

地球温暖化予測のための気象シミュレーション

田中 博

筑波大学計算科学研究センター

(e-mail: tanaka@sakura.cc.tsukuba.ac.jp)

要旨： 気象モデルへの逆問題の応用

地球温暖化のための気象予測モデルは、気象庁が日々行なっている天気予報モデルと基本的には同じ大気大循環モデルと呼ばれるものである。この大気大循環モデルとは、自然界を支配する物理法則：運動方程式、熱力学方程式、質量保存則（連続の式）、理想気体の状態方程式などを連立させ、初期値問題として微分方程式を数値的に時間積分し、将来予測を行なうモデルのことである。数日先まで可能な限り精密に時間積分を行なうことで将来を予測し、日々の生活に役立てるのが天気予報モデルであり、100年先まで時間積分を行ない地球温暖化の予測を行なうのが地球温暖化予測モデルである。物理法則を表現した非線形連立微分方程式の部分は大気力学過程といい、熱力学方程式や運動方程式に外力として現れる部分を大気物理過程という。物理過程には太陽放射や雲などの放射過程、水蒸気の凝結に伴う潜熱放出、渦粘性に伴う摩擦効果、地表面や海面、植生との相互作用による熱と運動量のやりとり、人間活動に伴う発熱や二酸化炭素の増加などが含まれる。多種多様な物理過程が複雑にからみあい、時には互いのフィードバックにより北極海の海氷が激減・消滅するなどの影響をもたらすことが報告されている。大気大循環モデルの力学過程は、誤差1%以下の精度で表現可能であるが、物理過程には場合によって20%ほどの誤差が発生し、これが大気のカオス性と連動して予報精度を落とす原因となっている。非線形流体としての大気が内在するカオス性により、積雲対流の決定論的な予測は数時間先までで、それ以上先の正確な予測は不可能である。しかし、この部分を平均化し、乱流統計により表現した大気大循環モデルでは、温帯低気圧の発達・消滅を決定論的に約1週間先まで予測でき、その先は予測不能となる。一方、地球規模の波動であるプラネタリー波の予測限界は約2週間先とされる。このように、細かい現象は平滑化し、より大きな空間スケールの現象を対象に選ぶと、予測限界が伸びるという性質が大気には存在する。そこで本研究では、大気の3次元空間の各点すべてを予測するのではなく、大気の鉛直平均成分を予測することで予測限界を延長する順圧大気大循環モデルを構築し、試験的な予測実験を試みた。このモデルでは、もとより誤差を大量に含む物理過程や乱流過程を、過去50年間に蓄積された観測データから「逆問題」を解くことで可能な限り精度良く定式化する試みがなされている。このモデルを用いた予測実験の結果、地球規模で異常気象をもたらす「北極振動」と呼ばれる現象を、ひと月前から予測できるという可能性が示唆された。

1 はじめに

北極振動 (Arctic Oscillation; AO) とは、冬季北半球の循環で卓越する変動パターンであり、Thompson and Wallace (1998、以下 TW98) が初めてこの言葉を使い、研究者の間で注目されるようになった。TW98 は北緯 20 度以北の北半球域で冬季 (11 月 ~ 4 月) の月平均海面気圧偏差場の主成分分析 (EOF 解析) を行い、最も卓越するモード (第 1 モード) を抽出し、それをその形状から AO と名付けた。AO は北極域の気圧偏差が負のとき、中緯度の海上を中心に正偏差となる変動で、この偏差パターンを「AO プラス」と定義する。AO がプラスのとき (図 1 左) は極域と中緯度の間の気圧差が大きく、上空のジェット気流が強まった状態になる。このとき、ヨーロッパでは偏西風の強化により温和で雨が多くなりやすい。また、日本付近には寒気が流れ込みにくくなり、日本では暖冬傾向となる。逆に AO がマイナスのとき (図 1 右) には、極域と中緯度の間の気圧差が小さくなり、上空のジェット気流は弱まる。つまり、偏西風が大きく蛇行した状態となり、ヨーロッパでは晴天が続く。また、日本付近には寒気が流れ込みやすくなり、日本では寒冬傾向となる。

図 2 は 1950 年から 2007 年までの北極振動指数 (以下、AOI) の時系列で、365 日移動平均したものである。ただし、その値は後述する大気の順圧成分で求めている。この時系列によると、1976/77 年に正から負への急変がみられ、その後約 10 年間負の傾向を示した後、1988/89 年に急激に正の値にシフトしたことがわかる。1976/77 年冬は 1 月 ~ 2 月を中心に厳しい寒さに見舞われ、1988/89 年冬は 1 月 ~ 2 月を中心に著しい高温となった。これらの年と AOI との対応はよく、寒冬年には AOI が大きく負に振れ、逆に暖冬年には大きく正に振れるという特徴がみられた。1976/77 年と 1988/89 年の急変は気候シフトと呼ばれるもので、アリューシャン低気圧の強弱や、北極海の海氷、北極圏の永久凍土などからその気候シフトに関連する現象を確認することができる。1989 年以降は指数の値は正から徐々に負の値へと減少する傾向を読み取ることができる。

図 3 は 1988 年から 2007 年までの AOI の時系列で、90 日移動平均したものである。1988/89 年の気候シフトに対応して、この年の冬季に AOI が大きな正の値を示し、その後も毎年冬季において正のピークが現れている。この時期には日本の冬季は毎年のように暖冬となった。しかし、1993 年に久しぶりに負の値が現れてからは、徐々に負の値が続出するようになり、2001 年、2003 年、2004 年は寒冬となった。そして、2005/06 年の冬は、12 月を中心に記録的な低温と大雪に見舞われ、全国各地でこれまでの記録を塗り替えるなど、社会的にも大きな影響が及んだ。これに対し、2006/07 年の冬は一転、全国的に記録的な暖冬となり、その影響は日本だけでなくアメリカやヨーロッパにも及んだ。なお、2005/06 年冬の AOI 負、2006/07 年冬の AOI 正の振幅は、他の寒冬年/暖冬年に比べて小さくなっているが、これは AO 負/正が一冬を通して続かなかつたことによる。

中期予報は、非線形流動体のカオスの壁によって妨げられ、数値予報が発達した現代においても 2 週間を超えて予測することは不可能とされている。しかし、大

気の変動成分のうち、プラネタリー波のような動きがゆっくりでほぼ定常に近い成分だけを取り出したときの予報は、総観規模もしくはそれより小さい波動を含むときよりも予報精度がよくなる。AOは長周期変動であるため、その予報をすることは非常に有益で価値があるものと考えられる。

Tanaka (1991) は、鉛直構造関数と水平構造関数を基底にとった3次元スペクトルプリミティブ方程式で構成される新しい順圧大気大循環モデルを開発した。このモデルは、大気の順圧成分(つまり鉛直平均場)を予測するものであり、このモデルの順圧成分は鉛直構造関数 G_0 を導入することで、次の鉛直変換の式により定義される。

$$(u, v, \phi')_0^\top = \frac{1}{p_s} \int_0^{p_s} (u, v, \phi')^\top G_0 dp \quad (1)$$

ここで、 u, v は風速を表し、 ϕ' はジオポテンシャルの全球平均量からの偏差量を表す。順圧モードの鉛直構造関数 G_0 は鉛直方向においてほぼ一定であり、プリミティブ方程式系の鉛直平均と等しい。この順圧大気大循環モデルは、外部強制項の正確な見積もりが非常に難しいため、外部強制項のパラメタリゼーションがカギとなる。Tanaka (1998) では、外部強制項として、地形、傾圧不安定、粘性摩擦、地表摩擦を定式化してブロッキングの数値実験などを行い、観測されるようなブロッキングのライフサイクルの再現に成功している。このモデルはブロッキング用に作られたので、その頭文字をとって順圧 B-Model と呼ばれる。しかし、このパラメタリゼーションは基本的には外力の線形近似であり、観測値から得られた現実の外力に対しては完璧とはいえなかった。

そこで、Tanaka and Nohara (2001) では、モデルの最適外力を過去の観測値から線形回帰により統計的に求める方法を開発した。外力を統計的 (statistically) に求めているため、このモデルは順圧 S-Model と呼ばれる。詳細については Tanaka and Nohara (2001) に書かれているが、現実大気の順圧成分の予報を行った結果、長周期変動の力学的解明に充分使える順圧大気大循環モデルであるということが示された。また、Tanaka and Nohara (2001) では、外力を観測値から診断的に求めて構築した擬似パーフェクトモデル(順圧 P-Model)が、初期値から100日以上も現実大気と同じ時間発展をすることを示した。つまり、このモデルのカオス性は低く、外力をより精度よくパラメタライズすることができれば、順圧 S-Model の予報能力が向上することを示唆している。

AOは順圧的な構造を持っており、しかも長周期におよぶ変動であるため、大気の順圧成分を予測することは有意義であると考えられる。また、前述したように、AOは冬季における北半球の天候と密接に関係しており、日本においても冬季AOIと冬季の天候との関係はよい。したがって、冬季AOIの予測をすることは、その冬の天候の傾向を知る一つの手がかりとして重要である。

そこで本研究では、日本において顕著な寒冬(暖冬)となった年を対象とし、順圧大気大循環モデルを用いて、その冬のAOIの長期予測が可能であったかどうかを検証した。また、現在は1つの初期値からではなく、複数の初期値から複数の予

測を行い、その平均をとることで予報精度の向上を図る「アンサンブル予報」が主流となっている。順圧大気大循環モデルでは、初期値に誤差を与えてもその時間成長は非常に遅い (Tanaka and Nohara 2001) ことから、従来のような初期値に誤差を与える方法は好ましくない。そこで本研究では、パラメタライズされた外力の誤差を見積もり、その誤差を少しずつ変えていく、従来とは違った Stochastic Physics (確率的物理過程) を応用したアンサンブル予報を行った。

2 基礎方程式系

本研究で用いたモデルは、3次元スペクトル展開したプリミティブ方程式系を鉛直波数0のみで閉じた順圧大気大循環モデルである。ここではその基となる方程式系について述べるが、エッセンスのみに留めることにして、詳細は田中 (2004) などを参照していただきたい。

経度、緯度、気圧、時間を (λ, θ, p, t) とすると、気圧座標系で書かれたプリミティブ方程式は以下のベクトル方程式で表せる。

$$\mathbf{M} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \mathbf{L} \mathbf{U} = \mathbf{N} + \mathbf{F} \quad (2)$$

ここで、 $\mathbf{U} = (u, v, \phi)^\top$ は大気の状態変数で、 u, v は風速の東西、南北成分、 ϕ はジオポテンシャルの各等圧面全球平均からの偏差で定義される。左辺の \mathbf{M} と \mathbf{L} は鉛直方向と水平方向の微分オペレータ、右辺の \mathbf{N} は非線形項、 \mathbf{F} は外部強制項であり、式の詳細は田中 (2004) を参照されたい。

式(2)とスペクトルモデルの基底関数である3次元ノーマルモード関数 $\Pi_{nlm}(\lambda, \theta, p)$ の内積をとる。

$$\left\langle \mathbf{M} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \mathbf{L} \mathbf{U} - \mathbf{N} - \mathbf{F}, \mathbf{Y}_m^{-1} \Pi_{nlm} \right\rangle = 0 \quad (3)$$

ここで、 \mathbf{Y}_m は方程式を無次元化する次元行列である。この内積により方程式の空間依存は消えて方程式は時間のみの関数となり、最終的に以下の連立常微分方程式で表されるプリミティブ方程式系の3次元スペクトルモデルが導かれる。

$$\frac{dw_i}{d\tau} + i\sigma_i w_i = -i \sum_{j=1} \sum_{k=1} r_{ijk} w_j w_k + f_i \quad (4)$$

$$i = 1, 2, 3, \dots$$

ここで、 w_{nlm} は大気状態変数のスペクトル展開係数、 τ は無次元時間、 σ_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 (4) 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。物理過程としての外力 f_i の定式化は容易ではないが、 f_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。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。

3 解析方法

3.1 大気の順圧成分の抽出

本研究で用いた順圧 S-Model は、大気の順圧成分のみを取り出したモデルである。式 (1) のような鉛直変換のあとで、フーリエ変換とハフ変換を施すことで、展開係数 w_i が求められる。式 (4) を鉛直波数 $m = 0$ のみで方程式系を閉じると、次元が大幅に縮小される。

$$\frac{dw_i}{d\tau} + i\sigma_i w_i = -i \sum_{j=1}^K \sum_{k=1}^K r_{ijk} w_j w_k + s_i \quad (5)$$

$$i = 1, 2, 3, \dots, \quad (m = 0)$$

ここで、 K はモデルにおける全波数を意味する。本研究では、切断波数を東西、南北ともに 20 の菱形切断とした。式 (5) における外力の順圧成分 f_i のほかに順圧傾圧相互作用の項 g_i が新たに加わってくるが、本研究では $s_i = f_i + g_i$ を順圧大気の外力と呼ぶことにする。

3.2 順圧 S-Model

ここでは、順圧 S-Model について述べる。順圧 S-Model では、外力 s_i を、従属変数 w_i と時間 τ 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。はじめに述べたように、スペクトルモデル方程式の力学系に関しては 1% 程度の精度があるが、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。

そこで、過去 50 年間の観測データ w_i から式 (5) 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ことが Tanaka and Nohara (2001) により示されている。

まず、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。

$$s_i = \tilde{s}_i + \mathbf{A}_{ij} w_j + \mathbf{B}_{ij} w_j^* + \epsilon_i \quad (6)$$

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 ϵ_i のノルムを最小化するように、未知のシステム行列 A_{ij} , 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。

$$\begin{pmatrix} A_R + B_R & -A_I + B_I \\ A_I + B_I & A_R - B_R \end{pmatrix} = \overline{\begin{pmatrix} s'_R \\ s'_I \end{pmatrix}} \begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}^\top \overline{\begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}} \begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}^\top{}^{-1} \quad (7)$$

ここで、 $\overline{(\)}$ は時間平均、 s'_i は s_i のアノマリー、 $(\)^\top$ は転置行列、 $(\)^{-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 ϵ_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 (5) 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 の値は充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 (6) 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。

3.3 アンサンブル予報

式 (6) 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 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 Δw_i は、

$$\Delta w_i = w_{fi} - w_{ai} \quad (8)$$

と書ける。よって、解析サイクルあたりのモデル誤差 ϵ_i は、

$$\epsilon_i = \frac{\Delta w_i}{\Delta t} \quad (9)$$

となる。なお、本研究では $\Delta t = 6$ 時間である。この ϵ_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 ϵ_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。つまり、 $s'_i = s_i - \epsilon_i$ とすると、この s'_i はバイアス修正後の外力を表し、これを使って時間積分を行うことにより、モデルバイアスを考慮した予報値 w'_{fi} を求めることができる。したがって、各ステップごとに正確な ϵ_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 ϵ_i を事前には知ることができないため、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。

4 結果

AOI の長期予測が可能であるかどうかを、式 (6) 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。

4.1 2005/06 年冬の予測実験

4.1.1 天候の概況

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。図 4 は、12 月の月平均した順圧高度と偏差の図である。これを見ると、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。

4.1.2 予報実験

図 5 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)。

4.2 2006/07 年冬の予測実験

4.2.1 天候の概況

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。

4.2.2 予報実験

図6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)。

5 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、大気鉛直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、AOI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

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>

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.

加藤真悟・田中博, 2007: 順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.

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.

田中博, 2004: 順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.

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.

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.

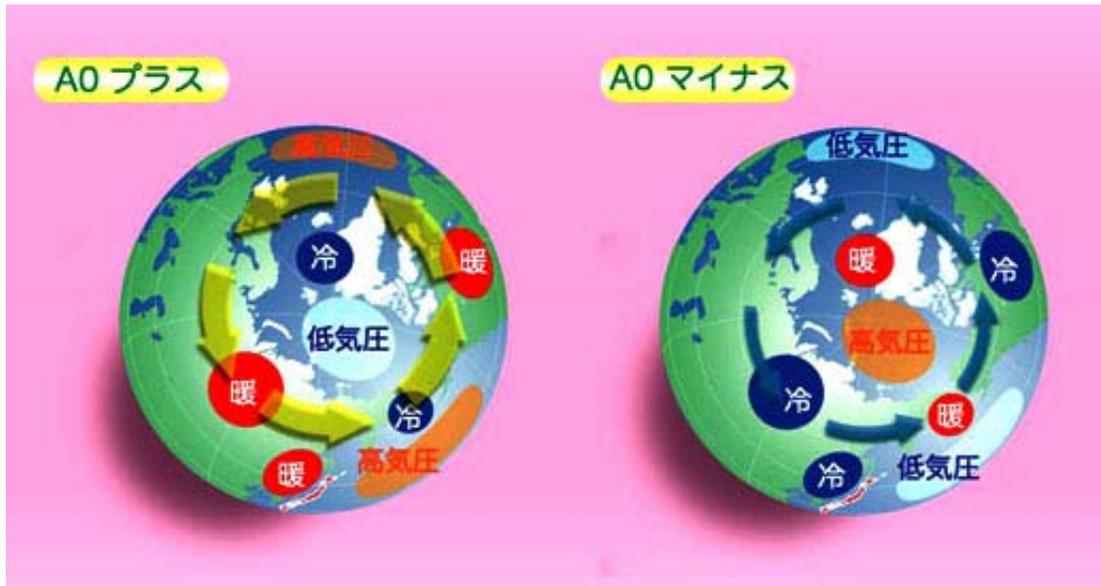


図 1: AO がプラスの時とマイナスの時の偏西風ジェット気流 (矢印) と各地の気温偏差 (暖冷) および気圧偏差 (高低) の分布図

(<http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jp/report/2004/jan/tanaka.html> より)

Arctic Oscillation Index (365-day mean)

Barotropic Component of the Atmosphere

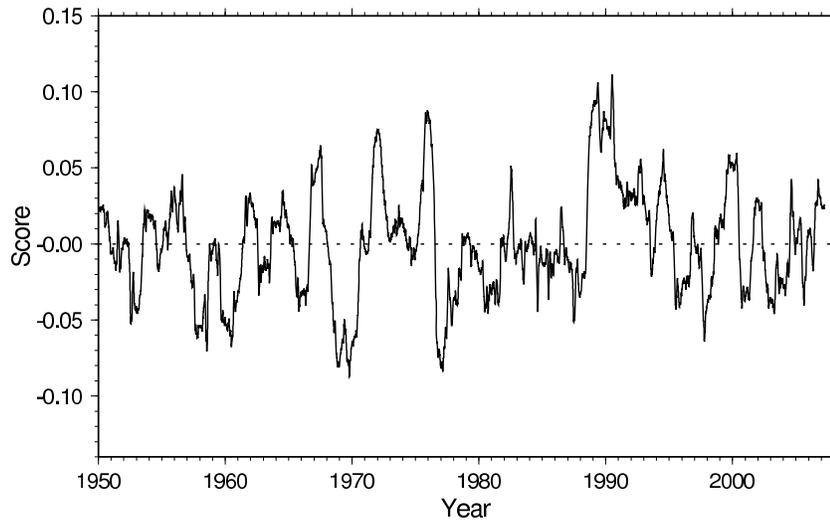


図 2: 1950 年から 2007 年までの北極振動指数 (AOI) の時系列で、365 日移動平均を施したものの。ただし、この AOI は大気の順圧成分で定義した値である。

Arctic Oscillation Index (90-day mean)

Barotropic Component of the Atmosphere

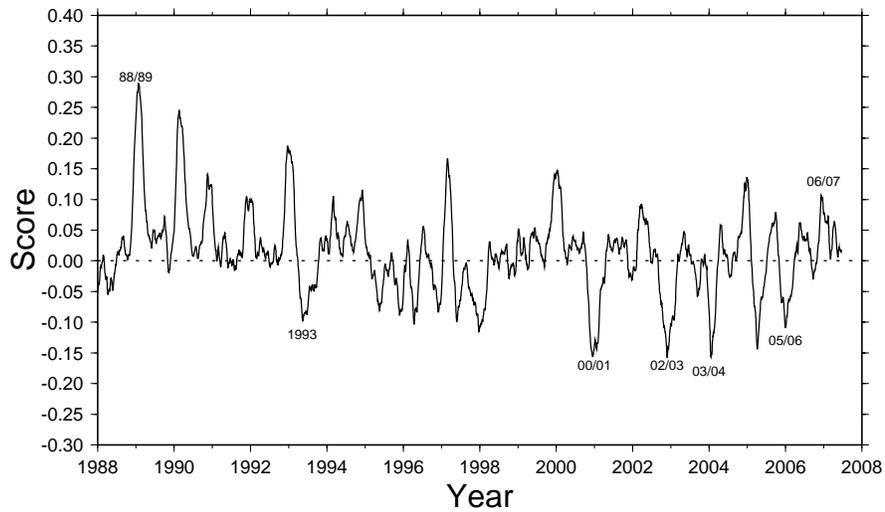


図 3: 1988 年から 2007 年までの北極振動指数 (AOI) の時系列で、90 日移動平均を施したものの。ただし、この AOI は大気の順圧成分で定義した値である。

Barotropic Height and Anomaly

December, 2005

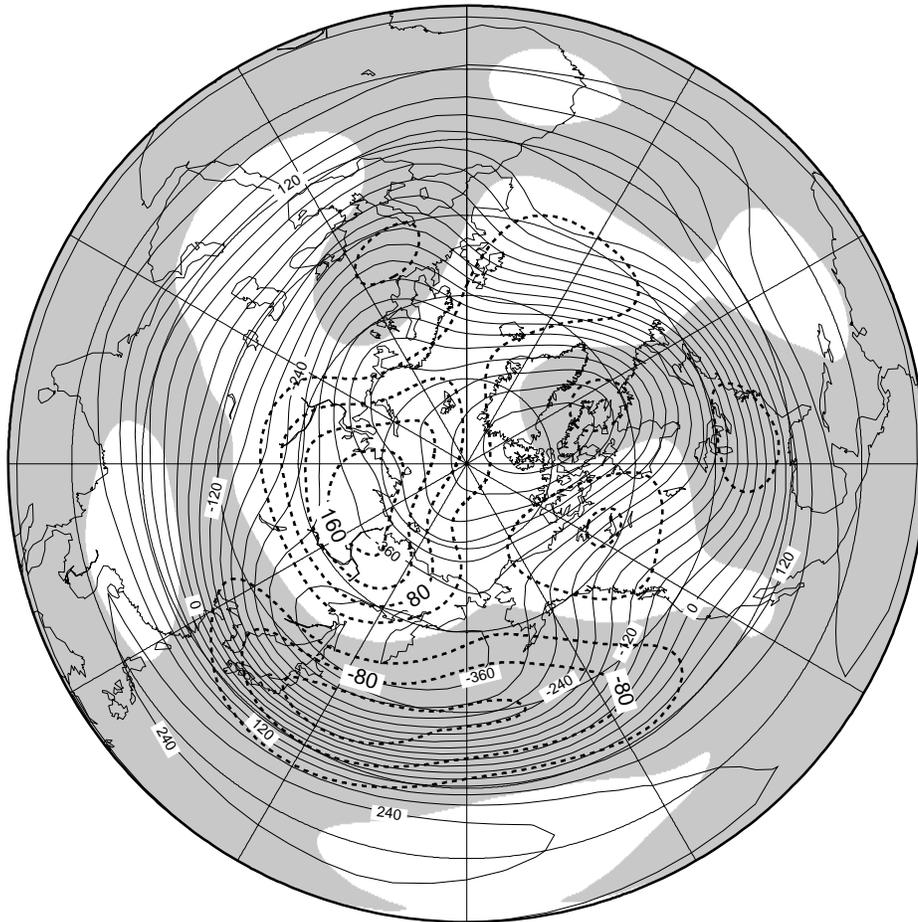


図 4: 2005 年 12 月の順圧高度 (実線) と偏差 (破線)。等値線間隔はともに 40 m で、負偏差に影。

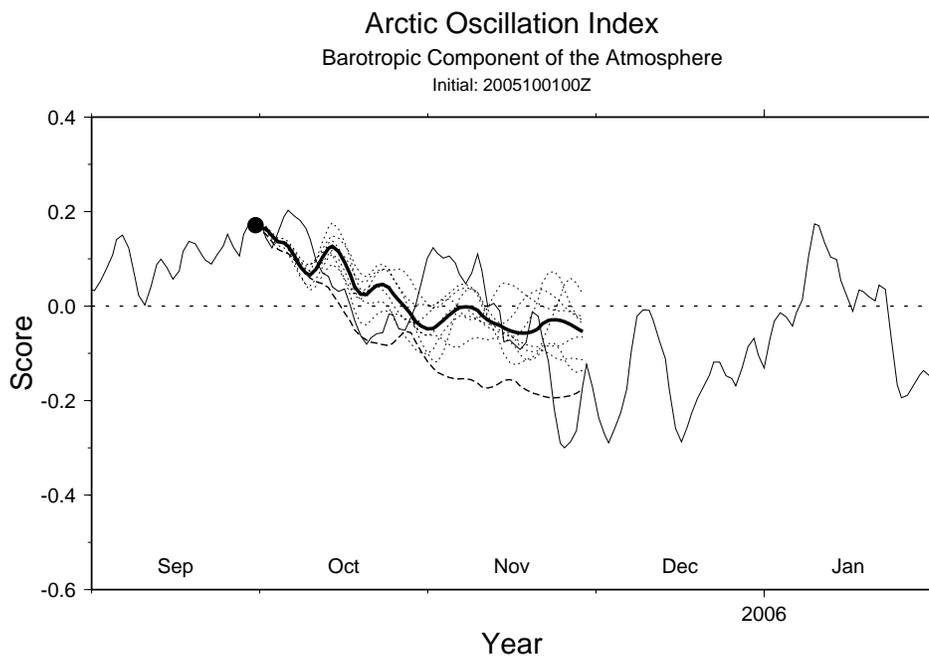


図 5: 2005 年 10 月 1 日 00Z を初期値とした AOI の 60 日予報 (太実線)。ただし、この AOI は大気 の 順 圧 成 分 で 定 義 し た 値 で 有 る 。 丸 印 は 初 期 値 、 細 実 線 は 実 況 、 破 線 は コ ン ト ロ ー ル ラ ン 、 点 線 は 摂 動 ラ ン を 示 す 。

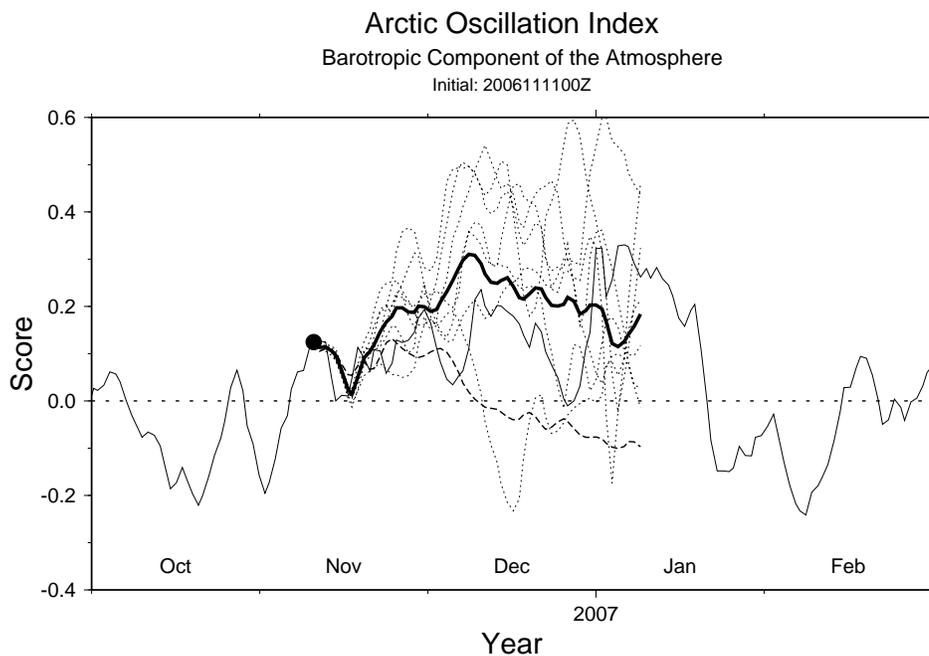


図 6: 2006 年 11 月 11 日 00Z を初期値とした AOI の 60 日予報 (太実線)。ただし、この AOI は大気 の 順 圧 成 分 で 定 義 し た 値 で 有 る 。 丸 印 は 初 期 値 、 細 実 線 は 実 況 、 破 線 は コ ン ト ロ ー ル ラ ン 、 点 線 は 摂 動 ラ ン を 示 す 。