

モンスーンの30-50日周期変動と中・高緯度循環

安成 哲三*

1. はじめに

この小論は、モンスーンにみられる30-50日（約40日）の周期変動と、北半球の中・高緯度循環との関連について、これまでの研究成果に、著者の若干の解析結果も加えて、考察を行ったものである。しかし、現在著者の頭の中でモヤモヤとしている問題意識を、そのまま記したあくまでメモ的なものにすぎない。多くの方々のご批判やコメントをいただいて、今後の研究の糧としたい。

インドを中心とする夏のアジアモンスーンの変動に関する研究は、1970年代に入ってから非常に活発になってきた。とくに気象衛星資料の蓄積と1979年のMONEXによって、古くから知られているモンスーンの季節内変動（*active/break* サイクル）にともなう広域の雲量・降水量分布、循環場の時間的・空間的特性が明らかとなってきた。

モンスーンの季節内変動として、約40日（30-50日）の周期性がほぼ毎年のように卓越して見出されることは、著者の解析（Yasunari, 1979; 1980; 1981）の他にも、すでにいくつかの研究（*Krishnamurti and Subrahmanyam*, 1982; *M. Murakami*, 1983; *T. Murakami et al.*, 1983 など）によって確認されている。この周期の変動にともなう空間的構造としては、以下のような特徴が挙げられる。

1. 雲量（対流活動）の極大・極小域が、赤道付近からヒマラヤへと、 $0.5 \sim 1^\circ$ （緯度）/dayのゆっくりとした位相速度でくり返し北上し、その南北スケールは緯度にして約 30° である。極大域の最初の北上がモンスーンの開始（*onset*）に対応する。（図1参照）

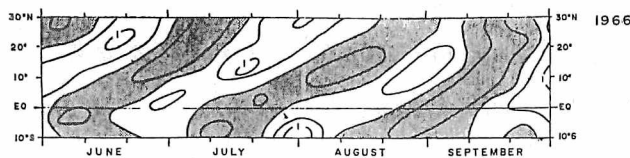


図1. インド付近（ $70^\circ \sim 100^\circ E$ ）の経度帯における約40日周期の雲量の北上の例（1966）。負の偏差を示す。

2. 南北方向の短い空間スケールに対し、東西方向には、アラビア海から西部太平洋の細長い領域（経度にして $80^\circ \sim 90^\circ$ ）で、ほぼ同位

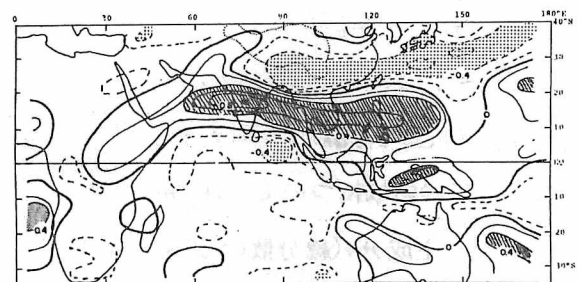


図2. 雲量変動の同時相関分布図。中部インドを参照点とする。陰影部は0.4以上、点彩部は-0.4以下を示す。

* 筑波大学地球科学系

相の変動を示す。(図2参照)

3. 対流活動の極大(極小)域に対応して、対流圏下層には、はっきりとした低気圧性(高気圧性)循環がみられる。

すなわち、この変動は、夏のモンスーン地域における ITCZ の周期的北上現象と、これに対応したモンスーン循環セルの南北断面での変動として把握することができる。

インドでは古くから、モンスーンの *active* 時には中部インドを中心として降水量が多いが、*break* 時にはヒマラヤ周辺とインド半島最南部において、より降水量が多くなることが知られている。これらの様相も ITCZ のくり返し北上にともなう、ある時間断面での降水量分布と考えれば理解できる。また、北上の位相のはじまる赤道域での対流活動の強弱は、Madden and Julian (1971, 1972) が検出した 40 - 50 日周期の、東進する大規模赤道擾乱に関連したものであることも指摘されている (Yasumari, 1979; Julian and Madden, 1981)。

2. モンスーンと梅雨活動の変動

南インドにおけるモンスーンの開始日と、東京における梅雨の入り日を、年々について比べると非常に良い並行性があると指摘したのは朝倉 (1955) であった。当時としてはかなりセンセーショナルな論文であったようで、あちこちで紹介されている。しかしそのすぐ後、荒川 (1958) による強い反論が出ている。そのせいか (どうかは知らないが)、その後のモンスーンと梅雨との関係に関する研究では、たとえば水蒸気収支からみた平均場におけるモンスーン気流の梅雨に対する役割といった研究が盛んになったのに比べ、モンスーンと梅雨活動をめぐる循環場の変動の研究は、むしろ捨ておかれた感さえする。

朝倉 (1955) 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、インドにおけるモンスーントラフ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。著者にはこの事実の方がより重要な意味を持っていると思われる。本論文では、まずこのあたりを手がかりにして、モンスーンと梅雨の関係を再考してみたい。

1965 ~ 73 の 9 年間のモンスーン期 (6 ~ 9 月) において、中部インドのモンスーンが *active* であった半旬と、*break* であった半旬をそれぞれ約 50 例 (計 96 例) 選び出し、その時の南アジアから東アジアの領域について、700 mb 平均高度の平年偏差の、共分散行列の主成分分析を行ってみた。図 3 に第一主成分 (総分散の 23%) の空間パターンを示す。モンスーントラフの示度と日本付近の高度とが、逆相関で変動しており、朝倉 (1955) の指摘を裏付けている。またこの図では、チベットをはさんだ西と東とで、逆相関の変動のあることも示している。図 3 と同様な相関分布は、図 2 の 1973 年の雲量を用いた相関分布にも現われており、モンスーンの変動と夏の日本付近の天候の変動には、統計的にみてやはり何らかの強い相関のあることを示唆させる。次に、1979 年の MONEX 時における、対流圏下層 (850 mb) の詳しい流線解析を行った Krishnamurti and Subrahmanyam

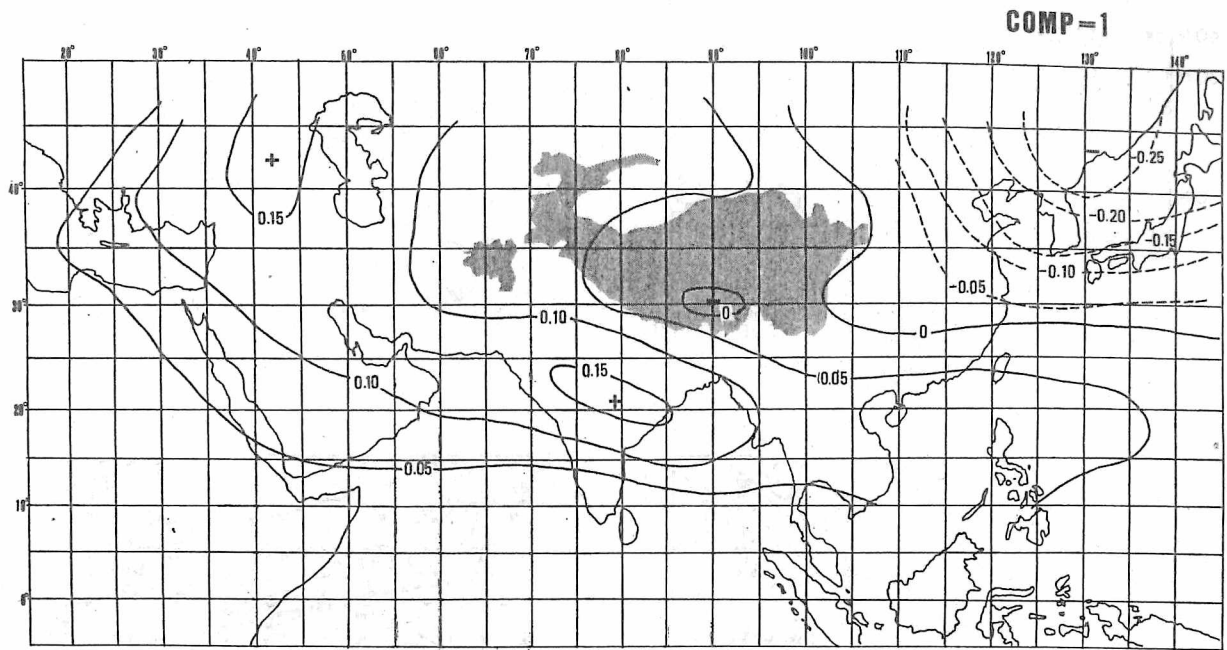


図3. 中部インドでのモンスーンの active/break に対応した半旬それぞれ約 50 例 (計 96 例) の 700 mb 高度平年偏差 (10°-45°N, 20°-140°E) についての主成分分析の第一主成分 (総分散の約 23%) の空間パターン

(1982) の結果を用いて、このことを総観的に調べてみよう。

1979 年も、インドモンスーンに関連したいくつかの気象要素に、約 40 日の周期性が卓越していた。かれらは 850 mb の風の u , v 成分について、この周期帯の変動成分を取り出し、偏差としての流線場を、日々について作成した。図 4 に 5 月末から 7 月末までの分を、3 日ごとに示す。前節で述べた、ほぼ東西に長くつながった (偏差としての) トラフ (破線), リッジ (実線) の軸が、赤道インド洋付近から、くり返し出現しては北上していく様子がよくわかる。軸は全くの東西方向ではなく、全体に西北西から東南東の方向に傾いて北上しており、東西断面で見ると、東進波として現われる。しかしながら、インドから東南アジアにかけてのモンスーン地域 (10°~25°N 付近) では、日々のシノプティックスケール程度のじょう乱 (たとえばベンガル湾付近のモンスーン低気圧や、西部太平洋での台風・熱低など) は、全般に西進するじょう乱である。最近村上 (多) らは、この現象を東へ伝播する群速度現象として、うまく説明している (Murakami et al., 1983)。すなわち、発生したじょう乱そのものは、西進 (又は北西進) するが、その発生 (cyclogenesis) の場所が、アラビア海からベンガル湾、南シナ海、さらに西部太平洋域へと、約 6° (経度)/day の位相速度で東へ伝播していくことが、約 40 日の周期でくり返されるというものである。

さて、ここでは日本付近にまでのびた図 4 でのトラフ・リッジが、梅雨期の天候の変動とどのように関連しているかを、季節予報資料を参照しながら述べてみよう。

6 月 6~7 日、西日本の梅雨入りを宣言。図 4 の流線図では、とくにこれと対応した特徴は見ら

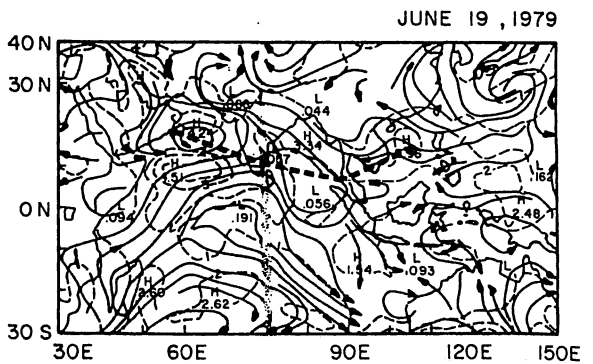
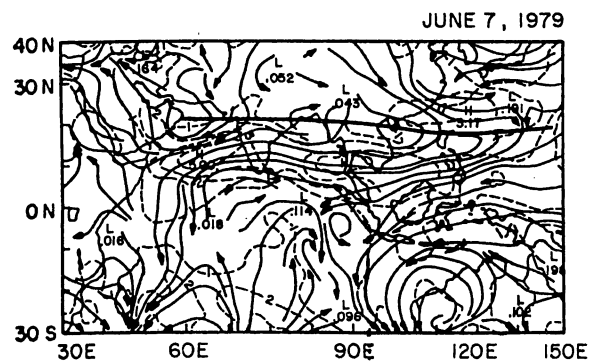
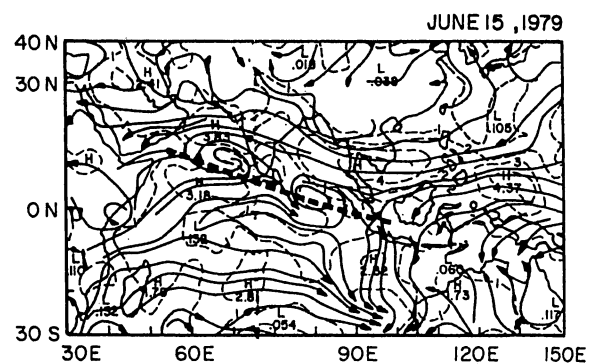
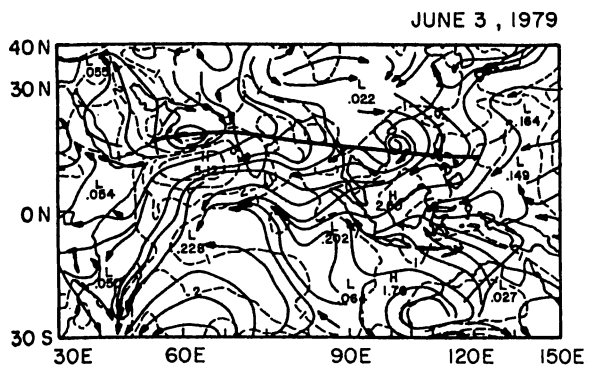
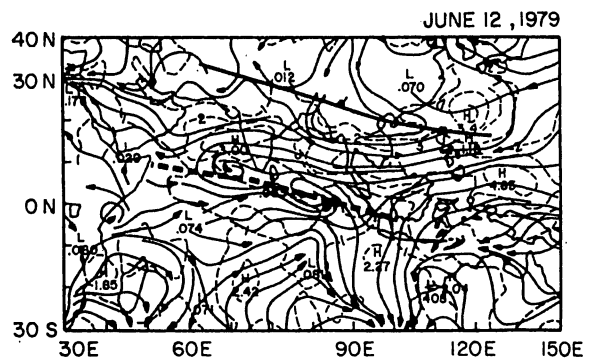
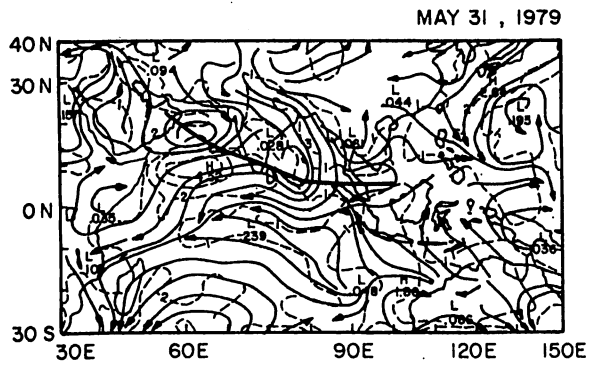
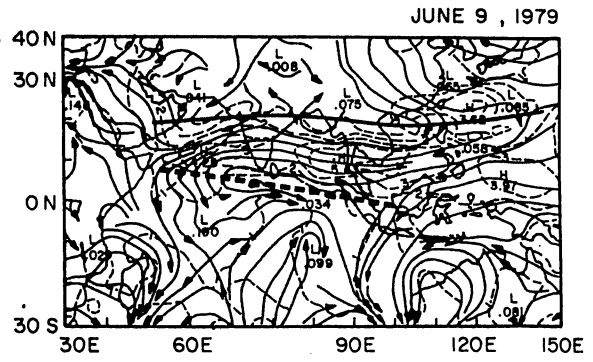
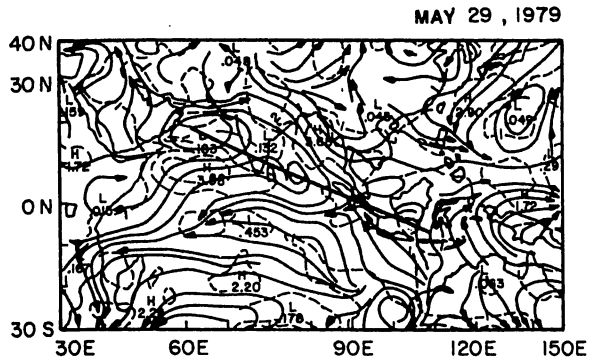


図4の1 風の30-50日周期成分の流線(実線)と等風速線(破線)。太い破線はトラフ軸, 太い実線はリッジ軸を示す(Krishnamurti and Subrahmanyam, 1982)。

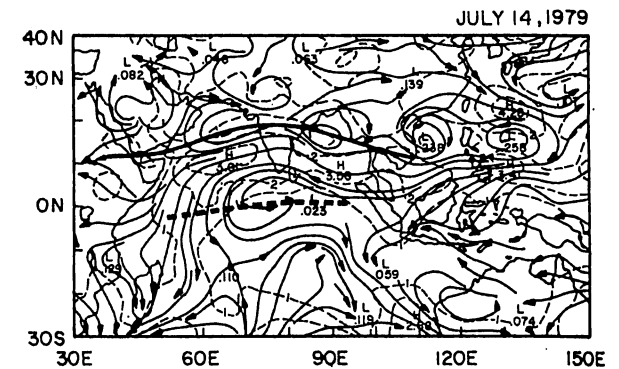
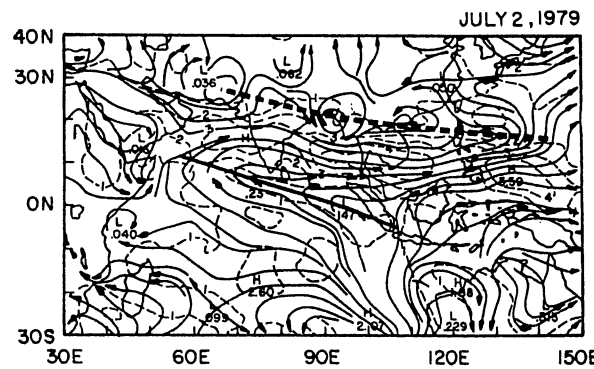
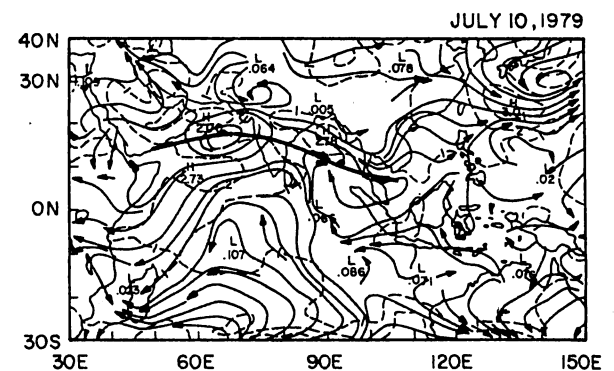
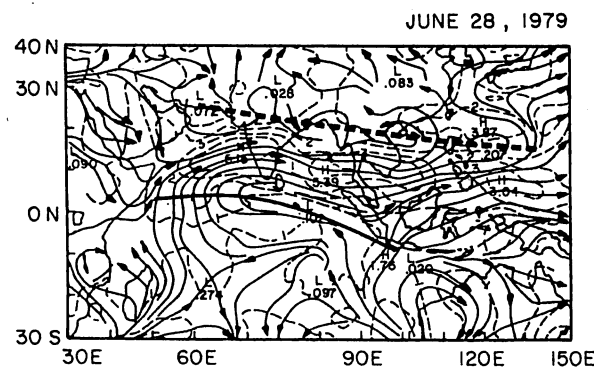
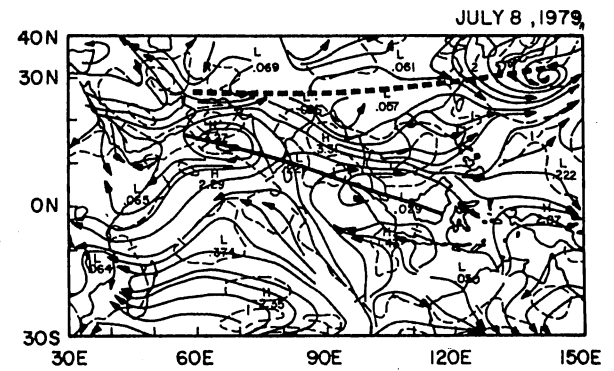
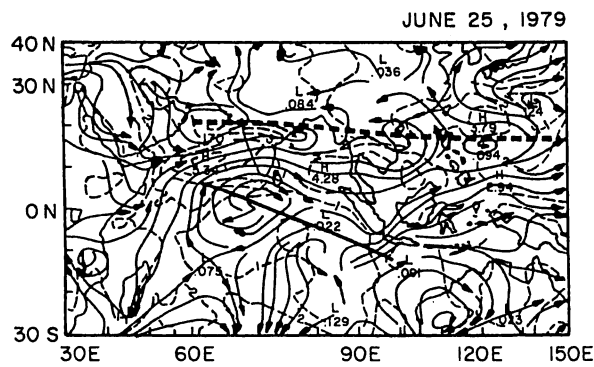
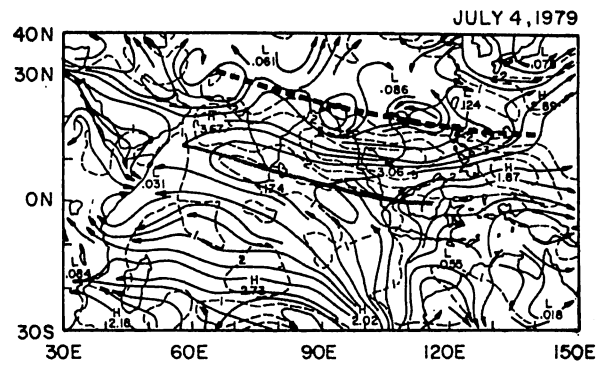
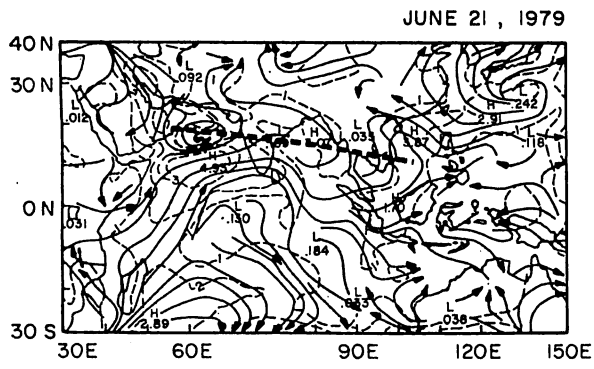


図4の2 (図4の1に同じ)

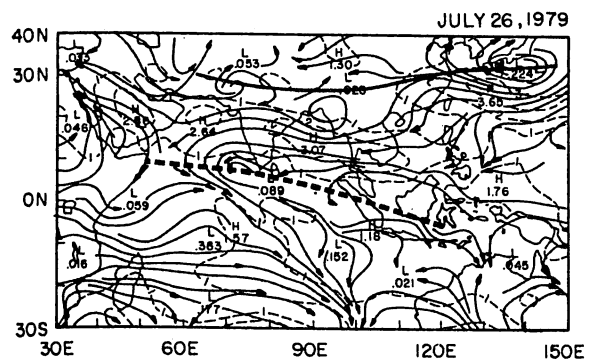
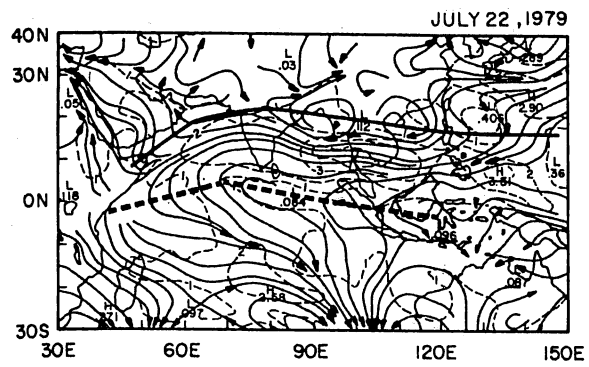
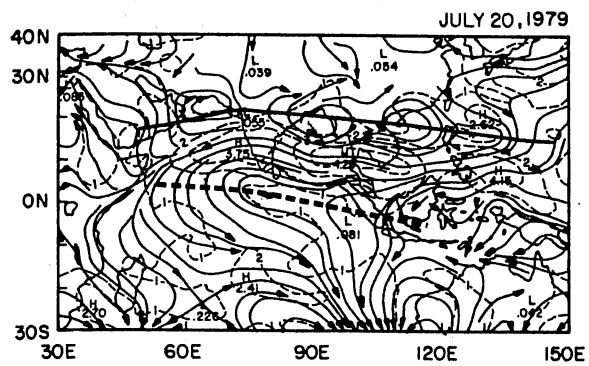
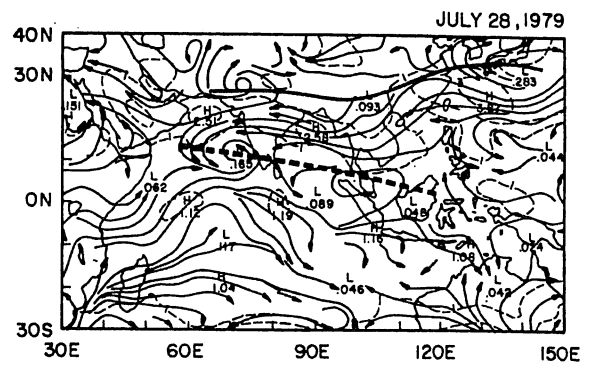
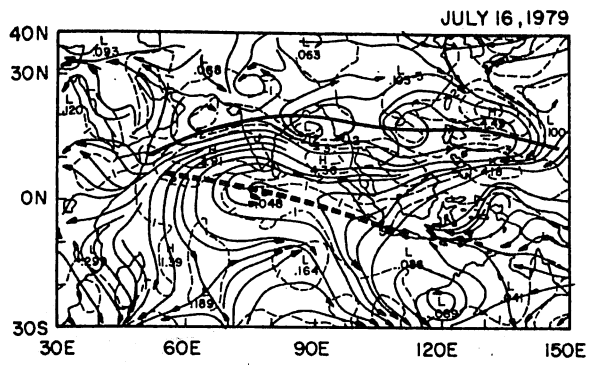


図4の3 (図4の1と同じ)

れない。しかし、その直後、6月9日頃より太平洋高気圧が異常に強まり、中旬頃まで梅雨の中休み状態となる。図4の6月7、9、12日には、インド北部から東にのびるリッジが、日本の南方海上に達しており、太平洋高気圧の強化は、インド付近の偏差としての高気圧性循環（弱いモンスーントラフ）と関連して起こっていることがわかる。インド付近でのこのリッジの存在は、この年の非常に遅れているモンスーンの開始という状態と対応している。6月19日、トラフがインド半島南端に達し、インドではようやく南インドでのモンスーンの開始が宣言された。このトラフの北上と共にインド全域でのモンスーンの開始が、南から次第に北へと移っていく。このトラフが北インドからヒマラヤ付近に達して、日本付近までのびた6月末から7月上旬にかけて、梅雨前線は活発化し、西日本の各地で大雨となった。図4に示した7月8日には、前線上を発達した低気圧が通過している。しかしこの大雨期も、トラフの消滅した7月10日頃を境に終わっている。この後、次のリッジが北上すると共に、太平洋高気圧は次第に強くなり、リッジがヒマラヤ付近から日本付近に達した7月22日—26日の間に、西日本、中部日本は梅雨明けとなった。このように、約40日周期のモンスーン循環の変動と梅雨期の日本付近の循環の変動は、東西に連なった（偏差としての）トラフ・リッジの周期的北上という形で、密接に関連し合っていることがわかる。

ここで、指摘したい点は、トラフ（リッジ）の軸が東西に長く連なって、インドと日本付近の循環が強い相関を持つ時期は、これらの軸が、いわゆるモンスーントラフの平均位置（ 20° — 25° N付近）にある時ではなく、ヒマラヤ付近にまで北上した時だ、ということである。さらに細かく見れば、それまで東南東の方向にのびていた軸が、日本付近で北よりにジャンプして、やや東北東の方向に向きを変える傾向がうかがえる。ここで、例としてトラフ軸の北上に伴う実際の状況を述べてみる。モンスーントラフは示度が最も深まり、中部インドの降水量が極大に達する（例えば、6月28日頃）。このあと、ヒマラヤ付近にシフトする（トラフ軸が北上する）のに伴って、中部インドの降水量は減少し、ヒマラヤ付近の降水量が増加してくる。この時期（例えば7月8日頃）に、日本付近には気圧の谷が出現するか、または深まって、梅雨前線が活発となる。

すなわち、モンスーンの強弱と梅雨活動の強弱の関係は、同時的な相関としてよりも、多少の時差を持った相関として捉えた方がよいといえる。

3. モンスーンの変動と中・高緯度循環

まず、モンスーンの強弱と北半球の中・高緯度循環との間に、有意な相関があるか否かを、統計的に調べてみる。図4での主成分分析に用いたのと同じモンスーンの *active* 時と *break* 時に対応する半月（それぞれ約50半月）の500mb高度平年偏差を、それぞれについて平均し、さらに *break* 時マイナス *active* 時として合成した偏差図を図5に示す。南アジアから極東における偏差のパターンは、図3に示した700mb高度における卓越パターンときわめて良く似ており、モンスーンの弱い（強い）時には、モンスーントラフ域から中央アジアへと西北にのびる正（負）の偏差、チベッ

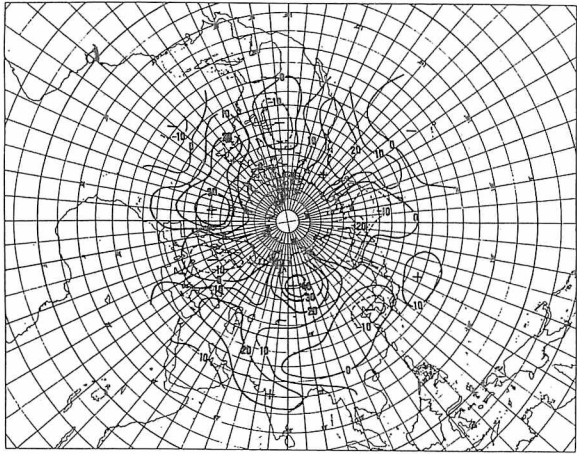


図5. 中部インドでのモンスーンの active/break に対応した半旬それぞれ約50例(計96例)の500 mb 高度偏差(break-active)の平均合成図。単位は m。

ト東部から極東にかけての負(正)の偏差の存在する確率の高いことを示している。同時に、中央アジアの正の偏差は、シベリア中部の大きな正偏差域に、極東付近の負の偏差は、アリューシャン方面の負偏差域へとつながっているように見える。40°Nから70°Nの偏西風帯全域のパターンは、大きくみて3つの正負の偏差域が交互に現われており、モンスーンの強弱が、この緯度帯においては、波数3程度の定常波の(振幅・位相の)変動と関連していることを示唆させる。

しかし、前節で指摘したように、中部インドにおけるモンスーンの強弱と中・高緯度循環の

変動は、多少の時間のズレを持った関係であることが予想される。図5のような合成図では、年ごとのモンスーンの変動と中・高緯度循環の動きの、時間的推移を含めた関係は不明である。そこで、6~9月の半旬ごとのモンスーントラフの示度(700 mb 高度平年偏差)をモンスーンの強弱の指標として、これと北半球中・高緯度(30°-80°N)の10°×10°の格子点における500 mb 高度平年偏差との時差相関図を、各年(1965~82)ごとに作成した。半旬平均の平年偏差値を用いることにより、10日程度より短周期の変動と季節推移のトレンドは除去され、結局30-50日周期の変動に対応した循環場の変動を、最もはっきりとみることができる。1例として、1965年における-2半旬から+2半旬までの時差相関図を図6に示す。1965年は大きなエル・ニーニョ現象が起った年であり、これと関連してモンスーンは、平均的にかなり不活発であったとされている。

まずLAG=0の図を見よう。この図はモンスーントラフが極大に達した時(モンスーン break の最盛期)の同時相関図である。多少の分布のずれはあるが、中・高緯度の大きなパターンは図5にかなり似ている。特に、ベーリング海からアリューシャン域の負相関に、やはりはっきりと示されている。しかし、図6の5つの相関図で、正負の相関が全体に大きく、より明瞭な相関パターンが現われているのは、むしろLAG=0以外の時であることがわかる。さらに、LAG=-1や-2(-2はモンスーントラフの示度の極大時と、その2半旬前の500 mb 高度偏差との相関)とLAG=1や2は、北半球全域ではほぼ正負が逆転した相関パターンを示している。図4で示した(偏差としての)トラフ・リッジの北上現象を重ね合せて考えると、例えばLAG=1は、リッジが中部インドのモンスーントラフ域にある時(LAG=0)から1半旬後、すなわちヒマラヤ付近に達した時の高度偏差分布図と読みかえることができる。同様に、LAG=-2は、リッジがモンスーントラフ域に達する2半旬前の高度偏差分布と見なせるが、この年の約30日(6半旬)の周期的変動を仮定

1965 LAG=-3

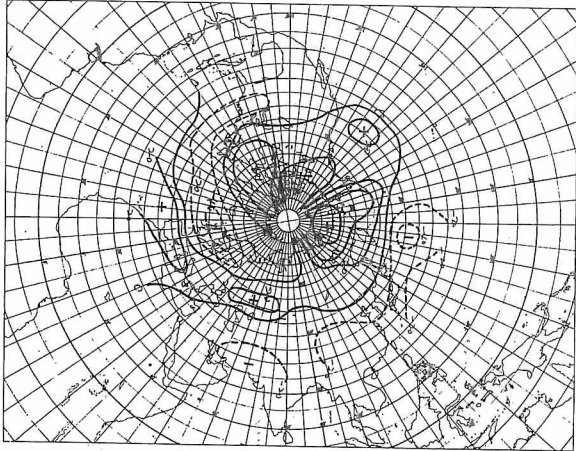


図6の1

1965 LAG=0

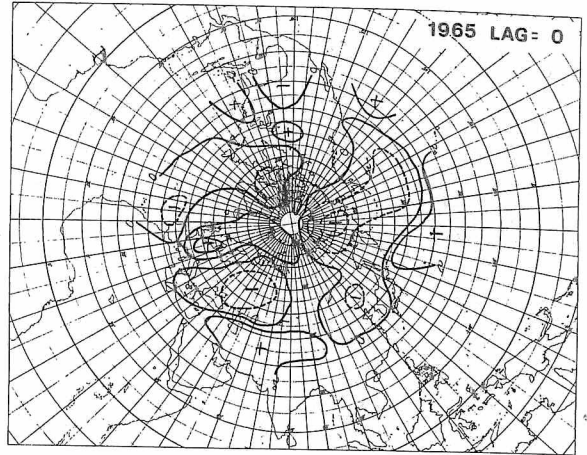


図6の4

1965 LAG=-2

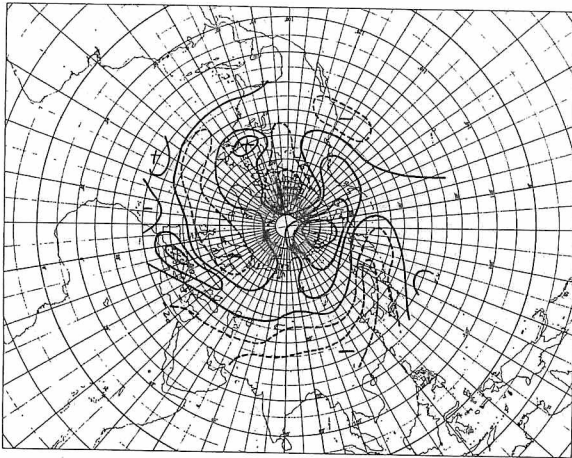


図6の2

1965 LAG=1

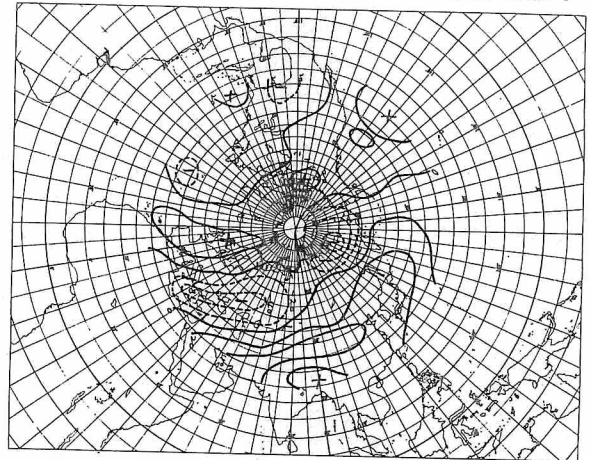


図6の5

1965 LAG=-1

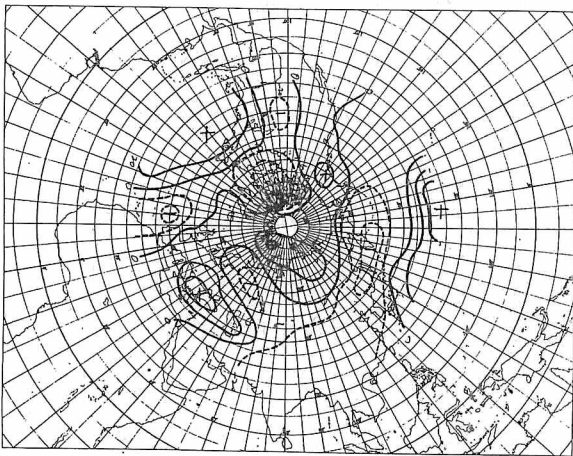


図6の3

1965 LAG=2

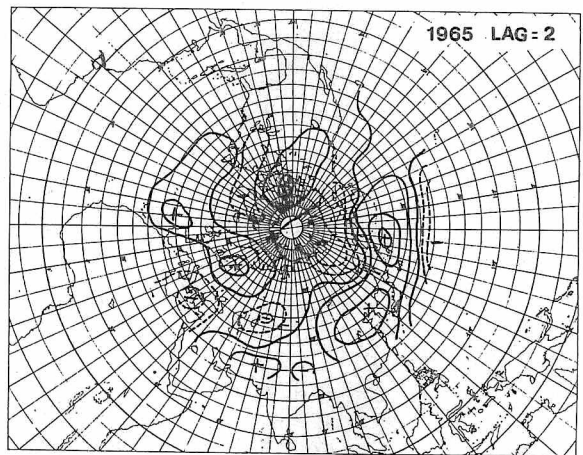


図6の6

モンスーントラフの示度に対応した 500 mb 高度 (半旬平均の平年偏差) の
 時差相関の空間分布図, -3 半旬から +2 半旬までを示す。等値線の間隔は 0.2。破線は負。

すると、モンスーントラフの示度の極小時（中部インドでのモンスーンの *active* 時）から約1半旬後、すなわちトラフがヒマラヤ付近に達した時の高度偏差分布とも考えることができよう。 $LAG = -2$ （又は -1 ）と $LAG = 1$ （又は 2 ）での相関パターンの逆転は、約30日のモンスーンの周期的変動が、少なくともこの年には、北半球の中・高緯度全域の循環場の動きと密接な関連を持っていたことを暗に示しているともいえる。

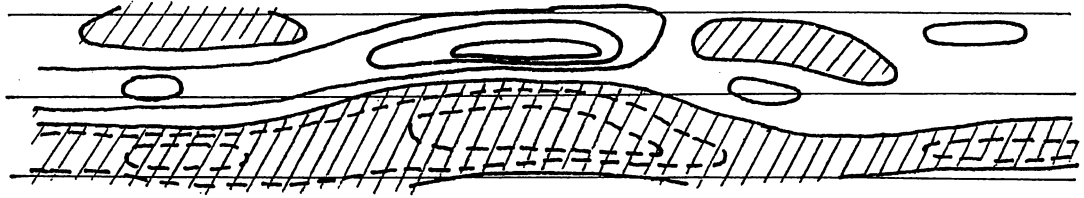
次に、モンスーントラフの示度が極小となり、中部インドでの対流活動の極大になった時（ $LAG = -3$ を参照）を出発点として、モンスーンの変動と、それに関連した中・高緯度循環の変動を、時間を追って見てみよう。 $LAG = -3$ では、モンスーントラフ域から極東、西部太平洋域に大きな負偏差、その北側には正偏差が広がっているが、とくにカムチャッカ半島から東部シベリアには大きな正偏差が見られる。このパターンは、朝倉（1955）や *Suda and Asakura*（1955）の指摘した、オホーツク海高気圧とモンスーントラフの逆相関を裏づけている。（但しここでの相関は梅雨期だけではなく、夏の4ヶ月を通しての相関である。）1半旬後（ $LAG = -2$ ）、モンスーントラフがヒマラヤ付近にシフトすると同時に、負偏差はより大きくなって、しかもその中心は極東付近に移行する。その北の正偏差もより大きくなり、日本付近から北東方向の高緯度側で、正負の偏差の強いコントラストが生じている。この付近でブロッキング型の循環が生じているとも解釈できる。この時期、 $50^{\circ}N$ 以北では、波数3型の偏差分布が強くなっている。2半旬後（ $LAG = -1$ ）、負偏差はまだヒマラヤ付近にも残っているが、東北東方向に広く拡大した負偏差の中心は、さらに北東進して、カムチャッカ半島付近に移っている。同時に、ヨーロッパ付近にあった正偏差域が東進して、黒海からカスピ海付近に大きな正偏差域が現われている。これは、モンスーン *break* の兆候とよくいわれる、中央アジアのブロッキング高気圧の出現を、統計的に示しているとも考えられる。そして3半旬後（ $LAG = 0$ ）、その正偏差域はさらに東進し、モンスーントラフ域も正偏差となって、中部インドのモンスーン *break* となる。カムチャッカ半島から極東域は、 $LAG = -3$ の時とほぼ逆に大きな負偏差域となっている。以下、 $LAG = 1, 2$ と、偏差の符号が先の $LAG = -2, -1$ とほぼ逆になったパターンで、モンスーンの活発化する方向に向う。図4で示した（偏差としての）トラフ・リッジがヒマラヤ付近から日本付近へのびた状態は、この図では $LAG = -2$ や $+1$ に対比できる。

中緯度から高緯度へと、相関パターンの違いを詳しくみるために、図6の時差相関を緯度帯（ $80^{\circ}N, 60^{\circ}N, 40^{\circ}N$ ）毎に示したのが図7である。 $40^{\circ}N$ では、チベット高原を隔てて、東西に位置する正負の大きな相関域が、 $LAG = 0$ を境に正の偏差が東進する形で逆転している。また、相関の大きな領域は、主に東半球に限られていることもわかる。 $60^{\circ}N$ では、全般に相関の値はあまり大きくはないが、比較的大きな相関域に着目すると、波数1+波数3に対応した正負の相関域がいずれも東進する様相がうかがえる。これに対し $80^{\circ}N$ では、 180° 付近に最大振幅を持つ波数1の定常振動に対応した相関分布を示し、しかもモンスーン変動との相関が、中緯度よりはるかに大きい

YEAR= 1965
LAT= 80

5E 25E 45E 65E 85E 105E 125E 145E 165E 175W 155W 135W 115W 95W 75W 55W 35W 15W

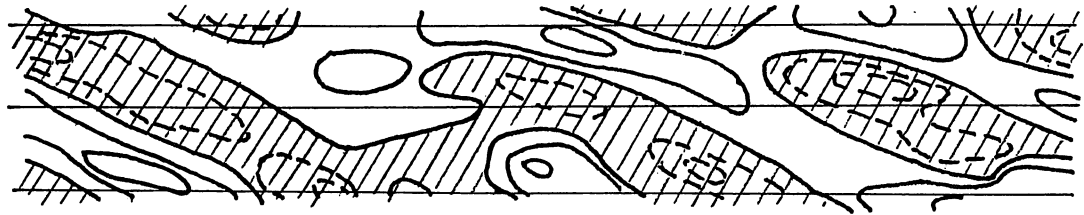
LAG= -4
LAG= -3
LAG= -2
LAG= -1
LAG= 0
LAG= 1
LAG= 2
LAG= 3
LAG= 4



YEAR= 1965
LAT= 60

5E 25E 45E 65E 85E 105E 125E 145E 165E 175W 155W 135W 115W 95W 75W 55W 35W 15W

LAG= -4
LAG= -3
LAG= -2
LAG= -1
LAG= 0
LAG= 1
LAG= 2
LAG= 3
LAG= 4



YEAR= 1965
LAT= 40

5E 25E 45E 65E 85E 105E 125E 145E 165E 175W 155W 135W 115W 95W 75W 55W 35W 15W

LAG= -4
LAG= -3
LAG= -2
LAG= -1
LAG= 0
LAG= 1
LAG= 2
LAG= 3
LAG= 4

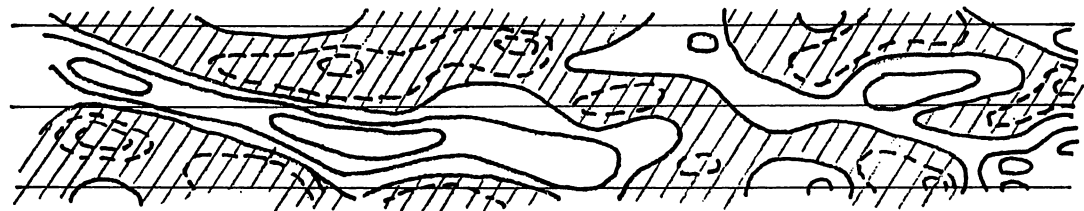


図7. 図6の分布を、-4半旬から+4半旬までについて求め、緯度帯ごと(40°N, 60°N, 80°N)に示す。負の相関係数域を斜線で示す。

のが特徴である。また、先にも述べたように、どの緯度帯においても、 $LAG = \pm 1$ 又は ± 2 あたりすなわち対流活動の極大(極小)域が、中部インドからヒマラヤ付近にシフトした時に、正負の相関の値が最も大きくなっている。

モンスーンの強弱に対応した中・高緯度での高度偏差パターンの変化は、著者が調べた18年間では、年々かなり異なることは確かである。年によっては、はっきりとした相関分布が見られない年もある。しかし、インド付近の正(負)の相関が、1~2半旬後極東域に移ること、および、高緯度(70°~80°N)で波数1型の相関分布が出現することは、多くの年に共通して現われた特徴であった。

4. 中緯度への影響か、中緯度からの影響か

ここで問題になるのは、前節までに示したようなモンスーンの30-50日周期変動と中・高緯度循環の関係を、モンスーンの変動に対する中・高緯度の応答とみるべきか、あるいは中・高緯度循環の変動のモンスーンへの影響とみるべきか、ということであろう。前節で示した時差相関解析では、モンスーンの変動が約30日程度のサイクリックな変動であったため、どちらが物理的に先行する

過程であるかははっきりしない。

モンスーンの30—50日周期振動の機構に関連して、現在いくつかの力学的説明(例えば Chang, 1977; Stevens, 1983; 山形・林, 1983 など)が提出されているが、まだ決定的なものはない。しかし、その伝播特性からすると、この周期の振動は、赤道付近(又は南半球)での熱的・力学的強制に関係していると思われる。もしこのことを前提とするならば、図5~7に示したような中・高緯度の相関パターンは、モンスーンの対流活動域(すなわち熱源)の北上に伴う中・高緯度の応答過程とみることができる。以下にこの線に沿った簡単なスペキュレーションを試みよう。

低緯度の熱源に対する大気への応答については、前号(第22巻1号)に時岡達志氏の詳しい解説があるので省略する。時岡氏の解説はエル・ニーニョに伴う高い海面温度による熱的強制を主に扱ったものだが、ここではモンスーンの対流活動による熱的強制を考える。熱源に対する大気の定常状態での応答の強さは、熱源の位置する緯度によって大きく異なることが、Hoskins and Karoly (1981) や Webster (1981) によって明らかにされている。例えば、Hoskins and Karoly (1981) は、次の無次元量 r を考えた。

$$r = \frac{f^2 [\bar{u}]}{\beta N^2 H_Q H}$$

$[\bar{u}]$ は時間・東西平均した東西風、 N はプラント・バイサラ振動数、 H_Q は加熱項の鉛直スケール、 $H = \min(H_Q, H_U)$ 、 H_U は東西風の鉛直スケールである。 $H_Q = \bar{Q}/Q_z$ 、 $H_U = [\bar{u}]/[\bar{u}]_z$ と定義している。

この r は、熱力学方程式における水平移流項と鉛直移流項の大きさを比較するパラメーターである。すなわち、 $r \ll 1$ ならば鉛直移流項と非断熱加熱項がつり合った直接循環型のバランスであり、 $r \gg 1$ ならば水平移流項と非断熱加熱項がつり合ったバランスである。Webster (1981) は、前者のバランスを“*adiabatic limit*”，後者のバランスを“*advective limit*”とそれぞれ名付けた。そして、有効位置エネルギーの生成の効率からいって、いわゆるテレコネクションをもたらすような応答は、一般には *adiabatic limit* のバランスの時に起りやすいとされている。(詳しくは、原論文又は時岡(1983)を参照されたい。)

この式からすぐわかるように、 β が大きく f が小さい低緯度では *adiabatic limit* が起りやすく、中・高緯度では *advective limit* が起りやすい。しかし $[\bar{u}]$ の全般に弱いような夏半球では、中緯度でも *adiabatic limit* のバランスが起りうる。

さて、図6, 7の時差相関分布を、約30日周期で北上する熱源の極大域に対する中・高緯度の応答と解釈する時、各半旬毎での相関パターンを、定常波としての応答のパターンと考えるか、あるいは極大加熱時に対する応答の伝播過程と考えるかは、議論の大きな分れ目であろう。今のところ、これに対する答はわからないが、極付近(70°—80°N)にいくほど相関が大きく、しかも波数1のパターンが卓越することなどは Hoskins and Karoly (1981) らの理論ともよく符合しており、少

くともモンスーン熱源の変動に対する応答という見方そのものは、妥当なように思える。また、対流活動域がヒマラヤ付近まで北上したと同時に、負の大きな偏差域が極東域に急に広がることは、熱源に対する流れのバランスが、*diabatic limit* から *advective limit* へと急に変わることを示唆しているとも思える。(ヒマラヤの地形の効果も、何らかの形で寄与しているとも考えられるが。)

一方、モンスーンの強弱の変動は、北半球中・高緯度の偏西風波動の影響であるとする見方も、特にインドの研究者の間で根強い。インド気象学界の大御所 *Ramaswamy* (1962) が、モンスーンの *break* は、チベット付近への偏西風の深い気圧の谷の侵入、すなわちこの付近における低指数型循環に対応して起っている、という論文を発表して以来、最近の *MONEX* データを用いた解析に至るまで、この視点からの研究(例えば、*Kalsi*, 1980; *Raman*, 1981; *Pant*, 1983 など)は多い。私事にわたって恐縮だが、著者は1982年に約3ヶ月間、インド気象局と熱帯気象研究所に滞在した。その時、著者の解析した30—50日周期変動に関する講演を何回かさせられたが、いくつかの時として挑戦的な質問は、この北(中・高緯度)からの影響による *break* という現象をどう説明するのか、というものであった。例えば、*Pant* (1983) は、*MONEX* 年(1979)の *active* 時と *break* 時の比較解析から、高緯度からの深い気圧の谷がチベット上空に入り、寒気を高原上に流入させると同時に、モンスーンの南北循環が弱まり、中部インドのモンスーン *break* が始まったとして、中緯度からの影響を強調している。

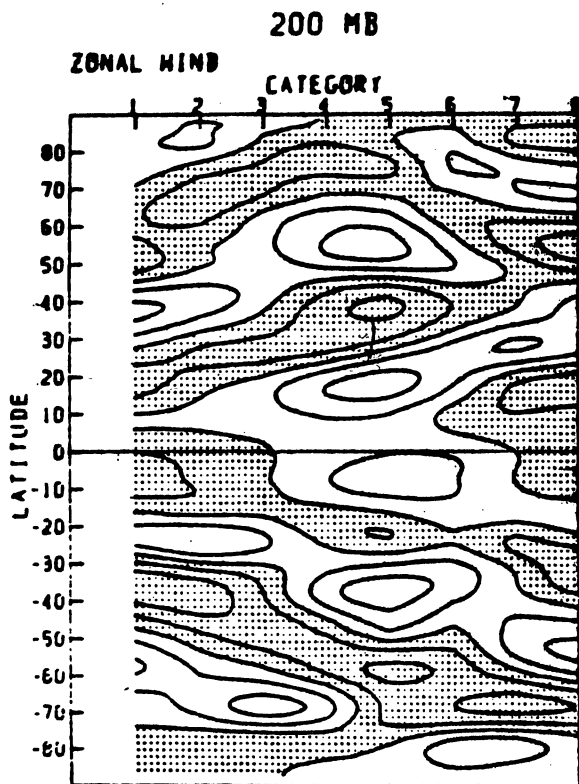
しかし、*Pant* が述べたような寒気の流入は、必ずしもモンスーン *break* の原因として捉える必要がないことをここで指摘したい。もし南から北上してきた熱源が、ヒマラヤ付近という中緯度(約 $30^{\circ}N$)にさしかかり、しかも \bar{u} が比較的大きい場*であったとすると、それまでの *diabatic limit* のバランスから、急に *advective limit* のバランスに変る。対流活動はこの時期、ヒマラヤからチベット南東部で活発なことが知られており、熱源の急速な弱화가なければ、寒気の水平移流とバランスした状態にならざるを得ない。熱源あつての寒気の流入というわけである。またこの時期モンスーン域の北側のアジア大陸上で、極向き渦熱輸送が非常に大きく、モンスーン循環の維持に必要な有効位置エネルギーの生成が起っていないことも、*Pant* (1983) は指摘している。このことはまさに、中部インドにおける *active* と *break* の時期が、それぞれ *diabatic limit* と *advective limit* に対応していることを示している。もちろん、*advective limit* になりやすい条件として、例えば気圧の谷の侵入という形で、偏西風帯が南下した状況は必要であろう。その意味では中緯度からの影響という言い方もできるかもしれない。しかし、より正しくは、南から北上してきたモンスーン熱源と中緯度の偏西風循環の相互作用により、*break* の状態が生成され、強化されるといった方がいいのではないだろうか。ただし、以上の考え方に問題がないわけではない。例えば、図6、

* この場合の東西平均は、帯状平均ではなくチベット付近の経度帯の平均と考えている。また、偏西風そのものは、高緯度に比べると、はるかに弱いであろうが、偏西風と偏東風の境い目としての基本場 $\bar{u} \approx 0$ に比べると大きい、と解釈して欲しい。

図7に示したように、中・高緯度とモンスーン変動との相関の極大は、中部インドでの対流活動が極大（極小）の時ではなく、1～2半旬ずれた、むしろ *advective limit* に対応した時期に現れている。このことは、遠隔地での定常波応答が、*diabatic limit* の時に最も大きいということと矛盾するようでもある。

いずれにせよ、以上の議論を敷衍すると30—50日周期変動に代表されるモンスーンの季節内変動と、中・高緯度循環の変動の相関の大きさは、夏の少くともアジア大陸付近での平均東西流の分布によって大きく異なることが予想される。ただし、平均東西流の分布そのものが、平均的なモンスーン循環の強弱によって（例えば、チベット高気圧の強弱を通して）決められている面もある。熱源の強さそのものも、*diabatic limit* が卓越するか、*advective limit* が卓越するかによっても大きく変わる。その意味では、モンスーン循環と中・高緯度の偏西風循環の関係は、複雑な非線型相互作用と考えざるを得ない。話は振り出しに戻ってしまいそうである。

ここで、最近明らかになった30—50日周期振動の別の側面を最後に紹介したい。*Anderson and Rosen* (1983) は、緯度帯毎に帯状平均した大気角運動量には、この周期帯の変動が卓越し、その極大（極小）の位相が赤道から南北両半球の極側にくり返し伝播している興味深い事実を見出した。さらに村上（勝）は、この現象がモンスーンの30—50日周期変動と密接に関連していることを明らかにした（村上，1983）。図8に中部インドにおけるモンスーンの強弱に対応して、平均帯



状風の極大・極小が、両極付近にまで伝播している様相を示す。これらの事実は、モンスーンの変動と中・高緯度循環の関係が基本的には、やはりモンスーン（又は熱帯）に対する中・高緯度の応答であることを示唆している。しかしながら、図8に示した様相が、果して毎年同じように見られるのか、その季節依存性はどうかまた、この現象に対応した実際の循環場の変動はどう現われているのかなど、新たな疑問も生じてくる。30—50日周期振動の機構とも関連して、今後の大きな課題であろう。

図8. 帯状平均流の東西成分における30—40日周期変動成分の緯度—時間分布。同一周期によるモンスーンの変動の各ステージ（*Category 1* が南西モンスーン気流の極小、*Category 5* が極大に対応）において合成されたもの。等値線の間隔は1 m/s、陰影部は東風成分を示す。（村上，1983）

参 考 文 献

- Anderson, J.R. and R.D. Rosen, 1983: The Latitude-Height Structure of 40-50 Day Variations in Atmospheric Angular Momentum. *J. Atmos. Soc.*, **40**, 1584-1591.
- 荒川秀俊, 1958: アジアの季節風と梅雨, *天気*, **5**, 79-80,
- 朝倉 正, 1955: 梅雨の入りとモンスーンの入り, *天気*, **2**, 186
- Chang, C.P., 1977: Viscous Internal Gravity Waves and Low-Frequency Oscillations in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 901-910.
- Hoskins, B.J., and D.J. Karoly, 1981: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Julian, P.R., and R.A. Madden, 1981: Comments on a paper by T. Yasunari, "A Quasi-Stationary Appearance of 30 to 40-Day Period in the Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon over India". *J. Meteor. Soc.*, **59**, 435-437.
- Kalsi, S.R., 1980: On Some Aspects of Interaction between Middle Latitude Westerlies and Monsoon Circulations, *Mausam*, **31**, 305-308.
- Krishnamurti, T.N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30 to 50 Day Mode at 850mb during Monex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095.
- Madden, R.A., and P.R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- _____, 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Murakami, M., 1983: Analysis of the Deep Convective Activity over the Western Pacific and Southeast Asia. Part II: Seasonal and Intraseasonal Variations during Northern Summer. Submitted to *J. Meteor. Soc.*, **61**.
- 村上勝人, 1983: モンスーンの季節内変動と大気大循環 — 帯状平均場にあられる変動, *日本気象学会秋季大会講演予稿集*, 36
- 山形俊男, 林 良一, 1983: 熱帯対流圏にあられる 30-50 日振動の簡単な診断モデル, *日本気象学会秋季大会講演予稿集* 39
- Murakami, M., T. Nakazawa, and J. He, 1983: 40-50 Day Oscillations during the 1979 Northern Hemisphere Summer. Dept. of Meteor., University of Hawaii.
- Pant, P.S., 1983: A Physical Basis for Changes in the Phases of the Summer Monsoon over India. *Mon. Wea. Rev.*, **11**, 487-495.
- Raman, C.R.V., 1981: Blocking Highs over Eurasia and Their Influence on Breaks in Summer Monsoon over India. Extended Abstracts of International Conference on the Scientific Results of the Monsoon Experiment, Denpasar, Bali, Indonesia, 1-21-26.
- Ramaswamy, C., 1962: Breaks in the Indian Summer Monsoon as a Phenomenon of Interaction between the Easterly and the Sub-Tropical Westerly Jet Streams. *Tellus*, **14**, 337-349.
- Stevens, D.E., 1983: On Symmetric Stability and Instability of Zonal Mean Flows near the Equator. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 882-893.
- Suda, K., and T. Asakura, 1955: A Study on the Unusual "Baiu" Season in 1954 by Means of Northern Hemisphere Upper Air Mean Charts. *J. Meteor. Soc.*, **33**, 233-244.
- 時岡達志, 1983: エル・ニーニョに対する大気の応答。グロースベッター, **22**, 1-17
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness Fluctuations Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc.*, **57**, 227-242.
- _____, 1980: A Quasi-Stationary Appearance of 30 to 40 Day Period in the Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon over India, *J. Meteor. Soc.*, **58**, 225-229.

_____, 1981: Structure of an Indian Summer Monsoon System with around 40-Day Period. *J. Meteor. Soc.*, **59**, 336–354.
 Webster, P.J., 1981: Mechanisms Determining the Atmospheric Response to Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 554–571.

