

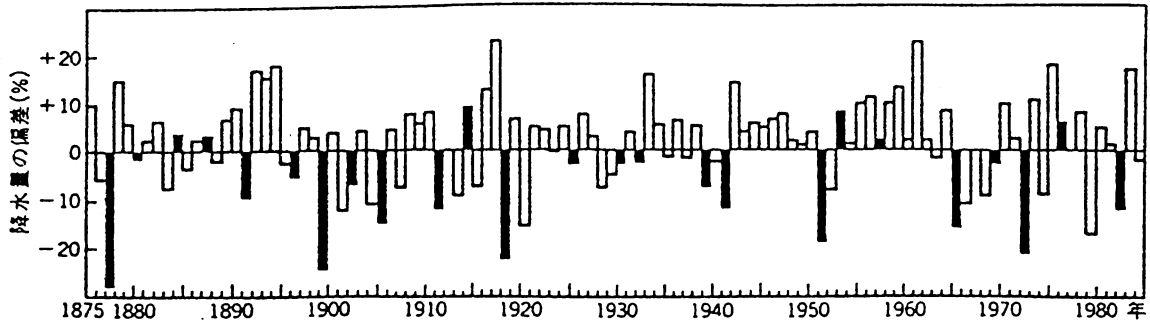
3. エルニーニョ・南方振動 (ENSO) とモンスーン*

アジアモンスーンはグローバルスケールの現象で、地球上で最も大きな大陸と最も大きな海洋である太平洋及びインド洋の間の相互作用の現象である。そして、エルニーニョ現象に代表される熱帯太平洋の気候海洋結合系の変動は、この相互作用の中で起こる変動の一つの側面と考えることができる。エルニーニョ・南方振動 (ENSO) とモンスーンの関係及びモンスーン自体の変動について、データ解析を中心とした解析的な解明を試みた。具体的には、地球気候システムにおける年々変動や特に2,3年から数年の周期変動のENSOが、どのようなメカニズムで起きているのかを調査した。

3.1 西太平洋赤道域の2年周期変動

ENSOとモンスーンの間には密接な関係がある。例えば、約100年間のインドモンスーン降水量の年々変動から両者の関係を見ると、エルニーニョが発現した時はほとんどがモンスーンの弱い時である(第10図)。しかし、モンスーンが弱いからといって必ずしもエルニーニョが発現しているわけではない。このような解析はインドの気象学者を中心として、多くの論文がある。しかし、それらの結論はモンスーンが弱い年の後にエルニーニョが起これやすいという関係であったため、インドモンスー

* 安成 哲三 (やすなり てつぞう) 筑波大学地球科学系教授



第10図 インドモンスーン降雨量の経年変動
 平年からの偏差で示す。黒で示したのがエルニーニョ年。

ンの予報にはあまり使えなかった。このため、インドではENSOとモンスーンの関係についての掘り下げた議論をしていない。しかし、サイエンスとしてこれを見た場合、非常に興味ある問題を含んでいる。

私の研究は、このENSOとモンスーンの関係を詳しく解析し、メカニズムを解明することである。この研究のきっかけになったのは、気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」が1967年から始めた137°E線に沿った海洋観測である。

夏と冬のデータがそろったのは1972年からで、長期予報課の栗原は日本の夏の気温と熱帯の137°E線の海水温の間に非常に高い相関があることを示した。これは、大気大循環モデル(GCM)を用いた解析などでも確かめられている。

夏の赤道から10°N付近の海水温は、100~150mの深さで最も変動が大きい。この深さは、混合層から下の方へ移る温度躍層の部分で、鉛直の温度こう配が大きい所である。つまり、赤道から10°N付近の夏の海水温の変動は、混合層が厚くなったり薄くなったりする変動を物語っている。冬の場合も同様に2~10°N付近の水温は温度躍層の所で振幅変動が非常に大きい。西太平洋の暖水塊が厚くなったり薄くなったりする変動は、137°Eの2~10°N付近で顕著に現われる。これからは振幅効果が大きかったこの137°Eの2~10°N間及び深さ150mぐらいの平均の海水温で議論をする。

1972~1989年までの1月と7月の海水温の偏差を見ると非常に顕著な2~3年周期の変動を示しており、振幅は100~150mぐらいの温度躍層の所で大きい。それからもう一つ特徴的なことは、2~3年周期の偏差の変わり目がはっきりしており偏差が+から-、-から+に変わる所は大体1月と7月の間である。年2回のデータなので詳細はわからないが1月の水温と次の7月の水温は大体逆相関だが、1月の水温とその前の7月の水温は正の相関である。このように、水温の偏差は1~7月の間に符号を変える。また、7~1月は同じ傾向を保っており2年周期が卓越している。つまり、西太平洋の世界で最も暖かい海域の海水温は2年周期で大きく偏差が変わっている。そして、このことがアジアモンスーンと密接に関係している。

3.2 アジアモンスーンと西太平洋赤道域の海水温

西太平洋(137°E, 2~10°N)の海水温の変動とアジアモンスーンの強さの指標としてのインドモンスーン降水量の変動の間には密接な関係がある。インドモンスーン降水量と水深20, 100mの海水温偏差を見ると7月の海水温よりも次の1月の海水温と高い正の相関がある(第11図)。すなわち、降水量が多くアジアモンスーンが活発な後の1月の海水温は高い。たとえばモンスーンが弱い1972年、1982年(エルニーニョがあった年)には、その後

の海水温は非常に低い。

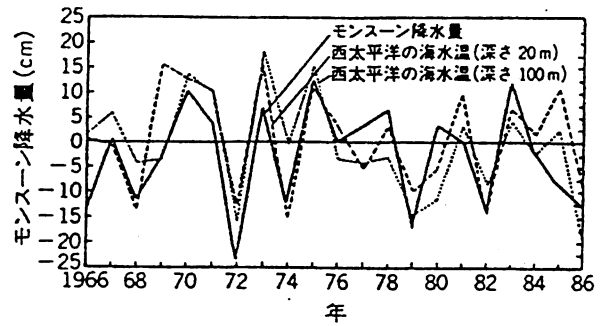
アジアモンスーンともっと広い範囲の海水温の相関を見るために、海水温の代わりに、西太平洋及び東太平洋の赤道沿いの海面水温を使っても、アジアモンスーンと同時期よりも、むしろその後の1月に最も相関が高くなる。つまり、アジアモンスーンが強いとその後西太平洋では海面水温が高くなり、東太平洋では海面水温が低くなる。エルニーニョ年にはアジアモンスーンは弱い。その後、西太平洋の海面水温は低くなり東太平洋は高くなる。相関で見る限りでは、これらは2年周期的な傾向がある(第12図)。先ほどの西太平洋の「凌風丸」のデータに基づいた偏差の傾向がここでも同様に現われる。だいたい夏ごろから次の夏ごろまでは同じ偏差傾向であり相関は夏のモンスーン後の冬に最も高くなる。この関係をいかに説明するかということが最近の研究テーマである。

3.3 アジアモンスーンと風の場合

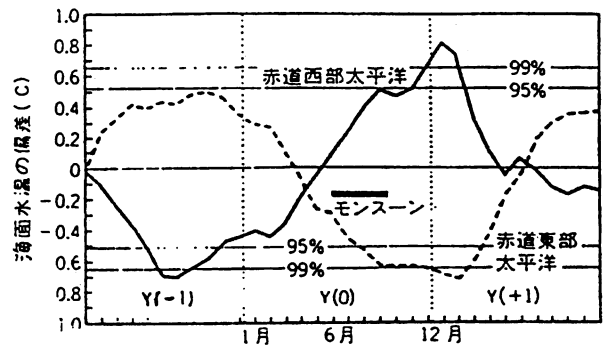
アジアモンスーン域を含む太平洋、インド洋域は、熱帯の約2/3の領域を占める。残りの地域でも、この結合システムの変動の影響は大きく、熱帯全域における年々の気候の偏差は、夏のアジアモンスーンから次の夏のアジアモンスーンまでの1年が単位年となって現われる傾向が強い。この単位年を、熱帯における気候学的な1年とすべきことを提唱し、仮に「モンスーン年」と名付ける。

海水温とインドモンスーン降水量を結びつけるのは大気循環、つまり、風の場合である。これを通して熱帯の海水温の分布が形成される。時にはエルニーニョ現象を引き起こす。ここで、インドモンスーン降水量の偏差からモンスーンの活発な年と弱い年を定義する。

弱いモンスーンの年の典型的な風の場合がモンスーンの時期からそれ以後、どの様になるかを弱いモンスーン年の風の場合から強いモンスーンの風の



第11図 インドモンスーン降雨量と翌年1月の西太平洋(137°E, 2~10°N)の海水温偏差
海水温偏差は正規化してある。



第12図 インドモンスーン降雨量と赤道西部及び東部太平洋の海面水温とのラグ相関
Y(0)は参照したインドモンスーンの年を示す。

場を引いた偏差で見ると、西太平洋域で西風が非常に顕著である。もう一つ顕著なことは、夏から秋にかけてこの地域の平均的な場は太平洋高気圧で、時計回りの循環を持っているが、偏差では低気圧性、つまり反時計回りの循環が非常に強くなることである。つまり、モンスーンが弱いと太平洋高気圧も弱く、この状態が秋まで続く。冬には、太平洋高気圧が弱くなってアリューシャン低気圧がだんだん南下するが、偏差ではそのまま低気圧性の循環が維持され、アリューシャン低気圧は強まる。結果として、偏差で見るとモンスーンが弱い年の後の夏から冬にかけて北太平洋では低気圧性の循環が維持され、赤道沿いは西風が非常に強くなる。これが先ほどのモンスーンと海水温の相関を作っていると考えられる。すなわち、熱帯の太平洋からモンスーン地域にかけては、大気と海洋の相互作用

を媒介にして偏差傾向が夏から冬にかけて持続する傾向があると考えられる。

モンスーンの強い年の場合は、風の場の偏差は逆になっている。この結果、東南アジアから西太平洋にかけては夏ごろから雲量が多くなる。熱帯収束帯は季節が進むにつれ秋には赤道に戻り、その後、南半球側に移動していく。偏差もこれに追従し、強いモンスーンの状態がそのまま持続されて秋には赤道付近に移動し、その後、南半球では夏のモンスーン、北半球では冬のモンスーンがより活発になる傾向がある。それが春くらいまで続いてこのころから風の場の偏差は反転する。このことは、最初に触れた「凌風丸」が観測した海水温の2年振動の傾向と偏差の符号が変わる時期（冬から夏）に符合している。モンスーンと熱帯太平洋の大気海洋結合系は、このような特性を持っているようである。

この2年振動のメカニズムを解明するためには長い間のデータセットが必要で、TOGAの集中観測だけではとても不可能である。大事なことは精度の高い長期間の大気と海洋の観測が必要だということである。

3.4 アジアモンスーンと大気中のCO₂濃度

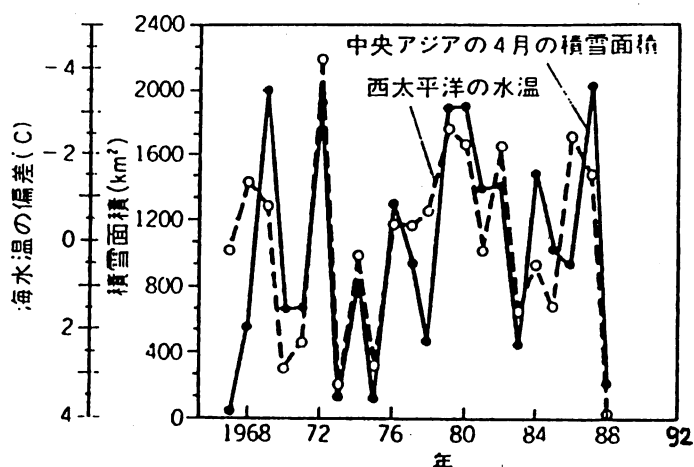
東北大学が行っている航空機によるCO₂濃度の測定では、対流圏の下層で非常に顕著なCO₂濃度の2年周期振動が現われている。この2年周期振動は、西太平洋の海水温の2年周期と良く対応していると考えている。1979～1989年の10年間の西太平洋の海水温のデータを重ねると、海水温が低いときにCO₂濃度は増加率が大きく、高くなるとCO₂濃度の増加率は小さくなっている。熱帯の大気海洋相互作用やこれに関連した対流活動が、熱帯の生物圏に影響を与え、この様な変動を起こしている可能性があると考えられている。

また、ハワイのCO₂濃度の観測結果を用いて、モ

ンスーンの強い年と弱い年の季節的なCO₂濃度の変化を調べても、モンスーンの弱い年はCO₂濃度増加率は夏から冬にかけて大きくなる傾向があり、モンスーンの強い年では小さくなる。すなわち、モンスーンと大気・海洋のシステムは大きく見て2年周期の構造を持っている。同時に、大気中のCO₂濃度も同じ周期性を持っている。これは海洋とのCO₂の交換収支によるものなのか、あるいはモンスーンに伴って対流活動が年々強くなったり弱くなったりすることにより熱帯の生物圏の活動度が変わり、それによる変化なのか、これからの議論になると考えている。

3.5 アジアモンスーンとユーラシア大陸の積雪

最近、ENSOのメカニズムについてアメリカの海洋力学の学者を中心に、熱帯太平洋の大気と海洋の相互作用だけで振動が起こるのではないかという報告が幾つかある。しかし、私は、モンスーンの存在を無視してエルニーニョを語ることはできないと考えている。東京大学の山形グループによる熱帯の大気と海洋に関する数値実験によると、モンスーンによる対流活動を考慮しない場合、安定状態としてはエルニーニョ的に常に、ペルー沖が暖かくなり、西太平洋はむしろ冷たくなる。モンスーンによる対流活動を加味して初めて、現在の様な西太平洋が暖かく、東太平洋が冷たいという平均的な状況が現われる。つまり、エルニーニョ現象やエルニーニョ的な状況は、平均的な状況がなんらかの形で崩れたものであるという見方ができる。こういう見方をするとモンスーンの変動の解明とENSOの解明は表裏一対のものであると言える。そのことを示すものとして、モンスーンの変動にかかわるパラメータと熱帯の大気海洋の変動にかかわるパラメータの中に密接に関係しているものがあるのではないかと考えた。モンスーンは、夏に



第13図 中央アジアの4月の積雪面積偏差(●)と翌年1月の熱帯西太平洋の混合層(125m)水温(○)との相関

ユーラシア大陸が暖まってできる大きな大気循環である。大陸がなかなか暖まらない年があると、モンスーンは弱くなる。この事は19世紀から指摘されていた。これに関して1976年にD.G.HahnとJ.Shuklaは、NOAAの気象衛星画像から求めたユーラシア大陸上の冬の積雪分布と次の夏のインドモンスーン降水量の間に負の相関があることを示した。彼らの用いたデータはたった9年分で統計的有意とは断定できないが、統計期間を20年に延ばして調査しても、この結果を支持している。最近の研究(森永, 1991)では4月が最も高い負の相関を示した。

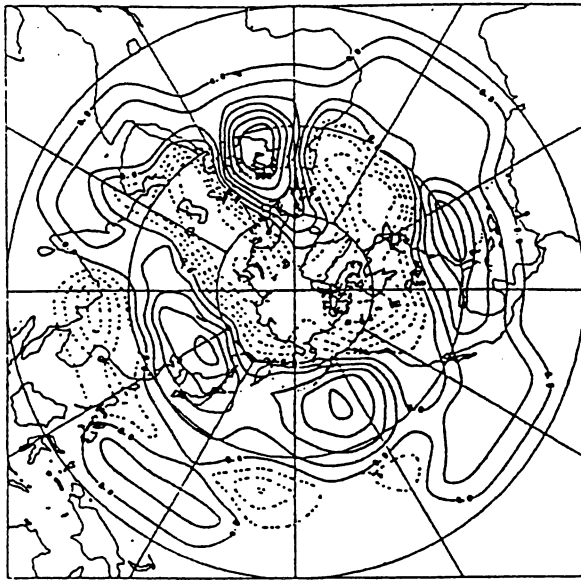
西太平洋の海水温とユーラシア大陸の積雪の関係を調べると、1月の西太平洋の海水温と前の年の中央アジアの積雪の変動は、長期的傾向も含めて高い負の相関を示す(第13図)。すなわち、4月に中央アジアの積雪が多いと次の冬の西太平洋の水温は低くなり、かつ、モンスーンは弱くなる。逆に、少ないと西太平洋の海水温は高くなり、かつ、モンスーンは強くなる。この事から直ちに色々なメカニズムを説明することは早いかも知れないが、なんらかの物理的なメカニズムがここに介在していると考えられる。

3.6 アジアモンスーンに伴うテレコネクション

積雪の量は中緯度の大気循環に大きく関係していると考えられる。中央アジアの積雪の量とそれを支配している大気循環との関係を見ると、2月の積雪と北半球の500mbの大気循環との関係では、カスピ海辺りにマイナスの偏差トラフがくる、いわゆるユーラシアパターンの時に中央アジアの積雪は多くなることがわかっている(第14図)。

一方、エルニーニョが発現すると中高緯度で異常気象が起きる。エルニーニョが起きると、東太平洋の水温上昇は大気のテレコネクションというメカニズムを生じて北太平洋から北アメリカにPNAパターンという非常に大きな大気のアノマリーをもたらしやすいとされている。

このパターンは、アリューシャン低気圧が深まり、風下側のロッキー山脈付近の気圧の峰が強くなり、更に風下側の北アメリカ東岸の気圧の谷が深まるという、偏西風の蛇行が強くなった循環パターンである。しかし、最近の夏のアジアモンスーンの変動に関連した大気循環パターンの解析では、このパターンは、むしろ夏の不活発なモンスーンに関連して、夏の終わりごろから秋の終わりにかけて出現しやすいことがわかった。活発なモンスーンの後には、逆に、反転したPNAパターン(すな

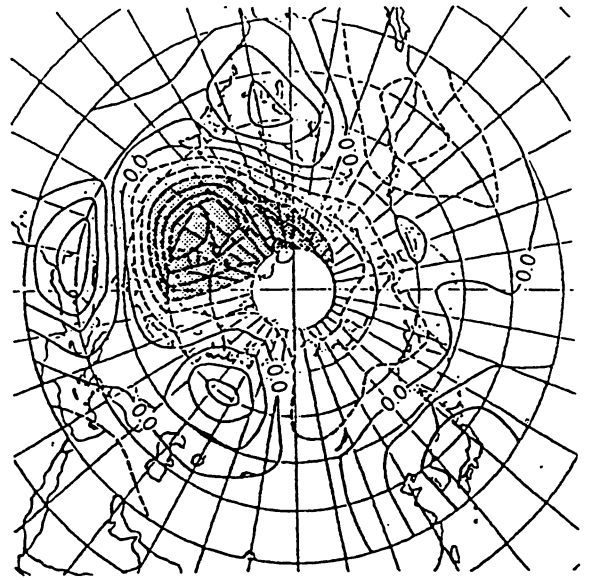


第14図 中央アジアの2月の積雪面積偏差と前年12月の500mb高度偏差の相関

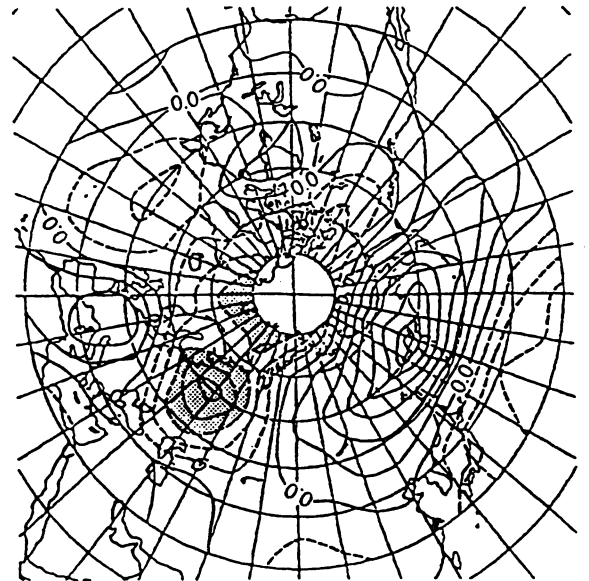
波線は負の相関. 影をつけたのは5%有意な地域.

わち、より蛇行の少ないゾーナルな流れ) が出現し、持続しやすくなっている。そして、モンスーンの強い年は偏差が顕著にでる。一般に中高緯度の大気の偏差は夏に顕著だが、この偏差は夏よりも、その後の秋から冬にかけてより顕著になる。

12月には波数2のパターンが、モンスーンの強い年と弱い年でちょうど90°位相を変えたような形で現われる(第15図)。たとえば、強いモンスーンの後には中央アジアとロッキー山脈付近が-になって日本付近とヨーロッパが+になる。弱いモンスーンの後には、これとは逆に、日本とヨーロッパが-、中央アジアとロッキー山脈付近が+になる。そして真冬は、更にこの偏差傾向が強まる。大気の場合は季節的に変化しており平均場も変わるが、偏差は季節の進行に伴ってむしろ強められる傾向にある。つまり、強いモンスーンの後冬の冬は日本付近は+で中央アジアに大きな-が現われる。弱いモンスーンの後にはちょうど反対でヨーロッパ付近に大きな-が現われ、中央アジアがむしろ+になる。ここで注目したいのは、強いモンスーンの後パターンである。このパターンは、中央アジアに多くの雪をも



(a)



(b)

第15図 インドモンスーンの弱かった年の後の12月の500mb高度偏差の相関(a)と強かったときの相関(b)

影の部分は-0.3以下の地域.

たらずというユーラシアパターンに似ていることである。すなわち、夏のモンスーンの強かった年の翌年は、(冬の積雪の偏差を通して) 弱いモンスーンになりやすい。モンスーン・大気海洋結合系の2年周期は、熱帯を含む北半球全域の大気・海洋・陸面系(すなわち気候システム)の固有振動とし

ても、説明できるのではないか。

3.7 気候システムにおける季節サイクルとカオス

これまでの話をまとめると、春に中央アジアの積雪が少ないとモンスーンは強い。そして、モンスーンが強いと西太平洋赤道域の海水温は高い状態が次のモンスーンの前まで続く。海水温が高いと対流活動を活発にして、ロスビー波あるいはそれに関連した大気のテレコネクションが北太平洋の循環場に影響を与え、ユーラシアパターンをもたらす傾向があり、その結果中央アジアの積雪が多くなる傾向がある。一方、春に中央アジアの積雪が多いとモンスーンは弱く、西太平洋赤道域の海水温は低い状態が次のモンスーンまで続き、北半球の循環場を通して今度は、中央アジアの積雪が少なくなる傾向がある。統計的には2年周期に見えるが、年々ではそうはいかず、しかもエルニーニョは2年周期で確実に起こっているわけではない。しかし、エルニーニョはモンスーンが弱いときに発現する(しやすい)ということは確かなことである。それでは、モンスーンの弱いときにエルニーニョが起こった年と起こらなかった年では何が違うのかに関して、中緯度の循環場における違いを調査した。いろいろなローカルな循環場で、一つだけ顕著に特性が異なるものがあった。それはエルニーニョ領域とは関係のないような北大西洋振動(NAO: North Atlantic Oscillation)で、エルニーニョが発現する前の年に符号を変えている。

3.8 モンスーンと大気海洋系(MAOS: Monsoon and Atmosphere Ocean System)

熱帯太平洋の大気海洋システムとモンスーンのシステムは密接に関係しており、私は、モンスーンと大気海洋系ということでMAOSと名前を付けた。これは、モンスーン年で決定論的に振動する一

つのシステムである。MAOSの状態あるいはモンスーンの状態は、冬のロスビー波の伝播(テレコネクション)や亜熱帯高気圧の変動を通じて中緯度の偏西風循環にインパクトを与える。それが今度はユーラシア大陸の積雪量に影響を与え、MAOSのシステムに夏のモンスーンの偏差を通じて影響する。このシステムは決定論的には2年周期になるが、現実には、準2年振動とも言われるように、平均すると2年周期の変動が卓越しているが、時期によっては顕著になったり、不明瞭になったりという、かなり非定常な変動の様相を示している。ここで考慮すべきことは、中緯度の偏西風循環に見られるカオス的な変動であろう。カオス的な変動とは、気候システムに内在する非線形効果のために生じる、まったく予測不可能な変動のことである。私は、NAOはカオス的な変動の一つの典型だと考える。この振動は、MAOSとは無関係である可能性があり、同時にNAOの極性により風下側の中央アジアの状態が見えてくる可能性がある。また、風下側への波の強弱に影響を与える。

ENSOの仮説として、エルニーニョはベースには2~3年周期のモンスーンを含めた熱帯大気海洋結合系(MAOS)の振動がある。このモンスーン振動が中緯度にフィードバックされ、更にユーラシア大陸の積雪や土壌水分や高緯度の海水温等にも影響を与えて翌年の夏に反映される。この場合、中緯度のカオス的な変動が時には影響して必ずしも2年周期でエルニーニョは起こらない。いずれにせよ、エルニーニョの発現には一見関係なさそうな大西洋の循環場も注目してみたらどうだろうかと考えている。

3.9 おわりに

これまで話してきた中には色々な推測があり、これを確認する必要がある。そのためには、データが必要であり、大気海洋及び陸面を含めたモニタ

リングが重要である。海水温や積雪などのデータも10~20年蓄積されて初めて議論できるようになった。そういう意味で、GCOS（全球気候観測システム）やGOOS（全球海洋観測システム）などの計画に気象庁は積極的に取り組んでいただきたいと考える。

気候変動の解明には水とエネルギーの変動が重要であり、地球上のエネルギーと水循環の実態を明らかにするGEWEX（全球エネルギー・水循環観測計画）が1995年から始まる。また、以上に述べたように、アジアモンスーンは、Global Climate

を考える上で非常に重要である。このため、アジアモンスーン、あるいはアジアモンスーン域を対象に行われるGEWEX-related Asian Monsoon Experiment (GAME) を立ち上げたいと考えている。この計画は、具体的には広域のモンスーンのモニタリング、大気海洋の相互作用及びユーラシア大陸の陸面過程の解明等をターゲットとしており、これらは衛星データ、大気海洋大循環モデルによるサポート及び、気象、水文データ等の実測値を総合して解明されていくと考えている。

付 記
会 長

気候問題懇談会委員及び気象庁出席者（1992年3月現在）

山元龍三郎	京都大学名誉教授
委 員	
浅井富雄	東京大学海洋研究所長
石弘之	朝日新聞社編集委員
内嶋善兵衛	お茶の水女子大学理学部教授
神里公	東洋大学経済学部教授
武田喬男	名古屋大学水圏科学研究所長
田中正之	東北大学理学部教授
堀口孝男	東京都立大学工学部教授
松野太郎	東京大学気候システム研究センター長
安成哲三	筑波大学地球科学系助教授
近藤誠	経済企画庁総合計画局計画官
片山正一郎	科学技術庁研究開発局総合研究課地球科学技術推進室長
柳下正治	環境庁企画調整局地球環境部環境保全対策課長
本間泉	厚生省保健医療局企画課課長補佐
猪股敏郎	農林水産省大臣官房技術調整室長
富田育男	通商産業省立地公害局環境政策課地球環境産業技術統括官
山内康勝	運輸省運輸政策局技術安全課長
堀内哲夫	運輸省運輸政策局環境・海洋課長
貞包秀浩	建設省河川局河川計画課河川環境対策室長
気象庁出席者	
立平良三	気象庁長官

加藤書久	氣象庁次長
山下哲郎	氣象庁総務部長
小島充嗣	氣象庁総務部經理課長
山本孝二	氣象庁総務部企画課長
椎野純一	氣象庁総務部企画課氣候變動対策室長
新田尚	氣象庁予報部長
吉住禎夫	氣象庁予報部長期予報課長
門脇俊一郎	氣象庁觀測部長
花房龍男	氣象庁觀測部管理課統計室長
手塚雅美	氣象庁觀測部測候課長
八木正允	氣象庁觀測部高層課長
北村修	氣象庁觀測部産業氣象課長
小長俊二	氣象庁地震火山部長
二宮洸三	氣象庁海洋氣象部長
鷺猛	氣象庁海洋氣象部海洋課長
多田利義	氣象研究所所長
長谷川隆司	氣象研究所予報研究部長
古賀晴成	氣象研究所氣候研究部長
菊地正武	氣象研究所海洋研究部長
重原好次	氣象研究所地球化學研究部長