

2003/04 年夏のオホーツク海高気圧の 1 か月予報

前田修平・佐藤均・伊藤明（気象庁気候情報課）

1. はじめに

気象庁地球環境・海洋部（2005）に詳しく述べられているように、2003 年夏には強いオホーツク海高気圧が持続したことが冷夏の主な要因となり、逆に 2004 年夏にはオホーツク海高気圧がほとんど出現しなかったことが暑夏の一因となった。ここでは、このように両年夏の日本の天候に大きな影響を与えたオホーツク海高気圧の予測に着目して、気象庁の数値 1 か月予報を検証結果を報告する。加えて、オホーツク海高気圧の予測の不確実性の時間発展のメカニズムについて議論する。

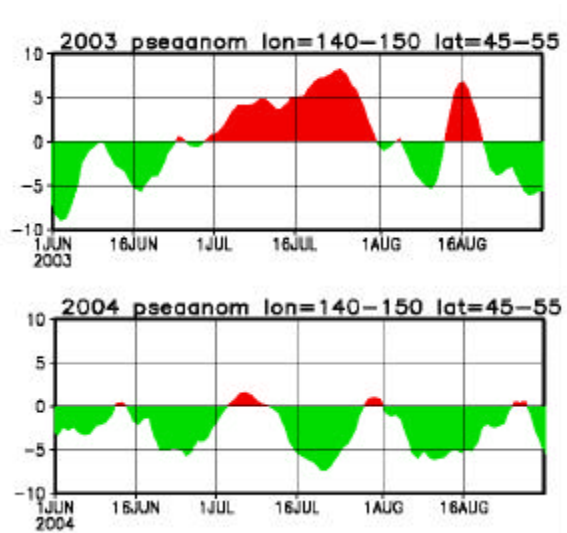
検証に使用した全球解析データは、特に断らない限り NCEP/NCAR の再解析データ（Kalnay et al., 1996）とそれに引き続く気候監視用解析データである。1979～2000 年の 22 年平均値を平年値とした。

2003/04 年の夏時点での現業数値 1 か月予報の仕様は以下のとおりである。数値予報モデルは気象庁の全球スペクトルモデル（T106V0305）で、アンサンブル手法は BGM 法と LAF 法の併用、アンサンブル数は毎週水曜日と木曜日の 12UTC を初期値とする各々 13 個、合計 26 個である。下部境界条件として与える海面水温は、予報初期日の海面水温解析の平年偏差の持続である。数値予報結果の平年偏差を計算するための平年値は、数値予報モデルの精度評価等のために行った毎月末を初期値とする 1984～1993 年の 10 年分の 5 メンバーの予報実験（ハインドキャスト）の合計 50 個の予報値の平均値を用いた。

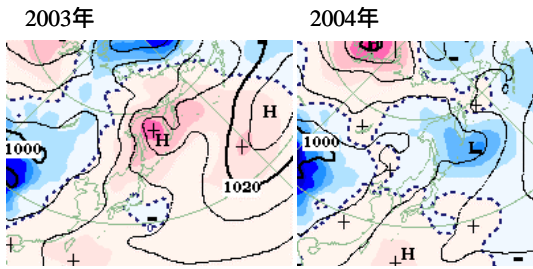
2. オホーツク海高気圧の予測

ここではオホーツク海高気圧の予測について、オホーツク海付近の東経 140～150 度、北緯 45～55 度の領域で平均した海面気圧平年偏差で

定義したオホーツク海高気圧の動向をあらわす指数（OHI と略す）を主に用いて述べる。まず、両年夏に観測された OHI の時系列図を第 1 図に示す。期間は 6 月 1 日～8 月 31 日で 7 日移動平均である。2003 年は 7 月をとおして OHI の正偏差の状態が続き、8 月中旬にも正偏差の時期がある。ピークは 7 月下旬である。OHI は気象庁地球環境・海洋部（2005）で詳しく述べられたオホーツク海高気圧の動向をよくあらわしていることがわかる。2004 年は OHI が正偏差になることはほとんどなく、6 月下旬、7 月中旬、8 月中旬を中心に大きな負偏差となった。参考のため、両年ともに OHI の偏差の絶対値が大きくなった 7 月の月平均海面気圧を第 2 図に示す。OHI と対応して、2003 年にはオホーツク海高気圧が明瞭で、逆に 2004 年にはオホーツク海付近には低気圧が解析されている。



第 1 図 オホーツク海付近の東経 140～150 度、北緯 45～55 度の領域で平均した海面気圧平年偏差（OHI）7 日移動平均で、上：2003 年 6 月 1 日～8 月 31 日、下：2004 年 6 月 1 日～8 月 31 日。

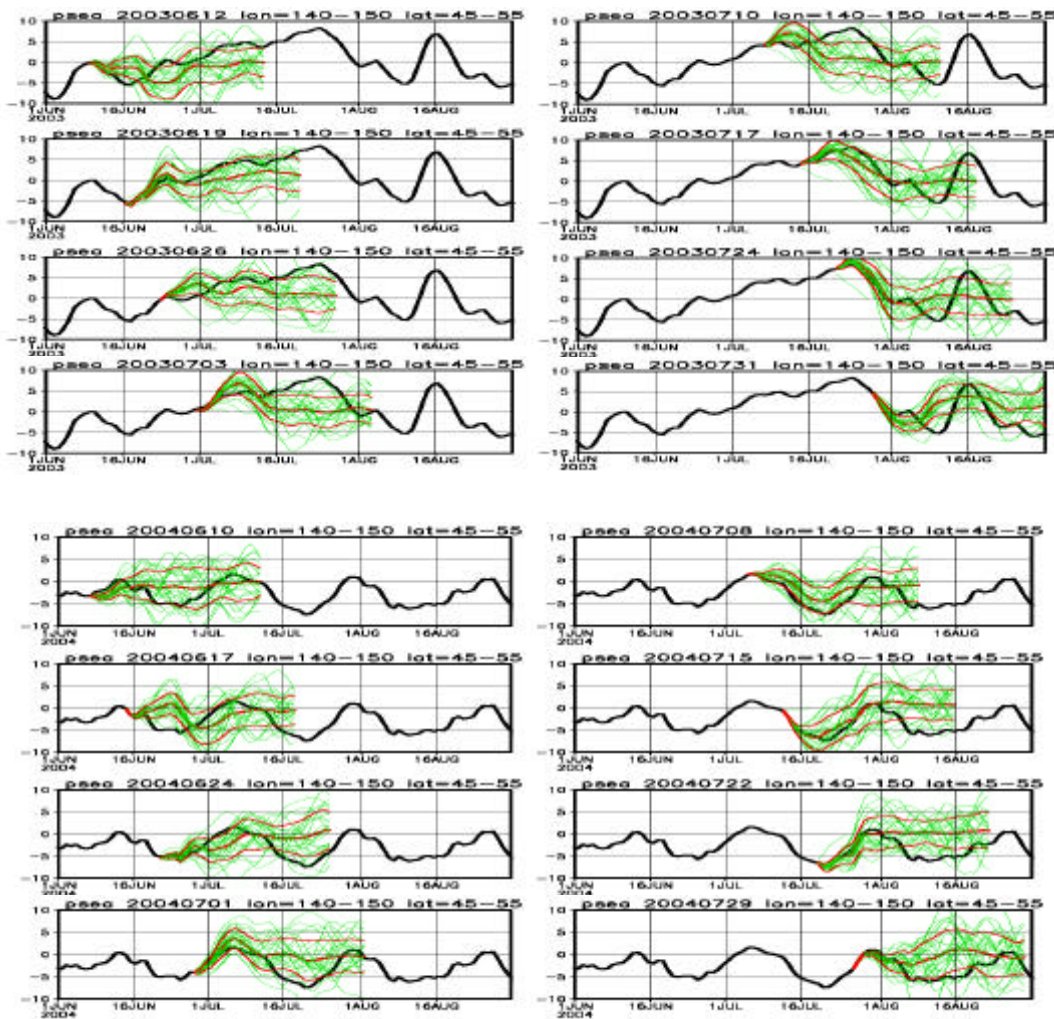


第2図 7月の海面気圧
左: 2003年、右: 2004年、等値線間隔は4hPa。

第1図で示した両年のオホーツク海高気圧の動向が、現業数値1か月予報でどの程度の精度で予測されていたのだろうか。まず、各々の予報事例の時系列を示そう。第3図は両年の7日移動平均 OHI とその予測である。各事例に共通する特徴は以下のとおりである。

予報2週目(予報9~15日目)まではある程度予測できている。

予報2週目を超えると実況がどうであろうとアンサンブル平均は0近くで変動する。



第3図 7日移動平均 OHI の予測

上8枚: 2003年6月12日~7月31日初期値の8回の1か月予報。

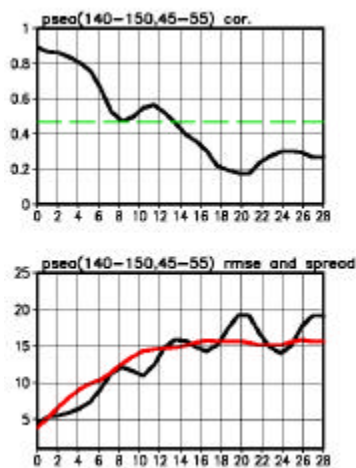
下8枚: 2004年6月10日~7月29日初期値の8回の1か月予報。

太実線: 観測、中実線: アンサンブル平均とアンサンブル平均±スプレッド、細実線: 各メンバー。縦軸の単位はhPa。データは7日移動平均の真中の日付にプロットしてある。

予報後半においても実況の OHI はアンサンプルメンバー間のばらつきの範囲内にある。

これらのことを、両年で集計した予報スコアで示す。アンサンプル平均予報と実況との相関係数（第 4 図上）は予報時間とともに低下し、予報 14～20 日目の 7 日平均の段階で両者の相関は有意（危険率 5%）でなくなる。また、アンサンプル平均予報の平均二乗誤差（第 4 図下）は予報時間とともに増加し、予報 12～18 日目頃には飽和する。

第 4 図下にはアンサンプルメンバー間の分散（スプレッドの二乗）の平均にアンサンプル数 m ($=26$) を用いて $(m+1)/(m-1)$ 倍した量も示す。この量がアンサンプル平均予報の平均二乗誤差と同程度であればスプレッドの大きさが適切であるといえる（高野, 2002）。図を見ると、OHI の予測に関しては適切な大きさのスプレッドが得られていることがわかる。誤差と同様にスプレッドも予報 12～18 日目頃には飽和しており、この時点で平均的には大気の初期値問題に基づく第 1 種予測可能性の限界に達しているように見える。



第 4 図 7 日移動平均 OHI の予測精度とスプレッド
2003 年 6 月 5 日～7 月 31 日初期値と 2004 年 6 月 3 日～7 月 29 日初期値の 18 回の 1 か月予報で集計。
上：アンサンプル平均と観測との相関係数。
下：アンサンプル平均と観測との二乗誤差の平均(黒線)と $(m+1)/(m-1) \times$ スプレッドの二乗平均(灰色線)。 m はアンサンプルサイズ($=26$)。
縦軸の単位は hPa^2 。横軸の数字は予報のリードタイムで 0 は、予報 0～6 日の 7 日平均。

3. オホーツク海高気圧予測の不確実性の起源

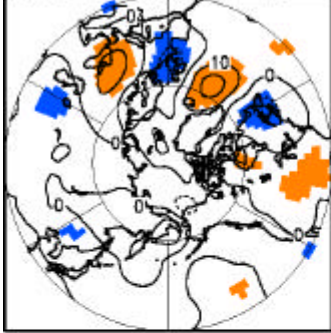
2. で述べたようなオホーツク海高気圧の予測の不確実性が大きくなる過程を、OHI の偏差が顕著に大きかった両年 7 月を対象とする予測事例に基づき述べる。

第 5 図は、2003 年 7 月 3 日を初期値とする各メンバーの予報 12～18 日目の 7 日平均 OHI と北半球 500hPa 高度場とのラグ回帰である。この図により、OHI のばらつきが北半球の大気循環とどのように関連して発達したかを示す。予報 12～18 日目の OHI のばらつきに対応して、予報 0～6 日目には大西洋に波列状の偏差パターンが見られる。予報 3～9 日目には大西洋の波列の位相は 3 日前と変化せず振幅の大きな領域が下流に移動する。予報 6～12 日目には大西洋の波列は崩れるが、その波列に関連するカスピ海の北の正偏差からシベリア北部に沿った新たな波列が見られるようになり、予報 9～12 日目にその波列の位相は 3 日前とは変化せず振幅の大きな領域が下流に移動し、最後にオホーツク海の北での高度のばらつきが大きくなる。一方、2004 年 7 月 1 日初期値の例では、予報 3～9 日目まではスペインの南西の大西洋の正偏差とヨーロッパの負偏差があり、予報 6～12 日目にそのヨーロッパの負偏差から、2003 年の例と同様に北シベリアに沿った波列が形成され、その後オホーツク海北を中心とする高度のばらつきが大きくなる。両事例ともに、シベリア北部の波列がオホーツク海での予測のばらつきに深く関係していることがわかる。

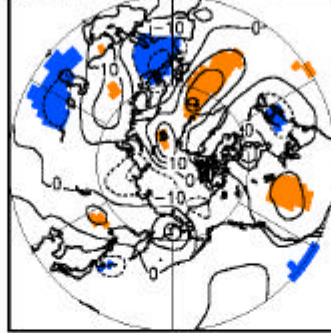
Nakamura and Fukamachi (2004) は、オホーツク海高気圧の形成過程を詳しく調べ、シベリア北部の波列 すなわち、寒帯前線ジェットに沿って伝播する定常ロスビー波束 が、7 月のオホーツク海高気圧の形成に重要な役割を果たすことを示した。彼らの結果と、ここで挙げたオホーツク海高気圧の不確実性の時間発展はよく似ている。このことは、初期値に含まれる小さな誤差がオホーツク海高気圧の形成と同じ過程を経て成長し、

z500 spread regressed on psea(140-150 45-55)

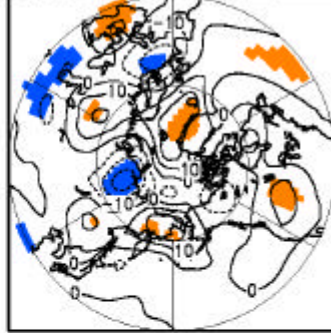
2003 07 03 t=12-18 lag=-12



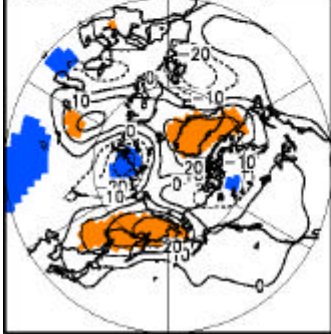
2003 07 03 t=12-18 lag=-9



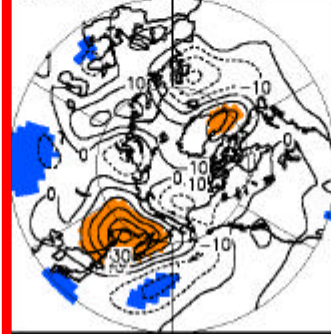
2003 07 03 t=12-18 lag=-6



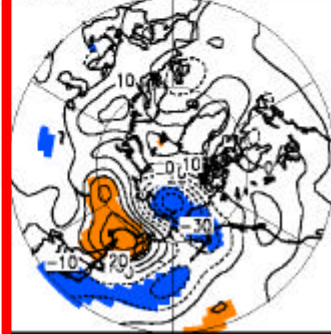
2003 07 03 t=12-18 lag=-3



2003 07 03 t=12-18 lag=0

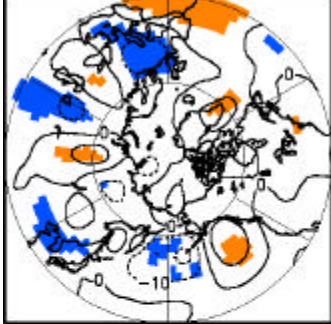


2003 07 03 t=12-18 lag=3

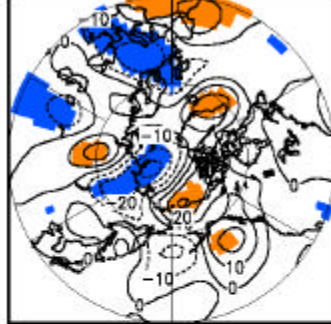


z500 spread regressed on psea(140-150 45-55)

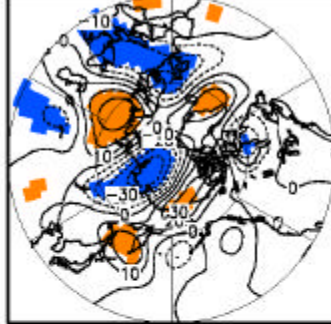
2004 07 01 t=12-18 lag=-12



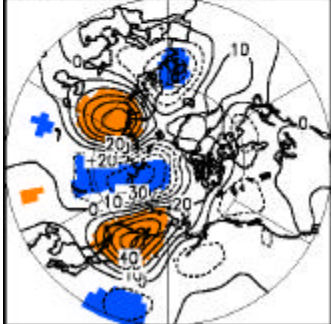
2004 07 01 t=12-18 lag=-9



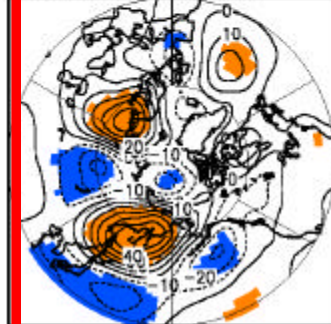
2004 07 01 t=12-18 lag=-6



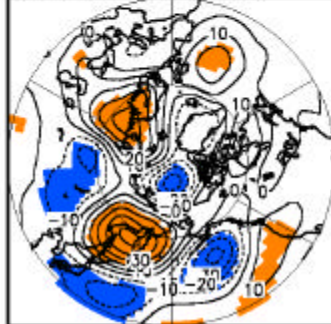
2004 07 01 t=12-18 lag=-3



2004 07 01 t=12-18 lag=0



2004 07 01 t=12-18 lag=3



第 5 図 各メンバーの予報 12~18 日目の 7 日平均 OHI にラグ回帰した 7 日平均 500hPa 高度

上 6 枚 : 2003 年 7 月 3 日初期値、下 6 枚 : 2004 年 7 月 1 日初期値。それぞれ左上から右へ-12 日ラグ(予報 0~6 日)、-9 日ラグ(予報 3~9 日)、-6 日ラグ(予報 6~12 日)、左下から右へ-3 日ラグ(予報 9~12 日)、0 日ラグ(予報 12~18 日)、3 日ラグ(予報 15~21 日)。等値線間隔は 10m で相関が 5% の危険率で有意な領域に影を付けた。正が薄い陰で、負が濃い影。

予報 2 週目を超える頃には観測と同じ程度の強さの偽のオホーツク海高気圧にまでなりうる、ということを示している。言い換えれば、1 か月予報の後半におけるオホーツク海高気圧の予測は、数値予報モデルがたとえ完璧になったとしても、オホーツク海高気圧の成り立ちに起因する本質的な難しさを抱えている、ということである。

4. まとめと議論

本報告では、2003 年と 2004 年の日本の夏の天候に大きな影響を与えたオホーツク海高気圧の 1 か月予報を、主にオホーツク海付近で平均した 7 日移動平均海面気圧偏差で定義した指数(OHI)を用いて検証した。結果は以下のとおり。

OHI のアンサンブル平均予報と実況との相関係数は予報時間とともに低下し、予報 14~20 日目の 7 日平均の段階で両者の相関は有意(危険率 5%)でなくなる。

アンサンブル平均予報の誤差で評価すると、アンサンブルメンバー間のばらつき、すなわちスプレッドは適切な大きさである。

初期値に含まれる小さな誤差がオホーツク海高気圧の形成と同じ過程を経て成長し、予報 2 週目を超える頃には観測と同じ程度の強さの偽のオホーツク海高気圧にまでなりうる。

は、3. でも述べたとおり、1 か月予報の後半におけるオホーツク海高気圧の予測は、オホーツク海高気圧の成り立ちに起因する本質的な難しさを抱えている、ということの意味している。しかし、それが予測の改善がまったく望めない、ということの意味しているわけではない。オホーツク海高気圧の形成には、3. で述べたシベリア北部に沿ったロスビー波束の伝播のみではなく、冷たいオホーツク海とその北と西の温かい大陸という特殊な地表面状態のもとにおける大気境界層過程が重要な役割を果たす。実際、数値予報モデルへの層積雲スキームの導入等により、オホーツク海付近の海面気圧の系統的な誤差が小さくなったという報告もある。数値予報モデルの大気境界層

スキームには改善の余地が多く残されているし、境界層内の鉛直解像度も十分ではない。シベリア北部に沿ったロスビー波束の伝播に関しても、その伝播特性を決める寒帯前線ジェットの予測に系統的な誤差がある。この先の数値予報モデルの改良により、不確実性の予測も含めたオホーツク海高気圧の予測精度が向上することは十分に期待される。初期値の改良も同様である。

ここでは示さなかったが、月平均の時間スケール(予報 2~29 日目の 28 日平均場)では、アンサンブル平均と実況との相関係数は 0.77 と統計的に有意であった。また、第 4 図に示した 7 日平均場の予測精度は、予報時間とともに低下するが、予報 23~29 日目でも 0 にはならない。これらのことは、オホーツク海高気圧は、大気の内外部動的な性質が強いものの、海面水温や陸面状態などの大気にとっての外部強制に対する変動としての性質も持っているということを示唆している。季節予報などのより長い時間スケールの予測にとっては、このことが重要である。

謝 辞

今回の研究集会参加にあたり、京都大学防災研究所より旅費の補助を受けました。本集会開催の代表者である木本昌秀教授(東京大学気候システム研究センター)、向川均助教授(京都大学防災研究所)、余田成男教授(京都大学大学院理学研究科)に感謝いたします。

参考文献

- 気象庁地球環境・海洋部、2005：2003年、2004年の異常気象とその要因、平成17年度季節予報研修テキスト、75pp.
- 高野清治、2002：アンサンブル予報の利用技術、気象研究ノート、201号、73-103.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the blocking and the associated surface Okhotsk high, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 130, 1213-1233.