

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—

植 田 宏 昭*

1. はじめに

この度は日本気象学会山本・正野論文賞を頂き誠に光栄に存じます。大学院を修了したばかりの者がこの様な形で評価されることは、今後の研究においてこの上ない励みとなります。今回受賞の対象になりました論文 (Ueda and Yasunari, 1996) は、日本の南方海上における大気・海洋結合システムが日本を含む東アジアの盛夏期への季節進行において重要な役割を果たしている事を明らかにしたものです。またこの論文は前年に発表した7月下旬に見られる大規模対流活動の急激な北上現象 (convection jump) のメカニズムという形でも捉えることが出来るかと思えます (Ueda *et al.*, 1995)。最終的には6月中旬から7月の下旬に至る西部熱帯太平洋域での個々の季節進行プロセスを、つながりのある1つのモデルにまとめたものであります。

気象現象には様々な時間スケールがありますが、私が何故一見あたりまえとも思える季節変化に着目したのかについて、その時代背景や従来の研究、さらには個人的な動機を含めてお話したいと思います。

2. 研究の背景

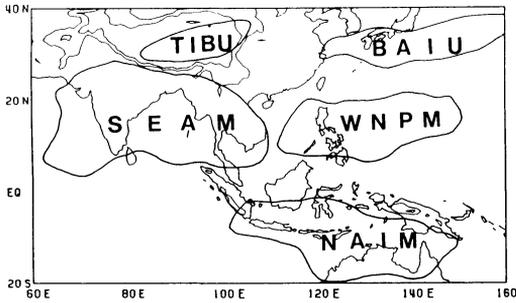
モンスーンはアラビア語の“*mausim*”即ち季節という意味から由来すると言われていています (Webster, 1986)。モンスーンの研究の歴史は古く、17世紀後半には巨大な海陸風循環即ち太陽高度の年変化によって生じる大陸と海洋の熱的コントラストがモンスーンを駆動しているとする仮説が出されています (Halley, 1686)。その後 Halley の仮説には地球の回転による転

向力の効果が欠けている事が指摘されました (Hadley, 1735)。以後モンスーンの研究は進展し、戦後の国際協力によって飛躍的に進歩して来ました。例えば1957年から1958年にかけて実施された国際地球観測年 (IGY) の資料から、赤道域では40~50日周期の変動があることが分かり、赤道上での鉛直面内における東西構造が明らかになりました (Madden and Julian, 1972)。また衛星データの取得が可能になったことにより、赤道域から離れた地域でも周期30日から50日の季節内変動スケールで雲バンドが赤道付近から次々と北進していることが発見され、モンスーンの開始および active/break サイクルと密接に関係していることが分かって来ました (Yasunari, 1980; Yasunari, 1981)。その後グローバル客観解析データや衛星データの蓄積によって年々変動の議論が出来るようになり、エル・ニーニョ現象やモンスーンの年々変動との関係が一躍脚光を浴びるようになってきました (Yasunari, 1990)。1990年代になると、これらの現象を全て含めた地球気候システムの解明が数値モデルなどの研究と合わせて取り組まれるようになってきました。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ました。言い替えれば基本振動でありか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のです。そのような時代背景の中、TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) という大気・海洋観測プロジェクトが行われたと理解しております (Sumi, 1995)。私自身大学院1年時の1992年11月から1993年2月まで熱帯西太平洋上で行われた集中観測 TOGA-COARE (Coupled Ocean Atmosphere Research Experiment) の一部に参加し、現地 (パプアニューギニア・マヌス島) で直

* 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)。

—1998年1月13日受領—

—1998年5月25日受理—



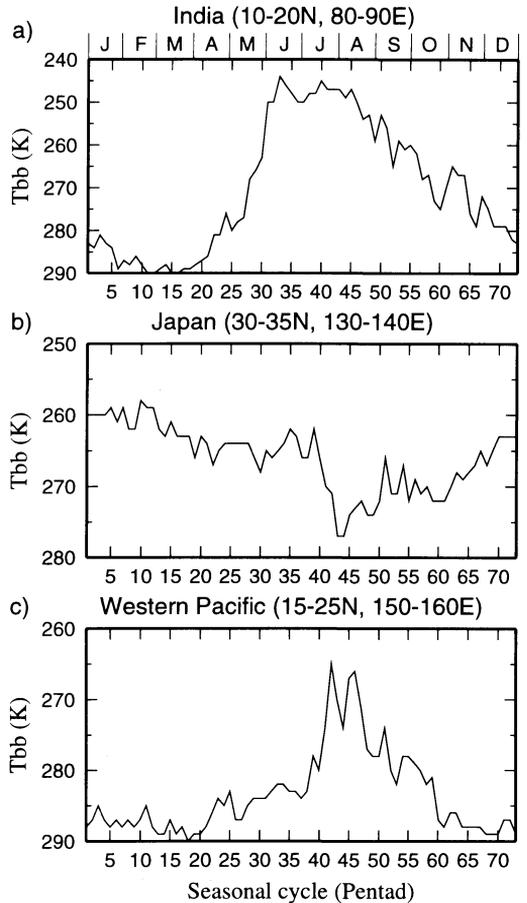
第1図 3つのモンスーンシステム (SEAM, WNPM, NAIM) と温帯湿潤気候 (TIBU, BAIU) の区分図. 太実線は年変動の中でOLRの最大と最小の差が 60 Wm^{-2} 以上の地域を示す. (Murakami and Matsumoto, 1994より引用).

接熱帯の海洋と大気諸現象を体験出来た事は、現在の研究の大きな原動力になっております。

これまでモンスーン研究の流れについて極めて大ざっぱに説明して参りました。現在は様々な衛星データや客観解析データ、さらには現地観測データなど多岐にわたる気象・海洋・陸面データの利用が可能になっており、データに埋もれてしまっていると言っても過言ではないかと思ひます。とかく新しいデータを解析すれば、新しい事が発見出来ると思いがちになりますが、これまでの研究の中で見落としてきた点や不明瞭な箇所、あるいは半ば常識になってしまった事象について、再度新たな視点で取り組む必要があるのではないのでしょうか。即ち短くまとめるならば「もう一度原点に戻る」という事ではないかと思ひます。幸い現在はデータの精度に若干の問題があるものの、大気・海洋・陸面データの蓄積によってモンスーン現象の基本的な構造の再考察、さらには新たな仮説の提案が可能になってきたのではと思ひております。

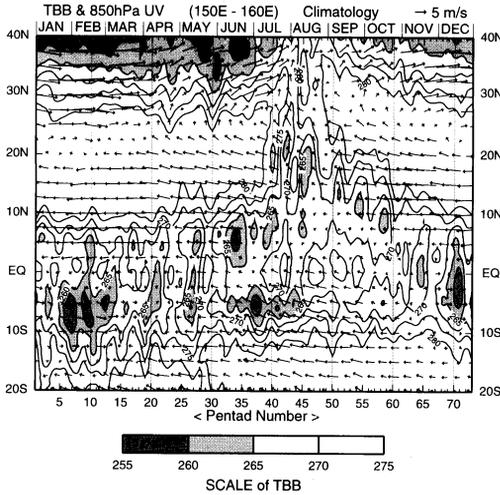
3. 新たなモンスーンの定義

モンスーンの定義は様々ありますが、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ました。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りました (Matsumoto, 1992)。第1図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



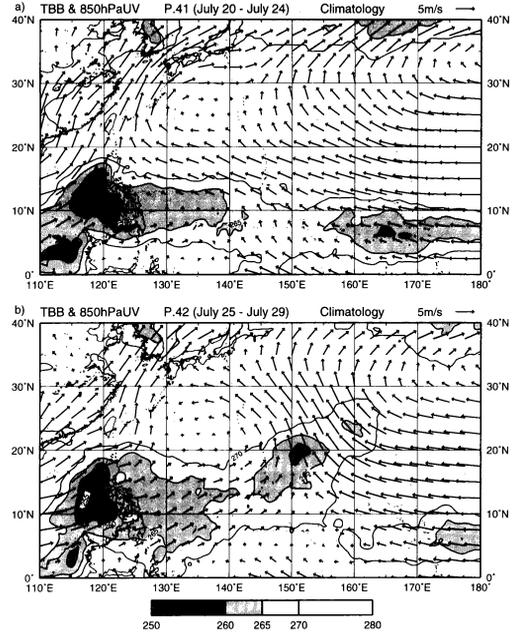
第2図 T_{BB} のインド、日本、西太平洋上における季節変化 (1980年から1994年までの平均)。横軸は半旬番号を示す。

たものであります (Murakami and Matsumoto, 1994)。OLRの季節変動の最大と最小の差が 60 Wm^{-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ります。特に、西太平洋モンスーン (WNPM) が新たに定義された事は、TOGA-COARE から帰って来て西太平洋上の対流活動と循環場を調べていた私には大きな弾みとなりました。また南シナ海は WNPM と SEAM の境界領域にあり、その様相は複雑になっています (Ueda and Yasunari, 1998)。日本は BAIU という区分に入っておりますが、どのように東南アジアモンスーン (SEAM) や WNPM と異なるのかを第2図に示します。第2図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 (T_{BB}) の各地域での季節変化 (1980年から1994年までの平均) を示したものです。 T_{BB} は雲があ



第3図 気候値の T_{BB} と850 hPaの風ベクトル (ECMWF) 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。

る場合は雲頂の温度、無い場合は地表面温度を示します。また T_{BB} は熱帯域では対流活動の指標として有効ですが、中高緯度では冬季に雲が無い場合、冷たい地表面が T_{BB} の値を代表するので対流活動の指標としては適切ではありません。従って熱帯域と夏季の中緯度に限り T_{BB} の値が小さい(大きい)ほど対流活動が活(不活)発であることを表します。第2図aはインドモンスーンの季節変化を示しています。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きます。これに対し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ます(第2図b)。インドモンスーンが一気に立ち上がって行く5月は、日本付近は旱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生じます。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ります。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ます。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します。



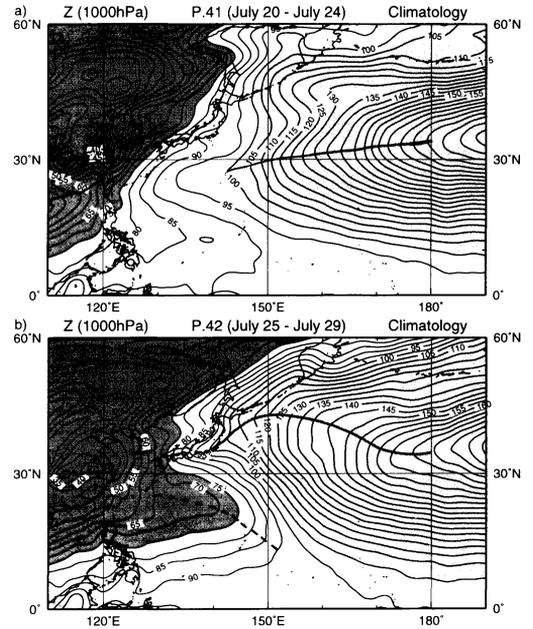
第4図 気候値の T_{BB} と850 hPaの風ベクトルの空間分布。a) 第41半旬(7/20-7/24), b) 第42半旬(7/25-7/29)。

4. convection jump

第3図は T_{BB} と850 hPaの風の150°-160°Eにおける緯度時間断面図であります。ハッチのかけられた所は T_{BB} が270 K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ます。年間を通して対流活発域は赤道付近に見られ、風の場合は偏東風が卓越しています。これは熱帯収束帯(ITCZ)に対応しています。また季節内変動の周期が季節サイクルに対して位相を固定しているようにも見えます(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に急に北上しています。中緯度に着目しますと、この7月下旬の急変に対応して、梅雨前線と思われる低 T_{BB} 領域が消滅しています。当初この7月下旬の急変は、 T_{BB} データの欠測処理ミスだと思っていました。しかし、ちょうどその頃筑波大学を訪れていたハワイ大学の村上多喜雄先生が、手作業で書かれた西太平洋上のOLRの緯度時間断面図から、ITCZが6月の初めに忽然と出現することを見い出していました。議論を進めるうちに、もしかしたらこの7月下旬の急激な変化はITCZの特異な振る舞いの一部を見ているのではと思い、その時空間構造の解明に着手したのを記憶しています(Ueda *et al.*, 1995)。

第4図は気候平均値の T_{BB} と850 hPaの水平風の空間分布を示しています。第4図aは convection jump前、第4図bは convection jump時に対応しています。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ます。これは教科書にも載っている北半球夏の典型的なITCZに対応しております。下層の風を見ると(第4図a)、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ます(Kawamura *et al.*, 1994)。一方、convection jump時(第4図b)は、東西方向に一樣に分布していたITCZが150°–160°Eで不連続になっています。 T_{BB} が260 K以下の対流活発域がフィリピン周辺の外に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に伸びています。風の場合はこの対流活動の急変に対応して大きく変化しています。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ます。わずか1半旬(5日)の間に3000 km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す。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ます。この状況を強調して見るために、 T_{BB} と水平風に対して convection jump時からその前を差し引いた場を作成すると(Ueda *et al.*, 1995)、20°N、150°Eを中心に低 T_{BB} 域が存在し、850 hPaではその西北西に低気圧性循環の偏差場が見られます。また、同じ方法で200 hPaの風についても差を計算すると、先程の低 T_{BB} 領域に対応して高気圧性循環の偏差が西北西方に見られます。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ります。

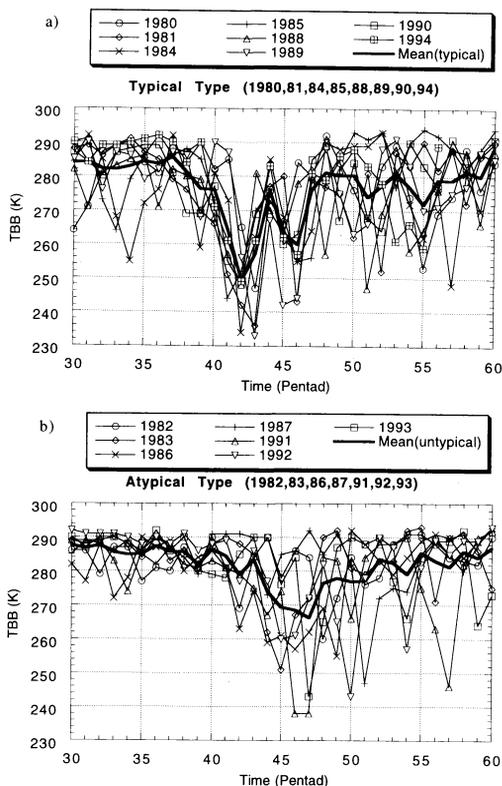
ここまでは10数年のデータに基づいて議論をしてみました。本当に統計的に convection jumpがあるのかについては疑問が残ります。convection jumpの実態は熱帯低気圧や台風あるいは偏東風波動に伴う擾乱であると考えられますが、比較的長期間(1951–1990年)のデータがある台風と熱帯低気圧に限りその軌跡を解析しました(Ueda *et al.*, 1995)。その結果、40年の統計期間においても第42半旬に convection jump領域には数多くの台風や熱帯低気圧が発生・通過しており、前の半旬である第41半旬には発生・通過数が少



第5図 1000 hPa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。

なくなっていました。このことは大規模対流活動に代表されるモンスーンの季節進行が季節内変動のスケールで季節と位相を固定しているとする見方(Nakazawa, 1992)を支持するものと考えられます。

次に convection jumpが中緯度の大気にどのような影響を与えているのかを見ていきます。第5図は気候平均値の1000 hPa高度場の空間分布です。太平洋高気圧のリッジに着目すると、convection jump前(第5図a)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できますが、convection jump時(第5図b)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に伸びています。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います。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ます。さらに、この convection jump前後の500 hPa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ます(Ueda *et al.*, 1995)。これについては、事例解析にお



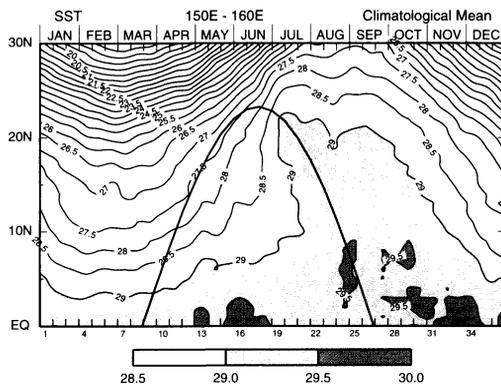
第6図 convection jump が生じる領域 (15°-25° N, 150°-160°E) における1980年から1994年までの T_{BB} の第30半旬から第60半旬までの季節変化。a) は典型年, b) は非典型年を示す。

いて定常ロスビー波の活動度フラックスなどを用いて詳細に解析していますのでそちらを参考にして頂ければと思います (植田・安成, 1998)。

5. 大気の変動に対しての海洋の役割

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ましたが、次にそのメカニズムまたは年々変動はどのようなものかについてお話したいと思います。

第6図は convection jump の key region (15°-25° N, 150°-160°E) での T_{BB} 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す。第6図aは典型的な convection jump が生じた年、第6図bは非典型年を示しています。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 T_{BB} の平均値が260 K 以下であるか否かで決定しています。典

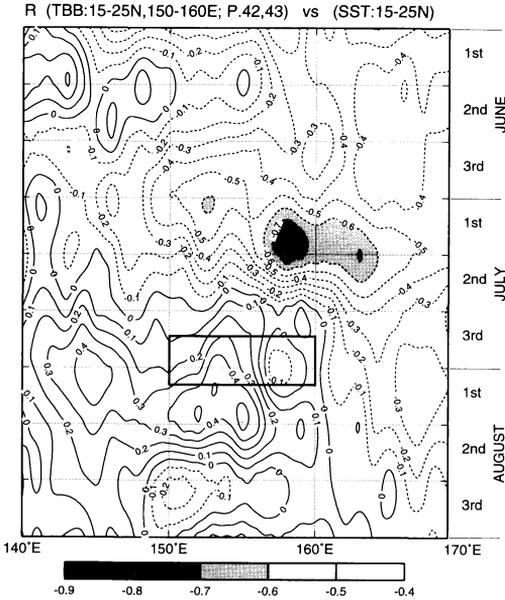


第7図 海面水温 (SST) の150°-160°E における気候値の緯度時間断面図。実線は太陽高度の極大緯度を示す。

型的な年は第42半旬に急激な T_{BB} の下降がありますが、非典型年は第42半旬前後には明瞭な T_{BB} 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ます。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ます (Ueda and Yasunari, 1996)。このように、15年のケースは典型例の8例、非典型例の7例に分けられます。なおこの様子を空間的に確認するために T_{BB} と850 hPa 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2つのケースは分離できることが確認できたので、年々変動場での相関解析や合成図解析が有用であることが示唆されます。

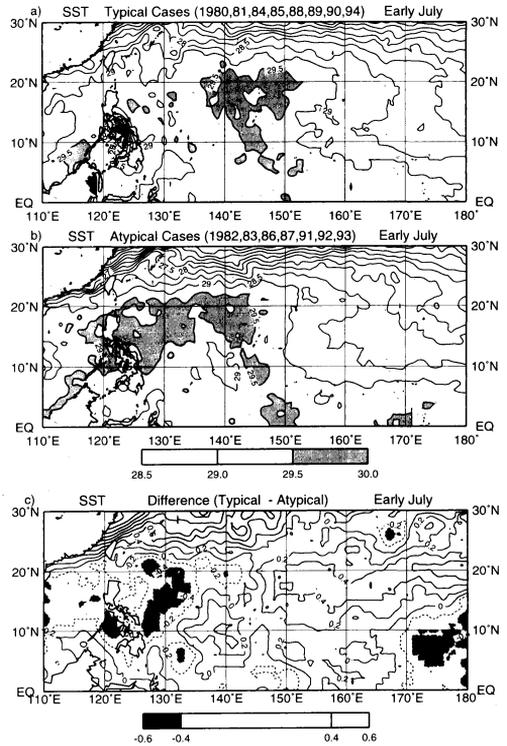
次に convection jump のメカニズムについて考察して行きます。convection jump は海洋上で生じているので、まず海面水温 (SST) の変動に着目します。研究を始める前に SST の季節変化に関する文献を探したのですが、実際の所ほとんど見当たりませんでした。その理由の1つにはデータが月平均値しか無かった事と、大気との相互作用の観点から季節変化を論じた研究が極めて少なかったことによると思われます。幸い私がこの研究に取り組んでいる頃には、西部北太平洋 (赤道-52°N, 110°-179°E) の船舶による10日平均 SST データが使用可能でしたので、それを用いることにしました (現在は衛星から計測した全球週平均データ (Reynolds and Smith, 1994) が使用可能になっております)。

第7図は 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



第8図 key region (15°-25°N, 150°-160°E) における第42, 43半旬の T_{BB} 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。

面図を示しています。一般に熱帯域での大規模対流活動は SST に大きく依存します。具体的には SST が 28°C から 29°C を越えると、急激に対流活発化が生じる事が分かっています (Gadgil *et al.*, 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°C 以上の領域です。また実線は太陽高度の年変動を示しています。この図を見てまず気が付くことは、SST の季節変化は太陽高度の極大に追従するようには変動せず、季節サイクルが 6 月を中心にして非対称になっています。これはインド洋上の季節変化とは異なっています。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°C 以上の高水温がすぐに形成されず、10°N 付近では 7 月の下旬、20°N 付近では 7 月の月上旬に 29°C 以上の SST が出現しています。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ます。また 7 月上旬に 20°N 付近に出現する 29°C 以上の高 SST と同じ場所での 7 月の下旬の対流強化 (convection jump) との間に関係がある事が推察できます。7 月上旬の SST の空間分布を見ますと、20°N 付近では舌状の 29°C 以上の領域が 150°E から 160°E にかけて延びてい



第9図 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 (a)、非典型年 (b) 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 (c) の空間分布。

ます (Ueda *et al.*, 1995)。

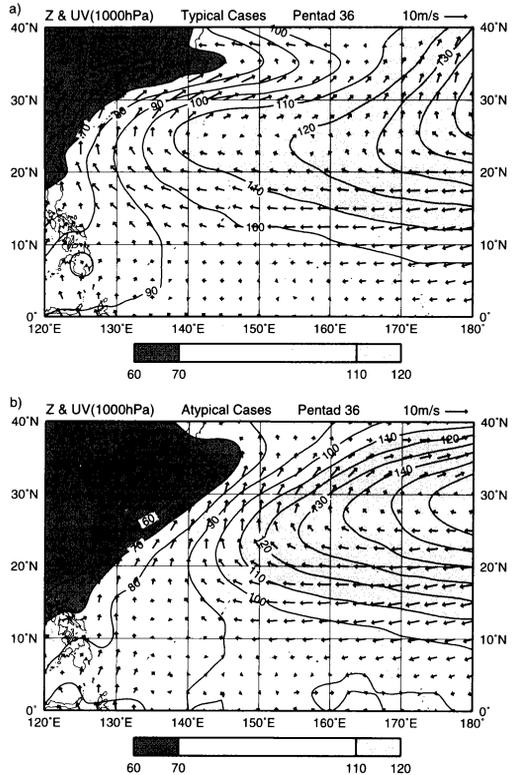
上述の関係を確認するために、 T_{BB} の年々変動成分と SST の季節進行の年々変動成分との間の相関解析を行いました。第8図は key region (15°-25°N, 150°-160°E) での T_{BB} ($i, P42 \cdot 43$) と同じ緯度での SST (i, J) のラグ相関係数の経度時間断面を示しています。ここで i は年々変動成分、 P, J はそれぞれ半旬、旬を示しており、 $P42 \cdot 43$ は第42・43半旬の平均を表しています。つまり、 T_{BB} の7月下旬 ($P42 \cdot 43$) における key region での年々変動成分 (図中の太実線で囲まれた領域) と SST の同じ緯度 (15°-25°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ます。第8図を見ると、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ます。負相関とは SST が通常よりも高い時に、 T_{BB} が低下する (顕著な convection jump が見られる) 傾向を示しており、逆も真なりです。即ち、7月上・中旬の負相関は、7月下旬の convection jump が7月

上・中旬の SST に強く支配される傾向を示しています。その一方で、8月上旬の正相関は、convection jump の強弱が、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じてその後の SST を変化させることを示しています。これら一連のサイクルは約40日位であります。

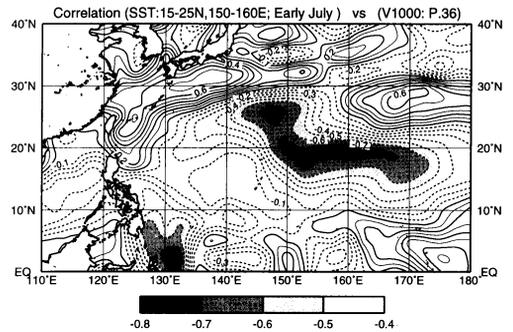
上述の関係の空間構造を調べるために、SST に対し合成解析を行いました。第9図は第6図での convection jump の典型年と非典型年の分離に基づいて、7月上旬の SST の a) 典型年、b) 非典型年そして c) 典型年から非典型年を差し引いた値の空間分布を示しています。典型年には convection jump が起こる15°-25°N, 150°-160°E において29°C以上の高 SST が舌状に広がっていますが、非典型年ではそれが確認出来ません。この2つのケースの違いは第9図cにおいて顕著に見られます。20°N 付近の150°E 以東では典型年には SST が高く、それに反しフィリピン沖では低くなっています。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できます。

6. 海洋の変動に対しての大気的作用

次に、この特異な SST の季節変化のメカニズムを探るために循環場に注目して解析を行いました。第8図は T_{BB} と SST の相関解析でしたが、今度は T_{BB} と下層の循環場の相関解析を行いました(図省略)。それにより、7月下旬の convection jump に対して6月下旬(第36半旬)の1000 hPa 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分かりました。その時の空間構造を見るために、SST の合成解析と同様に1000 hPa 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ました(第10図)。第10図a は第36半旬における典型年の様子を示しています。非典型年(第10図b)と比べますと、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ます。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ます。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いました。第11図は 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です。負(正)相関は6

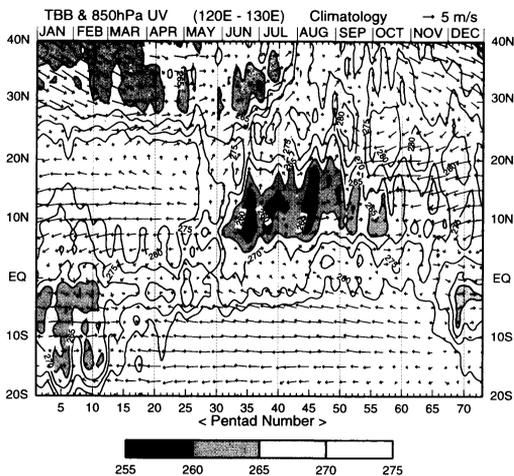


第10図 1000 hPa の高度場と風ベクトルの第36半旬(6月下旬)における典型年(a)と非典型年(b)の合成解析図。



第11図 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1000 hPa 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。

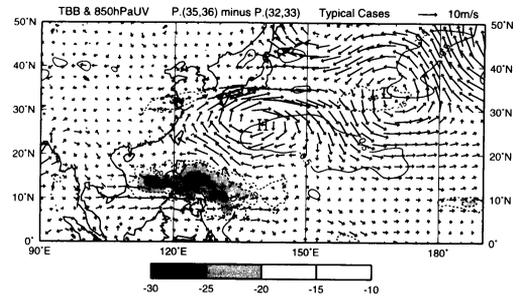
月下旬の風速が通常より弱(強)い時、引き続き7月上旬の SST が高(低)くなることを示しています。こ



第12図 気候値の T_{BB} と 850 hPa の風ベクトルの 120°-130°E における緯度時間断面図。

の図において高い負相関領域は20°N 付近の140°E 以東に見られます。また第9図cにおける SST の正偏差領域ともほぼ一致しています。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化和と密接に関係していることがおわかり頂けると思います。

最後に6月の下旬の20°N 付近での偏東風の弱化和、言い替えば日本の東方海上での太平洋高気圧の弱体化のメカニズムについて説明致します。今までは150°E での ITCZ に関連した変動に着目してきましたが、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大規模対流活動の季節変化について見て行きます。第12図は気候平均値の T_{BB} と 850 hPa の風ベクトルの120°-130°E における緯度時間断面図です。この経度帯はフィリピン東方海上に対応し、そこでは6月上旬に ITCZ が忽然と出現します (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ります。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 T_{BB} および 850 hPa の風ベクトルの差分量 (第35・36半旬から第32・33半旬の差) を計算しました (第13図)。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ます。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ります。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ます。な

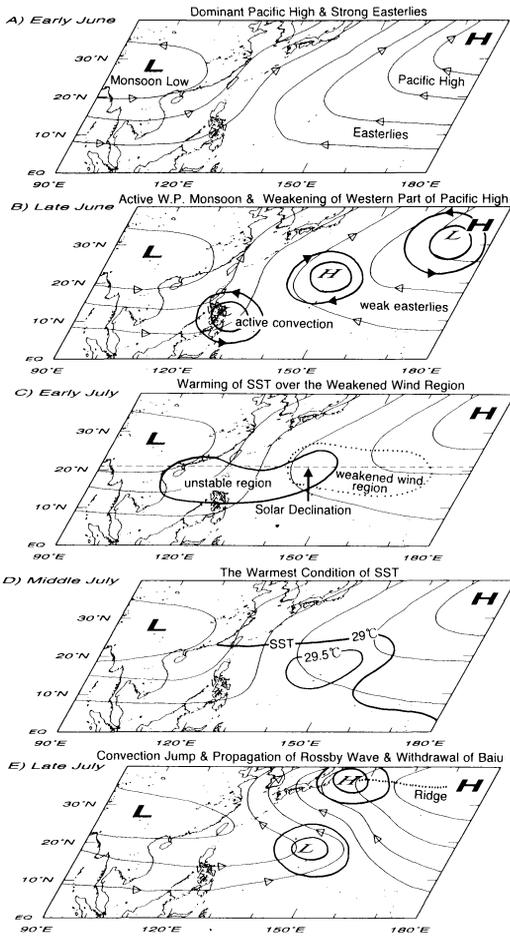


第13図 典型的な convection jump が生じた時の、 T_{BB} と 850 hPa の風の場の時間差分図 (第35, 36半旬から第32, 33半旬を差し引いたもの)。実線はスカラー風速が非典型年に比べて 0.5 ms^{-1} 以上弱くなった領域を示す。ハッチのかけられた所は対流活発化領域に対応する。

お、スカラー風速が 0.5 ms^{-1} 以上弱くなった領域を太実線で囲んでありますが、この領域はこれまで議論してきた20°N 沿いの偏東風の弱風化領域と一致しています。ここで第10図aを思い出して下さい。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、実は第13図の高気圧性偏差と対応しています。また150°E 以東での太平洋高気圧の弱化和は、第13図の低気圧性偏差によってもたらされている事が分かります。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おり、フィリピン付近の対流活動の極大が順圧ロスビー波の起源として働くとする結果 (Kawamura *et al.*, 1996) と一致しています。

7. おわりに

最後に今までお話した一連のプロセスを模式図にまとめましたのでご説明します (第14図)。6月の月上旬 (第14図a) 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ます。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ます。7月上旬 (第14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来ます。そして7月中旬 (第14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) が形成されます。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



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

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付近で生じます。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します。またこの時定常ロスビー波の応答が見られますが、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ます。

以上がconvection jumpを引き起こすメカニズムであります。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ります。日本付近は西部熱帯太平洋にも近く、その意味に

おいてもこれら一連のプロセスのさらなる研究が重要であると思います。この研究は定性的な解析が中心でしたので、今後は個々の大気・海洋相互作用プロセスを定量的に調べる必要があると思っています。海洋上はデータが豊富ではありませんが、大気・海洋結合モデルでの実験や新たな観測を行い、1つずつ丹念に現象を解き明かして行くことが、冒頭でも述べました地球気候システムの本質的な理解につながるものと思っています。

謝辞

最後になりましたが、大気・海洋の相互作用の問題について様々な形で研究の機会を与えて下さいました筑波大学地球科学系の安成哲三先生に心から感謝致します。TOGA-COAREに参加し実際の熱帯の海と空を見ることができ、さらには抗マラリア剤の副作用に苦しんだりした強烈な体験が、結果として西太平洋への良い意味でのこだわりを持ち続けさせてくれたのではないかと思います。自然現象を徹底的に探究する姿勢は、ハワイ大学名誉教授の村上多喜雄先生に学ぶことができました。また大学院修士時代に研究の基本を教えて頂き、その後も適切な助言をしていただいた防災科学技術研究所の川村隆一さんに厚く御礼申し上げます。東京大学理学部の松本淳先生には研究が行き詰まっている時に様々なアドバイスをして頂き、公私にわたり叱咤激励して下さりました。さらにこの論文で使用したデータの提供などを通して様々な研究機関、大学の方々にお世話になりました。記して謝意を表します。最後にこの研究を暖かく見守って頂き、さらに山本・正野論文賞を強く推して下さいました東京大学気候システム研究センターの故新田勅先生に心より感謝するとともに御冥福をお祈り致します。

参考文献

Gadgil, S., P. V. Joseph and N. V. Joshi, 1984 : Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions, *Nature*, **312**, 141-143.
 Hadley, G., 1735 : Concerning the cause of the general trade winds, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **39**, 58-62.
 Halley, E., 1686 : A historical account of the trade winds and the monsoons, observable in the seas between and near the tropics, with an attempt to assign the physical cause of the said winds, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **16**, 153-168.

- Kawamura, R., M. Sugi and N. Sato, 1994 : A modeling study of the summer monsoon variability over East Asia and the western Pacific, Proc. International Conf. 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.
- 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.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972 : Description of global-scale circulation with a 30-50 day period over the equatorial western Pacific observed in cloud movement vectors, J. Atmos. Sci., **29**, 1109-1123.
- 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.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994 : Improved global sea surface temperature analysis, J. Climate, **7**, 929-948.
- 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, 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.
- 植田宏昭, 安成哲三, 1998 : 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节候との関係—1993年冷夏・1994年暑夏時の事例解析—, 天気, **45**, 199-215.
- Webster, P. J., 1986 : The elementary monsoon, Monsoons, A Wiley-Interscience Pub., 3p.
- Yasunari, T., 1980 : A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, J. Meteor. Soc. Japan, **58**, 225-229.
- Yasunari, T., 1981 : Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period, J. Meteor. Soc. Japan, **59**, 336-354.
- Yasunari, T., 1990 : Impact of an Indian monsoon on the coupled atmosphere/Ocean system in the tropical Pacific, Meteor. Atmos. Phys., **44**, 29-41.
- Zhang, C., 1993 : Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the Tropics, J. Climate, **6**, 1898-1912.

Role of Ocean/Atmosphere Interaction in the Seasonal Evolution of Oceanic Monsoon

Hiroaki Ueda*

* (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.

(Received 13 January 1998 ; Accepted 25 May 1998)