

京都府農林水産技術センター海洋センター研究論文

第 9 号

平成24年12月

SPECIAL REPORT No. 9

Kyoto Institute of Oceanic and Fishery Science

December 2012

丹後半島周辺海域で発生する急潮に関する研究

熊 木 豊

Studies on the *Kyucho* around the coast of Tango Peninsula

by
Yutaka KUMAKI

研究論文集 第9号 平成24年12月
京都府農林水産技術センター海洋センター

SPECIAL REPORT No.9 December 2012
KYOTO INSTITUTE OF OCEANIC AND FICHERY SCIENCE
Odasyukuno, Miyazu, Kyoto 626-0052, Japan

目 次

Abstract	1
第1章 序 論	
丹後半島周辺海域の地形と漁業の特徴	2
定置網の急潮被害実態	3
研究の動機	4
研究の目的	4
第2章 低気圧の日本海通過に伴う後急潮	
2-1. はじめに	6
2-2. 観測資料	6
2-3. 資料解析結果	7
2-3-1. 台風0406号通過に伴う気象変化.....	7
2-3-2. 台風通過前後における成層構造	7
2-3-3. 台風通過に伴う水温と流速の変動	8
2-3-4. 台風通過に伴う水位変動	9
2-4. 考 察	10
第3章 低気圧の日本海通過に伴う前急潮	
3-1. はじめに	14
3-2. 観測資料	14
3-3. 資料解析結果	14
3-3-1. 台風0514号接近時の気象・海況変動.....	14
3-3-2. 流速の周期変動特性	16
3-3-3. 流速構造の特徴	16
3-4. 考 察	18
3-4-1. 風応力の効果について	18

第4章 対馬暖流及びその支流が関与する急潮事例	
4-1. はじめに	24
4-2. 観測資料	24
4-3. 資料解析結果	26
4-3-1. 2004年6月における丹後半島沿岸の気象・海況変動	26
4-3-2. 2004年5月～7月における丹後半島沖の海況変動	27
4-3-3. 2004年6月における若狭湾周辺海域の海況変動	28
4-4. 考 察	29
第5章 総合考察	32
残された課題	35
謝 辞	36
要 約	36
引用文献	37

Studies on *Kyucho* around the coast of the Tango Peninsula*

Yutaka KUMAKI

Abstract

The Tango Peninsula is located on the Sea of Japan side of central Honshu, and there are many set-nets around the coast because of plentiful fishing grounds. A stormy coastal current, *Kyucho*, is often generated around the coast of the Tango Peninsula related to the passage of a typhoon or mid-latitude cyclone, especially during summer to autumn, destroying set-nets around the peninsula. The generation process of *Kyucho* in this area is not well-known due to the lack of relevant studies based on direct current measurements. If we can identify the generation mechanism, we may be able to accurately forecast *Kyucho*, which will enable fishermen to reduce damage to set-nets. Therefore, the study of *Kyucho* dynamics is important to support stable and sustainable set-net fisheries as well as academically contributing to physical oceanography. We collected various *Kyucho* data using many current meters and thermometers deployed around the coast of the Tango Peninsula during summer to autumn 2004 - 2011. The results are summarized as follows.

First, the generation and propagation process of *Kyucho* that occurred along the coast of the Tango Peninsula due to an atmospheric disturbance passing over the Sea of Japan (called *Ato-Kyucho*) were analyzed based on the current, temperature, sea level, and wind data obtained around the peninsula during the summer to autumn of 2004. After the passage of typhoon 0406, a strong current with a temperature rise in the upper layer and a sea level rise were generated on the northern coast of the peninsula, and the phenomenon moved with the coast on its right-hand side, with a speed of about 0.4 to 0.6 m s⁻¹. This phenomenon is considered to be connected with the coastally trapped waves, i.e., hybrid waves, with the characteristics of both internal Kelvin and shelf waves. The continuously strong east-northeast directional wind due to the typhoon passage was considered to pile up water on the north coast of the Tango Peninsula. A downwelling signal probably propagated along the eastern coast of the peninsula as a coastally trapped wave and rapidly dissipated in the propagation process. Igeta *et al.* (2007) performed a numerical experiment to reproduce *Ato-Kyucho* induced by typhoon 0406. They showed that near-inertial internal gravity waves derived from the offshore region struck the tip of the Tango Peninsula and propagated as near-inertial coastally trapped waves along the eastern coast of the peninsula. *Ato-Kyucho* in several cases also fluctuated predominantly with the near-inertial period as well as sub-inertial period caused by downwelling coastally trapped waves. We concluded that *Ato-Kyucho* along the eastern coast of the peninsula was generated by superposition of the near-inertial waves derived from offshore region and sub-inertial coastally trapped waves accompanied with downwelling.

From recent mooring observations carried out along the coast of Tango Peninsula, we found that *Kyucho* rarely occurred before the passage of a typhoon or mid-latitude cyclone and damaged set-nets around the peninsula. The strong current that occurred before passage of the atmospheric disturbance was called *Mae-Kyucho* in Sagami Bay, but its detailed mechanism was unknown. We examined the characteristics and generation mechanism of *Mae-Kyucho* associated with Typhoon 0514. Mooring current and temperature data obtained in the eastern part of the peninsula showed that the strong northward current (approximately 0.8 m s⁻¹) accompanied with a temperature decrease developed before passage of the typhoon. The currents distributed with the coast on the left-hand side were extracted as the first EOF mode, and the time variation was found to be closely correlated with the westward wind at Mt. Taiko (at the center of the peninsula). From a numerical experiment using a 3D level model with uniform stratification conditions, the strong northward current and temperature decrease in the eastern part of the peninsula were effectively reproduced by the force of the wind which was blowing more than two days before the passage of Typhoon 0514. We concluded that *Mae-Kyucho* occurred in the eastern part of the peninsula before the passage of the typhoon due mainly to the coastal jet generated by a continuously blowing strong westward wind.

Moreover, we confirmed that *Ato-Kyucho* and *Mae-Kyucho* accounted for more than 90 percent of all *Kyucho* cases in the study area during summer to autumn 2004 - 2011. However, in several cases, the generation mechanism of *Kyucho* could not be fully explained by the wind force. For example, the ADCP data around the Tango Peninsula collected by R/V Fukui and R/V Heian in early June 2004 showed that Tsushima warm current off the Tango Peninsula and an anti-cyclonic eddy in Wakasa Bay grew strong when the unexplainable case of *Kyucho* was occurring. To clarify the detailed mechanism of *Kyucho* around the Tango Peninsula, further studies on the intensification process of Tsushima warm current or eddies in Wakasa Bay and their relevance to *Kyucho* should be conducted.

* 東京海洋大学審査学位論文

第1章 序 論

丹後半島周辺海域の地形と漁業の特徴

京都府北部の丹後半島は、本州中央部の日本海側に位置する。丹後半島西端から半島突端の経ヶ岬においては、山陰から続く海岸線が東ないし北東に延び、経ヶ岬以東では海岸線が屈曲して若狭湾の一部を形成する (Fig.1-1)。若狭湾の海岸線はリアス式の様相を呈し、湾西部では宮津湾や栗田湾、舞鶴湾などの枝湾及び栗田半島や大浦半島などの突出部が複雑に入り組む。丹後半島周辺海域では距岸10km程度の大陸棚が

発達するが、陸棚上は平坦ではなく冠島や小島 (杵島) などの島しょや白石礁などの天然礁が多数存在する。

丹後半島の西端から大浦半島まで総延長約315kmの海岸線を有する京都府の周辺海域には好漁場が点在し、定置網や底曳網、刺し網、釣り、採貝藻など様々な漁業が営まれている。なかでも近年の漁獲量の85%及び漁獲高の65%を占める定置網は、本海域の基幹漁業である (Fig.1-2)。定置網で漁獲される魚介類は、対馬暖流域に分布するアジ類やサワラ、イワシ類、ブリ類、マグロ類、イカ類、トビウオ類など多種多様である。

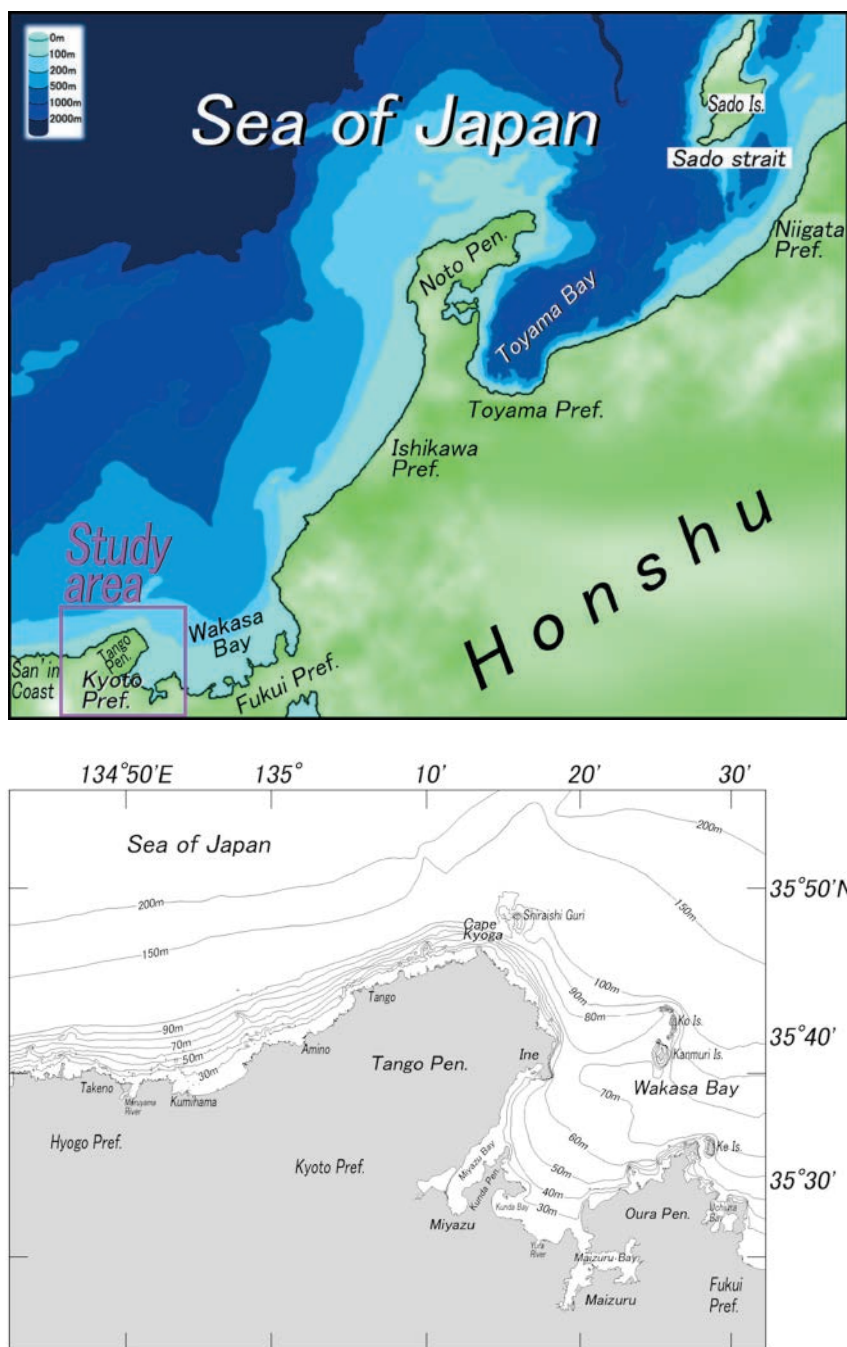


Fig. 1-1 Upper panel: Locations of Wakasa Bay and Study area. Lower panel: Bathymetric chart of the study area.

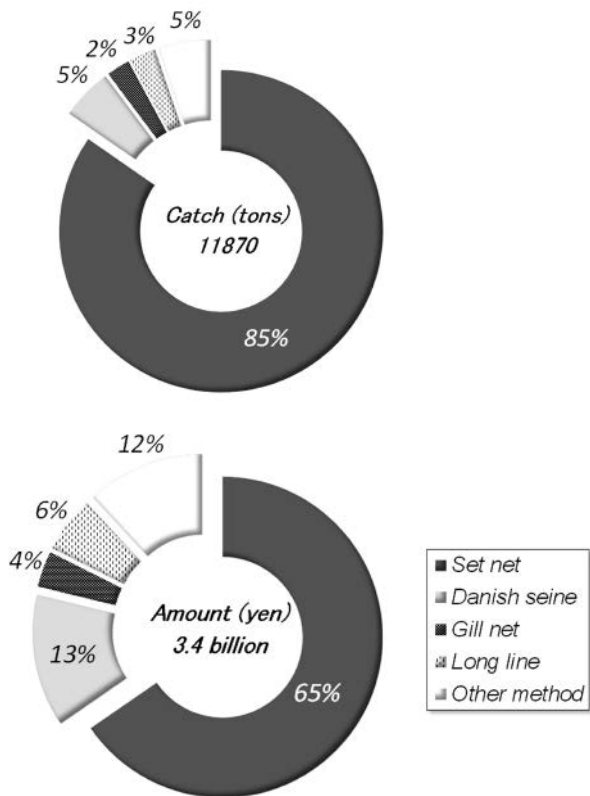


Fig. 1-2 The percentage catch (Upper panel) and amount (Lower panel) obtained with each fishing method averaged from 2009 to 2011 along the Kyoto coastal area (by Japan Fisheries cooperative in Kyoto pref.).

定置網の急潮被害実態

本海域は定置網の漁場として恵まれている一方で、急潮と呼ばれる突発的な速い流れに見舞われることがある。急潮は京都府沿岸海域の表層で多発し、ときに大きな漁具被害を引き起こすことがある。Fig.1-3は、2004年から2010年に京都府の大型定置網の経営体を実施した聞き取りによる漁具被害件数の集計結果である。漁具被害は毎年発生し、昨今の7年間だけでも延べ130件に達している。定置網は巨大な構造物であり、損壊した漁具の修復には多額の費用を要する。また、定置網経営体にとって復旧に伴う長期間の休漁は痛手である。例えば、最も漁具被害件数の多かった2004年の被害総額は、休漁による水揚げ損失金額も含めると約5億円と推定された（京都府水産課調べ）。

京都府沿岸に敷設された定置網の漁具被害は、気象擾乱に伴う急潮で起こることが多い。2004年から2010年に発生した漁具被害（Fig.1-3）と気象との関係を集計したところ、低気圧（台風と温帯低気圧）の日本海通過に伴う事例が53%と最も多かった（Fig.1-4）。次いで、低気圧の本州通過に伴う事例が30%であったが、このうちの77%は2004年10月の台風0423号によるものである。その他では、低気圧の太平洋通過に伴う事例が12%、低気圧の関与が認められなかった事例が5%

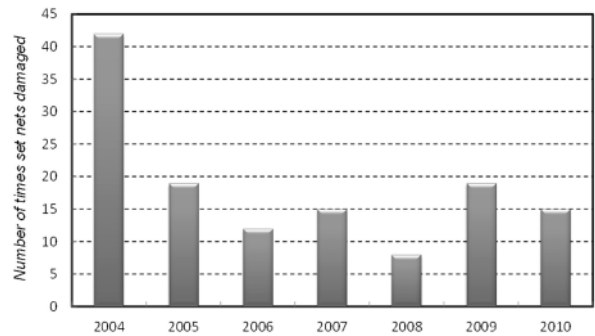


Fig. 1-3 The annual number of times set nets damaged from 2004 to 2010 along the Kyoto coastal area (around the Tango Peninsula and western part of Wakasa Bay).

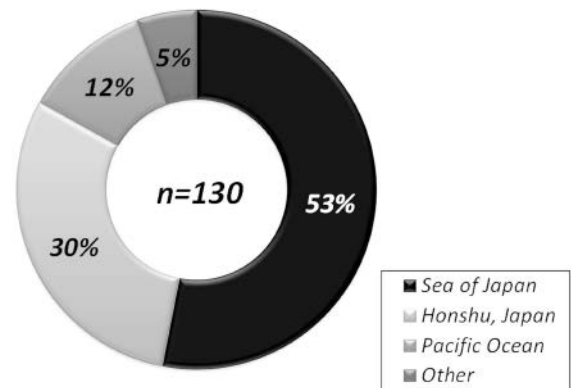


Fig. 1-4 Frequency of set net damage classified by the meteorological disturbance (typhoon or mid-latitude cyclone) during 2004 to 2010 along the Kyoto coastal area.

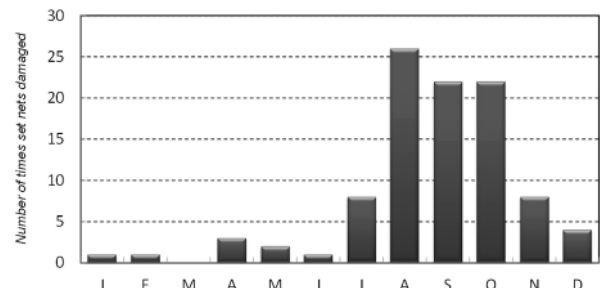


Fig. 1-5 The number of times set nets damaged each month during 2004 to 2010 along the Kyoto coastal area.

であった。なお、台風0423号通過に伴う漁具被害は、豪雨による洪水で陸上からの大量の漂流物が定置網に絡まるなど急潮以外の要因も推察された（熊木, 2005）。台風0423号に起因する定置網の漁具被害を除いた場合、全被害事例の70%が低気圧の日本海通過によるものである。また、2004年から2010年に発生した漁具被害を月別に集計すると、その90%以上は沿岸域で季節躍層が形成される6月から11月に集中していた（Fig.1-5、ただし台風0423号に伴う被害は含まず）。定置網の急潮被害は、成層期に日本海を通過する低気圧によって生じることが多い。

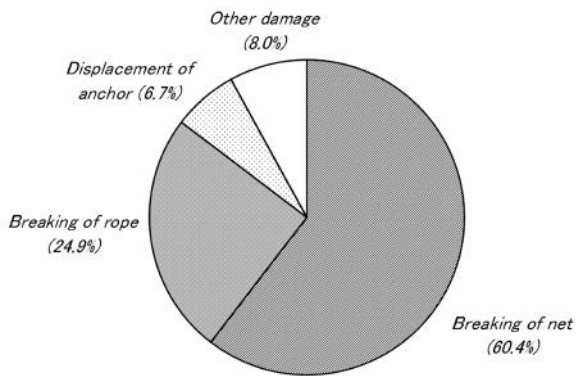


Fig. 1-6 The contents of set net damage during 2004 to 2010 in Kyoto coastal area.

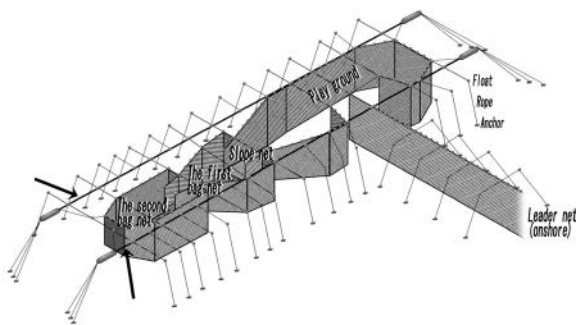


Fig. 1-7 Schematic view of a set net. Arrows show the main wire ropes (called Shu-gawabari).

研究の動機

定置網の被害内容は、各部の破網やロープの切断、定置網を固定する碇の移動などである (Fig.1-6)。このうち、深刻な被害に発展しやすいのが定置網を支える主側張りと呼ばれるワイヤーロープの切断である (Fig.1-7の矢印部分)。主側張りが切れると他のロープも連鎖的に切れて、定置網が団子状態になったり流失したりすることがある。回流水槽装置を用いた漁具力学実験によると、京都府沿岸で最大級となる約 1.0 m s^{-1} の急潮時には定置網の上流側が下流側よりも深く沈み込む。そして、上流部分の主側張りには、1本あたり50トン以上もの張力がかかる見積もられた (新潟県水産海洋研究所ほか, 2009)。一方、京都府の大型定置網の多くは、30mm径かそれ以下のワイヤーロープを主側張りに使用している。30mm径のワイヤーロープの規格荷重は42トンなので、30mm径以下のワイヤーロープでは 1.0 m s^{-1} の急潮に耐えられない。この解決策の一つとして、主側張りの強化がある。しかし、資金難等の理由から実施に踏み切れない定置網経営体が多い。他の解決策としては、定置網の一部を急潮発生前に陸上に退避させる方法が有効である。新潟県水産海洋研究所ほか (2009) によると、急潮時に主側張りにかかる張力は、全網装着した状態を100%とした場合、第二箱網 (The second bag net) の撤去により90%弱となる。さらに第一箱網 (The first bag net) や

登網 (Slope net) も撤去すると、その張力はそれぞれ70%弱および50%弱まで減少する (定置網の各部位は Fig.1-7参照)。このことから、第二箱網と第一箱網さえ撤去していれば、30mm径のワイヤーロープは 1.0 m s^{-1} の急潮にも耐えられる。ただし、箱網等の撤去は漁業者にとって重労働でその間の漁業生産も見込めないことから、極力避けたい作業である。よって、本対策は効率的に講じられることが望ましい。この課題は、丹後半島周辺海域で発生する急潮の実態を把握してその予測に活用し、漁業関係者に情報提供することで解決されるだろう。定置網漁業の経営安定のため、急潮に対する防災体制を確立することが本研究の動機である。

研究の目的

急潮による定置網の漁具被害は丹後半島周辺海域に限ったことではなく、噴火湾、房総半島、相模湾、駿河湾、熊野灘、土佐湾、両津湾、富山湾、五島列島など全国各地で起こっている (宇田,1984)。なかでも、相模湾の急潮は有名で、古くからその予測を目的とした調査研究が進められてきた (木村,1942; 宇田,1953など)。松山ら (1992) は、相模湾の急潮発生要因として黒潮の接岸に伴う密度流の湾内進入、台風の太平洋通過に起因する沿岸捕捉波の伝播、半日周期の内部潮汐流の影響を指摘し、前記二例は水位と水温変化、三例目は水温変化を伴うことを示した。台風の太平洋通過に伴う急潮については、Matsuyama *et al.* (1997) や井桁ら (2003) が強い北風で励起された房総半島東部起源の沿岸捕捉波が相模湾に伝播して発生することを示した。また、強い北風により相模湾で発生する急潮は、湾東部で励起された湧昇域を伴う強制内部ケルビン波が関与する場合もある (北出ら,1996)。

相模湾に限らず、台風や発達した温帯低気圧の通過などの気象擾乱に起因する強風により、強い沿岸流が発生することが知られている (例えば、Suginohara, 1973; Gjevik and Merrifield, 1993)。研究対象海域で発生する急潮についても、気象擾乱の関与を示す報告が多い。例えば、加藤 (1969) は急潮が6月から11月に多発することや、低気圧の日本海通過に伴う沿岸水位の上昇が関与することを示唆した。和田ら (1990) も台風や発達した温帯低気圧の日本海通過が典型的な急潮発生パターンであることを指摘し、その発生時には水位や水温の変動を伴いやすいことを示した。気象擾乱以外の観点では、Umatani and Yamagata (1987) が若狭湾で間歇的に形成される渦流に着目し、渦流と陸岸との相互作用により生成され、岸を右にみて伝播する非線形ケルビン波が急潮に関与する可能性を簡略化したモデル実験で示した。対象海域における既往の研究事例は、急潮の力学的な理解に大いに役立つ。ただし、最も重要な物理量である急潮発生時の流速の観

測資料が得られていないため、詳細な議論をするには限界があったことも事実である。

そこで、著者らは急潮発生頻度が高いと考えられる6月から10月の期間に丹後半島周辺海域で広域的かつ連続的に流速を測ることにより、急潮の実態把握に取り組んだ。この観測は2004年に開始し、2011年までの8年間で多くの急潮観測事例の収集に成功した。これらの観測資料を集計した結果、多くの急潮発生事例で台風や発達した温帯低気圧の日本海通過が関与しており、既往の知見や前述した定置網の漁具被害実態と整合した。さらに、低気圧の日本海通過に伴う典型的な急潮発生事例として2つのパターンが抽出されたことから、それぞれの急潮の特徴や発生機構を第2章と第3章で論じた。解析にあたっては、相模湾の先駆的な研究事例を参考に急潮を「成層した沿岸海域の風に対する応答現象」として捉え、対象海域周辺の風や水位、水温の資料も丹念に調べた。加えて、低気圧の通過が関与しない例外的な急潮発生事例を第4章で論じた。そして、第5章では第4章までで導かれた結論から対象海域における急潮の特徴を総括した。

第2章 低気圧の日本海通過に伴う後急潮

2-1. はじめに

台風や発達した温帯低気圧の通過などの気象擾乱に起因する強風により、強い沿岸流が発生することがある（例えば、Suginohara, 1973；Gjevik and Merrifield, 1993；北出ら, 1996；Matsuyama *et al.*, 1997）。

急潮は、沿岸海域に敷設された定置網を破損させ、時には流出させることがある（例えば、宇田, 1953；松山ら, 1992）。特に、台風や温帯低気圧の通過後など気象擾乱が終息した後に急潮が発生することから、漁業者は「後急潮（あときゅうちょう）」と呼んで恐れてきた（宇田, 1984）。急潮が頻繁に起こる相模湾では、後急潮が急潮発生数全体の約60%に達すると報告されている（石戸谷, 2001）。

本研究の対象海域でも、台風や発達した温帯低気圧の通過後に急潮が頻繁に起こり、度々定置網漁場では漁具被害を受けてきた（例えば、加藤, 1969；和田ら, 1990）。

急潮現象の力学的な理解を深めるためには、最も重要な物理量である流速を知る必要がある。しかし、対象海域では現在までに急潮発生時に広域的かつ連続的に流速を観測した例はなく、詳細な情報に基づく急潮の実態把握には至っていなかった。そこで、2004年春季から秋季にかけて、漁業関係者と共同で研究対象海域内の10カ所の大型定置網漁場において小型メモリー流速計および水温計を用いた係留観測を実施した。

本章では、台風や温帯低気圧通過に伴う後急潮に着目し、2004年6月21日に日本海を通過した台風0406号

が関与した事例について調査研究して、考察を加えた。なお、この台風通過に伴い急潮が発生した漁場では、第一箱網や第二箱網（Fig.1-7参照）を撤去して、定置網にかかる流水抵抗を軽減させていたことから、漁具被害を免れている。

2-2. 観測資料

対象海域の海況変化を把握するために、定置網漁業関係者と連携し、大型定置網漁場における係留観測を実施した。沿岸海域10カ所の大型定置網漁場（Fig.2-1右側の①～⑩）に、アレック電子（現JFEアドバンテック）社製の小型メモリー流速計（Compact EM）と小型メモリー水温計（MDS-MarkV/T）を係留し、15 m深の流向流速及び15 m深と30 m深の水温を10分毎に測定した（各測点の水深はTable 2-1の通り）。

台風0406号の通過に伴う沿岸地域の風況変化を把握するために、周囲に遮蔽物がない太鼓山風力発電所（Fig.2-1）における10分間毎の風向風速測定の結果を用いた。また、日本海沿岸各地にある気象庁の特別地域気象観測所（Fig.2-1）における毎時の平均風向風速結果も使用した。

台風0406号通過の前後に相当する6月17日と6月22日に福井県水産試験場の福井丸と京都府農林水産技術センター海洋センターの平安丸が若狭湾西部海域3定点（Fig.2-1右側の△）でCTD観測を実施していたので、水温、塩分及び σ_t のデータを成層状態の把握に利用した。

日本海沿岸各地の気象庁検潮所（Fig.2-1左側A～Fの沿岸海域）で得られた毎時の水位観測結果を用いた。

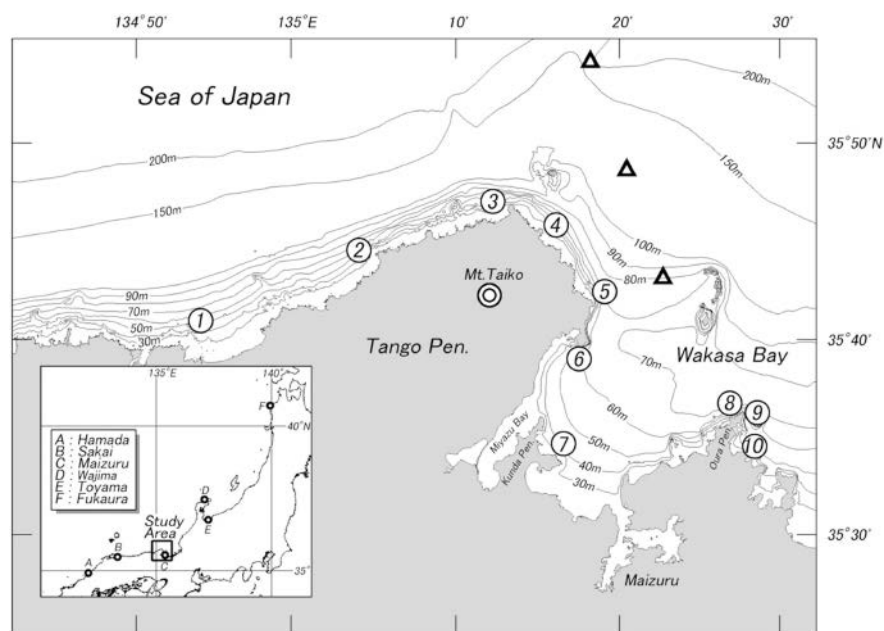


Fig. 2-1 Sea bed topography of the study area. The numbers (①-⑩), triangles (△), and double circle (◎) show the locations of mooring stations (current and temperature), CTD casting site, and Mt. Taiko power plant, respectively. The letters (A-F) in the insert show propeller anemometer sites and tidal stations of the Japan Meteorological Agency.

Table 2-1 Set net fishing ground: Name of mooring site.

Set net fishing ground		Water Depth(m)
No.	Name	
①	Minato - oki	50
②	Mitsu - oki	46
③	Sodeshi	40
④	Mashima	44
⑤	Okiguri	64
⑥	Sukizaki - oki	60
⑦	Otani	42
⑧	Nabu	61
⑨	Kosaki	51
⑩	Umatate	55

水位記録には気圧補正を施し、タイド・キラー・フィルター処理して(花輪・三寺, 1985), 潮汐成分を除去した。

2-3. 資料解析結果

2-3-1. 台風0406号通過に伴う気象変化

2004年6月13日にフィリピン東海上で発生した台風0406号(以後, 台風)は, 8日後の6月21日午前には四国東部に到達した。同日午後には近畿地方を縦断し, 午後3時頃に本府沿岸域に最も接近した。その後, 台風は日本海を北東方向へ進行し, 6月22日未明には津軽海峡西方で温帯低気圧に変化した(Fig.2-2)。

Fig.2-3に6月20日から6月24日までの太鼓山風力発電所における風向風速と舞鶴における海面気圧の変化を示す。6月21日早朝より南東風が強まり, 台風が日本海沿岸に接近しつつあった午前中から最低気圧980

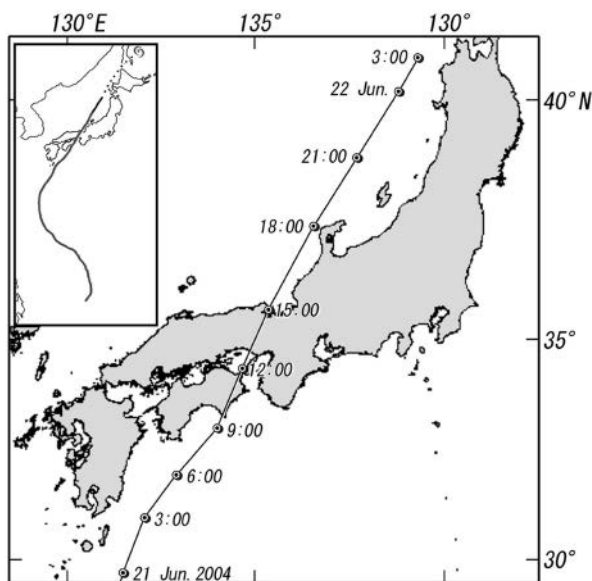


Fig. 2-2 The path of typhoon 0406 across Japan.

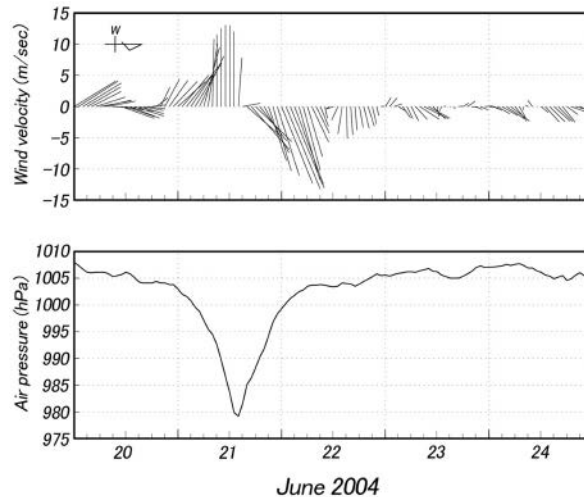


Fig. 2-3 Stick diagrams of 3-hour running averaged wind at the Mt.Taiko power plant (upper panel) and temporal variations in air pressure at Maizuru (lower panel) from 20 to 24 June, 2004. Vectors in the upper panel are plotted by resampling with 1-hour intervals.

hPaを記録した午後2時頃まで $10\sim 13\text{ m s}^{-1}$ の東風が連吹した。その後, 気圧の上昇とともに風向が逆転し, 台風が日本海に抜けた21日夕方から22日早朝にかけて, $9\sim 15\text{ m s}^{-1}$ の西南西～南西風が連吹した。

2-3-2. 台風通過前後における成層構造

台風通過前後に相当する6月17日と6月22日に本府沿岸海域で測定された水温, 塩分, σ_t の鉛直分布をFig.2-4に示す。これらはFig.2-1に△で示した3定点の平均分布で, 台風通過前後の基本成層場の変化を表している。台風通過4日前の6月17日には10 m深から40 m深にかけて水温約 $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ の低下, 塩分約0.3の増加がみ

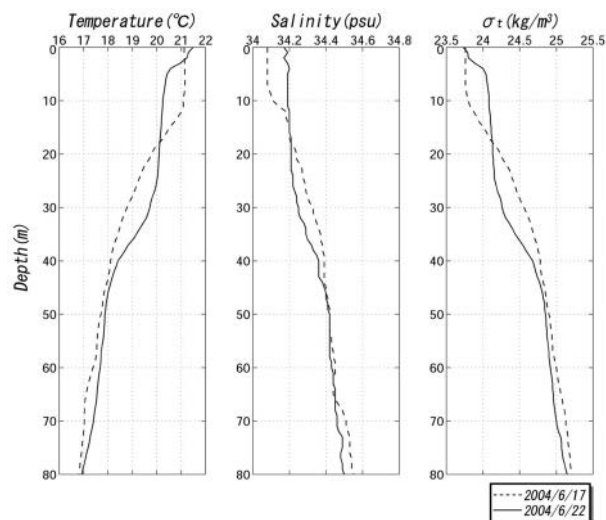


Fig. 2-4 Vertical profiles of temperature (left panel), salinity (middle panel), and sigma-t (right panel) in the western part of Wakasa Bay. Dashed and solid lines indicate the records on 17 and 22 June, 2004, respectively.

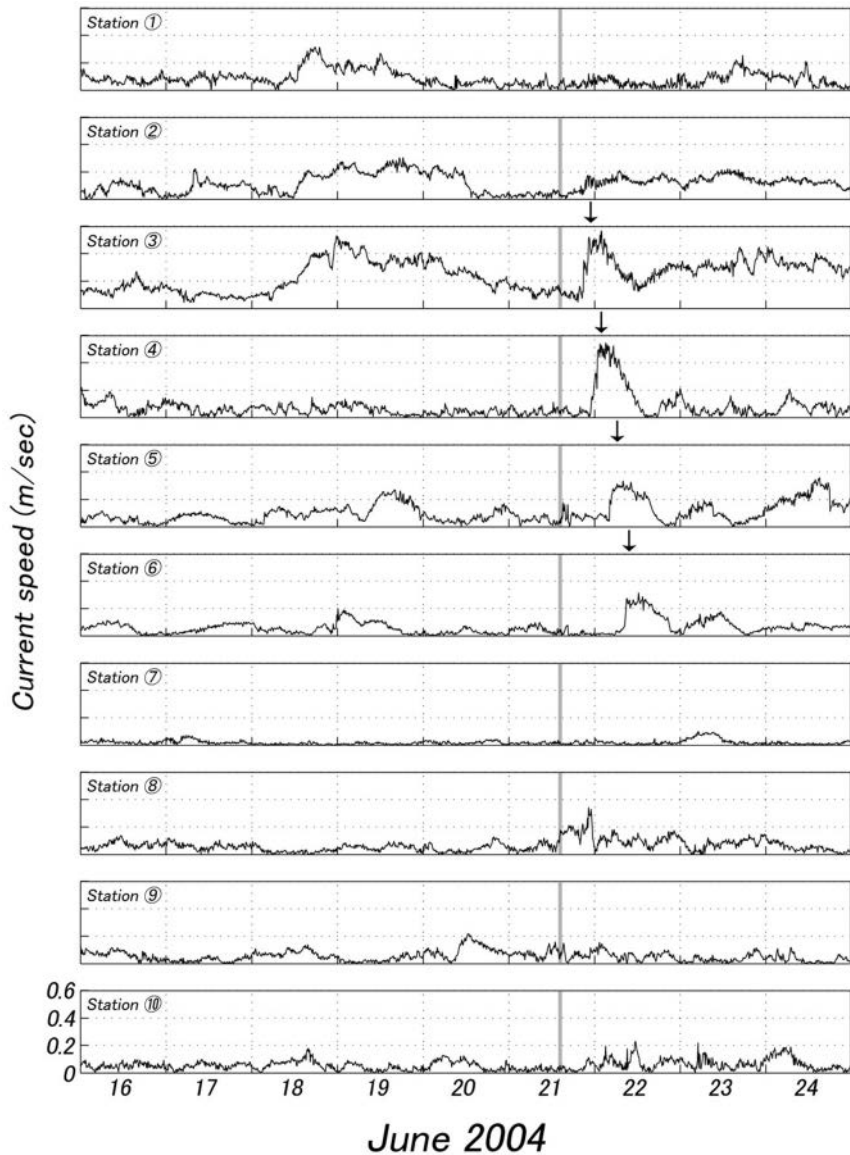


Fig. 2-5 Time-series of current speed at 10 mooring stations (①-⑩, see Fig. 2-1) from 16 to 24 June, 2004. Shaded lines and arrows show the time when T0406 approached the Kyoto coast and marked peaks of current speed during the typhoon passage, respectively.

られ、密度躍層が発達していた。台風通過の翌日の6月22日には、ごく表層を除くと水温は約30 m深まで約20℃、塩分も同様の水深まで約34.2で、密度躍層は30 m～40 m深にみられた。

台風通過に伴う表層混合層の発達海面下30 m付近までであり、40 m以深の成層状態に顕著な変化は認められなかった。

2-3-3. 台風通過に伴う水温と流速の変動

台風通過に伴う流況変化を把握するため、10ヵ所の測点における6月16日から6月24日までの流速変化をFig.2-5に示す。図中の縦帯線は舞鶴の海面気圧変化より判断した台風の最接近時間帯を表している。台風接近時には、測点①～⑩のいずれにおいても、台風接近前と比べて顕著な流速の増大はみられなかった。しか

し、測点③～⑥において台風通過後に明瞭な流速のピークが認められ、測点③では6月21日午後10時過ぎ、測点④では6月22日午前1時頃、測点⑤では22日午前5時頃、測点⑥では22日午前9時頃に流速極大がみられた。しかし、測点①、②と測点⑦～⑩には、これらに対応する流速極大がみられなかった。このことは、Fig.2-1に示される測点の位置との関係から、丹後半島北部から東部の沿岸海域でのみ流れが強められたことを意味している。

Fig.2-6は、測点①～⑩における6月16日から6月24日までの水温変化を示す。台風接近時には、測点③～⑤の15 m深で前日より約2℃低下し、測点⑥と測点⑨の15 m深では一時的に約2℃上昇した。その他の測点の水温変化は1℃未満であった。一方、台風通過後に強流が発生した測点③～⑥では、15 m深及び30 m深

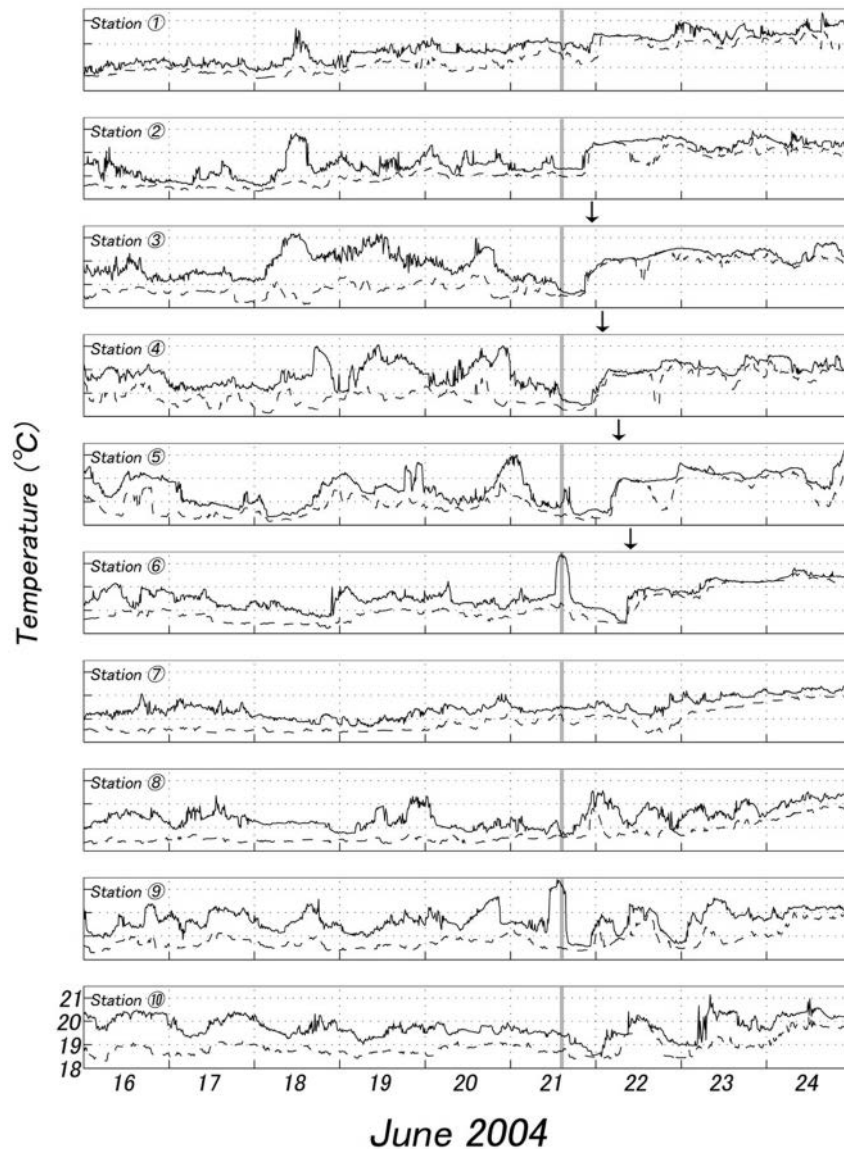


Fig.2-6 The same as Fig.2-5, except showing temperature (–15-m depth, –30-m depth).

ともに、それまでの降温傾向から1.5℃～2.0℃の昇温に転じた (Fig.2-6の矢印)。また、測点②でも測点③と同時間帯に約1.5℃昇温した。その他では、測点⑧～⑩で1日よりやや短い周期の水温変動がみられた。

Fig.2-7は、台風通過後に顕著な流速増大がみられた測点③～⑥における6月21日から6月23日0時までの3時間移動平均を施した流向流速及び水温の変化を示す。台風通過後の強流発生時には、測点③で東南東に向かう流れ、測点④で南東に向かう流れ、測点⑤では南向流及び測点⑥では南西に向かう流れが卓越しており、各測点では岸を右にみて陸岸に沿う流れが卓越していた。最大流速を示す時間にズレがあり、現象が西から東へと移動する様子が伺える。各測点における水温変化にも、流況変化と同様、タイムラグがみられ、測点③、測点④、測点⑤、測点⑥の順で上昇していた。こ

れらの昇温を伝播現象とみなし、隣接する測点間の直線距離とタイムラグからその伝播速度を見積もると、各測点間で、それぞれ0.59 m s⁻¹、0.49 m s⁻¹、0.35 m s⁻¹であった。一方、台風通過後における各測点の最大流速を隣接する測点間で平均すると、各々0.54 m s⁻¹、0.43 m s⁻¹、0.32 m s⁻¹であり、昇温のタイムラグから推定した伝播速度よりもわずかに小さかった。

2-3-4. 台風通過に伴う水位変動

6月16日から6月24日までの日本海沿岸の代表的な6検潮所とその近傍の気象観測所で各々測定された水位及び風向風速の変化をFig.2-8に示す。6月21日、台風が近畿地方を通過する際、全域で前日に比べて水位は10 cm～20 cm下降した。その後、日本海を北上し津軽海峡西方で温帯低気圧に変化した21日午後から22日に

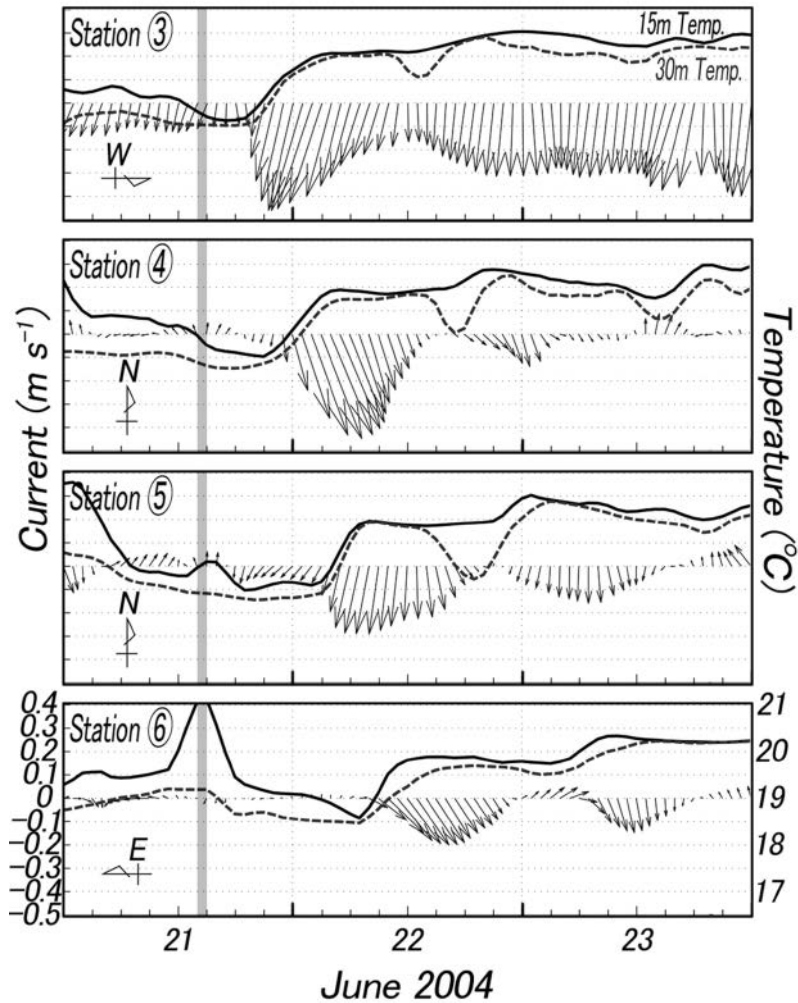


Fig. 2-7 Time-series of 3-hour running averaged current velocity (15-m depth) and temperature (—15-m layer, ---30-m layer) at 4 mooring stations (③-⑥) from 21 to 23 June, 2004. Shaded lines and arrows are the same as those in Fig.2-5. Note that vectors directed upward represent a westward current at Sta.③, northward current at Sta.④-⑤, and eastward current at Sta.⑥, respectively.

かけて15 cm~20 cm上昇した。同期間における日本海沿岸各地の風向風速をみると、日本海沿岸海域の水位低下が起こった6月21日未明から午後には浜田、境及び舞鶴で5 m s⁻¹~10 m s⁻¹の北東風~東風が吹いており、その後日本海沿岸海域の水位が上昇した6月21日午後から6月22日にかけて、広範囲で5 m s⁻¹~15 m s⁻¹の南西風~西風が連吹した。

水位変化をみると、検潮所が本州北部から西部の広域に分布しているにもかかわらず、振幅と位相に多少の差はあるものの、その変動は酷似していた。

2-4. 考 察

台風0406号の通過に伴い丹後半島周辺海域で局地的に強い流れが発生した状況を、同海域内に設置した流速計で捉えた。

台風が近畿地方を縦断した時には、丹後半島及びその周辺域で強い南東~東風が約半日間吹き続けた。こ

の時、測点③~⑤の15m深で1.5°C~2.0°Cの水温低下がみられたが、台風接近時の南東~東風に伴う強流はいずれの測点でもみられなかった。

台風通過後は、丹後半島北部海域の測点③で最も早く急潮が発生し、半島東部沿岸を右手にみて岸沿いを測点③から⑥に減衰しつつ進行する状況が認められた (Fig.2-7)。一方、測点③より西方の測点①と②では、顕著な流動は発生しなかった。そこで、今回の急潮の基点を測点②から③を中心とした海域 (丹後半島西部海域) と考えると、台風の日本海北上時に連吹した海岸線に平行な強風 (南西~西風) により、表層の海水が沖側から沿岸域へと運ばれて堆積したことで沈降が起こり、結果として測点②~③の15 m深及び30 m深では昇温が起こったと推測される。そして、測点④~⑥で相次いで発生した昇温を伴う急潮については、その流速が昇温のタイムラグから推定した伝播速度よりもわずかに小さかったことから、内部波として

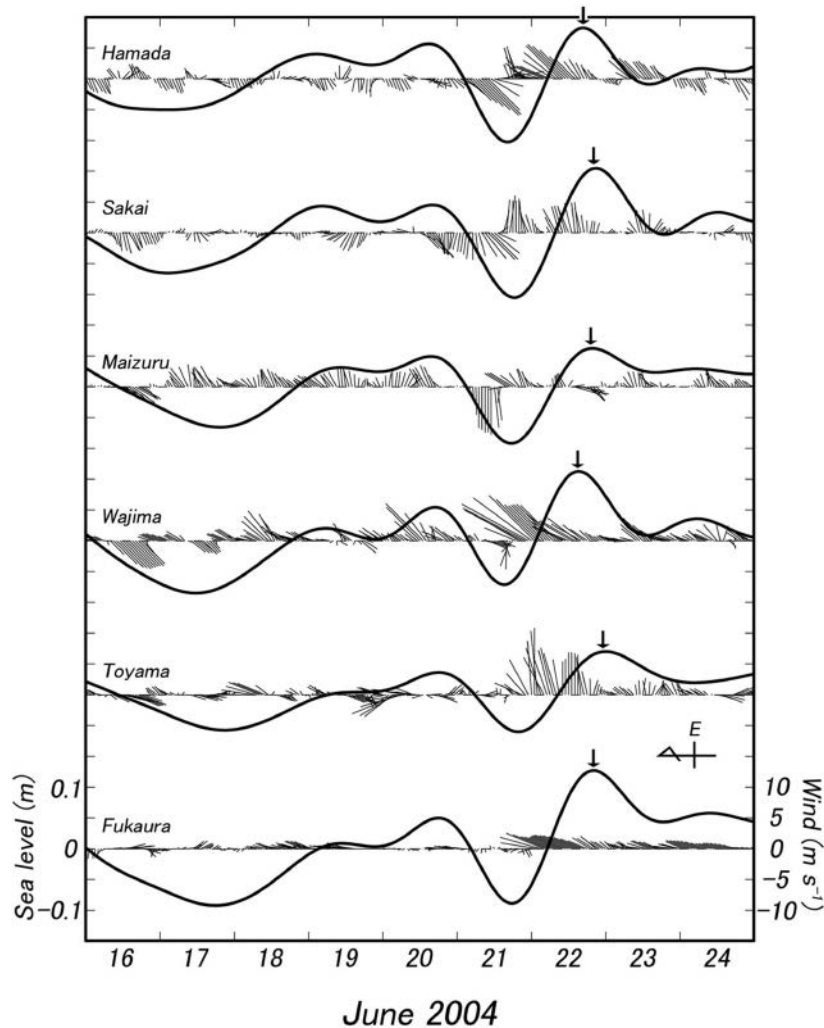


Fig. 2-8 Time-series of sea level, for which inverted barometric correction and low pass filtering have been performed to remove the atmospheric and tidal effect, at 6 tidal stations (A-F, see Fig.2-1) from 16 to 24, June 2004. Arrows show marked peaks of the sea level during the typhoon passage.

考えると強い非線形性を持っていたことが示される。さらに、舞鶴では明瞭な水位変動がみられたことから、観測された波動は傾圧的な構造を持つ内部ケルビン波と順圧的な構造を持つ陸棚波が合成された沿岸捕捉波であったと推論され、測点付近での強い流れは内部ケルビン波的性質の強い沿岸捕捉波の伝播によるものと考えられる (Gill, 1982 ; Kitade and Matsuyama, 2000 ; 井桁ら, 2003 ; 井桁ら, 2005)。このことから、台風の日本海通過に伴う南西～西風の連吹が、今回の急潮の発生に関与していたと考えられる。

日本海の水位変動に関する研究報告によれば (例えば, Isozaki, 1968), 台風等の低気圧が日本海中部を南西から北東に通過した時に、水位の上昇が陸棚波の性質を持っておよそ $3\sim 4 \text{ m s}^{-1}$ の速さで西から東あるいは北に伝播するとされている。しかし, Fig.2-8に示された水位変動のタイムラグは小さく、台風0406号の通過によって自由陸棚波が生成され、日本海沿岸海域

を西側から広域にわたって伝播したとは考えにくい。むしろ、周辺海域での強い南西～西風の連吹によるエクマン輸送により、沿岸水位が上昇したとみられる。日本海沿岸海域の水位が南西～西風によって上昇することは、Shoji (1961), Isozaki (1968) 及び谷岡 (1971) などがエクマン輸送と関連づけて既に指摘している。本府周辺海域での急潮に関する情報によると、福井県、富山県及び新潟県の沿岸海域でも台風0406号の通過により急潮が発生し、定置網の漁具被害を受けていた (新潟県水産海洋研究所ほか, 2009)。したがって、エクマン輸送による海水の堆積及び成層構造の変化が日本海沿岸の複数海域で起こり、それらが日本海沿岸各地に急潮を引き起こす一因になったものと推定される。

今回、本府沿岸で発生した急潮はかなり局地的であり、丹後半島西方の測点①～②や若狭湾奥の測点⑦～⑩では特筆すべき流速変動が認められなかった。Igeta

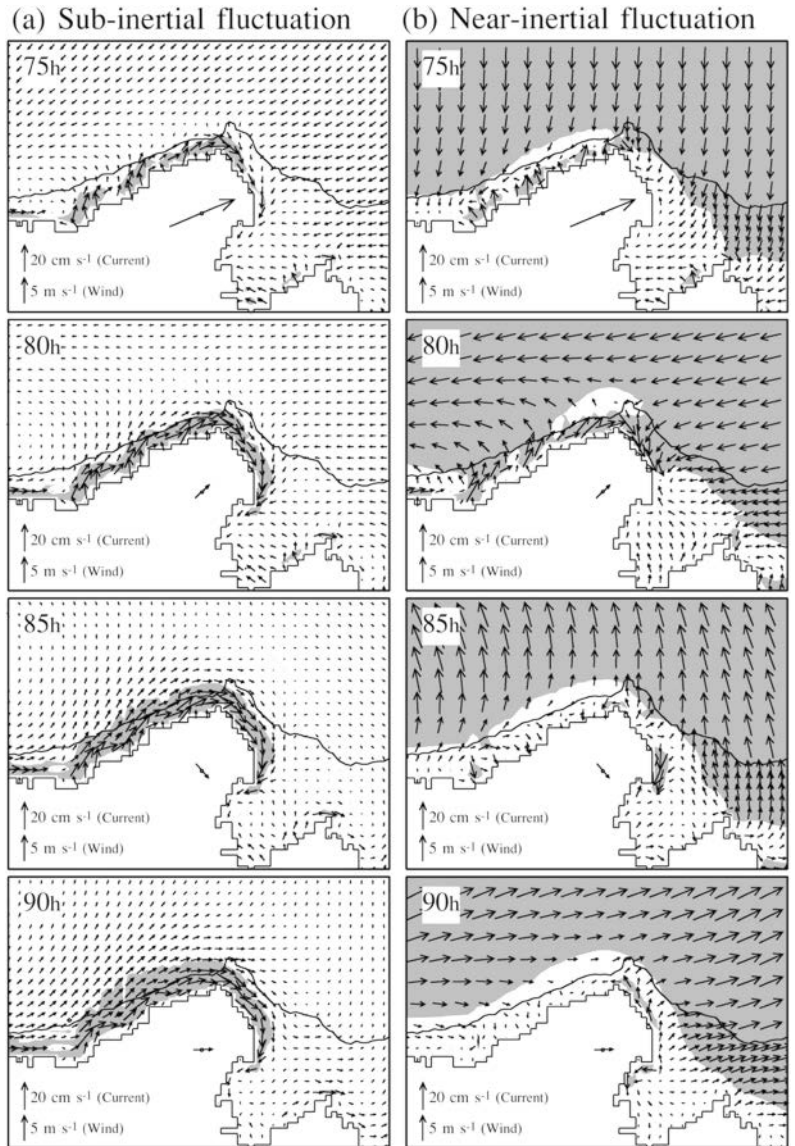


Fig. 2-9 Results of numerical simulation of *Kyucho* induced by the passage of typhoon 0406 (from Fig.10 of Igeta *et al.*, 2007). (a) Horizontal distributions of 21-running averaged current vector at a 15-m depth around the Tongo Peninsula from 75 to 90 hours (from 3:00 to 18:00 22 June, 2004). (b) as (a) but for high-pass filtered current. Shaded areas indicate a current speed greater than 8 cm s^{-1} . The wind vector at Mt. Taiko is also indicated. Contour lines indicate the 100-m isobath.

et al. (2007) は、この興味深い現象の再現を目的とした数値実験をおこなった。その結果、今回の急潮は丹後半島西方での沈降域の形成に伴う沿岸捕捉波と、台風接近前後の風向の急変により沖合で励起された慣性振動が関与したことを示した。前者は、慣性周期以上の長周期の沿岸捕捉波として丹後半島東部を右にみて若狭湾内に進む (Fig.2-9の左側)。また、後者は近慣性内部重力波として沿岸域に波及し、そのエネルギーの一部が丹後半島先端部の海域に集まり、近慣性周期の内部ケルビン波として半島東部を右にみて若狭湾内に進む (Fig.2-9の右側)。急潮への寄与は、むしろ後者の方が大きい。すなわち、丹後半島北部ないし東部海域では、沈降域の形成に伴う沿岸捕捉波と近慣性周期の内部ケルビン波が混在して流速が強まる可能性が

あり、測点③～⑥で急潮の発生を捉えた事実と合致する。

なお、台風0406号通過後に測点⑦～⑩で流速に明瞭な変化がみられなかったのは、今回の現象が若狭湾奥まで進入しなかったためと判断される。その理由として考えられるのは、この現象が急激に減衰したか、あるいは湾奥へ進まず等深線に沿って伝播したかの何れかである。前者であれば、現象がみられなかった理由として説明できる。複雑な地形を有する浅瀬を伝播する過程での現象の急激な減衰は、Fig.2-7の流速ベクトルからも推定できる。さらに、この現象が非線形性の強い内部波として伝播したとみられることから、砕波しやすい構造であったかもしれない。

Fig.2-10は、丹後半島北部から東部の測点で記録さ

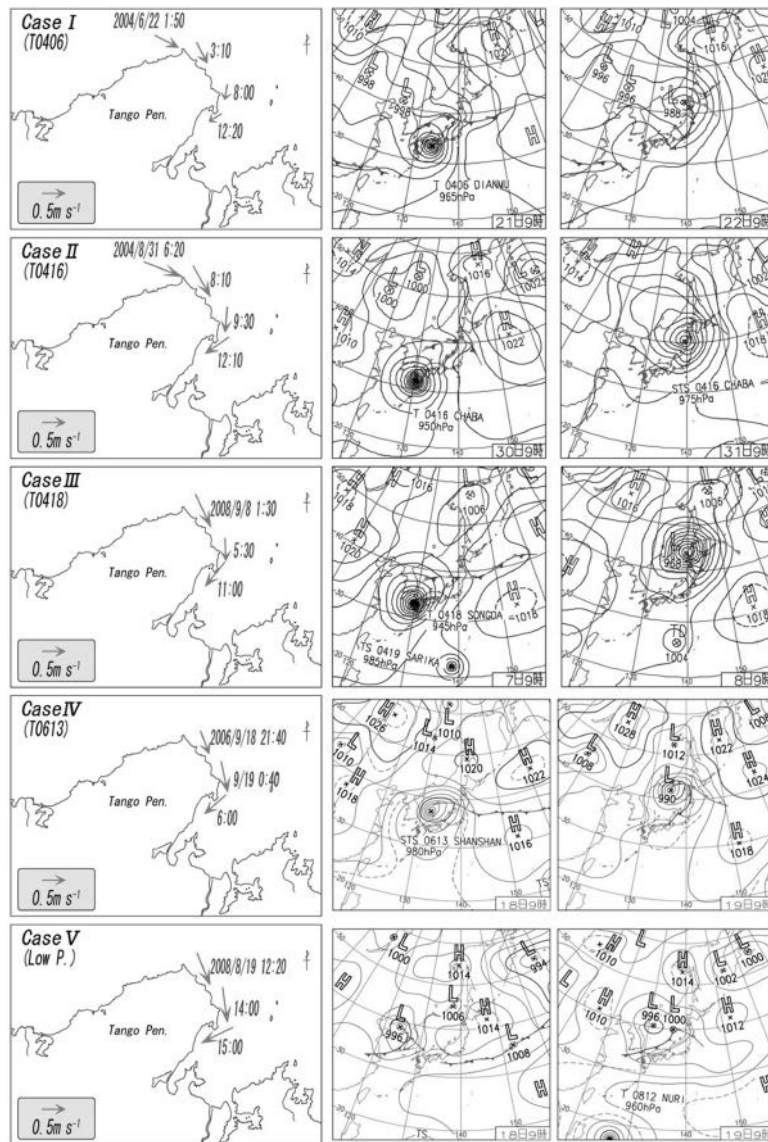


Fig. 2-10 Distribution of maximum current at the eastern part of the Tango Peninsula for five cases of *Kyucho* that occurred after the passage of a typhoon or mid-latitude cyclone. The middle and right panels show weather charts released in each period by the Japan Meteorological Agency.

れた後急潮の類似事例（I～V）の最大流速分布を示す。このうち、Iは本章で解析した台風0406号の事例である。なお、図の右側には、各事例における急潮発生日及び前日の9:00の地上気圧配置（気象庁発行）を示した。事例II～Vの原因気象は、事例IIから順に台風0416号、0418号、0613号および温帯低気圧であり、これらは全て丹後半島沖の日本海を通過した。各事例の急潮は低気圧の中心が丹後半島より高緯度域に離れてから半島先端部で先行して発生し、岸を右にみて半島東部に沿って若狭湾内へ進行した。事例IIとIIIの急潮発生時には、Igeta *et al.* (2007) による事例Iの結果と同様に、1日以上周期成分と近慣性周期成分の流速変動が卓越していた（熊木ら, 2010）。各事例の風況は、図示はしないが気象擾乱の接近に伴い風向が時計回りに変化し始め、通過後に西寄りの強風が連吹し

ていた。よって、事例I～Vの後急潮は力学的に共通の特徴を持った現象である可能性が高く、典型的な急潮発生パターンの一つと判断される。

以上をまとめると、低気圧（特に台風）の日本海通過に伴い丹後半島周辺海域では、その接近時から通過後に東よりの風から時計回りに変化して西よりの風が吹き続ける場合が多い。季節躍層の形成時季であれば、西よりの風は丹後半島先端部以西の沿岸を中心に沈降域を発達させる。この沈降域は、丹後半島東部海域を沿岸捕捉波として伝播する。また、台風通過に伴う風向変化により沖合で励起された近慣性周期波動が丹後半島沿岸に波及すると、内部ケルビン波となって半島東部を伝播する（Igeta *et al.*, 2007）。これらの物理現象が、事例I～Vとして示したパターンの急潮の発生に関与するものと推察された。

第3章 低気圧の日本海通過に伴う前急潮

3-1. はじめに

第2章で論じた台風0406号などの事例のように、京都府沿岸では丹後半島沖の日本海を台風や温帯低気圧が通過した後に発生する急潮（後急潮）が最も典型的である。

ところが、著者らの丹後半島沿岸における継続的な係留観測により、低気圧の最接近前に急潮が発生する場合もあることが新たに分かった。例えば、台風0514号が日本海を通過した2005年9月7日の前日には、まだ台風が丹後半島から遠く離れた九州地方を進行していたにもかかわらず、半島沿岸で急潮が発生した。丹後半島沿岸に敷設された2つの定置網は、この急潮でワイヤーロープが切れた。

太平洋上を進む低気圧による定置網の急潮被害が多い相模湾でも、湾沖を低気圧が通過した後だけではなく、その最接近前に急潮が発生することがある。宇田（1953）は、気象擾乱の接近時に発生した急潮を前急潮（まえきゅうちょう）と呼び、気象擾乱通過後に発生する急潮（後急潮）と区別した。これに倣って、本論文でも気象擾乱通過前に発生した急潮を前急潮（まえきゅうちょう）と呼ぶ。相模湾の前急潮について、宇田（1953）は風により沖合暖水が輸送された可能性を指摘したが、その後、前急潮の力学機構を探求した研究は相模湾だけでなく日本海についても行われていない。前急潮の発生頻度は後急潮に比べて低いが、台風が通過する前に発生するため、急潮予測という観点から、現象を正確に把握して発生機構を明らかにしておくことが必要である。

そこで、本章では台風0514号の接近に伴う前急潮に

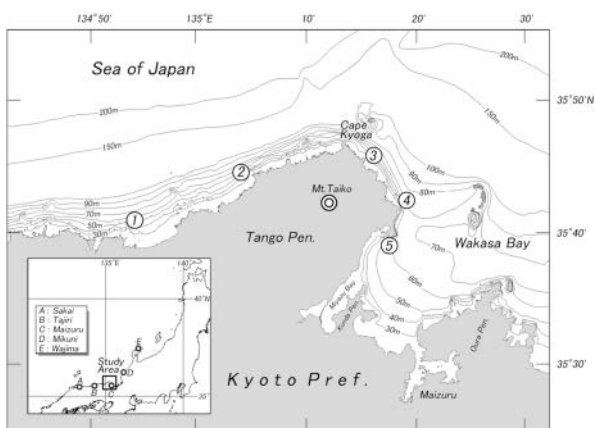


Fig. 3-1 Sea bed topography of the study area. The numbers (①-⑤) and double circle (◎) show the locations of mooring stations (current and temperature) and the Mt. Taiko power plant (wind), respectively. Letters (A-E) in the inserted figure show propeller anemometer sites and tidal stations of the Japan Meteorological Agency and Geospatial Information Authority of Japan.

着目し、流速と水温の係留観測結果および数値実験結果からその力学機構を調べた。

3-2. 観測資料

気象データについては、京都府伊根町の太鼓山風力発電所、鳥取県境市および石川県輪島市にある気象庁の特別地域気象観測所（Fig.3-1）における毎時の平均風向風速結果を使用した。

海況については、府内5ヵ所の大型定置網漁場（Fig.3-1の①～⑤、平均水深約50m）に、JFEアドバンテック社製の小型メモリー流速計 Compact EMと小型メモリー水温計 MDS-MarkVTを係留し、15m深の流向流速および15m深と30m深の水温を10分毎に測定し、1時間毎に再サンプリングした。また、気象庁や国土地理院の検潮所（Fig.3-1左側A～Eの沿岸海域）で得られた毎時の水位観測結果を用いた。なお、水位記録は検潮所近傍にある気象庁の気象台や特別地域気象観測所（Fig.3-1左側A～E）における海面気圧データで気圧補正した。

3-3. 資料解析結果

3-3-1. 台風0514号接近時の気象・海況変動

2005年8月29日（以下、西暦省略）にマリアナ諸島近海上で発生した台風0514号は、強い勢力を保ちながら9月6日に九州西岸付近を北上、同日夜半から9月7日に日本海を北東方向へ進出した。そして、台風は9月8日にオホーツク海上で温帯低気圧に変化した（Fig.3-2）。

Fig.3-3は、9月1日から11日までのA.境、B.田後、C.舞鶴、D.三国、E.輪島の水位と風向風速である（地点BとDは水位のみ）。台風が南西諸島から九州沿岸を北上した9月4日から6日にかけて、A、CおよびE地点で

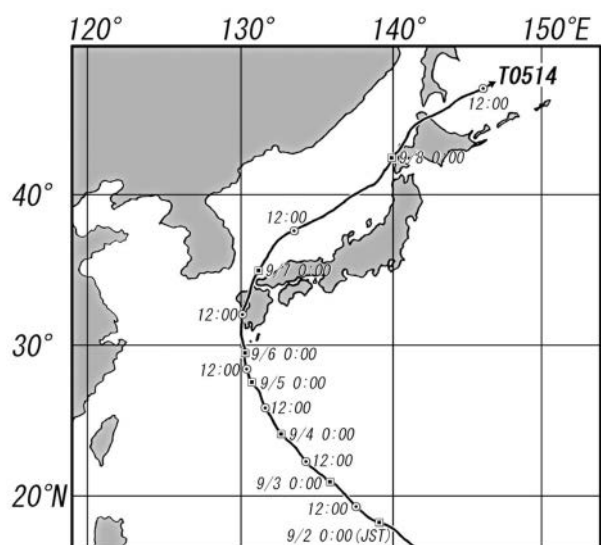


Fig. 3-2 Path of typhoon 0514 across Japan.

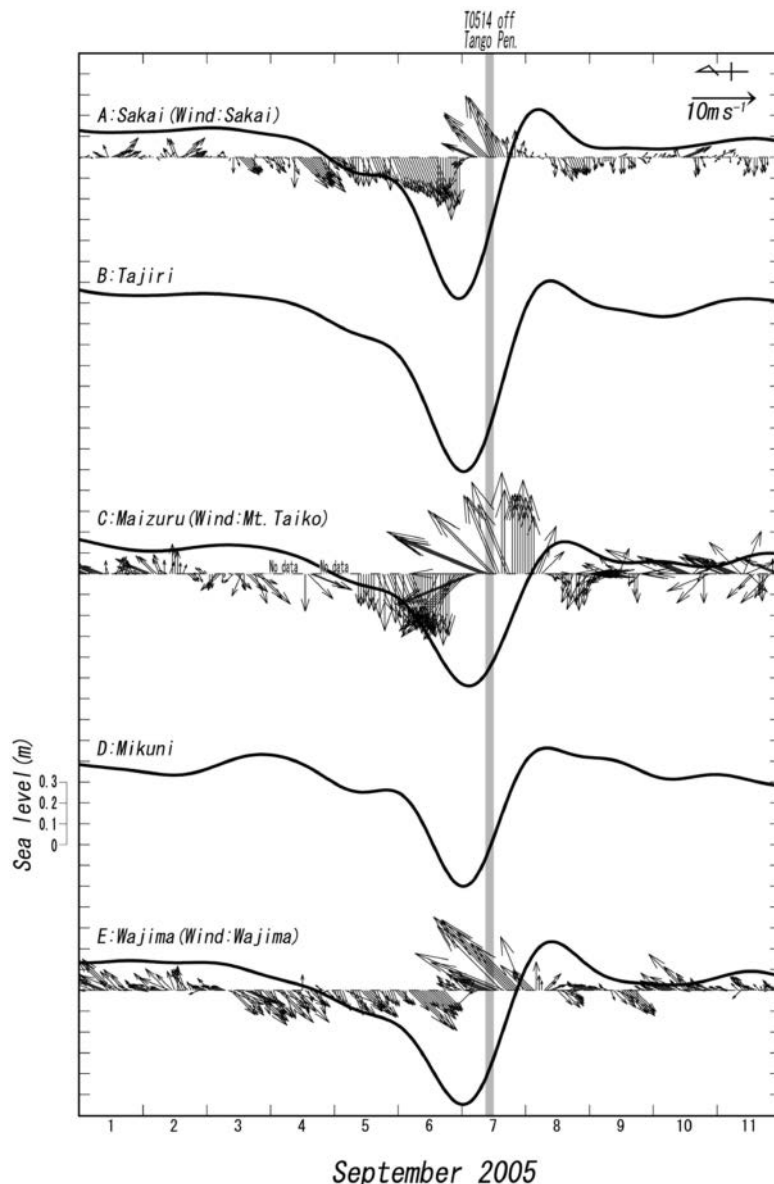


Fig. 3-3 Time-series of sea level, for which inverted barometric correction and low pass filtering (Hanawa and Mitsudera, 1985) have been performed to remove the atmospheric and tidal effect, at 5 tidal stations (A-E, see Fig.3-1) and stick diagrams of wind at Sakai, Mt. Taiko power plant, and Wajima from 1 to 11 September, 2005. The Shaded line shows the time when T0514 approached the Tango Peninsula.

は $5 \text{ m s}^{-1} \sim 10 \text{ m s}^{-1}$ の東北東風から東風が吹き続け、A～E地点の水位が $0.6 \text{ m} \sim 0.8 \text{ m}$ 下降した。台風が日本海を北東方向へ進行した9月7日には、風向が時計まわりに変化し、7日午後から8日にかけてA、CおよびE地点では $5 \text{ m s}^{-1} \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ の南西風から西風となった。そして、全点で水位が $0.6 \text{ m} \sim 0.9 \text{ m}$ 急上昇した。

Fig.3-4は、台風通過前後における3時間移動平均処理を施した測点①～⑤の流向・流速である。測点①では5日以降に西向流が卓越し、台風最接近前の7日7時に 0.3 m s^{-1} となり、7日22時以降には東向流に変化した。測点②ではすでに5日13時以降に西南西に向かう流れが卓越しており、台風最接近前の7日3時には最大で 0.4 m s^{-1} 、その後の8日14時に 0.7 m s^{-1} に達する東南東に向かう流れを記録した。測点③では台風接近前の6

日頃より北西に向かう流れが強まり11時に最大 0.8 m s^{-1} に達した。測点④の変動は測点③と同様、台風接近前に北向流が卓越し、6日21時には最大 0.7 m s^{-1} を記録した。測点⑤では4日頃より $0.1 \sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$ の東向流であったが、7日9時以降には西向流に転じた。以上のように、 0.7 m s^{-1} を超える強い流れが測点③と④で観測された。

Fig.3-5は、9月1日～11日の測点①～⑤における水温である。測点①の15m深と30m深では、9月3日以降に下降し始め、台風が最接近する7日午前までに各層ともに 10°C 弱低下した。測点②でも測点①と同程度の水温低下がみられた。台風通過後の7日午後には測点①と②の各層で急な昇温傾向を示すが、測点②の変動の方が4時間程早い。測点③～⑤の水温は、30m深では4

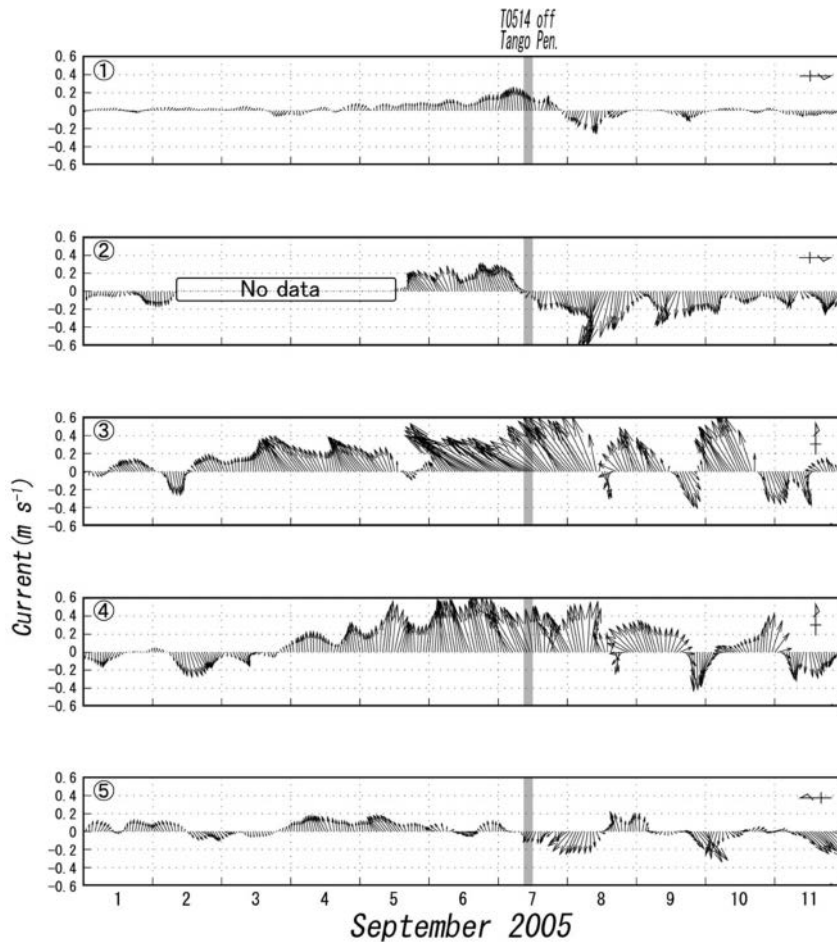


Fig. 3-4 Time-series of 3-hour running averaged current velocity (15-m depth) at 5 mooring stations (①-⑤, see Fig.3-1) from 1 to 11 September, 2005. The Shaded line is the same as in Fig.3-3. Note that vectors directed upward represent a westward current at Sta.①-②, northward current at Sta.③-④, and eastward current at Sta.⑤, respectively.

日以降比較的緩やかに低下したが、15m深では数時間周期の変動を繰り返した後、6日午後以降急激に低下した。

気象と海況の観測結果をまとめると、台風が丹後半島沖を通過する前から東寄りの風が3日間以上吹き続けた。9月5日～7日には、丹後半島および周辺海域の水位と水温が低下するとともに、数日間にわたり半島東部沿岸を北上する強い流れが発生した。以上の前急潮に伴う変動の特徴は、第2章で示した近慣性周期変動が主要因である後急潮とは異なる。

3-3-2. 流速の周期変動特性

丹後半島沿岸では、台風の日本海通過による後急潮に伴う流れは周期的に変動することが多い (Igeta *et al.*,2007; 熊木, 2010)。このような周期変動が前急潮にも存在するのかを調べるために、スペクトル解析をおこなった。Fig.3-6は、強い北上流が記録された測点③と④における9月1日～7日の流速南北成分のパワースペクトルである。流速のスペクトルには、Ⅰ：16～23時間帯、Ⅱ：25～44時間帯、Ⅲ：2～4日帯にピーク

が認められ、低周波ほどエネルギーレベルが高い。各卓越周期帯の流れの時間変動をみるため、強い北上流が記録された測点④での周期帯Ⅰ～Ⅲの南北流速成分を非再帰的フィルターにより生データから抽出した (Fig.3-7)。周期帯ⅠとⅡの流速は、いずれも台風通過後に増大する傾向がみられた。一方、周期帯Ⅲの流速は、台風最接近の2～3日前から増大し、9月6日に極大を示した。このことから、丹後半島東部で発生した前急潮の期間には、周期帯Ⅲの変動が主体であったと言える。

3-3-3. 流速構造の特徴

次に、台風接近時における2～4日周期の流れの構造をEOF解析で調べた。解析に用いたのは、9月1日から10日までの測点①～⑤における2～4日周期帯の流速の東西・南北成分である。EOF解析は、それぞれの物理量を独立させた10行10列の相関行列に対しておこなった。

Fig.3-8は、EOF第1から第3モード (累積寄与率77.5%) の相対流速のベクトルの分布と時間変化を示す。なお、最下段の図は、25時間移動平均値処理を施

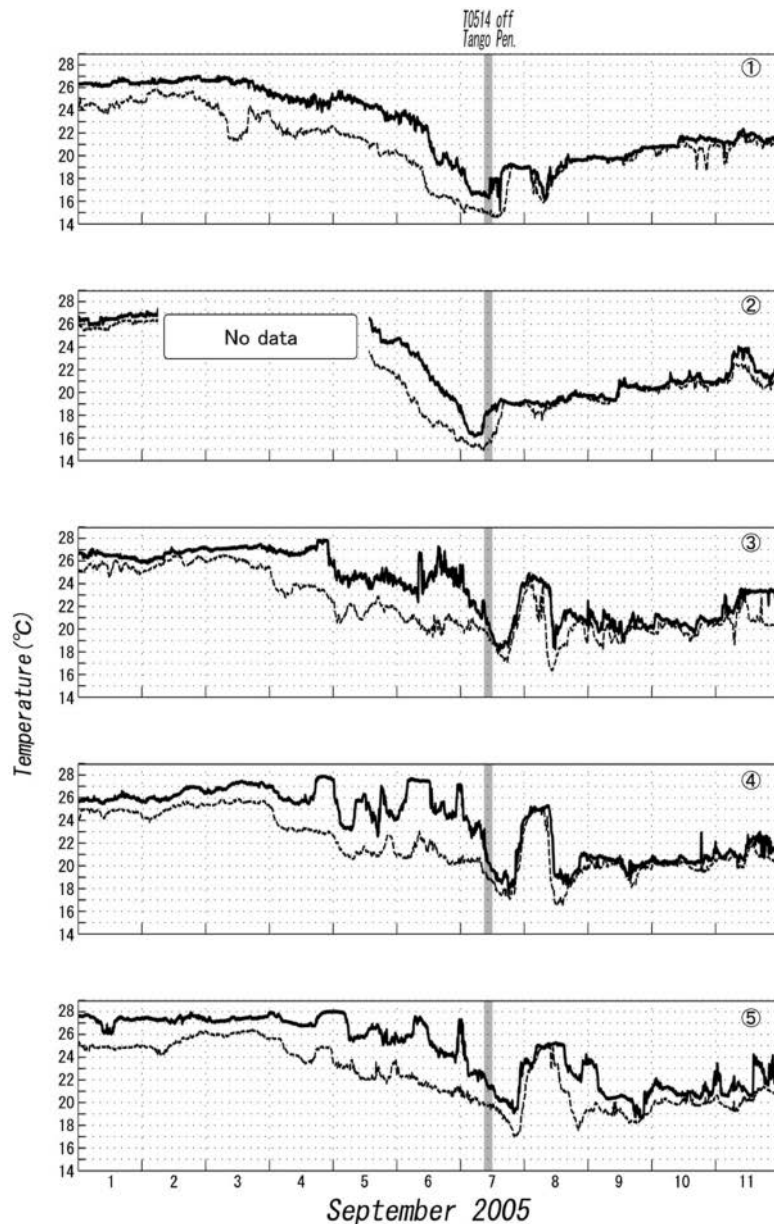


Fig. 3-5 Time-series of temperature (–15-m depth, ---30-m depth) at 5 mooring stations (①–⑤) from 1 to 11 September, 2005. The shaded line is the same as in Fig.3-3.

した太鼓山の風速東西成分である。第1モード（寄与率38.5%）の流速ベクトルは、丹後半島沿岸の広い範囲で岸に平行な流れであった。第2モード（寄与率23.8%）の流速ベクトルは、経ヶ岬付近を境に流れのセンスが異なる。第3モード（寄与率15.2%）の流速ベクトルの分布は丹後半島東部南端だけで流速が強くなる構造である。

このうち、第1モードの時係数は9月初旬から負で推移していたが、6日から台風最接近時の7日にかけて大きな正の値を示した。この第1モードの時間変化は、若狭湾周辺海域における風や水位の変化と対応した。第1モードの時係数と25時間移動平均を施した太鼓山の風速東西成分（Fig.3-8下段）との相関は、19時間遅れで最も高い -0.61 を示した。また、第1モードの

時係数と舞鶴の水位（Fig.3-3）との相関は、時間差なしで -0.83 であった。第2モードの時係数と25時間移動平均値処理を施した太鼓山の風速東西成分（Fig.3-8下段）との相関は、8時間遅れで最も高い 0.75 を示した。一方、第2モードの時係数と舞鶴の水位（Fig.3-3）との相関は、時間差なしで 0.45 であった。第3モードの時係数と25時間移動平均値処理を施した太鼓山の風速東西成分（Fig.3-8下段）あるいは舞鶴の水位（Fig.3-3）の相関は、時間差の有無に関わらずいずれも ± 0.1 未満であった。

以上から、EOF第1,2モードは風と高い相関を持つ流れ場であり、EOF第1モードは水位変化を伴う流れで風に対して慣性周期（約20時間）程度の応答時間を持つこと、EOF第2モードは風に対して比較的早く応

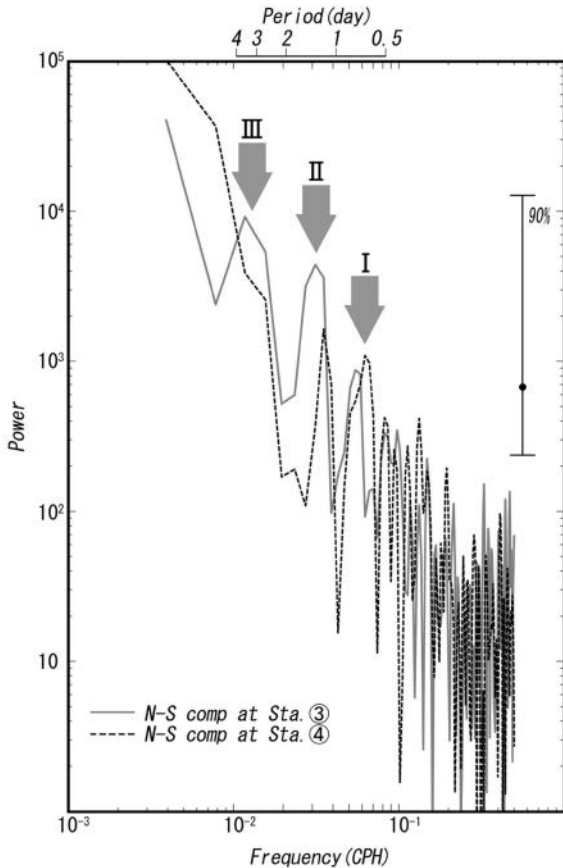


Fig. 3-6 Power spectra of North-South components of current speed at sta. ③ and ④ from 1 to 7 September, 2005. Arrows show the dominant period of the current.

答する流れで水位変化にはあまり影響しない成分であることが分かった。

3-4. 考 察

前急潮に関する観測資料を解析した結果、丹後半島東部の強い北上流は、台風の接近に伴う東風の連吹と高い相関を示すことが明らかとなった。また、この東風の連吹期間には、水位が低下し、丹後半島沿岸の水温が下降していた。各測点の水温は、15m深と30m深で均一になることなく低下していたことから、強風連吹による海水の鉛直混合の影響だけでは説明できない。成層した沿岸海域において、岸を左にみて吹く風が吹き続けたことによる沿岸湧昇は日本各地で観測されている（蓮沼，1979；宇野木・海野，1983；大谷，1986；千手・渡辺，1999）。すなわち、海岸線が東西に延びる山陰地方沿岸では、台風接近時に観測された水温低下は東寄りの風で引き起こされた湧昇による可能性が考えられる。

湧昇発生域における流れは、沖向きエクマン輸送や下層からの湧昇流による岸沖方向の循環よりも、湧昇により形成される密度場や海面変位の分布に対応した地衡流場が重要になり、上層に沿岸ジェットが形成される（吉田，1978；北出ら，1996）。台風接近時に

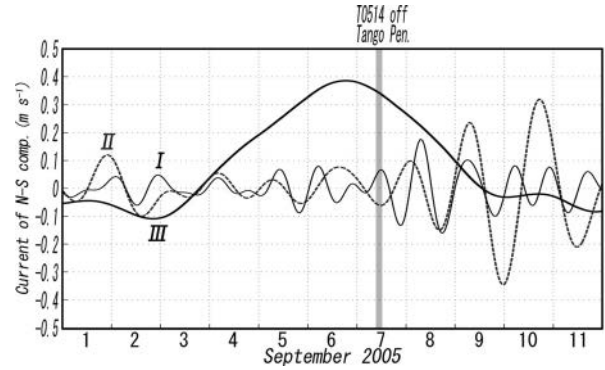


Fig. 3-7 North-South components of current speed at three band frequencies (See Fig.3-6) at sta. ④ from 1 to 11 September, 2005. The shaded line is the same as in Fig.3-3.

は、丹後半島沿岸の上層で岸を左にみる流動構造をもつEOF第1モードが発達した。また、このモードは東風より一慣性周期（約20時間）程度遅れて発生し、沿岸水位の低下とも良く対応していた。したがって、EOF第1モードは丹後半島周辺に形成された湧昇域に伴う沿岸ジェットを示すと考えられる。一方、EOF第2モードは8時間遅れで風の変化と良く対応し、そのピークは台風通過後に見られた。また、水位との関係が低いことから、風に対して短い時間で応答する成分であると言えるだろう。そこで、次にEOFの第1,2モードの流れの力学的過程や、前急潮が風のみによって発生し得るものであるのかを調べるために数値実験を行った。

3-4-1. 風応力の効果について

モデルの概要

静水圧近似およびブシネスク近似を施したプリミティブ方程式系は、次のように与えられる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = K_{HT} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \frac{K_{zT}}{\delta} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_{HS} \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + \frac{K_{zS}}{\delta} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (6)$$

(1)～(3)は運動方程式、(4)は連続の式、(5)と(6)はそれぞれ水温と塩分の保存式である。ここで、 u, v, w はそれぞれ x 方向（東向きを正）、 y 方向（北向きを正）、

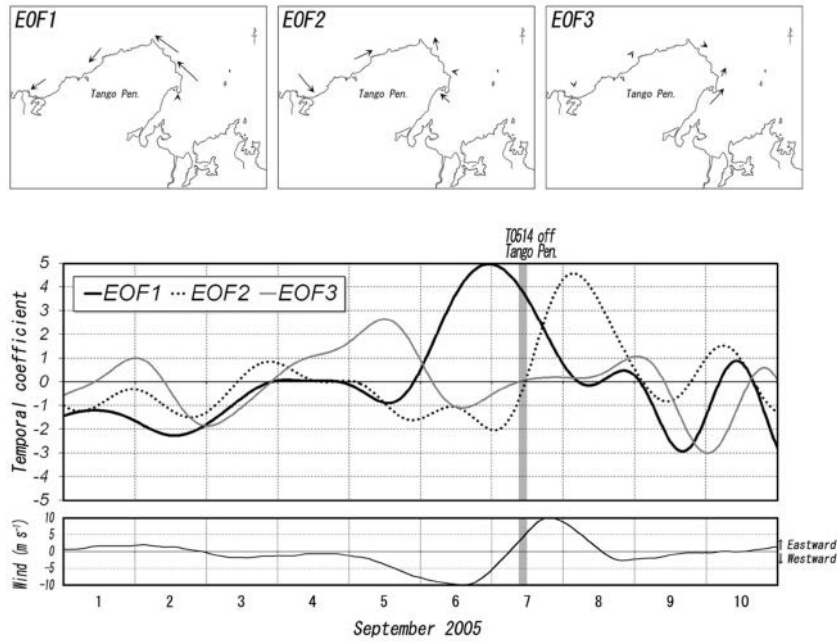


Fig. 3-8 Results of EOF analysis. (Upper panels) Dominant current direction of EOF1 to 3 mode at each station deduced from eigenvalues of EOF analysis. The vector length shows the relative velocity. (Middle panel) Temporal coefficient EOF1 to 3 mode of 2-4-day periodic current (15-m depth) at 5 mooring stations (①-⑤) from 1 to 10 September, 2005. Shaded lines are the same as in Fig. 3-3. (Lower panel) East-West components of 25-hour running averaged wind speed at the Mt. Taiko power plant.

z 方向（鉛直上方を正）の流速, t は時間, P は圧力, T は水温, S は塩分, f はコリオリパラメータ ($=2\omega \sin \phi$, ω :地球自転速度= $7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, ϕ :緯度), g は重力加速度 ($9.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), ρ は ρ_0 (基本場の成分) + ρ' (摂動成分) とする密度, A_h と A_z はそれぞれ水平方向と鉛直方向の渦動粘性係数, K_{hT} と K_{hS} はそれぞれ水温と塩分の水平拡散係数, K_{zT} と K_{zS} はそれぞれ水温と塩分の鉛直拡散係数である。 δ は安定な成層を維持するための対流調節パラメータであり, 海水密度が安定な場合には1, 不安定であれば0とした (例えば, Suginohara, 1982)。

数値実験は, 方程式(1)~(6)を差分化した3次元レベルモデルで実施した。空間には中央差分, 時間には中央差分と前方差分を組み合わせたスキームとした。また, 水温変動を表現するため, 水温と塩分の保存式を差分化し数値積分に用い, Mellor (1991) の式により密度を求めた。鉛直渦動粘性係数 A_z と鉛直拡散係数 K_z は, Pacanowski and Philander (1981) に倣って,

$$A_z = A_0(1 + 5R_i)^{-2} + A_b, \quad K_z = A_z(1 + 5R_i)^{-1} + K_b \quad (7)$$

のようにリチャードソン数によってパラメータ化し, 水温と塩分には同じ拡散係数を用いた。ただし, $A_0 = 1.0 \times 10^{-5} (\text{m}^2 \text{ s}^{-1})$, $A_b = 1.0 \times 10^{-3} (\text{m}^2 \text{ s}^{-1})$, $K_b = 1.0 \times 10^{-5} (\text{m}^2 \text{ s}^{-1})$ とした。一方, 水平粘性にはスマゴリンスキモデル (係数0.2) を用いてパラメタリゼーションした。

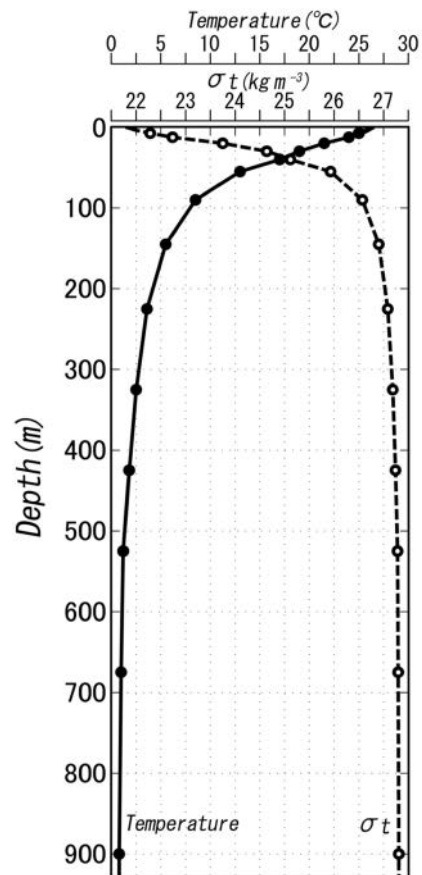


Fig. 3-9 Vertical profile of temperature and sigma-t using the model. This profile was obtained by CTD observation (R/V Heian) off Tango Peninsula on 29 August, 2005.

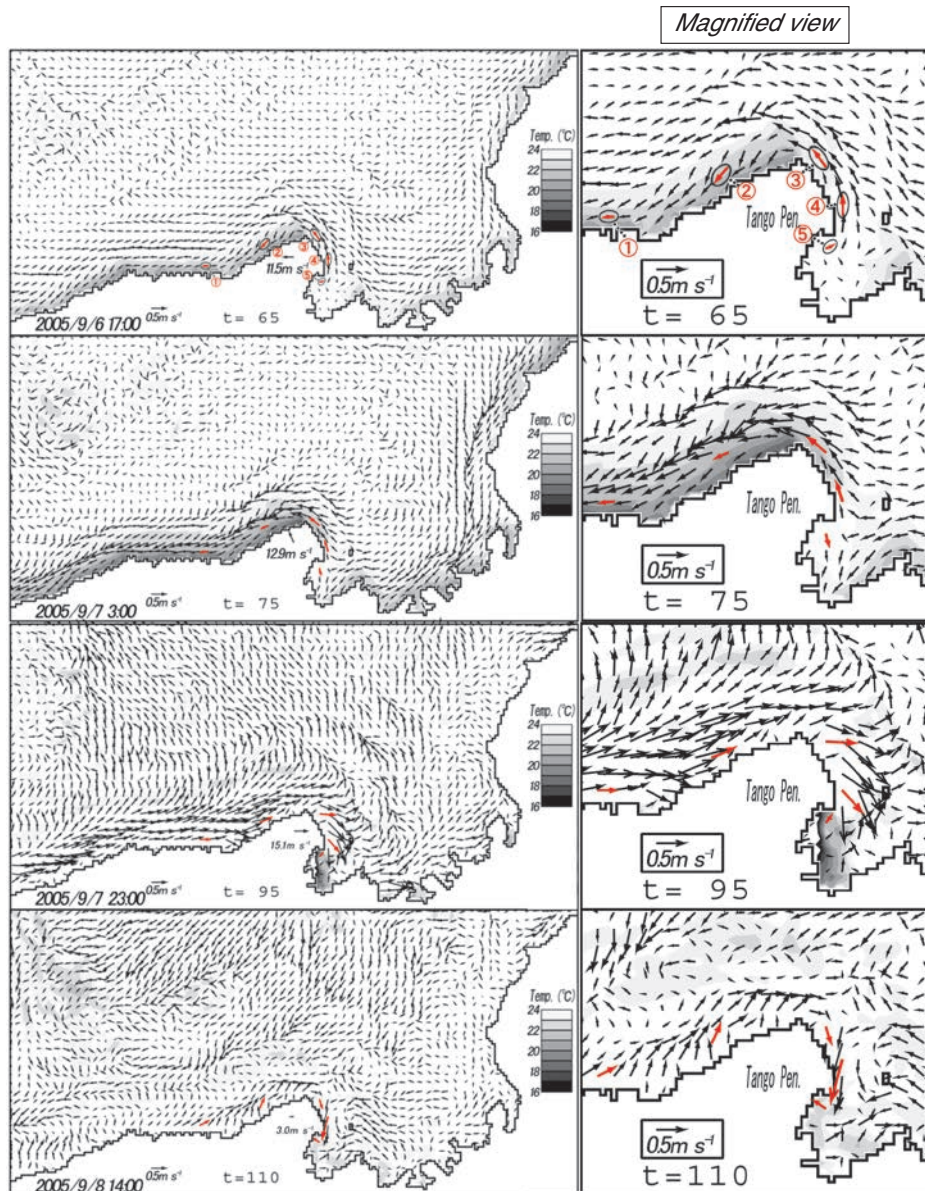


Fig. 3-10 Results of numerical simulation of current velocity and temperature at 15-m layer from 6 to 8 September, 2005 (time intervals of 65-110 hours). The wind vector at the Mt.Taiko power plant and current mooring stations corresponding to ①-⑤ are also indicated.

計算領域は、山陰から能登半島西岸までとその沖合の海域を含む東西250kmおよび南北200kmの海域である。この海域を1km×1kmの正方格子に分割し、海底地形は日本海洋データセンターのJ-EGG500を用いた。ただし、1000m以深の地点は1000mとして、計算時間の短縮を図った。鉛直方向には15層を設定した（各層厚は上から10m, 10m, 10m, 10m, 10m, 10m, 20m, 50m, 60m, 100m, 100m, 100m, 100m, 200m, 210m）。

現場観測結果から、前急潮の第一の要因は風であると推察できる。そこで、風応力だけで観測された現象をどこまで説明可能なのかを調べる目的で、初期条件は全域で静止状態とし、外力として風応力のみを与える実験を行った。モデルの格子点の風は、Fig.3-3に示

した3点での毎時の実測値から最適内挿法（例えば、水野，1995）を用いて求めた。そして、各格子点での毎時の風向風速は、線形内挿によりモデルの時間ステップに置き換えて実験に使用した。モデルの開始時刻は、9月4日0時とした。初期の密度場は、8月29日に平安丸で実施した丹後半島沖合（36°15′N, 135°10′E）のCTD観測結果をもとに全域に一樣に与えた（Fig.3-9）。

境界条件は、開境界をSlip条件、陸岸境界をNon-slip条件とし、開境界での波の反射を防ぐため、開境界から20kmの領域にスポンジ条件を用いた。また、開境界における海面変位については、表層エクマン輸送を可能にするためにclamped conditionを適用した（Kitade and Matsuyama,2000）。

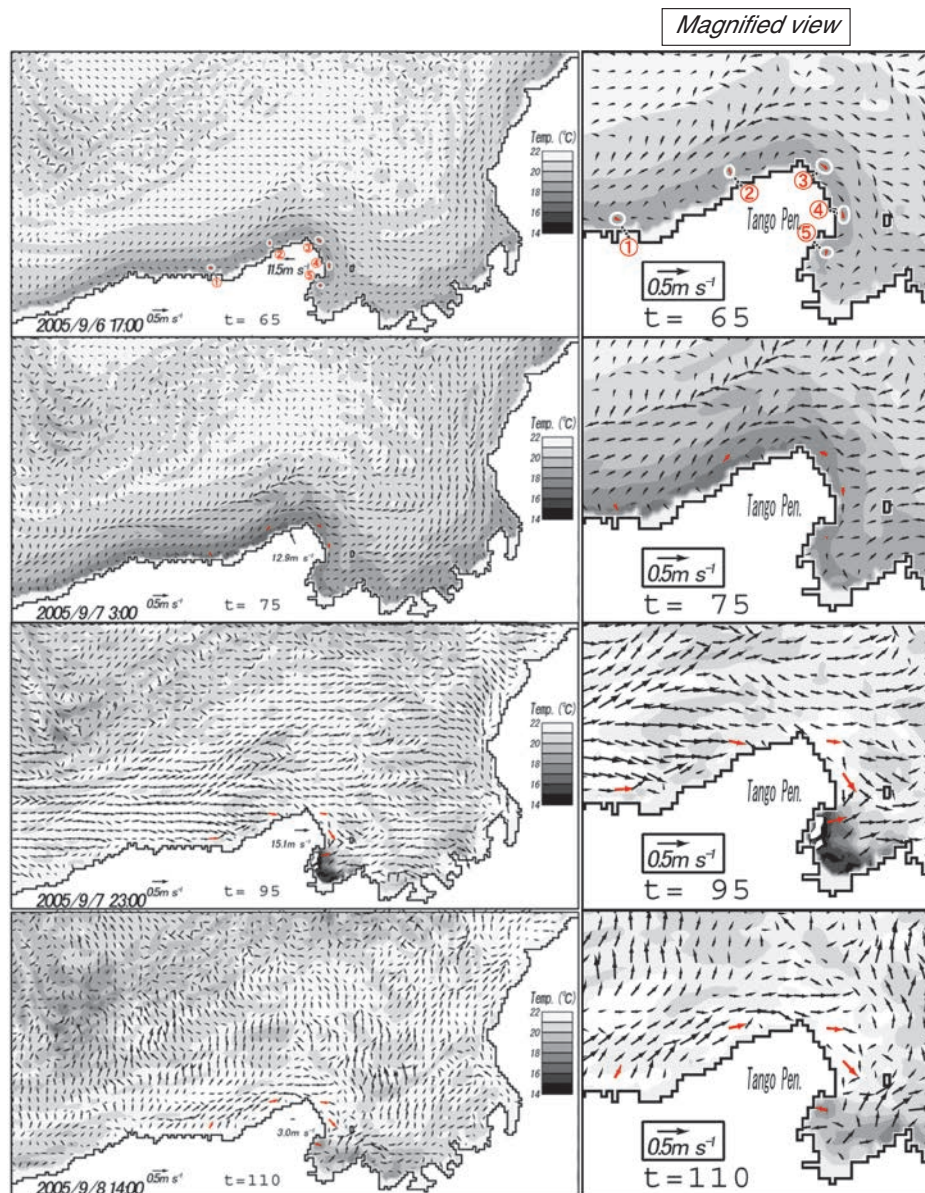


Fig. 3-11 Same as Fig.3-10 except for 35-m layer.

台風接近時の風による流れの発達過程

Fig.3-10とFig.3-11は、それぞれ実験によって得られた丹後半島周辺海域の15m層と35m層における台風接近時の水温および流れの場である。図は、上から順に台風最接近の15時間前（9月6日17時）、5時間前（9月7日3時）、15時間後（9月7日23時）、30時間後（9月8日14時）に対応する。また、丹後半島上に記したベクトルは太鼓山の風向風速を表している。丹後半島周辺の沿岸海域に着目すると、東風が連吹した台風最接近の15時間前には、岸に沿った広い範囲で水温の下降域が形成された。15m層では、この水温下降域は沖合域に比べて1~3°C低く、岸沖方向の幅は約15kmである。この距離は、内部変形半径 $NH/f \approx 13\text{km}$ （ただし、 N はFig.3-9の初期成層から求めたバイサラ振動数 $2.2 \times$

10^{-2} s^{-1} 、 H は平均水深 50m、 f はコリオリパラメータ $8.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）と匹敵する。また、内湾域を除く丹後半島沿岸では岸を左手にみる流れが卓越しており、EOF第1モードの流速構造（Fig.3-8）と良く対応する。台風最接近5時間前には、半島全域や若狭湾内の水温下降域がさらに発達するとともに半島東部の北上流も強まった。台風通過15時間後には、水温下降域は若狭湾奥西部を除いて解消され、台風最接近前とは流向が反転し、岸を右手にみる流れとなった。この7日23時は、西風が最大になってから6時間後に相当し、EOF第2モードの時係数が増大した時期（Fig.3-8 中段）と一致する。数値実験結果では、測点に対応する格子点での流れは丹後半島東部を除くと北東ないし東方向であった。これは、EOF第2モードの流速構造（Fig.3-8 上段）

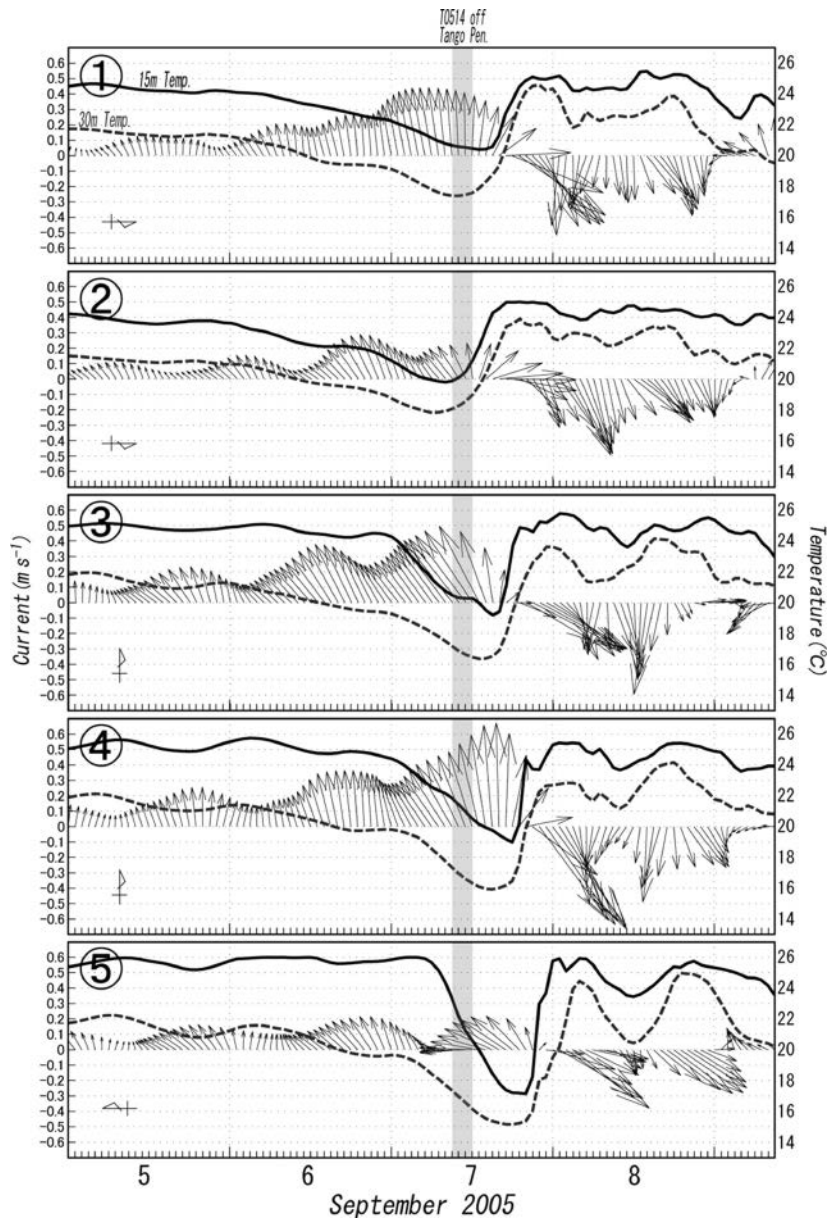


Fig. 3-12 Results of numerical simulation of current velocity (15-m layer) and temperature (—15m-layer, ---30-m layer) at sta. ①-⑤ from 5 to 9 September, 2005. Shaded lines are the same as in Fig.3-3. Note that vectors directed upward represent a westward current at Sta.①-②, northward current at Sta.③-④, and eastward current at Sta.⑤, respectively.

と対応した分布であると言える。台風通過30時間後には、若狭湾奥西部の水溫下降域は解消された。

Fig.3-12は、測点①～⑤に相当する格子点の9月5日から9日の流向流速（15m層）と水溫（15m層、30m層）の数値実験結果である。測点①と②の15m層では、水溫が9月7日の13時と8時にそれぞれ極小を示し、以降に昇温と同時に東向流へと転じた。測点③と④では、降温を伴う北上流は台風通過直後まで継続し、測点③では7日の13時、測点④では18時に0.6 m s⁻¹に達した。測点⑤では、台風最接近までは降温と共に北上流あるいは東向流が卓越するが、その後昇温と同時に流向は反転して南西に向かう流れが強まった。いずれの測点においても、台風通過前の水溫下降とともに岸を左に

みる流れが発達し、昇温と同時に反転して岸を右にみる流れとなる点は共通している。

数値実験結果を観測結果と比較すると、(1)岸を左にみる流れが水溫下降と同時に生じている点、(2)水溫・流速変動が測点①よりも測点②で早く起こっている点、(3)水溫低下が測点③から⑤にかけて伝播している点、(4)測点①と②の水溫は緩やかに低下するが、測点③～⑤の15m深水溫は9月7日に急に低下しだす点など、台風の最接近前から台風が通過して沿岸水溫が上昇するまでの変動の特徴は良く一致している。(1)はEOF第1モード (Fig.3-8 上段) にもみられた特徴で、沿岸ジェットの構造を示すと考えられる。(2)の特徴は、台風の通過に伴い風向が東から西へ時計回りに変

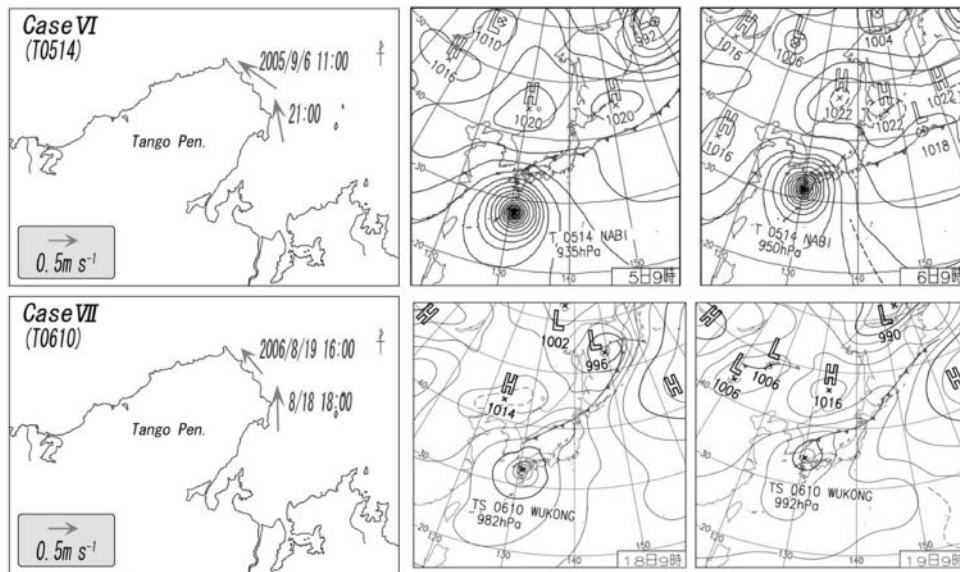


Fig. 3-13 Distribution of maximum current at the eastern part of the Tango Peninsula in two cases of *Kyucho* that occurred before passage of a typhoon. The middle and right panels show weather charts released in each period by the Japan Meteorological Agency.

化した際、東西に海岸線が延びた測点①では湧昇から沈降へと変化するが、海岸線が北東に傾いた測点②では少し先に応答したと考えればよいだろう。(3)は湧昇域が岸に沿って伝播していることを示す。また、(4)は丹後半島周辺の水温分布と流れの関係 (Fig.3-10の $t=65, 75$) から分かるように、丹後半島の東には若狭湾内の表層水が沿岸ジェットと風による吹き寄せによって丹後半島東部に押し付けられ、湧昇域 (水温下降域) が波及しにくかったためと考えればよい。

Fig.3-13は、各測点で記録された前急潮の発生事例 (VI, VII) の最大流速分布を示す。このうち、VIが本章で解析した台風0514号、VIIは台風0610号の事例である。なお、図の右側には、両事例における急潮発生日および前日の9:00における地上気圧配置 (気象庁発行) を示した。事例VIIもVIと同様に台風がまだ丹後半島から遠く離れた九州地方を進行していたにもかかわらず、 0.5 m s^{-1} 以上の北上流が半島東部で発生した。図示はしないが、急潮発生時には東から北東の風が連吹していた。よって、事例VIIの急潮も事例VIと同様の力学過程で発生した可能性が高く、急潮の発生パターンの一つと判断された。

以上の点から、前急潮に関連する現象は風応力のみを与えた実験によりほぼ再現できたと見え、沿岸ジェットまたはその伝播 (強制内部ケルビン波) が前急潮の主な原因と判断された。また、東風により表層水が丹後半島東部に吹き寄せられて北上流を形成することも、前急潮の発生に関与すると推察された。

第4章 対馬暖流及びその支流が関与する急潮事例

4-1. はじめに

太平洋沿岸の相模湾では、風の連吹に伴う海洋擾乱の他に黒潮系暖水の進入が急潮の発生要因となる(木村,1942;宇田,1953;松山ほか,1992)。黒潮の変動による暖水波及は、駿河湾(稲葉ほか,2003)や宿毛湾(秋山,1991)などでも急潮の典型的な発生要因である。日本海沿岸の場合、気象擾乱に起因する急潮の事例報告がほとんどではあるが、千手(2009)が若狭湾東部の越前岬周辺海域において対馬暖流の接岸に起因する急潮を捉えている。

台風0514号の数値実験結果(第3章)では、台風の通過後に丹後半島沿岸で水温が上昇すると同時に岸を右にみる流れが発生し、若狭湾へと伝播することが示された。この変動は、後急潮として第2章で報告した現象と良く対応する。台風0514号の場合には、測点③と④で9月8日の正午頃に弱い南下流が見られる程度で、台風通過後の後急潮に対応する強い南下流は発生せず、変動しながら強い北上流が9月10日まで続いていた(Fig.3-4)。9月8日以降には台風による風の影響がないことから、測点③と④で持続した北上流は風応力の効果だけでは説明できない。9月9日には、平安丸により若狭湾西部海域でADCPによる観測が実施されていた。この測流結果には、測点③と④の東の海域で北上する流れが記録されている(Fig.4-1)。この北上流は、若狭湾西部に形成されている時計回りの渦流の一部であると見受けられ、測点③と④で台風通過後も継続して観測された北上流の一因になった可能性がある。

宇田(1930)は、若狭沖における対馬暖流の強勢時

には若狭湾で時計回りの地形性渦流が誘発されやすいことを指摘している。若狭湾沖からの冷水域(通称山陰若狭沖冷水域)の南下が、湾内の渦流の形成に関与するとの報告もある(橋本,1982)。

研究対象海域における急潮の予測精度の向上には、対馬暖流やその支流とみられる若狭湾の渦流が急潮の発生に関与する可能性を検討することが望ましいだろう。

本章では、台風や発達した温帯低気圧の通過がみられなかった2004年6月初旬に丹後半島の北部海域で発生した急潮について、日本海沿岸を北上する対馬暖流やその支流の変動などに着目して解析した。

4-2. 観測資料

気象データについては、丹後半島中央の太鼓山風力発電所(Fig.2-1)における毎時の平均風向風速結果を使用した。

丹後半島沿岸の海況については、府内10カ所の大型定置網漁場(Fig.2-1の①~⑩)に、JFEアドバンテック社製の小型メモリー流速計 Compact EMと小型メモリー水温計 MDS-MarkV/Tを係留し、15m深の流向流速および15m深と30m深の水温を1時間毎に測定した。また、気象庁の舞鶴検潮所(Fig.2-1左側Cの沿岸海域)で得られた毎時の水位観測結果を用いた。なお、水位記録は舞鶴海洋気象台(Fig.2-1左側C)における海面気圧データで気圧補正した。

対馬暖流域の海況については、海洋調査船「平安丸」に搭載されたCTD(FSI社製ICTD3200)とADCP(古野電気社製CI-35)を用いて1m深間隔の水温・塩分および10m層の流れを測った。観測範囲は、135°10'E(Line W)および135°26'E(Line E)の沿岸海域か

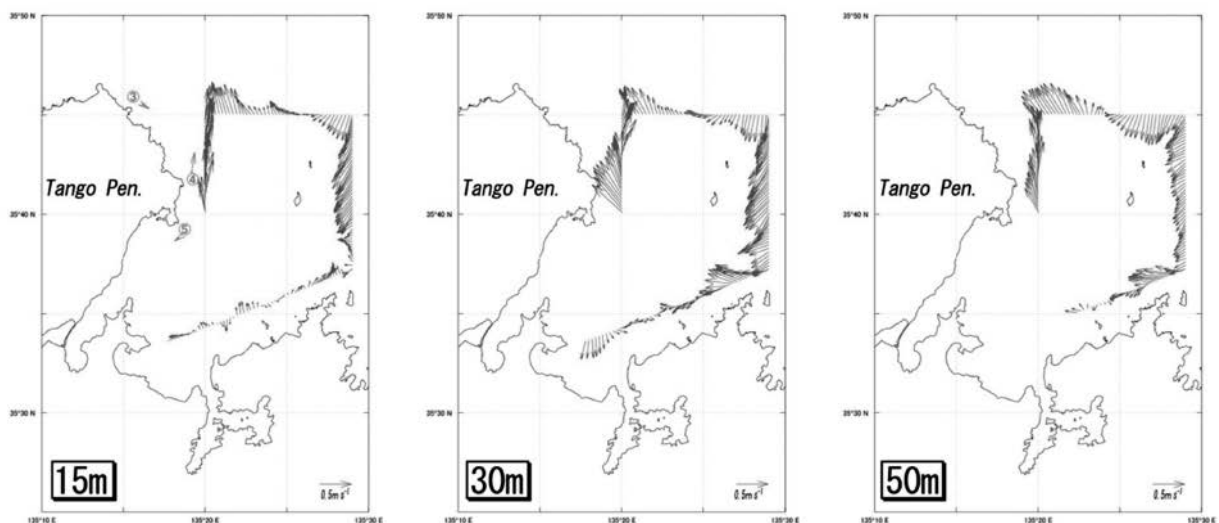


Fig. 4-1 Stick diagrams of current speed at 15-m, 30-m, and 50-m depth in the western part of Wakasa Bay from 11:44 to 14:28 on 9 September, 2005 (by R/V Heian). Current vectors at mooring stations ③-⑤ (See Fig.3-1) are also indicated.

ら36° 15'Nまでの南北ライン上 (Fig.4-2 左側) で、2004年5月初旬～7月初旬に計3回実施した。各Line上の水温・塩分データは、地衡流計算 (例えば、Pond and Pickard, 1983) にも用いた。

若狭湾の海況データについては、福井県水産試験場が漁業資源調査船「福井丸」で2004年6月初旬にそれぞれ計3回実施したCTD (FSI社製ICTD3200) とADCP (RD Instruments社製VM-150) による50m層の水温お

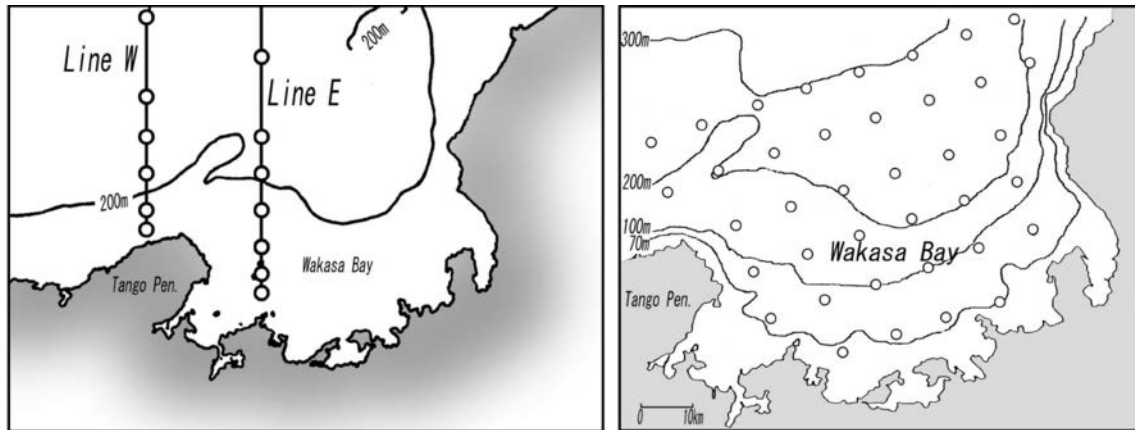


Fig. 4-2 Locations of CTD casting site (○) and ADCP observational lines (-). (Left panel) Cruises by R/V Heian carried out from early May to July 2004. (Right panel) Cruises by Fukui-maru carried out during 1 to 9 June, 2004.



Fig. 4-3 Weather charts from 1 to 16 June, 2004 (released by the Japan Meteorological Agency).

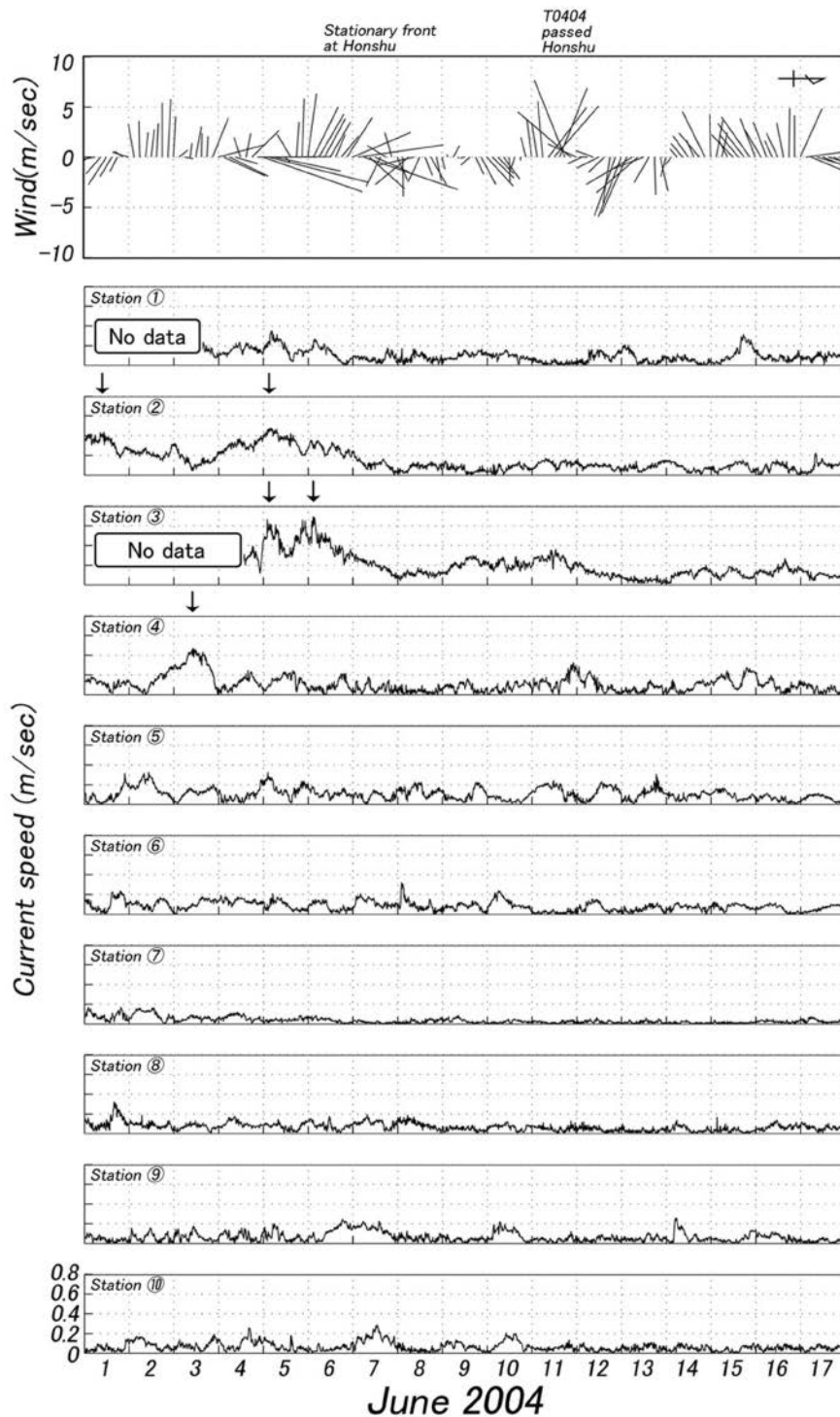


Fig. 4-4 Time-series of wind at the Mt.Taiko power plant and current speed at 10 mooring stations (①-⑩, see Fig.2-1) from 1 to 17 June, 2004. Vectors in the upper panel are plotted by resampling with 3-hour intervals.

よび流れの観測結果を用いた（観測範囲はFig.4-2右側）。

4-3. 資料解析結果

4-3-1. 2004年6月における丹後半島沿岸の気象・海況変動

Fig.4-3は、気象庁がまとめた2004年6月1日から6月

16日の地上気圧配置である。本州日本海側は、梅雨前線が本州に停滞した6月6日から8日や台風0404号が太平洋を通過した6月11日から12日を除くと、おおむね高気圧の圏内であった。

Fig.4-4は、2004年6月1日から6月17日における太鼓山の平均風向風速および測点①～⑩の流速変化である（各測点の位置はFig.2-1）。本期間中における太鼓山の

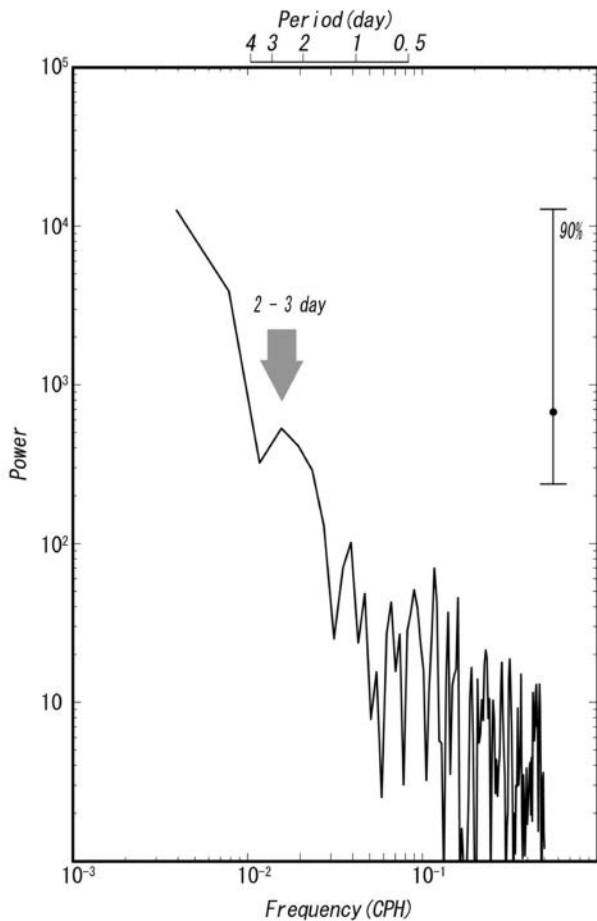


Fig. 4-5 Power spectra of East-West components of the current speed at sta. ③ (see Fig.2-1) from 5 to 15 June, 2004. The arrow shows the dominant period of the current.

風況は、6月4日22時～5日4時と7日1時～7時に南から南南西の風、11日16時～21時に東北東から北東の風が平均10m s⁻¹に達した以外には、5m s⁻¹前後のことが多かった。同期間中の流れは、丹後半島沿岸の多くの測点で0.2m s⁻¹以下と穏やかであった。ただし、測点②では6月1日から6日にかけて流れが比較的速く、6月5日4時に0.5m s⁻¹弱であった。また、測点③では6月5日2時と6日3時に約0.7m s⁻¹、測点④では6月3日10時に0.5m s⁻¹弱の流速を記録した。丹後半島先端部で0.5 m s⁻¹を超える東向流は、台風0406号通過に伴う後急潮(第2章)でもみられた特徴である。しかし、強流域が丹後半島東部(測点④～⑥)を伝播した形跡がみられない点は第2章で論じた急潮とは異なる。そこで、この現象をこれまで論じていないタイプの急潮とみなし、風以外の要因にも着目した発生機構の議論を進めていく。

Fig.4-5は、急潮を捉えた測点③の流れの東西成分のスペクトル解析結果である。2日から3日周期の成分が主体で、第2章で考察した後急潮のような近慣性周期成分の寄与は小さかった。そこで、急潮を記録した測点③およびその近隣の測点(②～⑥)における25時間

移動平均処理を施した流向流速変化をFig.4-6に示す。最下段には気象庁の舞鶴検潮所(Fig.2-1左側Cの沿岸海域)で得られた水位偏差結果も併せて示した。測点②では6月1日から6日にかけて東向流速が大きく、6月5日には0.4m s⁻¹以上となった。測点③でも期間を通じて東向流が卓越し、6月5日から6日にかけて最大約0.5m s⁻¹に達した。測点④～⑥では全般に数日周期の流れが卓越し、6月3日に測点④では約0.4 m s⁻¹の北西に向かう流れを記録した。なお、6月1日から6日にかけて舞鶴の水位偏差は約5～15cmの正值を示し、測点②と③で東向流速が大きかった期間とおおむね一致していた。

4-3-2. 2004年5月～7月における丹後半島沖の海況変動

Fig.4-7の上段は、水産総合研究センター 日本海区水産研究所が水産試験研究機関による沿岸・沖合定線観測データを取りまとめた2004年5月～7月の各初旬における若狭湾周辺海域100m深の水温分布である。なお、上段の影塗り部分は、本海域沖合で間歇的に形成される冷水域(通称 山陰若狭沖冷水域)の指標水温となる11℃以下の海域(加藤ら, 2006)を表している。上段の100m深水温分布によると、5月初旬および6月初旬には冷水域の縁辺が丹後半島沖の北緯36度付近まで南下していた。特に、冷水域の中心が丹後半島沖に位置した6月初旬には、以南海域で大きな水温水平勾配が形成されていた。しかし、7月初旬には丹後半島沖に冷水域はなく、山陰沖の北緯37度付近に中心を持つ冷水域が存在した。Fig.4-7の下段は、平安丸に搭載したADCPによるLine EおよびLine Wを含む丹後半島沖10m深の流動観測結果である。10m深流速分布によると、丹後半島沖の東向流速は5月初旬および6月初旬の方が7月初旬に比べて大きく、丹後半島に冷水域が最も接岸した6月初旬には0.5 m s⁻¹ないしそれ以上の流速を記録した。また、5月初旬および6月初旬には、若狭湾西部の湾口で西～北西に向かう0.3～0.4 m s⁻¹の流れがみられた。

Fig.4-8は、2つのLineで行ったCTD観測結果より求めた地衡流の東西成分である(上段がLine W, 下段がLine E)。Line WとLine Eでは、5月上旬と7月上旬の地衡流の東西成分流速は±0.4 m s⁻¹未満であった。しかし、6月上旬の地衡流の東向流速はLine Wの陸棚から陸棚斜面の表層で強く、最大0.7 m s⁻¹に達した。また、Line Eの陸棚斜面上でも50m深以浅で地衡流の東向流速が大きく、最大0.5 m s⁻¹以上であった。また、Line Eの若狭湾湾口付近(北緯35度45分～50分)では、西向きの地衡流が卓越していた。

以上のように、2004年6月上旬には前月や翌月に比べて山陰若狭沖冷水域が丹後半島に接岸気味であった。そして、丹後半島北部や若狭湾沖の陸棚から陸棚

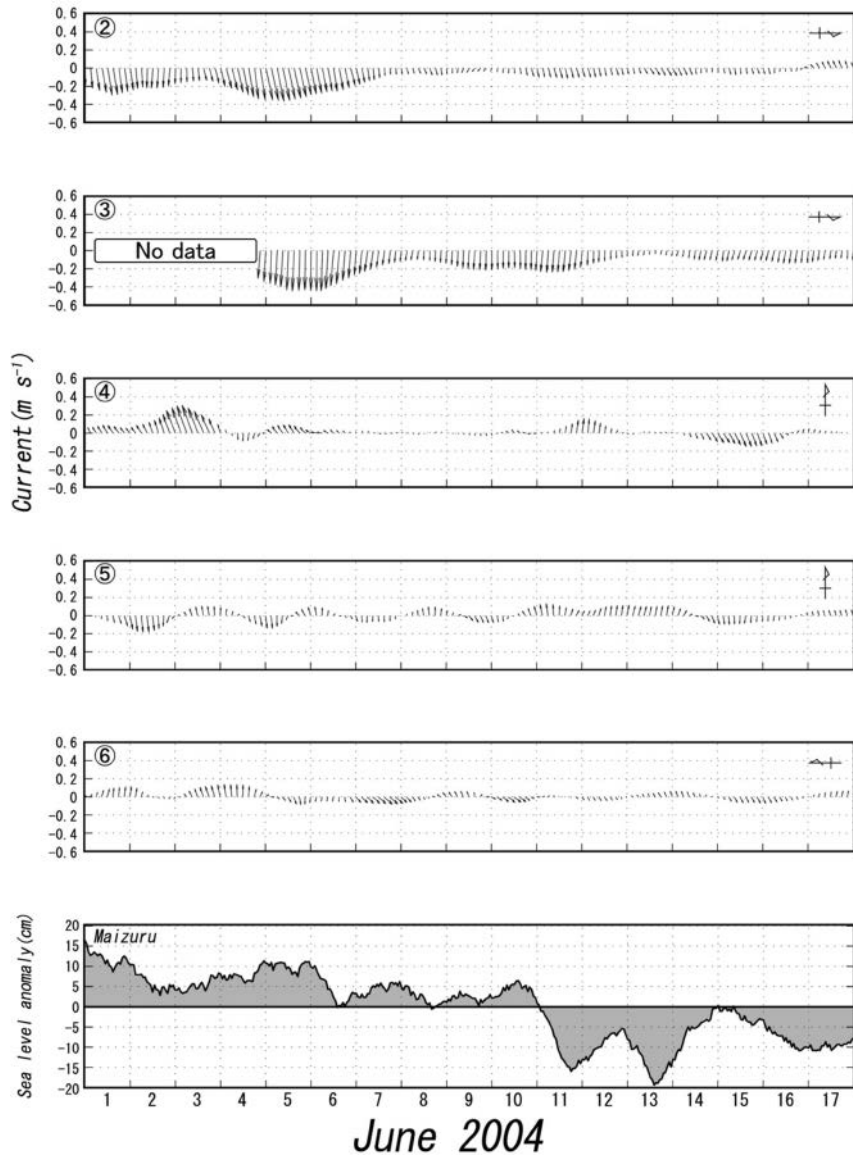


Fig. 4-6 Stick diagrams of current speed at 5 mooring stations (②-⑥) and time-series of sea level anomalies, for which inverted barometric corrections are made to remove the atmospheric effect, at Maizuru (C, see Fig.2-1) from 1 to 17 June, 2004. Current vectors are plotted by resampling with 3-hour intervals.

斜面上では 0.5 m s^{-1} 以上の東向流，湾口西部では西～北西に向かう反流がみられ，これらの流速構造は力学計算による地衡流分布と良く対応していた。

4-3-3. 2004年6月における若狭湾周辺海域の海況変動

6月初旬の丹後半島周辺および若狭湾内の海況をより詳しくみるため，福井丸のADCPによる若狭湾周辺海域50m深の流れと水温空間偏差の分布をFig.4-9に示す。観測期間は，6月1～2日 (A)，6月3～4日 (B)，6月8～9日 (C) の3航海分である。なお，1航海当たりの観測に要した時間は約1日であり，流速および水温分布にはここで着目する数日周期変動だけではなく，潮汐周期や近慣性周期変動も含まれている可能性がある。

る。しかし，本海域での潮汐流は常に弱いことや（日本海洋学会，1985），急潮が発生した測点③の流速スペクトル（Fig.4-5）では，近慣性周期成分が卓越していなかったことから，それぞれの観測結果は数日周期変動を議論するのに差支えないものとして取り扱った。期間AとBには，丹後半島沖で -1°C 以上の負偏差の海域（寒色系で表示）がみられ，この低温域に沿うように 0.5 m s^{-1} 以上の東流～北東に向かう流れが発生していた。一方，若狭湾内では $+1^{\circ}\text{C}$ 以上の正偏差の海域（暖色系で表示）がみられ，この高温域を周回するように時計回りの渦流が形成されていた。渦流の流速は高温域の縁辺部で大きく，期間Bには南側の縁辺部で 0.5 m s^{-1} を超える西流～南西流が発達していた。期間Bから4～5日後にあたる期間Cには， -1°C 以上の

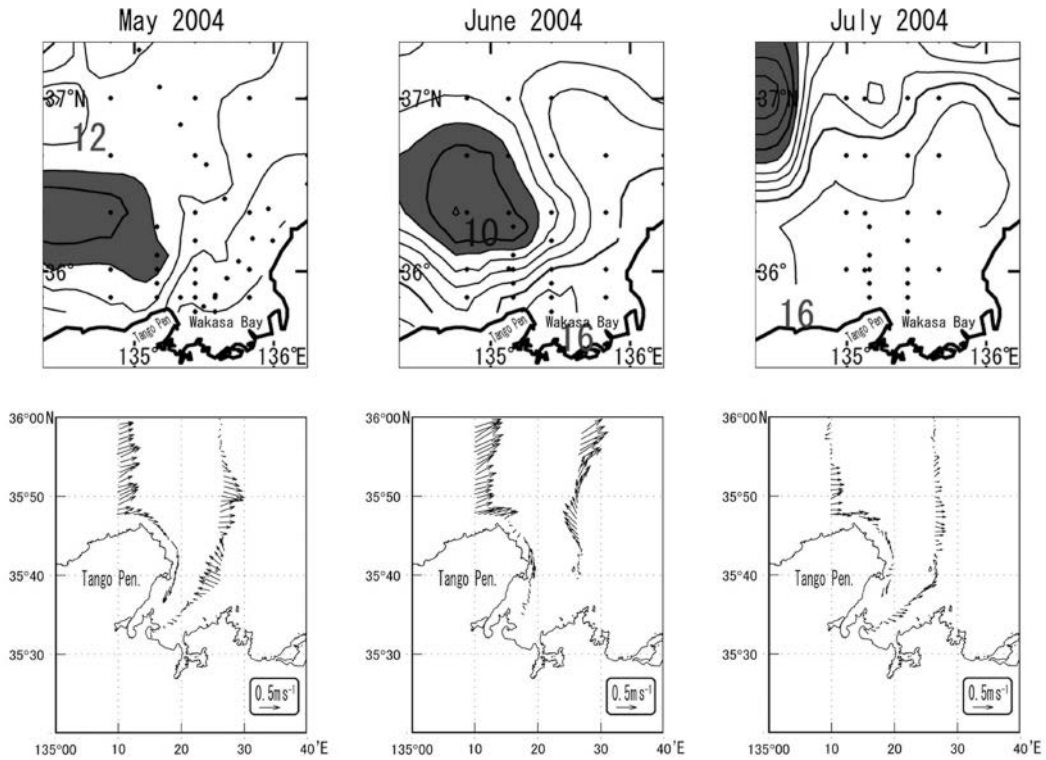


Fig. 4-7 Spatial distributions of temperature at a 100-m depth (upper panels) and current at a 10-m depth (lower panels) around the Tango Peninsula from early May to early July 2004. Shaded areas in the upper panels indicate the San'in-Wakasa cold water area (after Katoh *et al.*, 2006).

負偏差の海域は丹後半島沖から若狭湾東部沖合に東進し、この低温域を反時計回りに沿うように湾中央から湾東部では最大 0.5 m s^{-1} 以上の強流が発生していた。また、湾内の高温域は南東方向に移動し、そこには時計回りの渦流がみられた。なお、丹後半島沖や湾西部海域では、強流が終息していた。

4.4. 考 察

6月4日夜半から6時間ほど平均 10 m s^{-1} 以上の南から南南西の風が吹いた。しかし、丹後半島先端部で発生した急潮は、第2章で述べた後急潮のような慣性周期成分の卓越はみられなかった (Fig.4-6)。したがって、今回の急潮は風強制だけでは説明できない。2004年6月における若狭湾周辺海域50m層の水温場の観測結果 (Fig.4-9) によると、低温域が6月初旬に丹後半島から湾東部の沖合を約 0.1 m s^{-1} の平均速度で移動した。6月初旬には山陰若狭沖冷水域が孤立水塊の様相を呈して丹後半島沿岸に南下する傾向がみられたことから (Fig.4-7上段)、この低温域は山陰若狭沖冷水域の南縁辺部を捉えたものと判断される。そして、7月初旬には若狭湾周辺に冷水域が形成されていないことから、冷水塊は若狭沖を東進して6月中に消滅したとみられる。

測点②では6月1日から東向きの流れが比較的速く、測点③で東向きの急潮が発生したのは6月5日から6日

であった。これらは、冷水塊が丹後半島に接岸気味であった期間に対応する。若狭湾周辺海域50m層の流れの観測結果 (Fig.4-9) によると、冷水塊の南縁辺部では常に強い東～北東に向かう流れが発生していた。このことから、6月初旬に丹後半島先端部で発生した急潮は、冷水塊の半島への接岸に起因する可能性がある。冷水塊接岸時の丹後半島周辺の流速構造は、同期間の地衡流計算結果 (Fig.4-8) と対応することから、近似的には海流の挙動を反映していたと考えられる。若狭沖を流れる海流は、本州陸棚上に安定的に存在する対馬暖流第一分枝と平均的に陸棚斜面上に存在する傾圧構造を持った対馬暖流第二分枝から成る。そして、第二分枝の流路は傾圧不安定に起因する渦の影響を受けやすい (Hase *et al.*, 1999)。6月初旬における丹後半島周辺海域の地衡流分布 (Fig.4-8) には、強い傾圧性が見られる。したがって、対馬暖流の第一分枝に加えて冷水塊の丹後半島付近への接岸に伴う第二分枝の南下が当該海域の東向流速を一時的に増大させ、急潮の発生に至ったとするのが妥当と考えられた。そして、この急潮は冷水塊の丹後半島東方への移動に伴って第二分枝が半島から離岸したことで終息したとみられる。なお、急潮が終息した後も測点②と③で東向流が続く状況は、主に第一分枝の影響と推定される。

一方、若狭湾内では冷水塊が丹後半島に接岸傾向にあった6月初旬において、湾西部から湾中央部の海域

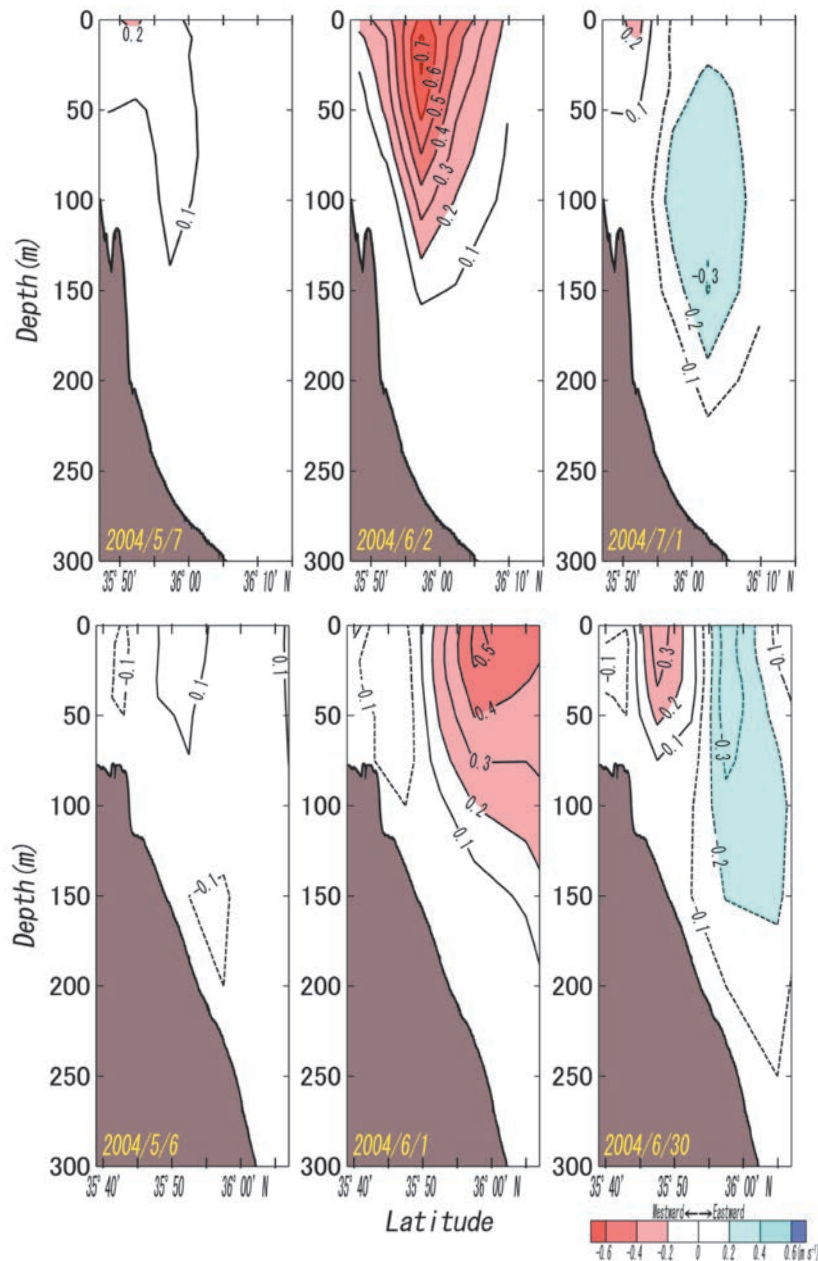


Fig. 4-8 Vertical sections of East-West components of the geostrophic current speed calculated from CTD data at Line W (upper panels) and Line E (lower panels) from early May to early July 2004.

に中心を持つ高温域を伴った時計回りの渦流が発達していた (Fig.4-9の期間A,B)。このような渦流は夏季を中心に発生しやすいことが知られており (舞鶴海洋気象台,1965; 原ら,1990など), 宇田 (1930) は若狭沖で1~2knot (1knotは約0.5 m s⁻¹) の強勢時の対馬暖流によって湾規模の地形性渦流が誘発されるためとした。また, 渦流が湾西部海域で形成され湾規模まで発達する過程には山陰若狭沖冷水域の接岸が関与し, その後の冷水域の東への移行が渦流の衰退, 消滅を招くことが指摘されている (橋本,1982)。冷水域の接岸が若狭湾周辺海域を流れる対馬暖流の流速増大の一因となることは先に論じた通りである。よって, 6月初旬に発生した渦流は, 丹後半島沖からの冷水塊の接岸に

伴い半島沿海に急潮をもたらすほど強勢となった対馬暖流から派生した可能性がある。そして, 6月3日に丹後半島東部の測点④で捉えた0.5 m s⁻¹弱の北西に向かう流れは, このときの渦流の発達と無関係ではないと思われる。若狭湾の時計回りの渦流が丹後半島東部の北上流に関与する状況は, 本章の冒頭で述べた台風0514号通過に伴う後急潮の事例と似ている。すなわち, 若狭湾西部海域を中心に発達していた渦流の南半円部では, 若狭湾内を西方に向かい丹後半島東部付近で北上する流れが形成されていた (Fig.4-9の期間B)。このことが, 測点④の北西流の一因になったと推察される。その後, 渦流を伴った暖水域は湾岸を右にみて約0.1 m s⁻¹の平均速度で南東に進んだ結果, 丹後半島北

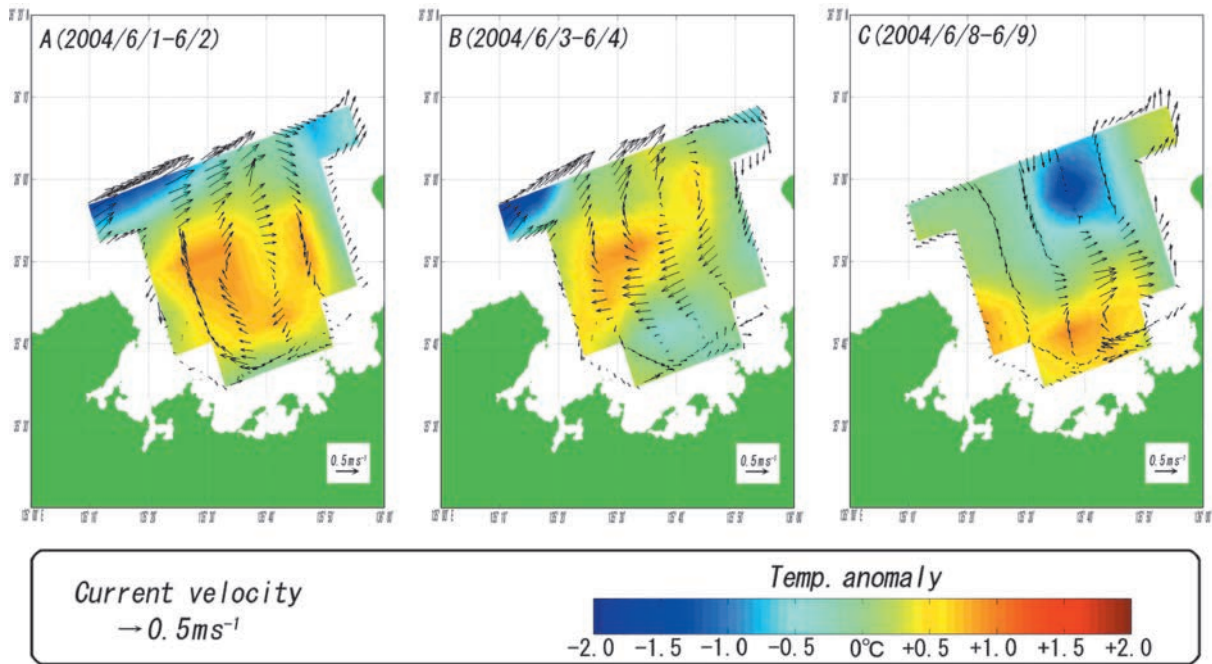


Fig. 4-9 Spatiotemporal distributions of temperature anomalies and the current at a 50-m depth in and around Wakasa Bay from 1 to 9 June, 2004.

東部の流れは弱まったとみられる。若狭湾内における暖水域の移動については、Umatani *et al.* (1986) が陸棚波として $0.1 \sim 0.15 \text{ m s}^{-1}$ の速度で湾内を西から東へ移動することを示しており、今回の結果とおおむね一致する。

以上をまとめると、2004年6月初旬に丹後半島先端部で発生した急潮は、沖合からの冷水塊の接岸に伴って強められた対馬暖流やその支流が主な要因と推察された。

第5章 総合考察

京都府沿岸では、近年発生した定置網の漁具被害の95%は低気圧の通過で生じたこと、なかでも日本海通過に伴う事例が多かったことを序論で述べた。そして、低気圧の日本海通過に伴う典型的な急潮発生パターンとして後急潮と前急潮が存在し、これらはいずれも主に風の連吹に起因すると結論づけられた（第2章と第3章）。また、2004年から2011年の6月～10月における急潮発生事例を集計したところ、後急潮が52%、前急潮が39%、どちらにも属さない事例が9%であり、後急潮と前急潮の事例だけで91%に達した（Fig.5-1）。これらのことから、丹後半島周辺海域で発生する急潮は、基本的に風強制による流動現象とみられる。

後急潮に関与する物理現象は、沿岸捕捉波（沈降域の伝播）および近慣性振動と判断された。前者の過程については、西寄りの風連吹により主に丹後半島の先端以西で形成された沈降域が、内部ケルビン波的性質の強い沿岸捕捉波として岸を右にみて半島東部を伝播する。その結果、丹後半島東部で岸を右にみる流れが卓越するとみられる。また、後者は時計回りで回転する風により沖合で効果的に発達し、近慣性周期内部波となって丹後半島沿岸に波及、そのエネルギーの一部が内部ケルビン波に転化されて半島の先端部から東部海域を伝播する（Igeta *et al.*, 2007）。その結果、丹後半島東部で岸に平行な近慣性周期の往復流が生じるとみられる。この往復流が岸を右にみる方向の際には、沈降域の伝播に伴う右にみる流れと流向が一致することになり、急潮に至ると考えられる。後急潮の事例Ⅰ～Ⅴ（Fig.2-10）では、気象擾乱の通過直後に強風の向きが時計回りに急変し、その後10 m s⁻¹以上の強い南西風～西風が連吹していた（Table 5-1）。このよ

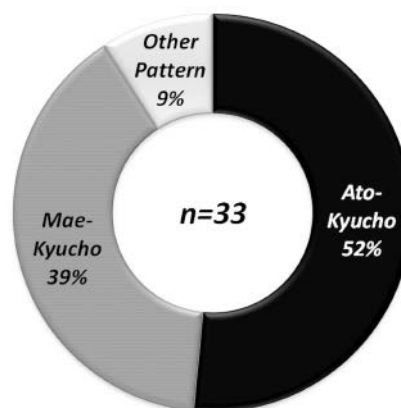


Fig. 5-1 Frequency of the various patterns of *Kyucho* that occurred around the coast of the Tango Peninsula during June to October 2004 - 2011.

うな風況は、沈降域や近慣性振動が発達する条件を満たしていたと考えられる。加えて、事例Ⅰのモデル実験結果（Igeta *et al.*, 2007）によると、急潮への寄与は前者より後者の方が大きい。このことから、事例Ⅰ～Ⅴのような低気圧の日本海通過後に丹後半島北部～東部で発生する南下流主体の急潮は、近慣性振動の影響が主因であり、沈降域の伝播による影響は補助的要因である可能性がある。

低気圧の日本海通過に伴う後急潮は、丹後半島だけではなく日本海沿岸の他海域でも発生する。大慶ら（2009）は、台風0314号通過後に能登半島東部海域で発生した急潮は、南西風の連吹時に形成された密度流や慣性振動に起因することを示した。台風の日本海通過後に励起される慣性振動が能登半島東部海域で発生する急潮に関与していることは、浅ら（2007）の台風0415号、0416号および0418号を対象とした数値実験で

Table 5-1 Wind feature at Mt.Taiko (at the center of the Tango Peninsula) before and after the passage of a meteorological disturbance corresponding to the generation of *Kyucho* around the Tango Peninsula (See Figs.2-10 about cases I - V, Fig.3-13 about cases VI-VII, Fig.5-3 about cases VIII-IX).

Meteorological disturbance	Duration (maximum wind speed more than 10 m s ⁻¹)(hour)		Change of wind direction	
	Before passage of typhoon or low pressure	After passage of typhoon or low pressure	Rotation	Speed (deg.hour ⁻¹)
Case I (T0406)	14 (SE~E)	16 (SW~W)	clockwise(E→WSW)	68
Case II (T0416)	45 (ENE~SSE)	16 (SW~W)	clockwise(SE→W)	23
Case III (T0418)	26 (SE~ESE)	14 (SW~W)	clockwise(SE→WSW)	14
Case IV (T0613)	24 (ENE~SW)	19 (SW~W)	clockwise(E→WSW)	10
Case V (Low P.)	16 (SSW~W)	44 (W~NW)	clockwise(SSW→NW)	10
Case VI (T0514)	39 (NE~E)	20 (SSW~W)	clockwise(NE→W)	9
Case VII (T0610)	53 (E~ESE)	weak	—	—
Case VIII (T0911)	16 (NE~NNE)	13 (NNE)	—	—
Case IX (T1106)	45 (E~NE)	20 (W~SW)	anti-clockwise(NE→W)	19

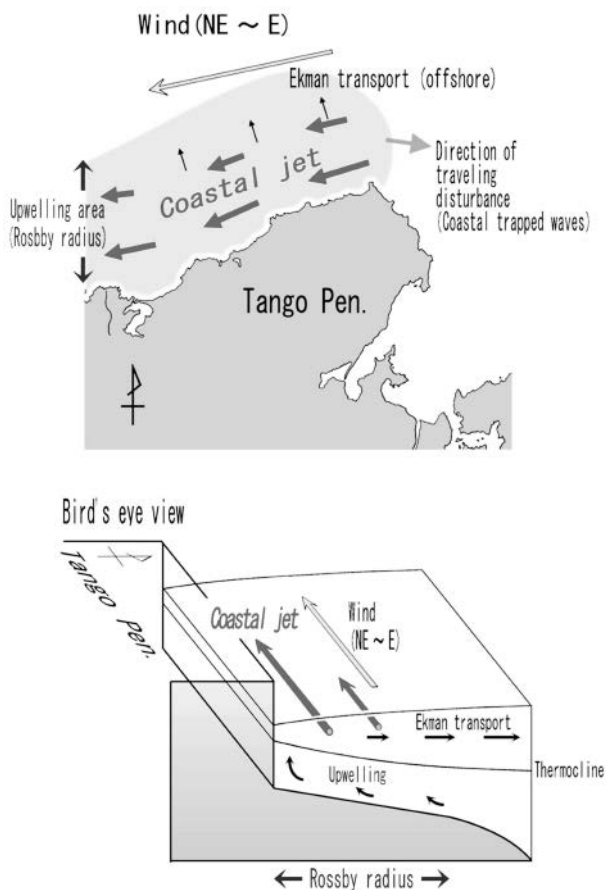


Fig. 5-2 Schematic view of the alongshore current (coastal jet) occurring around the Tango Peninsula associated with upwelling.

も確かめられた。また、丸山（2009）は佐渡島東部の海域で台風0613号の日本海通過後に慣性周期の急潮を捉えている。これらの報告は、事例Ⅱ～Ⅳの後急潮に関与した台風が能登半島東部や佐渡島東部で発生した後急潮の原因にもなったことを示す。広瀬ら（2010）は、台風接近時から通過後の一連の風、特に時計回りの風向変化により日本海の広域で慣性振動が増幅されやすいことを述べている。また、Igeta *et al.*（2009）は沖合で励起された慣性振動が近慣性周期内部波となって日本海各地の沿岸に波及、そのエネルギーが丹後半島だけではなく能登半島や佐渡島の先端部にも集中し、それらの地形の東部海域を内部ケルビン波として伝播することを数値実験で示した。これらのことから、慣性振動の励起および波及の過程は、日本海沿岸で発生する急潮の挙動を決定する重要な要因になると推察される。

一方、前急潮に関与する主な物理現象は、湧昇に伴う沿岸ジェットと判断された。前急潮の事例ⅥとⅦでは、それぞれ台風の最接近前に丹後半島で最大風速 10 m s^{-1} を超える北東ないし東の風が39時間および53時間吹いていた。宇野木（1993）は、成層した沿岸海域で岸に平行に左手にみて吹く風が1日程度吹くと、湧昇が発達し得ることを総説した。対象海域の場合、主に丹後半島の先端以西で東寄りの風連吹時に形成される湧昇域は、強制内部ケルビン波として岸を右にみて伝播する。この強制内部ケルビン波は伝播過程でも東寄りの風の影響で増幅し続ける結果、特に半島北部で湧昇域が発達する。そして、半島北部の湧昇域は半島東部にも伝播する。このような湧昇域の発達に伴う沿岸ジェットが、東寄りの風連吹時に内湾域を除く丹後

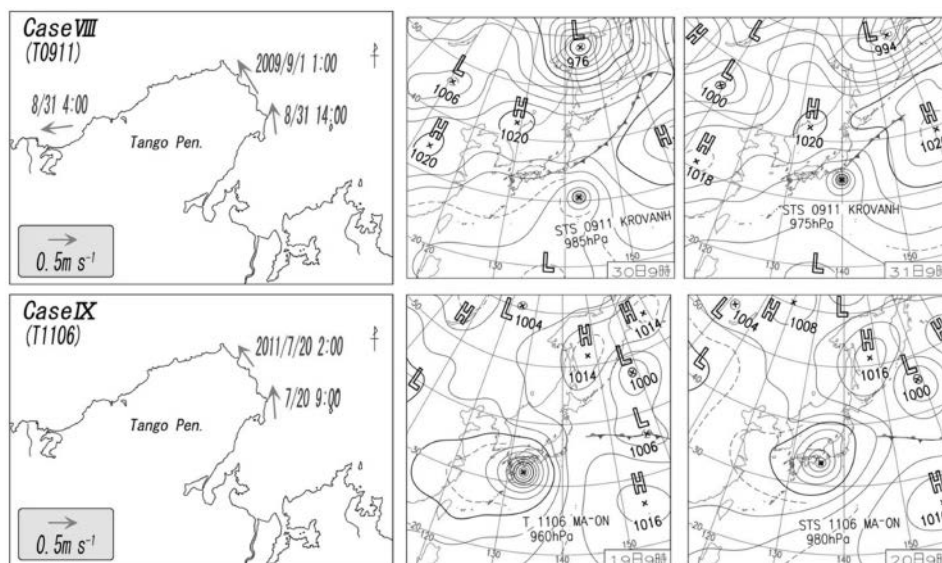


Fig. 5-3 Distribution of maximum current at the eastern part of the Tango Peninsula regarding two cases of *Kyucho* that occurred when a typhoon passed through over the Pacific Ocean. The right and middle panels show weather charts released in each period by the Japan Meteorological Agency.

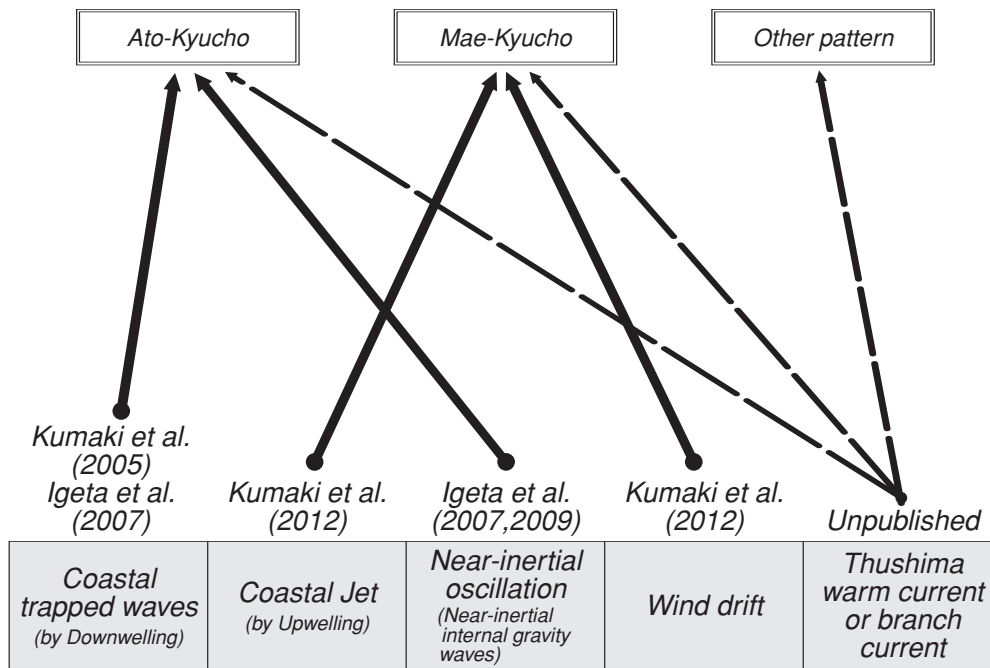


Fig. 5-4 Flowchart of the elementary processes associated with *Kyucho* occurring around the Tango Peninsula.

半島沿岸海域で岸を左にみる表層流を形成すると考えられる（模式的に示すとFig.5-2の通り）。さらに、比較的急峻な海底地形を有する丹後半島東部では、岸近くまで強い流れが生じやすいことや、若狭湾内の表層水が沿岸ジェットと風による吹き寄せによって半島東部に集積する効果も補助的に作用した結果、前急潮に至った可能性がある。なお、後急潮の事例Ⅰ～Ⅴでは、事例Ⅱを除いて前急潮の発生が確認されなかった。事例Ⅰの場合、台風の最接近前に 10 m s^{-1} 以上の強い東風の連吹は約10時間であった。このとき、丹後半島東部の15m深水温は約 2°C 低下したが、丹後半島東部の15m深流速は 0.2 m s^{-1} 以下であり、Igeta et al. (2007)の数値実験も同様の結果だった。事例Ⅰで前急潮が発生しなかったのは、東寄りの強風の連吹時間が短かったことが一因と考えられ、おそらく事例Ⅲ～Ⅴも同様の理由であろう。ここで、Fig.5-3は、丹後半島東部の測点で記録された前急潮と類似した事例（Ⅷ、Ⅸ）の最大流速分布を示す。なお、図の右側には、各事例における急潮発生日および前日の9:00における地上気圧配置（気象庁作成）を示した。事例ⅧとⅨの期間は、関東沖を台風0911号が北進して日本海は高気圧圏内だった2009年8月末と、台風1106号が太平洋沿岸を東進した2011年7月20日にそれぞれ対応する。いずれの事例でも丹後半島東部を中心に強い北上流が発生し、同期間中には東～北東の強風が1日以上連吹していた（Table 5-1）。このことから、東風～北東風が約1日以上連吹するという条件さえ満たせば気象擾乱の通過経路に関係なく第3章で論じた力学過程による急潮が発生しやすいと考えられる。なお、低気圧の日本海通過

に伴う前急潮の発生頻度が後急潮に比べて少ないのは、低気圧が大型かつ強勢であったり進行速度が遅かったりしない限り、東～北東の強風が1日以上吹き続けることが少ないためと推察される。一方、後急潮は沈降域の伝播や近慣性振動が関与する。前者は西～南西の強風が1日以上連吹することで強化されるとみられるが、低気圧が速く進んだり勢力が衰えたりすると風の条件を満たさない場合もあるだろう。一方、後者は特定の風向の連吹に依存せず、強風の向きが時計回りに回転することで励起されやすい（Igeta et al., 2007；広瀬ら, 2010）。このような風況は、低気圧（特に台風）が丹後半島沖を通過すれば大抵生じる。このことが、低気圧の日本海通過に伴い近慣性周期を有する後急潮がしばしば発生する一因と考えられる。

以上の結果から、対象海域で発生する急潮に関与する素過程はFig.5-4のように集約される。このうち、風で駆動される素過程は、①湧昇形成に伴う沿岸ジェット、②沈降形成に伴う沿岸捕捉波、③近慣性振動（近慣性周期内部波）、④風の吹き寄せである。なかでも、急潮の発生に大きな影響を及ぼす①～③の素過程は、海洋物理学的には回転成層流体中で励起される波動（または流動）現象であり、このことが季節躍層形成期の気象擾乱に伴う急潮が対象海域で多発する一因と考えられる。

また、①～③の素過程の発達条件については、①が東風～北東風の連吹、②が西～南西風の連吹、③が時計回りの風向変化であることが本研究や既往の研究により示された。このことから、急潮は低気圧の位置や経路に依存して発生するわけではなく、それぞれの素

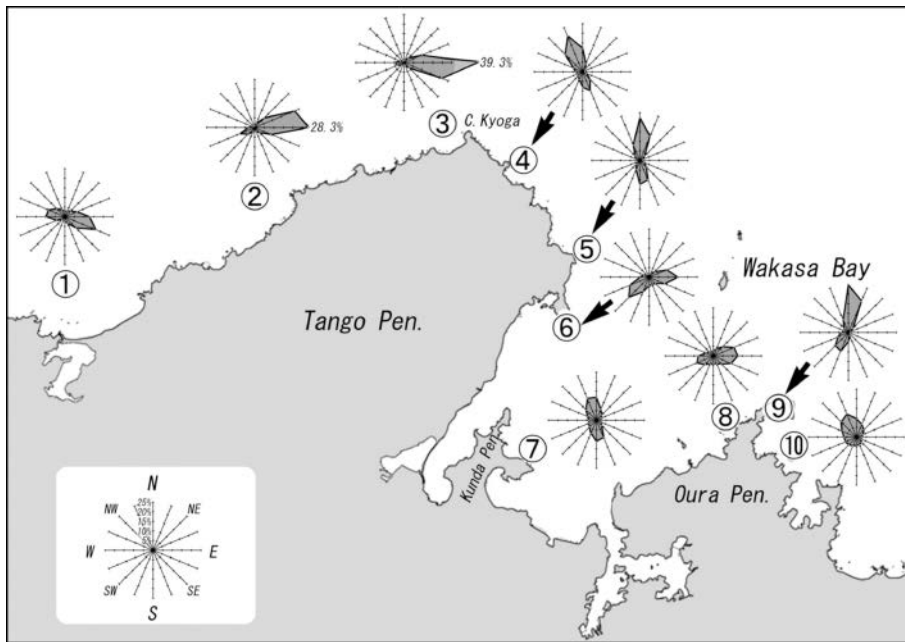


Fig. 5-5 Frequency distribution of the current direction at each mooring station (①～⑩) during summer to autumn 2004 - 2009.

過程の発達条件を満たすような風の応力場が形成されるか否かが重要といえる。低気圧の日本海通過に伴う急潮の発生頻度が高いのは、あくまでこれらの素過程の一部あるいは複数発達するような風の応力場が再現されやすいからと解釈される。特に台風が日本海を通過した場合、一般的に強風が吹きやすい進行方向の右半円が本州側の日本海を通過することも各素過程の発達に有利に作用するとみられる。

残された課題

Fig.5-5は、2004年から2009年の6月～10月における各測点の10m深または15m深の流向頻度分布である。丹後半島の経ヶ岬以西では、平均流として東向成分が卓越する。これは、本州日本海側の陸棚上に安定的に存在する対馬暖流の第一分枝 (Hase *et al*, 1999) の影響とみられる。そして、ときに本海域では対馬暖流が関与するとみられる東向きの急潮が発生することを示した (第4章)。一方、若狭湾内の平均流については、岸に並行する2方向が卓越する地点が大半であり、丹後半島の経ヶ岬以西の流況より複雑である。若狭湾内の基本場の流れを複雑にする一因として、間歇的に形成される渦流の影響が考えられる。第4章では、山陰若狭沖冷水域の接岸時に若狭湾内で渦流が形成され、湾東部に移動する状況を示した。このとき丹後半島東部では、渦流の形成に連動するような流れの変化がみられた。また、若狭湾で発達した渦流が、ときに湾内の急潮に関与することも台風0514号通過に伴う急潮発生事例で確かめられた。したがって、対馬暖流やその支流 (若狭湾の渦流など) のような基本場の流れは、

特に湾内で発生する急潮の挙動を複雑多岐にする原因とみられる。今後は、対馬暖流や支流などの基本場の流れの変動要因、基本場の流れと沿岸ジェットや近慣性振動のような風強制によるイベント的な現象との相互作用を解明する必要がある。

本研究により、丹後半島およびその周辺海域で発生する急潮の素過程を抽出した。本研究成果は、気象庁などの気象情報を参考に急潮の発生を予測し、漁業関係者に情報提供する道筋をつけたと確信する。

謝 辞

東京海洋大学の北出裕二郎准教授をはじめ、松山優治名誉教授、吉田次郎教授、根本雅生准教授など同大学の教職員の方々には論文作成にあたって懇切丁寧なご指導をして頂きました。京都府漁業協同組合連合会、京都府定置漁業協会および府内漁業関係者の方々には、定置網漁場における海洋観測を援助して頂きました。福井県水産試験場におかれましては、漁業資源調査船「福井丸」による貴重な流況観測資料をご提供頂きました。京都府農林水産技術センター海洋センターの職員の皆様や、水産総合研究センター日本海区水産研究所の井桁庸介博士には有益なご助言やご支援を頂きました。本研究を進めるにあたりご協力頂いた皆様に心より御礼申し上げます。

要 約

丹後半島は本州中央部の日本海側に位置し、半島周辺は日本海有数の好漁場で、数多くの定置網が敷設されている。一方、本海域では定置網を壊すような速い流れ(急潮)が、特に成層が形成される夏季から秋季に、台風や温帯低気圧の通過と関連してしばしば発生する。しかし、本海域では直接測流に基づく関連研究はなく、その発生過程については不明な点が多かった。急潮の発生機構を解明すれば、漁業者が防災策を講ずるための急潮発生予測に応用することができる。したがって、急潮の力学機構の研究は海洋物理学への学問的貢献だけでなく、安定・持続可能な漁業を支援する観点からも重要である。そこで、2004年～2011年の夏季から秋季にかけて、丹後半島周辺の多くの測点で流速計および水温計を展開することにより、様々な急潮発生事例の収集を試みた。結果の概要は以下のとおりである。

まず、2004年の夏季から秋季に得られた流速、水温、水位および風のデータを元に、気象擾乱が日本海を通過した後に発生する急潮(いわゆる後急潮)に関する発生および伝播過程を解析した。台風0406号通過後には、丹後半島の北部から東部の表層海域を $0.4\sim 0.6\text{ m s}^{-1}$ で岸を右にみて進行する水温と水位の上昇を伴った強い流れが発生した。この現象には、内部ケルビン波および陸棚波の特性を有する沿岸捕捉波の関与が考えられた。その過程として、台風通過に伴う南西～西南西風によって丹後半島北部に暖水が堆積したことが一因であり、この沈降域が沿岸捕捉波として半島東部に沿って伝播し、その過程で急激に減衰したと推察された。Igeta *et al.*(2007)は、台風0406号通過に伴う後急潮を再現するための数値実験を実行した。その結果、台

風で励起された沖合起源の近慣性内部重力波が丹後半島先端に到達し、近慣性周期の沿岸捕捉波として半島東部を伝播することが示された。幾つかの後急潮の事例でも、沈降域の伝播に起因する長周期の成分だけではなく、むしろ近慣性周期の変動が卓越していた。よって、丹後半島東部における後急潮は、沈降域の伝播に伴う沿岸捕捉波だけではなく、沖合起源の近慣性周期波動との重ね合わせで生成されると考えられた。

対象海域における継続的な係留観測結果から、台風や温帯低気圧の通過前に急潮が発生し、定置網に被害をもたらす事例が少なくないことが分かった。気象擾乱の通過前に起こる強い流れは、相模湾で前急潮として知られているが、その詳細な機構はよく分かっていなかった。そこで、台風0514号の通過前から発生した前急潮について、現象の詳細な記述と発生機構の解明を試みた。係留観測記録から、台風通過前に丹後半島沿岸の水温が低下すると同時に半島東部に 0.8 m s^{-1} に達する強い北上流が生じたことが示された。この時の流れ場は、EOF第1モードとして、広い範囲で岸を左に見る流れの構造を形成しており、丹後半島中央部に位置する太鼓山の東西風と高い相関を持つことが示された。密度を水平に一樣とし、台風最接近の2日以上前からの風応力を与えた数値実験では、台風通過前に丹後半島東部に生じた北上流や水温低下変動がほぼ再現された。このことから、台風通過前に丹後半島東部で発生した急潮は、東寄りの強風連吹によって励起された沿岸ジェットが主因であると考えられた。

さらに、2004年～2011年までの全急潮事例を整理した結果、後急潮と前急潮が対象海域で発生した急潮の90%以上を占めることが分かった。しかし、いくつかの急潮事例は風強制だけでは十分に説明することができなかった。例えば2004年6月上旬の急潮事例では、福井県水産試験場の「福井丸」と京都府農林水産技術センター海洋センターの調査船「平安丸」により得られた超音波式流速計による丹後半島周辺海域の測定結果から、急潮発生時に対馬暖流や若狭湾の渦流が強まっていたことが分かった。対象海域で発生する急潮のメカニズムをより詳細に解明するには、対馬暖流や若狭湾の環流がどのような機構で強化され、急潮へと至るのかを今後研究する必要がある。

引用文献

- 秋山 秀樹 (1991) : 宿毛湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **22**, 61-66.
- 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**, 39-50.
- Gill, A. E. (1982) : *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic press, 662pp.
- Gjevik, B. and M. A. Merrifield (1993) : Shelf-sea response to tropical storms along the west coast of Mexico. *Continent. Shelf Res.*, **13**, 25-47.
- 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—日平均潮位を扱う際の留意点—. 沿岸海洋研究ノート, **23**, 79-87.
- 原 哲之, 和田 洋藏, 河岸 賢, 宗清 正廣 (1990) : 夏季における若狭湾西部海域の流動について. 水産海洋研究, **54**, 123-128.
- Hase H., Jong-Hwan Y., Koterayama W. (1999) : The current structure of the Tsushima warm current along the Japanese coast. *J. Oceanogr.*, **55**, 217-235.
- 橋本 祐一 (1982) : 若狭湾及びその近海の流動について. 海と空, **58**, 1-11.
- 蓮沼 啓一 (1979) : 東京湾における流動の特徴. 沿岸海洋研究ノート, **16**, 67-75.
- 広瀬 直毅, 北出 裕二郎, 井桁 庸介, セルゲイ バルラモフ (2010) : 日本海における急潮の再現と予測の数値シミュレーション. ていち, **117**, 1-13.
- 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) : Numerical experiment on Kyucho around the Tango Peninsula induced by Typhoon 0406. *J. Oceanogr.*, **63**, 835-847.
- Igeta Y., Kumaki Y., Kitade Y., Senju T., Yamada H., Watanabe T., Katoh O., Matsuyama M. (2009). Scattering of near-inertial internal waves along the Japanese coast of the Japan Sea. *J. Geophys. Res.*, **114**: C10002.
- 稲葉 栄生, 安田 訓啓, 川畑 広紀, 勝間田 高明 (2003) : 1992年3月上旬に発生した駿河湾の急潮. 海の研究, **12**, 59-67.
- 石戸谷 博範 (2001) : 相模湾における急潮と定置網の防災に関する研究. 神奈川県水産総合研究所論文集 第1集, 1-108.
- Isozaki, I. (1968) : An investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japan Islands (II). *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **24**, 178-190.
- 加藤 安雄 (1969) : 若狭湾の急潮流による定置網の被害について. ていち, **40**, 8-19.
- 加藤 修, 中川 倫寿, 松井 繁明, 山田 東也, 渡邊 達郎 (2006) : 沿岸・沖合定線観測データから示される日本海及び対馬海峡における水温の長期変動. 沿岸海洋研究, **44**, 19-24.
- 木村 喜之助 (1942) : 沿岸の大急潮について. 中央気象台彙報, **19**, 1-85.
- 北出 裕二郎, 松山 優治, 岩田 静夫, 石戸谷 博範, 清水 顕太郎, 渡辺 勲 (1996) : 台風の通過に伴う相模湾の水温・流速変動. 沿岸海洋研究, **33**, 191-202.
- Kitade, Y. and M. Matsuyama (2000) : Coastal-trapped waves with several day period caused by wind along the southeast coast of Honsyu, Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 727-744.
- 熊木 豊 (2005) : 京都府沿岸の急潮—2004年の観測事例—. ていち, **108**, 24-32.
- 熊木 豊, 戸嶋 孝, 上野 陽一郎, 傍島 直樹 (2010) : 低気圧の日本海通過に伴い京都府沿岸で発生した急潮. 京都海洋セ研報, **32**, 1-6.
- 舞鶴海洋気象台 (1965) : 若狭湾流動調査報告. 気象庁技術報告, **42**, 47pp.
- 丸山 克彦 (2009) : 台風0613号通過に伴う両津湾における流れと水温の変化. 新潟県水産海洋研究所研究報告, **2**, 45-49.
- 松山 優治, 岩田 静夫, 前田 明夫, 鈴木 亨 (1992) : 相模湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **30**, 4-15.
- Matsuyama, M., S. Iwata, and H. Nagamatsu (1997) : Kyucho in Sagami Bay induced by Typhoon 8818. *J. Oceanogr.*, **53**, 199-205.
- Mellor, G. L. (1991) : An equation of state for numerical models of oceans and estuaries. *J. Atmos. and Oceanic Technology*, **8**, 609-611.
- 水野 恵介 (1995) : 大洋規模の海況解析と最適内挿法. 海の研究, **4**, 187-208.
- 日本海洋学会 (1985) : 日本全国沿岸海洋誌. 東海大学出版社, 神奈川, 948pp.
- 新潟県水産海洋研究所, 富山県農林水産総合技術センター水産研究所, 石川県水産総合センター, 福井県水産試験場, 京都府立海洋センター, 神奈川県水産技術センター相模湾試験場, 東京海洋大学海洋科学部, 九州大学応用力学研究所, (独)水産総合研究センター日本海区水産研究所 (2009) : 新たな農林水産政策を推進する実用技術開発事業 日本海における急潮予測の精度向上と定置網防災策の確立 研究成果報告書, 7-33.
- 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－2003年夏季の観測結果より－. 海の研究, **18**, 57-69.
- 大谷 清隆 (1986) : 短時日吹く風によって生じる沿岸湧昇. 沿岸海洋研究ノート, **23**, 155-165.
- Pacanowski, R. C. and S. G. Philander (1981) : Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. J. Phys. Oceanogr., **11**, 1443-1451.
- Pond, S and G. L. Pickard (1983) : Introductory Dynamical Oceanography 2nd edition. Pergamon Press, 329pp.
- 千手 智晴, 渡辺 俊輝 (1999) : 台風によって引き起こされた山陰沿岸水温の急低下現象. 海と空, **75**, 1-8.
- 千手 智晴 (2009) : 日本海で発生する急潮の特徴. ていち, **116**, 9-18.
- Shoji, N. (1961) : On the variations of the daily mean sea levels along the Japanese Island. J. Oceanogr. Soc. Japan, **17**, 141-152.
- Suginohara, N. (1973) : Response of a two-layer ocean to typhoon passage in the western boundary region. J. Oceanogr. Soc. Japan, **29**, 236-250.
- Suginohara, N. (1982) : Coastal upwelling : Onshore-offshore circulation, equatorward coastal jet and poleward undercurrent over a continental shelf-slope. J. Phys. Oceanogr., **12**, 272-284.
- 谷岡 克己 (1971) : 山陰地方の高潮. 海と空, **46**, 21-31.
- 宇田 道隆 (1930) : 若狭湾及其の沿海の流動. 水産試験場報告, **2**, 17-35.
- 宇田 道隆 (1953) : 相模湾の急潮とその予知について (第1報). 日本海洋学会誌, **9**, 15-22.
- 宇田 道隆 (1984) : 海と漁の伝承. 玉川大学出版, 392pp.
- Umatani, S., N. Masunaga and T. Yamagata (1986) : Further study of synoptic variability in Wakasa Bay, Japan. Prog. Oceanogr., **17**, 359-373.
- Umatani, S. and T. Yamagata (1987) : Evolution of an isolated eddy near a coast and its relevance to the "Kyucho". J. of Oceanogr. society of Japan, **43**, 197-203.
- 宇野木 早苗, 海野 裕 (1983) : 東海・関東沿岸海域における暖候期の低温化現象. 水産海洋研究会報, **44**, 17-28.
- 宇野木 早苗 (1993) : 沿岸の海洋物理学. 東海大学出版会, 672pp.
- 和田洋藏, 河岸賢, 宗清正廣 (1990) : 京都府沿岸の定置網に被害を及ぼした急潮の特徴について. 京都海洋センター研報, **13**, 57-63.
- 吉田 耕造 (1978) : 湧昇流研究の展望. 沿岸海洋研究ノート, **15**, 96-108.