

海洋レーダーで検出した対馬海峡における地衡流の 経年変動

青谷, 裕史
九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/2558979>

出版情報：九州大学, 2018, 修士, 修士
バージョン：
権利関係：



修 士 論 文

題 目 海洋レーダーで検出した対馬海峡における地衡流の経年変動

平成 29 年度入学

九州大学大学院 総合理工学府 大気海洋環境システム学専攻

氏 名 青谷 裕史

指導教員 磯辺篤彦 教授

平成 31 年 1 月 30 日提出

目次

1. はじめに	1
2. 手法	3
2.1 吹送流の計算	3
2.2 データ	5
2.2.1 HF レーダ	8
2.2.2 風速データ	10
2.2.3 潮位	10
3. 結果	11
3.1 HF レーダで測定した対馬海峡周辺の流況	11
3.2 対馬海峡における MSM とその吹送流	14
3.3 推定した地衡流の流況	23
3.4 対馬海峡軸方向を抜ける地衡流	27
4. 考察	43
5. おわりに	44

Abstract

九州大学応用力学研究所では、約 15 年間に渡り海洋高周波短波レーダー（以下、HF レーダー）を用いて対馬海峡周辺の表層流を観測し続けてきた。HF レーダーで観測したデータは地衡流と非地衡流成分を含む表層流速であるため、Yoshikawa et.al(2010)の手法に基づいて、風データ（本研究では気象庁の MSM のデータを用いた）を用いてもっとも卓越する非地衡流成分である吹送流の計算を行い、表層流速から吹送流速のデータを差し引いて地衡流推定を行った。海峡軸方向（概ね北東向き）の対馬暖流には 4~5 年周期の長期変動を示唆するようなデータが存在し、その変動は 2009~10 年を境で急激に変化した。ところが、対馬海峡の東西水道の ADCP 観測流量をそれぞれ調査したところ、流量は推定した地衡流と同様な傾向の変動を示さなかった。また、博多—厳原間の潮位差の変動は推定した地衡流と同様な傾向を示した。加えて、対馬暖流の起源である黒潮の強さを示す指標である名瀬—中の島間潮位差は、対馬海峡の表層流速とは異なる変動を示した。これらから、推定した地衡流に見られた対馬暖流表層の長期変動は、海峡周辺で発生している局所的なものと考えられた。

1. はじめに

水平圧力傾度とコリオリの力がバランスしているような流れを地衡流式で表すと以下の通りになる。

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$
$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

ここで、 f はコリオリパラメータ、 v は南北方向の流れ、 u は東西方向の流れ、 p は水圧、 ρ は密度である。地衡流はこれらの力のつり合いの結果生じる流れである（つまり、式の条件を達成しているならばその流れは地衡的だといえる）。水平圧力傾度というものは、密度一様であれば海面の水位差のみによって生じ、密度一様でなければ静水圧近似の与える水平圧力差によって生じる。基本的に、地球が自転をしている限り、地球上の海流の殆どが、この地衡流のバランスの下にある。言い換えれば、地衡流は最もデフォルトな海流である。例えば、ある定常的な流れがあれば、それは地衡流であるし、それに重なって海面に長周期波が発生すれば、それに応じたそれらの波も地衡流の支配下に置かれる。したがって、地衡流を知ることは海洋学において重要である。

本研究が対象とする対馬海峡は九州と朝鮮半島の間であり(Fig.1)、東シナ海と日本海を繋ぐ海峡である。全体の幅は約 200km であり、全域において水深は 200m 以下であり、狭く浅い海峡として知られている。対馬海峡上には対馬、壱岐といった比較的大きい島が存在する。また、対馬海峡は対馬を境として大きく 2 つの水道に分けられ、対馬と朝鮮半島の間を西水道、対馬



Fig. 1 対馬海峡における HF レーダの設置点

と壱岐島の間を東水道と呼ぶ。対馬暖流は、東シナ海に存在する黒潮水を主な起源とし、対馬海峡を通して日本海に入る海流である。そのため、暖流として、日本海に南から熱と物質を輸送している(eg、Isobe et al 2002)。このように、対馬暖流の変動を解析することは日本海南部の海況の変動を理解する手助けとなる。

その対馬暖流を、九州大学応用力学研究所では 2002 年 7 月から現在に至る約 15 年間に渡り海洋高周波短波レーダ（以下、HF レーダ）を用いての観測を続けてきた。これまで、対馬海峡上における海流の観測は HF レーダによるものだけではなく様々な観測が行われてきた。その中の 1 つに ADCPs(acoustic Doppler current profilers)による観測も行われてきた(Isobe et al.,1994 and etc.)。また、海底設置型 ADCP (Teague et al 2005) による約 6 ヶ月の観測と、フェリーに取り付けられた ADCP による長期の測定により、それぞれの経路に沿った対馬暖流の定量的な推定が可能となり、対馬暖流の輸送量は春～夏にかけて最大値をもつというような季節変動が大きいことが判明した (Takikawa et al 2005)。しかし、ADCP による海況の観測は、船に取り付けて航路上の流速を測定するものであるため、1 度の観測で広範囲を測定することが不可能に近く、何度も観測を行わなければ、時間的にも空間

的にもまとまったデータを得ることができないものであった。これに対し、HF レーダを用いた場合、海面（表層）付近の流況しか計測できないという制限があるものの、陸上に固定された装置を用いて高い時間解像能（毎時間）、空間解像能（半径数 km）の高い海流のデータを得ることが可能となる。また、定点観測によるもののため、安定で尚且つ継続した観測を行い、広い範囲で長期間のデータを得ることが可能となる。上記のようなメリットを踏まえ、九州大学応用力学研究所は7つの観測局にHF レーダを設置した(Fig.1)。なお、2019 年 1 月現在においては、青梅局の HF レーダは稼働中止となっており東水道のみ観測が行われている。

これまで、対馬海峡周辺に設置された HF レーダで観測されたデータを用いて、季節変動や短期変動の解析が行われ、東水道の南東および北西では夏に南西向きの流れが見られ、秋および冬には南東向きの流れが見られること、また、表層地衡流と吹送流の両方の季節変動は、表層流の変動を複雑にすることが明らかになった(Yoshikawa 2010 et al)。しかし、10 年間以上のデータを用いた長期変動の解析はまだ行われていない。そこで、本研究ではこれまで九州大学応用力学研究所が観測してきた対馬海峡周辺の長期間(約 15 年間)のデータを用いて、対馬暖流の長期変動解析を行っていく。

2. 手法

2.1. 吹送流の計算

設置された HF レーダによって観測されたデータは地衡流の変動だけではなく局所的な風の影響も含まれている。また、風以外の非地衡的な成分も含まれている。そのため、HF レーダで観測されたデータは Yoshikawa et al., 2009 に倣い、以下のように成分分解する。

$$\begin{pmatrix} u_s(x, y, t) \\ v_s(x, y, t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_g(x, y, t) \\ v_g(x, y, t) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u_{wdf}(x, y, t) \\ v_{wdf}(x, y, t) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u_{err}(x, y, t) \\ v_{err}(x, y, t) \end{pmatrix} \quad (1)$$

ここで、 u_s, v_s は表層流成分、 u_g, v_g は地衡成分、 u_{wdf}, v_{wdf} は吹送流成分、 u_{err}, v_{err} は非地衡成分であり、 (x, y) は空間の変数、 t は時間である。また、対馬海峡内においては非地衡流成分 u_{err}, v_{err} を無視できるものである(Yoshikawa et al., 2009)。そのため式(1)の右辺の残る成分は表層流成分 u_s, v_s 、地衡流成分 u_g, v_g であるので、残った成分で式(1)を変形すると

$$\begin{pmatrix} u_g(x, y, t) \\ v_g(x, y, t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_s(x, y, t) \\ v_s(x, y, t) \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} u_{wdf}(x, y, t) \\ v_{wdf}(x, y, t) \end{pmatrix} \quad (2)$$

ここで、吹送流と摩擦速度の関係は以下の通りになる(Yoshikawa et al., 2010)。

$$u_{wdf} + iv_{wdf} = \alpha \exp(-i\theta)(u_* + iv_*) \quad (3)$$

ここで、 u_*, v_* はそれぞれ摩擦速度であり、 α と θ はそれぞれ Fig.2 の通りに示す速度係数と偏向角である(Yoshikawa et al., 2010)。また、摩擦速度を求める式は以下の通りに与えた。

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_x}{\rho_w}} \quad (4-a)$$

$$v_* = \sqrt{\frac{\tau_y}{\rho_w}} \quad (4 - b)$$

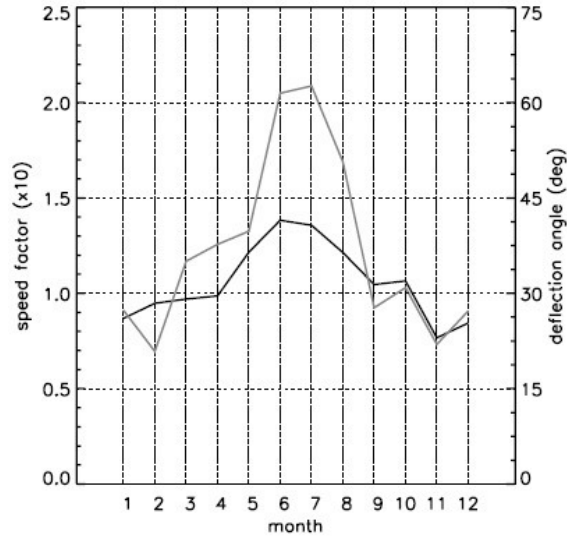


Fig. 2 速度係数 α (灰色実線) と偏向角 θ (黒実線)

ここで、 τ は海側の風応力、 ρ_w は海水の密度である。また τ は以下の通りに与えた。

$$\tau_x = \rho_a C_D |U| u \quad (5 - a)$$

$$\tau_y = \rho_a C_D |U| v \quad (5 - b)$$

ここで、 τ_x は東西方向の応力、 τ_y は南北方向の応力、 ρ_a は大気の密度、 U は風の速度スカラー、 u は東西方向の風速、 v は南北方向の風速であり、 C_D は抵抗係数である。ここで、抵抗係数は Yelland and Taylor (1996)のものを用了。

$$1000C_D = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10m}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \quad (3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (6-a)$$

$$1000C_D = 0.60 + 0.07 * U_{10m} \quad (6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (6-b)$$

式(6)を 1000 で割ったものを式(5)に代入すると以下を得る。

$$\tau_x = \frac{1}{1000} \left\{ \rho_a |U| u \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10m}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right) \right\} \quad (3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (7-a)$$

$$\tau_x = \frac{1}{1000} \{ \rho_a |U| u (0.60 + 0.07 * U_{10m}) \} \quad (6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (7-b)$$

$$\tau_y = \frac{1}{1000} \left\{ \rho_a |U| v \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10m}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right) \right\} \quad (3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (7-c)$$

$$\tau_y = \frac{1}{1000} \{ \rho_a |U| v (0.60 + 0.07 * U_{10m}) \} \quad (6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (7-d)$$

続けて、式(7)を式(4)に代入すると以下を得ることができる。

$$u_* = \sqrt{\frac{1}{1000} \frac{\rho_a}{\rho_w} |U| u \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10m}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right)} \quad (3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (8-a)$$

$$u_* = \sqrt{\frac{1}{1000} \frac{\rho_a}{\rho_w} |U| u (0.60 + 0.07 * U_{10m})} \quad (6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (8-b)$$

$$v_* = \sqrt{\frac{1}{1000} \frac{\rho_a}{\rho_w} |U| v \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10m}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right)} \quad (3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (8-c)$$

$$v_* = \sqrt{\frac{1}{1000} \frac{\rho_a}{\rho_w} |U| v (0.60 + 0.07 * U_{10m})} \quad (6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (8-d)$$

また、比重を $\rho_a/\rho_w=\rho$ とにおいて、式(8)に代入すると

$$u_* = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| u \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right)} \quad (3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (9-a)$$

$$u_* = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| u (0.60 + 0.07 * U_{10m})} \quad (6 \leq U_{10} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (9-b)$$

$$v_* = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| v \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right)} \quad (3 \leq U_{10} \leq 6 \text{ ms}^{-1}) \quad (9-c)$$

$$v_* = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| v (0.60 + 0.07 * U_{10m})} \quad (6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}) \quad (9-d)$$

となる。また、式(3)の右辺にオイラーの定理を適用すると、

$$\begin{aligned} \alpha \exp(-i\theta)(u_* + iv_*) &= \alpha \{(\cos \theta - i \sin \theta)(u_* + iv_*) \\ &= \alpha(u_* \cos \theta - i u_* \sin \theta + i v_* \cos \theta + v_* \sin \theta) \\ &= \alpha(u_* \cos \theta + v_* \sin \theta) + i \alpha(v_* \cos \theta - u_* \sin \theta) \end{aligned} \quad (10)$$

となる。ここで、式(3)の左辺と式(10)を比較することで

$$u_{\text{wdf}} = \alpha(u_* \cos \theta + v_* \sin \theta) \quad (11-a)$$

$$v_{\text{wdf}} = \alpha(v_* \cos \theta - u_* \sin \theta) \quad (11-b)$$

を得ることができる。すなわち、式(11)に式(9)を代入することで以下を得ることができる。

$$u_{\text{wdf}} = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10m}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right)} \alpha(\sqrt{u} \cos \theta + \sqrt{v} \sin \theta)$$

($3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}$) (12 - a)

$$v_{\text{wdf}} = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10m}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right)} \alpha(\sqrt{v} \cos \theta - \sqrt{u} \sin \theta)$$

($3 \leq U_{10m} \leq 6 \text{ ms}^{-1}$) (12 - b)

$$u_{\text{wdf}} = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| (0.60 + 0.07 * U_{10m})} \alpha(\sqrt{u} \cos \theta + \sqrt{v} \sin \theta)$$

($6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}$) (12 - c)

$$v_{\text{wdf}} = \sqrt{\frac{\rho}{1000} |U| \left(0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10m}^2} \right)} \alpha(\sqrt{v} \cos \theta - \sqrt{u} \sin \theta)$$

($6 \leq U_{10m} \leq 26 \text{ ms}^{-1}$) (12 - d)

式(12)の通りに吹送流を算出した。この操作を各地点で行い、HF レーダによって測定された表層流を取り除くことによって地衡流を推定する。

2.2. データ

2.2.1. HF レーダ

対馬海峡には 7 つの HF レーダが配備されており、5 つは CODAR 社製、(C1-C5) であり、2 つ NJRC 社製である(N1-N2) である。レーダーサイトの位置、それらがカバーする範囲を Fig.3 に示す。また、各レーダーシステムの仕様を Table1 に示す。HF レーダーシステムの詳細は、Yoshikawa et al(2006)にて示されている。

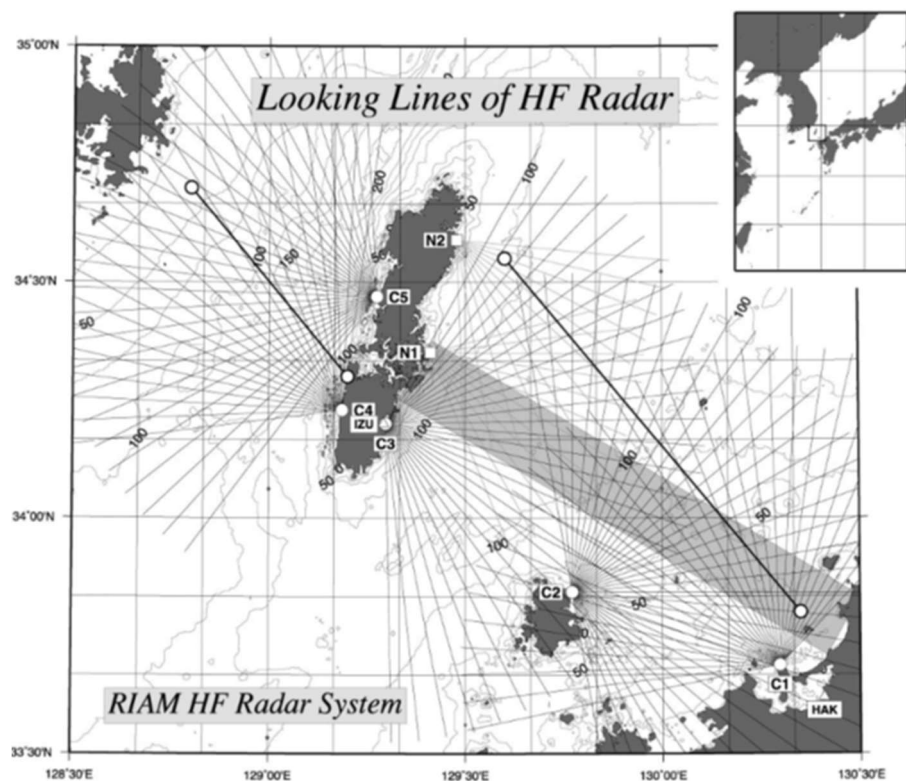


Fig. 3 HF レーダがカバーする範囲(Yoshikawa et al(2010))

Table1 HF レーダの仕様(Yoshikawa et al(2010))

Radar type	CODAR	NJRC
Tx antenna	Two mono poles	One Yagi antenna
Rx antenna	Crossed loop/mono pole antenna	Eight Yagi antenna
Center frequency	13.9 MHz	24.5 MHz
Sweep band width	49 kHz	100 kHz
Sweep rate	2.0 Hz	2.0 Hz
Range coverage	75 km	50 km
Bearing coverage	360 degree	90 degree
Range resolution	3.0 km	1.5 km
Bearing resolution	5 degree	7.5 degree
Measurement depth	1.72 m	0.98 m

本研究におけるデータ期間は、2003 年 1 月から 2016 年 12 月までである。
また、扱うデータは毎時の観測データに対して月平均を行った。

2.2.2. 風速データ

本研究では、2.1 の手順を用いて吹送流を推定するために気象庁（JMA）が提供する客観解析表面風データ（GPV-MSM）を用いた。風データの空間解像度は、2006 年 3 月までは 0.125° （経度） $\times 0.1^{\circ}$ （緯度）、であり、2006 年 3 月以降は 0.0625° （経度） $\times 0.05^{\circ}$ （緯度）である。時間解像度は両期間ともに 1 時間である。データの期間は 2003 年 1 月から 2016 年 12 月までである。また、空間解像度は HF レーダに合わせるために 0.05° （経度） $\times 0.05^{\circ}$ となるような線形補間を行い、HF レーダと同様に毎時のデータに対して月平均を行った。

2.2.3. 潮位

本研究では HF レーダを取得する海面の地衡流速の指標として博多と厳原の潮位データを用い、両者の差を取った。JODC(日本海洋データセンター) が提供する潮位データを用い、データの期間は 2003 年 1 月から 2016 年 12 月までである。同様に、毎時のデータに対して月平均を行った。

3. 結果

3.1. HF レーダで測定した対馬海峡周辺の流況

まず、長期変動を述べる前に各季節(2月、5月、8月、11月)のそれぞれの全期間平均(2003~2016の平均)を示す。まず、2月のHFレーダで観測した対馬海峡における流況の全期間平均を Fig.4 に示す。

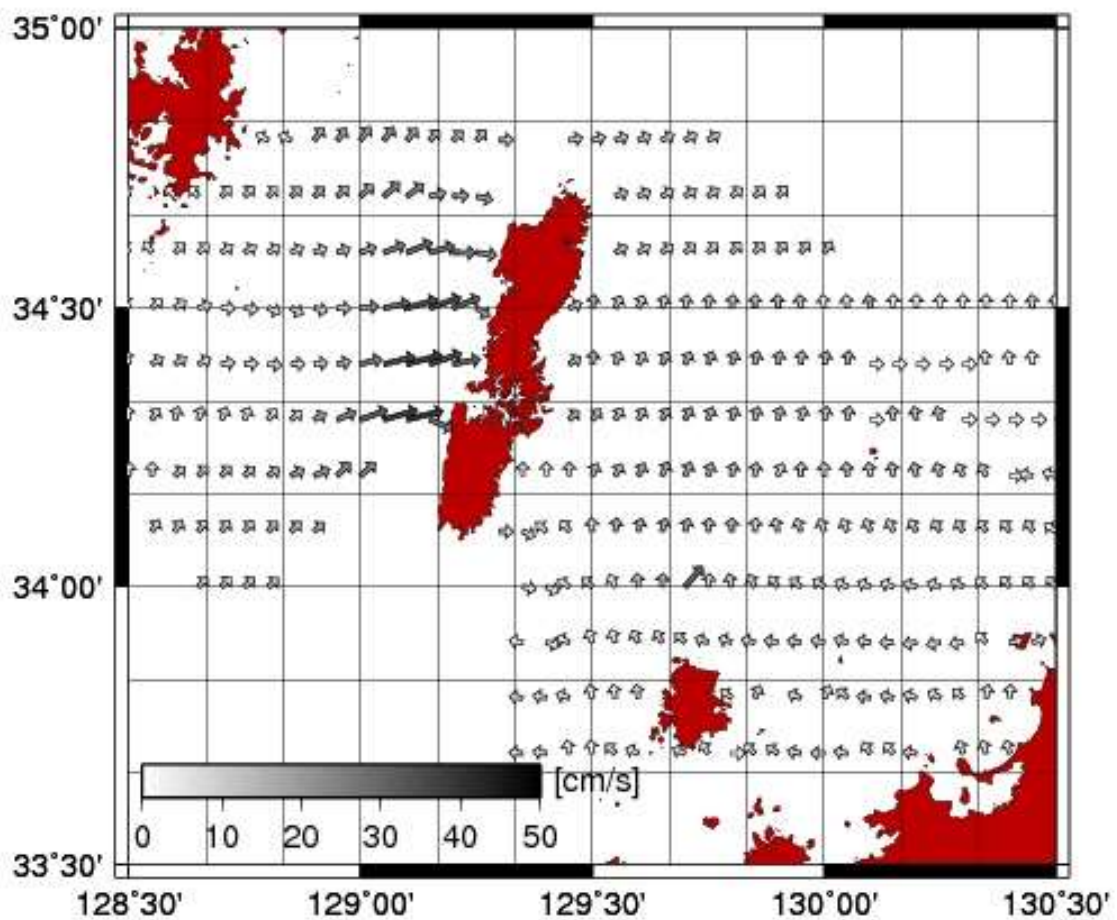


Fig. 4 HF レーダで測定した2月における全期間平均の流況

次に、5 月の HF レーダで観測した対馬海峡における流況の全期間平均を Fig.5 に示す。

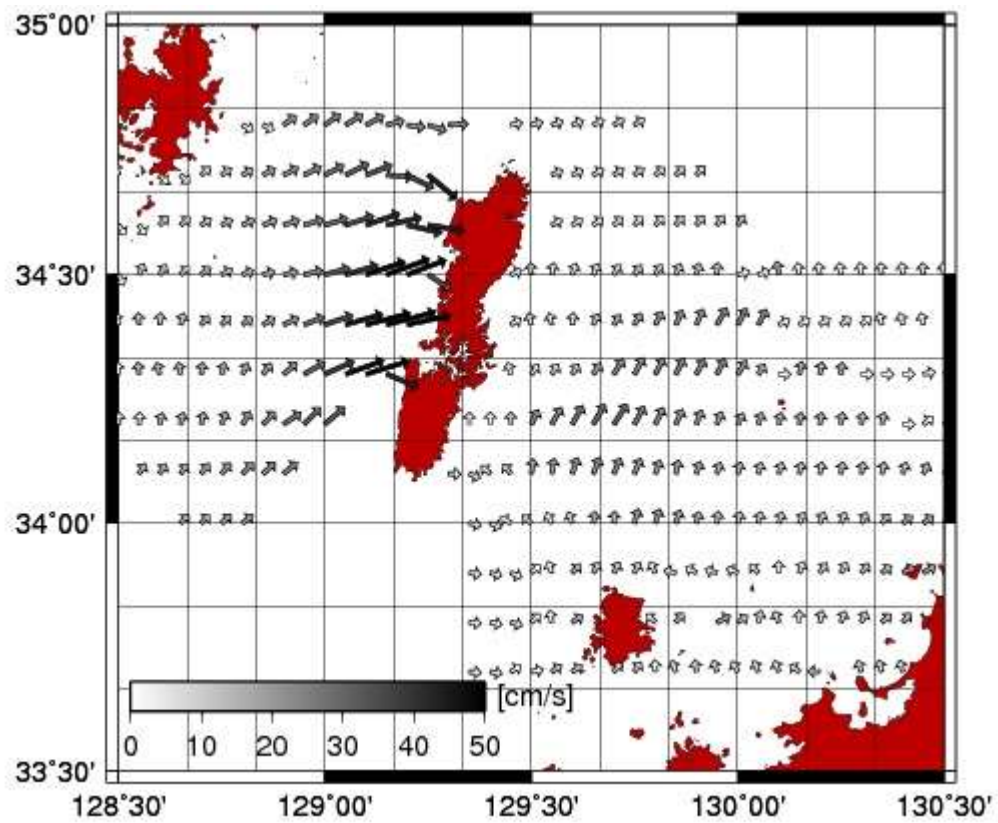


Fig. 5 HF レーダで測定した 5 月における全期間平均の流況

次に、8 月の HF レーダで観測した対馬海峡における流況の全期間平均を Fig.6 に示す。

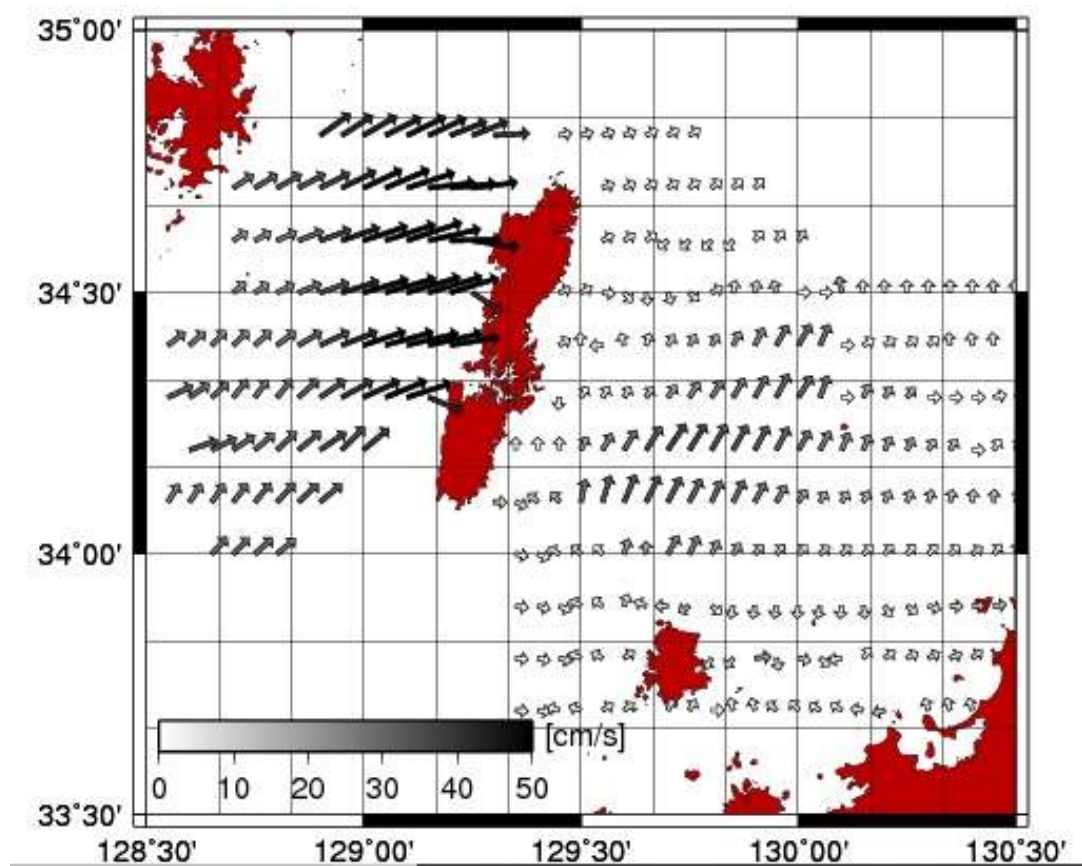


Fig. 6 HF レーダで測定した 8 月における全期間平均の流況

11 月の HF レーダで観測した対馬海峡における流況の全期間平均を Fig.7 に示す。

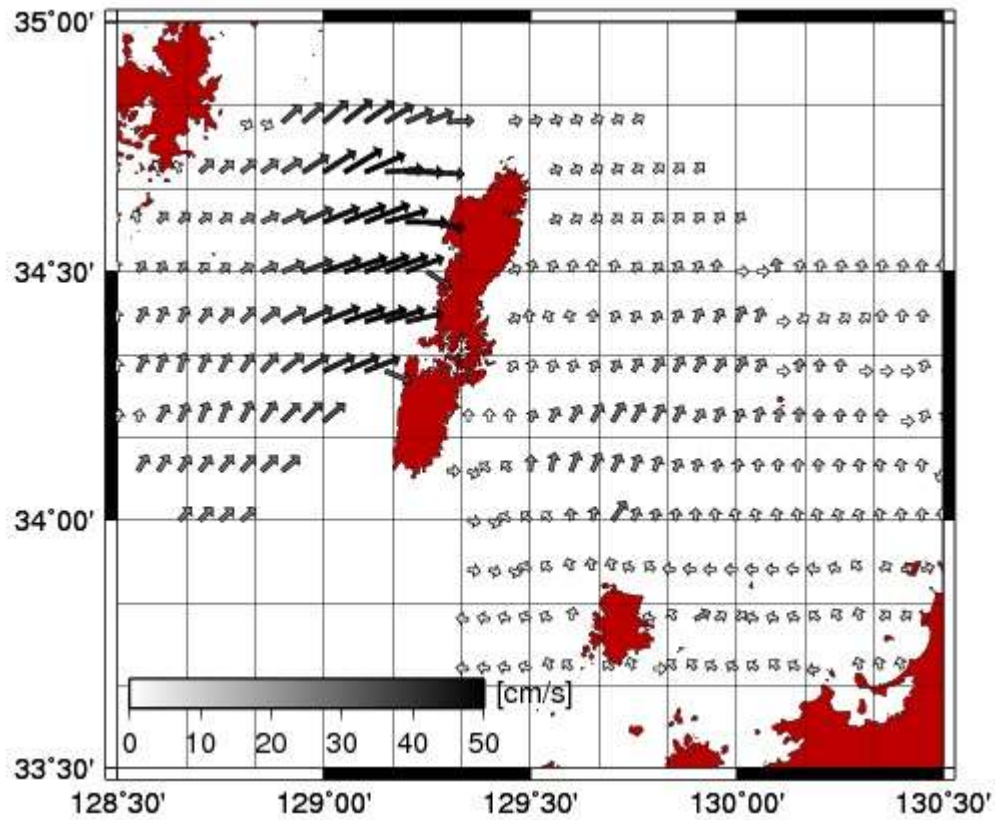


Fig. 7 HF レーダで測定した 11 月における全期間平均の流況

3.2. 対馬海峡における MSM とその吹送流

風のデータも同様に、各季節(2 月、5 月、8 月、11 月)のそれぞれの全期間平均を示す。2 月における全期間平均の風を Fig.8 に示す。

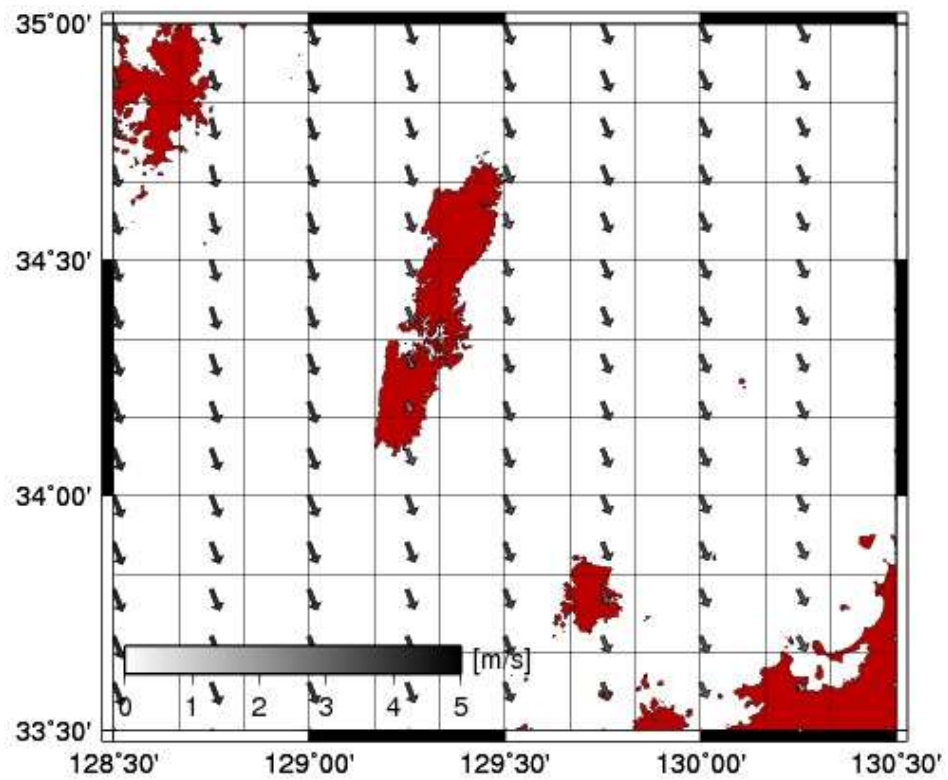


Fig. 8 2 月の全期間平均の風データ

Fig.8 から 2.1 の手法に基づき計算した吹送流 Fig.9 に示す。

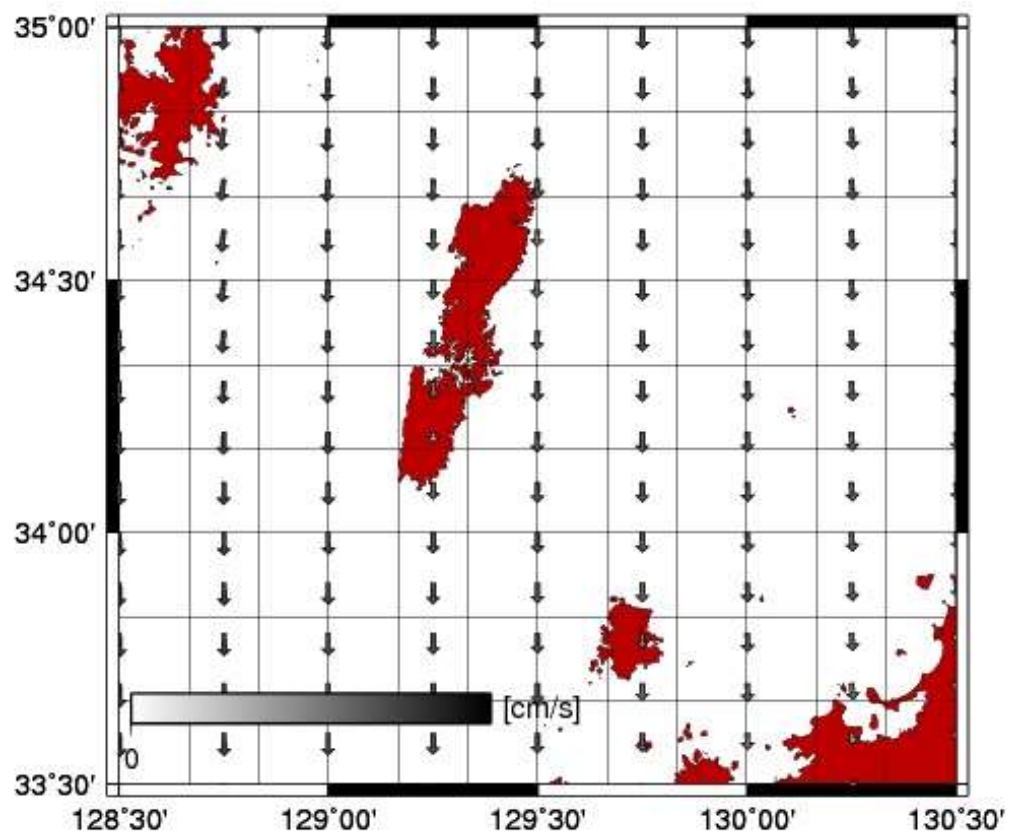


Fig. 9 2 月の全期間平均の吹送流

5 月における全期間平均の風を Fig.10 に示す。

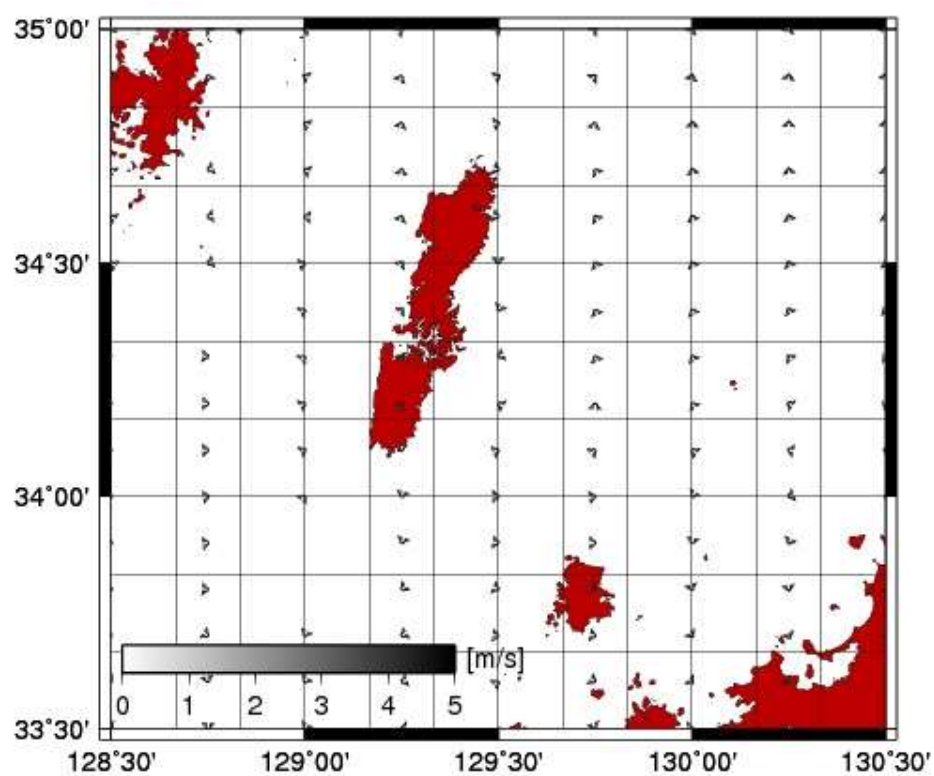


Fig. 10 5 月の全期間平均の風データ

Fig.10 から 2.1 の手法に基づき計算した吹送流を Fig.11 に示す。

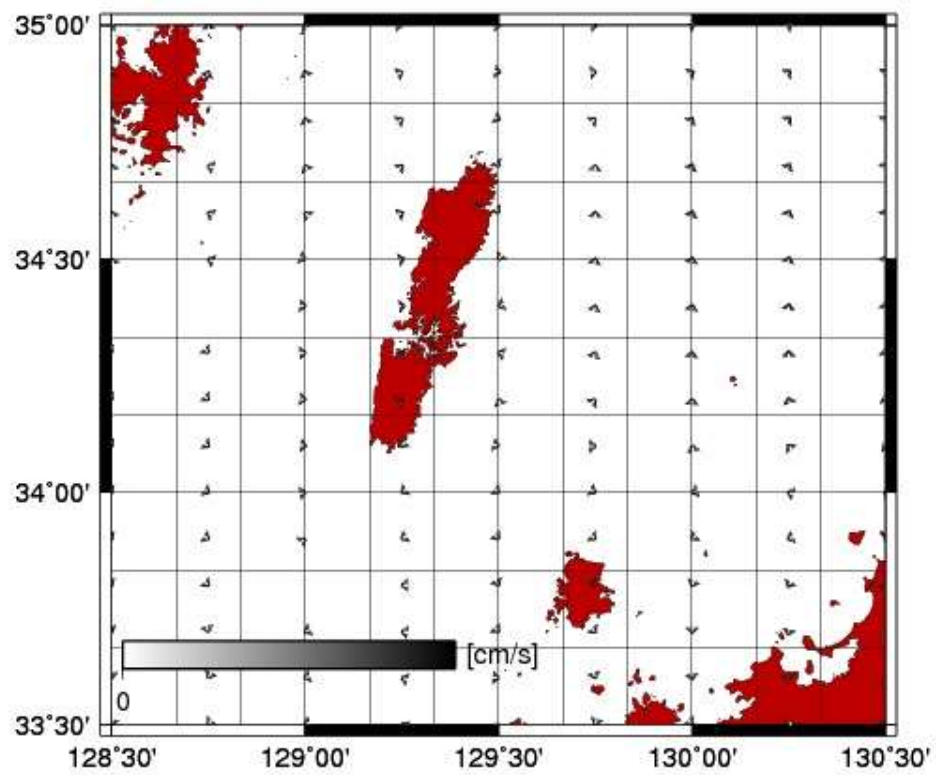


Fig. 11 5 月の全期間平均の吹送流

8 月における全期間平均の風をデータ Fig.12 に示す。

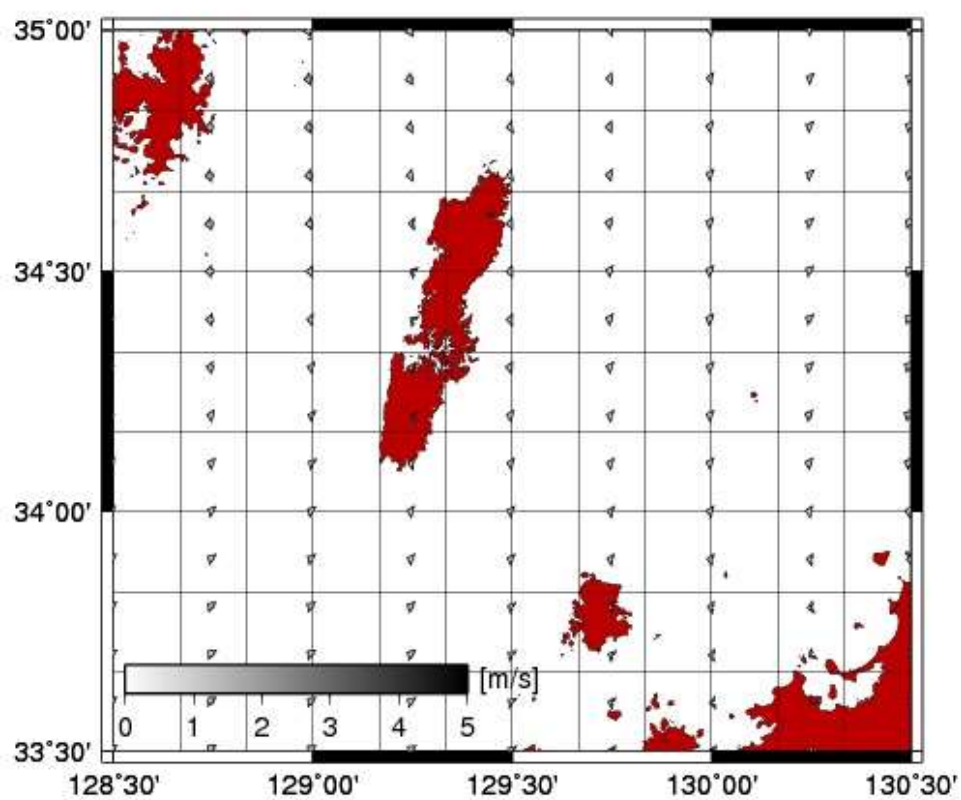


Fig. 12 8 月の全期間平均の風データ

Fig.12 から 2.1 の手法に基づき計算した吹送流を Fig.13 に示す

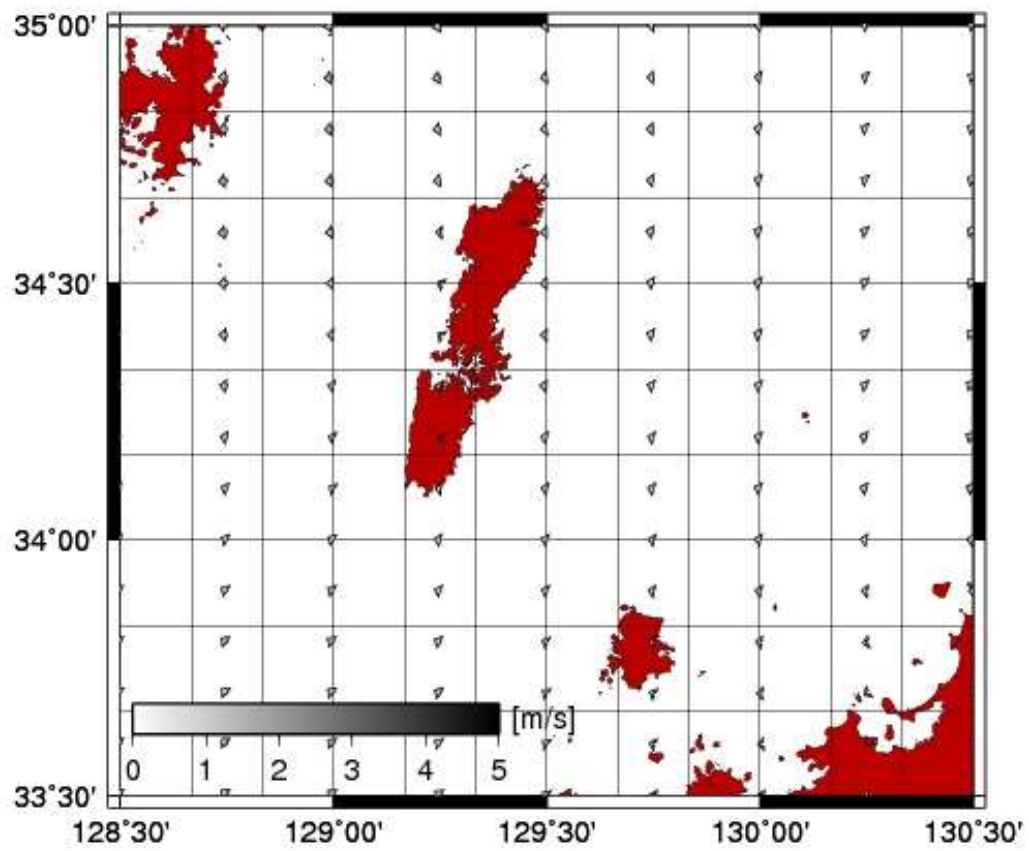


Fig. 13 8 月の全期間平均の吹送流

11 月における全期間平均の風を Fig.14 に示す。

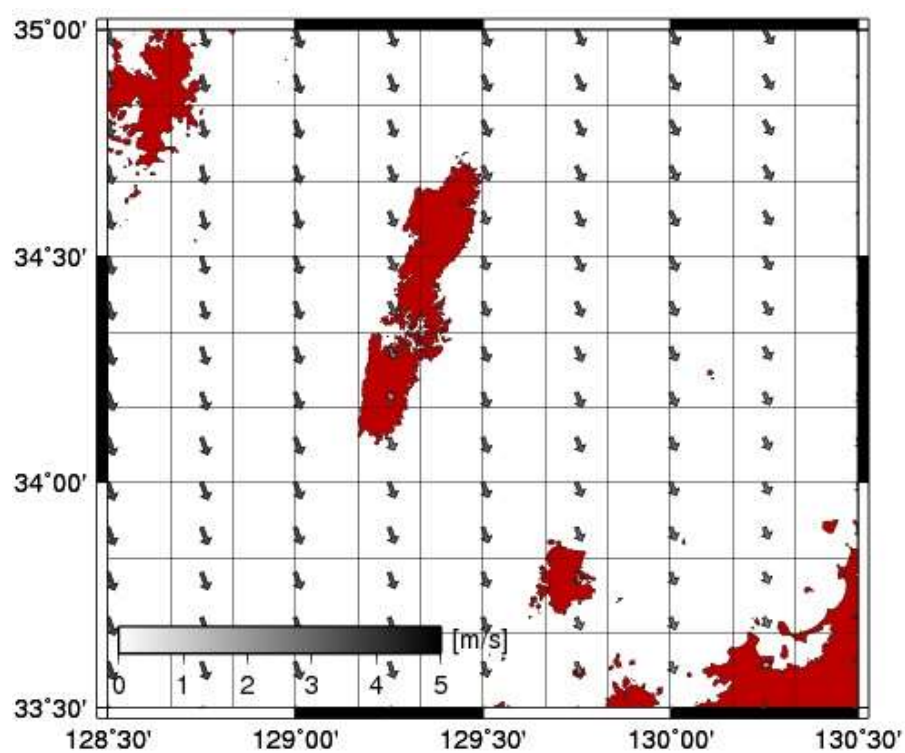


Fig. 14 11 月の全期間平均の風データ

Fig.14 から 2.1 の手法に基づき計算した吹送流を示す。

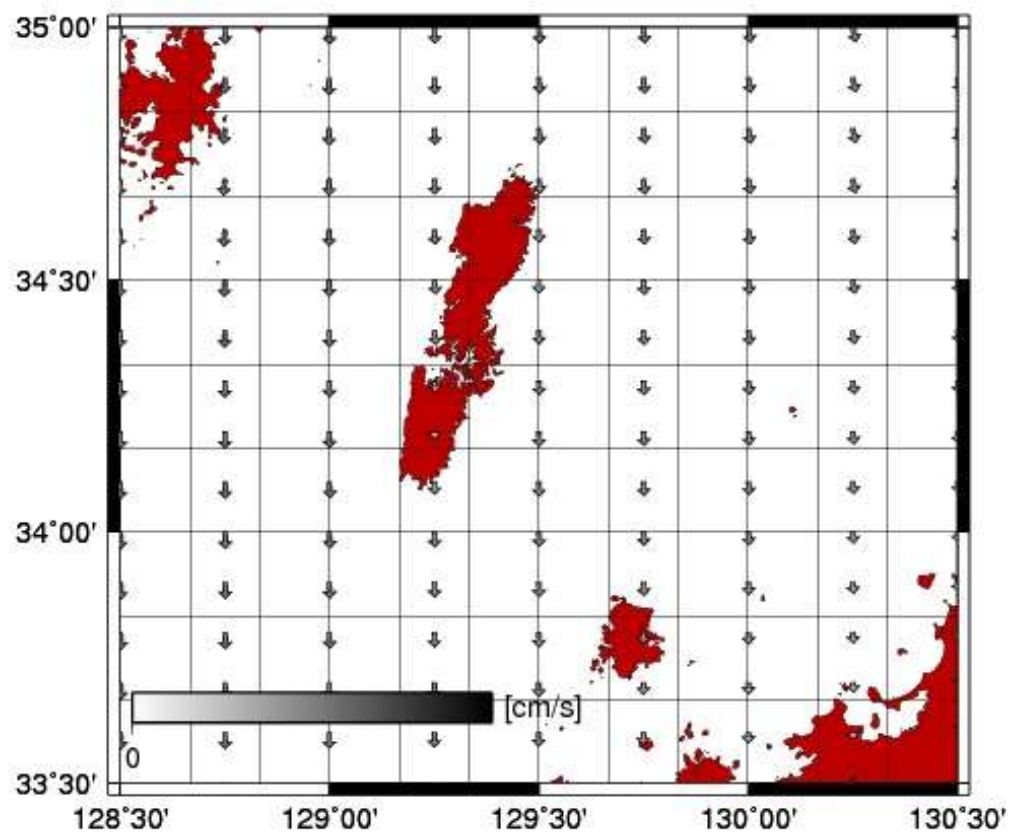


Fig. 15 11 月の全期間平均の吹送流

3.3. 推定した地衡流の流況

H Fレーダで観測したデータや吹送流のデータと同様に2月、5月、8月、11月の推定した地衡流を示す。まず、2月の推定した地衡流の対馬海峡における流況を示す。

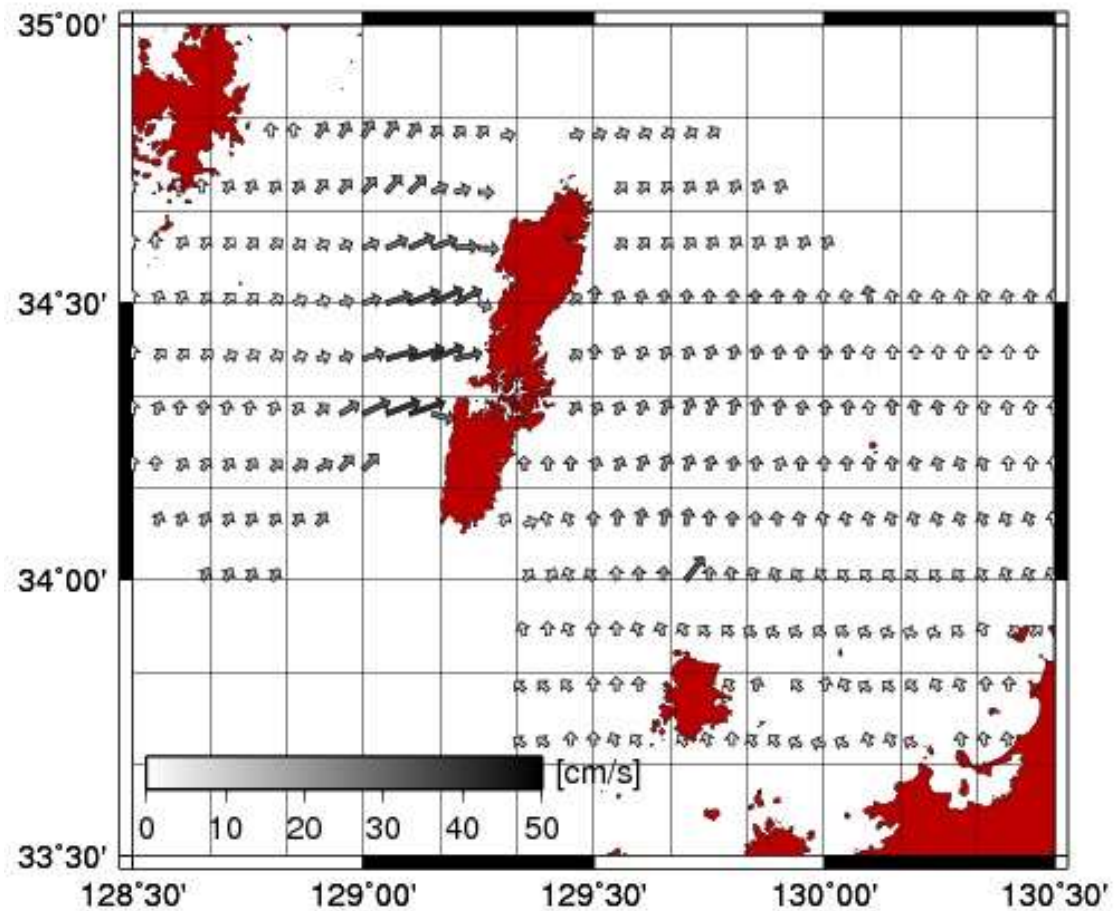


Fig. 16 2月の全期間平均の推定した地衡流

次に、5月の対馬海峡における推定した地衡流の流況を示す。

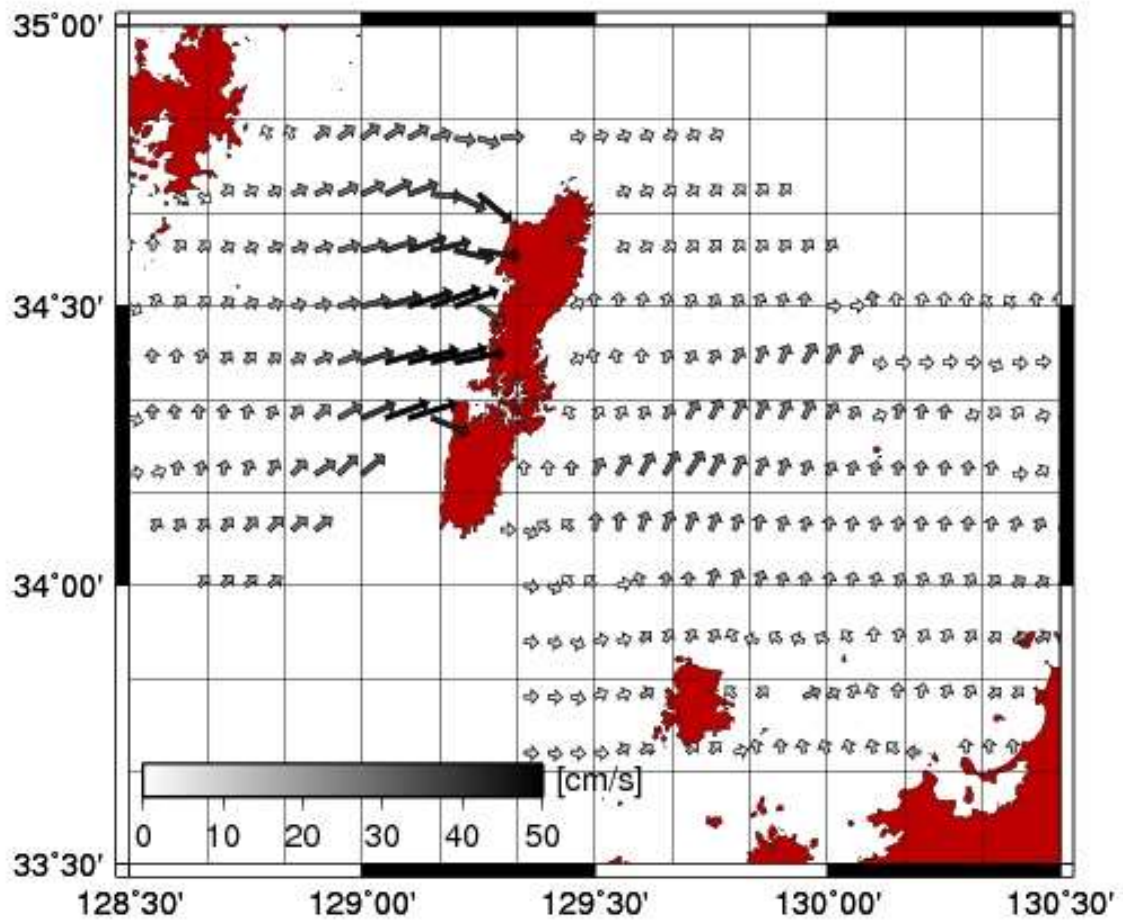


Fig. 17 5月の全期間平均の推定した地衡流

次に、8月の対馬海峡における推定した地衡流の流況を示す。

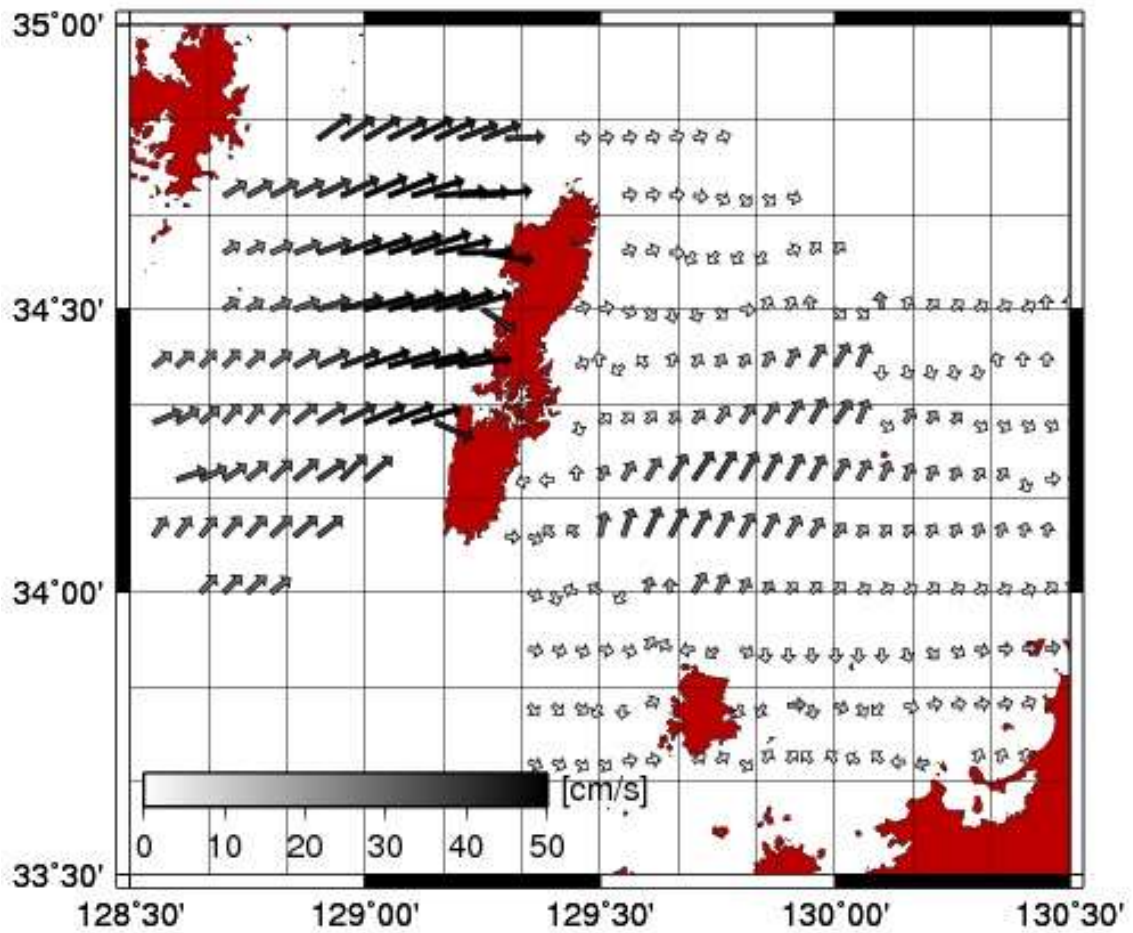


Fig. 18 8月の全期間平均の推定した地衡流

次に、11 月の対馬海峡における推定した地衡流の流況を示す。

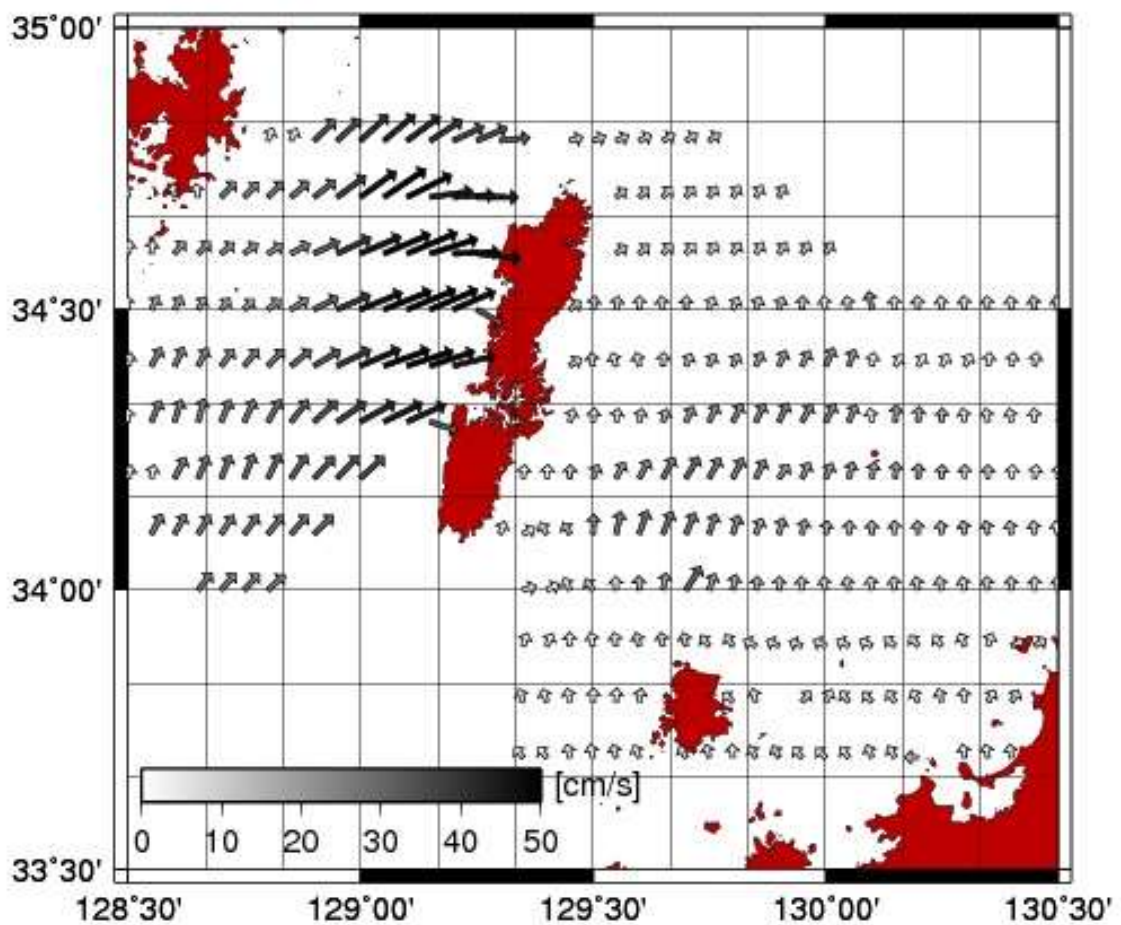


Fig. 19 11 月の全期間平均の推定した地衡流

これまでのように 3.2 までの結果で Yoshikawa et al(2010)の手法に基づき長期平均の地衡流を推定することができた。これらの操作を全ての期間に対

して行ったデータを用いて対馬海峡における推定した地衡流の長期変動の解析を行っていく。

3.4. 対馬海峡軸方向を抜ける地衡流

3.3 では(Yoshikawa et al., 2010)の手法で推定した地衡流を示した。そこで、詳細な長期変動を解析するために西水道における対馬海峡軸方向に抜ける地衡流を Fig.20 に示す。Fig. 20 に示した流速は Fig.21 に示す矩形領域の平均値である。

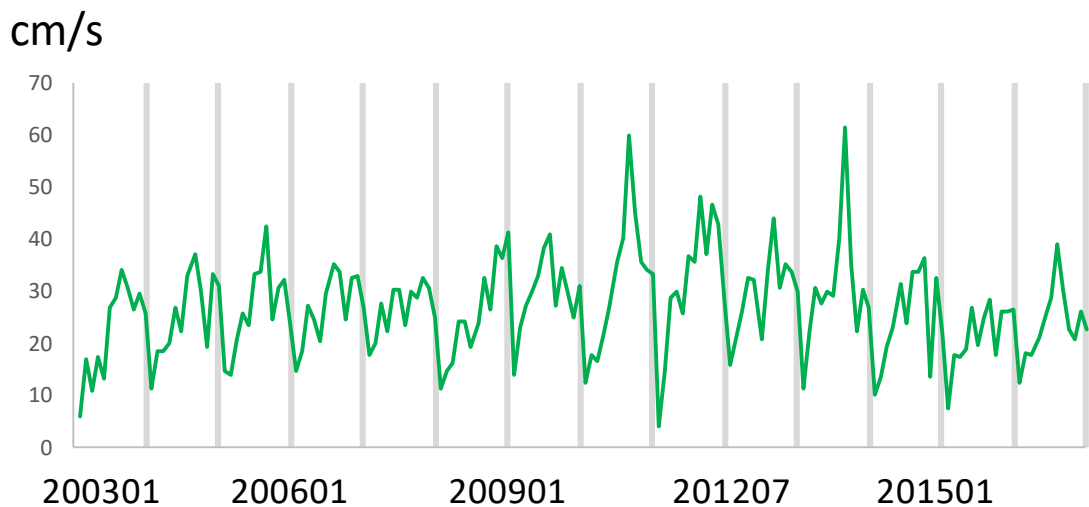


Fig. 20 西水道における海峡時方向の長期変動

同様に、東水道における対馬海峡軸方向に抜ける地衡流を Fig.21 に示す。

同じく数値は Fig. 22 における矩形領域の平均値である。

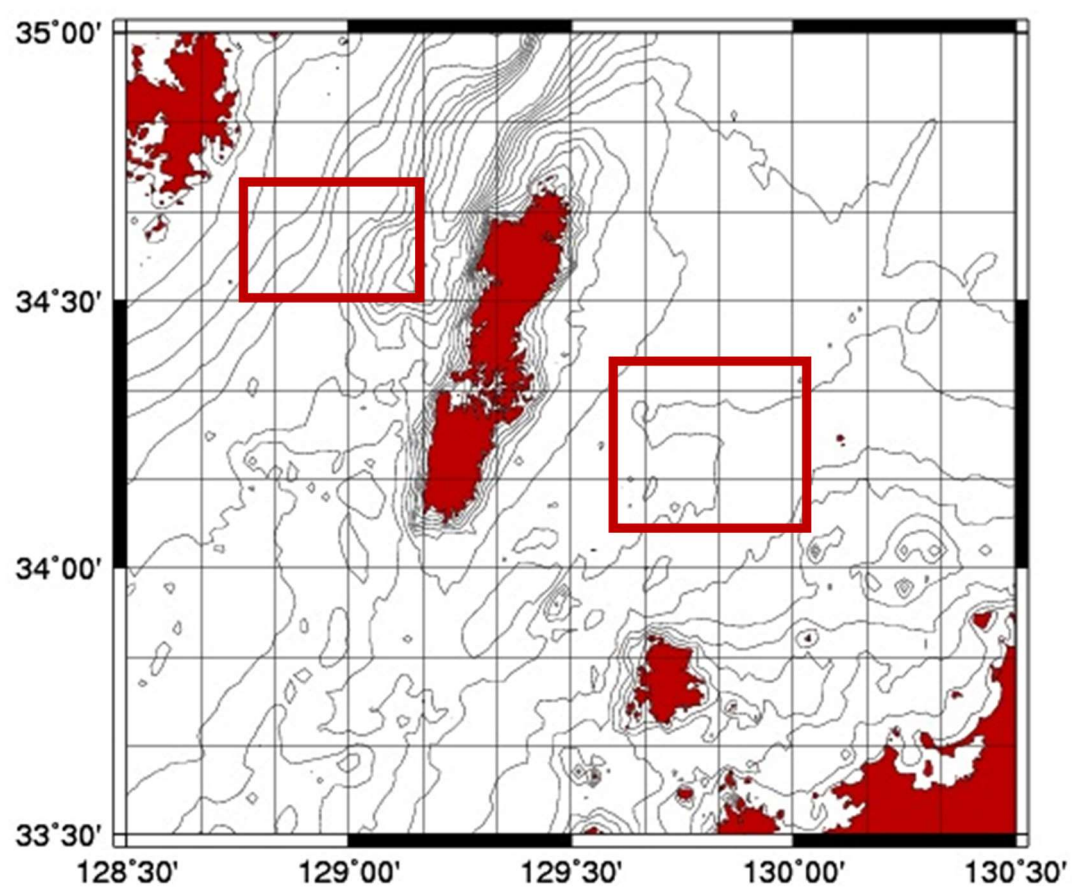


Fig. 21 東水道における海峡時方向の長期変動

cm/s

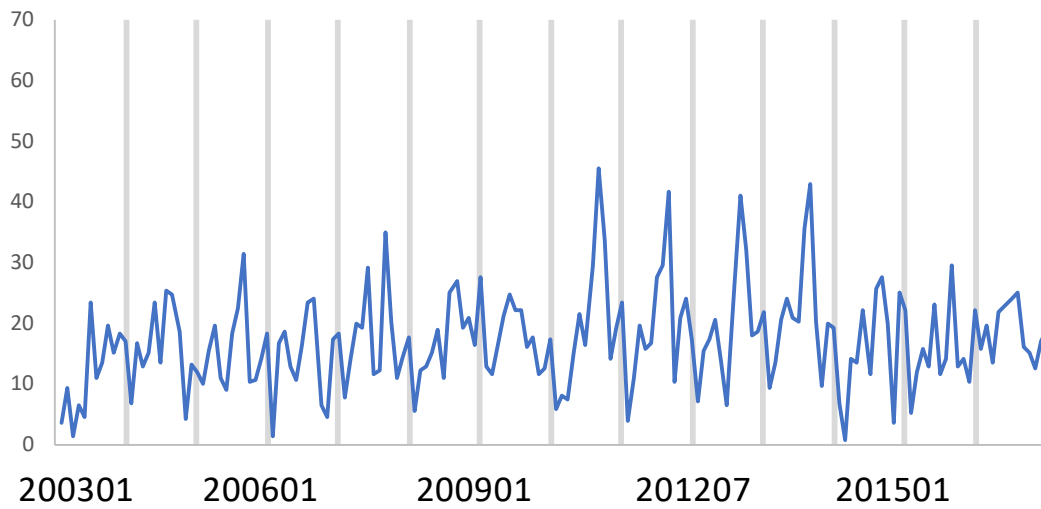


Fig. 22 東水道における海峡時方向の長期変動

また、海峡軸方向の速度は以下の通りにした。

$$V = u\sin 45^{\circ} + v\cos 45^{\circ} \quad (13)$$

ここで、 u は東西方向の流速、 v は南北方向の流速である。Fig.20、Fig.21 共に、縦軸の目盛りは1年の間隔を表している。横軸は時間となっておりグラフは2003年1月から2016年12月までの期間で描いた。また、Fig.20、Fig.22ともに、矩形領域は東西水道それぞれの主流域で設定している。海峡軸方向の流速が強く出ており変動のシグナルが出やすいと考えたためである。Fig.20とFig.22をそれぞれ比較すると、東水道西水道ともに、2010年に急激な速度上昇が見られた。この変動の詳細を見るために、東水道西水道ともに13か月の移動平均をとったグラフをFig.22、Fig.23に示す。

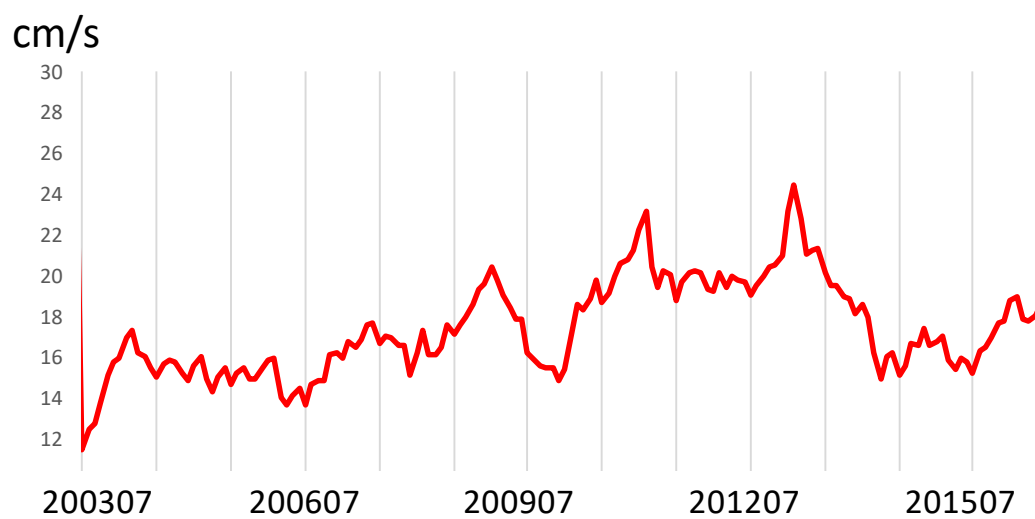


Fig. 23 移動平均をとった東水道における海峡軸方向の長期変動

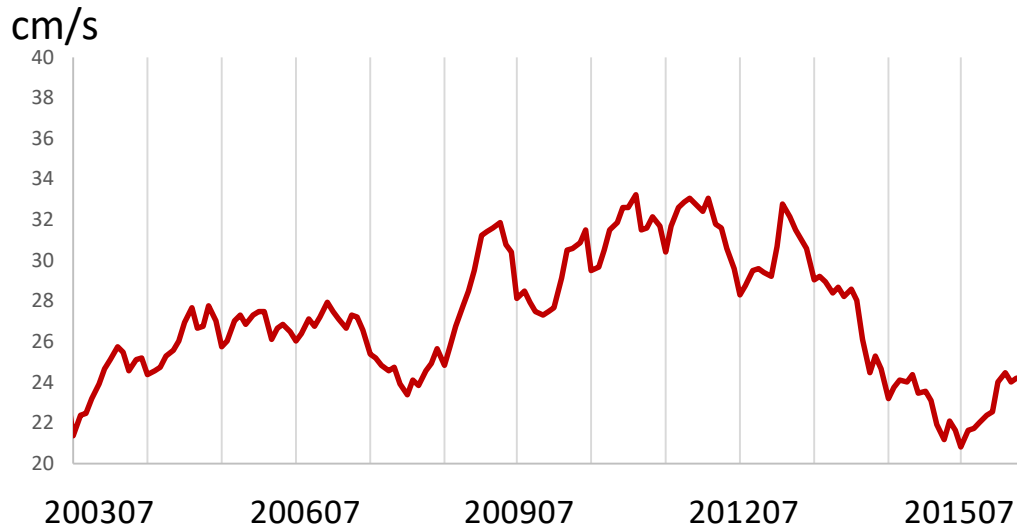


Fig. 24 移動平均をとった西水道における海峡軸方向の長期変動

Fig.23、Fig.24 も Fig.20 と Fig.22 と同様に横軸の目盛りは 1 年の間隔を表している。期間は 2003 年 7 月から 2016 年 7 月までとなっている。Fig.23、Fig.24 を比較するとそれぞれ、2009~2010 年ごろに急激な速度上昇が見られる。また、速度が上昇した後、その速度を約 4~5 年程度維持し、その後に再び速度の下降が見られる。本研究では対馬海峡における強流期間を 2009 年から 2014 年までと定義し、また、逆の、弱流期間を 2003 年から 2009 年までと定義した。そこで、この弱流期間である 2003~2008 年までの対馬海峡の海況と、強流期間である 2009~2014 年までの、対馬海峡全域における流速分布(流況)に変化があるか検討した。それぞれの期間の流況を Fig.25、Fig.26 に示す。

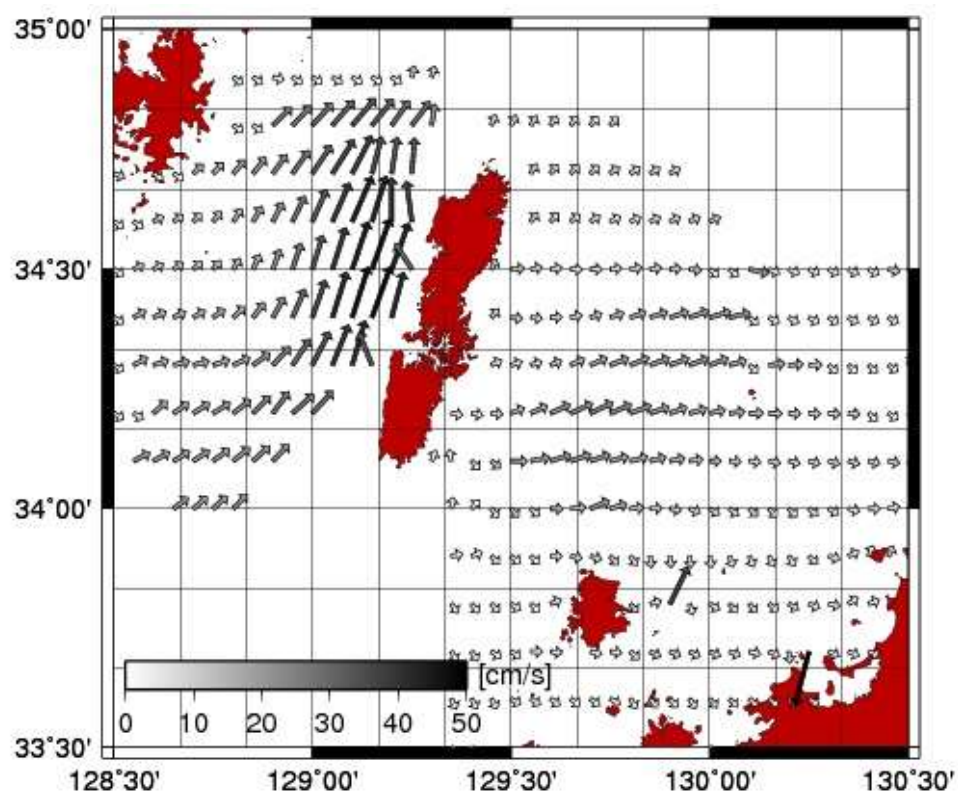


Fig. 25 弱流期(2003~2008)における対馬海峡の流況

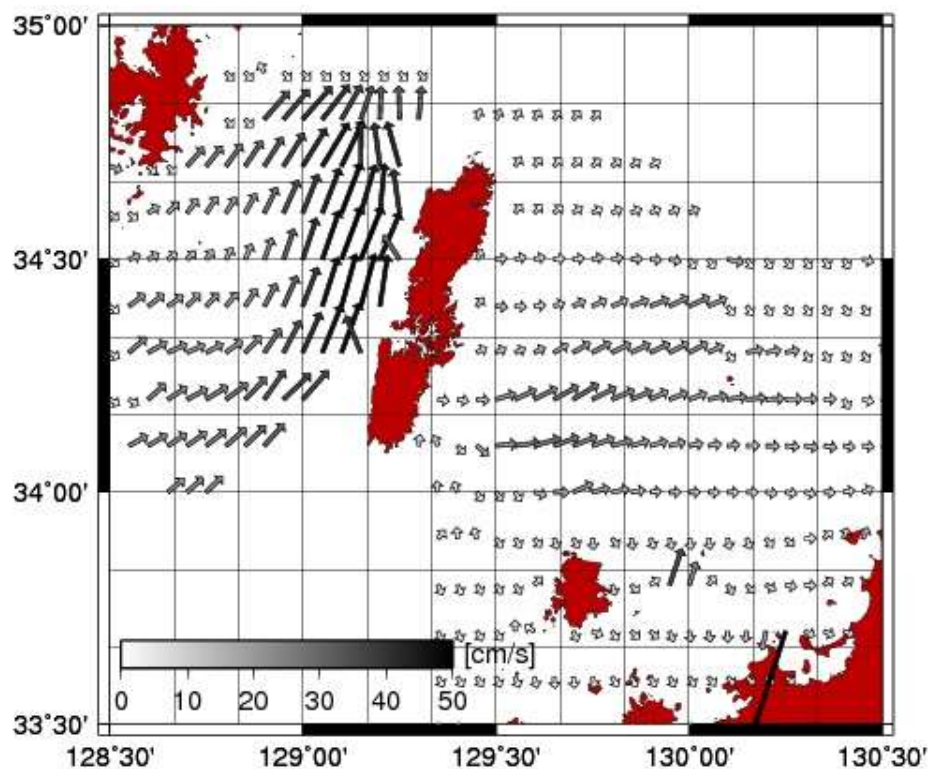


Fig. 26 強流期(2009~2014)における対馬海峡の流況

Fig.25 と Fig.26 を比較すると、強流期と弱流期で流速の差は有意に見られるが、流向に大きな差が見られる領域は見受けられなかった。そこで、強流期と弱流期の差を取ることにした。その差を Fig.26 に示す

。

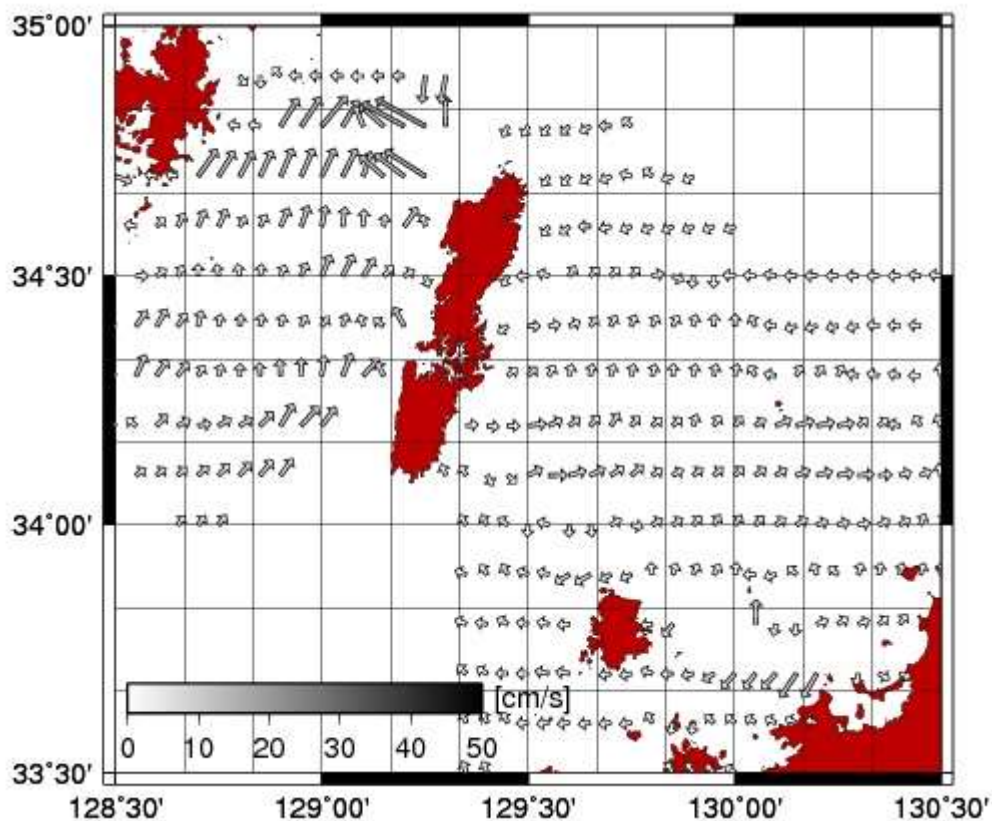


Fig. 27 強流期と弱流期の差

Fig.27 における流速の差は、強流期の各地点のベクトルから弱流期のベクトルを差し引くことによって求めた。Fig.27 を見ると、西水道に顕著な概ね北東向きの差が見られた。また、東水道においても北東向きの流速差を見ることができた。よって、東西水道ともに、北東向きの流速の差を見ることができた。すなわち、強流期から弱流期への流速変化は、局所的な流況の変化ではなく、対馬暖流そのものの強化を反映している可能性が高い。そこで、流量と対馬暖流表層流の指標となる潮位差にも同様な強流から弱流への遷移傾向があるのではないかと考えた。まず、東水道と西水道それぞれの流量の差を Fig.28、Fig.29 に示す。

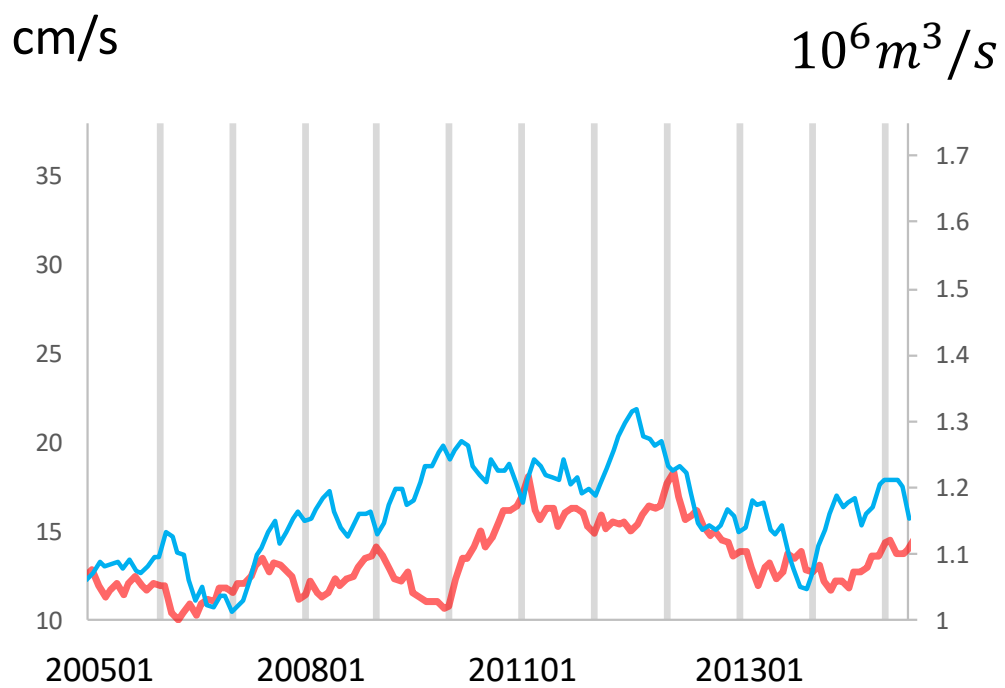


Fig. 28 東水道における海峡時方向の速度(赤実線、左軸)と流量(青実線、右軸)

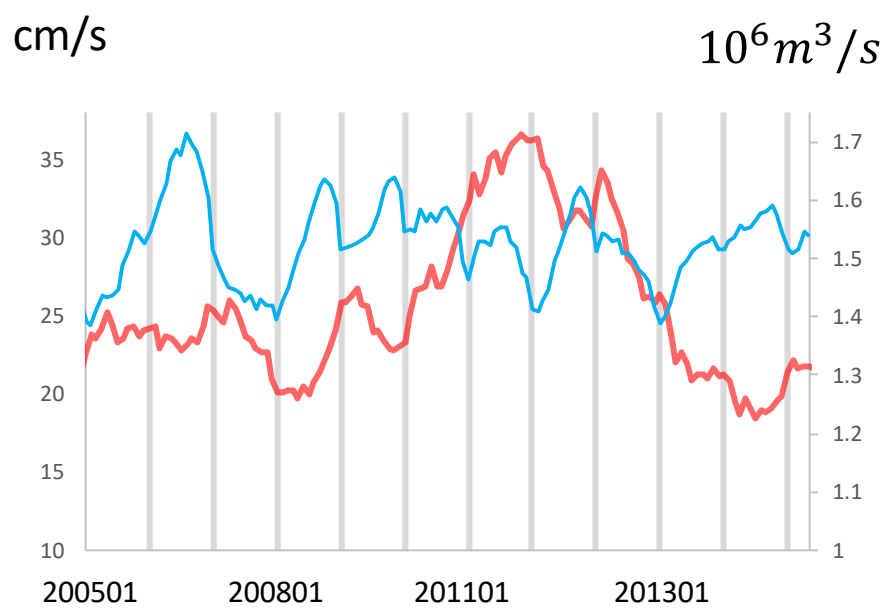


Fig. 29 西水道における海峡時方向の速度(赤実線、左軸)と流量(青実線、右軸)

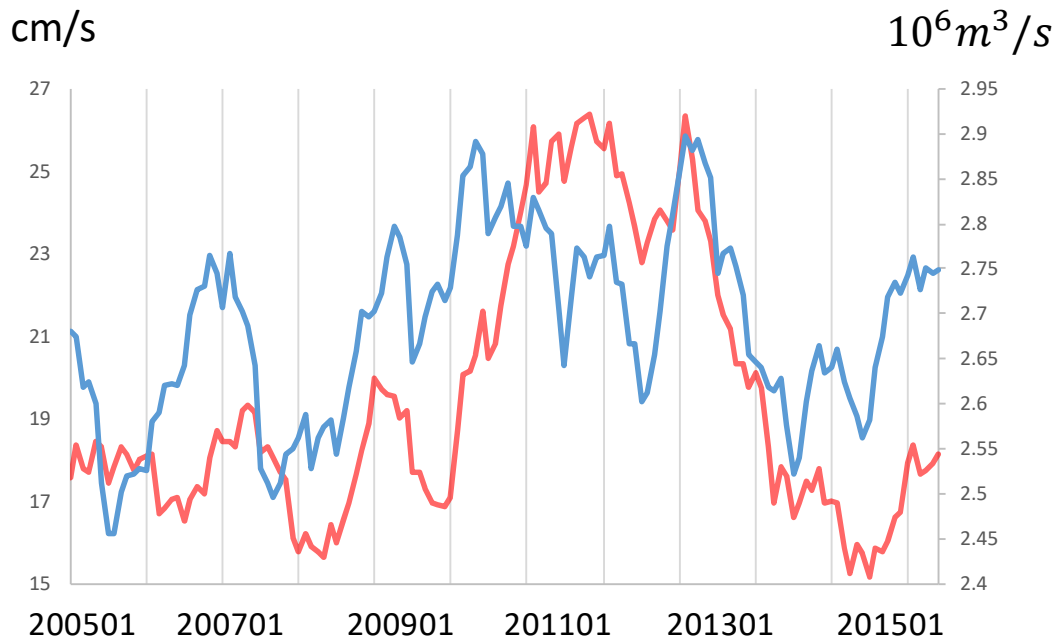


Fig. 31 対馬海峡における表層流速と流量

Fig.31 で示す対馬海峡全体でみた場合でも、流量には推定地衡流の長期変動見られた強流から弱流への遷移傾向あるとは言えない結果となった。したがって、東西水道ともに、流量と推定表層地衡流速が同様な傾向にあるとは言えないものとなっていた。次に、東水道における表層流速の強さを示す博多-厳原間の潮位差と表層流速の比較を Fig.32 に示す。また、博多-厳原間の潮位差をとった場所も Fig33 に示す。

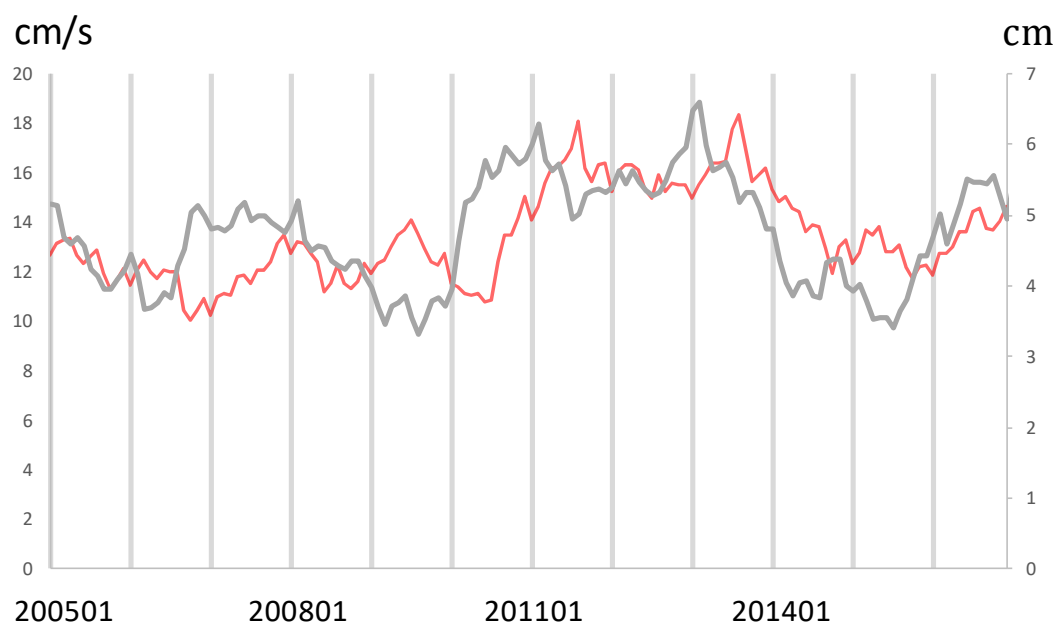


Fig. 32 東水道における潮位差(灰実線)と流速(赤実線)



Fig. 33 博多-厳原間の潮位差の範囲（青実線）

潮位データは日本海洋データセンター(JODC) のウェブサイトから取得した。データの期間は2005年1月から2017年12月までであり、各月ごとに月平均値をとり、それらに対し13か月の移動平均をとったものである。また、潮位差は(博多局の潮位)-(厳原の潮位)と定めた。Fig.32 中における2010年ごろの潮位と表層流速に注目すると、少し時期がずれているが、潮位差も表層流速と同様に急激な上昇を見ることができた。そのため、博多-厳原間のデータしかないため東水道でしか確認できないが、東水道においては2009~2010年頃に表層部分で急な速度上昇が発生していると考えられる。表層においては対馬海峡における急激な速度上昇が見られることが確認できた。この速度上昇が黒潮流速変動に起因する可能性を検討するため、まず、黒潮の表層流速の強さを示す指標になる名瀬-中の島間の潮位を Fig.34 に示す。また、名瀬-中の島間の潮位差をとった場所も Fig.35 に示す。

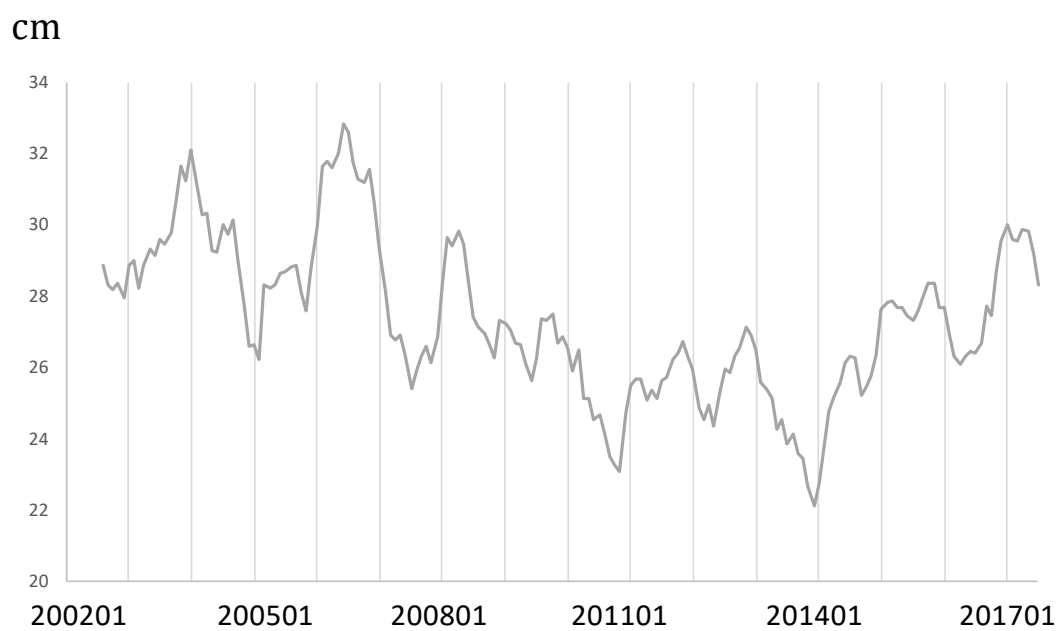


Fig. 34 名瀬一中の島間の潮位

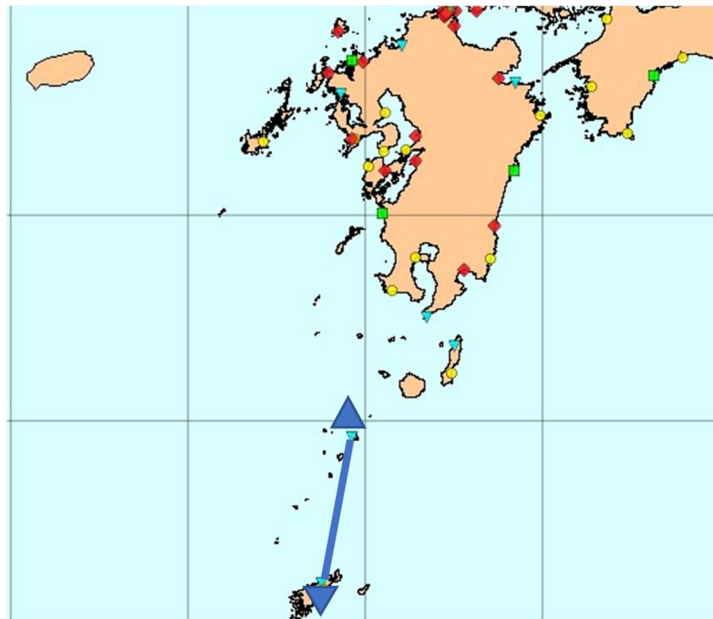


Fig. 35 博多-厳原間の潮位差の範囲（青実線）

Fig.34 における潮位差も Fig32 と同様に、日本海洋データセンター(JODC) からダウンロードした。データの期間は 2002 年 1 月から 2017 年 12 月までであり、各月ごとに月平均値をとり、それらに対し 13 か月の移動平均をとったものである。Fig.34 を見ると、このグラフは年々減少し、そのあと増加するグラフとなっており、対馬海峡で存在すると考えられる急な速度上昇が全く見られない。

4. 考察

対馬海峡における推定地衡流には長期変動が存在すると考えられるが、東西水道ともに流量には同様の傾向が見られなかった。しかし、東水道における表層部分の地衡流の強さの指標である、博多-厳原間の潮位差を見ると推定した地衡流と同様で急な上昇が見られた。よって、対馬海峡における急な速度上昇は、少なくとも表層付近に限定され、従って傾圧性の高いと考えられる。

対馬海峡には流速の長期変動が存在すると考えられるが、黒潮の強さの指標である名瀬-中之島間の潮位差は同様の傾向を示さなかった。よって、対馬海峡推定地衡流の変動の原因は、対馬暖流の起源である黒潮のような離れた場所からきているのではなく、局所的なものと考えられる。もしくは、黒潮から対馬暖流に分岐する流れは急激に上昇する変動が含まれているが、黒潮にはそれとは別の変動が存在しているため、対馬海峡に存在すると考えられるような、4～5 年周期の長期変動を示すシグナルが現れてこないと考えられる。

対馬海峡周辺では、表層部分において地衡流成分に長期変動があると考えられ、また、Fig.22 や Fig.23 のように対馬海峡には夏に強く冬に弱い流れが存在する、というような季節変動が見られた。そのため、対馬海峡に存在する表層部分の地衡流の長期変動は季節変動よりも弱いと考えられ、もしくは季節変動とは異なるシステムを持っていると考えられる。

対馬海峡において、推定した地衡流には 4～5 年周期の長期変動が存在すると考えられ、博多と厳原間の潮位差にも同様の傾向が見られるが、流量には同様の傾向が見られなかった。これは、流量は速度の鉛直積分値であり、傾圧性の高い現象が見えにくくなったためと考えられる。

5. おわりに

九州大学応用力学研究所は、約 15 年間に渡り海洋高周波短波レーダー（以下、HF レーダー）を用いて対馬海峡周辺の表層流を観測し続けてきた。HF レーダーで観測したデータは地衡流と地衡流成分を含む表層流速であるため、Yoshikawa et.al(2010)の手法に基づいて、風データ（本研究では気象庁の MSM のデータを用いた）を用いて、もっとも卓越する非地衡流成分である吹送流の計算を行い、表層流速から吹送流速のデータを差し引いて地衡流推定を行った。海峡軸方向（概ね北東向き）の対馬暖流には 4~5 年周期の長期変動を示唆するようなデータが存在し、その変動は 2009~10 年を境で急激に変化した。ところが、対馬海峡の東西水道の ADCP 観測流量をそれぞれ調査したところ、流量は推定した地衡流と同様な傾向の変動を示さなかった。また、博多—厳原間の潮位差の変動は推定した地衡流と同様な傾向を示した。加えて、対馬暖流の起源である黒潮の強さを示す指標である名瀬—中の島間潮位差は、対馬海峡の表層流速とは異なる変動を示した。これらから、推定した地衡流に見られた対馬暖流表層の長期変動は、海峡周辺で発生している局所的なものと考えられた。

今後の方向として、この長期変動の原因を明らかにすることが重要である。そのためには、対馬海峡における速度の鉛直分布に見られる長期変動に着目すべきであろう。また、更に長期のデータを解析することで長期変動の継続性について検証すべきであろう。

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教官の磯辺篤彦教授から丁寧かつ熱心な指導を賜りました。研究室に入るまで海洋力学について全く勉強してこなかった私に、基礎的なことやたくさんの助言をいただきました。研究の方向性について相談する度に的確なアドバイスを頂き、何度助けてもらったか分かりません。研究以外のことに関しても、私の将来についての提案をいくつもしていただきました。この場を借りて感謝申し上げます。

参考文献

- Yoshikawa ,Y., A. Masuda, K. Marubayashi, and ,M,Ishibashi(2010): Seasonal Variations of the Surface Currents in the Tsushima Strait, Journal of Oceanography, Vol. 66, pp. 223 to 232.
- Yoshikawa ,Y., 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, VOL. 114.
- Isobe, A., S. Tawara, A. Kaneko and M. Kawano (1994): Seasonal variability in the Tsushima Warm Current, Tsushima-Korea Strait. Cont. Shelf Res., 14, 23–35.
- Teague, W. J., P. A. Hwang, G. A. Jacobs, J. W. Book and H. Tz Perkins (2005): Transport variability across Korea/Tsushima Strait and the Tsushima Island wake. Deep-Sea Res. II, 52, 1784–1801.
- Yelland, M. and P. K. Taylor (1996): Wind stress measurement from the open ocean. J. Phys. Oceanogr., 26, 541–558.