

アジア熱帯域における対流活動と降雨の日変化

大澤輝夫・植田洋匡・林 泰一

要 旨

高い時間空間分解能を持つ気象衛星データと4ヶ国の降水量データを用いて、アジア熱帯域での対流活動と降雨の日変化について包括的な解析を行った。その結果、アジア熱帯域の中でも特に降水量の多い地域において、深夜から早朝に極大となる日変化が卓越し、同地域の水・エネルギー循環に大きな影響を及ぼしていることが明らかになった。

キーワード：熱帯、対流活動、降雨、日変化、水・エネルギー循環

1. 研究背景

一般に、熱帯域の対流活動や降雨は大きな日変化を示すことが知られており、これらの日変化は水・エネルギー輸送の基本要因として大きな役割を果たしている。従って対流活動や降雨の日変化を正確に把握・理解することは、地域的、全球的な水・エネルギー循環を考える上で非常に重要である。

しかしながら、アジア熱帯域では高い時間分解能を持つ降水量観測資料が不足しているために、降雨の日変化に関する研究は特定の地域に偏在しており、広範囲の日変化特性を調べた包括的な研究はほとんど行われて来ていない。限定的なデータを用いた局地的な研究としては、例えば、マレーシア (Ramage, 1964; Nieuwolt, 1968; Oki and Musiake, 1994)、インドの一部 (Prasad, 1970; Prasad, 1974; Bhattacharya and Bhattacharyya, 1980; Harlar *et al.*, 1991)、タイ (Harada *et al.*, 1998) 等がある。地域論に留まらない、アジア熱帯域での降雨の日変化に関するより一般的な特性を理解するためには、いくつかの国を含む広い領域から十分な時間分解能（最低でも一日4回観測）を持つデータを入手し、同じ手法を用いて同時に解析し比較する必要がある。

広範囲に渡って十分な時間分解能で得られる静止気象衛星 (GMS) データは、降水量データの完全な補間にはならないものの、降雨現象と直接結びついた対流活動の日変化を把握する上では有用な情報源である。この GMS データを用いて、アジア熱帯域での対流活動の日変化を論じた研究は比較的多

い (*e.g.*, Murakami, 1983; Nitta and Sekine, 1994; Chen and Takahashi, 1995)。彼らはそれぞれ、時間分解能 3 時間、空間分解能 $1^\circ \times 1^\circ$ の格子データを用いて、南アジアから西部太平洋までの対流活動の日変化パターンの分布を示している。これらの解析結果はいずれも対流活動の日変化が地形に強く依存していることを示しており、(海陸コントラストも含めた) 地形に起因する局地循環が対流活動の日変化に大きく影響している可能性を示唆している。しかしながら、局地循環に対応する対流活動の解析には、3 時間間隔で $1^\circ \times 1^\circ$ の分解能は不十分であると考えられ、より高分解能のデータを用いた解析が必要になる。最近、Harada *et al.* (1998) は 1 時間間隔で $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ のデータを用いてインドネシア半島付近の対流活動の日変化を調べ、海岸域では 16-18 時頃、その他の内陸域では 16-21 時頃の日没頃に対流活動が極大になることを示している。ただしこの解析は 1 年分の解析であり、彼らは今後の課題として、他の年のデータによる検証と、Nitta and Sekine (1994) と同じ Convective Index を用いた対流活動の指標が地上降水量とどのように関係しているかを調べることが必要である、と述べている。

上に述べたような従来の研究での問題点を踏まえ、本研究では以下のような改善を行っている。

1. 気象衛星データと地上降水量データを同時に解析し、地上降水量と最も相関が良くなるように対流活動の指標を定義した。
2. 1 時間間隔、 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子の気象衛星データを 4 年分用い、対流活動の日変化と地形との関

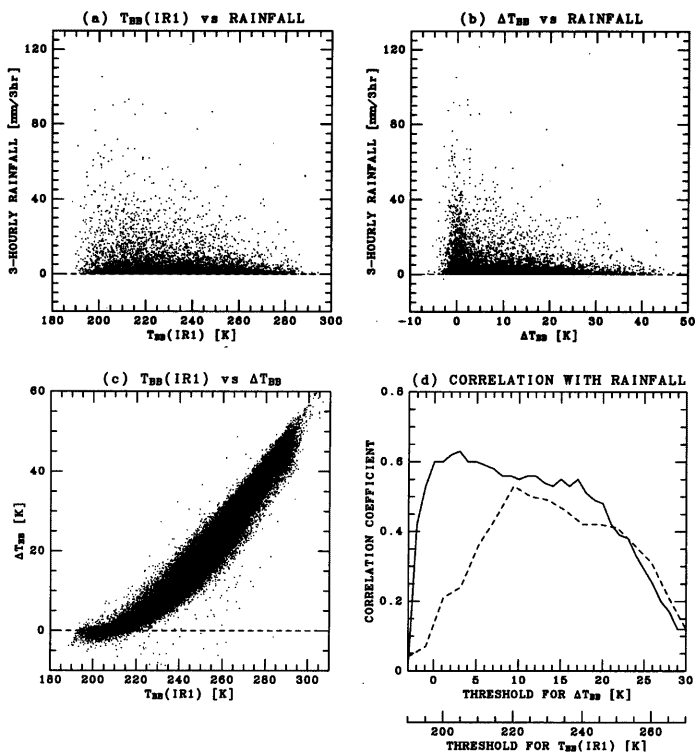


Fig. 1 (a) 1996-97 年 6-8 月のタイ国内 36 地点での 3 時間降水量と $T_{BB}(IR1)$ の関係。(b) $\Delta T_{BB}(=T_{BB}(IR1)-T_{BB}(WV))$ と 3 時間降水量の関係。(c) $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} との関係。(d) 様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ (破線) 及び ΔT_{BB} (実線) の出現頻度と地上降水量との相関。1996-97 年 6-8 月の 184 日の期間において、各観測点での平均日降水量とその観測点を含む $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子上での、様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ 、 ΔT_{BB} の出現頻度とを比較した。

係を詳細に調べた。

3. 日変化の一般的な特性を抽出するために、パングラデシュ、タイ、ベトナム、マレーシアの 4 国の降水量データを同じ手法で解析した。

この研究の目的は、アジア熱帯域の対流活動と降雨の日変化に関する気候学的な特性を包括的に記述することである。特に、それらの日変化が極値をとる時刻は、日変化を支配する物理的メカニズムを考察する上で重要な意味を持つと考えられるので、ここでは日変化の極大、極小の時刻に着目して解析を行った。また本研究では、アジア熱帯域において特に降雨の集中する 6、7、8 月の 3 ヶ月間の対流活動及び降雨の日変化に焦点を絞り解析を行っている。

2. データと解析手法

2.1 気象衛星データ

対流活動の解析には、GMS-5 の 1 時間間隔の赤外 1 ($11\mu\text{m}$) 及び水蒸気 ($6.7\mu\text{m}$) チャンネルデータ $T_{BB}(IR1)$ 、 $T_{BB}(WV)$ を用いた。解析期間は 1996-99 年の 4 年間で、解析領域は $80\text{--}120^\circ\text{E}$ 、 $0\text{--}30^\circ\text{N}$ であり、格子間隔は $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ である。

$T_{BB}(IR1)$ の値は、もしその雲が光学的に黒体に近ければ、その雲頂温度とほぼ同じであることが知られている。対流活動の日変化に関する研究は、これまですべて $T_{BB}(IR1)$ の値を用いた指標で評価されてきた。この $T_{BB}(IR1)$ 以外に、本研究では GMS5 号 (1995 年打ち上げ) 以来利用可能にな

った $T_{BB}(WV)$ データをも含めて、対流活動のより良い指標を導入することを試みた。Tokuno and Tsuchiya (1994) は、赤外 1 と水蒸気チャンネルの温度差 $T_{BB}(IR1) - T_{BB}(WV)$ ($\equiv \Delta T_{BB}$) が雲の種類判別に使える可能性を示している。彼らの手法は、水蒸気量が鉛直方向に減少するのに伴って、一般に高い雲頂を持つ雲ほど ΔT_{BB} の値が小さくなるという性質を利用している。これは、元々、中緯度地方の雲を極軌道衛星 (MOS-1) から判別するために開発されたアルゴリズムであるが、水蒸気量が鉛直上向きに減少するという本質的な大気成層は熱帯にも共通することなので、熱帯の対流活動に対してこの手法を応用できることが期待される。

こうして、地上降水量との相関が最も良くなるような対流活動の指標を決定するために、 $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} を両方用いて、地上降水量との比較を行った。地上降水量は 1996-97 年のタイの 36 地点の 3 時間降水量データを用い、各観測点を含む $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子の各 T_{BB} 値と比較した。尚、比較には両 T_{BB} 値共に、各 3 時間降水量観測時間の中で最も低い値を用いた。

Fig.1a と Fig.1b は、それぞれ降水量と $T_{BB}(IR1)$ 、 ΔT_{BB} との関係を示している。両者を比べると ΔT_{BB} の方が降水量に対して感度が良いことがわかる。これは、Fig.1c に見られるように、 $T_{BB}(IR1)$ の低い領域で ΔT_{BB} の変化が比較的小さいことに関係している。Fig.1d に $T_{BB}(IR1)$ と ΔT_{BB} の降水量に対する相関を示す。ここでの相関は、各地点の 6-8 月 2 年分の平均日降水量と、様々なしきい値以下の $T_{BB}(IR1)$ 及び ΔT_{BB} の出現頻度を 36 地点で比較して求まる相関係数を意味する。 $T_{BB}(IR1)$ に対する相関係数は、しきい値 220K で最大値 0.54 を示し、 ΔT_{BB} ではしきい値 3K で最大値 0.63 をとる。すなわち、 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が地上降水量と最も良い相関を示すことがわかる。 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ で表される雲は、230K 以下の低い雲頂温度 (高い雲頂高度) を持ち (Fig.1c)、比較的強い降雨を伴っている (Fig.1b) ことから、これらの雲は深い対流活動に伴う積乱雲や引き続いて発生する厚い層状性の雲であると考えられる。以上のことより、本研究では各格子上で $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度をそこの対流活動を評価する指標とする。尚、ある時刻の出現頻度は、その時刻の前後 30 分の間に観測された値を意味する。

2.2 降水量データ

降水量の日変化の解析にはバングラデシュ、タイ、ベトナム、マレーシアの計 101 地点の降水量データを用いた。データが得られた期間には各観測点毎に大きく異なっており、バングラデシュでは 1 年分、タイでは 6 年分、マレーシアでは 10 年分、ベトナム

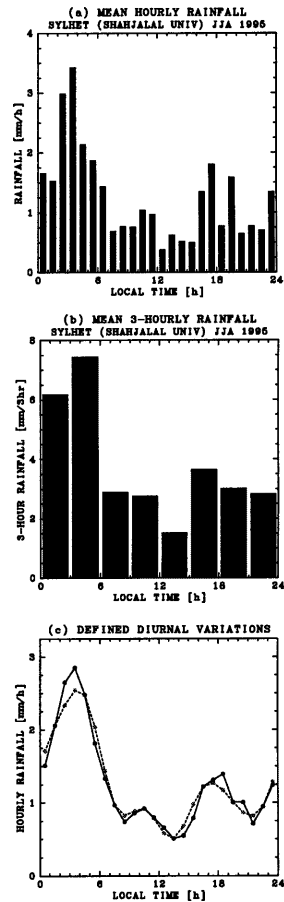


Fig. 2 (a) 1995 年 6-8 月平均のバングラデシュ・シレット (シャジャラル大学) での 1 時間降水量。(b) 同じ降水量を 3 時間降水量で表したもの。(c) (a) と (b) から定義される日変化。実線は (a) に対する 3 時間移動平均を表し、破線は (b) をスプライン内挿して得られた 1 時間降水量。

では 4-11 年分である。またデータの種類も異なっており、タイ及びバングラデシュの大半の地点は 3 時間降水量である一方で、ベトナムとマレーシア、バングラデシュの一部は 1 時間降水量である。さらに、バングラデシュとタイには時差が 1 時間あるため、世界標準時を基準として行われる 3 時間降水量

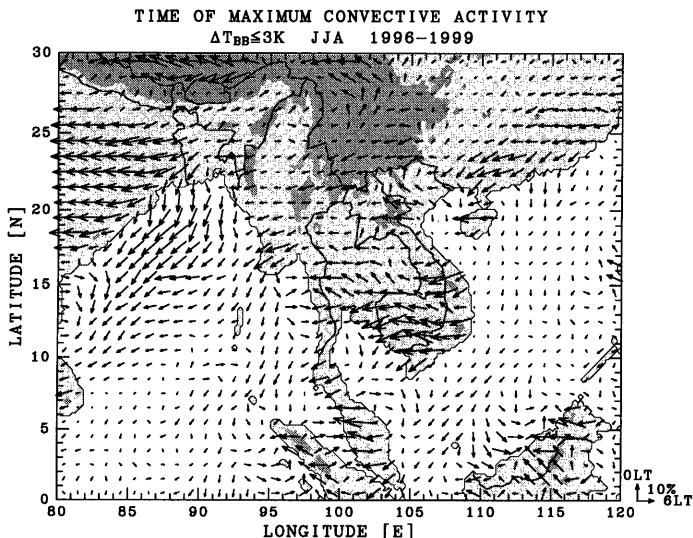


Fig. 3 1996-99 年 6-8 月の期間中、各 $1^\circ \times 1^\circ$ 格子において $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大になる時刻。ベクトルの向きは出現頻度が極大になる時刻を示し、北、東、南、西の方角はそれぞれ 00 時（地方時）、06 時、12 時、18 時を示す。ベクトルの長さは、それら極大値の日平均出現頻度からの偏差を示す。明、暗の陰影はそれぞれ標高 0m、1,000m 以上を示す。

の測定時間には地方時で 1 時間のずれがある。

このような様々な期間、種類のデータを統一的に扱う為に次のような前処理を行った。その例を Fig.2 に示す。Fig.2a と Fig.2b は同じ地点で観測される降水量をそれぞれ 1 時間毎、3 時間毎に計測した場合の各時間帯毎の降水量である。まず 1 時間降水量データに対しては 3 時間移動平均をとる (Fig.2c 中の実線)。次に 3 時間降水量データに対しては、その値を 3 で割って中央の 1 時間降水量の値とし、こうしてできた 3 時間毎の 8 データに対してスプライン補間を行い、全 24 時間のデータを得る (Fig.2c 中の破線)。この処理によって 3 時間降水量の極大の時刻は大きくは変化せず、新たな極大は、ほぼすべての地点で元々の 3 時間降水量が極大となった 3 時間の中に現れる。またこの処理によって日降水量は保存される。こうして 2 つの異なるデータから求められた Fig.2c 中の 2 つの日変化時系列は、同じ時刻に極大、極小を示し、似たような変化傾向を示している。従って、この手法を Fig.2a か Fig.2b かどちらかの形で求まる全地点の降水量データに適用し、各地点での日変化を比較できるようにした。本研究では、今後特に断りのない限り、ある時刻の降水量は前 1 時間降水量を意味するものとする。

3. 解析結果

3.1 対流活動の日変化

解析領域全体での対流活動の日変化を Fig.3 に示す。ここでは解析領域全体の日変化パターンの空間分布を表示するために、 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 格子 25 個のデータを平均して得られた $1^\circ \times 1^\circ$ 格子の $\Delta T_{BB} \leq 3K$ 出現頻度の極大を示した。極大時刻をベクトルの向きで表し、その時刻の出現頻度の日平均出現頻度からの偏差をベクトルの長さで表している。10% 以上の偏差を示す大きな日変化は主に陸上で卓越し、インド亜大陸北東部、チベット高原、華南、インドシナ半島南部、マレーシアやインドネシアの半島や大きな島などで見られる。海上では、ベンガル湾北西部で特に大きな日変化が見られ、大陸や島の周辺海域でも比較的大きな日変化が観測される。これらの特徴は Murakami (1983) や Nitta and Sekine (1994) の示した結果とほぼ同じである。また、陸上の大部分の地域で、午後から夕方にかけて対流活動が極大になっていることがわかる。海上の極大は陸上よりもやや早い、やはり午後には極大を示す地域が多い。

次に個々の格子上での日変化を見るために、80-120°E、0-30°N の解析領域に含まれる 30,000 個の

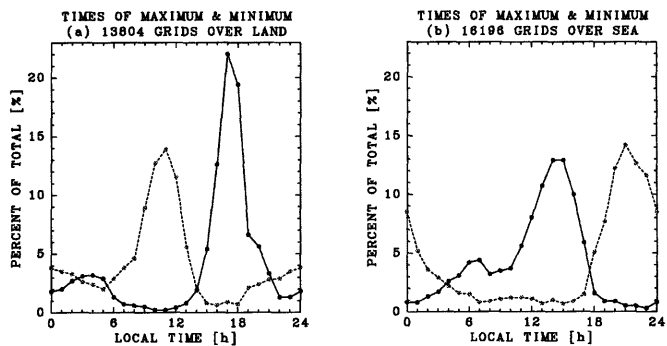


Fig. 4 各時刻に $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大(実線)、極小(破線)になる格子の数。(a) 陸上、(b) 海上のそれぞれの全格子に対する割合(%)で表示した。

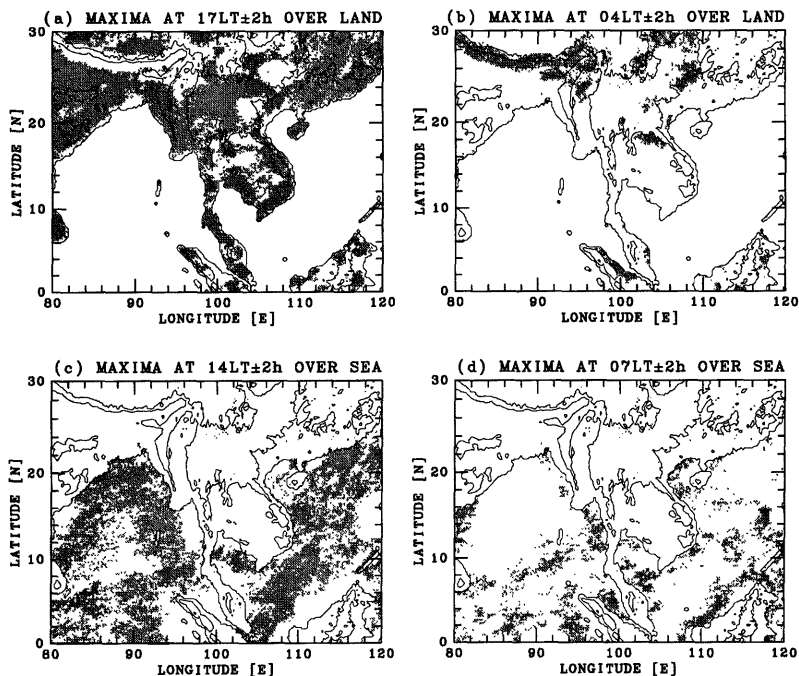


Fig. 5 (a) 陸上で、対流活動が $17LT \pm 2$ hours に極大になる地域。(b) 同、 $04LT \pm 2$ hours。(c) 海上で、対流活動が $14LT \pm 2$ hours に極大になる地域。(d) 同、 $07LT \pm 2$ hours。これらの中央の時刻は Fig.4 に見られる陸上及び海上での極大時刻である。細実線は 500m と 2,000m の等高線を示す。

0.2°×0.2° 格子において、対流活動が極大・極小になる時刻を統計的に調べた。Fig.4 は、各時刻に $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度が極大、極小になる格子の数を、陸上と海上毎にそれぞれの全格子に対する割合(%)で示している。陸上の22%の格子が17時に極大を示し、全体の約75%の格子が14時から21時(正確には1330-2130時の8時間)に極大を示す。極小は、ほとんどの地点で11時を中心とする午前遅くから昼にかけての時間帯に現れる。また午後・夕方の極大とは別に、深夜から早朝にかけて対流活動が極大になる地点も少なからず存在し、約12%の格子が04時を中心にして02時から05時(4時間)に極大を示す。海上での対流活動は、最も多くの格子で14時に極大、21時に極小となる。全体の約75%の格子は11時から17時に極大を示す。この時間帯の極大以外に、07時頃に極大を示す地点も比較的多く見られる。

これらの特徴的な極大時刻の地理分布を調べるために、対流活動の極大が起こりやすい上記4つの時間帯(17LT±2h, 04LT±2h, 14LT±2h, 07LT±2h)に極大が現れる地域を個別に示したのがFig.5である。陸上の午後・夕方の極大は日中の太陽放射加熱によるものである(Fig.5a)。一方、陸上の深夜・早朝の極大は、山岳風上地域、盆地・谷状地域、海岸地域といった特徴的な地形付近に限定的に見られる(Fig.5b)。典型的な場所としては、ヒマラヤ山麓沿い、シロン高地南側、ブラマプトラ谷上流部、アンナン山脈南西側、ベトナム北部の山岳地南側等が挙げられる。このような場所はすべて、山風や陸風(あるいはそれらと一般風)に関係する下層収束が夜間に生じやすい地域であると言える。従ってこの深夜・早朝の極大は、それらの偏在した地理分布から考えて、基本的に局地循環に起因するものだと考えられる。

海上の午後の極大(Fig.5c)も、陸上と同じく、日中の太陽放射加熱に起因するものと考えられる(e.g., Chen and Houze, 1997)。一方、海上の07時頃の極大は、海岸から数百キロの沿岸海域に限定的に見られる。典型的な場所としては、ベンガル湾最奥部、タイランド湾、トンキン湾、マラッカ海峡、ボルネオ島沿岸等がある。すなわち、早朝のこの極大は回状の海岸線を持つ地域に特に顕著に見られることから、陸風に関係する下層収束に起因するものであると考えられる。極大時刻は、海岸付近で早朝に現れ、沖に向かって徐々に遅くなり、海岸から十分に離れた海域では午後になる傾向が見られる。すなわち、この海上の朝方の極大は大部分が陸地の影響を受けて現れたものであると考えられる。従ってこれらはopen ocean上でしばしば報告される対流活動や降雨の夜明け前後の極大(e.g., Gray and Jacobson, 1977; Janowiak et al., 1994; Tao et al., 1996)とは基本的に成因が異なるものと考えられる。

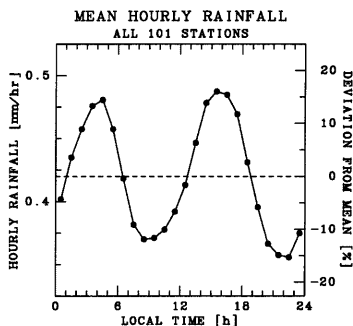


Fig. 6 4ヶ国の全101地点の降水量を平均した日変化。

3.2 降雨の日変化

2.2節で述べたデータの前処理を行うことによって、全101地点の平均日変化を作ることが可能になった。その結果をFig.6に示す。この平均日変化は、05時と16時に2つの極大値、09時と23時に2つの極小値を持つようなきれいな半日周期変動を示す。一見これはBrier and Simpson (1969)が提案した半日潮汐波変動に伴う降雨変動に似ている。しかしながら、実際のこの平均の日変化は様々なタイプの日変化の合成であり、このような半日周期が見られる個々の観測点は非常に少ない。すなわち、別々の地点の別々の物理メカニズムがこの平均日変化に現れる早朝、午後の極大を作り出している。

Fig.4と同様な形式で、各時刻に降水量の極大、極小を示す観測点の数をFig.7aに示す。多くの地点が16-18時に降水量の極大を示し、全101地点のうち57地点が13-21時の8時間の間に極大を示す。この午後・夕方の極大以外に、深夜・早朝に降水量の極大を示す地点があり、21地点が02-06時の4時間の間に極大値をとる。一方、極小値は、最も多くの地点(20地点)において11時に現れ、22時頃に現れる地点も比較的多く見られる。これらの特徴はFig.4で示される陸上域の対流活動の極大、極小時刻と非常に良く一致しており、 $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度で評価される対流活動の日変化の位相が、全体として地上降水量の日変化の位相とほぼ同じになることを示唆している。

降水量の極大時刻と6-8月平均日降水量との間には重要な関係が見られる。Fig.7bによれば、午後・夕方に極大を示す地点では、各極大時刻毎に平均して(図中実線)5-10mm/day程の日降水量が見られる。この日降水量は、他の時間帯に極大を持つ地点に比べて明らかに少ない。このような地点では、おそらく降雨を引き起こすような地形的な影響が付

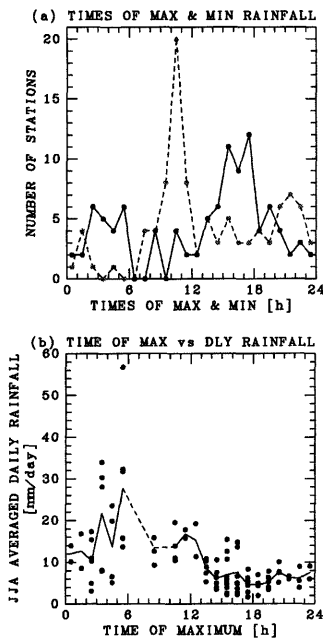


Fig. 7 (a) 各時刻に降水量の極大（実線）、極小（破線）を示す観測点の数。(b) 各観測点の降水量の極大時刻（横軸）と6-8月平均日降水量（縦軸）の関係。実線は各時刻に極大を持つ観測点の平均日降水量を示す。

近に近く、太陽放射加熱による午後のシャワー性の降雨だけが主な降雨要素となっているものと考えられる。これに対して、00-12時に極大を持つ地点は平均的に10mm/day以上の日降水量を示す。04-06時に極大を持つ地点では特に大きな日降水量（14-28mm/day）が観測され、これは午後・夕方に極大を示す地点の2、3倍に相当する。この結果は、南米上での衛星データの解析結果を基に、午後・夕方に極大を示す地域は一日の他の時間に極大を持つ地域よりも、より多い日降水量を持つであろうとしたGarreaud and Wallace (1997)の推測とは全く反対である。

結局、Fig.7より、深夜・早朝に極大を示す地点は、午後・夕方に極大を示す地点よりも数は少ないが降水量は多いために、地域全体の日変化への両者の寄与はほぼ同じくらいになることが明らかになった。

4. 結論

第1章で述べた3つの改善点に対応させて本研究の結果をまとめると次のようになる。

1. $\Delta T_{BB} \leq 3K$ の出現頻度に対流活動の指標として用いることで、対流活動と地上降水量の日変化はほぼ同位相になる。
2. 陸上には04時頃に、海上には07時頃を中心に対流活動が極大となる特徴的な地域が見出された。これらの深夜・早朝の極大は、地形に起因する山風、陸風等の局地風に関係したものであると考えられる。
3. 深夜・早朝に降水量が極大となる地点は、午後・夕方に極大となる地点よりも数としては少ないが、降水量の面では数倍多いために、地域全体の平均的な日変化は5時と16時に同等な2つの極大を示す。

陸上域において深夜・早朝に極大となる対流活動や降雨の日変化の重要性は、これまでほとんど指摘されていない。しかしながら、本研究では、ヒマラヤ山麓からシロン高原、ベンガル湾東岸沿い、インドシナ半島西岸にかけてのアジア熱帯域の中でも特に降水量の多い地域において、このような深夜・早朝に極大となる日変化が卓越することが明らかになった。すなわち、深夜・早朝に極大を持つこのような対流活動、降雨の日変化は、同地域の水・エネルギー循環に大きな影響をおよぼしていると考えられる。従って、今後はこのような対流活動、降雨の日変化の物理的なメカニズム、特に豪雨と地形に起因する局地循環との物理的な関係を解明していく必要がある。

謝辞

本研究で用いた降水量データは、バングラデシュ、タイ、ベトナム、マレーシアの各中央気象局から提供して頂きました。バングラデシュの一部のデータは、岡太郎教授（京都大学防災研究所）の設置された雨量計のデータを使わせて頂きました。現地データの入手の際には、渡辺明教授（福島大学教育学部）、松本淳助教授（東京大学理学系研究科）、沖大幹助教授（東京大学生産技術研究所）に大変お世話になりました。また気象衛星データの解析に関しては石川裕彦助教授（京都大学防災研究所）から多くの助言を頂きました。皆様に心より感謝致します。

参考文献

- Bhattacharya, P. K. and S. G. Bhattacharyya (1980): Diurnal variation of rainfall in the upper catchments of north Bengal rivers, *Mausam*, Vol. 31, pp. 51-54.
- Brier, G. W. and J. Simpson (1969): Tropical cloudiness and rainfall related to pressure and tidal variations, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol.

- 95, pp. 120-147.
- Chen, S. and R. A. Houze (1997): Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol. 123, pp. 357-388.
- Chen, T. -C. and K. Takahashi (1995): Diurnal variation of outgoing longwave radiation in the vicinity of the South China sea: Effect of intraseasonal variation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 123, pp. 566-577.
- Garreaud, R. D. and J. M. Wallace (1997): The diurnal march of convective cloudiness over the Americas, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, pp. 3157-3171.
- Gray, W. M. and R. W. Jacobson (1977): Diurnal variation of deep cumulus convection, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, pp. 1171-1188.
- Harada, J., T. Oki and K. Murakami (1998): Diurnal variation and its seasonal variation of convective activity over the Indochina Peninsula region by GMS-IR data, *J. Soc. Hydrol. Water Resour.*, Vol. 11, pp. 371-381.
- Harlar, G. C., A. M. Sud and S. D. Marathe (1991): Diurnal variation of monsoon rainfall in central India, *Mausam*, Vol. 42, pp. 37-40.
- Janowiak, J. E., P. A. Arkin and M. Morrissey (1994): An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and In situ data, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 122, pp. 2296-2311.
- Murakami, M. (1983): Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 61, pp. 60-75.
- Nieuwolt, S. (1968): Diurnal rainfall variation in Malaysia, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, Vol. 68, pp. 313-326.
- Nitta, T. and S. Sekine (1994): Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 72, pp. 627-641.
- Oki, T. and K. Musiaki (1994): Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 33, pp. 1445-1463.
- Prasad, B. (1970): Diurnal variation of rainfall in India, *Indian J. Met. Geophys.*, Vol. 21, pp. 443-450.
- Prasad, B. (1974): Diurnal variation of rainfall in Brahmaputra valley, *Indian J. Met. Geophys.*, Vol. 25, pp. 245-250.
- Ramage, C. S. (1964): Diurnal variation of summer rainfall of Malaya, *J. Tropical Geography*, Vol. 19, pp. 62-68.
- Tao, W. -T., S. Lang, J. Simpson, C. -H. Sui, B. Ferrier and M. -D. Chou (1996): Mechanisms of cloud-radiation interaction in the tropics and midlatitudes, *J. Atm. Sci.*, Vol. 53, pp. 2624-2651.
- Tokuno, M. and K. Tsuchiya (1994): Classification of cloud types based on data of multiple satellite sensors, *Adv. Space Res.*, Vol. 14, pp. (3)199-(3)206.

Diurnal Variations of Convective Activity and Rainfall over Tropical Asia

Teruo OHSAWA, Hiromasa UEDA and Taiichi HAYASHI

Synopsis

The diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia have been comprehensively investigated using meteorological satellite data with high temporal and spatial resolutions and rainfall data in four counties. As a result, it is found that the diurnal variation with a late night-early morning maximum is dominant especially in heavy rainfall areas, which suggests that this type of diurnal variation considerably influences the water and energy cycles in this region.

Keywords : *tropics, convective activity, rainfall, diurnal variation, water and energy cycles*