

# 瀬戸内海西部における船舶観測から見た海面水温, 海上気温と海上風の関係\*

郭 新宇\*\*・石 睿†・上野 浩史††, #・武岡 英隆\*\*

## A Study on the Relationship between Sea Surface Temperature, Sea Surface Air Temperature and Sea Surface Winds Using Ship-Collected Data in the Western Seto Inland Sea, Japan

Xinyu Guo, Rui Shi, Hirofumi Ueno and Hidetaka Takeoka

瀬戸内海西部で取得した船舶観測データから, 沿岸海域における海面水温, 海上気温と海上風速の関係を調べた。海面水温と海上気温の空間変化に有意な相関関係が見られた。海面水温の勾配が海上気温のそれより大きいことと海上気温の勾配が陸上気温のそれより大きいことから, 海上気温の空間変化は海面水温によるものと推定できる。一方, 同じ場所における海面水温と海上風速の間に有意な相関関係が見られなかったが, 海面水温と風下方向に一定な距離を離れた点の風速に有意な相関関係が見られた。このことは, 海上風が海面温度変化に反応するのに一定の時間が必要であることを示唆する。海面水温の変化に対して海上気温と海上風が異なった応答を示した理由は両者に係る物理プロセスの違いにあると考えられる。海上気温は大気海洋間の熱交換を通して, 海面水温の変化に応答するが, 海上風は大気境界層内部の変化を通して海面水温の変化に応答する。

Using ship-collected field data from the western Seto Inland Sea in Japan, we investigated the relationship between sea surface temperature (SST) and sea surface air temperature (SSAT), and that between SST and sea surface wind speed. We found a significant correlation between SST and SSAT. Since the horizontal gradient is larger in SST than in SSAT and the horizontal gradient of SSAT is larger over the sea than at land stations, we concluded that the spatial variation in SSAT is caused by that in SST. On the other hand, we did not find significant correlation between SST and sea surface wind speed observed at the same place. However, we found a significant correlation between SST and wind speed observed at sites in terms of their distance in the downwind direction. This result suggests that the response of sea surface wind to spatial variation in SST needs time. The different response times of SSAT and sea surface wind speed to SST may be attributable to different physical processes involved in the response. The response of SSAT to SST is caused by air-sea heat exchange, but the response of sea surface wind to SST is by the variations inside the atmospheric boundary layer.

キーワード: 潮汐フロント, 海面水温, 海上風, 海上気温

### 1. はじめに

近年, 衛星観測データの精度向上と数値モデリングの発達により, 海面水温と海上風速の関係に関する認識が深まってきた (Small *et al.*, 2008<sup>1)</sup>). 特に, 海面水温と

海上風速に正の相関関係があることがしばしば報告されてきた (Chelton *et al.*, 2001<sup>2)</sup>, 2004<sup>3)</sup>, 2005<sup>4)</sup>; Nonaka and Xie, 2003<sup>5)</sup>; Xie 2004<sup>6)</sup>). また, 水温フロント付近における海面水温の変化は海上風速のみならず, 海上風の渦度と発散, さらに大気境界層内部における物理量 (風速, 温位, 湿度など) の鉛直構造にも顕著な影響を与えている (Small *et al.*, 2008<sup>1)</sup>). 同時に, 水温フロントに対する海上風の応答は Ekman Pumping の空間分布 (Chelton *et al.*, 2004<sup>3)</sup>; O'Neil *et al.*, 2005<sup>7)</sup>) を変化させ, 水温フロント自身 (Chen *et al.*, 2003<sup>8)</sup>) にも影響する。

水温フロントに対する海上風の応答機構について, 二つの考え方があり, 一つ目は水温フロントに伴い, 大気

\* 2012年1月18日受領, 2012年3月27日受理

\*\* 愛媛大学沿岸環境科学研究センター

† 中国科学院南海海洋研究所熱帯海洋環境国家重点実験室

†† 愛媛大学理学部

# 現所属: 岡山大学自然科学研究科

連絡先: 郭 新宇, 愛媛大学沿岸環境科学研究センター

〒790-8577 愛媛県松山市文京町2-5

E-mail: guoxinyu@sci.ehime-u.ac.jp

境界層内の気温が変化し、それによって気圧の水平勾配が変わり、風速の増減が生じることである (Lindzen and Nigam, 1987<sup>9)</sup>; Song *et al.*, 2006<sup>10)</sup>). 二つ目は水温フロントにおいて、暖水の上にある大気境界層中の鉛直混合が強化され、上空大気の運動量が海面付近に運ばれ、海面付近の風速を増大させることである (Wallace *et al.*, 1989<sup>11)</sup>; Hayes *et al.*, 1989<sup>12)</sup>; Skillingstad *et al.*, 2007<sup>13)</sup>). 現実な大気海洋では二つの機構が共に働いていると考えられるが、どの状況でどちらの方がより重要かについて、具体的な状況に応じて詳細な研究が必要である。

水温フロントは外洋や陸棚域のみならず、沿岸海域にも存在する。沿岸海域における水温フロントの代表例として、夏の潮汐フロントと冬の熱塩フロントがあげられる (Yanagi and Koike, 1987<sup>14)</sup>). 水温フロントと海上風の関係に関する研究例は、外洋や陸棚域と比べると沿岸海域ではまだ少ない。沿岸海域では衛星観測データの精度が落ち、かつ海上での測点が少ないため、海上風と海面水温の詳細な時空間変動を把握することは困難である。このことが研究が遅れている原因の一つである。

最近、我々は PSU/NCAR メソスケール気象モデル MM5 を瀬戸内海に適用した領域気象モデル (Seto-MM5) を構築し、数値シミュレーションを行っている (Shi, 2011<sup>15)</sup>). このモデルでは、日本周辺海域、瀬戸内海全域、瀬戸内海西部といった三つの領域を対象とし、3重ネスティングを用いて解像度を 9 km から 1 km まで徐々に上げている。モデルの初期条件と境界条件は、気象庁が配布している再解析データ (GPV-MSM) に加え、船舶観測と衛星観測により得られた海面水温データを使用している。シミュレーションは、2008年を対象にした1年間の計算と夏季の代表的な気象条件での実験的な計算の2種類を行い、モデル結果の検証は、陸上のアメダスデータ、気象庁の再解析データ (GPV-MSM)、衛星観測による海上風データ (QuikSCAT) との比較で行っている (Shi, 2011<sup>15)</sup>).

夏季の代表的な気象条件での実験的な計算では、現実的な海面水温分布における風の場の計算に加え、現実の場での最高水温および最低水温をそれぞれ海域全体に一樣に与えた二つのケースで風の場の計算を行い、現実的な水温分布のケースと一樣に最低水温を与えたケースで海上風が弱まるという結果を得ている (Shi *et al.*, 2011<sup>16)</sup>). さらに、各ケースについて運動方程式の各項の比較を行うことによってこの原因について分析し、考えられる次の二つのシナリオの妥当性を検証している。一つは、低温の海面に接することで大気の安定度が増し、鉛直混合が弱くなるために上層の運動量が下層に伝

わらなくなるというものである。もう一つは、海面気圧が低水温域で増加し高水温域で低下するために低水温域から高水温域への圧力勾配が生じ、これがフロントを横切り低水温側へ向かう風を減速させるというものである。解析では、これらの二つのプロセスはともに海上風の変化に貢献するが、鉛直混合より圧力勾配の貢献の方が大きいことが明らかにされている。さらに、この解釈は潮汐フロントを横切る水温勾配がより大きい場合も成り立つことを追加実験で検証している (Shi *et al.*, 2011<sup>16)</sup>).

以上の結果は数値モデルから得られたものであり、観測データによる検証はまだできていない。ここでは、瀬戸内海西部における船舶観測より得られた観測データを解析し、海面水温、海上気温と海上風速の関係を検討する。

## 2. 観測データと解析方法

愛媛大学沿岸環境科学研究センターが所有する小型調査船「いさな」には、気温、真風速と風向を2秒毎に記録する気象計 (MM-31W, エレクトリックインスルメント製)、海面水温を4秒毎に記録する水温計とGPS計が搭載されている。気温センサーと風速計の設置高度は海面からそれぞれ3.5 mと4.5 mである。「いさな」が出港する度に、これらの観測機器の電源を入れ、航路上の気温、真風速と風向、海面水温とGPSデータを自動的に収録するようになっている。

今回の解析は2009年4月から12月まで収録されたデータを対象とする。この間の航路 (Fig. 1) は主に伊予灘、

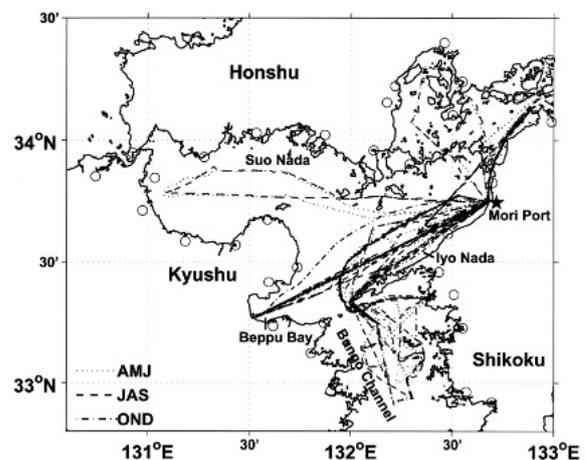


Fig. 1 Study area. The ship trajectory is denoted by different types of lines that are classified as spring (April–June), summer (July–September) and fall (October–December). AMeDAS stations within 5 km from the coastline are denoted by open circles. “Mori Port” is the home port of RV ISANA.

別府湾と豊後水道に集中したが、周防灘、広島湾や安芸灘などにも点在した。これらの海域では、成層期である晩春から初秋まで潮汐フロントが存在しているため、「いさな」に収録されたデータから潮汐フロントに伴う水温変化と海上気温及び海上風との関係を調べることにした。

1回の観測につき、平均値 $\pm 3$ ×標準偏差を超えたものをエラーデータと定義し、除去した。解析では、水温、気温、航路に沿う方向の風速成分のそれぞれの勾配を求めることがある。その時、2分間隔でデータをピックアップし、二つのデータとその間の距離から水平勾配を計算した。この計算には2分間に船が1 km以上移動した場合のデータのみ採用した。船速(>20ノット)を考えると、2分間に1 km以上移動しなかった場合は大体停船し、甲板作業(採水やCTD観測など)を行う時と言えるからである。2分という間隔を選んだのは、これより長い時間間隔を使うとデータは空間的に過剰に平

滑化されることになり、逆にこれより短い間隔を使うと得られた水平勾配にノイズが大きくなるからである。

「いさな」で得られたデータ以外に、MIRC Ocean Dataset 2005にある海面水温データや岸沿いのアメダス観測点(Fig. 1)で得られた気象データも解析に用いた。

### 3. 解析結果

#### 3.1 海面水温の水平分布

Fig. 2に瀬戸内海西部における海面水温の4月~12月までの各月の気候値を示す。気候値を求める際に使われた基礎データは1963年から1993年まで月1回の頻度で行われた船舶観測によって得られたものである(MIRC Ocean Dataset 2005, <http://www.mirc.jha.jp/products/MODS2005/>)。

瀬戸内海西部に比較的水温勾配の大きい場所が2か所ある。一つは豊後水道、もう一つは速吸瀬戸である。黒潮の影響のため、豊後水道の南側の水温は比較的高い。

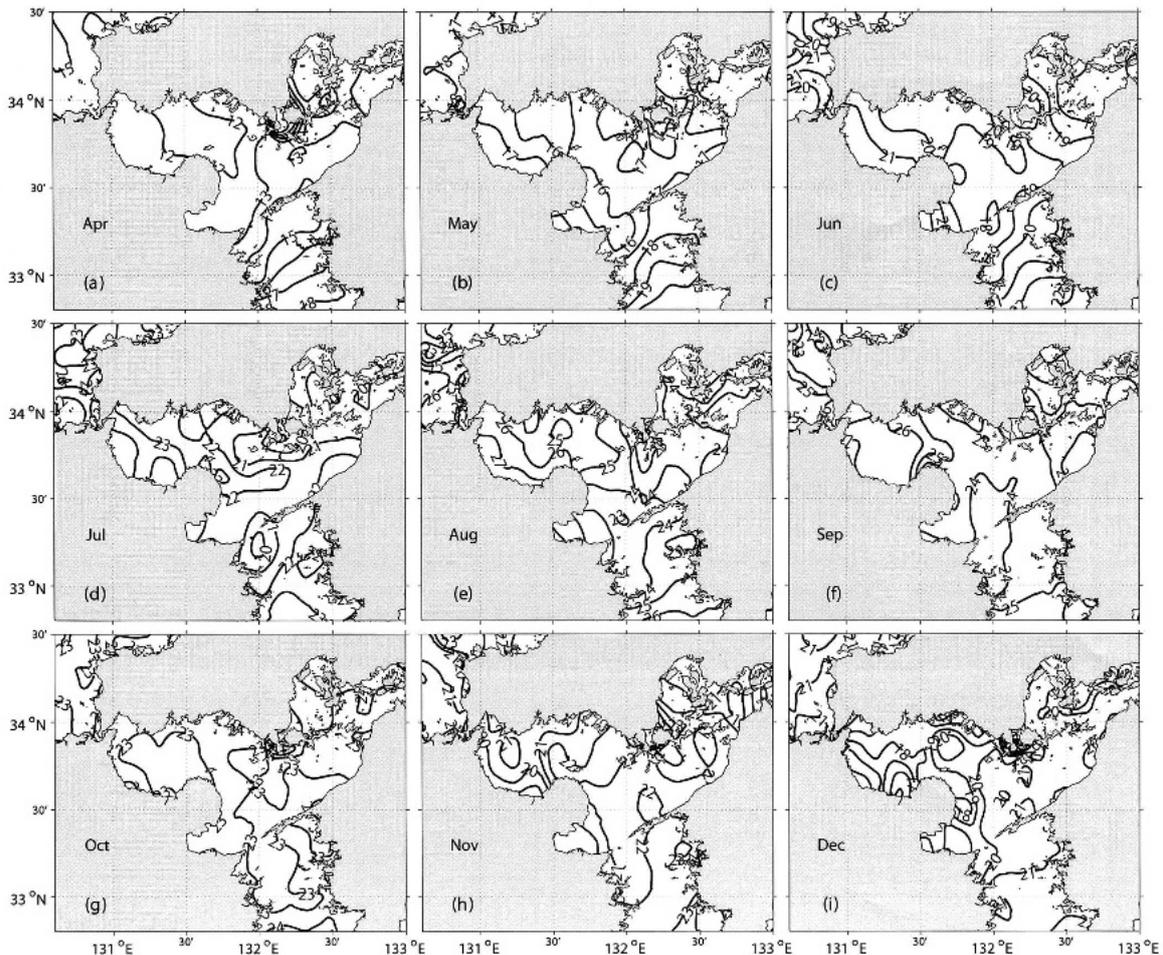


Fig. 2 Climatological SST over the western Seto Inland Sea for each month from April to December. The data were distributed by Marine Information Research Center (MIRC). The initial data were collected by monthly hydrographic survey from 1964 to 1993.

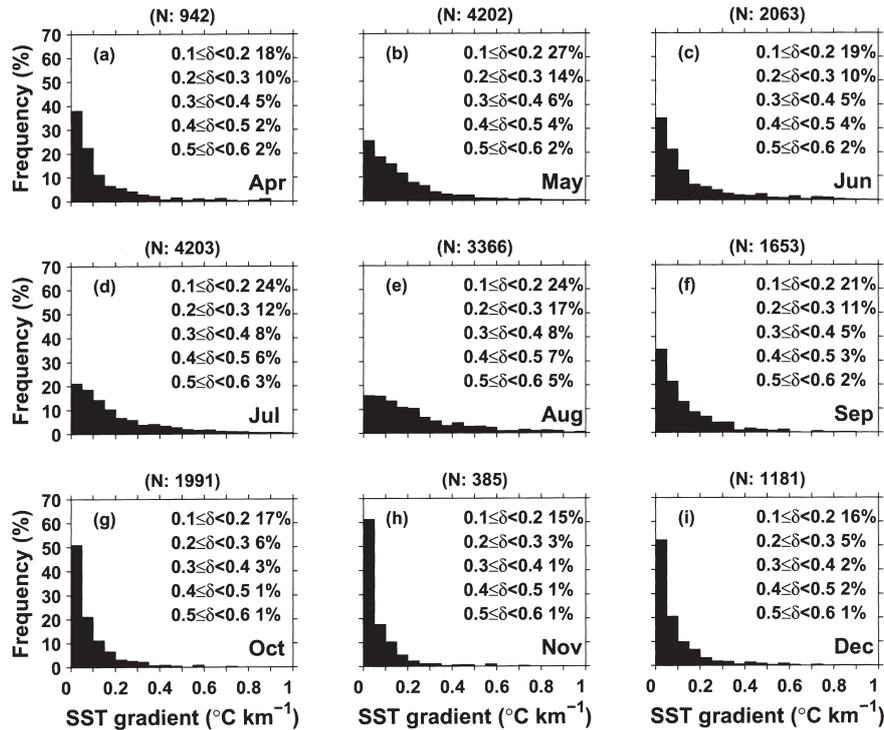


Fig. 3 Frequency distributions of SST gradient magnitude ( $\delta$ ) for each month. The data with a gradient magnitude of less than  $0.01^{\circ}\text{C km}^{-1}$  were not included. N in each panel denotes the data number.

一方冬の内海内部では水温が下がる。このため豊後水道における南北方向の水温勾配は冬季に大きくなる。この特徴は4月の水温分布にまだ見られる (Fig. 2 a)。昇温期である5月から8月まで、豊後水道の北側にある速吸瀬戸では、強い潮流による鉛直混合が発達するため、水温が周辺海域より低くなる。そのため、豊後水道では4月と同様に南北方向の水温勾配が見られる (Fig. 2 b–2 e) が、同時に、速吸瀬戸と北側の伊予灘の間にも強い水温勾配が現れる。9月以後、潮汐フロントが消滅し、さらに内海内部では十分冷却されていないため、豊後水道と速吸瀬戸における水温勾配が見られなくなる (Fig. 2 f–2 i)。

海面水温勾配の季節変化を定量的に見るため、「いさな」によって取得した海面水温データから水平勾配を求め、その大きさの頻度分布を算出した (Fig. 3)。水温勾配の多くは  $0.1^{\circ}\text{C km}^{-1}$  以下であるが、その割合は春から夏にかけて少なくなり、夏から秋にかけて多くなる。逆に言えば、 $0.1^{\circ}\text{C km}^{-1}$  以上の水温勾配は夏に増えている。特に大きい ( $>0.4^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ) 水温勾配の割合は7月と8月に最大になり、明確な季節変化を示している。これらのことから潮汐フロントの形成、発達と消滅が水温勾配の大きさを強く支配しているとも言える。

### 3.2 海上気温の水平変化と海面水温との関係

海面水温と同じ手順で、「いさな」で取得した海上気温からも水平勾配を求め、その大きさの頻度分布を算出した (Fig. 4)。全体的に、海上気温の勾配は海面水温のそれより小さくて、 $0.1^{\circ}\text{C km}^{-1}$  以下の割合は月によらず7割以上を占める。大気と海洋における運動の空間スケールと時間スケールを考えると、このような違いを理解できる。一方、海上気温に大きな水平勾配 ( $>0.2^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ) が占める割合は5月以後有意に増え、8月にピークになる。この季節変化は潮汐フロントの形成と発達の季節変化に合い、両者の間に密な関係が存在することを示唆している。

海上気温と海面水温の空間変化に対応関係があるかどうかを確認するため、毎回の観測につき、海上気温と海面水温の空間平均を求め、それぞれの空間平均から航路上の観測値の偏差を対象とし、散布図を作成した (Fig. 5)。Fig. 5において、海上気温の空間変化と海面水温の空間変化に正の相関 (相関係数 = 0.47) が見られるため、両者の空間変化に一定の対応関係があると判断できる。また、両者の変動幅に注目すると、海面水温が海上気温のおおよそ2倍に達していることが分かる。また、図には示さないが、岸沿いのアメダスの観測点で得られた気温データより、海上気温の変動幅が大きかった。こ

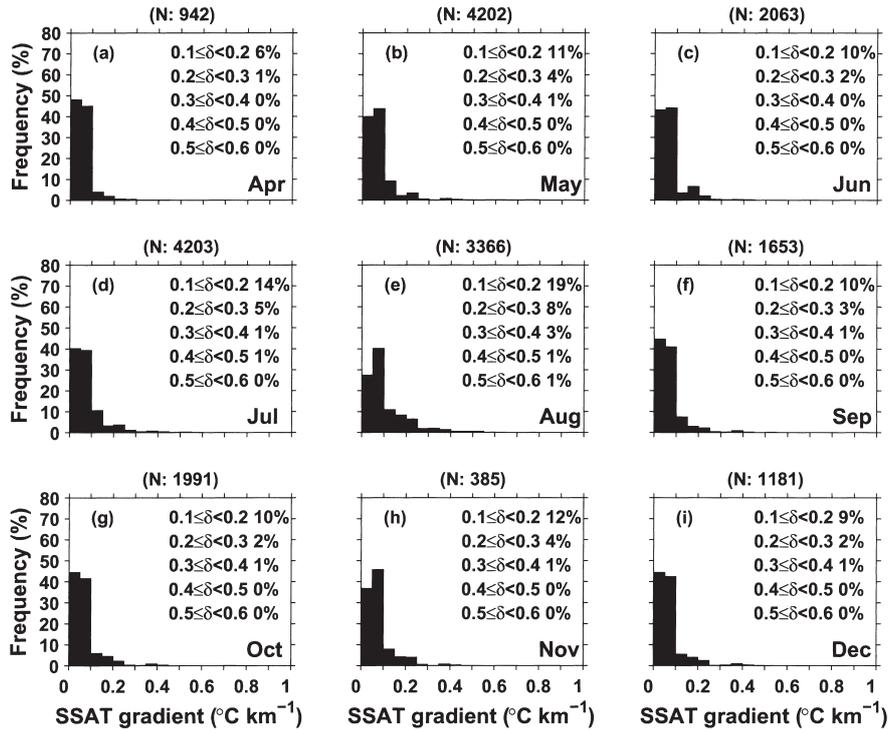


Fig. 4 The same as Fig. 3, but for sea surface air temperature (SSAT) gradient magnitude ( $\delta$ ).

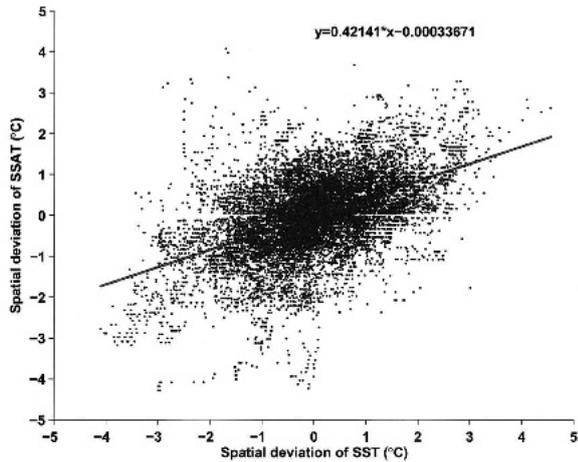


Fig. 5 Scatter plot of spatial deviations of SST versus that of SSAT. Gray line is regression line that passed the 95% confidence level.

のことから、海上気温は海面水温に強く依存することが分かる。さらに周辺海域より水温の低い場所では、夏の海上気温は周辺の陸地で観測された気温より低いことなどからも、海上気温は海面水温に強く影響されていることが分かる。

### 3.3 海上風の特性と海面水温との関係

「いさな」で取得した海上風データの風配図（ウインドローズ）を Fig. 6 に示す。4月に北風が卓越し、5月から8月まで南風の割合が増え、9月から再び北風が卓

越するような季節変化が見られる (Fig. 6)。また、5月から8月まではある程度の季節内の変化もみられる。南風が卓越する6月と8月を比較すると、6月に西風成分、8月に東風成分が一定の割合を占めることが分かる。風速に注目すると、春と夏には強風の割合が少ないが、9月以後は強風の割合は増える。ただし、「いさな」の航海は風速に制限されるので、強風の割合は現実より低くなることに留意しなければならない。

沿岸域における海上風はアメダスデータから推定される場合も多い。そこで、「いさな」の海上風データと同じ期間中に岸沿いのアメダス観測点で得られた陸上風の風配図 (Fig. 7) を用いて、海上風と陸上風を比較し、アメダスデータを用いた推定の妥当性を検証する。陸上風の季節変化は海上風より明確である。陸上では、春に西風や西北風が卓越し、風速も比較的強い (Fig. 7 a, 7 b)。6月に入ると、卓越する風向は南西風に変わり、時々東風も出現する。風速も弱くなる。7月と8月に、東風と東南風が卓越し、風速も安定する (Fig. 7 d, 7 e)。9月以後、西風成分が増え、西よりの風が主導する。

Fig. 6 と Fig. 7 を比較すると、海上風と陸上風の違いがいくつか見られる。まず、陸上風より海上風の風速が大きいことである。陸上風の風配図 (Fig. 7) に黒色の部分 ( $0 - 4 \text{ m s}^{-1}$ ) が多くて、灰色 ( $4 - 8 \text{ m s}^{-1}$ ) の割合は海上風の風配図 (Fig. 6) より少ない。続いて、

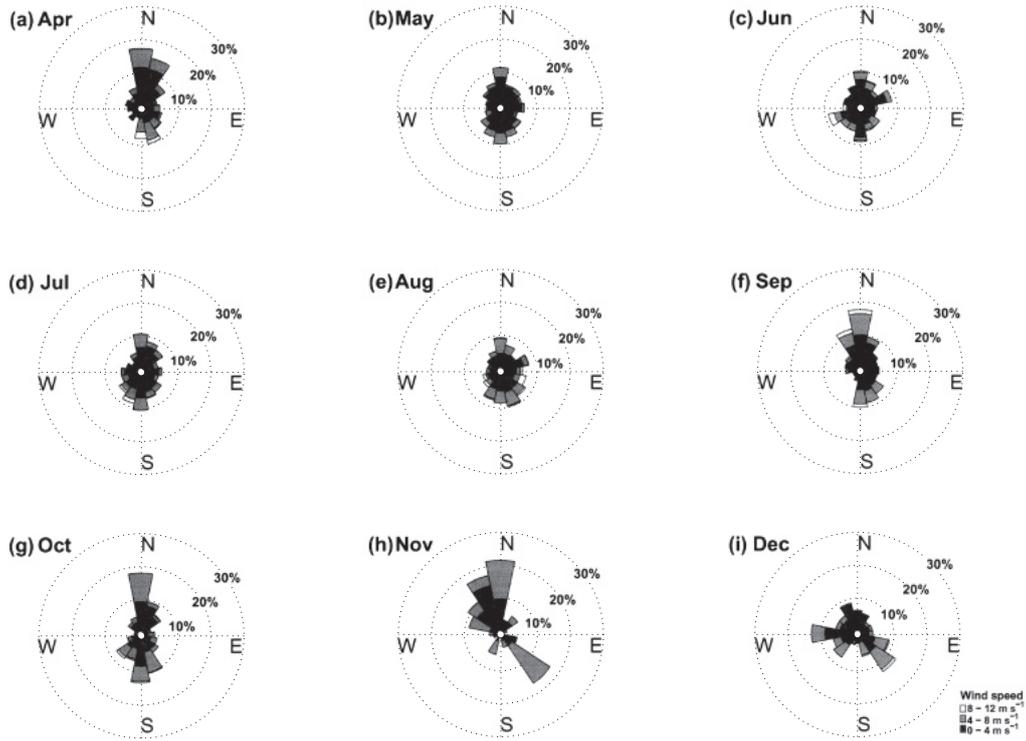


Fig. 6 10-minute-averaged wind roses observed by ISANA over the sea. The subdivisions of wind roses denote the wind directions, and the gray colors indicate the wind speed. There are sixteen wind directions and three wind speed levels. The acreage of subdivisions denotes the occurrence frequency for a given wind direction and speed.

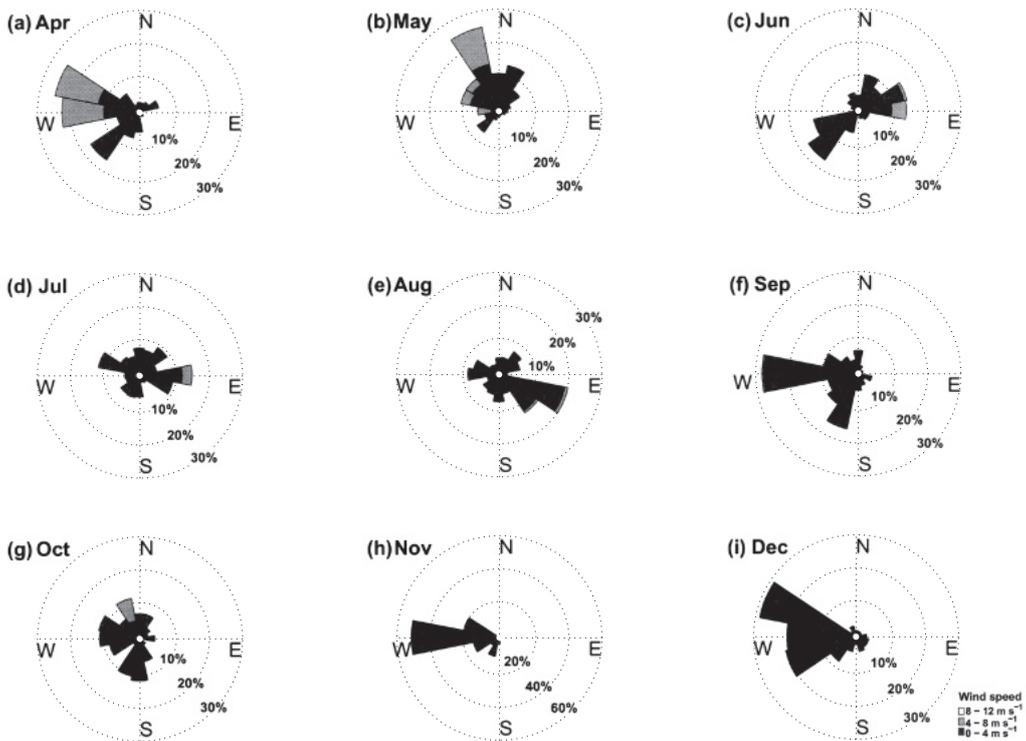


Fig. 7 The same as Fig. 6, but for the averaged winds observed at all the coastal AMeDAS stations shown in Fig. 1. The time of data used in Fig. 7 is the same as that in Fig. 6.

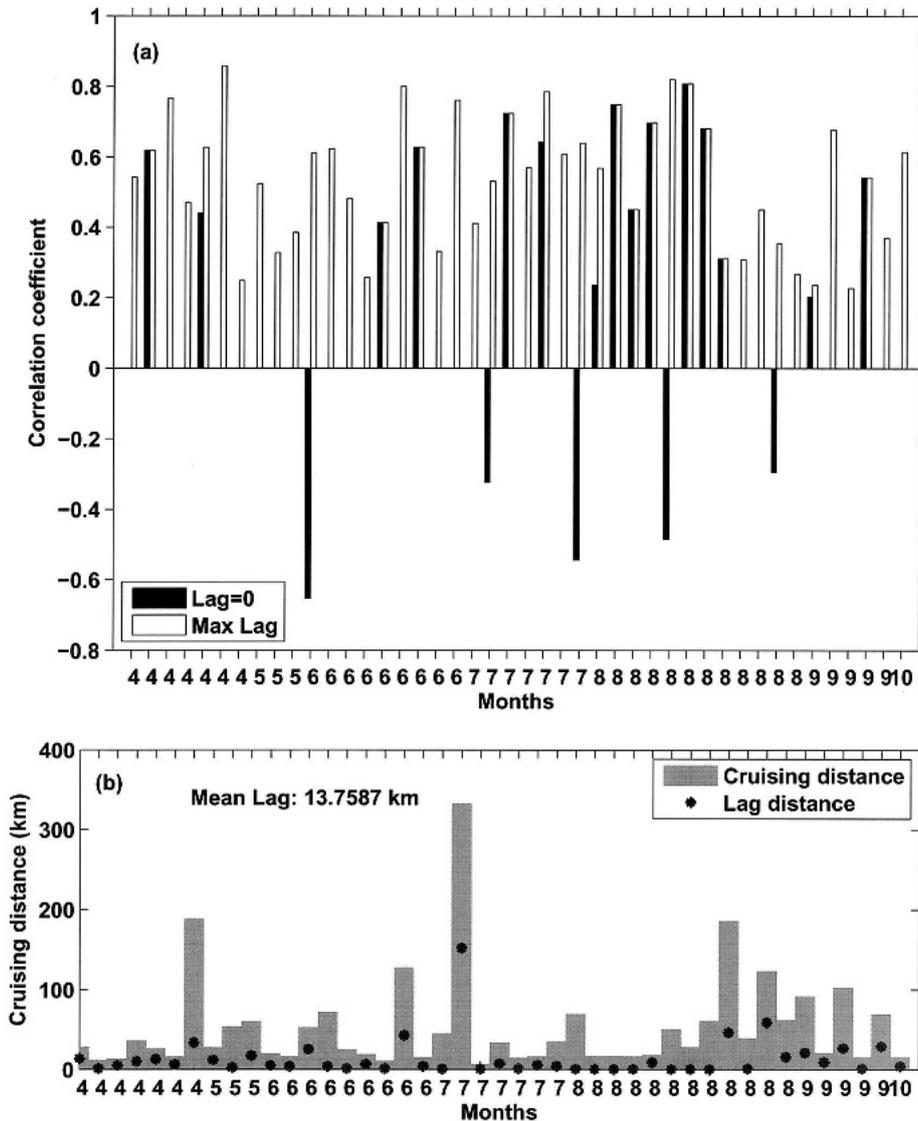


Fig. 8 (a) Correlation coefficients between SST gradient magnitude and wind speed gradient with and without lag (denoted by white and black bars, respectively). The correlation coefficients that do not pass the 95% confidence level in the case without lag are not shown here; the correlation coefficients with a lag distance longer than half of the cruising distance are also not shown here. All the correlation coefficients were calculated only for the continuous cruising case in which the stop time was less than ten minutes. (b) Continuous cruising distances (gray bars) and lag distances (dots) corresponding to maximum correlation coefficients.

海上風の風向は陸上風より変化が多いことである。陸上風の風配図 (Fig. 7) にはある風向の頻度が突出するほど高いが、海上風の風配図 (Fig. 6) にはいくつかの風向に同じぐらいの頻度が分布する。以上のことから岸沿いのアメダスデータから海上風を推定することが容易ではないと言える。

海上風と海面水温との関係を検討するため、海面水温と航路に沿う方向の風速成分の散布図および海面水温の空間偏差と海上風の空間偏差の散布図を作成した。2種類の散布図 (図省略) からは両者の間に有意の相関関係

が認められなかった。そこで、海上風の海面水温変化への反応に一定の時間が要することを仮定し、航路に沿う風速成分の勾配と海面水温の勾配のラグ相関を求めた。ラグの定義は海上風の方向から求めた風下 (downwind) 側の距離とする。ラグ相関を求める際に、「いさな」の連続走行距離が比較的長い航海のみ (Fig. 8b) 対象とする。Fig. 8aにこれらの航海で得られたデータから求めた同時相関係数と最大のラグ相関係数を示す。Fig. 8bに最大のラグ相関係数が対応する距離 (=ラグ) を示す。

大多数の観測では風速勾配と海面水温勾配の同時相関

が非常に低くて、95%の信頼限界を超えていない (Fig. 8 a). ラグ相関を求めると、相関係数は95%の信頼限界を超えることができ、相関係数も高くなる。このことは、海面水温の空間変化に対する海上風の応答に時間がかかることを意味する。Fig. 8 bによると、最大ラグ相関係数の出るラグ距離の平均は約14 kmである。また、全部で44回の航海中に、10 km未満であったのは29回あり、この29回の平均値は3 kmである。

#### 4. ま と め

本研究では、船舶で得られた実測データから海面水温、海上気温と海面風速の関係について調べた。海面水温と海上気温の間に、正の相関関係が見られた。このような関係については、大気海洋間の熱交換の視点から容易に理解できる。一方、海面気温と海上風速の間には正の相関が見られないが、ある時間ラグ、つまり風下方向に一定の距離を与えると、海面水温と海上風速の間に正の相関がみられるようになる。このことは、海上風が海面水温の変化に反応するのに一定の時間が必要であることを示唆している。

海上風と比べると、海上気温がより早く海面水温の変化に反応するよう見える。海上気温は大気海洋間の熱交換を通して、海面水温の変化に反応するが、海上風は大気境界層内部の気圧変化あるいは運動量の変化を通して、海面水温の変化に反応する。したがって、海上気温の変化は海上風の変化より早く出現する。

今回の解析で見られた海面水温と海上気温の関係は数値モデルの結果 (Shi *et al.*, 2011) にも見られることから、モデルの検証はある程度できたと言える。しかしながら、我々の観測データは海面付近に限定されているため、大気境界層内部の変化が分からない。したがって、水温フロントに伴う海上風の変化に係る大気境界層内部で発生する二つのメカニズムについて、まだ検証できていない。今後、沿岸海洋における海面水温の変化に対する大気境界層内の変化を直接に観測することが必要である。

#### 謝 辞

本研究において、観測に協力していただいた愛媛大学沿岸環境科学研究センター調査実習船「いさな」の大西秀次郎船長に深く感謝いたします。また、貴重な議論していただいた愛媛大学沿岸環境科学研究センター磯辺篤彦教授に厚くお礼申し上げます。本研究は科研費 (22106002) の助成を受けたものである。

#### 参 考 文 献

- 1) Small R. J., S. P. DeSzoeke, S. Xie, L. O'Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall and S. Minobe (2008): Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **45**, 274-319.
- 2) Chelton D. B., S. K. Esbensen, M. G. Schlax, N. Thum, M. H. Freilich, F. J. Wentz, C. L. Gentemann, M. J. McPhaden and P. S. Schopf (2001): Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the Eastern Tropical Pacific. *Journal of Climate*, **14**, 1479-1498.
- 3) Chelton D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich and R. F. Milliff (2004): Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, **303**, 978-983.
- 4) Chelton D. B. (2005): The impact of SST specification on ECMWF surface wind stress fields in the Eastern Tropical Pacific. *Journal of Climate*, **18**, 530-550.
- 5) Nonaka M. and S. Xie (2003): Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: evidence for ocean-to-atmosphere feedback. *Journal of Climate*, **16**, 1404-1413.
- 6) Xie S. P. (2004): Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85**, 195-208.
- 7) O'Neill L. W., D. B. Chelton, S. K. Esbensen and F. J. Wentz (2005): High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current. *Journal of Climate*, **18**, 2706-2723.
- 8) Chen D., W. Liu, W. Tang and Z. Wang (2003): Air-sea interaction at an oceanic front: Implications for frontogenesis and primary production. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1745.
- 9) Lindzen R. and S. Nigam (1987): On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**, 2418-2436.
- 10) Song Q., P. Cornillon and T. Hara (2006): Surface wind response to oceanic fronts. *Journal of Geophysical Research*, **111**, C12006, doi: 10.1029/2006JC003680.
- 11) Wallace J. M., T. P. Mitchell and C. Deser (1989): The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, **2**, 1492-1499.
- 12) Hayes S. P., M. J. McPhaden and J. M. Wallace (1989): The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: weekly to monthly variability. *Journal of Climate*, **2**, 1500-1506.
- 13) Skillingstad E., D. Vickers and L. Mahrt (2007): Effects of mesoscale sea-surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **123**, 219-317.
- 14) Yanagi T. and T. Koike (1987): Seasonal variation in thermal and tidal fronts, Seto Inland Sea, Japan. *Continental Shelf Research*, **7**, 149-160.
- 15) Shi, R. (2011): A regional atmosphere model for the Seto Inland Sea and its application to the study on coastal air-sea interactions. 愛媛大学理工学研究科博士論文, 97pp.
- 16) Shi R., X. Guo and H. Takeoka (2011): Influences of tidal fronts on coastal winds over an inland sea. *Boundary-Layer*

Meteorology, 138, 299-319.

### 質 疑 応 答

問：伊予灘では陸風収束雲である雲の三叉路が発生することが知られているが、このモデルでは陸風収束雲ができていないか。

(九大応力研, 柳 哲雄)

答：我々は潮汐フロントによる風の変化とその力学に注目し、モデル結果の解析を進めた (Shi *et al.*, 2011<sup>16)</sup>) が、雲の再現性について全く解析していなかった。今後、可能な限り雲のことを調べたい。

問：海陸風振幅が陸深くで減衰していない理由は何か。

(九大応力研, 柳 哲雄)

答：減衰そのものは我々のモデル結果にも見られる。しかし、観測値と比較すると、減衰が確かに弱い。陸面モデルそのものかあるいはそれに使われたパラメーターのチューニングが必要である。

問：海面水温と海上風の比較は背景風の影響が強くて沿岸フロントの影響を抽出するのは難しいのではないか。

(愛媛大学沿岸セ, 磯辺 篤彦)

答：完全な分離は難しい。ケースを増やすことで背景風の影響が少なくなると期待している。