 1°C 前後の低温水であり、さらに北側にある Aniva 湾でも同様な水温構造にあることが容易に推測される。すなわち、Aniva 湾表層は夏季の海面加熱により高温化しているものの、中層以深は冬季の ESC 冷水がそのまま残留していると考えられる。おそらく、上層付近は今回観測された慣性振動流や吹送流などにより鉛直混合されているが、下層水の鉛直混合はそれほど強くないのであろう。それゆえ、湾内循環流は非常に強い季節密度成層をもつ薄い表層水で構成されていると思われる。今後は、Aniva 湾の地形条件のもとで海面加熱強制的数値実験を行い、弱い鉛直混合条件のもと、時計回り循環流の再現を試みたいと考えている。

謝 辞

本研究で使用させて頂いていた 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、NCEP/NCARの風応力データを提供されているNOAA、AMeDASの毎時風速風向データを提供されている気象庁に、心よりお礼申し上げます。また、宗谷海峡周辺海域の衛星熱赤外画像をホームページにて常時提供して頂いている北海道大学大学院水産科学院海洋計測学分野の平澤研究室の皆様にも心よりお礼申し上げます。

付録 A : AMeDAS と NCEP/NCAR の風速データのクロススペクトル解析

本研究では Aniva 湾周辺の海上風として、距離として100 km 以上も離れ、さらに陸上風ではあるものの、時間分解能の高さの有意性から、宗谷海峡に面した宗谷岬 AMeDAS 観測点の風速風向データを使用する。本付録では AMeDAS データが海上風として信頼の高い NCEP/NCAR データをどれだけ代表し、どの程度の修正が必要なのかを確認しておく。毎時の AMeDAS データから、NCEP/NCAR データの時刻 (日本時刻に修正) に対応した6時間毎の値を抽出し、本解析では比較的卓越している南北成分の風速値を使用した。

Fig. A1 の (a) は NCEP/NCAR と AMeDAS の南北風速成分データを用いて計算した分散保存型スペクトル (FFT 法) であり、実線が NCEP/NCAR、破線が AMeDAS である。両データの相関関係をみるためにクロススペクトル解析 (FFT 法) を行い、Fig. A1 の (b) にコヒーレンス、(c) に位相差を示した。なお、コヒーレンスの95%の有意水準値 (0.268) は図中に破線で示し、位相差はその有意水準値以上の周波数のみプロットしている。位相差の目安として、AMeDAS 先行の領域に、6時間 (実線)、4時間 (破線)、2時間 (点線) となる位相差を表示した。解析期間は漂流ブイ観測中を含む2016年6月29日3時から同年8月31日21時の約64日間とし、6時間間隔データなのでデータ数は $256 (=2^8)$ 個、7回の三角周波数フィルターによる平滑化を施したため、自由度は82である。

まず、分散保存型スペクトル (Fig. A1(a)) をみると、AMeDAS データの分散値は NCEP/NCAR データに比べて、約2日周期を境界に長周期 (低周波) 側で低く、低周期 (高周波) 側で高い傾向がある。陸上風である AMeDAS データが長周期側で低くなる理由は、海上に比べて陸上の接地境界層が厚くなっていることが推測される。逆に、陸上風が低周期側で高くなる理由はわからないものの、もともと毎時の時間分解を有する AMeDAS データが数時間変動を表現できているのに対し、NCEP/NCAR データではそれができていないからなのかもしれない。ピーク周期は完全に一致していないが、4~5日周期付近に幅広いピークをもち、約2日周期付近の分散値が小さくなる傾向はよく似ている。次に、コヒーレンスをみると、分散値が小さな約2日周期付近を除いて、有意水準値を大きく上回っていることがわかる。ただし、位相差には系統的な

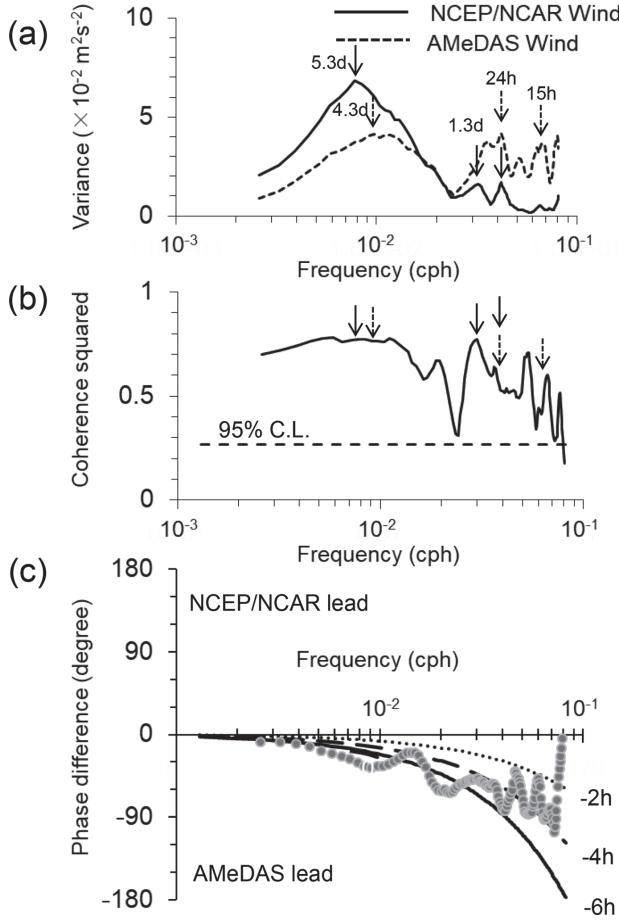


Fig. A1. (a) Variance-preserving spectra of wind velocity for NCEP/NCAR data and AMeDAS data. (b) Cross-spectra between both wind data, i.e., (b) coherence squared and (c) phase difference. In (c), the phase lags of 2, 4 and 6 hours (AMeDAS leads) are plotted as the dotted, dashed and solid lines.

差があり、AMeDAS データが NCEP/NCAR データよりも明らかに先行している。これは気象擾乱が Aniva 湾よりも先に宗谷岬を通過していることを示す。なお、その位相差は周期毎に異なるが、全体的な傾向としては 4 時間付近を中心に数時間以内でばらついている。以上の解析結果を踏まえ、Aniva 湾を代表する毎時の海上風データとして、AMeDAS データの風速値はそのまま用いて、時刻だけを 4 時間遅らせて使用することにした。

付録 B：スラブモデルによるエクマン深度 De と減衰時間 r^{-1} の推定

スラブモデルにおける二つの未知パラメータ、減衰時間 r^{-1} とエクマン深度 De を推定する方法を以下に述べる。種々の組み合わせのパラメータをモデルに設定し、High-pass 風変動 (Fig. 4(b)) を強制力としたモデル流速変動と観測値である High-pass ラグランジェ流速変動 (Fig. 4(a)) との分散保存型スペクトル解析とクロススペクトル解析 (南北流成分を使用) をもとに、慣性周期に最も近い 16.0 時間周期における分散値が等しく ($R_a = A_{\text{mod}}^2 / A_{\text{obs}}^2 = 1$; A はモデル値 (mod) と観測値 (obs) の振幅)、位相差がなく ($\theta = 0^\circ$), さらにコヒーレンスが 95% の有意水準 (0.39) を超える組み合わせを試行錯誤で探した。パラメータを探す範囲は、減衰時間 r^{-1} が $10^1 \sim 10^3$ 時間、エクマン深度 De が $10^0 \sim 10^2$ m とし、これらの範囲を適当に分割した。

Fig. A2 の (a) は位相差 θ , (b) はコヒーレンス, (c) が分散値の比 R_a の $r^{-1}-De$ 平面における各分布図である。まず、位相差 θ とコヒーレンスは減衰時間 r^{-1} 値のみの関数である。一方、分散値の比 R_a は両パラメータの関数であり、エクマン深度 De が厚く (薄く) 減衰時間 r^{-1} が短い (長い) とき、モデル値が観測値よりも小さく (大きく) なる。位相差 $\theta = 0^\circ$ の減衰時間 r^{-1} を太赤線 (Fig. 2A(a)), 分散値の比 $R_a = 1$ となる曲線を太青線 (Fig. A2 (c)) で強調し、両

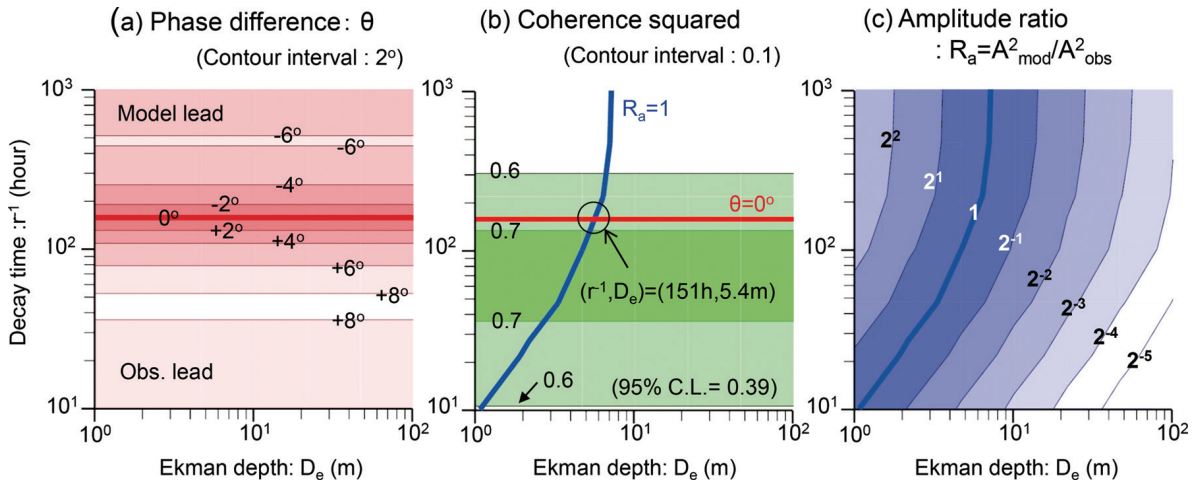


Fig. A2. Cross spectra between the observed velocity of drifters and the calculated velocity estimated by slab-model, assuming the decay time r^{-1} in the range of 10 to 1,000 hour and the Ekman depth De in the range of 1 to 100 m. The $r^{-1}-De$ relation maps for (a) phase difference, (b) coherence squared and (c) amplitude ratio.

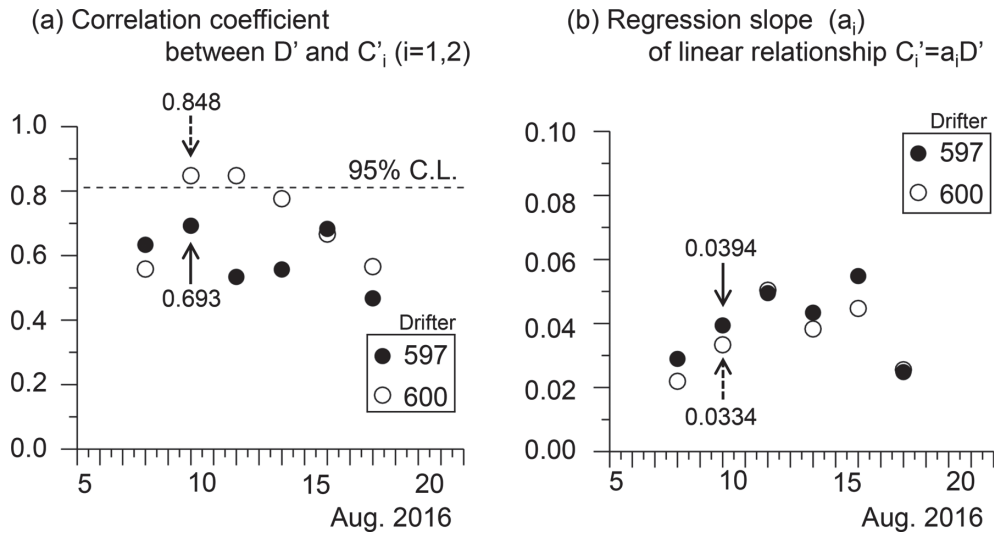


Fig. A3. (a) Correlation coefficient and (b) linear regression slope (a_i) at six periods between the low-pass filtered wind speed (D') and drifter's speed (C'). Closed and open circles indicate drifter 597 and 600, respectively.

太線をコヒーレンスの分布図 (Fig. A2 の (b)) に重ねて表示した。 $\theta=0^\circ$ で $R_a=1$ となる両太線の交点は、減衰時間 (τ^{-1}) が 151 時間、エクマン深度 (De) が 5.4 m であり、この組み合わせのコヒーレンス値は 0.69 で有意水準を超えている。なお、下記の理論式

$$De = \sqrt{\frac{2K}{f}} \quad (a1)$$

を用いて、エクマン深度 $De=5.4$ m を代入して計算される鉛直渦動粘性係数 K は $1.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ と見積もられ、これは非現実的な値ではないものとする。

付録 C：風圧係数の推定

風圧流の大きさは漂流ブイの海上に出ている部分が受ける風圧 τ_a ((a2) 式) と、海中部の受ける抵抗力 τ_w ((a3) 式) によって決まる (小田巻, 1986)。ただし、 ρ_a , ρ_w は空気と海水の密度、 C_a , C_w は海上部の抵抗係数と水中部の抵抗係数であり、 D' が風速、 C' が対水速度である。

$$\tau_a = \frac{1}{2} \rho_a \cdot C_a \cdot A \cdot D'^2 \quad (a2)$$

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho_w \cdot C_w \cdot B \cdot C'^2 \quad (a3)$$

一般に $D' \gg C'$ であることから、 D' を対地風速とすると、漂流ブイが流れているとき、風圧と抵抗力は釣り合っているため、 $\tau_a = \tau_w$ から下記の風速に対する線形式 ((a4) 式) が導出される。

$$C' = (\rho_a / \rho_w \cdot C_a / C_w \cdot A / B)^{1/2} \cdot D' = a \cdot D' \quad (a4)$$

風圧係数 a はブイの複雑な形状 (Fig. 1 の左上図) に依存するため、その値を正しく見積もるためには風以外の影響が全くない条件で実施する風洞実験が必要である。我々

はその実験をしておらず、本研究では観測結果から推測するしかない。漂流ブイの挙動から求めたラグランジェ流速には風圧流以外の流速成分が含まれており、もし、その流速成分が一定と仮定できるのならば、平均値を差し引いた偏差風速と偏差流速の相関関係から風圧係数が推定できると考えた。それゆえ、問題はどの程度の期間で両者の相関関係を調べるか、にある。先の解析から風変動には 4~5 日周期が卓越していた。そこで、相関解析の期間を 4 日 (Low-pass 時系列は 12 時間間隔のサブサンプルなので、データ数は 8 個)、それを 2 日ずつずらしながら相関解析を行い、解析期間で計 6 個の風圧係数が得られる。それらの中で相関係数が最も高い (風圧流以外の流速成分の影響が最も小さい) ものを各ブイの風圧係数とした。

海上風は Fig. 5(c) の D データ、流速はエクマン吹送流を削除した Fig. 5(e) と (f) の C データであり、各 4 日間の平均値を差し引いた偏差データを使用した。相関解析は東西 (南北) 偏差風速と東西 (南北) 偏差流速の間で実施した。Fig. A3 は 6 区間毎の (a) が相関係数 (95% の有意水準は 0.811)、(b) が回帰直線の傾き (風圧係数) を示し、黒丸印は Drifter 597、白抜き丸印は Drifter 600 である。どちらのブイも相関が最も高い期間は 8 月 8~11 日の区間であったが、残念ながら、Drifter 597 は有意水準を下回っている。我々はこの解析区間の風圧係数を採用し、Drifter 597 は $a_1 = 0.0394$ 、Drifter 600 は $a_2 = 0.0334$ とした。この結果は、風圧流が風速値のおよそ 3~4% であることを示す。

参 考 文 献

- 阿部祥子・磯田 豊・矢幅 寛 (2009) 春季の宗谷暖流沖合域に形成される亜表層反流. 海の研究, 18, 265-286.
Ebuchi, N., Fukamachi Y., Ohshima, K.I. and Wakatsuchi, M.

- (2009) Subinertial and seasonal variations in the Soya Warm Current revealed by HF ocean radars, coastal tide gauges, and bottom-mounted ADCP. *J. Oceanogr.*, **65**, 31-43.
- 飯田博之・磯田 豊・小林直人・堀尾一樹 (2018) 宗谷暖流沖合域の冷水帯を伴った日周期渦流の観測とモデル実験. *海の研究*, **27**, 155-174.
- Itoh, M. and Ohshima, K.I. (2000) Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643-654.
- 松山優治・青田昌秋・小笠原勇・松山佐和 (1999) 宗谷暖流の研究. *海の研究*, **8**, 333-338.
- Mizuta, G., Fukamachi, Y., Ohshima, K.I. and Wakatsuchi, M. (2003) Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2430-2445.
- Ohshima, K.I., Wakatsuchi, M., Fukamachi, Y. and Mizuta, G. (2002) Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3195.
- 小田巻実 (1986) 沿岸域における漂流予測の試み. *沿岸海洋研究ノート*, **23**, 148-154.