

# 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—

植田 宏 昭\*・安成 哲 三\*\*

## 要 旨

気候平均場に見られる150°Eでの7月下旬の convection jump (対流活動の突然の強化) と梅雨明けとの関係を、1993/94年の日本付近の冷夏/暑夏時について調べた。

convection jump を左右する25°N, 150°E 付近の7月上中旬の海面水温は、1993 (94) 年は29°C以下 (以上) であった。このため1993年は顕著な convection jump が見られず、梅雨明けも明瞭ではない。一方1994年は7月上旬のフィリピン周辺の対流強化による熱源の影響が中緯度偏西風帯に及ぶことにより定常ロスビー波応答が生じ、同時に西南日本で梅雨明けした。続いて7月中旬の convection jump によって関東以北も梅雨明けが引き起こされ、偏西風の北上によって定常ロスビー波が消滅した。

convection jump 領域を含む盛夏期の20°N 付近での対流活動は、1994年は1993年に比べ相対的に活発で、これに伴う上昇流が日本上空で収束していた。

### 1. はじめに

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) が出現する事を見出した。また外向き長波放射量 (OLR) の季節変動の大きさにより、モンスーン地域を細分化し、新たに熱帯海洋性モンスーンを提唱している。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, 1997)。

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

\* 筑波大学地球科学系 (日本学術振興会特別研究員)  
(現: 気象研究所気候研究部)。 \*\* 筑波大学地球科学系。

—1997年5月13日受領—

—1997年11月27日受理—

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  $150^{\circ}\text{E}$  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.

以上より季節サイクルの視点から熱帯と中高緯度との関係を明らかにした Ueda *et al.* (1995), Ueda and Yasunari (1996, 1997) のモデルに沿って, 1993年と1994年の異常気象について調べる必要がある. この両年は日本では記録的な低温多雨 (1993年) と高温少雨 (1994年) に見舞われた. この対照的な天候は, 社会的にも大きな影響をもたらしており, 今後の予報や対応策を講ずる上で, そのメカニズムを明らかにすることは重要な課題である.

日本の夏は梅雨明けとともに一気に最盛期を迎える. 従ってこの梅雨明けのタイミングと明瞭さが, 日本の盛夏季の天候を決める上で重要な一因であると考えられる. Ueda *et al.* (1995) は1980年から89年までの気候平均値を用いて熱帯の対流活動と日本付近の天候との関係について解析したが, 本研究は1993年の冷夏時と1994年の暑夏時の, 1) convection jump の時期, 場所そして規模, 2) convection jump と梅雨明けとの関係, 3) convection jump が中緯度大気に与える影響, 更に 4) convection jump を引き起こすとされる大気海洋相互作用プロセスを, 季節サイクルの視点から検証する.

## 2. データと解析方法

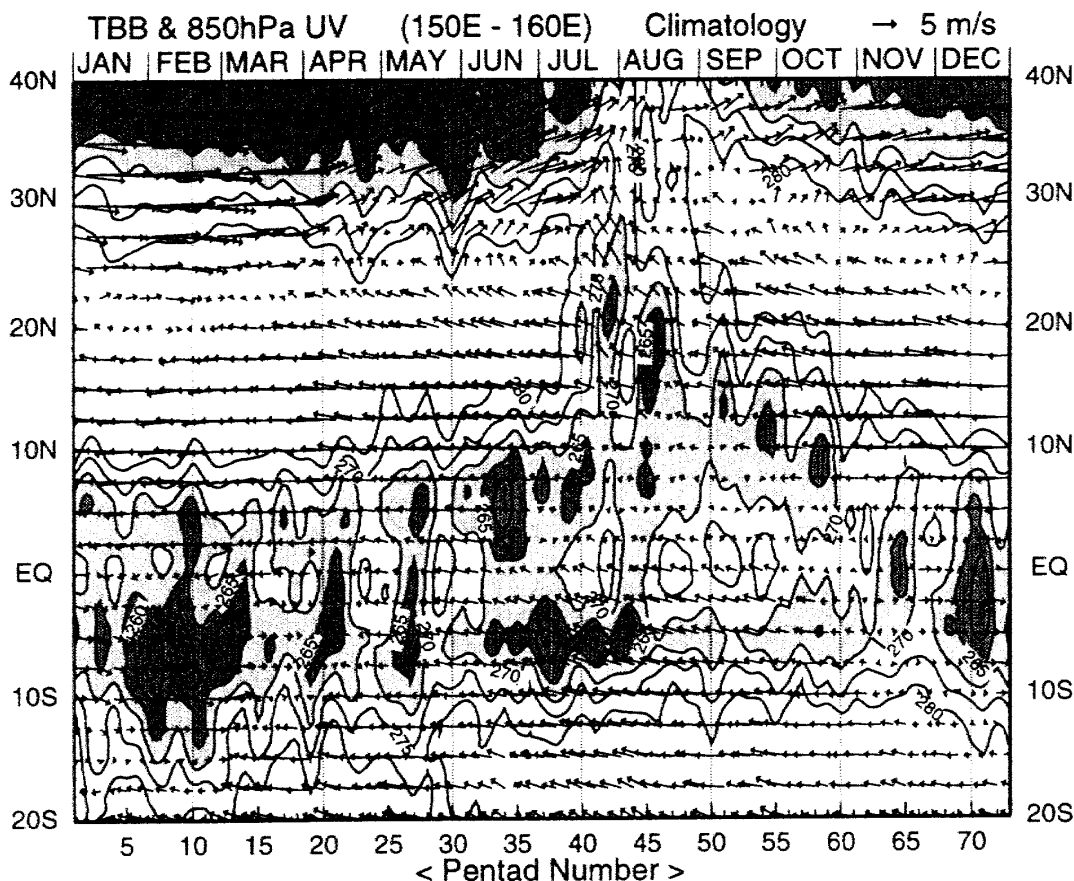
対流活動の指標として, 気象衛星ひまわり-赤外放射輝度温度データ (GMS- $T_{BB}$ ) を用いた.  $T_{BB}$  の解像度は  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ , 時間間隔は 3 時間毎である. 本研究では 5 日平均値を作成し, これを基に解析した. 循環場の解析には気象庁編集の客観解析データ (GANAL) を使用した. 用いた要素は 850 及び 500 hPa の風 (U, V 成分) と 1000 及び 500 hPa のジオポテンシャル高度データである. グリッド間隔は緯度経度方向とも  $1.875^{\circ}$  で 1 日 2 回のデータを 5 日平均したものを利用した. また ECMWF (ヨーロッパ中期予報センター) の 500 hPa の風 (U 成分) も合わせて使用した. 海面水温 (SST) は気象庁編集の  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  の 10 日平均データを用いた. 解析期間は  $T_{BB}$ , GANAL とともに 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 1993, 1994 年の 7 月上旬から 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 200 hPa 速度ポテンシャル図も合わせて使用した.

## 3. 6 月から 7 月までの典型的な夏のモンスーンの成熟過程

この章では, まず convection jump とはどのような現象なのか, そして大気海洋相互作用とはいかなるものなのかを説明する. 第 1 図は東経  $150^{\circ}\text{E}$  から  $160^{\circ}\text{E}$  における, 気候平均値の  $T_{BB}$  (1980~94 年平均) と 850 hPa の風ベクトル (1980~89 年平均) の緯度時間断面を示す. ハッチのかけられた部分は対流活動が活発である事を示している. 1 月から 7 月中旬までは, 対流活動が活発な領域は,  $10^{\circ}\text{S}$  から  $10^{\circ}\text{N}$  までにほぼ固定している. この時期は東風が卓越しており, ITCZ 中の偏東風に対応している. 興味深い事に, 7 月の下旬に対流活発域が,  $10^{\circ}\text{N}$  から  $25^{\circ}\text{N}$  に急激に北上していることが分かる. Ueda and Yasunari (1996) はこの現象を convection jump と名付けた. この時の風の間を見ると, 東風成分に南風成分が加わっている事が分かる. また convection jump 以後の対流活発域は, ゆるやかに南方へ後退している. なお, convection jump 時の時空間構造の詳細は Ueda *et al.* (1995) を参照して頂きたい. 重要な点は, 海洋上でもあるにもかかわらず, このような急激な季節変化が生じる点であり, このシグナルが中緯度大気に影響を与える事である.

次にこれらの季節変化を遡り, 6 月上旬から 7 月下旬までの大気海洋相互作用プロセスを説明した Ueda and Yasunari (1996) のモデルを紹介する. 6 月上旬 (第 2 図 A) では熱帯偏東風がフィリピンの東方海上まで吹き込んでおり, 下層のモンスーン西風気流とフィリピン付近で合流し, 日本付近へ向かう南西気流となっている. 6 月の下旬 (第 2 図 B) になると, 西太平洋モンスーン的最盛期即ち ITCZ が最も活発な時期になる. これに対応して下層のモンスーン西風気流も  $130^{\circ}\text{E}$  付近まで吹き込み, 偏東風と合流することでそこに低気圧性の循環場が生じる. その結果, 定常ロスビー波がフィリピン付近から太平洋高気圧の西端部に向かって伝播し,  $20^{\circ}\text{N}$  付近  $150^{\circ}\text{E}$  以東の偏東風が一時的にロスビー波に伴う低気圧性の循環により弱められる. 7 月上旬 (第 2 図 C) 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くる. そし



第1図  $T_{BB}$  (1980~94年平均) と850 hPa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5 K. 薄いハッチは  $T_{BB}$ が265K 以上270K 以下を, 濃いハッチは  $T_{BB}$ が265K 以下を示す.  $5 \text{ ms}^{-1}$ の単位ベクトルは右上に表示. 横軸は半月 (5日平均) 番号を示す (Ueda and Yasunari, 1995より).

て7月中旬 (第2図D) には SST が20°N, 150°E を中心に最高温の29.5°C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2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. これらのプロセスはあくまでも年々変動の中で典型的なケースを表すもので, 現実には年々変動の影響で毎年必ずしも同じ時期にこうしたプロセスを経るとは限らない. 特に日本に異常気象をもたらした1993, 94年は, このモデルから多少なりともずれていることが容易に推察される. 本研究では第2図Dと第

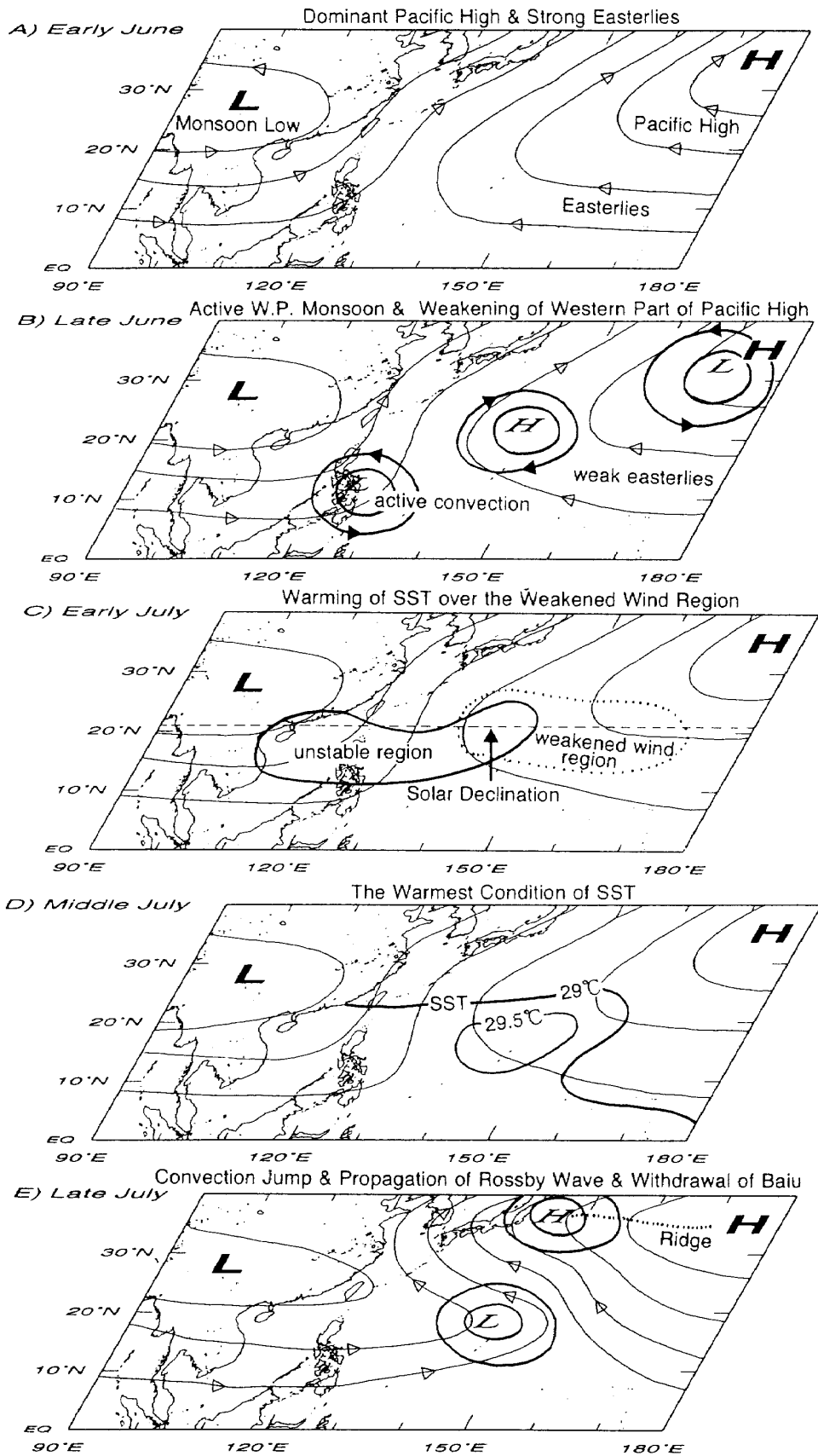
2図Eの過程のみに焦点をしぼり, 1993, 94年の状況の詳細を明らかにすることを目的とする.

#### 4. 循環場の盛夏期への季節進行

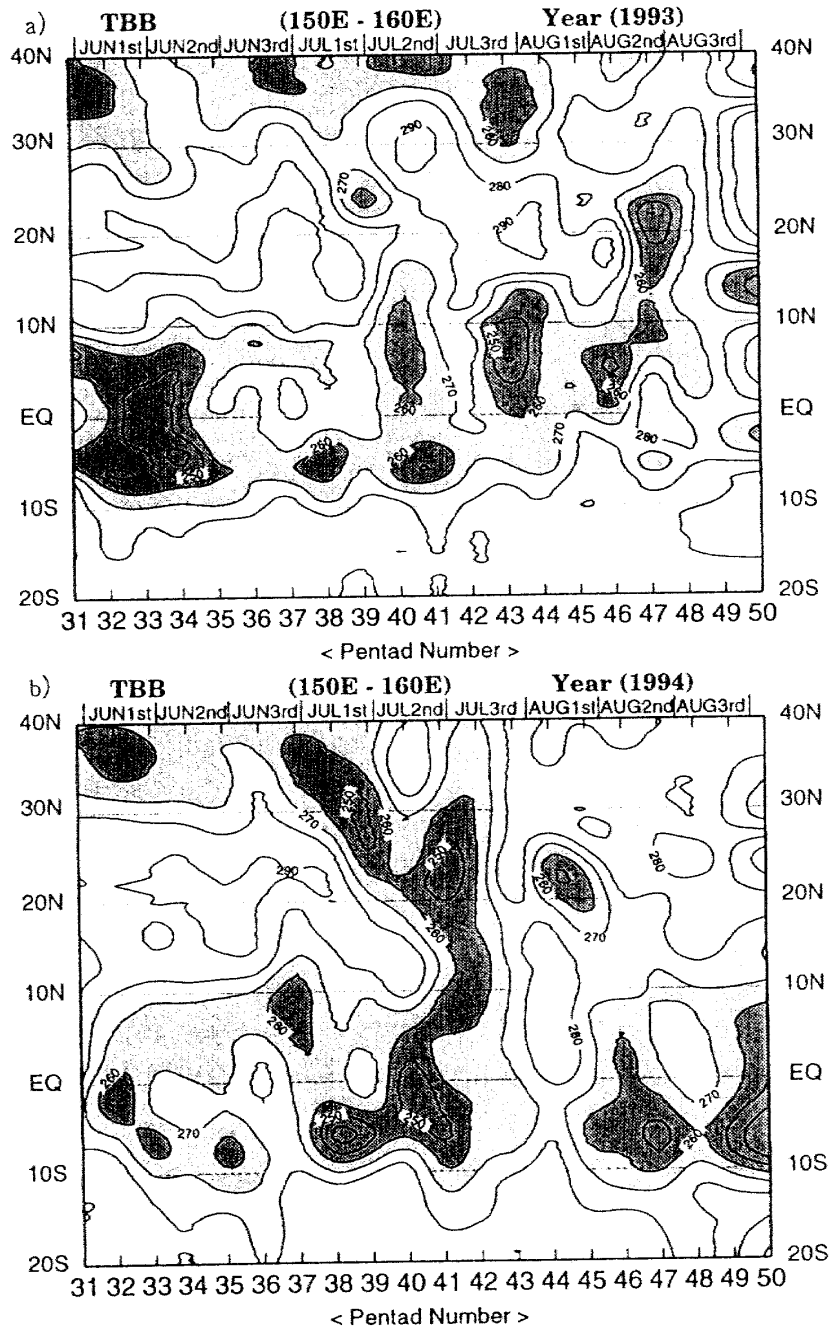
##### 4.1 $T_{BB}$ と850 hPaの風の場合

第3図は150°E から160°E における  $T_{BB}$ の緯度時間断面である. 1993年 (第3図a) は6月から8月の中旬まで対流活発域 (270 K 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 (第1図参照). 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  $T_{BB}$ 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 (第3図b) 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



第2図 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 (Ueda and Yasunari, 1996より)



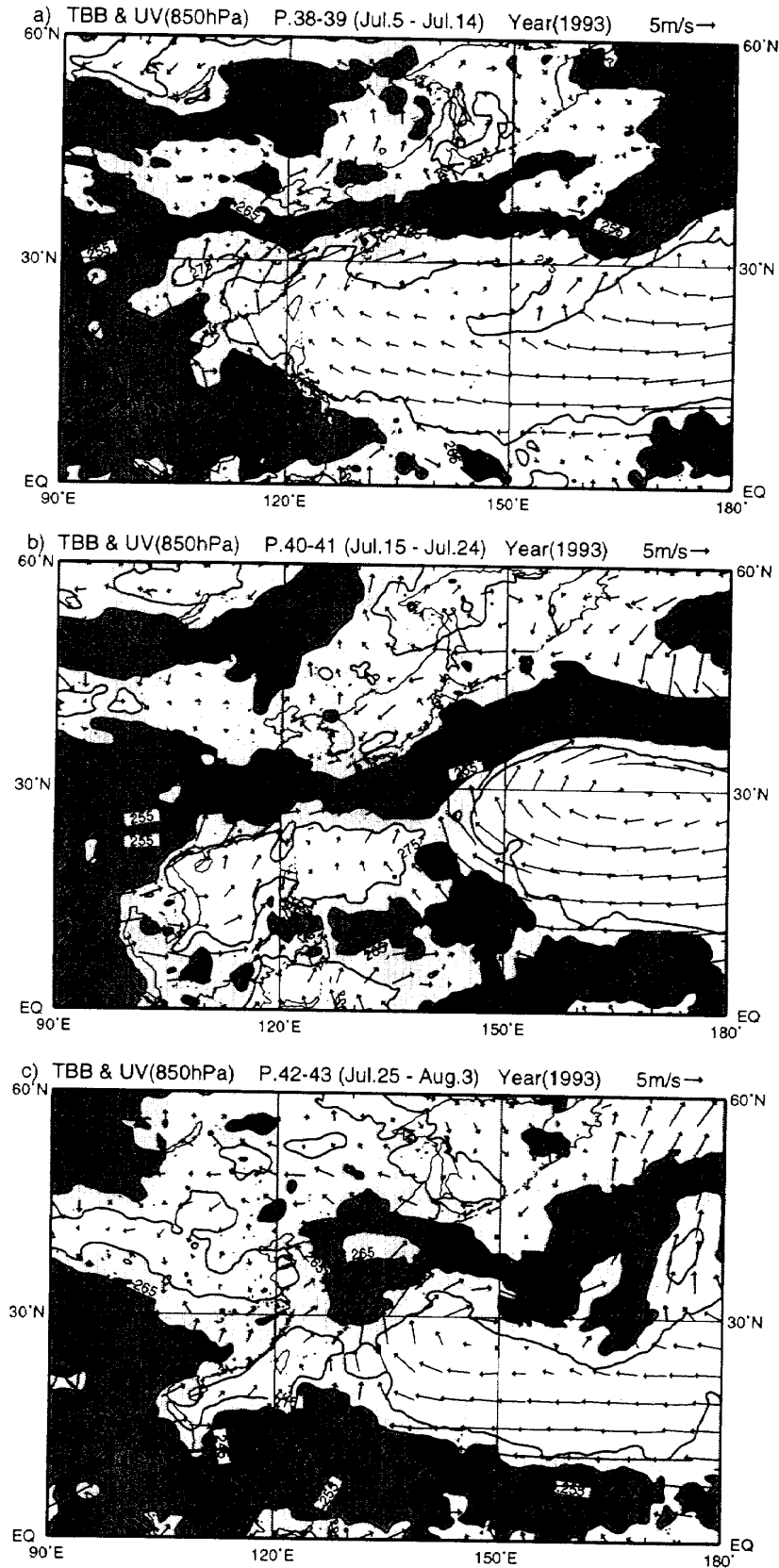
第3図  $T_{BB}$ の150°~160°E 経度帯における緯度時間断面図。a) は1993年, b) は1994年を示す。等値線間隔は10K。薄い陰影部は  $T_{BB}$ が260K以上270K以下を, 濃い陰影部は260K以下を表わしている。

り約2半旬(10日)早い第40~第41半旬にかけて顕著な convection jumpが生じている。次に, この様子の空間構造を第4図, 第5図に示す。

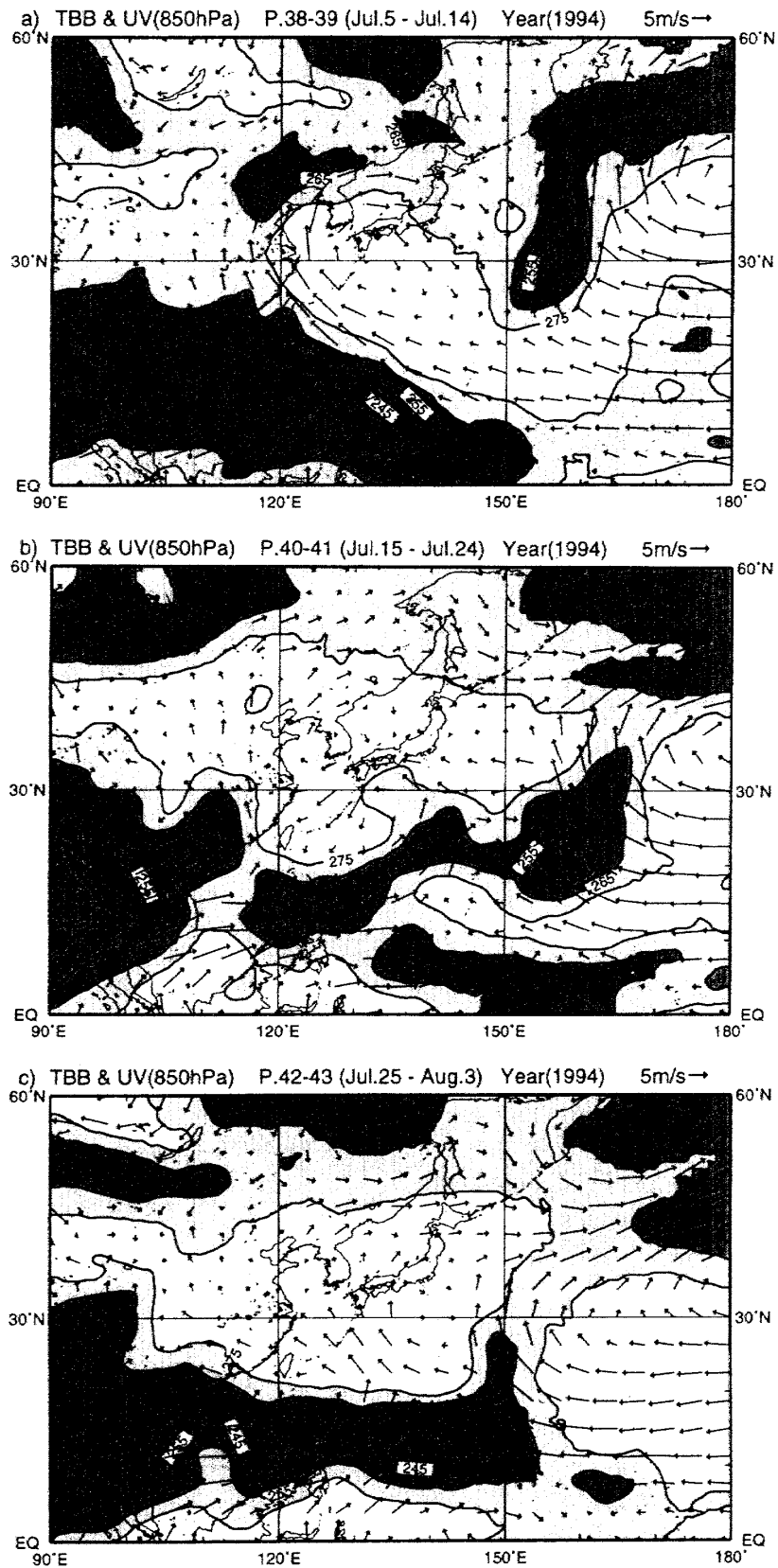
第4図は1993年冷夏時の7月5日から8月3日までの, 850 hPaの循環場と対流活動の2半旬ごとの時間進展を示している。第38~39半旬(第4図a)では, 偏東風がフィリピン諸島の北西域まで吹き込んでおり,

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275 K以下の低い  $T_{BB}$ 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(第4図b)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

西太平洋上の海洋性モンスーンの時節進行と日本付近の夏季天候との関係



第4図 1993年の  $T_{BB}$  と 850 hPa の風ベクトルの空間分布. a) 第38~39半旬(7/5~7/14), b) 第40~41半旬(7/15~7/24), c) 第42~43半旬(7/25~8/3). 等値線間隔は10K. 薄いハッチは  $T_{BB}$  が265K以上275K以下を, 濃いハッチは  $T_{BB}$  が265K以下を示す.



第5図 第4図に同じ。ただし1994年.

し、高気圧性の循環を形成しながら、 $35^{\circ}\text{N}$  付近で強い西風となり $180^{\circ}$  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  $T_{BB}$  が  $265\text{ K}$  以下の強い対流域が現われている。ところが次の段階の第42~43半旬(第4図c)になると、一旦 $140^{\circ}\text{E}$  付近まで東方に侵入した西風が $130^{\circ}\text{E}$  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。

第5図は第4図と同じく、1994年の第38~43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(第5図a)には、西日本から沖縄にかけて  $T_{BB}$  が  $275\text{ K}$  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 $140^{\circ}\text{E}$  付近まで $255\text{ K}$  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 $120^{\circ}\text{E}$  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章で詳しく述べる。第40~41半旬(第5図b)になると、 $25^{\circ}\text{N}$ 、 $160^{\circ}\text{E}$  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 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(第5図c)もフィリピン東方海上 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$  付近での ITCZ が強く維持され、 $T_{BB}$  が  $250\text{ K}$  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 $150^{\circ}\text{E}$  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 $150^{\circ}\text{E}$  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。

#### 4.2 1000 hPa 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、1000 hPa の高度場で確認する。第6図aは第38~39半旬の1000 hPa 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(90 gpm 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

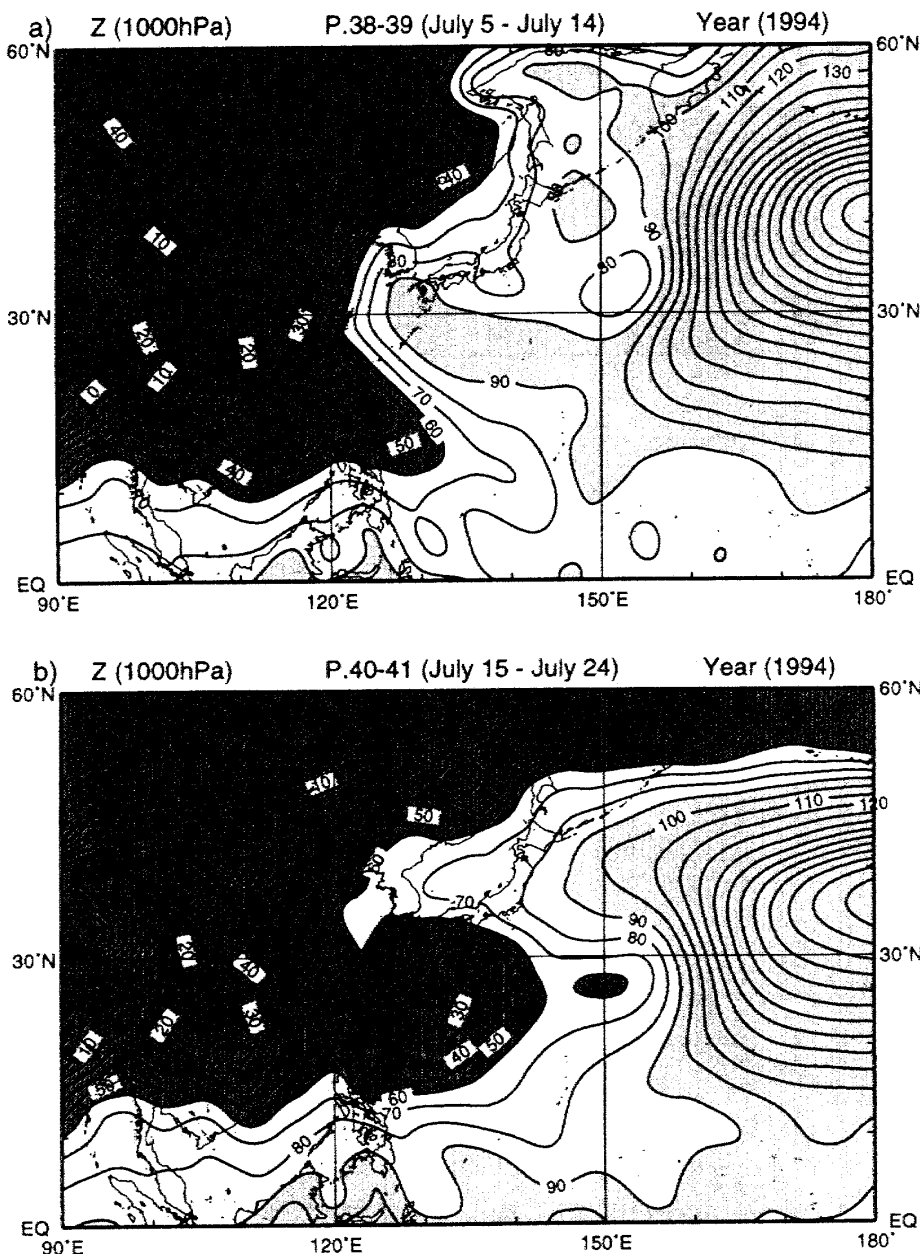
この時トラフ(60 gpm 以下)は中国大陸南東部からフィリピン北東部へ延びており、第5図bで見られた対流活発化に対応している。その後の第40~41半旬(第6図b)では、第5図bに見られた対流強化に伴うトラフが $150^{\circ}\text{E}$ 、 $27^{\circ}\text{N}$  付近まで延び、太平洋高気圧の西端部にくさび状に入り込んでいる。そのため第38~39半旬に $40^{\circ}\text{N}$ 、 $180^{\circ}$  から $20^{\circ}\text{N}$ 、 $150^{\circ}\text{E}$  まで延びていたリッジが北へ押し上げられ、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 $150^{\circ}\text{E}$  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 $150^{\circ}\text{E}$  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 $150^{\circ}\text{E}$  付近で北上する現象であるが、この変化により、西風が $150^{\circ}\text{E}$  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 $150^{\circ}\text{E}$  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 $28^{\circ}\text{C}$  から $29^{\circ}\text{C}$  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 *et al.*, 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 $29^{\circ}\text{C}$  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、 $150^{\circ}\text{E}$  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





第 6 図 1994年の1000 hPa 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10 gpm。濃いハッチは60 gpm 以下, 薄いハッチは90 gpm 以上にかげられている。

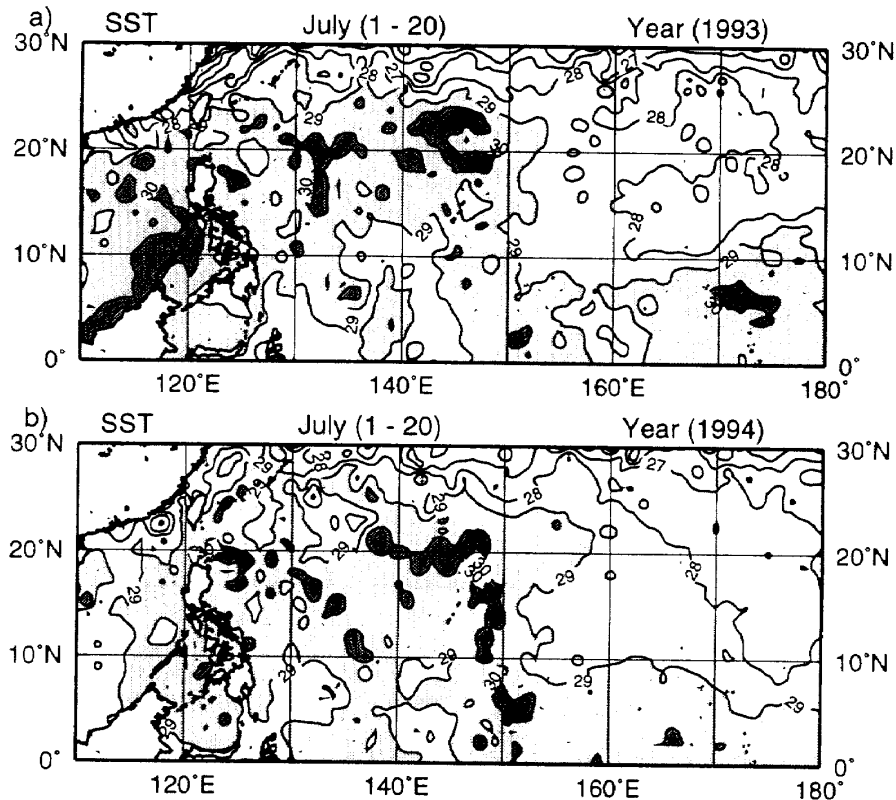
Ueda and Yasunari (1996) はこの関係を年々変動場で確認し, 25°N, 150°E 付近の 7 月上中旬の SST が 29°C 以上 (以下) になると, 顕著な convection jump が起こる (起こらない) 事を示した。

それでは1993年, 94年の SST の様子はどのようなものだろうか。第 7 図 a 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

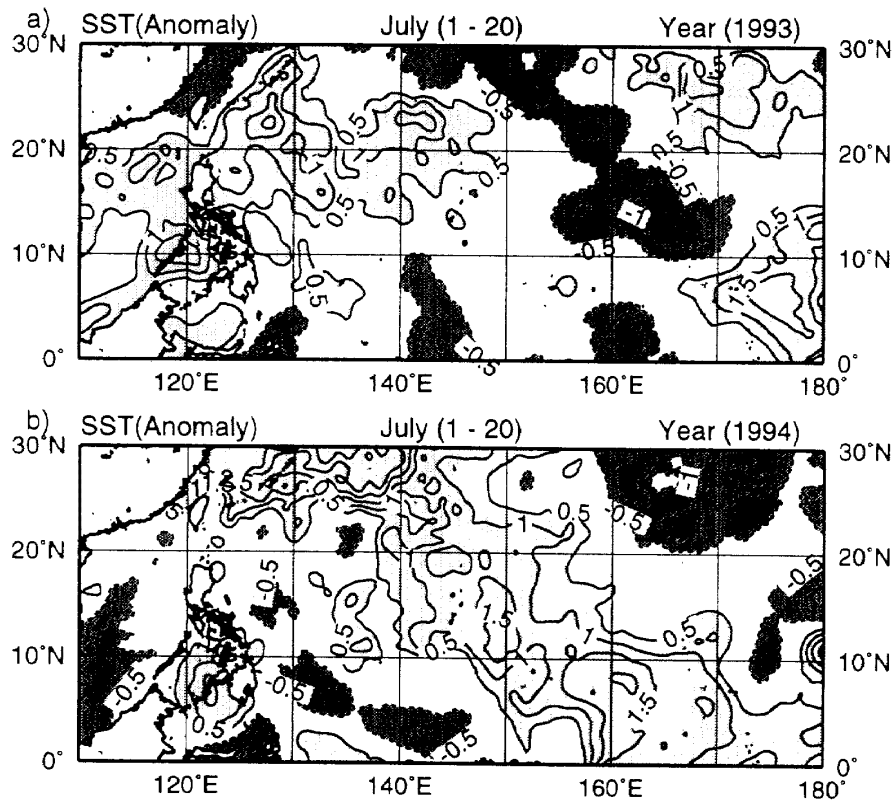
convection jump が見られる領域では29°C 以下となっている。これに対し, 1994年 (第 7 図 b) は20°N, 150°～160°E 付近に舌状に29°C 以上の高 SST が張り出している。

この両年の気候値からの違いを見るため, 同じ時期の SST 偏差を第 8 図に示す。1993年 (第 8 図 a) 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

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



第7図 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°C, 薄いハッチは29.0°C以上30.0°C以下, 濃いハッチは30.0°C以上を示す.



第8図 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°C, 薄いハッチは+0.5°C以上, 濃いハッチは-0.5°C以下を示す.

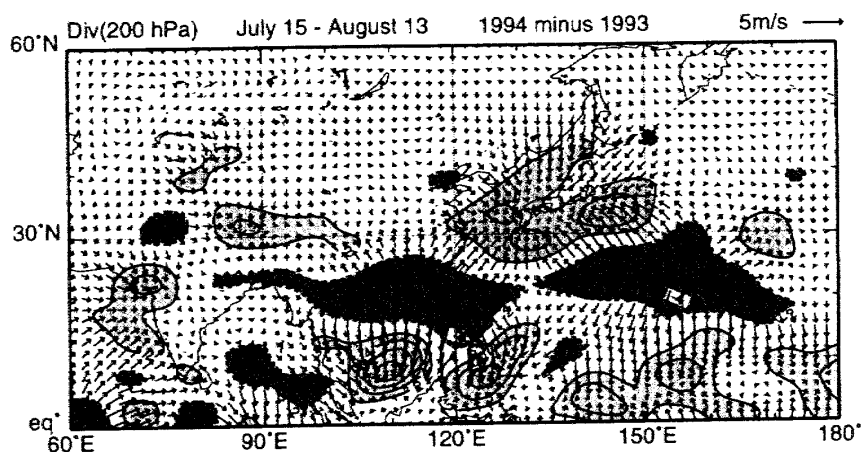
に対し、1994年（第8図b）は140°E 以東で最高1.5°C 以上 SST が平年より高くなっており、逆にフィリピン東方海上は負の偏差になっている。このため、1994年は第5図bに見られる150°E 以東での対流活発化が生じたと考えられる。

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す、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か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、

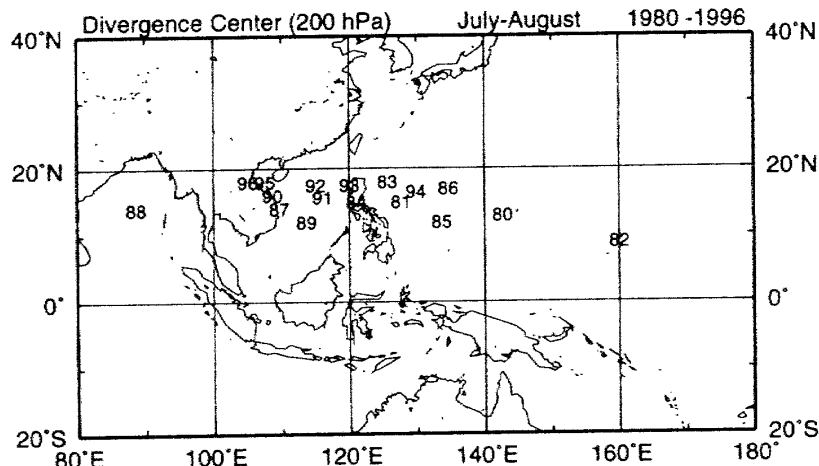
梅雨期の終焉を予測するために有用であり、今後もモニターしていく事が望まれる。

### 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40~45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。第9図は1994年の状況をより強調して見るために、200 hPa 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



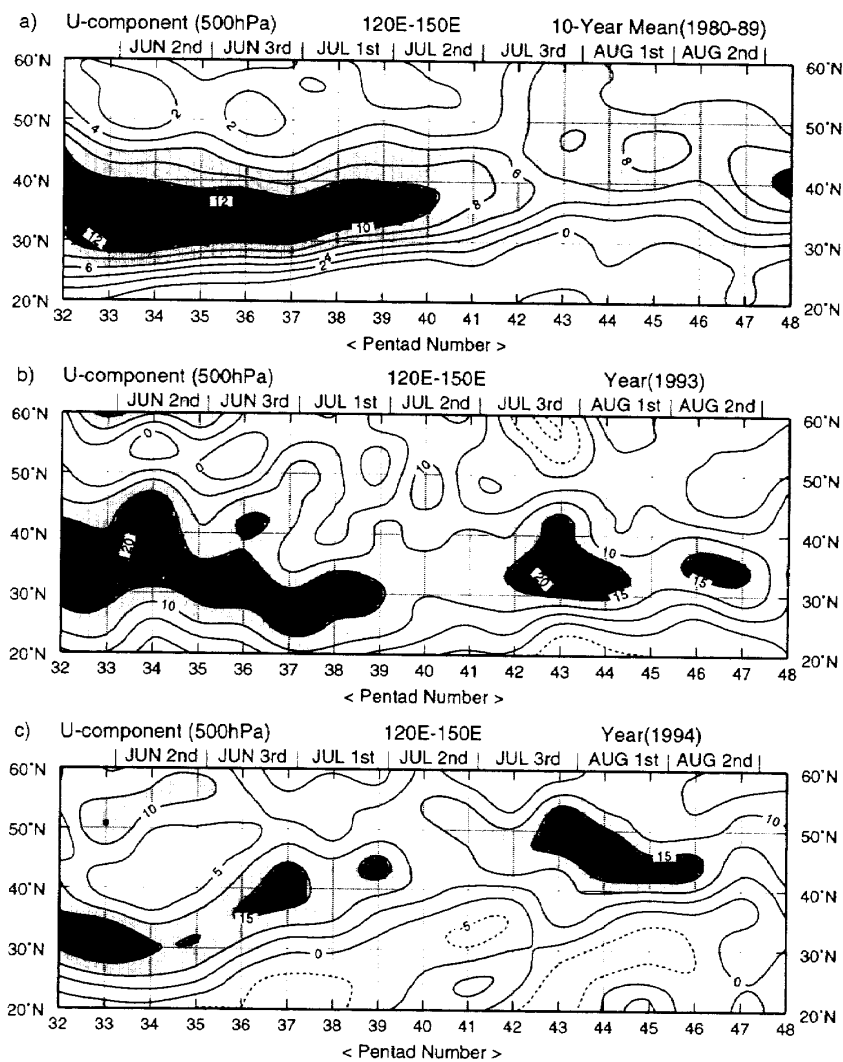
第9図 1994年の7月15日から8月13日まで平均した200 hPa の速度ポテンシャルから1993年の同期間の値を差し引いた空間分布。発散風も同期間の1994年から1993年を引いた値をベクトルで表示してある。等値線間隔は $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ である。薄い陰影部は $+2.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 以上、濃い陰影部は $-2.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 以下を示す。



第10図 200 hPa 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。

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。

第10図は7月から8月における200 hPa 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



第11図 500 hPa の風の東西成分の120°~150°Eにおける緯度時間断面図。  
 a) 1980~89年平均, b) 1993年, c) 1994年。薄いハッチは a) 6 ms<sup>-1</sup>以上10 ms<sup>-1</sup>以下, b), c) は10 ms<sup>-1</sup>以上15 ms<sup>-1</sup>以下。濃いハッチは a) 10 ms<sup>-1</sup>以上, b), c) 15 ms<sup>-1</sup>以上である。

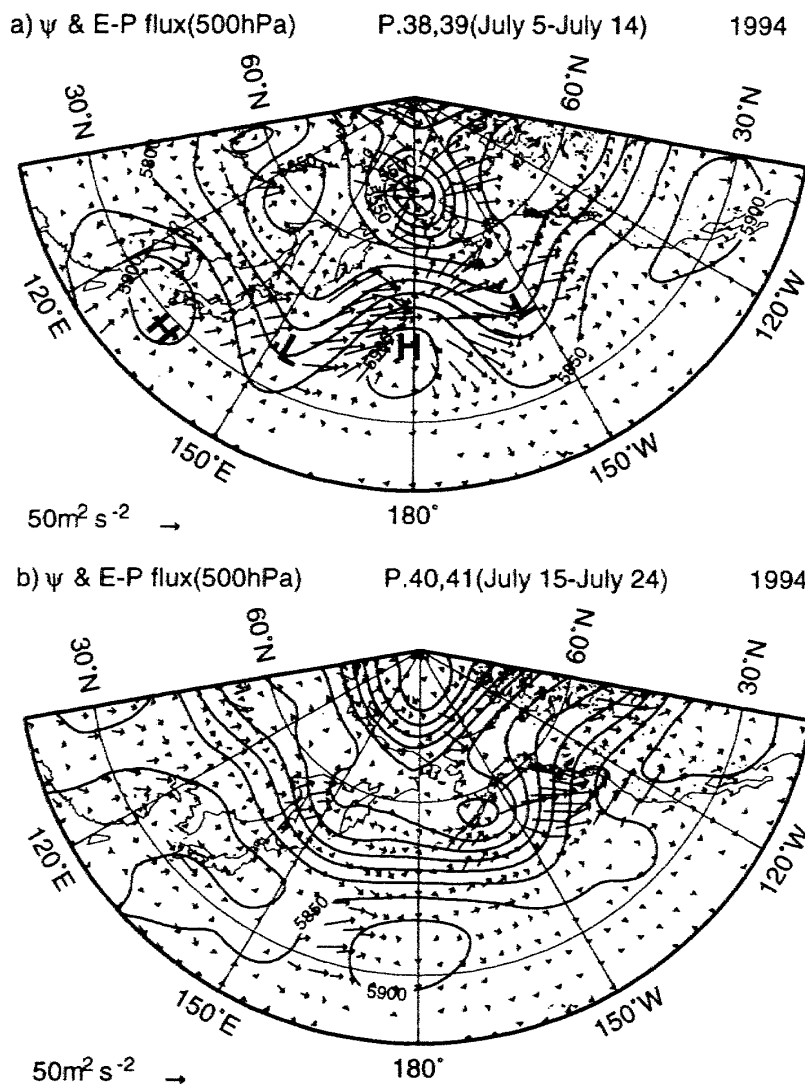
い。このことは第9図において、インドモンスーン地域に大きな収束発散の差異が見られないことも一致している。このように  $T_{BB}$  と発散場で見ると、1994年は西太平洋上の対流活動がローカルに強く、特に140°E 以東での対流強化による発散風が日本上空へ流入したことが、記録的な暑夏をもたらした要因の1つであることが示唆される。

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。第11図は120°~150°E における500 hPa 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(第11図 a)を見ると、7月の中旬まで10 ms<sup>-1</sup>を超える

西風が35°N を中心に吹いている。その後第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10 ms<sup>-1</sup>以下の弱い偏西風が吹いている。この第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。第11図 b は1993年の緯度時間断面図である。6月から8月まで10ms<sup>-1</sup>を超える偏西風が30°~35°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月の月上旬までは、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き、梅雨が長引いた事と密接に関係していると思



第12図 500 hPa の準地衡流線関数 ( $\psi$ ) 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。

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(第11図c)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。第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°~50°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年には偏西風・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。

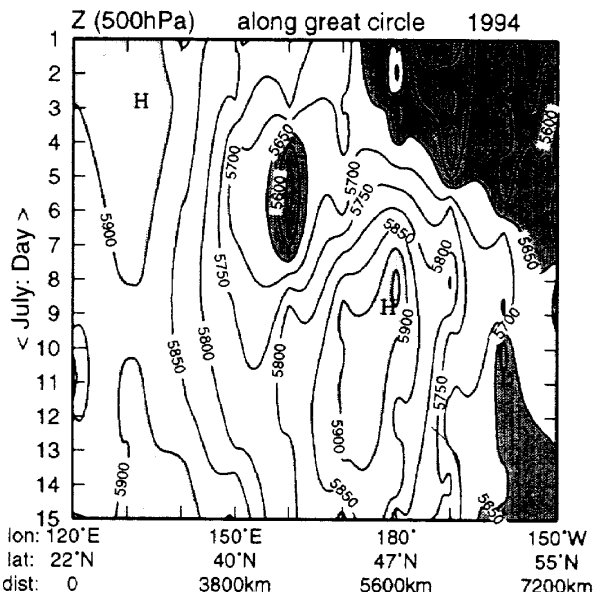
第12図は500 hPa の準地衡流線関数( $\Psi$ )と定常波の活動度フラックス  $F$  の空間分布である。本研究では Plumb (1985) に従い、以下で表される水平方向のフラックスの計算を行った。

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

ここで、 $\lambda, \phi$  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、 $\phi$  は等圧面高度、 $\Omega$  は地球の自転の角速度、 $a$  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。

第38~39半旬(第12図 a)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、5850

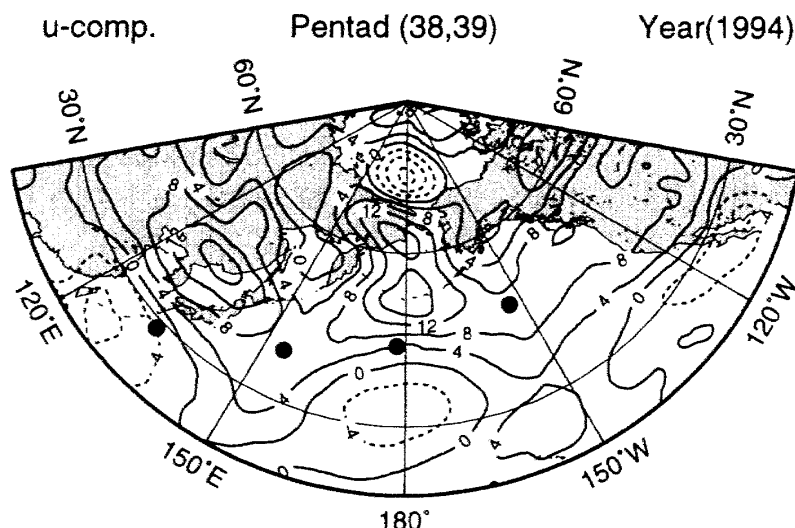


第13図 500 hPa 高度の大円に沿った時間断面図。等値線間隔は50 gpm。薄いハッチは5900 gpm 以上、濃いハッチは5650 gpm 以下を示す。下段には緯度、経度及び起点からの距離が示されている。

gpm 以上の高い高度場で覆われており、下層の高度場(第6図)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。

では第12図 a 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(第5図 a)、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(第11図参照)、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日単位で確認するために、日平均の生データを用いて、大円に沿った500 hPa の等圧面高度の時間断面図を作成した(第13図)。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1000 km 弱のスピードで伝播しており、毎秒11 m 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



第14図 500 hPa 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  $2 \text{ ms}^{-1}$  である. 黒丸は定常ロスビー波の伝播経路を示している.

である (Holton, 1992). 第14図は定常ロスビー波伝播時の第38~39半旬の500 hPa 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  $6 \sim 7 \text{ ms}^{-1}$  位になる.  $11 \text{ ms}^{-1}$  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  $150^\circ\text{E}$  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. 第11図 a は  $120^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{E}$  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  $45^\circ\text{N}$  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  $150^\circ\text{E}$  以東での第42半旬以降の500 hPa 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  $30^\circ\text{N}$  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, 熱帯の対流活動と日本の天候を, 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. 以下にその詳細を5つにまとめる.

### 1) convection jump

典型的な convection jump は  $150^\circ\text{E}$  以東で, 第42半旬 (7/25~29) に  $10^\circ\text{N}$  から  $25^\circ\text{N}$  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  $150^\circ\text{E}$  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月中旬に  $25^\circ\text{N}$  以北且つ  $150^\circ\text{E}$  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1つは7

月上中旬の $20^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$  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 $1^{\circ}\text{C}$ 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,  $20^{\circ}\text{N}$  沿いの $110^{\circ}\text{E}$  付近と $150^{\circ}\text{E}$  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 $20^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$  付近の対流活発化が顕著である点特徴的である.

#### 5) 偏西風

1993年は $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$  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, 第40半旬の convection jump によって更にその軸が北上し, 一度は $55^{\circ}\text{N}$  付近まで達している. その後も8月の中旬まで偏西風は $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$  に留まっていた. また第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 $30^{\circ}\text{N}$  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.

$150^{\circ}\text{E}$  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 $150^{\circ}\text{E}$  以東で生じ, 更にその後も ITCZ が $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$  で活発に維持されていることが, モンスーン西風気流の $150^{\circ}\text{E}$  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とを確認したが, 本当に一旦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-海洋相互作用のテーマであると言える. 第8図で見られたように, 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.

#### 謝 辞

$T_{BB}$ 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. 最後に2人の査読者と中村尚編集委員の建設的なコメントに御礼申し上げる.

#### 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.
- 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.
- Matsumoto, J., 1992: The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 257-273.
- 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 (印刷中).
- 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, 1997 : Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea (accepted to *J. Meteor. Soc. Japan*).
- Wang, B. and X. Xu, 1997 : Northern hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation, *J. Climate*, **10**, 1071-1085.
- Zhang, C., 1993 : Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the Tropics, *J. Climate*, **6**, 1898-1912.

---

Relationships Between Seasonal Evolution of Oceanic Monsoon over the Western Pacific and Summer Weather Regimes around Japan  
—A Case Study of Severely Cool/Hot Summer Years of 1993/94—

Hiroaki Ueda\* and Tetsuzo Yasunari\*\*

\* (*Corresponding author*) *Research Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science, Institute of Geoscience, University of Tsukuba (present affiliation : Meteorological Research Institute), Tsukuba 305-0052, Japan.*

\*\* *Institute of Geoscience, University of Tsukuba.*

(Received 13 May 1997 ; Accepted 27 November 1997)

---