

気候システムの年々変動における モンスーンの役割

安成哲三*

Role of Monsoon on the Interannual Variability of Climate System

Tetsuzo YASUNARI*

Abstract

Ample evidences have shown that the Asian/Australian monsoon is tightly coupled with the atmosphere/ocean system in the equatorial Pacific in the seasonal and interannual variability, and is referred here as a coupled monsoon/atmosphere-ocean system (MAOS). This MAOS has a nature of the quasi-biennial oscillation (QBO) with a strong seasonal phase-lock of time-phasing. A significant role of this MAOS on the interannual variability of the earth climate system is discussed, including the role in evolution of the El Nino/Southern Oscillation (ENSO). A hypothesis is also proposed on the mechanism of the QBO of the MAOS, which is based on the tropical/extra-tropical interaction through the Asian summer and winter monsoon variability.

1. はじめに

モンスーンとは、アジアを中心として季節的に卓越する風と雨が、冬と夏とで季節的に交替する現象の総称であることはよく知られている。モンスーンは、アジア大陸東南部からインドネシア・熱帯西太平洋、オーストラリア北部の地域で、世界的にも最も卓越している。モンスーン世界とは、熱帯アフリカの一部の地域を除けば、この地域のことをさすといっても過言ではない。

なぜこの地域にモンスーンが卓越しているかということについては、たとえば安成⁽¹⁾で議論されている。ひと言でいえば、低緯度にまで張り出した地球最大の大陸（ユーラシア大陸）とまわりの海洋のあいだの季節的な加熱・冷却のされかたがきわめて大きいことに加え、ヒマラヤ・チベット山塊の存在がこの熱的コントラストをさらに強めていることに

よっている。この海陸・山岳分布に影響された大気の大断熱加熱率（Johnson et al.⁽²⁾）（実質的な加熱・冷却の割合）の分布（図1）は、アジアモンスーン地域を中心に、非常に顕著な海陸間の加熱と冷却のコントラストを形成している。この加熱・冷却の差を補償するように流れるのが、モンスーン循環に他ならない。

図1に見られるような、アジアモンスーン域の大きな大気加熱とまわりの海での大気冷却には、海洋上での蒸発による冷却、風による水蒸気輸送と収束、

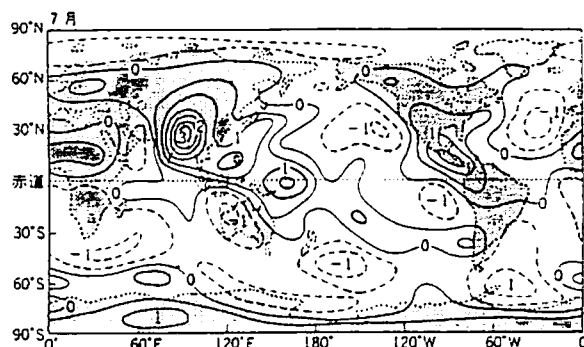


Fig.1 Diabatic heating rate of the atmosphere for July, 1979 (Johnson et al., 1987).

1996年5月7日受領

Received 7 May 1996

*筑波大学地球科学系

*Institute of Geoscience, University of Tsukuba

そして大陸域周辺での凝結、降水による大気加熱が実際には非常に大きな働きをしており、この水循環の過程なしには海陸間の大きな加熱差は維持されないことが、過去十数年のグローバルな観測データの蓄積により明らかにされている。したがってモンスーン循環は、海陸の加熱差でいったん形成された循環がこの水循環過程により、さらに維持・強化されるという正のフィードバック機構を伴っていることになる。

2. モンスーン/熱帯大気・海洋結合系 (MAOS) の提唱

アジアモンスーンに伴う大気循環系としては、南アジアから南インド洋付近にかけての南北循環とともに、アジアモンスーン域で上昇し赤道東部太平洋上で下降する熱帯沿いの東西循環も、その大きな部分を占めている (Lau and Li⁽³⁾) (図2)。この熱帯東西循環は、上に述べた水循環による正のフィードバック機構によりモンスーン域の対流活動を強め、東太平洋での下降気流を強める。季節的には、対流活動の中心が赤道西部太平洋域に移る冬のアジア (夏のオーストラリア) モンスーン時にこの循環はより強くなる。

さらに重要なことは、この東西循環の大気下層部を占める赤道沿いの大気の東風 (貿易風) は、エクマン効果 (風の応力と地球回転に起因する海洋表層

の収束・発散) による赤道湧昇流を海の表層に引き起こすことにより、中・東部太平洋の表層水温を低くし、その上の大気を冷やして気圧を高め、東西の気圧勾配をさらに強め、その結果、東風をさらに強めるというもうひとつの正のフィードバック効果を持っていることである。一方、モンスーンの対流活動域に向かって西よりの強い風が吹いている東部インド洋や西部太平洋では、逆のエクマン効果により表層に暖かい海水がたまり、海面水温も高くなって、対流活動がさらに強化される。即ち、モンスーン地域の対流活動に励起された赤道沿いの大気の東西循環は、近接する太平洋とインド洋の海洋表層と相互作用することにより、図1に示されるような大気加熱 (冷却) 域の東西非対称な分布をさらに強め、結果として、アジアモンスーン域を熱帯における卓越した対流活動域として作り出していることになる。

図2に示されたような熱帯の中でも卓越して巨大な循環システムを形成するアジアモンスーンは、特徴的な海陸と山岳の分布に励起された熱的循環という理解だけでは不十分であり、それに熱帯太平洋・インド洋の大気・海洋相互作用が結合した動的平衡系としてとらえることによりはじめて理解できるのである。以下、このアジアモンスーンと熱帯の大気・海洋結合系をひとつのシステムとして、仮に MAOS (Monsoon & Atmosphere/Ocean System) と名付けた (Yasunari and Seki⁽⁴⁾, 安成⁽⁵⁾)。

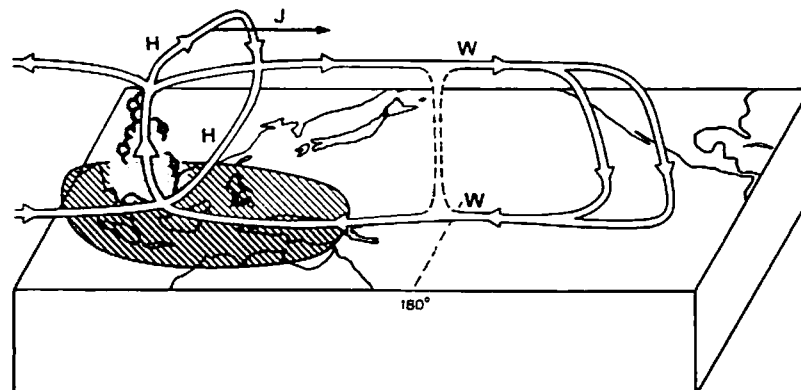


Fig.2 Schematic illustration of normal interaction between the Hadley(H) and Walker(W) circulations in the Pacific basin in the northern hemisphere winter. The dashed lines just east of the dateline show where the Walker cell breaks down, and where ascent occurs during an ENSO event (Lau and Li, 1984).

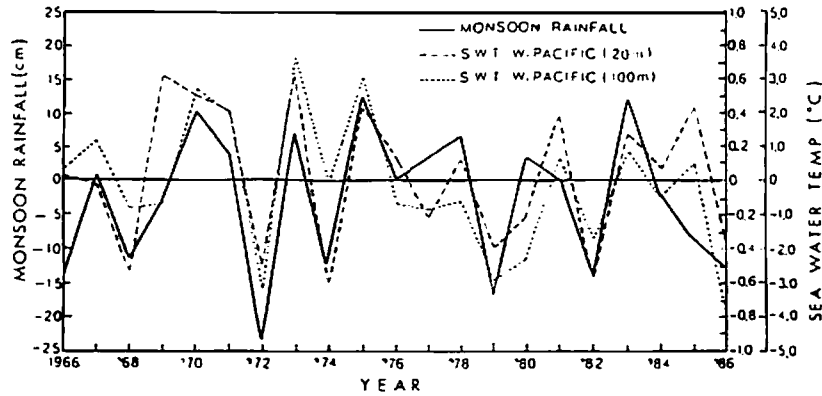


Fig.3 Time series of Indian monsoon rainfall anomaly (thick solid line) and sea water temperature anomaly at 20m (thick dashed line) and 100m (thin dashed line) depth averaged for 137E line (2-10N) in the succeeding January (Yasunari, 1990).

3. MAOSの準2年振動

このMAOSは年々の振動としても非常に特徴的な構造と特性を持っている。図3はアジアモンスーンの強さのインデックスとしてのインドモンスーン降水量と翌年1月の西部熱帯太平洋の暖水域での混合層水温の時系列 (Yasunari⁽⁶⁾) である。双方の時系列のあいだには非常に高い正の相関があり、アジアの夏のモンスーンが活発な後の冬の水温は高く、不活発なモンスーンの後の水温度は低いことがわかる。この図に現れたもうひとつの特徴は、これらの変動が顕著な2~3年周期を示していることである。広域での海水温、風、雲量などの時空間変動の解析をあわせた結果、この両者に見られるタイムラグを持った非常に高い相関は、このシステムの年々変動が特徴的な季節性を持つことと密接に関連していることが明らかとなった。即ち、夏のアジアモンスーンの対流活動とそれに伴う熱帯東西循環の強弱のアノマリーがまず現れる。それが季節の進行とともにさらに増幅され、引き続く冬に極大に達した後、翌年の夏のアジアモンスーンの直前に衰える。そして、翌年の夏のモンスーンは前年とは反対のアノマリーで開始される確率が高い。即ち、準2年周期(QBO)的な変動の特性をもつことになる。

このモンスーン・大気海洋結合システムの特徴的な季節サイクルを持った年々変動の特性は、図4のインドモンスーン降水量と赤道太平洋の海面水温と

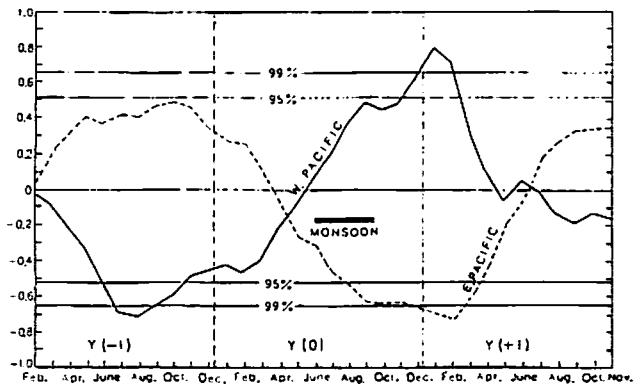


Fig.4 Lag-correlations between the Indian monsoon rainfall anomaly and the sea surface temperature anomaly in the western and the eastern Pacific. The reference monsoon season is shown with a thick black bar (Yasunari, 1990).

のラグ相関にはっきりと見ることが出来る。この図を物理的解釈を加えながら説明すると、夏のアジアモンスーンが活発ならば、東南アジアから西太平洋にかけての対流活動は秋から冬への季節進行中も活発なまま持続され、熱帯東西循環も強化されたまま持続する。赤道西部太平洋では、東西循環の強化に伴って暖かい海水がますます蓄積され、一方東部太平洋では、東風の強化に伴う湧昇流の強化によりますます水温が低くなる。即ち、エル・ニーニョとはちょうど反対の、いわゆるラ・ニーニャ (La Nina) (Philander⁽⁷⁾) の状態が次の冬を中心として発達し、次の夏に終息する。夏のアジアモンスーンが不活発だと、反対に、エル・ニーニョ (的な) 状態が発達する。

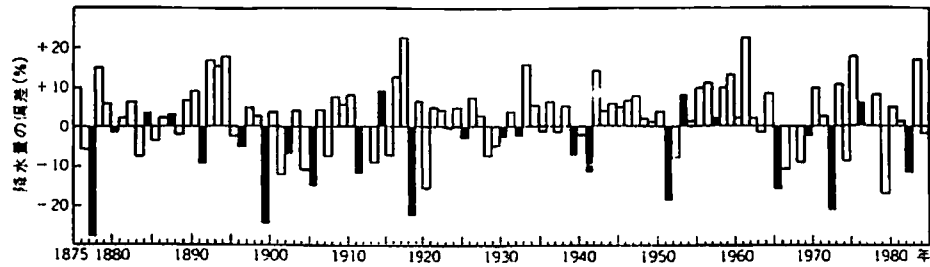


Fig.5 Interannual variations of all-India monsoon rainfall. The ENSO years are indicated with black bars (Shukla and Paolino, 1983).

一方で、エル・ニーニョは図5に示されるように、モンスーンが弱い年にいつも発現するわけではなく、選択的により少ない頻度でしか発現しない (Shukla and Paolino⁽⁸⁾)。エル・ニーニョは、このシステムの2年周期振動が時として異常に増幅した状態と理解することができる。

では、モンスーン・大気海洋結合システムは、なぜ2年周期の特性 (即ち、あるモンスーン年と次のモンスーン年は反対のアノマリーを持ち易いという特性) を有しているのか、エル・ニーニョ発現のタイミングを決めているのは何か。現在たちあげられつつある WCRP の副計画 CLIVAR (Climate Variability and Predictability) の一つの柱である GOALS (Global Ocean Atmosphere Land System) の目標は、まさにこれらの問題の解明にあるとあってよい。

4. 準2年振動の季節依存性とモンスーン年

アジアモンスーン域を含む太平洋、インド洋域を

カバーする MAOS の領域は、熱帯の約2/3の領域を占める。残りの地域でもこの結合システムの変動の影響は大きく、熱帯全域における年々の気候の偏差 (アノマリー) は、MAOS の変動特性 (図3、図4参照) でも示唆されるように、夏のアジアモンスーンから次の夏のアジアモンスーンまでの1年が単位年となって現れる傾向が強い。図6はエル・ニーニョ発現のインデックスとして知られている南方振動指数 (SOI; 東太平洋のタヒティとオーストラリア北部のダーウィンの地上気圧差で示す) の極大 (極小) に伴う熱帯域での降水量変動が顕著に現れる季節を、Ropelewski and Halpert⁽⁹⁾ のデータをもとにまとめたものである (Yasunari⁽¹⁰⁾)。地域による多少の違いはあるが、MAOS の変動に伴った降水量変動が、北半球の夏のモンスーン季頃から次のモンスーン開始前までの1年に集中して現れることがはっきりと示される。著者は、この単位年をカレンダー年にかわって熱帯における気候学的な一年とすべきことを提唱し、仮に「モンスーン年」と名付けた。MAOS の QBO 的変動の持つこの季節性は、

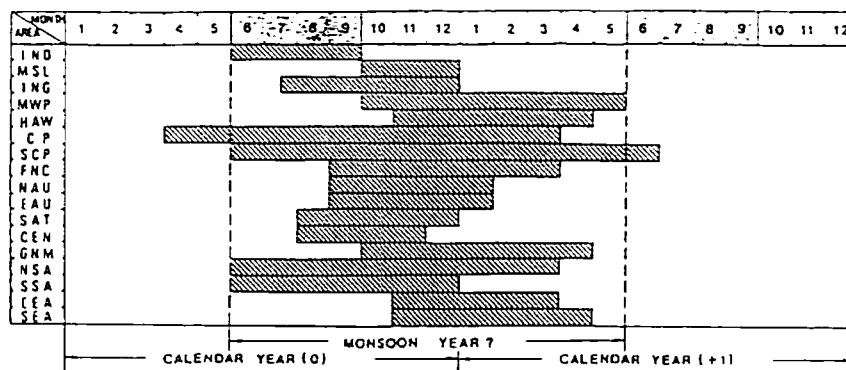


Fig.6 Seasons of precipitation anomaly related to the extreme phases of SOI for the areas in the tropics and subtropics. Dashed vertical lines indicate the approximate extent of the "monsoon year". Abbreviated area names are shown in the left column (Yasunari, 1991).

他のいくつかの研究 (Meehl⁽¹¹⁾, Ropelewski and Wang⁽¹²⁾, Tomita and Yasunari⁽¹³⁾) でも指摘されている。

5. MAOS 変動のメカニズム

この不可思議な「モンスーン年」の特性を持った MAOS の準 2 年振動を作り出しているメカニズムは何だろうか。太陽高度の季節変化は、もちろん気候の季節変化を作りだしているが、この「モンスーン年」の存在は、太陽エネルギーによって駆動される (熱帯の) 気候システムには、北半球の夏から冬への変化と冬から夏への変化が対称的には進行しない何らかの仕組みのあることを示している。

この MAOS 振動メカニズムについてはまだ解明されていないが、西部熱帯太平洋域を中心とした大気・海洋相互作用が鍵となる役割を果たしていることは、すでにいくつかの研究 (Yasunari⁽⁶⁾, Meehl⁽¹¹⁾, Meehl⁽¹⁴⁾, Webster and Yang⁽¹⁵⁾) によって指摘されている。

Meehl⁽¹⁴⁾ は、より暖かい海水→蒸発・水蒸気収束の強化→対流活動の強化→強い風による熱の損失と海洋混合層の冷却→より冷たい海水の形成、という変化 (図 7) が季節的な対流活動域に対応して起

り、他の季節・海域では、この過程で作られられた海水温偏差がそのまま翌年まで保存されることにより、2 年周期のサイクルが作られるという作業仮説を出している。確かに海洋大陸から赤道中部太平洋にかけての季節的な対流活動と海水温偏差の変化 (図 8) は、このような過程の存在を示唆しているようにも見えるが、それにしてもなぜ北半球夏季に西太平洋域で作られられた水温偏差が、季節進行に伴って一方的に南半球夏の対流活動域へと伝播されていくのか、今後に残された課題である。

一方で、夏のアジアモンスーンの変動が MAOS の変動に積極的な役割を果たしている可能性もある。図 9 は中央アジアの春 (4 月) の積雪面積偏差と翌年 1 月の西太平洋の海水温偏差が非常に高い負の相関を持っていることを示している (Morinaga and Yasunari⁽¹⁶⁾)。図 3 と併せて考えると、ユーラシア大陸上の積雪・土壌水分の偏差→春から夏の気候加熱偏差→アジアモンスーンの強弱→熱帯東西循環の偏差→西太平洋の海水温偏差、というリンクが考えられる。しかし、この物理過程の導入は、必然的に MAOS の振動を中高緯度の気候循環を含めたグローバルな気候システムの変動の一部として理解すべきであることを示している。即ち、冬の中・高緯度の偏西風波動 (プラネタリー波) の変動が陸面で

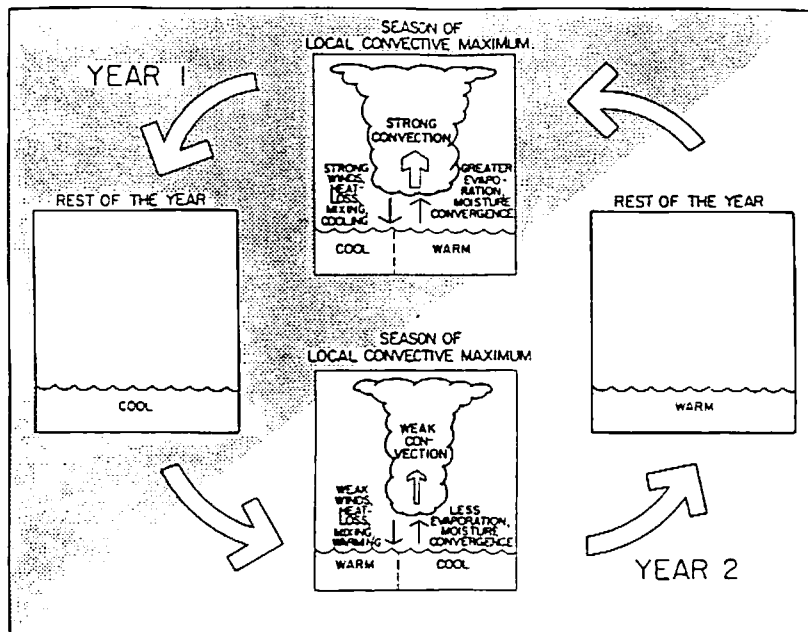


Fig.7 Schematic diagram for the mechanism of the tropospheric QBO over the tropical Pacific/Indian sector (Meehl, 1993).

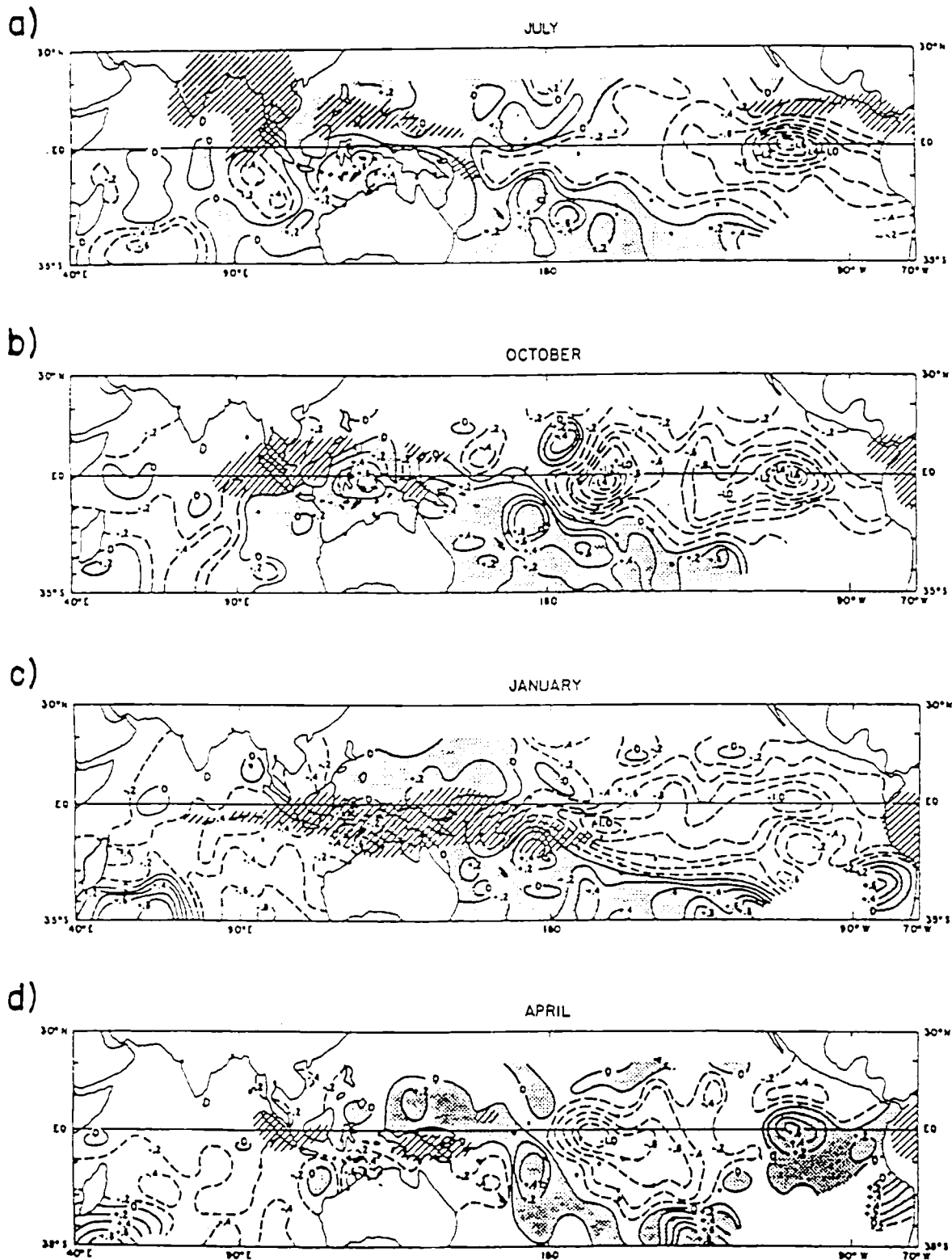


Fig.8 Composite difference in seasonal march of interannual anomalies of Sea Surface Temperature between strong Indian monsoon years and weak Indian monsoon years. Seasonal convection center detected by OLR is shown with hatched area and positive SST anomaly is shown with dashed area (Meehl, 1987).

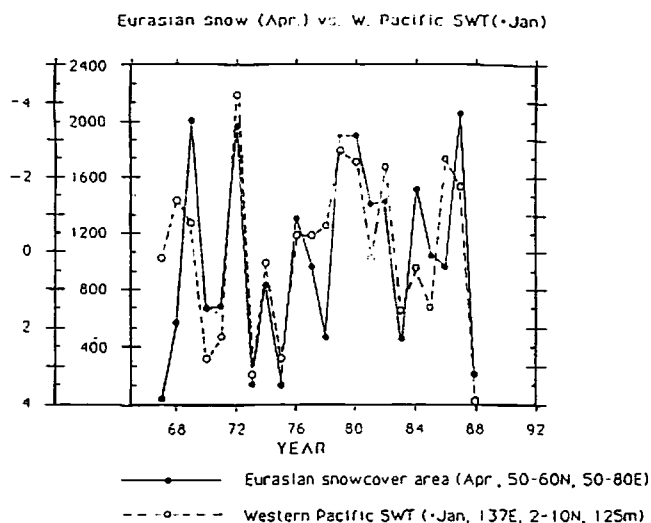


Fig.9 Time series of snow cover extent anomaly over central Asia in April and the sea water temperature anomaly at 125m depth in the western tropical Pacific in the following January for the period of 1967 to 1988 (Yasunari and Seki, 1992).

の積雪・土壌水分偏差を作りだし、その陸面状態の偏差が夏のアジアモンスーンの変動を媒介にして MAOS の偏差形成に寄与する。MAOS の偏差状態は、次の冬に例えば定常ロスビー波の伝播などを通じて、再び中・高緯度のプラネタリー波動に前の年とは逆の偏差を作り出すというサイクル (図10) である。Yasunari and Seki⁽⁴⁾は、実際の気候システム内の季節サイクルの中にそのような気候シグナルの伝播と循環がありうることを、観測データの解析から示唆している。

現実には、準2年振動とも言われるように平均すると2年の変動が卓越しているが、時期によっては顕著になったり、不明瞭になったりという、かなり非定常な変動の様相を示している。

6. 夏・冬モンスーンの相互作用

図5にあるように、MAOS の弱い状態のなかで、エル・ニーニョが発現するか否かというシステムの振幅変調も、図10に模式的に示したメカニズムにはいくつかの可能性がありうるともいえる。

上記に示したユーラシア大陸の積雪と引き続く夏のアジアのモンスーンの関係性を、Tomita and Yasunari⁽¹³⁾はアジアの冬のモンスーンと引き続く夏のモンスーンの関係という少し異なった視点から見直した。図11は、南シナ海の冬の海水温とそのあとの夏のインドモンスーン降水量の関係を示している。二つの時系列には、いずれも約2年周期が卓越しており、しかも非常に良い負の相関があることがわかる。南シナ海の海水温変動は、冬の東アジアにおける冬の北西(北東)季節風の吹き出しと密接に関係していることが知られている。吹き出しが強い(弱い)と、冷たい季節風のかき混ぜと冷却効果が強く(弱く)働き、この付近の海水温は低温(高温)傾向となるのである。いいかえれば、この図の海水温とモンスーン降水量の関係は、冬の東アジアモンスーンが強い(弱い)と引き続く夏の南アジア

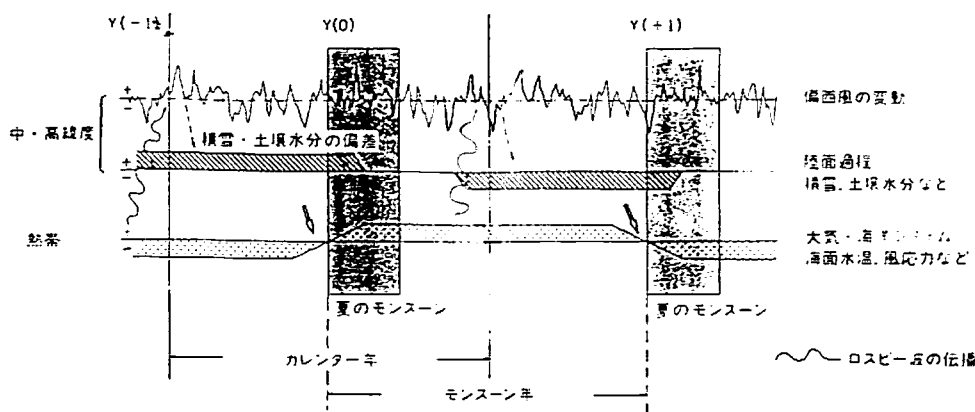


Fig.10 Schematic diagram of the interannual variation of the climate system through the interactions between the MAOS in the tropics, and the westerly flow regime in the extratropics, by means of Rossby-wave propagation and land-surface processes over the Eurasian continent in the seasonal cycle (Yasunari and Seki, 1992).

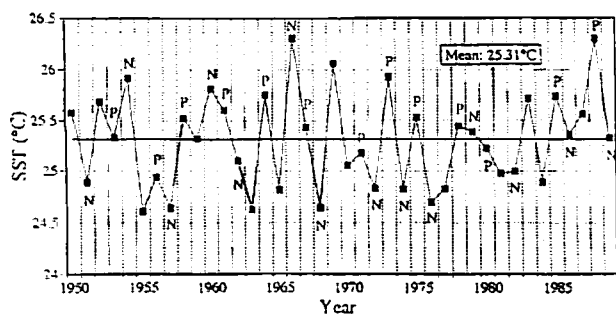


Fig.11 Time series of Sea Surface Temperature in the South China Sea (100E-120E, EQ-25N) in winter and intensity of the Indian monsoon rainfall in the following summer. P indicates stronger than normal monsoon, and N indicates weaker than normal monsoon conditions, respectively (Tomita and Yasunari, 1996).

モンスーンは弱い（強い）という関係があることを示している。実際、この海水温の正負の偏差に対応する冬の東アジアの大気循環の偏差パターンは、図12に示すように冬の日本付近の寒気の吹き出しの強さを示すWPパターンという高度偏差パターンと一致している。

問題は、この南シナ海の海水温偏差が直接春から夏にかけての対流活動の変動に関与しているのか、あるいは図10に示したような大陸における積雪変動をもたらす同じ冬（春）の大気循環変動のもう一つの指標としてのみ意味をもったものなのか、ということである。今後さらに明らかにすべき問題である。

7. MAOS とカオス

現実には、準2年振動とも言われるように平均すると2年周期の変動が卓越しているが、時期によっては顕著になったり、不明瞭になったりという、かなり非定常な変動の様相を示している。さらに、図5にあるように、MAOSの弱い状態の中で、どのような時にまたエル・ニーニョが発現するか否かというシステムの振幅変調も、このような決定論的メカニズムだけではうまく説明することはできない。この場合、考慮すべきことは中緯度の偏西風循環にみられるカオス的な変動であろう。ここでいうカオス的な変動とは、大気循環に内在する非線形効果のために生じるまったく予測不可能な変動のことである。

問題は今後の研究に委ねられるが、著者は最近、奇妙な、しかし、興味深いひとつの現象に注目している。それは、北大西洋振動（NAO）とよばれる、北大西洋上で気圧が北緯60度付近を節にシーソーのように南北に振動している現象である。この気圧振動は、今世紀初頭、熱帯太平洋の大気・海洋結合系の振動の指標である南方振動を発見したウォーカー（Walker and Bliss⁽¹⁷⁾）によって同時に発見された現象である。気圧分布と風の関係を考慮すると、NAOは北大西洋の偏西風が平均的に強い弱いを示す指標とも言える。

さて、このNAOはモンスーン・大気海洋結合系とはほとんど無関係・無相関にランダムに振動していることがウォーカー以来すでに指摘されており、いわば北半球の偏西風循環のカオスを代表するような現象とも言える。ところが、夏のモンスーンの弱かった年の中で、エル・ニーニョが発現した年と発現しなかった年の前の冬における偏西風循環のパターンを調べたところ、このNAOの極性（南北の気圧差）がほとんど例外なく反対になっているのである。即ち、エル・ニーニョ発現の前には、北がマイナス、南がプラスの偏差、即ち偏西風の強い状態になっているのである。この観測事実の意味するところは何か、ひとつの可能性は、モンスーン・大気海洋結合系から北太平洋・北米地域に伝播された気候シグナルにより風下側のユーラシア大陸に引き起こされる定常波の応答が、その媒質に当たる北大西洋での偏西風の強弱と分布により大きく変えられてしまうことである。

いずれにせよ、気候の年々変動には未解明な「ミッシング・リンク」が多く残されているが、MAOSはエネルギー的にグローバルな大気大循環の心臓部にあたるだけでなく、気候システムにおける特に熱帯と中・高緯度間の情報伝播においても重要な役割を果たしていると考えられる。

8. おわりに

以上のように、アジアの夏・冬のモンスーンは、地球の気候システムの年々変動においてそのシステ

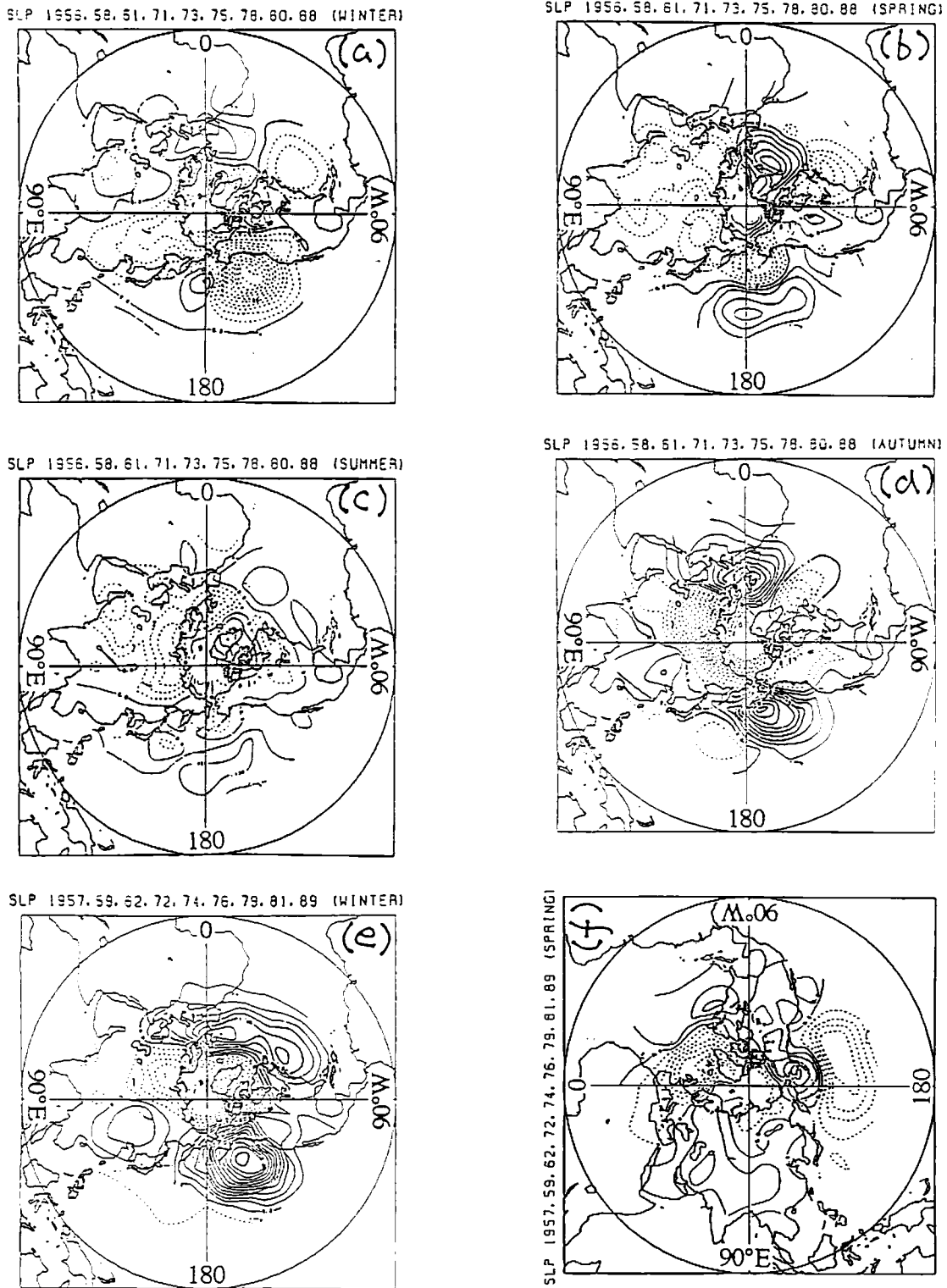


Fig.12 Composite sea level pressure anomaly for (a) preceding winter, (b) preceding spring, (c) the reference summer, (d) following autumn, (e) following winter, and (f) following spring for the strong Indian monsoon years. Contour interval is 0.2 hPa and negative values are shown with dashed lines (Tomita and Yasunari, 1996).

ムの一部として変動しているだけでなく、むしろ変動を引き起こす積極的な役割を担ったサブシステムとしてとられることができる。特に、季節から季節へと年々変動成分を伝播させる、あるいは年々変動成分を生成するという機能は、このモンスーンというサブシステムのなかに存在しているという見方が可能であることをここではいくつかの観測事実から示した。したがって、気候の年々変動の機構を解明する上で、アジアモンスーンにおける季節サイクルのプロセスを、大気・海洋・陸面相互作用、あるいは熱帯・中緯度間相互作用という視点で調べることは非常に重要である。現在日本が中心になって進めているアジアモンスーンエネルギー・水循環観測研究計画（GEWEX Asian Monsoon Experiment; GAME(安成⁽¹⁸⁾))は、まさにこのモンスーンの季節サイクルの物理過程の解明をめざしたものである。この計画を通して、ここで指摘したような季節進行における大気・陸面の相互作用の過程などがより明らかになることを期待したい。

参 考 文 献

- (1) 安成哲三 (1984): モンスーンとは何だろうか—その変動の意味するもの—。科学, 54, 487-494.
- (2) Johnson, D.R. et al. (1987): Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE. in 'Monsoon Meteorology', C.P. Chang & T.N. Krishnamurti eds., Oxford Univ. Press, p.271-297.
- (3) Lau, K.-M. and M.-T. Li (1984): The monsoon of East Asia and its global associations—A survey. Bull. Amer. Meteor. Soc., 65, 114-125.
- (4) Yasunari, T. and Y. Seki (1992): Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 177-189.
- (5) 安成哲三 (1992): モンスーン／大気・海洋系 (MAOS) の準2年振動. 気象研究ノート, No.176, 51-62.
- (6) Yasunari, T. (1990): Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean systems in the tropical Pacific. Meteor. & Atmos. Phys., 44, 29-41.
- (7) Philander, S.G. (1989): El Nino, La Nina and the Southern Oscillation. Academic Press, p.35-42.
- (8) Shukla, J. and D. Paolino (1983): The southern oscillation and long-range forecasting of summer monsoon rainfall over India. Mon. Wea. Rev., 111, 1830-1837.

- (9) Ropelewski, C.F. and M.S. Halpert (1989): Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. J. Climatol., 2, 268-284.
- (10) Yasunari, T. (1991): The monsoon year—A new concept of the climatic year in the tropics. Bull. Amer. Meteor. Soc., 72, 1131-1138.
- (11) Meehl, G.A. (1987): The annual cycle and interannual variability in the tropical Indian and Pacific Ocean regions. Mon. Wea. Rev., 115, 27-50.
- (12) Ropelewski, C.F. and X. Wang (1992): Observed tropospheric biennial variability and its relationship to southern oscillation. J. Climate, 5, 594-614.
- (13) 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, (Submitted).
- (14) Meehl, G.A. (1993): A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: role of the ocean. J. Climate, 6, 31-41.
- (15) Webster, P.J. and S. Yang (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Q. J. R. Meteor. Soc., 118, 877-926.
- (16) Morinaga, Y. and T. Yasunari (1992): Interaction between the snow cover over Eurasian continent and the northern hemisphere surface air temperature. Proc. Intl. Symp. on the Little Ice Age climate, Tokyo Japan, Ed. Mikami, T., 300-305.
- (17) Walker, G.T. and E.W. Bliss (1932): World weather V. Mem. Roy. Met. Soc., 4, 53-84.
- (18) 安成哲三 (1994): アジアモンスーンエネルギー・水循環研究観測計画. 天気, 41, 459-464.

要 旨

アジア・オーストラリアモンスーンの季節変化と経年変動は、熱帯太平洋の大気・海洋結合系と密接に連動して起こっていることが最近の多くの研究から示されており、著者はこのシステムを MAOS と名付けた。この MAOS は、準2年振動 (QBO) の周期特性を持ち、その位相は季節変化と密接に関係して起こっている。この論文では、ENSO を含む地球気候システムの年々変動における MAOS の明瞭な役割について、データ解析とモデルによる研究結果が示されるとともに、MAOS の QBO のメカニズムに、アジアの夏・冬のモンスーン変動を通じた中緯度と熱帯の相互作用が重要な役割を果たしていることを示唆する観測的事実が示された。