

## 北太平洋の大規模海面水温変動に関する研究\*

—平成元年度堀内基金奨励賞受賞記念講演—

花 輪 公 雄\*\*

この度の日本気象学会堀内基金奨励賞, どうも有難うございます。私達がこれまで行ってきた北太平洋の海面水温の変動や, 海洋表層循環系に関する一連の仕事が, 気象学会の皆様方に評価して頂けましたことは誠に光栄に存じております。私達という表現をしましたが, 一連の仕事は鳥羽良明先生をはじめとする所属する研究室の仲間全員によるものでありまして, 今回私はその代表で賞を頂いたものと理解しております。

近年気候の変動の仕組みを解き明かそうという気運が盛り上がり, また, 人類自身の活動の結果解き明かさなければならぬ事態に陥りまして, 単に気候を具現化している大気そのものの変動の研究のみでなく, 海洋や陸面との相互作用の実態とその仕組みを明らかにすることが要求されております。気候システムの研究です。このシステムの中で, 地表面の約70%を面積を占める海洋は, いうまでもなく長い時間スケールの大気変動に対して本質的な役割を担っていると考えられます。標題にまとめられる私達の一連の研究は, 相互作用する大気と海洋の変動の実態を把握し, それを通して変動の機構の解明を目指すものであったわけです。

本稿では, 短時間の講演のために触れられなかった海洋表層のことについても多少触れさせていただきます。また, ところどころまだ論文として公表していない部分にも筆が及んでしまうこともあろうかと思っておりますので, 予めお断りしておきます。参考文献はいちいちその場で挙げることにし, 末尾に示しました。

## 1. 海洋混合層の実験観測 (OMLET)

日本の「気候変動国際協同研究計画 (WCRP)」の準備は, 1980年代初めから始まりました。海洋を対象とす

る分野では, 先ず海面境界過程を含む海洋混合層の研究を行うことが, 鳥羽良明教授を中心として企画され, すぐにその予備的な研究が開始されております。これが私達がこの分野で仕事をする発端になりました。1983年から3年間は, 科学研究費補助金による研究が行われております。そして, 最終的にこの課題は, 1987年度から文部省特別事業費研究として走りだした WCRP の中で, 「海洋混合層の実験観測」として実現されました。私達は, この一連のプロジェクトをその英文略称である“OMLET”と呼んでいます。この課題の目標などについては既に本誌に紹介していますので, ごく簡単に述べることになります。

短期の天気予報では, 海面水温 (以下 SST と略記) は変化しない下部条件として与えられます。これは, 海水の熱容量が大きく, 短期間ならたとえある程度の出入りが海面を通してあったとしても, SST は大きく変化しないと見なされるからです。しかし, 長期の予報になりますと, 積分量で効いてきますから SST も変化し, それ自信が予報されるべき変数となってきます。従って, 大気の強制に対する SST の変動の仕組みを理解することが重要となるわけです。さて, 季節や海域によって厚さは大きく異なりますが, 海洋の表層には物理量が鉛直に一定の層が存在します。この層が海洋上部混合層です。SST はこの層の水温と近似的に見てよく, SST の変動を知ることと海洋混合層の変動を知るとは同じことになります。OMLET の目的は, 日本近海の混合層変動の実態を把握し, その変動の素過程を調べることであります。

OMLET を進める中で, 私達は大気からの強制的の時間空間変動の特徴も含めて, 海洋の応答を広域的に考察することが重要であろうと考えました。これは現在日本語版は2カ月毎に, 英語版は1年に1度発行している OMLET ニュースレターのロゴに表現されています。第1図にこれを示しますが, 上半分は大気を下半分は海

\* A study on large-scale SST variations in the North Pacific.

\*\* Kimio Hanawa, 東北大学理学部地球物理学教室。

洋を表し、その間が波立つ海面です（基本デザインは現東京商船大学の岩坂講師が行った）。この立場での実践がどの程度成功しているかはさておき、これまでの課題に関する私達の一連の研究を紹介します。

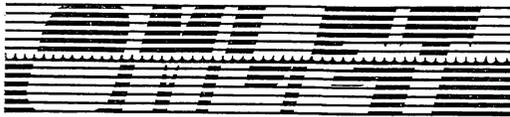
2. 海洋表層の熱収支

はじめに海洋表層の熱収支を見ておきます。第2図の左図は、四国沖の海洋気象観測点‘T’（旧南方定点：29° N, 135° E）の表層 200 m の熱収支です。この海域は、年平均で正味約 75 W/m<sup>2</sup> の熱を大気へと供給しています。この熱量は、1年間に 200 m の水柱を約 2.8°C 低下させる量にあたります。しかし、現実にはこの様な一方向の低下はもちろんなく、SST や表層水温場は毎年同じ様な季節変動を繰り返します。貯熱量の時間変化と海面を通しての熱フラックスの差が、海洋内部での熱の収束を意味しますが、この過剰に放出している分を、

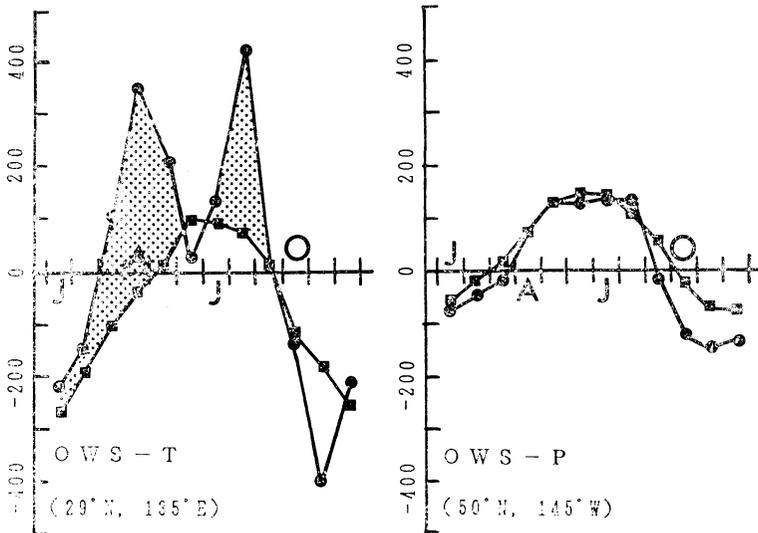
亜熱帯循環系の西岸境界流である黒潮が低緯度から暖水を持って来て補っているわけです。一方、右図はアラスカ湾に位置する海洋気象観測点‘P’（50° N, 145° W）の上層 120 m の熱収支を表しています。日本近海と異なりほぼ海面を通しての熱フラックスと海洋の貯熱量の時間変化が釣り合っている海域であることがわかります。すなわち、日本近海の表層水温の維持には、海洋の熱輸送も重要であるということです。

第3図は総合海洋気象データセット（COADS）と呼ばれる資料からバルク法で求めた北太平洋の正味の熱交換量の気候値の分布で、正の所が過剰に熱を獲得している海域、負の所が逆に過剰に熱を放出している海域を表します。一般に、海洋は低緯度では過剰に熱を獲得し、中・高緯度で過剰に放出しますが、北太平洋の高緯度ではほぼ熱の出入りがバランスしているようです。また、北太平洋中緯度西岸域の日本近海は北大西洋のガルフストリーム海域と並び北半球では大気に対する最大の熱供給域であります。

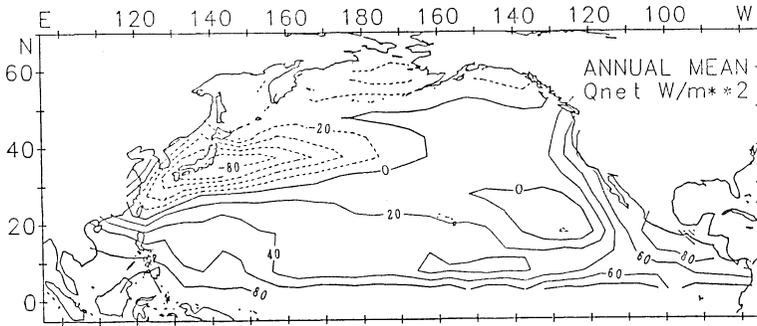
このように日本近海の表層水温場（=SST）の形成には、海面を通しての熱交換量と海洋の熱輸送双方が関与しておりますので、水平の移流や拡散を含む3次元混合層過程を明らかにする必要があります。



第1図 日本語版は2カ月に1度、英語版は1年に1度発行している OMLET ニュースレターのロゴ。



第2図 日本南方四国沖の海洋気象観測点‘T’の上層 200 m（左図）と、アラスカ湾の海洋気象観測点‘P’の上層 120 m の熱収支。■は海面を通じた正味の熱交換量、●は海洋上層の貯熱量の時間変化。その差は海洋内部における熱の収束（点描域）および発散を表す。

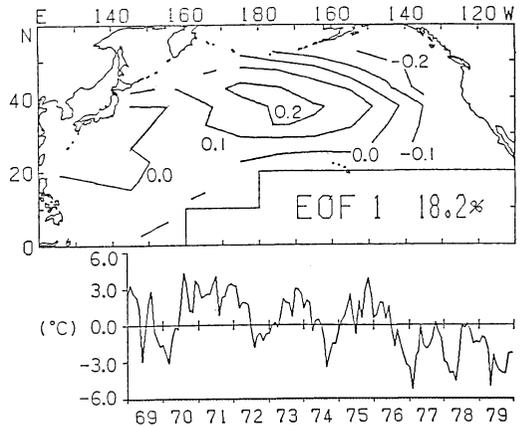


第3図 総合海洋気象データセット (COADS) からパルク法で求めた北太平洋の正味の熱交換量の年平均気候値. 正の所は海洋の受熱域, 負の所は放出域を示す.

3. 北太平洋の SST 変動の特徴

前節に述べたことを念頭に置きつつ, しばらくは SST の変動の特徴と大気の強制場との関係を見て行くことにします.

北太平洋の SST の変動の特徴を抽出するため, ふたつの客観解析を行いました. 先ず, 1969年から1979年までの格子化した月毎の SST アノマリに, 経験的直交関数 (EOF) 解析を施してみました. 第4図にその第1モードの空間パターンと時係数の時系列を示します. このモードは全変動エネルギーの18.2%を表現します. 40°N, 日付変更線を中心とする同心楕円状のパターンが現れ, 北米西海岸に沿って逆符号の領域が存在します. 時係数からは, 2~3年周期の存在と, 1976年を境としたジャンプ的な変化が目立ちます. また, このモードは冬に出現しやすいこともわかります.

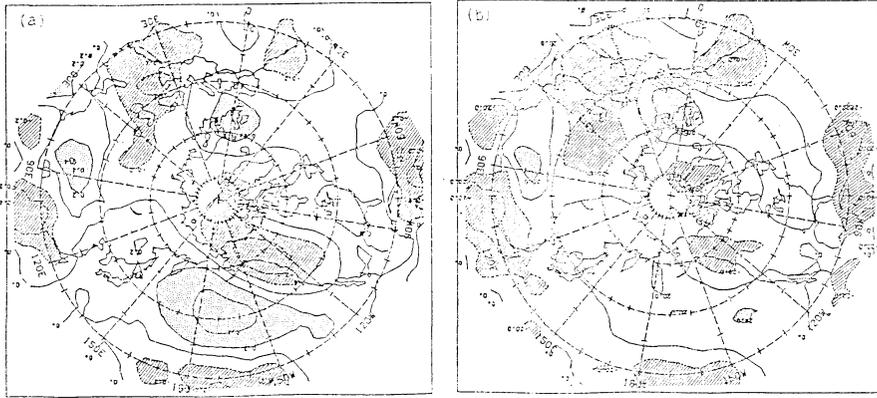


第4図 EOF 第1モードの空間パターンと時係数の時系列.

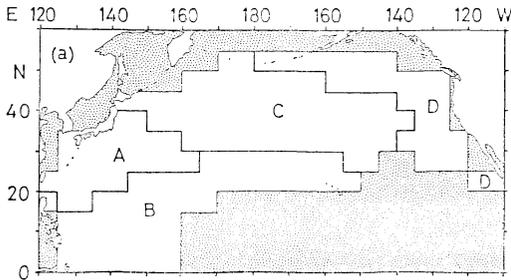
さて, この組織的な SST アノマリの変動はどの様にして生じているのでしょうか. 大気との関連を見るために, 500 hPa 面高度場アノマリとの相関解析を行いました. この結果を第5図に示します. 左図が大気の変動を1ヵ月先行させた結果, 右図が海洋を1ヵ月先行させた結果です. 左図には, 太平洋上から北米大陸にかけて相関係数が正, 負, 正の領域というように連なるパターンが見えます. これはよく知られている Pacific/North American (PNA) テレコネクションパターン (この符号ですとアンチ PNA) です. 一方, 右図には顕著な組織だった相関係数の分布は見られません. すなわち, EOF 第1モードは, この PNA パターンで励起されたと考えることができます. この PNA パターンは, 中部赤道域の SST が高い時, すなわちエル・ニーニョ/南

方振動 (ENSO) イベント時などに励起され易いことがわかっています.

ところで, この EOF 解析の高次モードを見ても日本近海の SST の変動をひとまとまりに表現しているものは見つかりません. そこで, もうひとつの客観解析であるクラスター解析を同じ資料に適用してみました. SST アノマリの時間的な変動の相似性に着目して海域を区分しようとする試みです. 最終的に4~6つの海域に分割することにします. 第6図は冬季 (12~3月) の資料に対する結果です. CとDのクラスターは, 第4図の EOF 第1モードと同じ配置を取っていることがわかります. 実際, CとDのクラスター平均の SST アノマリ時系列と上記高度場アノマリとの相関からも, PNA パターン



第5図 EOF 第1モードの時係数と500hP面高度場アノマリとの相関解析結果。左図は大気の変動を1カ月先行させた結果、右図は海洋を1カ月先行させた結果。点描域は0.2以上の正相関域、斜線域は-0.2以下の負相関域。



第6図 第4図と同じ資料の冬季(12~3月)にクラスター解析を適用した結果。

が再現できました。

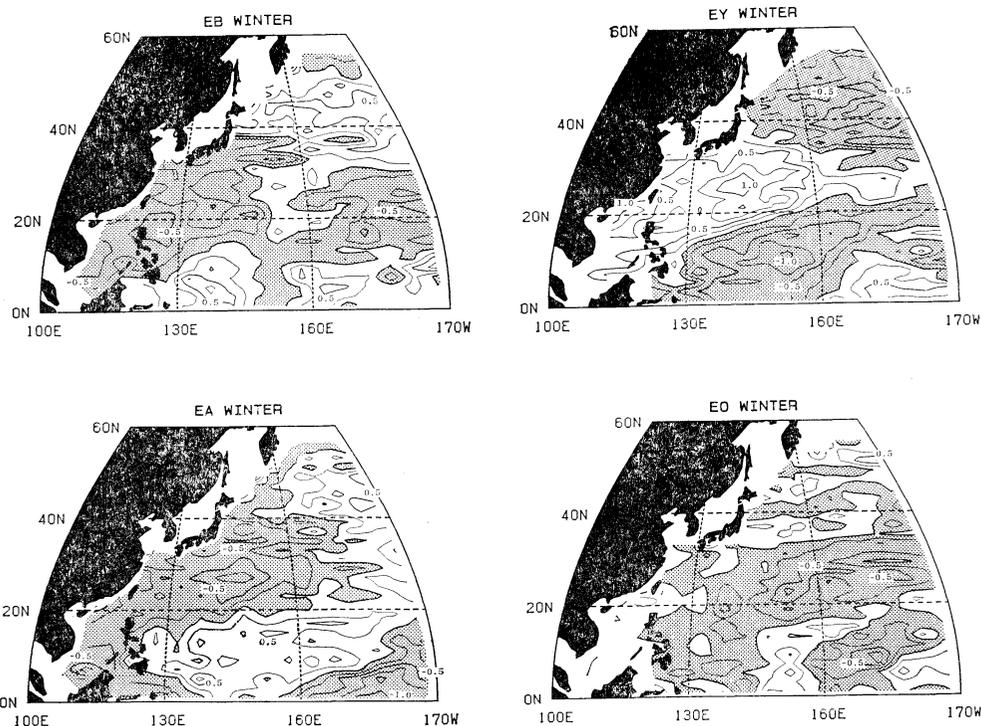
さて、この解析から中緯度日本近海(A)とその南側(B)の海域も独立なクラスターとして抽出できました。さて、このAとB海域が独立なクラスターとして存在する原因は何でしょうか。これが次節のテーマとなります。

4. 西部北太平洋の SST 変動の特徴

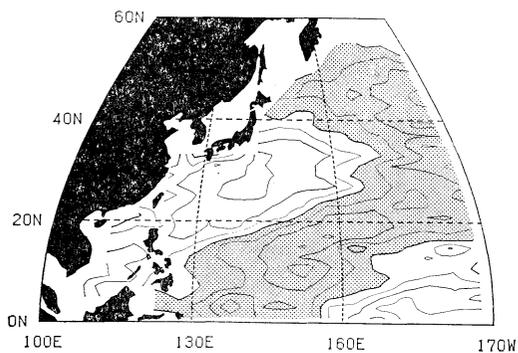
私達は、8節に述べる亜熱帯モード水と呼ばれる、黒潮流域で形成される水系(同じ様な水温と塩分の値を持つ水の塊を指し、気団とほぼ同義)の変化を調べていましたところ、ENSO イベントと期を一にしてその水温が変化していることに気づきました。そこで、ENSO イベントと日本近海の SST との関係を作成図解析法により調べました。これは、ある抽出条件を決めてその条件に合致する資料から平均の場を作成する解析法で、一

種の主観解析法です。

長期の変動を調べるために、西部北太平洋のみの SST の季節平均格子資料を用います。期間は1961年から1985年です。冬季を中心として扱います。各年の冬季を、ENSO が起きているときの冬季、これを ENSO 年冬季とし、その前年、翌年、他の年の冬季、という4つのカテゴリに分けて合成しました。第7図にその結果を示します。各格子の標準偏差で規格化した SST アノマリ分布で、等値線は0.25毎に引いてあります。1のコンターは標準偏差程度に平均値よりずれているということです。赤道域の ENSO 年冬季の分布は、中部赤道域(から東部赤道域)で正、西部赤道域で負、という ENSO 成熟期のよく知られた分布を再現しています。ここで中緯度日本近海を見ますと、ENSO 年の冬季はアジア大陸から日付変更線付近まで、30°N線に沿った広い範囲で顕著な正のアノマリが出現しています。この海域は前節のA海域と全く同じ領域です。一方、その翌年の冬季は、符号が逆になっていますが、アノマリのパターンが全く同じになっています。4つのカテゴリの中ではこのふたつの冬季が、強さが大きく組織だっていることがわかります。この信号が比較的卓越しているため、前節に述べたようにこの海域がひとつのクラスターとして区分されているのです。ENSO イベントとの関連をさらに確かめるため、ウェアが提出している冬季のエルニーニョ指数(ENI: 北太平洋全域を対象とした SST アノマリの EOF 第1モードの時係数で定義される)との相関を取ってみたのが、第8図です。この図からも、A海域は正の高い相関をとり、ENSO イベントと同期し



第7図 ENSO イベントに着目した4つのカテゴリの冬季に対する、各格子の標準偏差で規格化した SST アノマリの分布。点描域は負のアノマリ領域。



第8図 冬季の SST アノマリとウェラーが提出したエル・ニーニョ指数 (ENI) との相関係数の分布。等値線は 0.2 毎で、点描域は負の相関域。ENI は ENSO イベント時に正の値を取るのので、正の相関域は正のアノマリの出現を意味する。

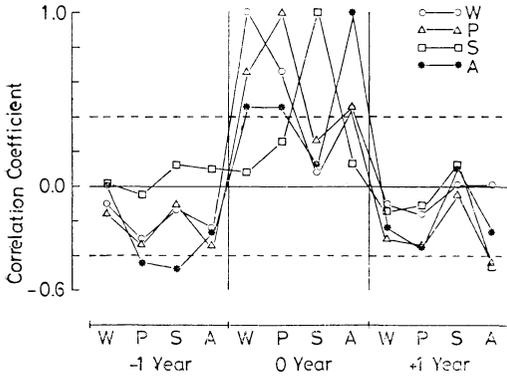
て変動していることがわかります。

また、日本南岸の黒潮域のみですが、海洋混合層の厚さや水温についても合成図解析法により調べてみまし

た。予想通り、ENSO 年冬季の混合層は、薄く、暖かい混合層でした。

### 5. 日本近海の SST 変動の特徴

日本近海 (A 海域) にのみ着目して、SST 変動特性をさらに調べます。まず、第9図に、各季節を中心とした、ラグ相関係数を示します。特徴的なことは、秋季から冬季に移るときに相関係数が逆転しやすいことです。2年周期の変動の存在を示唆しています。また、夏季の SST アノマリが他の季節と異なり、著しく持続性がないことがわかります。つまり、夏の状態は他の季節と比較的無関係に決まっているということです。この時系列に一般化した EOF 解析を施します。この解析により、ある時間間隔 (ここでは3年) のなかで物理量がどのように特徴的な時間的変動をしているかを抽出することができるものです。結果は第10図のようになり、この海域は基本的に2年周期が卓越していることが示されました。この解析を、SST アノマリと南方振動指数 (SOI) の双方に適用しますと、ENSO イベントの開始 (夏)

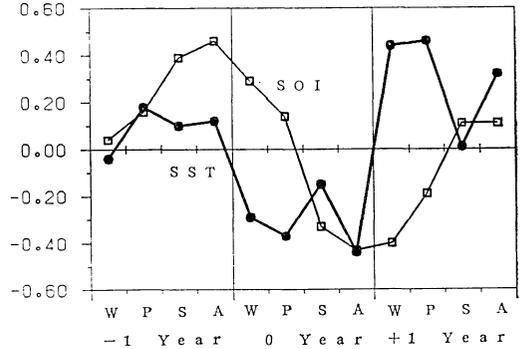


第9図 日本近海の海域平均した SST アノマリの各季節毎のラグ相関係数の変化. W, P, S, A は、それぞれ冬, 春, 夏, 秋を意味する.

と、日本近海の SST アノマリの出現（冬）が2年周期に対して  $\pi/2$  だけ位相がずれていることがわかりました。太平洋の SST アノマリの EOF 第1モードは ENSO イベントを表現するモード（第4図の分布に、東部赤道域に強い“負”の海域を加えたもの：基本的には第4図はラ・ニーニャの状態を示す）ですが、この位相のずれの存在が、EOF 解析で日本近海の変動を拾わない理由なのです。それに対して、CやDの海域には位相のずれはありません。

ここでの結論は、日本近海の SST アノマリは冬季に形成され、夏季はマスクされてしまいますが、この年を通して持続するという事です。この海域の表層水温場は冬季に“リフレッシュ”されているわけです。

SST そのものの変動の特徴の話はここまでですが、ここで話が少し横道にそれることをお許し下さい。1970年代の中ごろから西独のハッセルマンと彼のグループは、大気からの熱フラックスの出入りなどはランダムな外力と見なすことが出来るとして、SST 変動の確率モデルを提案し、そのアプローチを現在も続けています。実際、熱フラックスのスペクトルを求めますとホワイトノイズ的なエネルギー分布を取っています。しかし、この立場ですと、決定論的な立場で変動の実態に迫ることも予報の可能性に迫ることも放棄することになります。ここまでの節に述べてきましたように、大規模スケールでは数年から10年程度の時間スケールにおいて“意味のある過程”が存在しています。対象とする時間スケールのこともあります。私達は今や変動の仕組みに迫る時期に到達しているのではないのでしょうか。

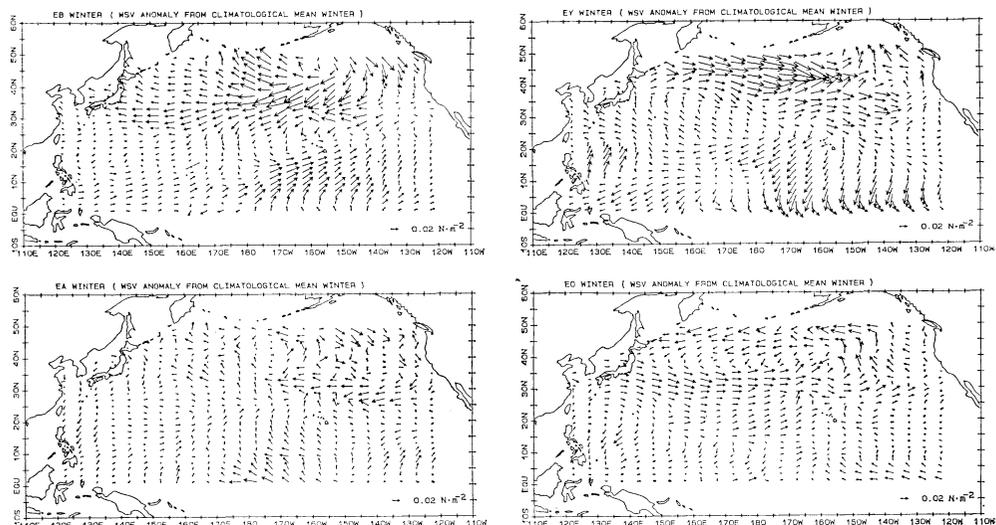


第10図 日本近海の海域平均 SST アノマリと SOI に対する一般化した EOF 解析の第1モード.

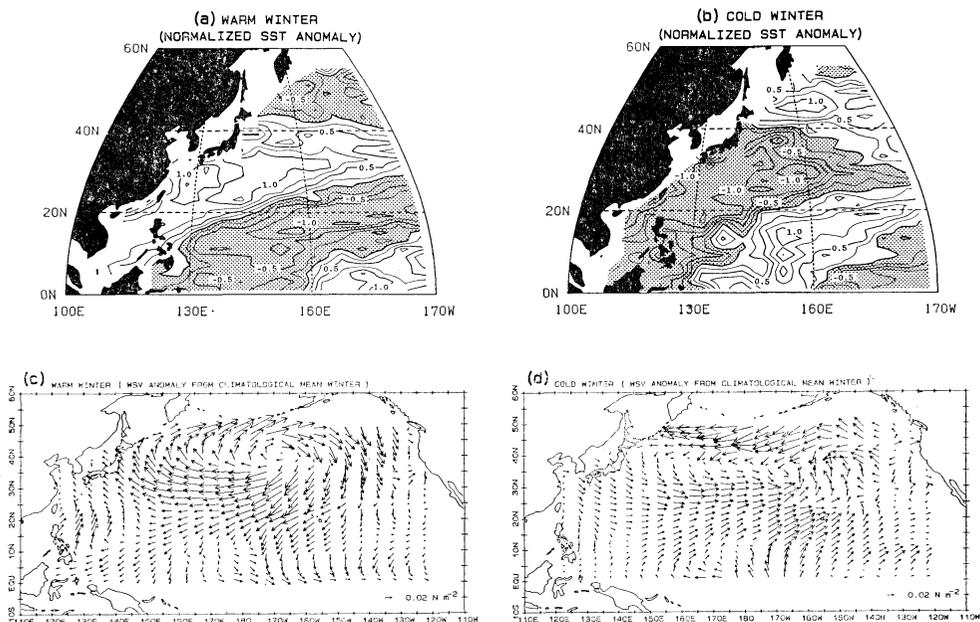
7. 日本近海の SST 変動と大気大循環場

前節に述べた冬季の SST アノマリの形成が、どのような大気の強制場に対応しているのでしょうか。先ず、大気の循環場を大局的に表現しているといわれている指数の時系列を用いて調べました。その中で、冬季の東アジアモンスーン（季節風）指数（MOI: 根室とイルクーツクの海面気圧差）や、南方振動指数（SOI: ダーウィンとタヒチの海面気圧差）と日本近海の SST アノマリの変動は良い相関を示すことがわかりました。季節風が強く、ウォーカー循環の対流域が海大陸上で強化されている時に、日本近海に負のアノマリが出現するという事です。

さらに詳しく見るために、轡田と寺本が作成した北太平洋の風の応力場を用いて調べてみました。1961年から1984年までの24年間の冬季を4節で行ったように、ENSOイベントとの関係で4つのカテゴリで合成図解析したものです。第11図にその結果を示します。ENSO年冬季の場合は、他のカテゴリに比べますと比較的よく組織化されています。すなわち、偏西風の北への移動と強化を表す  $40^{\circ}$  N線に沿った東向きのアノマリベクトルが出現しています。日本近海は、北西向きベクトルとなり、季節風の弱まりと見る事ができます。また、期待されるように、赤道域中央部は風の収束を表す場となっています。他のカテゴリの冬季では、風向きの回転率を示す安定度やこの研究で新たに導入したアノマリパターンの似ている割合を表す相似度などの計算から、組織化されたものでないことが示されました。中・高緯度の循環場は独自に色々な変化をしているということです。つまり、ENSO イベントは、確かに ENSO 年冬季の中・



第11図 ENSO イベントに着目した4つのカテゴリの冬季の、風の応力場のアノマリ分布。



第12図 暖かい冬と寒い冬のふたつのカテゴリの冬季の、各格子の標準偏差で規格化 SST アノマリ分布と、対応する風の応力場のアノマリ分布。

高緯度の循環場に大きな影響を与えていますが、少なくともこの研究の枠組みの中では、中・高緯度の冬季の海面風応力場の特徴を抽出する際の良いサンプリング条件ではないといえます。

では、ENSO+1年冬季の日本近海の負のアノマリの出現をどう説明したらよいでしょうか。まだ、答えはみつかりませんが、風の場の大きな変化に伴う海洋のスピンドウン・スピニアップのプロセスに関係している

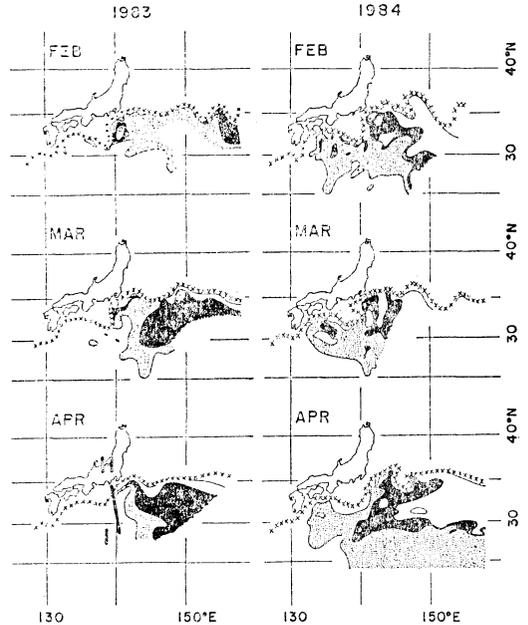
のではないかと考えられます。第11図に示されているように ENSO イベントが発生する前の冬季は、著しく偏西風も貿易風も弱まります。風の応力のカールも小さくなりますので海洋の亜熱帯循環系ではエクマン輸送量の収束が小さくなり、定常状態を仮定しますと海洋内部領域のスペルドラップ輸送量も小さくなります。すなわち、その補償流としての黒潮も弱まる訳です。この応答は実際にはトランジェントで、ロスビー波で東から西に伝播しますから、風の変動に対してある時間の遅れを伴います。この時間の遅れがどの程度であるのか、どこに励起された波が減衰に打ち勝って西岸域に到達するのか、残念ながらわかっていませんが、このストーリーは今後明らかにすべき重要な課題です。

次に、日本近海の SST アノマリに着目した合成図解析も行っていますのでそれを紹介します。今度の抽出条件は SST アノマリの大さきです。顕著な正と負のアノマリを示す冬季、これを暖かい冬・寒い冬と呼ぶことにしますが、このふたつのカテゴリの冬季を、25冬季の中からそれぞれ6冬季、5冬季選びました。第12図にそれぞれのアノマリの分布と風の応力のアノマリベクトルを示します。暖かい冬では中・高緯度に高気圧性の循環が、寒い冬では低気圧性の循環が見られます。暖かい冬は、中緯度の偏西風の軸が北へ移動し、その結果、日本近海で季節風が弱まるということです。寒い冬はその逆です。この分布は双方とも良く組織化されたパターンです。このことは、西部北太平洋中緯度海域の冬季の海面水温は、第一義的には季節風に支配されていることを再確認するものです。

さて、ここに述べたことは、まだ定性的な関係を述べたものにすぎません。これを定量的な面からも調べていく必要があります。そのためには、熱、運動量、淡水など海面を通してのフラックスを評価することが必要です。多くの評価の試みが行われていますが、さらに組織的に行う必要があります。フラックスの評価とそれに対する詳細な解析が行われますと、大気海洋相互作用について格段の理解が進むと考えられます。私達は北太平洋の熱や運動量フラックスの気候値や時系列を、船舶通報による海上気象資料（例えば COADS）などから作成しております。現在、このデータセットに対する詳細な解析を行っている最中です。

## 8. 海洋亜表層の構造—亜熱帯モード水—

さて、ここまでは SST のみに着目してきましたが、



第13図 1983年と1984年の亜表層 100 m 深の2月から4月までの水温分布。1983年は ENSO 年冬季。×印は黒潮流軸を示す。点描域は 19~18°C、黒塗りの領域は 18~17°C 台の海域を示す。

簡単に海洋亜表層の構造についてお話しします。私達は、亜熱帯モード水(Subtropical Mode Water: 以下 STMW と略記)と呼ばれる水系に着目してきました。亜熱帯循環系の季節躍層と主躍層の間に存在する、主躍層より上方では体積的にモードとなる水です。すでに1960年代後半、増沢により大気海洋相互作用に本質的な役割を担っているものとして、この水系の分布状態など先駆的研究が行われていました。しかし、その後続く研究はありませんでしたが、この水系自体黒潮流域の混合層過程で形成されていること、黒潮再循環流で亜熱帯循環系北西部に広く分布することなどから、冬季黒潮流域での大気海洋相互作用の情報を記憶し、かつ、他海域にその情報を伝達するものとして OMLET の中で注目したので。そしてこの間、STMW の 16~19°C という指標水温を用いた露出域の考察、気象庁観測定線 137° E 断面における STMW の水系特性の考察、亜熱帯循環系の気候学的な混合層分布などを調べてきております。

先に述べた冬季黒潮流域での大気海洋相互作用の情報を記憶し、他海域にその情報を伝達している例とし

て、第13図に1983年と1984年の亜表層 100 m 深の水温分布を示しておきます。1983年は ENSO 年冬季ですが、この深さでは 16~19°C 水温帯が伊豆海嶺を越えて西側に侵入していません。一方、1984年は日本南方海域でも低温化し、さらに続流域から低温の水の侵入を見ることができます。続く季節、この差が SST の形成にどの程度影響を与えるのかよくわかっていませんが、さらに注目して調べていきたいと考えています。

この STMW の研究においては、既往の海洋資料では全く不十分です。研究船を用いた観測も限られています。そこで、フィジビリティ研究を行い、私達自身で STMW をモニターすることを 1988 年夏から始めました。東京と小笠原父島を結ぶ定期航路船「おがさわら丸」(小笠原海運株式会社)による XBT (投棄式水温水深計) 観測です。2カ月に一度、表面から約 750 m までの水温を航路上で 30 マイル毎に計測します。私達はこのモニタリングプログラムに、Tokyo-Ogasawara Line Experiment (TOLEX) と名前を付けています。また、同社のご理解と全面的なご協力により、1990年2月からは同船に超音波ドップラー流速プロファイラー(ADCP)を搭載することになりました。表面から約 450 m 深までの表層流速場もモニター出来ることとなります。計測がうまくいきますと、幾つかの仮定を行う必要がありますが黒潮や黒潮逆流系の流速場、流量、XBT 資料との組み合わせによる熱輸送量など、その成果は多方面に及びます。気候システムにおける海洋の役割の解明の点からも、海洋物理学そのものの観点からも計り知れない価値があると考えております。

## 9. おわりに

日本の WCRP 中の OMLET として行ってきた私達の研究を主に用いて、北太平洋の大規模海面水温変動の特徴、その大気大循環場との関係、海洋表層の変動について述べてきました。まだ私達の研究は、大気海洋相互作用の下での連動した変動のほんの薄い皮を剥ぎ取ったものに過ぎません。気候システムの解明のためには、まだ多くの解くべき課題が残されています。気候システムは非常に複雑で、その解明は一筋縄では行きそうにありませんが、やりがいのある魅力的な仕事と思えます。今回の受賞をその 1 ステップとして位置づけ、今後もこれにチャレンジして行きたいと考えております。

## 謝 辞

この分野の研究のきっかけを作って頂き、また、これまでご指導して下さいました鳥羽良明教授に感謝の意を表します。また、この分野で直接労を共にして頂いた、倉沢由和・矢野善博・岩坂直人・渡邊朝生・寄高博行・須賀利雄・星野 泉・吉川泰司の皆さんに感謝致します。また、現研究室のスタッフである川村 宏・久保川 厚・江淵直人の各氏、その他の皆さんにも陰に陽にお世話になりました。この場をおかりして、感謝の意を表します。

## 参考文献

- 花輪公雄, 1988: 伊豆海嶺上の黒潮領域の水温構造と混合層, 海と空, 64, 167-181.
- \_\_\_\_\_, 1989: 新用語解説 OMLET (海洋混合層の実験観測), 天気, 36, 585-586.
- \_\_\_\_\_, 岩坂直人, 1988: 西部北太平洋の海面水温変動の特徴, 海と空, 64, 31-41.
- Hanawa, K., 1987: Accuracy of air-sea heat and momentum fluxes in the sea south of Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 767-775.
- \_\_\_\_\_, 1987: Interannual variations in the wintertime outcrop area of Subtropical Mode Water in the North Pacific. ATMOSPHERE-OCEAN, 25, 353-374.
- \_\_\_\_\_, and I. Hoshino, 1988: Temperature structure and mixed layer in the Kuroshio region over the Izu Ridge. J. Mar. Res., 46, 683-700.
- \_\_\_\_\_, and Y. Toba, 1981: Terms governing temperature and thickness of the oceanic mixed layer and their estimates for sea area south of Japan. Tohoku Geophys. J., 28, 161-173.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 1987: Critical examination of various estimation methods of long-term mean air-sea heat and momentum transfers. Ocean-Air Int., 1, 79-93.
- \_\_\_\_\_, and H. Yoritaka, 1987: Detection of systematic error in XBT data and their correction. J. Oceanogr. Soc. Japan. 43, 68-76.
- \_\_\_\_\_, Y. Yoshikawa and T. Watanabe, 1989 a: Composite analyses of wintertime wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North Pacific and the ENSO events. Part I. SST composite. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 385-400.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1989 b: Composite analyses of wintertime wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North Pacific and the ENSO events.

Part II. ENSO composite. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 833-845.

\_\_\_\_\_, T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba, 1988 : Surface thermal condition in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 445-456.

Hasselmann, K., 1976 : Stochastic climate model. I. Theory. *Tellus*, 28, 473-485.

Iwasaka, N., 1988 : Variation of seasurface temperature and surface heat fluxes in the North Pacific. Doctoral Thesis, Tohoku University, pp. 235.

\_\_\_\_\_, Hanawa, K. and Y. Toba, 1987 : Analysis of SST anomalies in the North Pacific and their relation to 500 mb height anomalies over the northern hemisphere during 1969-1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 103-114.

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ and \_\_\_\_\_, 1988 : Partition of the North Pacific Ocean based on similarity in the SST anomaly variation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 433-443.

Kurasawa, Y., K. Hanawa and Y. Toba, 1983 : Heat balance of the surface layer of the sea at Ocean Weather Station T. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39, 192-202.

Kutsuwada, K. and T. Teramoto, 1987 : Monthly maps of surface wind stress fields over the North Pacific during 1961-1984. *Bull. Ocean Res. Insti., Univ. Tokyo*, No. 24, pp. 100.

Masuzawa, J., 1969 : Subtropical Mode Water. *Deep-Sea Res.*, 16, 463-472.

\_\_\_\_\_, 1972 : Water characteristics of the North Pacific Central Region. In *Kuroshio-Its physical Aspects*. H. Stommel and K. Yoshida, eds., Univ. Tokyo Press, Tokyo, 95-127.

Suga, T. and K. Hanawa, 1990 : Characteristics of the mixed layer along the Kuroshio and the formation area of Subtropical Mode Water. To appear in *J. Mar. Res.*

\_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ and Y. Toba, 1989 : Subtropical Mode Water in the 137° E section. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1605-1618.

Toba, Y., K. Hanawa, H. Kawamura, Y. Yano and Y. Kurasawa, 1985 : Horizontal processes involved in the formation of sea surface temperature near a eastern boundary current. In: *The Ocean Surface*, ed. by Y. Toba and H. Mitsuyasu, D. Reidel, Dordrecht, 571-576.

矢野善博・花輪公雄・鳥羽良明, 1985 : 日本近海上層水温場の構造とその変動—気象庁海洋気象パイロット資料から—, *La mer*, 23, 14-22.

渡邊朝生, 1989 : 西部北太平洋における海面水温アノマリの形成過程の研究—東アジア冬季季節風の役割—, 東北大学博士論文.

Weare, B.C., 1986 : Extension of an E1 Nino Index. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 644-647.

「気象研究ノート」在庫案内

第163号 (1988年8月)

局地循環……荒川 正一, 木村 竜治, 木村富士男  
 原田 朗, 藤部 文昭, 佐藤 謙  
 宮田 賢二, 小林 俊一, 大畑 哲夫

第164号 (1988年10月)

気象工学  
 —新しい気象制御の方法……福田 矩彦

第165号 (1989年1月)

航空気象……中山 章  
 1 運航と気象とのかかわりあい (概要)  
 2 離着陸に影響を及ぼす気象現象  
 3 巡航中の航空機に影響を及ぼす気象現象  
 4 ブリーフィングと今後の課題  
 付録: 本文に出てくる主な航空用語

第166号 (1989年3月)

応用気象問題における地形因子解析の応用

……正務 章

第167号 (1989年9月)

水循環と水収支  
 ……榎根 勇, 田瀬 則雄, 中川 慎治  
 佐倉 保夫, 嶋田 純, 田中 正  
 開発 一郎, 近藤 昭彦, 吉越 昭久  
 谷 誠, 佐藤 芳穂

第168号 (1990年3月)

熱帯の対流活動と日本の天候  
 刊行にあたって……上野 達雄  
 1 熱帯の対流活動  
 ……山田 真吾, 河原 幹雄, 松林 繁樹  
 2 熱帯の対流活動と日本の天候  
 ……露木 義, 渡辺 文雄, 栗原 弘一  
 小泉 耕, 宮崎 保彦  
 おわりに——今後の展望……新田 勲