

特集 ■ 気候変動のメカニズム

地球気候システムにおける モンスーンの影響

エルニーニョ発現の謎を追って

安成哲三

アジアモンスーンは、地球気候システムの変動において、中・高緯度の偏西風循環系と熱帯の気候・海洋結合系をつなぐ重要な役割をはたしている。エルニーニョ発現に代表される変動のシグナルが、夏のモンスーンに始まる季節サイクルの中で時空間伝播し、次の年の気候にフィードバックされる物理過程の解明を試みる。

モンスーンとは

モンスーンとは、アジアを中心として季節的に卓越する風と雨が、冬と夏とで季節的に交替する現象の総称であることは、よく知られている。図1は、そのことを概念的に示したものである。この図からもわかるように、モンスーンは、アジア

Tetsuzo YASUNARI 筑波大学地球科学系

大陸東南部からインドネシア・熱帯西太平洋、オーストラリア北部の地域で、世界的に最も卓越している。モンスーン世界とは、熱帯アフリカの一部の地域を除けば、この地域のことをさすといっても過言ではない。

なぜこの地域にモンスーンが卓越しているかということについては、すでに数年前の筆者の小論⁽¹⁾でのべた。ひとことでいえば、低緯度にまで張り出した地球最大の大陸——ユーラシア大陸

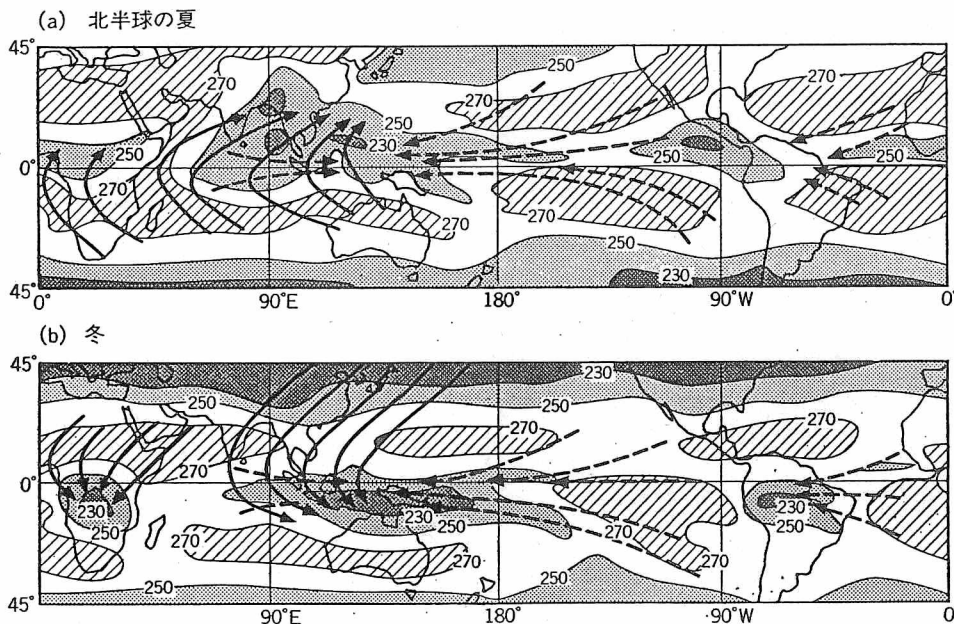


図1 北半球の夏(a)と冬(b)のモンスーンの風系と大気の大気対流活動⁽¹⁶⁾。等温線は表面黒体温度で、270 K以上は雲がない地域(斜線部)、250 K以下は対流活動の活発な地域にほぼ対応する(影をつけた部分)。実線は大気下層のモンスーン、破線は貿易風を示す。

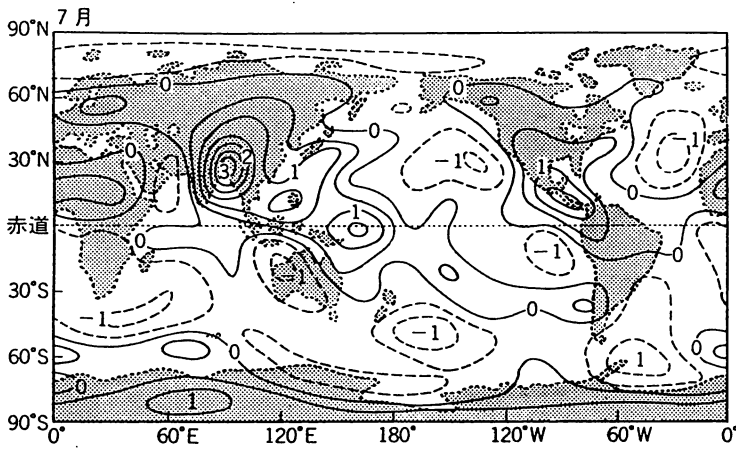


図2 1979年7月の大気加熱または冷却の割合(非断熱加熱率, K/日)⁽²⁾. 破線部は負の値, すなわち冷却域。

と、まわりの海洋のあいだでの季節的な加熱・冷却がきわめて大きいことに加え、ヒマラヤ・チベット山塊の存在が、この熱的コントラストをさらに強めていることによっている。この海陸・山岳分布に影響された大気非断熱加熱率(実質的な加熱・冷却の割合)の分布⁽²⁾(図2)は、アジアモンスーン地域を中心に、非常に顕著な海陸間の加熱と冷却のコントラストを形成している。この加熱・冷却の差を補償するように流れるのが、モンスーン循環にほかならない。

図2にみられるような、アジアモンスーン地域の大きな大気加熱と、まわりの海での大気冷却には、海洋上での蒸発による冷却、風による水蒸気輸送と収束、そして大陸域周辺での凝結、降水による大気加熱が実際には非常に大きな働きをしている。この水循環の過程なしには、海陸間の大きな加熱差は維持されることが、過去十数年のグローバルな観測データの蓄積によって明らかにされている。したがって、モンスーン循環は、海陸の加熱差でいったん形成された循環が、この水循環過程によってさらに維持・強化されるという、正のフィードバック機構を伴っていることになる。

アジアモンスーンと熱帯の大気・海洋結合系

アジアモンスーンに伴う大気循環系としては、南アジアから南インド洋付近にかけての南北循環とともに、アジアモンスーン域で上昇し、赤道東部太平洋上で下降する熱帯ぞいの東西循環も、その大きな部分を占めている(図3)。この熱帯東西循環は、上に述べた水循環による正のフィードバック機構によってモンスーン域の対流活動を強め、東太平洋での下降気流を強める。季節的には、対流活動の中心が赤道西部太平洋域に移る冬のアジア(夏のオーストラリア)モンスーン時に、この循環はより強くなる。

さらに重要なことは、この東西循環の大気下部をしめる赤道沿いの東風(貿易風)は、エクマン効果(風の応力と地球回転に起因する海洋表層の収束・発散)による赤道湧昇流を海の表層に引き起こすことによって、中・東部太平洋の表層水温を低くし、その上の大気を冷やして気圧を高め、東西の気圧勾配をさらに強め、その結果、東風をさらに強めるという、もうひとつの正のフィード

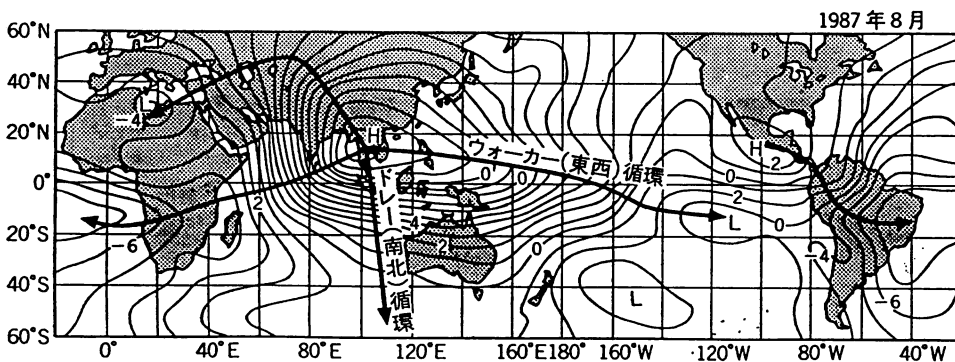


図3 対流圏上部(200 mb)の速度ポテンシャル分布と主な発散風の流れ。発散の中心が速度ポテンシャルの極大域、収束の中心が極小域に対応する。

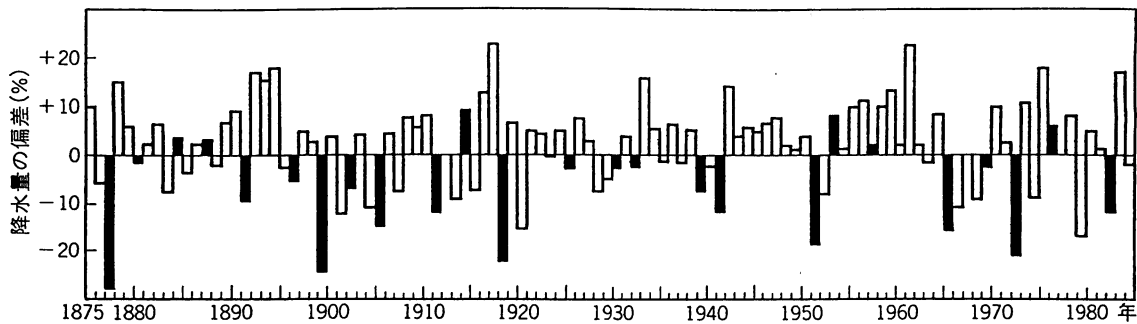


図4 インドモンスーン降雨量の経年変動⁽³⁾。平年からの偏差で示す。黒で示したのがエルニーニョ年。

バック効果をもっていることである。一方、モンスーンの大気活動域に向かって西よりの強い風が吹いている東部インド洋や西部太平洋では、逆のエクマン効果によって表層に暖かい海水がたまり、海面水温も高くなって、対流活動がさらに強化される。すなわち、モンスーン地域の対流活動に励起された赤道沿いの大気の大気循環は、近接する太平洋とインド洋の海洋表層と相互作用するために、図2に示されるような大気加熱(冷却)域の東西非対称な分布をさらに強め、結果として、アジアモンスーン域を、熱帯における卓越した対流活動域として作り出していることになる。

図3に示されたような、熱帯の中でも卓越して巨大な循環システムを形成するアジアモンスーンは、特徴的な海陸と山岳の分布に励起された熱的循環という理解だけでは不十分であり、それに熱帯太平洋・インド洋の大気・海洋相互作用が結合した動的平衡系としてとらえることで、はじめて理解できるのである。

アジアモンスーンの変動とエルニーニョ

エルニーニョの年にはインドモンスーンは弱いという統計的事実は、かなり以前から指摘されていた。図4は過去約100年におけるインドモンスーンの変動とエルニーニョの発現を示したグラフである⁽³⁾。この図からも、モンスーンが弱い年に集中して、エルニーニョが発現していることがわかる。しかし、その因果関係は長い間、不明であった。むしろ従来の多くの研究は、エルニーニョが原因となった異常気象の一環として、アジアモ

ンスーンが弱まる(干ばつ)を捉えるという傾向が強かった、ともいえる。

しかしながら、前節の議論を前提とするならば、アジアモンスーンの変動と、エルニーニョに代表される熱帯太平洋の大気・海洋結合系の変動は、ひとつのシステムにおける変動の、ちがう側面からの投影であるという見方もできる。筆者の最近の解析⁽⁴⁾では、このシステムの変動の鍵となる部分は、むしろモンスーンにあることが強く示唆されている。

例えば図5は、アジアモンスーンが強さの指標としてのインドモンスーン降水量と、翌年1月の西部熱帯太平洋の暖水域での混合層水温の時系列である。双方の時系列のあいだには、非常に高い正の相関があり、アジアの夏のモンスーンが活発な後の冬の水温は高く、不活発なモンスーンの後には水温は低いことがわかる。この図に現われたもうひとつの特徴は、これらの変動が顕著な2~3年周期を示していることである。広域での海水温、風、雲量などの時空間変動の解析をあわせた結果、この両者にみられるタイムラグをもった非常に高い相関は、このシステムの年々変動が、特徴的な季節性をもつことと密接に関連していることが明らかとなった。すなわち、夏のアジアモンスーンの大気活動と、それに伴う熱帯東西循環の強弱の偏差がまず現われる。それが季節の進行とともにさらに増幅され、引き続き冬に極大に達した後、翌年の夏のアジアモンスーンの前直前に衰える。そして、翌年の夏のモンスーンは、前年とは反対の偏差で開始される確率が高い。すなわち、2年周期(biennial)的な変動の特性をもつことになる。

このモンスーン・大気海洋結合システムの、特

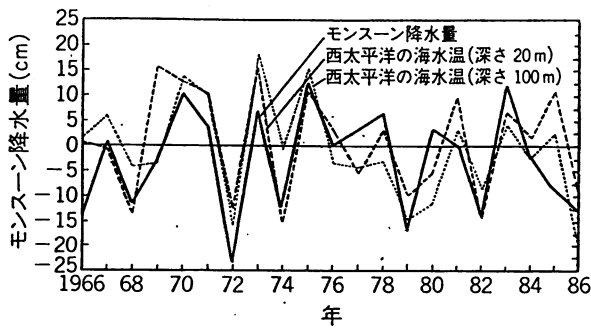


図5 インドモンスーン降雨量と翌年1月の西太平洋(東経137度, 北緯2~10度)の海水温偏差。海水温偏差は正規化してある。

微的な季節サイクルをもった年々変動の特性は、図6のインドモンスーン降雨量と赤道太平洋の海面水温とのラグ相関に、はっきりとみることができる。この図に物理的解釈を加えながら説明すると、夏のアジアモンスーンが活発ならば、東南アジアから西太平洋にかけての対流活動は、秋から冬への季節進行中も活発なまま持続され、熱帯東西循環も強化されたまま持続する。赤道西部太平洋では、東西循環の強化に伴って、暖かい海水がますます蓄積され、一方東部太平洋では、東風の強化に伴う湧昇流の強化によって、ますます水温が低くなる。すなわち、エルニーニョとはちょうど反対の、ラニーニャ(La Niña)⁽⁵⁾と呼ばれる状態が次の冬を中心として発達し、次の夏に終息する。夏のアジアモンスーンが不活発だと、反対にエルニーニョ(的な)状態が発達する。

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。筆者は、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”⁽⁶⁾と名づけた。

一方で、エルニーニョは、図4に示されるように、モンスーンが弱い年にいつも発現するわけではなく、選択的に、より少ない頻度でしか発現しない。エルニーニョは、このシステムの2年周期振動が、ときとして異常に増幅した状態と理解することができる。

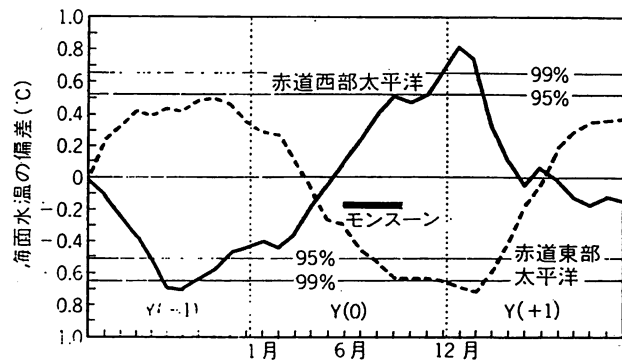


図6 インドモンスーン降雨量と赤道西部および東部太平洋の海面水温とのラグ相関。Y(0)は参照したインドモンスーンの年を示す。

では、モンスーン・大気海洋結合システムは、なぜ2年周期の特性(すなわち、あるモンスーン年と次のモンスーン年は、反対の偏差をもちやすいという特性)をもっているのか。エルニーニョ発現のタイミングを決めているのは何か。現在進行している国際的な共同研究のTOGA(熱帯海洋と地球大気)研究計画は、まさにこれらの問題の解明を標的にしている。

アジアモンスーンとユーラシア大陸の積雪

夏のモンスーンは、熱帯の現象であると同時に、中緯度にまたがる現象でもある。モンスーン循環の強さを基本的に決めているものは、先にのべたように、海陸の加熱差である。したがって、大陸での季節的な加熱が、例えば春の積雪が多いために遅れると、夏のモンスーンは弱くなることが考えられる。HAHNとSHUKLA⁽⁷⁾は、気象衛星画像から求めたユーラシア大陸上の冬の積雪面積と次の夏のインドモンスーン降水量のあいだに逆相関のあることを、はじめてみいだした。彼らの用いたデータは、たった9年分であったが、統計期間をのばしたその後の研究も、この結果を支持している。最近の森永の研究⁽⁸⁾では、中央アジアの春の積雪面積変動が夏のインドモンスーンの変動と、最も高い負の相関を示している。

しかしながら、半年から2,3カ月前の積雪異常が、どのような過程で夏の初めの大気加熱に影響を与えるのか。大気自身のもつ気候のメモリーは、

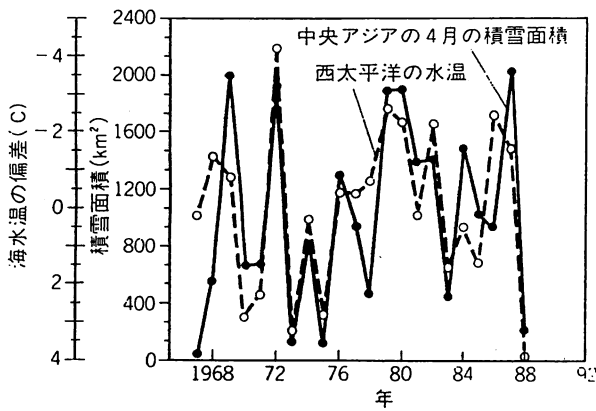


図7 中央アジアの4月の積雪面積偏差(●)と翌年1月の熱帯西太平洋の混合層(125 m)水温(○)との相関。

せいぜいひと月といわれている。アジアモンスーンに地表面加熱として強い影響をもつ中緯度(北緯40~50度)の積雪は、4月ごろには消えてしまう。したがって、雪面のアルベド(太陽光の反射)効果だけでは、十分に説明することはできない。そこで、積雪が融けた後にも残りうる効果として、融雪水文学的過程が、現在注目されている。すなわち、融けた雪が、土壌水分の増加となって残り、夏の地表面熱収支に影響するという効果である。冬から春の積雪の偏差がこの効果によって夏のアジアモンスーンと大気循環に大きく影響することは、観測からはまだ検証されていないが、BARNETT⁽⁹⁾や筆者ら⁽¹⁰⁾の大気大循環モデル(GCM)による研究では確認されている。

さて、ユーラシアの積雪偏差と夏のモンスーンの変動が、上記のような過程で結びついているとすると、モンスーン・大気海洋結合系の振動はそれ自体で完結しているのではなく、ユーラシア大陸上の積雪を含む陸面過程の変動をも含めて考える必要がある。事実、中央アジアの4月の積雪偏差は、夏のアジアモンスーンとだけではなく、図7に示すように、翌冬の西部熱帯太平洋の水温と、高い負の相関をもって変動している⁽¹¹⁾。さらに、中央アジアの冬から春の積雪域の拡大には、冬の初めに、ユーラシア大陸中央部に気圧の谷、その両側の東アジアと西ヨーロッパに気圧の峰が発達する、ユーラシア・パターンと呼ばれる定常波パターン(図8)の発達が重要であることがわかっている⁽¹²⁾。

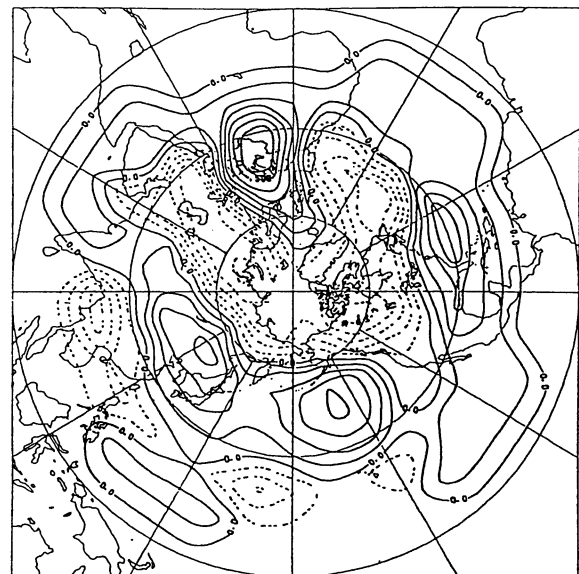


図8 中央アジアの2月の積雪面積偏差と前年12月の500 mb 高度偏差の相関⁽¹²⁾。破線は負の相関。影をつけたのは5% 有意な地域。

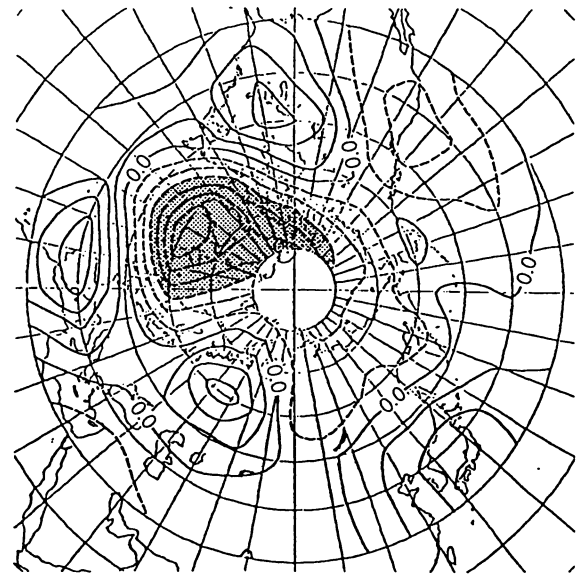
ここまでくると、モンスーン・大気海洋結合系の2~3年周期振動と、それが異常に増幅されたエルニーニョの発現は、中・高緯度の気候システムを含む、グローバルなシステムの変動の一環と考えざるをえなくなる。中・高緯度からは、積雪の年々偏差という境界条件の変化を気候シグナルとして受けた熱帯・低緯度のサブシステム、すなわちモンスーン・大気海洋結合系は、なんらかの気候シグナルを再び中・高緯度に返すフィードバックによって、グローバルに完結したシステムとして、振動することができるであろう。次に、その過程について考えてみよう。

アジアモンスーンにともなう テレコネクション

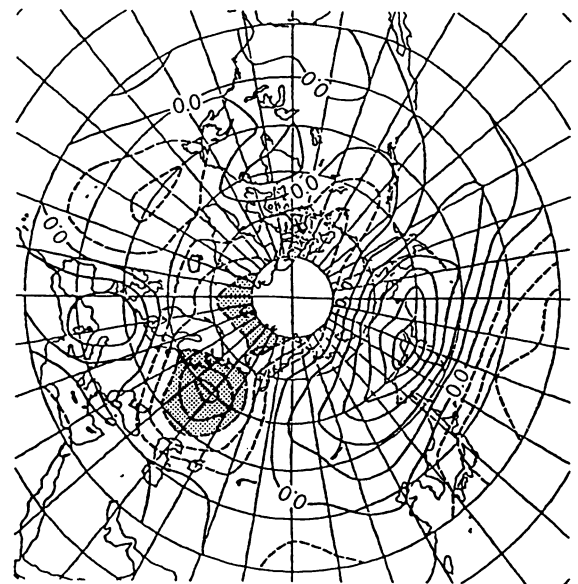
エルニーニョに伴う熱帯太平洋の海水温変化が北半球中・高緯度の気候システムに与える影響については、観測、理論の両面から、すでに多くの研究がなされている。海水温異常と関連した対流活動の異常が、渦度(高度)異常をつくりだし、それが波源となった定常ロスビー波の伝播という機構⁽¹³⁾が、この研究のいわば指導原理となっている。特にエルニーニョ最盛期の冬には、中部熱帯太平洋の海水温異常から、このメカニズムによっ

て、北太平洋から北アメリカ大陸にかけての地域に、PNAパターンと呼ばれる循環パターンが出現するといわれている。このパターンは、アリューシャン低気圧が深まり、かざしも側のロッキー山脈付近の気圧の峰が強くなり、さらにかざしも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、最近の筆者らの、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⁽¹⁴⁾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。この循環パターンの季節的な持続性は、図5で示した海水温偏差の持続性と対応していることは、想像に難くない。しかし、なぜこのような循環パターンが、熱帯太平洋の大気・海洋結合系の変化にともなって、この季節に出現するかは、まだよくわかっていない。ロスビー波の伝播という機構だけならば、偏西風が強くなる冬に、最も顕著に現われてよいはずである。この問題の鍵は、この季節(夏・秋)に卓越する北太平洋の亜熱帯高気圧の強さにあるかもしれない。最近の二階堂のGCMによる数値実験⁽¹⁵⁾は、海陸の加熱差の大きい(すなわち、モンスーンの強い)状態では亜熱帯高気圧も強く、加熱差の小さい(モンスーンの弱い)状態では亜熱帯高気圧も弱いことを、みごとに証明している。亜熱帯高気圧の弱い(強い)状態では、その北側に寒気が入りやすく(にくく)、アリューシャン低気圧が強(弱)くなり、(逆)PNAパターンが顕著になると考えられる。

興味深いのは、引き続き冬の循環パターンである。秋に現われた(逆)PNAパターンがあたかも初期条件になって極域の寒気の吹き出し口が決定されるかのように、夏のアジアモンスーンの弱かった年と強かった年とで、大きく異なったパターンを示す傾向の強いことである⁽¹⁴⁾。例えば、それぞれの年の12月の500ミリバル面(上空約5500 m)の高度の平年からの偏差を合成してみる



(a)



(b)

図9 インドモンスーンの弱かった年の後の12月の500 mb 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。

と、図9のようになる。夏のモンスーンの弱かった年(a)には、PNAパターンでみられた北アメリカ北東岸から北大西洋域の負偏差が非常に大きくなり、この地域での寒気の吹き出しの強いことを示している。モンスーンの強かった年(b)には、冬の初めまでゾーナルな流れが卓越していた西半球側には寒気の吹き出しは弱く、むしろ東半球側、すなわちユーラシア大陸上での吹き出しが相対的に強まっていることを、東ヨーロッパから中央アジアの大きな負偏差は示している。このユーラシア大陸上の循環パターンこそは、先に述べた、中

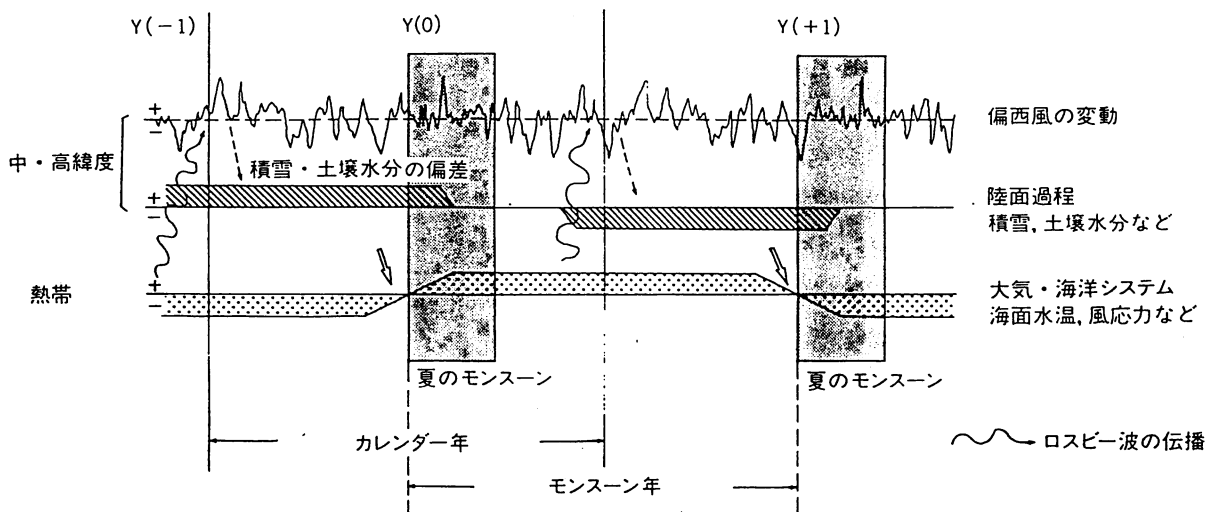


図10 地球気候システムにおける経年変動のメカニズムの模式図。

中央アジアに大きな積雪をもたらすユーラシア・パターンである。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。

気候システムにおける 季節サイクルとカオス

ここまでで述べたアジアモンスーン、熱帯太平洋・インド洋域での大気・海洋結合系と、中・高緯度の偏西風循環系を含む気候システムの変動の過程は、図10のように模式的にまとめられよう。

例えば、ある年(Y(0))の夏のアジアモンスーンが、(強いかわ弱いかわという)ある典型的な状態が始まったとしよう。このモンスーンの偏差に対応して、熱帯の大気・海洋結合系のある偏差状態(下図)が決まり、その状態は冬をピークに、翌年(Y(+1))の夏のモンスーン前ごろまで持続する。これが、1モンスーン年である。熱帯のこの偏差は、ロスビー波の伝播または亜熱帯高気圧の変動を通じて、秋から冬のはじめの、北太平洋から北アメリカにかけての偏西風の定常波パターン(上図)に影響を与える。この定常波パターンを初期条件として、冬の定常波パターンが形成されるが、図9のように、前年(Y(-1))の冬とは大きく異

なるパターンとなり、特にユーラシア大陸上では、積雪の多い(少ない)年の翌年には、少ない(多い)冬になりやすくなる。そして、この積雪の偏差は、春から夏の融雪水文学的過程を通じて、次の夏のモンスーンに対し、更新された境界条件(中図)を与えることになり、Y(+1)の夏のモンスーンは、前年(Y(0))とは、反対の偏差をもつことになる。

この図式でいけば、アジアモンスーンが媒介となった北半球の気候システムは、決定論的に、2年周期で振動するシステムになってしまう。しかし、現実には、準2年振動ともいわれるように、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。エルニーニョ発現に対応する、システムの振幅変動も以上の図式では、うまく説明することはできない。

ここで考慮すべきことは、中緯度の偏西風循環にみ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。長期予報の可能性は、考えている時間スケールの気候システムの変動が、どの程度決定論的であり、どの程度カオス的であるか、ということにかかっているといっても過言ではない。ここで問題にしている、エルニーニョに関連した2年から数年周期の気候システムの変動では、熱帯から中・高緯度に伝播された気候シグナルに対して、

冬の偏西風循環は、図9のように、統計的にはかなり有意な応答の違いを示し、決定論的な要素も十分あることが示唆される。この決定論的な要素は、おそらくモンスーン・大気海洋結合系の属性によるものであり、与えられた(積雪、土壌水分などの)境界条件によって変化したモンスーンの強弱の気候シグナルが、大気・海洋結合系を通して、確実に冬の偏西風循環系に伝播されていることを示しているともいえる。

しかし、偏西風循環の年々の変動の傾向は、そのカオス的ふるまいによって、ときには大幅に乱れていることもわかる。図7でも示されるように、ユーラシアの積雪の多かった冬の翌年は確実に積雪が少なくなるという保証も、必ずしもない。長期予報のむずかしいところである。さらに、エルニーニョの発現がもし、このカオス的な気まぐれによる大気・海洋結合系の大増幅現象であるとすると、エルニーニョの予測はますます悲観的なものになってしまう。

しかしながら、ここでも救いは季節サイクルである。ここで述べた、インド洋から太平洋域でのモンスーン・大気海洋結合系の異常は、北半球の冬から夏にいたる時期に新たにつくられた境界条件によって与えられる。ユーラシア大陸の加熱や海陸間の加熱差の季節進行の遅れや早まり、冬の大気によってつくられた海水温異常などがそれにあたる。冬の大気のカオス的なふるまいも、モンスーン・大気海洋結合系に影響を与えるためには、偏西風が弱まっていくこの季節(すなわち春またはプレモンスーン期)に、何らかの新たな境界条件として変身せざるをえないのではないかとすると、この季節の気候システムの状態を正確にモニターすることによって、少なくともその後1年のシステムの予測可能性を、大きく高めることができるのではないだろうか。

以上述べてきたように、アジアモンスーンは、

地球気候システムにおいて、中・高緯度の偏西風循環系と熱帯の大気・海洋結合系をつなぐ重要な役割をはたしていると同時に、このシステムの年々の季節サイクルの実質的なペースメーカーであるともいえよう、そして、このような機能をもちうるのも、アジアモンスーンが、地球上最大の大陸と最大の海洋のあいだの大気・海洋・陸面相互作用系であるからにはかならない。

文 献

- (1) 安成哲三: 科学, 54, 487(1984)
- (2) D. R. JOHNSON et al.: in 'Monsoon Meteorology', C. P. CHANG & T. N. KRISHNAMURTI eds., Oxford Univ. Press(1987) pp. 271~297
- (3) D. R. MOOLEY & J. SHUKLA: in 'Monsoon Meteorology', C. P. CHANG & T. N. KRISHNAMURTI eds., Oxford Univ. Press(1987) pp. 26~59
- (4) T. YASUNARI: Meteorol. Atmos. Phys., 44, 29 (1990)
- (5) S. G. PHILANDER: El Niño, La Niña and the Southern Oscillation, Academic Press(1989) pp. 35~42
- (6) T. YASUNARI: Bull. Ame. Meteor. Soc.(1991) 印刷中
- (7) D. G. HAHN & J. SHUKLA: J. Atmos. Sci., 33, 2461(1976)
- (8) 森永由紀: グロースベッター, 印刷中
- (9) T. P. BARNETT et al.: J. Atmos. Sci., 46, 661 (1989)
- (10) T. YASUNARI et al.: J. Meteor. Soc. Japan, 69 (1991) 印刷中
- (11) T. YASUNARI: Proc. Int. Sci. Conf., Honolulu, Hawaii, WMO TD No. 379, 111(1990)
- (12) Y. MORINAGA & T. YASUNARI: IAHS Pub. No. 166, 73(1987)
- (13) B. J. HOSKINS & D. J. KAROLY: J. Atmos. Sci., 38, 1179(1981)
- (14) T. YASUNARI & Y. SEKI: J. Meteor. Soc. Japan, 投稿中
- (15) 二階堂 義信: 日本気象学会 1990 年春季大会講演予講集, 135(1990)
- (16) P. WEBSTER: in 'Monsoons', J. S. FEIN & P. L. STEPHENS eds., Wiley-Interscience Pub.(1987) p. 272