

3 2週間気温予報に関連する基礎知識

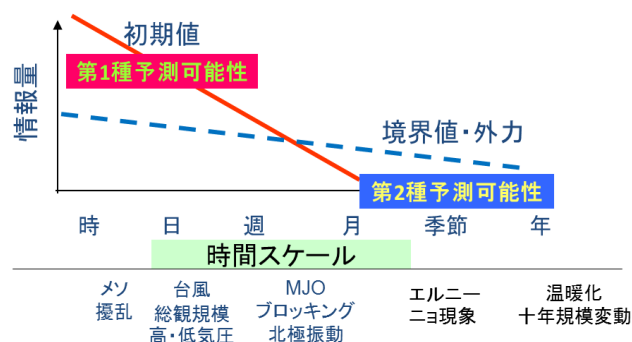
3.1 2週間気温予報が対象としている現象の特徴と予測可能性¹

本節では、2週間気温予報で取り扱うこととした5日間平均場に見られる現象の特徴と予測可能性について記述する。なお、平成24年度の季節予報研修テキストと重なる内容もあるが、基本的事項ということで了承頂きたい。

予報期間の長い予報では、2つの予測限界が問題となる。ひとつは決定論的予測の限界である。数値予報モデルが大気の状態を極めて正確に予測できるようになっても、初期値にわずかでも誤差が含まれれば、大気のカオスの性質により時間とともに誤差が急激に成長するため、ひとつの初期値から得られる決定論的予測には限界があり、アンサンブル手法により確率的に予測する必要がある。周知のとおり、週間天気予報ではアンサンブル予報を用いており、それより予報期間の長い2週間気温予報でも当然アンサンブル予報を使う。アンサンブル予報には、アンサンブル平均による予測精度が単独メンバーの予測精度を統計的に上回ることや、アンサンブル平均するメンバー数が多いほど一定程度までは誤差が小さくなるなどの利点がある(中三川, 2013)。

もうひとつは、初期値に基づく予測の限界である。1か月を超えるような予報では、大気の初期値を基にした予報は意味を持たなくなる。そこで、時定数の長い海面水温や海氷・積雪や土壌水分といった海面や陸面の状態(境界値)から大気が強制されることにより状態が変化することをシグナルととらえ、予測を行うことが重要となってくる。初期値問題として得られるものを「第1種の予測可能性」と呼ぶのに対し、境界値問題として得られるものを「第2種の予測可能性」と呼ぶ。第3.1-1図は、予測に含まれる情報量(シグナル)の相対的な大きさを示す概念図である(中三川, 2013)。2週間以上先の予報では境界値に頼って予測を行う必要があるが、2週間程度までは大気の初期値に基づいて予測を行えることを示すものである。すなわち、初期値問題に基づく予測可能性は、リードタイムが長

くなるに連れて大気のカオスの性質により徐々に失われていくが(第1種の予測可能性, 楠 2000)、2週間気温予報が対象としているのはその可能性がまだ残ると考えられている期間である。なお、数値予報システムが順調に進歩していけば週間予報で馴染み深い日別気温予報を2週間先まで延長することも十分に可能であるが、現時点での予測精度(第2.5節「2週間気温予報等の予測精度」に詳述)を考慮して、2週間気温予報が対象とする期間については日別ではなく5日間平均値として予報することとした。



第3.1-1図 予測の時間スケールに応じた初期値および境界値(外力)による相対的な情報量(シグナル)の大きさ

5日間平均という処理を施すことにより、2週間気温予報が対象とする現象は、日々の天気を支配する移動性の高・低気圧に比べて時間スケールが長く空間スケールも大きくなる。

偏西風の南北偏や蛇行の持続・ブロッキング・MJOなどが重要な予測対象であるほか、夏であれば太平洋高気圧やオホーツク海高気圧、冬であればシベリア高気圧やアリューシャン低気圧など、停滞性の高・低気圧の位置や強さも予測の対象となる。これらの詳細については次節以降で述べることとし、本節では平年との隔たりが明瞭な最近の事例を取り上げながら、現象の特徴と予測可能性について記述する。

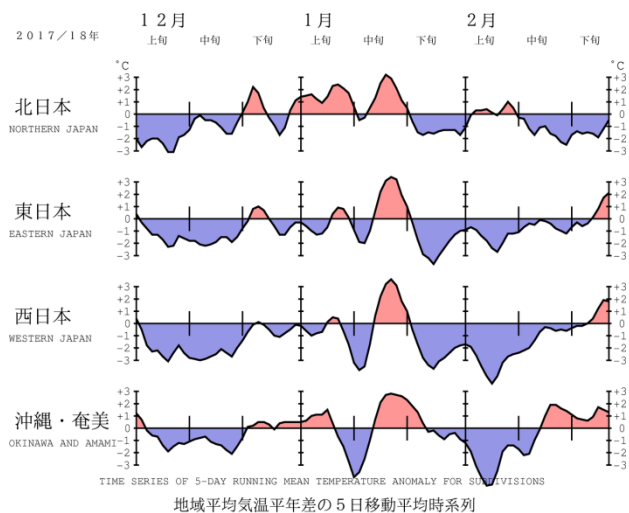
3.1.1 2017/18年寒冬

(1)天候の概要

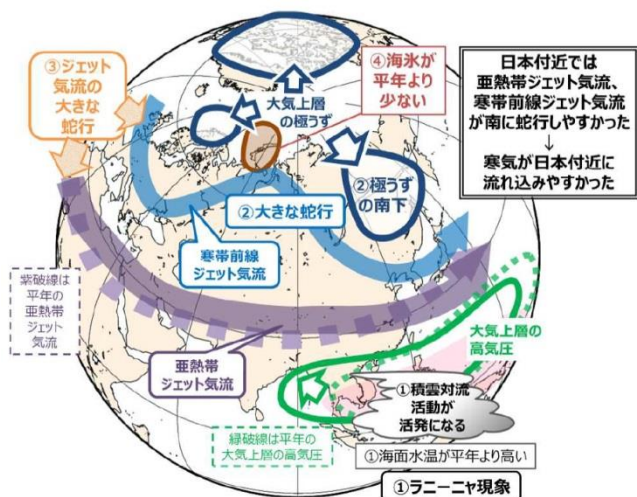
2017/18年冬は、日本付近に強い寒気が流れ込むことが多かったため全国的に冬の気温が低く、特に西日本は32年ぶりの寒い冬となった(第3.1-2図)。北～

¹ 高山 大

西日本日本海側では発達した雪雲が日本海から盛んに流れ込んで記録的な大雪となった所があったほか、北・東日本太平洋側でも低気圧の影響で大雪の降った日があった。西日本を中心に寒気が流れ込む形で冬型の気圧配置がしばしば強まったため、降雪量は西日本日本海側ではかなり多く、東日本日本海側でも多かった。



第 3.1-2 図 2017 年 12 月～2018 年 2 月の地域平均気温
 平年差時系列図(5 日間移動平均)



第 3.1-3 図 2017 年 12 月～2018 年 2 月の平均的な大気
 の流れの模式図
 (平成 30 年 3 月 5 日気象庁報道発表資料より)

(2)低温の要因

2017 年秋に発生したラニーニャ現象に伴って西部太平洋熱帯域で海面水温が高くなり、インドネシア付近では積雲対流活動が平年より活発になった。これにより、フィリピン東方沖～南シナ海の大气上層に位置する高気圧がその北西側で特に強まったため、亜熱帯ジェット気流は中国大陸で北に蛇行し、その下流の日本付近では南に蛇行した(第 3.1-3 図)。

また、シベリア西部上空で発達したブロッキング高気圧などの影響により、ユーラシア大陸北部で寒帯前線ジェット気流の蛇行が大きくなり、大气上層の極渦が分裂して、東シベリアから日本の北方にまで南下した。この極渦の南下に伴って、寒帯前線ジェット気流が日本付近で南に蛇行した(平成 30 年 3 月 5 日気象庁報道発表資料²より)。

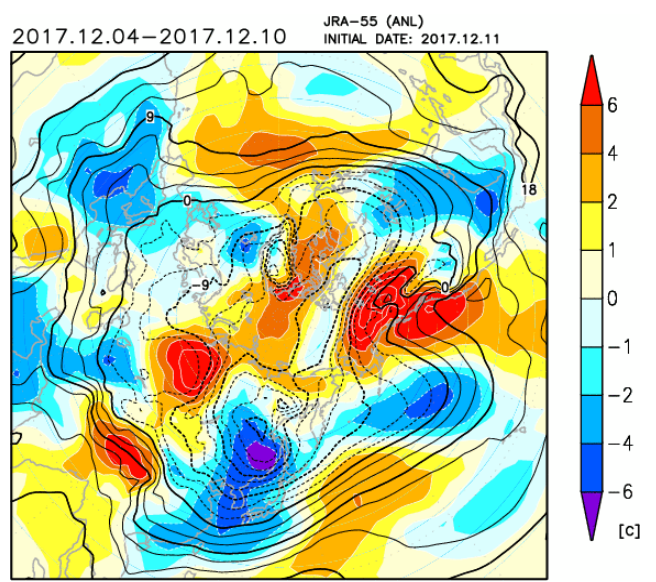
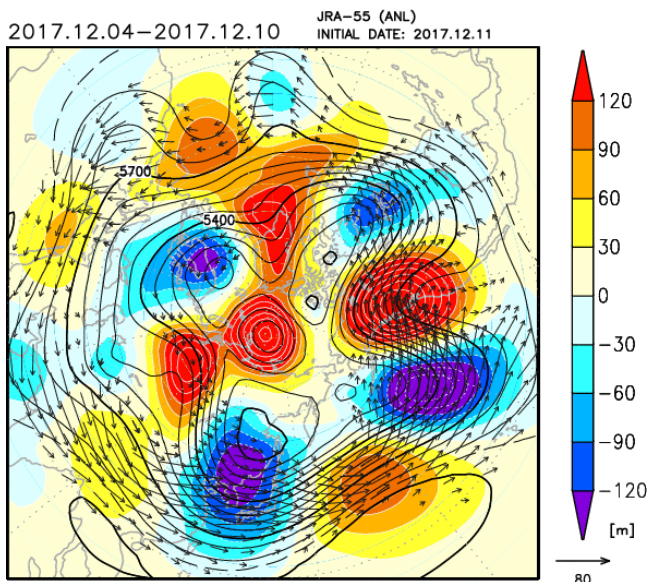
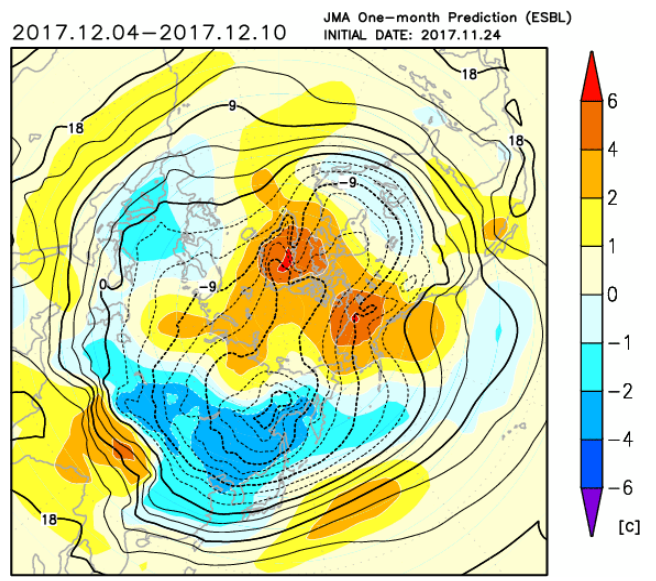
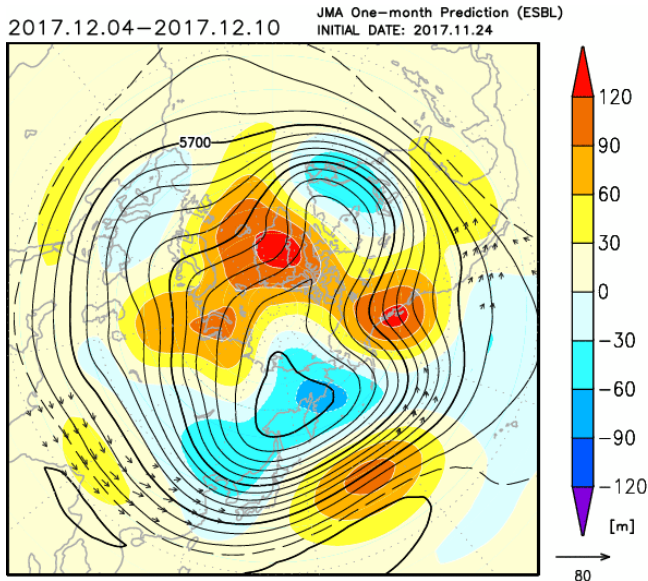
(3)予測との比較

全国的に低温だった 2017 年 12 月上旬と西日本～沖縄・奄美で顕著な低温になった 2018 年 2 月上旬について、予測と JRA-55 再解析値を比較する。ただし、2017/18 年冬に関する 5 日間平均予測資料はないので、予測・JRA-55 再解析値とも 7 日間平均資料を用いる。なお、これ以降も含めて予測はすべてアンサンブル平均であり、単独モデルによる予測で見られるような「顕著な偏差」は表現されにくいことに留意する。

まず 12 月上旬について、2017 年 11 月 24 日を初期値とする 12 月 4 日からの 7 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-4 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-4 図下)と比較すると、北半球中～高緯度での波列パターンなど偏西風の蛇行についてはある程度予測できている。その一方、北極付近の顕著な正偏差や北欧の顕著な負偏差など、予測できていない部分も少なくない。日本付近についても、日本のはるか東の正偏差や朝鮮半島付近の負偏差など偏差傾向はある程度予測できていたが、負偏差の中心位置に関しては不十分だった。

850hPa 気温に関しても同様に比較すると(3.1-5 図)、日本付近の偏差パターンは概ね予測できていた

² <https://www.jma.go.jp/jma/press/1803/05b/h30fuyunotenkou20180305.html>



第 3.1-4 図

2017 年 12 月 4～10 日の 500hPa 高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。

実線は系統誤差補正した 500hPa 高度(m)、陰影は
平年偏差(m)、ベクトルは 200hPa 面の波の活動度フラ
ックス(m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001 による)。

第 3.1-5 図

2017 年 12 月 4～10 日の 850hPa 気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。

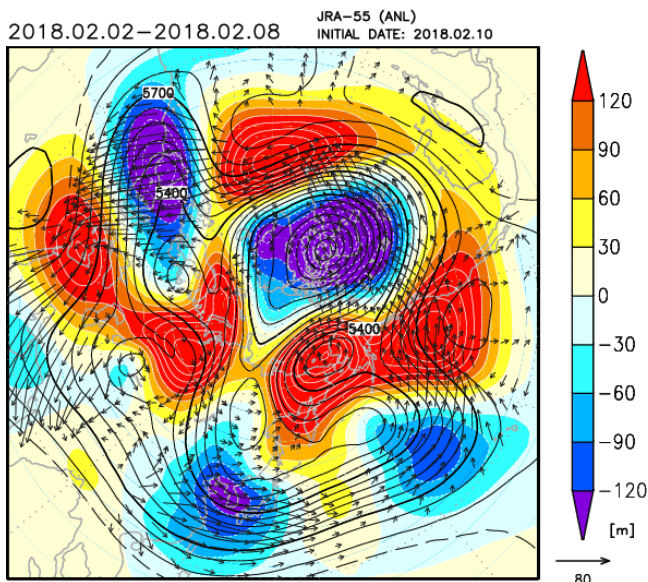
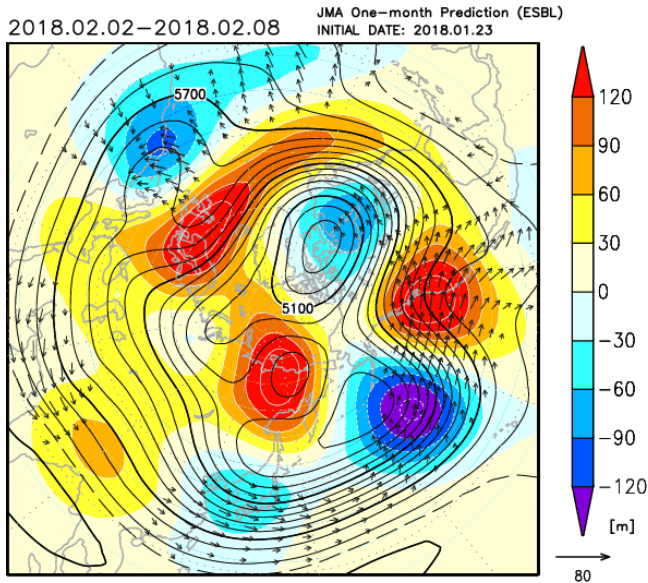
実線は系統誤差補正した 850hPa 気温($^{\circ}C$)、陰影は
平年偏差($^{\circ}C$)。

が、JRA-55 再解析値で見られる「中国東北区を中心とする顕著な負偏差域」の日本への伸張が予測では不十分で、結果として北・西日本を中心とする全国的な低温は予測できていない。

次に 2 月上旬について、2018 年 1 月 23 日を初期値とする 2 月 2 日からの 7 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-6 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-6 図下)と比較すると、北極付近など予測できてい

ない部分もあるが、北半球の 4 箇所に見られる明瞭な負偏差域についてはある程度予測できていた。そのひとつである日本付近についても、負偏差であることや中心位置に関しては JRA-55 再解析値に近い予測だった。

850hPa 気温に関しても同様に(第 3.1-7 図)、西日本～沖縄・奄美を中心とする明瞭な負偏差や北海道付近の正偏差など、日本付近については 2 週間前の



第 3.1-6 図

2018 年 2 月 2～8 日の 500hPa 高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。

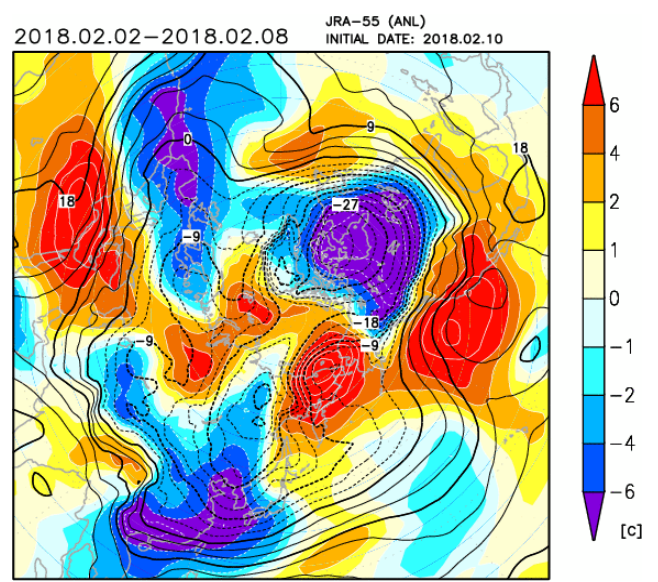
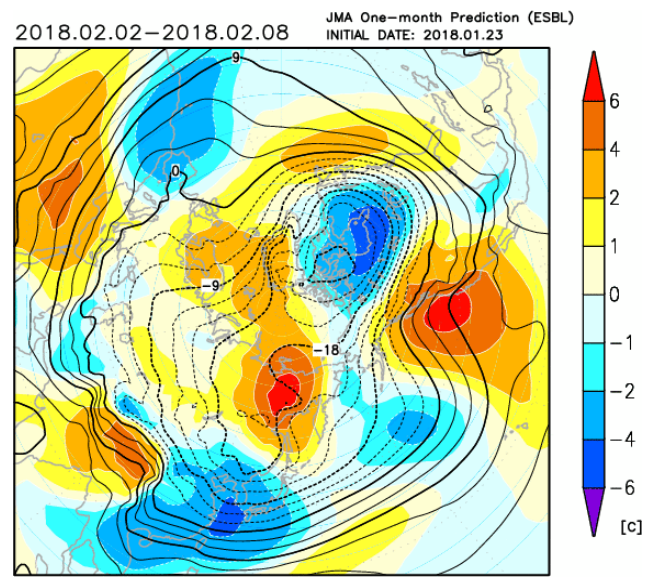
実線は系統誤差補正した 500hPa 高度 (m)、陰影は
 平年偏差 (m)、ベクトルは 200hPa 面の波の活動度フラ
 ックス (m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001 による)。

時点で概ね予測できていた。実際の偏差がアンサン
 プル平均より大きくなることは十分に考えられることか
 ら、顕著現象の可能性の高まりを 2 週間前から予測で
 きた例と言える。

3.1.2 2018 年暑夏

(1)天候の概要

2018 年夏は、7 月上旬の終わりに太平洋高気圧の



第 3.1-7 図

2018 年 2 月 2～8 日の 850hPa 気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。
 実線は 850hPa 気温 (C)、陰影は平年偏差 (C)。

強まりとともに梅雨前線が北上し、中国～東北南部
 で平年よりかなり早い梅雨明けとなった。その後も太
 平洋高気圧の勢力が日本付近で著しく強い状態が
 続いたため、北・東・西日本では気温が顕著に高くな
 った(第 3.1-8 図)。7 月の東日本の月平均気温は平
 年差 +2.8°C となり、7 月として 1946 年の統計開始以
 来 1 位の高温となった。猛暑日や真夏日となる地点も
 多く、埼玉県熊谷市では 7 月 23 日に 41.1°C を観測し
 て国内最高気温記録を 5 年ぶりに更新するなど、東・
 西日本では 8 月上旬にかけて 40°C を超える気温が観

測された。

(2)高温の要因

日本付近には、太平洋高気圧とチベット高気圧がともに張り出し続けた。これにより、日本付近は暖かい空気を伴った背の高い高気圧に覆われるとともに、強い下降気流や安定した晴天の持続による強い日射に伴って昇温した(第 3.1-9 図)。また、フェーン現象などの局地的な気流の影響も加わって、40℃を超える気温も観測された。

チベット高気圧が日本付近に張り出した一因は、亜熱帯ジェット気流が日本付近で振幅の強弱を繰り返

しつつ北に大きく蛇行し続けたことである。太平洋高気圧については、フィリピン付近の積雲対流活動が平年より活発だったことや、亜熱帯ジェット気流が日本付近で北に大きく蛇行し続けたことが影響して、日本付近へ張り出した。

太平洋高気圧及び上層のチベット高気圧の影響に加えて、地球温暖化に伴う全球的な気温の上昇傾向が続いていること、さらに北半球中緯度域で全体的に対流圏の気温が著しく高かったことも、気温上昇を更に底上げしたものと考えられる(平成 30 年 8 月 10 日気象庁報道発表資料³より)。

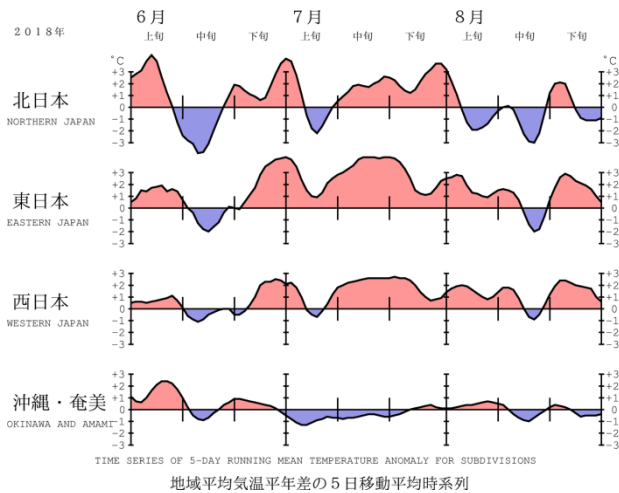
(3)予測との比較

北～西日本で顕著な高温となった 6 月下旬～7 月上旬と 7 月中旬について、予測と JRA-55 再解析値を比較する。

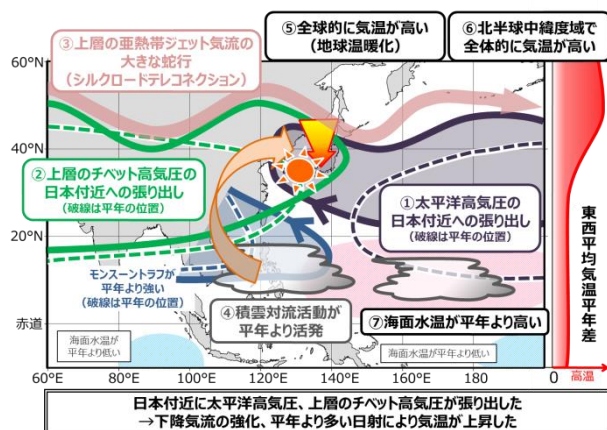
まず 6 月下旬～7 月上旬について、2018 年 6 月 17 日を初期値とする 6 月 28 日からの 5 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-10 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-10 図下)と比較すると、北極付近～高緯度帯の細かな正/負偏差分布などは予測できていないが、北半球中～高緯度に 3 箇所見られる 120m 以上の顕著な正偏差域についてはある程度予測できていた。そのひとつである日本付近の正偏差域は北・東日本～日本の東を中心に亜熱帯高気圧が強いことに対応するが、これについても概ね表現できている。

850hPa 気温に関しても同様に比較すると(第 3.1-11 図)、負偏差の大きさなど北半球全体としては十分に予測できていない所も見られるが、北・東日本を中心とする日本付近の明瞭な正偏差は概ね予測できていた。

次に 7 月中旬について、2018 年 7 月 3 日を初期値とする 7 月 14 日からの 5 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-12 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-12 図下)と比較すると、北極付近が顕著な負偏差負偏差で正の北極振動のパターンであることや、日本の東のトラフやさらにその東の明瞭なリッジなどの波列については概ね予測できている一方、朝鮮半島を中



第 3.1-8 図 2018 年 6 月～8 月の地域平均気温平年差時系列図(5 日間移動平均)

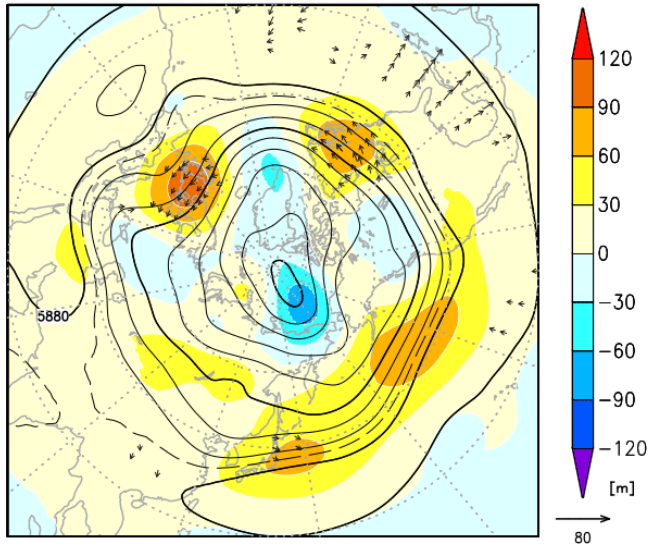


第 3.1-9 図 2018 年 7 月中旬～8 月はじめの大気の流れの模式図

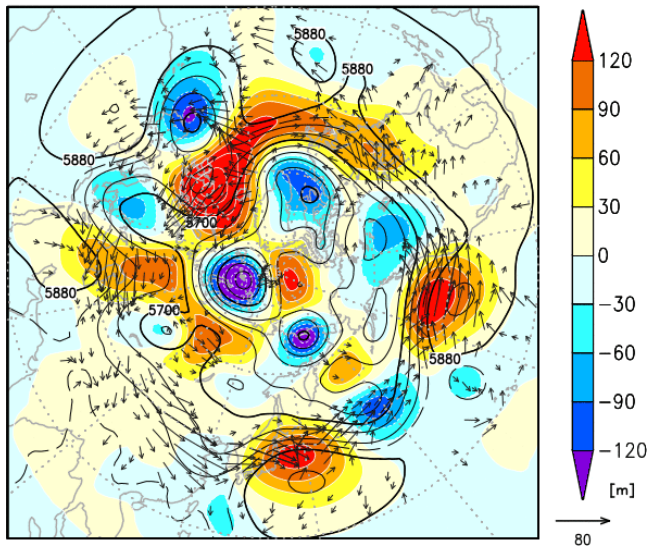
(平成 30 年 8 月 10 日気象庁報道発表資料より)

³ <https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouen20180810.html>

2018.06.28-2018.07.02 JMA One-month Prediction (ESBL)
INITIAL DATE: 2018.06.17



JRA-55 (ANL)
INITIAL DATE: 2018.07.08

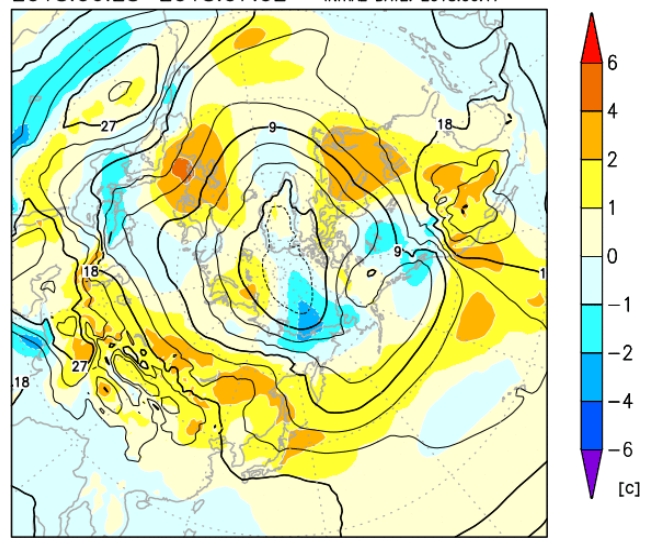


第 3.1-10 図

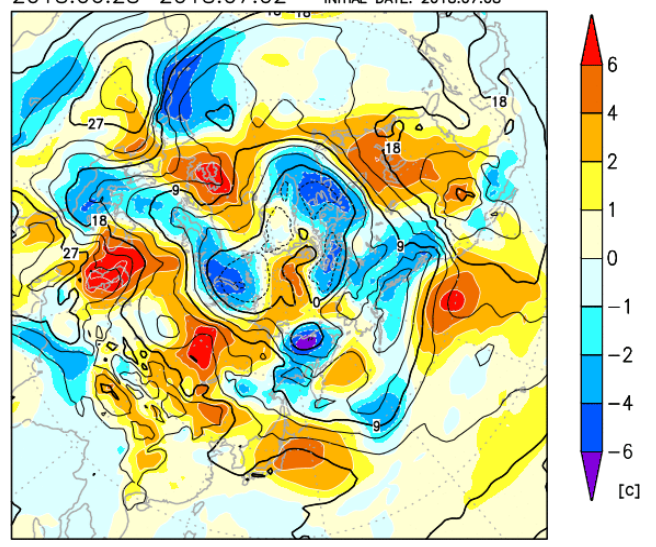
2018年6月28日～7月2日の500hPa高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55再解析値。

実線は系統誤差補正した500hPa高度(m)、陰影は
平年偏差(m)、ベクトルは200hPa面の波の活動度フラ
ックス(m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001による)。

2018.06.28-2018.07.02 JMA One-month Prediction (ESBL)
INITIAL DATE: 2018.06.17



JRA-55 (ANL)
INITIAL DATE: 2018.07.08



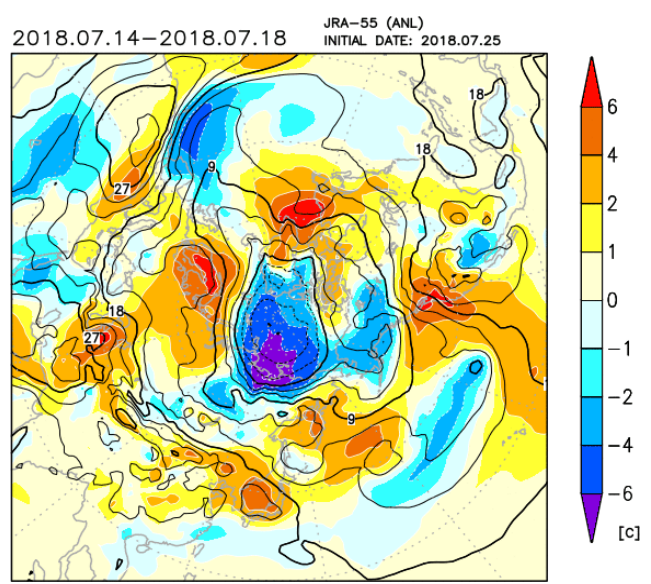
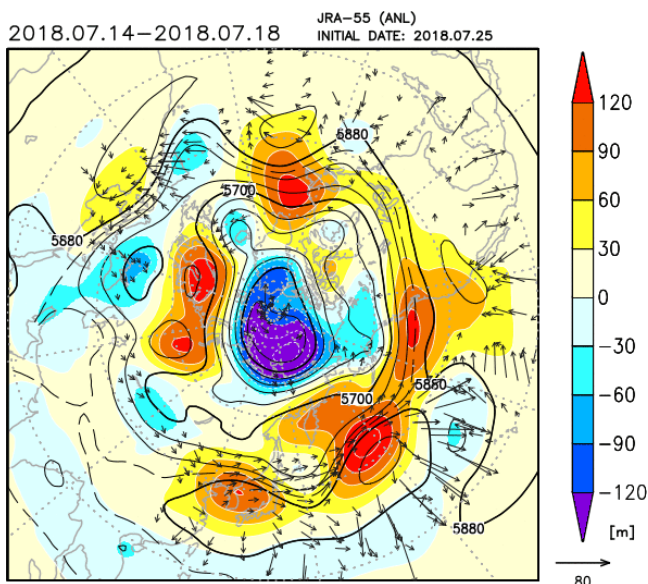
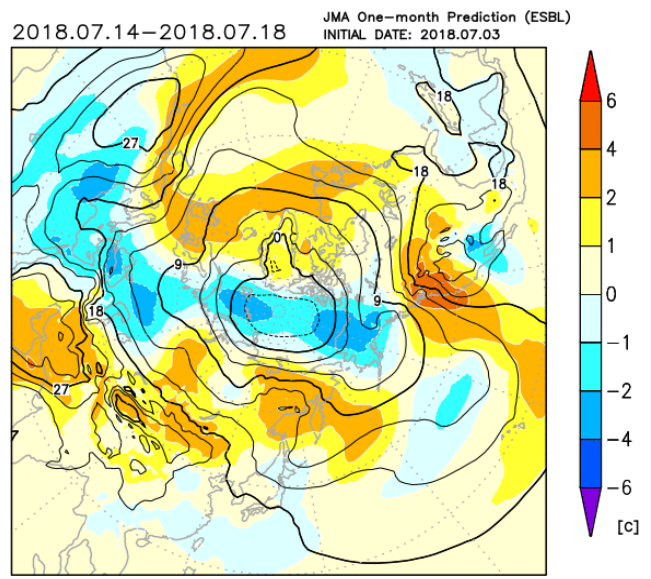
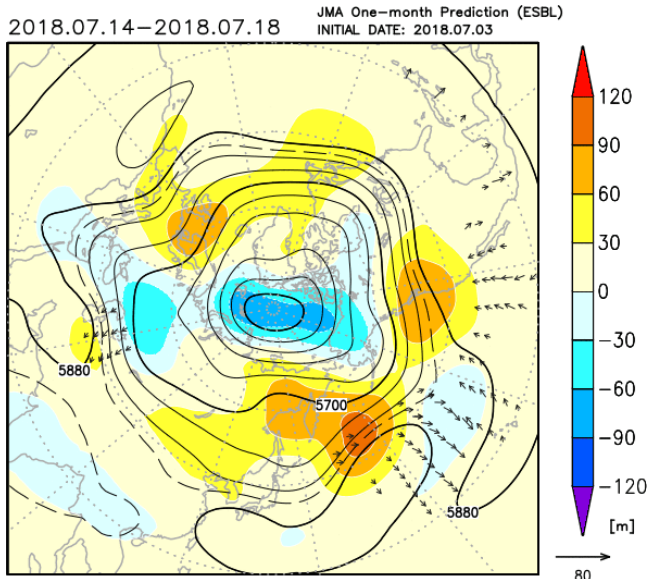
第 3.1-11 図

2018年6月28日～7月2日の850hPa気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55再解析値。

実線は850hPa気温(°C)、陰影は平年偏差(°C)。

心とした明瞭な正偏差については不十分だった。

850hPa 気温では、この傾向をよりはっきり確認できる(第 3.1-13 図)。北極付近の顕著な負偏差やそれを取り囲む環状パターンの正偏差などについては 2 週間前の時点で概ね予測できていたが、日本付近について、日本海～本州付近を中心とする明瞭な正偏差についてはほとんど予測できておらず、北日本付近には逆に負偏差予測となっている所もあった。



第 3.1-12 図
2018 年 7 月 14～18 日の 500hPa 高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。
実線は系統誤差補正した 500hPa 高度 (m)、陰影は
平年偏差 (m)、ベクトルは 200hPa 面の波の活動度フラ
ックス (m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001 による)。

第 3.1-13 図
2018 年 7 月 14～18 日の 850hPa 気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。
実線は 850hPa 気温 ($^{\circ}C$)、陰影は平年偏差 ($^{\circ}C$)。

3.1.3 事例のまとめ

寒冬と暑夏という予測重要性が社会的に大きい顕著事例を 2 つずつ取り上げた。このうち 2018 年 2 月上旬の西日本～沖縄・奄美での顕著な低温と 6 月下旬～7 月上旬の北・東日本での顕著な高温に関しては、概ね 2 週間前の時点で現象の場所を予測できている。すなわち、冬の顕著な低温や夏の顕著な高温などの予測重要性が大きいものも含めて、一定の

時間・空間の広がりを持つ現象であれば、現在の技術水準でも 2 週間前から気温を予測できる可能性は十分にある。

参考文献

- 楠昌司, 2000: 力学的季節予報の背景. 平成12年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-18.
- 中三川浩, 2013: 季節予報作業指針. 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, 157-161.
- Takaya, K and H. Nakamura, 2001: A formulation 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.

3.2 定常ロスビー波とブロッキング高気圧¹

3.2.1 定常ロスビー波

地球上には、極を中心に西から東に一周するような地球規模の風が恒常的に吹いており、これを偏西風という。また、対流圏上部で風が特に強いところをジェット気流という。偏西風は南北に波打ちながら流れており、北や南への蛇行が長期間持続すると、熱波や寒波、干ばつなどの異常気象の原因にもなる。このような偏西風の持続的な蛇行は、定常ロスビー波によりもたらされることが多い(必ずしも定常ではないので「準定常ロスビー波」と記されることが多い)。定常ロスビー波は2週間気温予報にとって重要な予測対象である。本項では、定常ロスビー波の特徴や発生メカニズムについて概説する。定常ロスビー波についての詳細な解説は前田と佐藤(2007)や前田(2013)を参照されたい。

(1) 定常ロスビー波の特徴

ロスビー波とは、惑星渦度が緯度によって変化する(北に向かって大きくなる)状況下で、絶対渦度(相対渦度と惑星渦度の和)を保存するようにして起こる運動である。ロスビー波の位相(尾根や谷)は西に進む性質があり(つまり位相速度は西向き)、波長が長いほど位相速度が大きくなる(波長によって位相速度が異なる分散性の波)。ただし、背景として偏西風が流れている場合、波長がある程度長い(日々の高低気圧に対応する波長の短い尾根や谷より長い)と、ロスビー波による西進と偏西風による東進が釣り合って位相が停滞することがあり、これを定常ロスビー波と呼ぶ。尾根のところでは偏西風の北への蛇行、谷では南への蛇行が持続するため、異常気象の要因となる。なお、夏季アジアモンスーン域の対流圏上層など、背景となる風が東風だと、定常ロスビー波は存在できない。

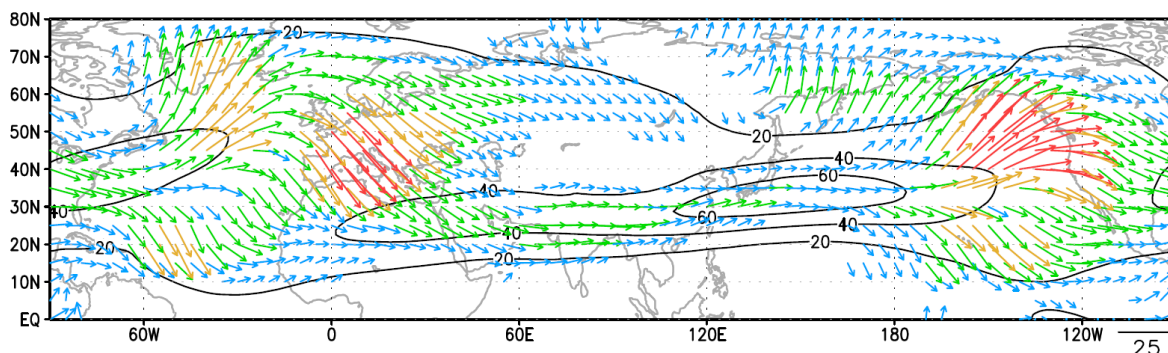
定常ロスビー波の尾根や谷は停滞するが、波のエネルギー(波の塊または波束)は東に伝播する性質がある(つまり群速度は東向き。南北、鉛直成分を持つことはある。西へは伝播できない)。つまり、何らかの理由で生じた変動が、定常ロスビー波を介して遠方に影

響を及ぼすことがある。このため、気候の監視や予測では、定常ロスビー波のエネルギーの伝播(波束伝播)の様子を把握することが重要である。なお、ある地域の変動が遠く離れた地域に影響を及ぼすことをテレコネクションと呼ぶが、定常ロスビー波はこれをもたらす原因の一つである(第3.2.2項)。

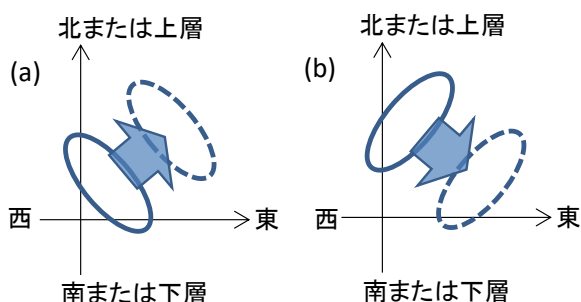
第3.2-1図は、Takaya and Nakamura(2001)で定義される波の活動度フラックス(高谷, 2009)の1981~2010年の30年平均の分布である。波の活動度フラックスは、定常ロスビー波の波束伝播の様子を把握するのに有用な物理量で、矢印の向きは群速度の向きに一致し、矢印が長いところで波束伝播が明瞭となる。これをみると、ジェット気流の軸に沿って波束の伝播経路が現れていることがわかる。これは、定常ロスビー波は偏西風の強いところに向かって屈折しやすく、ジェット気流が「導波管」となってエネルギーを遠方まで伝播しやすい性質があるためである。これにより、ジェット気流に沿って尾根や谷が連なる正負の偏差パターンがしばしば形成される。ユーラシア大陸上では寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流に沿った二つの導波管がいずれも日本付近に影響を及ぼす。偏西風の強さは経度帯によって異なるため、ジェット気流が弱まるところ(ジェット気流の出口という。逆に強まるところは入口という)では、下流への波束伝播が滞り、波が増幅してブロッキング高気圧が形成されることもある(第3.2.3項)。なお、波束の伝播方向は擾乱の形状からも推定できる。第3.2-2図(a)のように擾乱が北西-南東方向に傾いている場合は北東方向に伝播する。また、上にいくほど西に傾く場合は上方かつ東向きに伝播する。同図(b)の場合は南東方向あるいは下方東向きに伝播する。

例として、第3.2-3図に、定常ロスビー波の偏差パターンが明瞭に現れた2017年12月の分布を示す。対流圏上層(同図(a))では、高気圧性、低気圧性の循環偏差が亜熱帯ジェット気流に沿って波列状に並んでいることがわかる。また、500hPa高度(同図(b))でも、寒帯前線ジェット気流沿いに波列状の偏差パターンがみられる。同図(c)は寒帯前線ジェット気流(45~60°N)に沿った高度及び気温偏差の東西-鉛直断面

¹ 大野 浩史



第 3.2-1 図 1 月上旬の 1981~2010 年平均 250hPa 波の活動度フラックス(単位: m^2/s^2)
等値線は東西風の平年値(単位: m/s)。



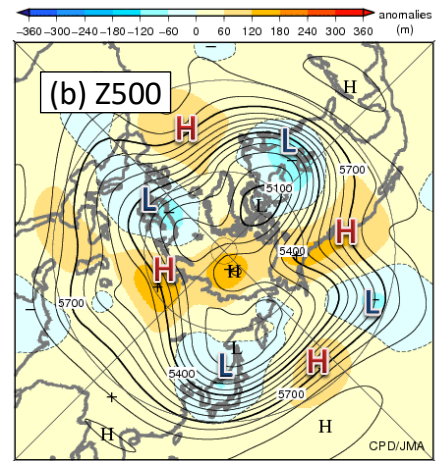
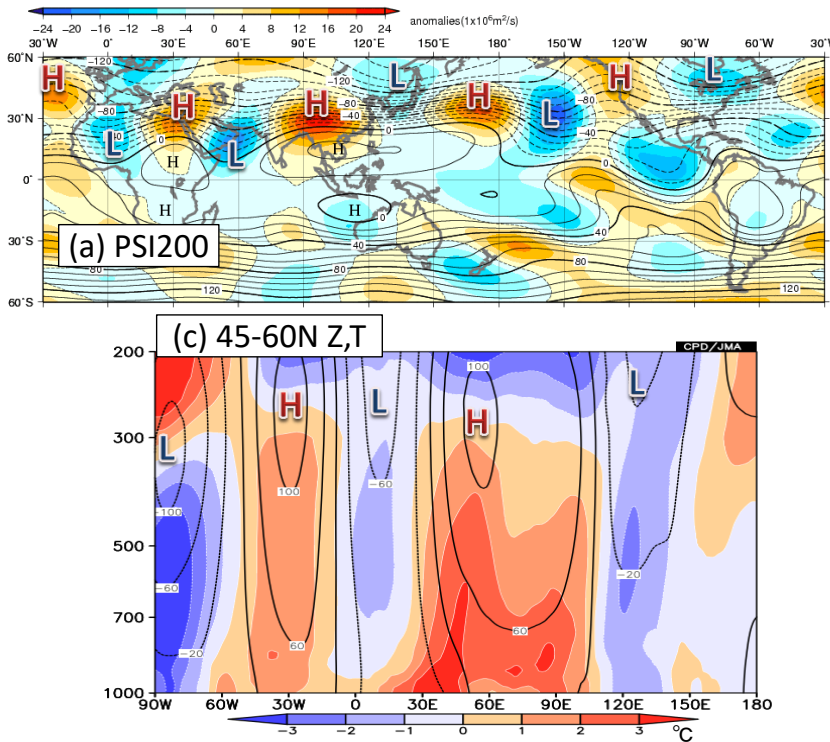
第 3.2-2 図 定常ロスビー波の把捉伝播の向き(太矢印)
擾乱が(a)北西-南東方向に傾いている場合または上層ほど西に傾いている場合、(b)南西-北東方向に傾いている場合または上層ほど東に傾いている場合。

で、波列パターンの鉛直構造は、上層から下層まで同位相となる順圧的な偏差が明瞭で、これが中高緯度帯における定常ロスビー波の特徴である。高(低)気圧性偏差のところでは対流圏全体が高(低)温偏差となっており、偏西風が北(南)に蛇行して、気圧の尾根(谷)となっているところでは、暖かい(冷たい)空気に覆われやすいこと表している。

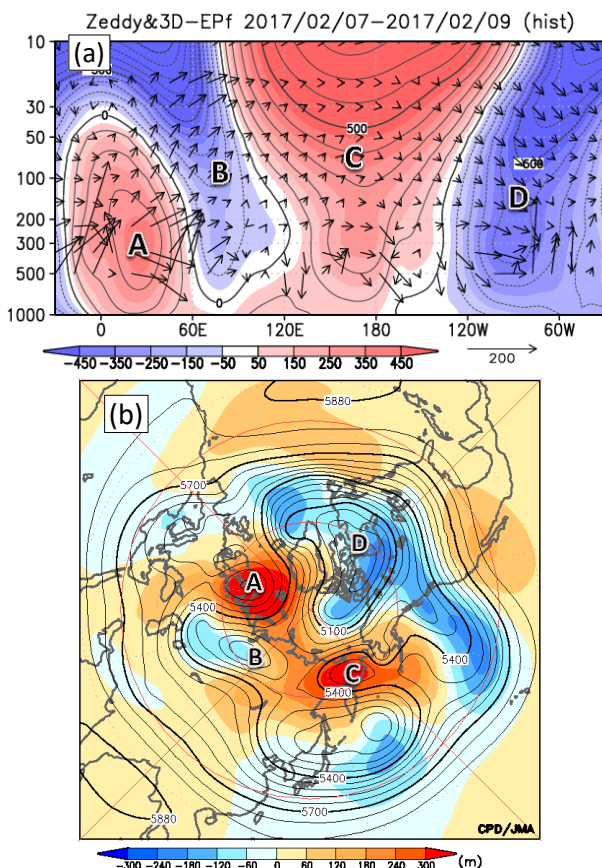
また、定常ロスビー波は水平だけでなく、鉛直にも伝播することがある。成層圏では、夏は東風が吹くため定常ロスビー波は伝播できないが、冬は極夜ジェット気流と呼ばれる強い西風が吹き、東西波長の非常に大きい波(プラネタリー波と呼ばれる)は対流圏から成層圏に上方伝播する。そして、成層圏に伝播した波が今度は下方伝播することで、対流圏に影響が及ぶことがある(Nishii and Nakamura, 2005; Kodera et al., 2008 など)。第 3.2-4 図(a)は、2017 年 2 月上旬後半の 60~70°N で平均した高度(東西帯状平均から

の偏差)と波の活動度フラックス²の東西-鉛直断面である。これに先立つ 1 月末頃に成層圏突然昇温が発生し、成層圏では東風となったが、2 月に入ると弱いながらも西風に戻った。東半球では、ヨーロッパ付近のリッジ(図中 A; 同図(b)の 500hPa 高度も参照)、シベリア上空のトラフ(図中 B)、日付変更線付近のリッジ(図中 C)が上層ほど西に傾く構造を示しており、第 3.2-2 図(a)のように定常ロスビー波が対流圏から成層圏に上方伝播していることがわかる(波の活動度フラックスも上向き)。一方、西半球側では、日付変更線付近のリッジ(図中 C)と北米のトラフ(図中 D)が東に傾くように分布している。つまり、東半球側で上方伝播した定常ロスビー波が、西半球側で対流圏に下方伝播し(波の活動度フラックスは下向き)、北米のトラフの深まりに寄与したと考えられる。この北米のトラフの発達によりカナダでは広い範囲で低温となった。Kodera et al. (2008)も成層圏突然昇温後に対流圏から上方伝播した波が下部成層圏で反射し、対流圏に下方伝播した事例を紹介しており、この事例と特徴が似ている。水平分布だけでは波束伝播の様子を十分に把握できない場合もあり、鉛直方向に伝播しうることも念頭においておくとよい。

² 第 3.2-4 図(a)では Plumb(1985)の波の活動度フラックスを表示。当庁の気候系監視でもつばら用いる Takaya and Nakamura(2001)は、擾乱を平年偏差で定義し、東西非一様な基本場での定常ロスビー波の伝播に適している一方、Plumb(1985)は、擾乱を東西帯状平均からの偏差で定義し、プラネタリー波の伝播に適している(高谷, 2009)。



第 3.2-3 図 2017 年 12 月の (a) 200hPa 流線関数 (単位: $10^6 m^2/s$)、(b) 500hPa 高度 (単位: m)、(c) 45~60°N で平均した高度 (等値線; 単位: m) と気温 (陰影) の 平年偏差の東西-鉛直断面 (a) (b) の陰影は平年偏差。



第 3.2-4 図 2017 年 2 月 7~9 日平均の (a) 60~70°N で平均した高度の東西-鉛直断面、(b) 500hPa 高度 単位は m。(a) は東西平均からの偏差、矢印は Plumb (1985) の波の活動度フラックス。(b) の陰影は平年偏差。図中の A~D はリッジ、トラフの位置を示す (本文参照)。

(2) 定常ロスビー波の発生のメカニズム

定常ロスビー波は、大気内部で自然に発生する場合と熱帯の積雲対流活動など外部からの影響を受けて発生する場合がある。ただし、実際には発生のメカニズムがいつも明瞭にわかるわけではない。

ア 大気内部の自然変動

偏西風は空間的に一様に吹いているわけではなく、例えばジェット気流の軸の南北や入口、出口付近で風速が大きく変化する。このような空間的に不均一な流れ (水平シア) は力学的に不安定であるため、それを解消するように背景となる基本場の風の運動エネルギーが擾乱 (基本場からのずれ) の運動エネルギーに変換され、ロスビー波が増幅することがある (擾乱が発達する条件については前田 (2013) を参照)。また、水平方向の温度差 (温度傾度) に伴う有効位置エネルギーが擾乱を増幅、維持することもある。このような傾圧的なエネルギー変換が行われるためには、擾乱は順圧的というよりは鉛直にやや傾いた構造である必要がある。例えば、極に向かって温度が低くなる場合、上層にかけて西に傾いた構造のときに効率的に擾乱へのエネルギー変換が起こりやすい。

そのほか、太平洋や大西洋の偏西風帯では、移動性擾乱の活動が活発なストームトラックと呼ばれる領域があり、偏西風の変動に伴って、ストームトラックでの移動性擾乱の活動も変化する。そして、変動を受けたストームトラックが、定常ロスビー波などのより大きなスケールの変動を維持するように働くことがある(移動性擾乱のフィードバックあるいは集団効果)。これはブロッキング高気圧の維持にも重要なプロセスで、第 3.2.3 項で述べる。また、例えば大西洋やヨーロッパのブロッキング高気圧が減衰する際に、蓄積されていた波のエネルギーを下流に放出し、定常ロスビー波を形成、日本付近に影響を及ぼすこともある。

上述したような擾乱の増幅メカニズムは、偏西風やストームトラックの位置など基本場の構造に大きく関係する。第 3.2.2 項で述べるテレコネクションパターンのように、特定の場所に現れやすい変動がいくつか知られているが、その場所が基本場から効率的にエネルギーの供給を受けやすいことも関係している。

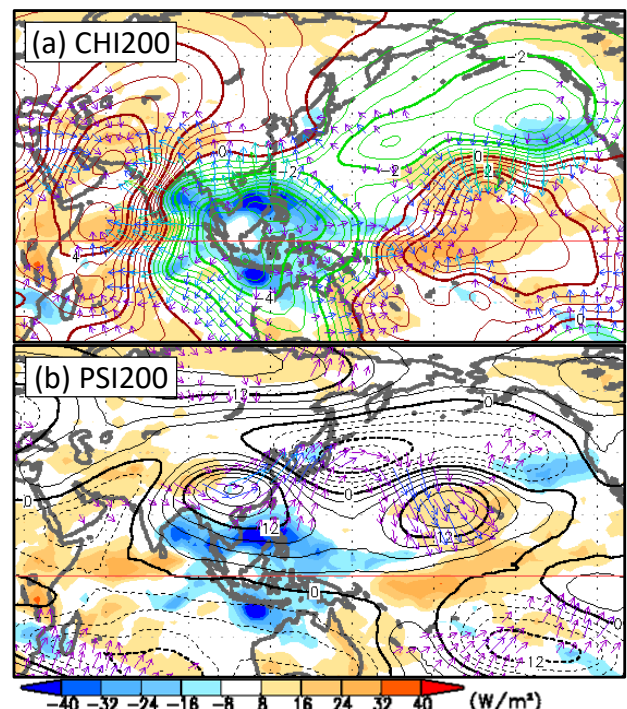
イ 熱帯の積雲対流活動

熱帯の積雲対流活動が活発な領域では、大気下層で風が吹き込み、集まった風は上昇気流となって、対流圏界面付近で外側に吹き出す流れ(発散風)となる。そのうち極方向に吹き出した風がジェット気流を横切るときに、ジェット気流を極側に持ち上げ(北への蛇行)、それが定常ロスビー波となって下流に伝播することがある。ジェット気流の軸付近は、赤道側で相対渦度が負(高気圧性)、極側で正(低気圧性)となるため、南北の渦度勾配が大きい。このような基本場の中で極向きに風が吹くと、赤道側の高気圧性の空気が極側に輸送されるため、ジェット気流上に高気圧性の循環偏差が形成されるわけである。一方、対流活動が不活発で、発散風が弱いときは、逆に低気圧性の循環偏差がジェット気流上に形成される。第 3.2-5 図は、2005 年 12 月の外向き長波放射(OLR; 対流活動の指標で値が小さいほど活発)と対流圏上層の循環場である。フィリピン周辺で対流活動が活発な様子が明瞭で、そこから上層発散風が吹き出していることがわかる(同図(a))。この発散風が亜熱帯ジェット気流を横切ることで、華南の高気圧性循環偏差の形成に

寄与した(同図(b))。そこからの波束伝播により、日本付近では偏西風が南に蛇行したため、寒波や豪雪の一因となった(平成 18 年豪雪; 前田ほか, 2007)。

また、熱帯の対流活動によって定常ロスビー波が直接励起されることもある。赤道付近に熱源(積雲対流活動に伴う凝結熱に対応)を置くと、松野-ギルパターンと呼ばれる循環偏差が励起されることが知られている(Matsuno, 1966; Gill, 1980; 第 3.4 節)。このパターンでは、熱源の西側は、上層は赤道を挟んで対の高気圧性循環、下層は低気圧性循環と傾圧的な構造となる(赤道ロスビー波)。ただし、このようなパターンが励起されるのは基本場が静止している場合で、偏西風帯など上層ほど西風が強い鉛直のシアがあるところでは、傾圧的な構造が順圧的な構造に変換され、中高緯度に特有の順圧的な定常ロスビー波として伝播することがある(Jin and Hoskins, 1995 など)。

いずれにしても、熱帯の対流活動によって励起、維持された定常ロスビー波は、2週間気温予報では主たる予測対象の一つである。特に季節内振動(MJO; 第 3.4 節)に伴う対流活動の影響は重要である。



第 3.2-5 図 2005 年 12 月の(a)200hPa 速度ポテンシャルの年間偏差(等値線; $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ごと)と発散風の年間偏差(矢印)、(b)200hPa 流線関数の年間偏差(等値線; $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ごと)と波の活動度フラックス(矢印) 陰影は(a)(b)とも OLR 年間偏差。

3.2.2 テレコネクション

ある地域と遠く離れた地域の天候が同期して変動することがあり、これをテレコネクション(遠隔結合を意味)と呼ぶ。Wallace and Gutzler(1981)や Barnston and Livezey(1987)等によって、同じような場所で現れやすい「テレコネクションパターン」がいくつか見出されている。中長期の時間スケールの予報では重要な予測対象である。本項では、定常ロスビー波の特徴を示すテレコネクションパターンのうち、日本の天候に影響を及ぼすものを紹介する。北極振動など偏西風の帯状の変動に関するものは第3.3節で述べる。

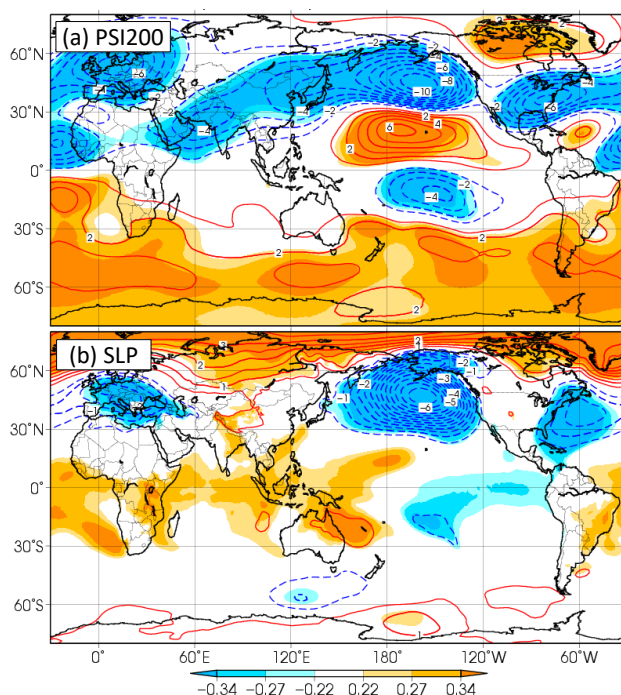
(1) ユーラシア (EU) パターン

EUパターンは冬の日本の天候に影響を与えるテレコネクションパターンの一つである。第3.2-6図(a)は正位相のときのEUパターンの500hPa高度の典型的な偏差分布である(負位相のときは符号が逆になる)。寒帯前線ジェット気流に沿った波列状のパターンが明瞭で、ヨーロッパと東アジアで負偏差、西シベリアでは正偏差となっており、日本付近は偏西風が南に蛇行して、寒気が流れ込み(同図(c))、低温や大雪の要因となる。EUパターン指数と日本の気温の相関係数は、例えば1月では西日本で0.6以上、北・東日本でも0.5以上ある(統計期間: 1958~2015年)。

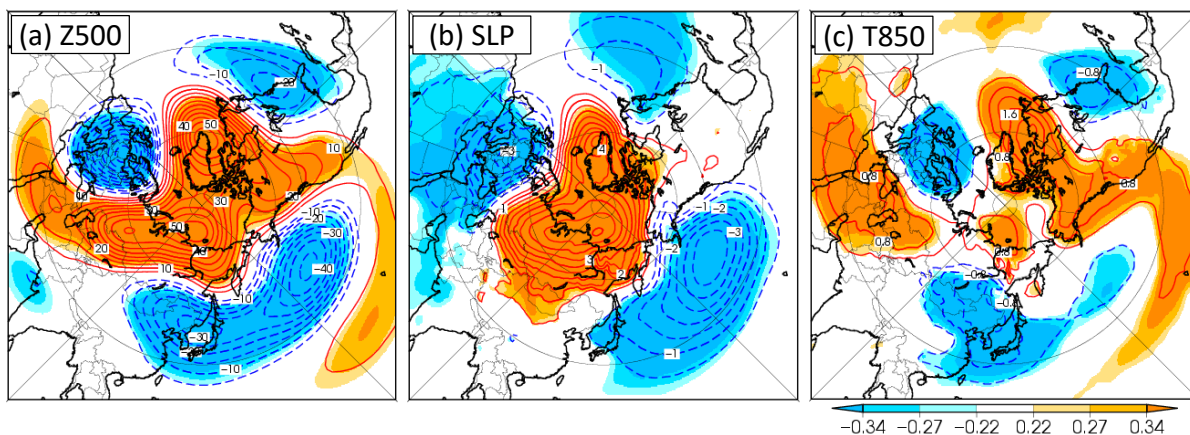
Takaya and Nakamura(2005)は、シベリア高気圧の増幅にシベリア上空のブロッキング高気圧が寄与していることを示し、寒帯前線ジェット気流に沿った大西洋からの波束伝播をブロッキング高気圧の発達の一

因の一つとして挙げた(第3.5節)。EUパターンは西シベリアにリッジをもつような位相を持ち、地上気圧は西・中央シベリアで正偏差傾向がみられており(第3.2-6図(b))、正のEUパターンはTakaya and Nakamura(2005)で示されたシベリア高気圧の増幅メカニズムに対応している。

EUパターンはWallace and Gutzler(1981)によって初めて識別された。一方、Barnston and Livezey(1987)も寒帯前線ジェット気流に沿った類似のテレコネクションパターンが示されており、これは「スカンジナビアパターン」と呼ばれることもある。



第3.2-7図 第3.2-6図と同じ、ただしPNAパターン指数に回帰した(a)200hPa流線関数、(b)SLP



第3.2-6図 EUパターン指数に回帰した(a)500hPa高度、(b)SLP、(c)850hPa気温

12~2月の3か月平均について。統計期間は1959~2013年。陰影は相関係数で、0.22、0.27、0.34はそれぞれ有意水準10、5、1%で有意なことに相当。

(2) 太平洋-北米パターン (PNA) パターン

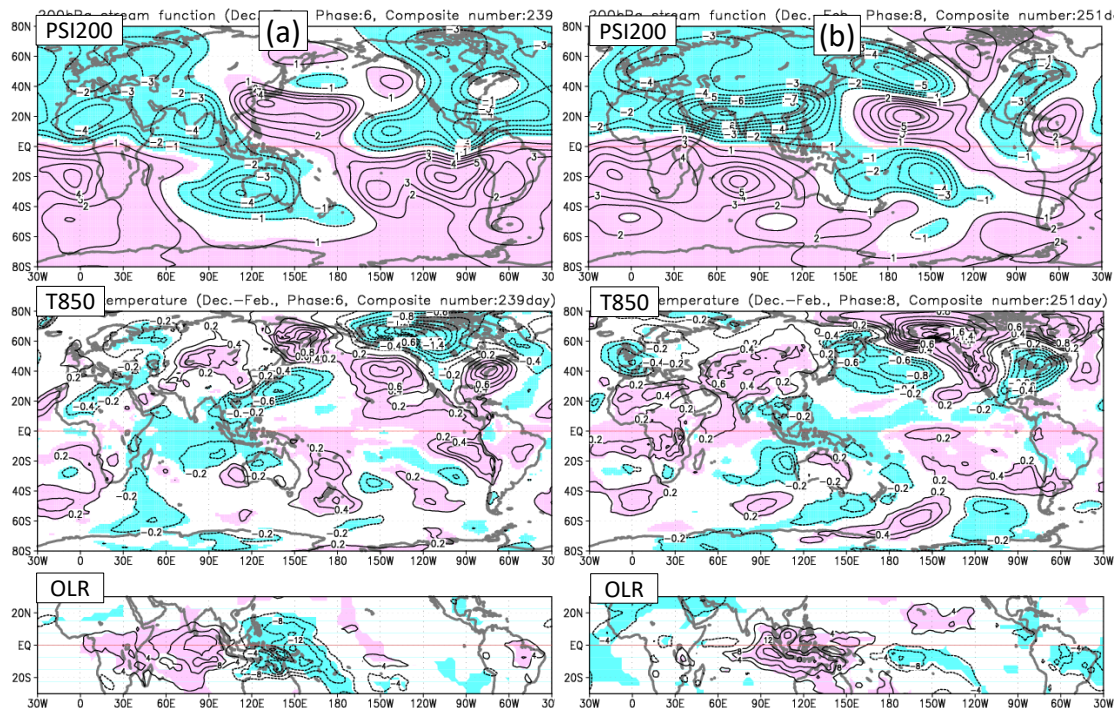
PNA パターンも冬季に卓越するテレコネクションパターンである(第 3.2-7 図)。PNA パターンは太平洋から北米にかけての波列状のパターンで特徴づけられ(同図(a))、太平洋亜熱帯域の中部、アラスカの南、カナダ中部、米国南東部に中心を持つ。また、地上ではアラスカの南でのアリューシャン低気圧の変動にも関係し(同図(b))、北米の天候に大きく影響する。日本の天候への影響の観点では、正位相のときは日本の東海上でも低気圧偏差となっており、日本付近で季節風が強まる可能性がある一方、負位相(第 3.2-7 図の符号を反転)のときは日本の東海上で高度が高く、日本付近への寒気の流れ込みは弱い。

PNA パターンは、エルニーニョ・南方振動(ENSO)に伴う熱帯域の変動に対する応答として、季節時間スケールで卓越することがよく知られているが(Horel and Wallace, 1981)、MJO に対応して季節内時間スケールの変動も明瞭である。特に、インド洋東部からインドネシア付近で対流活動が不活発(活発)なときに、正(負)の PNA パターンが現れやすい傾向がある(Mori and Watanabe, 2008)。第 3.2-8 図(b)は、インド洋東部からインドネシア付近に MJO に伴う対流不活発位相が位置するときの合成図で、対流圏上層(200hPa

流線関数)では正の PNA に対応する太平洋から北米にかけての波列状の偏差が現れている(第 3.2-7 図(a)と比較)。地上ではアリューシャン低気圧の強まり(図略)に対応して、北日本付近に低温偏差域がみられる。このように MJO と PNA の間の位相が固定されるのは、MJO に伴う対流活動によって、ユーラシア大陸上で励起された定常ロスビー波が太平洋や北米まで伝播するためである。また、太平洋上の亜熱帯ジェット気流の出口付近では、水平シアーの大きい基本場から受け取るエネルギーにより(第 3.2.1 項(2))、PNA パターンが成長しやすい(Mori and Watanabe, 2008)。

第 3.4 節では MJO と日本の冬の天候の関係について解説している。PNA を加えた三者の位相関係を簡単に整理しておく。

- MJO の対流活発位相がインド洋: 西日本を中心に全国的に高温傾向
- MJO の対流活発位相がインド洋東部~インドネシア: 負の PNA が卓越
- MJO の対流不活発位相がインド洋(対流活発位相はインドネシア~太平洋西部): 西日本を中心に全国的に低温傾向(第 3.2-8 図(a))
- MJO の対流不活発位相がインド洋東部~インドネシア: 正の PNA が卓越(第 3.2-8 図(b))



第 3.2-8 図 MJO の対流不活発の位相が(a)インド洋、(b)インド洋東部からインドネシア付近に位置するときの合成図(冬(12~2月)の(上)200hPa 流線関数、(中)850hPa 気温、(下)OLR の年平均偏差について)。

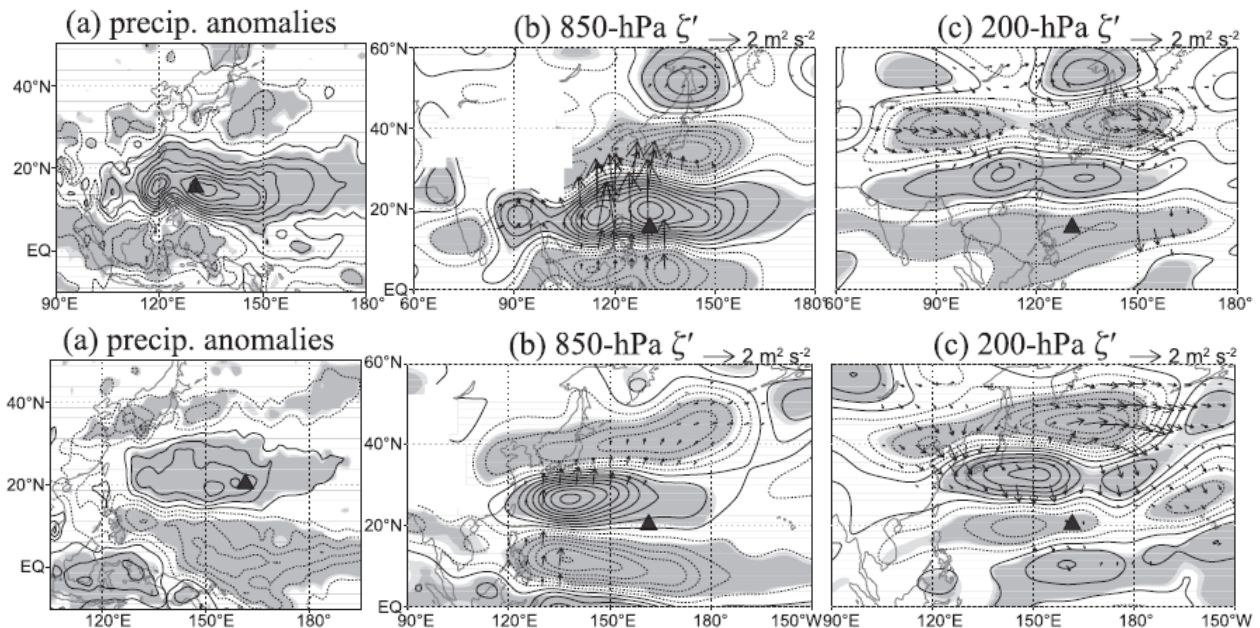
(3) PJ (太平洋-日本) パターン

PJ パターンは夏の日本の天候に重要なテレコネクションパターンである。Nitta (1986, 1987) によって発見された。典型的な空間パターンを第 3.2-9 図(上段)に示す(Kosaka and Nakamura, 2010; (b)と(c)は下層と上層の渦度を示し、負(点線)は高気圧性循環偏差に対応)。フィリピンの東海上で対流活動が活発(同図(a))なとき、対流圏下層(同図(b))を中心に、フィリピン付近で低気圧性、本州付近では高気圧性の南北双極子的な循環偏差をもつテレコネクションパターンが形成されやすい(図にあるように、さらに北のオホーツク海付近にも変動が現れることがある(第 3.5.2 項))。本州付近の高気圧性循環偏差は、太平洋高気圧の勢力の強まりに対応しており、本州付近は晴れて高温となりやすい。逆にフィリピンの東で対流不活発のときは、本州付近への太平洋高気圧の張り出しは弱まり、不順な天候になりやすい(負あるいは逆位相の PJ パターンと呼ぶことがある)。同図下段には、上段より北側であるフィリピン北東海上で対流が活発のときの分布を示している。このときは、PJ パターンも上段に比べて北に分布していることがわかる。

PJ パターンの鉛直構造をみると、対流圏下層だけでなく、対流圏上層にも波列状のパターンが現れ、上

層の方が北に傾く傾圧的な構造となっていることがわかる(第 3.2-9 図上下段(c))。これには、大陸で高温、海洋で低温と、東西に温度勾配がある夏の北西太平洋モンスーン域の特徴が関係している。風系は東西の温度傾度にも対応して、下層で南西風(太平洋高気圧の西縁に対応)、上層で北東風(チベット高気圧の東縁に対応)となるため、対流活動によって励起されたロスビー波束は、下層を中心に北向きに伝播し、東風となる上層では波束は伝播できない(第 3.2-9 図の波の活動度フラックス(矢印)参照)。また、北に傾く構造は、東西の傾圧性に起因する有効位置エネルギーが効率的に擾乱のエネルギーに変換されることを示している(Kosaka and Nakamura, 2006; 2010; 第 3.2.1 項(2))。中緯度帯の傾圧不安定波は上にいくほど西に傾いており、南北に温度勾配のある基本場からエネルギー供給を受けて発達する。一方、アジアモンスーン域のように東西に温度勾配がある場合、擾乱も 90 度ずれて北に傾く構造となるわけである。

PJ パターンの形成に重要なのはフィリピン付近の対流活動である。特に、この領域の対流活動の季節内変動に大きな影響を及ぼす夏季北半球季節内振動(BSISO; 第 3.4 節)は重要な監視対象である。



第 3.2-9 図 典型的な PJ パターンの (a)降水量、(b)850hPa 渦度、(c)200hPa 渦度の分布

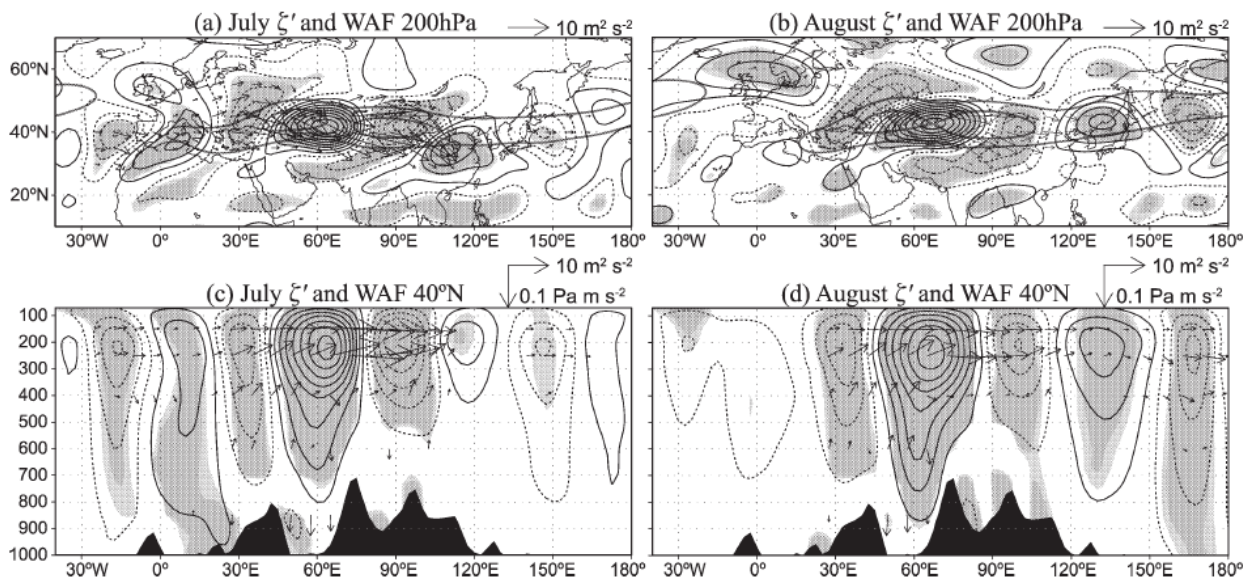
夏の下層循環場に対して主成分分析を行い、(上段)第 1、(下段)第 2 モードに各要素を回帰。矢印は波の活動度フラックス、▲は各モードの対流活動の中心、陰影は有意水準 10%以下で有意な領域。Kosaka and Nakamura (2010) の Figs. 14, 15 を転載。©American Meteorological Society. Used with permission.

(4) シルクロードパターン

シルクロードパターン (Enomoto et al., 2003; Enomoto, 2004; 榎本, 2005; 小坂, 2011) は、PJ パターンとともに夏の日本の天候に影響を及ぼすテレコネクションパターンで、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流に沿った定常ロスビー波列として現れる。気候値の分布でも、シルクロードパターンとして、定常ロスビー波に対応するジェット気流の蛇行がみられるが、その強さや位置が年々あるいは季節内の時間スケールで変動する。第 3.2-10 図 (a) (b) は、7 月と 8 月のシルクロードパターンの典型的な分布である (Kosaka et al., 2009)。およそ 40°N を流れる亜熱帯ジェット気流に沿ってユーラシア大陸から本州付近にかけて波列パターンが明瞭である。ただし 8 月の方が東西の波長がやや大きい。ジェット気流は日本付近で弱まるため、下流への波束伝播が滞り、蛇行が大きく増幅することもある。夏季は、ユーラシア大陸の対流圏上層に分布するチベット高気圧の北縁が亜熱帯ジェット気流に対応する。このため、本州付近でジェット気流が北に蛇行する位相となる場合、チベット高気圧が日本付近に張り出すことに対応する。

鉛直方向には順圧的な構造となり (同図 (c) (d))、日本付近でジェット気流が北に蛇行すると、対流圏の中・下層の太平洋高気圧も日本付近へ張り出す形となる (小笠原高気圧とも呼ぶ)。このような背の高い高気圧に覆われるため、日本付近は大気の状態が安定して晴れやすくなる。それに加えて、上層から下層まで暖かい空気に覆われるため、気温の高い状態となる。特に、PJ パターンとシルクロードパターンが同時に現れると、顕著な高温となりやすい (2010 年 8 月 (田中, 2011)、2018 年 7 月など)。

なお、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流に沿った定常ロスビー波については、シルクロードパターンとは異なる位相を持つ場合もある。このため、総称的にシルクロード・テレコネクション (木本, 2017) と呼ばれることもある。また、亜熱帯ジェット気流に沿って緯度円上を一周するように波列パターンが卓越することがあり、これは Circumglobal (地球を周回するという意味) テレコネクション (CGT; Branstator, 2002; Ding and Wang, 2005; 2007) と呼ばれる。



第 3.2-10 図 (a) (c) 7 月と (b) (d) 8 月の典型的なシルクロードパターンの (a) (b) 200hPa 渦度、(c) (d) 40°N 沿いの渦度の東西-鉛直断面

200hPa 南北風の主成分第 1 モードに各要素を回帰。矢印は波の活動度フラックス、陰影は有意水準 10% 以下で有意な領域。Kosaka et al. (2009) の Fig. 2 から引用。

3.2.3 ブロッキング高気圧

中高緯度帯を流れる偏西風が北に大きく蛇行し、空間スケールの大きい高気圧が発達して、1週間以上停滞することがある。これをブロッキング高気圧と呼ぶ。偏西風に沿って伝播する移動性の高低気圧が、ブロッキング高気圧によって東進が阻害(ブロック)されるため、このように呼ばれている(Rex, 1950 など)。熱波や寒波、干ばつなどの異常気象の原因となることも多く、2週間気温予報では重要な予測対象となる。本項では、ブロッキング高気圧の特徴や発生、維持のメカニズム、予測精度について解説する。

(1) ブロッキング高気圧の特徴

はじめに、実際の事例から、ブロッキング高気圧の発達から衰退までの様子を概観する。第 3.2-11 図は、2017年2月上旬に太平洋東部で発生したブロッキング高気圧の事例で、ブロッキング高気圧は発達後、東シベリアに西進し、西日本を中心に寒波や大雪をもたらした。500hPa 高度の分布(同図上段)をみると、1月29日の時点では日付変更線付近に弱いリッジがみられるが、ブロッキング高気圧はまだ明瞭ではない。その東には寒冷低気圧があり、この付近では偏西風が分流傾向になっている。31日頃から日付変更線の東でリッジが増幅し始め、2月2日にはアラスカ付近で5640mの等値線が閉じ、3日にかけて最も発達した。等値線間隔の狭い領域から推定される偏西風はアラスカ付近で北に大きく蛇行するとともに、30~40°N帯にも偏西風の軸がみられ、分流が明瞭である。その間の領域は偏西風が弱く、高気圧の南側では東風となっている。ブロッキング高気圧の中心付近では平年偏差が400mを超え、振幅の大きなリッジであることがわかる。上流側の日本の東ではトラフも深まっている。

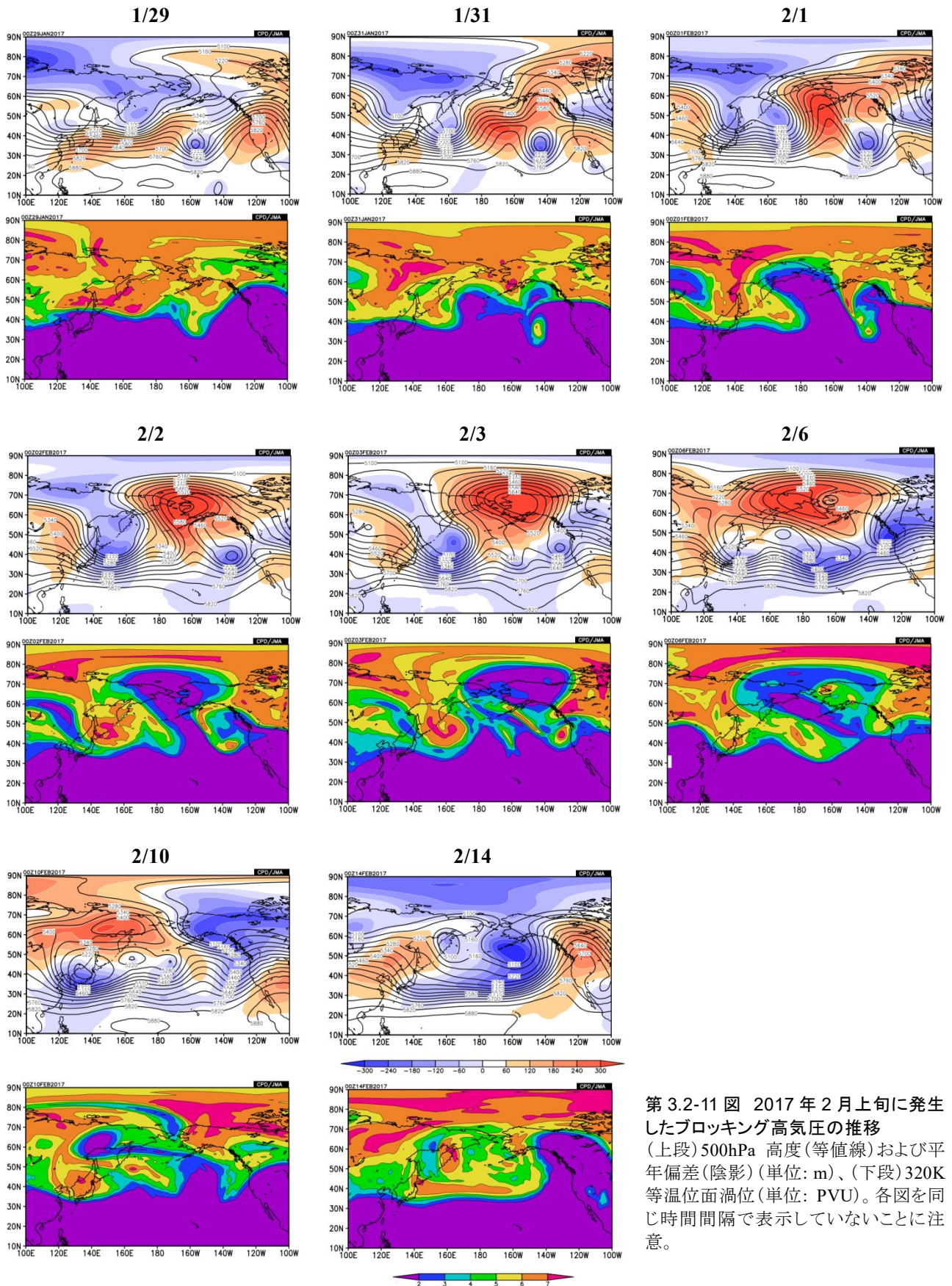
同図下段には、320K 等温位面(高緯度帯では対流圏界面付近(およそ 300hPa)、低緯度では対流圏中層に対応)における渦位(ポテンシャル渦度)の分布を示す。断熱的な条件下では、空気塊は等温位面上において渦位を保存しながら移動するため、渦位を空気塊の追跡のためのトレーサとすることができる。高/低渦位は低気圧性/高気圧性の渦に対応するため、低渦位の空気塊からブロッキング高気圧をモニターで

きる(二階堂, 1986)。1月29日の分布からもわかるように、通常、亜熱帯側で低渦位、高緯度側で高渦位の空気塊が明瞭に分かれている。31日頃から日付変更線の東で、亜熱帯側の低渦位の空気塊が次第に高緯度側に舌状に陥入すると同時に、その上流側では高緯度側の高渦位が南に伸びていく。2月1日の時点で160°E~180°では60°N帯より45°N帯の方が渦位の値が大きく、南北勾配が逆転(ロスビー波が砕波)している。3日には低渦位の塊が亜熱帯域から切離された。このように、ブロッキング高気圧は低緯度側を起源とする低渦位の空気塊で構成され、渦位の南北勾配の逆転で特徴づけられることがわかる。

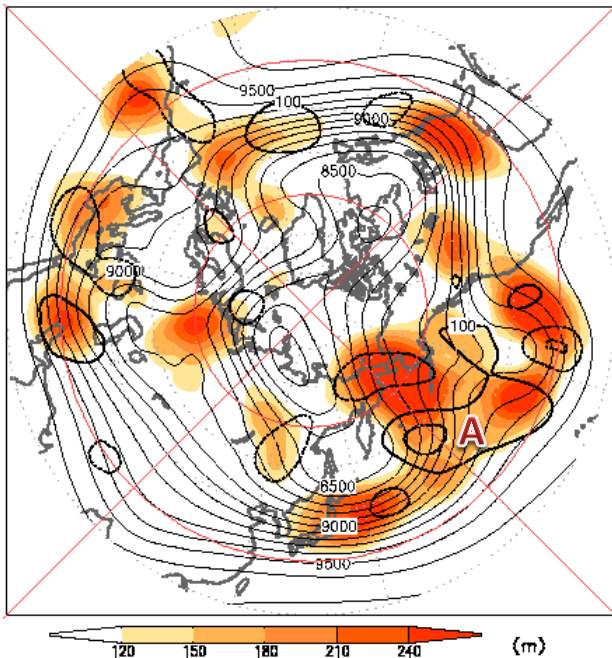
このブロッキング高気圧は最盛期まではほぼ停滞していたが、その後、徐々に弱まりつつ西進を始め、10日頃に東シベリアに達した。これにより、ブロッキング高気圧の上流側に位置していた高渦位の空気塊が高緯度側からちぎれるような形となり、日本付近に南下、強い寒気をもたらされた。14日になると、ブロッキング高気圧の低渦位の空気塊や上流側の高渦位の空気塊も不明瞭になっている。

第 3.2-12 図には、1月31日頃の移動性擾乱の活動が活発な領域を陰影で示している。ブロッキング高気圧の上流側では、ブロッキング高気圧の発達前から擾乱の活動が活発になっており、同図では日本付近から日付変更線付近にかけて、偏西風の軸に沿う形で活発となっている。一方、そこから東では偏西風の分流のため、ブロッキング高気圧の北と南をまわるように活発な領域が現れており、名前の由来どおり、移動性高低気圧の移動を阻害していることがわかる。太い等値線は31日時点の個々の移動性擾乱の位置を示しており、日付変更線付近に分布する高気圧(図中A)は、分流によって北西-南東に引き伸ばされている。この高気圧は、その後ブロッキング高気圧の北縁をまわるように移動した(図略)。

ブロッキング高気圧の鉛直構造は、定常ロスビー波(第 3.2.1 項)と同様に順圧的で、背が高く暖かい高気圧として現れるため、ブロッキング高気圧直下では異常高温や少雨となることがある。また、ブロッキング高気圧の南にブロッキング低気圧を伴うこともあり、これを「双極子型」といい、偏西風が南北に分流して流れ



第 3.2-11 図 2017 年 2 月上旬に発生したブロッキング高気圧の推移
 (上段)500hPa 高度(等値線)および
 年偏差(陰影)(単位: m)、(下段)320K
 等温位面渦位(単位: PVU)。各図を同
 じ時間間隔で表示していないことに注
 意。



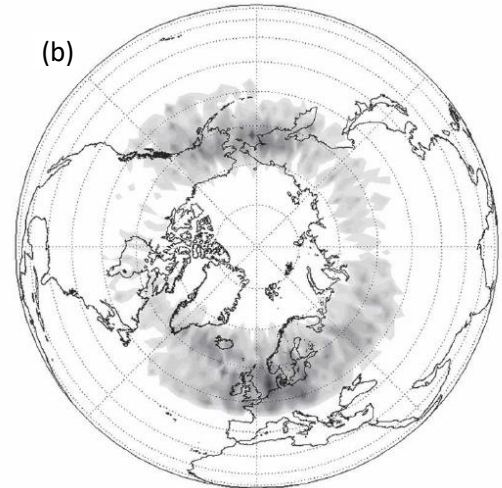
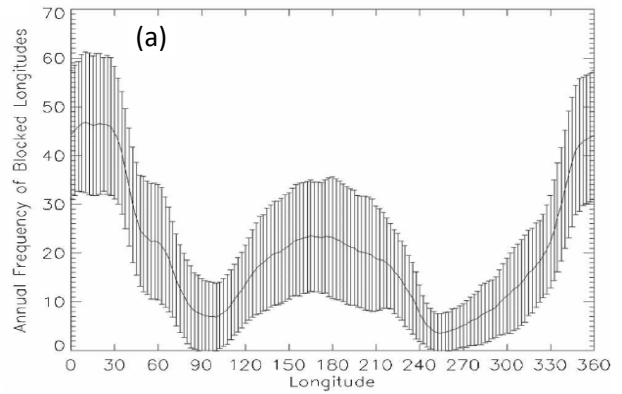
第 3.2-12 図 2017 年 1 月 31 日頃の移動性擾乱の活動度(陰影)と個別の擾乱の位置(太線)

陰影は 1 月 29 日～2 月 2 日の日別 300hPa 高度(Z300)の標準偏差で、移動性擾乱の活動度を示す。太線は 1 月 31 日の Z300 の 5 日平均からの偏差(点線は負)を表し、個々の擾乱の位置を示す。A は本文中で言及している移動性高気圧。細実線は 5 日平均 Z300。単位はいずれも m。

る(第 3.2-11 図で 2 月 10 日はこれに近い)。一方、低気圧を伴わず、偏西風の北への蛇行で特徴付けられるものは「Ω型」と呼ばれる(2 日は Ω 型に近い)。

上記の事例から(事例ごとに特徴は大きく異なるが)、ブロッキング高気圧は、振幅が非常に大きいこと、同じ場所に停滞すること(東西に移動することもある)、長期間持続することなどで特徴付けられる。また、定常ロスビー波の波列パターンと異なり、変動が局所的に分布しやすいことも特徴として挙げられる。とはいえ、ブロッキング高気圧を定量的に定義する共通の基準は存在せず、目的に応じて様々な定義が用いられているのが現状である(Barriopedro et al., 2010)。以下、ブロッキング高気圧の統計的な特徴について述べるが、検出方法によって若干違いが生じるため、ここでは大体の特徴が把握できれば十分である。

第 3.2-13 図は Barriopedro et al. (2006) によって検出された 1948～2002 年の 55 年間の北半球のブロッキング高気圧の発生頻度の分布である。これをみると大西洋東部からヨーロッパにかけての領域で発生が最も多く、次いで日付変更線付近を中心とした太平



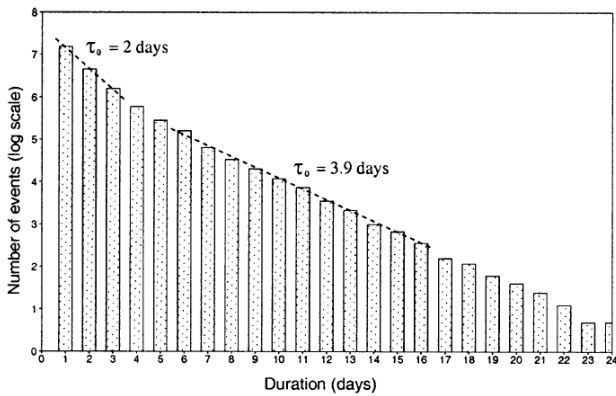
第 3.2-13 図 ブロッキング高気圧の頻度の分布

(a) 経度分布(実線が平均、エラーバーが 1 標準偏差の範囲)と(b) 冬の空間分布。単位は%。Barriopedro et al. (2006) の Figs. 6, 8 を転載。

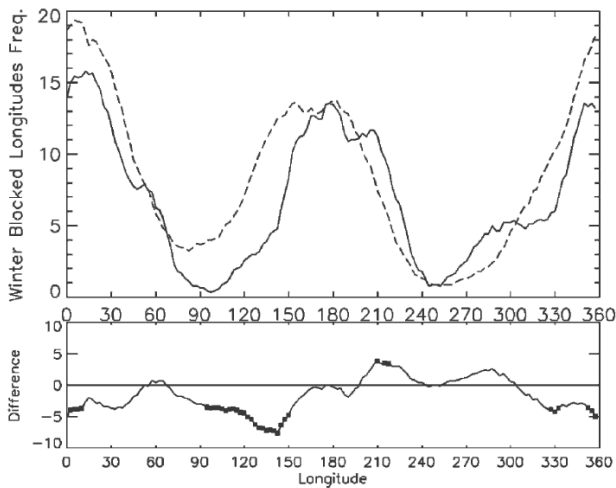
© American Meteorological Society. Used with permission.

洋で多くなっている。これらは太平洋や大西洋のジェット気流や移動性擾乱の活動が活発なストームトラックの出口付近に対応する。発生頻度の季節変化は大きくないが、寒候期に発生が多く、暖候期に少なくなるところが多い(図略)。

第 3.2-14 図は、Pelly and Hoskins (2003a) によって検出された北半球のブロッキング高気圧を持続期間ごとにプロットしたものである。これをみると、ブロッキング高気圧に固有の周期帯は存在せず、持続期間が長くなるにつれて指数関数的に減少するようである。ただし、5 日間程度を境に持続性の程度が異なり、持続期間の短い現象は 2 日間でその数が $1/e$ (e は自然対数) に減少するが、持続期間の長い現象は $1/e$ になるのに 3.9 日間もかかる。つまり、持続期間 5 日間以上の方が、それより短い現象(ブロッキング高気圧で



第 3.2-14 図 ブロッキング高気圧の継続期間ごとの頻度
棒グラフはその日数以上継続したイベント数を示す。縦軸は対数軸であることに注意。Pelly and Hoskins (2003a) の Fig. 10 を転載。
© American Meteorological Society. Used with permission.



第 3.2-15 図 (上段)エルニーニョ(実線)、ラニーニャ(点線)時の冬のブロッキング高気圧の頻度(単位: %)と(下段)両者の差
下段の黒点は 1%の有意水準で有意な差があることを示す。Barriopedro et al. (2006) の Fig. 9 を転載。
© American Meteorological Society. Used with permission.

はなく移動性高気圧を検出しているとみられる)よりも持続しやすい。つまり、ブロッキング高気圧には移動性の高低気圧よりも持続するような維持機構が働いていることが示唆される。両者は持続期間 5 日間程度で明確に分離されており、ブロッキング高気圧の時間スケールは 1 週間程度かそれ以上といえる。

ブロッキング高気圧と ENSO との関連については、北太平洋の冬季のブロッキング高気圧の頻度が、ラニーニャ時に多く、エルニーニョ時に少なくなることが指摘されている (Chen and Van Den Dool, 1997; Barriopedro and Calvo, 2014 など)。第 3.2-15 図

(Barriopedro et al., 2006) をみると、ラニーニャ時(点線)にはエルニーニョ時(実線)に比べて太平洋、特に西部で発生頻度が多くなっており、ラニーニャ時には太平洋ではブロッキング高気圧の発生領域が西にシフトすることを表している。

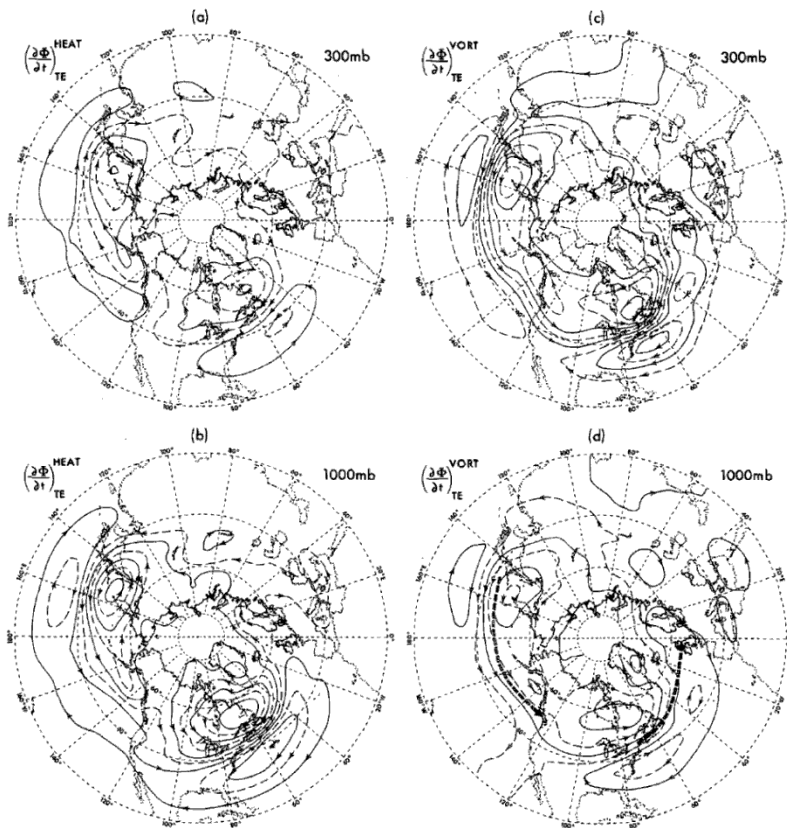
(2) ブロッキング高気圧のメカニズム

ここでの記述は木本(1993)や山崎(2015)に多くを依っており、詳細についてはそれらを参照されたい。

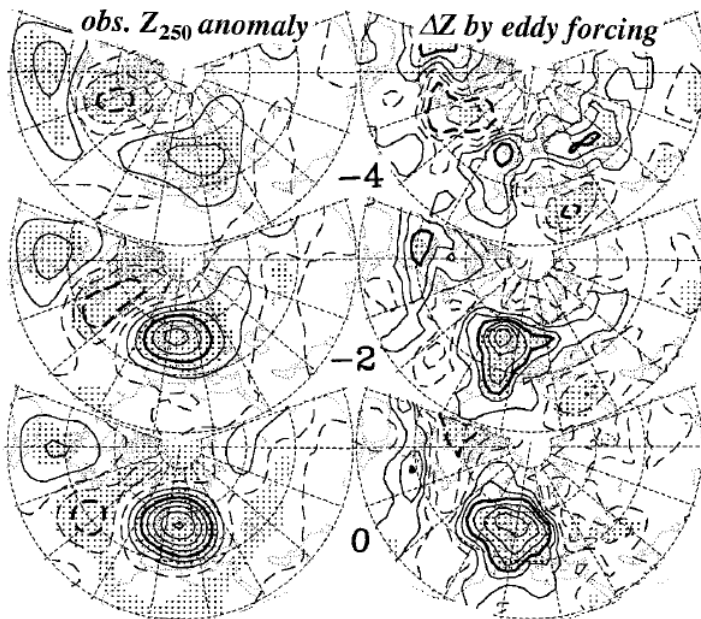
ア 移動性高気圧の役割

ブロッキング高気圧のように振幅の大きな現象は、非線形効果が大きい。非線形性を含めて考える場合、様々な波長や周期の波同士が相互に干渉しあうため、波は次第に形を変え、突っ立っていき(steeptening 効果という)、最終的には海岸でよくみられるような砕け波となってしまう(第 3.2.1 項で述べた定常ロスビー波は、近似的に線形的な議論が可能。波同士の相互作用は考えなくてよく、個々の波の効果は単純に足し合わせればよい(波の重ね合わせが可能))。しかし、非線形性が大きくても何らかのバランスが維持されると、増幅しても波が崩れず、安定的な孤立渦が存在しうることが知られている(辻村, 1993)。その一つとして、一様西風中、北側に高気圧性、南側に低気圧性の双極子型ブロッキングのような構造を持つものが理論的に非線形解として存在する(モドンと呼ばれる)。とはいえ、非線形的な共鳴によってブロッキング高気圧のような擾乱が形成されたとしても、摩擦などによってすぐに減衰してしまうため、これに抗して長期間持続するには何らかのメカニズムが必要である。

ブロッキング高気圧の維持機構としては、ブロッキング高気圧によって東進を阻害された移動性高気圧が重要な役割を果たしていると考えられている(移動性擾乱のフィードバック効果)。南北の温度傾度(傾圧性)によって生じた移動性の高低気圧は、熱や運動量(または渦度)の輸送を通じて、より大きなスケールの流れの場に影響を及ぼす。第 3.2-16 図は、移動性擾乱の熱および渦度フラックスが大規模場(高度)をどの程度変化されるかを見積もった結果である(8 年分の冬を平均; Lau and Holopainen, 1984)。熱はス



第 3.2-16 図 移動性擾乱のフィードバック効果を見積もった結果
 移動性擾乱の (a) (b) 熱フラックス及び (c) (d) 渦度フラックスによってもたらされる高度変化量。8 年分の冬を平均した結果。(a) (c) 300hPa、(b) (d) 1000hPa。矢印で地衡風の向きを表し、高気圧性循環は高度を上げる方向、低気圧性循環は下げる方向に寄与している。Lau and Holopainen (1984) の Fig. 3 を転載。
 © American Meteorological Society.
 Used with permission.



第 3.2-17 図 太平洋の冬季のブロッキング高気圧の合成図
 (左) 250hPa 高度偏差、(右) 移動性擾乱の渦度フラックスによる 250hPa 高度の変化の寄与。上から最盛期の 4 日前(-4)、2 日前(-2)、最盛期(0)。描画範囲は 20~90°N、90°E~50°W。Nakamura et al. (1997) の Fig. 4 を転載。
 © American Meteorological Society.
 Used with permission.

トームトラックの赤道側から極側に輸送され、南北の傾圧性を解消するように働くため、対流圏上層(同図(a))では極側で高度を上げ、赤道側で下げるように働く一方、下層(同図(b))では逆向き(極側で下がり、赤道側で上がる)に働く。一方、渦度も極側に輸送され、ストームトラックの極(赤道)側で対流圏全体で高

度を下げる(上げる)順圧的なパターンを誘起する効果があり(同図(c)(d))、偏西風を維持するように働く(運動量輸送の観点からは偏西風の軸で収束)。特に対流圏上層では、渦度フラックスの効果(同図(c))の方が熱フラックスの効果(同図(a))より大きいため、移動性擾乱は、通常は偏西風を挟んだ南北勾配を維

持する方向に働く(Lau and Nath, 1991)。

つまり、ブロッキング高気圧などによってストームトラックの強弱や位置が変化すれば、それに対応して移動性擾乱がブロッキング高気圧を維持するように働くことが期待される。実際、Mullen(1987)の解析では、大西洋のブロッキング高気圧の維持に移動性擾乱が寄与していることが示されている。第 3.2-17 図は、Nakamura et al. (1997)による太平洋のブロッキング高気圧に対する移動性擾乱のフィードバック効果の合成図である。左列の 250hPa 高度偏差をみると、最盛期(0 日)に向けてブロッキング高気圧が発達していることがわかる。右列は高度の変化に対する擾乱の寄与(渦度フラックスの収束発散)で、最盛期の 4 日前(-4)から正、つまり高度を上げる効果が確認でき、移動性擾乱がブロッキング高気圧の成長や維持に寄与していることがわかる。

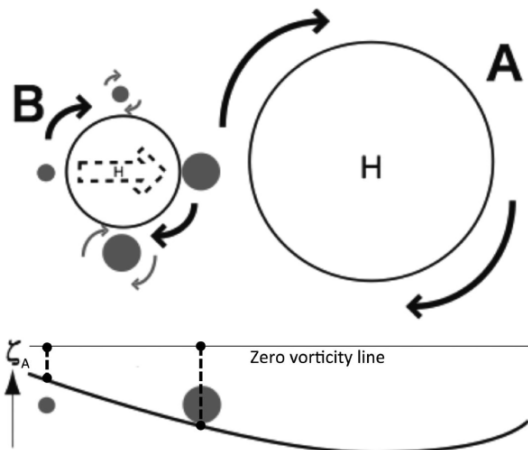
また、Shutts(1983)は数値実験を通じて、移動性擾乱によるフィードバック効果の実体を物理的に明確に説明した。大陸東岸で傾圧不安定により発生した擾乱は、偏西風の出口付近でブロッキング高気圧に達すると、ブロッキング高気圧西縁の分流場によって南北に引き伸ばされる大きな変形を受ける(ブロッキング高気圧を玉ねぎとすると、変形された擾乱はブロッキング高気圧に巻きつく玉ねぎの皮のイメージか)。一般に、擾乱の南北への伸張は、より大きなスケール(ブロッキング高気圧)へのエネルギー輸送を伴い(逆カスケードと呼ぶ)、これがフィードバック効果の実体であるとした。このメカニズムは Eddy Straining Mechanism (ESM; Straining は引っ張りを意味)と呼ばれる。

ESM では移動性の高気圧と低気圧の役割を区別せず、同等に扱っていた。一方、Yamazaki and Itoh (2013a, b)は、ESM を拡張する形で、渦位の観点から移動性擾乱、特にブロッキング高気圧に対する移動性高気圧の役割について新たな説明を行っている。第 3.2-11 図でみたように、ブロッキング高気圧は低渦位の空気塊として認識できる。また、移動性高気圧も低渦位の空気塊である。彼らは、移動性高気圧の持つ低渦位の空気塊がブロッキング高気圧に補給されることが、ブロッキング高気圧の持続に寄与しているこ

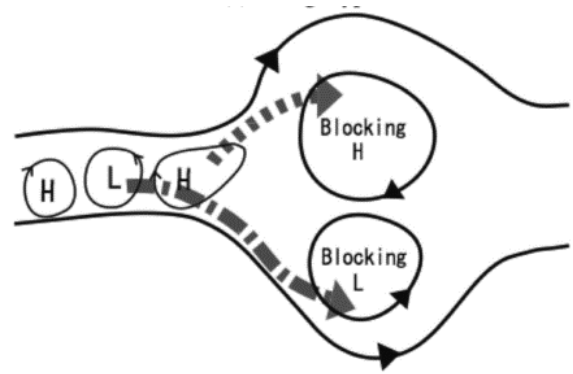
とを示した。第 3.2-18 図に、低渦位の渦(ブロッキング高気圧と移動性高気圧)の相互作用の概念図を示す。①ブロッキング高気圧に対応する渦 A に伴う高気圧性の渦度は十分遠方まで分布し、渦 A に近いほど負の渦度が大きいと仮定する(下図の曲線と黒丸)。このため、移動性高気圧に対応する渦 B の西縁で小さな負渦度、東縁で大きな負渦度が分布する。②渦 B 自身による高気圧性の流れにより、渦 A による大きな負渦度が南縁、小さな負渦度が北縁に移流する(黒矢印)。③南縁あるいは北縁に移流した負渦度は、それぞれ強いあるいは弱い高気圧性の回転流を誘起する(細い矢印)。その回転流に働く向きはそれぞれ強い東向き、弱い西向きとなり、その差によって渦 B は渦 A がある東に引き付けられる(大きい破線矢印)。渦 B が移動性低気圧のときは、逆向き、つまり渦 A から引き離されることになる。このように、ブロッキング高気圧が移動性高気圧だけを引き付け、選択的に低渦位の空気塊を吸収し、移動性低気圧は排除することによってブロッキング高気圧が発達・維持するようなメカニズムを、選択的吸収メカニズム(Selective Absorption Mechanism, SAM)と呼ぶ。なお、双極子型ブロッキングの場合、移動性低気圧は南側のブロッキング低気圧に吸収されることになる(第 3.2-19 図)。このような渦同士の相互作用は、熱帯低気圧の移動に関するベータドリフト(山口, 2013)あるいは「藤原の効果」の説明と同等で、このような相互作用がフィードバック効果の実体である。特に、移動性の高気圧と低気圧を同等に扱っている ESM と異なり、SAM では低気圧と高気圧の役割を区別したことが大きな特徴である。

イ 準定常ロスビー波の局所碎波

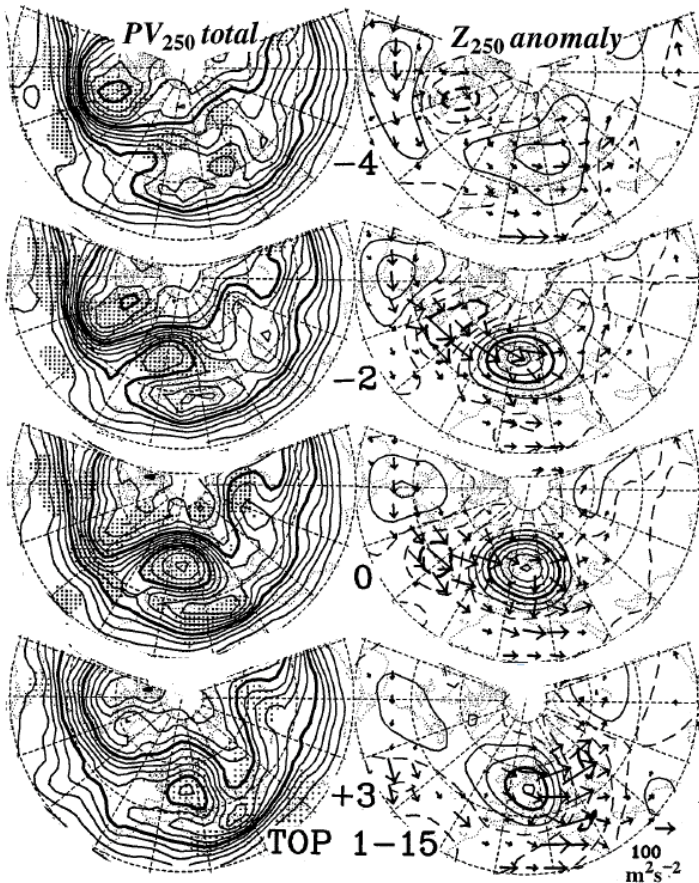
Nakamura et al. (1997)はブロッキング高気圧の形成や発達に対して、定常ロスビー波の波束伝播の重要性を指摘している。第 3.2-20 図は、大西洋のブロッキング高気圧 15 事例を抽出し、ピークの前後の数日間の推移を合成図として示したものである。左列の 250hPa 渦位をみると、ブロッキング高気圧の最盛期(0 日)に向けて、数日前(-4, -2)からヨーロッパ付近で明瞭なリッジ(低緯度側の低渦位)が発達していく様子がみられる。また、極側の高渦位も低緯度側に



第 3.2-18 図 渦と渦の相互作用の概念図
 A はブロッキング高気圧の渦、B は移動性高気圧の渦を示す。下図と黒丸は渦 A による渦度分布を示す。Yamazaki and Itoh (2013a) の Fig. 1 を転載。
 ©American Meteorological Society. Used with permission.



第 3.2-19 図 双極子型ブロッキングの場合の SAM の概念図
 西からの H と L は移動性の高低気圧を表す。Yamazaki and Itoh (2013a) の Fig. 2 を転載。
 ©American Meteorological Society. Used with permission.



第 3.2-20 図 大西洋の冬季のブロッキング高気圧の合成図
 (左)250hPa 渦位、(右)250hPa 高度偏差と波の活動度フラックス(矢印)。上から最盛期の 4, 2 日前(-4, -2)、最盛期(0)、3 日後(+3)。描画範囲は 20~90°N、100°W~120°E。Nakamura et al.(1997)の Fig. 1 を転載。
 © American Meteorological Society. Used with permission.

伸び、低渦位の南に分布しており、渦位の南北勾配が逆転している。つまり、ロスビー波の碎波が起きていることがわかる。右列には 250hPa 高度と波の活動度フラックス(矢印)を示している。最盛期の数日前から、ブロッキング高気圧の上流に波列パターンと波束伝播(矢印)がみられ、これによりブロッキング高気圧に

対応するリッジが発達したことがわかる。ブロッキングの領域では偏西風が弱いいため、下流への波束伝播がみられず、ここで波のエネルギーが収束し、リッジが増幅、最終的に碎波したと考えられる。最盛期の 3 日後にはブロッキング高気圧から下流に波束伝播がみられ、波のエネルギーを消散しながら、次第に勢力が弱

まっていづろがみられる。

ブロッキグ高気圧が形成されやすいジェット気流の出口付近では、定常ロスビー波の波束伝播が滞り、高気圧が増幅して、「局所碎波」を起こしやすい。これもブロッキグ高気圧の形成メカニズムの一つである。

ブロッキグ高気圧の発達期における高周波擾乱のフィードバック効果と定常ロスビー波の波束伝播の寄与を定量的に見積ると、領域や季節によってその重要性は異なる。大西洋では両者が共に重要な役割を担っているが、太平洋では高周波擾乱の寄与の方が支配的であった(Nakamura et al., 1997; 第 3.2-17 図も参照)。

(3) ブロッキグ高気圧の予測

結合モデル、大気モデルにかかわらず、数値モデルによるブロッキグ高気圧の発生頻度や持続性は、総じて現実よりも過小傾向のようである(D'Andrea et al., 1998; Anstey et al., 2013 など)。各国の数値予報センターの現業モデルも全般に同様の傾向がある(Kimoto et al., 1992; Tibaldi and Molteni, 1990; Pelly and Hoskins, 2003b など; 当庁の全球アンサンブル予報システムについては新保(2017))。ブロッキグの発生が多い大西洋からヨーロッパにかけてや太平洋では、再解析データと比べて発生頻度が少なく、特に、大西洋からヨーロッパ周辺の過小傾向はモデル間で共通の特徴である。Scaife et al. (2010)は、ブロッキグの過小傾向について、モデルの気候平均場にそもそもバイアスがあることが原因であると指摘している。特に、大西洋からヨーロッパでは多くのモデルで偏西風が実際よりも強いバイアスがあり、ブロッキグ高気圧が形成されにくいようである。

また、モデルの解像度を上げると、大西洋における過小傾向が緩和することが報告されている(Matsueda et al., 2009; Berckmans et al., 2013 など)。例えば、Anstey et al. (2013)は、CMIP5 モデルを水平/鉛直解像度が高いグループと低いグループにわけてブロッキグ高気圧の頻度の差を比較したところ、解像度が高いほうが大西洋からヨーロッパ周辺では過小傾向が緩和することがわかった。一方、太平洋では過小傾向が改善した地域もみられるが、大西洋側ほど明瞭で

はなかった。Matsueda et al. (2009)は、大気モデルを異なる水平解像度(20~180km)で現在気候実験を行ったところ、高解像度モデルでは大西洋からヨーロッパのブロッキグ高気圧の頻度をよく再現した一方、太平洋では高解像度モデルではむしろ過大傾向であった。大西洋での再現が改善する原因について、Berckmans et al. (2013)は、ブロッキグ高気圧の維持に重要な移動性擾乱によるフィードバック効果の表現が改善したこと、上流側にあたる北米大陸の地形の表現が精緻化し、偏西風の表現が向上したこと(上述の強風バイアスの改善)を指摘している。

さて、実際の予報では、ブロッキグ高気圧が発生する位置やタイミング、持続期間などを十分なリードタイムでも正確に予測することが必要である。Matsueda (2009)は、各国数値予報センターの現業アンサンブル予報データを使って3年分の冬のブロッキグ高気圧の予測精度を調査している。これによると、アンサンブルメンバー間のばらつきは、偏西風が卓越するゾーナルな流れのときよりもブロッキグが発生しているときに大きい傾向があり、リードタイムが長くなるにつれて(2週目以降)、ブロッキグ高気圧を大きな確率で予測することが難しくなる傾向がみられた。また、ゾーナルとブロッキグの2つの状態の間の移行を予測するのはより難しく、特に、大西洋からヨーロッパではブロッキグへの移行の精度が太平洋より低かった。

Ferranti et al. (2015)も、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)の現業アンサンブル予報データ(水平解像度 32km)を使って、大西洋からヨーロッパでの流れの状態の移行に関する予測の評価を行っている。例えば、ゾーナルな流れを初期値とした予測のうち、10日目の予測誤差が大きかった事例の多くは、実際にはブロッキグに移行したものの、それを十分に予測できず、ゾーナルな状態が持続していた。逆に、ブロッキグを初期値とした予測のうち、10日目の予測誤差が大きかった事例では、実際にはブロッキグが持続したものの、それを予測できずゾーナルな流れに移行したものが多かった。使われたモデル特有の傾向も含まれてはいるが、この結果はブロッキグへの移行やその状態の持続、終了については予測の不確実性が相対的に大きいことを示している。

参考文献

- 榎本剛, 2005: 盛夏期における小笠原高気圧の形成メカニズム. *天気*, **52**, 523-531.
- 木本昌秀, 1993: ブロッキング現象. *気象研究ノート*, **179**, 319-367.
- 木本昌秀, 2017: 「異常気象」の考え方. 朝倉出版, 219pp.
- 小坂優, 2011: シルクロードパターン再考. *天気*, **58**, 519-531.
- 新保明彦, 2017: ブロッキング高気圧. 平成28年度季節予報研修テキスト, 38-41.
- 高谷康太郎, 2009: 「波の活動度」および「波の活動度フラックス」. *天気*, **56**, 831-833.
- 田中昌太郎, 2011: 2010年夏の異常高温. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 82-93.
- 辻村豊, 1993: 線形と非線形. *気象研究ノート*, **178**, 3-21.
- 二階堂義信, 1986: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図)—その2 Q-map の実際—. *天気*, **33**, 300-331.
- 前田修平, 佐藤均, 2007: 定常ロスビー波とその影響. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 61-71.
- 前田修平, 佐藤均, 渡部雅浩, 2007: 2005年12月の熱帯対流活動と日本付近の異常低温. *気象研究ノート*, **216**, 89-94.
- 前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 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, 103-111.
- 山口宗彦, 2013: ベータドリフト. *天気*, **60**, 133-135.
- 山崎哲, 2015: 渦と渦の相互作用によるブロッキング持続メカニズム. *天気*, **62**, 491-509.
- Anstey, J. A., P. Davini, L. J. Gray, T. J. Woollings, N. Butchart, C. Cagnazzo, B. Christiansen, S. C. Hardiman, S. M. Osprey and S. Yang, 2013: Multi-model analysis of Northern Hemisphere winter blocking: Model biases and the role of resolution. *J. Geophys. Res.*, **118**, 3956-3971.
- Barnston A. G. and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Barriopedro, D., R. G.-Herrera, A. R. Lupo and E. Hernandez, 2006: A climatology of Northern Hemisphere blocking. *J. Climate*, **19**, 1042-1063.
- Barriopedro, D., R. G.-Herrera and R. M. Trigo, 2010: Application of blocking diagnosis methods to general circulation models. Part I: a novel detection scheme. *Clim. Dyn.*, **35**, 1373-1391.
- Barriopedro, D. and N. Calvo, 2014: On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking. *J. Climate*, **27**, 4704-4720.
- Berckmans, J., T. Woollings, M.-E. Demory, P.-L. Vidale and M. Roberts, 2013: Atmospheric blocking in a high resolution climate model: Influences of mean state, orography and eddy forcing. *Atmos. Sci. Lett.*, **14**, 34-40.
- Branstator, G., 2002: Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 1893-1910.
- Chen, W. Y. and H. M. Van Den Dool, 1997: Asymmetric impact of tropical SST anomalies on atmospheric internal variability over the North Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 725-740.
- D'Andrea, F., S. Tibaldi, M. Blackburn, G. Boer, M. Deque, M. R. Dix, B. Dugas, L. Ferranti, T. Iwasaki, A. Kitoh, V. Pope, D. Randall, E. Roeckner, D. Straus, W. Stern, H. Van den Dool, D. Williamson, 1998: Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988, *Clim. Dyn.*, **14**, 385-407.
- Ding, Q. and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 3483-3505.
- Ding, Q. and B. Wang, 2007: Intraseasonal Teleconnection between the Summer Eurasian Wave Train and the Indian Monsoon. *J. Climate*, **20**, 3751-3767.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- Ferranti, L., S. Corti and M. Janousek, 2015: Flow-dependent verification of the ECMWF ensemble over the Euro-Atlantic sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 916-924.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-839.
- Jin, F. and B. J. Hoskins, 1995: The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307-319.
- Kimoto, M., H. Mukougawa and S. Yoden, 1992: Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1616-1627.
- Kodera, K., H. Mukougawa and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16806.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561-580.

- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2010: Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific–Japan pattern. *J. Climate*, **23**, 5085-5108.
- Lau, N.-C. and E. O. Holopainen, 1984: Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 313-328.
- Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1991: Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2589-2613.
- Matsueda, M., 2009: Blocking predictability in operational medium-range ensemble forecasts. *SOLA*, **5**, 113-116.
- Matsueda, M., R. Mizuta, and S. Kusunoki, 2009: Future change in wintertime atmospheric blocking simulated using a 20-km-mesh atmospheric global circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D10114.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 24-43.
- Mori, M. and M. Watanabe, 2008: The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 213-236.
- Mullen, S. L., 1987: Transient eddy forcing of blocking flows. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3-22.
- Nakamura, H., M. Nakamura and J. L. Anderson, 1997: The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2074-2093.
- Nishii, K. and H. Nakamura, 2005: Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere-stratosphere dynamical linkage. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **131**, 545– 564.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- 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.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003a: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743-755.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003b: How well does the ECMWF Ensemble Prediction System predict blocking? *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 1683-1702.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- Rex, D. F., 1950: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part I: An aerological study of blocking action. *Tellus*, **2**, 196– 211.
- Scaife, A., T. Woollings, J. Knight, G. Martin and T. Hinton, 2010: Atmospheric blocking and mean biases in climate models. *J. Climate*, **23**, 6143-6152.
- Shutts, G. J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of ‘blocking’ flow fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 737-761.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation 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.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42A**, 343-365.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Yamazaki, A. and H. Itoh, 2013a: Vortex-vortex interactions for the maintenance of blocking. Part I: The selective absorption mechanism and a case study. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 725-742.
- Yamazaki, A. and H. Itoh, 2013b: Vortex-vortex interactions for the maintenance of blocking. Part II: Numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 743-766.

3.3 偏西風の帯状変動¹

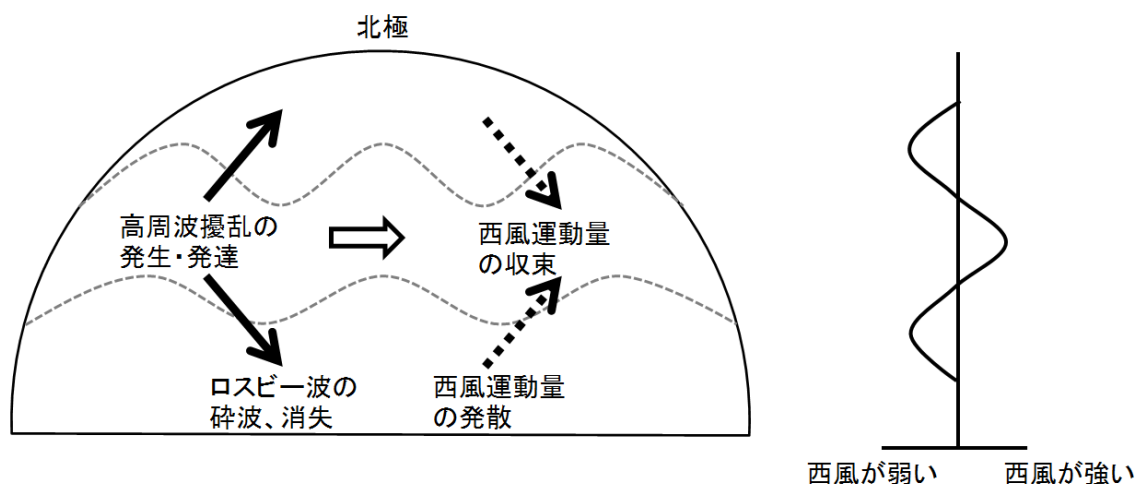
極を中心にして西から東へ向かって吹く地球規模の風を偏西風という。偏西風には成層圏で吹くものもあるが、本節では対流圏で吹く偏西風を取り上げ、前節で取り上げたロスビー波の伝播より時空間スケールが大きく、1か月程度から季節スケールの異常天候をもたらすことが多い偏西風の南偏や北偏など東西帯状の変動について述べる。

3.3.1 偏西風の成因

熱帯域では太陽放射により地表が加熱され、強い上昇流を伴う積雲対流の活動が活発である。上昇した空気は成層が安定した成層圏まで上昇することができずに南北に発散し、南北の緯度 30 度付近で下降流となり、対流圏下層では赤道側へ向かう流れとなり、ハドレー循環を形成する。ハドレー循環による対流圏上層の極向きの流れは、地球の自転による角運動量の保存則に従い、南北の緯度 30 度付近の上空では強い西風となり、亜熱帯ジェット気流と呼ばれる偏西風の1つを形成する(田中, 2007)。さらに、傾圧不安定性によって発達した高周波擾乱が亜熱帯ジェット気流の持つ西風運動量をさらに北に運ぶこと、また、これらの擾乱により西風運動量が収束することで寒帯前線ジェット気流が形成されている。図 3.3-1 に示すように、寒帯前線ジェット気流の領域では、傾圧不安定

性により発生・発達した高周波擾乱(ロスビー波としての性質を持つ)が南北に伝播することにより、西風運動量が収束して(ロスビー波が出て行くので)西風加速し、その南北の領域では西風減速することになる。このような東西平均流と擾乱の相互作用により、寒帯前線ジェット気流が形成されると考えられている(Vallis, 2006)。

寒帯前線ジェット気流は、比較的短時間に大きく蛇行したり、分流や合流を繰り返したりするため、ある程度長い期間の平均図や 30 年間の平年図では不明瞭となる。一方、亜熱帯ジェット気流は、寒帯前線ジェット気流に比べると蛇行が小さく、位置の変化も小さいため平均図や平年値でも明瞭に表れる。また、季節変化も明瞭で、日本付近では 1 月に北緯 30 度付近に位置し、春から初夏にかけて北上して 7 月頃には北緯 40 度付近に達する。そして、8 月からは徐々に南下を始め、秋にかけて風速を強めながら 12 月には北緯 30 度付近まで南下する。この南北の季節変化は、ハドレー循環の南北の季節変化と連動している。また、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流は、それぞれ亜熱帯と中緯度、中緯度と寒帯の境を吹く風ともいえ、これらの偏西風の南北の変動が季節進行の遅早や異常気象と関連することが多い。



第 3.3-1 図 寒帯前線ジェット気流の形成メカニズム
Vallis (2006)を参考に著者が作成

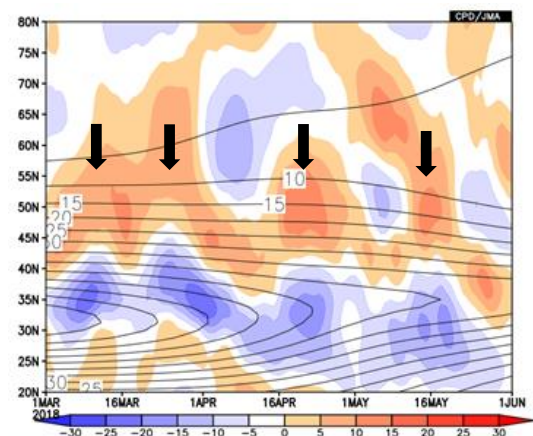
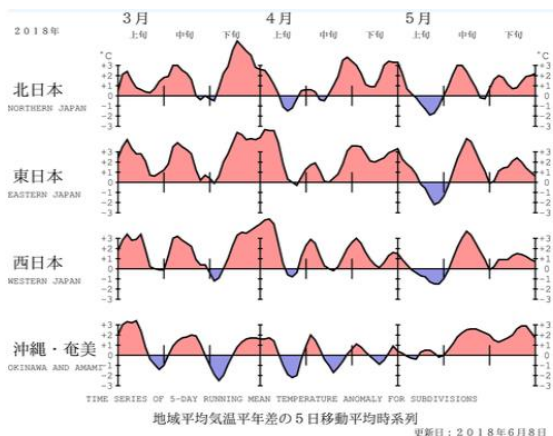
¹ 伊藤 明

3.3.2 偏西風の南偏・北偏

亜熱帯ジェット気流は対流圏では上層ほど西風が強く、温度風平衡の関係から南北の温度勾配が強くなっている。このため、亜熱帯ジェット気流の南偏や北偏は、その地域に気温の大きな偏差をとまうことが多い。例えば、2005/06年冬、特に12月は極東域から北太平洋にかけて亜熱帯ジェット気流の南偏が明瞭であり、日本付近へ寒気が南下しやすく、記録的な低温となった(前田ほか, 2006)。一方、2018年春は、極東域では亜熱帯ジェット気流が北偏する状態が続いたため、日本付近は暖かい空気に覆われやすく、特に東日本では1946年以降で最も暖かい春となった(第3.3-2図)。このときの日本付近の偏西風をみると、3月中旬前半と下旬後半、4月中旬後半、5月中旬頃に北緯40~50度付近の西風が特に強まっていることがわかる。これは、ロスビー波束の伝播により偏西風の北への蛇行が特に強められたためである。そして、第3.3-2図の左図によると、偏西風が北へ蛇行した時期に日本の地上気温がかなり高くなっていたことがわかる。

3.3.3 北半球冬期に卓越する偏西風の帯状変動

次に、北半球冬期の高度場や気圧場に卓越するパターンの中で、日本の天候と関わりの深いものを2つ挙げ、その変動パターンと日本の気温との相関関係を第3.3-3図と第3.3-1表に示す。1つ目の北極振動(Arctic Oscillation; AO)は、北極域と中緯度域の気圧偏差が逆符号となるほぼ環状の偏差パターンである(Thompson and Wallace, 1998)。AOの変動は、特に冬期の北日本の気温との間に高い相関関係がみられる。AOは鉛直方向に偏差パターンが変わらない順圧的な構造をしており(山崎, 2004)、偏西風の変動とも深く関わっている。次に、偏西風の主な変動パターンを確認するために、200hPa東西風の帯状平均を主成分分析した結果を第3.3-4図に示す。第1主成分には、偏西風の中心付近にあたる北緯30度付近と、北緯50~60度付近に変動のピークがみられ、AOの変動に対応している。すなわち、第3.3-4図の右図の赤線に示した2007年1月のように正のAOの時は、第3.3-3図のように北極付近で気圧(高度)が低く、中緯度帯で気圧(高度)が高いときで、偏西風は中心付近で弱まり、その北側で強まる傾向があつて偏西風は北偏し、特に北日本では寒気の南下が弱く暖冬になりやすい傾向がある。一方、同図の黒線で示した2011年1月のように負のAOの時は、偏西風は中心付近で強く、中緯度帯に寒気が流れ込みやすい状況となり、特に北日本では寒冬になりやすい傾向がある。これを極東域の気圧配置で表すと、負のAOの時は冬季の日本付近にみられるプラネタリースケールのトラフが深まり、西高東低の冬型の気圧配置が平



第3.3-2図 2018年春の日本の地上気温年偏差と日本付近の偏西風

左図:5日移動平均の地上気温年偏差。単位は℃。

右図:東経125~145度で平均した200hPa東西風の緯度-時間断面図。線は気候値、色は年偏差を表す。単位はm/s。横軸は、2018年3月1日から6月1日までを表す。等値線の極大域が亜熱帯ジェット気流の年々の軸を示す。2018年春は、期間を通して亜熱帯ジェット気流の軸付近で年より風が弱く、その北側で年より風が強いことを表している。右図の矢印は、亜熱帯ジェット気流の北偏が明瞭な時期を表す。

年より強まりやすいことに対応している。

2 つ目のパターンとしては、極東域で南北の高度場偏差が双極子構造としてみられる Western Pacific (WP) パターン (Wallace and Gutzler, 1981) を挙げる (第 3.3-3 図)。WP パターンは、北海道付近が正負の境目となっており、東・西日本の気温との相関が高く、西日本を中心に全国的に寒冬となった 2017/18 冬は正の WP パターンがみられ、東・西日本で寒冬となった年には正の WP パターンがみられることが多い。

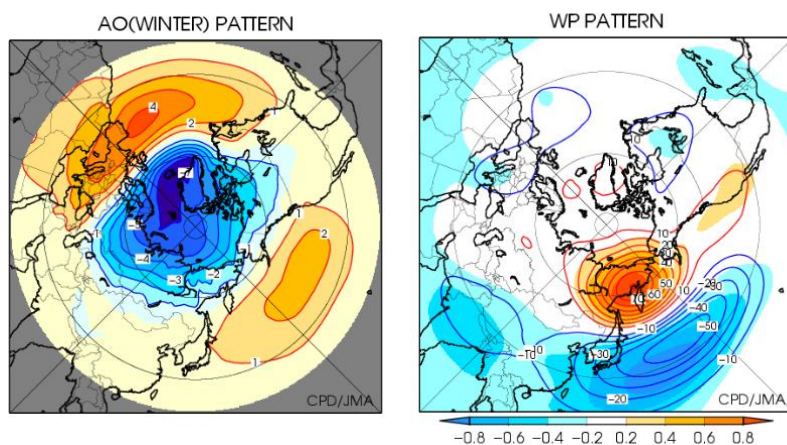
次に、これらの変動パターンを維持するメカニズムについて、前田 (2013) の解説によると、帯状平均東西風と帯状平均からのずれ成分である擾乱との間に正のフィードバックが働くことで、帯状平均流のパターンが維持されていることが述べられている。

このように、AO や WP パターンなどの長周期変動

の監視と予測は日本の天候を予測する上で重要であり、2 週間気温予報を行う際は、AO との対応がよい北半球極渦指数と、WP パターンとの対応がよい極東東西指数をそれぞれの主な指標として、予報資料に掲載する予定である。それらの指数の予測精度については、第 3.6 節を参照されたい。

3.3.4 エルニーニョ/ラニーニャ現象と偏西風の帯状変動

エルニーニョ現象の発生時は、水温の高い太平洋西部の暖水が東に広がるため、熱帯域では大気により加熱され、熱帯と中緯度との温度勾配が強まるため、温度風平衡の関係より偏西風は強化され、やや赤道側によることが知られている (小林と前田, 2016)。この偏西風の南偏傾向は年を通してみられる特徴 (長谷

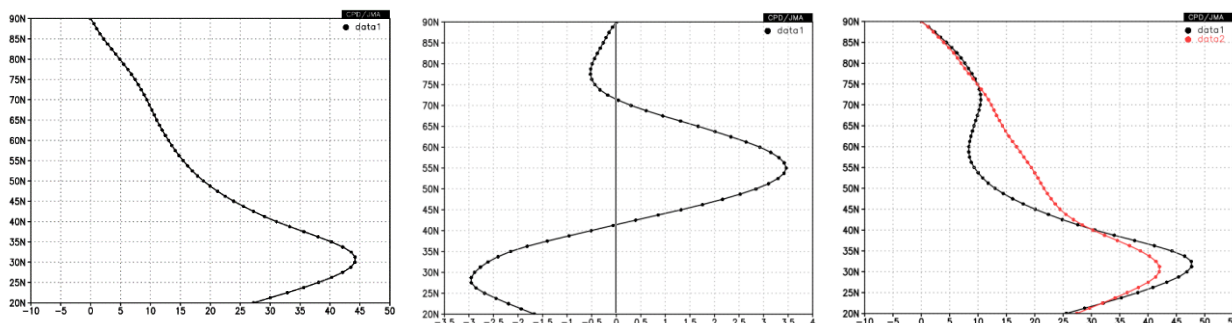


第 3.3-1 表 AO パターンおよび WP パターンと 1 月の地上気温との相関係数 (統計期間は、1981~2018 年)

	AO	WP
北日本	0.57	-0.30
東日本	0.47	-0.54
西日本	0.47	-0.58
沖縄・奄美	0.22	-0.38

第 3.3-3 図 1 月の AO と WP パターンの空間分布と日本の地上気温との相関係数

左図: 海面気圧を主成分分析したときの第 1 主成分を表す。
 右図: WP のテレコネクション指数と 500hPa 高度との回帰係数を表す。
 赤線は正、青線は負の回帰係数を表し、陰影は相関係数を表す。

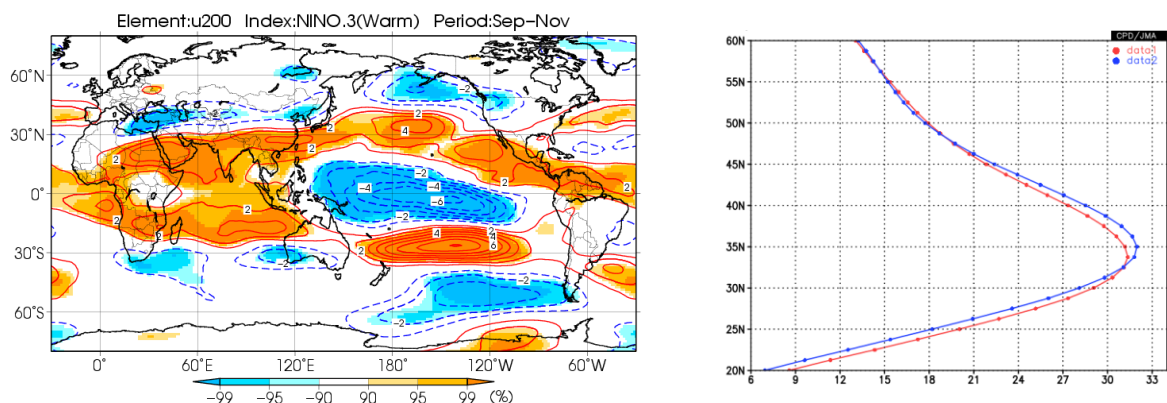


第 3.3-4 図 1 月の帯状平均した 200hPa 東西風の主な変動パターン

左図: 200hPa 東西風の帯状平均 (東経 0 度~360 度を平均) した気候値 (1981~2010 年)。単位は m/s。

中図: 主成分分析の第 1 主成分を表す。統計期間は 1981~2010 年。

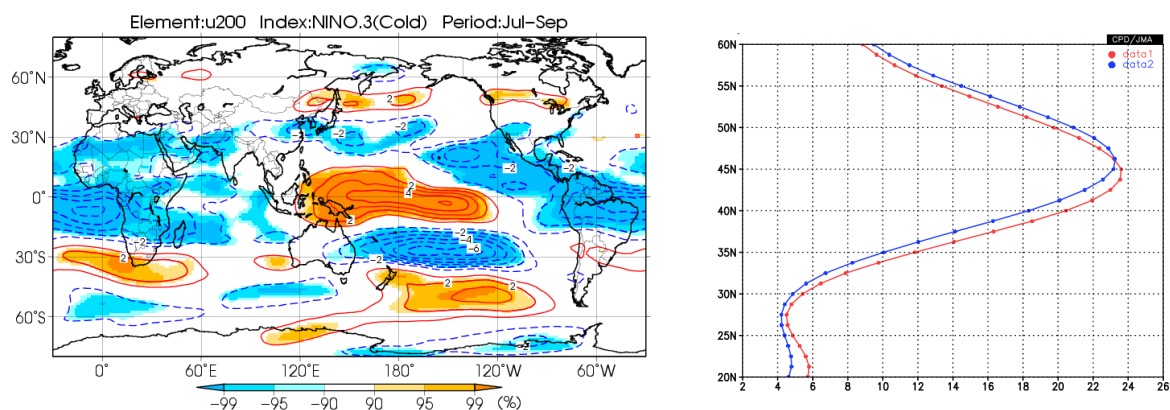
右図: 第 1 主成分スコアが大きかった年の分布。赤: 2007 年 1 月、黒: 2011 年 1 月。



第 3.3-5 図 エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の特徴(9~11 月)

左図:エルニーニョ現象発生時の 9~11 月の 200hPa 東西風の合成図。赤線は正、青線は負の回帰係数を表す(単位は m/s)。また、陰影は信頼度水準を表す。

右図:エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の帯状平均(東経 0 度~150 度を平均)の合成図(単位は m/s)。統計期間は、1958~2017 年。赤:エルニーニョ現象、青:ラニーニャ現象。



第 3.3-6 図 エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の特徴(7~9 月)

第 3.3-5 図と同じ。ただし、左図はラニーニャ現象発生時の 7~9 月の 200hPa 東西風を表す。

右図はエルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の帯状平均(東経 120 度~西経 120 度を平均)の合成図。

川, 2009)だが、特に秋はユーラシア大陸から東シナ海にかけての南偏が明瞭である(第 3.3-5 図)。エルニーニョ現象発生時の日本の天候を調査した田中ほか(2015)によると、秋は西日本と沖縄・奄美を中心に低温傾向がみられ、大陸上で偏西風が南偏して、西日本と沖縄・奄美では平年より冷たい空気に覆われやすいと考えられる。なお、冬季については、フィリピン付近の対流不活発にともなう下層高気圧性循環偏差により、沖縄・奄美や西日本では暖かい空気が入りやすく、高温傾向となることがわかっている。

一方、ラニーニャ現象の発生時は、西部太平洋に暖水が蓄積され、対流活動がより活発となる。偏西風は全体的には北偏傾向がみられ、特に盛夏期から初秋にかけては北太平洋上で偏西風の北偏が明瞭で(第 3.3-6 図)、田中ほか(2015)によると、北日本から西日本にかけては高温傾向となることがわかっている。

3.3.5 まとめ

2018 年春は、日本付近の偏西風が東西帯状に北偏した状況下で、ロスビー波の伝播によりさらに偏西風の北偏が強められたために、全国的に気温がかな

り高くなり、東日本では記録的な高温となった。2018年春は前年の秋からラニーニャ現象が続いており、この偏西風の北偏はラニーニャ現象と関連している可能性がある。一方、2017/2018 冬は正の WP パターンが卓越し西日本を中心に寒冬となった。AO や WP パターンのような偏西風の帯状変動は、主に冬季に異常天候をもたらすことが多い。以上のように、偏西風の東西帯状の変動は、異常天候をもたらす要因の 1 つといえ、早期天候情報や 1 か月予報が対象とする現象の1つといえる。

参考文献

- 小林ちあき, 前田修平, 2016: ENSO に伴う対流圏帯状平均偏差場の形成メカニズムと全球エネルギーバランス. 東アジア域における大気循環の季節内変動に関する研究集会.
- 田中博, 2007: 偏西風の気象学. 気象ブックス 016, 成山堂書店.
- 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.
- 長谷川寛, 2009: ENSO サイクルに関連した大気循環場の変動. 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, 36-52.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 2005 年 12 月の日本の異常低温と大気大循環. 平成 18 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 74-86.
- 前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 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, 103-111.
- 山崎孝治, 2004: 北極振動の概要. 北極振動, 気象研究ノート, **206**, 1-9.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Vallis, G. K., 2006: *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics*. Cambridge Univ. Press, pp490.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 785-812.

3.4 熱帯の対流活動の中緯度への影響¹

2 週間気温予報の時間スケールでは、熱帯の対流活動が変動すると、周辺の大気の流れも変化し、結果として日本付近など中緯度帯の天候にも頻繁に影響が及ぼす。ここでは、2 週間気温予報の予報作業において考慮すべき、熱帯の対流活動と中緯度大気への影響について解説する。

3.4.1 熱帯の対流活動の大気への影響

(1) 熱帯の対流活動による熱帯大気への影響(松野・ギル応答)

赤道域では、コリオリ力が小さい一方で、その緯度変化は大きいという独特の環境から、特有の波(赤道波)が存在する。Matsuno (1966)や Gill (1980)では、赤道付近に対流活動活発域を想定した熱源を置いたときの大気循環の応答について示した。2 週間気温予報や天候監視で着目する数日以上の時間スケールをもつ赤道波としては、それぞれ下記の特徴を持つ赤道ケルビン波、赤道ロスビー波が挙げられる。

赤道ケルビン波:

- ・振幅は赤道で最大、緯度方向に指数関数的に減少
- ・気圧、東西風偏差は赤道をはさんで南北対称
- ・高気圧偏差の領域が西風、低気圧偏差の領域が東風
- ・赤道域を速い速度で東進
- ・傾圧構造(上・下層で逆位相)

赤道ロスビー波:

- ・赤道からある程度離れた(ロスビー変形半径(約 1500km)程度)ところが高・低気圧偏差のピーク²
- ・気圧偏差に沿った風偏差(例えば、低気圧領域では、北半球は反時計回り、南半球は時計回り)
- ・ゆっくり(赤道ケルビン波の東進する速さの 1/3)と西進
- ・傾圧構造(上・下層で逆位相)

第 3.4-1 図は、これらを模式的に示したもので、熱源の北西・南西側には赤道ロスビー波に対応する下

層低気圧性循環偏差と上層高気圧性循環偏差、熱源の東側の赤道域には赤道ケルビン波に対応する下層東風、上層西風偏差という、松野・ギル応答が見られ、季節予報支援資料や異常天候の解説等でも、しばしば参照されている。

(2) 熱帯の対流活動に対する中・高緯度への影響

(1)は静止大気での話であるが、基本場として偏西風、特にジェット気流などを含む場合には、熱帯の対流活動による大気循環への影響は中・高緯度により大きく及ぶ。第 3.4-2 図は、Jin and Hoskins (1995)による、赤道に定常的な熱源を与えたときの大気循環の応答である。左列((a), (b))は背景場がない場合で、先の第 3.4-1 図と同じ状況を示している(等値線は流線関数³を示していることに留意)。このとき、中・高緯度には強い応答は見られない。

右列((c), (d))は冬(12~2 月)の帯状平均を背景場として左列と同様の熱源を与えたときの大気循環の応答を示している。熱帯では左列(背景場のないとき)と同様の松野・ギル応答のような偏差が見られる。これに加えて、北太平洋には、北東方向(下流)に波列状の応答が見られている。この波列は、第 3.2 節で述べた定常ロスビー波と同様に、等価順圧な構造(上・下層とも同じ流れの偏差)となっており、熱帯の対流活動による加熱の影響で、中・高緯度の偏西風帯にロスビー波が励起されたことが反映されている。

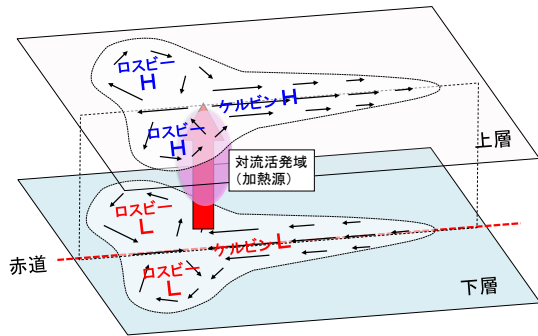
なお、熱帯の対流活動が中・高緯度の偏西風帯のロスビー波を引き起こすきっかけとしては、次の 2 つのケースが考えられる。

- ・熱帯の対流活動の活発(不活発)による赤道ロスビー波に対応する上層の高(低)気圧性循環の一部が、亜熱帯ジェット気流近傍(鉛直西風シアのある領域)と重なる場合、傾圧的な赤道ロスビー波の一部が順圧的なロスビー波に変換され、偏西風の下流へ等価順圧なロスビー波が伝播する。

¹ 平井 雅之

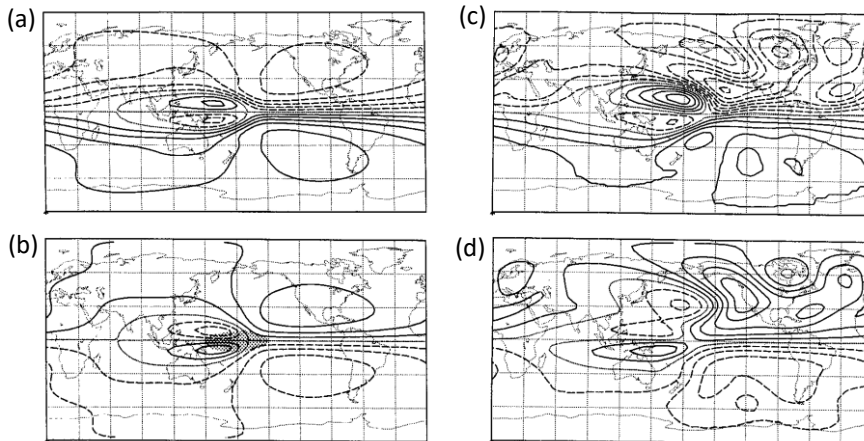
² ここでは最も大きな南北スケールをもつ成分について示す。

³ 流線関数は、大気の大規模な流れについて、流れに平行な成分と直交する成分(発散・収束)に分けたときの、平行な成分を表す量。正(負)の値の場合、右(左)回りの流れを表すように定義される。例えば、北半球では、正(負)の値の場合、高気圧性(低気圧性)循環を表す。



第 3.4-1 図 松野・ギル応答の模式図

Matsuno(1966)や Gill(1980)をもとに、赤道上に対流活動活発域を想定したときの熱帯の大気循環の応答の模式図。



第 3.4-2 図 Jin and Hoskins (1995)による、赤道に定常的な熱源を与えたときの大気循環の応答

左列(a), (b)は背景場がない静止大気中の上層及び下層の流線関数の応答、右列(c), (d)は12~2月の帯状平均を背景場として同様の熱源を与えたときの大気上層及び下層の流線関数の応答を示す

© American Meteorological Society. Used with permission.

・熱帯域の対流活動活発(不活発)による上層の発散(収束)風が、亜熱帯ジェット気流近傍に上層高(低)気圧性の循環を励起させる⁴。

3.4.2 熱帯の季節内変動

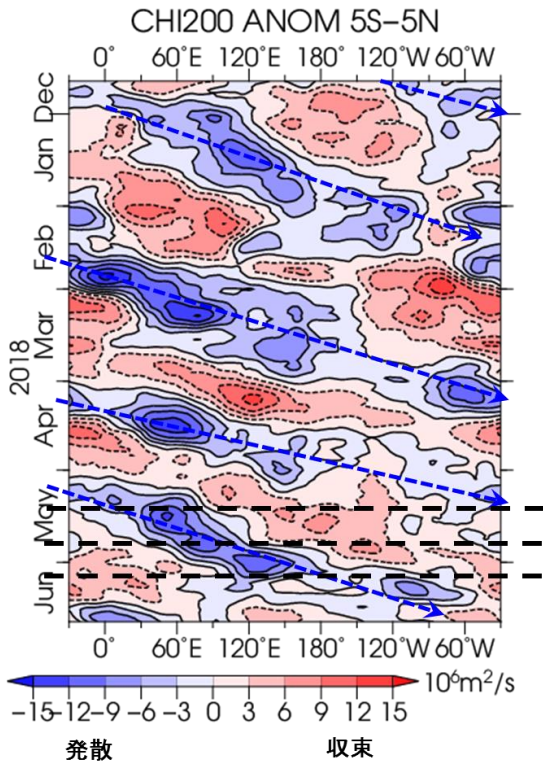
熱帯では、対流活動の活発・不活発な傾向を示す領域が、赤道上を1周する、マッデン・ジュリアン振動(Madden-Julian Oscillation: MJO, Madden and Julian, 1971, 1972)が見られ、これは熱帯の季節内の時間スケールで最も卓越する変動として知られている。MJOの振幅の変動は大きく、明瞭に見られるときもあれば、不明瞭で東進が連続的に見られないときもある。MJOが東進する速度は、対流活動と結びつきが強いときに

は遅くなり、およそ30から60日かけてゆっくりと赤道上を東進する傾向がある。一方、対流活動との結びつきが弱いときは、気圧・風偏差が赤道ケルビン波のように速く東進し、およそ2週間程度で全球を一周することもある。なお、実際の季節予報の支援資料等での解説では、対流活動と気圧・風偏差が結びついたMJOの遅い東進と対流との結びつきが弱い気圧・風偏差の速い東進を明確に区別せず、「熱帯の季節内変動の東進は...と見込まれる」と解説することが多い。

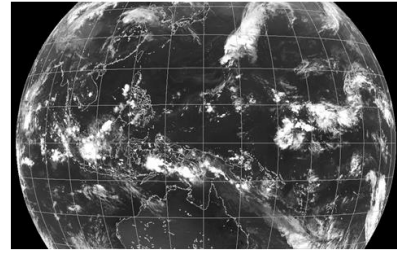
MJOを含む熱帯の季節内変動の診断には、上層の大規模発散・収束を表す赤道域の200hPa速度ポテンシャル(量)⁵がしばしば使われる。なお、実況の監

⁴ 亜熱帯ジェット気流が流れる緯度では、絶対渦度(相対渦度+惑星渦度)の南北の傾きが大きく、熱帯の対流活動活発に伴う発散風によって低緯度側の小さな渦度が北向きに移流されることにより(渦度の小さな)高気圧性の渦が作られる。特に、ジェット気流近傍では絶対渦度の緯度変化が大きく、渦度が効果的に生成される。負の渦度が効果的に生成されることについては、渦度方程式を用いて説明する必要がある(平成24年度季節予報研修テキスト第5.3.2節付近を参照していただきたい)。

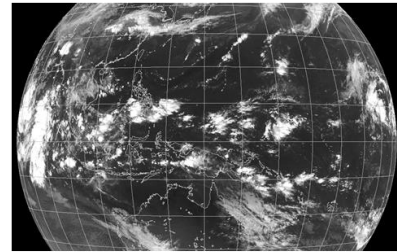
⁵ 速度ポテンシャルは、大気の大規模な流れについて、流れに平行な成分と直交する成分(発散・収束)に分けたときの、発散・収束成分を表す量で、負(正)の値が大きいほど、大規模発散(収束)が強いことを意味するように定義される。熱帯では対流活動が活発なほど、速度ポテンシャルが上層で小さく、下層で大きくなる(上層発散・下層収束)。



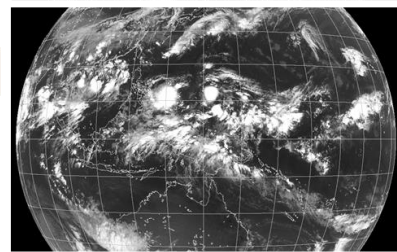
2018.5.15
太平洋は、
対流不活発位相



2018.5.25
インド洋東部ま
で対流活発位
相が東進



2018.6.4
太平洋は、
対流活発位相



第 3.4-3 図 2018 年前半の熱帯季節内変動の例

左列は、JRA-55 による赤道域 (5°S~5°N) の大気上層 200hPa の速度ポテンシャル偏差の時間経度断面図。黒破線は、右図の参考とするため、5 月 15 日、6 月 4 日の時期を示す。青矢印は、上層発散偏差の東進を示す。

右図は、上から 2018 年 5 月 15 日、25 日、6 月 4 日の気象衛星赤外面像 (ひまわり) で、画像中央の経線が 140°E。

視には OLR⁶も多用される。第 3.4-3 図は、2018 年前半の赤道域の 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差の時間経度断面図である。上層の発散偏差と収束偏差に対応する速度ポテンシャルの負偏差域と正偏差域がそれぞれ東進している様子が見られる。右図に、5 月中頃から 6 月はじめにかけての太平洋西部を中心とした気象衛星 (ひまわり) の赤外面像を示す。5 月 15 日時点では、太平洋は対流不活発位相 (上層収束に対応する速度ポテンシャル正偏差) が位置しており、太平洋西部の熱帯域の対流雲は少ない。5 月 25 日時点では、対流不活発位相が太平洋の日付変更線の東側まで東進する一方、インド洋には対流活動の

活発位相 (速度ポテンシャル負偏差) が東進し、衛星画像でもインド洋には対流雲が多く、太平洋東部は依然として対流雲の少ない状態が続いていることが確認できる。6 月 4 日には、対流活動の活発位相が太平洋に東進し、衛星画像でも対流雲が多く発生していることが確認できる。このように、個々の対流雲が赤道域を一周東進しているわけではないが、対流活動活発・不活発になりやすい領域が、季節内変動に伴い東進している。

3.4.3 熱帯の季節内変動の日本付近への影響

第 3.4.1 項で示したように、季節内変動などにより熱帯の対流活動が変わると、偏西風帯にロスビー波が励起され、下流 (東) へ並エネルギーが伝播してロスビー波列が作られることで、中・高緯度へも影響が及ぶ (Matthews et al. 2004)。MJO に関わる中・高緯度への具体的な遠隔影響については、多くの研究が行わ

⁶ 大気上端の外向き長波放射量 (Outgoing Longwave Radiation; OLR) は、雲頂や地表面から射出された長波放射を表す。熱帯では層状雲より対流雲が卓越するため、値が小さいほど積乱雲の発生・発達が生起 (積雲対流の活発傾向) なことを意味する (気象衛星の赤外面像で、より白く写る状況をイメージするとよい)。

れてきた。例えば、MJO と太平洋—北米パターン (PNA パターン) の関連は、第 3.2.2 項で解説したとおりである。また、Henderson et al. (2016) は、MJO と北半球高緯度の各地域のブロッキング頻度の関連について調べた。日本の天候に影響の大きい北太平洋高緯度 (140°E~160°W) のブロッキング頻度は、対流活動の活発位相がインド洋西部からインドネシア付近へ東進するときに小さく、対流活動の活発位相が太平洋西部から東部、大西洋へ東進するときに大きくなることを示した。これには、MJO に伴う対流活動によって励起された亜熱帯ジェット沿いのロスビー波列によって、中・高緯度の高度の南北勾配が増大または減少することが、ブロッキング頻度の増加・減少に影響することを指摘している。

Takahashi and Shirooka (2014) は、北半球冬季の北太平洋のストームトラックの活動度⁷と MJO の位相との関連について、エルニーニョ・ラニーニャ現象時に分けて示した。MJO の対流活動の活発位相がインド洋から海洋大陸にあるときは、ラニーニャ現象時は北太平洋の西部 (日本の東を含む) で、エルニーニョ現象時は北太平洋の中部 (日本のるか東海上) でストームトラックの活動度が大きくなる。MJO の対流活動の活発位相が太平洋西部から中部にあるときは、ラニーニャ現象時は高緯度でストームトラックの活動度が弱く、エルニーニョ現象時は北太平洋の中緯度で強くなる傾向があることを示した。

また、北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) との関係についても調べられており、Cassou (2008) では、MJO の対流活動の活発位相が太平洋西部か中部を東進するときに正の NAO、太平洋東部から大西洋を東進するとき負の NAO が現れやすいことが示された。

このような MJO による大気循環への影響を踏まえて、Matsueda and Takaya (2015) は、MJO の位相と顕著な気温の出現頻度の統計関係が全球的に及んでいることを示した。また、それによると、気象庁の 1 か月アンサンブル予報システムの再予報において、MJO の振幅が大きい時には予測 2 週目の顕著な気温の予測

精度が平常なときに比べて高くなることを示した。このため、MJO と日本付近への影響を把握しておくことは、2 週間気温予報等の予報作業で有用と言える。

以下では MJO をふくむ熱帯季節内変動の日本付近への影響の特徴を示すが、冬と夏でその特徴に違いがあることが知られているため、冬と夏に分けて示す。

(1) MJO の日本付近への影響 (冬)

遠藤と原田 (2008) は、MJO と日本の冬の天候との関連について示した。ここでは、遠藤と原田 (2008) で示された知見について、現用の大気再解析データである気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; 古林ほか, 2015) を用いて再計算したもので解説する。

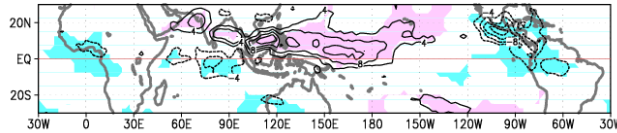
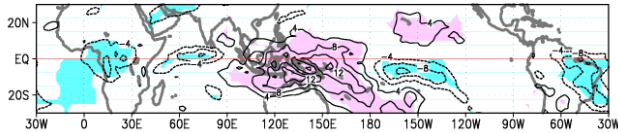
MJO の位相や振幅の監視には、しばしば MJO 指数 (Wheeler and Hendon 2004) を基にした方法が用いられる⁸。第 3.4-4 図に、MJO の位相を 8 つの位相に層別化したときの OLR の合成図を示す。位相 1 から 8 は、対流活動の活発位相がインド洋から太平洋、大西洋へ東進することに対応している。

第 3.4-5 図は、MJO の位相ごとの日本付近の 850hPa 気温の合成図を示している。MJO の対流活動の活発位相がインド洋西部に位置するときは日本付近で高温傾向、インドネシアから太平洋西部に位置するときは低温傾向が見られる。このうち、日本付近で高温及び低温傾向が見られた、位相 2 (対流活動の活発位相がインド洋西部に位置し日本付近が高温傾向) と位相 6 (対流活動の活発位相がインドネシアから太平洋西部に位置し日本付近が低温傾向) の各要素の合成図を、第 3.4-6 図に示す。

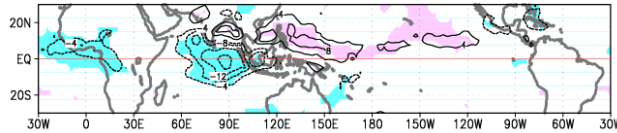
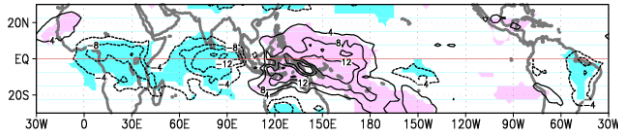
⁷ 運動エネルギー・じょう乱成分の鉛直平均 (925~200hPa)

⁸ オリジナルの方法と比べて、代替の要素を使う (OLR の代わりに 200hPa 速度ポテンシャル) ことがある。

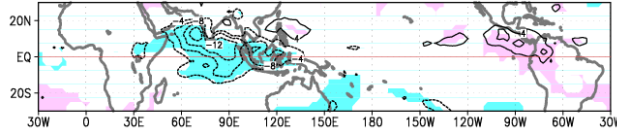
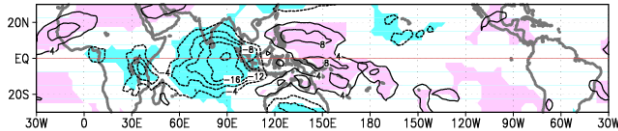
位相1 (大西洋 ~アフリカ)



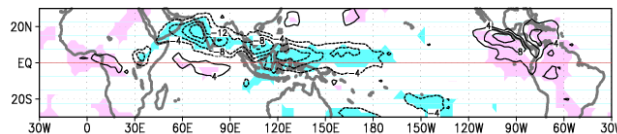
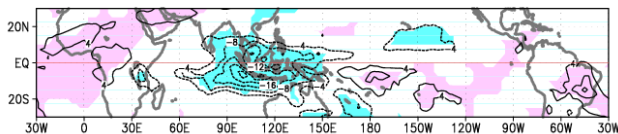
位相2 (インド洋西部)



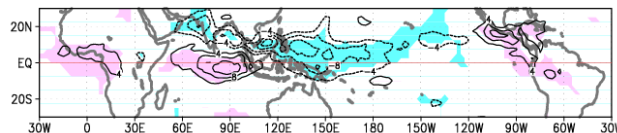
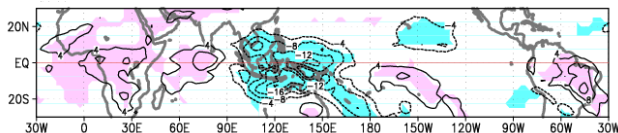
位相3 (インド洋中部)



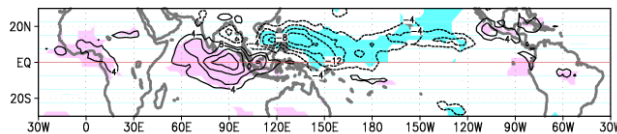
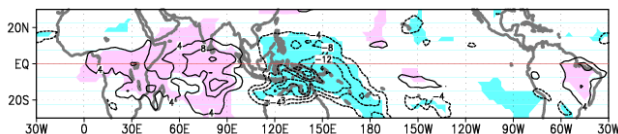
位相4 (インド洋東部)



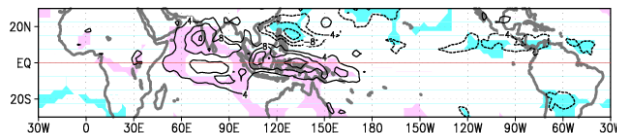
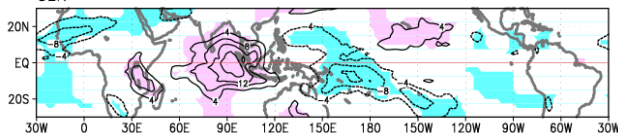
位相5 (インドネシア)



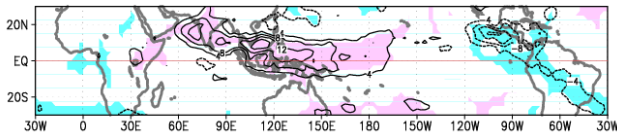
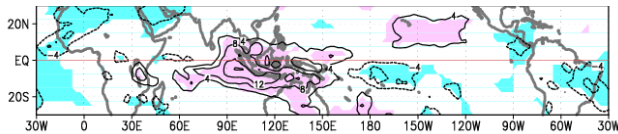
位相6 (太平洋西部)



位相7 (太平洋中部~太平洋東部)

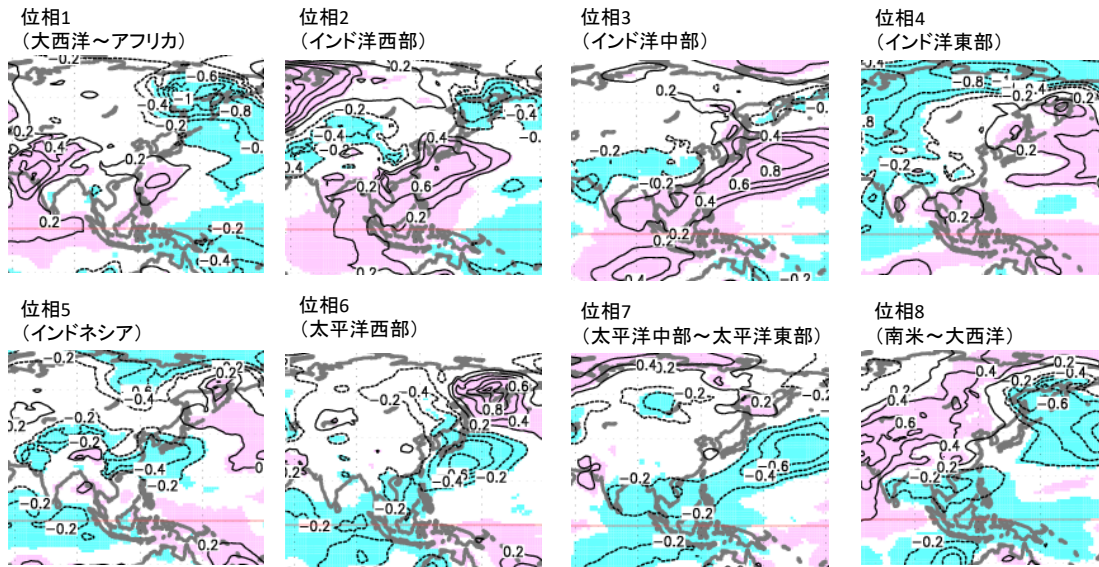


位相8 (南米~大西洋)

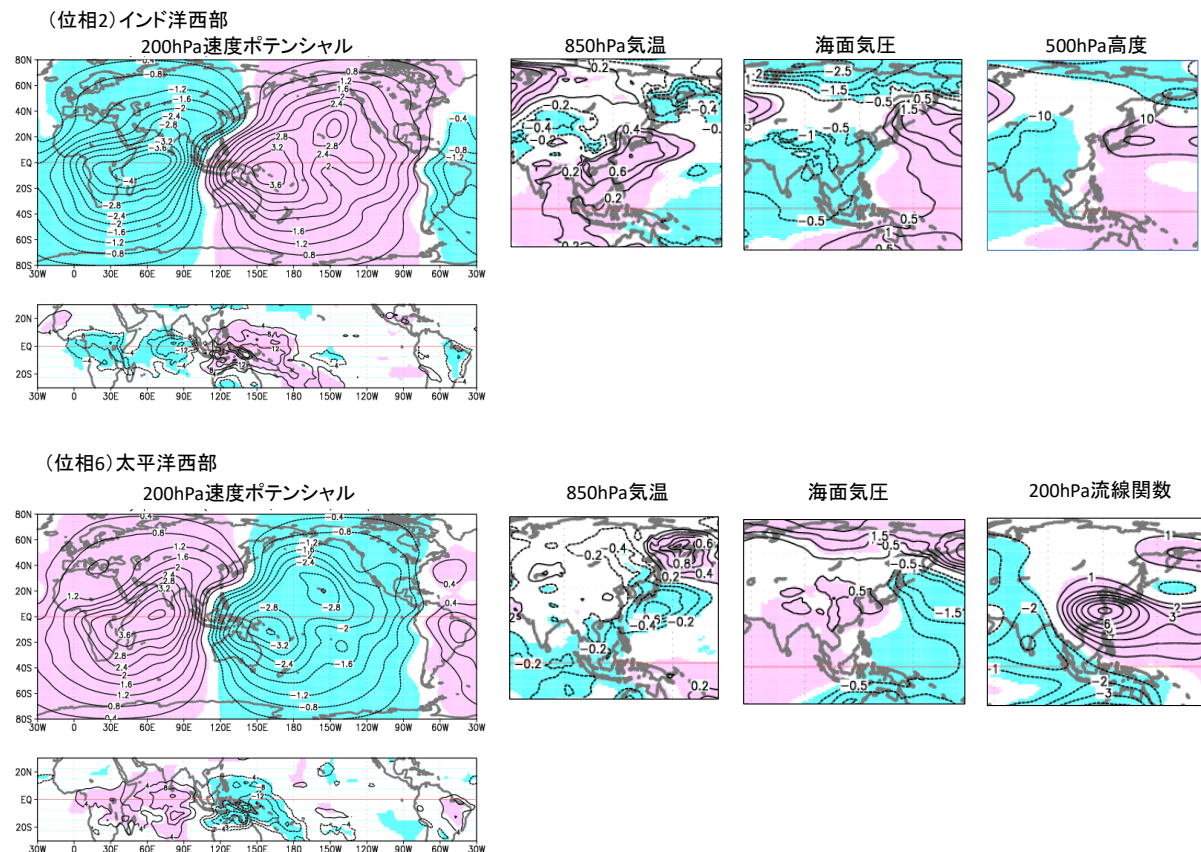


第 3.4-4 図 冬(12~2月;左)と夏(6~8月;右)の MJO の位相ごとの OLR 偏差の合成図

MJO 指数の振幅が 1 以上の事例の合成図を示す。等値線は OLR 偏差で 4W/m^2 ごと、陰影は 95% の水準で統計的に有意な領域を示す。MJO 指数は、Wheeler and Hendon (2004) を基に、JRA-55 の風と米国海洋大気庁 (NOAA) 気候予測センター (CPC) の OLR データにより再計算した。統計期間は、それぞれ 1979/80 冬~2011/12 冬、及び 1980 年夏~2012 年夏。



第 3.4-5 図 冬(12~2月)の MJO の位相ごとの日本付近の 850hPa 気温偏差の合成図
 計算方法は第 3.4-4 図と同様。等値線は気温偏差で 0.2°C ごと、陰影は 95% の水準で統計的に有意な領域を示す。



第 3.4-6 図 冬(12~2月)の MJO 位相が 2(対流活動の活発位相がインド洋西部)と位相 6(対流活動の活発位相がインドネシアから太平洋西部)の各要素の合成図
 上段は位相 2 の 200hPa 速度ポテンシャル(等値線の間隔は $0.4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、OLR(同 $4 \text{ W}/\text{m}^2$)、850hPa 気温(同 0.2°C)、海面気圧(同 0.5 hPa)、500hPa 高度(同 10 m)の年平均偏差の合成図を示す。下段は位相 6 の合成図で、500hPa 高度の代わりに 200hPa 流線関数(等値線の間隔は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)を示す。計算方法は第 3.4-4 図と同様。

対流活動の活発位相がインド洋西部に位置するとき(第3.4-6図上段)には、海面気圧は日本の東で高く、西高東低の冬型の気圧配置が弱い。500hPa 高度は日本付近では東海上ほど高く、上空の偏西風が南西から北東に流れやすく、北からの寒気の流れ込みは弱い(予報現場で言われる西谷パターンの)状況となっている。これに対応して、下層気温は、特に東日本以西で高温傾向となっている。高温域はさらに日本の南海上からフィリピン付近まで広がり、北西の季節風に伴う下層寒気の流れが全体的に弱いことがうかがえる。また、フィリピンの東には、熱帯太平洋の MJO の対流不活発に対応して海面気圧が高くなっており、その北縁にあたる東シナ海から本州南岸にかけては、海面気圧が東西に相対的に低く、描画領域の上端にあたる OLR は小さくなっており、太平洋側は低気圧の影響を受けやすいことが考えられる。

対流活動の活発位相がインドネシアから太平洋西部に位置するとき(第3.4-6図下段)には、海面気圧では西高東低の冬型の気圧配置を強める偏差分布となっている。上層には華中東岸に高気圧性循環偏差、日本の東で低気圧性循環偏差の波列が見られ、日本付近の上層の流れは北西から南東の流れ(北から寒気の流れ込みやすい状態)となっている。この波列は、MJO の対流活動活発・不活発域に対応した太平洋西部での上層発散偏差(対流活動活発傾向)と整合的である。また、上層の流れに対応して、日本付近は東日本以西に低温傾向が見られる。なお、使用したデータや期間が異なる Matsueda and Takaya (2015)では北日本付近で顕著な低温の出現頻度が大きくなる傾向が示されており、日本付近は全体的に低温傾向が現れやすいと考えておくのがよいと考えられる。

先に述べた Takahashi and Shirooka(2014)によると、MJO の位相による北太平洋のストームトラックの活動の特徴は、エルニーニョ・ラニーニャ現象により異なることから、将来的には、MJO と日本の天候の関連についても、エルニーニョ・ラニーニャ現象により層別化した形で知見が整理できるとよいと考える。

(2) 熱帯季節内変動の日本付近への影響(夏)

北半球の夏季には、アジアモンスーンの季節進行と関連して、インド洋から太平洋西部における熱帯季節内変動に関わる対流活動の変動が赤道より北側の熱帯域で大きくなる(Lee et al. 2013)。また、夏のインド洋から太平洋西部では、赤道付近を対流活動活発・不活発域が東進する成分だけではなく、北進する成分も見られる(第3.4-4図右列)。例えば、位相1から4で対流活動の活発位相がインド洋からインドネシア付近を東進するとき、それから若干遅れてアラビア海(位相2)やベンガル湾(位相3)など、インド洋北部に対流活動活発域が見られる。同様に、位相4から7でインドネシアから太平洋の赤道付近を対流活動の活発位相が東進するとき、フィリピンからマリアナ諸島付近に対流活動活発域が見られる。このような夏に見られる対流活動活発・不活発域の北進は、MJO と付随した現象という見方ができる一方、MJO と積極的に区別して夏の季節内振動(Boreal Summer Intraseasonal Oscillation; BSISO)と呼ばれることも多い⁹。

夏の熱帯季節内変動は、熱帯域のモンスーン入りのタイミングに影響を与える(Wheeler and Hendon 2004)。また、季節内変動は各地域の熱帯低気圧の発生や活動度にも影響を与え(Klotzbach 2014)、数値予報モデルの予測2週目でも概ね再現することができる(Lee et al. 2018)。北西太平洋での熱帯低気圧の発生や活動度は、MJO の対流活動の活発位相が太平洋を東進しているとき(位相5, 6付近)大きく、インド洋を東進しているとき(位相2, 3付近)小さい。なお、Lee et al.(2018)では、気象庁の全球EPSをはじめとした世界の主要な数値予報機関のモデルの予測特性が示され、それによれば全球EPSの予測2週目では熱帯低気圧発生数は過少ではあるものの、MJO の位相別の発生傾向は解析に近いと指摘されている。

BSISOの監視指数はKikuchi et al. (2012)やLee et al.(2013)などにより提唱され、気候監視の現場でも利用されている。第3.4-7図は、Lee et al.(2013)と同

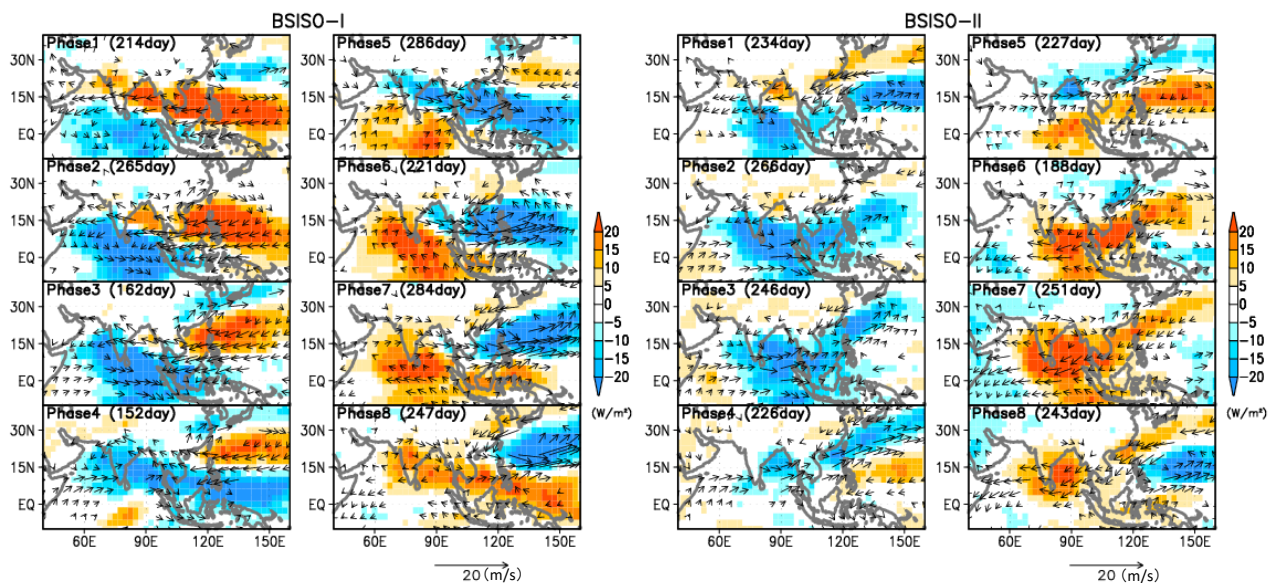
⁹ 1か月予報の支援資料などの解説では、季節内変動の北進モードと書かれることが多い。

じ手法で JRA-55 の解析データを用いて気象庁の平年値期間(1981~2010年)で再計算した、BSISO の位相別の合成図である。BSISO は熱帯インド洋や太平洋西部を北東進するモード(Yasunari 1979)と、北西進するモード(Murakami 1984)の2つの変動の大きな領域に分けられ、それぞれ BSISO-1, -2 と示されることもある。BSISO-1 の合成図に着目すると、位相1から4(5から8)では、インド洋北部を対流活動活発(不活発)域が北東進する傾向が見られる。また、BSISO-2 では、位相1から3にかけてフィリピンからベンガル湾を対流活動活発域が北西進、位相4ではベンガル湾から本州の南にかけて対流活動活発域が西から東へ広がる傾向が見られる。なお、インド洋から太平洋西部で対流活動活発・不活発域の北進はしばしば見られるものの、MJO に比べて BSISO の位相の移り変わりは明瞭に見られないことも多く、位相の移り変わりについては参考程度として、後で例示するように対流活動に関わる要素の緯度時間断面図で確認するのがよいと考える。

夏の季節内変動は、主にフィリピン付近の対流活動の変動に関連したテレコネクションを通じて、日本の天候にも大きな影響を与える。夏の日本の天候に大きな影響を与えるテレコネクションパターンとして、

古くから Pacific-Japan (PJ) パターンが知られている(Nitta 1987)。PJパターンは、第3.2.2項で解説されているように、熱帯太平洋西部(フィリピン付近)の対流活動の変化に伴って、そこから日本付近、北太平洋に向かう波列として見られるテレコネクションパターンである。

なお、Nitta(1987)で示されたPJパターンでは、フィリピン付近と本州付近の高度・気圧場が逆偏差パターンとなるが、実際には太平洋西部といっても対流活動の活発域の場所により波列パターンがずれ、日本付近への影響の仕方も異なるため、「フィリピン付近で対流活動活発=日本付近は太平洋高気圧に覆われやすい」と安易に考えることには懸念がある。第3.4-8図は、7から8月の太平洋西部のいくつかの領域の降水量と海面気圧の相関を示している。20°N帯のフィリピン付近が多雨のときは、本州付近で気圧が高く、太平洋高気圧に覆われやすいことを見込まれる。Nitta(1987)で示されたオリジナルのPJパターンは、これに近い。一方、10°N帯のフィリピン付近が多雨のときは、統計的に有意ではないものの本州の南東海上で気圧が高く、本州付近は太平洋高気圧の縁辺に位置し、湿った空気の影響を受けやすいと見込まれる。また、対流活動活発域が140°Eより東に位置するときも、そ



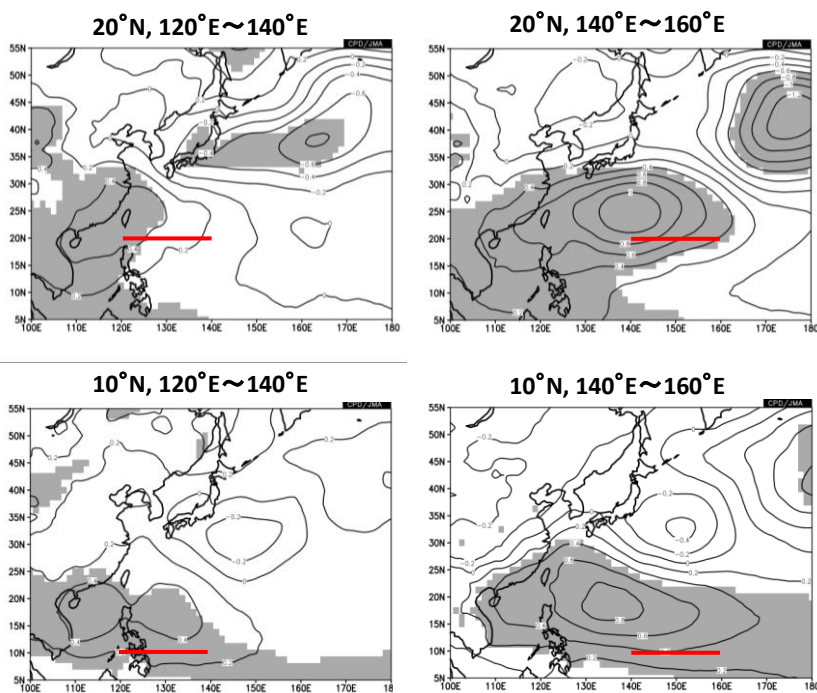
第3.4-7図 BSISOの位相別のOLR偏差(陰影)と850hPa風偏差(矢印)の合成図

左はBSISO-1、右はBSISO-2の位相別の合成図を示す。Lee et al.(2013)を基に、JRA-55の解析データの平年値期間1981~2010年で再計算したもの。

の北側の高気圧性偏差は日本の東へ位置し、縁辺の湿った空気の影響を受けやすくなる。

最後に2017年8月に見られた熱帯季節内変動の例を示す。2017年8月は、北日本と東日本太平洋側では前線やオホーツク海高気圧に伴う冷たく湿った気流により、顕著な日照不足となり、特に東北太平洋側は記録的な寡照(統計開始は1946年)となった。一方、沖縄・奄美を中心に九州にかけては太平洋高気圧に覆われやすく顕著な高温と多照になった¹⁰。赤道域の上層発散場の時間経度断面図によりMJOとして熱帯季節内変動が東進するモードを見ると(第3.4-9図左)、日本の天候に影響を及ぼす太平洋西部では7月中旬頃に対流活動の活発位相が通過した後、8月はじめには対流不活発位相が通過している。北進モードの監視には、BSISO指数のほかに、ある経度帯のOLRなどの緯度時間断面図もよく使われる。日本付近の経度帯のOLRと下層の流線関数の緯度時間断面図

では、太平洋西部の赤道域を対流不活発位相が東進した8月はじめに対流不活発域(下層高気圧性循環偏差で太平洋高気圧の張り出しの強い領域)が10°N付近に位置し、8月終わりにかけて30°N付近まで北上している(第3.4-9図右)。この対流不活発及び下層高気圧性循環偏差の北進を平面図で示したものが第3.4-10図である。8月上旬から中旬にかけて、フィリピンの東で下層高気圧性循環偏差となり、さらに北へ波列パターンが見られ(負のPJパターン)、本州付近は低気圧性循環偏差、北海道の北は高気圧性循環偏差が見られる。この時期の海面気圧を見ると(第3.4-11図)、沖縄・奄美から本州の南海上では太平洋高気圧が強いものの、日本海中部から東日本は東西に気圧が低く前線帯となり、オホーツク海はオホーツク海高気圧に対応した高気圧偏差が見られる。オホーツク海高気圧の発生の直接のトリガーは、偏西風の蛇行に伴うシベリアでの上層リッジの発達である



第3.4-8図 7~8月の太平洋西部の熱帯域のOLRに対する海面気圧の回帰係数

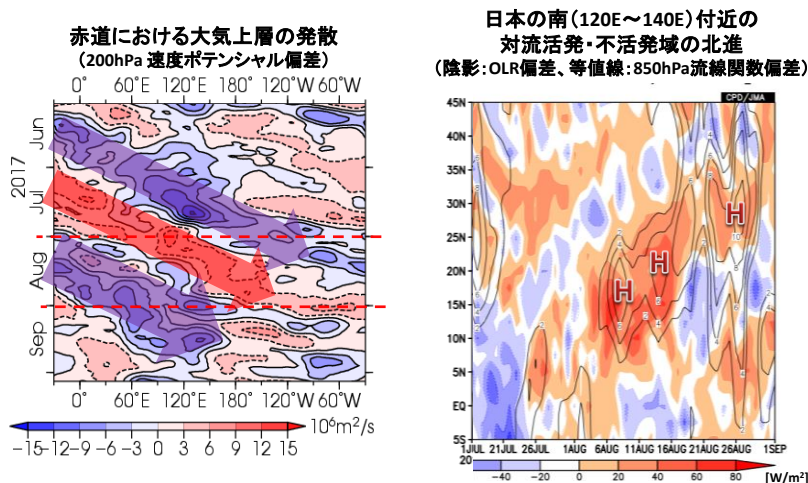
各図の赤の領域(緯度経度を図上に示す)のOLRに対する海面気圧の回帰係数(等値線、0.2hPaごと)を示す。陰影は、95%の水準で統計的に有意な領域を示す。統計期間は1979年~2018年。海面気圧はJRA-55、OLRは米国海洋大気庁(NOAA)気候予測センター(CPC)の解析データを用いた。

¹⁰ 詳細は、気候変動監視レポート2017(気象庁, 2017)のトピックスIを参照のこと。

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2017/pdf/ccmr2017_topics.pdf

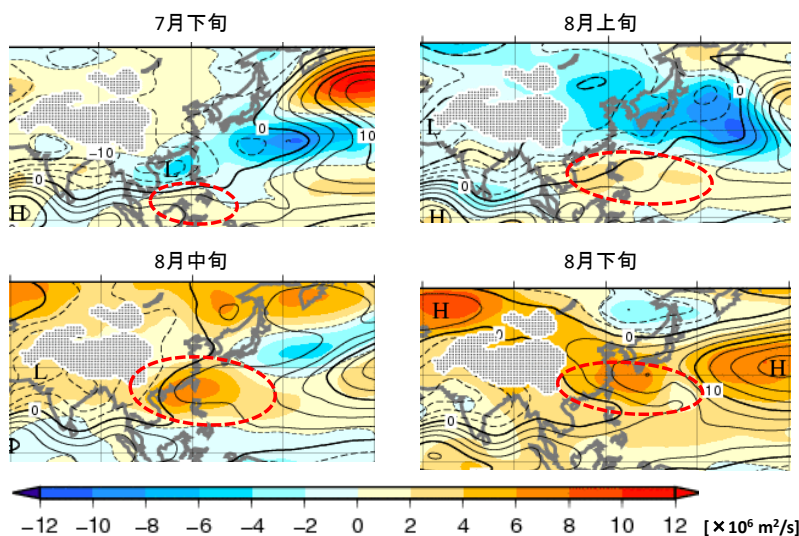
が(第 3.5 節)、太平洋西部の対流不活発から負の PJ パターンを通じてオホーツク海周辺の高度場が上がりやすく、オホーツク海高気圧の発生に寄与しているとみられる。8 月下旬は、負の PJ パターンの波列が北へずれ、西日本以南は下層高気圧性偏差となり、太平洋高気圧に覆われやすく高温・多照となった。北・東

日本では、オホーツク海高気圧は解消したものの、太平洋高気圧の北縁に位置したため低気圧や前線の影響を引き続き受けやすく、日照不足の状態が続いた。



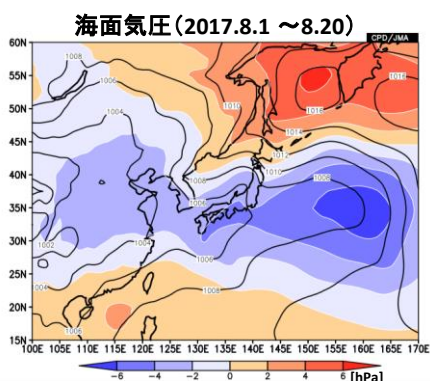
第 3.4-9 図 2017 年夏に見られた熱帯季節内振動

左図は、(5°S~5°N)の大気上層 200hPa の速度ポテンシャルの時間経度断面図で、上層発散(青)、収束(赤)偏差の東進を矢印で示す。右図は、日本の南(120°E~140°E)の OLR(陰影)と 850hPa 流線関数(等値線)の緯度時間断面図で、図中の H マークは、流線関数の正偏差の極大(下層の高気圧性循環偏差の極大)かつ OLR の大きい領域を示す。



第 3.4-10 図 2017 年夏の 850hPa 流線関数の推移

等値線は 850hPa 流線関数、陰影は平年偏差を示す。熱帯季節内変動の北進モードに対応して、フィリピンから日本の南を正偏差域が北上している(赤縞線で示された領域)。



第 3.4-11 図 2017 年 8 月 1 日から 20 日の海面気圧

等値線は海面気圧で 2hPa ごと。陰影は海面気圧の平年偏差を示す。

参考文献

- 遠藤洋一, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬季の日本の天候及び循環場との関係, *天気*, **55**, 159-171.
- 気象庁, 2017: 2017年8月の北・東日本太平洋側の不順な天候と沖縄・奄美の顕著な高温, 気候変動監視レポート2017, 1-3.
- 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第2章, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- Cassou, C., 2008: Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, **455**, 523-527.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Henderson, S. A., E. D. Maloney, and E. A. Barnes, 2016: The influence of the Madden-Julian oscillation on Northern Hemisphere winter blocking. *J. Climate*, **29**, 4597-4616.
- Jin, F. and B. J. Hoskins, 1995: The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307-319.
- Kikuchi K, B. Wang, Y. Kajikawa 2012: Bimodal representation of the tropical Intraseasonal oscillation. *Clim. Dyn.*, **38**:1989-2000.
- Klotzbach, P. J., 2014: The Madden-Julian oscillation's impacts on worldwide tropical cyclone activity. *J. Climate*, **27**, 2317-2330.
- Lee, J. Y., B. Wang, M. C. Wheeler, X. Fu, D. E. Waliser, and I. S. Kang, 2013: Realtime multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Clim Dyn.*, **40**, 493-509.
- Lee, C.-Y., S. J. Camargo, F. Vitart, A. H. Sobel, and M. K. Tippett, 2018: Subseasonal tropical cyclone genesis prediction and MJO in the S2S dataset. *Wea. Forecasting*, **33**, 967-988.
- Madden, R., and P. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R., and P. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Matsueda, S., and Y. Takaya, 2015: The global influence of the Madden-Julian oscillation on extreme temperature events. *J. Climate*, **28**, 4141-4151.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 24-43.
- Matthews, A. J., B. J. Hoskins, and M. Masutani, 2004: The global response to tropical heating in the Madden-Julian oscillation during the northern winter. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1991-2011.
- Mori, M., and M. Watanabe, 2008: The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 213-236.
- Murakami, M., 1984: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. II: Seasonal and intraseasonal variations during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 88-108.
- 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.
- Takahashi, C., and R. Shirooka 2014: Storm track activity over the North Pacific associated with the Madden-Julian Oscillation under ENSO conditions during boreal winter. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 10,663-10,683.
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.

3.5 日本の天候に影響を与える停滞性の高気圧¹

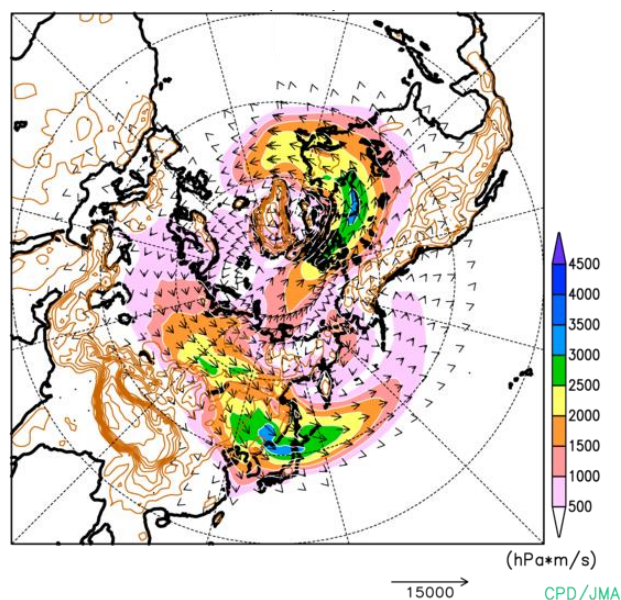
日本の天候は、冬は、大陸上のシベリア高気圧から吹き出す北西からの季節風の影響を受ける一方、夏になると、南の海上に位置する太平洋高気圧が優勢となり、高温多湿となるが、ときには日本の北東海上に位置するオホーツク海高気圧からの冷涼湿潤な気流の影響で、天候不順となることもある。本節では、日本の天候に影響を与える停滞性の高気圧(シベリア、オホーツク海、太平洋高気圧)について、その変動(特に季節内時間スケール)の特徴や要因を解説する。なお、藤川(2013)では、これらの高気圧の気候値的な特徴や形成メカニズム、経年変動について詳細な解説を行っているので、あわせて参照されたい。

3.5.1 シベリア高気圧

シベリア高気圧は冬にユーラシア大陸上で発達する停滞性の高気圧で、12月後半から1月前半の最盛期には中心付近の海面気圧(SLP)が1030hPaを超え、高気圧から吹き出す北西季節風によって東アジア周辺に寒気が流れ込むため、その変動は日本の冬の天候に大きな影響を及ぼす。第3.5-1図は、Iwasaki et al. (2014)に基づいて算出した1月の平均の大気下層の寒気の流れ(280K等温位面より下層の大気質量のフラックス; 寒気質量フラックス)であるが、シベリア高気圧の北東縁に沿ったユーラシア大陸東岸から日本付近にかけては、北米東岸とならび、高緯度帯の寒気が南へ流れ出す主要な経路であることがわかる。第3.5-2図は、1月下旬における日本の気温とSLPの相関係数で、日本のいずれの地域でも、気温が低いとき、シベリア高気圧の大陸東岸への張り出しが強い(等値線は平均のSLPを示す)傾向がみられる。北日本の気温はバイカル湖付近から中国東北区付近での高気圧の強まりと相関が高く、東日本は華北～華中、西日本は華中～華南、沖縄・奄美では華南～南シナ海のSLPと相関が高い。特に、華南方面へ高気圧が張り出すと、南シナ海や東南アジアへも寒気が流れ込み、これらの地域では気温低下だけでなく、積雲対流活動が活発となることもある(荻野, 2010)。

シベリア高気圧の季節内時間スケールでの増幅は、上空のブロッキング高気圧が関係していることが多い。Takaya and Nakamura (2005a, 2005b)は、シベリア上空でのブロッキング高気圧の発達について、①ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェット気流に沿った上流からの波束伝播により、西シベリアでリッジが増幅、ブロッキング高気圧に発達する場合(大西洋型)、②北太平洋東部で発達したブロッキングが東シベリアに西進する場合(太平洋型)の二つがあることを示した。大西洋型は波列状の偏差パターンとして現れ、ユーラシア(EU)パターン(第3.2.2項)と似ている一方、太平洋型は西太平洋(WP)パターン(第3.3節)に近い。

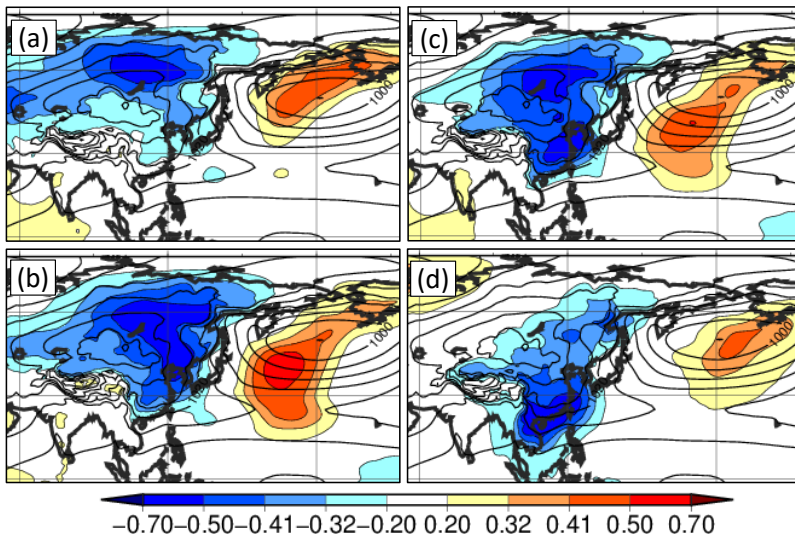
大西洋型として、第3.5-3図に日本付近に強い寒気が流れ込んだ2018年1月下旬の事例を示す。このとき、さいたま(埼玉県)では26日の日最低気温が観測史上1位の低温となる -9.8°C を記録するなど、東・西日本で気温がかなり低くなった²。ユーラシア大陸上では、寒気の流れ込みに先立つ1月中旬、寒帯前線ジェット気流に沿った波束伝播により、西シベリア付近でリッジが増幅し(同図(a))、ブロッキング高気圧となった(d)。シベリア高気圧は上空のリッジのやや南東を中心に発達(b)、次第に大陸東岸にかけて張り出し



第3.5-1図 1月の平均の寒気質量フラックス
280K等温位面より下層の大気質量のフラックス(矢印)とその大きさ(陰影)。1981～2010年平均。Iwasaki et al. (2014)に基づいて算出。茶色の線は標高(500m間隔)。

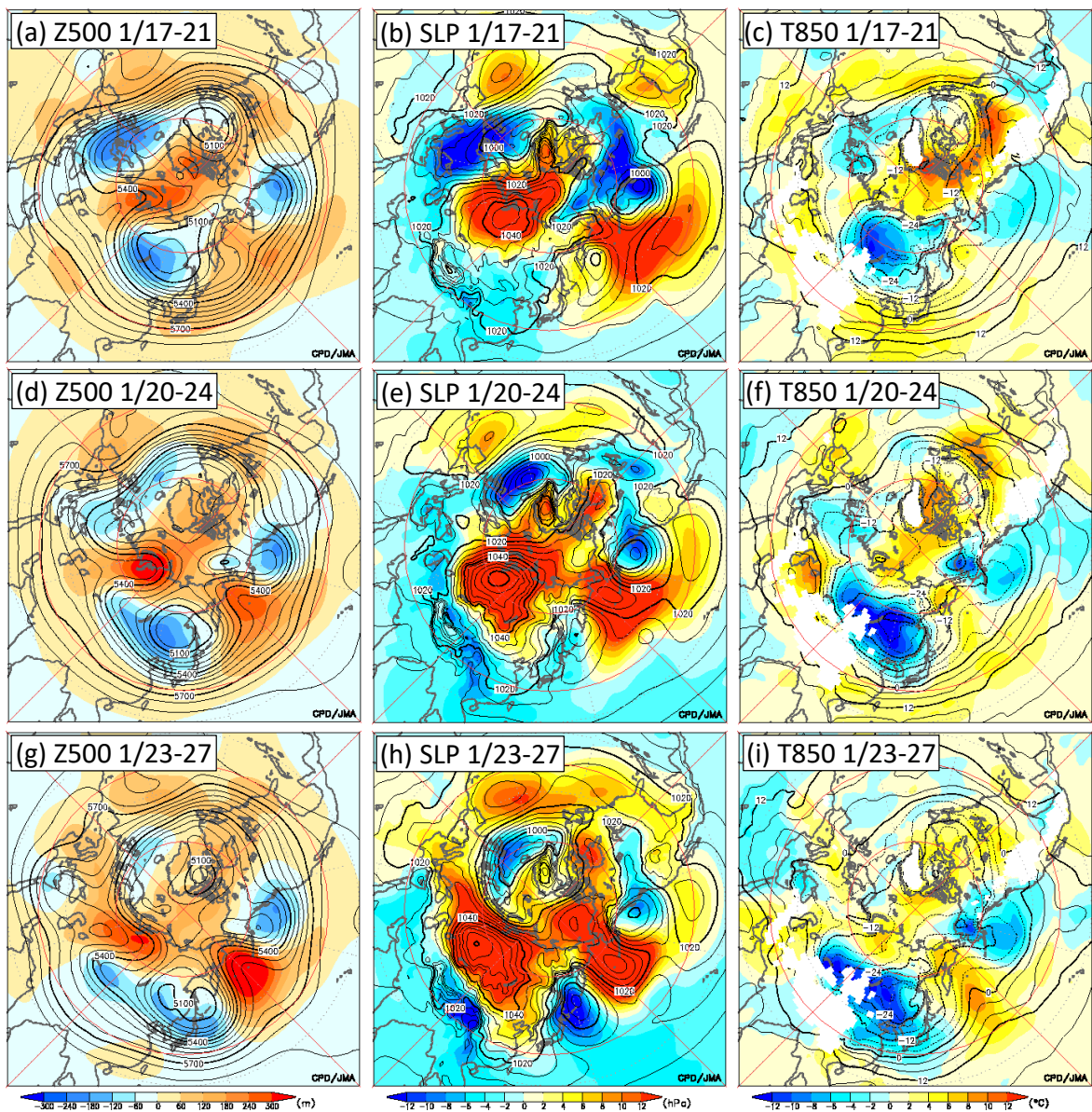
¹ 大野 浩史

² <https://www.jma.go.jp/jma/press/1802/01b/japan20180201.html>

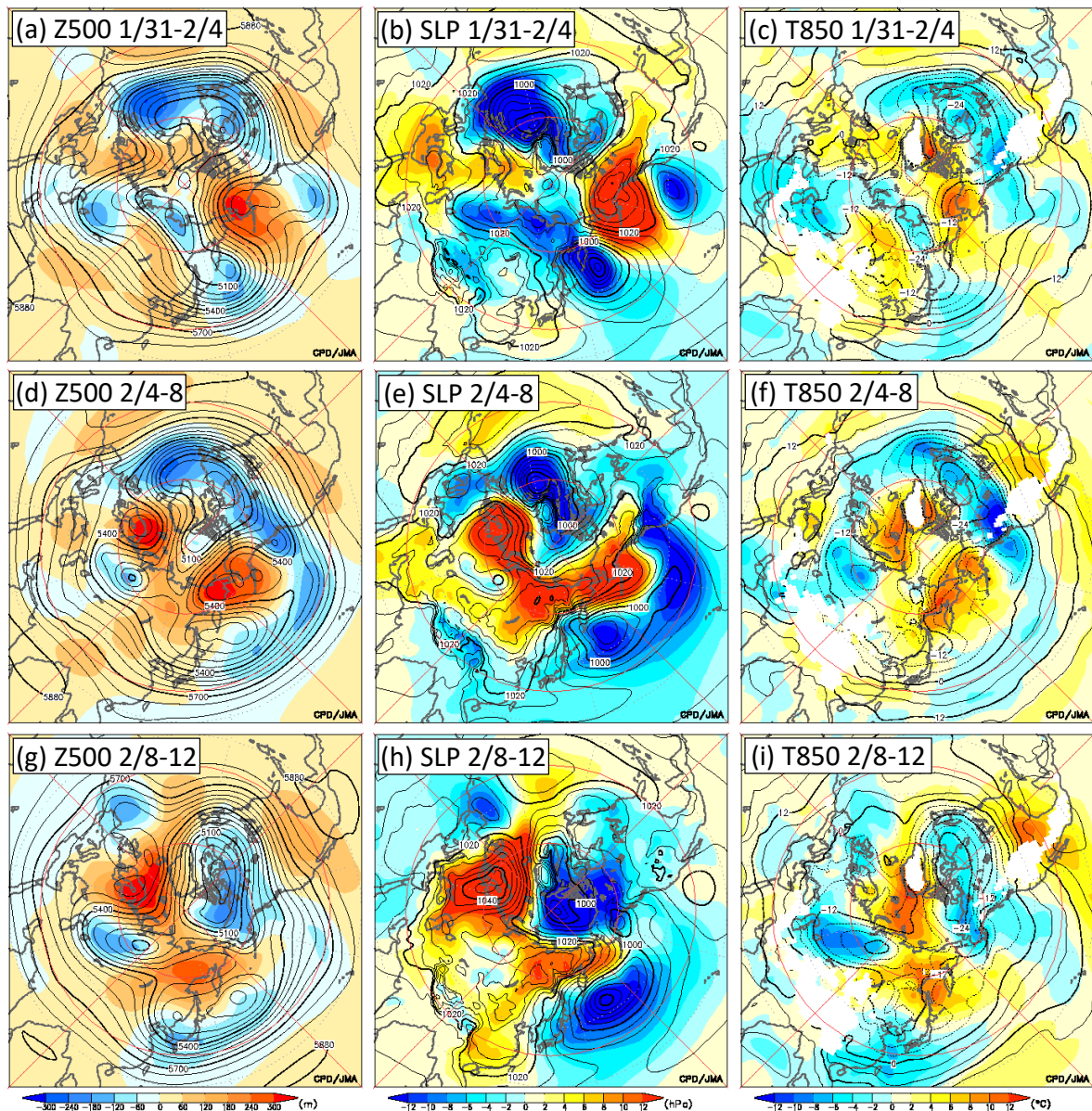


第 3.5-2 図 1 月下旬の (a)北日本、(b)東日本、(c)西日本、(d)沖縄・奄美の気温と SLP の相関係数

等値線は平年の SLP。統計期間は 1979～2017 年。相関係数 0.32、0.41 はそれぞれ 5%、1% の有意水準で有意となることに相当。地域平均気温は長期トレンドを除去後に相関係数を算出している。



第 3.5-3 図 2018 年 1 月後半の (a, d, g)500hPa 高度、(b, e, h)SLP、(c, f, i)850hPa 気温の推移 (a, b, c) 1 月 17～21 日、(d, e, f) 20～24 日、(g, h, i) 23～27 日の 5 日間平均。陰影は平年偏差。



第 3.5-4 図 2017 年 2 月前半の (a, d, g)500hPa 高度、(b, e, h)SLP、(c, f, i)850hPa 気温の推移 (a, b, c) 1 月 31 日～2 月 4 日、(d, e, f) 2 月 4～8 日、(g, h, i) 8～12 日の 5 日間平均。陰影は平年偏差。

(e)、日本付近で冬型の気圧配置が強まった(h)。このため、バイカル湖付近に蓄積していた強い寒気(c)が日本付近に流れ込んだ(f, i)。鉛直構造としては、通常、ブロッキング直下では順圧的な暖かい高気圧偏差となるが、その東側では、高気圧東縁の北風偏差による寒気移流により、地表付近を中心とした冷たい高気圧偏差(傾圧的な構造)となる。

第 3.5-4 図は、太平洋型によりシベリア高気圧が発達し、西日本を中心に寒気が流れ込んだ 2017 年 2 月前半の例である。この事例では、1 月下旬から北太平洋東部でブロッキングが発達し(同図(a))、2 月上

旬にかけてベーリング海(d)、東シベリア方面に西進した(g)。シベリア高気圧ははじめ東シベリアで強まり(e)、その後南に張り出したため(h)、西日本を中心に寒気が流れ込んだ(i)。ブロッキングの発達に対するロスビー波の波束伝播の寄与は不明瞭で、移動性擾乱の活動が寄与していたと考えられる(第 3.2.3 項)。

中三川ほか(2013)は、日本海側で「かなりの多雪」となったときの循環場の特徴として、シベリア上空でリッジが発達し、地表ではシベリア高気圧が強化、東へ張り出す傾向があることを示した。上空のリッジの発達については、東北日本海側より南で多雪になった場

合は、大西洋型に加え、太平洋型の特徴もみられたのに対し、北海道日本海側で多雪のときは、主に太平洋型の特徴がみられるようである。

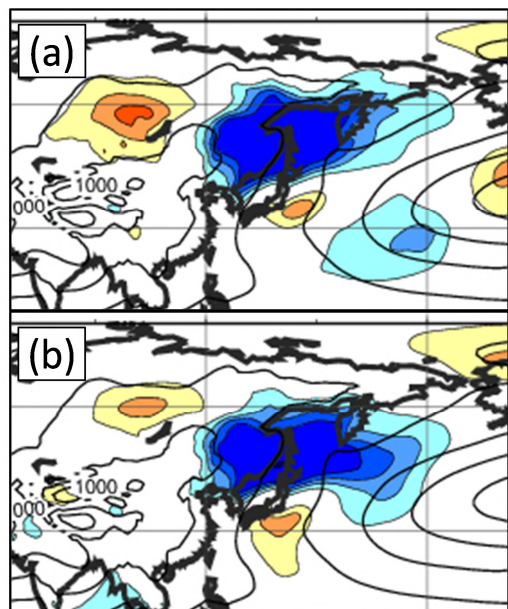
シベリア高気圧の発達に重要なシベリア上空でのリッジの発達について、当庁の全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の予測精度は、例えば、大西洋型として EU パターン指数、太平洋型として WP パターン指数の 2 週目のアノマリー相関係数はいずれも 0.6 程度(冬を初期値とした場合)と一定の精度がある。ただし、数値予報モデルは一般的にブロッキング高気圧の発生頻度が過小傾向のバイアスがあり(新保, 2017; 第 3.2.3 項も参照)、特に太平洋東部はブロッキングの過小バイアスが明瞭な地域の一つであるため、太平洋型によるシベリア高気圧の増幅も過少傾向となる可能性がある。

3.5.2 オホーツク海高気圧

オホーツク海高気圧は、暖候期にオホーツク海を中心に現れる背の低い高気圧である。下層雲や霧に覆われて日が射さず、冷たい海面水温もあいまって、地表付近に薄い寒気の層を伴う。平年では6月から8月上旬にオホーツク海付近が高圧部となるが、常に存在するわけではなく、ほとんど現れない年もある。第 3.5-5 図は7月下旬の北・東日本の気温と SLP の相関係数の分布である。図は省略したが西日本も含め、いずれの地域でも沿海州付近からオホーツク海にかけて負相関となっており、各地域で低温となるときはオホーツク海高気圧が発達する傾向がわかる。太平洋側の地域で寡照となったときも同様の分布となり、オホーツク海高気圧に沿った北東からの冷たく湿った気流により天候が不順になりやすいことに対応する。

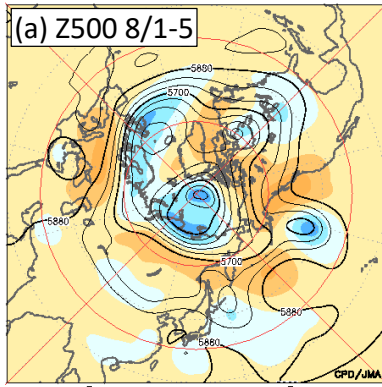
オホーツク海高気圧の季節内時間スケールでの増幅には、東シベリアからオホーツク海上空のブロッキング高気圧が大きく寄与している(Nakamura and Fukamachi, 2004 など)。このブロッキングの形成の要因については、前項同様、寒帯前線ジェット気流に沿った波束伝播と太平洋で発達したブロッキングの西進の二つが挙げられる。Nakamura and Fukamachi (2004) では、それぞれの現れやすさの季節的な違いから、前者を7月型、後者を5月型としている。

第 3.5-6 図は、2017 年 8 月前半に北・東日本太平洋側に不順な天候をもたらしたオホーツク海高気圧の事例である。2017 年夏は、7 月末にオホーツク海高気圧が発生、8 月前半にかけて持続したため、北・東日本太平洋側で日照不足となったほか、北日本太平洋側では低温となった³。オホーツク海高気圧が特に強まった8月中旬(同図(f, i))の500hPa 高度(e, h)をみると、東シベリアからオホーツク海ではリッジが増幅しており、ブロッキング的な流れとなっている。このブロッキングは、8 月初めにアラスカ付近で発達したリッジ(a)が、次第に東シベリア方面に西進したほか(b)、寒帯前線ジェット気流に沿った波束伝播により増幅した様子もみられ((e), 第 3.5-7 図)、5月型、7月型の両方の特徴を示している。地表付近のオホーツク海高気圧の位置(f, i)は、上空のリッジ(e, h)に比べ中心が南東側にずれており、やや傾圧的な構造となっている。これは、ブロッキングの直下では高気圧性循環偏差が励起され、その北東風偏差による寒気移流により、ブロッキングの南東側に地表付近を中心とした冷たい高気圧を形成したためとみられる(Nakamura and Fukamachi, 2004)。

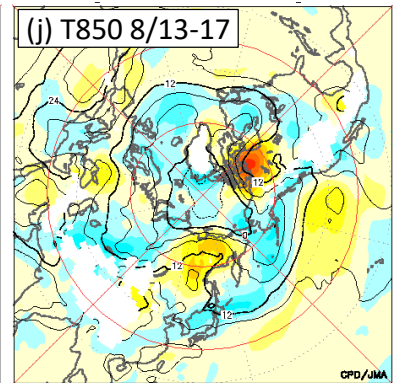
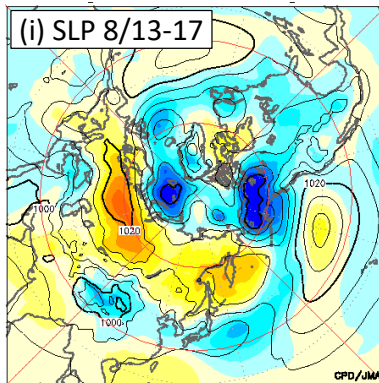
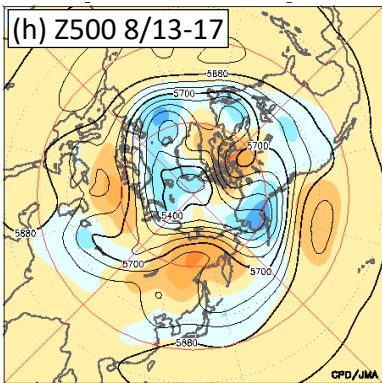
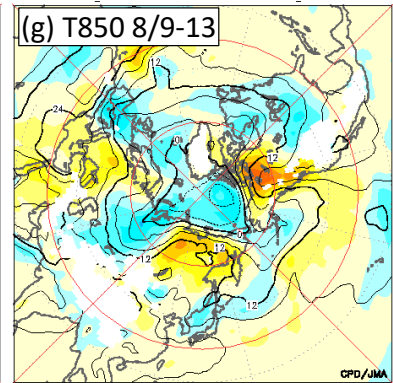
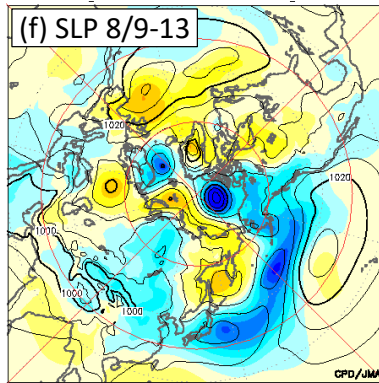
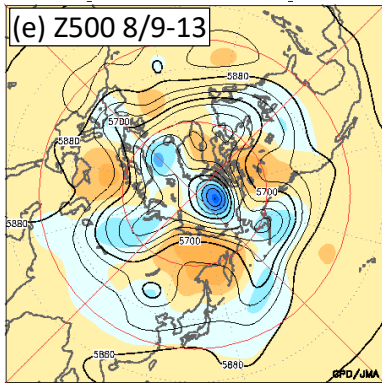
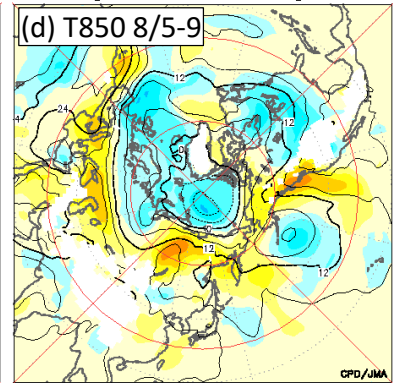
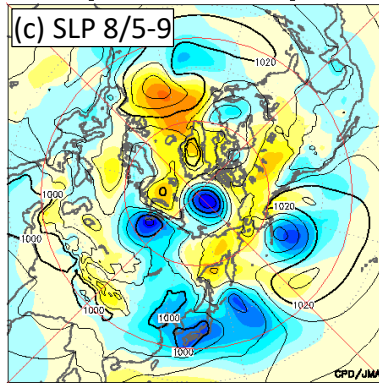
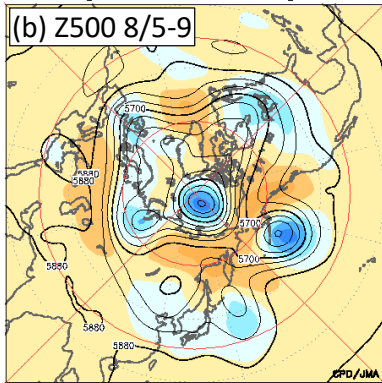


第 3.5-5 図 7 月下旬の(a)北日本、(b)東日本の気温と SLP の相関係数
詳細は第 3.5-2 図と同じ。

³ <https://www.jma.go.jp/jma/press/1708/17a/japan20170817.html>



第 3.5-6 図 2017 年 8 月前半の (a, b, e, h)500hPa 高度、(c, f, i) SLP、(d, g, j)850hPa 気温の推移
 (a) 8 月 1~5 日、(b, c, d) 5~9 日、(e, f, g) 9~13 日、(h, i, j) 13~17 日の 5 日間平均。陰影は平年偏差。



-300 -240 -180 -120 -60 0 60 120 180 240 300 (m)

-12 -10 -8 -6 -4 -2 0 2 4 6 8 10 12 (hPa)

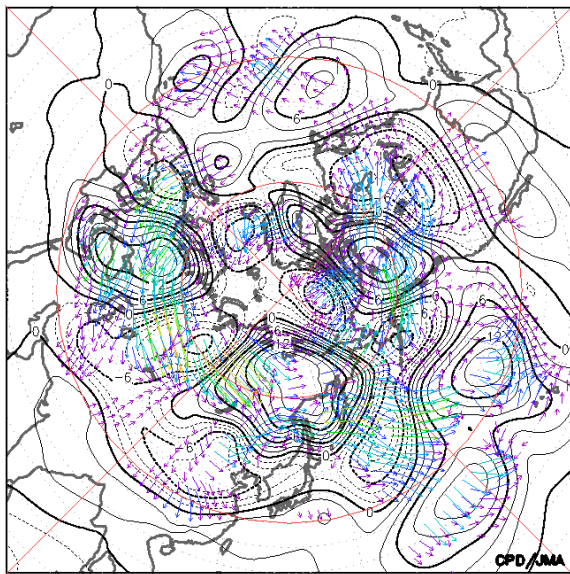
-12 -10 -8 -6 -4 -2 0 2 4 6 8 10 12 (°C)

また、東シベリア付近のリッジの発達には、熱帯の対流活動も関係している可能性がある。Arai and Kimoto (2008) は、夏の東アジアで卓越する循環場のパターンとして、フィリピン付近と東シベリア付近で同

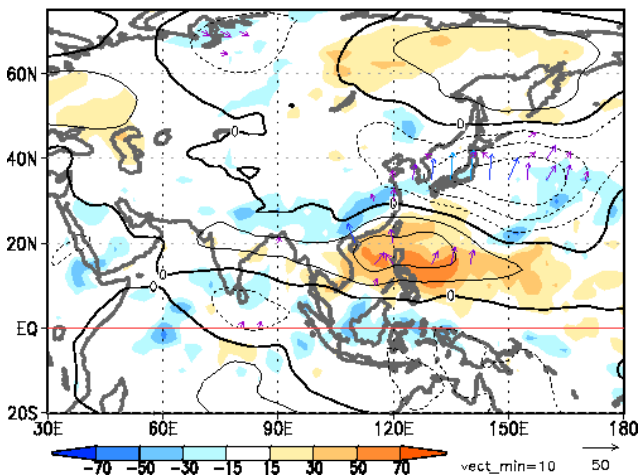
位相、日本付近で逆位相となる南北方向の三極子構造を抽出している。2017 年 8 月 (第 3.5-8 図) も、フィリピン付近で正、本州付近で負偏差と逆位相の PJ パターン (第 3.2.2 項) が明瞭であるほか、東シベリア付近

では正偏差となる三極子構造がみられた。

オホーツク海高気圧の予測精度として、東シベリア南部からオホーツク海付近(130~150°E、50~60°N平均)で平均した500hPa高度の5~8月を初期値としたアノマリー相関をみると、1.5週目(6~12日目は0.6~0.7程度だが、2週目(10~16日目)になると0.4~0.5程度に低下する。前述の2017年8月前半の事例については、7月23日初期値の予測資料から8月上旬(2週目)のオホーツク海付近のリッジや地上付近の高圧部はある程度予測されていたが、日本付近の明瞭な低温は8月6日初期値の資料まで予測できなかった。



第3.5-7図 2017年8月9~13日の300hPa波の活動度フラックス
等値線は300hPa流線関数平年偏差。



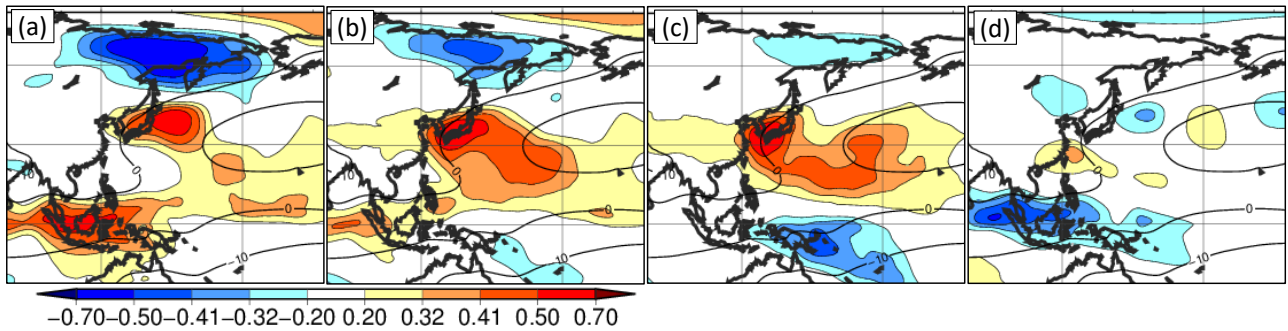
第3.5-8図 2017年8月6~15日のOLR(陰影)と850hPa流線関数(等値線)の平年偏差
矢印は850hPa波の活動度フラックス。

3.5.3 太平洋高気圧

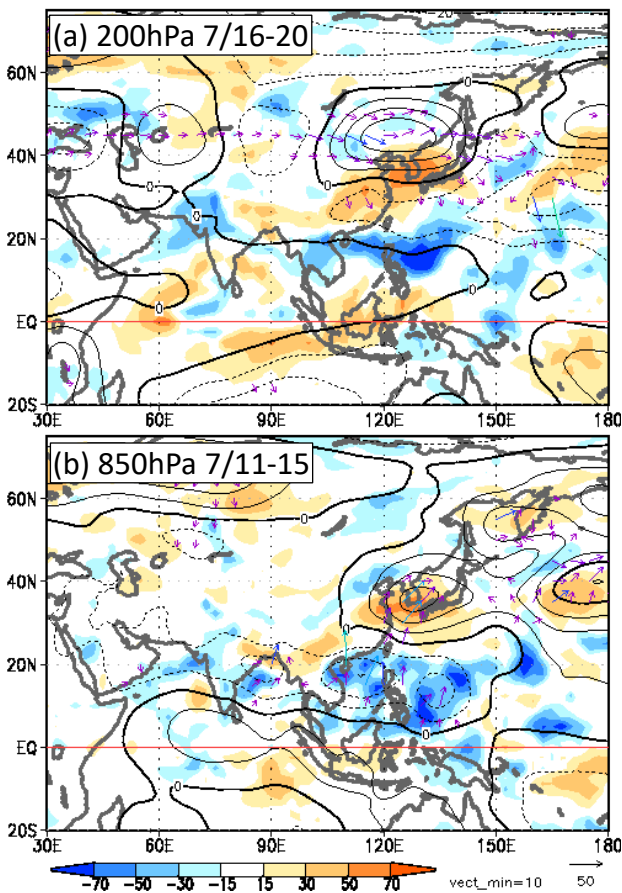
太平洋高気圧は、北太平洋東部を中心に一年を通じて存在する亜熱帯の高気圧で、夏にかけて日本付近に張り出してくる。梅雨期は高気圧の北縁が梅雨前線帯に対応し、暖かく湿った空気を日本付近にもたらし。盛夏期となって日本付近を高気圧が覆うようになると、晴れて気温が上昇する。日本付近から日本の南海上に高気圧の副中心が現れる場合、これを小笠原高気圧と呼ぶこともある。第3.5-9図は、8月上旬の地域平均気温と850hPa流線関数の相関係数で、北・東・西日本の高温時には本州付近、沖縄・奄美の高温時には沖縄方面へ太平洋高気圧が張り出す傾向がみられる。多照時も同様の分布となる。

太平洋高気圧の日本付近での変動をもたらす原因として、南からはフィリピン付近の対流活動によって励起されたPJパターン、西からは亜熱帯ジェット気流に沿った波束伝播(シルクロードパターン)が挙げられる(第3.2.2項)。第3.5-10図は、2018年7月中旬の事例である。2018年7月は、上旬に平成30年7月豪雨が発生した後、北・東・西日本で晴れて気温が上昇し、東日本の7月平均気温が1946年以降で1位の高温(平年差+2.8°C)となるなど、記録的な高温となった⁴。顕著な高温となった7月中旬、本州付近は上層、下層とも高気圧性循環偏差となり、背の高い高気圧に持続的に覆われた。下層(同図(b))は、フィリピン周辺での活発な対流活動(陰影は外向き長波放射量(OLR)偏差で、青は対流活発域を示す)に対応して低気圧性循環偏差となる一方、東シナ海から本州付近は太平洋高気圧の張り出しに対応した高気圧性循環偏差となっており、PJパターンが明瞭である。上層(a)はおおよそ40°Nに位置する亜熱帯ジェット気流に沿って波列状の偏差パターン(シルクロードパターン)がみられ、華北から本州付近でリッジが増幅し(チベット高気圧の張り出しに対応)、下層の太平洋高気圧を強化したとみられる。このように、PJパターンとシルクロードパターンにより太平洋高気圧が強まり、顕著な高温となったのは、1898年以降で最も暑い夏となった2010年にもみられた(田中, 2011)。

⁴ <https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouen20180810.html>



第 3.5-9 図 8 月上旬の(a)北日本、(b)東日本、(c)西日本、(d)沖縄・奄美の気温と 850hPa 流線関数の相関係数
等値線は平年の 850hPa 流線関数。統計期間は 1979～2017 年。相関係数 0.32、0.41 はそれぞれ 5%、1%の有意水準で有意となることに相当。地域平均気温は長期トレンドを除去後に相関係数を算出している。



第 3.5-10 図 2018 年 7 月 (a) 16～20 日の 200hPa 流線関数と (b) 11～15 日の 850hPa 流線関数の平年偏差(等値線)
陰影は OLR 平年偏差、矢印は波の活動度フラックス。

第 3.5-11 図は 2013 年 8 月上旬の事例である。2013 年夏は、西日本を中心に高温となったほか(夏の平均気温平年差は+1.2℃で 1946 年以降で 1 位の高温)、東北日本海側や北陸、中国地方では多雨となり、1 時間 80mm 以上の大雨の発生も多かった。一方、東日本太平洋側や沖縄・奄美ではかなりの少雨となるな

ど、極端な天候となった。850hPa 流線関数偏差をみると(同図(a))、高気圧性循環偏差となっている東シナ海から本州南海上にかけて太平洋高気圧の張り出しが強かったことがわかる。7～8 月はこのようなパターンが概ね持続したため、日本海側には高気圧の縁辺に沿って湿った空気が流れ込みやすかった一方、沖縄・奄美や太平洋側では高気圧に覆われやすかった。太平洋高気圧の本州南海上への張り出しが強かったのは、フィリピン周辺の対流活発域(a)から吹き出した上層の発散風が東シナ海～本州南海上で収束(b)、下降流となり(c)、渦管の圧縮の効果により下層の高気圧性循環を強めたためとみられる(気象庁, 2014)。このように、局所的な南北循環(ローカルなハドレー循環)の強化によって、PJ パターンのような循環偏差が現れ、太平洋高気圧が強まることもある。

最後に 2011 年の梅雨期の事例を示す(第 3.5-12 図)。同図(a, b)ではいずれも明瞭な PJ パターンがみられ、6 月下旬(同図(a))は本州南岸に太平洋高気圧が張り出しており、その北縁にあたる本州北部付近に梅雨前線帯が位置しやすかった。実際にこのとき奄美地方で 6 月 22 日ごろに梅雨明けした一方、北陸地方で 6 月 18 日ごろ、東北南部、北部では 6 月 21 日ごろに梅雨入りしている。一方、7 月上・中旬(同図(b))は対流域が 6 月中旬(同図(a))より北に位置していることと関連して、本州上空への太平洋高気圧の張り出しが明瞭で、日本付近では梅雨前線帯が不明瞭となっており、九州南部より北では 7 月 8～9 日ごろに早い梅雨明けとなった。この事例では、太平洋高気圧の張り出しをもたらしたフィリピン付近の対流活動に夏季北半球季節内振動(BSISO; 第 3.4 節)が寄与し

ていたとみられる(気象庁, 2012)。第 3.5-13 図をみると、フィリピン付近の経度帯(125~140°E)で周期的に BSISO に対応する対流活発域の北上(図中 A~D)がみられ、6 月下旬の太平洋高気圧の強化は図中の B、7 月上・中旬は C の時期に対応する。対流活発域の北上に対応して、30~40°N 帯に位置する梅雨前線帯も北上する様子がみられる。

参考文献

荻野慎也, 2010: コールドサージ. 天気, **57**, 853-855.
 気象庁, 2012: 2011 年夏季の熱帯季節内変動と日本の天候への影響. 気候系監視年報 2011, 57-62.
 気象庁, 2014: 2013 年夏の日本及び東アジアの極端な天候. 気候系監視年報 2013, 63-74.
 新保明彦, 2017: ブロッキング高気圧. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 38-41.
 田中昌太郎, 2011: 2010 年夏の異常高温. 平成 23 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 82-93.
 中三川浩, 峯松宏明, 大久保忠之, 2013: かなり多い降雪時の合成図解析. 平成 25 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9-16.

藤川典久, 2013: 停滞性の高低気圧及び前線の特徴と形成メカニズム. 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, 41-82.

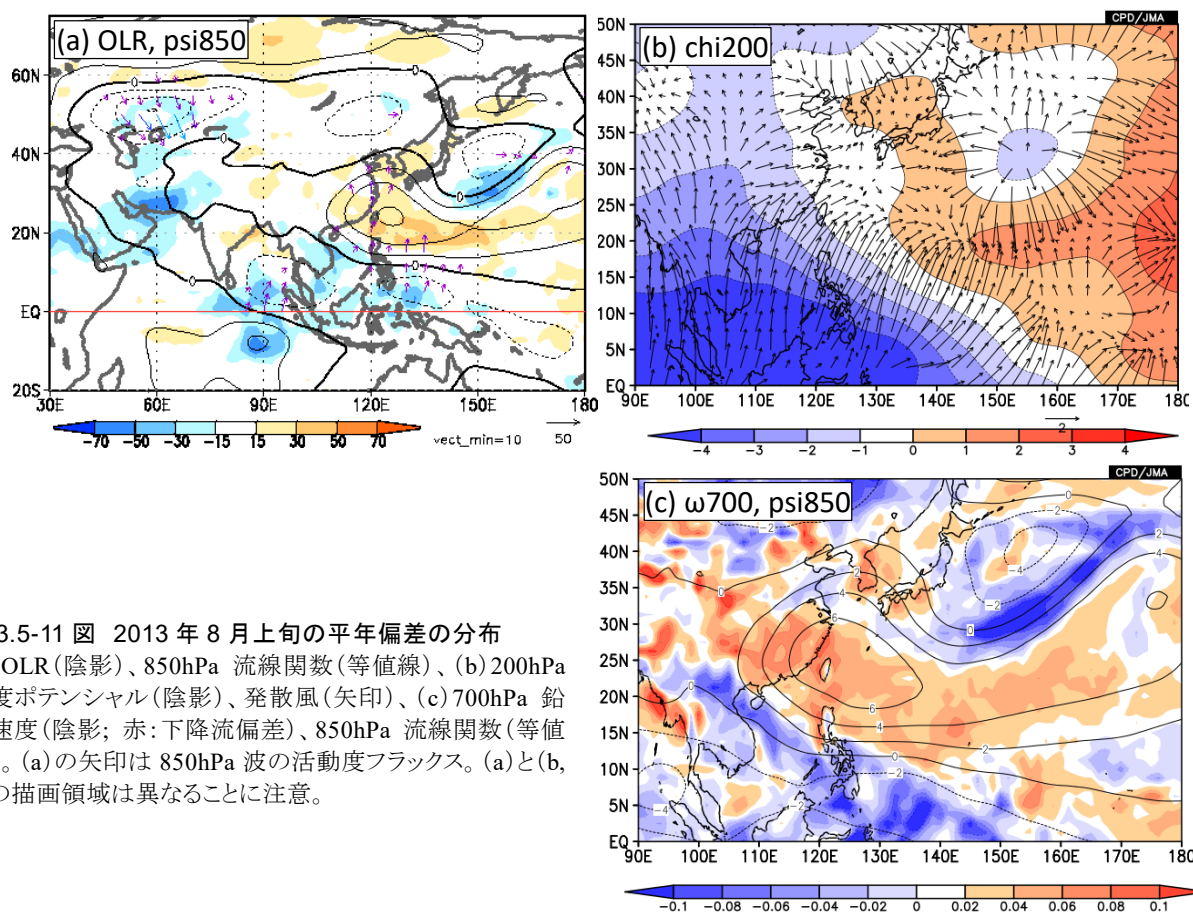
Arai, M. and M. Kimoto, 2008: Simulated interannual variation in summertime atmospheric circulation associated with the East Asian monsoon. *Clim. Dyn.*, **31**, 435-447.

Iwasaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie and K. Takaya, 2014: Isentropic analysis of polar cold airmass streams in the Northern Hemispheric winter. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230-2243.

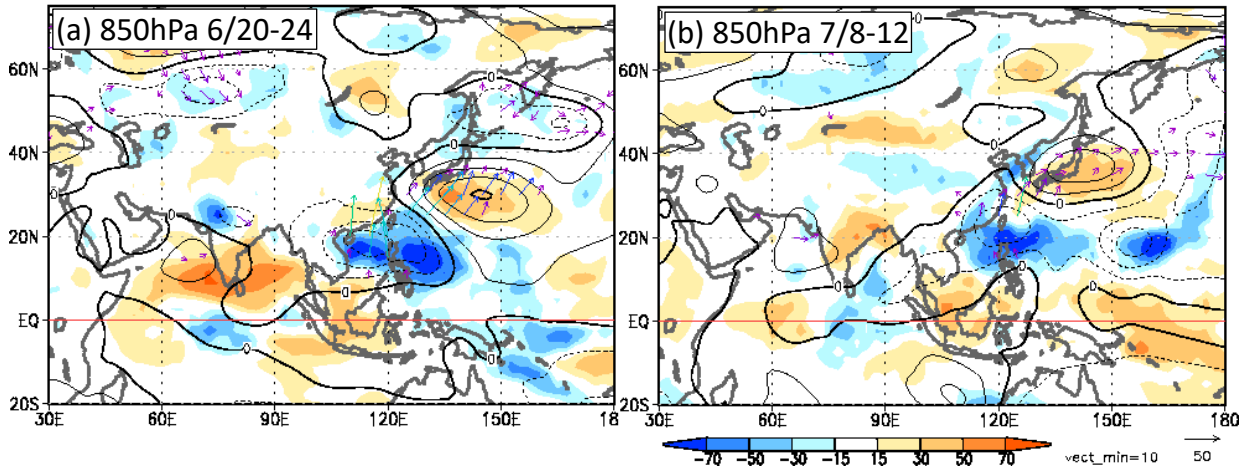
Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.

Takaya, K. and H. Nakamura, 2005a: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.

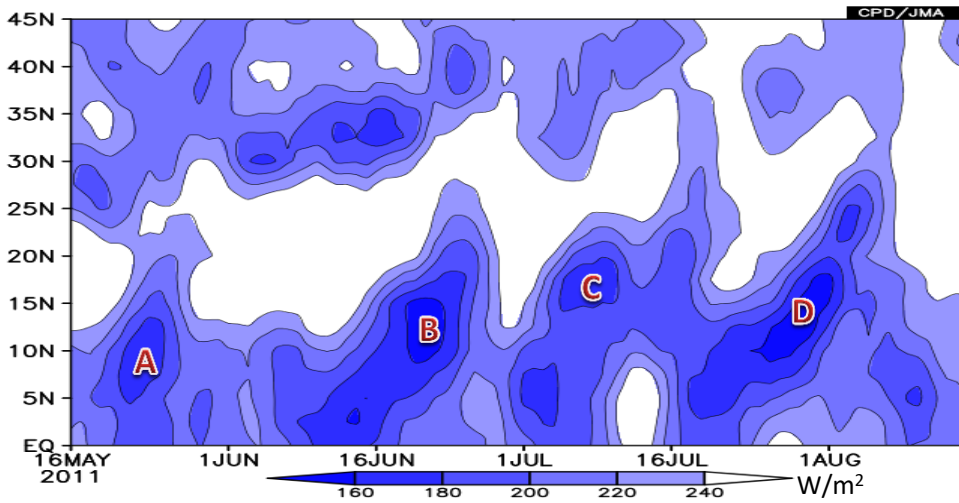
Takaya, K. and H. Nakamura, 2005b: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441-4449.



第 3.5-11 図 2013 年 8 月上旬の平年偏差の分布
 (a) OLR(陰影)、850hPa 流線関数(等値線)、(b) 200hPa 速度ポテンシャル(陰影)、発散風(矢印)、(c) 700hPa 鉛直速度(陰影; 赤: 下降流偏差)、850hPa 流線関数(等値線)。(a)の矢印は 850hPa 波の活動度フラックス。(a)と(b, c)の描画領域は異なることに注意。



第 3.5-12 図 2011 年(a)6 月 20~24 日、(b)7 月 8~12 日の OLR(陰影)と 850hPa 流線関数(等値線)の平年偏差
矢印は 850hPa 波の活動度フラックス。



第 3.5-13 図 125~140°E 平均 OLR の南北-時間断面図
5 日間移動平均。図中 A~D は BSISO に伴う対流活発域の北進に対応。

3.6 全球アンサンブル予報システムによる 5 日間平均の予測精度¹

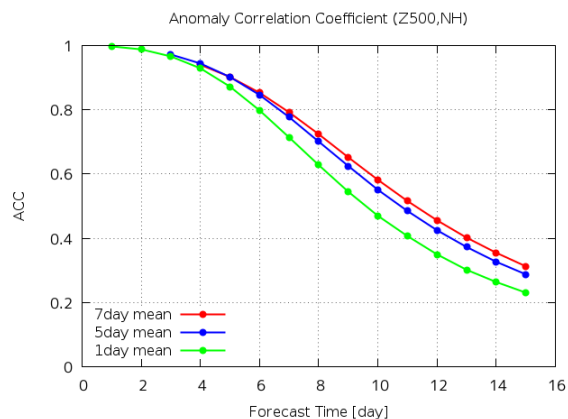
3.6.1 はじめに

2 週間気温予報の予報作業においては、これを支援する全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の予測精度や予測特性を把握した上で、予測資料を利用することが重要である。本節では、2 週間気温予報を対象とした予報期間における全球 EPS の予測精度について、再予報の検証結果²をもとに述べる。なお、現在運用されている全球 EPS の仕様及び全般的な予測精度や予測特性については、気象庁地球環境・海洋部(2017)を参照いただきたい。

本節では、12~2 月を初期時刻とする予測を「冬期間」の予測と呼ぶ。同様に、3~5 月、6~8 月、9~11 月を初期時刻とする予測をそれぞれ「春期間」、「夏期間」、「秋期間」の予測と呼ぶ。また、予測 3~7 日目、予測 7~11 日目、予測 11~15 日目の 5 日間平均をそれぞれ「1 週目中頃」、「2 週目初日」、「2 週目期末」とする。

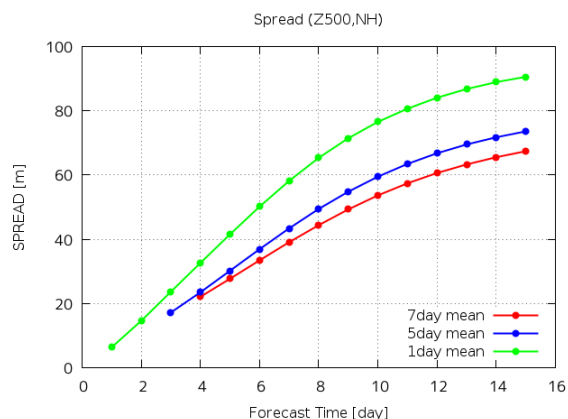
3.6.2 平均する日数や季節による予測精度や予測特性の違い

2 週間気温予報では、7 日間平均を予測対象としていた従来の 1 か月予報や異常天候早期警戒情報とは異なり、5 日間平均を予測対象とする。このため、平均する日数の違いによる予測精度や予測特性の違いを確認する必要がある。まず、北半球 500 hPa 高度のアノマリー相関係数(ACC)の予測時間による変化を、平均する日数別に算出した結果を第 3.6-1 図に示す。日平均の ACC(緑線)は 7 日間平均の ACC(赤線)と比べて大幅に低い一方、5 日間平均の ACC(青線)は 7 日間平均の ACC に近い特性を持つことがわかる。同様に、予測の不確実性の大きさを表すスプレッドについても、5 日間平均のスプレッドは 7 日間平均のスプレッドに近い特性を持つことがわかる(第 3.6-2 図)。



第 3.6-1 図 北半球域(20°N~90°N)における、500 hPa 高度のアノマリー相関係数(ACC)の予測時間による変化(通年の検証結果)

赤線、青線、緑線はそれぞれ 7 日間平均、5 日間平均、日平均による予測の検証結果を示す。横軸は予測時間[day]で、期間平均の中心日を示す(例えば、横軸の 4 日目は、5 日間平均の場合は予報 2~6 日目、7 日間平均の場合は予報 1~7 日目にそれぞれ対応する)。



第 3.6-2 図 第 3.6-1 図と同じ。ただし、検証指標はスプレッド(単位 m)

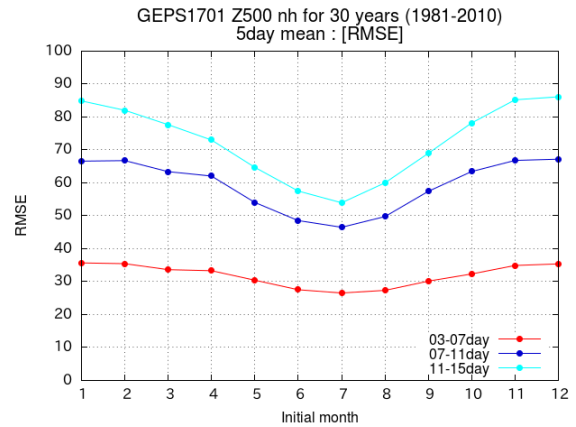
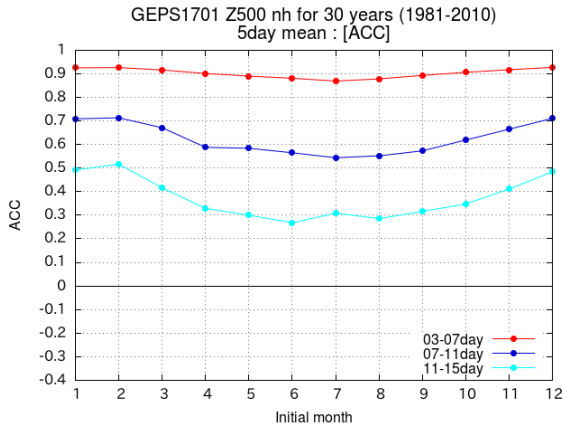
次に、予測精度の季節依存性について述べる。一般に、ACC は北半球では夏より冬のほうが高く、二乗平均平方根誤差(RMSE)は気候学的な変動度の大きい冬半球側で大きくなる傾向がある(平井と伊藤, 2013)。この傾向が、全球 EPS における北半球 500 hPa 高度を対象とした月別の検証結果(第 3.6-3 図)でも確認できた。

3.6.3 5 日間平均の予測精度

本項では、熱帯や中高緯度の循環場及び循環指数における 5 日間平均の予測精度について述べる。

¹ 関口 亮平、高倉 寿成

² 本節では、1981 年から 2010 年までを検証期間とし、気象庁 55 年長期再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015)を検証値とした検証結果を示す。



第 3.6-3 図 初期月別の、北半球 500 hPa 高度の ACC(左図)及び RMSE(右図、単位 m)

赤線、青線、水色線はそれぞれ 1 週目中頃、2 週目初日、2 週目期末の各期間における検証結果を示す。横軸は初期時刻の月を示す。

なお、5 日間平均の平均誤差については、月平均場の平均誤差と同様の特徴が見られたため本項では説明を割愛する。月平均場の平均誤差については、関口 (2017) を参照いただきたい。

まず、熱帯や中緯度の 200 hPa 速度ポテンシャル及び 850 hPa 流線関数について、夏期間・冬期間における ACC の水平分布を第 3.6-4 図、第 3.6-5 図に示す。両要素とも、2 週目初日では ACC が決定論的予報の限界の目安³となる 0.6 を概ね上回っており、特に冬初期日において予測精度が高い。ただし、夏初期日の海洋大陸からフィリピンの東海上にかけては、200 hPa 速度ポテンシャルの予測精度が周囲と比べて相対的に低い。また、2 週目期末の ACC は、従来の 7 日間平均における予測 2 週目 (予測 10~16 日目) と同程度であった (図略)。

次に、北半球中高緯度の 500 hPa 高度、850 hPa 気温、及び海面更正気圧について、夏期間・冬期間における ACC の水平分布を第 3.6-6 図、第 3.6-7 図に示す。2 週目初日では、冬初期日については ACC が概ね 0.6 を上回っており、夏初期日についても 0.5~0.6 程度となっている。2 週目期末の日本付近に着目すると、冬初期日における 500 hPa 高度や 850 hPa 気温の ACC が 0.5 以上と大きい一方、夏初期日ほどの要素も ACC が概ね 0.3~0.5 程度となっている。

³ 一般に、天気図において ACC が 0.6 以上であれば予報値と検証値の偏差パターンは似ているとされ (高野, 2002)、決定論的予報の限界の目安とされる。

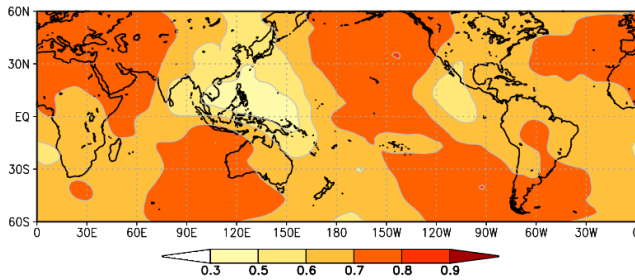
第 3.6-8 図は、各季節における熱帯 200 hPa 速度ポテンシャル、北半球 500 hPa 高度、日本域 850 hPa 気温の ACC を、予測時間別に示した結果である。いずれの要素も、2 週目初日までは 0.6 を概ね上回っている。また、各季節における主な循環指数等の年々変動について、検証値 (JRA-55) との相関 (第 3.6-1 表) を見ると、2 週目初日にかけて日本域の 850 hPa 気温の相関係数は概ね 0.6 以上となっている。特に、秋・冬初期日の予測精度が非常に高い。2 週目期末にかけても、全季節・全指数で相関係数が 0.31 を超えており、検証値との間に有意な正の相関がある。

3.6.4 まとめ

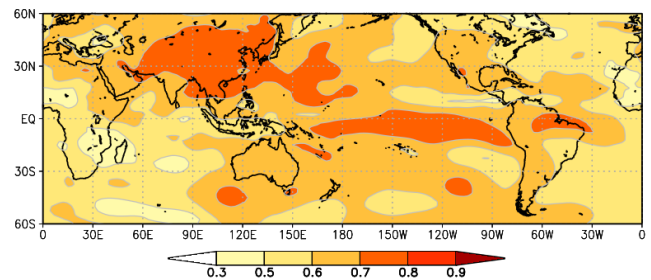
本節では、全球 EPS による 5 日間平均の予測精度について述べた。再予報の検証結果から、予測 2 週目までの 5 日間平均の予測精度は、従来の 7 日間平均の予測精度と概ね同程度の特徴を持つことが確認できた。また、熱帯や中高緯度の循環場については 2 週目初日にかけて予測精度が高く、各種循環指数については 2 週目期末まで検証値 (JRA-55) との間に有意な正の相関があることが示された。

再予報に基づく評価は、現業運用されている全球 EPS の予測精度を把握するのに有用である。しかしながら、計算機資源の制約により再予報の仕様は現業運用の仕様とは異なる (金浜, 2017)。特に、メンバー

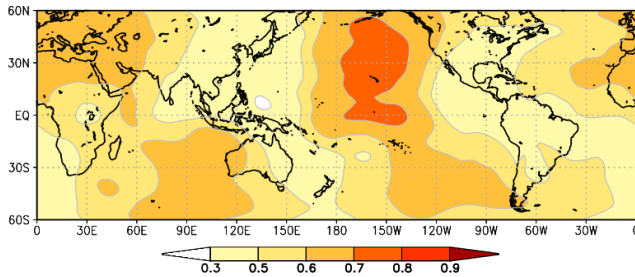
200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目初日)



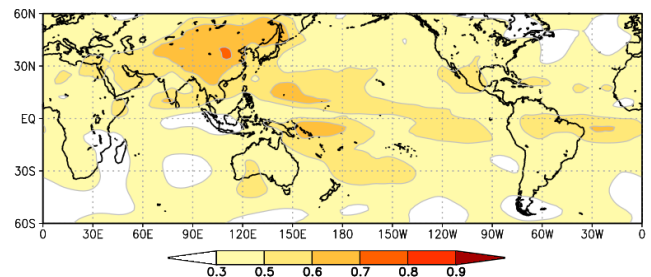
850 hPa 流線関数(2 週目初日)



200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目期末)



850 hPa 流線関数(2 週目期末)



第 3.6-4 図 夏期間における、200 hPa 速度ポテンシャル及び 850 hPa 流線関数の ACC
上段は 2 週目初日、下段は 2 週目期末の検証結果をそれぞれ示す。

数の違いが予測精度に与える影響は大きい⁴ことから、本節で述べた検証結果を解釈する際には、再予報と現業運用の仕様の違いに関する留意が必要である。

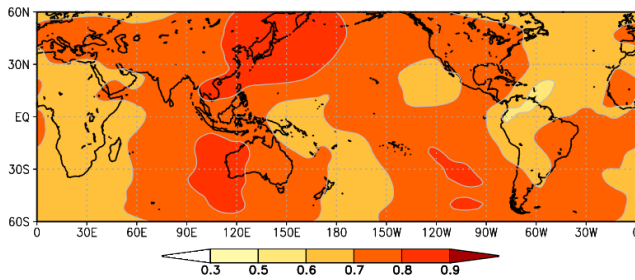
高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.
平井雅之, 伊藤明, 2013: 1 か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 168-195.

参考文献

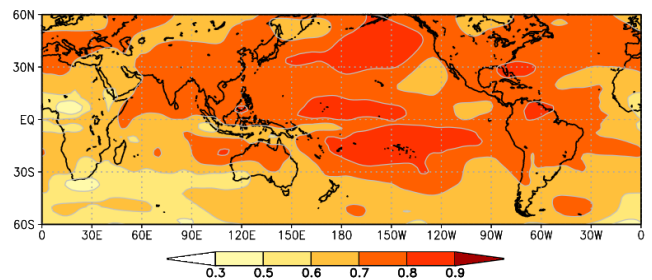
- 足立恭将, 関口亮平, 2017: 循環指数等の予測精度. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 24-27.
- 金浜貴史, 2017: 再予報の仕様. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9-11.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2017: 1 か月予報システムの更新 ~ 全球アンサンブル予報システムの運用開始 ~. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 81pp.
- 工藤淳, 2018: ガイダンスに用いる統計の基礎. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 24-34.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 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.
- 関口亮平, 2017: モデル平年値と平均誤差. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 12-17.

⁴ 現業運用では 50 メンバーで予測を行うのに対し、再予報では 5 メンバーで予測を行っている。このため、平均的には現業運用のほうが再予報よりも予測精度が高いことが期待される。

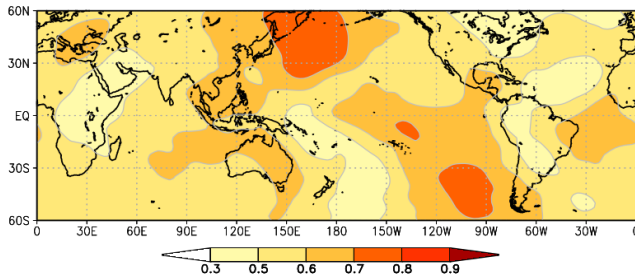
200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目初日)



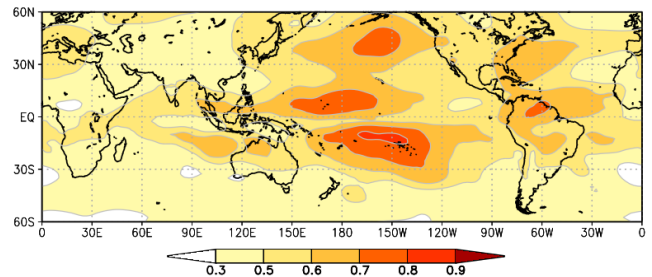
850 hPa 流線関数(2 週目初日)



200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目期末)

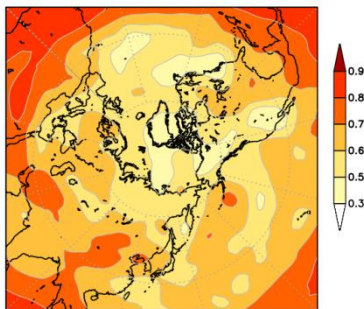


850 hPa 流線関数(2 週目期末)

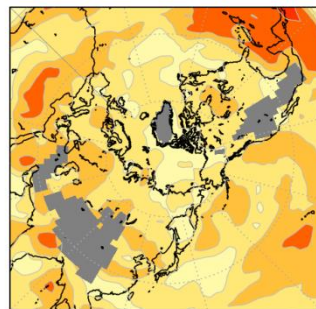


第 3.6-5 図 第 3.6-4 図と同じ。ただし、季節は冬期間。

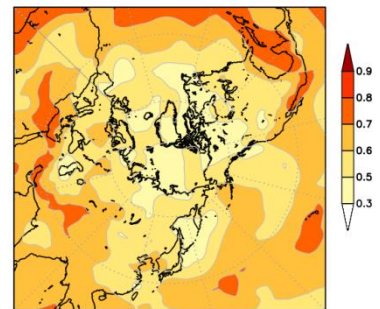
500 hPa 高度(2 週目初日)



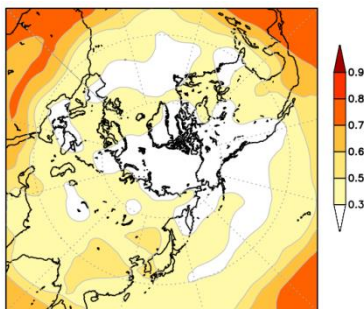
850 hPa 気温(2 週目初日)



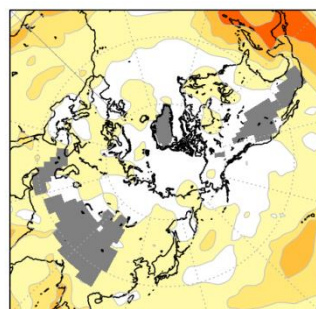
海面更正気圧(2 週目初日)



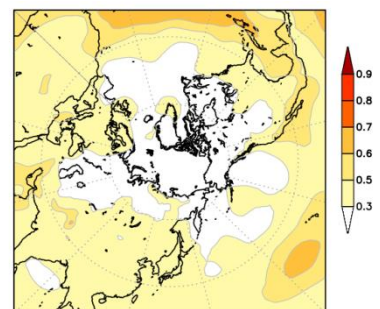
500 hPa 高度(2 週目期末)



850 hPa 気温(2 週目期末)



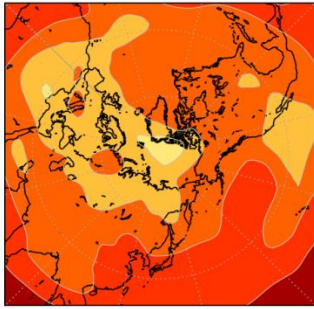
海面更正気圧(2 週目期末)



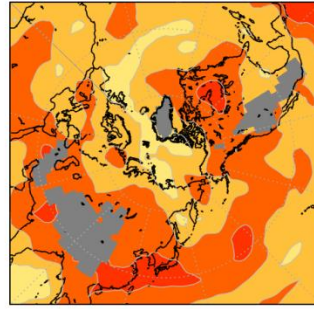
第 3.6-6 図 夏期間における、北半球域の 500 hPa 高度、850 hPa 気温、及び海面更正気圧の ACC

上段は 2 週目初日、下段は 2 週目期末の検証結果をそれぞれ示す。なお、850 hPa 気温の検証図では、標高 1500 m 以上の領域に灰色のマスクをかけた。

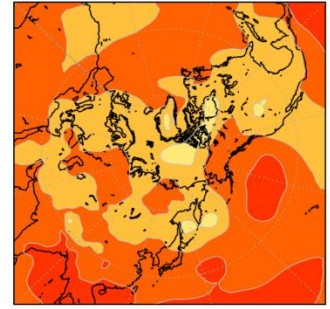
500hPa 高度 (2 週目初日)



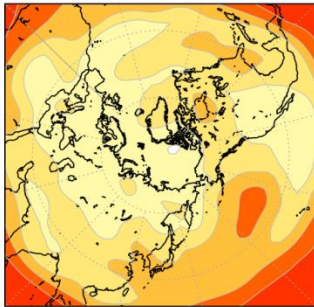
850hPa 気温 (2 週目初日)



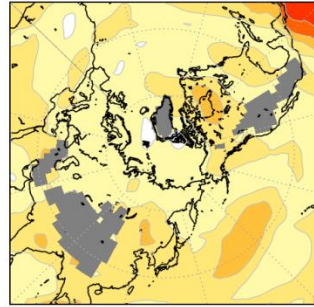
海面更正気圧 (2 週目初日)



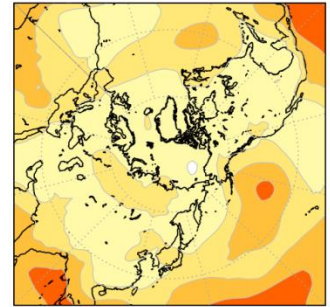
500hPa 高度 (2 週目期末)



850hPa 気温 (2 週目期末)

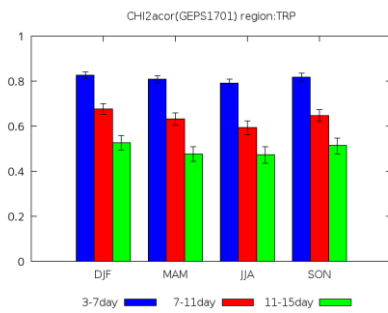


海面更正気圧 (2 週目期末)

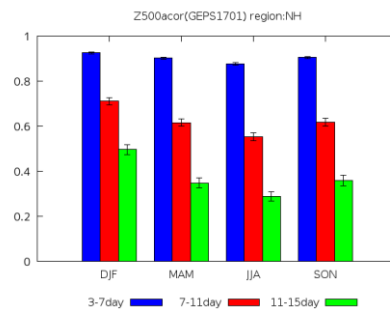


第 3.6-7 図 第 3.6-6 図と同じ。ただし、季節は冬期間。

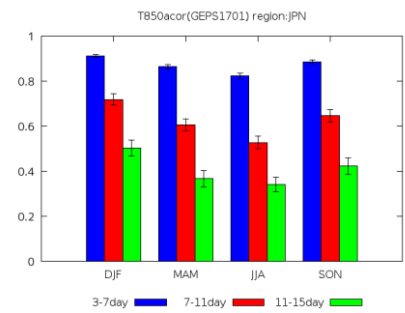
(a) 200 hPa 速度ポテンシャル (熱帯)



(b) 500 hPa 高度 (北半球)



(c) 850 hPa 気温 (日本域)



第 3.6-8 図 (a) 熱帯域 (20°S~20°N) における 200 hPa 速度ポテンシャル、(b) 北半球域における 500 hPa 高度、(c) 日本域 (20°N~60°N、100°E~170°E) における 850 hPa 気温の ACC

グラフの青色の棒は 1 週目中頃、赤色の棒は 2 週目初日、緑色の棒は 2 週目期末における ACC をそれぞれ示し、誤差棒はブートストラップ法 (工藤, 2018) で見積もった 95% 信頼区間を示す。横軸は季節を示しており、"DJF" は冬期間、"MAM" は春期間、"JJA" は夏期間、"SON" は秋期間にそれぞれ対応する。

第 3.6-1 表 主な循環指数等における、予測値と検証値(JRA-55)との年々変動の相関係数

表中の値は、検証期間における全 36 初期日(各月 10 日、20 日、月末)の相関係数をそれぞれ求め、それらを季節ごとに 9 初期日分を平均したものである。表中の黄・オレンジ・赤の背景色で示した要素は相関係数がそれぞれ 0.31, 0.6, 0.8 以上であることを示す。有意水準 5%(片側)の t 検定で評価した場合(サンプル数 30)、相関係数が 0.31 以上のとき、各要素の偏差の予測値と検証値との間に、統計的に有意な正の相関があるといえる。循環指数等の定義は、足立と関口(2017)及び本テキストの第 2.4.3 項、第 3.2.2 項を参照。

初期日の季節		春			夏		
予測対象期間		1週目中頃	2週目初日	2週目期末	1週目中頃	2週目初日	2週目期末
850hPa気温	北日本	0.91	0.67	0.54	0.88	0.58	0.44
850hPa気温	東日本	0.90	0.64	0.52	0.86	0.56	0.40
850hPa気温	西日本	0.90	0.65	0.52	0.80	0.53	0.41
850hPa気温	沖縄・奄美	0.88	0.68	0.47	0.78	0.55	0.33
東西指数(極東域)		0.93	0.65	0.40	0.90	0.69	0.40
沖縄高度		0.91	0.74	0.53	0.89	0.60	0.51
東方海上高度		0.94	0.70	0.53	0.90	0.68	0.49
オホーツク海高気圧指数		0.89	0.63	0.39	0.91	0.63	0.43
北半球極渦指数		0.94	0.72	0.43	0.92	0.65	0.37
ユーラシアパターン指数		0.95	0.75	0.43	0.92	0.68	0.37
初期日の季節		秋			冬		
予測対象期間		1週目中頃	2週目初日	2週目期末	1週目中頃	2週目初日	2週目期末
850hPa気温	北日本	0.93	0.79	0.53	0.94	0.77	0.55
850hPa気温	東日本	0.93	0.82	0.55	0.96	0.81	0.54
850hPa気温	西日本	0.94	0.80	0.53	0.96	0.83	0.55
850hPa気温	沖縄・奄美	0.89	0.70	0.50	0.94	0.80	0.54
東西指数(極東域)		0.93	0.71	0.47	0.96	0.77	0.56
沖縄高度		0.93	0.78	0.56	0.95	0.85	0.65
東方海上高度		0.95	0.77	0.55	0.96	0.83	0.63
オホーツク海高気圧指数		0.92	0.69	0.35	0.93	0.72	0.50
北半球極渦指数		0.93	0.69	0.51	0.95	0.76	0.48
ユーラシアパターン指数		0.95	0.72	0.53	0.96	0.76	0.56