

# 東北地方太平洋沿岸域の大気と海洋の 相互作用の長期変動\*

山崎 幸雄\*\*・上野 英克\*\*・近藤 純正\*\*

## 要旨

1923~45年(以後、寒冷時代と呼ぶ)の宮城県江ノ島の海面水温の平均値は続く1946~79年(以後、温暖時代と呼ぶ)にくらべ約 $1.4^{\circ}\text{C}$ 低かった。海面熱収支解析によれば、この長期にわたる低海面水温は、親潮の南下が原因であった。東北地方で大凶作が頻発した寒冷時代は、東北地方の地衝風が強く、これに伴う海面応力の変化が海流の変化をもたらしたものと推定される。

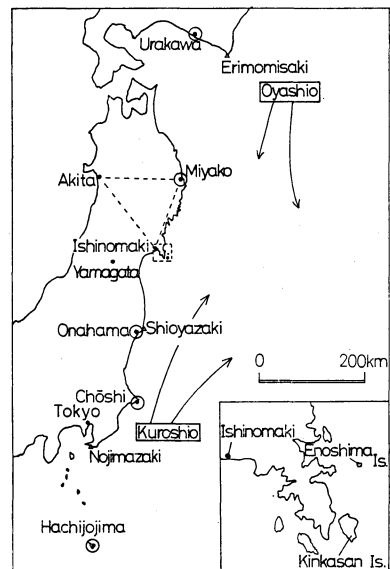
相関解析によれば、月々の海面水温アノマリーの変動は気温アノマリーに続いて現れることが多く、月々の海面水温アノマリーは冷夏の原因ではなく、むしろ総観規模の大気の変動の結果であった。そのようにして生成された海面水温アノマリーはその熱的性質のため長く持続し、海陸風循環などを通じて暖候期の沿岸気温に影響を与えていた。

## 1. はじめに

沿岸域の気候は海とのかかわりが深く、東北地方太平洋沿岸では、春から夏の期間しばしば「ヤマセ」と呼ばれる海からの北東冷気流による低温化が起こり、昔から農作物に被害を生じている。東北地方では最近300年間に大飢饉期間が7回あった。そのうち6回は大規模火山爆発の直後に発生しているが、1931~45年の大凶作期間は火山爆発がないのに発生した。この例外的凶作期には、太平洋沿岸の海面水温がそれに続く1946~79年の平均値に比べて約 $1.4^{\circ}\text{C}$ も低温であった。この低海面水温は、親潮と黒潮の出会い宮城県江ノ島付近で最も顕著だった(Kondo, 1988)。

また、1984年の春先に起こった宮城県沖の金華山島でのシカの大量死は、冬の寒波が主な原因であるが、島の周囲の海面水温が低かったことも影響していると推定されている(近藤・山崎, 1985)。

そこで本研究では、1910~86年の77年間の資料を用いて相関解析や沿岸海面での熱収支解析を行い、この海洋



第1図 東日本太平洋沿岸の地図、右下に江ノ島付近の拡大図を示す。

異変と太平洋沿岸域の気温の低温化の関係を調べた。

## 2. 資料解析の地点

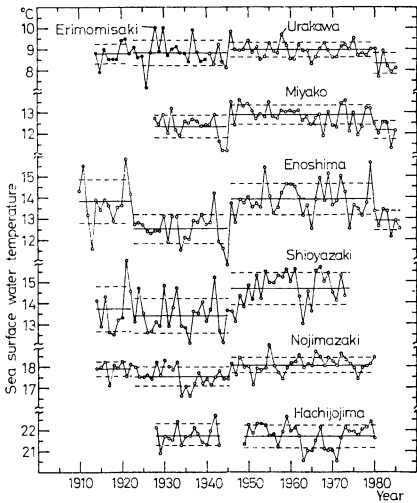
本研究で解析する地点を第1図に示す。図の右下は、

\* Long-term variation of the air-sea interaction in the Pacific coastal-region of the northeastern part of Japan.

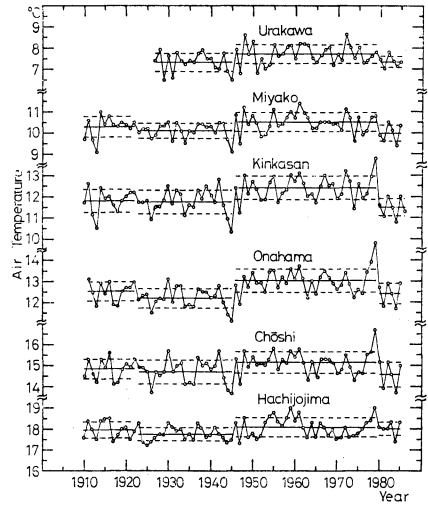
\*\* Yukio Yamazaki・Hidekatsu Ueno・Junsei Kondo, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1989年3月22日受領—

—1989年8月15日受理—



第2図 東日本太平洋沿岸の年平均海面水温の経年変化 (Kondo, 1988, の Fig. 14 と同じ), ただし横線は各時代の平均値, 横破線は各時代の変動の標準偏差の幅を示す (以後の図も同様). 上から順に浦河から八丈島まで.



第3図 東日本太平洋沿岸の年平均気温の経年変化, 上から順に浦河から八丈島まで.

宮城県江ノ島・金華山付近の拡大図である。破線の三角形で結んだ秋田一宮古一石巻は、後の第5章および第6章で地上の地衡風を計算する地点である。

### 3. 長期変動および気候年代区分

まず気温と海面水温(沿岸水温)の長期変動における類似点と相違点を示す。第2図は太平洋沿岸の年平均海面水温の長期変動(Kondo, 1988, Fig. 14に同じ), 第3図は本研究で求めた, 太平洋沿岸の代表地点における年平均気温の経年変化である。両者を比較すると, 1923~46年の低気温は海面水温と同様に金華山付近が顕著だが浦河や八丈島でも認められ, 海面水温よりも大規模スケールの現象となっている。これは日本全国の気温を用いた解析でも認められ, 特に冬の気温が低いことが示されている(異常気象レポート'84, 第II-10, 11図)。海面水温と気温の長期変動は, 空間スケールが異なるにもかかわらずその時間変化が一致しており, 非常に興味深い。

本研究では, 第2図の海面水温の長期変動の傾向から, 全体を4つの期間に分ける。すなわち, 1922年以前を前期, 1923~45年を寒冷時代, 1946~79年を温暖時代, 1980年以後を最近と定義する。以下では主として,

30年程度の時間スケールを持つ寒冷時代と温暖時代について議論すると共に, その中の年々変動の違いについても論及する。

### 4. 海面水温と気温のアノマリーの月々の変動についての相関関係

海面水温と気温のアノマリー(各月の平均値からの偏差)の月々の変動についての関係を調べるため, 相関解析を行う。具体的には, 各月の海面水温(気温)とその前後2年間の海面水温(気温)との自己(相互)相関係数を, 次式を用いて求めた。

$$\gamma(M, \tau) = \frac{\sum \{ \Delta T_1(M) \times \Delta T_2(M+\tau) \}}{\{ \sum (\Delta T_1(M)^2) \times \sum (\Delta T_2(M+\tau)^2) \}^{1/2}} \quad (1)$$

ここで,

$\gamma(M, \tau)$ : M月とM+ $\tau$ 月の自己(相互)相関係数,

M: 基準とする月,

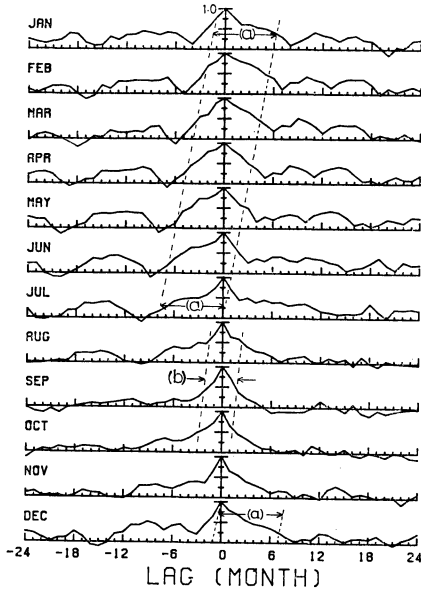
$\tau$ : M月からのタイムラグ ( $\tau = -24 \sim 24$  カ月),

$\Delta T_1, \Delta T_2$ : 海面水温または気温の平均値からの偏差, 自己相関の際は  $\Delta T_2 = \Delta T_1$ ,

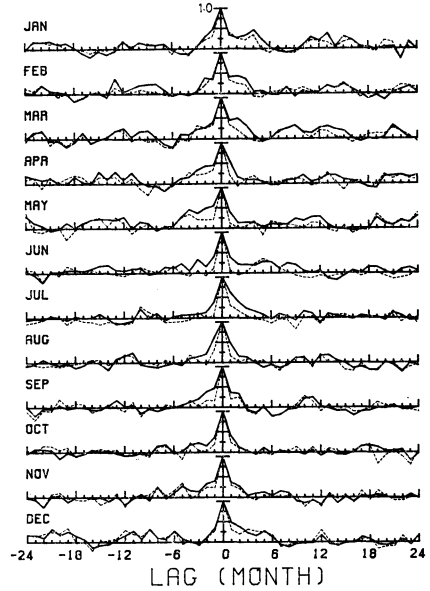
である。

#### 4.1 江ノ島海面水温アノマリーの持続性

第4図は江ノ島海面水温の自己相関で, 各月の海面水温に対してその前後の月の海面水温との相関係数を示したものである。各月とも前後の月と相関が高い。海洋は



第4図 江の島海面水温の月別自己相関，上から順に1月から12月まで，横軸は1カ月単位のラグ。



第5図 金華山気温（実線）および山形気温（破線）の月別自己相関，上から順に1月から12月まで。

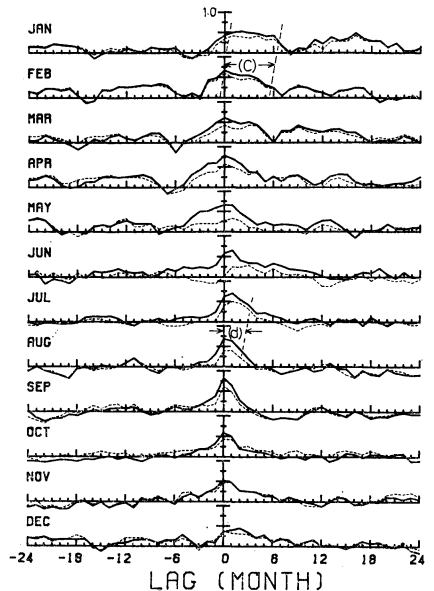
熱容量が大きいため、高い相関値が持続すると考えられる。特に12～7月は、相互に高い相関がある(図中(a))。これに比べると8～10月は、高い相関があるのは前後2カ月程度になる(図中(b))。この差は海洋混合層の厚さの違いが原因と考えられる。冬期は海面での冷却により深い混合層が形成されるため、海面水温アノマリーを生成・消滅するのに多くの熱量を必要とする。したがって、一度生成されたアノマリーは長く持続する。これに対し、夏は日射による加熱で海洋表層に安定層が形成され、鉛直混合が起りにくくなり、海面水温アノマリーは少しの熱で生成・消滅する。

#### 4.2 気温アノマリーの持続性

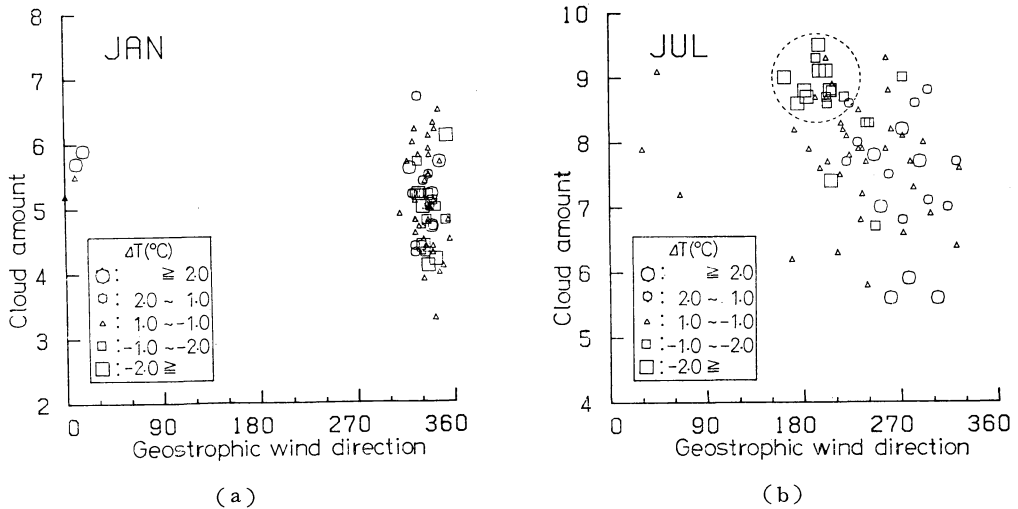
第5図は沿岸の金華山気温（実線）および内陸の山形気温（破線）の自己相関で、各月の気温に対してその前後の月の気温との相関係数を示したものである。各月とも前後1カ月程度しか相関がないのが特徴である。一方、沿岸の金華山気温は内陸の山形気温に比べると前後の月と相関が高い（特に暖候期）。これは次節以下で述べるように、気温アノマリーが一度海洋に記憶され、後に再び沿岸気温に影響したものと考えられる。

#### 4.3 東北地方太平洋沿岸の海面水温と気温のアノマリーの月々の変動の相互相関

第6図は各月の金華山気温（実線）および山形気温



第6図 各月の金華山気温（実線）および山形気温（破線）に対するその前後の月の江の島海面水温との相互相関，上から順に1月から12月まで。



第7図 月平均地衡風向(横軸)と石巻の月平均雲量(縦軸)との関係、(a) 1月、(b) 7月、それぞれの点は金華山気温アノマリー  $\Delta T$  で分類してある。冷夏は破線で囲んだ範囲に集中している。

(破線)に対してその前後の月の江ノ島海面水温との相互相関係数を示したものである。全体の特徴として、ある月の気温はその後の月の海面水温と相関が強い。言いかえると、気温のアノマリーが海面水温のアノマリーより先行することが多い。このことは主に大気側の変動が何らかの相互作用を通じて海面水温に影響を与えていたことを示唆している。このメカニズムについては、第6章で考察する。

季節別にみると、冬(12~2月)の気温はその後5~6カ月の水温と相関が高い(図中(c))。つまり、冬の気温はその後海面水温に強く影響していたといえる。夏(7~8月)の気温もその後2カ月程度の海面水温と相関が高い(図中(d))。ただ冬に比べ高い相関の持続期間が短くなっている。これらは4.1節で述べた海面水温アノマリーの性質の現れである。図は省略するが、寒冷時代と温暖時代を分けた計算によれば、上に述べた性質は特に寒冷時代に顕著である。

6月を中心として3~9月の暖候期には、沿岸の金華山気温と内陸の山形気温との間の差が大きくなる。この差は太平洋の海面水温が気温に及ぼす影響の違いを示すもので、この時期には沿岸域の気温が海面水温の影響を受けていたことがわかる。この原因は、暖候期は局地循環(海陸風)が活発になることと、次章で述べる総観規模現象によるものと考えられる。

海面水温と気温の関係の地域性を調べるため、上と同

様の相関解析を他の沿岸域(浦河・宮古・小名浜・八丈島)に対しても行った(図は省略)。その結果、江ノ島に近い宮古や小名浜では金華山・江ノ島と同様の性質を示すが、江ノ島から遠い浦河や八丈島ではそのような関係は見られない。江ノ島付近は親潮と黒潮が出会い南北の温度勾配が大きいため、海面風応力の変化で水塊が移動し、海面水温アノマリーが生じやすい。したがって、そこでの海面水温は大気の変動の影響を受けやすいと考えられる。

### 5. 総観規模現象と金華山気温アノマリー

つぎに、総観規模現象と気温アノマリーとの関係を調べた。第7図は、東北地方3点(秋田・宮古・石巻)の月平均海面気圧から求めた地衡風向(横軸)と石巻の雲量(縦軸)との関係を、金華山気温アノマリー  $\Delta T$  で分類してプロットしたものである。この地衡風向は、東北地方における各月の平均的な総観規模の気圧場を表現している。図(a)は冬、図(b)は夏の関係である。冬は、気温アノマリーによらず地衡風向はほぼ一定で340°前後である。つまりどんな年でも地上では北西の季節風が卓越する。したがって東北地方の気候に太平洋の海面水温が直接影響することは少ない。第6図で、冬(11~2月)の金華山気温(実線)と山形気温(破線)の差が小さいのはこのためである。

夏はその気候状態が大きく二つに分かれる。一つは、

平均の地衡風向が  $270^\circ$  付近の場合である。この年は平均として東北地方の真南に高気圧があり、太平洋高気圧が強く、雲も少なく典型的な暑夏である。地上では平均として南西の季節風が卓越し、この場合も風向から判断して、太平洋の海面水温が総観規模現象を通じて東北地方の気候に及ぼす影響は小さいと考えられる。他の一つは平均の地衡風向が  $180^\circ$  付近の場合で、図から雲量が多く気温アノマリーが負の年が多いことがわかる(破線で囲んだ部分)。この年は平均として東北地方の真東に高気圧があるが、高気圧の位置はそこから南北にずれる。北にずれた場合はオホーツク海高気圧が優勢の状態、下層では冷たい偏東冷気流(いわゆるヤマセ)が低層雲を伴って東北地方の太平洋側に吹きつけ、低気温になりやすい。気流が太平洋上を北東から吹送してくる頻度が高いため、東北地方太平洋沿岸の気温は海面水温の影響を受ける。同時に天気も悪いので、太平洋沿岸の海面水温の上昇が抑えられる。

以上のように、太平洋の海面水温が東北地方の気候に及ぼす影響の大小は総観規模の気圧配置によって変化する。

## 6. 金華山・江ノ島近海での海面熱収支の長期変動

第4章で、江ノ島近海では、一年を通じておもに気温(大気)が海面水温(海洋)に影響を及ぼしていたことがわかった。その具体的なメカニズムを知るためには、海洋の熱収支を考えなければならない。海水温の変化は次の熱収支式によって決まる。

$$G=Q+F \quad (2)$$

ここで、 $G$ は海洋中に蓄えられる熱量、 $Q$ は海面での熱交換量(大気から海洋へ入る場合を正)、 $F$ は海流によって他の領域から運ばれる熱移流量である。 $G$ と $F$ を正確に評価するには海水温の鉛直プロファイルが必要だが、長期にわたるそのようなデータは得られていない。そこで以下では、式(2)のうち右辺の海面での熱交換量 $Q$ のみを評価し、海面水温との関係を調べた。

海面での熱交換量は次のように表せる。

$$Q=S_N+L_N+H+IE \quad (3)$$

ここで、 $S_N$ は正味日射量、 $L_N$ は正味長波放射量、 $H$ は顕熱輸送量、 $IE$ は潜熱輸送量である。以下では式(3)の右辺の各項をそれぞれ計算する。

### 6.1 計算方法

#### 1) 正味日射量( $S_N$ )および正味長波放射量( $L_N$ )

晴天日(雲量3以下)の日射量は、Kondo and Miura (1985)による実験式によって計算した。雲がある日(雲量3以上)の日射量および下向き大気放射量は、Kondo (1976)の実験式によって計算した。これらをもとに、 $S_N$ と $L_N$ を計算した。

#### 2) 顕熱輸送量( $H$ )および潜熱輸送量( $IE$ )

顕熱と潜熱輸送量の計算にはバルク法を用いた。バルク係数は大気安定度、風速、粗度の関数で、本研究ではKondo (1975)の値を用いた。実際の計算方法はYasuda (1981)によった。

#### 3) 海上風速

顕熱と潜熱輸送量の計算のためには、海上の風速が必要である。本研究では、石巻・秋田・宮古の3地点の日平均海面気圧から海上風速を求めた。具体的には、等圧面が平面であると仮定してその傾きから地衡風ベクトルを求め、それに下記の係数を掛けて海上風速とした。海上風速/地衡風速の比は大気安定度、風速によって変化する。ここでは各月の平均的な安定度と風速をもとに、Kondo (1977)から海上風速/地衡風速の比として以下の値を用いた。

12月～2月	0.8
3月と11月	0.75
4月～10月	0.7

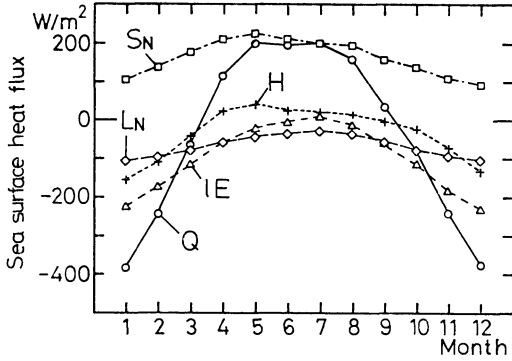
#### 4) その他

対象地点は江ノ島周辺とし、計算はすべて日平均のデータを用いて各種フラックスの日平均値を求めた。また各種フラックスの月平均値は、各々の日平均値を平均して求めた。計算に必要なデータは、気温・海面水温・水蒸気圧・雲量および風速である。海上での値が得られないので、水蒸気圧・雲量は最も近い地上観測点、すなわち石巻測候所での観測値を用いた。気温は石巻の気温を補正した値を用いた。補正值は、金華山と石巻の月平均気温の差である。海面水温は江ノ島における観測値を用いた。

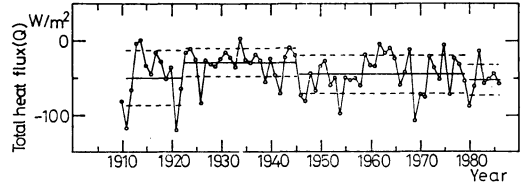
## 6.2 計算結果

### 1) 平均状態

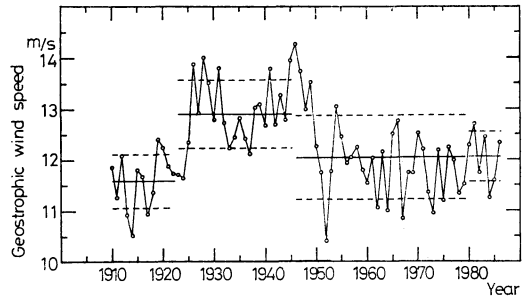
まず、全期間で平均した各種フラックスの月平均値を示す(第8図)。どれも明瞭な季節変化をしている。おおまかな特徴をあげると、まず5～8月は、海洋との温度差が小さく大気中の水蒸気量も増え、風速も小さいため顕熱・潜熱・正味赤外放射の絶対値は小さい。このため日射エネルギーはほぼそのまま海水温の上昇に寄与する。逆に、冬季は日射が弱くなり、北西の冷たい季節風



第8図 全期間(77年間)で平均した各種フラックスの季節変化, 符号は下向き(大気から海洋)を正とする。



第9図 年平均海面熱交換量Q(海洋が熱を獲得する場合を正)の77年間の経年変化。



第10図 年平均地衡風速(スカラー平均)の77年間の経年変化。

の吹き出しにより大気と海洋の温度差が増し大気は不安定成層になり, 風速も大きくなる。そのため乱流による熱輸送が活発になり, 海洋は大気に顕熱および潜熱の形で大量の熱エネルギーを放出する。海面熱交換量Qの平均値を求めると約41 W/m<sup>2</sup>が大気側に放出されている。この熱エネルギーの源は海流(暖流である黒潮)によってこの海域に運ばれている熱輸送と考えられる。

2) 海面熱交換量の長期変動と寒冷時代の長期低海面水温の原因

ここでは各季節別の図は省略する。第9図は, 海面熱交換量の年平均値の経年変化である。平均としてこの値はマイナスなので, 海洋は大気側へ熱を失っている。長期的な変化の傾向は海面水温や気温の場合と似ており, 寒冷時代(1923~45)と温暖時代(1946~79)の平均値の差は約 16 W/m<sup>2</sup> で長期変動としては大きい値である(例えば, この熱量は水深 100 m の水温を一年間に 1°C 変化させる)。図は示さないが, この経年変化を季節別にみると寒冷時代と温暖時代の差は春と夏に顕著に現れており, それは海面水温の低下による顕熱・潜熱の低下が原因であった。以上の結果によれば, 寒冷時代は温暖時代に比べ海面水温が低いので海洋が海面で失う熱量は小さい。つまり海面水温は, 海面からの熱放出で下がったわけではない。

このような30年間程度の長期平均が対象の場合, 海洋の貯熱量の変化は無視でき, 海面熱交換量+熱移流量=0としてよい。したがって, 寒冷時代は温暖時代より海流による熱移流量Fが小さく(寒流である親潮の南下が強く), それが寒冷時代の海面水温の低下の原因であっ

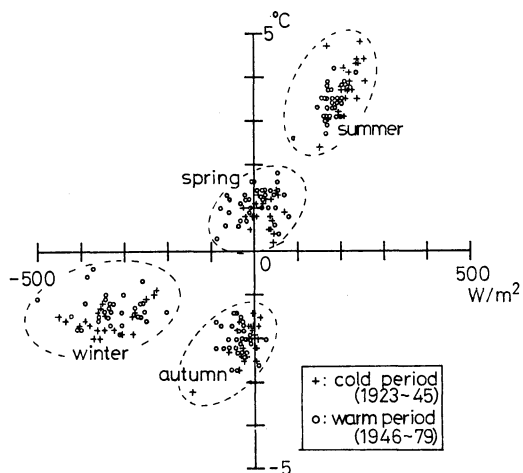
たと考えてよい。

このような海流の変化を引き起こしたのは, 大規模な風の場の変動に伴う海面応力の変化と考えられる。第10図は年平均地衡風速(スカラー平均)の経年変化である。寒冷時代は温暖時代に比べ風速が強くなっており, 風の場が変化していたことがわかる。図は示さないが, この差は北風成分の変化によるものが主で, それによって寒冷時代は親潮の南下が強められたのではないかと推定される。

北太平洋広範囲の最近のデータを使って解析した結果(例えば Sekine, 1988)によると, 親潮は冬季に南下し春先に最も南に達する季節変化を示すが, 寒冬年には南下が強まり, これは冬季の風と相関を持つことが明らかにされている。寒冬年にはシベリア高気圧が強まり, アリューシャン低気圧が西にずれ, 日本付近では気圧傾度が増大し, 海面応力の変化によって親潮の南下をもたらす。本研究で得られた, 沿岸域データによる長期変動の解析結果は, これらの結果とも矛盾していない。

3) 月々の海面熱交換量と水温変化との関係

第11図は各季節の平均海面熱交換量Q(横軸, 海が獲得する場合を正)とひと月あたりの海水温度の変化量(縦軸)をプロットしたもので, 季節ごとに分けてある。



第11図 各季節の平均海面熱交換量（横軸，海洋が熱を獲得する場合を正）とひと月あたりの水温変化量（縦軸），寒冷時代（+印）と温暖時代（丸印）は記号で区別してある。

季節別にみると，相関が良いのは夏である。つまり夏は，海に入る海面熱交換量 $Q$ が大きい年は海面水温の上昇が大きく， $Q$ が小さい年は水温の上昇は小さい傾向がみられる。これは，海面熱交換量にくらべ移流量が小さいことと混合層が薄く海面水温が海面熱交換量に敏感だったことによると考えられる。その他の季節は両者の間にほとんど相関がなく，その原因は年ごとに混合層の深さと移流量が異なることによると考えられる。ただし，寒冷時代（+印）の秋と冬は多少の相関があり，海面熱交換量も海面水温アノマリーの生成に寄与していた。以上のことから，第6図のような気温と海面水温の関連を維持するための相互作用は，夏はおもに海面での熱交換，他の季節は海流による熱移流によると考えられる。

7. まとめ

沿岸水温データは長期にわたって得られている。本論文では，そのデータを用いて沿岸域における大気海洋相互作用を研究した。1923~45年（寒冷時代）の宮城県江ノ島の海面水温の平均値は，続く1946~79年（温暖時代）の平均値より約 $1.4^{\circ}\text{C}$ も低かった。これは東北地方太平洋沿岸を中心とする局所的な現象であったが，同時に起きた低気温は全国的な規模であった。そこで1910~86年の77年間の資料を用いて，相関解析および海面熱収支解析を行い，東北地方太平洋沿岸域の気温と海面水温の関

係を調べた。その結果，つぎのことがわかった。

寒冷時代の長期にわたる異常な低海面水温は，親潮の勢力増大が原因と考えられる。同時に起きた日本付近の地衡風速の増大が，この親潮の南下と関係があると推論される。

気温アノマリーの月々の変動は主として総観規模の空間スケールを持つ現象で，海面水温アノマリーの変動に先行して現れることが多かった。したがって月々の海面水温アノマリーの変動は，大気の変動に伴う海面熱交換量や海面風応力の変化に対して局所的に現れた応答であったといえる。海洋は熱容量が大きいので，一度生成された海面水温アノマリーは，冬は5~6カ月後の夏まで，夏は2~3カ月後まで持続した。寒冷時代は，特に月々の気温変動と海面水温変動の結びつきが強い時代であった。

3~9月の暖候期には，海陸風循環や総観規模の北東風を通して，太平洋の海面水温が沿岸域の気温に影響を与えていた。

参考文献

気象庁，1984：異常気象レポート '84，234-235。  
 Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Meteor.*, 9, 91-112.  
 ———, 1976: Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, 382-398.  
 ———, 1977: Geostrophic drag and the cross-isobar angle of the surface wind in a baroclinic convective boundary layer over the ocean, *J. Meteor. Soc. Japan*, 55, 301-303.  
 ———, 1988: Volcanic eruptions, cool summers, and famines in the northeastern part of Japan, *J. Climate*, 1, 775-788.  
 ———, and A. Miura, 1985: Surface heat budget of the Western Pacific for May 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 633-646.  
 近藤純正，山崎幸雄，1985：金華山島の鹿を半減させた1984年1~4月の異常低温と融雪遅延の熱収支解析，*天気*，32，79-86。  
 Sekine, Y., 1988: Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan, (1) Influence of the seasonal and interannual variations in the wind stress over the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, 93(C3), 2247-2255.  
 Yasuda, N., 1981: Modification of Kondo's formulas on the bulk transfer coefficients of turbulent fluxes over the ocean, *Tohoku Geophys. Journ.*, 28, Nos. 3-4, 131-142.