



Title	シベリア高気圧の活動とその長周期の変動について
Author(s)	高谷, 康太郎; Takaya, Koutarou; 中村, 尚 他
Description	1章 10年~100年スケールの気候変動の観測, 気候復元とモニタリング
Citation	低温科学, 65, 31-42
Issue Date	2007-03-23
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/20452">https://hdl.handle.net/2115/20452</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	TAKAYA.pdf





# シベリア高気圧の活動とその長周期の変動について

高谷康太郎 海洋研究開発機構, 中村 尚 東京大学/海洋研究開発機構

シベリア高気圧の季節内長周期変動及び年々変動の力学を明らかにする。シベリア高気圧の季節内変動の増幅過程には、ブロッキング高気圧の形成が対流圏上層に見られ、それらは2つの典型的なタイプに類別される。両タイプとも、シベリア高気圧の増幅には、対流圏上層のブロッキングを伴う循環偏差と、シベリア高気圧に伴う地表付近の循環偏差との相互作用が重要であることが渦位反転法によって示される。年々変動に関しても、対流圏上層にはやはり2つの典型的な循環変動のパターンが観測されること、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が示される。

## 1. はじめに

冬季ユーラシア大陸上に存在する地表のシベリア高気圧の強弱は、冬季東アジアモンスーンの強弱と密接な関連があることが知られている。言うまでもなく、冬季東アジアモンスーンの強弱は、季節風による東アジア域への寒気の吹き出しなどを通じ、日本を含む極東域の冬の気候に決定的に影響する。例えば、シベリア高気圧が強まり、東アジアモンスーン活動が活発な時は、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。シベリア高気圧または冬季東アジアモンスーンの変動は、2週間から1ヶ月程度の周期を持つ季節内長周期変動が知られているが、年毎の変動(年々変動)も顕著に現れる。「38豪雪」(1963年)や「56豪雪」(1981年)、または2005年12月のような記録的な寒冬豪雪の年もあれば、モンスーンの弱化和暖冬傾向が顕著な年もある。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。

モンスーンの活動は、気温の変動だけでなく、東アジア中高緯度の移動性高低気圧の活動(ストームトラック活動)にも影響を与えることが示唆されている<sup>1)</sup>。また、このモンスーン活動に伴い、大陸から寒冷で乾燥した季節風が黒潮系の暖かい海面上に吹き出すため、海面での蒸発が活発化し、北西太平洋上で大量の熱と水蒸気が大気に供給される。この供給された水蒸気の一部は、東太平洋域の降水となることが予想される。これらの大気・海洋間の熱及び淡水の交換を通じ、冬季モンスーンの影響は、北太平洋の大気-海洋結合系にも影響を及ぼしうると考えられる。この様に、シベリア高気圧及び冬季東アジアモンスーンの活動は、日本の冬の天候を決定するばかりでなく、東アジア域から北太平洋域の気候システムの振舞いにも多大な影響を与えると考えられる。

図1aに、NCEP/NCAR再解析データに基づく、冬季の海面気圧(SLP)の気候平均の図を示す。そこでは、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にお

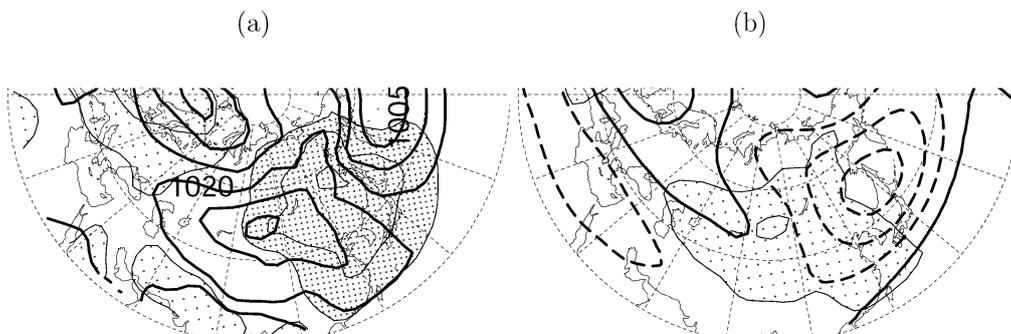


図1：NCEP/NCAR再解析データに基づいて計算したユーラシア大陸上及び北太平洋域の気候平均場。期間は1958-98年で、11月16日から4月14日までの150日平均。(a)等値線は平均の海面気圧(SLP)で5-hPa毎。影は東西平均からのずれで定義した850-hPaの温度偏差分布で、薄が正(+2K以上)、濃が負(-2K以下)、細線は±2, ±6, ±10...K。(b)等値線は東西平均からのずれで定義した250-hPaの高度場偏差分布で、±50, ±150, ±250...m(破線が負)。影は、気候平均場における1020-hPa以上のSLP分布図(シベリア高気圧)で細線はそれぞれ1020,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

る寒気中心の位置（「寒極」）は、シベリア高気圧の気候平均の中心位置の東側及び日本列島の北側、すなわちオホーツク海近傍に位置していることが分かる。伝統的に、シベリア高気圧の成因は、地表付近の放射冷却と言われてきたが、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という事が重要である。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）には惑星波（プラネタリー波）に伴う強い高度場偏差はとくに見られない。これらの図は、気候平均の状況において、極東付近を中心に強い傾圧的構造が対流圏に見られることを示唆しており、東アジアを中心に強いモンスーンが観測されることと符合する訳である。

さて、過去のシベリア高気圧の研究は、主にその変動に注目して行われてきた。それらの研究の大部分は、中緯度への寒気の吹き出しという視点から、対流圏下層の循環に注目したものであった<sup>2-5</sup>。対流圏上層の循環とシベリア高気圧の変動との関連については、わが国の冬の長期予報を左右する要因として、経験的な知識が蓄積されてきており、そこからは対流圏上層の波動の寄与が示唆されていた<sup>6,7</sup>。また、上空の循環変動と地上の寒気の吹き出しとの関連性について言及した論文<sup>8-10</sup>もあるが、その力学的なメカニズムは明らかにされていなかった。また、これらの研究では、同じモンスーンの変動でも、総観規模変動すなわち周期数日の現象を取り扱うことが多く、長周期変動といわれるような周期2週間以上の変動の研究は少なかった。

そこで本論では、我々の研究結果を基<sup>11-15</sup>)に、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40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。東アジアモンスーンの活動そのものは対流圏下層の現象であるが、季節内長周期変動は、対流圏上層の循環変動と密接に関係していることをここで説明する。3章では、さらに研究対象を拡げ、過去約50年間の冬季東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。ここでも、モンスーンの年々変動と、対流圏上層の循環変動とがどのように関係しているかを明らかにすることが主要な目的のひとつとなる。

## 2. シベリア高気圧及び冬季モンスーンの季節内変動

この章では、シベリア高気圧及び冬季東アジアモンスーンの季節内長周期変動の力学的なメカニズムを明らかにする。シベリア高気圧の季節内変動には対流圏上層の循環変動が重要であること、またその循環変動は大まかに2種類に大別されること、さらに、シベリア高気圧の増幅には、それらの上層の循環変動と地表付近の傾圧性との相互作用が重要であることを示す。

### 2.1 解析方法

以下では、NCEP/NCAR再解析データを用いて解析を行う。期間は、1958-1998年で、11月16日からの150日間を冬とした。シベリア高気圧の特に強まった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特に強まった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で行ったため、シベリア高気圧の増幅過程の一般的な描像も解析できる<sup>11-13</sup>。また、対流圏上層の循環偏差が地表付近に与える影響、及びその逆の影響を調べるため、渦位反転法（PV inversion）<sup>16</sup>を用いる。PV inversionにおいては、温度風平衡の条件と適切な境界条件のもと、力学的な保存量である渦位（PV）の偏差の分布を与えると、その周りの流れの場が一意に決まる性質が用いられる。この手法により、地表のシベリア高気圧及びそれに伴う寒気の発達に、観測された対流圏上層の循環変動がどのような影響を及ぼし得るかが評価できる。この際、従来使われていた地表の境界条件を吟味し直し、人為的に設定した地表の境界条件が上層からの影響の評価に悪影響を及ぼさないよう工夫した<sup>11,13</sup>。また、地表では、温位偏差がPV偏差として振る舞う性質を利用して、形成強化された寒気が逆にどのような影響を対流圏上層の循環変動に及ぼし得るかについても、同じPV inversionの手法を用いて調査した。

### 2.2 結果

季節内変動に伴う増幅過程の結果を以下に示す。シベリア高気圧の季節内変動における異常な増幅は、上空の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、極渦に伴う極東上空の気圧の谷（図1b；極東トラフ）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。1つ目のタイプは、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場合である（「太平洋型」）。もう1つのタイプは、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場合である（「波束伝播型」または「大西洋型」）。これは、極東トラフの西側で卓越する。

波束伝播（大西洋）型の例を、図2に示す。図2aは、過去40年間でバイカル湖付近（47 N, 90 E）でシベリア高気圧が最も発達した20例の、1000 hPa 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、一連の時間発展の期間では、高気圧性偏差の東側と南側部分とは地上付近の強い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。ここで観測される極東域への寒気吹き出しは、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（図省略）。一方、図2bは、250 hPa 高度場偏差の合成図に見られる時間発展で、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る。これは、ユーラシア大

陸上で偏西風が強く蛇行していることを示す。この波束伝播に伴うシベリア上層の高気圧性偏差（ブロッキング高気圧）が、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する様子を見て取ることができる。一般に、西シベリアの地表付近に高気圧性偏差が発達するときには、対流圏上層でこのような波束伝播が見られる。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。以下、そのメカニズムを調査する。

図3は、2.1節で説明した渦位反転法（PV inversion）によって得られたものである。寒気偏差が自らの周りに励起しようとする循環を図3aに示す。自らが作り出す温度移流の効果により、寒気偏差は東に移動・拡大しようとしていることが分かる。これは地表の温度勾配に沿って東進する、いわば地表の熱的なロスビー波と観る事ができる。一方、上層の波束伝播に伴う上層の PV 偏差が地表付近に引き起こそうとする循環は、この以前より存在していた地上の寒気偏差の東方への移動を抑え、かつこの寒気を一層強めようと働く事が分かる（図3b）。とくに、基本場の寒気（図1aも参照）を南方に移流しようとする効果が大きい。このように、上空のブロッ

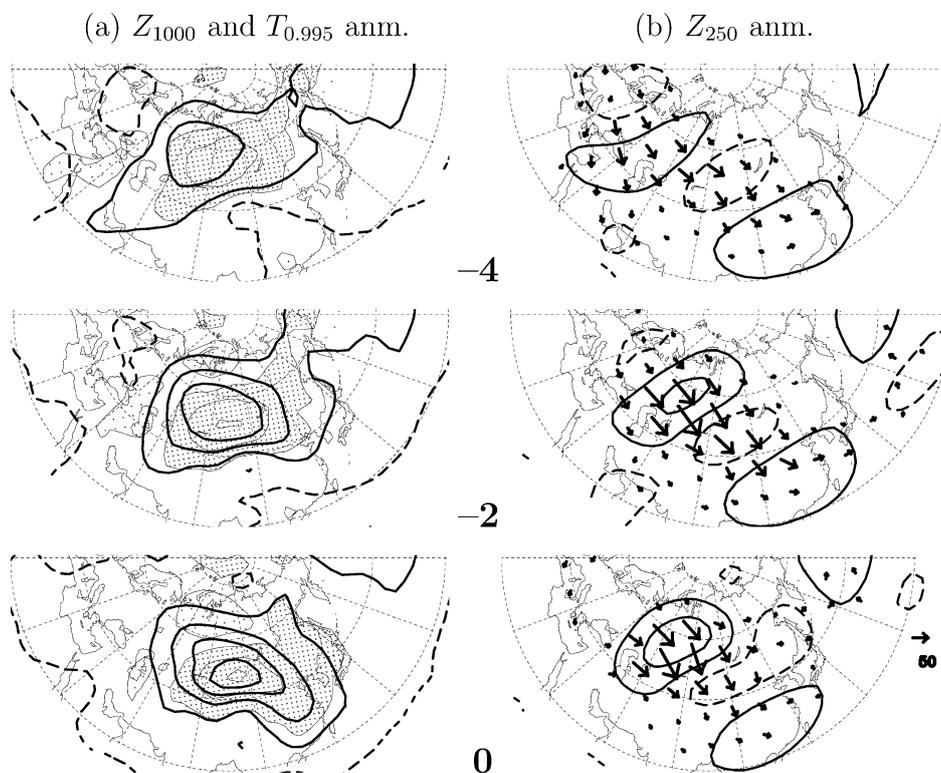
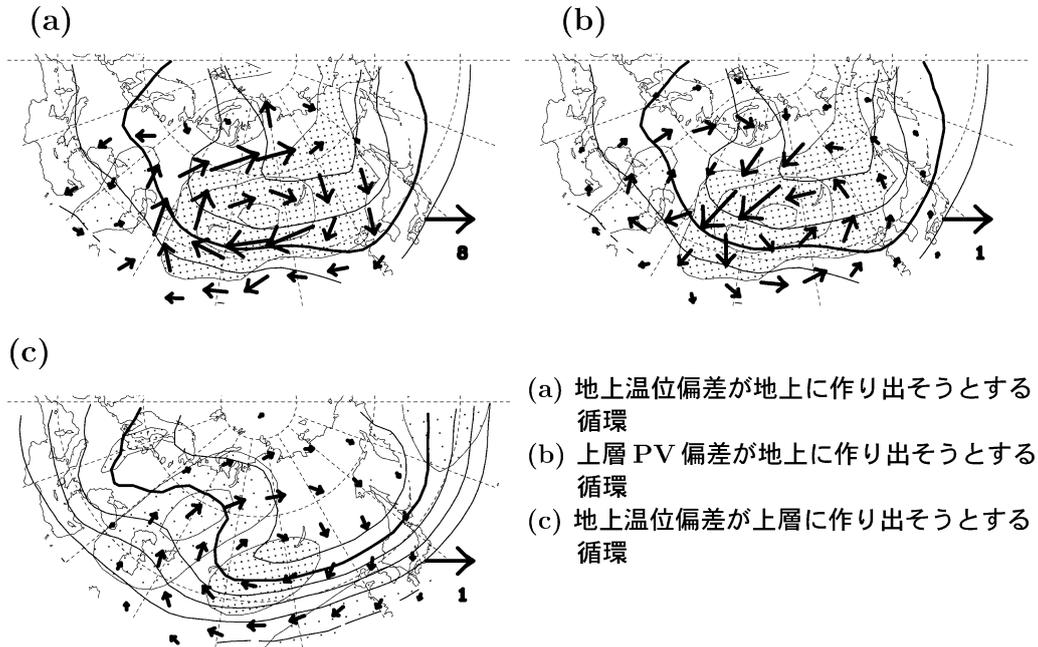


図2：シベリア高気圧の中心付近（47 N, 90 E）における、高気圧偏差増幅時の長周期変動の時間発展。最近40年（1958–98）で最も強い20のイベントの合成図。ピーク時を0とした日付を参照。(a)等値線は1000-hPa 高度場偏差合成図で、 $\pm 20$  m から40 m 毎。影は、地表付近における温度偏差で、濃いものは負、 $\pm 2$  K より4 K 毎。(b)等値線は250-hPa 高度場偏差で $\pm 50$  m から100 m 毎。矢印は wave-activity flux (Takaya and Nakamura 1997, 2001) で、スケーリングは右下参照。



(a) 地上温位偏差が地上に作り出そうとする循環  
 (b) 上層 PV 偏差が地上に作り出そうとする循環  
 (c) 地上温位偏差が上層に作り出そうとする循環

図3：ピーク時より2日前の分布図（図2参照）をもとに計算した PV Inversion の結果。(a)矢印；地上付近において観測された温位偏差が地上付近に引き起こそうとする風の場合。等値線；地上付近で観測された温位の total 場。10 K 毎、太線は 273 K。影；地上付近で観測された温位偏差。濃いものが負。細線は±2 K より 4 K 毎。(b)矢印；300-hPa において観測された PV 偏差が、地上付近に引き起こそうとする風の場合。等値線；地上付近で観測された温位の total 場。10 K 毎、太線は 273 K。影；地上付近で観測された温位偏差。濃いものが負。細線は±2 K より 4 K 毎。(c)矢印；地上付近において観測された温位偏差が、300-hPa に引き起こそうとする風の場合。等値線；330 K（対流圏上層）で観測された PV の total 場。1 PVU 毎、太線は 5 PVU。影；300-hPa で観測された高度場偏差。濃いものが負。細線は±50 m より 100 m 毎。

キングに伴う PV 偏差の影響によって、大陸上の寒気偏差がさらに発達するのである。一方、こうして強化された地上の寒気が対流圏上層に引き起こそうとする循環は、今度は、ヨーロッパ方面から伝播してきた上層の波束を維持、強化する事がわかる（図3c）。

一方、図は省略するが、地上にもともと寒気偏差が無い場合に、強いブロッキングが上層に形成された場合はどうなるであろうか。ブロッキングに伴う上層 PV 偏差が地上に引き起こそうとする循環が基本場の寒気を移流する効果は同様のため、やはり地上に寒気が形成され、寒気吹き出しにつながる。しかし、図2の例のような相互作用が弱いために、寒気はそれほど発達せず、結果的に寒気吹き出しの規模は弱い。

このように、定常ロスビー波束伝播に伴う対流圏上層の循環偏差と、地表寒気偏差との相互作用により、一連の系が維持強化されるメカニズムが、シベリア高気圧の増幅過程として重要である事が初めて指摘された。波動の見地からは、圏界面を導波管とし伝播してきた外部波としての定常ロスビー波が、熱的減衰の効く大陸地表面付近の強い温度傾度との相互作用を通じ不安定化して局所的に再強制され、地表付近にも著しい気温と循環の変動をもたらしたものと解釈できる。地上の寒気偏差中心

付近で起こる南北熱輸送は、波の活動度 flux の上向き成分を通じて、下流側の上層低気圧性偏差を再強制しようとする。これは、地上付近の寒気が上層の波束を強化しようとする効果（図3c）と合致する。エネルギー論の観点からは、地表付近の熱的減衰の条件のもとで地上に生ずる、波動による南北熱輸送によって、下層の傾圧性に伴う有効位置エネルギーが波動に変換された結果、循環偏差の増幅がもたらされたという解釈が可能である。このメカニズムは理論的には示されていた<sup>17)</sup>ものの、現実の現象で起こることを指摘した例は過去にほとんどない。

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「太平洋型」の例を図4に示す。オホーツク海の北部（67 N, 140 E）を中心として高気圧性偏差が発達する場合においても、東アジアの地上付近に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4a）。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4b）、西方からの波束伝播は見られない。この高気圧偏差は、日付変更線付近の対流圏上層の高度場偏差が西へ発展してきたもので、高気圧性偏差の碎波とも解釈できる<sup>18,19)</sup>。太平洋型は、ユーラシア大陸上ではなく、北西太平洋域での偏西風の蛇行に対応する現象であ

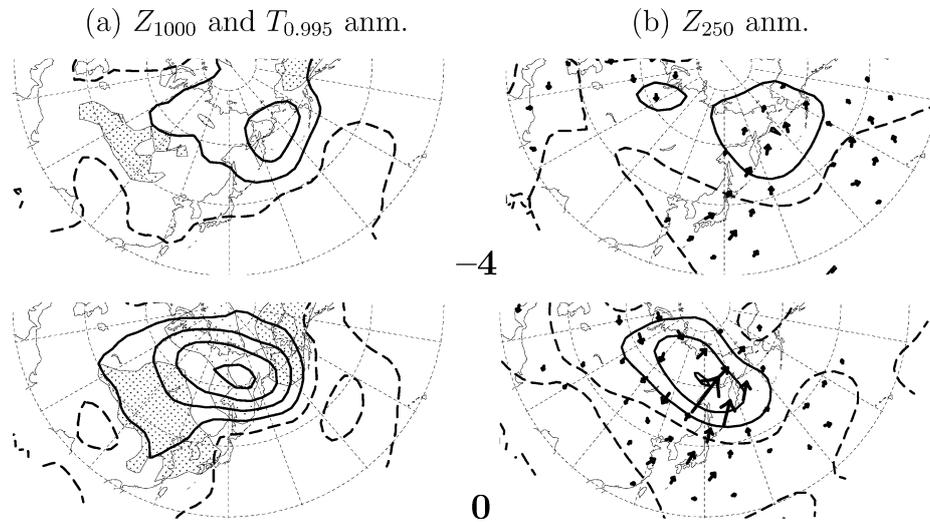


図4：図2と同様，ただし，オホーツク北部（67 N，140 E）を中心としたイベントの合成図．また，ピーク時4日前（-4）及びピーク時（0）．

る．それに伴って地上で励起される北東風偏差が寒気を移流し，地表の温度減衰の状況下で寒気が強化される．その寒気は，チベット高原の北東の縁まで達すると，東側の斜面にそって東アジアに南下する．このように，上層のブロッキング高気圧の成因が異なっても，北東シベリア大陸上に存在する気候平均場の寒気をチベット高原の北東の縁へ移流するような地上風を引き起こせば，東アジアへの寒気の吹き出しが起ることが確認できる．図5において，「波束伝播型」及び「太平洋型」の2種類のパターンの地理的な分布を示す．シグナルを強調するため，これは250 hPaで計算したブロッキング高気圧の合成図データ（計算方法は上に同じ）をもとに，タイプの識別を行った．これを見ると，気候平均場で極東に存在する極東トラフの西側に波束伝播型，東側に太平洋型が卓越していることが分かる．波束伝播型は，波束源が大西洋領域にまで辿ることの出来ることが多い．すなわち，北大西洋東部で卓越する長周期擾乱が，波束伝播という形で下流側へ影響を及ぼし，シベリア高気圧の変動に関連していると解釈できる．一方，「太平洋型」は，北太平洋東部で卓越する長周期擾乱（のうちのいくつか）が，砕波しながら西に発展することによって，シベリア大陸上の循環に影響を及ぼすと解釈することができる．

### 2.3 考察

ここでは，シベリア高気圧の増幅過程が，上空の惑星波の谷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，上流からの波束伝播に伴う場合（波束伝播型）と，太平洋から高気圧偏差が西へ発展する場合（太平洋型）とである．いずれの場合も，対流圏上層の循環と地表付近の傾圧性の相互作用により，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強い寒気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に伴う地表付近の著しい傾圧性により，上層のブロッキングとの相互作用が強化されるためと解釈できる．

詳細は割愛するが，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2～4とほとんど同様な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．この場合でも，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．

本研究の成果は，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．冬季モンスーンの変動は，前章で取り上げた季節内変動にとどまらず，年毎の変動も卓越する．過去には，38豪雪（1963年）や56豪雪（1981年）と言われるような寒冬豪雪年も多かったが，ここ約20年は暖冬少雪傾向が顕著である．ただし，2005年12月は非常に強い寒波に見舞われ，日本海側は大雪に襲われたことはまだ

## Two Types of Upper-Level Blocking Formation over Siberia

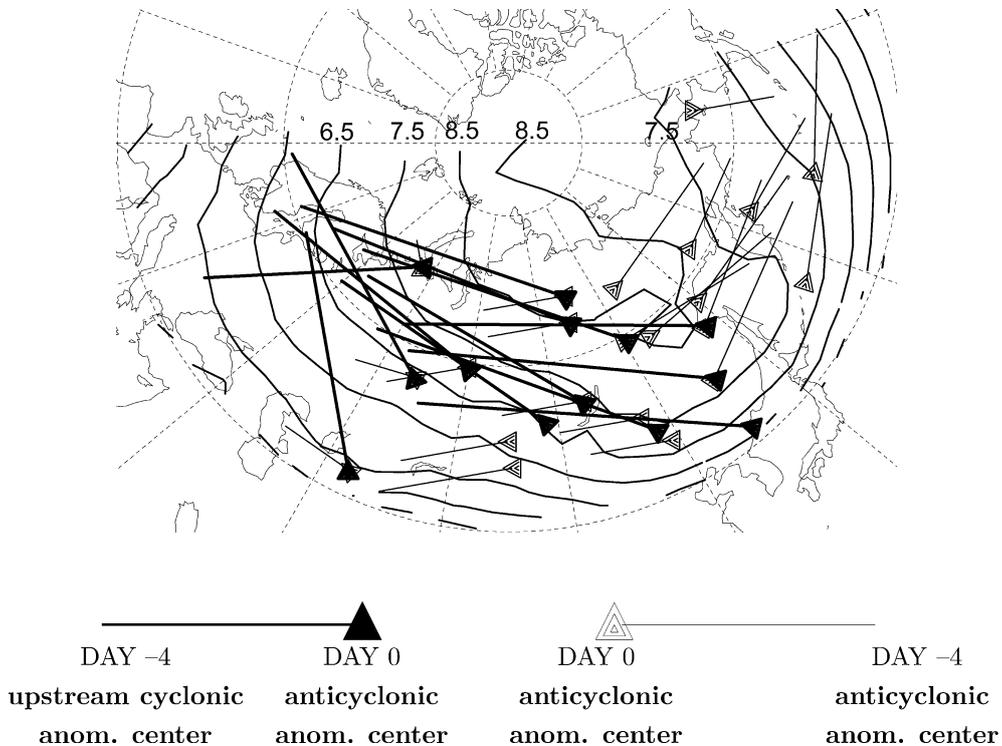


図5：対流圏上層のブロッキングイベントをもとにした「波束伝播型（大西洋型）」及び「太平洋型」の地理的分布。「波束伝播型（大西洋型）」の軌跡に対応する太直線は、250-hPaにおける波束伝播の軌跡を表わし、片端の黒三角形はピーク時における上層ブロッキングリッジの中心位置を、反対の片端はピーク時4日前における上流の低気圧性偏差の中心位置を、それぞれ表わす。「太平洋型」の軌跡に対応する細直線は、ブロッキング高気圧の中心位置の軌跡を表わし、片端の三角形はピーク時の、反対の片端はピーク4日前の高気圧中心の位置をそれぞれ表わす。背景の等値線は、330-K面における等温位面でのErtelの渦位の気候値を、2.5 PVUから1 PVU毎に表わしたものの。

記憶に新しい。このような年々変動のメカニズムを明らかにすることは、学術的にも社会的にも重要なことである。

冬季北半球の循環には、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）であるが、この惑星波の存在が冬季北半球の気候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が引き起こされている。よって、この研究では、東アジアモンスーンの変動と、惑星波の活動との関係に注目し、解析を行うこととする。なお、以下、高谷・中村<sup>14)</sup>及びTakaya and Nakamura<sup>15)</sup>の結果を基にしている。

### 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(図6)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,

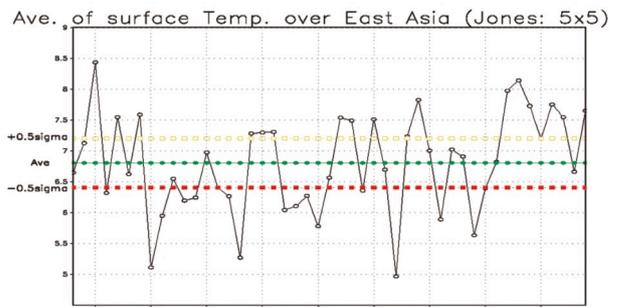


図6：Jonesの月平均地表気温データを用いて計算した、1月の東アジア域(25-40 N, 100-140 E)の平均気温の1948-95年の時系列(黒い折線)。緑の横線は、1948-95年の平均値、黄色い線及び赤い線はそれぞれ平均から $+0.5$ または $-0.5\sigma$  ( $\sigma$ :標準偏差)の値。

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 7(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 7(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 7cを見ると、高気圧性偏差が高緯度側に存在している傾向が見られる。所謂「北極振動(AO)」<sup>20)</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、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 7d)を見ると、図 7c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

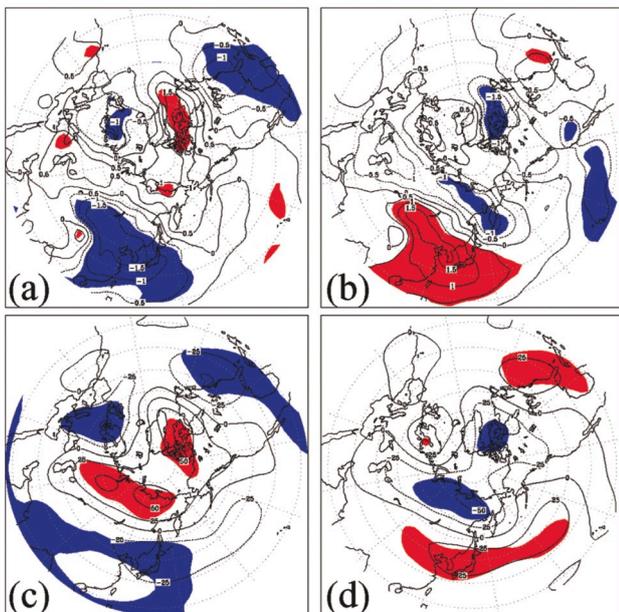


図 7 : 1月高度場及び温度場偏差合成図。(a)及び(b)に示されたコンターは、それぞれ寒冬年及び暖冬年の合成された 850-hPa 温度場偏差で、0.5K 毎。(c)及び(d)に示されたコンターは、それぞれ寒冬年及び暖冬年の 250-hPa 高度場偏差で、25 m 毎。それぞれ、実線が正で破線が負。赤及び青の陰影は、90%の信頼水準で有為な領域で赤い陰影が正、青は負。

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月の年をあらためて選びだし、[寒冬]-[暖冬]の高度場合成図を作成したのが図 8a である(なお、図 8a, bともに、基本的には、図 7に見られるような寒冬年と暖冬年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>21,22)</sup>の分布より、この波束の波源は、北米大陸の西岸にあるように見える事が分かる。このような傾向は、グリーンランドの作用中心に関する同様の

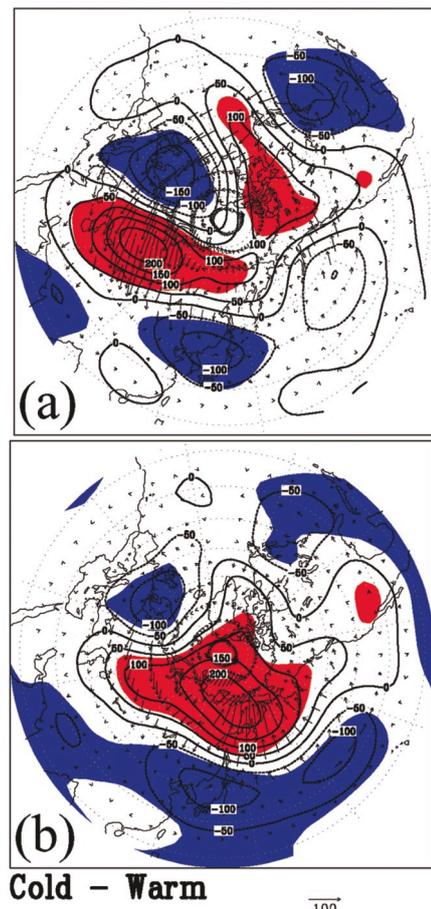


図 8 : 1月 250-hPa 高度場偏差の、[寒冬年]-[暖冬年]の合成図。(a)「波束伝播パターン」及び(b)「WP-like パターン」。コンターは、250-hPa 高度場偏差で、50 m 毎。それぞれ、実線が正で破線が負。赤及び青の陰影は、90%の信頼水準で有為な領域で赤い陰影が正、青は負。矢印は Takaya and Nakamura (1997, 2001) の wave-activity flux。高度場偏差を擾乱とし、東西非一様な1月平均場を基本場として評価したものの。スケールはパネルの右下。

高度場偏差合成図にも見られる。以下、このタイプを「波束伝播パターン」と呼ぶことにする。

さて、もう一つ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であろうか。寒冬（暖冬）年かつ東シベリアの高度場偏差が  $0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差) を越えて正（負）の1月の年に対する合成図を図8b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り、この双極子構造は Wallace and Gutzler<sup>23)</sup> で指摘された “Western Pacific” パターン（以下、WPパターン）と類似している。以下、このパターンを「WP-likeパターン」と呼ぶこととする。

図8a及びbの特徴は、Takaya and Nakamura<sup>11-13)</sup> で、シベリア高気圧の周期1ヶ月以内の季節内変動において示された「波束伝播（大西洋）型」と「太平洋型」とに、それぞれ良く似通っていると言えるが、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「波束伝播パターン」及び「WP-likeパターン」のそれぞれの対流圏上層の高度場偏差分布と、気候平均の惑星波の分布との関係を、図9に示す。

ここでは、惑星波は、気候平均の高度場からその東西平均の成分を差し引いたもので定義している。また、図9の wave-activity flux は、図8と同様、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ものである<sup>21,22)</sup>。惑星波のトラフ（低気圧性偏差）が極東及びラブラドル半島付近に、またリッジ（高気圧性偏差）がユーラシア西岸及び北アメリカ大陸西岸に存在している。「波束伝播パターン」及び「WP-likeパターン」のそれぞれの高度場偏差の水平空間スケールは、気候平均で見られる惑星波のそれに匹敵する事が、図9より明らかである。

例えば、「波束伝播パターン」(図9a)では、波束の波源を形成しているラブラドル半島の高度場偏差の分布は、この領域の気候平均の惑星波トラフの分布と重なっていることが分かる。すなわち、このパターンの寒冬（暖冬）年では、ラブラドルの惑星波トラフの深まりが弱い（強い）と言うことである。一方、極東付近の高度場偏差は、極東の惑星波トラフのちょうど「節」の部分に分布していることが分かる。これは、寒冬（暖冬）年では、極東付近の惑星波トラフの強化（弱化）を伴う南偏（北偏）が見られるという事である。

この極東の惑星波トラフの強弱を伴う南北移動という傾向は、「WP-likeパターン」(図9b)でより顕著である。惑星波の伝播を示す Plumb<sup>24)</sup> の wave-activity flux の分布にも、極東惑星波トラフの強弱を伴う南北移動という特徴が良くあらわれている(図は省略)。図1でも明らかのように、地上付近の寒気中心である「寒極」と極東の惑星波トラフは一体のものである。惑星波トラフの南下（北上）は寒気の南下（北上）と対応しており、日本付近が寒冬（暖冬）ということと整合的な訳である。

### 3.4 時間発展

前節では、東アジアモンスーンの年々変動に伴って見られる対流圏上層の高度場偏差が、惑星波の強弱や位置の移動に伴うものであると解釈できることを示した。すなわち、これらの高度場偏差は、惑星波の変調による結

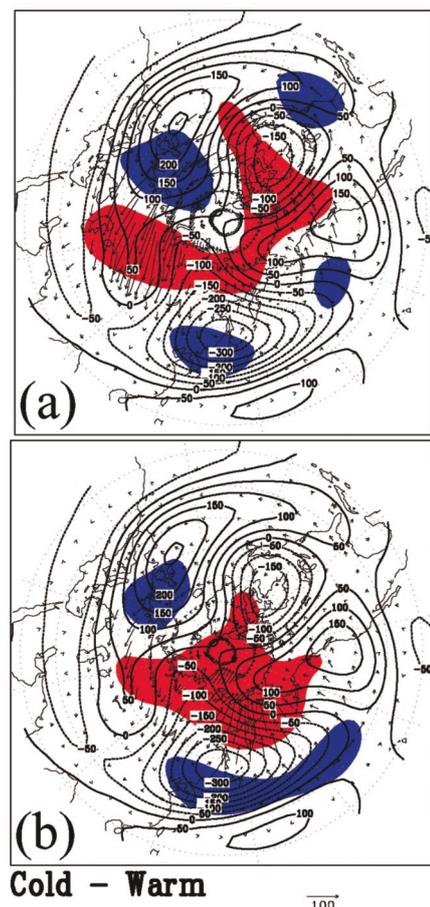


図9：1月250-hPaに見られる、気候平均の惑星波と、高度場偏差の分布。コンターが惑星波の分布で、50 m 毎。実線が正で破線が負。陰影は、[寒冬年] - [暖冬年]の合成された高度場偏差で、40 m 以上。赤い陰影が正、青い陰影は負をそれぞれ表す。(a)「波束伝播パターン」、(b)「WP-likeパターン」。矢印は、Takaya and Nakamura (1997, 2001)の wave-activity flux。高度場偏差を擾乱とし、東西非一様な1月平均場を基本場として評価したもの。スケールはパネルの右下。

果として解釈出来る訳である。このことは、寒冬年と暖冬年との間に見られる、季節進行に伴う惑星波形成の時間発展の違いに、より顕著に見られる。

図10は、「WP-likeパターン」について、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10

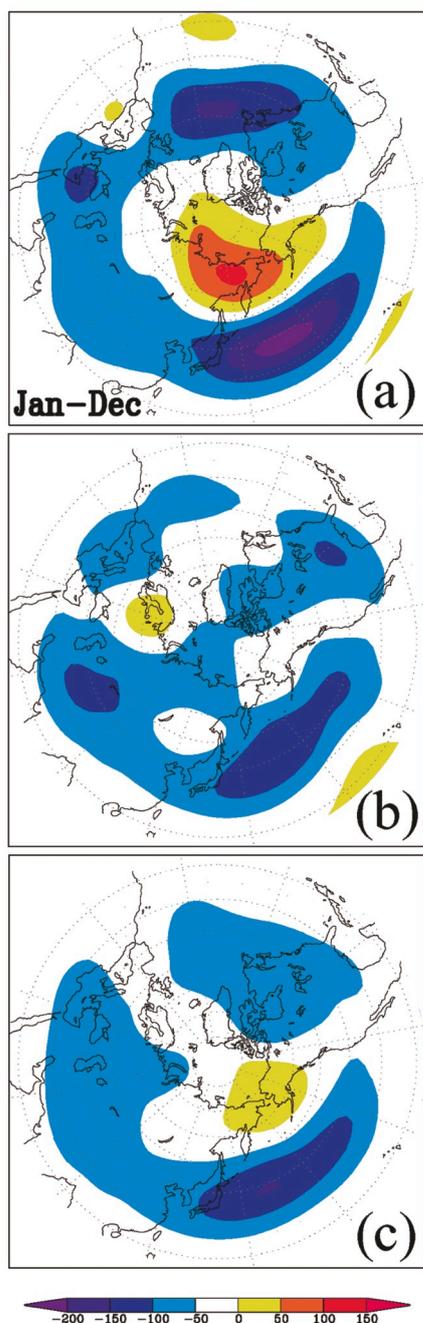


図10：12月から1月にかけての250-hPa高度場の季節進行。[1月平均]-[12月平均]で定義。(a)「WP-likeパターン」の寒冬年、(b)同じく暖冬年にそれぞれ見られる季節進行。高度場合成図を元に作成。(c)は、50年平年値より作成した気候平均の季節進行。

c). 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、(高緯度ではなく)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な高緯度側では高度場低下は弱い。特に、東シベリア-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(図9も参照)。

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を結ぶ、東シベリア-アラスカ領域の高度場の季節進行である。図10a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-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いるのに対し、暖冬年ではこの高度場上昇が弱く、また西への張り出しも非常に弱いという事が分かる。この結果は、寒冬(暖冬)年では極東惑星波の南偏(北偏)が見られるという結果(図9)とも整合的である。このように、アラスカ-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、「波東伝播パターン」においても確認できる(図は省略)。また、図8aにも示したように、「波東伝播パターン」においては、ラブラドル半島付近の惑星波トラフの強弱が特徴の一つであった。初冬から真冬にかけての時間発展の場を見ても、このラブラドル付近の惑星波トラフの時間発展の強弱を見ることが出来る。(図は省略)。また、波東伝播パターンの時間発展におけるもう一つの特徴は、一月前のラグ(すなわち12月)をとった合成図に見られる(図11)。1月に「波東伝播パターン」が見られる一月前の12月には、東太平洋域から北米大陸を越えて西大西

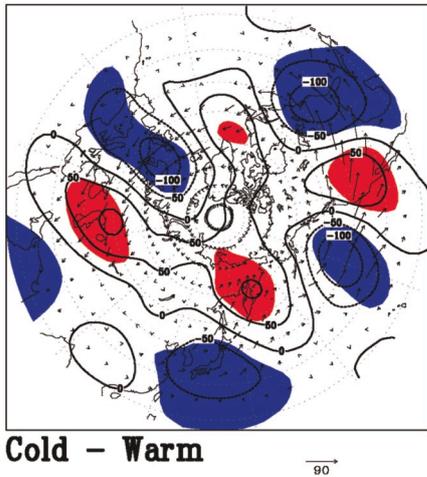


図 11：図 8 と同じ。ただし，1 月に「波束伝播パターン」が見られたときの一月前（12 月）の高度場偏差の合成図。

洋域に波束伝播が見られる。この波束伝播がラブラドルの惑星波トラフの強弱に影響を与え、それがさらに下流側に影響して「波束伝播パターン」の原因になっている、という可能性がある。また、この太平洋から大西洋への波束伝播が大西洋の循環に影響を与えるという、一連の時間発展は、アリューシャン・アイスランド低気圧シーソー (AIS)<sup>25)</sup> と非常に似通っている。

### 3.5 考察

以上に示したように、東アジアモンスーンの変動と、惑星波の活動及びその時間発展とは、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、及びその結果として現れる極東惑星波トラフの強弱を伴う南北移動が、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」及び「波束伝播パターン」の両方に共通している（「WP-like パターン」の方がより顕著であるが）。

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、高度場の低下が弱いのか、と言うことが挙げられる。伝統的に、惑星波は、大規模山岳や大陸海洋間の熱的コントラストによる強制によって形成されるとされてきた<sup>26,27)</sup>。実際に冬季に観測される惑星波は、それらによりほぼ説明出来そうに見える。しかし、図 10 c に見られるような、アラスカ東シベリア付近を中心とする領域での惑星波リッジの形成という時間発展は、伝統的な枠組みだけで

は説明が難しいように思われる。ロッキー山脈に対する応答としてはやや北に寄りすぎ、また大気海洋間の熱的コントラストも強くない領域だからである。この領域の初冬から真冬にかけての時間発展は何によってもたらされているのか、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な関係にある。これらの対流圏上層の循環変動は、基本的には偏西風の変動（蛇行など）と考えることが出来る。季節内変動の波束伝播型、年々変動の波束伝播パターンはともに、空間スケールの差こそあれ、ユーラシア大陸上での偏西風の変動である。一方、季節内変動の太平洋型、年々変動の WP-like パターンは、ともに北西太平洋上での偏西風の変動である。これらの半球規模の偏西風の変動が、オホーツク海のすぐ北西側の北東シベリアの寒気中心「寒極」や対流圏上層の極東惑星波トラフ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。季節内変動のシベリア高気圧の増幅では、対流圏上層の循環変動が引き起こす地上付近の循環変動が、「寒極」から寒気を南側に移流し、東アジア域への寒気吹き出しにつながる過程を見た。また、年々変動では、極東の惑星波トラフの南北移動が重要であることを見たが、この惑星波トラフは「寒極」と一体のものである。さらに、年々変動の時間発展では、環オホーツク領域のアラスカ東シベリアの領域が重要であることが確認された。

オホーツク海とその周辺の領域は、以上のように、冬季の東アジアモンスーンの活動及びその長周期変動を考える際に鍵となる重要な領域の一つである。半球規模の大気循環変動が、環オホーツク領域に特徴的な循環に影響を及ぼすことによって、日本を含む東アジア領域の冬季の気候変動をもたらすからである。これらの結果は、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) H. Nakamura, T. Izumi and T. Sampe, *J. Climate* **15** (2002) p.855.
- 2) Y. Ding and T. N. Krishnamuruti, *Mon. Wea. Rev.*

- 115 (1987) p.2428.
- 3) Y. Ding, *Meteorol. Atmos. Phys.* **44** (1990) p.281.
- 4) S. K. Esbensen, *Mon. Wea. Rev.* **112** (1984) p.2016.
- 5) M. P. Clark, M. C. Serreze and D. A. Robinson, *Int. J. Climatol.* **19** (1999) p.27.
- 6) K. Suda *J. Meteor. Soc. Japan 75-th Anniversary vol.* (1957) p.192.
- 7) 和田英夫, 「長期予報新講」, 地人書館(1969) p.234.
- 8) C. H. Joung and M. H. Hitchman, *Mon. Wea. Rev.* **110** (1982) p.1224.
- 9) H.-H. Hsu and J. M. Wallace, *J. Atmos. Sci.* **42** (1985) p.1693.
- 10) H.-H. Hsu, *Mon. Wea. Rev.* **115** (1987) p.1864.
- 11) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.* **62** (2005) p.4423.
- 12) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.* **62** (2005) p.4441.
- 13) 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.
- 14) 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).
- 15) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Climate* **20** (2007) submitted.
- 16) B. J. Hoskins, M. E. McIntyre and A. W. Robertson, *Quart. J. R. Met Soc.* **111** (1985) p.877.
- 17) I. M. Held, R. T. Pierrehumbert and R. L. Panetta, *J. Atmos. Sci.* **43** (1986) p.388.
- 18) K. L. Swanson, *J. Atmos. Sci.* **57** (2000) p.2262.
- 19) K. L. Swanson, *Quart. J. R. Met. Soc.* **127** (2001) p.1341.
- 20) D. W. Thompson and J. M. Wallace, *Geophys. Res. Lett.* **25** (1998) p.1297.
- 21) K. Takaya and H. Nakamura, *Geophys. Res. Lett.* **24** (1997) p.2985.
- 22) K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.* **58** (2001) p.608.
- 23) J. M. Wallace and D. S. Gutzler, *Mon. Wea. Rev.* **109** (1981) p.784.
- 24) R. A. Plumb, *J. Atmos. Sci.* **42** (1985) p.217.
- 25) M. Honda, H. Nakamura, J. Ukita, I. Kousaka, and K. Takeuchi, *J. Climate.* **14** (2001) p.1029.
- 26) J. G. Charney and A. Eliassen, *Tellus* **1** (1949) p.38.
- 27) J. Smagorinsky, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **108** (1953) p.503.

(2007年1月19日 改訂受付)

---

## Low frequent variability of the Siberian high and East Asian winter monsoon

Koutarou Takaya  
Frontier Research Center for Global Change, JAMSTEC

Hisashi Nakamura  
Department of Earth and Planetary Sciences, University of Tokyo/Frontier Research Center of the Global Change, JAMSTEC

abstract:

The Siberian high is a cold, semi-permanent surface anti-cyclone residing over the Asian continent in winter. The high is known as one of the crucial factors for wintertime climate over the Far East and Northwestern Pacific, as it influences the strength of the East Asian winter monsoon.

Intraseasonal amplification events of the surface Siberian high in winter are generally associated with blocking ridge formation in the upper troposphere. Composite analysis applied to the 20 strongest intraseasonal events over Siberia on the basis of the circulation data observed over the 40 recent years reveals that the blocking formation differs fundamentally between the east and west of the climatological upper-level trough over the Far East. To the west, what may be called “wave-train (Atlantic-origin) type” is common, while what may be called “Pacific-origin type” dominates to the east of the trough. Regardless of a particular type of blocking formation in the upper troposphere, a cold-air outbreak tends to occur once anomalously cold air reaches the northeastern slope of the Tibetan Plateau. We have shown through “potential vorticity (PV) inversion” technique that an interaction of the upper-level height anomalies with surface temperature anomalies is essential for amplification of the Siberian high of the both types.

Interannual variability of the East Asian winter monsoon has also been examined. Two distinct height anomaly patterns in the upper troposphere associated with the interannual variability are found; that is, wave-train pattern and WP-like patterns. Both types can be interpreted as modulations of activities of planetary waves. The difference of the planetary wave formation from early winter to midwinter is apparent between cold and warm winter in the mid-latitude East Asia.

## 高谷康太郎

〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25  
海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター

Tel: 045-778-5526 Fax: 045-778-5707

e-mail: takaya@jametsc.go.jp

URL: <http://www.jamstec.go.jp/frgsc/jp/program/cvrrp/index.html>

## 中村 尚

〒113-0033 東京都文京区本郷 7-3-1  
東京大学 大学院理学系研究科  
地球惑星科学専攻  
海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター

Tel: 03-5841-4664 Fax: 03-5841-8316

e-mail: hisashi@eps.s.u-tokyo.ac.jp

URL: [http://www.aos.eps.s.u-tokyo.ac.jp/nakamura\\_lab/index.php](http://www.aos.eps.s.u-tokyo.ac.jp/nakamura_lab/index.php)