
特集 「歴史的データを用いた日本近海の海面水温の長期変化傾向の把握」

日本周辺海域における海面水温の長期変化傾向*

高槻 靖^{*1}・倉賀野 連^{*2}・志賀 達^{*3}・分木 恭朗^{*3}
・井上 博敬^{*4}・藤原 弘行^{*5}・有吉 正幸^{*6}

要 旨

日本周辺海域を 15 の領域に区分し、それぞれの海域における現場観測データを用いて海面水温の領域平均値を算出し、およそ 100 年間にわたる長期変化傾向を調査した。一次回帰分析による各海域の年平均海面水温平年偏差の長期変化傾向は、東シナ海・黄海南部・日本海南部及び中部・日本南方海域において $+0.66 \sim +1.67^{\circ}\text{C}/100$ 年となっており、この上昇傾向は統計的に有意である。また、これらの上昇率は全球の海面水温の上昇率 ($+0.49^{\circ}\text{C}/100$ 年) よりも大きい。一方、本州東方、日本海北部及びオホーツク海については有意な長期変化傾向は見られない。

年平均海面水温に有意な上昇傾向が見られた東シナ海・黄海南部・日本海南部及び中部・日本南方海域では、海面水温年較差の大きな北方の海域ほど上昇率及び十年規模変動の振幅が大きい。また、季節別では冬季又は秋季に上昇率が最も大きい。年平均海面水温の上昇率が北方ほど大きくなっているのは、冬季の水温が下がりにくくなって年較差が小さくなっているためと考えられる。

北海道南東方から本州東方では、十年規模変動の振幅が大きくなる年平均海面水温に有意な上昇傾向が見られない。しかし、季節別に見ると、北海道南東方では冬季と春季、三陸沖では冬季、常磐沖では秋季に水温の上昇傾向が有意である。

日本海北部と該当する期間に観測データのないオホーツク海を除いて、どの海域でも 1940 年代に顕著な昇温が見られる。これは、1945/46 年のレジームシフトに対応した変動と考えられる。

* Long-Term Trends in Sea Surface Temperature Adjacent to Japan

*¹ Yasushi Takatsuki

Marine Division, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象課)

*² Tsurane Kuragano

Office of Marine Prediction, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象情報室)

*³ Tatsushi Shiga, Yasuaki Bungi

Oceanographical Division, Nagasaki Marine Observatory (長崎海洋気象台海洋課)

*⁴ Hiroyuki Inoue

Oceanographical Division, Maizuru Marine Observatory (舞鶴海洋気象台海洋課)

*⁵ Hiroyuki Fujiwara

Oceanographical Division, Hakodate Marine Observatory (函館海洋気象台海洋課)

*⁶ Masayuki Ariyoshi

Oceanographical Division, Kobe Marine Observatory (神戸海洋気象台海洋課)

1. はじめに[#]

陸域における世界全体の年平均地上気温は、1880年から2004年までの125年間で、100年あたり0.74℃の割合で上昇していることが報告されている(気象庁, 2005)。このような気温の長期上昇傾向に対して、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第三次評価報告書(IPCC, 2001)は、過去50年間に観測された温暖化の大部分は、人間活動による二酸化炭素などの温室効果ガス濃度の増加によるものである可能性が高いとしている。このような地球温暖化の影響は地域によって異なっており、南半球より北半球で昇温率が大きいなど地域ごとに違いがあることがわかっている。日本における気温の長期変化傾向については、異常気象レポート2005(気象庁, 2005)に日本全国及び北日本、東日本、西日本、南西諸島の4地域についてまとめられており、北日本の夏を除いたすべての地域・季節において有意な気温の上昇傾向が認められ、年平均では+0.96~+1.15℃/100年の上昇率であること、南西諸島を除いて春の上昇率が大きいことなどが示されている。

地球温暖化の実態の把握や影響の評価をするためには、地上の気温だけでなく、地球表面の7割を占める海洋の変動を知ることも重要である。海洋は熱や水蒸気、温室効果ガスなどの交換を通じて大気と相互に影響を及ぼしあっており、地球温暖化の影響を受けているとともに、逆に地球温暖化の進行に対して影響を与えている。海面水温(Sea Surface Temperature)は、海洋における気候の状態を示す長期にわたる指標の一つである。また、気象官署における気温と異なり、都市化などの観測環境の影響を受けない。これは、地球温暖化の影響を評価する際には利点となる。一方で、観測点の時空間的な粗密、測定方法の変更に伴う系統的な観測誤差などの影響がありうることに留意する必要がある。

気象庁は、海面水温を含む海上気象要素を品質管理して客観解析を行うことにより、1891年から現在までの100年以上にわたる1度格子の客観解析データベースCOBE(Centennial in situ

Observation-Based Estimates of the variability of SSTs and marine meteorological variables)を整備した(Ishii *et al.*, 2005)。気象庁(2005)は、このデータベースを基に1891~2005年における世界全体及び北半球の海面水温の長期変化傾向がそれぞれ+0.49±0.05℃/100年、+0.52±0.07℃/100年であることを報告している。海面水温についても、地上気温と同様に地域によって変化傾向が異なっており、日本近海などのいくつかの海域では特に上昇率が大きいことが示されている(倉賀野ほか, 2007)。そこで、日本周辺における地球温暖化などの気候変動の実態を把握するために、日本周辺海域における海面水温の長期変化傾向を調査することとした。しかしながら、COBEは全球における100年間にわたる気候変動の解析や数値モデルの境界値として用いることなどを目的としていることから、時間的・空間的に均質になるように、最適内挿法などの手法を活用して作成されている。このため、倉賀野ほか(2007)が示しているように、COBEの海面水温格子点データ(以下、COBE-SSTと記す)で表現されている空間変化は比較的大きいものに限られ、半径400km以下の領域については正確な海面水温の上昇率を評価できるとは限らない。したがって、空間的な変動スケールが小さい日本周辺海域においては、COBE-SSTをそのまま使って海域間の長期変動特性の違いを議論することは適切でない。そこで本稿では、日本周辺海域をいくつかの領域に区分し、それぞれの海域における現場観測データに戻って海面水温の領域平均値を算出し、その長期変化傾向を議論することとした。

2. 解析手順[#]

2.1 データ

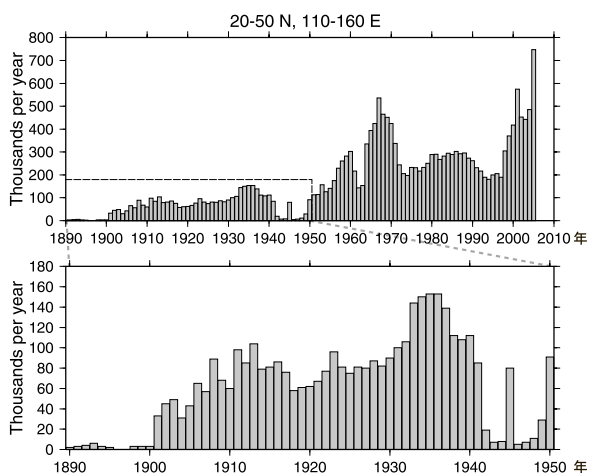
使用したデータは、ICOADS(International Comprehensive Ocean and Atmosphere Data Set)(Diaz *et al.*, 2002)及び神戸コレクション(Manabe, 1999; 岡田・坂井, 2003)を中心とした歴史的な観測データ及び海上実況気象通報データなどのGTSを通じて現業的に収集されたデータから

[#] 高槻 靖

^{##} 高槻 靖・倉賀野 連

構成されるデータセットである。本稿では、1890～2005年の期間を対象とした。これらの中から、20～50°N、110～160°Eの範囲で、海面水温観測値が含まれるデータを抜き出して使用した。抽出された全データは約2千万通である。

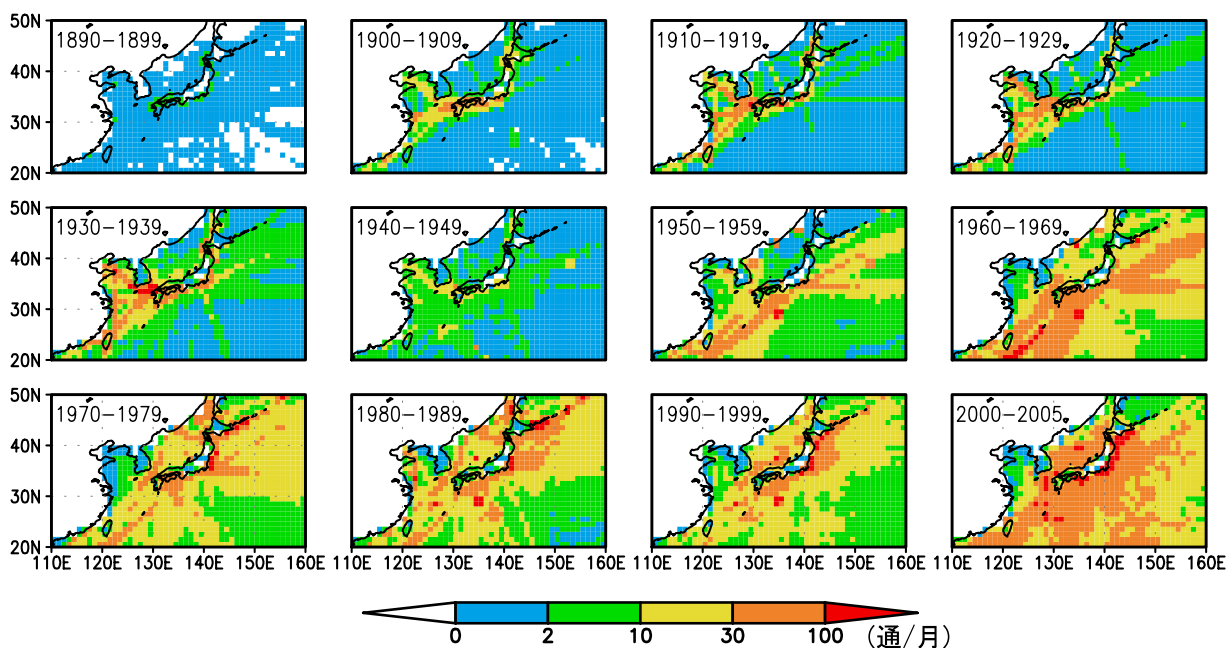
抽出されたデータ数の年ごとの推移を第2.1図



第2.1図 20-50°N、110-160°Eの領域における年ごとの海面水温データ数の推移(単位:1000通/年)
上図は全期間、下図は1890-1950年の期間を拡大したものの。

に示す。これによると、1900年以前及び1945年を除く1942～1948年は年2万通に満たないが、第二次世界大戦前の1906～1941年は年5万通以上、1951年以降は10万通以上のデータが得られている。1998年以降、データ数が大幅に増加している。この理由の一つには、1990年代半ば以降ブイからの通報が増加していることが考えられる。特に、毎時通報などのデータ通報間隔の短いブイがデータ数の増加に寄与していると考えられる (Worley *et al.*, 2005)。

1度格子ごとの月平均データ数の分布を10年間ごとに第2.2図に示す。1890年代は、日本のごく沿岸において2通/月以上の格子が見られるが、ほとんどの海域では2通/月未満であり、今回の解析から除外することとした。1900～1939年においては、東海道沖及び東シナ海・黄海において10通/月以上となっている。また、航路帯と思われる海域は観測数がやや多くなっている。1950年代以降については、黄海及び東シナ海の大陸寄りの海域で戦前に比べて観測数が減少する一方、琉球列島東方や本州東方などの航路帯で観測数が増加している。



第2.2図 1度格子に含まれる月平均の海面水温データ数の分布(通/月)
1890年から10年間毎(2000年からは2005年までの6年間)の平均を示す。

2.2 海域の設定

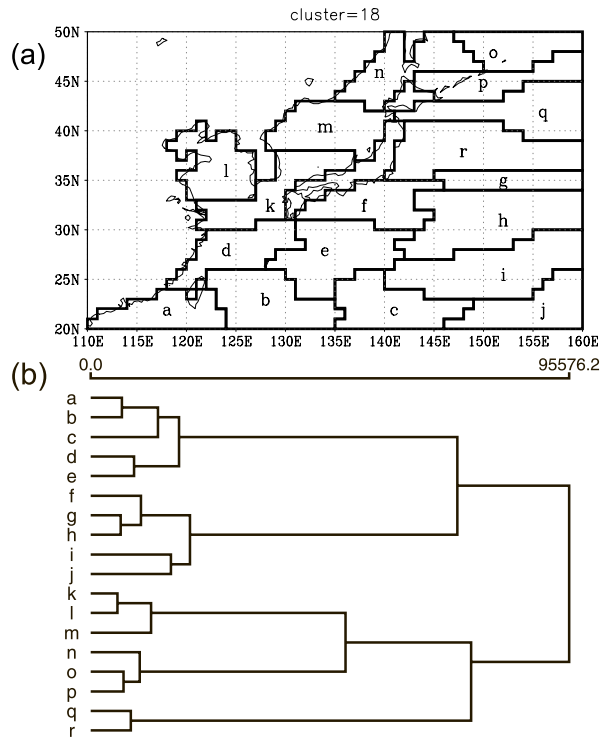
本稿では、日本周辺海域における海面水温の長期変化傾向を明らかにすることを目指しているが、特に第二次世界大戦前においてはデータが利用可能な海域に限られることから、日本周辺海域に緯度で数度程度の大きさの領域を設定して、海面水温を求めることとした。個々の領域内で類似した変化傾向となるように、まず COBE-SST の 1 度格子月平均海面水温データ (1951 ~ 2000 年) を用いたクラスター解析によって、類似した変動特性を持つ海域を分類した。なお、1 年以下の短期変動の影響を除くため、月平均データを 12 か月移動平均した上でクラスター解析を行った。クラスター解析の手法にはウォード法を用いた。ウォード法は、クラスター内の各点からクラスターの重心点までの距離の二乗和が最小になるように、クラスターを分類する手法である。クラスター数増加に伴う総和距離の減少の度合いや、分類された各クラスターの大きさなどを参考にし、今回は最終的なクラスター数を 18 に設定した。この結果を第 2.3 図に示す。樹状図 (第 2.3 図 b) から、大きくは 5 つの領域 (a ~ e: 西部黒潮・黒潮反流域, f ~ j: 東部黒潮・黒潮反流域, k ~ m: 東シナ海北部・黄海・日本海中部, n ~ p: 日本海北部・オホーツク海, q ~ r: 親潮・混合水域) に分類でき、それぞれがさらに 2 ~ 5 の小領域に分けられることがわかる。この結果と、主に第二次世界大戦前のデータ分布状況 (第 2.2 図) を考慮し、第 2.4 図に示す 15 の海域を設定した。

2.3 海域ごとの月平均海面水温の算出

前節で設定した海域ごとに、領域平均の月平均海面水温を次の手順によって求めた。

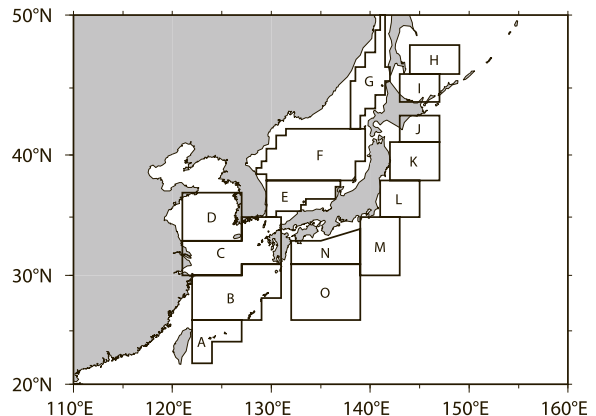
まず、対象海域ごとに、海面水温データを含み、重複のないすべての海上気象観測データを前述のデータベースから抽出した。重複データの判断には、データセット内の重複フラグを参照したが、なお同一と考えられるデータが多く残っていることが判明したため、位置・観測日時・気温・水温が同一であるものは重複データとみなして除いた。また、高槻 (2007) にまとめられているように、海面水温には測定方法によって系統的な誤

差があり、特に 1941 年以前のデータについては、断熱性が考慮されていないバケツによる観測が主流であったために補正が必要となる。このため、Folland and Parker (1995) が求めた緯度 5 度格子の月平均のバケツ採水補正値を、観測値に加えた。日本周辺海域における補正値の例を第 2.5 図に示す。補正値は冬季に大きく、本州南方のよう



第 2.3 図 1951-2000 年の COBE-SST データに基づくクラスター解析の結果

分類されたクラスター領域 (a) と、その樹状図 (b)。樹状図の横軸はクラスター間の距離を示す。クラスター間を結ぶ距離が短いことは、その変動特性が他のものに比べて似ていることを表す。



第 2.4 図 本解析で用いる領域図

に気温と水温の差が大きく、風速も強い海域では 1.0℃を超えるが、夏季にはどの海域でも 0.0 ~ 0.3℃程度に小さくなる。

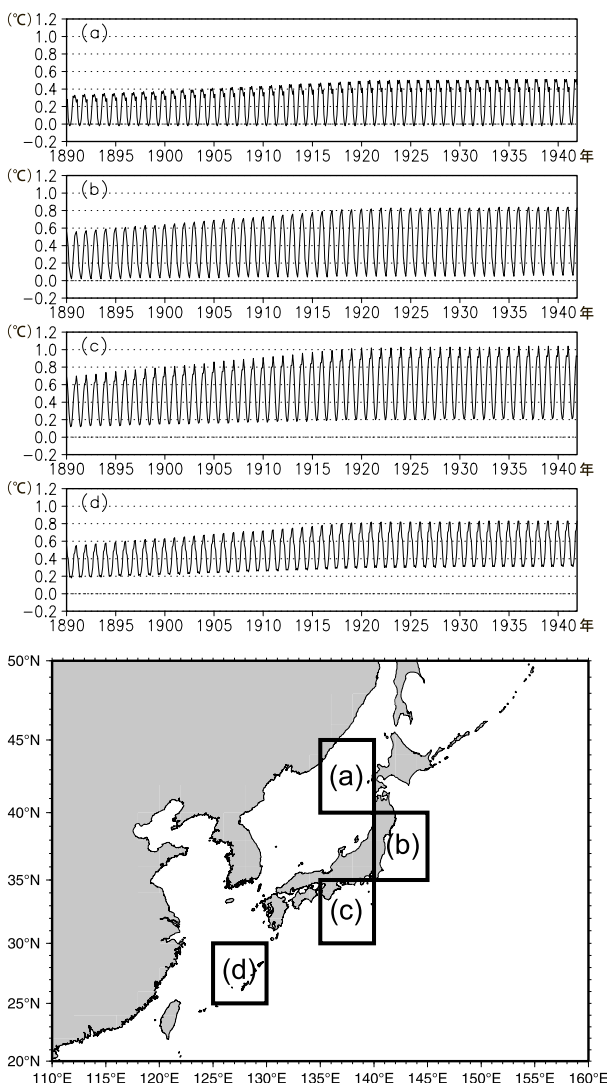
ここで求めようとしている海面水温は海域内の月平均値であるが、海域内のデータを単純に算術平均すると、それぞれのデータの観測日や観測点の分布の偏りによってバイアス誤差が生じる可能性がある。このため、まず各データについて COBE-SST を基準とした偏差を求め、それを算術平均することによって、COBE-SST からの偏差の平均値を求めることとした。偏差の基準となる

COBE-SST の値は、1 度格子の月平均値から時間及び空間でそれぞれ直線内挿して求めた。

次に、海域内の 1 度格子の小領域ごとに COBE-SST からの偏差の平均値と標準偏差を求めた。この際に、もともとのデータベースの品質管理フラグを参照して、気候値からの偏差が標準偏差の 3.5 倍を超えているものは除外した。また、1 度格子の小領域内での標準偏差が大きく、その標準偏差の 1.5 倍以上の偏差を持つデータも除外した。さらに、小領域の標準偏差の大きなものについては、元データに戻って品質管理した。このようにして求めた小領域ごとの偏差の平均値を領域全体で平均することで、海域ごと・月ごとの平均偏差とした。なお、観測データが 2 個以下であった小領域は、海域平均の際に除外した。

このようにして求めた、海域平均の COBE-SST からの偏差に、COBE-SST による海域平均の月平均海面水温を加えることで、最終的な観測データに基づく海域平均の月平均海面水温を算出した。そして、海域ごとに 1971 ~ 2000 年の期間の平均値を求め、それを平年値として各月の平年偏差を求めた。この際に、観測データの極端に少ない月（海域内の 1 か月のデータが 10 未満）は解析から除外した。このようにして求めた月ごとの平年偏差から年平均値及び季節平均値を算出した。季節分けについては、日本近海における海面水温が、南西諸島近海を除いて 2 月下旬から 3 月下旬に最も低くなり、8 月下旬から 9 月上旬に最も高くなる（気象庁、2006）ことから、本稿では冬季：1 ~ 3 月、春季：4 ~ 6 月、夏季：7 ~ 9 月、秋季：10 ~ 12 月と定義した。なお、年平均においては月平均データが 5 か月以上、季節については月平均データが 2 か月以上の場合に平均値を算出した

以下の章では、このようにして求めた海域ごとの海面水温平年偏差時系列の特徴を年平均及び季節ごとに記述するとともに、およそ 100 年にわたる長期変化傾向を一次回帰式の傾きとして求める。また、ノンパラメトリック検定の一種であり、トレンド検定に有効である Mann-Kendall テスト (Hipel and McLeod, 1994) (以下、M-K テストと記す) により、長期変化傾向の統計的有意



第 2.5 図 Folland and Parker (1995) によるバケツ補正值 (単位: °C)

(a) 日本海北部, (b) 本州東方, (c) 東海沖, (d) 琉球列島周辺の 4 つの海域について、月ごとの補正值を示す。

性を評価する。さらに、地上気温や沿岸水温などと比較することによって、それぞれの変動や変化傾向の類似性を検討し、これらの変動の関連性を考察する。また、海域相互、あるいは全球平均の海面水温の長期変化傾向と比較することで、海域ごとの特徴を明らかにする。特に、北太平洋ではレジームシフトと呼ばれる、気候がある状態から他の状態へ、各々の状態の持続期間よりもはるかに短い時間で変化する現象があることが指摘されている。Minobe (1997) や Mantua *et al.* (1997) は、1980 年代末から多くの研究者によって指摘され、論じられていた 1970 年代のレジームシフトのほかに、1920 年代・1940 年代にもレジームシフトが生じていたことを報告している。また、Yasunaka and Hanawa (2002) は北半球の海面水温データを用いて顕著かつ組織的な変化を検出し、1925/26, 1945/46, 1957/58, 1970/71, 1976/77 そして 1988/89 の 6 回のレジームシフトがあったことを報告している。本稿では、Yasunaka and Hanawa (2002) が検出したレジームシフトと日本周辺海域における海面水温変動との対応を見ることにする。

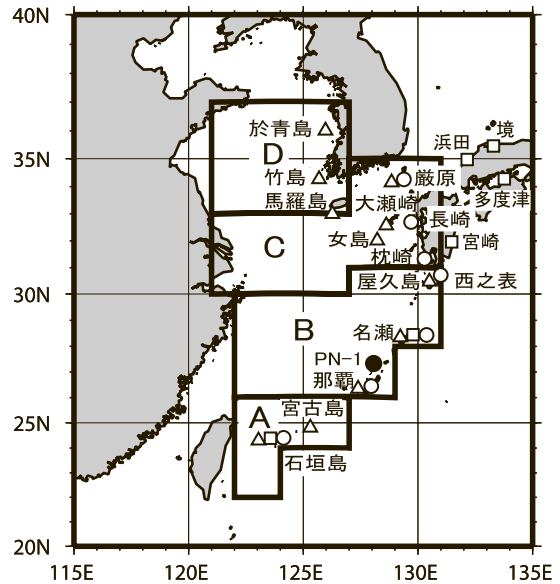
以下の各章で共通に用いたデータは、気象庁・海上保安庁・水産庁による沿岸水温観測のデータ(付録第 1 表)、気象庁(2005)で用いられた都市化などによる環境の変化が比較的少なく、かつ観測データの均質性が長期間継続している気象官署及び沿岸の気象官署における地上気温観測のデータ(付録第 2 表)、気象庁及び海上保安庁による潮位観測のデータ(付録第 3 表)である。また、気象研究所が開発している海洋同化モデル(MOVE/MRI.COM-NP)(Usui *et al.*, 2006)を用いた 1960 年から 2004 年までの同化実験結果による、海洋表層の貯熱量(海面から 300m 深までの平均水温;以下、表層貯熱量と記す)のデータ(緯経度 0.5° 間隔の月平均値)も用いた。このうち水産庁が各地の燈台において観測した沿岸水温データは、水産総合研究センターが公開している「水産海洋データベース」(http://jfodb.dc.affrc.go.jp/kaiyodb_pub/)から取得した。なお、潮位観測データについては地盤補正を行っていない。

志賀 達・分木 恭朗

3. 東シナ海・黄海における解析結果[#]

3.1 使用データと比較方法

海域 A (先島諸島周辺)、海域 B (東シナ海の大陸棚南部～南西諸島)、海域 C (揚子江河口～九州西方)、海域 D (黄海南部) の位置及び海面水温との比較に用いた他の要素の観測地点を第 3.1 図に示す。沿岸水温との比較には、石垣島、宮古島、那覇、名瀬、巖原(以上気象庁所管)、女島(海上保安庁所管)、屋久島、大瀬崎、馬羅島(Marado)、竹島(Jugdo)、於青島(Eocheongdo)(以上水産庁所管)の月平均値を用いた。地上気温との比較には、南西諸島(名瀬と石垣島の平均)と西日本(境、浜田、彦根、宮崎、多度津の平均)の月平均値を用い、沿岸の海面水位との比較には、石垣島、那覇、名瀬、枕崎、長崎(以上気象庁所管)、西之表、巖原(以上海上保安庁所管)の年平均潮位を用いた。また、気象研究所による再解析表層貯熱量(0～300m の平均水温)データとの比較も行った。さらに、冬季(12～2月)について、海域 B における NCEP/NCAR 再解析値(Kalnay *et al.*, 1996)の気圧、風速、気温、及び沖永良部島北西の海洋観測点(PN-1)の水温データを用いた比較検討も行った。



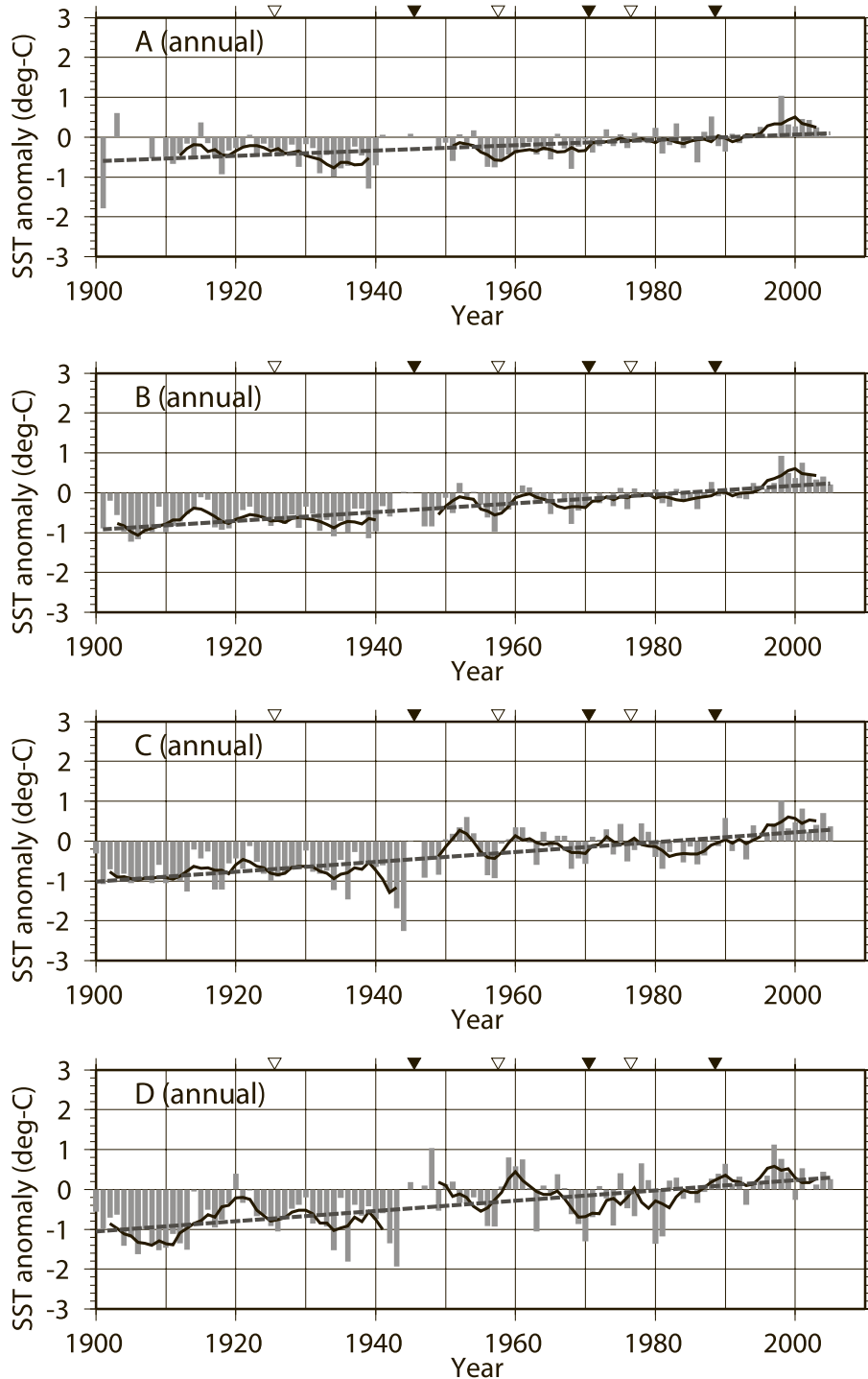
第 3.1 図 東シナ海・黄海における解析対象海域 (A～D) 及び比較した観測地点

△: 沿岸水温観測点, □: 地上気温観測点, ○: 海面水位観測点, ●: PN-1 の位置。

比較は各々の平年偏差（平年値：1971～2000年の平均値）で行ったが、1971～2000年の全期間のデータがない沿岸水温観測点については、観測全期間の平均値からの偏差を用いた。

3.2 東シナ海・黄海における年平均海面水温の長期変化傾向

海域A～Dの年平均海面水温平年偏差の時系列を第3.2図に示す。各海域の海面水温は、1910



第3.2図 海域A～Dの年平均海面水温平年偏差の時系列（単位：℃）

棒グラフは各年の値、実線は5年移動平均値、点線は長期変化傾向を示す。▼/▽は、Yasunaka and Hanawa (2002) が検出した北太平洋のレジームシフトの時期を示しており、北太平洋中央部の海面水温が上昇/下降した時期に対応する。平年値は1971～2000年の30年平均値。

年ころと1930～1940年ころに極小、1950～1960年ころに極大、その後海域Dを除いてしばらく横ばい傾向で、1980～1990年ころから上昇傾向に転じている。これらの変動は北太平洋の海面水温の長期変動（気象庁、2006）とおおむね一致しているが、海域Cと海域Dでは1940年代前半の上昇傾向が見られない。また、十年規模変動の振幅は北方の海域ほど大きい。一次回帰式の傾きとして求めた100年あたりの長期変化傾向を第3.1表に示す。各海域の上昇率は+0.66～+1.29℃/100年で、全球の+0.49℃/100年や北半球の+0.52℃/100年（気象庁、2006）より大きい。また北方の海域ほど上昇率が大きい。M-Kテストによると、これらの上昇傾向は危険率5%で統計的に有意である。

Yasunaka and Hanawa (2002) が指摘した北太平洋のレジームシフトの時期の変動を長期変化傾向からの偏差で見ると、海域Dで1957/1958年に負偏差から正偏差に転じている以外は、明りような対応が見られない。

3.3 季節別に見た長期変化傾向

海域A～Dにおける各季節の海面水温年平均偏差の時系列を第3.3図に示す。また、100年あたりの長期変化傾向を第3.1表に示す。いずれの海域も全季節において、危険率5%で有意な上昇となっている。海域Aでは秋季の上昇率が大きく、ほかの3季節の上昇率の差は小さい。海域B, C,

Dでは夏季の上昇率が小さく、冬季の上昇率が大きい。特に海域Dの冬季は+2.15℃/100年と上昇が顕著である。

水温の低かった1930年代と1960年代、及び直近の1996～2005年について、それぞれ10年間の月平均値を第3.4図に示す。各海域とも近年は秋季から冬季にかけての水温低下量が小さくなっている。

3.4 海面水温と関連要素との比較

3.4.1 沿岸水温との比較

年平均の海面水温と沿岸水温の年平均偏差の比較として、海域Aと石垣島、海域Bと那覇、屋久島、海域Cと女島、大瀬崎、海域Dと馬羅島の時系列を第3.5図に、各海域と石垣島、那覇、女島、馬羅島の散布図を第3.6図に、これらに海域Aと宮古島、海域Bと名瀬、海域Cと巖原、海域Dと竹島、於青島を加えた各々の相関係数、平均二乗誤差を第3.2表に示す。

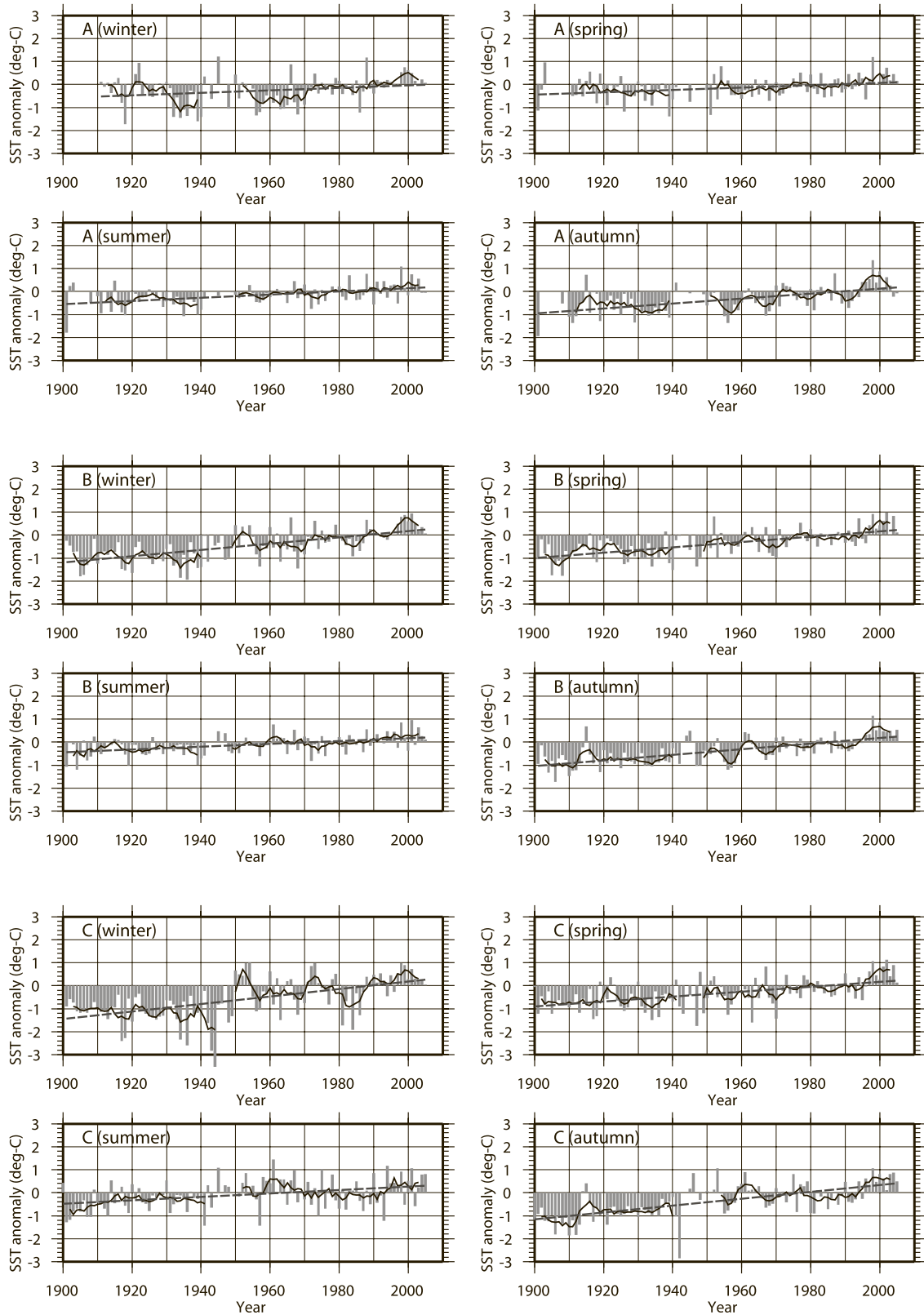
海域Aと沿岸水温との相関係数は0.8前後で、変動もよく一致しているが、石垣島については1930年ころまで0.5℃程度沿岸水温の方が低い。海域Bの変動は那覇とは一致しているが、屋久島とは差が大きい。海域Cと沿岸水温との相関係数は女島や大瀬崎では0.7前後で、変動もほぼ一致している。海域Dと沿岸水温との変動はあまり一致していない。

散布図を見ると、海域Cと女島はほぼ1対1

第3.1表 海域A～Dにおける海面水温年平均偏差の長期変化傾向（単位：℃/100年）

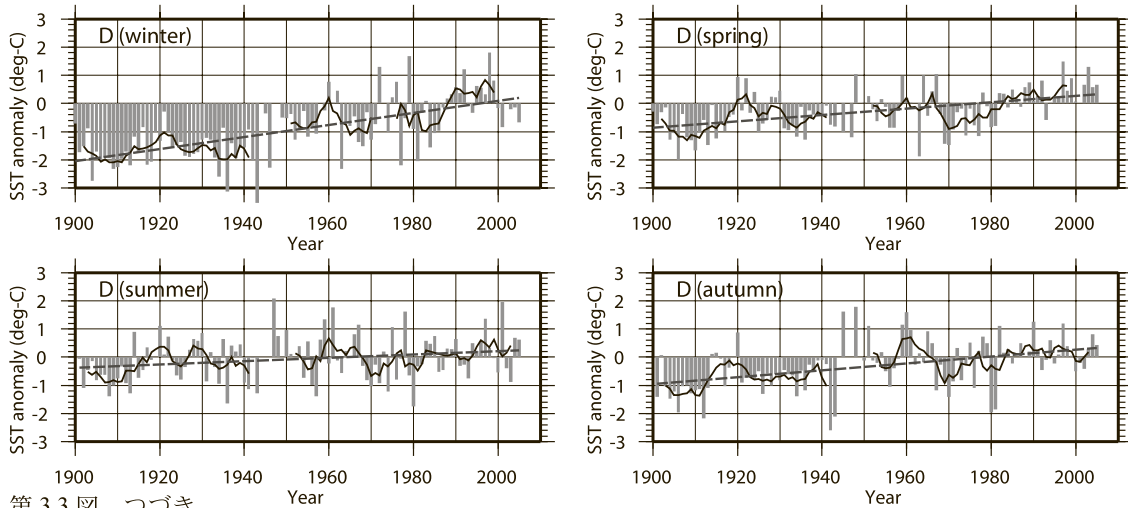
海域	年	冬季 (1～3月)	春季 (4～6月)	夏季 (7～9月)	秋季 (10～12月)
A	+0.66±0.25 (0.000)	+0.54±0.45 (0.008)	+0.51±0.33 (0.001)	+0.68±0.27 (0.000)	+1.06±0.34 (0.000)
B	+1.10±0.19 (0.000)	+1.37±0.33 (0.000)	+1.16±0.29 (0.000)	+0.62±0.23 (0.000)	+1.21±0.27 (0.000)
C	+1.24±0.28 (0.000)	+1.63±0.48 (0.000)	+1.06±0.33 (0.000)	+0.76±0.37 (0.000)	+1.50±0.35 (0.000)
D	+1.29±0.35 (0.000)	+2.15±0.51 (0.000)	+1.13±0.42 (0.000)	+0.59±0.51 (0.029)	+1.22±0.50 (0.000)

一次回帰分析による長期変化傾向。線形回帰から求めた95%の信頼限界を±を付記した数値で示している。統計期間は1900～2005年（ただし、途中期間に欠測が含まれることがある）。括弧内にM-Kテストの両側検定による確率値を示す。

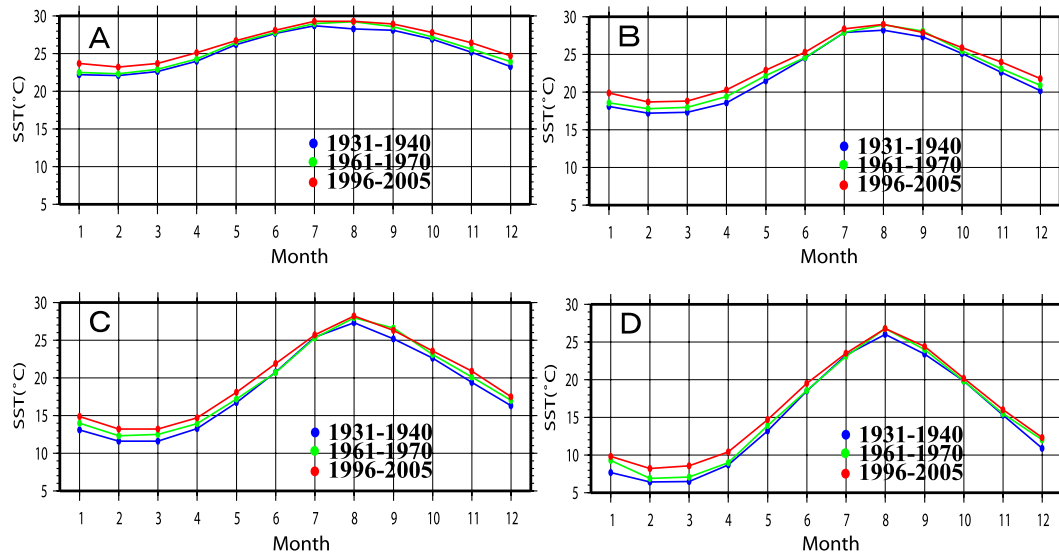


第3.3図 海域A～Dにおける季節別の海面水温年平均偏差の時系列 (単位: °C)

冬: 1～3月, 春: 4～6月, 夏: 7～9月, 秋: 10～12月を表す. 棒グラフは各年の値, 実線は5年移動平均値, 点線は長期変化傾向を示す. 平年値は1971～2000年の30年平均値.

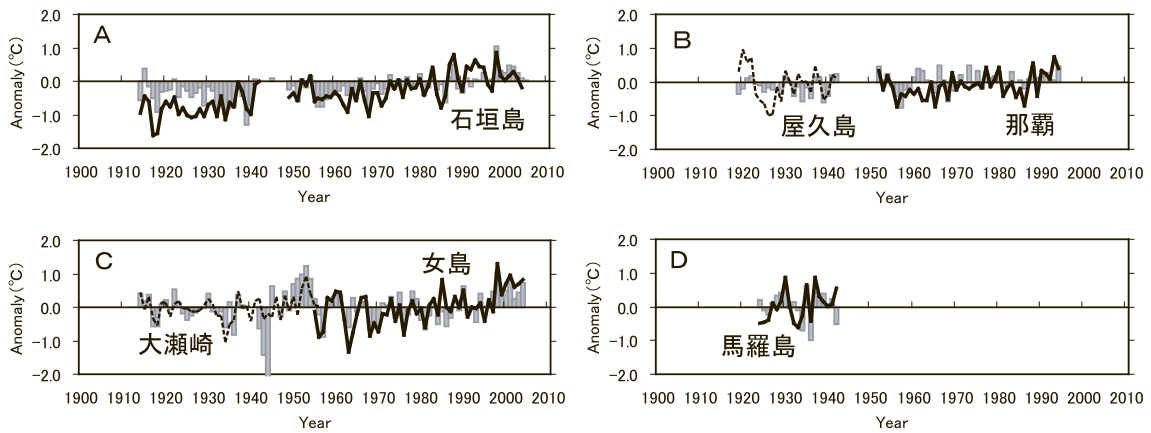


第3.3図 つづき



第3.4図 海域A～Dにおける月ごとの海面水温（単位：℃）

青線は1931～1940年，緑線は1961～1970年，赤線は1996～2005年の平均値を示す。



第3.5図 海域A～Dにおける年平均の海面水温年偏差と沿岸水温年偏差の時系列の比較(単位：℃)

棒グラフは海面水温，実線と破線は沿岸水温の各年の値を示す。平年値は石垣島と女島については1971～2000年の30年平均値，それ以外の地点は観測全期間の平均値。

で対応しているが、海域 B と那覇や海域 D と馬羅島では沿岸水温の変動の幅の方が小さい。海域 B と那覇の季節ごとの比較によると、夏季には 1 対 1 で対応しているが、それ以外の季節では 1 対 0.8 程度である。海域 B では西側に大陸棚が大きく広がっており、大陸棚側と太平洋側の水温差は夏季に小さく、それ以外の季節で大きい。このため、変動幅の大きい大陸棚側も含んだ海域 B の海面水温と変動幅の小さい太平洋側にある那覇の沿岸水温に差が生じたものと考えられる。

3.4.2 周辺の地上気温との比較

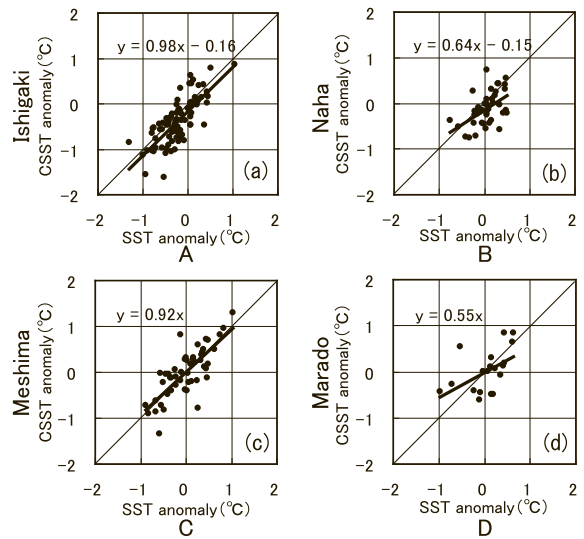
南西諸島（名瀬と石垣島の平均）と西日本（境、浜田、彦根、宮崎、多度津の平均）の年平均気温平年偏差の時系列を第 3.7 図に、100 年あたりの長期変化傾向を年平均と各季節について第 3.3 表に示す。また、海域 A 及び海域 B の海面水温と南西諸島の気温、海域 C 及び海域 D の海面水温と西日本の気温から算出した相関係数、平均二乗誤差を第 3.4 表に示す。

年平均の海面水温と気温の変動はおおむね一致しており、特に南西諸島の気温と海域 B の海面水温、西日本の気温と海域 C の海面水温の推移がよく一致している。これらの相関係数は 0.76、0.79 と大きく、上昇率もほぼ同値である。しかし季節ごとに見ると、上昇率の季節による大小関係が海面水温と気温で異なっている。すなわち、海域 B、C、D の海面水温の上昇率は、冬季に大きくて夏季に小さいが、南西諸島の気温のそれは夏

季に大きくて冬季に小さく、また、西日本の気温のそれは春季に大きくて秋季に小さい。

3.4.3 海面水位との比較

年平均の海面水温と沿岸の海面水位の平年偏差の比較として、海域 A と石垣島、海域 B と那覇、海域 C と長崎の時系列を第 3.8 図に、これらに海域 B と名瀬、西之表、海域 C と枕崎、巖原を加えた各々の相関係数を第 3.5 表に示す。



第 3.6 図 海域 A ～ D における年平均の海面水温平年偏差と沿岸水温平年偏差の散布図

(a) 海域 A と石垣島、(b) 海域 B と那覇、(c) 海域 C と女島、(d) 海域 D と馬羅島。一次帰直線とその式を図中にあわせて示す。

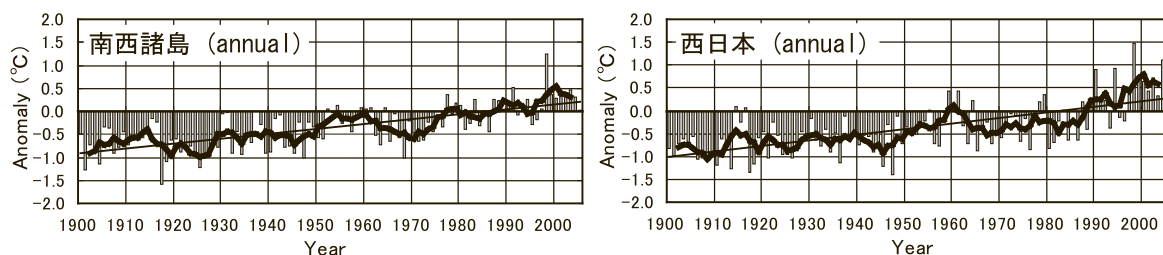
第 3.2 表 海域 A ～ D における年平均の海面水温平年偏差と沿岸水温平年偏差の相関係数 (r) 及び平均二乗誤差 (RMSE)

海域	沿岸水温観測地点	r	RMSE
A	石垣島	0.76**	0.35
	宮古島	0.84**	0.17
B	那覇	0.58**	0.34
	名瀬	0.55**	0.46
	屋久島	0.44**	0.48

海域	沿岸水温観測地点	r	RMSE
C	女島	0.77**	0.34
	大瀬崎	0.65**	0.39
	巖原	0.40**	0.60
D	馬羅島	0.51*	0.41
	竹島	0.50**	0.53
	於青島	0.49*	0.51

*は危険率 5%、**は危険率 1%で有意な相関があることを示す。

統計期間は付録第 1 表を参照（ただし、途中期間に欠測が含まれることがある）。



第3.7図 南西諸島と西日本の年平均地上気温年偏差の時系列 (単位: °C)

南西諸島は名瀬と石垣島の平均値, 西日本は境, 浜田, 彦根, 宮崎, 多度津の平均値である. 棒グラフは各年の値, 太線は5年移動平均値, 細線は長期変化傾向を示す. 年偏差は1971~2000年の30年平均値.

第3.3表 南西諸島(名瀬と石垣島の平均)と西日本(境, 浜田, 彦根, 宮崎, 多度津の平均)における気温年偏差の長期変化傾向 (単位: °C/100年)

地域	年	冬季 (1~3月)	春季 (4~6月)	夏季 (7~9月)	秋季 (10~12月)
南西諸島	+1.05±0.22	+0.96±0.48	+1.03±0.35	+1.19±0.24	+1.04±0.33
西日本	+1.22±0.26	+1.12±0.51	+1.50±0.31	+1.20±0.42	+1.05±0.41

一次回帰分析による長期変化傾向. 線形回帰から求めた95%の信頼限界を±を付記した数値で示している. 統計期間は1900~2005年.

第3.4表 海域A~Dにおける海面水温年偏差と気温年偏差の相関係数(r)及び平均二乗誤差(RMSE)

海域	気温 エリア	年		冬季 (1~3月)		春季 (4~6月)		夏季 (7~9月)		秋季 (10~12月)	
		r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE
A	南西諸島	0.66**	0.42	0.65**	0.67	0.68**	0.56	0.64**	0.48	0.61**	0.55
B		0.76**	0.33	0.69**	0.61	0.75**	0.45	0.75**	0.41	0.69**	0.46
C	西日本	0.79**	0.37	0.73**	0.70	0.75**	0.47	0.75**	0.53	0.71**	0.58
D		0.71**	0.48	0.71**	0.92	0.54**	0.72	0.57**	0.75	0.65**	0.70

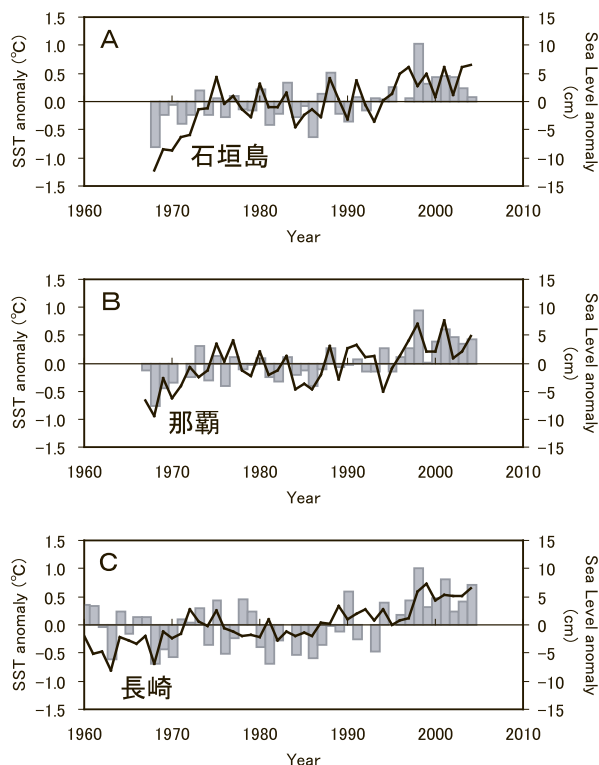
**は危険率1%で有意な相関があることを示す.

統計期間は1900~2005年(ただし, 途中期間に欠測が含まれることがある).

各海域とも相関係数は0.5~0.7程度で, 1980年以降の変動はよく一致しているが, それ以前はあまり一致していない. 海面水温と海面水位の変動量の関係は, どの地点においても, 海面水温1°Cの上昇に対して, 海面水位の上昇がおおよそ10cmとなっている.

この海面水位上昇の要因について, 海域B, Cにおける表層水温に着目して考察する. 海域Bの沖縄本島北西方には海洋観測線(PN線)が設定されており, 長崎海洋気象台の海洋気象観測船「長風丸」によって, 1972年以降, 年4回の海洋観測が行われている. 野崎ほか(2005)は沖縄本島寄りのPN-1の海洋観測結果を用いて,

δ stp (比容の標準値からの差)のEOF第2モードの変動と那覇の海面水位の変動がよく一致していることを報告している. EOF第2モードは水深200m付近を中心とした表層水温の変動を表している. EOS第2モードの時係数が谷の時期と山の時期の平均的な水温の鉛直分布を比較すると, 海面から水深200mぐらいまでは約1°C, その下層の推進500mぐらいまでは約0.5°Cの差が見られ, この水温の差がほぼ海面水温の約10cmの変化に対応していることがわかった. よって, 海域Bの沖縄本島付近では, 表層水温の上昇による熱膨張により海面水温が上昇しており, 数年規模の海面水温の変化はほぼ海面から水深200m



第3.8図 海域A～Cにおける年平均の海面水温
偏差(単位:°C)と海面水位年平均偏差(単位:
cm)の時系列の比較

棒グラフは海面水温, 実線は海面水位の各年の値を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。

ぐらいまでの表層水温の変化を表していると考えられる。海域Cについても、九州西方における海洋観測点における海面から水深200mまでの平均水温の変動と、長崎及び枕崎における海面水位の変動には、海域Bの沖縄本島付近と同様の対応が見られ、海面水温の変化と海面水位の変化とあわせて考えると、数年規模の海面水温の変化はほぼ海面から水深200mぐらいまでの表層水温の変化を表していると考えられる。

3.4.4 表層貯熱量との比較

海域A及び海域Bについて年平均の海面水温と再解析表層貯熱量(0～300mの平均水温)の平年偏差の時系列を第3.9図に、年平均と季節ごとの相関係数、平均二乗誤差を第3.6表に示す。なお、海域Bの西側では水深100m以浅の大陸棚が広がっているため、表層貯熱量の算出から当該海域を除外している。

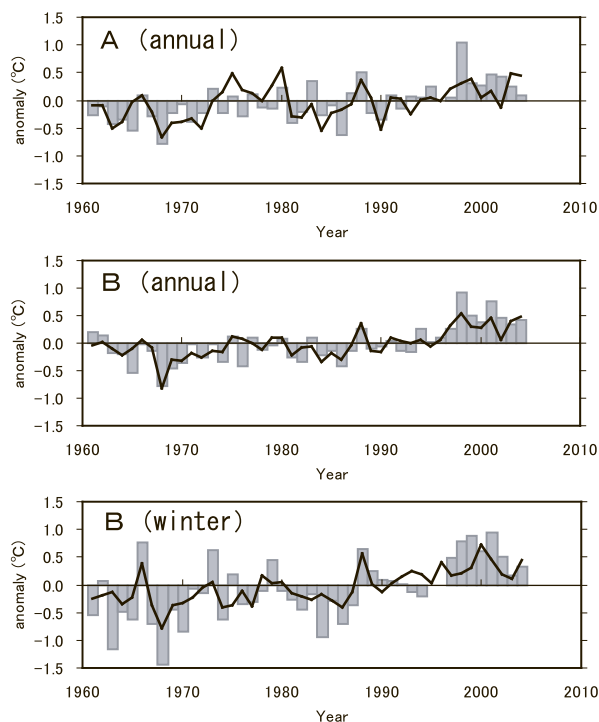
海面水温と表層貯熱量の推移はよく一致してお

第3.5表 海域A～Cにおける年平均の海面水温平年偏差と沿岸の海面水位平年偏差の相関係数(r)

海域	海面水位観測地点	r
A	石垣島	0.62**
B	那覇	0.71**
	名瀬	0.74**
	西之表	0.66**
C	枕崎	0.49**
	長崎	0.58**
	厳原	0.57**

**は危険率1%で有意な相関があることを示す。

統計期間は付録第3表を参照(ただし、途中期間に欠測が含まれることがある)。



第3.9図 海域A及び海域Bにおける海面水温平年偏差と表層貯熱量平年偏差の時系列の比較(単位:°C)

表層貯熱量は、気象研究所による同化再解析に基づく0～300mの平均水温。上から海域Aの年平均値、海域Bの年平均値、海域Bの冬季(1～3月)の平均値を示す。棒グラフは海面水温, 実線は表層貯熱量の各年の値を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。

り、特に海域 B で相関が高く、相関係数は年平均で 0.85 である。このことは、海面水温の変動要因に海洋表層の変動が深く関連していることを示唆している。また、1960 年代前半、1970 年代後半、1990 年代後半以降に多くなっている海域 B の表層貯熱量の推移は、Levitus *et al.* (2005) が示した北太平洋における表層貯熱量の推移とよく一致しており、北太平洋規模の変動との関連が示唆される。

3.5 冬季の海面水温の上昇

海域 B では冬季の海面水温の上昇率が最も大きい。そこで冬季に限定して海面水温と表層貯熱量の推移を比較した (第 3.9 図下図)。1980 年以前の海面水温が高かった時期は、両者の対応があまりよくないが、1988 年や 1997 ~ 2002 年の海面水温が高かった時期は、表層貯熱量も正偏差と

なっており、これらの期間には海洋内部まで昇温していたことがうかがわれる。

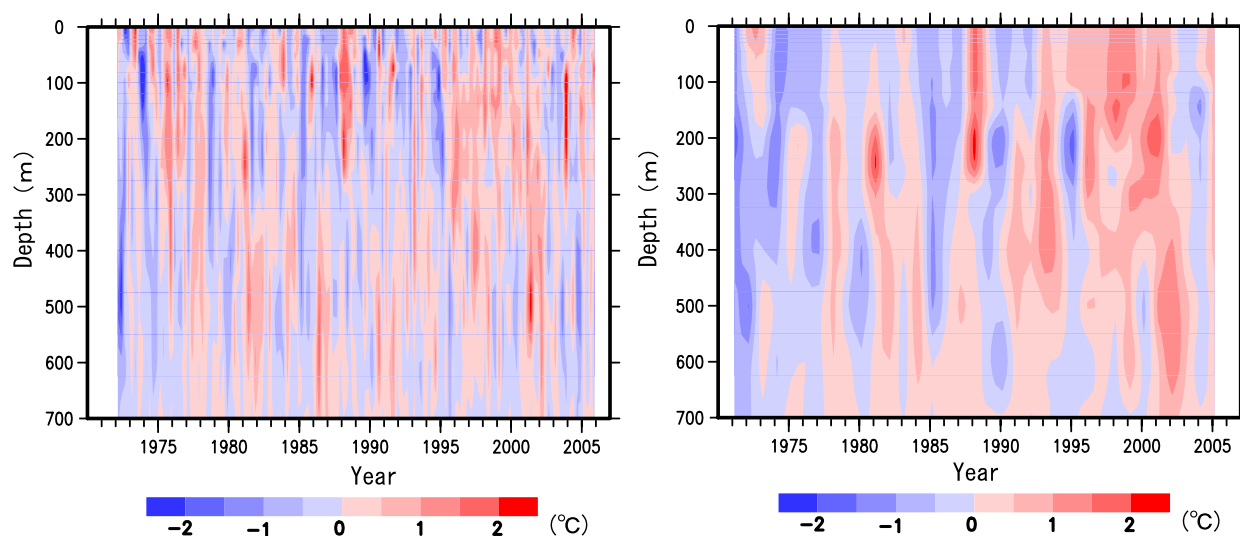
次に、第 3.4.3 項で用いた PN-1 の水温を使って、水温がどの程度の深さまで上昇しているのかを調べた。PN-1 における冬季の 0 ~ 700m の水温平年偏差の時系列 (第 3.10 図左図) を見ると、1°C 以上高い範囲が 1988 年は海面から 270m 付近まで、1998 ~ 1999 年は 300m 付近まで、1996 ~ 2002 年は 700m 付近まで達している。

以上のことから、近年の冬季は海面から海洋内部に至るまで水温が高く、海面から熱を放出しても、水温が下がりにくくなっている可能性がある。なお、PN-1 の表層水温は、1996 ~ 2002 年においては、冬季に限らず全季節で海面から 300m 付近まで平年より高くなっている (第 3.10 図右図)。Levitus *et al.* (2005) は、最近の数十年間で海洋全体の貯熱量が増加しており、特に表層数百メー

第 3.6 表 海域 A 及び海域 B における海面水温平年偏差と表層貯熱量平年偏差の相関係数 (r) 及び平均二乗誤差 (RMSE)

海域	年		冬季 (1~3 月)		春季 (4~6 月)		夏季 (7~9 月)		秋季 (10~12 月)	
	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE	r	RMSE
A	0.61**	0.28	0.60**	0.44	0.53**	0.36	0.36*	0.49	0.41**	0.47
B	0.85**	0.18	0.77**	0.37	0.60**	0.37	0.54**	0.37	0.65**	0.32

*は危険率 5%、**は危険率 1% で有意な相関があることを示す。
統計期間は 1961 ~ 2004 年。



第 3.10 図 PN-1 における冬季 (左図) と全季節 (右図) の 0 ~ 700m 水温平年偏差時系列 (単位: °C)
暖色系は正偏差, 寒色系は負偏差を表す。平年値は 1972 ~ 2000 年の 29 年平均値。

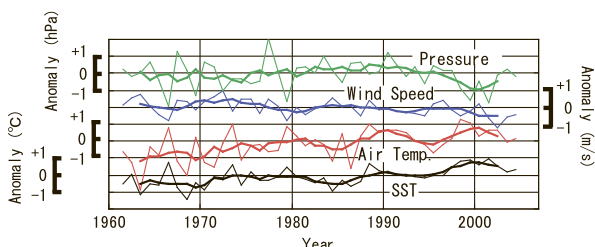
トルにおいて水温上昇が顕著であるとしている。北太平洋においても0～300mでは1990年代後半以降、貯熱量が多い状態が続いており、北太平洋規模の変動が東シナ海にも現れている可能性がある。

最後に、冬季の気象の状況を見るため、海域Bにおける気圧、風速、気温の年平均偏差の時系列を第3.11図に示す。気圧は、1960～1980年に変動が大きく、その後はほぼ横ばいで変動が小さい状態が続き、1990年代半ば以降は低めに経過している。風速は、1970年代前半に強く、その後はほぼ横ばいで変動が小さい状態が続き、1990年代半ば以降は弱まる傾向にある。これらの変動と海面水温の変動との関連については、今後の検討課題である。

3.6 東シナ海・黄海のまとめ

東シナ海と黄海の海面水温は、年平均で100年あたり+0.66～+1.29℃上昇しており、全球や北太平洋と比べて上昇率が高い。季節ごとの上昇率では、海域A（先島諸島周辺）を除いて、冬季に大きく、夏季に小さい。

海面水温の変動と他の要素の変動を比較する



第3.11図 海域Bにおける冬季の気圧（単位：hPa）、風速（単位：m/s）、気温（単位：℃）及び海面水温（単位：℃）の年平均偏差の時系列と海域Bの中心付近と中国大陸との間の気圧傾度（単位：hPa/1000km）の年平均偏差の時系列

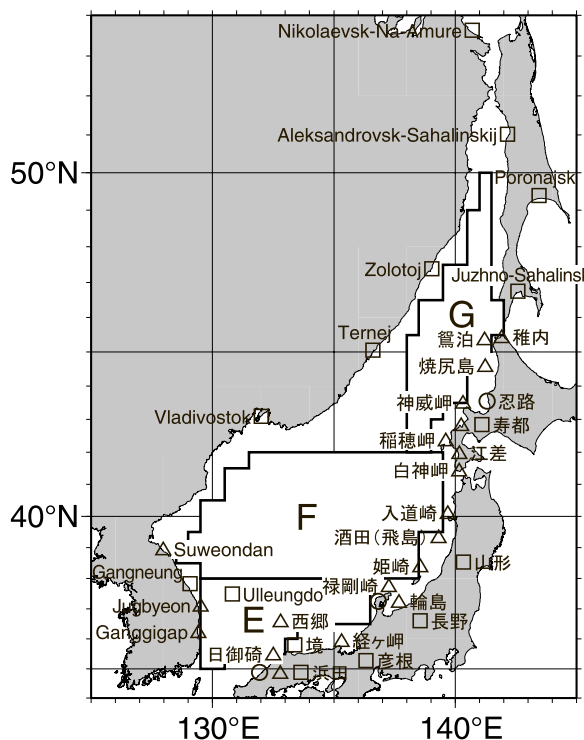
気圧傾度は海域Bの中心付近の27°30' N, 127°30' Eと中国大陸の40°N, 115°Eとの気圧差から求めた。緑細線は気圧、水色細線は気圧傾度、青細線は風速、赤細線は気温、黒細線は海面水温の各年の値、太線は各々の5年移動平均値を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。

井上 博敬

と、沿岸水温については、あまり一致していない地点もあるが、1950年以降はおおむね一致している。気温については、年平均では変化傾向や上昇率がほぼ同じでよく一致しているが、季節ごとの長期変化傾向は異なっており、海面水温のように冬季に上昇率が大きい傾向は見られない。沿岸の海面水位や表層貯熱量については、海面水温と相関が高く、海面水温の変動に海洋表層の変動が関連していることが示唆される。

4. 日本海における解析結果

日本海では、第2.4図における海域E、F、Gの三つの領域で海面水温の長期変化傾向及び長期変動の様子を調べた。海域E～G及び海面水温との比較に用いた要素の観測地点を第4.1図に示す。海域Eは日本海西部の南側、海域Fは日本海中部及び北西部、海域Gは日本海北部にはほぼ該当する。海域Gでは冬季や春季に海水が存在



第4.1図 日本海における解析対象海域（E～G）及び比較した観測地点

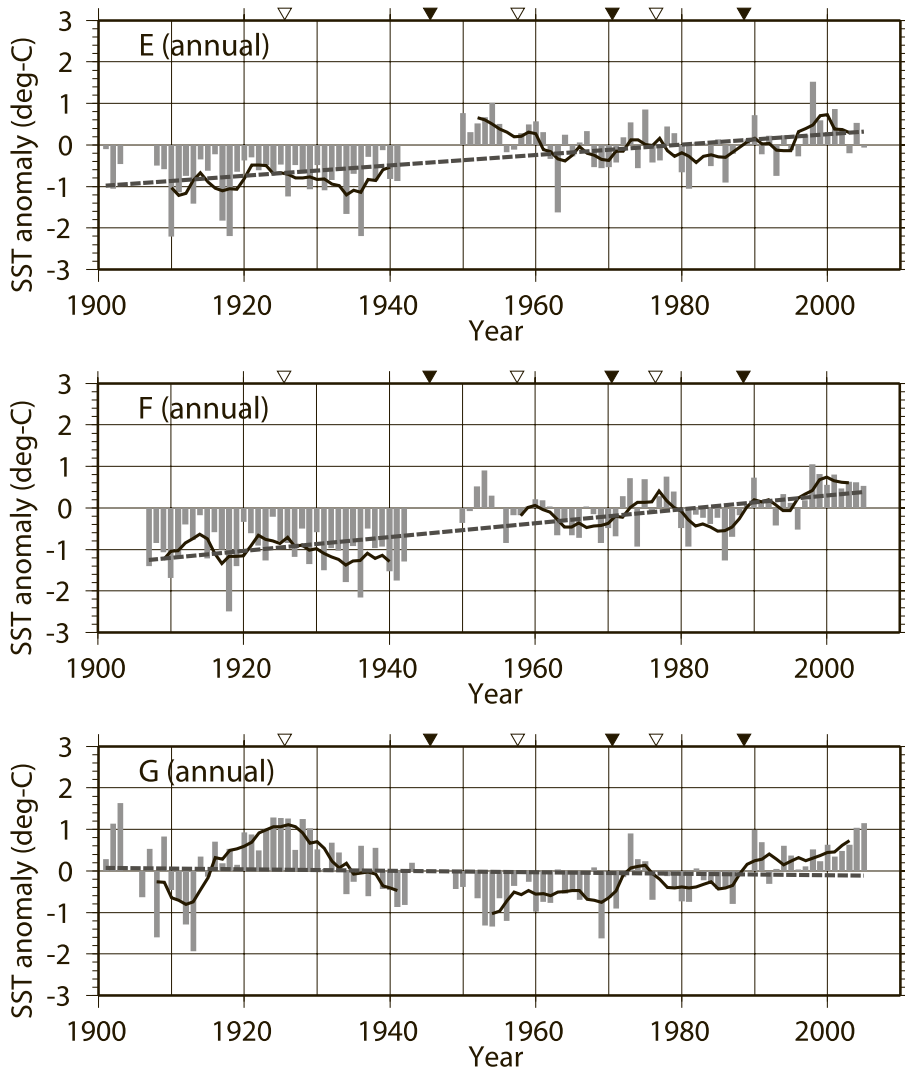
△：沿岸水温観測点，□：地上気温観測点，○：海面水位観測点

する可能性があるが、COBE-SSTのデータには海氷の存在比が含まれているので、このデータを基に海氷の存在比が0.1以上の小領域における観測データは使用しないこととした。なお、COBE-SSTに含まれている海氷に関する情報が1980年を境に増加しているため、海域Gの冬季における海面水温データには、1980年以降においても欠測が多いことに留意する必要がある。

4.1 日本海における年平均海面水温の長期変化傾向

海域E～Gの年平均海面水温平年偏差時系列を第4.2図に、一次回帰式の傾きとして求めた100年あたりの長期変化傾向を第4.1表に示す。すべての海域において1940年すぎから1950年ころまでの期間のデータが少ないため、時系列が途切れている。

海域EとFの変動は似通っている。詳しく見



第4.2図 海域E～Gの年平均海面水温平年偏差の時系列（単位：℃）

棒グラフは各年の値、実線は5年移動平均値、点線は長期変化傾向を示す。▼/▽は、Yasunaka and Hanawa (2002) が検出した北太平洋のレジームシフトの時期を示しており、北太平洋中央部の海面水温が上昇/下降した時期に対応する。平年値は1971～2000年の30年平均値。

ると、両者とも 1920, 1950, 1975, 2000 年ころに極大, 1910 ~ 1915, 1935, 1965, 1985 年ころに極小であり, 20 ~ 30 年規模の変動がある. 長期変化傾向は, 海域 E で $+1.26 \pm 0.41^\circ\text{C}/100$ 年, 海域 F で $+1.66 \pm 0.40^\circ\text{C}/100$ 年であり, 北に位置する海域 F で大きい. M-K テストによると, どちらの海域でも危険率 5% で有意な上昇傾向である.

一方海域 G では, 1920 年代の正偏差が顕著である. その後 1950 年代半ばにかけて低下し, 1970 年代以降上昇している. 全期間を通じた長期変化傾向は有意ではない. 他の海域と比べると, 1950 年ころの極大が見られず, 逆に 1950 年ころを極小として 1975 年ころ及び 1990 年ころの極大を含み現在まで上昇傾向にあるなど, 変動の様子が異なっている.

これらの海域の長期変化傾向を気象庁 (2005) で示された全球や北半球の長期変化傾向と比べると, 海域 G を除いて日本海の方が上昇率が大きい. また, 十年規模の変動の極大/極小の時期も北太平洋とは異なっている.

各海域の海面水温変動と Yasunaka and Hanawa (2002) の示したレジームシフトとの対応を見ると, 1945/46 については前後の期間の海面水温データが少ないのではっきりいうことはできないが, 海域 E, F では 1940 年代をはさんで大きく昇温している. また, 1970/71 年ころと 1988/89 年ころに海域 G で昇温が見られた. これら以外は, 明りょうな対応は見られない.

4.2 季節別に見た長期変化傾向

各海域の季節別の海面水温平年偏差時系列を第 4.3 図に, 季節別の 100 年あたりの長期変化傾向を第 4.1 表に示す. 海域 E, F における季節別の長期変化傾向は, M-K テストによると夏季を除いて危険率 5% で有意な上昇である. どちらの海域でも冬季に上昇率が大きく, 夏季に最も小さい. 海域 E では秋季と春季の上昇率は同程度であるが, 海域 F では春季の方が大きい. 海域 G では, 冬季にのみ有意な長期変化傾向が見られる.

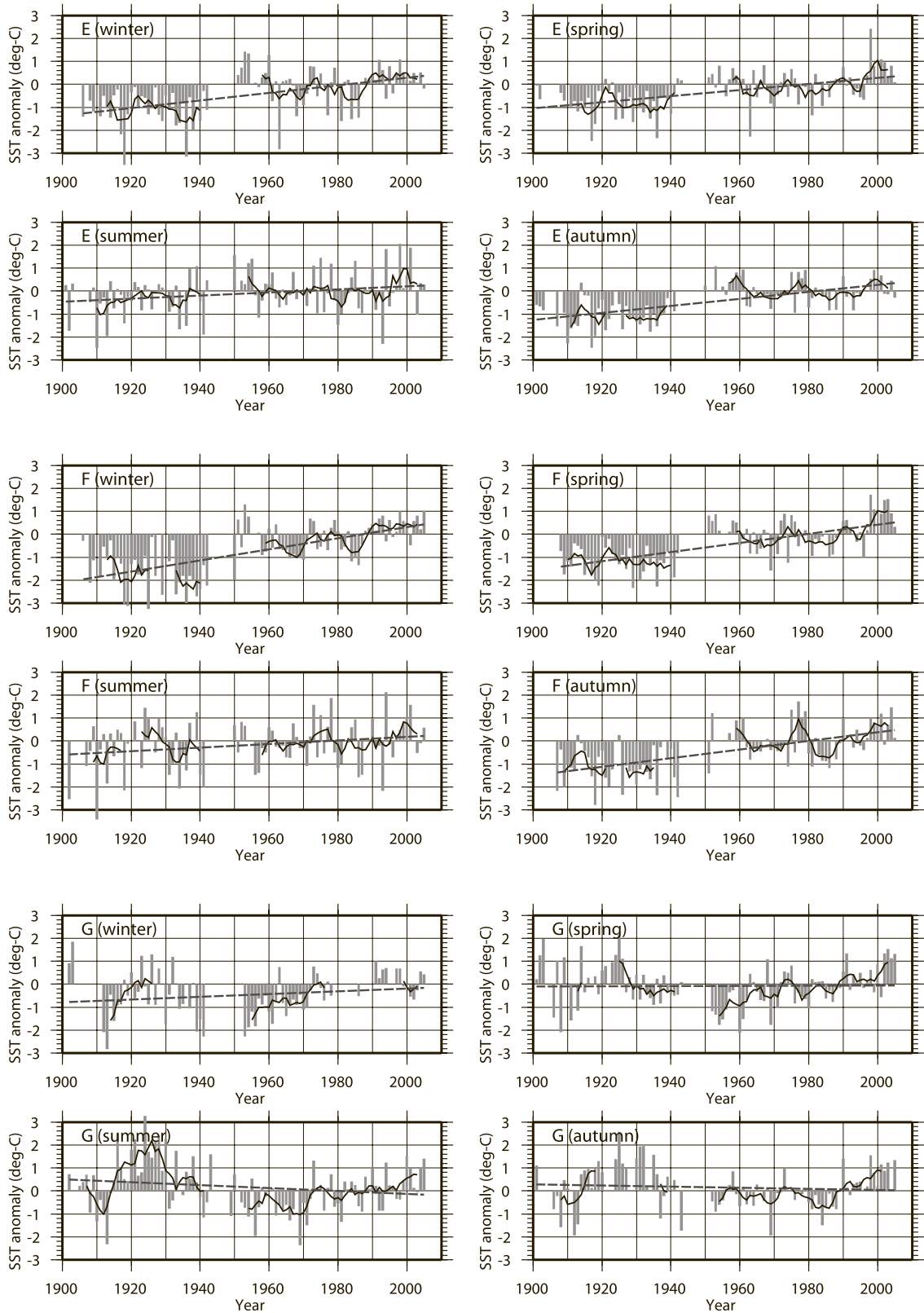
これらの季節による長期変化傾向の違いには, 1930 年代以前と 1950 年代以後の水温の差が大きく影響していると考えられる. そこで, 1930 年代と 1950 年代をそれぞれ 10 年間で平均し, 水温の差を比較した. その結果を第 4.2 表に示す. これから明らかなように, 海域 E, F における 1940 年代を挟む前後での水温差は, 冬季に大きく, 夏季には有意な差が認められない. 海域 G では, 1930 年ころに正偏差となっていて, 1950 年代の方が低いが, 季節別では冬季の水温低下が最も小さい.

各海域の十年規模の変動を見るために極大と極小の時期に着目すると, 海域 E では各季節とも 1920, 1950, 1970, 1990 年ころに極大, 1935, 1965, 1980 ~ 1985 年ころに極小となっており, 季節による極大や極小の時期の違いは小さい. 海域 F では, 1925 ~ 1930, 1950 ~ 1960, 1975, 1990 (夏季以外) ~ 2000 年 (冬季以外) ころに極大, 1920 (夏季以外), 1935 ~ 1940, 1965 ~

第 4.1 表 海域 E ~ G における海面水温平年偏差の長期変化傾向 (単位: $^\circ\text{C}/100$ 年)

海域	年	冬季(1~3月)	春季(4~6月)	夏季(7~9月)	秋季(10~12月)
E	$+1.25 \pm 0.41$ (0.000)	$+1.66 \pm 0.60$ (0.000)	$+1.31 \pm 0.49$ (0.000)	$+0.68 \pm 0.60$ (0.115)	$+1.53 \pm 0.43$ (0.000)
F	$+1.67 \pm 0.40$ (0.000)	$+2.42 \pm 0.60$ (0.000)	$+1.98 \pm 0.52$ (0.000)	$+0.79 \pm 0.70$ (0.101)	$+1.89 \pm 0.57$ (0.000)
G	-0.17 ± 0.49 (0.844)	$+0.59 \pm 0.79$ (0.035)	$+0.04 \pm 0.62$ (0.482)	-0.64 ± 0.71 (0.221)	-0.24 ± 0.65 (0.770)

一次回帰分析による長期変化傾向. 線形回帰から求めた 95% の信頼限界を \pm を付記した数値で示している. 統計期間は海域 E, G : 1901 ~ 2005 年, 海域 F : 1902 ~ 2005 年 (ただし, 途中期間に欠測が含まれることがある). 括弧内に M-K テストの両側検定による確率値を示す. 確率値が 0.05 以上の場合には上昇傾向あるいは下降傾向が危険率 5% で有意ではないことを示し, それらを斜字体で示す.



第4.3図 海域E～Gにおける季節別の海面水温年平均偏差の時系列（単位：℃）

冬：1～3月，春：4～6月，夏：7～9月，秋：10～12月を表す．棒グラフは各年の値，実線は5年移動平均値，点線は長期変化傾向を示す．平年値は1971～2000年の30年平均値．

1970, 1985, 1995年(夏季と冬季以外)ころに極小となっている。海域Gでは, 1925~1930, 1965, 1975, 1990年(夏季と冬季以外)ころに極大, 1910, 1955, 1980年ころに極小となっている。海域Fと海域Gでは, 夏季や冬季には一部の時期で極値が見られないなど, 季節による極値の時期の違いが, 海域Eに比べ大きい。

4.3 海面水温と関連要素との比較

4.3.1 沿岸水温との比較

沿岸水温データとして, 気象庁及び水産庁による沿岸水温観測の月平均値を使用した。水産庁所管の沿岸水温データの多くは1975年ころまでに限られるため, 偏差を求める際にはデータの存在した期間全体の平均を平年値とした。各観測点を海域E~Gと以下のように対応付け, 海域ごとの海面水温偏差(沿岸水温と同じ期間の平均値からの偏差)との比較を第4.4図に示す。また, 各海域の海面水温と沿岸水温からそれぞれの長期変化傾向を除いた値を用いて求めた相関係数を第4.3表に示す。

- 1) 海域E: 輪島, 西郷, 浜田(以上気象庁所管), 日御碕, 経ヶ岬, 禄剛崎, Jugbyeon [竹辺, 朝鮮半島], Ganggigap [長き岬, 朝鮮半島](以上水産庁所管)
 - 2) 海域F: 江差, 酒田(以上気象庁所管), 姫崎, 飛島, 入道崎, 白神岬, Suweondan [水源端, 朝鮮半島](以上水産庁所管)
 - 3) 海域G: 稚内, 寿都(以上気象庁所管), 稲穂岬, 神威崎, 焼尻島, 鴛泊(以上水産庁所管)
- 海域Eでは, 輪島・西郷・浜田と海面水温と

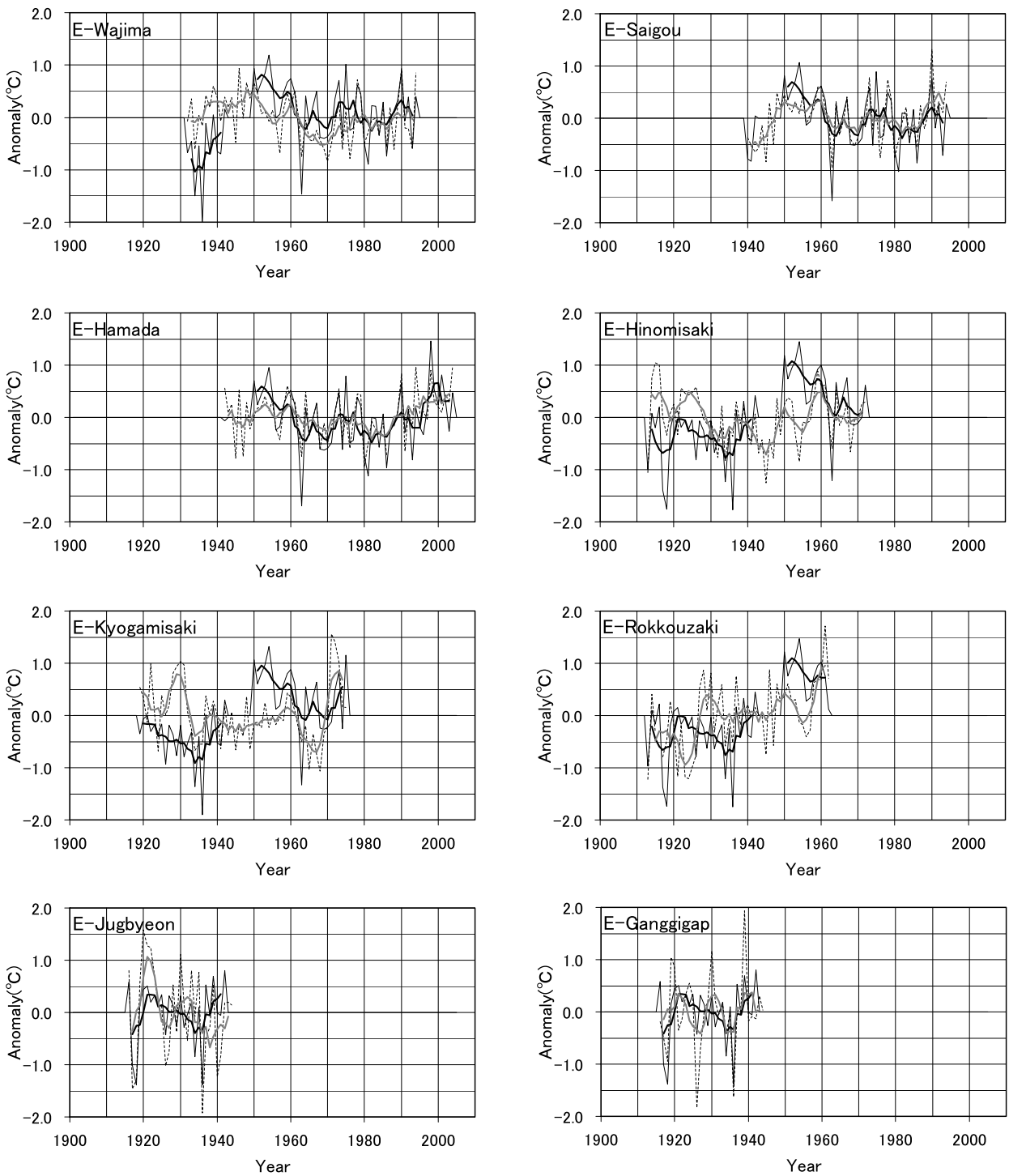
の相関係数は秋季を除いて0.6~0.8で, 有意な相関関係が見られる。特に, 輪島と西郷では1930~1950年に沿岸水温が上昇傾向にあることがわかる。その他の観測点では, 極大や極小の時期が一致していない点も多く, データの期間が短い朝鮮半島の観測点を除き海面水温との相関は高くない。海域Fでは, 年平均で見た場合, 他の海域と比べて相関が低い。季節別に見ると, 秋季において特に相関が低く, 冬季においても相関の低い観測点が多い。一方, 春季と夏季に関しては他の海域と同程度の高い相関が見られる。なお, 海域Fの沿岸水温観測点でも1930~1950年に全体として水温が上昇している。海域Gでは, 稚内及び寿都の沿岸水温と海面水温との相関係数が年平均では0.6程度あり, 有意な相関となっている。季節別の相関を見ると, 特に夏季の相関が高い。また, 海面水温ほどではないが, 稲穂岬や焼尻島, 鴛泊などでは1920年代に大きな正偏差が見られる。

以上より, データの期間の違いはあるが, 海域Eと輪島, 西郷, 海域Gと稚内, 寿都のように, いくつかの地点の沿岸水温と海面水温の相関が高い。海域Fでは春季から夏季の相関は高いが, 秋季や冬季には相関が低いという特徴がある。海域E, Fに面した沿岸水温観測点の多くで1940年代に昇温しており, これは, 欠測が多いながら, この時期に大きな上昇を示している海域E, Fの海面水温値の妥当性を裏付けるものである。また, 海域Gに面した沿岸水温観測点の一部で, 海域Gの海面水温に見られる1920年代の正偏差と似た変動を示している。

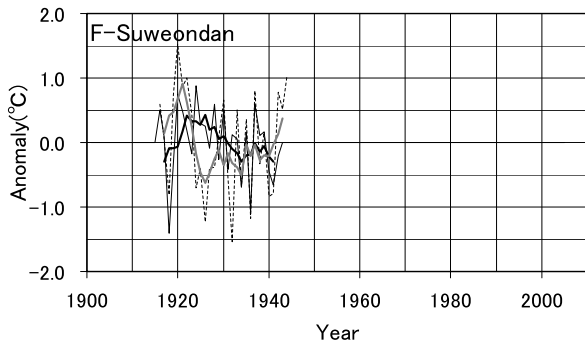
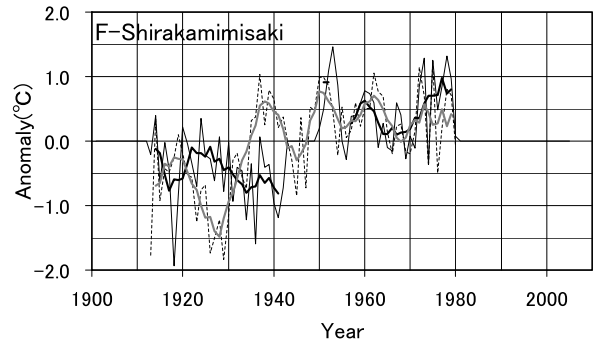
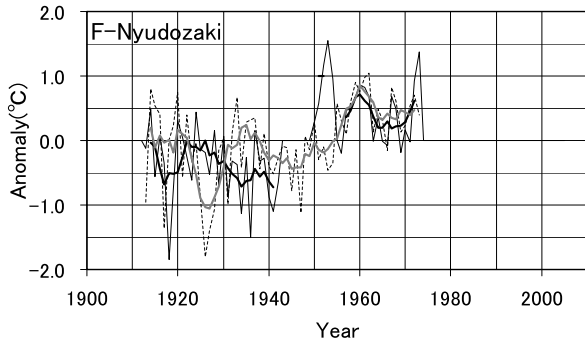
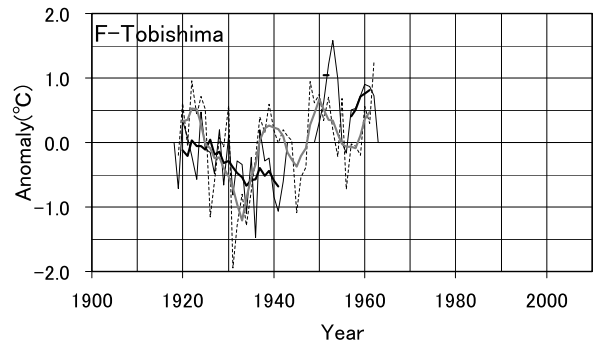
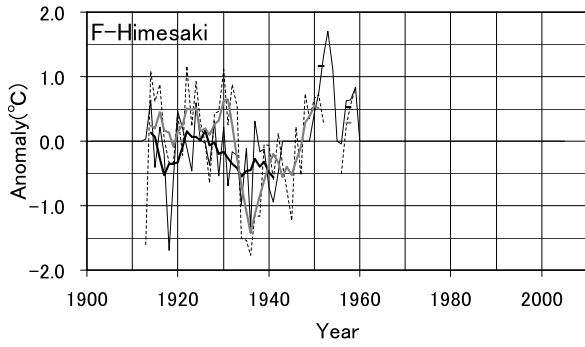
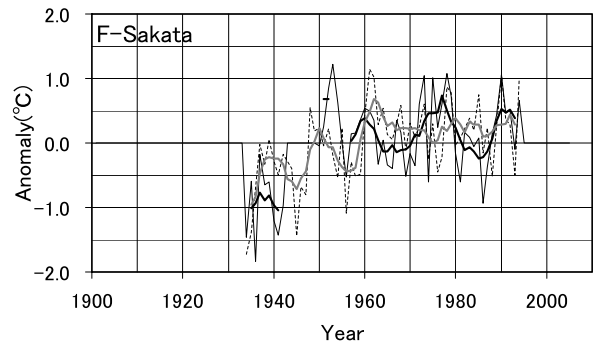
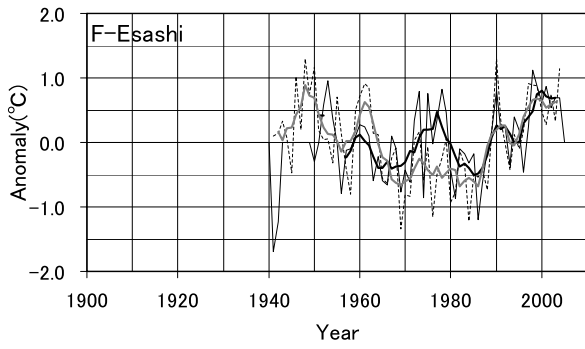
第4.2表 海域E~Gにおける1950年代の10年平均海面水温偏差と1930年代の10年平均海面水温偏差との差(単位:℃)

海域	年	冬季 (1~3月)	春季 (4~6月)	夏季 (7~9月)	秋季 (10~12月)
E	+1.32**	+1.85**	+1.18**	+0.63	+1.56**
F	+1.15**	+1.76**	+1.71**	+0.12	+1.33*
G	-0.79*	-0.56	-0.72*	-1.02*	-0.95

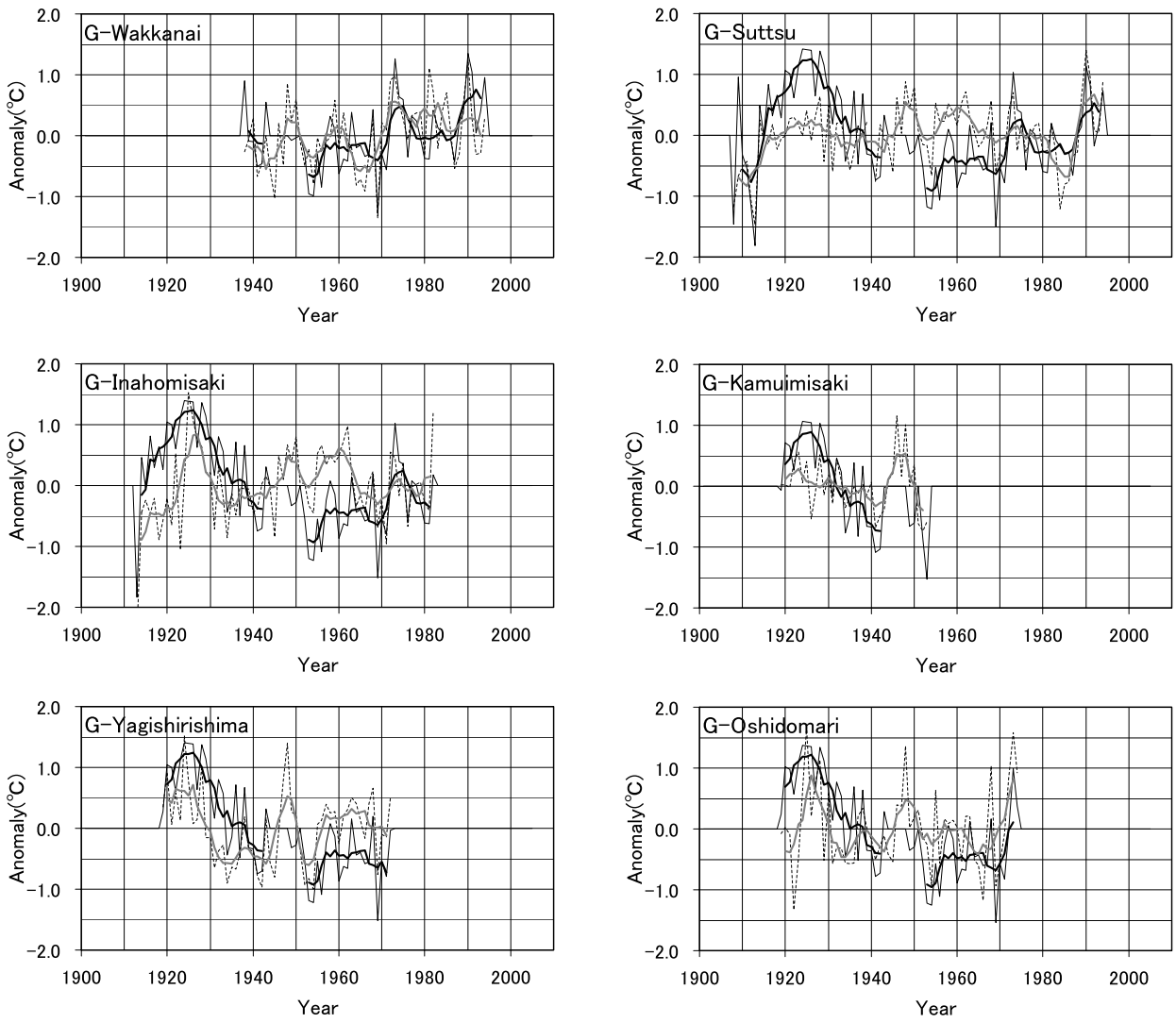
1930~1939年平均値に対する1950~1959年平均値の変化量(平均期間に欠側が含まれることがある)。**を付したデータは危険率1%, *を付したデータは危険率5%で有意な差があることを示す。



第4.4図 海域E～Gにおける年平均の海面水温年偏差と沿岸水温年偏差との比較(単位:°C)
 細実線は海面水温, 破線は沿岸水温の各年の値, 太実線と薄太実線は各々の5年移動平均値を示す. 平年値は観測全期間の平均値.



第4.4図 つづき



第4.4図 つづき

第4.3表 海域E～Gにおける長期変化傾向成分を除いた海面水温と沿岸水温との相関係数

海域	沿岸水温 観測点	年	冬季 (1～3月)	春季 (4～6月)	夏季 (7～9月)	秋季 (10～12月)
E	輪島	0.60**	0.56**	0.60**	0.77**	0.32*
	西郷	0.77**	0.72**	0.70**	0.80**	0.25
	浜田	0.74**	0.79**	0.62**	0.60**	0.49**
	日御碕	0.53**	0.63**	0.38**	0.47**	0.49**
	経ヶ岬	0.33*	0.50**	0.14	0.43**	0.22
	禄剛崎	0.23	0.33*	0.16	0.51**	0.35*
	Jugbyeon	0.73**	0.57**	0.74**	0.57**	0.53**
	Ganggigap	0.69**	0.71**	0.48*	0.63**	0.49*
F	江差	0.43**	0.31*	0.49**	0.70**	0.29*
	酒田	0.44**	0.32*	0.38**	0.74**	0.20
	姫崎	0.57**	0.40*	0.42*	0.55**	0.23
	飛島	0.42**	0.27	0.45*	0.51**	0.14
	入道崎	0.25	0.28	0.21	0.34*	0.13
	白神岬	0.19	0.23	0.36**	0.52**	0.24
	Sweondan	0.52*	0.41*	0.56**	0.74**	0.60**
G	稚内	0.61**	0.37*	0.41**	0.71**	0.50**
	寿都	0.54**	0.47**	0.20	0.65**	0.59**
	稲穂岬	0.34**	0.37**	0.29*	0.65**	0.47**
	神威岬	0.49**	0.54**	0.53**	0.64**	0.37
	焼尻島	0.52**	0.53**	0.53**	0.51**	0.35*
	鴛泊	0.53**	0.34*	0.49**	0.58**	0.40*

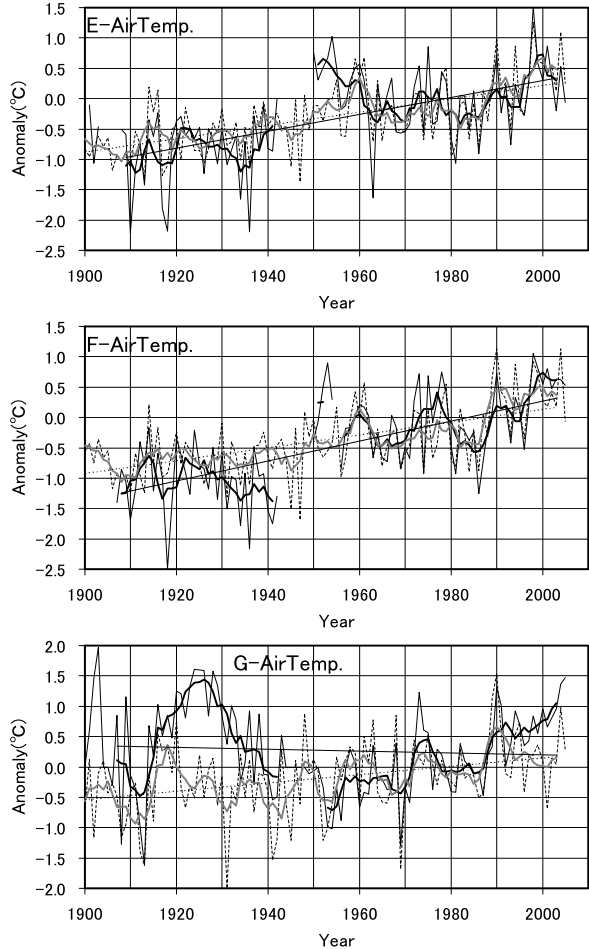
**を付したデータは危険率1%, *を付したデータは危険率5%で有意な相関があることを示す。
統計期間は付録第2表を参照(ただし、途中期間に欠測が含まれることがある)。

4.3.2 周辺の地上気温との比較

気象庁(2005)で使用された日本国内の地上気温観測17地点から解析海域に近い地点を選んだ。これらは、長期にわたる気温データが存在する地点の中で都市化の影響が小さいとされるものである。このほかに、日本海での海面水温変動と関連があると考えられる、日本海西岸から北岸の地上気温データも使用した。これらの地上気温データについて、海域EとF沿岸の観測点では1971～2000年の、海域G沿岸の観測点では1961～1990年の、それぞれ月平均を平年値としてそれからの偏差を求め、さらに以下の地域別に平均した。なお、海域Gに限り、海面水温の平年値として1961～1990年の平均値を用いた。これらの時系列を第4.5図に示す。また、地上気温の年平均及び季節別の長期変化傾向を第4.4表に示す。

- 1) 海域E沿岸：境，浜田，彦根，Ulleungdo
- 2) 海域F沿岸：山形，長野，Gangneung，Vladivostok
- 3) 海域G沿岸：寿都，Nikolaevsk-Na-Amure，Aleksandrovsk-Sahalinskij，Poronajsk，Zolotoj，Juzno-Sahalinsk，Ternej

海域沿岸の年平均気温の100年あたりの上昇率は+1.02～1.08℃で、場所の違いによる差はほとんどない。季節別の上昇率の違いを見ると、海域Eでは春季の上昇が大きく、海域FとGでは冬季の上昇が大きい。各気温観測点における個別の季節別長期変化傾向をそれぞれ調べたところ、日本国内の観測点では春季の上昇率が最も大きい



第4.5図 海域E～Gにおける年平均海面水温平年偏差とその沿岸地域での平均の地上気温平年偏差の時系列の比較(単位:℃)

上から海域E, F, Gとそれぞれの海域の沿岸の地上気温観測点の平均値との比較。細実線は海面水温、破線は地域平均の地上気温の各年の値、太実線と薄太実線は各々の5年移動平均値を示す。また、細直線は海面水温、細破線は地上気温の長期変化傾向を示す。平年値は海域E, Fについては1971～2000年、海域Gについては1961～1990年の30年平均値。

第4.4表 海域E～Gの沿岸の地上気温平年偏差の長期変化傾向(単位:℃/100年)

海域	年	冬季 (1～3月)	春季 (4～6月)	夏季 (7～9月)	秋季 (10～12月)
E	+1.08±0.27	+0.95±0.52	+1.39±0.29	+1.04±0.46	+0.96±0.42
F	+1.03±0.28	+1.77±0.59	+1.12±0.33	+0.35±0.46	+0.87±0.47
G	+1.02±0.37	+2.02±0.79	+1.48±0.41	+0.18±0.48	+0.46±0.68

一次回帰分析による長期変化傾向。線形回帰から求めた95%の信頼限界を±を付記した数値で示している。統計期間は海域E, G: 1901～2005年、海域F: 1902～2005年(ただし、途中期間に欠測が含まれることがある)。上昇傾向あるいは下降傾向が危険率5%で有意でないものは斜字体で示す。

が、朝鮮半島及びロシアの観測点では冬季の上昇率が最も大きい。これから、海域によって上昇率が最も大きい季節が異なるという上記の違いは、緯度の違いというよりも、日本国内の観測点の比重が海域 E から G へ行くにしたがって小さくなっていることによると考えられる。各海域沿岸の気温と各海域の海面水温の長期変化傾向とを比較すると、海域 E と F については、海域 E の春季と夏季を除いて海面水温の上昇率の方が地上気温の上昇率よりも大きい。

海面水温と地上気温の十年規模の変動を比較するために、それぞれのデータから長期変化傾向を除いた後に、年平均及び季節別の相関係数を求めた(第 4.5 表)。海域 E では、海面水温が 1950 年代に降温しているのに対し、沿岸の地上気温はその間上昇しているが、その期間を除けば海面水温と地上気温の極大、極小の時期はよく一致している。また、年平均及び季節別ともに相関は有意であり、特に冬季と夏季に相関係数が大きい。

海域 F では、海面水温が 1910 年代後半に極小、その後 1920 ~ 1940 年に降温しているのに対し、沿岸の地上気温はその間数年規模の変動をしながらもほぼ一定である。加えて、海面水温に見られる 1970 年代後半の極大が地上気温にははっきりとは見られない。しかし、これらの期間を除けば海面水温と地上気温の極大、極小の時期はよく一致している。また、年平均及び季節別ともに相関は有意であり、夏季に相関係数が大きい。

海域 G では、海面水温と一部の沿岸水温に見られた 1920 年代の極大が、沿岸の地上気温にははっきりとは見られない。1950 年以降については海面水温と地上気温の極大、極小の時期はよく

一致しているが、1960 ~ 1970 年ころに海面水温がほぼ一定なのに対して地上気温は下降している点、1990 年以降に海面水温は上昇しているのに対して地上気温は下降している点が異なる。相関は、年平均及び冬季を除く季節において有意であり、夏季に相関係数が大きい。

4.3.3 海面水位との比較

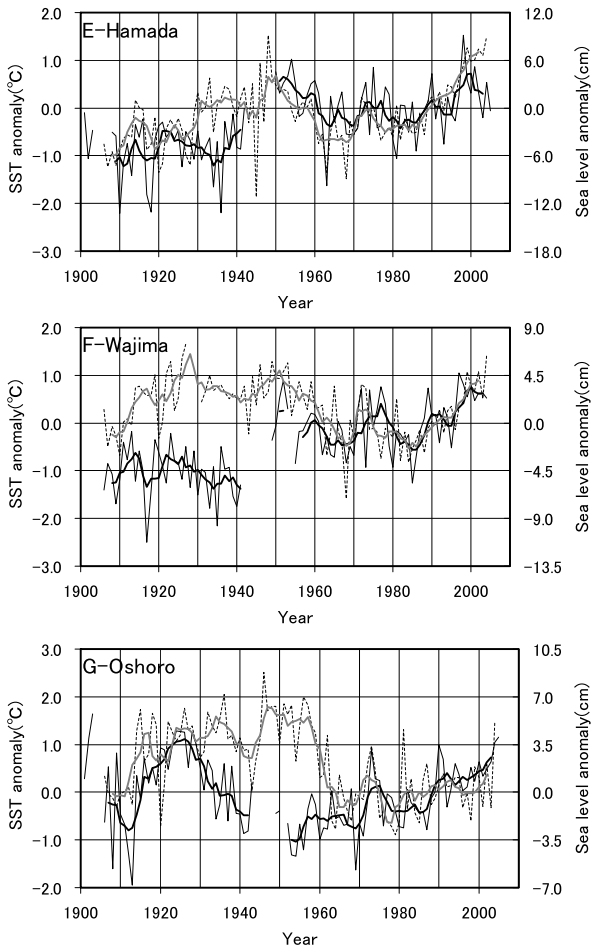
長期にわたってデータが存在する潮位観測点から、海域 E では浜田、海域 F では輪島、海域 G では忍路を選び、そこでの海面水位の変動と海面水温の変動を比較した。これらの時系列を第 4.6 図に示す。なお、海面水温と海面水位の変動の幅をそろえるために、第 4.6 図の縦軸のスケールに両者の標準偏差を反映している。すなわち、海面水温の 1℃ の変化と海域 E では浜田の海面水位の 6.0cm の変化を、海域 F では輪島の海面水位の 4.5cm の変化を、海域 G では忍路の海面水位の 3.5cm の変化を対応させている。なお、沿岸の海面水位の長期変化傾向には、地盤変動など、海洋内部の変化以外の要因による変動が含まれていると考えられるので、ここでは海面水位の極大や極小などに注目して、海面水温の変動と比較・検討することにする。

まず、海面水温の 1℃ の変化と対応させた上記の水位変化が熱膨張で生じたとして、どの程度の深さまでの水温変化で説明できるか調べた。各海域における年平均的な水温及び塩分の鉛直分布(日本海洋データセンターのデータベースを利用)から見積もると、海域 E では海面から約 600 m まで、海域 F では約 500 m まで、海域 G では約 400 m まで、水温が 1℃ 変化すると上記の水位

第 4.5 表 海域 E ~ G における海面水温年平均偏差と地上気温年平均偏差との相関係数

海域 地域	年	冬季(1~3月)	春季(4~6月)	夏季(7~9月)	秋季(10~12月)
E	0.70**	0.73**	0.50**	0.72**	0.61**
F	0.56**	0.48**	0.46**	0.79**	0.47**
G	0.50**	0.24	0.39**	0.74**	0.47**

**を付したデータは、危険率 1% で有意な相関があることを示す。統計期間は海域 E, G : 1901 ~ 2005 年、海域 F : 1902 ~ 2005 年(ただし、途中期間に欠測が含まれることがある)。



第 4.6 図 海域 E ~ G における年平均の海面水温
 年偏差 (単位: °C) と海面水位年偏差 (単位:
 cm) の時系列の比較

細実線は海面水温, 破線は海面水位の各年の値, 太
 実線と薄太実線は各々の 5 年移動平均値を示す. 平年
 値は 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値.

変化が説明できる. 表層混合層のすぐ下に日本海
 固有水という水温の低い均質な水塊が存在する日
 本海において, この深度はそれぞれ永年水温躍層
 の最下層かそれより少し深いところにあたるた
 め, 上記の水位変化のすべてが水温変化による熱
 膨張のみで起こったと考えるのは難しい. このこ
 とは, 日本海沿岸における海面水位変動には, 熱
 膨張以外の要因が強く影響していることを示唆し
 ている.

次に各海域における沿岸の海面水位と海面水
 温の変動とを比較する. 海面水温と海面水位デ
 ータから長期変化傾向を除いた値を用いて求め
 た相関係数を第 4.6 表に示す. 海域 E では, 1920
 ~ 1930 年代の海面水温と海面水位の変動が逆位
 相であること, 1990 年代以降で潮位が大幅な上
 昇をしていることを除くと, 極大や極小の時期は
 おおむね一致している. 海域 F では, 1950 年こ
 ろを境にその後の海面水温と海面水位の極大と極
 小の時期はおおむね一致している. 海域 G では,
 1930 ~ 1960 年の長い期間, 海面水温と海面水位
 の変動は逆位相となっており, あまり良い相関は
 ないが, 1910 年すぎの極小と 1970 年ころ以降に
 ついては変動の傾向がやや似ている.

海面水温と海面水位の極大や極小の時期が比較
 的によく一致しているのは 1950 年 (海域 G におい
 ては 1960 年) ~ 2004 年であり, その期間は海面
 水位の変動が海面水温の変動にやや先行してい
 るように見える. そこで, この期間における両者の
 ラグ相関を第 4.7 表に示す. 海域 E では同時相関
 が最も高いが, ラグ 2 年でも相関が高い. 海域 F
 でも, 同時相関が最も高いが, ラグ 2 ~ 3 年でも

第 4.6 表 海域 E ~ G における年平均の海面水温年偏差と沿岸の海面水位年偏差との相関係数

海域	水位観測点	全期間 (1906~2004 年)	1906~1959 年	1960~2004 年
E	浜田	0.28**	0.18	0.36*
F	輪島	0.14	-0.03	0.31*
G	忍路	0.15	0.07	0.31*

**を付したデータは危険率 1%で, *を付したデータは危険率 5%で有意な相関があること
 を示す. 統計期間は海域 E, G : 1901 ~ 2004 年, 海域 F : 1907 ~ 2004 年 (ただし, 途中期
 間に欠測が含まれることがある).

第4.7表 海域E～Gにおける年平均の海面水温年平均偏差と沿岸の海面水位年平均偏差とのラグ相関

海域	水位観測点	ラグ無し	ラグ1年	ラグ2年	ラグ3年	ラグ4年	ラグ5年
E	浜田	0.45**	0.22	0.41**	0.35*	0.20	0.10
F	輪島	0.42**	0.30*	0.41**	0.38**	0.20	0.07
G	忍路	0.31*	0.47**	0.34*	0.34*	0.19	0.14

**を付したデータは危険率1%で、*を付したデータは危険率5%で有意な相関があることを示す。海域E、Fのデータの期間は1950～2004年、海域Gのデータ期間は1960～2004年。ラグ相関は、沿岸の海面水位データを1年ずつ遅らせたもの。

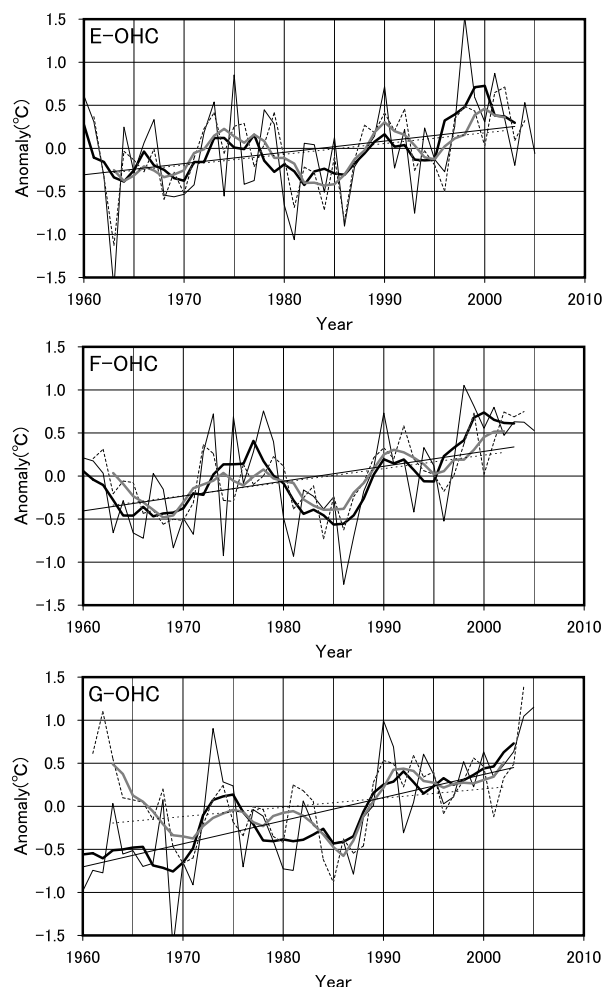
相関が高い。海域Gでは、ラグ1年を最高にラグ3年まで同時よりも相関が高い。また、各海域ともラグ4年以上では有意な相関はない。

4.3.4 表層貯熱量との比較

海域E～Gの年平均の再解析表層貯熱量（0～300mの平均水温）年平均偏差（年平均値は1971～2000年の平均）と海面水温年平均偏差の時系列を第4.7図に示す。また、一次回帰式の傾きとして求めた年平均及び季節別の100年あたりに換算した変化率を第4.8表に示す。なお、海面水温の変化率は統計期間を表層貯熱量のそれ（1961～2004年）にそろえてある。

年平均で比較した場合、海面水温では海域Eから海域Gへと北に行くにしたがって上昇率が大きくなっているのに対し、表層貯熱量では海域Eより海域Fの方が上昇率が大きいものの、海域Gでは有意な傾向が見られない。季節別の長期変化傾向を比較すると、海域Fの夏季や海域EとFの秋季では海面水温よりも表層貯熱量の方が上昇率が大きい、海域EとFの冬季や春季では海面水温の方が上昇率が大きい。海域Gでは、どの季節でも海面水温の方が上昇率が大きい。

海面水温と表層貯熱量の変動の相関を海域別に比較するために、海面水温と表層貯熱量のデータから長期変化傾向を除いた値を用いて求めた相関係数を第4.9表に示す。年平均で見ると、海域Eから海域Gへと北に行くにしたがって相関が低くなっている。日本海では、永年躍層の深度が北へ行くほど浅いため、海面水温の変動と0～300mの平均水温である表層貯熱量の変動の違いが北へ行くほど大きくなると考えられる。なお、海域



第4.7図 海域E～Gにおける年平均の海面水温年平均偏差と表層貯熱量年平均偏差の時系列の比較（単位：℃）

表層貯熱量（OHC）は、気象研究所による同化再解析に基づく0～300mの平均水温。細実線は海面水温、破線は表層貯熱量の各年の値、太実線と薄太実線は各々の5年移動平均値を示す。また、細直線は海面水温、細破線は表層貯熱量の長期変化傾向を示す。年平均値は1971～2000年の30年平均値。

第 4.8 表 海域 E ~ G における表層貯熱量 (0 ~ 300 m の平均水温 ; OHC) 年偏差と海面水温年偏差 (SST) の長期変化傾向 (単位 : °C / 100 年)

海域	要素	年	冬季 (1~3 月)	春季 (4~6 月)	夏季 (7~9 月)	秋季 (10~12 月)
E	OHC	+1.26±0.91	+1.55±0.96	+1.32±1.00	+0.85±1.19	+1.31±0.99
	SST	+1.59±1.28	+2.40±1.79	+2.35±1.69	+0.91±2.21	+0.81±1.21
F	OHC	+1.52±0.79	+1.44±0.85	+1.69±0.84	+1.22±0.88	+1.75±0.94
	SST	+1.96±1.23	+2.65±1.36	+2.73±1.61	+0.84±2.18	+1.70±1.75
G	OHC	+0.85±1.10	+0.59±1.05	+1.06±1.01	+0.96±1.34	+0.77±1.39
	SST	+2.84±1.09	+2.48±1.59	+2.76±1.59	+3.08±1.73	+2.54±1.54

一次回帰分析による長期変化傾向. 線形回帰から求めた 95% の信頼限界を±を付記した数値で示している. 統計期間は, 1961 ~ 2004 年 (ただし, 季節別の海面水温データには欠測が含まれる). 上昇傾向あるいは下降傾向が危険率 5% で有意でないものは斜字体で示す.

第 4.9 表 海域 E ~ G における海面水温年偏差と表層貯熱量 (0 ~ 300 m の平均水温) 年偏差との相関係数

海域	年	冬季 (1~3 月)	春季 (4~6 月)	夏季 (7~9 月)	秋季 (10~12 月)
E	0.77**	0.74**	0.74**	0.49**	0.55**
F	0.62**	0.76**	0.61**	0.13	0.51**
G	0.51**	0.39*	0.44**	0.17	0.48**

**を付したデータは危険率 1% で, *を付したデータは危険率 5% で有意な相関があることを示す. 統計期間は, 1961 ~ 2004 年 (ただし, 季節別の海面水温データには欠測が含まれる).

G で海面水温と表層貯熱量との相関が低い理由の一つに, 1960 年代の両者の変動の違いが挙げられる. この間, 海面水温がほぼ一定であるのに対し, 表層貯熱量は大きく減少している. また, 沿岸水温や地上気温, 沿岸の海面水位の時系列にも下降傾向が見られ, 海面水温の変動のみが異なっている.

海面水温と表層貯熱量との相関を季節別に比較すると, 海域 E と F については冬季が最も相関が高く, 春季, 秋季と低くなり, 夏季は最も相関が低いか有意な相関がない. 海域 G では秋季の相関が最も高く, 春季, 冬季と低くなり, 夏季には有意な相関がない. 海洋表層の混合層の厚みの季節変化を考えると, これは妥当な結果である.

以上より, 地域的には北へ行くほど, 季節的には夏季に, 表層貯熱量と海面水温との相関が低くなっている. これは, 南北方向には永年躍層の深さの違い, 季節別には混合層の厚みの違いによると考えられる.

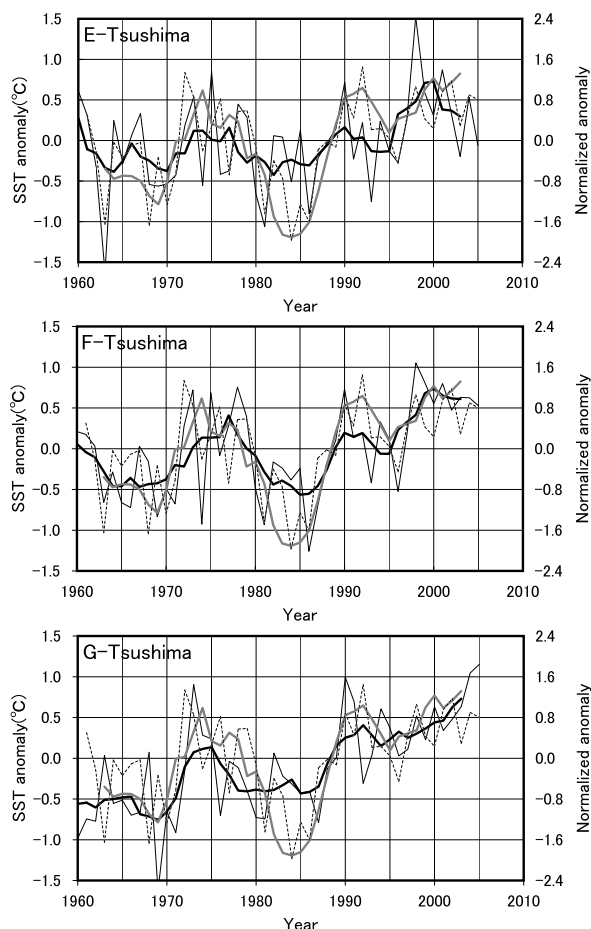
4.3.5 対馬暖流勢力との比較

日本海の対馬暖流勢力と海面水温年偏差の時系列を第 4.8 図に示す. 対馬暖流勢力のデータは, 日本海における対馬暖流の勢力の指標である 100 m 深水温が 10°C 以上の海域の面積を, 平年値 (1971 ~ 2000 年の平均値) と標準偏差で規格化したものである (海洋の健康診断表 http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/e_2/)

maizuru_tsushima/maizuru_tsushima.html を参照).

対馬暖流勢力は、1975、1992年ころに極大、1970、1985、1996年ころに極小となる変動をしている。この変動はどの海域の海面水温変動にもある程度見られるが、細かく見ると、1970年代の二つの小さな極大や、2000年ころの小さな極大が海域Gの海面水温変動にははっきりとは見られないなど、海域EやFに比べ海域Gの変動には対馬暖流勢力の変動と似ていない期間がある。

対馬暖流勢力と海面水温のデータからそれぞれ



第4.8図 海域E～Gにおける年平均の海面水温平年偏差と対馬暖流勢力の時系列の比較 (単位: °C)

対馬暖流勢力は、日本海における対馬暖流の勢力の指標である100m深水温が10°C以上の海域の面積を、平年値(1971～2000年の各旬の平均値)と標準偏差で規格化して求めた。細実線は海面水温、破線は対馬暖流勢力の各年の値、太実線と薄太実線は各々の5年移動平均値を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。

の長期変化傾向を除いた値を用いて求めた相関係数は、海域Eで0.65、海域Fで0.64で、相関はともに危険率1%で有意であるが、海域Gでは有意な相関はない。この相関の差は、対馬暖流の勢力は海域Gの海面水温にはあまり影響を及ぼしていないことを示しており、このことが、海域E、Fと海域Gで海面水温の長期変動があまり似ていない要因の一つであることが示唆される。

4.4 日本海のまとめと考察

長期変化傾向を海域EとFについて見ると、年平均海面水温の100年あたりの上昇率は、気象庁(2005)で示された全球平均の海面水温の上昇率(0.49°C/100年)より2倍以上大きい。季節ごとに見ると、夏季の上昇率は0.68°C/100年と0.79°C/100年で、全球の年平均の上昇率より少し大きい程度なのに比べ、冬季の上昇率は1.66°C/100年と2.42°C/100年で、3倍以上も大きい。しかし、1940年代の前後で大きな水温差が存在し、その水温差が冬季に最も大きいことから考えると、何らかのバイアスが冬季の大きな上昇率を作り出し、それが年平均の上昇率にも影響している可能性が否定できない。一方、海域Gでは、冬季に有意な上昇が見られるほかは、年平均、季節別ともに変化傾向は有意ではない。これには、1920年代に水温が高かったことが関係していると考えられる。Yasunaka and Hanawa (2002)の示したレジームシフトの時期に着目して各海域の海面水温変動を見ると、海域E、Fでは1940年代をはさんで大きく昇温しており、1945/46との対応が示唆される。また、1970/71年ころと1988/89年ころに海域Gで昇温が見られた。これら以外は、明りょうな対応は見られない。

海域E、Fの海面水温と他の要素の比較では、表層貯熱量や対馬暖流勢力との相関が高く、季節別では冬季に相関が高い。一方地上気温との相関も高く、季節別では夏季に相関が高い。これらは、冬季には表層において混合層が深まることから、海洋内部の状態が海面水温の変動に反映されやすく、夏季には季節躍層が発達して混合層が浅くなることから、大気の状態が反映されやすいことの現れと考えられる。海域Gに関しては、年平均

では、どの要素と比較しても海域 E, F に比べて相関が低い。季節別には、地上気温とは夏季に相関が高く、表層貯熱量とは秋季に相関が高い。

5. 北海道周辺・日本東方海域における解析結果[#]

北海道周辺・日本東方海域では、オホーツク海南部沖合の海域 H : 46 ~ 48°N, 144 ~ 149°E, オホーツク海北海道沿岸の海域 I : 44 ~ 46°N, 143 ~ 147°E, 北海道南東方の海域 J : 41 ~ 43°N, 143 ~ 147°E, 及び三陸沖の海域 K : 38 ~ 41°N, 142 ~ 147°E の 4 海域について解析を行った (第 5.1 図)。

解析期間は、海域 J が 1906 ~ 2005 年、海域 K が 1910 ~ 2005 年とした。ただし、第二次世界大戦期を挟んだ 1940 年代はデータが少なく欠測が多い。オホーツク海では使用できるデータが少なく、海域 H は 1964 ~ 2005 年、海域 I は 1911 ~ 2005 年を解析期間とした。さらに、冬季については海水などの影響もあってデータが少ないため、解析にはそのほかの 3 季節のデータのみを用

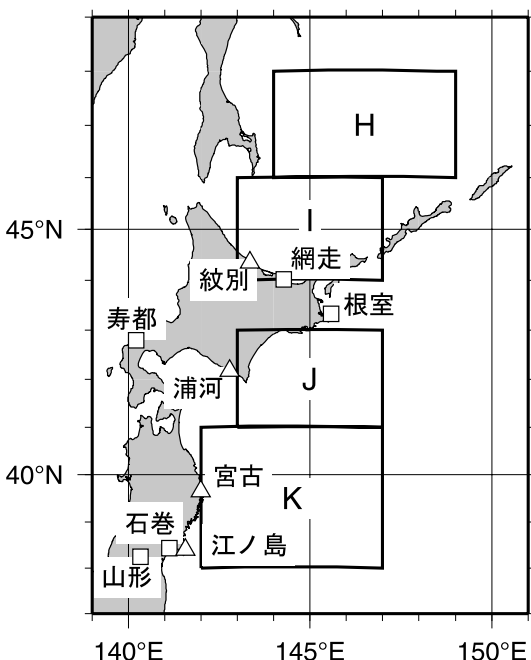
いた。海域 I での海面水温の上昇率の算出や沿岸水温などの他の要素との比較は、1963 年以前のデータが少ないことから、海域 H と同じく 1964 ~ 2005 年について行った。

5.1 北海道周辺・日本東方海域における年平均海面水温の長期変化傾向

海域 H ~ K の年平均海面水温 1 年偏差の時系列を第 5.2 図に、一次回帰式の傾きとして求めた 100 年あたりの長期変化傾向を第 5.1 表に示す。

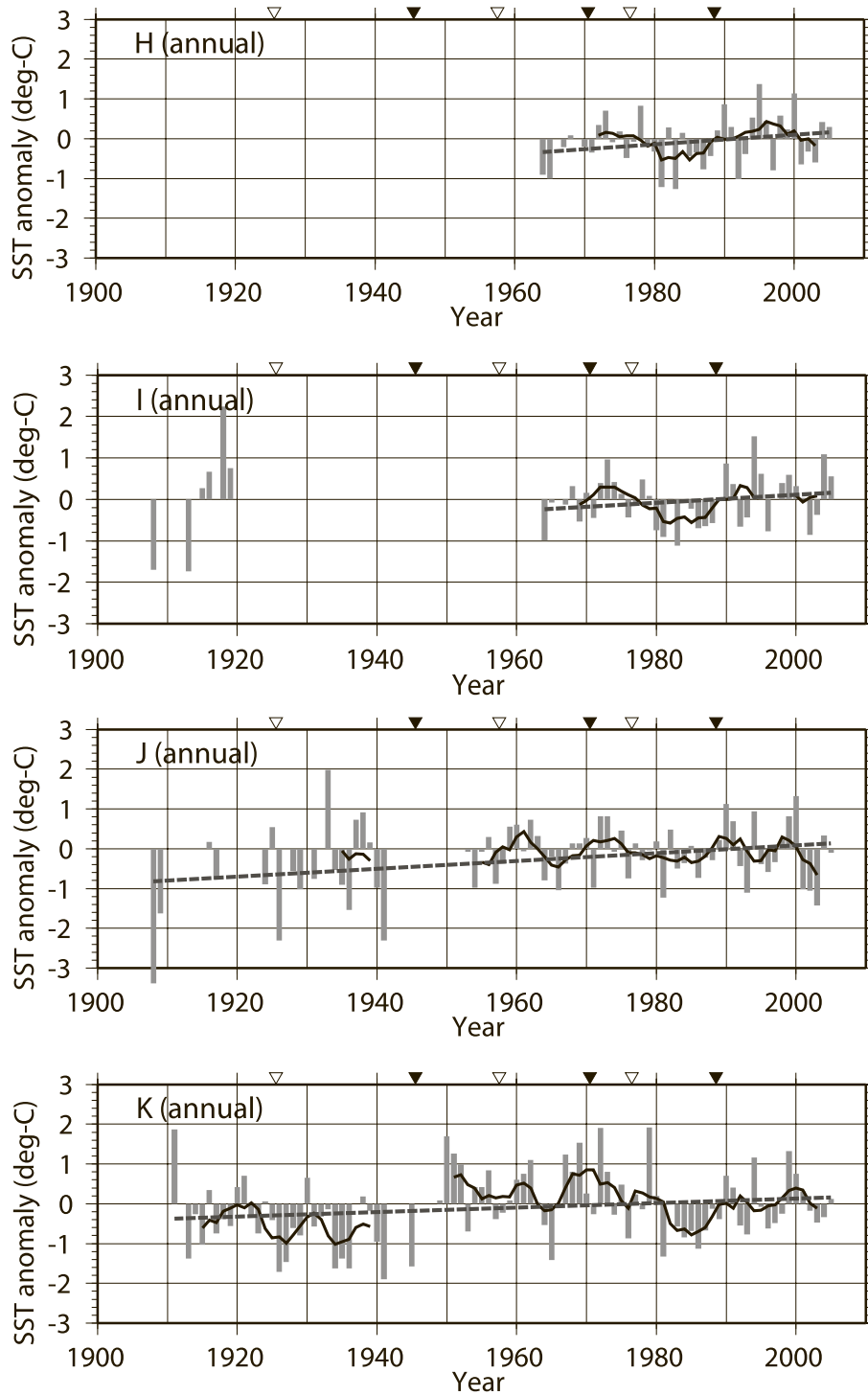
海域 J, K では、第二次世界大戦期を挟んで海面水温が大きく変化して戦後に高くなっており、特に海域 J の 1960 年代前半や海域 K の 1950 年代前半の水温が高い。海域 J では、戦前・戦後それぞれの期間と全期間のいずれにおいても、長期変化傾向は M-K テストにおいて危険率 5% で有意ではない。また、海域 K では、戦前及び戦後の 1980 年代半ばまでの期間は長期的に低下傾向にあり、その後は 2000 年ころにかけて上昇している。全期間を通じた長期変化傾向は危険率 5% で有意ではない。5 年移動平均を見ると、両海域ともに十年規模の変動が見られ、海域 J では 1960 年代半ば、1980 年代半ば、1990 年代半ばに極小、1960 年代前半、1970 年代前半、1990 年ころ、2000 年ころに極大となっている。また、海域 K では 1920 年代後半、1930 年代半ば、1960 年代半ば、1980 年代半ば、1990 年代半ばに極小、1920 年代前半、1930 年ころ、1950 年ころ、1960 年代前半、1970 年ころ、1990 年ころ、2000 年ころに極大となっている。特に、1980 年代半ばの大きな負偏差が特徴的である。二つの海域の極大・極小の時期はおおむね一致しているが、十年規模変動の振幅は海域 K の方が大きい。

海域 H, I では、ともに 1980 年代前半と 2000 年ころに極小、1970 年代前半と 1990 年代半ばに極大となっており、20 年程度の周期の変動が見られる。1964 年以降のデータによる長期変化傾向ははっきりせず、危険率 5% で有意ではない。海域 I では一部ながら第二次世界大戦前のデータもあり、1910 年代半ばに負偏差から正偏差に海面水温が大きく変化している。



第 5.1 図 北海道周辺・日本東方における解析対象海域 (H ~ K) 及び比較した観測地点
△ : 沿岸水温観測点, □ : 地上気温観測点

[#] 藤原 弘行



第 5.2 図 海域 H ~ K の年平均海面水温年偏差の時系列 (単位: °C)

棒グラフは各年の値, 実線は 5 年移動平均値, 点線は長期変化傾向を示す. ▼/▽は, Yasunaka and Hanawa (2002) が検出した北太平洋のレジームシフトの時期を示しており, 北太平洋中央部の海面水温が上昇 / 下降した時期に対応する. 平年値は 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値.

5.2 季節別に見た長期変化傾向

各海域の季節ごとの海面水温平年偏差の時系列を第 5.3 図に、100 年あたりの長期変化傾向を第 5.1 表に示す。海域 J, K では、いずれも冬季に水温の上昇率が大きく危険率 5% で有意である。冬季以外では海域 J の春季のみが 5% の危険率で有意な上昇傾向である。第二次世界大戦の前後を比べると、夏季だけは水温差がほとんどないが、他の季節については、年平均と同様に戦後に水温

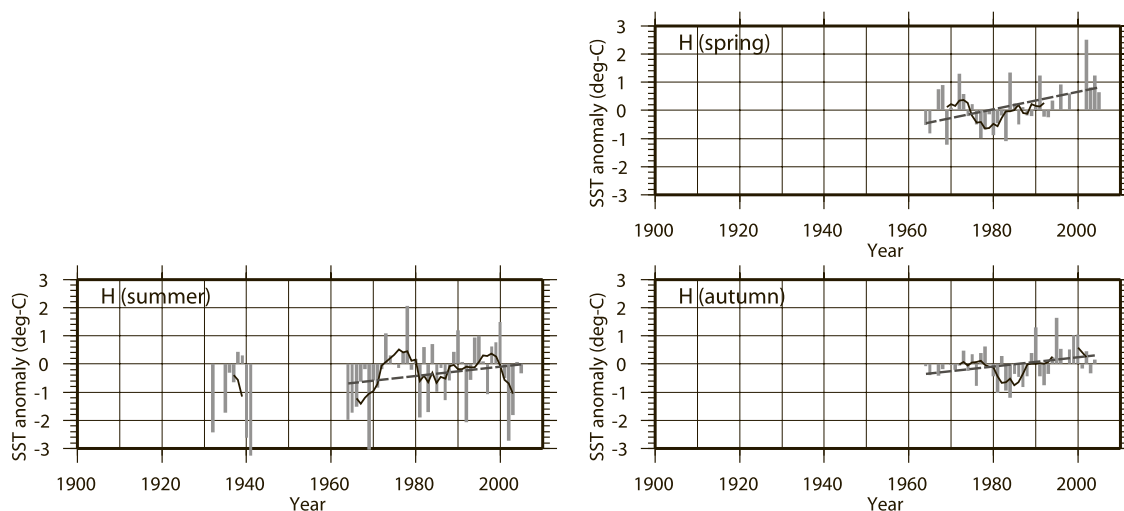
が高くなっている。前節で示したように、年平均ではどちらの海域でも 1980 年代半ばに極小となっているが、海域 J の春季と海域 K の夏季ではそれよりも数年前に極小期となっている。

海域 H, I については、海域 H の春季のみに有意な上昇傾向が見られる。どちらの海域でも各季節において、1980 年ころあるいは 1980 年代半ばの極小が明りようである。

第 5.1 表 海域 H ~ K における海面水温平年偏差の長期変化傾向 (°C / 100 年)

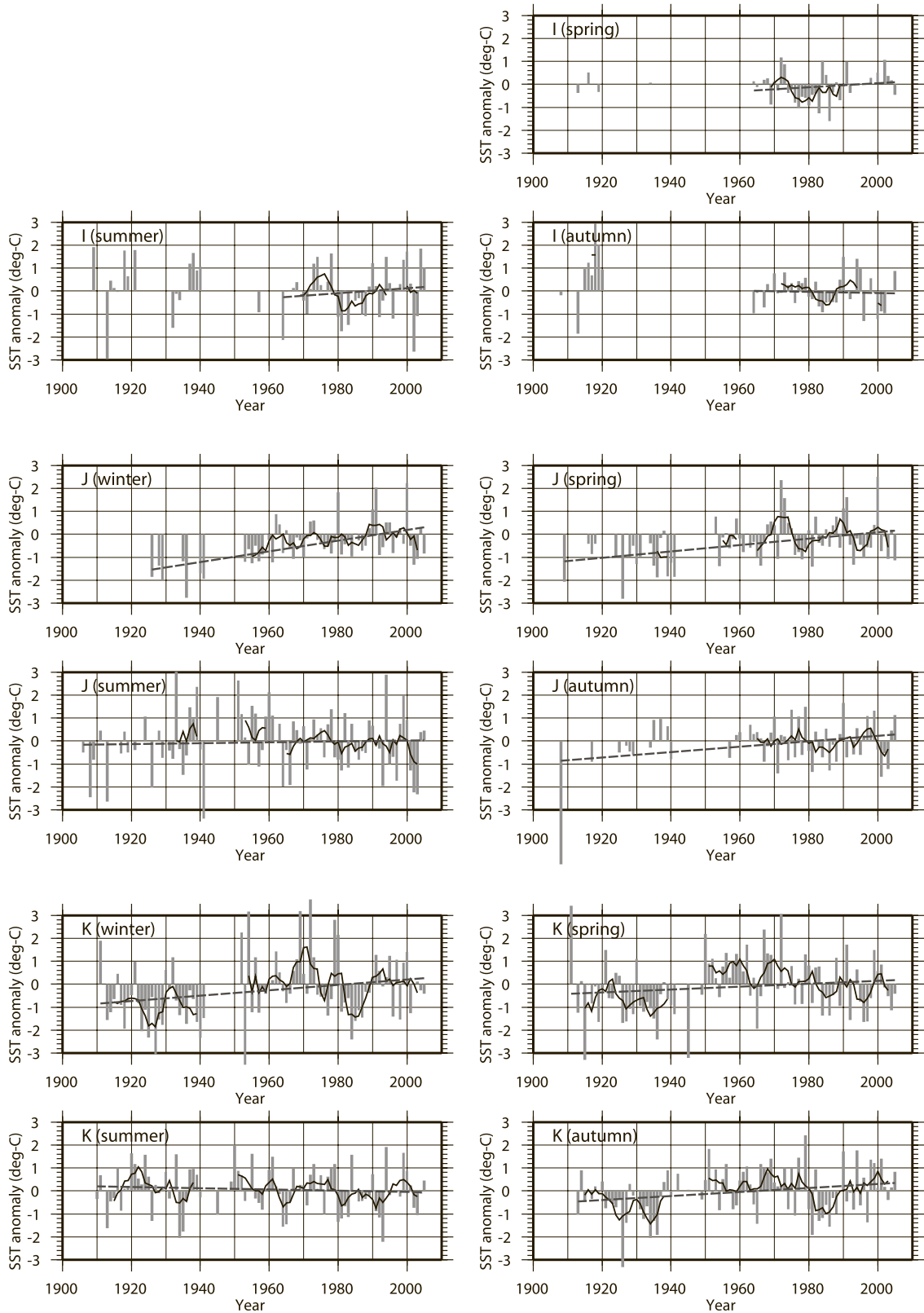
海域	年	冬季(1~3月)	春季(4~6月)	夏季(7~9月)	秋季(10~12月)
H	+1.21±1.70 (0.196)	—	+3.05±2.19 (0.027)	+1.62±2.95 (0.124)	+1.65±1.79 (0.145)
I	+0.95±1.66 (0.382)	—	+0.85±2.05 (0.614)	+1.09±2.92 (0.388)	-0.24±2.02 (0.930)
J	+0.98±0.77 (0.114)	+2.32±1.01 (0.001)	+1.40±0.83 (0.017)	+0.18±1.07 (0.852)	+1.17±1.12 (0.401)
K	+0.57±0.66 (0.141)	+1.16±1.04 (0.022)	+0.62±0.94 (0.241)	-0.26±0.71 (0.371)	+0.86±0.77 (0.067)

一次回帰分析による長期変化傾向。線形回帰から求めた 95% の信頼限界を±を付記した数値で示している。統計期間は海域 H, I : 1964 ~ 2005 年, 海域 J : 1906 ~ 2005 年, 海域 K : 1910 ~ 2005 年 (ただし、途中期間に欠測が含まれることがある)。括弧内に M-K テストの両側検定による確率値を示す。確率値が 0.05 以上の場合は上昇傾向あるいは下降傾向が危険率 5% で有意ではないことを示し、それらを斜字体で示す。



第 5.3 図 海域 H ~ K における季節別の海面水温平年偏差の時系列 (単位: °C)

冬: 1 ~ 3 月, 春: 4 ~ 6 月, 夏: 7 ~ 9 月, 秋: 10 ~ 12 月を表す。棒グラフは各年の値, 実線は 5 年移動平均値, 点線は長期変化傾向を示す。平年値は 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値。なお、海域 H と I の冬季は観測データが少ないため解析していない。



第5.3図 つづき

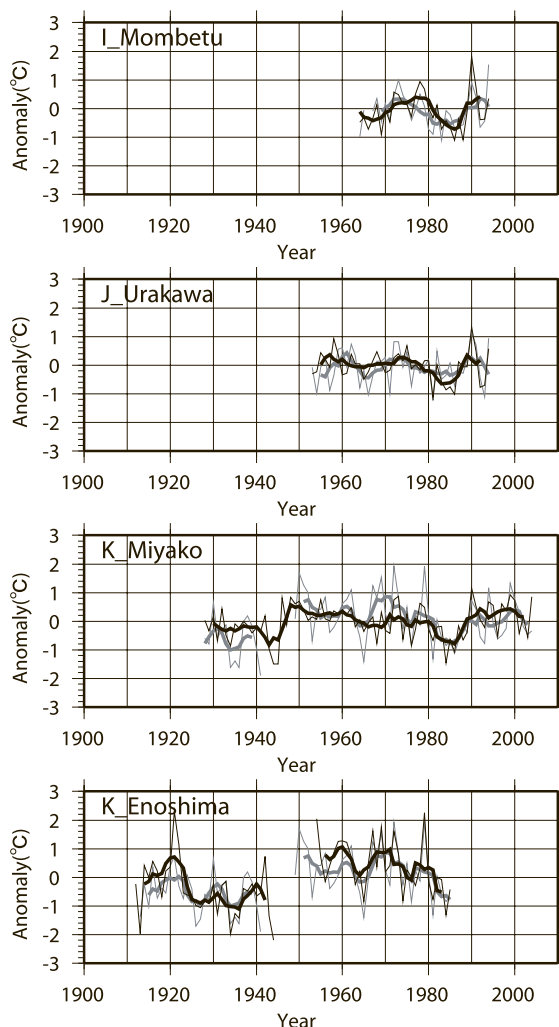
5.3 海面水温と関連要素との 比較

各海域の海面水温変動と沿岸域の変動との比較には5地点（紋別、浦河、宮古；気象庁所管、江ノ島；水産庁所管）の沿岸水温，大気の変動との比較には北日本の5地点（網走、根室、寿都、山形、石巻）の平均の地上気温，表層水温との比較には再解析表層貯熱量（0～300mの平均水温）のデータ，海水の変動との比較には気象庁海水観測資料（気象庁地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室，2005）から積算海水域面積（前年12月から5月までの海水域面積の総和）をそれぞれ用いた．第5.1図に比較に用いた要素の観測地点を示してある．

5.3.1 沿岸水温との比較

海域Iと紋別，海域Jと浦河，及び海域Kと宮古，江ノ島の年平均の年間偏差時系列を第5.4図に，また，年平均と季節別の相関係数を第5.2表に示す．なお，宮古については1971～2000年の平均を，この期間にデータがそろっていないほかの3地点については観測全期間の平均を平年値として，それぞれ年間偏差を求めた．

海域Iと紋別との年平均での比較では，1960年代後半と1980年代半ばの極小や1990年ごろの極大がほぼ一致しているが，海面水温では1970年代半ばに極大となっているのに対して，沿岸水温では1970年代後半に極大となっている．相関係数は0.73であり，危険率5%で有意である．図は示さないが，季節ごとの比較では，夏季，秋季は変動がおおむね一致しており，相関係数も0.78，0.75と大きい，春季は0.30であり危険率5%で



第5.4図 海域I～Kにおける年平均の海面水温年間偏差と沿岸水温年間偏差との比較（単位：℃）
上から順に海域Iと紋別，海域Jと浦河，海域Kと宮古，海域Kと江ノ島．灰細線は海面水温，黒細線は沿岸水温の各年の値，灰太線と黒太線は各々の5年移動平均値を示す．平年値は宮古については1971～2000年の30年平均値，それ以外の地点は観測全期間の平均値．

第5.2表 海域I～Kにおける海面水温年間偏差と沿岸水温年間偏差との相関係数

海域	観測点	年	冬季 (1～3月)	春季 (4～6月)	夏季 (7～9月)	秋季 (10～12月)
I	紋別	0.73**	—	0.30	0.78**	0.75**
J	浦河	0.62**	0.58**	0.29	0.43**	0.52**
K	宮古	0.61**	0.53**	0.46**	0.64**	0.41**
	江ノ島	0.77**	0.73**	0.64**	0.65**	0.67**

**は1%の危険率で有意な相関があることを示す．危険率5%で有意でないものは斜字体で示す．統計期間は海域I：1964～1994年，海域J：1953～1994年，海域Kと宮古：1928～2004年，海域Kと江ノ島：1911～1985年（ただし，途中期間に欠測が含まれることがある）．

有意ではない。

海域Jと浦河との年平均での比較では、1970年代前半と1990年ころの極大、1980年代半ばの極小がおおむね一致していて、相関係数は0.62であり、危険率5%で有意である。季節別では、冬季に相関係数0.58で最も相関が高い。

海域Kと宮古との年平均での比較では、1950年ころ、1960年ころ、1990年代前半の極大、1980年代半ばの極小が一致している。相関係数は0.61であり、危険率5%で有意である。季節別では、夏季に相関係数0.64で相関が最も高い。

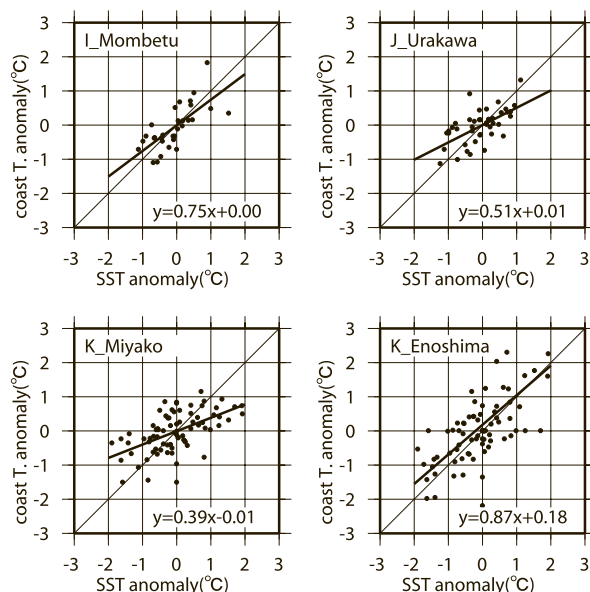
海域Kと江ノ島との年平均での比較では、極大・極小の時期が戦前、戦後にかかわらずほぼ一致している。年平均の相関係数は0.77、各季節の相関係数は0.64～0.73で、いずれも相関が高い。

年平均の海面水温と沿岸水温の散布図を第5.5図に示す。相関の高い江ノ島、紋別では沿岸水温の変動は外洋の海面水温の変動をよく表しており、一次回帰直線の傾きも1に近い。一方、浦河、宮古では外洋の海面水温に比べて変動幅が小さく、一次回帰直線の傾きはそれぞれ0.51、0.39である。

5.3.2 周辺の地上気温との比較

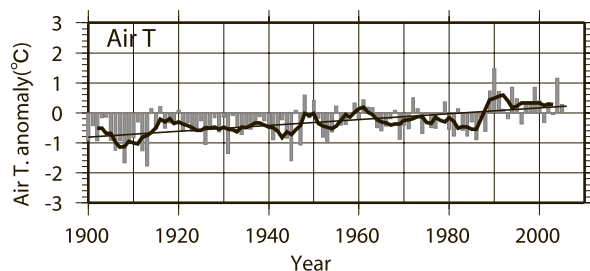
北日本の地上気温の年平均年間偏差時系列を第5.6図に、100年あたりの長期変化傾向を第5.3表に示す。なお、地上気温の年平均偏差は1971～2000年の平均を年平均値として求めた。

北日本の年平均の地上気温には、1960、1970、1990年ころの極大、1980年代の極小など各海域の水温変動と同じような変動が見られる。海域J、Kの海面水温とは異なって、地上気温は



第5.5図 海域I～Kにおける年平均の海面水温年平均偏差と沿岸水温年平均偏差の散布図

海域Iと紋別（左上）、海域Jと浦河（右上）、海域Kと宮古（左下）、海域Kと江ノ島（右下）。一次回帰直線とその式を図中にあわせて示す。



第5.6図 北日本の年平均気温年平均偏差の時系列（単位：℃）

網走、根室、寿都、山形、石巻の平均値。棒グラフは各年、太線は5年移動平均値、細線は長期変化傾向を示す。

第5.3表 北日本地上気温（網走、根室、寿都、山形、石巻の平均）年平均偏差の長期変化傾向（℃/100年）

年	冬季 (1～3月)	春季 (4～6月)	夏季 (7～9月)	秋季 (10～12月)
	+0.98±0.31	+1.35±0.59	+0.38±0.59	+0.97±0.47

一次回帰分析による長期変化傾向。線形回帰から求めた95%の信頼限界を±を付記した数値で示している。統計期間は1900～2005年。上昇傾向あるいは下降傾向が危険率5%で有意でないものは斜字体で示す。

+0.98℃/100年と危険率5%で有意な上昇傾向となっている。季節ごとに見ると、上昇率は冬季に大きくて夏季に小さく、海面水温の傾向と一致している。また、海面水温と同様に夏季の変化傾向は危険率5%で有意ではない。

各海域の海面水温と北日本の地上気温の相関係数を第5.4表に示す。年平均での相関係数は0.51～0.69で、いずれも危険率5%で有意である。季節ごとに見ると、各海域とも夏季の相関が最も高く、また夏季については南側の海域ほど相関が高い。

5.3.3 表層貯熱量との比較

各海域の海面水温平年偏差と表層貯熱量平年偏差の時系列及び相関係数を第5.7図、第5.5表に示す。

表層貯熱量の経年変動を見ると、4海域とも1980年前半までは下降傾向にあり、その後は上昇傾向にある。各海域の海面水温の変動と比較すると、1970年代に極大、1980年代に極小となっている点は同じである。海域Kでは相関が高く、表層貯熱量が海面水温と関連して変動していると考えられる。海域H、Iでは、1990年後半以降表層貯熱量が上昇しているのに対して海面水温は上昇していない。特に海域Iでは相関係数が0.30と小さく、危険率5%で有意ではない。季節別に見ると、夏季は他の季節に比べて相関が低く、海域H、Iでは危険率5%で有意ではない。

5.3.4 オホーツク海の積算海氷域面積との比較

海域H、Iは冬季に流水で覆われる海域であることから、オホーツク海の積算海氷域面積との関係を以下のように調べた。海面水温が海氷域面積に及ぼす影響を見るため、海面水温と翌年の積算海氷域面積との比較を行った。また、海氷域面積がその後の海面水温に及ぼす影響を見るため、当年の積算海氷域面積との比較も行った。相関係数は、海域Hと翌年の海氷域面積との間では-0.03、当年の海氷域面積とでは-0.12、海域Iと翌年の海氷域面積とでは-0.04、当年の海氷域面積とでは-0.10であり、海氷域面積と海面水温と

の間には相関がない。

Ogi and Tachibana (2006)によると、オホーツク海の最大海氷域面積は年平均の北極振動(AO)指数(Thompson and Wallace, 1998)と負の相関関係にある。これは、正のAO指数に対応してユーラシア大陸での夏季の気温さらにはオホーツク海の秋季の海面水温が正偏差となり、冬季にかけての海氷の生成を抑制するためとしている。オホーツク海の海面水温に対する最大海氷域面積の回帰係数分布(Ogi and Tachibana, 2006のFig. 5(b))を見ると、海氷が主に生成される北部や東部で相関が高く、海域H、Iが含まれる南西部では相関が低いことから、オホーツク海の海氷域面積に影響を及ぼしうるのは主に海氷生成域の海面水温であると考えられる。

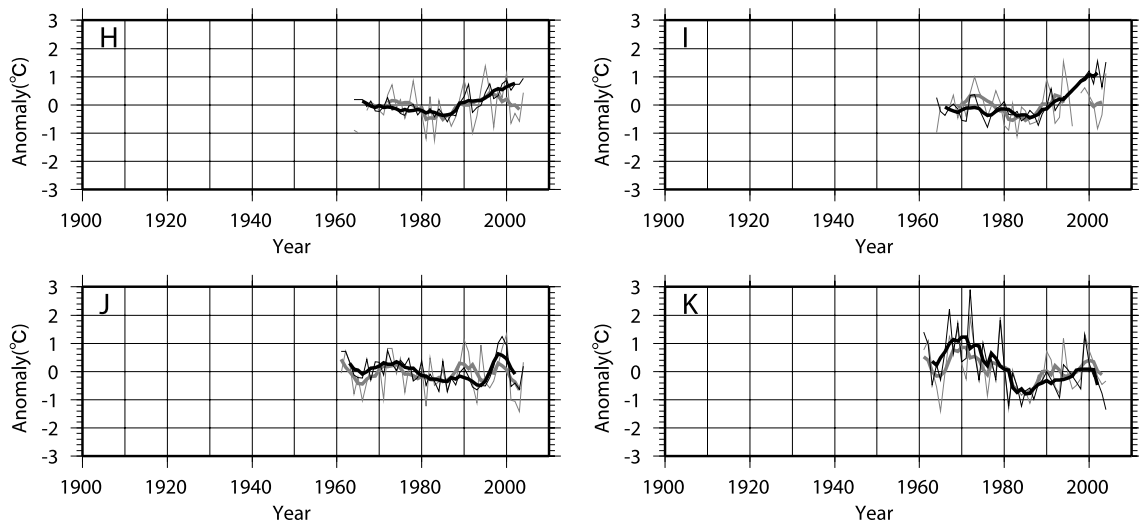
5.4 考察

海域J、Kともに、第二次世界大戦前後にデータが少なく欠測となっている期間があるが、その間に水温が大きく上昇している。同様に第二次世界大戦前後にデータのない江ノ島でも、戦後の水温が戦前の水温よりも高くなっている。第2.3節に記されているとおり、1941年までのデータにはFolland and Parker (1995)によるバケツ採水補正值が加えられていることから、もしこの補正值が小さすぎると昇温量を過大に評価していることになる。海面水温データのある1941年以前と1954年以後のそれぞれの30年平均を比較すると、その差は、海域Kでは+0.83℃、海域Kと相関の高い江ノ島では+0.92℃と、ほぼ同程度である。この値は、解析期間や対象とした海面水温の地理的範囲が異なるものの、Hanawa *et al.* (2000)が示した、海面水温、江ノ島ともに+1℃弱の昇温量で、海面水温と沿岸水温の昇温量の差が0.10℃という結果とほぼ同じである。また、海域Kと江ノ島の散布図を戦前と戦後に分けて作成すると(第5.8図)、一回帰直線の傾きはほとんど同じで、切片の差も0.2℃程度である。海域Kとの相関はそれほど高くないものの、戦時もデータのある宮古の時系列においても、1945年ごろに水温が1℃以上上昇している。この時期に比較できる沿岸水温観測がない海域Jにおいても同じよ

第5.4表 海域H～Kの海面水温年平均偏差と北日本の気温年平均偏差との相関係数

海域	年	冬季 (1～3月)	春季 (4～6月)	夏季 (7～9月)	秋季 (10～12月)
H	0.58**	—	0.47**	0.62**	0.48**
I	0.69**	—	0.49**	0.70**	0.58**
J	0.61**	0.40**	0.53**	0.72**	0.45**
K	0.51**	0.37**	0.54**	0.82**	0.34**

**は1%の危険率で有意な相関があることを示す。統計期間は海域H, I:1964～2005年, 海域J:1906～2005年, 海域K:1910～2005年(ただし, 途中期間に欠測が含まれることがある)。



第5.7図 海域H～Kにおける年平均の海面水温年平均偏差と表層貯熱量年平均偏差の時系列の比較(単位:°C)

表層貯熱量は, 気象研究所による同化再解析に基づく0～300mの平均水温。灰細線は海面水温, 黒細線は表層貯熱量の各年の値, 灰太線と黒太線は各々の5年移動平均値を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。

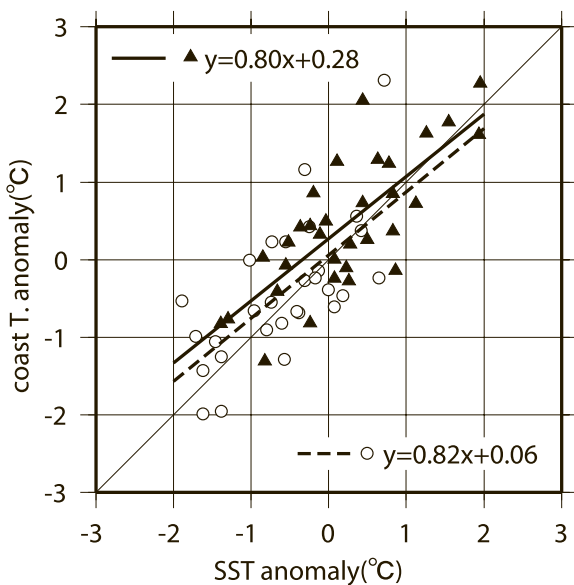
第5.5表 海域H～Kにおける海面水温年平均偏差と表層貯熱量(0～300m平均水温)年平均偏差との相関係数

海域	年	冬季 (1～3月)	春季 (4～6月)	夏季 (7～9月)	秋季 (10～12月)
H	0.41**	—	0.63**	0.07	0.55**
I	0.30	—	0.61**	0.17	-0.06
J	0.63**	0.42**	0.65**	0.51**	0.70**
K	0.83**	0.76**	0.79**	0.51**	0.80**

*は危険率5%, **は危険率1%で有意な相関があることを示す。危険率5%で有意でないものは斜字体で示す。統計期間は海域H, I:1964～2004年, 海域J, K:1961～2004年。

うに水温が高くなっている。これらをあわせて考えると、Folland and Parker (1995) の補正值はやや大きいかほぼ適当と考えられ、データの少なかったこの期間に海面水温が大きく上昇していると考えられる。この水温上昇は、北太平洋における 1945/46 年のレジームシフト (Yasunaka and Hanawa, 2002) に対応したものと考えられる。

Yasunaka and Hanawa (2002) によれば、北太平洋では 1976/77 年及び 1988/89 年にもレジームシフトがあった。北海道周辺・日本東方海域では、1988/89 年のレジームシフトに対応してほぼ同時期に水温が上昇しているものの、1976/77 年のレジームシフトについてはそれよりも数年遅い 1980/81 年ころの方が水温の低下が大きい。また、海域 I では、1910 年代半ばに水温が負偏差から正偏差に急激に変わっている。このような変動は海域 J, K には見られないが、日本海北部の海域 G とは共通している。



第 5.8 図 第二次世界大戦前後における年平均の海域 K の海面水温年偏差と江ノ島の沿岸水温年偏差の散布図

○：戦前（1941 年以前），▲：戦後（1954 年以降）。破線は戦前データの一次回帰直線，太線は戦後データの一次回帰直線で，その式もあわせて示す。

有吉 正幸

5.5 北海道周辺・日本東方海域のまとめ

海域 J, K の年平均海面水温には統計的に有意な長期変化傾向は見られない。第二次世界大戦期を挟み、戦前よりも戦後の方が水温が高く、1940 年代中ころに起こった北太平洋のレジームシフトによって海面水温が大きく上昇したと考えられる。1950 年以降に限ると、海域 K では下降傾向が見られる。この水温低下傾向は、Levitus *et al.* (2005) が 1955 ~ 2003 年のデータを用いて示した、北太平洋の 40°N 付近における表層貯熱量の減少傾向と整合している。

オホーツク海の海域 H, I については、第二次世界大戦前のデータが少ないことから、1964 年以降の長期変化傾向のみを調べた。この期間、20 年程度の周期の変動が見られるが、有意な長期変化傾向は見られない。

沿岸水温、地上気温との比較では、他の季節に比べて夏季に相関が高い。その一方で、表層貯熱量との相関は夏季に低い。夏季には、海面付近に季節躍層が形成されて混合層の厚さが薄くなることから、海面水温は大気の変動の影響を強く受けるが、その影響は海洋内部に及びにくいと考えられる。海域 H, I の海面水温とオホーツク海の積算海水域面積との間には関連が見られない。

6. 日本南方海域における解析結果

日本南方海域では、海域 L : 35 ~ 38°N, 141 ~ 145°E, 海域 M : 30 ~ 35°N, 139 ~ 143°E, 海域 N : 33°N・132°E, 31°N・132°E, 31°N・139°E, 34°N・139°E, 33°N・135°E で囲まれた領域、海域 O : 26 ~ 31°N, 132 ~ 139°E, の 4 海域について解析を行った (第 6.1 図)。

海域 L は常磐沖にあたり、南からは黒潮、北からは親潮の影響を受けるため、海面水温の南北傾度が大きい海域である。海域 M は黒潮の流域で、伊豆諸島付近からその東にあたる。海域 N は本州南方の黒潮流域で、大蛇行時に黒潮はこの海域の東部で南に大きく蛇行し、北部には冷水渦が形成される。海域 O は黒潮の南方にあたり、黒潮流路の変動の影響を受けにくい海域である。

解析期間は海域 L, M, N が 1900 年代前半か

ら2005年まで、海域Oは1917年から2005年までである。なお、1900年代初頭や第二次世界大戦前後には、データ数が少ないために欠測となった年もある。

6.1 日本南方海域における年平均海面水温の長期変化傾向

海域L～Oの年平均海面水温平年偏差の時系列を第6.2図に、100年あたりの長期変化傾向を第6.1表に示す。M-Kテストによると、海域M、N、Oでは危険率5%で有意な上昇となっており、上昇率はそれぞれ $+0.98 \pm 0.26$ 、 $+1.21 \pm 0.21$ 、 $+0.91 \pm 0.31^\circ\text{C}/100$ 年である。これらの上昇率は気象庁(2005)による全球平均及び北太平洋の海面水温の上昇率(それぞれ、 $+0.49^\circ\text{C}/100$ 年、 $+0.52^\circ\text{C}/100$ 年)より大きい。一方、海域Lの長期変化傾向は統計的に有意ではない。

5年移動平均の時系列により数年規模以上の変動の特徴を見ると、海域M、N、Oの変動はよく似ており、極大/極小の時期がほぼ一致している。1930年代と1960年代後半から1970年代に極小、1950年代前半と2000年ころに極大となっており、1980年代から2000年にかけて大きく上昇している。ただし、海域Oでは1950年ころの極小は小さく、1950年代後半の極小の方が大きい。また

海域M、Nでは1910年代半ばに極大が見られる。

海域Lでは1910年代後半、1920年代後半から1930年代半ば、1960年代半ばから1970年代半ば、1980年代半ばに極小、1910年代前半、1920年代前半、1950年代半ば、1970年代後半、2000年ころに極大となっている。また、他の海域に比べ変動幅が大きい。1950年代と2000年ころの極大は海域M、Nと同様であるが、1950年代の極大のころの正偏差が他の海域に比べて際立って大きい。また、1920年代後半から1930年代前半にかけてと1980年代の負偏差も他の海域に比べて大きい。

6.2 季節別に見た長期変化傾向

各海域の季節別の海面水温平年偏差の時系列を第6.3図に、100年あたりの長期変化傾向を第6.1表に示す。M-Kテストによると、海域M、N、Oではすべての季節で、また海域Lでは秋季に危険率5%で有意な上昇傾向となっている。また、すべての海域で夏季の上昇率が最も小さい。

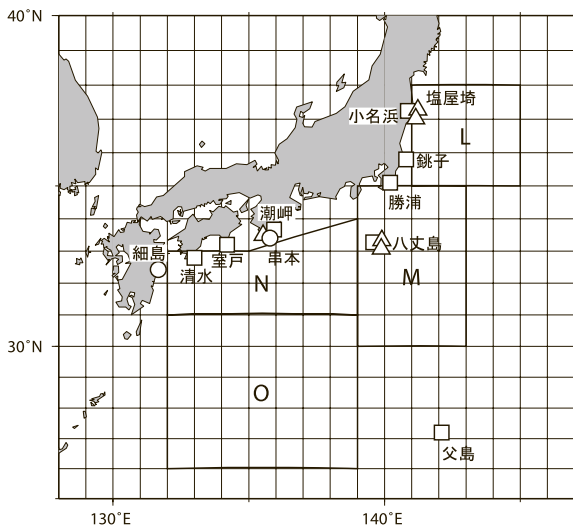
海域Lでは、すべての季節で1950年代の極大が際立っており、また2000年ころにも極大がある。夏季以外はよく似た変動をしており、1920年代、1930年代、1980年代に極小、1910年代、1970年ころ、1970年代後半に極大となっている。なお、各季節とも2000年以降大きく下降している。

海域MとNでは、夏季以外の季節で1930年代後半と1970年前後に極小、すべての季節で1950年代と2000年前後に極大となっている。

海域Oでは、夏季以外の季節の1930年代の低温が海域M、Nほど顕著でない。秋季と冬季では1950年代から1970年代前半まで低温期となっている。また、夏季以外の季節では2000年前後に極大となっている。

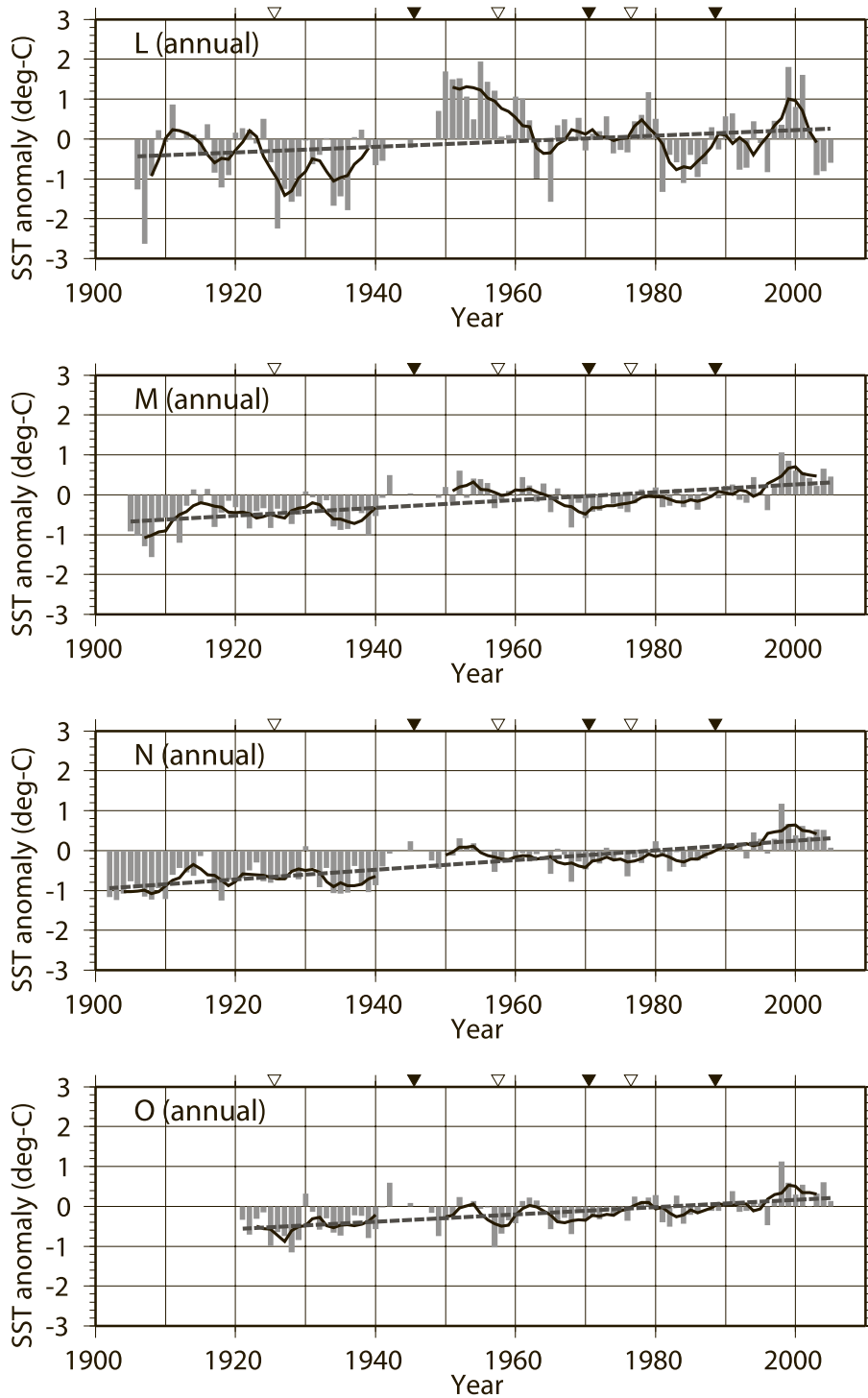
6.3 海面水温と関連要素との比較

海面水温の変動と関連する要素の変動や変化傾向の類似性及び関連性を把握するため、海面水温の変動と沿岸水温、地上気温、沿岸の海面水位の変動との比較を行った。また、黒潮流路の解析が行われている1950年以降について、本州南方に



第6.1図 日本南方における解析対象海域(L～O)及び比較した観測地点

△：沿岸水温観測点，□：地上気温観測点，○：海面水位観測点



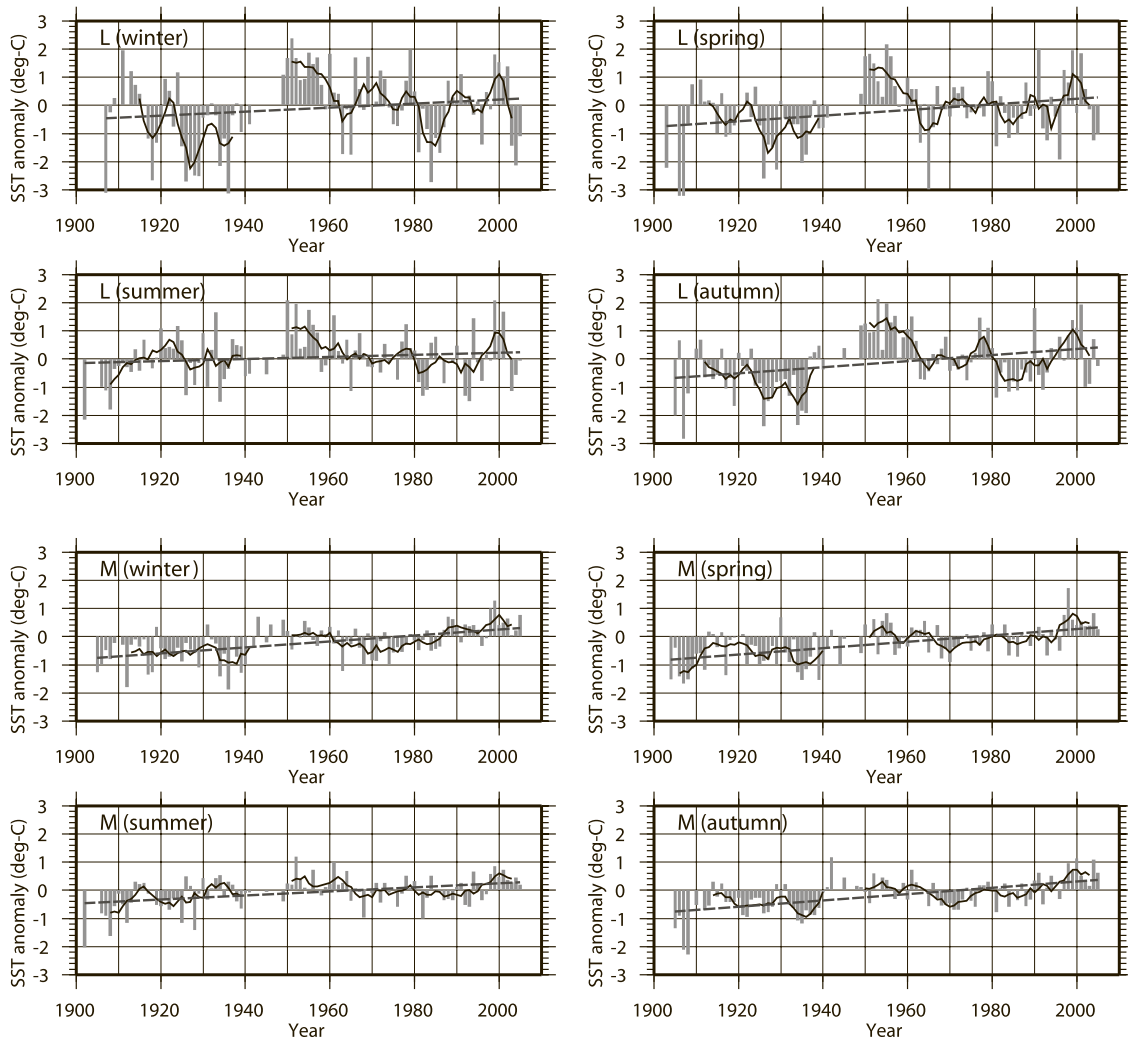
第 6.2 図 海域 L ~ O の海面水温平年偏差の時系列 (単位: °C)

棒グラフは各年の値, 実線は 5 年移動平均値, 点線は長期変化傾向を示す. ▼/▽は, Yasunaka and Hanawa (2002) が検出した北太平洋のレジームシフトの時期を示しており, 北太平洋中央部の海面水温が上昇 / 下降した時期に対応する. 平年値は 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値.

第6.1表 海域L～Oにおける海面水温年平均偏差の長期変化傾向(°C/100年)

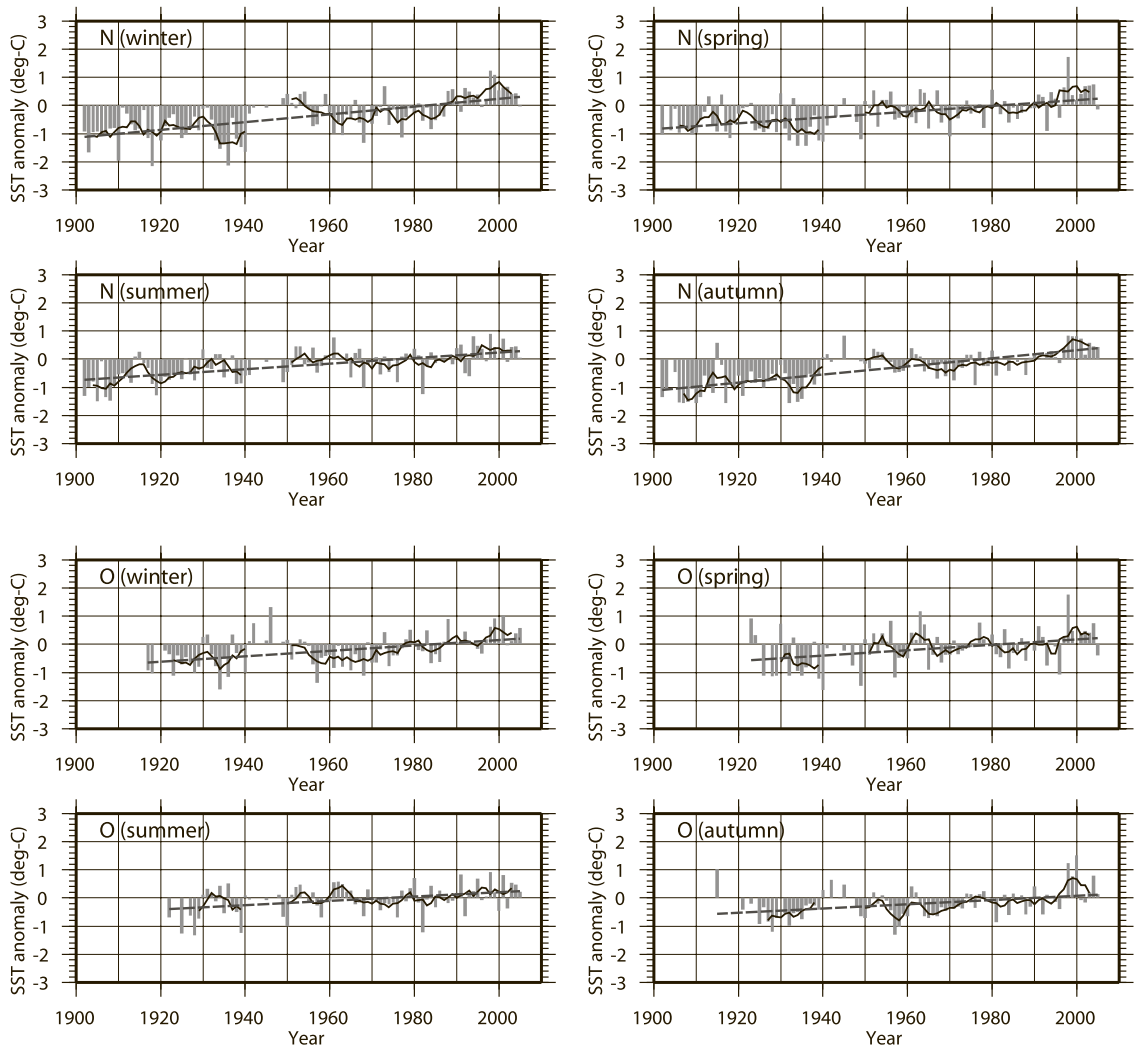
海域	年	冬季(1～3月)	春季(4～6月)	夏季(7～9月)	秋季(10～12月)
L	+0.70±0.62 (0.128)	+0.73±0.96 (0.374)	+1.00±0.76 (0.099)	+0.35±0.59 (0.414)	+1.09±0.68 (0.019)
M	+0.98±0.26 (0.000)	+1.05±0.36 (0.000)	+1.13±0.37 (0.000)	+0.72±0.34 (0.001)	+1.10±0.36 (0.000)
N	+1.21±0.21 (0.000)	+1.37±0.35 (0.000)	+1.04±0.34 (0.000)	+1.00±0.28 (0.000)	+1.43±0.29 (0.000)
O	+0.91±0.31 (0.000)	+0.98±0.44 (0.000)	+0.95±0.60 (0.002)	+0.77±0.46 (0.008)	+0.75±0.43 (0.000)

一次回帰分析による長期変化傾向。線形回帰から求めた95%の信頼限界を±を付記した数値で示している。統計期間は海域L:1905～2005年,海域M:1904～2005年,海域N:1902～2005年,海域O:1917～2005年(ただし,途中期間に欠測が含まれることがある)。括弧内にM-Kテストの両側検定による確率値を示す。確率値が0.05以上の場合は上昇傾向あるいは下降傾向が危険率5%で有意ではないことを示し,それらを斜字体で示す。



第6.3図 海域L～Oにおける季節別の海面水温年平均偏差の時系列(単位:°C)

冬:1～3月,春:4～6月,夏:7～9月,秋:10～12月を表す。棒グラフは各年の値,実線は5年移動平均値,破線は長期変化傾向を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。



第6.3図 つづき

おける黒潮流路の変動とも比較した。この比較には、海洋気象情報室の解析値を利用した。さらに、表層水温との関係を見るため、気象研究所による再解析データに基づく深度300mまでの平均水温(表層貯熱量)とも比較した。海面水温と各要素との相関解析の結果を第6.2表にまとめている。

6.3.1 沿岸水温との比較

沿岸水温のデータとして、小名浜、八丈島、潮岬(以上気象庁所管)、塩屋崎、八丈島(以上水産庁所管)を使用した。各データの期間はまちまちであり、水産庁による沿岸水温観測は1920年代以前からと古い、1985年までに限られている。一方、気象庁による沿岸水温観測1930年代からと開始時期が遅いが、2000年前後まで継続している。

小名浜と八丈島(気象庁)の沿岸水温については1971~2000年、潮岬の沿岸水温については1971~1995年の年平均水温値の平均を平年値とし、年ごとに平年偏差を求めた。塩屋崎と八丈島(水産庁)の沿岸水温については、1985年までしかデータがなく、1971~2000年の平年値が求められないため、それぞれ近隣の小名浜及び八丈島(気象庁)と、双方にデータが存在する年の偏差の平均値が等しくなるような仮の平年値を算出し、その値からの偏差を求めた。

海域Lと小名浜・塩屋崎、海域Mと八丈島(気象庁・水産庁)、海域Nと潮岬を比較した時系列を第6.4図に示す(第6.2表も参照)。また、海面水温と沿岸水温の散布図を第6.5図に示す。海域Lと小名浜、塩屋崎の相関係数は、それぞれ0.65、0.67と大きい。海域Mと八丈島(気象庁・

第 6.2 表 海域 L ~ O における年平均の海面水温年偏差と関連要素の年偏差との相関係数

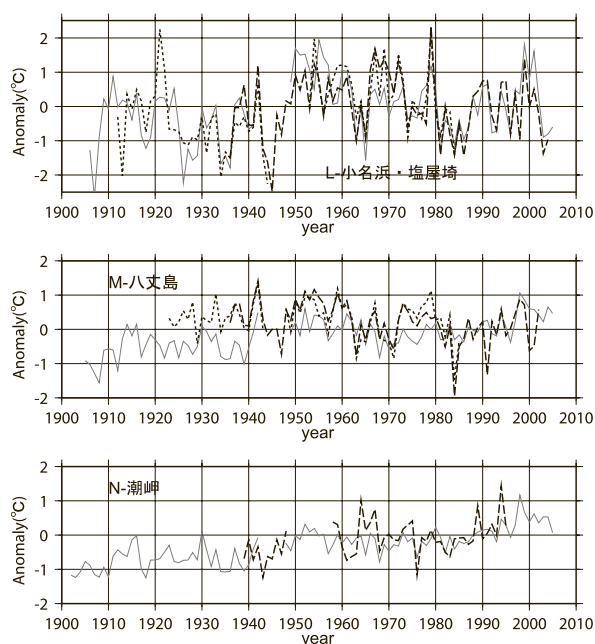
海域	沿岸水温		地上気温		海面水位		表層貯熱量
L	小名浜	0.67**	小名浜	0.59**			0.89**
	塩屋埼	0.65**	銚子	0.43**			
M	八丈島(気)	0.34**	勝浦	0.43**			0.77**
	八丈島(灯)	0.39**	八丈島	0.70**			
N	潮岬	0.46**	潮岬	0.79**	串本	0.68**	0.56**
			室戸	0.72**	細島	0.21*	
			土佐清水	0.77**			
O			父島	0.87**			0.79**

八丈島 (気) : 気象庁による沿岸水温, 八丈島 (灯) : 水産庁による燈台における沿岸水温.

*は 5%, **は 1%の危険率で有意な相関があることを示す.

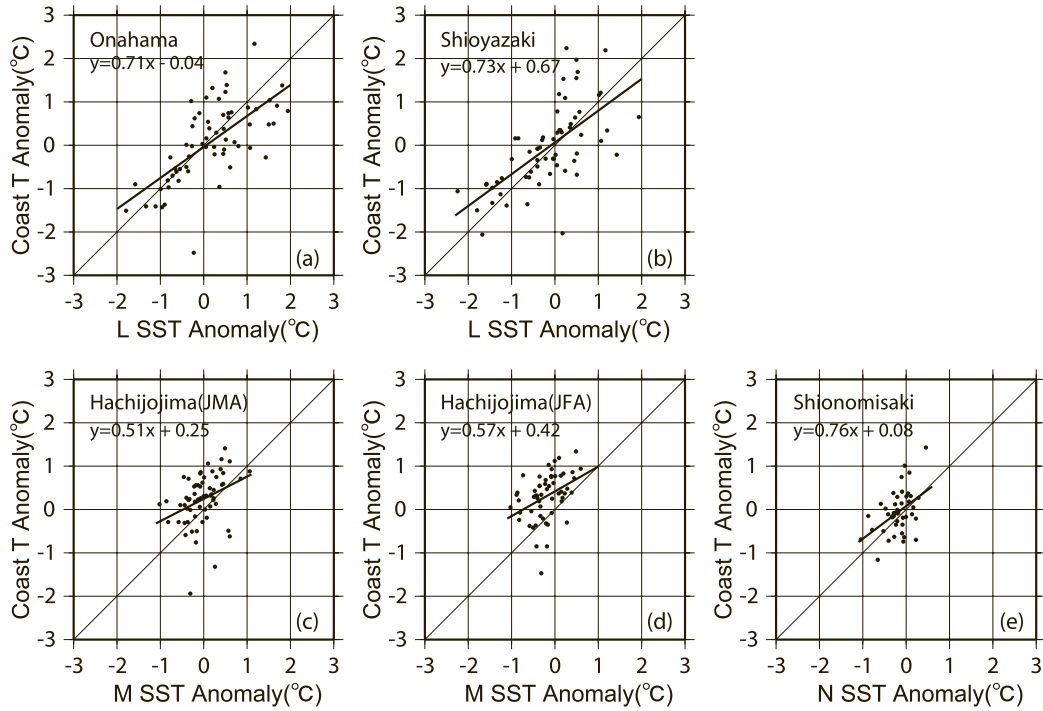
水産庁) 及び海域 N と潮岬では海面水温に比べて沿岸水温の変動が大きい.

八丈島の沿岸水温と海域 M の海面水温では長期変化傾向が異なり, 沿岸水温は 1950 年代以降下降傾向である. 八丈島付近は黒潮の流路が大きく変動する海域にあたり, 黒潮流路が八丈島の南側に位置するか北側に位置するかで八丈島の水温は大きく変化する. 黒潮の流軸データのある 1950 年代以降について, 八丈島に近い 139°E での黒潮流軸緯度と海域 M の海面水温, 八丈島の沿岸水温を比較すると (第 6.6 図), 黒潮が八丈島の位置する 33°N より南下すると八丈島の沿岸水温が大きく下降している. また, 黒潮が北偏している 1950 年代後半や 1970 年代は八丈島の沿岸水温が高く, 黒潮が南偏している 1980 年代は沿岸水温が低い. 黒潮が八丈島より北及び南を流れている場合それぞれについて, 海域 M の海面水温と八丈島の沿岸水温の月平均年偏差の散布図を第 6.7 図に示す. 黒潮が八丈島の北を流れているときは沿岸水温が海域 M の海面水温より高い傾向がある. 南を流れているときは沿岸水温が低い傾向があって, かつ変動が大きくなっている. このように八丈島の沿岸水温は黒潮の流路の位置に大きく影響されている. 沿岸水温と海面水温の散布図 (第 6.5 図 c, d) において海面水温の変動に比べて沿岸水温の変動が大きいのも, この流路変動に伴う沿岸水温の変動のためと考えられる. また, 八丈島の沿岸水温の長期変化傾向が海域



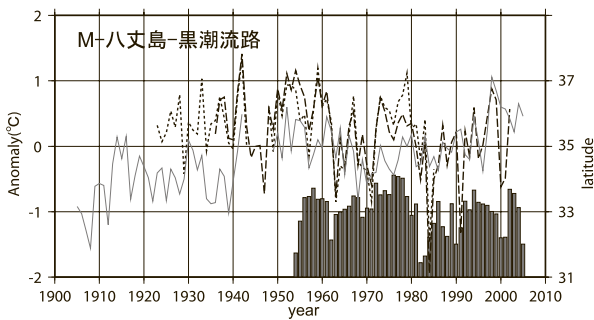
第 6.4 図 海域 L ~ N における年平均の海面水温年偏差と沿岸水温年偏差との比較 (単位: °C)

上から順に海域 L (実線) と小名浜 (破線)・塩屋埼 (点線), 海域 M (実線) と八丈島 (気象庁; 破線, 水産庁; 点線), 海域 N (実線) と潮岬 (破線) の各年の値を示す. 年偏差は小名浜と八丈島 (気象庁) については 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値, 潮岬については 1971 ~ 1995 年の 25 年平均値. 塩屋埼と八丈島 (水産庁) については, それぞれ小名浜, 八丈島 (気象庁) を基準に, 双方にデータが存在する期間の偏差の平均値が等しくなるように年偏差を設定した.



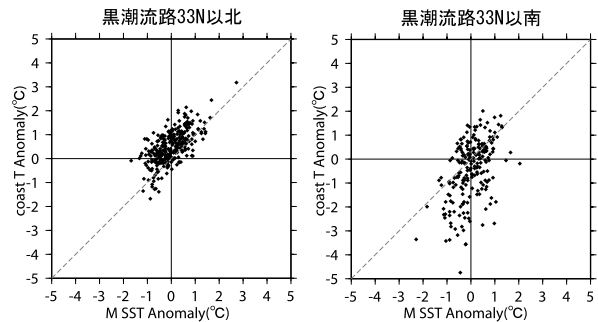
第 6.5 図 海域 L ~ N における年平均の海面水温年偏差と沿岸水温年偏差の散布図

(a) 海域 L- 小名浜, (b) 海域 L- 塩屋崎, (c) 海域 M- 八丈島 (気象庁), (d) 海域 M- 八丈島 (水産庁), (e) 海域 N- 潮岬. 一次回帰直線とその式を図中にあわせて示す.



第 6.6 図 海面水温年偏差, 沿岸水温年偏差と伊豆諸島付近における黒潮流路の関係

実線: 海域 M の海面水温年偏差の年平均, 破線: 八丈島 (気象庁) の沿岸水温年偏差の年平均, 点線: 八丈島 (水産庁) の沿岸水温年偏差の年平均, 棒グラフ: 139°E における黒潮流軸緯度. 図中太点線は八丈島の緯度.



第 6.7 図 黒潮流路の位置で場合分けした月平均の海域 M の海面水温年偏差と八丈島 (気象庁) における沿岸水温年偏差の散布図

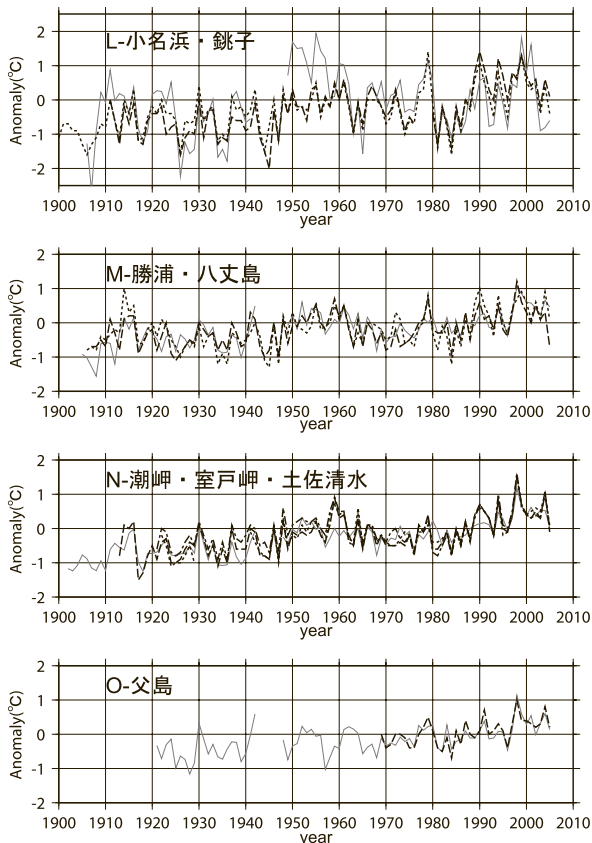
左図は八丈島に近い 139°E において黒潮が 33°N より北を流れているとき, 右図は南を流れているとき.

Mの海面水温の長期変化傾向と異なっていることにも黒潮流路の変動が関係していると考えられる。

6.3.2 周辺の地上気温との比較

地上気温との比較は、沿岸の小名浜、銚子、勝浦、八丈島、潮岬、室戸岬、土佐清水、父島について行った(第6.8図、第6.2表)。いずれも1971～2000年の年平均気温の平均値を平年値として、年ごとに平年偏差を求めた。

海域Lの1950年代の極大は地上気温には見られないが、そのほかでは、海面水温データが少ない時期でも海面水温と地上気温の変動はよく似ている。銚子と勝浦を除くと相関係数は0.6を超え



第6.8図 海域L～Oにおける年平均の海面水温平年偏差と沿岸の地上気温平年偏差の時系列の比較(単位:°C)

上から順に海域L(実線)と小名浜(破線)・銚子(点線)、海域M(実線)と八丈島(破線)・勝浦(点線)、海域N(実線)と潮岬(破線)・室戸岬(一点鎖線)・土佐清水(点線)、海域O(実線)と父島(破線)の各年の値を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。

る有意な相関であり、海域Oと父島については0.87と相関が高い。

海面水温と地上気温の散布図(第6.9図)を見ると、海域Lと小名浜、銚子及び海域Mと勝浦では傾きが0.5以下と小さく、海面水温に比べて気温の変動幅が小さい。これは、第6.3.5項で述べるように、黒潮流路の変動が海域Lの海面水温に及ぼす影響が大きいためと考えられる。一方、海域Nと潮岬、土佐清水や海域Oと父島では傾きがほぼ1である。

6.3.3 海面水位との比較

海面水位との比較には、長期間の観測があつて、かつ地盤変動の影響が小さい観測地点として気象庁(2005)でも使用されている串本及び細島(国土地理院)のデータを使用した(第6.10図、第6.2表)。それぞれ、1971～2000年の年平均潮位を平均して平年値を算出し、年ごとに平年偏差を求めた。

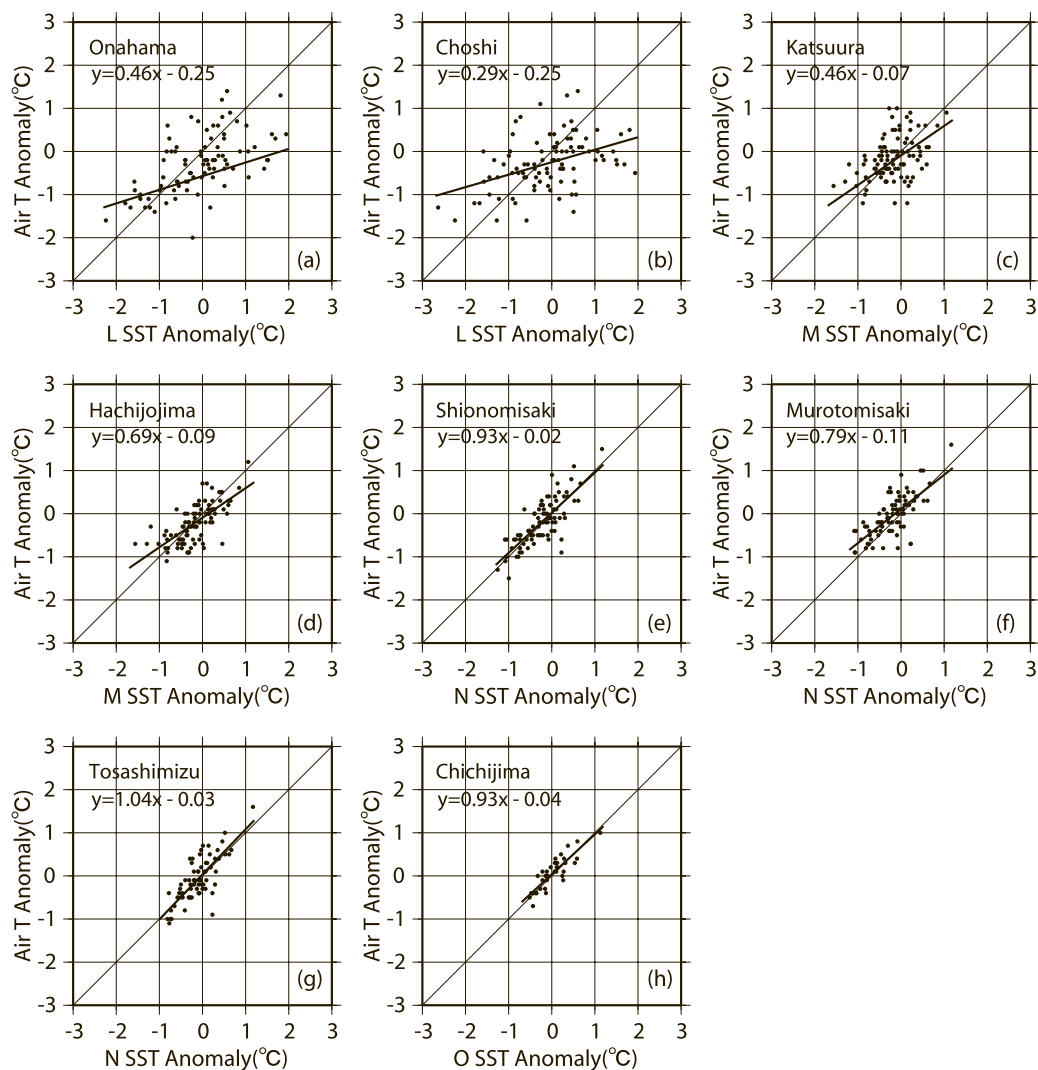
海域Nの海面水温と串本の海面水位を比較すると、相関係数が0.68と相関が高く、海面水温の上昇に伴って海面水位が上昇しているように見える。しかし細島については、相関は危険率5%で有意であるものの、1950年ころの正偏差が顕著で、海面水温に見られる長期的な上昇傾向が見られない。

6.3.4 表層貯熱量との比較

各海域の海面水温平年偏差と表層貯熱量(0～300mの平均水温)平年偏差の時系列を第6.11図に示す(第6.2表も参照)。表層貯熱量のデータ期間は1960～2004年で、1971～2000年の平均値を平年値とし、年ごとに平年偏差を算出した。

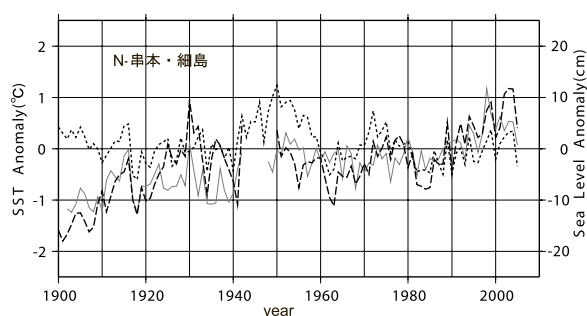
海域Lでは相関係数が0.89あつて相関が最も高いが、表層水温の変動の振幅が海面水温より大きい。これには、黒潮流路の変動の影響が大きいと考えられる。

海域MとOでは相関係数が0.77と0.79と大きく、海面水温と表層水温の変動はよく対応している。一方海域Nでは、相関は危険率1%で有意であるが、黒潮大蛇行時には、海域の北部に冷水渦が形成されるために海面水温に比べて表層水温



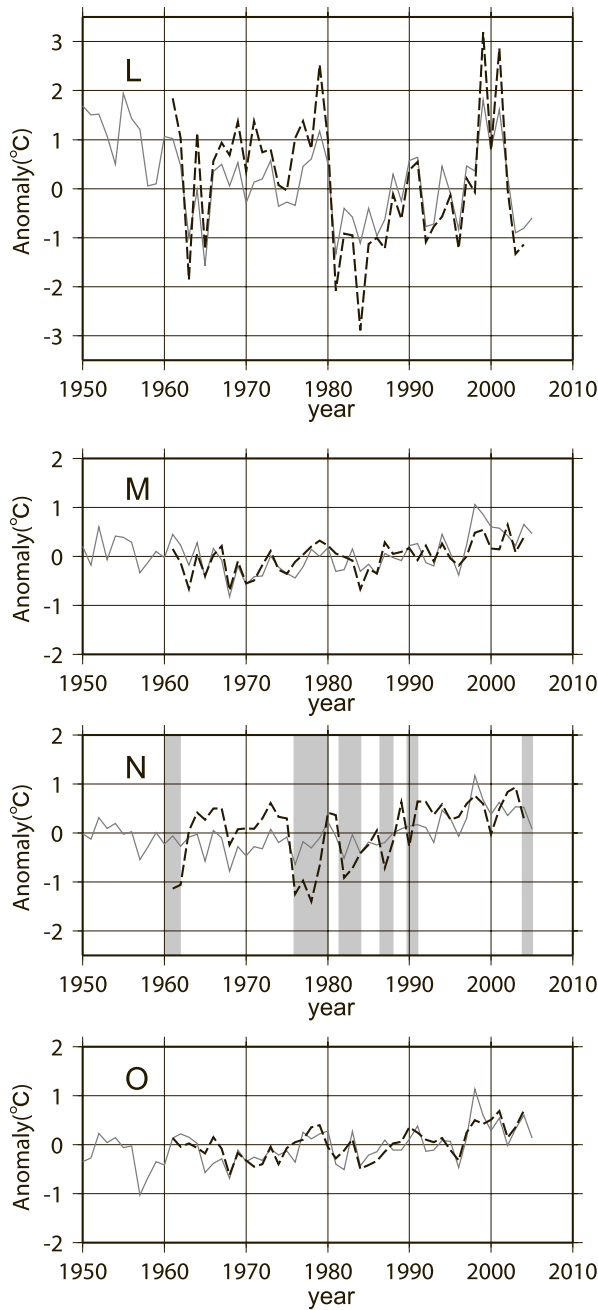
第 6.9 図 海域 L ~ O における年平均の海面水温年偏差と沿岸の地上気温年偏差の散布図

(a) 海域 L と小名浜, (b) 海域 L と銚子, (c) 海域 M と勝浦, (d) 海域 M と八丈島, (e) 海域 N と潮岬, (f) 海域 N と室戸岬, (g) 海域 N と土佐清水, (h) 海域 O と父島。一次回帰直線とその式を図中にあわせて示す。



第 6.10 図 海域 N における年平均の海面水温年偏差 (単位: °C) と海面水位年偏差 (単位: cm) の時系列の比較

実線は海面水温, 点線は串本の海面水位, 破線は細島の海面水位の各年の値を示す。平年値は 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値。



第 6.11 図 海域 L ~ O における年平均の海面水温
年偏差と表層貯熱量年偏差の時系列の比較
(単位: °C)

表層貯熱量は、気象研究所による同化再解析に基づき、0 ~ 300m の平均水温。実線は海面水温、破線は表層貯熱量の各年の値を示す。平年値は 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値。海域 N の図中の網掛けは黒潮大蛇行の期間を表す。

の低下が大きい。

6.3.5 海流の状況との関係

海域 O 以外は黒潮の流域にあたり、海面水温は黒潮の影響を強く受けている。

海域 L は黒潮の続流域にあたり、その海面水温と黒潮続流の最北上位置との間には高い相関があり、それぞれの極大・極小期が一致している(第 6.12 図)。これから、黒潮続流の流路の北上・南下による暖水領域の拡大・縮小が、この海域の海面水温に大きな影響を与えていることがわかる。第 6.11 図の表層貯熱量の時系列との比較から、黒潮流路の変動の影響は、海面水温よりも表層水温により大きく現れていることが見て取れる。なお、第 6.12 図の親潮の最南下位置と海域 L の海面水温の時系列が示すように、親潮が大きく南下すると海域 L の海面水温は低下している。

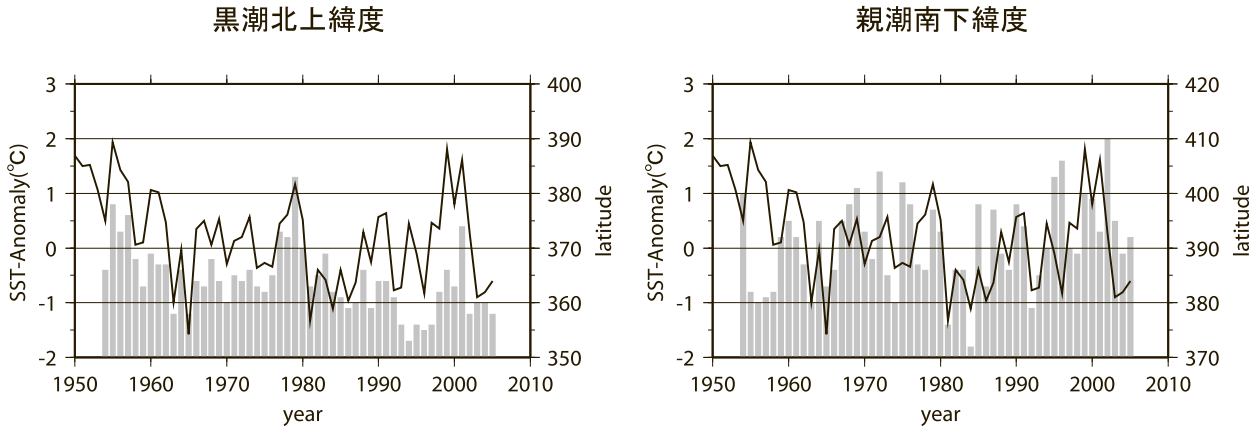
海域 M では、第 6.3.1 項で示したように、八丈島の沿岸水温に黒潮の流軸位置の影響が見られるが、領域平均した海面水温には流路の変動に対応した変動が見られない。しかし、海域 N では、前項で述べたように、大蛇行時には冷水渦が形成され、海面水温がやや低下し、表層水温は大きく低下する。

なお、1967 年以降の本州南方における黒潮流量と各海域の海面水温との比較では、明りょうな関係は見いだされない。

6.4 日本南方海域のまとめと考察

海域 M, N, O の年平均海面水温は、統計的に有意な上昇を示しており、その上昇率は全球平均あるいは北太平洋の上昇率を上回っている。この海域 M, N の上昇率は日本の平均気温の上昇率(気象庁, 2005) とほぼ同程度であり、海域 O の上昇率はそれらよりも小さい。一方、海域 L の年平均海面水温には統計的に有意な変化傾向が見られない。

Yasunaka and Hanawa (2002) の示したレジームシフトの時期の海面水温変動を見ると、海域 L では、1925/26 年のレジームシフトに対応して海面水温が大きく下降している。1945/46 年のレジームシフトとの対応については次で述べる。



第 6.12 図 海域 L の年平均海面水温平年偏差と黒潮・親潮の位置の関係

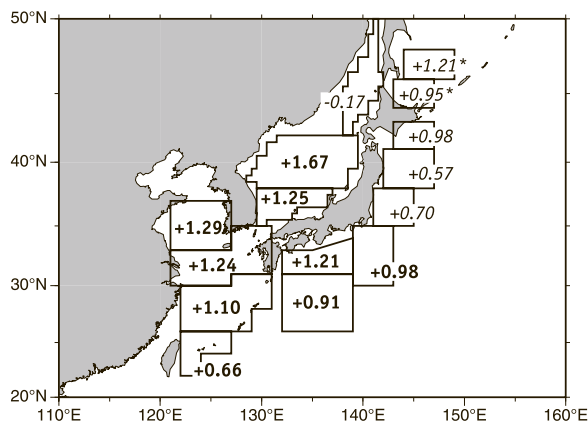
実線は海面水温の各年の値、棒グラフはそれぞれ 140 ~ 145°E における黒潮の最北上緯度（左図）、親潮の最南端緯度（右図）を表す。平年値は 1971 ~ 2000 年の 30 年平均値。

海域 L における 1950 年代の海面水温の極大は、その偏差の大きさだけでなく、気温の変動とは異なっている点でも注目される。データの少ない第二次世界大戦期の前後で海面水温が大きく上昇し、1950 年代に顕著な極大となっている。戦後の 1949 年以降と戦前の 1940 年以前のそれぞれ 15 年間の平均で比較すると、海面水温は 1.75°C 上昇している。この水温の上昇と 1950 年代の極大は沿岸水温にも見られ、海面水温と同じ期間で比較すると、小名浜と塩屋崎の沿岸水温は平均で 1.32°C 上昇している。一方、小名浜と銚子の地上気温を見ると、同じ期間の上昇量は海面水温の半分以下の 0.78°C にとどまっており、1950 年代の極大もはっきりしない。しかし、冬季に限ると気温は 1.03°C 上昇しており、1950 年代の極大も識別できる。Deser *et al.* (2004) の Fig. 6 を見ると、1947 ~ 1976 年の平均の冬季の海面水温は 1925 ~ 1946 年の平均と比較して日本周辺や太平洋中央部で 1°C 近く高くなっている。海域 L の昇温量はこれよりも大きめだが、1945/46 のレジームシフトに対応したものと考えられる。

季節別に見た海面水温の長期変化傾向は、海域 M, N, O ではどの季節でも統計的に有意な上昇傾向であるが、海域 L では秋季の上昇傾向のみが統計的に有意である。また、どの海域でも夏季の上昇率が最も小さい。これは日本の各地域における気温の上昇率（気象庁, 2005）が夏季に小

いことと同様である。一方、季節別で最も上昇率が大きいのは、海域 N では秋季、海域 O では冬季である。海域 M では秋季、冬季、春季の上昇率に大きな差はない。これらは、全国あるいは東日本や西日本の気温の上昇率が春季に最も大きいことと異なっている。

黒潮の流域では、海面水温は黒潮の流路の影響を受けている。特に、黒潮続流域にあたり、黒潮系の暖水の占める割合が大きく変動する海域 L でその影響が顕著であり、黒潮の流路が北上すると、海域内における黒潮系暖水の領域が増大し、海面水温は上昇する。また、親潮の南下が大きいと海面水温が下降する。この海域の長期変動を議論する場合には、黒潮の北上や親潮の南下の影響を十分考慮する必要がある。一方、本州沿岸部の海域 N では、黒潮大蛇行時に、東海沖に形成される冷水渦の影響で表層水温が顕著に低くなるが、冷水渦の海面水温への影響は比較的小さいため、海域平均の海面水温の低下は小さい。海域 M の海面水温の長期変化傾向は黒潮の流路変動の影響が小さい海域 O のそれと似ている。すなわち、海域 M と N における海面水温の長期変化傾向に対する黒潮の流路変動の影響は海域 L ほど決定的でない。ただし、海域 M の中にある八丈島の沿岸水温は、黒潮流路の影響を強く受けるため、その長期変動を議論する際には、このことを十分考慮する必要がある。



第7.1図 年平均海面水温平年偏差の長期変化傾向のまとめ (°C/100年)

1900年初頭から2005年までの約100年間(*を付した海域は1964～2005年の42年間)のデータに基づく一次回帰分析による長期変化傾向。斜字は上昇傾向あるいは下降傾向が危険率5%で有意ではないことを示す。

7. 考察とまとめ[#]

クラスター解析の結果と観測データの分布状況を参考にして日本周辺に15の海域を設定し、約100年にわたる現場観測データを用いて各海域の平均海面水温を求め、一次回帰分析によって海面水温平年偏差の長期変化傾向を海域ごとに算出した。また、海面水温平年偏差の変動を海域周辺の地上気温や沿岸水温などの平年偏差の変動と比較した。各海域における海面水温の長期変化傾向を第7.1図に示す。今回の解析結果は次のようにまとめられる。

- 1) 黒潮・対馬暖流の流域及びその周辺海域である、東シナ海及び黄海南部(海域A～D)・日本海南部及び中部(海域E, F)・日本南方海域(海域M～O)では年平均海面水温の上昇率が+0.66～1.66°C/100年となっており、北方の海域ほど上昇率が大きい。これらの長期変化傾向は、危険率5%で統計的に有意である。また、海域A及びO以外の上昇率は、気象庁(2005)に示された日本の各地域の気温の上昇率よりも大きい。昇温量は、第二次世界大戦期の1940年代を挟んだ期間と、1980年代以降に大きい。特に前者の期間に

おける昇温量は北方の海域ほど大きい。なお、2000年以降はやや降温している。

十年規模変動についてもその振幅は北方の海域ほど大きい。また、クラスター解析によって日本周辺を5つの海域に分けた場合の、西部黒潮・黒潮反流域と東部黒潮・黒潮反流域(第2.3図のa～j)に含まれる海域A, B, M～Oでは1970年ころに極小となっているが、東シナ海北部・黄海・日本海中部(第2.3図のk～m)に含まれる海域C～Fでは1980年代に極小となっている。これらの極小期は、日本の各地域の気温の長期変動に見られる、南西諸島での1970年前後の低温期、及び南西諸島を除く地域での1980年代前半のやや顕著な低温期にそれぞれ対応している。

季節別の長期変化傾向では、海域B～F, Oでは冬季に、海域A, M, Nでは秋季に、上昇率が最も大きい。これらは、日本の気温の長期変化傾向が春季に最も大きな上昇率となっている(気象庁, 2005)こととは対照的である。夏季の上昇率は他の季節に比べると小さいが、日本海の海域E, Fを除いて統計的には有意であり、1年を通じて上昇傾向にあることがわかる。

海面水温の上昇率が大きく十年規模変動の振幅も大きな海域DやFは、海洋の健康診断表総合診断表(気象庁, 2006)の図2.2.1-2(a)で見ると、海面水温の年較差が大きな海域である。季節別の長期変化傾向とあわせて考えると、大きな上昇率は冬季の水温が下がりにくくなって年較差が小さくなっているためと考えられる。東シナ海・黄海南部(海域A～D)について、水温の低かった1930年代、1960年代及び直近の1996～2005年のそれぞれ10年間の月平均値を求めて年変動を比べると、1996～2005年の平均では秋季から冬季にかけての水温低下が小さくなっている。

- 2) 北海道南東方から本州東方(海域J～L)

[#] 高槻 靖

では、年平均海面水温の上昇率が $+0.57 \sim 0.98^{\circ}\text{C}/100$ 年となっているが、十年規模変動の振幅が大きく、黒潮・対馬暖流域と異なり上昇傾向は5%の危険率で有意ではない。しかし、季節別に見ると、海域Jでは冬季と春季、海域Kでは冬季、海域Lでは秋季に有意な上昇傾向となっている。第二次世界大戦期を挟んだ1940年代までの低温期と1950年代以降の高温期の平均水温の差は約 1°C であり、特に冬季及び春季に差が顕著である。海域KとLでは季節を問わず1950年代に水温が高く、また1980年代にかけて大きく低下している。なお、1980年代は海域C～Fでも低温期となっている。海域J～Lでは他の海域と異なり、1990年代半ばにも水温が低くなっている。

- 3) オホーツク海（海域H, I）については、第二次世界大戦前のデータが少なく、長期変化傾向を1964年以降の約40年間で評価した。上昇率は $+0.95$ と $1.21^{\circ}\text{C}/100$ 年と求まるが、5%の危険率で統計的に有意な上昇傾向は見られない。十年規模の変動では1970年代前半及び1990年代半ばに高温、1980年代前半に低温となっている。これらの海域は、冬季に流水で覆われるが、海面水温の変動とオホーツク海の積算海水域面積の変動との間に対応は見られない。
- 4) 日本海北部（海域G）では、他の海域と大きく異なり、1900年代初め及び1920年代に正偏差が大きい。その後1950年代にかけて低下したのち近年まで昇温しているが、全期間を通じた長期変化傾向は冬季を除いて有意ではない。1920年代の高温傾向は各季節に共通に見られるが、特に夏季と秋季に正偏差が大きい。1920年代の高温傾向はオホーツク海の海域Iの夏季と冬季や海域Gに面した沿岸水温観測点の一部にも見られ、やや広い領域での特徴であることがうかがわれる。さらに、1950年代から1960年代にかけて低温傾向であることも他の海域と異なる。なお、

近年は昇温傾向が続いている。

- 5) 今回求めた各海域の海面水温の経年変動は、海域に面した観測点における沿岸水温や地上気温の変動とおおむね整合している。また、海域Nを除く海域では、表層貯熱量の変動ともおおむね整合している。海域Nでは、黒潮流路の変動によって表層水温が海面水温よりも大きく変動するために、表層水温の経年変動が海面水温とは異なっていると考えられる。沿岸の海面水位については、東シナ海及び本州南方で相関が高く、海面水温の上昇とともに海面水位も高くなっている傾向が見られる。
- 6) 日本海北部と該当する期間に観測データのないオホーツク海を除いて、どの海域でも第二次世界大戦期を挟んだ時期に大きな昇温が見られる。Deser *et al.* (2004) の Fig.6 を見ると、冬季の海面水温は1925～1946年の平均と比較して1947～1976年の平均は日本周辺だけでなく太平洋中央部でも 1°C 近く高くなっている。また、Yamamoto *et al.* (1986) や気象庁 (2005) が示しているように、日本の気温はこの時期に上昇している。これらのことから、この時期の昇温は北太平洋における1945/46のレジームシフト (Yasunaka and Hanawa, 2002) と深く関係していると考えられる。なお、この時期は海面水温の測定方法がバケツ法からインテイク法に急激に変わった時期とも重なっていることから、ここで評価した昇温量は1941年以前のデータに適用しているFolland and Parker (1995) のバケツ採水補正值にも依存していることに留意する必要がある。バケツ採水補正值の影響を受けない江ノ島の沿岸水温と海域Kの海面水温を、戦前と戦後に分けて比較した結果等からは、Folland and Parker (1995) のバケツ採水補正值はやや大きいかほぼ適当と考えられる。

その他の時期のレジームシフトとの対応については、日本海北部で1970/71年ころ

と1988/89年ころに水温上昇, 北海道周辺・日本東方海域で1988/89年ころに水温上昇, 1976/77年より数年遅れた1980/81年ころに水温低下が見られ, また, 常磐沖の海域Lで1925/26年ころに水温の低下が見られる。今後の課題の一つとして, 海面水温の長期変化傾向をより正確に評価するために, 各海域の海面水温算出値の誤差評価を行うことが挙げられる。特に, データの少ない時期の誤差が長期変化傾向の算出に大きく影響するためである。誤差評価や誤差の低減のために, 解析手法の改善も検討したい。また, 今回の解析は海面水温変動の特徴の記述にとどまっておらず, 今後, NPI, AOなどの大規模な大気/海洋変動指数やそれぞれの海域における海上気象要素や海面フラックスなどの変動との関係を調査することが望まれる。

今回の解析はCOADS release 1に神戸コレクションとGTSデータを加えたデータセットを基に行ったが, 2003年に公開されたICODAS release 2.1にはアメリカの商船データ約350万通などが追加されており (Worley *et al.*, 2005), 2006年に公開された最新版のICOADS release 2.3を利用すれば日本周辺で利用可能なデータがいくらかでも増加することが期待できる。また, デジタル化されずにマイクロフィルムの形で残されている神戸コレクションの海軍データ (花輪, 2003) が利用できるようになれば, 日本近海のデータはさらに充実すると考えられる。

参 考 文 献

- Deser, C., A. S. Phillips and J. W. Hurrell (2004): Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Climate*, 17, 3109-3124.
- Diaz, H., C. Folland, T. Manabe, D. Parker, R. Reynolds and S. Woodruff (2002): Workshop on advances in the use of historical marine climate data. *WMO Bulletin*, 51(4), 377-380.
- Folland, C. K. and D. E. Parker (1995): Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 319-367.
- 花輪公雄 (2003): 神戸コレクション・デジタル化事業の意義と今後 - さらなるデータの掘り起こしを - . *月刊海洋*, 35, 830-833.
- Hanawa, K., S. Yasunaka, T. Manabe and N. Iwasaka (2000): examination of correction to historical SST data using long-term coastal SST data taken around Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 78(2), 187-195.
- Hipel, K. W. and A. I. McLeod (1994): Time series modelling of water resources and environmental systems. 23. Nonparametric tests for trend detection. Elsevier, Amsterdam, 853-938.
- IPCC (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel of Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto (2005): Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, 25, 865-879.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- 気象庁 (2005): 異常気象レポート 2005. 383pp.
- 気象庁 (2006): 海洋の健康診断表 総合診断表 第1版, 196pp.
- 気象庁地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室 (2005): 気象庁海水観測資料 第23号 (2004~2005). (CD-ROM)
- 倉賀野連・楳田貴郁・栗原幸雄・桜井敏之 (2007): COBE-SSTによる全球海面水温の長期変化について. *測候時報*, 74, 特別号 (本巻).
- Levitus, S. J. Antonov and T. Boyer (2005): Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Manabe, T. (1999): The digitized Kobe Collection, Phase I: Historical surface marine meteorological observations in the archive of the Japan Meteorological Agency. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2703-2715.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and

- R. C. Francis (1997): A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- Minobe, S. (1997): A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 683-686.
- 野崎太・志賀達・荒木則孝・習田恵三・安田毅彦・児玉裕樹・川江訓・小西靖・中舘明・田中清・熊谷正光・前田幸良・佐々木泰憲・木立兼徳・三浦雄美利・岩尾尊徳・小西達男 (2005) : 日本沿岸の検潮所で観測された海面水位と定線データに基づく海面力学高度偏差 (ΔD) の長期変動の比較解析. *測候時報*, **72**, 特別号, S35-S71.
- Ogi, M. and Y. Tachibana (2006): Influence of the annual Arctic Oscillation on the negative correlation between Okhotsk sea ice and Amur River discharge. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08709, doi:10.1029/2006GL025838.
- 岡田弘三・坂井紀之 (2003) : 歴史的海上気象資料のデジタル化 (II). *月刊海洋*, **35**(11), 765-769.
- 高槻靖 (2007) : 歴史的データを用いた海面水温長期データセットの現状. *測候時報*, **74**, 特別号 (本巻).
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace (1998): The Arctic Oscillation signature in the winter time geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda and M. Kamachi (2006): Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) System: Some early results. *Advances in Space Research*, **37**, 806-822.
- Worley, S. J., S. D. Woodruff, R. W. Reynolds, S. J. Lubker and N. Lott (2005): ICOADS Release 2.1 data and products. *Int. J. Climatol.*, **25**, 823-842.
- Yamamoto, R., T. Iwashima, N. K. Sanga and M. Hoshiai (1986): An analysis of climatic jump. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**(2), 273-281.
- Yasunaka, S. and K. Hanawa (2002): Regime shifts found in the northern hemisphere SST field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80** (1), 119-135.

付録：海面水温との比較に用いたデータ一覧

付録第1表 比較に用いた気象庁，海上保安庁，水産庁の沿岸水温観測地点名とデータ期間
角括弧内に比較対象とした海域名を示す。

運用(委託) 機関	地点名	データ期間
気象庁	寿都 [G]	1908～1995 年
	石垣島 [A]	1914～2004 年
	宮古 [K]	1928～2004 年
	輪島 [E]	1932～1995 年
	巖原 [C]	1934～1994 年
	酒田 [F]	1934～1995 年
	八丈島 [M]	1936～2002 年
	小名浜 [L]	1936～2004 年
	那覇 [B]	1937～1994 年 (1944～1951 年欠測)
	稚内 [G]	1938～1995 年
	名瀬 [B]	1939～1992 年 (1945～1946 年欠測)
	西郷 [E], 潮岬 [N]	1939～1995 年 (潮岬は 1949～1957 年欠測)
	浜田 [E], 江差 [F]	1941～2004 年
	宮古島 [A]	1953～1986 年
	浦河 [J]	1953～1994 年
紋別 [I]	1964～1994 年	
水産庁	江ノ島 [K]	1911～1985 年(1945～1952 年欠測)
	塩屋崎 [L]	1912～1985 年(1945～1952 年欠測)
	姫崎 [F]	1913～1959 年
	禄剛崎 [E]	1913～1962 年
	日御碕 [E]	1913～1973 年
	入道崎 [F]	1913～1974 年
	白神崎 [F]	1913～1981 年
	稲穂岬 [G]	1913～1982 年
	大瀬崎 [C]	1914～1956 年
	竹辺(Jugbyeon) [E], 長き岬(Ganggigap) [E], 水源端(Suweondan) [F]	1916～1945 年
	竹島(Jugdo) [D], 於青島(Eocheongdo) [D]	1917～1942 年
	神威崎 [G]	1919～1954 年
	飛島 [F], 屋久島 [B]	1919～1962 年 (屋久島は 1946～1950 年欠測)
	焼尻島 [G]	1919～1972 年
	経ヶ岬 [E], 鷺泊 [G]	1919～1975 年

付録第2表 比較に用いた気象観測点とそのデータ期間
角括弧内に比較対象とした海域名を示す。

国	地点名	データ期間
日本	網走*, 根室*, 寿都* [G], 山形* [F], 石巻*, 長野 [F], 銚子 [L], 境† [E], 浜田† [E], 彦根† [E], 宮崎†, 多度津†, 名瀬‡, 石垣島‡	1898～2005年
	小名浜 [L]	1911～2005年 (1977～1979年は欠測)
	勝浦 [M]	1906～2005年 (1911年は欠測)
	八丈島 [M]	1907～2005年
	潮岬 [N]	1913～2005年
	室戸岬 [N]	1921～2005年
	土佐清水 [N]	1922～2005年 (1930～1940年は欠測)
	父島 [O]	1969～2005年
ロシア	Aleksandrovsik-Sahalinskij [G]	1898～1989年 (1904, 1905, 1921年は欠測)
	Vladivostok [F]	1898～2005年 (1970年は欠測)
	Nikolaevsk-Na-Amure [G]	1898～2006年 (1900, 1920～24, 1968～70, 1983, 1986年は欠測)
	Poronajsk [G]	1909～1989年 (1945年は欠測)
	Ternej [G]	1926～1989年 (1930～39, 1986年は欠測)
	Zolotoj [G]	1936～1989年 (1937～39, 1986年は欠測)
	Juzhno-Sahalinsk [G]	1943～2005年 (1945年は欠測)
韓国	Gangneung [F]	1912～2005年 (1951年は欠測)
	Ulleungdo [E]	1939～2005年

1年のうちデータが9か月未満の年は欠測とした。

* : 北日本として平均し, 海域 J, K と比較.

† : 西日本として平均し, 海域 C, D と比較

‡ : 南西諸島として平均し, 海域 A, B と比較

付録第3表 比較に用いた潮位観測地点名，運用機関名と利用したデータ期間
 角括弧内に比較対象とした海域名を示す。

運用機関	地点名	データ期間
気象庁	串本 [N]	1900～2005年（1943～1949年は欠測）
	浜田 [E]	1906～2004年
	長崎 [C]	1949～2004年
	枕崎 [C]	1957～2004年
	名瀬 [B]	1958～2004年（1960, 1976年は欠測）
	那覇 [B]	1967～2004年
	石垣島 [A]	1968～2004年
国土地理院	細島 [N]	1900～2005年
	輪島 [F], 忍路 [G]	1906～2004年（輪島は1928, 1930年欠測）
海上保安庁	巖原 [C]	1948～2004年 （1950, 1951, 1955～1957, 1959～1960年は欠測）
	西之表 [B]	1964～2004年（1970年は欠測）