

2012/13 年の寒冬と AO・WP・日本周辺の海面水温との関係

安藤 雄太 (三重大院生物資源) ・ 小木 雅世 (JAMSTEC/RIGC)

立花 義裕 (三重大院生物資源 ・ JAMSTEC/RIGC)

1. 序論

2012/13 年冬は北半球の多くの地域で寒冬であり、特に東アジアは 3 年連続であった。大規模大気循環の経年変動が地表気温に影響を与えることは一般的に知られている。

北半球冬季の大規模大気循環の重要な要素の 1 つに Arctic Oscillation (AO) (Thompson and Wallace, 1998) がある。東アジアの冬季気温の経年変動は AO と関連している (Thompson and Wallace, 2000)。AO 負パターンのとき、シベリア高気圧、上層のトラフ、偏西風を含む中高緯度の気候循環の変化の結果として東アジアに寒気が流入する機会が多くなる (Jeong and Ho, 2005; Park et al., 2008; Park et al., 2011)。

また、東アジアの冬季気温と関連の高い大気循環に Western Pacific (WP) パターン (Wallace and Gutzler, 1981) がある。WP 負パターンのとき、東アジアは寒くなる。WP はアジアに強い北西風をもたらすシベリア高気圧との関連が高い (Gong et al., 2001; Zhang et al., 2009)。

2012/13 年東アジアの寒冬では、特に日本の気温が低かった。2012/13 年寒冬も AO・WP の 2 つの大気循環によって説明されるだろう。しかし、日本のような島国では、周囲を海に囲まれているため、これらだけでは説明できない可能性がある。したがって、本研究は AO・WP と同じように日本の冬季気温に影響を与える追加の原因を明らかにすることを目的とする。

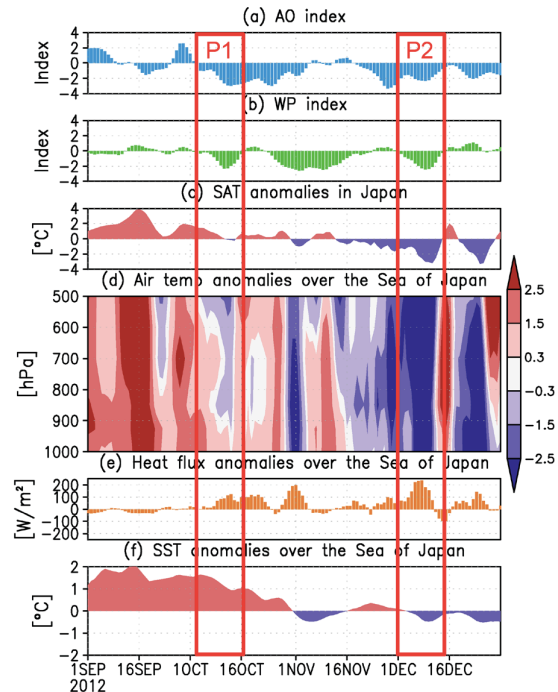


図 1 5 日移動平均した (a) Ogi et al. (2004) で定義された AO index, (b) WP index, (c) 日本の SAT 偏差 (°C), (d) 気温偏差 (°C), (e) 熱フラックス偏差 (W/m²), (f) SST 偏差 (°C)。 (d), (e), (f) は日本海域 (36.0–43.5°N, 130.0–140.0°E; 図 4 のオレンジ色枠内) を領域平均したものである。

2. 使用データ・解析方法

Ogi et al., (2004) は、北半球環状モードの季節変化 (Seasonally varying Northern Hemisphere Annular Mode; SVNAM) を定義した。この SVNAM index は <http://www.bio.mie-u.ac.jp/kankyo/shizen/lab1/AOindex.htm> で日々更新している。SVNAM は北半球の環状モードの季節変動を示すことができるので、SVNAM index を使い、以下 AO index と表記する。

Ogi et al., (2004) と Tachibana et al., (2010) は冬の SVNAM が Thompson and Wallace (2000) で定義された AO とよく一致し、他

の季節は主要な大気循環を捉えることができないことを示した。

大気場データとして NCEP/NCAR 再解析データ、海面水温 (Sea Surface Temperature ; SST) データとして OISST v2 データを使用した。また、日本の日平均地表気温 (Surface Air Temperature ; SAT) データとして AMeDAS データも使用した。これらのデータの期間は 1982~2012 年の 31 年間である。本研究で用いる index は 1982~2012 年の標準偏差を用いて規格化した。また、SST と気温データ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排除するため、線形トレンドとして除去した。

3. 大規模大気循環の影響

図 1 は 2012 年 9~12 月の AO index (AOI), WP index (WPI), 日本の SAT 偏差の時系列である。図 1 の 2 つの赤色の囲いは、AO 負かつ WP 負が 2 週間持続した期間、P1 (10/03~16), P2 (12/01~12/14) である。P2 は非常に低温だが、P1 は高温である。P1 の気温は AO 負と WP 負が低温をもたらすという先行研究と矛盾する。

ここで、AO と WP の経年変動が日本の気温変動に与える影響について述べる。まず、各年 P1~2 の 2 週間平均した経年変動 AOI と WPI を計算した。

図 2a-2b は AOI と WPI 重回帰から推定した 2012 年の 500hPa ジオポテンシャル高度場 (Z500; 線) 偏差と 850hPa 気温場 (T850; 色) 偏差である。図 2c-2d は実際の観測値である。

全期間、両者ともよく似たパターンである。気温は負偏差がユーラシアに、正偏差が東シベリアからグリーンランドに存在する。しかし、P1 だけ太平洋中央と日本付近の気温パターンが異なる。推定値では低温偏差が存在する (図 2a) が、観測値ではほぼゼロに近い (図 2c)。つまり、P1 は AO 負・WP 負に関連した寒気が日本に強く影響しなかったことを示唆する。

次に、AO と WP の経年変動が日本の気温分布に与える影響について述べる。図 3a-3b は AOI と WPI 重回帰から推定した 2012 年の SAT 偏差と SST 偏差である。図 3c-3d は実際の観測値である。P1 は観測値の SAT がほ

とんど正偏差である (図 3c) が、これは重回帰による推定値とは異なる (図 3a)。これは、AO と WP による冷却を上回り暖めた他の要素があることを示唆している。また、P2 の推定値 (図 3b) は観測値より低温ではない (図 3d)。これも、低温偏差を強めた他の要素があることを示唆する。

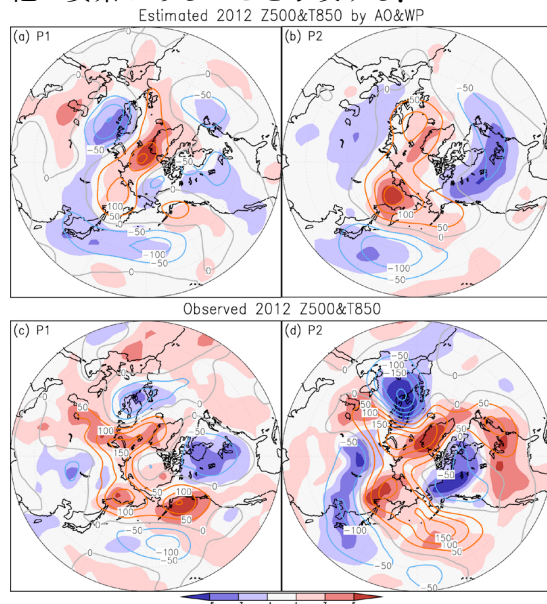


図 2 (a) P1 と (b) P2 のそれぞれの AOI と WPI を用いた重回帰分析の推定による 2012 年の Z500 偏差 (線) と T850 偏差 (色)。(c) と (d) は (a) と (b) と同じであるが、観測値である。線の単位は (m) で、色の単位は (°C) である。

4. 小規模海洋の影響

第 3 章で述べたように、P1 では AO 負・WP 負に関連した大規模な低温偏差は日本周辺には強く影響していなかった。日本周辺の SST は 2012 年 8 月下旬から 9 月中旬に異常な高温であったため、P1 も非常に SST 高温であった (図 3c)。特に、北日本周辺では観測史上最高の SST であった。それゆえ、この局所的な SST と日本の SAT との関係を調べた。

日本海 SST は日本の気温と相関が高い (図 4a と 4b)。また、AOI と WPI と SST との相関は低い (図 3a と 3b) ため、AO も WP も SST に与える影響は小さいことが示唆される。

ここで、日本の気温分布とそれに関連した日本海 SST について記述する。日本海は冬

季モンスーン時に日本の上流側に位置する。図 4a と 4b は、日本海 SST index 回帰から推定した 2012 年の SAT 偏差である。P1 は全国的に正偏差であり、P2 は全国的に負偏差である。これらは SST 偏差が正から負に変化したためである。図 4c と 4d は残差 SAT 偏差（観測値から図 3a と 3b で示した AO・WP 重回帰の推定値を引いたもの）である。これらは AO と WP では説明できない気温パターンである。残差 SAT 偏差パターンは SST 回帰の推定パターンとよく似ている（図 4a と 4b）。これは SST が気温を制御していることを示唆する。これについては、次の章で議論する。

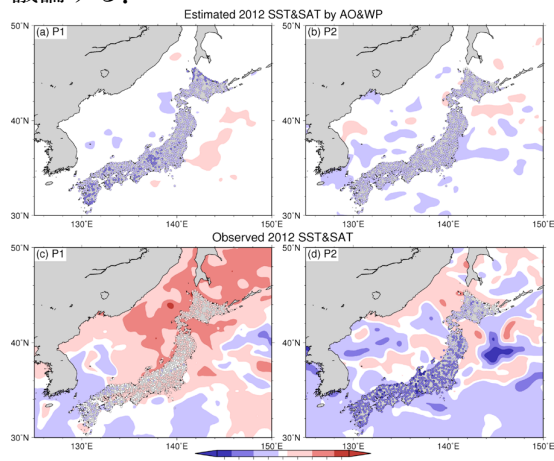


図 3 図 2 と同じであるが、日本の SAT 偏差とその周辺の SST 偏差である。陸上の丸の位置は AMeDAS の位置を示し、色は気温偏差を表す。単位は (°C) である。

5. 議論と結論

2012 年 10~12 月は AO 負・WP 負が持続した。AO 負・WP 負は日本を寒くする（図 2a-2b, 3a-3b）ので、この期間寒くなることが予測される。しかし、10 月は予測より暖かかった（図 3c）。その上、12 月は予測より寒かった（図 3d）。2012 年の気温は AO 負・WP 負だけでは説明することができない。

日本海 SST は日本の気温と経年変動スケールで有意に正相関である（図 4a-4b）。それゆえ、暖かい（冷たい）SST は暖かい（冷たい）気温を生み出す。実際、2012 年 10 月の SST は高く、逆に 12 月は低かった。前の章で SST 変動は AO・WP と独立であることを述べた。AO 負・WP 負で説明できない気

温パターンと SST 回帰の推定パターンがよく似ていることを示した（図 4）。この類似は SST が気温に影響する証拠であることを示唆する。日本海の位置は東アジアの冬季季節風に対して日本の上流側であるため、日本海上を通過した寒気は海によって暖められることを意味する。

ここで、SST と気温の両方に影響する第三の大気循環の可能性について考察する。気温、SST それぞれの Z500・T850 回帰の推定パターンと観測値を比較した。2012 年の推定 Z500・T850 はどちらも非常に小さな値でパターンも観測値と大きく異なっていた。したがって、2012 年の日本の気温・SST に影響した第三の大気循環は存在する可能性が低い。よって、2012 年の SST と気温変動は第三の大気循環による結果同士ではなく、SST が気温に影響した可能性が高い。

日本海上の鉛直気温分布の時系列では、AO 負・WP 負の期間に寒気が上層から下層に降りている（図 1d）。しかし、10 月は寒気が地上まで達していない。AO 負・WP 負の期間は日本海から大気へ大量の顕熱・潜熱フラックスが出ていることが分かる（図 1e）。これらは日本の冷やそうとする AO 負・WP 負による寒気流入の結果である。しかし、10 月は記録的な高温偏差 SST により上層からの寒気が遮断された。SST 偏差は 10 月に高温であったが、12 月は低温に徐々に変化した（図 1f）。これは持続的な AO 負・WP 負によるものである。これは AO 負・WP 負が海を通して、遅れて日本を冷やす可能性があることを示唆する。

以上のことをふまえ、2012 年に観測された気温について解釈する。AO 負・WP 負は P1 と P2 に日本を冷やそうとした。しかし、10 月（12 月）は SST が日本全体を強く暖めた（冷やした）。観測された気温は、AO 負・WP 負による冷却と SST による加熱（冷却）の合計である。SST による加熱は AO 負・WP 負による冷却を圧倒したため、10 月は暖かかった。12 月の低温偏差は AO 負・WP 負と SST 低温偏差による影響である。

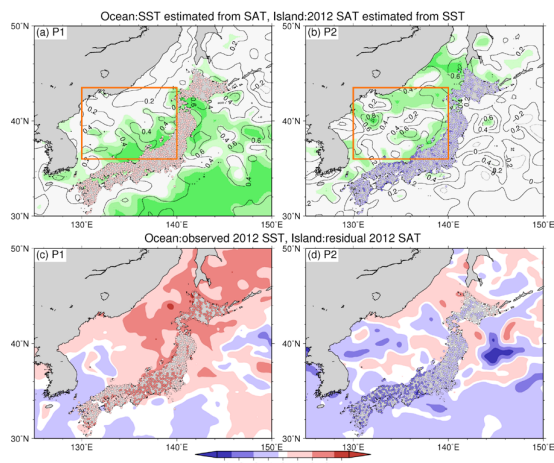


図4 (a)と(b) 陸：日本海 SST index 回帰から推定した 2012 年の SAT 偏差である。SST index はオレンジ色枠内 (36.0–43.5°N, 130.0–140.0°E) を領域平均した。海：SAT index から推定した 2012 年の SST 偏差である。SAT index は日本の気温偏差を平均したものである。線の間隔は 0.2°C、色は有意水準 90%, 95%, 99%を表す。(c)と(d) 陸：残差 SAT (観測 SAT から図 3a と 3b で示した AOI・WPI 重回帰からの推定値を引いたもの)。海：観測された SST 偏差。単位は°Cである。

参考文献

- Gong, D.-Y., Wang, S.-W., and Zhu, J.-H. (2001), East Asian Winter Monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 28(10), 2073–2076.
- Jeong, J.-H., and Ho, C.-H. (2005), Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 32(14).
- Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana (2004), The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode, *J. Geophys. Res.*, 109, D20114.
- Park, T.-W., J.-H. Jeong, C.-H. Ho, and S.-J. Kim (2008), Characteristics of atmospheric circulation associated with cold surge occurrences in East Asia: A case study during 2005/06 winter, *Adv. Atmos. Sci.*, 25(5), 791–805.
- Park, T.-W., Ho, C.-H., and Yang, S. (2011), Relationship between the Arctic Oscillation and Cold Surges over East Asia. *J. Clim.*, 24(1), 68–83.
- Tachibana, Y., T. Nakamura, H. Komiya, and M. Takahashi (2010), Abrupt evolution of the summer Northern Hemisphere annular mode and its association with blocking, *J. Geophys. Res.*, 115.
- Thompson, D. W. J., and Wallace, J. M. (1998), The

Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25(9), 1297–1300.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000), Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Clim.*, 13, 1000–1016.

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter, *Mon. Weather Rev.*, 109, 784–812.

Zhang, Z., Gong, D., Hu, M., Guo, D., He, X., and Lei, Y. (2009), Anomalous winter temperature and precipitation events in southern China. *J. Geogr. Sci.*, 19(4), 471–488.