

# シベリア高気圧の長期変動と大気循環変動との関係

高谷康太郎 海洋研究開発機構

## 概要

本発表では、シベリア高気圧／冬季東アジアモンスーンの季節内長周期変動及び年々変動の力学を、対流圏上層の循環変動との関係という視点から調査する。シベリア高気圧の季節内長周期変動の増幅過程においては、対流圏上層に2つの典型的なブロッキング高気圧形成のタイプが見られる。一つは、対流圏上層の波束が、ヨーロッパ方面からユーラシア大陸上を経て極東にまで伝播するものである（「波束伝播型」または「大西洋起源型」）。もう一つは、アラスカ付近からブロッキング高気圧が東シベリアまで西進するタイプである（「太平洋起源型」）。いずれのタイプも、対流圏上層の循環偏差と地表付近の温度偏差との相互作用が増幅に重要である。冬季東アジアモンスーンの年々変動にも、やはり2種の対流圏上層循環変動のパターンが見られる。一つはEUパターンに、もう一つはWPパターンに似た高度場偏差を示す。さらにそれらの循環変動が惑星波活動の変調として解釈できることを説明する。

## 1. はじめに

日本を含む極東付近の冬季の気候変動には、シベリア高気圧の活動の強弱が決定的に影響を及ぼす。良く知られているように、冬のユーラシア大陸の地表に現れるシベリア高気圧は、冬季東アジアモンスーン活動と密接な関連がある。例えば、シベリア高気圧及びモンスーン活動が強まった時は、日本を含む東アジア域には寒波が襲来し、日本海側はしばしば大雪に見舞われる。一方、シベリア高気圧及びモンスーン活動が弱まれば、東アジア域は暖冬となる。さらに、シベリア高気圧及び冬季東アジアモンスーンの影響は、極東付近にとどまらず、東アジア域から北太平洋域の気候システムにまで及ぶと考えられている。

図1aに、NCEP/NCAR再解析データに基づく、冬季の気候平均の海面気圧(SLP)を示す。ユーラシア大陸上に、1030-hPaを越える中心気圧を持つシベリア高気圧を確認することが出来る。一方、対流圏下層850-hPa温度場の東西非一様成分を見ると、寒気中心

の位置（「寒極」）は、シベリア高気圧の気候平均の中心位置の東側すなわちオホーツク海近傍に位置している。シベリア高気圧の成因を、地表付近の放射冷却または地表の寒気と関連づける議論が普通であるが、図1aからも分かるように、シベリア高気圧中心と寒気中心の位置は必ずしも一致しない。これは、シベリア高気圧の成因や変動の原因を放射冷却にだけ求めることが適切ではないことを示唆している。また、図1bからも明らかのように、シベリア高気圧中心位置の上空（対流圏上層250-hPa）では、東西非一様な高度場成分で定義される惑星波（プラネタリー波）の振幅は特に大きくない。図1は、気候平均の状況において、極東付近の対流圏下層に強い傾圧構造が見られることを示唆しており、冬季東アジアモンスーンが強い南北熱輸送を伴う事と符合する訳である。

図1は冬季の平均的な描像を示したものだが、日常生活でも実感出来るように、シベリア高気圧または冬季東アジアモンスーンの強さは一冬を通じて必ずしも一定ではなく、かなりの変動を示す。その時間スケールは様々だが、一つの特徴的な周期はだいたい2週間から1ヶ月程度であり、この発表ではそのような周期の変動を季節内長周期変動と呼ぶ事とする。もちろん、

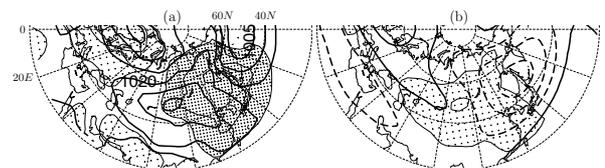


図1： NCEP/NCAR再解析データに基づくユーラシア大陸及び北西太平洋の気候平均場。期間は1958-98年の11月16日～4月14日の平均。(a)等値線は平均の海面気圧(SLP)で5-hPa毎。影は東西平均からのずれで定義した850-hPaの温度偏差分布で、薄が正(+2 K以上)、濃が負(-2 K以下)、細線は±2, ±6, ±10... K。(b)等値線は東西平均からのずれで定義した250-hPaの高度場偏差分布で、±50, ±150, ±250... m(破線が負)。影は、気候平均場における1020-hPa以上のSLP分布図(シベリア高気圧)で細線はそれぞれ1020, 1030-hPa。

年毎の変動(年々変動)も顕著に現れる。過去には、「38 豪雪」(1963 年)や「56 豪雪」(1981 年)と呼ばれるような歴史的な寒冬豪雪年がしばしば見られた。ここ 20 年ほどは暖冬の年が多く、地球温暖化との関係も指摘されているのだが、近年は 2005 年 12 月、2011 年 1 月、2011 / 2012 年冬季のような寒冬豪雪の年も再び増えてきているようである。

本論では、我々の研究結果を基<sup>1-5)</sup>に、日本の冬季に大きな影響を及ぼすシベリア高気圧及び冬季東アジアモンスーンの長周期変動のメカニズムを明らかにする。長周期変動といっても対象は非常に広いが、ここでは、周期 2 週間から一ヶ月程度の変動(季節内変動)と、年毎の変動(年々変動)を取り上げる。まず、2 章において、シベリア高気圧の季節内変動に伴う増幅過程とその力学を、過去 50 年間に蓄積された観測データの解析を通じ明らかにする。3 章では過去約 50 年間の冬季アジアモンスーンの年々変動を解析した結果を報告する。東アジアモンスーンそのものは対流圏下層の現象であるが、その変動は季節内および年々変動の双方とも、極域・寒冷域の対流圏上層の循環変動と密接に関係していることが示される。

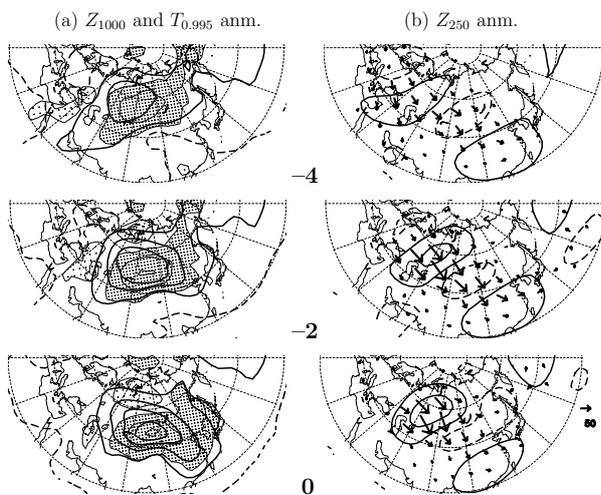


図 2 : シベリア高気圧の中心付近(47 N, 90 E)における、季節内長周期変動の高気圧偏差増幅時の時間発展。1958-98 年で最も強い 20 のイベントの合成図。ピーク時の 4 日前(上段)、2 日前(中段)、ピーク時(下段)。(a) 等値線は 1000-hPa 高度場偏差合成図で、 $\pm 20\text{m}$  から  $40\text{m}$  毎。影は、地表付近における温度偏差で、濃いものは負。 $\pm 2\text{K}$  より  $4\text{K}$  毎。(b) 等値線は 250-hPa 高度場偏差で  $\pm 50\text{m}$  から  $100\text{m}$  毎。矢印は wave-activity flux (Takaya and Nakamura 1997, 2001)<sup>6,7)</sup>で、スケージングは右下参照。

## 2. シベリア高気圧及び冬季モンスーンの季節内長周期変動

### 2. 1 解析方法

以下、NCEP/NCAR 再解析データを用いて季節内長周期変動の解析を行う。期間は 1958-1998 年で 11 月 16 日からの 150 日間を冬とした。ここでは、シベリア高気圧の特に強まった event に注目する。そのような event を解析するため、再解析データの各 grid の周囲で、過去 40 年間で地上の高気圧の強まった event を強い方から各々 20 例選びだし、その循環場の合成図を作成した。合成図は、ユーラシア大陸上及び西太平洋域の各 grid で作成したため、シベリア高気圧の増幅過程の一般的な描像を解析できる<sup>1-3)</sup>。

### 2. 2 結果

季節内変動に伴うシベリア高気圧の増幅過程の解析の結果を以下に示す。本研究の解析により、シベリア高気圧の異常な増幅現象は上空にブロッキング高気圧の形成を伴うこと、またそのブロッキングの形成過程が、極東上空の惑星波トラフ(図 1b)に相対的な位置関係によって 2 種に大別されることが判明した。ブロッキング形成の 1 つ目のタイプは、極東トラフの西側で卓越するもので、北大西洋・ヨーロッパ方面から定常ロスビー波束が上空を東へ伝播し、西シベリア付近の対流圏上層に強いブロッキングを形成する(「波束伝播型」または「大西洋起源型」)。もう 1 つのタイプは、極東トラフの東側で卓越するもので、北太平洋上に存在した高気圧性偏差が西へ発展し、シベリア東部にまで達する(「太平洋起源型」)。

波束伝播型の例を、図 2 に示す。図 2a は、過去 40 年間にバイカル湖付近(47 N, 90 E ; 極東トラフの西側)でシベリア高気圧が最も発達した 20 例の、1000hPa 高度場偏差の合成図に見られる時間発展である。シベリア大陸上で高気圧性偏差が強まり、徐々に東アジア一帯に張り出す様子を見てとることが出来る。また、一連の時間発展では、高気圧性偏差の東側から南側部分にかけて強い地上付近の寒気偏差が重なっている。この寒気偏差は、ピーク時から 6 日及び 8 日前からある程度の強さをもって中央シベリア付近に存在していたものである(図は省略)。この寒気も、地上高気圧偏差と同様、ユーラシア大陸上で強まり、最終的に極東域へ吹き出す。この寒気吹き出しは、シベリア高気圧の増幅に伴うものとしては最も強いものの 1 つである。一方、図 2b は、250hPa 高度場偏差の合成図に見られる時間発展である。対流圏上層のヨーロッパ方面からの Rossby 波束伝播が明瞭に観測されており、ユーラシア大陸上で偏西風が強く蛇行してい

る事を示唆している。この波束伝播に伴う西シベリア上層の高気圧性偏差(ブロッキング高気圧)は、地表付近にもともと存在していた寒気偏差の西側に発達している。一般に、シベリア高気圧が発達するときには、ユーラシア大陸の対流圏上層で同様な波束伝播が見られる事が多い。また、この波束伝播に伴う対流圏上層のブロッキング高気圧の形成とともに地上の寒気が発達していくのが特徴である。

さて、もう一つのシベリア高気圧増幅の典型的なタイプである「太平洋起原型」の例を図3に示す。オホーツク海の北部(67°N, 140°E; 極東トラフの東側)を中心として高気圧性偏差が発達する場合においても、地上付近では極東中緯度付近へ高気圧性偏差が張り出し、さらには寒気偏差の南下が見られる(図3a)。ところが、最盛期4日前の上層の高度場偏差においては(図3b)、図2に見られたような西方からの波束伝播は見られず、アラスカ付近に高気圧偏差が見られるのみである。この高気圧偏差は、ピーク時に向け西へ発展し、東シベリア付近にブロッキング高気圧を形成する。この一連の過程は高気圧性渦位偏差の碎波とも解釈できる。このように、極東から北西太平洋域における領域の循環変動も日本付近に寒気をもたらす原因となる。

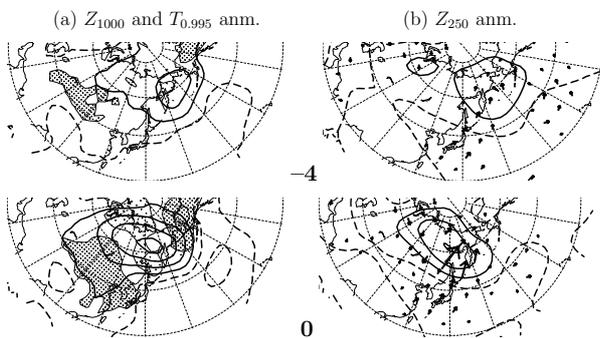


図3： 図2と同様、ただし、オホーツク北部(67°N, 140°E)を中心としたイベントの合成図。また、ピーク時4日前(上段)及びピーク時(下段)。

### 2.3 考察

前節では、シベリア高気圧の増幅過程が、上空の極東トラフに対する位置関係に依って2種類に大別されることを示した。すなわち、波束伝播型と太平洋起原型であり、それぞれ、ユーラシア大陸上及び極東付近での偏西風の蛇行に対応している。詳しい説明はここでは割愛するが、いずれの場合も対流圏上層の循環変動と地表付近の傾圧性(南北温度差)の相互作用により、地表付近の寒気が形成強化される。もし上空のブロッキングの形成の直前までに、何らかの理由により、予めある一定の強さの寒気偏差が地表付近に形成されていた場合には、シベリア高気圧の著しい増幅がみら

れる。これは、この予め存在していた寒気偏差によって地表付近の傾圧性が強化される事により、上層のブロッキングとの相互作用が強化される為と解釈できる。

季節内変動に伴う、シベリア高気圧の異常な弱化過程についても調査を行った。弱化過程においても、対流圏上層には、図2、3とほとんど同様な高度場及び温度偏差のパターンを認めることができる。しかし、その偏差の極性が、増幅時とはちょうど逆になっている。弱化の場合でも、対流圏上層と地表付近の循環偏差間の相互作用が、力学的及び熱力学的に重要である。

以上の結果は、対流圏の冬季の長期予報を左右する重要な一要因であるシベリア高気圧の変動のメカニズムを初めて明らかにしただけでなく、将来の温暖化した気候状態における冬の気候を予測する上においても重要な手がかりを与え得るものである。

### 3. 冬季東アジアモンスーンの年々変動について

この章では、冬季東アジアモンスーンの年々変動を取り上げる。冬季北半球の大気循環には、大規模山岳の存在や、大陸と海洋との間の大きな熱的コントラストにより、半球スケールのロスビー波が強制される。いわゆる惑星波(プラネタリー波)であり、この存在が冬季北半球の大気循環の大きな特徴の一つである。一方、大陸海洋間の熱的コントラストが重要な原因の一つとなって、東アジアモンスーンの活動が引き起こされている。よって、両者には何らかの関係がある事が容易に予測される訳で、この研究では、冬季東アジアモンスーン変動と惑星波の活動との関係に注目し、解析を行うこととする。

#### 3.1 データ

用いたデータは、1948-1999年のNCEP/NCAR再解析データ及び1948-1995年のJonesの月平均地表気温データである。1月の東アジア領域(25°-40°N、100°-140°E)で平均したJones地上気温の時系列から、変動が $+0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差)を上回った年の1月、及び $-0.5\sigma$ を下回った年の1月を、それぞれ暖冬年(17年)と寒冬年(17年)と各々定義し、解析を行った。なお、このようにして定義された寒冬年は、1951、55、56、58、59、61、62、63、67、68、69、70、74、77、81、84及び85年の各年、また暖冬年は、1950、52、54、64、65、66、72、73、75、78、79、87、88、89、91、92、及び94年の各年である。

#### 3.2 結果

上記のように定義した寒冬年及び暖冬年の、対流圏下層の温度偏差の合成図を、それぞれ図4(a)及び(b)に示す。冬季東アジアモンスーンの強まり(弱まり)が、東

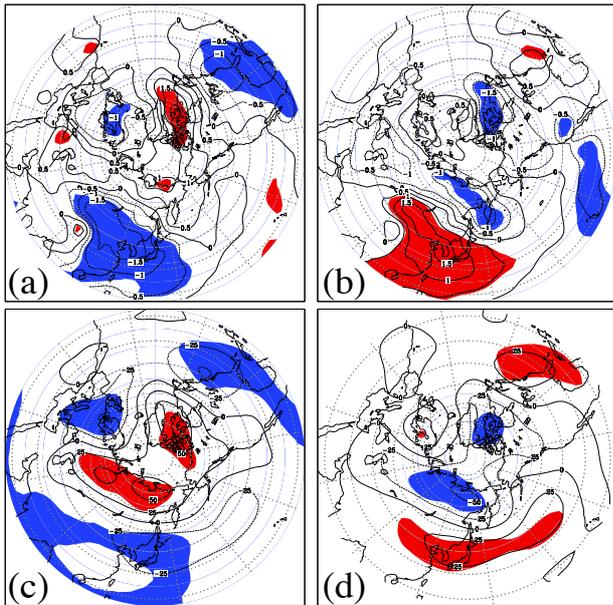


図4： 1月高度場及び温度場偏差合成図。(a)及び(b)に示されたコンターは、それぞれ寒冬年及び暖冬年の合成された850-hPa 温度場偏差で、0.5 K 毎。(c)及び(d)に示されたコンターは、それぞれ寒冬年及び暖冬年の 250-hPa 高度場偏差で、25 m 毎。それぞれ、実線が正で破線が負。赤及び青の陰影は、90% の信頼水準で有意な領域で赤い陰影が正、青は負の偏差に対応。

アジア中緯度域の負(正)の温度場偏差の広がりとして現れている。このモンスーン活動の強化または弱化に対応する対流圏上層の高度場偏差を図4(c)と(d)にそれぞれ示す。寒冬年の対流圏上層の高度場偏差の合成図である図4cを見ると、高気圧性偏差が極域・寒冷域に存在している傾向が見られる。所謂「北極振動(AO)」<sup>8)</sup>に似ていると思われるかも知れないが、成層圏の循環を見てみると、AO 的なシグナルは弱い上に、統計的有意性もほとんど見られず(図省略)、AO で説明するにはやや困難がある。以下に明らかにされるように、むしろ、高気圧性偏差の作用中心が、中央シベリア、グリーンランド、東シベリアの高緯度域にそれぞれ見られることが重要である。一方、暖冬年の対流圏上層の合成図(図4d)を見ると、図4cの分布の極性をちょうど逆にしたような分布となっていることが分かる。

さらに解析を進めるために、寒冬(暖冬)年に中央シベリア、グリーンランド、東シベリアの高緯度域に見られる高度場偏差の正(負)の作用中心にそれぞれ注目する。それぞれの作用中心及びその周辺の高度場変動と東アジアモンスーン活動との関係には、それぞれどのような特徴が見られるのだろうか。まず、寒冬(暖冬)年で、かつ中央シベリアの高度場偏差が絶対値で $0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差)を越えて正(負)の1

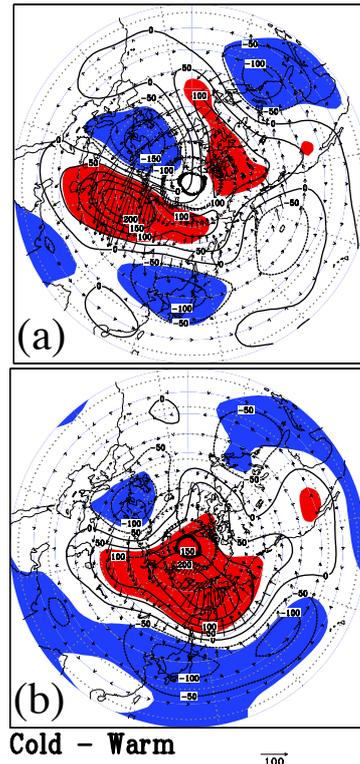


図5： 1月 250-hPa 高度場偏差の、[寒冬年]-[暖冬年]の合成図。(a)「EU-like パターン」及び(b)「WP-like パターン」。コンターは、250-hPa 高度場偏差で、50 m 毎。それぞれ、実線が正で破線が負。赤及び青の陰影は、90% の信頼水準で有意な領域で赤い陰影が正、青は負。矢印は Takaya and Nakamura (1997, 2001)の wave-activity flux。高度場偏差を擾乱とし、東西非一様の1月平均場を基本場として評価したもの。スケールリングはパネルの右下。

月の年を改めて選びだし、[寒冬]-[暖冬]の高度場合成図を作成したのが図5aである(なお、図5a, bともに、基本的には、図4に見られるような寒冬年と暖冬年の高度場分布の対称性が強く見られる)。北大西洋領域からユーラシア大陸上を経て、東アジアにまで達する波束状の構造が顕著である。図示した合成高度場偏差を擾乱とし、東西非一様な1月の気候平均場を基本場として評価した wave-activity flux<sup>6,7)</sup>の分布より、この波束の波源は、北米大陸の東岸にある事が分かる。同様の波束構造は、グリーンランドの作用中心に関する高度場偏差合成図にも見られる。これらのパターンは、Wallace and Gutzler<sup>23)</sup>で指摘された「Eurasian パターン」(EU パターン)と類似しており、以下、「EU-like パターン」と呼ぶこととする。

さて、残った東シベリアの作用中心に伴う循環変動にはどのような特徴があるだろうか。寒冬(暖冬)年かつ東シベリアの高度場偏差が $0.5\sigma$ を越えて正(負)の1月の年に対する合成図を図5bに示す。ここでは上流側からの強い波束伝播の構造は見られない。代わって、

極東領域での南北双極子型構造が顕著である。この高度場偏差の双極子構造は、Wallace and Gutzler<sup>23)</sup>で指摘された“Western Pacific”パターン(WP パターン)と類似しており、以下、このパターンを「WP-like パターン」と呼ぶ事とする。

図5a 及び b の特徴は、2章で示された、シベリア高気圧の季節内長周期変動における「波束伝播型」と「太平洋起源型」とに、それぞれ似通っているが、年々変動の空間スケールのほうが、季節内変動のそれらよりもやや大きいということがいえる。

### 3. 3 惑星波との関係

先にも述べたように、冬季北半球の大気循環の大きな特徴の一つに、惑星波の存在が挙げられる。前節で明らかにされた「EU-like パターン」及び「WP-like パターン」と惑星波との関係を以下調査する。ここでは特に、季節進行に伴う惑星波形成の、寒冬年と暖冬年との違いという点に注目する。図6は、「WP-like パターン」の観測時及び気候平均の場合における、12月から1月にかけての250-hPa 高度場の時間発展を示した図である。まず、気候平均の季節進行の場を確認する(図6c)。12月から1月(初冬から真冬)にかけての季節進行では、北半球中高緯度の対流圏上層の高度場はほぼ全域で低下していく。これは、対流圏下層の温度が低下していくことに対応している。ところで、その上層の高度場降下の空間的な分布は非一様性が強く、この非一様性こそが、惑星波の時間発展そのものである。具体的には、中緯度付近に強い高度場の低下が見られ、西太平洋域の北緯30-40度付近には特に強い低下が見られる。惑星波の気候平均の分布(図1b)と併せて考えると、この西太平洋域の強い低下領域は、極東の惑星波トラフの南東方向への拡大と解釈できる。また、大西洋に見られる低下領域は、ラブラドルの惑星波トラフの初冬から真冬への深まりを表している。

一方、北米大陸西岸からアラスカを経て東シベリアに至る領域、またユーラシア大陸西岸からユーラシア大陸北極海沿岸にかけての領域のように、高緯度側では高度場低下は一般に弱い。特に、東シベリアーアラスカの領域では、むしろ高度場が上昇している領域すら見られる。これらは惑星波のリッジの時間発展そのものである。

東アジアモンスーンの変動に特に関係するのは、この北米大陸とユーラシア大陸とを高緯度側で結ぶ、東シベリアーアラスカ領域の高度場の季節進行である。図6a 及び b は、「WP-like パターン」の、それぞれ寒冬年、暖冬年の高度場の季節進行である。寒冬年では、東シベリアーアラスカの高度場上昇領域の上昇具合が平年より強く、さらに領域が西に大きく拡大して

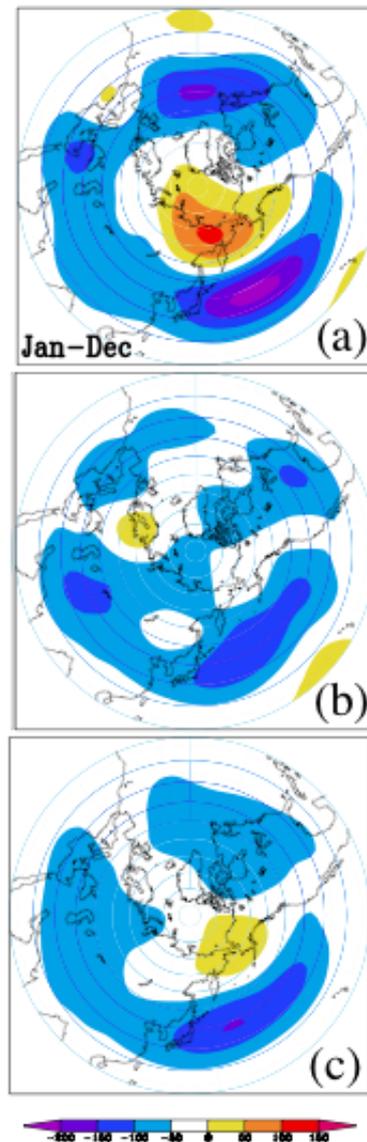


図6： 12月から1月にかけての250-hPa 高度場の季節進行。[1月平均] - [12月平均]で定義。(a)「WP-like パターン」の寒冬年、(b)同じく暖冬年にそれぞれ見られる季節進行。高度場合成図を基に作成。(c)は、50年平年値より作成した気候平均の季節進行。

いるのに対し、暖冬年では高度場上昇が見られず、また西への張り出しも非常に弱いという事が分かる。このように、アラスカー東シベリアを結ぶ領域で見られる「惑星波リッジの時間発展」の強弱が、東アジアモンスーンとの強弱と関係しているのである。

極東の惑星波リッジの発展に関する同様な傾向は、「EU-like パターン」においても確認できるが、紙面の関係で説明は省略する。

### 3. 5 考察

以上に示したように、東アジアモンスーンの年々変動に伴い、対流圏上層にはEU-likeパターンとWP-like

パターンの2つの特徴的なパターンが見られる。また、双方のパターンとも、惑星波の活動及びその時間発展の変調と密接な関係にあると考えられる。特に、初冬から真冬にかけての、アラスカ-東シベリアでの「惑星波リッジの時間発展」の強弱が、東アジアモンスーン変動と非常に密接に関係している（この傾向は、「WP-like パターン」の方がより顕著に見られる）。

このように、初冬から真冬にかけての惑星波の時間発展のメカニズムを知ることは、冬のモンスーン活動の変動の理解の上でも重要である。ここで、今後の課題として、アラスカ-東シベリアでの「惑星波リッジの時間発展」の強弱が何故もたらされるのか、そもそも何故、気候平均でもこの領域では、初冬から真冬にかけて、季節進行に伴う高度場の低下が弱いのか、と言う疑問が浮かぶ。熱帯の影響も含め、そのメカニズムを解明することが、将来の課題である。

#### 4. まとめ

以上に見てきたとおり、シベリア高気圧及び東アジアモンスーンの長期変動は、季節内変動、年々変動ともに、対流圏上層の北半球規模の循環変動と密接に関係している。季節内変動の波束伝播型、年々変動の EU-like パターンはともに、空間スケールの差こそあれ、主にユーラシア大陸上で観測される大気循環変動である。一方、季節内変動の太平洋起源型、年々変動の WP-like パターンは、ともに極東から北西太平洋にかけての領域で主に起こる大気循環変動である。これらの半球規模の循環変動が、北東シベリアに存在する「寒極」(図 1 a) や対流圏上層の極東惑星波トラフ (図 1 b) に影響を及ぼすことで、冬季東アジアモンスーンが変動するのである。

以上、簡単にではあるが、冬季東アジアモンスーンの長期変動のメカニズムについて説明を行った。ここで紹介した結果は、現在気候における長期天候予報や気候変動予測に役立つだけでなく、古気候再現やまたは温暖化したときの気候変動予測にも有益なのではないかと期待している。

#### 参考文献

- 1) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2005, p.4423.
- 2) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2005, p.4441.
- 3) K. Takaya, *Amplification mechanisms and variation of the Siberian high: Interaction of stationary Rossby waves with surface baroclinicity. Ph. D. dissertation*, University of

Tokyo, 2002, p.146.

- 4) 高谷康太郎、中村尚 「冬季東アジアモンスーンの年々変動 —惑星波の季節進行の視点から—」、平成17年度防災研究所特定共同研究集会(17-S3)「気候変動のメカニズムと予測可能性」、2005
- 5) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Climate*, **20**, 2012, submitted.
- 6) K. Takaya and H. Nakamura, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1997, p.2985.
- 7) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2001, p.608.
- 8) D.W. Thompson and J.M. Wallace, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1998, p.1297.