

— 論文 —

相模湾大島東水道の中深層における水温・流速変動の特性*

王琦†**・北出裕二郎†**・根本雅生†

要旨

大島東水道における流速変動の特性を調べるため、2007年5月22日から9月11日に布良沖の相模トラフ東斜面と大陸棚上で係留観測を実施した。両地点では3.7日周期を中心とした数日周期帯の流速変動が卓越しており、相模トラフの703 m～1020 m 深の3.7日周期の流速変動は布良の潮位変動とほぼ同位相であった。銚子から御前崎までの潮位記録から、数日周期帯（2日～11日）の潮位変動は、神津島では殆ど見られないが大島や沿岸の潮位では見られ、銚子から伊東まで岸に沿って $1.5\sim 2.2\text{ m s}^{-1}$ の速さで伝播していた。さらに、数日周期の流速変動は、大島および銚子の風と高いコヒーレンスを示したことから、風により励起された沿岸捕捉波であることが示された。大島東水道での沿岸捕捉波の断面構造を調べるため、Brink and Chapman (1987) に倣って沿岸捕捉波のモードを求めた結果、観測された流速変動は主に沿岸捕捉波の第2モードで説明できることが分かった。一方、8月中旬から下旬に、703 m 深で 15 cm s^{-1} に達する流出と流入が続いて生じるイベントが発生しており、8月下旬には相模湾内250～550 mの深度帯に親潮系低塩分水が観測された。このイベントの流速変動の発生要因として、冷水渦の西進に伴う黒潮流軸の離岸が考えられた。

キーワード：沿岸捕捉波、冷水渦、親潮系低塩分水、黒潮、相模湾、大島東水道

1. はじめに

相模湾は太平洋に面し、相模トラフが大島東水道を経て湾奥まで入り込んでおり、最大水深が1500 mを超える湾である (Fig. 1)。水塊構造は、250 m 以浅に分布する黒潮系沖合水と河川系水、東京湾系水およびこれら

の混合層水、主温度躍層 (250～300 m) 以深で600 m 深付近に中心を持つ亜寒帯系中層水、1000 m 以深に見られる太平洋深層水で構成されている (宇田, 1937; 岩田, 1979; Kawabe and Yoneno, 1987)。本研究では、これらの水塊構造を考慮し、主温度躍層以深300 m～800 m を中層、800 m 以深を深層と呼ぶことにする。

相模湾の表層循環流については、古くは宇田 (1937) の研究が挙げられ、冬季に反時計回りの循環流が卓越することが模式図に示されている。この分布は、Iwata and Matsuyama (1989) による30 m 深と60 m 深での長期係留観測により再確認され、表層循環は黒潮流軸の変化と関連して変化することが示されている。一方、深層の流れは、Taira and Teramoto (1985) により水深

* 2012年4月12日受領；2012年7月10日受理
著作権：日本海洋学会，2013

† 東京海洋大学大学院 海洋科学技術研究科
〒108-8477 東京都港区港南4-5-7

** 連絡著者：北出裕二郎 気付 王琦
TEL: 03-5463-0447 FAX: 03-5463-0447
e-mail: wq3638@gmail.com ykitade@kaiyodai.ac.jp

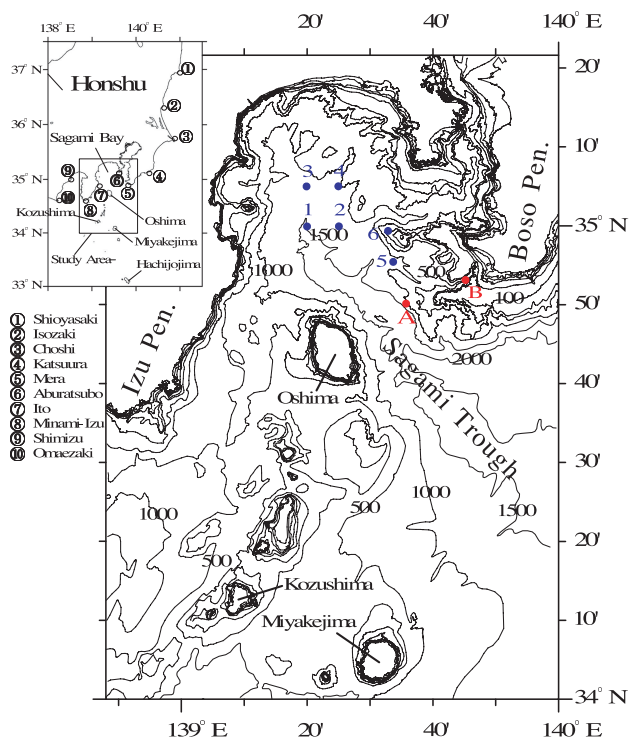


Fig. 1. Bottom topography in the vicinity of Sagami Bay. Red and blue solid dots indicate the locations of mooring stations and CTD stations, respectively. Numerals on the contours denote depth in meters. The locations of meteorological- and tidal-gauge stations were also shown in the upper left.

1500 m以上の地点で実施された長期係留観測から、海底直上で平均的に 4.4 cm s^{-1} の流入方向の流れと67時間や100時間周期の変動があることが示されている。しかし、その後、相模湾の中・下層での長期係留観測はほとんど行われておらず、中層以深での流れの構造や発生機構など未解明のままとなっている。

相模湾で卓越する現象としては、先述の黒潮系水の流入と関連した現象 (Kawabe and Yoneno, 1987; Iwata and Matsuyama, 1989; 日向他 2003; Hinata *et al.*, 2005; 石戸谷他, 2006) に加え、内部潮汐波 (Kitade and Matsuyama, 1997; 北出他, 2004; Angmalisang *et al.*, 2004), 数日周期の沿岸捕捉波 (Kitade *et al.*, 1998; Kitade and Matsuyama, 2000) などが挙げられる。内部潮汐波の流速は数十 cm s^{-1} と振動のシグナルとしては大きく、湾内に流入した水塊の混合において重要な役

割を果たしていると考えられる (Naulita and Kitade, 2011)。しかし、内部潮汐による水粒子の水平移動距離は大きく見積もっても7 km程度であるため、潮汐残差流が発達するような特定の海域を除き、海水交換への寄与はあまり期待できない。それに対し、数日周期の沿岸捕捉波は、水平スケールが数百 km に及ぶため、相模湾スケールの湾では数時間程度の時間差はあるが湾全域に及ぶ現象、すなわち表層の循環流場や水温場が変化する現象として表れる (Kitade *et al.*, 1998)。Kitade and Matsuyama (2000) によれば、相模湾で観測される沿岸捕捉波は主に鹿島灘から房総半島の東側で風により発生したもので、房総半島東側では大陸棚が広いいため陸棚波の性質を持つが、房総半島の南端で大陸棚が狭くなると内部ケルビン波タイプの波になると指摘されている。このような沿岸捕捉波の中でも特に台風により発生したものは強い流れを伴う急潮となる (Matsuyama *et al.*, 1997; 井桁他 2003; Igeta *et al.*, 2007)。このように相模湾の沿岸捕捉波に関する研究は幾つか挙げられるが、これらは250 m以浅での係留観測記録を解析した研究であり、中深層における沿岸捕捉波の効果については解明されていない。

相模湾中層では、これまで親潮系のプランクトンや親潮系の低温・低塩分水が確認されている (Marumo, 1966; Yang *et al.*, 1993a, b; Senjyu *et al.*, 1998)。相模湾への親潮系水の浸入が間欠的に起こっていることは Senjyu *et al.*, (1998) により指摘されているが、湾内での観測頻度が十分でなかったため、いつどのような機構により流入したのか不明な点が多く残されている。相模湾は大島東水道と西水道により外洋とつながっているが、西水道は500 m程度と浅いため、相模湾の中深層の海水交換においては東水道が重要であると期待される。

そこで、相模湾中深層における水塊変動を明らかにするための第一歩として、大島東水道の中深層において係留観測が実施された。係留観測期間中の7月下旬から8月下旬には、相模湾内の4地点で5度にわたりCTD観測が実施され、水塊特性の変化が捉えられた。本研究では、この大島東水道で得られた係留観測記録を解析し、日周潮よりも長周期の変動の特徴を調べるとともに、相模湾内の水塊特性の変動要因について検討した。

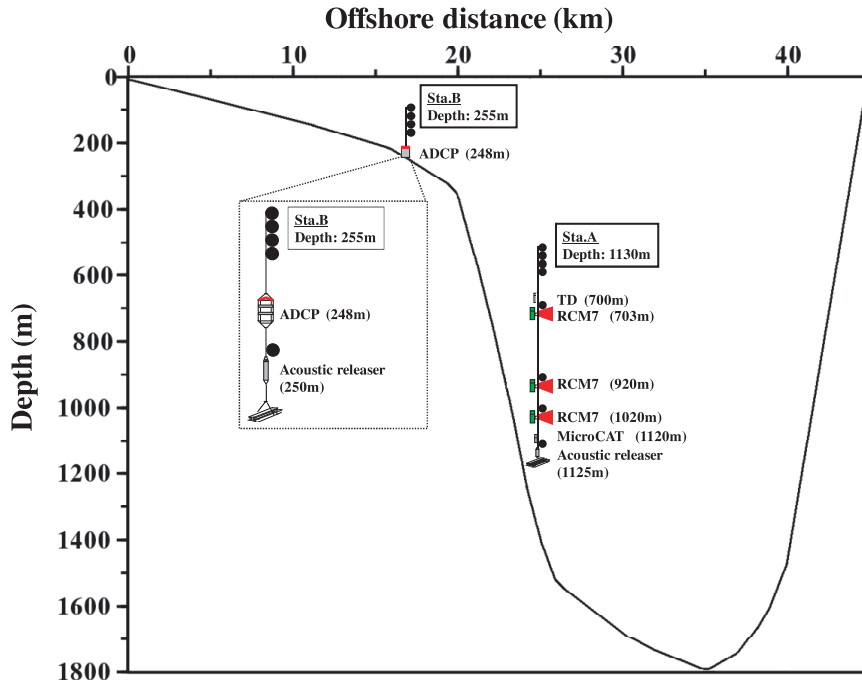


Fig. 2. Schematic view of mooring systems.

2. 観測データ

係留観測は2007年5月22日～9月11日に、相模トラフ北東側斜面 (Fig. 1) に位置する Sta. A ($34^{\circ}49.93'N$, $139^{\circ}35.63'E$, 水深約 1130 m) および布良沖に位置する Sta. B ($34^{\circ}52.98'N$, $139^{\circ}45.03'E$, 水深約 250 m) で実施された (Fig. 2)。Sta. A では、流速計 (Aanderaa 社 RCM7, 観測項目: 水温, 電気伝導度, 流向流速) を 3 層 (A3: 約 703 m 深, A2: 約 920 m 深, A1: 約 1020 m 深) に、MicroCAT CTD (Seabird 社 SBE 37-SM, 観測項目: 水温・塩分・圧力) を約 1120 m 深に設置した。Sta. B では、ADCP (RDI 社 Workhorse 300kHz) を水深約 250 m で鉛直上方に向け設置し、245 m 深から 167 m 深まで 2 m 間隔に 40 層の流向・流速を計測した。サンプリング間隔は、MicroCAT CTD では 10 分、Aanderaa RCM7 流速計および ADCP では 20 分とした。本研究では、MicroCAT CTD で得たデータは 20 分毎に再サンプリングして解析に用いた。これらの係留系の設置・回収は本学練習船青鷹丸により実施され、設

置回収時には FSI 社の ICTD を用いた水塊構造の観測が実施された。CTD 観測の結果は沿岸捕捉波のモード解析に用いられている。本観測で用いた Aanderaa RCM7 と ADCP の水温センサーの精度は $\pm 0.1^{\circ}C$, MicroCAT の水温センサーの精度は $\pm 0.002^{\circ}C$ である。Aanderaa RCM7 流速計で得られた塩分の変動は小さく、センサーの精度 (0.1) 程度の変動しかなかったため、本解析には使用しないこととした。Aanderaa 流速計および ADCP で得た流速データには、 -7° の磁気補正を施して解析に用いた。

係留観測を行う際、流れによって系が傾く可能性があるため、Sta. A においては、係留系の最上部 (約 700 m 深) に圧力計を取り付けた。最下層の MicroCAT で得られた圧力の記録は外部潮汐による潮位変化しか表われていなかった。最上部の圧力の全記録の平均値をセンサーの最浅層の深度とし、線形内挿により測定深度を補正した結果、各流速計の深度は 703 m, 920 m, 1020 m であった。ADCP では、流速計から発した音の反射波を捉え、その周波数変調により流速を求めるが、反射音波の回収率の指標であるパーセントグッドが 80% 以下の場合を

欠測値として取扱い、欠測期間のデータを線形補間することによりデータセットを作成した。本研究では欠測が無かった 175 m 以深のデータを解析に使用した。

一方、相模湾内の水塊構造に関する CTD 観測は 7 月 19 日から 8 月 29 日に 5 度にわたり本学練習船青鷹丸により実施された。この観測は観測実習期間に実施されたため、Fig. 1 に示すように必ずしも毎回同じ測点とはなっていないが、相模湾内の水塊構造とその変化を捉えることができた。

3. 観測結果

3.1 水温・流速変動の特徴

全観測期間における布良^{あぶらつぼ}、油壺^{いとう}、伊東^{いとう}、大島^{おおしま}、三宅島^{みやけじま}、八丈島^{はちじょうじま}の潮位、流速のスティックダイアグラム、水温の時系列を Fig. 3 に示す。1 日以下の潮汐周期より長い周期に着目するため、Sta. A での記録については、係留観測で得られた水温・流速記録に 25 時間移動平均を施した。一方、Sta. B では、平均流がかなり強かったため、変動を見やすくするため、25 時間から 7 日周期帯と 7 日より長い周期の変動をバンドパス（高域のカットオフ周波数を 0.084 h^{-1} 、低域のカットオフ周波数を 0.012 h^{-1} ）およびローパスフィルターにより抽出したものを図示した。また、潮位記録には 48 時間タイド・キラー・フィルター（花輪・三寺, 1985）により潮汐周期成分を除去し、各検潮所に最も近い気象観測所の海面気圧データを用いて気圧補正を施した。Sta. A において、流速記録は北西 - 南東方向（トラフに沿う方向）の振動が卓越していた。水温変動に伴う流速の数日周期や数日周期より長い周期の変動が顕著に見られた。流速の大きさを鉛直的に比較すると、水深が深くなるにつれて流速が弱くなる傾向にあった。1020 m 深では、流速は小さいが恒常的に流入していた。2007 年 8 月上旬から中旬にかけて、黒潮の離岸に伴う潮位の大幅な下降が見られたが、それと関連して中層（703 m 深）8 月上旬に強い南東流、8 月下旬に北西流が見られた。Sta. B の中層では北東向き、底層では北西向きの流れが卓越していた。水温と対応して、数日周期の流速変動は顕著に見られた。

水温・流速変動の周期性を調べるため、全観測期間

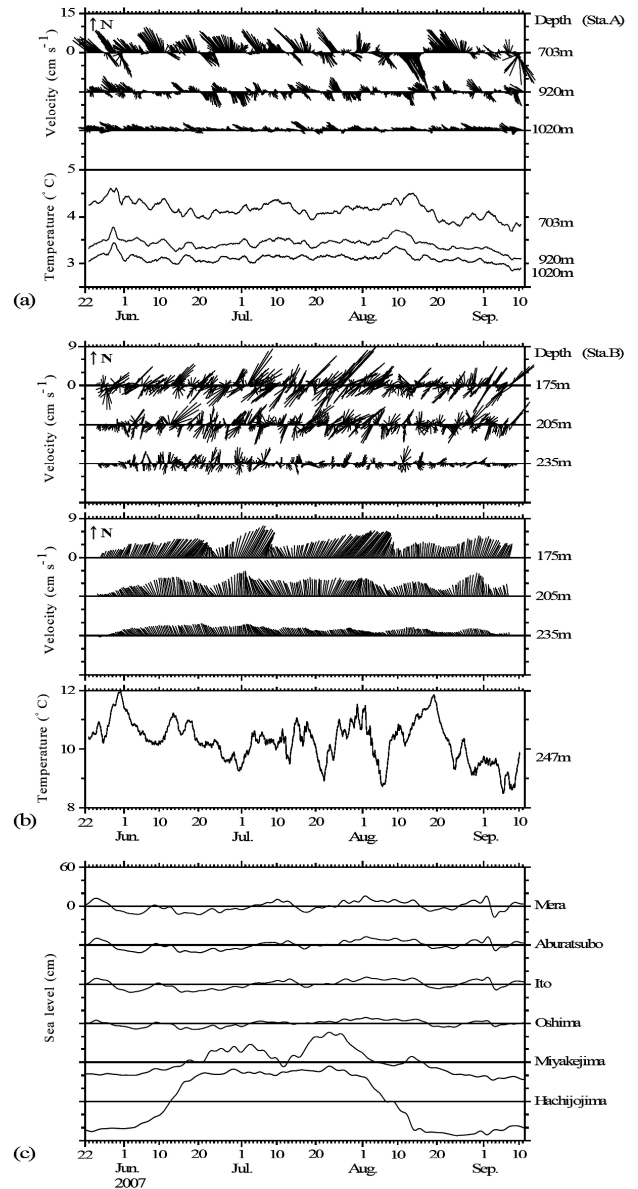


Fig. 3. (a) Stick diagrams of 25-h running averaged current velocity with temperature variations at Sta.A. (b) Stick diagrams of 25h-7d band-pass filtered and 7d low-pass filtered current velocity with 25-h running averaged temperature at Sta.B. (c) Time series of sea level variations around Sagami Bay. To plot these data we removed the barometric effect and eliminated the tidal components using a tide-killer-filter.

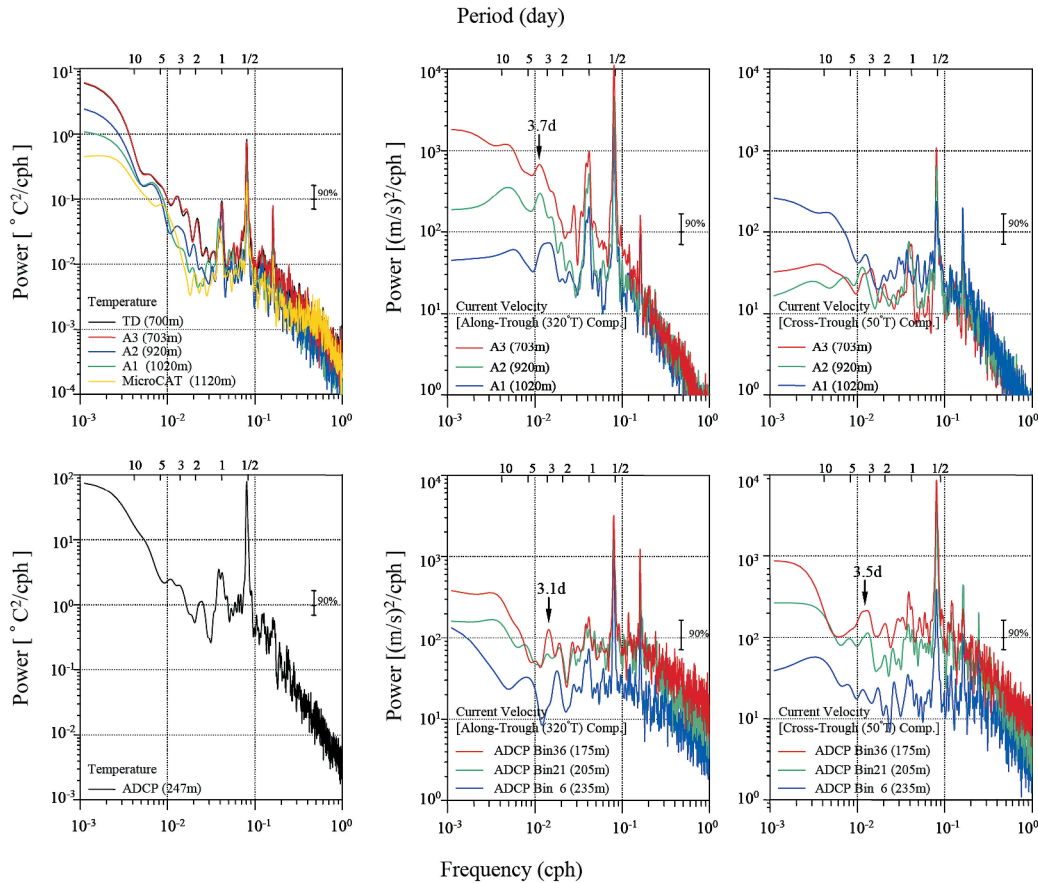


Fig. 4. Power spectra of temperature, along-trough (320° T) component and cross-trough (50° T) component of current velocity at Sta.A (upper) and Sta.B (lower). The spectra were calculated by a direct method with 15 degrees of freedom using entire raw datasets. The sampling intervals of raw data were 20 minutes.

(2007年5月22日～9月11日)の生データを用いてパワースペクトルを計算した。流速記録はトラフ沿い方向の振動が卓越したため、トラフ沿い方向(320° T)とその直交方向に座標変換し解析に用いた。得られた生スペクトルに自由度15となるスペクトルウィンドウを施した(Fig. 4)。

Fig. 4のスペクトル分布をみれば、水温・流速とも数日周期帯に小さなピークが見られる。Sta. Aの流速変動の卓越周期はAlong-trough成分(320° T)にみられ、3.7日の周期帯において90%の信頼限界程度の有意なピークが存在している。Sta. BのAlong-trough成分の数日周期帯のエネルギーレベルはSta. Aのものとは比べ低いが、Sta. BのCross-trough成分の3.1～3.7日周期帯

のレベルはSta. Aよりも高い。また、10日より長い周期では、各深度で比較すると水深が浅くなるにつれてエネルギーレベルが高くなる傾向が見られる。相模湾の数日周期や数日周期より長い周期の変動は、これまで300 m以浅での観測結果では多く報告されている(Iwata and Matsuyama, 1989; Kitade *et al.*, 1998)が、1000 mを越える大島東水道でも認められた点は興味深い。

以上、生データと周期解析の結果から、湾内の海水交換に寄与しそうな変動として、数日周期の変動とイベント的な現象が挙げられる。そこで、以下の節ではこれらの変動の特徴をさらに詳しく解析する。

Table 1. Distance between the tidal stations (upper), time lag of sea-level fluctuations at the periods of several days (middle), and propagation speed (lower). Time lag was estimated as a peak of lag correlation function nearest to zero lag. Speed was estimated from distance and time lag.

	Choshi-K atsuura	K atsuura-Mera	Mera-Aburatubo	Aburatubo-Ito
Distance (km)	89	58	37	50
Time lag (hour)	11	11	6	8
Propagation speed (m s^{-1})	2.2	1.5	1.7	1.7

3.2 数日周期変動の特徴

相模湾や本州南岸におけるこれまでの研究 (Kitade and Matsuyama, 2000; Nagano and Kawabe, 2005) によれば, 沿岸潮位には数日周期の変動が明瞭に現れていることから, まず流速と潮位の関係を調べた。全係留観測期間の Along-trough 成分の流速データを1時間毎に再サンプリングし, 気圧補正・タイドキラーフィルターを施した布良の潮位とのコヒーレンスとフェーズを求めた (Fig. 5)。流速のパワースペクトルにおいてエネルギーレベルが高かった3.7日周期ではコヒーレンスも高く, 位相差はほとんどない。この位相関係は, 潮位が最も高い時, 相模湾への流入が最大となっていることを示す。一方, 10日以上周期帯では, 流速のエネルギーレベルが高く潮位とのコヒーレンスも高いのは703m深の流れで, 流速と潮位は逆位相の関係 (流入時に潮位が低下している) を示す。以上のように, 数日周期および10日以上周期変動共に, 東水道中深層の流速変動は布良の潮位とよく対応していた。

そこで次に, 銚子から御前崎までの沿岸潮位と大島・神津島の潮位記録から, 数日周期変動の特徴を示す。Fig. 6は各検潮所の潮位記録を気圧補正してタイドキラーフィルターを施したものである。図には, スペクトル解析とコヒーレンス解析から特徴が異なっていた2つの周期帯 (2日~11日周期帯, 11日以上周期) の変動をバンドパス (高域のカットオフ周波数を 0.131 h^{-1} , 低域のカットオフ周波数を 0.037 h^{-1}) およびローパスフィルターにより抽出し示した。数日周期の変動はほぼ全点に見られるが, 変動の大きさや発生時刻が異なっている。11日周期以上の変動は神津島を除きほぼ同位相で類似した変動を示す。次に, 各測点間の関係を調べるため,

布良の潮位と各検潮所の潮位変動のラグ相関を求めた (Fig. 7)。2日~11日周期帯のラグ相関をみれば, 相模湾内に位置する伊東まで湾内を反時計まわりに伝播していることを示す時間差が得られた。大島との相関は高いが, 神津島との相関が低いことは, 現象が岸に沿って伝播する沿岸捕捉波であることを示す。また, 南伊豆より西では布良との相関は低くなり, 伊東よりも早く発生している。このことは発生域と要因に関連すると考えられるため後で考察する。

各検潮所の水平距離と2日~11日周期帯の潮位変動の時間差から, 伝播速度を見積もると房総半島の東側で 2.2 m s^{-1} , 相模湾内では 1.7 m s^{-1} となった (Table 1)。この伝播速度は, Igeta *et al.*, (2007) が急潮発生時に生じた潮位変動から見積もった沿岸捕捉波の伝播速度 1.6 m s^{-1} とほぼ一致する。以上のことから, 本係留観測期間に捉えられた数日周期の潮位変動は沿岸捕捉波であると言え, さらには大島東水道の中・深層で観測された数日周期の変動も沿岸捕捉波によるものと言える。

次に, 数日周期の変動を引き起こした要因について調べる。Kitade and Matsuyama (2000) によれば, 数日周期の沿岸捕捉波は主に鹿島灘から房総半島の東側で風により発生し, 相模湾へ波及することが示されている。そこで, 発生域と期待される地域の風の記録として, 風向風速に地形の影響が少ないと考えられる大島, 銚子, 磯崎, 塩屋崎の各地海上保安部が取得している沿岸海上気象データから風の記録を調べた (Fig. 8)。いずれの地点も, 全期間にわたり, 本州東岸に沿う南北方向の風速変動が卓越している。風と流れの関係を周期解析すると, 4地点とも南北成分のエネルギーレベルが卓越しており, 3.7日周期帯に小さなピークが見られる (Fig. 9)。風の南北成分を用いて, 相模トラフ中層 (703m深) の

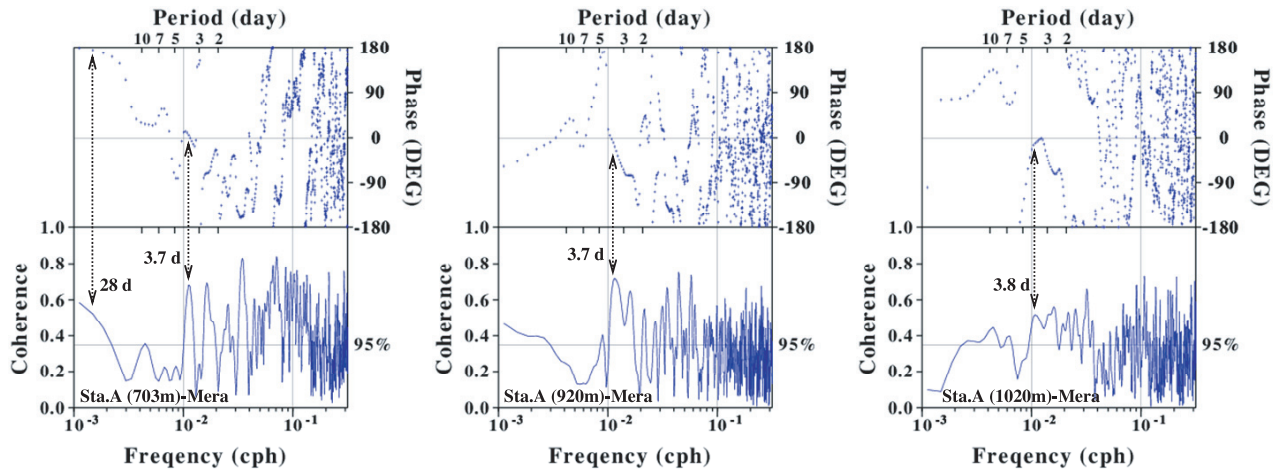


Fig. 5. Coherence-squared and phase difference of along-trough (320° T) component of current velocity at the depths of 703 m (left), 920 m (middle) and 1020 m (right) at Sta. A with sea level at Mera estimated using data of the entire observation period with sampling intervals of 1 hour. For sea-level data we removed barometric effect and eliminated the tidal components using a tide-killer-filter to calculate.

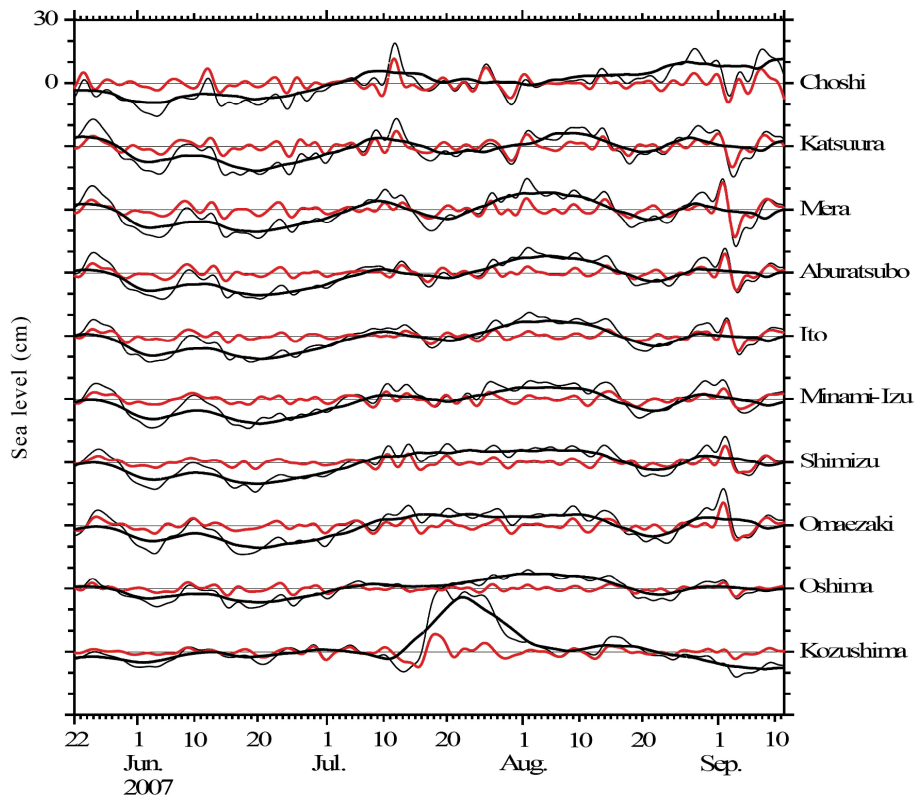


Fig. 6. Time series of sea level variations. We removed barometric effect and eliminated the tidal components using a tide-killer-filter to plot the data. The thin black line indicates the tide-killer filtered sea level data. The thick red line and thick black line show the 2–11d band-pass filtered data and 11-d running averaged data, respectively.

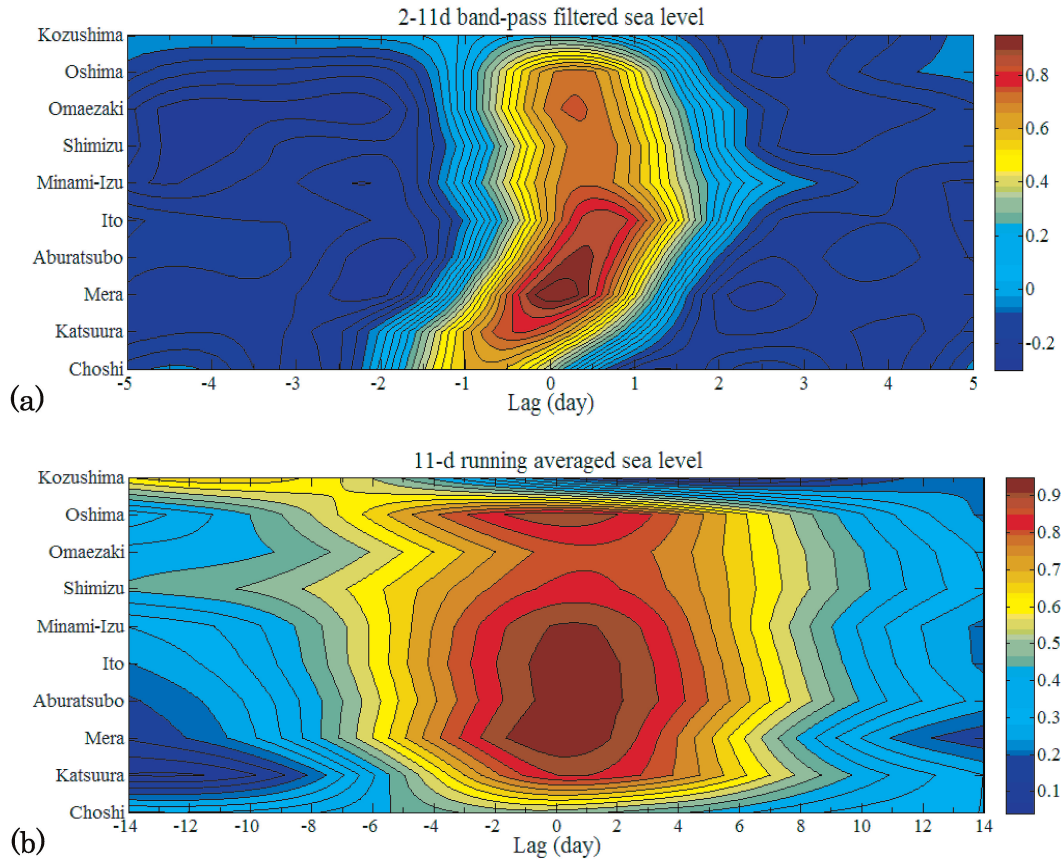


Fig. 7. Lag-correlation coefficient of sea level at Mera with sea level at the stations along the coast from Choshi to Kozushima for the variations of periods 2–11 days (a) and for the variations of periods longer than 11 days (b). We removed the barometric effect and eliminated the tidal components using a tide-killer-filter to calculate the coefficients.

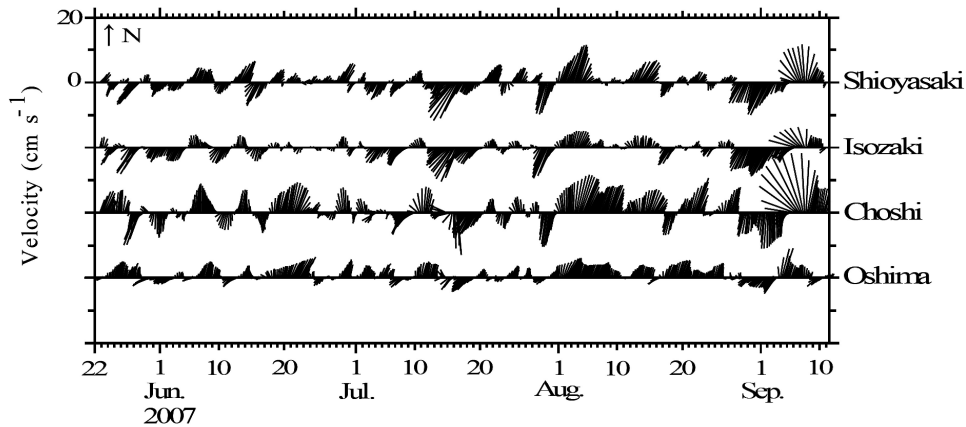


Fig. 8. Stick diagram of 24-h running averaged wind velocity at Shioyasaki, Isozaki, Choshi and Oshima.

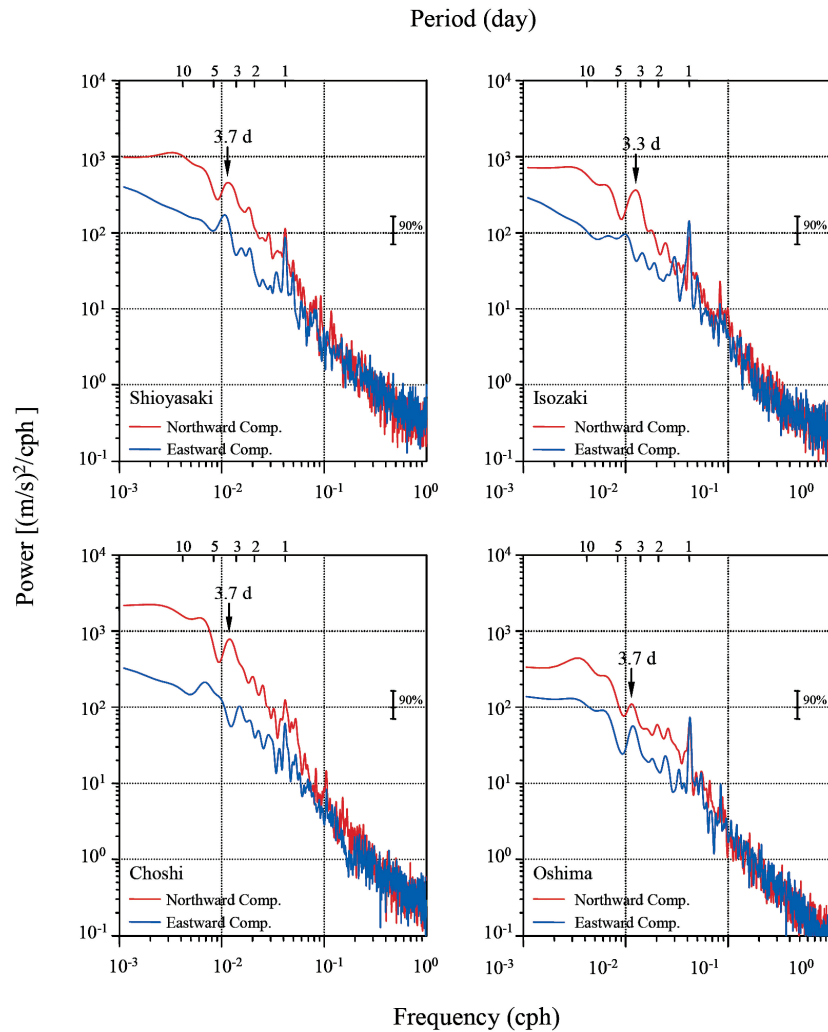


Fig. 9. Power spectra of northward component (red) and eastward component (blue) of wind velocity at Shioyasaki, Isozaki, Choshi and Oshima. The spectra were calculated by a direct method with 15 degrees of freedom using entire raw datasets. The sampling intervals of raw data were 30 minutes.

Along-trough 成分の流速とのコヒーレンスと位相差を求めた (Table 2)。解析に用いるデータは係留観測の全期間としたが、流速データは1時間ごとのデータに再サンプリングしたものを使用した。表中の負の位相は、流速に対して、風の位相が進んでいることを示す。銚子や大島の風とのコヒーレンスは信頼限界95%を超える高い相関を示し、銚子の風に対して18時間遅れて北上流が起こる事を示す。

次に、この3.7日周期変動の構造を調べるため、係留観測全期間の水温と流速の生データを用いて、各深度の

水温・流速変動のコヒーレンスとフェーズを調べた (Table 3)。Sta. A の水温同士ではコヒーレンスの高い A1-A2, A2-A3 の組み合わせで、位相差 30° 以下で同位相に近いが、A3 と B では 133° と大きな位相差を示す。また、Sta. A の流速同士は、位相差が 27° 以下で同位相に近い関係を示している。Sta. A と B の流速の組み合わせは比較的コヒーレンスが低く、A1-B3 の組み合わせで最もコヒーレンスが高く 57° の位相のズレがある。これらの位相関係の特徴は、Sta. A では水温、流速はそれぞれほぼ同位相であり、Sta. A と B では水温・

Table 2. Coherence and phase difference of the 3.7-day fluctuations between along-trough (320° T) component of current velocity at 703 m depth at Sta. A and northward component of wind velocity at Shioyasaki, Isozaki, Choshi and Oshima. Coherence within the 95% confidence interval (0.35) was shown in red. Positive values of phase difference indicate that current velocity exceeds wind velocity.

Current Velocity (Sta. A) vs Wind Velocity	Coherence-squared	Phase
Sta.A (703 m) Shioyasaki	0.30	-144
Sta.A (703 m) Isozaki	0.30	-116
Sta.A (703 m) Choshi	0.38	-75
Sta.A (703 m) Oshima	0.39	-36

Table 3. Coherence (upper) and phase difference (lower) of the 3.7-day fluctuations between all the combinations of along-trough (320° T) component of current velocity and temperature at the mooring stations A and B. The values within the 95% confidence interval (0.35) were shown shaded.

		Temperature				Velocity				
		A1	A2	A3	B	A1	A2	A3	B1	B2
Temp	A2	0.55 (-30)	-							
Temp	A3	0.40 (-30)	0.81 (4)	-						
Temp	B	0.10 (-62)	0.23 (141)	0.44 (133)	-					
Vel.	A1	0.25 (55)	0.68 (73)	0.70 (87)	0.38 (18)	-				
Vel.	A2	0.57 (23)	0.57 (82)	0.53 (103)	0.49 (-34)	0.70 (27)	-			
Vel.	A3	0.65 (-19)	0.58 (21)	0.35 (19)	0.47 (-54)	0.50 (-18)	0.76 (-23)	-		
Vel.	B1 (Bin6)	0.38 (-105)	0.38 (-67)	0.37 (-105)	0.33 (91)	0.36 (-155)	0.30 (-137)	0.37 (-84)	-	
Vel.	B2 (Bin21)	0.21 (5)	0.28 (6)	0.21 (-120)	0.16 (111)	0.33 (22)	0.21 (29)	0.27 (31)	0.21 (40)	-
Vel.	B3 (Bin36)	0.18 (124)	0.40 (102)	0.39 (125)	0.17 (-45)	0.58 (57)	0.37 (27)	0.28 (128)	0.43 (-144)	0.35 (50)

流速とも位相差が大きい点が挙げられる。これらの位相関係から推定される構造については4.1節で考察する。

3.3 イベント的な変動の特徴

Fig. 3 から、8月上旬から中旬にかけて、中層703 m 深の流れが強くなる変動が認められた。この変動は中層

で流出のとき水温が上昇し、流入のとき水温が低下していた。一方、Sta. Bでの水温変化は、Sta. A 中層流が流出から流入へ流向が変わるときに水温が最も高くなっていた。この流速変動によってもたらされたと考えられる相模湾内の水塊の変化が、CTD 観測によって捉えられている。CTD 観測は7月から8月に5度にわたり毎回4点で実施されているが、観測点は必ずしも同じでは

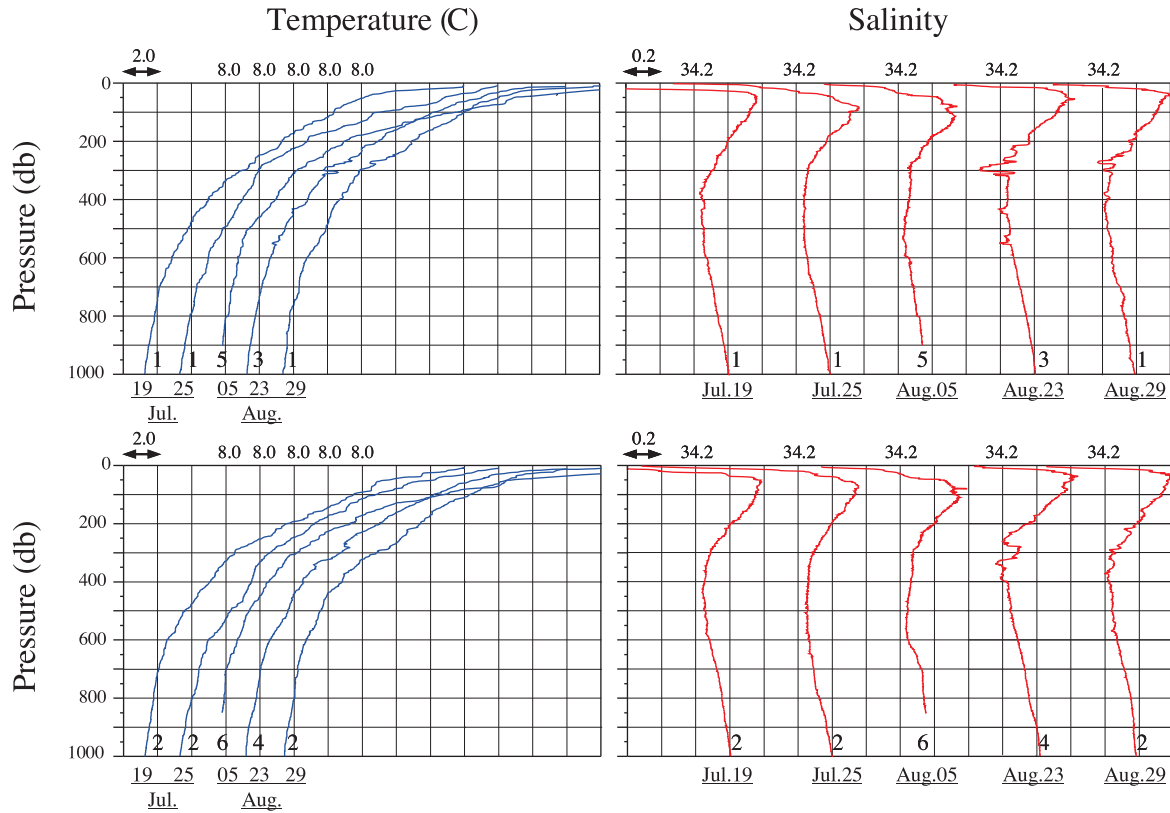


Fig. 10. Vertical profiles of temperature (blue) and salinity (red) observed at CTD stations on 19, 25 July and 05, 23, 29 August 2007. The curves of temperature and salinity are shifted horizontally by 2.0°C and 0.6, respectively.

なく、測点5と6では1回ずつしか行われていない。水温塩分の鉛直分布の時間変化が分かるように出来るだけ近い点で得られたプロファイルを並べて Fig. 10 に示す。この図から、7月19日と25日、8月5日には200 m～600 m 深の塩分は34.2よりも高いが、703 m 深の流速に強い北上流が見られた後の8月23日と29日のプロファイルには塩分34.2より低い水が200 m 深から550 m 深に数層に分かれて貫入している様子が認められる。この貫入水は、Senjyu *et al.*, (1998) が指摘した相模湾へ貫入する親潮系低塩分水（水温7°C以下、塩分34.2以下）と同じ水塊特性を持つ。

ここで示した8月下旬の流速変動は、八丈島の潮位が下がった後（Fig. 3 下段）、即ち黒潮が離岸したときに生じたものと推察されるが、その離岸の要因については以下の4.2節で考察する。

4. 考察

4.1 数日周期変動の構造

観測の結果、大島東水道の中層以深においても、風によって励起された沿岸捕捉波と期待される数日周期の変動が認められた。係留観測で得られた記録は相模トラフの斜面と陸棚上だけであるため、沿岸捕捉波に伴う大島東水道における流れの全体的な構造は把握できていない。そこで、この節では Brink and Chapman (1987) の議論を基に、観測された数日周期変動のモード構造と特性について議論する。鉛直2次元を仮定した沿岸捕捉波の理論解の適応について、大島東水道の地形変化が大きいため議論の余地はあるが、本研究で観測された流れの構

造を分類するうえで良い情報を与えるもと期待される。

海岸に沿って y 軸，岸から沖に向かって x 軸，鉛直上方に z 軸をとった座標系において，静水圧近似，ブシネスク近似を施した線形基本方程式は，次式で与えられる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$\rho'g = \frac{\partial p}{\partial z}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0$$

ただし， u, v, w はそれぞれ x, y, z 方向の流速， p は圧力アノマリー， t は時間， g は重力加速度である。密度 ρ は基本場の密度 $\bar{\rho}$ と密度アノマリー ρ' により， $\rho = \bar{\rho} + \rho'$ で示される。 f はコリオリパラメータで， $f = 2\Omega \sin \Phi$ により得られ， Ω は地球自転の角速度 ($7.29 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$)， Φ は緯度 35°N とした。水深は $h = H(x)$ で x 軸方向にのみ変化し，成層は水平方向に一様である場合を考える。

基本方程式を整理し，圧力だけの式を作ると

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\{ \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) p + \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{1}{N^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right] \right\} = 0 \quad (1)$$

が得られる。ただし， N は浮力振動数 ($N^2 = -1/\rho_0 \cdot d\bar{\rho}/dz$) である。ここで，慣性周期よりも十分に長い周期の波動を考え ($\omega^2 \ll f^2$)，解として鉛直 2 次元のモードを持つ波動解

$$p = \sum_{n=1}^{\infty} P_{n(x,z)} \exp(i(ly + \omega_n t)) \quad n = 1, 2, \dots$$

を仮定する (ただし， P_n は第 n モード沿岸捕捉波の固有関数) と，(1) 式は

$$\left\{ \frac{\partial^2}{\partial x^2} + f^2 \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{1}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} \right] - l^2 \right\} P_n = 0 \quad n = 1, 2, \dots \quad (2)$$

で表せる。この式に境界条件として，

$$x = 0, \quad \frac{\partial P_n}{\partial x} + \frac{f}{C_n} P_n = 0$$

$$x = L, \quad P_n = 0$$

$$z = 0, \quad \frac{\partial P_n}{\partial z} = 0$$

(3)

$$z = -H(x), \quad \frac{1}{N^2} \frac{\partial P_n}{\partial z} = - \left(\frac{dH}{dx} \right) \frac{1}{f^2} \left[\frac{\partial P_n}{\partial x} + \frac{f}{C_n} P_n \right]$$

を適用する。ここで， $C_n = \omega_n / l$ (ただし， ω_n は周波数， l は岸沿い方向の波数) は，沿岸捕捉波の第 n モードの位相速度である。

Brink and Chapman (1987) にならって，鉛直座標を σ 座標系 ($\sigma = z/H(x)$) に変換し，境界条件 (3) のもと (2) 式を数値的に解く。本研究では，観測海域内に形成される 3.7 日周期の沿岸捕捉波のモード構造を求めた。コリオリパラメータ f は $8.37 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (35°N)，成層構造 $N^2(z)$ は Sta. A にて係留系の設置 (2007 年 5 月 22 日) および回収時 (同年 9 月 11 日) の CTD 観測で得られたものの平均値を用いた。海底地形 $H(x)$ は両係留観測点を結ぶ断面 (起点は房総半島南端の相浜，終点は大島 ($L = 45 \text{ km}$)) とし，係留観測点 Sta. A, B を結ぶラインに沿って，日本水路協会発行の JTOPO30 (日本近海 30 秒グリッド水深データ) より作った海底地形図から 1 km 毎に読み取った。モード構造計算に用いた格子数は鉛直方向に 72，水平方向に 50 とした。

Fig. 11 は Sta. A, B を結ぶラインに沿った地形が続いていると仮定したときの 3.7 日周期の沿岸捕捉波第 1～第 3 モードの岸沖方向の断面構造を示す。各断面の値は，最大値で規格化してある。影を付けた部分は負の流速を表し，湾内へ流入する流れを意味する。各流速計の位置を赤で示した。沿岸捕捉波のモード構造の特徴を次に挙げる。Along-trough 成分の流速構造をみると，第 1 モードは，陸棚上で順圧的であるが，約 900 m 深を境に上下で流向が逆転する。第 2 モードは，陸棚端の少し沖で流速が極大になり，陸棚上と 1200 m 以深で流向が逆転する。第 3 モードでは陸棚端を境に流向が逆転し，Sta. A, B の位置では位相が逆転している。一方，密度アノマリーのモード構造では，第 1 モードは海面か

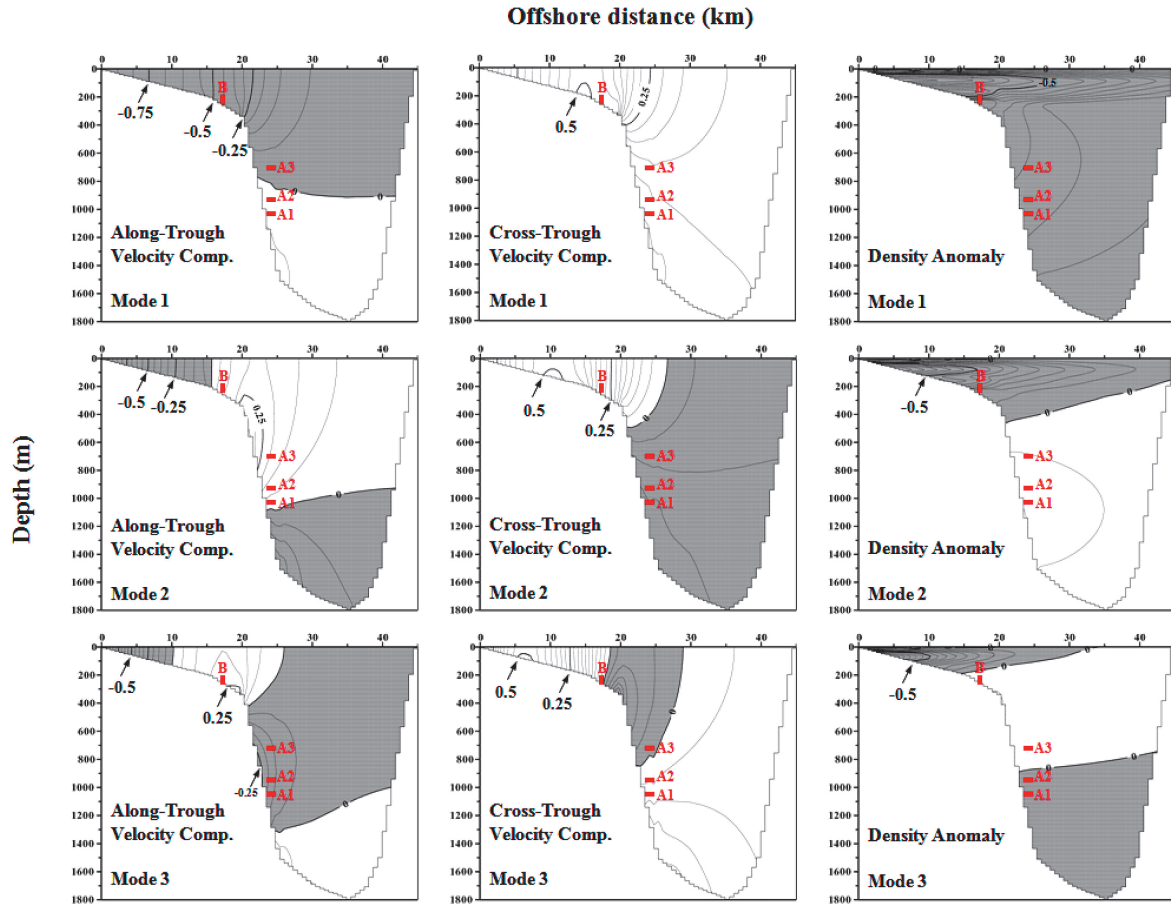


Fig. 11. Vertical sections of velocity components and density anomalies for the first-three modal structures of CTW estimated using algorithms described by Brink and Chapman (1987).

ら海底まで同位相であり、第2モードでは約400m深を境に逆位相となっている。

次に、観測で得られた3.7日周期変動の特徴を、求めたモードの特徴に当てはめる。観測から得た主な特徴は、①Sta. AのAlong-trough成分の流速はほぼ同位相であったが、Sta. AとSta. Bでは組み合わせる深度で位相差が大きく異なっていた、②Along-trough成分の流速振幅はSta. Aでは上の層ほど大きく、Sta. Bでは小さかった、③Cross-trough成分の流速振幅はSta. AよりもSta. Bで大きかった、④水温変動ではA3とBでは大きな位相差があった、ことなどが挙げられる。相模湾周辺では温度は下層ほど低下するので、全ての観測層での水温変動は密度アノマリーとは逆位相で振動すると

考えてよい。これらの特徴を、Fig. 11のモード構造と比較する。まず、第1モードではSta. Aでの流速が同位相であることや特徴②④を説明できない。また、第3モードでは特徴②③を説明できない。一方、第2モードでは、Along-trough成分の流速の節がSta. Bに近いためSta. AとBの位相差があまり安定しないと考え、特徴①から④を最もよく説明できる。従って、3.7日周期変動は主に沿岸捕捉波の第2モードの構造を持つと考えられるが、位相差には多少の揺らぎがあること、すなわち各層での変動の位相差が厳密に同位相や逆位相ではないことから、第2モード以外の寄与もあることに注意する必要がある。

大島東水道で沿岸捕捉波が主に第2モードの特徴を持

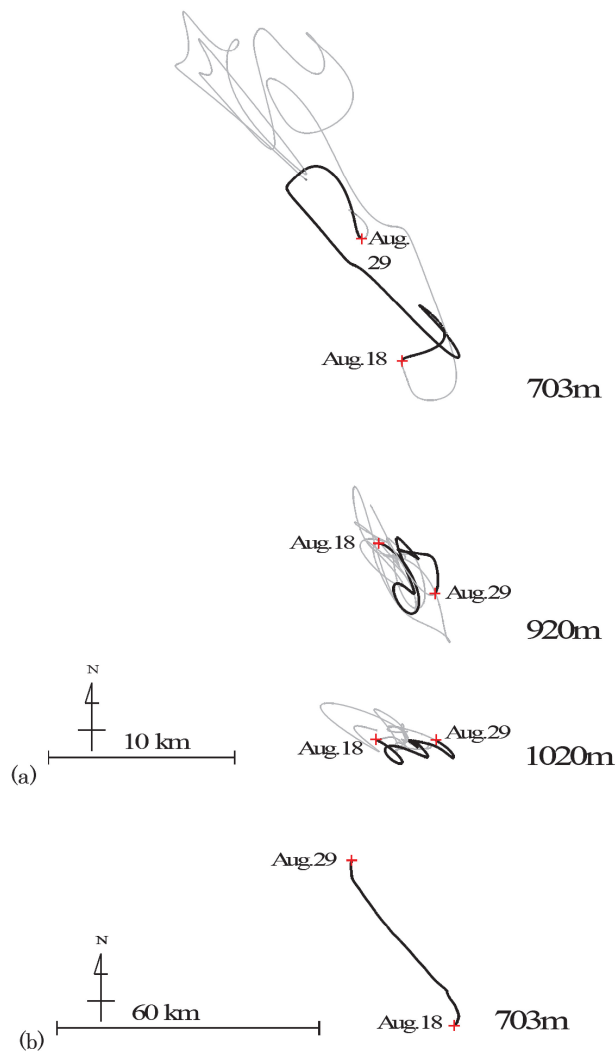


Fig. 12. Progressive vector diagrams for the 2–11d band-pass filtered velocity time series from 15 July to 31 August 2007 (a) and for the 25-h running averaged velocity time series from 18 to 29 August 2007 (b) at Sta. A. Excursions from 18 to 29 August were indicated by thick black line.

つことは、これまでの研究と整合的である。例えば、Kitade and Matsuyama (2000) による 2 層モデルを用いた数値実験では、風により房総半島の東側で発生する沿岸捕捉波は、陸棚波タイプの第 1 モードの沿岸捕捉波として発生するが、房総半島南端で陸棚幅が狭くなると内部ケルビン波タイプの第 2 モードの沿岸捕捉波を励起

し、相模湾へ入射することが示されている。第 1 モードの沿岸捕捉波は、房総半島南端で全て第 2 モードに変換されるわけではなく、大島東水道を飛び越え、伊豆海嶺北部を経て西へ伝播することが示されている。さらに、井桁他 (2005) は、理想化した単純な地形における沿岸捕捉波の伝播・散乱について、2 層モデルを用いた数値実験により調べており、地形が変化する湾口部でモード変換が生じること、湾口幅が狭くなると飛び越える波の振幅が大きくなることを示している。これらの実験結果を考慮すると、今回の観測およびモード解析で、傾圧性の強い沿岸捕捉波第 2 モードが卓越していたという点は、これまでの数値実験の結果を支持するものと言えるだろう。また、今回観測した流速変動の卓越周期は 3.7 日であったが、この周期は外力である風の周期に依存すると考えられ、Taira and Teramoto (1985) が指摘した 67 時間や 100 時間周期の変動も風で励起された沿岸捕捉波の可能性はある。

数日周期変動が沿岸捕捉波によることを示したが、この変動に伴い中深層の水塊がどの程度移動し得るのかを調べるため、2 日～11 日のバンドパスフィルター（高域のカットオフ周波数を 0.131 h^{-1} 、低域のカットオフ周波数を 0.037 h^{-1} ）を施した 7 月 15 日～8 月 31 日の流速記録を用いて進行ベクトル図を作成した (Fig. 12(a))。数日周期の沿岸捕捉波のみによる効果 (Fig. 12(a)) を見ると、各深度とも、Along-trough 方向に沿った軌道を描いている。703 m 深での全行程は 20 km 程度で、8 月 18 日～29 日だけを見ると 15 km 程度である。先の議論から、数日周期の流速は主に沿岸捕捉波第 2 モードによると考えると最大流速は陸棚斜面の上部 500 m 深付近 (Fig. 11) と考えられ、Sta. A の 703 m 深での流速の約 2 倍程度となる。この最大流速が存在する陸棚斜面の水塊が移動したと仮定した場合は、その行程は 30 km と推測される。

既往の沿岸捕捉波の研究では、300 m 以浅での観測から沿岸捕捉波の構造を記述していたが、本研究で得た新たな知見として、(1) これまで観測されていなかった深層での流速変動を実測でとらえたこと、(2) 中深層においても数日周期の流速変動が卓越して見られ、それが風によって励起された沿岸捕捉波であること、(3) その数日周期変動の構造は主に沿岸捕捉波第 2 モードの特性に

より説明できたこと、(4) 沿岸捕捉波により中深層水の移動がどの程度生じ得るかを示したことが挙げられる。

4.2 親潮系低塩分水の貫入について

Fig. 10 に示したように、親潮系低塩分水は8月中旬まで相模湾および大島東水道では見られなかったが、8月下旬に生じた北上流後に見られた。先の議論から沿岸捕捉波による水塊の移動は大きく見積もっても30 kmで、湾外の水塊を相模湾の中心付近まで運ぶには不十分である。実際には、8月中旬から下旬のイベントで輸送されたと考えられるため、Sta. Aの703 m深の流入時の進行ベクトル図 (Fig. 12(b)) を見ると、8月18日～29日の移動距離は50 km以上であり、房総半島の南から相模湾中央まで水塊を移動させることが可能である。親潮系低塩分水の貫入層の深度は200～500 mだが、700 m深と同様に主密度躍層の下側に位置するため、これらの流速変動の位相が大きく異なることはないだろう。また、11日より長い周期変動が、仮に沿岸捕捉波の性質を持つ場合、モード構造は長波近似された沿岸捕捉波のモード Fig. 11 とほぼ同じになる。各モードでSta. Aの700 m深と大陸斜面より沖側の200～500 m深の流速変動は同位相である。従って、親潮系低塩分水貫入層200～500 m深の流れも703 m深の流れとほぼ同様であったと推測される。Yang *et al.*, (1993a,b), Senjyu *et al.*, (1998) によれば、相模湾内に親潮系低塩分水が無い場合でも、湾外には比較的高い頻度で存在している。湾外の低塩分水が、8月下旬の流入に伴い大島東水道を経て湾内へ流入したと考えると、8月中下旬の相模湾中層の水塊変化を説明できる。

次に、この8月下旬の変動が生じた要因を考える。前述までの議論から、風で励起された沿岸捕捉波は主に3.7日周期であり、約10日間に亘る強い流入(すなわち20日周期の変動)を引き起こしたとは考え難い。11日以上の変動は、潮位記録のラグ相関 Fig. 7 (b) から、相模湾周辺ではほぼ同時に起こっていた。Fig. 3 から、8月上旬から下旬には八丈島の潮位が低下し、黒潮流路が非大蛇行接岸流路から離岸流路へ変化した。海上保安庁発行の200 m深の水温分布 (Fig. 13) から、いずれの期間も、黒潮流軸の指標15°Cの等温線は紀伊半島南

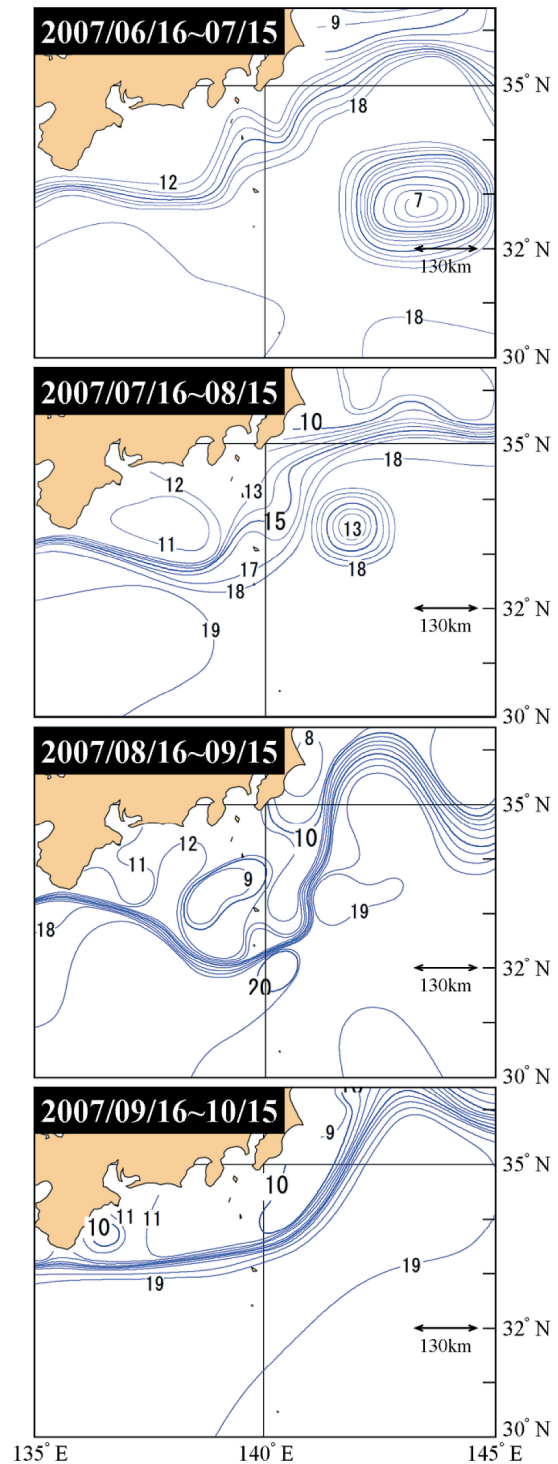


Fig. 13. Temperature at the depth of 200 m from 16 June to 15 October 2007 after Hydrographic Office (URL: <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/KAIYO/qboc/2007/backno07.html>).

端では殆ど変化していないが、伊豆諸島沖で大きく変動している。Fig. 3 から、八丈島では8月2日に潮位が低下し始め14日に下げ止まるが、同時期の水温分布 (Fig. 13) を見ると、7月15日～8月15日では八丈島は17°Cと16°Cの間に位置し、8月15日～9月15日では15°C等温線が八丈島の沖を通り、黒潮が離岸したことが分かる。流軸が変化する際の興味深い点として、房総半島南東沖の冷水渦が挙げられる。この冷水渦は、6月16日～7月15日には伊豆海嶺当方200 kmに位置したが、7月16日～8月15日には西へ移動し、それと同時に等温線の分布が沖へ移動し、8月16日～9月15日では黒潮流軸が大きく南東へ広がった。このような中規模渦と黒潮変動の関係は、Ebuchi and Hanawa (2001) により報告されており、八丈島より南を西進した中規模渦が九州・四国の南で黒潮に取り込まれ、流軸の変化をもたらすことが示されている。本研究で示された中規模渦は八丈島より北の緯度を西進しており、相模湾近くで黒潮の流軸変化を引き起こしたと考えられる。Fig. 13 から冷水渦の中心は30日でおおよそ130 km西に移動していることから、移動速度はおおよそ 5 cm s^{-1} と見積もれる。この伝播速度は、この緯度帯で観測されているダイナミックトポグラフィの西進速度 (Aoki and Imawaki, 1996) に匹敵する値であり、傾圧第一モードの惑星ロスビー波と推定できる。8月下旬に大島東水道の中層で観測された強い流入は、この冷水渦が房総半島南沖に達し、黒潮の流路をさらに沖に広げたときと対応する。この渦の影響は陸棚上のSta. Bの記録には殆ど見られないが、沿岸の潮位記録には負の変位として表れている。

以上のことから、冷水渦の西進が黒潮の流軸変化を助長し、8月下旬の流入現象が起こったと推測できる。しかし、今回観測された資料だけから、この冷水渦がどのように黒潮と相互干渉し、大島東水道に強い流速変動をもたらしたのかを示すことは難しい。

5. まとめ

大島東水道の流れの構造と変動特性を調べるため、2007年5月22日から9月11日に布良沖の相模トラフ東斜面と大陸棚上で係留観測を実施した。観測記録には全期間を通じて顕著な数日周期の流速変動と8月中旬・

下旬にイベント的な流速変化が認められた。スペクトル解析から、相模トラフおよび大陸棚上の両地点とも3.7日周期にピークが認められ、15日より長い周期帯でも高いエネルギーレベルが見られた。3.7日の流速変動は布良の潮位変動と高いコヒーレンスを示し、同位相で振動していた。そこで、銚子から御前崎までの沿岸潮位記録を用いて数日(2日～11日)周期変動の特徴を調べた。数日周期変動は、沖合の神津島では見られず、銚子から伊東へと岸を右手に見て伝播していたことから、沿岸捕捉波であると考えられた。また、流速変動と大島および銚子の南北風は高いコヒーレンスを示したことから、数日周期変動は風によって励起された沿岸捕捉波であると考えられた。次に、伝播が確認された数日周期変動の代表として、3.7日周期の沿岸捕捉波のモード構造をBrink and Chapman (1987) に倣って調べた。2つの係留地点での流速・水温変動の振幅と位相の関係から、3.7日周期の変動は主に沿岸捕捉波の第2モードの構造を持つと考えられた。

本係留観測期間中の7月下旬から8月下旬に5度にわたり相模湾内で実施されたCTD観測記録を解析した。その結果、8月下旬の大島東水道の703 m深で強い北上流が生じていた期間に、水温7.0°C以下、塩分34.2以下の親潮系低塩分水が湾内へ流入していた。数日周期の沿岸捕捉波による水塊の移動距離は、モード構造を考慮して見積もった場合でも30 km程度であり、相模湾中深層の水塊移動にはあまり寄与しないことが示された。相模湾で観測された親潮系低塩分水は、イベント的現象により輸送された可能性が示されたが、このイベント的現象は八丈島の潮位記録から黒潮の離岸と対応していることが示された。また海洋速報200 mの等温線分布は冷水渦の西進が黒潮流軸の南下を助長したことを示唆した。このように相模湾中層へ親潮系低塩分水を供給する一つの機構として、黒潮の離岸と冷水渦の影響が示されたが、今回観測された記録だけでは、それらが東水道中層の流速変動にどのように寄与したかは明らかにすることはできず今後の課題として残された。

謝辞

係留観測を実施するに当たり、多大な協力を頂いた東

京海洋大学海洋科学部研究練習船青鷹丸の栗田嘉宥船長をはじめとする乗組員の皆様に深く感謝申し上げます。観測実習のCTDデータを提供して頂いた関連の先生方に心より感謝致します。また、沿岸捕捉波のモード計算を行うに当たり貴重なコメントをいただきました水産総合研究センターの井桁庸介博士に心より感謝致します。なお、解析に用いた潮位および沿岸海上気象データは日本海洋データセンターより提供を受け、海洋速報200m水温水平分布図は海上保安庁のホームページで公開されているものを使用しました。気圧データは気象庁ホームページで公開されているものを使用しました。関係者の皆様に心より感謝致します。

References

- Aoki, S. and S. Imawaki (1996) : Eddy activities of the surface layer in the western north Pacific detected by satellite altimeter and radiometer. *J. Oceanogr.*, **52**, 457–474.
- Angmalisang P. A., M. Matsuyama, H. Ishidoaya, Y. Kitade and S. Iwata (2004) : Characteristics of tidal currents observed at five mooring stations in Sagami Bay. *La mer*, **42**, 43–58.
- Brink, K. H. and D.C. Chapman (1987) : Programs for computing properties of coastal-trapped waves and wind-driven motions over the continental shelf and slope. 2d ed. WHOI Tech. Rep. 87–24, Woodshole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, 119 pp.
- Ebuchi, N. and K. Hanawa (2001) : Trajectory of mesoscale eddies in the Kuroshio recirculation region. *J. Oceanogr.*, **57**, 471–480.
- 花輪公雄, 三寺史夫 (1985) : 海洋資料における日平均値の作成について, 沿岸海洋研究 **23**, 79–87.
- Hinata, H., T. Yanagi, T. Takao, and H. Kawamura (2005) : Wind-induced Kuroshio warm water intrusion into Sagami Bay. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi : 10. 1029/2004JC002300.
- 日向博文, 宮野仁, 柳哲雄, 石丸隆, 粕谷智之, 川村宏 (2003) : 大島西水道からの黒潮系暖水流入時における相模湾表層循環流の短周期変動特性. 海の研究 **12**, 167–183.
- 井桁庸介, 北出裕二郎, 松山優治 (2003) : 台風 8818 号の通過に伴い発生した相模湾の急潮に関する数値実験. 海の研究 **12**, 603–617.
- 井桁庸介, 北出裕二郎, 松山優治 (2005) : 地形による沿岸捕捉波の散乱に関する数値実験. 海の研究 **14**, 441–458.
- Igeta, Y., Y. Kitade and M. Matsuyama (2007) : Characteristics of Coastal-Trapped Waves induced by Typhoon along the southeast coast of Honshu, Japan. *J. Oceanogr.*, **63**, 745–760.
- 石戸谷博範, 北出裕二郎, 松山優治, 岩田静夫, 石井光廣, 井桁庸介 (2006) : 黒潮小蛇行の東進に伴い相模湾および東京湾湾口に発生した急潮. 海の研究 **15**, 235–247.
- 岩田静夫 (1979) : 平均場から見た相模湾の海況. 相模湾資源環境調査報告書-2, 15–26.
- Iwata, S. and M. Matsuyama (1989) : Surface circulation in Sagami Bay : the response to variations of the Kuroshio axis. *J. Oceanogr.*, **45**, 310–320.
- Kawabe, K. and M. Yoneno (1987) : Water and flow variations in Sagami Bay under the influence of the Kuroshio path. *J. Oceanogr.*, **43**, 283–294.
- Kitade, Y. and M. Matsuyama (1997) : Characteristics of internal tides in the upper layer of Sagami Bay. *J. Oceanogr.*, **53**, 143–159.
- Kitade, Y., M. Matsuyama, S. Iwata, and I. Watabe (1998) : SDP and LP fluctuations observed along the coast of Sagami Bay. *J. Oceanogr.*, **54**, 2971–312.
- Kitade, Y. and M. Matsuyama (2000) : Coastal-trapped waves with several-day period caused by wind along the southeast coast of Honshu, Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 727–744.
- 北出裕二郎, 松山優治, 石丸隆, 才野敏郎, 中村哲也, 石井美帆 (2004) : 相模湾中層部で観測された内部潮汐の鉛直構造と間欠性. 海の研究, **13**, 461–474.
- Marumo, R. (1966) : *Sagitta elegans* in the Oyashio Undercurrent. *J. Oceanogr.*, **22**, 129–137.
- Matsuyama, M., S. Iwata and H. Nagamatsu (1997) : Kyuchyo in Sagami Bay induced by typhoon 8818. *J. Oceanogr.*, **53**, 199–205.
- Naulita, Y and Y. Kitade (2011) : Observed turbulence properties over the continental shelf and slope off Jogashima, Sagami Bay. *La mer*, **49**, 1–15.
- Nagano, A. and M. Kawabe (2005) : Coastal disturbance in sea level propagating along the south coast of Japan and its impact on the Kuroshio. *J. Oceanogr.*, **61**, 885–903.
- Senjyu, T., N. Asano, M. Matsuyama and T. Ishimaru (1998) : Intrusion events of the Intermediate Oyashio Water into Sagami Bay, Japan. *J. Oceanogr.*, **54**, 29–44.
- Taira, K. and T. Teramoto (1985) : Bottom Current in Nankai Trough and Sagami Trough. *J. Oceanogr.*, **41**, 388–398.
- 宇田道隆 (1937) : 「ぶり」漁期における相模湾の海況及び気象と漁況との関係. 水産試験場報告, **8**, 1–50.
- Yang, S.-K., Y. Nagata, K. Taira and M. Kawabe (1993a) : Southward intrusion of the Intermediate Oyashio Water along the east coast of the Boso Peninsula, Japan. I. Coastal salinity-minimum-layer water off the Boso Peninsula. *J. Oceanogr.*, **49**, 89–144.
- Yang, S.-K., Y. Nagata, K. Taira and M. Kawabe (1993b) : Southward intrusion of the Intermediate Oyashio Water along the east coast of the Boso Peninsula, Japan. II. Intrusion events into Sagami Bay. *J. Oceanogr.*, **49**, 173–191.

Characteristics of temperature and current variations in the intermediate-deep layer of Oshima East Channel, Sagami Bay

Qi Wang[†], Yujiro Kitade[†], Masao Nemoto[†]

Abstract

Mooring observations were carried out at the stations on the northeastern slope of Oshima East Channel and the continental shelf off Mera from 22 May to 11 September 2007. Observed velocity was dominantly varied at periods around 3.7 days at both the stations. The 3.7-day oscillation observed at depths of 703 m–1020 m in Sagami Trough was approximately in phase with the sea-level change at Mera. Sea level was fluctuated dominantly at periods of several days (2–11 days) at all the stations on the coast from Choshi to Omaezaki and in Oshima, whose signal was propagated along the coast from Choshi to Ito with speeds of 1.5–2.2 m s⁻¹. In addition, we found significant coherency at periods around 3.7 days between velocity at the depths 703 m–1020 m in the trough and wind at Choshi and Oshima. Accordingly, we suggested the coastal-trapped wave was generated by the wind on the coast. Based on Brink and Chapman (1987), we investigated the modal structures of the 3.7-day fluctuation along the section crossing the channel and then revealed the correspondence of the second mode to the mooring data. Current velocity at the 703 m depth was suddenly strengthened in the direction of outflow from the bay in the middle of August and being reversed at the end of the month with speed reaching as fast as 15 cm s⁻¹. Low-salinity water was also observed at depths of 250 m–550 m in the bay at the end of this month being coincided with this event. This may be because water originated from the Oyashio flowed into the bay due to the offward shift of the Kuroshio axis induced by a cold core eddy moving westward.

Key words: Coastal-Trapped Wave (CTW), cold-water eddy,
Oyashio low-salinity water, Kuroshio, Sagami Bay, Oshima East Channel

(Corresponding author's e-mail address: ykitade@kaiyodai.ac.jp)

(Received 12 April 2012; accepted 10 July 2012)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2013)

[†] Graduate School of Marine Science and Technology, Tokyo University of Marine Science and Technology,
4-5-7 Konan, Minato-ku, Tokyo 108-8477, Japan