

— 2022年度日本海洋学会岡田賞受賞記念論文 —

沿岸域における混合過程と水理環境に関する研究： 内部潮汐と混合現象*

増永 英治[†]

要 旨

沿岸域における物質輸送過程は陸域と外洋間の物質収支の把握に重要であり、物質輸送過程の解明には混合現象の調査が必要不可欠である。本稿では、筆者がこれまでに行ってきた沿岸域における内部潮汐により発生する混合現象と関連する物質輸送に関する観測的研究や、数値計算を用いた内部潮汐のモデル化について紹介する。沿岸海域における混合現象はスケールが小さく直接詳細な構造を計測することが難しいことを着眼点に曳航式の観測装置を開発し、河口周辺における河川プリュームの混合状態や非線形性内部潮汐が斜面上で碎波する様子を観測することに成功した。大槌湾で観測した内部潮汐の碎波は、強い乱流混合による底質の巻き上げと中層高濁度層の形成を伴っていた。緩斜面においては、非線形性内部波の引き波と次の波が斜面上で衝突することで強い混合を発生させることを海洋の直接観測から始めて明らかにした。さらに内部潮汐の碎波を再現するモデルを開発し、内部潮汐碎波の詳細な構造の評価を行なった。また大スケールの海洋モデルを用いて、伊豆諸島周辺において日周期の内部潮汐が島々にトラップされ共振することで強化されることや、黒潮と内部潮汐の相互作用により黒潮上流方向への強い内部波エネルギーの伝播が起こることを発見した。本稿では、筆者が近年海洋観測技術を応用した湖沼における混合状態の研究事例も紹介する。

キーワード：内部潮汐，鉛直混合，数値モデル，再懸濁，物質輸送

1. はじめに

沿岸海域は、陸域と外洋間の境界領域に位置し陸域-外洋間の物質輸送に関わっており海洋環境全体の把握や

海洋生態系の解明にとって非常に重要な領域である。この重要性は、現在国内で行われている大型の科研費プロジェクト「マクロ沿岸海洋学」が陸域から外洋へおよび物質輸送動態に着目していることや、米国のグループを中心に2000年代から現在にかけて沿岸海域における物質輸送や混合現象に焦点を当てた観測的な研究が精力的に行われてきていることから理解できる（例えば、Nash *et al.*, 2009; Walter *et al.*, 2012; Richards *et al.*, 2013）。また海洋における混合現象が引き起こすエネルギーや物質輸送については、日本国内でも2010年代に

* 2022年11月23日受領 2023年2月10日受理
著作権：日本海洋学会，2023年

† 茨城大学 地球地域環境共創機構 流域圏環境部門
茨城県日立市中成沢町4-12-1
e-mail: eiji.masunaga.office@vc.ibaraki.ac.jp

大型の科研費プロジェクト「海洋混合学の創設」が実施されその重要性が広く認識されていると言える。

海洋内において内部潮汐が地球の気候システムの維持に重要な貢献をしていることは、広く知られている (Munk and Wunsch, 1998)。内部潮汐 (internal tides) とは、潮汐周期で海洋内部を伝播する内部波 (internal waves) のことである (内部波の理論的背景は後述する)。特に大陸棚や浅海域の斜面上は、強い内部潮汐が発生し混合や物質輸送に重要であることが言われてきた (Cacchione *et al.*, 2002; Carter and Gregg, 2002)。沿岸海域における内部潮汐の観測結果は、1970 代ごろから報告され始め、筆者が知る限りではアメリカ西海岸 Monterey Canyon 内で計測された 100 m 以上の等密度面の振幅を伴う M_2 内部潮汐が最も初期の研究事例である (Broenkow and McKain, 1972)。その後 1980 年代には、同海域において大振幅の等密度面変動を伴う内部潮汐が深層から表層へ栄養塩を輸送しているという研究が報告された (Shea and Broenkow, 1982)。また同時期には、人工衛星観測技術の発展により、SAR 画像に内部潮汐の様子が海面にスリックとして現れる様子が報告され始めた (Fu, 1982)。1990 年代には、Leichter *et al.* (1996, 1998) によっ

て内部潮汐の碎波がフロリダ沿岸域への岸方向のプランクトン輸送を強化しているという観測結果を示し、Pineda (1991, 1994) が南カリフォルニア沿岸において内部潮汐の碎波が浮遊性稚魚の岸方向への輸送をしているという報告をしている。この頃から、斜面上での“内部潮汐/波”の碎波 (“internal tide/wave breaking”) を伴いながら沿岸域へ伝播する冷水や高密度水を内部ボア (internal bore) と呼ぶようになり重要性が認識され始めた。“Bore” という単語は、本来“突き刺す”や“押しつけて進む”といった意味があり、海中内で周辺の海水を押しつけて突き刺さるように伝播する水塊を意味している。“Bore” (ボア) は一般的には聞き慣れない言葉であるが、海面を伝播する高潮によって発生する “tidal bore” (潮津波) として自然現象を表現する言葉として用いられている。潮津波とは、垂直に切り立ったフロントを伴う河川を逆流 (上流へ伝播) する非線形の波動現象であり、ブラジリアマゾン川や中国銭塘江での発生が広く知られている (Chanson, 2011)。内部潮汐碎波の様子を Fig. 1 の模式図に示す。線形的な境界面波が沖合から伝播し、斜面上で非線形性を強め波のフロントが切り立ち、最終的に強い乱流混合 (エネルギーの散逸) を伴う碎波が発

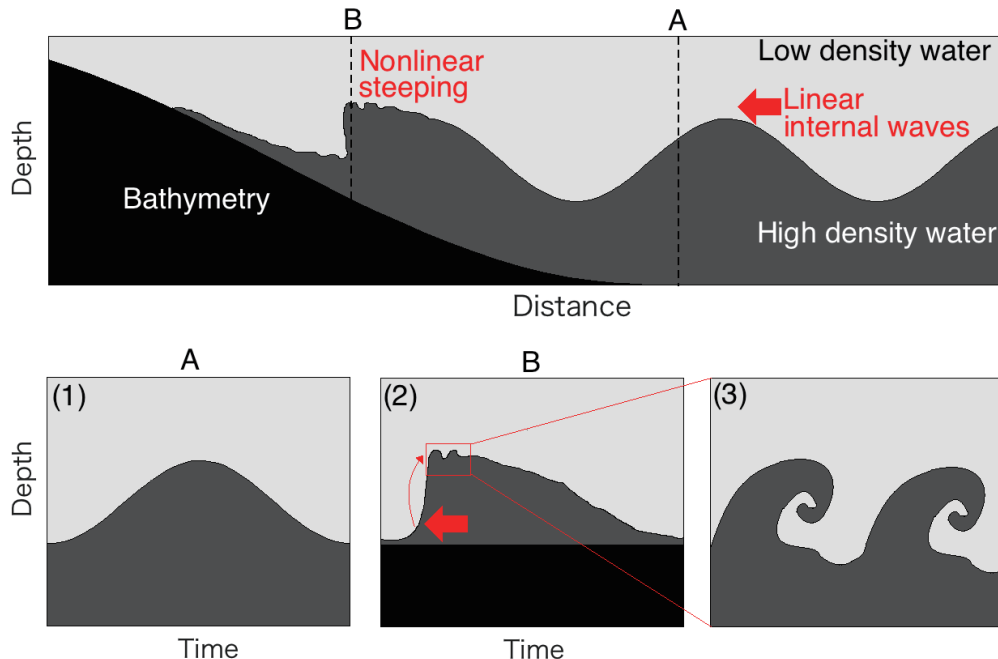


Fig. 1. Schematic drawings of internal bores on a slope (Masunaga *et al.*, 2020a).

生ずる。この切り立った波のフロント部分が内部ポアである。なお Fig. 1 に示すケースは鉛直 1 次モードの内部波の碎波を表している。1980 から 1990 年頃には、Wallace and Wilkinson (1988) や Helfrich (1992) によって水槽実験を用いた内部波の碎波形態の研究も行われた。本論文では、海底斜面上を伝播するポアを紹介しているが、河川水起源の低密度水の出水により河川フロントの海面付近で形成されるフロントもポアと呼ばれている(例えば, Sarker *et al.*, 2016)。

2000 年代以降は海洋観測技術や数値計算技術が飛躍的に向上し、シア不安定を伴った内部波碎波の詳細な構造 (Moum *et al.*, 2003) や、数値実験を用いた内部ポアの再現 (Vlasenko and Hutter, 2002; Venayagamoorthy and Fringer, 2007) が可能になった。沿岸海域における内部ポアの動態解明に一石を投じた研究が、詳細な海洋観測と数値実験を統合した解析を実施した Walter *et al.* (2012) である。彼らは、カリフォルニア州 Monterey 湾における内部ポアによって強化される混合を評価し、海底斜面角度が内部ポアの動態と混合に強く関係していることを提唱した。同様な時期に、内部ポアが底質の再懸濁と輸送にとって重要なプロセスであることを示す研究結果を Richards *et al.* (2013) や Bourgault *et al.* (2014) が報告している。2000 年代以降は、沿岸域の内部ポアについての数値計算だけでなく、より広領域の海域を対象として内部潮汐の発生、伝播と散逸をモデル化する研究も多く実施されてきた(例えば Niwa and Hibiya, 2004; Kang and Fringer 2012)。特に 2000 年代以降は、地球シミュレータ(海洋研究開発機構)の運用が開始された時期であることから分かるように、並列計算技術を用いた大規模演算が可能となり海洋数値計算技術が飛躍的に向上した。一方、海洋観測の現場では空間的な海洋構造を高解像度に計測可能な Underway-CTD (Rudnick and Klinke, 2007) といった曳航式観測装置が開発されたが、沿岸域における内部ポアや小スケールの混合状態を高解像度に捉えられる測器は存在していなかった。

ここで、内部潮汐のスケールや構造について示すために、内部潮汐に関する基礎的な理論背景を手短かに解説する。まず Fig. 1 に示すような 2 層境界面波の場合、地球自転の効果を無視し、ベルヌーイの定理を応用すること

で波速 C_i は以下のように定義される。

$$C_i = \sqrt{\frac{g'h_1h_2}{h_1+h_2}} \quad (1)$$

$$g' = \frac{g(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_0} \quad (2)$$

h は各層の高さ、 ρ は密度、 g は重力加速度、下付き文字 1 と 2 はそれぞれ上層と下層を示す。例えば、水深 10 m の沿岸海域で上層下層それぞれ 5 m、密度差 1.0 kg m^{-3} とすると C_i は 0.16 m s^{-1} となり、長波 \sqrt{gH} で定義される海面波の速度約 10 m s^{-1} より遥かにゆっくりであることがわかる (H は水深)。密度差 1.0 kg m^{-3} は水温差で約 3°C 、塩分差で約 1.3 psu に相当する。この条件下で M_2 周期 (12.42 時間) の内部潮汐が発生すると、内部波の波長は約 7 km となる。密度差が小さい場合や層厚が変化した場合は、さらに波速と波長が短くなるが、おおよそ波長を数 km とするとその構造を観測するためには数百メートルスケールの水平解像度で計測をする必要があると言える。この小スケールの波現象を現場観測しなければならないことが、沿岸域における内部潮汐の動態解明の障壁になっていた。

浅い海域において 2 層構造が十分に発達している海域では、式 (1) で定義される波速を用いて議論が可能だが、実際の海洋では密度場が連続成層を形成しているため式 (1) で定義されるような単純な 2 層構造だけでは波動現象を議論することはできない。連続成層条件下かつ潮汐周期程度の場合は、以下の式 (3) で定義される内部波のモード方程式を解くことで内部波の鉛直構造と波速を得られる (Alford and Zhao, 2007)。

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} \eta(z) + \frac{N^2(z)}{c_n^2} \eta(z) = 0 \quad (3)$$

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (4)$$

z は鉛直座標、 η は密度境界面の振幅、 N は浮力振動数、 c_n は波速を示す。境界条件を $\eta(0) = \eta(H) = 0$ として解くことで解が得られ、鉛直モードの数 (n) だけ無限に解が存在する。厳密には、地球自転や波の周波数の効果を考慮すべきだが波長が短い沿岸域では、その効果は無視できるほど小さい。モード解から得られた、伊豆小笠原

海嶺周辺の鉛直第1モードの内部波の波速を Fig. 2 に示す。沿岸海域では、概ね波速は 0.5 m s^{-1} 以下であり2層境界面波同様にゆっくり伝播し、内部潮汐は短い波長を伴うことがわかる。外洋域において波速は、 $1 \sim 2 \text{ m s}^{-1}$ 程度であり、 M_2 周期の内部潮汐であればおよそ $50 \sim 100 \text{ km}$ 程度の水平スケールの波長の内部波を形成すると言える。ここで示されている内部潮汐のスケールは、近年の研究で物質輸送に重要であるとされている数百 m から数十 km 規模のサブメソスケール渦のスケールとオーバーラップしており、サブメソスケール渦と関連性があると考えられる。例えば、Nakamura *et al.* (2012) や Cheng *et al.* (2020) によって、潮汐によって形成されるサブメソスケール渦が報告されている。また内部波の伝播速度は、 N の鉛直方向の変動が小さい場合には以下のように簡略化して表すことができる (Kundu, 1990)。

$$C_i = \frac{NH}{\pi n} \quad (5)$$

ここで n は鉛直モード数数である。Walter *et al.* (2012) は N が鉛直的に変動している場合においても、 N の最大

値を用いることで沿岸海域での波速推定が可能であることを示唆している。

上述したように、内部潮汐の水平スケールはサブメソスケールとオーバーラップするかそれ以下であり、水深が浅い沿岸海域では数百 m 程度となってしまうほどに小さくなる。このことが、沿岸海域における混合現象や内部波に関連する諸現象の解明が難しい一つの原因と言える。このことを研究のモチベーションとして、これまでに観測装置の開発、湾内における調査や数値モデルによる実験を用いた研究を行ってきた。本稿では岡田賞受賞に至った一連の研究成果を最新の研究もレビューしつつ紹介し、2章に沿岸域における物理構造を高解像に計測する装置の開発、3章に沿岸域における内部潮汐の砕波の観測、4章に砕波のモデル化、5章に大スケールの数値計算を用いた内部潮汐の発生・伝播・散逸のモデル化、6章に内部潮汐と背景流(黒潮)や渦との相互作用に関する研究、7章に内部潮汐による底質輸送のモデル化、8章に海洋観測技術の湖沼研究へ応用をした事例を紹介し、9章にまとめと今後の展望を述べ本稿を結ぶ。

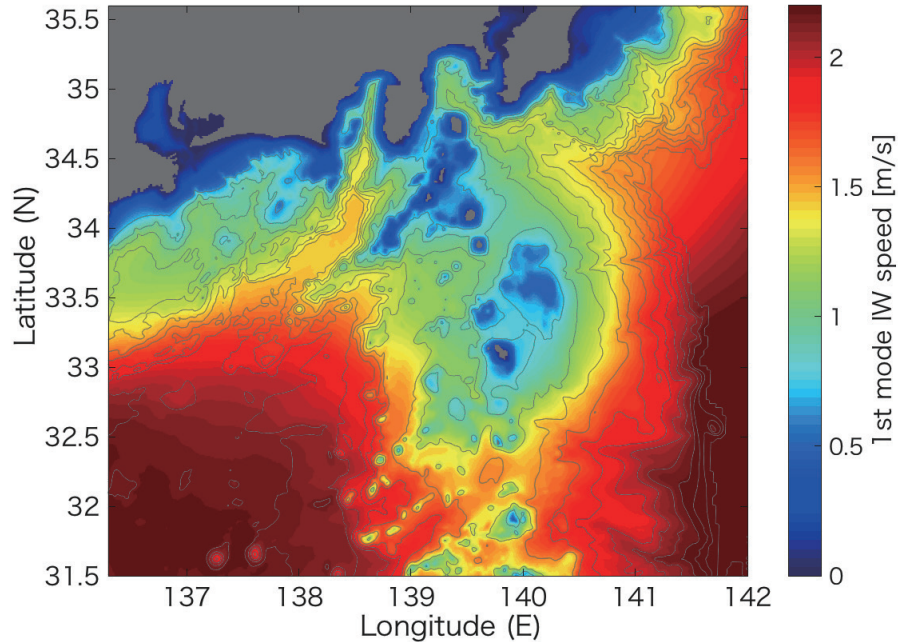


Fig. 2. First mode internal wave speed around the Izu-Ogasawara Ridge. Gray contour lines show isobaths with intervals of 500 m (Masunaga *et al.*, 2019).

2. 沿岸域における観測方法の開発

沿岸域における混合現象を引き起こす内部波等の現象は時・空間スケール共に小さく実際の海洋で計測することは技術的に難しい。これまでに時空間的に高解像度なデータを取得する方法として、曳航式の観測装置が提案されてきた。例えば、SeaSoar (Pollard, 1986), AQUA Shuttle (Chelsea Instrument, Ltd) や Underway-CTD (Rudnick and Klinke, 2007) が曳航式の観測装置として使われてきている。その中でも測器の小型化を成功させた Underway-CTD は広く海洋観測に用いられている (例えば, Ito *et al.*, 2022)。これらの観測装置は、水深が十分深い外洋での調査を前提としておりセンサーが高速で落下するために沿岸域における調査には不向きである。そこで、沿岸域用の曳航式観測装置, Yoing Ocean Data Acquisition Profiler (YODA Profiler) の開発を行なった (Masunaga *et al.*, 2014)。

沿岸域に適した装置を開発するための条件として、浅い海域での調査が可能な小型ボートに設置出来ることや、河川プリューム内等の強成層域における高解像度かつ安定したデータ取得が挙げられる。センサーの小型化のために、JFE Advantech により製品化されていた RINKO-Profiler を元に小型センサー部分の開発を行なっ

た。センサーは、水温、電気伝導度、水深 (CTD)、蛍光高度、濁度と溶存酸素を 10 Hz で記録する。また、小型のウインチを巻き上げに用いることで小型ボートでの観測も実現した (Fig. 3)。良質かつ安定したデータの取得には、水中での安定した自由落下が求められる。乱流微細構造観測装置からヒントを得て、センサー上部にブラシと浮体を取り付けることで、約 0.2 m s^{-1} での安定自由落下を実現した (Fig. 3)。ブラシは、 45° 傾けて装着することで、落下時には開き安定自由落下を促し、巻き上げ時には閉じることで抵抗を減らし円滑な回収ができるようになった。

東京湾湾奥において実施した YODA Profiler の調査では、水平解像度 50 m 程度で河川プリューム周辺の海洋構造の詳細を明らかにした。例えば、Kelvin-Helmholtz instability のような波状構造が河川プリューム下部で見られた他、顕著な河川フロント構造や内部ソリトン波を捉えることに成功した (Fig. 4)。Fig. 4cd に示した密度と蛍光高度は同時に計測された結果であり、内部ソリトン波により等密度面が大きく振幅し、これと同時に植物プランクトンが鉛直的に引き延ばされている様子が観測された。本稿では手法の詳細は省略するが、数 cm スケールの密度逆転から乱流強度 (乱流運動エネルギー散逸率) を推定する新たな簡易手法を確立した。この手法を用いることで、河川プリューム下部の波状構造や内部

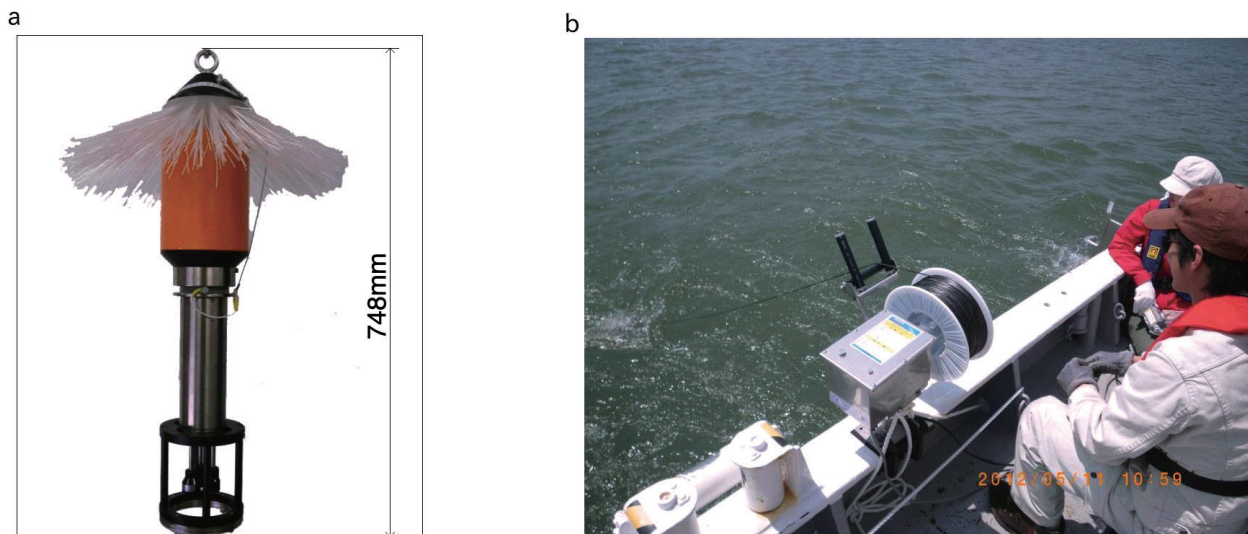


Fig. 3. (a) YODA Profiler and (b) winch mounted on a small research vessel (Masunaga and Yamazaki, 2014).

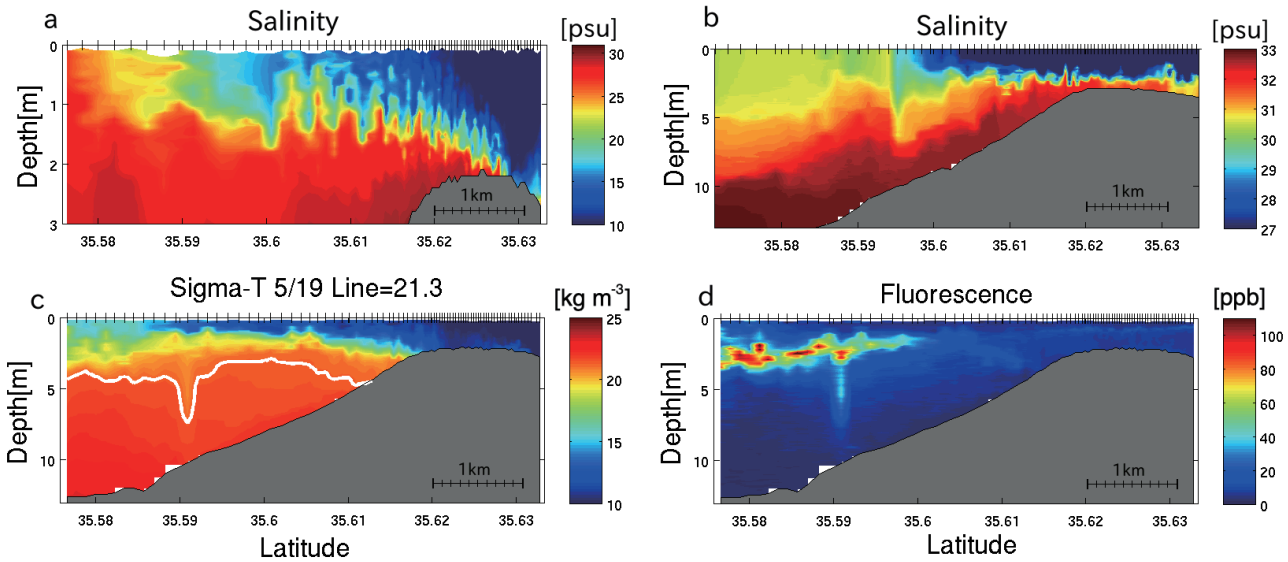


Fig. 4. Examples of observed results from the YODA Profiler at the mouth of Arakawa River. (a) and (b) Salinity, (c) density (d) fluorescence. Data shown in (c) and (d) were obtained at the same time (Masunaga and Yamazaki, 2014).

ソリトン波に伴う強乱流状態を計測することが可能となった。開発した YODA Profiler を用い沿岸域に設置された水産養殖施設の海洋への影響評価も可能であり、海洋物理分野のみならず水産分野への応用も期待できる (Yamazaki *et al.*, 2019)。

3. 沿岸域における内部潮汐の砕波の観測

岩手県大槌湾の内部潮汐や河川水拡散に関わる混合現象を調査するために、岩手県大槌湾において開発した YODA Profiler を用いて調査を行なった。YODA Profiler に加え、Under-way CTD (Rudnick and Klinke, 2007), 曳航式流況観測装置 River-Ray ADCP (Teledyne Marine), 乱流微細構造観測プロファイラー Turbo-MAP-L (Doubell *et al.*, 2009), 計量魚群探知機 (Zoo Plankton Fish Profiler, Lemon *et al.*, 2012) や水温計と流速計 ADCP を搭載した係留観測装置を用いた調査を行なった。大槌湾における調査は、2012～2015年の間に実施し、2012及び2013年の9月に内部潮汐や河川水の混合を調査する総合的な調査を実施した (Masunaga *et al.*, 2015; 2016ab)。

2012年9月27日に計測された結果から、夏季の大槌湾は通常は水温 23°C程度の一様な水温の海水で満たされており、断続的に底層に水温 16°C程度の低水温の海水が侵入していることがわかった (Fig. 5bc)。係留系を用いた調査から冷水は、半日程度の周期で湾内に侵入していることが明らかとなり、内部潮汐が底層冷水侵入の原因であることが明らかとなった。冷水の侵入が明確な潮汐周期とは異なる要因として、内部潮汐の生成場所から湾までの伝播速度が成層状態によって変化するためだと考えられている。この湾内底層への冷水の侵入が内部ボア (internal bore) と呼ばれる現象である。内部ボアの先端付近は、浮力振動数 (N) と同程度の高周期で振動しており、Kelvin-Helmholtz 不安定を伴う構造も確認された。湾内へのボアの侵入とともにボアの先端で底質が巻き上げられ、さらに巻き上げられた底質が沖合中層へ輸送されている様子が観測された (Fig. 5fg)。沖合い中層への沿岸からの底質の輸送によって形成される中層高濁度層は、intermediate nepheloid layers (INLs) と呼ばれ沿岸海域において頻繁に現れることが知られている (e.g., Puig *et al.*, 2004; Moum *et al.*, 2002; McPheeShaw *et al.*, 2004)。このような垂表層への底質の輸送は、栄養塩の

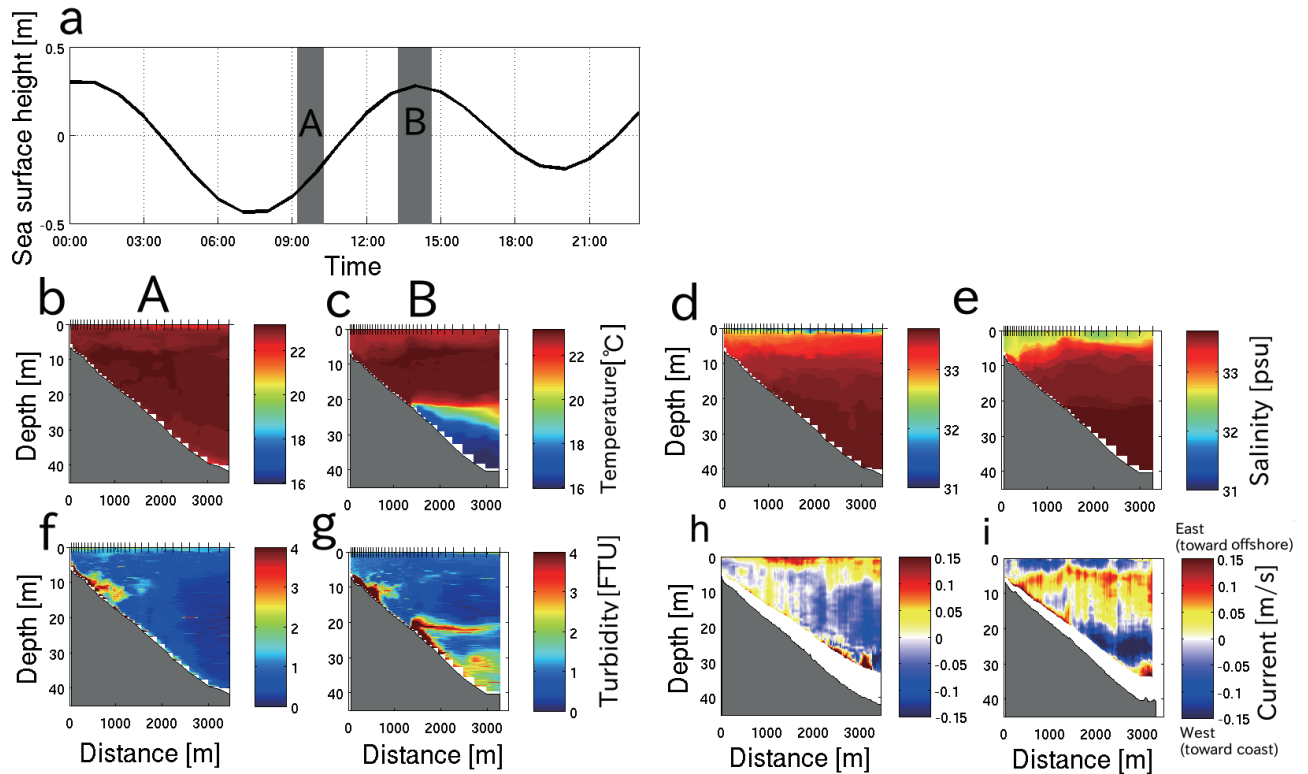


Fig. 5. Observed results in Otsuchi Bay on September 27, 2012 (b), (c) Temperature, (d), (e) salinity, (f), (g) turbidity and (h), (i) east-west current velocity (modified from Masunaga *et al.*, 2015).

輸送を伴うことから沖合の亜表層プランクトン層内の生態系の維持にとって重要であると考えられる (e.g., McPheeShaw, 2006)。流速は、ボア内では岸方向、その上層では逆方向の沖合方向に押し出されるように流れていた (Fig. 5hi)。このような流れの多層構造は三陸沿岸の漁師たちには、「逆潮」として古くから知られていたものの (Okazaki, 1990)、実際の構造を計測した成果は初めてである。またボア内では、非常に強い乱流混合が発生しており、ボアの先端部分では乱流エネルギー散逸率は、 $O(10^{-6}) \text{ W kg}^{-1}$ 、鉛直渦拡散係数は、 $O(10^{-4}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ に達していた (図省略, Masunaga *et al.*, 2015)。表層の低塩分層もボアの侵入と同時に変化が見られるが、このことについては後述する。

2012年は湾の水深 40 m より浅い湾奥部の調査を実施したが、2013年9月には湾内における内部ボアの動態をより詳しく調査するために、水深 120 m、湾奥から 12 km 程度まで調査領域を拡大した調査を実施した

(Masunaga *et al.*, 2016a)。この調査の結果から、湾内における明瞭な内部波の構造が確認された (Fig. 6c)。観測時は、湾奥部 (水深 10 ~ 40 m 程度) の海域では、ボアが沖合に引いていき、沖合では次のボアが遡上し、引き波と次の波が衝突しているような構造が確認された。内部ボアの境界面付近では、乱流エネルギー散逸率が $O(10^{-6}) \text{ W kg}^{-1}$ に達しており、背景乱流の強度の 1,000 ~ 10,000 倍高い値を示していた。またボアが衝突している領域 (水深 40 ~ 50 m 程度) では、強い乱流エネルギー散逸率が表層近くまで達していた (Fig. 6b)。これらの結果は、大槌湾内においては、引き波と次に遡上してくるボア同士が衝突することで、強い乱流混合を引き起こしていることが明らかとなった。内部ボアの衝突の模式図を Fig. 6d に示す。また、ボアが衝突している付近では、強い底質の巻き上げや計量魚群探知機から強い魚影が確認でき、内部潮汐の碎破が海洋生態系へ強く関わっていることが示唆された。また論文としては未発表であ

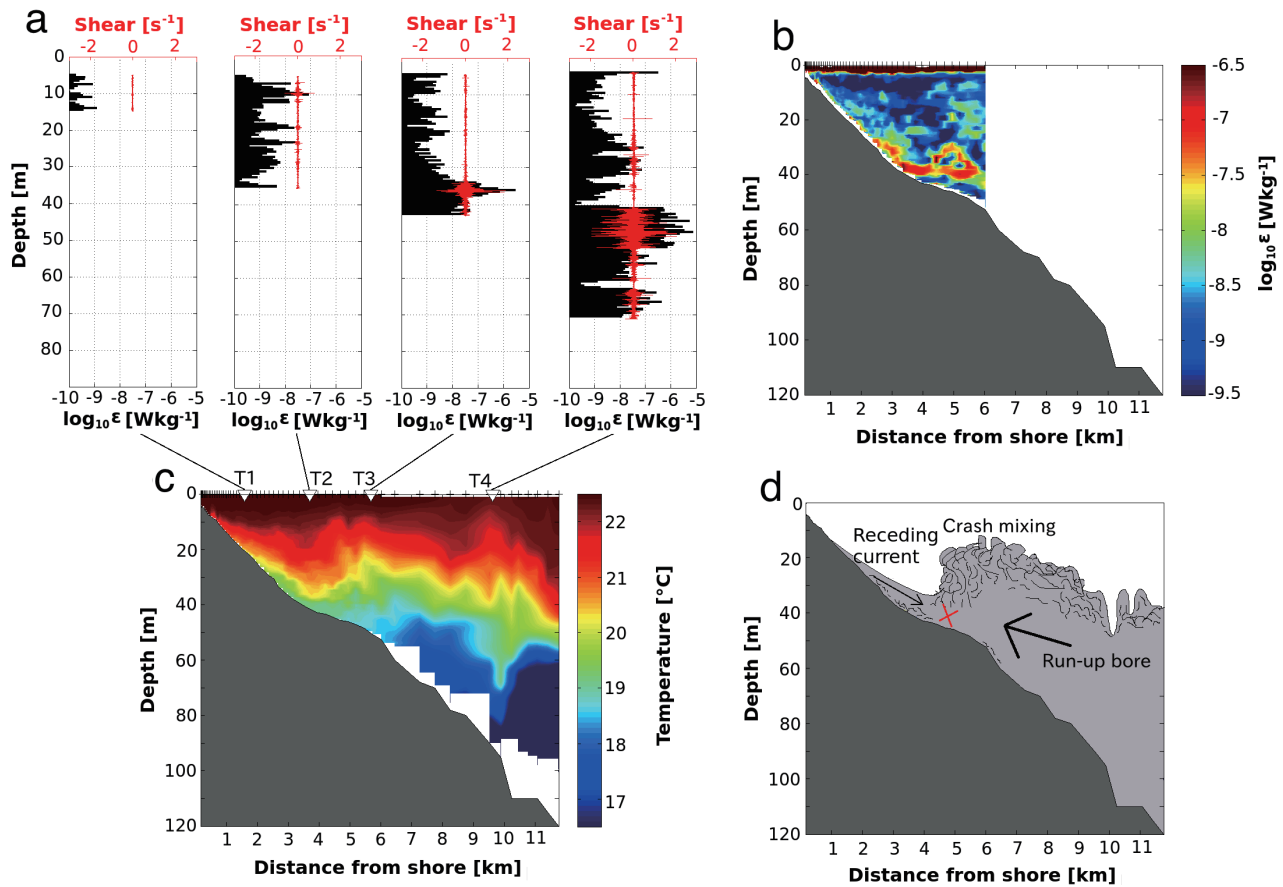


Fig. 6. (a) Turbulent kinetic energy dissipation rate (black) and microstructure shear (red), (b) turbulent kinetic energy dissipation rate and (c) temperature observed in Otsuchi Bay on September 10, 2013 (modified from Masunaga *et al.*, 2016a). (d) Schematic image of internal wave breaking in the bay.

るが、湾内を水中カメラで撮影した結果、ボア冷水内においてイカナゴのような大量の魚影が確認された。

Fig. 6c に示すように内部ボアが衝突する領域では、表層付近まで強い乱流混合が見られた。このことは、底層に侵入しているボアが表層の海洋構造にまで影響をしていることを意味している。2012 及び 2013 年 9 月の両調査において、内部ボア侵入前と侵入後では、表層低塩分水の様子が明らかに異なっていることが確認された (Fig. 5, 7)。内部ボア伝播後には、表層の低塩分水が攪拌され河川起源の低塩分水が強く拡散していた (例えば、Fig. 7 期間 B ~ C)。この塩分構造の変化と時間間隔から鉛直拡散係数を求めた結果、 $O(10^{-4}) m^2 s^{-1}$ 程度となり、内部ボアの侵入が河川水の混合に重要であることが

わかった。さらに数値計算を用いて湾内の河川水の混合状態を詳細に検討を行なった結果、湾内における河川水の混合は、潮汐、風と内部潮汐の 3 つの現象が起これなければ説明ができないことを明らかにした (Masunaga *et al.*, 2016b; Sasmal *et al.*, 2018)。ここで言う潮汐とは、海面変動を発生させる外部 (順圧) 潮汐 (barotropic tides) のことである。内部潮汐が河川水の混合に強く寄与しているということは、沖合で励起された内部潮汐が陸域起源の河川水の拡散に影響していることを意味している。このことは沿岸域における小領域な現象であっても沖合で発生した内部潮汐を考慮する必要があり、河口等の沿岸域での現象解明であっても包括的なマルチスケールでの海洋調査が求められることを示唆している。

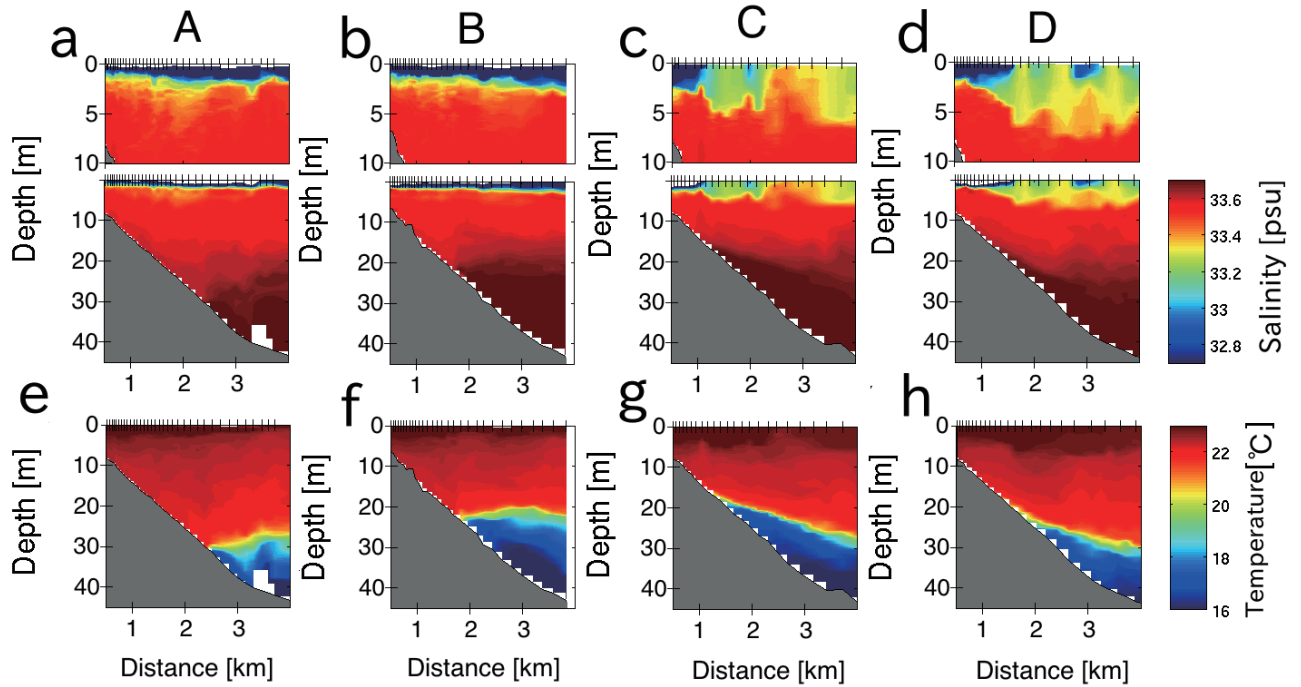


Fig. 7. (a)-(d) Salinity and (e)-(h) temperature observed in Otsuchi Bay during four periods, A, B, C and D, on September 11, 2013 (modified from Masunaga *et al.*, 2016b).

4. 内部潮汐碎波のモデル化

大槌湾における内部潮汐碎波の動態をより詳細に調査するために、2次元の非静水圧近似水理モデル SUNTANS (Fringer *et al.*, 2006) を用い数値実験を行なった。モデルの初期条件は大槌湾で観測された水温と塩分プロファイルを元に設定し、外洋境界から鉛直第1モードの内部潮汐を M_2 周期で入射させ数値実験を行なった。2016年9月10日に観測された結果を再現した数値計算結果を Fig. 8 に示す。浅い海域を冷水が滑り降りるように引き波となり、次の侵入してくる内部ボアと衝突している構造を再現することに成功した。また、Mellor and Yamada Level 2.5 乱流クローザーモデル (Mellor and Yamada, 1982) から見積もった乱流運動エネルギー散逸率の分布は、実際に乱流観測装置で計測された構造に近かった (Fig. 8c)。観測結果を再現したモデルの結果から、ボア同士が衝突する海域で表層まで強乱流域が到達している様子が明瞭に表れていた。

数値モデルを用いた解析が優れている点として、現実には観測することが難しい状態を仮定した条件下における海洋構造の動態を調査することができる。仮想実験として、大槌湾の内部潮汐を再現する外力と成層状態が同等な条件下で斜面傾斜のみを変更し、海底地形が内部潮汐の碎波に及ぼす影響評価を行った。境界面波の碎波形態の評価には、Iribarren 数という指標が古くから海面波の研究で用いられてきた (Iribarren and Nogales, 1949)。Iribarren 数は以下の式 (6) で示される。

$$\xi = \frac{s}{\sqrt{a/\lambda}} \quad (6)$$

ここで s は海底斜面 ($\Delta d/\Delta x$, d は水深), a は波の振幅, λ は波長である。Iribarren 数は、内部波が二層境界間で発生する碎波にも応用できることが可能であり、値が大きいくほど碎波によるエネルギー損失が小さくなりエネルギーの反射が大きくなる (Boegman *et al.*, 2005; Walter *et al.*, 2012)。この斜面角に関する内部波エネルギーの散逸と反射について調べるために、外力と成層条件を同

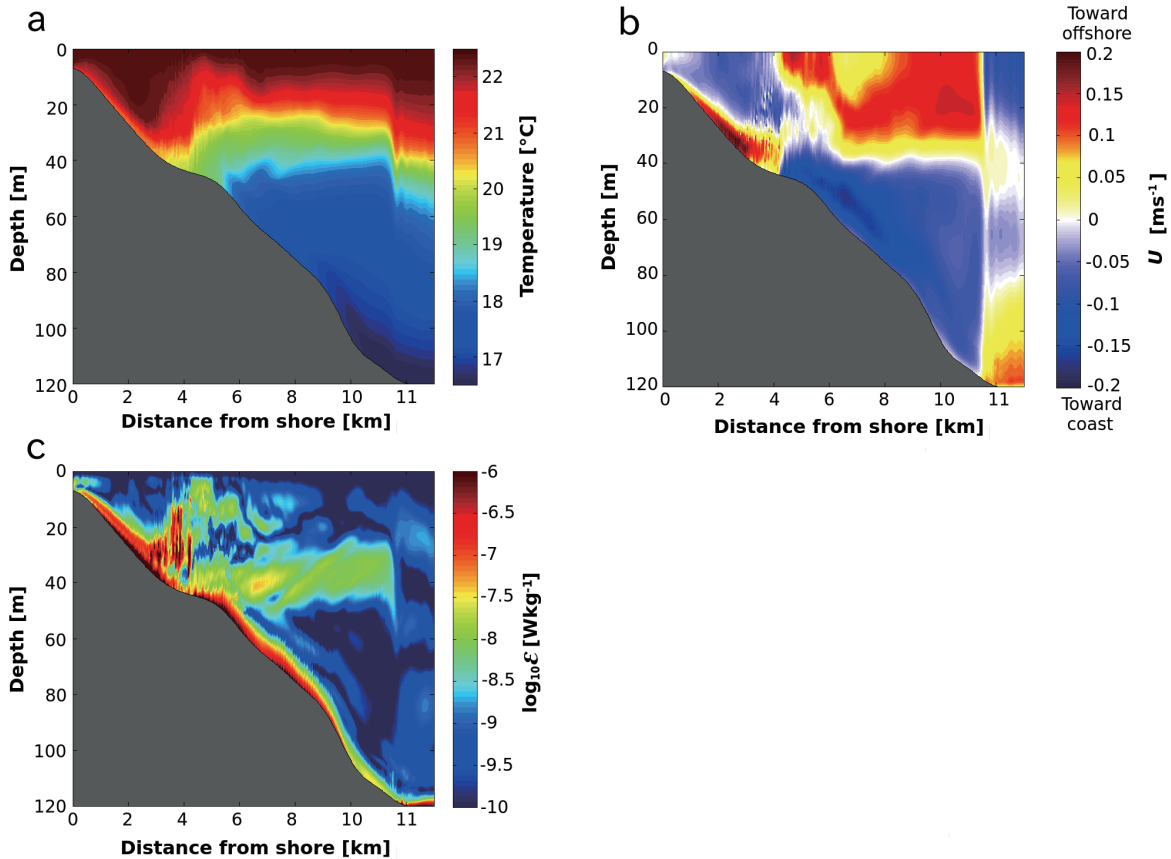


Fig. 8. Numerical results of internal tide breaking in Otsuchi Bay. (a) Temperature, (b) horizontal velocity and (c) the rate of turbulent kinetic energy dissipation rate (Masunaga *et al.*, 2016a).

じに設定し、海底斜面を変化させることで ξ を0.2から3.2とした数値実験を行なった。この斜面角度を変化させた数値実験から、 ξ が0.2の条件下では90%以上の内部潮汐のエネルギーが砕波によって散逸していたのに対し、 ξ が1を超えると50%以上の内部波エネルギーが沖合へ反射し強い混合を引き起こすことはなかった。

Fig. 9に $\xi = 0.2$ と1.2のケースの数値計算結果の一例を示す。これら両例ともに現実的に一般的な海底斜面角度(0.46°と2.36°)であり三陸沿岸でも見られる地形である。 $\xi = 0.2$ は大槌湾と同様なケースである。 $\xi = 0.2$ の実験結果では、斜面中央部で海底付近の流速が逆転しており引き波と次の波が衝突している様子が確認できる(Fig. 9ace)。一方 $\xi = 1.2$ のケースでは、次の内部ボアが斜面に伝播する前に引き波が引いてしまい、波同士の衝突が発生していなかった(Fig. 9bdf)。よって海洋観測

によって明らかとなった強い混合を引き起こす内部潮汐の引き波と次の波の衝突は、 ξ が小さい(斜面角が緩やか)場合のみ発生することが明らかになった。低 ξ 条件下における引き波と次に遡上する内部ボアの衝突と、衝突が伴わない高 ξ 条件下の様子をFig. 10(a-d)に模式図として示す。内部ボアの衝突が伴う低と衝突を伴わない高 ξ では、水温の時系列変化に大きな違いが見られる(Fig. 10e-g)。その違いは、以下のように示されCanonical bore及びNon-canonical boreと呼ばれている(Walter *et al.*, 2012)。

(1) Canonical bore (標準的のボア)

ボア遡上時のフロント海底付近では、急激に温度が低下し、その後ボアの引き波の時は穏やかに温度が上昇する。

(2) Non-canonical bore (非標準的のボア)

ボア遡上時のフロント海底付近では、比較的穏やかに

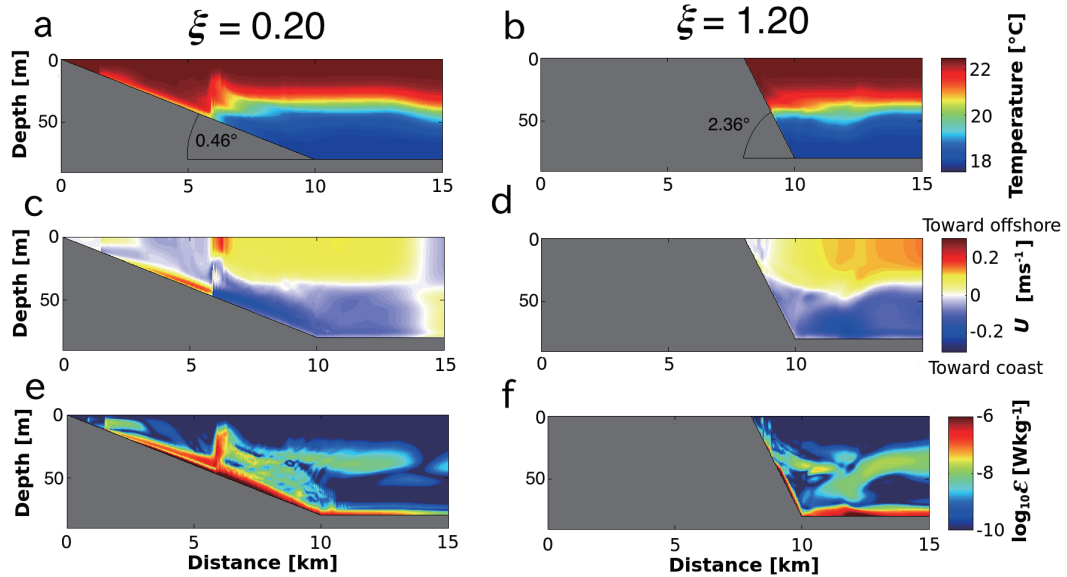


Fig. 9. Numerical results of internal tide breaking for two cases with ξ of 0.20 (left) and 1.20 (right). (a), (b) Temperature, (c), (d) horizontal velocity and (e), (f) the rate of turbulent kinetic energy dissipation rate (modified from Masunaga *et al.*, 2016a).

水温が低下し、その後ボアの引き波の時には水温が急激に上昇する。

Canonical bore と Non-canonical bore はどのようにコントロールされどどちらのタイプも海洋内で発生する。よって“Canonical”や“Non-canonical”といった呼称は不適切な可能性がある。沿岸域における内部ボアの Thorpe (1992) 等の初期の研究で「ノコギリの歯」のような、“Saw tooth shape (McPhee-Shaw, 2006)”, 水温構造がボアのフロントに現れていたことからフロントの水温構造が切り立っている低 ξ の内部ボアを Canonical と呼ぶようになったと考えられる。大槌湾で観測された内部ボアは Canonical bore に分類されるが、海底斜面が急勾配なカリフォルニア沿岸海域では Non-canonical bore が頻繁に見られる (例えば, Walter *et al.*, 2012)。

Canonical bore を特徴付ける遡上時のフロントにおける急激な温度変化は、引き波と次のボアが衝突する領域海底付近で収束流が発生し強いフロントが形成されるためである。この収束流により強い上昇流が発生する。大槌湾におけるケースでは観測と数値計算結果ともに 0.02 m s^{-1} 程度のボアフロントにおける上昇流を示した (Masunaga *et al.*, 2015)。水平流速に比べてこの上昇流

は小さいが、 0.02 m s^{-1} の流れは 10 分間で約 12 m 上昇することを意味しており、物質輸送に強く関わっていると考えられる。Canonical bore の引き波時のゆっくりとした水温上昇は、緩斜面上で引き伸ばされた冷水層の厚さが薄くなり伝播可能速度が遅くなるためである (内部波の波速は、層厚が小さいほど遅くなる。式 (1))。その後、低速で沖合へ引く冷水が、次の内部ボアと衝突するのである。Non-canonical bore の場合は、斜面が急でありボアの水平移動距離が短く冷水の引き波に要する時間が短い。よって、引き波と次のボアの衝突が起こらず強い収束フロントが形成されないため水温勾配は小さくなる。また Non-canonical bore の場合は、Fig. 10g の高 ξ 条件下 (暖色のプロット) に示すよう遡上時に比べ引き波時の方が水温の時間変化が大きくなる傾向がある。

大槌湾を対象とした内部潮汐砕波の研究成果からは、斜面角度が緩やかで ξ が小さい方が混合とエネルギーの散逸が強くなることがわかった。一方、近年のカリフォルニア沿岸海域における研究成果からは、急斜面上で砕波せずに反射した内部潮汐と入射する内部潮汐が干渉 (wave-wave interaction) することで水深 200 ~ 300 m 程度の内部ボアが見られる海域より沖合の海域の中層付

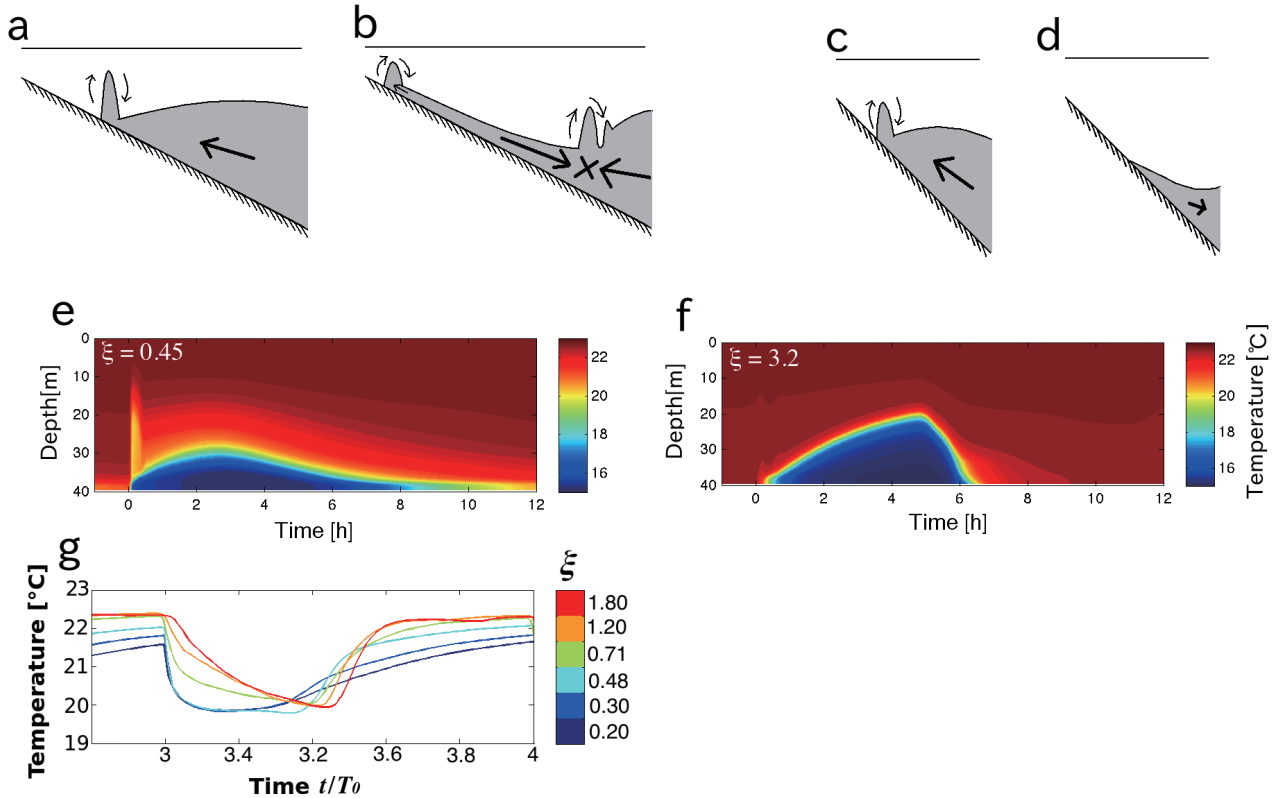


Fig. 10. (a)-(d) Schematic drawings of internal bores over (a), (c) a gentle slope and (b), (d) a steep slope. (e), (f) Temperature time series at 40 m depth for the model cases for ξ of (e) 0.45 and (f) 3.2, and (g) time series of bottom temperature at 30 m depth for the six simulations cases. t/T_0 on (g) represents a normalized time, time (t) divided by the period of the wave (T_0) (modified from Masunaga *et al.*, 2016a; 2017b).

近で強い混合とエネルギーの散逸が起こることを明らかにしている (Alberty *et al.*, 2017; Hamann *et al.*, 2021)。よって、Canonical bore と Non-canonical bore を伴う内部潮汐では、エネルギーの散逸過程そのものが異なるのではないかと考えられる。

5. 内部潮汐の生成から散逸までのモデル化

新型の曳航式観測装置 YODA Profiler の開発と大槌湾における内部潮汐に関する研究は、沖合で励起された内部潮汐が散逸する最終段階である沿岸域での碎波というローカルな小領域に限定された研究であった。しかしながら、内部潮汐のより詳細な動態を調査するためには、内部潮汐の生成 (励起)、伝播と散逸の全ての過程を網羅した研究を行わなければならない。しかしながら海洋観

測を用いた手法では、内部潮汐の生成から伝播し散逸までの全過程を調査することは、空間・時間解像度ともに制約があり非常に難しい。一方数値計算を用いた海洋研究では、大スケールで発生する現象であっても包括的に物理過程を把握することができる。さらにモデル内では、エネルギー保存則が担保されているため内部潮汐に関わるエネルギー散逸や混合現象について詳細に調査することが可能である。

エネルギー支配方程式は順圧と傾圧成分に分けられ、内部波 (内部潮汐) に関わる傾圧成分の方程式は以下式 (7) のように記述できる (Kang and Fringer 2012)。

$$\frac{\partial \bar{E}'}{\partial t} + \nabla_H \cdot \bar{\mathbf{F}}' = \bar{C} + \bar{\epsilon}' + D' \quad (7)$$

ここで $\bar{\quad}$ は鉛直積分を表し、 $'$ は傾圧成分、下付き H は

水平成分のオペレーターを表し、 \mathbf{F}' は傾圧成分のエネルギーフラックス、 \mathcal{C} は傾圧エネルギーの生成項、 $\overline{\epsilon'}$ と D' はそれぞれエネルギー散逸項と海底面での抗力項である。 ϵ' と D' はともに負の場合にエネルギーシンクを示している。式(7)中の \mathbf{F}' は以下の式(8)のように移流項、圧力項と拡散項から記述される。

$$\mathbf{F}' = \underbrace{\mathbf{u}_H E'_{k'} + \mathbf{u}_H E'_{kc} + \mathbf{u}_H E'_{p'}}_{\text{Advection}} + \underbrace{\mathbf{u}'_H p' + \mathbf{u}'_H q}_{\text{Pressure}} - \underbrace{v_H \nabla_H E'_{k'} - k_H \nabla_H E'_{p'}}_{\text{Diffusion}} \quad (8)$$

$E'_{k'}$ は傾圧運動エネルギー、 E'_{kc} は順圧と傾圧運動エネルギーのクロスターム($\rho_0(Uu'+Vv')$)、 p' は静水圧偏差、 q は非静水圧、 v_H と k_H はそれぞれ水平粘性と水平拡散係数である。このエネルギーフラックス項は、多くの項で構成されているが内部波(内部潮汐)を対象とした場合、静水圧偏差の項が圧倒的に卓越しており、以下のように省略できる(Venayagamoorthy and Frinegr, 2006; Kang and Fringer, 2012)。

$$\overline{\mathbf{F}'} = \overline{\mathbf{u}'_H p'}. \quad (9)$$

エネルギー変化について定常状態となる時間スケールを過程し、($\partial \overline{E'}/\partial t = 0$)かつ海底抗力 D' を無視するとエネルギー散逸は

$$\langle \overline{\epsilon'} \rangle = \langle \nabla_H \cdot \overline{\mathbf{F}'} - \overline{\mathcal{C}} \rangle \quad (10)$$

と記述することができる。ここで $\langle \rangle$ は時間平均を表す。傾圧エネルギーの生成項 $\overline{\mathcal{C}}$ は非静水圧を無視すると

$$\overline{\mathcal{C}} = \overline{\rho' g W} \quad (11)$$

ここで ρ' は圧力偏差、 W は順圧鉛直流速であり以下の式(12)で定義される。

$$W = -\nabla_H \cdot [(H+z)\mathbf{U}_H] = -((H+z)\nabla_H \cdot \mathbf{U}_H + \mathbf{U}_H \nabla_H (H+z)) \quad (12)$$

ここで、 \mathbf{U}_H は順圧流速である。順圧鉛直流速という言葉には違和感を感じる読者がいるかもしれないが、英語表記では barotropic vertical velocity と表記されているため(e.g., Musgrave *et al.*, 2017; Masunaga *et al.*, 2017a), これを直訳した。海洋数値モデルを用いた解析では、主

に上述した手法を用いて内部潮汐の動態を調査した。

中緯度帯では、慣性周波数($f = 2\Omega \sin(\phi)$)、 Ω は地球自転の角速度、 ϕ は緯度)が日周期の周波数より大きくなるため、日周期の波はケルビン波として岸にトラップされることでしか伝播することができない。北半球では、ケルビン波は進行方向の右に岸が位置するよう伝播する。ケルビン波は、波長と島のスケールが一致することで共鳴が発生し、強い内部潮汐に発展することが知られている(例えば, Mihanović *et al.*, 2014)。日本周辺海域の日周期の内部潮汐を調査するために、数多くの島が存在する伊豆諸島周辺海域を対象とした数値実験を行い、日周期(K_1)及び半日周期(M_2)の内部潮汐の動態の調査を行なった(Masunaga *et al.*, 2017a)。数値モデルは、伊豆大島を高解像で解像するように設計し、最大水平解像度を100mとした。 K_1 と M_2 の内部潮汐を平等に評価するために、伊豆大島における両周期の潮位振幅を0.5mとした。

数値計算の結果、 K_1 内部潮汐は、島々にトラップされ時計回りの強い内部潮汐フラックスを示した(Fig. 11a)。この島周辺の強い回転する内部潮汐フラックスは、伊豆諸島の島と生成される内部潮汐の鉛直第1モードの波長が近く、内部潮汐の共鳴が原因である。島々のみならず、駿河湾においても岸を右に見て伝播する強い内部潮汐フラックスが確認された。この駿河湾内の強い内部潮汐は湾のスケールと内部潮汐の波長スケールが一致しており、島周辺同様に共鳴が発生したために発生している。一方、 M_2 内部潮汐は K_1 に比べ異なる伝播の様子を示し、島周辺や駿河湾内ではフラックスの強度が1オーダー程度小さかった(Fig. 11b)。このことは、外部潮汐(海面の潮汐偏位)は半日周期の内部潮汐が卓越しているが、伊豆諸島周辺海域の海洋内部では日周期の内部潮汐が卓越することを意味し非常に重要な結果である。ここで M_2 内部潮汐が比較的弱いという記述をしているが、 M_2 内部潮汐フラックスの強度は 1 kW m^{-1} 程度に達しており、世界各地での研究事例と比較すると強い部類である。またこの強い日周期の内部潮汐は、海洋観測調査からも明らかとなっている。対象とした伊豆諸島北部の海域では、外部潮汐の振幅を同一(0.5m)とした場合には、内部潮汐の生成($\langle \overline{\mathcal{C}} \rangle$)と散逸($\langle \overline{\epsilon'} \rangle$)は K_1 成分の方が M_2 に比べ2倍程度大きいことがわかった。また強化された日

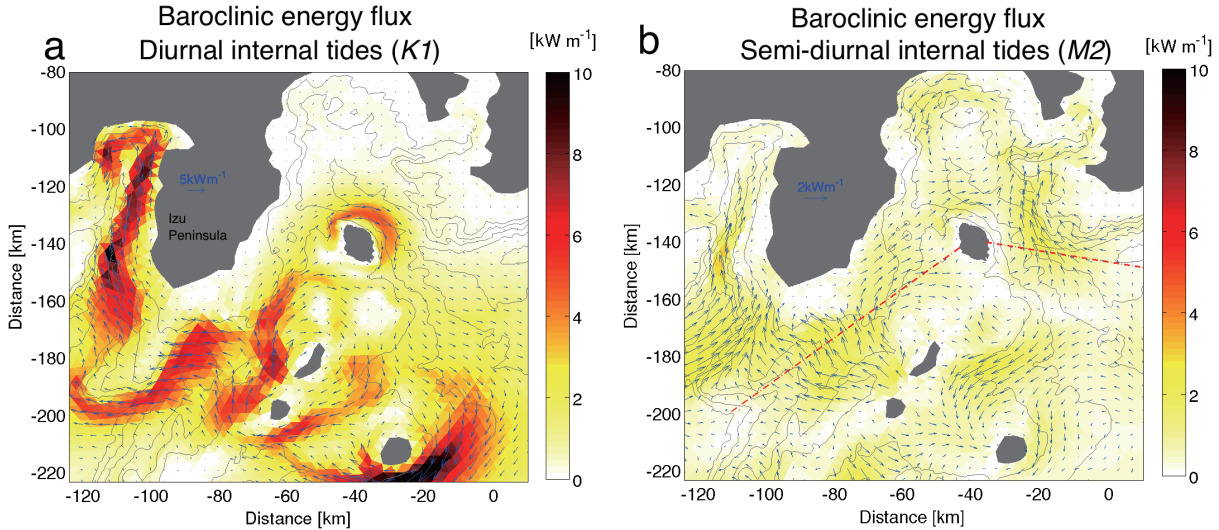


Fig. 11. (a) K_1 and (b) M_2 internal tide energy flux. Gray contours indicate isobaths with an interval of 500 m (Masunaga *et al.*, 2017a).

周期の内部潮汐が浅い海山を通過する時に不安定を伴うことで、高周期の内部ソリトン波を発生させることがわかった。この内部ソリトン波は、周波数が f よりも高いため、島から放出されるように伝播する。駿河湾内での日周期内部ケルビン波のエネルギー収支や詳細なエネルギー散逸過程は、近年の Nagai and Hibiya (2021) によって議論されている。

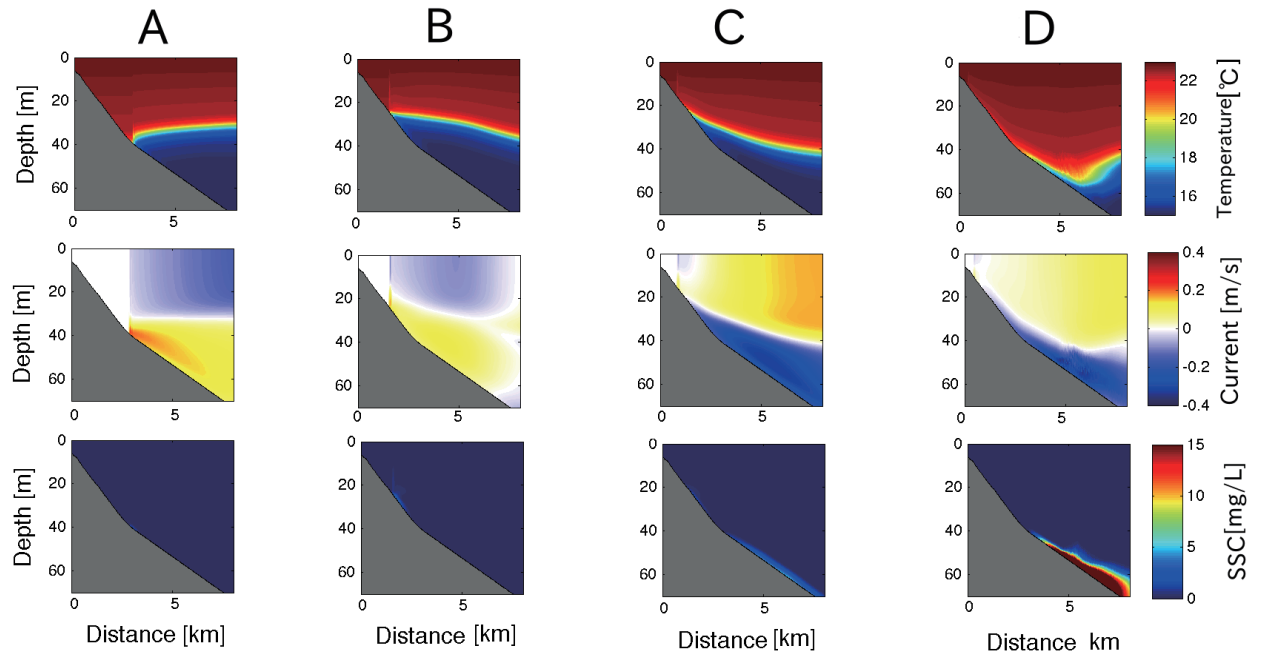
伊豆諸島周辺においては、内部潮汐によって強化される傾圧流が発達するため、潮流の予測には内部潮汐を考慮する必要があらる。本研究で開発したモデルは、社会貢献・還元事業として伊豆諸島周辺の潮流予測のために東京都へ技術移転を行い、潮流予報を発信している(増永ら, 2018)。上記の内部潮汐に関する研究は、潮汐のみを外力条件として与えた数値実験であったため、地衡流(黒潮や中規模渦)や風応力といったより現実的な解析条件を仮定していない。よって、より現実的海洋状態に近い条件下での解析を行うために、領域海洋モデル Regional Ocean Modeling System (ROMS, Shchepetkin and McWilliams, 2005) を用いた解析も実施した。このより現実的な解析条件で行った研究事例は、別章「7. 背景流や渦との相互作用」で紹介する。

6. 内部潮汐による底質輸送過程のモデル化

第3章において紹介したように大槌湾への内部ポアの伝播には底質の巻き上げと、沖合への再懸濁物質の輸送が伴っていた。内部潮汐の碎波によって発生する底質の巻き上げと輸送について、より詳細に検証をするために第4～5章で紹介した数値モデルに直接底質の巻き上げと輸送モデルを組み込み数値実験を行なった(Masunaga *et al.*, 2017b; 2020)。底質の巻き上げの再現は、Scheu (2016) によってSUNTANSに組み込まれたコードを用い、海底のシアーストレスが一定数(critical shear stress $\sim 0.03 \text{ N m}^{-2}$)を超えると海底から海底境界へ底質がインプットされ、シアーストレスが増大するに従い指数関数的にインプット量が増えるモデルである。詳しい底質巻き上げと輸送モデルに関する記述は、Scheu (2016) と Masunaga *et al.*, (2017b) を参照されたい。

底質巻き上げモデルを組み込んだ大槌湾における数値実験から、内部ポアの1波目遡上時には顕著な底質の巻き上げは伴わず、1波目が引く時に発生する海底シアーストレスにより強い底質の巻き上げが発生していた(Fig. 12A-D)。さらにこの1波目の引き波で発生した底質濃

1st run-up



2nd run-up

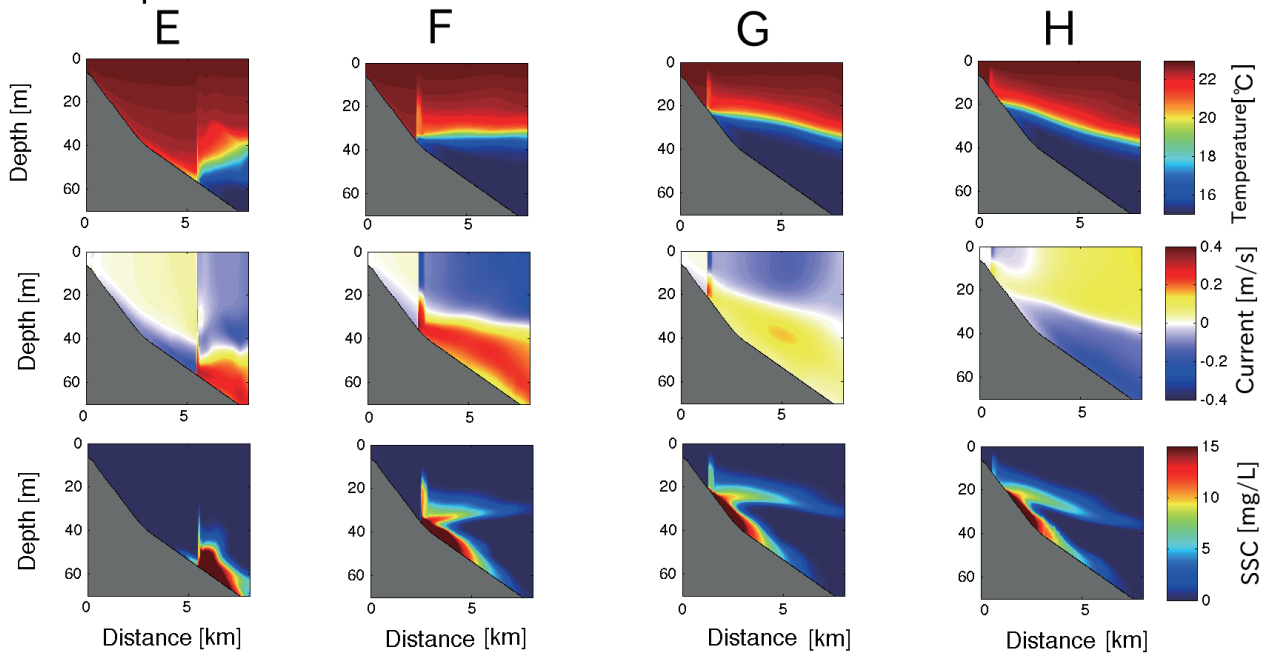


Fig. 12. Temperature, horizontal velocity and sediment distributions during (A-D) the first run-up phase and (E-H) the second run-up phase produced by numerical simulations for Otsuchi Bay (Masunaga *et al.*, 2017b).

度が高い領域に2波目の内部ボアが遡上することで、底質を上層への巻き上げを発生させていた。この巻き上げは、Fig. 10a-bに示すボア先端で発生する強い鉛直流を伴う渦構造に起因している。2波目の遡上と同時に上層へ巻き上げられた底質は岸方向へ輸送され、さらに巻き上げられた粒子の一部は内部波境界面(密度躍層)沖合側へ輸送されるような様子を示した。この密度躍層中に形成された中間高濁度層は、巻き上げられた底質が上昇する密度躍層上に単純にトラップされ形成されるわけではなく、内部潮汐碎波によって発生する強い鉛直混合により斜面上に中間密度水が増え、この中間密度水が水平方向の浮力勾配のバランスを保つために沖合い方向へ輸送されることで形成される。この混合により形成される沖合い方向への流れは、Convergent flow(収束流)と呼ばれ斜面上で形成される混合に伴う輸送現象として重要視されている(Phillips *et al.*, 1986; Garret, 1990)。大槌湾のケースでは、収束流は 0.05 m s^{-1} に達し、この収束流が底質の沈降速度(約 $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$)に比べ遥かに大きいためにINLsの水平方向の成長が発生する。内部潮汐の第5波が伝播した時には、大槌湾におけるINLは10 km程度の長さには達していた(Fig. 13b)。線形性の内部波によって発生する内部ストークスドリフトも中間層沖合い方向への収束流が発生することが知られているが(Franks *et al.*, 2020)、大槌湾のケースでは混合によって発生する収束の方が遥かに大きいことがわかっている。また、この収束流によって発生する沖合い方向への物質輸送は、大槌湾へ流入する河川水流入の100倍程度の強度が見込まれ湾と外洋間の物質輸送並びに、関連する海洋生態系を理解する上で重要であると考えられる。

伊豆諸島周辺海域を対象に開発した3次元モデルに底

質輸送モデルを組み込んだ計算結果からも、内部潮汐によって発生する混合によって巻き上げられた底質が沖合い方向へ輸送され伊豆諸島周辺に広くINLsを形成することが明らかになった(Fig. 14)(Masunaga *et al.*, 2020a)。また巻き上げられた底質は、地球自転の影響を受け沖合へ広がると同時に島々周辺を時計回りに循環するフラックスを形成していた。伊豆半島西側に形成されている湾奥へ向かう比較的強いフラックスは、駿河湾にトラップされた日周期の内部潮汐によって形成されており、駿河湾や東京湾湾口に比べ底質の輸送が強いことは興味深い結果であると言える。本数値実験は、外力は潮汐のみ、海底質がシルトのみで形成されると仮定しているため、実際の底質輸送とは乖離している可能性があるが、内部潮汐によって発生する底質の巻き上げ及び収束流に対する基礎的な知見を得る上では重要な成果である。また底質のみならずマリンスノー等の沈降性の生物及び有機物の輸送の一部を示している可能性があり、沿岸外洋間の栄養塩輸送や生態系の維持にとって重要なプロセスの一つであると考えられる。

また伊豆諸島周辺を対象にした数値実験から運動エネルギーの収支を見積もった結果、収束流によって発生する運動が全運動エネルギー5%程度を説明しており、順圧残差流によって発生するエネルギーと同程度であった。したがって、潮汐残差流にも混合によって発生する収束流が影響している可能性がある。さらに興味深い結果として運動エネルギーは、潮汐周期成分が約90%を説明していたのに対し、底質の輸送には収束流を含む残差流で80%程度説明可能であることが明らかとなった。このことは運動エネルギーの大部分を占める潮汐周期の流れは、物質を振動流により“back and forth”(「行ったり来た

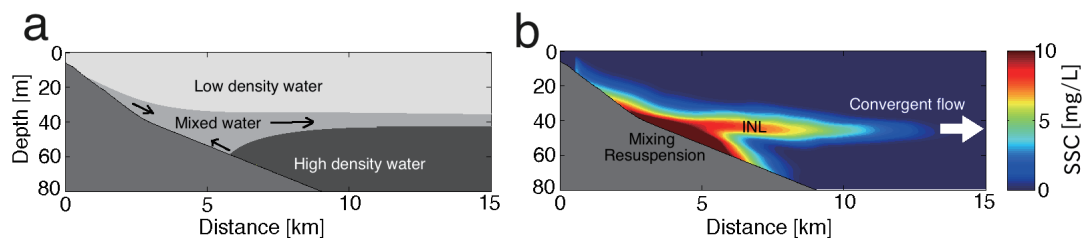


Fig. 13. (a) Schematic drawing of the convergent flow generated by internal wave breaking (b) suspended sediment concentration during the fifth bore run-up phase (Masunaga *et al.*, 2020a).

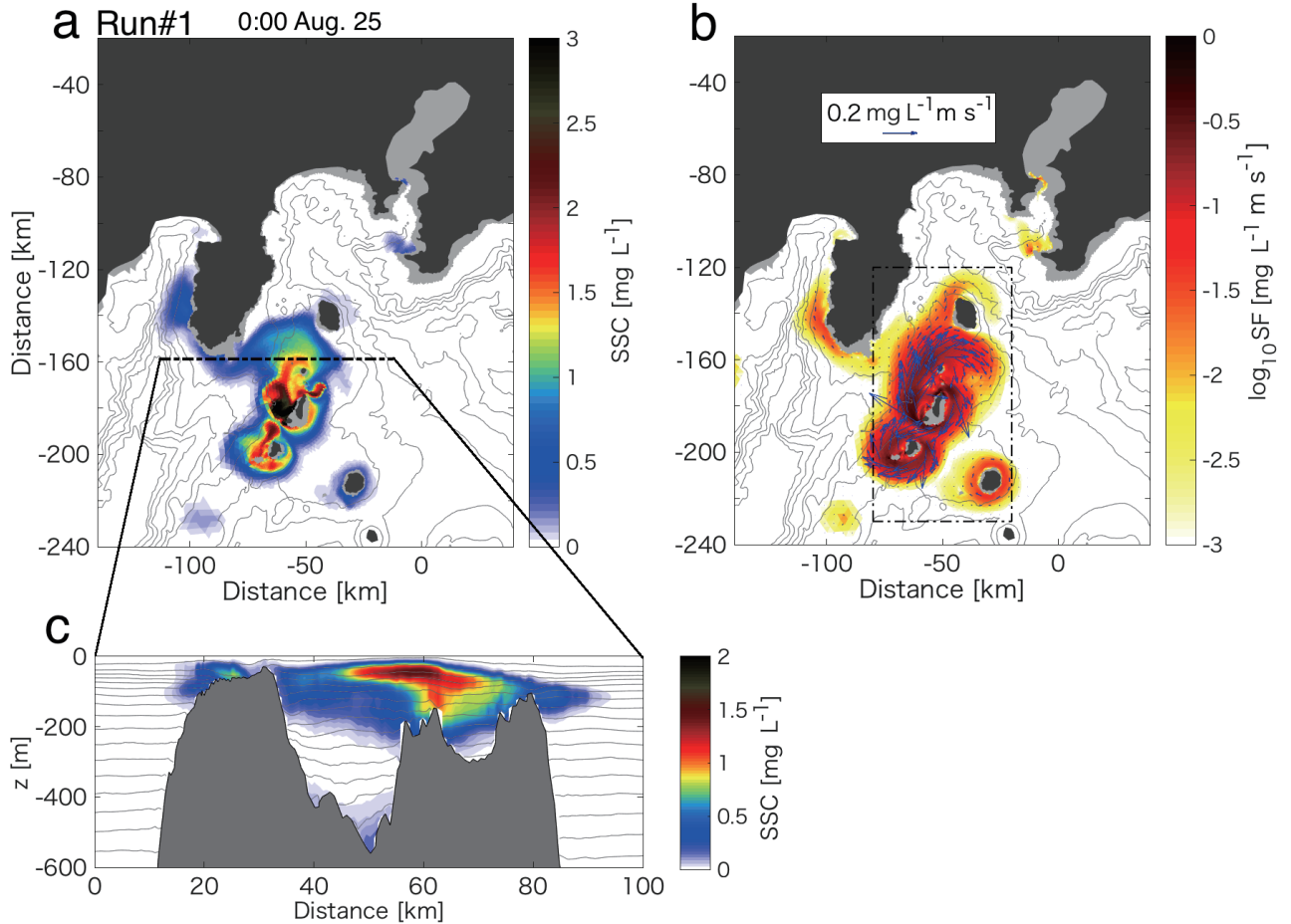


Fig. 14. (a) Horizontal suspended sediment distribution at the depth of 55 m, (b) suspended sediment flux at the depth of 55 m and (c) vertical distribution of suspended sediments along the transect shown in (a) as a black dash-dotted line (Masunaga *et al.*, 2020a).

り」)のように輸送するが、時間平均場における物質の輸送への寄与は小さい。一方、運動エネルギーへの寄与は小さい残差流成分で物質の輸送の大部分が行われていることは非常に興味深い。

7. 背景流や渦との相互作用

第5～6章において紹介した数値計算を用いた内部潮汐に関する解析は、潮汐のみを外力として用いていたため、黒潮や風といった外力を考慮していなかった。そこで、複合的な外力を含めた数値実験を実施するために領域海洋モデル Regional Oceanic Modeling System

(ROMS, Schepetkin and McWilliams, 2005) を用いて JCOPE-2 再解析結果から2段階のダウンスケーリングを行い水平解像度1 kmの解析条件のもと解析を行なった (Masunaga *et al.*, 2018; 2022a)。実際には解像度の変化による検証を実施するために水平解像度300 mまで3段階ダウンスケーリングモデルをもとにした解析も実施しているが、内部潮汐のエネルギーに大きな変化が見られなかったため水平解像度1 kmの2段階ダウンスケーリングモデルを主に用いた。解像度に関する検証は Masunaga *et al.* (2018) で実施している。

ROMSを用いた解析の結果、伊豆諸島周辺海域におけるSUNTANSを用いた解析から予想されるように伊豆小

笠原海嶺において強い内部潮汐のフラックスが確認できた (Fig. 15)。この海域における内部波フラックスの90%以上が内部潮汐によって説明できることが明らかとなり、風により発生する近慣性内部波等の寄与は非常に小さいことがわかった。内部潮汐フラックスは、海嶺周辺においては 1 kW m^{-1} を超えており本州沿岸海域よりも高い値を示していた。その中でも、黒潮が海嶺を通過する海域において 5 kW m^{-1} を超える黒潮上流方向の内部潮汐フラックスが表れていた。この黒潮上流方向への強い内部潮汐フラックスの要因は、波・流れ相互作用によって強められたためであると考えられた。本成果が学術誌に掲載された2018年と同じ年に Lamb and Dunphy

(2018) が連続成層下における内部波が海山と背景流の影響を受け、背景流の上流方向に強い内部波フラックスが現れることを理論的に証明している。その後、Masunaga *et al.* (2018) と Lamb and Dunphy (2018) によって示された上流方向の内部潮汐の伝播を調べるために、伊豆小笠原海嶺を東西に横切る高解像度2次元数値計算 (x - z , 水平解像度 100 m) を SUNTANS を用いて実施した (Masunaga *et al.*, 2019)。

伊豆小笠原海嶺を横切る数値実験の計算結果例を Fig. 16 に示す。計算結果例は、背景流と鉛直一次モードの内部波の伝播速度から計算される内部フルード数 (Fr_i) が0と0.91の場合であり、 Fr_i は以下の式で示される。

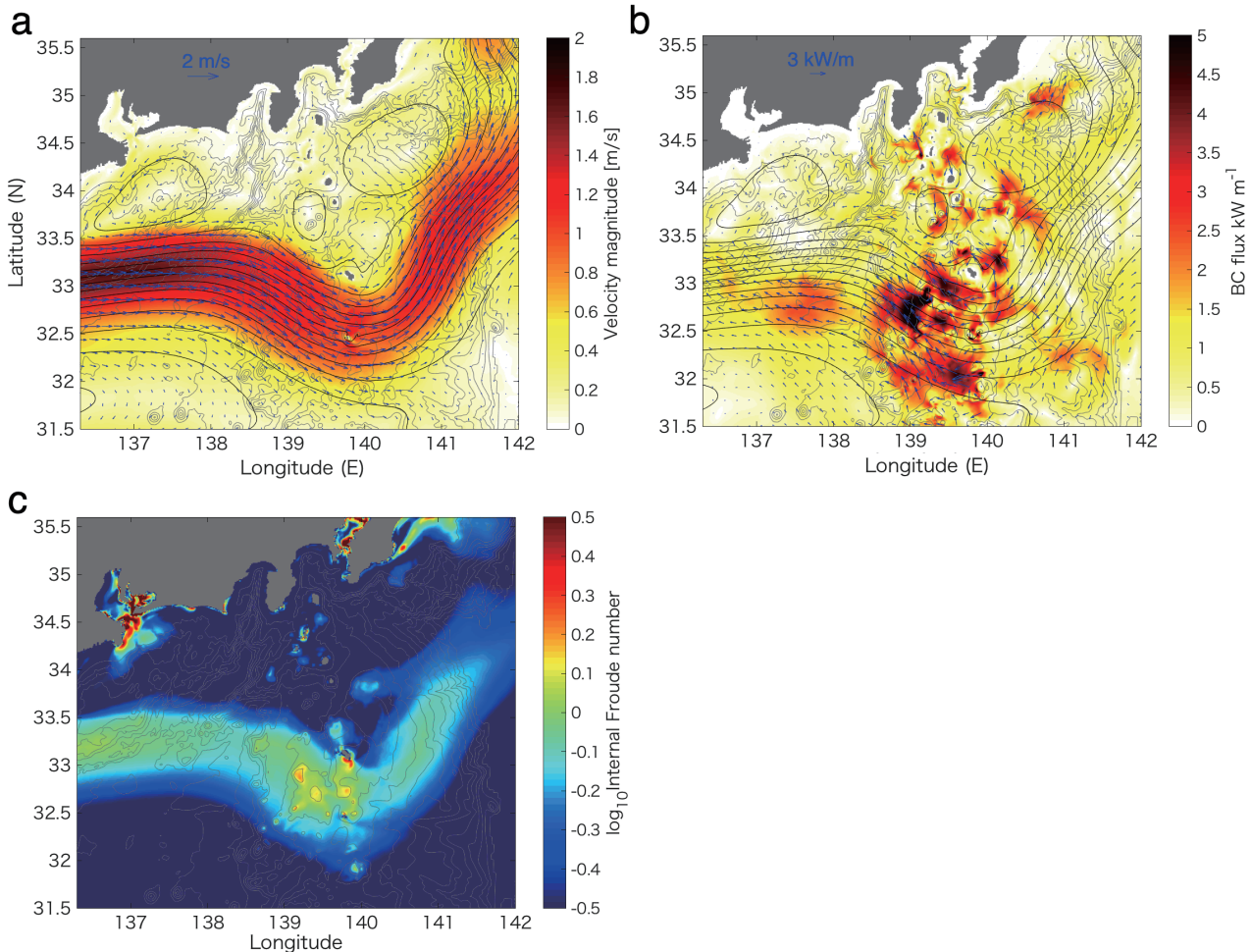


Fig. 15. Results from a downscaled numerical model, ROMS. (a) Time averaged surface velocity, (b) internal wave energy flux and (c) internal Froude number (Masunaga *et al.*, 2019).

$$Fr_i = \frac{U_{BK}}{C_i} \quad (13)$$

ここで U_{BK} は外力条件として与えている黒潮の海面流速である。背景となる黒潮が鉛直勾配を伴うシアー流であるため厳密には異なるが、 Fr_i が 1 を上回った場合には内部潮汐のエネルギーは黒潮上流へ伝播することができない。背景流が存在しない $Fr_i = 0$ のケースでは、海底地

形の違いにより若干の変化は見られるものの上流と下流側で同様な構造を示しており、上流側及び下流側への内部潮汐フラックスの大きさも同様である。一方 $Fr_i = 0.91$ のケースでは、上流側において強い傾圧流を示し上流側への内部潮汐フラックスは、 $Fr_i = 0$ の時に比べ 3 倍程度大きい。下流側では、背景のシアー流により内部潮汐の構造が引き伸ばされているような様子を示し、このような様子は Lamb and Dunpy (2018) によって “fan-like

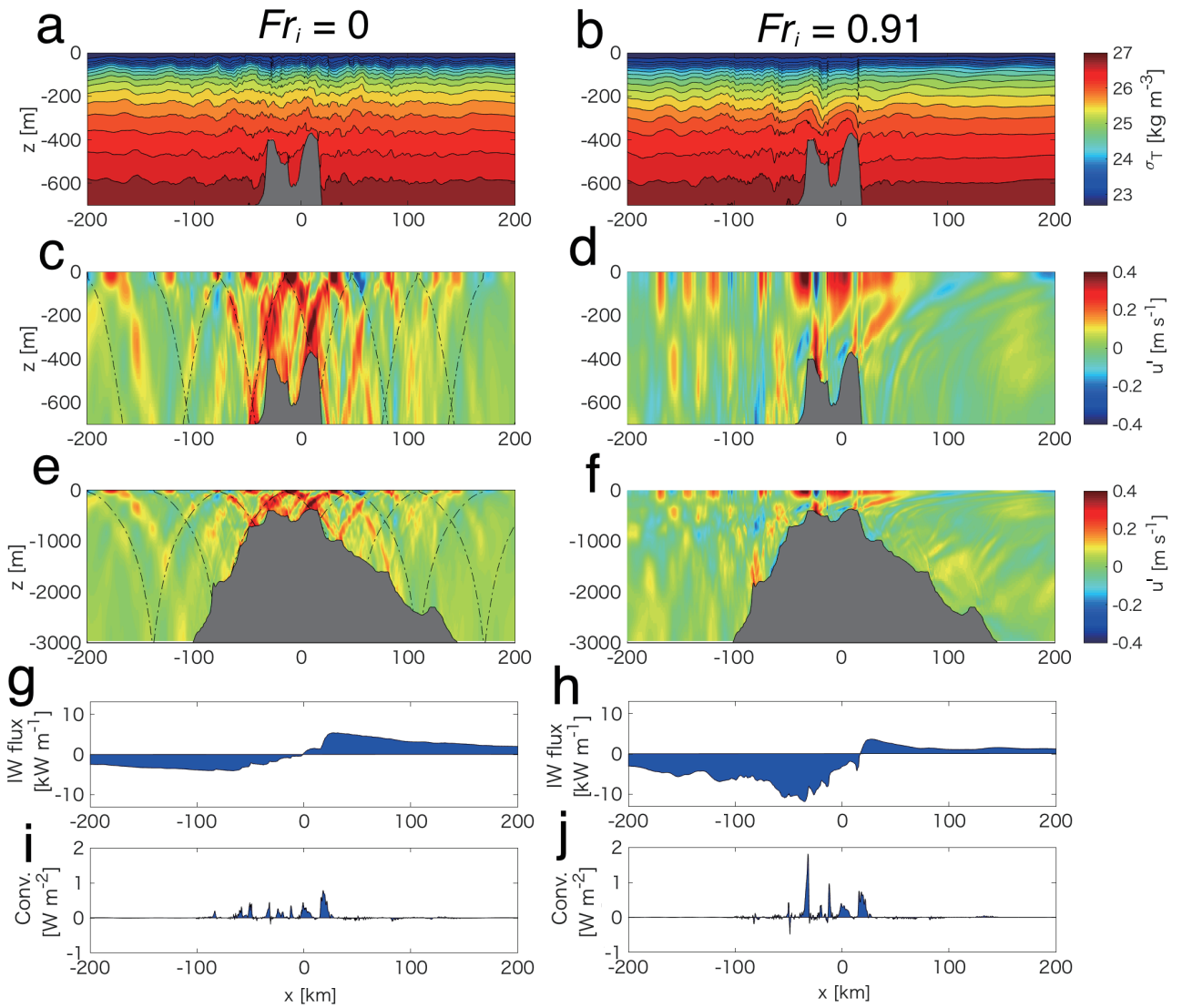


Fig. 16. (a), (b) Temperature, (c)-(f) horizontal velocity, (e), (h) internal wave energy flux and (i), (j) generation of internal waves (energy conversion from barotropic to baroclinic) across the Izu-Ogasawara Ridge for the model cases of $Fr_i =$ (left) zero and (right) 0.91 (modified from Masunaga *et al.*, 2019).

shape” (扇のような形) と呼ばれた。 Fr_i が 1 以下の場合では、背景流が強まることに伴い上流側への内部潮汐フラックスは増大し、 Fr_i が 1 を超えると顕著に減少する傾向が見られた。また、下流側への内部潮汐フラックスは Fr_i が増加するとともに若干の減少を示したが大きな変化は現れなかった。内部潮汐のエネルギー散逸は Fr_i が 1 を超えると顕著に上昇していた。さらに解析の結果から、 Fr_i がおよそ 1 の場合に強められる上流側へ伝播する内部潮汐は強い非線形性を伴っており、内部ソリトン波等の高周期の波や強い混合を伴っていた。ここでいう混合とは、Mellor and Yamada 乱流クロージャーモデル (Mellor and Yamada, 1982) により見積もられた混合強度のことである。

ROMS を用いた計算結果から得られた Fr_i の分布を Fig. 15c に示す。 Fr_i は黒潮流軸に沿うようにおよそ 1 の値で分布している。このことは、黒潮が伊豆小笠原海嶺を通過する時には黒潮上流方向へ強い内部潮汐の伝播が起きることを示唆している。 Fr_i は 1 を超えると物理構造が不安定となり跳水と呼ばれる現象が起こり、海山上を強い潮流が流れる際に頻繁に見られる (e.g., Farmer and Armi 1999, Tanaka *et al.*, 2021)。一方 Fr_i が 1 を超えると不安定に起因する混合が運動量の輸送を発生させ U_{BK} が低下することで、黒潮のような定常的な地衡流が $Fr_i > 1$ の状態を常に維持することは難しいと言える。よって黒潮が伊豆小笠原海嶺を通過する際には、 $Fr_i < 1$ を保つために均衡状態となる $Fr_i \sim 1$ 程度を保っているのではないかと考えられる。したがって、黒潮と内部潮汐の相互作用による上流方向への強い内部波フラックスの伝播は常に発生している可能性がある。このことは、勾配 Richardson 数 ($Ri = N^2 / ((du/dz)^2 + (dv/dz)^2)$) が定常状態では不安定を伴う 0.25 を下回ることがなく、0.25 周辺に収束するという結果からも推察することができる (e.g., Thorpe and Liu, 2009; Mashayek *et al.*, 2021)。

領域海洋モデル ROMS を用いた解析結果から、潮汐や内部潮汐の運動エネルギー収支への影響の評価も行なった (Masunaga *et al.*, 2018; 2022a)。伊豆小笠原海嶺周辺の浅い海域 (水深 500 m 以下) では、約 30% 程度の運動エネルギーが潮汐によって発生しておりその中の 1/3 (全体の約 10%) 程度が内部潮汐に起因する運動エネルギーであることがわかった。さらに風による運動エネ

ルギーへの寄与も潮汐と同程度あり、運動エネルギー収支の解明には黒潮、風、潮汐と内部潮汐の全てを考慮する必要があることが示唆された (Masunaga *et al.*, 2018)。さらに Masunaga *et al.* (2022a) では、平均場の運動エネルギー (MKE) と小スケールのサブメソスケール渦に起因する運動エネルギー (SKE, 水平スケール約 45 km 以下) の影響も考慮したエネルギー収支解析を実施した (Fig. 17)。まず黒潮は伊豆小笠原海嶺の通過後には、約 30% の MKE を失う。この散逸は、海嶺の浅い地形による摩擦効果と小スケールの SKE へのエネルギーカスケードによる結果である。MKE が海嶺通過時に減少する一方、SKE は 2 倍程度増大していた。潮汐による外力により MKE が減少することで黒潮流軸の総運動エネルギーも減少していた。黒潮流軸上流側では潮汐の影響により 10% 以上 MKE が減少していることは興味深い。沿岸域では、MKE と SKE 共に潮汐により増加する傾向があり、沿岸域における順圧潮汐による直接的な影響に加え、潮汐によって黒潮流軸から沿岸方向への運動量輸送が強化されたことも要因の一つであった。当該の研究では、内部潮汐とサブメソスケール渦による効果を明確に区別することはできなかったが、サブメソスケールのエネルギー輸送に内部潮汐が貢献している可能性が示唆された。

8. 海洋研究技術の湖沼研究への応用

これまでの研究成果として、海洋だけではなく湖沼における混合状態に関する研究を実施してきた (増永ら 2019; Masunaga and Komuro, 2020; 浅岡ら 2020; 小室ら 2021; 北村ら 2022; 佐藤ら 2022; Masunaga *et al.*, 2023)。湖沼における調査研究は、海洋と異なり潮汐や中・大規模な海流の影響を受けないため、物理現象に関する調査を複雑な外力条件を考慮せずに実施できる利点がある。特に、風や水面の熱収支によって発生する混合現象を解明する目的としては最適な領域である。また淡水で構成される湖沼内の水の密度は水温のみで決定されるため、マイクロスケールのオーバーターニングスケールを水温のみから正確に見積ることが可能であり、TS ミスマッチ等を考慮する必要がないという利点がある。淡水の密度の計算には厳密には圧力 (水深) も考慮する必要がある

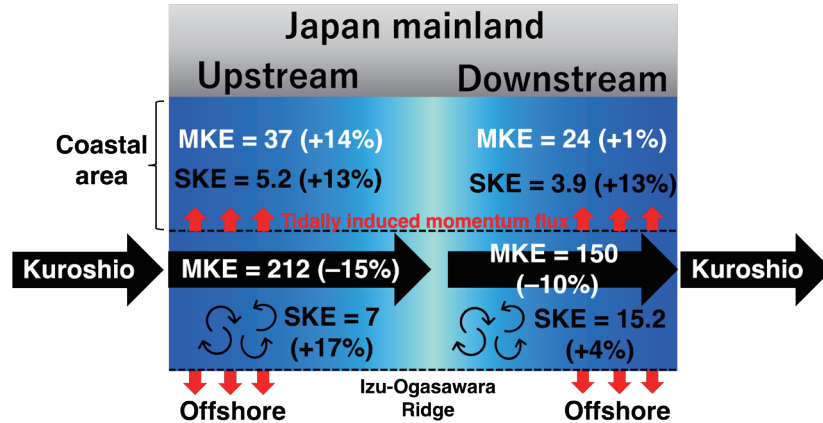


Fig. 17. Schematic drawing of the kinetic energy budgets over the Izu-Ogasawara Ridge in summer. MKE and SKE represent mean kinetic energy and submeso-scale kinetic energy, respectively. The unit of the kinetic energy is m² s⁻² and values in brackets are the ratio of the model run with tidal forcing to that without tidal forcing (Masunaga *et al.*, 2022b).

が、数 m ～数十 m の浅い湖においては無視できると考えて良い。研究対象域は、茨城県南部に位置する霞ヶ浦とした。霞ヶ浦は主に西浦と北浦で構成され、湖面積はそれぞれ 172 と 36 km² である。水深は、人工的な掘削地を除き、湖盆は約 5 ～ 7 m の水深で構成される。調査研究は、両湖で実施しているが特に南北に細長い地形の北浦を対象に研究を実施している (Fig. 18c)。北浦では、水資源機構が運用する観測所が気象に加え水温、溶存酸素 (DO)、濁度やクロロフィル濃度といった水質情報を 1 時間毎に鉛直 0.5 ～ 1 m 程度の解像度で計測しているため、湖沼における混合やその生物諸過程への影響を評価可能なデータが膨大に蓄積されている。特に鉛直的な水質分布が計測されている点は、鉛直混合に関連するプロセスを明らかにするためには非常に有用である。霞ヶ浦では、富栄養化に関する水環境問題が顕在化しており、富栄養化に対する対策の提案という意味でも霞ヶ浦における調査研究の意義はある。特に西浦に比べ北浦における水質改善は遅れをとっており、国土交通省が水質を長期計画として改善するために北浦水質改善計画検討会 (2020 年～) を設置し検討を行なっている。

霞ヶ浦における湖沼観測は 2019 年から本格的に実施し、海洋観測における調査同様に YODA Profiler、微細構造観測装置や係留系 (ADCP や水温計) による調査を

統合した調査を実施した。物理構造に加え、茨城県霞ヶ浦環境科学センターと共同し栄養塩等の動態を調査するために採水調査も積極的に行なった。これまでの調査結果の解析から霞ヶ浦における鉛直混合状態は、湖面における熱収支と風応力のバランス、即ち Monin-Obukhov length scale (Monin and Obukhov, 1954) で説明可能であることがわかった。この熱収支と風応力により支配される混合が、鉛直方向の酸素輸送を説明し、底層における貧酸素水塊の発生も混合によって説明できることがわかった (Masunaga and Komuro 2020; Masunaga *et al.*, 2023)。本稿では、海洋観測技術を応用した霞ヶ浦における鉛直拡散係数の詳細な時間変化を計測した結果について紹介する。

海洋内における鉛直拡散係数の推定には、自由落下式のシアプローブを搭載した微細構造観測装置を用い、以下の式 (14) から求められることが一般的である (e.g., Osborn, 1980; Lueck *et al.*, 2002)。

$$K_{\rho} = \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2} \tag{14}$$

ここで、 ε は乱流運動エネルギー散逸率、 Γ は混合効率である。混合効率 Γ については、これまでに数多くの研究が報告されているが、慣習的に水槽実験や海洋観測を

通じて得られた最大値 0.2 を用いることが一般的である (Britter, 1974; Linden, 1980; Osborn, 1980)。数値実験を用いた研究からも十分に発達した乱流状態下では、 Γ が約 0.2 に収束することが知られている (e.g., Smyth *et al.*, 2001)。筆者による研究報告においても観測データから推定した Γ をもとに見積もった K_ρ と Γ を定数 0.2 として見積もった K_ρ の間には大きな差がないことを示している (Masunaga *et al.*, 2022b)。Ijichi *et al.* (2020) によってもバルク平均場における Γ は 0.2 程度であることが報告されている。乱流運動エネルギー散逸率をもとにした鉛直拡散係数を用いられる一方で、Ivey *et al.* (2018) は高速応答の係留水温計から Ellison scale (L_E) を見積もり以下に示す手法で鉛直拡散係数を求める手法を提唱した。

$$K_{\rho 118} = 0.09 L_E^2 S_v \quad (15)$$

$$L_E = \frac{(\overline{T'}^2)^{1/2}}{dT/dz} \quad (16)$$

ここで S_v は鉛直流速シアである。 L_E は鉛直密度逆転 (overturning) スケールとして頻繁に用いられる Thorpe scale (L_T) と同等な値であることが知られている (e.g., mater *et al.*, 2013)。 L_T は鉛直密度逆転をソートし、overturning スケール毎に値を見積もるという煩雑な解析過程があるが、 L_E はこのような煩雑な解析過程を経ることなく鉛直プロファイルと定点時系列データの両方から見積もることが可能である。一方、 L_E を見積もる際には、乱流混合とは異なる高周期の内部波等の背景振動による変動成分を除去しなければならない注意点もある (Cimatoribus *et al.*, 2014)。

鉛直渦拡散係数は、 $L_E = L_T$ 、Ozmidov Scale (L_O) と ε の関係から以下のように鉛直流速シアを用いずに推定することも可能である。

$$L_O = \left(\frac{\varepsilon}{N^3} \right)^{1/2} \quad (17)$$

$$\varepsilon = L_O^2 N^3 \quad (18)$$

$$L_O = a L_T^b = a L_E^b \quad (19)$$

$$\varepsilon_{L_E} = (a L_E^b)^2 N^3 \quad (20)$$

$$K_{\rho L_E} = \Gamma (a L_E^b)^2 N \quad (21)$$

ここで a と b は L_T と L_E の関係が対数座標内で 1 次近似できると仮定した経験定数である。一般的には、 L_O と L_E (もしくは L_T) は線形的に近似できるとされ (e.g., Weson and Gregg, 1994)、係数 b は用いられないが L_E から L_O をより正確に見積もるために Masunaga *et al.* (2023) では係数 b も用いた。この方法は鉛直流速シア (流速観測データ) を必要としない一方で、これらの経験係数を微細構造観測装置から見積もる必要がある。霞ヶ浦における研究では、高速応答の係留水温計 SBE-56 (Sea-bird) から 1 Hz のデータサンプリング間隔取得した水温データと ADCP (Aquadopp Profiler 2 kHz, Nortek) を用いて計測した鉛直流速シアから $K_{\rho 118}$ を求めた。さらに微細構造観測装置 VMP-250 (Rockland Scientific) を用いて求めた係数 a と b を用いて、 $K_{\rho L_E}$ も求めた。

2020 年 8 月に計測された観測データを Fig. 18 に示す。水温と N^2 の分布から、強い成層と前走混合状態が断続的に発生し、数時間～数日程度の短い時間スケールで大きく混合状態が変化している (Fig. 18de)。またこの混合状態は、海洋で用いられることが多い混合層水深 (Mixed Layered Depth, MLD) の定義である水面から 0.5°C 低下した水深 (Levitus, 1982) と Richardson 数にも明確に表れていた (Fig. 18fg)。混合と強成層期間がそれぞれ $Ri < 0.25$ と $Ri > 0.25$ の範囲で明白にその特徴が表れていることは興味深い ($Ri < 0.25$ はシア不安定により混合が発生する必要条件である)。このことは、夏季の霞ヶ浦における混合状態が古典的なシア不安定によって説明できることを示唆している。 $K_{\rho 118}$ と $K_{\rho L_E}$ はほぼ同様な値を示し、日周期で変動している様子が見られた。強成層時期には、底層への酸素輸送が抑制され貧酸素水塊 ($DO < \sim 3 \text{ mg L}^{-1}$) が発生していた (Fig. 18h)。 $K_{\rho L_E}$ と DO から酸素の拡散輸送を見積もった結果、渦拡散係数同様に日周期の変化が見られ、貧酸素水発生時には低い値で推移していた (Fig. 18i)。海洋観測で習得した技術を湖沼へ応用し、詳細な混合状態と酸素輸送量が計測可能になったことは重要な成果と言える。

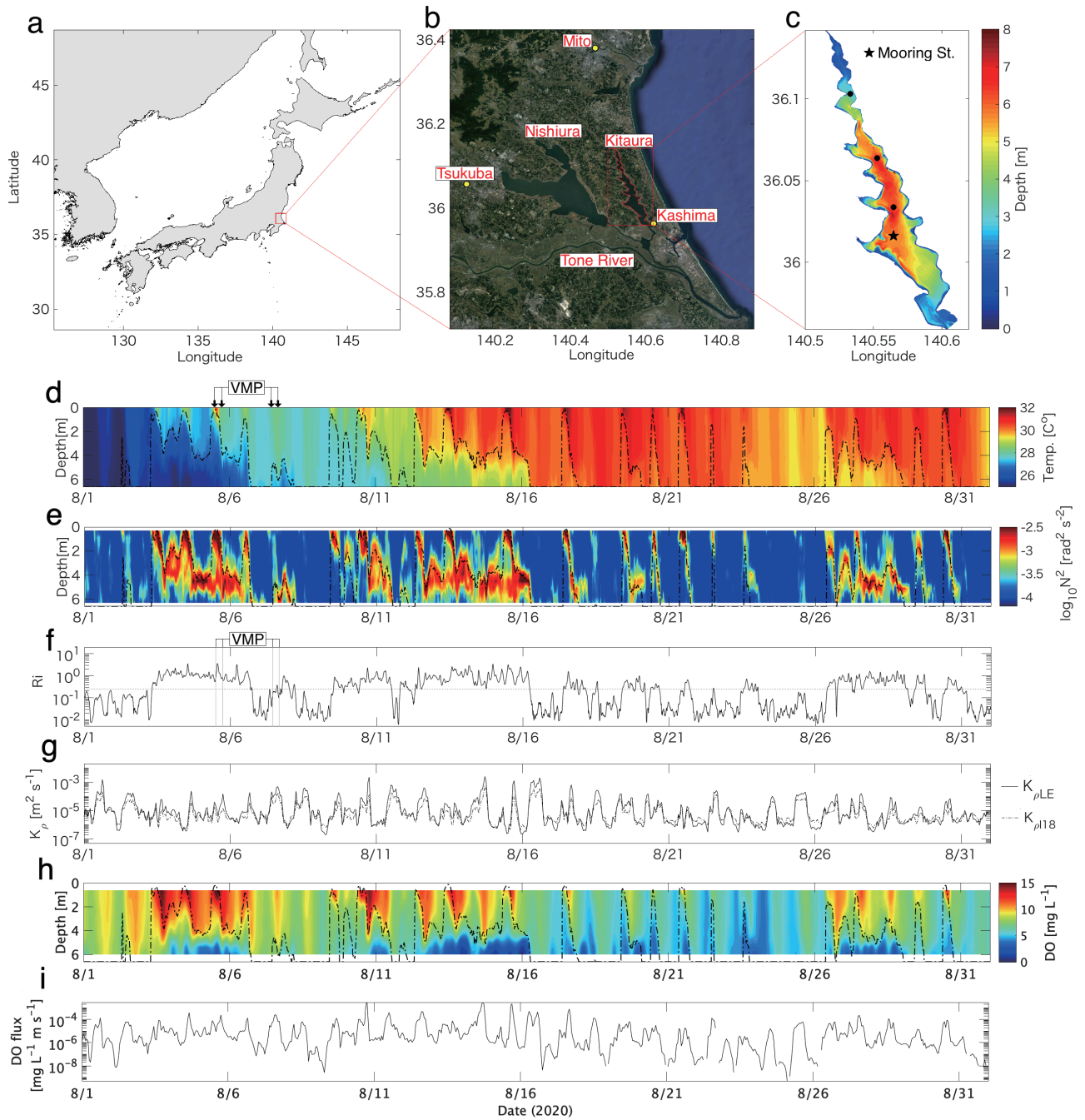


Fig. 18. (a-c) Maps of the observation site. (d) Temperature, (e) squared buoyancy frequency, (f) vertically averaged gradient Richardson number (Ri), vertical eddy diffusivity at a depth of 1.2 m, (h) dissolved oxygen and (i) vertically averaged vertical oxygen flux (modified from Masunaga *et al.*, 2023). Dash-dotted lines in (d, e and h) show the mixed layer depth (MLD).

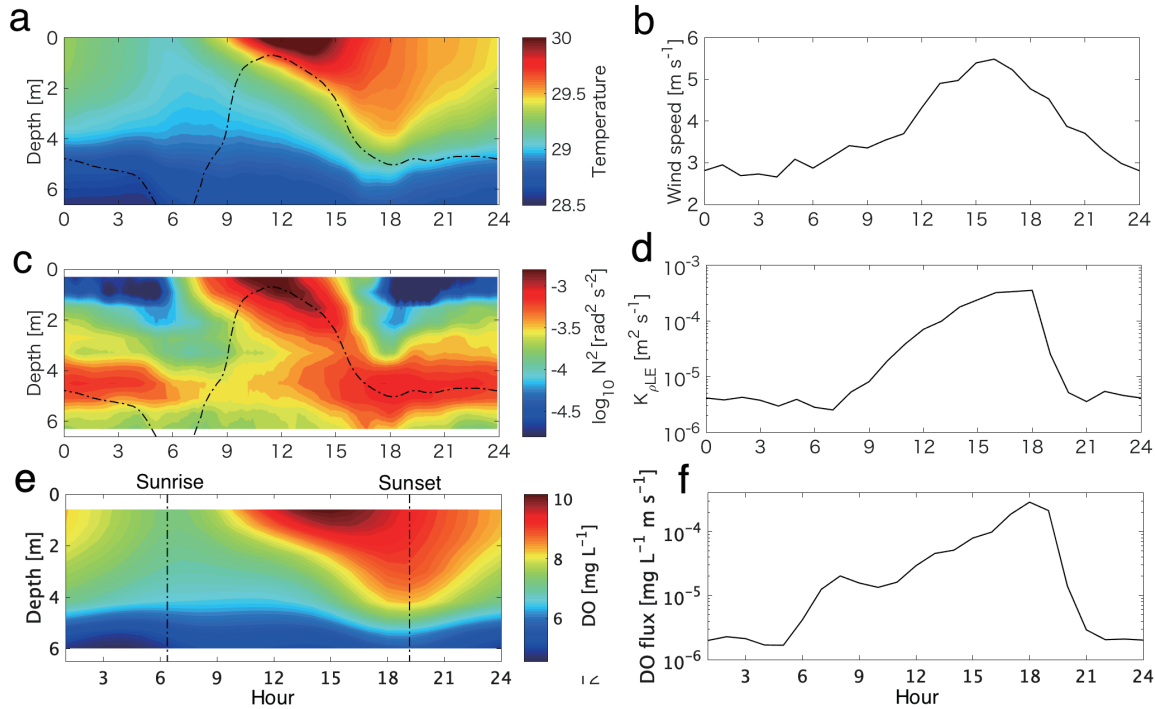


Fig. 19. Daily composite averaged plots of (a) temperature, (b) wind speed, (c) squared buoyancy frequency, (d) vertically averaged eddy diffusivity, (e) dissolved oxygen and (f) vertical oxygen flux (modified from Masunaga *et al.*, 2023). Dash-dotted lines in (a and c) show the mixed layer depth.

日周期で変動していた鉛直渦拡散係数と DO 輸送量をより詳細に調査するために、1 日毎の変化を時間毎に 2020 年 8 月の 31 日分を平均し日変化を示すコンポジットプロットを作成した (Fig. 19)。午前中から正午ごろに太陽光放射により湖面が暖められ午後 12:00 ~ 18:00 に混合により MLD が下降し、これと同時に下層の DO は上昇していた (Fig. 19ace)。鉛直渦拡散係数は、朝 7 時頃から上昇し 18:00 にピーク値となりその後の夜間は低い値で推移していた (Fig. 19d)。DO 輸送量も午前中から夕方へ上昇し、18:00 にピークを示した (Fig. 19f)。この午後に発生する混合は風速と同様な傾向を示し、太陽光放射により加熱される陸域と太平洋上の気温差によって発生する日周期の海風によって説明できることがわかった (Fig. 19bd)。夏季の強い太陽光放射が成層を強めることで混合を抑制し、陸域と海洋間の温度差を拡大させ海風を増強することで混合を促進させることは、同じ太陽光放射が混合の抑制と促進の両方のトリガーになっていることは興味深い。言い換えれば、太陽光放射による

加熱のフィードバックとして、海風による混合が起きているとも言える。

9. 今後の展望

本稿では岡田賞受賞に関連する一連の研究を紹介した。私が博士課程在籍時に行った曳航式観測装置 YODA Profiler の開発と大槌湾における内部潮汐の碎波に関する研究から始まり、大スケールの内部潮汐数値計算、黒潮やサブメソスケール渦を考慮した日本沿岸海域の内部波やエネルギー収支解析、そして湖沼研究への展開等多岐に渡り行ってきた。多くの海域 (水域) で、それぞれで異なる手法を用いて研究を進める中で、筆者は各研究領域や分野間の隔たりや交流の少なさを実感している。例えば、同じ海洋現象の解明に力を注いでいる日本海洋学会と海岸工学分野の土木学会の会員同士が交流することは非常に少ない。海岸工学分野の研究者は、小スケール湾内、海岸周辺の波浪や河口域の境界領域における現象

解明のプロフェッショナル達である。沿岸海洋での現象解明や、これらの現象の海洋環境全体や地球環境への波及効果等に関する研究を推進する上では、分野や学会を超えた共同研究や研究交流が必要であると考え。海洋と海岸工学分野についての例であるが、「海洋観測と数値計算」、「物理、生物、化学、水産」についても同様なことが言えると考えられる。筆者は、海洋観測と数値計算の両手法を統合させて研究を行ってきたため研究を大きく推進することができた。また海岸工学分野の研究者と共同することによっても研究を加速することができた。今後は、他分野の研究についてより勉強し分野間での共同研究を推進し、沿岸海域全体さらに地球全体の海洋構造の解明を進めたいと考えている。

個人的な研究モチベーションとしては、沿岸域における環境を構成する「海中景観」の形成過程を明らかにしたいと考えている。ここで言う海中景観とは、海色(光)、地形、底質、生物(プランクトン、藻類や魚類)や浮遊物質等で形成される環境全体のことを示す。海中景観は、背景の物理プロセスが形成を強く支配していると考えられるため、物理現象解明を中心に他分野研究と統合しその形成過程を調査したいと考えている。海中景観の形成過程を明らかにすることは、水産、環境保全や観光業への還元といった社会への貢献にも期待できる。

謝 辞

この度名誉ある日本海洋学会岡田賞を受賞できたことは大変名誉であり、選考に関わった委員の方々や学会員の皆様には深く御礼申し上げます。一連の研究を始めるきっかけを与えていただき、学部卒業研究から博士後期課程までの指導教員山崎秀勝名誉教授(東京海洋大学)からは研究をゼロから教えていただき丁寧なご指導いただきました。山崎教授とは東京海洋大学を退職後も共同研究を続け今でも研究についてのアドバイスを頂いています。博士取得直後に所属したStanford大学のOliver B. Fringer教授には、数値計算についての知識がほぼゼロであった私に丁寧に数値計算についてご指導を頂きました。また、Fringer教授からは数値計算や数学的なアプローチの面白さについても教えて頂き、今でもご指導を頂いております。茨城大学へ助教として着任し独立した

研究者となった直後に、内山雄介教授(神戸大学)は早く共同研究を受け入れてくださり領域海洋モデルについてご指導頂きました。また、茨城大学着任後に研究室運営に対し横木裕宗教授(茨城大学)や桑原祐史教授(茨城大学)からは多大な協力や支援を頂いております。協力を頂いている茨城大学の職員の方々や研究室の学生にも感謝申し上げます。また霞ヶ浦における研究を展開するにあたりご協力を頂いている伊藤幸彦准教授(東京大学)、茨城県霞ヶ浦環境科学センターの研究者の皆様(特に松本俊一様、北村立実様、小室俊輔様)、国土交通省霞ヶ浦河川事務所の職員の皆様(特に小野正人様、番場泰彰様)からも多大なる協力とご支援をいただきました。また、研究を進める上でお世話になりました海洋学会や共同研究を行う上での関連機関の皆様につきましても、全ての方々のお名前は紙面の都合上示すことはできませんが、全ての皆様へ心より感謝申し上げます。最後に、研究生活を支えてくださっています妻や子供達をはじめ家族には大変感謝しております。特に海洋研究者は、乗船調査や海外との共同研究で長期出張で家を留守にすることが多く、文句を言われることは多いですが家族は研究に献身的に協力してくださっています(「文句も言わずに」という言葉が決まり文句ではありますが、ここはあえて正直に表現させていただきます)。

References

- Alberty, M. S., S., Billheimer, M. M., Hamann, C. Y., Ou, V., Tamsitt, A. J., Lucas, and M. H., Alford, (2017): A reflecting, steepening, and breaking internal tide in a submarine canyon. *J. Geophys. Res. Oce.*, **122**, 6872-6882.
- Alford, M. H., and Z., Zhao (2007): Global patterns of low-mode internal-wave propagation. Part I: Energy and energy flux. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 1829-1848.
- 浅岡大輝, 増永英治, 小室俊輔, 北村立実 (2020): 地形と成層の変化に関連する風応力による混合応答時間の評価. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **76**, I_145-I_150.
- Boegman, L., G. N., Ivey, and J., Imberger (2005): The degeneration of internal waves in lakes with sloping topography. *Limnol. Oceanogr.*, **50**, 1620-1637.
- Bourgault, D., M., Morsilli, C., Richards, U., Neumeier, and D. E., Kelley (2014): Sediment resuspension and nepheloid layers induced by long internal solitary waves shoaling orthogonally on uniform slopes. *Cont. Shelf Res.*, **72**, 21-33.
- Britter, R. E. (1974): An experiment on turbulence in a density-stratified fluid, incorporating experimental results for isothermal and non-isothermal, turbulent flow in a channel (Doctoral dissertation, Monash

- University).
- Broenkow, W. W., and S. J., McKain (1972): Tidal oscillations at the head of Monterey Submarine Canyon and their relation to oceanographic sampling and the circulation of water in Monterey Bay. Moss Landing Marine Laboratories Tech. Publ. 72-05, 42 pp.
- Cacchione, D. A., L. F., Pratson, and A. S., Ogston (2002): The shaping of continental slopes by internal tides. *Science*, **296**, 724-727.
- Carter, G. S., and M. C., Gregg (2002): Intense, variable mixing near the head of Monterey Submarine Canyon. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 3145-3165.
- Chanson, H. (2011): Current knowledge in tidal bores and their environmental, ecological and cultural impacts. *Environ. Fluid Mech.*, **11**, 77-98.
- Cheng, Y. H., M. H., Chang, D. S., Ko, S., Jan, M., Andres, A., Kirincich, Y. J., Yang, and J. H., Tai (2020): Submesoscale eddy and frontal instabilities in the Kuroshio interacting with a cape south of Taiwan. *J. Geophys. Res. Oce.*, **125**, e2020JC016123.
- Cimatoribus, A. A., S. S., Drijfhout, and H. A., Dijkstra (2014): Meridional overturning circulation: Stability and ocean feedbacks in a box model. *Clim. Dyn.*, **42**, 311-328.
- Farmer, D., and L., Armi (1999): The generation and trapping of solitary waves over topography. *Science*, **283**, 188-190.
- Franks, P. J., J. C., Garwood, M., Ouimet, J., Cortes, R. C., Musgrave, and A. J., Lucas (2020): Stokes drift of plankton in linear internal waves: Cross-shore transport of neutrally buoyant and depth-keeping organisms. *Limnol. Oceanogr.*, **65**, 1286-1296.
- Fringer, O. B., M., Gerritsen, and R. L., Street (2006): An unstructured-grid, finite-volume, nonhydrostatic, parallel coastal ocean simulator. *Ocean Modell.*, **14**, 139-173.
- Fu, L. L. (1982): Seasat views oceans and sea ice with synthetic-aperture radar (Vol. 81). California Institute of Technology, Jet Propulsion Laboratory.
- Garrett, C. (1990): The role of secondary circulation in boundary mixing. *J. Geophys. Res. Oce.*, **95**, 3181-3188.
- Hamann, M. M., M. H., Alford, A. J., Lucas, A., Waterhouse, and G., Voet (2021): Turbulence driven by reflected internal tides in a supercritical submarine canyon. *J. Phys. Oceanogr.*, **51**, 591-609.
- Helfrich, K. R. (1992): Internal solitary wave breaking and run-up on a uniform slope. *J. Fluid Mech.*, **243**, 133-154.
- Ijichi, T., L., St. Laurent, K. L., Polzin, and J. M., Toole (2020): How variable is mixing efficiency in the abyss?. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2019GL086813.
- Iribarren, C. R., and C. Nogales (1949): Protection des ports. XVII International Navigation Congress, Lisbon, Section II-4, 31-80.
- Itoh, S., E., Tsutsumi, E., Masunaga, T. T., Sakamoto, K., Ishikawa, D., Yanagimoto, and T., Nagata (2022): Seasonal cycle of the confluence of the Tsugaru Warm, Oyashio, and Kuroshio currents east of Japan. *J. Geophys. Res. Oce.*, **127**, e2022JC018556.
- Ivey, G. N., C. E., Bluteau, and N. L., Jones (2018): Quantifying diapycnal mixing in an energetic ocean. *J. Geophys. Res. Oce.*, **123**, 346-357.
- Kang, D., and O., Fringer (2012): Energetics of barotropic and baroclinic tides in the Monterey Bay area. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 272-290.
- 北村立実, 鮎川和泰, 増永英治, 小室俊輔, 大内孝雄, 湯澤美由紀, 浅岡大輝, 三上育英, 清家泰, 福島武彦 (2022): 自動昇降装置を用いた夏季における北浦の水温成層と貧酸素水塊の形成・消失およびリン溶出過程の検討. 水環境学会誌, **45**, 135-143.
- 小室俊輔, 北村立実, 大内孝雄, 増永英治, 浅岡大輝, 鮎川和泰, 三上育英, 清家泰, 湯澤美由紀, 福島武彦 (2021): 北浦における貧酸素水塊の詳細分布と貧酸素水域面積の推計. 水環境学会誌, **44**(5), 157-164.
- Kundu, P.K., 1990. Fluid Mechanics. Academic Press. UK.
- Lamb, K. G., and M., Dunphy (2018): Internal wave generation by tidal flow over a two-dimensional ridge: energy flux asymmetries induced by a steady surface trapped current. *J. Fluid Mech.*, **836**, 192-221.
- Leichter, J. J., S. R., Wing, S. L., Miller, and M. W., Denny (1996): Pulsed delivery of subthermocline water to Conch Reef (Florida Keys) by internal tidal bores. *Limnol. Oceanogr.*, **41**, 1490-1501.
- Leichter, J. J., G., Shellenbarger, S. J., Genovese, and S. R., Wing (1998): Breaking internal waves on a Florida (USA) coral reef: a plankton pump at work?. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **166**, 83-97.
- Lemon, D., P., Johnston, J., Buermans, E., Loos, G., Borstad, and L., Brown (2012, October): Multiple-frequency moored sonar for continuous observations of zooplankton and fish. In 2012 Oceans (pp. 1-6). IEEE.
- Levitus, S. (1982): Climatological atlas of the World Ocean. NOAA Prof. Paper No. 13, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 173 pp.
- Linden, P. F. (1980): Mixing across a density interface produced by grid turbulence. *J. Fluid Mech.*, **100**, 691-703.
- Lueck, R. G., F., Wolk, and H., Yamazaki (2002): Oceanic velocity microstructure measurements in the 20th century. *J. Oceanogr.*, **58**, 153-174.
- Mashayek, A., L. E., Baker, B. B., Cael, and C. P., Caulfield (2022): A Marginal Stability Paradigm for Shear-Induced Diapycnal Turbulent Mixing in the Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **49**, e2021GL095715.
- Masunaga, E., and H., Yamazaki (2014): A new tow-yo instrument to observe high-resolution coastal phenomena. *J. Mar. Syst.*, **129**, 425-436.
- Masunaga, E., H., Homma, H., Yamazaki, O. B., Fringer, T., Nagai, Y., Kitade, and A., Okayasu (2015): Mixing and sediment resuspension associated with internal bores in a shallow bay. *Cont. Shelf Res.*, **110**, 85-99.
- Masunaga, E., O. B., Fringer, H., Yamazaki, and K., Amakasu (2016a): Strong turbulent mixing induced by internal bores interacting with internal tide-driven vertically sheared flow. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 2094-2101.
- Masunaga, E., O. B., Fringer, and H., Yamazaki (2016b): An observational and numerical study of river plume dynamics in Otsuchi Bay, Japan. *J. Oceanogr.*, **72**, 3-21.
- Masunaga, E., O. B., Fringer, Y., Kitade, H., Yamazaki, and S. M., Gallagher (2017a): Dynamics and energetics of trapped diurnal internal Kelvin waves around a midlatitude island. *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 2479-2498.
- Masunaga, E., R. S., Arthur, O. B., Fringer, and H., Yamazaki (2017b): Sediment resuspension and the generation of intermediate nepheloid layers by shoaling internal bores. *J. Mar. Syst.*, **170**, 31-41.
- 増永英治, 山崎秀勝, 山口邦久 (2018): 内部潮汐を考慮した伊豆大島周辺海域における潮流予測システムの開発と運用. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **74**, I_643-I_648.
- Masunaga, E., Y., Uchiyama, Y., Suzue, and H., Yamazaki (2018): Dynamics of Internal Tides Over a Shallow Ridge Investigated With a High-Resolution Downscaling Regional Ocean Model. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 3550-3558.
- Masunaga, E., Y., Uchiyama, and H., Yamazaki (2019): Strong internal waves generated by the interaction of the Kuroshio and tides over a shallow ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **49**, 2917-2934.
- 増永英治, 浅岡大輝, 小室俊輔, 松本俊一, 小野正人, 番場泰彰 (2019): 沿岸地形と風応力が形成する複雑な密度構造と混合状態の高精度計測. 土

- 木学会論文集 B2 (海岸工学), **75**, I_217-I_222.
- Masunaga, E., R. S., Arthur, and H., Yamazaki (2020a): Baroclinic residual circulation and mass transport due to internal tides. *J. Geophys. Res. Oce.*, **125**, e2019JC015316.
- Masunaga, E., and S., Komuro (2020b): Stratification and mixing processes associated with hypoxia in a shallow lake (Lake Kasumigaura, Japan). *Limnology*, **21**, 173-186.
- Masunaga, E., Y., Uchiyama, X., Zhang, W., Kimura, and T., Kosako (2022a): Modulation of submesoscale motions due to tides and a shallow ridge along the Kuroshio. *Deep Sea Res. Part I*, **186**, 103828.
- Masunaga, E., S. K., Venayagamoorthy, K., Wada, and H., Yamazaki (2022b): Variability of the diapycnal mixing coefficient in coastal oceans investigated with direct microstructure measurements. *J. Mar. Syst.*, **230**, 103722.
- Masunaga, E., S., Itoh, and T., Kitamura (2023): Vertical mixing and oxygen flux caused by daily sea breezes in a shallow stratified lake. *Limnology*, doi : 10.1007/s10201-022-00707-0, in press.
- Mater, B. D., S. M., Schaad, and S. K., Venayagamoorthy (2013): Relevance of the Thorpe length scale in stably stratified turbulence. *Phys. Fluids*, **25**, 076604.
- McPhee-Shaw, E. (2006): Boundary-interior exchange: reviewing the idea that internal-wave mixing enhances lateral dispersal near continental margins. *Deep Sea Res. Part II*, **53**, 42-59.
- McPhee-Shaw, E. E., R. W., Sternberg, B., Mullenbach, and A. S., Ogston (2004): Observations of intermediate nepheloid layers on the northern California continental margin. *Cont. Shelf Res.*, **24**, 693-720.
- Mellor, G. L., and T., Yamada (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 851-875.
- Mihanović, H., G. B., Paklar, and M., Orlić (2014): Resonant excitation of island-trapped waves in a shallow, seasonally stratified sea. *Cont. Shelf Res.*, **77**, 24-37.
- Monin, A. S., and A. M. Obukhov (1954): Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, **151**, e187.
- Moum, J. N., D. R., Caldwell, J. D., Nash, and G. D., Gundersen (2002): Observations of boundary mixing over the continental slope. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2113-2130.
- Munk, W., and C., Wunsch (1998): Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Res. Part I*, **45**, 1977-2010.
- Musgrave, R. C., J. A., MacKinnon, R., Pinkel, A. F., Waterhouse, J., Nash, and S. M., Kelly (2017): The influence of subinertial internal tides on near-topographic turbulence at the Mendocino Ridge: Observations and modeling. *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 2139-2154.
- Nagai, T., T., Hibiya, and F., Syamsudin (2021): Direct estimates of turbulent mixing in the Indonesian archipelago and its role in the transformation of the Indonesian throughflow waters. *Geophys. Res. Lett.*, **48**, e2020GL091731.
- Nakamura, T., J. P., Matthews, T., Awaji, and H., Mitsudera (2012): Submesoscale eddies near the Kuril Straits: Asymmetric generation of clockwise and counterclockwise eddies by barotropic tidal flow. *J. Geophys. Res. Oce.*, **117**, C12014.
- Nash, J. D., L. F., Kilcher, and J. N., Moum (2009): Structure and composition of a strongly stratified, tidally pulsed river plume. *J. Geophys. Res. Oce.*, **114**, C00B12.
- Niwa, Y., and T., Hibiya (2004): Three-dimensional numerical simulation of M_2 internal tides in the East China Sea. *J. Geophys. Res. Oce.*, **109**, C04027.
- Okazaki, M. (1990): Internal tidal waves and internal long period waves in the Sanriku coastal seas, eastern coast of northern Japan. *La mer*, **28**, 5-29.
- Osborn, T. R. (1980): Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 83-89.
- Phillips, O. M., J. H., Shyu, and H., Salmun (1986): An experiment on boundary mixing: mean circulation and transport rates. *J. Fluid Mech.*, **173**, 473-499.
- Pineda, J. (1991): Predictable upwelling and the shoreward transport of planktonic larvae by internal tidal bores. *Science*, **253**, 548-549.
- Pineda, J. (1994): Internal tidal bores in the nearshore: Warm-water fronts, seaward gravity currents and the onshore transport of neustonic larvae. *J. Mar. Res.*, **52**, 427-458.
- Pollard, R. (1986): Frontal surveys with a towed profiling conductivity/temperature/depth measurement package (SeaSoar). *Nature*, **323**, 433-435.
- Puig, P., A., Palanques, J., Guillén, and M., El Khatab (2004): Role of internal waves in the generation of nepheloid layers on the northwestern Alboran slope: Implications for continental margin shaping. *J. Geophys. Res. Oce.*, **109**, C09011.
- Richards, C., D., Bourgault, P. S., Galbraith, A., Hay, and D. E., Kelley (2013): Measurements of shoaling internal waves and turbulence in an estuary. *J. Geophys. Res. Oce.*, **118**, 273-286.
- Rudnick, D. L., and J., Klinke (2007): The underway conductivity-temperature-depth instrument. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **24**, 1910-1923.
- Sarkar, S., H. T., Pham, S., Ramachandran, J. D., Nash, A., Tandon, J., Buckley, A. A., Lotliker, and M. M., Omand, (2016): The interplay between submesoscale instabilities and turbulence in the surface layer of the Bay of Bengal. *Oceanography*, **29**, 146-157.
- Sasmal, K., E., Masunaga, A., Webb, O. B., Fringer, E. S., Gross, M. D., Rayson, and H., Yamazaki (2018): A three-dimensional numerical study of river plume mixing processes in Otsuchi Bay, Japan. *J. Oceanogr.*, **74**, 169-186.
- 佐藤和真, 増永英治, 北村立実 (2022): 沿岸地形が影響する風応力による鉛直混合の観測と評価. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **78**, I_763-I_768.
- Shchepetkin, A. F., and J. C., McWilliams (2005): The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modell.*, **9**, 347-404.
- Scheu, K. R. (2016): Sediment transport due to river plumes in stratified, rotationally-influenced lakes (Doctoral dissertation, Stanford University).
- Shea, R. E., and W. W., Broenkow (1982): The role of internal tides in the nutrient enrichment of Monterey Bay, California. *Estuarine, Coast. Shelf Science*, **15**, 57-66.
- Smyth, W. D., J. N., Moum, and D. R., Caldwell (2001): The efficiency of mixing in turbulent patches: Inferences from direct simulations and microstructure observations. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1969-1992.
- Tanaka, T., D., Hasegawa, T., Okunishi, H., Kaneko, and T., Ono (2021): Internal hydraulic jump in the Tsugaru Strait. *J. Oceanogr.*, **77**, 215-228.
- Thorpe, S. A., and Z., Liu (2009): Marginal instability?. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 2373-2381.
- Venayagamoorthy, S. K., and O. B., Fringer (2006): Numerical simulations

- of the interaction of internal waves with a shelf break. *Phys. Fluids*, **18**, 076603.
- Venayagamoorthy, S. K., and O. B., Fringer (2007): On the formation and propagation of nonlinear internal boluses across a shelf break. *J. Fluid Mech.*, **577**, 137-159.
- Vlasenko, V., and K., Hutter (2002): Numerical experiments on the breaking of solitary internal waves over a slope-shelf topography. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1779-1793.
- Wallace, B. C., and D. L., Wilkinson (1988): Run-up of internal waves on a gentle slope in a two-layered system. *J. Fluid Mech.*, **191**, 419-442.
- Walter, R. K., C. B., Woodson, R. S., Arthur, O. B., Fringer, and S. G., Monismith (2012): Nearshore internal bores and turbulent mixing in southern Monterey Bay. *J. Geophys. Res. Oce.*, **117**, C07017.
- Wesson, J. C., and M. C., Gregg (1994): Mixing at Camarinal sill in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Oce.*, **99**, 9847-9878.
- Yamazaki, H., W., Aoyama, E., Masunaga, and M., Tanaka (2019): Observation of three-dimensional flow structures and effluent transport around fish cages using a towed ADCP and free-fall multi-parameter profiler. *Aquaculture Res.*, **50**, 1107-1116.

Mixing processes and hydraulic environments in coastal regions: Internal tides and mixing phenomena

Eiji Masunaga[†]

Abstract

Transport processes in coastal oceans are important for understanding mass transport between land and ocean. Investigations of mixing processes are essential to reveal the transport processes. This paper presents mixing processes due to internal tides and the associated mass transport, on the basis of field observations and numerical simulations conducted by the author who is a recipient of Okada Prize from the Oceanographic Society of Japan, 2022. The Yoing Ocean Data Acquisition (YODA) Profiler, has been developed to observe small scale dynamics and mixing processes in coastal oceans. Results from the profiler revealed mixing in river plumes and breaking of nonlinear internal tides on a shallow slope. Breaking of internal tides results in strong turbulent mixing, sediment resuspension and generation of intermediate nepheloid layers in Otsuchi Bay, Japan. It was found that vertical mixing was enhanced by a collision of a receding internal tide and a subsequent run-up nonlinear internal bore on a gentle slope. In addition, numerical models were developed to investigate internal tides breaking. Large scale oceanic numerical models showed enhanced diurnal internal tides caused by a resonance of Kelvin waves around islands over the Izu-Ogasawara Ridge and strongly enhanced the internal tide energy flux toward the upstream of the Kuroshio owing to an interaction of the Kuroshio and tides. This study also applies methods established in oceanic studies to analysis of mixing processes in a lake.

Key words: internal tides, vertical mixing, numerical model, sediment resuspension, mass transport

(Corresponding author's e-mail address: eiji.masunaga.office@vc.ibaraki.ac.jp)

(Received 23 November 2022; accepted 10 February 2023)

(doi: 10.5928/kaiyou.32.2_37)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2023)

[†] Division of Environment in Basin Areas, Global and Local Environment Co-creation Institute, Ibaraki University, Nakanarusawa, Hitachi, Ibaraki, 4-12-1 Japan.
e-mail: eiji.masunaga.office@vc.ibaraki.ac.jp