

— 論 文 —

津軽海峡シル地形上の海面にストリーク帯を形成する 内部波の観測とモデル実験*

山口 卓也^{1**}・磯田 豊²・伊藤 海彦²・向井 徹²・小林 直人³

要 旨

成層期の津軽海峡西口付近における合成開口レーダ (SAR) の人工衛星海面画像には、2～3本のストリーク帯 (同一水塊内の海面収束帯) を伴う内部波群が映し出され、その波長は数 100 m のオーダーであった。このような内部波群のほとんどは、浅いシル (海堆) 地形付近で観測された。シル上に捕捉されたように見える内部波群の経時変化を捉えることを目的に、2017 年の夏季、高周波計量魚群探知機を用いた 25 時間連続観測を実施した。得られた音響画像は、海峡通過流強化時期のシル下流側において、全振幅が 150 m を超える内部波群が遷移的に発達する様子を示した。内部波群は連なった 2～3本のストリーク帯で構成され、そこでは強い沈降流で生じたと思われる非常に乱れた海面状態を呈していた。シル上で発達する内部波の力学過程を調べるために、水平移流の影響や有限振幅波が表現できる非線形項を含む非静水圧モデルを用いた。モデルの密度成層及び強制力である順圧海峡通過流の経時変化は、本観測に近い状況を設定した。モデル再現の結果、フルード数が臨界点となるシル下流側付近では、シル東端斜面上で励起された上流伝播する内部波が同海域に停滞して効率的に重なり、内部波振幅の顕著な増幅を引き起こしていることが推測された。ただし、この力学過程では大振幅まで波が成長しても内部ソリトン波の構造を示さず、波の強い分散性による散乱現象がむしろ支配的と思われる。

キーワード：津軽海峡, SAR 画像, 音響画像, 内部波群, ストリーク帯

* 2018 年 12 月 14 日受領 2020 年 3 月 23 日受理

著作権：日本海洋学会, 2020 年

1 北海道大学大学院環境科学院
〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 5 条

2 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

3 北海道大学水産学部
〒041-8611 函館市港町 3-1-1

** 連絡著者：山口卓也

TEL: 090-7045-7364

e-mail: zshankou379@gmail.com

1. はじめに

海洋内部波の水平伝播に伴って、その海面付近には収束・発散の帯が形成される。特に、海面の収束域は沈降流となるため、泡沫、海藻、木片などが集積した領域、または、さざ波や波浪が収束して大きく波立った領域として、肉眼でも観察することができる。このような局所的な収束帯は一般に潮目と呼ばれるが、内部波やラング

ミュー循環に伴う線状収束帯は表層の同一水塊内で生じるため、異水塊境界の潮目(またはフロント)とは区別されて、ストリーク帯(Streak bands)と呼ばれている(Yanagi, 1987)。

近年の内部波研究では、合成開口レーダ(Synthetic Aperture Radar:以下, SAR と略す)による海面画像や、船底設置型の計量魚群探知機(echo-sounder profiler)による海洋内部の音響画像、超音波流速計 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)による流速分布から、内部波の時空間変化が観測できるようになった。人工衛星による SAR 画像では、ストリーク帯が高い後方散乱強度(高輝度値)として表示され、海面下の内部波が間接的に可視化される(磯田, 2016)。SAR 画像のストリーク帯分布から判断される内部波は、沿岸陸棚域の強い潮流と成層条件のもと、顕著な海底地形変化海域(陸棚縁など)で励起され、数 100 km も伝播することが報告されている(例えば, Apel and GonZalez, 1983; Apel, 2000; Vlasenko and Stashchuk, 2007)。内部波に伴うストリーク帯の位置や水平間隔(波長)の情報しか得られない SAR 画像に加えて、音響画像を併用すれば、内部波の海中における形状の詳細な時空間変化が得られる。例えば、オレゴン州立大学の Moum らによる一連の研究(Moum *et al.*, 2003; Moum *et al.*, 2007; Shroyer *et al.*, 2008)では、自由伝播する内部波を船舶で追跡した音響及び海洋観測を実施し、伝播波の浅瀬効果による遷移過程(分裂や混合)が議論されている。

本論は、日本海と北太平洋を繋ぐ津軽海峡で発生する内部波の研究である。本海峡には、両海域間の水位差で駆動される東向き(日本海から北太平洋へ)の海峡通過流(Ohshima, 1994; 飯野ら, 2009)と、海峡西口に節をもち定在波動的な挙動を示す日周潮流(小田巻, 1984)があり、両者の合わさった水平移流が支配的である。太田ら(2014)は 2011 年の夏季、海峡内の浅い海堆(英名では Sill と表記されるので、以下ではシルと呼ぶ)地形付近で XBT (eXpendable Bathy Thermography)を用いた往復観測を実施し、東向き通過流に重なった日周潮流に同期して成長・衰退する内部波の存在を初めて捉えた。観測された内部波の波長は約 10 km のシルスケールであり、それゆえ、回転系の線形内部波(ポアンカレ波)による物理的解釈がなされている。本研究の目的は太田ら

(2014)が指摘したシル上の内部波に再び注目し、今回は SAR 画像によるストリーク帯分布と船舶の往復観測による音響画像の解析から、内部波のより細かな空間構造と経時変化を調べることである。その結果、太田ら(2014)の XBT 観測では空間分解能(1 km 前後)が低かったために、一つの内部波と理解しているものが、それはいくつものストリーク帯を伴う波長数 100 m の内部波の一群(wave packet: 本論では以下、内部波群と呼ぶ)であることがわかった。先に紹介した、SAR 画像や音響画像を用いた既往の研究では、自由伝播する内部波の遷移過程を扱っている一方、本研究の内部波はシル上に捕捉されながら励起・消滅するという強制波的な様相を呈する点が異なる。これは、本研究海域の内部波が潮時変化する海峡通過流とシル地形との相互作用で励起され、内部波の励起・伝播に対して水平移流の影響が無視できないことを原因とする。

2. 人工衛星 SAR 画像による津軽海峡のストリーク帯分布

2.1. SAR 画像資料

解析に使用した SAR 画像データ(Sentinel-1A と 1B)は、ESA (European Space Agency: 欧州宇宙機関)の Sentinels Scientific Data Hub サイト(<https://scihub.copernicus.eu/>)を通じて無償でダウンロードできる。解析期間は 2017 年 4 月の時点で公開されていた 2014 年 10 月から 2017 年 3 月までとし、対象海域は津軽海峡西口のシル地形上全域を含む北緯 41°00′ ~ 41°35′, 東経 139°40′ ~ 141°00′ の矩形範囲とした。得られた画像のうち、ストリーク帯が確認できるものを集めた結果、内部波が存在できる成層期と存在できない非成層期では明らかに異なった分布が観察された。そこで、以下の解析では 6 ~ 10 月(2014 ~ 2016 年)を成層期、11 ~ 4 月(2015 ~ 2016 年)を非成層期、5 月(2015・2016 年)を成層発達期として区別した。成層期(非成層期)の全画像数は 30 枚(66 枚)、そのうちストリーク帯が明瞭に観察された画像は 13 枚(6 枚)であり、頻度に換算すると約 4 割(約 1 割)となる。

2.2. 成層期のストリーク帯分布

Fig. 1 の (a) は成層期に観察されたストリーク帯の典型的な分布を示す 2015 年 6 月 24 日 17:34 の SAR 画像である。同時刻の風速風向を調べるために、西部海峡を取り囲む 3 点 (松前, 市浦, 今別) の AMeDAS データ (<https://www.data.jma.go.jp/risk/obsdl/index.php#>) を用いて、緑色の風速ベクトルとして表示した。AMeDAS データは海上風ではないために風速値の信頼性は低いものの、西風または北西風の状況下の画像であったことがわかり、岬背後の海峡中央部付近にみられる薄い灰色 (低い輝度値) 領域は波浪と推測される。そのような中、幅数 100 m 以内、長さが 10 km 前後も続き、輝度値の高いストリーク帯が白神岬と竜飛崎の間に 4 か所ほど特定され、それぞれ、a~d のアルファベットで表示した。a~c のストリーク帯は円弧形状を呈しながらも、東向きの海峡通過流に対してほぼ直交方向 (海峡横断方向) に向いている。特に、ストリーク帯 a は他とは異なって 1 本の帯ではなく、矢印で強調したように、数 100 m 間隔の 3 本の帯で構成されている。このように数本連なった帯状分布は、他の画像でも観察され、Fig. 2 の (a) に 2014 年 10 月 9 日 05:41, (b) に 2015 年 6 月 11 日 05:49, (c) に 2015 年 7 月 24 日 05:41, (d) に 2016 年 8 月 11 日 05:41 の SAR 画像を示した。これら 4 枚のストリーク帯の輝度値は海象条件により多少異なるものの、2~3 本連なった帯状分布 (矢印と a 印で表示) は Fig. 1 (a) でみたストリーク帯 a とほぼ同じ場所、ほぼ同じ水平間隔を示している。

ストリーク帯として判断することが危険と思われる弱い輝度値のものは除外し、数本連なった帯状分布の場合は海峡通過流の上流側 (最も西側) の帯だけに注目し、成層期の全画像から輝度値の高いストリーク帯を曲線として抽出した。抽出した曲線状のストリーク帯は日付毎に色分けして区別し、1 枚の海底地形図上に重ねてプロットしたものが Fig. 3 の (a) である。本海域の海底地形の特徴は、いくつもの深みとシルで構成されている点である。西側から順番に、西津軽鞍部 (Nishi-Tsugaru Saddle: NTgS), 松前海釜 (Matsumae Caldron: MtC), 白神鞍部 (Shiragami Saddle: SrS), 田山海釜 (Tayama Caldron: TyC), 竜飛鞍部 (Tappi Saddle: TpS), 津軽

海盆 (Tsugaru Basin: TgB) である。ストリーク帯の形成場所と海底地形の関係は明瞭であり、3 つのシル (鞍部) 上, もしくは、そのすぐ東側 (東向き海峡通過流の下流側) に集中していることがわかる。

2.3. 非成層期のストリーク帯分布

Fig. 1 (b) の SAR 画像例は 2015 年 12 月 15 日 05:41 のものであり、非成層期の中で比較的多くのストリーク帯が観察された画像である。このとき、青森側 (市浦と今別) では南風~南東風、北海道側の松前付近では北東

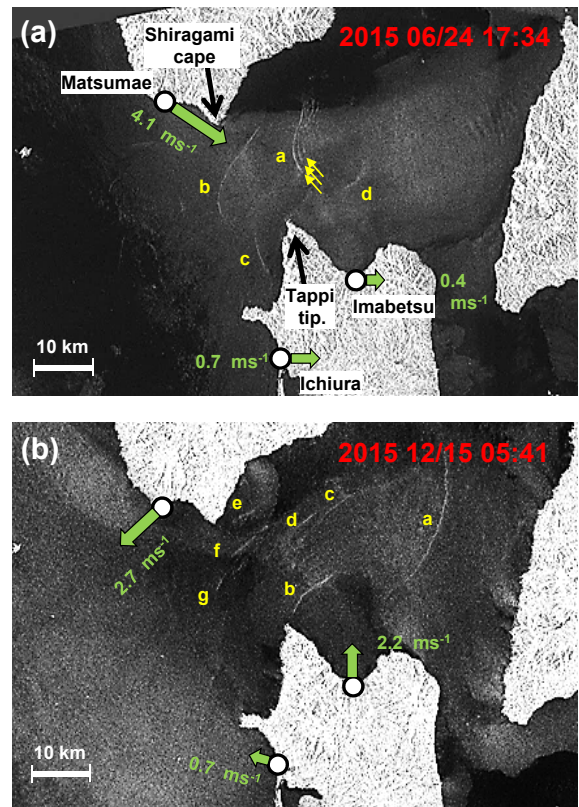


Fig. 1. Streaks as observed in the SAR images around the western entrance of the Tsugaru Strait and AMeDAS wind vectors (green arrows) at Matsumae, Ichiura and Imabetsu, at (a) 17:34 JST on June 14, 2014 (stratified fluid season) and (b) 05:41 JST on December 15, 2015 (non-stratified season). The detected streaks are indicated using the symbols from “a” to “g” in each image. In particular, streak “a” in (a) occurs in a well-defined wave packet consisting of three streak bands, indicated with yellow arrows.

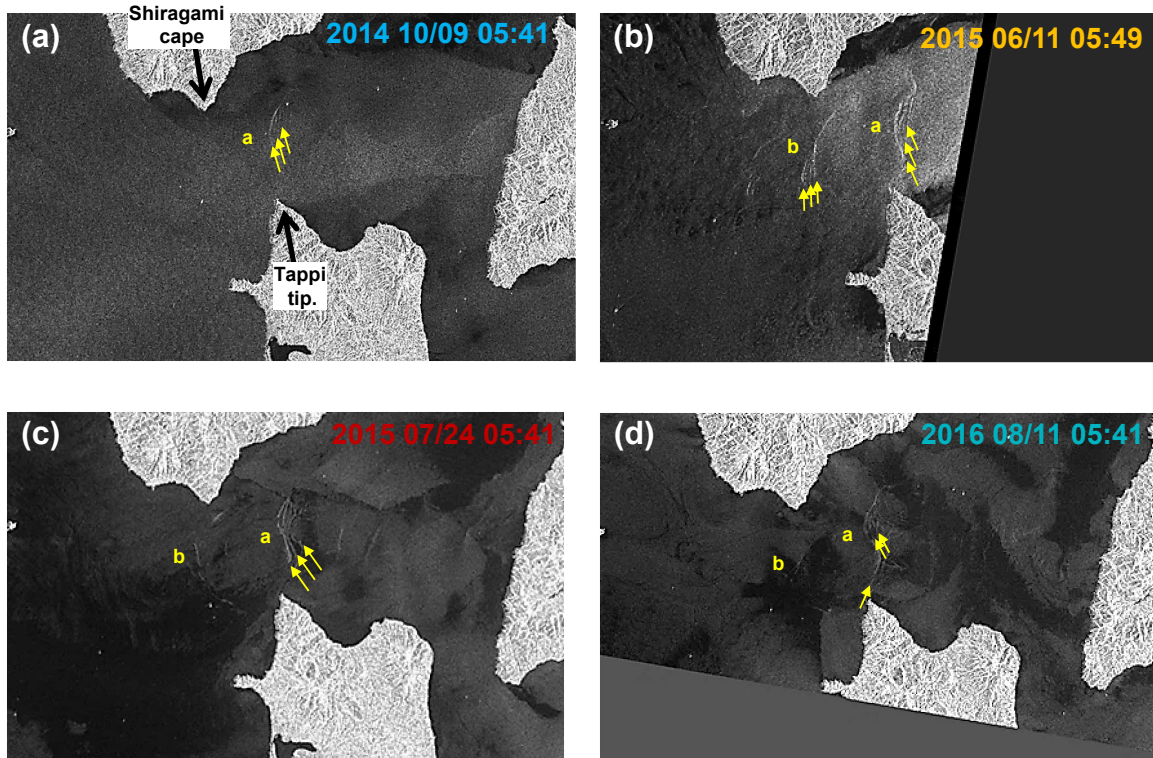


Fig. 2. Four SAR images as an example illustrating the well-defined wave packet at (a) 05:41 JST on October 9, 2014, (b) 05:49 JST on June 11, 2015, (c) 05:41 JST on July 24, 2015, and (d) 05:41 JST on August 11, 2016.

風を示し、海峡内の風場は陸上地形によって風向が大きく変化していたことが推測される。長さ 10 km 前後のストリーク帯を数えると 7 本程度あり、a ~ g のアルファベットで示した。これらのストリーク帯の方向は、東向きの海峡通過流に対してほぼ平行であり、通過流に対してほぼ直交方向の帯状分布を示した成層期のものとは異なる。非成層期の全画像から抽出したストリーク帯分布 (Fig. 3 の (b)) をみても、ほとんどのストリーク帯は通過流方向を向いており、海底地形との関係も不明瞭である。なお、非成層期のストリーク帯形成機構に関しては今後の課題とし、本論では分布の記述に留まる。

3. 津軽海峡西部のシル地形に捕捉された内部波の船舶観測

3.1. 観測方法とデータ処理

2017 年 7 月 28 ~ 29 日の 2 日間に津軽海峡西口付近に

おいて、北海道大学水産学部附属練習船うしお丸で計量魚群探知機を用いた音響観測、CTD (Conductivity Temperature Depth profiler) 観測、ADCP 観測を実施した。音響観測は SIMRAD 社製の EK-60、CTD 観測は Sea-Bird 社製の SBE19plus、ADCP 観測は RD 社製 (150 kHz) の船底設置型を使用した。

Fig. 4 は海峡西口付近の海底地形と観測点及び観測線を示す。本研究で実施した船舶観測では、成層期のストリーク帯 (Fig. 3 の (a)) が 3 つのシル (NTgS, SrS, TpS) 上、もしくは、そのすぐ東側に集中していることを参考にして観測線を設定した。観測線上の変針点として NTgS 上に A 点、TyC 内に B 点、TgB 上に C 点を設け、D 点は竜飛岬沖の強流部を避けて、できるだけ速く上流側 (西側) へ移動するための中継点とした。

7 月 28 日 13:30 から翌 29 日 16:04 にかけて、1 周 A → B → C → D → A の順序で音響観測と ADCP 観測を 25 時間連続で実施し、昼間は海面に現れるストリーク帯の写真撮影を行った。1 周は約 5 時間、全 6 週の観測

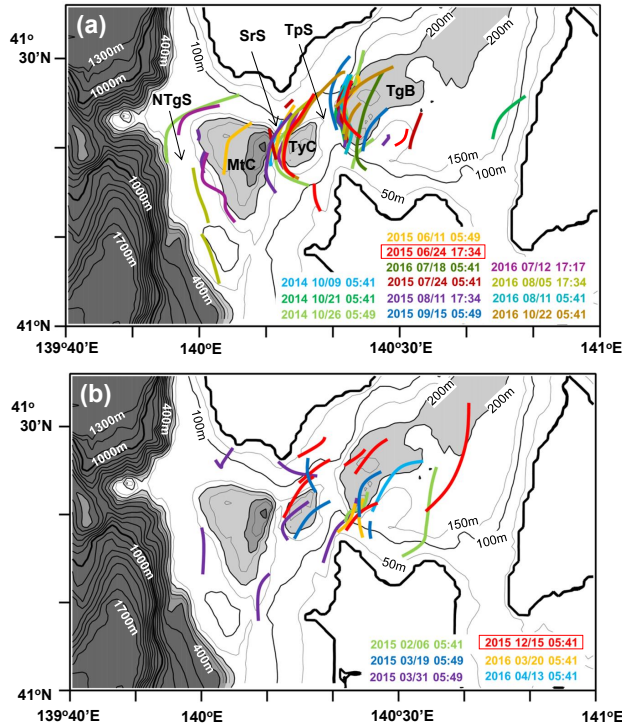


Fig. 3. The spatial distributions of all the streaks superimposed with different colors at each SAR image during (a) the stratified fluid season (June to October) and (b) the non-stratified fluid season (November to April), from 2014 to 2016.

を行った。最後の6周目の際、3つの深みの中央付近でCTD観測を実施し、それぞれの観測点はMtC内がCTD1、TyC内がCTD2、TgB内がCTD3と呼ぶ。なお、3周目の観測でD→Aへ移動する際、早朝の延縄漁業船を避けるために進路変更したことでA点を経由できず、4周目開始の位置はA点とB点のほぼ中間点となった。SAR画像で数本連なったストリーク帯が認められたストリーク帯a付近は、もし観測されるのであればB→C線上のTpS付近であろう、という当初の目論見があった。実際に、上記の25時間連続観測の結果、TpSのすぐ下流側に2~3本程度連なったストリーク帯と音響画像に映る大振幅の内部波が同時に観測される潮時があった。そこで、このようなストリーク帯の形成と消滅を捉えた音響画像を切り出す測点として、上流側のTpS上にE点、下流側のTgB側にF点を新たに設定した。

ADCP観測の処理手順は次の通りである。観測海域を

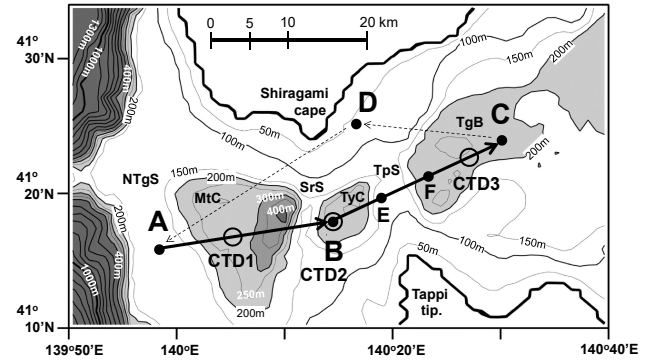


Fig. 4. Map of the stations and the bottom topography west of the Tsugaru Strait. Three CTD sites (CTD1, CTD2, and CTD3) are indicated by open circles. The locations of Nishi-Tsugaru Saddle (NTgS), Matsumae Calderon (MtC), Shiragami Saddle (SrS), Tayama Calderon (TyC), Tappi Saddle (TpS), and Tsugaru Basin (TgB) are denoted. One cycle of ship-transect following the turning points A → B → C → D → A is indicated by solid and broken arrow lines. The significant internal-wave packet was tracked perpendicularly to TpS (points E → F), as determined visually from the acoustic images (200-kHz echosounder profile).

緯度1.0分、経度1.5分の小格子に分割し、各格子内で水深26 m, 50 m, 98 m, 150 m, 198 mの5層に分け、東西・南北流速成分毎に平均値と標準偏差(1σ)を計算した後、品質管理として2σ以上離れるスパイクデータを削除した。格子内に残った生データが5個以下の場合、欠測格子として扱った(処理方法の詳細は小林ほか, 2004を参照)。音響観測は38 kHz, 120 kHz, 200 kHzの3周波数で同時測定されるが、本解析では200 kHzのデータのみを使用した。200 kHzは他の周波数に比べて海水中の泡の影響が最も小さく、一方で海水中に多く分布する動植物プランクトンなどの微小生物や躍層付近で大きな反射強度を示すため、内部波観測に最も適している。

3.2. 函館-深浦間の水位差を指標とした船舶観測時期の潮汐

観測期間中の潮時変化の指標として、海峡西口の無潮点(日周潮汐)を挟む日本海側の深浦と海峡内の函館の水位差の経時変化を使用した。解析に用いた両地点の水位

資料は、気象庁のウェブサイト (<http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/genbo/index.php>) で公開されている観測期間 (2017年7月28日～29日) の毎時データである。両地点の水位データは東京湾平均海面 (Tokyo Peil: TP) を基準とした水位換算を行った後、上流側の深浦の水位 (η_{FUK}) から下流側の函館の水位 (η_{HAK}) を差し引いて水位差 $\Delta\eta (= \eta_{\text{FUK}} - \eta_{\text{HAK}})$ (cm) を求め、その水位差を Fig. 5 に示した。なお、両地点は 100 km 程度しか離れていないので、気圧補正は行っていない。A → B → C 観測 (以下、ABC 観測と呼ぶ) を実施した 6 回の観測時間帯は、灰色縦線と回数番号で表示した。

7月28日はちょうど日周潮汐の小潮日 (分点潮) であったため、水位差 $\Delta\eta$ (cm) 時系列には日周潮よりも半日周潮の方が卓越してみえる。観測期間を通して水位差 $\Delta\eta$ (cm) は +20 ~ +80 cm 間の正值で変動し、平均値は +40 ~ +50 cm 付近にある。これは東向きの海峡通過流が卓越し、潮汐変動による潮止まりはなかったことを示す。それでも、後述するように、潮汐変動による東向き流の極大期と極小期は存在しており、東向き流の極大期は 1 回目、4 回目、6 回目の ABC 観測頃にあった。

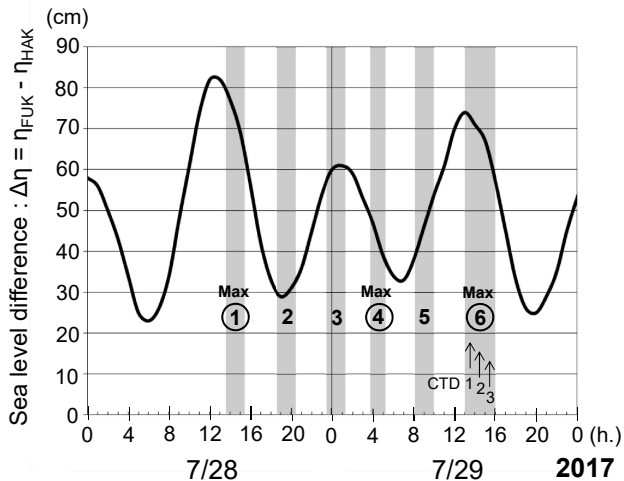


Fig. 5. Time series of the hourly sea-level difference between Fukaura (FUK) and Hakodate (HAK) in July 28-29, 2017. The gray area indicates the period covered by six repeated observations for the ship-transect line A → B → C. Vertical arrows during the sixth observation period indicate the times of the three CTD casts.

これらの極大期 (Max) は全て水位差 $\Delta\eta$ (cm) 極大から 2 ~ 4 時間後に生じており、進行波的な挙動を示す半日周潮 (水位差極大期に東向き流極大) と定在波的な挙動を示す日周潮 (水位差極大から極小に至る時期に東向き流極大) の中間的な特徴を示している。

4. 船舶による海洋観測結果

4.1. ABC 観測線上における約 5 時間間隔の内部波の経時変化

ABC 観測線上における 6 回分の音響画像と ADCP 流速ベクトルの鉛直分布図 (250 m 以下を表示) を Fig. 6 に示した。各図の左端が東経 139°58′ (A 点), 右端が東経 139°30′ (C 点) である。各回の A 点出発時刻と C 点到着時刻を図の左側に記しており、A 点から C 点の移動時間は約 2 時間であった。流速ベクトルの鉛直分布図は、絶対流速の大きさを上段の凡例に従って色分けし、流速ベクトルは北向きを上向き表示とした。

音響画像をみると、密度躍層付近 (後述) の反射強度が相対的に大きく、主にシルの東側 (下流側) で大振幅となる内部波が明瞭に捉えられている。その振幅の大きさは潮時にも依存するが、表層付近から水深 200 m を超える場合もある。流速ベクトル分布の空間分解能が低いため、音響画像との直接的な対応関係を議論することは難しいものの、大振幅の内部波周辺では極大流速を示す水深が他の領域に比べて深くなっている傾向がある。先行研究である太田ら (2014) では、シル下流側にみられる高反射強度の塊全体を一つの内部波 (シルスケールの内部波) と捉え、ポアンカレ波として考察していたことになる。しかし、その塊の中にはさらにスケールの小さな内部波群が存在している。そこで、高反射強度域内のより詳細な内部波構造をみることを目的に、TpS 下流域側に注目して、EF 観測線上の音響画像 (6 回分) を拡大して Fig. 7 に示した。各図の左端図は TpS 上 (東経 140°19′) における流速ベクトルを Fig. 6 より抽出したものである。各回の観測と次の観測との大まかな時間間隔は右端に記した。

水位差変化から推測して東向き通過流が極大となった 1 回目の観測にて、シル下流側に全振幅が約 100 m の内

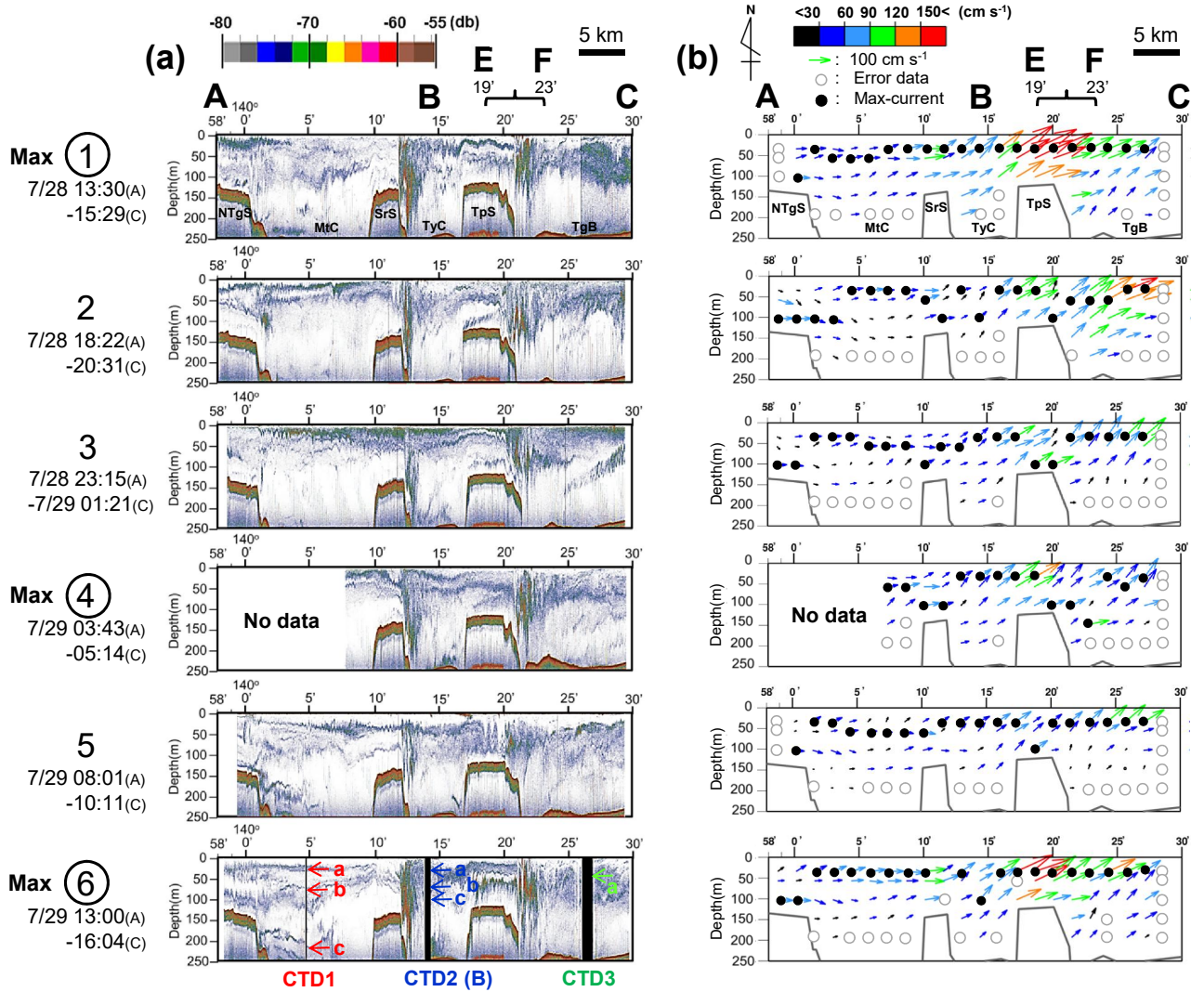


Fig. 6. Temporal change in the vertical distributions of (a) the acoustic image, and (b) the ADCP current vectors at five depths (26 m, 50 m, 98 m, 150 m, and 198 m). Closed and open circles in (b) indicate the depth with the maximum velocity at each location and no data, respectively.

部波群 (個々の波長は数 100 m 以内) がみられ, シル上は安定した成層状態にある。2~3 回目は東向き通過流が次第に弱まる期間であり, 1 回目で観測された内部波群が上流側のシル上へ大きく移動し, 波長数 100 m の内部波が 3~4 波程度認められる。4 回目は再び東向き通過流が増加し, 内部波も下流側へ押し戻され, このときの全振幅は 150 m を超えている。5 回目の東向き通過流の流速値は極端に小さくなり, シル下流の内部波は消え, シル上一帯に全振幅 50 m 以下の内部波が数波程度観測

される。6 回目は 1 回目の約 24 時間後であり, 1 回目と同程度の大きさをもった強い東向き通過流が形成されている。それゆえ, 6 回目の定性的な音響画像は 1 回目と良く似ているが, 内部波の全振幅は多少大きい約 150 m, さらに 3 波程度に分裂している内部波も明瞭に観測される。東向き通過流が極大となった 1, 4, 6 回目の内部波周辺の表層付近には高い反射強度 (赤色表示) が 2~3 カ所 (間隔は数 100 m 程度) 存在している。これらは, 後述する写真撮影されたストリーク帯に対応しており, 強い沈降

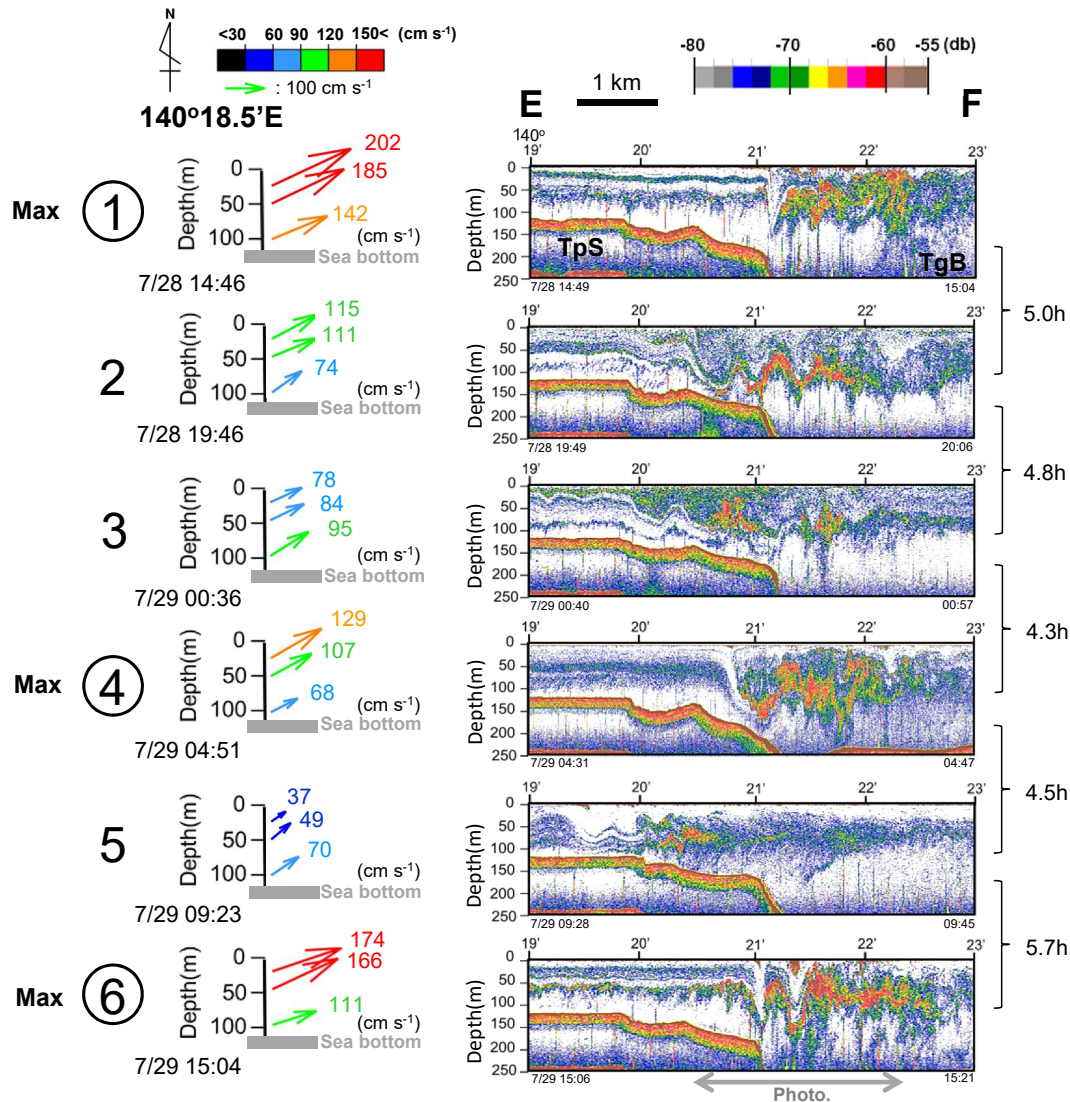


Fig. 7. Magnified view of acoustic images shown by six observations along the ship-transect line E → F. This section is also marked in Fig. 6. To indicate the temporal change in the horizontal flow, the ADCP velocity vectors on TpS are replotted at each left-hand side.

流によって沈んだ細かい泡が高い反射強度として現れたものと推測している。

4.2. ストリーク帯の海面写真

Fig. 8の(a)はFig. 7に示した6回目の音響画面で写真撮影期間(Fig. 7の灰色双方向矢印範囲)を拡大して再表示したものである。観測船はこの音響画像の左から右へ移動するため、撮影は画像上段に示した①→④の順

序となり、船首からの写真撮影は常に東向き(流下方向)である。目視観測したストリーク帯境界の位置を音響画像には色付き矢印(緑色, 赤色, 黄色, 橙色)で示し、同じ色付き矢印で写真に映し出されたストリーク帯境界を表示した。Fig. 8の(b)が①→④の4枚の海面写真であり、撮影時刻を写真の左上に表示したが、わずか3分間の撮影期間である。

写真①の緑色矢印の手前側は波浪(図中では Surface

wave と表示) と思われる領域であり, このような海面状態はシル上では継続して観察されていた。写真①の緑色矢印と赤色矢印の間, または写真②の赤色矢印の手前側では波浪とは異なって, (静止画ではわかり難いが) さざ波が激しく立っていた。この領域は音響画像の表層高反射 (赤色) 領域が対応しており, 内部境界面が東向き (下流向き) に大きく下降していることから強い沈降流の存在が示唆される。それゆえ, この領域を Area-A1 (Streak) と名付ける。ところが, 写真②の赤色矢印と黄色矢印の間, または写真③の黄色矢印の手前側では, 波浪やさざ波も存在しないのっぺりした海面 (スリック :

Slick と呼ばれ, 静止画でもわかり易い) へと突然変化している。この領域は Area-A1 とは逆に, 内部境界面が東向き (下流向き) に大きく上昇している, または上凸の内部波構造から湧昇域と推測され, Area-B1 (Slick) と名付ける。写真③の黄色矢印と橙色矢印の間, または写真④の橙色矢印の手前側では, Area-A1 と同様に, 音響画像には下凸の内部波構造と表層高反射 (赤色), そしてさざ波が再び観測され, この領域を Area-A2 (Streak) と名付ける。写真④の橙色矢印より下流側では, Area-B1 と同様なのっぺりした海面状態となり, 内部波構造からは弱い湧昇域であることが推測され, これを Ar-

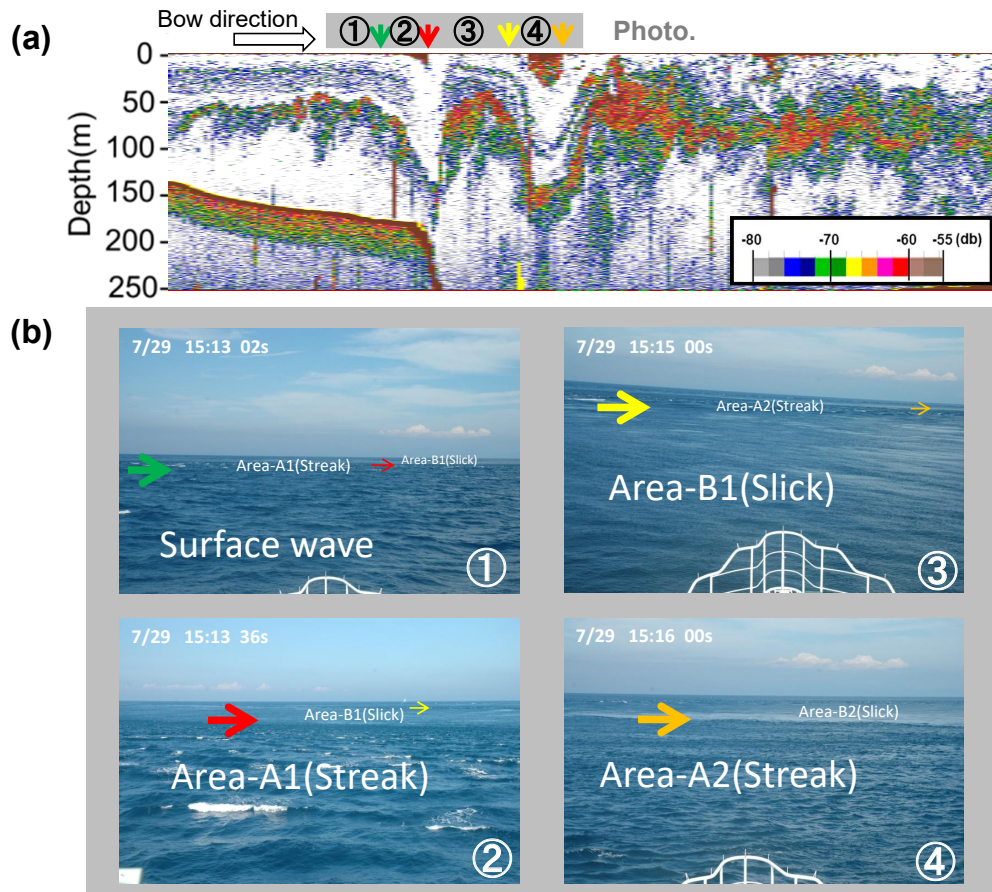


Fig. 8. (a) Acoustic image of the significant wave packet around the downstream side of TpS at the sixth observation. In this representation, the ship moved from left to right across the surface fronts, shown by green, red, yellow, and orange arrows. (b) Four photographs of the streaks were taken from the ship-bow at the locations indicated with numbers from ① to ④ within about three min. The region of increased surface roughness overlying internal wave troughs, i.e., downwelling, is highly turbulent until the depth of several tens of meters, as described in the text.

ea-B2 (Slick) 領域と名付ける。SAR 画像 (Fig. 1 の (a) や Fig. 2) に映し出されたような数本連なるストリーク帯は、さざ波が収束しているように見える沈降流の領域に対応していると判断される。本観測時ではシル下流側に形成された大振幅の内部波群に伴う、少なくとも2本のストリーク帯 (Area-A1 と A2) を捉えることができたと考えられる。

4.3. ABC 観測線上の密度成層

6回目のABC観測時に実施したCTDによるポテンシャル水温 (以下、水温と略す)、塩分、ポテンシャル密度 (以下、密度と略す) の鉛直プロファイル (縦軸は水圧値であり、1 dbar \approx 1 m) を Fig. 9 の (a) ~ (c) に示す。東向き海峡通過流の上流側から順に、CTD1 点 (MtC 内) を赤色線、CTD2 点 (TyC 内) を青色線、CTD3 (TgB 内) を緑色線で表示した。密度躍層と判断された水深を各 CTD 点と同じ色の横矢印で示し、いくつもある躍層を上から順に a ~ c で表示した。なお、これらの矢印は Fig. 6 の音響画像にも表示しており、躍層付近が確かに高反射帯になっていることがわかる。

水温の鉛直プロファイルを見ると、いずれも表層は 23

~24°C で水深が増加するに従って指数関数的に水温低下し、海底付近は 10°C 前後の値になる。塩分の鉛直プロファイルを見ると、いずれも 20 m 以浅は低塩で、水深 20 ~ 60 m の中層付近で高塩となるが、60 m 以深では再び低塩化している。密度の鉛直プロファイルの形状は水温のそれとよく似ており、密度場は主に水温場に依存していることがわかる。上流から下流へ向かって生じる水塊混合を調べるため、TS (水温-塩分) ダイアグラム図を Fig. 10 に示した。いずれも中層に高塩水が存在しているので、TS 分布形状は逆「く」の字を示しているが、密度 25 σ_θ 付近にある塩分極大値は上流側の CTD1 から下流側の CTD3 へ次第に低塩化していることがわかる。ただし、密度 23.6 σ_θ よりも軽い水塊は 20 m 以浅の低塩水であるが、測点によるバラツキが大きい一方、密度 26 σ_θ よりも重い水塊は3点がほぼ同じ TS 曲線上に乗っている。以上の結果から、約 20 m 以深にある中層高塩水と底層低塩水は東向き通過流がシルを越える度に、次第に鉛直混合されている様子が推測される。

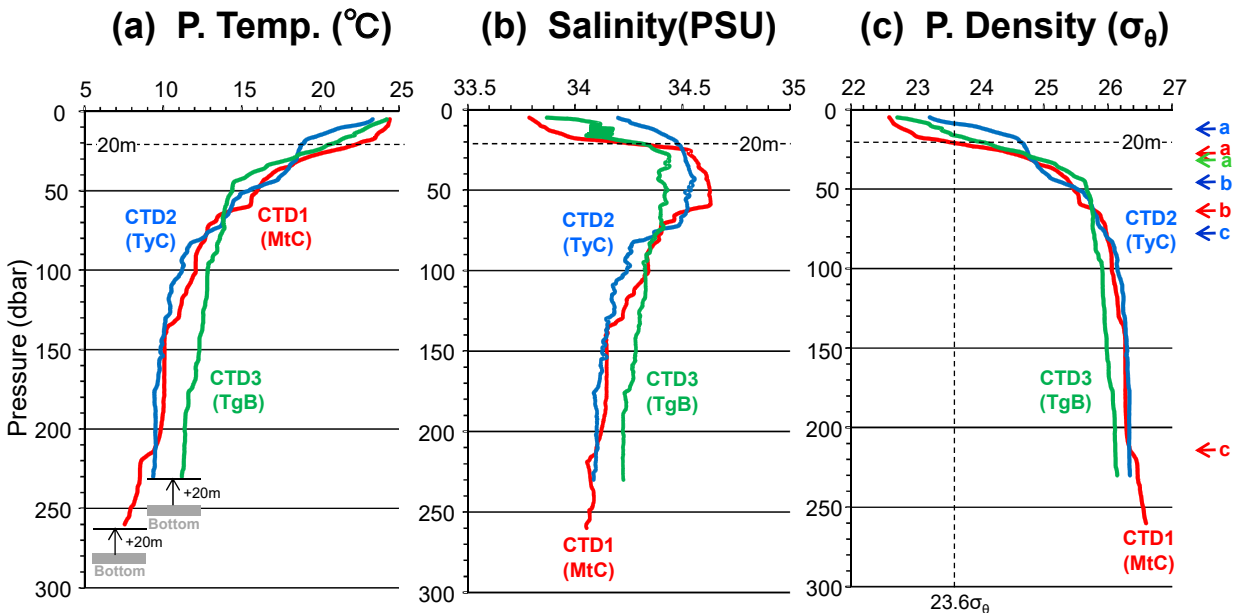


Fig. 9. Vertical profiles of (a) the potential temperature ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinity (PSU), and (c) the potential density (σ_θ) at three locations : CTD1 in red (MtC), CTD2 in blue (TyC), and CTD3 in green (TgB).

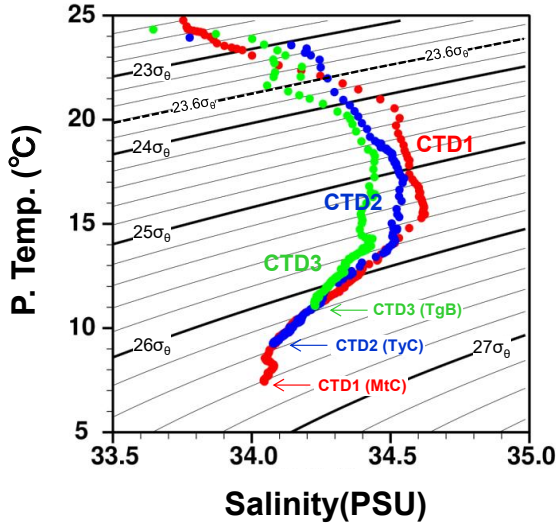


Fig. 10. Temperature-Salinity (TS) diagram at three locations : CTD1 in red (MtC), CTD2 in blue (TyC), and CTD3 in green (TgB). Contour lines of density are also shown.

5. ストリーク帯を伴う内部波群のモデル再現実験

前節では、ABC (もしくは EF) 観測線上の音響画像と ADCP 流速データを用いて、潮汐変動を伴う東向き通過流の強弱に同期してシル (主に、TpS) 上、もしくはその下流側に内部波が励起・伝播・消滅している様子を記述した。さらに、東向き通過流が極大となる潮時では内部波群が大振幅となり、その海面にはさざ波が収束したストリーク帯がいくつも形成されることを現場観測によって初めて確認することができた。本節では、ストリーク帯を伴う内部波群の解釈を深めるため、数値モデル (MITgcm : Massachusetts Institute of Technology general circulation model) を用いて本観測時期を想定した流況を再現し、短波長の内部波群の形成要因に関する検討を行った。

5.1. 数値モデルの概要

観測された内部波群を数値モデルで再現するためには、その内部波の分散特性が表現できるモデルを設計する必要がある。付録 A では線形内部波の分散関係式を用

いて、水深 (100 ~ 300 m) と同程度の水平波長をもつ本波の分散特性について検討し、付録 B では鉛直 2 次元の数値モデルに現実的な成層場を設定して、本観測時における内部波の自由伝播速度を概算した。その結果、観測されたような短波長の内部波は、大きな分散性を示す非回転系非静水圧の力学領域にあり、有限振幅の内部波でもその自由伝播速度 (群速度) は 1.0 m s^{-1} 以下であることがわかった。そこで、使用した MITgcm は水平移流の影響と有限振幅波が表現できるように、運動量の移流項 (非線形項) を考慮した非静水圧モデルとし、さらに、シル地形を感じる順圧通過流を表現することを目的に、回転系の 3 次元水路地形を設計した。

津軽海峡西部海域のモデル地形は、Fig. 11 の (a) x-y 平面図と (b) x-z 鉛直断面図に示すように、TyC と TgB (250 m の一定水深) に挟まれた TpS (最も浅い水深は 125 m) のシル地形付近を想定して、全長 16 km、一定幅 15 km の単純な水路地形で表現した。水路横断方向 (y 軸方向) の水平格子は、順圧通過流を表現することを目的として、多少粗くて 1 km 格子とした。一方、水路軸方向 (x 軸方向) に伝播する水平波長が数 100 m の内部波群を表現するために、x 方向は 40 m 格子、z 方向は 2 m 格子の小格子とした。以下、現場海域に対応した説明の都合上、平面図の上側 (正の y 軸方向) を北側 (北海道側)、右側 (正の x 軸方向) を東側 (北太平洋側) として記述する。

初期成層及び西側流入境界の密度条件は、塩分値を 34.2 の均一値と仮定し、TpS シルの上流側 (TyC 内) で観測された CTD2 の水温鉛直プロファイル $T(z)$ を指数関数で近似して与えた。Fig. 11 の (c) に示した実線が観測値、破線が近似値の鉛直プロファイルであり、近似式は下記のように表される。

$$T(z) = \Delta T e^{-\frac{z}{55}} + T_1 \quad (1)$$

ここで、 $\Delta T = T_0 - T_1$ 、 $T_0 = 25^\circ\text{C}$ 、 $T_1 = 9^\circ\text{C}$ 、 z は単位を m とした水深である。

本モデルの強制力は、Fig. 11 の (a) と (b) に矢印で表示したように、東向き海峡通過流を想定した西側境界からの順圧流入流 U である。本観測時期の順圧通過流は、TpS 上で実際に観測された 6 回の ADCP 流速デー

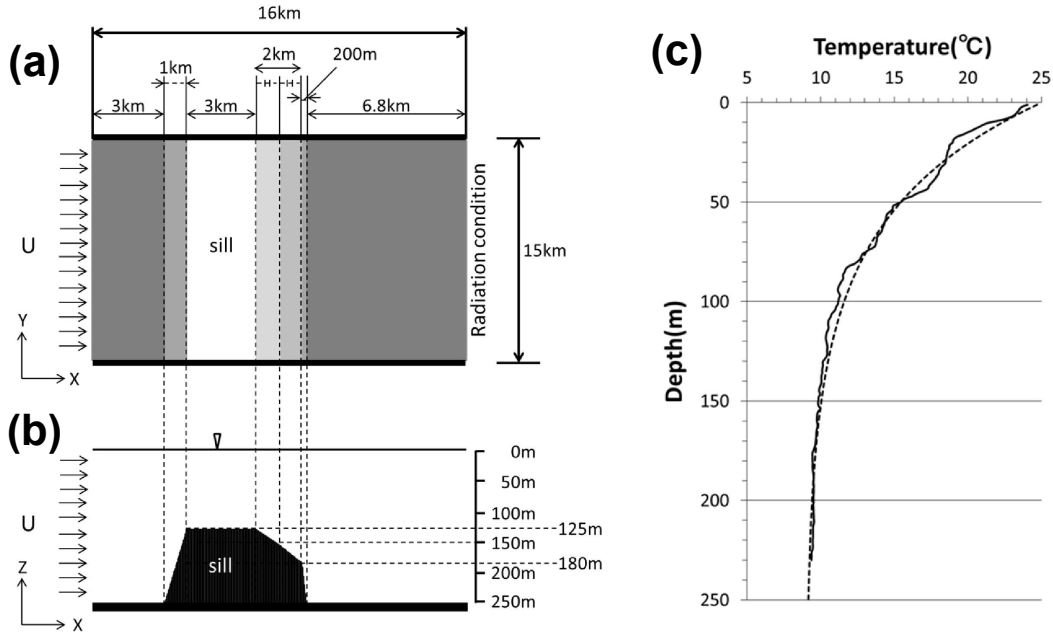


Fig. 11. (a) Plan view of the channel model with a simple sill topography used to examine the generation process of internal waves by barotropic passage flow U . (b) Vertical view of the model. The configuration of the sill is depicted in the panel. (c) Vertical temperature profiles observed at CTD2 (solid line) and assumed in the model experiment (broken line).

タ (Fig. 7 の左側) から推測した。まず、鉛直方向 3 点の ADCP 流速値を平均し、これを観測された順圧流と仮定する (Fig. 12 の黒丸印)。次に、6 回観測された順圧流の時間変化は半日周潮流 (12 時間周期) と日周潮流 (24 時間周期) と平均流 (定数) の重ね合わせの結果と考え、これら 3 つの成分で調和解析 (最小自乗法) を行った。得られた各調和定数 (振幅・位相) を用いて再現した流速時系列 u を約 2.5 日分表示したものが Fig. 12 である。なお、数値計算の都合上、初期応答の擾乱を抑えるために、始めの約 5 時間 (図の破線部分) は $0 \sim 100 \text{ cm s}^{-1}$ まで線形に増加させている。推測された順圧流 u は水深 125 m のシル上の値なので、2 倍の水深 (250 m) をもつ西側境界で順圧流入流 U として強制する場合は、その半分の値 ($U = 0.5 u$) に減じて使用した。また、東側開境界は MITgcm に設定されている放射条件を使用し、内部擾乱が東側境界でほとんど反射しないことを確認している。

コリオリパラメータは北緯 41.5 度 (津軽海峡付近) から $f = 9.63 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ の一定値、水平の渦動粘性係数と拡散係数は同値として $K_h = 0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、鉛直の渦動粘性係

数と拡散係数も同値として $K_v = 0.03 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の一定値とした。計算時間ステップは 0.5 秒、数値積分期間は同形の潮汐変動が 2.5 日分繰り返される 65 時間とした。

なお、本モデルは回転系であるため、先行研究の太田ら (2014) で議論された静水圧近似の回転系重力波 (内部ケルビン波やポアンカレ波) の励起も想定されるが、それらの波を陽に再現することができなかった。その理由として、これらの波動を表現するためにはモデル計算領域 ($16 \text{ km} \times 15 \text{ km}$) が狭すぎ、もし励起されていても西側境界からの順圧流入流によって強制的に潰されているためと考えられる。

5.2. 観測された内部波群のモデル再現性

6 回実施した ABC 観測の E-F 間に対応した空間範囲 (約 6 km) を観測時刻に対応させて、計算時刻 $t = 32$ 時間から 5 時間間隔の密度断面分布 ($0.2 \sigma_t$ 間隔) を Fig. 13 に示し、(a) には水平流速 $u(x, z, t)$ 、(b) には鉛直流速 $w(x, z, t)$ の色分け分布を重ねて表示した。両図は Fig. 7 に示した 6 回の音響画像にほぼ対応させることが

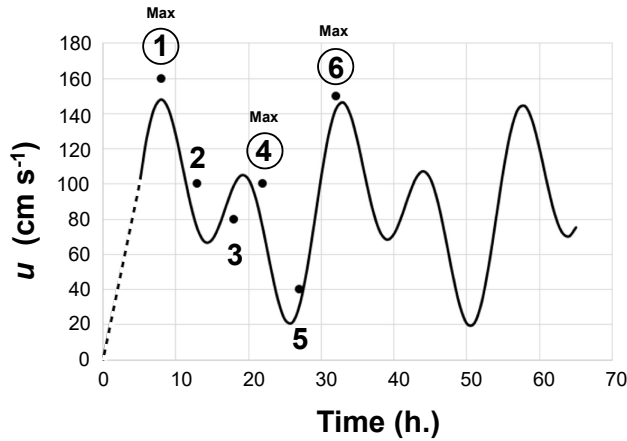


Fig. 12. Time series of the velocity of barotropic passage flow u (solid line) estimated from the observed six ADCP velocities at TpS (closed cycles) through the least-square method analysis. The daily cycle of barotropic passage flow $U=0.5u$ in our model was repeated twice and half 60 h, and U appeared linearly increased during the initial 5 h (broken line).

できる。モデル再現された顕著な密度成層域(狭い等値線間隔の領域)は、音響画像の高反射域の形状とよく似ている。例えば、東向き通過流極大期にある1回目と6回目において、シル上にみられた表層付近の帯状高反射域はシル上の安定した密度成層として、シル下流側にみられた大振幅の2~3波の内部波はほぼ同振幅でほぼ同波長の波群として再現されている。東向き通過流が弱まる2~5回目においては、音響画像にみられた微小で複雑な内部波のモデル再現性は低いものの、通過流が最弱となった5回目では、内部波がシル東端からシル上に侵入して振幅を大きく減じている様子が再現されている。

水平流速 u (Fig. 13 (a)) は下凸となる内部波の下層側で東向き流が強く、上層側で弱い傾向がみられる。これは上流伝播する下凸の内部波であれば上層側が西向き流、下層側が東向き流となり、それに強制した東向き順圧流入流が重なっていると解釈すれば定性的に説明される。また、大振幅となった1回目と6回目の鉛直流速 w (Fig. 13 (b)) では明瞭にみられるが、下凸の内部波の西側(上流側)半分で青色表示の沈降流、東側(下流側)半分で赤色表示の湧昇流となり、進行波を考えれば、この

位相関係も上流伝播する内部波であることを支持する。なお、数 cm s^{-1} もの鉛直流速をもつ強い沈降流の場所は、音響画像では細かい泡の沈み込みと推測した表層付近の高い反射強度領域 (Fig. 7)、海面写真ではさざ波が激しく立った領域 (Fig. 8) に対応していると考えられる。

上述したように、内部境界面変位による水平密度勾配 $d\rho/dx$ (ρ は海水の密度) とそれに伴う鉛直流速 w の位相関係を調べれば、水平移流の強弱によって複雑な挙動を示す個々の内部波の伝播方向を推定することができる。本論では両者の単純な積 $P = w d\rho/dx$ の符号を伝播方向の指標として用いる。なお、 w と $d\rho/dx$ の関数が内部波の伝播方向に関与することは、線形内部波の極性関係 (Polarization relation) から導くことができる(付録C)。上述の上流伝播する内部波の場合、西側(上流側)半分では $w < 0$ で $d\rho/dx < 0$ なので $P > 0$ 、東側(下流側)半分では逆に $w > 0$ で $d\rho/dx > 0$ であるが、積の符号は西側半分と同じで $P > 0$ となる。すなわち、 $P > 0$ ($P < 0$) となる周辺の内部波群は上流伝播(下流伝播)が支配的と判断される。ただし、西側半分と東側半分の境界(内部波の下凸部分)では $w \sim 0$ で $d\rho/dx \sim 0$ となるので、1波長の内部波内には $P \sim 0$ の領域が必ず現れる。また、このような単純な指標では、どちらにも伝播しない定在波(伝播が逆向きとなる2つの波の重ね合わせ)は判別することができない。

5.3. ストリーク帯を伴う内部波群の形成要因に関する考察

本研究対象のシル地形は解析的に扱えるような微小な海底地形変化ではなく、励起される内部波も有限振幅で非静水圧の力学領域にあるため、特性曲線法等を用いた解析的考察(例えば、Hibiya, 1986)は難しい。本研究ではそれに代わる解析として、正負の縞状の鉛直流速で表現される内部波と前節で提案した伝播方向の指標である P 値の符号を組み合わせることにより、水平移流の影響を受けて時間発達する内部波の挙動について考察した。Fig. 14は空間軸として水路中央の東西軸に沿った水深100 mを選択し(上段図に破線で示した水深)、(a)が水平流速 $u(x, t)$ 、(b)が鉛直流速 $w(x, t)$ 、(c)が P 値の空間-時間 ($x-t$) のイソプレット図である。

シル上の水平流速 u が付録Bで概算した内部波の自由

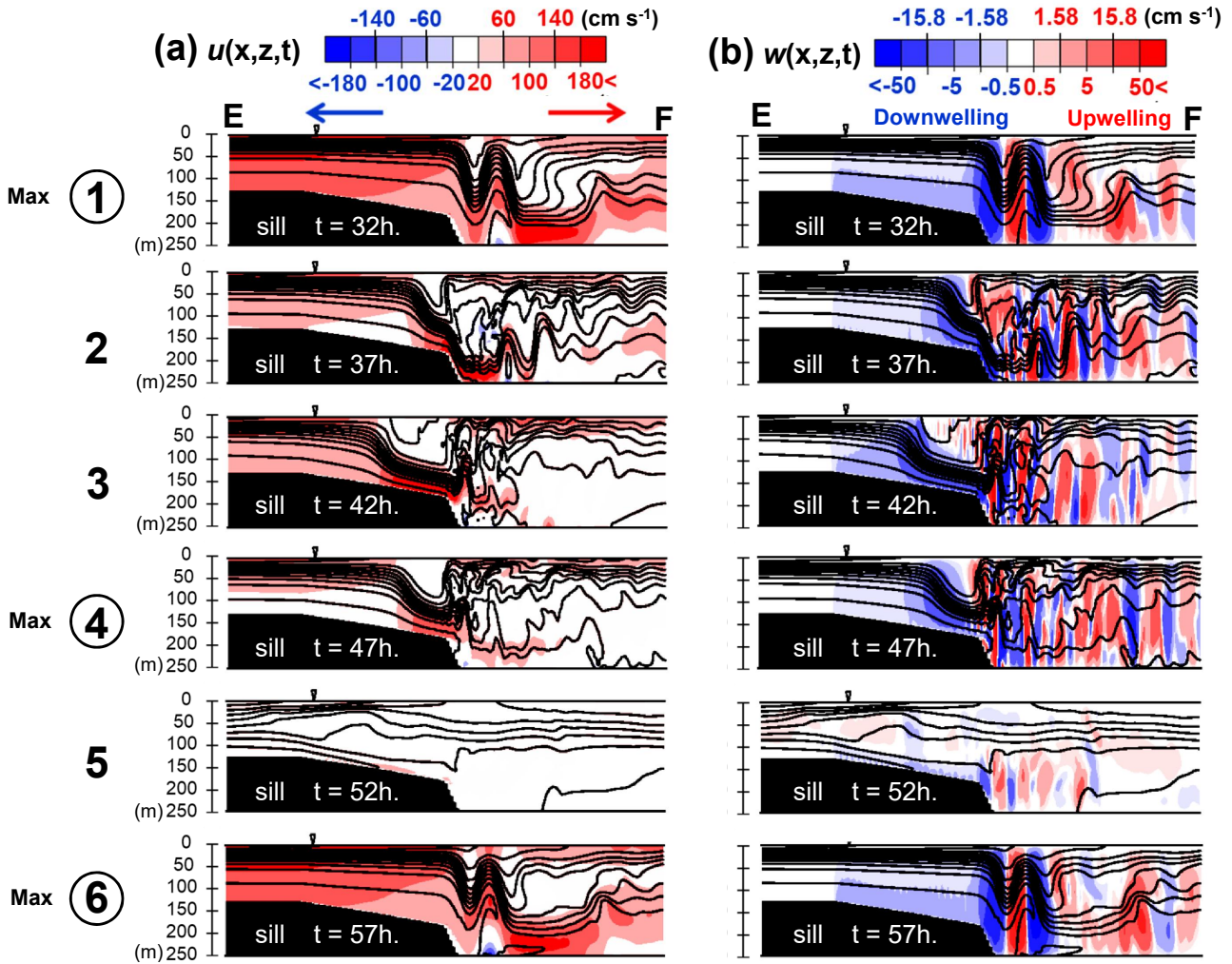


Fig. 13. Temporal change in the vertical distributions of (a) the horizontal velocity of $u(x, t)$ and (b) the vertical velocity of $w(x, t)$ with the density field every 5 h along the central line of the channel axis, whose location is indicated by six solid lines in Fig. 13. The density contour interval is equal to $0.2 \sigma_t$. These results correspond to the time series of six acoustic images shown in Fig. 7.

伝播速度を超える強い東向き流 ($u > \text{約 } 100 \text{ cm s}^{-1}$) の時期、縞状の鉛直流速 w が示す内部波群はシル内に侵入していない。これはシル上の移流速度 U (東向き) が内部波の自由伝播速度 C_i (西向き) よりも大きいため、両者の比であるフルード数 $Fr = U/C_i$ が臨界値を超えていること ($Fr > 1$) で容易に説明される。この時期のシル東端斜面域では東向き順圧通過流が斜面を降ることによって、濃い青色表示の強い沈降流 ($w < 0$) が強制され続けている。特に、シル上の水平流速 u が 140 cm s^{-1} を超える計算時刻 $t = 5 \sim 10 \text{ h}$ と $t = 30 \sim 35 \text{ h}$ と $t = 55 \sim 60 \text{ h}$ の

ころには、シル東端の沈降流に引き続く下流側に湧昇流と沈降流 (鉛直流速 w はともに 数 cm s^{-1} のオーダー) が 2 ~ 3 回連続した縞状の内部波群が定在している。これがモデル再現されたストリーク帯を伴う大振幅の内部波群である。この内部波群は定在しているようにみえるものの、Fig. 13 (b) でもみたように、これらは全て $P > 0$ となる上流伝播する波である。ところが、シル上の東向き水平流速 u が少し弱まっただけでも、きれいな縞状の鉛直流速 w を伴う内部波群はすぐに消滅し、短周期の内部波が支配的な複雑な様相を呈するようになる。 P 値の図

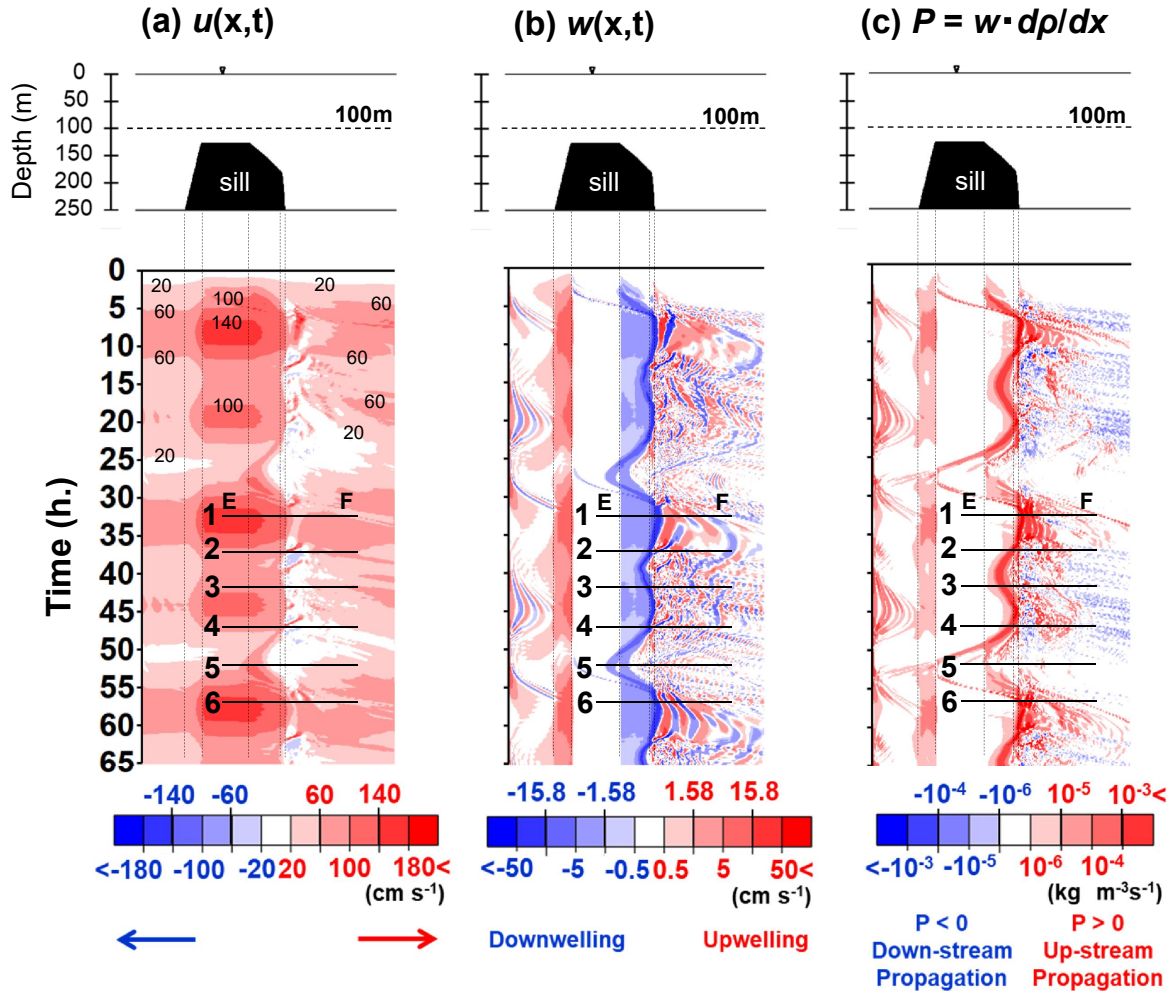


Fig. 14. Space-time plots of (a) the horizontal velocity of $u(x, t)$, (b) the vertical velocity of $w(x, t)$, and (c) the wave propagation index of $P=w(d\rho/dx)$ at 100 m depth along the central line of the channel axis. The upper panel shows the sill topography.

をみると、上述した上流伝播する波 ($P > 0$) と同時に、シル東端付近からは下流伝播する波 ($P < 0$) も励起され続けている。この下流伝播する内部波は常に数10分程度の短周期であり、下流側への水平移流速度 u も加わって、見かけの伝播速度は 2 m s^{-1} 近くにもなる。

非回転系の内部波を対象として、大振幅内部波の励起が「跳水現象」であることを初めて指摘したのは Hibiya (1986) である。彼は跳水現象の物理的解釈を試み、各瞬間にシル上で放射される上流伝播の「基本波(または微小波)」を想定し、この波が臨界点近く ($Fr \sim 1$) で効率的に重なり合うことによって、振幅が次第に増加する

というメカニズムを提示している。ただし、Hibiya (1986) では内部波を励起するシル地形の水平スケールが流体水深よりも十分に大きいことを仮定し、非分散(または静水圧近似)の基本波を想定している。一方、モデル再現されたシル下流側の内部波群は、その水平スケールが流体水深と同程度であるため、分散性が大きな波群(または基本波)を想定しなければならない。それゆえ、本研究の内部波群の物理的解釈において、Hibiya (1986) の基本波は、分散性を考慮した基本波への拡張が必要である。シル上で $Fr > 1$ となる強い東向き通過流のとき、数100 m幅(モデルでは200 m幅)で水深が急増するシ

ル東端斜面域が $Fr \sim 1$ の臨界点と考える。水深変化する任意の場所における個々の基本波の理論的な自由伝播速度の計算は、波の分散性により非常に難しく、実際にはフルード数 (Fr 値) の時空間変化の計算を行っていない。しかし、シル東端の西側シル上に全く波が存在せず、東側一帯に数多くの波が存在している状況から判断して、シル東端付近を $Fr \sim 1$ と判断することに無理はないと考えられる。

この臨界点において、東向き通過流は強い沈降流となり密度境界面を下凸に変形させ、Hibiya (1986) の解釈に従えば、各瞬間に下凸の基本波が励起され続けている様子が想定される。励起された基本波の水平スケールは数 100 m なので、この波は非回転系非静水圧の力学領域にあり (付録 A)、上流下流の両方向への伝播が可能である。同時に、この力学領域にある内部波は分散性が非常に大きく (付録 A と B)、励起場を脱した内部波、または励起が弱まったときの内部波は、周期数 10 分の短周期自由波として容易に分散してしまう。その結果、下流側へ伝播する基本波は重なり合わさることなく、東向き通過流と同方向に移流され、常に短周期自由波のまま下流方向へ移動する。一方、上流伝播する基本波は Hibiya (1986) の跳水現象と同じ状況となり、臨界点において基本波の重なり合わせが生じ、有限振幅まで成長できる。ただし、この基本波がもつ大きな分散性のため、孤立した有限振幅の内部波 (すなわち、内部ソリトン波) には成長できず、2~3 波程度に分散した Airy 関数的な形状 (付録 B) のまま成長し続け、その結果、ストリーク帯を伴う大振幅の内部波群が形成されたと考えられる。

6. まとめ

本研究では、津軽海峡西口のシル地形付近において、成層期 (6~10 月) の SAR 画像に写し出された 2~3 本連なるストリーク帯が東向き海峡通過流が極大となる潮時に、シル下流側で励起された大振幅の内部波群に伴う現象であることを 25 時間 6 回往復の音響及び ADCP 観測によって初めて捉えた。2~3 本連なったストリーク帯の海面は、他の海域に比して激しく波立っており (写真撮影)、それゆえ、後方散乱 (海面粗度) が大きな高輝度領域として SAR 画像に写し出されることを確認した。

同時に、ストリーク帯付近の音響画像には深さ数 10 m まで強い反射強度が潜り込んでいる様子が観測され、波立った海面の気泡が強い沈降流により下方移流されていることが推測された。次に、シル地形を有した水路モデルを観測時の鉛直密度成層と東向き通過流変動で駆動した数値実験を実施し、シル下流側の狭い斜面域に臨界点 ($Fr \sim 1$) が形成される通過流極大期において、そこで励起された上流伝播する基本波 (微小波) が継続的に重なり合わさり、大振幅の内部波まで成長することが示唆された。さらに、この内部波は短波長 (数 100 m スケール) のために分散性が非常に大きく、2~3 波程度に分散した形状のまま成長し、有限振幅の内部波群となることが推測された。

このように、モデル再現された短波長の内部波群は、非回転系非静水圧の力学領域にある波動として理解したが、我々の観測結果の解釈には本モデル実験では十分に表現できなかった回転系重力波 (内部ケルビン波やポアンカレ波) の影響も無視できないかもしれない。例えば、音響画像 (Fig. 6 や Fig. 7) にみられたように、シル下流側の高反射強度の塊全体は、太田ら (2014) で議論されたシルスケールのポアンカレ波 (内部慣性重力波) と思われる、本研究で議論した短波長の内部波群がその塊の中に制限されているようにもみえる。もし、そのような関係があれば、大スケールの回転系波動と小スケールの非回転系波動との相互作用の問題を議論しなければならない。この問題は将来の課題としたいが、そのためには現実的な地形条件のもと、より広範囲の計算領域で高解像度の回転系非静水圧モデルの構築が必要となる。

謝辞

船舶による現場観測を実施するに当たり、海洋観測を快く実施して頂いたうしお丸船長をはじめ、士官と乗組員の皆様、そして共に観測を行った 2017 年当時の研究室学生である堀尾一樹氏、松岡翔太氏に感謝致します。また、SAR 画像をネット上で無償提供されている欧州宇宙機関の皆様にも心より感謝申し上げます。そして本論を改訂するにあたり、編集委員と 2 名の査読者から、用語の使い方、モデル結果の説明不足、論文の体裁などの有益なコメントを数多く頂き、心より感謝致します。

付録 A：水平波長が数 100 m の線形内部波の分散特性

内部波群の水平波長は水深と同程度なので、回転系非静水圧の波 (Non-hydrostatic rotating wave regime) を想定すると、周波数 σ 、水平波数 k 、鉛直波数 m の線形内部波の分散関係式は

$$\sigma^2 = \frac{f^2 m^2 + N^2 k^2}{k^2 + m^2} \quad (\text{A1})$$

となり、この波が存在する周波数領域は $f < \sigma < N$ (f は慣性振動数またはコリオリパラメータ、 N は浮力振動数) となる (例えば、Gill, 1982)。ここでは本観測時の津軽海峡の代表値として、 $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ と上層付近の密度成層から概算される $N \sim 5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (一定値を仮定) を用いる。Fig. A1 の赤線が (A1) 式の周波数をコリオリパラメータで規格化 (σ/f)、水平波数を鉛直波数で規格化 (k/m) したときの分散曲線図である。この内部波の分散特性は低波数と高波数の極限 ($k/m \rightarrow 0$ と $k/m \rightarrow \infty$) で、それぞれ $\sigma/f \rightarrow 1$ と $\sigma/f = N/f = 50$ に漸近し、これら両極限の群速度は零 ($Cg \rightarrow 0$)、群速度の極大値 Cg_{max} は $0 < k/m < 0.58$ の範囲にある (山内ら, 2015)。観測された内

部波群は $k/m \sim 1$ 前後の波数領域 (白抜き矢印) があると推定され、この領域では (A1) 式で $f^2 \ll N^2 (k/m)^2$ を仮定した非回転系非静水圧の波 (Non-hydrostatic nonrotating wave regime; $f \ll \sigma < N$) の分散曲線 (緑線) でよく近似される。すなわち、観測された内部波群は非回転系非静水圧の波の分散特性「低波数ほど群速度が大」が支配的である。例えば、第 1 傾圧モードの内部波 ($m = 2\pi / (250 \text{ m} \times 2)$) を想定すると、観測された内部波群は $k/m \sim 1$ から水平波長 L は約 500 m、 $\sigma/f \sim 35$ から周期 $T (= 2\pi / (35f))$ は約 30 分、位相速度は $C = L/T \sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$ のオーダーにあることが概算される。

一方、太田ら (2014) で議論されたシルスケールの内部波 (ポアンカレ波) は内部変形半径に近い波長 ($\lambda_i = NH/f \sim 12.5 \text{ km}$) をもち、この波数領域 (黒矢印) では、(A1) 式で $k \ll m$ を仮定した回転系静水圧近似の波 (Hydrostatic rotating wave regime; $f < \sigma \ll N$) の分散曲線 (青線) でよく近似される。この領域の内部波の分散特性は「高波数ほど群速度が大きく (例えば、 $k/m \rightarrow 0$ では $Cg \rightarrow 0$ となる σ/f の慣性振動流)」、水平波長を 12.5 km 程度とすると、周期は約 9 時間、位相速度は 0.4 m s^{-1} 程度と概算される。

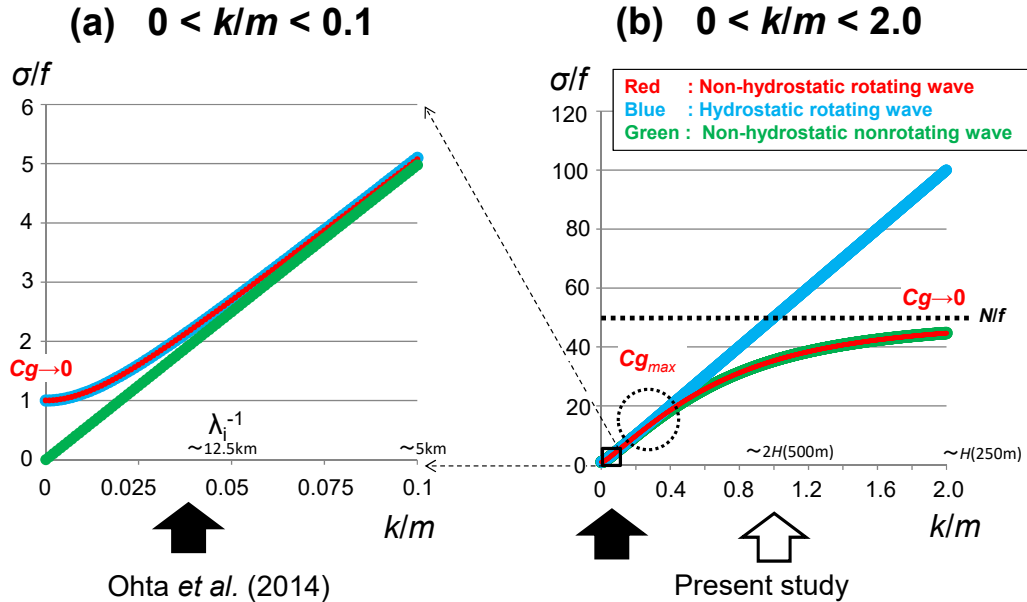


Fig. A1. Dispersion diagrams of the internal gravity waves in the wave-number ranges (a) $0 < k/m < 0.1$ and (b) $0 < k/m < 2$. The red, blue, and green dispersion curves are the nonhydrostatic rotating wave, the hydrostatic rotating wave, and the nonhydrostatic nonrotating wave, respectively.

付録 B: 現実的な成層場における内部波の自由伝播速度

付録 A では水深全体で N 値一定とした線形内部波の分散関係式を用いて、観測された内部波群は少なくとも非回転系非静水圧の力学領域で議論すべきことを指摘した。より現実的な状況では、内部波群は表層ほど強い成層場に存在し、その全振幅は 150 m を超える有限振幅波であり、線形理論では記述できない特徴ももつ。そこで、現実的な成層場 (本文中の (1) 式) を水深一定 (250 m) の鉛直 2 次元 MITgcm ($\partial/\partial y = 0$) を仮定し、運動量の移流を考慮した非静水圧モデル) に設定し、孤立した内部波 (内部波群の 1 つを想定) の初期値問題から、本波の分散特性を調べた。本モデルの格子間隔は本文中の 3 次元モデルと同じで、 x 方向は 40 m 格子、 z 方向は 2 m 格子である。初期値 (時刻 $t = 0$ min.) は Fig. A2 の (a) に示すように、 x 軸上の $x = 0$ 付近に低密度水のみで構成される下凸の内部波を与えた。その形状は $\eta = -a \cdot \text{sech}^2(bx)$ の関数で近似し、シル下流側で観測された大振幅の内部波群を参考にして、 $a = 180$ m (全振幅)、 $b = 1/3$ m^{-1} (水平幅約 250 m を表現) とした。

x 方向のモデル領域は $-4 \sim +4$ km の 8 km 範囲であるが、モデル結果は $x = 0$ km を挟んだ対称解となるため、ここでは計算開始 50 分後の負領域 ($x < 0$) における x - z 密度断面図を Fig. A2 の (b) に示した。Fig. A2 の (c) も同じ初期値から計算した 50 分後の結果であるが、線形論である付録 A に対応させて、運動量の移流項 (以下、非線形項と呼ぶ) を強制的に削除した計算である。両ケースともに、50 分という短時間にもかかわらず、4 ~ 5 波に分裂している。両ケースの先頭第 1 波の伝播速度には違いがみられ、非線形項を考慮したケース (b) の方が幾分速い。これは線形波の伝播速度 (分散関係) が振幅値に依存しないのに対し、非線形波 (または有限振幅波) では振幅値の関数にもなっているためと考えられる。

付録 A の分散関係でも示したように、両ケースとも低波数ほど大きな群速度をもつ Airy 関数的な形状 (Pedlosky, 1979; 磯田ら, 2013) を呈し、分散性が非常に大きい内部波であることが確認される。ここでは最も速い伝播速度の先頭第 1 波に注目して、水平移流場の影響がないときの自由伝播速度 C_i (正しくは群速度) の最大値を

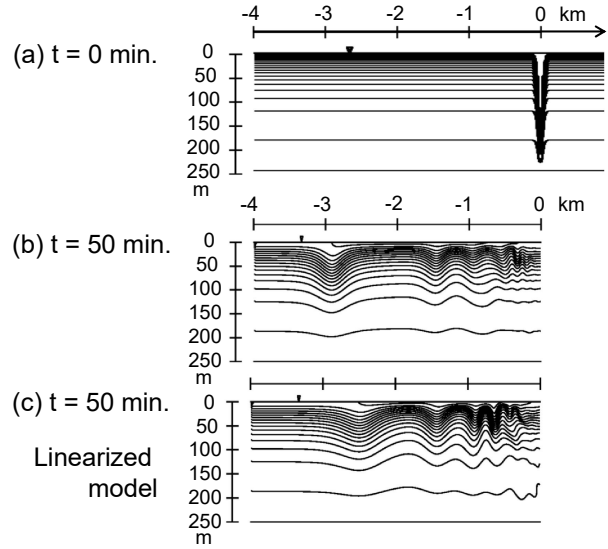


Fig. A2. (a) Initial isopycnal displacement based on a single soliton pulse in the two-dimensional model assuming a flat bottom. (b) Calculated result of the waves after 50 min. (c) Calculated result of the waves after 50 min using linear approximation.

概算しておく。先頭第 1 波の 50 分間の移動距離 X はケース (b) で約 3.0 km, ケース (c) で約 2.5 km なので、 $C_i = X/50$ min. = $0.83 \sim 1.0$ m s^{-1} と見積もられる。

付録 C: 線形内部波の極性関係を用いた水平伝播方向の指標

伝播する線形内部波の鉛直流速 w の時空間変化を

$$w = w_0 \cos(kx + mz - \sigma t) \quad (\text{A2})$$

の正弦関数で表現したとき、種々の変数 (水平流速 $u \cdot v$, 圧力偏差 p , 密度偏差 ρ) 間の極性関係の中で、密度偏差 ρ は

$$\rho = -\left(\frac{N^2 \rho_0}{\sigma g}\right) w_0 \sin(kx + mz - \sigma t) \quad (\text{A3})$$

となる (例えば, Gill, 1982)。ここで、 w_0 は鉛直流速の振幅、 g は重力加速度、 ρ_0 は海水の平均密度である。(A3) 式の両辺を x で偏微分し、これに本文中の P の定義に

従って w を乗ずれば,

$$P = w \frac{\partial \rho}{\partial x} = - \left(\frac{k}{\sigma} \right) \left(\frac{N^2 w_0^2 \rho_0}{g} \right) \cos^2(kx + mz - \sigma t) \quad (\text{A4})$$

となる。周波数 $\sigma > 0$ なので、 P の符号は k の符号にのみ依存することがわかる。また、(A4) 式の σ/k は水平方向の位相速度 C なので、例えば、 $k > 0$ は $C > 0$ の右向き伝播を意味し、この場合は $P < 0$ で表現される。本文中の解釈では、各格子で計算された $P < 0$ の領域において、右向き（本モデルでは流下方向）伝播する内部波の卓越が示唆される、となる。

References

- Apel J. R. and F. I. GonZalez (1983) : Nonlinear features of internal waves off Baja California as observed from the SEASAT Imaging Padar. *J. Geophys. Res.*, **88**, No.C7, 4459-4466.
- Apel, J. R. (2000) : Solitons near Gibraltar. *Views from the European Remote Sensing Satellites, Global Ocean Associates, Report GOA 2000-1, Silver Spring, MD*. 23 pp
- Gill, A. E. (1982) : *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, 662pp.
- Hibiya, T. (1986) : Generation mechanism of internal waves by tidal flow over a sill. *J. Geophys. Res.*, **91**, No.C6, 7197-7708.
- 飯野恵理子・磯田 豊・矢幅 寛 (2009) : 津軽海峡通過流を駆動する水位差. *海と空*, **85 (1)**, 1-19.
- 磯口 治 (2016) : 高解像度センサ (SAR). *沿岸海洋研究*, **54 (1)**, 11-16.
- 磯田 豊・森江亮介・太田紗希 (2013) : 分散波と Airy 関数, *九州大学応用力学研究所所報*, **145**, 53-57.
- 気象庁 (2020) : 潮汐観測資料. <https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/genbo/index.php> (最終閲覧日: 2017年7月7日)
- 気象庁 (2020) : AMeDAS データ. <https://www.data.jma.go.jp/risk/obsdl/index.php#> (最終閲覧日: 2017年6月12日)
- 小林直人・磯田 豊・高津哲也・山口秀一・木村 修 (2004) : 練習船 ADCP を用いた迅速な海流情報提供に向けて: ADCP の品質管理処理プログラム;. *北大水産集報*, **55 (2)**, 97-103.
- Moum, J. N., D. M. Farmer, W. D. Smyth, L. Armi, and S. Vagle (2003) : Structure and generation of turbulence at interfaces strained by internal solitary waves propagating shoreward over the continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2093-2112.
- Moum, J. N., D. M. Farmer, E. L. Shroyer, W. D. Smyth, L. Armi, (2007) : Dissipative losses in nonlinear internal waves propagating across the continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 1989-1995. doi:10.1175/JPO3091.1
- 小田巻実 (1984) : 津軽海峡の潮汐・潮流について (シンポジウム: 海峡—海洋学的構造とその及ぼす影響—). *沿岸海洋研究ノート*, **22 (1)**, 12-22.
- Ohshima, K. I. (1994) : The flow system in the Japan Sea caused by a sea level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9925-9940.
- 太田紗生・磯田豊・吉村志穂・荘司堅也・有田駿・河野航平・方 曉蓉・小林直人 (2014) : 津軽海峡内の浅瀬地形上で励起される内部潮汐波. *海と空*, **90 (3)**, 63-84.
- Pedlosky, J. (1979) : *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, 728pp.
- Shroyer, E. L., J. N. Moum, and J. D. Nash (2008) : Observations of polarity reversal in shoaling nonlinear internal waves. *J. Phys. Oceanogr.*, doi:10.1175/2008JPO3953.1
- Vlasenko, V., and N. Stashchuk (2007) : Three-dimensional shoaling of large amplitude internal waves. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11018, doi:10.1029/2007JC004107.
- 山内泰孝・荘司堅也・磯田 豊・有田 駿・河野航平・藤原将平・方 曉蓉・朝日啓次郎・伊田智喜・久万健志・館野愛実・今井圭理・大和田真紀 (2015) : 日本海深層の底層フロントに捕捉された tN 振動. *海の研究*, **24 (4)**, 147-169.
- Yanagi, T. (1987) : Classification of "Siome", Streaks and fronts. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **45**, 149-158.

Observation and model experiments on an internal-wave packet accompanied by streak bands over the sill topography of Tsugaru Strait

Takuya Yamaguchi^{1*}, Yutaka Isoda², Umihiko Itoh², Touru Mukai², Naoto Kobayashi³

Abstract

The Synthetic Aperture Radar (SAR) around the western entrance of the Tsugaru Strait has yielded well-defined images of an internal-wave packet accompanied by two or three surface-streaks (surface convergence within the same water mass), which is active during the stratified season, and whose wavelength is in the order of several hundred meters. Most of the waves in the packet were observed near the topographically shallow parts of the sill. Temporal changes were repeatedly observed in the internal waves confined to the sill using a high-frequency echosounder profiler within one-day in the summer 2017. The acoustic images suggest that a wave packet of extraordinary amplitude (> 150 m) has developed transiently around the downstream side of the sill at the ascending passage flow. This wave packet consists of two or three successive streak bands, with very disturbed sea surface conditions overlying wave troughs, i.e., strong downwelling areas. The dynamics of such waves developing over the sill is studied through a fully nonlinear nonhydrostatic numerical model. The vertical fluid stratification and temporal change of the barotropic passage flow were adjusted to approximate our observation conditions. The results suggest that the wave packet is effectively amplified near the downstream side of the sill, where the Froude number becomes a critical point, because upstream propagating waves on the sill slope stagnate and overlap efficiently. In this dynamical process, however, even if the wave grows to large amplitude, it does not form a well-organized solitary wave, but is rather scattered due to the strong dispersion of waves.

Key words: Tsugaru Strait, SAR image, Acoustic image, internal wave packet, streak bands

(Corresponding author's e-mail address: zshankou379@gmail.com)

(Received 14 December 2018; accepted 23 March 2020)

(doi: 10.5928/kaiyou.29.3_71)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2020)

1 Graduate School of Env. Earth Science, Hokkaido University, N10W5 Kitaku, Sapporo, Hokkaido 060-0810, Japan

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

3 Faculty of Fisheries, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate, Hokkaido 041-8611, Japan

* Corresponding author: Takuya Yamaguchi

TEL: +8109070457364

e-mail: zshankou379@gmail.com