

# 2010年北極振動の冬から夏への極性反転と猛暑の連関

立花義裕（三重大学・大学院生物資源学研究科/JAMSTEC）

大富裕里子（三重大学・大学院生物資源学研究科）

中村哲（国立環境研究所）

## 1. はじめに

2010年、日本の夏の平均気温は、統計を開始した1898年以降、113年間で最も高い値を記録した。さらに、2010年の夏は惑星スケールで見ても暑く、例えば、東ヨーロッパや西ロシアでは6月下旬から8月上旬まで、ブロッキング高気圧による暑い夏が記録された (Matsueda, 2011)。図1は Ogi et al. (2004) の定義に基づいて作成した、北極振動 (Arctic Oscillation: AO) インデックスの時系列である。この AO インデックスの2010年の推移によると、6月中旬までは2010年の冬から継続していた負の状態でも推移していたが、7月上旬にその符号が正に転じ、そして急激にその値が大きくなり、8月中旬まで正の異常偏差が継続した。この正偏差の異常な時期は、日本を始め北半球各地で発生した猛暑などの異常気象の時期とほぼ一致していた。このように、2010年のユーラシア大陸スケールの猛暑は、AOの変動と強く関連していたことがわかる。従って夏の

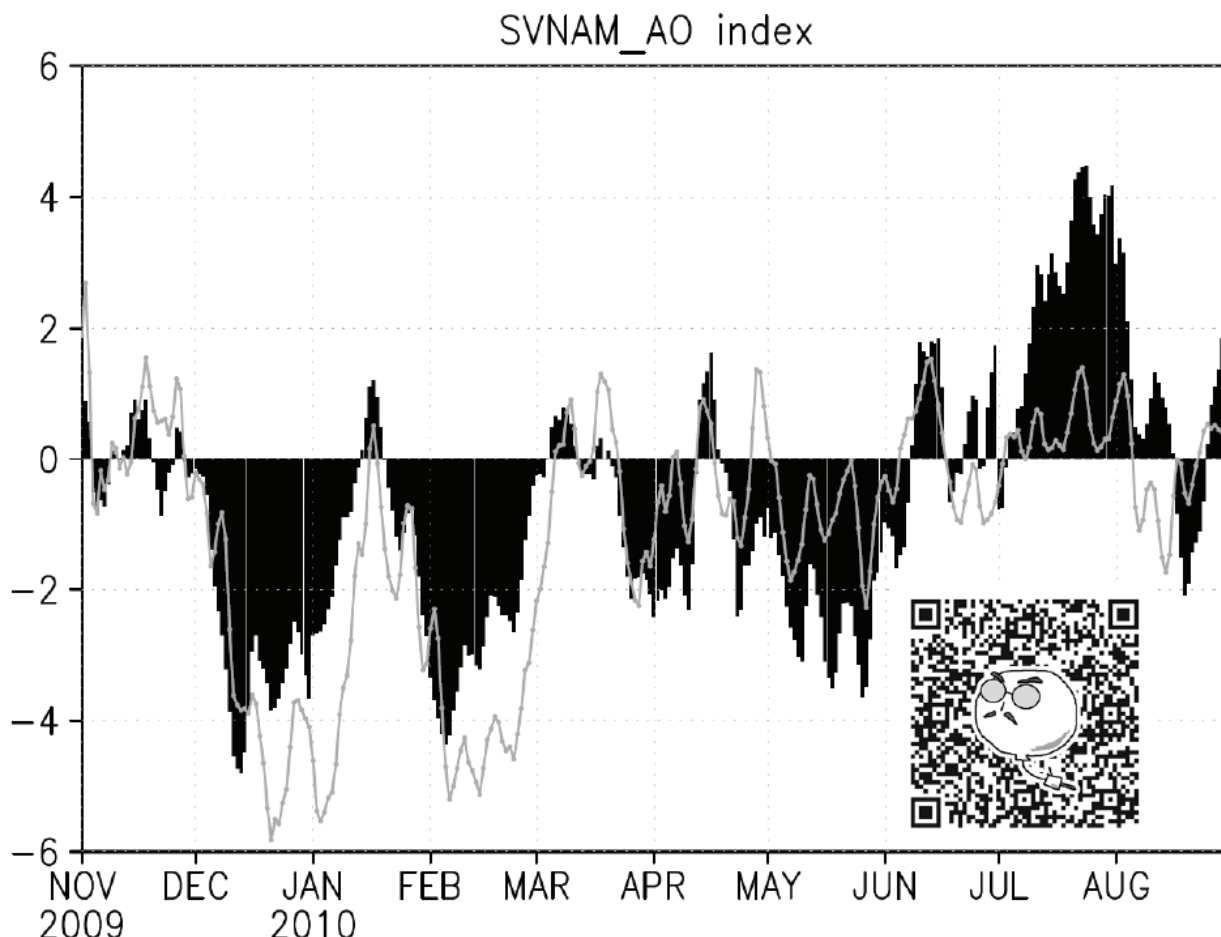


図1 2009年11月1日から2010年8月31日までのSV NAMインデックスとAOインデックスの日々の時系列データ。黒い棒グラフがSV NAMインデックス、灰色の折れ線グラフがAOインデックスを表している。冬はどちらとも大きく負を示しているが、夏の正はSV NAMしかとらえていない。右下のQRコードで三重大学地球環境気候学研究室の携帯サイトを閲覧でき、SV NAMインデックス時系列グラフ等のpageの参照が可能。

AO の発達メカニズム、そしてそれを予知することは、夏の異常気象の理解と予測制度を高めるために非常に重要である。本稿の第一の目的は夏の北極振動と夏のブロッキング高気圧の発生の関連性について解説するとともに夏の北極振動の特徴とその計算方法を解説することである。

一方、この猛暑の半年前である 2009/2010 年の冬には、ユーラシア大陸は非常に寒い冬であった。このような半球規模の寒波は負の AO として捉えることができ、実際、2009 年 12 月には過去 30 年で最も強い負の AO インデックスが観測されている (Wang and Chen, 2010)。この記録的な冬の寒波から記録的な夏の熱波への急激な反転は、私たちの記憶に深く刻まれた。しかし、私たちの記憶だけでなく、この寒冬のできごとがどこかに記憶されていたとしたら、そしてその記憶が夏によみがえったとしたら、もしかすると半年前の 2009/2010 年冬の大気異常現象が 2010 年夏の異常現象に影響を及ぼしていたのかもしれない。冬の AO 異常の記憶が、熱容量の大きい海に記憶され、それが夏の AO に影響を及ぼし、それが 2010 年の猛暑につながったのではないかと仮説を立てた。本稿ではその仮説の一部を確かめることを第二の目的とする。

## 2. AO の新しい計算方法

Ogi et al. (2004) は、北半球環状モードの季節変化 (SV NAM: Seasonally varying Northern Hemisphere Annular Mode) を定義した。これは、よく知られている Thompson and Wallace (2000) の AO とは少し計算方法が異なっている。その手法で計算された夏のパターンを夏の AO と呼ぶ。その計算方法は以下の通りである。

- 1) 北緯 40 度以北の各緯度帯の月平均の 1000hPa から 200hPa までの高度場を zonal 平均した鉛直緯度断面場を 1958 年～2005 年までの各年各月で用意する。
- 2) そしてその気候値からの偏差データを、緯度重み (緯度のコサイン) と質量重みを考慮し、経験的直交関数 (empirical orthogonal function: EOF) 解析を実施する。
- 3) SV NAM インデックスの毎日の時系列の計算は、Tachibana et al. (2010) のインデックス計算とほぼ同様である。SV NAM では各月毎に EOF の空間構造が異なっているため、その月ごとの EOF 空間パターンと日々のデータとの内積を計算して、それを日々の時系列 (インデックス) とする。

以上の方法は、緯度を北緯 40 度以北に限った点と、各月毎に EOF を実施した部分を除いては、Thompson and Wallace (2000) の手法とほぼ同じである。各月毎に個別に EOF を実施することにより、EOF 第一モードの空間パターンは、毎月異なっており、月別の 12 個の EOF 第一モードが計算される。Thompson and Wallace (2000) でも zonal 平均した場に対して EOF を行っているが、緯度は北緯 20 度以北のデータに対して EOF を行っている。また彼らの手法では、1 月から 12 月までのすべての月のデータに対して一括して EOF を求めている。従って、EOF 第一モードの空間パターンはすべての月で同一となる。

Ogi et al. (2004) と Tachibana et al. (2010) は、SV NAM インデックスが Thompson and Wallace (2000) による AO インデックスと、冬にはよく一致するが夏にはあまり一致しないことを明らかにした。また、Ogi et al. (2005) と Tachibana et al. (2010) は、SV NAM がブロッキング高気圧と関係する猛暑をうまくとらえていることを確認した。例えば、2003 年のヨーロッパの猛暑がそれである。一方、Thompson and Wallace (2000) の AO は一年を通して一定の EOF 空間パターンに基づいており、主に冬の変動が反映されている。なぜなら、冬の方が夏よりも大気場の分散が圧倒的に大きいからである。前述のような夏の異常気象はとらえられない。名称の混乱を避けるためと、一般的に知られた用語を用いた方が理解しやすいと考え、本稿では、Ogi et al. (2004) の SV NAM インデックスを改めて北極振動インデックス (AO インデックス) と呼ぶことにする。従って、特に断りが無い限り、ここから文書での AO インデックスは SV NAM インデックスを意

味することにする。

なお、三重大学の地球環境気候学研究室では、上記定義に基づく AO インデックスをほぼ毎日、準リアルタイムで更新しており、その過去1ヶ月の推移や過去半年の推移、過去一年の推移のグラフをみることができる。また、インデックスの値は、過去約50年分の毎日のインデックスデータが公開されており、ダウンロードすることができる (<http://www.bio.mie-u.ac.jp/kankyo/shizen/lab1>)。

### 3. 2010年のAOの推移

図1は、上記の手法によって計算された AO インデックスである。2009年12月に始まった強い負の状態は、強弱を繰り返しながらも2010年5月頃まで続いていた。この強い負の時期が、ユーラシアの厳冬と対応し、2010年の日本の春には、4月中旬に東京等に雪が降るなどの寒い状態が続き、春の季節進行の遅れにも対応していた。ところが、AO インデックスは7月頃に急激に正に反転し、その状態が8月上旬まで続いていた。この正偏差の異常な時期は、上述したように日本を始め北半球各地で発生した猛暑などの異常気象の時期とほぼ一致しており、ユーラシア大陸スケールの猛暑が、AO の変動と強く関連していたことがわかる。強い正の夏季 AO インデックスは、ブロッキング高気圧の発生と関係しており、さらにそれはヨーロッパに猛暑をもたらすと言われている (Ogi et al., 2005; Tachibana et al., 2010)。このように気温の変化と AO インデックスの変化を見比べてみると、強い寒波から強い熱波への変化と、強い負の AO から強い正の AO への変化との間には何らかの関係がありそうである。AO インデックスは惑星スケールの異常気象の良い指標であり、長期予報の鍵でもある。AO インデックスの変化が前もってわかれば、猛暑に向けての対策を早いうちに立てることができるかもしれない。本稿の後半では、2009/2010年に起きた強い負から強い正への AO インデックスの反転の原因についての一つの可能性を提示する。

図1には比較のために、Thompson and Wallace (2000) の定式化による、AO インデックスの時系列も折れ線グラフとして表示した。冬の時系列は、両者ともにほぼ同様な変動を示している。しかしながら夏の時系列は両者の大きな違いがあることが読み取れる。Thompson and Wallace (2000) の AO インデックスでは、夏の

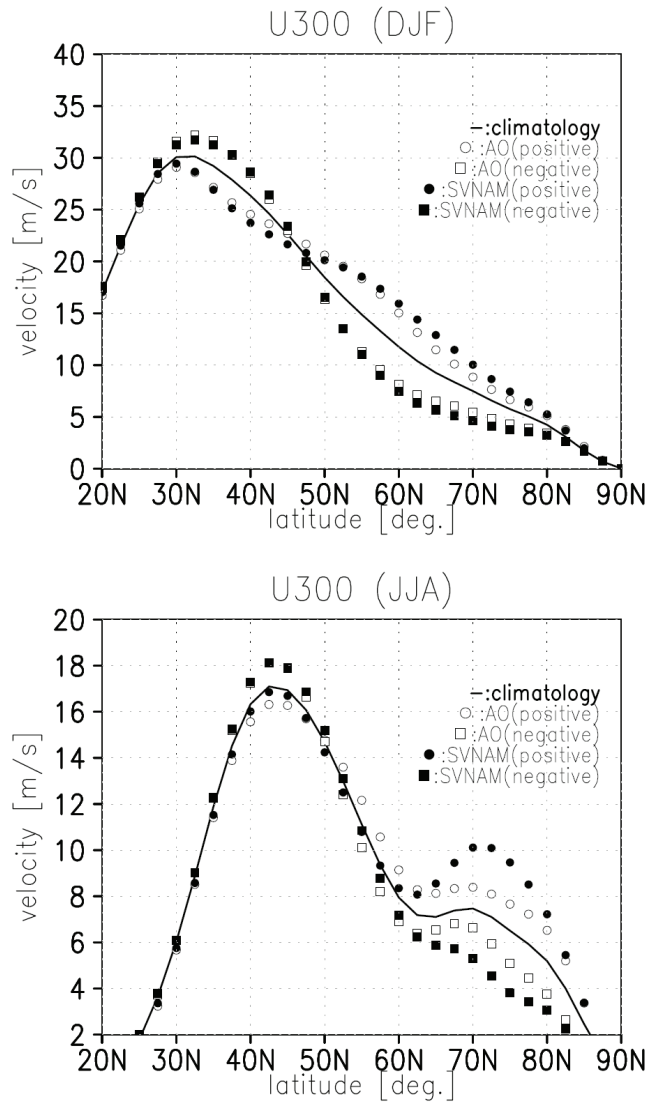


図2 二つの北極振動指数（本研究で用いた SV NAM インデックスと Thompson and Wallace の AO インデックス）がそれぞれ  $\pm 1\sigma$  を超えた場合の zonal 平均した 300hPa 東西風。上段が冬平均、下段が夏平均を表す。夏の北緯 70 度付近にピークが見られる黒丸は本研究で定式化した AO インデックス (SV NAM) が  $+1\sigma$  を超えた場合を表す。AO (SV NAM) が正の場合にはダブルジェット構造が現れるが、Thompson and Wallace の AO が正の場合はダブルジェット構造にはならない。

異常気象時には若干の正偏差がみられるだけで、2010年の異常な夏には全く対応していない。このことから夏の異常気象を探るためには Ogi et al. (2004) の定式化のほうが優位であることがわかる。図2は、冬 (DJF) と夏 (JJA) の両者北極振動指数が  $\pm 1\sigma$  を超えた場合の zonal 平均した 300hPa 高度の東西風を示している。夏季に北緯 70 度付近にピークが見られる黒丸が本研究で定式化した AO インデックス (SV NAM) を用いた場合のインデックスの値が  $+1\sigma$  以上の場合である。黒四角は  $-1\sigma$  以下の場合である。この図からわかるように、SV NAM を用いた場合には、そのインデックスが  $+1\sigma$  を超える場合は、亜寒帯ジェット気流がきれいに表れ、亜熱帯ジェットとのダブルジェット構造がみられる。つまり、SV NAM の正負による AO は、亜寒帯ジェットの強弱、あるいは、ダブルジェットの有無の指標にも対応している。一方 Thompson and Wallace (2000) の AO インデックスをみると (白丸と白四角)、このような亜寒帯ジェットの強弱やダブルジェットの有無には対応していない。

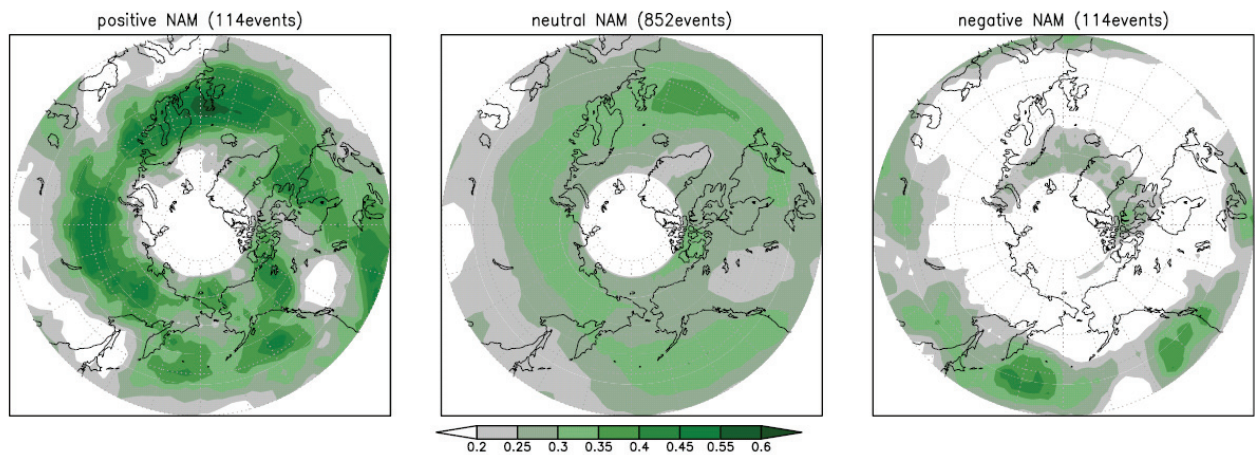


図3 夏季の SV NAM インデックスが正 ( $+3\sigma$  を超えた場合: 左) と、通常 ( $\pm 0.5\sigma$  以下: 中央) と、負 ( $-3\sigma$  以下の場合: 下段) の場合のブロッキング発生確率分布図。陰影が濃いところほどブロッキング存在確率の高い場所を示す。

#### 4. 夏の正の AO とブロッキング高気圧との関係

冬季のブロッキングと AO の関係に関する研究は多数存在するが、夏の AO とブロッキング高気圧の関係を論じた論文は非常に少ない。我々は夏季 AO インデックス (SV NAM) の値とブロッキング高気圧の発生確率と発生場所の関連性を NCEP-NCAR 再解析データの 1958 年~2005 年を用いて統計的に調べた (Tachibana et al., 2010)。移動性高低気圧の短い時間スケールと、長期間続く停滞性ロスビー波の長い時間スケールを除去するために、前述した 47 年間の日々の 300hPa 高度場から、30 日移動平均と 10 日移動平均値を引いたバンドパスの高度場データを作成し、以下の条件を満たす日をブロッキング発生日と定義した。

$$\frac{Z(\phi_0) - Z(\phi_s)}{(\phi_0 - \phi_s)} > 0 \quad (1)$$

$$\frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_0)}{(\phi_n - \phi_0)} < -8\text{m/deg} \quad (2)$$

$$\phi_s = \phi_0 - 15^\circ \quad (3)$$

$$\phi_n = \phi_0 + 15^\circ \quad (4)$$

ここで、 $Z$  は 300hPa の高度、 $\phi_0$  は、基準緯度を表す。ブロッキング高気圧が発生していない通常の大気場の場合、高緯度に向かうほど 300hPa の高度は低くなる。しかしながらブロッキング高気圧発生時には、高気圧中心に対応する基準緯度の高度がふくらんでいる。このふくらみを抽出する方法が上記であり、ブロッキング高気圧抽出の際にしばしば採用される手法である (e.g., Tibaldi and Molteni, 1990)。但し、夏のブロッキング高気圧を的確に抽出するために、比較する緯度幅と基準値は Arai and Kimoto (2005) の値を用いている。また、上記を満たす中心の緯度経度をブロッキング発生位置と定義した。

図 3 は、AO インデックス (SV NAM) が  $\pm 3\sigma$  を越えた場合のブロッキング存在確率を示している。AO が正の場合には、北極の周囲を取り囲むようにヨーロッパからユーラシア大陸に存在確率が高い地域が存在するのがわかる。一方、AO が負の場合は、上段にみられたような北極を取り囲む地域でのブロッキングはほとんど発生しないことが読み取れる。冬季のブロッキングは、AO インデックスが負の場合に現れる傾向があることが知られており、夏の場合と冬とでは AO とブロッキングの関係が逆である。

2010 年の夏の AO の大きな正偏差の持続とブロッキング高気圧の発生との関係は、上記の過去のデータを用いた統計とも整合性があることがわかる。

## 5. AO の冬から夏への符号反転仮説とその検証方法

上述したように、AO は前年 (2009/2010) の冬の強い「負」の状態から、猛暑であった 2010 年夏にかけて、強い「正」の状態へ符号を反転させた。この AO の強い負から強い正への変化の原因を考えるうえで、1 つの仮説を立てた。冬に負の北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) が現れると、低緯度大西洋の海面温度 (SST) は例年より高くなることが知られている (Tanimoto and Xie, 2002)。NAO は大西洋で AO と水平構造が類似しているため、2009/2010 年の冬の強い負の AO の海洋への影響により、低緯度大西洋の SST は非常に高い状態で保たれたと考えられる。海の熱容量が大きいので、SST が高い状態は長い間、季節を超えて維持される。SST が高い状態が続くと、今度は逆に暖かい海水によって大気が暖められ、熱帯大西洋に強い対流性の雲が発生し、上昇気流が強まる。熱帯大西洋の活発な対流活動は中緯度大西洋域へ遠隔的に影響することが知られている (Cassou et al., 2005)。2010 年にはこのような熱帯の遠隔作用によって、ヨーロッパ域で高気圧が形成され、それによりジェット気流の蛇行が起きる。ジェット気流の蛇行からブロッキング高気圧が形成される (Tachibana et al., 2010)。そして、AO 正の気圧配置が固定され、長い間高気圧に覆われた地域は猛暑になったのではないかという仮説である。この仮説を裏付けるために、AO が連続的に正だった期間の 2010 年 7 月 10 日から 8 月 4 日までの 26 日間平均の大気場と 2010 年 1 月から 2010 年 8 月までの大気場と海洋場の約半年間の推移を見た。

## 6. AO 正の 2010 年夏の 26 日間

AO が連続的に正だった期間の 7 月 10 から 8 月 4 日は、東ヨーロッパや西ロシアが暑かった期間とほぼ同じである。この 26 日間平均の大気場を図 4 に示した。850hPa 面での気温偏差場は、明らかに高い偏差の地域が 2 か所ある。1 つは東ヨーロッパと西ロシアで、もう 1 つはロシア極東である。この 2 つの暑い地域の間にある極域と中央シベリアは、冷たい偏差で覆われている。300hPa 面での負のジオポテンシャル高度偏差は極域に見られ、正の偏差は中緯度域に見られる。特に正の偏差が強い地域は、東ヨーロッパ、モンゴル、ロシア極東、東北太平洋である。このパターンは、2003 年に猛暑をもたらした正の夏季 AO パターンにとても似ている (Ogi et al., 2005)。また、ジオポテンシャル高度場の等高線は北極域の周りを広く蛇行した。さら

に、ジェット気流は、東ヨーロッパとロシア極東の上空で南北に枝分かれし、ブロッキング高気圧を形成した。このラージスケールパターンは、Ogi et al. (2004) の結果と一致しており、ダブルジェットは夏の AO の正位相に関連した典型的なパターンであるとされている。

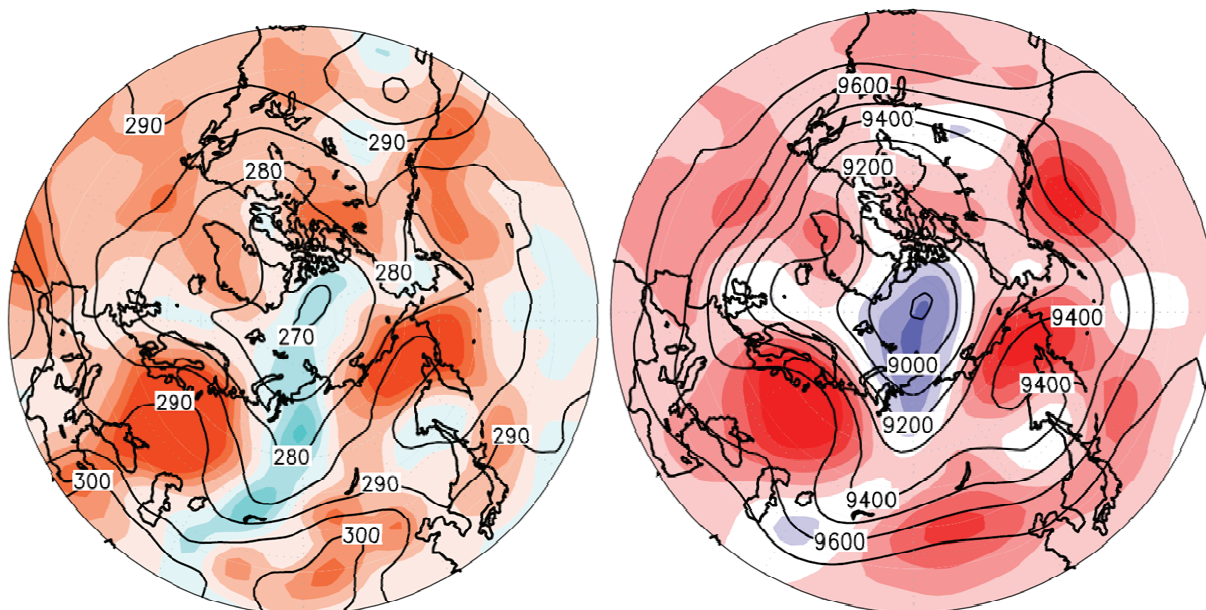


図4 AOが正だった26日間の時間平均の(右)300hPa面のジオポテンシャル高度、(左)850hPa面の気温。線が26日間平均の値(ジオポテンシャル高度:100m間隔、気温:5K間隔)、暖色系陰影が気候値からの正偏差、寒色系陰影が気候値からの負偏差を表している。

## 7. 前冬の異常な負のAOの海への記憶

北大西洋のSSTが高緯度と熱帯で暖かく、中緯度で冷たいパターンは2010年1月から8月まで続いた(図5)。このパターンは負の冬季NAOの典型的なパターンである(e.g., Tanimoto and Xie, 2002)。このSST偏差パターンと同様に、1月と2月の潜熱と顕熱フラックスの合計偏差はトリポールパターン(下向き熱フラックス偏差が北大西洋の高緯度と熱帯で見られ、上向き熱フラックス偏差が中緯度で見られる)である。北大西洋熱帯での下向き熱フラックス偏差は4月まで続いたが、5月と6月には下向きから上向き熱フラックス偏差に反転した。一方、北大西洋熱帯での暖かいSST偏差は夏まで持続していた。夏に、北大西洋の外向き長波放射(outgoing longwave radiation: OLR)偏差は、カリブ海で強い負であった(図省略)。負のOLR偏差地域は、強い対流活動があり、暖かいSSTの地域と夏の潜熱・顕熱上向き熱フラックスと関係がありそうである。加えて、下層対流圏での風偏差場は、北大西洋熱帯の負のOLR偏差あたりで低気圧性回転をしている。

## 8. 考察

これらの結果をもとに考えると、強い負の冬季AOの海への記憶が、強い正の夏季AOに影響すると言えるのではないだろうか。負の冬季NAOが大西洋の低緯度地域の暖かいSST偏差の原因となることは、Xie and Tanimoto (1998) や Tanimoto and Xie (2002) などで示されている。前述したように、大西洋域でのNAOとAOの水平パターンが似ているので、強い負の冬季AOはこの暖かいSST偏差を保つことができる。熱帯大西洋の冬と春の下向き潜熱・顕熱フラックス偏差は、2009/2010年冬のAOの強い負の結果であり、海を暖めた原因である。海の熱容量が大きいので、海面はこの暖かさを夏まで持続することができた。

5月と6月、熱フラックス偏差は熱帯で下向きから上向きに変わった。熱帯の上向き熱フラックス偏差の

領域は、暖かい SST 偏差の領域に一致している。暖かい SST は大気を暖め、対流活動を活発にしたと考えられる。その証拠に、OLR 偏差は熱帯大西洋で高い対流活動を示している。熱帯の強化された対流活動は、ロスビー波伝播を通して中緯度の上層大気に影響を与えることが、中緯度における熱帯大西洋の影響を調査したいくつかの研究により報告されている。たとえば、Cassou et al. (2005) は熱帯大西洋での対流活動がヨーロッパでの高気圧偏差をもたらす事を示している。加えて、García-Serrano et al. (2008) は、熱帯対流に関する中緯度高気圧偏差がロスビー波を起こすことができるとしている。本研究で示された熱帯大西洋の対流活動とヨーロッパ上空の正のジオポテンシャル高度偏差の間にもこのような関係があると考えられる。こうして形成されたであろう極ジェット地域での正のジオポテンシャル高度偏差は、ロスビー波の東への伝播を引き起こす。そして、ロスビー波の異常な拡大はブロッキング高気圧の形成を導く。この結果は長期間続く正の AO と関係するブロッキング高気圧を調査した Tachibana et al. (2010) の結果に一致している。これらのプロセスにより、正の AO パターンは長い間続くことができたと考えられる。

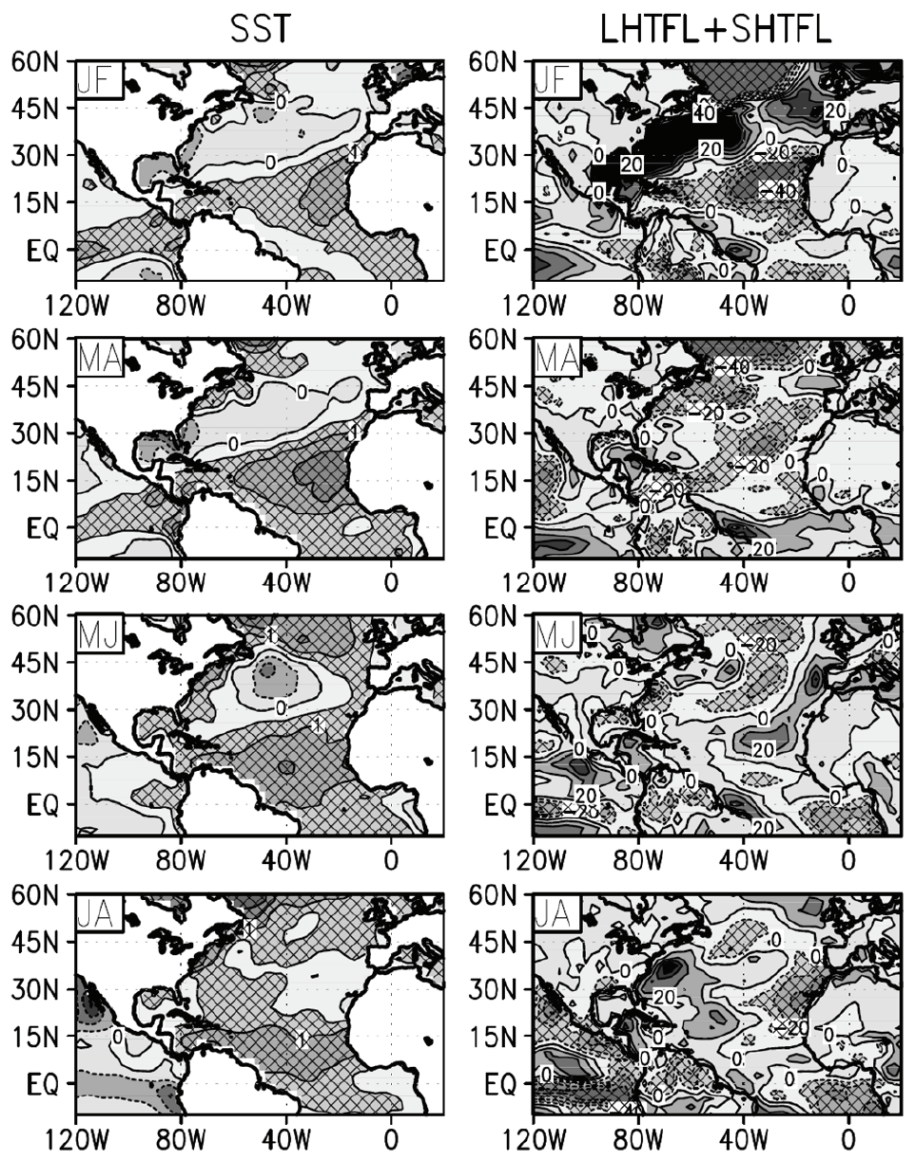


図5 2010年1月から2010年8月までの、左：2か月平均の SST 偏差の時間経過、右：2か月平均の潜熱・顕熱フラックス偏差の合計の時間経過。偏差は気候値からのずれで、網掛けをしている部分は、SST 偏差が  $0.5^{\circ}\text{C}$  以上、潜熱・顕熱フラックス偏差が  $-10\text{ W/m}^2$  以下の範囲。潜熱・顕熱フラックスは、負だと下向きフラックスを表し、大気が海を暖める。逆に、正だと上向きフラックスを表し、海が大気を暖める。

もちろん、この研究で導いたプロセスは、2010年の強い正の夏季 AO の形成の1つの可能性にすぎない。そして、まだまだ突き詰めなければならない箇所がいくつかある。例えば、熱帯大西洋の対流活動と中緯度の高気圧偏差との関係についての明確なプロセスはまだはっきりとはわかっておらず、さらに突き詰めて研究する必要がある。これは今後の研究課題である。また、冬の変動の影響とは無関係に起きた夏の現象も考慮する必要がある。例えば、中緯度大西洋の夏の SST 偏差は、強い正の夏季 AO に影響を与えたかもしれない。冬の強い負の AO に起因して生じた SST 偏差の気候メモリとしての影響は、夏に独自に起きる影響より小さいかもしれない。しかし、季節を越えて持続する SST 偏差の影響が、強い負の冬季 AO から強い正の夏季 AO への極性反転を起こす役割を果たしている可能性は否定できない。もしこのパターンが繰り返されるなら、冬季 AO から夏季 AO を予測できるかもしれない。冬季 AO が負であるほど、海に残る記憶は深く、冬から夏の AO の反転は、負の冬季 AO 偏差が大きい年だけ起こるのかもしれない。海の記憶に加えて、他の記憶の影響も AO 両極性に影響する可能性もある。これらの仮説を検証するためには、複数年のデータの統計解析や数値モデルによるシミュレーションなどが必要である。

## 謝辞

発表の機会を与えてくださった原田やよい氏を始めとして長期予報連絡会関係の気象庁関係者の方々に感謝いたします。

## 参考文献

- Arai, M., and M. Kimoto, 2005: Relationship between springtime surface temperature and early summer blocking activity over Siberia. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **83**, 261–267, doi:10.2151/jmsj.83.261.
- Cassou, C., L. Terray, and A. S. Phillips, 2005: Tropical Atlantic influence on European heat waves. *J. Clim.*, **18**, 2805–2811.
- García-Serrano, J., T. Losada, B. Rodríguez-Fonseca, and I. Polo, 2008: Tropical Atlantic variability modes (1979–2002). Part II: Time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection. *J. Clim.*, **21**, 6476–6497.
- Matsueda, M., 2011: Predictability of Euro-Russian blocking in summer of 2010. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L06801, doi:10.1029/2010GL046557.
- 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, doi:10.1029/2004JD004514.
- Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana, 2005: The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04706, doi:10.1029/2004GL021528.
- 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**, D12125, doi:10.1029/2009JD012894.
- Tanimoto, Y., and S.-P. Xie, 2002: Inter-hemispheric decadal variations in SST, surface wind, heat flux and cloud cover over the Atlantic Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **80**, 1199–1219.
- 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.
- Tibaldi, S., and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus, Ser. A*, **42**, 343–365.
- Wang, L., and W. Chen, 2010: Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L09707, doi: 10.1029/2010GL042659.
- Xie, S.-P., and Y. Tanimoto, 1998: A Pan-Atlantic decadal climate oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2185–2188.