

北半球冬季対流圏上層における東西波数 2 の増幅イベントおよび その成層圏循環への影響

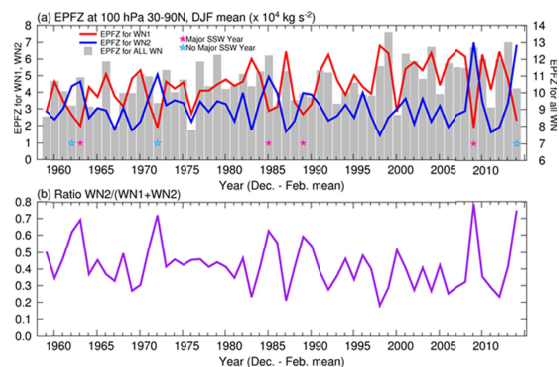
原田やよい(気象研究所)

廣岡俊彦(九州大学大学院理学研究院)

1 はじめに

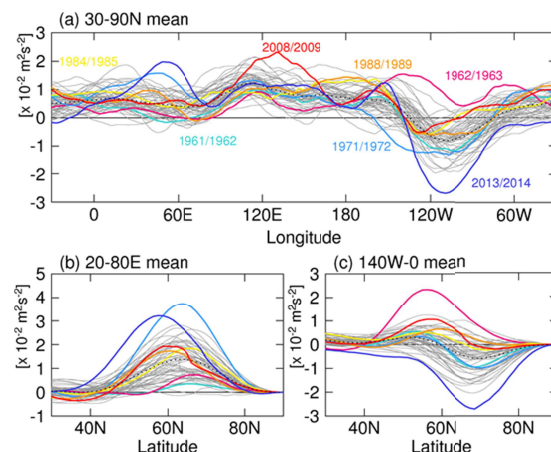
2013/14 年北半球冬季(2013/14 冬)は、成層圏大規模突然昇温こそ発生しなかったものの、東西波数 2 (WN2) の惑星規模波動の鉛直伝播が頻繁にみられ、成層圏において継続的に WN2 が卓越する特異な年であった。そこで Harada and Hirooka (2017) では、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) を用いて惑星規模波動の年々変動を調べ、2013/14 冬の特徴と比較することで、この年の惑星規模波動の鉛直伝播特性を明らかにすることを目的に研究を行った。その結果を簡単に述べる。2013/14 冬は、2008/09 冬と並んで、EPflux の鉛直成分における東西波数 2 (WN2) の卓越度が 1958/59 以降で顕著であったこと(第1図)、波束の鉛直伝播の経度分布を調査した結果、ロシア西部(60° E 付近)における上方伝播と北米大陸(120° W 付近)における下方伝播がいずれも顕著であったことを示した(第2図)。更に 2013/14 冬の特徴として、ロシア西部から上方伝播した波束によるアリューシャン高気圧の勢力拡大と維持がみられたこと(第3図)、発達したアリューシャン高気圧は東西波数 3 (WN3) 以上の波動成分の位相の傾きに影響し、カナダ北部での顕著な下方伝播がみられたこと(第4図)を示し、このことが、大規模突然昇温(MSSW)が発生しなかったことに関与したと考察した。加えて WN2 卓越冬で且つ MSSW 発生冬と MSSW 非発生冬とでは、対流圏から成層圏に伝播する波束の経度分布が異なることを示した(第5図)。

しかしながら、Harada and Hirooka (2017) では、対流圏におけるブロッキングの発達等の循環場変動と惑星規模波動の鉛直伝播の関係が詳細に示されていない。そこで本研究では、北半



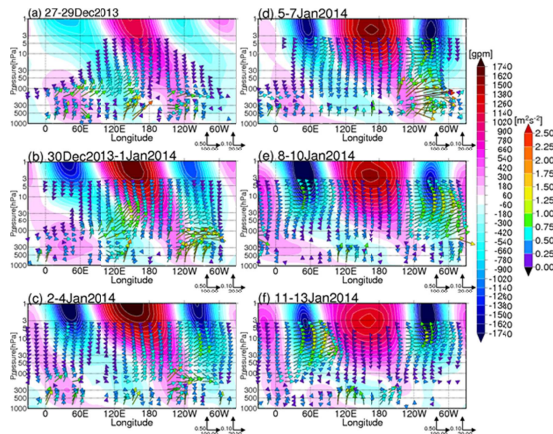
第 1 図 DJF 平均 E-P fluxes 鉛直成分の年々変動 (Harada and Hirooka (2017)より転載)。

(a)赤線は WN1、青線は WN2、灰色棒は全波数をそれぞれ表している。(b)WN1 と WN2 の合計に対する WN2 の比。星印は比が 0.6 以上の冬を示している(1961/1962 冬、1962/1963 冬、1971/1972 冬、1984/1985 冬、1988/1989 冬、2008/2009 冬、および 2013/2014 冬)。



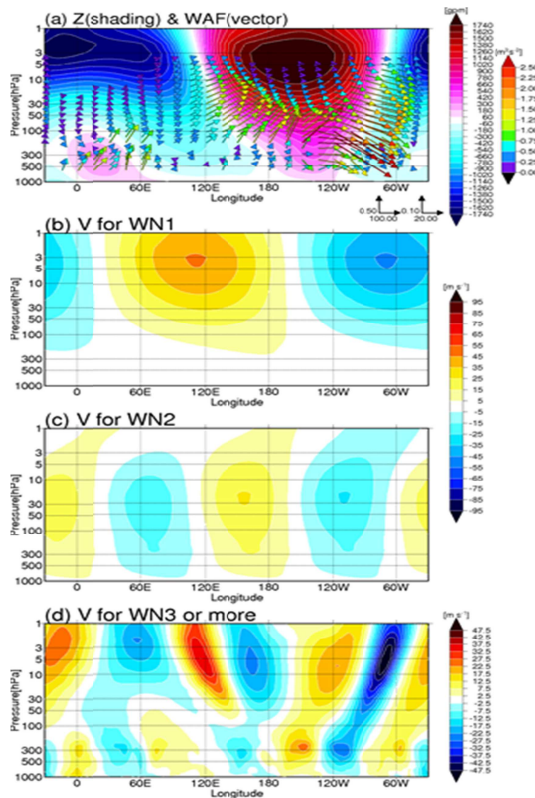
第 2 図 (a)100hPa、30~90°N 帯、(b)100hPa、20~80°E 帯および(c)100hPa、0~140°W 帯で領域平均した Plumb の波活動度フラックス鉛直成分の経度分布図 (Harada and Hirooka (2017)より転載)。

暖色太線および寒色太線は MSSW 発生冬および MSSW 非発生冬をそれぞれ表す。細灰色線は 1981/82~2012/13 冬までの各冬(12~2 月)平均の値を、黒太点線は 1981/82~2012/13 冬平均の値をそれぞれ表す。単位は $10^{-2} \times \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 。



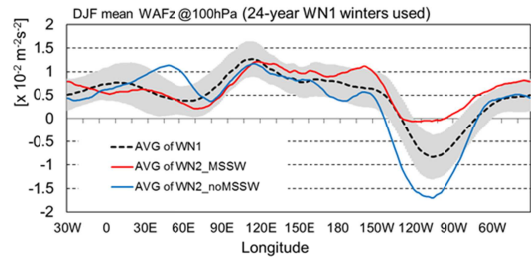
第3図 2013年12月末から2014年1月中旬頃にかけての東西平均からのジオポテンシャル高度のずれ(陰影)および波活動度フラックス(矢印)の経度-高度断面図(45–65°N平均)(Harada and Hirooka (2017)より転載)。

波活動度フラックス・ベクトルは70hPaを境にスケールが切り替わっている(図の右下参照)。



第4図 2014年1月23~25日の(a)東西平均からのジオポテンシャル高度のずれ(陰影)および波活動度フラックス(矢印)、(b-d)南北平均した東西波数別風南北成分、の経度-高度断面図(65–69°N平均)(Harada and Hirooka (2017)より転載)。

(b)、(c)および(d)は、それぞれ WN1、WN2 および WN3 以上に対応している。



第5図 第2図(a)に同じ。ただし赤線はWN2卓越冬でMSSW発生冬、青線はWN2卓越冬でMSSW非発生冬、黒点線はWN1卓越冬の平均をそれぞれ表す(Harada and Hirooka (2017)より転載)。灰色陰影はWN1卓越冬の標準偏差の範囲を表す。単位は $10^{-2} \times \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 。

球冬季対流圏上層におけるWN2増幅イベント直後に、成層圏で顕著なWN2の上方伝播がみられた事例と下方伝播がみられた事例を抽出して合成図解析を実施し、その特徴の違いを明らかにする。対象は海面水温(SST)、地表面を含む対流圏から成層圏領域とする。

2 使用データおよび解析手法

使用したデータは、大気循環場、地表面状況については気象庁55年長期再解析(JRA-55; Kobayashi et al., 2015)、SSTについてはCOBE-SST(Ishii et al., 2005)およびOISST V2(Reynolds et al. 2007)である。統計期間は基本的に1958~2014年だが、COBE-SSTとOISST V2の比較の際には、1982~2014年のみとする。

対流圏上層におけるWN2の振幅の判定には、ランチョスフィルター(Duchon, 1979)を用いて南北風成分日別値からWN2成分を分離し、その分散を計算した値(250hPa_VVAR_WN2)を用いた。更に250hPa_VVAR_WN2の規格化偏差が非上旬偏差1以上のものを増幅イベントとして抽出した。

下部成層圏(30hPa)における上方伝播の顕著事例および下方伝播の顕著事例の抽出にはEPflux(Andrews et al., 1987)の鉛直成分(EPFZ)を計算し、基準に用いた。また、合成図解析で使

用した波活動度フラックス(WAF)は、Plumb(1985)に従い計算を行った。

3 解析結果

(1) 対流圏上層の波動振幅と下部成層圏における鉛直伝播との統計関係

まず初めに対流圏上層における波動の振幅(250hPa_VVAR)と下部成層圏における惑星規模波動の鉛直伝播(EPFZ)との関係について簡単な統計調査を行った(第1表)。東西全波数(WNA)および東西波数1(WN1)の場合は、下部成層圏における惑星規模波動の鉛直伝播との相関係数が統計的に有意な箇所がほとんどみられないのに対して、WN2の場合は、相関係数が相対的に高く、統計的に有意となっている場合が多い。特に100hPaでは1日後、30hPaでは1~2日後、10hPaでは3日後に最も高い相関が得られている。これはWN2が下部成層圏を鉛直伝播する場合、対流圏上層における増幅イベントがより重要であることを示している。本研究では対流圏上層のWN2増幅イベント発生2日後の下部成層圏における東西波数2の鉛直成分(30hPa_EPFZ_WN2_lag2days)を用いて合成図解析のための事例抽出を行うことにする。

なお、WN1の場合においても、対流圏上層と下部成層圏のEPflux鉛直成分(EPFZ)同士は相関が統計的に有意となっており(表省略)、WN1の場合も対流圏からの惑星規模波動の鉛直伝播そのものが重要であることに変わりはない。

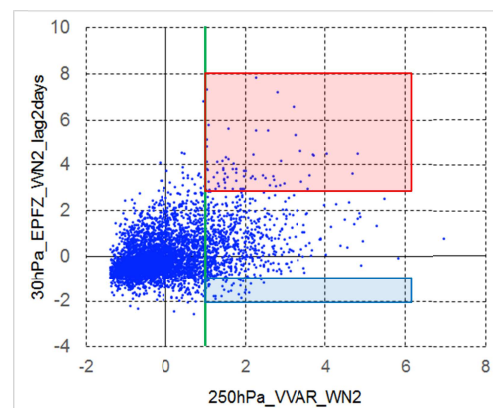
第6図に250hPa_VVAR_WN2および30hPa_EPFZ_WN2_lag2daysの規格化偏差の散布図を示す。下部成層圏の鉛直伝播については、対流圏上層でWN2の振幅が弱い場合には、上方伝播がみられにくい傾向にあることが分かる。また250hPa_VVAR_WN2の規格化偏差が1σ以上になると、下部成層圏における顕著な上方伝播が現れやすくなる傾向がある。本研究では、250hPa_VVAR_WN2の規格化偏差が1σ以上か

つ30hPa_EPFZ_WN2_lag2daysの規格化偏差が3σ以上の事例を顕著なWN2上方伝播事例(SU30EPFZ)、250hPa_VVAR_WN2の規格化偏差が1σ以上かつ30hPa_EPFZ_WN2_lag2daysの規格化偏差が-0.8σ以下の事例を顕著なWN2下方伝播事例(DW30EPFZ)として解析を行うこととする。SU30EPFZ、DW30EPFZともに、日数としては60日抽出されるが、日付の間隔が25日以下の場合同一イベントとみなすと、有効サンプル数はそれぞれ、16、26となる。後で示す合成図解析の統計的有意の判定は、この有効サンプル数を用いて行った。

第1表 250hPa_VVARと対流圏界面付近から上部成層圏までの惑星規模波動鉛直伝播(EPFZ)の同時およびラグ相関係数。

WNA、WN1およびWN2は東西波数全波数、波数1および波数2をそれぞれ表す。Lag0~5は250hPa_VVARからのEPFZの遅れ日数を表す。

			Lag0	Lag1	Lag2	Lag3	Lag4	Lag5
WNA	250hPa_VVAR	10hPa_EPFZ	0.059	0.077	0.098	0.111	0.112	0.097
WN1	250hPa_VVAR	10hPa_EPFZ	0.069	0.100	0.125	0.134	0.129	0.117
WN2	250hPa_VVAR	10hPa_EPFZ	0.227	0.268	0.296	0.301	0.287	0.259
WNA	250hPa_VVAR	30hPa_EPFZ	0.090	0.107	0.116	0.120	0.111	0.087
WN1	250hPa_VVAR	30hPa_EPFZ	0.150	0.183	0.190	0.175	0.150	0.124
WN2	250hPa_VVAR	30hPa_EPFZ	0.372	0.413	0.409	0.301	0.305	0.239
WNA	250hPa_VVAR	100hPa_EPFZ	0.171	0.186	0.157	0.135	0.114	0.078
WN1	250hPa_VVAR	100hPa_EPFZ	0.212	0.231	0.214	0.179	0.142	0.112
WN2	250hPa_VVAR	100hPa_EPFZ	0.430	0.455	0.414	0.340	0.280	0.187



第6図 250hPa_VVAR_WN2および30hPa_EPFZ_WN2_lag2daysの規格化偏差の散布図。図中の緑線は250hPa_VVAR_WN2の規格化偏差1σを示す。赤色陰影および青色陰影は、緑線より右側の領域において、30hPa_EPFZ_WN2_lag2daysの規格化偏差3σ以上および-0.8σ以下の範囲をそれぞれ表す。

(2) 合成図解析結果

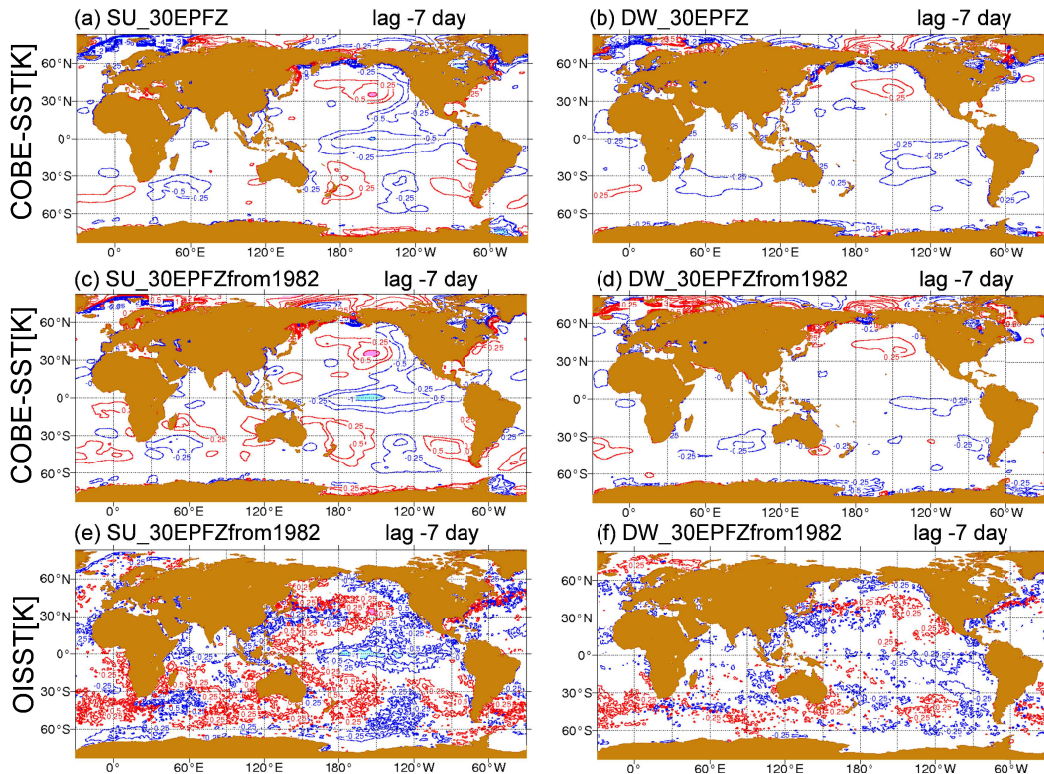
ここでは、まず 250hPa_VVAR_WN2 ピーク 7 日前の SST 平年偏差の合成図を示す(第 7 図)。COBE-SST との比較のため、OISST の結果も示す。OISST は 1982 年以降とデータ期間が短いため(第 7 図(e)、(f))、COBE-SST についても 1982 年以降の期間で作成した合成図を併せて示す(第 7 図(c)、(d))。

SU_30EPFZ の COBE-SST で北太平洋東部中緯度の高温偏差、中部太平洋赤道域の低温偏差が有意となっており(第 7 図(a))、ラニーニャ現象時もしくは太平洋十年規模振動(PDO)の負位相時にみられる特徴と良く一致している。1982 年以降の期間で見ると(第 7 図(c)、(e))、全体的に偏差分布がより明瞭となり、中部太平洋赤道域の低温偏差および北太平洋東部中緯度の高温偏差の有意領域が更に広がっている。

過去の先行研究でもラニーニャ現象発生時に東西波数 2 型の MSSW が発生する頻度が高いという指摘が成されており(Barriopedro and Calvo, 2014)、上記の特徴は先行研究とも矛盾しない。

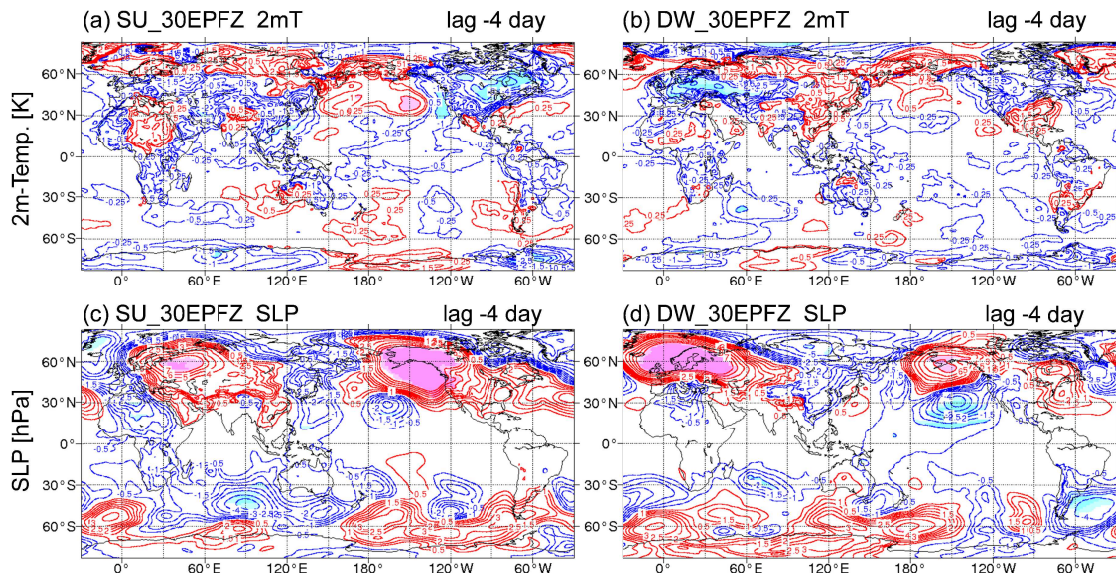
一方 DW_30EPFZ や DW_30EPFZfrom1982 では似たような傾向がみられるものの(第 7 図(b)、(d)および(f))、全体的に偏差分布が弱く、統計的にも有意となっていない。

次に 250hPa_VVAR_WN2 ピーク 4 日前の地上 2m 気温および海面更正気圧(SLP)の平年偏差合成図を示す(第 8 図)。地上 2m 気温についてみると、SU_30EPFZ(第 8 図(a))の場合は北米大陸の地上気温の低温偏差がより明瞭で統計的に有意、DW_30EPFZ(第 8 図(b))の場合はヨーロッパから中央アジアにかけて、帯状の低温偏差域が統計的に有意となっている。また SLP につい



第 7 図 250hPa_VVAR_WN2 ピーク 7 日前の SST 平年偏差[K]合成図。

左列は 250hPa_VVAR_WN2 ピーク 2 日後に下部成層圏で上方伝播がみられた事例(SU_30EPFZ、SU_30EPFZfrom1982)、右列は下方伝播がみられた事例(DW_30EPFZ、DW_30EPFZfrom1982)。図中の薄い(濃い)陰影は信頼度 90(95)%で統計的に有意なことを示す。平年値の統計期間は COBE-SST が 1981~2010 年、OISST が 1982~2010 年。



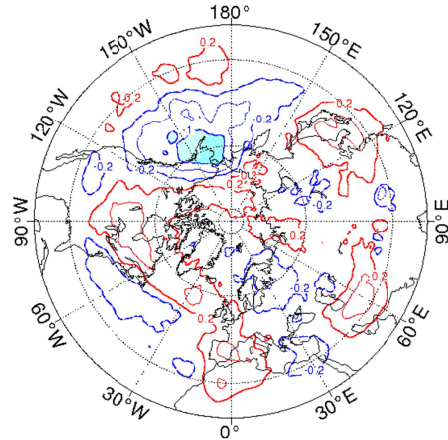
第 8 図 第 7 図に同じ。ただし 250hPa_VVAR_WN2 ピーク 4 日前の (上段) 地上 2m 気温[K]および (下段) 海面更正気圧[hPa] 年偏差合成図。

てみると、SU_30EPFZ (第 8 図 (c)) および DW_30EPFZ (第 8 図 (d)) のいずれもヨーロッパ付近とアラスカ付近で高気圧偏差が統計的に有意となっているが、SU_30EPFZ (第 8 図 (c)) ではアラスカ付近の高気圧偏差、DW_30EPFZ (第 8 図 (d)) ではヨーロッパ付近の高気圧偏差がより明瞭で広範囲で有意となっている。

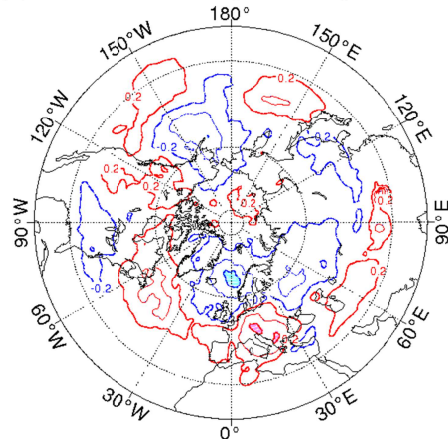
更に対流圏上層での等温位渦位偏差をみると (第 9 図)、SU_30EPFZ (第 9 図 (a)) ではアラスカ上空に低渦位偏差、DW_30EPFZ (第 9 図 (b)) ではヨーロッパ付近の南北対の低渦位・高渦位偏差が有意となっており、いずれも対流圏上層におけるブロッキングの発達が示唆される。

以上より、対流圏上層の WN2 増幅ピーク前に、SU_30EPFZ ではアラスカ付近でブロッキングが発達し、地上では対流圏下層に寒気を伴った高気圧の発達・南下がみられ、一方、DW_30EPFZ の場合にはヨーロッパ付近でブロッキングが発生しやすいと考えられる。どちらも WN2 の増幅でありながら、経度分布が異なっている。なお、SU_30EPFZ には、2009 年 1 月の MSSW が含まれているが、これを除いて合成図解析を行っても

(a) SU_30EPFZ PV@320K lag -4 day



(b) DW_30EPFZ PV@320K lag -4 day



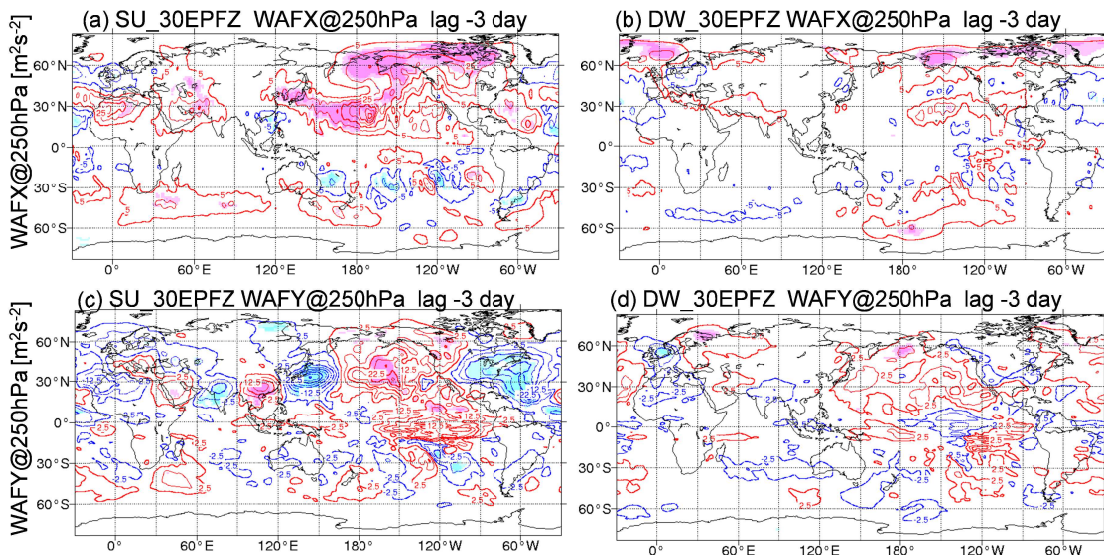
第 9 図 第 8 図に同じ、ただし 320K 等温位渦位 [PVU] 年偏差合成図。

同様な特徴が確認されたことを述べておく(図省略)。

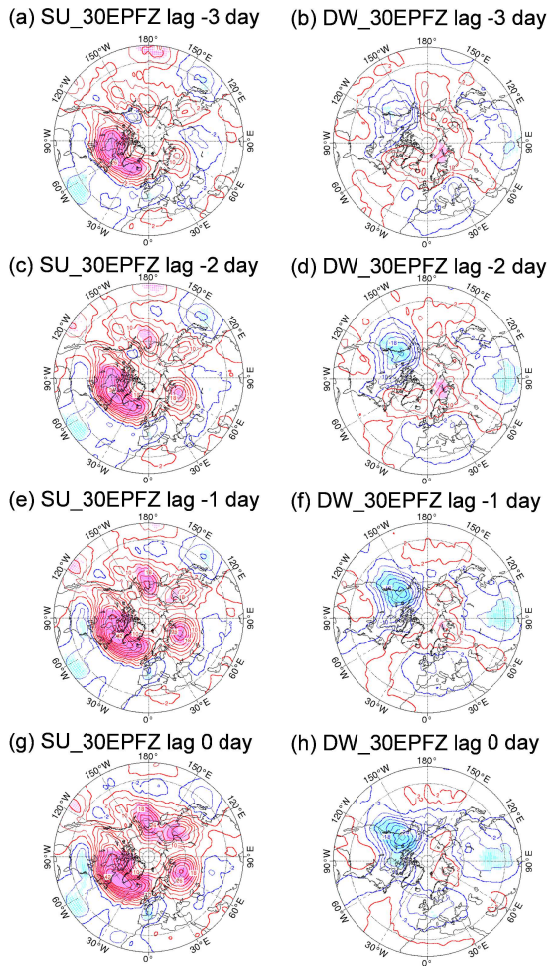
次に対流圏上層のWN2増幅ピーク前における対流圏上層の準定常ロスビー波の波束伝播の様子を示す(第10図)。250hPa気圧面で計算したWAF東西成分(WAFX)を比較すると(第10図(a)、(b))、SU_30EPFZでは(第10図(a))、ユーラシア大陸から北太平洋にかけての亜熱帯ジェット沿いの波束伝播が明瞭にみられ統計的に有意となっている一方、DW_30EPFZでは(第10図(b))そのような特徴はほとんどみられていない。WAF南北成分(WAFY)も同様で(第10図(c)、(d))、ユーラシア大陸から北太平洋にかけての亜熱帯ジェット沿いにおいて大きく異なっている。特にSU_30EPFZでは(第10図(c))、合成図であるにも拘らず、波の位相が固定されたような偏差分となっており、北太平洋において波の振幅が増大し、北向きに向きを変えてアラスカ付近のブロッキングを強化していることが示唆される。一方、DW_30EPFZでは(第10図(b)、(d))、ユーラシアから北太平洋への亜熱帯ジェット沿いの波束伝播は明瞭ではないが、高緯度の北欧付近やアラスカ付近で統計的に有意な領域がみら

れている。ただしその偏差は全体的に弱い。

更に100hPa気圧面におけるWAF鉛直成分(WAFZ)をみると(第11図)、SU_30EPFZでは、対流圏上層のWN2増幅ピークの3日前からカナダ東部からグリーンランド、アイスランド付近にかけての局所的な上方伝播が顕著にみられており(第11図(a))、ピーク時にかけてヨーロッパ、ユーラシア方面からの上方伝播も有意となる(第11図(c)、(e)および(g))。一方、DW_30EPFZでは、対流圏上層のWN2増幅ピークの2日前までバレンツ海からカラ海にかけて統計的に有意な上方伝播がみられるものの(第11図(b)、(d))、その後同領域の上方伝播は弱まり、代わってアラスカ付近を中心とした局所的な下方伝播が明瞭となり、次第に強化されている(第11図(d)、(f)および(h))。このようにSU_30EPFZ、DW_30EPFZのどちらの場合においても波束の鉛直伝播のピーク時に伝播領域の局在化がみられるが、その向きや水平分布は大きく異なっていることが分かる。特に興味深いのは、後者において、アラスカ付近を中心とした局所的な下方伝播が明瞭となった後、対流圏上層ではカナダ西部で高渦位偏差つまりトラフが強化され、地上では低温偏差が



第10図 第9図に同じ。ただし250hPa_VVAR_WN2ピーク3日前の(上段)250hPa WAFX[m²s⁻²]および(下段)250hPa WAFY[m²s⁻²]年間偏差合成図。

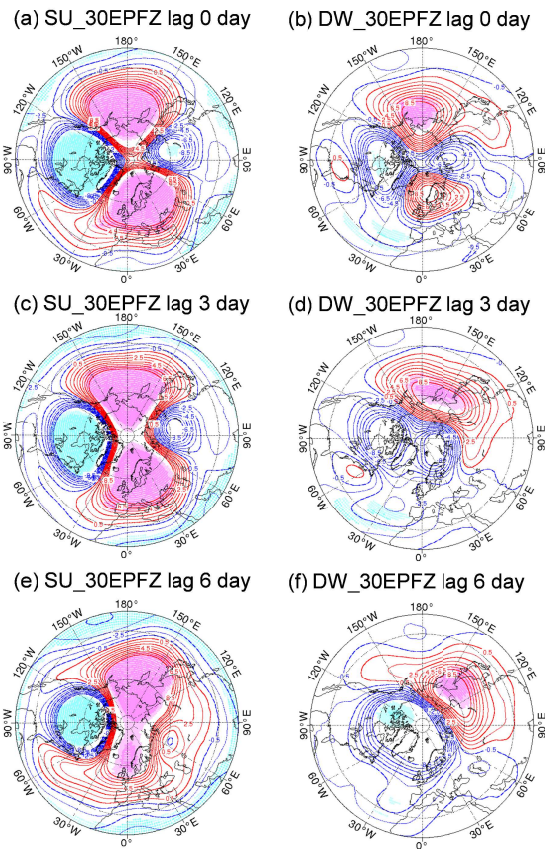


第 11 図 第 10 図に同じ。ただし 250hPa_VVAR_WN2 ピーク 3 日前～ピーク時にかけての 100hPa 波の活動度フラックス鉛直成分 [$1 \times 10^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-2}$] 年偏差合成図。

有意となっている(図省略)。SU_30EPFZ のピーク 4 日前(第 8 図(a))にも同じ特徴がみられるが、この低温域はピーク後も持続する。このように地上で同じような低温偏差がみられているにも拘らず、その前後の上空の循環場の特徴が極端に異なっているのは興味深い。

最後に対流圏上層の WN2 増幅ピーク後の下部成層圏循環場について比較する(第 12 図)。SU_30EPFZ では成層圏における WN2 の増幅を示す分布が明瞭であり(第 12 図(a))、極うずの分裂および南下がみられている(第 12 図(c)、(e))。一方、DW_30EPFZ では、対流圏上層の

WN2 増幅ピーク時には WN2 の増幅がみられるものの、その後 WN2 は不明瞭となり、ベーリング海からオホーツク海を中心とする正偏差が統計的に有意となり、その他は弱い負偏差が分布しているため、WN1 的な偏差分布が卓越するようになる。これは、下部成層圏におけるアリューシャン高気圧の顕在化を示唆しており、Harada and Hirooka (2017)の解析結果とも整合的である。



第 12 図 第 11 図に同じ。ただし 250hPa_VVAR_WN2 ピーク時～ピーク 6 日後にかけての 450K 温位面モンゴメリ流線関数 [$1 \times 10^2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$] 年偏差合成図。

4 まとめと今後の課題

対流圏上層における WN2 の増幅ピーク後に下部成層圏上方伝播で顕著事例がみられた場合(SU_30EPFZ)、下方伝播の顕著事例がみられた場合(DW_30EPFZ)に分けて合成図解析を行った。その結果、SU_30EPFZ では、ラニーニャ

現象や負位相の PDO 時のような SST 偏差分布が明瞭にみられた他、アラスカ付近での対流圏上層のブロッキング高気圧の発達、対流圏下層に寒気を伴った地上付近の高気圧の顕在化、北米大陸の地上気温の低温偏差、亜熱帯ジェット沿いの顕著な波束伝播との関連が示唆された。一方、DW_30EPFZ ではヨーロッパ付近のブロッキング高気圧の発達を示す偏差分布やヨーロッパから中央アジアにかけての地上気温の低温偏差が統計的に有意となったが、熱帯の SST との有意な関係はみられなかった。また SU_30EPFZ では、対流圏上層の WN2 の増幅ピーク後に極夜うずの分裂がみられた一方、DW_30EPFZ では、対流圏上層の WN2 の増幅ピーク後には成層圏でアリューシャン高気圧の発達がみられた。

以上の結果より、Harada and Hirooka (2017) で指摘された WN2 卓越時の MSSW 発生冬と MSSW 非発生冬の WAFZ の経度分布の相違がイベント単位で行った合成図解析でも同様にみられることを示し、その相違を引き起こす対流圏のブロッキングシステムの発達領域にも相違がみられることが明らかとなった。

今後は、SU_30EPFZ でみられたアラスカ付近のブロッキング高気圧、負の PDO に伴う SST 偏差分布および亜熱帯ジェット沿いの波束伝播について、個々の事例を解析して詳細な調査を行う他、DW_30EPFZ でみられた下部成層圏北米付近の下方伝播をもたらす波束の経路を個々の事例について確認していく予定である。

参考文献

- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: Middle Atmosphere Dynamics. *Academic Press, Orland*, 489 pp.
- Barriopedro, D., and N. Calvo, 2014: On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking. *J. Climate*, **27**, 4704–4720.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Applied Met.*, **18**, 1016–1022.
- Harada, Y., and T. Hirooka, 2017: Extraordinary features of the planetary wave propagation during the boreal winter 2013/2014 and the zonal wave number two predominance. *J. Geophys. Res.*, **122**, 11,374–11,387.
- 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.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Plumb, R. A., 1985: On the three dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496