

— 論文 —

急潮によって引き起こされた夏季法花津湾表層における ミズクラゲ集群出現頻度の短周期変動

高橋 大介^a・南條 悠太^b・大山 淳一^c・藤井 直紀^d・福森 香代子^e・武岡 英隆^d

要 旨

四国西岸に位置する法花津湾において 2005 年から 2007 年の夏季にビデオモニタリングを行い、湾内表層で形成されるミズクラゲ集群出現頻度の時間変動について調べた。ミズクラゲ集群出現頻度には、8 月中旬から増加し、9–10 月に減少する長周期変動と、10–15 日周期で増減を繰り返す短周期変動が存在した。特に、短周期変動の強弱の経年変化は、四国西岸域で生じる急潮の強弱の経年変化と一致していた。そこで、急潮とミズクラゲ集群出現頻度の短周期変動との関係を明らかにするため、2007 年の夏季法花津湾において係留観測と海洋観測を行った。法花津湾へ到達した急潮は湾内に暖水流入を引き起こすと同時に、湾スケールの海水交換を励起した。この暖水流入にともなって湾外の既存水塊中にいたミズクラゲが湾内へ輸送され、湾内表層で受動的に集群することによって、夏季法花津湾表層ではミズクラゲ集群出現頻度が 10–15 日周期で変動していると考えられる。

キーワード：ミズクラゲ集群，ビデオモニタリングシステム，急潮，法花津湾

はじめに

近年、世界各地の沿岸海域ではクラゲ類の増加が顕在化しており (Brodeur *et al.*, 2002; Graham, 2001; Mills, 2001; 上・上田, 2004), クラゲ類の“集群 (aggregation)” が頻繁に見られるようになってきた

(Hamner *et al.*, 1994; Purcell *et al.*, 2000; 2007; Graham *et al.*, 2001; 安田ら, 2003; Uye *et al.*, 2003; 青山ら, 2005; Magome *et al.*, 2007; 武岡ら, 2009)。最近では、このクラゲ集群が漁業定置網の破壊や臨海発電所取水口の閉塞などを通して経済的な被害をもたらすことも報告されている (安田ら, 2003; 上・上田, 2004; Kaneda *et al.*, 2007; Purcell *et al.*, 2007)。

クラゲ類の現存量やその空間分布の変動 (以下、単にクラゲ類の変動と呼ぶ) の時間スケールは、クラゲ類の再生産や成長などの生態的要因が重要である長周期変動と、海洋における流れの収束・発散による物理的要因が重要である短周期変動の 2 つが考えられる (Graham *et al.*, 2001)。一般的に、沿岸海域は数 km–数十 km 程度の水平スケールを持つことから、そこで生じるクラゲ類の変動もそれと同程度か、もしくはそれ以下の水平ス

a 名古屋大学 地球水循環研究センター, 〒464-8601 愛知県名古屋市中区千種区不老町

b 太陽石油株式会社 四国事業所, 〒799-2393 愛媛県今治市菊間町種 4070-2

c 東亜建設工業 名古屋支店, 〒460-0003 名古屋市中区錦 3 丁目 4-6

d 愛媛大学 沿岸環境科学研究センター, 〒790-8577 愛媛県松山市文京町 2-5

e 京都大学 生態学研究センター, 〒520-2113 滋賀県大津市平野 2 丁目 509-3

ケールを持つことになる。このようなクラゲ類の変動は、その時間スケールも短いものとなるため、短周期変動が卓越する傾向があり、その形成には流動場によるクラゲ類の受動的な移動が重要であると考えられる (Graham *et al.*, 2001)。

沿岸海域においてクラゲ類の受動的移動を生じさせる物理過程としては、吹送流、潮流、そして密度流などが挙げられる (Hamner and Schneider, 1986; Nielsen *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 2005; Albert, 2007; Kaneda *et al.*, 2007)。さらに、クラゲ類は環境から受ける日照、水温、塩分、密度、流れ、そして流れのシアアなどの刺激に対する応答として能動的に行動する (Mackie *et al.*, 1981; Mills, 1984; Hamner *et al.*, 1994; Nielsen *et al.*, 1997; Graham *et al.*, 2003; 安田ら, 2003; Rakow and Graham, 2006)。そのため、沿岸海域におけるクラゲ類の現存量やその空間分布の短周期変動 (以下、単にクラゲ類の短周期変動と呼ぶ) には、受動的要因と能動的要因の両方が相互に影響することとなり、現象はより複雑なものになると考えられる。しかしながら、今後沿岸海域におけるクラゲ類の変動を理解していく上で、その短周期変動の解明は必要不可欠な研究課題である。

日本沿岸海域においてもクラゲ類に関する調査が近年盛んに行われており、その中でもとりわけ瀬戸内海 (Fig. 1) はミズクラゲの大量発生や集群の形成・維持・変動機構に関する研究が進んでいる。上・上田 (2004) は瀬戸内海において漁業者を対象としたアンケート調査を実施し、近年のクラゲ類の出現動向の経年変化を調査した。その結果、瀬戸内海東部と西部においてミズクラゲの季節的な出現期間は長くなり、特に西部 (豊後水道; Fig. 1) では最近 10 年間の出現量が増加していることが示された。さらに、Uye *et al.* (2003) や青山ら (2005) は夏季宇和海周辺海域 (Fig. 1) においてセスナ機を用いた航空撮影を行い、ミズクラゲ現存量の空間分布を明らかにした。彼らは、宇和海周辺の内湾では夏季に大量のミズクラゲ集群が形成されること、特に法花津湾周辺 (Fig. 1) でミズクラゲ現存量 (ミズクラゲ集群) が多いことを示した。また、Magome *et al.* (2007) は夏季法花津湾で航空写真とドリフター実験を行い、ミズクラゲ集群の形成機構について調べた。彼らは、ミズクラゲ集群が表層流の収束域に受動的に形成されること

を明らかにした。

一方、四国西岸域では、“急潮” と呼ばれる物理現象が生じる。急潮とは、夏季の小潮期を中心に豊後水道南部の黒潮系暖水が北部へ岸を右手に見るように進入する密度流のことであり、通過時には $20-50 \text{ cm s}^{-1}$ 程度の強い流れと、 $2-5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 程度の水温上昇が生じる (武岡ら, 1992; Takeoka *et al.*, 1993; 1995)。Uye *et al.* (2003) は、セスナ機を用いた航空撮影と宇和海周辺海域の漁業者の経験をもとに、夏季宇和海周辺の内湾におけるミズクラゲ集群の形成には、急潮によるミズクラゲの輸送が重要であることを指摘した。しかし、これまでの研究では、それを裏付けるような観測結果が十分に得られているとは言い難い。この原因としては、急潮が潮汐の変化 (大潮・小潮) に制御されており、約 15 日周期で発生することが挙げられる。急潮のミズクラゲ集群への影響を解明しようとした場合、急潮の発生周期である約 15 日より細かい時間解像度を持つミズクラゲの現存量や、その空間分布の変動 (以下、単にミズクラゲの変動と呼ぶ) に関する情報 (時系列データ) が必要となる。しかしながら、これまでに行われてきたクラゲ類の観測手法 (ネットサンプリング、水中カメラ、そして航空撮影など) では、ミズクラゲの変動に関する高時間分解能な時系列データを得ることはほぼ不可能である。

愛媛大学沿岸環境科学研究センター (Center for Marine Environmental Studies; 以下、CMES と略す) では、2003 年から法花津湾南岸 ($33^{\circ}18.18'N$, $132^{\circ}30.94'E$; 標高約 77 m; Fig. 1 の白丸) に、2 台のビデオカメラ (DCR-TRV70 と DCR-TRV900, Sony) を設置し、法花津湾表層におけるクラゲ類の長期連続モニタリング (Fig. 1 の黒線で囲まれた領域) を行ってきた。このビデオモニタリングは夏季 (7-10 月) を中心に実施され、ビデオ撮影は 5 分毎に 0.5 秒の録画を行っている (詳細については、武岡ら (2009) を参照)。実際に、2007 年 8 月 17 日に撮影された法花津湾表層におけるクラゲ集群の一例を Fig. 2 に示す。図中の赤線で囲まれているやや青みがかった帯状の白い塊がクラゲ集群である。毎年、夏季法花津湾表層では、Fig. 2 に示したようなクラゲ集群が発生し、このクラゲ集群は主にミズクラゲ (*Aurelia* sp.) によって形成されている (Uye *et al.*, 2003; 青山ら, 2005; Magome *et al.*, 2007)。このビデオ

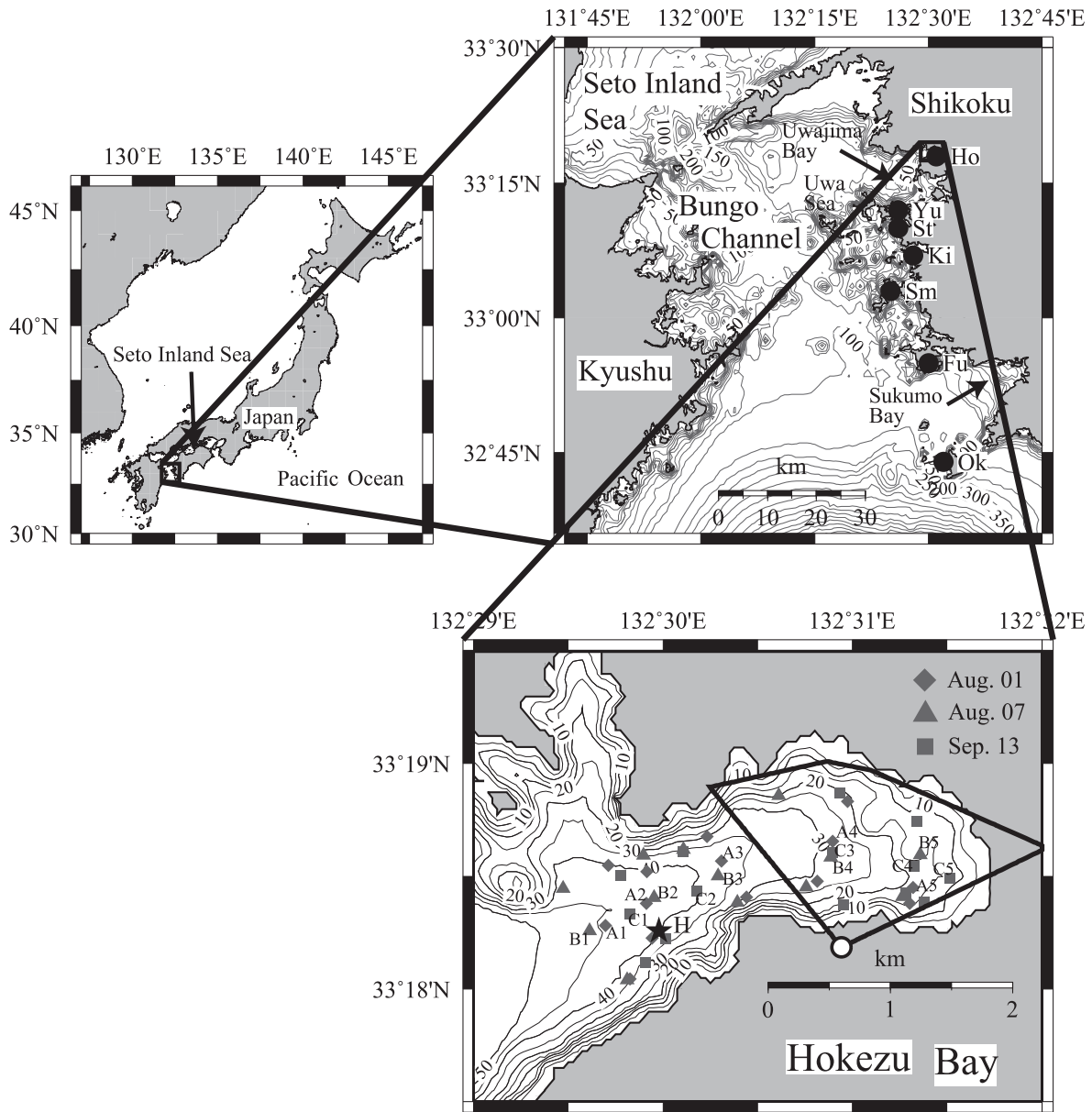


Fig. 1. Location and bathymetry maps of the Bungo Channel and Hokezu Bay. The bathymetry map of the Bungo Channel, showing station positions of the monitoring system for sea surface water temperature in the west coast of Shikoku. Symbols of Ok, Fu, Sm, Ki, St, Yu, and Ho represent Okinoshima, Fukuura, Shimonada, Kitanada, Shitaba, Yusu, and Hokezu stations, respectively. Contour intervals for the bottom topography in the Bungo Channel are 50 m. The bathymetry map of Hokezu Bay, showing the land-base video monitoring area (the area enclosed by a thick line with an empty circle), station positions on the mooring (Sta. H; solid star), and on the CTD casts (solid diamonds, triangles, and squares in August 1, August 7, and September 13, 2007, respectively). Contour intervals for the bottom topography in Hokezu Bay are 5 m.

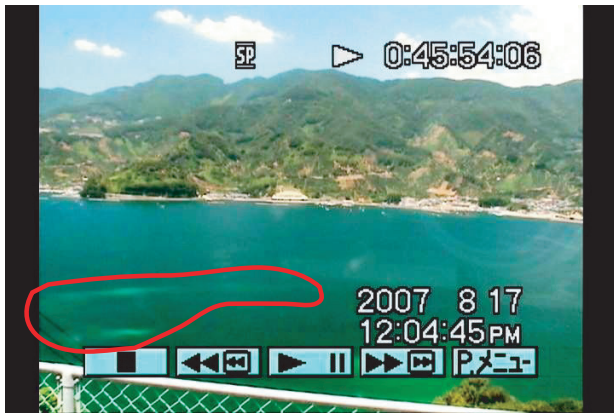


Fig. 2. An image obtained by the land-base video monitoring system in Hokezu Bay (see Fig. 1) at 12:04:45 in August 17, 2007. The area enclosed by a red line indicates moon jellyfish aggregation (*Aurelia* sp.) at surface layer of Hokezu Bay.

オモニタリングシステムを用いることによって、夏季法花津湾表層におけるミズクラゲ集群の出現量に関する高時間分解能な情報を得ることができる。

そこで、本研究では、これまでにアプローチが困難であった沿岸海域におけるクラゲ類の短周期変動に焦点を当てる。ここでは、法花津湾（最大水深が約 45 m、湾長が約 3 km、湾幅が約 1.5 km 程度の湾; Fig. 1）をモデル海域とし、係留観測と海洋観測に加え、ビデオモニタリングというこれまでに無い新しい手法を用いて、沿岸海域におけるクラゲ類の短周期変動の時間スケールやその形成機構の解明を試みる。

2. 観測及び解析資料

2.1 法花津湾におけるビデオモニタリングシステム

本研究では、上記のビデオモニタリングによって 1 日間隔で得られた動画データから、2005–2007 年 7–10 月（123 日間）の毎日のミズクラゲ集群出現頻度を求めた。算出時間帯は、動画データから表層に存在するミズクラゲ集群を目視することが可能な 07:00–18:00（11 時間）とし、1 時間毎にミズクラゲ集群の有無を観察した。そのあと、それらを観測日毎に積算し、毎日のミズクラゲ集群出現頻度の時系列データとした。本研究では、

このミズクラゲ集群出現頻度を湾内表層のミズクラゲの現存量の指標として用いる。ビデオモニタリング中に停電などが原因で、2005 年は 8 月 4 日、8 月 18–21 日、9 月 8 日、10 月 9–12 日の 10 日間（～8%）、2006 年は 8 月 3–11 日と 9 月 7 日の 10 日間（～8%）、2007 年は 9 月 10–12 日と 9 月 28 日の 4 日間（～3%）のデータは欠損した。しかし、それぞれの年の総データ（123 個）に対する欠損データの割合は 8% 以下であるため、本研究では欠損データに対して補間を行わず、欠損部分のミズクラゲ集群出現頻度の値を 0 とした。

2.2 宇和海水温情報システム

本研究では、CMES によって四国西岸域で展開されている宇和海水温情報システムの表層水温データも使用した。四国西岸域では、沖ノ島 (Ok)・福浦 (Fu)・下灘 (Sm)・北灘 (Ki)・下波 (St)・遊子 (Yu)・法花津湾 (Ho) の 5 地点に水温計を搭載したブイ (ZFU-WT2-S (遊子) と ZWT-1N (遊子以外), Zeni Lite Buoy Co. Ltd.; Fig. 1 の黒丸) が設置されており、水深 5 m の水温が 2 時間間隔で測定されている。解析には、2005 年から 2007 年までの水温データを日平均して使用した。

2.3 夏季法花津湾における係留観測と海洋観測

本研究では、2007 年 8 月 7 日から 9 月 13 日までの約 1 ヶ月間にわたって、法花津湾湾口部の Sta.H (33° 18.219'N 132° 30.015'E; Fig. 1 の星印) で係留観測を行った。Sta.H は法花津湾南岸から約 400 m 沖に位置しており、水深が約 43.7 m で、等深線が約 49°T 方向へ伸びている地点である (Fig. 1)。投入された係留系には、水深 43 m に海底設置型 acoustic Doppler current profiler (以下、単に ADCP と呼ぶ; aquadopp, Nortek, 400 kHz) が取り付けられており、その向きは鉛直上向きで、測定間隔 2 m、測定層数 25 層、そしてサンプリング間隔 20 分に設定した。

本研究では、表層のミズクラゲを対象としていることから、海面付近の流れの情報が必要となる。しかし、上記の ADCP では水深 5 m 以浅の流れのデータを取得で

きない。この点を補うために、係留系の水深1 mに電磁流速計 (COMPACT-EM, Alec electronics) を設置し、表層の流向・流速データを取得した。電磁流速計のサンプリング間隔は ADCP と同様に 20 分間隔に設定した。この電磁流速計には水温センサーが付いており、流向・流速データと同様に 20 分間隔で水深 1 m の水温データが取得できる。これに加え、係留系には水深 0–40 m の範囲で 5 m 間隔 (0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, そして 40 m) に水温計 (HOBO Water Temp Pro, Onset Computer Corporation) を設置し、サンプリング間隔 15 分で多層水温データも取得した。

ADCP によって得られた流れのデータは水圧センサーをもとに深度補正を行い、鉛直方向に 1 m 間隔で線形補間したあと、磁気方位を真方位に変換し、東方成分と北方成分のそれぞれに対して平均から 3σ (標準偏差 σ の 3 倍) 以上離れたデータをエラーデータとして除去した。そのあと、データを 1 時間平均し、2 m 間隔で再サンプリングした。電磁流速計によって得られた流れのデータについても、磁気方位を真方位に変換したあと、東方成分と北方成分のそれぞれに対して平均から 3σ 以上離れたデータをエラーデータとして除去し、1 時間平均した。1 時間平均された流れのデータは、係留観測点の等深線に沿う方向 (49°T) の成分 (along-shore comp.) と、それに直交する方向 (319°T) の成分 (cross-shore comp.) に分解して解析に使用した。水温データに関しても、流れのデータと同様にエラーデータの除去を行い、1 時間平均したものを解析に使用した。

本研究では、係留観測期間の直前と直後に当たる 2007 年 8 月 1 日、8 月 7 日、そして 9 月 13 日に CLOROTEC (ACL-215K, Alec electronics) を用いた CTD 観測を行った (Fig. 1)。CTD 観測によって 0.1 m 間隔で得られた水温・塩分プロファイルデータは、スパイク状のエラーを除去するために 31 点のメディアンフィルターを施し、微細構造を除去するため 3 点 (重みが 0.25, 0.5, そして 0.25) のハニングフィルターを 20 回施したあと、1 m 間隔で再サンプリングしたものを解析に使用した。

3. 解析結果

3.1 夏季法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度の時間変動

2005–2007 年 7–10 月におけるミズクラゲ集群出現頻度の時系列を Figs. 3a–c 上段に示す。2005–2007 年の夏季法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度には、8 月中旬から増加する毎年共通の特徴があるが、その消滅時期に関しては年によって異なっており、9 月から 10 月の間にミズクラゲ集群が消滅している (武岡ら, 2009)。このような毎年繰り返されるミズクラゲ集群の消滅は、30 日以上時間スケールの長周期変動として表れるのに対し、ミズクラゲ集群出現頻度には、一旦湾内表層に出現したミズクラゲ集群が 30 日以下の周期で増減を繰り返す短周期変動も含まれている (Figs. 3a–c 上段)。

この短周期変動の時間スケールを調べるために、各年のミズクラゲ集群出現頻度時系列に対してウェーブレット解析を行った。2005–2007 年 (7–10 月) におけるミズクラゲ集群出現頻度のウェーブレットパワーを Figs. 3a–c 下段に示す。ここで、ウェーブレットパワーは、ミズクラゲ集群出現頻度時系列に対して Molet のウェーブレット変換を行うことによって求め、得られたウェーブレットパワーは時系列の分散によって規格化した (Torrence and Compo, 1998)。30 日以下の短周期変動は、ミズクラゲ集群が定常的に存在している期間に顕著であり、特に 20 日以下の周期帯には 90% 信頼限界で統計的に有意な変動が多数存在している。四国西岸域における急潮の発生周期である 10–15 日の周期帯に注目すると、2005 年に関しては 8 月中旬から 9 月下旬までの期間、2007 年に関しては 9 月下旬から 10 月上旬までの期間に統計的に有意な変動が存在し、その期間には他の周期帯の変動より振幅が大きくなっている。しかし、2006 年に関しては、10–15 日周期の変動の振幅が他の周期帯の変動に比べて小さく、統計的に有意なものも存在しない (Figs. 3a–c 下段)。

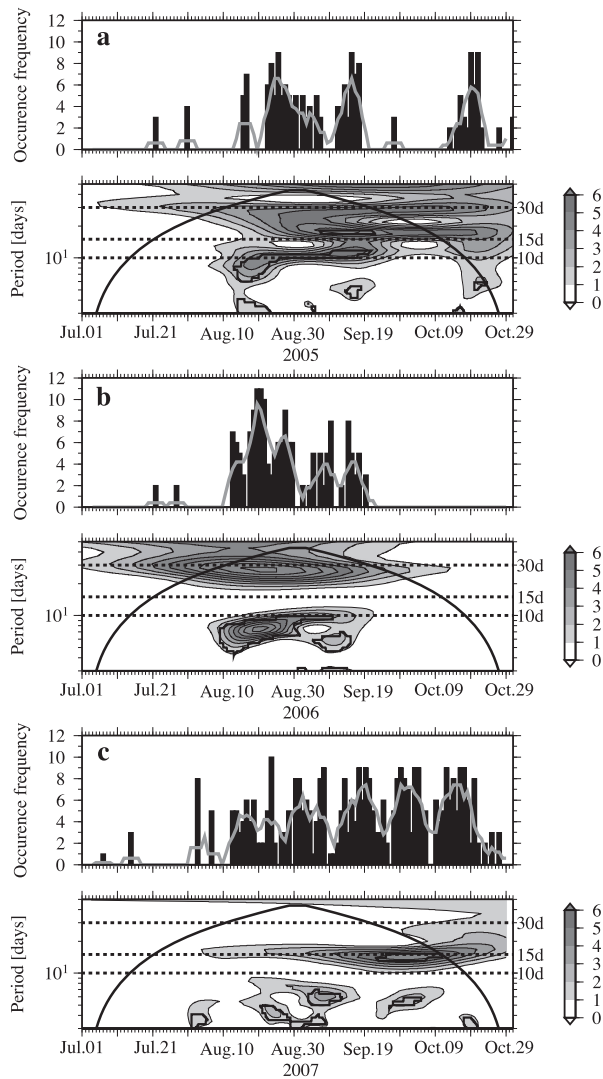


Fig. 3. Time series of the occurrence frequency of moon jellyfish aggregation (upper panels) and its normalized wavelet power spectra (lower panels) in 2005(a), 2006(b), and 2007(c). Gray lines in the upper panels represent 5-day running mean of the occurrence frequency. The wavelet power spectra are normalized by $1/\sigma^2$, where σ^2 is variance of the occurrence frequency for each year of 2005–2007. The variance in 2005, 2006, and 2007 is 6.4, 7.5, and 10.3, respectively. Thick contours in the lower panels enclose regions of greater than 90% confidence for a red-noise process with a lag-1 coefficient of 0.60, 0.72, and 0.56, respectively. In the lower panels contour intervals of the normalized wavelet power spectra are 1.0, and shaded areas represent the values larger 1.0.

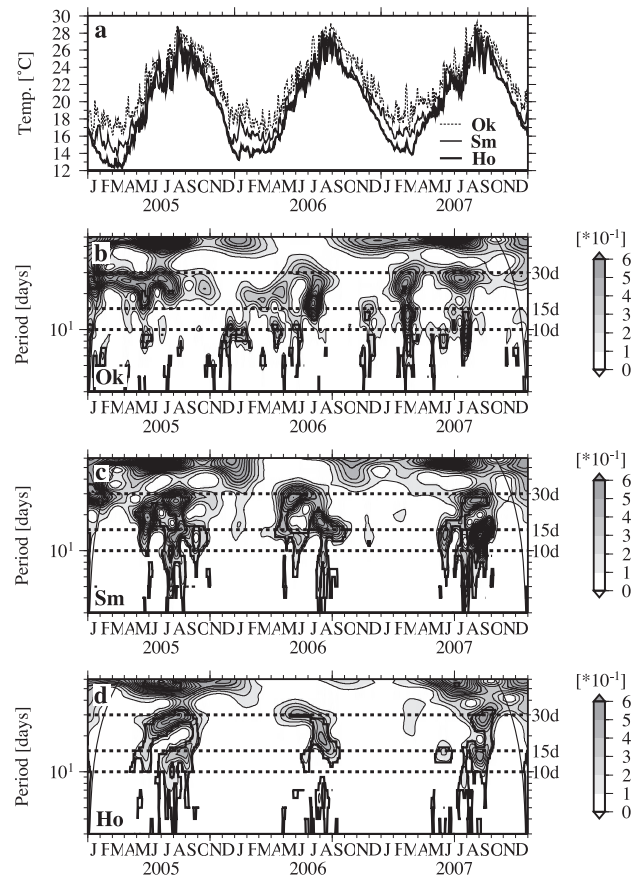


Fig. 4. Time series (a) and normalized wavelet power spectra (b–d) of water temperatures at surface layer at Okinoshima (Sta. Ok), Sumoto (Sta. Sm), and Hokezu (Sta. Ho). The wavelet power spectra are normalized by $1/\sigma^2$, where σ^2 is variance of the water temperature at each station over the period 2005–2007. The variance in Sta. Ok, Sta. Sm, and Sta. Ho is 12.6, 13.7, and 18.3, respectively. Thick contours in (b–d) enclose regions of greater than 90% confidence for a red-noise process with a lag-1 coefficient of 0.99, 0.99, and 1.0, respectively. In (b–c) contour intervals of the normalized wavelet power spectra are 1.0, and shaded areas represent the values larger 1.0.

3.2 夏季四国西岸域における表層水温変動

沖ノ島 (Ok), 下灘 (Sm), そして法花津湾 (Ho) (Fig. 1 参照) における 2005–2007 年の表層水温の時系列と, それらのウェーブレットパワーを Fig. 4 に示す。

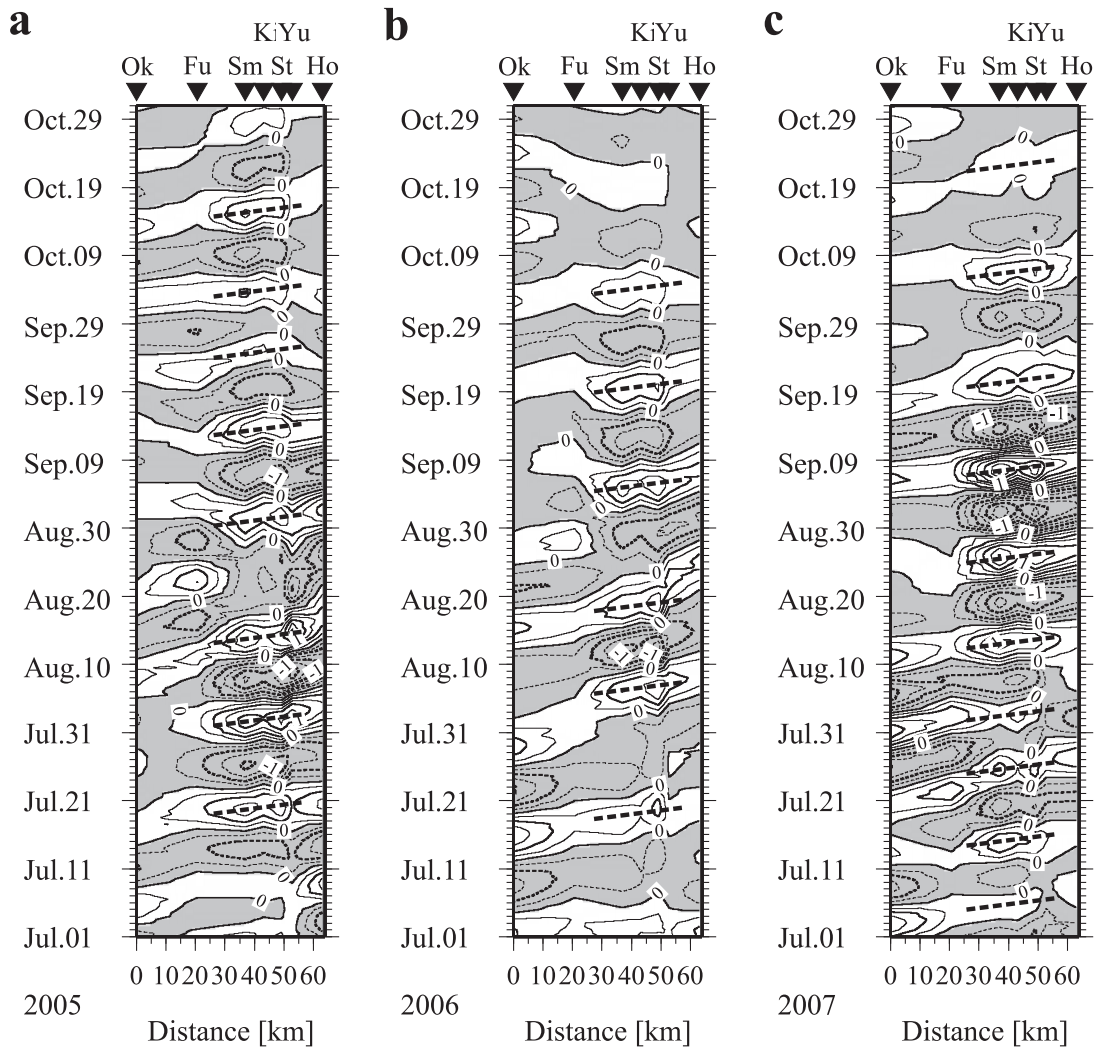


Fig. 5. Time-space diagrams of the 10–15 days band-pass filtered water temperature at surface layer of the west coast (Sta. Ok, Sta. Fu, Sta. Sm, Sta. Ki, Sta. St, Sta. Yu, and Sta. Ho; see Fig. 1) of Shikoku for each year of 2005–2007. Horizontal axes are distance from Sta. Ok to the other stations, and vertical axes are time over the period from July 1, 2005 to October 31, 2007. Shaded areas indicate negative values in the band-pass filtered water temperature. Contour intervals are 0.25 °C. Thick broken lines represent northward propagation speed of 20 km day⁻¹.

2005–2007年における四国西岸域の表層水温変動は毎年8–9月に最大値、1–3月に最小値を迎える季節変動が支配的であり、その他に数日から数ヶ月程度の変動もみられる。特に、30日以下の短周期変動に注目すると、観測点によって局所的にその振幅や時間スケールが異なっている (Fig. 4a)。

豊後水道南部の沖ノ島 (Ok) の水温変動は、10日以下の周期帯で年間を通して統計的に有意になることが多

い。豊後水道中部以北の下灘 (Sm) と法花津湾 (Ho) においても10–30日の周期帯で統計的に有意な変動が多いが、この周期帯の水温変動は明瞭な季節性を持ち、夏季 (5–9月) に顕著である。急潮の発生周期である10–15日の周期帯に注目すると、2005年と2007年は豊後水道中部以北の下灘 (Sm) と法花津湾 (Ho) において、90%信頼限界で統計的に有意な変動が多数存在しているのに対して、2006年は統計的に有意な変動が、他

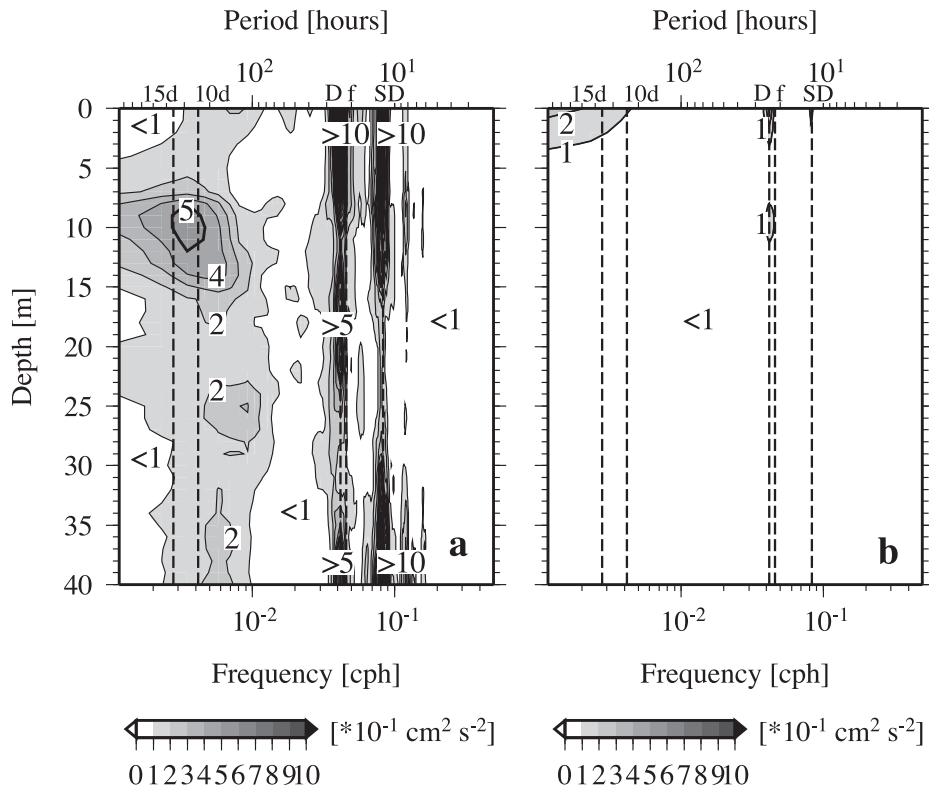


Fig. 6. Variance preserving spectra of the along-shore current (a) and cross-shore current (b) at Sta. H during the mooring period. Shaded areas represent the values larger than $1.0 \times 10^{-1} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$, respectively. Symbols of 15d, 10d, D, f, and SD represent periods of 15 days, 10 days, diurnal period (24 hours), inertial period (20.7 hours), and semi-diurnal period (12 hours), respectively. Contour intervals are $1.0 \times 10^{-1} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$.

の年に比べて減少している (Figs. 4b–d)。

夏季四国西岸域における 10–15 日周期の水温変動について詳しく調べるため、2005–2007 年 7–10 月における沖ノ島 (Ok)・福浦 (Fu)・下灘 (Sm)・北灘 (Ki)・下波 (St)・遊子 (Yu)・法花津湾 (Ho) の表層水温時系列にバンドパスフィルターを施し、10–15 日周期の水温変動を抽出した。バンドパスした水温時系列の時空間ダイアグラムを Fig. 5 に示す。10–15 日周期の水温変動の振幅は、年による違いがあるものの最大でも 2°C 程度であり、特に 2006 年はその振幅が小さい。特徴的なのは、すべての年で水温変動の振幅が福浦 (Fu) から下波 (St) の間で増加している点である。さらに、その水温変動の位相はすべての年で例外なく四国西岸に沿って北へ位相伝播しており、その伝播速度は福浦 (Fu) から下波 (St) の範囲で 20 km day^{-1} 程度

(Fig. 5 の黒破線) である (Fig. 5)。

武岡ら (1992) や Takeoka *et al.* (1993; 1995) は、四国西岸域の急潮が暖水をとまなう密度流的な性質を持ち、豊後水道中部では約 15 日周期で発生するとともに、岸を右手に見ながら北へ伝播することを示した。本研究で示された 10–15 日周期の水温変動の特徴は、武岡ら (1992) や Takeoka *et al.* (1993; 1995) が示した四国西岸域における急潮のそれとよく一致している。さらに、ここでは詳しく示さないが、衛星海面水温データの解析から、この 10–15 日周期の水温変動の位相伝播が生じた際には、四国西岸域で暖水の進入が確認されている。したがって、本研究で示された 2005–2007 年の 10–15 日周期の水温変動は、四国西岸域の急潮によって生じたものであると言える。

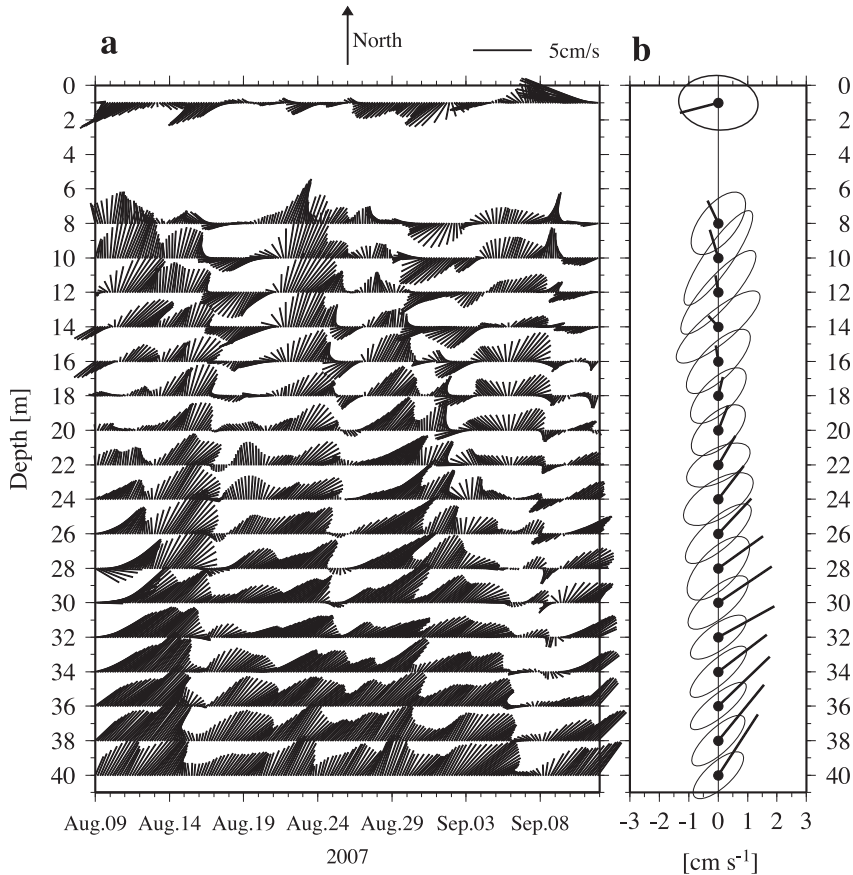


Fig. 7. Vector stick plots of the low-pass filtered current vectors at Sta. H (a) and mean current vectors and variance ellipses estimated from the low-pass filtered currents at depths of 1–40 m (b) during the mooring period. The ellipses are plotted based on the standard deviation along the principal- and minor-axis directions.

3.3 夏季法花津湾湾口部における流速変動

係留観測期間（2007年8月7日から9月13日までの期間）における湾口部（Sta.H; Fig. 1参照）の流速変動の時間スケールを調べるためにスペクトル解析を行った。係留観測によって得られた流れの along-shore 成分と cross-shore 成分のエネルギー保存形式のスペクトルを Fig. 6 に示す。係留観測期間の湾口部では、ほぼすべての周期帯で cross-shore 成分よりも along-shore 成分の流速変動の方が高いエネルギーレベルにあり、半日周期、日周期、そして7日以上周期帯の流速変動のエネルギーレベルが特に高い (Fig. 6)。このことは、係留観測期間の湾口部では等深線に沿う方向の流速変動が卓越していることを示している。そこで、本研究では

along-shore 成分の流速変動を中心に解析を進める。7日以下の周期帯では、半日周期と日周期のエネルギーがそれぞれ水深 20 m と水深 30 m を境に、それ以浅と以深で大きくなっている。半日周期の流速変動は上層と下層のエネルギーレベル ($\sim 10.0 \times 10^{-1} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) が同程度であるのに対し、日周期の流速変動は表層（水深 1 m）のエネルギーが最も大きい ($> 20.0 \times 10^{-1} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$)。係留観測点の慣性周期が 20.7 時間であることから、半日周期の流速変動は内部潮汐（内部慣性重力波）である可能性が高い。日周期の流速変動に関しては、内部慣性重力波以外の流速変動であり、その発生源は表層付近にあると考えられる。一方、7日以上周期帯では、10–15 日周期における水深 7–15 m のエネルギーレベルが特に高く ($> 4.0 \times 10^{-1} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$)、12 日周期付近にスペク

Table 1. Statistics of the low-pass filtered currents at Sta. H. u and v components are for the east and north axes, respectively. σ_u and σ_v indicate standard deviations of the u and v components, respectively. \bar{V} and $^\circ T$ indicate vector mean velocity and current direction, respectively. \overline{KE} is the kinetic energy of the mean flow averaged over the entire series per unit mass [$\overline{KE} = 0.5(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)$], and KE' is the eddy kinetic energy per unit mass [$KE' = 0.5(\sigma_u^2 + \sigma_v^2)$].

Sta. H								
Depth (m)	$\bar{u} \pm \sigma_u$ (cm/s)	$\bar{v} \pm \sigma_v$ (cm/s)	\bar{V} (cm/s)	$^\circ T$ (deg.)	\overline{KE} (cm ² /s ²)	KE' (cm ² /s ²)	KE'/\overline{KE}	Data number
1	-1.3±1.4	-0.3±0.9	1.3	195	0.94	0.89	1.39	816
8	-0.4±0.9	0.8±1.1	0.8	115	0.35	1.01	2.91	816
10	-0.3±1.2	0.9±1.6	1.0	107	0.48	2.03	4.20	816
12	-0.1±1.3	0.6±1.4	0.6	100	0.16	1.88	11.76	816
14	-0.3±1.4	0.4±1.2	0.5	132	0.12	1.82	15.85	816
16	-0.1±1.1	0.5±1.1	0.5	99	0.14	1.22	8.80	816
18	0.1±1.0	0.6±1.0	0.6	76	0.20	0.93	4.71	816
20	0.3±0.9	0.8±0.9	0.9	69	0.39	0.82	2.08	816
22	0.6±1.1	1.0±0.8	1.1	60	0.64	0.88	1.38	816
24	0.9±1.2	1.1±0.9	1.4	52	1.00	1.14	1.13	816
26	1.1±1.1	1.2±1.0	1.6	47	1.32	1.18	0.89	816
28	1.5±1.1	1.1±1.1	1.9	36	1.73	1.18	0.68	816
30	1.8±1.0	1.2±0.9	2.2	34	2.40	0.96	0.40	816
32	1.9±1.0	1.1±0.8	2.2	29	2.37	0.75	0.31	816
34	1.6±1.0	1.3±0.9	2.1	37	2.15	0.87	0.40	816
36	1.7±1.0	1.7±0.8	2.4	44	2.93	0.80	0.27	816
38	1.6±0.9	1.9±0.9	2.5	51	3.03	0.80	0.26	816
40	1.3±0.9	2.1±0.8	2.5	57	3.05	0.71	0.23	816

トルピークがある。このことは、湾口部においてミズクラゲ集団出現頻度と同様な 10–15 日周期の流速変動が卓越していることを示している。

10 日以上周期帯の流速変動を詳しく調べるため、流速ベクトル時系列に対して 81 時間ハーフパワーポイントのガウシアンフィルターを施した。フィルター処理を行った流速ベクトル時系列と係留観測期間の流れの平均場、変動場、そして統計値を Fig. 7 と Table 1 にそれぞれ示す。係留観測期間における流れの平均場は、水深 1 m の 1.3 cm s^{-1} 程度の西南西方向の流れと、水深 22 m 以深の $1.4\text{--}2.4 \text{ cm s}^{-1}$ 程度の東北東–北東流によって特徴づけられる。一方、流れの変動場は、水深 8 m 以深で流速変動の主軸が係留観測点の等深線に沿っており、水深 10–14 m の渦運動エネルギー ($KE' > 1.8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) が最も大きい。水深 22–28 m においても渦運動エネルギー ($KE' \sim 1.2 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$) が比較的大きく、その流速変動の主軸は等深線だけでなく、平均流の流向にも沿って

いる (Fig. 7 と Table 1)。

係留観測期間に卓越する等深線に沿う方向の流速変動の特徴を把握するために、フィルター処理を施した流れの along-shore 成分に対して、Empirical orthogonal function (EOF) 解析を行った。EOF 解析によって得られた第 1 モードと第 2 モードの固有ベクトルと時係数を Fig. 8 に示す。第 1 モード (Along-shore Current EOF mode 1; 以下, ACE1 と略す) と第 2 モード (Along-shore Current EOF mode 2; 以下, ACE2 と略す) の寄与率はそれぞれ 41.8% と 30.5% となり、この 2 つのモードで along-shore 成分の流速変動の約 72% を説明することが可能である。EOF モードの統計的有意性は、Overland and Preisendorfer (1982) によって判断することができ、ACE1 と ACE2 はともに 95% 信頼限界で統計的に有意なモードである。そこで、本研究ではこの 2 つのモードに焦点を当てる。

ACE1 は、表層と底層 (水深 1 m と水深 40 m) を除

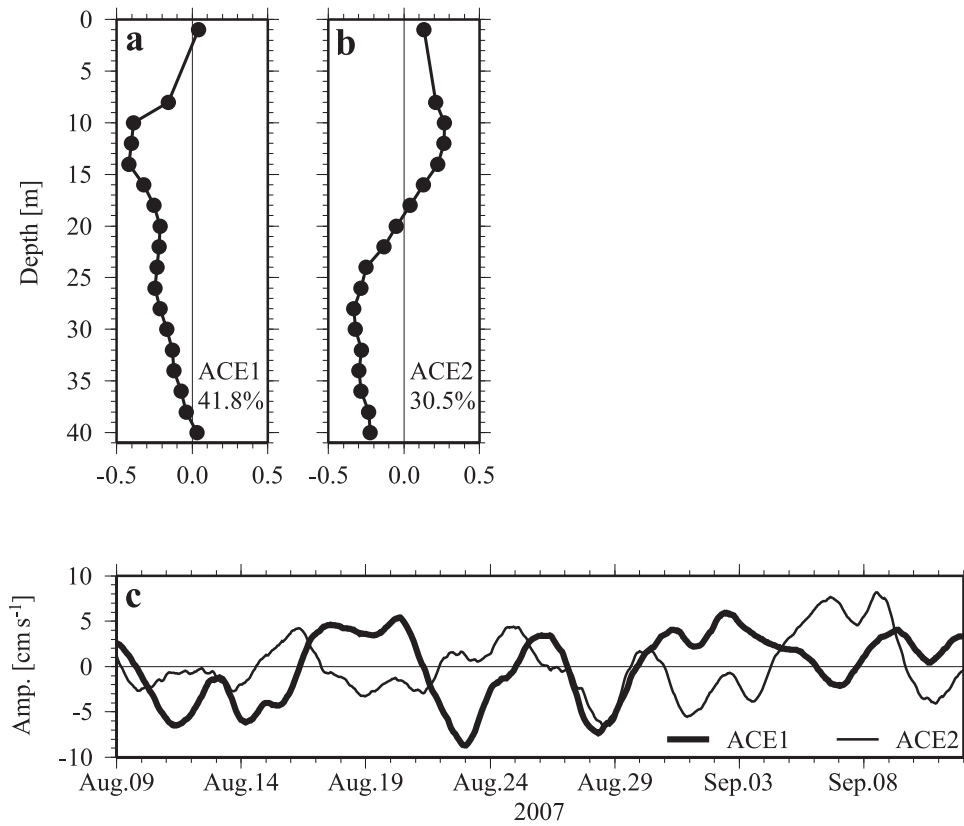


Fig. 8. Spatial pattern (a and b) and time amplitude (c) of the first (ACE1) and second (ACE2) modes of EOF analysis for the low-pass filtered along-shore currents at depths of 1–40 m at Sta. H.

く層で同位相（同一方向）の流速変動を示しており、水深 10–14 m の流速変動が最も大きく (Fig. 8a), この水深は渦運動エネルギーが最も大きい層と一致している (Table 1 参照)。ACE1 の時間変動は一週間から十数日程度の変動が顕著であり、その時係数は 2007 年 8 月 10–11 日, 8 月 14 日, 8 月 23 日, 8 月 28–29 日, そして 9 月 7 日付近で負のピークを示している (Fig. 8c)。これらの期間は水深 10–14 m で強い北東流が形成された時期と一致していることから (Fig. 7a 参照), ACE1 は水深 10–14 m の along-shore 成分の流速変動が強く反映されたモードであると言える。

一方, ACE2 は水深 19 m 付近を節とする上下層で逆位相の傾圧的な流速変動を示し, 水深 28 m の流速変動が最も大きく (Fig. 8b), この水深は係留観測期間の渦運動エネルギーが比較的大きい層と一致している (Table 1 参照)。ACE2 の時間変動は, ACE1 と同様に

一週間から十数日程度の変動が顕著であり, その位相は ACE1 に対して数日程度遅れる傾向がある (Fig. 8c)。そこで, ACE1 と ACE2 との間の相互相関係数を求めた。両者の間には, タイムラグ 133 時間に 99% 信頼限界で統計的に有意な正の相関関係 ($r=0.6$) が存在している。このことは, ACE1 に対して, ACE2 の位相が約 6 日程度遅れていることを示している。したがって, 夏季法花津湾湾口部では, 水深 10–14 m で湾奥方向の流れが強化された約 6 日後に, 水深 19 m 以浅では湾外方向の流れ, 水深 19 m 以深ではそれとは逆向きの湾奥方向の流れが強化されている。

これに加え, ACE1 の負のパターンの流れ (湾奥方向の流れ) が強化された 2007 年 8 月 10–11 日, 8 月 14 日, 8 月 23 日, 8 月 28–29 日, そして 9 月 7 日付近には, 四国西岸域において急潮が発生している (Fig. 5c 参照)。このことは, この 5 つの期間に湾口部で形成さ

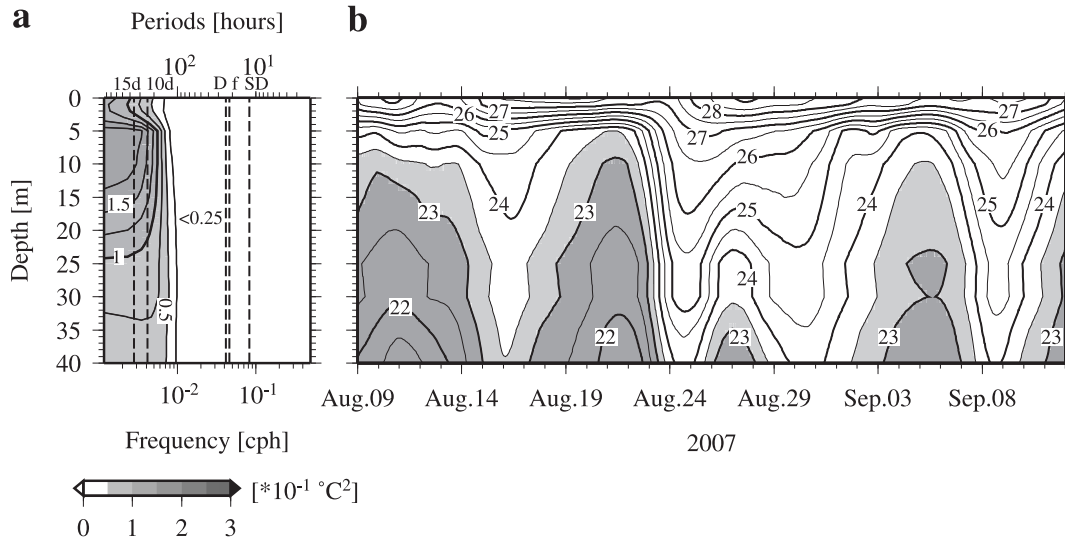


Fig. 9. Variance preserving spectra of the water temperatures (a) and time series of the low-pass filtered water temperatures at Sta. H (see Fig. 1) (b) at depths of 0–40 m during the mooring period. Shaded areas in (a) represent the values larger than $0.5 \times 10^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^2$. Symbols of 15d, 10d, D, f, and SD in (a) represent periods of 15 days, 10 days, diurnal period (24 hours), inertial period (20.7 hours), and semi-diurnal period (12 hours), respectively. Contour interval in (a) is $0.25 \times 10^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^2$. Light and heavy shaded areas in (b) represent the values smaller than $23.5 \text{ } ^\circ\text{C}$ and $23.0 \text{ } ^\circ\text{C}$, respectively. Contour interval in (b) is $0.5 \text{ } ^\circ\text{C}$.

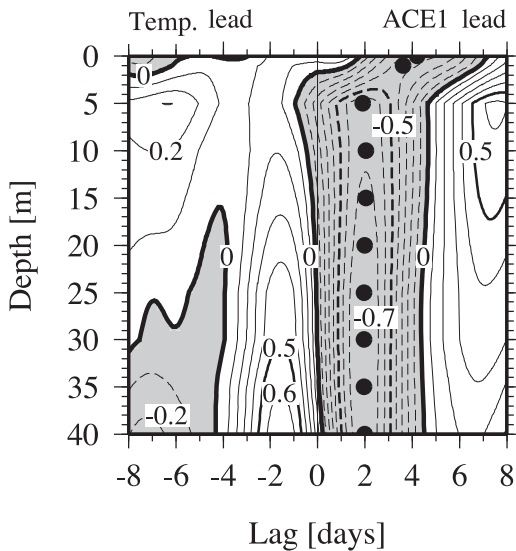


Fig. 10. Cross correlation coefficients between the time amplitude of the ACE1 and the low-pass filtered water temperature at each depths of 0–40 m during the mooring period. Shaded areas represent negative cross correlations. Solid circles represent maximum correlation at each depth. Contour interval is 0.1.

れた流速変動が急潮に関連したものであること、そして特に ACE1 の負のパターンの流れ（湾奥方向の流れ）は急潮の到達によって形成されたものであることを示している。

3.4 夏季法花津湾湾口部における水温変動

係留観測期間における湾口部の水温変動の時間スケールを調べるためにスペクトル解析を行った。スペクトル解析によって得られた水温変動のエネルギー保存形式のスペクトルを Fig. 9a に示す。係留観測期間の水温変動には、流速変動でみられたような明瞭なスペクトルピークは存在しないものの、10 日以上周期帯の水温変動が全層で高いエネルギーレベル ($> 0.5 \times 10^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^2$) にある (Fig. 9a)。このことは、湾口部において急潮によって生じる流速変動と同程度の時間スケールの水温変動が存在していることを示している。

流速変動と同様に、10 日以上周期帯の変動を詳しく調べるため、水温時系列に対して 81 時間ハーフパワーポイントのガウシアンフィルターを施した。フィルター

処理を施した水温時系列を Fig. 9b に示す。ここで、Fig. 9b の影は 23.5°C 以下を示している。係留観測期間には水温躍層が水深 5 m 以浅に常に存在し、それ以深では 2007 年 8 月 16 日、8 月 25 日、8 月 30 日、そして 9 月 9 日付近に暖水 ($T > 23.5^{\circ}\text{C}$) が出現している。さらに、この暖水の出現には一週間から十数日程度の周期性がある (Fig. 9b)。

水温躍層以深で暖水 ($T > 23.5^{\circ}\text{C}$) が出現した 2007 年 8 月 16 日、8 月 25 日、8 月 30 日、そして 9 月 9 日付近の流れに注目すると、暖水が出現する数日前には、ACE1 が負のピークを示している (Figs. 8c と 9b 参照)。そこで、ACE1 と水温変動との間の相互相関係数を求めた。両者の間には、全層でタイムラグ 2–4 日に 99% 信頼限界で統計的に有意な負の相関関係が存在している (Fig. 10)。このことは、法花津湾へ到達した急潮が湾内へ暖水流入をもたらしていることを示唆している。

3.5 急潮によって引き起こされた夏季法花津湾における海水交換

2007 年 8 月 1 日、8 月 7 日、そして 9 月 13 日における法花津湾を横断するライン (Fig. 1 参照) の水温・塩分・密度の鉛直断面を Fig. 11 に示す。図中の影は、水温が 23.5°C 以下の領域を示している。2007 年 8 月 4 日付近に発生した弱い急潮 (Fig. 5c 参照) の直前に相当する 2007 年 8 月 1 日の湾内には、水深 5 m 以浅に高温・低塩分な表層水 ($T > 23.5^{\circ}\text{C}$, $S < 33.8$, $\sigma_t < 23.0$) が存在している。水深 5 m 以深では、 23°C 以下の冷水 ($S > 33.8$, $\sigma_t > 23.0$; Figs. 11a–c の濃い影の領域) が湾内の大部分を占めており、水深 5 m 付近には、この冷水と表層水との間に水温躍層 (密度躍層) が形成されている (Figs. 11a–c)。一方、弱い急潮の直後に相当する 2007 年 8 月 7 日には、2007 年 8 月 1 日に比べて、 $22.5 - 23.5^{\circ}\text{C}$ の層厚が増加し、 23°C 以下の冷水 ($33.9 < S < 34.0$, $\sigma_t > 23.1$) が水深 25 m 以深に押しやられている (Figs. 10d–f)。係留観測期間の湾口部では、急潮によって水深 10–14 m 付近に強流域を持つ湾奥方向の流れが形成されるとともに、その約 2 日後には水温躍層以深で暖水 ($T > 23^{\circ}\text{C}$) が出現していた (Figs. 7–9 参照)。このことは、弱い急潮の直前と直後に生じた湾内の海洋

構造の変化が、急潮の到達にともなう水温躍層 (密度躍層) 以深からの暖水 ($23^{\circ}\text{C} < T < 24^{\circ}\text{C}$, $33.9 < S < 34.0$, $23.0 < \sigma_t < 23.2$) の流入によって生じたものであることを示している。

しかしながら、一般的に暖水流入 (密度流) にともなう密度場 (ここでは水温場によって代表される) と流動場の推移は同位相で進行するはずであるが (Matsuyama *et al.*, 1999)、本研究で観測された急潮にともなう流速変動 (ACE1) と水温変動の間には約 2–4 日のタイムラグがあった (Fig. 10 参照)。暖水流入の際に生じる湾奥方向の流れは $3 - 6 \text{ cm s}^{-1}$ 程度であることから (Fig. 7a 参照)、湾口から流入した暖水は約 20 時間もあれば湾奥部に到達することになり、その後この暖水は厚みを増加させ、湾内でその分布域を広げるはずである (Takeoka and Yoshimura, 1988; 小泉, 1991)。この場合、密度場と流動場の推移には数日程度の位相差をとともなうことが予想され、湾口部における湾奥方向の流れ (ACE1) と水温上昇との間の 2–4 日のタイムラグは、上記のような暖水の湾内への流入過程を捉えたものであると考えられる。

一方、2007 年 9 月 9 日付近に発生した急潮 (Fig. 5c 参照) の直後に相当する 2007 年 9 月 13 日には、水深 5 m 以浅で 25°C 以上の表層水 ($S < 34.1$, $\sigma_t < 22.6$) が存在し、この表層水は水深 5 m 以深の 24°C 以下の冷水 ($S > 34.1$, $\sigma_t > 23.0$) との間に弱い水温躍層 (密度躍層) を形成している。水深 10 m 以深では、 23.5°C 以下の冷水 ($S > 34.1$, $\sigma_t > 23.1$) が湾内の大部分を占めており、湾口部付近 (Figs. 11g–i の C1 付近) の水深 15 m 以深には、特に低温な 23°C 以下の冷水 ($S > 34.1$, $\sigma_t > 23.3$) が存在している (Figs. 11g–i)。Fig. 9b をみると、 23.5°C 以下の冷水は 2007 年 9 月 10 日付近から湾口部に出現しており、このとき水深 19 m 以深では $4 - 5 \text{ cm s}^{-1}$ 程度の湾奥方向の流れが形成されている (Fig. 7a 参照)。このことは、2007 年 9 月 13 日に水深 15 m 以深にみられた 23°C 以下の冷水 ($S > 34.1$, $\sigma_t > 23.3$) が湾外から湾内へ流入したものであることを示している。このような水深 19 m 以深で生じる湾外からの冷水 (2007 年 8 月 24 日以前と以後では、それぞれ 23°C 以下と 23.5°C 以下で特徴づけられる) の流入は、2007 年 8 月 10–11 日、8 月 21–22 日、8 月 27 日、9 月 5 日、そして 9 月

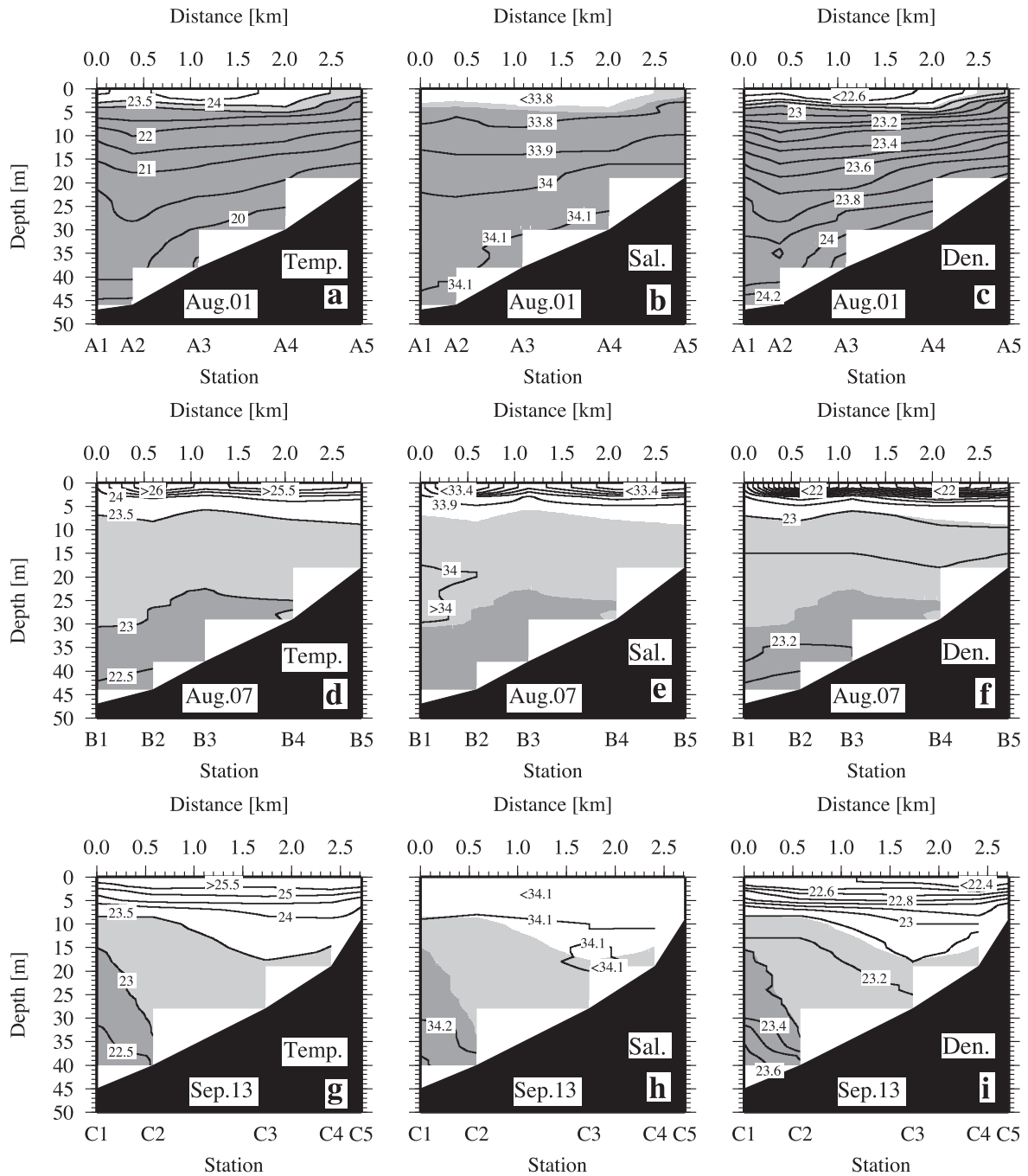


Fig. 11. Vertical sections of water temperature (a, d, and g), salinity (b, e, and h), and density (σ_t) (c, f, and i) along the transect A-line (A1–A5), B-line (B1–B5), and C-line (C1–C5) (see Fig. 1), where the A-, and B-, and C-lines are recorded on August 1, August 7, and September 13, 2007, respectively. Contour intervals in (a, d, and g), (b, e, and h), and (c, f, and i) are 0.5 °C, 0.1, and 0.1, respectively. Light and heavy shaded areas in (a–i) represent the water temperature with the values smaller than 23.5 °C and 23.0 °C, respectively.

12日付近にも生じており、この時期には中層以深で湾奥方向の流れ（ACE2の負のパターンの流れ）が強化されている。さらに、この数日前には必ず急潮の到達にともなう暖水流入が生じている（Figs. 7-9 参照）。

以上のように、夏季法花津湾では、急潮の到達にともなう湾スケールの海水交換が励起されており、湾口部で生じる流速変動と水温変動は、この海水交換の一部を捉えたものである。

4. 考察

4.1 夏季法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度の短周期変動と急潮との関係

法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度には10-15日の短周期変動があり、特に2006年はこの変動が小さかった（Fig. 3 参照）。さらに、四国西岸の表層水温にも10-15日の短周期変動があり、これは急潮によって引き起こされたものであった（Figs.4 と 5 参照）。また、2006年は他の年に比べて水温の10-15日の短周期変動の振幅（0.5°C程度）が小さかったのに対して、2007年は特にその振幅（2°C程度）が大きかった（Fig. 5 参照）。四国西岸域では、密度場に対して塩分場よりも水温場の方が大きく寄与することから（Kaneda *et al.*, 2002 など; Fig. 11 参照）、2006年は他の年に比べて急潮内の暖水の密度が大きく、暖水とその下層に存在する水塊との密度差（上下層の密度差）が小さかったのに対し、2007年は密度差が大きかったと考えられる。一般的に、密度流の伝播速度は上下層の密度差によって決定されるため（Kubokawa and Hanawa, 1984; Matsuyama *et al.*, 1999）、2006年は他の年に比べて急潮が弱く、2007年は強かったと推定される。したがって、2006年はミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動が小さいだけでなく、急潮も弱かったことになる。このことは、両者の強弱の経年変化が一致していることを示している。

一方、2006年は他の年に比べてミズクラゲ集群出現頻度が少ないことから（Fig. 3 参照）、ミズクラゲの出現量が少ないために、ミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動が小さくなった可能性もある。Fig.

3b 上段をみると、2006年8月10日から9月19日までの期間（約40日間）に湾内表層にはミズクラゲ集群が定常的に存在している。もし、ミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動と四国西岸域の急潮とが全く無関係であるならば、この期間にも急潮の強弱に関係なく、ミズクラゲ集群出現頻度に10-15日の短周期変動が生じるはずである。しかし、2006年のミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動は、他の周期帯の変動よりも明らかに小さい（Fig. 3b 下段）。このことは、法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動がミズクラゲの出現量ではなく、急潮の強弱に関係していることを示している。

これに加え、2005年と2007年における水温の10-15日の短周期変動とミズクラゲ集群出現頻度の時間変動を比較すると、四国西岸域で急潮が発生してから数日後に、法花津湾でミズクラゲ集群出現頻度が増加する傾向があり、3年間で最も強い急潮が発生していたと推定される2007年は、その傾向が特に顕著である（Figs.3 と 5 参照）。このことも、急潮がミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動に関係していることを強く示唆している。

以上のように、夏季法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動とその強弱の経年変化は、四国西岸域の急潮とその強弱の経年変化とそれぞれよく一致している。したがって、夏季法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動は、四国西岸域における急潮に深く関連したものであると考えられる。

4.2 急潮によって引き起こされた夏季法花津湾表層におけるミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動

法花津湾表層では、ミズクラゲ集群出現頻度が毎年8月中旬から増加し、その後、ミズクラゲ集群出現頻度は10-15日周期で増減を繰り返していた（Fig. 3 参照）。このミズクラゲ集群出現頻度の短周期変動は、四国西岸域における急潮の発生周期と同程度の時間スケールであった。さらに、湾口部では流動場と水温場も10-15日に変動しており、この短周期変動は急潮の到達にともなう

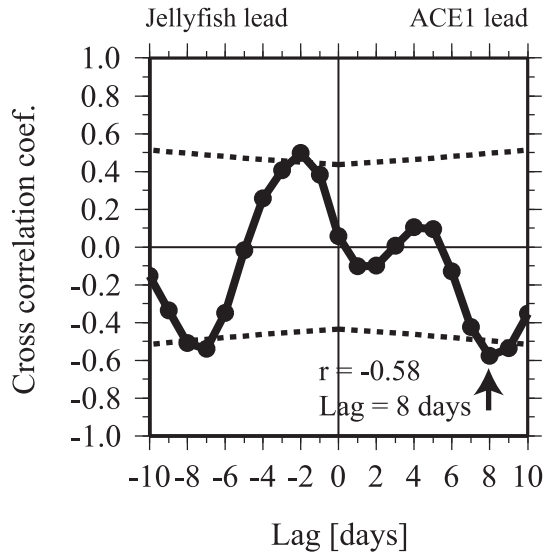


Fig. 12. Cross correlation coefficients between the time amplitude of the ACE1 and the 5-day running mean of the occurrence frequency of moon jellyfish aggregation. Dotted lines are cross correlation coefficients at 99% confidence.

湾スケールの海水交換の一部を捉えたものであった。これらのことは、法花津湾に到達した急潮がミズクラゲ集群出現頻度の10–15日の短周期変動を引き起こしていることを強く示唆している。

湾口部の急潮による流速変動 (ACE1; Fig. 8 参照) と湾内表層のミズクラゲ集群出現頻度の短周期変動との関係について調べるため、ACE1の時係数と5日移動平均ミズクラゲ集群出現頻度との間の相互相関係数を求めた。両者の間には、タイムラグ8日に99%信頼限界で統計的に有意な強い負の相関関係 ($r = -0.58$) が存在している (Fig. 12)。このことは、湾口部に急潮が到達してから約8日後、さらには暖水流入による水温上昇が生じてから4–6日後に、湾内表層でミズクラゲ集群出現頻度が増加していることを示している。

武岡ら (2009) は、ビデオモニタリングシステムや航空写真観測などから湾内で発生したミズクラゲが一旦湾外へ流出し、急潮によって再び湾内へ輸送されることを指摘した。さらに、彼らは豊後水道で行われた最近の調査結果をもとに、急潮によって運ばれてくるミズクラゲが元々急潮内にいたものである可能性が低く、大部分は湾外の既存水塊中にいたものであることを指摘している

(武岡ら, 2009)。これらのことは、四国西岸域で急潮が発生するたびに、湾外の既存水塊中にいたミズクラゲが湾内へ輸送されることを示唆している。

しかしながら、急潮によって湾外の既存水塊中にいたミズクラゲが湾内へ輸送されたとしても、湾内表層で集群を形成しなければ、急潮が到達するたびにミズクラゲ集群出現頻度が増加することはない。武岡ら (2009) は、ミズクラゲが急潮によって運ばれるためには、ミズクラゲの上向きの遊泳が必要であること、そして、特にこの上向きの遊泳力が強いときミズクラゲは流入する急潮の先端部に集群し、湾奥深くまで輸送されることを指摘している。また、彼らは、ミズクラゲの上向きの遊泳力が弱ければ、それらは急潮先端部分で既存水塊とともに下方へ運ばれるが、やがて流入する暖水中に移動して水平に運ばれることも指摘している (武岡ら, 2009)。この場合、急潮先端部にミズクラゲ集群が形成される可能性は低いが、暖水中のミズクラゲは上向きの遊泳によって表層へ移動し、表層流の収束域に集群することが考えられる (Magome *et al.*, 2007)。したがって、湾外の既存水塊中にいたミズクラゲが急潮によって湾内へ輸送されさえすれば、湾内表層ではミズクラゲ集群が増加することになる。このことは、四国西岸域で発生した急潮が法花津湾に到達するたびに、湾内表層ではミズクラゲ集群出現頻度が増加することを示唆している。

一方、急潮にともなう暖水流入によって湾内の水温は2–3°C程度上昇しており (Fig. 9b 参照)、湾内表層ではこの水温上昇の4–6日後にミズクラゲ集群出現頻度が増加していた。このような水温上昇とミズクラゲ集群出現頻度の対応関係は、水温上昇という海洋環境の変化 (刺激) に対する湾内に生息するミズクラゲの応答の結果として生じた可能性がある。水温上昇にともなうミズクラゲの応答として、拍動数の増加による表層への浮上が挙げられる。このような表層への浮上が生じた場合、水温上昇のたびに湾内表層のミズクラゲの個体数が増加し、それらが集群することによって、ミズクラゲ集群出現頻度が増加する可能性がある。安田ら (2003) によると、本研究の係留観測期間における湾内の水温範囲 (約22–28°C) では、ミズクラゲの拍動数はそれほど変化しない (水温が22–25°Cの範囲にある場合)、もしくは減少する (水温が25°C以上の場合) 傾向がある。そのた

め、夏季法花津湾では急潮にともなう暖水流入によって、湾内の水温が2-3°C程度上昇したとしても、ミズクラゲの拍動数はそれほど変化しないか、もしくは減少することになる。したがって、夏季法花津湾において急潮の到達にともなう暖水流入が生じたとしても、それによる水温上昇が原因で、ミズクラゲの表層への浮上が促進される可能性は低いと言える。

以上のことから、夏季法花津湾表層で生じるミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動は、湾外の既存水塊中にいたミズクラゲが、急潮によって湾内へ輸送されることによって生じている可能性が最も高いと考えられる。

5. まとめ

夏季法花津湾においてビデオモニタリングを行い、2005年から2007年までの3年間にわたって表層ミズクラゲ集群出現頻度の時間変動を調べた。ミズクラゲ集群出現頻度の時間変動には、8月中旬から増加し、9-10月に減少する長周期変動と、10-15日周期で増減を繰り返す短周期変動が存在した。一方、夏季四国西岸域では水温に10-15日の短周期変動が存在し、この短周期変動は急潮によって引き起こされていた。2005年から2007年までのミズクラゲ集群出現頻度の短周期変動の強弱の経年変化は、急潮の強弱の経年変化と一致していた。そこで、急潮とミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動との関係を調べるため、2007年の夏季法花津湾において係留観測と海洋観測を行った。法花津湾へ到達した急潮は湾内へ暖水を流入させるとともに、湾スケールの海水交換を励起した。夏季法花津湾では、この暖水流入にともない湾外の既存水塊中にいたミズクラゲが湾内へ輸送され、湾内表層で受動的に集群することによって、ミズクラゲ集群出現頻度の10-15日の短周期変動が生じていると考えられる。

しかしながら、急潮によって湾内へ輸送されるミズクラゲが、実際に湾外の既存水塊中にいるかどうかについては不明である。一般的に、海洋中のミズクラゲは自身の比重と同一比重の生息環境を好むことから(Arai, 1997)、もし急潮によって湾内へ輸送されたミズクラゲが湾外の既存水塊中にいたのであるならば、ミズクラゲ

と湾外の既存水塊の比重は一致するはずである。しかし、本研究で行った観測ではミズクラゲの比重の測定を行っていないことから、それを確かめることはできない。そのため、今後は係留観測や海洋観測に加えて、ミズクラゲの比重の測定も行い、急潮によって湾内へ輸送されるミズクラゲが湾外の既存水塊中にいたものであるかどうかを確かめる必要がある。さらに、その際サーモグラフィのようなツールを使用することも非常に有効であると考えられる。

これに加え、急潮の到達にともなう湾内では湾スケールの海水交換が生じていた。このような海水交換は、湾内に輸送されたミズクラゲやミズクラゲ集群の空間分布に大きな影響を及ぼすだけでなく、それらの湾外への輸送にも寄与すると考えられる。また、係留観測期間の湾口部では、半日周期と日周期の流速変動が卓越していた。これらの流速変動は、急潮による10-15日周期の流速変動に匹敵する、もしくはそれ以上の大きさを持っていたことから(Fig. 6a 参照)、急潮と同様に湾内表層のミズクラゲ集群の空間分布に何らかの影響を与えている可能性がある。これらの点に関しても、今後詳細な観測を行うことによって調べていく必要がある。

最後に、本研究ではビデオモニタリングという新たな手法を用いて、沿岸海域におけるクラゲ類(ここではミズクラゲ)の短周期変動に関する情報を、これまでにない時間分解能で把握することに成功した。さらに、このビデオモニタリングと、従来からの係留観測と海洋観測を併用することによって、沿岸海域におけるクラゲ類の短周期変動の時間スケールとその形成機構を明らかにした。これらのことは、本研究で用いたビデオモニタリングという観測手法が沿岸海域におけるクラゲ類の短周期変動を把握するのに極めて有効な手段であることを示している。

6. 謝辞

法花津湾における係留観測と海洋観測にあたって全面的な支援を頂いた吉田漁業組合の皆様へ感謝の意を表します。また、有益なご指摘を頂いた2名の査読者と編集委員の方々に心より感謝致します。本研究は、農林水産技術会議からの受託研究「環境変動に伴う海洋生物大発

生の予測・制御技術の開発」のサブ課題「クラゲ類の大発生予測・抑制技術の開発（研究統括者：上真一広島大学教授）の一部であることを付記する。

References

- Albert, D. J. (2007): *Aurelia labiata* medusa (Scyphozoa) in Roscoe Bay avoid tidal dispersion by vertical migration. *Journal of Sea Research*, **57**, 281–287.
- 青山昌史, 上真一, 武岡英隆 (2005): 宇和海におけるミズクラゲの出現量の経年変動と中型動物プランクトンに及ぼす捕食インパクトの推定. 日本プランクトン学会報, **52**, 38–41.
- Arai, M. N. (1997) *A Functional Biology of Scyphozoa*, Chapman and Hall, London, 315pp.
- Brodeur, R. D., H. Sugisaki, and G. L. Hunt (2002): Increases in jellyfish biomass in the Bering Sea: implications for the ecosystem. *Marine Ecology Progress Series*, **233**, 89–103.
- Graham, W. M. (2001): Numerical increases and distributional shifts of *Chrysaora quinquecirrha* (Desor) and *Aurelia aurita* (Linné) (Cnidaria: Scyphozoa) in the northern Gulf of Mexico. *Hydrobiologia*, **451**, 97–111.
- Graham, W. M., F. Pagès, and M. Hamner (2001): A physical context for gelatinous zooplankton aggregations: a review. *Hydrobiologia*, **451**, 199–212.
- Graham, W. M., D. L. Martin, and J. C. Martin (2003): *In situ* quantification and analysis of large jellyfish using a novel video profiler. *Marine Ecology Progress Series*, **254**, 129–140.
- Hamner, W. H. and D. Schneider (1986): Regularly spaced rows of medusae in the Bering Sea: Role of Langmuir circulation. *Limnology and Oceanography*, **31**, 171–177.
- Hamner, W. H., P. P. Hamner, and S. W. Strand (1994): Sun-compass migration by *Aurelia aurita* (Scyphozoa): population retention and reproduction in Saanich Inlet, British Columbia. *Marine Biology*, **119**, 347–356.
- Johnson, D. R., H. M. Perry, and W. M. Graham (2005): Using nowcast model currents to explore transport on non-indigenous jellyfish into the Gulf of Mexico. *Marine Ecology Progress Series*, **305**, 139–146.
- Kaneda, A., H. Takeoka, E. Nagaura, and Y. Koizumi (2002): Periodic intrusion of cold water from the Pacific Ocean into the bottom layer of the Bungo Channel in Japan. *Journal of Oceanography*, **58**, 547–556.
- Kaneda, A., T. Kohama, Y. Kawamura, and H. Takeoka (2007): Periodicity in the accumulation of gelatinous zooplankton during the summer season in the coastal area of Iyo-Nada, Japan. *Limnology and Oceanography*, **52**, 707–715.
- 小泉喜嗣 (1991): 急潮時の下波湾における海水交換過程. 沿岸海洋研究ノート, **29**, 82–89.
- Kubokawa, A. and K. Hanawa (1984): A theory of semigeostrophic gravity waves and its application to the intrusion of a density current along a coast. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **40**, 260–270.
- Mackie, G. O., R. J. Larson, K. S. Larson, and L. M. Passano (1981): Swimming and vertical migration of *Aurelia aurita* (L.) in a deep tank. *Marine Behavior & Physiology*, **7**, 321–329.
- Magome, S., T. Yamashita, T. Kohama, A. Kaneda, Y. Hayami, S. Takahashi, and H. Takeoka (2007): Jellyfish patch formation investigated by aerial photography and drifter experiment. *Journal of Oceanography*, **63**, 761–773.
- Matsuyama, M., H. Ishidoya, S. Iwata, Y. Kitade, and H. Nagamatsu (1999): Kyucho induced by intrusion of Kuroshio water in Sagami Bay, Japan. *Continental Shelf Research*, **19**, 1561–1575.
- Mills, C. E. (1984): Density is altered in hydromedusae and ctenophores in response to changes in salinity. *Biological Bulletin*, **166**, 206–215.
- Mills, C. E. (2001): Jellyfish blooms: are populations increasing globally in response to changing ocean condition? *Hydrobiologia*, **451**, 55–68.
- Nielsen, A. S., A. W. Pedersen, and H. U. Riisgård (1997): Implications of density driven currents for interaction between jellyfish (*Aurelia Aurita*) and zooplankton in a Danish fjord. *Sarsia*, **82**, 297–305.
- Overland, J. E. and R. W. Preisendorfer (1982): A significance test for principal components applied to cyclonic climatology. *Monthly Weather Review*, **110**, 1–4.
- Purcell, J. E., E. D. Brown, K. D. E. Stokesbury, L. H. Halderson, and T. C. Shirley (2000): Aggregations of the jellyfish *Aurelia labiata*: abundance, distribution, association with age-0 walleye Pollock, and behaviors promoting aggregation in Prince William Sound, Alaska, USA. *Marine Ecology Progress Series*, **195**, 145–158.
- Purcell, J. E., S. Uye, and W. T. Lo (2007): Anthropogenic causes of jellyfish blooms and their direct consequences for humans: a review. *Marine Ecology Progress Series*, **350**, 153–174.
- Rakow, K. C., and W. M. Graham (2006): Orientation and swimming mechanics by the scyphomedusa *Aurelia* sp. in shear flow. *Limnology and Oceanography*, **51**, 1097–1106.
- Takeoka, H. and T. Yoshimura (1988): The *Kyucho* in *Uwajima Bay*. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **44**, 6–16.
- 武岡英隆, 秋山秀樹, 菊池隆展 (1992): 豊後水道の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **36**, 16–26.
- Takeoka, H., H. Akiyama, and T. Kikuchi (1993): The *Kyucho* in the Bungo Channel, Japan -Periodic intrusion of oceanic warm water. *Journal of Oceanography*, **49**, 369–382.
- Takeoka, H., Y. Tanaka, Y. Ohno, Y. Hisaki, A. Nadai, and H. Kuroiwa (1995): Observation of the *Kyucho* in the Bungo Channel by HF radar. *Journal of Oceanography*, **51**, 699–711.
- 武岡英隆, 藤井直紀, 高橋大介, 馬込伸哉, 南條悠太 (2009): 宇和海におけるミズクラゲの集群メカニズム. 沿岸海洋研究, **46**, 109–117.
- Terrence, C., and G. P. Comp (1998): A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 61–78.
- 上真一, 上田有香 (2004): 瀬戸内海におけるクラゲ類の出現動向と漁業被害の実態. 水産海洋研究, **68**, 9–19.
- Uye, S., N. Fujii, and H. Takeoka (2003): Unusual aggregations of the scyphomedusa *Aurelia aurita* in coastal waters along western Shikoku, Japan. *Plankton Biology & Ecology*, **50**, 17–21.
- 安田徹, 上野俊士朗, 足立文 (2003): 海の UFO クラゲ. 恒星社厚生閣, 206pp.

Short-term periodic appearance of moon
jellyfish aggregation at surface layer in summertime
Hokezu Bay, Japan induced by *kyucho*

Daisuke Takahashi^a, Yuta Nanjyo^b, Junichi Ohyama^c,
Naoki Fujii^d, Kayoko Fukumori^e, Hidetaka Takeoka^d

Abstract

Temporal variation in appearance of moon jellyfish (*Aurelia* sp.) aggregation at surface layer in summertime Hokezu Bay during 2002–2005 were examined using the land-base video monitoring system. The existences of long- and short-term fluctuations in the appearance of the moon jellyfish aggregation were revealed. The long-term fluctuation was characterized by the appearance of the moon jellyfish aggregation in middle August and by vanishment in September–October, whereas the short-term fluctuation had periods of 10–15 days. Interannual variation of the short-term fluctuation well corresponded with that of *kyucho*, which was intrusion of warm surface water from the Pacific Ocean to the Bungo Channel. To examine the relationship between the short-term fluctuation and the *kyucho*, mooring and hydrographic observations were conducted in summertime Hokezu Bay of 2007. When the *kyucho* reached Hokezu Bay, the warm water flowed into the bay under surface pycnocline (thermocline). This warm water intrusion caused not only bay-scale water mass exchange but also transport of the moon jellyfish from the outside to the inside of the bay, and then the intruded moon jellyfish was considered to be passively aggregated at the surface layer. As a result of this, the short-term fluctuation with periods of 10–15 days in the appearance of the moon jellyfish aggregation was considered to occur at the surface layer in summertime Hokezu Bay.

Key words: moon jellyfish aggregation, land-base video monitoring system,
kyucho, Hokezu Bay

(Corresponding author's e-mail address: d-taka@hyarc.nagoya-u.ac.jp)

(Received 30 June 2009; accepted 16 October 2009)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2010)

a Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, Aichi 464-8601, Japan

b Taiyo Oil Co. Ltd., 4070–2, Tane, Kikuma-cho, Imabari, Ehime 799–2393, Japan

c Toa Corporation, 4–6, Nishiki, Naka-ku, Nagoya, Aichi 460–0003, Japan

d Center for Marine Environmental Studies, Ehime University, 2–5, Bunkyo-cho, Matsuyama, Ehime 790–8577, Japan

e Center for Ecological Research, Kyoto University, 509–3, 2-chome, Hirano, Otsu, Shiga 520–2113, Japan