

中高緯度の季節内循環変動と異常天候

—極東付近の冬季気候に関連して—

本 田 明 治**・高 谷 康 太 郎**

1. はじめに

ここ20年ほど日本の冬は高温傾向が続き、すっかり暖冬が定着した感がある。地球温暖化との関連もよく指摘されるところである。もっとも、油断しているところが起こるか分からない。2005/06年冬季は、12月を中心として日本の各地で記録的な低温と豪雪に見舞われた¹⁾。「38豪雪」(1963年)や「56豪雪」(1981年)と呼ばれる記録的な豪雪年を思い起こされた方もいるかもしれない。その一方で、2006/07年は記録的な暖冬となり、冬季気候の変動の大きさを改めて実感させられた。本稿では、このような極東域の冬季気候の変動に関する説明を行いたい。

第1図は、極東の冬平均の海面気圧 (SLP) 場を示したものである。大陸にはシベリア高気圧 (SH)、北太平洋にはアリューシャン低気圧 (AL) がそれぞれ存在し、いわゆる西高東低の冬型の気圧配置の特徴が、冬平均場にもよく現れている。このSHとALの変動を理解することが、極東域の冬季天候変動の理解を深めるのに重要である。そこで本論では、まずSHの変動について説明し、続いてアリューシャン・アイランド低気圧シーソー (AIS) について説明する。また、その両者が典型的に見られた事例として、わが国が20年ぶりの寒波と大雪に見舞われた2005/06年の冬季の例を採り上げる。

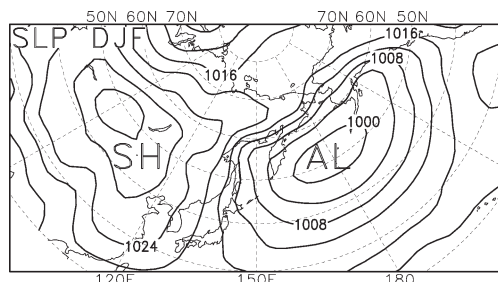
2. シベリア高気圧の変動

冬季ユーラシア大陸上に存在する地表のSHの強弱

* Intraseasonal variability and anomalous weather conditions in mid-latitudes—Winter climate over the Far East—

** Meiji HONDA, Koutarou TAKAYA, 海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター。

© 2007 日本気象学会



第1図 12～2月平均の「海面気圧場 (等値線は4 hPa 毎)」。SHとALはそれぞれシベリア高気圧とアリューシャン低気圧を示す。

は、冬季東アジアモンスーンの強弱と密接に関連し、日本を含む極東域の冬の気候に決定的に影響する。SHが強まる時は日本付近に寒波が襲来する事が多い。しかし寒波がずっと持続する事は余りなく、季節内で寒暖を繰り返すのが普通である。年毎にもSHの勢力が変動する事は第1節で少し触れた通りである。

SHは冬季を中心に現れ、夏季には姿を消す。また、SHや冬季東アジアモンスーンの活動は、地表付近及び対流圏下層で卓越する。そのことから、SHの成因は放射冷却によるものと説明されてきた。すなわち、冬の放射冷却により、よく冷却された大陸地表面付近に寒冷な高気圧が発達すると言うものである。この説明はもちろん間違いではないものの、放射冷却だけでは上に書いたようなSHの変動は説明できない。実は、SHの強弱には対流圏上層の半球規模の大気循環変動が強く関係しており、そのタイプは主に2つある^{2,3)}。例としてシベリア高気圧が季節内で増幅し、東アジアモンスーンが強まるときを採り上げる。

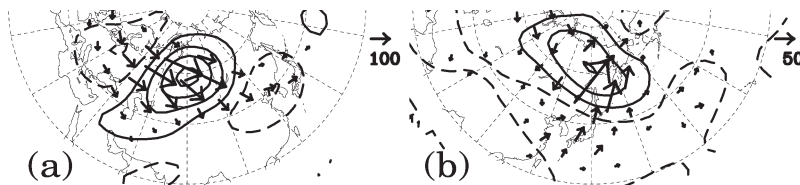
その1つは、「波束伝播型」または「大西洋型」と呼ばれるものである^{2,3)}。第2図aは、中央シベリア

付近で地表のシベリア高気圧が発達した時の250 hPa 高度偏差の合成図である。偏差場には大西洋・ヨーロッパ方面からのロスビー波東伝播が明瞭に見られ、これはユーラシア大陸上で偏西風が強く蛇行している事を意味する。このときに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となる事が多い(図省略)。このようなタイプは、一般に上層の極東トラフの西側に良く見られる。

次に、シベリア高気圧増幅のもう1つの典型的タイプである「太平洋型」⁹⁾の例を示す。このときのSLPを見ると、オホーツク海北部を中心として高気圧性偏差が発達した後、日本付近に寒波が押し寄せる(図省略)。対応する上空の高気圧偏差は(第2図b)、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、西方からの波東伝播に伴うものではない。「太平洋型」は北西太平洋域での偏西風の蛇行に対応する現象で、極東トラフの東側に多い。

これらの対流圏上層の循環変動は下層にも循環変動を引き起こし、ユーラシア東部で地表付近の北風をもたらす。それが北東シベリア大陸上に存在する(気候平均場の)寒気を南に移流し、バイカル湖・モンゴル付近に強い寒気偏差を形成する。それがチベット高原の東斜面に沿って東アジアに南下してくるのである。これら半球規模の2つの大気循環変動は、日本の冬の天候に非常に重要なものである。後述のように、日本付近が強い寒波と大雪に見舞われた2005/06年の冬季には、これら両パターンが観測されている。

なお、偏西風の蛇行がシベリア高気圧の変動に重要であるという指摘そのものは、実はもう50年以上も前からなされている事を指摘しておきたい。先人たちは、データの少なさという不利な条件にもかかわらず、実によくデータを見ているものだと感服させられる。



第2図 SH 増幅時の典型的な250-hPa 高度偏差場⁹⁾。(a)「波東伝播(大西洋型)」、(b)「太平洋型」。高度偏差は±50 m から100 m 毎(実線は正偏差、破線は負偏差)。矢印は定常ロスビー波の活動度フラックス¹⁰⁾で、スケール ($m^2 s^{-2}$) はそれぞれパネルの右。

3. アリューシャン・アイスランド低気圧シーズン

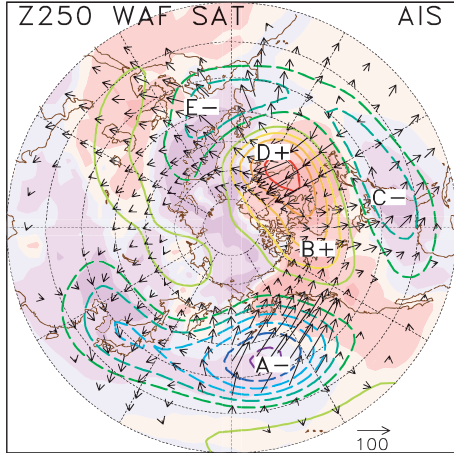
AL は、SH とともに、極東の冬季の気候に重要な要素である。ただし、SH と違い、AL の構造は数日より長い平均場で見えてくるもので、冬季を通じて毎日北太平洋を覆っている訳ではない。冬季に日本付近を発達しながら通過した低気圧は、東方海上で停滞することが多い。天気図を見るとアリューシャン列島付近に低気圧がよく停滞しており、平均するとこの一帯を中心に SLP が最も低くなるのである。

また、AL が発達するといつも日本が寒くなるかと言うと、実は必ずしもそうでもない。AL の中心位置や形状によっては、日本付近は暖気移流場になるからである。例えば、エルニーニョ発生時に AL は強まるものの、日本が寒冬になることは少ない。SH よりはすっきりしない AL であるが、AL 発達時に日本が寒くなる好例として、本節のタイトルであるアリューシャン・アイスランド低気圧シーズン (AL-IL シーズン: AIS)^{5,6)}を挙げよう。冬の北大西洋に見られるアイスランド低気圧 (IL) は、AL と並び冬の北半球を代表する低気圧である。北大西洋の IL など日本の天候と関係なさそうに思えるが、AL と IL のリンクは日本の寒さと大いに関係するのである。

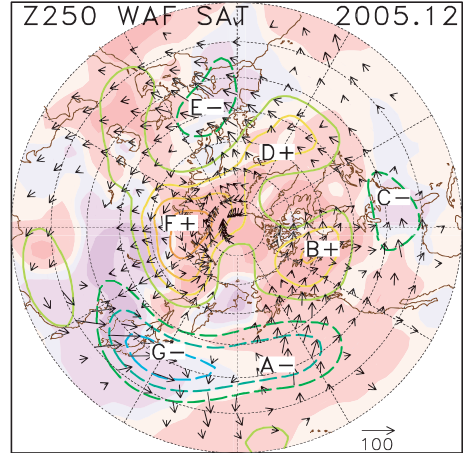
最近まで AL と IL はそれぞれの海上で、お互い関係なく各々独立に年々変動や季節内変動をしていると考えられていた。ところが最近数十年のデータを調べてみると、2月を中心に両者の勢力間に有意な負の相関、すなわちシーズン関係があることが分かった⁵⁾。日本を含む極東一帯が寒くなるときの典型的な AIS の構造を第3図に示す。気温偏差の分布をみると、欧州や米国南東部で同時に低温となり、反対に北米西海岸～北部一帯と中東一帯で高温となる⁷⁾。

第3図に基づき、AIS の形成過程を2月に日本が寒くなる場合の例で説明すると⁵⁾、約1か月前に東部北太平洋上空の循環異常 (A-: 低気圧性偏差) から

定常ロスビー波が励起され、まずカナダ西部上空に高気圧性 (B+)、米国南東部に低気圧性偏差 (C-) がそれぞれ形成される。更にこのC-から北大西洋を横切る新たな定常ロスビー波が励起され、北大西洋上に高気圧偏差 (D+)、ヨーロッパ上空に低気圧性偏差 (E-) が形成さ



第3図 日本が寒くなる時のアリューシャン・アイスランド低気圧シーソー(AISの負位相). 地上気温偏差(°C;色影)と250-hPa高度偏差(色線, 60 m 間隔, 0 m は略). AIS 負の5年平均からAIS正の5年平均を引いた場. 矢印は定常ロスビー波の活動度フラックス¹³⁾. 英字記号は本文参照.



第4図 第3図に同じ. ただし, 2005年12月. 気候値(1971~2000年平均)からの偏差場.

れる. 太平洋上のA-と大西洋上のD+はそれぞれ, ストームトラックからのフィードバックを受けて2月にかけて更に発達する. このA-とD+が, 地表ではALの強まりとILの弱まりとしてシーソー関係が見えるのである.

東部北太平洋上の循環異常の影響が平均して約1か月後に極東や北大西洋上に現われる訳で, AISの形成が予測できれば先の日本や欧州の気温偏差の傾向もある程度予測できるということである.

4. 2005/06年の冬季の寒さ

この冬は厳しい寒さのみならず, 各地で記録的な大雪となったこともあって, 特に印象に残る冬となった¹⁾. 寒さのピークとなった2005年12月の偏差場では(第4図), 定常ロスビー波伝播に伴った中高緯度を1周するような波列的偏差分布が特徴的である. 東半球のA-~C-~E-の波列はAISの形成に, ユーラシア北部のE-~G-の波列はSHの発達に, それぞれ関連したものである. 時間発展をみると, 「太平洋型」によるSHの強化が11月中旬と12月上旬に見られた(図略). 一方, AISは12月上旬から中旬

にかけて10日間程度で形成され, それと伴に「波束伝播型」によりSHの勢力が維持される事で, AISとSHの最盛期となった⁹⁾. 地表ではA-はALの強まり, D+はILの弱まり, F+はSHの増幅にそれぞれ対応するが(第5図a), 「太平洋型」に引き続き「波束伝播型」による増幅が起きたためF+は北偏している. このように, 2005年12月には, 半球規模のロスビー波束伝播によるAIS形成とSHの増幅とが, 極東や欧州に記録的な寒波をもたらしたようだ.

5. 北極振動について

2005/06年冬の異常な寒さをもたらした主要因の一つとして, 北極振動(Arctic Oscillation: AO)⁹⁾が12月を中心に強い負の位相であったことがしばしば挙げられる. AOは, 11月~4月の北緯20度以北の月平均SLP変動に対する第1経験直交関数(EOF)として, 元来定義される循環変動パターンである⁹⁾. ただし, 研究者または研究・現業機関によって多少定義に違いがあることに注意する必要がある. 冬季AOの空間構造は, 極域・中緯度間の気圧シーソーと, 地表から成層圏まで広がる環状の構造とによって特徴付けられ, AOに伴う成層圏極渦の変動が対流圏に及ぼす影響¹⁰⁾なども注目されている.

AOの詳細な説明は他の解説に譲るが^{11,12)}, ここではAOと極東付近の気候変動について簡単に議論したい. しばしば耳にする説明は, AOが負の位相を取

ると、極域（中緯度帯）で高度場が正（負）偏差となり、中緯度偏西風が弱まって蛇行し、日本を含む中緯度域に寒気が流入し易くなるというものである。

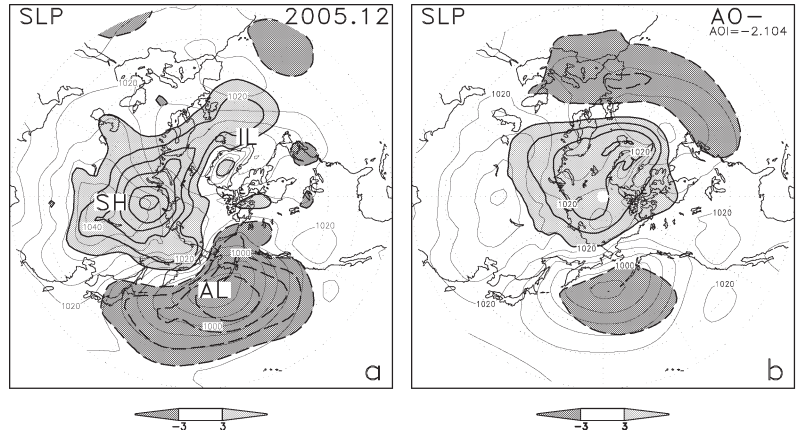
2005年12月の規格化されたAO指数は、米国海洋大気庁（NOAA）気候予測センター（CPC）によると -2.104 で、確かに著しい負値であった。第5図bにAO指数が -2.104 の時に期待されるSLP偏差を示す。典型的なAO偏差では、正偏差が北極海上に、負偏差が大西洋及び太平洋上に見られる。ただし、負偏差の振幅は北大西洋上の方がやや大きい。一方、2005年12月（第5図a）のSLPの空間偏差構造を見ると、正偏差の中心は大きくユーラシア北部に偏っており、また、北太平洋の負偏差が非常に強いことが分かる。北大西洋中緯度帯の負偏差に対応するものは殆ど見られない。つまり、2005年12月は、AO指数は明瞭に負であったものの、SLP偏差の分布は典型的な負のAOのそれとは大きく異なっていたのである。

そもそもAOの物理的実体についても不明な点が多い¹²⁾。記録的な異常現象には大抵、複数の要因が絡んでおり、ある1つの（知名度の高い）現象のみで説明されることはまずあり得ない。2005/06年の異常寒波をもたらした要因についても、AOやAISを含めた中高緯度過程のみならず、熱帯からの遠隔影響を含め多角的に分析していかなければならない。

6. 終わりにかえて

日本の冬の寒さにかかわるSHとAL（とILのシーソー）に、少しは親しみを持って頂けたであろうか。著者らの解析によると2005/06年にはこの両者が典型的に現れ、それが日本付近の寒冬大雪をもたらしたと考えることが出来る。このように、中高緯度固有の変動が様々な異常天候の要因となり得るのである。冬以外では、梅雨期に発生するオホーツク海高気圧などがその好例である。

本稿が、冬季天候変動の理解の一助となれば幸いで



第5図 (a) 2005年12月のSLPの実況（細実線：5 hPa 毎）と気候値（1971年～2000年平均）からの偏差（太線：5 hPa 毎。薄い陰影は+3 hPa以上、濃い陰影は-3 hPa以下）。(b) (a)に同じ、ただし北極振動(AO)指数が -2.104 の時に期待されるSLPの実況と偏差。

ある。冬の寒さや大雪がどのような要因でもたらされているのかを知ることは、自然災害から身を守ることにもつながるに違いない。これがきっかけとなって、少しでも冬の天気を楽しんで頂き、多くの人に冬の一日を快適にかつ安全に過ごして頂けたらと思う。

参考文献

- 1) 本田明治, 楠 昌司 (編), 2007: 気象研究ノート, (214), 印刷中.
- 2) Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: J. Atmos. Sci., 62, 4423-4440.
- 3) Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: J. Atmos. Sci., 62, 4441-4449.
- 4) Suda, K., 1957: J. Meteor. Soc. Japan, 75-th anniversary vol., 192-198.
- 5) Honda, M. *et al.*, 2001: J. Climate, 14, 1029-1042.
- 6) 中村 尚ほか, 2002: 天気, 49, 701-709.
- 7) Honda, M. *et al.*, 2005: J. Climate, 18, 2793-2802.
- 8) 本田明治ほか, 2007: 気象研究ノート, (214), 印刷中.
- 9) Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: Geophys. Res. Lett., 25, 1297-1300.
- 10) Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 1999: J. Geophys. Res., 104, 30937-30946.
- 11) 中村 尚, 2002: 天気, 49, 687-689.
- 12) 山崎孝治 (編), 2004: 気象研究ノート, (210), 181pp.
- 13) Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: J. Atmos. Sci., 58, 608-627.