

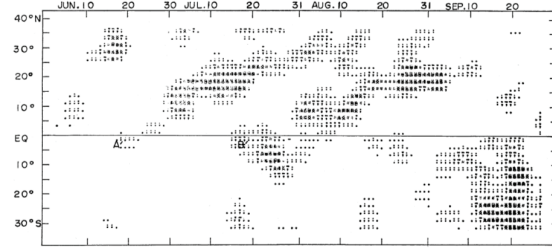
北半球夏季季節内振動と大気大循環変動との関係

原田やよい(気象研究所)

1 はじめに

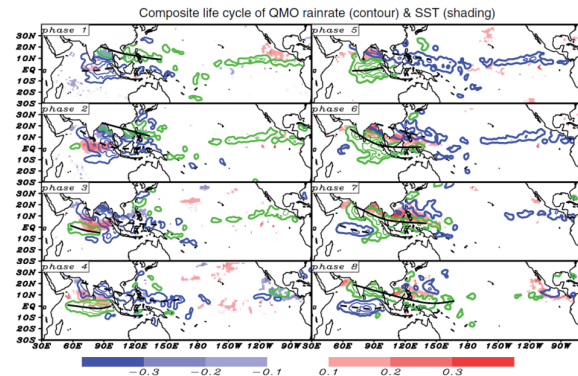
北半球夏季季節内振動(BSISO)は、インド洋から西部太平洋にかけての広範囲にわたる対流活動活発域が30-90日の周期で北進する現象である。Yasunari(1979)は、米国大気海洋庁(NOAA)の気象衛星観測によって得られた1973年6~9月の可視域の輝度データをもとに東半球域の雲量変動の解析を行った結果、約40日周期の変動がアジア南西モンスーン域を北上することを初めて指摘した(第1図)。またSikka and Gadgil(1980)は、同様にNOAA気象衛星から得られた可視域の輝度データをもとに対象期間を1973~1977年に拡大して解析を行い、アジアモンスーン域における対流活動活発域の北進が解析期間中全ての年で発現していることを示した。そして今日まで数多くのBSISOに関する研究が行われてきたが、例えばWang et al.(2006)は、熱帯降雨観測衛星(TRMM)観測から推定された降水量、海面水温(SST)を解析し、正降水量偏差域(第2図中緑線)の北東象限には高SST偏差(第2図中赤陰影域)を伴うことを示し、大気海洋相互作用の重要性を指摘した。また彼らはインド洋赤道域で対流活動活発域が励起される際の降水量鉛直プロファイルを作成し、対流活動活発域が励起されるごく初期の段階では対流性降水(第3図中赤色陰影)が卓越するが、次第に層状性降水(第3図中緑色陰影)の割合が増加することを示し、浅い対流性降水から層状性降水への発達過程の重要性を指摘している。そして近年になって、BSISOの振幅や位相を客観的に表現できるような指数がいくつか提案されるようになった(Kikuchi et al., 2012; Lee et al., 2013)。

本研究では、BSISO 明瞭時に見られる対流圏から成層圏にかけての大気大循環場の特徴について明らかにすることを目的として統計解析を行う。特に対流圏の偏西風や成層圏の極夜ジェットの変動、またこれに関連して対流圏のハドレー循環、成層圏ブリュワー



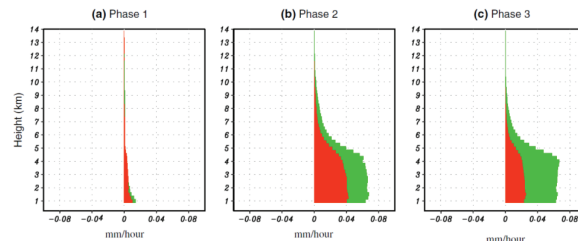
第1図 72°-84°E 平均した雲量の時間-緯度断面図 (Yasunari 1979 より引用)

雲量は NOAA 気象衛星から得られた 1973 年 6~9 月期間の可視域の輝度データから算出されている。



第2図 BSISOを8位相に分けた降水量偏差とSST偏差の合成図(Wang et al. 2006 より引用)

緑色線は TRMM/TMI より推定された正降水量偏差を、青色線は負降水量偏差をそれぞれ表す。これらは 2mm day^{-1} より表示され、等値線間隔は 3mm day^{-1} である。黒実線、黒点線は正降水量偏差域、負降水量域の大きな特徴を表す。陰影域は SST 偏差(°C)を表す。90%の信頼度で統計的に有意な値のみ表示している。



第3図 BSISO の Phase1~3 に対するインド洋赤道域(5°S-5°N, 60°-70°E 平均)降水量偏差の鉛直分布の合成図(Wang et al. 2006 より引用)

赤色、緑色は TRMM/2A25 レーダーより推定された対流性降水、層状性降水(mm hour^{-1})をそれぞれ表す。

ドブソン循環の変動や擾乱活動の変動やそれともなう運動量輸送などに着目する。また BSISO の振幅と成層圏準2年周期振動(QBO)や南方エルニーニョ・南方振動(ENSO)等との関係に着目した調査結果についても併せて報告する。

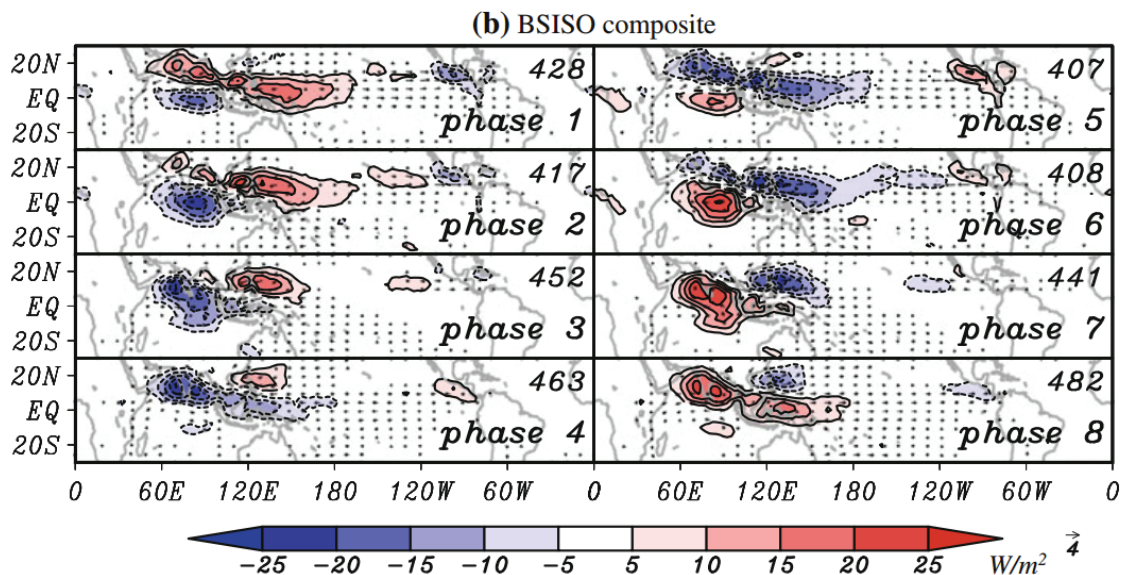
2 使用データおよび解析手法

BSISO の振幅や位相については、Kikuchi et al. (2012) に基づいて作成・提供された BSISO 指数を指標として用いる¹。同指数は NOAA 提供の OLR daily CDR のみを使用しており、特定の再解析データセットに依存していない。第 4 図には Kikuchi et al. (2012) によって作成された BSISO の phase ごとの外向き長波放射量(OLR)偏差の合成図を示す。彼らは BSISO の 8 つの phase に分けて定義しており、phase2 (phase6)において赤道域で対流活動が最も活発(対流活動が最も不活発)となり、phase3~5 (phase7~1)において対流活動活発域(対流活動不活発域)の北進が明瞭となっている。

大気循環場のデータとして気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)を使用し、調査対象期間は 1979~2012 年

とする。JRA-55 のモデル面解析 6 時間値およびモデル面物理量平均 6 時間値に対して質量重み付き等温位面上帯状平均(Mass-weighted Isentropic zonal Mean, MIM)法(Iwasaki, 1989; Tanaka et al., 2004)を適用して帯状平均場を作成する。MIM 法の大きな特徴として、ラグランジュ循環(成層圏のブリュワードブソン循環や対流圏中高緯度の直接循環)を適切に表現できること、準地衡風近似を仮定する必要がないこと、対流圏下層でも角運動量収支の定量的取り扱いが可能であることなどが挙げられる。更に MIM 法を用いて作成された帯状平均 6 時間値に対してランチョスフィルター(Duchon, 1979)を適用した。まず BSISO 指数の変動と同じ周期帯(20~90 日)のものとしてゆっくりと変動する周期帯(90 日以上)を抽出した。このようにして得られた帯状平均場を BSISO の位相別に合成図解析を行った。本稿では BSISO の規格化した振幅が顕著な(2.0 σ 以上)場合の結果について報告する。

なお、ENSO の指標として気象庁作成の監視指数 NINO.3 を用いたほか、インド洋熱帯域における海面水温変動の指標として IOBW を用いた。



第 4 図 BSISO を 8 位相に分けた OLR 偏差(陰影)と 850hPa 風(ベクトル)の合成図(Kikuchi et al. 2012 より引用) 陰影域は OLR 偏差 ($W m^{-2}$) を、ベクトルは 850hPa 気圧面における水平風 ($m s^{-1}$) をそれぞれ表す。99% の信頼度でデータのみ描画。

¹http://iprc.soest.hawaii.edu/users/kazuyosh/Bimodal_ISO.html

3 BSISO 顕著時に見られる大気循環場の主な特徴

BSISO 顕著時の位相ごとに大気循環場に見られる特徴を見ていく前に、ここではまず各要素の実況値の分布を確認しておく(第5図)。

東西風については、通常のオイラー平均法と比べて大きな違いは見られないが(第5図(a))、質量流線関数については大きく異なる(第5図(b))。MIM法で計算を行うと、対流圏では中高緯度で直接循環が明瞭に見られる他、成層圏のブリュワードブソン循環は単一のセルとして表現される。オイラー平均法では、対流圏中高緯度の直接循環は不明瞭となるほか、成層圏のブリュワードブソン循環は単一のセルで表現されないため物質循環を適切に表現できない。またTEM法では、対流圏下層付近の循環が地面と交差してしまう問題があるが、MIM法では地形に沿う形状となり、より適切に表現される利点がある(岩崎, 2009)。またEP fluxについては対流圏では中緯度帯の傾圧性擾乱の下層から上層への伝播が卓越し対流圏上層で収束している(第5図(d))。その一部は低緯度へ伝播し収束しているほか、南半球成層圏へ惑星規模波動が伝播している様子も見られる。一方、北半球成層圏は基本場が東風となるため、大規模波動は伝播することができず、200~100hPaのレベルでほとんどが収束している。

これらをふまえて第6~9図に示したBSISO顕著時のphaseごとの合成図の特徴について以下に記述する。なお、第6, 7図に示している東西風偏差、温位偏差、鉛直流偏差および質量流線関数偏差については25~90日バンドパスフィルターを施しているが、第8, 9図のEP fluxおよびその収束・発散にはフィルターを施していない。これはEP fluxの収束・発散については、東西風の時間変化への寄与は大きい反面、高周波成分が卓越する場合が多く、気温、風などと同等のフィルターを施すと小さな値となってしまう特徴がぼやけてしまうためである。

(1) phase1~4における特徴

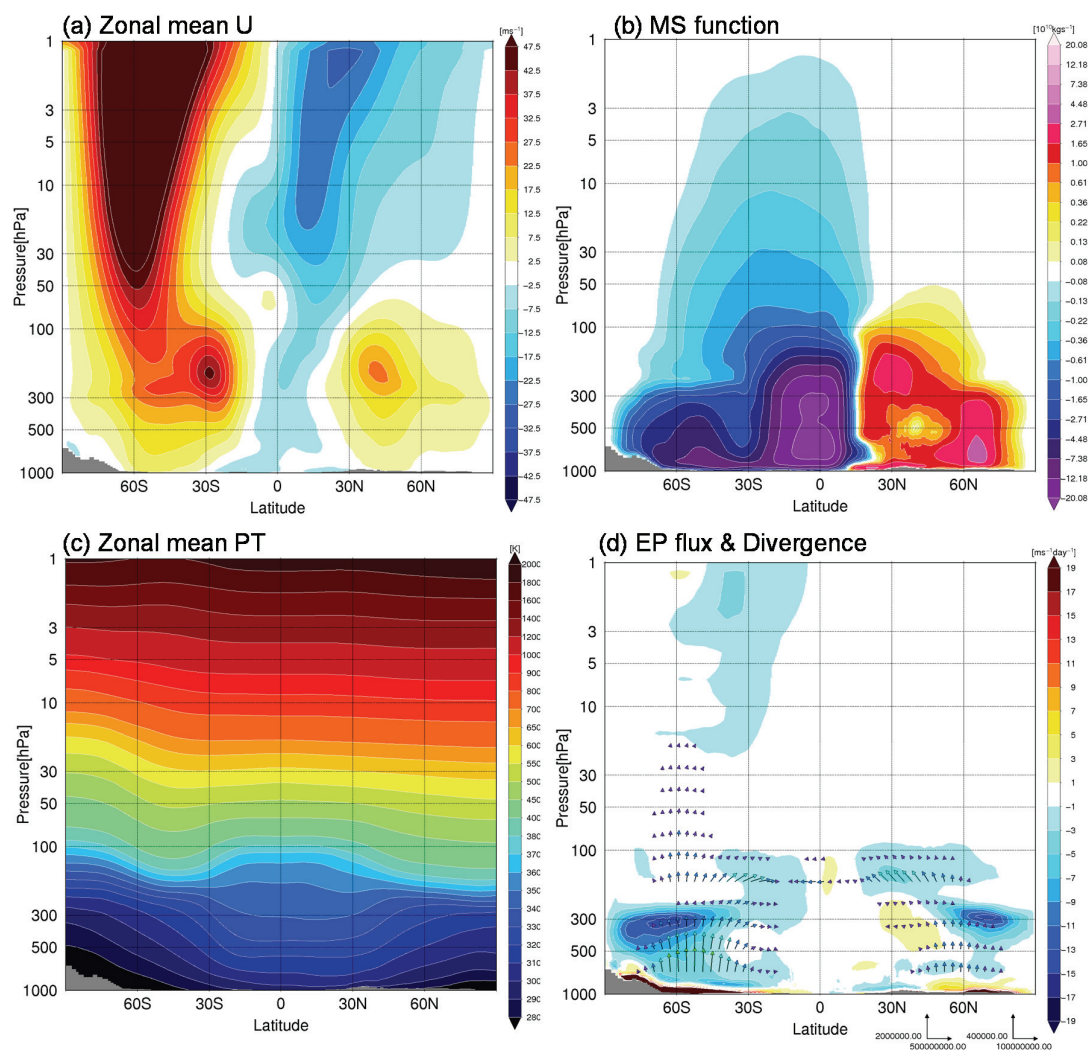
phase1では、低緯度で対流圏と南半球成層圏の東風偏差が有意となっており(第6図(a))、これはBSISOの対流不活発に対する応答と考えられるが、

南北対称な構造をしているのが興味深い点である。質量流線関数偏差による循環偏差を見てみると(第6図(d))、ハドレー循環、ブリュワードブソン循環を弱めるような循環偏差分布となっており、赤道付近の上昇流偏差、下降流偏差が有意となっている(第6図(c))。

phase2では、南半球中高緯度では対流圏から成層圏までの深い構造の西風偏差が見られ、成層圏中高緯度の西風偏差、低緯度の東風偏差が広範囲で有意となっている(第6図(e))。EP fluxを見ると(第7図(b))、下部成層圏で下向き偏差が明瞭に見られ、対流圏からの惑星規模波動の鉛直伝播が弱いことを示しており、これに対応して成層圏で発散偏差が見られ、西風偏差の強化と整合している。更に温位偏差を見ると(第6図(f))、極付近で低温位偏差、その北側に高温位偏差が見られ、極夜うずがコンパクトで強いことを示唆している(この傾向はphase4まで継続)。対流圏ではphase1で見られていた東風偏差が極向きに拡大・シフトしている(第6図(e))。また対流不活発の卓越を反映して熱帯対流圏中上層では低温位偏差が強まっており、南北対称的な構造をしている(第6図(f))。

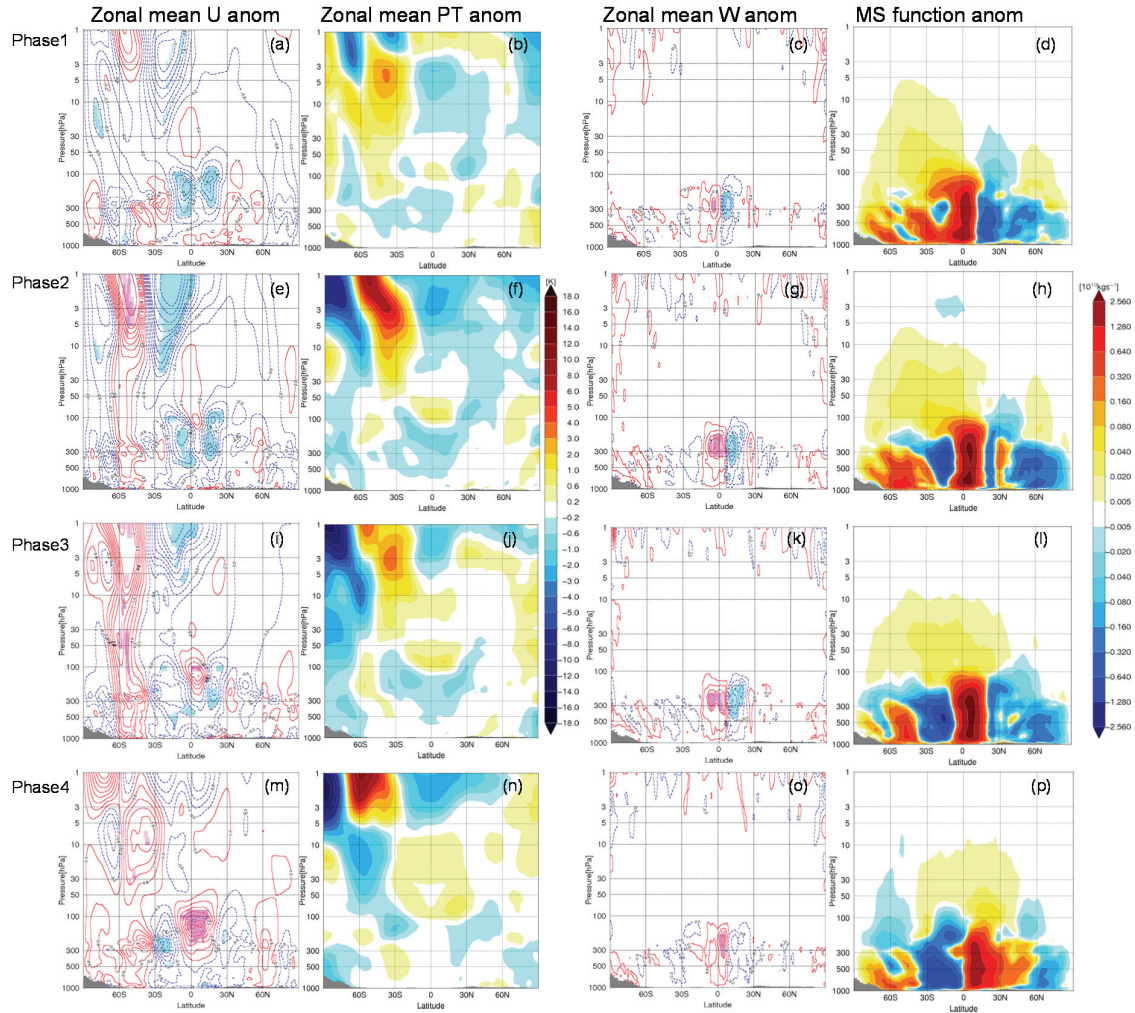
phase3では、南半球中高緯度で対流圏上部と下部成層圏の西風偏差が強化され、引き続き深い偏差構造が見られており、統計的に有意となっている(第6図(i))。またこれと整合して、南半球高緯度では全層で低温位偏差が分布している(第6図(j))。なお、惑星規模波動の鉛直伝播が平年より弱いという偏差も引き続き高緯度で見られている(第7図(c))。対流圏では(第6図(i))、phase1, 2で見られていた東風偏差が更に極向きに拡大し、30°付近に到達している一方、赤道付近では対流活動活発偏差に対応した西風偏差の強化が有意となっている。また両半球高緯度で傾圧不安定波動の上向き伝播が弱いという偏差が同時に見られている(第7図(c))。

phase4では、対流活動活発域の北進が明瞭に見られるステージであり、対流圏上層の西風偏差の強化・拡大が赤道域で明瞭となっている(第6図(m))。また西風偏差明瞭域の極側では東風偏差が有意となっており、特に南半球の偏差は明瞭である。温位偏差

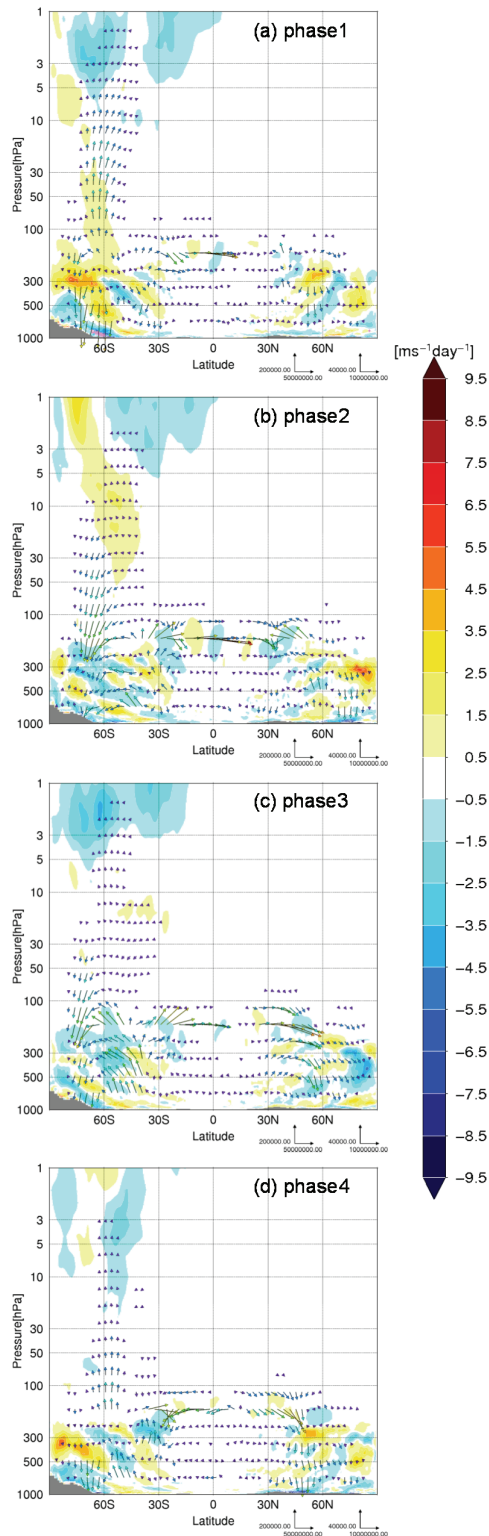


第 5 図 BSISO phase1(振幅 2σ以上)における大気循環場各要素の緯度-高度断面同時合成図

(a)、(b)および(c)は、東西風 (m s^{-1})、質量流線関数 (10^{10}kg s^{-1})、温位 (K)をそれぞれ表す。(d)のベクトルは EP flux (kg s^{-2})、陰影域はその収束・発散 ($\text{m s}^{-1} \text{day}^{-1}$)をそれぞれ表す。



第 6 図 BSISO phase1~4(振幅 2σ以上)における大気循環場各要素の平年偏差の緯度-高度断面同時合成図
 左列から順に (a)、(b)および(c)は、東西風偏差 ($m s^{-1}$)、温位偏差 (K)、鉛直流偏差 ($m s^{-1}$) および質量流線関数偏
 差 ($10^{10} kg s^{-1}$) をそれぞれ表す。東西風偏差図、鉛直流偏差図中の濃い桃色 (水色) 陰影は信頼度 95%、薄い桃色
 (水色) 陰影は信頼度 90% で統計的に有意なことを示す。各要素には 25-90 日のバンドパスフィルターを施している。



第7図 第6図と同様、ただし要素はEP flux偏差(ベクトル)およびその収束・発散偏差(陰影)
 EP flux偏差(ベクトル)およびその収束・発散偏差(陰影)の単位はそれぞれ kg s^{-2} 、 $\text{m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ 。各要素にフィルターは施していない。

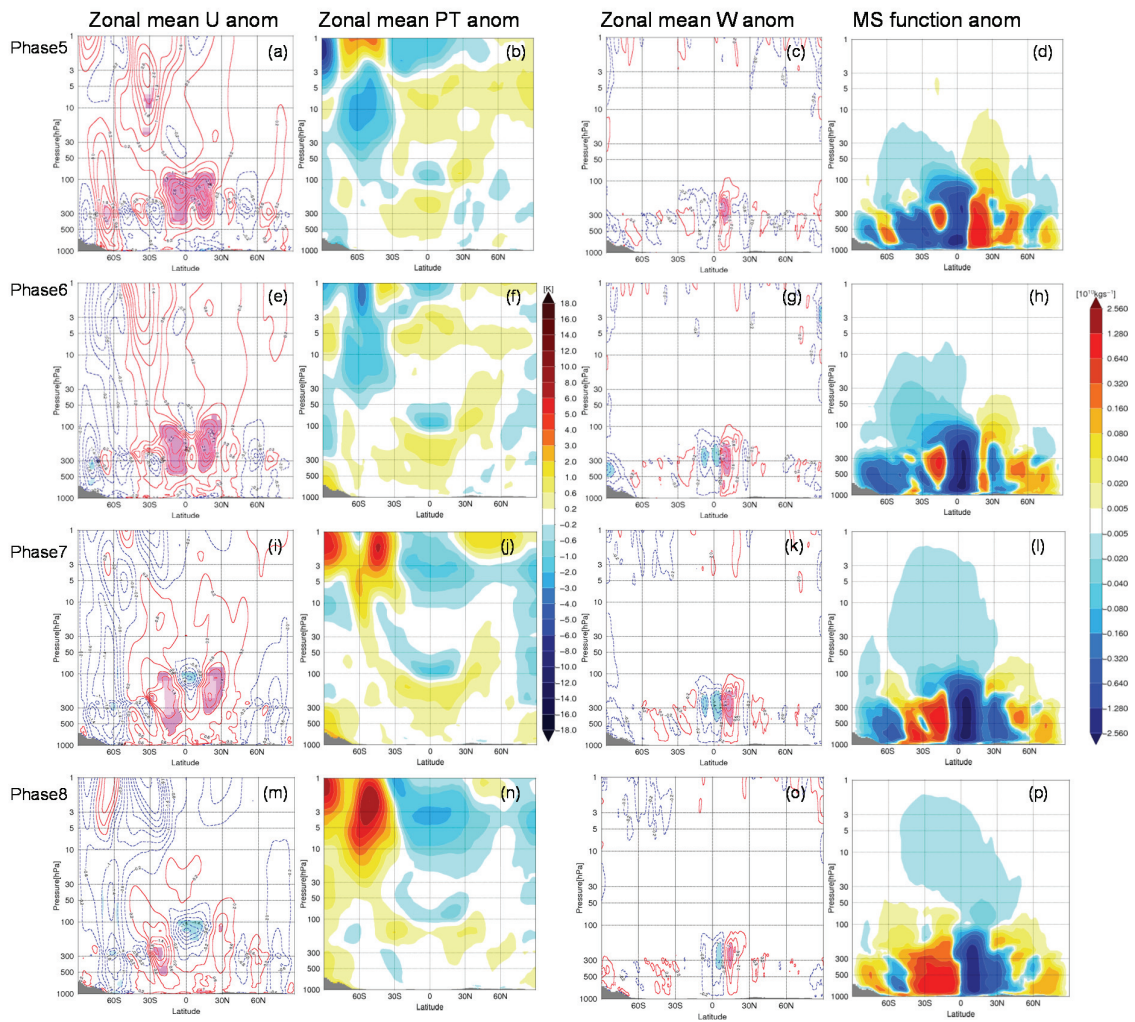
を見ると(第6図(n))、対流活動活発域の北進に対応して熱帯対流圏上層で低温位偏差が弱まっている。なお、成層圏では惑星規模波動の上向き伝播偏差が見られるようになってきている(第7図(d))。

以上 phase1~4 の特徴をまとめると、対流圏低緯度帯では、東風偏差域の極向きへのシフトが南北両半球で明瞭であり、低温位偏差傾向が分布している。また循環偏差については、対流圏ハドレー循環、成層圏ブリュワードブソン循環が共に弱まる傾向が見られている。更に phase1~3 においては、対流圏から上部成層圏までの非常に深い構造の東西風偏差が分布し、惑星規模波動の上方伝播が弱い傾向、極うずの強い傾向、弱ブリュワードブソン循環傾向と整合的である。

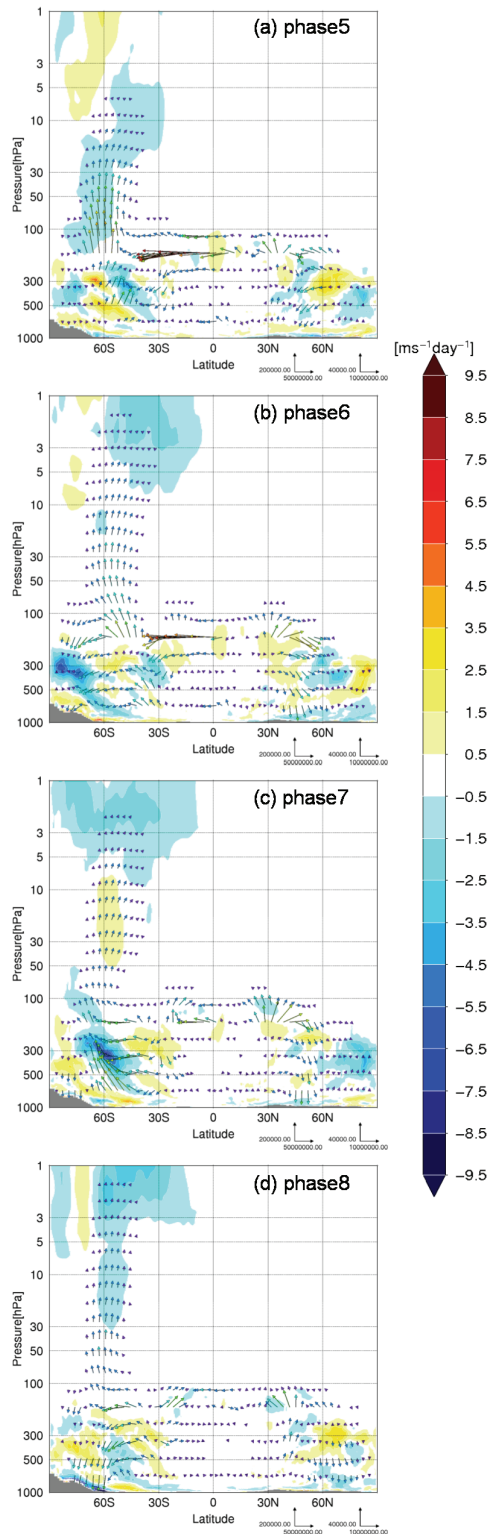
(2) phase5~8 における特徴

phase5 では、対流圏上層の西風偏差の極向きへのシフトが明瞭に見られており(第8図(a))、ハドレー循環の強化が見られ(第8図(d))、それに対応する 10°N 付近の上昇流偏差、赤道付近の下降流偏差も有意となっている(ただし帯状平均場においては、 10°N 付近の上昇流偏差の北側に下降流偏差は特に見られていない)(第8図(c))。更に、熱帯域対流圏上層では高温位偏差に転じているのが分かる(第8図(b))。なお、南半球の高緯度では対流圏上層の西風偏差が強化され、有意となっている(第8図(a))。またこれに対応する EP flux の発散偏差も見られ、同領域から成層圏へ惑星規模波動の上方伝播偏差が Phase4 に比べて強まっている(第9図(a))。成層圏では 30°S 帯の西風偏差が有意となっており、その位置は Phase4 から赤道向きへシフトしている(第8図(a))。なお、ブリュワードブソン循環は、ハドレー循環の強化と同期して強まる傾向が見られている(第8図(d))。

phase6 では、対流圏上層の西風偏差は更に極向きへシフトし(第8図(e))、ハドレー循環、ブリュワードブソン循環は引き続き強化偏差が見られている(第8図(h))。また成層圏における惑星規模波動の上向き伝播偏差は引き続き見られている一方、南半球の極域対流圏中上層では明瞭な EP flux の収束偏差が見



第 8 図 第 6 図と同様、ただし BSISO phase5~8 に対応



第9図 第8図と同様、ただし要素はEP flux 偏差(ベクトル)およびその収束・発散偏差(陰影)
 EP flux 偏差(ベクトル)およびその収束・発散偏差(陰影)の単位はそれぞれ kg s^{-2} 、 $\text{m s}^{-1} \text{day}^{-1}$ 。各要素にフィルターは施していない。

られ、それに同期して直接循環の強化が見られるようになっている(第9図(b))。

phase7 では、対流圏上層の西風偏差は更に極向きへシフトし、両半球の 30° 帯へ達している(第8図(i))。その極側は弱いながら東風偏差が広く分布し、南半球成層圏では深い鉛直構造が見られている。一方、赤道付近では有意な東風偏差が見られている。また温位偏差を見ると(第8図(j))、ここまで極域上部成層圏では低温位偏差が見られていたが、この phase で初めて高温位偏差に転じている。また南半球対流圏中高緯度では、下層から上層への傾圧性波動の上向き伝播が強化されて対流圏下層で収束偏差が明瞭となっており、成層圏での上方伝播偏差も持続して見られている(第9図(c))。これらに対応して、対流圏中・高緯度の直接循環、ブリュワードブソン循環の強化が見られている(第8図(l))。

phase8 になると、対流活動不活発域の北進に伴い、赤道域の東風偏差が拡大している(第8図(m))。その両極側では西風偏差が有意な領域がまだ見られている。南半球中高緯度帯では東風偏差が引き続き広く分布しており、有意となっている領域がある。成層圏では上方伝播偏差が引き続き見られるが(第9図(d))、極域対流圏では傾圧性波動の上向き伝播は弱まっている。それに対応して直接循環も弱まっている一方、ブリュワードブソン循環は強化偏差が依然として見られている(第8図(p))。

以上 phase5~8 の特徴をまとめると、対流圏低緯度帯では、西風偏差域の極向きへのシフトが南北両半球で明瞭であり、高温位偏差傾向が分布している。また循環偏差については、対流圏ハドレー循環、成層圏ブリュワードブソン循環が共に強まる傾向が見られており、phase1~4 と対称的となっている。なお、南半球高緯度の対流圏の直接循環は phase6~7 で強まる傾向が見られ、EP flux の収束の強化と整合している。

4 両半球の熱帯対流圏上層で見られる西風偏差域の極向きへの拡大・シフトについて

上述の通り、phase4 では赤道域で対流圏上層の西風偏差の強化・拡大が明瞭に見られ、その後 phase5

～8 にかけては、西風偏差域の極向きへのシフトが南北両半球で明瞭となっている。第 4 図に示したとおり、対流活動活発域は北半球側にのみ見られているのにも関わらず、西風偏差が赤道域から南北両半球の極側へ対称的なシフトが見られるということは非常に興味深い。そこで、西風偏差が赤道域から南北両半球の極側へシフトする際に、東西風を加速・減速させる強制項のうちどの項が卓越し、変動しているのか確認する調査を行った。

まず MIM 法において質量重み付き等温位面上帯状平均量は以下のとおり表される (Iwasaki, 1989)。

$$\overline{A(\phi, \theta, t)^*} \equiv \frac{1}{2\pi} \int A(\lambda, \phi, \theta, t) \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} / \frac{\partial p}{\partial \theta} \right) d\lambda, \quad (1)$$

ここで A はある物理量を、そして λ, ϕ, θ, t および p は緯度、経度、温位、時刻および気圧をそれぞれ表す。そして、帯状平均東西風の変化傾向の方程式および EP flux は以下のとおりとなる。

$$\frac{\partial \bar{u}^*}{\partial t} = -\frac{\bar{v}^*}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{u}^* \cos \phi}{\partial \phi} - \bar{w}^* \frac{\partial \bar{u}^*}{\partial z} + f \bar{v}^* + \frac{\nabla \cdot \mathbf{F}}{a \rho_0 \cos \phi} + \bar{X}^*, \quad (2)$$

$$\mathbf{F} = \rho_0 a \cos \phi \left(-\overline{(u'v')^*}, -\overline{(u'w')^*} + \frac{1}{\rho_0 g a \cos \phi} p \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{p_1} \right), \quad (3)$$

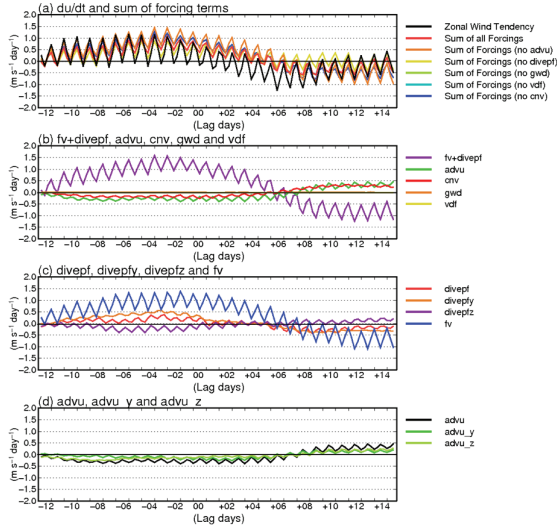
ここで a, f, u, v, w , 及び X は、地球の半径、コリオリパラメータ、東西風、南北風、鉛直流及び摩擦などその他の強制項をそれぞれ表す。また \mathbf{F}, ρ_0, g 及び Φ は、EP flux、参照密度、重力加速度及びジオポテンシャルをそれぞれ表す。式中の $\bar{\cdot}$ は等温位面帯状平均を示しており、鉛直座標は、等温位面上で帯状平均した気圧の対数、つまり $Z_{\dagger} \equiv -H \log(p_{\dagger}/p_0)$ (H はスケールハイト)と定義されている。

(2) 式右辺には、東西風を加速・減速させる強制項が示されており、左から水平移流、鉛直移流、コリオリ強制、EP flux 収束・発散およびその他の項である。なお、本研究ではその他の項として JRA-55 の 3 次元物理量から重力波ドラッグ、鉛直拡散、サブグリッドスケールの対流活動による加速量を合計したものを用いている。なお、各強制項の値に対してフィルターを施してしまうと強制項の合計値との整合性が確保できな

くなってしまいうため、ここでは時間フィルターを用いないことにする。

第 10 図に BSISO (振幅 2σ 以上) の phase5 を中心とした北半球熱帯域対流圏上層 (202hPa、12.5-17.5°N) における東西風変化量および強制項の時系列図合成図を示す。東西風変化量の推移 (第 10 図 (a) の黒色線) と各強制項の推移をそれぞれ比較すると、北半球熱帯域では、コリオリ強制 (第 10 図 (c) 青色線) の推移が重要であることが分かる。また同項は、対流活動活発域北進後に減衰し始めていることから、熱帯の対流活動による発達する対流圏上層の発散成分により東西風が加速される作用が主要となっていることを示唆している。一方、第 11 図の南半球熱帯域における時系列図合成図を見てみると、コリオリ強制項はむしろ西風を減速する方向に働いている (第 11 図 (c) の青色線)。同領域ではこれに代わって EP flux の発散項 (第 11 図 (c) の赤色線) や水平移流項 (第 11 図 (d) の濃い緑色線) による西風加速が卓越しており、特に水平移流は期間中持続して見られている。EP flux の発散偏差は中緯度から赤道方向へ伝播する波束が弱まり、結果として同領域で収束が弱まったことを表している (図省略)。また水平移流については、対流活動の北進に伴い、ハドレー循環が全体的に北半球側にずれることによって、平常であれば赤道域の東風成分を極側に移流する効果が弱まったことを示している (第 12 図)。

以上述べたとおり、西風偏差そのものは南北対称のように見えるが、それを励起する力学的なプロセスはまったく異なることが確認された。なお、東西風変化量 (第 10 図 (a) の黒色線) の推移と強制項の全合計値 (第 10 図 (a) の赤色線) が一致していれば、解析値における角運動量収支が整合していると言えるのだが、phase5 の 4 日前から 7 日後頃にかけて、西風加速の減衰が明瞭な時期に強制項による西風加速の日周期変動が不十分、且つ西風加速が過剰であり、整合しているとは言えない。この点については今後更なる詳細な調査を行っていく予定である。



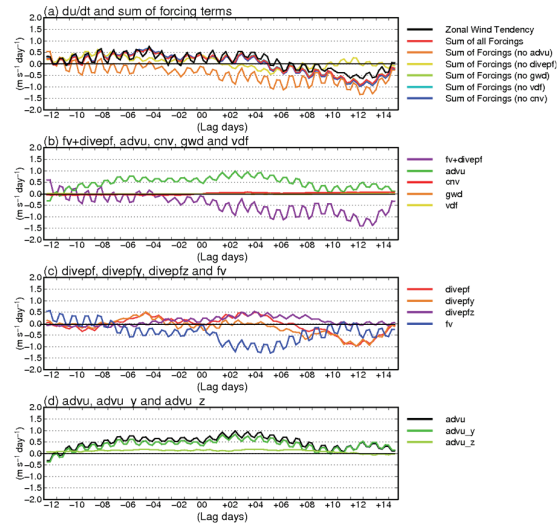
第 10 図 BSISO (振幅 2σ以上) の phase5 を中心とした北半球熱帯域対流圏上層 (202hPa, 12.5-17.5°N) における東西風変化量および強制項の時系列図合成図

(a) の黒色線は解析値より求めた東西風変化量を、赤色線は強制項の全合計値を、オレンジ色線は移流項を除いた強制項の合計値を、黄色線は EP flux 収束・発散を除いた強制項の合計値を、黄緑線は重力波ドラッグによる加速を除いた強制項の合計値を、水色線は鉛直拡散による加速を除いた合計値を、青色線は対流による加速を除いた合計値をそれぞれ表す。

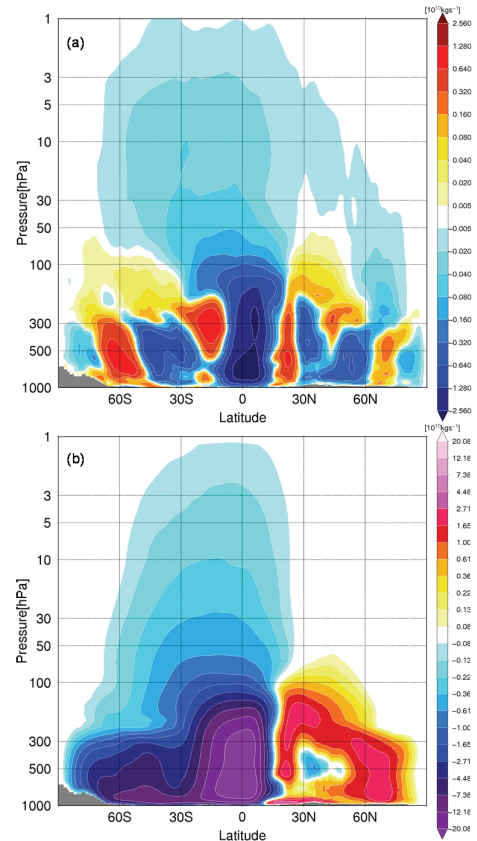
(b) の紫色線はコリオリ強制と EP flux 収束・発散の合計値を、緑色線は移流による加速を、赤色線は対流による加速を、オレンジ色線は重力波ドラッグによる加速を、黄色線は鉛直拡散による加速をそれぞれ表す。

(c) の赤色線は EP flux 収束・発散の合計値を、オレンジ色線は EP flux 収束・発散の水平成分を、紫色線は EP flux 収束・発散の鉛直成分を、青色線はコリオリ強制による加速をそれぞれ表す。

(d) の黒色線は移流による加速を、濃い緑色線は水平移流項を、薄い緑色線は鉛直流項をそれぞれ表す。単位は全て $m s^{-1} day^{-1}$ 。各要素にフィルターは施していない。



第 11 図 第 10 と同様、ただし領域は南半球熱帯域対流圏上層 (202hPa, 12.5-17.5°S)

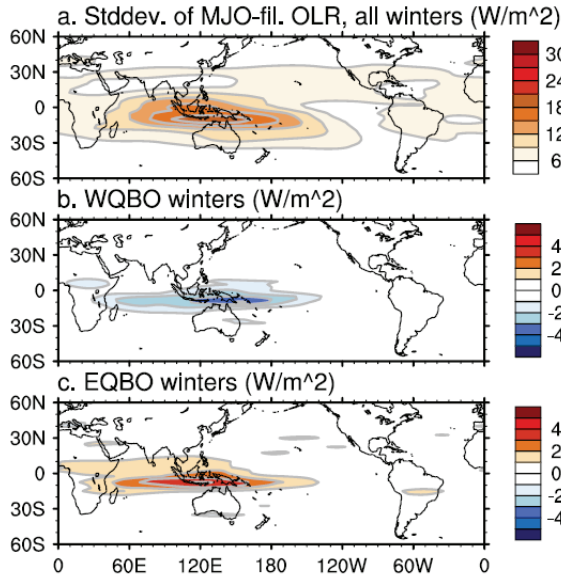


第 12 図 質量流線関数の BSISO phase5 (振幅 2σ以上) の緯度-高度断面 3 日後ラグ合成図

(a) は平年偏差の合成図、(b) は実況図の合成図をそれぞれ表す。単位はいずれも $10^{10} kg s^{-1}$ 。フィルターは施していない。

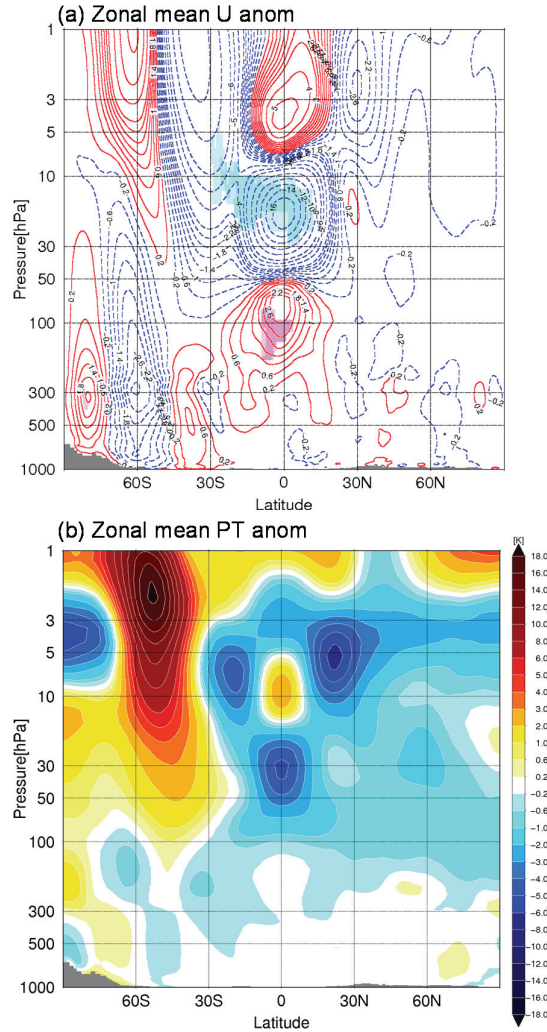
5 成層圏準2年周期振動(QBO)やENSOの位相とBSISO振幅との関係

Yoo and Son (2016)らはQBOの位相によって冬季MJOの振幅が異なることを指摘した。例えば彼らはMJOに関連するOLRの標準偏差を抽出し(第13図(a))、更にQBO西風時(第13図(b))とQBO東風時(第13図(c))に分けて標準偏差が、それぞれ大きく異なることを示した。また彼らは北半球夏季については、QBOとMJOとの相関は弱まるとしていた。しかしながら、北半球夏季はMJOの振幅は弱まり、相対的にBSISOの振幅が強まるので(Kikuchi et al., 2012)、ここで、BSISOとQBOとの関係について調査した結果を示す。



第13図 (a)冬季、波数1-5、期間20-100日でフィルターされたOLRの標準偏差図、(b)QBO西風位相時の(a)に対する偏差および(c)QBO東風位相時の(a)に対する偏差(Yoo and Son 2016より引用)

まず赤道域で対流活発から対流活動活発域北進開始時(phase3)における帯状平均東西風偏差と温位偏差の同時合成図を第14図に示す。第6,7図とは異なり、各循環場要素には90日周期のローパスフィルターが施されている。東西風偏差に着目すると(第14図(a))、QBOに対応した長周期の変動成分が赤道域を中心に明瞭に表れており、赤道域20hPa

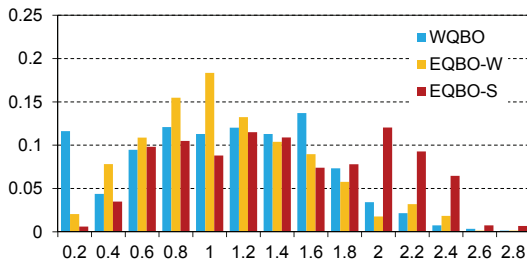


第14図 BSISO phase3(振幅2以上)における東西風および温位偏差の緯度-高度断面同時合成図 (a)および(b)は、東西風偏差($m s^{-1}$)、温位偏差(K)をそれぞれ表す。(a)の図中の濃い桃色(水色)陰影は信頼度95%、薄い桃色(水色)陰影は信頼度90%で統計的に有意なことを示す。各要素には90日のローパスフィルターを施している。

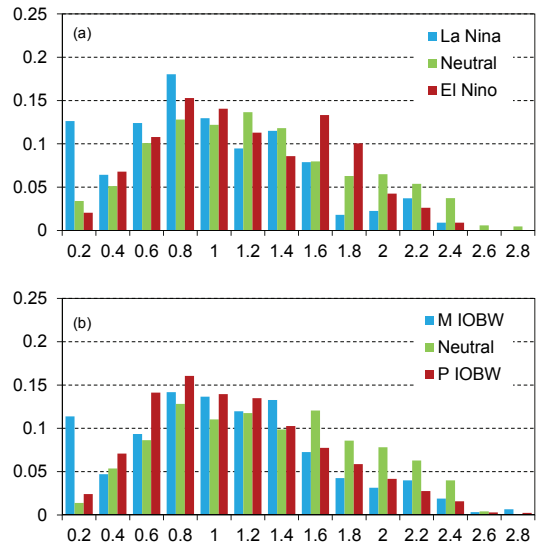
付近の東風偏差が有意となっている。また温位偏差については(第14図(b))、統計的に有意ではないものの、30hPa付近から対流圏上層にかけて低温位傾向が見られ、対流圏の大気安定度は不安定な傾向にあることを示している。一方、QBOの位相の指標としてよく利用される50hPa付近はちょうど東風偏差と西風偏差の節にあっている。これはQBOの東風位相が成層圏を降りてくる際、通常北半球夏季に10~20hPa付近に、北半球冬季に50hPa付近に東風偏差

の中心が到達することが多いことが関連していると考えられる。いずれにせよ、ここでは 20hPa 付近の東西風偏差を指標として使っていくことにする。具体的には 90 日周期のローパスフィルターを施した東西風を、19hPa、10°S-10°N で領域平均した値を指標とする。ただし、このレベルの東西風の出現頻度を見てみると、上述の通り東風が出現しやすい時期となっており、単に西風位相・東風位相という分け方では明瞭な傾向が見られなかった(図省略)。そこで、東風位相の中でも弱い東風と強い東風にサンプル数がほぼ同等になるように分けてみたところ、強い東風時には BSISO の 2σ 以上の振幅の出現頻度が特に大きくなることが分かった(第 15 図)。

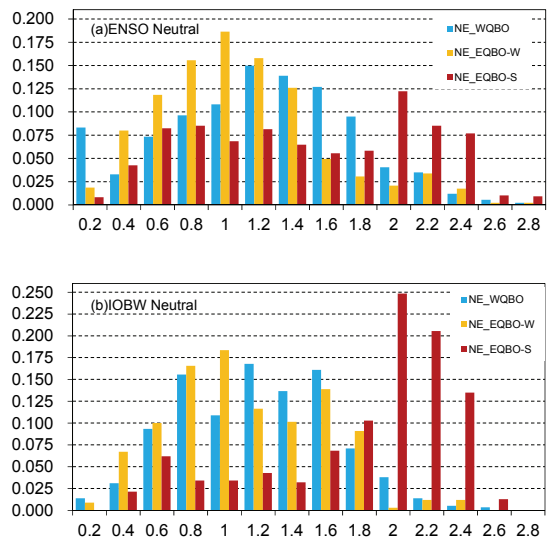
次に ENSO の位相別に BSISO の振幅の出現頻度分布を調べてみたところ(第 16 図(a))、ラニーニャ時に 0.8σ 以下の振幅の出現頻度が多い傾向、エルニーニョ時には 1.6σ 以上の振幅の出現頻度が多い傾向が見られるが、QBO の場合ほど明瞭ではなかった。また同様に IOBW についても調べたところ(第 16 図(b))、IOBW ニュートラル時に 1.6σ 以上の振幅の多い傾向が見られることが分かった。



第 15 図 QBO の位相別にみた BSISO の振幅の規格化した出現頻度分布図
 図中の水色棒グラフは QBO 西風位相時の、黄色棒グラフは QBO 弱東風位相時の、赤色棒グラフは QBO 強東風位相時の出現頻度分布をそれぞれ表す。



第 16 図 (a) ENSO および (b) IOBW の位相別にみた BSISO の振幅の規格化した出現頻度分布図
 (a) の図中の水色棒グラフはラニーニャ時の、黄緑色棒グラフはニュートラル時の、赤色棒グラフはエルニーニョ時の出現頻度分布をそれぞれ表す。(b) の図中の水色棒グラフは正 IOBW 時の、黄緑色棒グラフは IOBW ニュートラル時の、赤色棒グラフは負 IOBW 時の出現頻度分布をそれぞれ表す。



第 17 図 第 15 図と同様、ただし (a) ENSO ニュートラル時および (b) IOBW ニュートラル時において QBO の位相別にみた BSISO の振幅の規格化した出現頻度分布図

最後に ENSO ニュートラル時および IOBW ニュートラル時の QBO 位相別にみた BSISO 振幅の出現頻度分布を第 17 図に示す。これと第 15 図と比較すると、

IOBW ニュートラル時に 20hPa 付近で強東風時に BSISO の振幅が極端に強くなる傾向が最も明瞭になることが分った。

6 まとめ

BSISO の振幅が顕著な事例について同周期帯の大気大循環場の変動に着目して合成図解析を行ったところ、対流圏低緯度だけではなく、対流圏中高緯度や南半球成層圏にも統計的に有意な東西風偏差が見られ、同時に見られた循環偏差や温位偏差と整合的だった。

対流活動活発域の北進後には両半球の熱帯域から 30°帯にかけて、西風強化偏差の極向きへの拡大が明瞭に見られた。この状況を角運動量収支で確認したところ、北半球側ではコリオリ強制による東西風加速、南半球側では水平移流と EP flux 発散による東西風加速が支配的だった。

QBO や ENSO、IOBW との関係について 20hPa 東西風が強い東風を示す時に BSISO の振幅が大きくなる傾向が明瞭だった。更に ENSO ニュートラル時や IOBW ニュートラル時にはこの傾向が更に強まり、特に IOBW ニュートラル時に最も顕著だった。

BSISO との統計的な関係が対流圏熱帯域のみならず、南半球成層圏にも見られたことは非常に興味深い結果である。今後はそれらをもたらす力学的なプロセスを解明するために詳細な調査を継続して行うことを予定している。また BSISO の振幅と QBO 位相との非常に強い統計関係があることが分り、これも非常に興味深い結果ではあるが、これについては BSISO の対流活動活発域から発せられる非地形性重力波による強制が QBO に影響している可能性がまったくないとも言えない。このため、BSISO と QBO 位相との関係についても今後更に詳細な調査を実施していく予定である。

参考文献

岩崎俊樹, 2009: 温位面での質量重み付き帯状平均 (MIM) の世界 [波動平均流相互作用から見た大気大循環]—2008 年度日本気象学会賞受賞記念講演一. 天気, 56, 103–121.

- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Applied Met.*, 18, 1016–1022.
- Iwasaki, T., 1989: A diagnostic formulation for wave–mean flow interactions and Lagrangian-mean circulation with a hybrid vertical coordinate of pressure and isentropes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 293–312.
- Kikuchi, K., B. Wang, and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. *Clim. Dyn.*, 38, 1989–2000.
- Lee, JY., B. Wang, M. C. Wheeler, X. Fu, D. E. Waliser, and IS, Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Clim. Dyn.*, 40, 493–509.
- Plumb, R. A., 1985: On the three dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, 42, 217–229.
- Sikka, D., R., and S. Gadgil, 1980: On the maximum cloud zone and the ITCZ over India longitude during the southwest monsoon. *Mon. Weather Rev.*, 108, 1840–53.
- Tanaka, D., T. Iwasaki, S. Uno, M. Ujiie, and K. Miyazaki, 2004: Eliassen–Palm flux diagnosis based on isentropic representation. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2370–2383.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 57, 227–242.
- Yoo, C., and S.-W. Son, 2016: Modulation of the boreal wintertime Madden-Julian oscillation by the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1392–1398, doi: 10.1002/2016GL067762.
- Wang, B., P. Webster, K. Kikuchi, T. Yasunari, and Y. Qi, 2006: Boreal summer quasi-monthly oscillation in the global tropics. *Clim. Dyn.*, 27, 661–675.