

ENSO (エル・ニーニョ/南方振動) の全球的様相*

—昭和61年度日本気象学会賞受賞記念講演—

安成 哲 三**

この度は、気象学会賞という名誉な賞をいただくことになり、誠にありがとうございます。まだまだ不十分な研究しかしていない私のような者がいただくには早すぎる、と思って恐縮しておりますが、これを機会にさらに研究にはげめ、ということだと解しまして、お受けする次第です。

ここでひとつ、おことわりしておきたいのは、今回の受賞の対象となった私の研究は、熱帯大気大循環、とくにモンスーンの長周期変動に関するものであり、その内容については、今回共に受賞の喜びを分かちあうことができました村上(勝人)会員が、先ほど詳しく紹介して下さいました。そこで、私の講演は ENSO (El Niño/Southern Oscillation) の全球的様相についてお話ししたいと思います。これはまだ論文として出版されたものではありませんが、今回の記念講演は、シンポジウム「熱帯の大気と海洋」の講演も兼ねるということですので、あくまでシンポジウムでの話題提供のひとつとして、おききいただきたいと思ひます。

1. ENSO とモンスーン

すでにご存知のように、ペルー沖から赤道東部太平洋に至る海域では、数年程度の周期で海水温が異常に高くなるエル・ニーニョ (El Niño) 現象のあることが知られています。一方、インド洋から南太平洋域の大気中では、地上気圧が東(南太平洋)と西(インド洋)でシーズンのように、やはり数年程度の同期で振動する南方振動(SO)という現象が知られています。これらふたつの現象は、最近ではひとつにまとめて ENSO と略称されるように、赤道太平洋域を中心とする大規模な大気海洋相互作用として理解されております。このことを最初に

指摘したのは、ビャークネス (J. Bjerknes, 1966) ですが、ここ数年来、大気海洋結合システムとしての ENSO の数値モデリングの試みが、非常に活発にすすめられています。

ところで、この ENSO はインドモンスーンの年々変動と密接に関連していることが、インド気象局の長官だったウォーカーの研究以来、多くの研究者によって指摘されています。具体的には、SO 指数(南太平洋上の気圧-インドネシア付近の気圧)が高い(低い)時は、インドのモンスーン降水量が多い(少ない)という相関のあることが知られています。

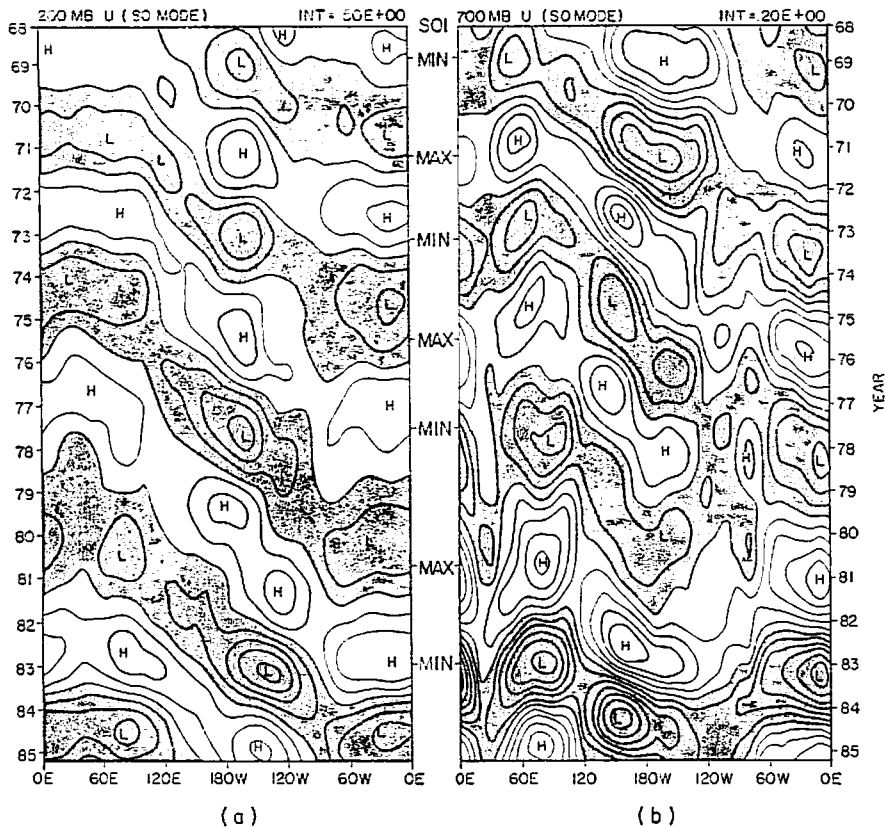
一方、モンスーンの変動を支配する少なくとももうひとつの大きな要素として注目されているものに、ユーラシア大陸からヒマラヤにかけての冬から春の積雪域の広がりがあります。これもインド気象局の初代長官だったブランフォードによって初めて指摘され、近年は人工衛星からの積雪分布資料をもとに再検証されています (Hahn and Shukla, 1976 など)。すなわち、積雪域が広汎にひろがった冬の後の夏のモンスーンは弱く、積雪域が少ないと、夏のモンスーンは強くなるというものです。

とすると、モンスーンの変動に関係があるとされるこれら2つの要素—ENSO とユーラシア(ヒマラヤ)の雪—は、お互にどのような関係にあるのだろうか、それぞれ全く独立なパラメーターなのか、相互に従属したパラメーターなのか、モンスーンの変動に関心のあった私は、以前からこの素朴な疑問を持っていました。別の見方をすれば、ENSO という現象は、赤道太平洋域でクローズした大気海洋結合システムとして、完全に理解できるのだろうか、という疑問にもなるかと思ひます。

幸い、1984年から1985年にかけての1年間、私はフロリダ州立大学のクリシュナムルティ教授の下で、この問題に取り組む機会が与えられました。今日はこの機会を利用して、その時の成果の一部をご紹介したいと思

* Global structure of El Niño/Southern Oscillation.

** Tetsuzo Yasunari, 筑波大学地球科学系.



第1図 赤道ぞい (10°N-10°S) における 200 mb と 700 mb での東西風の経度-時間断面図。ENSO サイクルに対応した時間フィルターをかけてある。単位は(a) 0.5 m·s⁻¹ (b) 0.2 m·s⁻¹, ハッチ域は負偏差。(Yasunari, 1985)

います。

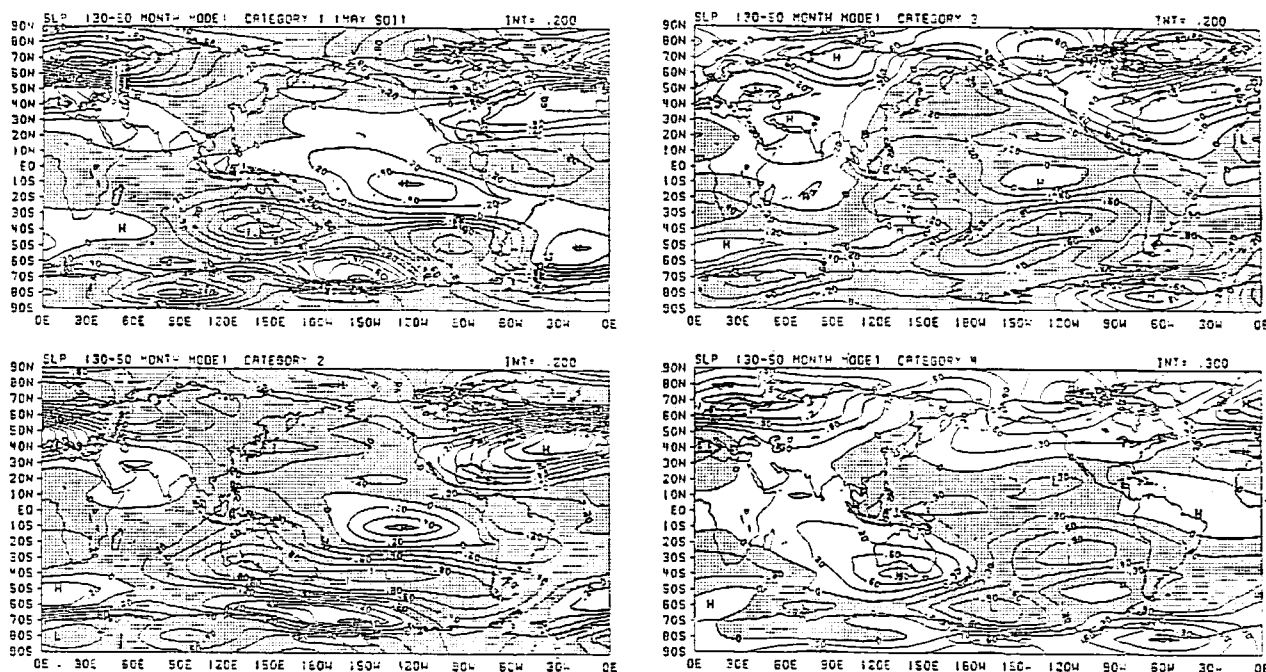
2. ENSO にもなる熱帯東西循環の変動

南方振動は、先ほどのべましたように、地上気圧がインドネシア・インド洋付近と南太平洋のあいだで、いわば定常振動 (standing oscillation) を起こしている現象として捉えられます。この地上気圧振動にもなって、赤道ぞいには、インドネシア付近で空気が上昇し、冷たい東太平洋域で下降するという東西循環が、強くなったり弱くなったり、時には反転したりするということが、ビャークネス以来、指摘されています。ところが、この東西振動の様子を、赤道ぞいの東西風の変動で見ますと、第1図のように、定常振動というよりもむしろ、インド洋付近から東太平洋へと、偏差が東向きに伝播する様相が卓越しています (Yasunari, 1985)。地上気圧の変動も、最近 Barnett (1985) や Krishnamurti *et al.* (1986) によって詳しく調べたところ、定常振動的な成分の上に、インド洋から東部太平洋へと、経度に

して5°~10°/月というゆっくりした速度で東進する成分の存在することが示されています。すなわち ENSO にもなる熱帯東西循環の変動は、どちらからともなく起るシーソー運動というよりも、常にインド洋側で強弱の変動が生じて東に伝播し、やがて偏差としての循環が逆転する、というパターンで起こっているようです。

赤道太平洋域に限った海水温や東西風の偏差の東進性に関しては、すでに Philander *et al.*, (1984) などが、初期じょう乱を与えると再現できることを理論的に示していますが、この初期じょう乱がどうして生じるか、あるいは ENSO に関連したシグナルが、さらに西のインド洋上に現れることに関しては、太平洋域を想定した大気-海洋系結合モデルでは、今のところ説明できておりません。

先にのべた ENSO とモンスーンとの結びつきや、地上気圧や風の偏差が、赤道上をインド洋から東部太平洋へと、常に東進するという事実は、ENSO を、熱帯太平洋域におけるローカルな大気海洋相互作用としてだけ



第2図 ENSO の時間フィルターをかけた地上気圧偏差。category 1 から4までを示す。等圧線間隔 (mb) は図の右上に示す。ハッチ域は負偏差。(Yasunari, 1986 b)

ではなく、インド洋やユーラシア大陸域を含む、よりグローバルな現象として捉えなおす必要を示しています。

3. ENSO サイクルの全球構造

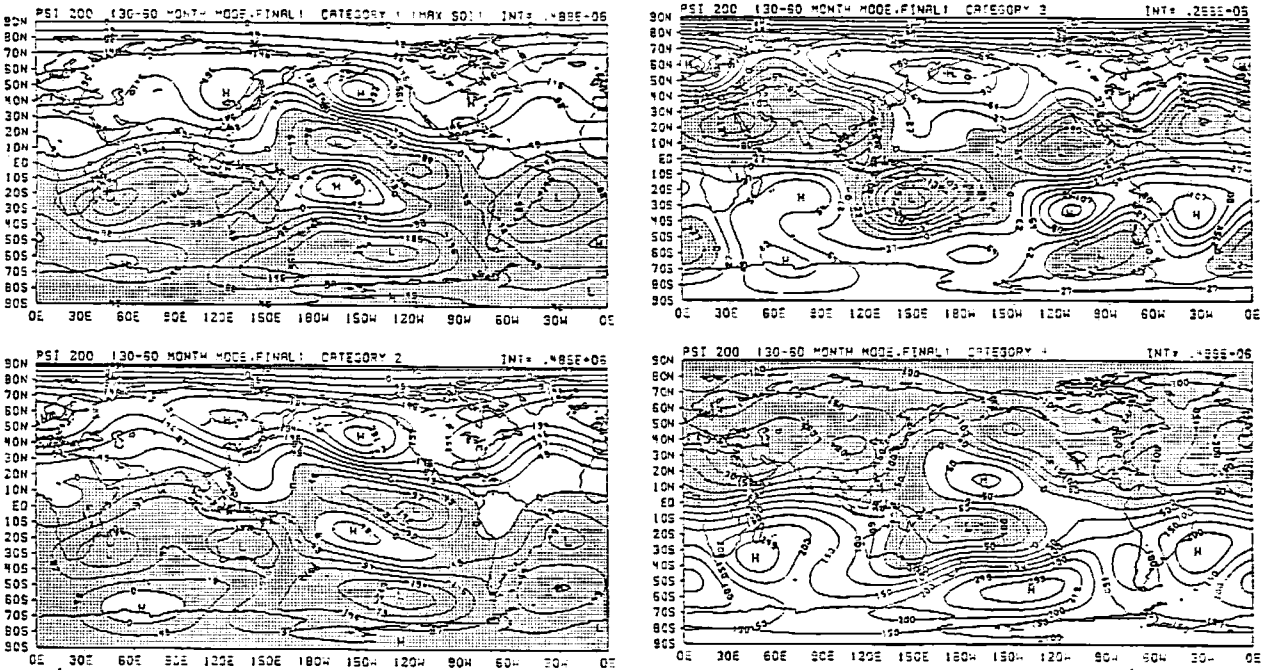
第2図は、地上気圧偏差の分布が、反対エル・ニーニョ時からエル・ニーニョ時へ移行する過程で、全球的にどのように変化するかを、いくつかの ENSO サイクルを合成することによって、求めたものです。ここでは、ENSO の1サイクルを8つの category に分け、category 1 は反対エル・ニーニョ時、category 5 はエル・ニーニョ時、category 3 は反対エル・ニーニョからエル・ニーニョへ移行するちょうど中間の段階に対応します。ここでいう (反対) エル・ニーニョという時期は、南方振動指数が (極大) 極小に達した時期をさし、ひとつの category は、半年程度の期間を平均した状態とみて下さい。

category 1 (反対エル・ニーニョ時) では、オーストラリア付近に極小、東部太平洋に極大の気圧偏差域があり、西太平洋からインドネシア付近での対流活動が活発な時期に対応しています。category 2 のパターンは、category 1 からあまり変化していませんが、オーストラリア-東部太平洋間の気圧偏差のコントラストは、若干弱まっています。ここで注目したいのは、category 3

から4の段階です。

category 3 では、南方振動指数の偏差がほぼ0であることに対応して、太平洋～オーストラリア付近における東西の気圧差はほとんどなくなります。ところが、category 1, 2と比較して、際立ったちがいは、ユーラシア大陸からインド洋北部にかけて、正偏差域が大きく広がっていることです。この正偏差は、category 4 (エル・ニーニョ 完熟期の前段階) には、さらにインド洋全域からオーストラリア方面に拡大し、同時に東部太平洋では負偏差域が拡大して、エル・ニーニョ時の気圧偏差パターンが成立しかけています。すなわち、反対エル・ニーニョ期からエル・ニーニョ期の気圧配置への移行は、ユーラシア大陸およびインド洋付近から始まっているように見えます。

この地上気圧の変化にともなって、対流圏上部での大気循環もはっきり変化していることがわかります。第3図は、第2図と同様のプロセスで作られた200 mb の流線函数の偏差図です。category 1 では、赤道ぞいにインド洋上では東風、太平洋上では西風の偏差が卓越し、西太平洋・インドネシア付近での対流活動の強化された状態に対応しています。北太平洋上には、エル・ニーニョ時に見られる、いわゆる PNA パターンが、ちょうど符号を逆転させたかたちで現れています。ユーラシア大陸



第3図 ENSO の時間フィルターをかけた 200 mb 流線函数の偏差, category 1 から 4 までを示す。等値線間隔 ($m^2 \cdot s^{-1}$) は右上に示す。ハッチ域は負偏差。(Yasunari, 1986 b)

上は、全般的に高気圧性循環が卓越しているのが特徴的です。category 2 のパターンも、地上気圧偏差と同様、category 1 からあまり大きな変化はありません。

category 3 で、様相は一変します。北太平洋上の反対 PNA パターンは消え、かわってユーラシア大陸上に、大きな低気圧性循環域、オーストラリア付近に強い高気圧性循環(負偏差)域が出現します。赤道ぞいには、インド洋上は西風、西部太平洋上は東風の偏差となり、category 1 と反対になります。そして category 4 では、全球的な偏差分布は、category 1 のほぼ符号が逆転したパターンとなり、エル・ニーニョ時の状態になりつつあることを示しています。category 3 におけるユーラシア大陸中・南部における低気圧性循環は、地上気圧における高気圧偏差と対応しており、偏差の鉛直構造は傾圧的といえる特徴をもっています。すなわちこの時期、ユーラシア大陸の中・南部からインド洋北部にかけて、寒気団の南下あるいは強化があり、これにともなって地上では高気圧偏差が大きくなっている、と示唆されます。これに対し、オーストラリア付近の高気圧性循環の強化は、地上と 200 mb で同じ傾向であり、相当順圧的な構造をしているのが特徴的です。

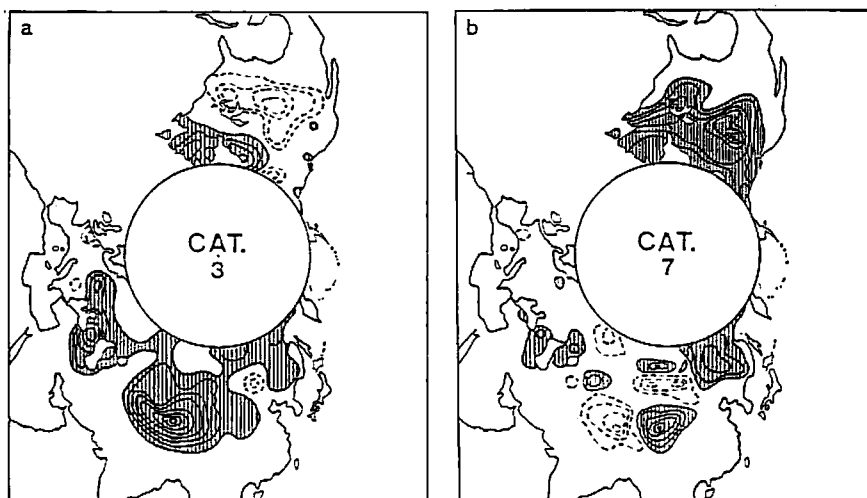
反対エル・ニーニョからエル・ニーニョの移行過程に出現するこのような大気循環の大きな変化は、エル・ニ

ーニョに先立つ、1年ないし半年前頃のユーラシア大陸における冬の寒気団の強化と、ひき続く夏のモンスーンの弱体化、オーストラリア高気圧の強化に対応していると考えられます。

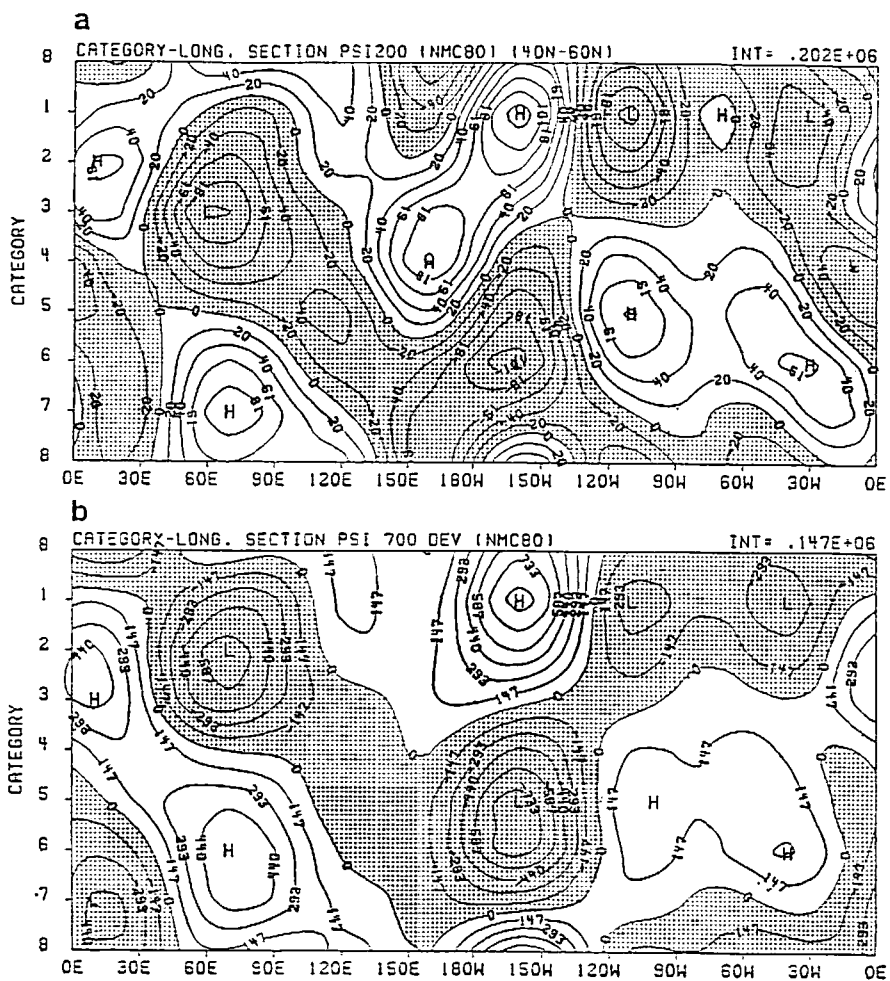
4. 大陸(雪氷)一大気-海洋相互作用の可能性

category 3 におけるユーラシア大陸上の「寒気吹き出し型」の偏差パターンは、当然積雪分布にも関係していると考えられます。第4図には、category 3 および、これとちょうど反対の状態である category 7 (エル・ニーニョから反対エル・ニーニョへ移行する中間段階) における、北半球の積雪分布の偏差を示してあります。category 3 では大きな正偏域が、ユーラシア大陸全域、とくにチベット高原付近とカスピ海・黒海付近の中央アジアに広がっているのに対し、category 7 では、大陸東部のぞき全般に負偏差となっており、中央アジア付近での寒気吹き出しが弱いことに対応しているようです。興味深いのは、北米大陸上の偏差が、ユーラシアとはちょうど逆の符号になっていることです。このことは、ユーラシア大陸中央部と北米大陸上での循環場の偏差が、ENSO サイクルに関連して、反対となることと対応しているわけですが、ここでは詳しい議論はいたしません。

ここまで来ますと、冒頭でのべた、ユーラシア(ヒマ



第4図 category 3と7における北半球の積雪分布偏差, 各単位領域が全部積雪に覆われた状態を9.0とした時の値. 等値線間隔は0.2, 斜線部は+0.2以上, 破線部は-0.2以下の偏差域. (Yasunari, 1986 b)



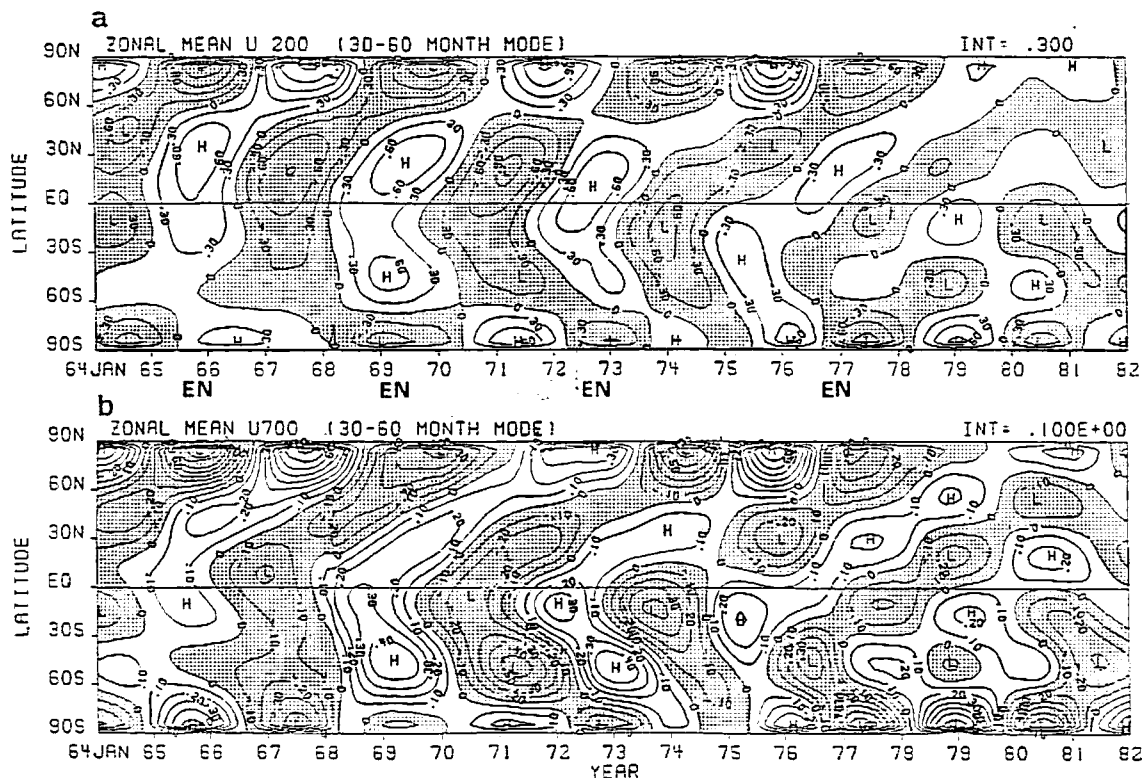
第5図 ENSO の時間フィルターをかけた 200 mb, 700mb の流線函数偏差の経度-時間 (category) 断面図 (40°N-60°N). 等値線間隔 ($m^2 \cdot s^{-1}$) は右上に示す. ハッチ域は負偏差域. (Yasunari, 1986 b)

ラヤ)の積雪—モンスーン—ENSO というリンクが、現実にありうるものが、より明らかになってきたように思います。今までのべてきたことを、推論をまじえてまとめてみますと、次のようにいえるかと思えます。反対エル・ニーニョ時の大気大循環のパターンが弱まる過程で、ユーラシア大陸上に、とくに冬期を中心に強い寒気をともなった極気団が発達・南下し、上層では定常性トラフ、下層では高気圧を発達させる。この寒気の南下により、中央アジア、ヒマラヤ付近は、より広汎な積雪域に覆われる。この循環場の持続と、積雪域のアルベードの効果を通して、次の夏のインド・モンスーンは弱くなる。モンスーンの弱化は、熱帯東西循環の弱化や何らかの未知の過程を通して、オーストラリア上空の亜熱帯高気圧の強化や西太平洋域での対流活動の弱化をもたらす。この状態はさらに、中部太平洋での貿易風を弱めることにより、エル・ニーニョの引き金となる。

では、ユーラシア大陸上の大気循環の偏差は、どのような過程で生じるのか。最後にこの問題について、少しふれたいと思います。第5図は、200 mb, 700 mb での(合成された)流線函数偏差の、50°N 付近における経度—時間断面です。これらの図から、ENSO サイクルに関連して現れる北半球中緯度付近の大気循環の偏差は、

北太平洋域 (150°E—150°W) と、ユーラシア大陸中央部 (50°E—100°E) でとくに顕著であることがわかります。とくに 700 mb においては、この2地域にのみ有意な偏差が現れるようです。そして、もうひとつの大きな特徴は、これら2地域の偏差が、ある時間差(半年～1年)をもって出現するということです。例えば、反対エル・ニーニョ期 (category 1) には、北太平洋域に高気圧性循環の偏差が強く現れるが、その半年～1年後 (category 2 又は 3) に、ユーラシア大陸上に低気圧性循環の大きな偏差が出現する、という関係です。これは、北太平洋域とユーラシア大陸中央部のあいだで、いわば「時差をもったテレコネクション」が存在するという見方もできると思います。そして、このテレコネクションは、エル・ニーニョから反対エル・ニーニョ、又はその逆の変化に、重要な役割を演じていることとなります。問題は、この「時差テレコネクション」のメカニズムですが、これは今後に残された問題のひとつ、としておきましょう。

以上のべてきましたように、ENSO にもともなう大気循環の変動は、太平洋域のみに限ったローカルなものではなく、いくつかの ENSO サイクルにわたって追跡しますと、全球的なものであることがわかります。とくに



第6図 ENSO の時間フィルターをかけた平均東西風 ((a) 200 mb, (b) 700 mb) の緯度時間断面図。等値線間隔 (m・s⁻¹) は右上に示す。ハッチ域は負偏差。エル・ニーニョ期は‘EN’で示される。

ユーラシア大陸・インド洋域での過程は、ENSOのメカニズムにも直接関連している可能性が示されました。中・高緯度循環にみられる偏差は、例えばPNAパターン(Horel and Wallace, 1981)について言われてきたように、熱帯域の大気加熱異常に対する応答としてのみ、捉えられてきたようですが、今回の解析結果は、中・高緯度もENSOサイクルに対し、むしろ積極的な役割を演じていることを示唆させます。とくに、北太平洋上の偏差は、熱帯に対する応答として生じたとしても、おそらく海面水温の正のフィードバック効果による偏差の持続と、それに引き続く大陸—海洋間の熱的コントラストの変化といった過程を通じて、ユーラシア大陸での大気循環を変化させ、最終的には熱帯にはね返っていく、ということが示唆されます。その意味では、ENSOは太平洋域における大気—海洋相互作用としてではなく、むしろユーラシア大陸・インド洋を含めた地域での、大陸(雪水)—大気—海洋相互作用として理解すべきではないか、というのが私の主張したい点です。

5. おわりに

ENSOの全球構造については、その他いろいろな側面があります。例えばローゼンら(Rosen *et al.*, 1984)が指摘しているような、エル・ニーニョにともなう地球大気の大西風運動量の変化と、それにともなう地球自転速度の変化は、私の解析結果からも示唆されます。第6図は、200 mbと700 mbにおける緯度平均した東西風の緯度—時間断面です。エル・ニーニョ期には、中緯度(60°N又は60°S)より低緯度側で西風偏差の極大が、いずれの高度にも見られ、これを全球について西風角運動量として計算するならば、明らかに極大となることが、少なくとも定性的には示されます。また、平均的な東西風の分布(赤道付近で東風、亜熱帯・中高緯度で西風)を考えますと、エル・ニーニョ期は、熱帯では東風が弱まり、中緯度偏西風が強くなる時期、反対エル・ニーニョ期は、熱帯では東風が強まり、中緯度偏西風が弱くなる時期に対応しています。ここで興味深いのは、平均(東西)風の偏差が、ENSOサイクルにともなって、赤道から両極へ向かって伝播していることです。時間スケールはまったくちがいますが、村上(勝人)は熱帯の30~50日周期振動に関連して、同様な結果を示しています(村上, 1985)。

いずれにしましても、このENSOの全球的様相に関する解析結果をまとめたものは、現在投稿中(Yasunari,

1986 a, 1986 b)であり、多くの方からのご批判やコメントを頂きたいと思っております。

終わりにあたりまして、今日まで私の研究を支えて下さった多くの方々、とりわけ常にご指導と励ましを続けて下さった京大防災研究所の中島暢太郎先生、京大理学部の大田勇先生、自由に研究をさせて下さった京大東南アジア研究センターの市村真一、渡部忠世、高谷好一の各先生、今回の研究の機会を与えて下さったフロリダ州立大学のKrishnamurti先生、および吉野正敏先生をはじめとする筑波大学の気候研究グループの方々に、改めて感謝の意を表したいと思っております。

文 献

- Barnett, T.P., 1985: Variations in near-global sea level pressure, *J. Atmos. Sci.*, 42, 478-501.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 18, 820-829.
- Hahn, D.G. and J. Shukla, 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian summer monsoon rainfall, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2461-2462.
- Horel, J.D. and J.M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813-829.
- Krishnamurti, T.N., S.H. Chu and W. Iglesias, 1986: On the sea level pressure of the Southern Oscillation, *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. A*, 34, 385-425.
- 村上勝人, 1985: 大気循環の30~50日周期変動, *天気*, 32, 459-482.
- Philander, S.G.H., T. Yamagata and R.C. Pacanowski, 1984: Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, 41, 604-613.
- Rosen, R.D., D.A. Salstein, T.M. Eubanks, J.O. Dickey, and J.A. Steppe, 1984: An El Niño signal in atmospheric angular momentum and earth rotation, *Science*, 225, 411-414.
- Yasunari, T., 1985: Zonally propagating modes of the global east-west circulation associated with the Southern Oscillation, *J. Met. Soc. Japan*, 63, 1013-1029.
- , 1986 a: Global structure of El Niño/Southern Oscillation, Part I. El Niño composites, Submitted to *J. Met. Soc. Japan*.
- , 1986 b: Global structure of El Niño/Southern Oscillation, Part II. Time evolution, Submitted to *J. Met. Soc. Japan*.