

熱帯アジア域における降水量の季節・年々変動解析

湯浅拓也*・余田成男*

* 京都大学大学院理学研究科

要 旨

全球の降水量再解析データの月平均降水量偏差に対して重回帰分析を行った。その結果インド北東部からミャンマーにかけてインドモンスーン強度指標の回帰係数分布に正-負-正の三極構造が見出された。また、スマトラ島南部において南方振動指数の正の係数が小さくなると共に、インド洋のダイポールモード強度指標の負の係数が大きくなるという特徴的な空間パターンが見られた。さらに季節ごとの重回帰分析をおこない、前者の空間パターンは 6-8 月の平均降水量変動にも見られることを明らかにした。

キーワード: 熱帯アジア, 降水量変動, 重回帰分析

1. はじめに

熱帯アジア域は、Fig.1 に示した 1979 年から 2006 年の平均年降水量分布に見られるように、世界有数の降水域のひとつである。また、インドネシア域を中心とした「海洋大陸」域は、アジアモンスーンとオーストラリアモンスーンという 2 つの季節風の影響を受ける地域でもある。Fig.2 と Fig.3 は 6-8 月 (JJA) と 12-2 月 (DJF) における平均降水量だが、バングラデシュなど JJA に降水が集中する地域、ジャワ島など DJF に集中する地域、および年中雨の降る熱帯雨林気候域があることが知られている。このように熱帯アジアはいくつかの降水季節変化パ

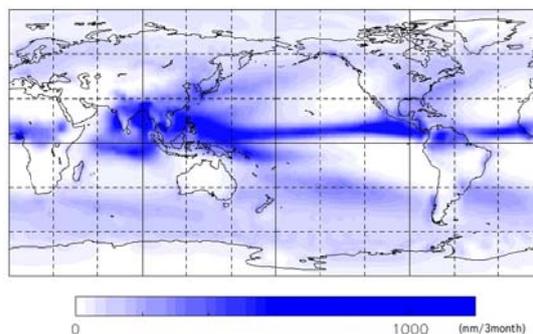


Fig.2 Spatial pattern of mean precipitation in JJA from 1979 to 2006.

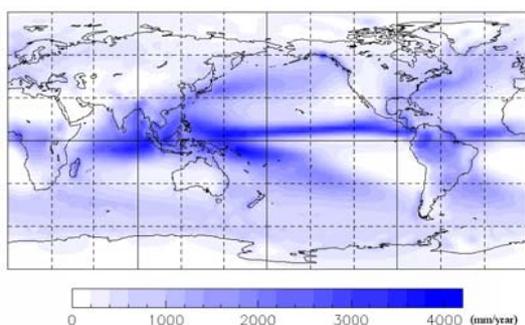


Fig.1 Spatial pattern of annual mean precipitation from 1979 to 2006, using GPCP datasets.

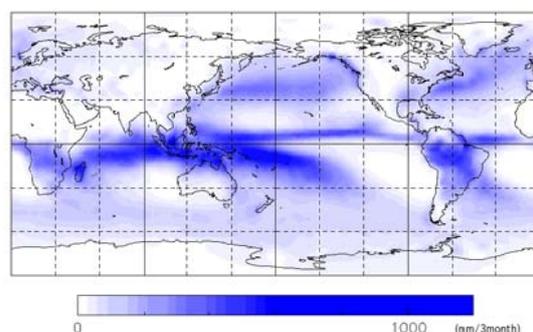


Fig.3 Spatial pattern of mean precipitation in DJF from 1979 to 2006.

ターンを持つ地域であり、それだけでなく、エル・ニーニョ南方振動 (ENSO) に代表される大規模大気海洋現象の年々変動の影響を強く受ける地域でもある。

熱帯アジア域における降水量の変動については、これまで地上観測データに基づく研究が主に行われてきた。浜田ら (2002) は、ジャワ島を中心とした降水量の 46 地点データを用いて、インドネシアにおける降水パターンを地理的に分類した。ジャワ島内における雨季の入り・明けの地理的な変化を調べ、エル・ニーニョ年とラ・ニーニャ年における降水量や、雨季の時期の地理的な差異を明らかにした。

一方、Hendon (2003) はインドネシアの降水量 43 地点データを平均し、海面水温 (SST) データとの相関を求めた。その結果、雨季よりも乾季のほうがインドネシアの降水量と周辺の SST は相関が高いことが分かった。同地域の早魃とエル・ニーニョの関連についても量的に具体的に記述している。

また、Juneng and Tangang (2005) はエル・ニーニョ期の降水量推移について拡張経験的直行関数展開解析 (Extended EOF 解析) を行った。その結果、エル・ニーニョが発生した夏から翌年の春にかけて、第 1 モードの係数が大きい地域がカリマンタン島南西部からフィリピンへと北東進していることが分かった。エル・ニーニョ期とラ・ニーニャ期との降水量の差についても同様の北東進が見られている。

D'Arrigo and Smerdon (2008) はインドの夏期降水量、および 9-12 月におけるインドネシアの PDSI (Palmer Drought Severity Index; Palmer (1965) で定義された、その地域における早魃の深刻さを表した指標で、降水量、気温、土壤に含まれる水分量より計算される。) を目的変数に取り重回帰分析を行った。その結果、インド洋ダイポールモード、赤道帯状風偏差、およびエル・ニーニョの各指標を説明変数にとった重回帰変数が、PDSI と 0.5 の相関係数を示した。また PDSI、夏季インドの降水量とこれらの各指標との相関係数の分布図も示している。

本研究では、これらの研究をふまえ、降水量の全球再解析データを解析する。熱帯アジア域における降水量とアジアモンスーンや ENSO との関連を調べ、降水量の空間分布パターンの季節変化・年々変動の特徴を抽出する。

2. 手法・データ

今回用いる手法は重回帰分析、および EOF 解析である。重回帰分析は、ある目的変数を複数個からなる説明変数の線形結合であらわす。つまり、それぞれの地点において降水量を

$$PC = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_n X_n + \varepsilon \quad (1)$$

の形であらわす。ここで PC は目的変数、X は説明変数で添え字は説明変数ごとに振られており、 ε は残差である。式 (1) における各説明変数にかかる係数、 a_1, a_2, \dots, a_n の大きさによって、各説明変数による影響の大きさを測る。(詳しくは杉山 (1983) を参照。) 今回目的変数として使用するのは CMAP (Climate prediction Merged Analysis of Precipitation) による 1979 年から 2006 年までの月平均日降水量データで、格子点間隔は 2.5 度× 2.5 度である。それぞれの月の平均値 (気候値) からの偏差を解析対象とする。

今回、説明変数としては、インドモンスーンの強度の指標として MTG (Meridional Thermal Index; Kawamura, 1998) をとり、JJA の平均値を用いる。インド洋ダイポールモードの指標としては DMI (Dipole Mode Index; Saji et. al., 1999) を用いる。DMI はインド洋西部の SST 平均と東部の平均の差で表現される。また ENSO の指標としては、南方振動指数 SOI (Southern Oscillation Index) を用いる。これら 3 つのインデックスについては Fig.4 に 1979 年から 2006 年までの変動の様子を示す。その他に用いる説明変数は、太陽活動の強さの指標として波長 10.7 cm の太陽放射強度 (Solar)、および QBO (Quasi-Biennial Oscillation)、PNA (Pacific North Atlantic pattern)、NAO (North-Atlantic Oscillation pattern)、AAO (Antarctic Oscillation) の各インデックス、さらに、エル・ニーニョの指数として Nino3 域の平均 SST を用いる。そして、解析期間の間に降水量の一次関数的な変化が無かったかどうかを調べるため、説明変数の 1 つとして単調増加、または減少

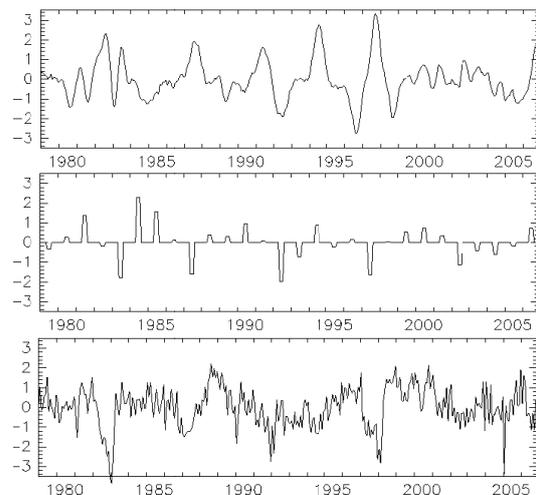


Fig.4 Time series of monthly objective values, DMI (top), MTG (middle), and SOI (bottom).

の1次関数を加える (trend)。いずれも期間は 1979 年から 2006 年で、MTG, trend 以外は全て月平均値を用い、規格化を行っている。

重回帰分析をする上では、多重共線性に注意する必要がある。今回用いた説明変数においては、Nino.3 における SST と SOI の間に、そして SOI と DMI の間に高い相関があった (それぞれ -0.50, -0.34) ため、空間パターンによっては注意する必要がある。確認のため、相関係数の大きい変数を持つ目的変数の内、いずれか1つ、もしくは2つを除いて同様の解析を行ったが、後述する回帰係数の分布には大きな差異は見られなかった。

EOF 解析は、多変数のデータから、モードと呼ばれる少数個の時空間変動パターンを抽出し、そのモードの構造から元の多変数データが持つ意味を理解しやすくしようとする手法である。時間方向のデータ数を N 、空間方向のデータ数を P とし、元のデータを $Z(N \times P)$ であらわすと、EOF 解析によって元のデータは以下のように表現される。

$$Z = \sum_{m=1}^M \vec{t}_m \vec{X}_m^T = T X^T \quad (2)$$

ここで m はモードの番号、 X_m は第 m モードの空間構造 (EOF) で、 N 要素の列ベクトルである。 t_m は P 要素の列ベクトルで、時間関数 (score) と呼ばれている。(詳しくは杉山 (1983) を参照。)

指定した範囲内における各地点の降水量変動の関係を一般に限られたモードの線形結合で表現するので、回帰分析で用いた説明変数は直接関係せず、範囲の取り方によって主要なモードに選ばれる時空間変動パターンが変わってくる。それに対し、重回帰分析は地点ごとの降水量変動を独立に行うため、

EOF 解析のように解析範囲の取り方に依ることはない。

3. 結果

3.1. 全球における解析結果

まず全球のデータに対して重回帰分析を行った。Table 1 は得られた回帰係数の最大値と最小値、およびそれらの値を示した地点の緯度・経度である。

PNA, NAO, AAO については相関係数の最大値、最小値をとる地点が Wallace and Gutzler (1981) で示された空間構造域内に納まっている。Solar, QBO に関しては全球のどこでも係数の絶対値は小さく、降水量変動に大きな影響を及ぼしているとは言い難い。

Table.1 の最下段 epsilon は残差の大きさの最大値、最小値を示しており、これからも分かるように、全域において残差が大きく、今回取り上げた説明変数は降水量の変動の一部のみを説明しているといえる。

3.2 熱帯アジアにおける解析結果

次に熱帯アジア域について結果を詳細に考察するため、同地域において絶対値の大きい相関係数が得られた、MTG, SOI, DMI について空間分布の詳細を調べた。

Fig.5 は東経 40 度から 130 度、北緯 40 度から南緯 20 度の範囲の地域における MTG の回帰係数の分布図である。MTG についてはインド北東部に正の係数が最も大きい地域が存在する。その東、バングラデシュにおいては MTG の回帰係数は負の値をとり、さらにミャンマーにおいては再び正の値を

Table 1 The maximum and minimum values of each regression coefficient, and the location the values are recorded.

	Max.	Place that record Max.		Min.	Place that record Min.	
Solar	0.30	48.75 E	48.75N	-0.27	128.75W	81.25 S
QBO	0.24	168.75 E	11.25N	-0.28	106.25 E	76.25 S
PNA	0.41	141.25W	41.25N	-0.38	156.25W	21.25N
NAO	0.52	21.25W	63.75N	-0.39	16.25W	38.75N
MTG	0.81	83.75 E	23.75N	-0.60	71.25W	28.75 S
AAO	0.48	73.75W	66.25 S	-0.34	6.25 E	41.25 S
SST	0.38	126.25W	3.75N	-0.24	121.25W	11.25N
SOI	0.54	121.25 E	8.75 S	-0.60	178.75 E	3.75 S
DMI	0.38	118.75W	6.25N	-0.39	88.75 E	11.25 S
trend	0.51	76.25W	6.25N	-0.52	171.25 E	43.75 S
epsilon	1.00	113.75W	61.25N	0.51	173.75W	3.75 S

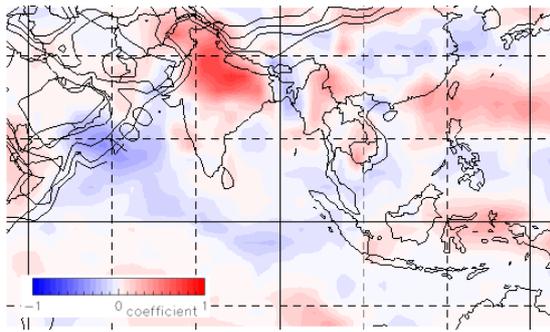


Fig.5 Spatial pattern of the regression coefficient of MTG in and around tropical Asia.

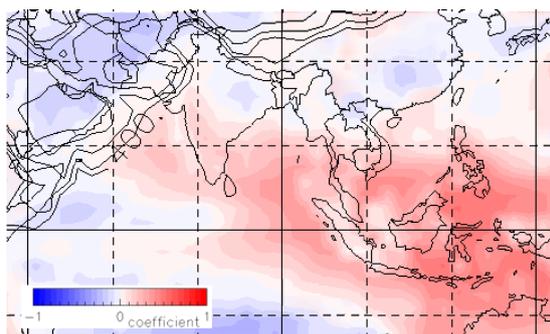


Fig.6 Spatial pattern of the regression coefficient of SOI in and around tropical Asia.

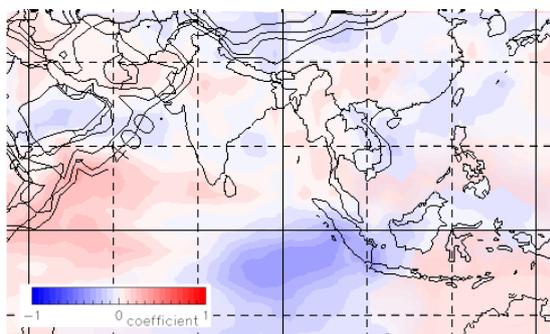


Fig.7 Spatial pattern of the regression coefficient of DMI in and around tropical Asia.

とって、DMI の回帰係数の分布が三極構造を形成している。極値を取る地点での各回帰係数の表が Table 2 である。これらよりバングラデシュ周辺が周囲の地域と異なる降水パターンを持っていることが分かる。

Fig.6 , Fig.7 はそれぞれ同じ範囲における SOI, DMI の回帰係数の分布図である。SOI はインドネシアの東からインドネシア, インド洋北東部にかけて正の係数をとっているが、スマトラ島南部において正の係数が非常に小さい地域が存在する。それに対応するように、この地域で DMI の負の係数が大きくなっている。Table 3 はスマトラ島南部の地点と、

Table 2 Regression coefficients in points of North-Eastern India, Bangladesh, and Myanmar.

	83.75E 23.75N	91.25E 26.25N	98.75E 23.75N
Solar	-0.09	0.08	0.05
QBO	0.06	0.09	0.12
PNA	-0.07	0.01	-0.03
NAO	0.02	0.00	0.00
MTG	0.81	-0.30	0.44
AAO	-0.02	0.06	0.00
SST	0.01	-0.02	-0.02
SOI	-0.06	0.02	-0.01
DMI	0.13	0.09	0.06
trend	0.07	0.13	0.10
epsilon	0.80	0.93	0.92

Table 3 Regression coefficients in points of Southern Sumatra Island and Eastern Java Island.

	103.75E 3.75S	113.75E 8.75S
Solar	-0.01	-0.01
QBO	-0.07	-0.03
PNA	0.10	0.13
NAO	0.03	-0.10
MTG	-0.06	0.02
AAO	0.06	0.09
SST	-0.01	0.00
SOI	0.10	0.27
DMI	-0.36	-0.14
trend	-0.04	-0.05
epsilon	0.80	0.85

ジャワ島東部の地点における回帰係数の表である。これらは、スマトラ島南部が他のインドネシア域とは異なる降水量変動パターンを持つことを示しており、地点降水量データの解析結果（江口, 1983）とも整合的な結果である。

3.3 北半球夏季, および冬季の熱帯アジアにおける解析結果

次に上記の特性が見られやすい季節を探すために、JJA , DJF の各季節のみの降水量偏差, および説明変数を取り出して同様に重回帰分析を行った。その結果が Fig.8 , Fig.9 である。Fig.8 より JJA のみ

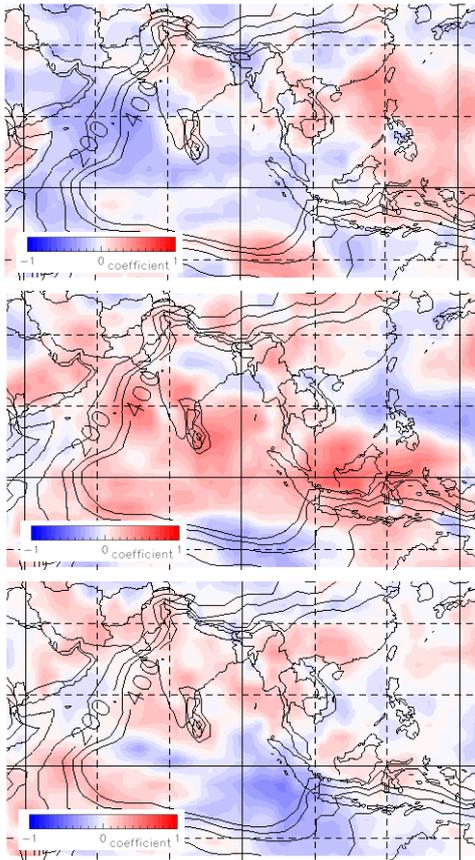


Fig.8 Spatial pattern of regression coefficient of MTG (top), SOI (middle), and DMI (bottom) only in JJA.

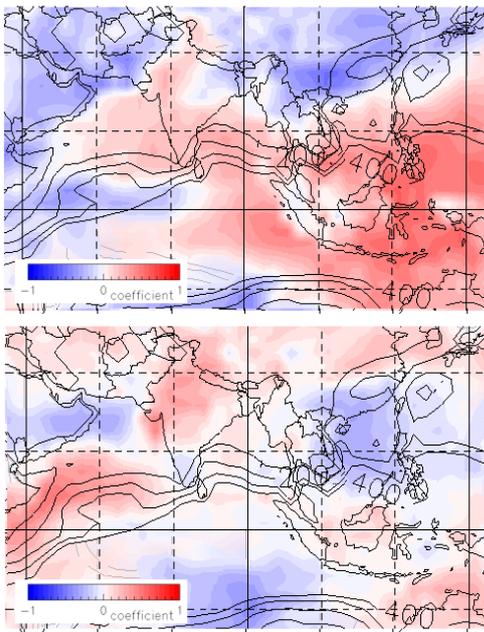


Fig.9 Spatial pattern of regression coefficient of SOI (top), DMI (bottom) only in DJF.

を取り出した解析においても、前節で示したインド北東部からミャンマーにかけての MTG の回帰係数の三極構造を認めることができる。これはインドモンスーンの雨季の特徴的なパターンといえる。一方、JJA において、スマトラ島南部に見られた SOI, DMI の回帰係数分布の特徴は見られない。また、DJF のみを取り出して行った解析では、スマトラ島南部において SOI の正の係数が小さくなる一方、DMI の負の係数が大きくなることはなかった。

これらの結果より、インドからミャンマーにかけての三極構造は、インドモンスーン雨季の特徴であるのに対して、スマトラ島南部の変動パターンは必ずしもオーストラリアモンスーン雨季の降水量変動の反映ではないことが分かる。

4. おわりに

熱帯アジア域の季節内変動・年々変動に関わる各種説明変数を用い、同地域の月平均降水量偏差データ 28 年分の重回帰分析を行った。その結果、インド北東部からバングラデシュ、ミャンマーにかけての地域で MTG の係数分布に三極構造が見られた。これは、インドモンスーン雨季 (JJA) の特徴といえる。またインドネシアでは、スマトラ島南部が他のインドネシア域とは様子の異なる回帰係数分布であることが分かった。上記の係数分布の季節による違いを調べるため、JJA, DJF のみを取り出して同様の回帰分析を行ったところ、前者はインドモンスーン雨季の特徴であることが分かった。

しかしながら回帰分析で表現しきれない残差が非常に大きいことから、限られた説明変数だけでは降水量変動を十分に表現出来ないことも事実である。

Table 4 Correlation coefficients of score of EOF 1 and 2 vs indices used in regression analysis.

	EOF 1 (54%)	EOF 2 (16%)
Solar	0.13	0.01
QBO	0.17	0.28
PNA	-0.05	0.02
NAO	-0.28	0.29
MTG	0.30	-0.02
AAO	0.14	0.12
SST	-0.23	0.20
SOI	0.47	-0.29
DMI	0.11	0.34
Trend	0.01	-0.04

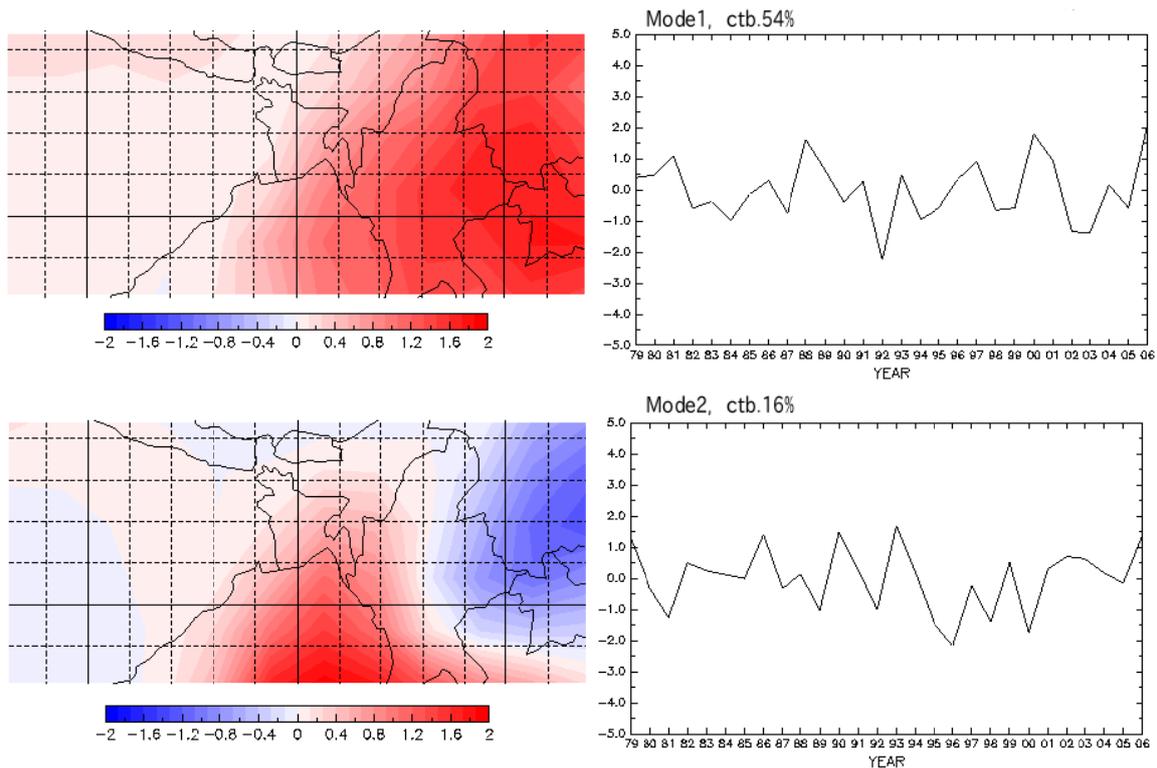


Fig.10 Spatial and temporal pattern of EOF analysis of annual mean precipitation anomalies.

そこで、降水量変動から時空間的な変動パターンを抽出するため、EOF解析を行った。

Fig.10は東経75度から105度、北緯30度から15度の範囲における1979年から2006年までの年降水量のEOF解析で得られた第1モードと第2モードの空間変動パターン X_i 、および時間変動パターン t_i である。またTable 4は得られた時間変動パターンと回帰分析で用いた説明変数との相関係数の一覧表である。変動の54%をしめる第1モードはMTGとの相関係数が0.3であるが、インド北東部からのミャンマーにかけての地域でのMTGの回帰係数の三極構造を示さない。第2モードもMTGとの相関係数が-0.02と低く、より狭い地域での変動パターンである可能性がある。

参考文献

江口卓 (1983): インドネシアの降水量分布と気流系, 地理学評論, 56, 3, pp. 151-170
 杉山高一 (1983): 多変量データ解析入門, 朝倉書店, 172 pp
 浜田順一・山中大学・Tien Sribimawati (2002): インドネシアにおける雨季の地理・経年変動, 気象研究ノート, 202, pp. 243-270
 D'Arrigo, R. and Smerdon, J. E. (2008): Tropical climate

influences on drought variability over Java, Indonesia, Geophysical Research Letters, Vol. 35, No. 5, L05707
 Hendon, H. H. (2003): Indonesian Rainfall Variability: Impacts of ENSO and Local Air-sea interaction, Journal of climate, Vol. 16, Issue 11, pp. 1775-1790
 Juneng, L. and Tangang, F. T. (2005): Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere-ocean variations in Indo-Pacific sector, Climate Dynamics, Vol. 25, No. 4, pp. 337-350
 Kawamura, R. (1998): A Possible Mechanism of the Asian Summer Monsoon-ENSO coupling, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 76, No. 6, pp. 1009-1027
 Palmer, W. C. (1965): Meteorological drought, U.S. Dept. of Commerce, Research paper 45, p.p. 58
 Saji, N. H., Goswami, P. N., Vinayachandran, and Yamagata, T. (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean, NATURE, Vol. 401, Issue 6751, pp. 360-363
 Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, Monthly Weather Review, 109, Issue 4, pp. 784-812

Data Analysis on Seasonal and Interannual Variations in Precipitation in the Tropical Asia

Takuya YUASA* and Shigeo YODEN*

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

We describe geographic differences of the effect of Asia monsoon and El Nino in the tropical Asia by regression analysis of monthly mean precipitation anomalies. Coefficient of MTG (Meridional Thermal Gradient; Kawamura, 1998) shows a tripole structure from north-east India, through Bangladesh, to Myanmar. In the "Maritime Continent," patterns of the regression coefficients are systematically different in the southern Sumatra Island: Coefficient of SOI (Southern Oscillation Index) is smaller than the vicinity, while that of DMI (Dipole Mode Index; Saji et. al., 1999) is larger. The tripole structure from north-east India to Myanmar is typical in the Indian summer monsoon season (June to August).

Keywords: tropical Asia, precipitation, regression analysis