

三四半球をめぐる北半球中高緯度の大気海洋間強制の東進連鎖

Eastward propagating chain between atmosphere and ocean in mid and high latitudes over the three quarters hemisphere

気象・気候ダイナミクス研究室 坂 泰志 (51235) : 指導教員 立花義裕 教授
Taishi Saka

Keywords: Air - sea interaction , Baroclinicity , Wave activity flux , Cold surge , Jet stream

1. 研究背景・モチベーション

近年、シベリア高気圧の発達やユーラシア大陸上の低気圧発達に伴い、冬季東アジアは寒冷化傾向であることが指摘されている (Honda et al., 2009)¹⁾。中緯度の寒冷化は、エルニーニョ・ラニーニャなどの低緯度からの影響や、北極振動などの高緯度の影響でも説明されている。しかしながら、中緯度の海洋が及ぼす大気への影響も、否定することはできない。Sato et al., (2014)²⁾ では、12月のメキシコ湾流の水温前線が北上して、対流活動域が変化し偏西風蛇行の影響が東アジアまで到達することで、寒波をもたらすと指摘した。予備解析として、12月の東アジアの寒波の要因であるメキシコ湾流の水温変化に着目した。メキシコ湾流上 (Fig. 1 thick black line box) で海面水温 (Sea surface temperature : SST) を領域平均した 1960 年から 2014 年の期間でインデックスを作成した。このインデックスと各地点の SST との相関回帰計算を施すと、北太平洋上の南北に高温、低温領域が存在した (Fig. 1)。これから、メキシコ湾流が暖かければ北太平洋の海面水温は南北で高温、低温傾向であることが大気とどのような関係をもつかについて興味を持った。

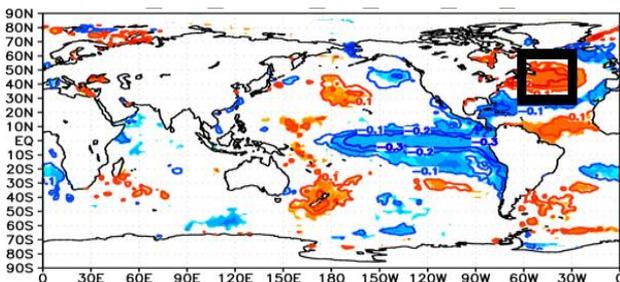


Fig. 1 Regression map of December SST with the SST (areal average of black box). Areas exceeding significance levels of 90%, 95, and 99% based on t-test area shaded (red: positive, blue: negative). The contours show the regression coefficients.

2. 目的

前章の予備解析より、2つの領域が及ぼす大気変動を考察するため北太平洋上の南に位置する暖かい領域 (Fig. 1 red area) から北に位置する冷たい領域 (Fig. 1 blue area) の差を取り、北太平洋南北 SST 勾配インデックス (NPO-index) を作成した (Fig. 2)。NPO-index を検討することが、東アジアの寒気を知る重要な領域であるのではないかと仮説を立て、これを研究の動機とした。したがって本研究では、北太平洋南北 SST 勾配に着目し、SST 南北温度勾配が大きいことがもたらす大規模大気循環による東ア

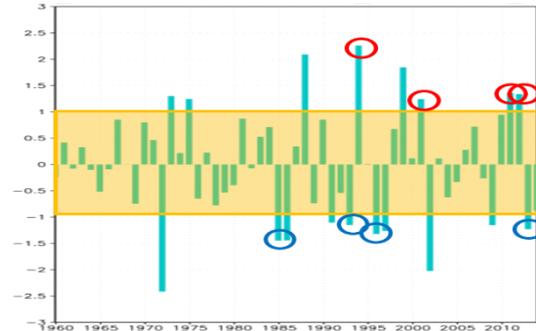


Fig. 2 Time series of North Pacific Ocean north-south gradient index (NPO-index) in December. The red circle indicates HOT years. The blue circle indicates COLD years.

ジアへの寒気の影響を明らかにする。

3. 解析データ・手法

大気場データは気象庁 55 年長期再解析データ JRA-55³⁾ を使用し、SST データは HadISST⁴⁾ を使用した。時間スケールは月平均場を使用した。大気場データと SST には地球温暖化による上昇トレンドが存在する。このトレンドによる影響を取り除くため、線形トレンドとして除去した。さらに、エルニーニョ・南方振動などの経年変動を取り除くため、あらかじめ 7 年移動平均からのずれを施した 1960 年から 2014 年の 12 月と 1 月の 2 カ月間を解析対象とした。NPO-index (Fig. 2) の指数が 1σ を超えたもの (HOT)、且つ -1σ を下回るもの (COLD) 合計 8 ケースを抽出し、合成図解析を行った。ただし、抽出する際に顕著なエルニーニョ・ラニーニャ年は選んでいないものとする。HOT から COLD の差を行う解析をした。HOT-COLD をすることで、北太平洋の南北勾配が大きい (南側の方がより暖かい) 時に大気がどのような変動をするかを調べる。

4. 結果・考察

12 月 NPO-index による大気場の合成偏差図は、北太平洋南北勾配が大きいことで北太平洋の SST が暖かい、冷たい領域において上層まで高温、低温傾向である (図略)。これから、南ではより暖かく、北ではより冷たいことで南北での温度傾度強化により傾圧不安定となりやすいことが示唆される。そこで、傾圧不安定波動の成長度を示す指標として Eady 成長率を求めた。その結果、北太平洋上で傾圧波動が卓越していた (図略)。傾圧波動が発達しやすいということは移動性高低気圧 (擾乱) の通過が起こりやすい。よって、擾乱の活動度を示す指標としてストームトラックを求めたところ、傾圧不安定波動強化

域に沿うような領域で活発傾向であった(図略). 擾乱活動が及ぼす平均流との相互作用を診断する方法として E-vector (Hoskins et al., 1983)⁵⁾を用いた. E-vector の発散(収束)域で平均流の西風(東風)を加速(減速)させる傾向を持つことから, 東西風と E-vector の関係を見ると, 西風の強化域(ジェット気流)と E-vector 発散域が一致していた(Fig. 3). よって, 擾乱活動の活発化により西風が強化されることが言えた. 一般的に西風の強化域の南側では高気圧, 北側では低気圧傾向である. これらから, 北太平洋上の高気圧, 低気圧強化原因は温度勾配による擾乱活動の活発化によるものであると考えられる(図略). ところで, ジェット気流は中緯度上層で東方に流れている. しかし, ジェット気流は北アメリカ大陸の西側を沿うように蛇行していた. ジェット気流に蛇行をもたらすのはロスビー波であり, 冬季はロスビー波がジェット気流に停滞し, 蛇行の水平規模が増大する傾向にある. 水平規模が増大することに伴いロスビー波の伝播域も増大する. このロスビー波の伝播を示す指標として Takaya and Nakamura (2001)⁶⁾によって導出されたロスビー波の活動度フラックス(Wave-activity flux)を用いた(式略). 北太平洋 SST 南北勾配が大きいことによる 300hPa 面でのジオポテンシャル高度と波の活動度を検討した. すると, 北太平洋から東アジアへロスビー波が伝播していた(Fig. 4). 北太平洋上からのジェット気流の蛇行の影響が到達した, 東アジアの 925hPa 面での気温をみると, 寒冷化傾向であった(図略). また, この寒冷化傾向はユーラシア大陸に存在する発達した高気圧によって, 高緯度域から東アジアへの寒気輸送を示唆する結果となった(図略).

次に, 12月北太平洋 SST 南北勾配が大きい時の1月の大気場に着目した. 1月の300hPa面での波の活動度とジオポテンシャル高度を見ると, 北大西洋上を波源にして, ジェット気流の蛇行の影響が東アジアまで及んでいた(Fig. 5a). 東アジアでは蛇行の影響により低気圧傾向であった. その結果, 1月の925hPa面の温度を見ると東アジアは, 寒気帯で覆われていた(Fig. 5b).

以上より, 12月の北太平洋 SST 南北勾配が大きいことによる大気循環の影響が, 12月の東アジアに寒気をもたらすことがわかった. また, この寒気は1月にまで持続する結果となった.

5. 謝辞

本研究を進めるにあたり, 一貫してご指導して頂いた立花義裕教授をはじめ, 小寺邦彦氏, 山崎孝治氏, マニトバ大学の小木雅世氏, 北海道大学の中村哲氏には気象の専門知識, 研究手法等の助言を数多く賜りました. また研究室の皆様には, 多大な助言を頂き, 特にかくさんのアドバイスをいただいた川崎健太氏や, 要旨を添削して頂いた安藤雄太氏には大変お世話になりましたこと, 心より感謝申し上げます.

6. 引用文献

- 1] Honda, M., J. Inoue and S. Yamane, (2009) Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707.
- 2] Sato, K., Inoue, J. & Watanabe, M. (2014) Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 084009.
- 3] Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K.

Miyaoka, and K. Takahashi, (2015) The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **93**, 5-48.

4] Rayner, N.A. et al.: (2003) Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century, *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407-4410.

5] Hoskins, B.J., I.N. James and G.H. White, (1983) The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1595-1612.

6] Takaya K and Nakamura H (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.

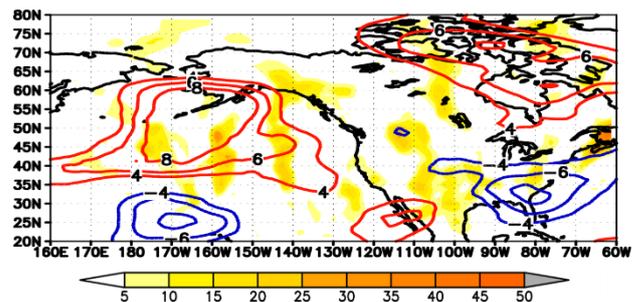


Fig. 3 Difference in divergence of the E-vector [$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$] and zonal wind [m s^{-1}] at 300hPa between HOT and COLD in December. Significance levels of 90%, 95%, and 99% based on t-test are shaded (red: positive, blue: negative). The contour values are zonal wind anomalies.

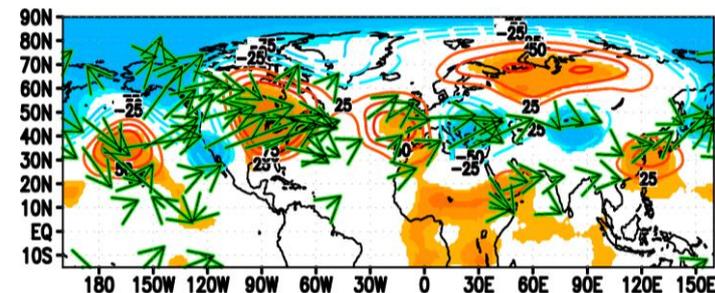


Fig. 4 Difference in geopotential height [m] at 300hPa between HOT and COLD in December. Significance levels of 90%, 95%, and 99% based on t-test are shaded (red: positive, blue: negative). The contour values are anomalies. Vectors indicate horizontal component of wave-activity flux [$10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-2}$] at 300hPa.

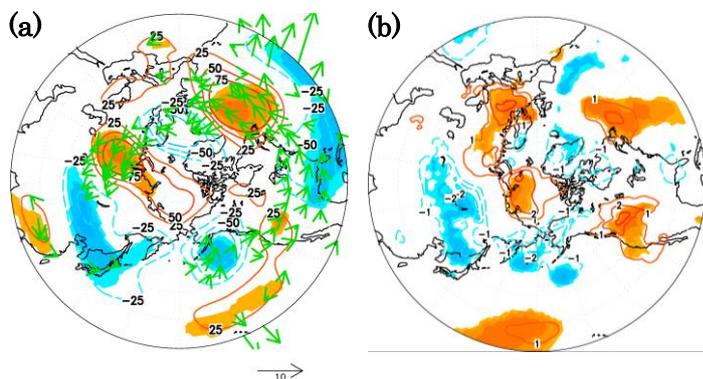


Fig. 5 Difference in (a) geopotential height [m] at 300hPa, and (b) air temperature [$^{\circ}\text{C}$] at 925hPa between HOT and COLD in January. Significance levels of 90%, 95%, and 99% based on t-test are shaded (red: positive, blue: negative). The contour values are anomalies. Vectors indicate horizontal component of wave-activity flux [$10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-2}$] at 300hPa.