

## 気候研究の新しい波 6

## モンスーンとは何だろうか

—その変動の意味するもの—

安成 哲三\*

夏のアジアのモンスーンは、局地的な季節風現象としてではなく、現在の地球の気候体制のもつ属性そのものとして把えることができる。したがってその変動には、別の気候体制(氷河期?)への移行にもかかわる重要な物理過程が内包されているのではないか。本稿では、このような仮説の妥当性を議論する。

## モンスーンにおける規則性と不規則性

夏のインドのモンスーンは、毎年6月頃に突如として始まる雨季として知られている。乾季の酷暑に憔悴しきった7億の民にとって、モンスーンの開始はまさに“生命の季節”の到来を意味する。モンスーンの開始日を長年の平均値でみると、南から北へと日を追って、ゆっくりと規則的に北上していることがわかる。例えば南インドのマドラスでは6月1日頃、ボンベイでは10日頃、ニューデリーでは25日頃である。この規則性こそが、インド農業の基盤であり、インド人の生活のリズムであるとさえいえる。

この“平均値気候学”を信じて、1982年6月22日、筆者はモンスーン期のインドにおけるモンスーン研究を目指して、ニューデリーを訪れた。できれば“劇的”なモンスーンの開始も体験してみたい、との期待も心ひそかにもっていた。もちろんプラスマイナス数日間の開始日の変動は、平均値にはつきものである。気象学者のはしくれとして、そのくらの統計学は承知している。そのため約10日間を、デリー滞在にあてていた。

期待は、しかしみごとにはずれ、毎日40°C前後のサ

\* Tetsuzo YASUNARI 筑波大学地球科学系

ウナ風呂のような大気の中で、ぐったりとしてインド滞在の最初の10日間を過ごすはめとなってしまった。この年、ニューデリーにモンスーンが訪れたのは、平年よりも2週間以上遅れた7月10日過ぎであった。平年値から大きくずれる(すなわち標準偏差の大きい)変動を示すのも、熱帯地域の気候の大きな特徴であることを、身をもって知ることができたという意味では、10日間の酷暑もよい体験であったといわねばなるまい。

モンスーンには、その季節内にも降水活動の活発な時期と不活発な時期(中休み)といった大きな変動がある。活発な時期には中部インドで雨が多く、ヒマラヤ周辺や南インドで少なくなり、不活発な時期にはその逆になるという降水量の南北分布も、この変動に対応して現われる。筆者は気象衛星資料にもとづく雲量の解析から、この季節内変動の卓越周期として、約40日の周期があることを見出した<sup>(1)</sup>。この周期変動のおもしろい点は、雲量の極大(極小)域が赤道インド洋上に出現し、緯度にして約1度/日というゆっくりとした速度でヒマラヤまで北上する現象がくり返して現われること(図1)である。モンスーンの開始は、雲量極大域の最初の北上に対応し、活発・不活発にともなう降水量の南北分布のちがいの、中部インド(15°N付近)に雲量の極大・極小が位置するときの南北断面を考えれば、簡単に説明がつく。季節平

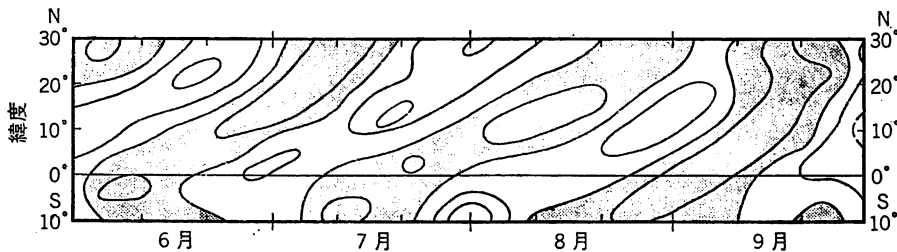


図1 東経70~90度の平均雲量のうち変化の周期が約40日の成分を抽出し、その時間変化が緯度によってどのように分布しているかを示した図。1966年6月から9月まで、白い部分が正の偏差、影の部分が負の偏差を意味する。

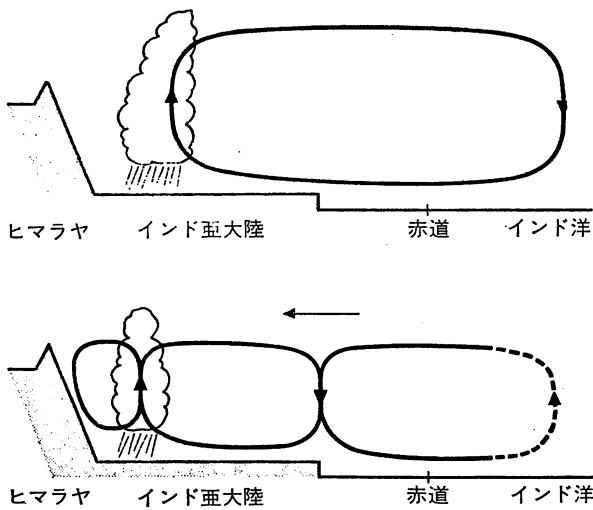


図2 インド付近の南北断面における平均的なモンスーン循環(上)と、約40日周期にともなうモンスーン循環(下)の模式図。

均したモンスーン循環は、アジア大陸で空気が加熱されて上昇し、冷たいインド洋上で冷却されて下降する“ハドレー循環”(図2(上))として説明されている。これに対し、季節内変動として最も卓越しているこの周期の変動は、図2(下)のように二つまたは三つに分かれた循環セルが赤道インド洋付近で形成され、強化されながら北へ移動し、ヒマラヤ付近で消えていくという、いわば“移動性ハドレー循環”として把握することができよう。

南北方向の比較的短い空間スケール(緯度にして約30°)に対し、この変動は東西方向には、アラビア海から西部太平洋に至る細長い領域(経度にして約90°)で、中部インドとほぼ同位相の変動(図3)を示す。やや詳しくみれば、中部インドとの正の相関域は西北西から東南東方向にやや傾いている。したがって、赤道ぞいの東西断面でこの変動にともなう雲域の動きをみると、西から東へ位相が伝播する動きを示すことになる。この様相は、MADDEN と JULIAN<sup>(2)</sup> が発見した、赤道ぞいに東進する40~50日周期の大規模な波動と一致する。モンスーンの

40日周期変動は、赤道インド洋上の東進するこの大規模な擾乱がひき金となって、赤道付近にあったITCZ(熱帯内収束帯)の雲バンドが、ゆっくりと北上をくり返す現象である、という見方もできる。

40日周期のモンスーン変動のメカニズムについては、すでにいくつかの力学的説明が提出されているが、まだ満足すべきものはない。そのひとつひとつをここで紹介することはしないが、それらは大きく分けて三つに分類することができる。1番目はコリオリ力の小さくなる赤道付近特有の力学的不安定波で説明しようとするもの、2番目は広域の対流活動と、地表面および大気中の熱収支・水収支とのあいだのフィードバックにともなう周期だとするもの、3番目は南(または北)半球中緯度の偏西風波動に存在する同周期の変動による強制とみるものである。

この約40日という周期性も、年によってかなりのバラツキがある。筆者が9年間の雲量データを、年ごとにスペクトル解析した結果<sup>(3)</sup>では、30日から50日の周期帯でピークがゆらいている。大旱魃であった1972年には、周期がとりわけ長く、約60日になっている。したがって、平均的にみて約40日周期の変動があるといっても、この統計的事実をそのまま、モンスーンの中期予報に適用できるわけではない。ただし、モンスーンの長周期変動の機構を理解する上で大切なことは、季節内変動の大きなモードとして約40日の時間スケールの変動があるということ、そしてその周期性が、おそらく年々のモンスーンの強弱と密接に関連してゆらいている、という見方ではなからうか。

梅雨とモンスーン

約30年前、朝倉正<sup>(4)</sup>は南インドにおけるモンスーンの開始日と東京における入梅日を15年間について比較し、両者に非常によい並行性があると指摘した。日本の

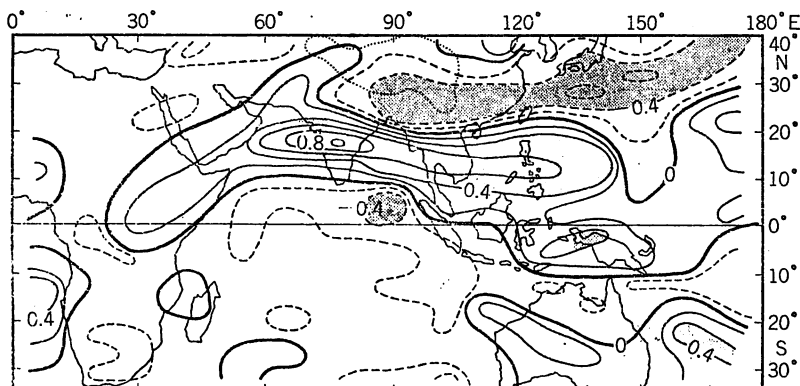


図3 中部インド(17.5°N, 70°E)を基点にして求めた雲量の同時相関分布。薄い灰色の部分とは0.4以上、濃い灰色の部分とは-0.4以下の値を示す。

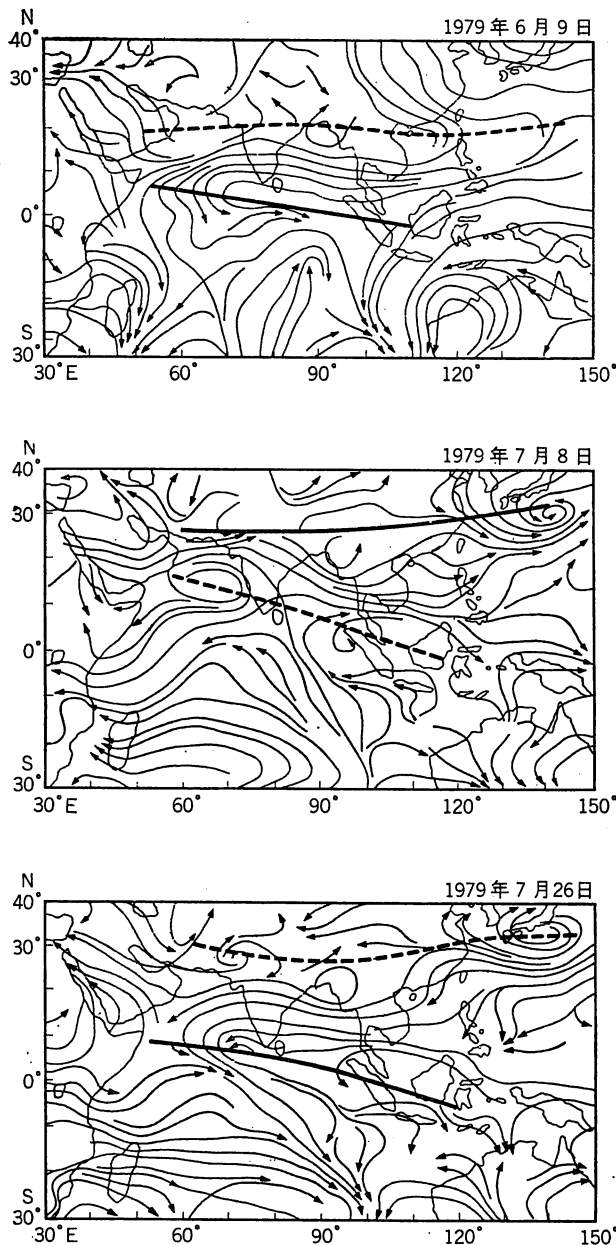


図4 850 mb(対流圏下部)における風ベクトルの約40日周期成分のみで合成した流線の分布。上: 1979年6月9日, 中: 同7月8日, 下: 同7月26日。太実線は相対的な気圧の谷, 太破線は気圧の峰を示す<sup>(6)</sup>。

梅雨が、遠く離れたインドのモンスーンと密接に関係していることに初めて言及した、センセーショナルな論文ではあったが、資料の取り方などに問題があるという強い批判論文<sup>(6)</sup>もでた。

朝倉の論文では、良くも悪くも問題にされたそれぞれの開始日の並行性ということのほか、モンスーントラフ(モンスーン期にインド中北部に東西に細長く形成される地上の低圧部)の示度と、オホーツク海高気圧の示度に逆相関のあることも指摘されている。オホーツク海高気圧は、梅雨期の日本の天候に大きな影響を与えるこ

とは周知の通りである。筆者には、この事実の方がより重要な意味をもつように思われる。ここでは、前節でのべた40日周期変動に着目して、梅雨とモンスーンの関係性を再考してみよう。

図3をもう一度みると、インド付近から東西に細長くのびた正の相関域の北側に、やはり細長く東西にのびた負の相関域が、中国南部から日本、北太平洋地域に存在している。同様の相関分布は、地上から500 mbまでの気圧分布においても現われることを、筆者はいくつかの統計的手法で確認した。これらの解析はいずれも、6月から9月の夏の全期間について行なったものである。したがって、インドモンスーンの変動と日本付近の天候の変動には、梅雨期のみならず夏の全期間にわたっても、何らかの強い相関のあることが示唆される。

KRISHNAMURTI と SUBRAHMANYAM<sup>(6)</sup> は、1979年のMONEX(モンスーン実験計画)期間中に得られた密度の高い高層観測資料と、ふたつの静止衛星からの風ベクトル資料にもとづいて、対流圏下層(850 mb)における詳しい流線解析を行なった。その結果、モンスーンアジア全域の大気の流れの場にも、40日周期変動が卓越して現われていることを見出したが、同時にこの変動と日本付近の梅雨期の天候変動がリンクしている様子も、はっきりと示した。例として、図4に梅雨期間中の三日についての流線分布を示す。ただしこの流線分布は、約40日周期成分の変動だけを取りだした、一種の偏差としての流線分布である。図中には、高(低)気圧性循環を結んだ気圧の峰(谷)も、破(実)線で示されている。気圧の谷(実線)にそって、雲量の極大が、気圧の峰(破線)にそって極小が、それぞれ分布していると思っただけであればよい。

まず6月9日(図4(上))。この年のモンスーンの開始は遅く、まだインド全域においてモンスーンは始まっていない。インドの南に位置する気圧の谷、北部インドに位置する気圧の峰が、そのことを示している。一方、この2~3日前には、西日本での梅雨入りが宣言されたが、この宣言を取り消すかのように、9日頃より太平洋高気圧が異常に強まり、6月中旬まで梅雨の中休み状態となっている。日本の南岸までのびた気圧の峰の線により、遅れているモンスーンの開始(モンスーントラフの弱い示度)と、太平洋高気圧の強化が、この時期にはリンクしておこっていることがわかる。

7月8日(図4(中))。図4(上)でインドの南にあった気圧の谷が、約ひと月かかってヒマラヤ付近にまで北上し、南インドには次の気圧の峰が現われている。実際の

地上天気図に即していうならば、モンスーントラフがヒマラヤ付近に移動し、モンスーンの中休みが、南インドから始まってきた状態に対応する。ヒマラヤ付近の気圧の谷は、日本付近にまで伸びているが、これは梅雨前線が活発化していることと対応する。この時期、西日本では大雨が各地で記録されており、8日は発達した低気圧が日本を通過中であった。

7月26日(図4(下))。図4(中)で南インドにあった気圧の峰がヒマラヤ付近にまで北上し、新たな気圧の谷がインドの南に出現している。これは、モンスーンの中休みが終わり、再び南インドからモンスーンが活発化しつつある状態に対応する。気圧の峰は日本付近にまで伸びている。このことは、太平洋高気圧が強化されて、日本を覆っている状態に対応する。この気圧の峰が北上して日本に近づいた数日前(22日頃)から、西日本、中部日本ではつぎつぎと梅雨明けを宣言している。

以上のように、インドにおけるモンスーン変動と、梅雨期の日本付近の天候は、約40日周期という大気循環の振動を通して、密接に関連していることがわかる。ここで注目すべきことは、図4での気圧の谷、峰の位置、いかえればモンスーンの対流活動の極大、極小の位置が、ヒマラヤ付近に北上したときに、日本付近の大気循環との結びつきがとくに強くなっていることである。ただし、図2(下)で示したような循環セルが、そのまま日本付近の経度帯でもあてはまるとは考えにくい。むしろ、ヒマラヤ付近で活発になった対流活動が、中緯度の偏西風循環との何らかの相互作用を通して、(偏西風の)風下側の梅雨前線の活動に影響を及ぼすと考えた方がいい。この過程の解明は梅雨とモンスーンの関係論を論ずる上で、今後に残された大きな問題であろう。

### グローバルにみた夏のモンスーン

ここで、グローバルにみた夏のモンスーンとは何か、という命題にあらためて立ち返してみよう。図5は7月の地上気圧と対流圏上部(200 mb)の高度の分布である。

200 mb 面高度は、各緯度圏の平均値からの偏差で示されている。地上では、南アジアを中心にもつ大きな低気圧(モンスーントラフ)と、ふたつの大洋上の高気圧がき

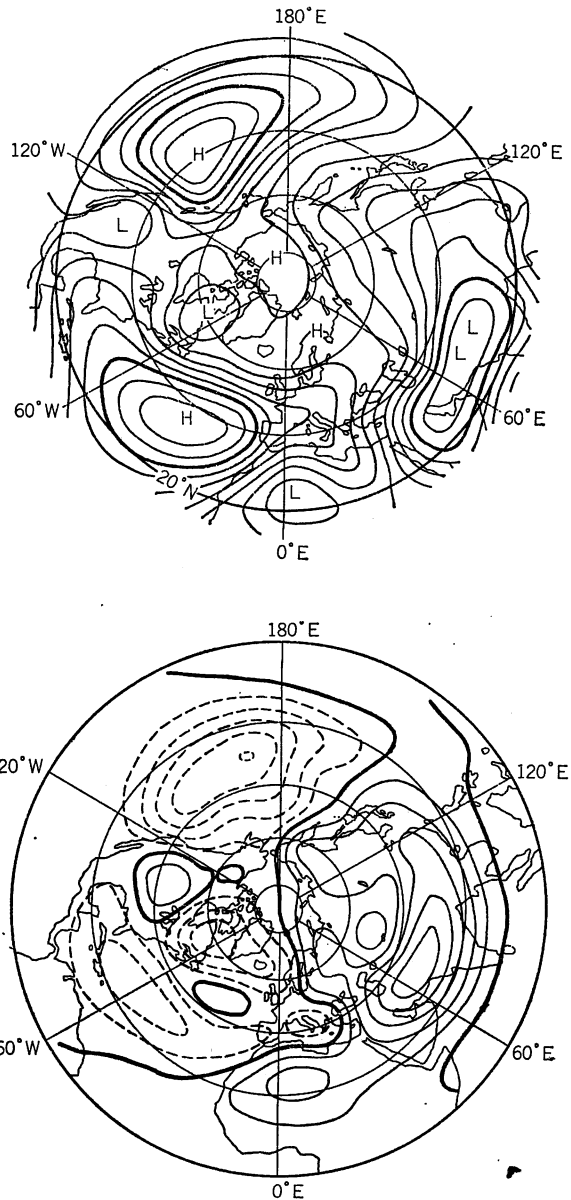


図5 7月の平均地上気圧分布(上)と200 mb(対流圏上部)平均高度の緯度圏平均からの偏差分布(下)。地上気圧の等圧線は2 mb、高度偏差の等高線は20 mで負偏差は破線で示す<sup>(7)</sup>。

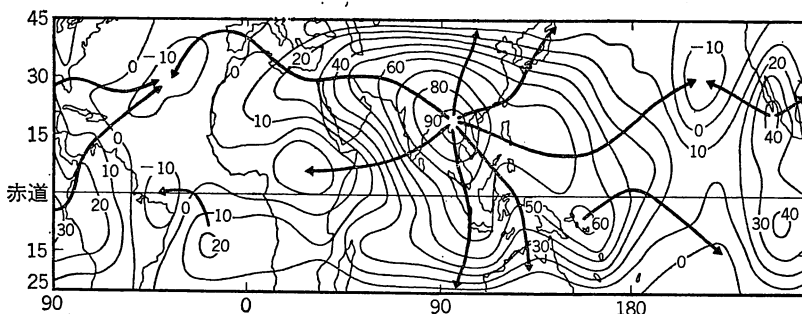


図6 1967年6~8月の200 mb(対流圏上部)における速度ポテンシャルの分布。発散風が等値線に対し直角な方向に吹く。等値線の間隔は $5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。主な循環の方向を、太線で示す<sup>(8)</sup>。

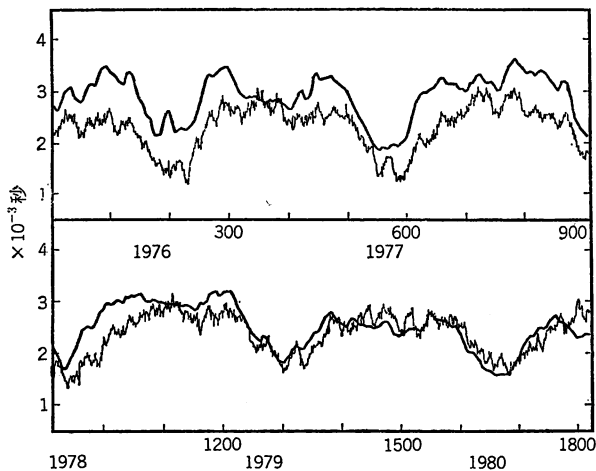


図7 レーザー光による月面観測から測定した1日の長さの変化(太実線)と、大気西風角運動量の変化から求めた1日の長さの変化(細実線)。1976年から1980年について示す<sup>(9)</sup>。

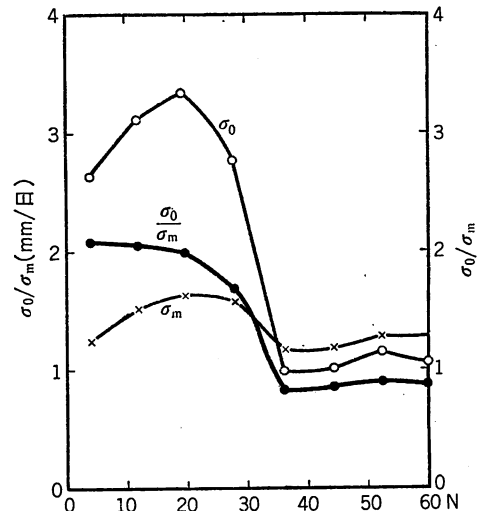


図8 7月の観測された日降水量の標準偏差( $\sigma_0$ )、大気循環モデル内で境界条件を一定にして求めた降水量の標準偏差( $\sigma_m$ )とそのふたつの比( $\sigma_0/\sigma_m$ )を、緯度圏にそって平均した分布<sup>(11)</sup>。

わ立っている。モンスーントラフに向かってインド洋上から吹き込む湿った風が、狭い意味での南西モンスーンと呼ばれるものである。対流圏上部では、これら地上の大きな高・低気圧のほぼ真上に、対をなすように低・高気圧が存在している。例えばモンスーントラフのほぼ真上に(東西の位相のズレなしに)、チベット高気圧と呼ばれる巨大な高気圧が、太平洋高気圧のほぼ真上には、中部太平洋トラフと呼ばれる低圧部がそれぞれ位置している。大陸・海洋の分布にほぼ対応して、対流圏全体の大気層の厚さが変わっているのである。すなわち、夏の北半球の大気循環の場が、基本的には大陸・海洋での大気加熱の差によって形成されていることを図5は示している。このことは、例えば地上のシベリア高気圧と対流圏上部の冷たい低気圧が、大きな東西の位相差をもって存在する冬の状態とは大きく異なる点である。

大気加熱の中心はアジア大陸であるが、この加熱には、南アジア全域における対流活動による潜熱放出と、ヒマラヤ・チベット高原を中心とする地上からの顕熱輸送が大きな役割を果たしている。これらの潜熱・顕熱による大気加熱は、南アジアを中心に強い上昇流をひきおこす。空気質量の保存から、この上昇流は圏界面近くで、周囲への空気の強いあふれ出し(発散)と、相対的に冷たい海洋上での沈みこみ(収束)をひきおこし、図6のような熱帯・亜熱帯全域における巨大な循環系を形成する。この循環系は、南アジアで上昇し南インド洋や東アジアの中緯度で下降する南北循環だけではなく、遠く赤道東部太平洋や大西洋で下降する東西循環の成分もち、夏の気候の東西の非対称性を強化している。例えば北太平洋東部にある収束域(下降流域)は、地上の太平洋高気圧の中

心に対応しており、アジアのモンスーンと太平洋高気圧が密接につながった現象であることが理解できる。

冬にくらべ大気への熱源が高緯度(30°N付近)に移動し、同時に東西循環が強化されることのトータルな効果によって、中・高緯度では偏西風が弱められ、低緯度では偏東風の領域が拡大し、モンスーン地域ではとくに強められる。南半球における風系の季節変化は相対的に小さい。したがって、地球大気全体のもつ西風角運動量は、北半球の夏に大きく減少することになる。海洋を含む固体地球と大気圏のもつ絶対角運動量の和が、常に保存されているという前提に立つと、この西風角運動量の減少は、逆に固体地球の角運動量の増加、すなわち地球の自転速度の増加を意味する。この仮定にもとづき、ROSENとSALSTEIN<sup>(9)</sup>は最近数年間の全地球大気西風角運動量の季節変化と、そこから期待される自転速度の季節変化を計算した。その結果、アポロ宇宙船が月面上に置いていった反射板を用いた、レーザー光線による自転速度の正確な季節変化と、みごとに一致すること(図7)が明らかになった。その変化の幅は、1日の長さが1000分の1秒短くなる程度ではあるが、夏のモンスーンは地球の自転速度を確かに変化させているのである。

さて、熱帯域の偏東風領域は、中・高緯度の偏西風波動の影響をしゃへいする効果のあることが、線形化された運動方程式にもとづく波の伝播理論<sup>(10)</sup>から指摘されている。したがってモンスーンの変動は、モンスーン域(偏東風域)そのものを作り出し、維持している大気加熱の強弱の変動に大きく依存していると考えられる。例えば7月の熱帯域における降水量の日変動の標準偏差( $\sigma_0$ )

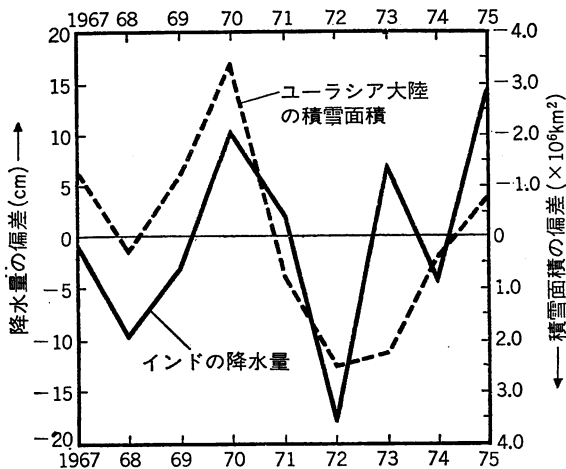


図9 ユーラシア大陸(52°N以南)の冬の積雪面積(破線)と、その次の夏の中部インドのモンスーン降水量(実線)の経年変化。それぞれ9年間平均からの偏差で示す。積雪面積は、スケールが逆にとってあることに注意<sup>(13)</sup>。

は、図8に示すように、中・高緯度にくらべ非常に大きい。しかし、大気大循環モデルの中で、境界条件を一定にして作り出したランダムな(主に数日周期以下のシノプティックスケールの擾乱による)自然変動の標準偏差( $\sigma_m$ )との比(一種のS/N比)も、中・高緯度にくらべはるかに大きく、熱帯地域ではポテンシャルとして予報可能な変動が卓越していることを示している。この場合、予報可能な変動とは、大気加熱の強弱に直接反応した大気の変動である。したがって、モンスーンの、少なくとも長周期の変動は、アルベード、地表面温度(海水面温度)、土壌水分といった、地表面状態の変化に大きく依存することが予想されよう。

### ヒマラヤの雪と太平洋の海水温

今から100年前の1884年、当時インドの初代気象局長官であったBLANFORD<sup>(12)</sup>は、モンスーンの季節予報を試みる中で、ヒマラヤ地域に降雪や積雪の多かった冬に続く夏には、モンスーン降水量が少ないことを見出した。わずかに十数年の、しかも断片的な雪の情報にもとづいていたこともあって、この説はその後あまり顧みられなかった。92年後の1976年、この説は再び復活することになる。HAHNとSHUKLA<sup>(13)</sup>は、ようやく蓄積された気象衛星からの積雪分布資料にもとづいて、ヒマラヤから中央アジアにかけての冬の積雪面積を求め、その面積と次の夏の中部インドにおけるモンスーン降水量とのあいだに、図9のように、9年間ではあるがはっきりとした逆相関のあることを示した。冬が多積雪は、春から夏にいたるアジア大陸上の大気加熱を強く抑制し、夏のモ

ンスーンの成立にマイナスに働くことは、この図から容易に想像できる。その物理過程にもっと沿った考え方をすれば、重要なのは、冬の積雪分布よりもプレ・モンスーン期(3~5月)の残雪分布である。モンスーンの方も、アジア大陸での加熱の進み具合を示すものとして、たとえばモンスーンの北上に要する時間(南インドでの開始から西北インドでの開始に至るまでの日数)であろう。DEYとBHANU KUMAR<sup>(14)</sup>は、このふたつの要素のあいだにも、正の有意な相関( $r=0.64$ )のあることを示した。

一方、熱帯地域の大気大循環の年々変動に関連して、“南方振動”(Southern Oscillation)が最近とみに注目されている。この現象については、本誌3月号の浅井富雄氏の論文<sup>(15)</sup>でも詳しく解説されている。南方振動とは、簡単にのべると東部インド洋からインドネシアにかけての地域と、東部南太平洋域とのあいだで、地上気圧が逆位相で変動する大規模な東西振動であり、対流圏全体の現象としてみると、インドネシア付近の対流活動による上昇流と、冷たい東部南太平洋上での下降流をつなぐ東西循環の強弱の変動、として把握することができる。さらにこの振動は、エル・ニーニョ現象とよばれる、東部赤道太平洋域一帯の海面水温が数年周期で異常に高くなる現象と、相互に密接に結びついており、大規模な大気-海洋相互作用のひとつの典型と考えられている。

この南方振動に伴う東西循環が強い年にはインドのモンスーンも強く、弱い年にはモンスーンも弱い、という統計結果<sup>(16)</sup>が、すでにいくつか提出されている。KANAMITSUとKRISHNAMURTI<sup>(16)</sup>は、モンスーンが非常に弱く、同時にエル・ニーニョ現象も発現していた1972年について、図6と同様な分布を求めた結果、モンスーン域を中心とした東西循環は弱く、むしろ赤道全域での南北(ハドレー)循環が強まっていることを示し、熱源の中心がモンスーン域からずれていることを明らかにした。

とすると、モンスーンの年々の変動とともに大きく寄与しているとされる、アジア大陸上の積雪と赤道東部太平洋の海水温とは、いったいどのような相互関係にあるのだろうか。この疑問をさらに一般化していえば、地表面(海表面)状態と大気循環の非線形な相互作用を組みこんだ、大気大循環の変動機構とはどのようなものか、ということになるだろうか。

この大問題に対する答は、もちろんまだ得られていない。しかし、ここでこの問題に対する多くの示唆に富んだREITER<sup>(17)</sup>の仮説を紹介しよう。何年間かの時系列資料をもとに、彼はまず、以下に挙げるような統計的事

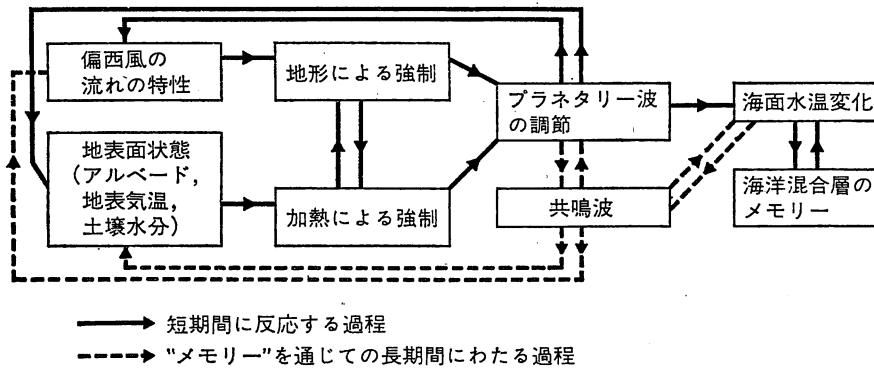


図 10 REITER による大陸-大気-海洋相互作用の模式的な流れのダイヤグラム<sup>(17)</sup>.

実を示した。

- (1) チベット高原の冬の積雪期間と同時期中部大西洋(40°N, 40°W)の海面水温とのあいだに負の相関がある。
- (2) チベット高原の冬の積雪期間と同時期の赤道中部太平洋のライン諸島の降水量とのあいだに正の相関がある。
- (3) 中部北太平洋(50°~60°N, 180°~160°W)の500 mb 高度偏差と、ライン諸島の降水量とのあいだには、前者が約ひと月先行する負の相関がある。
- (4) 中部太平洋の500 mb 高度偏差と、その下の海面水温とは、前者が約ひと月先行する正の相関がある。
- (5) ライン諸島の降水量と南方振動の強さとのあいだには、負の相関がある。

以上の結果をもとに、彼は図10のような大陸-大気-海洋の相互作用の模式的なダイヤグラムを示した。まず、大西洋の海水温が、何らかの原因で異常に低くなったとしよう。すると、その上空の偏西風の気圧の谷が強化され、定常ロスビー波の伝播によって、風下側のヨーロッパには、逆に気圧の峰が形成される。さらに風下側のチベット高原付近は、この気圧の峰の東側にあたり、北極域の寒気が入りやすい状態となり、多雪となる。冬から春にかけてのチベット高原付近の冷源効果は強化・持続され、偏西風循環は春遅くまで、冬の状態で継続される。偏西風に対するチベット高原の地形の効果によって形成される風下側の太平洋上の気圧の谷も、したがって持続または強化される。

ここでひとつ、重要な過程が導入される。大西洋、太平洋上の気圧の谷における低気圧性循環は、風のストレスを通じて、海洋中のエクマン吹送流(風による海洋表層の流れ)の発散をひきおこし、湧昇流を強化して、冷たい海水温をさらに持続させることである。この結果、海洋の冷源としての役割は持続し、ひいては、冷熱源分

布によって励起されるプラネタリー波(地球規模の流れの場における波長の非常に長い波)が共鳴モードの定常波となり、1シーズン以上わたって持続する天候異常を、世界各地にもたらす。チベット高原における積雪の持続(または融雪の遅れ)は、先にのべたように、夏のモンスーンの遅れや不活発をもたらす。

さらに北太平洋における海水温低下は、中部太平洋(20°~50°N)上の南北の気温勾配を増加させ、ハドレー循環を強化する。強化されたハドレー循環に伴う貿易風の強まりは、ITCZの活動を強化し、さらにハドレー循環を強める。赤道中部太平洋上のライン諸島の降水量増加は、この時期に対応する。強化された貿易風はしかし、赤道ぞいの湧昇流をも強め、冷たい海水域が次第に広がる。そして赤道中部太平洋上の対流活動の弱化により、貿易風が弱まると、突然エル・ニーニョ現象が発現する。以上のような過程である。

エル・ニーニョ現象ともなう赤道中部太平洋域での海水の異常高温が、中・高緯度に定常ロスビー波伝播を通して影響することは、理論・観測の両面から指摘されていることである(本誌5月号の岸保勘三郎氏の論文<sup>(18)</sup>を参照されたい)。中・高緯度の偏西風の流れの異常により形成された低緯度側の海水温異常が、熱的強制を通じて逆に、中・高緯度の定常波の再調節を行ない、ときにはその定常波パターンをさらに強化し、ときには海水温分布をかえることによって、ゆっくりと別の定常波パターンへと変化させていく、という過程も考えられよう。

REITERのこの作業仮説は、わずかな証拠からつくり上げたスペキュレーションではあるが、彼の指摘の興味深い点は、以下のように要約できる。中・高緯度の海水温と定常プラネタリー波とは、海洋混合層の大気に対する一種のメモリーの役割を通じて、ゆっくりとした、時間スケールの長い相互作用をしようとする。これに対し、大陸における積雪分布などの地表面状態の変化は、短期間に、しかし急激に大気の大断熱過程に変化を与え、定

常波パターンが変化するきっかけとして作用する。

### 気候遷移の鍵をにぎるモンスーンの変動

海陸の加熱差によって生じるモンスーン循環は、対流圏中・上層に偏東風領域を形成することにより、一般的には中・高緯度の影響を受けにくい条件をもっていることは先にのべた。しかし海陸の加熱差をコントロールする大陸の積雪面積や海面水温が、前節の議論のように、偏西風循環の変動によって大きく変わりうる、ということを考えれば、この条件も容易にくずれることがわかる。40日周期でみたような季節内変動においても、モンスーンが不活発な時期(中休み)には、偏東風が一般的に弱まり、モンスーン域と中緯度との波の相互作用が可能になる。先にのべた梅雨とモンスーンの結びつきも、このようなときに開いた“相互作用の窓”を通しておこっているとも考えられる。北半球の夏の気候を支配するモンスーンは、その循環系の巨大さにもかかわらず、熱的強制によってだけ生成・維持されているという素姓の故に、地(海)表面の熱収支や水収支を通しておこる非断熱過程のわずかな変化に対して敏感に反応し、大きな振幅で変動する、という特性をもつことになる。

以上の論をさらに敷衍すると、次のような疑問も湧いてくる。例えば、夏のはじめまでアジア大陸上での広大な積雪が、融けることなく残り、大陸上での大気加熱が極端に弱められたらどうなるであろうか。海陸による加熱差はほとんどなくなり、夏のモンスーン循環は形成されなくなるか、非常に弱められる。したがって、アジア大陸上には弱い偏西風が低緯度にまで広く覆った夏の気候が形成されよう。さらに考慮すべき重要な条件は、太陽高度の高い季節に、低緯度側にまで広がった積雪分布は、北半球全体の冷却に、非常に効率よくはたらきうる、ということである。HARTMANNとSHORT<sup>(19)</sup>は、東西の非対称性を仮定した簡単な熱平衡気候モデルにより、このことを検証した。すなわち、従来の東西方向に一様性を仮定したモデルでは、太陽定数を数パーセント減少させないと、氷期の状態(気温分布)は再現できなかったが、海陸分布を想定したアルベードと地上気温の東西分布を導入したモデルでは、現在と同じ太陽定数でも、大陸上だけが40°N付近まで雪に覆われることにより、その状態が再現できた。高緯度の全域で雪氷面積が拡大するよりも、中・低緯度の一部の地域に積雪域が存在する方が、アルベード増加に対する大気冷却効果は、はるかに大きいからである。

チベット高原が、モンスーン循環形成のための大気への熱源として、大きな役割を果たしていることはすでにのべたとおりである。しかし、平均高度4000~5000mの広大な高原は、低温な条件下では積雪域の維持に都合よく、逆に比較的的低緯度での冷源として有効にはたらきうる。さらに、高く平坦であるという地形的条件は、ある高さまで雪線が下がれば、被雪面積が一挙に増大し、熱源から冷源へとスイッチ的に変化させる効果ももっている。事実、毎年ヒマラヤにおけるモンスーンの急激な後退は、新雪線が4000m付近まで下降することと対応しておこっていることを、筆者ら<sup>(20)</sup>は観測している。この意味から、チベット高原における、とくに暖候期の雪線変動は、北半球規模の気候変動にかかわる大きな因子のひとつとして、注目すべきことを指摘したい。

このようにみえてくると、山岳地域を含めたアジア大陸上での、あるレベルを越えた積雪域の拡大は、夏のモンスーンを極端に弱めることによって、北半球全体の寒冷化を急速にすすめるきっかけとなりうると思われる。見方を変えるならば、夏のモンスーンとは、北半球における現在の気候体制(間氷期)そのものもつ属性であり、したがってその変動には、別の気候体制(氷河期?)への移行にもかかわる重要な物理過程が内包されている、といえそうである。これはモンスーン研究者のひとりよがりの考えであろうか。

### 文 献

- (1) T. YASUNARI: J. Met. Soc. Japan, 57, 227 (1979)
- (2) R. A. MADDEN & P. R. JULIAN: J. Atmos. Sci., 29, 1109 (1972)
- (3) T. YASUNARI: J. Met. Soc. Japan, 58, 225 (1980)
- (4) 朝倉正: 天気, 2, 186 (1955)
- (5) 荒川秀俊: 天気, 5, 79 (1958)
- (6) T. N. KRISHNAMURTI & D. SUBRAHMANYAM: J. Atmos. Sci., 39, 2088 (1982)
- (7) J. M. WALLACE: in 'Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere', J. HOSKINS & R. P. PIERCE ed., Academic Press (1983) p. 36
- (8) M. KANAMITSU & T. N. KRISHNAMURTI: Mon. Wea. Rev., 106, 331 (1978)
- (9) R. D. ROSEN & D. A. SALSTEIN: J. Geophys. Res., 88, 5451 (1983)
- (10) J. R. BENNETT & J. A. YOUNG: Mon. Wea. Rev., 99, 202 (1971)
- (11) J. G. CHARNEY & J. SHUKLA: in 'Monsoon Dynamics', T. N. KRISHNAMURTI ed., Cambridge Univ. Press (1981) p. 99~109
- (12) H. F. BLANFORD: Memo. India Met. Dept., 3, 658 (1886)
- (13) D. G. HAHN & J. SHUKLA: J. Atmos. Sci., 33, 2461 (1976)
- (14) B. DEY & O. S. R. U. BHANU KUMAR: J. App. Met., 21, 1929 (1982)
- (15) 浅井富雄: 科学, 54, 166 (1984)
- (16) E. M. RASMUSSEN & T. H. CARPENTER: Mon. Wea. Rev., 111, 517 (1983)
- (17) E. R. REITER: Bull. American Met. Soc., 63, 1114 (1982)
- (18) 岸保勘三郎: 科学, 54, 294 (1984)
- (19) D. L. HARTMANN & D. A. SHORT: J. Atmos. Sci., 36, 519 (1979)
- (20) 安成哲三・藤井理行: ヒマラヤの気候と氷河, 東京堂出版(1983) pp. 51~54