

大気大循環モデルを用いた大気の長期変動に関する研究*

—1993年度日本気象学会賞受賞記念講演—

鬼頭 昭雄**

1. はじめに

この度は思いもかけず、名誉ある日本気象学会賞をいただき、まことに有難うございました。私にもつばらモデルを「使う」という立場にたって仕事をしてきたわけですので、どうして私などが賞をもらえるのか、というのが授賞をうかがったときの感想でした。理論的に何かを解明したわけでも、新しいことを発見したわけでもなく、大気大循環モデル (GCM) という道具を使った数値実験の一連の研究に対して評価していただけたことは、この種の研究を行なうものにとって大変力付けられることで、今後の励みになることです。有難うございました。この研究は、言うまでもなく、モデルを「作る」という長くて地道な仕事に携わってきた気象研究所気候研究部およびその前身の予報研究部の多くの先輩・同僚のおかげであります。私達の研究室のいわばスポークスマンとして論文を発表する機会を与えていただいた先輩・同僚に感謝申し上げます。

2. 気象研究所大気大循環モデルについて

気象研究所において1970年代から開発が行なわれてきた大気大循環モデルは1984年に一応の完成を見ました。UCLA モデル (Arakawa and Mintz, 1974; Arakawa and Lamb, 1977) が母体となっています。Arakawa and Mintz (1974) には気象研究所でモデル開発に携わっていた片山昭・時岡達志両氏が関係していました。標準モデルは水平解像度が東西5度、南北4度のグリッドモデルで、鉛直5層の対流圏版と1hPaまでの全成層圏を含む12層版があり、日変化・季節変化を含む放射、大気境界層、積雲対流、地表面の諸過程がサブモデルとして扱われています。モデルの

概要については時岡他 (1980) に、詳しい説明は時岡他 (1984) に書かれています。

私が以下の研究で用いたのは鉛直5層の対流圏モデルです。モデルには時岡他 (1984) に加えて、荒川—シュールバート積雲対流スキームに大気境界層の深さと積雲中への空気取り込み率 (言い換えれば積雲の水平規模) に関係を持たせた修正 (Tokioka *et al.* 1988)、地面アルベドとして季節変化する気候値を与え積雪量によってアルベドを増加させる修正、グリッドスケール以下の地形のでこぼこによる地面抵抗係数の増加 (Yagai and Tokioka, 1987) 等の改良が加えられています。なお現在では Shibata and Aoki (1989) の放射スキームや地面4層モデルを組み込んだ15層モデル (成層圏7層、対流圏8層) が、大気モデル相互比較実験や全球大気海洋結合モデルによる CO₂ 漸増実験の大気モデルとして使われていることを付け加えておきます。

モデルが現実大気を模倣しているといっても、常にその限界があり、欠点があります。そのため数値実験を行なう場合にはその道具がどういうものであるかをつねに充分わきまえておく必要があります。場合によってはその欠点を逆に活かすこともできるでしょう。さらに、大気大循環モデルでは海面水温を境界条件として「与える」ため、気候系にとって重要な大気海洋相互作用はもとより表現しえず、常に海洋から大気への一方通行です。そのため、たとえ「完全な大気大循環モデル」というものが存在しえたとしても、そのモデルで気候系の一部をなす大気の全ての振る舞いを再現することは出来ません。

実際の数値実験では、実験対象によって海面水温の与え方も様々です。現在の海陸分布・海面水温を与える場合でも、季節を固定して行なう実験 (1月や7月に太陽高度を固定する場合が多い) や季節変化はあるものの気候値の海面水温を使う実験があります。最近では実際に観測された (季節変化に加え年々変動も含

* Studies on Atmospheric Long-term Variability with an Atmospheric General Circulation Model.

** Akio Kitoh, 気象研究所気候研究部.

© 1994 日本気象学会

む) 長期間の海面水温を使った実験が行なわれていません (Lau, 1985; Graham *et al.*, 1989; Storch *et al.*, 1989; Latif *et al.*, 1990; Lau and Nath, 1990; Kitoh, 1991a, 1991b, 1992; 川村他, 1994). これらの実験では毎月の海面水温の観測値をもとに、モデルのグリッドに、かつその日付の海面水温に内挿しながら、境界条件として与えていきます。また1991年にはWGNE (世界気候研究計画/数値実験に関するワーキンググループ) と PCMDI (米国ローレンスリバモア研に設けられた気候モデルの診断と相互比較のためのプログラム) による大気モデル相互比較実験 (AMIP) が開始され、世界中の30にのぼる大気大循環モデルを、1979年1月から1988年12月の10年間の共通の海面水温及び海水分布下で積分するプロジェクトが進行中です (Gates, 1992; 鬼頭・岩崎, 1992).

3. モデル熱帯大気の応答

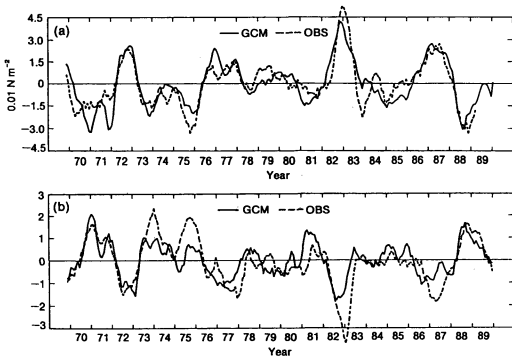
海面水温の変動が大気に絶大な影響を与えていることは言うまでもありません。特に熱帯ではエル・ニーニョ/南方振動現象 (ENSO) として知られる大気・海

洋結合系の変動が顕著です。中・高緯度においても、熱帯または中緯度の海面水温変動に起因する大気変動があると考えられていますが、この関係については中緯度大気自身の変動が大きいため必ずしも明確ではありません。そこで大気大循環の長期変動特性及びそれと海面水温変動の関係を調べるために、大気大循環モデルを使った一連の研究を行ないました。東西5度、南北4度の鉛直5層対流圏モデルに1969年9月から1990年2月までの各月の海面水温の実測値を境界条件として与えて、20.5年積分しました (実測海面水温ラン)。海水分布は気候値の季節変化を与えています。

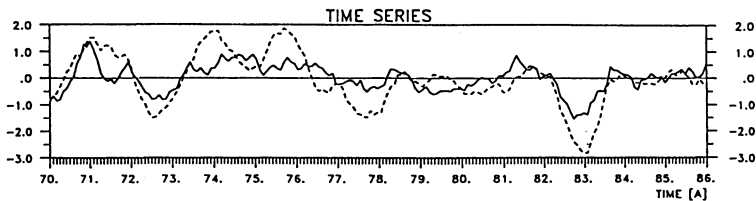
3.1 SOI

第1図は実測海面水温ランで得られた中部赤道太平洋上の東西風応力偏差と南方振動指数 (SOI: 各月でそれぞれ正規化したタヒチとダーウィンの海面気圧偏差の差を取り、更に正規化した指数) をそれぞれの観測値と比較したものです。各月の値に5か月の移動平均を施しています。この図から明らかなように季節平均値としての大規模な大気循環偏差 (太平洋中部の東西風応力偏差や SOI で見た低緯度太平洋スケールの気圧変動成分) が、エルニーニョ等の大規模な海面水温偏差に対する応答として大気大循環モデルである程度再現できることがわかります。Lau (1985) は異なる初期条件から出発した2例の実測海面水温ランを行ない、その結果、1か月以下の時間スケールでは熱帯においても全く異なる振る舞いを示すものの、数か月以上の時間スケールでは熱帯海面水温変動に対して太平洋熱帯大気はコヒーレントに応答することを示しています。このことから第1図では5か月の移動平均を示したわけです。気象研究所モデルでも1か月平均値のままでは再現性は良くありません。

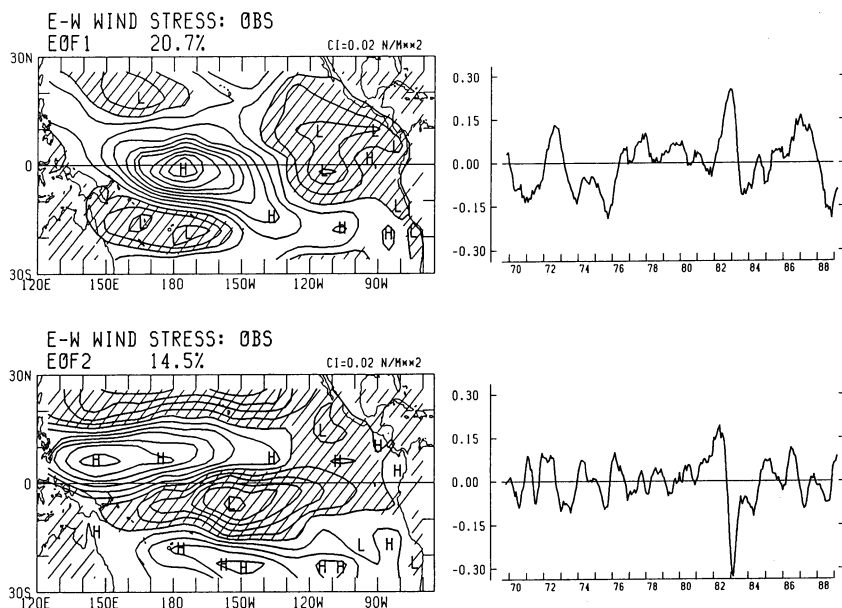
もう少し詳しく SOI を見てみますと、1973/74年や1975/76年のラニーニャ時の値がモデルでは観測の半分しかないことや、1982/83年エルニーニョ時の値がやはり小さく、かつ観測より早く0に戻り始めているな



第1図 (上)モデル (実線) と観測 (破線) の赤道中部太平洋の東西風応力偏差. (下)モデル (実線) と観測 (破線) の南方振動指数.



第2図 第1図(下)に同じ、ただし ECMWF T21 モデルの結果.



第3図 観測された熱帯太平洋域の東西風応力偏差の EOF 第1・第2主成分.

どの相異が認められます。それぞれの期間の気圧偏差パターンを調べると、海面水温偏差に対する大気の応答としての東西の気圧再配分は、赤道上では東西風応力偏差の一致に見られるように良くシミュレートされていますが、赤道から離れるとその違いが大きくなってきます。タヒチの緯度は18°Sであり、海面水温のみで決まらない中緯度からの影響も効いているようです。

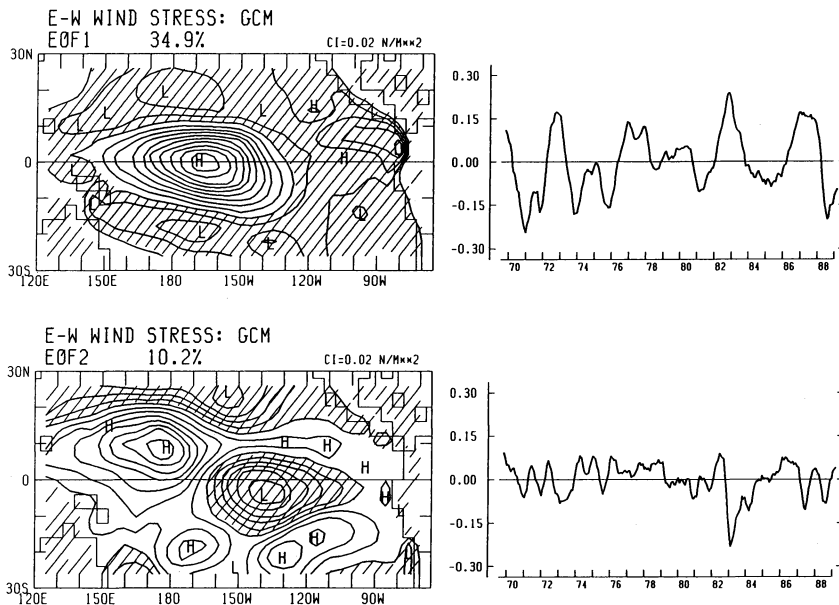
第2図はヨーロッパ中期予報センターの気候モデルバージョン (ECMWF T21) による結果 (Konig *et al.*, 1990) です。気象研究所モデルとは、グリッドモデルとスペクトルモデルという力学フレームの違い、積雲対流パラメタリゼーション等の物理過程の違い等、モデル自体は全く違うのに、それぞれのモデルを実測海面水温下で走らせて得られた SOI と観測との「違い」の様子が何と似ていることでしょうか。また気象庁全球モデル (T42, 21 層) を実測海面水温を与えて積分した川村他 (1993) の実験でも、SOI と観測との比較において同様な欠点があることが報告されており、興味深いことです。果たして実測海面水温を与えて積分した大気大循環モデルはどこまで大気の年々変動を再現しなくてはならないのでしょうか。いいかえれば、どこまでがモデルが不完全なために起きている

エラーなのか、実際には大気と海洋の結合系として起きている現象をその結合 (相互作用) を絶ち切った大気モデルでどこまで再現できればいいのか。大気海洋結合モデルの検証を行なう前には、当然それぞれの要素である大気大循環モデル・海洋大循環モデルの検証を行なうわけですが、その基準はどこにあるのかは、まだ明らかになっていないといえます。

3.2 熱帯太平洋の風応力

次に主成分解析を用いて熱帯太平洋上の風応力の年々変動を比較してみます。

第3図は熱帯太平洋域の観測された東西風応力偏差の第1・第2主成分です。1969年11月から1989年3月の233か月分のデータ (フロリダ州立大作成) を使いました。第1主成分は赤道上日付変更線付近に中心を持っています。係数時系列からエルニーニョ時に中部熱帯太平洋で西風応力偏差が大きいことが分かります。またこの偏差は SPCZ の北東部に沿って南東へと延びています。第2主成分は第1主成分の最大値の北西側 (145°E, 6°N 付近) と南東側 (155°W, 6°S 付近) にある逆符号の偏差で特徴付けられます。第1・第2主成分の係数同士のラグ相関を計算すると、第2が第1から6か月先んじて $r=0.55$ の最大の相関が、また第2が第1から逆に6か月遅れて $r=-0.42$ の負で最大の



第4図 モデルでシミュレートした熱帯太平洋域の東西風応力偏差の EOF 第1・第2主成分。

相関があることが分かりました。このことは西風応力偏差が西太平洋から東太平洋へと（かつ赤道をまたぐように）東進していることを示しています。もちろん赤道上の Hovmoller 図からも、1982/83年や1972/73年のエルニーニョ時に、このことは確認できます。主成分解析による東西風応力偏差の東進は Barnett (1983) や Latif *et al.* (1990) によっても示されています。

モデルで得られた東西風応力偏差の第1・第2主成分が第4図ですが、共に観測と対応する空間構造・係数時系列の特徴を示しています。また係数のラグ相関からも観測と同じ関係が得られます。すなわち2つのモードで表わされる、海面水温偏差に対応する東西風応力偏差の東進が、モデルでも再現できることが分かりました。これはこの時点までに発表されていた ECMWF T21 モデルでは得られていなかったものです。

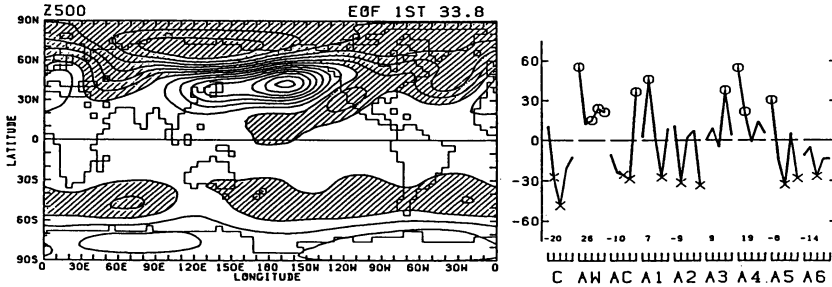
しかし細かく見ると第1主成分のパターンに、SPCZ に沿って南東に延びる偏差場がモデルでは得られていません。南太平洋域ではモデルは系統的な誤差を持っており、降水パターンでみると観測されるような南東に延びる SPCZ を再現できていません。この欠点は大気海洋結合モデルになると増幅し、東太平洋域

で赤道を挟んで2本の ITCZ が見られるまでになります。またモデルで得られた東西風応力偏差は、ENSO 成熟期に当たる日付変更線付近ではその絶対値を含めて観測とよい一致を示すものの、ENSO 発達段階における西部熱帯太平洋での値がモデルでは観測より小さいことが分かりました。先にも述べたようにこれらの欠点がモデルの系統的誤差によるものか、大気と海洋の強い相互作用があるといわれるこの領域で相互作用のない大気モデルを使っているためなのか、今後の課題です。更に、モデルで得られた南北風応力の季節変化・年々変動については、その空間構造・時間発展共に観測と対応するものの、赤道付近において特にその振幅が小さいことが分かっており、大気海洋結合モデルによるエルニーニョのシミュレーション (Nagai *et al.*, 1992) を改善するためにも是非とも改良すべき点です。

4. 熱帯海面水温と北半球の冬の循環

4.1 海面水温と日本の暖冬に関する数値実験

1988年の論文 (Kitoh, 1988) では、モデルの季節を1月に固定した状態で様々な海面水温偏差を与える実験を行ないました。結果の解析においては日本を含む東アジアの冬の循環の年々変動（暖冬・寒冬）に重点



第5図 モデルでシミュレートした1月の45ヶの30日平均データから求めた500 hPa 高度変動の第1主成分.

を置いて、海面水温偏差に対する大気の応答を調べています。9例の実験から得られた45ヶの30日平均500 hPa 高度を用いて主成分分析を行ない、第5図に示す高度の変動パターンがモデル中に卓越することを示しました。この北半球中緯度循環パターンは、北太平洋の高気圧偏差とシベリアからのコールドサージの弱まりに対応しており、地表気温分布では日本から中国にかけての領域とシベリア東部との気温コントラストを伴っています(次節で詳しく述べます)。これらの環太平洋領域の循環場の偏差は観測される日本の暖冬パターンと似たものです。この循環パターンは海面水温に関わらずモデル大気中に現われる、いわば大気に固有のモードですが、日本の暖冬時の合成海面水温を境界条件として用いたり中部熱帯太平洋に正の海面水温偏差を与えるとこのモードが特定の符号で現われやすくなることも示唆しました(図中のAWが前者に対応し中緯度で正偏差のパターンとなる)。中緯度の循環は海面水温異常に伴う熱帯での加熱に対する大気の単純な直接的応答ではなく、亜熱帯西部太平洋での上部対流圏の発散、亜熱帯東部太平洋での収束場の存在が重要なようです。

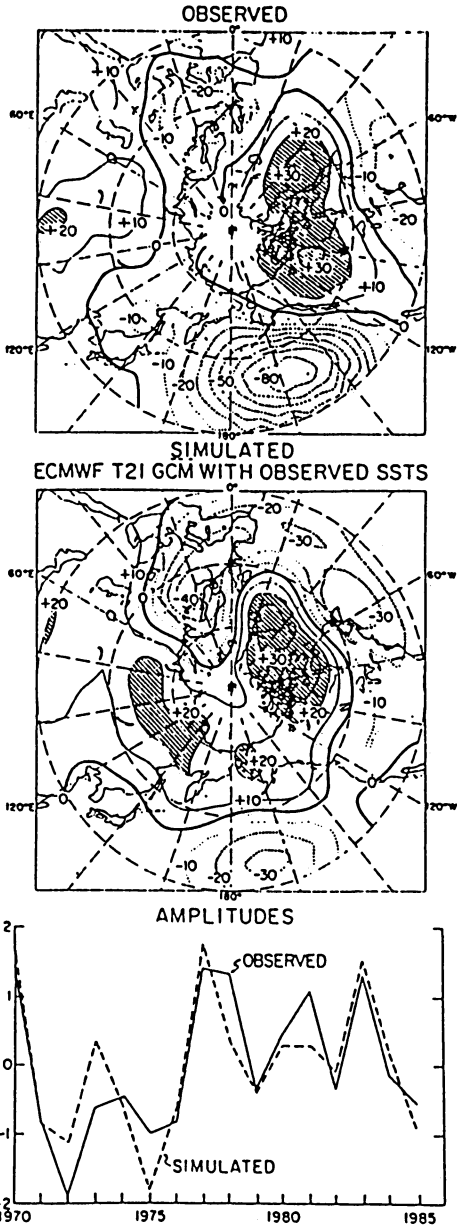
4.2 亜熱帯ジェットの南北シフトに関係した10年スケールの変動について

諸条件を1月の状態に固定した実験は計算時間が少なくすむメリットがありますが、実際の大気には大きな季節変化があります。そこでKitoh (1991b) では3章で述べたように最近20年間の実測海面水温を境界条件として与えることにしました。すなわち海面水温の季節変化に加えて年々変化も与えます。この実験と並行して年々変動のない、いわゆる気候値の海面水温を与えた実験(気候値海面水温ラン)、熱帯太平洋のみ

実測の海面水温を用いた実験(熱帯太平洋海面水温ラン)も行ないました。

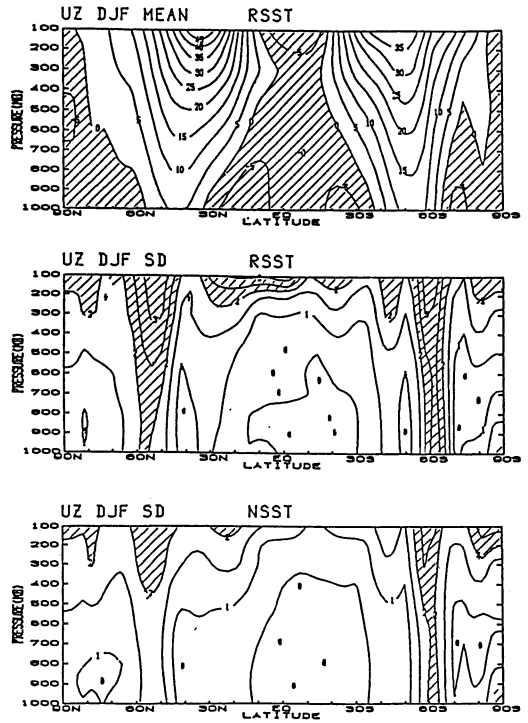
北太平洋の海と空の双方で、1970年代の半ばを境にしてその前後で10年位のスケールで大きな変化が起こったとの多くの報告があります。たとえば柏原(1987)は1977年頃からの北太平洋中部の冬季500 hPa 高度の低下について報告していますし、Nitta and Yamada (1989)はこの1980年代に入ってから北太平洋の冬季の500 hPa 高度の低下は、熱帯の海面水温の昇温化に伴う対流活動の活発化によって生じたものと指摘しています。またTrenberth (1990)も同様の立場から北半球の10年スケールの変動を論じています。これらの変動は海洋生物圏にも影響を及ぼしており、Venrick *et al.* (1987)が報告している北太平洋のクロフィルaの増加は、1980年代の北太平洋域の海面気圧の低下に伴う冬季の風速増加と海面水温低下が原因と考えられます。日本近海においても、137°E線における1月の表層塩分の鉛直分布や東海道沖の黒潮最南下緯度の時系列に1970年代半ばの急変が顕著に現われています。

ではモデリングの立場からはどうでしょうか。20年間の実測海面水温を境界条件として与えた数値実験結果から、海面水温変動に起因する大気の長期変動について調べることができます。Kitoh (1991b)はこのような立場から、最近注目されるモデル大気の北半球冬季の長期変動は東アジア亜熱帯ジェットの南北シフトとそれに伴う半球スケールの循環変動モードであり、日本付近と北太平洋との気温コントラストが対応していることを示しました。Graham (1991)も同様の実験を行ない、海面水温変動に起因する北半球中緯度大気の変動を大気大循環モデルを用いて調べています。最



第6図 (上)観測と(中)ECMWF T21モデルによる1970-1985年の冬季の700 hPa高度の第1正準相関モード。(下)その振幅。(Graham, 1991による)

近では川村他(1994)が気象庁モデルによる34年間の実測海面水温を用いた実験を行なっています。ここでGraham(1991)の結果を引用しておきましょう。第6図は1970-1985年の冬季700 hPa高度から求めた第1正準相関モードです。観測データ解析に現われる北太

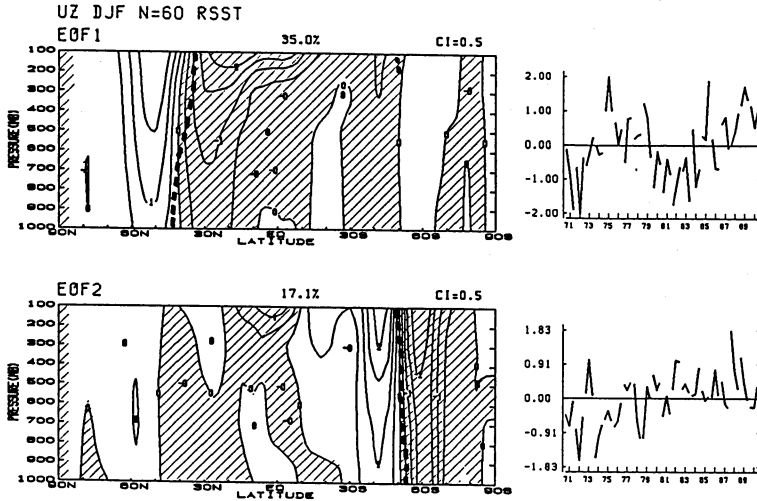


第7図 (上)全球海面水温ランによる冬季の[U]の平均値。(中)全球海面水温ランによる冬季の[U]の標準偏差。(下)気候値海面水温ランによる冬季の[U]の標準偏差。

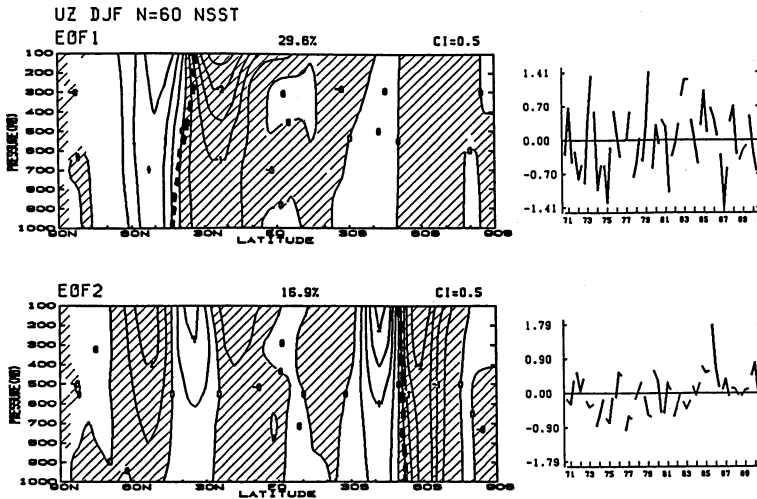
洋中部・米国東部・西ヨーロッパの負偏差パターンや1976年頃を境とした時間的変動が、実測海面水温を与えたモデル実験によりよく再現されています。

さて以下には気象研究所モデルの結果を示しましょう。第7図は実測海面水温ランによる20年間の冬(12, 1, 2月)の月平均値を用いた帯状平均東西風([U])の平均値と標準偏差、および気候値海面水温ランによる標準偏差です。[U]の標準偏差は両半球のジェットの外側で大きく、200 hPaで 3 m s^{-1} の大きさです。夏半球である南半球の[U]の年々変動も冬半球側と同程度の大きさがあります。対流圏中・下層では、東西一様性が際立つ南半球の方が[U]の年々変動が大きくなっています。実測海面水温ランと気候値海面水温ランを比べてみると、[U]の平均値はほぼ同じですが、年々変動は大きく異なり気候値海面水温ランの[U]の標準偏差は実測海面水温ランに比べて小さくなっています。このことは熱帯のみでなく、中緯度においてもいえることです。

第8図は実測海面水温ランによる[U]の主成分分解



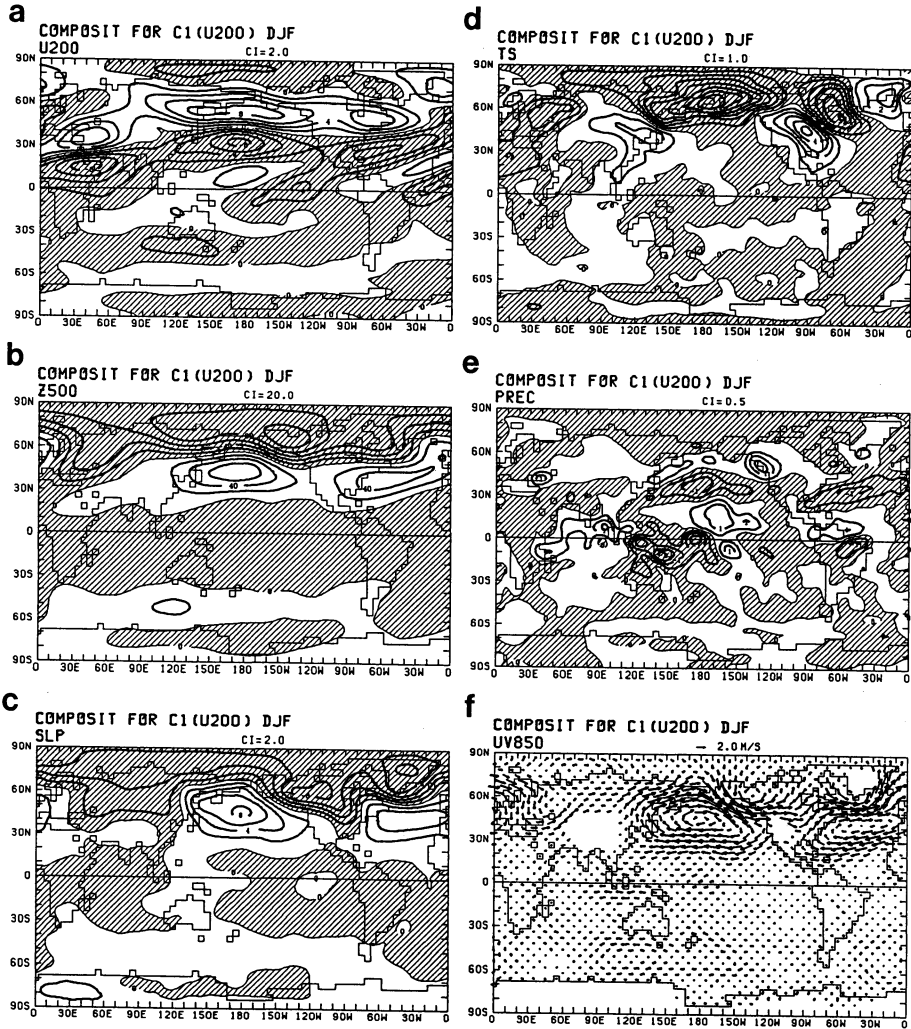
第8図 全球海面水温ランによる冬季の [U] の EOF 第1・第2主成分.



第9図 気候値海面水温ランによる冬季の [U] の EOF 第1・第2主成分.

析の結果です。第1主成分は、破線で示したジェット軸から分かるように、北半球亜熱帯ジェットの南北シフトを表現するモードです。上部対流圏で約 3 m s^{-1} の振幅があります。ここで注目したい点は、第1主成分の係数時系列に10年スケールのゆっくりとした変動が見られることです。1970年代と1980年代の初めに負（ジェットが南偏）、1970年代後半と1980年代後半に正（ジェットが北偏）の傾向があります。変動の仕方（時間的現われ方）は別として、このモード自体はモデル

大気に内在する変動モードです。このことは第9図に示した気候値の海面水温下で得られた [U] の EOF 第1主成分と第8図上との相似から明らかでしょう。つまり海面水温の年々変動があろうとなかろうと関係なく、モデル大気中には南北両半球のジェットの緯度方向のシフトが主要変動モードとして現われています。さらに第9図の係数時系列には何ら特徴のある変化が見られないことは、この10年スケールの北半球亜熱帯ジェットの変動は、境界条件として与えた海面水温の



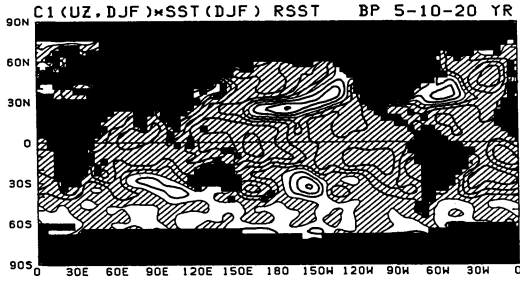
第10図 全球海面水温ランによる冬季の [U] の EOF 第1主成分の大きい7例と小さい7例による合成偏差図。(a)200 hPa 東西風。(b)500 hPa 高度。(c)海面気圧。(d)地上気温。(e)降水量。(f)850 hPa 風ベクトル。

変動にモデル大気が応答していることを示しています。

このモードに対応する諸変数の分布を、合成図により第10図に示しましょう。60か月のデータのうち、[U] の EOF 第1主成分係数が大きい7か月と小さい7か月を用いました。200 hPa 東西風速 (U200) と 500 hPa 高度の分布は、それぞれの変数を主成分解析したときの第1主成分をほぼ表したパターンになっています。すなわち U200 はユーラシアから太平洋のジェットと大西洋のジェットが共に同位相で南北にシフトす

るモードです。北太平洋でのジェット出口付近での U200 は約 8 m s^{-1} の振幅があります。ちなみに U200 の第2主成分は太平洋と大西洋のジェットが逆位相で変動するモードを表しています (図略)。

500 hPa 高度は 50°N 付近を節とした南北シーソーパターンが顕著で、カナダ北部からシベリアにかけて -80 m を越える負偏差、北太平洋では $+60 \text{ m}$ に達する正偏差を伴っています。海面気圧は海洋上と大陸上のコントラストを示しています。地上気温分布はユーラシア大陸東部と北米での南西-北東方向のコン

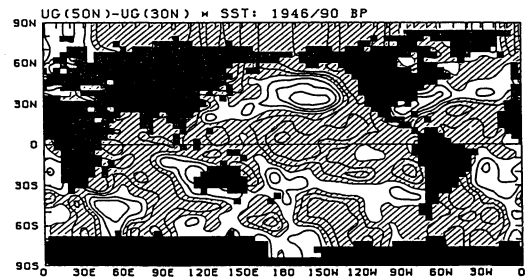
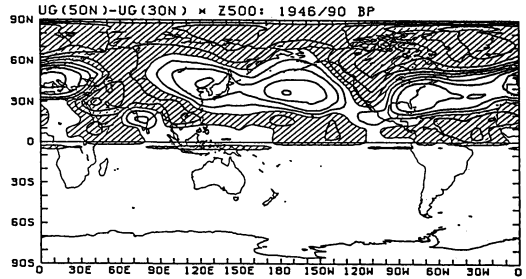
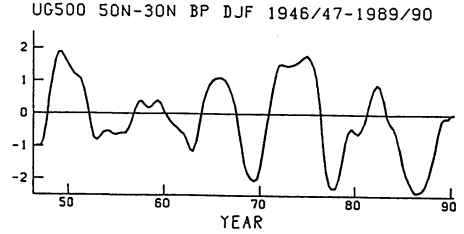


第11図 全球海面水温ランによる冬季の [U] の EOF 第1主成分と海面水温の同時相関係数分布. 5年以下を落とすフィルターをかけてある. 等値線は0.2, 負に斜線.

トラストが顕著です. 850 hPa の風速場から説明されるように, 日本付近ではこのモードに伴って, シベリアからのコールドサージが弱くなっています. 降水量偏差は低緯度・中緯度共に大きいですが, 北太平洋・北大西洋中部での偏差は主に大気の流れの変化に伴う蒸発と水蒸気収束の変化によることが分かっています. 一方熱帯では海洋大陸から日付変更線にかけての負偏差と, その東側及びインド洋での正偏差が特徴的です. これらの合成パターンは Kitoh (1988) が1月の状態下で行なった海面水温偏差実験で得られた日本暖冬モードと似ています. また日本とオホーツク海との気温コントラストは観測される日本暖冬時の気温偏差の特徴でもあります (Kitoh, 1988).

10年スケールの大気変動は境界条件として与えた海面水温変動が原因と考えられますから, どの海域からの影響がもっとも効いているのかを調べるために, 第11図に [U] の EOF 第1主成分の係数と海面水温との同時相関係数の分布を示します. ここでは10年スケールの変動を取り出すために5年から20年のバンドパスフィルターをかけてあります. 熱帯全域の海面水温と負相関, 北太平洋中部とは正相関です. 中でもニューギニア北東部の赤道部海面水温変動との負相関が最も高くなっています. 海洋大陸付近での負の海面水温偏差はそこでの降水量を平均より少なくし (第10図e), 局所ハドレー循環の変化(発散風による非地衡風減速)を通じて東アジアジェットに変化を与えると考えられます. 亜熱帯ジェットが南北にシフトすることによって, 山岳によって強制されている中・高緯度の停滞波は大きく影響を受けることが Nigam and Lindzen (1989) によって明らかにされています.

ところで第8図下にもどりますが, [U] の EOF 第



第12図 (上)観測された冬季の [U] の 50°N と 30°N の差. ジェットの南北変移を示す. 5年以下を落とすフィルターをかけてある. (中)上の値と 500 hPa 高度の同時相関係数分布. 等値線は0.2, 負に斜線. (下)(中)と同じ, ただし海面水温.

2主成分は南半球に局在しており, 南半球亜熱帯ジェットの南北シフトに関係しています. このモードの係数は積分した20年間にわたって増加トレンドが認められ, 時間と共に南半球のジェットが赤道寄りにシフトしている可能性を示唆しています. [U] の EOF 第2主成分係数と海面水温との相関からは1970年代から1980年代へかけての海面水温トレンドが表れており, 最近の南半球での気候変動を表わしている可能性があります. 実際の観測データでこのことが確認できるかどうか興味深いところです.

さて, 熱帯太平洋海面水温の変動が北半球規模の10年スケールの大気循環の変動に影響を及ぼしているならば, 全球の海面水温を変動させなくても, 熱帯太平洋の海面水温のみで大気を強制しても同様の結果が得

られるはずですが、またそうであるならばこれまでの結論を補強できます。そこで、熱帯太平洋のみ実測海面水温、その他海域では気候値海面水温を使ったラン(熱帯太平洋海面水温ラン)を行ないました(鬼頭, 1993)。その結果(図略)からも、[U]のEOF第1主成分は北半球亜熱帯ジェットの南北シフトを示しており、熱帯海面水温が負の時にジェットが北偏することが確かめられました。またこの時の循環場のコンポジット・パターンも第10図に示した実測海面水温ランのものに、降水量変動パターンの大規模な特徴を含めて極めて似ていました。

さて最後に観測データに戻ってこれらのことをもう一度調べてみましょう。ここでは気象庁長期予報課作成の1946-1990年の北半球500 hPa高度およびCOADS海面水温を使いました。500 hPaの地衡風速を高度データから求め、その50°Nと30°Nの差で北半球亜熱帯ジェットの南北シフトの指標としました。第12図上はそれに5年以上のフィルターをかけたものです。第12図中はこの指標と北半球500 hPa高度との相関分布です。すなわち1970年代の前半には亜熱帯ジェットは北偏しており、日本付近から北太平洋にかけての範囲で高度が高かったことをこれらの図は示しています。柏原(1987)やNitta and Yamada(1989)が示した最近のアリューシャン低気圧の深まりは、10年スケールの現象としてみた場合、1990年には終わりを迎えたといえます。北大西洋でもモデル結果と同様に亜熱帯高気圧帯の強化を伴っていることを指摘しておきます。時系列データからは1977年頃のジェットの急激な南偏とそれに伴う北太平洋の高度低下も明らかに読み取れますが、一方でこれらの変化は決してこれまでに例のなかったことではなく、むしろ10年スケールの大気・海洋変動の一つとしてとらえるべきものであることを示唆しています。

第12図下は海面水温との相関ですが、熱帯太平洋の広い負の高相関域と北太平洋中部の正相関域が顕著に見られます。Tokioka *et al.* (1992)は観測および気象研究所大気海洋結合モデルの海面水温と海面気圧データのラグ相関解析から、北太平洋域においては海面気圧と1か月後の海面水温との相関がもっとも高く、北太平洋海面水温偏差は大気により駆動されていることを示しています。すなわち北太平洋(及び北大西洋)の海面水温の正相関域は正の高度偏差により作られたものです。中緯度の海面水温偏差がむしろ大気によって駆動されることを考えると、熱帯太平洋の負

の高相関域に注目すべきで、第11図に示したモデル結果との良い一致が見られます。

観測される冬季の北半球循環の経年変動を調べると、数年程度の時間スケールの変動と10年スケールの変動とが重なってみえてきます。モデル結果においてもENSOに対応すると考えられる半球規模の変動と、上に述べた10年スケールの変動は分離されて現われています(Kitoh, 1992b)。亜熱帯ジェットの軸の南北方向の変動は北半球の準定常場の構造にも大きく影響を与えることから、このモードについては今後ENSOと分離して十分吟味する必要があります。その成因についても全球大気海洋結合モデルの実験等を通して今後の大きな研究テーマの一つです。

5. おわりに

北半球冬季中緯度大気変動の卓越モードは、年々変動する海面水温を境界条件として与えたラン、気候値の海面水温を与えたランの双方ともほぼ同じで、東アジア亜熱帯ジェットの南北シフトとそれに伴う北半球スケールの循環変動が顕著に現われています。この亜熱帯ジェットの南北シフトに伴う10年スケールの変動は熱帯太平洋の海面水温と良い関係にあることが分かりました。中部～西部熱帯太平洋の海面水温異常は降水変動に影響し、東アジアジェットの変動を通じて北半球スケールの大気長周期変動に影響している(新たなパターンを作り出すのではなく、既存のパターンの現われ方の変化を通して)と考えられます。またこの大気の変動は北太平洋海面水温の変動を引き起こしているようです。

大気・海洋変動にはENSOから地球温暖化に伴うものまで広い時間スペクトルにわたる現象が混じりあっています。そのうちの一つの大きい成分であるとの認識がもたれつつある10年スケールの大気・海洋変動の実態を明らかにすることは、ENSOとそれより長い変動との分離による長期予報への寄与、地球温暖化の「検証」にとっても重要です。最近の全球大気・海洋結合モデルによる100年規模の時間積分結果からも、数10年スケールの変動が現われているとの報告があり、今後はENSOと並んで10年～数10年スケールの変動についても目をむける必要があります。

謝辞

時岡達志氏には、私が1980年に気象研究所へ来て以来一貫して指導していただきました。彼なしにこの受

賞はありません。ここに改めて感謝いたします。また気象研究所大気大循環モデルは1970年代から開発されてきたものです。モデル開発に関わった多くのメンバーに感謝します。

実測海面水温を境界条件とした一連の実験は科学技術庁の海洋開発及地球科学特定調査研究費による「アジアモンスーン機構に関する研究」で行なったものです。計算は気象研究所の HITAC S810 を用いました。

この度の思いもかけずに頂いたこの立派な賞をけがさないように、今後精進していくつもりでおりますので、皆様からの一層の御批判・励ましをいただけますようお願いいたします。

参 考 文 献

- Arakawa, A. and Y. Mintz, 1974 : The UCLA Atmospheric general circulation model. Notes distributed at the workshop 25 March-4 April 1974, Dept. of Meteorology, UCLA, 404 pp.
- Arakawa, A. and V. Lamb, 1977 : Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model, *Methods in Computational Physics*, Vol. 17, J. Chang, Ed., Academic Press, 173-265.
- Barnett, T. P., 1983 : Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part I : The equatorial zone, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 756-773.
- Gates, W. L., 1992 : AMIP : The Atmospheric Model Intercomparison Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 1962-1970.
- Graham, N. E., T. P. Barnett, R. M. Chervin, M. E. Schlesinger and U. Schlese, 1989 : Comparison of GCM and observed surface wind fields over the tropical Indian and Pacific Oceans, *J. Atmos. Sci.*, 46, 760-788.
- Graham, N. E., 1991 : Decadal-scale changes in winter Northern Hemisphere circulation during the 1970's and 1980's: some observations and model results, Preprint of the Fifth Conference on Climate Variations, Oct. 14-18, 1991, Boulder, Amer. Meteor. Soc., 109-112.
- 柏原辰吉, 1987 : 北太平洋を中心とした最近の冬季の冷化について, *天気*, 34, 777-781.
- 川村隆一・杉正人・佐藤信夫, 1993 : 実際海面水温 (1955-88年) を用いた気象庁全球モデルにみられる年々変動, 1993年春季大会講演予稿集 (63), C154, 日本気象学会.
- 川村隆一・杉正人・佐藤信夫, 1994 : 気象庁全球モデルによって再現された北半球中緯度大気の Interdecadal variability, *グロースベッター*, 32, No. 2, 10-32.
- Kitoh, A., 1988 : A numerical experiment on sea surface temperature anomalies and warm winter in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 515-533.
- Kitoh, A., 1991a : Interannual variations in an atmospheric GCM forced by the 1970-1989 SST. Part I : Response of the tropical atmosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 251-269.
- Kitoh, A., 1991b : Interannual variations in an atmospheric GCM forced by the 1970-1989 SST. Part II : Low-frequency variability of the wintertime Northern Hemisphere extratropics, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 271-291.
- Kitoh, A., 1992 : Simulated interannual variations of the Indo-Australian monsoons, *J. Meteor. Soc. Japan (Special Edition on Asian Monsoon)*, 70, 563-583.
- 鬼頭昭雄・岩崎俊樹, 1992 : モデル相互比較実験研究会議に参加して, *天気*, 39, 673-677.
- 鬼頭昭雄, 1993 : 10年スケールの大気・海洋変動について, *海と空*, 68, 191-202.
- König, W., E. Kirk and R. Sausen, 1990 : Sensitivity of an atmosphere general circulation model to interannually varying SST, *Annales Geophysicae*, 8, 829-844.
- Latif, M., J. Biercamp, H. von Storch, M. J. McPhaden and E. Kirk, 1990 : Simulation of ENSO related surface wind anomalies with an atmospheric GCM forced by observed SST, *J. Climate*, 3, 509-521.
- Lau, N.-C., 1985 : Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Ninos in 1962-76, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1970-1996.
- Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1990 : A general circulation model study of the atmospheric response to extratropical SST anomalies observed in 1950-79, *J. Climate*, 3, 965-989.
- Nagai, T., T. Tokioka, M. Endoh and Y. Kitamura, 1992 : El Nino-Southern Oscillation simulated in an MRI atmosphere-ocean coupled general circulation model, *J. Climate*, 5, 1202-1233.
- Nigam, S. and R. S. Lindzen, 1989 : The sensitivity of stationary waves to variations in the basic state zonal flow, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1746-1768.
- Nitta, Ts. and S. Yamada, 1989 : Recent warming of tropical sea surface temperature and its relation-

- ship to the Northern Hemisphere circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 375-383.
- Shibata, K. and T. Aoki, 1989 : An infrared radiative scheme for the numerical models of weather and climate, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14923-14943.
- Storch, H. v., M. Latif and J. Biercamp, 1989 : Simulation of the Southern Oscillation in an atmospheric general circulation model. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A329**, 179-188.
- 時岡達志・山崎孝治・谷貝勇, 1980 : 気象研究所大気大循環モデルについて, *グロースベッター*, **18**, No. 1, 1-39.
- 時岡達志・山崎孝治・谷貝勇・鬼頭昭雄, 1984 : 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I), 気象研究所技術報告第13号, 249 pp.
- Tokioka, T., K. Yamazaki, A. Kitoh and T. Ose, 1988 : The equatorial 30-60 day oscillation and the Arakawa-Schubert penetrative cumulus parameterization, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 883-901.
- Tokioka, T., A. Kitoh and S. Nakagawa, 1992 : Interactions between lower atmosphere and the ocean realized in a coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Proceedings of the International WCRP Symposium on Cloud and Ocean in Climate*, Sep. 28-Oct. 2, 1992, Nagoya, Japan, 1.5-1.8.
- Trenberth, K. E., 1990 : Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988-993.
- Venrick, E. L., J. A. McGowan, D. R. Cayan and T. L. Hayward, 1987 : Climate and Chlorophyll a : Long-term trends in the central North Pacific Ocean, *Science*, **238**, 70-72.
- Yagai, I. and T. Tokioka, 1987 : The effect of increased surface drag coefficient over the continents on January circulations, *Short- and Medium-Range Numerical Weather Prediction*. (T. Matsuno, ed.) *Special Volume of J. Meteor. Soc. Japan*, 409-419.

講演企画委員会からのお知らせ—「スペシャル・セッション」のテーマ募集

1995年度春季大会(気象庁・KKR 竹橋, 5月15~17日)におけるスペシャル・セッションのテーマと世話人を募集します。スペシャル・セッションにおいては、世話人と講演企画委員会との協議のもとに、通常のセッション編成の枠にとられない企画ができます。具体的な実施方法については「天気」2月号(78ページ)をごらん下さい。なお、申込テーマの重複や総数によっては講演企画委員会で調整をする場合もありますので、ご了承下さい。

応募される方は、下記の事項を期限内にお知らせ下さい。

1. セッションのテーマ
 2. 趣旨説明(400字程度)
 3. 世話人およびその連絡先(予稿コピーの送付先住所を明記のこと)
- 以上は「天気」12月号または1月号に掲載されます。

申込先：〒305 茨城県つくば市長峰1-1
気象研究所 予報研究部内
講演企画委員会(藤部文昭)

申込期限：1994年11月17日(木) 必着