

熱帯域の大気海洋相互作用と気候変動

—インド洋域の変動に注目して—*

升 本 順 夫**・堀 井 隆 憲***

1. はじめに

熱帯域の大気海洋相互作用あるいは気候変動と聞けば、エルニーニョ/南方振動 (ENSO) を思い浮かべる方が多いだろう。季節変動を除く数か月よりも長い時間規模の変動を対象とすれば、確かに ENSO のシグナルは非常に大きく、大気海洋の様々な物理量に対して太平洋熱帯域を含む領域で単純に統計解析を施すと、多くの場合、得られる結果の第1モードとして現れることになる^{1,2)}。また、その影響は大気のテレコネクションを通じて地球の全域に及び³⁾、多くの局所的な気候変動をもたらす一因として人々の関心を引いている。ペルー沖を漁場とする漁師の間での知識に端を発するエルニーニョ、インドモンスーンの予測というウォーカー卿の野望に端を発する南方振動⁴⁾、これらを一体の現象として相互作用の観点を取り入れたビヤークネス⁵⁾、海洋赤道波動による遅延効果を取り入れた遅延振動子理論⁶⁾、赤道域と赤道から離れた熱帯域との間での海洋内の蓄熱量移動の重要性を指摘したリチャージ・ディスチャージ理論⁷⁾など、これまでの様々な知識、知見によって、ENSO という現象の理解は大きく進んできた。現在では、各国の様々な機関から ENSO の予測情報が発表されており、1 年程度のリードタイムである程度の信頼性を持つに至っている。

では、ENSO 研究は大概、方が付いたのかと言うと、そんなことは全くない。熱帯域で見られる大気海洋相互作用には ENSO 以外の現象も多く存在し、それらが全球規模の気候変動にも大きく影響をおよぼしている。最近では、時間と空間を軸とする座標系の中で ENSO が占める領域から外れたところにある現象、

また、それらの現象間での相互の関連性などが話題になることが多い。本節では、そのようなトピックの中から、インド洋域を中心として幾つか紹介することにして、筆者は熱帯域の海洋変動を中心として大気海洋相互作用を捉えることが多いため、以下でも主に海洋側からの視点で記述することが多くなってしまうが、ご了承願いたい。

2. インド洋のダイポールモード現象

さて、ENSO は太平洋熱帯域で発生する現象であり、他の海域で見られる経年的な大気海洋系の変動は、主に ENSO の影響による受動的な変動であると指摘されることがこれまで多かった。特にインド洋では、ENSO の発生に伴って熱帯域全域で正の海面水温 (SST) 偏差が現れることが指摘されている⁸⁾。これは、海洋ロスビー波の伝播などの力学的なプロセスに伴う SST 変動に加え、熱力学的なプロセスにより海面水温変動がもたらされる傾向が強いため、ENSO に伴う大気循環場の変動が局所的な海面熱フラックスの変化を通じて影響を与えているためである。しかし、インド洋熱帯域の大気海洋系にも ENSO と同様の現象があることを示す論文が発表された^{9,10)}。インド洋熱帯域の SST 偏差場として東西に符号の異なる2つの極を持つことからインド洋ダイポールモード (IOD) と名付けられたこの現象は、経年的な時間規模を持つ熱帯インド洋の大気海洋系変動ではあるが、太平洋の ENSO とは異なるタイミングで発生していることが示されている¹¹⁾。

インド洋熱帯域における通常の状態と IOD 発生時の状況を模式的に比較したものが第1図である。通常、インドネシア付近で活発な上昇気流、西部インド洋域で下降気流が存在し、インド洋熱帯域の海面付近では西風、およそ700 hPa よりも上空では東風となるウォーカー循環を形成している。西風の海上風に伴って海洋の表層混合層厚は東へ行くほど厚く、SST も高い。この暖水域は西部熱帯太平洋に広がるいわゆる

* Climate variability and atmosphere-ocean interactions in the tropical Indian Ocean.

** Yukio MASUMOTO, 東京大学大学院理学系研究科/地球環境フロンティア研究センター/地球環境観測研究センター。

*** Takanori HORII, 海洋研究開発機構地球環境観測研究センター。

© 2007 日本気象学会

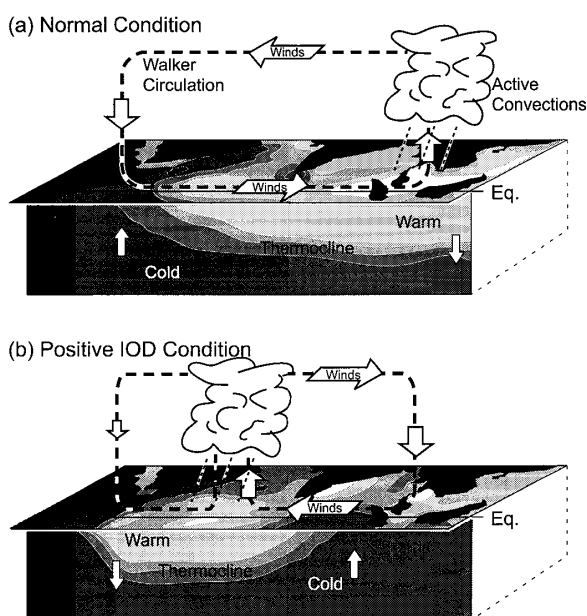
暖水プールに対応するものであり、インド洋でも活発な対流活動や強い大気海洋相互作用が期待される。ひとたび IOD が発生すると、これらの状況を反転させる向きの偏差が現れ、赤道付近の海上風も東風傾向となり、海洋の温度躍層は東部で上昇、SST は下降する。このような海洋表層の偏差は大気のウォーカー循環を弱める方向へ働き、赤道上の東風偏差を強化する。この東風偏差は海洋の赤道湧昇と湧昇ケルビン波の励起を通じて水温躍層をさらに上昇させ、SST を下降させる。すなわちビヤークネス⁵⁾が提唱した大気海洋系の正のフィードバック機構が働くことになる。このような大気海洋系の結合過程は太平洋の ENSO のものと同様であり、IOD が ENSO の兄弟とも呼ばれる所以である。

通常、ウォーカー循環の太平洋側のセルとインド洋側のセルでは、インドネシア付近での上昇気流域を共有している。インド洋の IOD も太平洋の ENSO もこのウォーカー循環の変動を伴っているため、どちらか一方の変動が他方の変化をもたらす可能性があることは容易に想像できる。しかし実際には、ENSO と IOD が共に発生する年もあれば、どちらか一方しか現れない年もあり、それぞれが独自の結合システムを構成しながら、互いに影響を及ぼし合っていることを示唆している¹²⁾。このような変動の特徴は、IOD の指標として用いられているダイポールモード・インデックス (DMI) の時系列と ENSO の指標の 1 つで

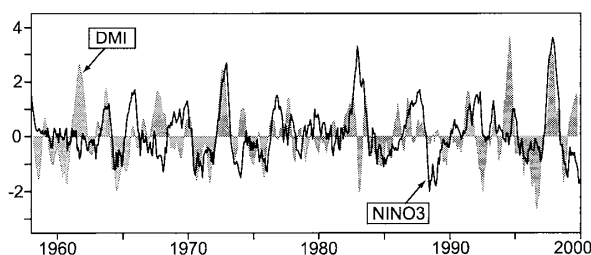
ある NINO3 指数を重ねて描いた第 2 図でも明らかである。インド洋域の大気海洋系に見られる経年変動は、これまで考えられていた太平洋からインド洋への一方的な影響により説明されるものに加え、インド洋固有の大気海洋結合現象であるインド洋ダイポールモードを考慮しなければ説明できないのである。

さて、インド洋赤道域の東部で SST が低下し、西部で上昇する場合（例えば 1961 年や 1994、1997 年など）を正の IOD、逆に東部で通常よりも水温が上昇し、西部で下降する場合（例えば 1992 年や 1996 年など）を負の IOD と定義している。興味深いことは、これらが同じ割合で、かつ同じ振幅を持って現れる線形的な振る舞いをするのではなく、正の IOD の方が顕著な現象として出現する傾向が強い。このような特徴は ENSO サイクルのエルニーニョとラニーニャの関係とも似ており、IOD を構成する様々な物理プロセスに含まれる非線形性のもとたす結果であると言える。ただし、このような IOD と ENSO との共通性が同じメカニズムによるものなのか、あるいは異なるプロセスが似たような結果を引き起こしているものなのか、などの詳細については、まだ明らかになっていない。

IOD と ENSO のもう 1 つの共通性として、大気のテレコネクションを通じた他の地域への影響が大きいことがあげられるであろう。ENSO の影響に関しては既に多くの研究が行われているところであるが、IOD についてもインドモンスーンや東部アフリカ大陸上、あるいはインドネシアやオーストラリアの降水量との関連など、周辺地域への影響に関する研究が進められている^{13,14,15)}。さらに、日本を含む東アジア域への影響や、遠く北米、南米大陸への影響等を議論する論文も発表されるようになってきている¹⁶⁾。これまで、世界各地での局所的な気候変動が ENSO との関連性



第 1 図 インド洋における大気海洋系変動の模式図。(a) 通常の状態、および (b) インド洋ダイポールモード発生時。大気側は、活発な対流域の位置とウォーカー循環、海洋側は海面水温分布と赤道上で水温躍層の位置を表示。



第 2 図 1958 年から 1999 年までの DMI および NINO3 の時系列。DMI は西部インド洋 (50°E-70°E, 10°S-10°N) と東部インド洋 (90°E-110°E, 10°S-0°N) で平均した SST 偏差の差、NINO3 は東部太平洋 (150°W-90°W, 5°S-5°N) の平均した SST 偏差である。陰影が DMI、実線が NINO3 を示し、どちらもそれぞれの標準偏差で規格化している。

で説明されることが多かったが、果たしてそれで良いのであろうか。IOD の影響をほぼ無視することはできないであろう。

3. 季節内変動や季節変化との関連

ところで、エルニーニョの発生機構に関する研究の初期の頃から、いわゆる“トリガー”として熱帯域の季節内変動を代表する現象として知られるマッデン・ジュリアン振動 (MJO)¹⁷⁾の重要性が指摘されてきた^{18,19)}。数十日の時間規模を持つ MJO に伴って西太平洋上で強い西風が吹くことにより、海洋表層を東進する赤道ケルビン波が励起される。これに伴う中部太平洋への暖水の移流や東部での赤道湧昇による冷却効果の弱化を通じて正の水温偏差をもたらし、経年的なエルニーニョの発生に一役買っているというものである。また、逆の影響をもたらし季節内擾乱がエルニーニョの終息時にも重要な働きをしていると言う指摘もある²⁰⁾。このような MJO は西太平洋上だけで強く発達するものではなく、インド洋中央部で急速に発達しながら東進し、インドネシアを中心とする“海大陸”上で一旦組織立った大規模構造が崩されるものの、西太平洋上で再び組織化された対流を伴う構造へと変化して行く。インド洋中央部での MJO に伴う海面付近の強い西風は、海洋の水温躍層を下降させる赤道ケルビン波を励起する。東部インド洋で水温躍層の上昇を伴う正の IOD の発達期にこのケルビン波が進入した場合、IOD が急速に減衰する場合がある²¹⁾。しかし、このような数十日程度の季節内変動が IOD の盛衰に影響を及ぼす具体的なプロセスの詳細は解明されていない。また、海洋表層の季節内変動が大気の強制に対する単純な応答に過ぎないものなのか、それとも SST の変動を通じて大気海洋間の相互作用をもたらししているのかについても、まだ明らかになっていない。これらは、熱帯域の気候変動と大気海洋相互作用を理解する上で、解明すべき重要なテーマである。

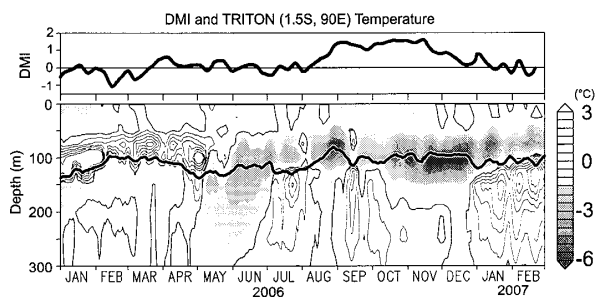
インド洋に存在する様々な時空間規模を持つ大気海洋系変動の一部を示してきたが、最も基本的な、また最も顕著な変動は、やはりモンスーンに関連した季節変動である。インド洋は太平洋や大西洋と異なり、北半球側が北緯30度付近でアジア大陸に塞がれた形となっている一方、南半球側は南大洋へと大きく開かれている。この周囲の特異な海陸配置がアジア・アフリカ・オーストラリアモンスーンの源ともなり、インド洋域の気候変動の基礎を形成する重要な要素ともなっている。先に挙げた IOD の発達や終息も、MJO などの季節内変動も季節変動の影響を受け、また季節変動に影響を与えている。例えば、これまでに発生した IOD は、それぞれ若干の違いはあるものの、北半球

の夏頃から始まり、秋に最大振幅まで成長した後、冬の始めには急速に減衰している。このことは、IOD の変動がインド洋赤道域の季節変動と密接に関連していることを表している。例えば、東部インド洋のスンダ列島沖合では、夏季モンスーンに伴って水温躍層が上昇する。この季節的な海洋の湧昇が、ビヤークネス・フィードバックを励起するための条件を整えているとも考えられるのである。インド洋ではこれらの時空間規模の異なる現象の間の関連性が他の海域に比べて強いいため、互いの影響を無視して議論することは出来ない。このことが ENSO に比べて IOD の予測可能性を制限する要因の1つとなっているのだと考えられている²²⁾。

4. インド洋の観測網構築に向けて

インド洋域における大気海洋相互作用や気候変動に関連する一連の研究成果は、衛星による大気及び海表面の観測データと数値モデルの結果から得られたものが多い。これは、インド洋熱帯域の大気および海洋内部の現場観測データが非常に限られていることが大きな理由の1つとなっている。しかし最近、IOD や MJO など、インド洋域での気候変動に絡む顕著な現象を直接観測し、その構造や変動特性などの詳細な記述を行い、またそれらのメカニズムを明らかにしようとする研究プロジェクトが幾つか進行している。中でもインド洋の季節内変動をターゲットとした日本の MISMO (Mirai Indian Ocean Cruise for the Study of the MJO-convection Onset)²³⁾とフランスの VASCO-CIRENE 両プロジェクトは、2006年後半から2007年始めにかけての集中観測を終えたばかりであり、得られた貴重なデータの解析が進められている。

一方、インド洋の表層海洋内部変動と海表面での気象海洋変動の総合的な観測網を構築するための努力も、CLIVAR (Climate Variability and Predictability Project) と IO-GOOS (Indian Ocean-Global Ocean Observing System) の下で進んでいる。IndOOS (Indian Ocean Observing System) と呼ばれるこの観測網は、太平洋や大西洋熱帯域に展開されているものと同様の表面ブイアレイ、アルゴフロート、篤志商船を用いた海洋水温塩分観測、潮位計ネットワークなどから構成され、GEOSS (Global Earth Observation System of Systems) へ直接貢献するものでもある²⁴⁾。その重要な構成要素となっている東部インド洋赤道域に設置されている TRITON (Triangle Trans Ocean Buoy Network) ブイにより2006年の IOD 期間に得られた水温偏差の時系列を示したものが第3図である。DMI の時系列によれば、2006年のインド洋では、8月から SST の



第3図 2006年1月から2007年3月までのDMI（上段）およびTRITONブイ（1.5°S, 90°E）により観測された海洋表層の鉛直水温偏差分布（下段）の時間変動。偏差は2001年から2006年の平均からの偏差。時系列図の等値線は0.5°C毎、正の偏差は実線の等値線により、負の偏差は陰影により示している。水温躍層の深さの指標となる20°C等温線を太い実線で示した。

双極構造が発達し、9月から11月にかけて正のIODの成熟期を迎えた。しかし、TRITONブイデータは、海洋内部の水温躍層付近で見られる水温負偏差が既に5月頃から始まっていたことを明瞭に示している。その後、一旦負偏差は弱まるが、8月に再び発達し、そのまま12月まで継続している。このような水温躍層付近の水温変動と、人工衛星により観測された赤道域の海面高度偏差や海上風偏差の時間変動との関連を見ると、5月と8月の強い負偏差はMJOに伴ってインド洋中央部で吹いた強い東風により励起された負の（湧昇を伴う）ケルビン波の伝播と関連していることが示唆される。また、これらの変動に先駆けて2005年末から2006年始めにかけて、海洋表層では西岸での負のロスビー波の反射によって励起された赤道ケルビン波の伝播も捉えられている。一連の季節内変動に伴う波動伝播が、大規模な大気海洋相互作用を伴うIODのプレコンディショニングを形成していたものと考えられる。

インド洋域を中心とする熱帯域の大気海洋相互作用と気候変動の研究は、まだ始まったばかりだと言えよう。観測網の構築と観測結果の解析、観測データと数値モデルとの比較や統合などが精力的に進められているが、個々の現象のメカニズムの解明、それらの予測可能性など、多くの問題が手つかずのまま残されている。「僕の前に道はない/僕の後ろに道は出来る」高村光太郎の詩のように、確固たる道筋を残すべく、今後の研究が大いに期待される分野である。

参考文献

- 1) Weare, B. C. *et al.*, 1976 : J. Phys. Oceanogr., **6**, 671-678.
- 2) Kawamura, R., 1994 : J. Phys. Oceanogr., **24**, 707-715.
- 3) Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981 : Mon. Wea. Rev., **109**, 813-829.
- 4) Walker, G. T., 1924 : Mem. Indian Meteor. Dept., **25**, 275-332.
- 5) Bjerknes, J., 1969 : Mon. Wea. Rev., **97**, 163-172.
- 6) Suarez, M. J. and P. S. Schopf, 1988 : J. Atmos. Sci., **45**, 3283-3287.
- 7) Jin, F.-F., 1997 : J. Atmos. Sci. **54**, 811-829.
- 8) Chambers, D. P. *et al.*, 1999 : J. Geophys. Res., **104**, 3035-3047.
- 9) Saji, N. H. *et al.*, 1999 : Nature, **401**, 360-363.
- 10) Webster, P. J. *et al.*, 1999 : Nature, **401**, 356-360.
- 11) Yamagata, T. *et al.*, 2004 : Earth's Climate The Ocean-Atmosphere Interaction, AGU Geophys. Monogr., **147**, 189-211.
- 12) Behera, S. K. and T. Yamagata, 2003 : J. Meteor. Soc. Japan, **81**, 169-177.
- 13) Ashok, K. *et al.*, 2005 : Geophys. Res. Lett., **28**, 4499-4502.
- 14) Behera, S. K. *et al.*, 2005 : J. Climate, **18**, 4514-4530.
- 15) England, M. H. *et al.*, 2006 : J. Climate, **19**, 1948-1969.
- 16) Saji, N. H. and T. Yamagata, 2003 : Climate Res., **25**, 151-169.
- 17) Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972 : J. Atmos. Sci., **29**, 1109-1123.
- 18) Lau, K. M. and P. H. Chan, 1986 : Bull. Amer. Meteor. Soc., **67**, 533-534.
- 19) Nitta, T., 1989 : J. Meteor. Soc. Japan, **67**, 677-681.
- 20) Takayabu, Y. N. *et al.*, 1999 : Nature, **402**, 279-282.
- 21) Rao, S. A. and T. Yamagata, 2004 : Geophys. Res. Lett., **31**, L19306, doi : 10.1029/2004GL020842.
- 22) Luo, J.-J. *et al.*, 2007 : J. Climate, **20**, 2178-2190.
- 23) Yoneyama, K. *et al.*, 2006 : CLIVAR Exchanges, **11**, 8-10.
- 24) Indian Ocean Panel, 2006 : WCRP Informal Report No. 5, 74pp.