

インドシナ半島における降水季節内変動の研究

横井 覚*・里村雄彦*・松本 淳**

* 京都大学大学院理学研究科

** 東京大学大学院理学系研究科・海洋研究開発機構

要 旨

インドシナ半島各国の気象機関が観測した 170 観測点の地上降水量データを用い、降水季節内変動の気候学的特性を調べた。解析期間は 1978 年から 2003 年の 26 年間である。従来から行われているように、季節内変動を 30-60 日スケール変動と 10-20 日スケール変動に分けて解析を行った。雨季中の各変動の分散を調べたところ、前者は概して半島沿岸部で、後者は内陸部で卓越することが示された。さらに、各変動の空間的同調性と位相の伝播方向、活動度の季節進行についても明らかにした。

キーワード: 季節内変動, 降水, インドシナ半島

1. はじめに

熱帯アジアモンスーン域では、雨季中の降水に時間スケール 10 日から 60 日の季節内変動が顕著に見られる。特に陸域では、降水季節内変動の理解と予測は農業政策や河川管理に対して貴重な情報となるという意味で社会的に重要性が高い。一方で、降水変動特性は複雑な地形の影響を受けて地域によって大きく異なるため、その理解は海域よりも困難であると考えられるが、それゆえに科学的にもチャレンジングな問題であろう。

熱帯アジアモンスーン域における主要な陸域は、インド亜大陸とインドシナ半島である。これまでは、長年の豊富な気象観測データが蓄積されてきているインド亜大陸の降水変動の研究が多かった (Krishnamurti and Bhalme, 1976; Hartmann and Michelsen, 1989 など)。例えば、Hartmann and Michelsen (1989, 以後 HM1989) はインド亜大陸での 70 年分の地点日降水量データを用いて降水量変動の卓越周期を調べ、23°N 以南のほとんどの地域で 40-50 日スケールの変動が統計的に有意な分散を持つことを示した。

一方でインドシナ半島の降水変動を対象とした研究はこれまでほとんどなかった。しかし、近年、アジアモンスーン エネルギー・水循環観測研究計画 (GAME) やその他のプロジェクトを通して、インドシナ半島各国の気象機関が観測した地上降水量データが収集され、半島における降水変動研究の機運が盛り上がっている。本研究

ではこのデータを用いて、半島各地における降水季節内変動の気候学的特性を明らかにし、その記述を行うことを目的とする。

季節内変動は、これまで時間スケールの観点から 30-60 日スケール変動と 10-20 日スケール変動に大別されて研究がなされてきた。これら 2 種類の変動は、時間スケール以外にもその起源や位相の伝播方向などの特性が異なる。そこで本研究でも、この 2 種類の変動それぞれについて気候学的特性を明らかにする。

2. 用いたデータ

インドシナ半島各国の気象機関が観測した地点日降水量データを用いる。解析対象期間は 1978 年から 2003 年の 26 年間で、この間少なくとも 14 年分以上の観測データが揃った観測点のみを解析に用いた。そのような観測点の位置を Fig. 1 に示す。国別の内訳は、ミャンマー連邦が 41 点、タイ王国が 89 点、ラオス人民民主共和国が 11 点、カンボジア王国が 7 点、ベトナム社会主義共和国が 22 点である。

解析の利便性のため、これらの地点日降水量データを用いて、緯度経度 0.5 度間隔の格子点データを作成した。これは、各格子点で半径 1 度の円内に含まれるような観測点のデータを単純平均して作成した。なお、地点日降水量データは空間的代表性に乏しいので、代表性を向上

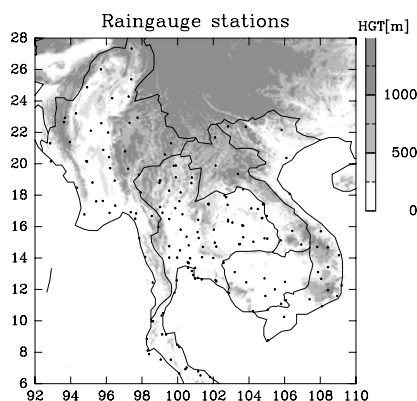


Fig. 1 Geographical distribution of the rain gauge stations used in the present study by dots, and the topography by shadings.

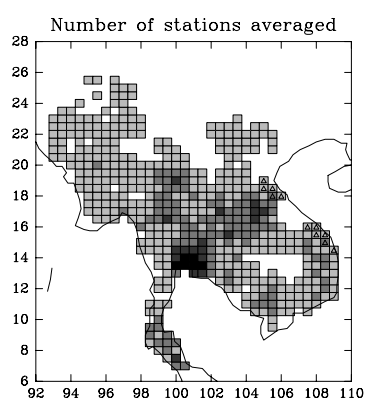


Fig. 2 Geographical distribution of the grid points used in the present study. Gray tone indicates the number of stations used for the calculation of the grid point value. The lightest, light, dark, and darkest tones indicate the number of stations from 2 to 4, from 5 to 7, from 8 to 10, and more than 10, respectively.

させるという目的で、円内に観測点が2点以上存在する格子点のみを解析に用いた。そのような格子点を Fig. 2 に示す。解析に用いることができた格子点は 481 点である。

日降水量そのものの頻度分布は正規分布からは程遠いが、日降水量の立方根をとるとその頻度分布は正規分布に近づくため、パラメトリック検定などの正規分布を仮定した統計手法の妥当性が向上する (Stidd, 1953)。そこで、本研究でも格子点化された日降水量に立方根を施した。立方根を施した後の日降水量を、以後では単に日降水量と呼ぶ。

次に、HM1989 に従った方法で、日降水量の気候学的年サイクルを各格子点で計算した。これは、26 年のカレンダー日ごとに日降水量の平均を取り、さらに 1-2-1 の重みをつけた移動平均を 300 回行って平滑化することで

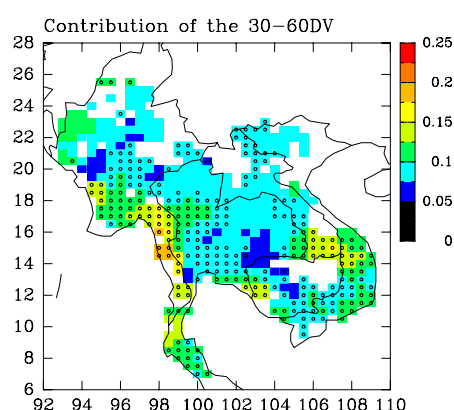


Fig. 3 Percent variance of the 30-60-day variation of precipitation anomaly in the rainy season. Circles indicate that the variance is statistically significant at the 95 percent or greater confidence level.

作成した。

そして、日降水量の、その気候学的年サイクルからの偏差 (日降水量偏差) を計算した。以下のフーリエ解析、ウェーブレット解析、相互相関解析は、全てこの日降水量偏差に対して行った。

また、アメリカ海洋大気庁の極軌道衛星が観測した外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation; OLR) データ (Liebmann and Smith, 1996) も用いた。このデータは、大規模な対流活動の指標として、熱帯アジアモンスーン域から西太平洋域にかけてのラージスケールな季節内変動とインドシナ半島での降水季節内変動の関係を調べるために用いた。データの空間解像度は緯度経度 2.5 度で、一日平均のデータを用いた。解析期間は 1979 年から 1999 年の 21 年間である。

3. 結果

3.1 30-60 日スケール変動

第 1 章でも述べたように、HM1989 によると、インド亜大陸の雨季には 23°N 以南で降水の 30-60 日スケール変動が卓越する。では、インドシナ半島ではどこで降水の 30-60 日スケール変動が卓越し、どこで分散がより大きいのだろうか。Fig. 3 に、フーリエ解析により求めた、26 年平均の雨季中の 30-60 日スケール変動の分散の、日降水量偏差の全分散に対する割合 (いわゆる割合分散) を示す。また、各格子につけられた丸印は、その格子点での 30-60 日スケール変動の分散が有意水準 95 % で統計的に有意であることを示している。有意な格子点は半島内陸部を除く広い範囲に分布しており、全格子点の約 60 % にあたる 281 点で有意である。

分散は概して沿岸部の方が内陸部よりも大きい。細かく見ると、半島の西部と東部に 2ヶ所の極大がある。西

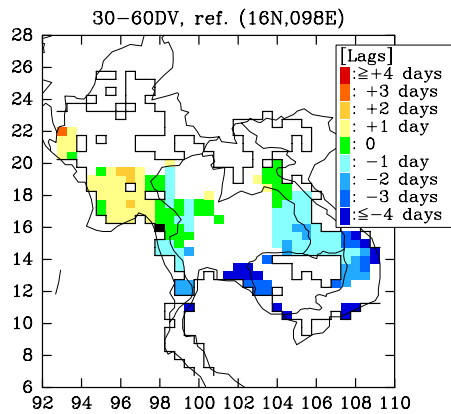


Fig. 4 Lag of maximum cross-correlation coefficient between the 30-60-day variation at (16°N, 98°E) and that at other grid points. Only the lags are indicated on the grids where the maximum coefficient is statistically significant at the 95 percent or greater confidence level.

部では、ミャンマー半島部の (16°N, 98°E) に極大があり、極大値は約 0.2 である。この極大の周囲で特徴的なことは、分散が大きい領域がミャンマー沿岸部に広がっている一方で、極大点のすぐ東側のタイ西部に行くと分散が急激に減少して 0.1 未満になる点である。Fig. 1 にも示されているように、ミャンマーとタイの国境に沿うように山脈が南北に走っている。この山脈の東西で分散の差が大きいということになる。東部では、ラオス南部の (15°N, 107°E) に極大があり、極大値は約 0.15 である。その周囲では、東西方向には 106°E から 109°E まで分散が 0.125 以上の地域が広がっており、大きな水平勾配は認められない。一方、南北方向に分散の大きい地域がどの程度広がっているかは、観測データの不足 (極大点の南北に格子点がない) のため、よくわからない。

次に、分散の極大を記録したミャンマー沿岸部とラオス南部について、この 2 地域の 30-60 日スケール変動が互いに同調しているのか、それとも独立に変動しているのかをラグ相互相関解析を用いて調べる。基準点として分散の極大を記録した (16°N, 98°E) を選び、この点での 30-60 日スケール成分 (Lanczos バンドパスフィルタを用いて抽出した) と他の点での同成分の相互相関解析を行った。ラグ-5 日から+5 日の間で相関係数が最大となるラグを Fig. 4 に示す。ただし、最大の相関係数が有意でない格子点では示されていない。相関係数が有意な地域はミャンマー沿岸部、ラオス南部、そしてその周辺域である。一方で、半島内陸部の変動とは相関が有意でない。

ラグの水平分布を見ると、ベトナム中部やミャンマー半島部では-2 日、ラオス南部と基準点の南側で-1 日、ラオス中部と基準点周辺で 0 日、そして基準点の北西で+1 日である。すなわち、30-60 日スケール変動の位相は北西

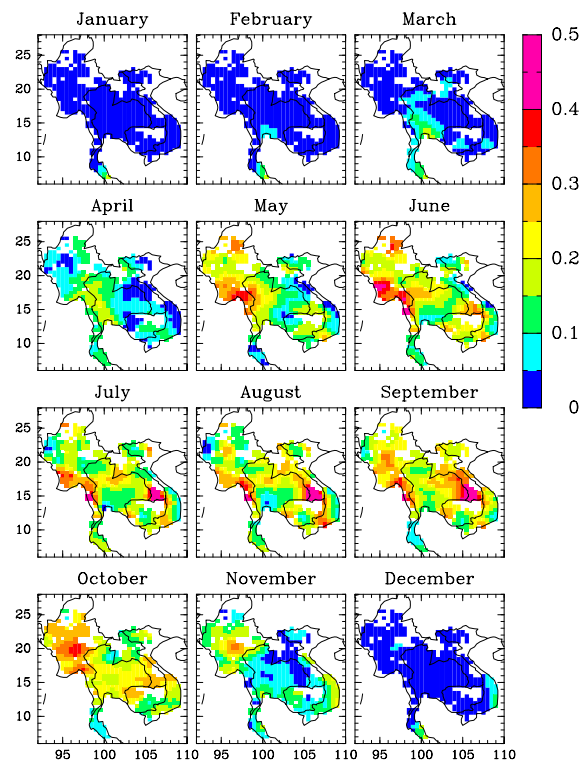


Fig. 5 Monthly Activity Ratio (MAR) of the 30-60-day variation for each month after applying a 9-point spatial smoothing.

進する。この特徴は、基準点をラオス南部に移しても同様に得られる (図省略)。位相の北進の速さは緯度にして 1 日で 1-3 度、すなわち、 $1.3-3.9 \text{ m s}^{-1}$ であると見積もることができる。この値は、アラビア海やベンガル湾といった海域での 30-60 日スケール変動の北進の速さ (例えば、Lau and Chan, 1986; Jiang et al., 2004) とほぼ一致している。

次に、30-60 日スケール変動の活動度の季節進行を調べる。そのため、各月でこの変動のウェーブレットパワーが有意水準 95 % で統計的に有意な日の割合を計算し、これを変動の月別の活動度 (Monthly Activity Ratio; MWR) と定義する。例えば、6 月は 26 年間で計 780 日あるが、そのうち 156 日でウェーブレットパワーが統計的に有意なら、その地点での 6 月の MAR は $156 \div 780 = 0.2$ となる。MAR が大きいほどその月に 30-60 日スケール変動が活発な傾向にあることを示す。

30-60 日スケール変動の MAR を Fig. 5 に示す。まず、乾季の中盤である 12 月から 2 月には、9°N 以南や 12 月のベトナム沿岸部といった一部の地域を除いて、MAR は 0.05 未満と小さく、30-60 日スケール変動が不活発であることを示す。ちなみに、インドにおいても、乾季には 30-60 日スケール変動は不活発であることを HM1989 が示している。

4 月以降には、MAR の季節進行は半島の西半分と東

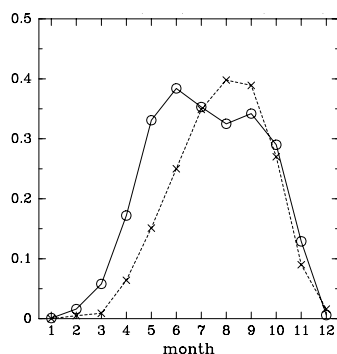


Fig. 6 Time series of the MAR of the 30-60-day variation averaged over (14°-17°N, 96°-99°E) region shown by the solid line, and that over (14°-17°N, 105°-108°E) by the broken line.

半分で大きく異なる。西半分 (101°E 以西) では、3月にタイ中部あたりで MAR が増加し始め、0.1 を超える。続く4月から6月にかけて、MAR が西半分で増加し続ける。5月と6月では、ミャンマー沿岸部において半島内での最大の MAR を記録する。その後、7月、8月には MAR はゆっくり減少するが、9月にまたミャンマー沿岸部や中部で増加する。10月になると、ミャンマー中部ではまだ MAR は増加するものの、他の地域では減少する。

一方、東半分では、4月に入ってからラオス南部や南ベトナムで MAR が増加し始め、0.1 を超える。すなわち、タイ中部より1ヶ月遅い。また、4月から6月にかけては概して東半分の MAR は西半分より小さい。しかし、東半分での MAR は9月まで増加し続けるため、8月には西半分よりも大きくなる。7月、8月における MAR の水平分布を見ると、東半分には3つの極大が見られる。ラオス南部に属する (15°N, 106°E)、カンボジア最西部の (12°N, 103°E)、そしてベトナム南部の (11°N, 107°E) である。9月には、ラオス南部の高 MAR 域はタイ北東部とラオス中部に拡大する。しかし、10月になると、東半分の MAR は急速に減少する。

Fig. 5 に関する以上の説明より、30-60 日周期変動の分散の極大を記録したミャンマー沿岸部とラオス南部では、変動の活動度が異なる季節進行を見せることがわかる。この点をより明快に表したのが Fig. 6 で、この図にはミャンマー沿岸部を代表する (14°-17°N, 96°-99°E) とラオス南部を含む (14°-17°N, 105°-108°E) で平均した MAR の時系列がそれぞれ実線と破線で描かれている。これらの時系列には、次の3つの相違点が見られる。1点目は、乾季の終わりから雨季の前半 (3月から6月) において、ミャンマー沿岸部の方がラオス南部よりも MAR が高く、その変化が約1ヶ月先行しているという点である。2点目は、ミャンマー沿岸部では6月と9月の2回、MAR の極大を迎えるが、ラオス南部では8月に1回極大がある

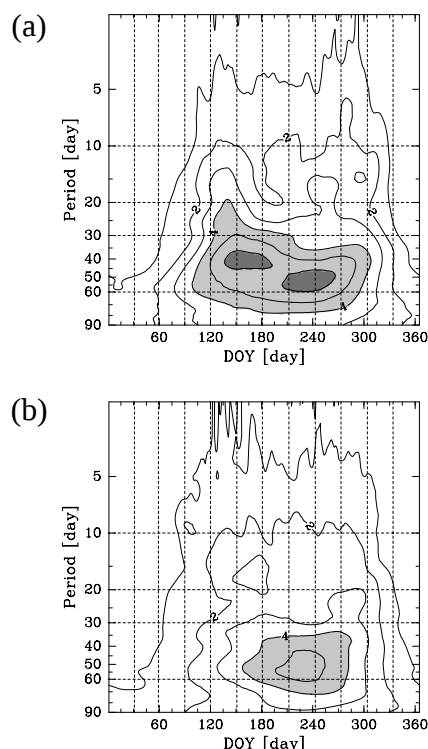


Fig. 7 Climatological annual cycle of the wavelet power spectrum of the precipitation anomaly, averaged over (a) (14°-17°N, 96°-99°E), and (b) (14°-17°N, 105°-108°E). The contour interval is 1, and the light and dark shadings indicate wavelet power of greater than 4 and 6, respectively.

のみであるという点である。そして、雨季の後半 (8月、9月) にはラオス南部の方が MAR が高いというのが3つ目の相違点である。

ミャンマー沿岸部での 30-60 日スケール変動について面白い点は、2回の MAR の極大時に卓越する時間スケールが異なるということである。Fig. 7a は、ミャンマー沿岸部 (14°-17°N, 96°-99°E) で平均した毎年のウェーブレットパワースペクトルを26年平均したもので、気候学的にどの時期にどのような時間スケールが卓越するのかを表している。30-60 日スケールに着目すると、2つのピークがあることが見て取れる。まず、6月上旬に約40日スケールにピークがある。このピークは、MAR の6月の極大 (Fig. 6) に対応する。もうひとつは、8月下旬に約50日スケールにピークがあり、これは MAR の9月の極大 (Fig. 6) に対応していると考えられる。日々のウェーブレットパワースペクトルを見ても、5月から7月上旬までは時間スケール約40日にピークを持つが、7月下旬から9月には約50日にピークが存在する。すなわち、雨季中に 30-60 日スケール変動の典型的な時間スケールが変化することを意味する。

Hartmann et al. (1992) はインドと西太平洋域での地上

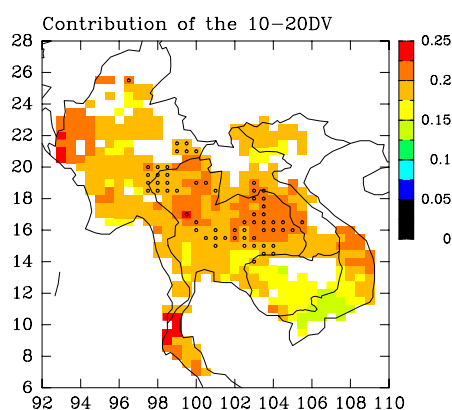


Fig. 8 The same as Fig. 3, except for the 10-20-day variation.

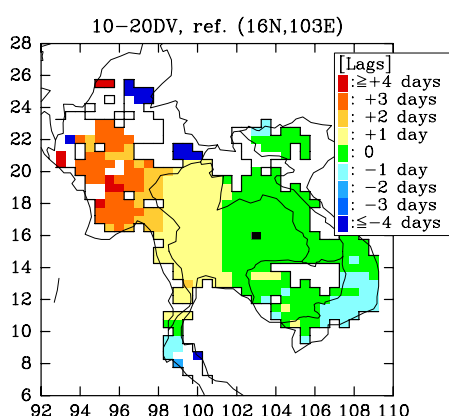


Fig. 9 The same as Fig. 4, except for the 10-20-day variation with the reference grid of (16°N, 103°E).

気圧データと高層観測データを用いて 30-60 日周期変動の卓越周期を解析し、5 月には 35 日程度の周期が卓越するが、それが 8 月には 50 日までシフトすることを示した。すなわち、雨季前半から後半へかけて典型的な時間スケールが長くなるという特徴は、ミャンマー沿岸部での局所的なものではなく、より広くインドから西太平洋上でも見られる特徴であると考えられる。

一方、ラオス南部 (14°-17°N, 105°-108°E) で平均したウェーブレットパワースペクトルの気候学的年変化 (Fig. 7b) には、雨季後半の約 50 日スケールのピークは確認できるものの、前半の約 40 日スケールのピークは認められず、時間スケールの季節進行も見られない。このように、インドシナ半島の西部と東部で典型的な時間スケールの季節進行も異なることがわかった。なお、後半のピークは、8 月下旬で極大をとり、MAR の 8 月の極大 (Fig. 6) に対応するものと考えられる。

3.2 10-20 日スケール変動

30-60 日スケール変動と同じように、まず雨季中の分散の統計的有意性と水平分布を明らかにする。Fig. 8 は、26 年平均した雨季中の 10-20 日スケール変動の割合分散である。30-60 日スケール変動とは対照的に、10-20 日スケール変動の分散が有意な格子点はタイ東北部とタイ北部といった内陸部に分布し、全格子点の 12 % にあたる 60 点のみである。分散そのものも、一般的に内陸部で大きく、沿岸部で小さい。値が 0.2 を超えるような極大は、ミャンマー西部の (22°N, 93°E)、タイ北部の (17°N, 99.5°E)、タイ東北部の (17°N, 104°E)、ベトナム中部の (15°N, 108°E)、そしてタイ半島部の (10°N, 99°E) に存在する。また、30-60 日スケール変動でミャンマーとタイの国境辺りで見られたような分散の水平勾配の大きい地域は、10-20 日スケール変動では見られない。

上で述べたように、10-20 日スケール変動の分散は全体の 12 % の格子点でしか有意ではないが、このことからこの変動があまり重要でないと結論づけるのは早計である。もし 10-20 日スケール変動の位相が半島内で同調して現れているならば、その変動はもはやノイズではなく、解析に値するものであると考えることができるからだ。そこで、相互相関解析を用いてこの可能性を検討する。

Fig. 9 は、分散が有意であったタイ東北部の (16°N, 103°E) を基準点とし、その点での 10-20 日スケール成分 (これも、Lanczos バンドパスフィルタを用いて抽出した) と他の点での同成分のラグ相互相関係数が最大となるラグを描いている。最大相関係数が有意水準 95 % で統計的に有意な格子点にのみラグが示されているので、この図は半島内の多くの格子点 (全体の 87 %) で相関係数が有意であることを表している。すなわち、10-20 日スケール変動が半島内のほとんどの地域で空間的に同調していることを意味する。

さらに、ラグを見ると、南ベトナムでは -1 日、基準点周辺では 0 日、タイの西半分 (101°E 以西) では +1 日、ミャンマー中部から北部では +2 日から +3 日である。ゆえに、10-20 日スケール変動の位相は西進することがわかる。その速さは 4.5 m s^{-1} と見積もられる。既往の研究によると、アジアモンスーン域でのラージスケールな 10-20 日スケール変動は 5.7 m s^{-1} で西進する (例えば、Yokoi and Satomura, 2005)。上で見積もられたインドシナ半島内での西進の速さは、既往の研究結果よりも若干遅いがほぼ一致する。

同様な結果は、例えば基準点をタイ北部の (19°N, 98°E) にした場合でも得ることができる (図省略)。よって、これらの結果は robust なものである。

次に、10-20 日スケール変動の活動度の季節進行について、前節で定義した MAR を用いて調べる。Fig. 10 に、月別の MAR の水平分布を示している。乾季中盤の 12 月

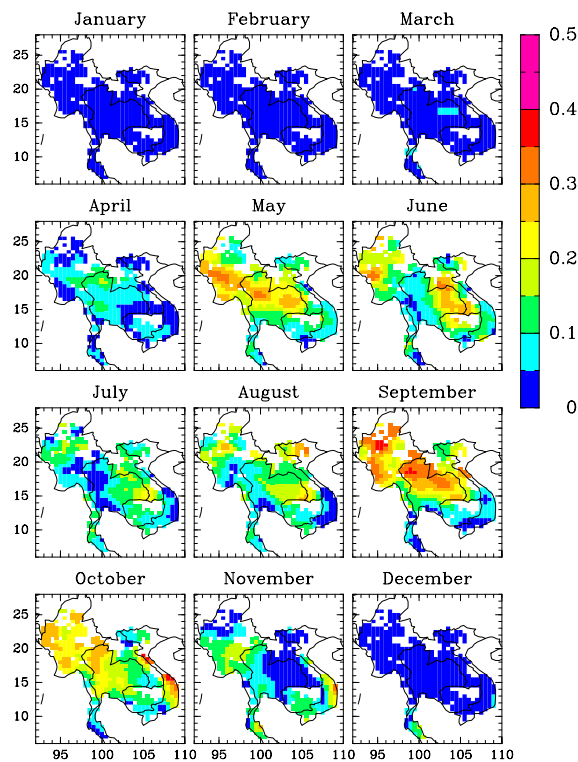


Fig. 10 The same as Fig. 5, except for the 10-20-day variation.

から3月には、ほとんどの地域でMARが0.05未満と小さく、不活発である。4月に入ると、タイ北部でMARが増加し始める。5月になると、内陸部で急激にMARが増加して、1回目の時間的な極大を迎える。5月のMARの水平分布には、ミャンマー中部の(20°N, 95°E)、タイ北部の(17°N, 100°E)、タイ東北部の(16°N, 103°E)の3ヶ所で極大が見られる。続く6月では、ミャンマー中部とタイ北部のMARは減少するが、タイ東北部のMARは維持され、高MAR域が南北に拡大する。7月にはインドシナ半島全域でMARは減少する。特にタイ西部とミャンマー中部ではMARが0.05未満となり、乾季に近い水準にまで低下する。8月になると、MARは再び増加し始め、9月には2回目の時間的な極大を迎える。9月のMARの水平分布には、ミャンマー北部の(22°N, 95°E)、タイ北部の(18.5°N, 99°E)、タイ東北部の(17°N, 103°E)の3ヶ所で極大が見られる。10月、11月には、内陸部のMARは急激に減少する。

このように、内陸部では5月と9月にMARの極大を迎えることがわかった。この2回の極大では、MARの水平分布や大きさに違いがある。前段落で見たように、5月も9月も内陸部で3ヶ所の空間的な極大があり、それらは北西-南東方向に並んでいるが、9月の方が5月よりも緯度にして数度北側に極大が出ている。また、9月には全体の20%の格子点でMARが0.3以上を記録してい

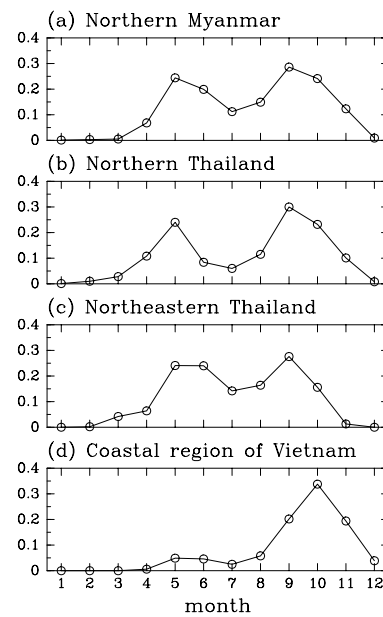


Fig. 11 Time series of the MAR of the 10-20-day variation averaged over (a) northern Myanmar (19°-23°N, 94°-99°E), (b) northern Thailand (17°-20°N, 98°-101°E), (c) northeastern Thailand (15°-18°N, 102°-105°E), and (d) coastal region of Vietnam (the grid points shown by triangles in Fig. 2).

るが、5月には全体の4%でしかそのようなMARは観測されていない。すなわち、9月の10-20日スケール変動は5月よりもさらに活発であると言える。

このような特徴を持つ内陸部でのMARの季節進行をより明快に表すため、Fig. 11a, 11b, 11cに、ミャンマー北部の(19°-23°N, 94°-97°E)、タイ北部の(17°-20°N, 98°-101°E)、タイ東北部の(15°-18°N, 102°-105°E)で平均したMARをそれぞれ示す。これら3つの時系列がそれぞれ定性的に同じような変化(5月と9月に極大、7月に極小)をしている。さらに、どの地域でも9月のMARが5月のMARよりも大きい。

雨季中における最大のMAR(9月)と最小のMAR(7月)との比を計算すると、ミャンマー北部で2.6、タイ北部で5.0、タイ東北部で1.9である。一方で、ミャンマー沿岸部での30-60日スケール変動の雨季中における最大のMAR(6月)と最小のMAR(8月)の比は1.2しかない(Fig. 6)。すなわち、概して10-20日スケール変動の活動度は、30-60日スケール変動よりも雨季中で激しく変動すると言える。また、この比から、タイ北部では内陸部のうちでも10-20日スケール変動の活動度が雨季中に最も大きく変化することもわかる。

さて、インドシナ半島の中で、ベトナムの沿岸部だけは他と著しく異なったMARの季節進行をする。Fig. 11dに、ベトナムの沿岸部の格子点(Fig. 2で三角印にて示された点)で平均したMARの時系列を示す。この地域での

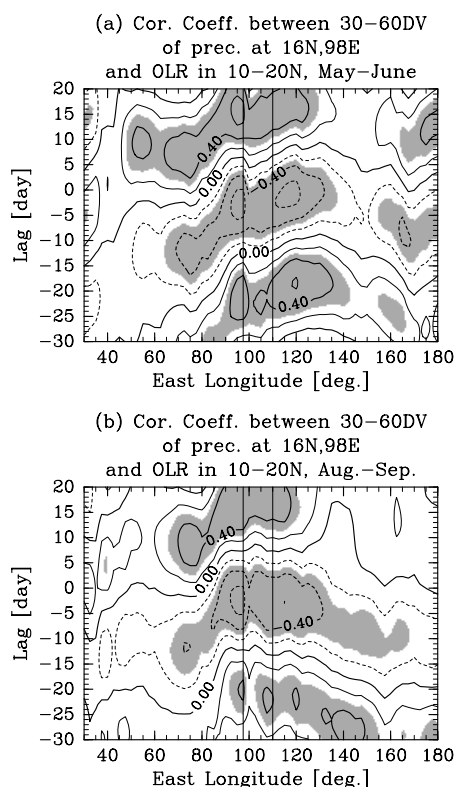


Fig. 12 Longitude-lag cross-section of the cross-correlation coefficients between the 30-60-day variation of the precipitation anomaly at (16°N, 98°E), and that of the OLR anomaly averaged over a 10°-20°N latitudinal band. The cross-correlation analysis is performed for periods of (a) May-June, and (b) August-September. The shadings indicate that the correlation coefficient is statistically significant at 95 percent or greater confidence level.

MAR は 12 月から 8 月まで総じて 0.05 未満であるが、9 月になると増加し、10 月には極大を迎え、11 月になるとまた減少する。また、10 月と 11 月には、それぞれの月でインドシナ半島内での最大の MAR を記録している (Fig. 10)。

4. 議論

4.1 雨季前半と後半における 30-60 日スケール変動特性の差異について

第 3.1 節で、雨季前半 (5 月から 7 月上旬) の 30-60 日スケール変動はミャンマー沿岸部でのみ活動が活発で、後半 (7 月下旬から 9 月) にはラオス南部でも活動が活発であるという、雨季前半と後半の相違点を示した。このような違いが生じる理由について、ラージスケールな対流活動の 30-60 日スケール変動との関連性から議論する。そのため、ミャンマー沿岸部 (16°N, 98°E) での日降水量偏差の

30-60 日スケール成分とインドシナ半島を含む 10°-20°N 緯度帯平均の OLR 偏差 (これも、日降水量偏差と同じ手法で OLR データから計算した) の同成分の相互相関解析を行った。ただし、雨季前半と後半の違いを調べるため、解析期間を 5 月から 6 月 (前半) と 8 月から 9 月 (後半) に分けてそれぞれ解析を行った。

相互相関係数の経度ラグ断面を Fig. 12 に示す。インドシナ半島よりも西方 (97.5°E 以西) では、雨季前半 (Fig. 12a) でも後半 (Fig. 12b) でも、OLR 偏差は東進しており、期間による差は小さい。ミャンマー沿岸部を含むインドシナ半島西部における対流活動の 30-60 日スケール変動は、雨季の前半も後半も変わらず西方海域 (ベンガル湾) から東進して到達するということになる。また、この伝播特性は、先行研究で解明された 30-60 日周期変動の特性 (例えば Lau and Chan, 1986; Kemball-Cook and Wang, 2001) と一致する。

一方、半島の東方 (110°E 以東) では、前半と後半で 30-60 日スケール変動の位相の伝播方向が異なる。前半 (Fig. 12a) では、OLR 偏差はベンガル湾上 (97.5°E 以西) からインドシナ半島 (97.5°-110°E)、南シナ海上 (110°-120°E) を通って西太平洋上 (130°E) まで東進を続ける。一方、後半 (Fig. 12b) では、中部太平洋上 (160°E) から西進してくるシグナルが、ベンガル湾からの東進成分よりも先にインドシナ半島東部に達する。従って、ラオス南部を含むインドシナ半島の東部に到達する対流活動の 30-60 日スケール変動は、雨季前半には陸域 (インドシナ半島) を東進してくるのに対し、後半は東方海域 (南シナ海) から西進してくる。このような、雨季前半と後半の違いが、ラオス南部では雨季後半でのみ 30-60 日スケール変動が活発である原因ではないかと考えられる。

4.2 季節内変動特性と降水量の季節進行の関係

モンスーン雨季の開始は季節内変動の対流活発偏差によりもたらされると考えられている。インド亜大陸では、30-60 日スケール変動によりもたらされることを複数の研究が指摘している (Cadet, 1986; Lau and Chan, 1986; Nakazawa, 1992 など)。一方、インドシナ半島に関しては、Zhang et al. (2002) は、タイ王国の各地で観測された日降水量データを (沿岸部も内陸部もまとめて) 領域平均した時系列を用いて、タイでの雨季の開始日を決める季節内変動の解析を行った。しかし、本研究で明らかになったように、インドシナ半島各地で季節内変動の特徴が異なる以上、より詳細な議論が必要だろう。Matsumoto (1997) によると、半島内陸部での気候学的な雨季の開始日は 5 月上旬である。一方、この地域での 10-20 日スケール変動の活動度は 5 月に 1 回目の極大を迎える (Figs. 10, 11)。従って、10-20 日周期変動がこの地域での毎年の雨季の開始日を決めていることが示唆される。一方、ミャンマー沿

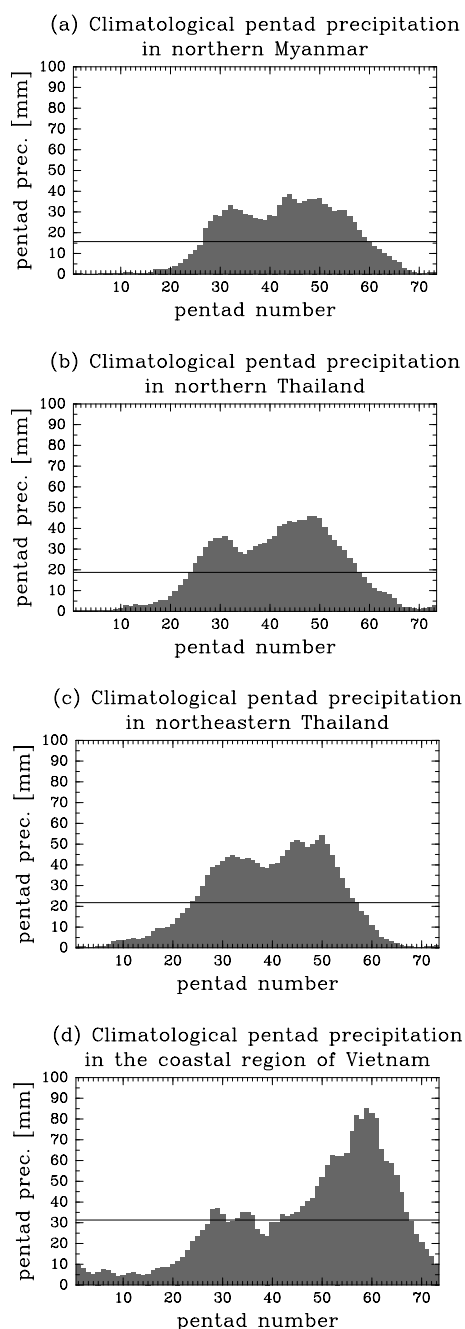


Fig. 13 The 26-year-mean pentad precipitation averaged over the same regions as in Fig. 11.

岸部では、Matsumoto (1997) によると気候学的な雨季の開始日は5月中旬であり、その時期には30-60日スケール変動が卓越する (Figs. 5, 6)。従って、この地域では30-60日スケール変動が毎年の雨季の開始日を決めていることが考えられる。すなわち、インドシナ半島内でも地域によって雨季の開始をもたらす季節内変動の種類が異なることが想像される。

モンスーン雨季の開始との関係に加えて、半島内陸部では10-20日スケール変動のMARと降水量の季節進行の間に関係がありそうである。Fig. 13a, 13b, 13cはそれぞれミャンマー北部、タイ北部、タイ東北部で平均した26年平均の半旬降水量 (5日積算降水量) で、Fig. 11a, 11b, 11cに対応している。これらの図が示すように、半旬降水量は5月から6月と8月から9月に極大がある。その間の7月には、Matsumoto (1997) や Takahashi and Yasunari (2006) も指摘した、いわゆる「climatological monsoon break」期と呼ばれるその前後の期間よりも降水量の少ない時期が存在する。この半旬降水量の季節進行と、5月と9月に極大、7月に極小という10-20日スケール変動のMARの季節進行がとても良い相関関係にあることがわかる。また、10-20日スケール変動の活動度の季節進行が降水量そのものの季節進行に影響を及ぼしている可能性も示唆される。

また、ベトナム沿岸部では12月から8月までは常にMARが0.05未満で、9月に増加して10月には極大を迎え、11月には減少するという、内陸部と異なった10-20日スケール変動のMARの季節進行が見られることを示した (Fig. 11d)。この地域での26年平均半旬降水量をFig. 13dに示す。この地域では、7月下旬から11月下旬にかけて半旬降水量が年平均値を超え、さらに9月から11月上旬にかけては年平均値の2倍をも超える。従って、半島内陸部と同様に、ベトナム沿岸部でも降水量の季節進行と10-20日スケール変動のMARの季節進行に良い相関関係がありそうだ。

以上のように、日降水量偏差の季節内変動の活動度は、降水量そのものの季節進行に深く関わっていることが示唆された。

5. まとめ

インドシナ半島各地の計170地点で観測された日降水量データを用いて、2種類の季節内変動 (30-60日スケール変動, 10-20日スケール変動) の気候学的特徴を調べた。フーリエ解析により雨季中の季節内変動の分散の詳細な水平分布を、相互相関解析により半島内での季節内変動の空間的同調性とその位相の伝播特性を、ウェーブレット解析を用いて定義したMonthly Activity Ratio (MAR) により季節内変動の活動度の季節進行を、それぞれ明らか

にすることができた。

30-60 日スケール変動の雨季中の分散は、半島内陸部を除く多くの地域で統計的に有意で、分散そのものも概して沿岸部の方が内陸部より大きい。特に分散が大きい地域は、半島西部のミャンマー沿岸部と半島東部のラオス南部である。ラグ相互相関解析により、これら 2 地域での 30-60 日スケール変動は統計的に有意な相関を持つことがわかった。また、変動の位相は北西進し、特に北進の速さは海上での変動を対象とした先行研究 (Lau and Chan, 1986; Jiang et al., 2004) が見積もった速さとほぼ一致した。

また、30-60 日スケール変動の活動度の季節進行は半島の西半分と東半分で異なることを明らかにした。西半分のミャンマー沿岸部では、3 月頃から活発になり始め、6 月と 9 月に活動度 (MAR) の極大を迎える。一方、東半分のラオス南部では、4 月頃から活発になり始め、8 月にのみ活動度の極大を迎える。概して、雨季前半は西半分、後半は東半分で活動がより活発である。ミャンマー沿岸部でのウェーブレットパワースペクトルの解析により、雨季前半 (5 月から 7 月上旬) での典型的な時間スケールは約 40 日、後半 (7 月下旬から 9 月) では約 50 日であることがわかった。一方、ラオス南部では、後半の約 50 日スケールに対応したスペクトルピークは存在するものの、前半の約 40 日スケールに対応したピークが見られなかった。

10-20 日スケール変動の雨季中の分散が統計的に有意な地域はタイ北部やタイ東北部といった半島内陸部の一部のみである。分散そのものは概して沿岸部よりも内陸部の方が大きいものの、その空間コントラストは 30-60 日スケール変動に比べて小さい。また、相互相関解析によると、半島のほとんどの地域で 10-20 日スケール変動は統計的に有意な相関を示し、その位相はきれいな西進を見せた。その速さは、先行研究で見積もられた西太平洋から南アジアでの 10-20 日スケール変動の西進の速さ (Yokoi and Satomura, 2005) とほぼ一致した。

10-20 日スケール変動の活動度は、雨季中で大きく変化する。内陸部では、変化の仕方に地域間の差が少なく、どの地点でも 5 月と 9 月に活動度の極大を持ち、7 月に極小を持つという季節進行を示した。特に 7 月には、タイ西部からミャンマー中部の地域では乾季中とほとんど変わらないほど不活発であった。また、ベトナム沿岸部では 9 月から 11 月にのみ 10-20 日スケール変動が活発であるという、内陸部とはかなり異なる季節進行を示した。

2 種類の降水季節内変動の活動度の季節進行と、降水量そのものの季節進行との関係についても議論を行った。地域によって雨季の開始をもたらす季節内変動の種類 (時間スケール) が異なる可能性を指摘した。また、半島内陸

部で雨季中の 10-20 日スケール変動の活動度と降水量そのものがよく似た季節進行を持つことも指摘した。

謝 辞

本研究で使用した地上降水量データは、ミャンマー連邦、タイ王国、ラオス人民民主共和国、カンボジア王国、ベトナム社会主義共和国の各気象機関が長年にわたり現業観測し、蓄積してきたものである。データの収集と蓄積に関わった全ての機関、関係者に感謝したい。

参考文献

- Cadet, D. L. (1986): Fluctuations of precipitable water over the Indian Ocean during the 1979 summer monsoon. *Tellus*, Vol. 38A, pp. 170-177.
- Hartmann, D. L. and Michelsen, M. L. (1989): Intraseasonal periodicities in Indian rainfall. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 46, pp. 2838-2862.
- Hartmann, D. L., Michelsen, M. L. and Klein, S. A. (1992): Seasonal variations of tropical intraseasonal oscillations: A 20-25-day oscillation in the Western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 49, pp. 1277-1289.
- Jiang, X., Li, T. and Wang, B. (2004): Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, Vol. 17, pp. 1022-1039.
- Kemball-Cook, S. and Wang, B. (2001): Equatorial waves and air-sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, Vol. 14, pp. 2923-2942.
- Krishnamurti, T. N. and Bhalme, H. N. (1976): Oscillation of a monsoon system. Part I. Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, pp. 1937-1954.
- Lau, K.-M. and Chan, P. H. (1986): Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, pp. 1354-1367.
- Liebmann, B. and Smith, C. A. (1996): Description of a complete (interpolated) OLR dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 77, pp. 1275-1277.
- Matsumoto, J. (1997): Seasonal transition of summer rainy season over Indochina and adjacent monsoon region. *Adv. Atmos. Sci.*, Vol. 14, pp. 231-245.
- Nakazawa, T. (1992): Seasonal phase lock of intraseasonal variation during the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 70, pp. 597-611.
- Stidd, C. K. (1953): Cube-root-normal precipitation distribu-

- tions. *Trans. Amer. Geoph. Union*, Vol. 34, pp. 31-35.
- Takahashi, H. G. and Yasunari, T. (2006): A climatological monsoon break in rainfall over Indochina – A singularity in the seasonal march of the Asian summer monsoon –. *J. Climate*, Vol. 19, pp. 1545-1556.
- Yokoi, S. and Satomura, T. (2005): An observational study of intraseasonal variations over Southeast Asia during the 1998 rainy season. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 133, pp. 2091-2104.
- Zhang, Y., Li, T., Wang, B. and Wu, G. (2002): Onset of the summer monsoon over the Indochina peninsula: Climatology and interannual variations. *J. Climate*, Vol. 15, pp. 3206-3221.

Study on Intraseasonal Variations of Precipitation over the Indochina Peninsula

Satoru YOKOI*, Takehiko SATOMURA*, and Jun MATSUMOTO**

* Graduate School of Science, Kyoto University

** Graduate School of Science, The University of Tokyo/Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Synopsis

Using daily precipitation data observed at 170 stations in the Indochina Peninsula for years 1978-2003, the present study reveals climatological characteristics of intraseasonal variations (ISVs) of precipitation. Variance of 30-60-day variation, which is one subcategory of the ISVs, is generally larger in the coastal regions of the Indochina Peninsula than in the inland regions, while that of 10-20-day variation, which is another subcategory of the ISVs, is larger in the inland regions. Horizontal coherence, phase propagation, and seasonal march of the activity of these two subcategories of the ISVs are also revealed.

Keywords: intraseasonal variation, precipitation, Indochina Peninsula