グロースベッター

第 36 巻

月例会「長期予報と大気大循環」報告 ―― テーマ:センスーン ――	
西太平洋上の季節変化における大気海洋結合プロセスとその応用例	
1993, 94 年の日本付近の異常気象時の事例解析 植田宏昭	1
華南における夏のモンスーン開始期の降水量変動 松本淳・岡谷隆基・村上勝人	26
夏季チベット高原上空の約2週間周期の季節内変動 遠藤伸彦	36
アジアモンスーンが梅雨に与える影響について	
—— 季節サイクル及び年々変動からの視点 —— ········· 川村隆一 ·······	47
気象庁全球モデルでシミュレートされた夏のモンスーンとその変動 … 杉 正人	59
インドモンスーンのアンサンブル季節予報実験:1987, 88 年夏	
楠昌司・杉正人・鬼頭昭雄・小林ちあき・高野清治	71
論文	
ユーラシアの積雪変動が日本の天候に与える影響 石原幸司	79
夏のアジアモンスーン OLR インデックスの作成とその特徴 藤川典久	86
ユーラシア大陸積雪面積とアジアモンスーン域 OLR の SVD 解析 藤川曲久	97

1998年5月

L. F. グループ

西太平洋上の季節変化における大気海洋結合プロセスとその応用例 -1993, 94年の日本付近の異常気象時の事例解析-

筑波大学地球科学系(日本学術振興会特別研究員) 現所属 気象研究所気候研究部 植田 宏昭

1. はじめに

モンスーン研究の歴史は古く、時代によって研究の力点は少しずつ変遷してきた(植田,1997c)。例えば衛星データが取得可能になったことにより、インド洋上での季節内変動に対し新たな知見がもたらされた(村上,1985)。またグローバル客観解析データや海洋データの蓄積により、年々変動が議論出来るようになり、ENSO/Monsoonシステムの理解が進んだ(安成,1992)。さらに現在は10年変動スケールでの議論が盛んに行われている。21世紀を真近に控えた1990年代は上述の現象を全て含んだ地球気候システムの理解が叫ばれている。そのような研究の中で、季節内変動やエル・ニーニョ現象などの本質的な理解には、正確なプロセス研究などの基礎研究が重要であるという認識が高まってきた。言い替えれば基本振動であり且つ最大の振幅を持つ季節サイクルの研究を初め、大気・海洋・陸面の相互作用の理解なしには新たなパラダイムの構築は難しいのではという雰囲気が高まって来たと言える。

モンスーンの定義は様々あるが、夏と冬で卓越風向が120°以上反転し、さらに1月と7月では 卓越風向の頻度が40%を越えるとする定義(Khromov, 1957)がこれまで幅広く気象学で用いられ て来た。近年になり風の季節変化に雨域が伴っていることが衛星により明確に分かるようになり、 対流活動の指標を用いてモンスーンの再考察を試みる研究が行われるようになった(Matsumoto,

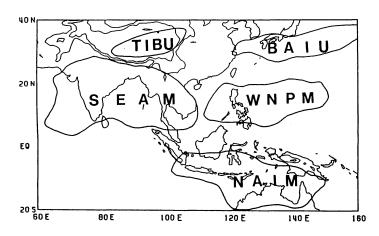


図1 3 つのモンスーンシステム (SEAM, WNPM, NAIM) と温帯湿潤気候 (TIBU, BAIU) の区分図。 太実線は年変動の中で OLR の最大と最小の差が 60~以上の地域を示す。 (Murakami and Matsumoto, 1994 より引用)。

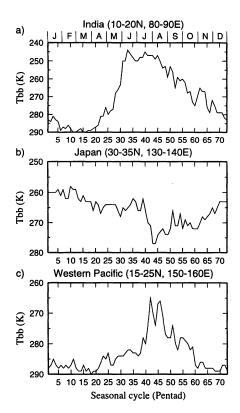


図 2 TBB のインド、日本、西太平洋上における季節変化 (1980年から1994年までの平均)。 横軸は半旬番号を示す。

1992)。図 1 はモンスーンの地域区分を外 向き長波放射量(OLR)を用いて示したも のである (Murakami and Matsumoto, 1994)。 OLR の季節変動の最大と最小の差が 60Wm⁻² 以上である地域が実線で囲まれており、5 つのモンスーン地域に分類されているのが 分かる。特に、西太平洋モンスーン (WNPM) が新たに定義された事が新しい。日本は BAIU という区分に入っているが、どのよ うに東南アジアモンスーン (SEAM) や WNPM と異なるのかを図2に示す。図2は気象衛 星ひまわり(GMS)から得られた黒体放射 輝度温度データ (TBB) の各地域での季節 変化(1980 年から 1994 年までの平均)を 示したものである。図 2a はインドモンス ーンの季節変化を示している。 通常5月か ら6月の上中旬にかけて急激に対流活発化 が起こり、8月の後半から徐々にモンスー ン活動は弱まって行くが、日本付近は同じ モンスーン地域でありながら全く異なった 季節変化が見られる (図 2b)。インドモン スーンが一気に立ち上がって行く5月は、 日本付近は皐月晴れという言葉に代表され

るように対流活動は不活発であり、6 月の中旬から梅雨が始まり、7 月の中下旬にはインドモンスーンとは対照的に一気に梅雨明けが起こる。また150°E付近の西太平洋地域は、7 月の下旬に対流活発化がようやく起こり、8 月の下旬に急激に不活発になる。このように同じモンスーン地域でありながら季節推移は全く異なっているように見える。特に西太平洋150°E付近の季節変化は興味深いので、次にこの地域の様子をもう少し詳しく見て行くことにする。

西太平洋上の大規模対流活動と循環場の季節変化は、海洋上であるにもかかわらず穏やかでなく不連続な様相を呈していることが、最近の研究で明らかになりつつある。Murakami and Matsumoto (1994)は、6月上旬にフィリピン東方海上の10°N付近で忽然とITCZ(熱帯内収束帯)が出現する事を見い出した。一方、Nakazawa (1992)はインド洋から西太平洋に東進する30日-60日スケールの季節内変動が季節的に位相を固定していることを示した。熱帯の対流活動と循環場の季節変化区分は、Matsumoto (1992)によってもなされている。近年 Ueda et al. (1995)は7月下旬に150°E付近に生じる大規模対流活動の急激な北上 (convection jump)時の循環場の構造を明らかにした。また、この現象によって、関東以北の梅雨明けが劇的に生じる事も示した。その後 Ueda and Yasunari

(1996)では、この convection jump のメカニズムを大気海洋相互作用の観点から 6 月から 7 月にかけて説明した。更に季節を遡りベンガル湾から南シナ海にかけての早期モンスーンの開始が、大陸と海洋の大規模な熱的コントラストと局所的な高海面水温の出現によって引き起こされる事が示された (Ueda and Yasunari, 1997a)。

言うまでもなく季節変動は最も振幅が大きい基本振動であるが、上述のようにその季節進行は複雑な様相をしている。年々変動は季節サイクルからの偏差として捉える事が出来るが(Wang and Xu, 1997)、これまでの年々変動の研究は主として気候値からの偏差のみに着目する傾向にあり、季節サイクルの変調という視点での研究は多くはない。代表的な研究として、フィリピン付近の対流活動が平年より活発な時は、対流活発域の熱源応答の結果、定常ロスビー波が北東方向に伝播し、日本付近の高気圧が強められることが分かっている(Nitta, 1987)。この結果はKurihara and Tsuyuki (1987)によっても確認されている。また梅雨明けをもたらす convection jump は 150°E以東で生じており (Ueda and Yasunari, 1995)、フィリピン付近の対流活動とは性質が異なっている事も指摘されている。従って本稿ではまず、7月下旬の convection jump に至る大気・海洋プロセスを紹介し、更にその応用例として 1993 年の冷夏時と 1994 年の暑夏時の事例解析の結果を報告する。

2. データと解析方法

対流活動の指標として、気象衛星ひまわり-赤外放射輝度温度データ(GMS-TBB)を用いた。TBB の解像度は $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 、時間間隔は 3 時間毎である。本研究では 5 日平均値を作成し、これを基に解

析した。循環場の解析には気象庁編集の客観解析データ(GANAL)を使用した。また ECMWF(ヨーロッパ中期予報センター)のデータも合わせて使用した。海面水温(SST)は気象庁編集の1°×1°の10日平均データを用いた。解析期間はTBB、GANALとも1993年、94年の6月から8月まで、ECMWFは1980年から89年までの6月から8月まで、更にSSTは1980年から1994年の7月下旬までを使用した。また発散の中心を調べるため、1980年から1996年までの気象庁気候系監視報告200hPa速度ポテンシャル図も合わせて使用した。

3. 大気・海洋結合プロセス

3. 1 convection jump の構造

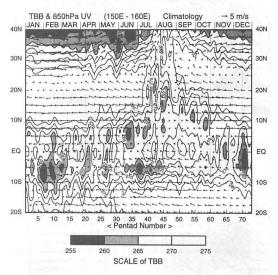


図 3 気候値の TBB と 850hPa の風ベクトル (ECMMF) の 150°-160°E 経度帯における緯度時間断面図。

等値線間隔は5K。陰影部の濃淡は図中の最下部に記されている。

図 3 は TBB と 850hPa の風の 150°-160° Eにおける緯度時間断面図である。 ハッチのかけられた 所は TBB が 270K 以下の領域で、相対的に対流活動が活発であることを示している。年間を通して 対流活発域は赤道付近に見られ、風の場は偏東風が卓越している。これは熱帯内収束帯 (ITCZ) に 対応している。また季節内変動の周期で位相が季節サイクルに対して固定されているようにも見え る (Nakazawa, 1992)。 興味深い事に 7 月の下旬 (第 42 半旬) に対流活発域が 10° Nから 25° Nに 急激に北上している。中緯度に着目すると、この7月下旬の急変に対応して、梅雨前線と思われる 低TBB領域が消滅している。図4は気候平均値のTBBと850hPaの空間分布を示す。上図はconvection jump前、下図はconvection jump 時に対応している。convection jump前では赤道からやや離れた 所に東西方向に帯状の対流活発域が見られる。これは教科書にも載っている北半球夏の典型的な ITCZ に対応している。下層の風を見ると、偏東風が20°N付近では120°E近くまで吹き込んでおり、 そこで東南アジアから吹いてくるモンスーン西風気流と合流して、日本付近へ多量の水蒸気を運ん でいる (Kawamura et al., 1994)。一方、convection jump 時 (下図) は、東西方向に一様に分布 していた ITCZ が 150°-160°Eで不連続になっている。TBB が 260K 以下の対流活発域がフィリピン 周辺の他に 20°N,150°E付近にも見られ、さらに対流活発域が北東方向の 25°N,160°Eに延びて いる。風の場はこの対流活動の急変に対応して大きく変化しており、20°N, 150°Eでの対流活発域 に向かって、モンスーンに伴う下層の西風気流が 120°E から約 30°近く東に拡大している。 わず か1半旬(5日)の間に3000キロ近い西風の東方への侵入は、西風バーストと呼べるものである。

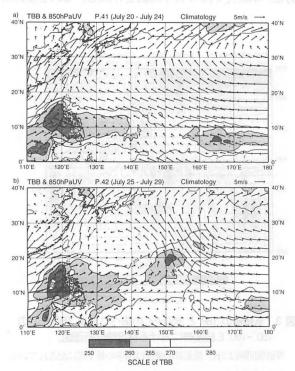


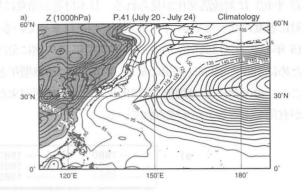
図4 気候値の TBB と 850hPa の風ベクトルの空間分布。 a) 第41 半旬 (7/20-7/24)、b) 第42 半旬 (7/25-7/29)。

また convection jump 前にフィリピン の北東付近まで勢力を保っていた偏東 風は、一気に東方へ後退している。こ の状況を強調して見るために、TBBと 風の場に対して convection jump 時か らその前を差し引いた物理量を作成す ると (Ueda et al., 1995)、20°N, 150° Eを中心に低 TBB が存在し、その西北 西に低気圧性循環の偏差場が見られる。 なおこの TBB と風の場の偏差が完全に 一致しないのは、ロスビー応答による ものと考えられる。また、同じ方法で 200hPa の風についても計算すると、 先程の低 TBB 領域に対応して高気圧性 循環の偏差が見られる。このことは大 気が連続であることを仮定すると、下 層での収束および上層での発散が存在 することを示しており、convection jump は対流圏全体の現象であること

が分かる。

ここまでは 10 数年のデータに基づいて 議論をして来たが、本当に統計的に convection jump があるのかについては疑 問が残る。convection jump の実態は熱帯 低気圧や台風あるいは偏東風波動に伴う擾 乱であると考えられるが、比較的長期間 (1951-1990年) のデータがある台風と 熱帯低気圧に限りその軌跡を解析すると (Ueda et al., 1995)、40 年の統計期間 においても第 42 半旬に convection jump 領域には数多くの台風や熱帯低気圧が発 生・通過しており、前の半旬である第 41 半旬には発生・通過数が少なくなっていた。 このことはモンスーンの季節進行が季節と 位相を固定しているとする見方(Nakazawa, 1992)を支持すると考えられる。

次に convection jump が中緯度の大気に どうのような影響を与えているのかを見て 行く。図5は気候平均値の1000hPa高度場



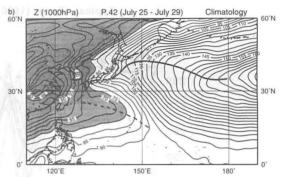


図 5 1000hPa の高度場 (1980—89 平均) の空間分布。 a) 第 41 半旬 (7/20-7/24)、b) 第 42 半旬 (7/25-7/29)。リッジとトラフはそれぞれ、太実線、点線で示されている。

の空間分布を示す。太平洋高気圧のリッジに着目すると、convection jump 前 (上図)では35°N, 180°付近から日本の南方海上に張り出しているのが確認出来るが、convection jump 時 (下図) にはそのリッジに替わってトラフが中国大陸南部から 20°N, 150°E に延びている。またそのトラフに押し上げられる形で太平洋高気圧のリッジが日本の関東以北に達してる。これは典型的な関東以北の梅雨明けと一致しており、convection jump によって劇的な梅雨明けがもたらされていることが確認できる。さらに、この convection jump 前後の 500hPa 高度の時間差分図や、典型的な convection jump 年の合成解析図から、この convection jump によって北東方向に波列パターンが生じていることが分かっている (Ueda et al., 1995)。

3. 2 convection jump のメカニズム

ここまで、気候平均場に見られる convection jump の構造および中緯度への影響を見てきたが、そのメカニズムまたは年々変動はどのようになっているのかについて説明する。図 6 は convection jump の key region $(15\degree-25\degree\text{N},\ 150\degree-160\degree\text{E})$ での TBB の第 30 半旬から第 60 半旬までの季節変化の年々変動の様子を示したものである。上図は典型的な convection jump が生じた年、下図は非典型年を示している。なお典型年とそうでない年の分離は、key region における第 42, 43 半旬の TBB の平均値が 260K 以下であるか否かで決定している。典型的な年は第 42 半旬に急激な TBB の下降があるが、非典型年は第 42 半旬前後には明瞭な TBB の変化は無く、弱いながら 8 月の中旬(第

47 半旬)に対流活発化が見られる。日本付近が冷夏に見舞われた 1993 年は非典型年にあたり、反対に暑夏になった 1994 年は典型年に当てはまっている (Ueda and Yasunari, 1997b)。このように、15 年のケースは典型年が 8 例、非典型年が 7 例に分けられる。なおこの様子を空間的に確認するために TBB と 850hPa の風の第 42 半旬における典型年と非典型年の合成解析を行った結果(図省略)、この二つのケースは明瞭に分離出来ることが確認出来たので、年々変動場での相関解析や合成解析が有用であることが示唆されている。

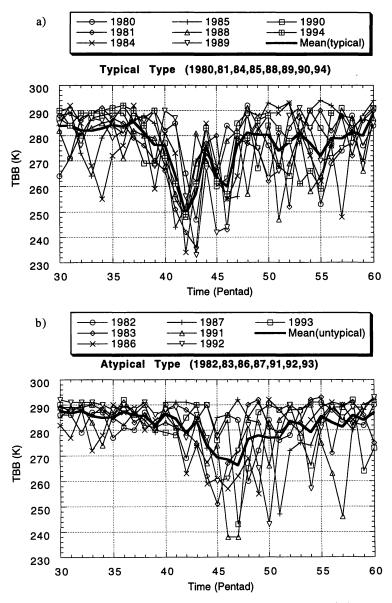


図 6 convection jump が生じる領域 (15°-25°N, 150°-160°E) における 1980 年から 1994 年までの TBB の第30 半旬から第60 半旬までの季節変化。

a) は典型年、b) は非典型年を示す。

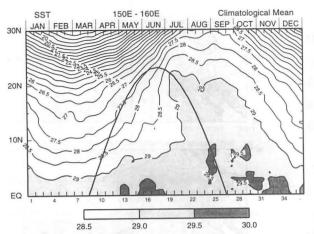


図7 海面水温 (SST) の 150°-160° E における気候値の緯度時間断面図。 実線は太陽高度の極大緯度を示す。

次に convection jump のメカ ニズムについて考察して行く。 convection jump は海洋上で生 じているので、まず海面水温 (SST) の変動に着目する。図 7 は convection jump が生じる 150°-160°E における気候値 (1982年-1995年)の SST の 緯度時間断面図である。一般に 熱帯域での大規模対流活動は SST に大きく依存する。具体的 には SST が 28℃から 29℃を越 えると、急激に対流活発化が生

じる事が分かっている (Gadgi1, 1984; Zhang, 1993; Lau and Sui, 1997)。図中でハッチがかけられている部分は 29℃以上の領域で、実線は太陽高度の年変動を示している。この図を見てまず気が付く事は、SST の季節変化は太陽高度の極大に追随するようには変動せず、季節サイクルが非対称になっている点である。これはインド洋上の季節変化とは異なっている。特に北半球側での 5月から7月にかけての SST は、太陽高度が極大に達しても 29℃以上の高水温がすぐに形成されず、

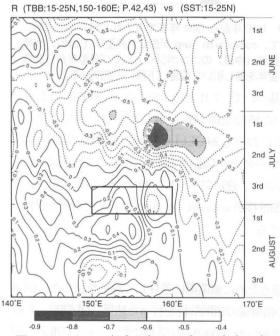


図 8 key region (15°-25°N, 150°-160°E) における第 42, 43 半旬の TBB の年々変動成分と、同じ緯度における SST の年々変動成分との間の相関係数を経度 - 季節時間断面図としてプロットしたもの。

10°N付近では7月の下旬、20°N付近では7月 の上旬に 29°C以上の SST が出現している。こ のことは北半球側において季節進行にともない 暖かいSSTが南から北へ徐々に拡大して行くと する常識に反している。また7月上旬に20°N 付近に出現する 29℃以上の高 SST と同じ場所 での7月の下旬の対流強化 (convection jump) との間に何らかの関係がある事が推察出来る。 7月上旬の SST の空間分布を見ると、20°N 付 近では舌状の29°C以上の領域が150°Eから160° E にかけて延びており (Ueda et al., 1995)、 その関係を確認するために、TBB の年々変動成 分と SST の季節進行の年々変動成分との間の相 関解析を行った。図8はkey region (15°-25° N, 150 °-160° E) での TBB (i, P42・43) と 同じ緯度での SST (i, J) の相関係数の経度時 間断面を示している。ここでi は年々変動成分、 P, J はそれぞれ半旬、旬を示しており、P42・

43 は第 $42 \cdot 43$ 半旬の平均を表している。 つまり、TBB の 7 月下旬 ($P42 \cdot 43$) における key region での年々変動成分 (図中の太実線で囲まれた領域) と SST の同じ緯度 ($15\degree-25\degree$ N) における季節進行の情報を残した年々変動成分との間の相関を計算している。

図8を見ると、負相関が7月の上中旬に、正相関が7月の下旬から8月の中旬にかけて見られる。負相関とはSSTが通常よりも高い時は、TBBが下降する(顕著なconvection jumpが見られる)関係を示しており、逆も真である。この図から7月下旬のconvection jumpは7月上中旬のSSTに大きく支配されており、逆にconvection jumpの強弱は海面からの蒸発や海洋の混合作用、あるいは太陽放射の海面到達量の差異などを通してconvection jump以後のSSTを変動させる事を示しており、一連のサイクルは約40日位であることが分かる。

上述の関係の空間構造を調べるために、 型年 (中段) のコンポジットおよび典型年 SST に対し合成解析を行った。図 9 は図 6 型年を差し引いた偏差 (下段) の空間分布。

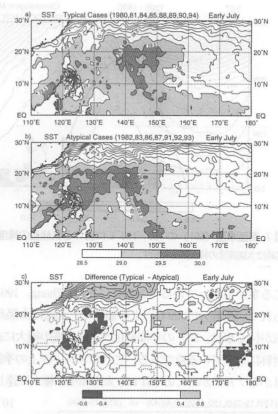


図 9 1980 年から 1994 年までの 7 月上旬の SST に対して、convection jump が生じた典型年(上段)、非典型年(中段)のコンポジットおよび典型年から非典型年を差し引いた偏差(下段)の空間分布。

での convection jump の典型年と非典型年の分離に基づいて、7月上旬の SST の a) 典型年、b) 非典型年そして c) 典型年から非典型年を差し引いた値の空間分布を示している。 典型年には convection jump が起こる $15^\circ-25^\circ$ N, $150^\circ-160^\circ$ E において 29° C以上の高 SST が舌状に広がって いるが、非典型年ではそれが確認出来ない。 この二つのケースの違いは図 9c において顕著に見られる。 20° N 付近の 150° E 以東では典型年には SST が高く、逆にフィリピン沖では低くなっている。 このように 20° N, 150° E 以東の不連続な SST の季節推移が convection jump に対して大きな役割を果たしている事が年々変動場でも確認出来たと言える。

3. 3 海洋の変動に対しての大気の役割

前節での特異な SST の季節変化のメカニズムを探るために循環場に着目して解析を行った。図 8 は TBB と SST の相関解析であったが、TBB と下層の循環場の相関解析を行った結果(図省略)、7 月下旬の convection jump に対して 6 月下旬(第 36 半旬)の 1000hPa のジオポテンシャル高度との間に高い相関があることが明らかになった。その時の空間構造を見るために、SST の合成解析と同様に1000hPa のジオポテンシャル高度と風ベクトルに対して典型年と非典型年でのコンポジットを作成した(図 10)。図 10a は第 36 半旬(6 月下旬)における典型年の様子を示している。非典型年(図 10b)

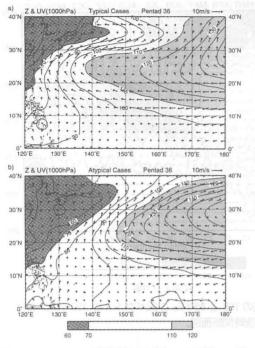


図 10 1000hPa の高度場と風ベクトルの第 36 半 旬 (6 月下旬) における典型年(上段)と非 典型年(下段)の合成解析図。

と比べると、140°Eから160°Eにかけて20°-30° Nの領域はゆるやかに太平洋高気圧が張り出して おり、そこに吹く偏東風も弱くなっている。こ のことは風が弱く静穏な状態が作り出される事 が、SSTの上昇に重要である事を示唆している。 この下層風速と SST の関係を確認するために、 年々変動場での相関解析を行った。図 11 は key region での7月上旬のSSTの年々変動成分と、6 月下旬(第36半旬)の下層風速の年々変動成分 との相関係数の空間分布を示す。負(正)相関 は6月下旬の風速が通常より弱(強)い時、引 き続く 7 月上旬の SST が高(低) くなることを 示している。この図において高い負相関領域は 20°N 付近の 140°E 以東に見られる。また図 9c における SST の正偏差領域ともほぼ一致してい る。以上より、7月の下旬の convection jump は、 20° N 付近での 7 月上旬 SST の上昇、さらにその 領域での 6 月下旬の偏東風の弱風化と密接に関 係していることが分かる。

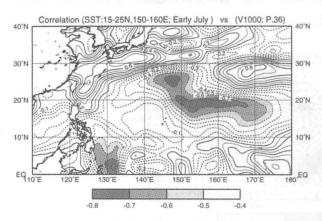


図 11 key region (15°-25°N, 150°-160°E) における 7 月上旬の SST の年々変動成分と、第 36 半旬 (6 月下旬) における 1000hPa のスカラー風速の年々変動成 分との相関係数の空間分布。

最後に6月の下旬の20°N付近での偏 東風の弱風化言い替えれば太平洋高気圧 西端部の弱体化のメカニズムについて説 明する。今までは150°EでのITCZの変 動に着目してきたが、ここでは convection jump が見られない経度であ るフィリピン東方海上の ITCZ の季節変 化について見て行くことにする。図 12 は気候平均値の TBB と 850hPa の風ベク トルの 120°-130°E における緯度時間 断面図である。この経度帯はフィリピン 東方海上に対応し、そこでは6月の上旬 に ITCZ が忽然と出現する (Murakami and Matsumoto, 1994)。その後6月の中旬か ら下旬にかけて ITCZ は最も活発になり、 モンスーン西風気流も顕著になる。この

ITCZ の成熟期の空間構造を見る ために、典型的な年における成熟 期前後の TBB および 850hPa の風 ベクトルの差分量 (第 35・36 半 旬から第 32・33 半旬の差) を計 算した (図 13)。 ハッチのかけら れた所は対流活動が活発化してい ることを示している。まず初めに 気付くのが、フィリピン周辺の対 流強化とそれに伴う西風偏差であ る。また日本の南方海上には高気 圧性の偏差が、また 150°E 以東 では低気圧性の偏差が見られる。 なお、スカラー風速が 0.5ms⁻²以 上弱くなった領域を太実線で囲ん であるが、この領域はこれまで議

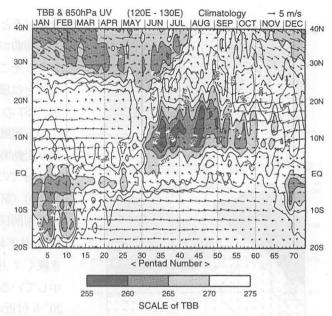


図 12 気候値の TBB と 850hPa の風ベクトルの 120°-130° E に おける緯度時間断面図。

論してきた 20° N 沿いの偏東風の弱風化領域と一致している。ここで図 10 と比べると、 140° E から 150° E にかけてゆるやかに張り出した太平洋高気圧は、実は図 13 の高気圧性偏差と対応していることが分かる。また 150° E 以東での太平洋高気圧の弱体化は、図 13 の低気圧性偏差によってもたらされており、この一連の偏差循環は北太平洋を大円に横切る順圧的なパターンをしている。この結果はフィリピン付近の対流活動の極大が順圧ロスビー波の分散の起源として働くとする報告(Kawamura et al., 1996)と一致している。

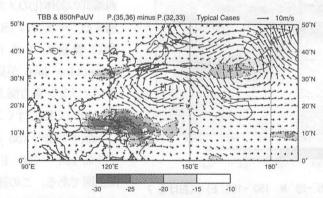


図 13 典型的な convection jump が生じた時の、TBB と 850hPa の 風の場の時間差分図 (第 35, 36 半旬から第 32, 33 半旬を差し 引いたもの)。実線はスカラー風速が非典型年に比べて 0.5ms⁻¹ 以上弱くなった領域を示す。ハッチのかけられた所は対流活発化領域に対応する。

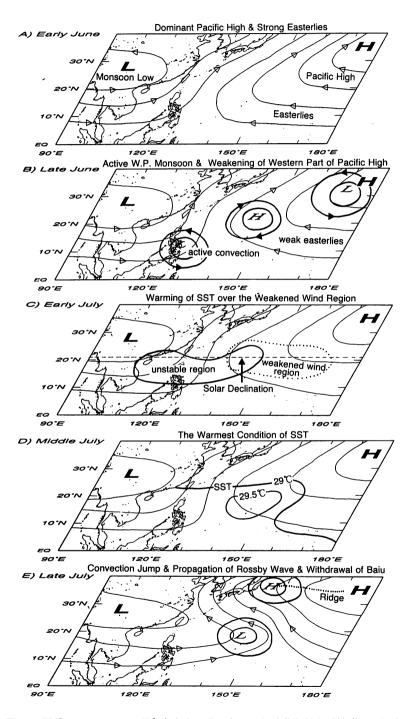


図14 夏季モンスーンの6月初旬から7月下旬にいたる典型的な季節進行の概念図。

3. 4 大気・海洋相互作用の概念モデル

ここで今まで説明した一連のプロセスを模式図にまとめたので紹介する(図 14)。6月の上旬(図 14a)は太平洋高気圧が強く、偏東風もフィリピン付近まで吹き込んでいる。ところが 6月の中旬から下旬にかけて、フィリピン周辺での対流活動が最も活発になり、それによって順圧的な波列が北東方向に形成され、結果として 20°N付近の 140°E 以東の偏東風が一時的に弱められる。7月上旬(図 14c)には、この弱められた偏東風領域(点線)と太陽放射の極大(破線)が重なり、そこでは徐々に海面水温(SST)が上昇し始め、対流不安定領域(実線)が北東方向に拡大して来る。そして7月中旬(図 14d)には SST が 20°N、150°E を中心に最高温の 29.5℃以上に達し、舌状の高 SST(実線)が形成される。その結果、大気は7月中旬に最も不安定となり、それが解消される形として7月下旬(第 14 図 e)に下層の西風バーストを伴う対流活動の急激な北上(convection jump)が 150°E 付近で生じる。この現象は局所的には太平洋高気圧のリッジを押し上げ、関東以北の梅雨明けをもたらす。またこの時定常ロスビー波の応答が見られるが、40°N 以南では東風になっているので、convection jump に伴う熱源から直接定常ロスビー波が伝播するのではなく、低緯度の熱源の影響が何らかの要因によって中緯度西風帯に及び、そこから定常ロスビー波応答が見られると考えられる。以上が convection jump を引き起こすメカニズムであり、大気と海洋が複雑に相互作用しながら、季節が進行して行く様子は実に興味深いものがある。

4. 1993 年, 94 年における循環場の盛夏期 への季節進行

4. 1 TBB と 850hPa の風の場

図 15 は 150° E から 160° E における TBB の緯度 時間断面である。1993年(図 15a)は6月から8 月の中旬まで対流活発域(270K以下の陰影部) が 10° N-10° S 付近に留まっており、気候平均値 に見られた7月下旬の convection jump は見られ ない (図3参照)。しかし弱いながら対流活発域 が、8月の中旬から下旬にかけて25°Nまで北上 している。また35°N以北の中緯度では、8月上 旬まで TBB が 270 K以下に覆われており、梅雨前 線が停滞している事が分かる。興味深いことに、 8 月中下旬の convection jump に対応して 30°N 以北の梅雨前線は消滅している。これに対し1994 年(図 15b)は、早くも対流活発域が、7月上旬 に 30°N 付近に現われている。また通常より約2 半旬 (10 日) 早い 40 半旬から 41 半旬にかけて 顕著な convection jump が生じている。次に、こ

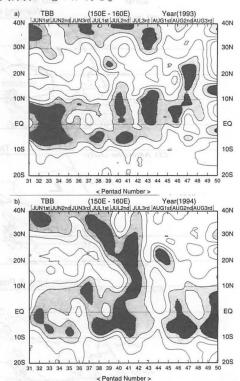


図 15 TBB (1980-94 年平均) と 850hPa の風ベクトル (1980-89 年平均) の 150°-160°E における 緯度時間断面図。

等値線間隔は 5K。薄ペンッチは TBB が 265K以上 270K以下を、濃ペンッチは TBB が 265K以下を示す。5ms⁻¹の単位ベクトルは右上に表示。横軸は半旬 (5 日平均) 番号を示す。

の様子の空間構造を図16、図17に示す。図16は1993年冷夏時の7月5日から8月3日までの、 850hPa の循環場と対流活動の2半旬ごとの時間進展を示している。第38-39半旬(図16a)では、 偏東風がフィリピン諸島の北西域まで吹き込んでおり、南シナ海上でモンスーン西風気流と合流し 南寄りの風になり、中国大陸南東部を抜け朝鮮半島や日本付近に達している。日本付近は 275K 以 下の低い TBB で覆われており、梅雨前線が停滞していることが分かる。第40-41 半旬(図 16b)に なると、弱いながら対流活動が 20°N、140°E 付近に現われている。そこでは 140°E 以東に後退し た偏東風と、替わりに侵入した西風が収束し、高気圧性の循環を形成しながら、35°N 付近で強い 西風となり 180 以東まで吹き抜けている。そのため日本の南方海上へ多量の水蒸気を供給する結 果となり、梅雨前線に沿って TBB が 265 K以下の強い対流域が現われている。ところが次の段階の 42、43 半旬 (図 16c) になると、一旦 140°E 付近まで東方に侵入した西風が 130°まで後退し、そ こで偏東風と合流し、九州付近へ南よりの風となって吹き込んでいる。その結果、九州付近は局所 的に強い対流活動が見られる。 図 17 は第 16 図と同じく、1994 年の第 38 半旬から 43 半旬までの 時間進展を2半旬ごとに示している。7月の初旬(図17a)には、西日本から沖縄にかけてTBBが 275K以上となっており、梅雨が明けていることが分かる。しかし関東以北では梅雨前線に伴う雲 域に覆われている。熱帯の対流活動に着目すると、フィリピン東方海上の140°E付近まで255K以 下の非常に強い対流活動が見られ、そこには下層の西風が吹き込んでいる。 また偏東風がその対流 活発域の北東端をかすめるように 120°E まで西方に吹き込んでいる。そのため局所的な高気圧場 が西南日本を含む日本の南方海上に形成されている。即ち西南日本の一足早い梅雨明けは、フィリ ピン付近の対流活発化によって引き起こされている可能性がある。 尚、これについては第7節で詳 しく述べる。第40-41 半旬 (図17b) になると、25°N、160°E 付近に対流活発域が現われ、そこに 向かって西風が吹き込み、同時に偏東風との収束場が生じている。これは平年より約 10 日早い convection jump のためであると考えられる。この時の日本付近は弱いながら高気圧性の循環場に 覆われており、梅雨前線も北海道の北まで北上している。その後の第 42-43 半旬(図 17c)もフィ リピン東方海上 10°-15°N 付近での ITCZ が強く維持され、TBB が 250K以下の活発な対流活動が見 られる。またその ITCZ 中を西風が 150°E 付近まで吹き込み、そこで偏東風と合流し南よりの風と なって 150°E に沿って北上している。なお引き続き日本の周囲は広く高気圧に覆われ、梅雨明け 後の晴天が続いていることが分かる。

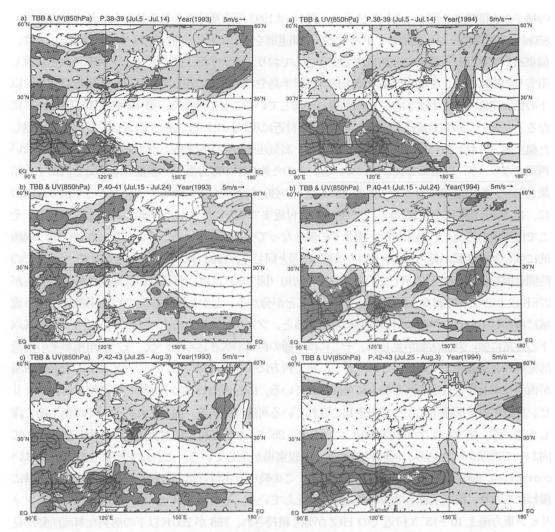


図 16 1993 年の TBB と 850hPa の風ベクトルの空間分布。 図 17 図 16 に同じ。ただし 1994 年。 両図ともに a) 第 38-39 半旬(7/5-7/14)、b)第 40-41 半旬(7/15-7/24)、c)第 42-43 半旬(7/25-8/3)。 等値線間隔は 10 K。 薄い ソッチは TBB が 265 K以上 275 K以下を、濃い ソッチは TBB が 265 K以下を示す。

4. 2 1000hPa の高度場

次に 1994 年第 40-41 半旬の関東以北の梅雨明けと convection jump の関係を、1000hPa の高度場で確認する。図 18a は第 38-39 半旬の 1000hPa 高度場の空間分布である。太平洋高気圧から舌状の高圧場(90gpm 以上)が九州から沖縄諸島まで延びている。これは南西日本の一足早い梅雨明けと対応している。またこの時トラフ(60gpm 以下)は中国大陸南東部からフィリピン北東部へ延びており、図 17a で見られた対流活発化に対応している。その後の第 40-41 半旬(図 18b)では、図 17b に見られた対流強化に伴うトラフが 27° N、 150° E 付近まで延び、太平洋高気圧の西端部にくさび状に入り込んでいる。そのため第 38-39 半旬に 40° N、 180° から 20° N、 150° E まで延びていた

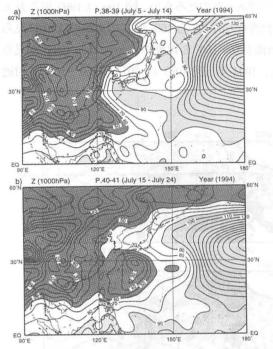


図 18 1994 年の 1000hPa のジオポテンシャル高度の空間分布。

a) 第 38-39 半旬 (7/5-7/14)、b) 第 40-41 半旬 (7/15-7/24)。 等値線間隔は 10gpm。濃レソハッチは 60gpm 以下、薄レソハッチは 90gpm 以上にかけられている。 リッジが北へ押し上げられ、結果として関東以北を覆う形となった。これが、まさに関東以北の劇的な梅雨明けであり、convection jump によってもたらされた事が分かる。

convection jump が 150° E 以東(以西)で生じると典型的な梅雨明けが生じる(生じない)事が分かっているが、1993 年は150° E 付近での明瞭な convection jump が7月下旬に生じていなかった。そのため偏東風とモンスーン西風気流は日本の南の海上で合流し、多量の水蒸気を含んだ風は日本列島に吹き込み、梅雨前線はより一層強化されていた。一方1994年は7月の上旬のフィリピン付近の対流活発化により西南日本の梅雨明けが起こり、続いて通常より約10日早い convection jump のため関東以北の梅雨明けがもたらされた。convection jump は東西方向に帯状のITCZが150° E 付近で北上する現象であるが、

この変化により、西風が 150° E 以東に吹き込む事が出来る。言い替えれば、convection jump によって夏のモンスーンの東方への拡大が生じている。1994 年は convection jump 後の ITCZ も活発に維持されており、ITCZ 中の西風は 150° E 付近まで吹き込んでいる。そのため日本付近は高気圧に覆われ、これが 7 月の異常高温と密接に関係していたと考えられる。

5. 海面水温と convection jump との関係

前章で見てきたように、1993 年と 94 年では熱帯の対流活動の季節進行が極めて異なっていた。では一体この違いはどのようにして生じたのであろうか。日本の南海上の大規模対流活動は、SST に大きく依存することが分かっている。一般に SST が 28℃から 29℃を超えると、一気に対流活発化が生じると言われている(Gadgil , 1984; Zhang, 1993)。Ueda et al. (1995) は気候値に見られた 7 月下旬の convection jump 領域と、7 月上旬の舌状に広がる 29℃以上の SST が一致していることから、convection jump を引き起こす重要な要因の一つに、150° E 付近の特殊な SST の季節変化が関与している可能性を示した。更に Ueda and Yasunari(1996) はこの関係を年々変動場で確認し、25° N、150° E 付近の 7 月上中旬の SST が 29℃以上(以下)になると、顕著な convection jumpが起こる(起こらない)事を示した。

それでは 1993 年、94 年の SST の様子はどのようであったのだろうか。図 19a は 1993 年 7 月上 中旬の SST の空間分布である。 29° C以上の領域は台湾東方海上から 150° E までは 25° N 以南に見られるが、 29° Cの等値線は 150° E で急激に南に折れ曲がり、 150° E 以東の convection jump が見られる領域では 29° C以下となっている。これに対し、1994年(図 19b)は 20° N、 150° - 160° E 付近に舌状に 29° C以上の高 SST が張り出している。

この両年の気候値からの違いを見るため、同じ時期の SST 偏差を図 20 に sð\n 示す。1993 年 (図 20a) は 150° E を境に、偏差が反転している。通常 convection jump が見られる 150° E 以 東の領域では、SST が平年より低く、またフィリピン北東海上は高くなっている。これに対し、1994 年 (図 20b) は 140° E 以東で最高 1.5° C以上 SST が平年より高くなっており、逆にフィリピン東方海上は負の偏差になっている。 10° N このため、1994 年は図 17b に見られる 150° E 以東での対流活発化が生じたと考えられる。 図150 で B 以東での対流活発化が生じたと考えられる。

150° E以東で生じる convection jump は梅雨明けという盛夏期の到来をもたらし、更には中緯度の循環場を変える力を持っている。ただし、ITCZ の維持と convection jump との関係は明らかではない。言い替えれば、1ヶ月以上の持続的な気候状態の説明には適しておらず、むしろ梅雨期から盛夏期へのスイッチとして重要な役割を果たしていると考えた方がよい。そのような視点に立つと、150° E 以東の SST の振る舞いは、梅雨期の終焉を予測するために有用であり、今後もモニターしていく事が望まれる。

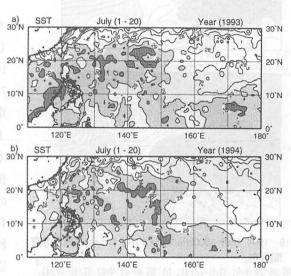


図 19 海面水温 (SST) の 7 月上中旬の空間分布。 a) 1993 年、b) 1994 年。等値線間隔は 1.0℃、薄いハッチは 29.0℃以上 30.0℃以下、濃いハッチは 30.0℃以上を示す。

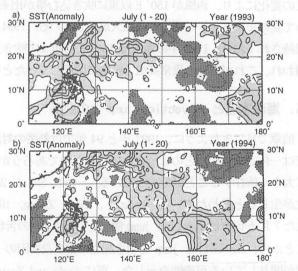


図 20 海面水温 (SST)の7月上中旬の平年値 (1980~1994年 平均)からの偏差の空間分布。

a) 1993 年、b) 1994 年。等値線間隔は0.5℃、薄レソハッチは+0.5℃以上、濃レソハッチは−0.5℃以下を示す。

6. 上層の発散場

これまでは、7月の初めから8月の初めにかけての細かな季節変化を見てきたが、次に盛夏期である第40半旬から45半旬(7月15日から8月13日)までの1993年と94年の上層(200hPa)の発散場の違いを検証する。図 21 は 1994年の状況をより強調して見るために、200hPa の速度ポテンシャルから求めた発散風の1994年の値から1993年の値を差し引いて得られた空間分布である。日本付近は上層で収束が見られる。対流圏での質量の連続を考えると、ここでは下降流が卓越していることになる。田中ほか(1997)は、1994年の夏に日本付近に持続的な下降流が存在し、それに伴う断熱圧縮が、温度上昇をもたらした事を熱収支解析によって明らかにしている。また下降流により雲が出来にくい事が、日射によるさらなる加熱をもたらしたと考えられる。一方 20°N付近は100°-130°Eで強い発散が見られ、また convection jump 領域を含む 25°N、140°-170°E でも同程度の発散が見られる。これらの発散は、1994年の対流活動が 93年に比べて活発であった結果と考えられる。この2つの発散域から出た発散風は南北方向に分かれている。注目すべきは、北に向かった発散風は日本付近で収束している点である。即ち熱帯の対流強化に伴う上昇流が日本付近で下降し、下層の高気圧強化をもたらしている事を示している。

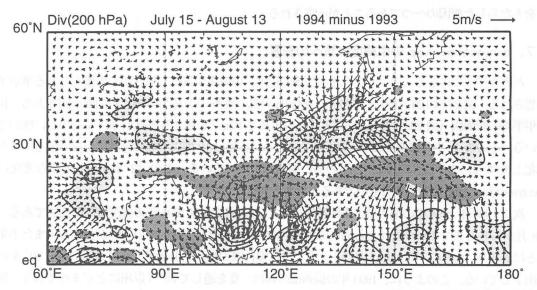


図 21 1994 の 7 月 15 日から 8 月 13 日まで平均した 200hPa の速度ボテンシャルから 1993 年の同期間の値を 差し引いた空間分布。

発散風も同期間の 1994 年から 1993 年を引いた値をベクトルで表示してある。等値線間隔は 1.0×10㎡s⁻¹である。薄い陰影部は+2.0×10㎡s⁻¹以上、濃い陰影部は−2.0×10㎡s⁻¹以下を示す。

図 22 は7月から8月における200hPaの速度ポテンシャルの発散域の中心を、1980年から1996年までプロットしたものである。Sumi (1986) は対流中心を速度ポテンシャルから求め、年によって夏から冬にかけて移動するパターンが異なることを示し、大循環場との関連を示唆している。1982

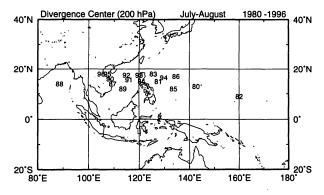


図 22 200hPa の速度ポテンシャル場における 7、8 月の発散中心 を、1980 年から 1996 年までプロットした空間分布。

年(82 とプロット) はエルニーニョの年にあたり、対流活動が東よりになったため、平年よりもかなり東の 160°E 付近に中心がある。1988 年(88 とプロット) は日本は冷夏の年で、Nitta(1990)はインドモンスーンが極端に強かったため、発散域の中心は通常よりはるかに西よりの90°E 付近に存在していたとしている。しかし、1993 年、94 年を見るとどちらも

発散中心は120°Eに位置しており、両年とも発散場の東西バランスに大きな違いが認められない。 このことは図21において、インドモンスーン地域に大きな収束発散の差異が見られないこととも 一致している。このようにTBBと発散場で見る限り、1994年は西太平洋上の対流活動がローカル に強く、特に140°E以東での対流強化による発散風が日本上空へ流入したことが、記録的な暑夏 をもたらした要因の一つであることが示唆される。

7. convection jump の中緯度大気への影響

西太平洋上で生じるこのような急激な季節変化は、中緯度大気にも何らかの影響を与える事が予想される。図23は120°-150°Eにおける500hPaの風の東西(U)成分の緯度時間断面図である。10年平均の断面図(図23a)を見ると、7月の中旬まで10ms⁻¹を超える西風が35°Nを中心に吹いている。その後42半旬に偏西風は一旦弱まるとともに、軸は10度以上北に急激にシフトする。また北上後は45°N付近に10ms⁻¹以下の弱い偏西風が吹いている。この42半旬の不連続な変化はconvection jumpに対応するものであると考えられる。

次に 1993 年と 94 年の偏西風の季節変化を見ていく。図 23b は 1993 年の緯度時間断面図である。 6 月から 8 月まで 10ms^{-1} を超える偏西風が $30^\circ-35^\circ$ N を軸として吹いているのが分かる。また平年とは異なり、6 月の下旬から 7 月の上旬までは、偏西風の軸が北上せず、逆に 35° N から 30° N へ南下している。このように、1993 年の偏西風の軸は一夏を通して 35° N 以南にとどまっており、梅雨が長引いた事と密接に関係していると思われる。また 1993 年は convection jump が明瞭ではなく、そのため偏西風の軸が北上するタイミングが無かったとも考えられる。一方、1994年(図 23c)は6 月の中旬に 30° N 付近にあった軸が徐々に北上しており、6 月下旬には 40° N、7 月上旬には 42° -43° N 付近まで北上している。 40 半旬で生じた convection jump のため偏西風は一旦 50° N 以北までシフトしており、その後も $45^\circ-50^\circ$ N 付近の比較的高緯度に偏西風の軸が見られる。このように 1993 には偏西風・梅雨前線ともに南偏し続け、逆に 1994 年にはともに北上が早く、盛夏期を通して北偏し続けていた。

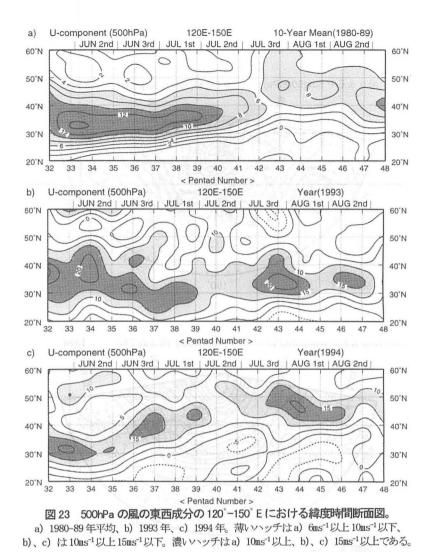
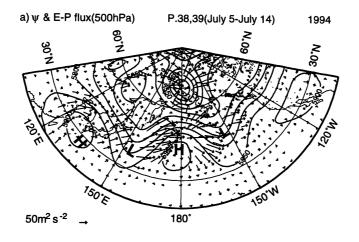


図 24 は 500hPa の準地衡流流線関数 (Ψ) と定常波の活動度フラックスF の空間分布である。本研究では Plumb (1985) に従い、以下で表される水平方向のフラックスの計算を行った。

$$\mathbf{F} = \cos \phi \times \begin{pmatrix} v^{*2} - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial (v^* \Phi^*)}{\partial \lambda} \\ -u^* v^* + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial (u^* \Phi^*)}{\partial \lambda} \end{pmatrix}$$

ここで、 λ , ϕ はそれぞれ緯度、経度である。u は風の東西成分、v は風の南北成分、 Φ は等圧面高度、 Ω は地球の角転の角速度、a は地球の半径を表している。また、(*) は帯状平均からのずれを示している。F は Plumb(1985)に示されているように、定常ロスビー波の伝播の方向と大きさを与えるベクトルである。なお、短周期擾乱を取り除いて停滞性擾乱を抽出するため、10 日平均データに基づいて活動度フラックスを計算した。



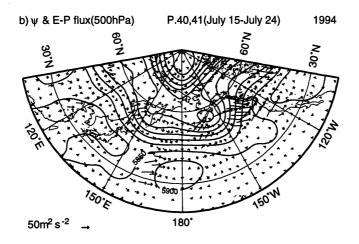


図 24 500hPa の準地衡流流線関数 (Ψ) とロスビー波の活動度フラックス。 a) 第38-39 半旬 (7/5-7/14)、b) 第40-41 半旬 (7/15-7/24)。等値線間隔は50gpm。

第 38-39 半旬(図 24a)では、日本の南西海上 30°N、135°E を中心に高気圧に覆われている。また 150°E 付近ではトラフが 30°N 付近まで南に入り込んでいる。更に 180°付近でリッジが 50°N 付近まで達し、150°Wでは再びトラフが南下している。この時の等圧面高度から 7 月平均の値を差し引いた空間分布(図省略)を見ると、日本の南西海上からアリューシャン列島、更には北米大陸にかけて、正、負、正、負という高度偏差が見られる。一方活動度フラックスは、この偏差パターンに沿って北東方向に伝播している。定常ロスビー波の波束は、基本風が西風の時にのみ存在し、東方に波束伝播する性質を持つことから、これらの波列は定常ロスビー波の伝播を示していると考えられる。

次に、convection jump が生じた第40-41 半旬を見ていく事にする。北海道以南の日本列島上で

は、5850gpm以上の高い高度場で覆われており、下層の高度場(図18)に見られた梅雨明けと対応 している事が分かる。興味深い事にこの時は、先程の定常ロスビー波の伝播パターンは確認されず、 日本の南方海上から北東方向への活動度フラックスの伝播も顕著ではない。

では図 24a に見られた定常ロスビー波の成因は何であろう。第 38-39 半旬の対流活動を見ると(図 17a)、フィリピン東方海上では対流活動が非常に活発で、このため中緯度偏西風帯に何らかの影響がもたらされ、定常ロスビー波応答が生じた可能性がある。ちなみに、偏西風は第 38-39 半旬には 30°N まで吹いており(図 23 参照)、定常ロスビー波が伝播する必要条件は満たされていたが、第 40 半旬の convection jump により、偏西風の南限は 40°N 以北に北上したため、定常ロスビー波が伝播出来なくなったと推察される。

次に、これら一連の様子を目単位で確認するために、日平均の生データ用いて、大円に沿った500hPa の等圧面高度の時間断面図を作成した(図 25)。まず初めに気付くのは、120°E から 150°W にかけて、正、負、正、負の極大が東に伝播している事である。単純に計算すると、1 日あたり約1000km 弱のスピードで伝播しており、毎秒 11m 前後の速度となる。定常ロスビー波の群速度の大きさは基本場の風速と波数ベクトルの向きに依存し、その大きさは基本場の風速の約 1.5~2 倍程度である(Holton, 1992)。図 26 は定常ロスビー波伝播時の第 38, 39 半旬の 500hPa における風の東西成分の空間分布である。黒丸で示された波の伝播経路付近での風速は比較的弱く、平均するとおおよそ 6~7ms⁻¹位になる。11ms⁻¹は定常ロスビー波の群速度としては比較的遅い方だが、これは夏場のため基本場の風速が弱い事に起因していると考えられる。

このように 1994 年は 150°E での convection jump 前の第 38-39 半旬 に、フィリピン東方海上で対流活発化 が生じた。そのため中緯度偏西風帯に 何らかの影響が与えられ、そこで定常 ロスビー波が励起され北東方向へ伝播 した。 さらに第40半旬の convection jump による偏西風の北上のため、波 列が消滅したと考えられる。従って、 この年は典型的な季節進行とは異なっ ていたと結論付けられる。ここで典型 的な convection jump によって、定常 ロスビー波が伝播出来るのか否かを検 証する必要がある。図 23a は 120°E-150°E での時間断面図なので、第 42 半旬の convection jump 時には西風領 域の中心が45°N付近に北上しており、 一見すると定常ロスビー波が伝播しに

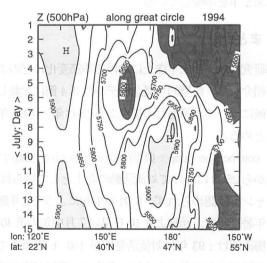


図 25 500hPa 高度の大円に沿った時間断面図。 等値線間隔は50gpm。薄いハッチは5900gpm 以上、濃いハッチは5650gpm 以下を示す。下段には緯度、経度及び起点からの距離が示されている。

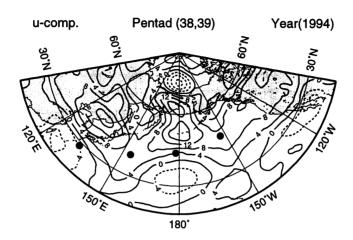


図 26 500hPa 高度における風の東西成分の第38,39 半旬平均の空間分布図。 等値線間隔は 2ms-1 である。 黒丸は定常ロスビー波の伝播経路を示している。

くい状況が作り出されているように思える。しかし、ロスビー波の伝播方向である 150°E 以東での第42 半旬以降の 500hPa の東西成分の空間分布 (図省略) を調べると、1994 年の第38-39 半旬時とほぼ同じ状況であった。この事は典型的な7月下旬の convection jump に伴う熱源によって一旦 30°N 以北の中緯度西風帯に何らかの影響が与えられた時、本邦東方海上で定常ロスビー波が伝播出来る事を示唆している。

8. まとめ

本研究では、西太平洋上における季節変化にどのような大気・海洋プロセスが見られるのかについて紹介した。 典型的な概念モデルは3.4節に記載してあるので、ここでは熱帯の対流活動と日本の天候について季節進行の視点から1993年と1994年の特異な2年に限り比較検証した結果を簡潔にまとめる。

- 1) convection jump: 典型的な convection jump は 150°E 以東で、42 半旬 (7/25-29) に 10°N から 25°N にかけて対流活動の北上として見られるが、93 年冷夏時は、時期場所共に明確なジャンプは認められず、8 月の中旬にようやく明瞭なジャンプが現われている。これに対し 94 年暑夏時は、通常より 10 日早い7 月中旬の第40 半旬に convection jump が起こっている。
- 2) 梅雨明け:93 年は対流活発域が 150°E 以東まで拡大しなかったため下層モンスーン気流と偏東風が日本の南で合流し、多量の水蒸気が梅雨前線に供給される結果となった。そのため梅雨前線の北上が起こらず、かえって強化してしまう事になった。一方 1994 年は7月の上旬にフィリピン付近での対流強化により西南日本の梅雨明けが生じ、ひき続いて7月の中旬に 25°N 以北且つ 150°E 以東まで吹き込んだモンスーン気流のため、太平洋高気圧のリッジが関東以

北に張り出し、平年より10日早い梅雨明けが生じている。

- 3) 海面水温: convection jump を生じさせる必要条件の一つは 7 月上中旬の 20°N, 150°E 以東 の SST であるが、93 年は平年に比べその領域の SST は低く、逆に 94 年は 1℃以上高かった。
- 4) 発散場:グローバルな視点から発散場を見ると、1993 年、94 年ともにインドモンスーンやエルニーニョ現象など強弱は平年並みであった。しかし、20°N沿いの110°E付近と150°E付近の発散が1994年は1993年に比べて極めて強く、その発散風はともに日本付近で収束しており、これが断熱圧縮に伴う1994年の異常高温をもたらしたと推察される。特に、1994年はconvection jump 領域を含む20°N、150°E付近の対流活発化が顕著である点が特徴的である。
- 5) 偏西風:1993 年は30°-40°N付近に強風軸が居座り、停滞した梅雨前線と良く対応している。 一方1994年は6月の中旬から徐々に偏西風軸は北上しており、40半旬の convection jump によって更にその軸が北上し、一度は55°N付近まで達している。その後も8月の中旬まで偏西風は40°-50°Nに留まっていた。また40半旬の偏西風の弱体化と北上は、7月上旬から中旬にかけて30°N付近の中緯度偏西風帯から北東方向に伝播していた定常ロスビー波を消滅させる結果をもたらした。

150° E 以東での SST の上昇が、convection jump という対流活発化とモンスーン西風気流の吹き 込みをもたらし、更には梅雨明けや偏西風の北上、即ち夏の到来をもたらすというプロセスが、1993 年は見られず、94 年は約 10 日早く大規模なものが生じていた事が明らかとなった。また 94 年の 異常高温は、この対流活発域から上昇した気塊が、日本付近で収束し更に沈降による断熱圧縮により引き起こされた事が示唆される。

本研究では1994年の夏の例で分かるように梅雨末期の季節的な convection jump が150°E以東で生じ、更にその後もITCZ が120°-150°Eで活発に維持されていることが、モンスーン西風気流の150°E付近までの吹き込み、更には太平洋高気圧のリッジの日本付近への張り出しを可能にしているこを確認したが、本当に一端ジャンプが生じると、その後もITCZ が活発に維持されていくのかについては、盛夏の持続性の問題として今後詳しく調べて行く必要がある。また1994年の西南日本の梅雨明けは、フィリピン付近の対流強化によって引き起こされたが、毎年このような過程を経るのかについては今後の詳細な解析が望まれる。一方日本の夏はオホーツク海高気圧などの中緯度のプロセスにも大きく影響を受けており、熱帯からの視点だけではなく、中高緯度との関連を明らかにすることも重要であろう。

さらにSST の季節的な分布変化のメカニズムも今後の重要な大気ー海洋相互作用のテーマであると言える。図 20 で見られたように、同じ西太平洋域でもフィリピン沖や convection jump 領域の SST の変動は必ずしも同時現象ではなく、対流活発化による海水の混合作用や、海上風による蒸発 冷却効果、あるいは雲による太陽放射の遮断などにより複雑に変動しており、今後これらのプロセスを定量的に研究する必要がある。

斜辞

TBB 及び SST データは気象庁気候情報課より提供して頂いた。また、本研究は科学研究費補助金 07304069「1993/1994 年夏の異常気象の解明」及び日本学術振興会特別研究員奨励費の助成を受けて行われた。記して謝意を表する。また本稿の内容を発表する機会を与えて頂いた LF - グループ 事務局の皆様に御礼申し上げます。

参考文献

- Gadgil, S., P.V. Joseph and N.V. Joshi, 1984: Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions, Nature, 312, 141-143.
- Holton, J. R., 1992: An introduction to dynamic meteorology, Academic press, New York, 343-346.
- Kawamura, R., M. Sugi, and N. Sato, 1994: A modeling study of the summer monsoon variability over East Asia and the western Pacific, *Proceedings of the International conference on monsoon variability and prediction, Italy,* 789-795.
- Kawamura, R., T. Murakami, and B. Wang, 1996: Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the western Pacific during the Northern Hemisphere summer, J. Meteor. Soc. Japan, 74, 867-890.
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1987: Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wavelike propagations over the North Pacific: Analysis of August 1984, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 237-246.
- Khromov, S. P., 1957: Die geographische Verbreitung der Monsune, Petermanns Geogr. Mitt., 101, 234-237.
- Lau, K. M., and C.-H. Sui, 1997: Mechanisms of short-term sea surface temperature regulation: Observations during TOGA COARE, J. Climate, 10, 465-472.
- Matsumoto, J., 1992: The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions, J. Meteor. Soc. Japan, 70, 257-273.
- 村上勝人, 1985 : 大気循環の30~50日周期変動, 天気, 32, 459-482
- Murakami, T. and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 719-745.
- Nakazawa, T., 1992: Seasonal phase lock of intraseasonal variation during the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 597-611.
- Nitta, Ts., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc., Japan*, **65**, 373-390.
- Nitta, Ts., 1990: Unusual summer weather over Japan on 1988 and its relationship to the tropics, *J. Meteor. Soc., Japan*, **68**, 575-588.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves, J. Atmos. Sci., 42, 217-229.
- Sumi A., 1986: On the movement of "Convection center" from summer to winter season in the Northern Hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 605-611.
- 田中博, 早崎将光 安成哲三, 1997: 1993/1994 年夏の日本付近における異常気象の熱収支解析, *気象研究ノート*, **189**, 97-125.
- Ueda, H., T. Yasunari and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 795-809.
- Ueda, H., and T. Yasunari, 1996: Maturing process of summer monsoon over the western North Pacific A coupled ocean/atmosphere system, J. Meteor. Soc. Japan, 74, 493-508.
- Ueda, H., and T. Yasunari, 1997a: Role of Warming over the Tibetan Plateau in Early Onset of the Summer Monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea, *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 1-12.

- 植田 宏昭, 安成 哲三, 1997b: 西太平洋上の海洋性モンスーンの季節進行と日本付近の夏季天候との関係 -1993 年冷夏・1994 年暑夏時の事例解析-, 天気, 45, 199-215.
- 植田 宏昭, 安成 哲三, 1997c: 海洋性モンスーンの季節進行における大気海洋相互作用の役割-1997 年度 山本・正野論文賞受賞記念講演-, 天気(投稿中)
- Wang, B. and X. Xu, 1997: Northern hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **10**, 1071-1085.
- 安成 哲三 1992: 地球気候システムにおけるアジアモンスーンの役割。 天気 39,401-408
- Zhang, C., 1993: Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the Tropics. J. Climate, 6, 1898-1912.

華南における夏のモンスーン開始期の降水量変動

東京大学大学院理学系研究科地理学専攻松本 淳建設省国土地理院 岡谷隆基 気象研究所 村上勝人

1. はじめに

中国の華南地域は東アジアにおける夏のモンスーンが最初にはじまる地域であり、ここでの夏のモンスーンの開始過程に関し、近年多くの研究がなされている(Chang and Chen, 1995; Hirasawa et al., 1995; So and Chan, 1996 など)。またその南に位置する南シナ海の海水温には準2年周期変動が卓越し(Kawamura, 1988; Ose, Song and Kitoh, 1997 など)、この変動は、インドモンスーン(Tomita and Yasunari, 1996)や中国の夏の降水量(Shen and Lau, 1995)とも深く関係している。このような南シナ海周辺地域でのモンスーンの変動メカニズムや開始プロセスを解明するため、1998年にはSouth China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX)特別観測も計画されており、今後の研究の発展が期待される。しかし華南における夏の雨季開始期の降水量の長期にわたる年々変動については、これまでくわしい分析がなかった。そこで本研究では、まず夏の雨季開始期における降水量の年々変動を明らかにする。ついで多降水年と寡降水年の大気場の違いを気圧・気流・OLR・気温・海面水温の合成図解析によって明らかにし、この時期の降水量の多寡と南シナ海での海面水温の季節変化や中国大陸上空での気温との関係を考察する。

2. データ

本研究で使用したデータは、(1) 中国国家気象局・アメリカ合衆国 NCAR より入手した地点別降水量、(2) 気象庁編集北半球地上気圧および海面水温、(3) ECMWF 客観解析による風と気温、(4) 気象衛星 NOAA による OLR、である。データは原則として半旬値を用いた。ただし海面水温は旬および月別値である。データの期間は、(1) と (2) は1954~92年の39年間、(3) は1980~1992年の13年間、(4)は1975~87年(78年は除く)の12年間である。

3. 降水帯の季節推移

図 1 は中国大陸東部地域(110~120E)における、2 度ごとの緯度帯で平均した半旬平均降水量の時間緯度断面である。もっとも降水量が多い緯度は、4 月には 28°N 付近にあり、5 月中旬(第 27 半旬)には華南地域での急激な降水量および降水強度の増加(岡谷・松本、1997)にともない、22°N 付近に南下する。その後 6 月中旬(第 34 半旬)には梅雨前線帯の華中への移動により 28°N

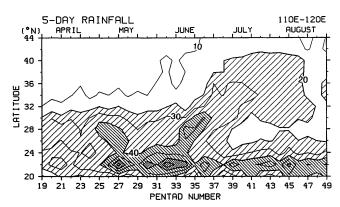


図1 中国大陸東部 (110~120°E) における4~8月の 半旬平均降水量 (1954~1992年) の時間緯度断面。 等降水量線は10mm間隔、20mm以上にハッチ。

付近に北上する。華南における 多降水帯は8月まで継続し、一 方華中に北上した多降水帯は降 水量を減じながら華北まで北上 する。このように5月上旬から 中旬にかけての変化は、平均的 にみても大変に急激な変化であ り、中国大陸における夏の雨季 の開始を示す時期として注目に 値する。この平均的な雨季開始 期の15日間(5月6日~20日) の華南地域(21~23°Nに位置 する2地点、Shanweiと

Yangjiang の平均値)における降水量の年々変動(図 2)は大変大きく、対象期間中での最大変動幅は 500mm を越える。変動の 2 年周期は、1950 年代や 1980 年代前半に卓越しているが、1960 年代には不明瞭であり、全解析期間を通じて卓越しているわけではない。

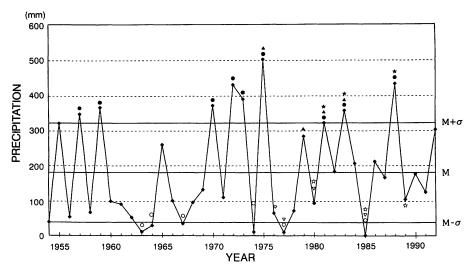


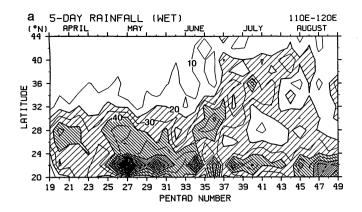
図 2 華南 (21~23°N、110~120°E) における、夏の雨季開始期(5月6日~20日、第26~28半旬) の降水量の年々変動。

M: 平均降水量、σ:変動の標準偏差。

● (○):多(寡) 降水年 (降水量・地上気圧・海面水温の合成図に使用)。

▲ (▽):多(寡)降水年(風・気温の合成図に使用)。

★ (☆):多(寡)降水年(OLRの合成図に使用)。



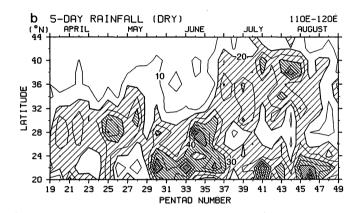


図3図1と同じ、ただし(a): 多降水年(b): 寡降水年

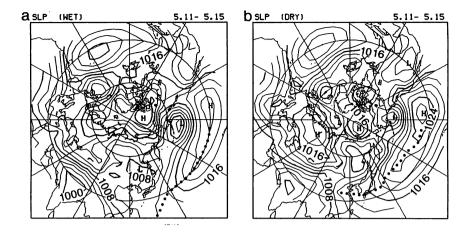
そこでここでは、降水量が多 かった年(多降水年)と少なか った年(寡降水年)の特徴を、 合成図解析により明らかにする。 図3は図2に示した降水量が、 標準偏差以上多かった年(多降 水年)と少なかった年(寡降水 年)における半旬平均降水量の 時間緯度断面である。多降水年 (図 3-a) の多降雨帯の季節推 移は、平均の状態(図1)に類 似し、5 月中旬 (第 27 半旬) における降水量の増加がとくに 顕著である。一方寡降雨年(図 3-b) では様相は一変し、多降 水域は 4 月以降 5 月中旬まで 28°N 付近にとどまり、華南へ の降水帯の移動(南下)は、5 月末の第30半旬に起こってい る。5 月中旬の華南における降 水量の違いは大きく、降水帯の 季節推移からは、寡降水年には 雨季の開始が 3~4 半旬ほど遅

れているとみなせる。一方その後の華中への降水帯の北上は、いずれの場合も 6 月中旬 (第 34 半旬) に起こっており、さらに後の華北への降水帯の移動を含めて、他の時期の季節推移の時期には、大きな違いは認められない。

4. 地上気圧・下層風・OLR の合成図解析

前節で明らかになった、華南における雨季の開始期における降水量の多寡にともなう大規模場の 違いを解明するため、地上気圧・850hPa 面の風と気温・0LR について、降水量の多寡年ごとの合成 図解析を行う。以下スペースの節約のため、もっとも顕著に降水量の多寡の差がみられた、第 27 半旬(5月11-15日)における多降水年・寡降水年および両者の偏差の図を中心に示す。

図 4 は北緯 20 度以北の北半球地上気圧である。多降水年(図 4-a)には北太平洋高気圧の西縁部分の張り出しが東へシフトし、150°E 以西での高気圧のリッジ軸は南下し、中国大陸での気圧が低下する。一方、寡降水年(図 4-b)には 35°N 付近のリッジが西方にのびる。後者の気圧パタ



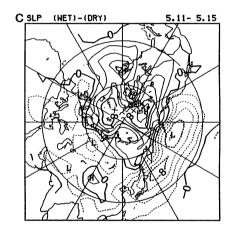


図 4 華南における夏の雨季開始期の (a) 多降水年と (b) 寡降水年での、5 月中旬 (第 27 半旬) における 地上気圧の合成図および (c) 両者の偏差。

等圧線は2hPa 間隔、太点線は太平洋高気圧の高圧軸、鎖線は負偏差の等圧線。

ーンは平均的な4月の状態(図省略)に似ており、寡降水年には季節進行が遅れていることが、気 圧場からも確認される。また両者の気圧偏差(図 4-c)では、北太平洋中緯度地方のほぼ全域にわ たって負偏差がみられ、多降水年には北太平洋高気圧が南下し、かつ中心気圧も低い。

次いで低緯度における変化との関係、とくにモンスーンの北上との関係を明らかにするため、850hPa 面での風・気温、OLR の合成図を示す(図 5~7)。これらのデータは近年のものしか得られないため、図 2 に示した平均からの偏差が標準偏差以下の年も含めて合成した。

図5に示した風の場では、多降水年(図5-a)には、ベンガル湾から東アジアの20~25°N付近に位置する梅雨前線帯の南にかけて、南西気流が連続的に分布し、南シナ海では夏のモンスーンがすでに始まった状態を示す。このような風系パターンは平均場でも5月中旬からみられる(Matsumoto, 1992)。一方、寡降水年(図5-b)には南シナ海南部に北太平洋高気圧からの北東風がみられ、南シナ海での夏のモンスーンはまだ始まっていない。また華南の南西気流は30°N付近まで達しており、これも4月の状態(図省略)に類似する。したがって南シナ海のモンスーン開始

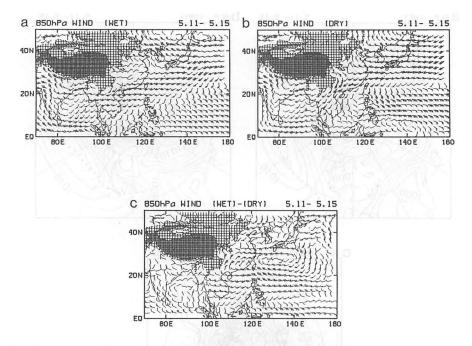
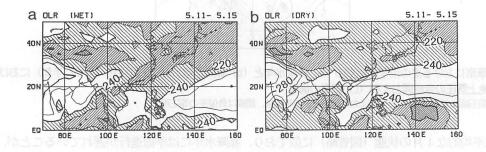


図 5 華南における夏の雨季開始期の (a) 多降水年と (b) 寡降水年での、850hPa 面ベクトル平均風の 5 月中 旬 (第 27 半旬) における合成図および (c) 両者の偏差。 矢羽1本は 2m/s、旗は10m/s。



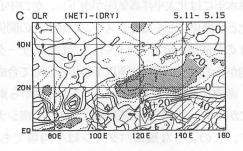


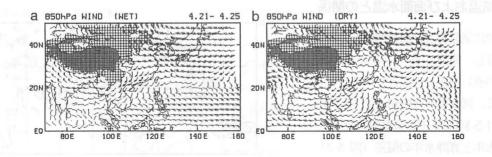
図 6 華南における夏の雨季開始期の (a) 多降水年と (b) 寡降水年での、OLR の 5 月中旬 (第 27 半旬) における合成図および (c) 両者の偏差。

(a)・(b):等値線は 20W/m間隔、240W/mi以下にハッチ、(c):等値線は 10W/m間隔、+ (-) 20W/mi以上(下)に薄い (濃い) ハッチ。 も、寡降水年には遅れる。一方、ベンガル湾においては、いずれの場合も南西風がみられ、偏差(図5-c)でもモンスーン気流には大きな差はない。これは平均的には同時に対流活動が強まるベンガル湾と南シナ海(Matsumoto, 1992, 1997; Ueda and Yasunari, 1998)において、モンスーン開始期の年々変動を起こすメカニズムが異なることを示唆する。なお、100°E付近には南半球からの越赤道気流の強化を示す南風偏差がみられる。

つぎに OLR (図 6) では、多降水年 (図 6-a) には華南から日本列島にかけてのびる低 OLR 域が帯状に広がり、南シナ海北部での OLR も値が低い。一方寡降水年 (図 6-b) では、南シナ海から華南の南部にかけて高 OLR 域が広がる。西日本付近から華中にかけて低 OLR 域がみられ、また西部北太平洋の WNPM 域 (Murakami and Matsumoto, 1994) でも OLR が低い。偏差分布 (図 6-c) では、多降水年には 20~30°N 付近にかけての梅雨前線帯で負偏差、125°E 以東の WNPM 域で正偏差がみられ、WNPM 域での対流活動は、華南での寡降水年に早く強まることを示す。

なお、図に示さないが、華南の雨季の開始やそれに伴うこれらの気象要素の分布の急激な変化は、 寡降水年には第30半旬にみられ、雨季の開始の遅れは南シナ海周辺における夏のモンスーンの開始が、 多降水年より約20日ほど遅れることによるものと考えられる。

一方、華南での平均的雨季の開始に20日先立つ4月下旬(第23半旬)には、多降水年(図7-a)では南シナ海南部で太平洋高気圧からの東風が卓越しているのに対し、寡降水年(図7-b)では南シナ海南部で西風が卓越し、10°N以南における夏のモンスーンの開始はむしろ寡降水年のほうが早い。偏差(図7-c)では西太平洋からインド洋にかけての広い範囲で貿易風の強化を示す東風偏差が卓越する。



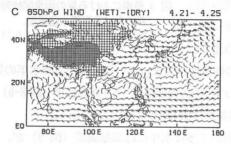
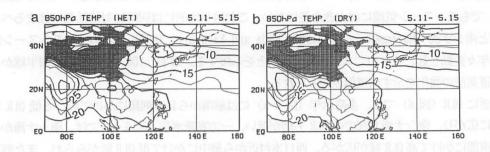


図7図5と同じ、ただし4月下旬(第23半旬)。



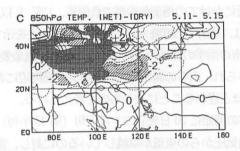


図 8 華南における夏の雨季開始期の (a) 多降水年と (b) 寡降水年での、850hPa 面の気温の 5 月中旬 (第27半旬) における合成図および (c) 両者の偏差。

(a) · (b) : 等温線は2.5℃間隔、(c) : 等温線は1℃間隔、+ (-) 2℃以上(下)に薄い(濃い)ハッチ。

5. 気温および海面水温との関係

最後に気温および海面水温との関係を解析し、前節で明らかになった大規模場の違いを作り出すメカニズムを考察する。図8は5月中旬(第27半旬)における850hPaでの気温分布である。多降水年と寡降水年の偏差(図8-c)では華南の多降水帯の北から華中にかけて2℃以上の大きな負偏差域が認められ、多降水年(図8-a)には20~25°N付近に位置する梅雨前線帯の北での

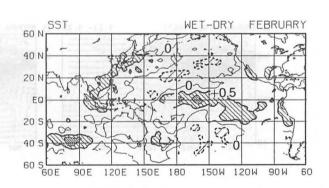


図 9 華南における夏の雨季開始期の多降水年と寡降水年での、2 月における海面水温偏差。

等温線は 0.5^{\circ} C間隔、+ (-) 0.5^{\circ} C以上(下)に右下り(左下り)のハッチ。

気温が低く、梅雨前線帯付近の傾圧性が強まっている。また多降水年の気温は40°N以北で高く、また20°N以南の熱帯域でもわずかながら高い。一方寡降水年(図8-b)では主要な傾圧帯は30°N付近にみられ、華南には前線帯が位置していないことを示す。

海面水温では、南シナ海において多降水年には高温偏差(図 9)が、 $2\sim4$ 月にみられる($3\cdot4$ 月の図は省略)。旬別のデータで南シナ海北部($10\sim20^\circ$ N)での海面水温の季節変化(図 10)を

みると、2 月上旬以降に多降水年と寡降水年の差が急に大きくなり、4 月下旬の雨季入り前までその差は継続する。図 2 に示した降水量の時系列とのラグ相関解析(図 11)では、2 月の海面水温との正相関がとくに高い。このように 2 月以降南シナ海の海面水温に高温偏差がみられることには、1 月下旬におけるコールドサージの強さが関係しているとみられる(図省略)。その後相関は若干悪くなるものの、雨季入り直前の 5 月上旬までは比較的高い水準にあり、雨季入り後の 5 月中旬に急激に相関が悪くなる。このように早春季に相関が比較的高い水準を維持するのは、真冬のコールドサージによっていったん形成された水温差が、その後この領域は亜熱帯高気圧におおわれ、弱風で晴天が続くため、日射の季節的増加によって水温差を保ったまま昇温していくためであろう。一方雨季の開始後は、雲量の増加やモンスーン気流そのものによる表面撹乱などにより、水温形成プロセスが変化し、華南の降水量との相関は悪くなるのであろう。なお 9 月下旬にもっとも高い相関が現れているが、その理由は不明である。また全体として正相関が卓越し、年の途中で相関が変わる傾向は見られない。他方図 9 には赤道中部太平洋付近や南米の西海岸でも正偏差がみられ、エルニーニョとの関連も示唆される。しかし必ずしもエルニーニョの発生年と華南における夏の雨季開始期の降水の多寡は、1 対 1 で対応しているわけではなく、両者の関係についてはさらに検討が必要である。

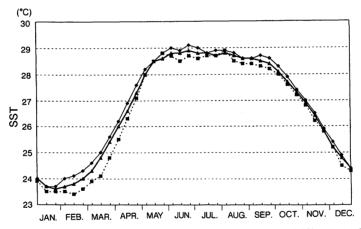


図 10 華南における夏の雨季開始期降水量の多降水年(細実線)、平均(太実線)、および寡降水年(点線)の、南シナ海(10~20°N、110~120°E)での海面水温の季節推移。

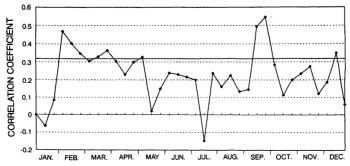


図 11 華南における夏の雨季開始期降水量と南シナ海(10~20°N、110~120°E)での海面水温のラグ相関 係数の季節推移。

6. まとめ

華南における夏の雨季開始は平均的には5月上・中旬で、この時中国大陸上の降水域は大きく南下し、同時に南シナ海の南西モンスーンも始まる(Matsumoto、1992 など)。この雨季開始期の華南における降水量の年々変動は大変に大きいことが示され、降水量の多寡は、南シナ海北部におけるモンスーン開始の遅速に関係していることが明らかになった。この季節変化の遅速は、東アジアモンスーンのその後の北上過程における季節進行の遅速とは、基本的には関係しない。また4月における南シナ海南部でのモンスーン開始および西部北太平洋でのWNPMの開始の遅速とは、逆の関係にあるとみられる。一方ベンガル湾のモンスーン開始の遅速とはあまり関係がないようである。このように時期および地域によって季節進行の遅速の関係が異なることは、モンスーンの季節進行を考える上で興味深い事実を示している。しかしそのような違いが生じるメカニズムについては、今後の課題としたい。

多降水量年における南シナ海での早いモンスーン開始は、2月上旬以降4月下旬にいたるまで、南シナ海北部において海面温度が高いことが、主要な原因と考える。この高水温によりこの地域の季節進行が、早められるのだろう。そのトリガーとなるのは2月上旬における南シナ海での海面水温の高温偏差であり、これには1月下旬のアジアモンスーンによるコールドサージが弱いことが関係しているとみられ、また別の機会に論じたい。一方中緯度偏西風帯においては、5月中旬の華中付近に低温域が形成されて偏西風帯が南下し、梅雨前線帯の華南への南下をもたらすとともに、その傾圧性が強まることで前線活動も活発化し、華南での降水量が増加するのであろう。以上のような低緯度および中緯度における変化の結果として、華南における早い雨季の開始とこの時期の多降水が起こるものと考える。ただし5月中旬の華中に低温偏差が生じるメカニズムについては今後の課題である。

従来南シナ海のモンスーンもしくは華南における雨季の開始のメカニズムについては、Chang and Chen (1995)は中緯度のトラフー前線系の南下、So and Chan (1997)は華南とオーストラリア大陸の温度差の増大が重要と指摘した。本研究の結果では、早い華南での雨季入りには、両要素ともに関係している可能性がある。一方図 10 に示した海面水温偏差のパターンは、Ose et al. (1997)による BO タイプ年における冬季の海面水温偏差分布に類似している。しかし本研究でとりあげた華南での降水量の多寡年は、Ose et al. (1997)による BO タイプ年とは必ずしも一致していない。また12・1 月には同様の偏差パターンはみられず (図省略)、Ose et al. (1997)と同じ現象をとらえたものとはいいきれない。今後はエルニーニョとの関連や、夏および冬のモンスーン活動との関係、海面水温による予測可能性などについて、さらに詳しく検討していきたい。

報 槟

本稿は第2著者による岡谷(1997MS)をもとに、第1著者・松本が解析を加え、1997年11月5日の日本気象学会月例会、および12月4日のインド気象学会主催のニューデリーにおけるINTROMET会議にて発表した内容をまとめたものである。月例会当日にいただいたコメント、INTROMET会議でのフロリダ州立大学のKrishnamurti教授のコメント、また気象研究所気候研究部田中実博士のコメントはその後研究をまとめる上で大変有意義であった。ここに記してお礼申し上げます。なお使用した中国の降水量データは、第3著者・村上が気象研究所のGRNプロジェクトにより入手したものである。データ入手にご協力いただいた気象研究所(当時)の中川慎治氏に感謝いたします。

引用文献

- Chang, C.P. and G.T.-J. Chen,1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. Mon. Wea. Rev., 123, 3254-3267.
- Hirasawa, N., K. Kato and T. Takeda, 1995: Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in subtropical East Asia around the middle of May, J. Meteor. Soc. Japan, 73, 221-239.
- Kawamura, R. 1988: Quasi-biennial oscillation modes appearing in the tropical sea water temperature and 700mb zonal wind. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 955-965.
- Matsumoto, J. 1992: The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 257-273.
- Matsumoto, J. 1997: Seasonal transition of summer rainy season over Indochina and adjacent monsoon region. Advances in Atmos. Sci., 14, 231-245.
- Murakami, T. and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 72, 719-745.
- 岡谷隆基, 1997MS:東アジア地域における初夏季降水の分布と変動、東京大学大学院理学系研究科地理学専攻 1996 年度修士論文.
- 岡谷隆基・松本 淳、1997:東アジア地域における初夏季降水の分布と変動ーpre-Meiyu 初期における降水特性の変化を中心として-、米倉伸之編「東アジアにおける長期環境変化に関する研究」、平成 7·8 年度東京大学特定研究経費成果報告書、121-128.
- Ose, T., Y. Song and A. Kitoh, 1997: Sea surface temperature in the South China Sea -an index for the Asian monsoon and ENSO system-, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1091-1107.
- Shen, S. and K.-M. Lau, 1995: Biennial oscillation associated with east Asian summer monsoon and tropical sea surface temperature. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 105-124.
- So, C.H. and J.C.L. Chan, 1996: An observational study on the onset of the summer monsoon over South China around Hong Kong. J. Meteor. Soc. Japan, 75, 43-57.
- Tomita, T. and T. Yasunari, 1996: Role of the northeast winter monsoon on the biennial oscillation of the ENSO/monsoon system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 399-413.
- Ueda, H. and T. Yasunari, 1998: Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea, J. Meteor. Soc. Japan, 76, 1-12.

夏季チベット高原上空の約2週間周期の季節内変動

筑波大学地球科学系 遠藤伸彦

1. はじめに

北半球夏季のアジアモンスーン地域では、様々な周期をもつ季節内変動が存在する。古くから存在が知られているインド付近の季節内変動として約2週間周期のものがある。この季節内変動は、モンスーントラフの強度の変動によくみられ、モンスーンの Active/Break cycle に対応したものである(Murakami, 1976)。Krishnamurti and Ardanuy (1980) は、約2週間周期の季節内変動が波数4ないし6で西進し、その変動のリッジとインド中部のモンスーン・ブレイクがよく対応していることを指摘している。また、Krishnamurti and Bhalme (1976) は、インド洋付近の気象要素の周期解析の結果から、それぞれの気象要素にみられる約2週間周期の季節内変動の位相関係をまとめている。

Madan and Julian (1971、1972)は、熱帯の積雲対流に顕著にみられる 30~60 日周期のいわゆる Madan-Julian 振動(MJO)を発見した。この MJO の空間的構造や伝播に関しては、Lorenc (1984) などによって明らかにされている。Yasunari (1981)は、積雲対流活動の活発域の北進が MJO の東進に伴ったもので、対流活動の活発域がヒマラヤ付近にまで北上したときにインド中部地方で Monsoon Break をむかえることを明らかにした。Krishnamurti et al. (1985)は、MONEX のデータを用いた 40 日周期と 15 日周期の変動のコンポジット解析から、40 日モードと 15 日モードの気圧の尾根が同時にインド中部地方に到達したときに大きな Monsoon Break となることを報告している。

この熱帯の顕著な MJO の中緯度の循環場に及ぼす影響に関しては、Lau and Chen (1986) や Knutson and Weickman (1987) において調べられているが、顕著な影響は冬季の北半球中緯度にあらわれるが、北半球の夏季にはみられないことが指摘されている。一方、Magana and Yanai (1991) は、MJO に伴う積雲対流活動の活発化に対応してチベット高気圧の活動も強化され、東西方向の大陸と海洋の熱的コントラストが強化されることを示している。

Yasunari (1986) は、インドモンスーンの Active/Break cycle に対応して、チベット高原付 近を節とする定常振動が中央アジアから東アジアにかけて卓越することを示し、その定常振動が モンスーントラフの熱源に対しての応答としてみることができると解釈している。 しかし寺尾と 村松(1993)は、中緯度偏西風の季節内変動とインドモンスーンの間のラグ相関解析から両者に有意な相関が見いだせないことを指摘している。

北半球夏季のモンスーン循環において、約2週間と30~60日周期の季節内変動が存在することは疑う余地もないが、これらの季節内変動の中緯度へ与える影響やメカニズムに関する研究間で矛盾するところが多い。しかし、チベット高気圧がいずれの周期帯の季節内変動においても重要な役割を担っているのは間違いないであろう。

CREQ (Cryosphere Research on Qingzang Plateau) プロジェクトの集中観測期間中(1993 年 5 月から 9 月) にチベット高原中央部のタングラ山脈(33N、 92E、 5070m) でラジオゾンデ観測が実施された。この集中観測の期間中に約 2 週間周期の季節内変動が観測された。この季節内変動は、対流圏全層でみられ、チベット高気圧の変動と関係していることを示唆する結果が得られている (Endo et al., 1994)。

本報では、観測された 1993 年夏季の約 2 週間周期の季節内変動の空間的な変動様相を明らか し、この季節内変動と中緯度の循環場の変動および熱帯の積雲対流活動との関係を明らかにする ことを目的としておこなった予備解析の結果を報告する。

2. データ

この予備解析で使用したデータは、1993 年 6、7 月の気象庁数値予報課提供のグリッド間隔 1.875×1.875 の全球客観解析データ、気象庁発行の印刷天気図に掲載されたチベット高原上のラサ、ユシュ、ゴルムドの 3 地点の高層観測データ(TEMP 報)および CREQ 集中観測ラジオゾンデデータ(Endo et al., 1994) である。また、NOAA/CDC 提供の日平均 OLR (2.5×2.5) データを使用した。使用した高層観測点の分布を図 1 に示す。

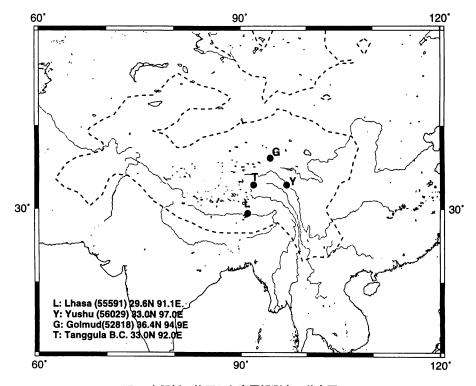


図1本解析で使用した高層観測点の分布図。

図中のL は Lhasa (55591)、Y は Yushu (56029)、 G は Golmud (52818)、 T は Tanggula。

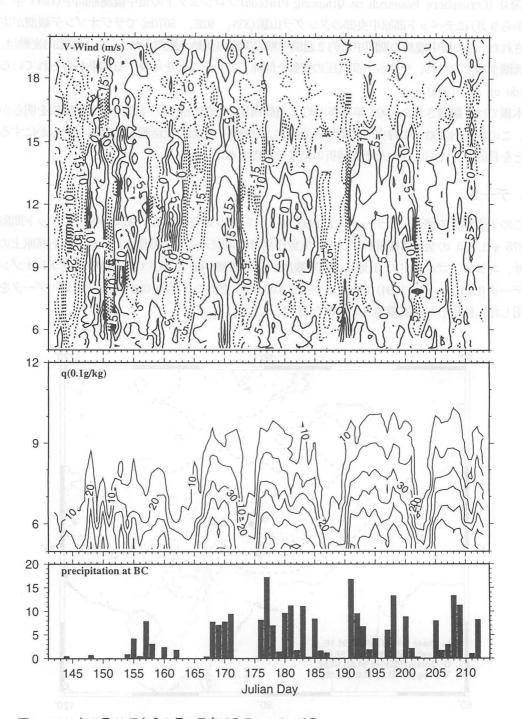


図2 1993 年 5 月 22 日から 8 月 1 日までの Tanggula での (上段) 風速の南北風成分の高度時間断面図(実線は南風成分、破線は北風成分、等値線間隔は 5m s⁻¹)、(中段) 比湿(等値線間隔は 1g kg⁻¹)、(下段) 日降水量の時系列。

3. 1993年の季節内変動の特徴

1993 年は、中緯度偏西風の軸は平年よりも南に位置し、日本付近では梅雨前線が停滞したために降水が多く、記録的な冷夏であった。アジアモンスーンは平年より弱かったが、インドでは平年並みの降水量であり、チベット高原ではモンスーン季の降水は平年の120%程度であった。チベット高気圧の中心は平年より強かった(気象庁、1993)。

Ueno et al. (1994) は、1993年の CREQ 集中観測期間中の降水の時系列データから、タングラ山脈付近のこの年の季節区分を6月15日までをプレ・モンスーン季、モンスーン季を6月16日から8月24日の期間、ポスト・モンスーン季を8月25日以降の期間と定義した。地上のモンスーン入りに先行して、対流圏全層での昇温、対流圏界面の急激な上昇が6月の始めに生じていた(Endo et al., 1994)。

モンスーン入りした後、降水観測、高層観測ともに、約2週間ごとに無降水、低温、乾燥のイベントがみられた(図2)。このイベント時の大気の鉛直構造の特徴として、ほぼ鉛直方向に位相がそろった構造があげられる。北風成分が卓越し、大気の水蒸気量も地上付近で2ないし3g・kg⁻¹と少ない。また、日中混合層が地上から約2500m上空(海抜7500m)まで成長し、その上端では強い逆転層が形成されていた。

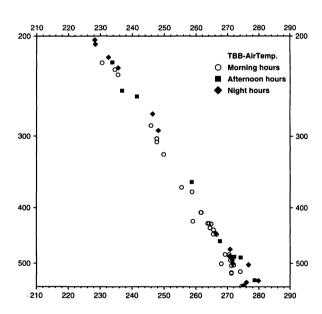


図 3 Tanggula 上空の GMS の Tbb と同時刻のラジオゾン デデータの

気温が等しくなる高度の鉛直分布図。 白丸は00 から03UTC、黒四角は06 から09UTC、 黒菱印は12 から21UTC のデータをそれぞれ示す。 一方、降水日には午後から積雲が発達し、降水が午後から夜間にかけて観測された。ラジオゾンデのデータとGMSの赤外画像のデータの解析から12UTC (18LT) には積乱雲の雲頂は200hPa に達していたものと考えられる(図3)。大気の下層では南風成分が卓越し、地上付近の比湿は約6g・kg⁻¹と、無降水日の約2倍であった。

図4は、チベット高原上の4地点の500hPa の風と比湿の時系列である。 高原の4地点で同時に水蒸気量が少ない時期が4回あったことが読み取れる。 その4回の低温・乾燥イベント時には、4地点ともに北風成分が卓越している。 しかし、南の地点ほどその風速は相対的にやや小さく、北風成分の卓越する日数も多少短い。



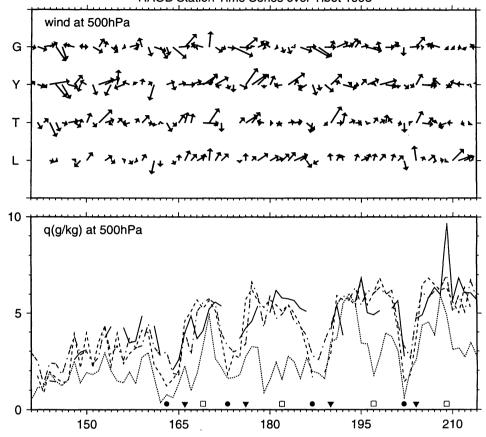


図4 1993 年 5 月 22 日から 8 月 1 日までの Lhasa、 Yushu、 Golmud、 Tanggula での 500hPa 面での風 速(上段)および比湿(下段;実線は Lhasa、破線は Yushu、点線は Golmud、および一点鎖線は Tanggula)の時系列。 下段図中の黒丸は Cold、 黒三角は Warml、四角は Warm2 のコンポジットに使用した日を示す。

この Cold event 時の空間構造を把握し、その前後の温暖湿潤な時期と比較するために、高原上4地点の高層観測の時系列にもとづき、高原全体が寒気で覆われる Cold (June 12、 June 22、 July 6、 July 21)、その約3日後の高原上の気温が上昇し水蒸気も増加する Warml (June 15、 June 25、 July 9、 July 24)、高原北部からツァイダム盆地の水蒸気が減少する Warm2 (June 18、 July 1、 July 16、 July 28)の3つの時期を定義し、コンポジットを作成した。なお、OLR の値が 200W m² 以下の領域を積雲対流活動が活発な地域であると仮定した。

図5は、100hPa 高度、500hPa 高度、気温、比湿、風の場、850hPa の水蒸気フラックス、0LR のそれぞれの空間分布と温位および相当温位の東経90度から95度で平均した南北方向の鉛直断面の Cold のコンポジットである。チベット高気圧の中心はチベット高原西部に位置し、500hPaではチベット高原の東端にトラフがみられる。トラフ後面より高原へ乾いた寒気が流入しており高原上では顕著な対流活動はみられない。チベット高原上では、混合層が400hPa 程度まで発達しており、地表面からの顕熱輸送も活発であるを示唆している。一方、ベンガル湾頭には低気圧性

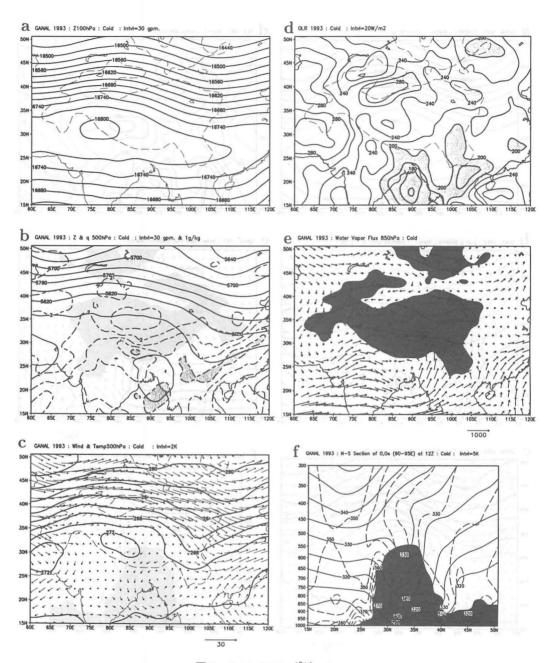


図5 Cold のコンポジット。

- (a) 100hPa 面高度(等値線間隔は 30gpm)、
- (b) 500hPa 面の高度(実線: 等値線間隔は 30gpm)および比湿(破線: 等値線間隔は 1g kg⁻¹、陰影は 5g kg⁻¹以上の領域)、
- (c) 500hPa 面の気温(実線:等値線間隔は 2K) および風、
- (d) OLR (等値線間隔は20W m⁻²、陰影は 200W m⁻²以下の領域)、
- (e) 850hPa 面水蒸気フラックス、
- (f) 東経90度から95度で平均をとった温位(実線)と相当温位(破線)の鉛直断面図。等値線間隔は5K。

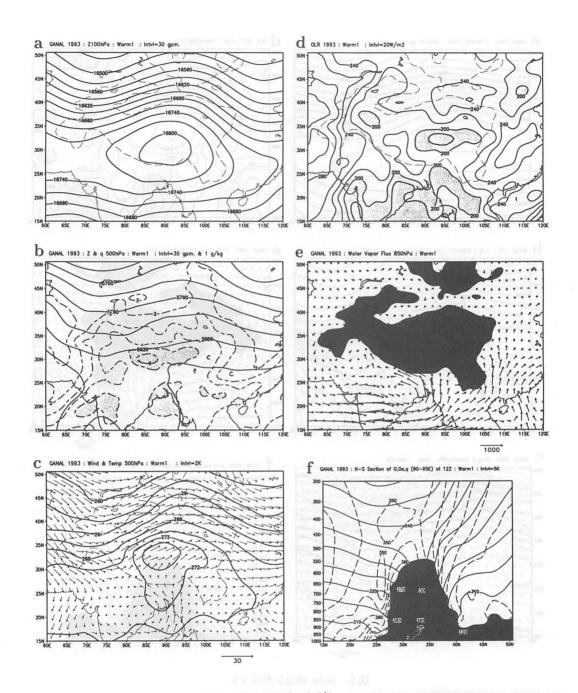


図6 図5と同じ。ただし、Warm1。

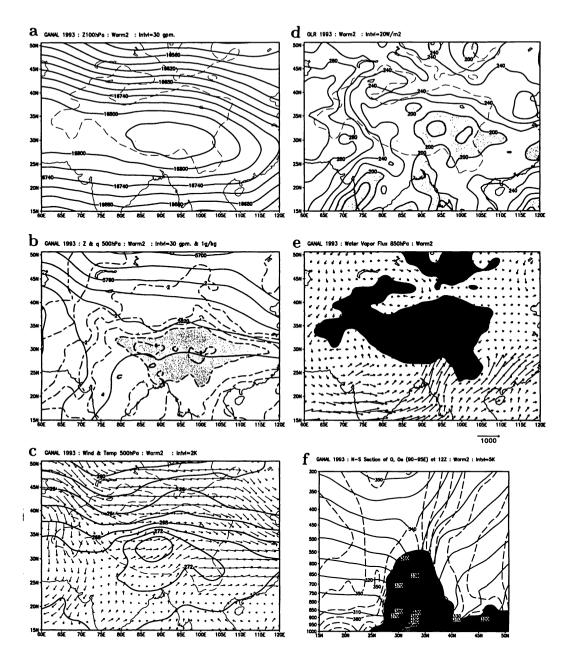


図7 図5と同じ。ただし、Warm2。

循環があると同時に対流不安定の成層をしており積雲活動が活発であった。またインドシナでは 山脈を越える水蒸気が多いために強制上昇に伴うと考えられる積雲活動が活発であった。チベッ ト高原の北方では、500hPa 面、 100hPa 面のトラフとリッジの位置はほぼ同じで順圧的である。 また、北緯 40 から 50 度付近の高度場南北方向の勾配が 3 つのイベント中もっとも大きく、偏西 風も強かった。

Warm1 の 500hPa 高度場をみると高原北方に弱いリッジが存在し、高原の西側から天山山脈付近にトラフがみられた(図 6)。500hPa 面ではチベット高原中央部でもっとも気温が高く、水蒸気量も多い。ベンガル湾西方に低気圧性の循環がみられ、インド亜大陸中南部からベンガル湾にかけて積雲対流活動が活発であった。それに伴いベンガル湾からチベット高原へ水蒸気輸送が活発であった。チベット高原南方からの暖気移流と高原西部からの寒気移流が高原中央部の北緯 30から 35 度付近を中心とした地域で収束しており、そこへ水蒸気が輸送されることによって積雲対流活動が顕著になったと考えられる。Tanggula での観測結果によると、Warm1 のときには大気は対流不安定の成層をしている。この対流活動が活発な地域のやや南西に 500hPa 面の温度場の極大がみられる。モンスーン季であっても、チベット高原の東経 90 度以西では積雲対流活動はさほど活発でなく、地表面からの顕熱供給が大きいために極大域はやや西に存在するのであろう。チベット高気圧の中心は北緯 30度、東経 90度付近の上空にみられるが、高原の東方と西方にはトラフが存在し、高気圧のセルは高原上空に局限されている。

Warm2 では、チベット高原東部での暖気と寒気の収束も強く、アッサムをとおりチベット高原へむかう水蒸気輸送が非常に活発で、高原上の積雲活動が活発な領域も Warm1 と比較して広域であった(図 7)。チベット高気圧の示度は、各コンポジット間でもっとも高く、また 16800gpm の範囲もパキスタンから雲南付近までと東西方向に長く伸びていた。チベット高原上空の 500hPa の高度場は Warm1 に比して全体的に高く、北緯 40 から 45 度にかけて偏西風はほぼ東西方向に流れており、500hPa および 100hPa 高度場においても東西方向に顕著な蛇行はない。チベット高気圧の中心は北緯 30 度、東経 90 から 95 度付近に位置し、積雲対流活動の活発な領域の中心よりやや西南西であった。Cold と Warm1 でみられたベンガル湾付近の低気圧性循環は認められない。また、インド西岸とベンガル湾頭からビルマの海岸線に沿った地域で積雲対流活動の活発域がみられた。

この季節内変動は、チベット高原周辺では周期的というよりもイベント的な様相が強い。まず、Cold の状態を引き起こす原因は、チベット高原の東端の深いトラフである。このトラフの後面で中緯度からの寒気が流入し、高原上での対流活動を抑制する。一方で、地表面からの顕熱の供給はかなり大きく(たとえばタングラ山脈では、日中 2000m² に達する)大気を効率的に加熱している。その結果として数日後に高原地表付近の熱的な低気圧が発達し、また、ほぼ同時にベンガル湾では低気圧性循環が西進しており、その両者の複合的な効果により熱帯側からチベット高原への暖気移流を増加させていると思われる。その移流は水蒸気も同時に高原上にもたらし、高原上の暖気と寒気の収束線付近で積雲群を発生させる。組織化された積雲群は大気をさらに加熱し、それに伴ってチベット高気圧は発達し、高原南部の上空に中心をもつようになる。Warm2 のチベ

ット高気圧の勢力の拡大とインド中部でのモンスーン西風の弱まり、つまりインドモンスーンのブレイクが対応している。この様に、1993年の6、7月にみられた約2週間周期の季節内変動は、中緯度のトラフが引き金となってはじまり、モンスーントラフの変動とカップリングして形成されたものと考えることができる。

Cold から Warm2 にかけての 100hPa 高度場をみると、中緯度偏西風帯にトラップされた擾乱が通過したようにも見ることができる。寺尾(1996) は、中緯度偏西風帯の定在ロスビー波的な季節内変動がチベット高気圧の発達期から衰退期にかけて強まると指摘してるが、今回の解析の結果ではチベット高気圧の発達段階で中緯度偏西風帯の蛇行がもっとも強まっている。両者とも特定年の事例解析であり、特に 1993 年は中緯度の偏西風が平年より南に位置していたために、この様に矛盾する結果が得られたのかもしれない。

この年の約2週間周期の季節内変動は、8月以降にはみいだされなかった。8月には MJO に対応した積雲対流活動の活発域が北進しチベット高原に達したために(図は示さない)、短い周期の季節内変動はみかけ上マスクされたためと思われる。

4. まとめ

1993 年夏季のチベット高原上空の約 2 週間周期の季節内変動の空間的な構造を把握するためにコンポジット解析をもちいて調べた。約2週間周期の季節内変動は、中緯度のトラフのチベット高原上への侵入によって引き起こさる。地表面からの顕熱供給によってチベット高原上空の大気が加熱され、モンスーントラフの変動とカップリングした水蒸気輸送によって高原上は湿潤化する。乾いた寒気と湿った暖気が高原上の収束線付近での積雲活動を活発化にし、大気をさらに加熱すると同時に上昇流を強化し、結果的にチベット高気圧が高原の南部に位置させている。また、積雲活動とチベット高気圧の位置および強度の観察より、チベット高気圧の中心がチベット高原南部からアッサム上空に存在するためには、積雲活動が高原東部から東南部で発達することが重要であることが示唆された。

参考文献

- Endo, N., K. Ueno and T. Yasunari, 1995: Seasonal Change of the troposphere in the early summer of 1993 over central Tibet observed in the Tanggula mountains. *Bulletin of Glacier Research*, **12**, 25-30.
- Lau, K.-M. and P.H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354-1367.
- Lorenc, A.C., 1984: The evolution of planetary-scale 200mb divergent flow during the FGGE year. *Quart. J. Roy. Meteor.* Soc., 110, 427-441.
- Knutson, T.R. and K.M. Weickman, 1987: 30-60 day atmosphereic oscillation: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1407-1436.

- Krishnamurti, T.N. and P. Ardanuy, 1980: The 10-20 day westward propagating mode and "breaks in the monsoons". *Tellus*, **32**, 15-26.
- Krishnamurti, T.N. and H.N. Bhalme, 1976: Oscillations of monsoon system. Part I, observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1937-1954.
- Madan, 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.
- Madan, R.A. and P.R. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Magana, V. and M. Yanai, 1991: Tropical-midlatitude interaction on the time scale of 30 to 60 days during the northern summer of 1979. *J. Climate*, **4**, 180-201.
- Murakami, M., 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India. J. Meteor. Soc. Japan, 54, 15-31.
- Ueno, K., N. Endo, T. Ohta, H. Yabuki, T. Koike, M. Koike, T. Ohata and Zhang Y. 1994: Characteristics of precipitation distribution in Tanggula, Monsoon, 1993. *Bulletin of Glacier Research*, 12, 39-48.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 57, 227-242.
- Yasunari, T., 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with a period around 40 days. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 336-354.
- Yasunari, T., 1986: Low-frequency interactions between the summer monson and the northern hemisphere westerlies. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 693-708.
- 気象庁、 1993: 気候系監視報告。No. 93-10。
- 寺尾徹、 1996: 偏西風帯の定在ロスビー波と夏季アジアモンスーンとの関係について 一ケーススタディー 一。 京都大学防災研究所年報、39B-2、149-162。
- 寺尾徹・村松久史、 1993: 夏季のアジア・西太平洋の偏西風帯にみられる季節内変動について。京都大学 防災研究所年報、 36B-2、131-145。

アジアモンスーンが梅雨に与える影響について - 季節サイクルおよび年々変動からの視点 -

防災科学技術研究所 川村隆一

1. はじめに

日本付近の梅雨と夏季アジアモンスーンとの関連性については、古くからの問題でありながら、依然として未知な部分が多い。一つの理由として、なぜ梅雨が特定の時期に日本付近で卓越するのかという根本的な疑問にすら十分な解答が与えられていないことがあげられる。本稿では、季節サイクルの中での梅雨の位置づけを改めて見直し、その形成要因と絡めながら夏季アジアモンスーン、ならびに西太平洋モンスーン(海洋性モンスーン)との関係を調べる。また、年々変動スケールでの両者の関係についても考察したい。

2. 季節サイクル

GMS 赤外輝度温度(TBB)、ECMWF 客観 解析の 850hPa 高度、風ベクトル、気 温、比湿データに調和解析を適用し、 季節変化の長周期成分(第1から第3 調和関数までの和を年平均からの偏差 として定義したもの)をLモード(周 期 120 日以上)、残りの調和関数で表 現される短周期成分をSモード(周期 90 日以下) と定義した. 図1に梅雨 領域 (30-40N, 120-160E) で平均した 850hPa 面の相対渦度(z)、発散(D)、 水蒸気フラックス収束(DQ)の時間発 展を示す、z(1)は4月末頃から7月後 半にかけて正(低気圧性)の値を示し、 6月中頃(第34半旬)に極大に達す る。6月中頃は D(1)の極小、DQ(1)の 極大の時期でもある. このような Lモ

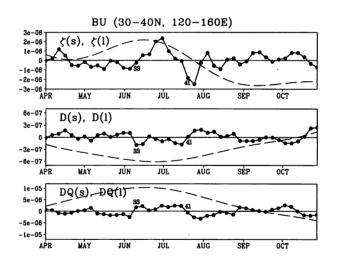


図 1 梅雨領域 (30-40N, 120-160E) で領域平均した半旬平均 850hPa 相対渦度(z), 発散(D), 水蒸気収束(DQ) の季節変化. 破線はLモード, 実線はSモードを示す. 梅雨オンセットは第33 半旬, 梅雨明けは第41 半旬と定義した. 単位は s¹, ただし下図のみ g kg⁻¹ s⁻¹である.

ードの環境は第34半旬頃に始まる梅雨にとって好適な条件となる. z(s), D(s), DQ(s)の時間発展を考慮して本研究では、梅雨入り(オンセット)の実際の時期を第33半旬、梅雨明けを第41半旬と定義する.

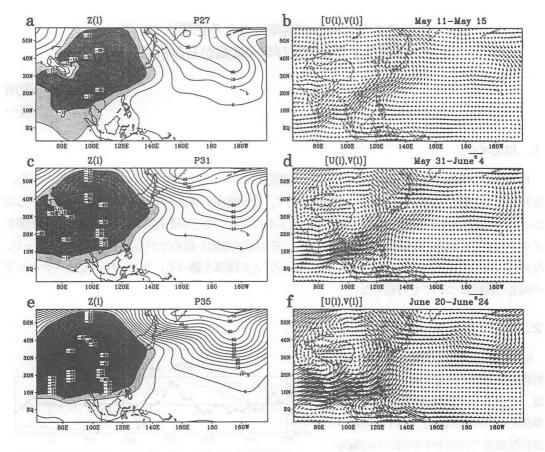


図2 (左図) 第27, 31, 35 半旬における 850hPa 高度 z(I) の空間分布. 等値線間隔は5m, 陰影部は負の値を示す.

(右図) 同様に850hPa 風ベクトル[u(I), v(I)]の空間分布. 単位は6 m s⁻¹.

次に、オンセット前後のLモードの循環場(850hPa 高度、風ベクトル)を図2に示す。第27半旬(5月11-15日)にはz(1)はチベット高原の風下側で最も低い。大陸の熱的低気圧の南東縁に沿って、海陸間の気圧傾度と関係した南西風の卓越がみられ、850hPa付近の下層ジェット(Tao and Chen、1987)に対応する。中国東岸に沿う、このLモード南西風はモンスーン西風と中緯度偏西風をつなぐブリッジとな

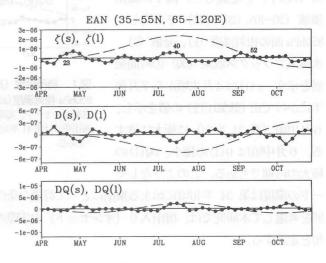


図3 図1と同様, ただし東アジア北部 (35-55N, 65-120E).

り、結果として南シナ海から中部北太平洋へ延びる対流圏下層の西風ダクトを生み出す。第35半 旬(6月20-24日)までに熱的低気圧は東アジアほぼ全域で卓越し、大陸スケールの低気圧性循環 が形成される。一方、北太平洋上では相対的に高気圧性循環が卓越し、アリューシャン低気圧の弱 化および太平洋高気圧の北への張り出しに対応する。また、特にオホーツク海とシベリア東部の間 で気圧傾度が強まっているのがみてとれる。オホーツク海周辺の高気圧セルの強化は、いわゆる(気 候学的な) オホーツク海高気圧の発達を意味する. Lモード・オホーツク海高気圧はアリューシャ ン諸島付近から北日本へかけての下層東風偏差を強める働きをする.この東風偏差と大陸の熱的低 気圧の南東縁に沿った南西風偏差により日本付近で強い低気圧性シアーが形成される.このように、 図1でみられた5月から7月にかけてのLモードの低気圧性渦度、水蒸気収束の卓越は、日本付近 の南西から北東方向に延びる下層トラフ(850hPaで最も顕著)に依っていることがわかる.

梅雨の最盛期とアジアモンスーンのそれとは明らかな位相のずれが存在する。図3は東アジア北

部の内陸域 (35-55N, 65-120E) の熱的低気圧に ついて、その時間発展を図1と同様に示したも のである。z(1)は4月後半から9月前半までの 約5カ月間,正の値をとり、7月半ばの第40 半旬頃に極大になる. 興味深いことに、Sモー ドは熱的低気圧の季節進行にほとんど寄与して いない

P35-P31

Δ TBB(s)

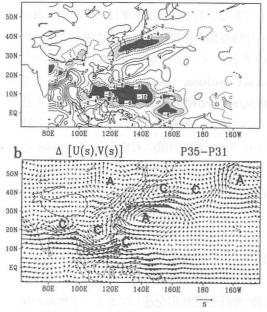


図4 (a) 梅雨オンセット前後の TBB(s) の変化 (第31半旬と第35半旬との差). 等値線間隔は2K、陰影部は負の値を示す。

(b) (a) と同様, ただし850hPa 風ベクトル[u(s), v(s)]. 単位は5 m s-1.

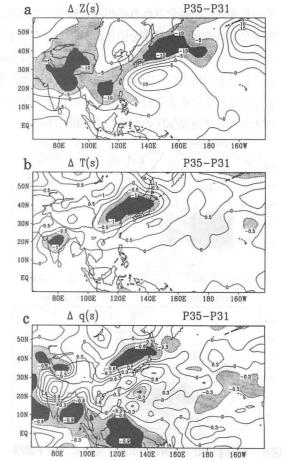


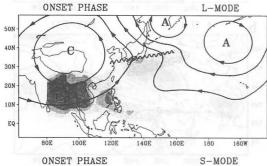
図5 (a) 梅雨オンセット前後の 850hPa 高度 z(s) の変化 (第31半旬と第35半旬との差). 等値線間隔は2K, 陰影部は負の値を示す.

(b) (a) と同様, ただし 850hPa 気温 T(s).

- 等値線間隔は0.5K.
- (c) (a) と同様, ただし 850hPa 比湿 g(s). 等値線間隔は0.3 g kg-1.

対照的に、梅雨システムはSモードの影響を無視できない. どのようにSモードが梅雨のオンセットに寄与しているのかを理解するために、オンセット前後のSモードの変化(第 35 半旬と第 31 半旬との差)をみてみよう(図 4,5). 梅雨オンセットに対応して、日本付近では-6K 程度の負の Δ TBB(s) 域がみられる. Sモードが中国南部から東シナ海、日本を横切るトラフを形成する役割を果たしている. また、日本南方海上の南西風は熱帯域から日本南部へ、湿潤で温暖な空気の北向き移流をもたらす. 一方、梅雨前線の北側の北東風の卓越はオホーツク海周辺から北日本への(相対的に)乾燥で寒冷な空気の移流を意味する. 結果として、日本を挟んで南北方向の気温傾度、比湿傾度が強まることになる.

西太平洋モンスーン域でも対流活動の活発化がみられる。対流加熱に応答して、南シナ海を中心として低気圧性循環が顕著である。半旬毎にSモード擾乱の時間発展を追っていくと(図略)、このような対流起源のSモード低気圧セルが南シナ海上で発達し、ほぼ同時にSモード高気圧セルがその北東側に組織化されるのがみられる。これら二つのSモード擾乱のペアが日本南部への湿潤で温暖な空気の北向き移流を引き起こしていることは明らかである。その意味で、これらは急激な梅雨オンセットをもたらすSモードの onset cyclone、onset anticyclone と呼んでもおかしくはない。北日本の東方に位置するSモード低気圧セルも日本付近の南北の気温傾度、比湿傾度の強化に寄与していると考えられる。また、付け足して言うならば、梅雨オンセット頃はSモードからみればオホーツク海高気圧の発達は不明瞭である。



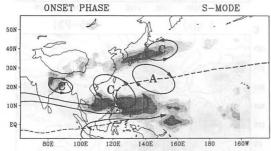


図6 梅雨オンセット時の対流圏下層の L モード循環 とSモード擾乱の模式図.

C は L モード (あるいは S モード) の低気圧性循環セル、A は 高気圧性循環セルを示す. 陰影部は対流活発域、波線は L モー ド下層トラフを示す. また、破線は気候平均の下層西風と東風 の境界を示す.

梅雨が卓越する6月中頃のLモード、Sモ ードの循環場の様子を模式的に示したのが図 6である. Lモード南西風により南シナ海か ら中緯度偏西風帯につながる西風ダクトが形 成され、ダクト上を北東方向にSモード onset cyclone, onset anticyclone, ZLT 低気圧セルが連なる波列パターンが存在する. このことは、西風ダクトがSモード擾乱の順 圧ロスビー波の分散に対する wave guide と して働いている可能性を示している. 一方で は、onset cyclone は (Lモード) 低気圧性 シアー、onset anticyclone は高気圧性シア ー、日本の東のSモード低気圧セルは低気圧 性シアー内で発達しており、水平シアーをも ったLモード平均流の存在が、二つのモード 間の順王相互作用を通してSモード擾乱の発 達と持続に重要な働きをしている可能性も十 分にありうる. 両者のメカニズムの複合効果 がSモード擾乱にとって必要であると示唆さ

れるが、定量的な評価は今後の課題である.

再び図1に注目すると、8月にはz(1) は既に負になっており、梅雨システムの 形成・維持に重要な要素であるLモー ド・下層トラフは消失している(図略). 8月は大陸の熱的低気圧は衰退し始めて いるが、まだある程度の強さは維持して いる。それでは、なぜ下層トラフは消失 するのだろうか. そのヒントは大陸と海 洋の熱容量の違いに隠されている。 図7 は第47半旬(8月半ば)と第37半旬(7 月初め)の 1000hPa における気温 T(1) の差を示したものである。 アジア大陸全 体にわたって負の値を示し、地表面付近 の温度低下を反映している。 逆に北太平 洋域では、海洋の熱容量の大きさにより 第47半旬頃まで温度上昇が続いている. 結果として、オホーツク海とシベリア東 部との間では 8C 以上もの温度差が解消 されている。25N 以北における海陸間の

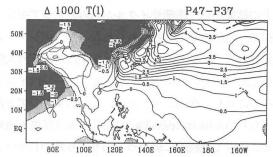


図7 1000hPa 気温 T(I) の第37半旬と第47半旬との差. 等値線間隔は0.5K, 陰影部は負の値を示す.

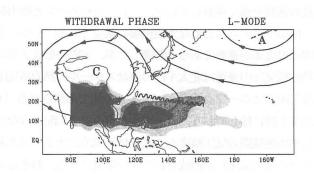


図8 梅雨明け時の対流圏下層のLモード循環の模式図. CはLモードの低気圧性循環セル、Aは高気圧性循環セルを示す. 陰影部は対流活発域、波線は西太平洋モンスーンの卓越に伴うトラフを示す.

東西温度勾配の弱化により、南シナ海付近から中国東岸に沿って日本へ向かうLモード南西風は弱まり、Lモード・オホーツク海高気圧も不明瞭になる。言い換えれば、日本付近では海陸間の温度傾度の弱化により、相対的に中緯度域と高緯度域との温度傾度のみが強調されることになる。梅雨明け頃のLモード循環場の様子を模式的に示したのが図8である。図6と比較すると、北太平洋の高気圧性循環はオホーツク海付近に二次的な高気圧セルをもたず、単純な単極子構造になっている。そして日本付近は高気圧性シアーに覆われる。低気圧性シアー、水蒸気収束を伴うLモード・下層トラフが存在するためには、東西方向の海陸間の温度差が必要条件であることがわかる。秋霖が梅雨に較べて定常的な前線帯を形成しにくい主な理由の一つは、梅雨期にみられるようなLモード・下層トラフが秋霖期に存在しないことがあげられる。

フィリピン周辺の西太平洋モンスーンは8月に最盛期を迎える。大陸から西太平洋亜熱帯域に延びるトラフ (図8) は主に活発な積雲対流による下層大気の応答の結果として考えるべきであろう。 西太平洋モンスーンが卓越するためには西太平洋域の SST の上昇が必要不可欠であるが、SST だけで支配されているのではなく、陸面の冷却と海洋の昇温による海陸間の東西温度勾配の弱化が西部太平洋亜熱帯域のLモード高気圧性循環の消失を促し、暖かい海面上で積雲対流が活発化しやすい環境をもたらしていることも無視できない。 以上の結果から、季節サイクルからみたアジアモンスーンと梅雨との関係をまとめてみると、まず最初に、当然の事であるかもしれないが、両システム共に海陸の熱的コントラストの存在が必要不可欠である。アジアモンスーンと梅雨はそれぞれ大陸スケールの熱的低気圧の南縁部と東縁部に位置しており、その性格上、アジアモンスーンはインド洋と南アジアとの間の南北温度傾度が重要であるのに対し、梅雨システムは、むしろ東アジアと西部北太平洋との間の東西温度傾度が重要であるのに対し、梅雨システムは、むしろ東アジアと西部北太平洋との間の東西温度傾度が重要である[もちろん梅雨前線活動には南北の温度傾度も重要ではあるが、日本付近の南北傾度は冬季から夏季にかけて継続的に弱まっており、6月のLモード・下層トラフの発達を説明することはできない]. Sモードでみれば、Sモード擾乱は南シナ海・フィリピン付近から日本東方海域へ延びる下層西風ダクト内および周辺で発達する傾向がある。その意味で、Lモードの季節進行がSモード擾乱の活動を強く規制しており、アジアモンスーンと梅雨を間接的につなげる役割をしている。

梅雨システムに必要な大規模場の環境である、Lモード・下層トラフの形成には東西方向の海陸間の温度差が重要であると強調したが、実際の形成メカニズムは不明な点が多い。大陸スケールの熱的低気圧の発達は北太平洋の海盆スケールの熱的高気圧を伴う。一方で、局地スケールの強い温度勾配がオホーツク海とシベリアとの間で形成される(6月にピーク)。オホーツク海は西の他に北でも陸に接しており、ローカルな東西温度勾配のみならず南北の温度勾配も大きくなる。結果として両地域間の気圧傾度を強め、地衡風的にオホーツク海で二次的な高気圧セル(Lモード・オホーツク海高気圧)が形成されやすい環境になる。おそらく、これらの三者の循環セルに挟まれることによって、日本付近で低気圧性シアー、水蒸気収束を伴うLモード・下層トラフが発達すると考えられる。いずれにせよ、そのメカニズムを完全に理解するためには、オホーツク海高気圧の成因、地表面の熱収支、上層循環場などをさらに調べていく必要がある。

3. 年々変動

この節では夏季アジアモンスーンの年々変動がどのようなプロセスで日本の梅雨(あるいは夏季の天候)に実質的な影響を与えているのかを主に NCEP/NCAR 再解析データ(1973-95 年)を用いて考察する。その影響を評価するためには最適なモンスーン強度の定義が必要不可欠である。それゆえ、まず最初にモンスーン最盛期におけるアジア大陸周辺の循環場をみてみよう。図9は(上)7月の月平均850hPa高度,風ベクトル,(下)対流圏上層(200-500hPa)の層厚,200hPa風ベクトル,0LRの空間分布である。これらは全て年平均値からの偏差で示されている。モンスーンシステムには言うまでもなく二つの重要な要素がある。一つは、前節で強調したように、海陸間の熱的コントラストによる大陸スケールの熱的低気圧の役割である。5月から7月にかけての熱的低気圧の発達はアラビア海から南シナ海に至る10-20N付近の下層西風の卓越を伴う。西風の強化はモンスーン地域内での下層の水蒸気収束の強化・維持に寄与する。熱的低気圧は9月にはほとんど消失してしまうので(図3参照)、その役割はモンスーン前半期に特に重要であると考えられる。もう一つは、積雲対流活動である。モンスーン域の活発な積雲対流はインド洋とアジア大陸間の対流圏上層の層厚の南北傾度を強化する(下図)。熱的低気圧の消失にもかかわらず、9月に層厚の南北傾

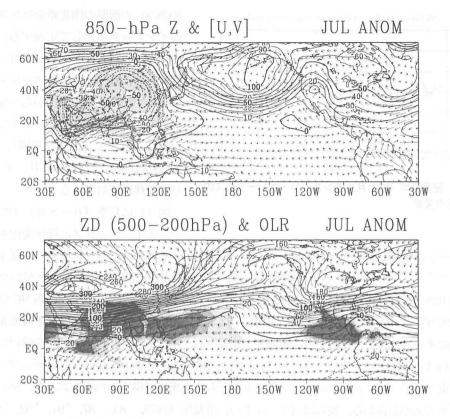


図9 (a) 7月の月平均850hPa 高度および風ベクトル(年平均からの偏差). 等値線間隔は10m、陰影部は-10m以下の領域を示す。ベクトルの単位は8 m s⁻¹. (b) (a)と同様、ただし層厚(200-500hPa),200hPa 風ベクトルおよび0LR. 等値線間隔は20m、ベクトルの単位は25 m s⁻¹. 陰影部は-5 W m⁻²以下の領域を示す。

度がある程度維持されているのは、依然として対流活動が活発であることによる (図略). 対流加熱に対するロスビー型応答もまた、下層のモンスーン西風の強化を促す.

このように夏季アジアモンスーンは、 地表面付近の南北の熱的コントラスト と同様に、活発な対流活動と関連した、 対流圏上層の層厚(あるいは気温)の 南北傾度の卓越によって特徴づけられ る. そこで、北部インド洋の海域(0-20N, 50-100E)とチベット高原周辺の 陸域(20-40N, 50-100E)を選び、これ らの二つの地域間の上層(200-

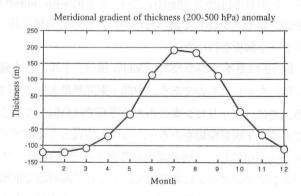


図 10 NCEP/NCAR 再解析 (1973 年から 1995 年まで) から得られた月平均モンスーン強度インデックスの季節変化 (年平均からの偏差).

インデックスは対流圏上層(200-500hPa)の層厚の南北差(北部インド 洋とチベット高原周辺の陸域の間)で定義した.

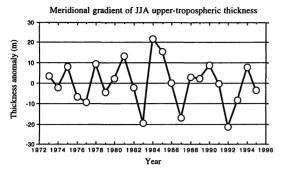


図 11 夏季平均 (6-8 月) モンスーン・インデックスの 年々変動

500hPa) の層厚の南北差をモンスーン強度のインデックスとして定義する. 図 10 は 1973 年から 1995 年までの NCEP/NCAR 再解析データに基づく,モンスーン・インデックスの季節変化を年平均からの偏差で示したものである. 6月から9月までは正偏差を示し(夏季モンスーン期間),7月に極大(約+200m)となる. 5月,10月はほぼ 0で遷移期に対応する.

図 11 に夏季 (6-8月) 平均のモンス ーン・インデックスの経年変化を示した.

モンスーンが極端に弱い年 (1983, '87, '92 年) はすべてエルニーニョ年であり、従来から言われてきたように、モンスーンの年々変動はENSOシステムと密接に関連していることがわかる. Li and Yanai (1996) はWebster and Yang (1992)のインデックスを用いて、モンスーンが強い年 (1984, '85, '86, '90 年) とモンスーンが弱い年 (1979, '82, '83, '87 年) を選び、全インド降水量や OLR などの他のインデックスと比較した. 本研究で定義されたインデックスは 1986 年を除けば彼らの分類と矛盾はしていない. 川村ほか(1997) は JMA 全球モデル(GSM89)を用いたアンサンブル気候実験から、東アジア (特に日本)の冷夏・暑夏をもたらす大規模循環場の再現を試みた. SST 強制によるモデル大気の応答から、彼らは (モデル上の) 冷夏年 (1979, '83, '87, '91, '92, '93 年) と暑夏年 (1981, '84, '85, '88, '89, '90 年)を抽出した. 大変興味深いことに、アジアモンスーンの変動とは無関係に抽出されたこれらの年は、極端にモンスーンが弱い年 (1983, '87, '92 年)と極端にモンスーンが強い年 (1981, '84, '85 年) を含み、さらにモンスーン・インデックスの符号と良く一致している (1991 年だけは例外). この事実は年々変動スケールにおいてアジアモンスーンが日本付近の (梅雨などの) 夏季循環場に間接的な影響を与えていることを示唆している. そのプロセスを詳しく調べるために、彼らの分類に基づき再解析データ、SST、OLR についてコンポジット解析を行った.

図 12 は夏季平均の SST, 850hPa 風ベクトルの合成偏差図(弱モンスーン年マイナス強モンスーン年)を示したものである。中部・東部熱帯太平洋では ENSO に伴う SST の正偏差域が拡がっている。逆に、フィリピン東の西太平洋域では負偏差である。一方、インド洋・南シナ海 SST は正偏差である。下層循環場をみると、海洋大陸周辺で発散アノマリー、中部・東部熱帯太平洋で収束アノマリーが卓越し、上層循環場も考慮すると(図略)、ウオーカー循環の弱化がみられる。また、弱いアジアモンスーンに対応して、アラビア海周辺で東風偏差がみえる。南シナ海でも下層西風が弱まっており、この海域の SST はモンスーンの強弱に大きく影響を受けていることがわかる(Ose et al.、1997)。図 13 は対流圏上層(200-500hPa)の層厚と OLR について図 12 と同様に示したものである。インド亜大陸上では OLR が正偏差で、弱いモンスーンを意味する。熱帯域の OLR はエルニーニョ的な応答を示し、ウオーカー循環の弱化と矛盾していない。層厚偏差をみると、アジア大陸の

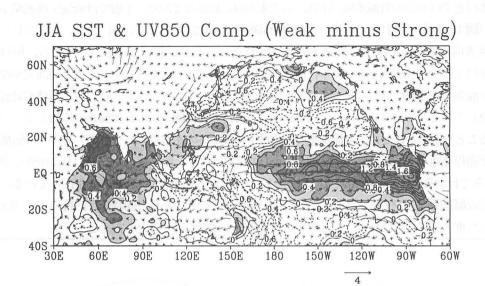
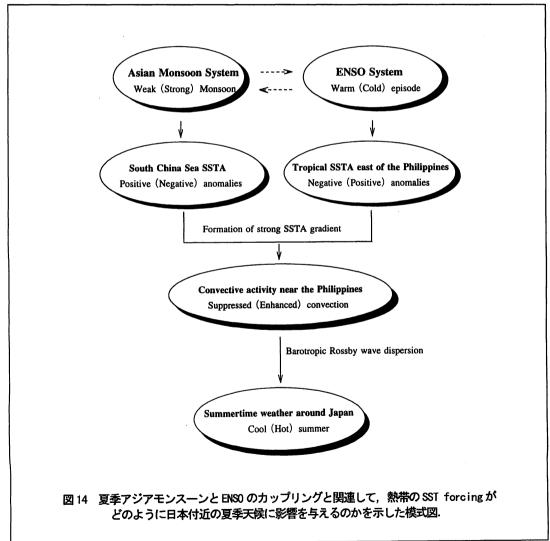


図 12 弱いモンスーン年から強いモンスーン年の差をとった夏季平均 SST および 850hPa 風ベクトルの合成偏差分布. 等値線間隔は 0.2K, 陰影部は正の値を示す. ベクトルの単位は 4 m s⁻¹.

JJA OLR & ZD Comp. (Weak minus Strong) 60N 40N 20N EQ-20S 40S + 30E 90E 60E 120E 150E 120W 90W 150W 180 60W

図 13 図 12 と同様, ただし OLR および層厚 (200-500hPa). 等値線間隔は 5m, OLR が -5 W m² 以下の領域は濃い陰影、 +5 W m² 以上の領域は薄い陰影で示す.

20N 以北では負偏差,熱帯インド洋では正偏差で、インド中部の 20N 線に沿って偏差は0である. このように、南アジアで層厚偏差の南北傾度が小さくなっており、本研究で定義したモンスーン・インデックスは、モンスーンシステムの年々変動を調べるために有用であることが再確認できる. 日本付近では OLR の負偏差域が南西から北東方向に拡がっており、下層では低気圧性循環が卓越する(図 12 参照). これらの特徴は主に梅雨前線の活発化に対応している. また、フィリピン周辺で経度方向に拡がる OLR の正偏差域は西太平洋モンスーンが弱いことを示している. 川村ほか(1997)は 1980 年代初頭から 1990 年代前半にかけて、フィリピンを挟む南シナ海と西部太平洋の夏季 SST 偏差の東西傾度がかなり大きく変化する傾向を示しており、フィリピン付近の積雲対流活動と関連して、その変動はモデルで再現された日本付近の対流圏下層の高度偏差の位相とよく一致していることを明らかにした. 対流加熱の変化は中緯度域への定常ロスビー波のエネルギー伝播という力学過程を通して、東アジアの対流圏下層の循環場に大きな影響を与える (Nitta, 1987). 図 12, 13 をみてわかるように、現実大気においても、そのようなシグナルが確かに存在している. これらの合成偏差図はアジアモンスーンが弱い年と強い年との差であると同時に、熱帯の SST forcing からみた東アジア (特に日本) の冷夏年と暑夏年との差をみているとも言える.



以上のプロセスを図 14 に模式的に示す. エルニーニョ現象が卓越すると,海洋の力学過程により,フィリピン東の西部熱帯太平洋の SST は一般的に低下する. 一方,夏季アジアモンスーンが弱いと北部インド洋,南シナ海上の下層モンスーン西風は弱まる. 南シナ海の弱い下層風は海洋表層の鉛直混合,海面からの蒸発を抑制し、その海域の SST を上昇させる方向に作用する. その結果、フィリピンを挟む二つの海域の SST 偏差の東西傾度が強まることになる. ラニーニャ現象の卓越とアジアモンスーンが強いという逆の場合でも、SST 偏差の東西傾度は大きくなる. このように、南シナ海の SST 偏差が正(負)、西太平洋の SST 偏差が負(正)の時には、強い SST 傾度が下層風の収束場を変え、フィリピン付近の対流活動は抑制される(活発化する). 対流加熱によって誘引された渦度偏差は順王ロスビー波の分散の起源として作用し、日本付近は低気圧(高気圧)偏差に覆われることになる.

アジアモンスーンが日本の梅雨あるいは夏季の天候に与える影響は、少なくとも年々変動スケールでは直接的な影響はみられない。モンスーンが強ければ、大陸の熱的低気圧の南東縁に沿う下層南西風による水蒸気輸送も強化され、日本付近の下層の水蒸気収束が卓越し梅雨が活発になる、というような安易な推測は注意を要する。また、前節では、熱的低気圧の発達を伴う東アジアと西部北太平洋との間の東西気圧傾度が梅雨システムにとって本質的に重要であると述べたが、季節サイクルでみられる現象の形成メカニズムと、その現象の年々変動のメカニズムが全く同じである保証はどこにもない。

本研究で強調したいことは、アジアモンスーンの強弱が南シナ海のSST 偏差を生み出すことによって、熱帯からのSST forcing を通して、日本の梅雨あるいは夏季の天候に間接的ではあるが実質的な影響を与えているということである。しかしながら、フィリピン付近のSST 偏差の東西傾度が小さければ、日本へ影響を与えるような熱帯からのforcing を生成できない。東西傾度を生じさせるという意味で、モンスーンと ENSO のカップリングは非常に重要である。1960 年代後半から 1970 年代にかけて南シナ海と西部太平洋熱帯域の夏季 SST 偏差は同位相で変動する傾向にあったことがわかっている(川村ほか、1997)。したがって、この時期はモンスーンの強弱が間接的に日本の夏季の天候に影響を与えにくかったことが予想される。同様なことは ENSO の東アジアへの影響についても言える。モンスーンと梅雨の関係が従来から注目されてきたにもかかわらず、よく理解されていない大きな理由の一つはここにある。もちろん、中高緯度大気の内部変動や高緯度地域からのforcing などによって、熱帯からのforcing が覆い隠されていたことにも起因している。

4. おわりに

梅雨システムが約2カ月弱の間維持されるためには、Lモード・下層トラフに代表されるような、Lモード循環場の季節進行が重要である。このようなLモード循環は季節内変動スケールや総観スケールなどの各種優乱の基本場になる。東アジアと西部北太平洋との間のLモードの東西気温勾配の強化は、日本付近の南北気温勾配の役割と同様に、バロクリニック過程による梅雨前線帯の優乱の増幅に寄与し得る。

なぜモンスーンと ENSO のカップリングが生じるのかという重要な問題については本稿の主旨ではないので言及しなかった。GCM 等を用いて、そのメカニズムを探る研究は既に多くあり、様々な仮説が提出され、まさしく百家争鳴の状態である。梅雨の成因、あるいは最近の日本の極端な冷夏・暑夏の原因に始まった一連の研究が意外と、モンスーンと ENSO のカップリングの謎を解きほぐすヒントになるかもしれない。機会があれば新しい仮説を紹介したいと思う。

本稿は主に Kawamura and Murakami (1998), Kawamura et al. (1998), Kawamura (1998)の成果の一部を、梅雨とモンスーンというキーワードで再編成したものである。そのため、夏季3カ月平均でみた日本付近の低気圧偏差は梅雨の活発化、高気圧偏差は空梅雨の傾向が強いとして短絡的に結びつけているが、理想的には6、7月の2カ月で梅雨の年々変動をみるべきであろう。残念ながら省スペースのために図表や参考文献の多くは割愛したので、説明の不十分なところが多々あると思われる。 詳細は原著論文にあたって頂ければ幸いである。

参考文献

- 川村隆一・杉正人・栢原孝浩・佐藤信夫, 1997: アンサンブル気候実験で再現される日本の冷夏・暑夏. 気象研究ノート, 189 号, 249-262.
- Kawamura, R., and T. Murakami, 1998: Baiu near Japan and its relation to summer monsoons over Southeast Asia and the western North Pacific. *To be published in J. Meteor. Soc. Japan*.
- Kawamura, R., M. Sugi, T. Kayahara, and N. Sato, 1998: Recent extraordinary cool and hot summers in East Asia simulated by an ensemble climate experiment. Submitted to J. Meteor. Soc. Japan.
- Kawamura, R., 1998: A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. To be submitted to J. Meteor. Soc. Japan.
- Li, C., and M. Yanai, 1996: The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, 9, 358-375.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Ose, T., Y. Song, and A. Kitoh, 1997: Sea surface temperature in the South China Sea -a unique index for the Asian monsoon and ENSO system- *To be published in J. Meteor. Soc. Japan*.
- Webster, P.J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 118, 877-926.

気象庁全球モデルでシミュレートされた夏のモンスーンとその変動

気象研究所気候研究部 杉 正人

1. はじめに

夏のアジアモンスーンは、その影響を直接受けるインドとその周辺の南アジア諸国だけでなく、日本や中国などの東アジアの国の夏の天候にも大きな影響を与える。アジアモンスーンは世界最大の大陸であるユーラシア大陸とその周辺の海洋との間の熱的なコントラストによって引き起こされる大規模な季節現象であり、その影響はアジア地域のみにとどまらず、グローバルな大気の循環にも大きな影響を及ぼす。従って、その平均的な気候状態、季節進行、年々変動、季節内変動を大気大循環モデルで正しくシミュレートできるかどうかということは、大気大循環モデルによる気候とその変動のシミュレーションや予測にとって、非常に重要な問題である。本報告では、気象庁全球予報モデルを大気大循環モデルとして長期ランした結果、モンスーンとその変動がどのようにシミュレートされているかということを述べる。

2. モデルと実験

大気大循環モデルとして長期ランを行ったモデルは、1989 年 11 月から 1996 年 2 月まで、気象庁で全球数値予報に用いられていた全球スペクトルモデル(JMA-GSM8911)である。モデルの詳しいことは、JMA(1993)や、気象庁予報部(1988, 1989)を参照していただきたい。 モンスーンのシミュレーションに特に関係の深い積雲対流スキームは、Kuo(1974) スキームの改良版が用いられている。また、陸面過程のスキームとして SiB(Sato et al., 1989)が用いられている点が大きな特徴である。長期ランは、低解像度版(T42 モデル、約 2.8°の格子間隔)による、1955 から 1988 年までの 34 年ランと、高解像度版(T106 モデル、約 1.1°の格子間隔)による 1979 年から 1988 年(AMIP 期間)の10 年ランを行った。T42 モデルの 34 年ランでは、イギリス気象局で編集された実測海面水温の解析値を境界とした。一方、T106 モデルの 10 年ランでは、AMIP の 実測海面水温を境界とした。

T42 モデルの 34 年ランで、気象庁の全球モデルが大気大循環モデルとして気候値をよく再現できることが確認された(Sugi et al., 1995)。このことは AMIP においても確認されている(Lau et al., 1996)。T106 モデルの 10 年ランでは、グローバルスケールの気候値は、T42 モデルとそれほど大きく違わないが、モンスーンの降水、梅雨前線、台風などの シミュレーションで改善が見られる(Sugi and Sato, 1995a)。

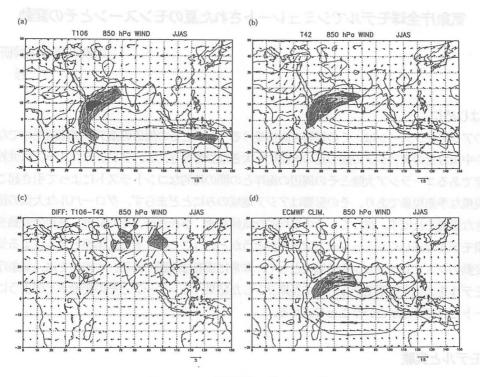


図1.6-8月の平均の 850hPa の風。 (a) T106 モデル。(b) T42 モデル。(c) T106 モデルと T42 モデルの差。(d) 観測値。

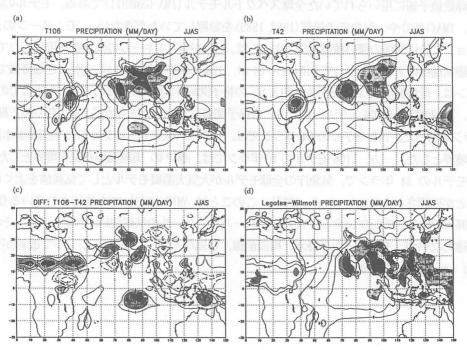


図2. 6-8月の平均の降水強度。 (a) T106 モデル。(b) T42 モデル。(c) T106 モデルと T42 モデルの差。(d) 観測値。

3. モンスーンの平均的気候のシミュレーション

まず初めに、モンスーンの特徴の1つである、下層の風の場を見てみよう。図1は、6~8 月の夏の3カ月の平均の850hpaの風の場で、T106モデルとT42モデルによるシミュレーションの結果、両者の差、及び、観測値(ECMWF の客観解析)である。南インド洋の偏東風が、アフリカの東で赤道を越え(ソマリジェット)、アラビア海からインド、ベンガル湾、インドシナへ向かう南西モンスーン流となっている様子がモデルでよく再現されている。

モデルの結果では、モンスーンの南西流の南シナ海に向かう部分が観測と比べて弱く、アジア大陸の東部を北へ向かう流れが実際より強くなっている。これは、気象庁モデルの欠点で、大陸の地表面気温が高すぎるためと考えられている。このことは、また、西太平洋での対流活動が比較的弱いというモデルのもう1つの欠点とも密接に関連していると考えられる。

次に、風とともにモンスーンのもう1つの特徴である降水の様子を見てみよう。図2は、6~8月の夏の3カ月の平均の降水強度(mm/日)で、T106モデルとT42モデルの結果、両者の差、及び、観測値(Legates and Willmot, 1990によるもの)である。T42モデルも、T106モデルも、モンスーンの降水の特徴であるインド西岸の降水ピークと、ベンガル湾北部のピークをよく再現している。2つのモデルの比較では、T106モデルの方が地域的な分布がより観測値に近いことがわかる。これは、降水の地域的な分布が地形の影響を強く受けるため、より現実に近い地形が表現できる高分解能モデルの方がよい結果となっていると考えられる。

モンスーンの降水の分布は、実は大 気大循環モデによってなかなかうまく 再現できないものの一つである。図3 は、AMIP に参加した、27 のモデルの うち、モンスーンの降水分布がうまく 再現できるモデルと、うまく再現でき ていないモデル、及びその中間の3つ に分類した中の、それぞれの代表的な もの、及び、観測値 (NCEP の解析)を 示している(Gadgil and Sajani, 1997)。 これらと比べると、図2の気象庁モデ ルの結果は、T106, T42 とも モンスー ンの降水分布よく再現していると言っ てよい。AMIP の 27 のモデルのうち、 モンスーンの降水分布を比較的よく再 現しているのは、3分の1くらいであ る。気象庁の新しい全球モデル(GSM96) では、モンスーンの降水が、アラビア

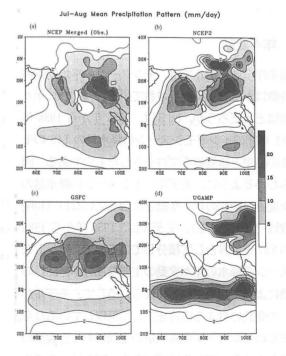
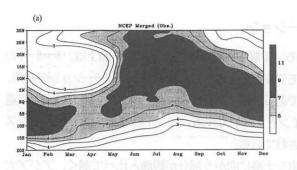


図3. AMIP のモデルのモンスーン降水 (7-8月) の シミュレーションの典型例。(Gadgil and Sajani, 1997) (a) 観測、(b) 良い例、(c) 中ぐらいの例、(d) 悪い例。



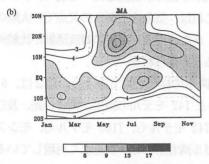


図4. 70°-140°Eの経度で平均した降水量の季節・緯度変化。(Gadgil and Sajani, 1997) 上: 観測値。下: 気象庁モデルのシミュレーション。

海とベンガル湾で多く、インドやベンガル湾の北の陸上で少ない。これは、新モデルで対流スキームに Arakawa-Schbert スキームを用いていることが関係しているようである。AMIP のモデルのうち、Arakawa-Schbert スキームを用いている他のモデルでも同様の傾向が見られる。

図4は、70° E-140° E の平均の降水量の季節変化を表したもの(Gadgil and Sajani, 1997)であるが、気象庁モデルでは、夏のモンスーンの季節進行が早すぎる(Kar et al., 1996)のに対応して、15°N付近の降水が5~6月に最大になっている。気象庁モデルでは、梅雨前線も5月末くらいに活発化し、7月になると梅雨が明けてしまう(川村他、1994)など、アジア地域の夏の季節進行が全体に早すぎる傾向が見られる。

4. 年々変動

気象庁全球モデルでは、モンスーンの平均的気候の特徴はかなりよく再現されている。それでは、年々変動はどうだろうか。図5は、1955年から1988年の34年間のインドモンスーンの降水量のT42のモデルの結果と観測値をプロットしたものである。図からわかるように、モデルのモンスーンの降水量の年々変動は観測の年々変動とは合っていない(相関係数は-0.09である)。モデルは、1955年から1988年のSSTを境界として積分しているので、インドモンスーンの降水の年々変動の主要な部分が、SSTの変動によって起きているのなら、そして、モデルがSSTの変動に対する応答を正しく再現しているなら、モデルのモンスーンの降水量の変動はもっと観測の変動とよく合っているはずである。図5は、モデルの中でのモンスーンの降水の年々変動は、SSTの変

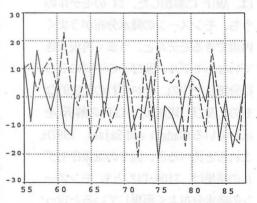


図5. T42 モデルの 34 年ランのインドモンス ーンの降水量の年々変動。

実線:モデル、破線:観測。

動によって強くコントロールされてはいないことを示している。このことは、同じ SST を境界とす る、初期値の違う3つのランの結果が互いに大きく異なっていることからもわかる(図6)。この 結果は、モデルが正しいならば、モンスーンの年々変動はSST の変動によってあまり強くコントロ ールされず、むしろ内部力学的変動による部分が大きいと言うことを示唆している。T42 モデルと T106 モデルを比べると、T106 モデルの方が、内部変動が相対的に大きい(Kar et al., 1996)。こ のことは、高分解能のモデルの方が、低分解能のモデルよりもモンスーンの年々変動の再現性が悪 いという Sperber and Palmer(1996)の指摘と関係があるかもしれない。観測されるインドモンス ーンの降水量は、東部赤道太平洋のSSTとある程度関係があることが知られている(図7a)。これ に対して、T42、T106 モデルの結果は、観測と比べると相関が低い(図7b、7c)。図8a は観測 された東部赤道太平洋 (NINO3) の SST と、インドモンスーンの降水量の年々変動をプロットした ものである。両者は、-0.58 の有意な相関がある。しかし、同時相関があると言うことは、SST の 変動がモンスーンの変動の原因になっていることを必ずしも意味していない。安成(1988)、Yasunari (1990) が指摘しているように、モンスーンの降水量は、モンスーンの後の秋から冬の方が赤道太 平洋の SST と高い相関があり、モンスーンの強弱が SST の変動の原因となっている可能性もある。 この場合には、SST を境界として与えているモデルでは、モンスーンと SST の相関が低くなっても 当然である。もちろん、もう一つの可能性としてモデルのモンスーン循環の SST 変動に対する感度 が実際より小さすぎるために、モデルのモンスーン降水と SST の相関が実際よりも小さくなってい るということも考えられる。どちらの可能性が正しいか、今の時点では断定はできない。SST 以外 にも、陸面の変動、特に積雪の変動が、モンスーンの年々変動と相関が高いと言われているが、気 象庁モデルの34年のシミュレーションでは、積雪とモンスーンの間の相関も小さい(Sugi and Sato, 1995b).

ところで、インドモンスーンの降水というのはアジアモンスーン全体から見るとローカルな量であり、モンスーンの変動の指標としては適当ではないという考え方がある。そこで、最近、大規模モンスーンの変動の指標として、Webster and Yang (1992)の定義した、シヤーインデックスがよく用いられている。図9a は、インドモンスーンの降水量のインデックス、図9b は、シヤーインデックスを、1979 年から 88 年の 10 年間について、T42 モデル、T106 モデル、及び観測値に対して計算してプロットしたものである。気象庁モデルでは、降水量のインデックスも、シヤーインデックスも年々変動は観測値とはよく合っていない。図8の b、c には、観測値から計算したシヤーインデックスと NINO3 の SST、及びインドモンスーンの降水量の年々変動が示されている。それぞれ、-0.55、0.43 の有意な相関がある。相関として有意ではあるが非常に高いというわけではない。また、比較的相関の高い時期とそうでない時期が見られる。シヤーインデックスが、本当に大規模モンスーンの変動の指標として適切かどうかということにも議論の余地がある。

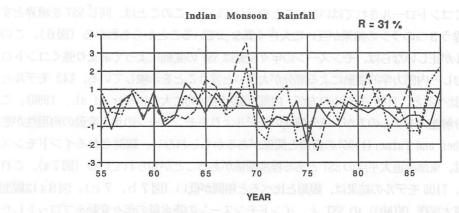
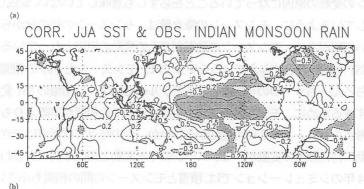
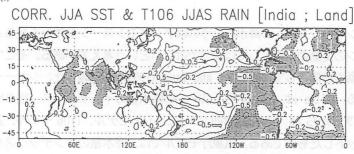


図6. T42 モデルのアンサンブルランにおけるインドモンスーンの降水量の年々変動。





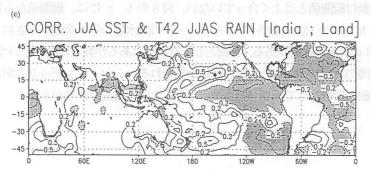


図7. インドモンスーンの降水量と SST の相関。 (a) 観測。(b) T106 モデル。(c) T42 モデル。

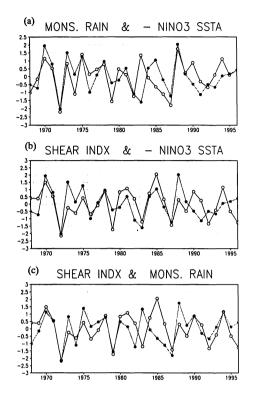


図8. 観測されたインドモスーンの降水量、NINO3 のSST、及び、シヤーインデックスの時系列。

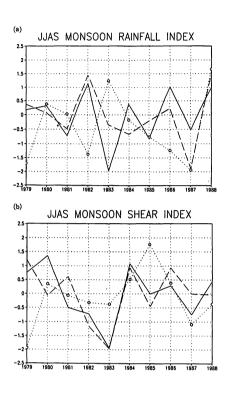


図9. インドモンスーンの降水量、 シヤーインデックスの年々変動。 実線: T106 モデル。破線: T42 モデル。

点線(白丸):観測値。

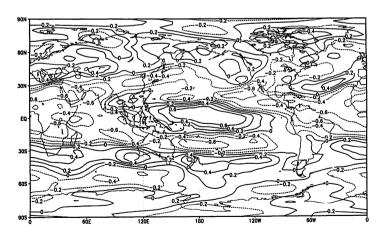


図 10. NINO3 の SST と各格子点でのシヤーインデックスとの相関。

図10は、NINO3のSSTと、各グリッドでのシヤーインデックス(850hPaと200hPa東西風の差)との相関である。シヤーインデックスはモンスーン領域だけでなく、熱帯の広い範囲でNINO3のSSTと高い相関を持っており、Websterの定義したindexは、赤道太平洋のSSTに対する熱帯の大規模な循環の変動の一部をとり出して見ているもので、必ずしもモンスーンの変動の指標として適当ではないかもしれない。

5. 季節内変動

インドモンスーンには、モンスーン期間中に Active/Break という形の顕著な季節内変動が知られている。Palmer (1993) は、この季節変動の空間パターンと、年々変動の空間パターンに類似性があり、年々変動には、季節内変動のフェーズの存在期間の長さが関係している可能性を指摘している。気象庁モデルのシミュレーションの結果でも、季節内変動と年々変動のパターンの類似性が見られる (Sugi et al., 1994)。このことは、年々変動のメカニズムを考える時に、季節内変動の役割を考えることも必要であることを示唆している。

熱帯の季節内変動としては、30-60 日で東進する波数 1 の波動 (MJO) がよく知られている。図 1 1 は、T106 モデルでシミュレートされた MJO で、その特徴は観測データの解析結果とよく合っている (Kar et al., 1997)。ちなみに、AMIP の報告 (Slingo et al, 1996) によれば、この T106 モデルの MJO は、他のモデルと比べてもよく再現されている方である。

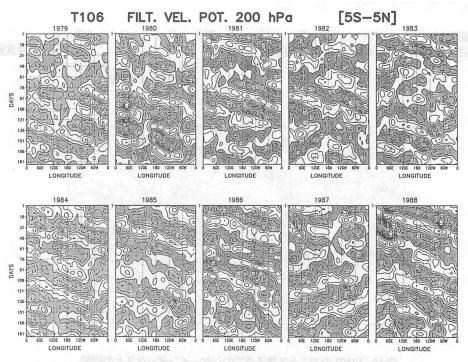


図 1 1. T106 モデルのシミュレーションで、30-60 日周期で熱帯を東進するモード (5°N-5°S 平均の速度ポテンシャルの経度・時間断面図)

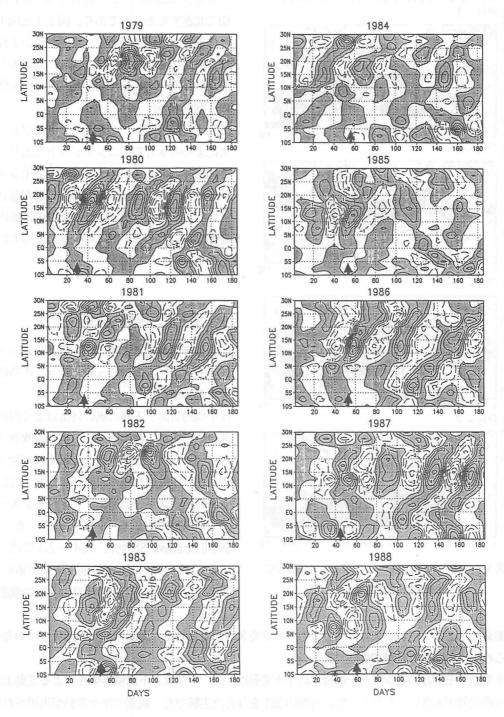


図12. T106 モデルのシミュレーションで、30-60 日周期でインド付近を北進するモード (65°-100° E 平均の降水量の緯度・時間断面図)

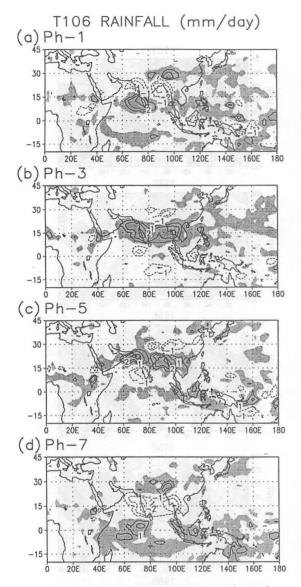


図13. 図12の北進モードのフェーズに基づく 降水量の合成解析。

図12は、同じ T106 モデルのシミュレーションによる、インド付近を30-60 日周期で北進するモードである。図11と図12のモードは関連があり、MJO がインド洋で対流が活発になるフェーズで、北進モードがトリガーされる傾向が見られる(全体の7割くらい)。

図13は、図12の北進モードのフェーズによる降水分布のコンポジットであり、このモードの北進に伴って、インドモンスーンのActive/Breakの季節内変動が起きていることが示されている(実際の季節内変動は、このモード以外の変動によるものもある)。

6. まとめと今後の課題

気象庁全球モデル (GSM89) による夏のア ジアモンスーンのシミュレーションの特徴 をまとめると、

1) 平均的気候:下層の風の特徴はよく再現されているが、西太平洋への西風の吹き込みが弱く、東アジアを北進する流れが強すぎるという欠点が見られる。雨については、GSM89 (Kuo スキーム)は、インドモンスーンの特徴をよく再現している。GSM96 (Arakawa-Shubert スキーム)では、アラビア海、ベンガル湾の海上で雨が多く、陸上で少ない。この点の改良は今後の課題である。

2)季節変化:モンスーンの入り・明けとも早すぎる欠点が見られる。陸面の温度と関係していると考えられ、この改良は今後の課題である。

3) 年々変動: モデルのモンスーンの降水の年々変動は、SST や雪など下部境界条件による変動より も、内部変動が大きい。したがって、観測のSST を与えた実験でも、観測の年々変動が再現されな い。境界条件による変動と内部変動による変動がそれぞれどのくらいの割合かを定量的に調べるこ とは、予測可能性に関して今後の重要課題である。また、ENSO モードと BO モードの果たす役割、 その相互の関係についてもさらに調べる必要がある。

4)季節内変動:熱帯の30-60 日周期の東進モード(MJO)及び、インド付近の30-60 日 周期の北進モードは、T106 の気象庁全球モデルでよく再現されている。北進モードのメカニズム、東進モードとの相互作用についての調査は今後の課題として残されている。季節内変動と年々変動の関係についても、さらに調べる必要がある。

参考文献

- Gadgil, S. and S. Sajani, 1997: Monsoon Precipitation in the AMIP runs. Report of results from an AMIP diagnostic subproject. Center for Atmospheric and Oceanic Sciences, Indian Institute of Science, Bangalore-56001222. INDIA.
- JMA,1993: Outline of operational numerical weather prediction at Japan Meteorological Agency. Appendix to Progress Report on Numerical Weather Prediction,128pp.
- Kar,S.C.,M.Sugi and N.Sato, 1996: Simulation of the Indian summer monsoon and its variability using the JMA global model. Pap. Meteor. Geophys., 47, 65-101.
- Kar,S.C.,M.Sugi and N.Sato, 1997:Toropical intra-seasonal oscillation(30-60day) during N.H.Summer in the JMA model simulations. J. Meteor. Soc. Japan, 75,975-994.
- 川村隆一、杉正人、佐藤信夫、1994: 西太平洋・東アジア地域の降水量の季節変化。日本気象学会春季大会予 稿集、p. 315
- 気象庁予報部(1988):数値予報モデルの物理過程。 数値予報課報告別冊第34号。
- 気象庁予報部(1989): 力学的長期予報をめざして。 数値予報課報告別冊第35号。
- Lau, K-M., J.H.Kim and Y.Sud, 1996: Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. Bull. Amer. Metor. Soc., 77, 2209-2226.
- Legates. D.S., and C.J. Willmott,1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int.J.Climat.*,
- Palmer, T.N.,1993: Some thoughts on monsoon predictability. WCRP-80,WCRP-80,WMO/TD-No.546,51-57.
 Sato,N., PJ.sellers, D.Randall, E.Schneider, J.Shukla, J.Kinter, Y-T.Hou and E.Albertazzi, 1989: Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. *J.Atmos.Sci.*,46,2757-2782.
- Slingo, J. et al., 1996: Intraseasonal oscillations in atmospheric general circulation models: result from AMIP diagnostic subproject. Climate Dyn., 12,325-357.
- Sperber, K.R. and T.N.Palmer, 1996: Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the AMIP. J. Climate 9.2727-2750.
- Sugi,M., R.Kawamura and N.Sato,1995:The climate simulated by the JMA Global Model.Part1:Global Feature.Report of NIED NO.54,155-180.
- Sugi,M., R.Kawamura and N.Sato,1994: Interannual variation of the Asian summer monsoon simulated with the JMA global model.Proceedings of the International Conference on Monsoon Variability and Prediction. Trieste, Italy,9-13 May 1994. WCRP-84,WMO/TD-No.619.
- Sugi,M., and N.Sato,1995a: A ten year integration of the T106 JMA global model. Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference. Monterey, California, U.S.A., 15-19 May 1995. WCRP-92, WMO/TD-No.732.
- Sugi, M. and N. Sato, 1995b: Eurasian snow and Asian summer monsoon simulation with the JMA global model. Wadati Conference on Global Change and the Polar Climate.7-10 November 1995, Tsukuba, Japan.

Yasunari, T.(1990): Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. *Meteor.& Atmos.Phys.*, 44,29-41.

安成哲三(1988): モンスーンと ENSO の関係について。 グロスベッター、26 巻 2 号、94-97。

Webster, P., and S. Yang (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Quart, J. Roy. Meteor. Soc., 118,877-926.

インドモンスーンのアンサンブル季節予報実験: 1987.88年夏

気象研究所気候研究部 楠 昌司、杉 正人、鬼頭 昭雄 気象庁気候・海洋気象部気候情報課 小林 ちあき、高野 清治

1. SMIPとは

気象庁では平成8年(1996 年)3月から力学的1か月アンサンブル予報が現業化された。アンサンブル予報は異なる初期値を用いて、複数の予報を行う方法である。単独予報より予報精度を向上することができる。1か月以上の季節予報についてもアンサンブル予報の予測可能性が、世界中の数値予報センターや研究機関で精力的に調査されている(小林と隈、1997)。世界気候研究計画World Climate Research Programme (WCRP)の副計画である気候の変動制及び予測可能性に関する研究計画 Climate Variability and Predictability (CLIVAR) Programme の第1数値実験グループNumerical Experimentation Group (NEG1)では、力学的季節予報モデル国際比較計画 Dynamical Seasonal Prediction Model Intercomparison Project (SMIP)を立ち上げ、世界中の予報モデルの予測可能性の比較検討を行っている。1か月予報用の気象庁全球予報モデルも、SMIP に参加している。SMIP では、観測された海面水温 Sea Surface Temperature (SST)を与え、1987、88、93、94年の夏(6-9 月)、1982/83、86/87、87/88、92/93年の冬(12-3 月)について各々5つの初期値でアンサンブル4か月予報を行うことになっている。

2. 目的

インドモンスーンは熱帯の大循環を支配している最も重要な現象の一つである。大気大循環モデルがインドモンスーンを再現できるかどうかを調べることは、モデルが熱帯大気の気候値と変動性を再現する能力を判定する材料となる。エルニーニョが起こっていた 1987 年はインドモンスーンが弱く、ラニーニャが起こっていた 1988 年は強かった。この対照的な2つのインドモンスーン年は、数値実験の格好の対象となっており、アンサンブル実験を含めて多くの研究がある(WCRP, 1992:WCRP, 1993:WCRP, 1994:Sperber and Palmer, 1996:Brankovic et al., 1994:Brankovic and Palmer, 1997)。

本研究の目的は、対照的な1987,88年のインドモンスーンを対象として、気象庁の1か月予報用 モデルが季節の時間スケールでどの程度の予測可能性があるかを調べることである。

3. モデル

使用したモデルは、水平分解能が 180km に相当する球面調和関数の三角形波数切断数 63(T63)の全球スペクトルモデル JMA-GSM96 である (岩崎、1995: JMA, 1993)。鉛直方向の層数は 30 で、最上層は 10hPa である。積雲対流は Randall and Pan (1993)の Prognostic Arakawa-schubert (PAS) 方式

を隈(1996)が本モデル用に開発したものである。

季節予報の時間スケールでは重要と考えられている陸面過程については積雪深、土壌水分、地中温度、地面温度を予報している。しかし、初期値は、積雪深、土壌水分、地中温度に気候値を与えている。地面温度については、客観解析値を用いているが、それは実は現業モデルによる最下層の気温の第一推定値であって、観測値ではない。詳細は益子(1995)を参照。

4. 手法

時刻が 12UTC の 5 月 28 日、29 日、30 日、31 日、6 月 1 日の National Center for Environment Prediction (NCEP) 再解析データを大気の初期値として 9 月 30 日まで積分した。SST と海氷は NCEP の観測値を与えた。従って、本実験は本当の意味での予報ではなく、海面水温の予報が完全であるとした場合の予測可能性実験である。1987, 88 年について各々 5 例を平均しその夏のアンサンブル 予報値とした。

一方、気候値 SST を与えて 1987, 88, 93, 94 年の 5 月 29 日 12UTC を初期値とし 9 月 30 日まで積分した。 4 例を平均しモデルの気候値とした。

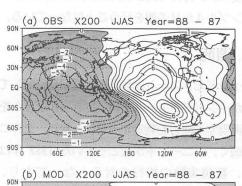
予報の検証では、風や海面気圧などの観測値は NCEP 再解析データを用いた。降水量の全球観測値は、NCEP の Jae-Kyung E. Schemm 氏が作成した MRGDRAIN というデータを用いた。詳細は NCEP が無料配布した NCEP 再解析 CDROM を参照。インドの陸域降水量は Parthasarathy el al. (1994) (以下 PMK と略記) とインド気象局のデータを使用した。

5. 結果

5. 1 大規模場

図1は6から9月平均した200hPaの収束発散風の速度ポテンシャルの両年の差である。1988年から1987年値を引いたもので、正が収束域、負が発散域に対応する。ラニーニャ年からエルニーニョ年を引いているので、ウォーカーの東西循環が強調されている。モデルは観測にほぼ近い。しかし、観測では発散の中心がアラビア海にあるのに対して、モデルではフィリピン付近にある。これは、モデルがフィリピン付近の海大陸に雨を降らせすぎることによる。

図2は200hPaの回転風の流線関数の差である。 熱帯太平洋のパターンやチベット高気圧の強化に 対応したユーラシア大陸の正値域がモデルでも表 現されている。



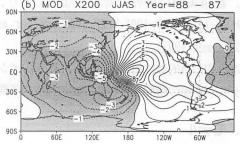


図 1 200hPa 速度ポテンシャルの差(1988-1987) 6 月から 9 月の平均。等値線間隔は 10⁶㎡/s。陰影は負。 (a) NCEP 再解析による観測値。(b) モデル

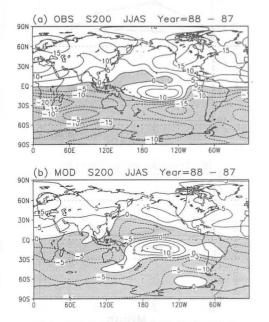


図2 200hPa 流線関数の差 (1988-1987) 6月から9月の平均。等値線間隔は5×10⁶㎡/s。陰影は負。 (a) NCEP 再解析による観測値。(b) モデル

図3は海面気圧の差である。1988年は1987年より対流活動が強くインド付近では相対的に気圧が低くなっている。モデルもこの低圧状態をよく表現している。1988年の方が上昇流が強かったことは、図1(a)で負の極小がアラビア海にあることからもわかる。

850hPa の風ベクトルの差を示したのが図4である。ソマリジェットの強化がモデルでも表現されている。インドシナ半島からインド北部に至る東風もモデルに現れている。しかし、モデルではインドの南の西風が強く、南に偏っていて、フィリピンにまで伸びている。これも、モデルがフィリピン付近で雨を降らせすぎることによるかもしれない。

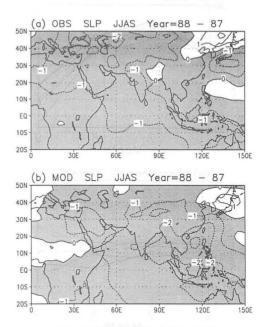


図3 海面気圧の差 (1988-1987) 6月から9月の平均。等値線間隔は1hPa。陰影は負。 (a)NCEP 再解析による観測値。(b)モデル

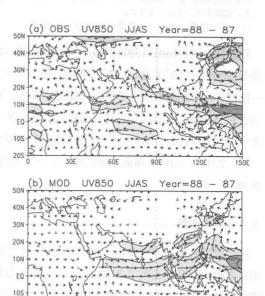


図4 850hPa 風速ベクトルの差 (1988-1987) 6 月から 9 月の平均。等値線は風速で間隔は 2m/s。風速 が 2m/s 以上の地域に陰をつけた。(a) NCEP 再解析による 観測値。(b) モデル

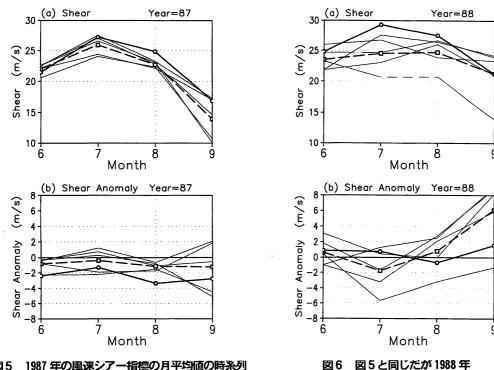


図5 1987 年の風速シアー指標の月平均値の時条列 WY による東西風 U の鉛値シアー指標。太い実線がNCEP 再解析 による観測値。細い実線が初期値が異なる5つのモデル実験。 太い破線がアンサンブル平均。 (a)シアー指標。(b)シアー指標の平年値からの偏差

Webster and Yang(1992) (以下 WY と略記) は、850hPa の東西風から 200hPa の東西風を引いた 差を領域(40-110°E, 0-20°N)で平均しモンスーンの風シアー指標とした。図5は 1987 年の風シアー指標の月平均時系列とその平年偏差である。モデルは観測によく合っている。個々の予報のばら つきも小さい。図6は同じく 1988 年の風シアー指標の時系列である。個々の予報のばらつきが大きく 1987 年程良くないが、モデルは観測の傾向を示している。

850, 200hPa の風や海面気圧に関してみた大規模場については、モデルは 1988, 87 年の主な違いを再現している。

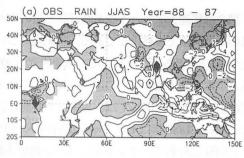
5.2 降水量

図7は降水量の差である。観測ではインドで正の値があるが、モデルでは符号が逆になっていて両年の違いが全く表現できていない。モデル気候値の雨域がインドの南海上に偏ってしまうことが原因であろう。このような欠陥を世界中の多くの大気モデルが持っている(Gadgil and Sajani, 1997)。モデルの雨は、積雲対流方式に敏感である。一柳他(1997)は、Kuo の積雲対流方式を使った大気モデル JMA-GSM89 では、PAS 方式よりも雨が陸域で降りやすいことを指摘している。Kuo を使った大気モデル JMA-GSM89 で長期ランを行った Kar et al. (1996)では、モデルがインドモンスーンの気候値の降水分布をよく再現しており、1987, 88 年の降水量の違いも表現していた。

アフリカのサヘル地域の観測の違いはモデルで現れている。Palmer and Anderson(1994)の方法による両年の差の確率を計算すると(図略)、サヘルに現れるモデルの違いはインド陸域の違いより信頼性が高い。モデルでは、サヘルよりインドの雨の年々変動を表現する方が難しい(Palmer and Anderson, 1994: Sperber and Palmer, 1996: Brankovic and Palmer, 1997)。モデルではインドモンスーンの雨が初期値に敏感でばらつきやすいからである(Brankobic et al., 1994: Palmer and Anderson, 1994: Brankovic and Palmer, 1997)。

5. 3 風速シアーとインド陸域降水量の年々変動

表1は風速シアーとインド陸域降水量の平均値と 標準偏差である。気象研究所が行ったAtomospheric Model Intercomparison Project (AMIP)実験は経度 5 度×緯度 4 度鉛直 15 層の格子大気モデルでオリ



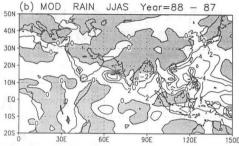


図7 **降水量の差 (1988-1987)** 6月から9月の平均。等値線間隔は2mm/day。陰影は負。 (a) 観測値。(b) モデル

ジナルの Arakawa-Schubert 積雲対流方式を採用しており、その結果も比較した。風速シアーの平均値は本実験ではほぼ観測に近いが、AMIP は観測に比べて弱い。インド陸域降水量の平均については、本実験では雨がインドの南海上で降ってしまう欠陥のために、観測より少ない。AMIP の気候値も雨がインドの南海上で降ってしまう欠陥があるが、バングラデッシュとインド内陸でも降るため、観測よりむしろ多くなっている。年々変動の標準偏差は、風シアーと降水量の両方ともモデルの変動は観測に比べ小さい。Kar et al. (1996)によると、T42 モデルのインド陸域降水量標準偏差は 0.42mm/day であったが、高分解能の T106 モデルでは 0.67mm/day と増加した。本実験ではサンプル数が4と少ないので、統計量の信頼性は低い。

表1 風速シアー指標とインド陸域降水量指標の平均値と標準偏差

6月から9月の平均値。

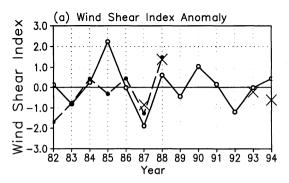
風速シアー: Webster and Yang(1992)による指標。観測値はNCEP 再解析。

インド陸域降水量:観測値はPMKによる1901-1993年のデータとインド気象局による1994-

96年の速報観測値から求めた。

統計量	データ種類	期間	風速シアー	インド陸域降水量
		年	m/s	mm/day
平均	観測値	1982-1994	23. 9	6. 89
	本実験	1987, 88, 93, 94	22. 0	4. 66
	気象研究所 AMIP	1979-1988	17. 6	9. 46
標準偏差	観測値	1901-1996	1. 23	0. 97
	本実験	1987, 88, 93, 94	1. 06	0. 27
	気象研究所 AMIP	1979-1988	0. 56	0. 52

図8は風速シアーとインド陸域降水量の年々変動を示している。表1の平均からの偏差をそれぞれの標準偏差で規格化してある。本実験については、ここで注目している1987,88年のほか参考のため93,94年もプロットした。気象研究所AMIPの結果も比較のため示した。1987,88年に注目すると、本実験は風シアーの違いを表現しているが、インド陸域降水量は完全に失敗している。AMIPでは1987,88年に関しては、風雨とも観測に合っているが、それ以前の年では必ずしもうまくいっていない。1982年はモンスーンが弱いが、1983年はモンスーンが強かった。この両年は、1987,88年と同様に有名で、インドモンスーン数値実験の格好の対象となってきた。しかし、AMIPはその違いがあまりでていない。また、Kar et al. (1996)でも、風雨ともに1987,88年の違いはモデルででるが、1982,83年の違いは現れない。



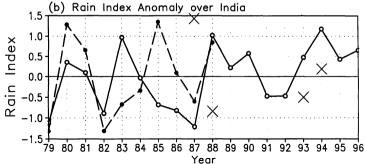


図8 風速シアーとインド陸域降水量の年々変動

(a) WY による風速シア一指標偏差。実線は NCEP 再解析による観測値から求めた平年値からの偏差。×印は本実験による値。参考までに 93,94 年もプロットした。破線は気象研究所 AMIP 実験。いずれも表 1 の標準偏差で規格化してある。(b) インド陸域降水量指標偏差。実線は PMK とインド気象局による観測値から求めた平年からの偏差。破線、×印の意味は(a) と同じ。いずれも表 1 の標準偏差で規格化してある。

6. まとめと考察

1987,88 年のインドモンスーンの大規模場の違いをモデルは表現できたが、雨の違いは表現できなかった。そもそも、モデルで雨を正しくシミュレートすることは一般的に難しい。Palmer and Anderson(1994). Sperber and Palmer(1996)はモデルによるインドモンスーンの雨の年々変動の再

現が困難であることを指摘しており、今回の実験もこれを追認したことになった。インドモンスーンは SST などの境界条件よりも、大気の内部力学に強く支配されている (Palmer, 1994)。従って、モデル大気の非線形内部力学の正しい表現が求められる。本実験では、モデルの雨の気候値がよくないことが主な原因である可能性が高い。

WY の風シアー指標はインドモンスーンの雨と相関が悪く、インドモンスーンの指標として不適当であるという批判がある。筑波大学の安成氏がたびたびこの問題点を攻撃しているが、実はWY自身も彼らの論文のp.897で指摘している。本研究ではほとんど無批判にWYの風シアー指標を用いたが、防災研の川村隆一氏による層厚を使った南北の温度差指標(本号に掲載予定)が適切かもしれない。また、Goswami et al. (1997)は主成分分析を使った新しい降水量指標、およびハドレー循環を意識した南北風の風の指標を提唱している。インドモンスーンの指標についても改善の余地がありそうだ。

あとがき

1997 年 10 月に札幌で行われた気象学会で東大気候センターの沈学順氏が WY の風シアー指標を用いて解析したモンスーンの数値実験結果を発表したところ、会場にいた安成氏が厳しい攻撃をすかさず加えていた。同月末に米国ワシントンで開かれた第1回国際再解析会議で、楠は本稿の内容を発表した。WY の著者の一人である Yang 氏が会場に来ており、発表後に会うことができた。発表内容が彼の指標を使っていたせいか、大変おもしろいといって喜んでくれた。しかし、Yang 氏は安成氏を始め多くの人々の批判を受けていると苦笑していた。

参考文献

- Brankovic, C. and T.N.Palmer, 1997: Atomospheric seasonal predictability and estimates of ensemble size. *Mon.Wea.Rev.*, 125,859-874.
- Brankovic, C., T.N. Palmer and L. Ferranti, 1994: Predictability of seasonal atmospheric variations. J. Climate, 7,217-237.
- Gadgil,S. and S.Sajani,1997: Monsoon precipitation in the AMIP runs (Draft report of results from an AMIP diagnostic subproject). April 1997, Center for Atmospheric and Ovceanic Sceinces, Indian Institute of Science, Bangalore-560 012, INDIA.
- Goswami, B.N.B.Krishanamurthy and H.Annamalani, 1997: A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies Report No.46, September 1997.
- 一柳 錦平、千葉 長、杉 正人、隈 健一、佐藤 信夫、1997: JMA89 モデルを用いた大河川流域の降水量 及び流出量の評価、天気. **44**. 551-554.
- 岩崎 俊樹、1995:1か月予報のための全球モデル(GSM9603-T63L30H). 平成7年度数値予報研修テキスト「新 COSMETS と解析予報システム」気象庁予報部数値予報課. 45-46.
- JMA, 1993: Outline of operational numerical prediction at Japan Meteorological Agency. Appendix to Progress report on numerical weather prediction. 128pp.
- Kar,S.C.,M.Sugi and N.Sato,1996: Simulation of the Indian summer monsoon and its variability using the JMA GLOBAL Model. Papers Meteor. Geophys.,47,65-101.
- 小林 ちあき、隈 健一、1997:アメリカ気象学会第11回数値予報会議参加報告. 天気. 44. 39-43.

- 隈 健一、1996:積雲対流のパラメタリゼーション.数値予報課報告・別冊 42 号「一ヶ月予報に向けた全球 モデルの開発-バイアスの小さな予報モデルを目指して-」気象庁予報部数値予報課.30-47.
- 益子 直文、1995:陸面過程. 平成7年度数値予報研修テキスト「新 COSMETS と解析予報システム」気象庁予報部数値予報課. 35-36.
- Palmer, T.N., 1994: Chaos and Predictability in forecasting the monsoons. *Proc. Indian. Nat. Sci. Acad.*, 60, A.57-66.
- Palmer, T.N. and D.L.T.Anderson, 1994: The prospects for seasonal forecasting A review paper. *Q.J.Meteorol.Soc.*, **120**, 755-793.
- Parthasarathy,B.,A.A.Munot and D.R.Kothawale,1994: All India monthly and seasonal rainfall series:1871-1993. *Theor.Appl.Climatol.*,49,217-224.
- Randall, D.A. and D.M.Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. Meteorological Monographs, Vol. 24, No. 46, *The representation of cumulus convection in numerical models*. American Meteorological Society, Chapter 11, 137-147.
- Sperber, K.R. and T.N.Palmer, 1996: Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. *J. Climate*, 9,2727-2750.
- WCRP,1992: Simulation of Interannual and Intraseasonal Monsoon Variability. Report of workshop, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, U.S.A., 21-24 October 1991, WCRP-68, WMO/TD-No.470.
- WCRP,1993: Simulation and Prediction of Monsoons Recent Results. TOGA/WGNE Monson Numerical Experimentation Group,New Deholi,India,12-14 January 1993, WCRP-80, WMO/TD-No.546,73pp.
- WCRP,1994: Proceedings of the International Conference on Monsoon Variability and Prediction. Trieste,Italy,9-13 May 1994,WCRP-84,WMO/TD-No.619,822pp.
- Webster, P.J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 118,877-926.

ユーラシアの積雪変動が日本の天候に与える影響

気象庁気候・海洋気象部気候情報課 石原幸司

1. はじめに

季節予報をする際に有効な手段の1つとして、日本の天候に関連しているシグナルを見つけ、その状態を基に将来の天候を予想していくという方法がある。具体的に言うと、日本の天候はオホーツク海高気圧やエルニーニョ現象といった様々な外因の影響を受けており、これらの現象と関連しているシグナルをより早く見つけることができれば、天候の予想がしやすくなるということである。現在、当課ではそのシグナルの1つとして西シベリアにおける積雪変動に注目している。これは「4月の西シベリアにおける積雪面積が小さいと6月のオホーツク海高気圧が強まる」という関係があるからである(Kodera and Chiba, 1989、以下 KC (1989)と略す)。また、冬から初春にかけてのユーラシア大陸における積雪面積は続くモンスーン活動との関係も多くの研究者たちによって指摘されている(Blanford, 1884 他)。このようにユーラシア大陸上における積雪面積の変動は気候システムの一部分として成り立っており、以降の気候変動へのシグナルとも言える存在である。

今回、初めに西シベリアにおける積雪面積の変動が続く日本の天候にどう影響を与えているのか を統計的に調査し、次に気候システムの中における積雪面積と海面水温との関係を調査したのでこ こに報告する。

2. 広域積雪の特徴と大気に与える影響

地表面の状態を大きく変え得る広域積雪は、 その季節変化や経年変化が非常に大きいという 特徴がある。さらに、その持続性により大気へ の影響が大きいことが考えられる。

持続性の度合いを比較するために図1を示す。 これは月偏差の自己相関係数を海洋・海氷・積 雪面積・700hPa 面高度について表したもので ある。これを見ると積雪偏差が影響を及ぼす時 間は海洋ほどではないが、数か月という長さを 持っていることが分かり、その程度の時間スケ ールで大気への影響が考えられる。

また、広域積雪が大気に与える影響としては 様々な形態があり得るが、主に次の2つの過程 により冷熱源として働いていると考えられる (図2参照)。

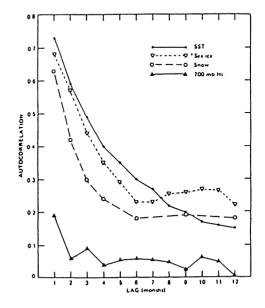
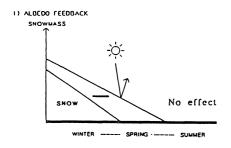


図1 北太平洋海面水温・北極の海氷・ユーラシア の積雪面積・大気の 700hPa 高度の月平均か らの偏差の自己相関 (Walsh, 1985)。



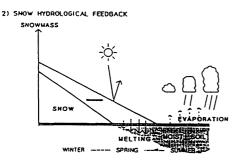


図2 冬から夏にかけての積雪のアルベド効果 (上図)と融雪水文学的効果(下図)の模式図 (Yasunari et al., 1991)。

- ① 雪が短波放射に対してアルベド(反射率) が高く、吸収量が少ないために大気と地表面の 相互作用を通して周辺の大気を冷却するという 過程(上図)。
- ② 融雪によって土壌に取り込まれた融解水が土壌水分を増加させ、蒸発などにより地面の加熱を押さえるという融雪水文学的な過程(下図)。

前者がほぼ同時期の大気に影響を与えるのに対し、後者は大気に時間差(タイムラグ)をもって影響する(森永・安成、1993)。さらに積雪 → 大気・海面水温 → 大気というプロセスを通してより長期間先の大気への影響もある可能性がある。

3. 使用するデータ

今回、積雪面積データとして NOAA/CPC 作成 で週単位の北半球積雪データから計算された月

間積雪被覆率データを新たに採用した。このデータは2度間隔の格子点値で与えられている(詳しくは気候系監視報告別冊第3号を参照)。また、海洋課所有の月平均海面水温データ(2度間隔の格子点値)と当課編集の月平均北半球 500hPa 高度データ(5度間隔の格子点値)を用いた。ここで、海面水温データは月ごとの細かな変動を取り除くために3か月移動平均処理を施している。

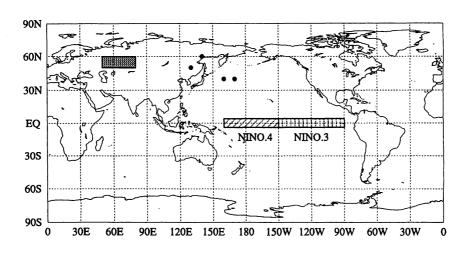


図3 西シベリアの領域 (陰影部) とOJIの計算に用いられる格子点 (太丸点)。

4. 日本の天候に現れる影響(6月)

(1) 4月の西シベリアにおける積 雪被覆率と6月のOJI

6月のオホーツク海高気圧の出現を予測する予報則として「4月の西シベリアにおける積雪面積が小さいと6月のオホーツク海高気圧が強まる」という関係があることは先に述べたが、今回は最新の積雪被覆率データを用いることで両者の相関を再調査した。まず、KC(1989)に従って、オホーツク海高気圧の発達の指標として図3の太丸点で表される月平均500hPa高度の4つの格子点値から

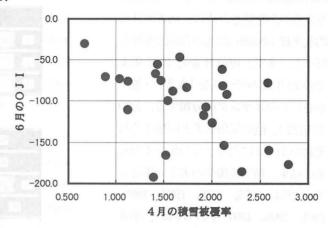


図4 4月の西シベリアにおける積雪被覆率と6月の0JIとの散布図。

データ期間は1973年から1997年まで。

次式で求められるOJI (Okhotsk-Japan Index) という指数を定義しておく。

OJI={(50°N, 130°E)+(60°N, 140°E)-(40°N, 160°E)-(40°N, 170°E)}/2 ここで、OJIの値が大きいときほどオホーツク海高気圧が発達していることを示している。また、西シベリアの領域については、KC(1989)と同様に図3の陰影部、すなわち(50°N, 50°E)と(60°N, 80°E)を対角とする矩形領域内の積雪被覆率を採用した。

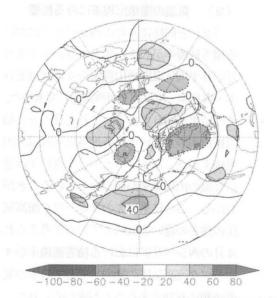


図5 4月の西シベリアにおける積雪被覆率の大きい 年と小さい年の6月平均500hPa高度の合成図の 差(単位 m)。

KC(1989)では1967年から1988年までのデータを用いていたが、今回は最近までのデータを追加して、1973年から1997年までの 25年間で両者の散布図を作った(図4)。これを見ると、点列が左上がりに並んでおり、積雪被覆率が小さくなるにつれてOJIの値が大きく、すなわち、オホーツク海高気圧が発達していることが分かる。このときの相関係数は一0.471と、危険率2%で有意であり、両者の関係は最近のデータを追加しても持続していることが確かめられた。

(2) 月平均北半球 500hPa 高度の合 成図解析

次に、4月の西シベリアにおける積雪 被覆率が大きい年と小さい年との違いが 同時期以降の大気にどのような影響を与えるのかを見るために、両者の月平均北半球500hPa 高度の合成図解析を行った。まず、1973年から1997年までの25年間のデータを「大きい・並・小さい」の3ランクに分類する。分類の方法は、他の気象要素と同様にそれぞれが3:4:3になるような配分である。その結果、積雪被覆率の大きい年として、1973,1975,1978,1983,1988,1991,1995,1997年の8例が、小さい年には1979,1980,1981,1984,1987,1989,1993,1996年の8例が挙げられる。今回は大きい年と小さい年の合成図を作った後、その違いを明

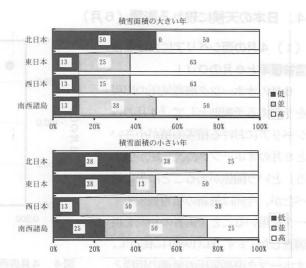


図6 4月の西シベリアにおける積雪被覆率の大きい年と小さい年の6月平均気温の出現率。

確にするために大きい年の図から小さい年の図を引いて1つの図として表している。

図5は、6月平均500hPa高度の合成図の差を表している。これを見ると、日本の東方海上で大きな正の偏差が見られ、北には弱いながらも負の領域が広がっていることが分かる。この対照がOJ1の値と関連しており、先の結果と一致していることが分かる。

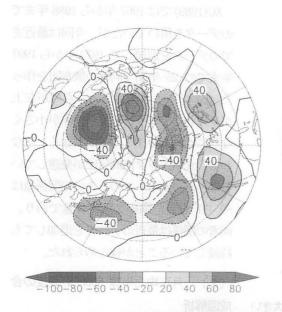


図7 4月の西シベリアにおける積雪被覆率の大きい年と小さい年の4月平均500hPa高度の合成図の差(単位 m)。

(3) 気温の階級出現率にみる影響

(2) と同様に4月の西シベリアにおける積雪被覆率が大きい年と小さい年とで6月の月平均気温階級出現率を4地域(北日本・東日本・西日本・南西諸島)で求めた。その結果が図6である。これを見ると、積雪被覆率の大きい年は各地域とも高温の出現確率が高くなっているが、小さい年は逆に高温の出現確率が低くなっていることが分かる。この結果は先のオホーツク海高気圧の強さの違いを反映していると考えられ、4月の西シベリアにおける積雪被覆率がオホーツク海高気圧の動向、そして日本の気温予測に有効であることが確かめられた。

5. 日本の天候に現れる影響(4月)

(1) 月平均北半球 500hPa 高度の合成図解析

4章(2)と同様に4月の月平均北半球500hPa高度の合成図解析を行った(図7)。これを見ると、西シベリア付近が大きな負偏差域に覆われており、その上流側に1つの波列パターンが形成されているのが分かる。これは、西シベリア付近の積雪被覆率が500hPa高度とリンクしており、積雪被覆率が大きいときは500hPa高度が低くなることと対応している。また、日本付近にも6月以上に顕著な偏差が現れており、このことは西シベリア付近における大気の変動の影響が風下側である日本上空にも現れていると解釈でき、同時期の日本の天候にも影響があると考えられる。

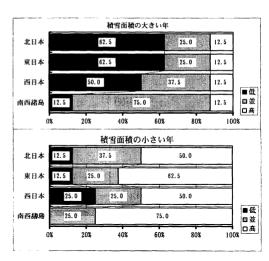


図8 4月の西シベリアにおける積雪被覆率の大きい年と小さい年の4月平均気温の出現率。

(2) 気温の階級出現率にみる影響

(1) のように顕著な偏差が現れると、当然気温の出現率も異なってくると考えられる。そこで 4章 (3) と同様な図を4月の月平均気温で作成した(図8)。これを見ると、6月以上に傾向が はっきりしており、積雪被覆率が大きいときは低温傾向、小さいときは高温傾向が現れている。このように4月の西シベリアにおける積雪被覆率の変動は6月だけでなく、4月の日本の天候にも影響を与えていることが分かった。

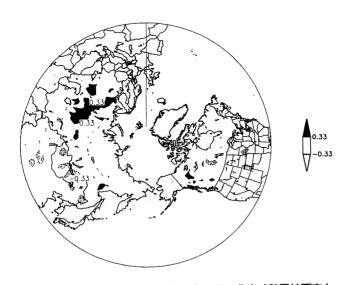


図9 続く秋の Nino3 における海面水温と4月の北半球積雪被覆率と の相関係数分布図。

6. Nino3 における海面 水温と積雪被覆率とのラ グ相関

これまでに4月の西シベリアにおける積雪変動が4月と6月の日本の天候に影響を及ぼしていることが確認されたが、冬から早春にかけてのユーラシア大陸上の積雪はモンスーンの活動にも影響を与えていることが多数報告されている(Blanford, 1884 他)。また、モンスーンの活動はE

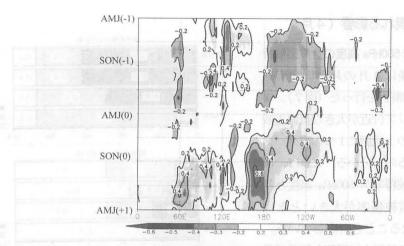
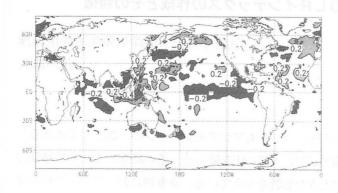


図 10 4月の西シベリアにおける積雪被覆率と熱帯付近(4°S-4°N)の海面水温との時間 -経度相関係数分布図。

NSOとリンクしていることも報告されている (Yasunari, 1990 他) ことから、ユーラシア大陸上の積雪変動はENSOと関連しているのではないかと考えられる。このため、Nino3 における海面水温と北半球の積雪被覆率とのラグ相関をとり、両者の相関がどのくらいのラグをおいて現れるのかを調査した。相関係数は、積雪被覆率が前 11 月から続く5月、Nino3 における海面水温がその前春 (3・4・5月) から翌春 (翌3・4・5月) までラグを取り、それぞれの組み合わせで計算した(積雪被覆率データは1973 年から1996 年を用いた)。このうち、最も大きな有相関域を示したのが4月の積雪被覆率と続く秋(9・10・11 月)の Nino3 における海面水温であり、分布図は図9のようになった。これを見ると KC(1989)で採用された西シベリア付近の領域が広く正の相関域に覆われており、この領域がユーラシア大陸上でもENSOと関連のある領域であることが分かる。また、チベット付近や、東アジア・北アメリカ大陸中央部には弱いながらも負の相関が見られている。

7. 4月の西シベリアにおける積雪被覆率と海面水温とのラグ相関

次に、積雪被覆率データを4月の KC(1989)で採用された領域に固定して、海面水温データの各格子点値とのラグ相関を計算した。図 10 は、熱帯付近 (4°N-4°S) における時間 ―経度相関係数分布図である。これを見ると、4月以前の秋をピークに弱い負の相関域が東部太平洋に現れているが、4月以降は正の相関域が同じ東部太平洋で広がり始めている。この正の相関域は、続く秋から冬にかけて最も大きくなった後、再び小さくなっている。図 11 は、(a) 4月以前の秋と(b) 以降の秋における相関分布図であるが、(a) では弱い負の相関域が東部太平洋の赤道付近に広がっているのに対し、(b) では東部熱帯太平洋が広く正の相関域に覆われており、その値も大きくなっていることが分かる。このことは、4月の西シベリアにおける積雪変動が、それ以前の秋から冬にかけての東部熱帯太平洋における海面水温と弱いながらも関係しており、続く秋から冬にかけての東部熱帯太平洋における海面水温に影響を与えていることを示唆している。この海面水温における変動は、再び日本の天候に影響を与えている可能性がある。



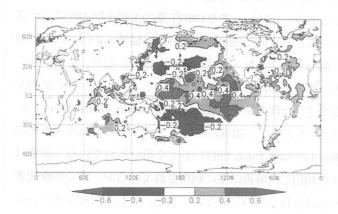


図 11 4月の西シベリアにおける積雪被覆率と海面水温との 相関係数分布図。

(上図) 前秋の海面水温 (下図) 続く秋の海面水温

8. まとめ

今回は、初めに KC(1989) と同じ 西シベリアにおける積雪被覆率デー タを用いて、日本の天候に与える影 響を調査した。まず、4月の西シベ リアの積雪変動が同時期以降の偏西 風の流れに影響を及ぼし、特に6月 にはオホーツク海高気圧の強さとの 相関が再確認された。これらの変動 は、日本の月平均気温にも反映され ていた。また、4月のこの領域にお ける積雪変動が続く秋から冬にかけ ての東部熱帯太平洋における海面水 温に最も影響を与えていることが分 かった。さらに、弱いながらも4月 以前の秋から冬にかけての東部熱帯 太平洋における海面水温とも逆の相 関が見られた。このことは、積雪変 動が偏西風やモンスーン、さらには ENSOという気候システムの1つ として成り立っていることを示唆し ている。今後は、深さも含めた積雪 量を用いて積雪変動が現れる以前の 大気の状態についても事例解析等を 行っていく予定である。

参考文献

Blanford, H.F., 1884: On the connection of the Himalayan snowfall with dry winds and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, 37, 3-32.

Kodera and Chiba, 1989: West Siberian Spring snow cover and East Asian June 500mb height. Papers in Meteorology and Geophysics, 40, 51-54.

Walsh, J.E., Jasperson, W.H. and Ross, B., 1985: Influence of snow cover and soil moisture on monthly air temperature. Mon. Wea. Rev. 113, 756-768.

Yasunari, T., Kitoh, A. and Tokioka, T., 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the Northern spring and summer climate. – A study with the MRI • GCM - J. Met. Soc. Japan, 69, 4, 473–487.

森永由紀・安成哲三, 1993: 広域積雪における大気・雪氷相互作用, *気象研究ノート*, 177, 41-76. 石原幸司, 1997: 西シベリアの積雪と大気・海洋の応答, 平成8年度全国季節予報技術検討会資料, 73-84.

夏のアジアモンスーンOLRインデックスの作成とその特徴

気象庁気候・海洋気象部気候情報課 藤川典久

1. はじめに

夏のアジアモンスーン(ここではインドモンスーンもアジアモンスーンの一部として考える) は6月から9月にかけて南アジアや東南アジアに大量の雨を降らせ、その降水をもたらす積乱雲 群は大気の熱源として大規模な循環場に大きな影響を与えている。盛夏期においてフィリピン付 近の対流活動の強まりに伴って日本付近の亜熱帯高気圧が発達することが報告されており(Nitt a, 1987; Kurihara, 1989; Kurihara and Tsuvuki, 1991)、また1988年夏の天候不順の際に対流活 動活発域が平年よりかなり西に偏っていたこと(Nitta,1990)や1994年の猛暑・干ばつの際に対 流活動が平年より非常に活発でかつ北に偏っていたこと(若原、藤川,1997)など、モンスーン に伴う対流活動は日本を含む中緯度地方の夏の天候にも深く関係している。モンスーンの活動を 表す指標としては、インドの観測所で観測された降水量を領域平均したIndian Summer Monsoon Rainfall (ISMR) (Parathasarathy, 1994) とモンスーン領域における200hPaと850hPaの東西風の 鉛直シアーから求めたインデックス (Webster and Yang, 1992) がよく用いられている。前者は 観測値を利用した解析に、後者はモデルを利用した解析に主に利用されているが、多くの研究者 の指摘があるようにこの両者の相関はそれほど良いものではない。また、これらはモンスーンに 伴う対流活動全体を直接的に表しているものではないため、「今年のモンスーンの活動は強かっ たのですか」という質問に対して一言で答えることが難しかった。そこで、気候系の診断やモン スーンの活動と循環場等との関係についての解析に利用するために、20年弱のデータが蓄積され たNOAAの月平均OLRを用いて夏のアジアモンスーンの活動度を表すインデックス(Summer Asian Monsoon OLR Index (SAMOI)) を作成した。さらに、作成したインデックスの妥当性を確 認し、その性質を明らかにするために、循環場や海面水温との同時相関関係についての調査を行 った。

2. 夏のアジアモンスーンOLRインデックスの作成

(1)作成に用いたデータ

モンスーンの活動を指標するデータとして対流活動が直接的に循環場に与える影響(強制力)を重視すると、「空間における熱源の強さ=対流活動の強さ」をインデックスとして利用するのが適当であると考えられる。対流活動のそのものの強さをあらわす指標としては、現在GMSによる領域平均の上層雲量を指数化したもの(HCLD-PH等)が「気候系監視報告」(気象庁)に掲載されている。GMSの観測範囲は80°E(1984年以前は90°E)以東であり、モンスーンに伴う対

流活動活発域をすべてカバーしきれないことから、極軌道衛星によるOLRを利用してインデックスを作成することとした。利用したデータは、気象庁気候情報課がNOAAから購入・整備した1974年から1996年までの月平均OLR($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)である。

(2) OLRの主成分分析

図1は、6~8月の3か月平均0 LRの平年の分布である。モンスー ンに伴うOLRの変動の特徴を抽出 するために、平年の対流活動が活発 な領域をほぼ含んだ矩形領域 (5°S -35° N, 60° E-150° E: 図1中太線内) を対象として、6~8月の3か月平 均OLRについて1974~1995年の期 間で共分散行列を用いて主成分分析 を行った(アジアモンスーンが広域 で活発な期間は通常6~9月とされ ているが、1988年9月のOLRが欠 測のため8月までとした)。その結 果得られた第1主成分の固有ベクト ル分布とスコアの経年変化を図2に 示す。固有ベクトルは南西諸島付近 を除いてほぼ全域で同一符号をとっ ており、また、主成分スコアは1974 ~1977年までと1979年以降で大きな 違いが見られる。これは、OLRを 測定するセンサーあるいはアルゴリ ズムの変更による変動である可能性 が大きい。このため、期間を1979~ 1996年とし、再度主成分分析を行っ た。

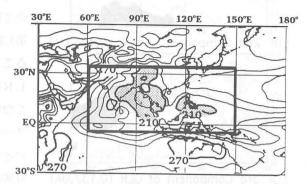
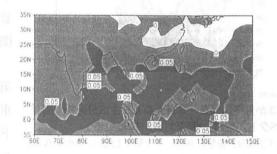


図1 3か月平均 (6~8月) OLR**の平年値** 等値線間隔15W/m²、210W/m²以下の領域に陰影を付加



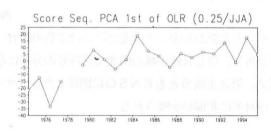
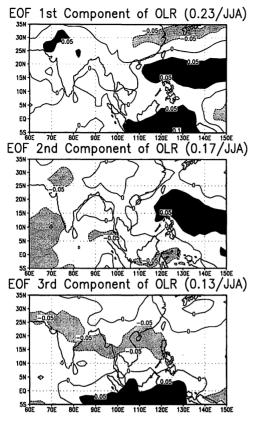


図2 3か月平均(6~8月) OLR主成分分析の第1主成分 の固有ベクトル分布(上)と主成分スコアの変化(下) 主成分分析の期間は、1974-1995年、第1主成分の寄与率は0.25

図3は第1~第3主成分の固有ベクトルの分布を(括弧内の数値は寄与率)、図4は主成分スコアの経年変化を示す。第1主成分は、揚子江流域から日本にかけて負の固有ベクトルが、南シナ海からフィリピンの東にかけて正の固有ベクトルが分布しており、また海洋大陸付近に正の固有ベクトルが、ニューギニア島の東に負の固有ベクトルが分布している。この分布は、Nitta(1986, 1987)が示したPJパターン(前者)およびENパターン(後者)とほぼ同じ分布となって



Grads: COLA/IGES

図3 3か月平均 (6~8月) OLR主成分分析の固有 ベクトル分布、期間は1979-1996

上: 第1 主成分、寄与率 0.23、中: 第2 主成分、寄与率 0.17、

下: 第3主成分、寄与率 0.13

おり、北西太平洋における南北変動と赤道 域における東西変動が同時に現れやすいこ とを示している。また、エルニーニョ現象 が発生していた1982、83、87、91、92、93年は 全て第1主成分のスコアが正になっており、 第1主成分はENSOに伴ったモードと見 ることができる。ただし、平年におけるO LR極小域の固有ベクトルの絶対値は大き くないことから、第1主成分はアジアモン スーン全体の強弱には大きな影響を与えな いと考えられる。(第1主成分のスコアと NINO. 3の海面水温との相関係数は18年で0. 69となった。また、西部熱帯太平洋とイン ド洋のSSTの差をインデックス化した指 数である WEST-INDO (礒部,1994) との相 関係数は、-0.81だった。)

次に第2、第3主成分について考察する。 第2主成分は、南シナ海からフィリピンの 東海上にかけて正の固有ベクトルが、イン ド洋から海洋大陸にかけて負の固有ベクト ルが分布し、大きく見てOLR極小域の東 西で逆符号の分布になっている。第3主成

分は、インド北部から南シナ海北部にかけて負の固有ベクトルが、北緯5度以南に正の固有ベクトルが分布し、OLR極小域の南北で逆符号の分布になっている。主成分スコアの経年変化からは、第2、第3主成分ともENSOに関係したシグナルは見られず、1988、96年に対流活動の西偏が、1994年に北偏が示唆される。

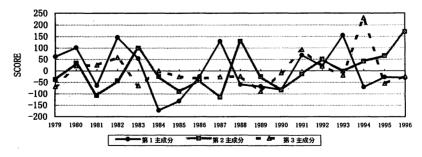


図4 3か月平均OLR主成分分析の主成分スコアの経年変化

(3) インデックスの作成

(2) における結果を考察すると、 第1主成分がモンスーンの年々変動 を特徴づけるパターンとして利用価値が大きいことが推測される。しかし、今回の主目的は夏のアジアモンスーン全体の活動の様子を表すインデックスを作成することにあるので、平年におけるOLR極小域にシグナルを持たない第1主成分の結果はインデックスの作成の際に重視しないこととする。そこで、夏のアジアモンスーンOLRインデックスとして

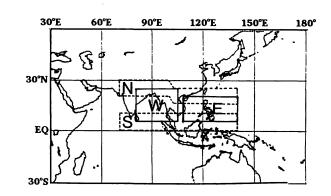


図5 モンスーンインデックスの計算に用いた領域

W領域: (80° E-105° E, 5° N-25° N)、E領域: (107.5° E-140° E, 5° N-20° N) N領域: (70° E-100° E, 20° N-30° N)+(102.5° E-140° E, 15° N-25° N)、

S領域:(70°E-140°E, EQ.-10°N)

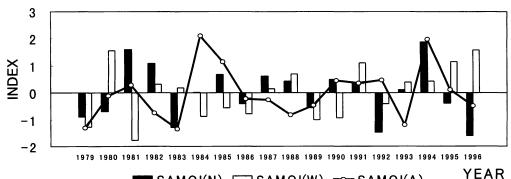
は、平年のOLRの極小域をほぼ覆う領域からモンスーン域全体の活動度を表す活動インデックス (SAMOI(A)) を定義した。また、第2、第3主成分の固有ベクトル分布を参考に、モンスーン活動の南北シフトを表す北偏インデックス (SAMOI(N)) および東西シフトを表す西偏インデックス (SAMOI(W)) を併せて定義し、活動インデックスを補助するインデックスとして利用することにした。図5に示した領域 (W,E,N,S) 平均OLRを用いて、下記のような方法で各インデックスを計算した。

SAMOI(A) = ((-1)*OLR(W+E)) を正規化

SAMOI(N) = (正規化したOLR(S)-正規化したOLR(N))を正規化

SAMOI(W) = (正規化したOLR(E)-正規化したOLR(W))を正規化

ここで、OLR(*)は図5に示したW, E, N, SおよびW+Eの各領域における領域平均OLRを示す。

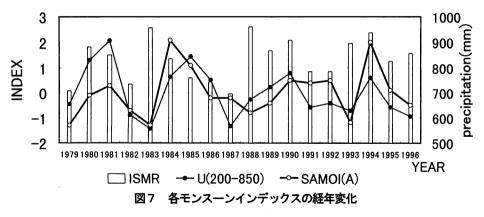


■■ SAMOI(N) □□ SAMOI(W) → SAMOI(A) YEA
図6 SAMOIの経年変化

(4) インデックスの経年変化

図6に各インデックスの経年変化を示す。SAMOI(A)から1984,94年が対流活動の活発な年、1979,83,93年が不活発な年と判断できる。さらに、SAMOI(N)から1981,94年が対流活動活発域が北側にシフトした年、1983,92,96年が南側にシフトした年と、SAMOI(W)から1980,96年が西側に、1979,81年が東側にシフトした年と判断することができる。また、Yasunari (1990,1991) やShen&Lau (1995) などによってアジアモンスーンの活動に準2年周期の変動が卓越していることが報告されているが、SAMOIの3つのインデックスには準2年の周期は認められない。

図7は、SAMOI(A)、ISMR、Webster&Yangのモンスーンインデックスの経年変化である。なお、Webster&Yangのインデックスについては彼らの定義によりJMAのデータを用いて再計算した結果であり、1994~96年のISMRについてはインド熱帯気象研究所のDr. R. H. Kripalaniから頂いた。これを見ると、SAMOI(A)とISMRの間には相関は全く見られず、相関係数は+0.05となった。SAMOI(A)の計算領域はほとんどインドにかかっていないため当然といえば当然の結果である。一方、SAMOI(A)とWebster&Yangのモンスーンインデックスの間には比較的よい正の相関関係(相関係数+0.55)が見られたが、両インデックスからモンスーンの活発・不活発を判断すると結果が異なっている場合が5~6例見られる。



3. 夏のアジアモンスーンOLRインデックスの特徴

前節で求められたインデックスが、循環場等と矛盾がないか、また妥当な結果であるかを確認 するために、いくつかのデータとの同時相関関係について調べた。

なお、ここから先で述べる相関解析は、18例のデータから計算されている。このため、危険率 5%で有意な相関係数は0.48、1%で有意な相関係数は0.60程度となるので注意が必要である。 ただし、相関分布図では傾向も含めて見ることができるように等値線間隔0.12で±0.36から描画している。また、特に言及しない場合、6~8月の3か月平均のデータを使用している。

(1) OLRとの同時相関

図8は各インデックスとインデックスの基データであるOLRとの同時相関マップであり、各

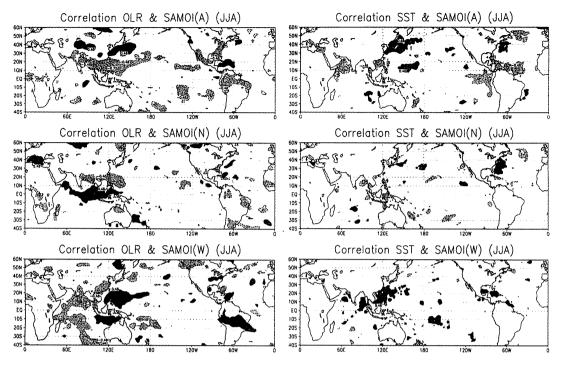


図8 SAMOIとOLRとの同時相関マップ (6~8月平均) 等値線間隔は0.12、絶対値が0.36より大きい等値線を描画 し、陰影を付加。正の相関は実線、負の相関は破線で表し ている。

図9 SAMOIとSSTとの同時相関マップ (6~8月平均) 等値線間隔等は図8と同じ

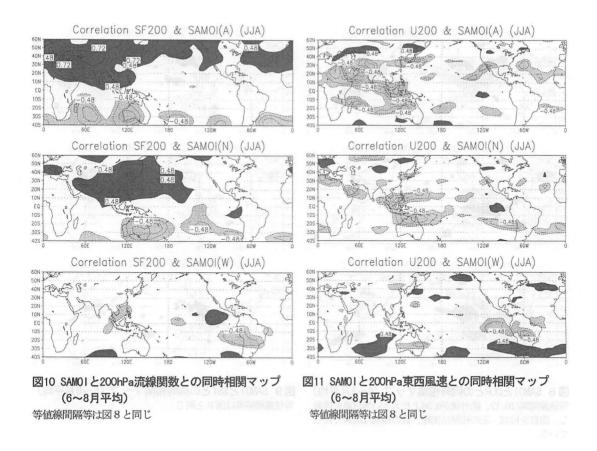
インデックスともに定義と矛盾しない高相関域が見られる。西偏インデックスについては、東側 領域の正の高相関域と比べて、西側領域の負の高相関域が相関係数、領域ともに小さくなってい る。このことから西偏インデックスには、西側領域の対流活動よりも東側領域の対流活動の方が 影響しているものと考えられる。

また、この図からは、モンスーンの活動が活発なときには日本付近のOLRが大きく(雲が少なく)、モンスーンの活動が西偏しているときには華南から日本にかけてのOLRが小さく(雲が多く)なる傾向があることがわかる。

(2) 海面水温との同時相関

図9は各インデックスと海面水温との同時相関マップである。モンスーンの活動が活発(不活発)なときは、アラビア海、南シナ海北部、東部赤道太平洋等で海面水温が低い(高い)傾向にあり、日本近海やフィリピンの30度ほど東の太平洋で海面水温が高く(低く)なっている。また、活動が西偏(東偏)するときには、アラビア海、ベンガル湾、南シナ海で海面水温が高い(低い)傾向が見られる。北偏インデックスについてははっきりとした有意な相関域は見られない。

ちなみに図は省略するが、海面水温とその上空のOLRとの同時関係は海域によって異なり、 太平洋中部から東部にかけての赤道域や海洋大陸、インド洋西部で負の相関が(高水温⇔対流活

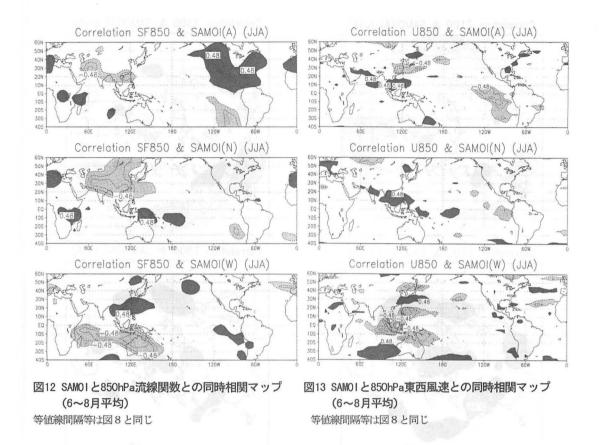


発)、南シナ海北部やニューギニア島北の太平洋西部、日本近海など中緯度帯では正の相関(高 水温⇔対流不活発)が見られることから、上述のような関係が現れるものと考えられる。

また、エルニーニョ監視海域 (NINO. 3, NINO. 4, NINO. WEST) とSAMOIの3インデックスとの間に相関はほとんどなく、前述のWEST-INDOとSAMOI(A)の間に+0.52の正の相関が見られた。

(3) 200hPa循環場との同時相関

図10、図11は各インデックスと200hPaの東西風速および流線関数との同時相関マップである。モンスーンの活動が活発(不活発)なときは、全球規模で流線関数が高気圧(低気圧)性偏差となっている傾向が示されている。特に、アラビア半島からチベットにかけてと日本付近では相関係数が+0.72を越える高相関域が見られ、モンスーンの活動が活発なときにチベット高気圧が強まっていることを示唆している。東西風速では30°Nに沿って負の相関域が、40°~50°Nに沿って正の相関域が帯状に見られることから、活動が活発(不活発)な時には亜熱帯ジェットが北(南)にシフトする傾向が示されている。北偏インデックスについても、活動インデックスよりもシグナルが弱くなるものの同じような傾向が見られる。西偏インデックスとの関係を見てみると、活動が西偏(東偏)するときには南シナ海で低気圧(高気圧)性偏差の循環となり、日本付近の亜熱帯ジェットは南(北)にシフトする傾向が見られる。



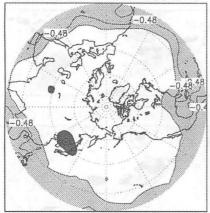
(4) 850hPa循環場との同時相関

図12、図13は各インデックスと850hPaの東西風速、流線関数との同時相関マップである。モンスーンの活動が活発(不活発)なときはベンガル湾からフィリピンにかけて西風(東風)偏差に、東シナ海から日本南部にかけて東風(西風)偏差になる傾向が見られ、東部赤道太平洋でも東風(西風)偏差となる。活動が北偏(南偏)しているときには、南シナ海で西風(東風)偏差が見られ、インド北部から中国南部にかけては低気圧(高気圧)性偏差の循環となっている。一方、活動が西偏(東偏)しているときには、海洋大陸近辺では東風(西風)偏差となり、南北両半球には高気圧(低気圧)性偏差の循環が現れやすくなる。また、日本の南では西風(東風)偏差となっており、太平洋高気圧が南偏(北偏)しやすいことを示している。

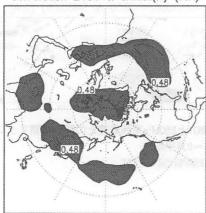
(5) 北半球100hPa, 500hPa高度場との同時相関

図14、図15は各インデックスと100hPa,500hPa高度場との同時相関マップである。モンスーンの活動が活発(不活発)なときは、100hPa、500hPaともに熱帯域の高度が帯状に低く(高く)なっており、また、日本付近では高度が高く(低く)なっている。500hPa高度との相関は東北付近で+0.72以上の高相関となっている。各月の高度との相関をとってみても、日本付近の正の高相

Correlation Z100 & SAMOI(A) (JJA)



Correlation Z100 & SAMOI(N) (JJA)



Correlation Z100 & SAMOI(W) (JJA)

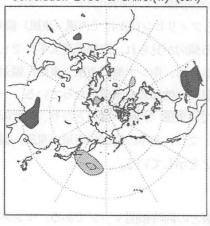
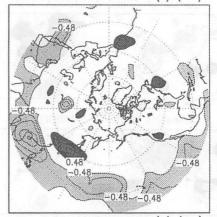


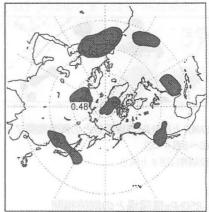
図14 SAMOIと100hPa高度との同時相関マップ (6~8月平均)

等値線間隔等は図8と同じ

Correlation Z500 & SAMOI(A) (JJA)



Correlation Z500 & SAMOI(N) (JJA)



Correlation Z500 & SAMOI(W) (JJA)

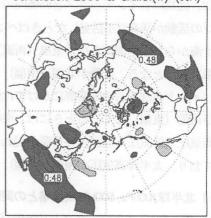


図15 SAMOIと500hPa高度との同時相関マップ (6~8月平均)

等値線間隔等は図8と同じ

関は各月とも見られ、8月の相関マップ (図16)では南シナ海から太平洋にかけての高相関域の並びが波列パターンのように見えており、Nitta (1987)、Kurih ara&Tsuyuki (1987)などの報告にあるようにモンスーンの活動が活発なときに定常順圧ロスビー波が現れやすいことを示している。

北偏インデックスとの関係を見てみると、活動が北偏(南偏)しているときには、100hPa、500hPaともに中緯度帯および極域で高度が高くなる傾向が見られる。また、西偏インデックスとの関係を見る

Correlation Z500 & SAMOI(A) (Aug)

図16 SAMOI(A)と500hPa高度との同時相関マップ(8月)

と、活動が西偏(東偏)しているときには、日本の南の500hPa高度が高く(低く)なっており、 三陸沖では逆に低い(高い)傾向になっている。このことは、対流活動がモンスーン西領域で活発なときには亜熱帯高気圧が日本の南で強まり、東領域で活発なときには日本付近で強まる傾向 にあることを示唆している。

4. まとめ

3節の相関解析による結果から判断すると、SAMOIとOLRや海面水温、循環場の間には気候学的に見て矛盾のない関係が見られており、夏のアジアモンスーンの活動を指標するインデックスとして妥当なものであると考えられる。気象庁気候情報課では、このインデックスを「気候系監視報告」に掲載するなど気候系の診断の一環として利用を開始している。

また、3節の結果は、Nitta (1990、1991) やKurihara (1989) をはじめとして過去に調査されていた対流活動と循環場の関係を再確認しただけでなく、「モンスーンの活動が活発なとき、北半球全体で亜熱帯ジェットが北上している傾向にある」などモンスーンの活動の様子と中緯度の循環場の関係を確認することができた。また、「モンスーンの活動が活発なとき、日本付近の500hPa高度が高くなっている」など、

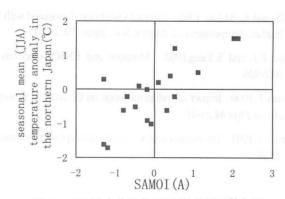


図17 SAMOI (A) と北日本の夏平均気温の散布図 1979~96年の18年間の資料で、相関係数は+0.77

日本付近がキーエリアになっていることが多く、モンスーンに伴う対流活動と日本の夏の天候が密接に関係していることが容易に推測される。実際、図17に示すようにモンスーン活動インデックス(SAMOI(A))と北日本の気温の同時相関係数は+0.77の高相関となっており、モンスーン活動の予測如何で季節予報への利用が期待できそうである。ただし、今回は触れなかったが、海面水温や循環場データ等を使った遅れ相関による調査では、モンスーンの活動(SAMOI(A))と遅れ相関のあるものはでてこなかった。モンスーンの活動を予期させるものはないのか、この点についてはユーラシア大陸の積雪などをはじめとして今後さらなる調査が必要である。

参考文献

- 礒部英彦、小沢芳郎, 1993: 熱帯の海面水温・対流活動―夏季における熱帯の海面水温と対流活動および日本の天候との関係についての再考察―, 平成5年度全国長期予報技術検討会資料, 36-46
- 若原勝二、藤川典久, 1997: 1993 年冷夏と 1994 年暑夏の日本の天候と循環場の特徴, *気象研究ノート第189号*, 1-69.
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1987: Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the North Pacific: Analysis of August 1984, J. Meteor. Soc. Japan, 65, 237-246.
- Kurihara, K. 1989: A Climatological Study on the Relationship between the Japanese Summer Weather and the Subtropical High in the Western North Pacific., *The Geophysical Magazine*, **43**, 45-104.
- Murakami, T. and J.Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 719-745.
- Nitta, Ts., 1986: Long-Term Variations of Cloud Amount in the Western Pacific Region, J. Meteor. Soc., Japan, 64, 373-390.
- Nitta, Ts., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, J. Meteor. Soc., Japan, 65, 373-390.
- Parthasarathy, B., A.A.Munot and D.R.Kothawale, 1994: All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993. Theor.and Appl. Climatol., 49, 217-224.
- Shen, S. and K.-M.Lau 1995: Biennial Oscillation Associated with the East Asian Summer Monsoon and Tropical Sea Surface Temperatures., J. Meteor. Soc., Japan, 73, 105-124.
- Webster, P.J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, 118, 877-926.
- Yasunari, T., 1990: Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. *Meteor.& Atmos. Phys.*, 44, 29-41.
- Yasunari, T., 1991: The monsoon year A new concept of the climate year in the tropics., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1331-1338.

ユーラシア大陸積雪面積とアジアモンスーン域OLRのSVD解析

気象庁気候・海洋気象部気候情報課 藤川典久

1. はじめに

北日本の夏平均気温と夏のアジアモンスーンの活動度の間に高い相関がある(藤川、1998)。この関係は、アジアモンスーンの活動と遅れ関係のある現象がもし見つかれば、統計的な関係を用いて季節予報等に利用することが可能となる。モンスーンの活動との関連としては、冬から春にかけてのユーラシア大陸の積雪の状況が続く夏のインドモンスーンの活動と負の相関をもっていることが、Blanford(1884)を初めとして Hahn and Shukla(1976)や森永(1991)など多くの研究者によって報告されている。また、GCMを用いた研究においても、ユーラシア大陸の積雪や土壌水分量とアジアモンスーンの活動の間に負の相関が見られることが、多くの研究者から報告されている(Barnett et al, 1989, Yasunari et al., 1991, Ose, 1996 など)。そこで、ユーラシア大陸の積雪とアジアモンスーンの活動について現業的な理解を得ることを目的として、両者の関係について調査した。調査方法としては、最近よく用いられている Singular Value Decomposition Analysis (SVD解析)(異なる 2つの資料を同時に扱い、2つの資料間で最も相関の高い空間パターンを抽出する手法)を使用した。

2. SVD解析に利用したデータ等

この調査で利用したデータは以下のとおりである。

OLR: CPC/NOAA 作成の 2.5 °×2.5 °格子の月平均値を使用。対象領域は、夏のアジアモンス ーンOLRインデックスの作成時(藤川、1998)にEOF解析したのと同じ60~150 °E、35°N~5°Sの矩形領域。

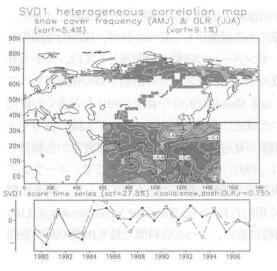
積雪面積: NESDIS/NOAA のデータを元にした $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 格子 (CPC/NOAA) のデータを気候情報課に て月間積雪被覆率データとしたものを使用 (藤川・二階堂、1998)。対象領域は $0\sim180^{\circ}$ 、 $35\sim90^{\circ}$ N で、標準偏差が 0 の格子点は除いた。

SVD解析は、黒田 (1998) の開発したサブルーチンを用い、1979~97 年の 19 例で共分散行列を使用し、OLR、積雪面積共に緯度による面積加重を行った。また、事例数が 19 と少ないので、危険率5%で有意な相関係数は0.46 程度となる。

3. 夏のユーラシア積雪とアジアモンスーンの同時関係について

図1は、OLR、積雪面積ともに夏平均データを利用したSVD解析の結果である。まずOLRの heterogeneous correlation map (相手方のスコアとの相関係数分布、以下異種相関分布と記す)を見てみると、OLR単独のEOF解析の固有ベクトル分布(藤川、1998)と似ており、

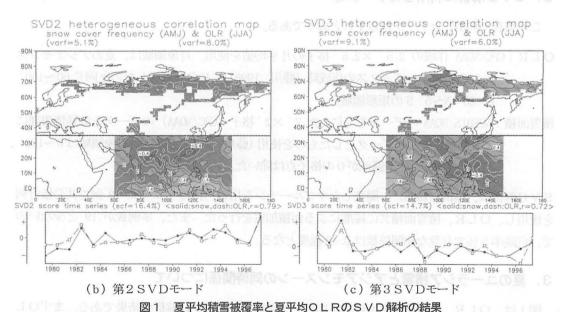
第1モードが第1主成分に、第2モードが第3主成分に、第3モードが第2主成分に対応していると考えられる。各モードを詳細に見てゆくと、第1モードはOLRの異種相関分布にPJパターンが顕著に現れている。第1モードの積雪の異種相関分布に有意なほどの相関はほとんど見られないが、例えば第1モードが正の場合、フィリピン東海上の対流活動が活発化と中央シベリアでの積雪被覆率の減少傾向(異種相関係数が-0.3 前後)が同時に見られるモードであると言える。



(a) 第1SVDモード

第2モードはOLRの異種相関分布にモンスーンの対流活動の南北偏が顕著に現れている。第2モードの積雪の異種相関分布はほぼ全域で負の相関となっており、中央シベリアには-0.4を下回る負の相関領域も見られる。これを解釈すると、第2モードは、モンスーンの活動の北偏(南偏)と中央シベリアでの積雪被覆率の減少(増加)が同時に現れるモードであると言える。

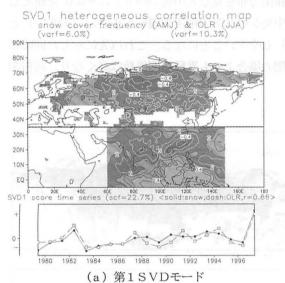
第3モードはOLRの異種相関分布にモンスーンの対流活動の東西偏が現れている。 対応する積雪の異種相関分布には東シベリアやロシア北西部に+0.5 前後の相関が見



上: 積雪被覆率の異種相関分布、中: OLRの異種相関分布、下: 積雪被覆率とOLRのスコア時系列 相関分布の等値線間隔は0.2で、薄い陰影が正、濃い陰影が負となっている

られる。これを解釈すると、第3モードはモンスーンの活動の東偏(西偏)と東シベリアとロシ ア北西部の積雪被覆率の増加(減少)が同時に現れるモードであると言える。

第1~3モードのそれぞれの寄与率は最大でも 9.1%と大きくなく、またOLRと積雪のスコア同士の相関係数も、+0.7~+0.8 程度とそれほど大きなものとは言えない。しかし、積雪とOLRをリンクさせたとき最も現れやすいモードとして計算された今回の結果は、今後調査を進めていく上での基礎となると思われる。



4. 春のユーラシア積雪とアジアモンス ーンの遅れ関係について

次に、最も興味が持たれている春のユーラシアの積雪とアジアモンスーンの活動との関係をSVD解析を通して調べた。最初に3~5月の積雪被覆率を用いてSVD解析を行った。図は省略するが3~5月の積雪被覆率を使用した場合、40~50°Nの比較的低緯度の領域が多く含まれ、中央シベリア北部の領域が常に積雪が100%存在するため省かれてしまうことなどから、積雪の異種相関分布における正負のパターンが細かくなり、面的な広

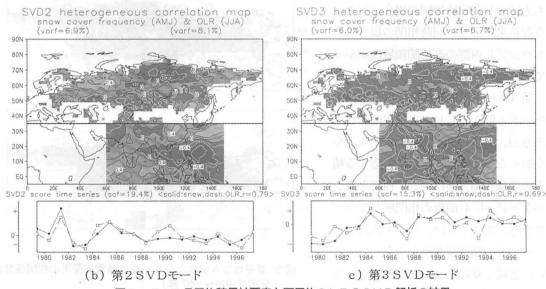


図2 4~6月平均積雪被覆率と夏平均OLRのSVD解析の結果 上:積雪被覆率の異種相関分布、中:OLRの異種相関分布、下:積雪被覆率とOLRのスコア時系列 相関分布の等値線間隔は0.2で、薄い陰影が正、濃い陰影が負となっている

がりを持った有意な領域がほとんど見られなかった。また、OLRの異種相関分布も、夏の積雪被覆率(同時関係)でSVD解析を行った際の分布と異なるものが現れた。OLRの異種相関分布は、OLR単独でEOF解析を行った際の固有ベクトル分布と似た結果になる方が解釈しやすくなる。そこでOLRと積雪に1か月の重複が生じることには目をつぶり、積雪被覆率のデータを $4\sim6$ 月に変更し、再度SVD解析を行った結果が図2である。

各々のモードについて見ていくと、第1モードはOLRの異種相関分布にモンスーンの対流活動の南北偏が現れており、対応する積雪の異種相関分布を見ると中央シベリアに-0.6 を超える高相関域が広がっている。つまり、 $4\sim6$ 月の中央シベリアの積雪被覆率が小さい(大きい)と続く夏のアジアモンスーンの活動は北偏(南偏)しやすいことになる。これは先に示した同時相関の場合と同じ結果であるだけでなく、同時相関の場合よりも異種相関係数は高くなり、高相関領域も広がっている。

第2モードはOLRの異種相関分布にモンスーンの対流活動の東西偏が現れており、対応する積雪の異種相関分布を見るとロシア北西部に+0.5 前後の正の相関域が広がっている。このことは、4~6月のロシア北西部の積雪被覆率が大きい(小さい)と続く夏のアジアモンスーンの活動は東偏(西偏)しやすいことを示している。これも先に示した同時相関の場合と似たような結果であり、同時相関の場合よりもロシア北西部の高相関領域は広がっている。

第3モードは同時相関の場合の第1 モードと似たOLRの異種相関分布であるが、PJパターンのシグナルはやや弱くなっている。これに対応する積雪の異種相関分布はロシア西部と東シベリアに-0.4 前後の相関域が広がっている。このことは、ロシア西部や東シベリアの積雪被覆率が小さい(大きい)と続く夏のフィリピン東海上の対流活動は活発(不活発)になりやすいと解釈することができる。この関係は同時相関の場合とはむしろ逆になって

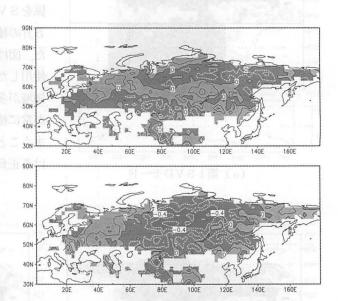


図3 夏平均SAMOIと4~6月積雪被覆率の相関係数の 分布(1979~1997 年) 上: SAMOI(A)、中: SAMOI(N)、下: SAMOI(W)

等値線間隔は0.2で濃い陰影が負、薄い陰影が正

80N

5. SAMOIと積雪被覆率の関係

前節で得られた結果から、4~6月の積雪被覆率と夏のアジアモンスーンの<u>活動状態</u>の間に関係がありそうなことが分かった。そこで、夏のアジアモンスーンOLRインデックス(SAMO I)(藤川、1998)を用いて、モンスーンの活動状態と積雪被覆率との関係を確かめてみた。

図3は6~8月平均のSAMOIと4~6月の積雪被覆率の相関係数分布図である。これを見ると、モンスーンの活動度(SAMOI(A))との相関はカザフスタン東部に-0.4 前後の狭い領域が見られたが、他の領域には有意な相関はほとんど見られなかった。モンスーン活動の北偏インデックス(SAMOI(N))との相関では、中央シベリア付近に-0.4~-0.6 程度の高相関域が大きく広がっている。このことは、4~6月に中央シベリアの積雪被覆率が小さい(大きい)とモンスーンの活動が北偏(南偏)することを示しており、SVD解析の結果を追認するものである。また、モンスーン活動の西偏インデックス(SAMOI(W))との相関では、ロシア北西部に-0.4~-0.6程度の高相関域が大きく広がっている。このことは、4~6月にロシア北西部の積雪被覆率が小さい(大きい)とモンスーンの活動が西偏(東偏)することを示しており、これもSVD解析の結果を追認するものとなった。

6. まとめ

積雪被覆率とOLRのSVD解析を行うことにより、夏のOLRの変動特性とリンクした4~6月の積雪被覆率の分布を抽出することができた。この結果を踏まえて、SAMOIとの遅れ相関関係を調べた結果、次のようなことが確認された。

- (1) モンスーン全体の活動度と4~6月の積雪被覆率との間に特筆すべき関係は見られない。
- (2) 4~6月の中央シベリアの積雪被覆率が小さい(大きい)とモンスーン活動が北偏(南 偏)する傾向にある。
- (3) 4~6月のロシア北西部の積雪被覆率が小さい(大きい)とモンスーン活動が西偏(東偏)する傾向にある。

積雪被覆率とモンスーンの活動度との間には面的な広がりを持った有意な相関域は見られず、多くの研究者の結果を追認することはできなかった。カザフスタン東部という狭い領域の積雪がキーとなっていると考えるのも現時点では無理があると思われる。このことだけで積雪とモンスーンの関係を否定することはできないが、この19年間のデータから両者の関係を明らかにすることは難しいようである。ただ、モンスーンの北偏度(SAMOI(N))(藤川、1998)とインドの降水量(ISMR)(Parthasarathy et al,1994)との間に正の相関が見られることから、Hahn and shukla(1976)など多くの研究者が述べたユーラシアの積雪面積とインドモンスーンの活動の関係は、この調査においては(2)の結果として解析されていることも考えられる。

今回の調査を通して、夏のアジアモンスーンの活動の状態(北偏度あるいは西偏度)と積雪被

覆率の間に有意な相関関係があることが確認された。大陸・海洋間の温度差がモンスーンの駆動力の一つになっていると考えた場合、ここで得られた関係はそれと矛盾するものではないと思われる。また、夏のアジアモンスーンの活動の状態と夏の循環場の間にはいくつかの興味深い関係が報告されており(藤川、1998)、春の積雪状態がどういうプロセスによってモンスーンの活動状態を変化させ、それがさらに夏の循環場に影響を与えるか、今後の調査に期待される。

参考文献

- 黒田友二,1998: 高速で便利な局面上でのSVD (特異値分解) 計算法について, 平成9年度全国季節予報 技術検討資料 (気象研究所), 47-54.
- 藤川典人, 1998: 夏のアジアモンスーンOLRインデックスの作成とその特徴、グロースペック・、36 巻(本巻)、87-97.
- 森永由紀,1991: 北半球の積雪面積変動と大気循環場の統計的解析、グロースペーックテ、30巻1号, 1-11.
- Blanford, H.F., 1884: On the connexion of Himalayan snowfall and seasons of drought in India., *Proc.R.Soc.London*, 37, 3-22.
- Barnett, T.P., L.dumenil, U.Schlese, E.Roeckner and M.Latif, 1989: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J.Atmos.Sci.*, 46, 661-685.
- Hahn, D.G. and J.Shukla, 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall., J. Atmos. Sci., 33, 2461-2462.
- Ose, T., 1996: The comparison of the simulated response to the regional snow mass anomalies over Tibet, Eastern Europe and Siberia., *J.Meteor.Soc.Japan*, 74, 845-866.
- Parthasarathy, B., A.A.Munot and D.R.Kothawale, 1994: All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993. Theor.and Appl. Climatol., 49, 217-224.
- Yasunari, T., A.Kitoh and T.Tokioka, 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate A study with the MRI GCM –, *J.Meteor.Soc.Japan*, 69, 473-487.

◇1996年度(1996.7~1997.6)LFグループ会計報告

収入の部		支出の部
前 年 度 繰 越 会 費 バックナンバー 月例会懇親会費 利 子 他	833, 073 397, 500 4, 000 38, 000 973 3, 600	通信費166,311印刷費558,000消耗品費15,580月例会費90,319役員手当4,000その他1,010
	¥1, 277, 146	

差引:1,277,146-835,220=441,926円を1997年度に繰越としました。

編集後記

グロースベッター第36巻をお届けいたします。近年は年2回発行のペースで、第1号に投稿 論文などを、第2号に月例会報告を掲載してきましたが、今回は投稿論文がなく、依頼原稿も集 まらなかったため、年1回の発行となってしまいました。グロースベッターを心待ちにしていら っしゃった会員の皆様には、大変申し訳なく思っております。なお、第36巻には平成9年11 月にモンスーンをテーマに開催された月例会にて発表された6題の論文および気候情報課で調査 されたモンスーンに関連した3題の論文を掲載しました。皆様のご興味を引くことができれば幸 いです。

年1回の発行となりましたが年間ページ数は例年と変わりなく、経費も例年通りかかる予定となっておりますので、会費は従来通り年間 1000 円を頂きたくお願いいたします。また、L. F. グループの会計年度は7月から翌6月となっております。会費の納入が2年度に渡って滞りますと、自動的に退会手続きが取られますので、会員の皆様には会費の納入にご注意を払っていただくようお願いいたします。

グロースベッターは投稿自由です。調査・研究だけでなく、長期予報や気候研究の進路についての意見・考察なども歓迎します。皆様の投稿をお待ちしております。なお、投稿の際には用紙サイズB5、1行44字、1ページ33行に設定したワープロの文書ファイルを添えていただければ幸いです。

原稿は、

100-8122 千代田区大手町1-3-4 気象庁気候情報課内 L. F. グループ事務局 まで。

なお、1997年度(1997.7~1998.6)L. F. グループ事務局は、

藤川典久、徳広貴之でした。