

1 1 か月予報システムの更新

1.1 1 か月アンサンブル予報システムの更新

1.1.1 1 か月アンサンブル予報システムの変更の概要¹

1 か月アンサンブル予報システム（以下、1 か月 EPS）は、1996 年 3 月の現業化以降、数値予報モデルの高解像度化と物理過程の改良、初期摂動の作成手法の改良やメンバー数の増強などのアンサンブル手法の改良が進められてきた（第 1.1.1 表）。

本項では、2014 年 3 月に実施した 1 か月 EPS の変更の概要を記す。以下、変更前のシステムを V1103（平井 2013）、変更後のシステムを V1403 と表記する。第 1.1.2 表に V1103 と V1403 の仕様の比較を示すので、参考にいただきたい。

（1）全球数値予報モデルの変更

2013 年 4 月に気象庁全球モデル(GSM)で現業化されたモデル(GSM1304)を用いる。但し、水平解像度は TL319（水平格子間隔約 55km）、鉛直層は 60 層でモデルトップは 0.1hPa である。以下に V1103 で用いていた全球数値予報モデルとの違いを示す。

ア．水平解像度の高解像度化

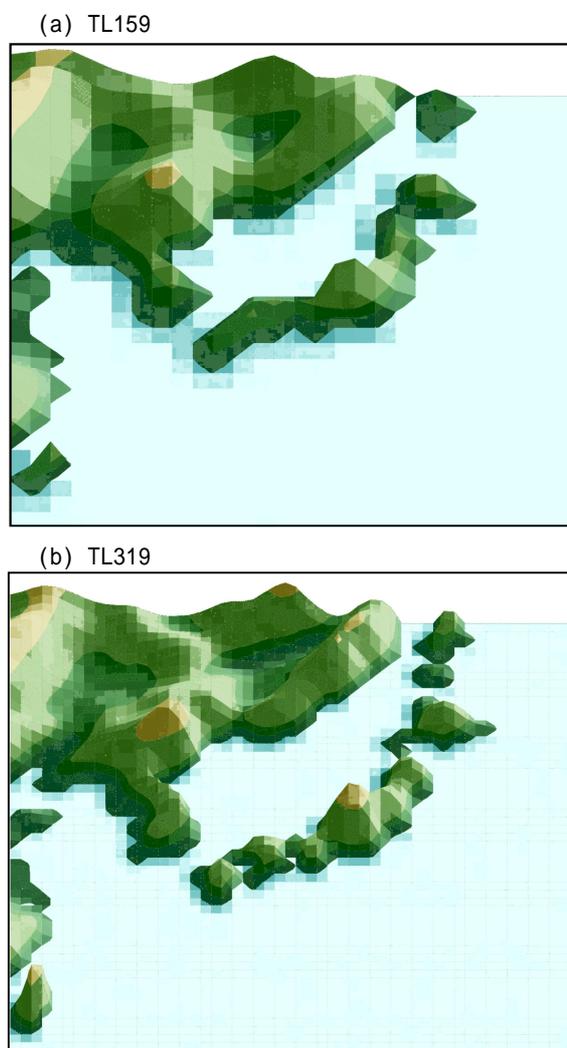
水平解像度を TL159（水平格子間隔約 110km）から TL319（同約 55km）へと高解像度化した。この水平解像度の高解像度化により、総観規模擾乱やブロッキング高気圧の再現性の改善が期待される（例えば、Jung et al. 2012）。また、これらの擾乱の再現性の改善に伴い平均場の再現性の改善、すなわち平均誤差の低減も期待される。用いる地形データも高解像度化され、より細かい地形の構造もモデルの中で考慮される。第 1.1.1 図は、TL159（変更前）と TL319（変更後）の日本周辺の地形分布の模式図である。TL319 の地形は TL159 と比べて、各地域の海岸線や地形がより詳細に表現されていることがわかる。

イ．物理過程の変更

物理過程の主な変更は、層積雲スキーム及び積雲対流スキームに関する変更である。以下に変更の概要を示す。なお、他に陸面過程も週間 EPS と同様の設定となるように変更している。

(a) 層積雲スキームの改良

GSM には亜熱帯の大陸西岸海洋上に発生する海洋性層積雲の再現性を向上させるために層積雲スキーム（川合 2004）を採用しているが、V1103 で用いている GSM では水蒸気量が少なくても層積雲



第 1.1.1 図 モデルに与える地形分布の模式図（日本付近）
(a) TL159（水平格子間隔約 110km）、(b) TL319（同約 55km）。V1403 は (b) の地形分布を用いている。

¹ 平井 雅之、宮岡 健吾、佐藤 均、杉本 裕之、南 敦、松川 知紘、高谷 祐平、新保 明彦

第1.1.1表 1か月アンサンブル予報システムの更新履歴（2014年3月現在）

運用開始年/月	大気モデル		アンサンブル手法		備考
	解像度 括弧()内は 上端	バージョン ¹	メンバー数 ²	手法	
1996/3	T63L30 (10hPa)	GSM9603	10	SV法	(気象庁予報部 1996) ・力学的予報開始
1997/1	T63L30 (1hPa)	同上	同上	同上	(気象庁予報部、気候・海洋気象部 1997)
2001/3	T106L40 (0.4hPa)	GSM0103 (松村 2000)	26	BGM法 (北半球域)	(萬納寺と前田 2001) ・物理過程の大幅な更新、解像度増強
2002/2	同上	同上	同上	BGM法 (北半球域 +熱帯域)	・熱帯への初期摂動の導入(経田 2002)
2002/4	同上	同上	同上	同上	・陸面解析開始(徳広 2003)
2003/4	同上	同上	同上	同上	・マイクロ波放射計SSM/Iによる積雪解析の 利用開始
2003/6	同上	GSM0305 (中川 2004)	同上	同上	(新保ほか 2003) ・積雲対流スキームの改良 (対流性下降流の精緻化; 中川 2004) ・積雪面アルベド変更
2005/3	同上	GSM0407	同上	同上	(気象庁気候・海洋気象部 2005) ・雲氷落下スキームの改良、層積雲スキーム の導入(川合 2004) ・氷床アルベド変更(平井と坂下 2005)
2006/3	TL159L40 (0.4hPa)	GSM0603C (北川 2006)	50	同上	(気象庁地球環境・海洋部 2006) ・統一モデルの導入 ・セミラグランジュ法の導入 ・晴天放射スキームの改良 ・境界値としてCOBE-SST利用開始 ・メンバー数増強
2007/3	同上	GSM0711C ³ (北川 2007)	同上	BGM法 (北半球域 +熱帯域) 熱帯の初期 摂動を改良	・異常天候早期警戒情報開始 ⁴ ・積雲対流スキームの改良(DCAPEによるトリ ガー関数の導入) ・晴天放射スキームの改良(水蒸気短波吸収 の改良) ・エーロゾル気候値の更新 ・熱帯初期摂動の作成手法の改良(Chikamoto et al. 2007)
2008/3	TL159L60 (0.1hPa)	GSM0801C (気象庁予報 部 2007)	同上	同上	(気象庁地球環境・海洋部 2008) ・鉛直解像度増強 ・積雲対流スキームの改良(DCAPEの評価法 の改良; 気象庁 2007) ・重力波抵抗スキームの定数変更及びハイン ドキャスト向け陸面初期値の改良
2009/3	同上	同上	同上	同上	・ハインドキャスト実験期間の延長
2011/3	同上 ⁵	GSM1011C (岩村 2008)	同上	同上	・エーロゾル気候値の更新
2014/3	TL319L60 (0.1hPa)	GSM1304	同上	BGM法 (北半球域 +熱帯域) +確率的物理 過程強制法	・境界条件(海面水温と海水)の改良 ・確率的物理過程強制法(米原 2010)の導 入 ・層積雲スキームの改良(下河邊と古河 2012)

¹ 大気モデルのバージョンとして、1か月アンサンブル予報システムの基となる全球モデル(GSM)が現業運用された年月を4桁の数字として示す。ただし、2006年3月のシステムでは、時間積分法としてセミラグランジュ法を導入している点がGSMと異なる。また、2006年3月から2011年3月までは、物理過程の一部がGSMと異なるため、末尾に添え字Cを付けて表記する。

² 実際には連続する2日間の予測結果を組み合わせており、ここでは組み合わせたメンバー数の総和を示す。

³ 2007年11月のGSMの更新に先行して1か月アンサンブル予報システムが更新された。

⁴ 2007年3月からの1年間は関係機関の協力を得て試行。2008年3月以降、一般への情報提供を開始。

⁵ 以降、適合ガウス格子。

第 1.1.2 表 1 か月アンサンブル予報システムの仕様

		変更前 (V1103)	変更後 (V1403)
更新年月		2011年 3月	2014年 3月
モデル	バージョン ¹	GSM1011C ²	GSM1304
	解像度	TL159L60 (上端:0.1hPa)	TL319L60 (上端:0.1hPa)
初期条件	大気初期条件	全球速報解析	
	陸面初期条件	オフライン陸面解析	
境界条件	海面水温	COBE-SST 解析値 (前日) に基づき、 予測期間中は初期偏差持続	MGDSST解析値 (前日) に基づき、 予測期間中は初期偏差持続
	海氷 ³	COBE-SST 気候値	日別海氷データセット解析値 (前日) に基づき、 予測期間中は初期の海氷密接度偏差及び 海氷域面積偏差から統計的に推定
気候値	海面水温	COBE-SST 気候値 (日別) (1979-2004年 (26年))	MGDSST 気候値 (日別) (1982-2010年 (29年))
	海氷	COBE-SST 気候値 (日別) (1979-2004年 (26年))	日別海氷データセット気候値 (日別) (1981-2010年 (30年))
	エーロゾル ⁴	気候値 (atod0902)	
アンサンブル手法		BGM法 (北半球域 + 熱帯域) + LAF法 (1日ごと)	BGM法 (北半球域 + 熱帯域) + 確率的物理過程強制法 + LAF法 (1日ごと)
メンバー数		50 (25 × 2初期時刻)	

¹ 大気モデルのバージョンとして、1 か月アンサンブル予報システムの基となる全球モデル(GSM)が現業運用された年月を4桁の数字として示す。

² オリジナルの大気モデルに対し、1 か月アンサンブル予報システム向けに物理過程の一部を変更している (本文参照)。

³ モデルでは、部分海氷格子 (格子内に海氷域と開水域が共存している状態) は考慮せず、海氷密接度 55%をしきい値として海氷の有無を判別している。

⁴ エーロゾルの光学的厚さの月別気候値。括弧 () 内の文字列はデータのバージョンで、作成年月による4桁の数字で示す。

スキームが発動し過剰に下層雲を生成することがあった。そこで、層積雲スキームの発動条件に相対湿度を考慮する改良が2012年12月にGSMに導入された。1 か月 EPS にも今回の更新で導入した。変更内容の詳細は、下河邊と古河(2012)を参照いただきたい。

(b) 積雲対流スキームにおけるトリガー関数のしきい値の変更

GSM には、積雲対流スキームの発動を判別するトリガー関数 DCAPE²が導入されており、各格子において、 $DCAPE > -0.01 \times (640/\text{東西格子数})$ (J/kg/s) を満たす場合に、その格子にて積雲対流

² DCAPE は力学過程による CAPE の時間変化率で定義され、物理的には大規模場の移流による CAPE の時間変化率を意味する。GSM の積雲対流スキームでは、その発動の条件に DCAPE を用いている。

スキームが発動可能としている。1 か月 EPS へのトリガー関数の導入は2007年3月に行われたが、その際に DCAPE のしきい値を低解像度向けのモデルに適するように0とした。今回の更新ではモデルの水平解像度が高解像度化されたこと、今後の週間アンサンブル予報システム (週間 EPS) との統合 (第 1.1.3 項) を考慮し、DCAPE のしきい値を GSM 及び週間 EPS と同じ設定にした。これにより、V1103 に比べて V1403 の方が積雲対流スキームは発動しやすい設定となった。

(2) 境界条件の変更

ア. 海面水温及び海氷データの高解像度化

これまでの1 か月 EPS では、全球海面水温解析 (COBE-SST; Ishii et al. 2005) に基づく海面水温及び海氷を境界条件に用いていた。V1403 では、気象庁海洋気象情報室が作成する全球日別海面水

温解析(MGDSST; 栗原ほか 2006)及び日別海氷データセット(Matsumoto et al. 2006)を海面水温及び海氷の境界条件に用いる。これにより、1か月EPSに用いられる海面水温と海氷の水平解像度は1.0度から0.25度へ高解像度化される。COBE-SSTは現場観測データによる海面水温解析であるのに対し、MGDSSTは解析に衛星観測データ(AVHRR及びAMSR-E)を用いることで、空間的な高解像度化を図っている。COBE-SSTとMGDSSTの特性の違いについては第1.1.2項を参照していただきたい。

なお、海面水温と海氷の気候値の統計期間は、平年値期間と同じ1981~2010年の30年間にすることを基本とする。但し海面水温については、MGDSSTの利用可能期間を考慮し、1982~2010年の29年平均を気候値として使用することとした。

イ. 海氷域推定手法の改良

GSM及び週間EPSでは、モデルに境界条件として与える海氷について、予測期間中に初期の海氷密接度偏差が同じ大きさで持続すると仮定している。しかし、この方法を1か月先まで適用すると予測2週目以降では不自然な海氷域となり得ることから、従来の1か月EPSでは海氷域として気候値を与えてきた。一方、最近では北極域の海氷域の減少が北半球の大気循環場へ影響を与える可能性が指摘されており、このような海氷域の年々の分布の違いを考慮した、より適切な海氷域を1か月EPSの境界条件として与えることが課題となっていた。

そこで、今回の更新では、予測期間中の海氷域として、海氷密接度と海氷域面積の2つの初期偏差に基づく推定値(第1.1.2項)を用いることにする。海氷域の推定手法の概要は次の通りである。

(a) 予測14日目まで

海氷密接度の初期偏差を用いて求めた海氷域を基準として、初期の海氷域面積偏差と一致するように過去の海氷出現頻度の統計を用いて海氷域を修正。

(b) 予測15日目以降

予測対象日の前日の推定された海氷域を基準として、海氷域面積の初期偏差と一致するように過去の海氷出現頻度の統計を用いて海氷域を修正。

この推定手法の導入により、1か月先までの海氷域の推定精度は従来利用してきた気候値と比べて季節を通して改善するとともに、大気の1か月先の予測精度についても、海氷域の年々変動の大きい夏と秋に改善が期待される(第1.1.2項)。

(3) アンサンブル手法の改良

V1403では、モデルアンサンブルの一つである確率的物理過程強制法(Buizza et al. 1999)を導入した。これは、週間EPSには既に2010年11月に導入されている(米原2010)。モデルアンサンブルは、モデルの不完全性を考慮するアンサンブル手法で、数値予報モデルの中でも比較的不確実性が大きい物理過程に着目することが多い。確率的物理過程強制法は、予報モデルの物理過程で計算した予報変数(気温、比湿、風)の時間変化率を、ある一定の幅でランダムに変化させる手法で、初期摂動のみ考慮した従来のアンサンブル予報におけるスプレッドの過小傾向の軽減など、確率予測の改善が期待される。

初期摂動の作成手法は、今回の更新では変更しない。すなわち、摂動は成長モード育成法(Breeding of Growing Mode method; BGM法)(Toth and Kalnay 1997; 経田2000)により作成する。摂動は北半球の中・高緯度(20°N~90°N)と熱帯(20°S~20°N)のそれぞれの領域に対して求め、両者の摂動を組み合わせる解析値に加え、複数の初期値を生成する。中・高緯度に関しては500 hPa高度、熱帯に関しては200 hPaの速度ポテンシャルの誤差成長をもとに摂動を求める。なお、成層圏上部に大きな摂動が求まる場合に、その大きな摂動の振幅を抑制する処理を加えている。この抑制は、現在実行しているBGMサイクルでは、

対流圏におけるアンサンブル予測の妥当なスプレッドを実現するために、対流圏で大きく成長する成長モードを抽出することを想定してパラメーターを設定しているに基づいている。

(4) 実行曜日と予報時間の変更

今回の更新では、1か月予報と異常天候早期警戒情報の予報作業スケジュールの変更に伴い、1か月予報システムの運用日も変更された(第1.1.3表)。また、異常天候早期警戒情報向けの予報時間を17日から18日へ延長した。これは、異常天候早期警戒情報の発表日が祝日等と重なることにより発表日が通常の翌日になる場合でも全メンバーの予報値を確保するためである³。

第1.1.3表 今回の更新における1か月予報システムの運用の変更

目的	1か月予報	異常天候 早期警戒情報
初期時刻	水・木(12UTC) 火・水(12UTC)	日・月(12UTC) 土・日(12UTC)
予報時間	34日(変更なし)	17日 18日

(5) 解析値と平年値、モデル統計値

プロダクトに用いる解析(実況)値、平年値及び変動度(標準偏差)と、系統誤差統計値及びモデル平年値(モデル統計値)の計算のための参照データを、長期再解析/気象庁気候データ同化システム(JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007)から、平成25年に計算が完了した最新の「気象庁55年長期再解析」(JRA-55; Kobayashi et al. 2015)に変更した。JRA-55については第2章もご覧いただきたい。

モデル統計値は、ハインドキャスト(第1.2節)における初期日(年36初期日)別に、初期時刻からの予報時間(リードタイム; 日単位)ごとの統計値とする。

また、V1403では、高偏差確率のしきい値を気

³ 異常天候早期警戒情報の発表日を1日遅らせた場合も、該当する配信資料の配信日は変更しない。

候値の標準偏差の0.5倍から0.43倍(3か月予報及び暖・寒候期予報プロダクト(季節予報プロダクト)と同様)に変更する。標準偏差の0.43倍は、正規分布を仮定した場合の「低い」「平年並」「高い」の3階級に区分するしきい値に相当する。

1.1.2 全球日別海面水温解析(MGDSST)の利用と海氷初期偏差を考慮した海氷域推定手法の高度化⁴

(1) はじめに

従来1か月EPSにおいて、数値予報モデルの境界条件として与える海面水温や海氷域はCOBE-SSTをもとにしていた。2014年3月に実施した1か月EPSの更新では、用いる海面水温をこれまでのCOBE-SST(水平解像度1度)から、GSM及び週間EPSで利用されている、より解像度の高いMGDSST(同0.25度)に変更した。また、海氷域もMGDSSTと同じ解像度の海氷データを利用することとした。

海面水温は初期偏差を利用した推定値を与える一方で、海氷域はこれまで気候値を与えてきた(平井2013)。近年、地球温暖化等の影響により、特に北極域では海氷面積の減少傾向が顕著であり(気象庁2014)気候値による海氷域では近年の海氷域面積の減少傾向を適切に予測へ反映することができない。さらに、最近の研究では、北極海の海氷分布が北半球の大気循環場に影響を及ぼす可能性についても指摘されている(例えば、Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012)。これらのことから、初期の海氷域の状況から予報期間中の海氷域を推定し、それを境界条件として1か月予報モデルを駆動すれば、予報精度の更なる向上が期待される。

以下、MGDSSTの概要、海氷域の定義について述べ、COBE-SSTとMGDSSTの海面水温解析の特性の違いについて記述する。そして、1か月予報モデルで使用する海氷域推定手法について記述し、最後に、MGDSSTの海面水温と今回開発した手法で推

⁴ 杉本 裕之、高谷 祐平、宮岡 健吾、長澤 亮二(現在、数値予報課)、新保 明彦

定した海水域を1か月EPSの境界条件として与えた場合のインパクト調査について示す。

(2) MGDSSTの概要と海水域の定義

今回使用した海面水温は、気象庁海洋気象情報室が作成しているMGDSSTの日別データセットで、解像度は緯度、経度方向ともに0.25度である。海水密度度も、同じく気象庁海洋気象情報室が作成している日別データセットであり、日々の高緯度域のMGDSSTの推定にも利用されている。

GSM及び週間EPSでは、海水密度度が55%以上の海域を海水域と定義し、数値予報モデルの境界条件として用いている(野村1996)。1か月EPSでも同様である。なお、このしきい値で計算された海水域はマニュアルの解析における海水の有無の判別とよく一致することが示されている(Nomura1995)。

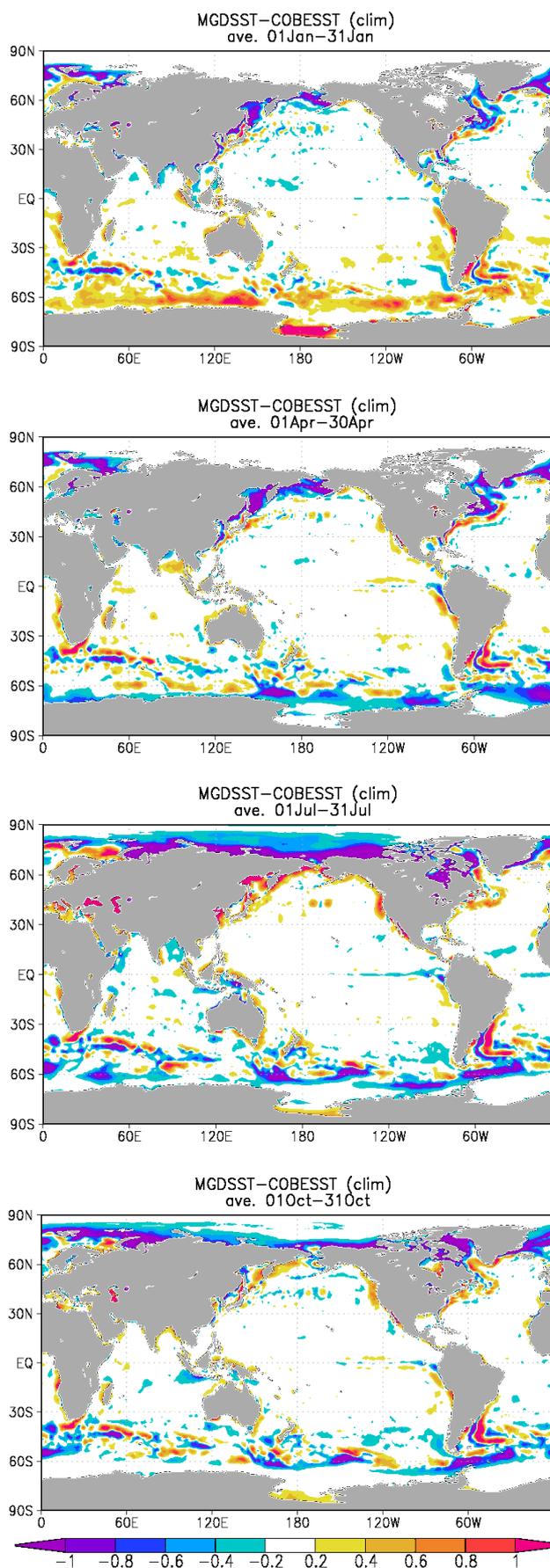
今回の調査における気候値等の統計期間は、用いたデータの利用可能期間を考慮し、海面水温は1982~2010年の29年、海水密度度は1981~2010年の30年とした。

(3) COBE-SSTとMGDSSTの特性の違い

COBE-SSTとMGDSSTの特性の違いを理解するため、まず、海面水温の気候値分布を比較する。第1.1.2図は1月、4月、7月、10月のCOBE-SSTとMGDSSTの月平均海面水温気候値の差である。熱帯から中緯度にかけては、おおむねCOBE-SSTとMGDSSTの差は小さい。但し、水温フロント付近や現場観測の少ない海域で、解像度や衛星データの有無の違いなどの影響により、年間を通じて符号及び分布の似た差がみられる領域もある。一方、高緯度では、海水縁付近でMGDSSTの方がCOBE-SSTよりも海面水温気候値として

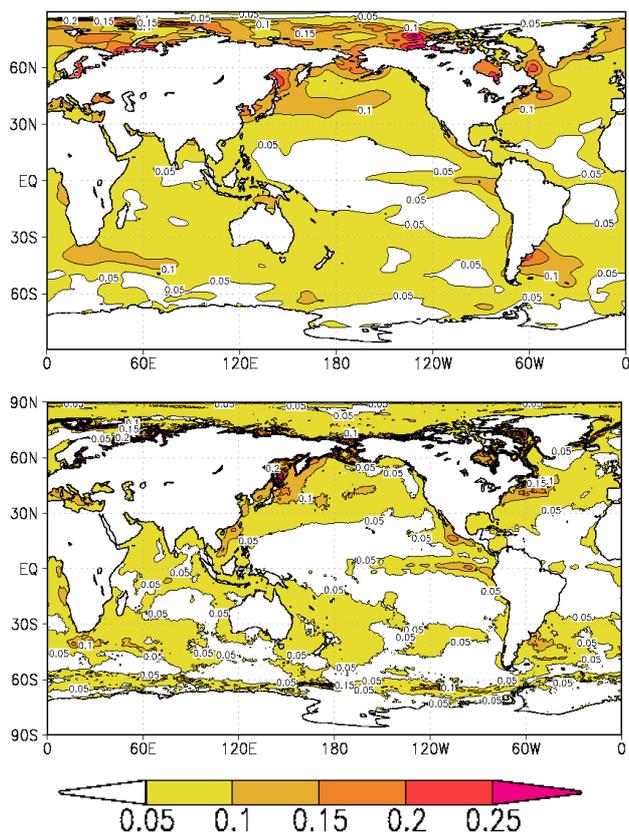
第1.1.2図 COBE-SSTとMGDSSTの月平均海面水温気候値の差[K]

上から1月、4月、7月、10月。差はMGDSSTからCOBE-SSTを引くことで求めた。気候値の統計期間は1982~2010年(29年)。



低い傾向がある。これは、海氷域の海面水温は、海氷密接度と海面水温との間の関係式を用いて海氷密接度から求めたデータが使用されているが、その式が両者で異なるためである。

次に、海面水温を境界値としてモデルに与える際に海面水温初期偏差を考慮することから、その初期偏差の日々の変動について両者の違いを調査するため、海面水温偏差の前日との差の二乗平均平方根の分布を第 1.1.3 図に示す。第 1.1.3 図より、日々の変動は全体的に MGDSST のほうがやや小さいことがわかる。他の年代についても同様の比較を行ったところ、両者とも古い年代ほど日々の変動が大きい傾向があったが、MGDSST のほうが日々の変動がやや小さい傾向は年代によらずみられた（図略）。



第 1.1.3 図 海面水温偏差の前日との差の二乗平均平方根分布[K]（2010 年）
上が COBE-SST、下が MGDSST から求めたもの。

（4）海氷域推定手法とその精度

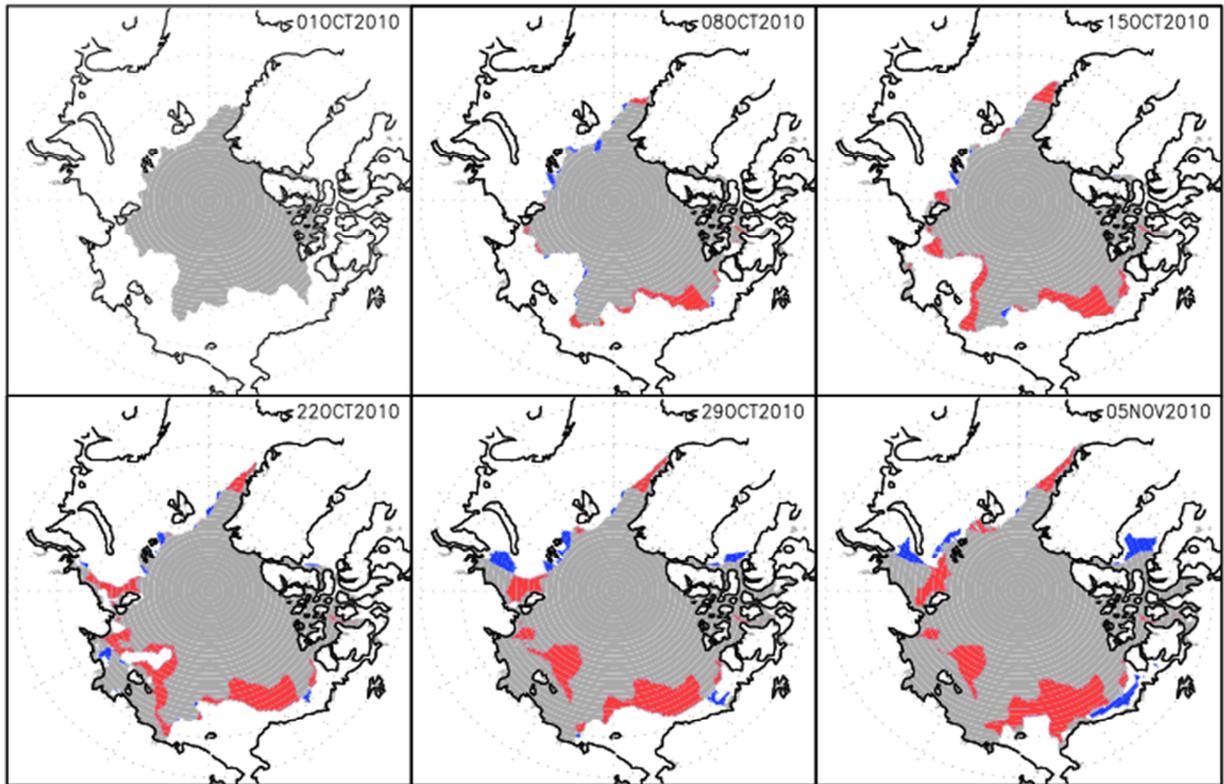
初期の海氷域の状況から、その後の海氷域を推定する手法として、海氷密接度の偏差を利用する手法と、海氷域面積の偏差を利用する手法、が挙げられる。前者は GSM 及び週間 EPS で用いている手法である。一方、後者は、海氷出現頻度に基づいて海氷域の平年値を求める場合や、将来気候予測計算での大気モデルの境界条件として海氷密接度分布を求めるとき (Mizuta et al. 2008) に使用されている。

ここでは、まず上述の 2 つの方法で 2010 年結氷期の北極域を一例に、2010 年 10 月 1 日初期日の 1 か月間の海氷域を推定した場合の特徴を説明する。この事例を選んだ理由としては、9 月の極小期から結氷期にかけては年々の変動が大きいために推定誤差が大きくなる傾向があること、及び 2010 年夏季の海氷面積が著しく小さかったことにより、各推定手法の特徴を把握しやすいことが挙げられる。次に、各手法の長所を活かして、1 か月予報用に最適化した海氷域推定手法について記述する。最後に各推定手法の海氷域の精度を比較する。

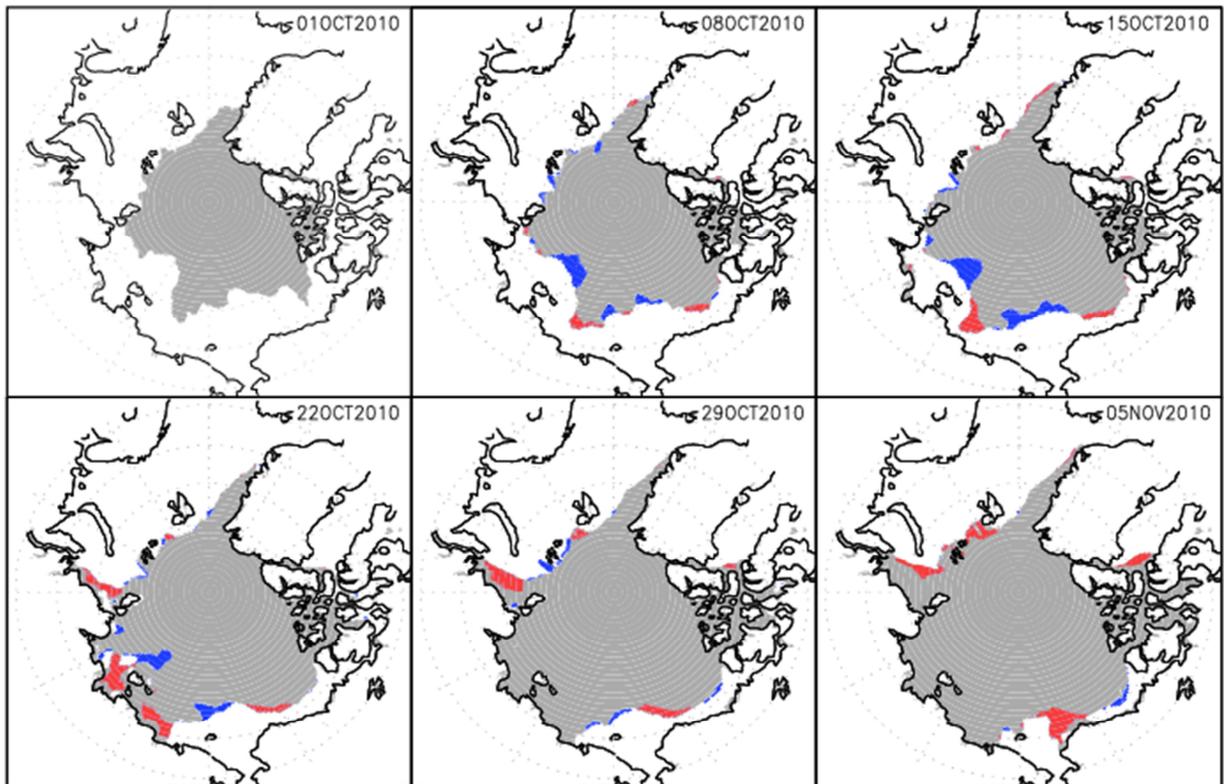
ア．海氷密接度初期偏差による推定

この方法は初期日の海氷密接度解析値と日々の海氷密接度気候値を利用する。まず、初期日の解析値と同日の気候値から海氷密接度初期偏差を求める。その後、日々の気候値にこの初期偏差を加えることによって海氷密接度分布を推定する。こうして推定した海氷密接度が 55%以上となる海域を海氷域とする。

第 1.1.4 図に、海氷密接度初期偏差を利用して求めた海氷域の推定値と解析値の比較結果を 7 日おきに 35 日後まで示す。この図は推定値と解析値の海氷域について、共通の海氷域を灰色、推定値のみ海氷域（推定値が過剰）を青色、解析値のみ海氷域（推定値が不足）を赤色で示している。つまり、赤色と青色の領域の面積の和が小さいほど、両者の分布の違いが小さく、再現性が高いことを示している。



第 1.1.4 図 海水密度初期偏差を利用して求めた海水域と解析値の比較
 左上は初期の海水域（2010年10月1日）で、中央上は10月8日、右上は10月15日、左下は10月22日、中央下は10月29日、右下は11月5日を対象。灰色は解析値と推定値ともに海水域、赤色は解析値のみ海水域、青色は推定値のみ海水域の領域を示す。



第 1.1.5 図 第 1.1.4 図と同様、但し、海水域面積初期偏差を利用して求めた海水域と解析値の比較

この図からは、期間前半、おおむね2週目までは推定値と解析値の違いは海氷縁付近に限られ、比較的精度よく推定できていることがわかる。しかし、期間後半になると、海氷域内に不自然な「穴」（灰色領域内の赤色領域）が見られるようになり、これが期末まで残り続ける。この「穴」は海氷密接度の初期偏差をそのまま持続させることによって生ずるものである。例えば、海氷密接度初期偏差が-45%未満の場合、気候値が100%でも海氷域になることはなく、逆に+55%以上の場合、気候値が0%でも海氷域として残り続ける。実際には、海氷縁付近で気候値が0%や100%になることは多くないので、極端な偏差でなくとも海氷域にならなったり、逆に海氷域として残り続けたりする。以上から、海氷域面積が大きく変化する結氷期と融氷期の推定期間後半は気候値よりも推定誤差が大きくなる傾向があり、この方法の欠点と言える。

イ．海氷域面積初期偏差による推定

海氷域面積初期偏差による推定手法では、海氷出現頻度の分布を用いて海氷域を推定する。この出現頻度分布は、1981～2010年の30年を対象に、各格子点で日別に海氷域と分類された回数をカウントすることで求める。しかし、このままでは各格子点でのサンプル数が30と少なく海氷域を推定するには十分とは言えない。そのため、前後15日ずつ、合計31日分を積算し、930サンプルを確保した。こうして積算することによりサンプル数の増加だけでなく、季節進行による海氷域の時間変化をより適切に反映できるという利点もある。

海氷域面積初期偏差と海氷出現頻度分布を用いて海氷域を推定する手法を以下に示す。まず、初期の海氷域の面積を北極域と南極域についてそれぞれ計算し、それらの面積の気候値からの偏差（面積初期偏差）を求める。この面積初期偏差を維持するように、初期の海氷域から順に、海氷出現頻度に基づいて海氷域を追加・削減していく。すなわち、結氷期（融氷期）には出現頻度の高い（低い）海域から順に海氷域（開水域）に変更していくことで、海氷面積を調節し、その面積偏差が初

期偏差と等しくなるようにする。これを期末まで繰り返していくことにより、1か月分の日々の海氷域を推定することができる。

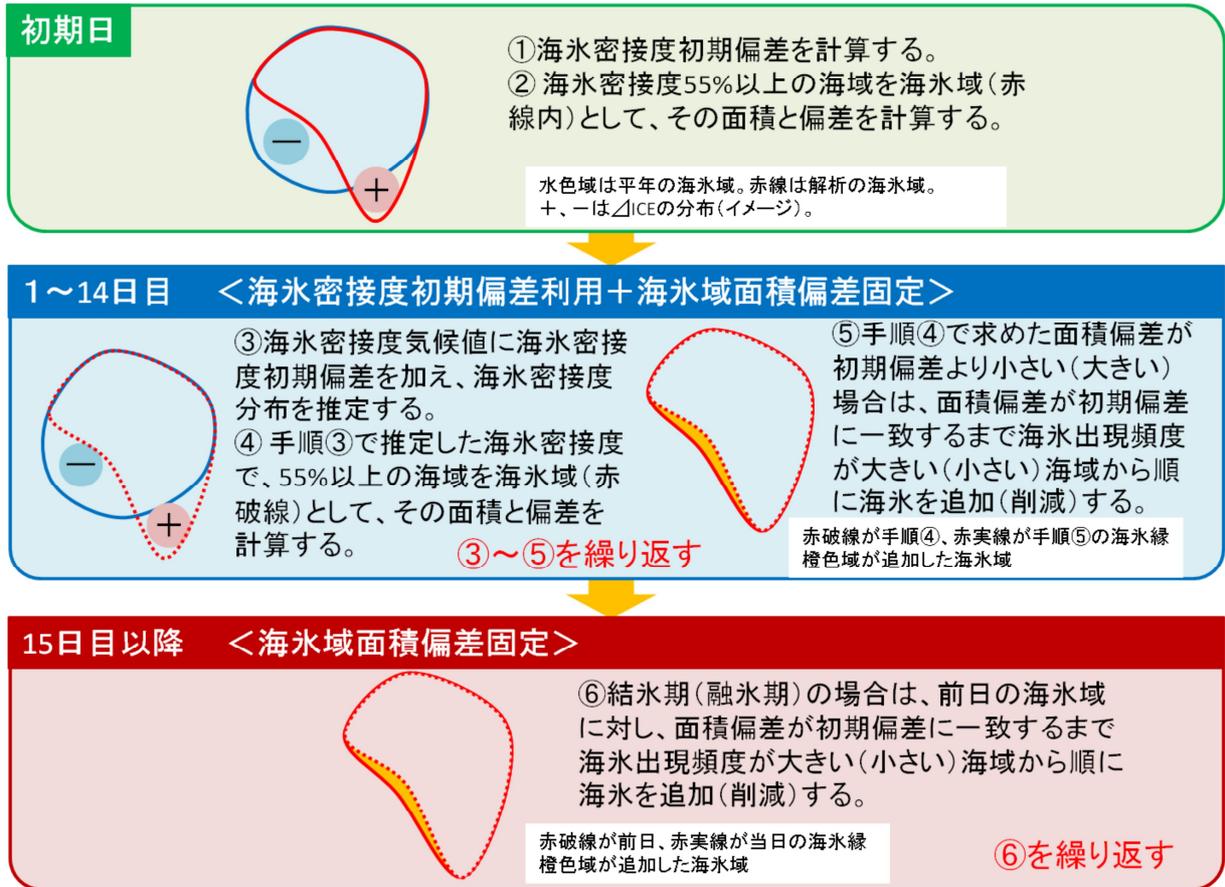
第1.1.5図に、海氷域面積初期偏差による手法により推定した海氷域の推定値と解析値の比較結果を7日ごとに示す。先ほどの海氷密接度初期偏差による推定の場合と異なり、この手法の長所は期間後半に現れてくる。海氷出現頻度は高緯度ほど高いため、高緯度側から順に海氷が増加し、低緯度側から減少していく。つまり、平年の季節進行と同様の海氷域の変化を表現することが可能である。この例では、期間後半に海氷密接度初期偏差による推定で海氷域の中に見られた「穴」が見られず、自然な海氷域の分布となる。一方で、期間前半では初期の海氷分布の偏りを無視して統計的に海氷域を追加・削減するため、海氷密接度初期偏差の大きい海域から海氷域の実際の分布との差が生じ始め、比較的早い段階で誤差が大きくなることが多い。

ウ．1か月予報用の海氷域推定手法

ここまでの結果から、1か月先までを対象とした海氷域の推定において、おおむね2週目までは海氷密接度の初期偏差を利用した推定手法を用いた場合、その後は海氷域面積の初期偏差を利用した推定手法を用いた場合に、海氷域の推定精度がより高いと考えられる。この傾向は他の初期日においても同様に見られた。そこで両者の方法を組み合わせ、1か月先までの期間を通じて精度よく推定できる手法を開発した。

まず、初期日から14日目まで（期間前半）は海氷密接度の初期偏差を固定して、15日目以降（期間後半）は海氷域面積の初期偏差を固定して海氷域を推定することを考える。しかし、このままでは、期間前半は海氷域面積の制約がないため、海氷域面積偏差が初期偏差から徐々に離れていく。その後、15日目に海氷域面積を初期偏差に合うように海氷域を追加・削減するため、14～15日目の海氷域の間に不連続を生ずることになる。

このような不連続を防ぐため、期間前半は、海



第 1.1.6 図 1 か月予報用の海水域推定の模式図
手順 の図は面積偏差が小さい場合、手順 の図は結氷期の場合を例示している。

氷密接度の初期偏差を固定して海水域を推定した上で、海水域面積偏差が常に初期偏差を維持する制約を設けた。つまり、海水密接度初期偏差から推定した海水域の面積を求め、この面積偏差が初期偏差より小さい(大きい)ときには、海水出現頻度に基づいて海水域を追加(削減)する。この制約により、14～15日目の間の不連続を防ぐとともに、初期日から期末まで海水域面積偏差が初期偏差と等しい一定値を取るようにした。この推定方法を模式的に示すと第 1.1.6 図になる。

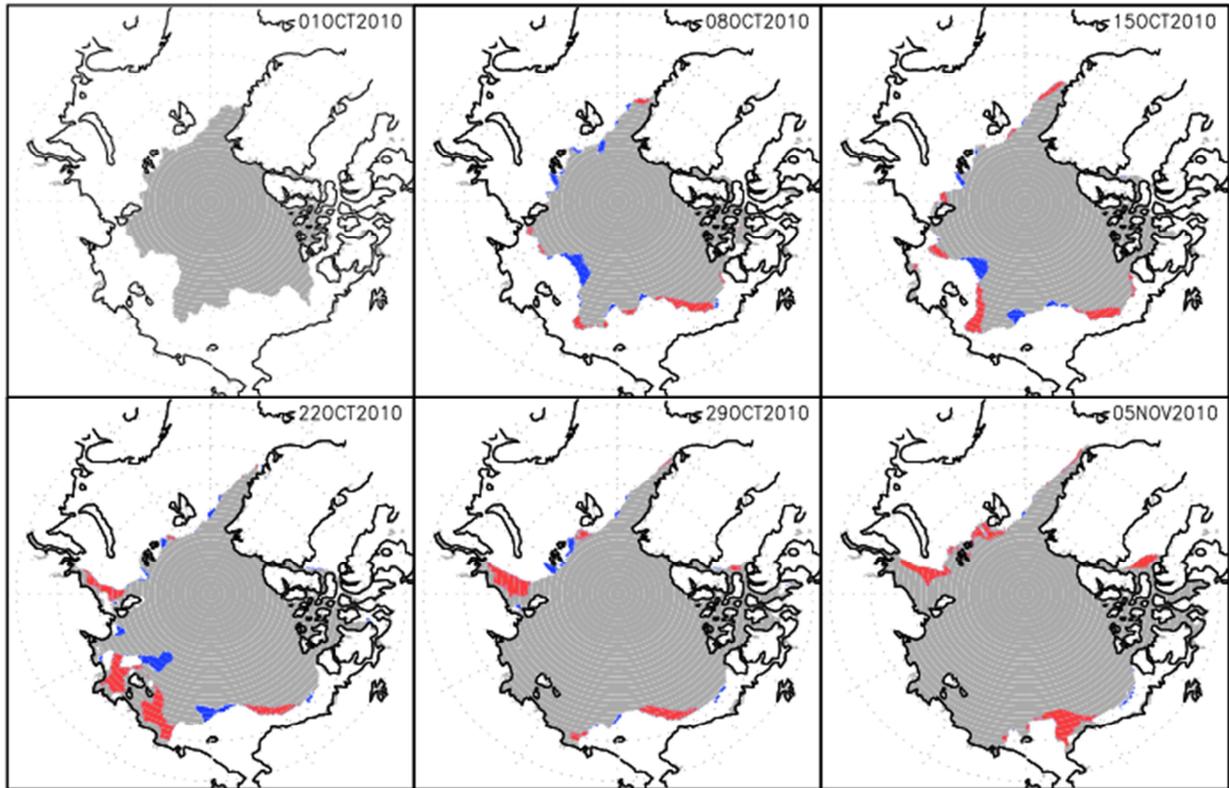
第 1.1.7 図に、この新しく開発した方法により推定した海水域の推定値と解析値の比較結果を7日ごとに示す。第 1.1.7 図を第 1.1.4 図(海水密接度初期偏差を利用して求めた海水域)と第 1.1.5 図(海水域面積初期偏差を利用して求めた海水域)と比較すると、海水密接度初期偏差を利

用した期間前半は第 1.1.4 図と、海水域面積初期偏差のみを利用する期間後半は第 1.1.5 図との対応がよい。期間を通じて「穴」の出現などの不自然な海水域は見られず、想定通り両者の強みを生かした海水域の推定が実現できている。

エ．推定精度の比較

ア～ウで述べた方法で推定した海水域と気候値の海水域について解析値の海水域と比較し、推定精度を評価した。その比較の指標として、エクイタブルスレットスコア(Equitable Threat Score; ETS)を用いた。ETSは、

$$ETS = \frac{FO - S_f}{FO + XO + FX - S_f}$$



第 1.1.7 図 第 1.1.4 図と同様、但し、1 か月予報用の海水域推定手法で求めた海水域と解析値の比較

で求められる。ここで、 S_f は、

$$S_f = P_c(FO + FX)$$

$$P_c = \frac{FO + XO}{FO + XO + FX + XX}$$

で、 FO, FX, XO, XX は、それぞれ適中（実況、予報とも海水あり）、空振り、見逃し、適中（実況、予報とも海水なし）の頻度である（第 1.1.4 表）。 P_c は気候学的出現率（標本から見積もられる現象の平均的出現確率）、 S_f は現象の発生をランダムに $FO + FX$ 回予報した場合（ランダム予報）に現

第 1.1.4 表 予報と実況の分割表

FO, FX, XO, XX はそれぞれの頻度、 N は標本数。

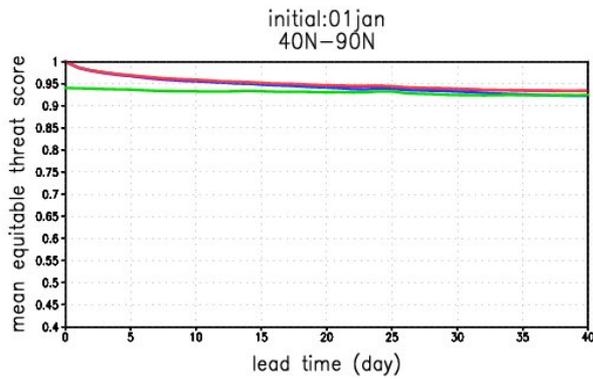
		実況		計
		あり	なし	
予報	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	$FO + FX$
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	$XO + XX$
計		$FO + XO$	$FX + XX$	N

象の発生を予報できた頻度である。ちなみに、 $S_f = 0$ としたものが通常のスレットスコアである。

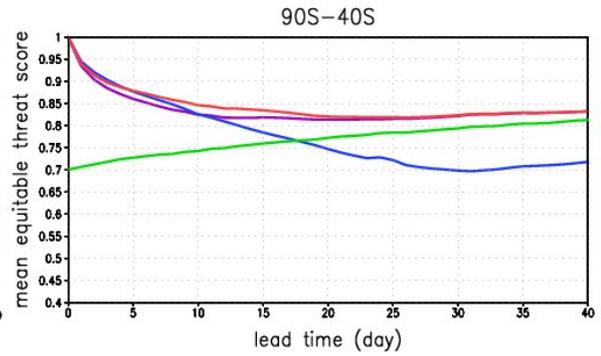
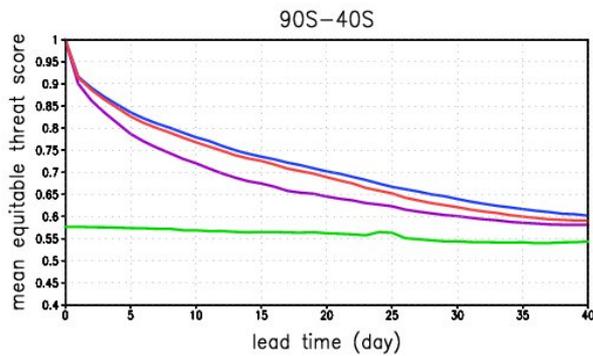
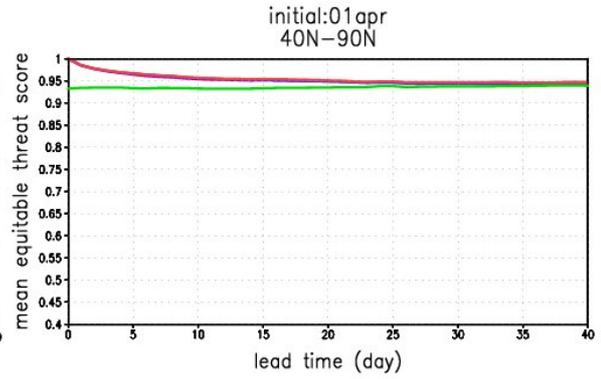
第 1.1.8 図にリードタイムによる ETS の推移を示す。海水密接度初期偏差による推定手法（青線）によると、スコアが時間の経過とともに徐々に低下していく傾向があり、気候値（緑線）を下回る場合がある。海水域面積初期偏差による推定手法（紫線）によると、期間前半のスコアの低下が海水密接度初期偏差により推定した場合よりも早い。期間後半になるとスコアの低下が弱まり、一部の初期日にはスコアが上昇するなどして気候値のスコアと同程度または上回ることが多い。1 か月予報用の手法（赤線）にすると、ちょうど海水密接度初期偏差による推定手法と海水域面積初期偏差による推定手法のスコアの高い方に近い ETS の推移になり、期待通り両者の長所をうまく取り込むことができていると考えられる。

今回開発した 1 か月予報用の手法では、期間前半に海水密接度初期偏差固定で求めた海水域に対し面積偏差が初期偏差と等しくなるように海水域

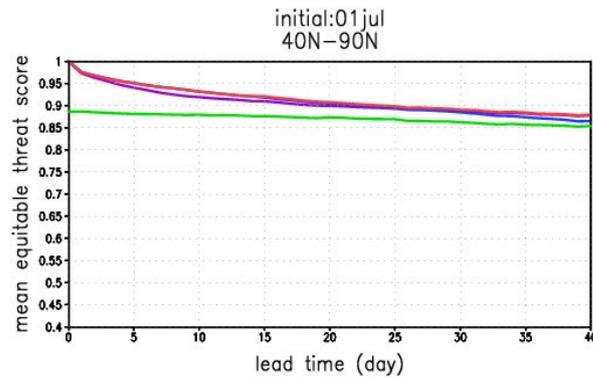
(a) 1月1日初期日



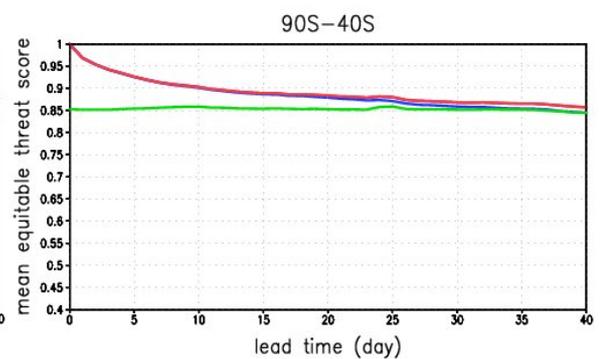
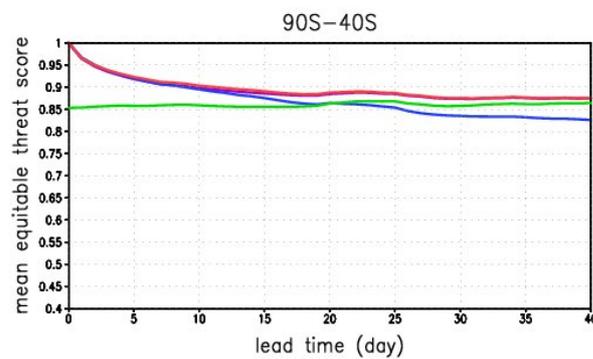
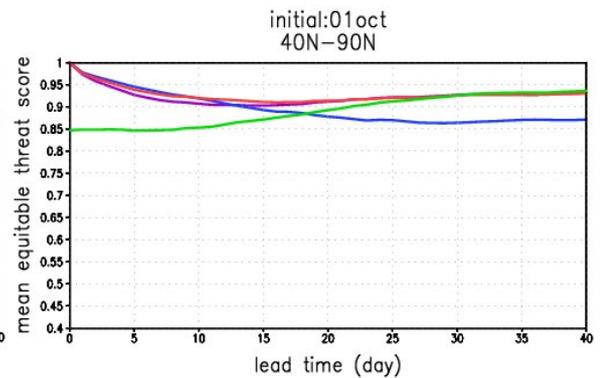
(b) 4月1日初期日



(c) 7月1日初期日



(d) 10月1日初期日



第 1.1.8 図 海氷域の解析値と推定値から求めたエクイタブルスレットスコア (ETS) の推移

横軸は初期日からの日数、縦軸はエクイタブルスレットスコア(0.4~1.0)。(a) 1月1日初期日、(b) 4月1日初期日、(c) 7月1日初期日、(d) 10月1日初期日としたスコアで 1981~2010年の30年分を集計。それぞれ上段が北極域(40°N~90°Nを対象)、下段が南極域(90°S~40°Sを対象)、赤線が1か月予報用の海氷域、青線が海氷密度初期偏差による海氷域、紫線が海氷域面積初期偏差による海氷域、緑線が気候値による海氷域の推定値から求めたスコア。スコアは1に近いほど精度が高い。

第 1.1.5 表 850hPa 気温のアノマリー相関

アノマリー相関は系統誤差補正を行わない予測値を用いて計算し、1985～2004 年で 20 年平均した値。NH、EU、PAC、JPN はアノマリー相関を計算した領域を表しており、その範囲はそれぞれ NH:(20°N～90°N, 0°～360°)、EU:(20°N～90°N, 0°～180°)、PAC:(20°N～90°N, 90°E～90°W)、JPN:(20°N～60°N, 100°E～170°E)である。また、TEST1 について、黄色で着色された値は、V1103 の値と比較して、有意水準 5%(両側)の t 検定により、統計的に有意に改善しているものを示す。

初期値	予測対象期間	V1103 (COBE-SST、海氷気候値)				TEST1 (MGDSST、海氷 1 か月予報用の推定値)			
		NH	EU	PAC	JPN	NH	EU	PAC	JPN
3 月 31 日	1 週目	0.842	0.849	0.848	0.831	0.842	0.848	0.847	0.828
	2 週目	0.386	0.408	0.431	0.502	0.391	0.411	0.447	0.490
	3～4 週目	0.136	0.110	0.169	0.118	0.131	0.115	0.165	0.136
	1 か月	0.434	0.420	0.480	0.536	0.439	0.440	0.478	0.513
6 月 30 日	1 週目	0.759	0.747	0.774	0.714	0.761	0.749	0.777	0.713
	2 週目	0.303	0.319	0.335	0.411	0.313	0.331	0.353	0.445
	3～4 週目	0.029	0.082	0.031	0.167	0.066	0.080	0.097	0.148
	1 か月	0.300	0.357	0.324	0.431	0.321	0.366	0.367	0.448
9 月 30 日	1 週目	0.784	0.783	0.786	0.776	0.785	0.786	0.787	0.780
	2 週目	0.268	0.266	0.244	0.212	0.296	0.295	0.280	0.256
	3～4 週目	0.057	0.042	0.024	0.053	0.108	0.105	0.106	0.105
	1 か月	0.311	0.282	0.258	0.223	0.348	0.328	0.312	0.288
11 月 30 日	1 週目	0.860	0.867	0.860	0.884	0.861	0.870	0.859	0.886
	2 週目	0.440	0.436	0.450	0.516	0.435	0.429	0.455	0.519
	3～4 週目	0.186	0.181	0.189	0.256	0.108	0.137	0.091	0.212
	1 か月	0.422	0.428	0.411	0.480	0.396	0.408	0.376	0.457

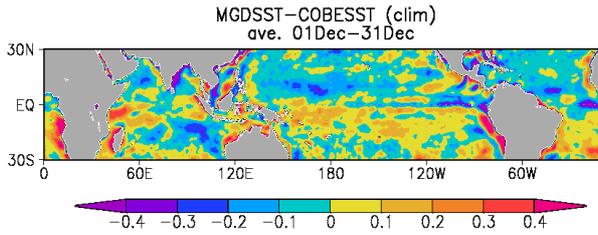
の調節を行ったが、海氷域の推定精度への影響は限定的であることがわかる。これは、海氷密接度初期偏差固定による推定も、その海氷域面積偏差が初期偏差からすぐに離れるわけではないため、期間の初めに海氷域面積初期偏差に合わせるための海氷域の追加・削減がそれほど大規模に行われないことによる。時間の経過とともに海氷域の加減の効果が表れてくるため、10 日程度でスコアの低下が弱まり、海氷密接度初期偏差の手法のスコアの低下傾向から離れ、海氷域面積初期偏差の手法のスコアに漸近していく。

なお、1 月 1 日初期日の南極域において、1 か月予報用の手法のスコアは、ほぼ全期間を通して

海氷密接度初期偏差による推定手法のスコアをやや下回る。しかし、1 か月予報用の推定手法は、海氷密接度初期偏差による推定手法とは異なり季節や海域によらず気候値による推定よりも常に精度がよい。以上から、今回開発した海氷密接度初期偏差と海氷域初期偏差を組み合わせた推定手法は、今回比較した他の手法よりも 1 か月 EPS の境界値として精度の安定した推定手法であると言える。

(5) 1 か月 EPS によるインパクト実験

本項では、MGDSST の海面水温と(4)で示した 1 か月予報用の推定手法に基づく海氷域を境界条



第 1.1.9 図 COBE-SST と MGDSST の 12 月の月平均海面水温気候値の差[K]
 差は MGDSST から COBE-SST を引くことで求めた。気候値の統計期間は 1982~2010 年(29 年)。第 1.1.2 図とはカラーバーの設定が異なることに注意。

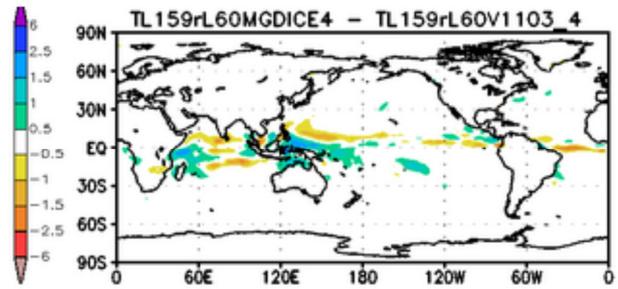
件として 1 か月 EPS に適用した場合の大気の予測精度について調査を行った。

ア .MGDSST と 1 か月予報用の海水域推定手法を同時に適用した影響

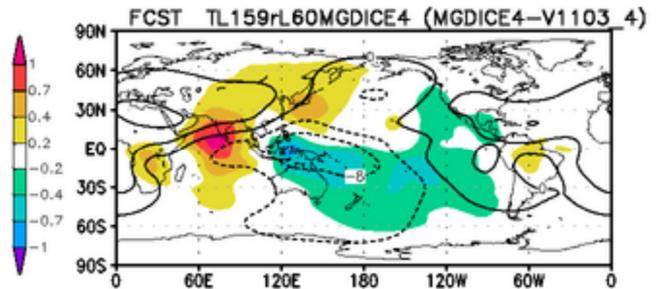
まず、MGDSST と 1 か月予報用の海水域推定手法の両方の変更を V1103 (平井 2013) に適用し、その影響を評価した。今回の実験は、大気モデル、初期値、初期摂動、アンサンブルメンバー数(5 メンバー)は V1103 のハインドキャスト実験と同じ仕様とした。実験期間は、計算機資源を考慮して 1985~2004 年の 20 年間とし、初期日も各季節から 1 初期日ずつ(春: 3 月 31 日、夏: 6 月 30 日、秋: 9 月 30 日、冬: 11 月 30 日)の計 4 初期日に限定した。検証に用いた大気解析値は JRA-25/JCDAS(Onogi et al. 2007)である。なお、1 か月 EPS には海面水温が一定値(-1.64)を下回るときに開水域から海水域に変更するオプションが付いているが、今回は推定した海水域による影響を評価するため、陸に囲まれる開水域(湖沼に相当)を除いた海に相当する格子についてこのオプションを除外して実験を行った。また、V1103 の水平解像度は TL159 であり、1 格子のサイズは 1.125 度(約 110km)である。海面水温及び海水分布は、数値予報モデルの各格子では一定の値が与えられるので、今回の実験設定では MGDSST 及び海水データの高解像度化の効果は評価できないことをご了承いただきたい。

MGDSST と 1 か月予報用の海水域推定手法を導入した実験(以下、TEST1)の各季節のスコアを第

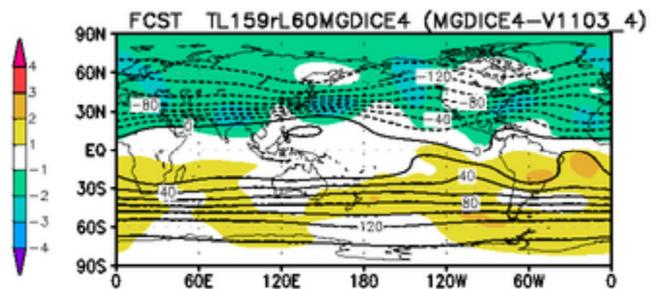
(a) RAIN [mm/day]



(b) CHI200 [$\times 10^6$ m²/s]



(c) PSI200 [$\times 10^6$ m²/s]



第 1.1.10 図 TEST1 と V1103 の 20 年平均場の差 11 月 30 日初期日の 4 週平均場の予測。(a)降水量 [mm/day]、(b)200hPa 速度ポテンシャル [$\times 10^6$ m²/s]、(c)200hPa 流線関数 [$\times 10^6$ m²/s]。陰影は TEST1 と V1103 の差 (TEST1 - V1103) 等値線は TEST1 の予測値。等値線間隔は、(b) 4×10^6 m²/s、(c) 20×10^6 m²/s。対象期間は 1985~2004 年の 20 年。

1.1.5 表にまとめた。ここでは、特に海水域推定手法の導入による影響に特に着目するため、下層気温に着目し、系統誤差補正前の 850hPa 気温のアノマリー相関(ACC)を示した。なお、ここには示していないが、海面気圧や 500hPa 高度の予測スコアの改善や改悪の傾向は、一部に有意な悪化を示すスコアが見られたほかは、おおむね 850hPa 気温と同様の傾向であった。第 1.1.5 表を見ると、どの

季節、予測対象期間、領域についても、統計的に有意な悪化を示すスコアは1つも見られず、特に夏と秋には有意な改善を示すスコア（黄色背景）がみられる。この夏と秋の有意な改善の背景としては、この時期の海水域の年々変動が大きいことが挙げられ、海水分布の偏差を利用したことの効果がより大きく現れたものと考えられる。

一方で、冬に注目すると、TEST1 は有意な悪化ではないものの、他の季節と比べ、3～4週目のスコアの低下傾向がある。このスコア低下の要因について考察する。12月の海面水温気候値の差（第1.1.9図）を見ると、COBE-SSTと比べてMGDSSTは海洋大陸付近から太平洋西部で高く、インド洋中部で低くなっていることが分かる。このような気候値の差に対応して、TEST1では、降水量は海洋大陸付近で多く、インド洋中部で少なくなり、200hPa速度ポテンシャルは海洋大陸付近で発散偏差、インド洋で収束偏差を示している（第1.1.10図(a),(b)）。200hPa流線関数（第1.1.10図(c)）は北半球全体で負偏差となる中で、負偏差がインド付近で大きく、フィリピン付近で小さく、亜熱帯ジェットの蛇行パターンの違いを示唆する。3～4週目の中高緯度の両者の差（第1.1.11図(g)～(i)）に注目すると、500hPa高度は日本の南東海上から北太平洋、北米を經由して大西洋に抜ける波列パターンが明瞭で、海面気圧や850hPa気温においても同様のパターンが見られる。つまり、熱帯の海面水温の違いに伴う対流活動の予測の変化が、中高緯度の循環場に影響を及ぼし、スコア低下に寄与していた可能性がある。

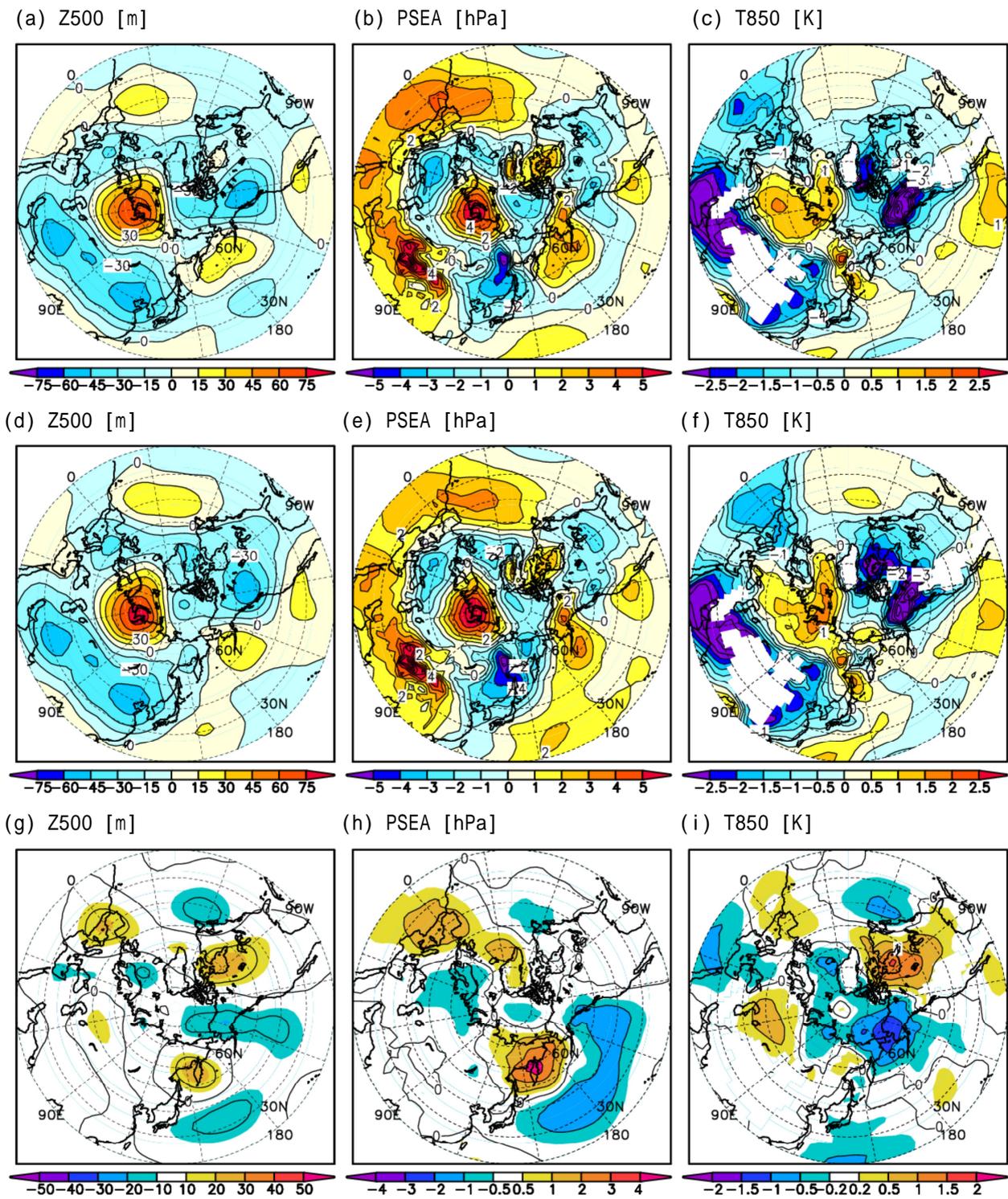
以上の実験の結果から、V1103を基本としてMGDSSTと1か月予報用の海水域推定手法を同時に1か月EPSに適用した際の影響を、夏季と秋季に改善傾向、他の季節では同程度と判断し、大気モデルの変更を含めたV1403のハインドキャストとそれに基づく検証（第1.2節）に進んだ。

イ．1か月予報用の海水域推定手法を単独で適用した影響

1か月予報用の海水域推定手法の影響を更に詳

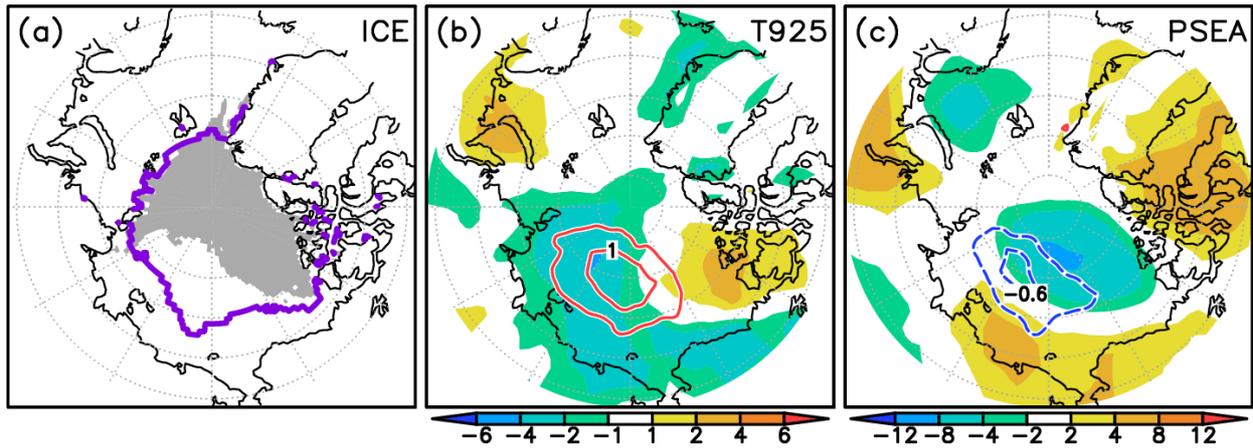
しく確認するために、TEST2として、V1403に対して海水気候値を境界条件として与えた5メンバーアンサンブル実験を行い、その差を評価した。但し、計算機資源の制約からTEST2も事例を限定して実施した。検証に用いた大気解析値はJRA-55である。

第1.1.12図は、2007年8月31日を初期日とする予測について、(a)に予測初期の海水域の解析値（実況）と気候値、(b)と(c)に925hPa気温(T925)及び海面更正気圧(PSEA)の予測第1週（予測3～9日目）の週平均の予測を示す。(b)と(c)の陰影はV1403の解析(JRA-55)からの差（V1403 - JRA-55）等値線はV1403とTEST2の差（V1403 - TEST2）で、同じ予測システムで、海水域のみ1か月予報用の推定手法を用いた場合と気候値を用いた場合の差である。(a)から、今回の事例はその予測初期において、東シベリア海周辺の気候値では海水が存在する領域で海水が無く、海水域の面積も気候値と比べて少なかったことがわかる。(b)と(c)のV1403とTEST2の差（等値線）から、海水が存在しない領域の上空で、T925はV1403がTEST2より高く、PSEAは低くなる傾向がみられる。海水が存在しないことで海水よりも温かい海面水温の影響で海面付近を中心に気温が上昇するのは整合的である。ここでT925に注目すると、V1403は解析よりも低い誤差の傾向（寒色）があることから、初期偏差を考慮した海水域の推定手法を用いることにより低温誤差を軽減していることがわかる。PSEAについてはこの事例において誤差の軽減に海水域の違いが影響しているかは明瞭ではない。地表面気温(TS)でもT925と同様の傾向がみられたが、850hPa気温(T850)及び500hPa高度(Z500)については、T925やPSEAのように気候値と解析値で海水域の異なる領域の上空に明瞭な差はみられなかった（図略）。2008～2012年の8月31日を初期日とする実験の結果からも、事例ごとに海水域の解析値と気候値に差がみられる領域は異なるが、TS及びT925については、その海水域に違いがみられる領域で予測誤差が軽減するという第1.1.12図と同様の傾向がみられた（図略）。



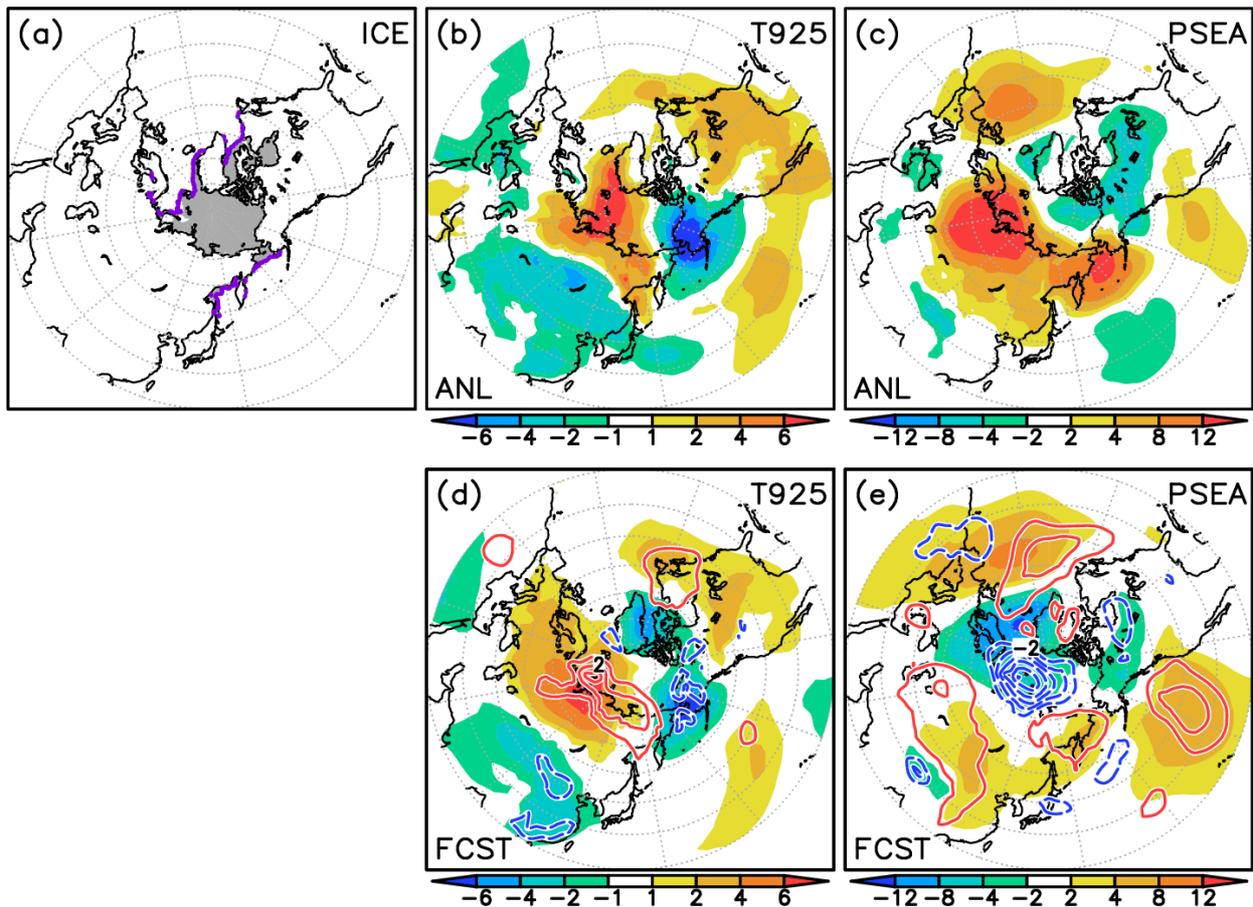
第 1.1.11 図 TEST1 と V1103 の平均誤差およびそれらの差

11月30日初期日の3~4週目平均場の予測。(a)~(c)はTEST1の平均誤差、(d)~(f)はV1103の平均誤差、(g)~(i)は両者の差 (TEST1 - V1103)。 (a)、(d)、(g)が500hPa高度[m]、(b)、(e)、(h)が海面気圧[hPa]、(c)、(f)、(i)が850hPa気温[K]。等値線間隔は(a)、(d)、(g)が15m、(b)、(e)、(h)が1hPa、(c)、(f)、(i)が0.5K。



第 1.1.12 図 2007 年 8 月 31 日における海水域と、それを初期日とする V1403 と TEST2 の第 1 週 (3 ~ 9 日目) の週平均の予測 (北半球、65°N 以北)

(a) は 2007 年 8 月 31 日の解析値 (陰影) と気候値 (紫線) の海水域、(b) は 925hPa 気温 (T925) [K] の第 1 週の予測で、陰影は V1403 の解析からの誤差 (V1403 - JRA-55)、等値線は V1403 と TEST2 の差 (V1403 - TEST2)、等値線間隔は 0.5K。(c) (b) と同様、但し、海面更正気圧 (PSEA) [hPa]。等値線間隔は 0.3hPa。(b) と (c) の陰影はカラーバー参照。



第 1.1.13 図 2011 年 12 月 31 日における海水域と、2012 年 1 月の解析値及び 2011 年 12 月 31 日を初期日とする 2012 年 1 月に対する V1403 と TEST2 の月平均の予測 (北半球、20°N 以北)

(a) は 2011 年 12 月 31 日の解析値 (陰影) と気候値 (紫線) の海水域。(b) は 925hPa 気温 (T925) [K] の 2012 年 1 月の月平均の解析の平年偏差 (陰影)。(c) (b) と同様、但し、海面更正気圧 (PSEA) [hPa]。(d) は T925 の 2011 年 12 月 31 日を初期日とする 2012 年 1 月の月平均の予測で、陰影は V1403 のモデル平年値からの平年偏差、等値線は V1403 と TEST2 の差 (V1403 - TEST2)。等値線間隔は 1K。(e) (d) と同様、但し、PSEA。等値線間隔は 1hPa。(b) ~ (e) の陰影はカラーバー参照。

次に、予測1か月平均への影響をみるために、2011年12月31日を初期日とする2012年1月の月平均の予測について示す。第1.1.13図(a)は、2011年12月31日を初期日とする予測における予測初期の海水域の解析値と気候値である。同図(b)と(c)はそれぞれT925とPSEAの解析の2012年1月の半年偏差、同図(d)と(e)はT925とPSEAのV1403による2012年1月の1か月平均予測のモデル半年値からの半年偏差(陰影)と、V1403とTEST2の差(等値線)である。第1.1.13図の(d)と(e)は、第1.1.12図の(b)と(c)とは異なり、解析からの差(誤差)ではなく半年偏差を描画していることに注意していただきたい。本事例はバレンツ海及びカラ海で実況の海水が気候値よりも少ない事例である(第1.1.13図(a))。2012年1月の月平均のT925の解析(同図(b))と同じ期間を対象とした予測(同図(d))の半年偏差(陰影)を比較すると、T925のカラ海上空、北太平洋西部及び北米の高温偏差、中国南部及びアラスカの低温偏差について、V1403は現実の半年偏差をよく予測できていると考えられる。PSEAの解析(同図(c))と予測(同図(e))の半年偏差を比較すると、カラ海とその南側を中心とした解析にみられる正偏差は予測できていないものの、北太平洋東部、北大西洋東部、中国東部及びベーリング海の正偏差、カナダ上空の負偏差などはよく予測できていると思われる。この時のモデルに与える海水域の違いによる予測の違い((d)と(e)の等値線)をみると、特にT925では、与える海水域を気候値から1か月予報用の海水域推定手法に基づく推定値に変更することで、V1403の半年偏差と同じ符号の差が現れており、本事例では海水域推定手法の改善が予測により影響を与えていることが示唆される。このように、海水域の違いによりその海水域から離れた領域にも影響が現れる(テレコネクション)ことは過去の研究でも示されており(例えば、Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012)。今回の検証結果は、1か月予報において海水偏差を考慮することの重要性を示す一つの結果と考えられる。但し、今回は海水域の違いによるテレコネクシ

ョンのメカニズムや影響の現れ方の季節依存性などは確認できていないので、これらは今後の課題である。また、今回の結果は1か月EPS(V1403)における海水域の違いに対する大気の応答を確認しているが、現実の大気が海水域の違いで受ける影響を理解するには、そのメカニズムを議論することを含め、より詳細な調査が必要であることに注意が必要である。

(6) まとめ

1か月EPSの高度化を図るため、従来よりも高解像度の海面水温(MGDSST)及び海水データセットの利用、並びに、予測期間中の海水分布について初期偏差を考慮する方法を導入するに当たり、海面水温の特性の調査、1か月予報に最適な初期の海水偏差を利用した海水域推定手法の検討、1か月EPSにおけるインパクト調査を実施した。

海面水温の気候値は、MGDSSTとCOBE-SSTで熱帯から中緯度にかけてはほぼ同程度、高緯度域の海水縁付近でMGDSSTのほうが低かった。境界値として与える海面水温偏差の日々の変動はMGDSSTの方が小さかった。

海水域の推定については、海水域面積初期偏差に加え、期間の前半は海水密接度初期偏差を利用する手法を開発した。これにより1か月間の海水域の推定精度はこれまで利用していた気候値と比べ概ね改善した。

MGDSSTと今回開発した海水域推定手法をV1103に適用したインパクト実験では、COBE-SSTと海水気候値を利用したV1103のハインドキャスト実験と比べ、夏季と秋季に改善傾向、他の季節では同程度であった。夏季と秋季の改善傾向は海水偏差導入が主に影響したと考えられる。一方、冬季は3~4週目にスコアの低下傾向が見られるが、これは熱帯におけるMGDSSTとCOBE-SSTとの海面水温の違いに対して数値予報モデルが過敏に応答し、対流活動に違いが生じたことによるものと考えられる。

また、海水の影響を更に詳しく確認するために、V1403に海水気候値を与えた実験を行い、今回開

第 1.1.6 表 週間アンサンブル予報システムと 1 か月アンサンブル予報システムの仕様 (2014 年 3 月現在)
 1 か月アンサンブル予報システムの記述は、第 1.1.2 表の変更後 (V1403) と同様。黄色セルは直近のシステム更新において共通化が図られた項目。

		週間アンサンブル予報システム	1 か月アンサンブル予報システム
更新年月		2014年 2 月	2014年 3 月
モデル	バージョン ¹	GSM1304	
	解像度	TL479L60 (上端:0.1hPa)	TL319L60 (上端:0.1hPa)
初期条件	大気初期条件	全球速報解析	
	陸面初期条件	積雪・土壌温度：解析に基づく 土壌水分：気候値	オフライン陸面解析
境界条件	海面水温	MGDSST 解析値 (前日) に基づき、予測期間中は初期偏差持続	
	海水 ²	日別海水データセット解析値 (前日) に基づき、 予測期間中は初期の海水密接度偏差 持続	
気候値	海面水温	NOAA OI-SST気候値 (月平均) を内挿 (Reynolds and Smith 1994)	MGDSST気候値 (日別) (1982-2010年 (29年))
	海水	海水気候値 (月平均) を内挿 (Nomura 1998)	日別海水データセット気候値 (日別) (1981-2010年 (30年))
	エーロゾル ³	気候値 (atod0902)	
アンサンブル手法		SV法 (北半球域 + 熱帯域 + 南半球域)	BGM法 (北半球域 + 熱帯域)
		+ 確率的物理過程強制法	
			+ LAF法 (1 日ごと)
メンバー数		27	50 (25 × 2初期時刻)

¹ 大気モデルのバージョンとして、1 か月アンサンブル予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を 4 桁の数字として示す。

² モデルでは、部分海水格子 (格子内に海水域と開水域が共存している状態) は考慮せず、海水密接度 55% をしきい値として海水の有無を判別している。

³ エーロゾルの光学的厚さの月別気候値。括弧 () 内の文字列はデータのバージョンで、作成年月による 4 桁の数字で示す。

発した海水域推定手法を用いている V1403 の予測結果と比較した。この比較からは、予測第 1 週には海水の解析値と気候値に差がある領域の上空で海面付近を中心に大気に影響がみられた。また、1 か月予測では、海水域に差のある領域から離れた領域にも影響が広がり、予測結果に影響していることが確認された。

今後も、数値予報モデルに与える境界条件の改善と合わせて、境界条件が大気に与える影響のメカニズムの理解を進めるとともに、数値予報モデルの改善にも引き続き取り組んでいく必要がある。

1.1.3 全球アンサンブル予報システムの構築に向けて⁵

第 1.1.1 項では、2014 年 3 月に実施した 1 か月 EPS の変更の概要、第 1.1.2 項では、この変更中の海面水温と海水データの変更及び海水分布推定手法の改良の詳細を記述した。第 1.2 節で示すように、ハインドキャストに基づく検証結果から、今回の変更による予測精度の改善も確認された。

数値予報課と気候情報課は連携して、現在の台風アンサンブル予報システム(台風 EPS)、週間 EPS、そして 1 か月 EPS を統合し、台風及び週間天気予報から 1 か月予報を一体的に支援する「全球アンサンブル予報システム」の構築を目指して開発を進めている。この一体化により、開発対象の集中

⁵ 新保 明彦

及び開発成果の共有、相互活用を進め、更なる予測精度向上の実現につなげることに加え、各種現業作業において同じアンサンブル予報システムから生成された予測結果を用いることにより、使用する予報作業支援資料の整合性を高めることが可能となる。

今回の1か月EPSの更新は、同時期(2014年2月)に実施された週間EPS(越智と経田 2014)及び台風EPS(経田と越智 2014)の更新とともに、各システムの仕様の共通化を考慮して進められた。第1.1.6表は、2014年3月現在の週間EPSと1か月EPSの仕様の比較である。第1.1.6表の黄色セルは、直近の両アンサンブル予報システムの更新において共通化が図られた項目である。ここからわかるように、今回の更新では、全球大気モデルのバージョンや用いる海面水温など多くの部分の共通化が進められた。

現在は、当面の課題である週間から2週先までのアンサンブル予報を生成する全球アンサンブル予報システムの運用の開始に向けた開発を進めている。このシステムの運用により、週間天気予報と異常天候早期警戒情報に用いるアンサンブル予報結果が共通化される予定である。

参考文献

岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.

越智健太, 経田正幸, 2014: 週間アンサンブル予報システム. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-61.

川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.

気象庁, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報(気象編)第275号.

気象庁, 2014: 気候変動監視レポート2013, 71pp.

気象庁気候・海洋気象部, 2005: 1か月予報モデルの変更. 配信資料に関する技術情報(気象編)第187号.

気象庁地球環境・海洋部, 2006: 1か月及び3か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更について. 配信資料に関する技術情報(気象編)第219号.

気象庁地球環境・海洋部, 2008: 1か月アンサンブル予報システムの変更. お知らせ.

気象庁予報部, 1996: 数値予報課報告・別冊第42号, 93pp.

気象庁予報部, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲

対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報(気象編)第275号.

気象庁予報部, 気候・海洋気象部, 1997: 季節予報(1か月予報)で利用する1か月数値予報モデルの変更について. 配信資料に関する技術情報(気象編)第12号.

北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.

北川裕人, 2007: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.

経田正幸, 2000: 週間アンサンブル予報システムの性能. 平成12年度数値予報研修テキスト, 数値予報課報告・別冊第47号. 気象庁予報部, 86-93.

経田正幸, 2002: 2002年2月に行ったEPSの変更. 平成14年度数値予報研修テキスト. 気象庁予報部, 30-31.

経田正幸, 越智健太, 2014: 台風アンサンブル予報システム. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-71.

栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73特別号, 気象庁, S1-S18.

下河邊明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-96.

新保明彦, 佐藤均, 古林絵里子, 2003: 1か月予報モデルの変更とその影響. 平成15年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 1-9.

徳広貴之, 2003: 陸面解析の現業化. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁, 76-77.

中川雅之, 2004: 全球モデルの改良. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 43-50.

野村厚, 1996: SST・海水. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 62-78.

平井雅之, 2013: 1か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 168-181.

平井雅之, 坂下卓也, 2005: 2004年7月の氷床アルベドの変更. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 70-71.

松村崇行, 2000: 全球モデル. 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-22.

萬納寺信崇, 前田修平, 2001: 1か月予報のための数値予報モデル. 平成13年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 35-47.

米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル手法の導入. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-65.

Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887-2908.

Chikamoto, Y., H. Mukougawa, T. Kubota, H. Sato, A. Ito, and S. Maeda, 2007: Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04806,

- doi: 10.1029/2006GL028450.
- Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya, 2012: The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. *J. Climate*, **25**, 2561-2568.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Jung, T., M.J. Miller, T.N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J.M. Adams, E.L. Altshuler, B.A. Cash, J.L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K.I. Hodges, 2012: High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *J. Climate*, **25**, 3155-3172.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, Accepted.
- Matsumoto, T. M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea Ice Data Derived from Microwave Radiometer for Climate Monitoring. 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, P2.21. Available online at https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper_101105.htm.
- Mizuta, R., Y. Adachi, S. Yukimoto, and S. Kusunoki, 2008: Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean. *Technical Reports of the Meteorological Research Institute*, **56**, 28pp.
- Nomura, A., 1995: Global sea ice concentration data set for use with the ECMWF re-analysis system. *ECMWF Technical Report Re-Analysis Project*, 76.
- Nomura, A., 1998: Global sea ice concentration data set used in ERA. ECMWF Re-Analysis Project Series vol. 4, ECMWF.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Reynolds, R.W. and T.M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297-3319.

1.2 ハインドキャストによる検証¹

第 1.1 節で述べた新しい 1 か月アンサンブル予報システム (1 か月 EPS) について、多数の過去事例を対象とした予測実験 (ハインドキャスト) を実施し、予測性能を把握するための検証を行った。本節ではその検証結果を報告する。はじめにハインドキャストの実験概要を述べ、次に 1 か月 EPS の基本性能であるモデル平年値と平均誤差、予測精度、変動特性の検証結果を示す。さらに、個別の現象に着目して、ブロッキング高気圧、総観規模擾乱の活動度、マッデン・ジュリアン振動、夏のアジアモンスーンに関する予測特性を示す。

なお、ここでは新しい 1 か月 EPS を「V1403」、旧 1 か月 EPS を「V1103」と表記する。また、検証における各領域の定義は、北半球域は 20°N~90°N、熱帯域は 20°S~20°N、南半球域は 20°S~90°S である。

1.2.1 ハインドキャストの概要

ハインドキャストにおける 1 か月 EPS の仕様 (第 1.2.1 表) は、第 1.1 節の現業システムとほぼ共通であるが、大気・陸面初期値、アンサンブルメンバー数は現業システムと異なる。ハインドキャストでは、大気初期値には再解析データを用

いており、従来は長期再解析/気象庁気候データ同化システム (JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007) であったが、今回は最新の再解析である気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015) を使用した。陸面初期値には、従来のハインドキャストでは、気象庁の全球客観解析 (GANAL) からの大気強制力及び積雪観測データを使ったオフライン陸面解析に基づく気候値を利用していたが、今回のハインドキャストでは JRA-55 陸面解析値を利用した。また、メンバー数は現業システムより少なく、1 初期値あたり 5 メンバーであり、これは新旧ハインドキャストで変わらない。

検証に用いた解析データは、V1403、V1103 ともに大気解析値は JRA-55、降水量解析値は GPCP の月別値 (version 2.2; Adler et al. 2003) と日別値 (version 1.2; Huffman et al. 2001) である。

1.2.2 モデル平年値と平均誤差

数値予報モデルで予測される平均的な循環場は、ある程度長い予測時間になるとモデルの持つ平衡的な状態 (モデル平年値) に近づき、系統的な誤差を生じる。プロダクトの作成時にはこの系統誤差を補正しているが、系統的にずれた基本場により大気の変動パターンも歪められてしまうと、そ

第 1.2.1 表 V1403 と V1103 のハインドキャストの仕様

		新システム (V1403)	旧システム (V1103)
モデル	バージョン	GSM1304	GSM1011C
	解像度	TL319L60 (上端 : 0.1hPa)	TL159L60 (上端 : 0.1hPa)
初期条件	大気初期条件	JRA-55	JRA-25/JCDAS
	陸面初期条件	JRA-55 陸面解析値	気候値 (1997~2009 年)
境界条件	海面水温	MGDSST 予測期間中は初期偏差持続 (気候値 1982~2010 年)	COBE-SST 予測期間中は初期偏差持続 (気候値 1979~2004 年)
	海氷分布	MGDSST に利用した海氷データ 予測期間中は初期の密接度偏差から 統計的に推定 (気候値 1981~2010 年)	COBE-SST 気候値 (1979~2004 年)
アンサンブル手法	摂動作成手法	BGM 法 (北半球域+熱帯域) + 確率的物理過程強制法	BGM 法 (北半球域+熱帯域)
	メンバー数	5	
対象期間	1981~2010 年		
初期値日	毎月 10 日、20 日、月末		

¹ 佐藤 均、宮岡 健吾、長澤 亮二 (現在、数値予報課)、
新保 明彦、高谷 祐平、松枝 聡子、杉本 裕之

の歪みを系統誤差補正によって単純に修正することは難しい。そのため、モデルがなるべく解析に近い平年値を再現できることが望ましい。ここでは、主要な循環場のモデル平年値と平均誤差（系統誤差）を確認する。

（１）北半球域

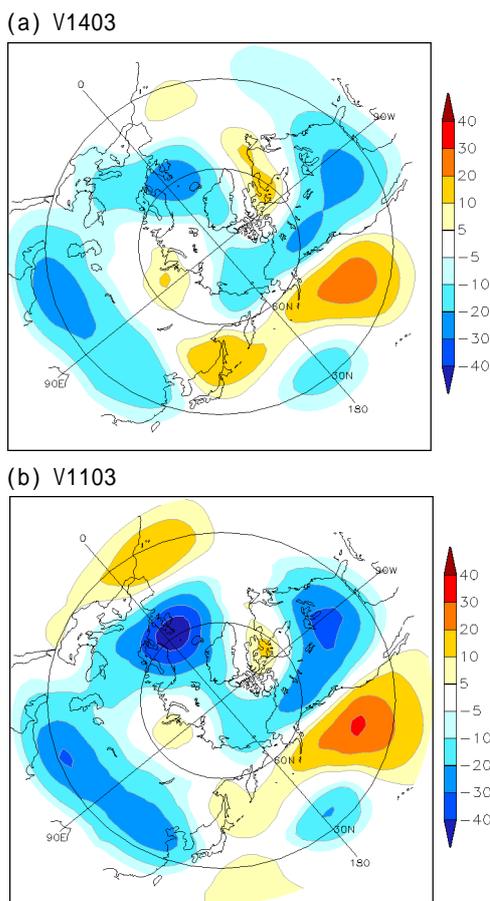
今回の１か月 EPS の更新では、中高緯度の平均誤差に大きな改善が見られる。その例として、500hPa 高度 4 週（予測 3～30 日）平均場の平均誤差の比較を第 1.2.1 図と第 1.2.2 図に示す。冬（11/30～2/20 の間の 9 初期日の予測）で平均した北半球域の平均誤差分布（第 1.2.1 図）では、V1103 で見られるヨーロッパ北部などの大きな誤差が V1403 では減少した。各格子点における平均誤差の大きさを北半球域平均して比較すると（第 1.2.2 図）季節によらず V1403 の平均誤差は減少

していることが分かる。

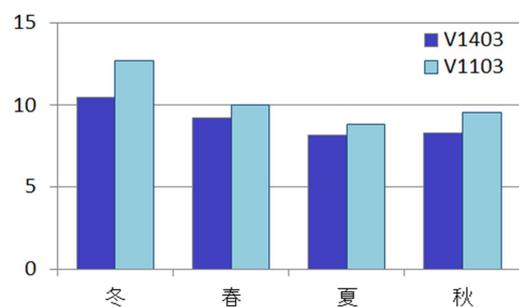
（２）熱帯域

熱帯域の平均誤差も全般には同等または改善の傾向である。第 1.2.3 図は、北半球の冬（11 月末、12 月末、1 月末初期日の月平均の予測）で平均した降水量、200hPa 速度ポテンシャル、850hPa 流線関数のモデル平年値と平均誤差を表す。ここでは降水量の解析値として GPCP 月別値を利用するため、各月末の 3 初期日の月平均場を用いることとし、他の要素もこれに合わせた。降水量の平均誤差分布は新旧モデルでほとんど変わらず、海上を中心として解析に比べて降水量が多い。ただし、インド洋上の降水量過多、オーストラリアにおける過少の誤差などはやや改善された。これにより、200hPa 速度ポテンシャルでは大規模発散の中心の南側に当たるオーストラリア付近で正の平均誤差（発散が弱い誤差）が減少し、またインド洋西部の負の平均誤差も減少した。対流圏下層の循環（850hPa 流線関数）においても太平洋東部を除いて概ね平均誤差は減少し、改善が見られる。

一方、夏のアジアモンスーン域など、一部の季節、領域では平均誤差が大きくなる傾向がある。第 1.2.4 図は、第 1.2.3 図と同じ要素について、北半球の夏（5 月末、6 月末、7 月末初期日の月平均の予測）を対象としたものである。降水量では誤差の分布は新旧モデルで同様だが、アジア域に注目するとフィリピンや南シナ海周辺で降水量が少なく、赤道付近で多い誤差のコントラストが

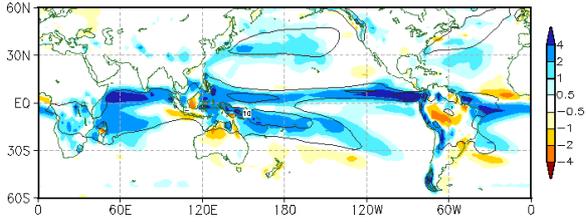


第 1.2.1 図 (a)V1403 と(b)V1103 の北半球域 500hPa 高度（4 週平均場）の平均誤差分布 冬の 9 初期日（11/30～2/20）の平均。単位は m。

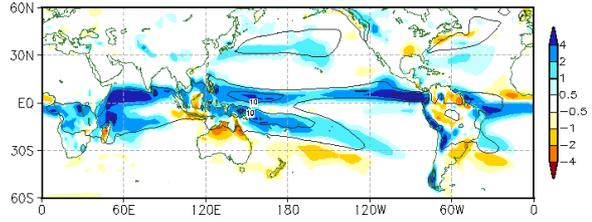


第 1.2.2 図 北半球域で平均した季節別 500hPa 高度（4 週平均場）の平均誤差の大きさ 冬（11/30～2/20）春（2/28～5/20）夏（5/31～8/20）秋（8/31～11/20）の各 9 初期日の平均。単位は m。

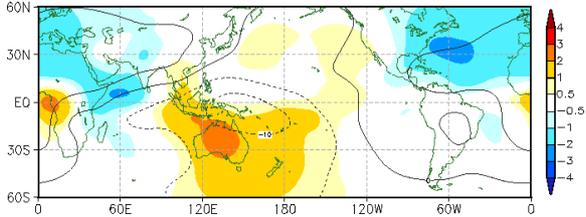
(a) 降水量 (V1403)



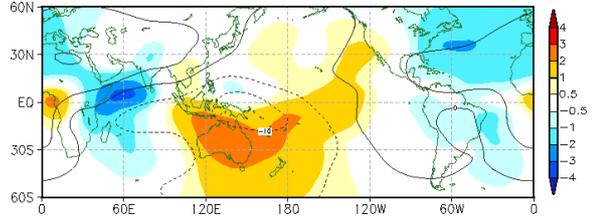
(b) 降水量 (V1103)



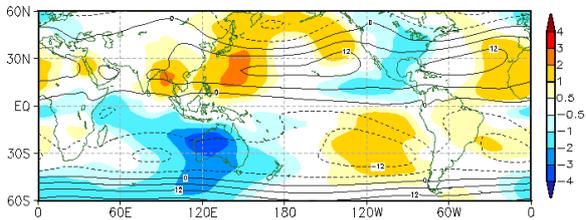
(c) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



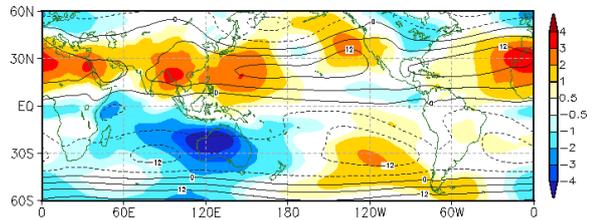
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1103)



(e) 850hPa 流線関数 (V1403)



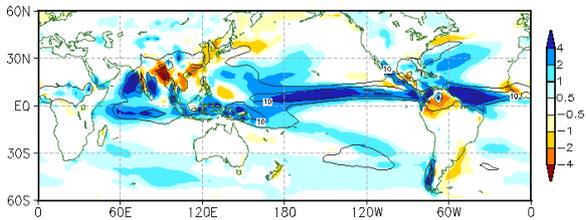
(f) 850hPa 流線関数 (V1103)



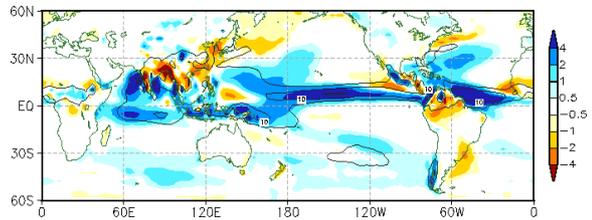
第1.2.3図 北半球の冬を対象とした月平均場のV1403 (左列)とV1103 (右列)のモデル年平均值 (等値線)と平均誤差 (陰影)

(a)と(b)は降水量(単位はmm/day)、(c)と(d)は200hPa速度ポテンシャル(単位は $10^6\text{m}^2/\text{s}$)、(e)と(f)は850hPa流線関数(単位は $10^6\text{m}^2/\text{s}$)。11/30、12/31、1/31初期日の月平均(12月、1月、2月)を平均した。

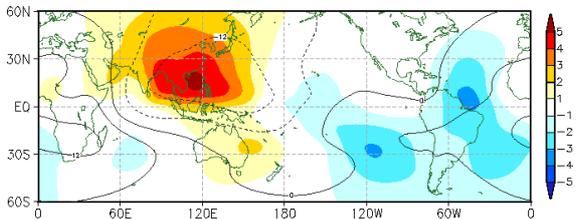
(a) 降水量 (V1403)



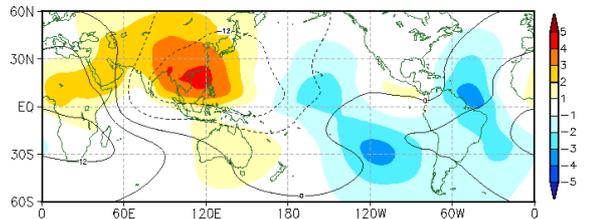
(b) 降水量 (V1103)



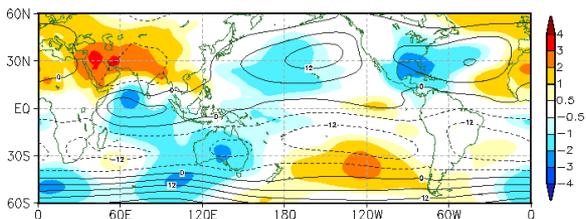
(c) 200hPa 速度ポテンシャル (V1403)



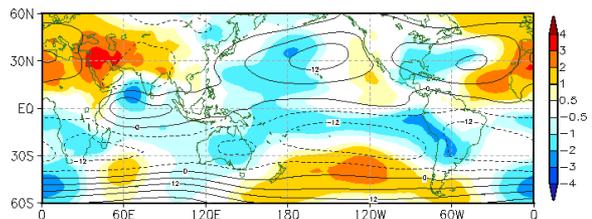
(d) 200hPa 速度ポテンシャル (V1103)



(e) 850hPa 流線関数 (V1403)

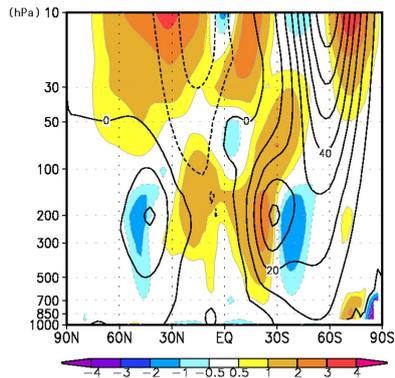


(f) 850hPa 流線関数 (V1103)

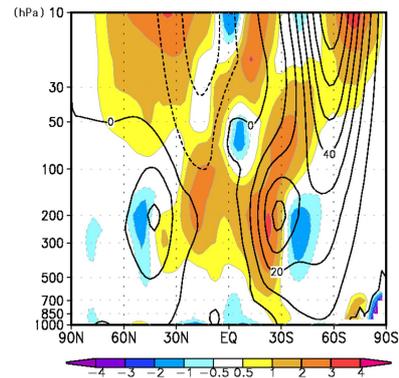


第1.2.4図 第1.2.3図と同じ。ただし、北半球の夏(5/31、6/30、7/31初期日の月平均)対象。

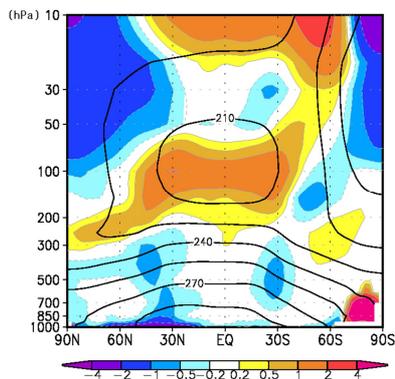
(a) 東西風 (V1403)



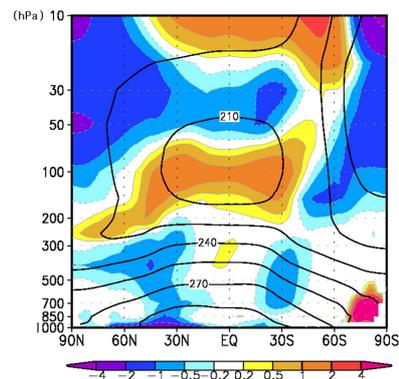
(b) 東西風 (V1103)



(c) 気温 (V1403)

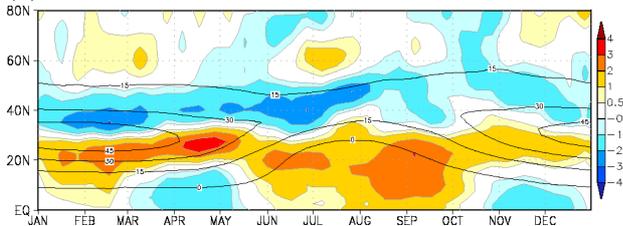


(d) 気温 (V1103)

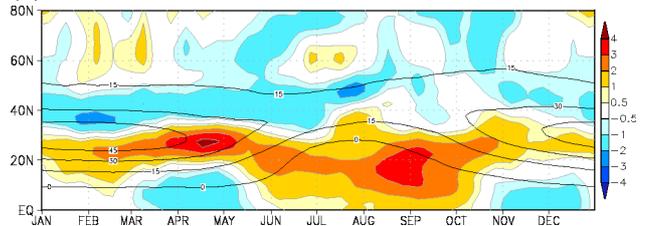


第 1.2.5 図 北半球の夏の帯状平均東西風（上段）と気温（下段）のモデル平年値（等値線）と平均誤差（陰影）の高度・緯度断面図
 単位は、東西風 :m/s、気温 :K。夏（5/31～8/20 の 9 初期日）の 4 週平均場の平均。

(a) V1403



(b) V1103



第 1.2.6 図 200hPa 東西風のモデル平年値（等値線）と平均誤差（陰影）の緯度・時間断面図（東半球側の経度 0°～180° 平均）
 36 初期日の 4 週平均場から作成。単位は m/s。横軸の日付は予測対象期間の中心に対応。

V1403 で強まったため、200hPa 速度ポテンシャルでは大規模発散域の中心のやや西側にあたる南シナ海付近を中心として、正の平均誤差（発散が弱い誤差）が V1403 で増加した。また、850hPa 流線関数では、ユーラシア大陸南部からフィリピン付近で正の誤差、インド洋で負の誤差が大きくなり、モンスーン循環が弱まる誤差を示している。このアジアモンスーンの平均誤差の変化は、予備実験

の結果から、今回の変更点（第 1.1 節参照）のうち主に積雲対流スキームにおけるトリガー関数の閾値の変更による影響と考えられる。

（ 3 ） 帯状平均

北半球の夏における帯状平均の東西風と気温のモデル平年値と平均誤差を第 1.2.5 図に示す。南北両半球の対流圏における亜熱帯ジェット気流に

注目して東西風を見ると、新旧モデルともにジェット軸の低緯度側で西風が強く、高緯度側で西風が弱い平均誤差分布となっている。この特徴は他の季節にも共通する。また、V1403ではV1103に比べてジェット軸の位置はほとんど変わらないが、風速が小さくなり、ジェット軸の低緯度側における正の誤差が減少する一方、高緯度側の負の誤差はやや増加した。ジェット軸が低緯度側に偏る誤差に対応して、気温場では新旧モデルとも対流圏中層を中心に低温の平均誤差が見られるが、V1403ではV1103に比べてこの誤差が減少した。

さらに、日本の天候とも関係が深い北半球の東半球側(経度 0° ~ 180° 平均)におけるジェット気流の季節変化に注目する。第1.2.6図は、200hPa東西風の4週平均場の予測を対象とした緯度・時間断面図である。新旧モデルとも、この領域における亜熱帯ジェット気流はほぼ年を通して軸の南側で強く、北側で弱い誤差傾向が明瞭である。V1403では、春や秋を中心にジェット軸の南側の正誤差が減少する一方、夏を中心にジェット軸の北側で負の誤差が増加した。夏の亜熱帯ジェット気流が弱まる平均誤差は、第1.2.4図で示した夏のアジアモンスーンがV1403でより弱いことと関係していると考えられる。一方、図は省略するが、北米から北大西洋における東西風の平均誤差は、概ね減少している。

1.2.3 予測精度

ここでは予測精度の評価として、アンサンブル平均による決定論的予測の精度やアンサンブルメンバーによる確率論的予測の精度、循環指数の予測精度を検証する。なお、これらの予測精度の計算に用いる予測値は、モデル平年値からの偏差、すなわち系統誤差補正後の平年偏差とした。

(1) アンサンブル平均の予測精度

各格子点におけるアンサンブル平均の年々変動のアノマリー相関係数を、北半球の冬と夏について第1.2.7図と第1.2.8図に示す。500hPa高度は予測3~30日の4週平均場を対象とし、降水量は

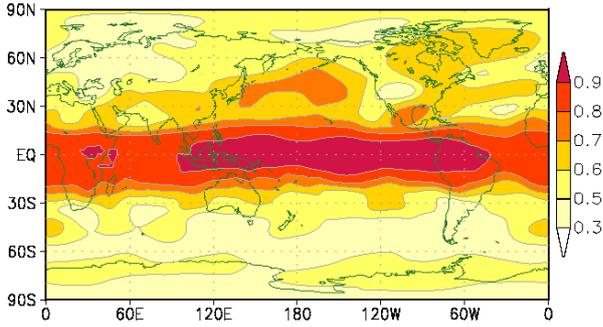
検証に用いるGPCP月別値データに合わせて、月末初期日の月平均場の予測を対象とした。500hPa高度の予測精度は、冬、夏ともにV1403はV1103に比べて中高緯度で概ね改善している。熱帯域では、冬に大西洋からアフリカ大陸、インド洋にかけて500hPa高度の予測精度の低下が見られるものの、降水量の予測精度ではこれらの領域で特に低下している様子は見られない。熱帯域における降水量の予測精度は、冬、夏ともに同等または改善している。他の季節、要素でも、熱帯域、中高緯度の循環場ともにV1403はV1103に比べて同等から改善の傾向である。

次に、予測時間ごとの予測精度を7日平均場の領域別アノマリー相関係数により示す。第1.2.9図は、北半球域の500hPa高度と海面更正気圧、熱帯域の200hPa速度ポテンシャルと海面更正気圧について、北半球の冬における7日平均場のアノマリー相関係数を予測30日目まで示したものである。北半球域では、ほぼ予測期間を通してV1403に改善傾向が見られ、特に予測期間前半は有意な改善である。熱帯域では北半球域に比べて改善幅は小さいが、V1403で改善が見られる。他の季節や要素、また二乗平均平方根誤差(RMSE)による評価でも同様である。なお、第1.2.9図(c)の熱帯域200hPa速度ポテンシャルでは、予測期間後半に改善傾向があるが、他の季節では予測期間前半中心の改善となっており、他の要素と同様の結果である。以上のようなV1403の改善のうち、特に1週目を中心とした予測期間前半の改善には、ハインドキャストの大気初期値をV1103におけるJRA-25/JCDASからV1403におけるJRA-55に変更したことによる効果が大きいことが、予備実験の結果から確認されている。なお、検証データをJRA-55からJRA-25/JCDASに変更しても、V1403の改善傾向は変わらない。

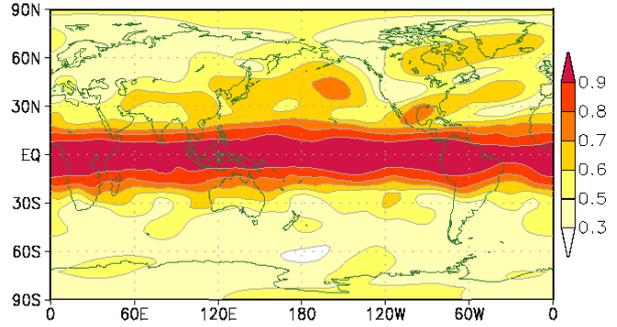
(2) 確率予測の評価

確率論的予測の検証指標として、ブライアスキルスコア(BSS)とROC面積を用いる。BSSは、0より大きい値であれば気候値予報より情報価値があ

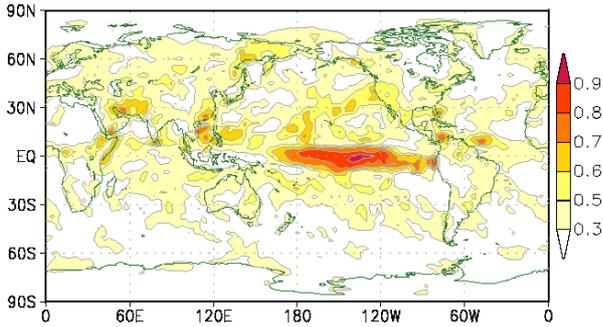
(a) 500hPa 高度 (V1403)



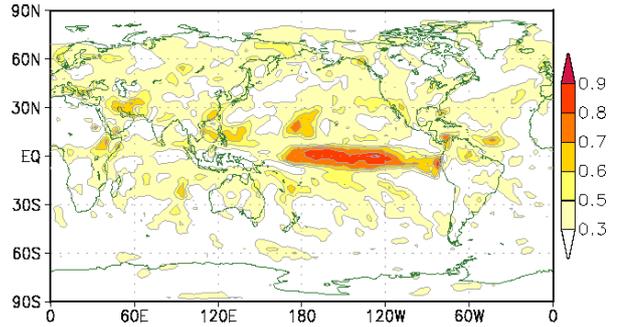
(b) 500hPa 高度 (V1103)



(c) 降水量 (V1403)



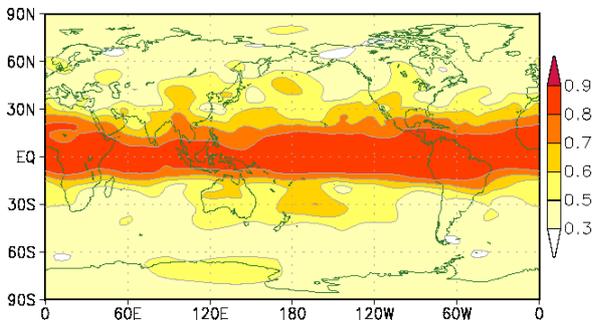
(d) 降水量 (V1103)



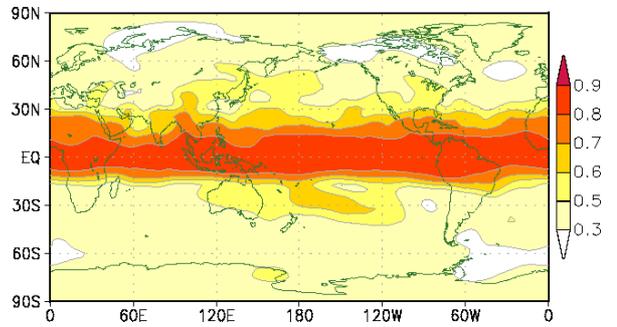
第 1.2.7 図 500hPa 高度と降水量の予測精度 (アノマリー相関係数、北半球の冬)

上段は 500hPa 高度 (予測 3 ~ 30 日の 4 週平均場)、下段は降水量 (月末初期日からの月平均場) の予測に対するアノマリー相関係数。左列は V1403、右列は V1103。500hPa 高度は 9 初期日 (11/30 ~ 2/20)、降水量は 3 初期日 (11/30, 12/31, 1/31) の予測を対象としている。

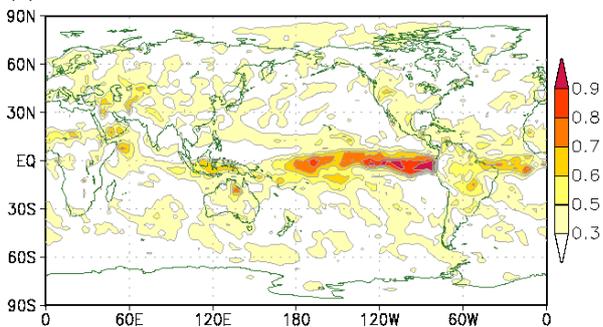
(a) 500hPa 高度 (V1403)



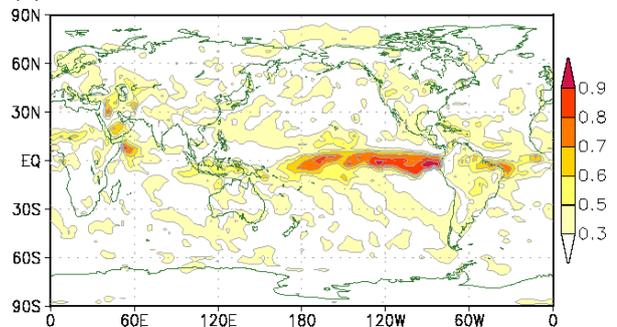
(b) 500hPa 高度 (V1103)



(c) 降水量 (V1403)



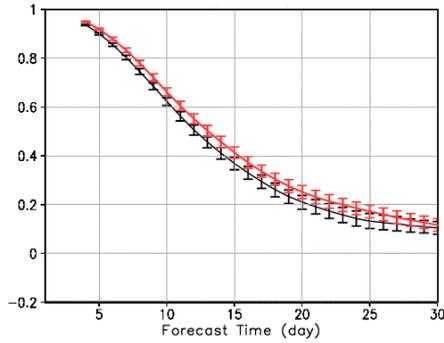
(d) 降水量 (V1103)



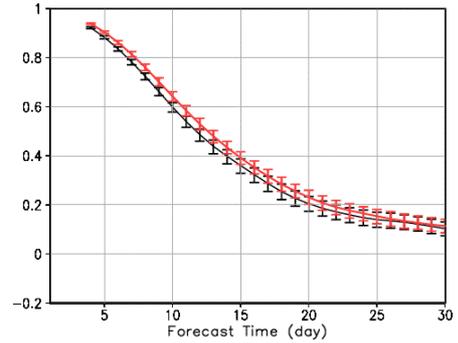
第 1.2.8 図 第 1.2.7 図と同じ。ただし、北半球の夏。

500hPa 高度は 5/31 ~ 8/20 の 9 初期日、降水量は 5/31、6/30、7/31 の 3 初期日対象。

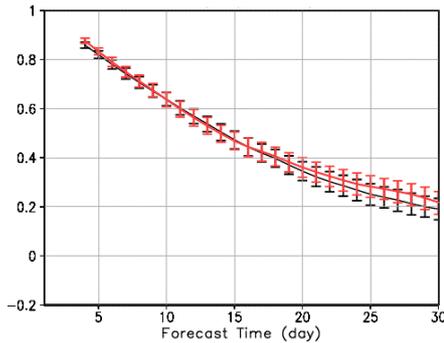
(a) 500hPa 高度 (北半球域)



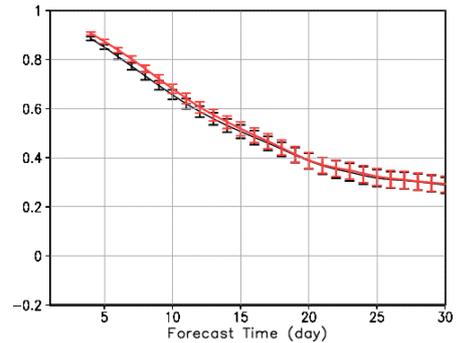
(b) 海面更正気圧 (北半球域)



(c) 200hPa 速度ポテンシャル (熱帯域)



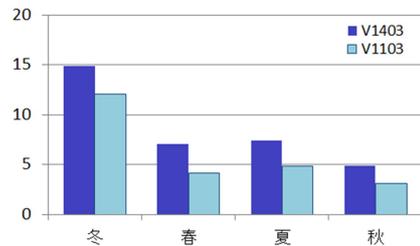
(d) 海面更正気圧 (熱帯域)



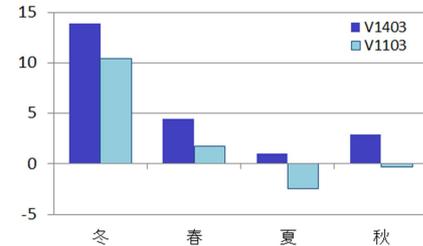
第 1.2.9 図 予測時間ごとの予測精度 (7日平均場のアノマリー相関係数、北半球の冬)

(a)北半球域の 500hPa 高度、(b)北半球域の海面更正気圧、(c)熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャル、(d)熱帯域の海面更正気圧。北半球の冬 (11/30 ~ 2/20 の 9 初期日) の予測が対象。横軸は予測対象日 (7日平均の中心)、赤線は V1403、黒線は V1103。誤差幅は信頼区間 95%の平均値の存在範囲を示す。

(a) 500hPa 高度 (北半球域)



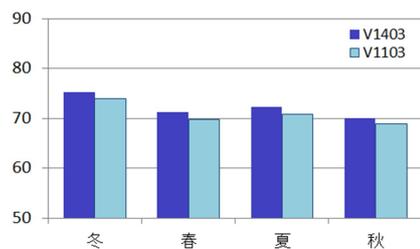
(b) 海面更正気圧 (熱帯域)



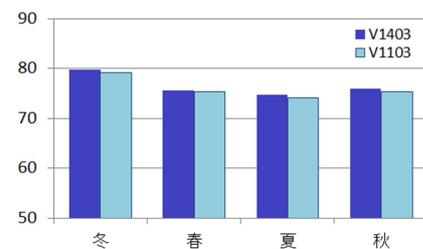
第 1.2.10 図 ブライアスキルスコア (%)

4 週平均の (a)北半球域 500hPa 高度、(b)熱帯域海面更正気圧について、3 階級の「高い」事象を対象とする。冬は 12 ~ 2 月、春は 3 ~ 5 月、夏は 6 ~ 8 月、秋は 9 ~ 11 月を初期日とする各 9 初期日の予測。

(a) 500hPa 高度 (北半球域)



(b) 海面更正気圧 (熱帯域)



第 1.2.11 図 ROC 面積 (%)

対象事象、季節は第 1.2.10 図と同じ。

ROC 面積についても同様に第 1.2.11 図に示す。こちら各要素、領域、季節で V1403 が V1103 に対して改善または同等である。また、いずれのスコアも 50%より大きいことから、空振り率より適中率の方が大きく有用な予測であることを示している。週別予測（図略）では、1 週目や 2 週目を中心に V1403 で改善が見られ、これは「平年並」や「低い」の階級でも同様である。なお、ROC 面積においても「平年並」の予測は「高い」や「低い」に比べて相対的にスコアが低い。

(3) 循環指数の予測精度

予報作業で利用する循環指数の予測についても、予測精度を解析との相関係数により評価する。第 1.2.12 図は、500hPa 高度平年偏差から計算される極東東西指数と沖縄高度、降水量平年偏差の領域平均である C11 と C12、850hPa 気温平年偏差の北日本と西日本の領域平均の予測に対する年々変動の相関係数である。これらの各指数の予測精度は、

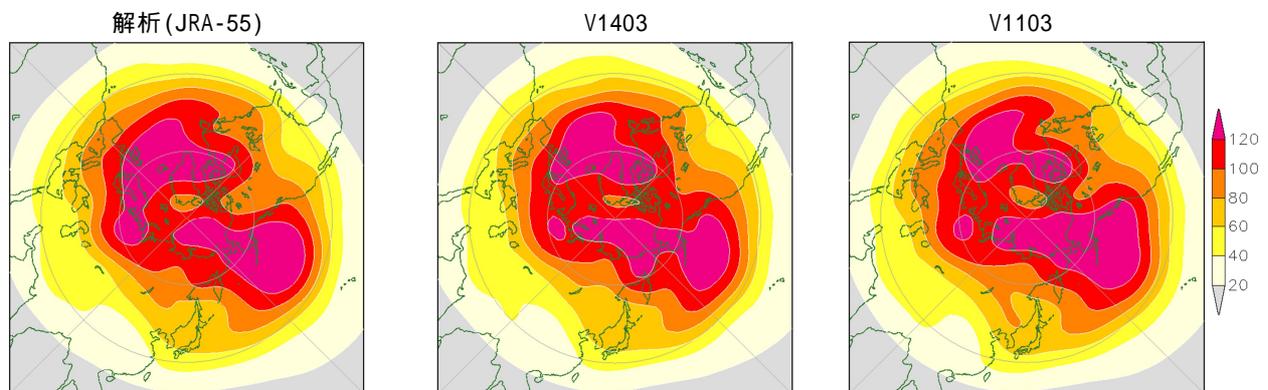
全般に冬に高く、夏に低い傾向が見られ、また V1403 は V1103 に対して概ね改善または同等である。ただし、秋の極東東西指数や降水量 C12、冬の降水量 C11 など、季節や指数によっては V1403 で改善も見られる。週別の予測でも同様に V1403 で概ね改善または同等の傾向である（図略）。ただし、指数や時期（初期日）による改善度合いの違いも大きい。

1.2.4 変動特性

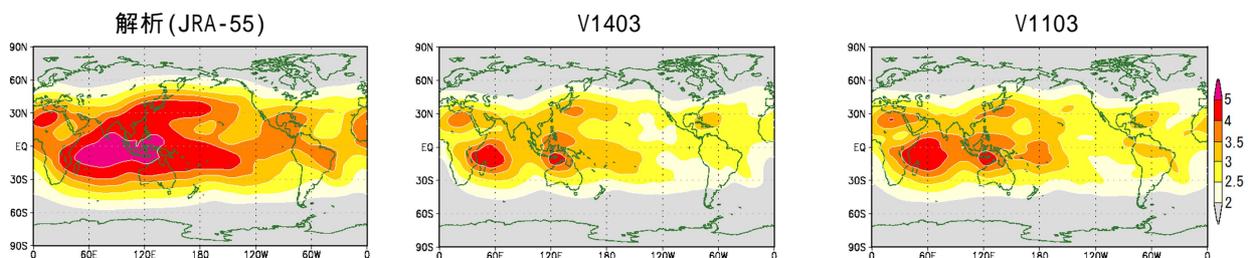
モデルの基本性能の一つとして、年々変動の大きさをハインドキャスト 30 年間の標準偏差により評価する。また、アンサンブルメンバー間のばらつきを表すスプレッドについても検証する。

(1) 標準偏差

第 1.2.13 図は、冬の北半球における 500hPa 高度の予測 2 週目の標準偏差分布を解析、V1403、

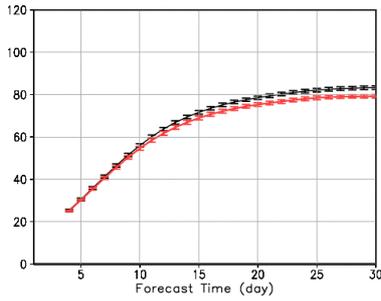


第 1.2.13 図 北半球域 500hPa 高度の標準偏差（2 週目平均場、北半球の冬）
左から解析 (JRA-55)、V1403、V1103。モデルはコントロールランのみ。冬（11/30～2/20 の 9 初期日）の予測 2 週目を対象としている。単位は m。

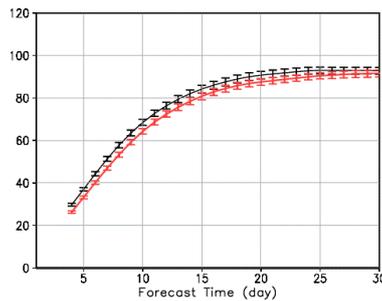


第 1.2.14 図 第 1.2.13 図と同じ。ただし、200hPa 速度ポテンシャル（単位は m^2/s ）。

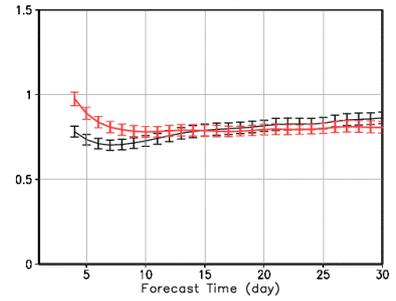
500hPa 高度 (北半球域)
スプレッド



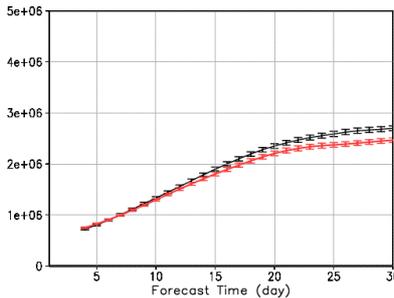
RMSE



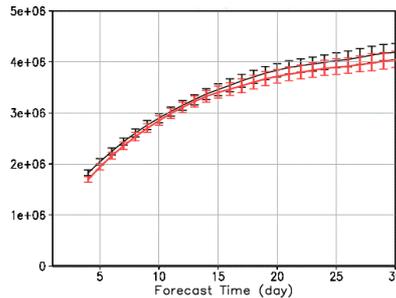
(スプレッド)² / (RMSE)²



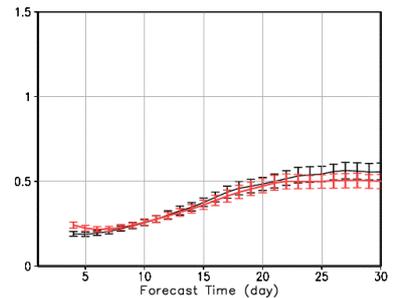
200hPa 速度ポテンシャル (熱帯域)
スプレッド



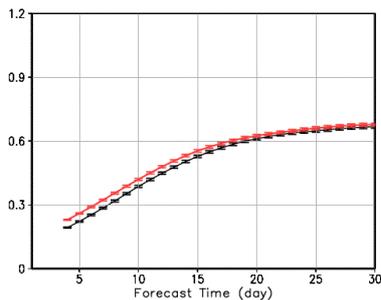
RMSE



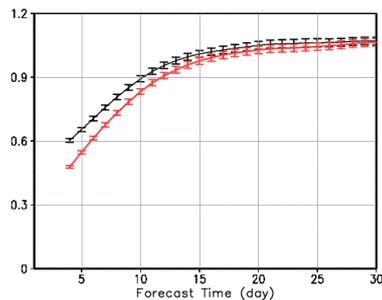
(スプレッド)² / (RMSE)²



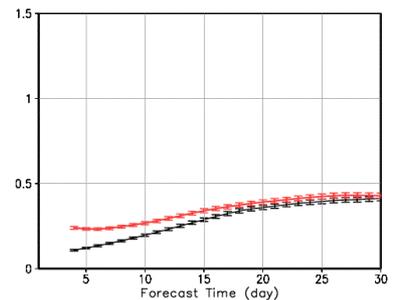
850hPa 気温 (熱帯域)
スプレッド



RMSE



(スプレッド)² / (RMSE)²



第 1.2.15 図 予測時間ごとのスプレッド、RMSE、その二乗の比 $(\text{スプレッド})^2 / (\text{RMSE})^2$

北半球の冬 (11/30 ~ 2/20 の 9 初期日) の 7 日平均場の予測を対象とし、上から北半球域 500hPa 高度、熱帯域 200hPa 速度ポテンシャル、熱帯域 850hPa 気温。左からスプレッド、RMSE、その二乗の比。横軸は予測対象日 (7 日平均の中心)。赤線は V1403、黒線は V1103。誤差幅は、信頼区間 95% の平均値の存在範囲を示す。スプレッドと RMSE の単位は、500hPa 高度は m、200hPa 速度ポテンシャルは m^2/s 、850hPa 気温は K。

V1103 について示したものである。V1103 では、アラスカの南から北極海にかけての極大域で解析に比べて変動が過大な一方、大西洋からヨーロッパ北部の極大域では過小の傾向がある。V1403 では、アラスカの南から北極海にかけての極大域における過大な変動は小さくなり、解析に近づいた。また、大西洋からヨーロッパ北部の極大域のうち、大西洋では V1103 よりも変動が大きくなり解析に近づいたが、ヨーロッパ北部では V1103 と同様に解析と比べて過小である。春や秋も同様に V1403

は解析に近づいたが、夏には新旧モデルとも解析に比べて過小の傾向があり、V1403 はその傾向がより強まった (図略)。

熱帯域の大規模収束発散場の変動特性を比較するため、第 1.2.14 図には予測 2 週目の 200hPa 速度ポテンシャルの標準偏差を示す。熱帯域では、新旧モデルとも解析に比べて変動が小さい。また、解析では極大域がインド洋から海洋大陸付近に広がるが、モデルではインド洋東部の変動が小さく、極大域がインド洋西部と海洋大陸付近に分かれて

いる。この特徴は V1403 でより明瞭である。解析に比べてモデルの変動が小さく、V1403 でより小さい傾向は、他の季節でも同様に見られる。

(2) スプレッド

予測の不確実性の大きさを表すスプレッドについて評価する。アンサンブル予報システムでは、統計的にはアンサンブル平均の予測誤差(RMSE)とスプレッドが同程度になることが期待される。

第 1.2.15 図は、北半球域の 500hPa 高度と熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャル及び 850hPa 気温のスプレッド、RMSE (系統誤差補正後の予測値から計算したもの)その二乗の比を予測時間ごとに示したものである。どの要素でも新旧モデルともにスプレッドと RMSE の比が 1 より小さく、RMSE に比べてスプレッドが過小(あるいは RMSE が過大)であることが分かる。この傾向は北半球域に比べて熱帯域でより明瞭である。平井(2013)は、現業システムにおける近年の北半球域 500hPa 高度のスプレッドと RMSE を比較し、両者の大きさは概ね同程度だが、夏は 2 週目以降の予測でスプレッドが過小であると指摘している。これと比較してハインドキャストにおけるスプレッドは、メンバー数が 5 と限定されていることや時間ずらし法(LAF 法)を利用していないことにより、現業システムよりも小さい傾向がある。その点を考慮した上でスプレッド、RMSE の各々の変化を見る。また、今回の変更ではモデルアンサンブル手法の一つである確率的物理過程強制法が導入され、過小であるスプレッドが大きくなることが期待される。

第 1.2.15 図左列のスプレッドは、北半球域 500hPa 高度や熱帯域 200hPa 速度ポテンシャルでは予測期間初期に V1403 と V1103 で同程度だが、予測期間後半は V1403 が有意に小さい。熱帯域 850hPa 気温では、ほぼ予測期間を通して V1403 が有意に大きい。一方、同図中列の RMSE は全般に V1403 で改善が見られ、V1403 の方が V1103 に比べて小さい。この結果、同図右列のスプレッドと RMSE の比は、いずれも 1 より小さいものの、熱帯域 850hPa 気温ではほぼ予測期間を通して V1403

が V1103 に比べて有意に大きくなり、RMSE に対するスプレッドはやや改善した。一方、北半球域 500hPa 高度や熱帯域 200hPa 速度ポテンシャルでは、V1403 が予測期間初期には大きくなったが、予測期間後半は有意ではないものの小さくなる傾向がある。今回の結果からは、熱帯域の 850hPa 気温では V1403 においてスプレッドが大きくなり、確率的物理過程強制法導入の効果が現れていると考えられるほか、初期摂動の与えられていない南半球域でも高度場や温度場などの多くの要素(図略)でスプレッドが大きくなる変化が見られる。一方、北半球域の多くの要素や熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャルなどでは、過小であるスプレッドが大きくなる改善は予測期間初期を除いて不明瞭である。これらの結果は他の季節でも同様である。

1.2.5 ブロッキング高気圧

ブロッキング高気圧(以下、ブロッキング)は、極東から太平洋の高緯度に発生すると、それに伴い夏のオホーツク海高気圧の盛衰や冬の寒気の流れの位置や強さに直接影響する(藤川 2013)。またヨーロッパに発生すれば、その崩壊の過程で放出されるエネルギーの伝播により、下流にあたる日本付近の天候にも大きく影響する(前田 2013)。

最近の現業モデルを用いたブロッキングの再現性に関する研究として、Matsueda(2009)は TIGGE² プロジェクトで収集された世界の各現業機関の週間予報モデルの予測におけるブロッキングの出現頻度を検証し、気象庁の週間アンサンブル予報モデルではブロッキングの出現頻度が現実と比べて少ない傾向であることを指摘している。1 か月予報モデルについても基本的には同様の傾向である

² 観測システム研究・予測可能性実験 双方向グランド全球アンサンブル(THORPEX Interactive Grand Global Ensemble)。1 日から週間予報の改善を目的とした世界天気研究計画(WWRP)の下で実施されている研究プロジェクトである観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX)のサブプロジェクトの 1 つ。世界の主要な数値予報センターの現業週間予報システムの複合的な利用に関する研究や、モデルの相互比較が行われている。

ことが想定される（平井 2013）。

今回の1か月EPSの変更点の一つとして、水平解像度の高解像度化がある。これまでの研究によると、数値予報モデルの水平解像度が高くなるほど、特に大西洋からヨーロッパにおけるブロッキングの再現性が向上することが指摘されている（Matsueda et al. 2009; Jung et al. 2012）。このため、今回の1か月EPSの更新によりブロッキングの再現性の向上が期待される。本項では、北半球冬季におけるブロッキングの平均的な出現頻度について確認する。

（1）データと解析方法

検証対象期間は1981/1982年から2009/2010年（29年）の12～2月の3か月間（冬季）で、それぞれ11月10日～2月20日までの11初期日を使用する。用いた変数は500hPa高度であり、データの水平解像度は解析、予測とも2.5度格子である。

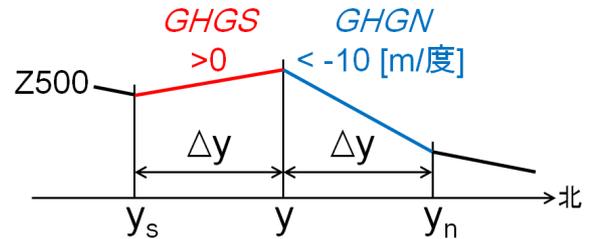
今回は、冬季におけるブロッキングの平均的な出現頻度について解析と予測を比較する。まず、注目するブロッキングよりも短周期の現象の影響を取り除くため、時間平均処理を行う。日4回（00Z、06Z、12Z、18Z）の値を平均し日別値を求めた後、前後3日の値を用いた7日移動平均を施し、移動性擾乱等の影響を取り除き、日別7日移動平均値を求める。以降、日付は7日移動平均の中心の日付を指す。予測について、リードタイム（予報初期日からの日数）で考えた場合、例えばリードタ

イム6日目（予報初期日から6日先）の7日移動平均値は、リードタイム3～9日目の日別値を平均した値となる。

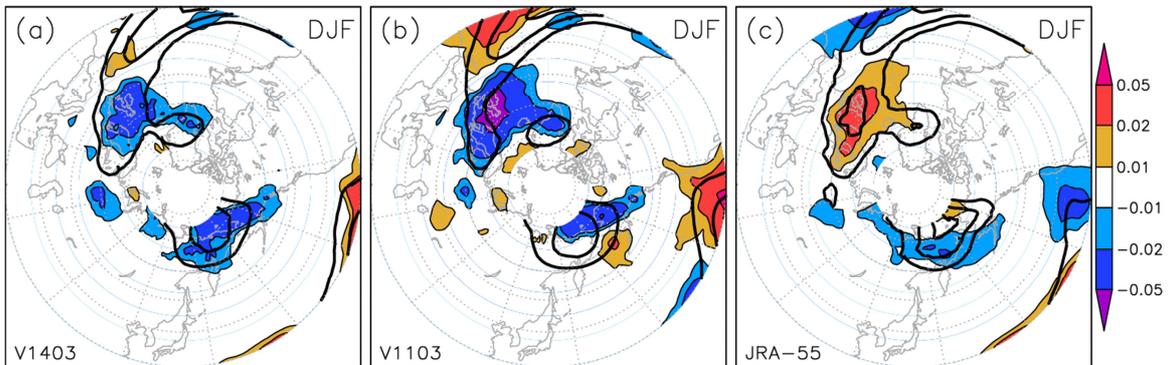
予測の集計には基本的にリードタイム4～31日目をを用いる。ただし、予測の実際の日付が今回の検証の対象である冬季に含まれる場合に限定する。例えば11月10日初期日の予測は、実際の日付が12月1～10日にあたるリードタイム21～31日目のみを使用する。

ブロッキングの検出を行うために、過去の研究においていくつかの指数が利用されている。今回はTibaldi and Molteni(1990)の手法を基本とし、Scherrer et al.(2006)が2次元に拡張した方法に基づきブロッキングを検出する。

検出の手順は以下のとおりである。7日移動平均を施した500hPa高度に対し、各格子点において以下の条件を満たす場合にブロッキングが出現しているとする。

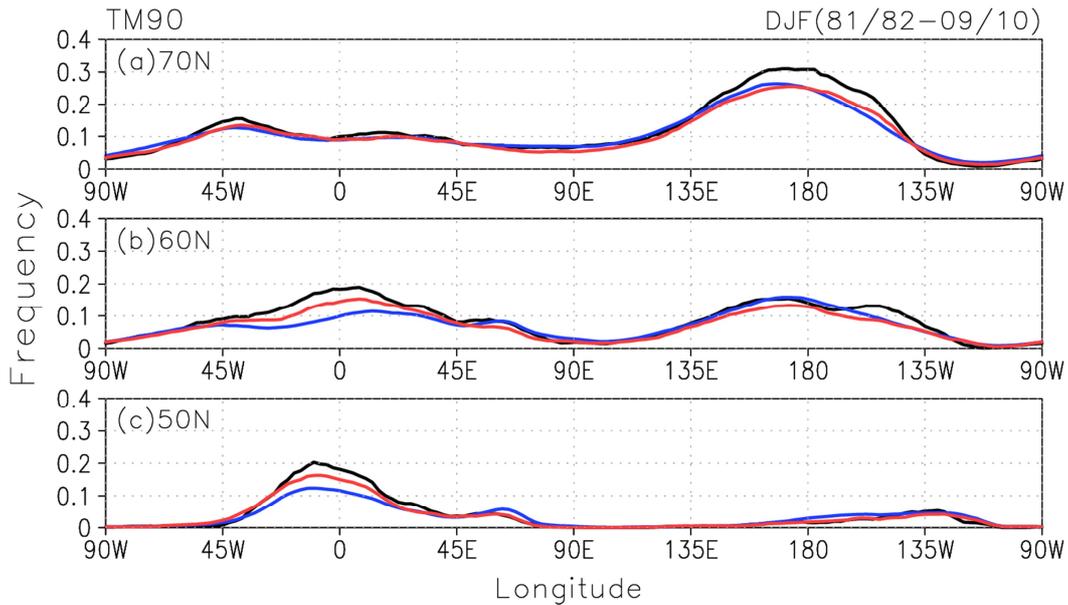


第1.2.16図 ブロッキングの検出に関する模式図
変数の定義は本文参照。



第1.2.17図 ブロッキングの平均出現頻度分布

(a)等値線はV1403、陰影はV1403とJRA-55の差（V1403-JRA-55）、(b)(a)と同様、ただし予測はV1103、(c)等値線はJRA-55、陰影はV1403とV1103の差（V1403-V1103）。1981/1982～2009/2010年（29年）の12～2月対象。等値線間隔は0.05で、0.05以上を描画。陰影はカラーバーを参照。



第 1.2.18 図 緯度帯ごとのブロッキングの平均出現頻度分布

(a) 70°N、(b) 60°N、(c) 50°Nを中心とした南北それぞれ 5 度の緯度帯（全体で 10 度幅）における平均出現頻度分布。JRA-55（黒線）、V1403（赤線）、V1103（青線）。1981/1982～2009/2010年（29年）の12～2月を対象。

$$GHGS(x, y) = \frac{Z(x, y) - Z(x, y_s)}{y - y_s} > 0$$

$$GHGN(x, y) = \frac{Z(x, y_n) - Z(x, y)}{y_n - y} < -10 \text{ [m/度]}$$

$$y_n = y + \Delta y \text{ [度]}$$

$$y_s = y - \Delta y \text{ [度]}$$

$$\Delta y = 15 \text{ [度]}$$

(1.2.1)

ここで、 $Z(x, y)$ は格子点 (x, y) (x は経度、 y は緯度)における 500hPa 高度である。また、 y_n と y_s は y を中心として Δy [度]離れた北側及び南側の格子の緯度である。今回は Δy を 15 度とした。第 1.2.16 図に模式図を示す。なお、予測におけるブロッキングの抽出は個々のメンバーごとに実施する。

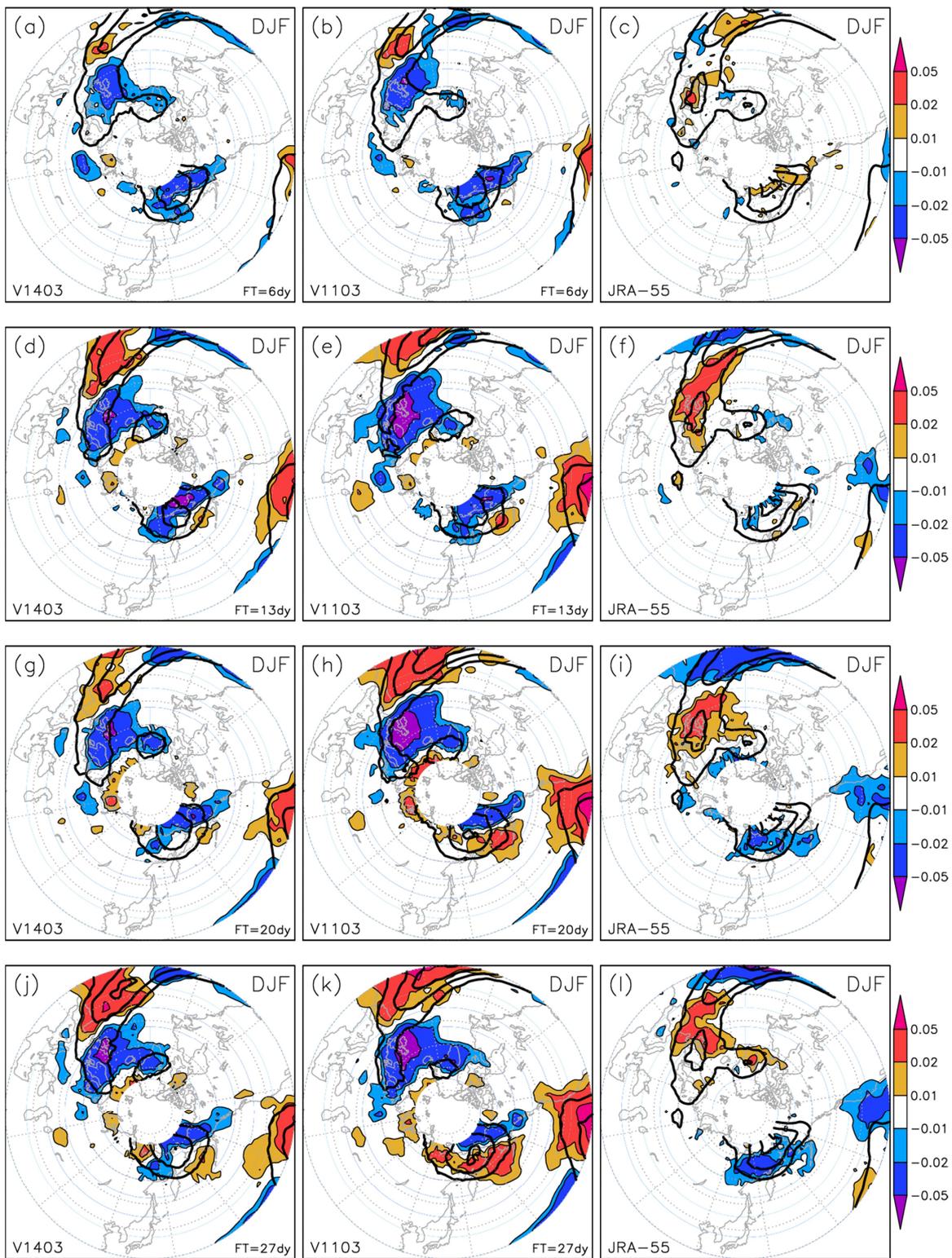
(1.2.1)式に基づいてブロッキングを検出した場合には、東西南北 2 次元の出現頻度分布が得られる。一方、過去の研究では、ある緯度帯におけるブロッキングの出現頻度を議論するために、経度ごとに、ある緯度を中心とした南北に幅を持つ緯度帯の中で、少なくとも 1 格子でもブロッキング出現の条件（例えば (1.2.1)式）を満たす場合

には、その経度でブロッキングが出現していると判断するという手法が用いられている。今回の検証では、50°N、60°N、70°Nを中心とした南北にそれぞれ 5 度の緯度帯（全体で 10 度幅）において集計した結果を示す。

(2) 平均的な出現頻度分布

第 1.2.17 図は、V1403 と V1103 におけるブロッキングの冬季の出現頻度分布と、解析（JRA-55）との差、及び V1403 と V1103 との差である。また、同図(c)の等値線は、解析における出現頻度分布を表す。ここでは、予測のリードタイムは考慮せず、冬季に含まれる全てのリードタイムの予測を集計の対象としている。

大西洋からヨーロッパ域について見ると、V1403 と V1103 とともに解析と同様にこの領域にブロッキングの平均的な出現頻度のピークが見られるが、その値は解析に比べて低い。ただし V1403 は出現頻度が増加し、V1103 よりも解析に近づいていることがわかる。一方で太平洋域も出現頻度のピークが予測でも存在し、大西洋からヨーロッパ域と同様に V1403 と V1103 とともに解析よりも低い。しかし、太平洋域では V1403 は V1103 よりも頻度が



第 1.2.19 図 リードタイムごとのブロッキングの平均出現頻度分布

(a) ~ (c) : リードタイム 6 日目における、(a) 等値線は V1403、陰影は V1403 と JRA-55 の差 (V1403-JRA-55)、(b) (a) と同様、ただし予測は V1103、(c) 等値線は JRA-55、陰影は V1403 と V1103 の差 (V1403-V1103)。 (d) ~ (f) : (a) ~ (c) と同様、ただしリードタイム 13 日目。 (g) ~ (i) : (a) ~ (c) と同様、ただしリードタイム 20 日目。 (j) ~ (l) : (a) ~ (c) と同様、ただしリードタイム 27 日目。 リードタイムの日付は 7 日移動平均の中心日。 1981/1982 ~ 2009/2010 年 (29 年) の 12 ~ 2 月対象。 等値線間隔は 0.05 で、0.05 以上を描画。 陰影はカラーバーを参照。

減少し、特に $60^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$ の範囲においては解析との差が拡大している。このような傾向は、 70°N 、 60°N 、 50°N を中心とした南北それぞれ 5 度の緯度帯 (全体で 10 度幅) におけるブロッキングの平均出現頻度分布 (第 1.2.18 図) でも見られる。

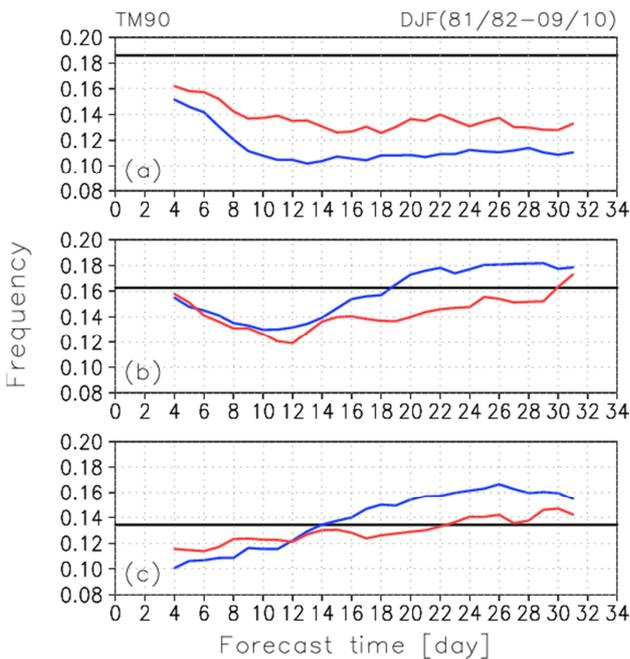
(3) リードタイムごとの出現頻度分布

(2) では、全てのリードタイムの予測を用いて出現頻度分布を求めた。ここでは、リードタイムごとに出現頻度を集計し、その違いを確認する。なお、リードタイムごとに集計すると、各リードタイムに含まれる初期日はこれまでの全 11 初期日ではなく、8 または 9 初期日となり、含まれる初期日も変化する。例えば以降に示すリードタイム 6 日目を対象とした場合は 11 月 30 日から 2 月 20 日までの 9 初期日を使用するが、リードタイム

20 日目を対象とした場合は 11 月 20 日から 1 月 31 日までの 8 初期日を使用する。

第 1.2.19 図は、リードタイム 6 日目、13 日目、20 日目、27 日目におけるブロッキングの平均出現頻度分布である。それぞれ、予測 1 週目、2 週目、3 週目、4 週目に相当する。大西洋からヨーロッパ域に注目すると、ブロッキングの出現頻度はリードタイムによらず増加して、解析に近づく傾向が確認できる。ただしリードタイム 27 日目には、その出現頻度の増加する領域が、解析の出現頻度のピークよりも低緯度側または西側にずれていることがわかる。太平洋域では、V1403 の出現頻度が解析よりも低い傾向について、リードタイムごとの違いは明瞭ではない。一方、V1103 は特に 60°N から 70°N 、 130°E から 180° の範囲について、リードタイム 6 日目、13 日目には解析と比較して出現頻度は低めの傾向だが、その後リードタイム 20 日目、27 日目には高い傾向に変わっている。よって、V1103 の方が V1403 よりも平均的な出現頻度が解析に近いことを (2) で示したが、これは全てのリードタイムを対象として集計したことによるものと考えられる。

第 1.2.20 図は、(a) ヨーロッパ ($50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $15^{\circ}\text{W} \sim 15^{\circ}\text{E}$)、(b) 極東 ($60^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$)、(c) 太平洋中部 ($55^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 、 $170^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$) における平均出現頻度のリードタイムによる変化を示したものである。参考として黒線で JRA-55 による同じ領域の平均出現頻度を描画している。(a) ヨーロッパでは、全てのリードタイムを通じて予測は解析に比べて低いが、V1403 の方が V1103 よりも出現頻度が増加し解析に近づいている。(b) 極東では、リードタイム 10 日目までは V1403 と V1103 で出現頻度は同等で、ともに解析と比べて低い傾向がある。リードタイム 10 日目以降は、V1403 は更に出現頻度が少なくなるが、その後増加しリードタイム 30 日程度で解析と同等となっている。一方で V1103 は、リードタイム 10 日目以降は増加に転じ、リードタイム 19 日目に解析と同等となった後、解析と比べて高い傾向に変わる。(c) 太平洋中部では、V1103 は予測当初には出現頻度が解析よ



第 1.2.20 図 ブロッキングの平均出現頻度のリードタイムによる変化
(a) ヨーロッパ ($50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $15^{\circ}\text{W} \sim 15^{\circ}\text{E}$)、(b) 極東 ($60^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$)、(c) 太平洋中部 ($55^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 、 $170^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$) における平均出現頻度。横軸はリードタイムで、それぞれ 7 日移動平均の中心日。赤線は V1403、青線は V1103、黒線は JRA-55 に基づく各領域における平均出現頻度。1981/1982 ~ 2009/2010 年 (29 年) の 12 ~ 2 月対象。

りも低く、その後高めへと変わっていく。それに対し、V1403 は予測当初は出現頻度が低めだが、V1103 よりは解析に近い。その後リードタイムが長くなるに従い出現頻度は増加するが、その増加は小さく、リードタイム 14 日目以降は解析とほぼ同等であることがわかる。

(4) ブロッキングのまとめ

本項では V1403 における北半球冬季のブロッキングの平均出現頻度を解析(JRA-55)及び V1103 と比較した。V1403 では、大西洋からヨーロッパ域の出現頻度が V1103 に比べて増加し、解析に近づいた。この改善は数値予報モデルの高解像度化に大きく起因すると考えられ、これまでの研究成果(例えば、Matsueda et al. 2009; Jung et al. 2012)とも一致する。一方、太平洋域については平均的には解析よりも少ない傾向だが、V1103 に見られた 1 か月予報期間前半では解析より少なく、後半で多い傾向は弱まり、リードタイムによる違いが小さくなった。全体に解析よりも少ない傾向があることについては、Matsueda(2009)による当庁の週間予報モデルに見られた傾向と同様である。

このように今回の 1 か月 EPS の変更により、平均的には北半球冬季のブロッキングの再現性が改善したと考えられる。ブロッキングの再現性の改善と平均誤差の減少(第 1.2.2 項)の組み合わせにより、ブロッキングが関係する波束の伝播の予測も改善することが期待されるが、その確認には

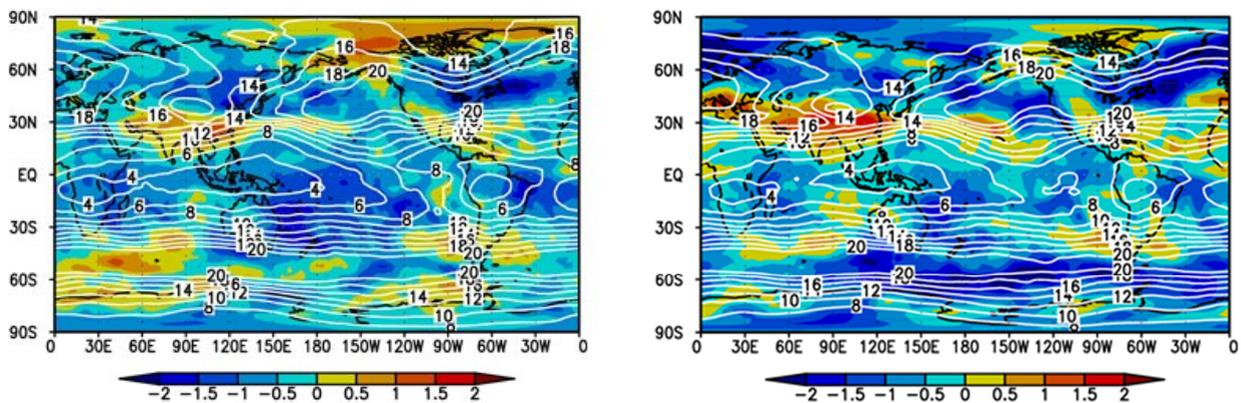
さらなる調査が必要である。

1.2.6 総観規模擾乱の活動度

寒帯前線ジェット気流に沿った傾圧帯では移動性高低気圧(傾圧性擾乱)が発達する。また、このような周期の短い総観規模擾乱(高周波擾乱)は、中緯度のジェット気流の維持、形成に主要な役割を果たすことが知られている(例えば、Hartmann 2007)。V1403 では、V1103 に比べ水平解像度が高解像度化されており、これにより高周波擾乱の活動度の再現性も改善することが期待される(Jung et al. 2012)。本調査では、高周波擾乱(ここでは周期 10 日以下の擾乱を指すこととする)とジェット気流の関係に着目して評価検証を行った。

使用データは 2.5 度格子間隔とし、高周波擾乱成分の抽出には 6 時間瞬間値にカットオフ周期 10 日のハイパスフィルターを適用した。計算にはコントロールランのみを使用した。

第 1.2.21 図に高周波擾乱の活動度の指標として、300hPa 風の高周波擾乱成分の振幅($\sqrt{u'^2 + v'^2}$)を新旧モデルについて計算した結果を示す。この図は、12 月 31 日を初期値とする予測 30 日間の結果を 30 年(1981~2010 年)平均したものである。高周波擾乱の活動度が大きな領域(北半球の太平洋、北米、大西洋、ヨーロッパ、南半球の 50°S 帯など)に注目して解析と比較すると、V1103 では活動度が解析に比べて多くの領域で過小である。



第 1.2.21 図 高周波擾乱の活動度の年平均値(1981-2010 年の 1 月平均)

左は V1403、右は V1103。等値線は 12/31 を初期日とする予測 30 日平均した 300hPa 風の高周波擾乱成分の振幅(単位 m/s)、陰影はその解析(JRA-55)との差(予測-解析)。

V1403 では、これらの領域の多くで活動度が増大し、解析との差が小さくなった。ただし、南半球域のインド洋や南米周辺などでは、解析に比べて過大な傾向も見られる。以上の結果から、V1403 は南半球の一部の領域で解析に比べて過大であるが、その他の多くの領域では高周波擾乱の活動度の再現性が V1103 に比べて改善されたといえる。

さらに、高周波擾乱による東西運動量フラックスの収束・発散($-\partial(u'v')/\partial y$)を計算すると、高周波擾乱の活動度が増大したことにより、東西風の加速が解析に近づく傾向が見られる(図略)。

1.2.7 マッデン・ジュリアン振動

マッデン・ジュリアン振動(MJO: Madden-Julian Oscillation, Madden and Julian 1994)は熱帯で卓越する周期 30~60 日の季節内変動であり、熱帯のみならず中高緯度の気にも影響を与える変動である。このため 1 か月予報にとって重要なシグナルであり、1 か月 EPS において MJO をより良く再現することは重要である。

本調査では、U.S. CLIVAR MJO ワーキンググループによって開発された MJO の診断ツール(Kim et al. 2009)を使用し、1 か月 EPS における MJO の予測精度や再現性を評価した。

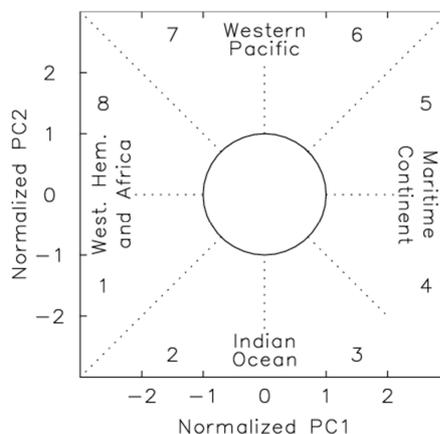
(1) データ

予測値には V1403 と V1103 の 1981 年から 2010 年の全メンバーのデータ、解析値には同期間の JRA-55(風、速度ポテンシャル)と NOAA の外向き長波放射データ(OLR, Liebmann and Smith 1996)を使用した。また、1997 年から 2010 年までの GPCP 日別降水量を使用した。

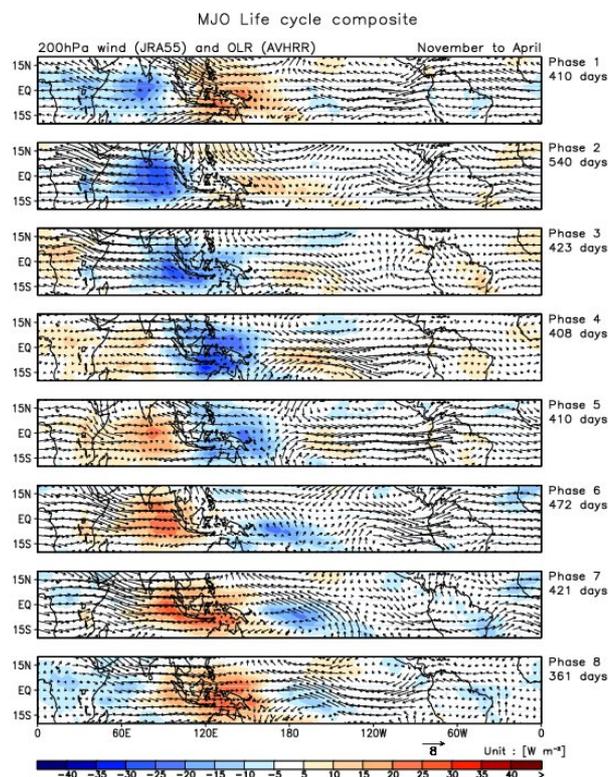
(2) MJO 指数の定義

MJO の位相、振幅を指数化するため、Wheeler and Hendon(2004)にならぬ MJO 指数を定義した。使用するデータは、15°S から 15°N で緯度平均した解析の OLR と 850hPa 及び 200hPa 東西風(U850, U200)である。まず、季節程度の時間スケールより周期の長い変動成分を除くため、30 年(1981~2010

年)の単純平均日別気候値、及び季節変動成分(first three harmonics: 1年、半年、4か月周期成分)を引き、さらに前 120 日平均値を引いた。また、各要素は各々の分散の全球平均の平方根で



第 1.2.22 図 PC1 と PC2 で張られる位相空間上で定義される MJO の位相
図中の数字(1~8)は MJO の位相を表し、領域名は対流活発域の存在する領域を表す。



第 1.2.23 図 各位相における解析の OLR と 200hPa 風の合成図
陰影は OLR(W/m²)、矢印は 200hPa 風(m/s)。期間は 11 月~4 月。右側には各位相の合成に用いた日数を示す。

規格化した。このように求めた入力データをもとに多変量 EOF 解析を行い、第 1 モード (EOF1) と第 2 モード (EOF2) を算出し、その規格化時係数 PC1 と PC2 を MJ0 指数と定義した。なお、MJ0 指数の予測値の計算には、OLR と U850 及び U200 の予測値から初期日と予報期間ごとに求めたモデル平年値、前 120 日平均値 (予測値がない期間は解析値を使用する) を引き、解析の分散の全球平均の平方根で規格化した値を解析の EOF1 と EOF2 に射影して求まる規格化時係数 PC1 と PC2 を用いた。

さらに、MJ0 の振幅を $\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$ により定義し、PC1 と PC2 で張られる位相空間上に MJ0 の位相 1 から 8 を第 1.2.22 図のように定義する。

北半球冬季 (11 月 ~ 4 月) の MJ0 の各位相 (振幅 > 1) における解析の OLR と 200hPa 風の合成図を第 1.2.23 図に示す。熱帯域を東進する大規模な対流の特徴を捉えており、特にインド洋や海洋大陸で対流の強弱が明瞭である。

(3) MJ0 指数の予測精度

MJ0 指数の予測精度を以下の指標で評価した。

$$RMSE(\tau) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N ((f_1(t, \tau) - a_1(t))^2 + (f_2(t, \tau) - a_2(t))^2)}$$

$$COR(\tau) = \frac{\sum_{t=1}^N (a_1(t)f_1(t, \tau) - a_2(t)f_2(t, \tau))}{\sqrt{\sum_{t=1}^N (a_1(t)^2 + a_2(t)^2)} \sqrt{\sum_{t=1}^N (f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2)}}$$

$$PERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \tan^{-1} \left(\frac{a_1(t)f_2(t, \tau) - a_2(t)f_1(t, \tau)}{a_1(t)f_1(t, \tau) + a_2(t)f_2(t, \tau)} \right)$$

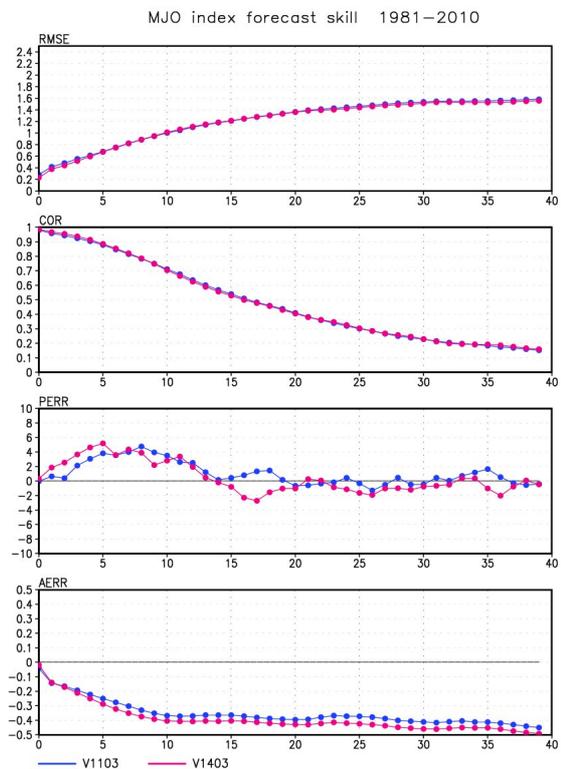
$$AERR(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (\sqrt{f_1(t, \tau)^2 + f_2(t, \tau)^2} - \sqrt{a_1(t)^2 + a_2(t)^2})$$

ここで、 a_1 と a_2 はそれぞれ解析の PC1 と PC2 であり、 f_1 と f_2 は予測の PC1 と PC2 である。は予測期間を表し、 N はサンプル数を表す。RMSE は二乗平均平方根誤差、COR は 2 変数の相関係数 (Gottschalck et al. 2010)、PERR は位相誤差、AERR は振幅誤差を示す。PERR > 0 (< 0) は解析に比べて予測の位相速度が速い (遅い) ことを表し、AERR > 0 (< 0) は解析に比べて予測の振幅が大きい (小さい) ことを表す。

新旧モデルの MJ0 指数の予測精度を第 1.2.24

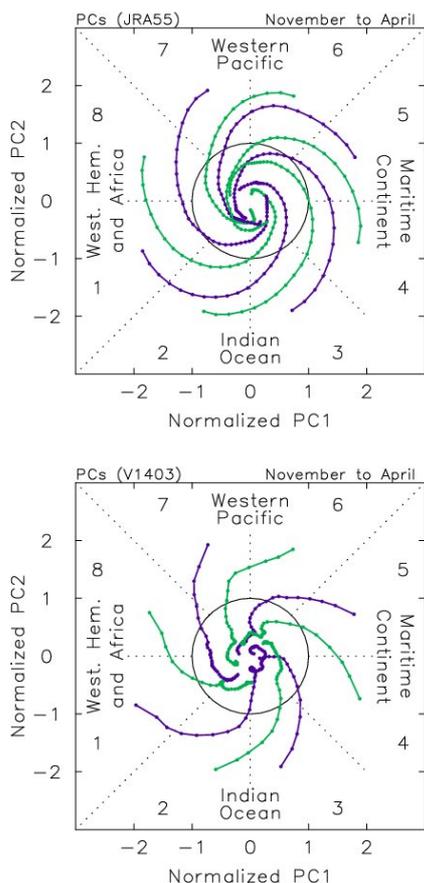
図に示す。決定論的な予測精度の目安となる COR が 0.6 を下回るのは予測 13 日目であり、その期間の予測では解析に比べて MJ0 の位相速度が速い。また、予測期間を通して振幅の小さい傾向がある。新旧モデルでこれらの特徴は共通しており、予測精度に大きな変化は見られない。また、V1103 よりも V1403 の方が予測期間初期での位相速度の速い誤差が大きく、振幅もほぼ予測期間を通してさらに小さくなっている。振幅が小さくなる傾向は、第 1.2.14 図に示した 200hPa 速度ポテンシャルの標準偏差が V1403 でより小さくなっている結果とも一致する。

MJ0 指数の時間発展を調べるため、北半球冬季における初期位相ごとの MJ0 指数の合成図を第 1.2.25 図に示す。これは、各位相において初期の振幅が 1.5 より大きい時の 40 日後までの指数を平均したものである。解析に比べて予測では位相の進み方が早く、振幅の減衰も早い。解析では 90°



第 1.2.24 図 MJ0 指数の予測精度 V1403 (赤) と V1103 (青) の予測精度。上から RMSE、COR、PERR (単位は度)、AERR。横軸は予測日数。スコアの定義については本文を参照のこと。

程度まで振幅1.0以上を維持して進むが、予測では45°程度までしか振幅1.0以上を維持できていない。また、各位相において振幅が1.0を下回るまでの日数を第1.2.2表に示す。この結果から、MJOの持続期間は解析に比べて予測では短く、MJOの衰退が早いことが分かる。予測では、平均して解析の半分程度の期間しか持続していない。



第1.2.25図 各位相において初期の振幅が1.5より大きい時の40日後までのPC1とPC2の合成図。上は解析、下はV1403の予測を示す。予測は初期日の振幅が1.5より大きい時の予測40日目まで。期間は11月～4月。

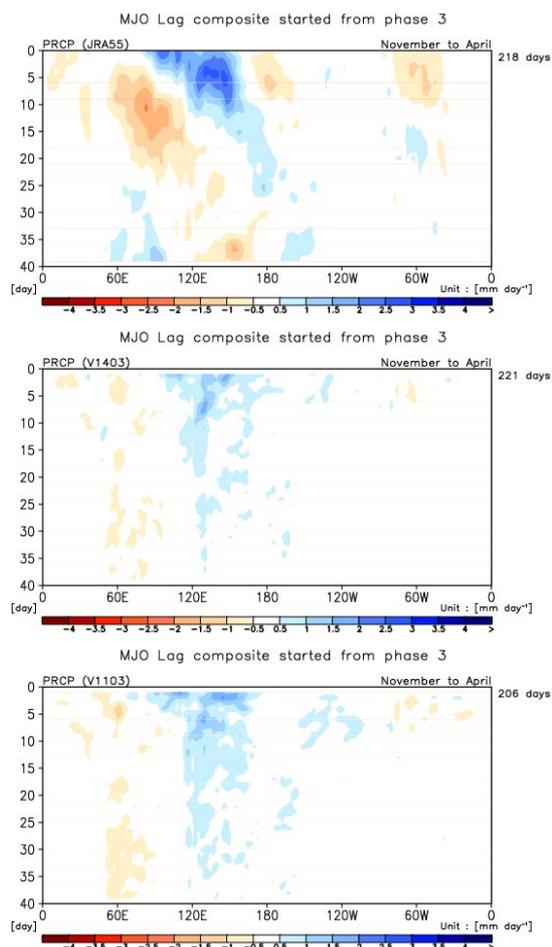
第1.2.2表 第1.2.25図の各位相において振幅が1.0を下回るまでの日数

	初期位相							
	1	2	3	4	5	6	7	8
解析	16	16	15	16	16	12	16	17
予測	10	8	6	7	9	9	7	7

(4) MJOの再現性

MJOに伴う対流活発域の東進の様子を解析、新旧モデルの予測それぞれについて調べた。

第1.2.26図は、北半球冬季において初期にMJOの位相が3（インド洋東部で対流活発）であり、かつ振幅が1.0より大きい事例について、赤道域（15°S～15°N）で緯度平均した降水量年偏差の経度時間断面合成図である。予測40日目までを示す。解析では、0日目でインド洋東部に見られる降水量の正偏差が東進し、20日目頃には日付変更線付近に達する様子が見られる。予測では1週目にかけて解析よりも速い位相速度で西太平洋へ偏差が進む一方、予測5日目以降、海洋大陸付近に

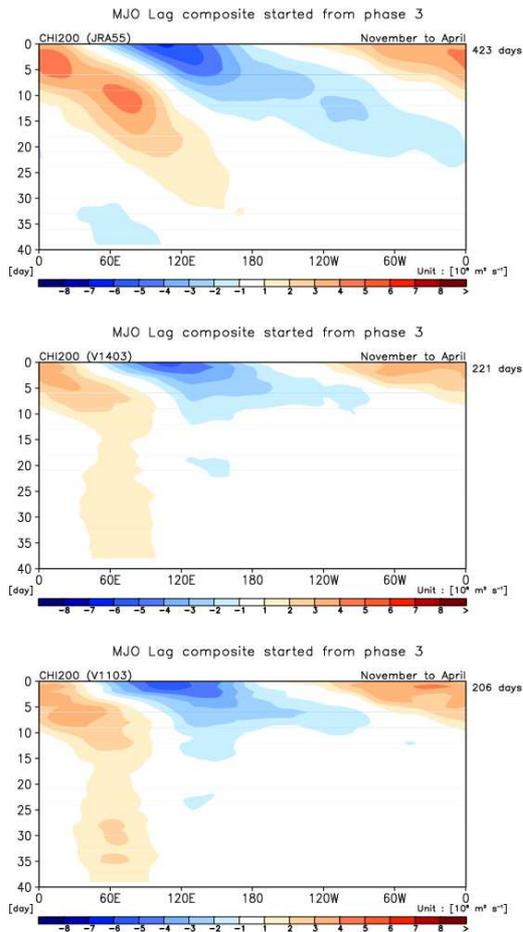


第1.2.26図 初期の位相が3、振幅が1より大きい事例について赤道域（15°S - 15°N）で緯度平均した降水量年偏差の経度時間断面合成図。上から解析、V1403、V1103。縦軸は日数で、予測の場合は予測日数。期間は11月～4月。単位はmm/day。右側の値は合成に用いた日数を表す。

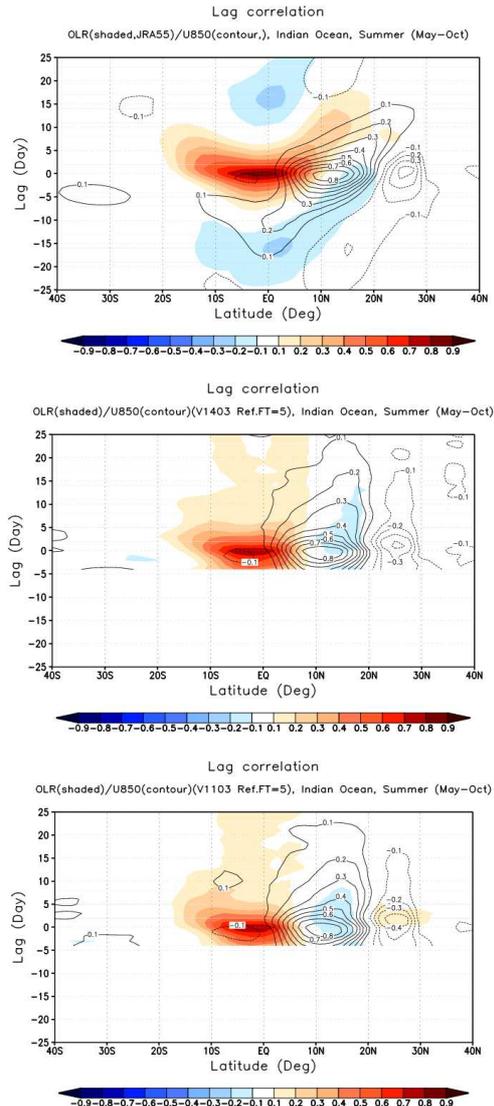
とどまる偏差も見られる。また、V1403 では V1103 よりもさらに振幅が小さくなっており、MJO の振幅の誤差傾向（第 1.2.24 図）と一致する。

第 1.2.27 図は同様に 200hPa 速度ポテンシャル 平年偏差についての合成図である。予測では降水量と同様に同じ経度にとどまる偏差が見られるほか、解析に比べて東進の速度が速い赤道ケルビン波と思われる波が見られる。このような MJO の東進が解析に比べて弱い傾向は、予測初期に他の位相で振幅が大きい場合や北半球の夏季においても見られる（図略）。

北半球の夏季には、MJO に伴う対流活発な位相がインド洋や海洋大陸付近で北進する (Kikuchi and Wang 2010; Lee et al. 2013)。そこで、インド洋域での対流活発な位相の北進の再現性を調べた。第 1.2.28 図は北半球夏季（5 月～10 月）に



第 1.2.27 図 第 1.2.26 図と同じ。ただし、200hPa 速度ポテンシャル平年偏差（単位は $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。



第 1.2.28 図 インド洋の領域（OLR： $10^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\text{E} - 100^{\circ}\text{E}$ 、U850： $3.75^{\circ}\text{N} - 21.25^{\circ}\text{N}$ 、 $68.75^{\circ}\text{E} - 96.25^{\circ}\text{E}$ ）で平均した OLR、U850 に対する、インド洋（ $80^{\circ}\text{E} - 100^{\circ}\text{E}$ の平均）の OLR、U850 のラグ相関。陰影が OLR、等値線が U850。上から解析、V1403、V1103。予測はラグ 0 が予測 5 日目に対応する。期間は 5 月～10 月。

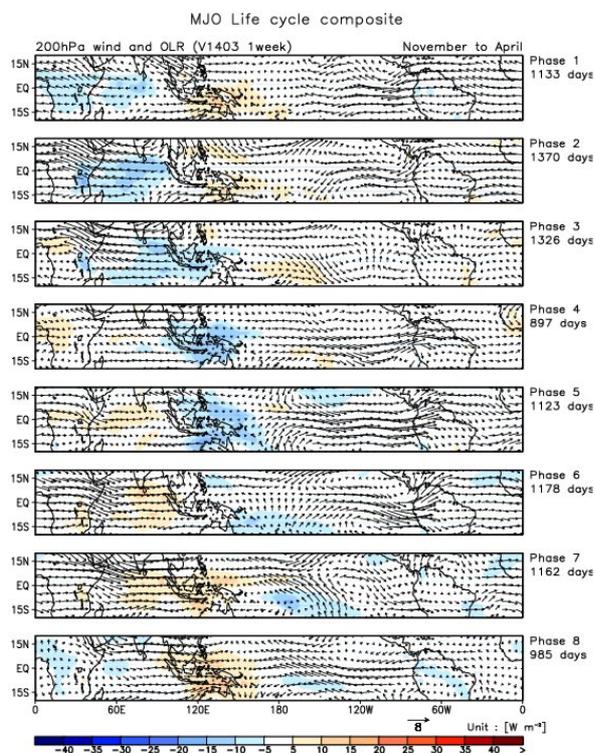
において、インド洋の領域（OLR： $10^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$ 、U850： $3.75^{\circ}\text{N} \sim 21.25^{\circ}\text{N}$ 、 $68.75^{\circ}\text{E} \sim 96.25^{\circ}\text{E}$ ）で平均した OLR、U850 に対する、インド洋東部（ $80^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$ ）で経度平均した OLR、U850 のラグ相関である。予測の検証では、ラグ 0 が予測 5 日目に対応するようにラグ相関を計算した。解析では時間とともに相関の高い領域が北へのび、インド洋での対流活発な位相の北進が見られる。一方、予測では北進傾向は弱く、インド洋域の対

流活発な位相の北進が良く再現できていないことを示している。

各位相での MJ0 の再現性を調べるため、北半球冬季における V1403 の予測 1 週目の OLR と 200hPa 風の MJ0 の位相別合成図を第 1.2.29 図に示す。予測では、解析(第 1.2.23 図)に比べて特にインド洋や海洋大陸で対流が弱い傾向がある。モデルの予測では MJ0 に伴う対流の組織化が弱く、特にインド洋域や海洋大陸での MJ0 の発達十分に再現されていないことを示唆する。これらの特徴は、北半球の夏季においても同様に見られる(図略)。

(5) MJ0 のまとめ

MJ0 の予測精度、再現性に関する評価では、予測 2 週目までは概ね予測精度があるが、モデルの予測は解析に比べて MJ0 の位相速度が速く、振幅も小さい傾向が示された。これらの特徴は、新旧モデルで共通している。また、V1403 は V1103 に比べてより振幅が小さい傾向があり、MJ0 が発達しづらい特徴があるといえる。さらに、北半球夏



第 1.2.29 図 第 1.2.23 図と同じ。ただし V1403 の予測 1 週目に対するもの。

季におけるインド洋域の対流活発な位相の北進は、新旧モデルとも十分に予測できていないことが分かった。他機関のモデルを使った研究(Jung et al. 2012)では数値予報モデルを高解像度化しても MJ0 の予測精度は向上しないことが示されており、今回の調査結果と整合する。

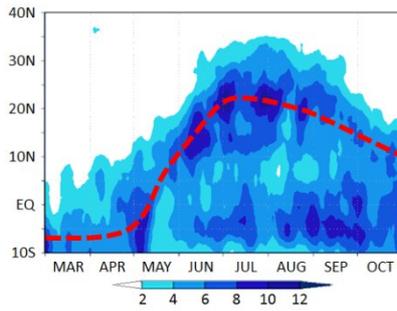
1.2.8 夏のアジアモンスーン

夏のアジアモンスーンの季節変化について、降水量の日別平年値を用いてモデルの再現性を確認する。

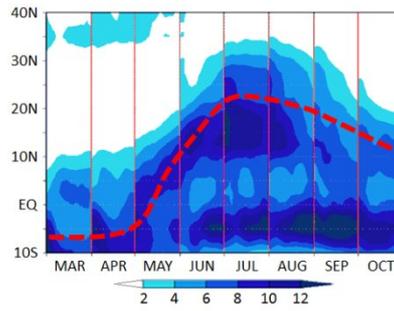
第 1.2.30 図は、インド付近とフィリピン付近で経度平均した降水量平年値(1997~2010 年平均)の緯度・時間断面図である。モデルの平年値は、各月末初期値からの 1 か月間の予測をつなぎ合わせている。インド付近について解析と予測を比較すると、解析の極大域(赤破線)は盛夏期に 20°N 以北まで北上するのに対し、予測では新旧モデルとも盛夏期の極大域が解析に比べて南寄りに位置し、かつ降水量が多い。また、5°S 付近の降水量も新旧モデルで解析に比べて多く、V1403 でより増加している。フィリピン付近については、解析の極大域は盛夏期に 15°N 付近まで北上する。モデルの予測でも同様だが、V1403 は V1103 に比べて解析の極大域にあたる緯度帯における降水量が減少し、夏から秋にかけての極大がやや北寄りに位置して不明瞭になっている。一方、赤道から 5°S 付近では新旧モデルとも解析に比べて降水量が多く、V1403 ではこの傾向がより強まった。これらの結果は、第 1.2.4 図の月平均場の平均誤差で見られた特徴とも一致する。

次に、インド洋北部から南アジア域における東西風の鉛直シア指数(WYI; Webster and Yang 1992)とフィリピン付近における北西太平洋モンスーン指数(WNPMI; Wang et al. 2001)の季節変化を第 1.2.31 図に示す。WYI は、40°E~110°E、0°~20°N の領域で平均した 850hPa 東西風(U850)と 200hPa 東西風(U200)の差(U850-U200)として計算され、インド洋北部から南アジア域における東西風の対流圏上下層の鉛直シアの強さを表す。WNPMI は、U850

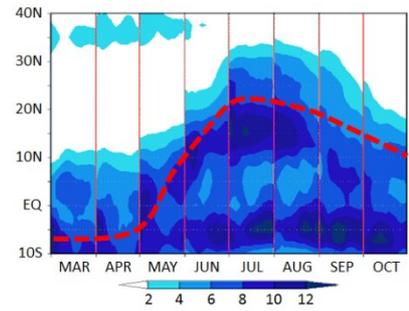
インド付近 (65°E ~ 85°E)
解析 (GPCP)



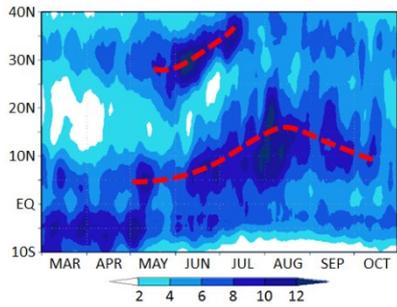
V1403



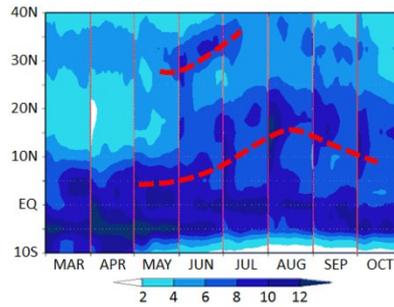
V1103



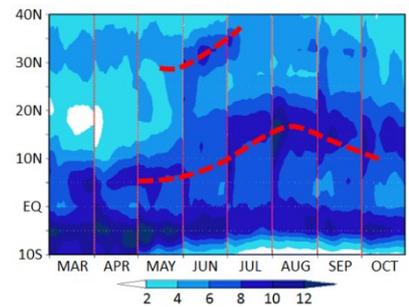
フィリピン付近 (125°E ~ 145°E)
解析 (GPCP)



V1403

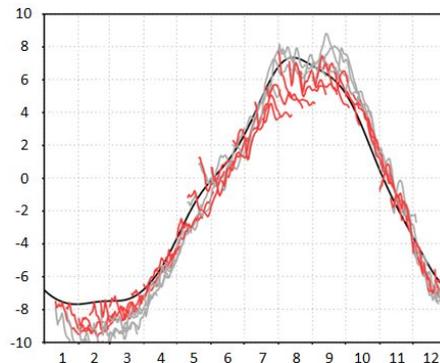
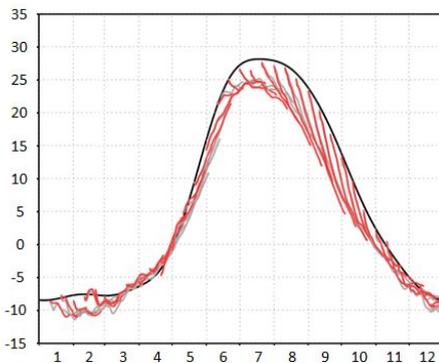


V1103



第 1.2.30 図 降水量年平均値の緯度・時間断面図

上段はインド付近 (65°E ~ 85°E)、下段はフィリピン付近 (125°E ~ 145°E) で経度平均した日別降水量の 1997 ~ 2010 年平均値の季節変化 (3 ~ 10 月)。左から解析 (GPCP)、V1403、V1103。モデルの値は各月末初期値 (縦目盛の赤線) からの 1 か月間の予測のつなぎ合わせ。単位は mm/day。赤破線は解析の極大値の季節変化を表す。



第 1.2.31 図 東西風の鉛直シア指数 (WYI) (左) と北西太平洋モンスーン指数 (WNPMI) (右) の季節変化

WYI は、40°E ~ 110°E、0° ~ 20°N における 850hPa と 200hPa の東西風の差 (U850-U200)。WNPMI は、850hPa 東西風のフィリピン付近の南 (100°E ~ 130°E、5°N ~ 15°N) と北 (110°E ~ 140°E、20°N ~ 30°N) の領域平均の差 (南-北)。どちらも単位は m/s。黒線は解析、赤線は V1403、灰色線は V1103 の各初期値からの予測の年平均値 (1981 ~ 2010 年)。横軸は月を表す。

のフィリピン付近の南 (100°E ~ 130°E、5°N ~ 15°N) と北 (110°E ~ 140°E、20°N ~ 30°N) の領域平均の差 (南 - 北) として計算され、フィリピン付近における対流圏下層のモンスーン循環の強さを表す。第 1.2.31 図から、WYI は V1403 (赤線)、V1103 (灰色線) とともに夏から秋にかけて、初期値から予測

が進むにつれて解析 (黒線) の季節進行から離れて、解析より小さい値となる傾向が共通して見られる。これは、東西風の鉛直シアが新旧モデルとも弱い系統誤差があることを示している。WNPMI では、夏の V1403 において同様に予測が進むにつれて解析より小さい値へと離れる傾向がある。こ

れは、フィリピン付近のモンスーン循環が V1403 では夏（特に盛夏期）に解析と比べて弱いことを示している。

このように夏のモンスーンの予測について、V1403 では特にフィリピン付近のモンスーン循環が弱まる系統誤差が大きくなった。これには第 1.2.2 項でも述べた積雲対流スキームにおけるトリガー関数の閾値の変更が主に影響しているものと考えられる。

1.2.9 まとめ

2014 年 3 月に更新された新しい 1 か月 EPS(V1403)を用いてハインドキャストを実施し、予測性能の評価を行った。その結果について、プロダクトを利用する観点からまとめる。

平均誤差（系統誤差）や予測精度は、中高緯度を中心に V1103 と比べて概ね改善の結果が得られ、このうち予測精度は特に予測期間前半に大きく改善した。1 週目を中心とした予測期間前半の予測精度の改善には、今回のハインドキャスト実験仕様の変更のうち、大気初期値の変更（JRA-25/JCDAS から JRA-55 への変更）の効果が大きく寄与している。このため、大気初期値として新旧 EPS で同一の全球速報解析を利用する現業システムにおいては、V1403 の改善傾向は変わらないものの、改善幅は割り引いて考える必要がある。

熱帯域の平均誤差は季節や領域によって大きくなる変化が見られ、特に夏のアジアモンスーン循環が弱まる誤差が大きくなった。これには、今回の変更点のうち主に積雲対流スキームにおけるトリガー関数の閾値の変更が影響していると見られる。また、この誤差と関係して、夏のユーラシア大陸から日本付近にかけての亜熱帯ジェット気流が V1403 でより弱くなる特徴がある。ただし、予測値から平均誤差を引くことにより補正（系統誤差補正）した後の循環場の予測精度は、V1103 に比べて V1403 では全般に改善または同等の結果が得られており、平均誤差が大きくなったことによる予測精度への悪影響は見られていない。

プロダクトの作成時には系統誤差を補正してい

るため、利用者は通常系統誤差を意識する必要はない。しかし、系統誤差が大きいと補正值自身の推定誤差が大きくなることには留意する必要がある。またモデル開発の立場からは、系統誤差を小さくするためのモデルの改良が引き続き重要である。

中高緯度におけるブロッキングの出現頻度や総観規模擾乱の活動度の再現性については、V1403 で概ね改善が見られた。この改善にはモデルの水平高解像度化が寄与していると考えられる。一方、MJ0 の予測精度は新旧 EPS でほとんど変化していない。

年々変動の大きさは、北半球域では夏を除いて V1403 は V1103 と比べて解析に近づき、概ね適正といえる。しかし、夏の北半球域や、熱帯域では年を通して、新旧 EPS とともに解析に比べて過小傾向があり、その傾向が V1403 ではより強まった。この特徴は MJ0 の振幅が V1403 でより小さくなったことにも現れている。

スプレッドは、北半球の夏を中心に新旧 EPS とともに予測期間を通して予測誤差に比べて過小傾向がある。V1403 では確率的物理過程強制法が導入され、熱帯域の気温場や初期摂動の考慮されていない南半球域の循環場でスプレッドが大きくなる効果が確認できる一方、北半球域の主要要素や熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャルでは予測期間初期以外、そのインパクトは不明瞭であり、予測期間後半にはむしろスプレッドが V1103 に比べてやや小さくなった。プロダクトを利用する際は、北半球域では主に夏の 2 週目以降、熱帯域では季節によらず予測期間を通して、スプレッドが過小傾向であることを考慮する必要がある。また、降水量と海面水温の正相関が強すぎる大気モデルの特性（平井 2013）や、境界値（海面水温）の不確実性が考慮されていない点も新旧 EPS で変わらない。これにより、熱帯域の対流活動分布に関わるスプレッドが予測期間後半ほど過小となる可能性があることにも、これまで同様留意する必要がある。

参考文献

- 平井雅之, 2013: 1 か月アンサンブル予報システムの予測特性. 平成 24 年度季節予報研修テキスト「季節予報作業指針」, 気象庁地球環境・海洋部, 173-181.
- 藤川典久, 2013: 停滞性の高低気圧及び前線の特徴と形成メカニズム. 平成 24 年度季節予報研修テキスト「季節予報作業指針」, 気象庁地球環境・海洋部, 41-82.
- 前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 平成 24 年度季節予報研修テキスト「季節予報作業指針」, 気象庁地球環境・海洋部, 103-111.
- Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P.-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, and E. Nelkin, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147-1167.
- Gottschalck, J., M. Wheeler, K. Weickmann, F. Vitart, N. Savage, H. Lin, H. Hendon, D. Waliser, K. Sperber, M. Nakagawa, C. Prestrelo, M. Flatau, and W. Higgins, 2010: A framework for assessing operational Madden-Julian Oscillation forecasts: A CLIVAR MJO working group project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1247-1258.
- Hartmann, D.L., 2007: The atmospheric general circulation and its variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 123-143.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeor.*, **2**, 36-50.
- Jung, T., M.J. Miller, T.N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J.M. Adams, E.L. Altshuler, B.A. Cash, J.L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K.I. Hodges, 2012: High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *J. Climate*, **25**, 3155-3172.
- Kikuchi, K. and B. Wang, 2010: Formation of tropical cyclones in the northern Indian Ocean associated with two types of tropical intraseasonal oscillation modes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 475-496.
- Kim, D., K. Sperber, W. Stern, D. Waliser, I.-S. Kang, E. Maloney, W. Wang, K. Weickmann, J. Benedict, M. Khairoutdinov, M.-I. Lee, R. Neale, M. Suarez, K. Thayer-Calder, and G. Zhang, 2009: Application of MJO simulation diagnostics to climate models. *J. Climate*, **22**, 6413-6436.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Lee, J.-Y., B. Wang, M.C. Wheeler, X. Fu, D.E. Waliser, and I.-S. Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Clim. Dyn.*, **40**, 493-509.
- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Madden, R.A. and P.R. Julian, 1994: Observations of the 40-50-day tropical oscillation—A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Matsueda, M., 2009: Blocking predictability in operational medium-range ensemble forecasts. *SOLA*, **5**, 113-116.
- Matsueda, M., R. Mizuta, and S. Kusunoki, 2009: Future change in wintertime atmospheric blocking simulated using a 20-km-mesh atmospheric global circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D12114, doi:10.1029/2009JD011919.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Scherrer, S.C., M. Croci-Maspoli, C. Schwiertz, and C. Appenzeller, 2006: Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region. *Int. J. Climatol.*, **26**, 233-249.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42A**, 343-365.
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073-4090.
- Webster, P.J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.
- Wheeler, M.C. and H.H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

1.3 1か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのガイダンスの更新¹

1.3.1 はじめに

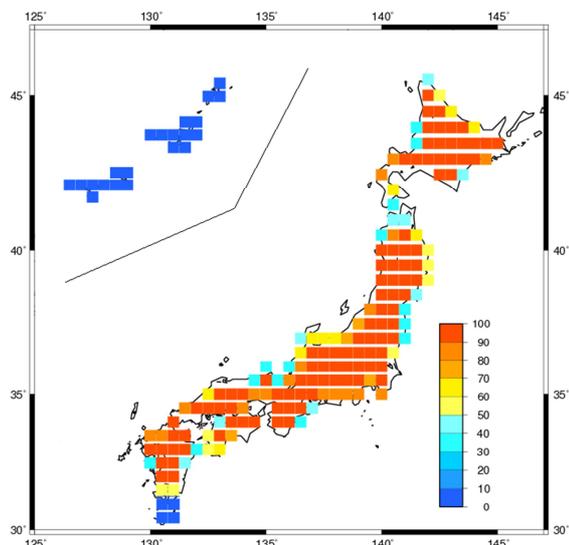
季節予報作業におけるガイダンスは、数値予報結果を客観的な予測式に基づいて各地域の予測値や確率値へ翻訳する予報資料のひとつである。1か月予報や異常天候早期警戒情報（以下、早警）のガイダンスは、予測値の誤差を考慮し、事前に過去事例の予測値と実況値との統計的関係を求め、実際の予報に適用する Model Output Statistics(MOS)方式で作成している。このため、今回の1か月予報モデルの更新に伴い、1か月予報及び早警のためのガイダンスシステムも更新した。ガイダンスの作成手法は、(伊藤 2013)と基本的には同じで、対象とする地域近傍の格子点値を仮予測因子とする線形重回帰式であり、確率分布には正規分布を仮定して、その分散は重回帰式の残差分散としている。今回は、地域平均に使用する格子点や仮予測因子などを変更した。

実際の予報作業においては、ガイダンスの特性を理解したうえで、予測された循環場の特徴を考慮してガイダンスを修正することが必要である。一方、これまでのガイダンスは、後に示すように解釈に難しい場合があり、精度を確保しつつも「シンプルで理解しやすい」ガイダンスを目標として更新を実施した。ガイダンスの作成には、1981年から2010年までの各月10日、20日、末日を初期値とする過去事例を対象とする予報実験（ハインドキャスト）の5メンバーの予測値を用いた。ここで現モデル（以下、V1403）のデータを用いて作成した新しいガイダンスを「新ガイダンス」、同じ事例に対して旧モデル（以下、V1103）のデータを用いて作成されたこれまでのガイダンスを「旧ガイダンス」と呼ぶ。その他の詳細なハインドキャストの仕様は第1.2節を参照されたい。本節では、更新の内容及び作成したガイダンスの精度について述べる。

¹竹川 元章、大塩 健志（地球環境業務課）

1.3.2 地域平均に用いる格子点の変更

これまでのガイダンスは、気温ガイダンスの予測因子に地上気温を導入(気象庁 2011)してから、平均的な精度は向上したものの、モデルで予測される850hPa気温など循環場から想定される地上気温とガイダンスの地上気温とが、整合していない場合があることが指摘されていた。



第 1.3.1 図 地域平均に使用した格子点 (V1403)
図中右端のカラーバーは陸面積率 (%) を表す。

この原因の一つには、予測因子としているモデルの地上気温は海上の格子点も一部含まれているため、モデルでは初期値の偏差を固定している海面水温の影響を強く受けすぎて、循環場の予測と矛盾する結果が出るなど、地上気温が海面水温の影響を受けていることが考えられた。旧ガイダンスでは、1か月予報モデル自体の解像度の関係から、「陸上」とみなされる格子点が少なく、また、日本付近で選択できる格子点の数が少なかったため、陸面積率が0、すなわち海上の格子点を多数使用しなければならなかった。V1403では、高解像度化により日本付近の海陸分布が大幅に改善され、ガイダンスに用いる格子点間隔はこれまでの1.25度から0.5度となり、海上の格子点を使用しなくとも、予測因子の地域平均に使用する格子点を多数選択できるようになった。このため、新ガイダンスでは、陸面積率が30%以上の格子点を用いて地域平均を作成することとした(第1.3.1図)。なお、V1403においても南西諸島付近や種子島、

屋久島付近の格子点は陸面積率が0となっており、当該地域では地域平均に使用している気象官署付近の格子点を使用することとした。

1.3.3 仮予測因子の変更

旧ガイダンスでは、多重共線性²を十分に排除できていない場合があり、例えば地上気温と500hPa高度のように互いに相関の高い要素が予測因子に採用され、本来同じ性質を持つ要素であっても両者の回帰係数の符号が異なるなど、ガイダンスの結果と予測因子の関係について解釈の難しい回帰式がしばしば作成されていた。この問題を解消すべく、新ガイダンスでは、多重共線性の排除を考慮して回帰式を作成することを基本方針とした。具体的には、互いに相関の高い要素は同時に仮予測因子候補としないように、総当たりに試行を繰り返し、精度と解釈のしやすさの両面から判断し、仮予測因子を決定した。回帰式に選択された仮予測因子を第1.3.1表に示す。それぞれの予報要素について選択した予測因子は概ね以下の通りとなっている。

- ・気温ガイダンス：地上気温 + 湿数
- ・降水量ガイダンス：降水量 + 風
- ・日照時間ガイダンス：全雲量 + 風
- ・降雪量ガイダンス：地上気温 + 風

次に、仮予測因子を選定する際に特に検討した点について述べる。

(1) 気温ガイダンスに強制的に予測因子として与える要素の検討

ガイダンスでは、時間方向の予測値の連続性を考慮して特定の説明変数を強制的に採用する方法をとっている。気温ガイダンスに強制する予測因子を選定するため、地上気温、925hPa 気温及び850hPa 気温をそれぞれ用いたガイダンスの精度を比較する。なお、仮予測因子はそれぞれの気温

² 変数間に複数の完全または近似的な線形関係が成立していること。多重共線性がある場合、用いる説明変数の加除により回帰式の係数が大きく変化したり、通常考えられる符号と異なる結果が得られたりなど、回帰式の信頼性が低下する。

及び925hPa 湿数の2つである。

各ガイダンスのブライア・スキルスコア³(以下、BSS)を第1.3.2表に示す。各予報対象期間で、北・東・西日本では地上気温を用いたガイダンスが925hPa、850hPa 気温を用いたガイダンスよりも精度が上回っていることがわかる。早警の「かなり低い、かなり高い」で評価した場合も同様に、地上気温を用いたガイダンスの精度が最も良い結果となった(表略)。一方で沖縄・奄美では925hPa 気温を用いた場合の方が、精度の良い場合があり、特に春・秋・冬はより精度が良くなっている(表略)。

続いて、地上気温を用いた場合に海面水温の影響を受けすぎることがないか確認するために、地上気温を用いたガイダンスと850hPa 気温を用いたガイダンスの分布を第1.3.2図に示す。地上気温を用いたガイダンスの分布には、850hPa 気温を用いたガイダンスの分布から外れるような高温や低温の偏りはない。この傾向は、季節、地域を問わず、同様に分布に偏りは存在しない(図略)。このことから海面水温の影響が過大ではないことが確認できた。

地上気温を用いたガイダンスの精度が最も良く、値の分布に偏りもないことから、新ガイダンスでも旧ガイダンスと同様に基本的には地上気温を採用した。なお、春・秋・冬の沖縄・奄美は例外で、925hPa 気温が地上気温を用いた場合よりも精度が良いので、これを採用した。

(2) 夏の沖縄・奄美の気温ガイダンスの仮予測因子の検討

第1.2.8項で述べたように、V1403では沖縄・奄美をはじめ日本の夏の天候に影響する北半球の

³ 確率値の精度を示す指標の1つに、予測確率値の2乗平均誤差で定義されるブライアスコア(BS)があり、気候値予報のブライアスコアからの改善率をブライア・スキルスコア(BSS)という。ブライアスコアは信頼度(Brel)と分離度(Bres)の項に分けることができ、信頼度曲線(横軸に予測確率値、縦軸に実況出現率をとり、予測確率値ごとの実況出現率を結んだ線)が対角線に近く、かつ気候的出現率から離れた確率の予測頻度が多いほど予測精度が高いといえる。

第 1.3.1 表 各予報要素の仮予測因子

表中、T：気温、TD：露点温度、Z：ジオポテンシャル高度、鉛直流、Rain：降水量、CLA：全雲量、Wind：風の北東成分・北西成分、Surf：地上気圧面、強制される予測因子、選択される予測因子、北：北日本（東、西についても同様）、日：日本海側、太：太平洋側、群・長北：群馬県北部・長野県北部、岐阜山：岐阜県山間部、をそれぞれ示す。

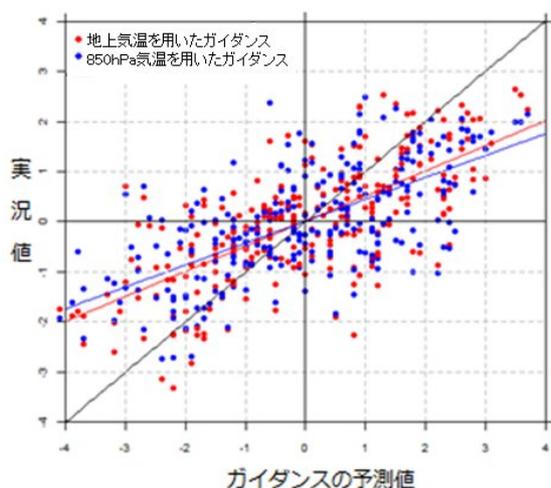
モデル要素				T				T-TD		Z		Rain	CLA	Wind				
予報要素	季節	地方	気圧面	Surf	925	700	700-Surf	925	700	500	700			925	850	500		
気温	春 ⁴ 、 秋、冬	北、東、西																
		沖縄・奄美																
	夏	北、東、西																
		沖縄・奄美																
降水量	春	東・西日																
		上記以外																
	夏	北・東日																
		上記以外																
	秋	北・東日																
		上記以外																
	冬	全ての地域																
	日照時間	春、秋	東日、西															
上記以外																		
夏		北太、東、西																
		上記以外																
冬	全ての地域																	
降雪量	春	北日																
		東・西日																
	秋・冬	全ての地域																
降雪量 (早警)	春、秋	北海道日、北陸																
		東北日、近畿日、 山陰																
		群・長北、岐阜山																
	冬	北海道日																
		東北日、群・長北																
		岐阜山																
		北陸、近畿日、 山陰																

⁴ 春は3～5月の全9初期日、夏は6～8月の全9初期日、秋は9～11月の全9初期日、冬は、12～翌年2月の全9初期日。

第 1.3.2 表 気温ガイダンスの BSS の比較

それぞれの気温を強制的に予測因子に選択した場合の通年の精度を表す。数値は BSS の値。同種で最も精度が良いものを赤字で示す（同値の場合はさらに小さい桁も考慮）。予測対象期間は、モデル初期値からそれぞれ、2 日目からの 28 日間（1 か月）、2 日目からの 7 日間（1 週目）、9 日目からの 7 日間（2 週目）、16 日目からの 14 日間（3 ~ 4 週目）。

強制予測因子	予測対象期間	北日本	東日本	西日本	沖縄・奄美
地上気温	1 か月	0.30	0.30	0.31	0.19
	1 週目	0.63	0.59	0.58	0.47
	2 週目	0.23	0.27	0.24	0.18
	3 ~ 4 週目	0.08	0.08	0.07	0.03
925hPa 気温	1 か月	0.28	0.29	0.29	0.19
	1 週目	0.59	0.55	0.53	0.43
	2 週目	0.22	0.26	0.22	0.17
	3 ~ 4 週目	0.07	0.06	0.06	0.02
850hPa 気温	1 か月	0.27	0.25	0.24	0.18
	1 週目	0.52	0.49	0.47	0.36
	2 週目	0.21	0.23	0.19	0.15
	3 ~ 4 週目	0.06	0.05	0.04	0.02



第 1.3.2 図 気温ガイダンスの分布の比較
1981 ~ 2010 年冬（12 月から 2 月）の北日本のガイダンス予測値（2 週目、予報 6 日目からの 7 日間平均値）。横軸がガイダンス、縦軸が観測された 7 日平均気温の平年差（ ）。色実線は回帰直線。

夏のアジアモンスーンの予測精度が課題とされている。気温ガイダンスの仮予測因子は、気温と湿数の組み合わせとしているが、沖縄・奄美の夏においては、両者で作ったガイダンスでは旧ガイダンスに比べ精度が大幅に低下する。そこで、湿数に代わる仮予測因子を再度検討したところ、500hPa 高度を用いた場合の精度が最も良かった。沖縄・奄美の夏においては、地上気温と 500hPa 高度のモデル内での相関が低いため、両者を共に仮予測因子とした場合でも、両者の回帰係数の符号は一致しており、解釈しやすいという基本方針に反していない。

（3）日照時間ガイダンスに強制的に予測因子として与える要素の検討

旧ガイダンスでは、日照時間ガイダンスの予測因子に降水量を強制していたため、期間のはじめに降水量がかなり多く予想されていた場合に、それだけで 28 日間日照時間ガイダンスが少なくなってしまうなどの問題が指摘されていた。このためより適切な予測因子を採用すべく、湿りと関係する要素である全雲量、925hPa 湿数及び降水量それぞれを用いたガイダンスの精度を比較した。

各ガイダンスの BSS を第 1.3.3 表に示す。なお、仮予測因子は上述の 3 要素のいずれかと、925hPa の風の北東及び北西成分の 3 つである。全雲量を用いた場合が、全ての地域で最も精度が良い。季節別に比較しても、各地域で概ね全雲量を用いた場合の精度が良い（表略）。よって、日照時間ガイダンスでは、全雲量を用いることとした。

第 1.3.3 表 日照時間ガイダンスの BSS の比較
それぞれの要素を強制的に予測因子に選択した場合の通年の精度を表す。数値は BSS の値。同種で最も精度が良いものを赤字で示す（同値の場合はさらに小さい桁も考慮）。

評価期間：通年	北日本	東日本	西日本	沖縄・奄美
全雲量	0.04	0.10	0.13	0.05
925hPa の湿数	0.01	0.07	0.07	0.05
降水量	0.02	0.05	0.08	0.01

1.3.4 1か月予報ガイダンスの精度評価

新旧ガイダンスの精度の比較及び1か月予報の木曜日発表⁵に対応してリードタイムを1日延長した場合の精度の比較について述べる。なお、ここでの精度はハインドキャストデータを用いて独立資料⁶で評価した予測精度を指す。

通年の各期間別気温ガイダンス及び季節別の1か月気温ガイダンスのBSS及び平方根平均二乗誤差(以下、RMSE)を第1.3.3図から第1.3.6図に示す。リードタイムの延長を考慮しないV1403_L2とV1103_L2の比較ではいずれの精度も向上している。リードタイムを延長した影響も含めて精度を評価するためV1403_L3とV1103_L2の精度を比較すると、リードタイム延長の影響が大きい1週目を除き、各予測対象期間について概ね精度は向上している。また、季節別では沖縄・奄美の夏を除いてほとんどの季節・地域で概ね精度が向上している。

続いて、気温以外の通年の各1か月予報ガイダンスのBSS及びRMSEを第1.3.7図と第1.3.8図に示す。降水量、日照時間は気温に比べ精度は低いが、V1403_L3とV1103_L2の精度を比較すると、降水量ガイダンスは北日本及び東・西日本太平洋側では精度が向上している。一方、東・西日本日本海側と沖縄・奄美では、精度が低下している。V1403_L2とV1103_L2の比較では精度はほぼ同じか向上していることから、予測精度の高い予報期間はじめの降水量が1か月降水量に影響したと考えられる。日照時間ガイダンスは全ての地域で精度が向上している。強制する仮予測因子に全雲量を採用したことが精度向上に寄与したと考えられる。降雪量ガイダンスは、北日本日本海側では精度が低下しているが、東・西日本日本海側では向上している。今回はガイダンスの解釈のしやすさ

⁵ 平成26年3月から1か月予報の発表日を毎週金曜日から木曜日に変更したが、予報対象期間のはじまりは土曜日からと変更せず、ユーザーが同じ期間の予報を1日早く入手できるようにした。

⁶ 予測式を作成した資料とは独立な資料で評価を行うため、30年間のハインドキャスト期間の各年について、評価する年を除く29年間で予測式を作成して評価した。

も考慮し、予測因子をシンプルなものにしたが、北日本の冬の降雪量は、寒気の強さだけではなく、低気圧の影響もあるなど複雑であることが影響している可能性がある。一方で、東・西日本日本海側では気温と降雪量の相関は強く、気温の精度向上が反映されているものと考えられる。

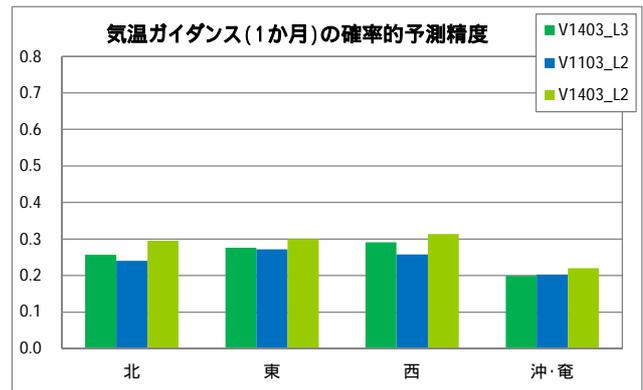
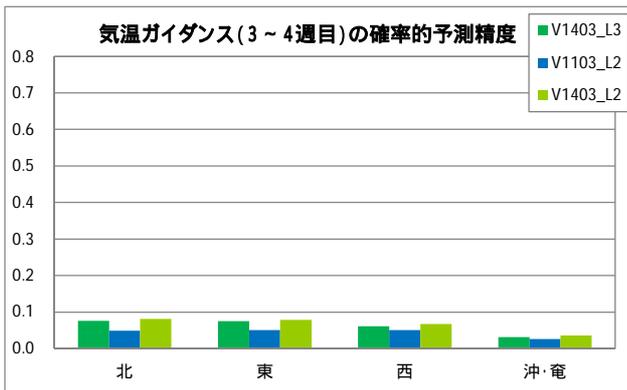
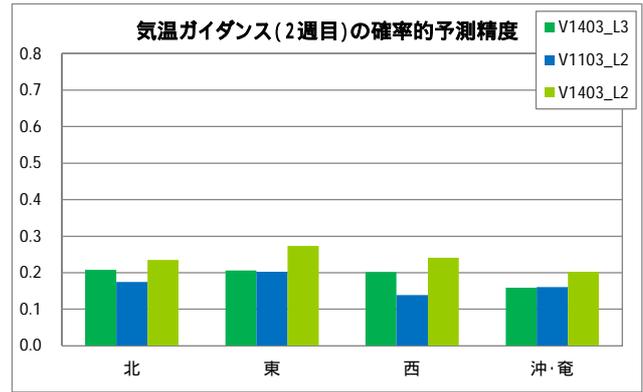
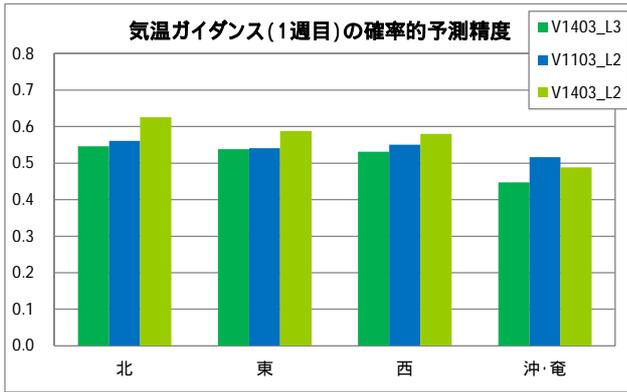
1.3.5 気温の早警ガイダンスの評価

早警は、1か月予報とは異なり、リードタイムを延長しないので、旧ガイダンスと同様のリードタイムで発表している。このため、モデル更新による精度の向上分をそのままプロダクトに反映できる。

気温の早警ガイダンスのリードタイム6日(早警対象日の初日)の通年のBSSを第1.3.9図に示す。BSSは沖縄・奄美を除き向上しており、特に、北・西日本では改善率が大きい。リードタイム7日から9日(早警対象日の最終日)についても同様に向上がみられ(図略)、旧ガイダンスに比べおよそ1日分程度の精度の向上がみられる。精度の向上は、分離度(Bres)の向上によるところが大きく、旧ガイダンスに比べ気候的出現確率値である10%から離れた確率をより多く予想するガイダンスになっているといえる。沖縄・奄美は、1か月予報と同様に夏の精度が低下している(図略)。

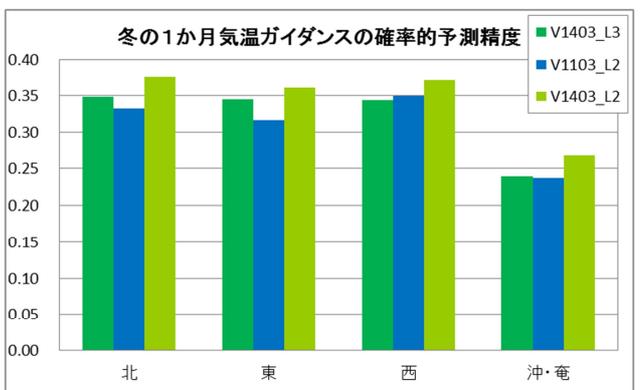
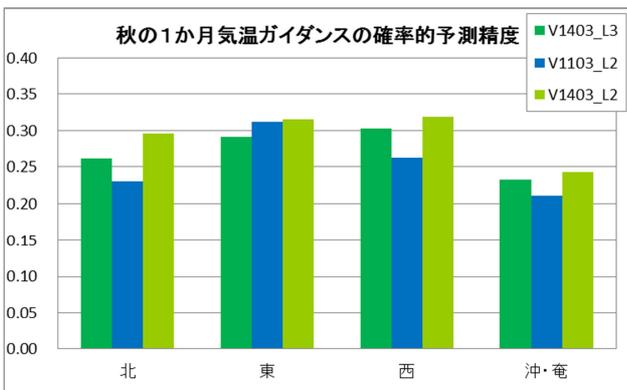
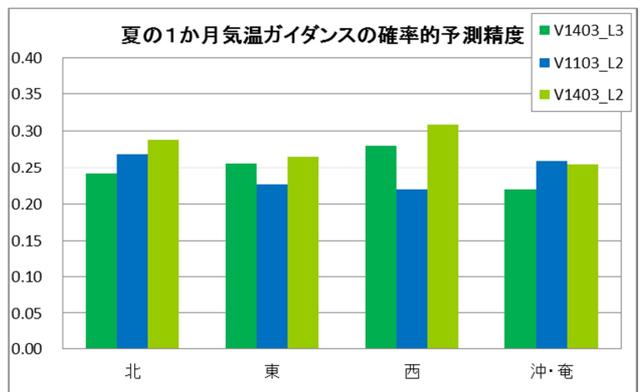
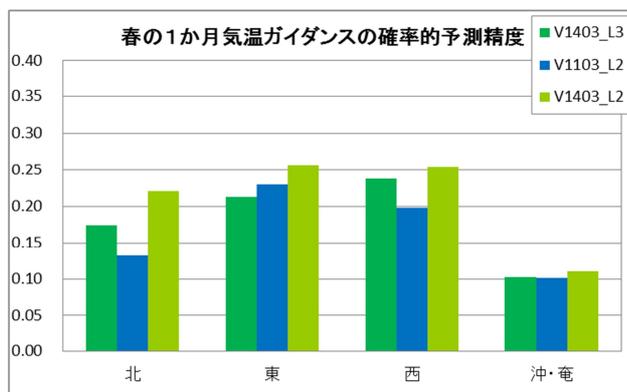
次に「かなり高い」と「かなり低い」を対象としたリードタイム6日の信頼度曲線を第1.3.10図に示す。信頼度曲線は対角線に沿って右肩上がりで、大きな確率を表現した場合であっても信頼度は高いといえる。リードタイム7日から9日であっても概ね右肩上がり(図略)で、旧ガイダンスに比べリードタイムが伸びても信頼度の高い確率を表現できるようになっている(図略)。

続いて、確率的精度指標の1つであるROC曲線のリードタイム6日の図を第1.3.11図に示す。早警の情報発表基準である予測確率30%以上の捕捉率(「発表あり」/「現象あり」)は、概ね各地とも向上しており、特に西日本で大きい。誤発表率(「発表あり」/「現象なし」)は旧ガイダンスと概ね同程度となっている。



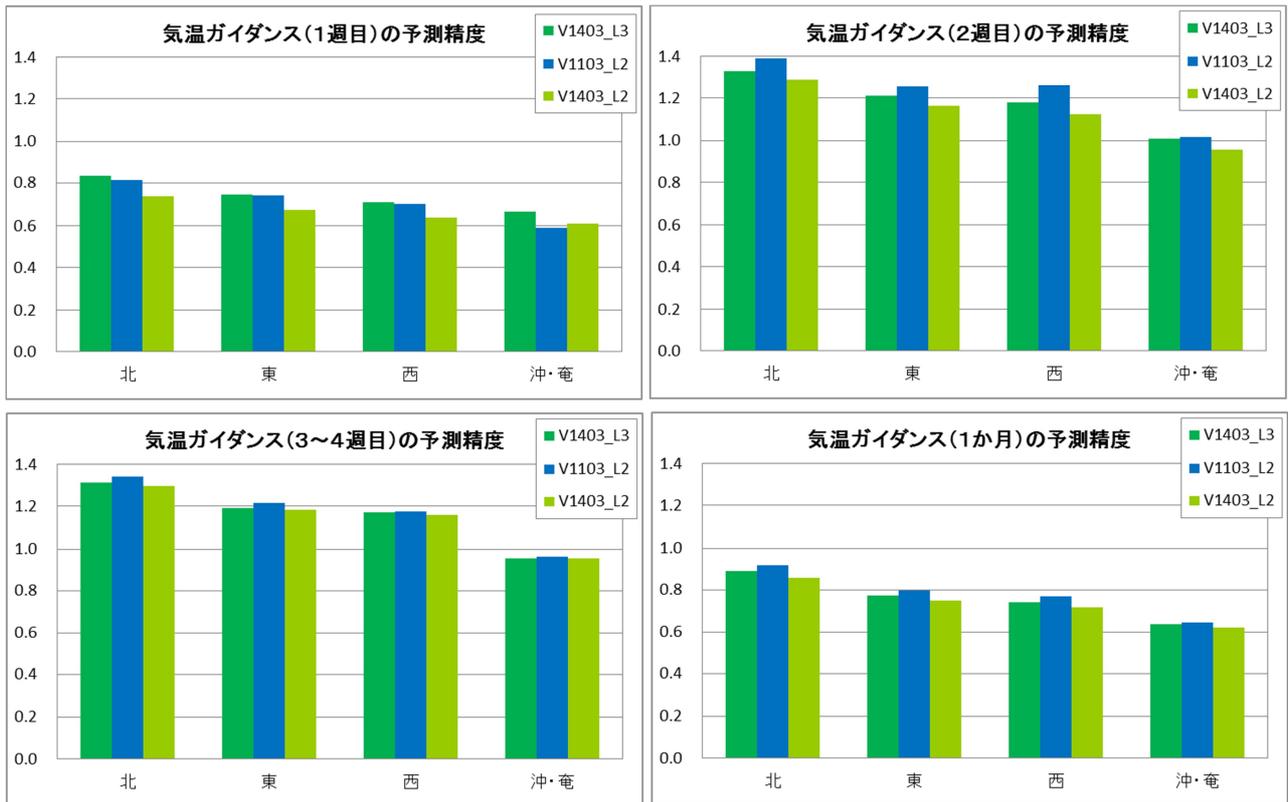
第 1.3.3 図 通年の各期間別気温ガイダンスの確率的予測精度 (BSS)

図中、L3：リードタイム 3 日からの精度 (L2 も同様)、北：北日本 (東、西も同様)、沖・奄：沖縄・奄美を指す。

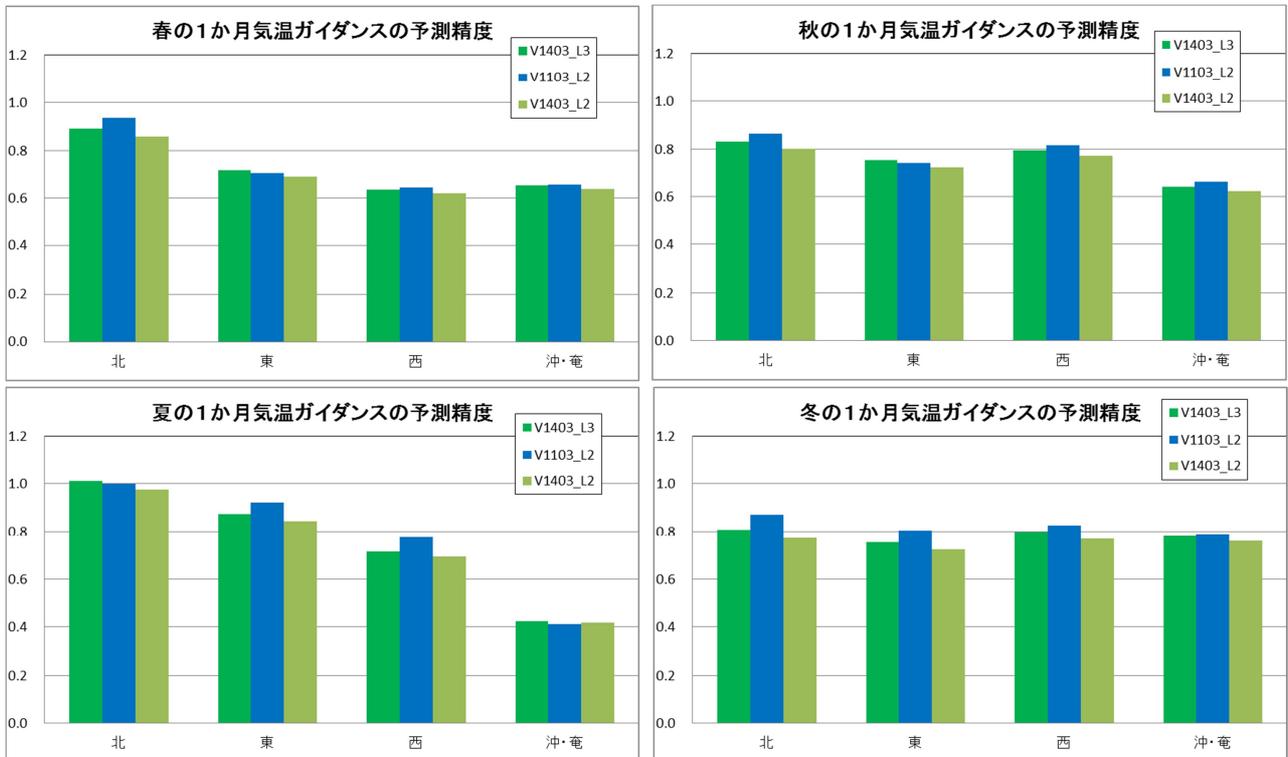


第 1.3.4 図 季節別の 1 か月気温ガイダンスの確率的予測精度 (BSS)

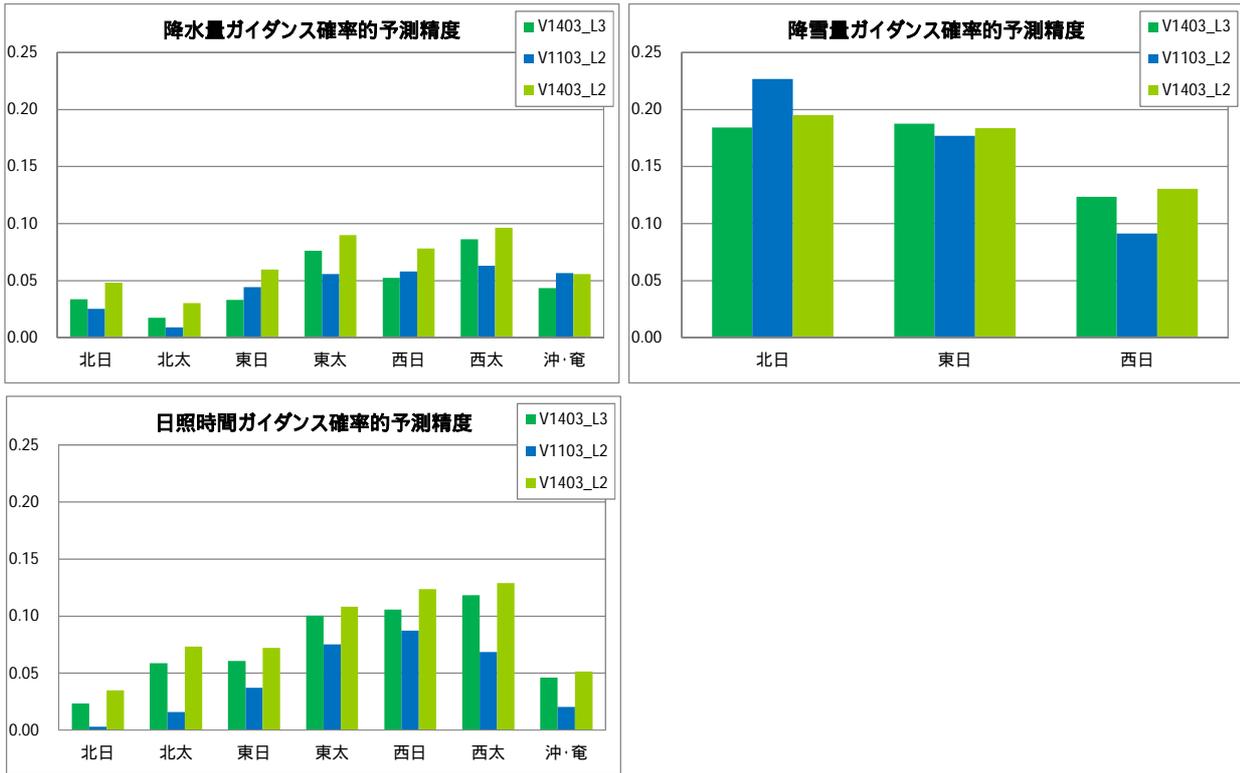
図中の略称等については第 1.3.3 図と同じ。



第 1.3.5 図 通年の各期間別気温ガイダンスの予測精度 (RMSE)
縦軸の単位は 。図中の略称については第 1.3.3 図と同じ。

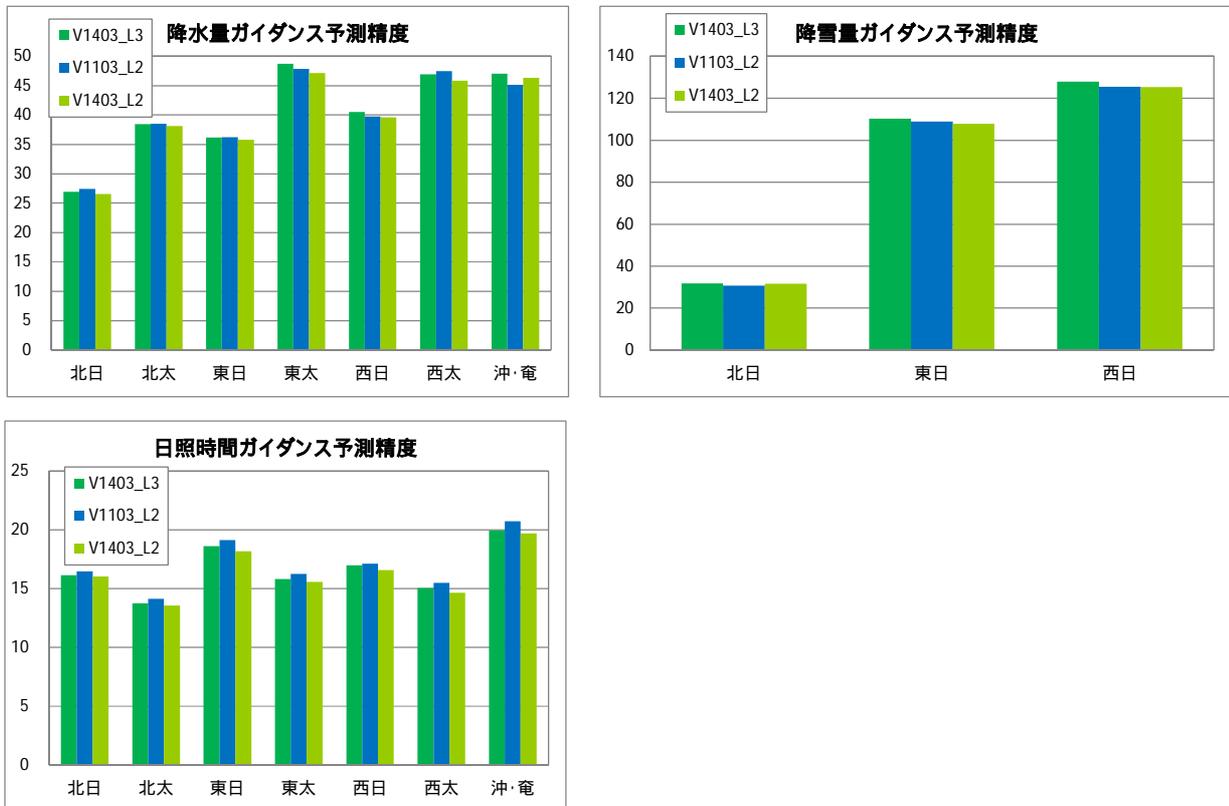


第 1.3.6 図 季節別の 1 か月気温ガイダンスの予測精度 (RMSE)
縦軸の単位は 。図中の略称については第 1.3.3 図と同じ。



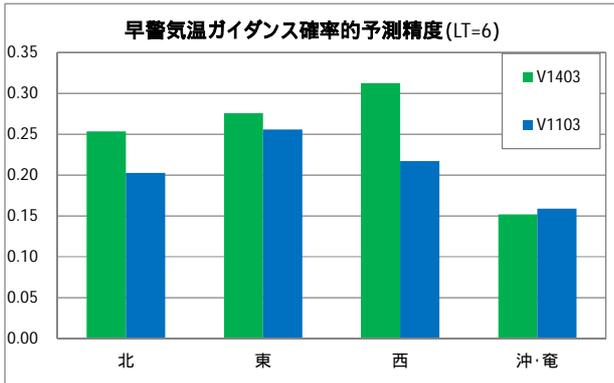
第 1.3.7 図 各 1 か月予報ガイダンスの確率的予測精度 (BSS)

1 か月予報の降雪量の評価期間は 11 月上旬から 3 月下旬 (以下、同じ)。図中、北日：北日本日本海側、北太：北日本太平洋側を指す。東日、東太、西日、西太も同様。沖・奄は沖縄・奄美。

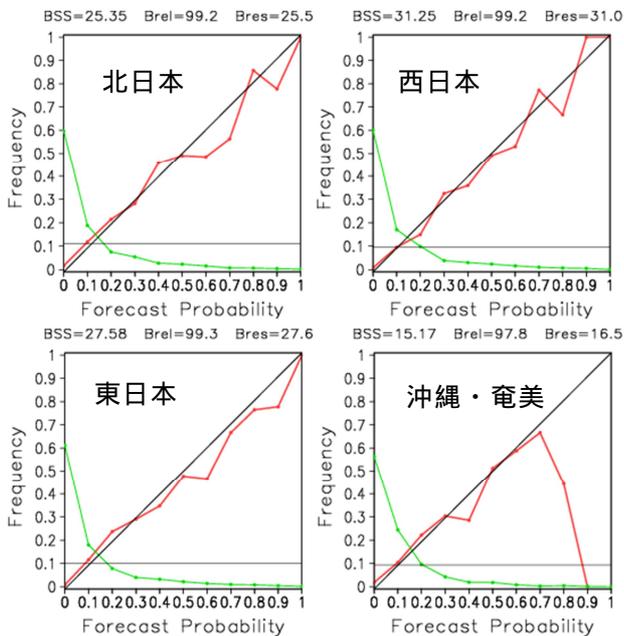


第 1.3.8 図 各 1 か月予報ガイダンスの予測精度 (RMSE)

縦軸の単位は%。図中の略称は第 1.3.7 図と同じ。



第 1.3.9 図 早警ガイダンスの確率的予測精度 (BSS) LT=6 はリードタイム 6 日の結果を表す。縦軸は分離度 (Bres)。図中の略称については第 1.3.3 図と同じ。

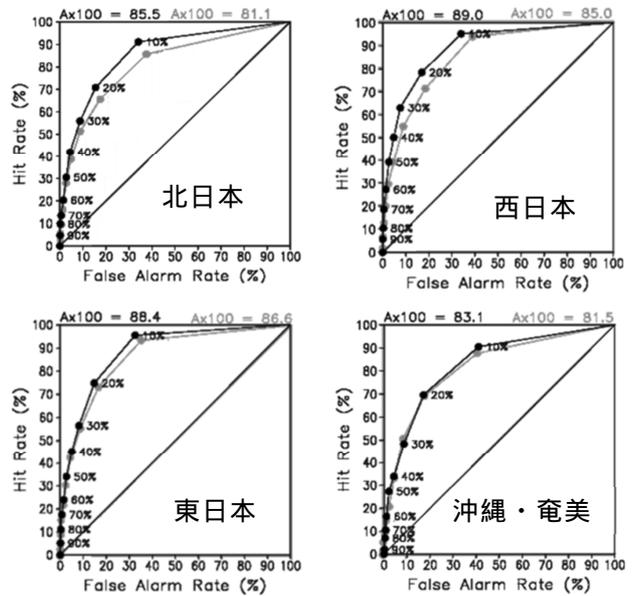


第 1.3.10 図 早警ガイダンスの信頼度曲線 (LT=6) 7 日平均気温の「かなり高い」または「かなり低い」の予測確率値に関する信頼度曲線 (赤線)、予測頻度 (緑線)、両階級の出現率の気候値 (黒横線) を表す。横軸が予測確率、縦軸が現象の出現率を表す。図上部の Brel は信頼度、Bres は分離度、数字は各スコアの 100 倍の値を表す。

1.3.6 降雪量の早警ガイダンス

(1) 使用した観測データと正規化の検討

降雪量の早警は、まとまった降雪による災害の軽減・防止が情報の目的である。このため、本ガイダンスでは、山地を多く含むアメダスの観測値を利用し作成した地域平均値を観測データとして用いて情報を作成している (大久保と中三川, 2013)。



第 1.3.11 図 新旧ガイダンスの ROC 曲線

リードタイム 6 日の 7 日平均気温の「かなり高い」または「かなり低い」の ROC 曲線の通年の図。横軸は誤発率、縦軸は捕捉率を表し、図上部の数字は ROC 面積の 100 倍を表す。濃い線が新ガイダンス、薄い線が旧ガイダンスの結果。捕捉率は (「予測確率 % 以上」の回数 / 「現象あり」の回数) で定義される。誤発率は (「予測確率 % 以上」の回数) / 「現象なし」の回数) で定義され、気候的出現率の低い現象を対象とする場合は値が小さい。例えば、予測確率 30% 以上のときに予報を発表する場合、新ガイダンスの西日本の捕捉率は約 65%、誤発率は約 10%、旧ガイダンスでは、捕捉率は約 55%、誤発率は約 10% と読み取れる。

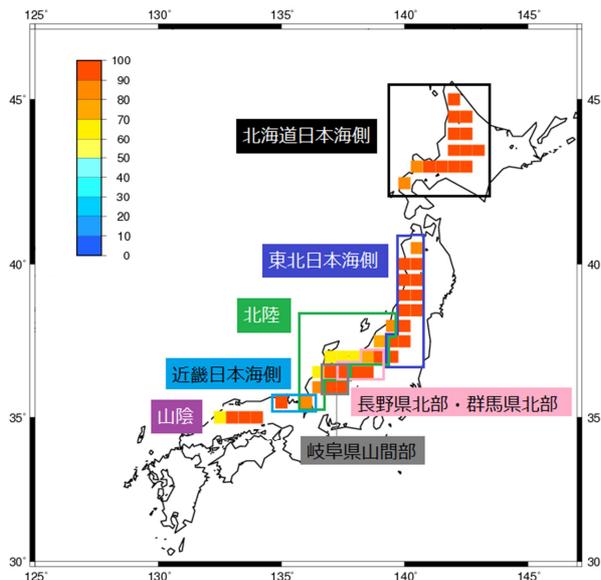
ガイダンスは、データが正規分布をしているという仮定の下で作成している。このため、降水量や降雪量など観測値が正規分布していない要素については値を 4 分の 1 乗することで正規化している。今回ガイダンスの参照格子点を変更したため、ガイダンス値がこれまでと同様に正規性が認められないことを確認するため Shapiro-Wilk 検定⁷を行った。結果を第 1.3.4 表に示す。北海道日本海側では 12 月中旬から 2 月下旬にかけては、P 値が 0.05 以上となり正規分布であることを棄却できないが、東北日本海側は 1 月上旬 ~ 2 月上旬のみだった。他の地域は全ての期間で、正規性が認め

⁷ 標本 x_1, \dots, x_n が正規母集団からサンプリングされたものであるという帰無仮説を検定する方法。

られなかった。北海道日本海側は、正規性が棄却されない期間が多いため、正規化を行わないこととし、その他の地域はこれまでと同様に正規化することとした。

(2) 地域平均に用いる格子点の変更

早警ガイダンスは、旧ガイダンスでは各地とも1か月予報ガイダンスと同じ格子点を用いて地域平均を作成していた。例えば、長野県北部・群馬県北部のガイダンスであっても関東甲信地方の格子点を用いていた。新ガイダンスでは、対象地域直上の格子点を用いるように変更している。また、陸面積率の閾値を50%以上としている。(1)で述べたように、観測データに山地のアメダス地点を多く用いているため、モデルの地域平均を行う際も山地の割合が相対的に大きくなるよう閾値を高めめに設定した。地域平均に用いた格子点を第1.3.12図に示す。



第1.3.12図 地域平均に使用した格子点
 図中左上端のカラーバーは陸面積率(%)を表す。

(3) 仮予測因子の検討

1か月予報ガイダンスと同様に仮予測因子の見直しを行い、多重共線性を考慮し互いに相関の高い要素をあらかじめ排除した上で回帰式を作成した。回帰式に選択された仮予測因子は第1.3.1表に示したとおり、各地域とも基本的には地上気温

又は700hPa気温を強制している。各地域とも、降水量よりも気温の方が降雪量と相関が高く、そのため気温を強制した場合の方が精度は良いと考えられる。一方で、冬の北海道日本海側のみ例外で、700hPaの湿数を強制している。北海道日本海側は、気温を仮予測因子に強制して回帰式を作成しても精度が悪く、いずれもBSSは負となった。数多くの予測因子の組み合わせを試行した結果、BSSが正となった組み合わせが、今般作成した回帰式の組み合わせとなっている。

第1.3.4表 正規性の検定の結果

Shapiro-Wilk検定によるW検定の結果。北海道日本海側と東北日本海側以外は省略。「標本が抽出された母集団の分布は正規分布である」という帰無仮説を検定する。P値<0.05で帰無仮説を棄却する(赤字)。W値はShapiro-Wilk検定の基本統計量。標本数は150(ガイダンスを作成する際は対象旬の前後2旬を加える)。

	北海道日本海側		東北日本海側	
初期日	W値	P値	W値	P値
11/30	0.94	0.00	0.71	0.00
12/10	0.97	0.00	0.87	0.00
12/20	0.99	0.43	0.98	0.01
12/31	0.99	0.29	0.98	0.04
1/10	0.99	0.56	0.99	0.46
1/20	0.99	0.58	0.99	0.37
1/31	1.00	0.98	0.99	0.49
2/10	0.99	0.79	0.99	0.16
2/20	0.99	0.62	0.98	0.02
2/28	0.99	0.18	0.93	0.00
3/10	0.92	0.00	0.86	0.00

(4) 精度評価

降雪量の早警ガイダンスについては、新旧ガイダンスで評価の対象期間が異なるため、精度の比較ができない。このため、ここでは新ガイダンスのみについて述べる。

はじめに、降雪量の全期間⁸(11月から3月)の早警ガイダンスのリードタイム6日及び9日のBSSを第1.3.13図に示す。リードタイム6日に注

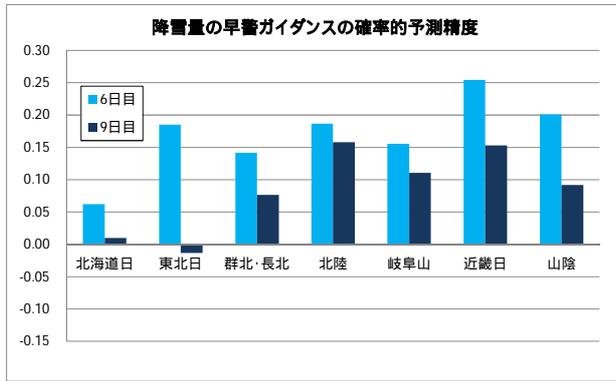
⁸ ガイダンス作成に用いた期間の始まりは地域によって異なる。

北海道日本海側：10月下旬から

東北日本海側、群馬県北部・長野県北部、北陸、岐阜県山間部：11月上旬から

近畿日本海側、山陰：11月中旬から

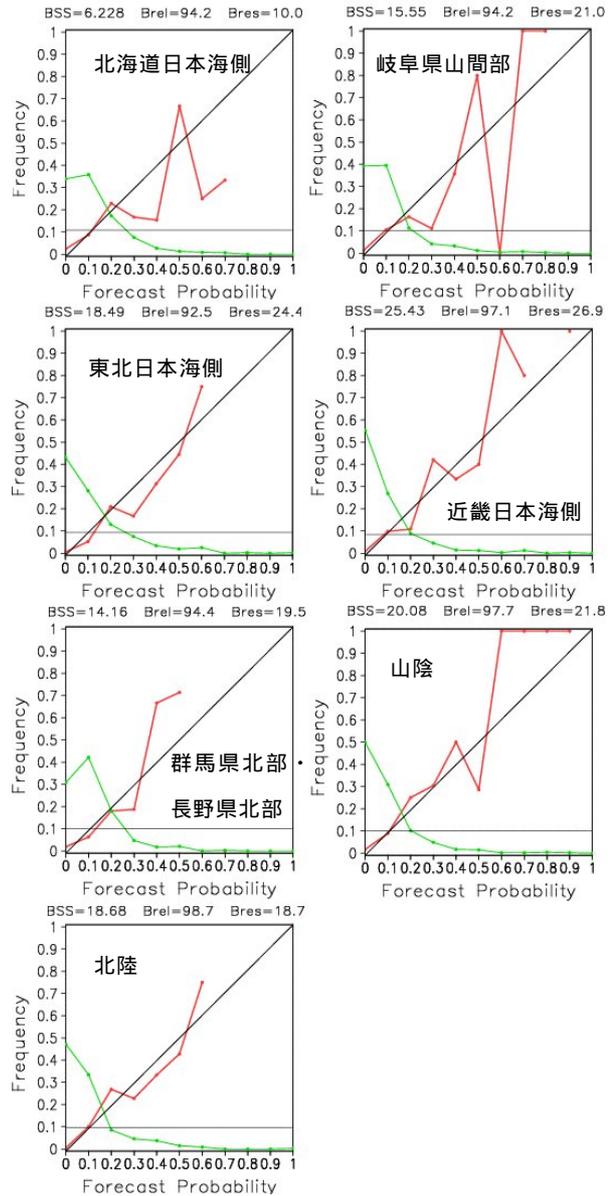
目すると、北海道日本海側を除けば、各地域とも早警の対象期間の精度は確保できていると言える。



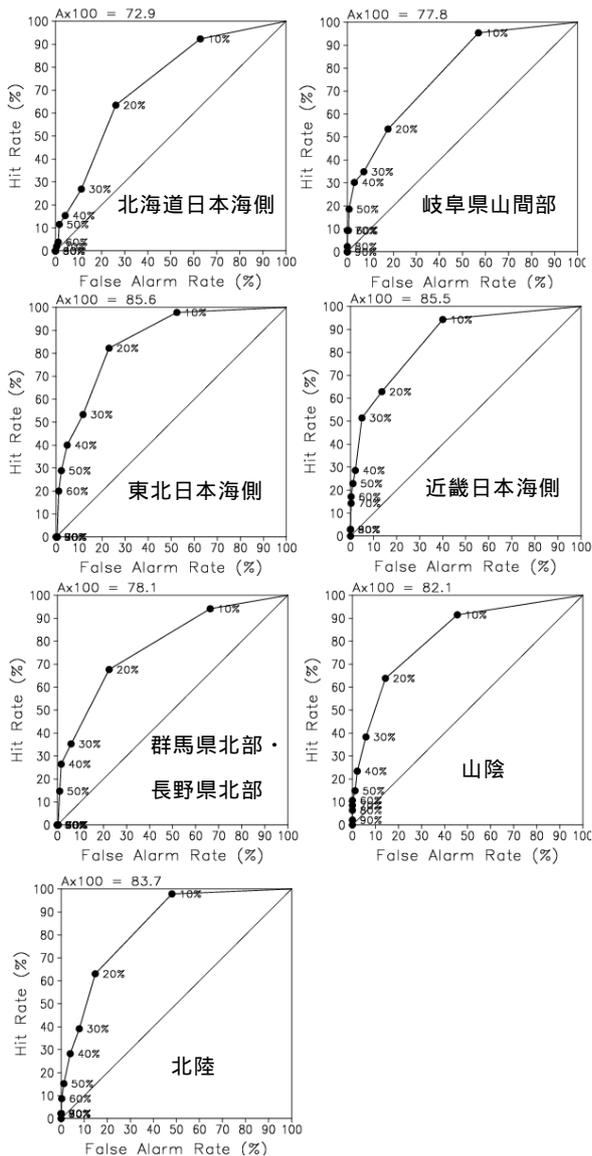
第 1.3.13 図 全期間(11月から3月)のリードタイム6日及び9日の降雪量の早警ガイダンスの確率的予測精度(BSS)

次に、信頼度曲線を第 1.3.14 図に示す。概ね 50%程度までは対角線に沿って右肩上がり信頼度は高いが、それ以上の確率になると、対角線から離れており、信頼度は低い。続いて、リードタイム6日のROC曲線を第 1.3.15 図に示す。早警の情報発表基準である予測確率 30%以上の捕捉率は、東北・近畿日本海側で約 50%、北陸、山陰で約 40%、群馬県北部・長野県北部、岐阜県山間部で約 35%、北海道日本海側で 30%弱となっており、気温の早警ガイダンスに比べると捕捉率が小さい地域が多い。一方、誤発表率は、北海道・東北日本海側以外は 10%以下となっておりこちらは気温の早警ガイダンスに比べると小さい値となっている。

地域平均7日間降雪量が「かなり多い」確率を 30%以上と予測し、実際にかなり多くなった割合(適中率)を第 1.3.5 表に示す。また、「かなり多い」確率を 30%以上と予測したときの実際の降雪階級(全国平均)を第 1.3.16 図に示す。適中率は北海道日本海側の 31%から群馬県北部・長野県北部の 52%までであるが、全国平均で 43%である。ただし、「多い」階級を含めると 78%となり、大雪に関する異常天候早期警戒情報を発表した場合には、降雪量が多くなる可能性は 8 割程度あることが期待される。



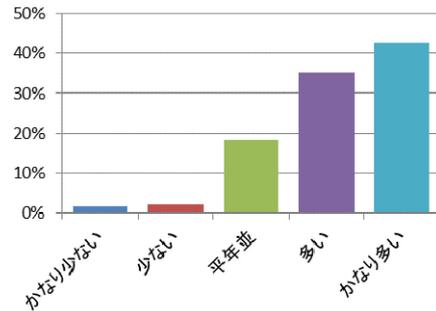
第 1.3.14 図 降雪量の早警ガイダンスの信頼度曲線 全期間(11月から3月)の7日間降雪量の「かなり多い」の予測確率値に関する6日目の信頼度曲線。その他は第 1.3.10 図と同じ。



第 1.3.15 図 降雪量ガイダンスの ROC 曲線
全期間（11月から3月）のリードタイム6日の7日間降雪量の「かなり多い」の ROC 曲線の図。その他は第 1.3.11 図と同じ。

第 1.3.5 表 7日間降雪量ガイダンスの適中率
検証期間：長野県北部・群馬県北部 1990～2010年、岐阜県山間部 1984年～2010年、その他の地域は 1981年～2010年（いずれも 11～3月）
適中率：地域平均7日間降雪量の「かなり多い」確率が30%以上と予測した事例中、現象のあった割合

地域	適中率 (%)
北海道日本海側	31
東北日本海側	43
長野県北部・群馬県北部	52
北陸	42
岐阜県山間部	41
近畿日本海側	48
山陰	48



第 1.3.16 図 7日間降雪量ガイダンスで「かなり多い」確率が30%以上と予測した時の実際の階級（全国平均）（検証期間は第 1.3.5 表と同じ）

1.3.7 まとめ

1か月予報モデルの更新に伴い、ガイダンスを更新した。木曜日発表に対応しリードタイムを1日延長した場合であっても旧ガイダンスに比べ精度の向上を確認できた。また、リードタイムの延長がない気温の早警ガイダンスについては、およそリードタイム1日分精度が向上している。一方で、北日本や沖縄・奄美の降水量、日照時間ガイダンス及び冬の北海道日本海側の降雪量早警ガイダンスの精度は十分とはいえず、今後更なる改善を検討する必要がある。前者は、週別に積算する方法の導入により精度が改善される可能性がある。

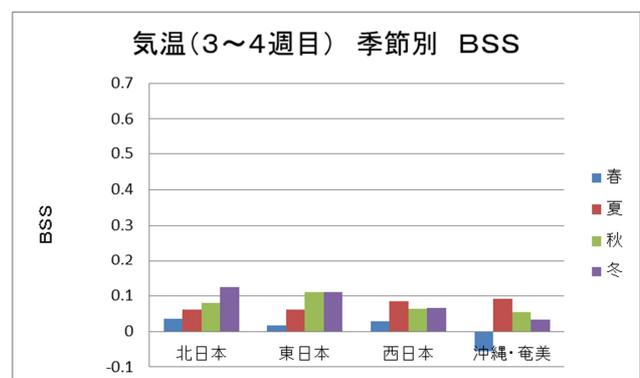
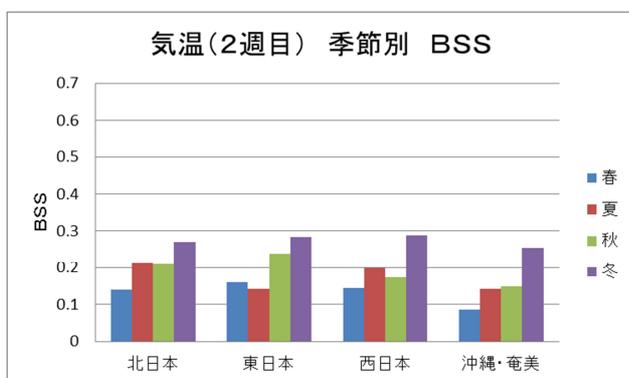
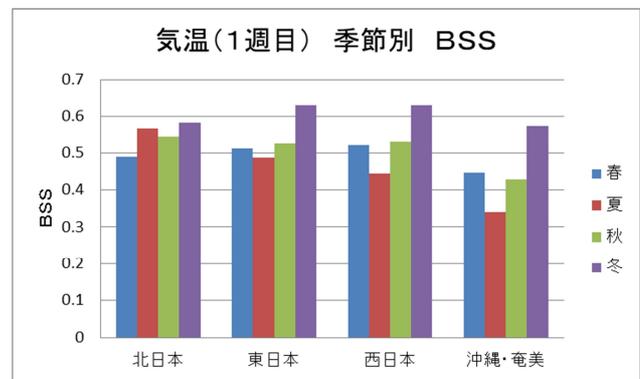
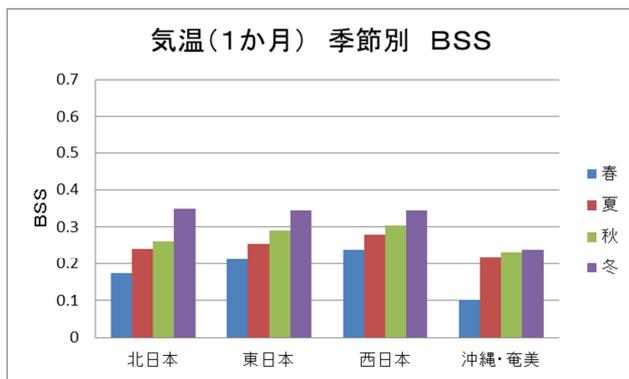
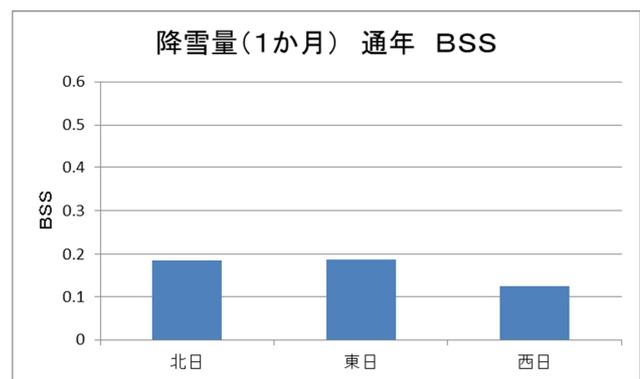
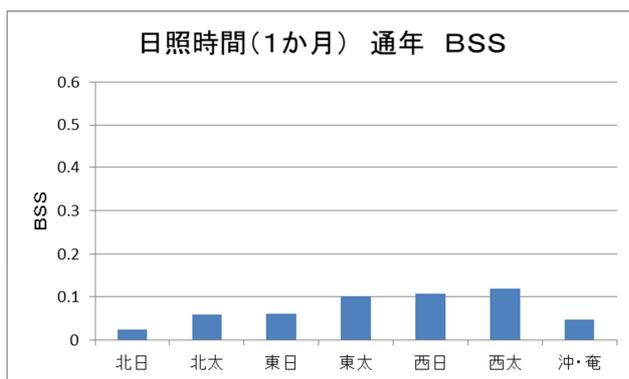
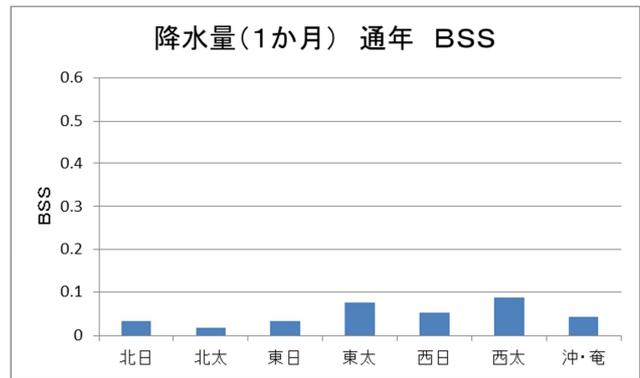
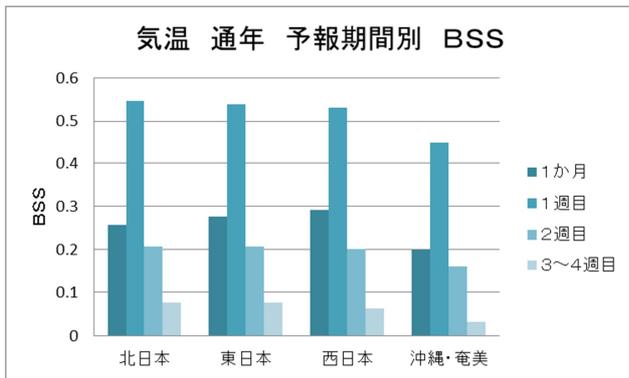
なお、付録にリードタイムを1日延長した新ガイダンスの予測精度に関する資料を添付している。

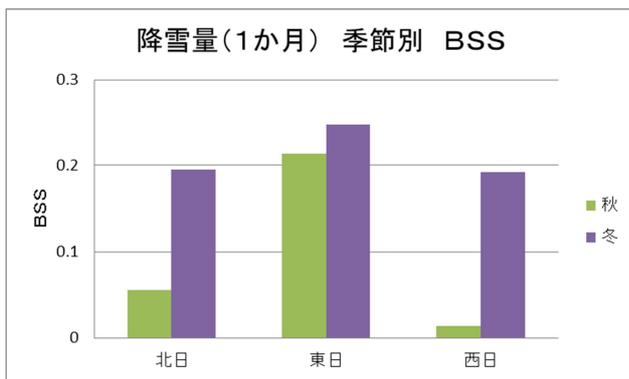
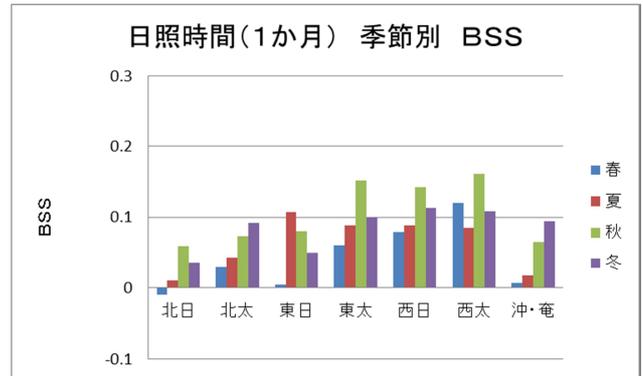
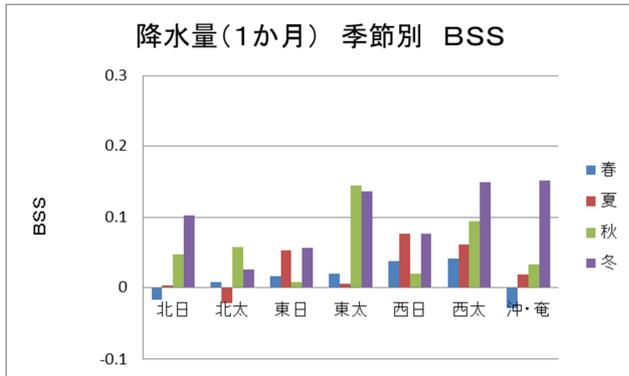
参考文献

- 伊藤明, 2013: 1か月予報と異常天候早期警戒情報のためのガイダンス. 季節予報作業指針. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 182-194.
- 気象庁, 2011: 1か月予報ガイダンス・異常天候早期警戒情報ガイダンスの改良について. お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第286号及び第293号関連), 気象庁地球環境・海洋部.
- 大久保忠之, 中三川浩, 2013: 大雪に関する異常天候早期警戒情報の開始. 大雪に関する異常天候早期警戒情報・気候リスク管理技術の普及への取り組み. 平成25年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-9.

付録 1.3.A 1か月予報ガイダンスの精度 (BSS: ブライアスキルスコア)

図中の地域の略称は本文と同じ。

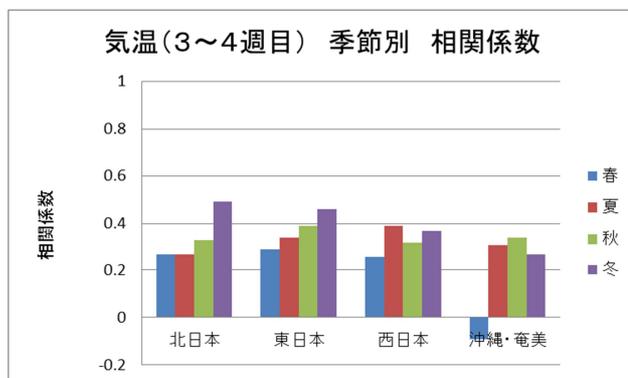
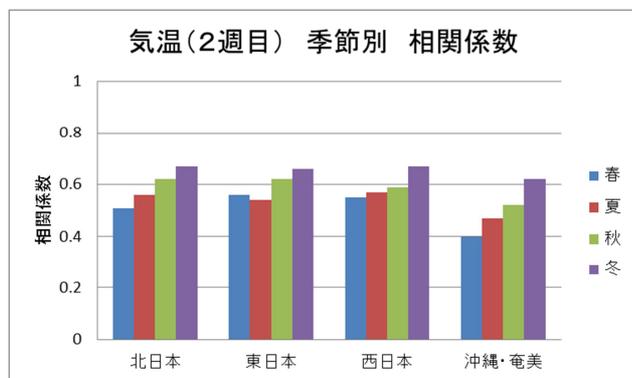
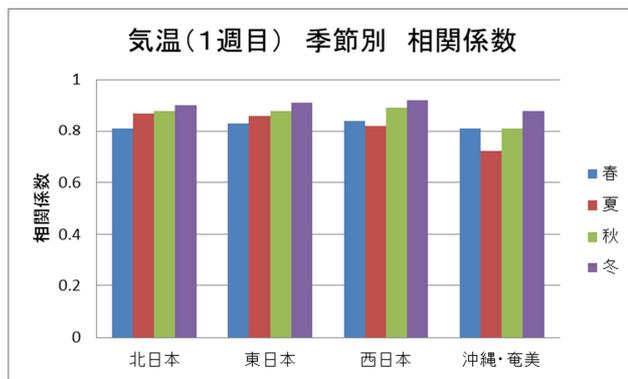
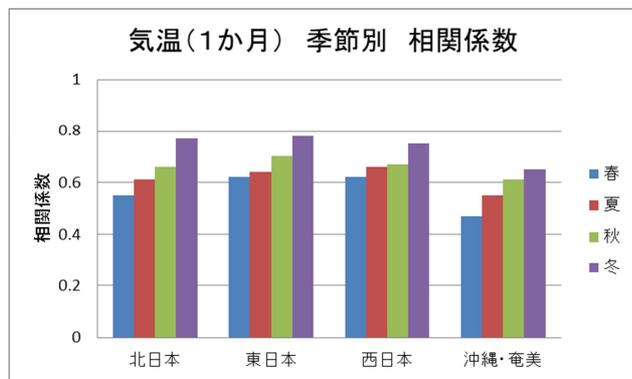
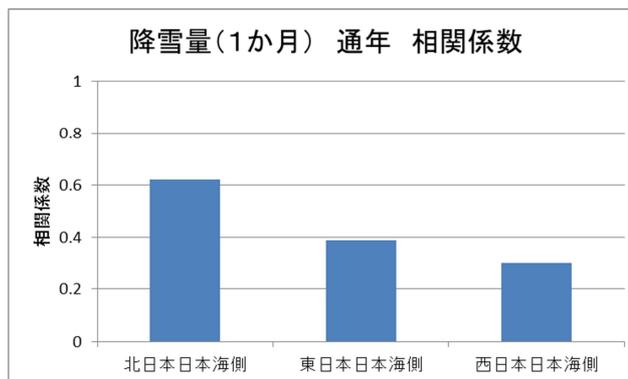
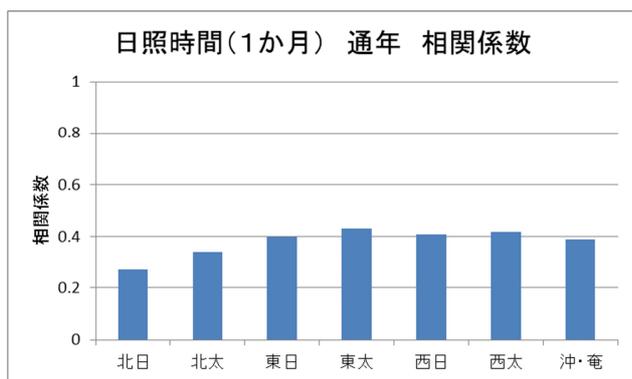
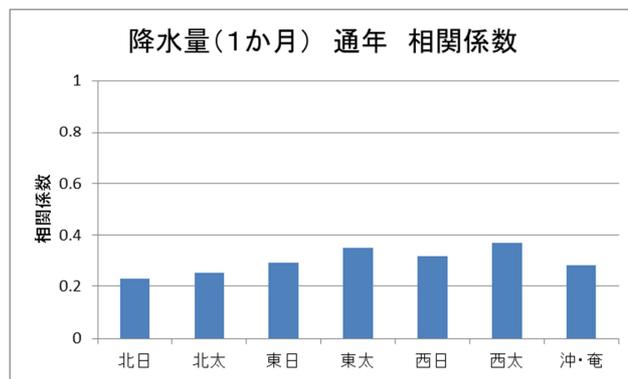
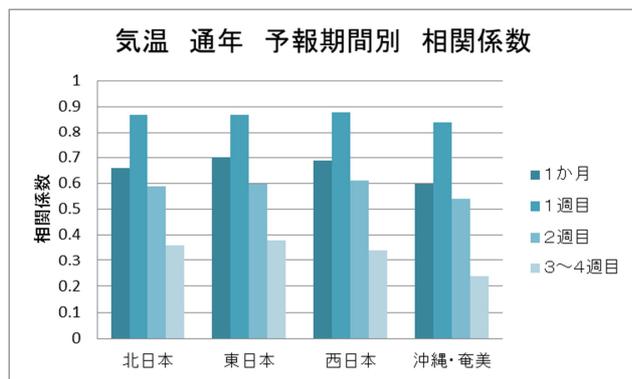


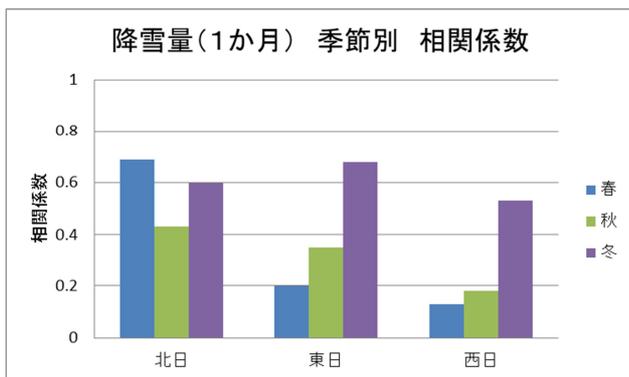
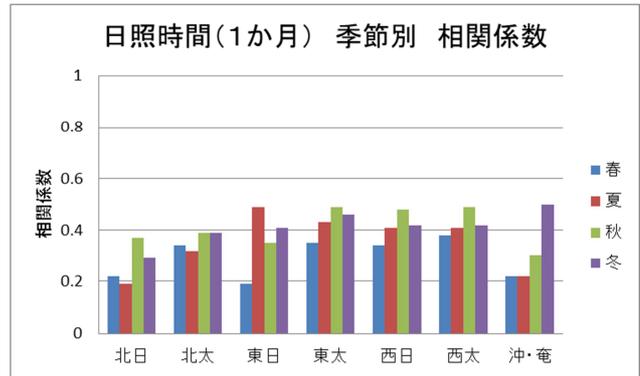
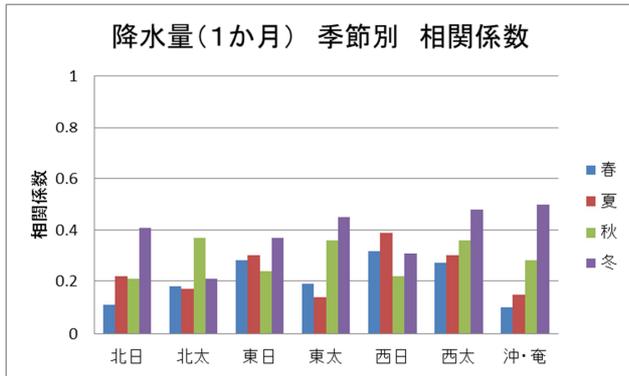


降雪量の秋は11月上旬から下旬の3旬を指す。

付録 1.3.B 1 か月予報ガイダンスの精度（相関係数）

図中の地域の略称は本文と同じ。

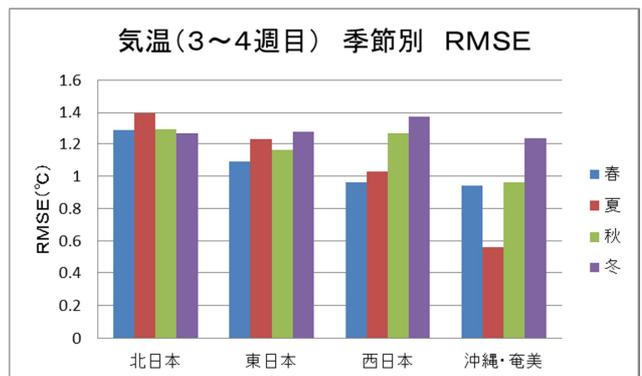
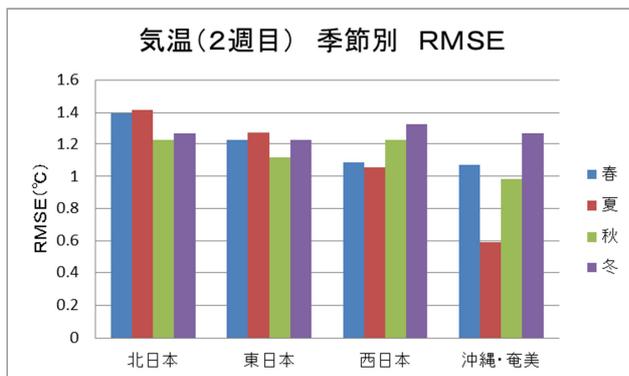
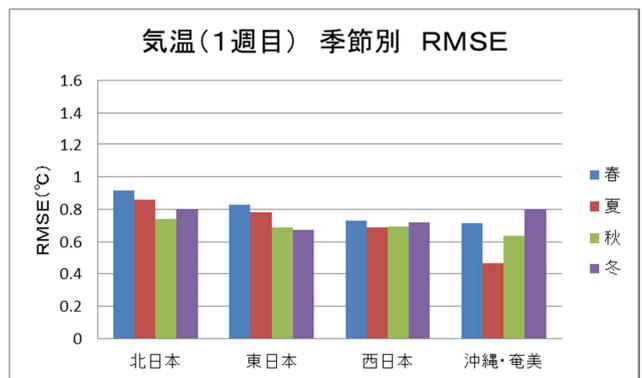
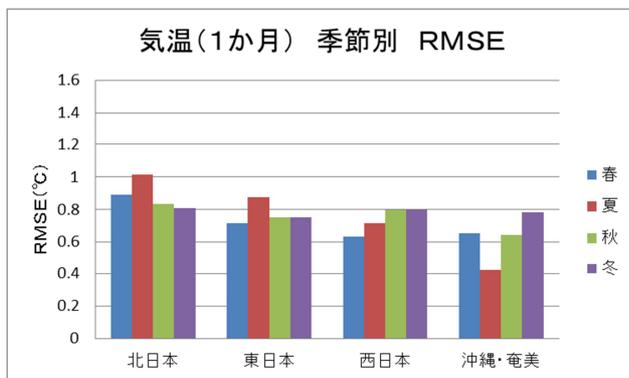
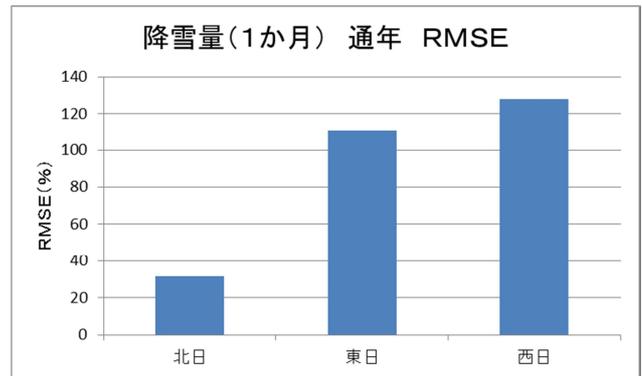
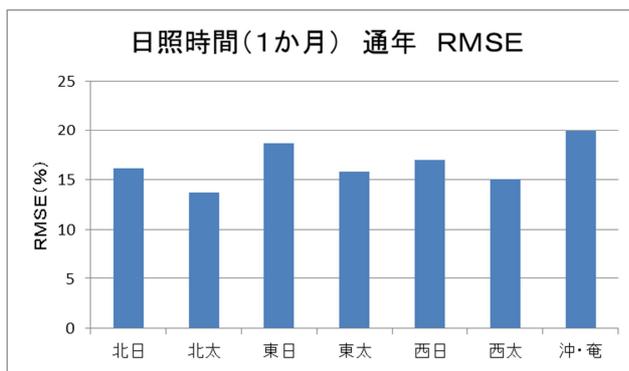
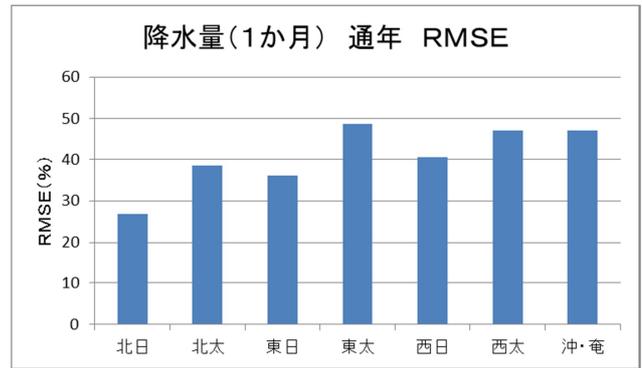
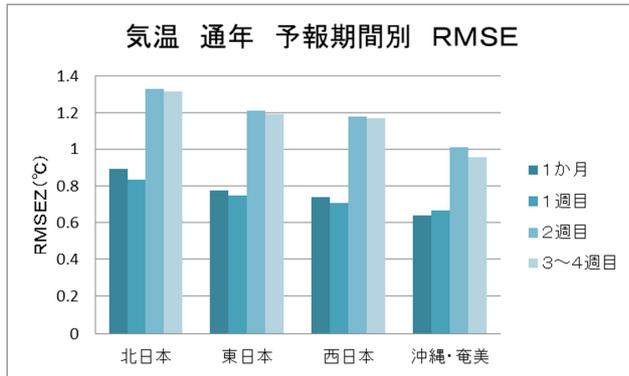


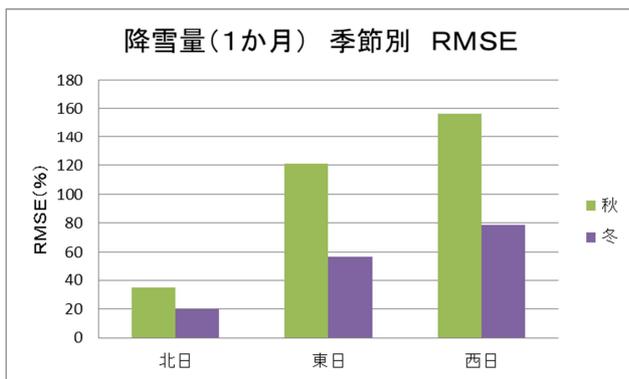
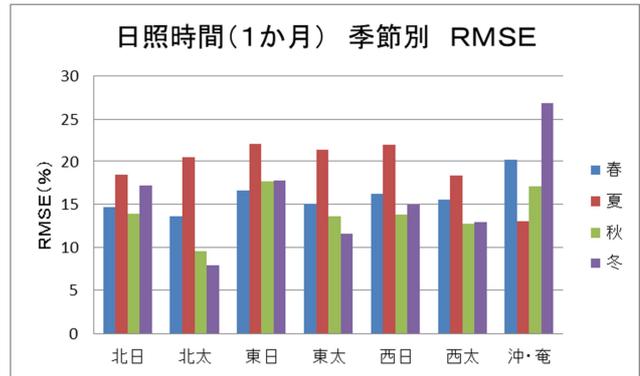
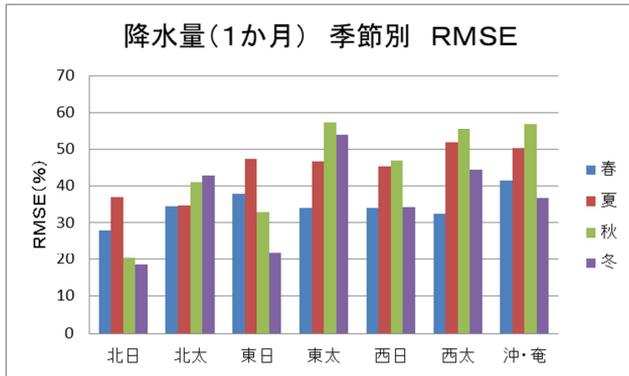


降雪量の秋は11月上旬から下旬の3旬を指す。

付録 1.3.C 1か月予報ガイダンスの精度 (RMSE: 平方根平均二乗誤差)

図中の地域の略称は本文と同じ。

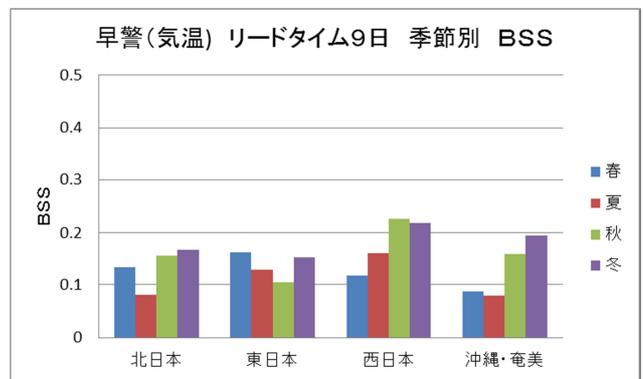
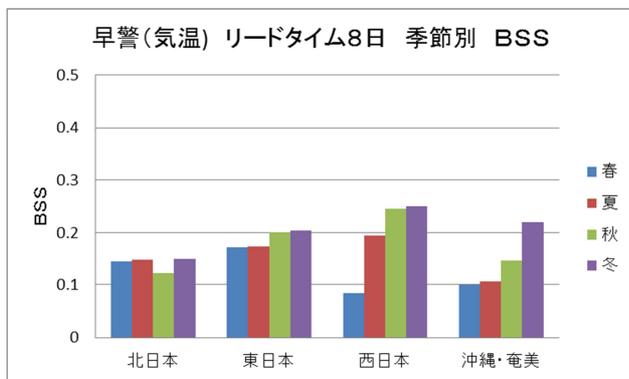
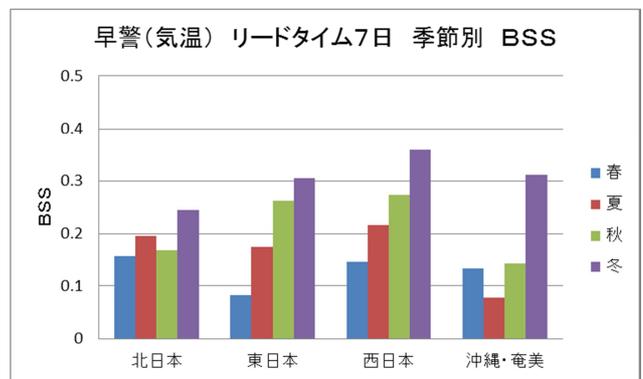
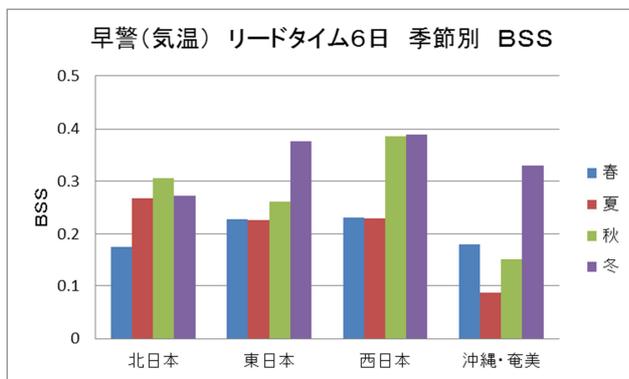
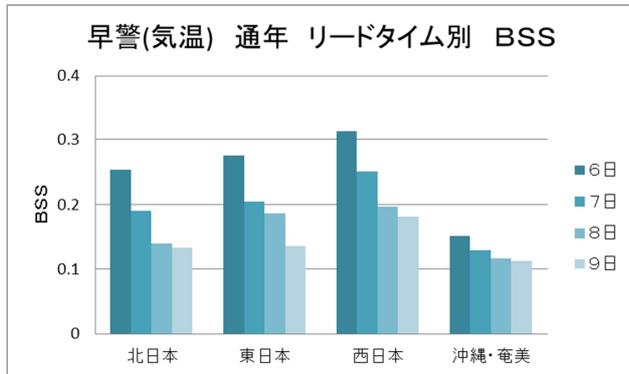


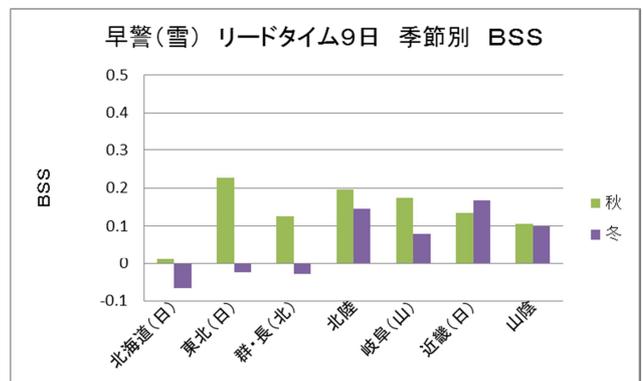
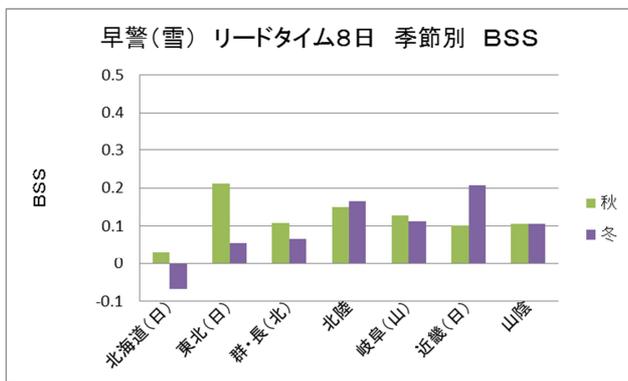
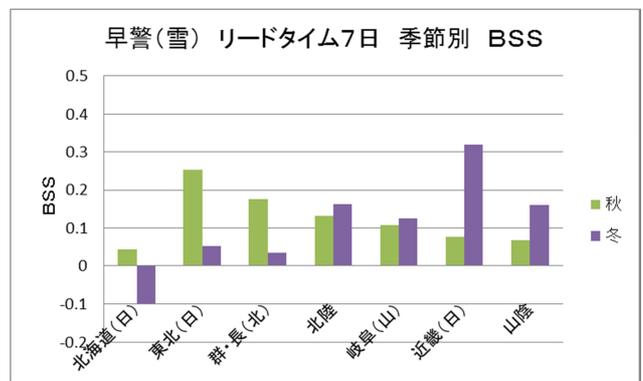
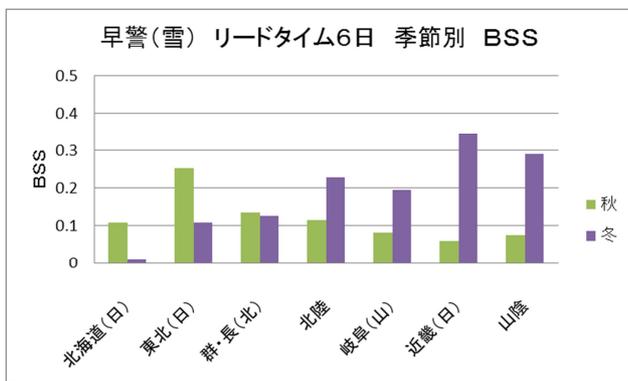
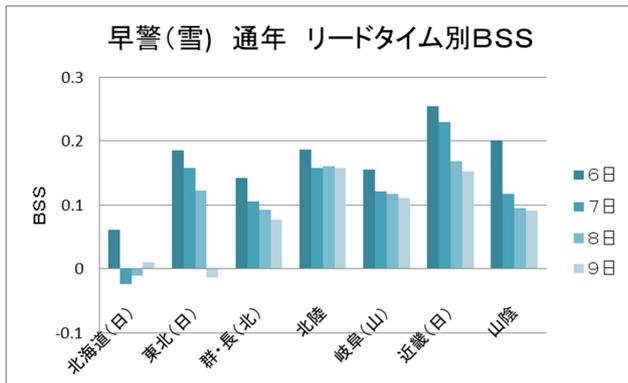


降雪量の秋は 11 月上旬から下旬の 3 旬を指す。

付録 1.3.D リードタイム別早警ガイダンスの精度 ((BSS : プライアスキルスコア)

図中の地域の略称は、北海道(日): 北海道日本海側、東北(日): 東北日本海側、群・長(北): 群馬県北部・長野県北部、岐(山): 岐阜県山間部、近畿(日): 近畿日本海側。





降雪量の検証に関して各地の秋の対象期間は次の通り

北海道日本海側：10月下旬～11月下旬

東北日本海側、群馬県北部・長野県北部、北陸、岐阜県山間部：11月上旬～11月下旬

近畿日本海側、山陰：11月中旬～11月下旬