

インド洋における熱帯低気圧の発生と環境場へのMJOの影響

Influences of MJO on the Genesis of Tropical Cyclones and Their Environments over the Indian Ocean

坪井 彩・竹見哲也

Aya TSUBOI and Tetsuya TAKEMI

Synopsis

The Madden-Julian Oscillation (MJO) is the most dominant mode of the intra-seasonal variations of the tropic atmosphere. MJO has significant impacts on the weather and climate phenomena not only in the tropics but also in the extra-tropical regions. Moreover, the generation and development of tropical cyclones (TCs) would be affected by MJO. The present study focuses on the influences of MJO on TC genesis in the Indian Ocean and conducts the statistical analysis using the 33-year atmospheric re-analysis dataset. We divide the 33 years into MJO active years and MJO non-active years and compare the characteristics between the two categories. From the comparison, the environmental condition for TC genesis in the active year shows more suitable for the TC genesis than that in the non-active year. The result of the present study indicates that there are significant impacts of MJO activity besides El Niño/La Niña and Southern Oscillation (ENSO) on the inter-annual variation of TC genesis.

キーワード: 熱帯低気圧, マッデン・ジュリアン振動, インド洋

Keywords: tropical cyclone, Madden-Julian Oscillation, the Indian Ocean

1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動 (Madden-Julian Oscillation; MJO)は, 30日から60日の周期を持つ熱帯における最も支配的な季節内振動である. 一般的にMJO活動は, 顕著な対流活動のシグナルがインド洋で出現し, 赤道に沿って海面水温の高い西部・中部太平洋まで東進することで観測される. MJOは熱帯や中緯度の気象現象や気候に大きなインパクトを与え, さらには熱帯低気圧(Tropical Cyclone; TC)の発生に対しても影響を与えるものと知られている. 本研究が目指すのはMJOによるTC発生への影響である. このようにMJOは気象や気候に大きな影響を及ぼすことは分かっているものの, MJOの発生メカニズムは未だ明らかになっていない. MJOのメカニズムを明らかにするための観測研究はこれまでに多数なされてきた. 最近では2011年に, MJOの発生メカ

ニズムの解明を目的としたCINDY2011 (Cooperative Indian Ocean experiment on intraseasonal variability in the Year 2011)という国際集中観測のプロジェクトが実施された. このプロジェクトにより, インド洋では2011年の10月~2012年1月を特別集中観測期間としてMJOを捉えるための観測が行われた.

MJOのTC発生への影響は世界中の海域について研究が行われてきた. Bessafi and Wheeler (2006)はインド洋, Huang et al. (2011)では西太平洋, Liebmann et al. (1994)ではインド洋から西太平洋の海域について調べられている. Camargo et al. (2009)は, 熱帯の全海域において, Wheeler and Hendon (2004)で提唱されたMJOのフェーズごとにTC発生とその環境場への影響を調べ, 中層の相対湿度の影響が最も大きいことを示した. その他の海域についてはKlotzbach (2010), Maloney and Hartmann (2000), Chan and Walsh (2010), Hall et al. (2001), Maloney and Hartmann (2001)

で調べられている。これらの研究では、ある海域でMJOのフェーズがアクティブのときにその海域でTC発生とその環境場との両方が影響を受ける、ということが示されている。

一方、エルニーニョ・ラニーニャ南方振動(ENSO)は特に太平洋において熱帯大気・海洋の年々変動を支配する重要な要素の一つであり、TC発生の年々変動に対しても大きな影響を与えると知られている。Chia and Ropelewski (2002), Wang and Chan (2002)は北西太平洋において、エルニーニョ年では北西太平洋の南東部で、ラニーニャ年では北西部で発生数が増加する傾向があることを示した。同時に、ENSOはTC発生数の年々変動を完全に決定するものではないが、TC発生数の年々変動に対して大きな影響を与える一つの要素であると結論づけている。また、Camargo et al. (2007)は全球においてエルニーニョ年とラニーニャ年の間でTC発生頻度とその環境場が異なることを示した。太平洋だけではなくインド洋についてもENSOのTC発生への影響が調べられている。Girishkumar and Ravichandran (2012), Ng and Chan (2012)はインド洋のTCのピークシーズンである10月～12月において、ベンガル湾では環境場の変化を通してENSOがTC発生に影響を与えることを示した。しかし、アラビア海では顕著なENSOの影響は見られないことも示唆している。また、南インド洋ではHo et al. (2006)によって、エルニーニョ年ではラニーニャ年に比べてインド洋南西部ではTC発生が促進され、インド洋南東部では抑制されることが示された。このように、太平洋ではもちろんインド洋でも季節スケールにおいてENSOはTC発生へ顕著な影響を与える。しかし、ENSOはTC発生の年々変動を説明する一つの要素に過ぎない。

そこで、TC発生数やその環境場の年々変動についてENSOが説明しきれない部分にMJOの影響が含まれるのではないかと考えた。それを調べるために、本研究では季節スケールでのMJOのTC発生への影響を統計的に調べる。インド洋はMJOの活動が特に活発である海域の一つであり、太平洋に比べてENSOの影響が比較的小さい。また、インド洋沿岸の地域はこれまでにインド洋で発生するTCによって大きな被害を受けており、防災の観点からもTCの研究の意義は大きい。このような理由から本研究ではインド洋に注目してMJOのTC発生への影響を調べる。先に述べたように、これまでの研究では、ある海域でMJOのフェーズがアクティブであるときに、その海域においてTC発生とその環境場との両方が影響を受けるということが調べられた。本研究ではMJOの影響を季節という時間スケールで評価するために、10月～12月という3ヶ月に注目して解析期間33年の

中から抽出されたMJO活発年・非活発年の間でTC発生数や環境場を比較した。10月～12月は北インド洋においてTC活動がピークである季節であり(Evan and Camargo,2011; Yanase et al., 2012), また、同時に南インド洋においてもTC活動がピークとなる季節である。

TC発生環境場を評価するためにはGenesis Potential Index (GPI)というTC発生環境場を表すパラメータを用いる。これはEmanuel and Nolan (2004)で考案されたもので、Camargo et al. (2007)・Camargo et al. (2009)・Huang et al. (2011)や将来のTC活動について調べたMurakami et al. (2011)でも有効に用いられてきた。TC発生は下層の過度の絶対値が大きい、中層の相対湿度が高い、鉛直シアが小さいというような発生に適した環境場で起こると考えられている(Gray, 1975)。したがって、このような気象要素から構成されるGPIを用いることによって、総合的にTC発生環境場に対するMJOの影響を評価できる。

本論文では、まず第2章において本研究で用いるデータと解析手法について述べ、第3章ではTC環境パラメータであるGPIの実際のTC発生との関係を調べる。第4章ではMJOのTC発生とその環境場についてGPIを用いて調べる。第5章で結論を述べる。

2. 使用データと解析手法

2.1 データ

本研究では1979年から2011年までの気象長期再解析データを用い、10月～12月という季節に着目して33年間のデータによる統計解析を行う。熱帯低気圧のデータは全海域を網羅するRegional Specialized Meteorological Centers (RSMCs) による解析をベースとしたベストトラックデータとしてアーカイブされている。本研究ではアメリカ海軍のJoint Typhoon Warning Center (JTWC)によるベストトラックデータのTC発生地点・時刻の情報を用いた。また、JTWCの2011年の南インド洋のデータが欠如していたため、そのデータについてはUnisys Weather のウェブサイト(<http://weather.unisys.com/hurricane/>)に掲載されているものを用いた。本研究では"Tropical depression"から"hurricane"/"typhoon"までのすべてのTCカテゴリーに属する"Tropical cyclone"を「熱帯低気圧(TC)」と定義する。

TC発生時の環境場を評価するためにJapanese 25-year Reanalysis (JRA-25) と気象庁(JMA) Climate Data Assimilation System (JCDAS) のデータセットを用いた。これらは水平解像度が1.25度、時間間隔が6時間で1979年から始まる格子状配置のデータである。

第1章で述べたように本研究では季節スケールにおけるMJOのTC発生に対する影響を年ごとに評価していくので、大気・海洋の年々変動、さらにはTC発生の年々変動に対して大きな影響を与えるENSOの影響も考慮する。そのため、解析期間の33年間のENSOのフェーズを評価する必要がある。本研究ではNational Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)のClimate Prediction Center (CPC)が公表しているOceanic Nino Index (ONI)を用いる。ONIは(5S-5N,170W-120E)の領域における海面水温(SST)の5年ごとに更新される30年平均からの偏差として定義される。1979年から2011年の期間について本研究で定義されたエルニーニョ・ラニーニャ年をTable 1にまとめた。

また、年ごとのMJOの活動度を定義するために、MJOに関連した研究で頻りに用いられるWheller and Hendon (2004)で定義されたMJO Index を用いる。このMJO IndexのデータはAustralian Government Bureau Meteorologyにアーカイブされている。本研究では、Wheller and Hendon (2004)のMJO Index を用いてMJO活発年と非活発年を定義する。定義の詳細は2.2節で説明する。

Table 1 Definitions of MJO active/non-active years and El Nino/La Nina years.

MJO active	MJO non-active	El Nino	La Nina
1979	1980	1982	1983
1982	1981	1986	1984
1984	1985	1987	1988
1987	1988	1991	1995
1993	1991	1997	1999
1994	1992	1997	1999
1999	1995	2002	2000
2000	1998	2004	2005
2002	2004	2006	2007
2008	2005	2009	2010
2011	2010		2011

2.2 MJO活発年と非活発年の定義

季節時間スケールにおいてMJOのTC発生への影響を調べるために、MJO Index を用いて解析期間の33年からMJO活発年と非活発年を選び、活発年と非活発年の特徴を比較した。Wheller and Hendon (2004)では、上層・下層風と外向き長波放射量を用いて主成分解析を行うことにより、MJO Phaseを診断するためのreal-time multivariate MJO series 1 (RMM1) と series 2 (RMM2)が定義された。MJO IndexはRMM1と

RMM2からなる位相空間で表現される。Fig. 1には2002年の10月～12月のすべての日について、RMM1とRMM2の空間に点がプロットされている。MJOの振幅はRMM1の2乗とRMM2の2乗の和の平方根で表され、位相空間内においては中心からの距離と一致する。Phase1からPhase8はおおよそのMJOの発達している位置を意味する。例えばPhase2・Phase3の空間内に点がプロットされる日はMJOによる対流活動が活発な領域がインド洋に存在し、Phase4・Phase5では対流活動が活発な領域が海大陸に存在する。本研究ではMJO活発年・非活発年を決める際にインド洋から海大陸の海域でMJOが発達しているMJO PhaseであるPhase2・Phase3・Phase4・Phase5の4つのフェーズを用いる。また、10月～12月はMJOの頻度がピークになる季節であり、同時にインド洋におけるTC発生数のピークの季節でもあるため、本研究では10月～12月という季節に注目する。また、10月～12月はCINDY2011の観測期間でもあり、CINDY2011の特徴を示す意味でも10月～12月に着目するのは好都合である。

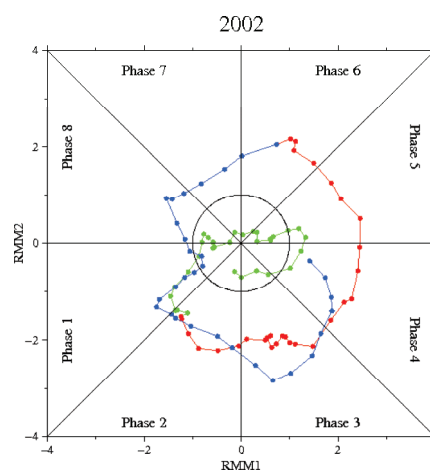


Fig. 1 MJO index in the RMM phase space for 2002.

次にMJO活発年・非活発年の定義の手順を説明する。本研究で用いる年ごとの10月～12月の期間でのMJO活動度の指標は「10月～12月の季節の中でMJO Phase がPhase2・Phase3・Phase4・Phase5を示し、MJO振幅が1.0よりも大きい日数」に基づいて決める。以後、これを「MJO活発日数」と呼ぶ。MJO活発日数の33年の平均と標準偏差を計算し、MJO活発日数が平均よりも0.5標準偏差以上の年をMJO活発年、MJO活発日数が-0.5標準偏差以下の年をMJO非活発年と定義した。これより、解析期間33年間の中からMJO活発年を11年、非活発年を11年が抽出された(Table 1)。Fig. 1は、このように定義したMJO活発年・非活発年の中から日数が一番多い2002年の10月～12月の期間におけるMJO Indexの位相空間を示している。活発年

である2002年では振幅が大きい日が多く、非活発年の1988年では中心付近で点がランダムにプロットされている様子が明らかである。このように本研究でのMJO活発年・非活発年の定義は位相空間におけるMJOの振る舞いの違いに従って行っている。

2.3 TC発生環境パラメータ

TC発生の環境場を評価するために、Murakami et al. (2011)のGPIを用いる。Murakami et al. (2011)のGPIはEmanuel and Nolan (2004)で考案されたGPIを修正したものであり、次式で表される。

$$GPI = \left| 10^5 \eta \left(\frac{RH}{50} \right)^3 \left(\frac{MPI}{70} \right)^3 \right. \\ \left. \times (1 + 0.1V_s)^{-2} \left(\frac{-\omega + 0.1}{0.1} \right) \right|$$

ここで、 η は850hPa高度の絶対渦度[s⁻¹], RH は700hPa高度の相対湿度[%], MPI はEmanuel (1995)のMaximum potential intensity [m s⁻¹], V_s は850hPaと200hPa高度の水平風の鉛直シアの絶対値[m s⁻¹], ω は500hPa高度の鉛直P速度[Pa s⁻¹]である。鉛直P速度の項はMurakami et al. (2011)でEmanuel and Nolan (2004)のGPIに新しく加えられた項である。Murakami et al. (2011)は、熱帯収束帯のような上昇流の強い領域におけるGPIの実際TC発生についての再現性が、この項によってより良くなること述べている。また、ここで用いられているMPIの式はBister and Emanuel (1998)を基にして修正されたEmanuel (1995)のバージョンであり、以下のように定義される。

$$MPI = \sqrt{\frac{C_k T_s}{C_D T_0} (CAPE^* - CAPE^b)}$$

ここで C_k はエンタルピーの交換係数、 C_D は摩擦係数、 T_s は海面水温(SST)[K], T_0 は圏界面での平均外出流温度である。 $CAPE^*$ は海面から飽和空気塊を持ち上げたときの対流有効位置エネルギー(CAPE)の値で、 $CAPE^b$ は境界層の空気塊を持ち上げたときのCAPEの値である。MPIの計算はマサチューセッツ工科大学Kerry Emanuel教授のウェブサイトに掲載されているFORTRANソースコードを用いた(ftp://texmex.mit.edu/pub/emanuel/TCMAX/pcmin_revised.f)。

GPIはJRA-25/JCDAS を用いて6時間ごと、格子点ごとに計算した。第4章以降で出てくるMJO活発年のGPIアノマリーの空間分布は、MJO活発年11年の10月～12月の平均値から解析期間33年の10月～12月の平均値を引くという計算を格子点ごとに行った結果として得られるものである。非活発年・エルニーニョ年・ラニーニャ年・CINDY年(2011年)・その他

の年についても同様の計算方法である。

次に第4章以降で述べるGPIアノマリーに対するGPIを構成する各要素の寄与の計算法についてもここで紹介する。本研究では、過去の研究(Camargo et al., 2007; Camargo et al., 2009; Murakami et al., 2011)でも用いられている方法を用いた。例として「MJO活発年における相対湿度のGPIアノマリーへの寄与の大きさ」の計算方法について説明する。まず、相対湿度の項の活発年11年の10月～12月で平均された値と、その他の4つ項の項ごとに33年の10月～12月で平均された値を計算し、それらの5つの項を掛け合わせることで「相対湿度のみを変化させた場合のGPI」の値を計算する。次に項ごとに33年の10月～12月で平均された5つ値を掛け合わせることで、33年の平均GPIを計算する。最後に前者から後者を引くと、その値が「MJO活発年における相対湿度のGPIアノマリーへの寄与の大きさ」となる。この計算はすべて格子点ごとに行われる。相対湿度の項以外のすべての要素についても同様の計算を行う。これらの各要素のGPIアノマリーへの寄与は、各要素のアノマリーをGPIとして換算したものと解釈できる。また、この計算の結果から得られた5つの要素のGPIアノマリーへの寄与を格子点ごとに足し合わせてできる空間分布は、GPIアノマリーの空間分布と等価であることが確認されている。このことから上で説明した計算結果のGPIアノマリーへの各要素の寄与の大きさとしての理解が妥当であることが分かる。

3. インド洋におけるTC発生と環境場の特徴

本章ではインド洋におけるTC発生数とその環境場を表すGPIの季節変動と年々変動の特徴を確認する。また、発生のポテンシャルとしてTC発生環境場を表現するGPIのTC発生数についての再現性を調べる。

3.1 解析結果

Fig. 2は4つの季節ごとに解析期間33年で平均したGPIの空間分布とそれぞれの期間中のTCの全発生点を示す。GPIの値が大きい領域において発生数が多くなっている傾向が見られ、TC発生点の分布とGPIの分布が概ね一致していることが分かる。ベンガル湾とアラビア海を含む北インド洋では4月～6月と10月～12月の季節で発生数が増加しGPIの値も大きいことから、これらの季節に発生のピークがあるということが分かる(Fig. 2b,d)。この結果はEvan and Camargo (2011) やYanase et al. (2012)の結果とも一致している。一方、南インド洋では1月～3月と10月～12月の季節でピークを迎える(Fig. 2a,d)。このように

本研究で注目する10月～12月の季節は北インド洋・南インド洋の両海域でTC活動のピークを迎える季節であると言える。

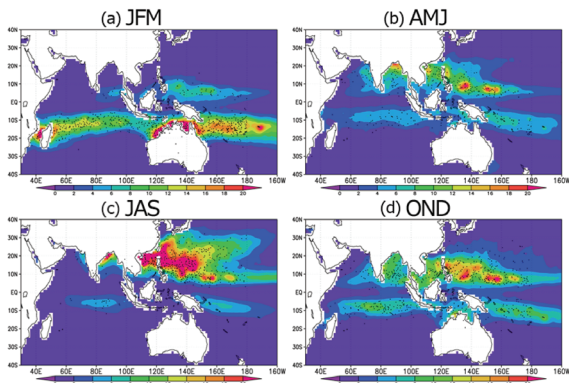


Fig. 2 Mean GPI (color shaded) and the locations of TC genesis (dots) during the 33 years for (a) JFM, (b) AMJ, (c) JAS, and (d) OND.

またFig. 3は、インド洋を北西部(NWI; EQ~20N,50~80E)・北東部(NEI; EQ~20N,80~100E)・南西部(SWI; 20S~EQ,50~80E)・南東部(SEI; 20S~EQ,80~100E)の4海域に分け、領域ごとの発生数と領域平均したGPIの値の月単位の年変動を示した図である。各パネルの右下に海域ごとの発生数とGPIとの相関係数も示した。全4海域において、発生数とGPIの相関係数の値は大きく、TC発生のポテンシャルを表すGPIは実際の発生の季節変動をうまく再現出来ていると言える。またFig. 3からも、GPIと発生数の観点から、北インド洋では北西部・北東部ともに4月～6月と10月～12月の季節で、南インド洋では南西部・南東部ともに1月～3月と10月～12月の季節でTC発生のピークを迎えることが分かる。これはFig. 2の結果と一致している。このように、インド洋のTC発生の季節変動は北部と南部の2パターンに分かれる。しかし北西部と北東部の10月～12月の発生数、GPIの値を比べると、北西部よりも北東部の方が発生数・GPIともに値が大きく、南西部と南東部については特に1月～3月の発生数・GPIの値が南東部よりも南西部の方が大きい。

本研究で注目する10月～12月における発生数・GPIの海域ごとの違いはTable 2からも確認できる。Table 2は、発生数、GPI、GPIを構成する各5項の値についての10月～12月の海域ごとの33年平均値を示す。5つの項の値については、相対湿度・鉛直シア・絶対渦度・MPI・鉛直P速度の5つの要素に係数等を含む項(2.3節で用いたものと同じ)の値と括弧内には係数等を含まない5つの要素そのものの値が示されている。この表から、GPIと発生数の値が一番大きいのは

北東部、小さいのは南西部であることが分かる。よって、10月～12月の季節において、4海域の中でTC活動が最も活発である海域はインド洋北東部であり、活発度が小さい海域は北西部であると言える。GPIを構成する各要素の値にも注目すると、北東部における全要素の項の値が他の3海域に比べて最も大きくなっており、これら5つの要素すべてがGPIに対してポジティブに働いた結果、TC発生により適した環境場が作られていると言える。さらに、このようなTC発生に適した環境場によって、TC発生が促進されていると考えられる。一方、インド洋北西部では相対湿度と鉛直P速度の項の値が他の3海域に比べて最も小さい。これらの2要素が原因で他の海域に比べてGPIが小さくなり、発生数も少なくなっていると考えられる。

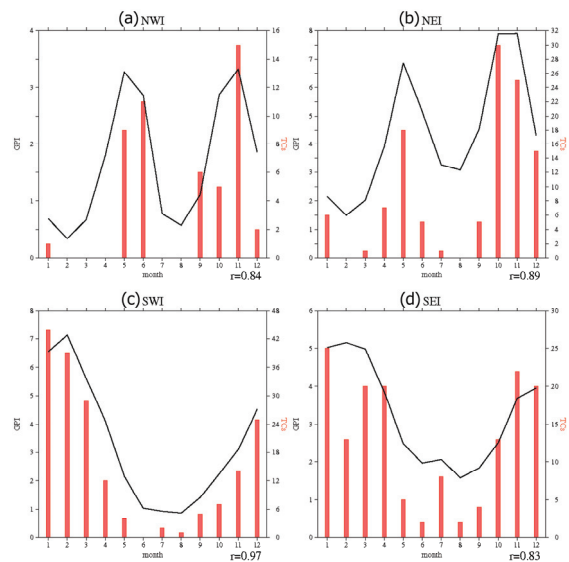


Fig. 3 Monthly means of GPI (solid line) and the number of TC genesis (red bar) over (a) the northwestern Indian Ocean (NWI), (b) the northeastern IO (NEI), (c) the southwestern IO (SWI), and (d) the southeastern IO (SEI). Correlation coefficient (r) between TC number and GPI is indicated in the lower right of each panel.

Fig. 4は10月～12月における発生数とGPIの4海域ごとの年々変動を示す。各パネルの右下には海域ごとの発生数とGPIとの相関係数を示した。海域ごとに発生数とGPIの相関係数は、北西部・北東部・南西部・南東部でそれぞれ0.51・0.31・0.69・0.64であり、インド洋の北東部以外はTC発生数とGPIとの間に95%の信頼度で有意に相関があるという結果になった。

Table 2 Means of the number of TC genesis, GPI, and the GPI terms in October-November-December during the 33 years for NWI, NEI, SWI, and SEI. RH, VS, VOR, and ω indicate terms related to relative humidity, vertical shear, vorticity, and vertical p-velocity.

	NWI	NEI	SWI	SEI
Number	0.67	2.12	1.39	1.64
GPI	2.68	6.70	3.29	3.38
RH	1.27	1.95	1.49	1.47
VS	0.21	0.23	0.21	0.22
VOR	5.44	5.68	5.60	5.41
MPI	1.04	1.20	0.80	0.81
ω	1.00	1.35	1.10	1.15

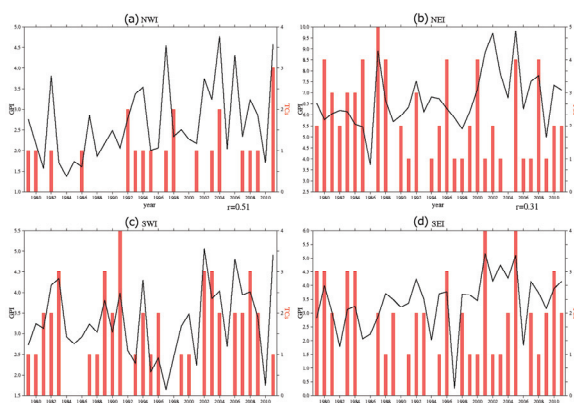


Fig. 4 The same as Fig. 3, except for the annual means.

GPIを構成する5要素の年々変動とGPI・発生数の年々変動との関係を定量的に評価するために年々変動に関する5要素とGPI・発生数の相関係数を計算した。その結果、全海域でGPIと特に相関が良いのは相対湿度と鉛直P速度であり、すべての海域で0.7を上回っていた。相対湿度と鉛直P速度のように、GPIと相関の良い要素がGPIの変動に対して寄与が大きいと考えられる。一方、TC発生数と各要素の相関については北東部以外の3海域において相対湿度・鉛直P速度は発生数との間に有意に相関があるという結果になった。さらに北東部・南東部ではTC発生数とGPIともに絶対渦度との間に有意に相関があった。以上の結果を踏まえると、北西部・南西部ではGPIと相関の高い相対湿度と鉛直P速度がTC発生数とも相関があること、南東部ではこれら2要素に加えて絶対渦度についてもGPI・発生数に対して相関が高いことが、GPIと発生数の年々変動に有意に相関があるという結果をもたらしたと考えられる。北東部では絶対渦度はGPIと発生数の両方との間に相関があるが、GPIとより高い相関を持つ相対湿度・鉛直P速度が発生数とは相関が無いため、年々変動に関してはGPIと発生数との間には相関が無いという結果になったと考え

られる。

3.2 まとめ

TC発生数と環境場という観点から、インド洋北部では4月～6月と10月～12月に、インド洋南部には1月～3月と10月～12月にTC活動のピークがある。よって、本研究で注目する10月～12月の季節はインド洋北部・南部の両海域でTC活動がピークである季節と言える。また、季節変動についてGPIと発生数の相関が良いこと、季節ごとに示したGPIと発生点の空間分布図においてGPIと発生点の分布が良く合っていることから、空間分布・季節変動について、TC発生数のポテンシャルを表すGPIは実際の発生をうまく再現していると言える。

4. MJOのTC発生への影響の統計解析

本章では季節スケールにおけるMJOのTC発生への影響について、統計解析を行う。そのため、2.2節で述べた10月～12月におけるMJO活動度が高い年であるMJO活発年と低い年であるMJO非活発年の2グループでTC発生とその環境場について比較する。4.1節では環境場について、4.2節では実際のTC発生数・分布について2グループ間で比較を行う。さらに、4.1節の結果とENSOの関わりについて4.3節で述べる。

4.1 環境場についてのMJO活発年・非活発年の比較

MJO活発年と非活発年の気候値からのGPIアノマリーをFig. 5aとbに示す。ここで、気候値は解析期間33年間の10月～12月での平均を用いた。活発年のGPIアノマリーの分布はインド洋南東部とベンガル湾の北部を除いてインド洋のほぼ全域で正の値を示している。これより活発年ではインド洋のほぼ全域で比較的TCが発生しやすい環境場になっていると言える。一方非活発年のGPIアノマリー分布は、活発年とは逆にインド洋のほぼ全域で負の値を示している。Fig. 5c-eはそれぞれエルニーニョ年、ラニーニャ年、CINDY年(2011年)におけるGPIアノマリーの結果である。ENSOの影響についてはそれぞれ4.3節で述べる。

次に、これらのアノマリーの大きさが、統計的に意味をなすのかどうかについて議論する。Fig. 5aとbに示される特徴の異なるインド洋北西部・北東部・南西部・南東部の4海域ごとに見ていく。インド洋北西部・北東部・南西部・南東部の領域の定義は第3章と同じである。そこで、海域ごとに領域平均されたMJO活発年・非活発年におけるGPIアノマリーの値とその差を計算し、差に対してt検定を行った。そ

の結果、インド洋北西部と南西部での領域平均した GPI アノマリーの値は MJO 活発年で正の値、非活発年で負の値を示していることが分かった。この北西部・南西部で領域平均した GPI アノマリーの活発年と非活発年の差は、t検定により 95% の信頼度で有意であることが確認された。

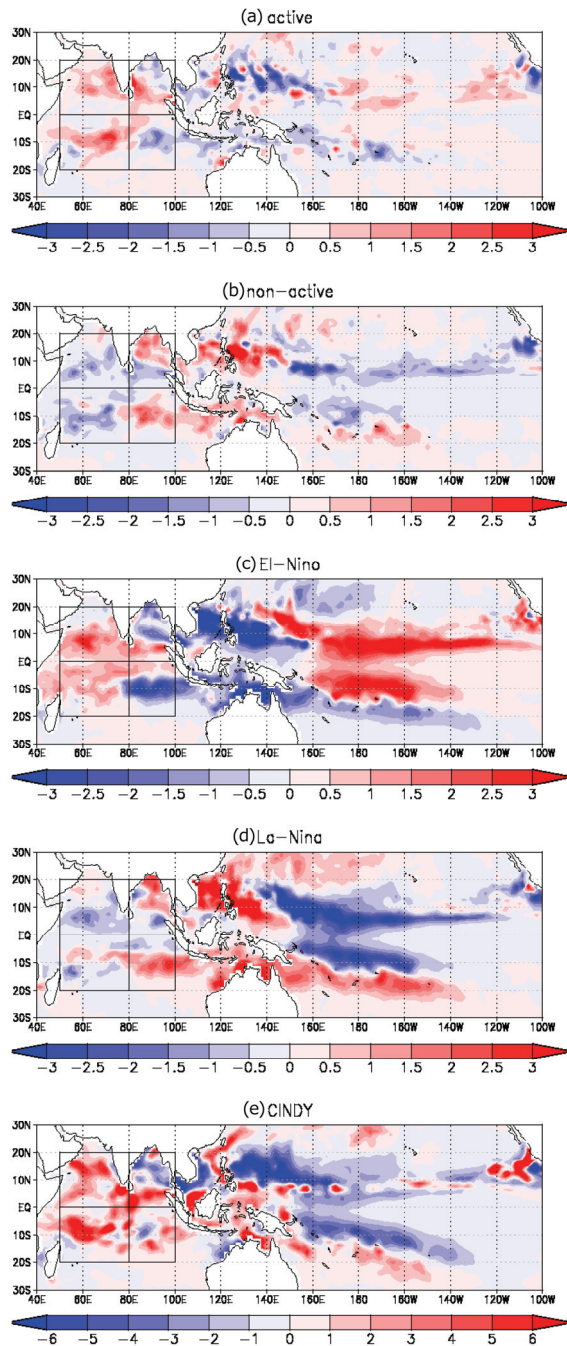


Fig. 5 GPI anomaly from the 33-year October-November-December means for (a) MJO active years, (b) MJO non-active years, (c) El Nino years, (d) La Nina years, and (e) the year 2011 (i.e., CINDY2011 period).

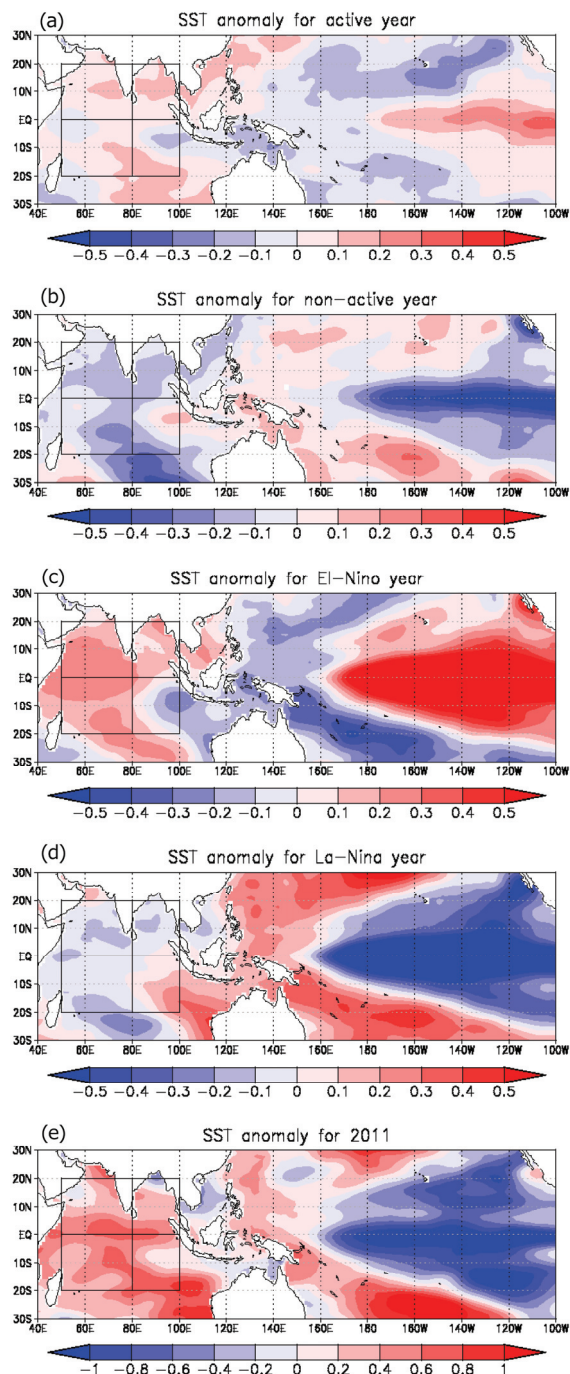


Fig. 6 The same as Fig. 5, except for SST anomaly.

ここで、SSTはMPIを構成する一つの要素であるように熱帯低気圧にとって重要であり、大気・海洋の両者において基本的な環境パラメータでもあることから活発年・非活発におけるのSSTについて確認しておく。MJO活発年と非活発年の気候値からのSSTアノマリーをFig. 6aとbに示す。Fig. 6c-eはそれぞれエルニーニョ年、ラニーニャ年、CINDY年(2011年)についての結果である。活発年ではインド洋全体で気候値よりも最大で0.2 Kの正のアノマリーが確認できる。但し、南東部ではGPIアノマリーと同様に負の

アノマリーとなっている。一方非活発年では活発年とは逆に、インド洋全体で気候値よりも最大で-0.3 Kの負のアノマリーが確認できる。

次に、GPIを構成する各要素の特徴を活発年・非活発年で調べた。Fig. 7aは、第3章で述べた方法で計算された活発年における相対湿度のGPIアノマリーに対する寄与の大きさの空間分布を示す。Fig. 7b-eはそれぞれ鉛直シア・絶対渦度・MJO・鉛直P速度についての結果である。これらの5つの要素のGPIアノマリーへの寄与（Fig. 7）を格子点ごとに足し合わせたものは、Fig. 5aで示されているGPIアノマリーそのものと等価となる。Fig. 7で示された活発年における各要素のGPIアノマリーへの寄与の仕方は、Fig. 8で示される非活発年における各要素のGPIアノマリーへの寄与の仕方とおおよそ正負が逆の空間パターンになっていることが分かる。活発年について海域ごとにみると、以下のようなことが読み取れる。インド洋南西部では相対湿度と鉛直P速度も寄与がGPIアノマリーに対して一番大きい。南東部では、渦度、MPI、鉛直P速度がGPIの負のアノマリーに対して大きく寄与している。また、北西部では正のGPIアノマリーは主に相対湿度と鉛直シアによるものと読み取れる。ベンガル湾を含む北東部では相対湿度と鉛直P速度の空間パターンがGPIアノマリーの空間パターンと一致している。一方、鉛直シアとMPIはGPIアノマリーに対して正に寄与し、渦度はGPIアノマリーに対して負に寄与している。インド洋全体としては活発年、非活発年ともに相対湿度と鉛直P速度の空間パターンがGPIアノマリーの空間パターンに似ている。このことを定量的に評価するために、GPIアノマリーの空間分布と各要素のGPIアノマリーへの寄与の空間分布についての空間相関係数を活発年・非活発年について計算した。結果をTable 3に示す。Table 3から相対湿度・鉛直P速度のGPIアノマリーへの寄与とGPIアノマリーの相関が活発年・非活発年の両方で特に高いことが分かる。この結果から、インド洋全体においてこれらの2つの要素のGPIアノマリーへの寄与が最も大きいと言える。

中層の相対湿度が高いことは積雲対流の上昇流域と結びついていると考えられている。Camargo et al. (2009) はMJOのTC発生への影響をMJO PhaseごとにGPIを用いて調べ、中層の相対湿度、鉛直シア、渦度、MPIの中で中層の相対湿度の効果が一番大きいと結論づけた。このことは本研究での「相対湿度・鉛直P速度の寄与が最も大きい」という結論と一致してい

る。一方、Camargo et al. (2009)のFig. 8ではMJOの東進とともに、相対湿度のみを変化させた正のGPIアノマリーが東進していることが示されている。MJOがインド洋から離れたとき、つまりMJOがMJO Phase 6-7 やPhase 8-1のときに相対湿度のみを変えたGPIアノマリーの値はインド洋付近で負であり、反対にMJO Phase2-3 やPhase4-5のときにインド洋付近で正であることも同時にCamargo et al. (2009)により示されている。Camargo et al. (2009)のこのような結果からは、相対湿度のみを変化させたGPIアノマリーをすべてのMJO Phaseでコンポジットを取ると、インド洋付近では正と負のアノマリーが打ち消し合うと予想される。しかし本研究の結果(Fig. 5a,b)からは、相対湿度のみを変化させたGPIアノマリーをすべてのMJO Phaseでコンポジットを取ると正と負のアノマリーが打ち消し合うのではなく、正か負のどちらかに偏った結果になると予想できる。

このような矛盾は2つの観点から説明できる。一つ目はMJOのGPIへの影響の時間スケールが重要となる。Fig. 9は相対湿度、鉛直P速度の10月～12月の気候値からのアノマリーの経度時間断面図である。時間間隔は6時間で、南緯20度から北緯20度で平均されたものである。ここでは、活発年である2002年と非活発年である1988年を示す。MJO Phaseの変化に伴って、それぞれの要素のアノマリーも変化している様子が確認できる。重要なポイントは、活発年では各要素がTC発生に適した符号のアノマリーを示す時間がそれとは反対の符号を持つアノマリーを示す時間よりも長いということである。このように、活発年・非活発年のGPIアノマリーはMJO Phaseに従った正・負のアノマリーの残差として正または負の値になる。時間平均をとる時間スケールが季節スケールよりも短ければ、MJOによるTC発生環境場への影響はCamargo et al. (2009)のようになる。二つ目は、MJOのPhaseがインド洋に存在するとき比べて、西半球に存在するときの方がMJOの東進スピードが速いということである。このことから、MJO Phaseがインド洋から離れて西半球にありGPIアノマリーがインド洋で負である時間は、MJO Phaseがインド洋にありGPIアノマリーが正である時間に比べて短くなると考えられる。これらの二つの理由により、活発年でのGPIアノマリーは、すべてのMJO Phaseを含むような季節スケールで時間平均したときに、インド洋ほぼ全域で正の値になり、非活発年ではMJO頻度が少ないためにGPIアノマリーは負の値になる。

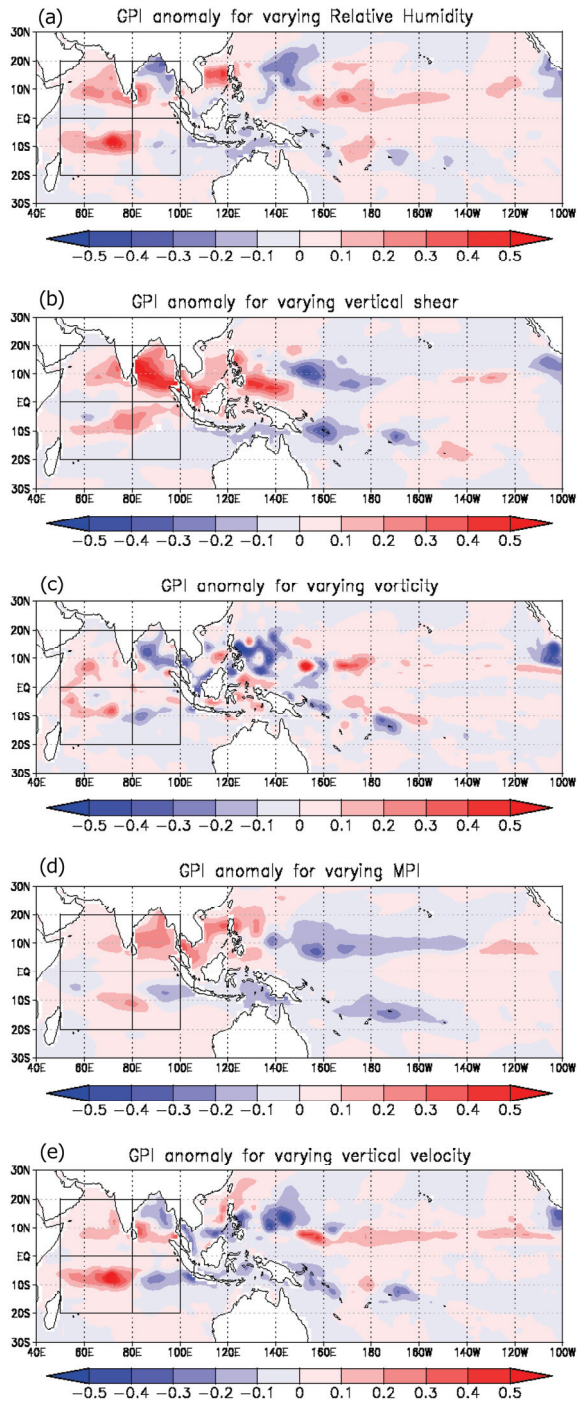


Fig. 7 Contributions to the GPI anomaly from (a) relative humidity, (b) vertical shear, (c) vertical vorticity, (d) MPI, and (e) vertical velocity for the MJO active years.

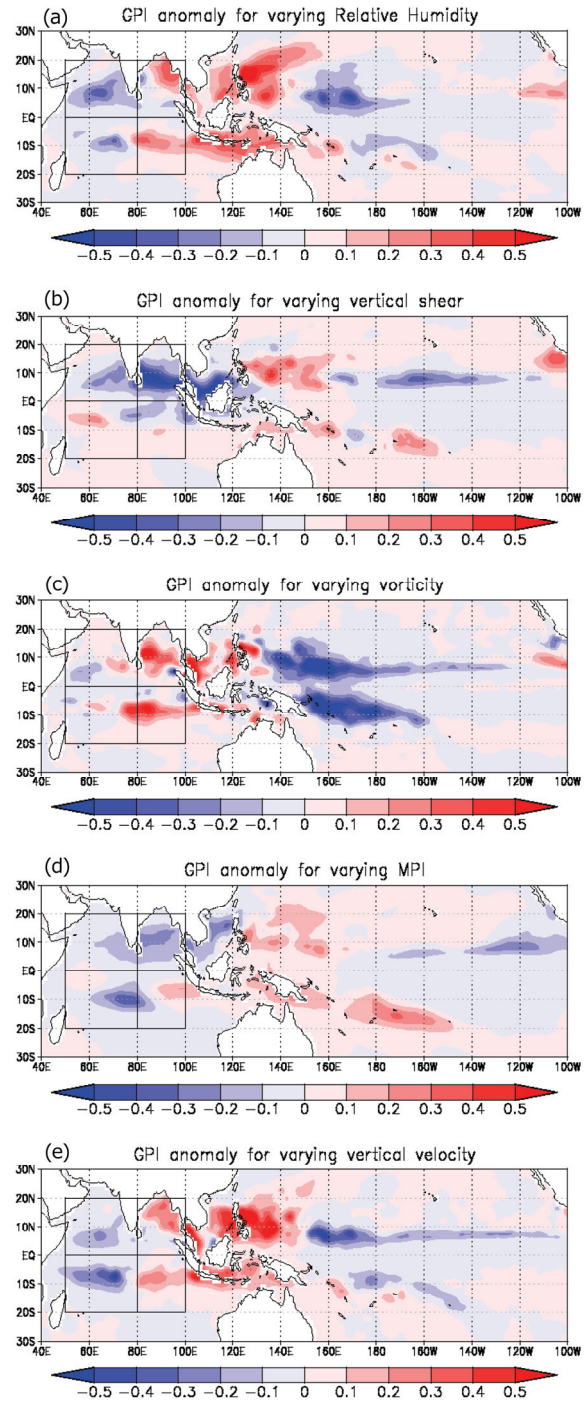


Fig. 8 The same as Fig. 7, except for the MJO non-active years.

Table 3 Correlation coefficients between the spatial distribution of GPI anomaly and the contributions from each GPI term for the MJO active and the non-active years.

	RH	VS	VOR	MPI	ω
MJO active	0.72	0.51	0.37	0.43	0.75
MJO non-active	0.71	0.28	0.49	0.15	0.69

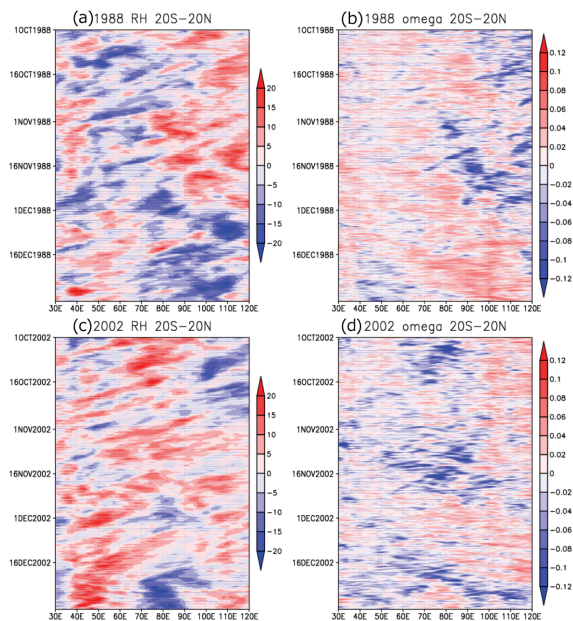


Fig. 9 Time-longitude diagram of relative humidity and vertical p-velocity averaged between 20S-20N for (a) (b) the 1988 case and (c) (d) 2002 case.

4.2 TC発生についてのMJO活発年・非活発年の比較

本節ではベストトラックデータを用いて、実際のTC発生がMJO活発年と非活発年でどのように違うかを調べる。インド洋全体（50E-100E, 20S-20N）での発生数は活発年11年で67個、非活発年11年で68個であった。よって、インド洋全体で見ると、MJOの活発年と非活発年との間にTC発生数に違いは認められない。

まず、TC発生がMJO Phaseに依存しているかどうかを確認する。そのため、33年間の10月～12月の期間中のすべてのTC発生日のMJO Phase (RMM1 と RMM2の値)を調べ、Phase ごとのTC発生数を活発年・非活発年それぞれについて数えた。その結果をFig. 10に示す。この図では活発年・非活発年それぞれにおけるすべての発生点がRMM1とRMM2の空間にプロットされ、図中に示されたパーセンテージは活発年・非活発年それぞれにおける全発生数に対する各MJO Phaseの発生数の割合を意味する。すべてのTC発生はMJO Phase1-8のどれかに属し、活発年・非活発年それぞれにおける全発生数は各MJO Phaseでの発生数の和と等しくなる。この図から、活発年ではMJO Phase2-5のときの発生が他のPhaseに比べて多くなっており、一方非活発年ではMJO Phase2-5のときの発生は他のPhaseとほぼ同じ割合であることが分かる。特にMJO Phase2-3のときの発生数が活発年で顕著に多くなっている。この結果は、MJOがインド洋で発達しているときにTC発生が顕著に増加

していることを示唆している。

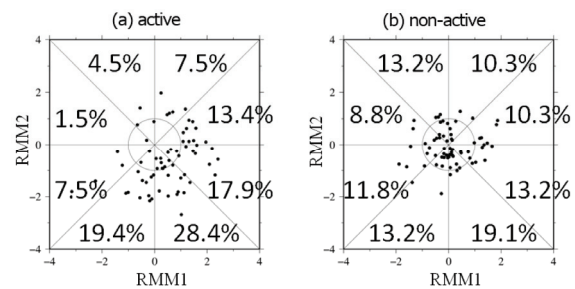


Fig. 10 Percentages of the number of TC genesis in each phase against the total TC number for (a) the MJO active year and (b) the MJO non-active year.

Fig. 11は、活発年・非活発年それぞれのTC発生分布とGPIのアノマリーの分布を示す。図中の数字は活発年・非活発年における海域ごとの発生数を示す。発生数に関して、活発年と非活発年の間に明確な違いがあるのは南西部と南東部の海域のみである。南西部では活発年での発生数は非活発年よりも多く、南東部ではその逆の結果になっている。また、南西部では活発年のGPIは気候値よりも大きく、非活発年のGPIは気候値よりも小さくなっている。南東部ではその逆の傾向が見られる。このように実際のTC発生の活発年・非活発年の特徴は、GPIの活発年・非活発年の特徴と対応している。北西部では活発年・非活発年間でGPIに違いはみられるが、発生数に違いはない。この理由の一つとして、この海域では他の海域に比べて発生数が著しく少ないため統計解析による結果が得られにくいことが考えられる。

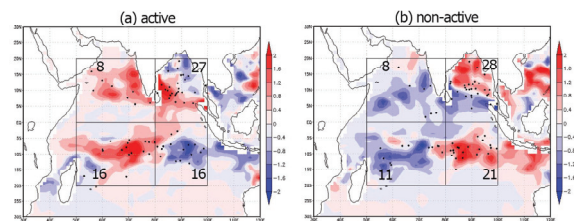


Fig. 11 The locations of TC genesis and the GPI anomaly for (a) the active year and (b) the non-active year. The digits in each ocean area indicate the total number of TC genesis in each area.

北東部においても発生数に違いはみられない。北東部ではGPIアノマリーの符号が二極化しており、活発年・非活発年ではその分布の符号が反対になっているためであると考えられる。このような二極化している領域を一つの領域としてではなく別々の領域として考えるため、活発年・非活発年ともに、GPIアノマリーの符号が正の領域での発生数と負の領域での発生数をそれぞれ数えた。その結果、活発年で

は正の領域に18個、負の領域に7個、また非活発年では正の領域に19個、負の領域に8個であった。このことから、活発年・非活発年両グループで、GPIが気候値よりも大きな領域ではTC発生が促進され、GPIが気候値よりも小さな領域ではTC発生が抑制されていることが分かる。

以上の結果から、TC発生環境場はMJOから影響を受け、その環境場が実際のTC発生にも影響を与えていると言える。また、南東部での活発年・非活発年間の影響の受け方は北西部や南西部とは異なるが、これはENSOの影響であると考えられる。これについては次の節で述べる。

4.3 ENSOの影響

ENSOは太平洋だけではなくインド洋においても、熱帯大気・海洋の年々変動の主な要因の一つである。本研究では季節スケールでTC発生に及ぼすMJOの影響を年ごとに調べるため、ENSOによる年々変動の影響を考慮する必要がある。本節では活発年・非活発年でのGPIアノマリーに与えるENSOの影響を評価する。

Table 1から確認できるように、活発年には1982, 1987, 1994, 2002年のエルニーニョ年, 1984, 1999, 2000, 2011年のラニーニャ年が含まれ、非活発年には1991, 2004年のエルニーニョ年, 1988, 1995, 1998, 2005, 2010年のラニーニャ年が含まれている。また、10月～12月期間で平均したONIの値は活発年で0.15, 非活発年で-0.47となった。一般的に、ONIは0.5以上であればエルニーニョ, -0.5以下であればラニーニャと判断される。このように活発年・非活発年のENSOの偏りは顕著ではない。そのため前節で述べられた活発年・非活発年のGPIアノマリーは、主にMJOの影響であると考えられる。

しかし、実際にはGPIアノマリーの空間分布パターンは、活発年 (Fig. 5a) とエルニーニョ年 (Fig. 5c), 非活発年 (Fig. 5b) とラニーニャ年 (Fig. 5d) で非常に良く似ている。そこでMJOとGPIという観点からインド洋の大気状態とENSOの関係を調べるために、10月～12月で平均したGPIアノマリーを各海域で領域平均した値、MJO活発日数、10月～12月で平均したONIの年々変動を調べ、相関係数を計算した。これらはインド洋の4海域ごとに、解析期間33年間で評価した。Table 4は各海域のGPIアノマリーとMJO活発日数、GPIアノマリーとONIとの相関係数を示す。北西部と南西部の海域で、MJO活発日数とGPIアノマリー間に有意な相関がある。北西部ではGPIアノマリーはONIとも相関が良いものの、しかしENSOの影響が顕著に現れる北西太平洋からは距離が遠いため、その関係の物理的意味での解釈は難しいと考えられ

る。このように、北西部と南西部でのGPIの年々変動はMJO活動度と強く関係していると考えられる。一方、南東部では、GPIアノマリーとMJO活発日数には相関はなく、GPIアノマリーとONIには有意な負の相関があるため、南東部はMJOよりもENSOの影響を強く受ける海域であると考えられる。

Table 4 Correlation coefficients between the GPI anomaly over the four Indian Ocean areas and the number of days of the MJO active phase and between the GPI anomaly and ONI. Asterisks indicate that the values are statistically significant at the 95% confidence level.

	NWI	NEI	SWI	SEI
MJO	0.45*	0.20	0.45*	-0.11
ONI	0.53*	-0.06	0.21	-0.54*

このような南東部についてより詳しく調べるために、GPIアノマリー、MJO活発日数、ONIの値を活発年11年について1年ごとに見ていく (Fig. 12)。GPIアノマリーの値が-0.5よりも小さい値を示すのは1982, 1987, 1994年で、これらの年はすべてエルニーニョ年である。一方、正のGPIアノマリーが0.5を越えるのは2002年と2011年のみで、これらの年は必ずしもエルニーニョと逆センスであるラニーニャ年ではない。むしろ、MJO日数の多い年と関係しているようである。少ないサンプル数からMJOの影響とENSOの影響を確実に定義することは難しいが、南東部ではENSOの影響は活発年ではエルニーニョの年に、より顕著に出ることが示唆される。エルニーニョの期間は対流活発域が中部太平洋にシフトするため、海大陸は通常よりも乾燥した状態になる。4.1節で述べたようにGPIアノマリーには中層の相対湿度の寄与が大きい。それゆえエルニーニョ期間の海大陸の乾燥した状態というのは北西太平洋だけではなくインド洋の東部においてもGPIを小さくさせ、TCが発生しにくい環境場をもたらすと考えられる。

北東部では、GPIアノマリーとの相関はONI, MJO活発日数ともに低い。これは、MJOまたはENSOによる影響を受けた北東部のGPIアノマリーが正または負のどちらかに均一に分布しているのではなく、正と負で二極化しているためであると考えられる。ベンガル湾は大陸に囲まれているという独特な特徴を持つ海域であり、海洋と大陸間の相互作用の循環 (モンスーンなど) が領域スケールや大陸スケールで気象や気候に影響を与えると考えられる。このような特徴的な地理的効果により、北東部におけるGPIアノマリーの複雑な分布になっていると考えられる。これについては更なる解析が必要である。

MJOとENSOの影響を完全に分離することは容易ではない。しかしながら本研究からは、少なくともインド洋西部のGPIアノマリーは主にMJOの影響によるものであること、海大陸に隣接する南東部はMJOよりもENSOの影響を大きく受けるということは結論することができるだろう。

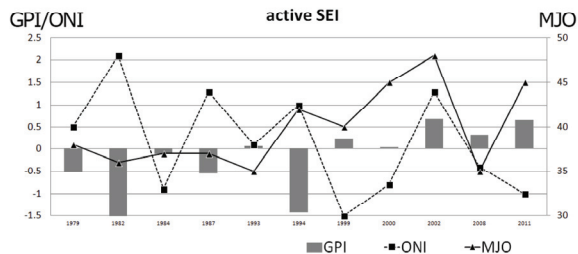


Fig. 12 GPI anomaly (bar), the number of days of the active phase of MJO (triangle), and ONI (square) for all the MJO active years.

5. 結論

第4章では、MJOのTC発生への影響を季節スケールで評価するため、解析期間33年の中から抽出されたMJO活発年と非活発年の間でTC発生数や環境場を比較した。活発年・非活発年それぞれのグループのエルニーニョ・ラニーニャの偏りは小さく、ENSOの影響が小さい状況下においてMJOの影響を調べたことになる。その結果、次のことが分かった。

- 1) 活発年では、インド洋ほぼ全域でGPIアノマリーが正の値を示し、非活発年ではインド洋ほぼ全域で負のアノマリーを示した。また、活発年と非活発年の偏差の違いが統計的に有意であったのはインド洋西部であり、インド洋西部ではTC発生環境場の年々変動に対する影響はENSOよりもMJOの方が大きいという結果が得られた。このことから、ENSOの偏りが小さい状況下では、MJO活動度が高い年に特にインド洋西部でTC発生に対してより適した環境場になると考えられる。
- 2) これらの活発年・非活発年におけるGPIの偏差に対しては、相対湿度と鉛直P速度の効果が大きい。
- 3) 実際のTC発生数についてはインド洋全体の発生数には活発年と非活発年の間に顕著な違いはない。しかし活発年・非活発年ともに、GPIが気候値よりも大きい領域ではTC発生が多く、GPIが気候値よりも小さい領域でTC発生が少なくなっていた。よって、MJOに影響を受けた環境場の変化が実際のTC発生に対して影響を与えていると言える。

TC発生やその環境場の年々変動に対しては、ENSOの影響が重要であると考えられている。本研究では統計解析の結果から、季節スケールにおいてもMJOの影響が現れることを示し、MJO活動度が高い年に、TC発生環境場がTC発生により適した環境場になることが分かった。よって、ENSOだけでなくMJO活動度の年々変動も、TC発生とその環境場の年々変動に対して影響を与えていると考えられる。

謝辞

本研究を行うにあたって、第1著者が参加した海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の海洋地球研究船「みらい」の観測航海MR11-07 (CINDY2011) での気象観測が動機となりました。JAMSTECの米山邦夫氏には「みらい」乗船中はもちろん学会等でもMJO研究について多くの的確なご指導・ご助言をいただきました。

参考文献

- Bessafi, M., and Wheeler, M. C. (2006) Modulation of south Indian Ocean tropical cyclones by the Madden-Julian Oscillation and convectively coupled equatorial waves, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 134, pp. 638-656.
- Bister, M., and Emanuel, K. A. (1998) Dissipative heating and hurricane intensity, *Meteor. Atmos. Phys.*, Vol. 65, pp. 233-240.
- Camargo, S. J., Emanuel, K. A., and Sobel, A. H. (2007) Use of genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis, *J. Climate*, Vol. 20, pp. 4819-4834.
- Camargo, S. J., Wheeler, M. C., and Sobel, A. H. (2009) Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 66, pp. 3061-3074.
- Chand, S. S., and Walsh, K. J. E. (2010), The influence of the Madden-Julian Oscillation on tropical cyclone activity in the Fiji region, *J. Climate*, Vol.23, pp.868-886.
- Chia, H. H., and Ropelewski, C. F. (2002) The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest Pacific, *J. Climate*, Vol. 15, pp. 2934-2944.
- Emanuel, K. A. (1995) Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, pp. 3969-3976.

- Emanuel, K. A., and Nolan, D. S. (2004) Tropical cyclone activity and global climate, Proc. Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, American Meteorological Society, Miami, Florida, 3-7 May 2004, pp. 240-241.
- Evan, A. T., and Camargo, S. J. (2011) A climatology of Arabian Sea cyclonic storms, *J. Climate*, Vol. 24, pp. 140-158.
- Girishkumar, M. S., and Ravichandran, M. (2012) The influence of ENSO on tropical cyclone activity in the Bay of Bengal during October-December, *J. Geophys. Res.*, Vol. 117, C02033.
- Gray, W. M. (1975) Tropical cyclone genesis, Colorado State University, Atmospheric Science Paper, No. 234.
- Hall, J. D., Matthews, A. J., and Karoly, D. J. (2001) The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden-Julian Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 129, pp. 2070-2982.
- Ho, C. H., Kim, J. H., Jeong, J. H., and Kim, H. S. (2006) Variation of tropical cyclone activity in the south Indian Ocean: El Niño-Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation Effects, *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, D22101.
- Huang, P., Chou, C., and Huang, R. (2011) Seasonal modulation of tropical intraseasonal oscillations on tropical cyclone genesis in the Western North Pacific, *J. Climate*, Vol. 24, pp. 6339-6352.
- Klotzbach, P. J. (2010) On the Madden-Julian Oscillation-Atlantic hurricane relationship, *J. Climate*, Vol. 23, pp.282-293.
- Li, R. C. Y., Zhou, W., Chan, J. C. L., and Huang, P. (2012) Asymmetric modulation of Western North Pacific cyclogenesis by the Madden-Julian Oscillation under ENSO conditions, *J. Climate*, Vol. 25, pp. 5374-5385.
- Liebmann, B. B., Hendon, H. H., and Glick, J. D. (1994) The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 72, pp. 401-412.
- Madden, R. A., and Julian, P. R. (1971) Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, pp. 702-708.
- Madden, R. A., and Julian, P. R. (1972) Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 29, pp. 1109-1123.
- Maloney, E. D., and Hartmann, D. L. (2000) Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation, *Science*, Vol. 287, pp.2002-2004.
- Maloney, E. D., and Hartmann, D. L. (2001) The Madden-Julian Oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part 1, *J. Atmos. Sci.*, Vol.58, pp. 2545-2558.
- Murakami, H., Wang, B., and Kitoh, A. (2011) Future change of Western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-mesh global atmospheric model, *J. Climate*, Vol. 24, pp. 1154-1169.
- Ng, E. K. W., and Chan, J. C. L. (2012) Interannual variations of tropical cyclone activity over the North Indian Ocean, *Int. J. Climatol.*, Vol. 32, pp. 819-830.
- Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto, T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., Kadokura, S., Wada, K., Kato, K., Oyama, R., Ose, T., Mannoji, N., and Taira, R. (2007) The JRA-25 Reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85, pp. 369-432.
- Wang, B., and Chan, J. C. L. (2002) How strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific, *J. Climate*, Vol. 15, pp. 1643-1658.
- Wheeler, M., and Kiladis, G. N. (1999) Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 56, pp. 374-399.
- Wheeler, M. C., and Hendon, H. H. (2004) An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 132, pp. 1917-1932.
- Yanase, W., Satoh, M., Taniguchi, H., and Fujinami, H. (2012) Seasonal and intraseasonal modulation of tropical cyclogenesis environment over the Bay of Bengal during the extended summer monsoon, *J. Climate*, Vol. 25, pp. 2914-2930.
- Zhang, C. (2005) Madden-Julian Oscillation, *Reviews of Geophysics*, Vol. 43, RG2003.

(論文受理日 : 2013年6月10日)