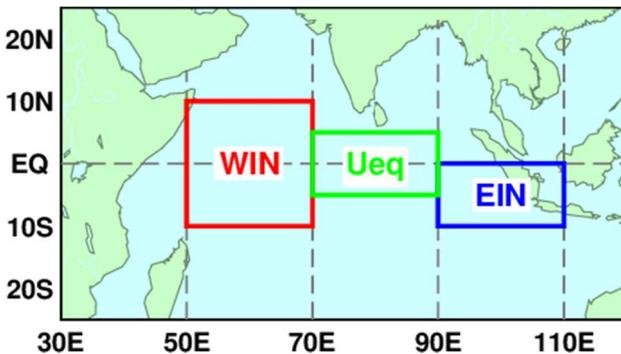


## 1 インド洋ダイポールモード現象

### 1.1 インド洋ダイポールモード現象とは<sup>1</sup>

インド洋ダイポールモード (IOD: Indian Ocean Dipole mode) 現象とは、北半球の夏から秋 (6~11 月) にインド洋熱帯域の海面水温 (SST) が、南東部 (スマトラ島沖) で平年より低くなり、西部で平年より高くなる現象で、この時現れる海面水温偏差の東西二極 (第 1.1-1 図の WIN と EIN 付近) 構造がダイポール (双極子) モードと呼ばれる所以である (Saji et al., 1999)。これとは逆にインド洋の海面水温が、スマトラ島沖で平年より高くなり、西部で平年より低くなる場合を「負の IOD 現象」と呼ぶ。便宜上、先に説明した IOD 現象を以下では「正の IOD 現象」と呼ぶ。これら正負の IOD 現象は大気と海洋の相互作用により発達するインド洋固有の現象である。IOD 現象は正負それぞれについてピュア (pure) IOD 現象<sup>2</sup>とエルニーニョ/ラニーニャ現象と同時に発生する IOD 現象に分類される (Saji and Yamagata, 2003b)。日本の天候との関係では、正のピュア IOD 現象が特に注目される。



第 1.1-1 図 指数の計算に用いる海域の位置

図中の WIN, EIN, Ueq は、IOD 指数の計算に用いる西極海域 (10°S~10°N, 50°E~70°E) と東極海域 (10°S~0°, 90°E~110°E)、及び東西風指数の計算に用いる海域 (5°S~5°N, 70°E~90°E) を示す。

IOD 現象については、過去にも「エルニーニョ監視速報の拡充 (インド洋と西太平洋熱帯域の海洋変動と天候への影響)」を本テキストで取り上げた際に簡単に解説した (吉川, 2009)。今回は Saji et al. (1999) の

<sup>1</sup> 吉川 郁夫、西村 明希生

<sup>2</sup> 但し、ラニーニャ現象と同時に発生した正の IOD 現象は正のピュア IOD 現象として分類され、エルニーニョ現象と同時に発生した負の IOD 現象は負のピュア IOD 現象として分類される。詳細は第 1.1-3 節を参照のこと。

方法にならい IOD 現象の発生期間を同定し (第 1.1 節)、コンポジット (合成) 解析を行うことにより、日本と世界の天候に及ぼす影響、及び循環場の特徴を調査した (第 1.2 節)。

この節では、IOD 現象に注目することになった背景 (第 1.1.1 項)、IOD 現象の発達過程及びエルニーニョ/ラニーニャ現象との関係 (第 1.1.2 項)、IOD 現象の発生期間の同定方法 (第 1.1.3 項)、及び IOD 現象の予測精度 (第 1.1.4 項) について解説する。

#### 1.1.1 背景

気象庁では、IOD 現象と同じ熱帯海洋の変動現象として、エルニーニョ/ラニーニャ現象とこれに関連する西太平洋熱帯域及びインド洋熱帯域の監視と予測をすでに行っている。これらの情報は季節予報や天候要因の説明根拠として利用されている。IOD 現象の情報に関しても同様に、季節予報や天候要因の説明根拠と成りえることを示すのが本章の目的である。

IOD 現象は、日本で記録的な夏の高温を経験したことで記憶に残る 1994 年のインド洋の現象を契機として Saji et al. (1999) により発見された。しかし 1990 年以前の発生回数が少なく、これまで統計資料に基づいた天候要因の根拠として利用するには至らなかった。一方、エルニーニョ/ラニーニャ現象は 1950 年以降今日まで 10 年に 2~3 回の割合で発生しており、十分とは言えないまでも統計資料に基づく利用が可能であった。これに加えて、一旦発生すると 1 年程度持続し、予測もある程度可能であったことから季節予報の重要な指標となってきた。

エルニーニョ/ラニーニャ現象も時代を通じて同様な年々変動をしているわけではなく、十年規模の変動や地球温暖化による長期変化を背景場として変質する。標準的 (Canonical) なエルニーニョ現象 (Rasmusson and Carpenter, 1982) は 1949~1976 年の現象を基本とする特徴を持つが、1980、1990 年代にはその振幅が増大して周期も長くなる。この状況下においてはエルニーニョ/ラニーニャ現象のインド洋を介した日本の夏の天候への影響などが注目された (Xie et al., 2009)。同時期における IOD 現象の発生は少ない。2000 年代に入るとエルニーニョ/ラニーニャ現象の振

幅は縮小して周期が短くなる。この変化でエルニーニョ現象の予測は難しくなり、インド洋を介して日本の天候に与える影響も不明瞭となった。一方、この時代のIOD現象の発生は多い。

この2000年代の変化に注目してエルニーニョ/ラニーニャ現象とIOD現象の夏季における発生頻度<sup>3</sup>を比較した(第1.1-1表)。エルニーニョ/ラニーニャ現象は長期的には4年に1度の程度の割合で発生しているが、最近の20年間ではエルニーニョ現象が5年に1度、ラニーニャ現象が10年に1度となる。一方、正のIOD現象の発生頻度は5年に1度程度だが、最近の20年間では3年に1度となっている。日本の天候との影響で注目される正のピュアIOD現象の発生頻度は、長期的にみると7年に1度程度だが、最近の20年間では2倍以上の3年に1度になっている。

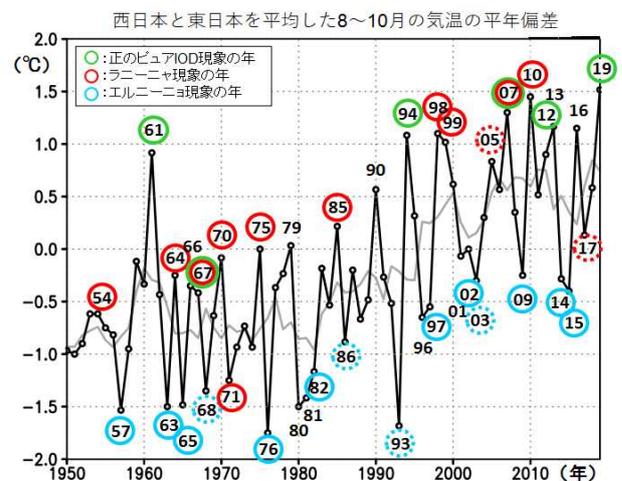
日本の天候の要因分析という観点では、エルニーニョ/ラニーニャ現象が長期予報や天候要因の根拠になっていることは周知だが、これらの現象が発生していない場合には、他の要因による天候の特徴が明瞭になる可能性が高い。その要因の一つが正のピュアIOD現象である。

この状況を確認するために、日本の天候に対する影響の頻度を、エルニーニョ/ラニーニャ現象と正のピュアIOD現象について比較した<sup>4</sup>。日本の天候に関して、エルニーニョ(ラニーニャ)現象の影響は晩夏から初秋の低温(高温)が特徴的で(田中ほか, 2015)、正のピュアIOD現象の影響は晩夏から初秋の高温が特徴的である(Guan and Yamagata, 2003; Saji and Yamagata, 2003a; 第1.2節)。両現象の影響が現れやすい8~10月平均の東・西日本の気温の年々変動を第1.1-2図に示した。前後2~3年より気温の低い年

を低温年として抽出し(図中の西暦下2桁)、エルニーニョ現象が発生している年を水色の丸で囲むと、多くの低温年がエルニーニョ現象の発生年に対応している。一方、高温年はラニーニャ現象の発生年に良く対応しているが、2000年以降はその割合がやや減少し、代わって正のピュアIOD現象に対応する年の割合が増える。このことはIOD現象の影響を考慮すべき機会が多くなっていることを示唆している。2019年の夏から秋にかけても正のピュアIOD現象が発生したが、先行研究によるIOD現象の特徴を再確認させられ、現象の監視と予測の必要性を実感している。

第1.1-1表 エルニーニョ/ラニーニャ現象と正のIOD現象の発生数及び期間に占める現象の割合(夏季のみ)

	1949~2019年 (71年間)	2000~2019年 (20年間)
エルニーニョ現象	19回 (27%)	4回 (20%)
ラニーニャ現象	17回 (24%)	2回 (10%)
正のIOD現象	15回 (21%)	7回 (35%)
正のピュアIOD現象	10回 (14%)	6回 (30%)



第1.1-2図 西日本と東日本を平均した8~10月の気温の年々変動

黒線は8~10月で平均した気温、灰色はその5年移動平均を表す(1950~2019年)。前後の2~3年より気温が高い(低い)年の西暦下2桁を高温(低温)年として時系列の上(下)に示す。緑丸は正のピュアIOD現象、赤丸はラニーニャ現象、水色の丸はエルニーニョ現象が発生していたことを表す。点線丸は現象が8~10月の全期間満たさないもの(エルニーニョ現象については終息後及び定義を満たさない例が含まれる)。

<sup>3</sup> IOD現象の同定方法や発生年については第1.1.3項を参照のこと。また、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生年については以下の気象庁ホームページを参照のこと。  
[https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino\\_table.html](https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino_table.html)

<sup>4</sup> エルニーニョ/ラニーニャ現象は6か月程度以上、IOD現象は3か月程度以上持続することを条件として現象を同定している。同定対象を3か月程度以上とすると、エルニーニョ現象に1993年の春夏、ラニーニャ現象に1978年春夏と2013年春夏も加わる。また、現象が発生しても統計的に期待される天候の特徴が現れない場合があることに留意されたい。

### 1.1.2 発達過程と主な特徴

ここでは、実況監視や予測資料の解釈に必要な知識として、IOD 現象の典型的な発達過程とエルニーニョ/ラニーニャ現象との関係について述べる。

#### (1) IOD 現象の典型的な発達過程

IOD 現象に伴う SST 偏差の二極構造は、数年に1度北半球の春ごろから現れ、熱帯インド洋の積雲対流活動や東西風、及び水温躍層などの変動との相互作用による正のフィードバック、すなわち Bjerknes フィードバック(Bjerknes, 1969)により発達して、北半球の秋に最盛期を迎え、北半球の冬までに急速に終息することが知られている。このような強い季節依存性は IOD 現象の大きな特徴の一つであり(Saji et al., 1999)、IOD 現象の発達過程をより深く理解するためには、平均的なインド洋の海洋循環やインドモンスーンの季節進行について把握しておく必要がある。これらについては、本稿でも簡単に触れるが、詳細については吉川(2009)や田中(2012)を参照されたい。なお、以下では特に断らない限り、季節の記述は北半球のものをを用いる。

第 1.1-3, 4, 5 図に、正の IOD 現象発生年(エルニーニョ/ラニーニャ現象と同時に発生したものも含む: 第 1.1-2 表を参照のこと。)の合成図を示す。合成図の作成には SST に COBE-SST (Ishii et al., 2005)、海上風に気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55; 古林ほか, 2015)、海洋の表層水温に MOVE-G2 (Toyoda et al., 2013)の解析値を用いた。第 1.2 節と同様に、統計期間は 1958~2012 年の 55 年間とし、偏差はこの 55 年間の平均値からの差として定義した。

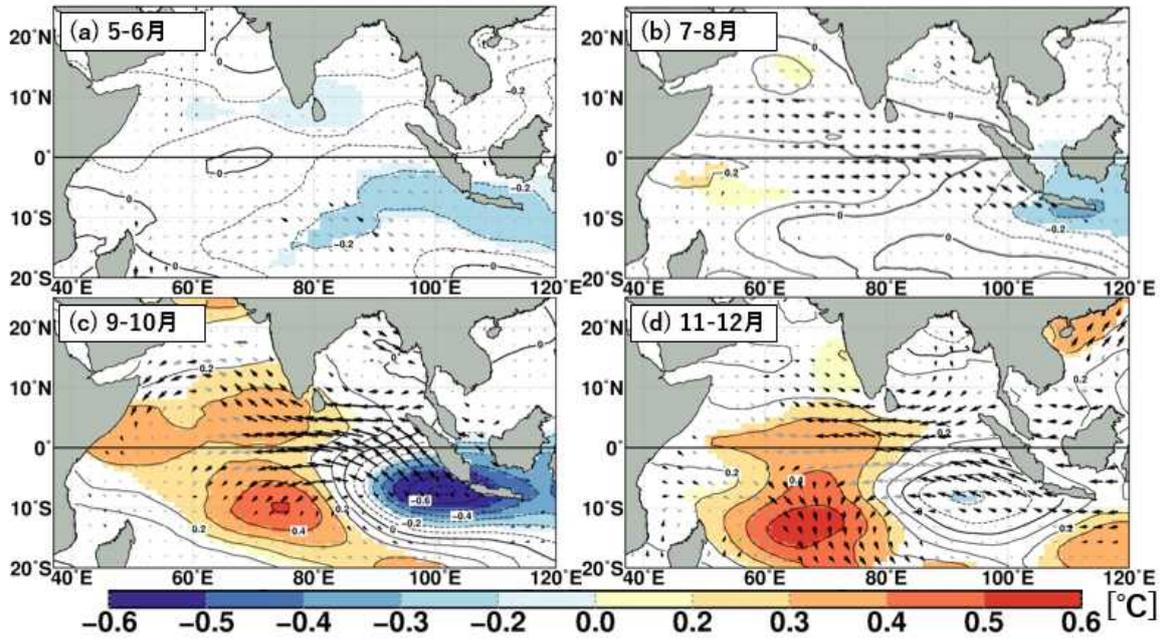
スマトラ島南西沖(第 1.1-1 図の EIN)では、春から夏にかけて、南東風偏差と負の SST 偏差が現れ始め(第 1.1-3 図(a)(b))、秋ごろに最盛期を迎えたのち(第 1.1-3 図(c))、冬には終息する(第 1.1-3 図(d))。晩春から初夏にかけて見られ始める赤道域の東風偏差(第 1.1-3 図(a)、第 1.1-4 図(c))は、赤道域を東進する湧昇ケルビン波を励起し、これが夏ごろにスマトラ島の西岸に達する(第 1.1-4 図(a))ことで負の SST 偏差がより強化される(Saji et al., 1999; Vinayachandran et

al., 2007)。また、この時期はモンスーン転換期にあたり、赤道域の西風に対応した東向きの強い海流(Wyrtki ジェット<sup>5</sup>)が見られる(Wyrtki, 1973)。赤道域の東風偏差によって、この Wyrtki ジェットによる熱帯域西部からの東向きの暖水輸送が弱まり、スマトラ島の西沖の負の SST 偏差に寄与することが知られている(Saji et al., 1999; Murtugudde et al., 2000)。秋になると、スマトラ島南西沖の広い範囲で夏季モンスーンに伴う南東風を強めるような地上風偏差が顕在化し(第 1.1-3 図(c))、沿岸湧昇と潜熱冷却を強化することで負の SST 偏差をさらに発達させる(Varela et al., 2016)。

インド洋熱帯域の西部(第 1.1-1 図の WIN)に見られる正の SST 偏差は、スマトラ島南西沖の負の SST 偏差の発達から数か月程度遅れて現われ始める(第 1.1-3 図(b))。この正の SST 偏差は、主に赤道域における東風偏差に伴う潜熱冷却の弱化によって形成される(Murtugudde et al., 2000)。また、インド洋の東部では、スマトラ島南西沖の南東風偏差、及びこれに続く赤道域の東風偏差によって正の風応力カールが形成される(Xie et al., 2002)。この正の風応力カールによって、南半球では沈降ロスビー波が励起され(第 1.1-3 図(b)(c))、これが西進してマダガスカル北東付近の水温躍層が浅い海域<sup>6</sup>に達すると(第 1.1-4 図(b))、西部の正の SST 偏差がさらに発達する(Xie et al., 2002; Rao and Behera, 2005) (第 1.1-3 図(c))。

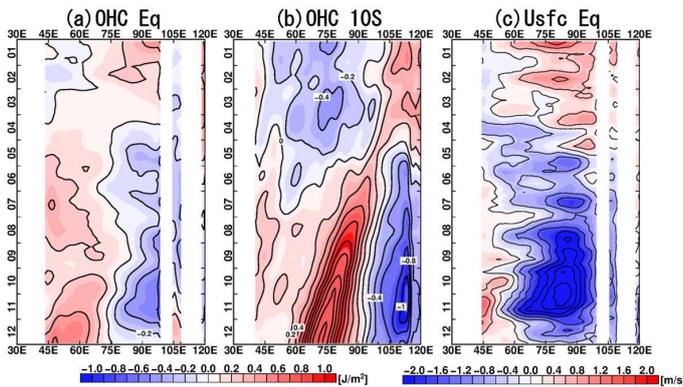
<sup>5</sup> インド洋赤道域では、モンスーン転換期(春及び秋)において海上風の東西成分は西風が卓越する。この西風によって駆動される東向きの海流は Wyrtki ジェットと呼ばれ、そのピーク時の流速は 1m/s にも達する(Wyrtki, 1973)。Wyrtki ジェットは表層付近の暖水をインド洋熱帯域の西部から東部へ供給し、同領域の海洋上層の熱的構造を決定する重要な役割を担っている(Vinayachandran et al., 1999; 吉川, 2009)。

<sup>6</sup> インド洋赤道域では弱い西風が吹く一方で、南インド洋の熱帯域では東風が卓越している。この西風域と東風域の間に形成される負の風応力カールによってエクマン湧昇が生じ、10 °S 付近に水温躍層の浅い領域が形成される。



第 1.1-3 図 正の IOD 現象発生時の合成図(平面図)

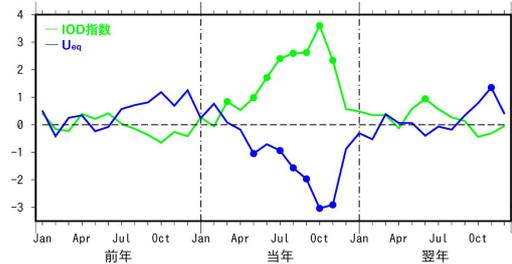
晩春から初冬における SST 偏差(陰影、等値線)、海上風偏差(矢印)の合成図(a:5-6月、b:7-8月、c:9-10月、d:11-12月)。SST 偏差の陰影は信頼度水準 90%(両側 t 検定)の有意性検定を満たした場合のみ描画され、地上風偏差は有意性検定を満たしたものを黒色、それ以外を灰色で示している。



第 1.1-4 図 正の IOD 現象発生時の合成図(経度時間断面)

海面から深度 300m まで平均した海洋貯熱量(OHC)偏差:(a):赤道上、(b):10°S 上)と(c):地上風偏差(東西成分、赤道上)の経度時間断面図。白抜きは陸域を示す。

このようなIOD現象に伴うSST偏差の二極構造は、夏のモンスーン循環が卓越する季節において、Bjerknes フィードバックによって強化され、秋に最盛期を迎える(Li et al., 2003; Murtugudde et al., 2000)。一方で、秋の最盛期を過ぎると、モンスーン循環の反転に伴って SST の偏差パターンが急速に終息する。例えば、スマトラ島南西沖に負の SST 偏差が発達する正の IOD 現象においては、モンスーン循環が冬循



第 1.1-5 図 正の IOD 現象発生時の合成図(時系列)

抽出した IOD 年の前後 1 年間を含む 3 年間の IOD 指数(緑色)と東西風指数(青色)の時系列。信頼度水準 90%(両側 t 検定)の有意性検定を満たした場合は丸印を示している。時系列はいずれも年平均値の標準偏差によって規格化した。ここで東西風指数は、5°S~5°N、70°E~90°E(第 1.1-1 図における Ueq の領域)で平均した地上風の東西成分として定義した。

環に遷移する過程で、これまで南東風偏差によって強められていた沿岸湧昇や潜熱による冷却が急速に弱まる(Saji et al., 1999)。また、熱帯インド洋の東部では、負の SST 偏差によって積雲対流活動が抑制されているため日射による加熱が強く、海洋表層の混合層も平年に比べ浅いため、急速に負の SST 偏差が解消される(Saji et al., 1999)。こういった IOD 現象の強い季節依存性や大気海洋結合過程としての側面

は、第 1.1-5 図に見られる IOD 指数と東西風指数の間の強い負の相関関係や、両者の時間発展の様相からも確認できる。

ここまで、主に正の位相に着目して、IOD 現象の発達過程について述べてきた。ここでは、正と負の IOD 現象の振幅の違いに着目して、正負の位相間の非対称性について述べる。

第 1.1-6 図に正・負の IOD 現象発生時の合成図をそれぞれ示す。これまでの研究 (Saji and Yamagata, 2003b; Hong et al., 2008) で指摘されているように、第 1.1-6 図の合成図における SST 偏差の東西コントラストと東西風の偏差は、負位相より正位相で振幅が大きく、位相間の非対称性が認められる。特にスマトラ島南西沖では、SST 偏差の位相間での振幅の差が目立つことから、同領域の SST 偏差の非対称性が IOD 現象の非対称性の主要因であることが窺える。このようなスマトラ島南西沖の SST 偏差の非対称性については様々なメカニズムがその要因として挙げられている (Hong et al., 2008; Hong and Li, 2010; Zheng et al., 2010 など)。例えば、Zheng et al. (2010) では、同領域の水温躍層と SST の変動の間の相関に非対称性が見られることから、SST の非対称性は水温躍層フィードバックの非対称性<sup>7</sup>に起因することを示唆している。こういった IOD 現象の振幅の非対称性は、IOD 現象が世界の天候へもたらす影響にも見られ、負よりも正の IOD 現象の影響がより多くの地域で明瞭である (第 1.2 節)。

## (2) エルニーニョ/ラニーニャ現象との関係

インド洋は大気に対して受動的に変動し、その年々変動の大部分はエルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う Walker 循環の変動に対する応答として説明されると考えられてきた (Wallace et al., 1998)。しかしなが

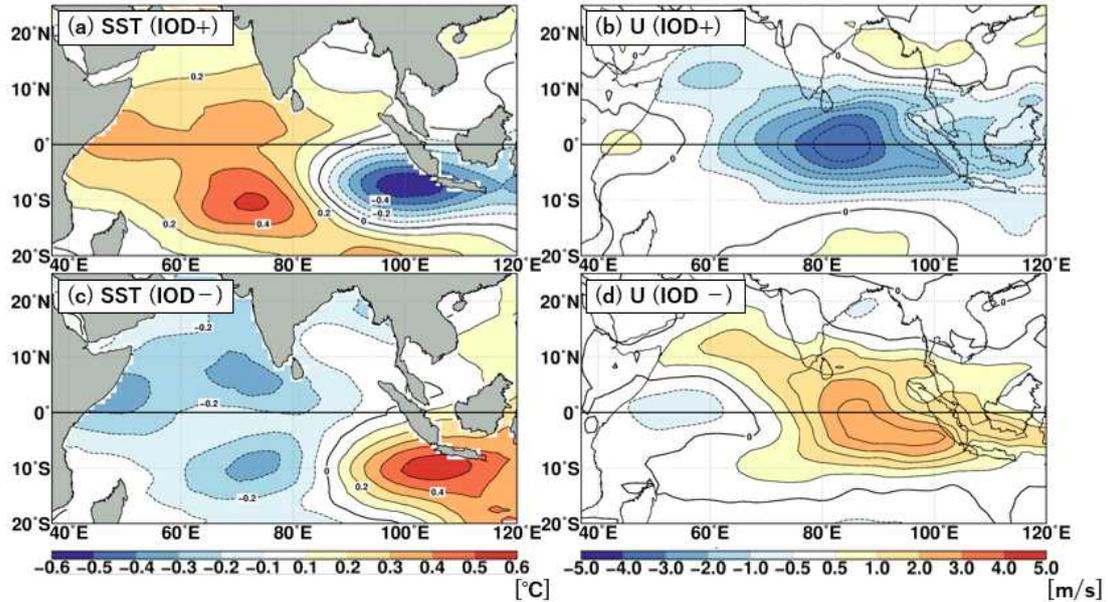
<sup>7</sup> インド洋赤道域では、太平洋や大西洋と異なり、気候値の東西風が弱いこと平均的な水温躍層は深く、その東西の傾きは小さい。そのため、スマトラ島南西沖では、沿岸湧昇が生じる季節において水温躍層がより浅くなる場合には躍層下の冷水が海面に現れやすく、水温躍層を深める場合に比べて躍層深度の変動に対する SST の変動が大きくなりやすい (Cai and Qiu, 2013; Ogata et al., 2013)。

ら、Saji et al. (1999) による IOD 現象の発見以来、IOD 現象の独立性に関する様々な調査が行われ、多くの統計分析 (Saji et al., 1999; Saji and Yamagata, 2003b) や数値モデルを用いた実験 (Bequero-Bernal et al., 2002; Lau and Nath, 2004) によって、IOD 現象がエルニーニョ/ラニーニャ現象とは独立したインド洋固有の変動モードとして発生・発達し得ることが示されてきた。

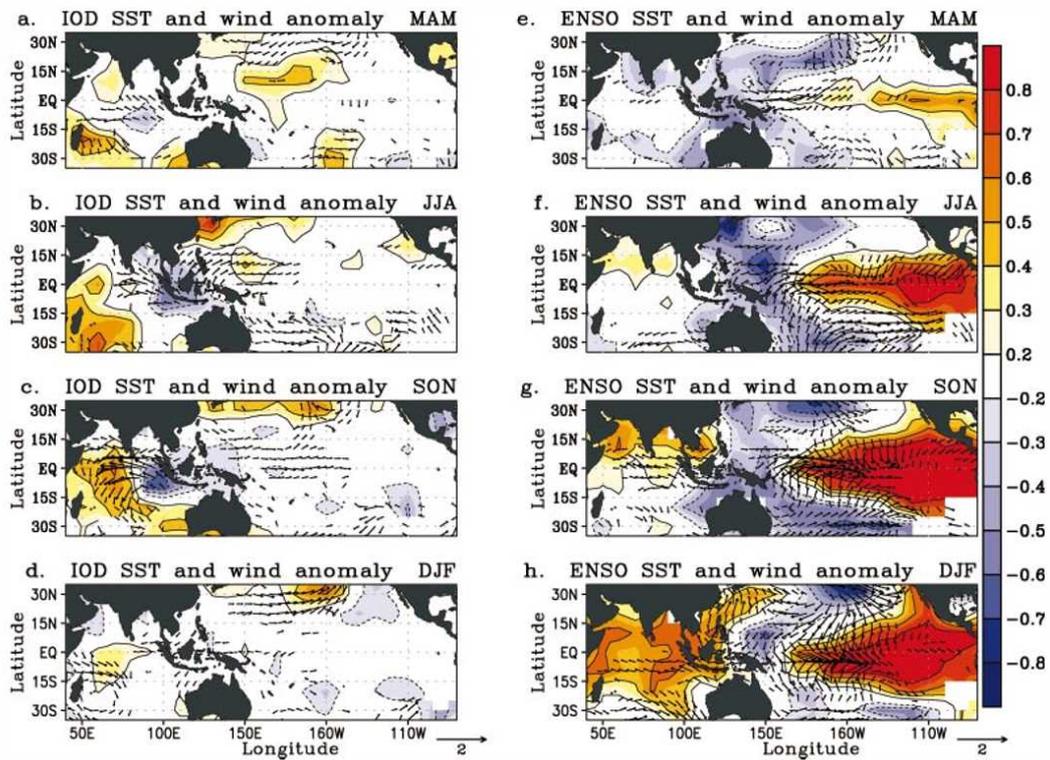
一方で、インド洋と太平洋は海洋大陸によって部分的に隔てられているものの、インドネシア通過流や大気の変動によって、相互に影響しあうと考えられる (Barnett, 1984; Wijffels and Meyers, 2004)。こういった観点から、IOD 現象とエルニーニョ/ラニーニャ現象の相互作用についても様々な調査がなされている (Behera and Yamagata, 2003; Hameed et al., 2018)。

Ueda and Matsumoto (2000) や Annamalai et al. (2003) によって、エルニーニョ/ラニーニャ現象によって変調された Walker 循環がインド洋赤道域にケルビン波を励起させ IOD 現象の発生に寄与する可能性が示唆されている。一方で、先行研究で示されている通り、エルニーニョ/ラニーニャ現象とは独立に発生した IOD 現象も多く存在し、エルニーニョ/ラニーニャ現象のみが IOD 現象発生の支配的な要因となっているとは考えにくい (Saji and Yamagata, 2003b)。

IOD 現象とエルニーニョ/ラニーニャ現象が互いにもたらす影響について見るために、季節ごとのインド洋、太平洋における SST と地上風の IOD 指数と NINO.3 SST との偏相関解析の結果 (Saji and Yamagata, 2003b) を第 1.1-7 図に示す。NINO.3 SST との偏相関 (第 1.1-7 図右列) に着目すると、インド洋におけるエルニーニョ/ラニーニャ現象の影響は、冬に見られる海盆スケールのパターン (インド洋全体で同符号の変動を示すようなパターン) が支配的である (第 1.1-7 図 (h))。IOD 現象が最盛期を迎える秋 (第 1.1-7 図 (g)) においては、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴うインドネシア通過流の変動を反映して、オーストラリア西岸に SST 負偏差が見られるものの、スマトラ島南西沖やインド洋熱帯域の西部～中部における SST 偏差には明瞭な相関が見られない。



第 1.1-6 図 正・負の IOD 現象発生時の合成図  
 SST 偏差(左列)と東西風偏差(右列)の北半球秋(9~11 月)の合成図。上段は正位相、下段は負位相のものを示す。統計期間やデータは第 1.1-3 図と同じ。



第 1.1-7 図 IOD 指数、NINO.3 SST との偏相関  
 (左列)NINO.3 SST の影響を除去した SST と秋の東西風指数(定義は第 1.1-4 図(c)と同様)の偏相関(陰影)、海上風と秋の IOD 指数の偏相関(矢印)。(右列)IOD 指数の影響を除去した SST と NINO.3 SST の偏相関(陰影)、海上風と NINO.3 SST の偏相関(矢印)。上段から順に北半球の春、夏、秋、冬のものを示す。ここで、NINO.3 SST は 5°S~5°N, 90°W~150°W で平均した SST 偏差として定義され、IOD 指数は 10°S~10°N, 60°E~80°E で平均した SST 偏差と 10°S~0°, 90°E~110°E で平均した SST 偏差の差(第 1.1.3 項で示すものとは定義が異なる)として定義される。Saji and Yamagata(2003b)より転載。  
 © American Meteorological Society. Used with permission.

一方で、インド洋赤道域では東風偏差との相関が認められることから、エルニーニョ/ラニーニャ現象がIOD現象の強化に寄与したり、逆位相のIOD現象の発生を抑制する可能性が示唆される(Saji and Yamagata, 2003b)。

IOD指数との偏相関(第1.1-7図左列)に着目すると、夏から秋にかけて、西風偏差が海洋大陸付近から日付変更線付近に伝播する様子がわかる(第1.1-7図(b)(c))。すなわち、IOD現象に伴うインド洋東部の積雲対流活動の変調によって大気赤道ケルビン波が励起され、これによってエルニーニョ/ラニーニャ現象が発生・強化する可能性が示唆される(Behera and Yamagata, 2003; Hameed et al., 2018)。

### 1.1.3 発生期間の同定

この項では、1949～2019年におけるIOD現象の発生期間の同定について述べる。月平均海面水温としては、気象庁が気候監視業務に使用しているCOBE-SST(Ishii et al., 2005)を用いた。IOD指数は、Saji et al. (1999)に倣い、インド洋熱帯域の西極(WIN; 10°S～10°N, 50°E～70°E)と東極(EIN; 10°S～0°, 90°E～110°E)(第1.1-1図)の海面水温の差(WIN-EIN)とした。ただし、各海域の海面水温からは平年値の代わりに基準値を差し引いている。ここでの基準値は、前年までの30年間の海面水温の長期変化傾向(トレンド)を月別に直線で近似し、その直線を1年延長して得られた値である。基準値を用いるのは、平年値の更新によって発生期間が変わってしまうことを避けるため、及び長期トレンドの影響を除くことにより年々の変動を監視の対象とするためである<sup>8</sup>。第1.1-8図にIOD指数とその3か月移動平均の時系列を示す。6～11月の期間を対象として、上記の方法で求めたIOD指数の3か月移動平均値が3か月以上連続して+0.4°C以上(-0.4°C以下)になった場合を正(負)のIOD現象の発生期間とした。第1.1-2表には、

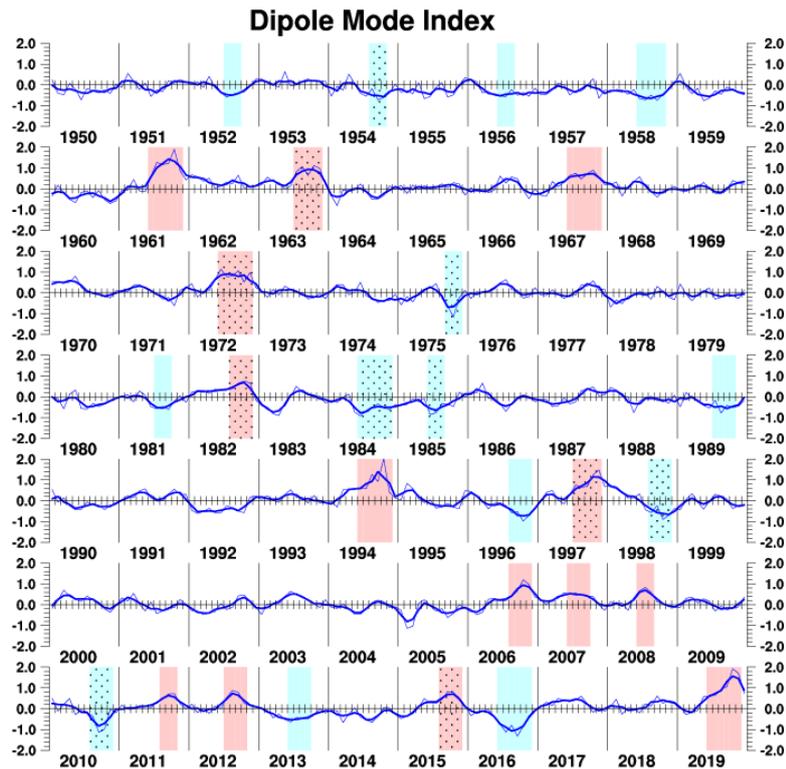
<sup>8</sup> 現象の同定において、長期の上昇傾向が顕著な西太平洋熱帯域(NINO.WEST; 0°～15°N, 130°E～150°E)やインド洋熱帯域(IOBW; 20°S～20°N, 40°E～100°E)でも同様な基準値を用いている。また、エルニーニョ監視海域(NINO.3)では前年までの30年間の月別平均値を基準値としている。

同定されたIOD現象の発生期間を、夏(6～8月)と秋(9～11月)について示した。Saji et al.(1999)が合成解析に用いた顕著な正のIOD現象(1961, 1967, 1972, 1982, 1994, 1997年)はもれなく同定されている。

さらに本調査の結果をオーストラリア気象局<sup>9</sup>が同定したIOD現象(1960～2016年)と比較し、両者に共通する年を太字とした(第1.1-3表)。2006年以前の正のIOD現象では、オーストラリア気象局がSaji et al. (1999)の1967年を同定しておらず、本調査がオーストラリア気象局の1983年を同定していない点を除けば、一致している。2007年以降の正のIOD現象については、本調査が同定した現象をオーストラリア気象局が同定していない場合が3例あるが、これ以外の3例は一致している。負のIOD現象はほぼ同数だが、一致しているのは5～6割である。負のIOD現象では正のIOD現象に比べて振幅が小さいことが知られており、一致する現象が少ない原因となっている。

次に本調査で同定されたIOD現象の発生年をSaji and Yamagata(2003b)に倣って「ピュア(pure)IOD現象」と「エルニーニョ/ラニーニャ現象と同時に発生したIOD現象」に分類した。ラニーニャ現象と同時に発生した正のIOD現象(1949, 1967, 2007年)は正のピュアIOD現象として分類され、エルニーニョ現象と同時に発生した負のIOD現象は負のピュアIOD現象として分類される。エルニーニョ/ラニーニャ現象と同時に発生しているIOD現象を、第1.1-2表では赤字(正のIOD現象)と青字(負のIOD現象)とし、第1.1-8図では陰影にハッチをつけて区別している。エルニーニョ現象と同時に発生した正のIOD現象の年には、20世紀以降で最大規模と呼ばれた4つエルニーニョ現象(1971-72, 1982-83, 1997-98, 2014-16年)が発生し、循環場や世界の天候にはエルニーニョ現象時の特徴が強く現れている。これらの年には第1.1.1項で示した日本の気温(第1.1-2図)についてもエルニーニョ現象時の特徴(8～10月の低温)が見られる。これらのこと

<sup>9</sup> オーストラリア気象局は、定期的にIOD現象の監視・予測情報を発表している唯一の国家気象機関。  
<http://www.bom.gov.au/climate/iod/>



第 1.1-8 図 インド洋ダイポールモード (IOD) 指数 (°C)

折線は月平均値 (1950 年 1 月～2019 年 10 月)、滑らかな太線は 3 か月移動平均値を示す。正の IOD 現象の発生期間は赤で、負の IOD 現象の発生期間は青で、それぞれ陰影を施した。エルニーニョ/ラニーニャ現象と同時発生している IOD 現象の発生期間には陰影に加えハッチを施した。

第 1.1-2 表 IOD 現象の発生期間

6～11 月の発生期間を季節単位で示す。赤 (青) 字は、エルニーニョ現象 (ラニーニャ現象) と同時に発生していた正 (負) の IOD 現象で、黒太字はピュア IOD 現象を表す。灰色の陰影は 10 年毎の区切り。

正のIOD現象	負のIOD現象
1949年 夏～秋	1952年 夏～秋
	1954年 夏～秋
	1956年 夏
	1958年 夏～秋
1961年 夏～秋	
1963年 夏～秋	
1967年 夏～秋	
1972年 夏～秋	1975年 秋
	1981年 夏～秋
1982年 夏～秋	1984年 夏～秋
	1985年 夏
	1989年 夏～秋
1994年 夏～秋	1996年 夏～秋
1997年 夏～秋	1998年 夏～秋
2006年 夏～秋	
2007年 夏～秋	
2008年 夏	2010年 夏～秋
2011年 夏～秋	
2012年 夏～秋	2013年 夏～秋
2015年 夏～秋	2016年 夏～秋
2019年 夏～秋	

第 1.1-3 表 IOD 現象発生年 (1960～2016 年の下 2 桁)

本調査とオーストラリア気象局で共通する年を太字で示す。

	正の IOD 現象	負の IOD 現象
本調査	61, 63, 67, 72, 82, 94, 97, <b>06, 07, 08, 11, 12, 15</b>	75, 81, 84, 85, 89, 96, 98, 10, 13, 16
オーストラリア気象局	61, 63, 72, 82, 83, 94, 97, <b>06, 12, 15</b>	60, 64, 74, 81, 89, 92, 96, 98, 10, 14, 16

から、季節予報や天候要因の根拠としては正のピュア IOD 現象を用いるのが適切である。

正のピュア IOD 現象は、1950 年代と 1970、1980 年代には発生していない。1960 年代に 2 回、1990 年代に 1 回発生したが、2000、2010 年代にはそれぞれ 3 回ずつ発生しており、年代による発生頻度の偏りが大きい。これには十年規模変動や地球温暖化などの関連が指摘されている (Kumar et al., 1999; Ashok et al., 2001; Cai et al., 2013)。

### 1.1.4 予測精度

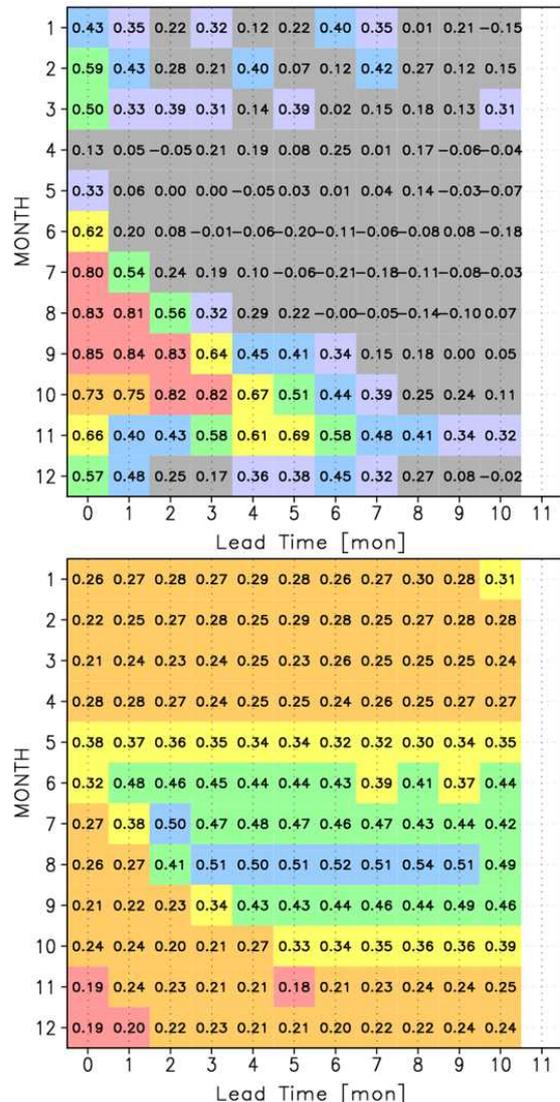
IOD 現象の予測情報を季節予報に利用する場合は、その予測可能性についても知る必要がある。近年は、オーストラリア気象局のホームページで各国数値予報センターの季節予報モデルによる IOD 指数の予測結果が公表されている<sup>10</sup>。最新のものではないが、これらの予測精度を調べた結果がある (Luo et al., 2008, 2010; Shi et al., 2012)。これによると、IOD 現象の発生については 1~2 季節前からの予測が可能であり、海面水温については西極 (WIN) で 5~6 か月、東極 (EIN) で 3~4 か月程度の予測可能性があるとされている。

気象庁の季節予報 (エルニーニョ予測) モデルによる IOD 指数の予測精度 (3 か月平均のアノマリ相関係数 (ACC) と根二乗平均誤差 (RMSE)) を第 1.1-9 図に示す。横軸のリードタイム (LT) は予測の初期日から予測対象期間の初日までの長さ (月) を表す。

LT 0 か月の予測対象の先頭月 (TM: 縦軸) は現業作業の予報発表月に相当する。予測のスコアを (LT, TM) で表すと、5 月の発表予報の成績は (0, 5)、(1, 6)、(2, 7)、(3, 8) のように図の右下に向かって変化する。この予報の ACC は、(4, 9) まで 0.5 を下回り、実用的な予測とは言えない。RMSE も 0.4°C 以上で誤差が大きい。(5, 10)、(6, 11) で若干 ACC が上昇し 0.5 を超えるが、これにはエルニーニョ現象によるインド洋の応答などが関係している可能性がある。

実用的な予測と言えるのは 7 月から 9 月を発表月とする予測で、10~12 月を対象とした LT まで 0.7 以上の ACC が確保されている。また同予測の RSME も 0.3°C 未満と小さい。このような予測精度の特徴は、夏から秋に発生する IOD 現象の持続性によりもたらされていると推察される。IOD 現象の予測はなかなか難しいということになるが、個々の事例を確認すると 3~4 月ごろから予測できている場合もある。それはエルニーニョ現象と同時に発生する正の IOD 現象であり、エルニーニョ現象の予測精度 (高谷と石川, 2015) に依存していると考えられる。現在の数値モデルによって発生前からピュア IOD 現象を予測するのは難しい。

日本の天候に影響を与える現象として、IOD 現象の重要性が高まっているが、予測という点では今後の課題が多い。



第 1.1-9 図 3 か月平均 IOD 指数の予測精度  
統計期間は 1981~2010 年。上段はアノマリ相関係数、下段は RMSE (°C)。縦軸は予測対象 3 か月の先頭月、横軸はリードタイム (月)。暖色は精度が高い。  
ここでの IOD 指数は、平年値 (1981~2010 年) からの SST 偏差の WIN-EIN としている。

<sup>10</sup> <http://www.bom.gov.au/climate/model-summary/#tabs=Indian-Ocean&region=NINO34>

### 1.1.5 最後に

以上のように第 1.1 節では、IOD 現象に注目することにした背景、発達過程と主な特徴やエルニーニョ/ラニーニャ現象との関係、発生期間の同定方法、及び現象の予測精度について記述した。次節(第 1.2 節)の天候への影響と合わせて季節予報作業や天候要因の解析に役に立てば幸いである。

### 参考文献

古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.

高谷祐平, 石川一郎, 2015: 再予報による新システムの評価. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 42-95.

田中昌太郎, 2012: アジアモンスーンの季節変化. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 83-94.

田中基裕, 竹川元章, 野津原昭二, 2015: エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における日本の天候の特徴. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 152-163.

吉川郁夫, 2009: インド洋海洋変動の特徴. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 7-26.

Annamalai, H., R. Murtugudde, J. Potemra, S. P. Xie, P. Liu, and B. Wang, 2003: Coupled dynamics over the Indian Ocean: Spring initiation of the zonal mode. *Deep-Sea Research II*, **50(12)**, 2305–2330.

Ashok, K., Z. Guan, and T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean Dipole on the Relationship between the Indian monsoon Rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4499-4502.

Barnett, T. P., 1984: Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part III: A partial anatomy of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **112(12)**, 2388–2400.

Behera, S. K. and T. Yamagata, 2003: Impact of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 169–177.

Bequero-Bernal, A., M. Latif, and M. Legutke, 2002: On dipole like variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **15**, 1358-1368.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.

Cai, W., X. T. Zheng, E. Weller, M. Collins, T. Cowan, M. Lengaigne, W. Yu, and T. Yamagata, 2013: Projected response of the Indian Ocean Dipole to greenhouse warming. *Nature Geosci.*, **18**, 999-1007.

Cai, W. and Y. Qiu, 2013: An observation-based assessment of nonlinear feedback processes associated with the Indian Ocean dipole. *J. Climate*, **26**, 2880–2890.

Guan, Z. and T. Yamagata, 2003: The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30(10)**, 1544, doi:10.1029/2002GL016831.

Hameed, S. N., D. Jin, and V. Thilakan, 2018: A model for super El Niños. *Nature Communications*, **9**, 2528, DOI: 10.1038/s41467-018-04803-7.

Hong, C.-C., H. Lin, and J. S. Kug, 2008: Asymmetry of the Indian Ocean dipole. Part I: Observational analysis. *J. Climate*, **21**, 4834-4848.

Hong, C.-C. and Li, T., 2010: Independence of SST skewness from thermocline feedback in the eastern equatorial Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **37(11)**, L11702. doi: 10.1029/2010gl043380.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.

Kumar, K. K., B. Rajagopalan, and M. A. Cane, 1999: On the Weakening Relationship Between the Indian Monsoon and ENSO. *Science*, **284**, 2156-2159.

Lau, N. C. and M. J. Nath, 2004: Coupled GCM simulation of atmosphere-ocean variability associated with zonally asymmetric SST changes in the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, **17**, 245–265.

Li, T., B. Wang, C. P. Chang, and Y. Zhang, 2003: A theory for the Indian Ocean Dipole-Zonal Mode. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2119–2135.

Luo, J. J., S. Behera, Y. Masumoto, and H. Sakuma, 2008: Successful prediction of the consecutive IOD in 2006 and 2007. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14S02, doi:10.1029/2007GL032793.

Luo, J. J., R. Zhang, S. Behera, Y. Masumoto, F.-F. Jin, R. Lukas, and T. Yamagata, 2010: Interaction between El Niño and Extreme Indian Ocean Dipole. *J. Climate*, **23**, 726-742.

Murtugudde, R., J. P. McCreary, and A. J. Busalacchi, 2000: Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997-1998. *J. Geophys. Res.*, **105**, 3295-3306.

Ogata, T., S.-P. Xie, J. Lan, and X. Zheng, 2013: Importance of ocean dynamics for the skewness of the Indian Ocean dipole mode. *J. Climate*, **26**, 2145-2159.

Rao, S. A. and S. K. Behera, 2005: Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean structure and interactions. *Dyn. Atmos. Ocean*, **39**, 103-135.

Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.

- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.
- Saji, N. H. and T. Yamagata, 2003a: Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Clim. Res.*, **25**, 151–169.
- Saji, N. H. and T. Yamagata, 2003b: Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean Dipole Mode events: COADS observations. *J. Climate*, **16(16)**, 2735–2751.
- Shi, L., H. H. Hendon, O. Alves, J. J. Luo, M. Balmaseda, and D. Anderson, 2012: How Predictable is the Indian Ocean Dipole? *Mon. Wea. Rev.* **140**, 3867-3884.
- Toyoda, T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and T. Kamachi, 2013: Improved analysis of the seasonal interannual fields by a global ocean data assimilation system. *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, **61**, 31–48.
- Ueda, H. and J. Matsumoto, 2000: A Possible Triggering Process of East-West Asymmetric Anomalies over the Indian Ocean in Relation to 1997/98 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*, **7**, 803-818.
- Varela, R., F. Santos, M. G.-Gesteira, I. Álvarez, X. Costoya, and J. M. Días, 2016: Influence of coastal upwelling on SST trends along the south coast of Java. *PLoS One*, **11(9)**, e0162122.
- Vinayachandran, P. N., N. H. Saji, and T. Yamagata, 1999: Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1613–1616.
- Vinayachandran, P. N., J. Kurian, and C. P., Neema, 2007: Indian Ocean response to anomalous conditions in 2006. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L15, 602, doi: 10.1029/2007GL030194.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geophys. Res., Oceans*, **103(C7)**, 14241-14259.
- Wijffels, S. E. and G. M. Meyers, 2004: An intersection of oceanic wave guides: Variability in the Indonesian throughflow region. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1232-1253.
- Wyrtki, K., 1973: An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*, **181**, 262-264.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary, 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J. Climate*, **15**, 864-878.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- Zheng, X.-T., S.-P. Xie, G. A. Vecchi, Q. Liu, and J. Hafner, 2010: Indian Ocean dipole response to global warming: Analysis of ocean–atmospheric feedbacks in a coupled model. *J. Climate*, **23**, 1240-1253.

## 1.2 インド洋ダイポールモード現象発生時の天候と大気循環場の特徴<sup>1</sup>

インド洋ダイポールモード(IOD)現象の発生によって、SSTが高(低)温偏差となる領域では、積雲対流活動が平年と比べて活発(不活発)となる。この変化は、第1.1節で解説されたような海洋に対するフィードバックをもたらす一方で、インド洋周辺における天候のみならず、テレコネクション等の大気の変動を通じて日本を含む東アジアの天候にも大きく影響する可能性が指摘されている(例えば、Saji and Yamagata (2003)など)。このことから、IOD現象の発生と天候や大気循環場との統計的関係を調査し、その結果をまとめることは、季節予報における一つの判断材料となることが期待される。

本節では、第1.2.1項でIOD現象が日本の天候に与える影響について、大気循環場の特徴とあわせて解説する。第1.2.2項では世界の天候の特徴について述べる。なお、特に言及しない限り、本節での季節は北半球での季節に基づく。

### 1.2.1 日本

本項では、IOD現象発生時の日本の天候と大気循環場の特徴について述べる。(1)で調査方法、(2)で日本の天候の特徴、(3)で大気循環場の特徴を述べる。(4)では、正のIOD現象発生時の日本の天候の主要な特徴である高温傾向の背景を、大気循環場の特徴とあわせて解説する。

#### (1) 調査方法

##### ア データと統計期間

日本の天候については、全国の気象官署等における平均気温、降水量、日照時間のデータを用いる。天候の特徴を地域ごとに確認するため、地点ごとに各気象要素の平年差<sup>2</sup>(比)を計算し、これを北・東・西日本と沖縄・奄美の各地域(北・東・西日本の降水量と日照時間は、日本海側と太平洋側に細分)で平均した値で統計を行う。

<sup>1</sup> 若松 俊哉(第1.2.1項、第1.2.2項)、大野 浩史(第1.2.1項)、花房 瑞樹(第1.2.1項)

<sup>2</sup> 平年値期間は1981~2010年。

大気循環場のデータには、緯度・経度1.25°格子の気象庁55年長期再解析データ(JRA-55; 古林ほか, 2015)を用いた。SSTのデータには、気象庁が収集した観測データから作成された緯度・経度1°格子のSST解析(COBE-SST; Ishii et al., 2005)を用いた。また、積雲対流活動の分布を把握するために、米国海洋大気庁(NOAA)の提供による、衛星観測データから作成された緯度・経度2.5°格子の外向き長波放射量(OLR)データも使用した。

統計期間は1958~2012年の55年間である。エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時における特徴を調査した佐藤ほか(2015)及び田中ほか(2015)との整合性を保つために、同じ統計期間を選択した。ただし、OLRについては、連続して存在するデータの期間が1979年以降に限られるため、1979~2012年とする。

#### イ IOD現象の発生基準

IOD現象の発生基準は、第1.1節で述べたように、インド洋西部(10°S~10°N, 50~70°E)のSSTの基準値<sup>3</sup>との差から、インド洋南東部(10°S~0°, 90~110°E)のSSTの基準値との差を差し引いた値を月ごとに算出し、それを3か月移動平均した値が+0.4°C以上(正のIOD現象)または-0.4°C以下(負のIOD現象)となる状態が6~11月の間で3か月以上継続した場合である。ただし、第1.1.2項にあるように、正(負)のIOD現象がエルニーニョ(ラニーニャ)現象と同時に発生している場合、両者はともに熱帯域の東西循環に影響を与えることから、IOD現象発生時の影響のみを分離することは困難である。そのため、上記の正(負)のIOD現象の基準を満たした場合のうち、エルニーニョ(ラニーニャ)現象が発生している場合を統計から除外した、ピュアIOD現象について取り扱うこととした。この基準を満たした期間について、3か月移動平均の中央月ごとに示した図を第1.2-1図に示している(ここで示す内容は、第1.1-8図におけるハッチがない陰影期間と等しい)。

本項では、季節内変動の影響を軽減し、熱帯海洋による影響が明瞭となるように3か月平均場で議論す

<sup>3</sup> 基準値は、各海域のSSTの前年までの30年間の線形回帰直線を該当年に外挿した値である。

る。すなわち、8～10月などの各3か月について、正または負のピュアIOD現象が発生している年を抽出し、各気象要素を統計した。

なお、ピュアIOD現象が始まった月や終息した月は事例ごとに異なるため、事例数も対象とする3か月間ごとに異なっている。時期により異なるが、正のピュアIOD現象の事例数は4～8、負のピュアIOD現象は1～4とエルニーニョ/ラニーニャ現象に比べて少ないことに留意が必要である。

## ウ 日本の天候

日本の天候の特徴の調査方法は、田中ほか(2015)とほぼ同様である。天候の特徴を示す気象要素として、平均気温、降水量、日照時間を取り上げる。

本項では、日本の各地域の気象要素の階級出現率を求めることで、ピュアIOD現象が発生しているときの天候の特徴を抽出する。気温は「低い」、「並」、「高い」、降水量と日照時間は「少ない」、「並」、「多い」の3階級である。なお、本項での統計期間が季節予報で通常用いる平年値期間と異なるため、「平年並」ではなく「並」としている。また、気候的出現率(つまり統計期間である55年間の出現率)は、各階級で等しく(33%)なるように階級区分値を設定している。

あわせて、各階級の出現率が気候的出現率と比べて有意に大きいかどうかを統計的に検定した。検定は、信頼度水準90%の片側二項検定を行った。例えば、平均気温が「高い」階級の出現率が、気候的出現率(33%)に比べて有意に大きい場合「高い傾向がある」とし、「高い」と「並」をあわせた階級出現率が気候的出現率(67%)より有意に大きく、かつ「並」の階級の出現率が有意に大きくない場合、「並か高い傾向がある」とした。

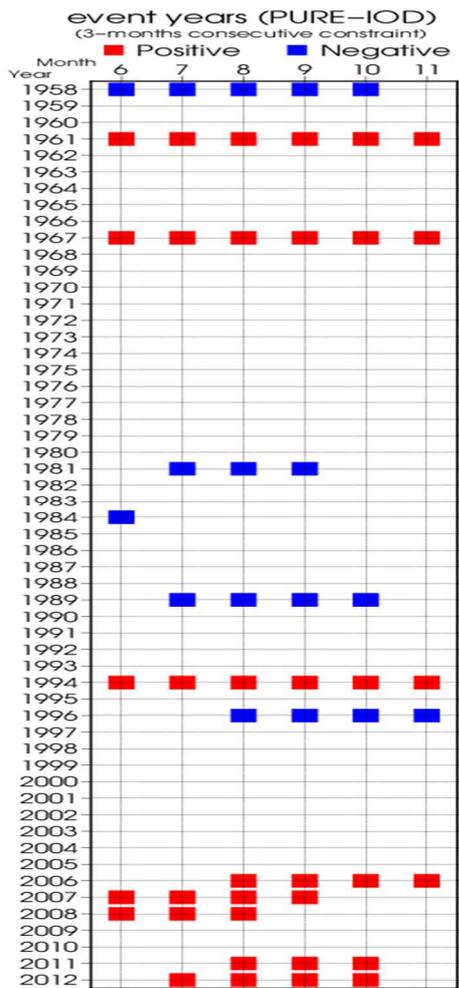
気温は、地球温暖化に伴う長期的な上昇傾向(トレンド)があるため、トレンドの影響を除く処理(デトレンド)を施してから統計した。ここでは、統計期間である55年間の気温の時系列を直線近似し、これをトレンドとして元の時系列から差し引いている。なお、トレンドが明瞭ではない降水量と日照時間についてはデトレンドを行っていない。

## エ 大気循環場

ある特定の現象の発生時に現れやすい循環場を調べる方法として、線形回帰分析や合成図解析が挙げられる。IOD現象に対応して循環場に現れる特徴は、正の場合と負の場合とでは必ずしも対称的ではないと考えられるため(Hoerling et al., 2001)、今回は正負それぞれの場合の偏差の合成図解析を用いた。ここで、偏差は統計期間(1958～2012年の55年間、ただし、OLRについては1979～2012年の34年間)の平均値からの差で定義している。あわせて、偏差の有意性は、55年間(OLRは34年間)平均値との差に関するt検定に基づき評価した。

各気象要素には、数十年程度の時間スケールの自然変動や、地球温暖化による気温の上昇傾向等のトレンドが含まれている。年々の時間スケールで変動するIOD現象に伴う影響に着目する場合、こうしたトレンドを除去することが有効であると考えられる。このため、日本の天候の統計と同様に、各要素について直線近似でデトレンドを施した結果を示す。

なお、統計解析の結果は、あくまでもピュアIOD現象が発生したときに統計的に現れやすい特徴であり、物理的なメカニズムがその背景に存在することをそのまま担保しているわけではないことに注意する必要がある。また、前述のように今回の統計では事例数が少ないことにも留意が必要である。



第 1.2-1 図 ピュア IOD 現象の発生期間  
1958～2012 年の期間において、正(負)のピュア IOD 現象の発生期間を赤(青)色で示す。各月は、3 か月移動平均の中央月を示す。

## (2) 日本の天候の統計結果

第 1.2-2 図に、正のピュア IOD 現象が発生しているときの 5～7 月から 10～12 月の各 3 か月間における地域ごとの平均気温、降水量、日照時間の出現傾向を示す。事例数は、各 3 か月間においてそれぞれ 4～8 事例と少ないため、統計的有意性の有無だけでなく、広範囲あるいは期間的<sup>4</sup>に連続して現れるような傾向であるかどうかにも着目して述べる。

<sup>4</sup> 夏から秋にかけての季節進行があるため、同じ傾向が期間的に連続して現れる必然性はない。ただし、事例数が少ないため、少なくとも期間的に連続して現れる傾向であれば一定の信頼性があるとみなした。

平均気温は、東・西日本を中心に、北日本でも「高い」または「並か高い」傾向が期間的にも連続して現れており、夏から秋にかけての北・東・西日本の高温傾向が正のピュア IOD 現象発生時の大きな特徴といえる。なお、今回の統計の期間外ではあるが、正のピュア IOD 現象が発生した 2019 年も、9 月や 10 月を中心とした 3 か月は東・西日本を中心に記録的な高温となっており、今回の統計結果と整合的である。一方、沖縄・奄美では、有意な傾向は見られなかった。

降水量は、北日本と東日本太平洋側で、9～11 月に「多い」または「並か多い」傾向が見られるが、隣接する 3 か月間では同様の傾向は見られず、これが正のピュア IOD 現象発生時の特徴であるかどうかの判断には、さらなる事例の蓄積が必要である。北日本太平洋側の 6～8 月の「並か少ない」傾向も同様である。西日本では、有意ではないものの、概ね「少ない」出現率が「多い」出現率を上回っている。

日照時間は、北・東・西日本では、5～7 月から 8～10 月にかけて「多い」または「並か多い」傾向となる地域や時期が多く見られる一方、「少ない」または「並か少ない」傾向は見られない。また、有意でない場合でも、「多い」出現率は「少ない」出現率を上回っている。このため、正のピュア IOD 現象時には、夏から初秋にかけて、北・東・西日本では、多照傾向の可能性がある。特に盛夏期が高温となる場合、一般的に高気圧に覆われて晴れやすい傾向があるため、前述の高温傾向とは整合的である。西日本を中心に降水量の「少ない」出現率が大きかったこととも矛盾しない。事例が集まれば、有意な傾向がより明瞭に現れる可能性がある。また、9～11 月に北日本太平洋側で日照時間が「並か少ない」傾向があり、降水量が「多い」傾向とは整合的である。沖縄・奄美では、5～7 月に「多い」傾向がある一方、7～9 月や 8～10 月は、有意でないものの「少ない」出現率が大きくなっている。いずれの傾向にせよ、ピュア IOD 現象としての特徴であるかについては、さらに事例を蓄積する必要がある。

第 1.2-3 図は、負のピュア IOD 現象が発生しているときの 3 か月平均気温の出現傾向である。事例数が 3 以上ある 6～8 月から 9～11 月の結果を示している。これを見ると、有意な傾向は見られなかった。なお、3～

4 事例であるため、90%の信頼度水準で有意となるには、全事例が「低い」あるいは「高い」となる必要がある。ただし、概ね「並」または「低い」出現率は「高い」出現率より大きく、正のピュア IOD 現象とは逆の傾向が見られた。なお、今回の統計の期間外ではあるが、2013 年と 2016 年は負のピュア IOD 現象発生年だった。2013 年は、夏は西日本を中心にかなりの高温、2016 年も秋は西日本でかなりの高温となっており、統計期間を延長すると結果が異なってくる可能性がある。降水量と日照時間には明瞭な傾向は見られなかった(図略)。

### (3) 大気循環場の合成図解析

ここではピュア IOD 現象発生時の大気循環場への影響に関する統計調査について、IOD 現象が最も発達する時期を含む 3 か月平均である 8~10 月の平均場に注目した結果を報告する。なお、季節の診断作業などにおける利用を考慮し、参考として夏(6~8 月)平均及び秋(9~11 月)平均の合成図について付録 1.2-A に掲載している。

#### ア 正のピュア IOD 現象発生時の大気循環場の特徴

第 1.2-4 図に、正のピュア IOD 現象が発生した年で合成した、8~10 月平均の SST 偏差と大気循環場偏差の分布を示す。SST 偏差(第 1.2-4 図(a))は、正のピュア IOD 現象の特徴である、インド洋熱帯域の南東部~海洋大陸周辺での低温偏差傾向、インド洋赤道域の西部での高温偏差傾向を示している。太平洋赤道域については目立った偏差の特徴が出ていないことから、(1)で目的としていたエルニーニョ現象発生時の影響を含まない IOD 現象自体の評価が可能になっていると考えられる。

200hPa 速度ポテンシャル偏差(第 1.2-4 図(b))を見ると、対流圏上層の収束発散の分布は、SST の分布と対応して、インド洋東部で収束偏差、西部で発散偏差の傾向を示している。また、太平洋西部においても、対流圏上層で強い発散偏差を示している。OLR 偏差(第 1.2-4 図(c))について確認すると、SST や対流圏上層における収束発散の分布とよく対応して、イ

ンド洋南東部~海洋大陸付近で不活発な積雲対流活動、インド洋西部を中心に活発な積雲対流活動となる傾向を、統計的有意性をもって示している。積雲対流活動の活発傾向は、対流圏上層での発散偏差が見られたフィリピンの東海上付近においても確認できる。

次に、流線関数偏差の合成図を確認する。200hPa 流線関数偏差(第 1.2-4 図(f))を見ると、対流圏上層では、アフリカ~インド洋西部において南北半球対の高気圧性循環偏差が見られ、インド洋西部での活発な積雲対流活動に伴うロスビー波応答と整合している。太平洋西部付近においても、活発な積雲対流活動と整合する対流圏上層での南北半球対の高気圧性循環偏差を確認できる。一方、インド洋東部では、不活発な積雲対流活動に対応した南北半球対の偏差パターンは見られない。

850hPa 流線関数偏差(第 1.2-4 図(h))を見ると、対流圏下層では、インド洋東部で南北半球対の高気圧性循環偏差が明瞭に見られ、インド洋南東部において見られた不活発な積雲対流活動(第 1.2-4 図(c))とよく対応している。この高気圧性循環偏差は、インド~南シナ海の対流圏下層におけるモンスーン循環(西風)が平年と比べて強まることを示唆している。このモンスーン西風が東風の貿易風と合流する北西太平洋に着目すると、フィリピンの東海上で低気圧性循環偏差となっており、モンスーントラフが平年と比べて強まる傾向を示している。このモンスーントラフが強まる傾向は、強いモンスーン循環や、対流圏上層の発散偏差(第 1.2-4 図(b))に対応するフィリピンの東海上を中心とした活発な積雲対流活動(第 1.2-4 図(c))と関連していると見られる。なお、北インド洋東部の下層に形成されている高気圧性循環偏差の西側の、モンスーン循環を強化するような循環偏差は、インド~パキスタンの沿岸の活発な積雲対流活動域に向かって、水蒸気をより多くもたらすような寄与を表していると思われる。

また、200hPa の東西風及び流線関数の偏差(第 1.2-4 図(e)(f))からは、日本上空では偏西風が平年の位置と比べて北寄り流れ、さらに日本付近に高気圧性循環偏差が統計的有意性をもって形成される傾

向にあることがわかる。統計的有意性には欠けるものの、亜熱帯ジェット気流が位置するユーラシア大陸上の北緯 40 度付近に沿って、地中海付近と東アジアで北に蛇行し中央アジア東部付近で南に蛇行するような波列状の偏差パターンが存在が示唆される。

## イ 負のピュア IOD 現象発生時の大気循環場の特徴

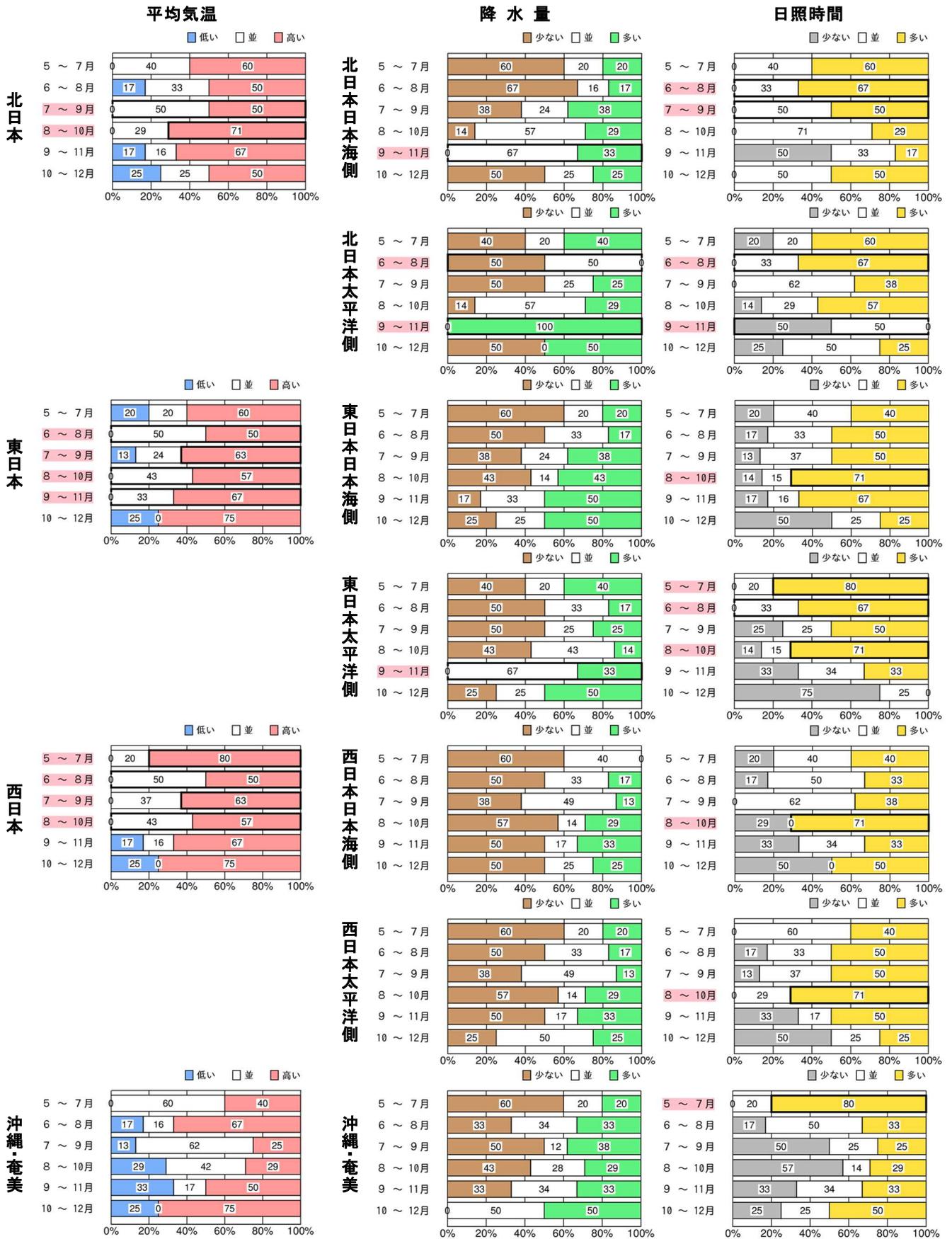
第 1.2-5 図に、負のピュア IOD 現象が発生した年で合成した、8～10 月平均の SST 偏差と大気循環場偏差の分布を示す。SST 偏差(第 1.2-5 図(a))は、正のピュア IOD 現象と対をなすような、インド洋熱帯域の南東部～海洋大陸東部周辺で高温偏差、インド洋西部で低温偏差となる傾向を示している。なお、太平洋赤道域の東部には、正のピュア IOD 現象発生時の合成図とは異なり、統計的に有意な SST 偏差の分布が負偏差として一部見られている。

対流圏上層の 200hPa ポテンシャル偏差の分布を見ると(第 1.2-5 図(b))、SST の分布と関連して、インド洋東部～海洋大陸で発散偏差、インド洋西部で収束偏差となる傾向を示しており、日付変更線付近にも収束偏差が見られる。降水量分布を推測するために OLR の偏差(第 1.2-5 図(c))を確認すると、インド洋南東部で活発な積雲対流活動、インド洋西部や日付変更線付近で不活発な積雲対流活動となる傾向を示している。

次に、対流圏上層の 200hPa 流線関数偏差(第 1.2-5 図(f))について確認すると、海洋大陸付近での活発な積雲対流活動に対応して、インド洋南東部からニュージーランドの南海上にかけて波列パターンが明瞭に見られる。また、中国南部付近においても、同じく海洋大陸付近での活発な積雲対流活動に対応し

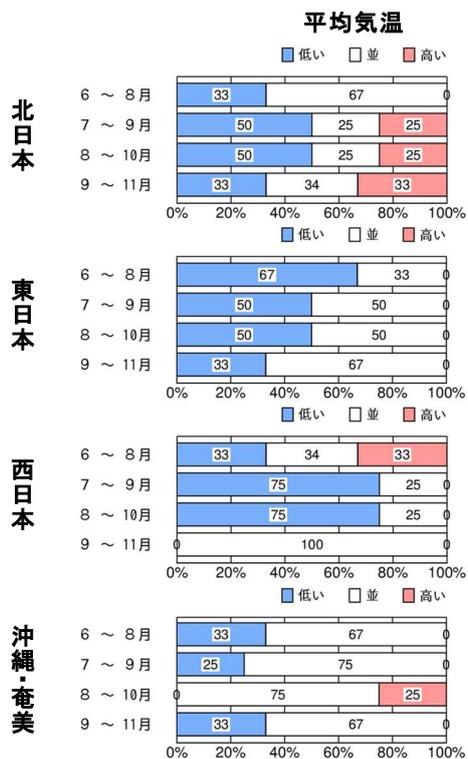
た高気圧性循環偏差が見られ、そこから本州付近、ベーリング海にかけて波列パターンが見られる。この波列パターンに伴って、本州付近では気圧の谷となる傾向が表れており、これは統計的に有意である。日本上空の偏西風にも、平年の位置からの南偏としてその傾向が表れている(第 1.2-5 図(e)の 200hPa 東西風偏差を参照。)。このことから、インド洋熱帯域の南東部～海洋大陸東部における SST の高温偏差と海洋大陸付近での活発な積雲対流活動が、テレコネクションを介して、日本の天候と関連している可能性が考えられる。850hPa 気温偏差の合成図(第 1.2-5 図(d))で確認すると、本州付近では統計的に有意な低温偏差が見られ、夏から秋に向かう季節進行が平年と比べて早い傾向を示している。しかしながら、(2)の調査では、負のピュア IOD 現象による日本の天候への影響については、事例数の少なさもあり特段の特徴は見られなかった。

対流圏下層の 850hPa 流線関数偏差(第 1.2-5 図(h))では、海洋大陸付近の活発な積雲対流活動に対応して、インド東部付近において南北半球対の低気圧性循環偏差となる傾向が見られる。南太平洋熱帯域の西部に見られる高気圧性循環偏差についても、日付変更線付近の不活発な積雲対流活動と対応している可能性が考えられる。また、上層の本州付近～ベーリング海及びオーストラリア南西部～ニュージーランドの南海上に見られた波列パターンの位置では、その下層に順圧的構造となるような偏差が形成されている。上層の波列パターンと関係づけられそうな偏差は、海面気圧偏差(第 1.2-5 図(g))においても、ベーリング海付近及びオーストラリア南東部付近に一部見られる。



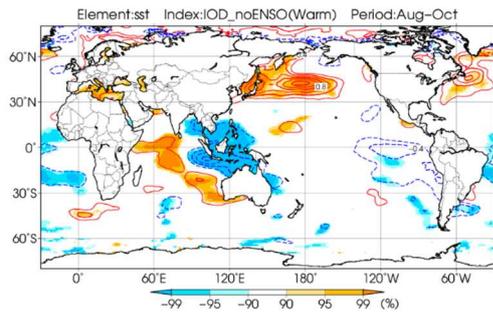
第 1.2-2 図 5~7 月から 10~12 月における正のピュア IOD 現象発生時の 3 か月ごとの天候の出現率 (図説は次ページ参照)

第 1.2-2 図(前ページ) 5~7 月から 10~12 月における正のピュア IOD 現象発生時の 3 か月ごとの天候の出現率  
 左から平均気温、降水量、日照時間。数字は出現率(%)。統計的に有意な傾向が見られる場合、その期間に赤い帯をかけ、統計的に有意な傾向が見られる階級は黒太枠で囲って示した。事例数は、5~7 月から 10~12 月の 3 か月間ごとにそれぞれ 5、6、8、7、6、4 事例。

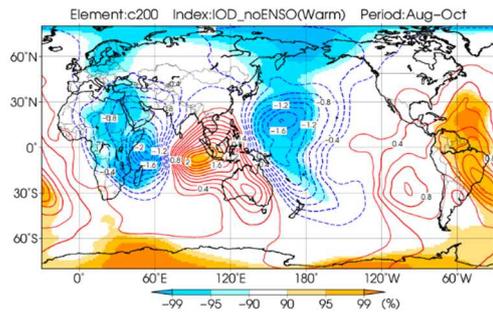


第 1.2-3 図 6~8 月から 9~11 月における負のピュア IOD 発生時の 3 か月平均気温の出現率  
 数字は出現率(%)。統計的に有意な傾向は見られなかった。事例数は、6~8 月から 9~11 月の 3 か月間ごとにそれぞれ 3、4、4、3 事例。

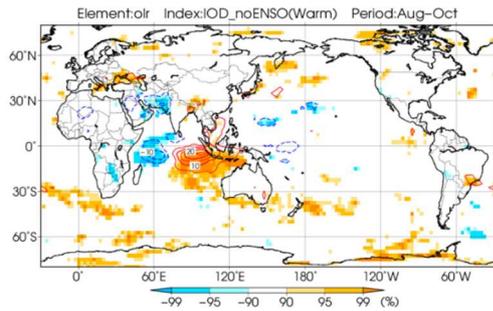
(a) SST 偏差(正) (8~10 月)



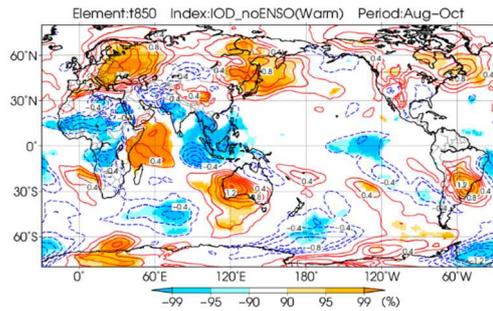
(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差(正) (8~10 月)



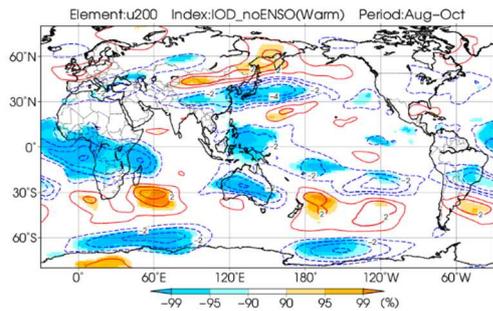
(c) OLR 偏差(正) (8~10 月)



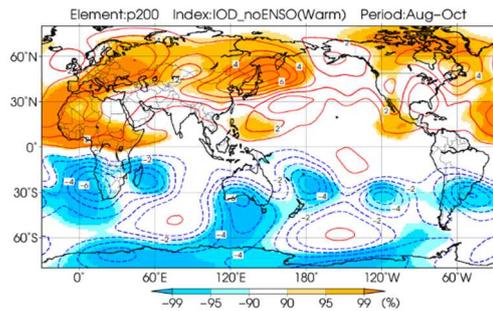
(d) 850hPa 気温偏差(正) (8~10 月)



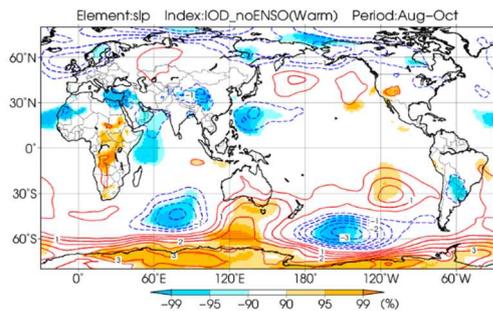
(e) 200hPa 東西風偏差(正) (8~10 月)



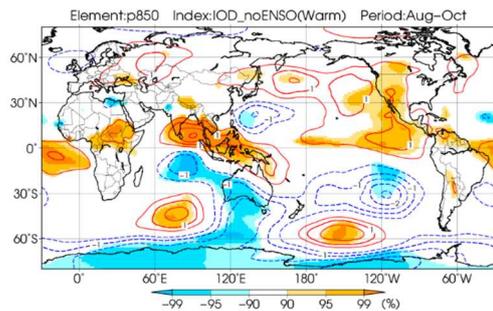
(f) 200hPa 流線関数偏差(正) (8~10 月)



(g) 海面気圧偏差(正) (8~10 月)

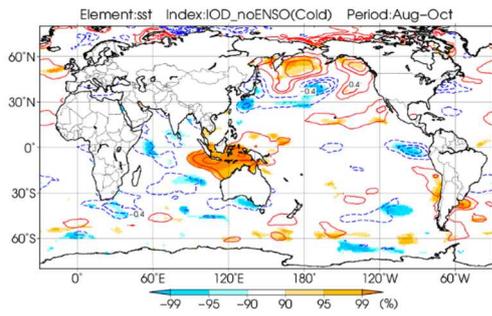


(h) 850hPa 流線関数偏差(正) (8~10 月)

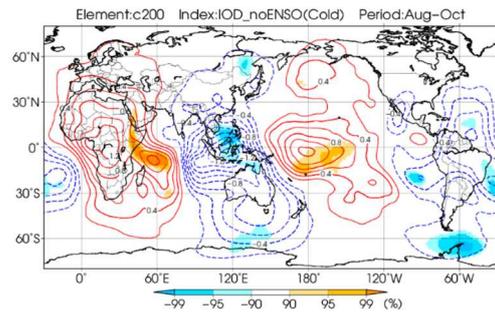


第 1.2-4 図 正のピュア IOD 現象が発生した年で合成した、8~10 月平均の (a) SST 偏差、(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差、(c) 外向き長波放射量(OLR)偏差、(d) 850hPa 気温偏差、(e) 200hPa 東西風偏差、(f) 200hPa 流線関数偏差、(g) 海面気圧偏差、(h) 850hPa 流線関数偏差 等値線は偏差で、(a)は 0.2℃、(b)は  $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(c)は  $5 \text{W}/\text{m}^2$ 、(d)は 0.2℃、(e)は 1m/s、(f)は  $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(g)は 0.5hPa、(h)は  $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$  間隔。ただし、0 の等値線は除く。正(負)の陰影は、信頼度水準 90、95、99%以上で正(負)偏差が統計的に有意な領域を示す。統計期間は 1958~2012 年(OLR は 1979~2012 年)。

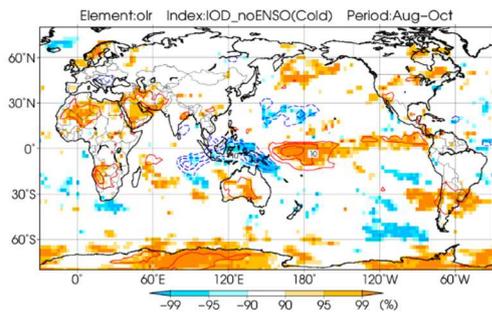
(a) SST 偏差(負) (8~10 月)



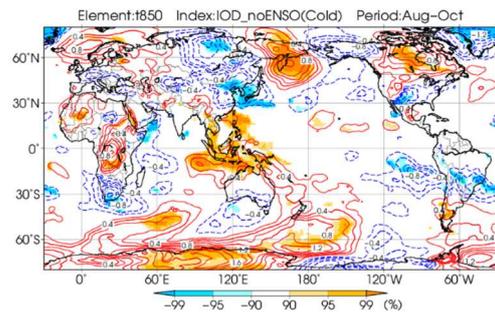
(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差(負) (8~10 月)



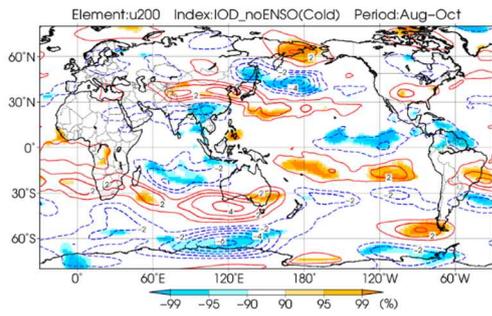
(c) OLR 偏差(負) (8~10 月)



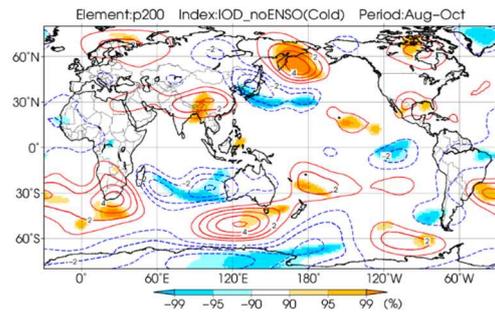
(d) 850hPa 気温偏差(負) (8~10 月)



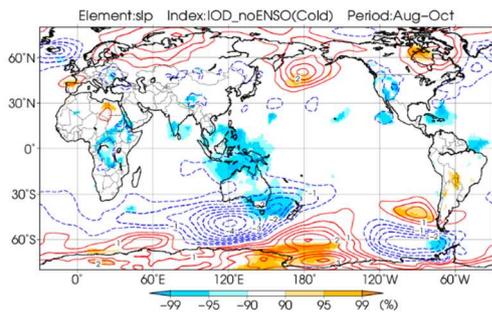
(e) 200hPa 東西風偏差(負) (8~10 月)



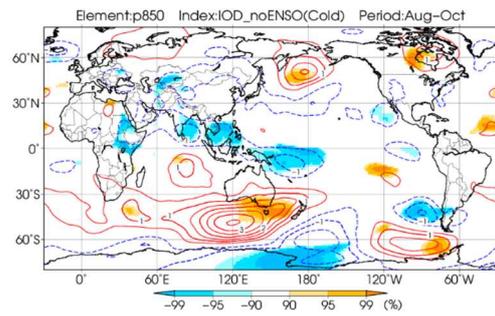
(f) 200hPa 流線関数偏差(負) (8~10 月)



(g) 海面気圧偏差(負) (8~10 月)



(h) 850hPa 流線関数偏差(負) (8~10 月)



第 1.2-5 図

第 1.2-4 図に同じ。ただし、負のピュア IOD 現象について示す。

#### (4) 正のピュア IOD 現象時における高温傾向の背景

ここでは、正のピュアIOD現象発生時に見られた日本の天候の特徴のうち、盛夏期から初秋にかけての時期を対象に、北・東・西日本の高温、多照傾向を日本にもたらす背景について、過去の研究成果を踏まえて考えられるプロセスを以下に述べる。

Takemura and Shimpo (2019)は、本項と同様の合成図解析及び線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model; LBM) (Watanabe and Kimoto, 2000; 2001)を用いた数値実験結果に基づき、7~9月の3か月平均場に着目して、正のピュアIOD現象が日本の天候に影響を及ぼすメカニズムについて指摘している。正のピュアIOD現象発生時、インド洋南東部では積雲対流活動が不活発となる(第1.2-4図(c); この図は8~10月の3か月平均であるが、7~9月の3か月平均の特徴(図略)も同様の傾向にある。以降の図に関しても同様。)。この不活発な積雲対流活動に対する松野-ギル応答(Matsuno, 1966; Gill, 1980)により、ベンガル湾付近に下層の高気圧性循環偏差(赤道ロスビー波)が形成され(第1.2-4図(h))、ベンガル湾からフィリピンの東に至るモンスーンの西風を強化する。このモンスーン西風偏差は貿易風と合流することで強い収束偏差を生み出し、モンスーントラフを深め、北太平洋西部での対流活発をもたらす(第1.2-4図(c))。この対流活発域の存在は、上層において北太平洋西部から東アジアに向かう北向き発散風偏差<sup>5</sup>をもたらす(第1.2-4図(b))。この発散風は、偏西風を横切る際に、偏西風の南側に分布する相対的に過度の小さい空気を北に移動させるため(負の過度移流)、高気圧性の循環偏差が生成される。すなわち、東アジア北部で偏西風が北に蛇行し、チベット高気圧の北東への張り出しが強まることになる(第1.2-4図(e)(f))。これにより、本州付近は背の高い高気圧に覆われて、晴れて気温が上昇する。

一方、Guan and Yamagata (2003)は、典型的な正のピュアIOD現象発生年で、日本が高温となった1994年夏の事例について調べ、ピュアIOD現象発生

時の影響がインド洋東部から一度地中海に向かい、そこから日本へ東に伝播してくるメカニズムについて提唱している。この1994年夏の循環場については、第1.2-6図に掲載している(なお、第1.2-6図においては、偏差とは平年値期間(1981~2010年)の平均値からの差で定義していることに留意。)。インド洋東部におけるSSTが平年より低く、積雲対流活動が不活発なことによって下降した空気は、第1.2-6図(a)のOLR偏差と850hPa風偏差に見られるように、インドやベンガル湾に対して南西風となってこの時期のモンスーン循環を強化する方向に働き、そこでの上昇流を強めて、インドでの積雲対流活動(インドモンスーン)が平年より活発となる。これにより、第1.2-6図(b)の150hPa発散風偏差のように、インドでは上層で発散風となり、地中海、サハラ地域では下降流が強まる。地中海、サハラ地域ではもともと放射冷却により下降流となっており、この下降流がさらに強化されることで、地中海周辺は、第1.2-6図(b)の地上気温偏差のように昇温する。これは、第1.2-4図(d)の合成図で見られる高温傾向とも整合する。この昇温傾向の持続によって生じた循環偏差を波源として、第1.2-6図(c)の北緯35~45度平均の波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura, 2001)に表れているように波のエネルギーが東経35度付近から上層へと伝播し、そこから亜熱帯ジェット気流に沿って東へと伝播する。準定常ロスビー波による波列状の偏差パターンは、第1.2-6図(d)の200hPaの相対過度偏差と波の活動度フラックスからも確認できる。Guan and Yamagata (2003)では、このパターンはシルクロードパターン(Enomoto et al., 2003)である可能性を指摘している。この波列状の偏差パターンに伴い、東アジアでは偏西風が北に蛇行するため、日本付近は高気圧に覆われて、晴れて高温となりやすい。対流圏上層の合成図(第1.2-4図(e)(f))で確認すると、中央アジア東部付近での偏差には統計的有意性が欠けており、さらに位相についても第1.2-6図(d)からのずれがみられるものの、亜熱帯ジェット気流が位置するユーラシア大陸上の北緯40度付近に沿って波列状の偏差パターンを形成しているように捉えられる。ただし、インドモンスーンの活発化については、OLR偏差の合成図(第1.2-4図(c))

<sup>5</sup> 発散風は、速度ポテンシャルの小さい領域から、速度ポテンシャルの等値線を直交する向きに吹き出す。

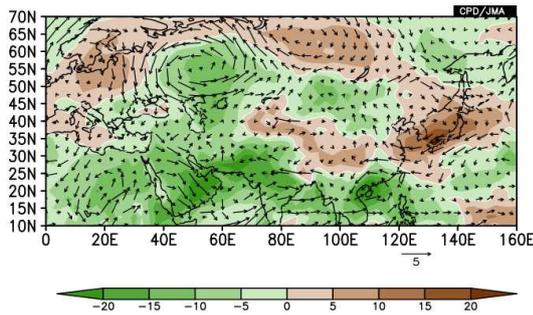
からは、Guan and Yamagata (2003)が指摘するようなインドの広域には広がっておらず、アラビア海沿岸付近に留まっている。なお、夏平均であれば、対流活動が活発となる範囲はインド北部付近までやや広がる(第 1.2-A-1 図(c))。

以上に述べた盛夏期から初秋にかけての時期における正のピュア IOD 現象による日本の天候への影響過程について、Guan and Yamagata (2003)と Takemura and Shimpo(2019)による解釈を組み合わせ、第 1.2-7 図に模式図としてまとめた。

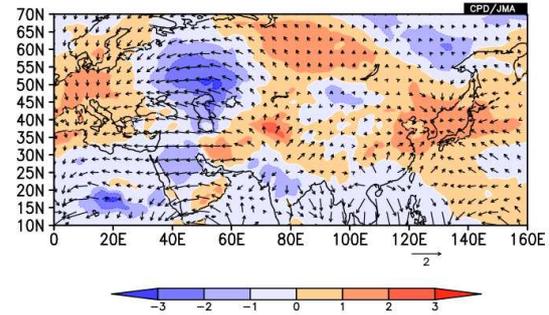
このほか、Guan and Yamagata(2003)では、1994 年夏の事例について、インド洋東部から日本へと直接影響するメカニズムについても言及している。まず、インド洋熱帯域の南東部において、SST が平年より低くなることに伴って下降流偏差が発生する。下降した空気は対流圏下層において水蒸気を伴いながら北上し、チベット高原の南で平年より強い上昇流となり、対流が活発となる(第 1.2-6 図(a))。この活発な積雲対流活動がもたらすチベット高原付近での上層の発散場を起源とする大気応答として、ロスビー波列が北東方向に励起されて、対流圏上層において中国南部で高渦度偏差、東アジア北部で低渦度偏差となる偏差パ

ターン(Guan and Yamagata (2003)は、太平洋－日本(Pacific-Japan; PJ)パターン(Nitta, 1987)が西にずれたようなパターンであると指摘している)を形成する(第 1.2-6 図(d))。これにより、日本では高気圧に覆われて晴れて高温がもたらされる(第 1.2-6 図(b))、と提唱している。このプロセスに関して、850hPa 流線関数の合成図(第 1.2-4 図(h))から確認すると、フィリピンの東海上の低気圧性循環偏差及び日本の北付近の高気圧性循環偏差により、南北の偏差パターンとなっていることがわかる。しかし、本項で解析された海面気圧偏差の合成図(第 1.2-4 図(g))を確認すると、フィリピンの東での負偏差との対として期待される北の正偏差は、統計的有意をもっては確認できない。さらに、今回得られた正のピュア IOD 現象発生時の上層の循環場の合成図(第 1.2-4 図(f))では、メカニズムのカギとなる中国南部上層での低気圧性循環偏差は確認できない。チベット高原付近での上層の発散場についても、合成図(第 1.2-4 図(b))からはその存在が見込まれるものの統計的有意性をもっては確認できない。

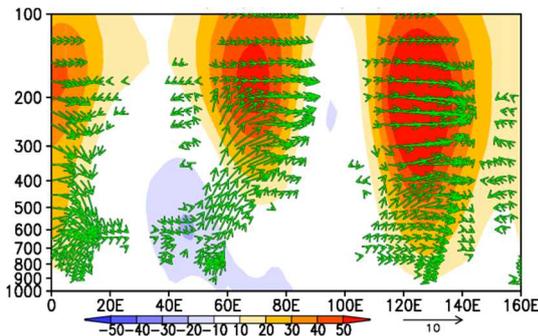
(a) OLR 偏差と 850hPa 風偏差



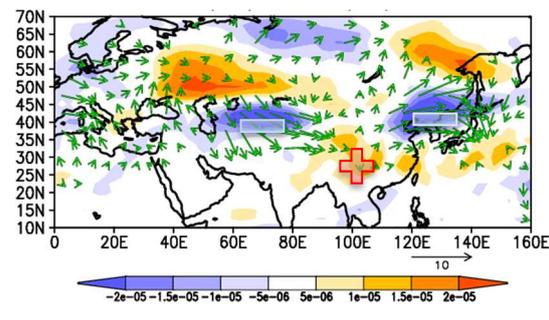
(b) 地上気温偏差と 150hPa 発散風偏差



(c) 高度偏差と波の活動度フラックス(北緯 35~45 度平均)



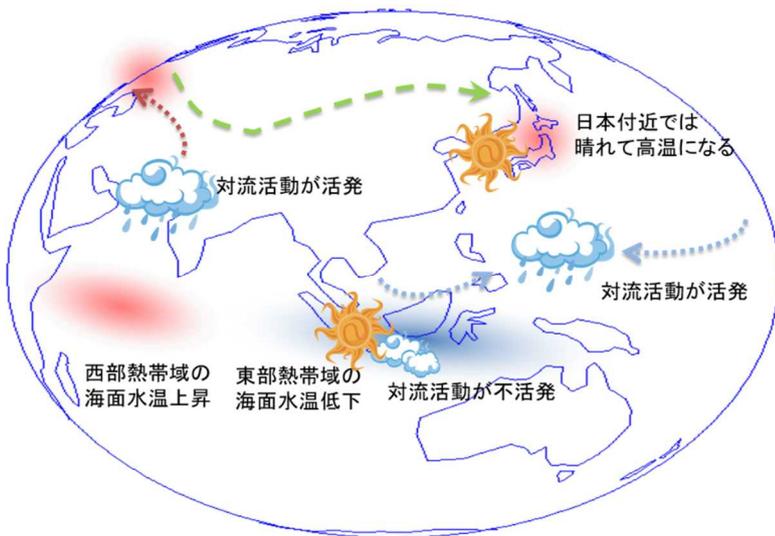
(d) 200hPa 相対渦度偏差と波の活動度フラックス



第 1.2-6 図 1994 年夏(6~8 月)平均の

(a)外向き長波放射量(OLR)偏差(陰影)と 850hPa 風偏差(矢印)、(b)地上気温偏差(陰影)と 150hPa 発散風偏差(矢印)、(c)北緯 35~45 度平均における高度偏差(陰影)と波の活動度フラックス(矢印)、(d)200hPa 相対渦度偏差(陰影)と波の活動度フラックス(矢印)

陰影は偏差で、(a)は  $5\text{W/m}^2$ 、(b)は  $1^\circ\text{C}$ 、(c)は  $10\text{m}$ 、(d)は  $0.5 \times 10^{-6}/\text{s}$  間隔。なお、ここで示す偏差とは、平年値期間(1981~2010 年)の平均値からの差である。(c)及び(d)の矢印は、Takaya and Nakamura(2001)の波の活動度フラックスであるが、(c)では鉛直成分を 100 倍して描画している。(d)中には、着目する正(負)の相対渦度偏差に対して+(−)を記した。



第 1.2-7 図 正のピュア IOD 現象が日本の天候に影響を及ぼすメカニズムの模式図(盛夏期から初秋にかけて)

陰影は、高温域を赤色、低温域を青色で表している。青い矢印は、対流圏下層で風が収束する流れ、赤い矢印は、インドモンスーン域で上昇し、地中海付近で下降する流れ、緑の矢印は、亜熱帯ジェット気流に沿って伝播する準定常ロスビー波の波束伝播をそれぞれ示している。本項での 8~10 月平均の合成図を基に、Takemura and Shimpo(2019)が指摘するフィリピンへの東の積雲対流活発域からの寄与と、Guan and Yamagata(2003)が指摘する亜熱帯ジェット気流沿いの波束伝播を伴う寄与を組み合わせ示している。本項で解析した合成図に基づくため、ここで示す積雲対流活動等のおおよその位置は、両者の論文における分布とは必ずしも一致しないことに留意。

## (5) まとめ

本項では、ピュアIOD現象発生時の大気循環場や日本の天候への影響について統計調査を行った。

日本の天候の特徴としては、正のピュアIOD現象発生時に、北・東・西日本では、夏から秋にかけて高温傾向となるほか、弱いながらも夏から初秋にかけて多照傾向が見られた。一方、沖縄・奄美では明瞭な傾向は見られなかった。また、負のピュアIOD現象発生時には特段の傾向は見られなかった。

大気循環場については、8～10月平均場に基づく合成図解析により、正(負)のピュアIOD現象発生時における主な特徴として、以下が挙げられる。なお、特に断りがない限り、括弧内の記述は負のピュアIOD現象発生時の特徴を示す。

- ・ 正(負)のピュアIOD現象の発生と関連したSST偏差の分布に対応して、対流圏上層では、インド洋東部で収束(発散)偏差、西部で発散(収束)偏差の傾向を示している。また、正のピュアIOD現象発生時には、太平洋西部にも発散偏差が見られる。
- ・ 対流圏上層では、正のピュアIOD現象発生時には、アフリカ～インド洋西部、太平洋西部付近での活発な積雲対流活動に伴う南北半球対の高気圧性循環偏差が、負のピュアIOD現象発生時には、中国南部～ベーリング海やインド洋南東部～ニュージーランドの南海上で波列パターンが、それぞれ見られる。
- ・ 対流圏下層では、積雲対流活動の分布に対応して、インド洋東部付近で南北半球対の高(低)気圧性循環偏差が見られる。

盛夏期から初秋にかけての時期については、正のピュアIOD現象発生時に北・東・西日本の高温、多照傾向をもたらす背景として、以下のような一連のプロセスが働いていると考えられる。

1. SSTの低いインド洋南東部で積雲対流活動が不活発。その応答として、ベンガル湾付近では対流圏下層において高気圧性循環偏差となり、ベンガル湾からフィリピン付近でモンスーンの西風が強まる。
2. 北西太平洋では、モンスーンの西風と貿易風が収束し、積雲対流活動が活発となる。
3. 活発な積雲対流活動により、上層では発散風が吹き出し、東アジアで偏西風を北に蛇行させる。
4. 結果として、日本付近ではチベット高気圧の張り出しが強まり、晴れて気温が上昇する。

このほか、地中海付近から、亜熱帯ジェット気流に沿った波列状の偏差パターンを形成することで、チベット高気圧の張り出しが強まる可能性もある。

なお、今回の統計調査は、最大でも8事例と事例数が多くないことに十分留意が必要である。今後、事例数が増えれば、傾向がより明瞭に現れてくる可能性がある。また、統計的に頑健な結果を得るため、数値実験の結果を利用することも有効である。

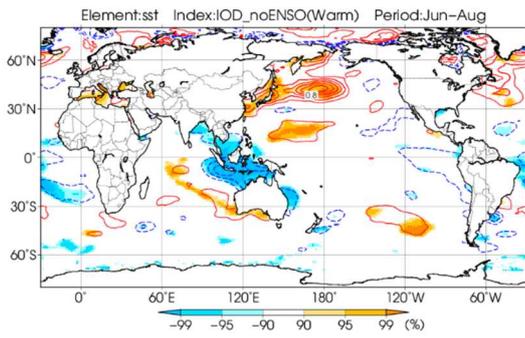
#### 付録 1.2-A ピュア IOD 現象発生時の夏及び秋の SST 及び大気循環場の合成図

(3)では、ピュア IOD 現象をより特徴的に捉えるために、8～10月平均としての合成図を用いて解説を行った。ここでは、季節平均での解釈に役立てるために、夏(6～8月)及び秋(9～11月)平均による合成図を第1.2-A-1図～第1.2-A-4図に示す。

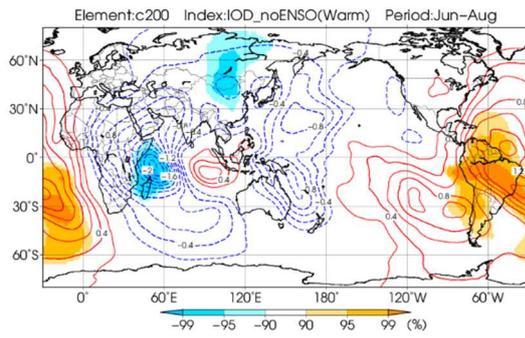
ピュア IOD 現象は秋に最盛期を迎えるため、秋の合成図の方がよりピュア IOD 現象時の大気循環場の特徴を表している傾向にある。ただし、秋の合成図で

あっても、正のピュア IOD 現象時のフィリピンの東海上付近の対流活発(第1.2-4図(c))など、(3)で解説したような特徴が有意に表れていない箇所もある(第1.2-A-2図(c))。このように、ピュア IOD 現象時の合成図は、着目する期間によっては統計的有意性をもって述べることができる特徴が異なることから、ピュア IOD 現象による特徴を述べる際には、着目する期間の合成図に基づく必要がある。

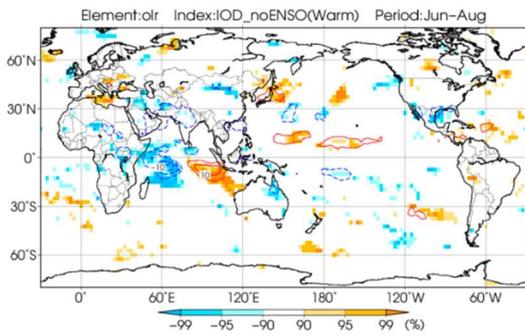
(a) SST 偏差(正) (夏)



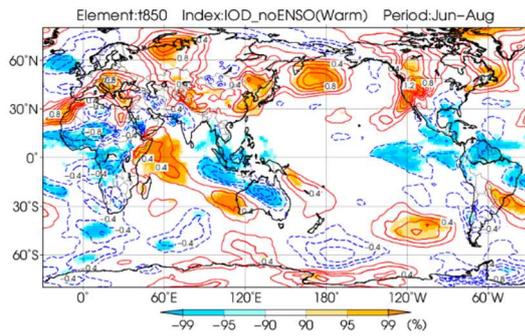
(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差(正) (夏)



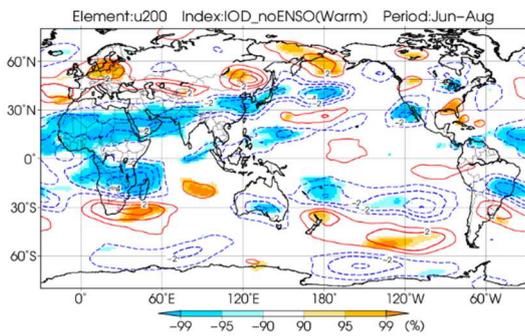
(c) OLR 偏差(正) (夏)



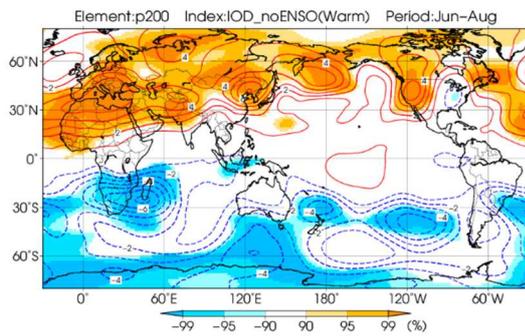
(d) 850hPa 気温偏差(正) (夏)



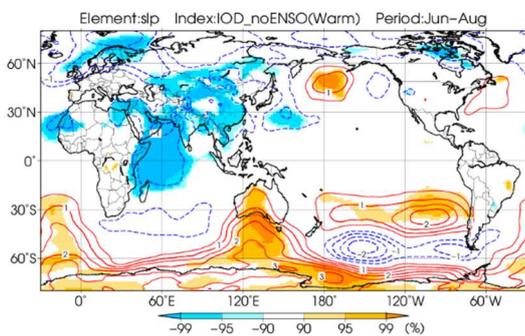
(e) 200hPa 東西風偏差(正) (夏)



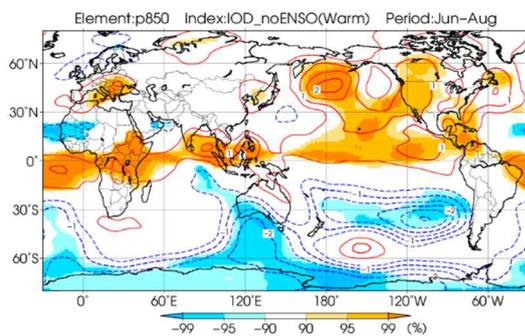
(f) 200hPa 流線関数偏差(正) (夏)



(g) 海面気圧偏差(正) (夏)



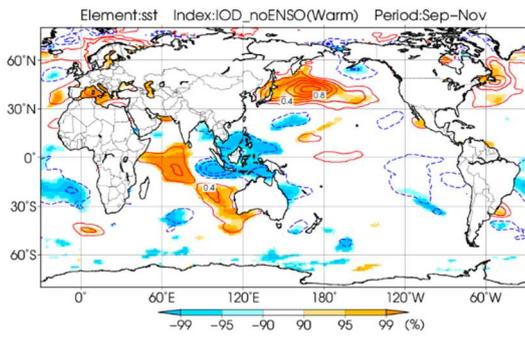
(h) 850hPa 流線関数偏差(正) (夏)



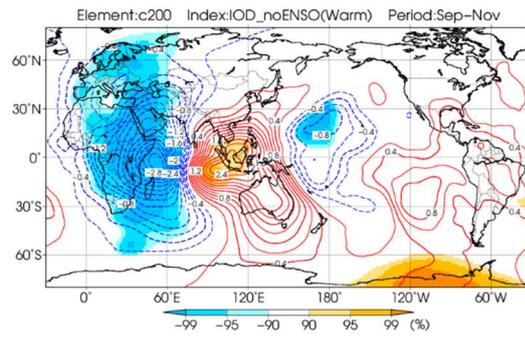
第 1.2-A-1 図

第 1.2-4 図に同じ。ただし、夏(6~8月)平均について示す。

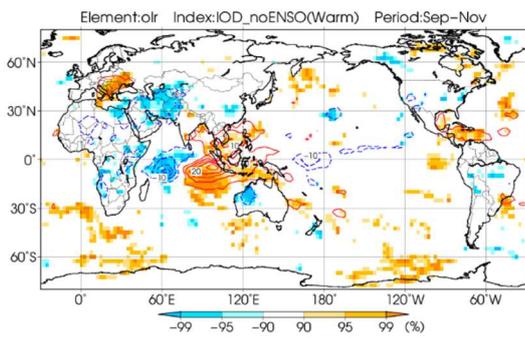
(a) SST 偏差(正) (秋)



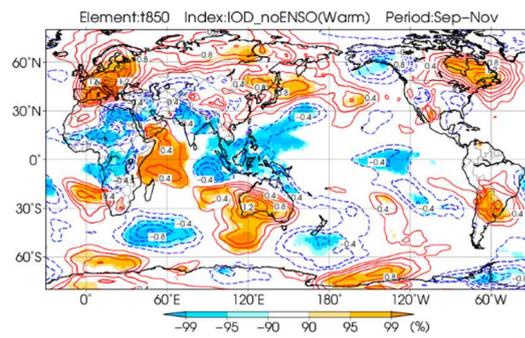
(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差(正) (秋)



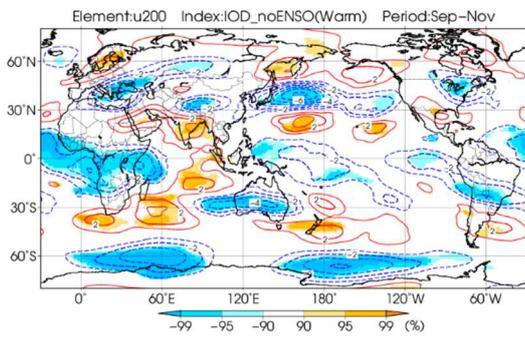
(c) OLR 偏差(正) (秋)



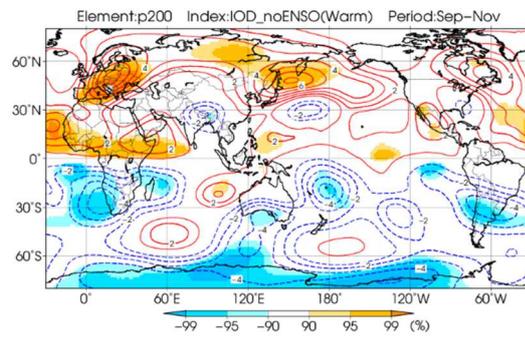
(d) 850hPa 気温偏差(正) (秋)



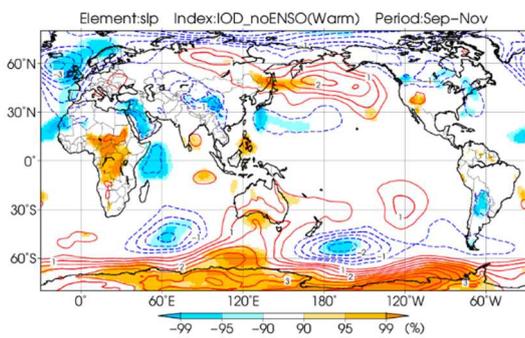
(e) 200hPa 東西風偏差(正) (秋)



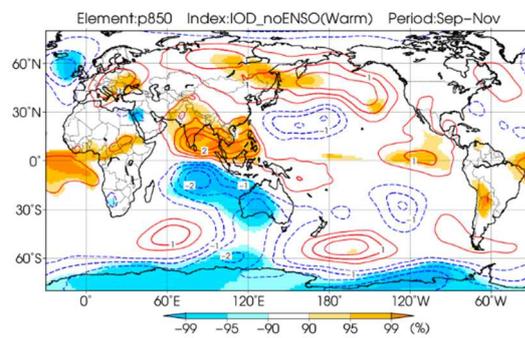
(f) 200hPa 流線関数偏差(正) (秋)



(g) 海面気圧偏差(正) (秋)

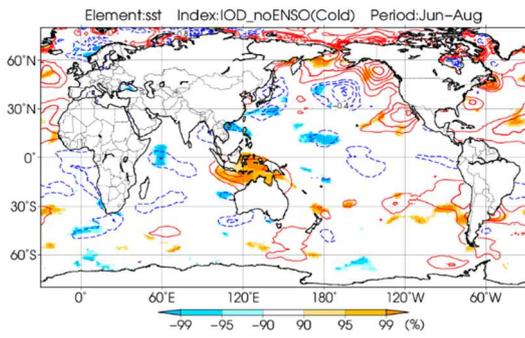


(h) 850hPa 流線関数偏差(正) (秋)

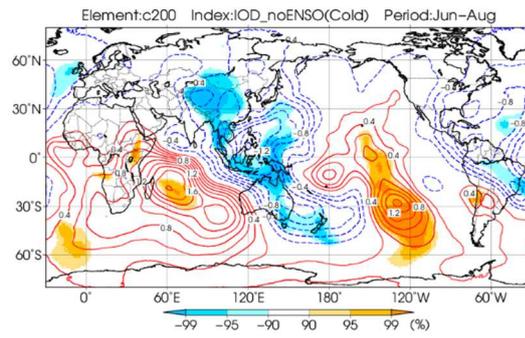


第 1.2-A-2 図  
第 1.2-4 図に同じ。ただし、秋(9~11月)平均について示す。

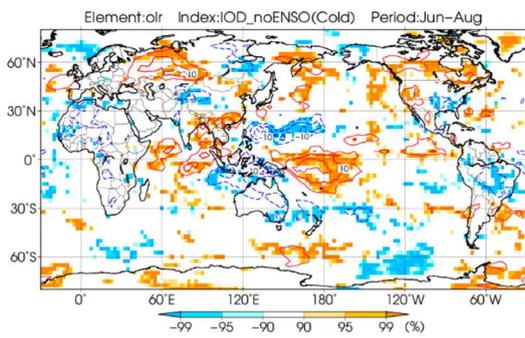
(a) SST 偏差(負)(夏)



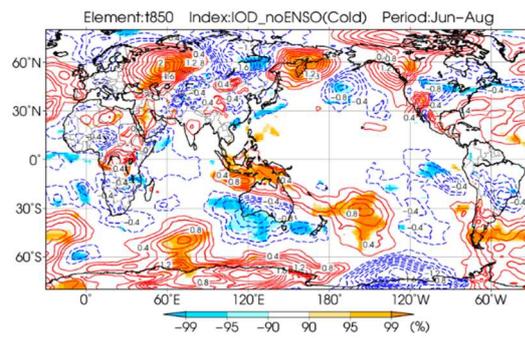
(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差(負)(夏)



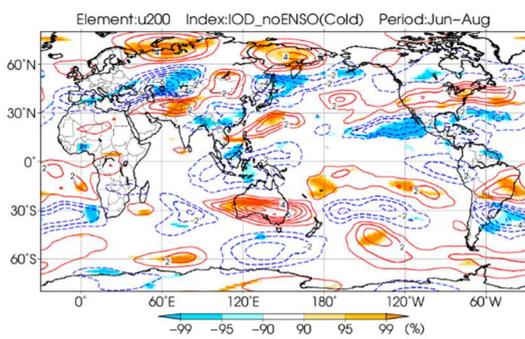
(c) OLR 偏差(負)(夏)



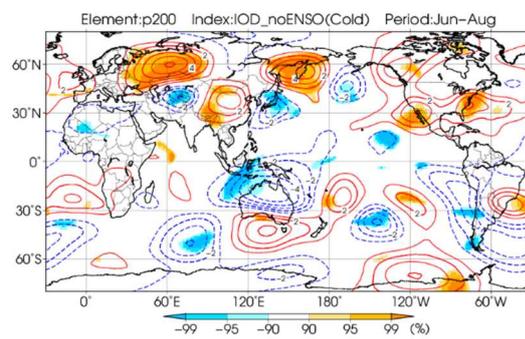
(d) 850hPa 気温偏差(負)(夏)



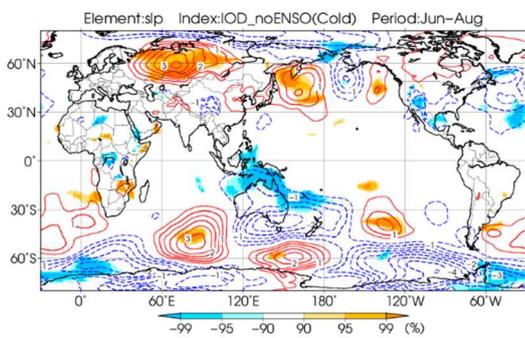
(e) 200hPa 東西風偏差(負)(夏)



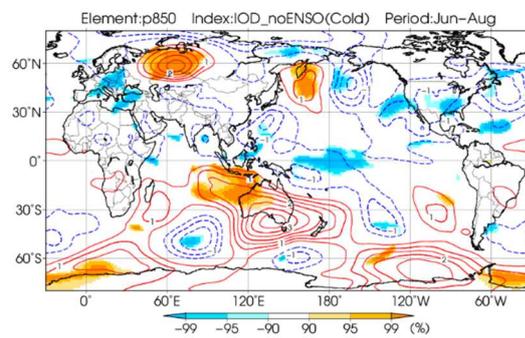
(f) 200hPa 流線関数偏差(負)(夏)



(g) 海面気圧偏差(負)(夏)



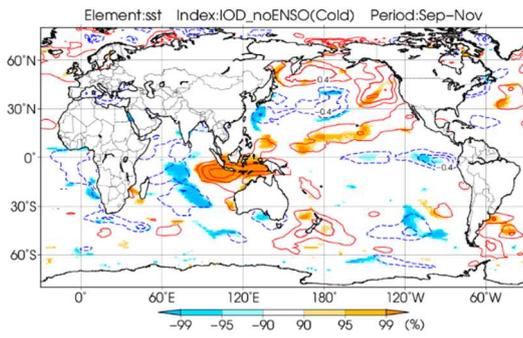
(h) 850hPa 流線関数偏差(負)(夏)



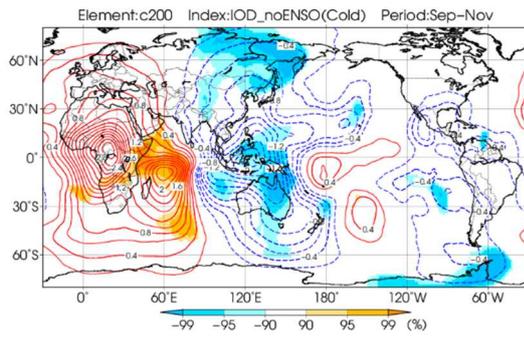
第 1.2-A-3 図

第 1.2-5 図に同じ。ただし、夏(6~8月)平均について示す。

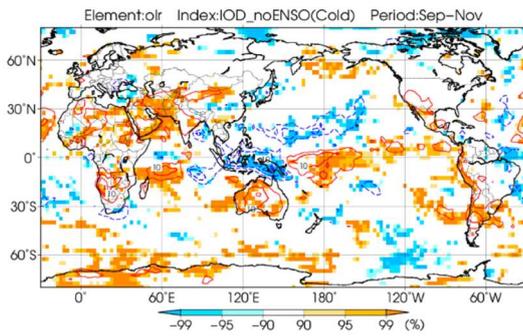
(a) SST 偏差(負) (秋)



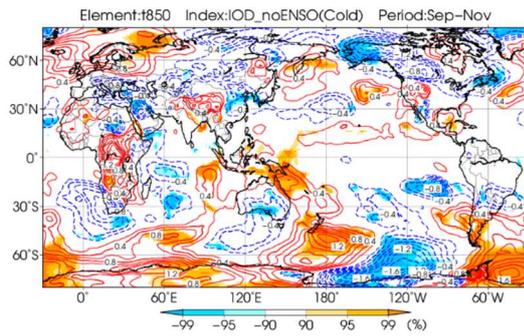
(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差(負) (秋)



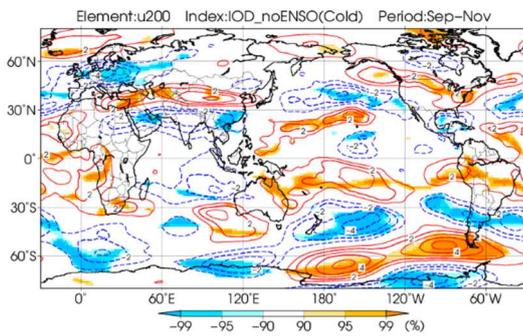
(c) OLR 偏差(負) (秋)



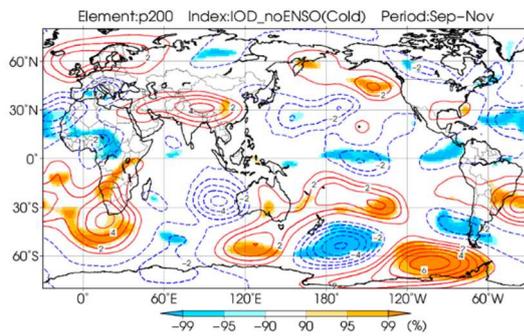
(d) 850hPa 気温偏差(負) (秋)



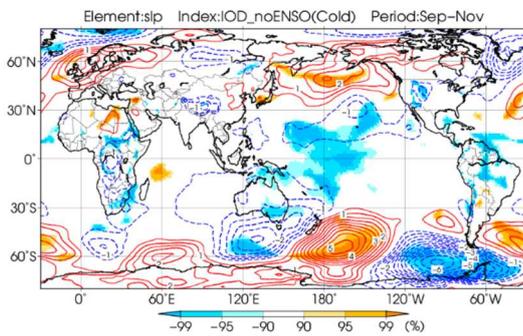
(e) 200hPa 東西風偏差(負) (秋)



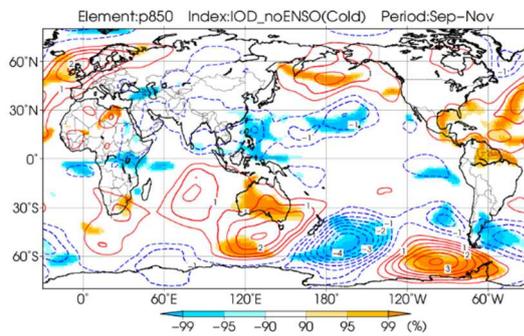
(f) 200hPa 流線関数偏差(負) (秋)



(g) 海面気圧偏差(負) (秋)



(h) 850hPa 流線関数偏差(負) (秋)



第 1.2-A-4 図  
第 1.2-5 図に同じ。ただし、秋(9~11月)平均について示す。

## 1.2.2 世界

本項では、IOD 現象発生時の世界の天候の特徴について述べる。(1)で調査方法、(2)で世界の天候の特徴を述べる。

### (1) 調査方法

#### ア データと統計期間

使用した観測データは、佐藤ほか(2015)と同一である。すなわち、気温及び降水量の観測値には、地上月気候値気象通報(CLIMAT 報)データ(1982年6月以降)及びGHCN(Global Historical Climatology Network)データを使用しており、両者が利用可能な場合は、CLIMAT 報データを優先して使用した。

統計期間は1958～2012年の55年間である。

#### イ IOD 現象の発生基準

第1.2.1項と同様に、本項では、正(負)のIOD現象からエルニーニョ(ラニーニャ)現象との同時発生を取り除いた正(負)のピュアIOD現象について解析する(第1.2-1図参照)。

参考として、エルニーニョ(ラニーニャ)現象と同時発生した正(負)のIOD現象のみを取り出した場合の世界の天候との関係については、付録1.2-Bにおいて取り上げた。

なお、本項で言及する参考文献においては、同じ正のIOD現象のことを指しているも、本項と発生年が異なるIOD現象について述べている場合があることに注意が必要である。

#### ウ 世界の天候

佐藤ほか(2015)は、エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時の世界の天候(気温及び降水量)への影響を、過去の地上観測データに基づき調査した。本項では、同様の統計手法をピュアIOD現象に対して適用することで、ピュアIOD現象の発生と世界の天候の特徴の統計的関係を調査した。ただし、佐藤ほか(2015)では春～冬の季節平均を示しているが、本項ではピュアIOD現象の発達及び衰退の季節的な特徴を考慮し、ピュアIOD現象が明瞭に現れる夏(6～8月)及び秋(9～11月)平均について示す。

まず、統計期間中に観測地点が大きく移動したと思われる地点を除外した上で、3か月平均気温及び3か月降水量を計算した。この際に、観測データ数が統計年数(55年)の5割以上存在する地点のみを利用している。ただし、観測データが少ないために正または負のピュアIOD現象に偏りすぎている場合には利用しない<sup>6</sup>。次に、観測地点ごとに、統計期間の平均値を基準値とし、気温の規格化偏差と降水量の基準比を計算した。そして、緯度5度×経度5度の格子ごとにその領域に含まれる観測地点のデータを単純平均して格子点データを作成した。なお、気温については、地球温暖化の影響を除くため、回帰直線から求められる1958～2012年のトレンドを除去している。

その後、緯度5度×経度5度の格子ごとに、統計期間55年間について、各階級に含まれるデータの割合が均等になるように、気温の各階級(高い/並/低い)及び降水量の各階級(多い/並/少ない)に分類した。それぞれの階級の出現率が気候的出現率と比べて有意に大きいかについて、二項分布を用いた片側検定を用いて、帰無仮説(母集団での比率が気候的出現率と等しい)のもとで検定統計量よりもさらに外れた値をとることができる確率(P値)を算出して調べた。そして、最も信頼度水準が高くなった(P値が最小となった)階級について、佐藤ほか(2015)による調査と同様に、季節平均として、夏及び秋の特徴を図に示した(第1.2-8図～第1.2-9図)。

図示の際には、信頼度水準が90%を超える場合と95%を超える場合とでマークの大きさと色合いを変えている。ただし、P値が全く同じとなる階級が2つ以上ある場合には、図上で1つの階級を示すことができないため、「階級不定」としている。さらに、降水量については、「少ない」と階級分類された場合でも、気候的にもともと「少ない」が出現しやすい地域である場合もある。そのため、気候的出現率が均等に振り分けられずに「少ない」降水量が50%を超えてしまっている格

<sup>6</sup> 具体的には、観測データ数が統計期間の8割未満かつ以下で定義する「偏りの割合」が20%より大きい地点は利用しない。

偏りの割合(%)

$$= \frac{|正のピュアIOD現象年数 - 負のピュアIOD現象年数|}{ピュアIOD現象発生なし年数} \times 100$$

子については、解釈における注意を促すために、背景に四角枠を表示した。

## (2) 世界の天候の統計結果

### ア ピュア IOD 現象発生時のインド洋周辺の天候の特徴

第 1.2-8 図 (a) (c) は正のピュア IOD 現象発生時の世界の気温の傾向である。これを見ると、夏及び秋では、インド洋西部に位置するマダガスカル付近において統計的有意に高温傾向が確認できる。インド洋東部の低温傾向についてはインドネシアでは有意性をもって確認はできないが、夏のオーストラリア北部においては有意な低温傾向が見られた。これらの地上気温分布は、Saji and Yamagata (2003) において、正のピュア IOD 現象の SST 偏差分布によるインド洋周辺の地上気温への影響について、インド洋の西側の地域では高温傾向、東側の地域では低温傾向にあると指摘されていることと整合している。なお、オーストラリア南部においては秋に統計的有意性のある高温傾向が見られるが、これはインド洋の SST 分布からの直接的な寄与というよりは、そこからの波束伝播による高気圧性循環偏差の形成からの寄与によるものと考えられており (Saji and Yamagata, 2003)、実際、第 1.2-A-2 図 (f) においてオーストラリア南部の上空に高気圧性循環偏差を形成するようなインド洋から南東方向に延びる波列パターンを確認できる。

第 1.2-8 図 (b) (d) は、正のピュア IOD 現象発生時の世界の降水量の傾向を示したものである。インド洋周辺については、信頼度水準が 90% を超えている格子は少なく、夏においては、インドネシア南西部の 1 格子、秋においてはアフリカ東部の数格子とインドネシア南西沖のココス諸島付近の 1 格子という程度ではあるが、大まかな傾向として、インド洋周辺においては、インド洋熱帯域西部からアフリカ東岸にかけての多雨傾向、インド洋熱帯域東部での少雨傾向を、秋を中心に確認することができる。これは、Saji et al. (1999) による、正の IOD 現象の発生によりアフリカ東部で多雨傾向、インドネシアで少雨傾向になるとの指摘と整合する。なお、オーストラリアにおいても少雨傾向が見られるが、これは、Cai et al. (2011) において指摘され

ているように、正のピュア IOD 現象によってもたらされるインド洋東部の SST 負偏差から波束伝播が発生し、それがオーストラリア南部の上層に高気圧性循環偏差 (第 1.2-A-1 図 (f)、第 1.2-A-2 図 (f)) を作ることによって降水量を減少させているものと思われる。また、インドにおいても統計的有意性の高い格子がいくつか見られる。Saji et al. (1999) においては、IOD 現象によるインドモンスーンへの影響は確認できなかったとされているが、のちに Ashok et al. (2004) が示したように、ピュア IOD 現象であれば、インド北部周辺で多雨傾向となりインド南部で少雨傾向となるような分布が、ここでは特に秋において確認できる。ただし、統計的に有意な格子は少ない。なお、Ashok et al. (2004) では、この降水分布の形成理由について、ピュア IOD 現象の両極の SST 偏差それぞれから励起されるハドレー循環偏差が、インド・パキスタン沿岸に対して、対流圏下層において南からの水蒸気をもたらし、そこからさらに上昇流をもたらすような循環偏差を形成するためであると解釈している。

正のピュア IOD 現象の発生時の世界の地上気温については、いくつかの地域で高温や低温の傾向が現れることがわかった。一方、負のピュア IOD 現象については、世界の気温との関係を第 1.2-9 図 (a) (c) から判断することは難しい。本来 IOD 現象発生時の影響を最もよく受けると推測されるインド洋周辺の国々で、かつ IOD 現象が強く現れる傾向にある秋においても、階級を判定できていない。このように負のピュア IOD 現象発生時の影響が正のピュア IOD 現象発生時の影響よりもあまりはっきりしなかった要因としては、負の IOD 現象の方が正の IOD 現象よりも振幅が小さいという IOD 現象の性質に関係していると思われる。この IOD 現象の正負のモードの非対称性については、気候値ではインド洋東部の水温躍層が深いいため、水温躍層が浅くなる効果の方が深くなる効果よりも強く現れやすく、そのためにインド洋東部が低温化する正の IOD 現象の方において振幅が大きくなりやすいため、とされている (Saji, 2018)。

一方で、負のピュア IOD 現象と世界の降水量との関係 (第 1.2-9 図 (b) (d)) については、特に夏 (第 1.2-9 図 (b)) において、インドネシア南西部及びオー

オーストラリアの広域における多雨傾向が確認できる。この多雨傾向には、インド洋熱帯域の東部における積雲対流活動の活発化が関係しているとされている。実際、2016年6～9月においては、強い負のIOD現象となったことが原因で、インドネシアとオーストラリアは極端な多雨となった(Lim and Hendon, 2017)。

#### イ ピュア IOD 現象発生時のインド洋から離れた地域での天候の特徴

正のピュア IOD 現象と世界の天候との関係を示した第 1.2-8 図からは、Saji and Yamagata (2003) が指摘したように、ピュア IOD 現象発生時の影響はインド洋周辺の地域にとどまるものではなく、そこから離れた地域にまで及んでいることがわかる。日本の天候への影響については第 1.2.1 項において既に解説されているため、本項ではそれ以外の地域について主に着目する。気温については、北米東部や南米熱帯域、地中海付近において、夏及び秋に統計的に有意な高温傾向をいくつかの地域で確認できる(第 1.2-8 図(a)(c))。

その一方で、降水量については、インド洋から離れた地域では夏及び秋を通じての一貫した傾向は捉えにくい(第 1.2-8 図(b)(d))。なお、先行研究においては、Chan et al. (2008) では、南米における降水の特徴として、南半球での春にあたる 9～11 月平均において、正のピュア IOD 現象時にブラジル南東部で多雨となりブラジル中央部で少雨となる傾向を指摘している。その要因については、インド洋からの波束伝搬のテレコネクションによって、大西洋熱帯域から水蒸気を輸送してきてアンデス山脈にぶつかり南下する南米下層ジェット(South American Low-Level Jet)が影響されるためと説明している。

負のピュア IOD 現象発生時のインド洋から離れた地域への影響については、第 1.2-9 図によると、統計的に有意な格子が少なく、高温/低温及び多雨/少雨の傾向は不明瞭である。唯一、南米南部の高温傾向が、負のピュア IOD 現象と関係しているように見える。この地域は、上層に高気圧性循環偏差が形成される傾向にあり(第 1.2-A-3 図(f)及び第 1.2-A-4 図(f))、インド洋東部からオーストラリア方向に南下する波束

伝搬とのつながりが想起される部分もある。しかしながら、負のピュア IOD 現象についてはサンプル数が少ない(第 1.2-1 図)ことに留意する必要がある。

このように、負のピュア IOD 現象による影響を本項の解析結果から述べることは難しいが、負の IOD 現象発生時の影響について言及している研究は存在する。IOD 現象発生時の定義が異なるため単純に比較はできないが、Hong et al. (2008) は、正と負のピュア IOD 現象の発生による影響は、夏の東アジアの降水量分布には同じ傾向に効いており、中国北部・韓国・日本では少雨傾向、中国南部及び台湾では多雨傾向になると指摘されている。しかしながら、第 1.2-8 図(b)と第 1.2-9 図(b)を見ると、黄海周辺の少雨傾向は正と負のピュア IOD 現象とで共通しているが、日本付近の降水傾向との関係については、第 1.2.1 項で述べたように判断が難しく、Hong et al. (2008) が指摘する特徴との一致は定かではない。

#### (3) まとめ

本項では、ピュア IOD 現象と世界の天候の統計的関係について、夏及び秋平均の統計的特徴について示した。解析から得られた正のピュア IOD 現象発生時における世界の天候への影響の主な特徴は、以下のとおりである。

気温: インド洋周辺では、マダガスカル付近、オーストラリア南部で高温傾向、オーストラリア北部で低温傾向となる。そのほか、日本、北米東部、南米熱帯域、地中海付近では高温傾向となる。

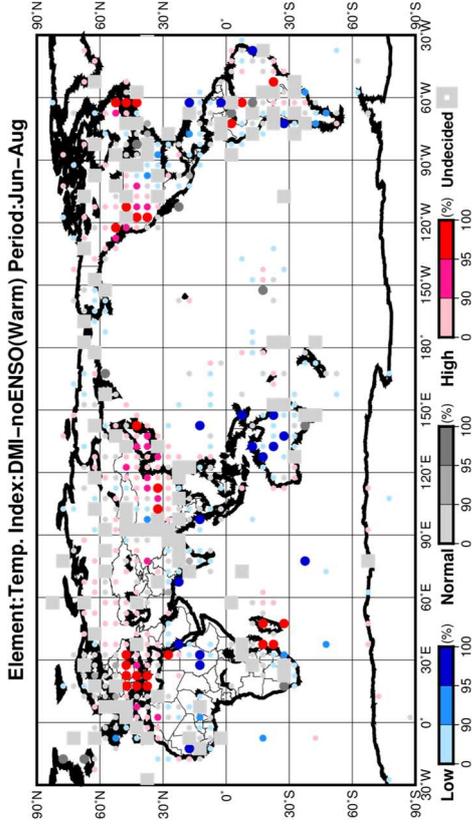
降水量: インド洋周辺では、インド洋熱帯域西部からアフリカ東岸にかけて多雨傾向、インド洋熱帯域東部、オーストラリアで少雨傾向となる。

負のピュア IOD 現象発生時の特徴は、南米南部に高温傾向が見られる以外は、はっきりとした特徴を見出すことはできなかった。

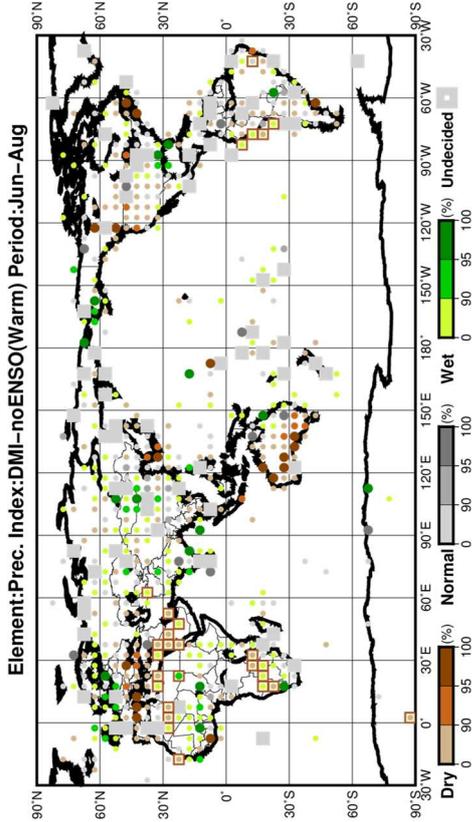
以上のように、正のピュア IOD 現象の発生は世界の天候に影響を及ぼしており、インド洋から離れた地域においては、その影響は気温によく現れることを確認した。

しかしながら、第 1.2-8 図～第 1.2-9 図からも分かるように、ピュア IOD 現象発生時の影響について統計的有意性がない地域も多い。本項の統計調査では、取り扱っているピュア IOD 現象の事例数が多くないことから、第 1.2.1 項と同様に、その統計的な解釈に制限が生じていることに十分留意する必要がある。また、解析手法の違いや観測データの違いなどによって、先行研究での説明と整合しない地域もいくつか存在する。そのため、IOD 現象による世界への影響については、事例の蓄積及びメカニズムの評価に関するさらなる調査が必要である。

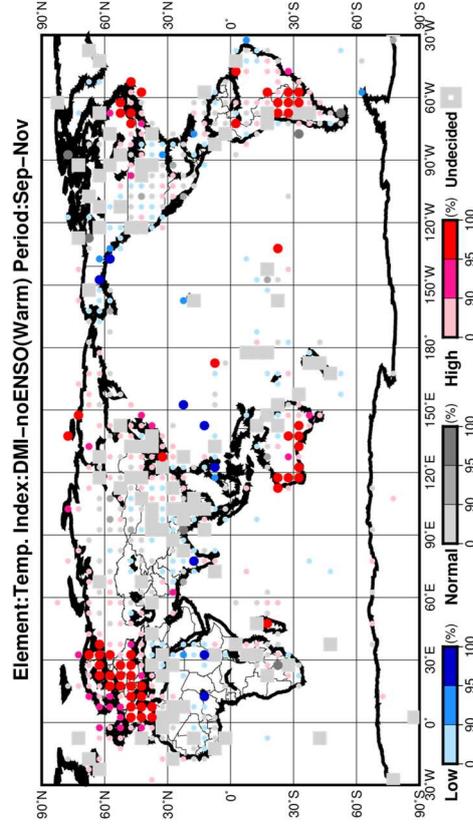
(a) 気温の傾向 (正のピュアIOD現象発生時) (夏)



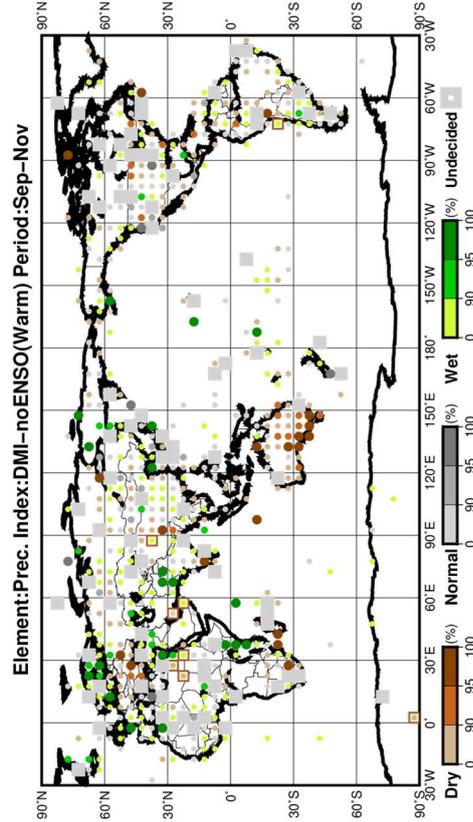
(b) 降水量の傾向 (正のピュアIOD現象発生時) (夏)



(c) 気温の傾向 (正のピュアIOD現象発生時) (秋)



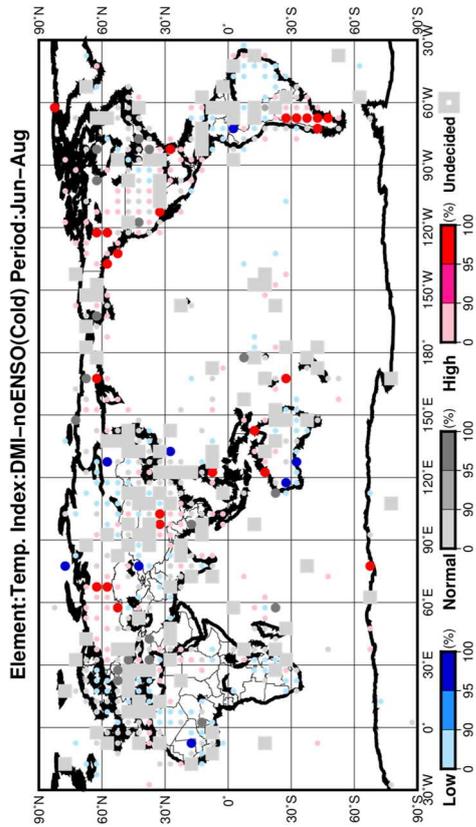
(d) 降水量の傾向 (正のピュアIOD現象発生時) (秋)



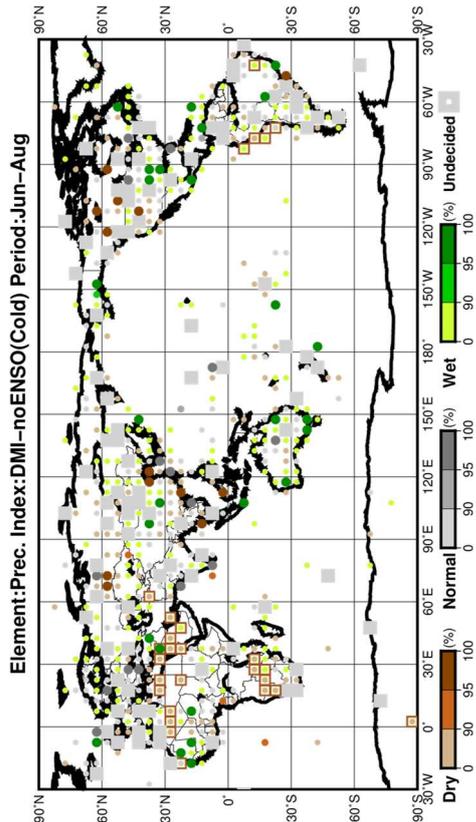
### 第 1.2-8 図 正のピュアIOD現象の発生時に出現しやすい夏(6~8月)及び秋(9~11月)平均の(a, c)気温の傾向、(b, d)降水量の傾向

(a-b)は夏(6~8月)、(c-d)は秋(9~11月)。緯度5度・経度5度ごとの格子内の平均的な気温(降水量)について、イベント発生時に、気候的出現率より出現率が大きくなる信頼度水準の最大となる階級を示したものを。図の下側にある凡例の数字は、信頼度水準の大きさを表している。同一格子において2つ以上の階級で信頼度が同じとなった場合には、最も現れやすい階級を1つに決定できないため「階級不定」とし、灰色の四角いマークで示している。なお、マークがない領域は比較を行うのに十分な資料がないことを意味する。また、「少ない」降水量の気候的出現率が50%を超えている格子については、背景に四角枠を表示している(b, d)。

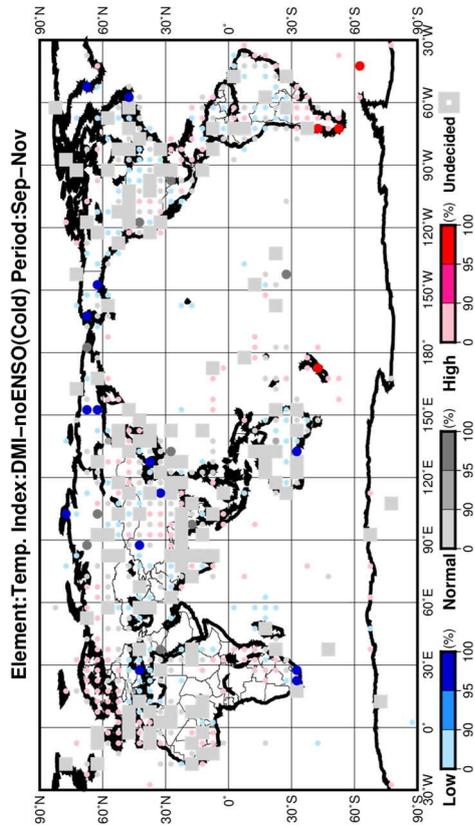
(a) 気温の傾向 (負のピュアIOD現象発生時) (夏)



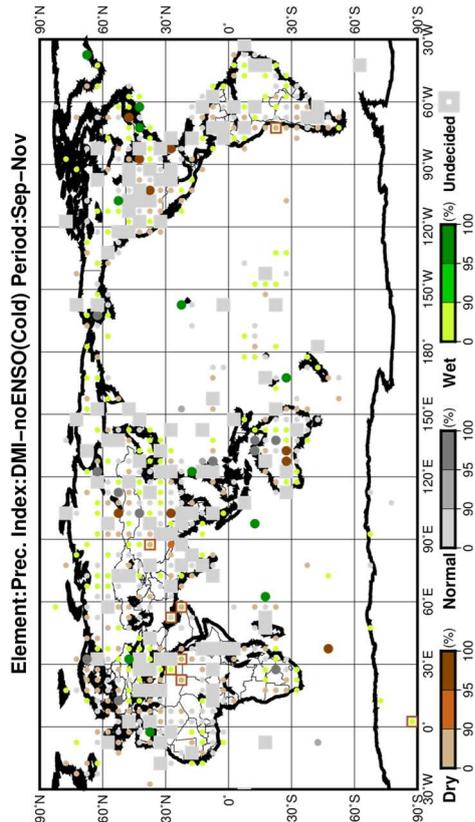
(b) 降水量の傾向 (負のピュアIOD現象発生時) (夏)



(c) 気温の傾向 (負のピュアIOD現象発生時) (秋)



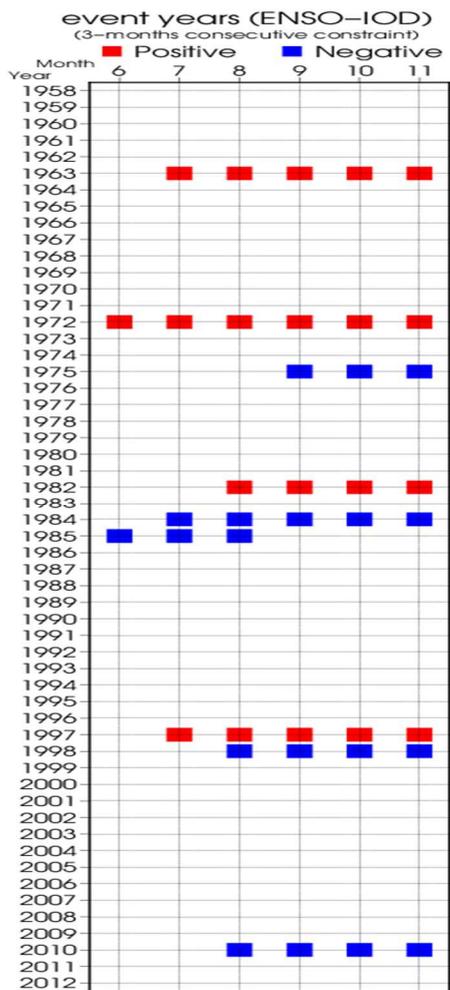
(d) 降水量の傾向 (負のピュアIOD現象発生時) (秋)



第 1.2-9 図 負のピュアIOD現象の発生時に出現しやすい夏(6~8月)及び秋(9~11月)平均の(a, c)気温の傾向、(b, d)降水量の傾向  
第 1.2-8 図に同じ。ただし負のピュアIOD現象を示す。

付録 1.2-B エルニーニョ(ラニーニャ)現象と正(負)のインド洋ダイポールモード現象の同時発生時の世界の天候の特徴

第 1.2.2 項では、エルニーニョ(ラニーニャ)現象が同時発生していない時の正(負)の IOD 現象に着目した解析結果を取り扱ったが、実況においては、エルニーニョ(ラニーニャ)現象と正(負)の IOD 現象の同時発生はたびたび見られる(第 1.2-B-1 図)。



第 1.2-B-1 図 ENSO-IOD 現象の発生期間  
第 1.2-1 図に同じ。ただし、正(負)の ENSO-IOD 現象の発生期間を赤(青)色で示す。

そこで、エルニーニョ(ラニーニャ)現象と正(負)の IOD 現象の両者の効果が重なった時に世界の天候の影響の受け方はどのように変わるのかを考えるための参考として、エルニーニョ(ラニーニャ)現象と同時に発生した正(負)の IOD 現象について扱うこととする。

ここで、エルニーニョ(ラニーニャ)現象と同時に発生した正(負)の IOD 現象を正(負)の ENSO-IOD 現象と呼び、ピュア IOD 現象と区別する。第 1.2-B-1 図のように、ENSO-IOD 現象は過去にたびたび発生しているものの、その事例数は少なく、負の ENSO-IOD 現象の夏平均のように事例数が 3 に満たない時期も存在する。そのため、ENSO-IOD 現象発生時の影響を明確に記すことは容易ではない。そこで、以下では、第 1.2.2 項の調査方法と同様の手法を用いて解析した結果を第 1.2-B-2 図及び第 1.2-B-3 図に示しながら、先行研究においてその影響が指摘されている地域を中心に述べることとする。

(1) インドネシア

第 1.2-B-2 図(b) (d)からは、正の ENSO-IOD 現象発生時の夏及び秋におけるインドネシア付近の少雨傾向が見られる。インドネシアでは、2015/16 年の秋と冬に大規模な干ばつが発生したが、その発生理由として、Lestari et al. (2018)は正の IOD 現象とエルニーニョ現象の同時発生を挙げており、傾向としては整合している。また、第 1.2-B-2 図(c)を見ると、秋の東南アジア付近は高温傾向にあり、インドネシアにおける干ばつの発生と整合的である。

なお、Yulihastin et al. (2009)は、正の IOD 現象と同時にエルニーニョ現象またはラニーニャ現象が発生した時のインドネシアの降水量への影響は、それぞれ異なることを報告している。Yulihastin et al. (2009)が用いた IOD 現象及びエルニーニョ/ラニーニャ現象の定義によると、1997/98 年及び 2006/07 年のように正の IOD 現象とエルニーニョ現象が同時発生したときには、降水量は平年よりも減少し、2007/08 年のように正の IOD 現象とラニーニャ現象が同時発生したときには、降水量はインド洋に影響されやすい西部では平年よりも減少し、太平洋に影響されやすい東部では平年よりも増加した、と報告している。正の IOD 現象がエルニーニョ現象と同時に発生した場合(正の ENSO-IOD 現象)の影響の評価については、本付録における評価と整合している。その一方で、正の IOD 現象がラニーニャ現象と同時に発生した事例については、第 1.1-1 表で示された IOD 現象においては、1949 年夏～秋、

1967 年秋、2007 年夏～秋が該当する<sup>7</sup>が、その影響を確認する調査はこの付録では行うことができていない。

## (2) オーストラリア

Cai et al. (2011)は、正のピュア IOD 現象によってもたらされるインド洋東部の SST 負偏差による積雲対流活動の不活発化の、その南側に発生する対流圏上層の高気圧性循環偏差から南東方向に波束伝播が発生し、それがオーストラリア南部の上層に高気圧性循環偏差を作ることによって降水量が減少するとしており、さらにこの効果はエルニーニョ現象との同時発生によって強まると指摘している。Cai et al. (2011)によると、まず、エルニーニョ現象の発生によってもたらされた南極振動からの応答の一環として、インド洋西部の海面付近で一旦高気圧偏差が形成される。それによりインド洋西部の SST はさらに高温化し、最終的には高温な SST 偏差の影響が高気圧偏差の影響に勝ることで積雲対流活動が活発となる。すると、ピュア IOD 現象単独では発生しなかったインド洋西部の対流圏上層の高気圧性循環偏差からの波束伝播が発生し、インド洋東部からの波束伝播と合流して、その位相がちょうどオーストラリア南西部の上層に高気圧性循環偏差をもたらしように働く。こうして、エルニーニョ現象単独では現れなかったオーストラリアの降水量への影響が、降水量減少の効果としてより表れるとしている。このことについて、第 1.2-B-2 図(b)(d)から確認すると、確かにオーストラリア上に少雨傾向の格子がいくつか存在している。

## (3) インドモンスーン

IOD 現象とエルニーニョ/ラニーニャ現象との関係で述べれば、第 1.2.2 項でも触れたように、インドモンスーンは両者の影響を受ける。ENSO-IOD 現象が発生した際の影響については、Ashok et al. (2004)は、正の IOD 現象とエルニーニョ現象が同時に発生した際には、エルニーニョ現象による少雨傾向の影響を正の IOD 現象による多雨傾向の影響が打ち消して、最終

<sup>7</sup> なお、第 1.1-1 表において、負の IOD 現象がエルニーニョ現象と同時に発生した事例は存在しない。

的に多雨傾向になるとしている。このことについて、第 1.2-B-2 図(b)(d)から確認すると、夏と秋に有意水準 90%を超える格子が 1 点のみ、Ashok et al. (2004)とは逆の少雨傾向として見られており、評価が難しい。

## (4) 日本

ENSO-IOD 現象による日本への影響については、第 1.2-B-2 図及び第 1.2-B-3 図から認識するのは困難であるが、エルニーニョ現象の有無によって正の IOD 現象による夏のインド及び中国中東部～日本の降水量変化の符号が変わることを指摘する研究が存在する(Hong et al., 2008)。実際、第 1.2-8 図(b)と第 1.2-B-2 図(b)を比較すると、西日本においてピュア IOD 現象発生時には少雨傾向(この傾向は、有意ではないものの第 1.2.1 項の調査においても見られた。)であったものが ENSO-IOD 現象発生時には多雨傾向となっている。この差について、Hong et al. (2008)は黄海～日本に見られる小笠原高気圧の強まりの有無によるものと指摘しており、合成図においても、ピュア IOD 現象においては第 1.2-A-1 図(h)の夏の 850hPa 流線関数偏差でそのような傾向を確認できる。なお、負の ENSO-IOD 現象発生時には、Hong et al. (2008)と異なり、日本付近の夏の降水量傾向は不明瞭であり確認できない(第 1.2-B-3 図(b))。

さらに、負の ENSO-IOD 現象による夏の降水量分布について、Hong et al. (2008)では、ラニーニャ現象によってモンスーントラフを深める効果が合わさることで、バングラデシュから日本に至るまで広い範囲で多雨傾向になると指摘しており、1998 年に中国南部の長江で発生した大規模洪水はこの負の IOD 現象とラニーニャ現象の同時発生の影響例であるとしている。しかしながら、この点についても、第 1.2-B-3 (b) 図からはそのような分布を明瞭に確認することはできない。

## (5) 最後に

このように、エルニーニョ/ラニーニャ現象と同時に発生した際の IOD 現象による影響については、いくつかの先行研究が存在するものの、統計に使用できる過去の発生年が少ないこともあり、現時点で気象庁内に存在する観測データ等からは統計的に明瞭に示せ

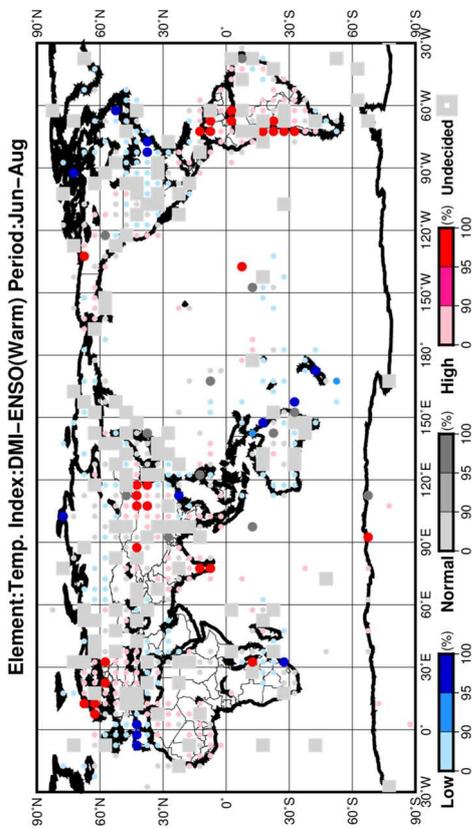
ない点が多い。そのため、影響について述べる際には、より慎重に調べる必要がある。

なお、IOD 現象が与える影響はエルニーニョ/ラニーニャ現象の存在に左右される部分があることは示したとおりであるが、それに加えて、「エルニーニョもどき現象<sup>8</sup>」(Ashok et al., 2007)との同時発生に着目した研究も存在する。例えば、Feng and Chen (2014)では、正の IOD 現象とエルニーニョもどき現象の同時発生の際には、正の IOD 現象が北太平洋西部の対流圏下層に高気圧性循環偏差を形成させることによって、本来エルニーニョもどき現象が引き起こすはずであった北太平洋西部の夏季モンスーンの強化を弱めると指摘している。なお、この際、インドを含めた南アジア夏季モンスーンについては、正の IOD 現象発生時の効果によって対照的に強まるようである。この影響の評価については、第 1.2.2 項の解析においては、正(負)の IOD 現象からエルニーニョ(ラニーニャ)現象の期間を除くという処理を行ったものの、エルニーニョもどき現象については特に考慮していないため、本解析では検証できていない。

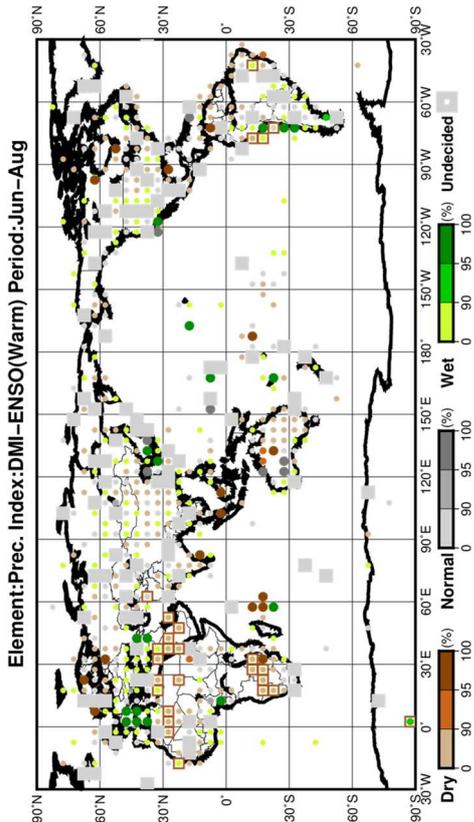
---

<sup>8</sup> 中部太平洋赤道域で昇温するタイプのエルニーニョ現象のことを指す。CP-ENSO とも呼ばれる。

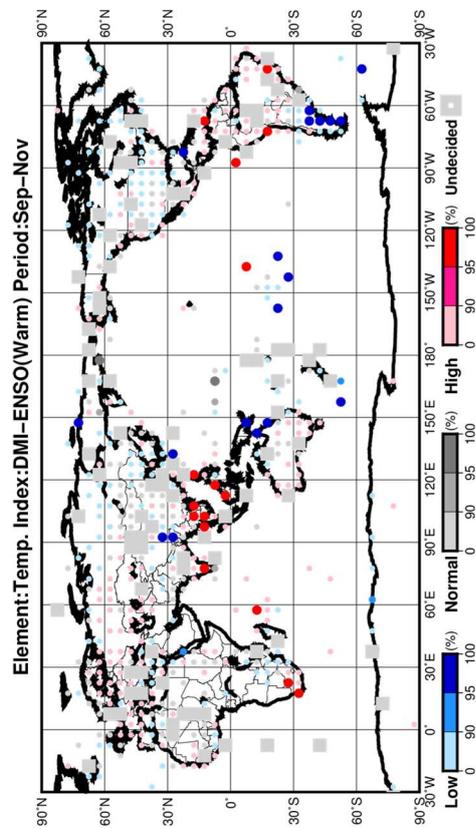
(a) 気温の傾向(正の ENSO-IOD 現象発生時) (夏)



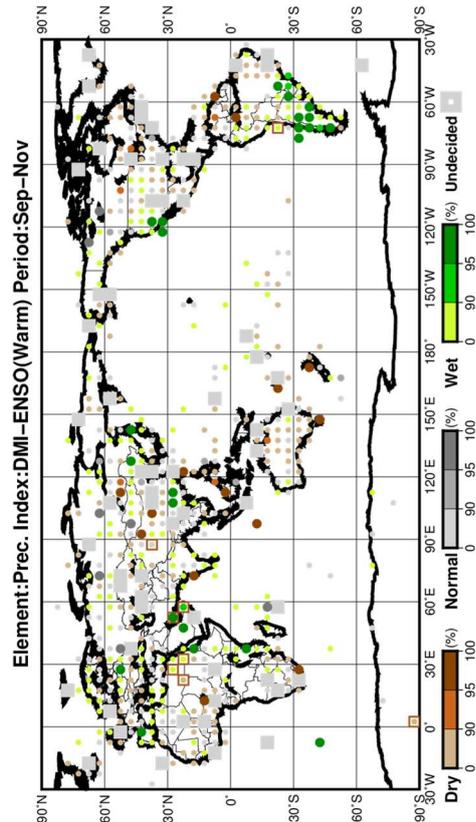
(b) 降水量の傾向(正の ENSO-IOD 現象発生時) (夏)



(c) 気温の傾向(正の ENSO-IOD 現象発生時) (秋)

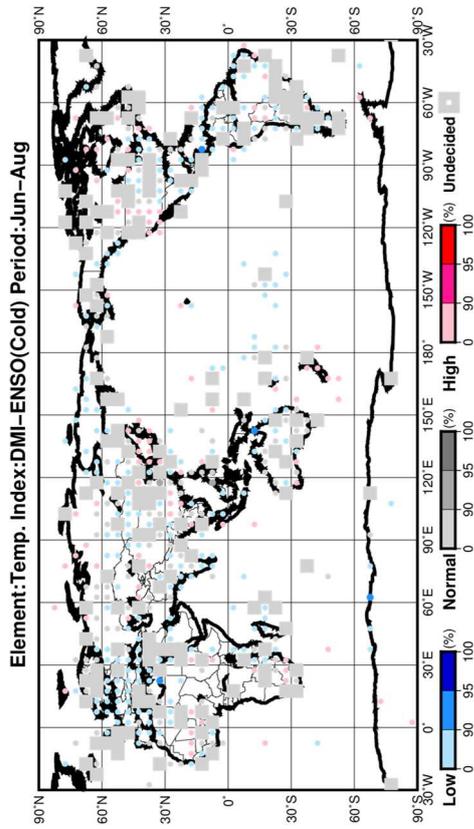


(d) 降水量の傾向(正の ENSO-IOD 現象発生時) (秋)

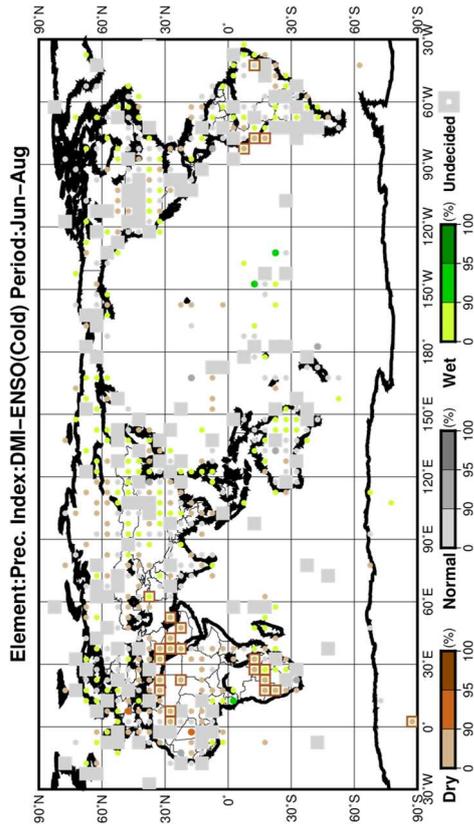


第 1.2-B-2 図 正の ENSO-IOD 現象の発生時に出現しやすい夏(6~8 月)及び秋(9~11 月)平均の(a, c)気温の傾向、(b, d)降水量の傾向  
第 1.2-8 図に同じ。ただし、正の ENSO-IOD 現象について示している。

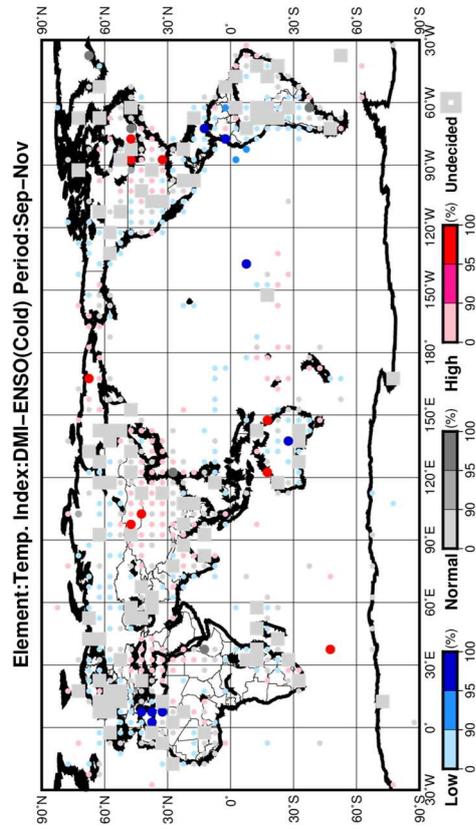
(a) 気温の傾向 (負の ENSO-IOD 現象発生時) (夏)



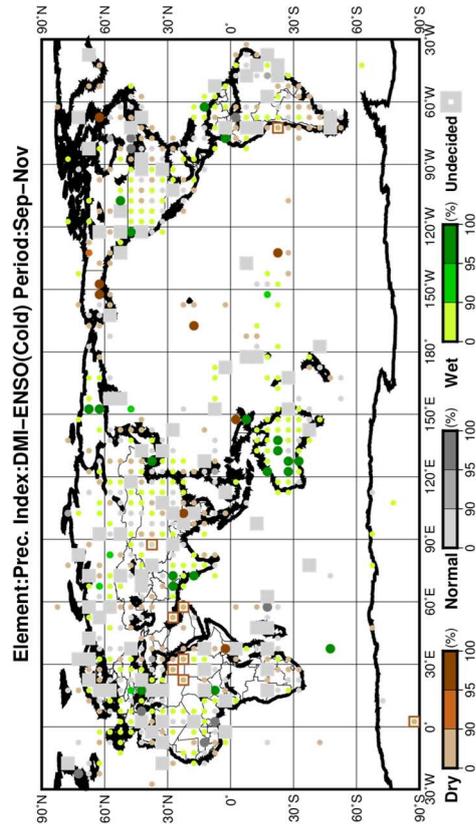
(b) 降水量の傾向 (負の ENSO-IOD 現象発生時) (夏)



(c) 気温の傾向 (負の ENSO-IOD 現象発生時) (秋)



(d) 降水量の傾向 (負の ENSO-IOD 現象発生時) (秋)



第 1.2-B-3 図 負の ENSO-IOD 現象の発生時に出現しやすい夏(6~8月)及び秋(9~11月)平均の(a, c)気温の傾向、(b, d)降水量の傾向

第 1.2-8 図に同じ。ただし、負の ENSO-IOD 現象について示している。なお、負の ENSO-IOD 現象の夏の事例数は 3 に満たない非常に少ない数であることに留意。

## 参考文献

- 佐藤大卓, 桜井敏之, 竹内綾子, 2015: エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における世界の天候の特徴. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 122-151.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 田中基裕, 竹川元章, 野津原昭二, 2015: エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における日本の天候の特徴. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 152-163.
- Ashok, K., Z. Guan, N. H. Saji, and T. Yamagata, 2004: Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian summer monsoon. *J. Climate*, **17**, 3141-3155.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007.
- Cai, W., P. van Rensch, T. Cowan, and H. H. Hendon, 2011: Teleconnection pathways of ENSO and the IOD and the mechanisms for impacts on Australian rainfall. *J. Climate*, **24**, 3910-3923.
- Chan, S. C., S. K. Behera, and T. Yamagata, 2008: Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14S12.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **587**, 157-178.
- Feng, J. and W. Chen W, 2014: Influence of the IOD on the relationship between El Niño Modoki and the East Asian-western North Pacific summer monsoon. *Int. J. Climatol.*, **34**, 1729-1736.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Guan, Z. and T. Yamagata, 2003: The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1544.
- Hoerling, M. P., A. Kumar, and T. Xu, 2001: Robustness of the Nonlinear Climate Response to ENSO's Extreme Phases. *J. Climate*, **14**, 1277-1293.
- Hong, C.-C., M.-M. Lu, and M. Kanamitsu, 2008: Temporal and spatial characteristics of positive and negative Indian Ocean dipole with and without ENSO. *J. Geophys. Res.*, **113**, D08107.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Lestari, D.O., E. Sutriyono, Sabaruddin, and I. Iskandar, 2018: Severe Drought Event in Indonesia Following 2015/16 El Niño/positive Indian Dipole Events. *Journal of Physics: Conference Series*, **1011**, 012040.
- Lim, E.-P. and H. H. Hendon, 2017: Causes and predictability of the negative Indian Ocean Dipole and its impact on La Niña during 2016. *Sci. Rep.*, **7**, 12619.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P.N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.
- Saji, N. H. and T. Yamagata, 2003: Possible impacts of Indian Ocean Dipole events on global climate. *Clim. Res.*, **25**, 151-169.
- Saji, N. H., 2018: The Indian Ocean Dipole. Oxford Research Encyclopedia of Climate Science.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Takemura, K. and A. Shimpo, 2019: Influence of Positive IOD Events on the Northeastward Extension of the Tibetan High and East Asian Climate Condition in Boreal Summer to Early Autumn. *SOLA*, **15**, 75-79.
- Yulihastin, E., N. Febrianti, and Trismidianto, 2009: Impacts of El Nino and IOD on the Indonesian Climate. National Institute of Aeronautics and Space (LAPAN), Jakarta, Indonesia, 1-8.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in the Northern Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2001: Corrigendum. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 733-734.