

# 北極振動の予測可能性

田中博 (筑波大・CCS)・加藤真悟 (筑波大・地球環境)

## 1 研究の背景と目的

北極振動 (Arctic Oscillation: 以下 AO) とは、冬季北半球に卓越する北極域と中緯度域の海面更正気圧の逆相関的変動モードのことである (Thompson and Wallace 1998)。AO は冬季における北半球の天候の指標であり、日本は AO が正のとき暖冬、負のときは寒冬になる。AO は海面更正気圧場の EOF-1 として定義されるが、この変動は大気の順圧成分の変動と力学的に等価であることから、我々は AO を順圧大気大循環モデル (順圧 S-Model) を用いて解析してきた。

これまでに、この順圧 S-Model により AO が再現できることを示し (Tanaka 2003)、その力学的な成因として、固有値がほぼ 0 となる特異固有モードの準共鳴によって AO が励起される、との仮説を提唱している (Tanaka and Matsueda 2005)。標準的な地表摩擦の下では、すべての定在不安定モードは減衰モードとなるが、総観規模擾乱の活動と北極振動とが正のフィードバックを持つことから、このフィードバックを考慮することで、最小減衰モードが特異固有モードとなり、定常外力に対して準共鳴を起こすようになる。

このような AO の成因の仮説に基づき、本研究では順圧 S-Model を用いた 60 日アンサンブル予測モデルを構築し、平成 18 年豪雪として知られる 2005/06 年の寒冬と翌 2006/07 年の異常暖冬について予測実験を行うことで、その予測可能性を検証した。

## 2 解析方法

### 2.1 順圧 S-Model

本研究で用いた順圧 S-Model は、3 次元ノーマルモードを展開基底とする 3 次元スペクトルモデルの順圧成分のみを取り出したモデルである。

$$\frac{dw_i}{d\tau} + i\sigma_i w_i = -i \sum_{j=1}^K \sum_{k=1}^K r_{ijk} w_j w_k + s_i \quad (1)$$
$$i = 1, 2, 3, \dots, \quad (m = 0)$$

ここで、 $w_{nlm}$  は大気状態変数のスペクトル展開係数、 $\tau$  は無次元時間、 $\sigma_i$  はラプラス潮汐方程式の固有振動数、 $r_{ijk}$  は非線形相互作用係数で実数となる。また、3 次元の添字を  $w_{nlm} = w_i$  のように簡略化してある。添字以外の  $i$  は虚数単位である。式 (1) はひとたび係数と外力さえ求めれば数値的に簡単に解くことができる常微分方程式系である。なお、ラプラス潮汐方程式の固有振動数、および非線形相互作用係数の計算方法については田中 (2004) に詳細が述べられている。

順圧 S-Model では、外力  $s_i$  を、従属変数  $w_i$  と時間  $\tau$  の関数としていかに精度よくパラメタライズできるかがカギとなる。外力  $s_i$  には複雑な物理過程に加えて鉛直混合に伴う乱流過程が混在しており、これを精度良く定式化することは極めて困難であるが、 $s_i$  を除く他の力学過程の精度は 1% 以下の誤差の範囲で表現されている。そこで、過去 50 年間の観測データ  $w_i$  から式 (1) を逆算して外力  $s_i$  のデータベースを構築する。これは観測データと同程度の誤差で推定した完全モデルの外力である。この完全モデルの外力を逐次スペクトルモデル方程式に与えて時間積分を行なう順圧-P Model は、初期値から始めて約 100 日間は現実大気と同じ振る舞いをするのが Tanaka and Nohara (2001) により示されている。

順圧-S Model を開発した Tanaka and Nohara (2001) を基に、外力  $s_i$  を状態変数  $w_i$  を用いて以下のように重回帰した。

$$s_i = \tilde{s}_i + \mathbf{A}_{ij} w_j + \mathbf{B}_{ij} w_j^* + \epsilon_i \quad (2)$$

ここで、 $\tilde{s}_i$  は  $s_i$  の気候値で時間のみの周期関数、また、アスタリスクは複素共役である。残差  $\epsilon_i$  のノルムを最小化するように、未知のシステム行列  $\mathbf{A}_{ij}$ ,  $\mathbf{B}_{ij}$  を状態変数  $w_i$  と外力  $s_i$  から「逆問題」を

解くことで、以下のように推定することができる。

$$\begin{pmatrix} A_R + B_R & -A_I + B_I \\ A_I + B_I & A_R - B_R \end{pmatrix} = \overline{\begin{pmatrix} s'_R \\ s'_I \end{pmatrix}} \overline{\begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}}^\top \overline{\begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}} \overline{\begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}}^\top{}^{-1} \quad (3)$$

ここで、 $\overline{(\quad)}$  は時間平均、 $s'_i$  は  $s_i$  のアノマリー、 $(\quad)^\top$  は転置行列、 $(\quad)^{-1}$  は逆行列であり、状態変数、外力、システム行列をそれぞれ実部と虚部に分けて実空間で計算した。ただし、東西波数 0 の虚部を除く必要がある。右辺を計算し、左辺の成分を解くことで、残差  $\epsilon_i$  のノルムを最小化するようなシステム行列  $A_{ij}$ ,  $B_{ij}$  が確定する。

以上の計算を行なうために本研究で使用した観測データは、1950 年から 2006 年までの NCEP/NCAR 再解析データである。1 日 4 回の観測データから状態変数  $w_i$  を求め、日変化を除去してからモデルのタイムステップに時間内挿し、式 (1) から順圧大気の外力  $s_i$  を診断的に算出する。力学過程の計算精度は 1% 以下の誤差の範囲で表現されていることから、残差として得られた外力  $s_i$  の値は十分に意味のある値と考えられる。こうして得られた 50 年分の外力  $s_i$  のデータから、気候値  $\tilde{s}_i$  とアノマリ  $s'_i$  を計算する。このアノマリ  $s'_i$  を状態変数  $w_i$  で回帰することで、式 (2) のようにシステム行列  $A_{ij}$ ,  $B_{ij}$  を順次決定することができる。

## 2.2 アンサンブル予報

式 (2) のように外力  $s_i$  をパラメタライズした結果、モデルの長期的 (50 年) なバイアス (系統的誤差) は取り除かれたものの、このままではモデルによる短期的 (1ヶ月程度) なバイアスが生じることが考えられる。そこで本研究では、コントロールランに加えて、モデルバイアスを考慮した 7 パターンの予報の、計 8 メンバーによるアンサンブル予報を行った。

以下、モデルバイアスを考慮したアンサンブル予報について述べる。初期時刻から順圧 S-Model を 6 時間積分したときの予報値を  $w_{fi}$ 、そのときの真値 (本研究では解析値を代用) を  $w_{ai}$  とすると、予報値と真値の誤差  $\Delta w_i$  は、

$$\Delta w_i = w_{fi} - w_{ai} \quad (4)$$

と書ける。よって、解析サイクルあたりのモデル誤差  $\epsilon_i$  は、

$$\epsilon_i = \frac{\Delta w_i}{\Delta t} \quad (5)$$

となる。ここで  $\Delta t = 6$  時間である。この  $\epsilon_i$  は 50 年平均ではゼロとなるが、ひと月程度の平均はゼロにはならず、モデルバイアスとして予報精度を低下させることが問題である。そこで、モデルが算出する外力  $s_i$  から  $\epsilon_i$  を差し引くことによって、順圧 P-Model に対応するようなモデルバイアスの修正が可能となり予報精度の向上が期待される。したがって、各ステップごとに正確な  $\epsilon_i$  を手に入れることができれば、正確な予報が可能となる。しかし、正確な  $\epsilon_i$  を事前に知ることはできないため、本研究では初期値直前のある一定期間の平均値  $\bar{\epsilon}_i$  を計算し、それを各予報ステップにおいて差し引くことで、バイアス補正を行った。 $\bar{\epsilon}_i$  には、初期値直前の 10 日間、12 日間、14 日間、16 日間、18 日間、20 日間、22 日間の計 7 パターンの平均値を用いた。

## 3 結果

AOI の長期予測が可能であるかどうかを、式 (2) で外力をパラメタライズした順圧 S-Model を用いて調べた。解析対象としたのは、平成 18 年豪雪をもたらした 2005/06 年冬、および異常暖冬となった翌 2006/07 年冬である。AOI が大きく正 (負) に振れる約 1ヶ月前を初期値として順圧 S-Model を 60 日分走らせ、現実の AOI と比較して予測ができていたかどうかを検証した。また、モデルの初期値依存性を検証するために、初期値を 5 日間ずつずらし、数多くの予測実験を行った。

### 3.1 2005/06 年冬の予測実験

天候の概況として、2005/06 年冬は 12 月を中心に記録的な寒さとなり、新潟県津南町では 4m を超える積雪、また、太平洋側の名古屋市でも 20cm を超える積雪を記録するなど、各地でこれまでの記録を

次々と塗り替えた。前田ほか (2006) によると、12月の月平均気温は全国的に極端な低温となり、12月が全国で低温となったのは、1985年以来20年ぶりであった。寒気は東・西日本中心に入り、月平均気温平年偏差は東日本で $-2.7$ 、西日本で $-2.8$ で、1946年の地域平均の統計開始以来の低い記録を更新した(これまでの1位は東日本では1947年の $-2.6$ 、西日本では1967年の $-2.7$ )。また、北日本の平年差は $-1.9$ (9位タイ)、南西諸島は $-1.5$ (6位)となった。地点の記録では、福井、敦賀、鳥取、洲本、阿蘇山、室戸岬など全国29地点で観測開始からの12月平均気温の最低記録を更新した。雪のほうは、積雪を観測している全国339地点において、106地点で観測開始以来の12月の最深積雪の記録を更新した。

2005年12月を順圧高度場で見るとどうなるか。12月の月平均した順圧高度と偏差を見ると、北極域全体にわたっての高気圧偏差は見られないが、顕著な高気圧偏差の部分がロシア方面へと張り出し、極東から太平洋にかけては帯状の低気圧偏差となっている。また、シベリアからアリューシャン列島付近には順圧高度場が $-360$ mの閉じた等高度線で示された低気圧が見られた。これは顕著な寒冬だった1976/77年と同じ(図省略)であり、日本の北東海上で低気圧が発達しやすかったことを表している。そのため冬型の気圧配置が強まり、強い寒気が流入したと考えられる。

図1左は、2005年7月から2006年3月までの、順圧成分で定義したAOIの時間変化と、丸印で示した2005年10月1日00Zを初期値とした、順圧S-Modelによる60日予測の合成図である。順圧成分で定義されたAOIの実況は、AOIは11月に入った頃から負へと遷移し始めた。特に、11月上旬と中旬、そして12月上旬に大きなマイナスとなり、AOIが負の状態は12月の前半まで続いた。図中の細実線はAOIの実況、破線はコントロールラン、点線は初期値直前のモデルバイアスを考慮した摂動ラン、そして、太実線はアンサンブル平均を示している。これを見ると、どのメンバーとも、この先徐々にAOIが低下していく様子が予測できている。また、メンバー間のばらつきもそれほど大きくはなく、コントロールランおよび摂動ランともに負へと遷移していく予測であり、実況とよく合っている。なお、6日、11日、...と初期値を5日ずつずらしていったときの予測は、1日を初期値とした場合の予測と同様、AOIが負へと遷移していく様子をよくとらえていた。また、メンバー間のばらつきも小さかった(図省略)。

### 3.2 2006/07年冬の予測実験

天候の概況として、2005/06年冬とは対照的に、2006/07年は記録的な暖冬となり、日本海側の地方では北陸地方を中心に著しい雪不足となった。気象庁(2007)によると、冬型の気圧配置は一時的にしか現れず、全国的に気温が高く経過した。秋田、仙台(宮城県)、東京、名古屋(愛知県)、大阪、高松(香川県)、福岡など63の気象官署で、冬の平均気温の高い記録を更新した。各地域の気温(平年差)は、北日本: $+1.6$ 、東日本: $+1.7$ 、西日本: $+1.6$ 、南西諸島: $+1.2$ であり、特に東日本と西日本においては、地域平均の統計のある1946/47年の冬以降で最も高かった。記録的な大雪となった2005/06年冬とは対照的に、全国的に降雪はかなり少なく、冬の降雪量は、北陸地方で平年の9%となるなど、北日本、東日本、西日本日本海側の降雪量は地域平均の統計のある1961/62年以降で最も少なかった。

図1右は、2006年11月11日00Zを初期値としたときの予報である。順圧成分で定義されたAOIの実況をみると、11月頃から正へと遷移し始め、12月下旬~1月上旬にかけては大きなプラスとなった。メンバー間のばらつきは大きいものの、アンサンブル平均では12月~1月にかけてのAOIの変動をよく予測できていた。また、コントロールランでは実況とかけ離れた予測であるのに対し、アンサンブル予報ではバイアスがうまく補正されている点が注目すべき部分である。なお、2006/07年冬の予報実験は初期値をずらしても結果が大きく変わることはなく、どの予報とも実況に近い結果となった(図省略)。

## 4 まとめと考察

本研究では、気象予測におけるカオスの壁を回避する目的で、大気鉛直平均場を予測する順圧-S-Modelを構築し、予報実験を行った。このモデルの外力には、複雑な物理過程に加えて鉛直混合による乱流過程も含まれることから、その定式化は極めて困難となる。そこで、過去50年間の観測データから「逆問題」を解くことで外力の回帰式に現れるシステム行列を推定する手法を開発し、そのモデルの予報特性を検証した。予報対象は平成18年豪雪をもたらした2005/06年の冬と、翌年の異常暖冬となった2006/07年の冬の北極振動指数(AOI)である。なお、モデルによる短期的なバイアスを修正するため、初期値直前のある一定期間の平均誤差を用いた物理過程アンサンブル予報を行うことで、予報精度の向上を図った。

予報実験の結果、実況では2005/06年冬は11月後半からAOIが大きくマイナスに振れたが、AOIがマイナスに振れる約1ヶ月前を初期値とする予報の成績が充分によいことが分かる。このことはつまり、

AOIが約1ヶ月前から予測できていたことを意味する。モデルバイアスを考慮したアンサンブル予報はコントロールランよりもAOIの変化を正確に予測していることが多く、効果があるものと考えられる。2006/07年の暖冬についても、ほぼ同様の予報結果が得られた。現在の天気予報では、大気のカオス性などにより2週間を超える予測はできないとされるが、大気の高圧成分を予測することと、物理過程アンサンブル予報を組み合わせることで、2週間を超えて予測ができる可能性を示すことができた。

なお、今回は客観的な指標を用いて予報精度の検証をしていない。一般に、天気図などの予報精度の検証にはRMSE (Root Mean Square Error: 根号平均二乗誤差) やアノマリ相関が用いられるが、本研究ではAOIの長期予報をターゲットにしているためこれらの指標は適切とは言えず、予報精度の評価が主観的にならざるを得なかった。今後は客観的な指標となるものを導入することが必要であるが、AOは長期的な変動であるため、日々のAOIを細かく検証することよりも長期的なAOIの傾向をとらえることのほうが大切であると考えられる。今後の課題としては、新たな外力のパラメタリゼーション、およびアンサンブル予報の方法のさらなる開発が挙げられる。

## 参考文献

- 加藤真悟・田中博, 2007: 高圧大気大循環モデルによる北極振動指数の予測. 気象研究ノート, **216**, 241-252.
- 気象庁 平成 19 年報道発表資料, 2007 :  
<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/stat/tenko061202.pdf>
- 田中博, 2004: 高圧大気大循環モデルによる北極振動の数値実験およびその力学的考察. 気象研究ノート, **206**, 71-107.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 2005 年 12 月の日本の異常低温と大気大循環. 平成 18 年度季節予報研修テキスト, 74-86.
- Tanaka, H. L., 1991: A numerical simulation of amplification of low-frequency planetary waves and blocking formations by the upscale energy cascade. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2919-2935.
- Tanaka, H. L., 1998: Numerical simulation of a life-cycle of atmosphere blocking and the analysis of potential vorticity using a simple barotropic model. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **76**, 983-1008.
- Tanaka, H. L. and D. Nohara, 2001: A Study of Deterministic Predictability for the Barotropic Component of the Atmosphere. *Science Reports, Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, **22A**, 1-21.
- Tanaka, H.L., 2003: Analysis and modeling of the Arctic oscillation using a simple barotropic model with baroclinic eddy forcing. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1359-1379.
- Tanaka, H. L. and M. Matsueda, 2005: Arctic Oscillation analyzed as a singular eigenmode of the global atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 611-619.
- Thompson, D. W. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature field. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.

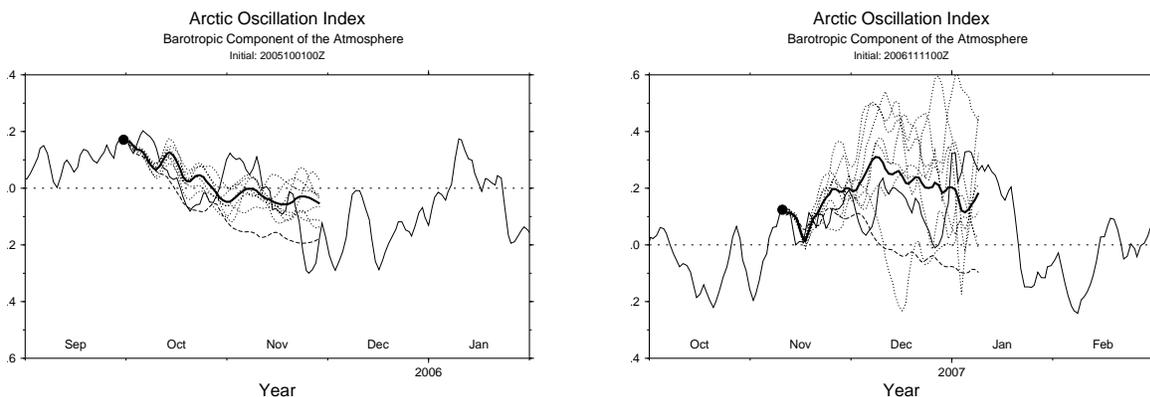


図 1: 左図: 2005 年 10 月 1 日 00Z を初期値とした AOI の 60 日アンサンブル予報 (太実線)。ただし、この AOI は大気の高圧成分で定義した値である。丸印は初期値、細実線は実況、破線はコントロールラン、点線は摂動ランを示す。右図: 2006 年 11 月 11 日 00Z を初期値とした同様の予報。