

太陽活動の北大西洋域への影響について

気象研究所 黒田友二

1、はじめに

太陽から地球に届く放射は大雑把には長期間にわたりほぼ一定ではあると考えられているが、詳細に見ると日単位の短い時間スケールから 1000 年オーダーの非常に長い時間スケールにわたって変動を繰り返していることが知られている。その中でも特に顕著なものは、いわゆる 11 年周期変動であり、ほぼ 11 年の黒点の増減周期に対応して放射量の強弱が繰り返されている。ただ、その振れ幅は非常に小さく全放射強度で見て 0.07% 程度でしかない。しかし特に短波長域では 11 年周期に伴う変動幅は比較的大きく、短紫外線域では 5% 程度にも及ぶようになる。紫外線帯はオゾン加熱に重要な波長域であるため、太陽活動による放射変動は成層圏域から対流圏成層圏結合を介して下方へと影響が及ぶことが考えられる。このような考え方に基づく太陽活動の気候への影響は、トップダウンメカニズムと呼ばれている。他方、変動幅でみると非常にわずかではあるが、全放射変動総量の半分強は可視光-近赤外域で起きており、太陽活動が強まっている時は、わずかな放射の増大はより海洋を暖め、水蒸気蒸発を活発化させ、そのような水蒸気量の増大がハドレー循環、ウォーカー循環を強めるような形で海洋を起源として気候に影響を与えるボトムアップメカニズムという可能性も提唱されている。これら、トップダウンメカニズム、ボトムアップメカニズムいずれもそれなりの根拠に基づいて提唱されているアイデアで、未だ仮説と呼ぶべき段階

にしかないものの、現在のところ有力視されている考え方である(Gray et al., 2010)。さらに、太陽活動の影響が特に強く見られる重要な場所のひとつとされているのが北大西洋域である。そこで、今回はその実態を詳細に調べるために最新の観測データを用いて太陽活動の北大西洋域への影響についてその実態を調べた。

2、データと手法

2.1 使用データと解析手法

まず、大気場データとしてはヨーロッパ中期予報センター作成の再解析データ ERA-Interim (ERA-Interim) (Dee et al., 2011) を用いた。ただし、上部成層圏において再解析データは太陽活動に伴う放射変動を考慮に入れずに作成しているため、5hPa より上部で 0.4hPa までは各種の衛星観測データをつないだ。衛星データは、1979 年 1 月から 2007 年 6 月までは旧 NMC 成層圏解析データを、2008 年 11 月から 2017 年 6 月までは NCEP/CPC の上部成層圏解析データを使用した。両データ間の欠損期間は Aura 衛星データを用いた。何れも日々の温度場と高度場が提供され、東西風は高度場よりバランス風式を用いて計算した。但し、Aura データと NMC/NCEP データ間には明瞭なバイアスがあったのでバイアス補正を NMC/NCEP データに合わせるように施した。海面水温および海洋データは気象庁の月ごとの観測データを用いた。最後に太陽活動の指標としては、カナダオタワの観測所による波長 10.7cm のラジオ波の放射

強度 F10.7 を用いた。なお、この指標は全放射強度や紫外線強度の変動とよく相関することが知られている。すべてのデータは月平均ないしは冬季平均 (DJF 平均) して用いた。

太陽活動に伴う気候変化を抽出する手法としては、7月—翌年6月平均の冬季を中心とする年平均の F10.7 を元にしたラグ単回帰解析を用いた。年平均化した理由は11年変化のスケールの太陽活動の変化に対応した気候変化を見たいがためである。使用したデータの期間は1979/80年から2016/17年の38冬分である。ただ、ラグが負の年では今の段階で将来の太陽活動が不明であるため、例えばラグ-2年なら2年分だけ短いデータで計算している。ラグが正または0の場合は過去分の太陽活動データを参照し、データ短縮はしていない。

2.2 PJO と PJO 指数

冬季における成層圏対流圏結合の力学的結合は、対流圏成層圏にまたがる変動である極夜ジェット振動(PJO)によって引き起こされる。PJO は東西風偏差でみると時間とともに極向き下向きに動くやや複雑な変動であるが、極点における温度場偏差の鉛直分布の主成分を用いると比較的簡便に表すことができる(Kuroda and Kodera, 2004)。ここではPJOを定義するのに ERAI の11月から4月の温度偏差場を用いた。図1の上段は極点温度の EOF1 と2の鉛直分布を表しており、両者で全温度変動の約90%を捕らえている。図の下段はそれぞれの成分の帯状平均東西風への回帰を示したものである。PJOの時間発展は、これらの時係数を x 、 y 座標とする点の時間変化で表現され、

一般には半時計周りに進む。

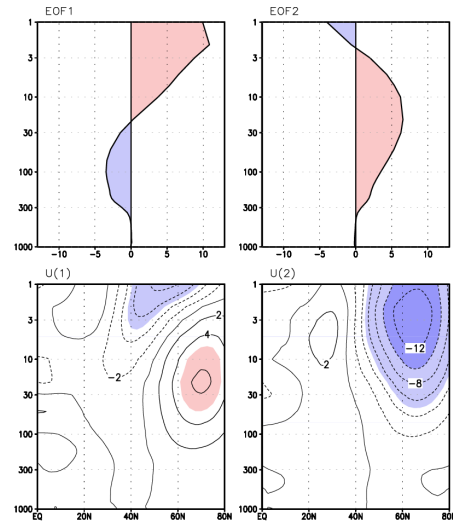


図1 11月から4月までの極域80-90N平均した温度偏差場の(上段)EOF第1(左)および第2モード(右)。横軸は温度(単位K)で縦軸は気圧(単位hPa)。下段は、温度場 EOF 1、2の時係数で回帰した帯状平均東西風の回帰場。横軸は緯度で赤道(左端)から80N(右端)までをあらわしている。コンター間隔は2m/sで破線は負値を表している。正負5m/s以上にハッチをかけている。

3、結果

図2はラグ0年において、(左から右へ11月から3月までの)各月ごとの(上段)温度偏差、(中段)温度の南北勾配、(下段)帯状平均東西風の F10.7 に対する回帰係数である。薄い(濃い)影を掛けたところが統計的に95(98)%で有意な領域である。

まず11、12月の成層圏界面付近(1hPa付近)の温度場に注目すると、低緯度側ほど温度が高く50度付近で最低となりそこから極側は再び温度が上昇している。このうち低緯度側の有意な温度信号は、日の当たる夏半球側の太陽活動が高く紫外線が強いため高温化することに対応した信号を表してい

ると考えられる。赤道側の南北温度勾配信号の統計的有意性は比較的弱い、極側の反対符号の信号とは明瞭な南北双極子の構造を作る(2段12月)。ところで、上部成層圏における南北の温度勾配は温度風の関係により、東西風の強弱と符号を除きよく

対応していることが分かる(2段と3段)。例えば、12月の3hPa付近は50度より赤道側の温度勾配は負、高緯度側は正であるが、それに対応して東西風は10hPa以上の50度より赤道側で正、高緯度側は負となっている。

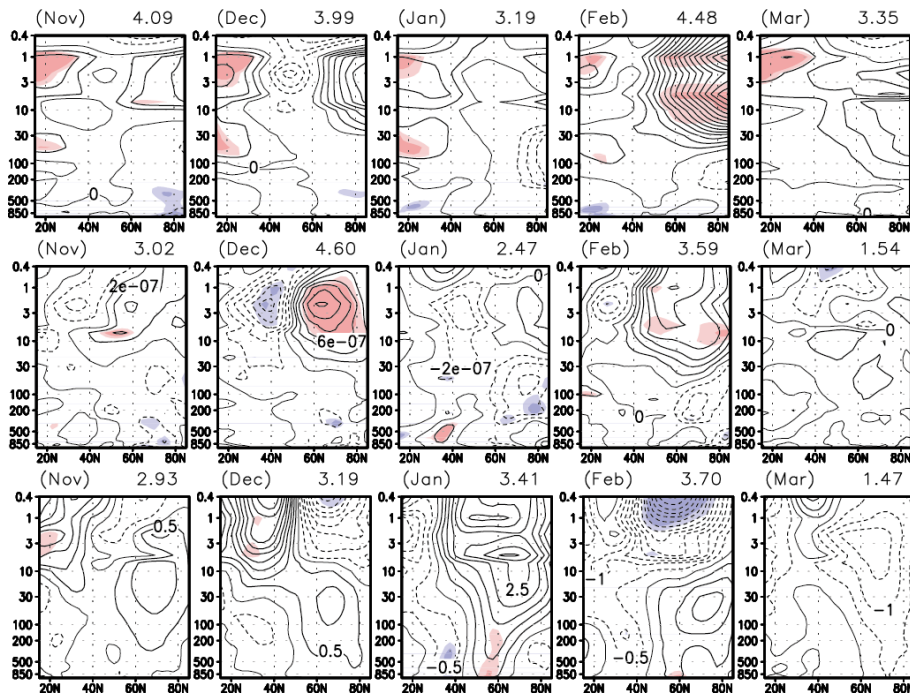


図2 年平均F10.7で回帰した11月から3月までの(上段)温度偏差場、(中段)温度場の南北勾配、(下段)平均東西風。横軸は緯度で15Nから85Nを、縦軸は気圧で表した高度であり、1000hPaから0.4hPaを表す。コンター間隔は、温度場は0.3K、温度の南北勾配は $2 \times 10^{-7} \text{K/m}$ 、東西風は0.5m/sであり、濃い(薄い)ハッチは統計的に98(95)%で有意である領域を表す。

東西風偏差場を見ると、このようにしてまず11月の上部成層圏で正偏差が作られ、これが12月に同じ場所で増幅、1月に高緯度に移動し、2月に下方に伝播しているように見える。この時間変化はPJOの典型的な時間変化(EOF1→EOF2あるいは-EOF2→EOF1)によく似ている。つまり、つまり上部成層圏で太陽活動に伴って形成された信号がPJOに乗って下方伝播していると考え

えられる(Kodera and Kuroda, 2002; Kuroda and Kodera, 2002)。これは従来のトップダウンの見方そのものである。さて、太陽活動に伴うPJOの時間発展をより詳細に調べるために、各ラグ年の各月ごとに年平均F10.7に対するPJOの回帰係数をプロットした(図3)。PJOの時間発展は2次元量で定義されるため、ここでは回帰PJO時係数を位相と振幅に変換してプ

ロットした。ここで振幅とは x 軸、y 軸をそれぞれ EOF1 と EOF2 の時係数で張る空間 (PJO 空間) での原点からの距離、位相は正の x 軸から反時計周りに計った度を単位とする角度である。

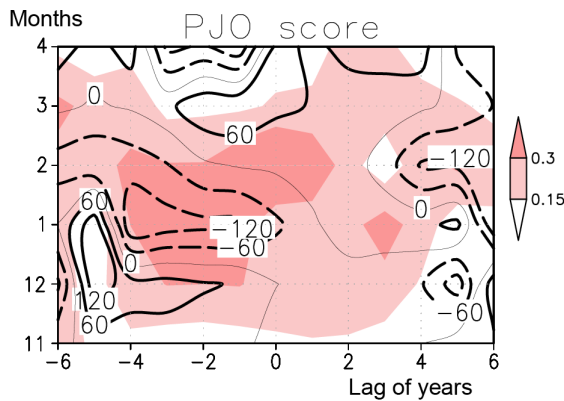


図3 年平均 F10.7 で回帰した位相と振幅の形でプロットした PJO の時係数。縦軸は各月、横軸は F10.7 に対してのラグ年で、例えばラグ+2年は太陽活動のピークから2年経った年という意味。振幅は影(スケール右バー)で、位相はコンター(度)で描かれている。

ところで、過去の PJO と NAO/AO の関係に関する研究(Kuroda and Kodera, 2004)によると、正の NAO/AO は位相 0 の領域に現れやすく、また負のそれは位相 ±180 度の領域に現れやすい。実際に直接各月ごとの NAO 指数の回帰をプロットしたものが図4である。ラグ0年の2月ごろに NAO 時係数が 0.4 でピークとなっているが、上述の先行研究の通り、位相 0 ラインに沿って比較的大きな正の値を持っていることが分かる。

以上のように、太陽活動の 11 年変動に伴い上部成層圏から北大西洋域の地表面へと信号の伝播が起きていると考えられるが、こ

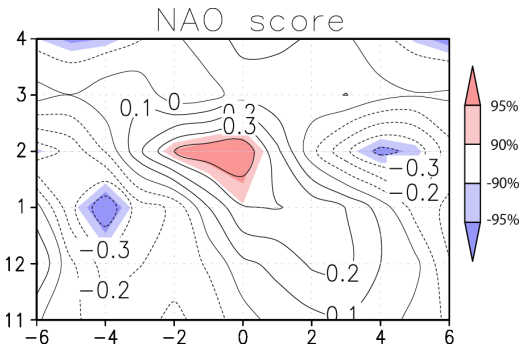


図4 年平均 F10.7 で回帰した NAO の時係数。縦軸は各月、横軸は F10.7 に対してのラグ年である。影は統計的有意性を表し、濃い(薄い)影は統計的に 95(90)% 有意な領域を表している。

れらをまとめて一枚の図として表したものが次の図である。太陽加熱、PJO の位相、NAO の極性等の諸量が、太陽活動の 11 年周期でよく似た変動をしており、どの位相 (ラグ年) においてもお互いに関連し合っ

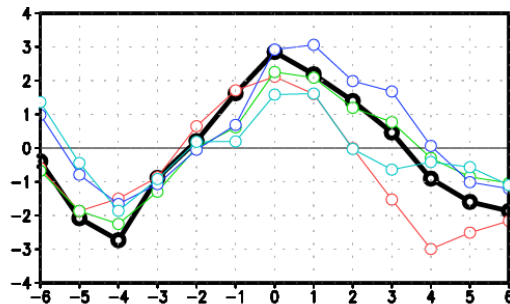


図5 年平均 F10.7 で回帰した各種諸量のラグ年に対する変化。横軸はラグ年。以下、赤線は DJF 平均した 1hPa 赤道の気温(2倍: 単位 K)、黄緑線は 2hPa 面上 30-40 度平均した $-dT/dy$ (5×10^6 倍: 単位 K/m)、水色線は DJ 平均した PJO 指数の $-PC2$ (20 倍: 単位なし)、青線は JF 平均した PJO 指数の $PC1$ (10 倍: 単位なし)、黒線は DJF 平均し

た NAO 指数(10 倍: 単位なし)である。

面水温への影響を調べた。但し海洋の影響は緩慢なためここでは DJF 平均した SST の回帰を求めている。

さらに下方への影響を見るために、次に海

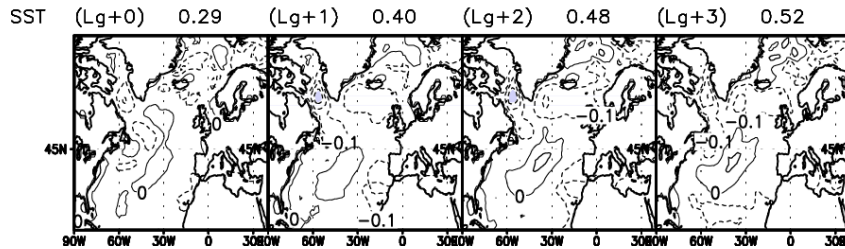


図6 年平均 F10.7 で回帰した DJF 平均した海面水温のラグ年に対する変化。ラグ 0 年から 3 年のみ示した。右肩の数字はこの領域で平均した F10.7 の相関の二乗平均(%)であり、太陽活動の影響度を示す。コンター間隔は 0.1K。95%で統計的に有意な領域は存在しない。

NAO 指数で回帰した SST は一般にアメリカ東岸から東方に楔状に正偏差が広がり、その南北には負偏差の領域が広がるのが知られている(Hurrell et al., 2003)。しかし、F10.7 で回帰した SST は NAO 指数が最も大きくなるラグ 0 ではなくてラグ + 3 年で最も影響度も最大となっている。地表面気圧で見た NAO と水温である SST とのこの乖離は海洋による遅延影響を示していると考えられる。

さらに、海洋内部の DJF 平均した温度について F10.7 との回帰を求めた (図 7)。

すると、SST の三極子構造に対応する北方海域や南方海域では、統計的有意性は非常に弱いものの、温度信号は海面から 600m 深まで数年程度かけて深さ方向に伝播しているのに対して、中央海域であるアメリカ東岸では、ほとんど遅れなしに深部に伝播していることが分かる。一般に、太陽活動に伴う全放射量の増減は海洋水温の高低として深部へと伝わっていくと考えられる。特に、その信号伝播速度は海水の沈み込み速度とも関連すると考えられる。例えば、

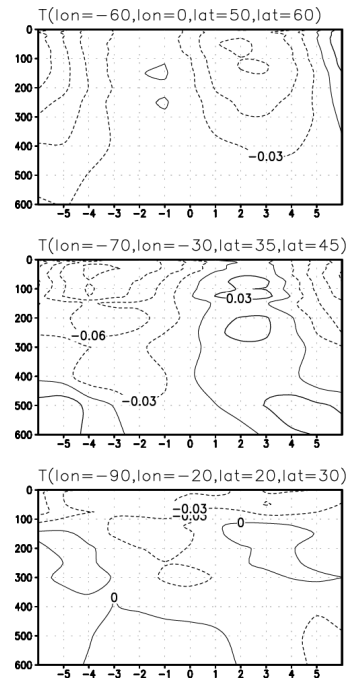


図7 年平均 F10.7 に回帰した各海域ごとの DJF 平均海洋温度場。横軸はラグ年、縦軸は深度で海面から 600m までを表している。三枚のパネルは、上から下に、50 度-60 度海域、アメリカ東岸の 35 度-45 度海域、南方の 20 度-30 度海域を示している (詳しい緯度経度平均情報はパネルの上)。コンター間隔は 0.03K で負域は破線で示す。統計的に 95%で有意な領域は存在しない。

グリーンランドの南端あたりは北大西洋深すると、SSTの三極子構造に対応する北方海域や南方海域では、統計的有意性は非常に弱いものの、温度信号は海面から600m深まで数年程度かけて深さ方向に伝播しているのに対して、中央海域であるアメリカ東岸では、ほとんど遅れなしに深部に伝播していることが分かる。一般に、太陽活動に伴う全放射量の増減は海洋水温の高低として深部へと伝わっていくと考えられる。特に、その信号伝播速度は海水の沈み込み速度とも関連すると考えられる。例えば、グリーンランドの南端あたりは北大西洋深層水の沈み込み帯であり、600m深までの遅れが亜熱帯域に比べ比較的小さいのはそのためなのかもしれない。さらに、中央海域で遅れがほとんど目立たないのは、深部との海水の攪拌が比較的早くためかもしれない。いずれにせよ、太陽活動信号の海洋内部への伝播は、海洋による熱慣性の影響を強く受けていると思われる。

4、結論

太陽活動の11年周期変動の指標である太陽からの10.7cmラジオ波強度を指標にして、最近38冬の上部成層圏から海洋内部までの観測データについて回帰解析を行うことにより、太陽活動に伴う信号が各場所にどのように現れまたそれらが伝播しているかを調べた。上部成層圏から北大西洋域の地表面までの太陽活動信号の伝播の仕方はほぼトップダウンメカニズムのシナリオでよく理解できることが分かった。つまり、信号はまずは成層圏界面の低緯度付近の温度勾配信号を起源とする東西風偏差としてあらわれ、それが大気中の自励的変動であ

る極夜ジェット振動のタイミングを自律的に調整することで、対流圏へと下方伝播し、地表面には太陽極大年の2月あたりに最も強い地表面気圧信号としての正のNAO信号が現れる。しかし、海面水温(SST)で見るとNAOと対応する南北3極子の構造がピークとなるのは、太陽極大年から3年遅れとなった。これは海洋の熱慣性のためと思われる。さらに海洋内部の温度構造を調べると、SSTと連動した非常に弱い下方に伸びる信号が見出された。特に、三極子の南北域では温度信号は600m深まで数年遅れて伝播する信号が見出されたが、中心域では顕著な遅れは無かった。したがってこの海域では、太陽信号はまず海洋内部に入り、そののち海面を暖めるような信号伝播、すなわちボトムアップ効果の影響を強く受けている可能性がある。今後この辺をさらに詳しく調べていく必要がある。

引用文献

- Dee, D. P. *et al.* (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Gray, L. J. *et al.* (2010), Solar influence on climate, *Rev. Geophys.*, 48, RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, (edit) (2003), *The North Atlantic Oscillation*, Geophysical Monographs, vol. 134, pp. 279, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Kodera, K., and Y. Kuroda (2002), Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*,

107 (D24), 4749,
doi:10.1029/2002JD002224.

Kuroda, Y., and K. Kodera (2002), Effect of solar activity on the polar-night jet oscillation in the northern and southern hemisphere winter, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 80, 973-984.

Kuroda, Y., and K. Kodera (2004), Role of the polar-night jet oscillation on the formation of the Arctic Oscillation in the northern hemisphere winter, *J. Geophys. Res.*, 109, D11112, doi:10.1029/2003JD004123.