

高解像度海洋モデルで表現された富山湾周辺海域における 近慣性内部波・沿岸捕捉波の発生・伝播過程

久賀みづき^{1)*}・井桁庸介¹⁾・広瀬直毅²⁾・渡邊達郎¹⁾

Generation and propagation processes of near-inertial internal waves and coastal-trapped waves in and around Toyama Bay, Japan, calculated by high-resolution nesting ocean model

Mizuki KUGA^{1)*}, Yosuke IGETA¹⁾, Naoki HIROSE²⁾ and Tatsuro WATANABE¹⁾

Abstract: Characteristics of near-inertial fluctuations generated by typhoon in and around Toyama Bay (TB) that opens its mouth toward the north were investigated by using results calculated by high-resolution nested ocean model which is usually operated for fisheries. From harmonic, spectral and vertical-mode decomposition analysis, we confirmed that density and current fluctuations were fundamentally characterized by propagation of coastal-trapped waves (CTWs) generated at seamount adjacent to the land tip of Noto Peninsula (NP) that is western boundary of the TB. This result in counterclockwise phase distribution in density fields. Near-inertial internal waves (NIWs) were also generated around land tip (Nyuzen) located at the eastern boundary of the TB through topographical scattering processes of the CTWs. The NIWs propagated the northwestward by way of center of the TB, finally were reflected along the eastern coast of the NP toward the northeast. The NIWs formed clockwise phase distribution in current fields, which is opposite properties against that by the CTWs. The region of strong currents confirmed around the Nyuzen was considered to be resonant-amplification of currents of the CTWs and inertial oscillations.

Keywords: *near-inertial coastal-trapped waves, near-inertial internal waves, deep bay, high-resolution ocean model*

-
- 1) 水産研究・教育機構 日本海区水産研究所
〒 951-8121 新潟県新潟市中央区水道町水道町
1丁目 5939-22
Japan Sea National Fisheries Research Institute,
Japan Fisheries Research and Education Agency,
1-5939-22 Suido-cho, Chuo, Niigata 951-8121,
Japan
- 2) 九州大学応用力学研究所
〒 816-8580 福岡県春日市春日公園 6-1
Research Institute for Applies Mechanics,

Kyushu University, 6-1 Kasuga-koen, Kasuga
city, Fukuoka, 816-8580, Japan
*連絡著者：久賀みづき
〒 951-8121 新潟県新潟市中央区水道町水道町
1丁目 5939-22
水産研究・教育機構 日本海区水産研究所
Tel: 025-228-0619
Fax: 025-223-7425
E-mail : mkuga@affrc.go.jp

1. はじめに

富山湾を中心とした能登～佐渡周辺海域では、気象擾乱に伴い、沿岸で強流が発生し定置網のワイヤーが破断するなどの被害が出ることもある。この現象は急潮と呼ばれ、日本海沿岸域における気象擾乱に伴う急潮は、沿岸捕捉波、沿岸密度流、近慣性周期変動等の、様々な海洋物理現象で解釈が試みられてきた（例えば、浅ら, 2007; IGETA *et al.*, 2009; 大慶ら, 2015）。

当該海域における沿岸捕捉波は、能登半島西岸～北岸において南～南西風の連吹によって発生し、それが5～10日周期スケールの変動として岸を右に見て能登半島東岸域へ伝播することが知られている（例えば、IGETA *et al.*, 2011）。そのシグナルは、定置網での流速観測や検潮所における潮位観測等で頻繁に確認できることから比較的多くの研究がなされている（例えば、FUKUDOME *et al.*, 2016）。一方、急潮へ寄与するような沿岸域における近慣性周期変動についても、岸に捕捉され海岸線を右に見て伝播する現象として解釈されてきた（浅ら, 2007; IGETA *et al.*, 2007）。これは、近慣性内部波が半島の先端部のような陸岸の突端部において散乱し、散乱波が近慣性沿岸捕捉波（DALE *et al.*, 2001）の特性を持って伝播したものと考えられている（IGETA *et al.*, 2009; 山崎ら, 2015）。

以上のような背景の下、岸を右に見て伝播する現象が急潮予測における根拠として使用されてきた（大慶ら, 2012）。一方、大慶ら（2015）は、能登半島東岸域において2週間程度持続した近慣性周期変動の観測事例を示し、それが定置網の操業を妨げたことを報告した。この近慣性周期変動の特徴として、能登半島東岸沿いの離れた2測点で時間的に同期する変動を持つことを挙げ、岸に沿って伝播すると考えると非常に大きな伝播速度を持つ（約10ms⁻¹）とした。そして、彼らはこれを能登半島沖で回折し海岸線に向かって伝播した近慣性内部波による流動であると推測した。

近慣性内部波は基本的には風によって励起される慣性振動をエネルギー源とし、発生域よりも赤道側へ伝播することが知られている（GILL, 1984; GARRETT, 2001）。一方で、陸岸境界が存在する状

況下で慣性振動が発生した場合には収束発散が強制的に起こり、それらが波源となり、近慣性内部波が発生・伝播する（KUNDU, 1984; WATANABE and HIBIYA, 2018）。従って、海洋の南岸にあり、且つ複雑な海岸・海底地形を持つ能登半島～富山湾周辺海域（Fig. 1 (a)）では、慣性振動の発生、もしくは近慣性内部波の入射の際の反射・回折過程を通して、近慣性沿岸捕捉波から近慣性内部波（慣性重力波）へのエネルギー移行、またその逆の過程が狭い海域内で起こり、複雑な振動系が形成される可能性が高い。大慶ら（2015）の観測は、そのような振動系の一端を捉えた可能性が高いが、その全体像や詳細については殆ど分かっていない。

複雑な海岸・海底地形による近慣性内部波の発生・反射・散乱を経て形成された振動系の時空間的な特徴を理解するためには、ロスビー内部変形半径を十分に解像した海洋数値モデルを用いた数値実験が適している。そこで本研究では、日本海区水産研究所で現業運用されている「リアルタイム急潮予測システム（<http://kyucho.dc.affrc.go.jp/kyucho/>）」の確定値を用い、富山湾周辺海域で気象擾乱に伴って発生した近慣性内部波の伝播過程の記述を試みた。

2. 数値モデル、データ

リアルタイム急潮予測システムの海洋数値モデルは九州大学応用力学研究所開発のDR_C（HIROSE *et al.*, 2017）で、より現実的な日本海沿岸の流れを再現するための高解像度シミュレーションモデルである。基盤となる海洋モデルはRIAM Ocean Model（LEE *et al.*, 2003）で、球面座標系において静水圧平衡の下でブシネスク近似、自由表面を仮定したプリミティブ方程式を有限差分法で解く海洋大循環モデルである。Fig. 1 (b)に示す鳥取県～山形県沿岸を計算領域とし、水平解像度は東西1分、南北0.8分、鉛直層数は36層で、表層ほど鉛直解像度が高い（鉛直36層; 層厚2～480m）。海底地形はJTOPO30v2とJ-EGG500の相加平均によって作成された。さらに、海岸の地形をより現実的にする為の修正が施されてい

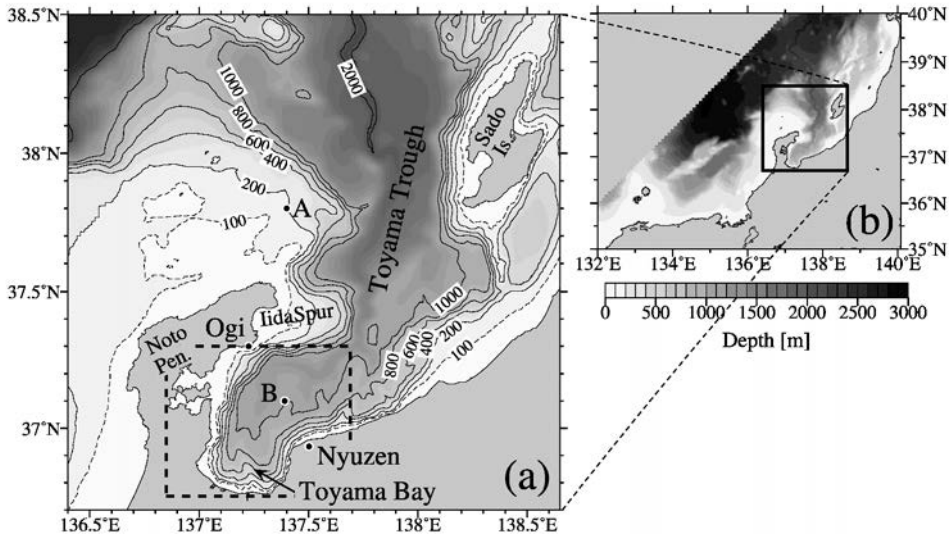


Fig. 1 Bottom topography of (a) study area around Toyama Bay and (b) model domain of DR_C. Station A and B indicate representative locations of wind and current velocity shown in Fig.3. Horizontally averaged values are estimated in the region enclosed by the dashed line.

る。開境界条件は、日本海と東シナ海を計算領域とする渦解像可能なデータ同化モデル DR_M (HIROSE *et al.*, 2013) による単方向ネスティングによって、海面高度、水温、塩分、水平流速（東・北向き成分）が与えられている。気象外力は気象庁のGPV-MSM データ（海面気温、比湿、雲量、降水量、風ベクトル）を時空間で線形補間して与えている。

解析に使用した出力変数は、水平流速（東・北向き成分）、水温、塩分の1時間平均値で、それぞれの出力時間間隔は1時間である。解析対象期間である2010年8月10日9時から23日9時までのデータを使用した。本稿では、このシステムで計算されたデータを DR_C データと呼ぶことにする。

3. 結果

3.1 台風1004号による近慣性周期変動の励起

DR_C データには、気象擾乱のない静穏時に対馬暖流沿岸・沖合分枝、地形性渦、もしくはそれらを起源とする流動現象が見られた。一方で、台

風・温帯低気圧通過時には富山湾内外に短周期で変動する強流を確認出来た。また、その強流については、岸に捕捉された数日間持続する流れと、沖合での振動する流れとが混在する様子が頻繁に見られた。本研究では、近慣性周期変動が卓越した一例として、2010年8月に能登半島の北沖を東進した台風1004号（T04）通過に伴う近慣性周期変動に着目する。

T04は2010年8月7日頃にフィリピン沖で発生した後に北上した。11日に対馬海峡を經由し日本海へ入り、能登半島北方沖を12日9~12時の間に通過した（Fig. 2）。能登半島~富山湾周辺では、T04接近に伴い南風が強まったが、台風の原因が能登半島付近を通過した12日午前以降は、風速ベクトルが時計回りに回転しつつ北寄りの風に変わった（Fig. 3 (a)）。

能登半島北方沖を北東方向へ進行する台風・温帯低気圧は、能登半島~富山湾沿岸域に風速ベクトルが時計回りに回転するような時間変動をする風速場を形成する。このような風速場は近慣性振動流を共鳴的に強めることが知られており

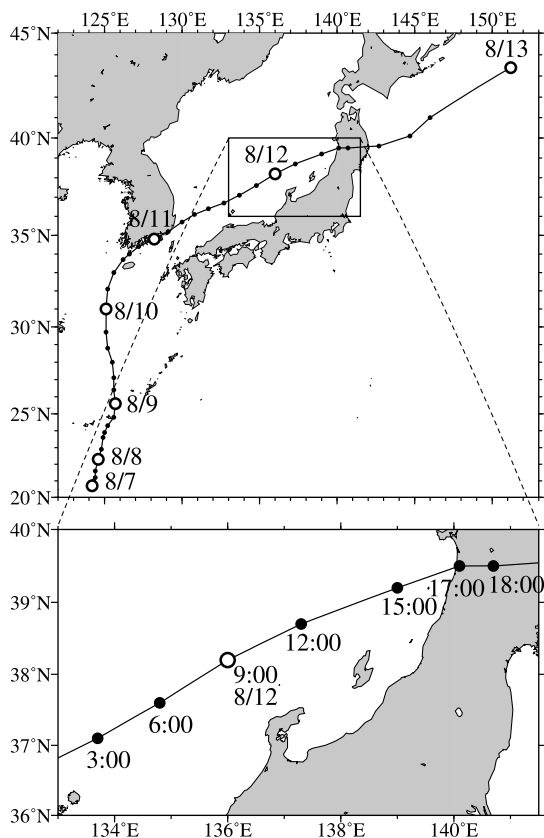


Fig. 2 Track of Typhoon 1004. Open circles denote the position at 9:00JST.

(D'ASARO, 1985), このような台風・低気圧によって当該海域に大きな振幅の近慣性振動流が発生することが知られている (例えば, 大慶ら, 2009; IGETA *et al.*, 2011; 大慶ら, 2015; 山崎ら, 2015)。T04 は上記の海洋物理現象を効果的に発生させる気象擾乱として良い例であると共、この台風に伴う流動変動は、DR_C によって高い精度で再現されたことが HIROSE *et al.* (2017) で示されていることから、近慣性周期変動の挙動を調べるには非常に適した事例である。

まず、T04 通過による近慣性周期変動が DR_C データに見られるかどうかを確認する。Fig. 3 (b) は、Fig. 1 (a) の測点 B における 30m 深流速の東西・南北成分である。台風通過直後から、富山湾内では流速振幅が大きくなり、東西・南北成

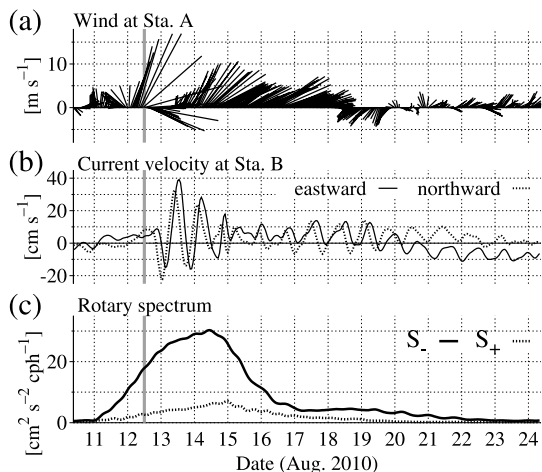


Fig. 3 Time series of (a) wind vectors at station A, (b) eastward (solid line) and northward (dashed line) current velocities at station B at the depth of 30m, and (c) clockwise (solid line) and counterclockwise (dashed line) spectra of current with a period of 19-hours averaged horizontally at the depth of 30m. The gray vertical lines indicate the time when Typhoon 1004 passed the north of Noto Peninsula.

分ともに同程度の振幅で振動している。流速の振動周期は 20 時間程度で、東西、南北成分で位相が 90° 程度ずれていることから、流体粒子が水平的に円運動をしていたことが分かる。この流速振動は 19 日まで確認出来る。

流速の振動周期を見積もるために、水平流速の時計回り、反時計回りの回転スペクトルエネルギー密度 S_- , S_+ (付録 A (1a), (1b) 式) を直接フーリエ変換により算出した。富山湾内の測点 B (Fig. 1 (a)) における 30m 深水平流速の 8 月 11 日 9 時から 19 日 9 時の時系列データを使って得られた回転スペクトルエネルギー密度 (Fig. 4) から、19 時間周期の時計回り流速振動が卓越していることがわかった。これに従い、本事例では、19 時間周期変動を近慣性周期変動と定義した。なお、反時計回り成分 S_+ の振幅が非常に小さいことから回転係数 C_R は 1 に近く、流速ベクトルの時間変化が真円に近い軌道を描くことがわかる (付

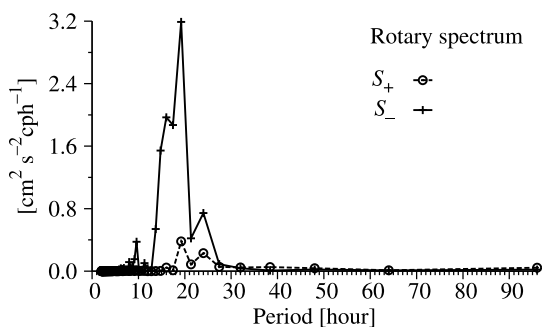


Fig. 4 Clockwise (solid line) and counterclockwise (dashed line) spectra of current at the depth of 30m at station B calculated by the data from 9:00JST, August 11 to 9:00JST, August 18.

録 A 参照)。

3.2 富山湾周辺における近慣性周期変動の発達、伝播過程

近慣性周期変動の卓越する期間に注目し、富山湾周辺における近慣性周期変動の発達、伝播過程を調べる。まず、近慣性周期変動が富山湾周辺海域で卓越していた時期を把握するために、T04 通過前後の近慣性周期変動エネルギーの時間変化を調べる。Fig. 3 (c) は、30m 深水平流速の 19 時間周期の回転スペクトルエネルギー密度の時間変化である。ラベルの時刻を中心に 95 時間 (19 時間周期 5 周期分の長さ) の時系列データを用いて見積もり、それを 1 時間ずつずらして計算し時間変化とした。なお、値は富山湾周辺海域 (Fig. 1 (a) 点線領域) の平均値である。能登半島沖を T04 が通過した後、時計回りのエネルギー密度が約 3 日間高い値を維持するが、15 日以降は急激にエネルギーレベルが下がっている。一方、反時計回りのエネルギー密度は時計回りのエネルギー密度よりも 1/4 程小さかった。従って、本事例で近慣性周期変動が卓越した期間として、T04 が通過した 8 月 12 日 12 時から 72 時間を中心として解析した。

18.5 から 19.5 時間周期のバンドパスフィルターによって抽出した近慣性周期変動による密度偏差と流速ベクトルの水平分布を Fig. 5 に示す。季節躍層以深の代表として 120m 深、季節躍層付

近の代表として 30m 深の結果を示した。まず、季節躍層以深の 120m 深では、能登半島北東端の飯田海脚周辺で正の密度偏差が発生し (Fig. 5 (a))、それが沿岸で岸を左に見る流れを伴いつつ岸を右に見ながら富山湾、入善を経由し、入善以東へと伝播した (Fig. 5 (b) ~ (d))。一方で、季節躍層付近の 30m 深では、大まかな密度・流速変動は 120m 深と類似するものの、流れの強い海域、弱い海域が散在し、複雑な水平構造を持っている (Fig. 5 (e) ~ (h))。また、富山湾東端の海岸線が凸状に沖へ張り出す入善沖から能登半島東岸へ伝播するような円弧状の波面のようなもの (Fig. 5 (f) ~ (h) の低密度偏差領域) も確認出来る。

120m 深における近慣性周期変動 1 周期分 (8 月 13 日 18 時~14 日 12 時) について 18.5~19.5 時間周期のバンドパスフィルターを適用した密度偏差の最大値の水平分布 (Fig. 6 (f)) から、飯田海脚周辺の大陸斜面付近に振幅の大きい領域がみられる。そこから小木、富山湾、入善を経由し、入善以東まで、密度偏差の大振幅領域が沿岸~大陸斜面に捕捉される形で分布している。同様に算出した 120m 深における流速の最大値の水平分布では、富山湾以西では、流れは基本的に岸で最も強く、沿岸に捕捉される特徴を持つが、能登半島東岸では、強流域がパッチ状に分布する (Fig. 6 (c))。一方、30m 深の密度偏差 (Fig. 6 (e)) では、能登半島東岸域での振幅は小さいものの、基本的には 120m 深の密度偏差同様に振幅の大きい領域が岸に捕捉される特徴が現れている。密度・流速変動が沿岸に捕捉されている特徴は、IGETA *et al.* (2009) で議論された、半島突端部で慣性振動もしくは近慣性内部波が散乱することで発生した近慣性沿岸捕捉波の特徴が現れたものだと考えられ、その発生域は飯田海脚上の 100m 深等深線で確認出来る浅瀬周辺であると判断できる。

一方、Fig. 6 (b) に示した 30m 深の流速最大値では入善沖で流れが最も強く、次いで小木南岸、さらに能登半島東沖 (800m 等深線より沖合の領域) に強流帯を確認できる。エクマン層内の水深 6.5m の流速最大値の分布 (Fig. 6 (a)) は 30m 深と類似しているが、飯田海脚沖の強流帯は 30m

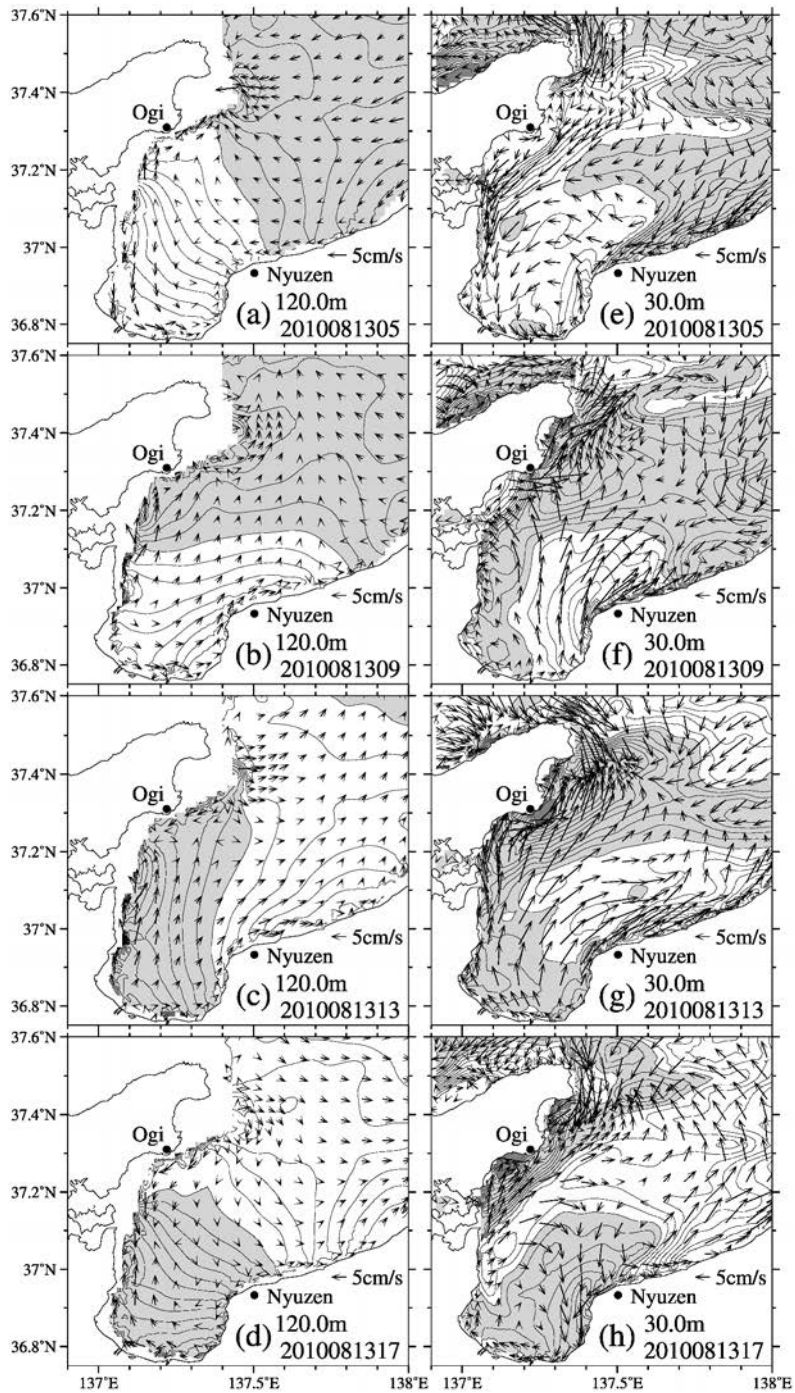


Fig. 5 Density anomaly (contour) and current (vector) of the period of 19-hours at the depth of (a-d) 120m and (e-f) 30m. Contour intervals of density anomaly are every $2 \times 10^{-5} \text{kgm}^{-3}$. The positive anomaly of density is shaded.

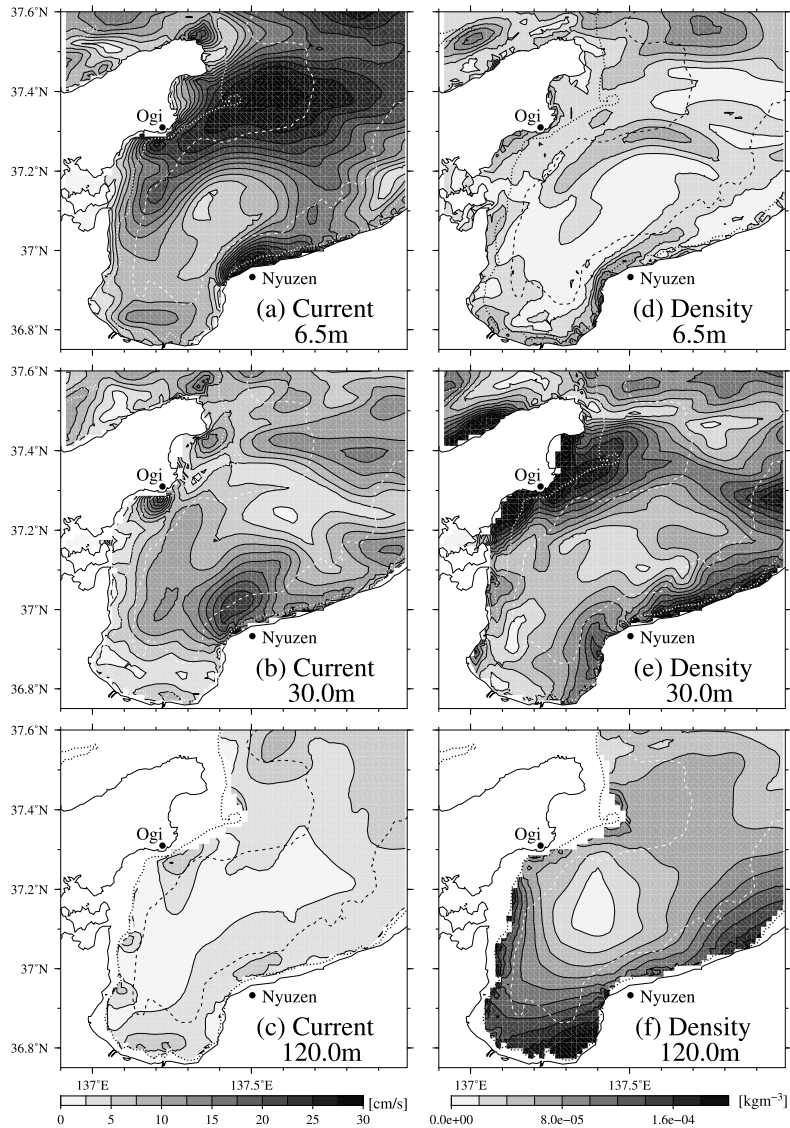


Fig. 6 Maximum (a-c) current velocity and (d-f) density anomaly during 19 hours around 3:30, August 14 at the depth of 6.5, 30 and 120m. Dashed and dotted lines are the contour at the bottom depth of 800m and 100m respectively.

深に比べて広範囲に分布している。以上から、30m 深以浅の流速分布には、近慣性沿岸捕捉波の伝播に加えて、近慣性内部波等の波動、もしくはそれに類する流動現象が重なり合うことで、複雑な振動形態を示したと判断できる。以降、その要

因をできる限り分離して示し、この複雑な流動・密度変動を理解することを試みる。

近慣性周期変動・内部波の伝播の時空間特性を可視化するために、密度偏差・流速変動の振幅と位相の空間構造を見積もる。密度偏差については

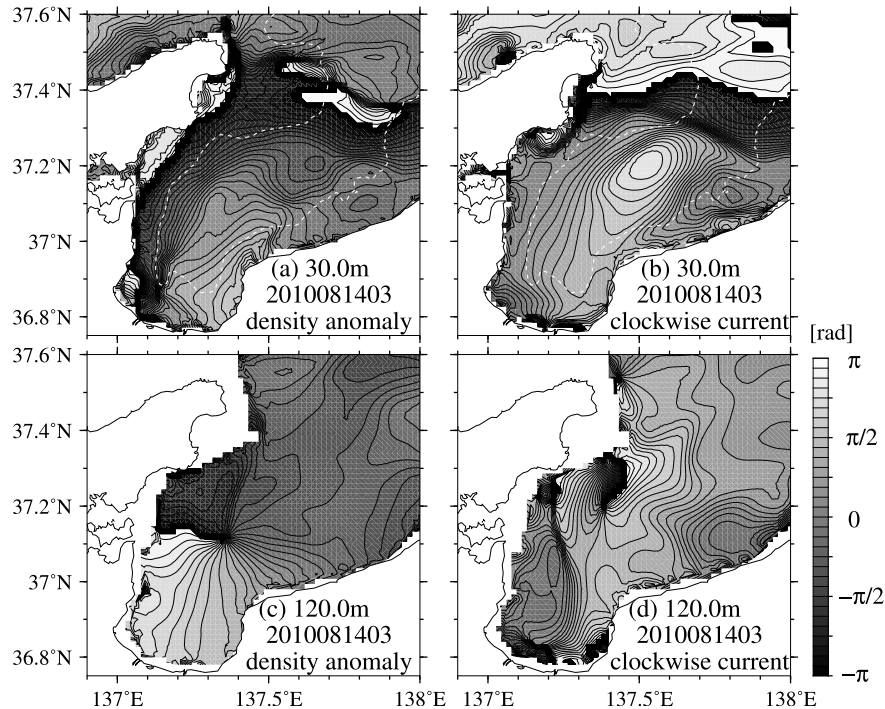


Fig. 7 Horizontal distribution of phase for (a) the potential density anomaly and (b) the clockwise component of horizontal current with a period of 19-hours calculated from the data for 95 hours around 3:30, August 14 at the depth of 30 m. (c), (d) are same as (a), (b) but for the depth of 120 m. Dashed lines are the contour at the bottom depth of 800m.

調和解析を用いて見積もるが、水平流速に関しては、その時計回り成分 Z_{-} (付録 A (4b) 式) の偏角 $\arg(Z_{-}(\sigma))$ を位相として、その空間構造に注目し特徴を抽出することを試みる。解析対象期間に関して、Fig. 3 (c) で実施した計算と同様に 95 時間分の流速データを使って、DR_C データの各水深、各グリッドについて見積もった。Fig. 7 に、密度偏差と流速の時計回り成分の 8 月 14 日 3 時 (8 月 12 日 4 時~8 月 16 日 2 時のデータを使用) の近慣性周期変動 (19 時間周期変動) の位相の水平分布を示した。季節躍層付近の代表として 30m 深、季節躍層以深の代表として 120m 深の結果を示している。位相の進行方向は π から $-\pi$ の向きである。ここで、振幅については、それぞれの水深帯で Fig. 6 に示した近慣性周期流速変動

の 1 周期間の最大値分布と良く似ていたため、本稿では重複を避けるため提示を省略する。

120m 深では、富山湾北方沖に密度偏差変動の無潮点があり、無潮点を中心に反時計回りに位相伝播していた様子が確認できるが (Fig. 7 (c))、その特徴は流速の時計回り成分では明確ではない (Fig. 7 (d))。一方 30m 深では、密度偏差、流速の時計回り成分の双方で、能登半島東沖では等位相線が海岸線に平行に分布し、能登半島東沿岸の広い範囲 (能登半島東岸の海岸線と 800m の等深線で囲まれた領域) で、岸に沿った方向で同位相に近い流速・密度変動が確認できる (Fig. 7 (a), (b))。この等位相線の分布は、近慣性周期変動が入善沖から能登半島東岸に向かって伝播し、その波面が海岸線・大陸棚に平行に入射していること

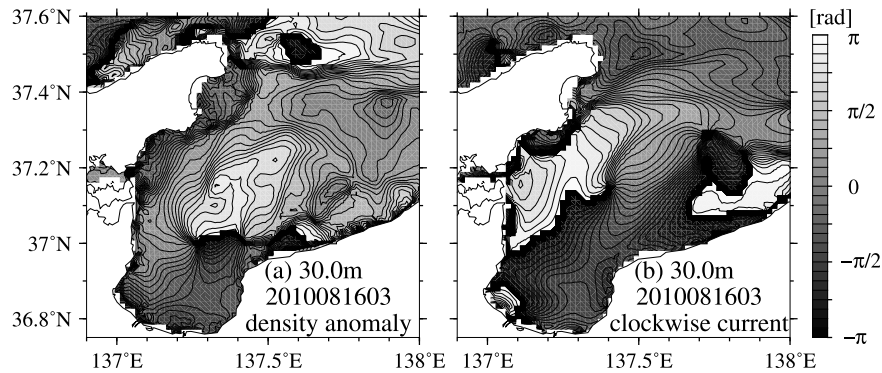


Fig. 8 Same as Fig. 7 (a), (b) but for calculated from the data for 95 hours around 3:30, August 16.

を示している。また、この等位相線が能登半島東沖に平行に分布する海域は、流速振幅が比較的大きい海域 (Fig. 6 (b) 800m の等深線より沖合) と重複している。

以上から、Fig. 5 の時間連続図で確認された、(1) 岸を右に見て伝播する沿岸捕捉波、(2) 入善沖から能登半島東岸への波動伝播の 2 つの特徴が、5 慣性周期の代表的な近慣性周期変動の特性として定量的に抽出できた。この振動系は約 2 日間持続したが、エネルギーが急激に減衰するのに伴い (Fig. 3 (c)), その位相構造は緩やかに変化した。これを示すために、近慣性周期変動の流速の時計回り成分の振幅が、8 月 14 日の半分程度にまで減少した 8 月 16 日を中心とした 5 慣性周期分のデータを用いて、30m 深の密度偏差と流速の位相分布を見積もった (Fig. 8)。密度偏差変動については、2 日前の 120m 深に見られた反時計回りの位相伝播構造 (Fig. 7 (c)) とほぼ同じ位相分布に変化し、沿岸捕捉波の伝播のシグナルが明確に現れている (Fig. 8 (a))。一方で、流速の時計回り成分に関しては、飯田海脚南方沖に無潮点が形成され、そこを中心にして時計回りの伝播を示す分布となった (Fig. 8 (b))。これは、能登半島東沖～富山湾沖合の無潮点を中心に、最終的には、密度偏差は反時計回り、流速変動は時計回りと、逆に伝播する振動系が形成されたことを意味している。ここで、流速の時計回り成分の振幅の空間構

造は殆ど変化しなかった。

4. 考察

能登半島東岸～富山湾周辺海域の近慣性周期変動に関して以下の 4 つの特徴を抽出した：(1) 能登半島北東端で発生し、岸に捕捉された密度・流速変動 (反時計回りの位相構造)；(2) 入善沖から能登半島東岸への波動伝播；(3) エネルギー減衰中の流速の時計回り成分の時計回りの位相伝播 (密度変動と逆)；(4) 入善沖における強流帯形成。(1) は上述の通り、半島突端部で慣性振動 (または近慣性内部波) が散乱することで発生した近慣性沿岸捕捉波の特徴だと考えられるが、(2)・(3) は入善沖で何らかの要因で発生した近慣性内部波、(4) は、これらの波動もしくはそれに類する振動流の重ね合わせで形成されたと類推される。以下、上記 (2)～(4) について考察する。

4.1 富山湾東端で近慣性沿岸捕捉波の散乱によって発生する近慣性内部波

入善沖から能登半島東岸へ北西進する波動の発生タイミングを、Fig. 5 を用いて再確認する。30m 深では、能登半島東岸へ波及する近慣性内部波の峰の部分 (低密度偏差域) が、能登半島東岸沖で概ね岸に平行に分布することが 30m 深において明確に確認できる (Fig. 5 (h))。この峰の位置について時間を遡って追跡すると (Fig. 5 (g),

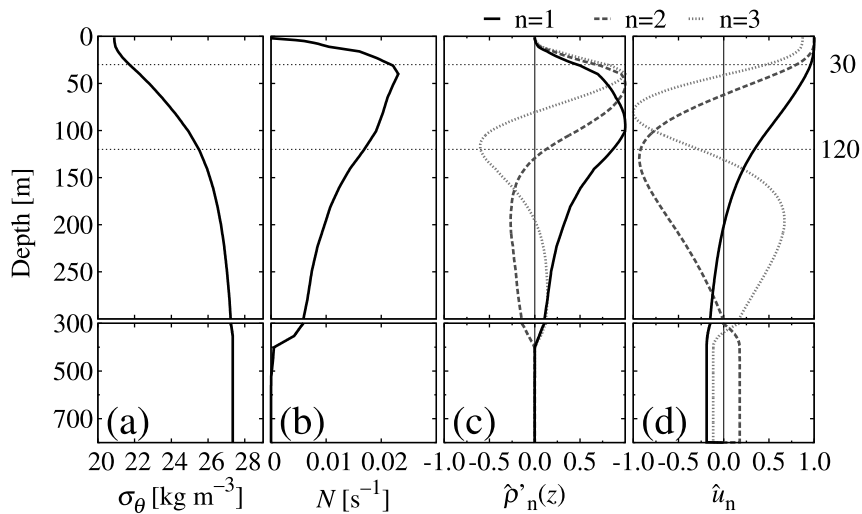


Fig. 9 Vertical profiles of (a) potential density, (b) buoyancy frequency averaged horizontally and temporally from 4:30, August 12 to 2:30, August 16, and the lowest three internal modes of (c) potential density anomaly and (d) horizontal velocity estimated from (b) interpolated linearly to 1m intervals. Horizontal dotted lines indicate the depth corresponding to the depth shown in Fig. 7.

(f), この波源は富山湾東端の入善沖であるように見える (Fig. 5 (f))。一方, Fig. 5 (f) と同時刻に, 120m 深 (Fig. 5 (b)) では, 能登半島東岸に沿って北から波及してきた近慣性沿岸捕捉波の峰の部分, 入善近傍を通過していることが明確に確認できる。なお, 図には示さないが, 近慣性沿岸捕捉波の谷の部分, 伝播する際にも, ほぼ同様の波動の伝播様式が確認できる。

一連の時間発展から, 入善沖から能登半島東岸へ波及する近慣性内部波は, 近慣性沿岸捕捉波の入善沿岸における海岸地形の水平的な変化による散乱過程を通して, 近慣性沿岸捕捉波から慣性重力波へエネルギーが変換される (例えば, WILKIN and CHAPMAN, 1990; DALE *et al.*, 2001) ことにより発生したと推測される。以下, 富山湾周辺海域における近慣性内部波の伝播シグナルを可能な限り抽出・描画することで, この推測の妥当性を示す。

富山湾周辺海域で近慣性内部波が持ち得る各鉛直モードの水平流速・密度の鉛直構造を見積もった (算出方法は付録 B 参照)。計算に用いたポテンシャル密度の鉛直プロファイル (Fig. 9 (a))

は, 富山湾周辺海域 (Fig. 1 (a) 点線領域) で領域平均し, さらに位相分布の算出に用いたデータの期間 (8月12日4時~8月16日2時) で期間平均をとった値とした。密度偏差 $\hat{\rho}'_n$, 水平流速 \hat{u}_n について, 低次の3つのモードの鉛直プロファイルを Fig. 9 (c), (d) に示した。

鉛直第1モードは位相速度 $c_1=1.94$ m/s で, 231m 深に水平流速の節を持ち, 95m 深に密度偏差の腹を持つ。鉛直第2モードは位相速度 $c_2=0.86$ m/s で, 水平流速については131m 深に腹, 62, 320m 深に節を持ち, 密度偏差については129m 深に節, 52, 196m 深に腹を持つ。鉛直第3モードは位相速度 $c_3=0.55$ m/s で, 水平流速は81, 196m 深に腹, 41, 196, 338m 深に節を持ち, 密度偏差については, 40, 117m 深に腹を持ち, 81, 196m に節を持つことがわかる。Fig. 7 で位相分布を示した30m 深では流速の第1モード, 密度偏差の第3モードの振幅が大きく, 120m 深では流速の第2モード, 密度偏差の第1, 3モードの振幅が大きかった。

これらの鉛直構造を持つ近慣性内部波が富山湾

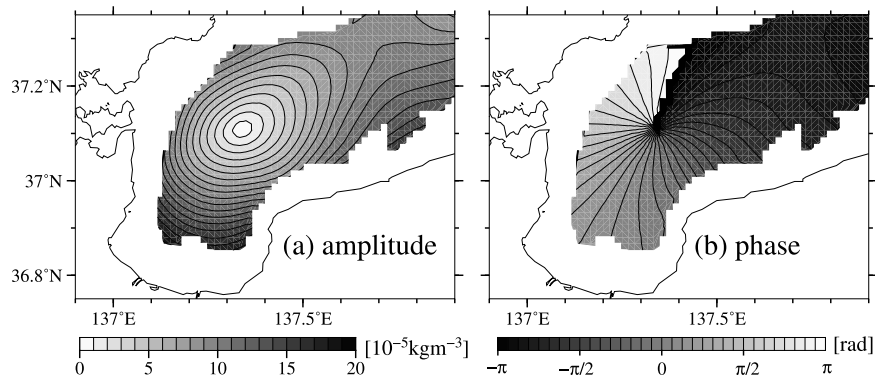


Fig. 10 Horizontal distribution of (a) the amplitude and (b) the phase for the first vertical mode of potential density anomaly.

周辺でどのように分布・伝播していたかを DR_C データから抽出する。各水平グリッドの密度偏差・東西流速・南北流速の 18.5 から 19.5 時間周期のバンドパスフィルターを通したデータに対し、Fig. 9 (c), (d) の鉛直第 1~3 モードの正規化したモードを最小二乗法により当てはめ、各モードの振幅の時系列を見積もり、その時系列データに対して調和解析を用いて近慣性周期変動の振幅と位相を抽出した。ここで、富山湾周辺海域 (Fig. 1 (a) 点線領域) の内部波の特性を見るために計算は水深 800m 以深の海域に限定したので、鉛直モード展開の計算も 800m 以浅とした。表層エクマン層内の風による吹送流を解析の対象外とするため、最小二乗法を用いた当てはめは、20~800m 深の DR_C データとモード型とを用いて行った。

Fig. 10, 11 は、上記手続きから得られた、密度偏差、東西・南北流速を用いて算出した鉛直第 1 モードの振幅と位相の水平分布で、8 月 14 日 3 時を中心とした 5 慣性周期分の結果である。密度偏差に注目すると、振幅は陸棚端付近で最も大きく入善北方に極小点を持ち、位相は対象海域を反時計回りに伝播し、無潮点は振幅の極小点と一致するという特徴を持つ (Fig. 10 (a), (b))。これは、近慣性沿岸捕捉波の伝播の特徴を示す Fig. 6 (f) や Fig. 7 (c) の特徴 (上記 (1)) と良く一致する。ここで、富山湾内における沿岸捕捉波は大陸棚の幅 (約 10km) がロスビーの内部変形半径 (約

20km) に比べて十分小さいため、内部ケルビン波的な特性を持つことが知られている (相木ら, 2006; IGETA *et al.*, 2011) ことから、この解析では、密度振幅に大きなシグナルが現れる内部ケルビン波的な特徴が抽出されたと解釈できる。

一方、流速の東西成分を用いたモード分解の結果からは、鉛直第 1 モードの振幅は、入善沖に極大を持ちつつ放射状に減衰し (Fig. 11 (a))、位相は振幅の極大が分布する入善沖を起点に、東西へ向かって能登半島東岸の海岸線に対して同位相で伝播する (Fig. 11 (b)) 特徴を示している。この特徴は南北流速成分を用いた解析結果 (Fig. 11 (c), (d)) でも確認出来る。これらの結果は、近慣性内部波の発生域が入善沖で、そこから能登半島沿岸へ伝播するという上記の推測をサポートする。

加えて、この海域において沿岸捕捉波が内部ケルビン波的な特性を持つことと、内部ケルビン波の伝播速度は内部重力波と等しい (GILL, 1982) ことを踏まえると、鉛直第 1 モード内部重力波の位相速度より、沿岸捕捉波の波長は約 130km と見積もられる。一方、富山湾奥から入善にかけての凸状の陸岸地形の岸沖方向の空間スケールは約 20km であり、近慣性沿岸捕捉波の波長に比べて十分に小さいと判断されることから、入善沿岸の地形変化で近慣性沿岸捕捉波が散乱することにより近慣性内部波が発生したと考えられる。

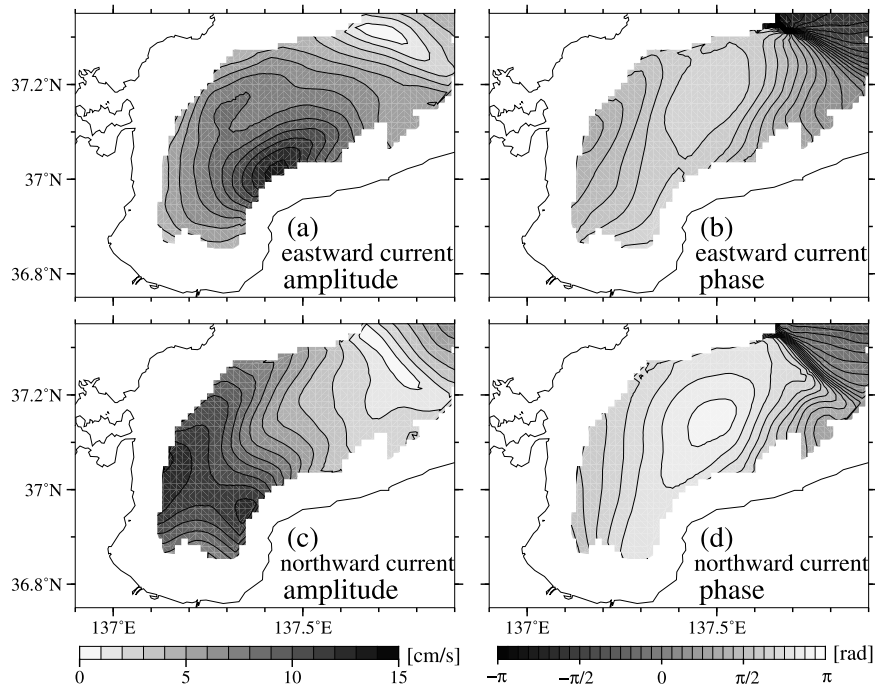


Fig. 11 Same as Fig. 10 but for (a,b) eastward and (c,d) northward current.

以上は、近慣性振動（内部波）が飯田海脚で散乱することで近慣性沿岸捕捉波が発生し、それが鉛直第1モードの内部ケルビン波的な特性を持って能登半島東岸～富山湾を岸沿いに伝播した後、入善沖に入射した際に沿岸の地形の突端部で散乱し、その散乱波の一部が鉛直第1モードの近慣性内部波として能登半島東岸へ伝播した、という一連の近慣性周期変動の伝播過程の推測（上記(2)）を支持する結果である。

次に、エネルギー減衰中に流速の時計回り成分が密度変動とは逆に時計回りの位相伝播を示した特徴（Fig. 8, 上記(3)）について考察する。Fig. 12はFig. 10, 11と同様の解析を8月16日3時を中心とした5慣性周期分の東西流速データを用いて実施した結果であり、Fig. 8と同じ期間での各鉛直モードの振幅・位相分布を示す。ここから、鉛直第2・3モードが能登半島東岸から北東方向へ位相伝播している様子が明確に確認できる（Fig. 12 (e), (f)）。つまり、Fig. 8に見られた時計回りの位相構造を形成する能登半島東岸で北東

方向へ反射された近慣性内部波は、鉛直第2・3モードで構成されていたことを意味している。一方で、第1モードには、北東方向へ伝播する傾向は見られない（Fig. 12 (d)）。従って、入善沖で発生し、能登半島東岸へ伝播した鉛直第1モードの近慣性内部波は、能登半島東岸の大陸斜面～沿岸域で反射・散乱され、散乱波の一部が鉛直第2・3モードの内部波として北東方向へ伝播した結果、流速の時計回り成分に富山湾を時計回りに位相伝播する構造が形成されたと解釈できる。

ここで、エネルギー減衰期にのみFig. 8 (b)のような伝播様式が現れたことに関しては、入善沖合で発生する近慣性内部波のエネルギーソースである近慣性沿岸捕捉波の振幅が小さくなるのに従い、発生する近慣性内部波の振幅は小さくなる一方で、初期段階に発生・伝播して能登半島東岸沖から北東方向へ反射された近慣性内部波の振幅が相対的に大きくなることによって、そのシグナルが5慣性周期分の代表的な特徴として現れたと為と考えられる。

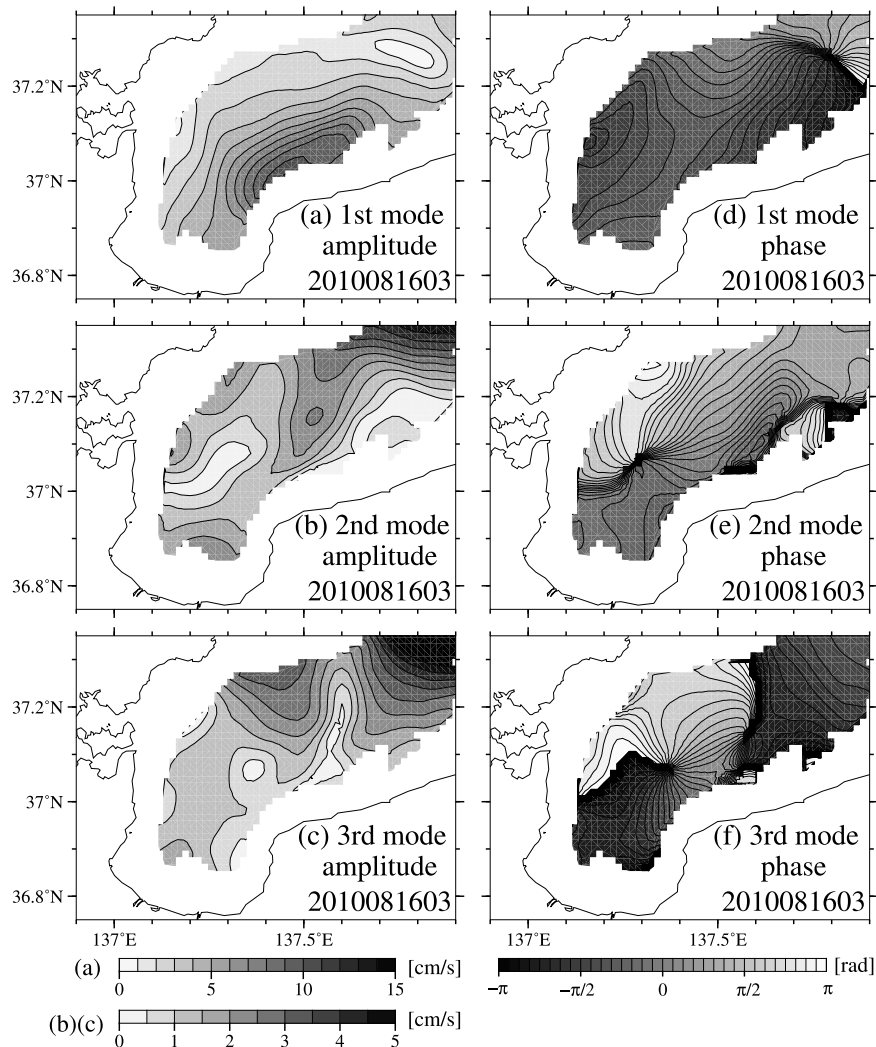


Fig. 12 Horizontal distribution of (a-c) the amplitude and (d-f) the phase for the lowest three vertical modes of eastward current calculated from the data for 95 hours around 3:30, August 16.

4.2 入善沖における近慣性周期変動起源の強流域の形成機構

Fig. 6に見られた近慣性周期変動による入善沖の強流域の形成過程(上記(4))について考察する。入善沖の強流域は、Fig. 6(a), (b)からエクマン層内の6.5m深と季節躍層内の30m深の双方で確認出来るが、6.5m深では強流域の中心が30m深に比べて沿岸に限定される様子が見て取

れる。これは、前述のように入善近傍の凸状の陸岸地形の岸沖方向の空間スケール(約20km)が近慣性沿岸捕捉波の水平スケール(波長約130km)よりも小さいため、沿岸捕捉波による流れが地形によって強制的に収束したことにより、沿岸域の流れが強まったことが成因の一つであると考えられる。

また、Fig. 7(c)から近慣性沿岸捕捉波の発生

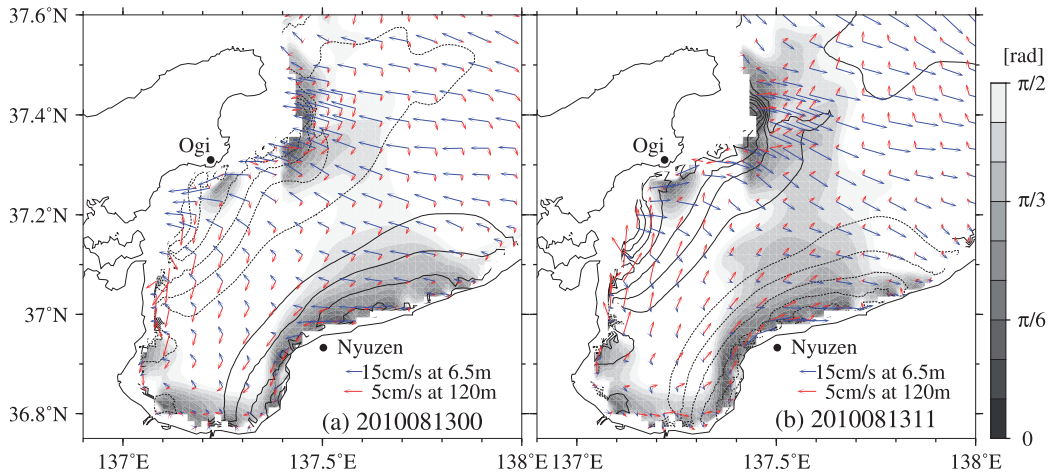


Fig. 13 Density anomaly at the depth of 120 m (contour line), current velocity at the depth of 120m (red vector) and 6.5m (blue vector), and difference of current angle between the depth of 120m and 6.5m (grayscale) at the time (a) trough and (b) crest of coastal trapped wave were located around Nyuzen. Solid and dashed lines represent a positive and negative anomaly, respectively. Contour intervals of density anomaly are every $2 \times 10^{-5} \text{kgm}^{-3}$.

源である飯田海脚周辺海域と、入善沖との位相差は約 π であることがわかる。これは、近慣性沿岸捕捉波由来の流れが、飯田海脚周辺海域で岸を右に見る流れの最大値を持つ時刻に、入善沖では岸を左手に見る流れの最大値を持つことを意味する。Fig. 13に沿岸捕捉波の峰と谷が入善近傍に分布した時刻のエクマン層内の流れ(6.5m深)と近慣性沿岸捕捉波由来の流れ(120m深)のベクトルとその流向差の絶対値を示した。飯田海脚周辺と入善沿岸の海岸線は概ね平行することから、鉛直第1モードの近慣性沿岸捕捉波由来の流れは、飯田海脚近傍と入善沿岸一帯とで、南西—北東方向で概ね類似した方向を向くこととなる(Fig. 13, 120m深ベクトル)。一方、エクマン層内の流れは基本的に慣性振動の運動形態を持っており、沿岸付近で岸に沿う流れになる傾向を除けば、空間構造に乏しいため、飯田海脚周辺と入善沿岸一帯とで概ね類似した方向を向く(Fig. 13, 6.5m深ベクトル)。この近慣性沿岸捕捉波由来の流れと慣性振動由来の流れとの関係を見ると、入善沖で流れの向きがほぼ一致することが分かる(Fig. 13, グレースケール)。このことから、入善

沖の表層では、海岸線の水平的な変化による流れの収束に加え、近慣性沿岸捕捉波の流れを慣性振動が共鳴的に強めることで、非常に強い近慣性周期の振動流が起きることが分かった。

5. まとめ

本研究は、短周期変動を対象とした予測計算を現業運用している高解像度海洋予測モデルの確定値を用いて、HIROSE *et al.* (2017)で流動変動の再現性の高さが確認されている台風1004号に伴う事例を対象に、近慣性内部波の富山湾周辺海域における振る舞いを調べた。その結果、以下のことが分かった(括弧内に特徴が現れている代表的な図を示す)。

- (1) 慣性振動が能登半島北東端の浅瀬近傍で散乱することで近慣性沿岸捕捉波が発生し、それが能登半島東岸～富山湾へ伝播する。(Fig. 6 (f), Fig. 10)
- (2) 沿岸捕捉波が入善沖へ達した際に凸状の地形で散乱し、それにより発生した近慣性内部波が能登半島東岸へ伝播する。(Fig. 11)
- (3) (2)の近慣性内部波は能登半島東岸一帯に同

位相の流速振動を形成した後北東方向の沖合へ反射される。(Fig. 11 (b), (d), Fig. 12 (e), (f))

(4) 入善沖に近慣性振動流の強流帯が形成される。(Fig. 6 (a), (b))

(1) の結果、密度偏差には反時計回りの位相分布、(2)・(3) の結果、流速変動には時計回りの位相分布が形成され、流速と密度偏差の位相分布に相違が生まれた。ここで、近慣性内部波が発生する入善沖では、流れが非常に大きくなっていた。これは、能登半島北東部から入善沖までの距離が、近慣性沿岸捕捉波の半波長分の長さとはほぼ一致しているために、入善沖での近慣性沿岸捕捉波起源の流れが、慣性振動起源の流れを強めたことが原因であると考えられた。

上記 (1) ~ (3) は近慣性内部波の波面が能登半島東岸の表層へ平行に入射し、東岸域一帯に同時多発的 (同位相) に近慣性振動流を励起する可能性を示す。この結果は大慶ら (2015) による観測結果と整合的である。当該海域の急潮と呼ばれる沿岸強流現象は、沿岸捕捉波や沿岸密度流などの岸を右に見て伝播する物理現象で解釈が試みられてきた。その際に、各地で観測された流速データのピークを用いて計算した伝播速度が非常に速く、沿岸捕捉波、沿岸密度流で解釈できない場合は、本研究で見られるような近慣性内部波のシグナルが混在している可能性がある。

急潮防災という観点では、強流を引き起こす現象が岸伝いに伝播するのか、沖合から波及するのかという問題は重要である。能登半島東岸では北から順に沿岸で強流が起きるのか、同時多発的に起きるのかという違いに繋がるからである。つまり、沿岸捕捉波、沿岸密度流、近慣性内部波のどれが卓越するかを定量的に理解する必要があるということになる。前者に寄与する南風の連吹と、後者に寄与する風ベクトルの時計回り成分 (近慣性周期変動エネルギーの海洋への注入の見積もり) に注目して事例解析を進めていく必要があるだろう。

能登半島東岸域へ近慣性内部波のエネルギーがどの程度到達するかを理解することも重要で、こ

れは本稿では言及できなかった。今後、鉛直高次モードの近慣性内部波が乗り上げやすい成層条件・海域について理想化した実験を行うことで理解する必要があるだろう。また、本研究からは入善沿岸で近慣性周期流速変動が特異的に強化される可能性が示された。この流れの強化機構を元に考えると、近慣性沿岸捕捉波の伝播速度が成層条件の変化に伴い遅くもしくは速くなることで、慣性振動による流速変動と位相が一致する海域が東西にシフトする可能性がある。当該海域における流動観測データの解析や流動構造の鉛直構造の観測等を進め、流速強化機構のさらなる理解を進める必要があるだろう。

謝 辞

本研究は、文部科学省気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT) の支援により実施された。風速、台風経路は、それぞれ気象庁の MSM-GPV データ、バストトラックデータに拠った。図の作成には gnuplot, Generic Mapping Tool (GMT) を使用した。ここに記して感謝の意を表す。また、本論文に対してコメントを頂きました査読者の方にお礼申し上げます。

付録 A: 回転スペクトル

流速の回転成分のエネルギーを見積もるために、次式 (日野, 1977) により回転スペクトルを算出した。

$$S_{-}(\sigma) = \frac{2\pi}{T} \langle Z_{-}^{*}(\sigma) Z_{-}(\sigma) \rangle \quad (\text{A1a})$$

$$S_{+}(\sigma) = \frac{2\pi}{T} \langle Z_{+}^{*}(\sigma) Z_{+}(\sigma) \rangle \quad (\text{A1b})$$

T は周期、 σ は正の角周波数である。 Z_{-} 、 Z_{+} は複素数表示した流速ベクトル時系列 $z(t)$ の複素フーリエ係数で、

$$z(t) = u(t) + iv(t) \equiv \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} \{Z_{+}(\sigma)e^{i\sigma t} + Z_{-}(\sigma)e^{-i\sigma t}\} d\sigma \quad (\text{A2})$$

によって定義される。 $|Z_{+}(\sigma)|$ 、 $|Z_{-}(\sigma)|$ はそれぞれ反時計回り、時計回りの円運動の半径に相当する。 Z_{-} 、 Z_{+} は流速の東西成分 u 、南北成分 v

$$u(t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \{a_1(\sigma) \cos \sigma t + b_1(\sigma) \sin \sigma t\} d\sigma \quad (\text{A3a})$$

$$v(t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \{a_2(\sigma) \cos \sigma t + b_2(\sigma) \sin \sigma t\} d\sigma \quad (\text{A3b})$$

のフーリエ係数 a_1 , b_1 , a_2 , b_2 を使って次式によって表される。

$$Z_+(\sigma) = \frac{1}{2} \{ (a_1(\sigma) + b_2(\sigma)) + i (a_2(\sigma) - b_1(\sigma)) \} \quad (\text{A4a})$$

$$Z_-(\sigma) = \frac{1}{2} \{ (a_1(\sigma) - b_2(\sigma)) + i (a_2(\sigma) + b_1(\sigma)) \} \quad (\text{A4b})$$

時計回りと反時計回りのどちらの成分が卓越しているかについては、回転係数 $C_R(\sigma) = \{S_-(\sigma) - S_+(\sigma)\} / \{S_-(\sigma) + S_+(\sigma)\}$ によって与えられる。 $C_R(\sigma) = 1$, $C_R(\sigma) = 0$ は複素ベクトル $z(t)$ が、それぞれ真円、直線上の軌道を指して運動することを表している。

付録 B: 鉛直モード展開

富山湾周辺海域での密度成層の平均場における内部波の鉛直固有モードを次のように算出した。密度平均の領域は Fig. 1 の点線領域内で 800m 深以上の海底水深がある場所とした。800m という水深は、平均領域に富山湾を含めることと、密度の鉛直変化が小さく浮力振動数がゼロに近い水深である (Fig. 9 (b)) という理由から選んだ。また、1000m 深で算出した場合と比べて第 1 モードの節の位置が鉛直グリッドの 1 グリッド分程度であったので、水深を 800m と仮定することは解析結果に大きな影響は無いと判断した。

ブシネスク近似と静水圧近似を仮定した非粘性成層流体の線形基礎方程式より、鉛直流 w に関する式は次のように与えられる (北出, 1994; KUNDU, 1990)。

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + N^2 \right) \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (\text{B1})$$

f はコリオリパラメータ、 N は浮力振動数で $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z}$ と定義される。 g は重力加速度、 ρ_0

は基本場の密度である。式 (B1) に対し、変数分離解

$$w = \hat{\varphi}(z) \bar{w}(x, y) e^{-i\sigma t} \quad (\text{B2})$$

を仮定すると、 $\hat{\varphi}(z)$ に関する 2 階の同次線形微分方程式が次のように得られる。

$$\frac{d^2 \hat{\varphi}(z)}{dz^2} + \frac{N^2 - \sigma^2}{c_e^2} \hat{\varphi}(z) = 0 \quad (\text{B3})$$

ここで c_e^2 は分離定数で、等価水深 H_e により、 $c_e^2 = \sqrt{gH_e}$ と表せる。同様にして圧力偏差 p' 、密度偏差 ρ' 、東西流速 u についても変数分離解を仮定することで、鉛直成分のみに関する方程式

$$\hat{\rho}' = \hat{\varphi} \frac{d\rho_0}{dz} \quad (\text{B4})$$

$$\hat{u}(z) = \frac{\hat{p}}{\rho_0 g} = \frac{c_e^2}{g} \frac{d\varphi}{dz} \quad (\text{B5})$$

が得られる。

2 階の同次線形微分方程式 (B3) を境界条件

$$\varphi_n(z=0) = 0, \varphi_n(z=-H) = 0, H = 800\text{m}$$

の下で、Dirichlet 問題として shooting 法によって解き (GILL, 1982), 求めた鉛直 n 次モードの固有値 c_n から固有関数 $\hat{\varphi}_n$ を算出した。ここで、 H は平均水深である。また、固有値 c_n は鉛直 n 次モードの内部重力波の位相速度に対応する。求めた固有関数 $\hat{\varphi}_n$ を (B4), (B5) 式に用いて、各鉛直モードの密度偏差 $\hat{\rho}'_n(z)$ 、水平流速 $\hat{u}_n(z)$ について鉛直プロファイルを算出した。

引用文献

- 相木智一, 磯田豊, 小善圭一 (2006): 富山湾における数日周期の風強制流速変動. 北海道大学水産科学研究彙報, **57** (1・2), 9-18.
- 浅勇輔, 広瀬直毅, 千手智晴 (2007): 能登半島東岸において 2004 年に発生した急潮の数値実験. 海の研究, **16** (1), 39-50.
- DALE, A. C., J. M. HUTHNANCE AND T. J. SHERWIN (2001): Coastal-Trapped Waves and Tides at Near-Inertial Frequencies. Journal of Physical Oceanography, **31**, 2958-2970.
- D'ASARO, E.A., (1985): The energy flux from the wind to near-inertial motions in the surface mixed layer. Journal of Physical Oceanography, **15**, 1043-1059.

- FUKUDOME, K., Y. IGETA, T. SENJYU, N. OKEI AND T. WATANABE (2016): Spatiotemporal current variation of coastal-trapped waves west of the Noto Peninsula measured by using fishing boats. *Continental Shelf Research*, **115**, 1–13.
- GARRETT, C. (2001): What is the “near-inertial” band and why is it different from the rest of the internal wave spectrum?. *Journal of Physical Oceanography*, **31**, 962–971.
- GILL, A. E. (1982): *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, 662pp.
- GILL, A. E. (1984): On the behavior of internal waves in the wakes of storms. *Journal of Physical Oceanography*, **14**, 1129–1151.
- 日野幹雄 (1977) : スペクトル解析. 朝倉書店, 300pp.
- HIROSE, N., K. TAKAYAMA, J.-H. MOON, T. WATANABE AND Y. NISHIDA (2013): Regional Data assimilation System extended to the East Asian Marginal Seas. *海と空*, **89**, 43–51.
- Hirose, N., Y. Kumaki, A. Kaneda, K. Ayukawa, N. Okei, S. Ikeda, Y. Igeta and T. Watanabe (2017): Numerical simulation of the abrupt occurrence of strong current in the southeastern Japan Sea. *Continental Shelf Research*, **143**, 194–205.
- IGETA, Y., Y. KITADE AND M. MATSUYAMA (2007): Numerical experiment on Kyucho around the Tango Peninsula induced by Typhoon 0406. *Journal of Oceanography*, **63**, 835–847.
- IGETA, Y., Y. KUMAKI, Y. KITADE, T. SENJYU, H. YAMADA, T. WATANABE, O. KATOH AND M. MATSUYAMA (2009): Scattering of near-inertial internal waves along the Japanese coast of the Japan Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **114**, C10002.
- IGETA, Y., T. WATANABE, H. YAMADA, K. TAKAYAMA AND O. KATOH (2011): Coastal currents caused by superposition of coastal-trapped waves and near-inertial oscillations observed near the Noto Peninsula, Japan. *Continental Shelf Research*, **31**, 1739–1749
- IGETA, Y., A. YANKOVSKY, K. FUKUDOME, S. IKEDA, N. OKEI, K. AYUKAWA, A. KANEDA, AND T. WATANABE (2017): Transition of the Tsushima Warm Current Path Observed over Toyama Trough, Japan. *Journal of Physical Oceanography*, **47**, 2721–2739.
- 北出裕二郎 (1994) : 相模湾周辺海域における内部潮汐の発生と伝播に関する研究. 東京水産大学, 博士論文.
- KUNDU, P. K. (1984): Generation of coastal inertial oscillations by time-varying wind, *Journal of Physical Oceanography*, **14**, 1901–1913.
- KUNDU, P. K. (1990): *Fluid Mechanics*. Academic Press, 638pp.
- LEE, H. J., J.-H. YOON, H. KAWAMURA AND H.-W. KANG (2003): Comparison of RIAMOM and MOM in modeling the East Sea/Japan Sea circulation. *Ocean Polar Res.*, **25**, 287–302.
- 大慶則之, 奥野充一, 千手智晴 (2009) : 気象擾乱通過後に能登半島沿岸で観測された急潮. *海の研究*, **18**, 57–69.
- 大慶則之, 奥野充一, 辻俊宏, 千手智晴 (2012) : 能登半島周辺に急潮を引き起こす気象条件の特徴の解明 – 急潮防災を目指して. *水産海洋研究*, **76** (3), 131–140.
- 大慶則之, 奥野充一, 辻俊宏, 千手智晴 (2015) : 能登半島東岸で2004年秋季に観測された大規模強流反復現象. *海の研究*, **24** (4), 133–146.
- 山崎恵市, 北出裕二郎, 井桁庸介, 渡邊達郎, 千手智晴, 山田東也, 大慶則之, 池田怜 (2015) : 能登半島北東端沖で観測された近慣性内部波. *海の研究*, **24** (6), 203–226.
- WATANABE, M. AND T. HIBIYA (2018): A near-inertial current event in the homogeneous deep layer of the northern Sea of Japan during winter, *Journal of Oceanography*, **74**, 209–218.
- WILKIN, J. L., D. C. CHAPMAN (1990): Scattering of Coastal-Trapped Waves by Irregularities in Coastline and Topography. *Journal of Physical Oceanography*, **20**, 396–421.

受付 : 2018年8月29日

受理 : 2018年12月25日