

# 多様なインド洋ダイポールモード現象

東塚 知己

(東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻)

## 1. はじめに

近年、気候変動現象の多様性に関する研究が活発に行われている。例えば、太平洋熱帯域では、東太平洋赤道域に正の海面水温偏差が現れるいわゆる古典的なエルニーニョ現象と太平洋赤道域の中央部に正の海面水温偏差、西部と東部に負の海面水温偏差が現れるエルニーニョもどき現象が存在することが知られている (Ashok et al. 2007a)。このような多様性に注目が集まる1つの理由として、中高緯度へのテレコネクションの違いが挙げられる (Weng et al. 2007)。

同様の気候変動現象の多様性は、インド洋熱帯域でも見られるのだろうか？ 正のインド洋ダイポールモード現象 (IOD) は、西インド洋熱帯域に正の海面水温偏差、東インド洋熱帯域に負の海面水温偏差を伴う気候変動現象として知られている (Saji et al. 1999)。ただし、個々のIODに伴う海面水温偏差を確認すると、海面水温偏差パターンが多様であることがわかる (Endo and Tozuka 2016)。例えば、1997年に発生した正のIODの際は、西インド洋熱帯域に正の海面水温偏差、東インド洋熱帯域に負の海面水温偏差が現れていたが、1994年に発生した正のIODの際は、インド洋熱帯域の中央付近に正の海面水温偏差、その西側と東側に負の海面水温偏差が現れていた。そこで、本研究では、海面水温偏差の空間パターンに基づき、IODを2つのタイプに分類し、その違いを議論した。

## 2. データとモデル

海面水温データには、1950年～2014年の水平解像度  $1^\circ \times 1^\circ$  の HadISST (Rayner et al. 2003) を使用した。また、風データには、水平解像度  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  の ECMWF 大気再解析データ (Uppala et al. 2005; Dee et al. 2011) (1958年～1988年は ERA40、1989年～2014年は ERA-Interim)、降水量データには、1979年～2014年の水平解像度  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  の CMAP (Xie and Arkin 1997) を用いた。

## 3. 2つのタイプのIOD

IODを海面水温偏差の空間パターンに基づき2つのタイプに分類するため、エルニーニョもどき指数 (Ashok et al. 2007a) を参考に3つのボックスを設けた (図1)。そして、中央のボックスの海面水温偏差と東側のボックスの海面水温偏差の差が7月から12月の間に2ヶ月以上連続して1標準偏差 ( $0.31^\circ\text{C}$ ) を超えた場合に、正のIODと定義した。次に、中央のボックスの海面水温偏差と西側のボックスの海面水温偏差の差が7月から12月の間に2ヶ月以上連続して1標準偏差 ( $0.23^\circ\text{C}$ ) を超えた場合に、エルニーニョもどきにちなんで、正の「IODもどき」と呼ぶことにした。一方、その差が7月から12月の間に2ヶ月以上連続して0.5標準偏差を超えない場合、正の「典型的なIOD」と呼ぶことにした。

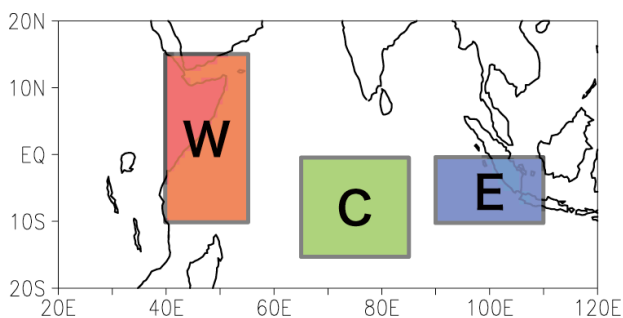


図1: 「典型的なIOD」と「IODもどき」を定義する際に用いられたボックス領域。東側 (青) のボックスは ( $90^\circ\text{E}$ – $110^\circ\text{E}$ ,  $10^\circ\text{S}$ –赤道)、中央 (緑) のボックスは ( $65^\circ\text{E}$ – $85^\circ\text{E}$ ,  $15^\circ\text{S}$ –赤道)、西側 (赤) のボックスは ( $40^\circ\text{E}$ – $55^\circ\text{E}$ ,  $10^\circ\text{S}$ – $15^\circ\text{N}$ ) で定義される。

その結果、1961年、1972年、1982年、1987年、1997年、2011年、2012年の計7年が「典型的なIOD」、1963年、1967年、1976年、1991年、1994年、2003年、2008年の計7年が「IODもどき」と定義された。なお、今回のデータ解析期間の対象外ではあるが、直近の2019年に発生した正のIODは、

「典型的な IOD」に分類される。

図 2 は、「典型的な IOD」と「IOD もどき」に伴う海面水温偏差のコンポジット図である。「典型的な IOD」、「IOD もどき」ともインドネシア沿岸域に  $-0.6^{\circ}\text{C}$  以下の負の海面水温偏差が見られ、両者に大きな違いは存在しない。しかし、 $90^{\circ}\text{E}$  より西側の海域には大きな違いが存在している。「典型的な IOD」では、有意な正の海面水温偏差が、東アフリカ沿岸から  $90^{\circ}\text{E}$  付近まで覆っており、東アフリカに近い海域に最大振幅  $+0.5^{\circ}\text{C}$  の海面水温偏差が見られる。一方で、「IOD もどき」では、正の海面水温偏差は、 $60^{\circ}\text{E}$  から  $90^{\circ}\text{E}$  の海域に限定されており、東アフリカ沿岸域には、インドネシア沿岸域の負の海面水温偏差よりは弱いものの有意な負の海面水温偏差が広がっている。

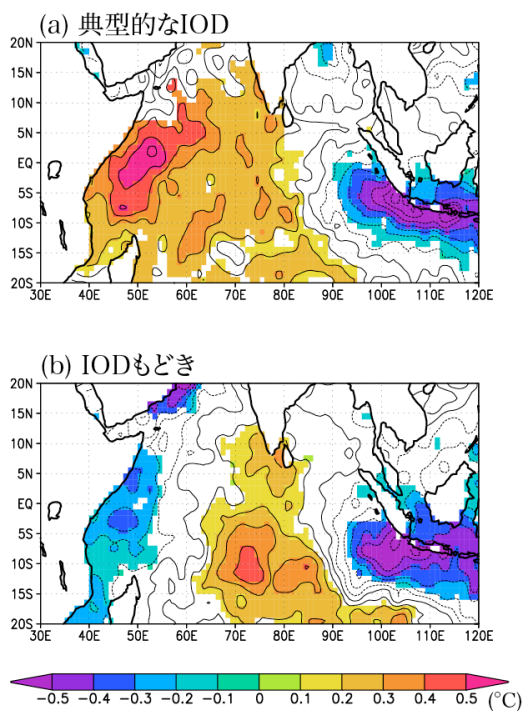


図 2 : (a) 「典型的な IOD」と(b) 「IOD もどき」に伴う海面水温偏差 (9 月) のコンポジット図。等値線間隔は  $0.1^{\circ}\text{C}$  で、信頼区間 90% で有意な偏差に色をつけている。

#### 4. 影響の違い

##### (1) 翌年の IOD への影響

海面水温偏差のパターンが大きく異なるため、2 つのタイプのダイポールモード現象に伴うウォーカー循環偏差も大きく異なる (Tozuka et al. 2016)。

具体的には、「典型的な IOD」の方は、ウォーカー循環偏差は 1 つのセルであるのに対し、「IOD もどき」の方は、ウォーカー循環偏差は 2 つのセル構造をしている。このようなウォーカー循環偏差は、エルニーニョとエルニーニョもどきに伴うウォーカー循環偏差の違い (Ashok et al. 2007a) を思い起こさせる。

また、上記のように表層風偏差の分布が異なると、励起される赤道ロスビー波と赤道ケルビン波にも違いが存在することが予想される。そこで、海面高度偏差のコンポジットの南緯 6 度と赤道におけるホフメラー図を、両タイプの IOD について作成した。その結果、両タイプとも、東部に負の海面高度偏差が見られたが、正の海面高度偏差に大きな違いが見られた。具体的には、「典型的な IOD」の際には、東風偏差が海盆全体に広がるため、強い沈降ロスビー波が励起され、西岸で反射した後、赤道沈降ケルビン波として、東インド洋の方まで到達していた。一方で、「IOD もどき」の方は、西半分の西風偏差と東半分の東風偏差の影響が相殺されるため、弱い沈降ロスビー波しか励起されず、赤道上を東進するような赤道沈降ケルビン波は見られなかった。このような赤道波動の違いにより、正の「典型的な IOD」の翌年には、東インド洋熱帯域に有意な正の海面水温偏差が見られ、負のダイポールモード現象が発生する傾向があるのに対し、正の「IOD もどき」の翌年には、そのような特徴は見られなかった。

ただし、個々のイベントについて確認すると、「典型的な IOD」の翌年に必ず負のダイポールモード現象が発生するわけではないことが明らかになった。このことは、「典型的な IOD」に伴う赤道沈降ケルビン波は、翌年の負の IOD のトリガーとなり得るものの、季節内変動等によって減衰される年 (Rao and Yamagata 2004) もあることを示唆している。

##### (2) インド洋周辺域の降水量への影響

ウォーカー循環偏差の違いから予想されるが、「典型的な IOD」と「IOD もどき」では、インド洋周辺域の降水量への影響も異なる。具体的には、正の「典型的な IOD」の際には、先行研究でも示されている通り、インドネシア側に負の降水量偏差、東

アフリカ側に正の降水量偏差が現れる (Saji et al. 1999; Behera et al. 2005)。一方、「IOD もどき」の際は、インドネシア側に負の降水量偏差が現れるものの、東アフリカの沿岸域には顕著な負の降水量偏差が見られなくなる。

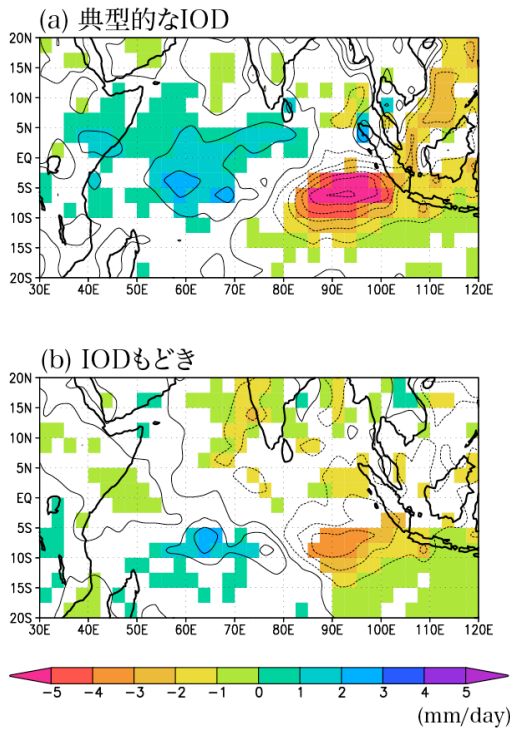


図 3 : (a) 「典型的な IOD」と(b) 「IOD もどき」に伴う降水量偏差 (9 月) のコンポジット図。等値線間隔は 1 mm/day で、信頼区間 80%で有意な偏差に色をつけている。

## 5. まとめと今後の課題

海面水温偏差パターンに基づき、IOD を「典型的な IOD」と「IOD もどき」のタイプに分類したところ、インド洋沿岸諸国の降水量偏差への影響やウォーカー循環に顕著な違いが見られた。その違いの様子は、図 4 に模式的に示されている。

近年、IOD の予測研究 (Luo et al. 2007, 2008; Doi et al. 2017; Tanizaki et al. 2017; Wu and Tang 2019) が活発に行われているが、「典型的な IOD」と「IOD もどき」に伴う降水量偏差に顕著な違いが見られるため、IOD の中高緯度への影響 (Guan and Yamagata 2003; Saji and Yamagata 2003; Ashok et al. 2007b; McIntosh and Hendon 2018) を正しく予測するためには、IOD

の発生だけでなく、どちらのタイプの IOD が発生するのかまで正確に予測することが求められる。

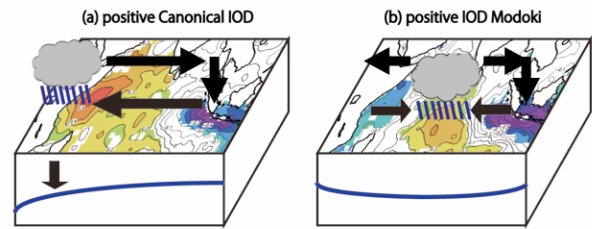


図 4 : (a) 「典型的な IOD」と(b) 「IOD もどき」の模式図。

## 謝辞

本稿は、遠藤 理さんが、東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻の修士課程に在籍した際に行っていた研究内容を中心にレビューしたものである。

## 参考文献

- Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yamagata T (2007a) El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res* 112:C11007
- Ashok K, Nakamura H, Yamagata T (2007b) Impacts of ENSO and Indian Ocean Dipole events on the Southern Hemisphere storm-track activity during austral winter. *J Clim* 20:3147– 3163
- Behera SK, Luo JJ, Masson S, Delecluse P, Gualdi S, Navarra A, Yamagata T (2005) Paramount impact of the Indian Ocean Dipole on the East African short rains: a CGCM study. *J Clim* 18:4514– 4530
- Dee D et al. (2011) The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart J R Meteorol Soc* 137:553– 597
- Doi T, Storto A, Behera SK, Navarra A, Yamagata T (2017) Improved prediction of the Indian Ocean Dipole Mode by use of subsurface ocean observations. *J Clim* 30:7953– 7970
- Du Y, Cai W, Wu Y (2013) A new type of the Indian Ocean Dipole since the mid-1970s. *J Clim* 26:959– 972
- Endo S, Tozuka T (2016) Two flavors of the Indian Ocean Dipole. *Clim Dyn* 46:3371– 3385
- Guan Z, Yamagata T (2003) The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys*

- Res Lett 30:1544
- Luo JJ, Masson S, Behera S, Yamagata T (2007) Experimental forecasts of Indian Ocean Dipole using a coupled OAGCM. *J Clim* 20:2178– 2190
- Luo JJ, Behera S, Masumoto Y, Sakuma H, Yamagata T (2008) Successful prediction of the consecutive IOD in 2006 and 2007. *Geophys Res Lett* 35:L14S02
- McIntosh PC, Hendon HH (2018) Understanding Rossby wave trains forced by the Indian Ocean Dipole. *Clim Dyn* 50:2783– 2798
- Rao SA, Yamagata T (2004) Abrupt termination of Indian Ocean Dipole events in response to intraseasonal disturbances. *Geophys Res Lett* 31:L19306
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A (2003) Global analysis of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res* 108:4407
- Saji NH, Goswami BN, Vinayachandran PN, Yamagata T (1999) A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature* 401:360– 363
- Saji NH, Yamagata T (2003) Possible impacts of Indian Ocean Dipole events on global climate. *Clim Res* 25:151– 169
- Tanizaki C, Tozuka T, Doi T, Yamagata T (2017) Relative importance of the processes contributing to the development of SST anomalies in the eastern pole of the Indian Ocean Dipole and its implication for predictability. *Clim Dyn* 49:1289– 1304
- Tozuka T, Endo S, Yamagata T (2016) Anomalous Walker circulations associated with two flavors of the Indian Ocean Dipole. *Geophys Res Lett* 43:5378– 5384
- Uppala SM et al. (2005) The ERA-40 re-analysis, *Quart J R Meteorol Soc* 131:2961– 3012
- Xie PP, Arkin PA (1997) Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull Am Meteorol Soc* 78:2539– 2558.
- Weng H, Ashok K, Behera SK, Rao SA, Yamagata T (2007) Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Clim Dyn* 29:113– 129
- Wu Y, Tang Y (2019) Seasonal predictability of the tropical Indian Ocean SST in the North American multimodel ensemble. *Clim Dyn* 53:3361– 3372