

大槌湾の二重潮

(成層した海洋において上層と下層の流れの向きが異なる循環構造)

田中潔¹、小松幸生^{2,1}、伊藤幸彦¹、柳本大吾¹、

石津美穂¹、羽角博康¹、坂本天¹、浦川昇吾³、道田豊¹

(1 東京大学 大気海洋研究所、2 東京大学 新領域創成科学研究科、3 気象庁 気象研究所)

1. はじめに

三陸リアス湾（大槌湾や唐丹湾等）では、夏季を中心とする成層期に数時間～数十時間周期の変動を伴いながら、湾外の低温な底層水が湾内へ貫入することが古くから知られている（Okazaki, 1990, 1994）。貫入は海水だけでなく、様々な溶存物質も湾外から湾内に輸送しており、若布・昆布等の海藻類や牡蠣・帆立等の二枚貝類等の養殖が盛んな三陸リアス湾の、恵み豊かな生態系を維持する重要な役割を担っている（Furuya et al., 1993; Furuya, 2004）。

底層貫入に際しては、その上層で反対向き（沖向き）の傾圧的な流れが生じ（二重潮）、それらは上げ潮のときに生じることも多く（逆潮）、内部潮汐に因るものと推測されている（Okazaki, 1990, 1994; Otobe et al., 1996, 2009; Ito et al., 1998）。しかしながら、これまでの観測は時空間的に極めて限られた制約下で実施されており実態に不明な点が多く、メカニズムの解明についてもさることながら、先ずは貫入の描像を正確に把握し記述することが必須となっていた。特に三陸の養殖は無給餌養殖（成育に必要な栄養や餌を人工的に与えない）を特徴とすることから、養殖域に天然の栄養分も運ぶ海流の実態（経路・速さ・組成など）を明らかにすることは、2011

年の東日本大震災で甚大な被害を受けた三陸の水産業復興の視点からも重要な課題である。

そこで、本研究では三陸の典型的なリアス湾の一つである大槌湾を対象に、これまでに例の無い規模と密度で物理観測を実施した。本稿では、上述の湾内における傾圧循環（二重潮）を中心に、既往の知見を大きく拡充する海洋循環像を提示する。

2. 観測

夏季に3回と冬季に2回の計5回（表1）、小型船舷側に ADCP (600-kHz Workhorse, Teledyne RD Instruments) を装着して測流するとともに、船上から海中に CTD (RINKO-Profler ASTD102, JFE Advantech) を降ろして水温・塩分・深度計測を実施した（図1）。

表 1. 観測日と潮汐条件。

Case	Date	Tide
OBS1307	2013-07-31	rising (flowing)
OBS1308	2013-08-21	falling (ebbing)
OBS1312	2013-12-13	rising (flowing)
OBS1401	2014-01-23	falling (ebbing)
OBS1408	2014-08-20	rising (flowing)

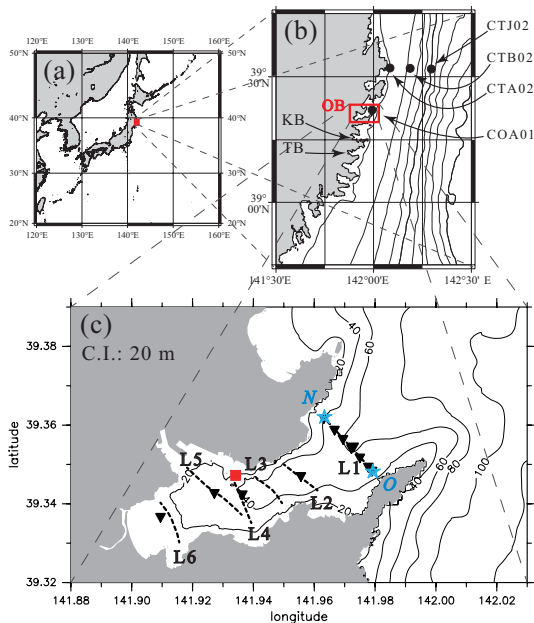


図 1. (a) 三陸海岸の位置。(b) 大槌湾 (OB)、釜石湾 (KB)、唐丹湾 (TB) の位置。黒丸印 (●) は、新青丸による CTD 測点。(c) 大槌湾内の測点と測線：破線 (---) は小型船による ADCP 測線、三角印 (▼) は CTD 測点、青星印 (★) は海底設置の ADCP、赤四角 (■) はサーミスタチェーンの係留点を示す。また、N および O は、それぞれ長根と御箱崎 (地名) を表す。図中の等値線は水深 (m) を表す。

また、観測期間中に、湾口の北岸と南岸近くには海底設置型の ADCP (300-kHz) をそれぞれ 1 台ずつと、湾内にサーミスタチェーン (間隔:5m) を係留した。さらに、湾沖の大陸棚上において学術研究船 (新青丸) による CTD 観測を、小型船の観測 (OBS1408) に合わせて実施した。なお、小型船による観測期間中、0.5 m 以上の大きな潮差が近傍の釜石験潮所で計測された一方、風や降雨等の気象条件に関しては特筆すべき現象は無かった (図略)。

3. 結果

3.1 夏季循環

図 2 に夏季の上げ潮時 (OBS1408) に観測された水平流速を示す。上層では沖向き (図 2a)、下層では岸向きの流れ (図 2b) が湾内に広く広がっている。流速が 0.1 m s^{-1} を超える強い二重潮が発生しており、特に下層の北側で強い流れが生

じている。同様の特徴を持つ流速分布は、夏季の上げ潮時に実施したもう一つの観測 (OBS1307) でも見られた (図略)。

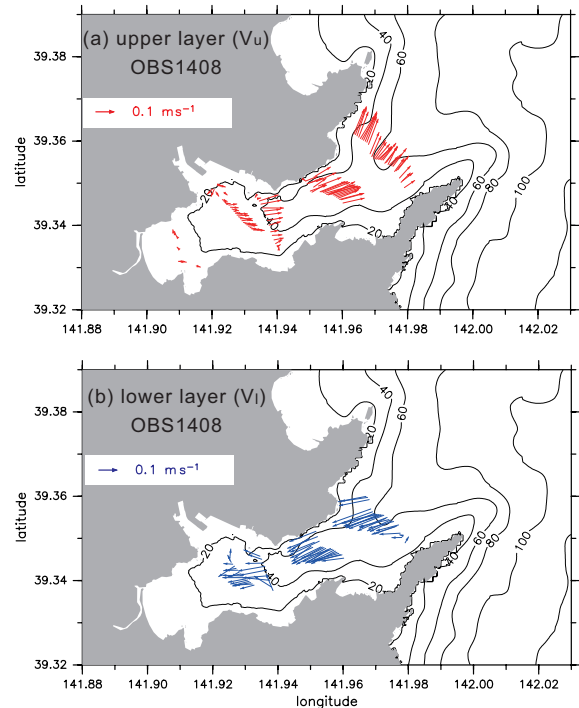


図 2. OBS1408 (夏季の上げ潮時) の ADCP 水平流速分布：(a) 水深 10 m における分布 (上層)、(b) 海底から 5 ~ 15 m 上における分布 (下層)。

図 3 と図 4 には、上記の観測時 (OBS1408) における湾口測線 (L1) での流速と水温塩分の鉛直断面分布をそれぞれ示す。湾内の上半分と下半分を二分する傾圧構造 (二重潮) が形成されており、下層において低温高塩な底層水が湾内に流入していたことが確認できる。

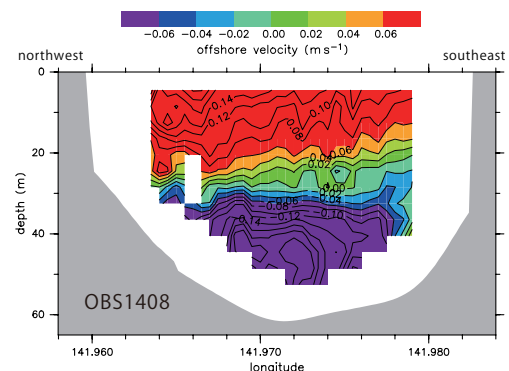


図 3. OBS1408 における湾口測線 (L1) での、水平流速の鉛直断面分布 (湾内から湾外を見る方向)。暖色 (正值) が沖向き、寒色 (負値) が岸向きの流れを表す。

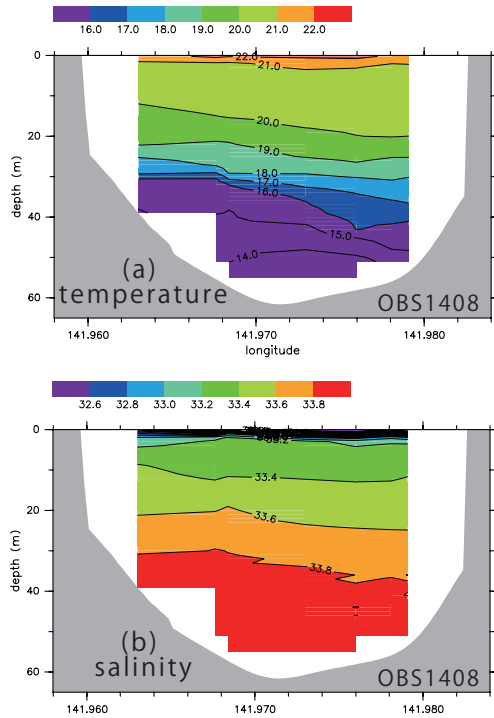


図4. 図3と同じ。ただし、(a) 水温、(b) 塩分。

湾口測線 (L1) の中央での、水温塩分の鉛直プロファイルを図5に示す。厚み 10 m 以上の主躍層が、水深 25 m 付近を中心に形成されている。Hanawa and Mitsudera (1986) の定義に従うと、主躍層の下方には津軽暖流水 (水温 $< 19^{\circ}\text{C}$ 、塩分 ~ 34.0 、 $\sigma_T > 24.0$) が、主躍層の上方には三陸沿岸にて特徴的な表層水 (水温 $> 19^{\circ}\text{C}$ 、塩分 ~ 34.0 、 $\sigma_T > 24.0$) が分布している。

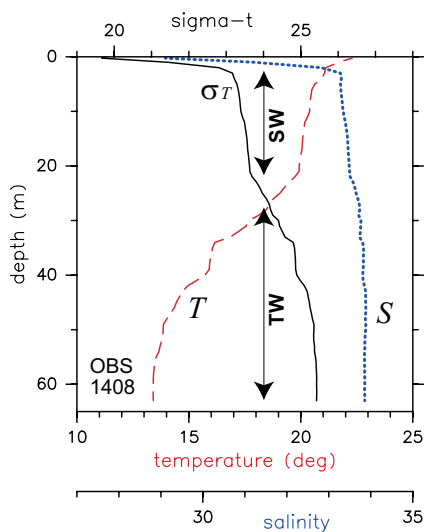


図5. 湾口測線 (L1) 中央の水温・塩分・ σ_T の鉛直

プロファイル (OBS1408)。TW と SW はそれぞれ津軽暖流水と (三陸特有の) 表層水を表す。

図5のプロファイルにノーマルモード展開を適用すると、図3の傾圧流の構造は傾圧第一モードで良く説明できることが分かった (図略)。また、それによって得られる傾圧第一モード重力波の位相速度 ($c_1 = 0.46 \text{ m s}^{-1}$) を用いて内部変形半径を見積もると約 5 km となり、湾の大きさと同程度となった。すなわち、上述の傾圧循環に対して地球自転の効果 (コリオリ力) が有意に働いていることが示唆される。

同時期の湾内外の σ_T 鉛直プロファイルを図6に示す。躍層は湾外の大陸棚縁辺 (測点 CTA02-CTB02) において最も深く (約 40 m)、大陸棚上で徐々に浅くなり、湾奥 (L6) では約 15 m 深に位置している。すなわち、津軽暖流水が湾外から湾内へ、大陸棚に沿って流入していた。

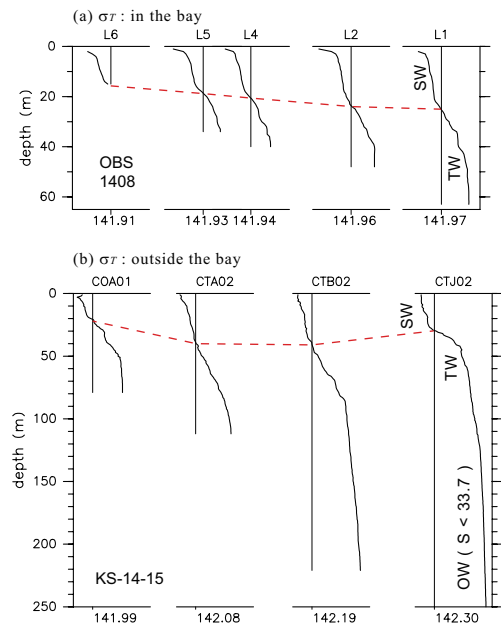


図6. σ_T の鉛直プロファイル (OBS1408)。縦線は $\sigma_T = 24.0$ を、赤破線は表層水 (SW) と津軽暖流水 (TW) の境界を表す。(a) 湾内プロファイル (図1cの▼点)、(b) 湾外プロファイル (図1bの●点)。

湾内のサーミスタチェーン (図1cの赤四角) が捉えた津軽暖流水の流入を図7に示す。観測日 (8月20日) に低温な津軽暖流水が下層に出現し、その後、津軽暖流水は数時間～数十時間

ごとに湾内に入ったり出たりを繰り返していた。

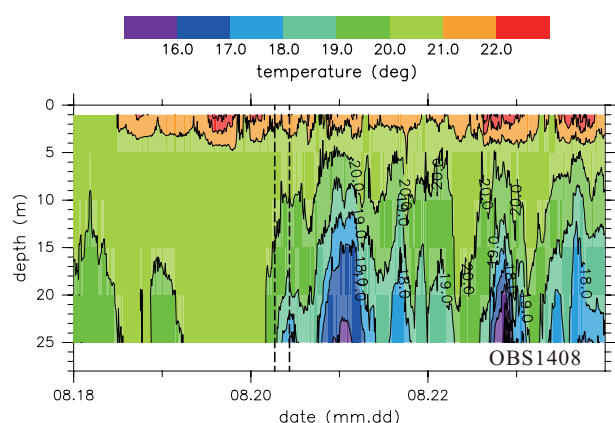


図 7. サーミスタチェーン（図 1c の ■ 点）で観測された水温プロファイルの時間変化（OBS1408）。縦破線は小型船観測の期間を表す。

次に、下げ潮時（OBS1308）の流況を図 8 に示す。特筆すべき点として上下層ともに流向が、前述の上げ潮時と比較して反転する（上層で岸向き、下層で沖向き）。さらに、下層の流出が南側で強化される点も興味深い。上げ潮時と同様に、地球自転の効果が示唆される。

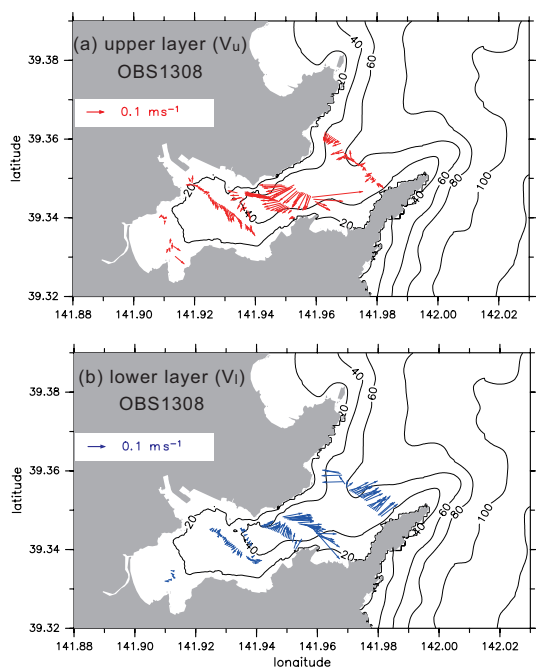


図 8. 図 2 と同じ。ただし、OBS1308（夏季の下げ潮時）。

ただし、このときの観測（OBS1308）では津軽暖流水は湾内に存在せず、下層は、上層に比較して低温な表層水で占められていた。また、湾口の係留 ADCP によれば、下層のその低温な表層水は、数時間～数十時間の周期で湾内外を行き来していた（図略）。すなわち、湾内下層への湾外水の流入は、必ずしも津軽暖流水には限られない。

3.2 冬季循環

冬季（OBS1312）の循環は夏季と比較するとかなり弱く（図 9）、傾圧性（二重潮）も消失した（図略）。冬季のもう一例（OBS1401）でも同様であった（図略）。冬季に傾圧循環が弱まる理由は、強い西風と海面冷却によって成層構造がほぼ消失することによる（図 10）。その結果、風の影響を強く受けたエスチュアリー循環が卓越し、上層で沖向きの流れが出現し易いことが報告されている（Shikama, 1980; Otobe et al., 1996, 2009; Kutsuwada and Shikama, 1988）。

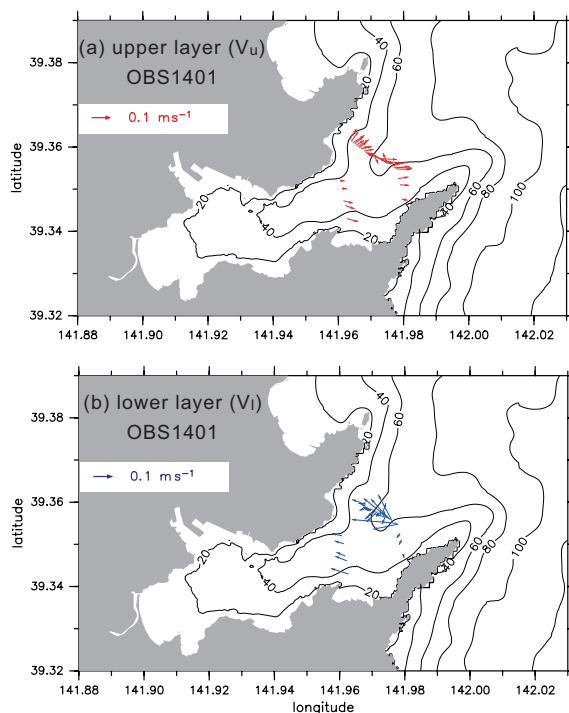


図 9. 図 2 と同じ。ただし、OBS1312（冬季）。荒天のため湾奥の観測は実施できず。

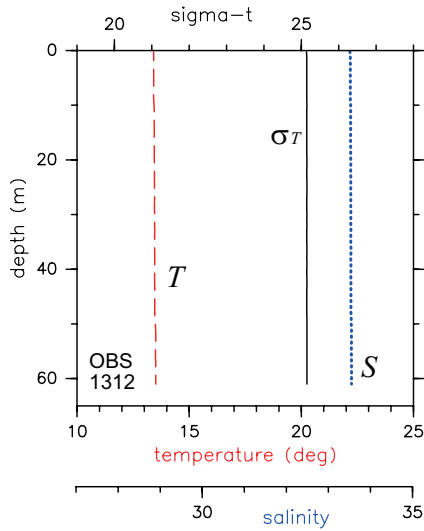


図 10. 図 5 と同じ。ただし、OBS1312 (冬季)。

3.3 時間変動特性

夏季の湾口北側に係留した ADCP 流速について、図 11 にその時間変化を示す (OBS1307)。流れは数時間～数十時間の周期で常に変動しており、且つ、強い傾圧性 (二重潮) を有することも確認できる。また、その傾圧成分 (上層と下層の流速差) のパワースペクトルを図 12 に示す。スペクトルピークは K_1, O_1, M_2, S_2 の主要 4 分潮に現れるものの、際だって強いというほどではない (信頼係数 95 % で有意にならない)。

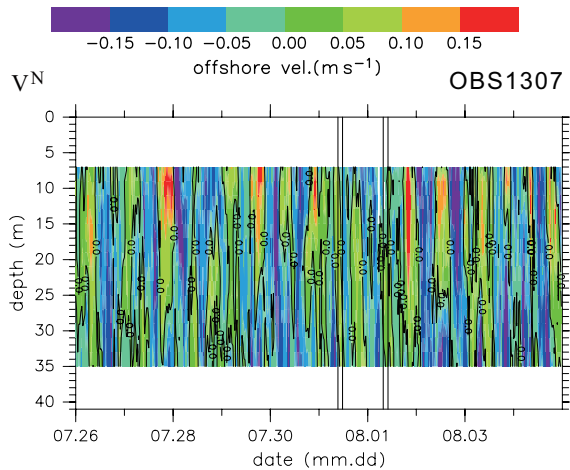


図 11. OBS1307 (夏季) の湾口北側 (図 1c の N 点) に係留した ADCP における、沖向き流速の時間変化。

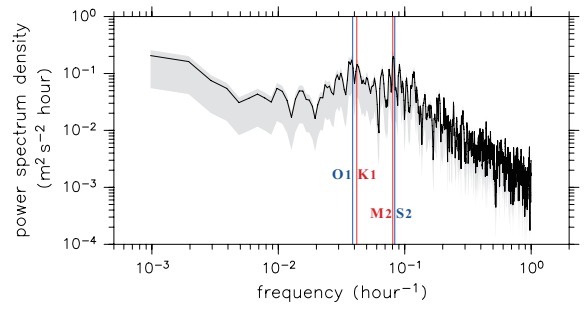


図 12. 湾口北側 ADCP における傾圧流速成分 (上層と下層の流速差) のパワースペクトル。

次に、湾口の南側 (図 1c の O 点) と北側 (N 点) にそれぞれ設置した ADCP 流速について、比較検討した (OBS1307)。下層の沖向き流速 V_l について南から北の値を差し引くと ($= V_l^O - V_l^N$)、ほとんど常に正值を示した (図 13a)。このことは、下層では常に低気圧性 (反時計回り) シアが形成されていることを意味する。そして、その低気圧性シアの形成に対しては、南の強い沖向き流と北の強い岸向き流が、数時間～数十時間ごとに交代出現することが寄与している (図 13a において、青色部分と白抜き部分が交互に出現)。すなわち、上述の地球自転の効果が現れていると考えられる。他方、上層の沖向き流速 V_u については、そうした特性を明瞭に見いだすことは困難である (図 13b)。

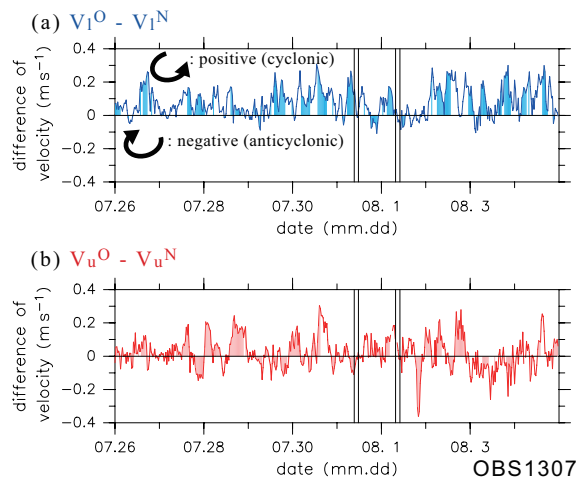


図 13. 湾口南側 (図 1c の O 点) と北側 (N 点) に設置した ADCP 沖向き流速の水平差 (OBS1307)。(a) 下層流速 V_l の差 $V_l^O - V_l^N$ 。(b) 上層流速 V_u の差 $V_u^O - V_u^N$ 。色塗りの部分 (a; 青、b; 赤) は、北側の流速が南側より強い期間 ($|V^N| \geq |V^O|$) を表す。

4. まとめと議論

以上の観測結果をまとめると次のようになる。

【夏季】

- 大槌湾では、流速が 0.1 m s^{-1} を超える強い傾圧循環（二重潮）が発生し、特に下層の流れが強い。
- 上層と下層を分ける躍層は湾口では水深 25 m 付近に位置し、上層には三陸沿岸にて特徴的な表層水が、下層には津軽暖流水もしくは低温な表層水が分布する。
- 下層の海水は、湾外から湾内へ北側斜面に沿って流入する傾向が強い一方、湾内から湾外へは南側斜面に沿って流出する傾向が強い。内部変形半径は約 5 km であり、湾の大きさと同程度であることから、地球自転の効果（コリオリ力）が有意に働いていることが示唆される。
- 津軽暖流水が湾内の下層に流入するとき、躍層は大陸棚縁辺において最も深く位置し（約 40 m）、そこから湾内に向けて徐々に浅くなっている（湾奥では約 15 m）。
- 下層では津軽暖流水もしくは低温な表層水が、数時間～数十時間ごとに湾内に入ったり出たりを繰り返している。その変動周期のピークは K_1, O_1, M_2, S_2 の主要 4 分潮に現れるものの、際だって強いというほどではない。

【冬季】

- 冬季の循環は夏季と比較するとかなり弱く、傾圧性も消失する。その理由は、冬季には強い西風と海面冷却によって、成層構造が消失することによる。

ここで、潮汐と傾圧循環の関係について少し触れておきたい。潮位 (η 、釜石験潮所) の時間変化率 $d\eta/dt$ と、湾口北側 ADCP の傾圧成分 $V_u^N - V_l^N$ の相関を調べると、2013 年 7 月 29 日-8 月 2 日の期間において (OBS1307) 有意な相関が見られた (図 14、 $r = 0.43, p < 0.01$ 、潮位変

化を 3 時間先行)。すなわち、上げ潮時に、下層の流れは岸向きになり易い傾向があった。同じ三陸沿岸の唐丹湾 (TB, Fig. 1b) においても、同様の傾向が見られることが Okazaki (1990, 1994) によって報告されている。また、類似の現象は世界の各地でも報告されており、こうした数時間～数十時間の周期で変動する傾圧循環は、内部潮汐（成層した海洋中において潮流が海底地形に衝突するときに生じる内部波）に因るものと考えられていることが多い (e.g., Simpson, 1998)。

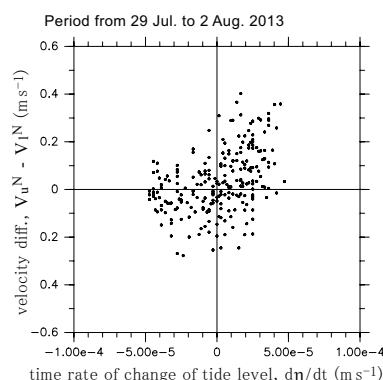


図 14. 2013 年 7 月 29 日-8 月 2 日の釜石験潮所における潮位の時間変化率 $d\eta/dt$ と、湾口北側 ADCP の傾圧成分 $V_u^N - V_l^N$ の相関。ただし、潮位変化を 3 時間先行させている。

本稿で報告した大槌湾の傾圧循環についても、観測期間中とその前後は気象条件において特筆すべき変動が無かったことから、内部潮汐の可能性が高いと思われる。実際、内部潮汐の理論的な考察においては (Baines, 1982; Hibiya, 2004)、上げ潮のとき大陸棚上の下層では、潮汐から少しの時間遅れ（ラグ）を伴って流れは岸向きになる。ただし、大槌湾（本稿）および唐丹湾 (Okazaki, 1990, 1994) の観測では、潮位変化と傾圧循環の間に明瞭な相関関係を見いだせる期間は成層期であっても断片的であり、例えば大槌湾では相関を取る期間を長くすると明瞭な相関関係を見いだすことは難しくなった (図略)。すなわち、実際の三陸沿岸では、理論では考慮されない様々な要素（三次元的変化に富む海底地形や海洋成層構造、沖合での海洋性擾乱、強い流れによる

非線形効果等）も傾圧循環に複雑に寄与していると考えられる（詳細略）。

最後に、本稿の結果を図15に模式的に纏めた。成層期の大槌湾で上半分と下半分を二分するように発生する傾圧循環（二重潮）について、下層の流れを青色、上層の流れを赤色で示した。また、本稿では考察しなかったが、表層のごく薄い層内（2～3 m）を湾奥から湾口に向けて流出する河川系水を緑色で示した。下層（青）と上層（赤）の流向は互いに反対向きであり、それらは数時間～数十時間ごとに共に反転する。また、下層での湾内への流入は北側の斜面上で強くなる一方、湾外への流出は南側の斜面上で強い。

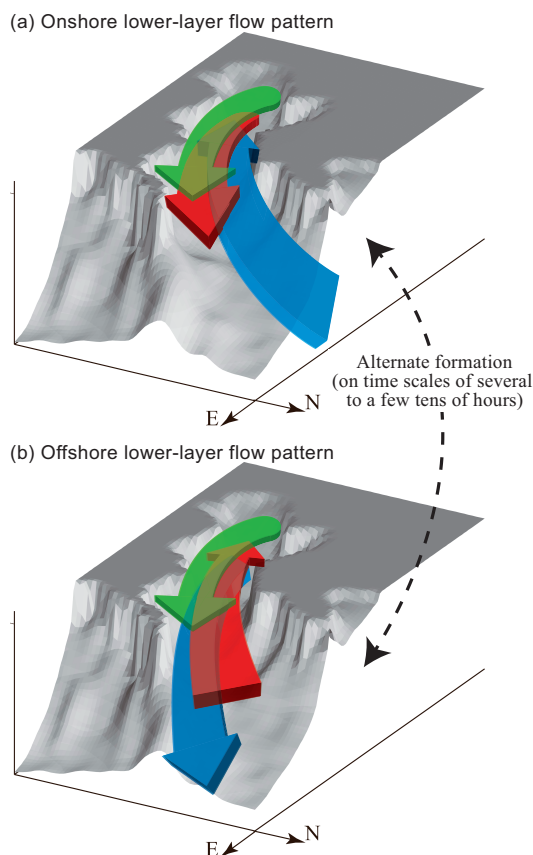


図15. 成層期の大槌湾における傾圧循環の模式図。(a) 下層の流れが岸向きの際の循環パターン、(b) 下層の流れが沖向きの際の循環パターン。下層・上層・表層（河川系水）の流れを、それぞれ青・赤・緑色で表す。

謝辞

大気海洋研究所国際沿岸海洋研究センターの黒沢正隆船長および平野昌明船長をはじめとする現地ス

タッフの支援によって観測を遂行することが出来ました。新おつち漁業協同組合、釜石東部漁業協同組合、岩手県水産技術センターからも協力を頂きました。本研究は、文部科学省海洋生態系研究開発拠点機能形成事業「東北マリンサイエンス拠点形成事業」の支援を受けて実施しました。

参考文献

- Baines P G (1982) On internal tide generation models. *Deep Sea Res*, **29**, 307-338
- Furuya K, Takahashi K, and Iizumi H (1993) Wind-dependent formation of phytoplankton spring bloom in Otsuchi Bay, a ria in Sanriku, Japan. *J Oceanogr*, **49**, 459-475
- Furuya K (2004) Environmental carrying capacity in an aquaculture ground of seaweeds and shellfish in Sanriku coast. *Bull Fish Res Agen, Suppl.* **1**, 65-69
- Hanawa K and Mitsudera H (1986) Variation of water system distribution in the Sanriku coastal area. *J Oceanogr Soc Japan*, **42**, 435-446
- Hibiya T (2004) Internal wave generation by tidal flow over a continental shelf slope. *J Oceanogr*, **60**, 637-643
- Ito S (1998) Relation between adverse current in Otsuchi Bay and marine environmental variability in the offshore zone. *Proceedings of Liaison Conference for Marine Surveys and Technology in the Tohoku District*, **47**, 68-79 (in Japanese)
- Kutsuwada K and Shikama N (1988) Variability of sea surface heat flux in Otsuchi Bay. *Otsuchi Marine Research Center Report*, **14**, 47-53 (in Japanese)
- 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
- Okazaki M (1994) The circulation of seawater and variation of the properties in some bays of Sanriku Coast, eastern coast of Northern Japan. *Bull on Coast Oceanogr*, **32**, 15-28 (in Japanese with English abstract)
- Otobe H, Takeuchi I and Konashi S (1996) Water flow near Point Nanamodori in Otsuchi Bay. *Otsuchi Marine Research Center Report*, **21**, 51-58 (in Japanese)
- Otobe H, Onishi H, Inada M, Michida Y, Terazaki M (2009) Estimation of water circulation in Otsuchi Bay, Japan inferred from ADCP observation, *Coast Mar Sci*, **33**, 78-86
- Shikama N (1980) Current measurements in Otsuchi Bay. *Bull on Coast Oceanogr*, **18**, 1-8 (in Japanese)
- Simpson J H (1998) Tidal processes in shelf seas. In: *The Sea*, vol. 10, Brink K H and Robinson A R, eds., 113-150