

2010年正月に起きた中国北部、韓国の豪雪に対する インド洋対流活動の役割

小寺 邦彦（名古屋大学・太陽地球環境研究所，気象研究所）

1. 序

近年の温暖化のなかにあって北東アジアは大規模な寒波や豪雪に見舞われる事が多い。特に 2009/10 年の冬は極渦がこれまでに無く弱く、北極振動、北大西洋振動が大きな負の値を示し、強い寒波の吹き出しが北アメリカ、ヨーロッパで起こった (Seager et al., 2010; Cattiaux et al., 2010)。もちろんアジアにも強い寒波が起こった。

ところで日本と異なり大陸内部は乾燥しているので寒気が南下しても強い降雪が起こる事はまれである。しかし 2010 年 1 月初めの寒波は中国北部、韓国に大雪をもたらしている。2009/10 の冬は日本に於いても北日本にはかなりの降雪があったが全国的には 2005 年 12 月のほどの異常な寒さの冬ではなかった。ここでは 2010 年 1 月の中国北部に降雪をもたらせた寒波の要因について解析すると共に 2005 年 12 月の場合と比較して何が共通し、何が違うのかについても議論する。

2. データ

気象要素の解析には気象庁で作成された再解析データ、およびその更新、JRA25/JCDAS を用いた。また積雲対流活動の指標として NOAA で編集された外向き放射 (OLR) データを用いた。

3. 結果

2009 年 12 月 1 日から 2010 年 1 月 16 日の期間について中国北部、北緯 40 度、東経 110-120 度で平均した 850hPa の気温偏差を北極振動指数と共に図 1a に示す。2009 年 12 月から翌 1 月にかけて北極振動指数は大きな負の値を示している。中国北部の気温は低くなったり、平年並みになったりしながら北極振動指数の変化に沿うように変化している。この気温偏差の時系列を見る限りでは 1 月初めの大雪を特徴付ける様な特異な変化は見られない。しかし、同地域の気温の南北傾度を見ると (図 1b) 華北に降雪が起きる直前の 1 月 1 日

に負の値が大きくなり傾圧性が高まっているのが分かる。

図 2 に 2009 年 12 月 30 日から 2010 年 1 月 4 日の毎日の 850hPa 気温の気候値からの偏差の空間分布を示す。さらに低気圧の指標として 850hPa の正の相対渦度の大きい場所 ($>3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) を等値線で示してある。影を付けた部分は地上気圧が 820hPa 以下の高地である。12 月 30 日から 1 月 1 日にかけて大陸上を南下していた寒冷な空気は北に上がりチベット高原の北側を温暖な空気が西から華北に運ばれて来る。この為図 1b で見るように 1 月 1 日には北緯 40 度付近の大陸上で傾圧性が高くなっている。そこに 1 月 2 日から 4 日にかけて再び寒気の南下が起こり華北で低気圧が発達して 1 月 3 日に北京に豪雪をもたらせた。この低気圧はさらに東進し黄海を横切り翌 1 月 4 日に韓国北西部に記録的な大雪を降らせた。

12 月の末からの一連の過程を見ると、まずどの様にして温暖な空気が華北にもたらされたかを調べるのが重要である事が分かる。そこで 12 月 30 日の前後でどの様に循環場が変化したかについて調べる。図 3a に 850hPa 気温偏差の 12 月 31 日~1 月 3 日平均とその前の 12 月 26 日~29 日平均との差を示す。図には地形を示す為に地上気圧の気候値を等値線 (600, 700, 800hPa) で示してある。

昇温はチベット高原を取り巻くように高原の北辺に沿って起こっているのが見える。次に気温と同時に循環場がどのように変化したかを見る為に 200hPa の東西風偏差の差を同様に図 3b に示す。東西風の差はチベット高原の中心を境として北で正、南で負となっている。気候値では亜熱帯ジェットの中心はチベット高原の南端の北緯 28 度辺りにあるので、この変化は 12 月 30 日前後に亜熱帯ジェットが北にシフトした事を意味する。

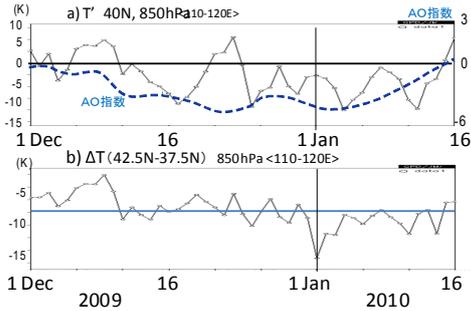


図1 a) 中国北部(東経110-120度、北緯40度)の850hPa気温偏差(黒実線)とNOAAによる北極振動指数(青波線)の時系列。b) a)と同じ、ただし850hPa気温の南北傾度(北緯42.5度と37.5度の気温差)。

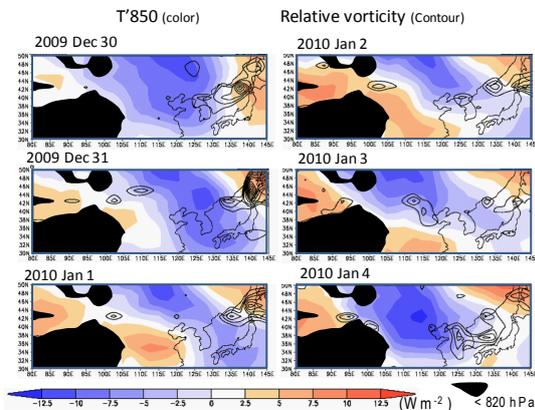


図2 日平均850hPa気温偏差と相対渦度(等値線)。気温の単位はK、相対渦度は s^{-1} で 3×10^{-5} より大きい範囲のみ 1.5×10^{-5} 間隔で示す。

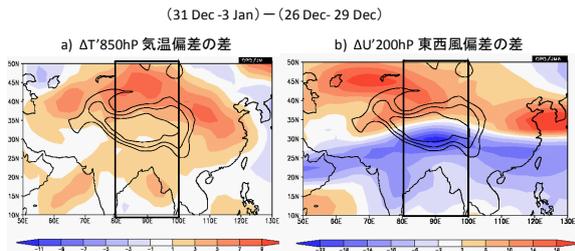


図3 (2009年12月31日~2010年1月3日)平均と(2009年12月26日~12月29日)平均の差。a) 850hPa気温偏差、b) 200hPa東西風偏差。

チベット高原付近の下層850hPaの気温と、上層200hPaジェット的时间変化の対応をより詳しく見るために東経80~100度の経度帯で平均した気温と東西風の緯度-時間断面を図4に示す。なお図4a, 4bの横線は平均地上気圧が570hPaに対応するチベット高原の頂上付近の緯度帯を示している。

12月30日頃からチベット高原の北側で気温の上昇が起こっている。一方、12月28頃までチベット高原の南で強かった東西風は29日(図中の縦線)頃からチベット高原の上、さらにその北側で強くなっている。逆にチベットの南で強かったジェットが弱くなり北側にシフトした事が分かる。

次に亜熱帯ジェットと熱帯の積雲対流活動との関連を調べる為に図4cに赤道域(10S-10N)のOLRの気候値からの偏差の経度-時間断面を示す。12月21日過ぎから東経65度付近の東インド洋で積雲対流活動が盛んになり、Madden Julian Oscillation (MJO)が誘起され時間と共に東に移動して行くのが見られる。12月29日頃には積雲対流活動の中心はチベット高原、ベンガル湾の経度帯、東経80-100度(図中の黒線)に達する。このベンガル湾の南での積雲対流活動の強化に対応してジェットのシフトが起こっているのが見られる。

亜熱帯ジェットの変化と赤道域の対流活動の関係を見る為に図5に200hPa面の3日平均速度ポテンシャルを2つの期間について示す。対流活動の中心がアラビア湾域にある12月24日~12月26日の期間には発散の中心は赤道西インド洋にあり、収束の中心は北アフリカにある。一方、対流活動の中心がベンガル湾に移った12月31日~1月2日の期間になると発散域は東に移動し、ベンガル湾の南でコンパクトにまとまっている。またこの時期には北アフリカの他に新たに収束の中心がチベット高原上に出現し東経80-100度の経度帯で局所ハドレー循環が強化されていることが分かる。この事から、チベット高原付近の西風ジェットの北偏はこの経度帯での局所ハドレー循環の強化により生じたと考えられる事が出来よう。

以上から12月の末に華北に暖気をもたらせた変化の原因は赤道インド洋で起きた積雲対流活動に求められるが、この積雲対流活動の強化が何故起こったかについて考えて見る。図6に3日平均場の300hPaの高谷・中村による波の活動度フラックスとOLRの偏差を示す。12月24-26日には北大西洋からアラビア半島にかけてロスビー波の強い伝播が見られる。今回の場合もHsu他(1990)に示されているのと同様にアラビア海域で積雲対流が中緯度からのロスビー波の伝播によって誘起され、組織化してMJOとなってインド洋を東に伝播し

て行ったと考えられる。

MJO の積雲対流の中心がベンガル湾付近に来ると中国大陸で寒波の吹き出しが起こる傾向がある事が統計的な研究から知られている (Jeong et al., 2005)。今回の場合も 1 月 1 ~ 3 日に積雲対流活動がベンガル湾で強まると、ベンガル湾の北から中緯度に向かってロスビー波が伝播するのが見られる。この北向きの波の伝播に伴ってチベット高原に正の、中国の東海岸に負の気圧高度場の偏差が生じている。つまり図 2 に見られる 1 月初めの寒気の南下はこのトラフの発達と関連して起きていると考えられる。

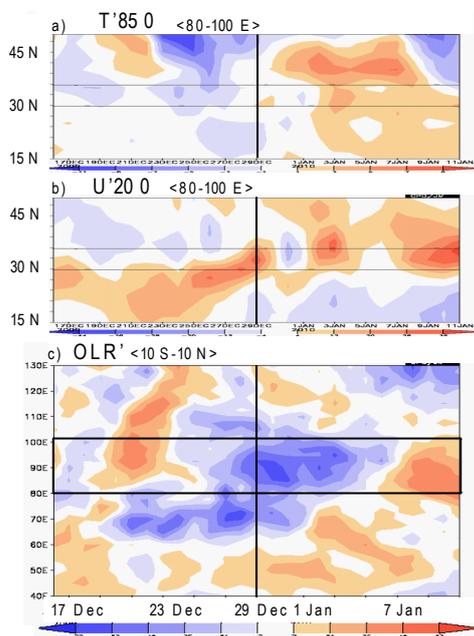


図 4 a) 東経 80 度~100 度で平均した 850hPa 気温偏差の緯度-時間断面。横線はチベット高原頂上付近の緯度を示す。b) a) に同じ、ただし 200hPa 東西風偏差。c) 赤道 (10S-10N 平均) OLR 偏差の経度-時間断面。横線は東経 80 度と 100 度の経度を示している。

4. まとめと議論

以上の結果より 2010 年 1 月初めの中国北部、韓国の豪雪は図 7 に示す以下のようなプロセスによって生じたと考えられる (図 7)。

北大西洋で大きなブロッキングが起こりそこからロスビー波列がアラビア半島にむかって伝播した。その結果インド洋で積雲対流を励起し、それが組織化して MJO となって東進した。その積雲対流がベンガル湾で強化した結果、さらに次の二つのプロセスを通じて熱帯インド洋から中緯の北東アジアに影響が及んだ。

1) 局所ハドレー循環が強まり、亜熱帯ジェットが北にシフトし、チベット高原の北に暖気をもたらされ、それが華北に移流した。

2) ベンガル湾の積雲対流に伴いロスビー波が励起され中緯度に伝播した結果、中国東部でトラフが深まり寒気の南下が起こった。

2010 年の 1 月にはこの 1 と 2 の二つのプロセスが相次いで起こった結果、中国北部の暖気のある所に寒気が南下し低気圧が発達して豪雪が起こったと考えられる。

全球的な視点から見ると 2009 /10 年の冬は北極振動が大きく負の値を示していた。2010 年 1 月の中国、韓国の豪雪に対する北極振動の役割としては極渦が弱い為、大西洋でブロッキングが起き易い、あるいはユーラシアの東岸に寒気が南下し易いといった背景場の形成に寄与したと言えるであろう。

2009 年 12~2010 年 1 月は日本でも気温が下がり降雪をみたが記録的な豪雪となった 2005 年 12 月ほどでは無かった。2005 年 12 月も北極振動指数は低く極渦は弱かった。しかし 2005 年 12 月の場合には豪雪は大陸ではなく主として日本で起こっている。2005 年と 2010 の場合で何が類似していて何が違うのかを考えてみる。

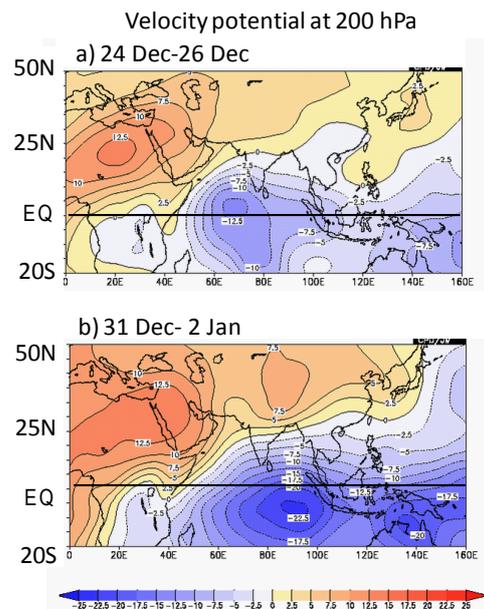


図 5 200hPa 面の 3 日平均速度ポテンシャル。a) 2009 年 12 月 24 日~26 日平均、b) 2009 年 12 月 31 日~2010 年 1 月 2 日平均。単位は $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。

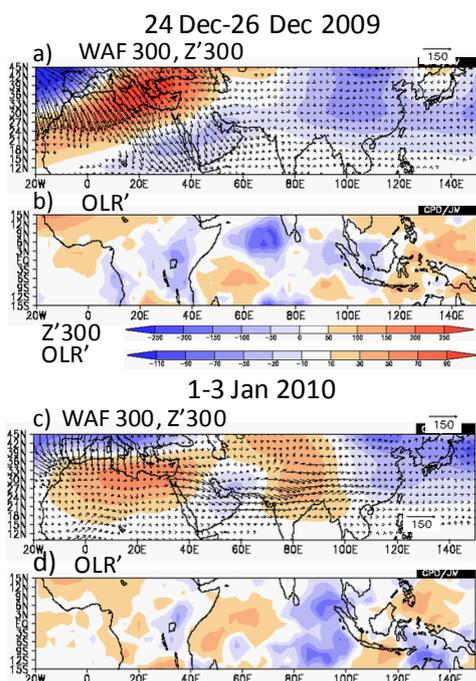


図6 a) 2009年12月24日～26日平均300hPa気圧高度偏差(彩色)と波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura, 2001) (矢印)。b) a)と同じ、ただし熱帯のOLR偏差。c) a)と同じ、ただし、2010年1月1日～3日平均。d) b)と同じ、ただし2010年1月1日～3日平均。

2005年の解析結果 (Inaba and Kodera, 2010) を見ると2010年の場合と同じくヨーロッパ方面からのインド洋へのロスビー波の伝播がきっかけとなり熱帯で積雲対流が誘起されている。そしてこの積雲対流活動が活発化した結果ロスビー波が亜熱帯で励起されそれが中緯度に伝播しユーラシアの東岸で寒気の南下をもたらしている。このプロセスは大まかに見れば2005年も2010年の場合と同じといえよう。

異なるのは2005年の場合には赤道付近でMJOの励起はなくヨーロッパから伝播してきたロスビー波は赤道の北でアラビア海、インド大陸付近で積雲対流活動を誘起しそれに続いてベンガル湾の積雲対流活動が強まったと言うこと。また、ベンガル湾と共に南シナ海、フィリピン付近でも積雲対流活動が強化したと言う点である。2005年は熱帯の積雲対流が盛んになった位置が少し東に位置するため中国東岸のトラフの位置も東ずれて大陸より東方の日本の方に寒気が流出したと考えられる。

ところで熱帯の対流活動に大きな影響を持つエルニーニョ・南方振動 (ENSO) について見ると2005/06の冬はラニーニャ、2009/2010の冬はエルニーニョと大きく異なっている。フィリピン付近の積雲対流活動が2005年12月には盛んであったのに反し、2010年1月の場合には抑制されていたのはENSOの位相の違いから理解出来る。この違いにより同じく極渦が弱くとも両年での寒波の吹き出しが異なる原因の一因となったと考えられる。

謝辞

本研究は気象庁気候情報課で開発されたITACSシステムを用いて行った。また気候情報課解析係の皆様、特に原田さんには色々議論を頂きました。ここに謝意を表します。

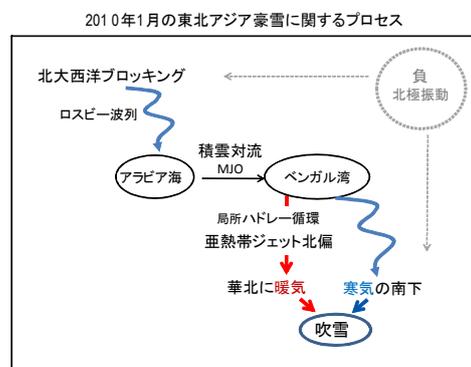


図7 2010年1月初めに東北アジア豪雪にもたらしたプロセスの概略図(詳しくは本文を)。

参考文献

Cattiaux, J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte, and F. Codron (2010), Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20704, doi:10.1029/2010GL044613.

Hsu, H.-H., B. J. Hoskins, and F.-F. Jin (1990), The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics. *J. Climate*, 47, 823-839.

Inaba, M., and Kodera (2010), Forecast study of the cold December of 2005 in Japan: Role of Rossby waves and tropical convection, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 88, 719-735, 2010.

Jeong, J.-H., C.-H. Ho, B.-M. Kim, and W.-T. Kwon (2005), Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia, *J. Geophys. Res.*, 110, D11104, doi:10.1029/2004JD005408.

Seager, R., Y. Kushnir, J. Nakamura, M. Ting, and N. Naik (2010), Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14703, doi:10.1029/2010GL043830.

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.