

# CMIP3 マルチモデルアンサンブルで再現されたNAOとENSO/WP

## の関係性および、ユーラシア大陸の積雪偏差がモデルの再現性に与える影響

中村哲（国立極地研究所）

原政之（海洋研究開発機構）

大鹿美希、立花義裕（三重大学）

### 1. はじめに

本研究は、大鹿ら（2012）らが再解析データを用いた解析により示した、12月にNAOが負（正）位相であるとき、約1年後にエルニーニョ（ラニーニャ）が起こりやすいという関係について、数値モデル（大気海洋結合モデル）で再現されているかの検証、およびマルチモデルアンサンブルからそのメカニズムを抽出したものである。先行研究によれば、冬季NAOと西部ユーラシア大陸上の積雪には強い相関関係があり（Hori and Yasunari, 2003）、またユーラシア大陸の積雪偏差は夏季のインドモンスーンおよびENSOと深い関係にあることがよく知られる（Barnett et al., 1989）。またアジアから熱帯への寒気の吹き出しは、西部熱帯太平洋上の西風バースト（WVB）を強化し、エルニーニョのトリガーとなることが指摘されている（Yu and Rienecker, 1998; Yu et al., 2003; Nakamura et al., 2006, 2007）。冬季のNAOはユーラシア大陸上の積雪偏差を通して、寒気の吹き出しを強めているかもしれない。この説を裏付けるために、数値モデルによる再現からそのプロセスを抽出する手法が有効である。しかしモデルに固有のくせやバイアスのために、モデル内での物理情報の伝搬プロセスは現実と同様であっても、結果として再現される現象の時間スケールや空間パターンには現実とのズレが存在する可能性がある。

そこで我々は、モデルで再現される二つの変動モードについて、多少の時間スケール・空間パターンのズレを許容しつつ、その関係性の高さを示す指標を開発した。本研究は、その指標をCMIP3マルチモデルアンサンブルに適用し、NAOと1年後のENSOの関係性を説明する物理情報の伝搬プロセスを抽出したものである。

### 2. データ

NAOとENSOとを繋ぐ物理情報を抽出するため、CMIP-3の20世紀ラン（20C3M）の出力のある16モデルを使った。1901年から2000年までの100年分の出力を使用した。

### 3. 解析方法

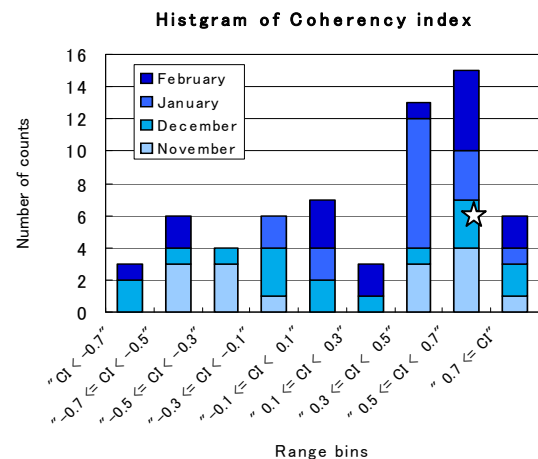


図1 CMIP-3の16モデルに適用したCIの頻度分布。星は観測データ（12月のPとS）に適用した場合（CI=0.62）。

### 3.1. Coherency index (CI)

二つの時空間行列SとPについてEOF（経験的直行関数展開）解析を行い、その第一モード（EOF1）をそれぞれ、 $X_S$ 、 $X_P$ とする。またSとPのSVD（特異値分解）解析から得られる特異ベクトルをそれぞれ $Y_S$ 、 $Y_P$ とする。ここでSとPそれぞれのEOF1と特異ベクトルの内積 $X_S \cdot Y_S$ および $X_P \cdot Y_P$ は、SとPのcross-covarianceが最大となるモードの空間パターンと、それぞれの場でcovarianceが最大となるモードの空間パターンとの一致度を示す。さらに内積同士の積をとる事により、それぞれの場での卓越モードの位相を考慮した関係性の高さを指標が得られる。これをCoherency index（CI）とした。

本研究では、CIをCMIP-3の16モデルに適用する。SをENSOの時間スケールを考慮し、時間発展する熱帯太平洋のSST場（7月から翌年の1月、東経160度から270度、南緯10度から北緯10度）とした。同様にPをSに対し約1年先行する11月から2月の4ヶ月それぞれにおける北大西洋域の地表面気圧場（西経60度から東経30度、北緯20度から90度）とした。観測結果を考慮して $X_S$ および $X_P$ をそれぞれENSOの正位相、NAOの負位相となるように符合を合わせる。内積 $X_S \cdot Y_S$ および $X_P \cdot Y_P$ を、 $X_S$ 、 $X_P$ のvarianceで規格化

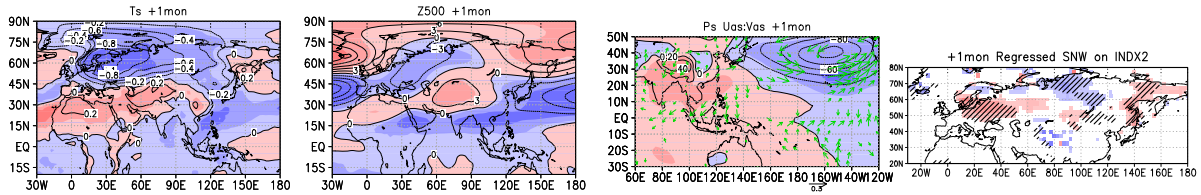


図2 . SVD1 スコアに対する 1 ヶ月後の (左から) 地表気温、500hPa 高度、地表面気圧と水平風、および積雪量の回帰係数の重み付けアンサンブル平均。暖色は正偏差、寒色は負偏差を示し、陰影は薄い順に 0σ、1.0 σ、2.0σ (σ はアンサンブル標準偏差) を超えることを示す。水平風ベクトルは 1.0σ を超える偏差のみを表示。

し、CI を計算する。この時 CI=1 は NAO と ENSO の相関係数が 1 でこの時の位相は観測結果と整合する位相である。CI=0 は無相関、CI=-1 は観測結果と逆相関であることを意味する。

図 1 に 16 の CMIP-3 モデルで計算された CI の頻度分布を示す。CI は正の値に偏っており、多くのモデルで、11 月から 2 月のいずれかの月の NAO が続く夏から冬の ENSO と、観測事実と同様の位相で関係していることを示す。本研究では CI の上位 33% となる CI=0.5 を基準として、以下の重み付きアンサンブル平均から、NAO と ENSO の関係を説明付ける大気場変動を抽出する。

$$\bar{R} = \frac{\sum_{m=1}^M (W_m \cdot R_m)}{\sum_{m=1}^M W_m}, \text{ if } W_m \geq 0.5$$

$$\sigma = \left[ \frac{\sum_{m=1}^M [W_m (R_m - \bar{R})]^2}{\sum_{m=1}^M W_m} \right]^{1/2}, \text{ if } W_m \geq 0.5$$

ここで R は SVD1 スコアに対する回帰係数、オーバーバーはアンサンブル平均、m はアンサンブルメンバー、M はアンサンブル数、W はモデルの重み(=CI)、σ はアンサンブル標準偏差である。

### 3. 2. 理想化モデルを使った大気応答実験

ユーラシア大陸の積雪偏差に伴う大気場応答を見るため、非線形傾圧モデル(NLBM)を用いた。このモデルはいわゆる dry-GCM で、放射、湿潤などの物理過程は気温を基本場に緩和することで表現される。T42L20、モデル上端高度 30km のモデル解像度に内挿された NCEP/NCAR の 1961 年から 2000 年の 2、3、4 月の気候平均場を初期場および基本場とした。気温の基本場への緩和時間は 10 日とした。この条件で強制なしで走らせたものを control run (CNTL)、西部ロシアの下層 700hPa を中心に理想的な冷却強制を与えたものを anomaly run (ANOM) とし、それぞれの 30 日積分結果の差を取ることで、西部ロシアの積雪が多いときの大気応答を評価した。

## 4 . 結果

SVD1 スコアに回帰した CMIP3 のマルチモデルアンサンブル平均をみると、NAO の負位相の 1 ヶ月後

に西部ロシア周辺の低温偏差および上空の低気圧性偏差が卓越することがわかる (図 2 左、中左)。この時、チベット周辺では高気圧性偏差が卓越する。この高気圧偏差は下層まで順圧的に伸びており、東南アジア周辺の地表面高気圧偏差に対応する (図 2 中右)。対応する水平風偏差ベクトルは東経 140 度付近で北風偏差となり、これはアジアから熱帯への寒気の吹き出しを強める。寒気の吹き出しが西部熱帯太平洋上の西風バースト (WWB) を強化し、エルニーニョのトリガーとなっていることが推察される。この時、ユーラシア大陸上の積雪偏差をみると、西部ロシアで多雪偏差が見られ、これは NAO の負位相時に見られるものとよく対応している。図 3 左に各モデルの CI と SVD1 スコアへの西部ロシア領域で平均した積雪偏差の回帰係数との散布図を示す。明確な正の相関がある。CI はモデルの積雪とは独立に得られた指標でありながら、CI の大きさが NAO と積雪の関係の高さに比例していることは、NAO と ENSO を結びつけるプロセスにおける積雪の重要性を如実に示している。これは融雪量でも同様であり (図 3 右)、多雪に伴い大気が冷却され、西部ロシア周辺の低気圧性偏差を生じている可能性が示唆される。

実際にこのような多雪偏差に伴う大気冷却がどのような大気応答を生じるか、NLBM を用いて調べた。ANOM run に図 4 に示すような冷却強制を与え、CNTL run との差を取った結果を図 5 に示す。850hPa

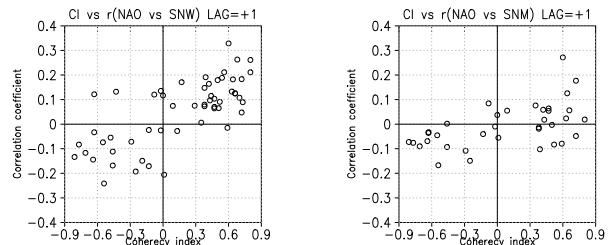


図3 . (左) 16 モデルの 11、12、1、2 月それぞれの CI に対する、SVD1 スコアと 1 ヶ月後のヨーロッパ北部 (東経 20 - 50 度、北緯 50 - 60 度平均) の積雪量との相関係数の散布図。ここで NAO index は負位相を正としている。(右) 積雪量の変わりに融雪量を用いた以外は左図と同じ。

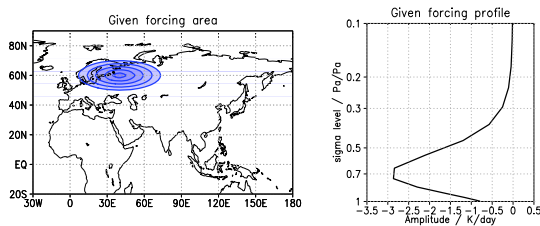


図4. NLBMのANOM runに与えた冷却偏差の構造。(左)0.7 $\sigma$ 面での水平構造。(右)中心(東経40度、北緯60度)における鉛直プロファイル。

では西部ロシアを中心に顕著な低気圧性が見られ(図5左)同時にチベット周辺に高気圧偏差が見られた。このような構造は1000hPaおよび500hPaでも見られた。この時、東南アジア付近では北風偏差が大気下層1000hPaから500hPaまで卓越し、同時に西部熱帯太平洋上では下層925hPa、東経150度を中心に西風偏差となっている。これらはアジアからの寒気の吹き出しおよびWVBの強化に対応している。

CMIP-3で見られたSVD1スコアに対する大気場および西部ロシアの積雪偏差の関係は、12月のNAO indexに対する3ヵ月後の観測データ(JRA25の積雪量、NCEP/NCARの月平均データ)の線形回帰において同様の偏差が見られた(図なし)。

## 5. まとめ

本研究で実施された解析により、観測(再解析データ)で示された冬季NAOと約1年後のENSOの関係について、多くの大気海洋結合モデルでも再現されていることがわかった。CIを使った物理情報の伝播プロセスの抽出およびNLBMを用いた実験により以下のようなメカニズムが働いていることが推察される。

- 冬季NAOが負(正)位相のときにヨーロッパから西部ロシアにかけての積雪が多(少な)い。
- 多(少)雪に伴う大気冷却(加熱)偏差は西部ロシア周辺の低(高)気圧偏差、およびチベット周辺の高(低)気圧偏差をもたらす。
- チベット周辺の高(低)気圧性偏差は地表付近まで順圧的な構造をしており、これがアジアから熱帯への寒気の吹き出しを強化(弱)化させる。
- 寒気の吹き出しに伴い、西部熱帯太平洋上で西風バーストが強(弱)まり、エルニーニョ(ラニーニャ)のトリガーとなる。

本研究はNAOからENSOへの影響を確かめることを目的に行われた。一方で、ENSOは熱帯で独立した大気海洋結合系のシステムティックな変動モードであることから、決してNAOがENSOの振舞いに対して支配的な役割を果たすものではなく、あくまでもstochasticにエルニーニョ/ラニーニャの発現に影響するものとする。またENSOは準4年周期

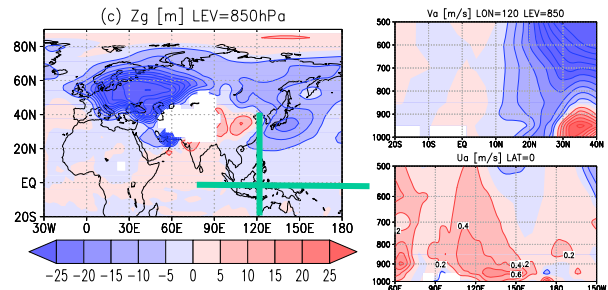


図5. 30日積分結果を平均したANOM-CNTLの結果。(左)850hPa高度場偏差。(右)左図の緑線における(上)南北風偏差の緯度高度断面図、(下)東西風偏差の経度高度断面図。

であり、ラニーニャ NAO(負) エルニーニョ NAO(正)というサイクリックな関係があることも指摘されている(Yasunari, 1987)。本研究はこのような一連のサイクルの中でNAOからENSOへの影響のメカニズムを示したものであり、より包括的な理解への一助となるものである。

## 謝辞

本研究で用いたNLBMは東京大学の渡部雅浩准教授により開発されたものである。本研究の一部はGRENE北極気候変動研究事業のサポートにより実施された。

## 参考文献

- 大鹿美希、立花義裕、中村哲(2012)、冬季北大西洋振動が翌冬の日本の気候に与える影響、日本気象学会2012年春季大会、5月、つくば。
- Barnett, T. P., L. Dumenil, V. Schlese, E. Roeckner, and M. Latif (1989), The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J. Atmos. Sci.*, 46, 661-685.
- Hori, M. E. and T. Yasunari (2003), NAO impact towards the springtime snow disappearance in the western Eurasian continent, *Geophys. Res. Lett.*, 30(19), 1977, doi:10.1029/2003GL018103.
- Nakamura, T., Y. Tachibana, M. Honda, and S. Yamane (2006), Influence of the Northern Hemisphere annular mode on ENSO by modulating westerly wind bursts, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07709, doi:10.1029/2005GL025432.
- Nakamura, T., Y. Tachibana, and H. Shimoda (2007), Importance of cold and dry surges in substantiating the NAM and ENSO relationship, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22703, doi:10.1029/2007GL031220.
- Yasunari, T. (1987), Global Structure of El Nino/Southern Oscillation. Part II. Time Evolution. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 81-102.
- Yu, L., and M. M. Rienecker (1998), Evidence of an extratropical atmospheric influence during the onset of the 1997-98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3537-3540.