

西風バーストを介した AO による ENSO の変調

中村 哲(東海大・地環)

立花 義裕(東海大／海洋研究開発機構)

本田 明治(海洋研究開発機構)

山根 省三(千葉科学大／海洋研究開発機構)

1. はじめに

エルニーニョ南方振動(ENSO)は世界中の大気大循環に影響を与え、我々の生活圏である北半球中緯度域にも大きな影響がある。北極振動(AO)もまた北半球中緯度域の気候を、気温、降水量などを通して左右する重要な現象である。熱帯と極域との関連性は近年注目され、様々な研究がなされているが、熱帯が原因であり中高緯度はその応答であるとした見方が一般的である。例えば Zhou and Miller [2005] は寒冷季における Madden-Julian Oscillation (MJO) と AO の関係を示し、熱帯の変動が極域へ影響する事を示唆している。しかし、Thompson and Lorenz[2004]は北極振動、南極振動ともに、約 2 週間後の赤道対流圏上層に西風偏差を生むことを示した。彼らの結果は極域の変動が熱帯に影響を与える可能性を示唆している。しかし AO と ENSO という大規模変動の直接的な関係を調べた研究は少ない。我々は客観解析(以下観測)データを用いて、AO と ENSO の関係を調べ、春の AO と続く初冬の ENSO に有意な関係を見出した。さらに、春の AO と西部熱帯太平洋の下層東西風に関係性がある事を発見した。このことから、春の AO が西部熱帯太平洋上の西風バーストに影響を与え、結果として、続く ENSO のオンセットを変調しているのではないかと考えた。また、SST の年々変動の無い大気大循環モデル(AGCM)の control run の出力データを解析した結果、春の AO と西部熱帯太平洋上の東西風に、観測

解析データの結果と同様の関係がみられた。AGCM の control run では、熱帯海洋 SST は月毎の気候値を与えている。従って、AGCM の解析結果は、AO が原因であり熱帯はその応答であるという見解を指示する。さらに我々は AO が西部熱帯太平洋上の風の場に影響を与えるメカニズムを調べるため、熱力学的な視点から解析を行った。

2. データと指標

観測データとして、NCEP-NCAR 再解析データから、高度場、気温、相対湿度、風速、(全て

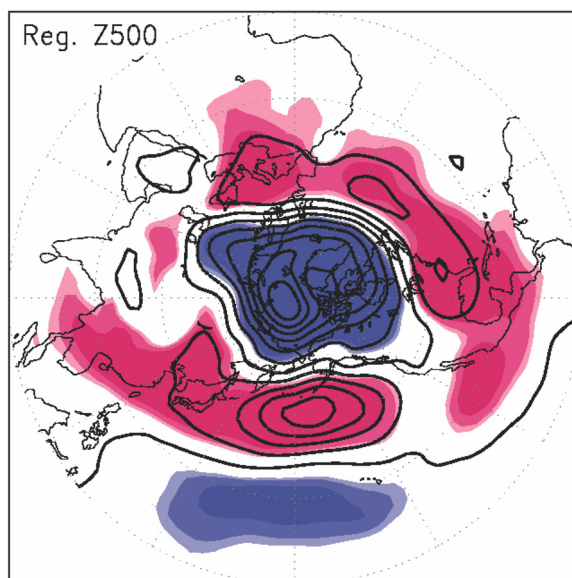


図 1: 春(ここでは 3, 4 月平均)の AO index に対する 500hPa 高度場の回帰。陰影は薄い順にそれぞれ 90,95,99%の有意水準を越えた部分を示し、寒色は低気圧、暖色は高気圧偏差を示す。等値線間隔は 10[m]。

58 年以降)、UKMO から GISST(58 年以降)を用いた。AO を示す指標としては、Ogi et al. [2004]を参考に、2 ヶ月平均した 40-90N、1000-200hPa 東西平均高度場の月ごとの EOF1 スコアを index とした(図 1)。ENSO を示す指標としては CPC の提供する nino3 index を用いた。全てのデータおよび index は 2 ヶ月平均し、さらにトレンド成分や長周期変動成分を除くため、5 年の高周波通過フィルターを行った。主に相関解析を用いて、AO と ENSO および熱帯の風の間との関係を調べた。客観観測データの解析のみでは、AO が ENSO に影響するのか、それとも ENSO の影響が AO に現れるのかが明確でない為、海洋と海氷の年々変動が無い大気大循環モデルを用いた解析を行った。大気大循環モデルは AFES の T42L19 バージョンを用い[Ohfuchi et al., 2004]、control run 45 年分のデータに対し解析を行なった。このモデルでは、観測で見られる AO パターンもほどよく再現されていた。このモデル内では SST と海氷は季節ごとの気候値を与えているため、海洋の年々変動が大気に与える影響は存在せず、AO が熱帯に与える影響をより明確にすることができる。AO と西部熱帯太平洋に起こる東西風偏差との関係を作る原因を調べるため、流跡線解析を行った。流跡線解析は地球環境センターが web 上で公開している解析ソフト CGER METEX (http://cgermetex.nies.go.jp/metex/index_jp.html)を用いた。流跡線解析に用いた大気場のデータは NCEP-NCAR 再解析の 6-hourly データを使用している。

3. 結果と考察

はじめに春(ここでは 3,4 月平均)の AO index とその前後 8 ヶ月の nino-3 index との相関係数を示す(図 2)。nino3 が先行する時期は弱い負の相関関係がある。一方、AO が先行する時期

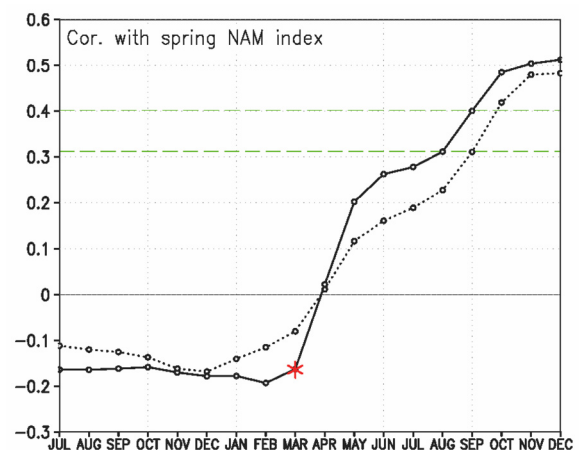


図 2: 春の AO index と前後 8 ヶ月の nino-3 index との相関係数(実線)と共分散(破線)。赤星印は同時相関、緑破線は 95,99%の有意水準を示す。横軸は月を示すが、これは 2 ヶ月平均の早い方の月を示す。(例: MAR は 3,4 月平均を意味する。)

になると、正相関へと転じ、初冬には相関係数が 0.5 近い有意な関係を示す。図 3 には春の AO と続く初冬の SST 偏差の関係を示す。この時、SST 偏差は ENSO の偏差パターンによく似ている。これらの結果は春の AO と続く初冬の ENSO に有意な関係がある事を示す。春以外の季節の AO には、このような ENSO との有意なラグ相関関係は見られない。

ENSO のオンセットについては、大気、海洋両分野で様々な研究が行われている。特に大気分野の視点からは、西部赤道太平洋上の西風

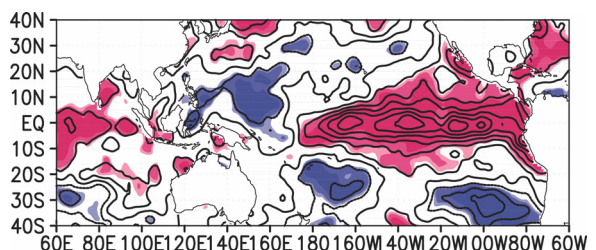


図 3: 春の AO index に対する、続く 12.1 月平均の SST の回帰。陰影は薄い順にそれぞれ 90,95,99%の有意水準を越えた部分を示し、寒色は低温、暖色は高温偏差を示す。等値線間隔は 0.1[°C]。

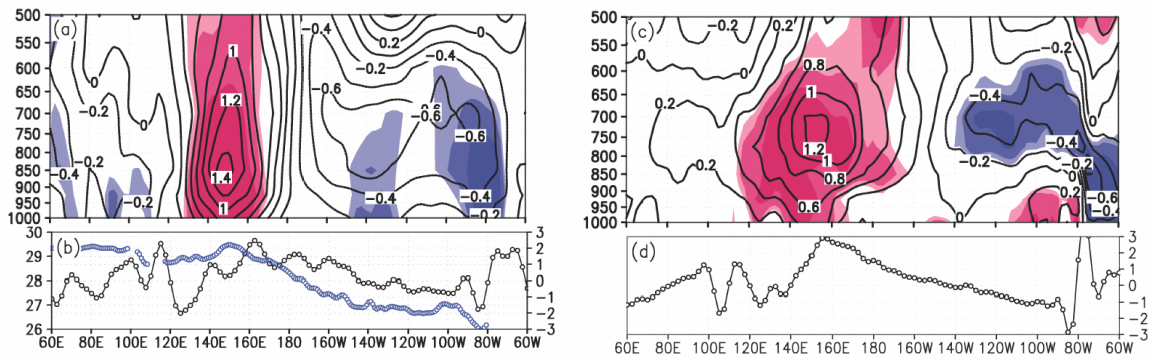


図 4: (a) 春の AO index に対する赤道東西風偏差の回帰。陰影は薄い順にそれぞれ 90, 95, 99% の有意水準を越えた部分を示し、寒色は東風、暖色は西風偏差を示す。等値線間隔は $0.2[\text{ms}^{-1}]$ 。 (b) 春の赤道における SST (青実線、 $^{\circ}\text{C}$)、および東西風の収束 (黒実線、 $[10^6\text{s}^{-1}]$) の気候値を示す。 (c)、(d) AGCM の control run の出力データの解析結果である以外はそれぞれ (a)、(b) に同じ。

バーストが熱帯海洋を駆動し、ENSO のオンセットに繋がるという説がある [Luther et al., 1983; Barnett, 1983; Barnett et al., 1989]。そこで我々は春の AO と同時期の西部熱帯太平洋上の東西風の関係を調べた。図 4(a) は春の AO と赤道東西風偏差の関係を示す。これは春の AO が正位相であるとき、東経 150° 赤道大気下層に西風偏差が現れることを意味する。この領域は、暖水プールと呼ばれる気候学的に SST の最も高い領域と一致し、気候学的な東西風の収束域でもある (図 4(b))。この結果から、春の AO が卓越するとき、西部熱帯太平洋上の風の変化し、Wang [1992] が示すような大気海洋相互作用によって ENSO のオンセットが変調されるものと考えられる。

観測データの解析結果だけでは、春の熱帯海洋の変動による影響が春の AO、そして続く初冬の ENSO の両者に影響しているという説を棄却するには不十分である。そこで我々は AGCM を用いた実験を行った。我々の行った AGCM 実験は、通常 control run と呼ばれ、SST、および海氷は観測データから得られる月ごとの気候値としている。つまり SST、海氷の年々変動は完全に除去されている。モデルの出力デ

ータから観測データと同じ手法によってモデルの AO index を作成し、熱帯の風の変化との関係を調べた (図 4(c), (d))。モデル内の春の AO に対する熱帯の風の偏差場および気候学的な東西風の収束域も、観測データを用いた結果とよく似ている。このことは観測データ解析で見られる春の AO と熱帯東西風の関係は、熱帯海洋変動の影響が無くとも成立する、つまり、春の AO に関係する大気現象が熱帯大気海洋に影響する可能性が高いと言える。

次に春の AO が卓越するとき、どのようなメカニズムで熱帯の風の変化に影響を与えるのかについて調べるため、観測データを用いた熱収支解析から大気が受け取る熱量の偏差を見積もった。以下の熱収支式

$$Q1 = C_p \left(\frac{P}{P_s} \right)^{\frac{R}{C_p}} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)$$

$$Q2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right)$$

Q1: 見かけの顕熱、Q2: 見かけの潜熱シンク

Cp: 定圧比熱、R: 気体定数、 θ : 温位、q: 比湿

から、熱収支 $Q1 - Q2$ を求め、1000 から 200hPa まで鉛直積分したものを大気を受け取る熱量

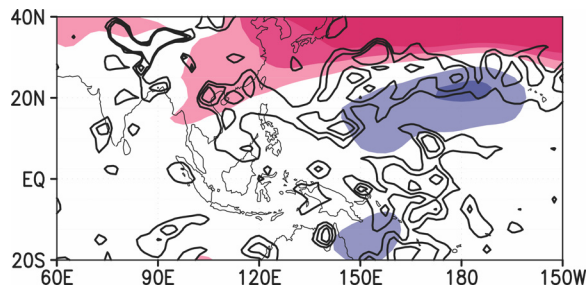


図 5: 春の AO index に対する大気の影響する熱量 $\int (Q1-Q2)dp$ 偏差 (実線) と 850hPa 高度場偏差 (陰影) の回帰係数。実線は熱源偏差のみを示し等値線は 5, 10, 15 $[Wm^{-2}]$ 。陰影は寒色から順にそれぞれ -4, -2, 2, 4, 6 $[m]$ 以上の偏差であることを示す。

とした。図 5 は春の AO と赤道域の熱量偏差および 850hPa の高度場偏差との関係を示す。赤道東経 150° から 170° 付近にかけて、熱源偏差があり、その南北に低気圧偏差があることがわかる。この様子は赤道において大気が熱量を受け取る時のロスビー応答 [Matsuno, 1966] によく似ており、この時低気圧偏差に挟まれた赤道上では西風偏差となることはよく知られている。この結果から春の AO の位相に応じて赤道大気の影響する熱量が変化し、ロスビー応答により風の変化することが考えられる。

次に春の AO の位相に応じて赤道大気の影響する熱量が変化する理由を次のような解析で調べた。図 6 は春の AO が正 (左)、負 (右) 位相に卓越したときの赤道東経 150° 大気下層へ到達する空気塊の後方流跡線を示す。春に赤道東経 150° へ到達する空気塊は、AO が負位相に卓越するときは、大部分が東部太平洋上を通過して来ていることがわかる。しかし一方、AO が正位相に卓越するときは東アジアの大陸上から南下する空気塊があることがわかり、両者の差は顕著である。この結果から我々は次のような推察をする。AO が正位相に卓越する時には、冷たく乾いた大陸性の空気塊が西部太平洋上の SST の南北温度勾配が強い

地域を通過することで、強い寒気・乾燥移流が赤道まで南下する頻度が高い。この時暖水プールといわれ赤道上で最も高い SST が存在する東経 150° 付近では、寒冷乾燥である大気は高温湿潤な海洋から相対的に大きな潜熱・顕熱を受け取り、赤道ロスビー応答によって西風偏差が生じるのではないかと考えられる。

4. まとめ

我々は、春の AO と続く初冬の ENSO の関係を見出し、これは春の AO の変動に伴って西部赤道太平洋上に東西風偏差が生じ、ENSO のオンセットを変調していると考えられる。さらに AGCM 実験の結果から、従来熱帯では最も主要な変動であるとされてきた海洋の変動が存在せずとも、同様に AO と赤道東西風の関係が見られることがわかった。観測および AGCM の解析結果の一致は、熱帯の影響が春の AO に見られるのではなく、春の AO が熱帯に影響を与えている可能性を強めるものである。

また、春の AO が赤道の風の変化へ影響するメカニズムについて、熱収支解析および流跡線

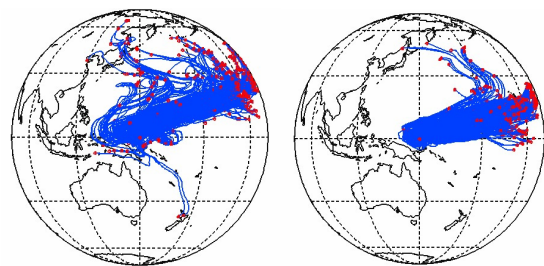


図 6: 赤道東経 150° 高度 500m へ到達する空気塊の後方流跡線。解析期間は 1958-2002 年の 3 月のみ。NCEP-NCAR 再解析 6-hourly データを用いて 3 月における全ての日付の 00,06,12,18z を出発点とし、240 時間遡るまで計算した。(左) 解析期間 1958-2002 年の中で春の AO index 正の値、上位 5 年の流跡線のみ描画。(右) 春の AO index 負の値上位 5 年の流跡線のみ描画。

解析によって次のようなことを示した。春の AO は大陸性の乾燥・寒冷な大気が赤道へ南下する頻度を変化する役割を持つ。春の AO 正位相時には、東アジアからの冷たく乾いた空気塊が赤道上へ到達する頻度が高く、特に東経 150° 付近で大きな熱量を受け取り、ロスビー応答によって西風が生じると考えられる。しかし、熱収支解析および流跡線解析から得られた結果は、定性的な説明を与えるにすぎず、AO と熱帯東西風の関係におけるメカニズムはいまだ仮説の段階である。今後は定量的な議論が必要である。また、今回使用した NCEP-NCAR 再解析データの熱帯域におけるデータの信頼性にも不安が残る。今回と同様の解析を他の再解析データを用いて確認することも必要である。

参考文献

- Barnett, T. P. (1983), Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at inter-annual time scales part I: the equatorial zone. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 756-773.
- Barnett, T., P. L. Dümenil, U. Schlese, E. Roeckner and M. Latif (1989), The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, 46, 661–686.
- Luther, D., D. Harrison and R. Knox (1983), Zonal wind in the central equatorial Pacific and El Niño, *Science*, 202, 327-330.
- Matsuno, T. (1966), Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25-42.
- Ohfuchi, W., et al. (2004), 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth simulator – preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth simulator) –, *J. Earth Sim.*, 1, 8-34.
- Ogi, M., K. Yamazaki and Y. Tachibana (2004), Summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode, *J. Geophys. Res.*, 109, D20114, doi:10.1029/2004JD004514.
- Thompson, D. W. J., and D. J. Lorenz (2004), The signature of the annular modes in the tropical troposphere, *J. Climate*, 17, 4330-4342.
- Wang, B. (1992), The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1979–1989, *J. Atmos. Sci.*, 49, 698–712.
- Zhou, S., and A. J. Miller (2005), The interaction of the Madden-Julian oscillation and the Arctic oscillation, *J. Climate*, 18, 143-159.