

西部山陰沿岸における水温の変動特性に関する研究

渡邊, 俊輝

<https://doi.org/10.15017/1544018>

出版情報：九州大学, 2015, 博士（理学）, 課程博士
バージョン：
権利関係：全文ファイル公表済

西部山陰沿岸における
水温の変動特性に関する研究

2015年7月

渡邊 俊輝

目次

第1章 序論	1
1-1. 研究の背景	1
1-2. 西部山陰沿岸の漁業と海洋学的特徴	2
1-3. 西部山陰沿岸域の水温変動に関する先行研究	4
第2章 西部山陰沿岸水温の短期変動	8
2-1. 定置網漁場水温にみられる数日周期変動	8
2-1-1. 序論	8
2-1-2. 観測と解析資料	8
2-1-3. 水温の数日周期変動	9
2-1-4. 数日周期変動の時空間特性	11
2-1-5. 考察	13
2-2. 萩-見島旅客船の水温データにみられる沖合での水温変動	17
2-2-1. 序論	17
2-2-2. 観測とデータ	17
2-2-3. 沖合水温変動の特徴	18
2-2-4. 考察	19
2-3. まとめと考察	22
第3章 西部山陰沿岸水温の長期変動	57
3-1. 序論・背景	57
3-2. 萩-見島旅客船データにみられる長期変動	57
3-3. 定線観測データにみられる長期変動	59
3-4. 考察	62
第4章 総合考察	77
第5章 結論	80
謝辞	
参考文献	

第 1 章 序論

1-1. 研究の背景

山口県沖合を中心とする日本海南西海域，特に萩から見島にかけての海域は，山口県の沿岸漁業にとって重要なマアジ，マサバ，カタクチイワシ，ウルメイワシなどの浮魚類や，ケンサキイカの好漁場となっている．これらの浮魚類やいか類は，漁獲量変動の大きいことに加えて，資源状態が良好でも必ずしも高漁獲になるとは限らない特徴がある．したがって，沿岸域においてこれらの魚種の漁況予報を行うには，資源状態の把握に加えて，漁場形成要因の解明が鍵になる．

現在，山口県水産研究センターでは，各魚種の漁況予報を年に 2 回程度行っているが，近年（2012～2014 年），マアジやマサバを漁獲対象とする中型まき網漁業や，ケンサキイカを対象とする一本釣り漁業の漁獲がすこぶる低調であったことから，漁業者の効率的な操業に寄与することを目的に，沿岸域での短期（旬ごと）の漁況予測の実施を目指し，各種調査や資料解析に取り組んでいる（漁場形成予測技術開発事業）．実際，Ogawa（1979）によると，日本海南西部の沿岸漁場には数日の時間スケールの海況変動が存在し，カタクチイワシの魚群も同じ時間スケールで変動していることが指摘されている．すなわち山口県沿岸域では，水温変動と関連した数日周期の魚群補給が示唆されており，漁業の現場からも，より短期的（数日～数週間程度）な漁況予報や盛漁期前の予報が要望されている．それにもかかわらず，数日程度の時間スケールの海況変動については，その原因はおろか，現象の時間的・空間的な特徴すら把握できていないのが現状である．

一方，近年では，地球温暖化問題が取りざたされる中で魚類の棲息場としての海洋環境に関心が高まっており，水産試験研究機関に対して漁業者や行政，マスコミから長期的な海況変動についてコメントを求められることが多くなってきた．山口県沿岸海域では 2000 年代に入ってから熱帯・亜熱帯域に生息する南方系の魚類が多く見受け

られるようになっており（河野ら，2011），長期的な水温変動やレジームシフトとの関連が示唆されている（小林ら，2006）．このような温暖化やレジームシフトにともなう魚種の変遷は，今後の漁業の見通しや長期的な漁業施策を考える上で重要な問題と考えられるが，西部山陰沿岸域における水温の長期変動の実態については不明な点が多い．

以上のような背景のもと，本研究では，山口県を中心とした西部山陰沿岸域における数日から数週間程度の海況変動の時空間的な特徴を明らかにし，その物理的なメカニズムについて検討する．さらに，これら短期変動のバックグラウンドに存在する水温場の長期的な変動を示すとともに，地球温暖化や太平洋規模での水温変動との関連について考察する．

1-2. 西部山陰沿岸の漁業と海洋学的特徴

本研究で対象とする西部山陰沿岸とは，Fig. 1-1 に示す対馬海峡から島根県中央部にかけての日本海南西部海域である．この海域の水温変動を議論するに先立ち，研究対象海域の海洋学的な特徴と漁業の概略を述べる．

西部山陰沖合には 200 m 以浅の領域が朝鮮半島まで広がっており，我が国最大級の大陸棚海域を形成している．一方，沿岸部には変化に富んだ岩礁帯や島嶼群が点在し，随所に好漁場が形成されている．特に山口県の沖合には見島に連なる浅瀬が存在し，100 m 等深線が 35° N 付近にまで張り出している．これに対して島根県沿岸では，100 m 等深線が陸岸近くに分布しており，山口県沿岸と比べて急深な海底地形となっている．

対馬海流沿岸分枝は，山口県沖合では 100 m 等深線に沿って見島の北側を流れるとされ，その流路は地形性 β 効果と関連した安定したものと考えられている（Katoh, 1994）．一方，広瀬ら（2009）は，データ同化モデルの計算結果を統計的に解析した結果から，対馬海峡東水道からの流れが見島で北と南に分岐し，沖合分枝と沿岸分枝

が形成されるという新しい海流像を提案している。このように、西部山陰沖海域における対馬海流の流路にはいくつかの説があり、いまだに議論が続いている状況にある。

しかし対馬海流の日本海への入り口である対馬海峡については、近年の時空間的に高密度な観測により、海峡通過流の構造や変動特性が明らかになってきている。例えば Takikawa *et al.* (2005) および Fukudome *et al.* (2010) は、対馬海峡を横断する定期旅客船を活用した ADCP 観測の資料を解析し、海峡部における強流域の位置を明らかにするとともに西水道と東水道の流量変化が大きく異なることや、通過流量は夏季～秋季に極大、冬季に極小となる等の特徴を明らかにしている。また海峡部に設置した海洋短波レーダー (HF レーダー) の資料からは、対馬海峡東水道に現れる反時計回りの渦の構造や発生周期が明らかにされており (Yoshikawa *et al.*, 2007; 中園ら, 2008), さらにこのような渦とクロロフィルの高濃度域との関連が報告されている (鬼塚ら, 2011)。

以上のように研究対象海域は、①高い漁業生産性を持つ大陸棚が広大であること、②島嶼が多く複雑な海岸地形を有すること、③餌料の豊富な水域を形成する渦が存在することなど、漁場形成に正の作用を及ぼす要因が存在し、漁場としてのポテンシャルは非常に高いと考えられる。事実、平成 20 年漁業・養殖業生産統計年報 (農林水産省大臣官房統計部, 2010) によると、日本の漁獲可能量 (TAC: Total Allowance Catch) 制度の対象魚であるマアジの福岡・山口・島根 3 県での漁獲量は 39,064 t で、全国の漁獲量の約 27 % をも占めている (Fig. 1-2)。また、アマダイ 483 t (35 %), マダイ 3,165 t (20 %), ふぐ類 1,462 t (18 %), ぶり類 13,087 t (17 %), ウルメイワシ 6,282 t (13 %) など、全国漁獲量の 10 % 以上を占める魚種も多い。しかも、それらの魚種は、浮魚から底魚までバラエティに富んでおり、当海域の漁業生産性の高さがうかがわれる。

1-3. 西部山陰沿岸域の水温変動に関する先行研究

本節では、本研究に関連する西部山陰沿岸域の水温変動に関する研究をレビューする。

西部山陰沿岸における数日～数週間スケールの漁海況変動を取り扱った研究としては、Ogawa (1979) があげられる。Ogawa (1979) は萩沖で行った船舶観測資料に基づき、表層水温の前日差が 0.5 °C 以上の場合、水平移流によって水温変化が生じたと考え、その頻度を調査した。その結果、水平移流による水温変化のモードは 3 日にあり、平均では約 5 日の時間間隔で生起することを明らかにした。また同時に沿岸漁場へのカタクチイワシの補給間隔も調べ、水温変化と同じ時間スケールで魚群が補給されていることを明らかにした。しかし、彼の研究は数週間程度の観測に基づくものであり、さらになぜこのような時間スケールの変動が生じるのかについては言及していない。

これに対して、対馬海峡域においては、海峡横断フェリーによる観測結果 (Tawara and Fujiwara, 1985; Mori *et al.*, 2009) , あるいは数点での係留式水温・塩分計データに基づく研究 (Manda *et al.*, 2000) から、昇温期には十数日程度の周期で高温・低塩分水塊が対馬海峡を通過して日本海に流入していることが明らかにされている。また千手ら (2011) は、前線波動の通過にともなう冬季の 3～7 日程度の周期変動を報告している。しかしながら、九州北部から西部山陰沿岸にかけての広い領域にわたる水温変動を扱った研究はみられない。

一方、長期的な海況変化を取り扱った報告は、地球温暖化問題を背景に近年多く見受けられるようになった。気象庁は海洋に関する情報を「海洋の健康診断表」として公表しており、とりわけ海水温や海流、潮位などが長期的にどのように変化しているかを「海洋の健康診断表 総合診断表 第 2 版」(2013) としてとりまとめている。それによると、本研究の対象海域である対馬海峡～山口県沖合を含む領域 (東シナ海北部) の海面水温は、100 年間で 1.22 °C 上昇、島根県沖の西部山陰を含む領域 (日本海

南部) は 1.26 °C の上昇とされ、いずれも日本近海では上昇率の大きい海域になっている。水産試験研究機関においても、収集した海洋観測資料をもとに、海況、特に水温の長期変化を報告している。加藤ら (2006) は、日本海では 1988/89 年と 1997/98 年に顕著な水温上昇が起こったことを報告するとともに、冬季・春季の対馬海峡東水道での水温変化は日本海西部のそれと類似しているが、夏季・秋季については異なることを報告している。また、神崎・金丸 (2007) は 50 年間にわたる壱岐および対馬海峡東水道の水温変動を調べ、冬季 (2 月) の方が夏季 (8 月) よりも上昇傾向が強いことを報告している。さらに佐賀県は玄海沿岸域において、地球温暖化による水温上昇とそれに伴う漁業の将来予測にまで言及している (梅田ら, 2012)。しかしながら、西部山陰では海況の長期変化を扱った研究は少なく、山口県萩市と見島を往復する旅客船による表層水温観測の資料を解析した Senjyu and Watanabe (2004) が、北太平洋にみられる十年スケールの変動が西部山陰でも確認されたことを示した報告のほかには見当たらない。

本論文では、第 2 章において、九州北部から島根県西部の定置網に取付けたメモリー式水温計による観測資料と旅客船による沖合の水温観測資料の解析を通して、西部山陰沿岸における水温の短期変動特性を明らかにする。続く第 3 章では、数日～数週間スケールの変動の背景にある水温の長期的な変化について考察する。さらに第 4 章で総合考察を行い、最後に第 5 章で総括を行う。

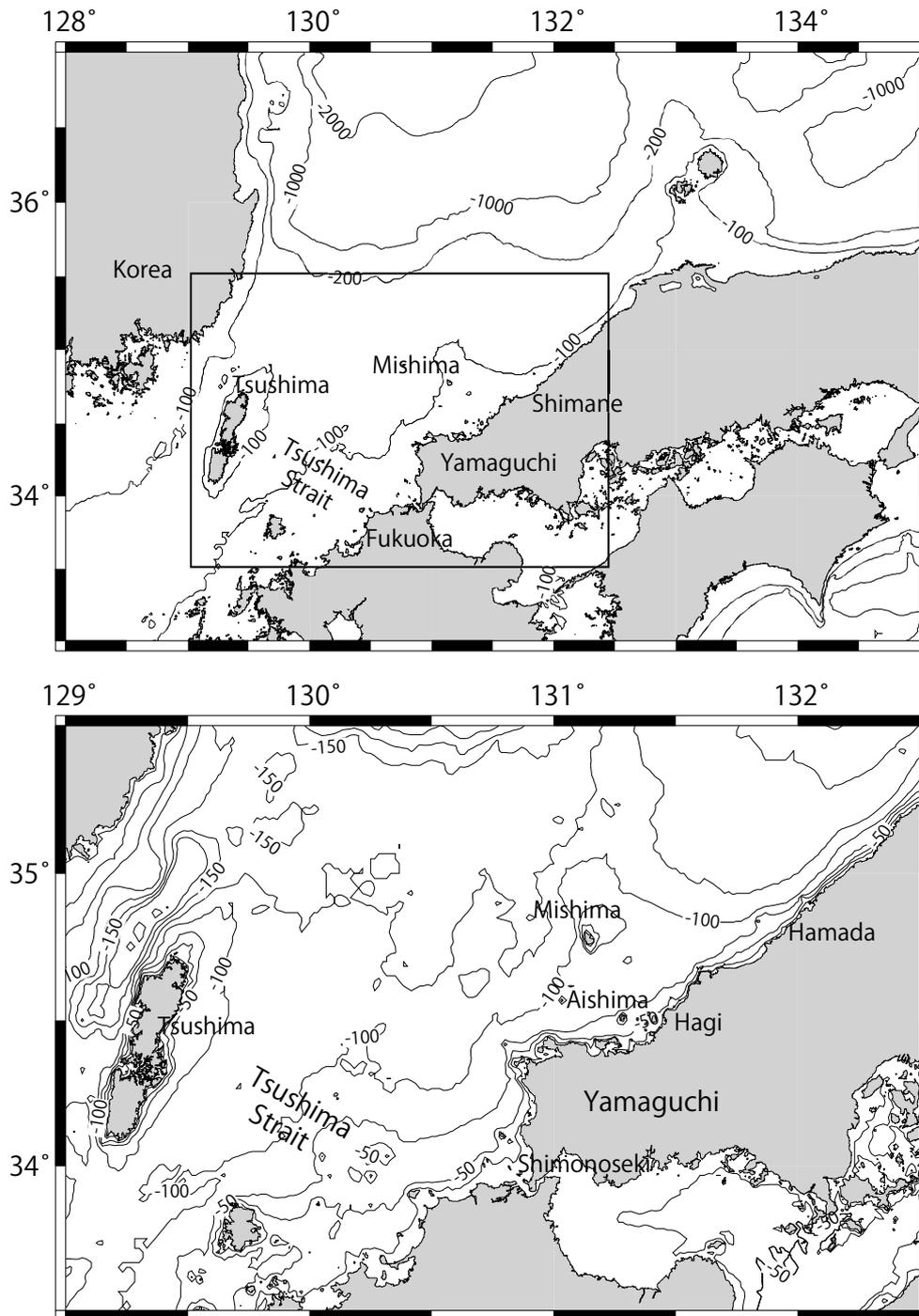


Fig. 1-1 Study area. The upper panel shows locations of Tsushima strait and southwestern Japan sea. To emphasize the Tsushima strait, Yamaguchi Prefecture and western Shimane Prefecture, the square in the upper panel is enlarged in the lower panel. Numerals on bottom contours show depth in meter.

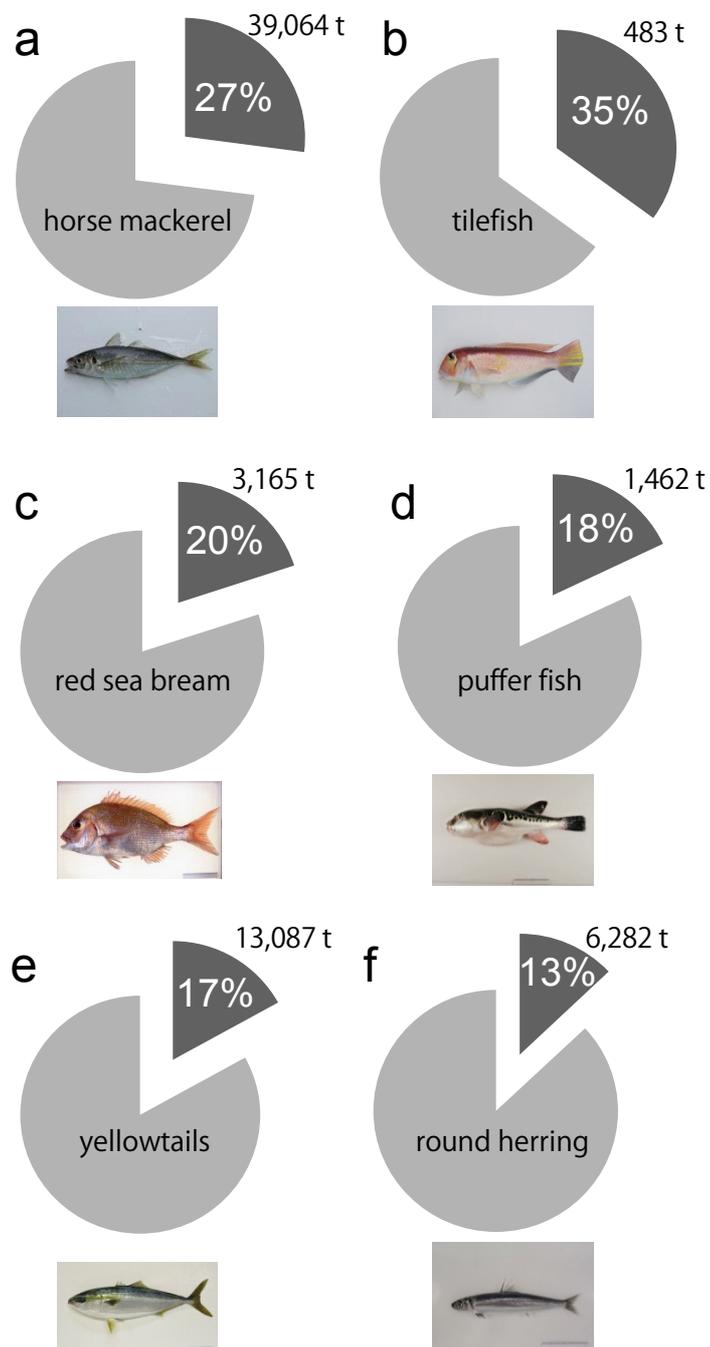


Fig. 1-2 Percentage of catch of three prefectures (Fukuoka, Yamaguchi, and Shimane prefecture) to the national catch. The segment in dark gray shows three prefectures catch. a: horse mackerel, b: tilefish, c: red sea bream, d: puffer fish, e: yellowtails, and f: round herring. Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries, the minister's secretariat statistics part (2010).

第2章 西部山陰沿岸水温の短期変動

2-1. 定置網漁場水温にみられる数日周期変動

2-1-1. 序論

数日～数週間スケールの現象を把握するためには、最低でも1日1回の頻度で、数ヶ月間にわたる観測を行う必要があるが、このような観測を船舶で実施することは困難である。そこで、観測機器を海中に係留する方法が考えられるが、活発な漁業活動のため、観測機器に係留するためのプラットフォームを当該海域に新たに設置することは難しいという事情がある。漁海況予報を精度よく、かつ迅速に提供するためには、数日～数週間スケールの海況変動の理解が重要であるにもかかわらず、上述のような観測の困難さのため、この時間スケールの現象については未だに実態が把握されていないのが現状である。

そこで本節では、活発な漁業活動を逆に利用し、漁業用定置網をプラットフォームとした水温観測のデータを解析する。解析するデータは、対馬海峡から西部山陰沿岸にかけての10測点において、表層水温を1時間間隔で約1年間にわたり測定したもので、当該海域でこれほどの時空間分解能をもつ長期係留観測資料は過去に例がない。これらのデータに基づき、当該海域における数日～数週間スケールの水温変動の特徴を明らかにするとともに、その変動の要因について考察する。

2-1-2. 観測と解析資料

対馬海峡から山口県、島根県沿岸に点在する漁業用定置網にメモリー式水温計（アレック電子（現 JFE アドバンテック社製）、AT-8000, AT-32K）を取付け、表層水温のモニタリングを実施した。観測点は Fig. 2-1 の美津島（a: 長崎県対馬市）、津屋崎（b: 福岡県福津市）、蓋井島（c: 山口県下関市）、川尻（d: 山口県長門市）、通（e: 山口県長門市青海島）、萩大島（f: 山口県萩市大島）、宇田郷（g: 山口県阿武町）、津摩

(h: 島根県浜田市), 江津 (j: 島根県江津市) である。ただし, b の津屋崎での観測は, 定置網漁場ではなく, 九州大学応用力学研究所の津屋崎観測ステーションで実施した。この他に, 津摩の観測期間が他より短いので, それを補うために気象庁の浜田港内検潮所 (浜田, i: 島根県浜田市) の水温資料も利用した。解析には, 以上の 10 地点の水温資料を用いたことになる。解析期間は 1999 年 8 月 14 日~2000 年 8 月 24 日の約 1 年間 (美津島と津摩は 1999 年 12 月 21 日~2000 年 8 月 24 日の約 8 ヶ月間) である。各測点での観測の概要を Table 2-1 に示す。

定置網漁場の観測では, メモリー式水温計を定置網のブイや側綱からロープで吊し, 約 5 m 深の水温を 1 時間間隔で測定した (Fig. 2-2a)。この手法の利点は, 潮汐などによる水位の昇降に影響されることなく, 常に一定水深の水温を計測できることである。これに対して津屋崎と浜田の観測では, 水位の昇降にともなって観測水深が変化することに注意が必要である (Fig. 2-2b)。

水温データの他に, 福岡, 下関, 萩, 浜田における気象データ (気温, 気圧, 風速, 蒸気圧, 全天日射量) および厳原, 博多, 須佐, 浜田における水位データを利用した (Fig. 2-1)。気象データは, 気象庁編集 CD の地上気象観測統計値 (1999~2004) から抽出した。一方, 水位データのうち厳原, 博多, 浜田については日本海洋データセンター (JODC) のウェブサイト (http://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/tide_j.html) から, 須佐については国土地理院のウェブサイト (<http://tide.gsi.go.jp/main.php?number=16>) からそれぞれ入手した。

2-1-3. 水温の数日周期変動

美津島から江津までの水温時系列を Fig. 2-3 に示す。各測点とも顕著な季節変化が認められ, 1999 年 9 月中旬に最高値を, 2000 年 2 月中旬~3 月上旬に最低値 (ただし, 通 (e) は 3 月下旬に最低値) を, さらに 2000 年 8 月上旬~下旬に最高値 (ただし,

津屋崎 (b) は7月下旬に最高値)を示している。各測点で記録された水温の最高値・最低値の詳細を Table 2-2 に示す。

より短い周期の変動に注目すると、各測点とも1999年8~12月の降温期と2000年5~8月の昇温期を中心に、数日~数週間程度の周期変動が認められる。この他に、津屋崎 (b) と蓋井島 (c) では12~3月にも数日周期の変動が現れている。なお、津屋崎 (b) と浜田 (i) では他の測点に比べて水温変動の振幅が大きく、水温の値も低めになっているが、これは観測方法の違いによるものと考えられる (Fig. 2-2)。

年間を通して優勢な変動の周期を調べるために、各測点におけるデータについて高速フーリエ変換 (FFT) 法によるスペクトル解析を行った。各点におけるスペクトル分布を Fig. 2-4 に示す。ただし、見やすくするために、江津 (j) のグラフを基準に各点のグラフを順に1オーダー ($\times 10^{\circ}\text{C}^2 \cdot (\text{cph})^{-1}$) ずつ上方にずらして表示している。すべての測点で1日と半日の潮汐周期帯にエネルギーピークが現れているが、半日周期帯については対馬海峡から島根県沿岸に向かってピークが小さくなる傾向がみられる。

1日より長い周期帯に注目すると、各測点で2~10日の周期帯に3~6個のエネルギーピークが認められる。特に、九州北岸の津屋崎 (b)、山口県西部の蓋井島 (c)、川尻 (d)、通 (e) および島根県の江津 (j) の5点には共通点が認められ、4~5日周辺 (津屋崎 (b) : 5.1日, 蓋井島 (c) : 4.5日, 川尻 (d) : 4.8日, 通 (e) : 4.5日, 江津 (j) : 4.8日) と8日周辺 (津屋崎 (b) : 8.0日, 蓋井島 (c) : 8.0日, 川尻 (d) : 8.0日, 通 (e) : 8.1日, 江津 (j) : 8.0日) にピークが現れている。また、山口県東部の萩大島 (f) と宇田郷 (g) の2点のスペクトル形状が類似していることも特徴的である。

10日以上周期帯では、蓋井島 (c) : 13.8日, 通 (e) : 16.3日, 萩大島 (f) : 13.0日, 宇田郷 (g) : 13.4日, 浜田 (i) : 15.0日, 江津 (j) : 15.9日にピークが現れ

ている。さらに 30 日前後の周期帯のエネルギーレベルも各点で高くなっている。これらのことから、対馬海峡から西部山陰沿岸にかけての水温変動には、Ogawa (1979) が指摘したように数日～数週間の時間スケールをもつ変動が卓越して存在していることがわかる。

そこで、Fig. 2-3 のデータに移動平均法による 25～720 時間のバンドパスフィルターを施し、数日～数週間スケールの変動成分を抽出した (Fig. 2-5)。先に述べたように、数日～数週間周期の変動は降温期 (11～1 月) と昇温期 (5～8 月) に卓越しているように見える。そこで、抽出した 25～720 時間周期成分を 60 日のセグメントに分割し、10 日間ずつずらしながらスペクトル計算を行うことにより、ダイナミックスペクトルを求めた。代表的な 6 測点 (津屋崎 (b), 蓋井島 (c), 通 (e), 宇田郷 (g), 浜田 (i), 江津 (j)) のダイナミックスペクトル・ダイヤグラムを Fig. 2-6 に示す。各測点とも 10 月下旬～12 月下旬の降温期にエネルギーの極大を示した後、3 月上旬～4 月上旬に極小を示し、再び 5～7 月の昇温期にエネルギーが大きくなるような季節変化を示している。

2-1-4. 数日周期変動の時空間特性

数日～数週間スケール変動の時空間的な特徴を調べるため、Fig. 2-5 のデータを使って、津屋崎 (b) から江津 (j) にかけてのホフメラー図を作成した (Fig. 2-7)。九州北部から山陰沿岸の広い範囲で一斉に正または負の偏差を示すような変動が卓越しているが、変動の様子を細かくみると、水温偏差の大きな領域は津屋崎 (b) ～蓋井島 (c)、あるいは川尻 (d) にかけてと、津摩 (h) ～江津 (j) にかけての 2 カ所に存在し、それらの境界域の通 (e) ～宇田郷 (g) では、変動の振幅が小さくなっている。また、あまり明瞭ではないが、津屋崎 (b) から山陰沿岸に沿って偏差が伝播する傾向 (例えば 2000 年 2 月中旬の負偏差や、2000 年 7 月上旬の負偏差、同月下旬の正偏差

など) が認められ, そのシグナルはやはり川尻 (d) あるいは通 (e) で弱まることが多い. 典型的な例として, 2000 年 7 月中旬のケースを Fig. 2-8 に示す. 津屋崎 (b) で 7 月 21 日にみられたピークが川尻 (d) まで伝わり, やや不明瞭になるものの通 (e) もしくは萩大島 (f) 付近にまで伝播している様子が見える.

以上のように, 数日~数週間周期の変動には複数のモードが存在するように見えることから, 複素経験的直交関数 (CEOF; Complex Empirical Orthogonal Function) 解析による変動のモード分解を試みた. 通常の実験的直交関数 (EOF; Empirical Orthogonal Function) 解析では定在振動しか表現できないのに対し, CEOF 解析では時間関数・空間関数を複素数で表すことで, 伝搬現象を表現できる (Barnett, 1983; 伊藤・見延, 2010). なお, 津摩 (h) の観測期間は他の測点よりも短かったため, この解析からは除外した.

CEOF 解析の結果を, Figs. 2-9, 2-10 に示す. それぞれの上段の図は, 空間振幅関数 (SAF; Spatial Amplitude Function) と空間位相関数 (SPF; Spatial Phase Function) の分布を示し, SAF (変動の振幅) は丸の大きさ, SPF (相対的な位相) はスティックで表されている. また中段, 下段の図は, それぞれ時定数の位相 (TPF; Temporal Phase Function), 時定数の振幅 (TAF; Temporal Amplitude Function) の時系列で, 位相と振幅の時間変化を示している.

CEOF 第 1 モード (Fig. 2-9) は, 津屋崎 (b) から江津 (j) までの全域においてほぼ同位相で変動するモードで, その寄与率は 53.4 %であった. SAF が全測点ともほぼ同一であることから, 九州北部から島根県沿岸にかけてほぼ同じ強さで変動していることがわかる. 一方, CEOF 第 2 モード (Fig. 2-10) は, 蓋井島 (c), 川尻 (d), 通 (e) における変動の位相と, それ以東の測点における変動の位相がほぼ 180° 異なる現象を表している. 特に上記の山口県西部の測点と島根県の江津 (j) で, 比較的大きな SAF を示している. CEOF 第 2 モードの寄与率は 11.0 %であり, CEOF 第 1 モードと

CEOF 第 2 モードとで全変動の 60 %以上を説明できる。

各モードの相対的な強度の時間変化は TAF によって示される。CEOF 第 1 モードの TAF (Fig. 2-9 下段) は、1999 年 9~10 月、1999 年 12 月、2000 年 7~8 月に比較的大きな値を示していた。一方、CEOF 第 2 モードの TAF (Fig. 2-10 下段) は CEOF 第 1 モードのそれよりも小さいが、1999 年 9~10 月と 2000 年 2 月、2000 年 7~8 月に比較的大きな値を示していた。

各モードの実数部分と虚数部分を再合成することにより作成した水温変動のホフメラー図を Figs. 2-11, 2-12 に示す。第 1 モード (Fig. 2-11) は、九州北岸から島根県沿岸にかけての一斉変動で、10~15 日程度の周期変動が卓越しているが、1999 年 9 月初旬~10 月中旬および 2000 年 5 月中旬~8 月上旬の期間には、より短周期の変動も見受けられる。一方、第 2 モード (Fig. 2-12) では、津屋崎 (b) と蓋井島 (c) の間、および萩大島 (f) ないしは宇田郷 (g) 付近に変動の節 (位相の反転) が認められる。また、蓋井島 (c) から通 (e) 付近までの位相伝播が認められるが、川尻 (d) よりも東への連続性は不明瞭である。次節では各モードの物理的な意味について考察する。

2-1-5. 考察

CEOF 第 1 モードは、対象海域全体 (津屋崎-浜田間約 230km) にわたって同位相、かつほぼ同じ振幅で変動するモードであることから (Figs. 2-9, 2-11), 広い空間スケールをもつ現象との関連が推測される。そこで、広域に作用する海面熱フラックス (Q_n) との関連を考察する。 Q_n は、次式に示すように貯熱量の時間変化 (dH/dt) と移流による熱輸送 (F) とバランスしていると考えられる。

$$\frac{dH}{dt} = Q_n + F$$

そこで、CEOF 第 1 モードの時係数 (CEOF1) の時間変化 ($\Delta CEOF1$) で dH/dt が代

表できると考え、 Q_n との関連を調べることにする。まず、福岡、下関、浜田 (Fig. 2-1 下段) における気象官署のデータから、次式により海面熱フラックス (Q_n) を求めた。

$$Q_n = Q_s + Q_l + Q_e + Q_h$$

ここで、 Q_s は短波放射量、 Q_l は長波放射量、 Q_e は潜熱フラックス、 Q_h は顕熱フラックスを示す。

Q_s は、以下により求めた。

$$Q_s = (1 - \alpha) \cdot Q_{so}$$

ここに、 α はアルベドで 0.06、 Q_{so} は全天日射量を示す。

一方、 Q_l は、

$$Q_l = e \cdot (L_b - St \cdot Ts^4)$$

により求めた。ただし、

$$L_b = St \cdot Ta^4 \cdot (1 - (0.49 - 0.0066 \cdot Ea^{1/2})) \cdot Cs$$

$$Cs = 1 - 0.53 \cdot (1 - 0.0095 \cdot Ea) \cdot (C + 0.5 \cdot C^2)$$

で、 e は射出率 (= 0.96)、 St はステファン・ボルツマン係数 (= $5.67032 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-2}$)、 Ts は水温、 Ta は気温、 Ea は水蒸気圧、 C は雲量である。また、 Q_e 、 Q_h はバルク法によって求め、バルク係数は Kondo (1975) の値を採用した。

福岡、下関、浜田の Q_n の平均値と $\Delta CEOF1$ の時系列を Fig. 2-13 の上段と中段にそれぞれ示す。両者の変動には類似性が認められ、相関係数は $r = +0.63$ と有意 ($p < 0.05$) であった (Fig. 2-13 下段)。このことから、CEOF 第 1 モードは大気変動 (海面熱フラックス) と関連した変動であると考えられる。

次に CEOF 第 2 モードについて考察する。CEOF 第 2 モードは、山口県西部 (蓋井島 (c)、川尻 (d)、通 (e)) と島根県沿岸の江津 (j) での振幅が大きく、かつ逆位相で変動するという特徴をもつ (Figs. 2-10, 2-12)。また、変動の節は萩大島 (f)、宇田郷 (g) 付近と、津屋崎 (b) と蓋井島 (c) の間に認められる。これら変動の節 (位相

の不連続)は季節に関わらずに認められることから、海底地形との関連が示唆される。そこで CEOF 第 2 モードの SAF, SPF 分布と観測点付近の海底地形を比較すると (Fig. 2-10), 山陰沿岸における変動の節は、見島に連なる 100 m 以浅の浅瀬と対応していることがわかる。また SAF (変動の振幅) の大きな測点は、100 m 等深線に比較的近い (距岸 35 km 以下) という特徴がみられる (ただし、浜田は 100 m 等深線まで 10 km 以下と近いが、SAF は小さくなっている)。当該海域における対馬海流沿岸分枝は 100 m 等深線に沿うように流れていることを考えると (Katoh, 1994), CEOF 第 2 モードは対馬海流沿岸分枝と関連した変動と考えられる。対馬海流沿岸分枝は見島や響灘沖の浅海域の影響を受けて離接岸するため、岸に沿った測点でみると、水温変動に位相の不連続が表れると考えられる。

そこで、表層水温変動と対馬海流沿岸分枝との関連を調べるため、沿岸分枝の流路変動を反映すると考えられる沿岸水位と表層水温の同時解析を行った。

解析に用いた水位データは、厳原、博多、須佐、浜田 (Fig. 2-1 下段) の水位に気圧補正を施し (気圧データはそれぞれ厳原、福岡、萩、浜田の気象官署で得られたものを使用)、さらに 25~720 時間のバンドパスフィルターをかけたものである。水温と水位という異なる物理量を同時に扱うため、それぞれのデータを標準化した上で結合し、EOF 解析を行った。結合 EOF 解析 (combined Empirical Orthogonal Function) の結果得られた、各測点の固有ベクトルと固有値、寄与率を Table 2-3 に示す。水温の CEOF 第 2 モードに類似した固有ベクトル分布は、結合 EOF 解析では第 3 モード (寄与率 6.7%) に現れており、実際、結合 EOF 第 3 モードの時係数は水温の CEOF 第 2 モードの時係数と有意な正の相関 ($r = +0.69$) を示す。なお、結合 EOF 第 1 モード (Table 2-3; Mode1) は、水温・水位とも全点同位相で変動する一斉変動を表し、結合 EOF 第 2 モード (Table 2-3; Mode2) は水温と水位の固有ベクトルが異なる符号を示すことから、それぞれの場の独立した変動を反映したものと考えられる。結合 EOF 第 3 モード

(Table 2-3; Mode3) の水位の固有ベクトルに注目すると、厳原のみが正の値を示し、他の測点は負の値となっている。また、固有ベクトルの絶対値も厳原で最も大きな値 (0.61) を示している。このことは、水温の固有ベクトルと合わせて考えると、厳原の水位が高く、他の測点の水位が低いときに山口県西部の水温が高くなり、山口県東部～島根県沿岸の水温は低くなるような変動を表している。

対馬海峡東水道を通過する対馬海流の流量（および表層流速）は、博多と厳原の水位差と高い正の相関をもつことが知られている (Takikawa *et al.*, 2005; Fukudome *et al.*, 2010)。したがって結合 EOF 第 3 モードは、対馬海峡東水道の通過流量（および表層流速）が相対的に小さいとき（厳原の水位が高く、博多の水位が低いとき）に、山口県西部で高温、島根県沿岸で低温傾向を示すことを意味する。実際、結合 EOF 第 3 モードの時係数と 25～720 時間のバンドパスフィルターを施した博多-厳原の水位差とを比較すると、両者の間には有意な負の相関 ($r = -0.61$) が認められる (Fig. 2-14)。以上のことから、対馬海峡東水道の流量が小さく、表層流速が弱いときに沿岸分枝の流路が不安定になり、見島の南へ暖水が流れ込むような状況がイメージされる。このような見島の南に高温水が流入するパターンは、人工衛星の熱赤外面像にしばしば認められ (Fig. 2-15)、広瀬ら (2009) の対馬海峡東水道からの流れが見島で北と南に分岐し、沖合分枝と沿岸分枝が形成されるという流動パターンを示唆している。しかしながら、この仮説を検証するためには沖合の海況についてさらに検討する必要がある。

2-2. 萩-見島旅客船の水温データにみられる沖合での水温変動

2-2-1. 序論

前節では，定置網漁場で得られた水温資料に基づき，数日～数週間スケールの水温変動の特徴を示すとともに，対馬海峡東水道の流量（および表層流速）が小さいときに，見島南方に暖水が流れ込むのではないかとの仮説を提案した．しかしながら，定置網は距岸数 km 以内に敷設されているため，定置網漁場の資料のみから沖合の海況を議論するには限界があった．そこで本節では，萩と見島を往復する旅客船によって得られた水温データを用いて，沖合での水温変動について検討する．なお，見島は萩市の北北西約 45 km の沖合に位置する漁業，農業を主幹産業とする人口 1,000 人超の島である (Fig. 2-16)．

2-2-2. 観測とデータ

山口県水産研究センターでは，萩浜崎と見島を結ぶ定期旅客船「おにようず」（258 トン）に水温収録装置を取り付け，その航路上での水温モニタリングを 2006 年 12 月から実施している．これ以前は航路上の定点（ $34^{\circ} 39' N$ ， $131^{\circ} 15' E$ 付近）で 1 日 1 回のみの計測を行っていたが，水温収録装置を取り付けることでモニタリング海域を航路全域に広げることができ，さらに時空間的に密なデータを得ることができるようになった．通常，萩浜崎を出港した旅客船は，相島付近（ $34^{\circ} 30' N$ ）で変針し，見島本村港，宇津港へと至る航程をとる (Fig. 2-16)．1 日あたりの運行は，萩-見島間 3 往復が基本であるが，冬季には 2 往復に減便され，逆に帰省客の多い 5 月連休や盆時期には 4 往復に増便されることがある．航海中のすべての水温データを記録するように設定されているが，旅客船がドックに入っている期間（11 月）は欠測となる．

旅客船の水温計は，古野電気社製 TI-20（分解能 $0.01^{\circ} C$ ，測定精度 $\pm 0.2^{\circ} C$ ）である．水温計の信号は，インターフェースを介して，GPS の位置情報とともに 2～3 秒に

1 回の時間間隔でパーソナルコンピュータに収録される。水温計は機関冷却水の取込口に設置されており、喫水を考慮すると海面下約 3~4 m の水温を計測していることになる。

本研究では水深が 50 m 以上となる $34^{\circ} 30' N \sim 34^{\circ} 45' N$ の範囲のデータを抽出し、緯度 1 分ごとに日平均値を算出したものを解析の基本データセットとした。解析期間は、2007 年 1 月 1 日から 2009 年 12 月 31 日までの 3 年間である。

この他に、沿岸域のデータとして長門市青海島の通地区 (Fig. 2-16) の定置網で得られた水温データ (2007 年 7 月 6 日~2009 年 9 月 30 日) を使用した。こちらは 1 時間ごとのデータが得られているが、旅客船データとの比較のため日平均値を求め、それを解析用のデータセットとした。

2-2-3. 沖合水温変動の特徴

萩沖 ($34^{\circ} 30' N$) から見島 ($34^{\circ} 45' N$) までの緯度 5 分毎の表層水温の時系列を Fig. 2-17 に示す。ただし Fig. 2-17 では、見やすくするために、最も南の地点 (グラフ d) を基準に北の地点の時系列を $2^{\circ} C$ ずつ高温側にずらして表示している。定置網漁場水温と同様に、各地点とも 8~9 月に最高水温を、2~3 月に最低水温を示すような季節変化が認められる。

優勢な水温変動の周期を調べるため、緯度 1 分ごとの航路上 16 地点の水温について、FFT 法によるスペクトル解析を行った。なおスペクトルの計算には、欠測期間を線形内挿した 3 年間の資料を用いた。代表的な 4 地点 ($34^{\circ} 45'$, $40'$, $35'$, $30' N$) における水温変動のスペクトルを Fig. 2-18 に示す。航路上で卓越する周期帯は 4.5~4.9 日, 8.1 日, 11.1~11.5 日, 14.6~16.0 日, 27.0~31.1 日となっており, 11 日周期帯を除いて定置網漁場水温とほぼ同様であった。この 11 日周期帯の変動には, Fig. 2-19 の緯度-周波数ダイアグラムからわかるように, 航路の中央部 ($34^{\circ} 33' \sim$

41' N) で特に高いエネルギーを示すという特徴がある。

これら卓越周期成分の時間変化を調べるために、各地点における水温変動のダイナミックスペクトルを計算した。具体的には、季節変化を取り除くために基本データセットから 31 日間の移動平均値を差し引いたデータセットを作成し (Fig. 2-20), それを 128 日間のセグメントに分け, 10 日ずつずらしながら FFT 法によるスペクトル計算を行った。代表的な 4 地点におけるダイナミックスペクトルを Fig. 2-21 に示す。定置網漁場水温のダイナミックスペクトル (Fig. 2-6) とは異なり, 最高水温を示す 7~8 月を中心にエネルギーが高くなり, 1 月に極小を示すような変化を示している。

次に航路上の沖合水温と沿岸の定置網漁場水温 (青海島の通, Fig. 2-16) との関係について述べる。なお, 両者の比較には欠測の少ない 2008 年の資料を用いた。

沖合の代表点としては $34^{\circ} 41' N$ を選んだ。この点は, 解析期間の水温を緯度別に平均したときに最も水温の高い値を示す緯度でもある (Fig. 2-24b 参照)。季節変動を除去するために, 沖合代表点と定置網漁場の水温時系列について 31 日移動平均値からの偏差を求めた (Fig. 2-22)。両者は互いによく似た変動を示しているが, 定置網漁場水温の方が沖合水温よりも若干振幅が大きい傾向がある。両者のコヒーレンシーを Fig. 2-23 に示す。特にコヒーレンスの高い周期帯は, 4~5 日 (ピークは 4.4 日) と 8~9 日 (ピークは 8.0 日) にみられるが, これらは航路上で卓越する周期変動の一部に対応している (Fig. 2-18)。また, これらの周期帯では位相差が小さい (それぞれ -14.5° , 20.3°) ことから, 沖合と沿岸とでほぼ同時に変動が生じていることがわかる。

2-2-4. 考察

航路上水温の緯度-時間断面図を Fig. 2-24 に示す。航路上での一斉変動が目立つが, これは 2-1 節の定置網漁場水温変動からの類推から, 広域に作用する海面熱フラック

スに起因するものと考えられる。そこで、このような航路上の一斉変動を除去するために、欠測の少ない 2007 年 11 月 20 日～2008 年 11 月 4 日の資料について、日単位で航路上水温の空間平均値を求め、それからの偏差のデータセットを作成した。代表的な 4 地点における時系列 (Fig. 2-25) をみると、8 月下旬の変動 (北部では正偏差、南部では負偏差) のような特徴的な変動が散見される。そこで変動の空間構造を詳しくみるために、緯度 1 分毎の 16 地点のデータを用いて EOF 解析を行った。

EOF 第 1 モード、第 2 モードの固有ベクトルの空間分布を Fig. 2-26 に、時係数を Fig. 2-27 に示す。EOF 第 1 モード (寄与率 50.0 %) は $34^{\circ} 37' \sim 38'$ N を境に南北で固有ベクトルの符号が反転するシーソー変動である。一方、EOF 第 2 モード (寄与率 24.1 %) は、海域中央とその南北とで固有ベクトルの符号の異なる変動で、特に海域中央部で振幅が大きいという特徴がみられる。各モードの卓越周期を調べるため、時係数に対して FFT 法によるスペクトル解析を行った (Fig. 2-28)。EOF 第 1 モードのエネルギーは約 4 日にピークがあり、6～8 日および 14～20 日周期帯のエネルギーも高くなっている。一方、EOF 第 2 モードは、3 日、4 日、8～9 日周期帯にエネルギーピークがみられる。

2-1 節では、対馬海峡東水道の流量 (および表層流速) が小さいときに見島南方に暖水が流れ込むのではないかと、という仮説を提案した。この仮説が正しければ、対馬海峡東水道の通過流量 (および表層流速) と沖合水温変動の間にも関連がみられるはずである。そこで、対馬海峡東水道の通過流を代表する博多-厳原の水位差 (Fig. 2-29) と、上記の EOF 第 1 モード、第 2 モードの時係数を比較した。EOF 解析に用いた航路上水温のデータセットは 31 日移動平均値からの偏差なので、博多-厳原の水位差についても同様の処理を施した。なお、水位データには、福岡、厳原の気象官署の海面気圧で補正を施した。単純に両者の相関係数を求めると、EOF 第 1 モードでは $r = +0.18$ 、EOF 第 2 モードでは $r = -0.04$ となり、有意な関係は認められない。そこで、

水位差と各モードの時係数の間でコヒーレンスを計算した (Fig. 2-30). EOF 第 1 モードでは 3.9 日に, 第 2 モードでは 2.3 日に最も高いピーク (それぞれ 0.74, 0.62) が認められる. このうち各モードの卓越周期に対応しているのは, 第 1 モードの 3.9 日周期帯である. EOF 第 1 モードの 3.9 日に対応する位相は 40.8° (10.6 時間) であることから, この周期帯の変動に関しては, 水位差と水温がほぼ同位相で変動していることがわかる. この結果は, 博多-厳原の水位差が大きい (小さい) とき (すなわち対馬海峡東水道の通過流量 (および表層流速) が大きい (小さい) とき) に, 見島南方の水温が低下 (上昇) する傾向があることを示しており, 前節で示した仮説を支持する結果となっている.

2-3. まとめと考察

2-1 節および 2-2 節で議論した数日～数週間スケールの水温変動の特徴をまとめると以下の通りである。

定置網漁場における表層水温観測の資料解析からは、西部山陰沿岸には数日～数週間スケールの変動が存在することが明らかになった (Fig. 2-4)。また、この時間スケールの変動は、対象海域の水温が一斉に昇降するモード (CEOF 第 1 モード, 寄与率 53.4%) と、山口県西部と東部で位相が逆転するモード (CEOF 第 2 モード, 寄与率 11.4%) から主に構成されていた (Figs. 2-9, 2-10)。さらに CEOF 第 2 モードには、九州北部から山口県中部まで、山陰沿岸に沿って変動が伝播するという特徴がみられた。CEOF 第 1 モードの時係数には、海面熱フラックスの時間変動との間に有意な相関関係が認められたことから (Fig. 2-13)、CEOF 第 1 モードは大気変動に関連した変動と考えられた。一方、CEOF 第 2 モードには季節によらない定在的な位相の不連続がみられること、また位相伝播が認められることから (Figs. 2-10, 2-12)、海底地形に捕捉された対馬海流沿岸分枝との関連が示唆された。そこで、対馬海流沿岸分枝の流路変動を反映する沿岸水位と表層水温の同時解析 (結合 EOF 解析) を行った結果、博多-厳原の水位差が小さいとき (対馬海峡東水道の通過流量が相対的に小さいとき) に、山口県西部沿岸で高温、島根県沿岸で低温傾向を示すことがわかった (Table 2-3)。この結果に基づき、対馬海峡東水道の流量が小さく、表層流速が弱いときに沿岸分枝の流路が不安定になり、見島の南へ暖水が流れ込むのではないかと、という仮説を提案した。

萩-見島旅客船による表層水温観測の資料解析からは、航路上 (沖合) の水温には沿岸水温と同様の変動特性が認められることがわかった (Figs. 2-18, 2-22, 2-23)。沖合水温の数日～数週間スケールの変動成分について EOF 解析を行った結果、航路の南北で位相が反転するモード (EOF 第 1 モード, 寄与率 50.0%) と、航路中央と航路の南北で逆位相を示すモード (EOF 第 2 モード, 寄与率 24.1%) から主に構成されて

いることが示された (Fig. 2-26). 各モードの時係数と博多-厳原の水位差の間でコヒーレンスを調べたところ, EOF 第 1 モードの卓越周期帯 (3.9 日) で高い相関関係が認められ (Fig. 2-30), 先の仮説を支持する結果が得られた.

1-3 節で紹介したように, Ogawa (1979) は山口県沿岸域におけるカタクチイワシ魚群の沿岸漁場への補給を論じ, その補給間隔のモードは 3 日, 平均で 4 日であると述べている. そして, 海況変動にもほぼ同じ時間スケールの変動を見出し, 表層水温の 前日差が $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上となる変化のモードは 3 日にあり, 平均では約 5 日の時間間隔で生起するとして, 両者の関係を議論している. 本研究でも, 西部山陰沿岸の広い範囲にわたって, 定置漁場水温に 4~5 日周期の卓越変動が認められ (Fig. 2-4), 変動の振幅も $\pm 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 程度 (Fig. 2-7) と, Ogawa (1979) の記述と矛盾しない結果が得られている. しかし, 水温変動には 8 日周期帯や 13~15 日周期帯にも卓越変動が存在し, さらにこれらの変動は昇温期や降温期に振幅が大きくなるなど, 長期係留観測によらなければ明らかにできない, 新しい知見が得られた. また Ogawa (1979) では, 前日差 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上の水温変動を移流によるものと仮定し, 移流の影響について述べているが, 本研究で議論した数日~数週間スケールの水温変動には, 海面からの熱フラックスが重要であることが明らかとなった.

対馬海流沿岸分枝流が定置漁場水温に与える影響も全変動の 10%程度あり, 対馬海峡東水道の通過流量が相対的に小さいときに見島の南へ暖水が流入し, 山口県西部沿岸で高温, 島根県沿岸で低温傾向を示すという結果が得られた. 本研究では水温変動と漁獲量との関係にまで踏み込んだ解析はできなかったが, 多くの魚類が水温変動に敏感であることを考えると, 見島の南海域への魚群の補給・輸送過程に及ぼす暖水流入の影響は小さくないと推測される. 今後は, 博多-厳原間の水位差や定置水温資料と定置網漁獲量との比較を行い, 両者の関連を調べる必要がある.

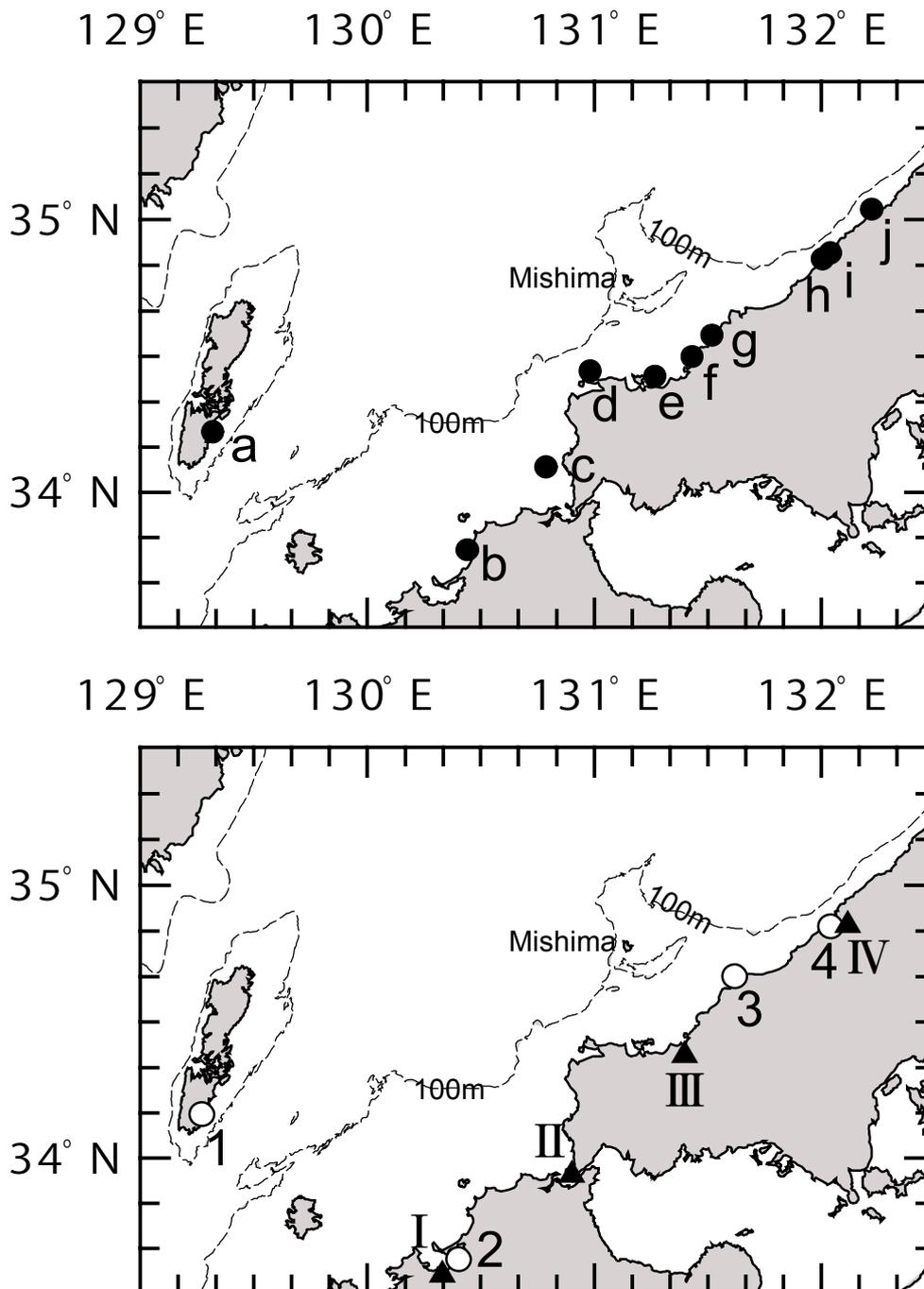


Fig. 2-1 Map of sea surface temperature monitoring stations (closed circles; upper panel): a Mitsushima, b Tsuyazaki, c Futaoi Island, d Kawajiri, e Kayoi, f Hagi-Ohshima Island, g Utagoh, h Tsuma, i Hamada, j Gohtsu; tidal stations (open circles; lower panel): 1 Izuhara, 2 Hakata, 3 Susa, 4 Hamada and weather stations (closed triangles; lower panel): I Fukuoka, II Shimonoseki, III Hagi, IV Hamada. Broken lines are 100 m isobath.

Table 2-1 Sea surface temperature monitoring stations

Station	Platform	Period	Sampling interval
(a) Mitsushima	Set net	1999.12.21-2000.8.24	1 hour
(b) Tsuyazaki	Tower	1999.8.14-2000.8.24	1 hour
(c) Futaoi Island	Set net	1999.8.14-2000.8.24	1 hour
(d) Kawajiri	Set net	1999.8.14-2000.8.24	1 hour
(e) Kayoi	Set net	1999.8.14-2000.8.24	1 hour
(f) Hagi-Ohshima Island	Set net	1999.8.14-2000.8.24	1 hour
(g) Utagoh	Set net	1999.8.14-2000.8.24	1 hour
(h) Tsuma	Set net	1999.12.21-2000.8.24	1 hour
(i) Hamada	Tide station	1999.8.14-2000.8.24	1 hour
(j) Gohtsu	Set net	1999.8.14-2000.8.24	1 hour

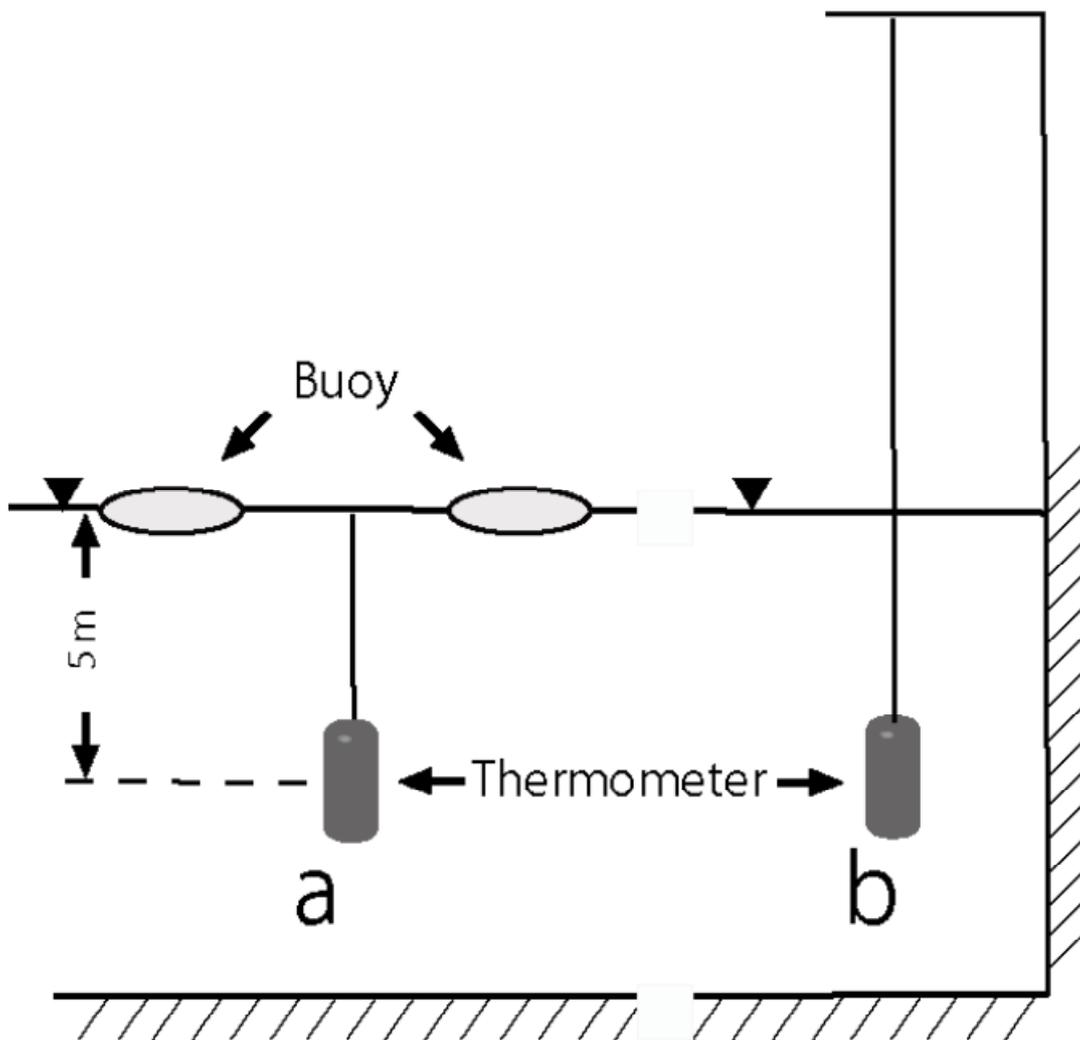


Fig. 2-2 Mooring system of the thermometer at set net fishing ground (a) and at monitoring station except set net fishing ground (b) .

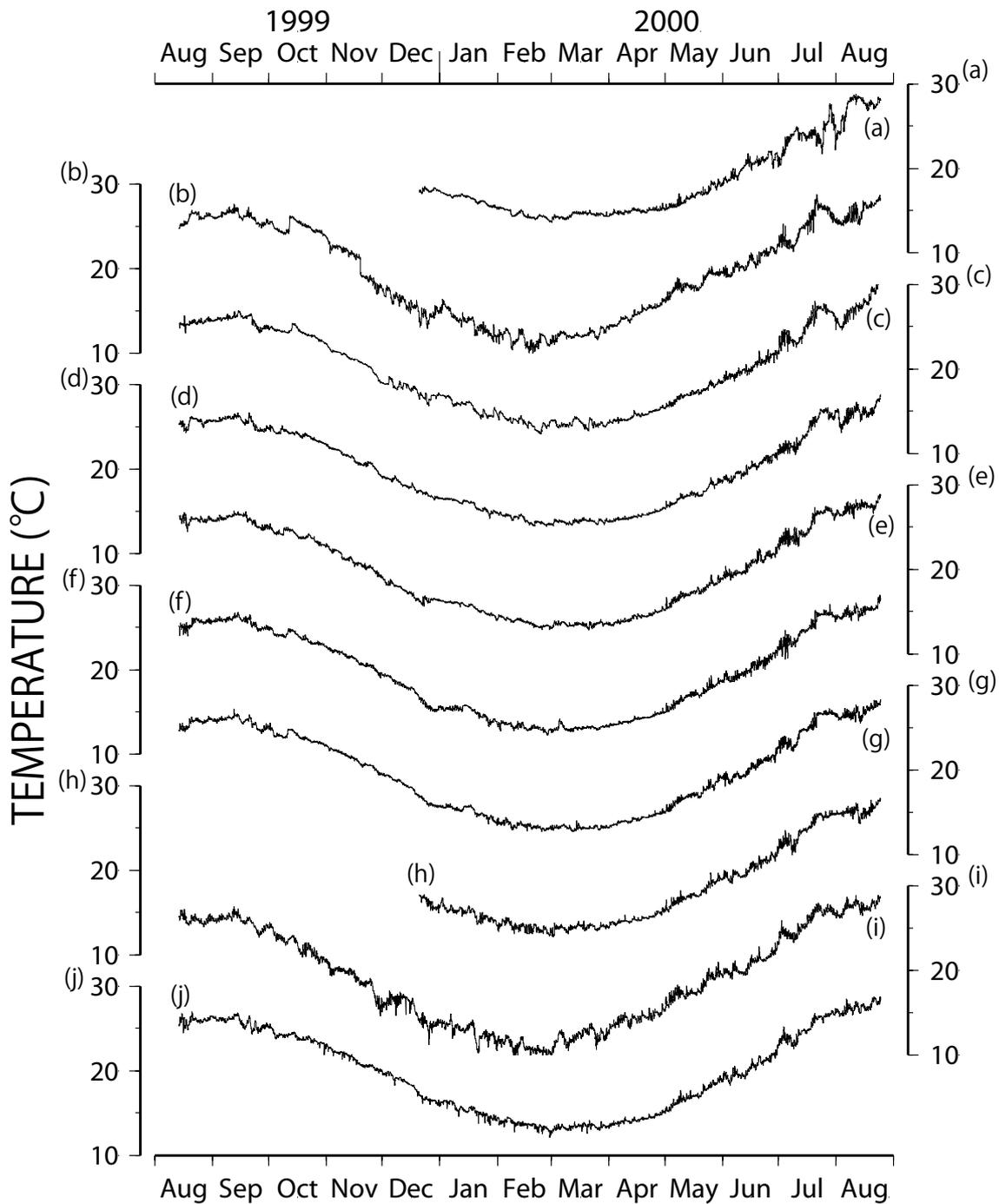


Fig. 2-3 Temporal variations in sea surface temperature at (a) Mitsushima, (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (d) Kawajiri, (e) Kayoi, (f) Hagi-Ohshima Island, (g) Utagoh, (h) Tsuma, (i) Hamada, and (j) Gohtsu, during the period of August 14, 1999 - August 24, 2000.

Table 2-2 Maximum and minimum sea surface temperature.

Station	Max. (°C)	Min. (°C)	Max. (°C)
	1999 summer	2000 winter	2000 summer
(a) Mitsushima	-	13.60	28.82
	-	2000/3/1	2000/8/1
(b) Tsuyazaki	27.67	9.59	28.76
	1999/9/12	2000/2/20	2000/7/21
(c) Futaoi Island	26.90	12.24	30.79
	1999/9/14	2000/2/24	2000/8/23
(d) Kawajiri	26.72	13.25	28.77
	1999/9/20	2000/2/27	2000/8/24
(e) Kayoi	26.91	12.85	28.93
	1999/9/12	2000/3/21	2000/8/24
(f) Hagi-Ohshima Island	26.71	12.26	28.88
	1999/9/14	2000/2/28	2000/8/24
(g) Utagoh	26.68	12.71	28.37
	1999/9/12	2000/2/24	2000/8/24
(h) Tsuma	-	12.09	28.59
	-	2000/3/2	2000/8/24
(i) Hamada	27.60	8.80	28.90
	1999/9/12	2000/2/19	2000/8/11
(j) Gohtsu	26.88	12.09	28.75
	1999/9/14	2000/2/29	2000/8/24

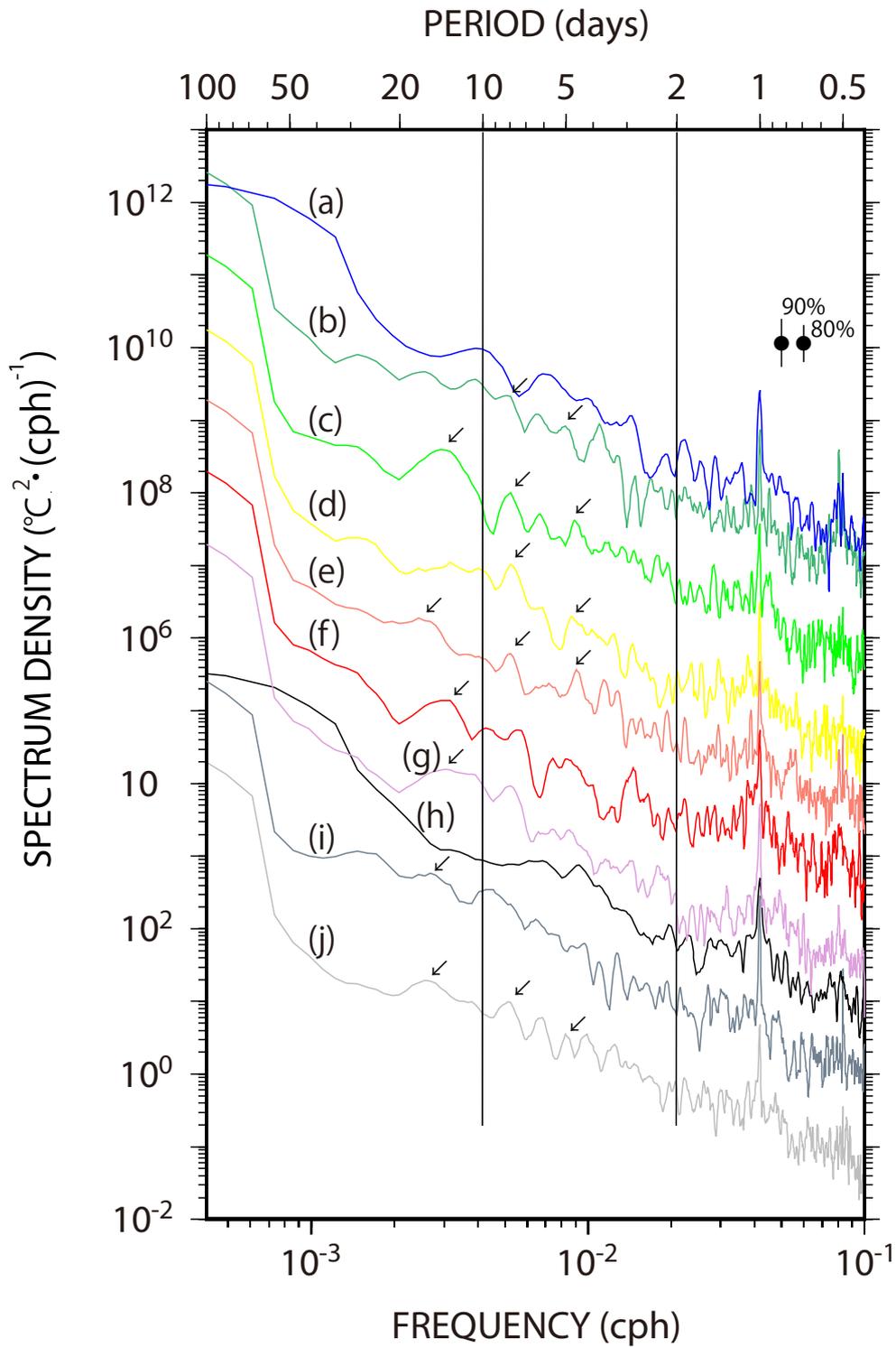


Fig. 2-4 Spectrum density diagrams at (a) Mitsusima, (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (d) Kawajiri, (e) Kayoi, (f) Hagi-Ohshima Island, (g) Utagoh, (h) Tsuma, (i) Hamada, and (j) Gohtsu. Diagrams ((a)-(i)) are shifted higher spectrum density side by $10 \text{ (}^\circ\text{C}^2 \cdot (\text{cph})^{-1}\text{)}$ in order.

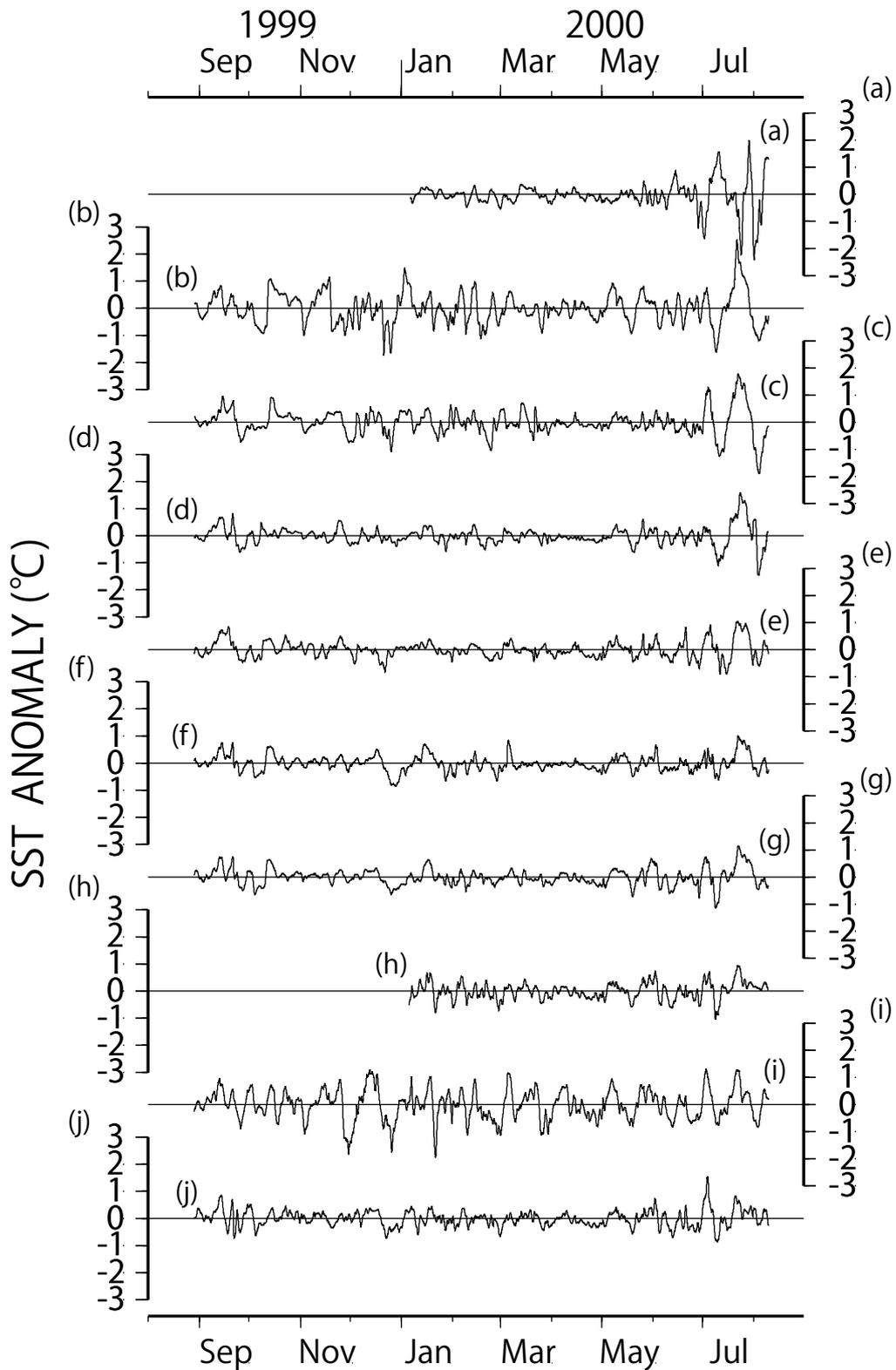


Fig. 2-5 Time series of 25-720 hour band-pass filtered SST at (a) Mitsushima, (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (d) Kawajiri, (e) Kayoi, (f) Hagi-Ohshima Island, (g) Utagoh, (h) Tsuma, (i) Hamada, and (j) Gohtsu .

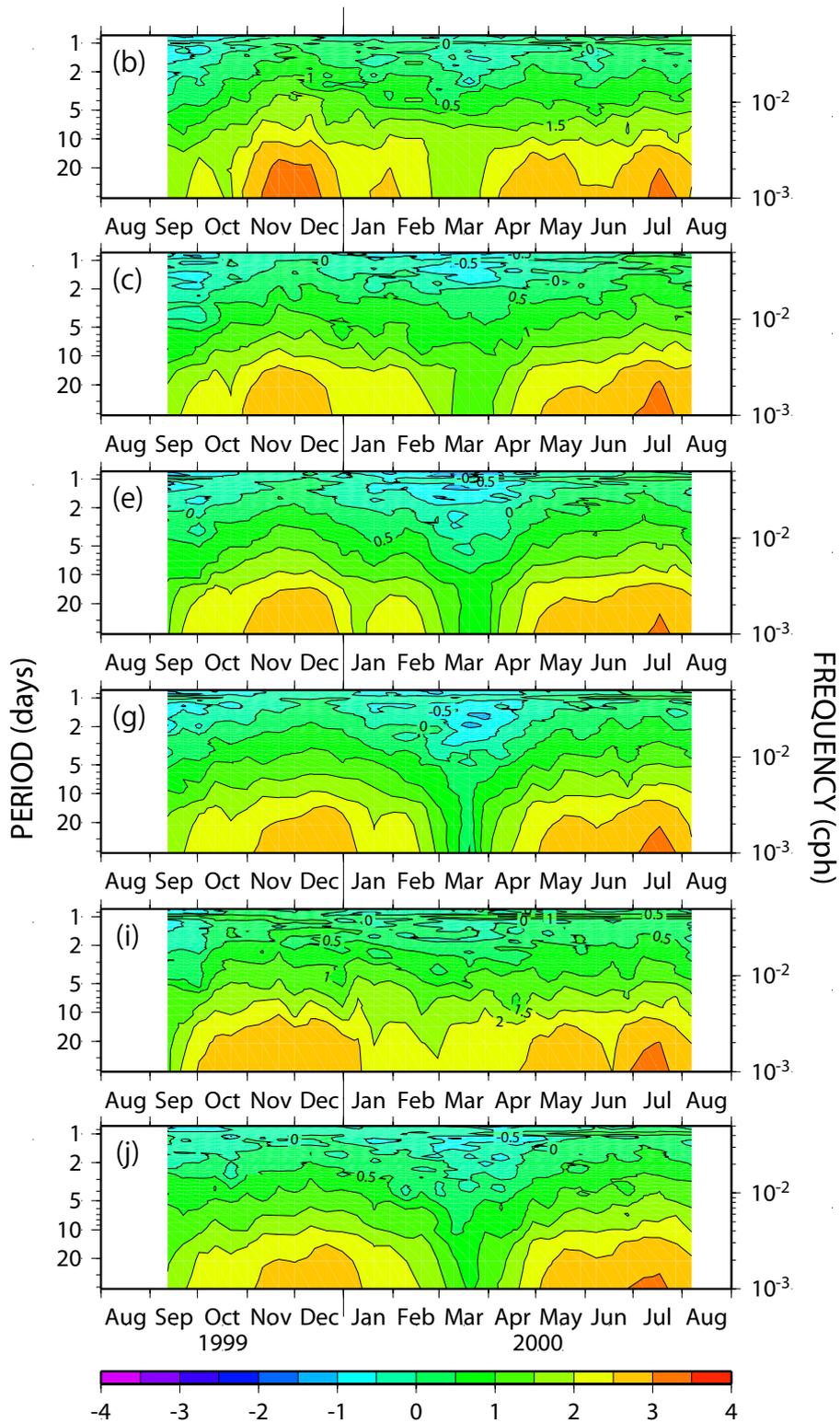


Fig. 2-6 Dynamic spectra of water temperature variation at (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (e) Kayoi, (g) Utagoh, (i) Hamada, and (j) Gohtsu. The values are expressed in terms of the common logarithm in scale. Contour interval is 0.5.

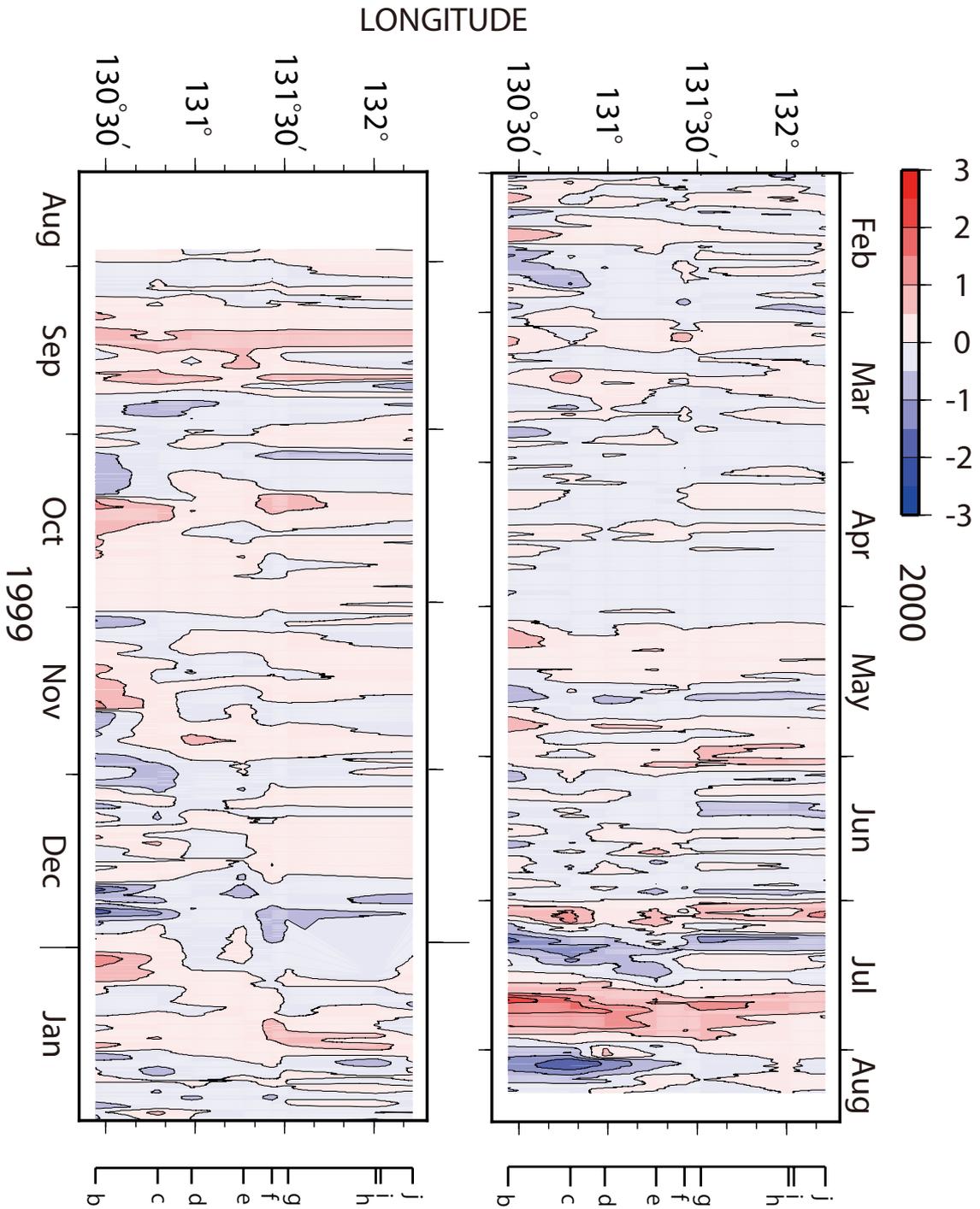


Fig. 2-7 Time-space diagram of the 25-720 hour band-passed sea surface temperature. Small letters at bottom of each figure show monitoring stations: (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (d) Kawajiri, (e) Kayoi, (f) Hagi-Oshima Island, (g) Utagoh, (h) Tsuma, (i) Hamada, and (j) Gohtsu. The contour interval is 0.5 °C and the color bar shows the temperature anomaly scale.

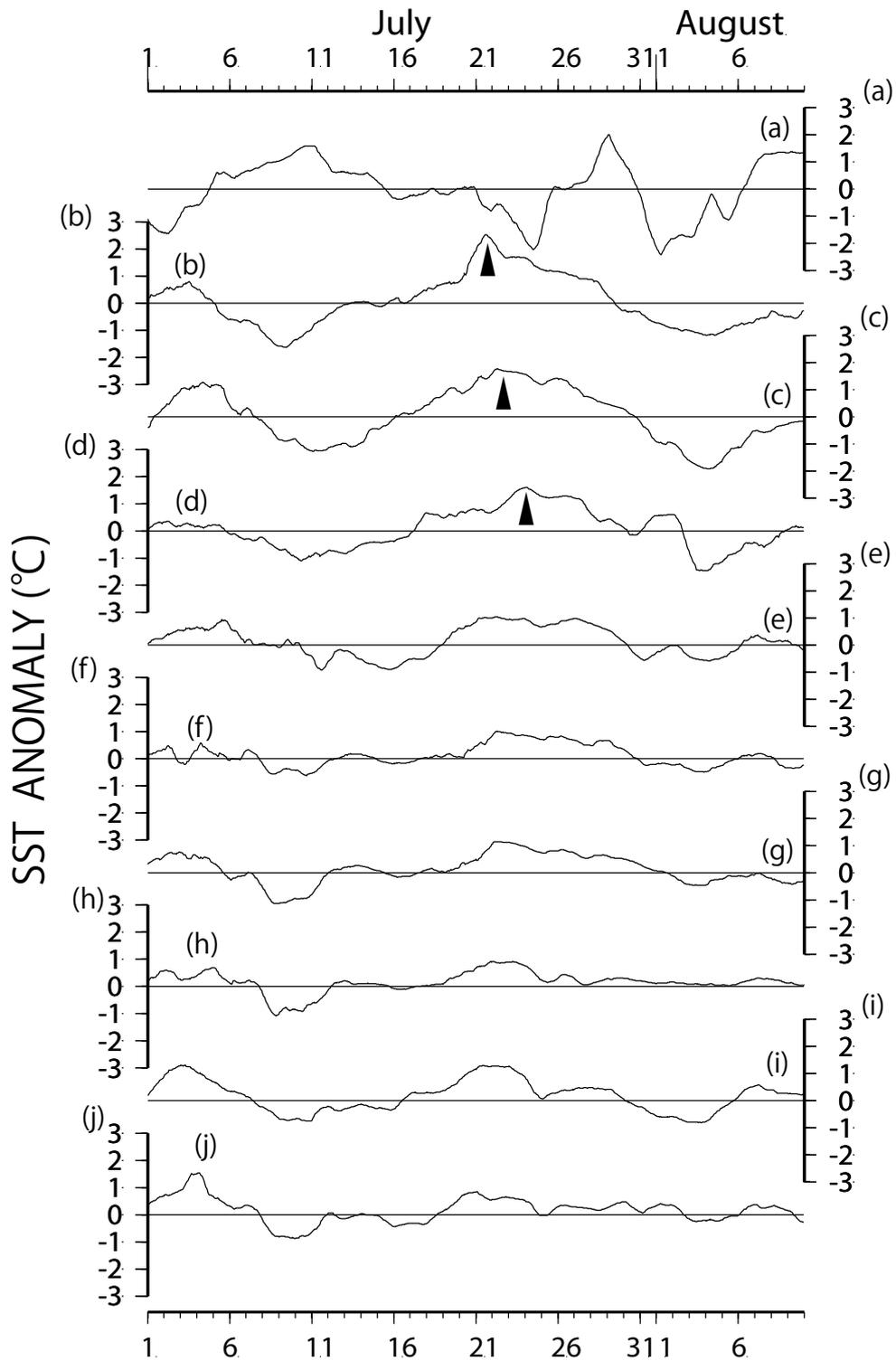


Fig. 2-8 Time series of the 25-720 hour band-pass filtered SST at (a) Mitsushima, (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (d) Kawajiri, (e) Kayoi, (f) Hagi-Ohshima Island, (g) Utagoh, (h) Tsuma, (i) Hamada, and (j) Gohtsu, during the period of July 1, 2000 - August 10, 2000.

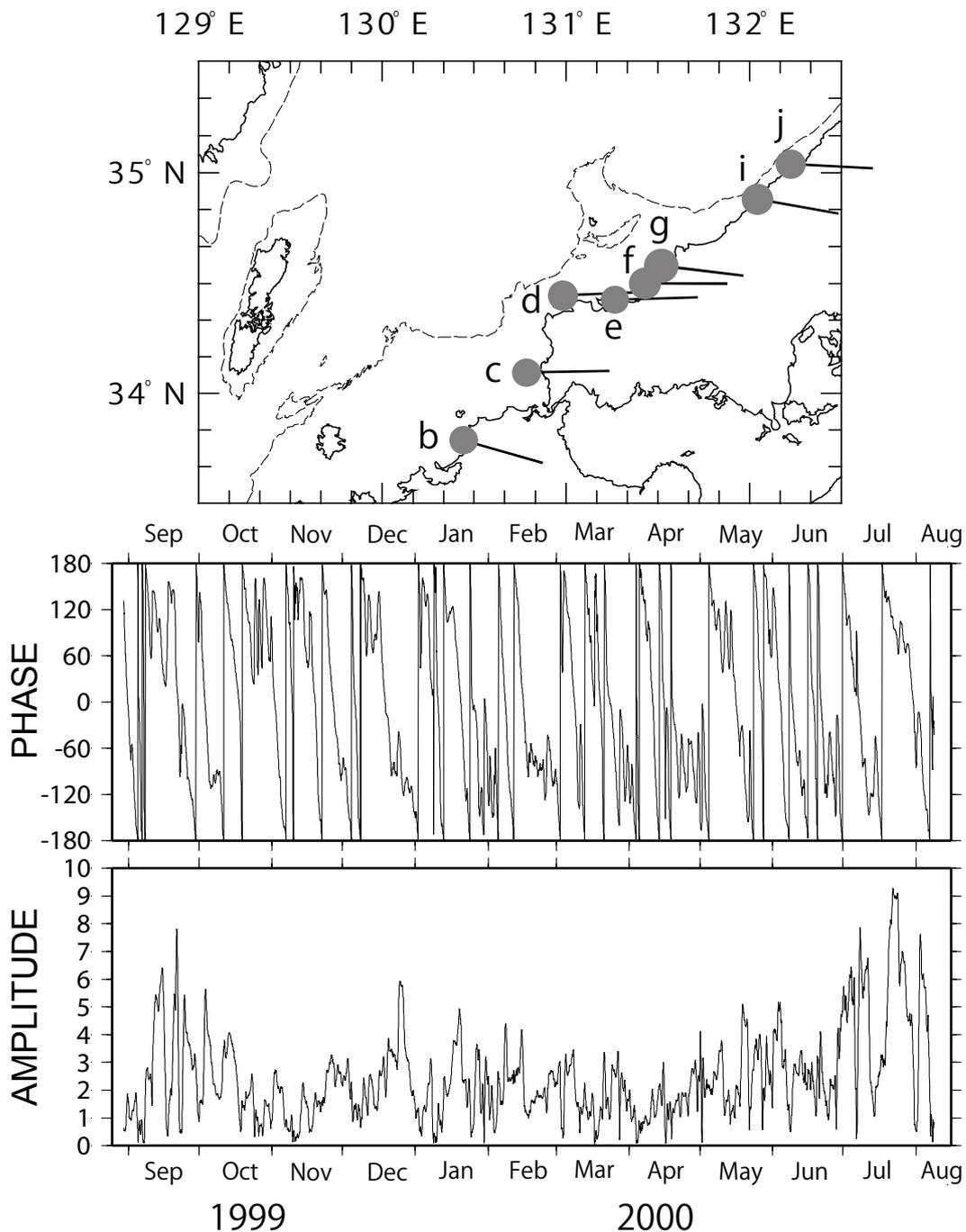


Fig. 2-9 The spatial distribution of spatial amplitude function (SAF) and spatial phase function (SPF) for the complex EOF (CEOF) first mode. The size of the solid circles is proportional to SAF value at each station. The directions of sticks indicate SPF at each station. Small letters in the upper panel show monitoring stations: (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (d) Kawajiri, (e) Kayoi, (f) Hagi-Oshima Island, (g) Utagoh, (i) Hamada, and (j) Gohtsu. Middle and lower panels show the time series of temporal phase function (TPF) and temporal amplitude function (TAF), respectively.

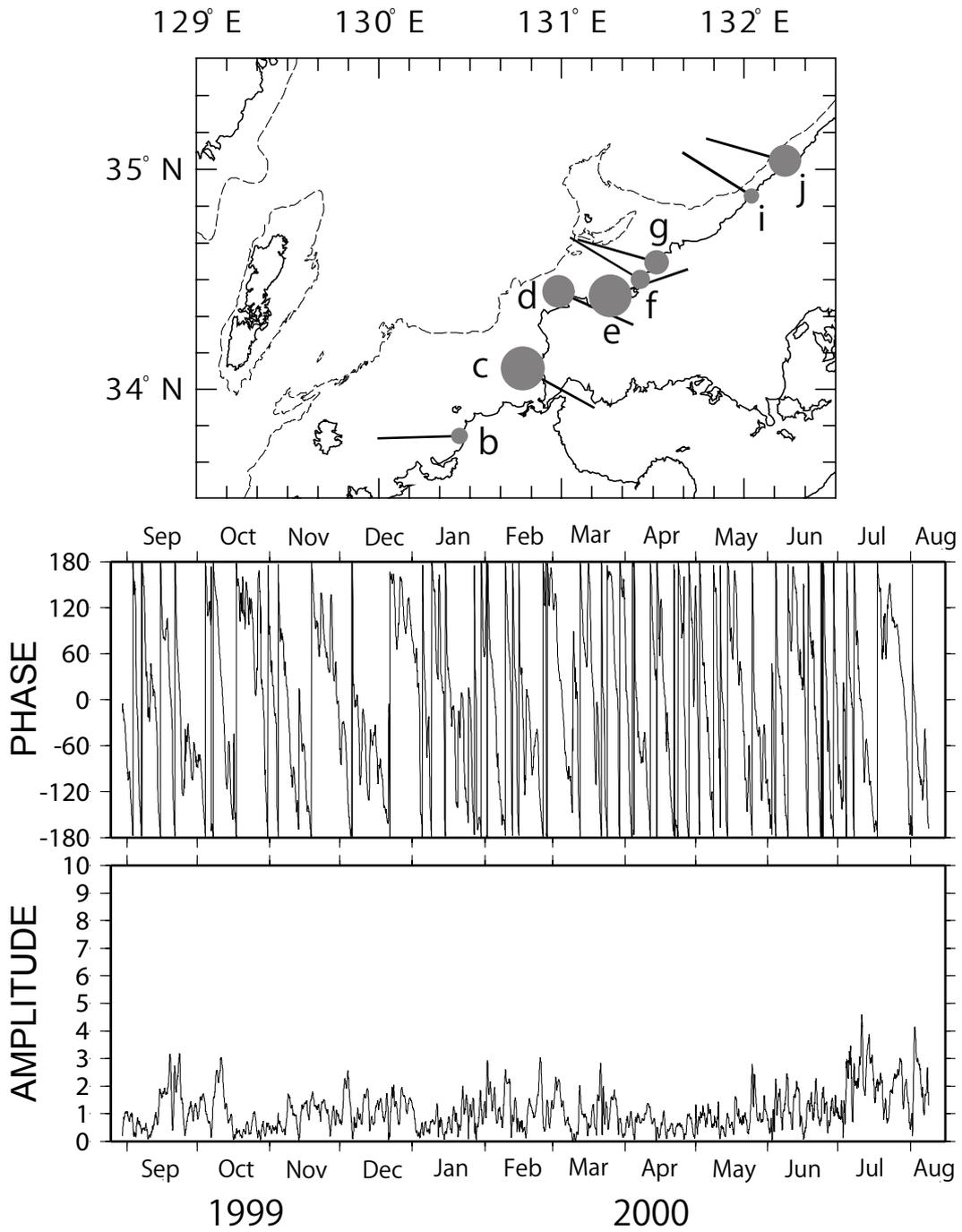


Fig. 2-10 Same as Fig. 2-9 but for CEOF second mode.

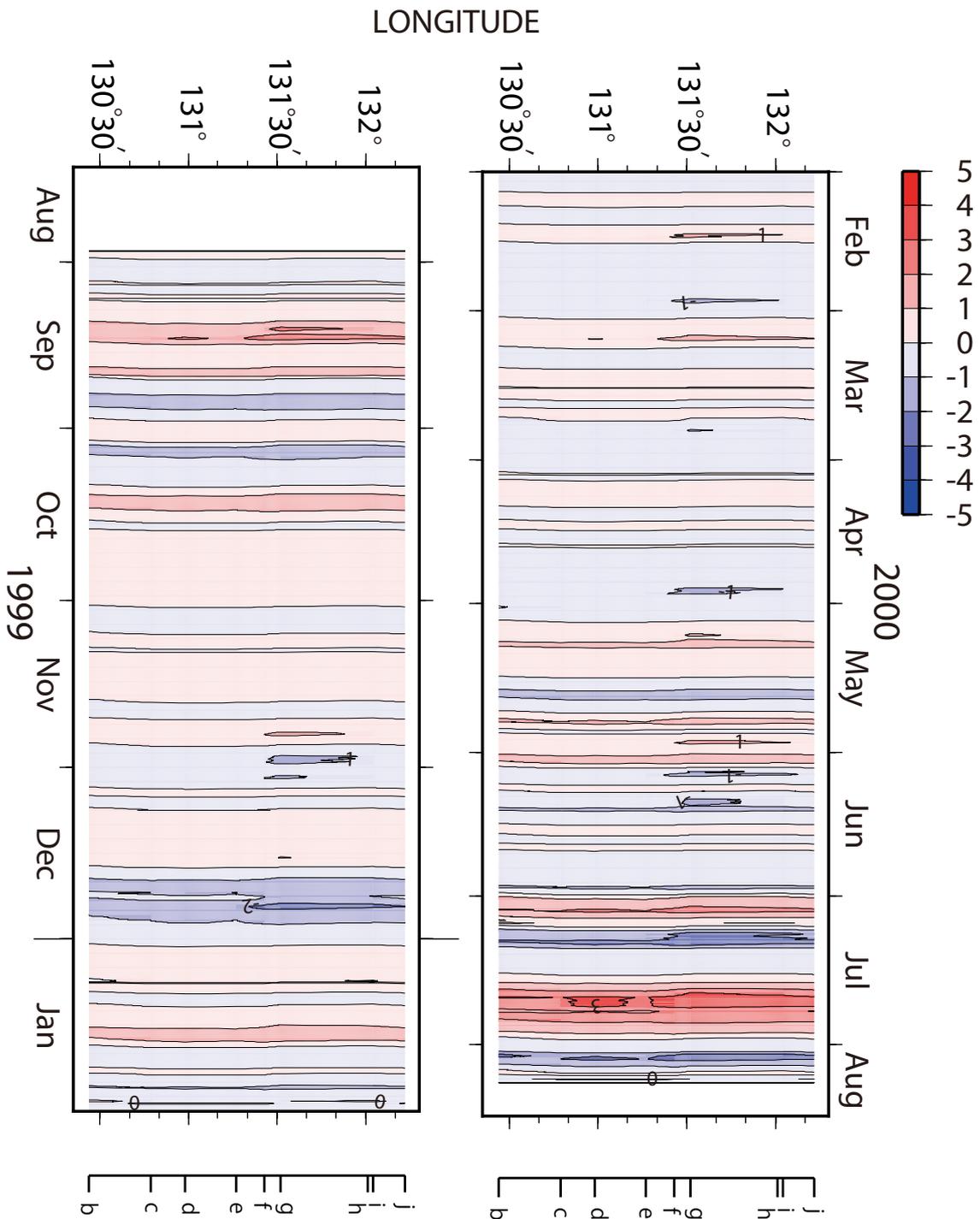


Fig. 2-11 Time-space diagram for reconstructed sea surface temperature for the CEOF first mode during the period from August 1999 to August 2000. The contours indicate the reconstructed temperature every 1.0 °C. Small letters at bottom of each panel show monitoring stations: (b) Tsuyazaki, (c) Futaoi Island, (d) Kawajiri, (e) Kayoi, (f) Hagi-Oshima Island, (g) Utagoh, (h) Tsuma, (i) Hamada, and (j) Gohtsu.

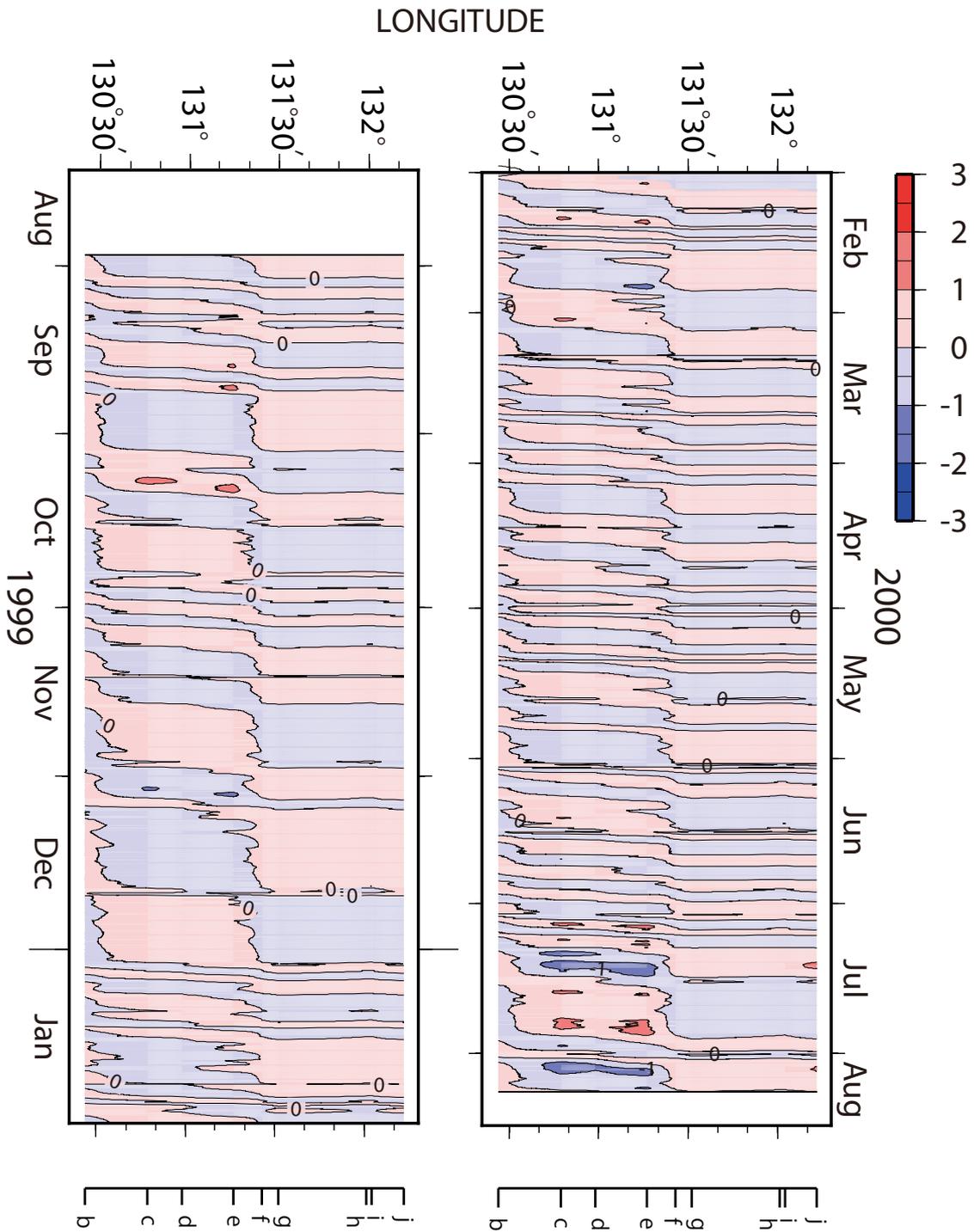


Fig. 2-12 Same as Fig. 2-11 but for CEOF second mode.

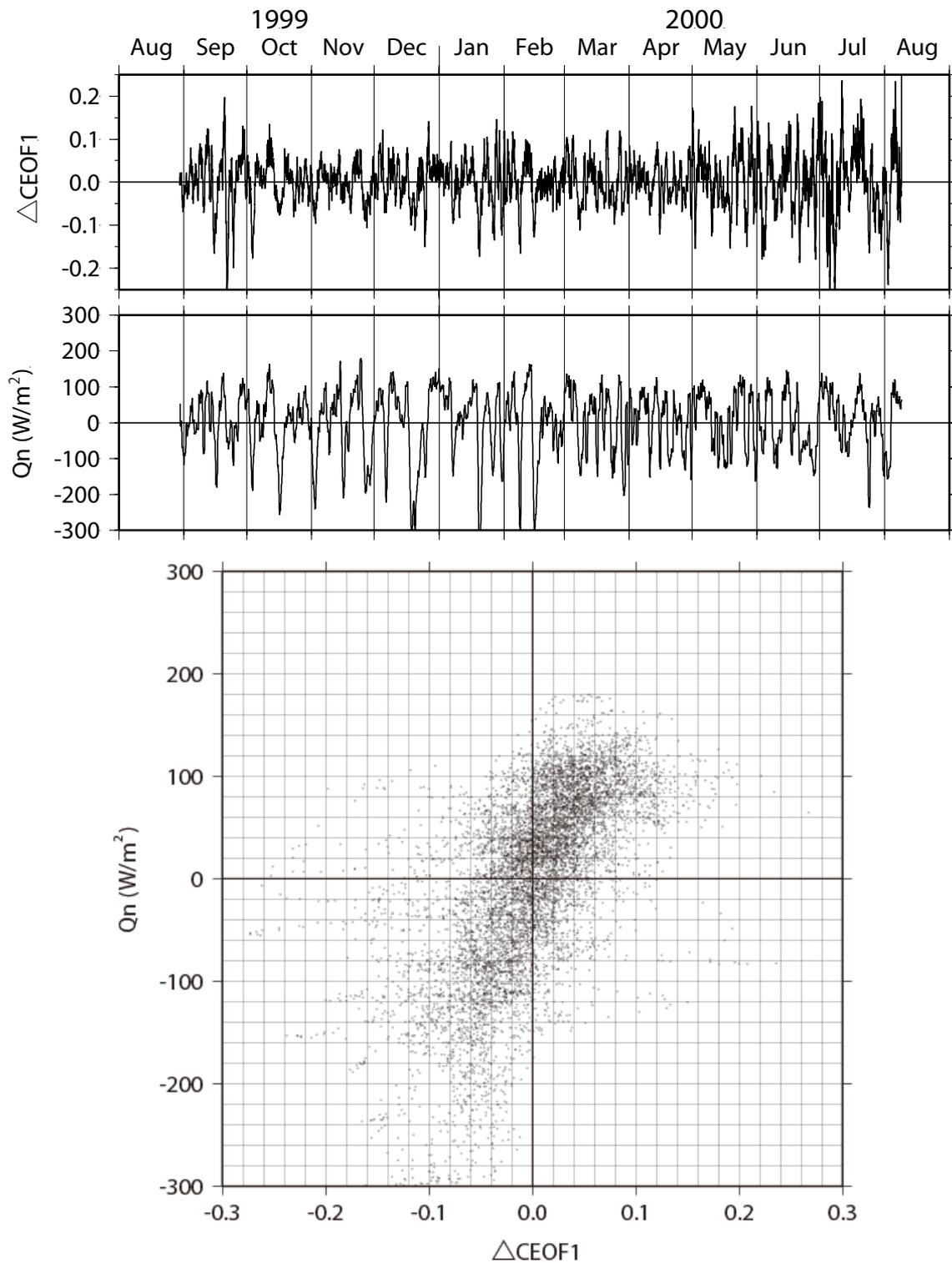


Fig. 2-13 Time series of differentiating CEOF first mode by time (upper panel) and Q_n (middle panel). Scatter diagram between differentiating CEOF first mode by time and Q_n (lower panel).

Table 2-3 Eigenvectors by combined EOF analysis.

Station	Mode1	Mode2	Mode3
(b) Tsuyazaki	-0.72	-0.20	-0.07
(c) Futaoi Island	-0.73	-0.28	0.36
(d) Kawajiri	-0.77	-0.27	0.19
(e) Kayoi	-0.75	-0.15	0.27
(f) Hagi-Ohshima Island	-0.79	-0.25	-0.11
(g) Utagoh	-0.86	-0.19	-0.18
(h) Hamada	-0.75	-0.14	-0.09
(i) Gohtsu	-0.76	-0.04	-0.32
(1) Izuhara	-0.20	0.56	0.61
(2) Hakata	-0.38	0.88	-0.06
(3) Susa	-0.42	0.87	-0.11
(4) Hamada	-0.42	0.87	-0.11
Eigenvalue	5.25	2.95	0.80
Proportion(%)	43.7	24.6	6.7
Cumulative proportion (%)	43.7	68.3	75.0

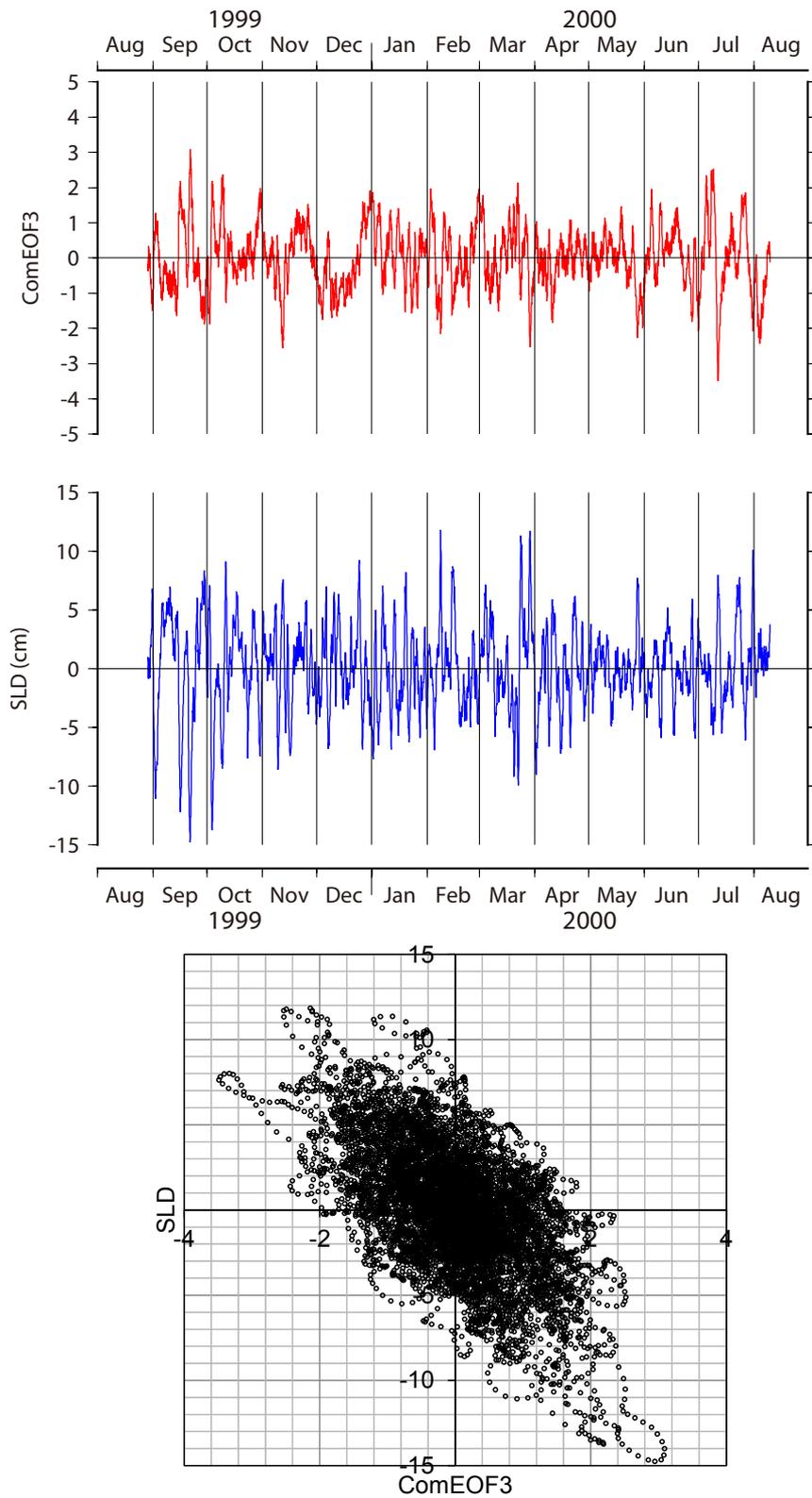


Fig. 2-14 Time series of Combined-EOF third mode (upper panel; red) and sea level difference of Hakata-Izuhara (middle panel; blue). Scatter diagram between Combined-EOF third mode and SLD (lower panel).

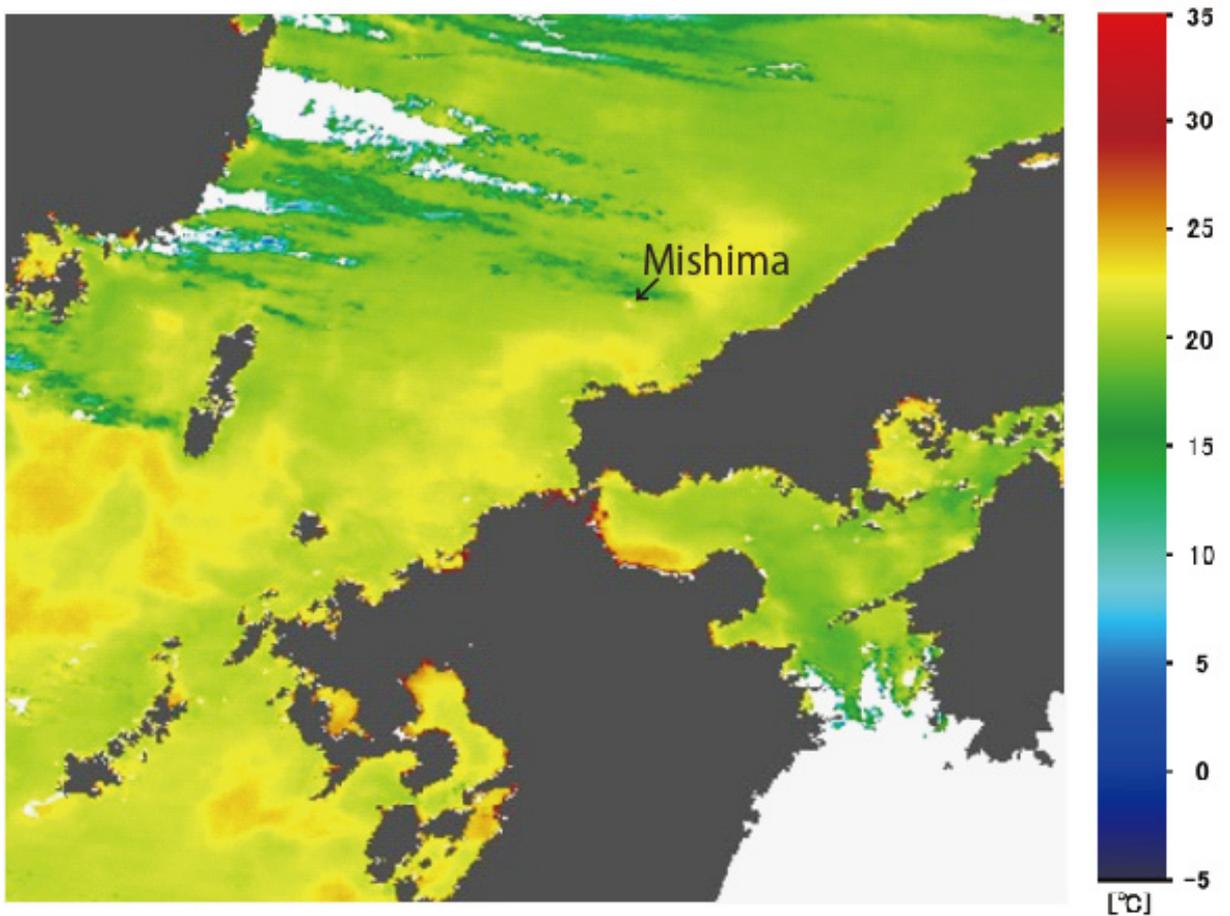


Fig. 2-15 MODIS-derived sea surface temperature on June 5, 2010.
(http://www.eorc.jaxa.jp/cgi-bin/adeos/modis_frame.cgi?year=2010&month=6&prov=eoc&type=1km)

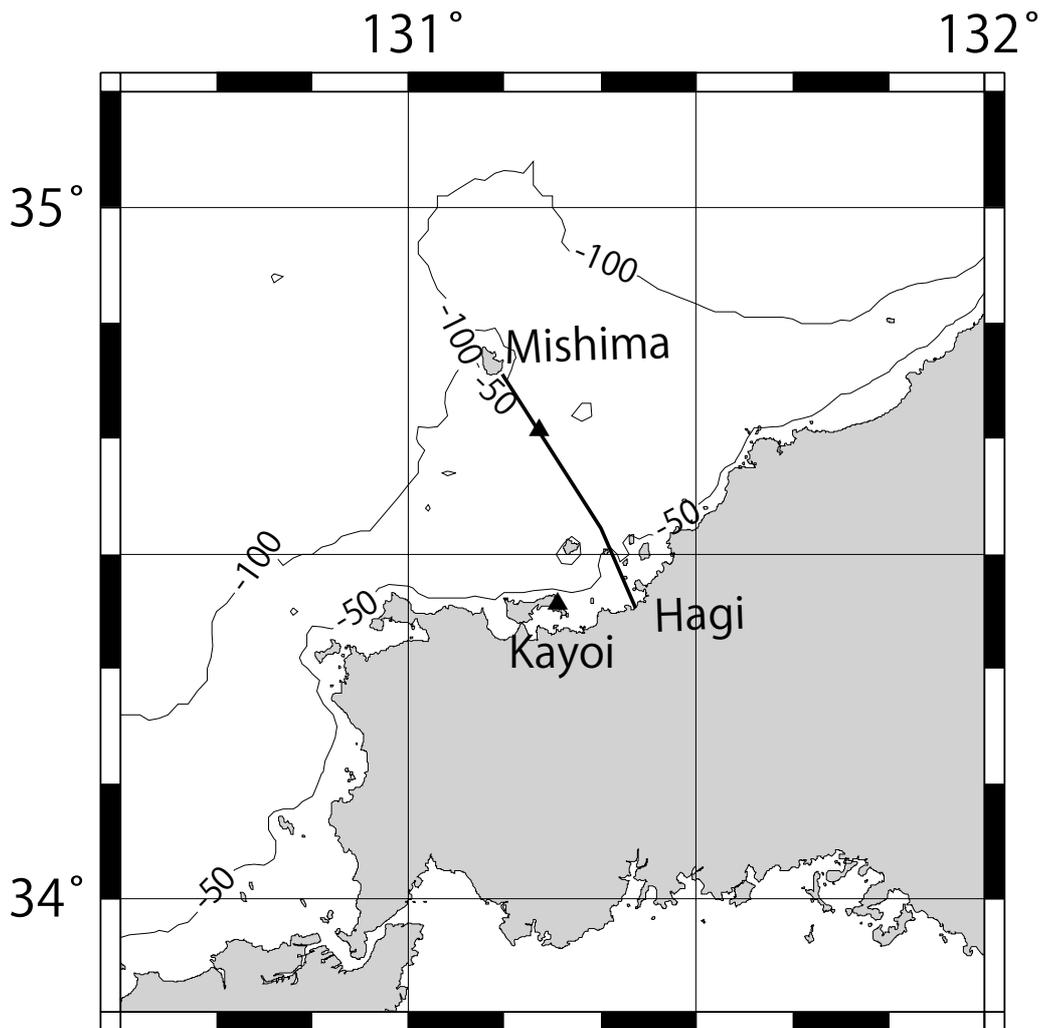


Fig. 2-16 Map showing the track of the ferryboat (thick solid line) and observation sites (two closed triangles). A coastal closed triangle is the Kayoi set net fishing ground observation point, the other one is the offshore observation point ($34^{\circ} 41' N$, $131^{\circ} 15' N$) on the track.

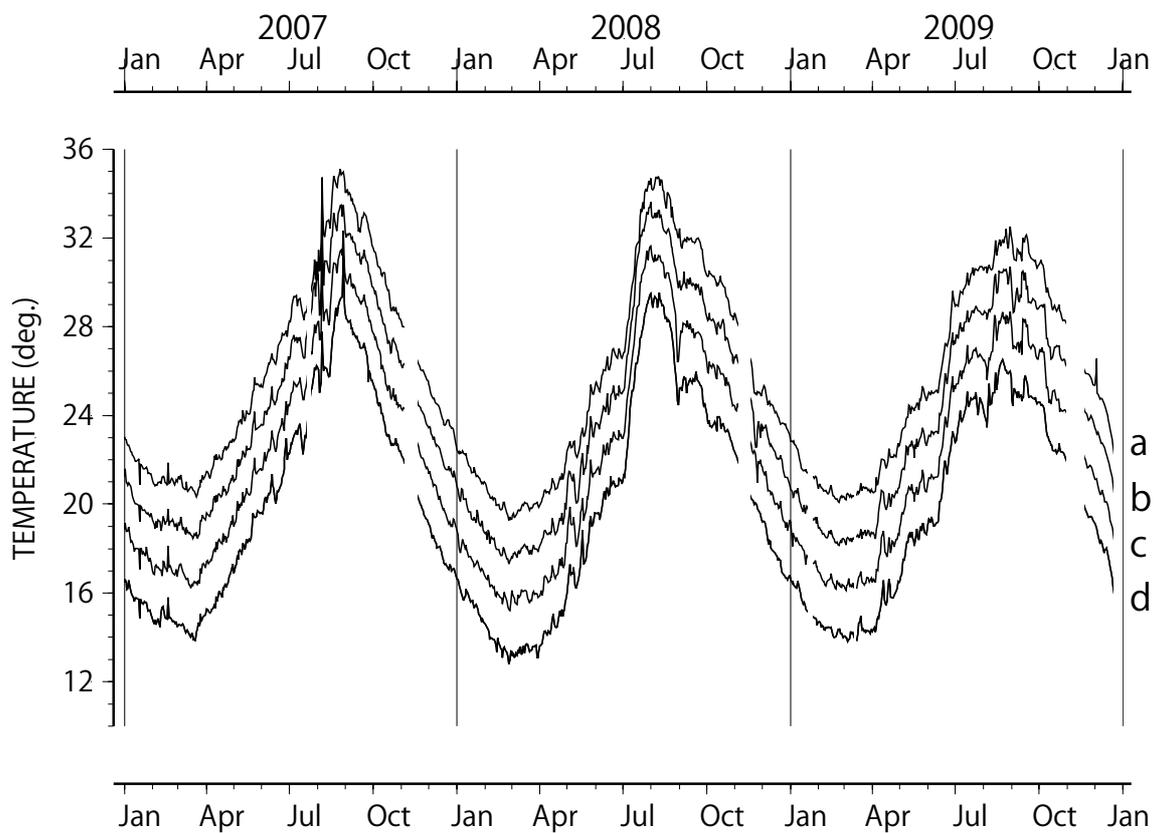


Fig. 2-17 Time series of SST from 34° 30' N to 34° 45' N at every five minutes in latitude during the period from January 2007 to December 2009. (a) 34° 45' N, (b) 34° 40' N, (c) 34° 35' N, and (d) 34° 30' N. Time series of (a), (b) and (c) are shifted higher temperature side by 2.0 °C in order.

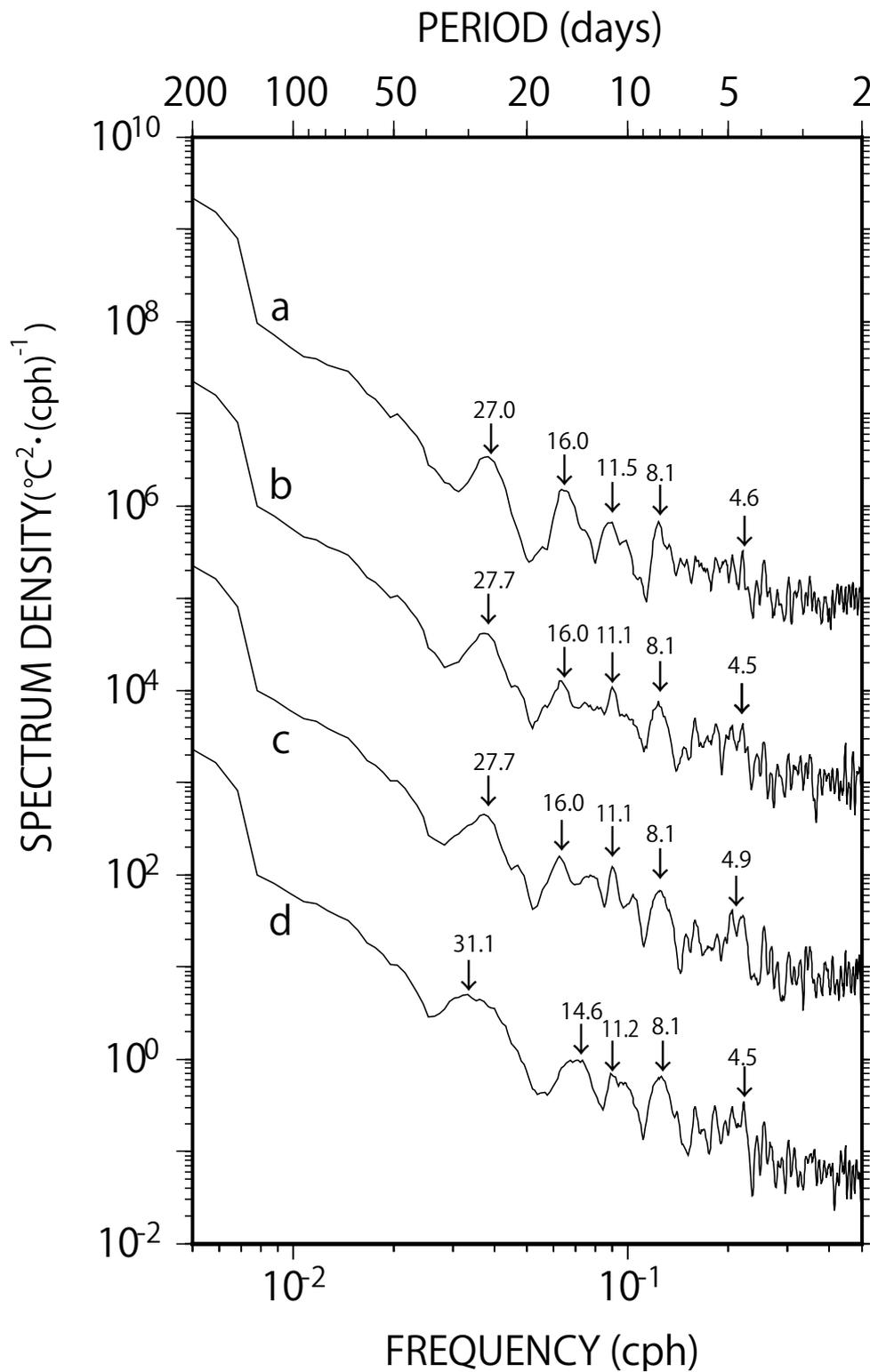


Fig. 2-18 Spectrum density diagrams at (a) $34^{\circ} 45' \text{ N}$, (b) $34^{\circ} 40' \text{ N}$, (c) $34^{\circ} 35' \text{ N}$, and (d) $34^{\circ} 30' \text{ N}$. Graphs (a), (b) and (c) are shifted higher spectrum density side by 10 $(^{\circ}\text{C} \cdot (\text{cph})^{-1})$ in order.

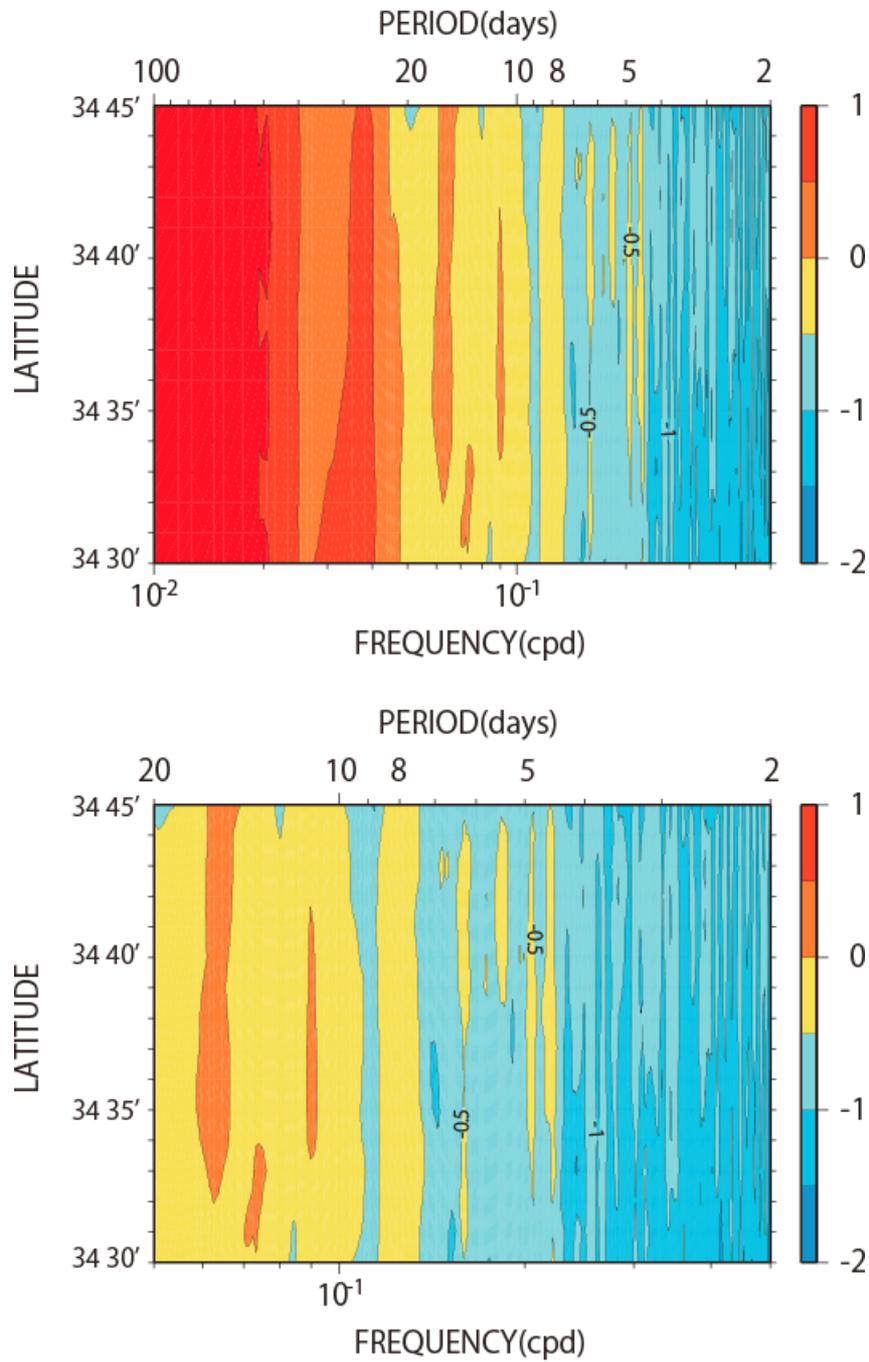


Fig. 2-19 Space-frequency (period) diagram of the spectrum density of SST between 34° 30' N and 34° 45' N during the period from January 2007 to December 2009. Lower panel is the enlarged diagram for 2-20 days period band in the upper panel. The values are expressed in terms of the common logarithm in scale. Contour interval is 0.5.

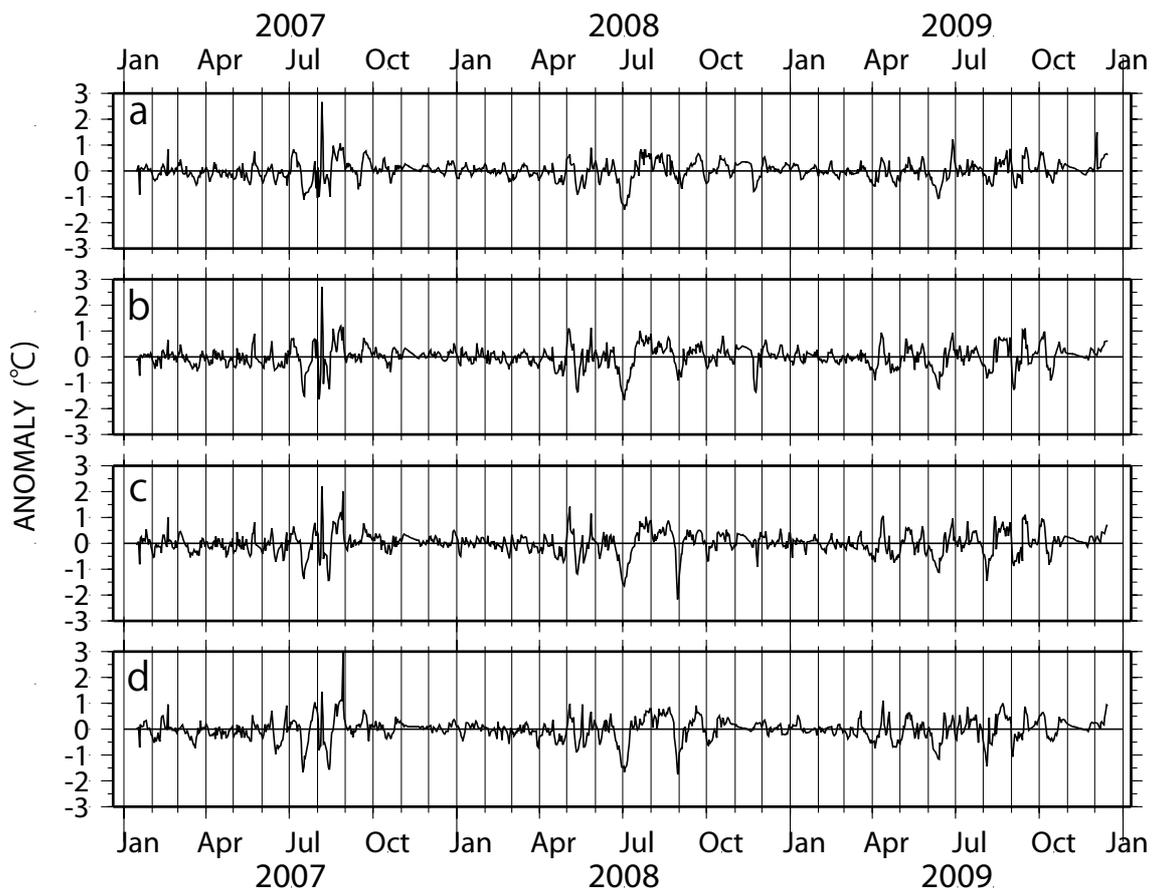


Fig. 2-20 Time series of high-pass filtered SST at (a) 34° 45' N, (b) 34° 40' N, (c) 34° 35' N, and (d) 34° 30' N.

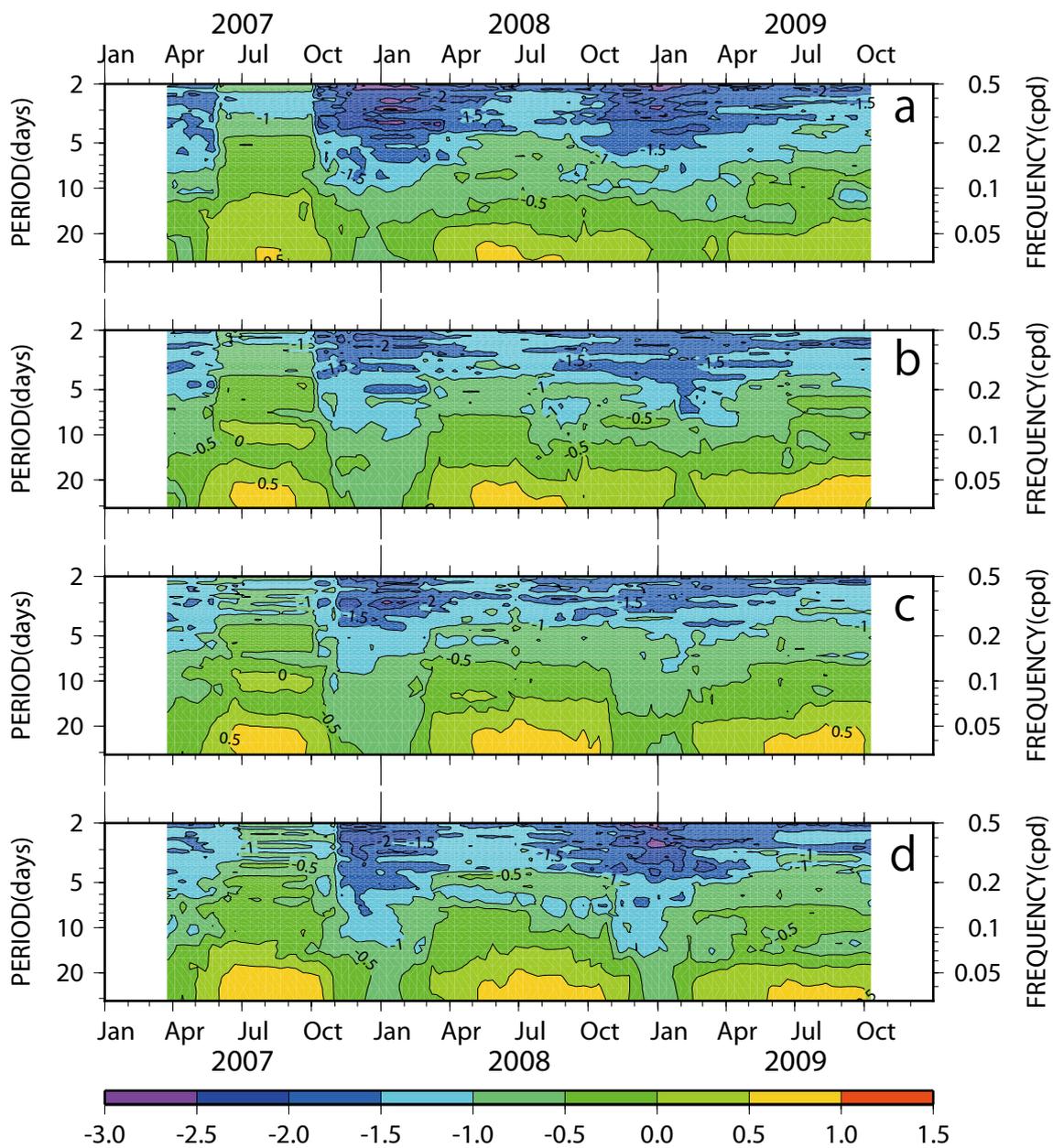


Fig. 2-21 Dynamic spectra diagram at (a) $34^{\circ} 45' N$, (b) $34^{\circ} 40' N$, (c) $34^{\circ} 35' N$, and (d) $34^{\circ} 30' N$. The values are expressed in terms of the common logarithm in scale. Contour interval is 0.5.

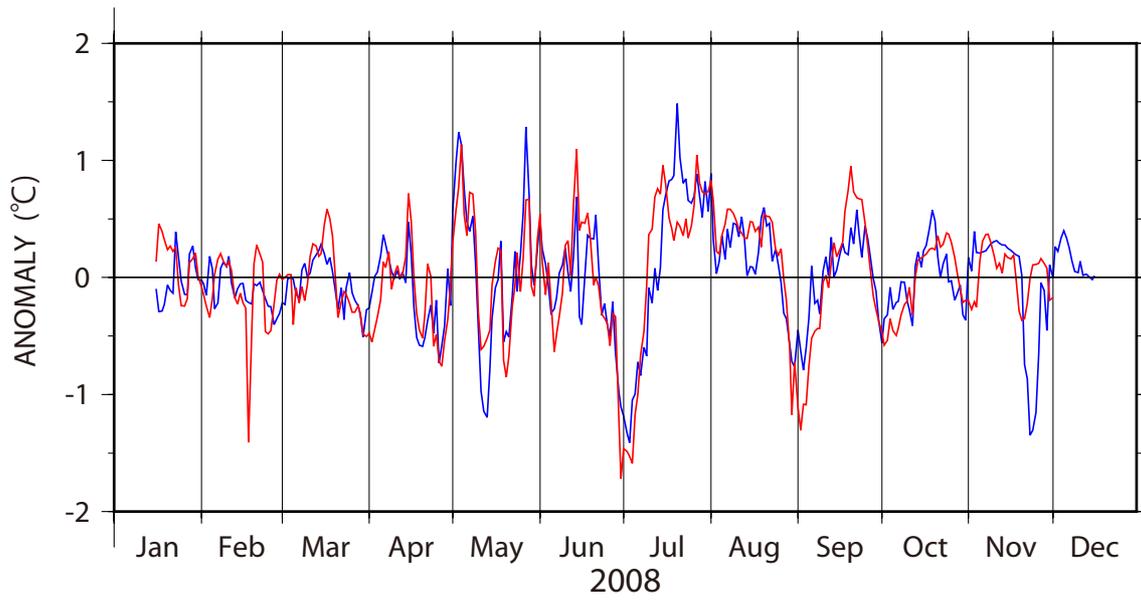


Fig. 2-22 Time series of high-pass filtered SST at offshore observation point, 34° 41' N (blue) and Kayoi set net fishing ground (red) .

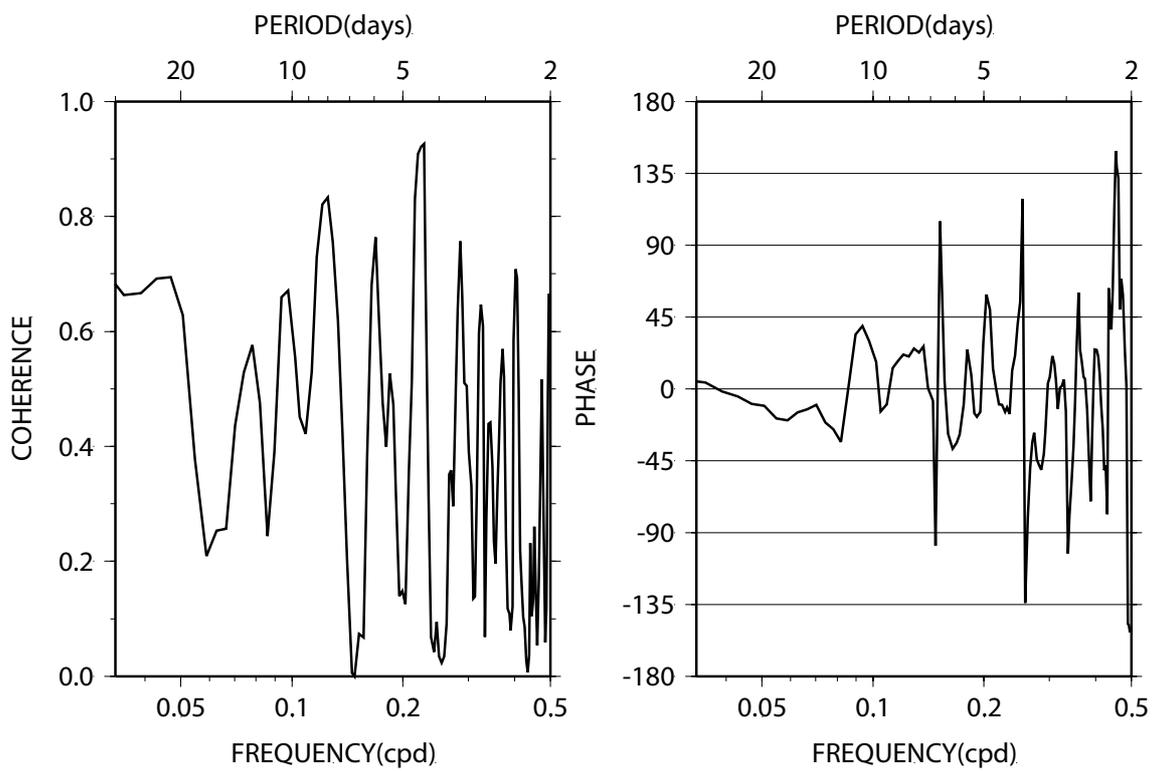


Fig. 2-23 Coherence-squared (left panel) and phase difference (right panel) between offshore observation point and Kayoi set net fishing ground.

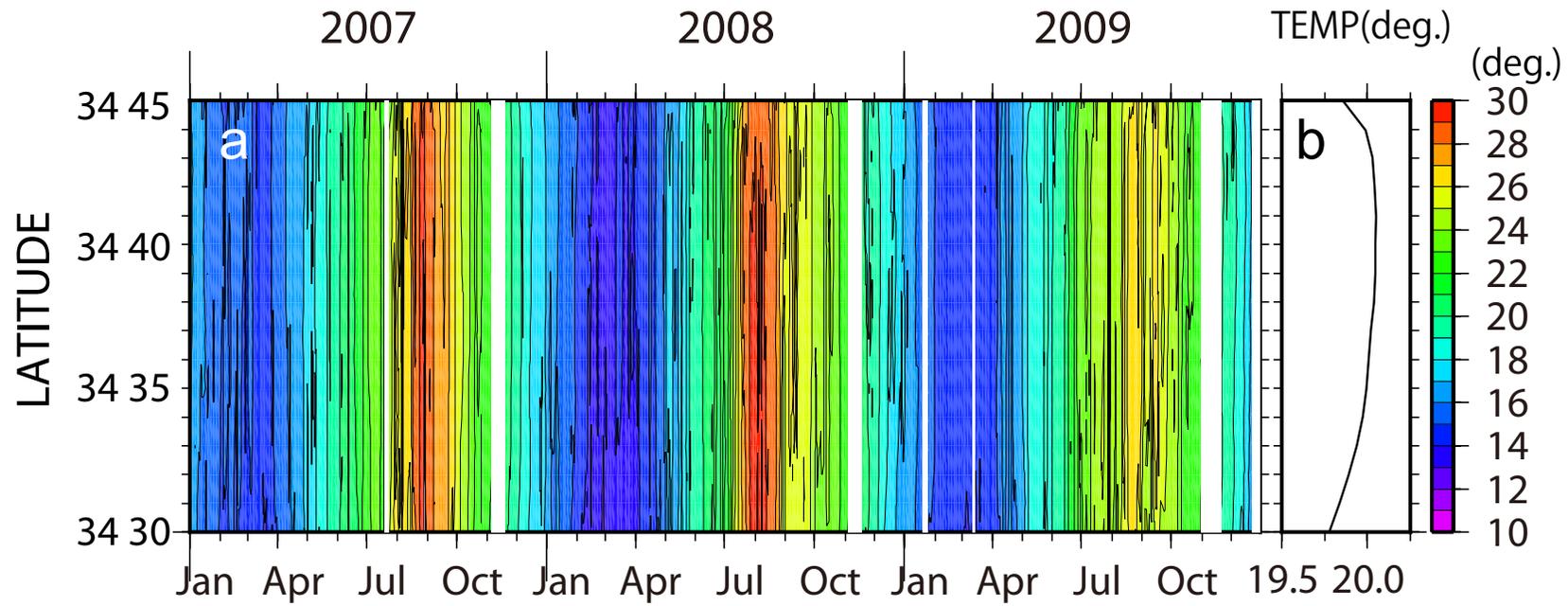


Fig. 2-24 (a) Space-time diagram of SST between $34^{\circ} 30' N$ and $34^{\circ} 45' N$ during the period from January 2007 to December 2009. Contour interval is $1^{\circ} C$. (b) along track distribution of 3-year averaged SST.

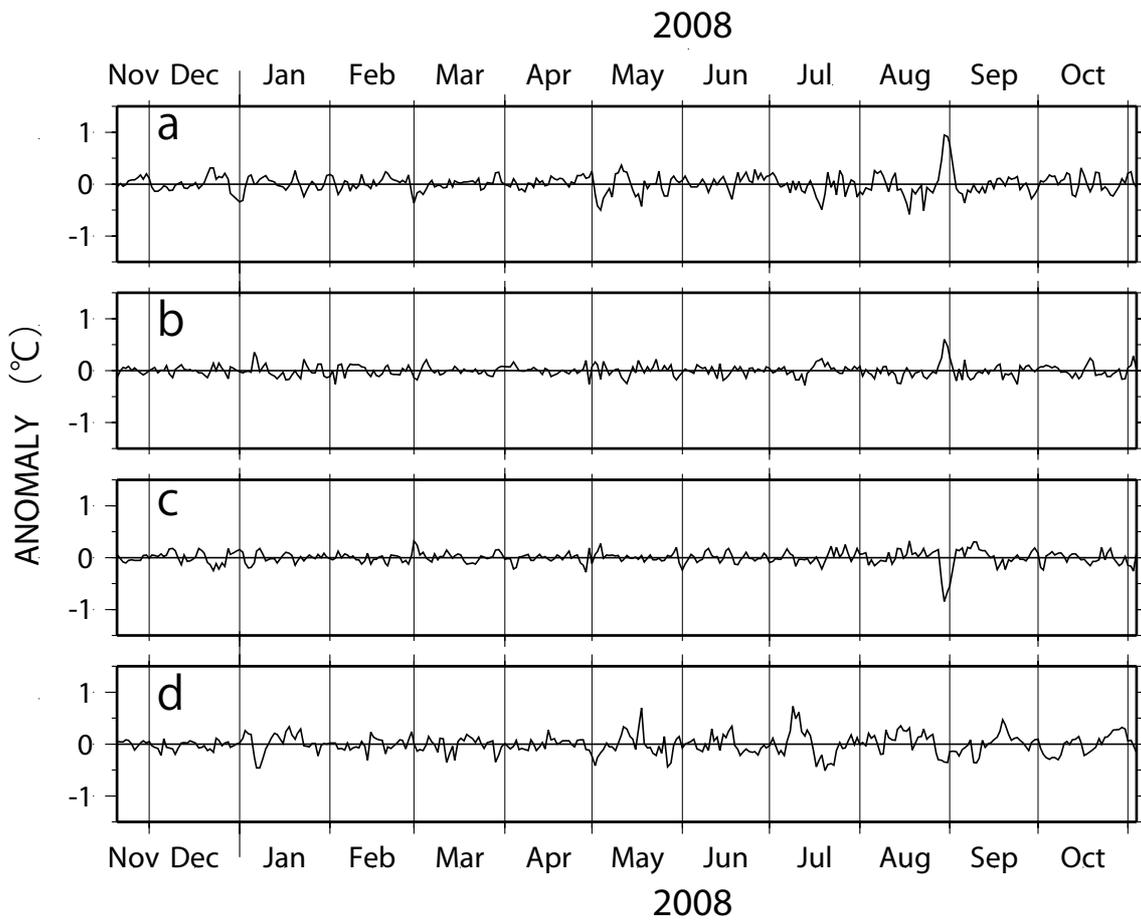


Fig. 2-25 Time series of high-pass filtered SST, after removal of along-track average. (a) 34° 45' N, (b) 34° 40' N, (c) 34° 35' N and (d) 34° 30' N.

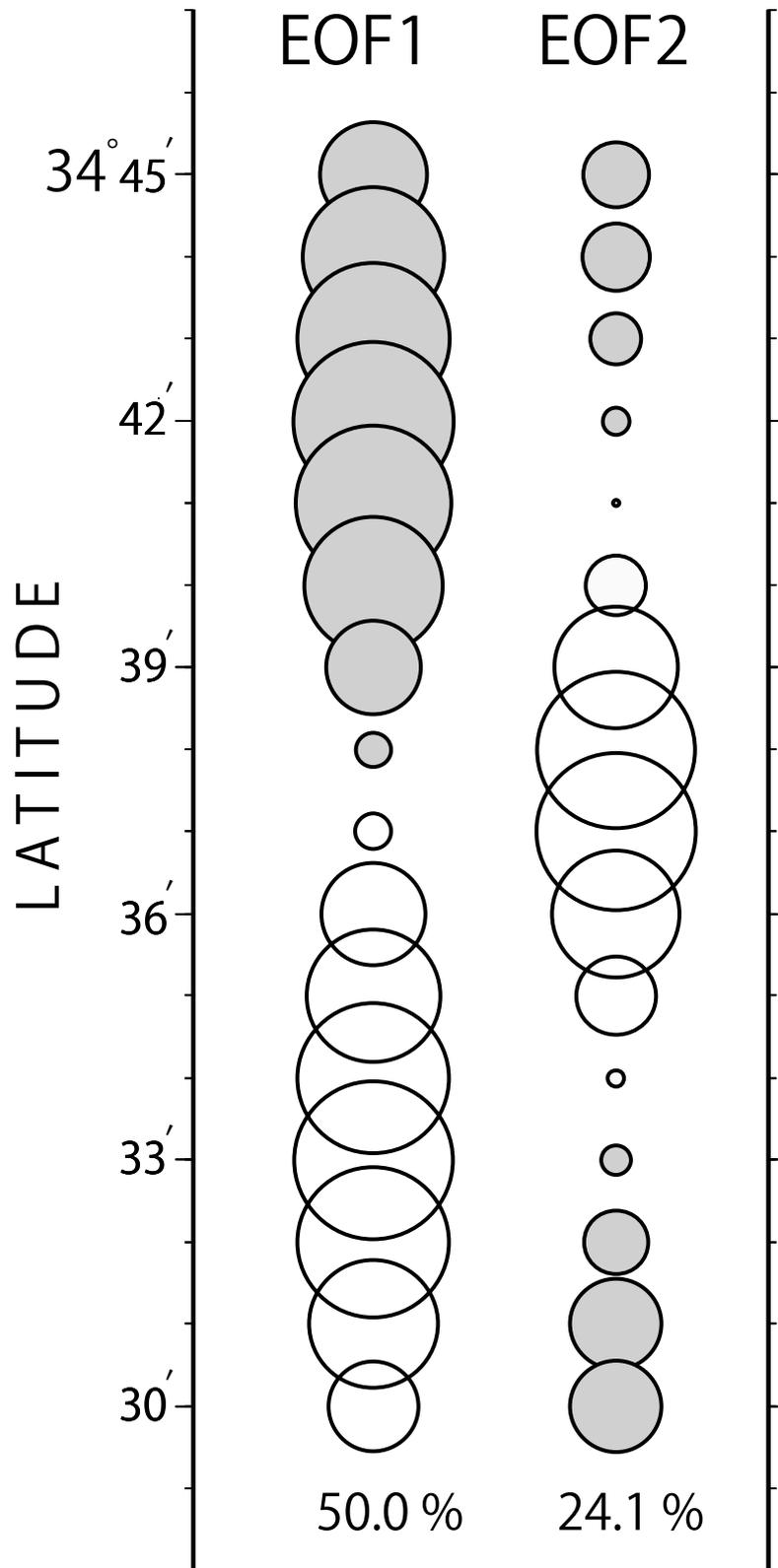


Fig. 2-26 Spatial distributions of the EOF1 and EOF2 eigenvector . The size of circles is proportional to the eigenvector values. Negative values are gray.

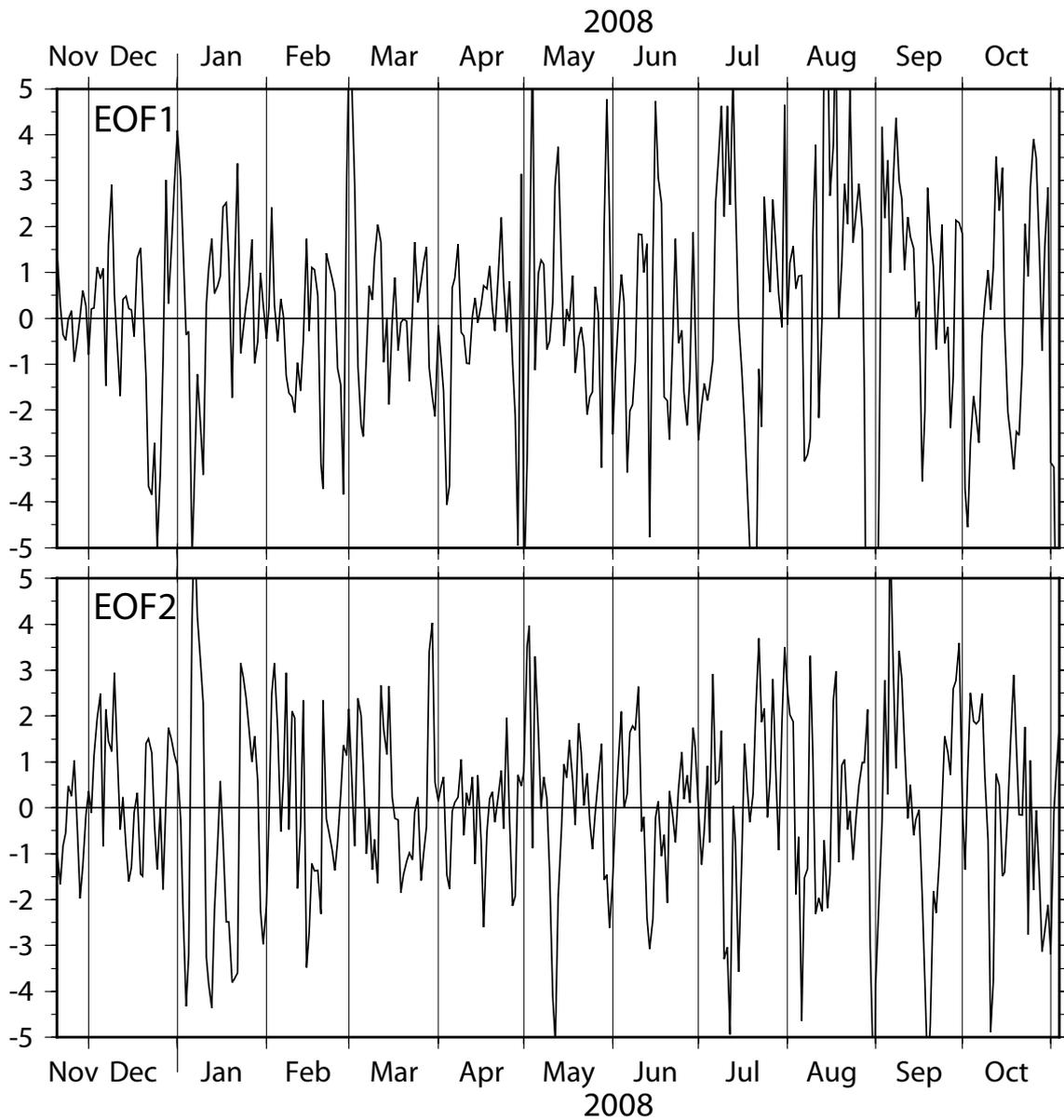


Fig. 2-27 Time series of temporal coefficients for EOF1 (upper panel) and EOF2 (lower panel) .

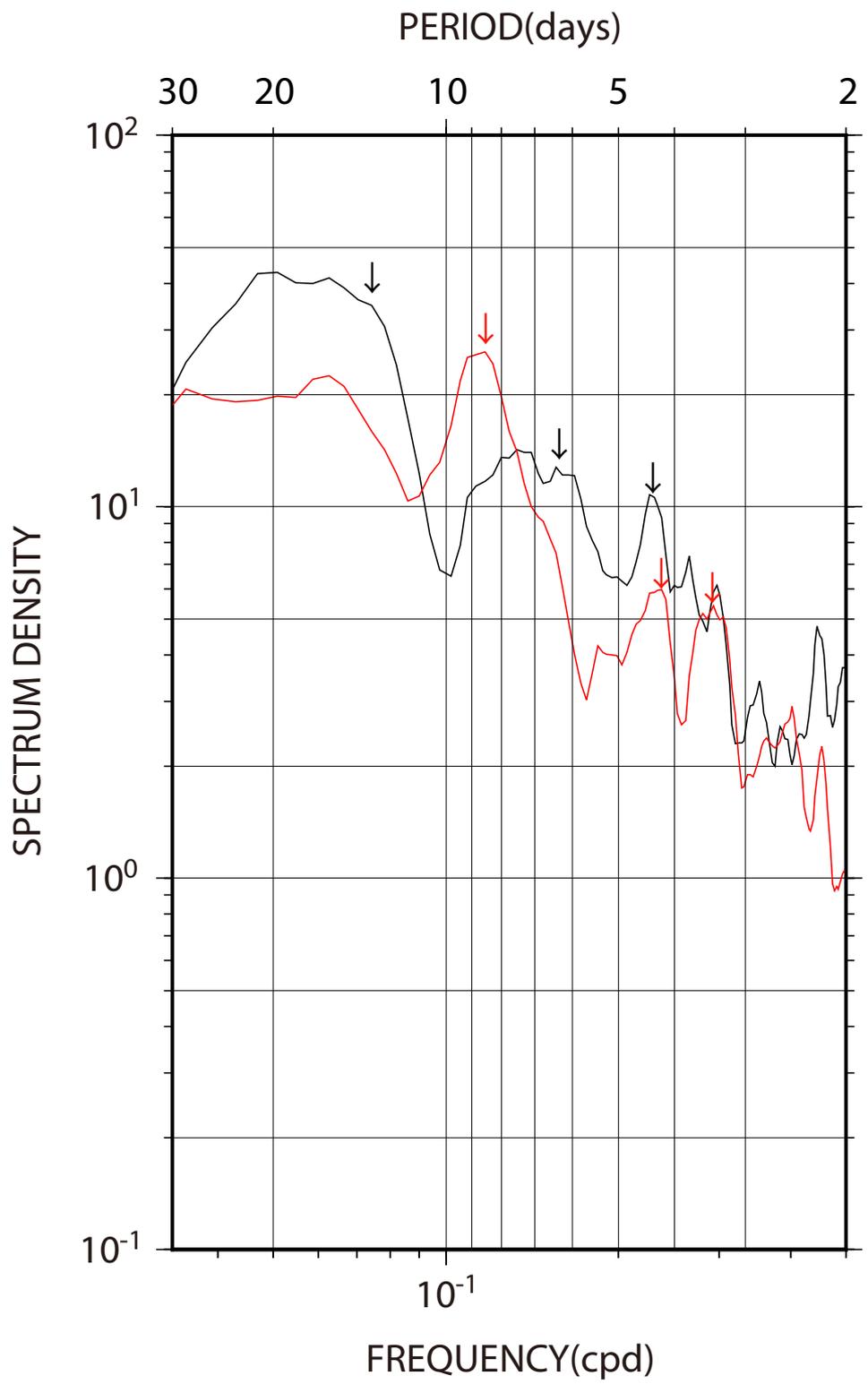


Fig. 2-28 Spectrum density diagrams for EOF1 (black) and EOF2 (red).

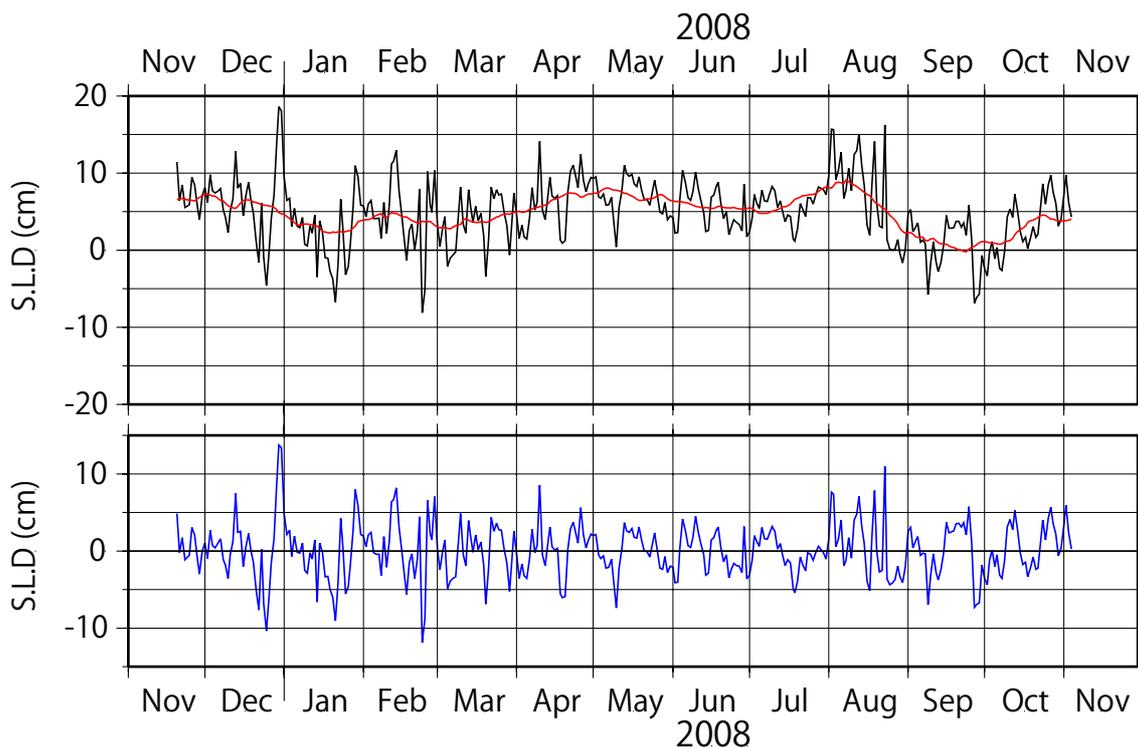


Fig. 2-29 Time series of sea-level differences (SLD) between Hakata and Izuhara. Upper panel shows daily SLD (black) and low pass filtered (31-day running mean) SLD (red). Lower panel shows high-pass filtered SLD (blue).

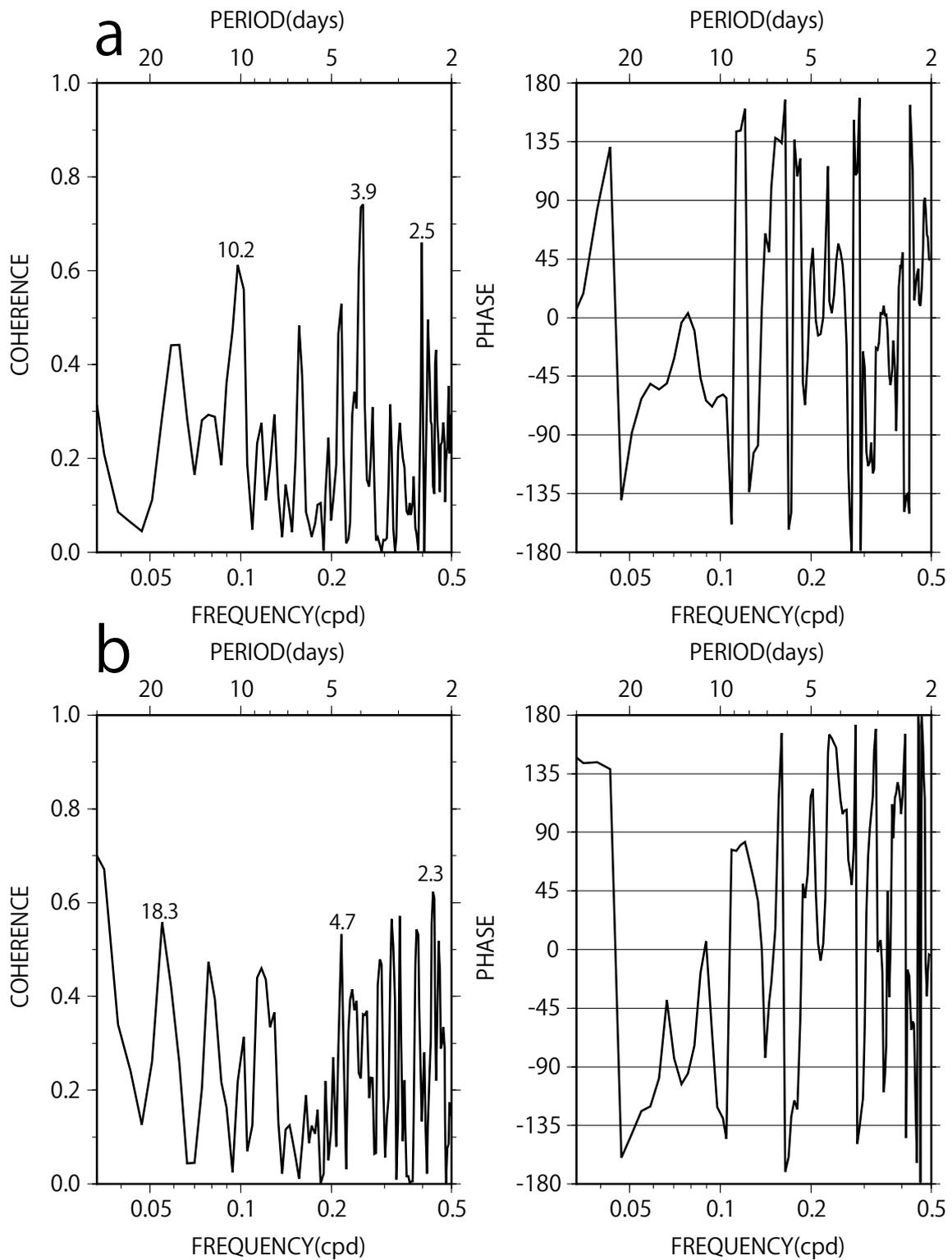


Fig. 2-30 Coherence-squared and phase difference between sea-level difference and EOF1 (a; upper panels), sea level difference and EOF2 (b; lower panels).

第3章 西部山陰沿岸水温の長期変動

3-1. 序論・背景

本章では、これまで議論してきた数日～数週間スケール水温変動の背景となる長期的な水温変動について議論する。

近年、山口県周辺海域では、熱帯・亜熱帯性の生物種が頻繁に報告されている。例えば、山口県日本海産魚類目録（河野ら，2011）によると、1980年代に65件であった熱帯・亜熱帯性の魚類の確認件数が、1990年代には130件、2000年代には281件と飛躍的に増加している。この要因として地球温暖化や気候変動と関連した高水温化が推測されるが、山口県近海の海洋環境の長期変動を扱った報告は、Senjyu and Watanabe (2004) や Senjyu *et al.* (2010) を除くと極めて少ない。また Senjyu and Watanabe (2004) は 1999 年までの資料に基づく研究であるため、2000 年代に入ってから熱帯・亜熱帯性生物の顕著な増加の検証のためには不十分である。

一方、Senjyu and Watanabe (2004) は山口県沖の旅客船（萩-見島間）による水温モニタリング資料に基づき、山口県沖の表層水温には十年スケール変動が存在することを示した。また、加藤ら (2006) は、日本海および対馬海峡における 50 m 深水温に、1980 年以降、顕著な 2 回の水温上昇 (1988/89 年および 1997/98 年) が生じていることを報告しており、レジームシフトとの関連を議論している。さらに、このような海洋環境の変化に伴って、日本海における底魚類の漁獲量も同じような時間スケールで変化していることが指摘されている (Tian *et al.*, 2011)。

そこで本章では、萩-見島旅客船データ、および山口県による定線観測資料に基づき、これら長期変動の実態を明らかにする。

3-2. 萩-見島旅客船データにみられる長期変動

萩-見島旅客船による水温観測は 1963 年に開始され、2012 年で 50 年の節目を迎え

た。航路上の定点(34° 39' N, 131° 15' E ; Fig. 3-1) で、1日に1回、1998年3月までは船上からバケツ採水で得た試料を水銀温度計によって測温していたが(バケツ採水法)、1998年4月の新船就航以後は、電気式水温計を機関冷却水の取込口に取付けて観測している(インテイク法)。観測方法の違いによって、測得する水温値に差異が生じるという研究もあるが(Emery and Thomson, 2001)、山口県が漁業調査船で行ったバケツ採水による表面水温観測値と旅客船(インテイク法)による観測値との比較では、両者の間にバイアスはみられなかった。そこで本研究では、特別な水温値の補正は行わないこととする。1964~2010年の47年間に得られた日別資料から、旬ごとの平均値を求めたものを解析の基本データセットとした。

見島南方における表層水温の時系列を Fig. 3-2 に示す。明瞭な季節変化がみられるが、年最低水温に注目すると1990年代半ばから徐々に昇温する傾向が認められる。そこで外れ値による影響が少なく、長期トレンドの検出には最も頑健とされる Mann-Kendall rank statistic (MK法)によりトレンドの検定を行った(松山・谷本, 2005)。見島南方表層水温についてMK法の検定統計量(τ)を求めたところ、正の値($\tau = 0.054$)となり、有意水準1%($\tau_g = 0.042$)で昇温傾向にあることがわかった。そこで、線形回帰分析により水温上昇の割合を見積もると、47年間で1.25 °C ($0.026 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$)であった(Fig. 3-2)。

神崎・金丸(2007)は、壱岐水道および対馬海峡東水道における約50年間の資料を解析し、2月の水温が上昇傾向にあることを示した。また、対馬海峡両水道の水温変動を扱った Senju *et al.* (2010)も、夏季よりも冬季の温暖化傾向の方が顕著であることを述べている。そこで、冬季(1~3月の平均値)と夏季(7~9月の平均値)について、MK法による検定を行った(Fig. 3-3)。検定統計量(τ)を求めたところ、冬季($\tau = 0.436$)、夏季($\tau = 0.068$)ともに正の値となり、昇温傾向にあることがわかったが、有意水準1%($\tau_g = 0.198$)で統計的に有意なのは冬季であった。また、

線形回帰分析により水温上昇率を求めたところ、冬季は $+0.036 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$ 、夏季は $+0.006 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$ となり、冬季の方が夏季よりも約 6 倍も大きいという結果が得られた。以上より、山口県北西沖海域の表層水温には昇温傾向があり、その傾向は特に冬季に顕著であることがわかる。

より詳細な水温変動の様子を調べるために、47 年間の累年旬平均値からの偏差を求め、タイムプロットを作成した (Fig. 3-4)。概観すると 1970 年代半ばから 1980 年代半ばの秋季 (10~12 月) から冬季 (1~3 月) には負偏差、1980 年代後半~1990 年代半ばの冬季には正偏差が現れており、さらに 1990 年代半ば以降は、夏季 (7~9 月) の一部を除くほぼ全季節で正偏差となる傾向がみられる。このような長期的な水温変動は、およそ 10 年ごとに生じている。そこでこのスケールの変動を詳しくみるために、基本データに 7 年間の移動平均を施した水温の時系列を Fig. 3-5a に示す。全体的な昇温傾向に加えて十年程度の変動が認められ、特に 1980 年代半ばと、1990 年代半ばに、水温が急上昇している様子がわかる。

そこで Fig. 3-5a の水温時系列について、ラページ検定による不連続の検出を行った。ラページ検定は、ステップ状の不連続的な変化の遷移期を調べるのに有効な手段である (Yonetani, 1993)。前後 7 年間でラページ検定統計量 (HK) を求め、その時系列を示したのが Fig. 3-5b である。有意水準 5% を超える HK のピークが、1986 年 10 月下旬および 1998 年 4 月上旬に現れている。このことから、山口県北西沖海域の表層水温は、1986 年および 1998 年に不連続的に上昇していたと判断される。この遷移期は、加藤ら (2006) の示した顕著な水温上昇 (1988/89 年および 1997/98 年) にほぼ対応している。

3-3. 定線観測データにみられる長期変動

本節では、見島南方の表層水温にみられた昇温トレンドや十年スケール変動が、よ

り深い深度においても認められるかどうかを、各層観測データに基づいて検討する。山口県では漁業調査船による日本海南西海域における定期海洋観測を 1964 年からほぼ毎月実施している (Fig. 3-6) 。しかし、観測点の位置を数年ごとに見直ししていることに加え、欠測等のため観測回数の少ない月もある。そこで、観測点の移動のないこと、欠測の少ない月であることを条件にデータを絞り込み、川尻岬北西沖の観測点 (Sta. 1~5) における 3 月 (冬季) , 5 月 (春季) , 8 月 (夏季) , 11 月 (秋季) の水温データを抽出した。観測深度は、基準層 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100 m) である。なお、Sta. 5 の位置は日韓漁業協定が締結された 1998 年以降、約 6 km 南東方向に移動しているが、それに伴う補正は行っていない。

川尻岬北西沖線を代表する観測点として Sta. 3 を選び、0, 10, 50, 100 m 深の水温時系列を示したのが Fig. 3-7 である。Kato (1994) によれば、この点是对馬海流沿岸分枝の流軸に相当するとされている。各層とも深さとともに昇温率は小さくなるが、見島南方と類似した右肩上がりの昇温トレンドを示している。しかし、MK 法によりトレンドの検定を行ったところ、いずれも有意水準 5 %での有意性は認められなかった。

そこで、季節ごとに各層で昇温率を求め、その空間分布を調べた (Fig. 3-8) 。なお、作図にあたり昇温率を 10^2 倍している。冬季は、Sta. 1~3 の表層を除く断面全域で $2 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{year}^{-1}$ 以上の昇温率を示しており、四季の中で最も大きな水温上昇を示している。空間的には沖合 (Sta. 3' ~5) の方が沿岸 (Sta. 1~3) よりも大きな昇温率を示している。春季と秋季も断面全域で正值を示しており、海面から海底まで水柱全体が昇温傾向にあることがわかる。また Sta. 4' で特に大きな昇温率が現れている。これに対して夏季は、Sta. 3' の 25 m 深から沖合側 (Sta. 5) に負の領域がみられ、特に Sta. 4' の水深 25~50 m で値が小さくなっている。以上より、夏季の沖合域を除いて、川尻岬北西沖断面全域で水温が上昇傾向にあることがわかる。

次に十年スケール変動について検討する。Sta. 3 における各深度の年平均水温と、その7年間移動平均値の水温時系列を Fig. 3-9 に示す。0 m, 10 m 深では1990年代半ばに、50 m, 100 m 深では1980年代半ばに比較的大きな昇温が認められ、見島南方と類似した十年スケールの変動が現れている。

そこで、見島南方で認められた水温ジャンプに基づき、解析資料を3期間（期間1: 1977～1986年、期間2: 1987～1997年、期間3: 1998～2010年）に分け、それぞれの期間で季節ごとの平均場を求めた（Fig. 3-10）。各期間とも、冬季は海面冷却による鉛直混合のため、空間的にほぼ様な水温構造を示しているが、春季になると徐々に成層が発達し、夏季に最も強くなる。そして、秋季になると再び鉛直混合が表層から始まり、成層は徐々に弱くなるという季節変化を示している。

3期間の違いを示すため、期間2と期間1の水温差（ ΔT_{2-1} ）および期間3と期間2の水温差（ ΔT_{3-2} ）の断面図を作成した（Figs. 3-11a, 3-11b）。例えば、 ΔT_{2-1} が正であれば、期間1から期間2の間での水温上昇、負であれば水温下降があったことを示す。また、水温差の有意性を検討するため、各測点・各層についてt検定を行った。期間1と期間2（ ΔT_{2-1} 断面, Fig. 3-11a）については、冬季の断面の広い領域で+0.8℃以上の値が現れている。この水温差は、ほとんどの領域で有意水準5%で有意であることから、断面全域が期間1と期間2との間で有意に昇温したことを示している。春季も断面のほぼ全域で正值となり、断面中央部（Sta. 3～4）および最も沖合のSta. 5の+0.4℃以上の領域で有意であった。これに対して、夏季と秋季には負の値が現れているが、夏季の表層（Sta. 1の0 m, Sta. 2の10 m, Sta. 3の0 m, Sta. 4の10 m, およびSta. 5の10 m）を除いて統計的に有意でない。一方、期間2と期間3（ ΔT_{3-2} 断面, Fig. 3-11b）では、秋季にほぼ全域で+0.4～0.8℃の正值が現れ、統計的にも一部（Sta. 3）を除き有意であった。また、春季には沖合（Sta. 4～4'）の+0.4～0.6℃の領域で有意、夏季には沿岸（Sta. 1～3）の海面から25 m深における

+0.8 °C以上の領域で有意であった。

以上より、期間1から期間2は冬季および春季の水温上昇、期間2から期間3は主に秋季の水温上昇によって、十年スケール変動が特徴づけられることがわかった。

3-4. 考察

見島南方の表層水温には長期的な昇温傾向が認められ (Figs. 3-2, 3-3) , 川尻岬北西沖でも夏季を除くすべての季節で水柱全体が暖かくなっていることが示された (Figs. 3-7, 3-8) . また、これらの昇温トレンドは、夏季よりも冬季の方が大きいという季節依存性がみられた。

気象庁の海洋の健康診断表 (2013) によると、日本海南部の水温上昇は 1.24 ± 0.37 ($^{\circ}\text{C} \cdot 100\text{year}^{-1}$) とされているが、本研究で示された見島南方の表層水温の上昇率は 1.25 ($^{\circ}\text{C} \cdot 47\text{year}^{-1}$) と、気象庁の値の約2倍であった。解析期間が異なるため一概に比較はできないが、山口県沖合での水温上昇は日本海の中でも大きいのかもかもしれない。

一方、見島南方の表層水温には、1986年および1998年に不連続的な上昇 (水温ジャンプ) が認められた (Fig. 3-5). 最初の水温ジャンプ (1986年10月下旬) は、Fig. 3-4では冬季の高温化の目立ちはじめる時期 (1980年代後半) に対応する。この変化は、川尻岬北西沖の ΔT_{2-1} 断面においては、冬季水温の有意な上昇という形で現れている (Fig. 3-11a) . これに対して2回目の水温ジャンプ (1998年4月上旬) は、Fig. 3-5では夏季以外の季節で高温化が始まる時期 (1990年代後半) と一致している。川尻岬北西沖の ΔT_{3-2} 断面 (Fig. 3-11b) でも、秋季~春季水温の上昇として現れているが、冬季と春季の変化は統計的に有意でないことから、1回目の水温ジャンプほど大きな変化にならなかったと考えられる。冬季の海面から海底に至る十年スケールの昇温現象は、対馬海峡においても報告されていることから (Senjyu *et al.*, 2010) , 少なくとも対馬海峡から日本海南西海域までの海域で生じていたと考えられる。

十年スケールの水温変動は北太平洋の広い海域において認められ、北太平洋十年規模変動 (Pacific Decadal Oscillation; PDO) として知られている (Mantua and Hare, 2002). PDO の強弱は PDO Index (PDOI) によって記述され、PDOI が正のときには西部北太平洋の海面水温が低くなり、逆に負のときには高温となる。そこで、線形トレンド除いた見島南方水温の 7 年移動平均値と PDOI の 7 年移動平均値を比較した (Fig. 3-12)。両者は逆位相で変動しており、相関係数も -0.83 と高いことから、見島南方の十年スケール変動は、北太平洋規模の変動が日本海南西部海域に現れたものと考えられる。

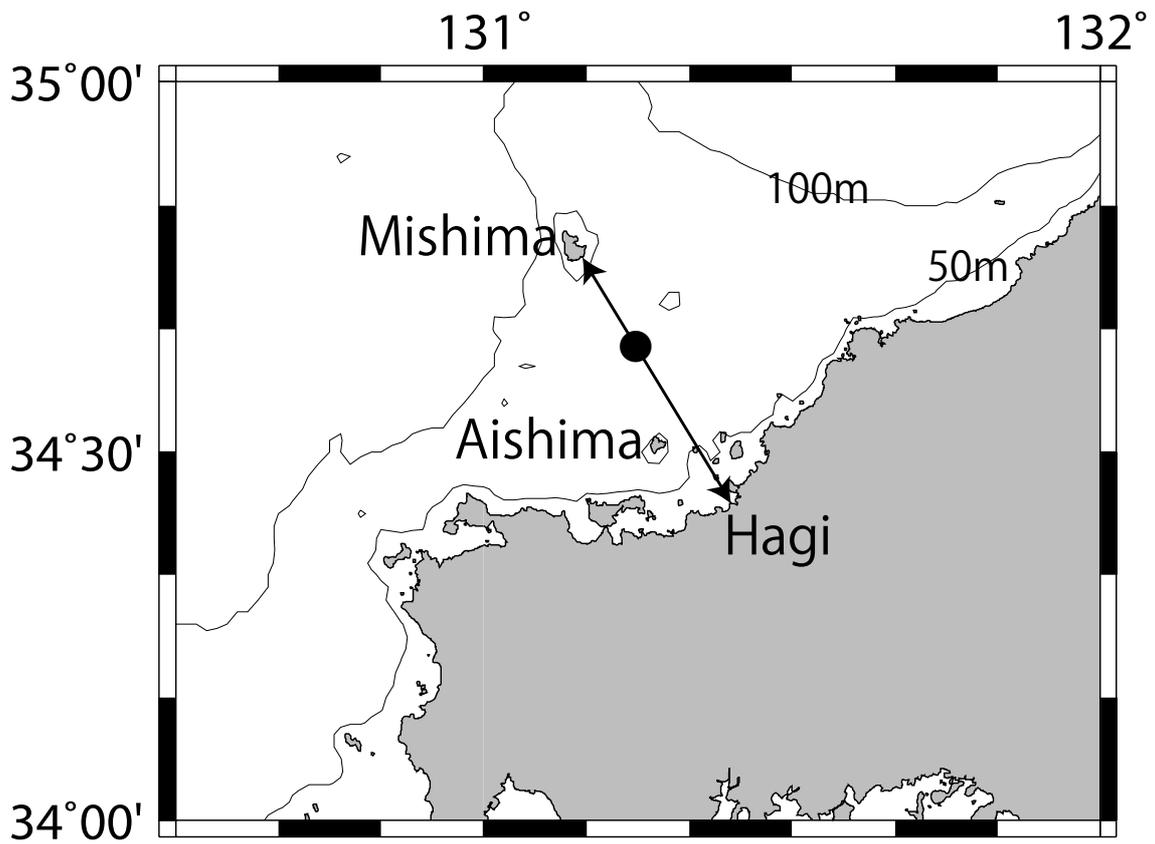


Fig. 3-1 Closed circle and solid line with arrow show the observation point ($34^{\circ} 39' N$, $131^{\circ} 15' E$) and route of ferryboat, respectively. Contour lines show bottom topography at 50 m intervals.

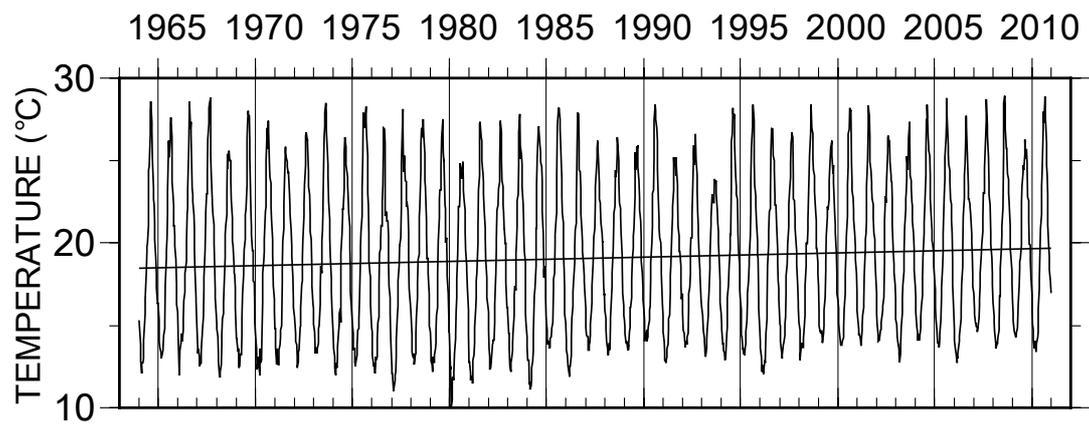


Fig. 3-2 Time series of 10-day mean SST south of Mishima Island. Bold straight line shows the linear trend determined by least square method.

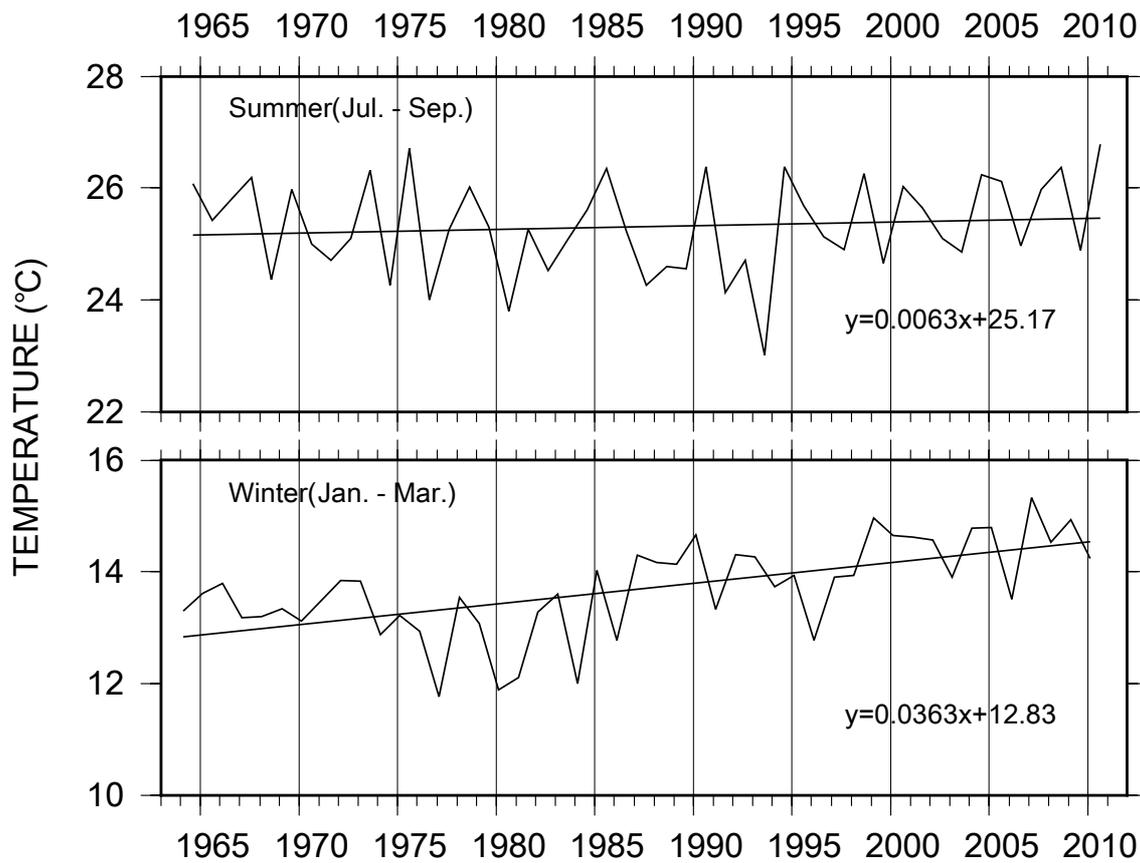


Fig. 3-3 Time series of 3-month mean SST south of Mishima Island, summer-mean (July-September, upper panel) and winter-mean (January-March, lower panel). Bold straight line shows the linear trend determined by least square method.

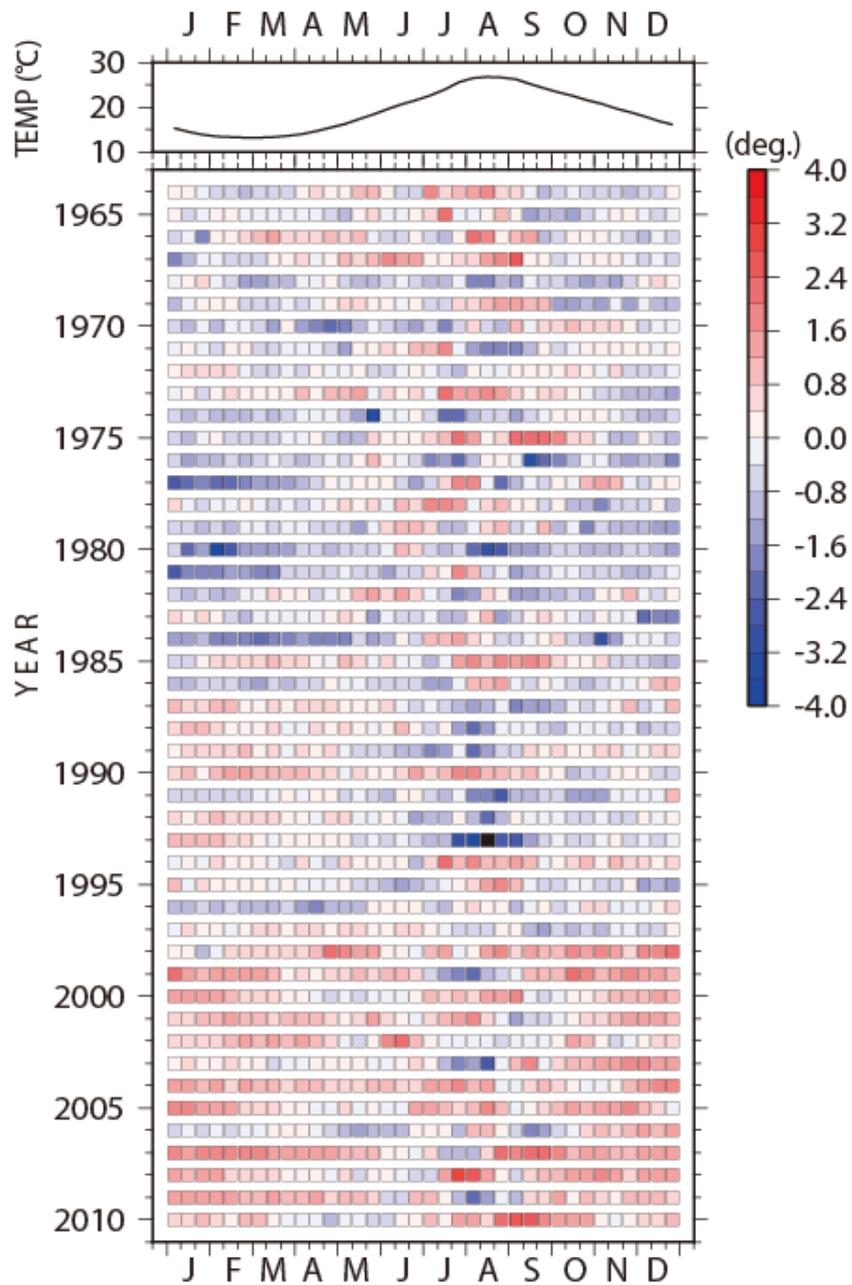


Fig. 3-4 Time series of climatological 10-day mean SST south of Mishima Island (upper panel). Tile-plot of SST anomaly from the climatological 10-day mean SST (lower panel)..

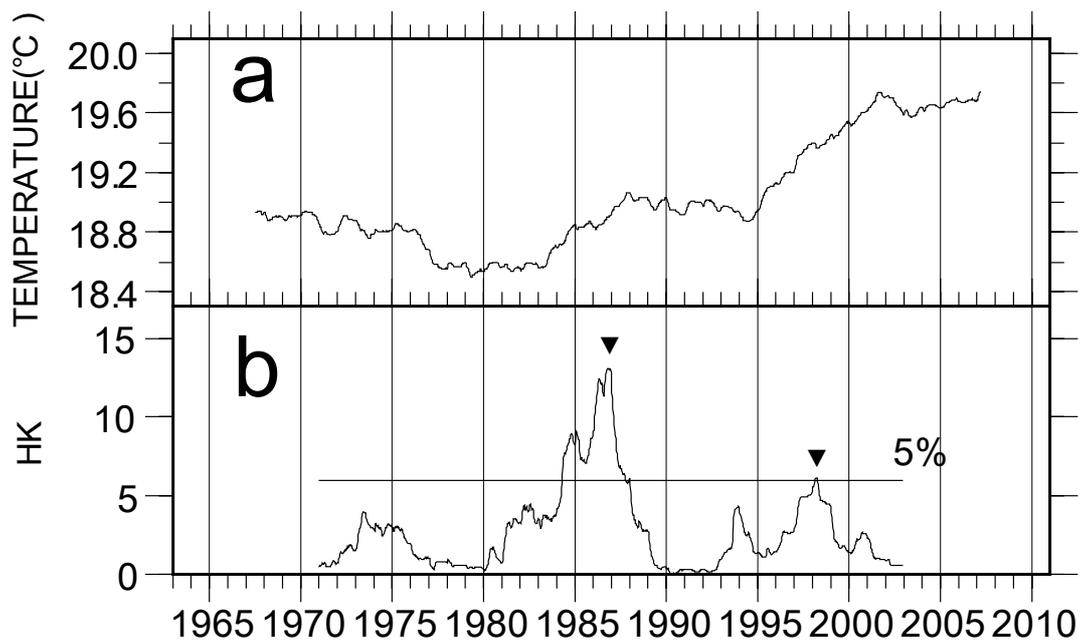


Fig. 3-5 Time series of low-pass filtered (7-year running mean) SST (a) and lepage statistic (HK) (b). Horizontal line and solid triangles in (b) denote the 5 % level of significance and significant peaks of HK, respectively.

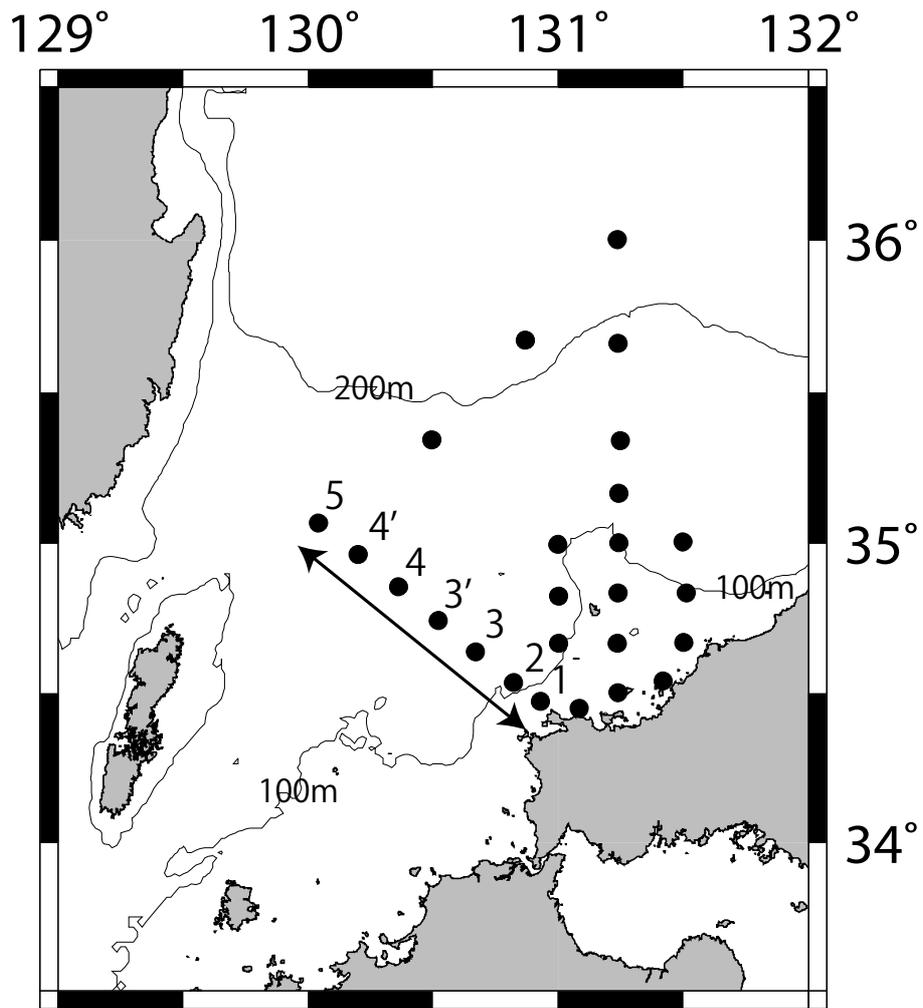


Fig. 3-6 Study area. Closed circles show observation points by the Yamaguchi Prefectural Fisheries Research Center. Contour lines show bottom topography at 100 m intervals.

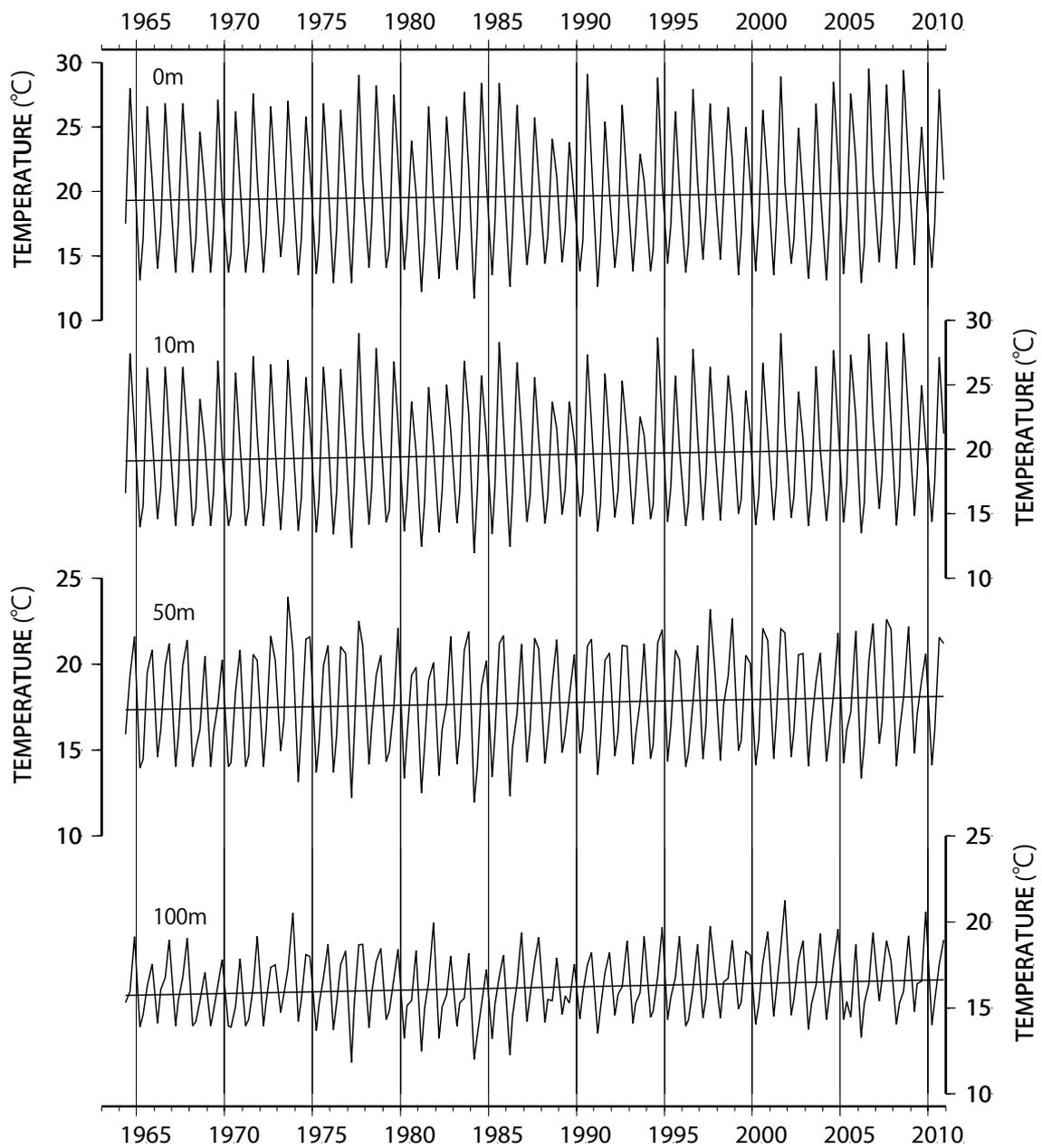


Fig. 3-7 Time series of temperature at Sta. 3 for 0 m (top panel), 10 m (2nd panel), 50 m (3rd panel), and 100 m (bottom panel). Straight lines show the linear trend determined by least square method.

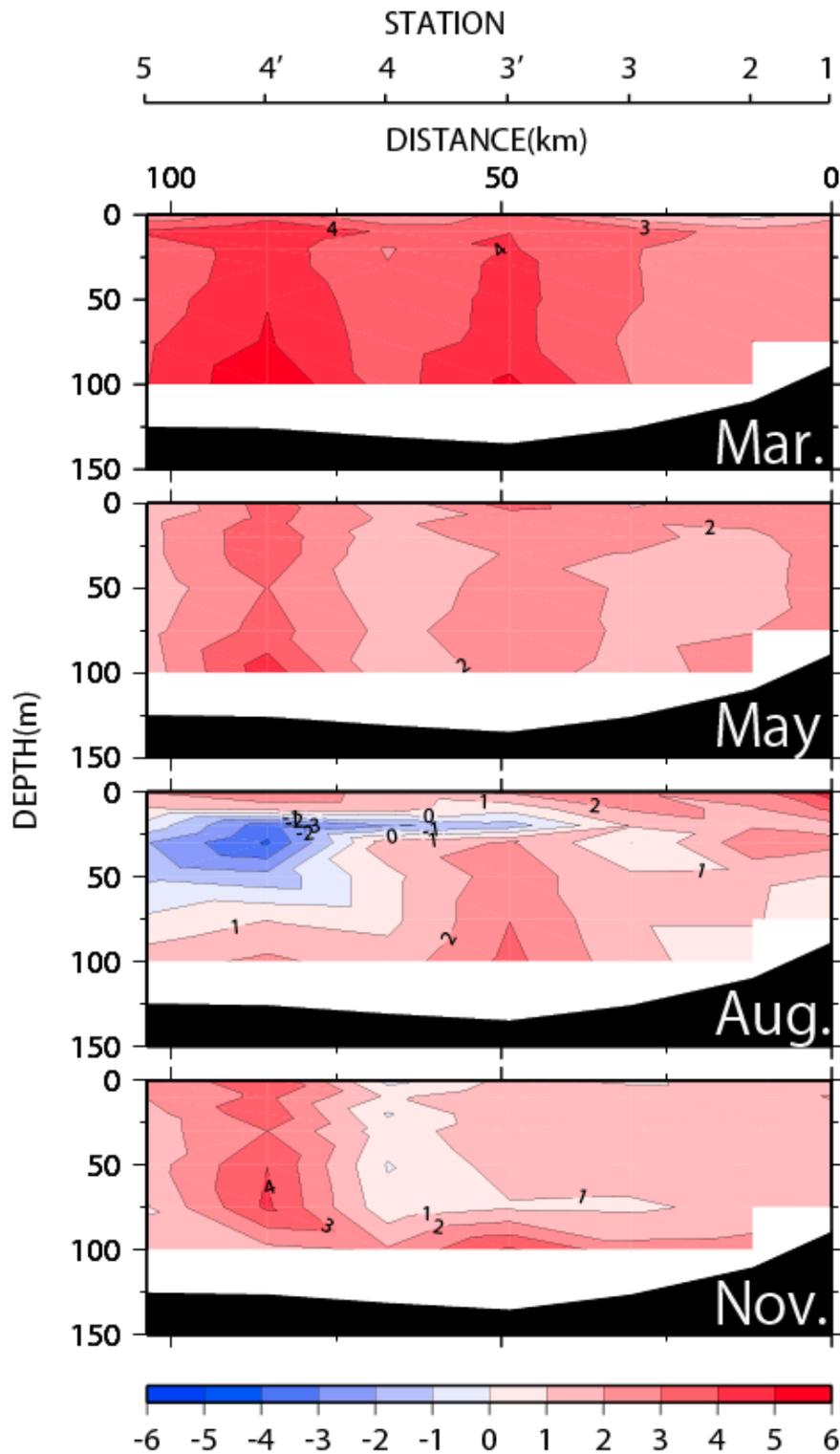


Fig. 3-8 Sectional distributions of the linear trends in temperature in March (Winter), May (Spring), August (Summer), and November (Autumn). Positive values indicate increase of water temperature. Contour interval is $1.0 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$.

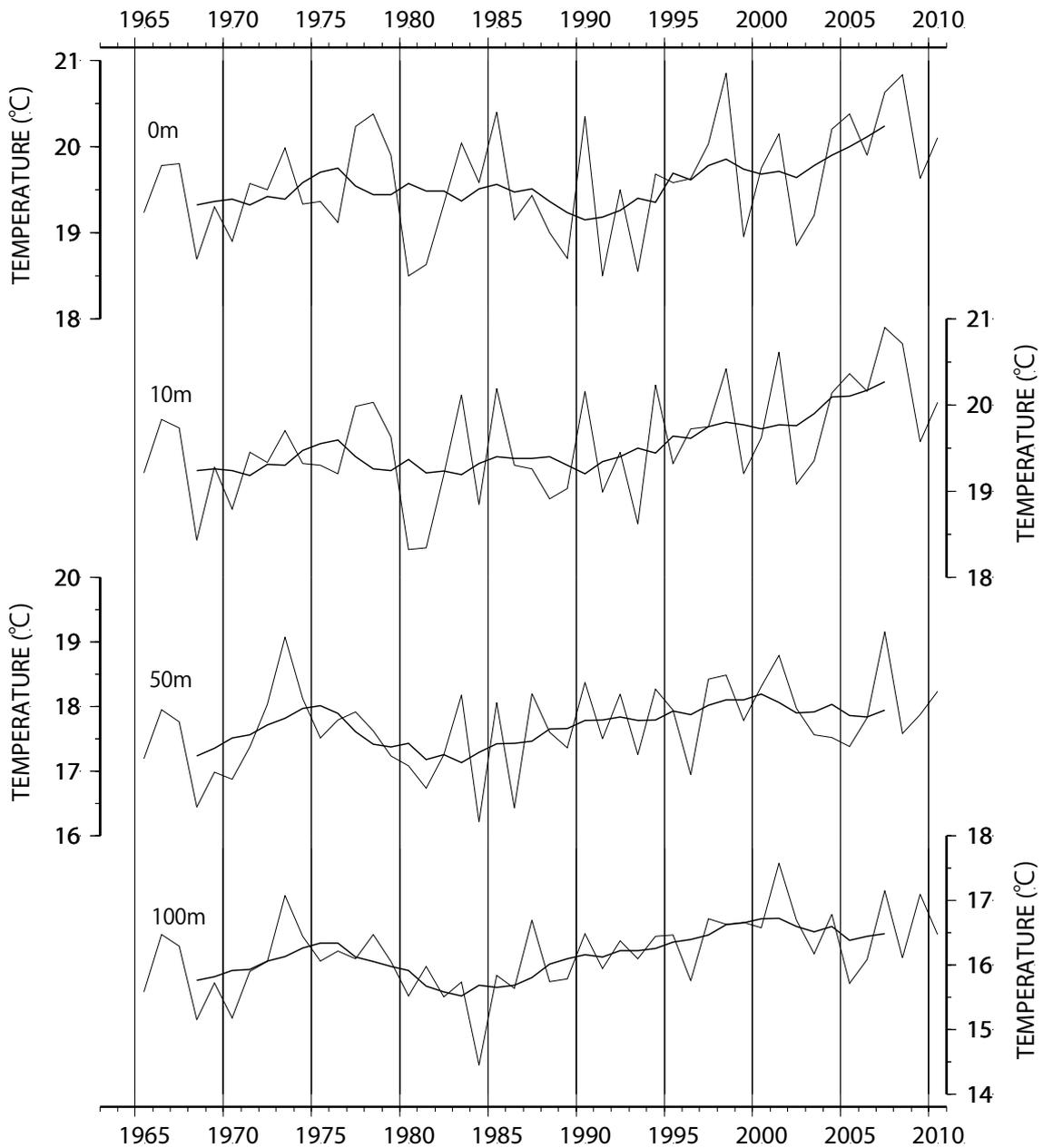


Fig. 3-9 Time series of yearly mean and low-pass filtered (7-year running mean) temperature at Sta. 3 for 0 m (top panel), 10 m (2nd panel), 50 m (3rd panel), and 100 m (bottom panel). Bold lines show the low-pass filtered temperature.

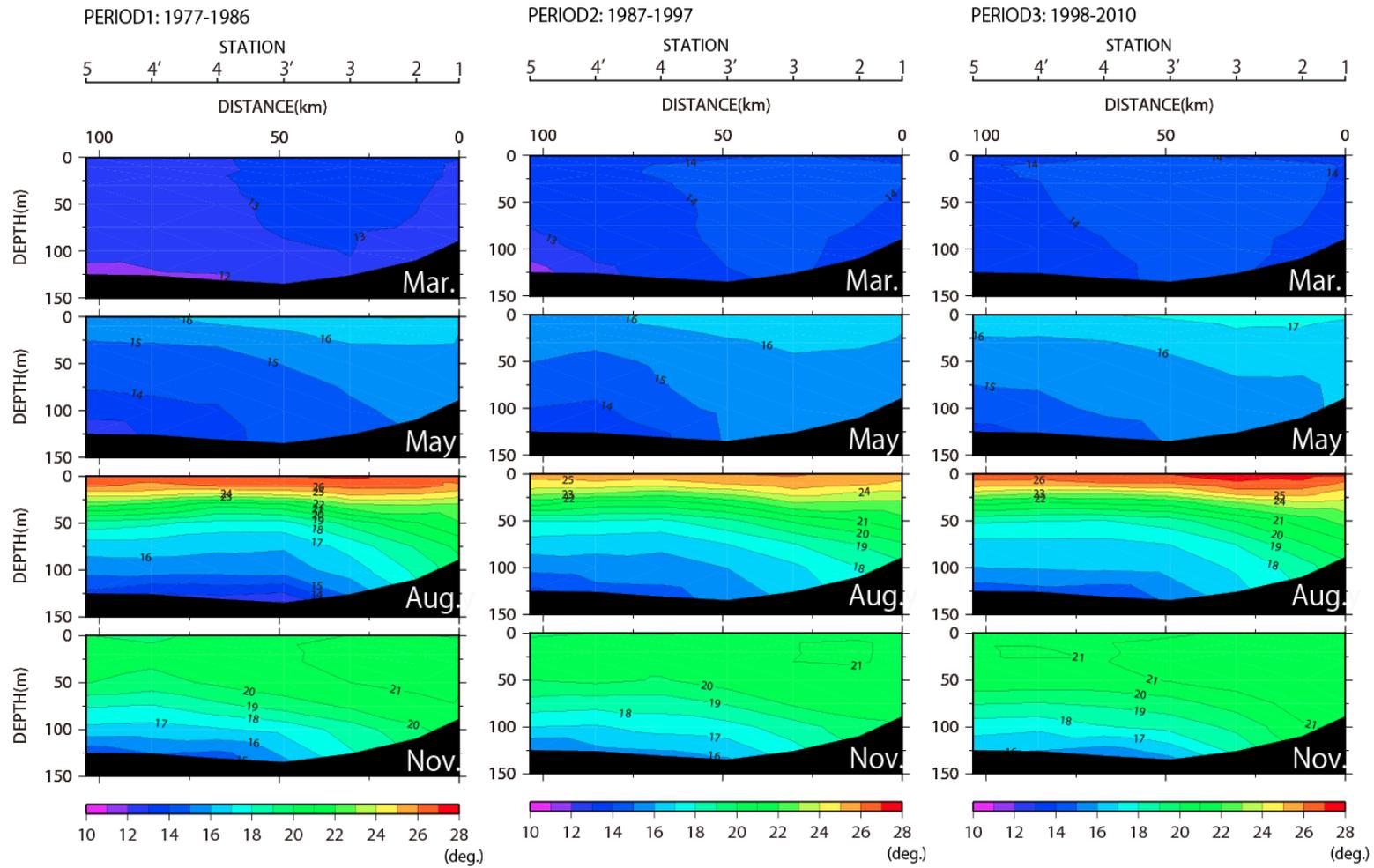


Fig. 3-10 Sections of monthly mean temperature in March (Winter), May (Spring), August (Summer), and November (Autumn) during the period 1 (1977-1986; left), period 2 (1987-1997; middle), and period 3 (1998-2010; right). Contour intervals are 1.0 °C.

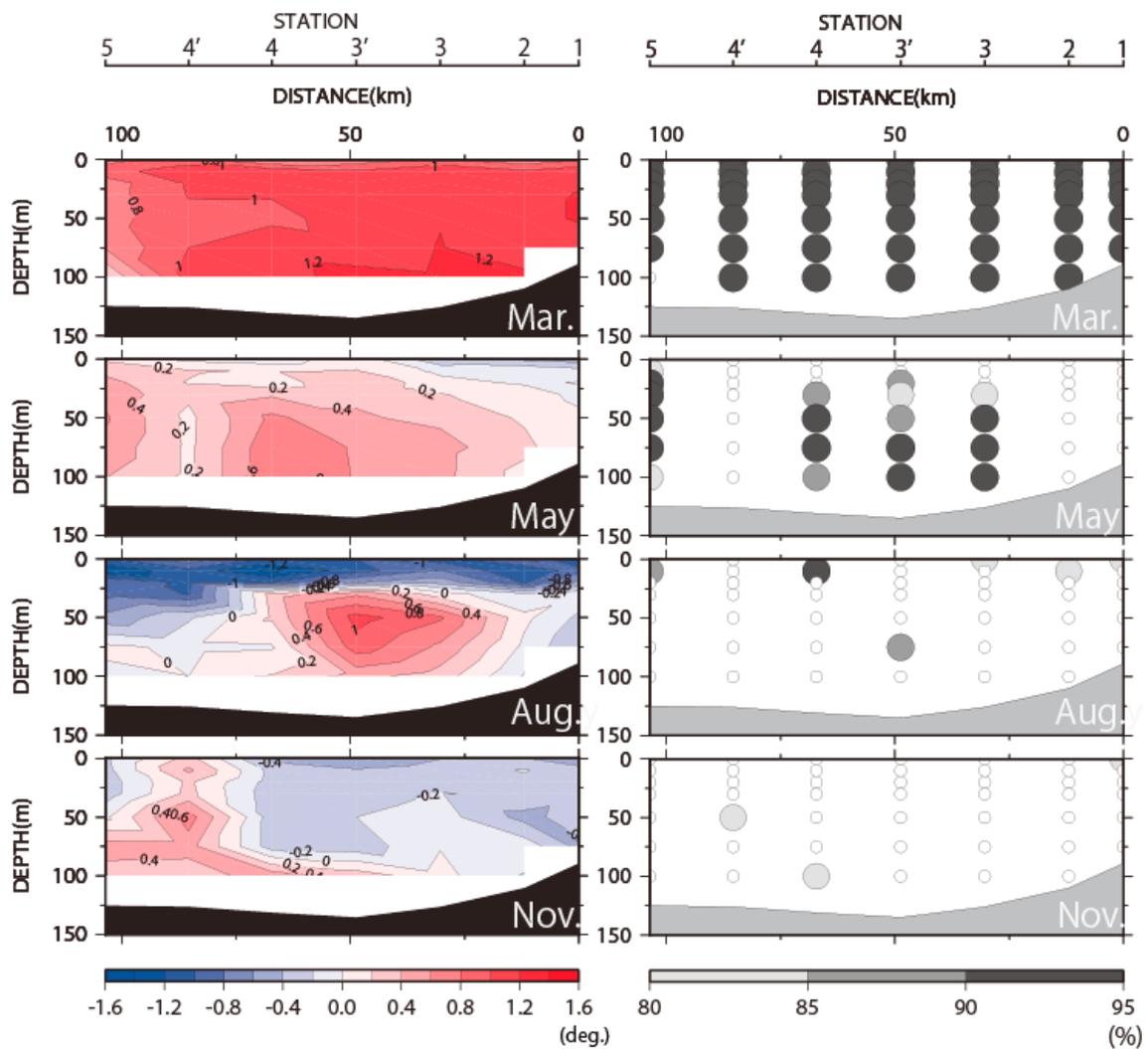


Fig. 3-11a Sectional distributions of ΔT_{2-1} (temperature difference of period 2 minus period 1 in Fig. 3-10, left panels) and statistical significance of ΔT_{2-1} (right panels). Significant levels greater than 80 % are indicated by gray scale in large circles (right panels).

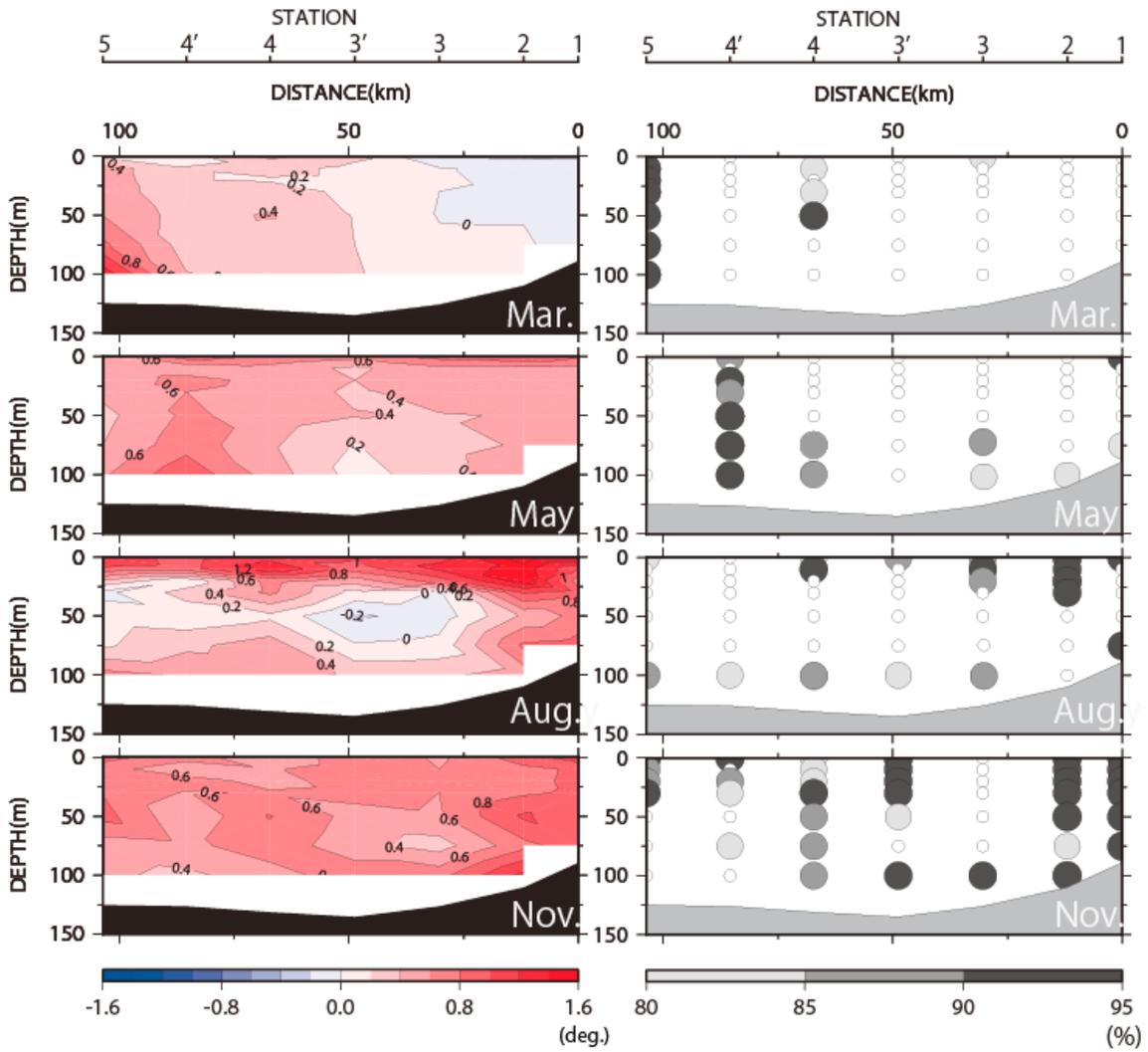


Fig. 3-11b Same as Fig. 3-11a except for ΔT_{3-2} (period 3 minus period 2 in Fig. 3-10) .

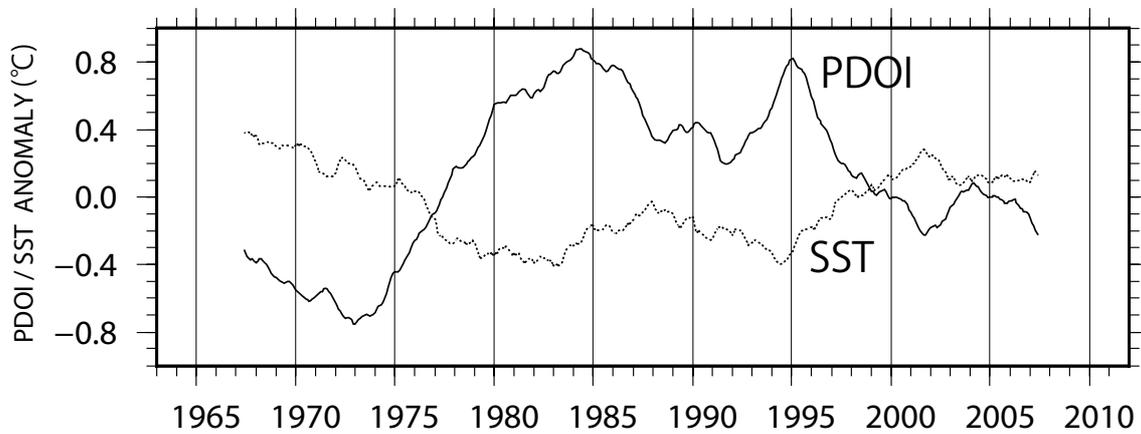


Fig. 3-12 Time series of detrended low-pass filtered (7-year running mean) SST south of Mishima Island and PDOI.

第4章 総合考察

第2章の解析結果から、西部山陰沿岸における数日～数週間スケールの表層水温変動には、海面熱フラックスが大きく寄与していることが示された。一方、長期変動に関しては、温暖化トレンドや北太平洋規模の十年スケール変動が確認されたが、それが日本海上空の大気変動に起因するのか、あるいは北太平洋の変動が移流によって西部山陰沿岸まで伝播してきたものなのかは明らかではない。ここでは、西部山陰沖合における海面熱フラックスの長期変動の寄与を検討する。

解析に用いたデータは、J-OFURO (Japanese Ocean Flux Data sets with Use of Remote Sensing Observations) の Net Heat Flux データである (Tomita *et al.*, 2010)。J-OFURO の公式ウェブサイトである <http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp//j-ofuro/index.html> から、1988年1月～2008年12月の月平均データを抽出し、さらに九州北部から西部山陰に至る海域 ($33^{\circ} \sim 36^{\circ} \text{N}$, $129^{\circ} \sim 132^{\circ} \text{E}$) の空間平均値を算出した。そして第3章で議論した見島南方の表層水温と比較することを考慮し、海面熱フラックスデータにも7年間の移動平均を施した。

海面熱フラックスとトレンドを除去した見島南方水温の時系列をFig. 4-1に示す。海面熱フラックスは1996～1997年を境に平均値を上回っており、ほぼそれに同期するように水温も正偏差を示していることが注目される。両者の間には有意な正の相関 ($r = +0.86$) が認められることから (Fig. 4-1 下段)、見島南方の表層水温の十年スケール変動にも、その上空の大気変動が少なからず寄与していた可能性がある。ただし、第3章で示したように、十年スケール変動は海面のみならず亜表層の水温にも認められ、海面熱フラックスのみでは説明がつかない部分もある。両者の間の定量的な議論は今後の課題としたいが、西部山陰沿岸の水温変動を考える上で、海面熱フラックスの正確な理解が一つの鍵であると言えそうである。

第3章の結果から、西部山陰沿岸の水温には昇温トレンドに加えて、十年スケール

ル変動が存在し、その変動は亜表層にまで及んでいることが示された。そして、これらの変動は特に冬季に強く現れており、海面から海底付近にまで及んでいた。小林ら（2006）によると、山口県日本海沿岸で発見される熱帯・亜熱帯性生物には、魚類のみならず、ヒトデ類やシャコ類、貝類などの底生生物が含まれている。遊泳能力の低いこれら底生生物の頻繁な出現は、海流変動などによる一時的な回遊（死滅回遊）によっては説明が難しいことから、温暖化にともない生息域を北上させている可能性がある。そして、これら生物種の山口県・島根県沿岸域への補給・輸送過程には、第2章で示唆した対馬海流の変動が関与している可能性が高い。外来種の侵入は、従来の生態系を乱す要因となりかねないことから、今後もこれら生物種の動向に注目してゆくとともに、その補給・輸送過程を調査する必要がある。

最後に、本研究では、対馬海峡東水道の通過流量が相対的に小さいとき（表層流速が弱いとき）に見島南方に暖水が流れ込む、という仮説を提案したが、その力学的メカニズムの解明には至らなかった。船舶観測や係留観測を継続するとともに、衛星画像などを積極的に利用し、ケーススタディを重ねることで仮説を検証していきたい。

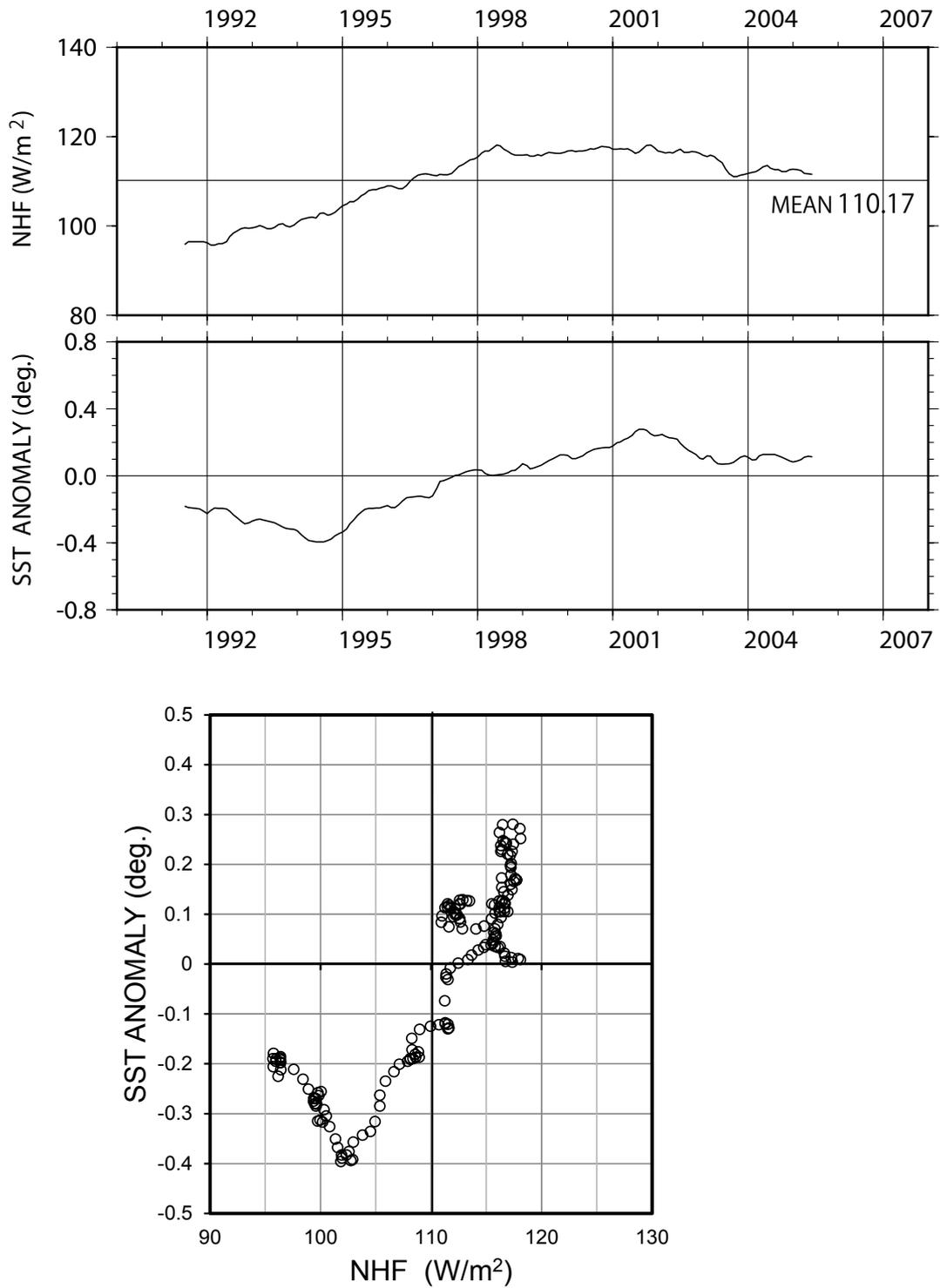


Fig. 4-1 Time series of low-pass filtered Net Heat Flux (upper panel) and SST anomaly south of Mishima Island (middle panel). Scatter diagram between NHF and SST (lower panel).

第5章 結論

本論文では、山口県沖合を中心とする西部山陰沿岸において、数日から数週間程度の短期水温変動の特徴とその原因を検討するとともに、水温場の長期的な変動について考察した。その結果は以下のとおりである。

- 1) 西部山陰沿岸の表層水温には、数日～数週間の時間スケールをもつ変動が存在する。さらにその変動は、九州北部から山口県中部まで山陰沿岸に沿って伝播する。
- 2) 定置網漁場における水温資料の解析（CEOF 解析）の結果、数日～数週間スケールの変動は、対象海域の水温が一斉に昇降するモード（CEOF 第1モード；53.4%）と山口県西部とそれよりも東の海域で変動の位相が逆転し、かつ九州北部から山口県中部まで位相が伝播するモード（CEOF 第2モード；11.4%）によって主に構成されていた。
- 3) CEOF 第1モードは、海面熱フラックスとの間に有意な相関関係が認められたことから、大気変動に関連した変動であると考えられた。
- 4) CEOF 第2モードは、位相の不連続が周年を通して認められること、また位相伝播が認められることから、海底地形に捕捉された対馬海流沿岸分枝との関連が考えられた。
- 5) 沿岸水温と水位の同時解析（結合 EOF 解析）の結果から、対馬海峡東水道の通過流量が相対的に小さいときに、山口県西部沿岸で高温、山口県東部から島根県沿岸にかけては低温傾向を示すことがわかった。この結果に基づき、対馬海峡東水道の流量が小さく、表層流速が弱いときに沿岸分枝の流路が不安定になり、見島の南へ暖水が流れ込むのではないかと、という仮説を提案した。萩-見島旅客船による沖合水温資料の解析からも、仮説を支持する結果が得られた。

- 6) 見島南方で得られた長期にわたる表層水温観測資料の解析から、当該海域における水温の上昇傾向（1.25 °C/47年間）が明らかとなり、この傾向は夏季よりも冬季に強く現れていることがわかった。同様の水温の上昇傾向は、山口県漁業調査船による定期海洋観測資料にも認められ、表層のみならず亜表層でも昇温傾向が確認された。
- 7) 水温の上昇トレンドに加えて、十年スケールの変動も存在し、ラページ検定から1986/87年と1997/98年に水温の不連続的変化（水温ジャンプ）が生じていることが明らかとなった。この十年スケール変動は、北太平洋十年規模振動指数と高い相関を示すことから、北太平洋規模の海洋変動との関連が示唆された。同様の十年スケール変動は、漁業調査船による海洋観測資料にも認められ、亜表層においても生じていることが示された。
- 8) 十年スケール変動の水温上昇時期と、山口県日本海側での熱帯・亜熱帯性魚類の顕著な増加時期とはおおむね一致していた。

謝辞

本研究を行うにあたり，九州大学応用力学研究所の千手智晴准教授には，データの取り扱いから文書の書き方など細部にわたり，最後の最後まで懇切丁寧にご指導を頂きました。研究面だけに限らず，挫けそうになったときには，いつも暖かく励ましてくださり精神的にも助けていただきました。本当に心から感謝いたします。またお忙しい中，副査を快く引受けてくださり，多くの建設的なコメントをいただいた九州大学応用力学研究所の松野健教授，広瀬直毅教授，愛媛大学の森本昭彦教授の3名の先生方に厚くお礼申し上げます。九州大学応用力学研究所の市川香准教授にも有益なコメントを頂きました。ここにお礼申し上げます。

論文をとりまとめるにあたり，山口県水産研究センターの秋山隆文所長をはじめ歴代の所長，および海洋資源グループの河野光久班長，同グループの皆さんには，業務に関し配慮をしていただきました。記して感謝申し上げます。本研究では山口県漁業調査船による月例の海洋観測の資料や萩見島旅客船による水温観測の資料を使用させていただきました。漁業調査船「くろしお」の南野正博船長，旅客船「おにようず」の木村浩介船長，両船の乗組員の皆さん，そしていままで海洋観測に携わってこられた多くの方々に感謝の意を表します。最後に経済的，精神的に多くの負担をかけてしまい迷惑をかけた妻と子供に感謝します。

参考文献

- Barnett, T. P. (1983): Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. part I. The equatorial zone. *Mon. Weather Rev.*, **111**, 756-773.
- Emery, W. J. and R. E. Thomson (2001): *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Elsevier, Oxford, 24-25.
- Fukudome, K., J. H. Yoon, A. Ostrovskii, T. Takikawa and I. S. Han (2010): Seasonal volume transport variation in the Tsushima warm current through the Tsushima straits from 10 years of ADCP observations. *J. Oceanogr.*, **66**, 539-551.
- 広瀬直毅・小林亮祐・高山勝巳 (2009): 対馬暖流分枝説の検証 ―データ同化の結果―. *海と空*, **85**, 25-35.
- 伊藤久徳・見延庄士郎 (2010): 気象学と海洋物理学に用いられるデータ解析法 2011. *気象研究ノート*, **221**, 167-168.
- 神崎博幸・金丸彦一郎 (2007): 壱岐・対馬東水道における2月、8月の水温の長期変動について. *佐賀玄海セ研報*, **4**, 1-6.
- Katoh, O. (1994): Short-term fluctuations of the Tsushima Current in waters northwest of Yamaguchi Prefecture. *J. Oceanogr.*, **50**, 51-64.
- 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.
- 河野光久・土井啓行・堀成夫 (2011): 山口県日本海産魚類目録. *山口水研セ研報*, **9**, 29-64.
- 気象庁 (2013): 海洋の健康診断表 総合診断表 第2版.

- 小林知吉・堀成夫・土井啓行・河野光久 (2006): 山口県の日本海沿岸域における海洋生物に関する特記的現象. 山口水研セ研報, **4**, 19-56.
- Kondo, J. (1975): Air-sea bulk transfer coefficients in the diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, **9**, 91-112.
- Manda, A., A. Isobe, K. Omura and Y. Kyojuka (2000): Low-frequency temperature variability at Fukue Island located southwest of the Tsushima straits. *J. Oceanogr.*, **56**, 141-152.
- Mantua, N. J., and Hare S. R. (2002): The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, **58**, 35-44.
- 松山洋・谷本陽一 (2005): UNIX/Windows を使った実践気候データ解析. 古今書院, 45-49.
- Mori, K., T. Matsuno, T. Senjyu, N. Hirose and I. Han (2009): Short-term temperature and salinity variations in the Tsushima Strait in 2004: Behavior of the surface low salinity water in the strait. *J. Oceanogr.*, **65**, 301-310.
- 中園隆司・吉川裕・増田章・丸林賢二・石橋道芳 (2008): 対馬海峡東水道に見られる反時計回り渦の変動特性. 九大応力研所報, **134**, 47-52.
- 農林水産省大臣官房統計部 (2010): 平成 20 年漁業・養殖業生産統計年報.
- Ogawa, Y. (1979): Alternation of water masses on the coastal fishing ground in the southwestern Japan sea. *Bull. Seikai Reg. Fish. Res. Lab.*, **52**, 79-89.
- 鬼塚剛・滝川哲太郎・小針統・杳雅利・森本昭彦・渡邊敦・吉川裕・柳哲雄 (2011): 2007 年 11 月に対馬東部海域で観測された低気圧性渦周辺の栄養塩・プランクトン分布. *海と空*, **87**, 11-19.

Senjyu, T. and T. Watanabe (2004): Decadal signal in the sea surface temperature off San'in coast in the southwestern Japan Sea. Rep. Res. Inst. Appl. Mech., Kyushu Univ., **127**, 49-53.

Senjyu, T., I. Han and S. Matsui (2010): Interdecadal variations of temperature and salinity structures in the Tsushima Strait. Pacific. Oceanogr., **5**, 44-55.

千手智晴・新原翔一・松野健・滝川哲太郎・吉村浩・森井康宏・山脇信博・内田淳 (2011): 対馬海峡東縁で観測された frontal eddy の特徴. 海と空, **87**, 1-10.

Takikawa, T., J. H. Yoon and K. D. Cho. (2005): The Tsushima warm current through Tsushima straits estimated from ferryboat ADCP data. J. Phys. Oceanogr., **35**, 1154-1168.

Tawara, S. and T. Fujiwara (1985): Sea surface temperature distribution and its variability across the Tsushima strait. J. Oceanogr., **41**, 49-55.

Tian, Y., H. Kidokoro and T. Fujino (2011): Interannual-decadal variability of demersal fish assemblages in the Tsushima Warm Current region of the Japan Sea: Impacts of climate regime shifts and trawl fisheries with implications for ecosystem-based management. Fish. Res., **112**, 140-153.

Tomita, H., M. Kubota, M. F. Cronin, S. Iwasaki, M. Konda and H. Ichikawa (2010): An assessment of surface heat fluxes from J-OFURO2 at the KEO and JKEO sites. J. Geophys. Res., **115**, C06022, doi:10.1029/2006JC003625.

梅田智樹・千々波行典・伊賀田邦義・広瀬茂・秋山秀樹・山田東也・種子田雄・村

上憲男・臼井雅一・伊賀上孝徳 (2012): 佐賀県玄海沿岸海域における地球温暖化による漁場環境・水産生物への影響調査. 佐賀玄海セ研報, **5**, 1-22.

Yonetani, T (1993): Detection of long term trend, cyclic variation and step-like changed by lepage test. *J. Meteorological.*, **71**, 415-418.

Yoshikawa, Y., T. Matsuno, K. Marubayashi and K. Fukudome (2007): A surface velocity spiral observed with ADCP and HF radar in the Tsushima Strait. *J. Geophys. Res.*, **112**, C06022, doi:10.1029/2006JC003625.