数値予報解説資料 (47)

平成26年度数値予報
研修テキスト

「改良・高度化された全球数値予報システムと
週間・台風アンサンブル予報システムの特性およびガイダンスの改良」

(数値予報課)

平成 26 年 11 月
November 2014

気 象 庁 予 報 部

はじめに*

気象庁は今から約 7 年前の 2007 年 11 月に、天気予報のための基幹モデルとして、水平格子間隔約 20 km・鉛直 60 層の全球モデル (GSM) の運用を開始し、それまで天気予報に中心的に使われてきた領域モデル (RSM) の運用を終了した。また、同時に週間アンサンブル予報システムの高解像度化と鉛直層数増強を行っている。そのすぐ後の 2008 年 2 月には台風アンサンブル予報システムの運用を開始した。

このような全球数値予報システムの仕様の大きな変更にあたって、事前に周到な準備がなされたのは言うまでもないことだが、それでも、実際に現業モデルとして運用されることで新しい課題が明らかになり、そこから次の改善への取組が始まる、ということもまた事実である。

20 km 全球モデルについては、その運用開始直後から改良の手を緩めずに課題の克服に努めてきたところであるが、このたび 2014 年 3 月に、この 7 年間で最大ともいうべき大規模な仕様変更と改良を行った。鉛直層数を 60 から 100 に増強した上で、多くの物理過程を見直し、それらに大幅な改良を施している。また、同時期に、週間アンサンブル予報システムと台風アンサンブル予報システムについても、水平解像度・運用回数・メンバー数の見直しなどの改善を行った。

本書は、これらの仕様変更、開発改良された数値予報プロダクトについて理解を深め、適切に利用するために必要な情報を取りまとめたものである。第 1 章は、全球数値予報システムについて、変更の概要と新しいシステムの特性についての解説である。第 2 章では、週間アンサンブル予報システムと台風アンサンブル予報システムの変更について書いている。第 3 章では、気温ガイダンス・降雪量地点ガイダンス・乱気流指数のそれぞれの改良について解説している。なお、全球モデルの変更に伴うガイダンスの特性の変化については第 1 章に記載があるので参照いただきたい。また、第 4 章ではトピックスとして、データ同化に関する話題が 3 件、また気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) に代わって局地モデル (LFM) に採用される予定の asuca の特性についての話題、そして顕著事例の検討として、2013 年 10 月の伊豆大島の豪雨や 2014 年 2 月の関東甲信地方の大雪等について、温度傾度帯に着目した分析の話題を掲載した。

数値予報資料の性質と、現時点における限界を理解して、予報作業への利用を適切に行っていただくために、本研修テキストが有効に活用されることを期待している。

---

* 小泉 耕

改良・高度化された全球数値予報システムと 週間・台風アンサンブル予報システムの特性およびガイダンスの改良

目 次

はじめに

第 1 章　改良された全球数値予報システムの特性　1
1.1　変更の概要…… 1
1.2　統計検証…… 4
1.3　事例検証…… 19
1.4　留意すべき日本付近での予測特性の変化…… 24
1.5　ガイダンス資料への影響…… 35
1.6　全球解析における地上 GNSS 天頂大気遅延量の同化利用…… 44

第 2 章　高度化された週間・台風アンサンブル予報システムの特性　49
2.1　週間アンサンブル予報システム…… 49
2.2　台風アンサンブル予報システム…… 62

第 3 章　ガイダンスの改良　72
3.1　気温ガイダンスの改良…… 72
3.2　降雪量地点ガイダンスの改良…… 80
3.3　乱気流指数の改良…… 87

第 4 章　トピックス　100
4.1　観測データ利用の改良…… 100
4.2　LFM としての asuca の特性…… 108
4.3　最近発生した顕著事例に関する検討…… 118

付録 A　数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表　145

付録 B　最近の改善のまとめ　166

付録 C　数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標　168

第 1 章　改良された全球数値予報システムの特性

1.1　変更の概要 [1]

1.1.1　はじめに

全球数値予報システム（全球モデル・全球解析）は、明日、明後日の天気予報、台風予報、週間天気予報を一元的に支援する重要な役割を担っており、数値予報課では全球数値予報の精度向上へ向けて様々な開発を行っている。

2014 年 3 月 18 日 00UTC 初期値の実行から、これまで開発を進めてきた全球モデル (GSM) および全球解析についての改良を現業運用システムへ導入した。今回の変更では、GSM の鉛直層数を増強するとともに、積雲・重力波・放射・境界層・陸面等の物理過程を中心に多くの改良を行った (Yonehara et al. 2014)。さらに、この改良を契機に、全球解析についても、GNSS (Global Navigation Satellite System) 掩蔽観測の利用高度化やマイクロ波サウンダ AMSU-A の未利用チャンネルの追加利用、地上 GNSS 天頂大気遅延量データの新規利用を開始した。本節では、GSM の改良および衛星データ利用についての概要を説明する。以下では、GSM の各バージョンを、改良を導入した西暦の下二桁と月を GSM の後ろに付けて呼ぶ。今回の変更前後のバージョンはそれぞれ GSM1304, GSM1403 である。

1.1.2　鉛直層数増強

表 1.1.1 に今回の変更前後の仕様をまとめる。GSM0711 以来、GSM の鉛直層数は 60 層、モデルトップは 0.1 hPa であったが、GSM1403 では鉛直層数を 100 層へと増強するとともに、モデルトップを 0.01 hPa へ引き上げた。鉛直層数を増強した目的は、モデル大気の成層圏・対流圏における鉛直構造の表現の精緻化や、人為的な上部境界の影響の低減、衛星観測データのさらなる利用である。また、鉛直層間隔が小さくなったため、時間積分間隔も合わせて 600 秒から 400 秒へと短くしている。

図 1.1.1 に、60 層と 100 層で比較した鉛直層の配置を示す。モデルトップの引き上げには 4 層を用いており、これまでのモデルトップである 0.1 hPa 以下では層数が 1.6 倍に増加している。鉛直方向の分解能は全ての高度で向上しているが、特に対流圏中上層から対流圏界面において分解能が向上している。

表 1.1.1　今回の変更前後のモデル仕様の比較。

	GSM1304	GSM1403
水平格子間隔	約 20 km	
鉛直層数	60 層	100 層
モデルトップ	0.1 hPa	0.01 hPa
時間積分間隔	600 秒	400 秒
スポンジ層	水平 4 次拡散の強化	水平 2 次拡散

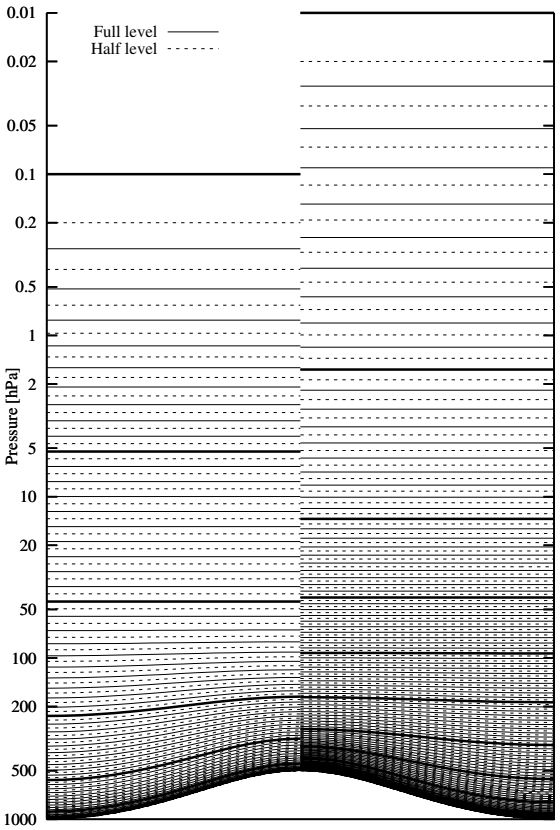

図 1.1.1　60 層（左半分）と 100 層（右半分）の鉛直層配置。縦軸は気圧 [hPa]。実線は層を代表し気温や水平風等の物理量が定義されるフルレベル、点線は層間の境界にあたるハーフレベルであり、フルレベルは 10 層毎に太線で表示している。

また、モデルトップの引き上げに伴いスポンジ層の見直しを行った。スポンジ層は、人為的な上部境界からの波の反射を抑える目的で導入しており [2]、従来は 4 次拡散を上層で強化して使用していたが、強化をやめて 2 次拡散を使用することとした。拡散の強さを調整するとともに、その影響範囲をより上部のみにとどめたことにより、反射波がより適切に抑えられ、成層圏から対流圏界面の表現が改善した。

今回の変更では、格子点数が 1.67 倍、時間積分回数が 1.5 倍に増加し計算量が大幅に増加するため、データ通信や計算手法の改善等の計算機資源をより効率的に利用する改良も同時に行った。また、鉛直層数増強と物理過程の改良により GSM の予測特性が変化した

[1] 米原 仁

[2] モデルトップ付近におけるスポンジ層の役割や、他の全球モデルでの手法については Lauritzen et al. (2011) に解説がある。現業用の全球モデルにおいては、反射波を抑えるために拡散強化や 2 次拡散の追加が使われることが多い。

ため、全球解析で利用する背景誤差も新しい予測誤差特性に合わせて更新した。

1.1.3 物理過程の改良

GSM1403 においては、複数の物理過程を改良した。ここではその変更内容について概略のみを説明する。GSM1304 で採用されていた物理過程やその詳細については JMA (2013) を参照していただきたい。

(1) 放射

2 方向吸収近似を用いた長波放射スキーム (Yabu 2013) を導入した。この変更では、透過関数の計算の精緻化等により大気中層の長波放射過程の精度が向上するとともに、放射計算に必要な計算時間が短縮した。計算時間が短縮されたため、長波放射計算において時間間引き間隔を 3 時間から 1 時間へ短縮し、また地表面気温の取扱いを精緻化した。また、砂漠・半砂漠での裸地アルベドの計算手法を、全球一様のパラメーターから場所ごとの気候値パラメーターを利用する手法に変更したことにより、砂漠域で見られていた大きな晴天放射のバイアスが軽減された。そのほかにも、1 hPa より上層のオゾン気候値の改良等、いくつかの改良を行った。

(2) 境界層

陸上での接地境界層におけるバルク係数の計算手法および境界層過程で安定時における熱・水蒸気や運動量の輸送を求める手法を改良した。この結果、夜間など大気の成層状態が安定なときに、過剰な輸送が原因で生じる地上気温の高温バイアス等を改善した。

(3) 重力波

非地形性の重力波を表現するパラメタリゼーションとして、レイリー摩擦の替わりに Scinocca (2003) によるパラメタリゼーションを導入した。これにより中層大気の気候場が改善するとともに、準 2 年振動などの長周期振動の表現が向上した。

(4) 積雲対流

エネルギー収支補正方法を、新しい鉛直層分布に合わせて修正した。GSM の積雲対流過程では、降水の相変化の扱いや、雲底における湿潤静的エネルギーを境界層内の平均値より大きくしていることに伴って生じているエネルギー収支の不整合を、従来は対流圏で乾燥静的エネルギーの変化率が正となる層に配分して補正していた。この補正は、気温では主に冷却、比湿では減少（乾燥）方向に作用する。新しい鉛直層配置において、この補正方法では対流圏上層の比湿を過度に減少させてしまうことが分かった。このため今回、補正を行う層を気温が −5°C より高い層に限定する変更を行った。この変更により、鉛直層配置の変更に伴い発生した対流圏上層での乾燥バイアスの強い拡大が収まるとともに、大気をやや安定化することにより熱帯域を中心に降水分布が改善し、全球スケールでの収束発散場や流線関数の誤差が減少した。

(5) 陸面

陸面過程で用いられる、土壌水分飽和度の初期値作成手法を改良した。現在、土壌水分飽和度は土壌水分気候値から変換式を用いて作成しているが、その変換式の修正を行うとともに、これまで行われていた森林の土壌水分を増加させる調整を廃止した。この変更の影響は比較的小さいが、土壌水分飽和度の初期値の変化が大きかった森林領域の縁辺部で、下層気温の精度向上が見られた。

1.1.4 データ利用の改良

(1) GNSS 掩蔽データの利用手法の変更

これまでは、GNSS 掩蔽データとして屈折率を利用していたが、より直接的な観測量であり変換誤差の小さい屈折角を利用するように変更した。また同時に、30 km (約 10 hPa) から 60 km (約 0.2 hPa) へ利用高度上限を引き上げて利用データ数を増やすとともに、間引き手法等の改良を行った。

(2) AMSU-A の未利用チャンネルの追加利用

AMSU-A のこれまで利用していなかったチャンネル 14 による輝度温度データの利用を開始した。このチャンネルは感度のピークが 2 hPa 付近にあり、GSM1403 より前のバージョンではモデルトップの高度不足や第一推定値の誤差特性に問題があり利用していなかった。

(3) 地上 GNSS 天頂大気遅延量データの新規利用

日本のほか、欧州や米国を中心に展開されている地上 GNSS 天頂大気遅延量データの利用を開始した。これについては、第 1.6 節でその内容と予測精度への影響を説明する。

1.1.5 業務化試験と準ルーチン

第 1.2 節から第 1.4 節までの検証に用いている試験は共通であり、個別に詳細を書くことを避けるため、その構成をここで記しておく。今回の変更を現業化するにあたって、室井 (2012) に示されたモデル改良手順・手続きの見直しに基づき、夏冬それぞれ 3 か月間について業務化試験を行っている。試験の対象は、全球サイクル解析、速報解析、全球予報（12UTC の延長予報を含む）とした。夏期試験は 2013 年 7 月から 9 月、冬期試験は 2012 年 12 月から 2013 年 2 月を統計検証の対象期間とし、全球予報はそれぞれ 6 月 20 日 00UTC から 10 月 11 日 18UTC 初期値、11 月 20 日 00UTC から翌年 3 月 11 日 18UTC 初期値までを実施した。また、最終確認として 2014 年 2 月 13 日から 3 月 18 日の約 1 か月間について準ルーチンによる並行運用を行い、ルーチン運用の結果と予測精度を比較している。本章の検証では、業務化試験における変更された実験や並行運用の結果を TEST と呼び、対照実験となる業務化試験

における変更前の実験やルーチン運用の結果を CNTL と呼ぶ。

1.1.6 まとめ

2014 年 3 月 18 日 00UTC から全球数値予報システムに適用された、鉛直層数増強と物理過程およびデータ利用の改良についてその概略を示した。これらの変更についての、予測精度検証の結果は第 1.2 節、事例検証は第 1.3 節、留意すべき予測特性の変化は第 1.4 節で解説する。

今回の改良内容には、砂漠域や熱帯域等の日本付近以外を主な対象としたものが多く含まれている。全球数値予報システムの開発においては、日本付近にのみ着目するのではなく、全球スケールで見て問題を解決していくことを積み重ねて、全球的な予測精度向上を通じて日本付近の改善につなげることが重要である。今後も数値予報システム全体としての総合的な精度向上を目指した開発を継続して進めていきたい。

参考文献

室井ちあし, 2012: 概要. 平成 24 年度数値予報研修テキスト 第 2 部, 気象庁予報部, 69–71.

JMA, 2013: Global Spectral Model (JMA-GSM1212). *Outline of the Operational Numerical Prediction at JMA*, 43–61.

Lauritzen, P.H., C. Jablonowski, M. A. Taylor, and R.D. Nair, (Eds.) , 2011: *Numerical Techniques for Global Atmospheric Models*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 427 pp.

Scinocca, J. F., 2003: An Accurate Spectral Nonorographic Gravity Wave Drag Parameterization for General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 667–682.

Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4.7–4.8.

Yonehara, H., M. Ujiie, T. Kanehama, R. Sekiguchi, and Y. Hayashi, 2014: Upgrade of JMA's Operational NWP Global Model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6.19–6.20.

1.2 統計検証 [1]

1.2.1 全球の検証

(1) はじめに

ここでは、2014 年 3 月に現業化された全球数値予報システムについて、全球の予測に関する検証結果を解説する。実験設定は第 1.1.5 項 に示した通りで、変更後の数値予報システムを TEST、変更前を CNTL と呼ぶ。本項では夏期を中心とした図を示すこととし、冬期については解説にとどめる。改良の概要とその影響に関しては、第 1.1 節を参照していただきたい。また、ここでは、特に断らない限り 264 時間予報を行う 12UTC 初期値の予測についての検証結果を示す。検証領域は、北半球が 20°N 以北、熱帯が 20°S から 20°N まで、南半球が 20°S 以南とする。

(2) 平均解析場の変化

第 1.1 節で示したように、TEST と CNTL は数値予報モデルのみならず利用する観測データや背景誤差の設定など解析システムにも違いが存在する。対初期値検証では TEST と CNTL それぞれが自身の解析値に対して検証されており、予測の対初期値誤差の大小や分布の違いを単純に比較するだけでは予測結果の良し悪しを判断することはできない。そのため、統計検証の結果を議論する前に、TEST と CNTL の解析値の特性の違いを議論しておく必要がある [2]。

図 1.2.1 は、夏期平均解析場の TEST と CNTL の差分である。海面更正気圧は、南極やグリーンランドなど、植生が氷床として表現される領域を中心に、TEST の方が高くなった。海面更正気圧はモデルの予報変数ではないため地表面気圧と地上気温から求められる。今回の変更では、地表面気圧には大きな変化はなく、主に境界層過程の改良により安定時の過剰な熱輸送が緩和され、接地境界層内の気温が低くなった結果、海面更正気圧が高くなった。

850 hPa 面気温は熱帯域を中心に TEST の方が低くなった。500 hPa 面高度は、下層の低温化により熱帯域と中高緯度の海上を中心に TEST の方が低くなった。一方で、南極域では TEST の方が高くなった。これら高度場の変化は、積雲対流過程の変更と、GNSS 掩蔽データ利用手法の改良による寄与が大きかった。個別の実験からは、積雲対流過程の変更により、エネルギー収支補正が適用される領域が従来よりも下層に限定されるようになった結果、積雲対流の活動が活発な領域を中心に下層が低温化し、500 hPa 面高度場も低くなることが分かっている（第 1.4 節）。GNSS 掩蔽データ利用手法の改良では、中緯度で高度場が低く、南極域では高度場が高くなり、それにより解析値の対ラジオゾンデ観測検証で改善が見られた。

可降水量を見ると、北半球、熱帯を中心に TEST の方が広範囲で減少しているが、陸上の一部では増加が見られる。可降水量が増加している領域のうち、北米や日本付近、欧州に関しては地上 GNSS 天頂大気遅延量の同化利用（第 1.6 節）による影響が大きく、一方で、可降水量の減少は積雲対流過程の変更による影響が大きい。冬期については、概ね夏期と同様の傾向であるが、可降水量の減少は北半球ではなく南半球に見られるようになり、また、極域で高度場が高くなる変化は南極域に加え北極域でも見られるようになる（図略）。

(3) 予報スコアの比較

次に、対初期値スコアの改善率について、夏期平均の結果を図 1.2.2 に示す。TEST, CNTL ともにそれぞれの解析値を基準としている。TEST は平方根平均二乗誤差 (RMSE)、アノマリー相関係数 (ACC) のどちらも、熱帯を除く全ての領域で、ほぼ全ての要素、予報時間について CNTL よりも良い結果となっており、改善していることが分かる。熱帯では RMSE で見ると海面更正気圧の FT=48 までは有意な改悪、500 hPa 面高度の FT=72 までは改悪となり、850 hPa 面気温は予報期間全体にわたって改悪、特に FT=120 までと FT=240, 264 では有意に悪化しているが、それ以外の要素、予報時間については改善している。北半球について詳細に見てみると、RMSE では予報前半と予報後半の海面更正気圧の改悪と 850 hPa 面気温のほぼ予報期間全てに及ぶわずかな改悪が見られるものの、ほかは概ね中立から改善となっている。ACC では、統計的に有意ではない場合もあるものの全項目において改善となっている。なお、北半球の海面更正気圧は RMSE で見ると FT=24 が有意に改悪となっているが、これは予報値、解析値ともに場の変動を詳細に表現できるようになった結果であり、ACC は改善されているため、見かけ上の改悪である。冬期は、850 hPa 面気温の FT=72 までは改悪傾向が見られるが、その他については夏期に比べると改善幅は小さいが概ね改善している（図略）。以上のように、総じて TEST は CNTL よりも良好な結果となっており、顕著に改善していることが分かる。

次に対ラジオゾンデ観測スコアの夏期鉛直プロファイルの RMSE の差を図 1.2.3 に示す。東西風、気温ともに南半球ではゾンデ観測が得られる全層にわたって改善が顕著である。北半球では対流圏を中心に予報初期から中盤にかけて RMSE が小さくなっており改善傾向である。一方、予報後半ではやや改悪となった。熱帯を見てみると、まず、東西風は対流圏の予報初期では上層でやや改悪であるが、予報後半にかけて中、上層でやや改善となっている。成層圏では 20 hPa までは予報時間の全てにおいて改善している。気温では、対流圏

[1] 第 1.2.1 項 金浜 貴史、第 1.2.2 項 木南 哲平、第 1.2.3 項 山田 和孝、第 1.2.4 項 米原 仁

[2] TEST と CNTL では同化に使われる観測データも異なるため、対観測値検証の際にも基準の違いに気をつける必要があるが、本項で取り上げるラジオゾンデについては TEST と CNTL で利用状況にほとんど差はない。

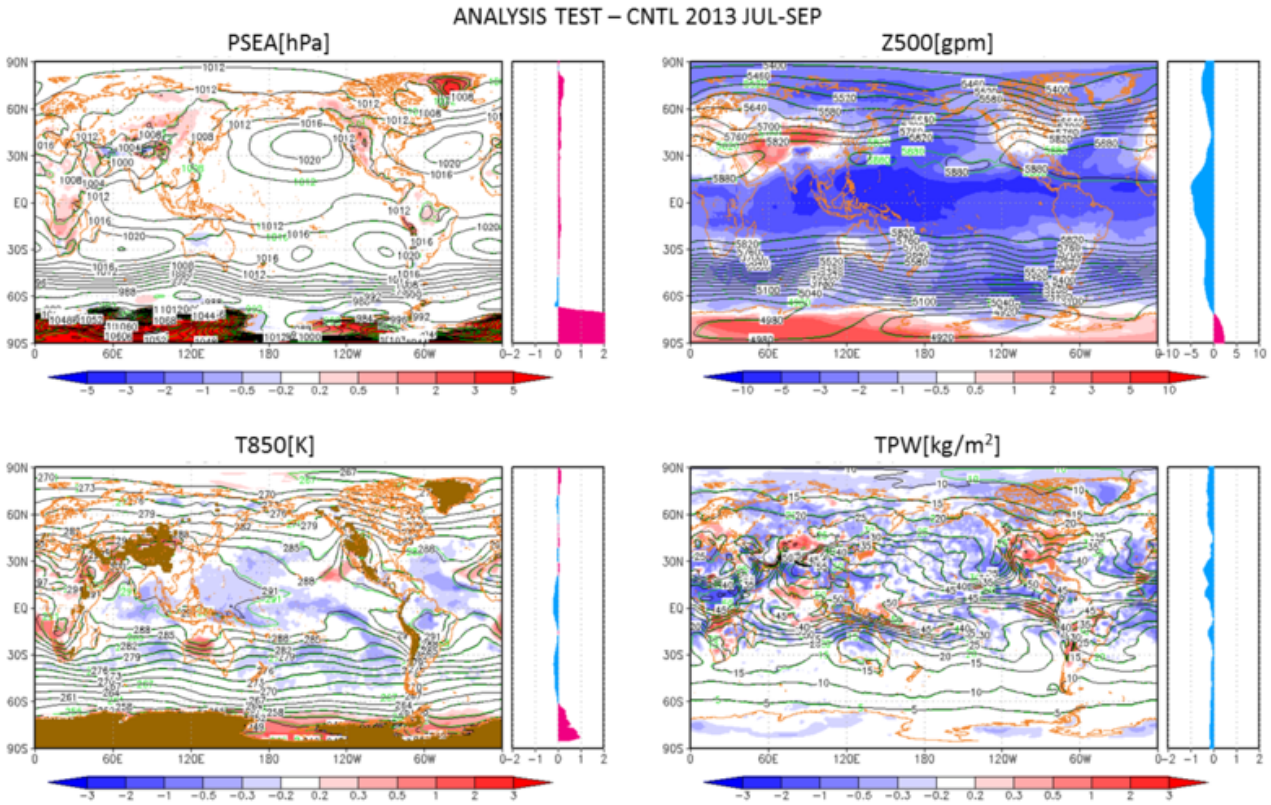

図 1.2.1　TEST（黒）、CNTL（緑）の 2013 年夏期平均解析場と CNTL に対する TEST の差（塗り潰し）およびその帯状平均。海面更正気圧（左上）、500 hPa 面高度（右上）、850 hPa 面気温（左下）、可降水量（右下）。単位は図中に記載。地面より下となる領域を茶色で塗り潰した。

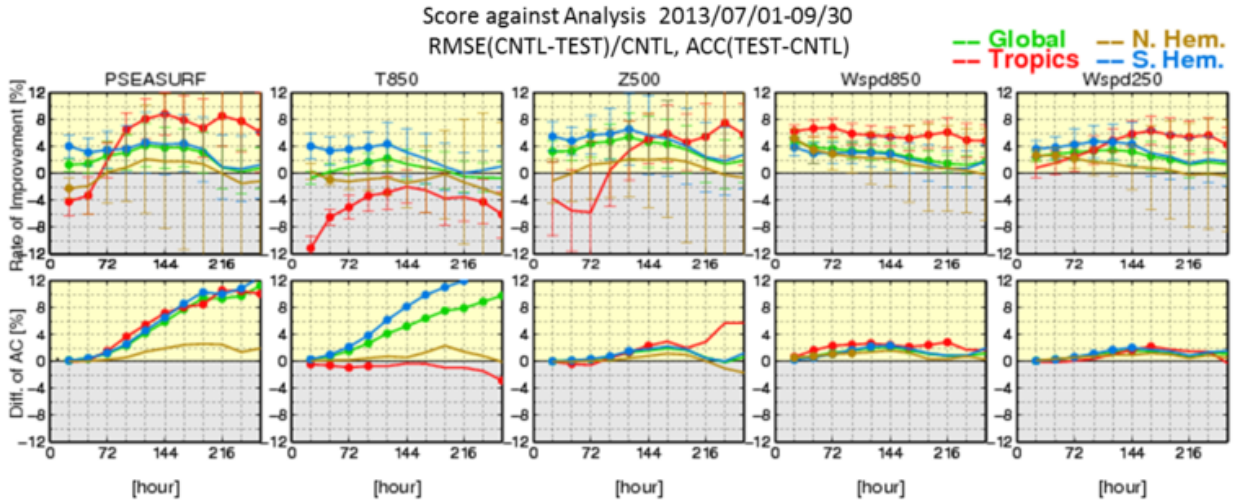

図 1.2.2　2013 年夏期平均の対初期値スコア。RMSE の改善率（上段）と、ACC の CNTL からの TEST の差（下段）であり、横軸は予報時間。改善率の定義は (CNTL–TEST)/CNTL である (付録 C.2.1)。要素は左列から海面更正気圧 [hPa]、850 hPa 面気温 [K]、500 hPa 面高度 [gpm]、850 hPa 面風速 [m s^{-1}]、250 hPa 面風速 [m s^{-1}] である。線はそれぞれ全球（緑）、北半球（茶）、熱帯（赤）、南半球（青）を表し、点は 95%で統計的に有意であることを示す。RMSE 改善率については 95%信頼区間も示す。TEST が CNTL より改善（改悪）している領域は背景を黄色（灰色）にしてある。

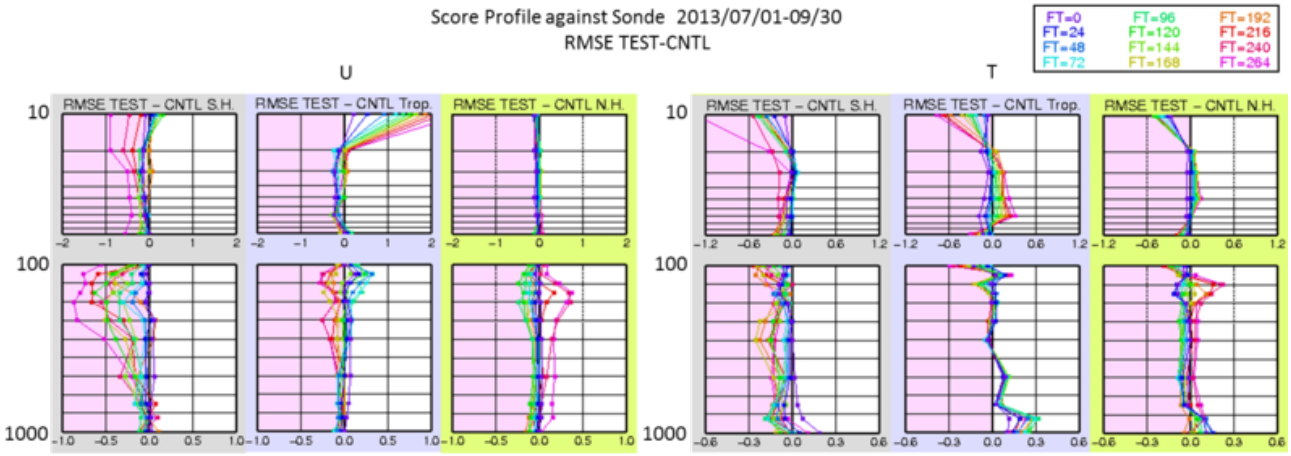

図 1.2.3　2013 年夏期平均の対ラジオゾンデ観測 RMSE の鉛直プロファイルの差 (TEST–CNTL)。FT=264 まで予報時間 24 時間毎に表示。縦軸は気圧 [hPa] で、100 hPa から 10 hPa までは対数軸である。左 3 枚は東西風 [m s^{-1}]、右 3 枚は気温 [K] であり、それぞれ左から南半球、熱帯、北半球である。TEST の方が RMSE が小さくなる領域の背景を桃色にしてある。

下層の低温バイアスの拡大（図略）に対応して RMSE も改悪となっている。成層圏では予報初期はやや改善しているものの、予報後半にかけて 20 hPa より下層で改悪となっている。冬期は、熱帯下層の低温バイアスが拡大している点をはじめとして、夏期とほぼ同様の傾向を持ち、北半球、南半球の傾向は夏期における南半球、北半球の変化傾向と類似している（図略）。

最後に、全球モデルの長年の課題の 1 つである中層の乾燥バイアスについて確認したい。夏期における北半球の対ラジオゾンデ観測の比湿バイアスの鉛直プロファイルを図 1.2.4 に示す。TEST, CNTL ともに 700hPa を中心として乾燥バイアスが見られ、バイアスの大きさも同程度である。CNTL では予報初期から後半にかけてゆるやかな乾燥バイアスの拡大が見られる一方で、TEST では FT=0 を除きほぼ同程度のバイアスの大きさとなっている。したがって、中層の乾燥バイアスに関しては今回の改良ではあまり変化がないと言ってよく、今後もこれを解消するための開発が必要であると言える。

(4)　全球の降水量と循環場

図 1.2.5 に、2013 年 8 月平均の FT=264 における TEST, CNTL の前 24 時間降水量と GPCP (Global Precipitation Climatology Project;　Huffman et al. 2001)[3] による降水量の解析値を示す。CNTL は熱帯収束帯の東太平洋側とインド洋で GPCP と比較して降水を過剰に予測しているが、TEST ではそれが緩和されており、GPCP に近くなっている。海洋大陸 [4] 付近を見ると、CNTL では GPCP と比較して過少となっているが、TEST では GPCP と同程度かやや過大傾向である。ここで挙げた CNTL の傾向は予報時間が進むにつれて顕著に見えてくるが、TEST では予報初期からの変化が小さく、予報時間の後半に至るまで全球の降水分布を維持できている (図略)。

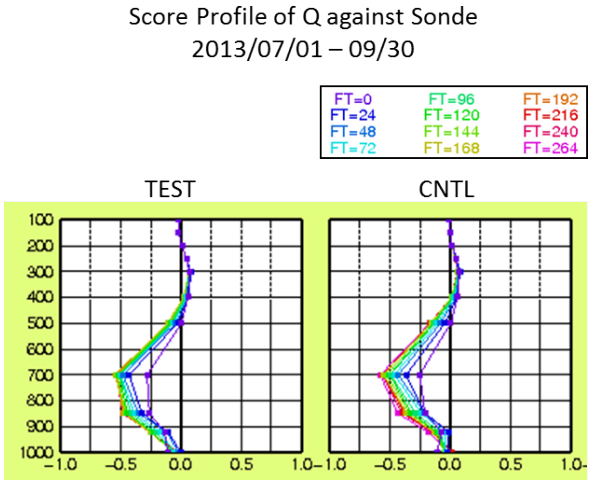

図 1.2.4　北半球における 2013 年夏期平均のラジオゾンデ観測に対する比湿 [g kg^{-1}] の ME。左が TEST、右が CNTL。縦軸は気圧。線の色は予報時間を表す。

降水分布が改善されていることに対応して、対流圏下層や上層の収束・発散場も変化した。2013 年 8 月平均の FT=264 における 200 hPa 面速度ポテンシャル、流線関数 [5] の図をそれぞれ図 1.2.6 と図 1.2.7 に示す。

200 hPa 面速度ポテンシャルを見ると、CNTL では北西太平洋域で予報が進むにつれて発散が弱まる傾向

[3] 全球の降水の時空間分布を把握することを目的とし、雨量計や種々の衛星による観測値を基に全球の降水量を解析しているプロジェクト。http://precip.gsfc.nasa.gov/

[4] フィリピン、インドネシア付近の領域を指して海洋大陸 (maritime continent) と呼ぶ。

[5] 2 次元の流れの場 ($\mathbf{v}$) は回転成分 ($\mathbf{v}_\psi$) と発散成分 ($\mathbf{v}_\chi$) に分解することができ ($\mathbf{v} = \mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi$)、それぞれ回転成分は流線関数 ($\psi$)、発散成分は速度ポテンシャル ($\chi$) の微分として表現することができる ($\mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla\psi$, $\mathbf{v}_\chi = \nabla\chi$、ただし $\mathbf{k}$ は鉛直上向き単位ベクトル)。速度ポテンシャルは収束（正値）、発散（負値）と対応し、流線関数は近似的に地衡風に対応するため、大規模な流れの場を見るときに有用である。

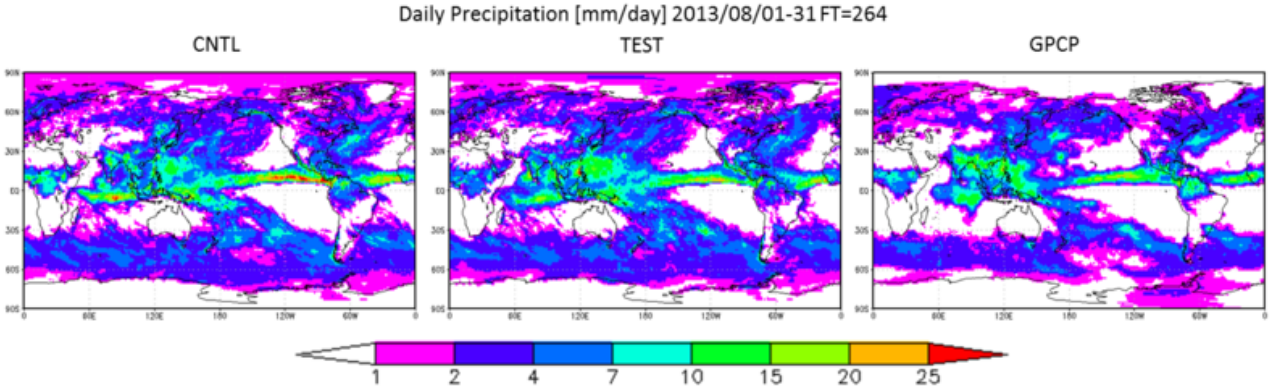

図 1.2.5　2013 年 8 月平均の日平均降水量 [mm/day]。左から、FT=264 の CNTL、TEST と、GPCP 解析値。

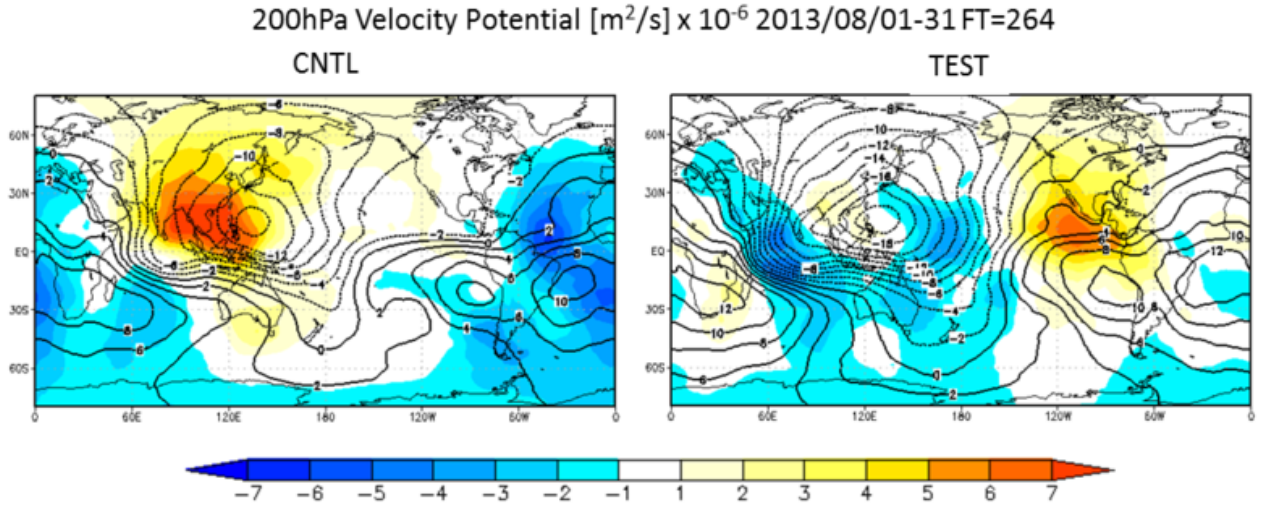

図 1.2.6　2013 年 8 月平均の 200 hPa 面速度ポテンシャル [$m^2\ s^{-1}$]。左から CNTL, TEST。等値線は予報値であり、塗り潰しは解析値からの予報値の差を表す。正値が収束、負値が発散を示す。見やすくするため、10^6 で除してある。

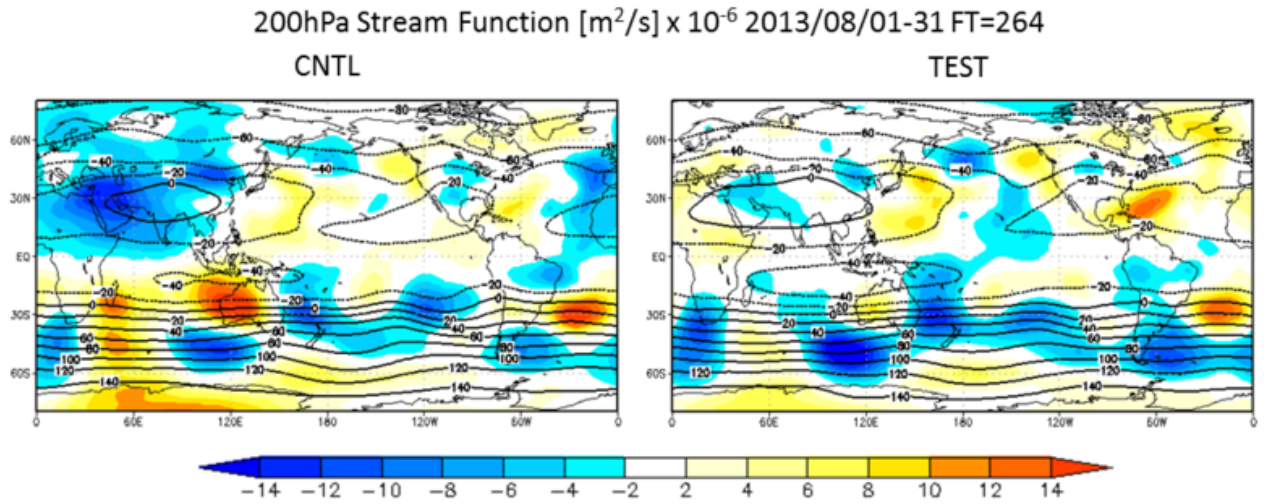

図 1.2.7　2013 年 8 月平均の 200 hPa 面流線関数 [$m^2\ s^{-1}$]。図の見方は図 1.2.6 と同じ。

があったが、TEST では発散場が維持できるようになった。北西太平洋域はアジアモンスーンや台風予測に関して重要な領域であるため、この領域で改善されたことの意義は大きい。一方で、TEST では東部太平洋で収束が過大となる傾向や、インド洋で発散が強まる傾向が見られるなど、CNTL と比較して悪化しているところも見られる。冬期の速度ポテンシャルは、南北半球でパターンが反転するが、北西太平洋域の発散場が弱まる傾向が緩和される一方、インド洋で発散が強まる傾向がさらに強まるなど、夏期と概ね同様な傾向が見られた（図略）。

流線関数を見ると、CNTL では中央アジアから南アジアにかけて負バイアスが見られるが、TEST では概ね解消されており、強風軸の表現が改善されたことが分かる。南半球では、オーストラリアの南側の負バイアスや南アンデス付近の負バイアスなど、負バイアスがやや拡大しているものの、オーストラリア付近の正バイアスは緩和されている。この傾向は冬期にも同様に見られた（図略）。

(5) まとめ

本節では、改良された全球モデルの全球予報の検証結果を紹介した。統計スコアは熱帯下層の気温を除くほぼ全ての要素、領域で改善した。また、スコアの鉛直プロファイルからは、南北両半球で気温、東西風が中立から改善傾向にあることが分かった。一方で、全球モデルの短所として長らく指摘されている熱帯下層を中心とした低温バイアスはさらに拡大した。また、中層の乾燥バイアスには大きな変化が見られなかった。全球降水分布では、予報後半でも降水量を維持できるようになり、その結果、北西太平洋域を中心に収束・発散場が改善された。これは大規模な循環場の表現が改善されたことを示している。

総合性能としては大きく改善した。しかし、その一方で、熱帯下層を中心とした低温バイアスなど、今回の変更で改悪となった点もあり、今後も継続的に開発を行っていく必要がある。

1.2.2 日本付近の検証

(1) はじめに

本項では、日々の予報業務に対する影響が大きい日本付近の予測特性の変化を統計的検証スコアを通じて解説する。第 1.2.1 項と同様に、第 1.1.5 項に従い、変更された数値予報システムによる実験結果を TEST、対照実験の結果を CNTL と呼ぶ。検証の対象期間も夏期、冬期ともに第 1.1.5 項の通りである。対象領域は 20°N〜50°N および 110°E〜160°E である。

(2) 平均解析場の変化

図 1.2.8 は TEST と CNTL の期間平均解析場とその差分である。夏期の 500 hPa 面高度が低下していることや可降水量が増加していることを除けば、日本の陸上では TEST と CNTL の差は小さい。第 1.2.1 項でも述べられているように、500 hPa 面高度場の低下は主に積雲対流過程の変更の効果である。対流活動が活発なほど高度の差も大きくなるため、日本付近では冬期よりも夏期で差が大きく、また日本の南東海上で差が大きい。積雲対流過程の変更は可降水量にも影響を与え、対流活動が活発な時期、領域の可降水量を減少させている。その一方で、第 1.6.3 項でも述べられているように、地上 GNSS データの同化利用開始の効果により、離島を含む日本の陸上で解析値の可降水量が大きく増加する。この 2 つの効果により、TEST の可降水量の夏期平均解析値は、CNTL と比べて、地上 GNSS データを同化した地点とその周辺では増加し、その他の領域では減少している。また、大陸の内陸部で海面更正気圧に比較的大きな差が生じているが、これは主に境界層過程の改良の効果により、夜間安定時における地上気温の高温バイアスが軽減された結果であると考えられる。

(3) 予報スコアの比較

次に予報スコアの検証を行う。対象は対初期値と対ラジオゾンデ観測の平方根平均二乗誤差（RMSE）改善率やアノマリー相関係数（ACC）改善幅である。

図 1.2.9 は夏期、冬期の予報値の対初期値スコアを要素、予報時間別に比較した図である。RMSE 改善率に注目すると、ほとんどの要素、予報時間で TEST は CNTL よりも改善している傾向が見られる。しかし、夏期の海面更正気圧と 850 hPa 面気温の FT=48 までは統計的に有意な改悪となっている。これらはどちらも、CNTL でも存在していた海面更正気圧と下層気温の負バイアスが、TEST でさらに拡大した結果である。TEST の 850 hPa 面気温の負バイアスは日本の南東海上を中心に拡大しており、500 hPa 面高度でもこれに対応する領域で負バイアスの拡大が見られる（図略）。図 1.2.8 より、夏期の 500 hPa 面高度については日本の南東海上を中心に解析値自体が低くなっていることから、この領域の TEST の 500 hPa 面高度の予報場は CNTL と比べてかなり低くなる特性があることが分かる。500 hPa 面高度の RMSE 改善率で見ても、統計的に有意ではないものの夏期の FT=72 までは改悪傾向が見えている。一方、ACC 改善幅で見た場合には、統計的に有意な範囲ではないものの、概ね中立から改善傾向である。ただし、前述したように予報値のバイアス傾向が大きく変化しているため、RMSE と ACC の定量的な関係についての議論は慎重に行う必要がある。

続いて、図 1.2.10 に対ラジオゾンデ RMSE の領域平均した鉛直プロファイルを比較した図を示す。まず対流圏に注目すると、冬期の高度場を除き、予報時間の後半で大きな改善が見られる。これは、TEST では CNTL に比べて、予報時間とともに進むバイアスの拡大傾向が多くの要素で緩和されたためである。特に、CNTL

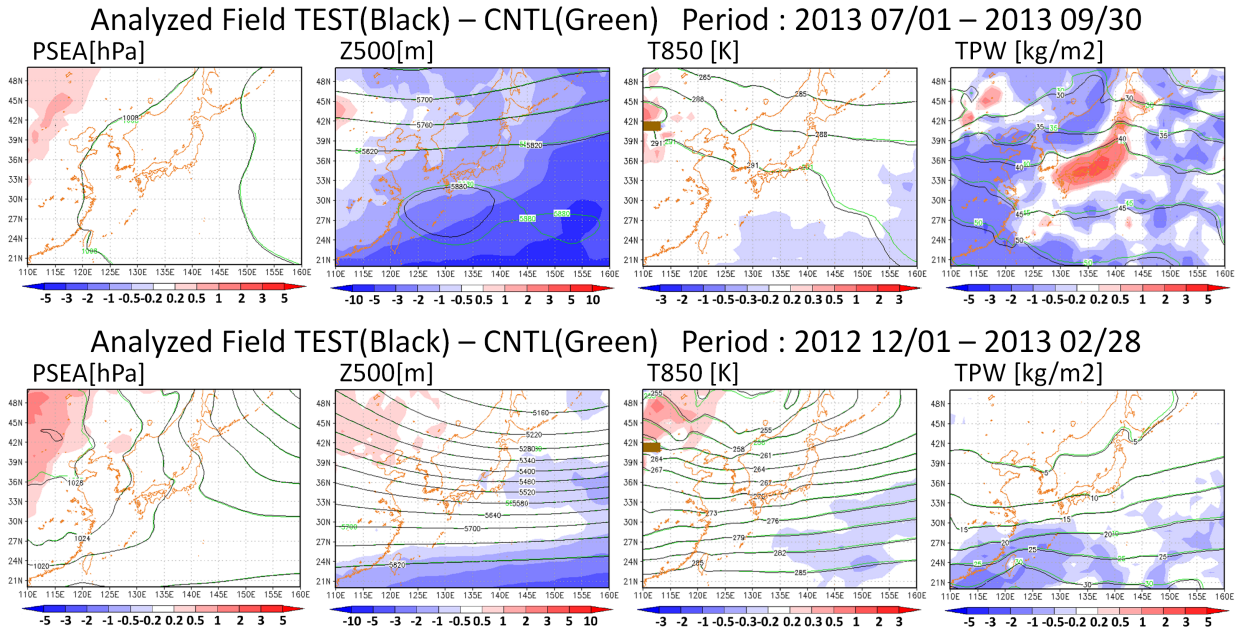

図 1.2.8 期間平均解析値の差（TEST–CNTL）。夏期（上段）、冬期（下段）それぞれについて、左から海面更正気圧、500 hPa 面高度、850 hPa 面気温、可降水量であり、実線は平均解析場（TEST（黒）、CNTL（緑））、塗り潰しは TEST と CNTL の差を表している。

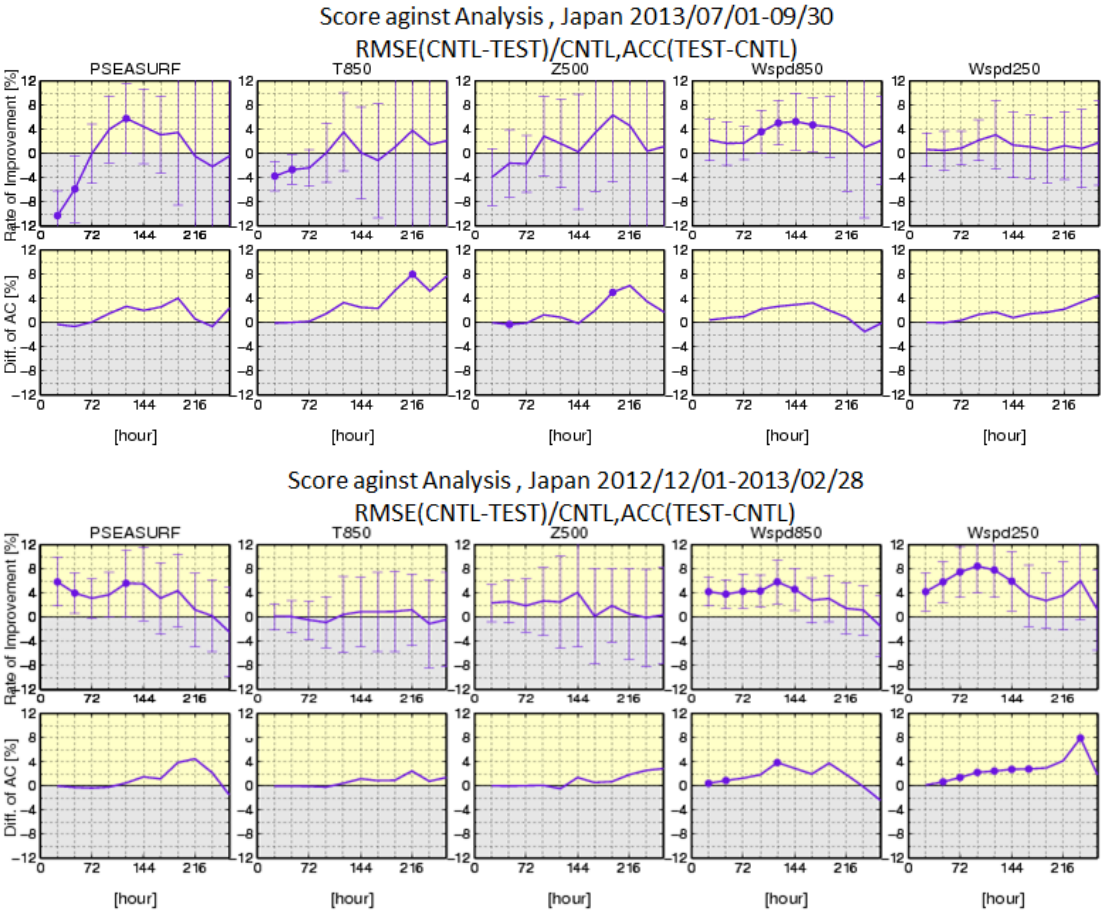

図 1.2.9 日本付近における対初期値スコア。上 2 段が夏期、下 2 段が冬期で、それぞれについて RMSE 改善率と ACC 改善幅を示す。左から海面更正気圧、850 hPa 面気温、500 hPa 面高度、850 hPa 面風速、250 hPa 面風速である。TEST が CNTL よりも改善していれば正値（黄色の領域）となる。エラーバーで表されている統計的に有意な範囲（95%信頼区間）の全域で改善あるいは改悪と見なせる場合は丸印で表している。

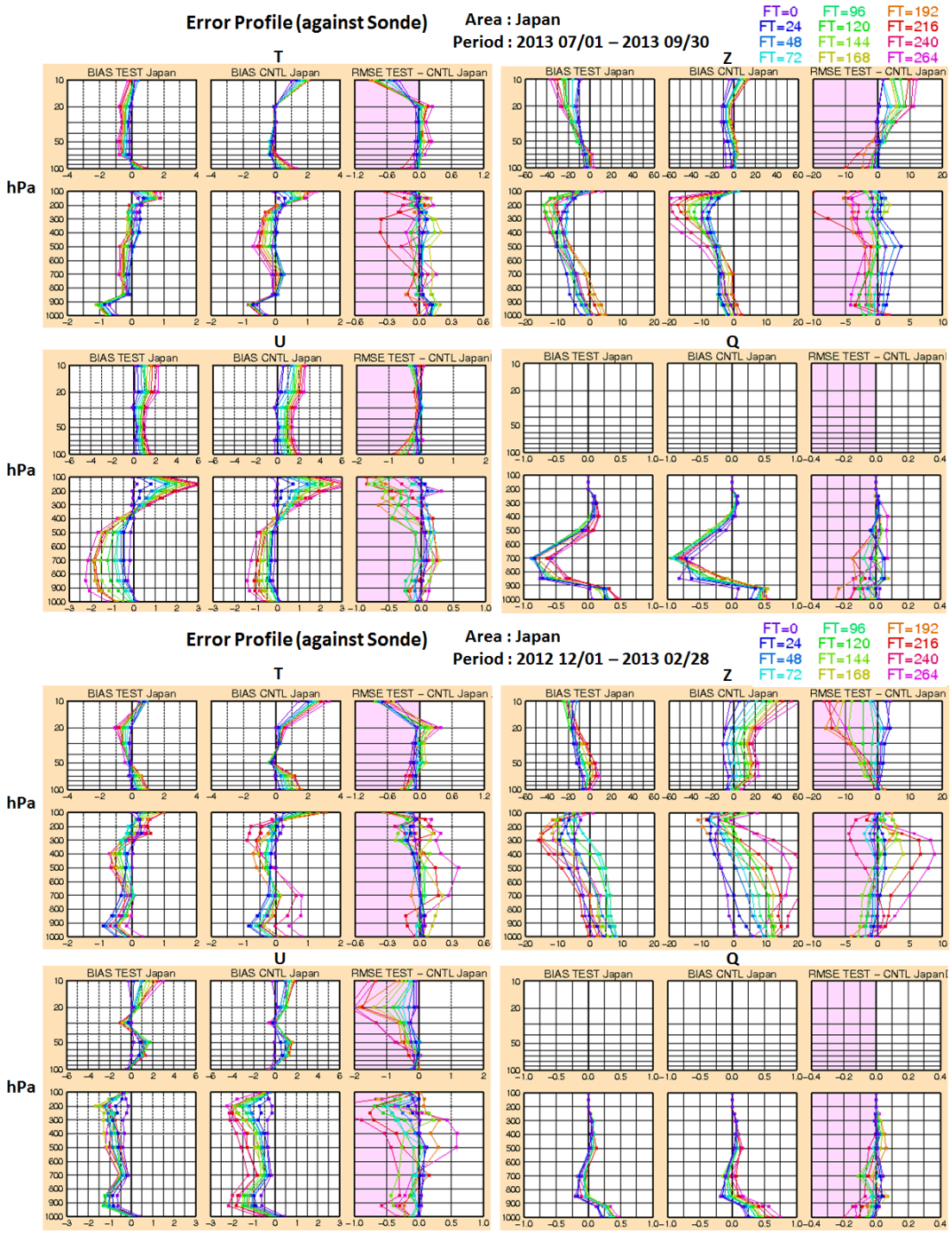

図 1.2.10　日本付近で領域平均した対ラジオゾンデ観測のバイアスおよび TEST と CNTL の RMSE 差分（鉛直プロファイル）。夏期（上 2 段）、冬期（下 2 段）のそれぞれで左上が気温、右上が高度、左下が東西風速、右下が比湿である。RMSE 差分が負値（桃色の領域）であれば、TEST が CNTL に比べて改善したことを示している。100 hPa 面を境として縦軸は対数軸となり、横軸の範囲も異なる点に注意。

では夏期の 200 hPa 面付近を中心として見られた高度場の負バイアスの拡大が、TEST では大幅に軽減されている。しかし、300 hPa 面より下層では、FT=48 頃までは対初期値検証と同様に高度場の負バイアスが拡大し、改悪が目立つ。また、夏期の 700 hPa 面比湿の RMSE 改善率は中立程度であり、第 1.2.1 項でも触れた中層の乾燥バイアスにも目立った変化はない。一方、成層圏でも多くの要素で改善傾向が顕著である。とりわけ、10 hPa 面付近の気温に見られる正バイアスが、TEST では大幅に軽減されている。ただし、70 hPa 面より上層の気温場と夏期の高度場の負バイアスの拡大傾向は、TEST の方が CNTL よりも強い。

以上のように、全体として TEST は CNTL よりも改善している。しかし、夏期の予報前半では改悪も見られる。これに伴う予測特性の変化については、第 1.4 節において解説を行っているので参照していただきたい。

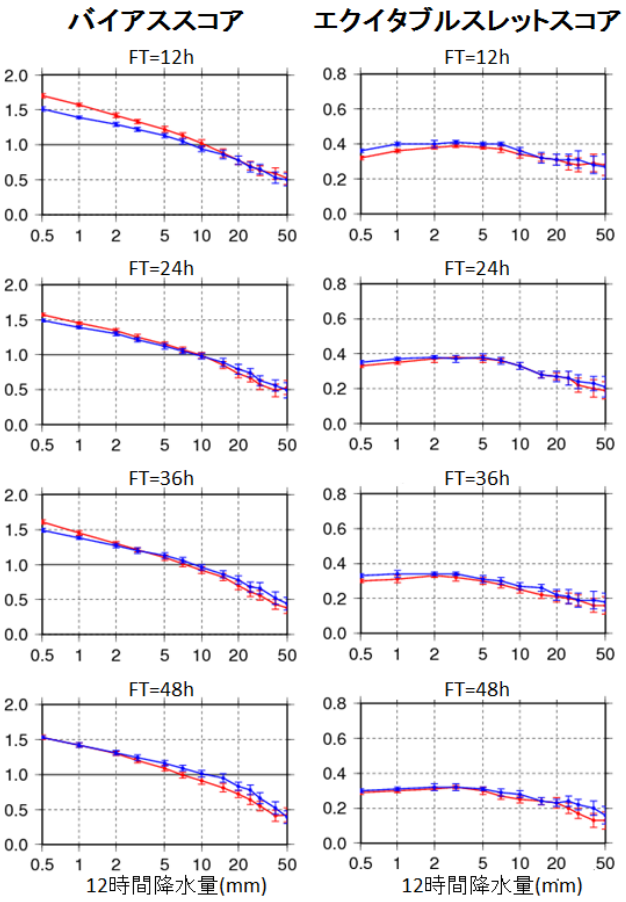

図 1.2.11　12UTC 初期値の全球予報値に対するアメダス降水検証。左が 12 時間降水量の閾値別 BI 比較、右が ETS 比較で、それぞれ赤線が TEST、青線が CNTL である。閾値毎に付加したエラーバーは 95%信頼区間を表す。

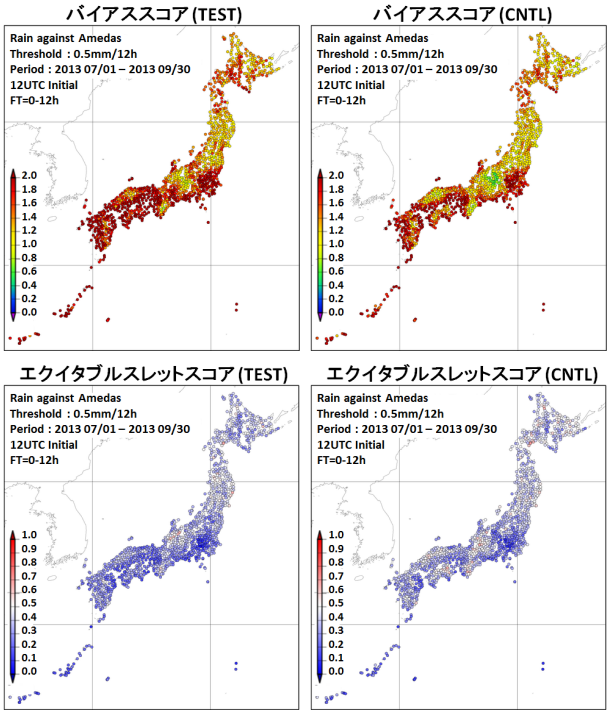

図 1.2.12　12UTC 初期値の 12 時間予報値に対するアメダス地点別降水量バイアススコア（閾値 0.5 mm/12h）とエクイタブルスレットスコア。それぞれ左が TEST、右が CNTL である。

(4)　アメダス降水検証

続いてアメダス降水量データを用いた検証結果について述べる。アメダス降水量はデータ同化で利用しておらず、予報値に対して独立なデータである。ここでは降水表現に大きな差が現れた夏期について説明を行う。図 1.2.11 はアメダス降水量に対するモデル降水量のバイアススコア（BI）とエクイタブルスレットスコア（ETS）である。比較するモデル降水量は、アメダス観測地点に 4 点内挿したものである。まず BI に注目すると、CNTL にも見られた比較的弱い降水の予測頻度が実況よりも多い傾向が、TEST ではさらに強くなっていることが分かる。この傾向は予報時間が短いほど強い。図 1.2.12 に、最も差が大きい FT=12、閾値 0.5 mm/12h の各スコアの大きさを観測地点別に示す。降水の予測頻度の過多傾向が強くなっている地点が、関東以南の海沿いを中心に広く分布していることが分かる。また図 1.2.11 の BI からは、逆にある程度強い降水の予測頻度の過少傾向が TEST で強くなっている様子も見て取れる。多くは統計的に有意な範囲では重なっているものの、TEST は CNTL に比べ ETS も全体に小さくなっており、降水の予測精度はわずかながら悪化していると言える。

弱い降水表現の変化は、第 1.6.3 項で述べられている地上 GNSS 観測の同化利用開始の影響と整合的である。初期値において可降水量が増加したことにより、TEST では予報時間のごく初期に弱い降水を広げやすくなったと考えられる。その一方で、地上 GNSS 観測の同化は、5 mm/12h 以上の降水の過少予測傾向を改善させている（図 1.6.6）。そのため、TEST で見られる強い降水の過少予測傾向の強まりには物理過程の変更などが関係している可能性がある。

(5)　まとめ

本項では、2014 年 3 月に現業化された全球数値予報システムについて、日本付近の予測特性の変化を統計的検証手法を用いて調査した結果を述べた。

対初期値、対ラジオゾンデ観測スコアでは、多くの要素について改善が見られた。しかし、日本の南東海上を中心とする下層の低温バイアスの拡大に起因して、FT=72 頃までの 850 hPa 面気温や 500 hPa 面高度には悪化が見られる。また、降水予測についても夏期を中心に予測精度が悪化している傾向も見えている。今回の改善傾向を維持しつつ、改悪傾向を修正することが今後の課題である。

1.2.3　台風検証

(1)　はじめに

北西太平洋域において試験期間内に発生した台風は、冬期試験期間（2012 年 11 月 20 日から 2013 年 3 月 11 日）に T1224[6], T1225 および T1301, T1302 の計 4 個、夏期試験期間（2013 年 6 月 20 日から 10 月 11 日）に T1304 から T1326 の 22 個 [7] であった。期間に含まれる全ての台風予測について、気象庁の事後解析データ（ベストトラック）に対して検証を実施した。また、北西太平洋域の台風以外の熱帯低気圧についても検証を実施するとともに、全球的な熱帯低気圧の存在予測についても検証を行った。

なお、業務化試験の設定は第 1.1.5 項の通りであり、変更後の数値予報システムによる実験結果を TEST、変更前を CNTL と呼ぶ。

(2)　北西太平洋域の検証結果

図 1.2.13 は、期間内全ての台風について平均した予報時間毎の進路予測誤差である。統計的に有意ではないが、概ね 84 時間までの全ての予報時間について改善が見られる。個別の台風について確認したところ、170°E 以東の事例および CNTL で誤差が非常に小さかった事例を除く、全ての事例で改善が見られた（図略）。ただし、日付変更線付近で発生して南西進した T1316 において、TEST では実際の進路とは逆方向（東北東）に大きく移動する予測になっていた。この台風による事例だけで大きな誤差を生み出しており、1 事例ではあるものの、平均誤差に与えた影響は大きく、結果として図 1.2.13 の改善幅が小さくなったと考えられる。

次に、進路予測の系統誤差について、期間を転向前、転向中、転向後の 3 つに分けて検証を行った。区分分けについては、梅津・森安 (2013) と同様に、ベストトラックにおける 6 時間前の位置からの進行方向によって分類した。さらに、進路予測誤差を、ベストトラックの進行方向に沿った成分 (along track error) と直交する成分 (cross track error) に分解した。48 時間および 72 時間予報の台風相対予測位置を図 1.2.14 に示す。特に転向前の相対予測位置のばらつきが CNTL よりも TEST が小さくなっており、北上バイアスを示す直交成分の正偏差も小さくなっている。図 1.2.14 を詳しく見ると、48 時間予報の TEST の相対予測位置で左後方に大きい誤差がある事例が数例見られる。これは前述した T1316 の事例によるものであった。

また、強度予測についても調査を行った。図 1.2.15 は、解析（ベストトラック）の 72 時間における中心気圧の変化から発達期、成熟期、衰弱期に分類し、それぞれについて解析と予測の初期時刻から 72 時間予報までの台風中心気圧の変化傾向を散布図で示したもの

[6] ここでは、国際的な台風の識別番号（発生年の西暦下 2 桁と発生順の番号 2 桁をつなげたもの）に、頭文字 T を付けたものを台風の表記として用いる。

[7] 日付変更線の西側で発生直後に熱低化した T1314 を除く。

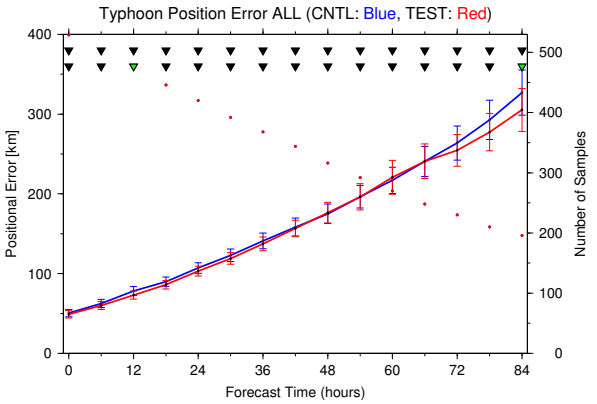

図 1.2.13　試験期間に発生した 26 個の北西太平洋域の台風を予測対象とした進路予測誤差 [km]（実線、左軸）とサンプル数（点、右軸）。赤が TEST、青が CNTL。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を表す。図上部の三角は上段が相関考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑は有意、黒は有意でないことを示す。

である。解析と予測の変化傾向を散布図で見ることで、発達、衰弱の傾向が予測できているか、また発達の予測が過剰かどうかについても分かる。

発達期においては、CNTL では過剰な発達をする例が見られていたが、TEST ではそうした例が少なくなり、改善が見られている。また、CNTL, TEST ともに平均的には台風を浅めに予測する傾向がある。一方で、成熟期と衰弱期については、72 時間予報まで依然として発達を予測する事例が存在するなど強度予測が難しいことが分かる。

(3)　その他の領域の熱帯低気圧

(2) では、北西太平洋域の台風について位置誤差と強度予測について検証を行った。その他の領域の熱帯低気圧についても、図 1.2.16 に領域毎で計算した予報時間毎の進路予測誤差を示す。解析位置は米国海洋大気庁 (NOAA) 作成のベストトラック B-decks を用いた。TEST では、CNTL と比較して大西洋域、北東太平洋域、南半球いずれにおいても改善傾向が見られ、特に北東太平洋域と南半球では 84 時間までの予報期間の後半で有意な改善が見られた。

(4)　熱帯低気圧の存在予測

熱帯低気圧の存在予測について、TEST と CNTL で比較を行った。熱帯低気圧の存在予測の検出手法については、WGNE-29 (Working Group on Numerical Experimentation) において実施した熱帯低気圧検証と同様の手法で行った (Ota et al. 2014)。すなわち、30°S〜30°N の範囲において、半径 500 km 以内で海面更正気圧の最小となる点が、半径 500 km 以内の海面更正気圧の平均値より 0.5 hPa 以上低く、半径 300 km 以内の 850 hPa 面の相対渦度の平均値が 30×10^{-6} s^{-1} 以上（南半球では逆符号）を満たすとき、熱帯低気圧

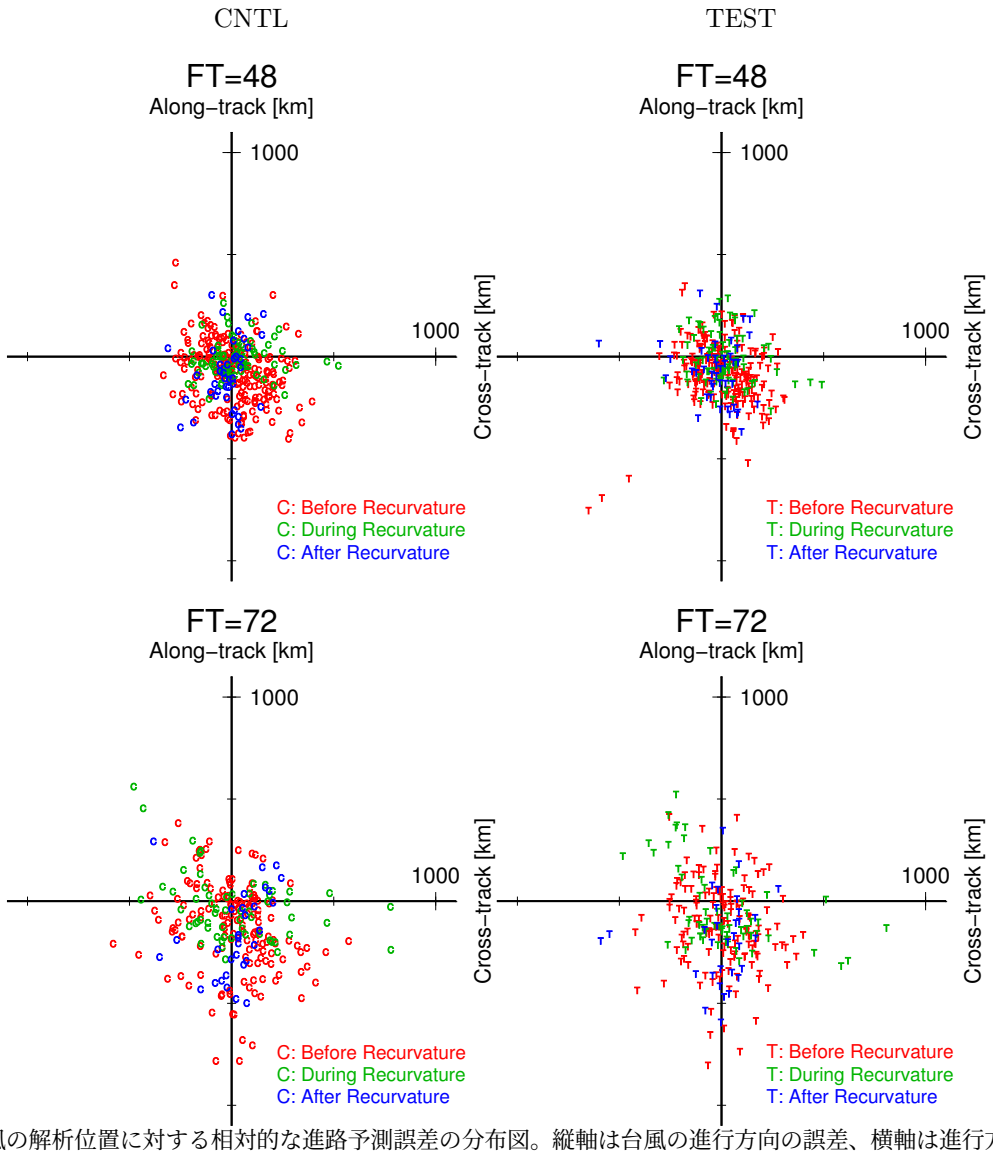

図 1.2.14　台風の解析位置に対する相対的な進路予測誤差の分布図。縦軸は台風の進行方向の誤差、横軸は進行方向に直交する方向の誤差を示す。目盛りは 500 km 間隔。上段が 48 時間予報、下段が 72 時間予報。それぞれ左側が CNTL、右側が TEST の結果を示す。図中、赤色は転向前、緑色は転向中、青色は転向後をそれぞれ表している。

の存在を予測したとする。

検証は四分割表を用いて行った。熱帯低気圧存在予測の「適中」は、予測の中心位置とベストトラックの熱帯低気圧の位置が 500 km 以内であった場合とする。また、熱帯低気圧の存在を予測したが解析に存在しなかった場合や位置が 500 km 以上離れていた場合を「空振り」、熱帯低気圧が解析されたが予測されなかった場合を「見逃し」とし、スレットスコア、バイアススコアを計算した。

図 1.2.17 に、夏期試験期間の北西太平洋域における熱帯低気圧の存在予測のスレットスコア、バイアススコアの予報時間変化を示す。北西太平洋域では熱帯低気圧の存在予測のスレットスコア、バイアススコアとも TEST の方が改善している。また、北西太平洋以外の領域でも、いずれのスコアにも改善が見られた（図略）。

(5)　まとめ

台風および熱帯低気圧の予測について CNTL と TEST の比較を行った。北西太平洋域の台風進路予測については、有意ではないが TEST の方が 84 時間までの多くの予報時間について改善しており、特に転向前の予測が改善していた。また、北西太平洋域以外の領域の熱帯低気圧の予測位置についても改善が見られた。台風の強度予測についても発達期については過発達事例が少なくなるなど改善が見られた一方で、成熟期や衰弱期については依然として発達を予測してしまうなど課題がある。さらに、熱帯低気圧の存在予測の精度にも改善が見られた。

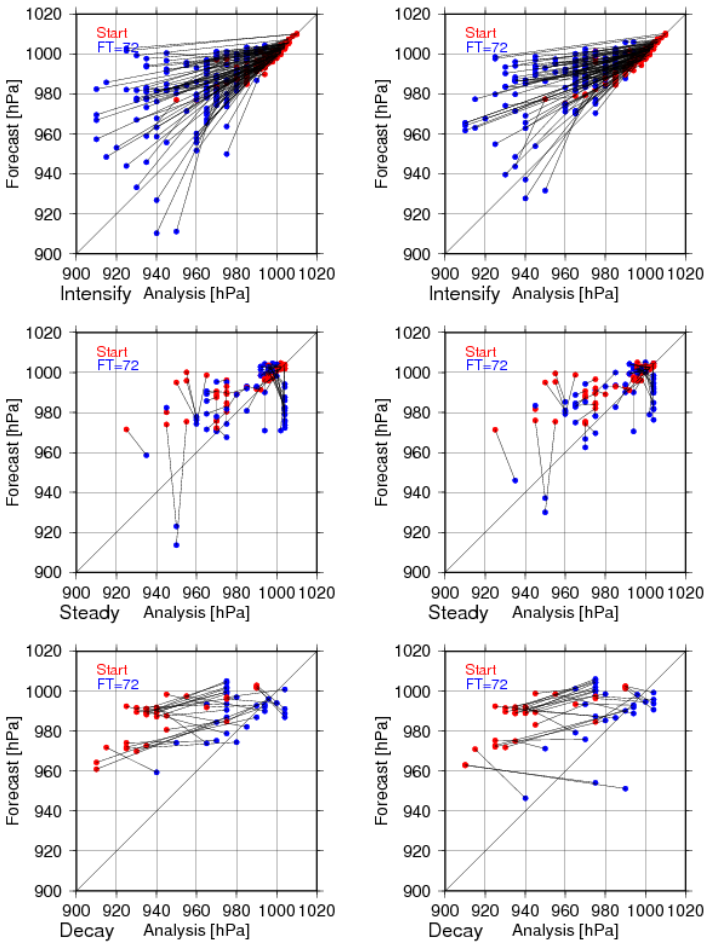

図 1.2.15　台風中心気圧の初期時刻（赤）から 72 時間予報（青）の変化傾向。横軸は解析（ベストトラック）、縦軸は予測。左が CNTL、右が TEST の結果。上から、解析における発達期、成熟期、衰弱期をそれぞれ示す。

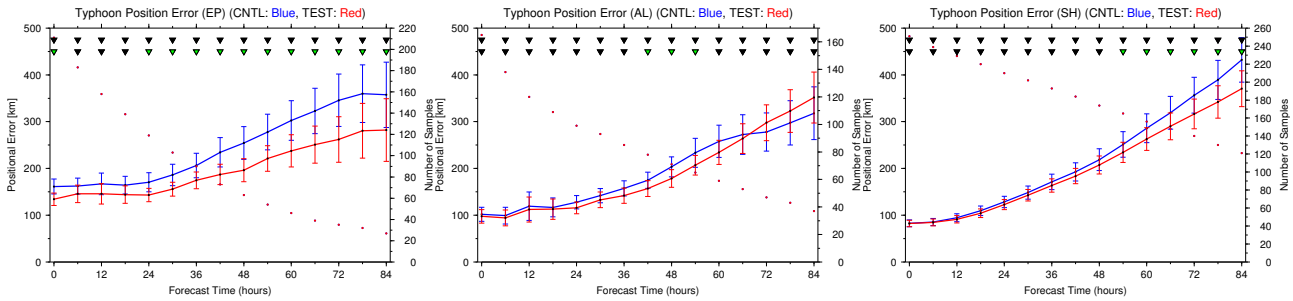

図 1.2.16　領域毎の熱帯低気圧進路予測誤差 [km]。青が CNTL、赤が TEST。左から、北東太平洋域（夏期試験）、大西洋域（夏期試験）、南半球（冬期試験）。図の見方は図 1.2.13 と同様。

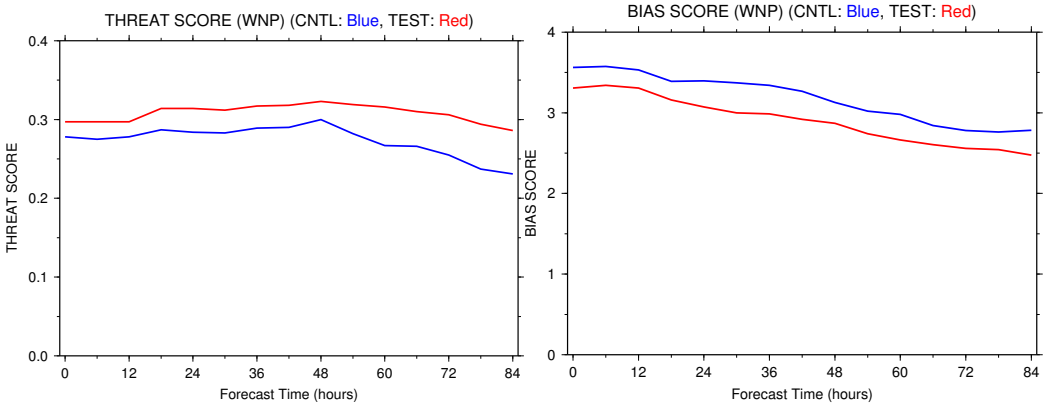

図 1.2.17　夏期試験期間の北西太平洋域における熱帯低気圧の存在予測のスレットスコア（左）とバイアススコア（右）。

1.2.4　日本周辺域での平均誤差の検証

(1)　はじめに

本項では、代表的な予報要素についてラジオゾンデ観測を参照値とした平均誤差 (ME) の統計検証結果を示す。検証には業務化試験（第 1.1.5 項）の結果を用いており、統計を取った領域（以下、日本周辺域）は図 1.2.18 である。ここではこれまで紹介された統計検証とは異なり、検証対象を FT=84 までとし、1 日 4 初期値 (00, 06, 12, 18UTC) の予測を利用している。この領域でのラジオゾンデ検証では、検証対象地点リストのうち領域内の観測で、かつ品質管理を通過したものを使用しており、観測サンプル数は、事例によるが 1 時刻あたり概ね 60 地点程度である。

(2)　夏期試験の結果

図 1.2.19 に日本周辺域についての、夏期試験期間における予報時間毎の ME の検証結果を示す。気温 T は 500, 850 hPa 面ともに概ねバイアスが減少しており、CNTL で見られた予報時間が進むにつれて ME が拡大する傾向が緩和している。高度場 Z は 500 hPa 面で FT=84 まで負バイアスが拡大している。負バイアスは FT=0（解析値）から 1 m 程度大きくなっており、特に FT=12 から FT=36 の間で差が大きく最大で 4 m 程度である。同様に、負バイアスが拡大する傾向が 850 hPa 面の高度場でも見られるが、500 hPa 面とは異なり FT=0 での差は小さい。水平風速 VW については、850, 500, 250 hPa 面ともに明瞭な違いは見られず、弱風バイアスがゆっくりと拡大していく傾向は同じである。相対湿度 RH は、500 hPa 面では乾燥バイアスが改善し、予報時間が進むにつれ ME が拡大する傾向が緩和している。850 hPa 面では、拡大傾向はないが乾燥バイアスがやや大きくなっている。相対湿度のバイアス変化には主に比湿の変化が寄与している。

これらの要素の中では、500 hPa 面高度 (Z500) の変化が特に顕著で、解析値の時点からその差が大きい。こ

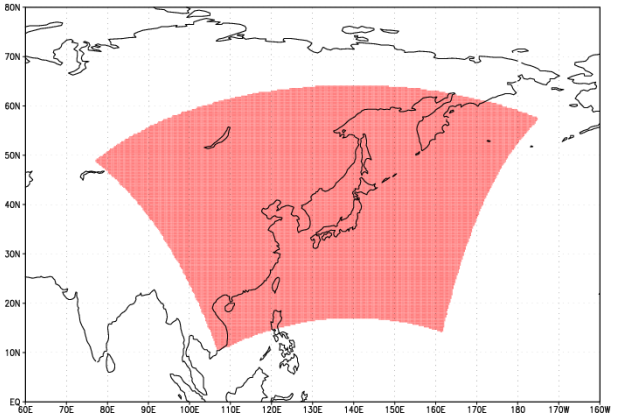

図 1.2.18　日本周辺域の定義。赤い領域で統計検証に用いる領域を示している。この検証領域は旧領域スペクトルモデル (RSM) の領域と対応しており、継続的な検証に利用されている。

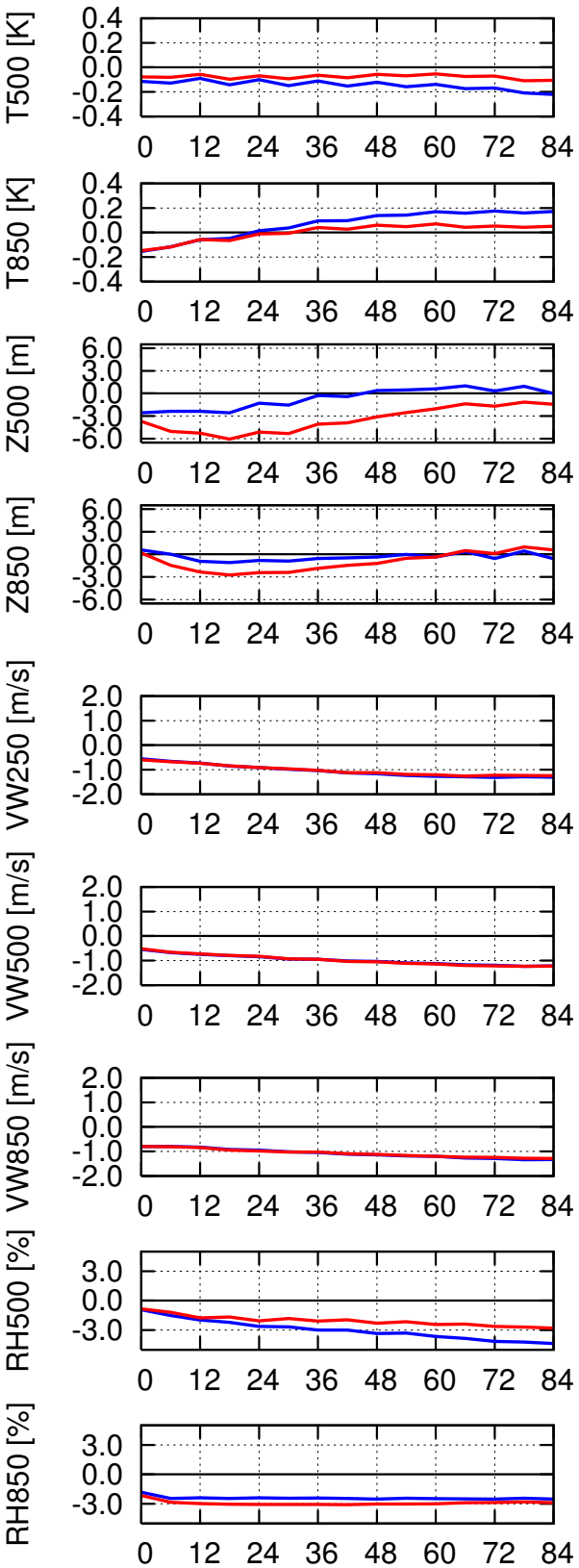

図 1.2.19　日本周辺域での夏期試験についてのラジオゾンデ観測を参照値とする ME。横軸は予報時間 [h]。青線が CNTL、赤線が TEST についての結果。Z は高度、T は気温、VW は水平風速、RH は相対湿度で、数字は気圧面 [hPa] である。

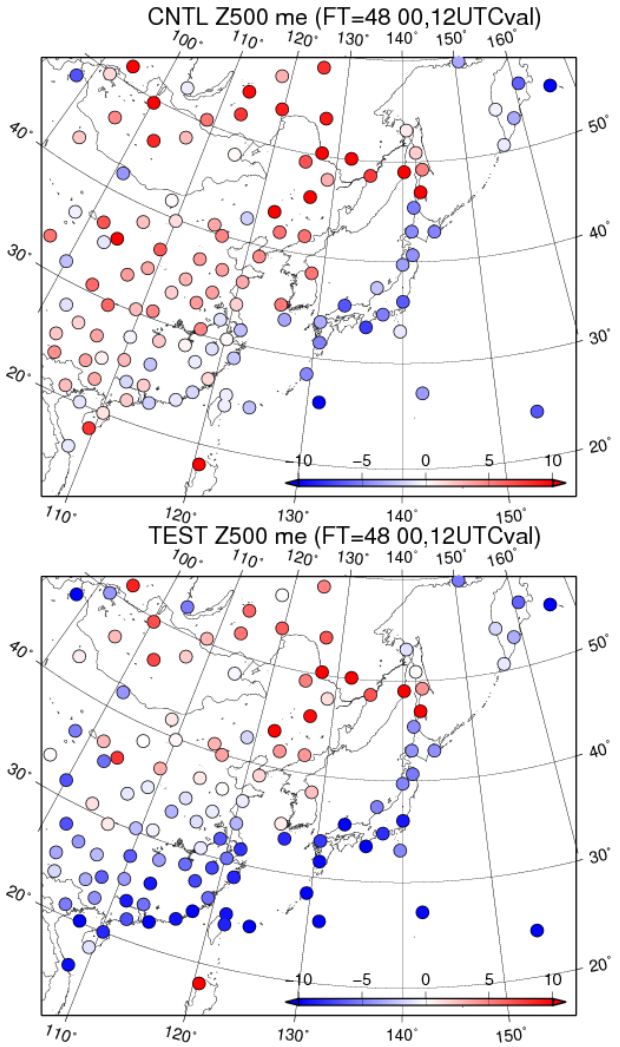

図 1.2.20　日本周辺域についての、夏期試験の期間での各ラジオゾンデ観測を参照値とした Z500 の ME [m]。上図が CNTL、下図が TEST の結果である。

の変化は主に積雲対流過程の変更による気温プロファイルの変化が関係している。詳細は第 1.4 節を参照していただきたい。

図 1.2.20 に各観測点における FT=48 での Z500 の ME 分布を示す。予報時間毎の検証の結果では、Z500 の ME は FT=48 においては CNTL でほぼ 0 m である一方で、TEST では −3 m の負バイアスとなっている。35°N 以北の観測点においては、バイカル湖の南から東にかけてなどで ME が改善した地点も見られるが、35°N から 20°N の領域では多くの点で負バイアスが拡大しており、特に海上および沿岸部で顕著である。CNTL では、大まかには西の大陸側の正バイアスと東の太平洋側の負バイアスが打ち消し合い、領域平均の ME はほぼ 0 m となっている。一方で、TEST では大陸側の正バイアスがやや改善し、かつ南側の海上および沿岸部で負バイアスの拡大が大きいため、領域平均した ME は CNTL に比べて負バイアスが大きく拡大している。

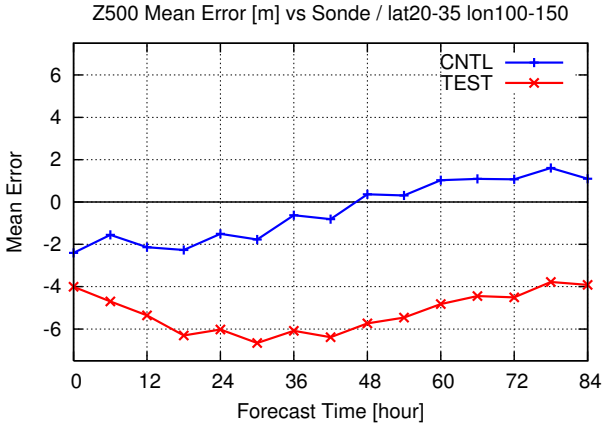

図 1.2.21　100°E から 150°E, 20°N から 35°N の範囲で領域平均した、夏期試験期間での各ラジオゾンデ観測を参照値とした Z500 の ME [m]。青線が CNTL、赤線が TEST の結果である。

35°N から 20°N の領域での、各予報時間による ME の変化を見るために、100°E から 150°E, 20°N から 35°N の範囲で領域平均した Z500 の ME 時系列を図 1.2.21 に示す。この領域で見ると、FT=0 から FT=84 までのどの予報時間でもバイアスの大きな拡大が見られる。TEST は CNTL に比べて、FT=0 では 2 m 程度、FT=24 以降では 4〜5 m 程度高度場が下がっている。

(3)　冬期試験の結果

図 1.2.22 に日本周辺域についての、冬期試験期間における予報時間毎の ME の検証結果を示す。気温 T は 500 hPa 面では予報時間とともに低温バイアスが拡大していく傾向が緩和され改善している。一方、850 hPa 面では FT=48 までは改善か同程度だが、それ以降の予報時間では高温バイアスとなっている。850 hPa 面が高温化したのは、境界層過程の下向きの過剰な熱輸送が改善されたことと関係している。高度 Z は、500 hPa 面では夏期と似た傾向が見られるがその変化幅はかなり小さく、あまり目立った変化にはなっていない。一方 850 hPa 面では概ねバイアスは小さくなっている。水平風速 VW は 850, 250 hPa 面ともに明瞭な違いは見られず、弱風バイアスがゆっくりと拡大していく傾向は同じである。500 hPa 面では弱風バイアスがやや拡大したが、500 hPa 面だけ特性が異なった原因は不明である。相対湿度 RH は気温が高くなったことにより、概ね湿潤バイアスが減少した。

(4)　対解析値検証の留意点

図 1.2.8 で示されたように、今回の変更では平均解析値が大きく変わっているため、解析値を参照値に用いた ME 検証結果の解釈には注意が必要である [8]。この

[8] 中緯度における検証では、平方根平均二乗誤差は予報時間とともに大きくなり、参照値の持つ差は相対的に小さくなっていくが、ME は必ずしも予報時間に伴って大きくなっていくわけではないため、参照値の持つ差は予報時間が進んでも無視できない場合がある。

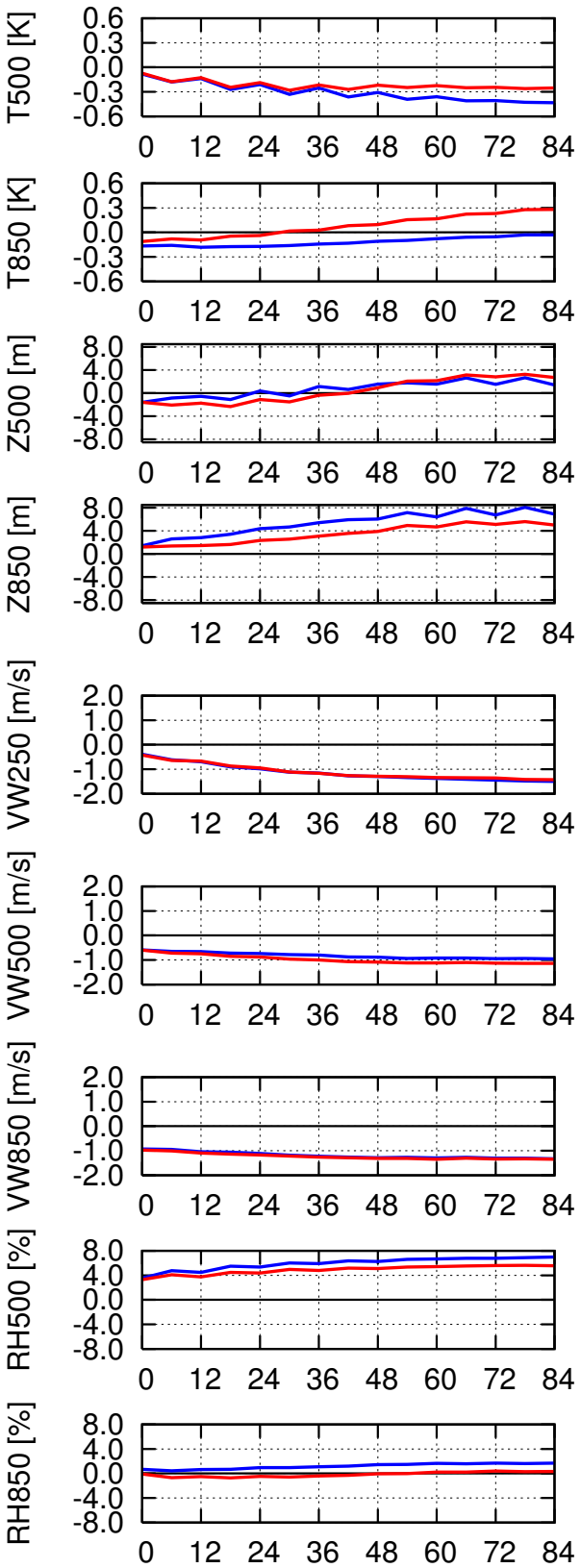

図 1.2.22　日本周辺域での冬期試験期間についてのラジオゾンデ観測を参照値とする ME。縦軸の表示幅以外は図 1.2.19 と同じ。

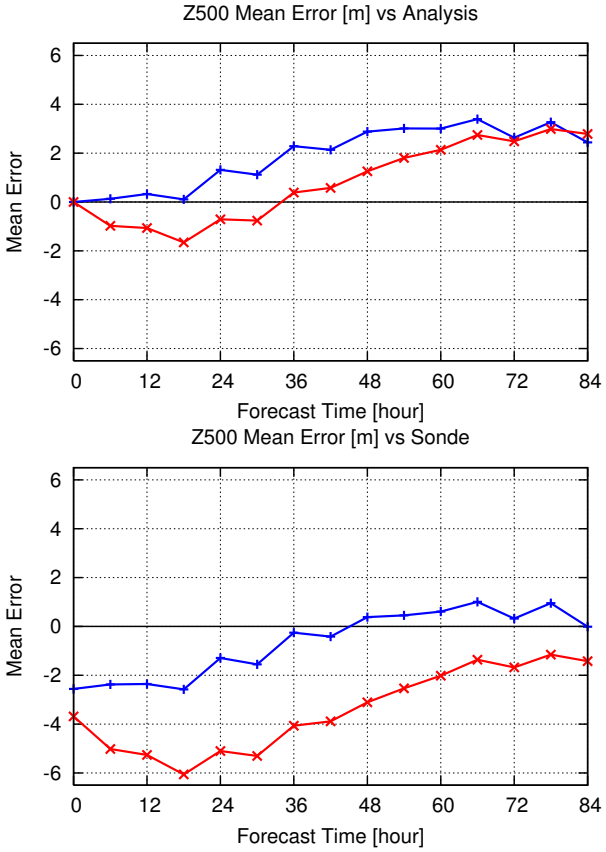

図 1.2.23　日本周辺域での予報時間毎の Z500 の ME [m]。上図が対解析値検証、下図が対ラジオゾンデ観測検証の結果である。青線が CNTL、赤線が TEST についての結果。

ため本項では、参照値にラジオゾンデ観測を用いた検証結果のみを示したが、最後に参照値によってどの程度 ME が異なって見えるかの例として、図 1.2.23 に夏期の Z500 について、日本周辺域で統計を取った予報時間毎の ME を、CNTL, TEST についてそれぞれの解析値およびラジオゾンデ観測を参照値として示す。

TEST と CNTL の ME の差の時間変化傾向は、参照値が解析値・観測のどちらであるかにはよらず、大まかに一致する。一方で、両者の ME の差自体は大きく異なり、対観測検証の方が両者とも負方向へ大きくスライドする。TEST の方がより大きくスライドした結果、両者の ME の差自体は大きくなっている。この ME の負方向へのスライドにより、TEST では FT=36 以降、参照値によって ME の符号の逆転が見られ（ME の絶対値は大きい）、例えば FT=60 では対解析値で 2 m の正バイアス、対ラジオゾンデ観測で 2 m の負バイアスとバイアスの方向が逆になって見える。対観測検証では FT=0 での値が大きく異なり、平均解析値の差が検証結果に大きく寄与していると考えられる。この例は統計検証の結果であるが、個別の事例においても、参照する値によってバイアスの符号すら反転してしまうことがある。予報作業や事例検証等で検証を行うときは、観測との比較を十分に行い、解析値との比較で

はその面的分布に注目するなど、ご留意いただきたい。

(5) まとめ

日本周辺域について、ラジオゾンデ観測を参照値として ME を CNTL と TEST で比較した。夏期では、850 hPa 面や 500 hPa 面の気温で改善が見られた一方、高度場や相対湿度で改悪が見られた。冬期では 500 hPa 面の気温や、850 hPa 面の高度場、相対湿度で改善がみられた。850 hPa 面の気温では、FT=0 から FT=36 までで改善、FT=48 から FT=84 までで高温バイアスの拡大が見られた。夏期の 35°N 以南では、解析値の段階から 500 hPa 面高度場の負バイアスの拡大が見られた。これら特性の改善は今後の課題である。

参考文献

梅津浩典, 森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 数値予報課報告・別冊 59 号, 気象庁予報部, 98–111.

Huffman, G. J., R. F. Adler, M. 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. Hydrometeorol.*, **2**, 36–50.

Ota, Yoichiro, K. Ochi, and T. Kanehama, 2014: WGNE intercomparison of Tropical Cyclone Track forecast 2012. *Twenty-ninth session of the WWRP/WCRP Working Group on Numerical Experimentation (WGNE-29)*, URL `http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/TC_verif_2014_cmuroi.pdf`.

1.3 事例検証 [1]

1.3.1 はじめに

本節では、2014 年 3 月に現業化された全球数値予報システムの改良について、改良前のシステム（以下、CNTL）と改良後の現在のシステム（以下、TEST）による業務化試験や準ルーチン（第 1.1.5 項）から事例を挙げて、数値予報への効果を紹介する。

1.3.2 総観場

本項では南岸低気圧の事例で、CNTL と TEST による予測の違いを示す。図 1.3.1 は、CNTL と TEST による、2012 年 12 月 17 日 06UTC を対象とした海面更正気圧と 500 hPa 面高度場（以下、Z500）の 72 時間予報値と対応する全球解析値および予報値の誤差（予報値−解析値）を示したものである。この日は日本の南を低気圧が通過し、西〜東日本の所々で弱い雨が降った。

CNTL と TEST を比較すると、どちらの誤差が小さいかは領域により異なるものの、全体としては特に Z500 で TEST の方が誤差が小さくなっていると言える。一方で、CNTL と TEST のどちらにおいても、解析と比べて予測の方が日本の南にある地上の低気圧の進行が遅い、また対応する上空のトラフの位相が遅れているといった誤差が共通して見られる。同様に大陸上や海上においても、誤差のパターンはよく似ている。このように、概ね TEST の方が CNTL より予測精度が改善しているものの、日本付近で誤差のパターンは大きく変化していないという傾向は、業務化試験を行った 2013 年の夏期と 2012〜2013 年の冬期の両方で、特定の気圧配置によらず多くの事例で見られた。

1.3.3 下層雲

CNTL と TEST の予測に差が見られた例として、下層雲の事例を示す。図 1.3.2 は、CNTL と TEST による、2014 年 2 月 26 日 00UTC を対象とした 12 時間予報のお天気マップ [2] と、対応する衛星赤外 4 画像である。このとき日本海に高気圧がある一方、九州には低気圧が接近していた。

CNTL と TEST のお天気マップを日本海中部や黄海について比較すると、CNTL は快晴となっているのに対し、TEST では広い範囲に曇りを予測している。TEST のお天気マップに表現された曇天域は主に下層雲によるものであるものの、ウルルン島周辺を除き、925 hPa やそれより上層には対応する湿数が小さい領域は見られなかった（図略）。日本海中部で TEST の鉛直断面を見ると、950 hPa 以下のごく下層で相対湿度が高くなるとともに雲が生成され、その上には逆転層ができていた（図略）。これは主に、全球モデル (GSM) の境界層スキームの改良（第 1.1.3 項）によって熱や水蒸気の過剰な拡散が抑制されたことに伴い、CNTL では維持されにくかった雲や逆転層といった境界層の構造が、TEST では維持されやすくなった結果であると考えられる [3]。なおこのときのメソモデル (MSM) によるお天気マップを見ると、CNTL と同様に、日本海中部や黄海では快晴から薄曇りの予測となっていた（図略）。

対応する時刻の衛星画像からは日本海中部から黄海にかけては下層雲があったと見られる。またウルルン島では、地上観測による全雲量・下層雲量はともに十分比で 8 であった。これらより、本事例では TEST の予測の方が実況と整合していたと考えられる。一方で、今回の業務化試験や準ルーチンでは、TEST が下層雲を予測した範囲が広すぎたと思われる事例も見られ、全ての事例で改善しているわけではなかった。

2012 年 12 月の層積雲スキーム改良以前は、日本海や大陸上で層積雲スキームにより過剰な下層雲が予測される事例があることが報告されていた (小野田 2008; 下河邉・古河 2012)。一方、今回の業務化試験や準ルーチンでは、下層雲が層積雲スキームにより生成された事例と、雲スキームにより生成された事例のどちらも見られた。小野田 (2008) や下河邉・古河 (2012) が示した事例では水蒸気量が不十分な領域でも層積雲スキームが発動してしまうことが過剰に下層雲を予測する原因となっていたのに対し、今回の事例では境界層の構造が維持されやすくなった結果、層積雲スキーム（逆転層の存在と高い相対湿度が寄与）や雲スキーム（高い相対湿度が寄与）の発動が増えたことが下層雲が増加した原因となっており、原因や高度が異なる。

1.3.4 台風強度予測

CNTL と TEST による台風強度予測の違いとして、TEST の方が台風が過剰に発達することが少なくなるとともに、平均的には台風を浅めに予測する傾向がある（第 1.2.3 項）。本項では、差が顕著であった 2013 年台風第 7 号の事例を示す。この台風は 7 月 8 日 00UTC にマリアナ諸島で台風となり、西北西〜西に進んで 12 日 15UTC 頃に与那国島付近を通過した後、台湾に上陸した。7 月 10 日 00〜12UTC には最大風速が 100 ノットと解析（ベストトラックによる）された非常に強い台風であった。

図 1.3.3 は、台風第 7 号に対する 2013 年 7 月 9 日 12UTC 初期値の CNTL と TEST による進路、中心気圧、最大風速の予測と、解析されたベストトラックである。台風の進路は CNTL と TEST のどちらも比較的よく予測できており、両者の差は小さいことが分かる。これに対し強度を中心気圧と最大風速から見ると、CNTL と TEST のどちらも予報初期はベストトラックと比べて弱く、その後は台湾に上陸するまで、ベストトラックでは衰弱期に入ってからも、発達を予測して

[1] 中川 雅之
[2] お天気マップのアルゴリズムは安藤 (2007) を参照。
[3] 境界層の全体で安定でなくても、局所的に安定であれば改良の効果が現れる。

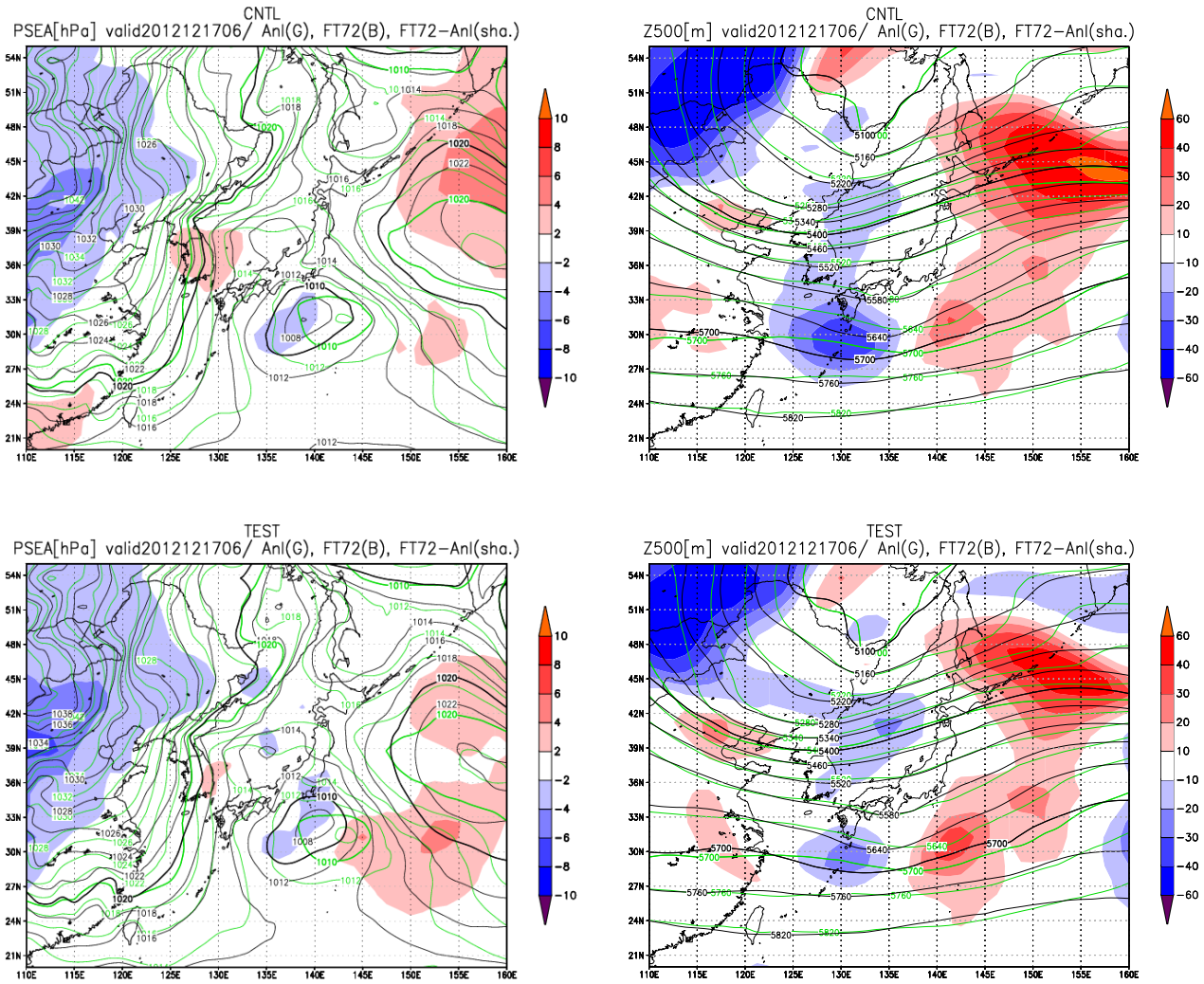

図 1.3.1　2012 年 12 月 17 日 06UTC を対象とする 72 時間予報（2012 年 12 月 14 日 06UTC 初期値、黒線）と対応する全球解析（緑線）、両者の差（塗りつぶし）。左列：海面更正気圧、右列：500 hPa 面高度場、上段：CNTL、下段：TEST。

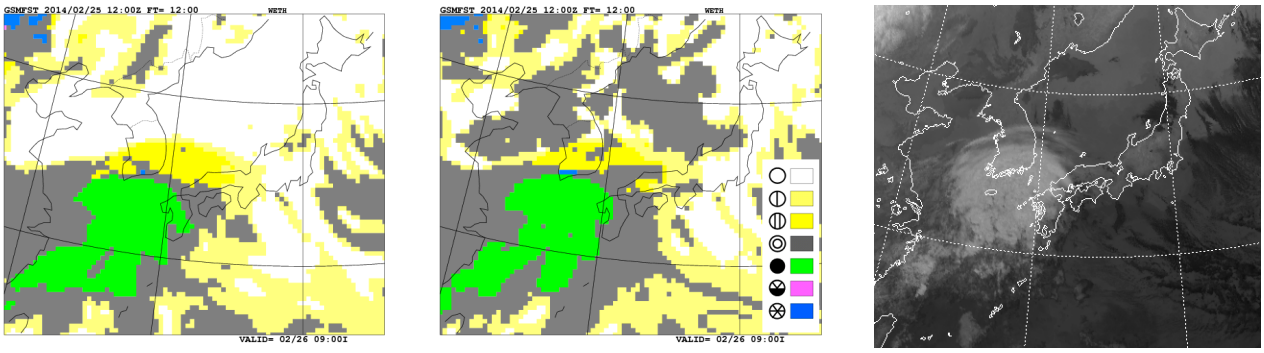

図 1.3.2　2014 年 2 月 26 日 00UTC を対象とした 12 時間予報（2014 年 2 月 25 日 12UTC 初期値）のお天気マップ（左：CNTL、中：TEST）と、対応するひまわり赤外 4（3.8 μm 帯）画像（右）。

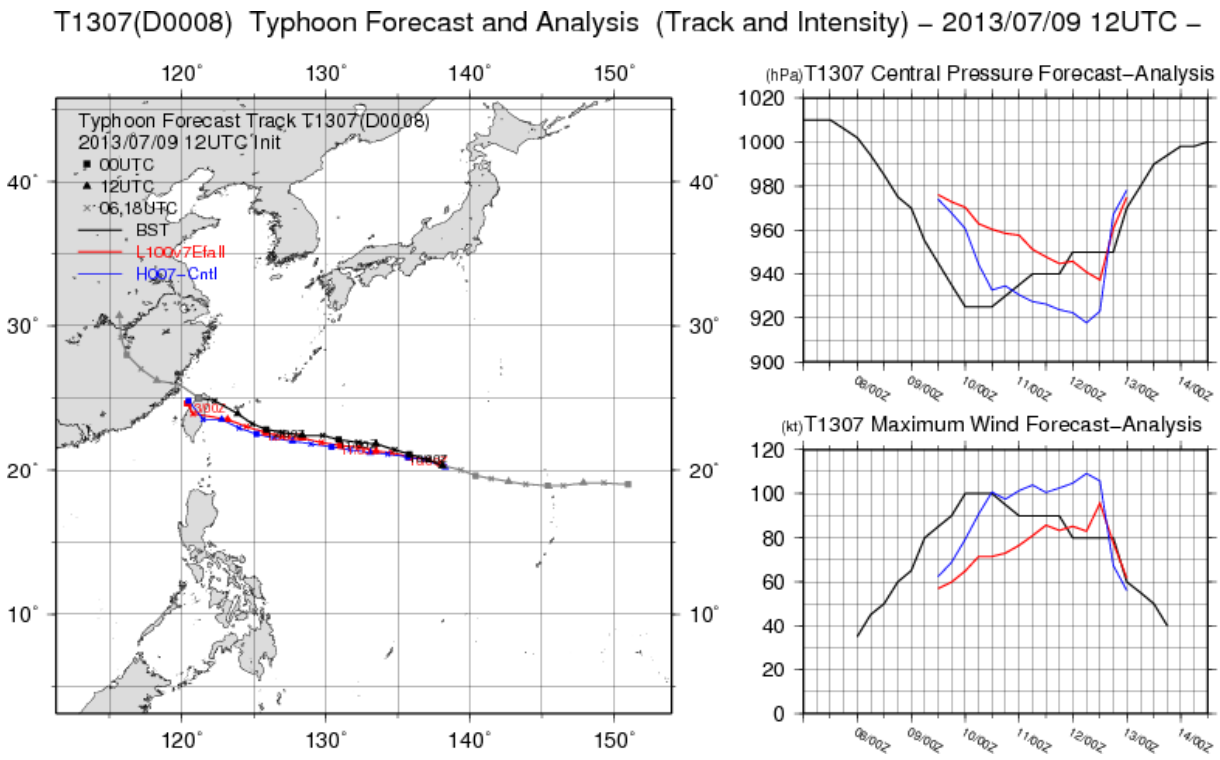

図 1.3.3　2013 年 7 月 9 日 12UTC 初期値の台風第 7 号の予測（FT=84 まで）と、解析されたベストトラック。青：CNTL、赤：TEST、黒：ベストトラック。左は進路、右上は中心気圧、右下は最大風速。

いる。特に CNTL では、FT=36 以降でベストトラックよりも発達する予測となっている。

GSM の水平格子間隔は約 20 km であり、台風中心付近の構造を表現するには十分でない。したがって、特に中心付近で気圧傾度が大きい台風では、強度を適切に予測する [4] ことは困難である。本事例の予報初期において台風をベストトラックより弱く予測していたのは、これが原因である [5] と考えられる。

一方で GSM による台風の予測については、予報時間が進むと強度過大になる事例が増える、それも強い台風や強風半径が大きい台風で顕著であることが過去に報告されており（例えば中川ほか (2013) など）、CNTL の予測に見られる台風第 7 号の過剰な発達はこの特性と一致する。過去の調査では台風中心付近での雲スキームによる加熱の大きさが発達に影響している可能性が指摘されており、TEST の予測で台風の過剰な発達が緩和されたのは、物理過程の改良によるものと考えられる。図 1.3.4 は、CNTL と TEST による積雲対流スキームと雲スキームが生成した降水とその合計、および対応する解析雨量の分布である。CNTL では雲スキームによる降水が台風中心から南側に集中し、その強度も最大で 224 mm/6h（積雲対流スキームによる降水との合計では 296 mm/6h）と大きい。これに対し TEST では雲スキームによる降水の集中が緩和され、最大で 112 mm/6h（合計では 136 mm/6h）となっていた。雲スキームが働いて対流圏下層で強い凝結加熱が発生し、格子スケールの上昇流と下層の収束が起き、さらに雲スキームが働くというフィードバックが、TEST では CNTL と比べ抑止されているものと思われる。これは主に積雲対流スキームの改良に伴い、大気の不安定な状態が積雲対流スキームでより強く解消されるようになったことによると考えられる。また解析雨量との比較からも、CNTL では降水を台風中心から南側に集中させ、中心より北側にはほとんど降水を予測していないのに対し、TEST では降水を予測する範囲が広くなっており、改善していると言える [6]。

1.3.5　台風進路予測

(1)　西進する台風

図 1.3.5 左は、2013 年台風第 7 号に対する 2013 年 7 月 9 日 00UTC 初期値の CNTL と TEST による進路の予測と、解析されたベストトラックである。図 1.3.3 に示した事例の 12 時間前の初期値に対応する。CNTL と TEST とも比較的よく台風の進路を予測できている

[4] 水平分解能が低いモデルでどの程度の強度の台風を予測すれば適切であるかは明らかでない。なお全球解析・メソ解析で使用する台風ボーガスでは、ボーガスが表現する気圧分布の変動スケールがインナーモデルの格子間隔よりも小さくならないよう調整している (岡垣 2010)。

[5] 全球解析のインナーモデルの水平格子間隔が約 55 km と、GSM より水平分解能が低いことも影響していた可能性がある。

[6] なお衛星観測によると、このときの降水は台風の南側の方が北側より強かった（図略）。

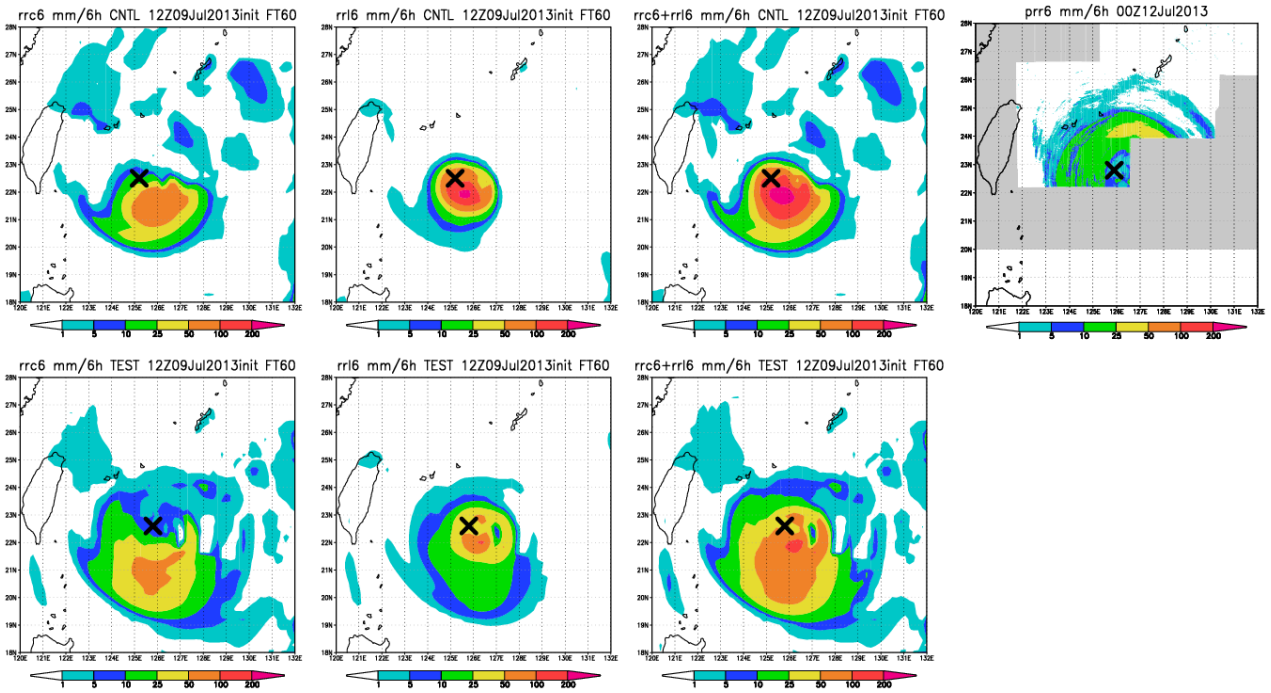

図 1.3.4　2013 年 7 月 9 日 12UTC 初期値の FT=60 における前 6 時間降水量の予測と、対応する解析雨量。左 3 列が予測で、上：CNTL、下：TEST。左から積雲対流スキームによる降水、雲スキームによる降水、その合計。一番右が対応する解析雨量で、20°N 以南と灰色の領域は値がない。× は 7 月 12 日 00UTC における CNTL と TEST それぞれの予測とベストトラックの台風中心位置を表す。

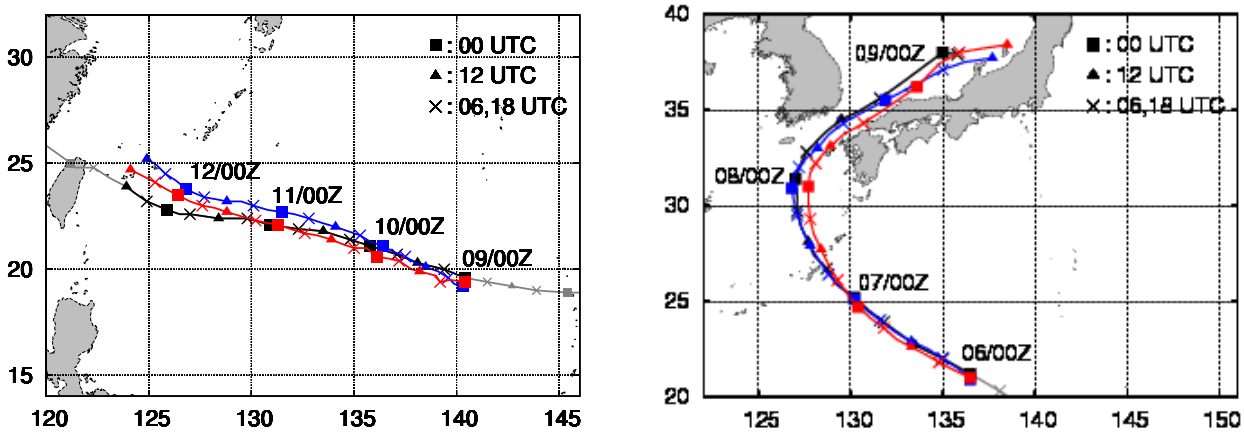

図 1.3.5　CNTL（青）と TEST（赤）による台風進路予測（FT=84 まで）とベストトラック（黒）。左：2013 年 7 月 9 日 00UTC 初期値の台風第 7 号の予測、右：2013 年 10 月 6 日 00UTC 初期値の台風第 24 号の予測。

ものの、CNTL では予報後半にベストトラックよりもやや北寄りの進路を予測しているのに対し、TEST では改善していることが分かる。

台風が転向前に西進しているときに、進行方向に対して右側（北）に予測の進路がずれる事例が多く見られることはこれまでにも報告されており (梅津・森安 2013; 中川ほか 2013)、初期場、台風の構造、太平洋高気圧の表現など、様々な要因が可能性として指摘されている。今回の改良により、多くの事例でこの傾向が改善しており（第 1.2.3 項）、個々の事例について精査はしていないものの、大規模な循環場の表現が改善したこと（第 1.2.1 項）が影響している可能性が考えられる。

(2)　転向して日本に接近する台風

図 1.3.5 右は、2013 年台風第 24 号に対する 2013 年 10 月 6 日 00UTC 初期値の CNTL と TEST による進路

の予測と、解析されたベストトラックである。この台風は、10 月 4 日 06UTC にマリアナ諸島で台風になって北西進し、東シナ海で転向して進路を北東に変え、8 日 12UTC 頃に対馬付近を通過した。本事例では、CNTL は経路は適切に予測できていたものの、転向後に北東進する速度がベストトラックと比べて遅かった。一方 TEST は、転向時の台風中心位置がベストトラックよりもやや東寄りだったものの、その後の北東進する速度は CNTL より速くなり、改善していた。

GSM に台風が転向した後の速度をベストトラックよりも遅く予測する傾向があることはこれまでにも報告されており (梅津・森安 2013; 中川ほか 2013)、中緯度のトラフや太平洋高気圧の表現などが原因として考えられている。今回の変更にあたり行った業務化試験では、このような傾向が改善される事例と、逆に悪くなる事例のどちらも見られた。

1.3.6 まとめ

本節では 5 つの事例から、2014 年 3 月の全球数値予報システムの改良による数値予報への影響について解説した。

総観場に関しては、全体的には改善しているものの、特定の気圧配置や季節によらず、日本付近で誤差のパターンに大きな変化はなかった。

影響が大きかった点として、下層雲の増加がある。天気ガイダンスとお天気マップ、あるいは GSM と MSM で曇りを予測する範囲に差があったり、GSM が下層雲を予測していても 925 hPa 面に対応する湿数が小さい領域がなかったりする場合には、衛星画像と比較するなど、注意が必要であろう。

台風強度予測も改良による影響が見られた点の 1 つである。物理過程の改良により、台風の過剰な発達が緩和された。しかしながら図 1.3.3 や第 1.2.3 項から分かるように、台風強度予測の精度はまだ十分よいとは言えず、今後もモデルの改良を続けていく。

台風進路予測については、転向前の事例を中心に、平均的には改善が見られた。今後さらに誤差を小さくしていくためには、初期値やモデルの物理過程など幅広く改良し、数値予報システム全体の総合的な精度を向上させることが必要であると考えられる。

参考文献

安藤昭芳, 2007: お天気マップ. 平成 19 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 94–97.

梅津浩典, 森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号，気象庁予報部, 98–111.

岡垣晶, 2010: 全球解析における台風ボーガスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 48–52.

小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成 20 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 19–22.

下河邉明, 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.

中川雅之, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 気象庁現業全球モデルによる台風予報の現状と課題. 第 6 回気象庁数値モデル研究会, http://pfi.kishou.go.jp/material/modelkenkyukai2012/20130306-nakagawa.pdf.

1.4　留意すべき日本付近での予測特性の変化 [1]

1.4.1　はじめに

実施した試験とその検証を通じて把握された、日本付近の予測特性の変化について特徴的なものを以下に示す。

1. 傾圧帯での高度場・気温場の大きな誤差パターンはほぼ変わらないが、誤差の大きさが多くの事例で小さくなった（第 1.3 節参照）。
2. 夏期において、FT=0 から FT=24 付近までの降水量が増加した（第 1.6 節参照）。
3. 太平洋高気圧の影響下にある領域では、対流圏下層の弱い乾燥化と中下層の低温化、高度場の低下等の変化が見られた。

これらの中で 3 は特に変化が大きく、平均予測誤差の悪化が見られる要素も存在するため、その変化に注意が必要である。本節ではこの点に注目し、太平洋高気圧縁辺の予測特性の変化について、業務化試験 (第 1.1.5 項参照) における夏期試験の期間 3 か月間の検証結果を用いて説明する。

(1)　500 hPa 面高度場と気温の鉛直プロファイル

まず、日本付近での 500 hPa 面高度場（以下、Z500）の平均解析値・予報値の変化について原因とともに解説する。第 1.2.4 項で述べたように、Z500 は変化が大きく、35°N 以南の海上および沿岸部で負バイアスが拡大した。

この変化は天気図上でも明瞭に見えるため、実例で高度場の違いを見ていく。まず、事例の紹介として 2013 年 8 月 5 日 06UTC の速報天気図を図 1.4.1 に示す。この日、日本の南海上の高気圧はほとんど停滞し、暖かく湿った空気が流入して大気の状態が不安定となった西日本を中心に、広い範囲で局地的な雨や雷となっていた。

図 1.4.2 に、2013 年 8 月 3 日 06UTC 初期値の FT=48 の結果を CNTL と TEST について示す。5640 m から 5760 m の流れを見ると、CNTL と比較して TEST ではバイカル湖西や朝鮮半島ではトラフが浅い誤差が改善しているが、カムチャツカ半島西付近ではリッジの北への張り出しが弱い誤差がやや拡大している。ただし、大きな誤差のパターンとしてはカムチャツカ半島西、中国東北区付近、バイカル湖西と概ね似ていると言える。第 1.3 節で解説された全体的な傾向と同じく、この事例でも 40°N から北のトラフやリッジが西から進行する緯度帯で、解析と比べて予報の方がトラフが浅く位相が遅れているといった誤差が共通して見られる。

一方で日本の南海上では様相が異なり、解析値の段階から CNTL と TEST の Z500 の分布がかなり異なる。TEST の解析では 5880 m で囲まれる領域が CNTL に比べて縮小し、予報値ではその差はさらに大きくなって

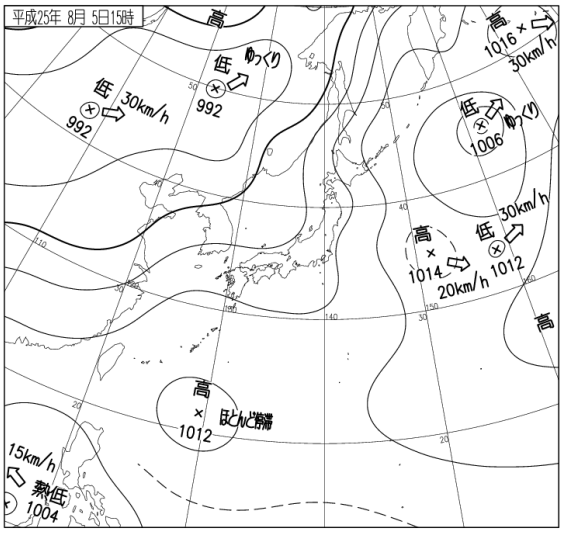

図 1.4.1　2013 年 8 月 5 日 06UTC の気象庁速報天気図。

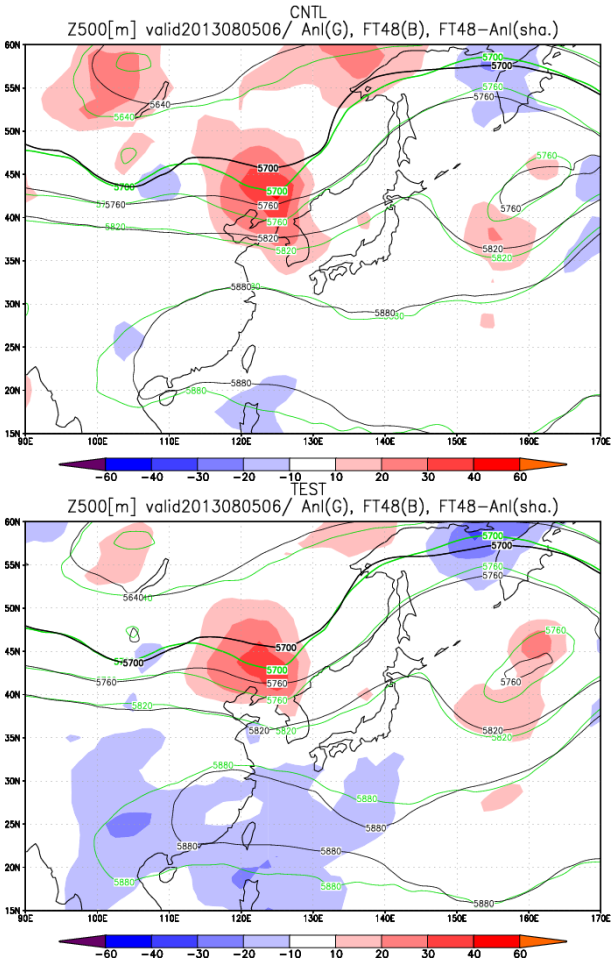

図 1.4.2　500 hPa 面高度場 [m] についての、2013 年 8 月 5 日 06UTC を対象とする GSM の FT=48（2013 年 8 月 3 日 06UTC 初期値、黒線）と対応する全球解析（緑線）、両者の差（色）。上段：CNTL、下段：TEST。

[1] 米原 仁

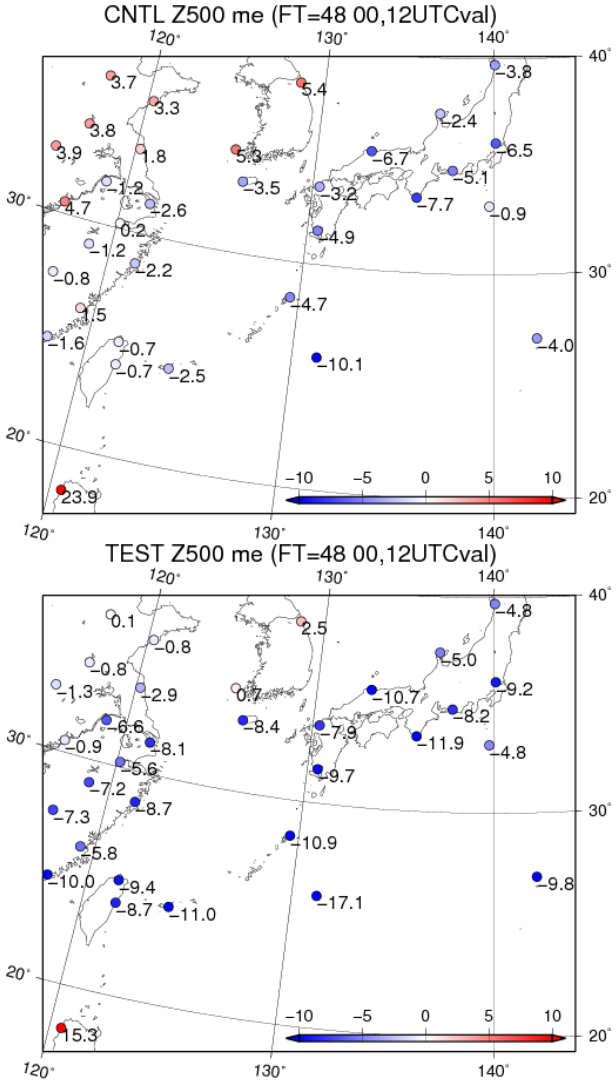

図 1.4.3　FT=48 での Z500 のラジオゾンデ観測地点での ME [m] の比較。検証期間は夏期試験の期間で、00, 12UTC の両方の観測を用いている。上段：CNTL、下段：TEST。数字を表示する都合もあり描画領域は着目する場所に絞っている。

いる。緯度別の平方根平均二乗誤差 (RMSE) で見ると、35°N から 60°N では TEST の方が小さいものの、35°N 以南では平均誤差 (ME) の拡大の寄与により RMSE が大きくなっている（図略）。

次に、違いの大きい日本の南側の領域について統計的な検証結果を見る。図 1.4.3 に FT=48 でのラジオゾンデ観測を参照値とした ME の比較を示す。図から、本州でも西日本と東日本の太平洋側で 5 m 程度、台湾では 10 m 近く Z500 の負バイアスが拡大していることが分かる。この負バイアスは FT=18 から FT=48 の間で最も大きく、その後やや小さくなるが、大まかなパターンは FT=72 まで同一である（図略）[2]。統計的に見られるこの Z500 の低下は、それぞれの事例では図 1.4.2 の様に主に太平洋高気圧に伴う形で現れる。事例によってその低下量の大小はあるが、概ね夏期試験のどの事例でも傾向は同じである。

南海上を中心に現れたこの変化は、主に積雲対流過程の特性の変化と関係している。第 1.1.3 項で積雲対流過程の改良について簡単に説明したが、この変更の作用として、対流活動が活発な領域では、気温が −5°C 付近より下層で乾燥化と低温化、それより上層から対流圏上層までで高温化が見られた。この変化の原因は、エネルギー収支の補正は基本的に冷却・乾燥側に働くため、補正を行う層を −5°C より下層に限定したことにより下層に冷却・乾燥が集中したことが主要なものと考えられる [3]。

図 1.4.4 に、解析値の気温および高度の鉛直プロファイルについて TEST と CNTL の差を示す。CNTL に対する TEST の気温変化のパターンを見ると、TEST の解析値は概ね 600 hPa 面以下で低温、それより上で高温になっている。低温化と高温化の境目はおおよそ −5°C 付近であり、積雲対流過程の変更で導入した閾値と対応している。低温化のピークは 700 hPa 付近に存在し、対流活動が活発になる熱帯側へ近づくほどその差は大きくなっている。

高度場は概ね地表面の気圧から仮温度を積み上げたものであり、600 hPa 面以下での低温化が Z500 の低下に寄与している。また相対的には小さいが、600 hPa 面以下での乾燥化も Z500 を下げる方向に働いている（図略）。高度場の鉛直プロファイルは、これらの変化に対応して 850 hPa 面付近から差が目立ち始め、750 hPa 面付近から上では低緯度側に行くにつれて TEST の方が急激に低くなっている。解析値で見られるこれら鉛直プロファイルの変化は、FT=0 以降でも傾向は同じである（図略）。気圧の変化も当然影響するが、第 1.2.2 項の図 1.2.8 を見ると、この領域では海面更正気圧はあまり大きくは変わっていない。積雲対流過程の改良は加熱率・加湿率の鉛直層間の分配を変えるだけで、収支補正の総量は直接的には変えていないため、海面更正気圧への影響は間接的なものになることと整合的である [4]。

この 600 hPa 面以下の低温化は従来から GSM が持っている「下層低温バイアス」を拡大させるものであり、対流圏中下層全体で見ると ME は悪化している。ただし、日本付近では CNTL の領域平均気温の ME は概ね、925 hPa, 850 hPa 面で低温バイアス、700 hPa 面でやや高温バイアス、600 hPa 面から上で低温バイアスであり（図略）、700 hPa 面付近では低温化により ME はバイアスが小さくなった地点も見られる。図 1.4.5 に、日本の南側の領域を中心に FT=48 でのラジオゾンデ

[2] 第 1.2.4 項の図 1.2.21 も参照。

[3] 単純な条件下で比較した話であり、実際には層配置の変更によるエネルギー収支補正の変化や大気循環を通じた影響等もある。特に予報時間が進んだ時の変化は単純ではない。

[4] 定量的な見積りは FT=0 以降を対象としたものも含めて後述する。

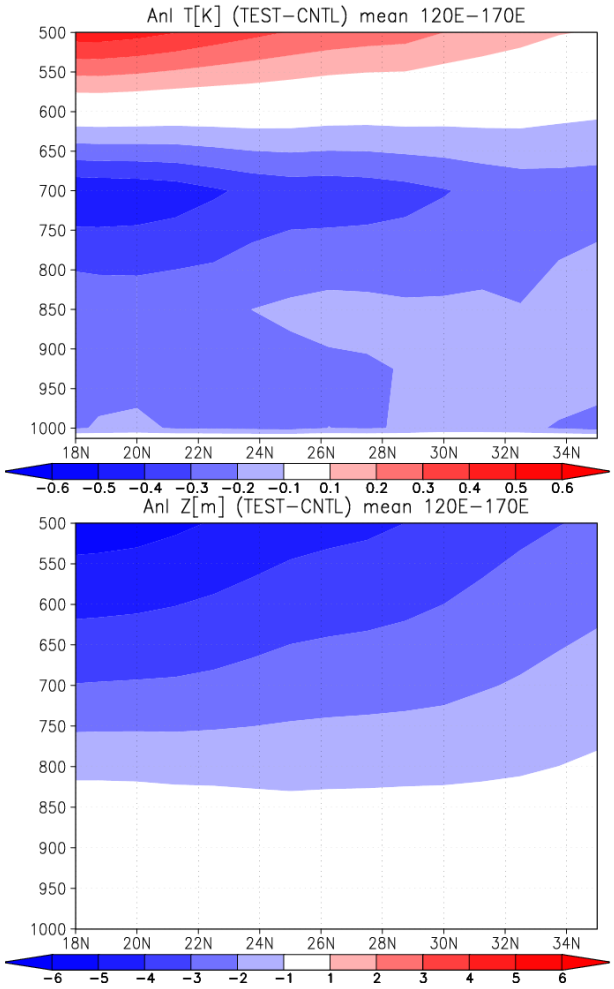

図 1.4.4　気温（上図）および高度（下図）の、TEST と CNTL の解析値の差 (TEST–CNTL)。120°E から 170°E までの東西平均を、18°N から 35°N、1000 hPa 面から 500 hPa 面までの範囲で示している。図は左側が南、右側が北方向。統計には夏期試験の各日 4 時刻を使用。

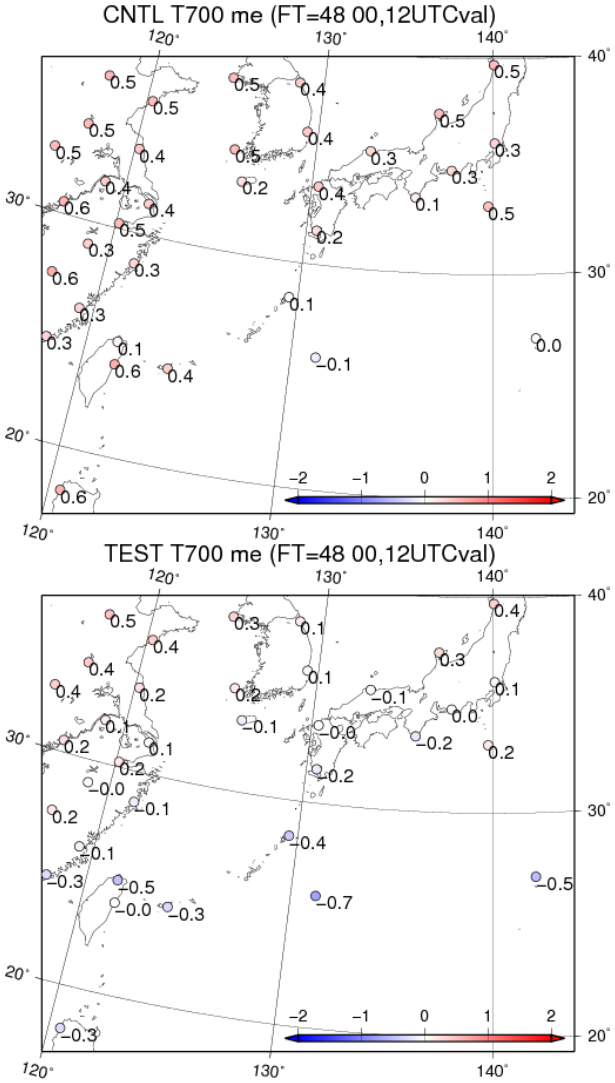

図 1.4.5　FT=48 での 700 hPa 面気温のラジオゾンデ観測地点での ME [K] の比較。図 1.4.3 と同様。上段：CNTL、下段：TEST。

観測を参照値とした 700 hPa 面気温の ME の比較を示す。ほとんどの点で低温化が確認できるが、ME が改善・改悪のどちらかは地点によって異なる。大まかには、30°N 以北では高温バイアスが改善しているが、以南では同程度の高温バイアスが低温バイアスに変わったか、低温バイアスが悪化している。沿岸部でも多くの地点で高温バイアスが改善している。一方、700 hPa 面以下の高度では、沿岸部から海上では概ね低温バイアスが悪化している (図略)。

(2)　解析値のバイアスと利用時の留意点

今回の変更では解析値のバイアスも変化しており、その点に注意が必要である。図 1.4.6 に、CNTL と TEST の解析値をそれぞれ参照値として検証した、Z500 の TEST の ME について水平分布図を示す。図を見ると、同じ予報値の検証結果であるにもかかわらず、両者で大きく異なっているのが分かる。TEST の予報値を TEST の解析値で検証した TF-TA では日本から朝鮮半島、中国大陸東岸、およびその南海上で負バイアスとなっている、一方、TEST の予報値を CNTL の解析値で検証した TF-CA では負バイアスの地点が大きく広がっており、ラジオゾンデ観測地点があまり存在しない南海上で TF-TA との違いが特に大きい。50°N 以北でも違いが見られるが、南海上での変化に比べるとかなり小さい。

50°N 以北での解析値の違いは、主に GNSS 掩蔽観測利用の高度化によるデータ同化を通じた精度向上と、その他 GSM の改善による解析値・予報値の精度向上によるものである。この緯度帯では解析値・予報値の対観測検証を見ると ME や RMSE は中立かやや改善であり（図略）、解析値としては概ね改善している。個別の事例でもこの領域では解析値は概ね中立からやや改善したものと考えてよい。

一方で、南の海上では解析値の対観測バイアス自体が拡大している。図 1.4.7 に、CNTL と TEST それぞれのラジオゾンデを参照値とする Z500 の ME 検証の

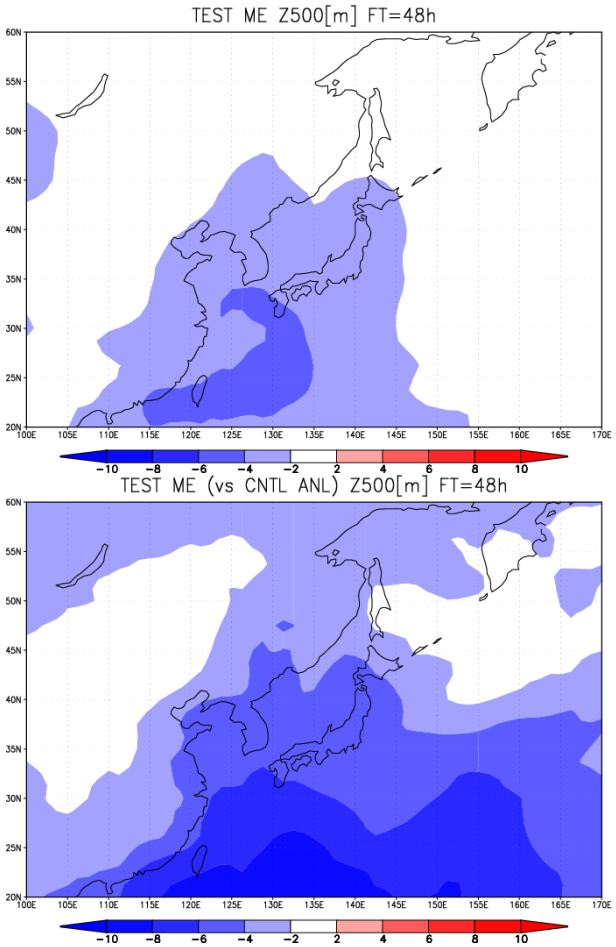

図 1.4.6 夏期試験における FT=48 での Z500 [m] について TEST の ME を参照値を変えて比較。上段は TEST の予報値を TEST の解析値で検証したもの (TF–TA)、下段は TEST の予報値を CNTL の解析値で検証したもの (TF–CA)。

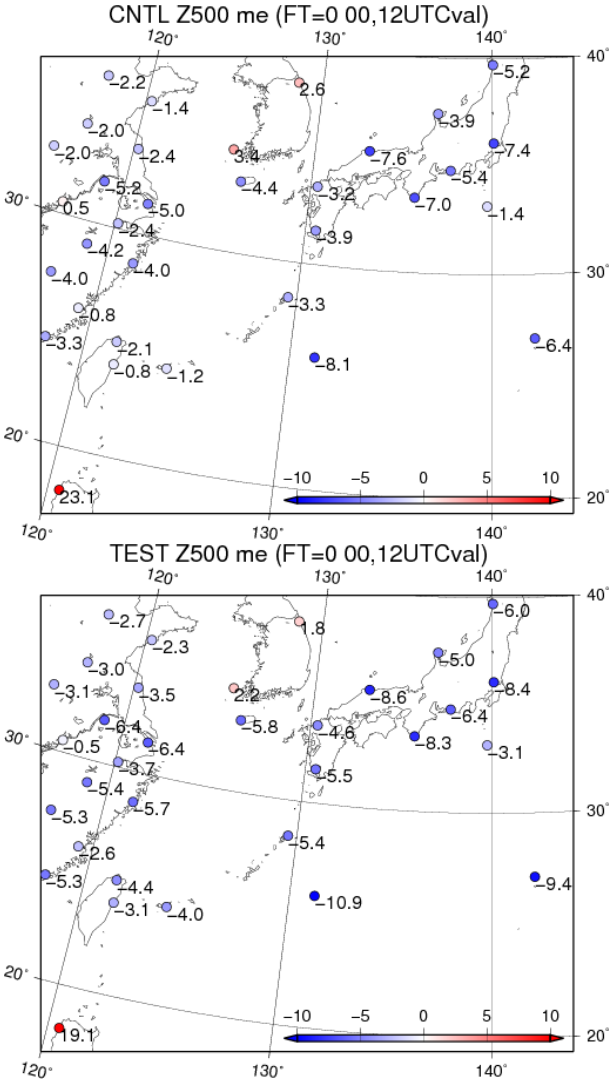

図 1.4.7 Z500 解析値 (FT=0) のラジオゾンデ観測地点での ME [m] の比較。図 1.4.3 と同様。上段：CNTL、下段：TEST。

結果を示す。沿岸部を中心に概ね負バイアスは拡大しており、この変化が予報値の ME の違いに強く影響していることが分かる。観測の少ない海上等の領域では、解析値といえども十分な精度があるわけではなく、バイアス特性は数値予報システム、特に GSM の予測特性に大きく依存する。

GSM の予測特性の変化に応じて解析値も大きく変化しており、それは日々の結果でも見られるため、これまでの知見等を用いる場合にはその差に注意が必要である。夏期では、おおよそ 35°N 以南の高度場については、解析値と比較して誤差が小さくても、観測との比較では負バイアスが存在する可能性がこれまで以上に高くなっている。そのため、夏の南海上の高度場について予測結果の答え合わせをする場合、解析値だけを参照値としてしまうと解釈を誤る可能性がこれまでより高くなっている。

解析値の変化の影響について事例で見てみる。図 1.4.8 に、2013 年 8 月 3 日 06UTC 初期値の FT=48 の結果について、TEST の予報を TEST, CNTL それぞれの解析値と比較したものを示す。35°N 以北では、誤差に違いはあるがその大まかな分布は同じであり、変化は系統的ではない。他の事例についても、あまり変化傾向は一般化できず事例に依存する。一方で台湾からフィリピンにかけての東側海上では、図 1.4.6 で見られた差が大体同じように見えている。これは他の事例で見ても、太平洋高気圧の縁辺の対流活動が活発な場所で差が大きいという特徴はほぼ同じである。

(3) 予測特性の変化

ここまで 500 hPa 高度場と気温の鉛直プロファイルや、その解析値の変化を中心に説明してきた。以降その他の要素も含めて留意すべき予測特性の変化を解説していく。

図 1.4.9 に、FT=0 から FT=48 までの、海面更正気圧 (PSEA)、850 hPa 面気温 (T850)、700 hPa 面気温 (T700)、Z500 各要素の平均予測場について、TEST と CNTL の差を示す。

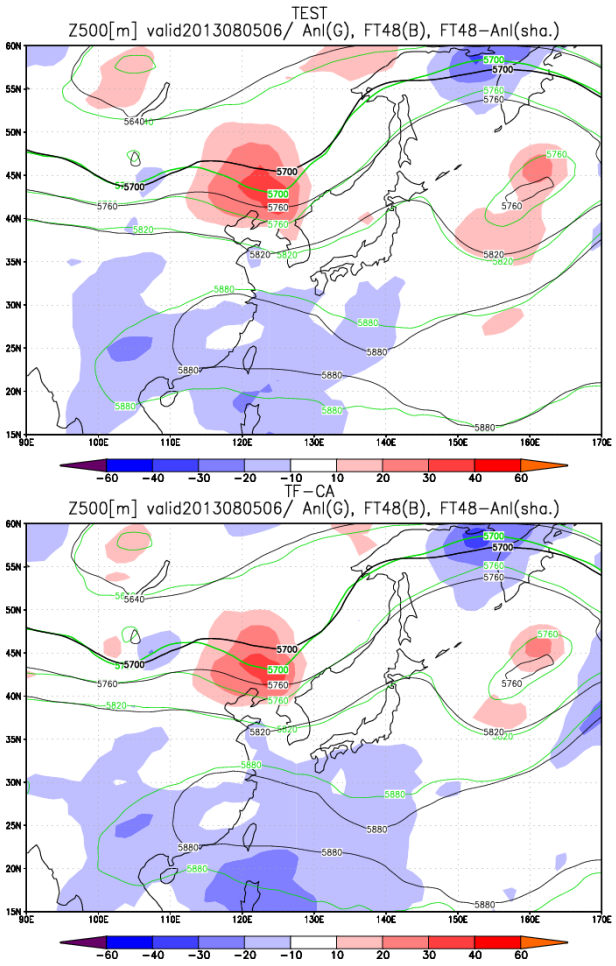

図 1.4.8　図 1.4.2 と同じ事例、時刻を対象とする FT=48（黒線）と対応する全球解析（緑線）、両者の差（色）の Z500。上段：図 1.4.2 の下段と同じ図、下段：TF–CA（TEST の予報値を CNTL の解析値で検証したもの）。

海面更正気圧と高度場の変化の関係

まず、気圧場の予測特性の変化を、高度場の変化との関連から見ていく。理想的な条件を仮定して、気圧場の違いの高度場への影響を大まかに評価する。静力学平衡の下で等温大気（水蒸気は無視する）を考えると高度場の解析解が求まる。この解の下で、地上気圧 1000 hPa で温度 290 K の状態を考えて、地上気圧 0.1 hPa の摂動と気温 0.1 K の摂動の Z500 への影響を見積もると、地上の気圧の影響は気温の影響の半分以下である。図 1.4.9 の FT=0 を見ると、日本の南側の領域では PSEA の変化は 0.1 hPa 以下である一方で、T700 は 0.1 K 以上の領域が広がっており、大まかな見積りのもとでは気温の変化の影響が卓越していると考えられる。実際、FT=0 での Z500 の変化分布は概ね T700 の変化分布によく対応している。予報時間が進むと、PSEA の変化が大きい領域も見られるが、本州付近やその南海上では気温の変化の影響が概ね卓越している。ただし PSEA の変化が大きい東の海上では、その変化は無視できず、気圧が上がる効果により下層の低温化の効果はある程度打ち消される。このため、FT=0 で日本の南東側が Z500 の変化が最も大きいのに対して、FT=48 では南西側の台湾付近が最も変化の大きい領域となっている。

東の海上で PSEA に差が見られるのは、CNTL に見られた予報時間が進むと PSEA が低下する変化傾向が、TEST では改善し相対的に CNTL から見た TEST の PSEA が高くなったためである。この点は北太平洋域で予報時間が進んでも降水量や降水分布がより維持されるようになったことと関連していると考えられる（第 1.2 節）。一方で、図 1.4.9 の PSEA を見ると、FT=12 から FT=24 では、およそ本州からその西で平均気圧の低下が見られる。この変化は大陸と日本では成因が異なるが、日本のものは地上 GNSS 天頂大気遅延量データによって降水量が増加したことと関係している。解析値で見られる可降水量の増加は FT=12 程度でほぼ消えるが、降水量の増加の影響はそれ以降も残る。PSEA の変化で見ると本州から九州およびその南海上では、FT=12 で一番差が大きく、FT=36 までで差がやや小さくなり、その後は日本の東海上のように、大きなスケールの変化の影響を強く受け、全体的に高くなっていく。

南海上の高気圧という点では、Z500 と PSEA の変化の関係には系統立ったものが見られない。平均場で見て Z500 が低下し、またほとんどの事例で高度場が低くなっていても、平均場で PSEA は低くなっていない。図 1.4.10 に、2013 年 7 月 24 日 06UTC を対象とする FT=48 の例を示す。この例では、東シナ海付近の 5880 m の等高度線で覆われた領域は TEST の方が狭く、南海上では全般的に高度場が下がっているが、PSEA の 1010 hPa の線で見られるように地上気圧は高くなっている領域が広い。このように、今回の変更による Z500 と PSEA の変化はあまり連動していない。

梅雨前線上の低気圧

低気圧の発達について見ていく。第 1.2.2 項で、今回の変更により弱い降水のバイアススコアが増加したことが述べられているが、本州付近について日々の予測を見ると、多くの事例で不安定性降水の領域が広がり降水量が増加している（第 1.6 節参照）。また、梅雨前線上の低気圧、本州やその南岸を通過して東海上へ抜ける低気圧についても、FT=24 付近までで CNTL に比べて雨量が増え、やや発達する事例が見られた。梅雨期の PSEA の変化を見るため、6 月 21 日から 7 月 10 日までの期間で平均を取った FT=24 での PSEA 平均予測場について、TEST と CNTL の差を図 1.4.11 に示す。この期間では、図 1.4.9 と比較して全期間よりも大きめの気圧の低下となっていることが分かる。

この PSEA の低下の原因は、CNTL に比べてやや低気圧が発達した事例が、TEST では複数見られたためである。TEST の方が低気圧がより発達した事例として、梅雨前線上の擾乱の例のうち 2013 年 6 月 23 日

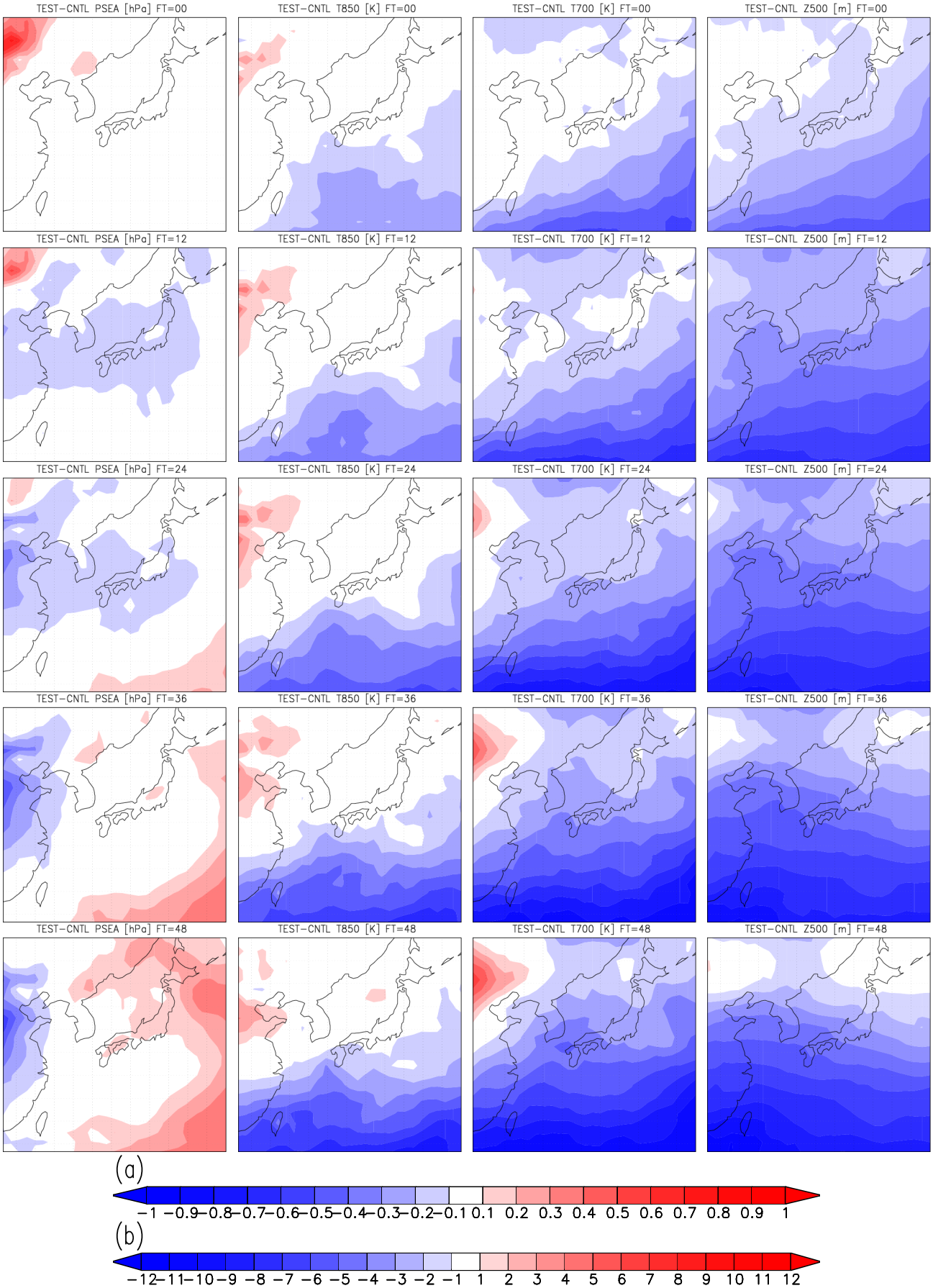

図 1.4.9　夏期試験期間の FT 毎の平均予測場の差 (TEST–CNTL)。上の段から FT=0, 12, 24, 36, 48 についての結果で、左列から PSEA, T850, T700, Z500。色の示す値は、PSEA, T850, T700 がカラーバー (a)、Z500 がカラーバー (b) に対応している。

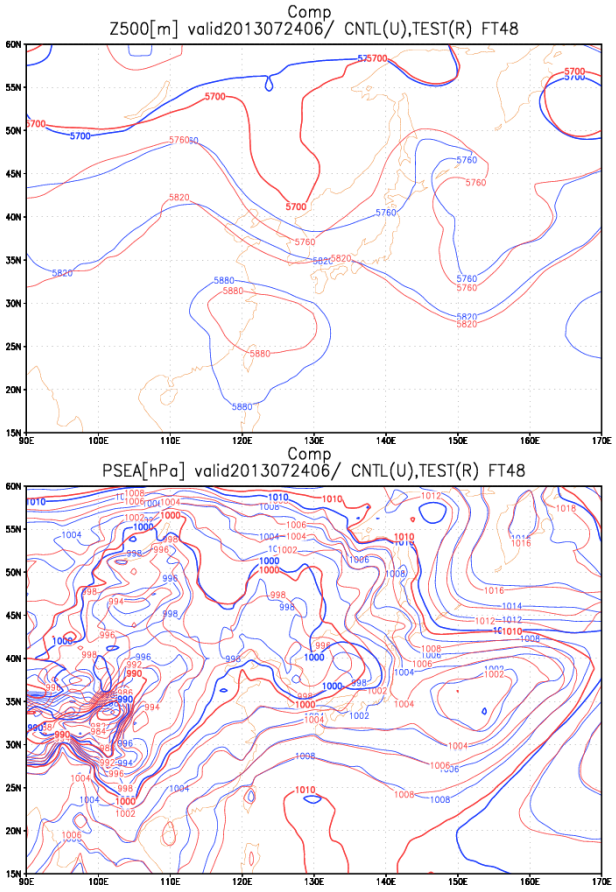

図 1.4.10　2013 年 7 月 24 日 06UTC を対象とする FT=48（2013 年 7 月 22 日 06UTC 初期値）の比較。上段:Z500 [m]、下段:PSEA [hPa]。赤線が TEST で青線が CNTL。

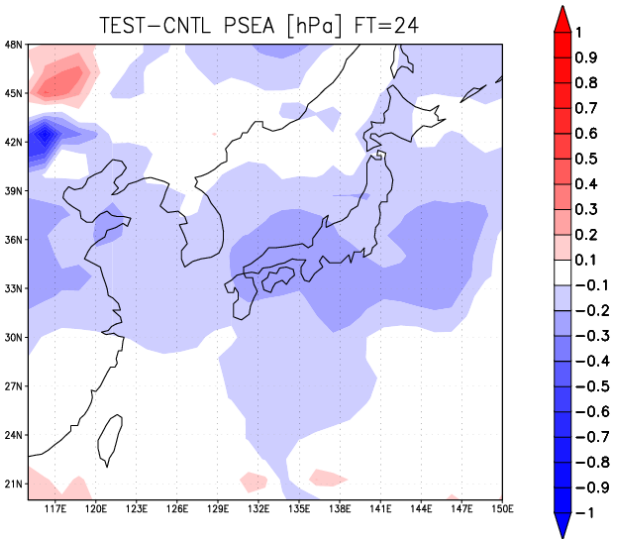

図 1.4.11　6 月 21 日から 7 月 10 日までの期間での、FT=24 での PSEA 平均予測場の差 (TEST–CNTL)。

18UTC 初期値の予測を、図 1.4.12 に示す。この事例では解析値の違いは小さく、CNTL, TEST 両者の解析値の違いを考慮したとしても、TEST がやや発達過剰で CNTL がやや弱い表現であり、両者の誤差の絶対値が大きく異なっているわけではない。試験期間ではやや発達した事例が多かったが、その傾向が全ての事例で見られたわけでなく、変化の方向は事例に依存している。今回の変更により発達傾向が強まった可能性はあるが、CNTL の発達は適正だが TEST が明瞭に過発達したという例は見られなかった。

降水の変化については、地上 GNSS 天頂大気遅延量データ利用の効果により FT=12 までの降水量が大きく増加したことが大きいが、それに加えて積雲対流過程の変更によっても特性が変化している。第 1.3.4 項で台風事例について、積雲対流過程の変更により積雲対流スキームによる降水、雲スキームによる降水の割合が変化し加熱のプロファイルが変わったことが示されているが、第 1.2.3 項で示されたように、今回の変更では熱帯擾乱の発生予測が改善しており、これまで発生初期で十分に渦がまとまらなかった問題が改善している。日本の南岸においても、擾乱周辺で積雲対流スキームによる降水量が増加している事例も見られる。

ここで述べた低気圧の変化について、積雲対流スキームの変更が関係している部分もあると考えられる。今回の試験期間では事例が少ないこともあり、発達の傾向については十分に確認できていないが、特性の変化として今後注意する必要があるだろう。

気温・相当温位

図 1.4.9 を見ると、FT=0 から FT=24 までの間と比べて FT=24 から FT=48 の気温差の変化幅は小さくなっている。FT=48 以降 FT=72 にかけても、予報時間が進むにつれて徐々に差の拡大が収まっていき（図略）、また差の空間分布自体はあまり変化しない。この変化は南西諸島や日本の南海上で顕著であり、それらの地域で下層の気温に関する過去の知見を利用する場合は、0.5 K 程度の修正が必要な可能性がある。平均場としては、南側ほど気温が下がっており、南海上の温度傾度は小さくなっている。個別の事例では、高気圧縁辺を中心に広い範囲で気温が低下しているが、等温度線の集中帯の表現は系統的には目立って変わっていない。

対流圏下層の低温化・乾燥化に対応して相当温位も低めに予測されるようになった。図 1.4.13 に、FT=48 での 925 hPa, 850 hPa 面の相当温位 (EPT925, EPT850) について散布図検証を示す。ここでは、参照値にはラジオゾンデ観測の日本の観測点のみを用いている。

EPT850 を見ると、およそ 335 K より高温側では TEST の負バイアス傾向の拡大が見られる一方で、予測値と観測値が一致する線から大きく離れた点の数は TEST の方が少ない。EPT850 の予測は RMSE で見ると負バイアスの増加もありやや悪化傾向で（図略）、特に 340 K 以上では低温化と乾燥バイアスの拡大が大きいため、数値予報資料の解釈においては留意する必要がある。一方で、925 hPa では 850 hPa に比べると差

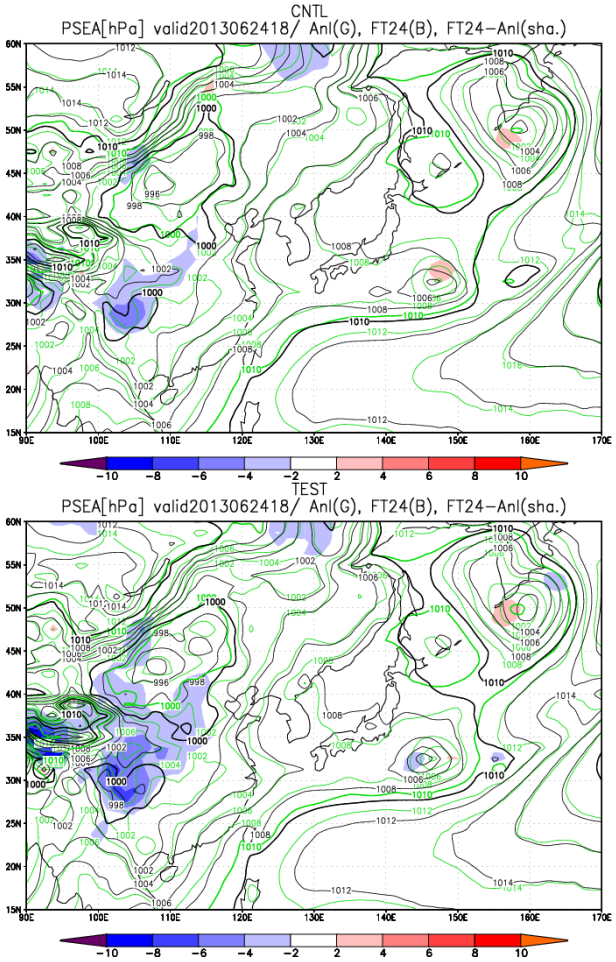

図 1.4.12　2013 年 6 月 24 日 18UTC を対象とする FT=24（2013 年 6 月 23 日 18UTC 初期値、黒線）と対応する全球解析（緑線）、両者の差（色）の 500 hPa 面高度場。上段：CNTL、下段：TEST。

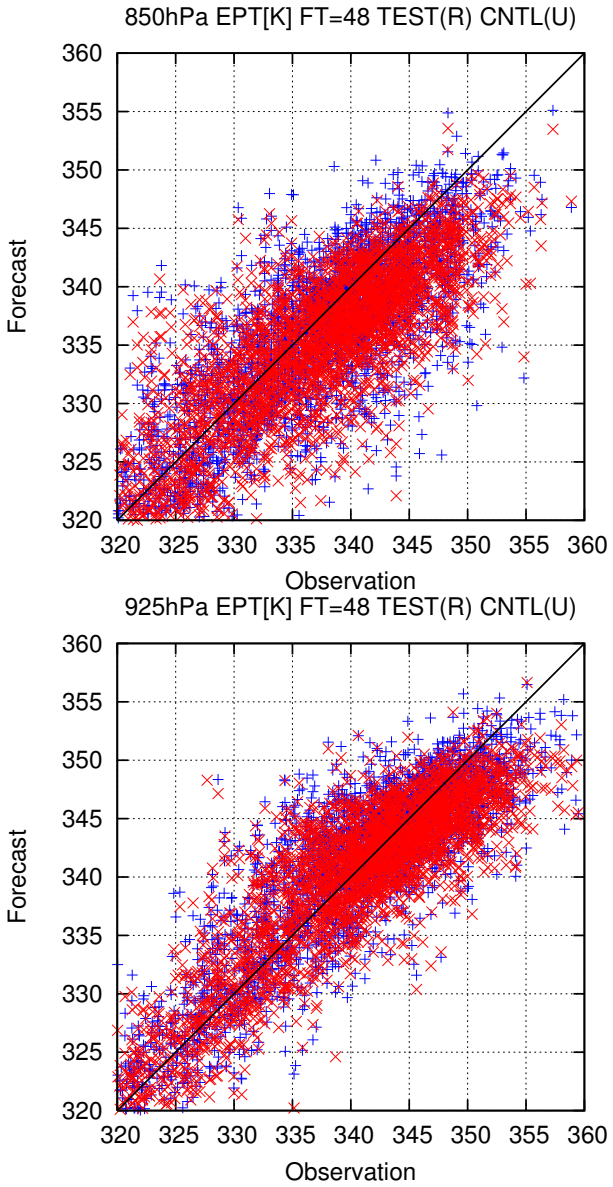

図 1.4.13　夏期試験期間についての、FT=48 の相当温位散布図。上図が 850 hPa で下図が 925 hPa、横軸がラジオゾンデ観測値で縦軸が予報値。検証には日本の観測点を用いている。赤が TEST で青が CNTL。

が小さい印象であるが、355 K を超える高い EPT が予測されにくい点では特性がやや悪化している。

図 1.4.14 に、2013 年 8 月 5 日 06UTC を対象とする FT=48 の EPT925 について、CNTL と TEST を比較したものを示す。南の海上に注目すると、全体的に EPT925 の低下が見られるが、高気圧の縁辺付近では風の場があまり変わってないこともあってか、EPT925 のパターンはそう大きくは違わない。対応する前 6 時間降水量を図 1.4.15 に示す。本州の不安定性降水の表現はおおまかには変わっていない。九州の西海上から豊後水道南の海上に広がる強雨域については、CNTL と TEST ともほとんど表現できていない点でもあまり差がない。その他の降水量が多かった事例でも、系統的な特性の違いはあまり見られなかった。

風

図 1.4.16 に、FT=48 までの 925 hPa および 700 hPa 面での水平風 (WV925, WV700) の平均予測場について TEST と CNTL の比較を示す。本州付近の海上では平均風の変化は概ね 0.2 m/s 程度かそれ以下であり、風の特性は目立って変化はしていない。一方、25°N 以南の領域では、700 hPa 面で台湾の南から東の海上において解析値から差が見られる。例えば FT=24 で両者の風を比較すると（図 1.4.17 に拡大図を示す）、TEST では風速が若干大きくなり、風が反時計回りにわずかに回転し、概ね南風成分が小さくなり東風成分が増加している。この変化は積雲対流過程の改良による、モンスーン循環の改善と対応しており、TEST ではこの領域を西進する熱帯低気圧の北上バイアスが改善した（第 1.2.3 項参照）。CNTL ではフィリピン東の対流活動を維持できず、時間が進むにつれバイアスが拡大していくため、TEST と CNTL の差が広がっていく。925 hPa 面で見ると、高気圧の縁辺を回り西日本に湿った大気を運ぶ風には大きな違いは見られないが、詳細に

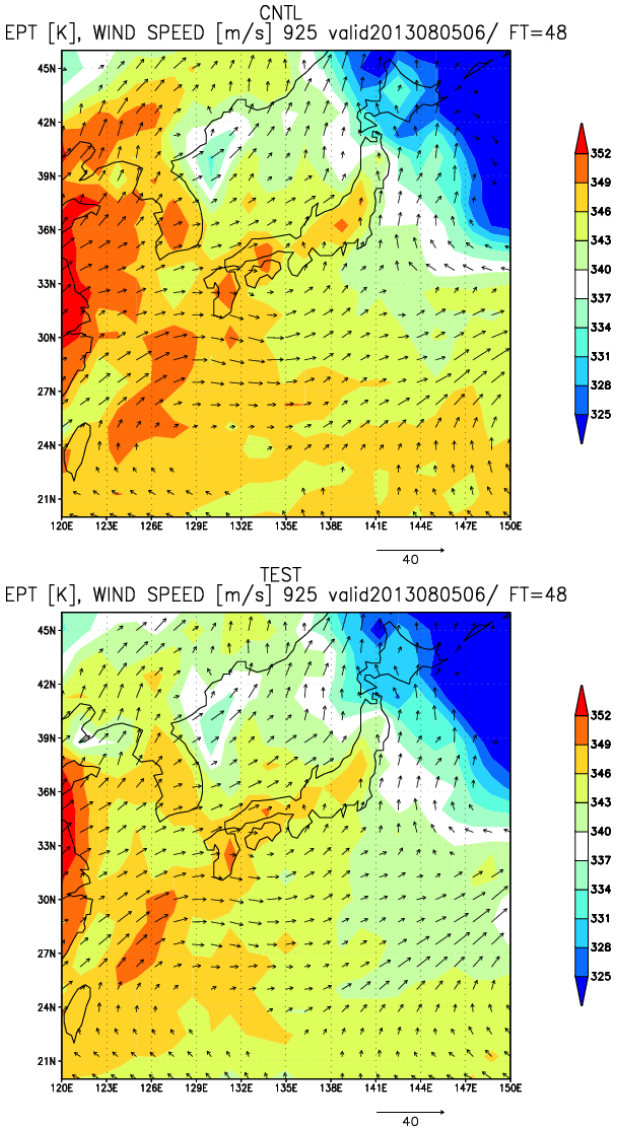

図 1.4.14　2013 年 8 月 5 日 06UTC を対象とする FT=48（2013 年 8 月 3 日 06UTC 初期値）の EPT925 [K] の比較、矢印は水平風。上段:CNTL、下段:TEST。図 1.4.2 の事例。

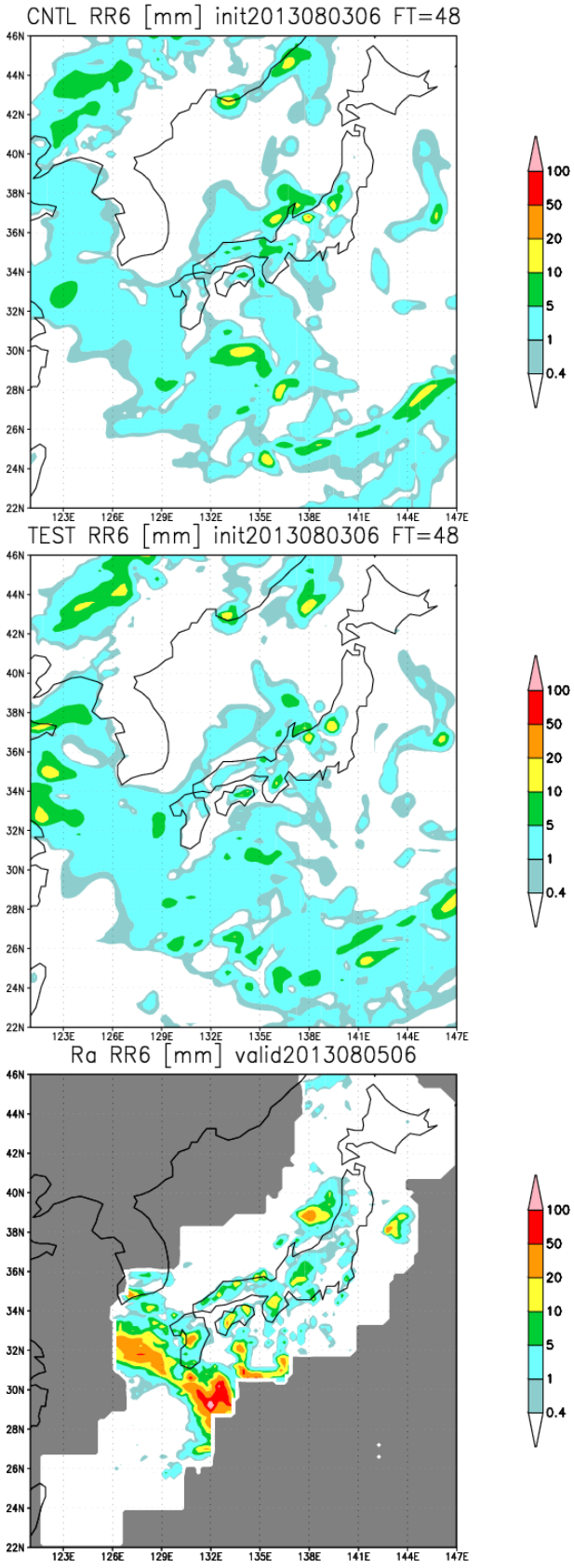

図 1.4.15　2013 年 8 月 5 日 06UTC を対象とする FT=48（2013 年 8 月 3 日 06UTC 初期値）の前 6 時間降水量 [mm/6h]。上段:CNTL、中段:TEST、下段：解析雨量。図 1.4.2 の事例。解析雨量はモデルの出力に合わせて格子平均している。

見ると東シナ海の西側で南風がやや強まっている。一方、25°N 以南の領域では TEST では東風が弱まっている様子が見えるが、この変化も積雲対流過程の変化によるものである。

図 1.4.18 に、925 hPa 風の予測について、2013 年 8 月 3 日 06UTC 初期値の FT=48（図 1.4.2 参照）の結果を CNTL と TEST について示す。日本付近の差としては、東シナ海での南西風の強まりや、日本海での南西風の強まりが見られる。このとき中国東北区付近にはトラフが位置しており、日本海での違いは傾圧帯の流れの違いに対応していると思われる。平均場で見られた東シナ海での南西風の強まりがこの事例でも現れているが、個別の事例で見るとその傾向は一貫したものではなく事例によって異なっている。

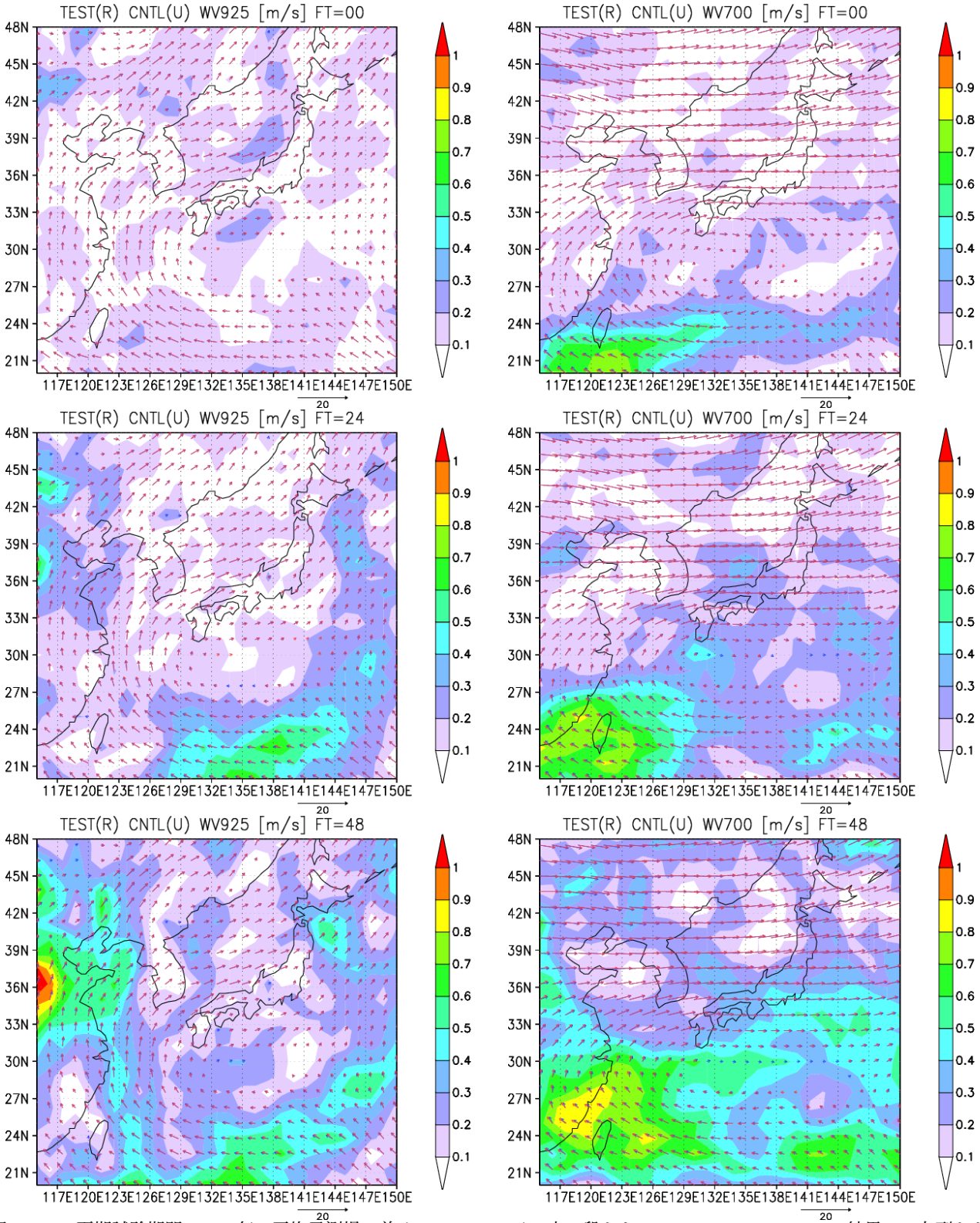

図 1.4.16　夏期試験期間の FT 毎の平均予測場の差 (TEST–CNTL)。上の段から FT=0, 24, 48 についての結果で、左列から WV925, WV700。矢印は水平風ベクトルでそれぞれ 1 m/s 以上のものだけを描画している。赤が TEST、青が CNTL であり、CNTL の上に TEST を描画しているため、CNTL が見えない場合は概ね重なっていることを意味する。色は水平風ベクトル差の大きさを表す。

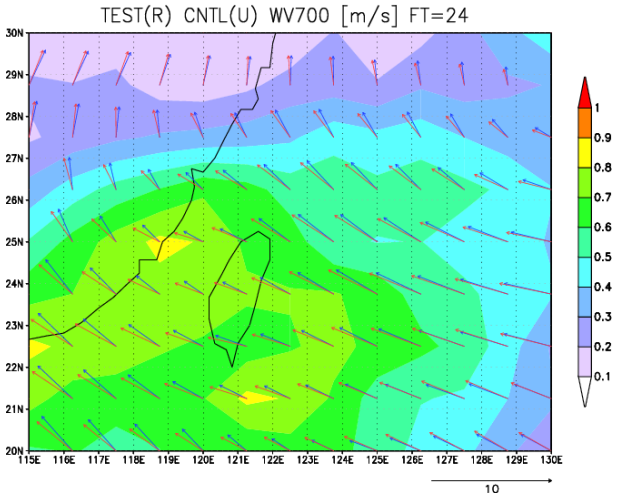

図 1.4.17　図 1.4.16 の FT=24, WV700 について台湾付近の海上に領域を限定し、矢印の表示を拡大したもの。

1.4.2　まとめ

数値予報課では 2014 年 3 月に、全球数値予報システムについて、鉛直層数増強と物理過程改良およびデータ利用の改良を行った。本節では、今回の変更による予測特性の変化のうち、夏期に太平洋高気圧の直接的影響下にある領域で、対流圏下層の弱い乾燥化と中下層の低温化、高度場の低下が見られること着目して、留意すべき点を解説した。解説した内容を以下に簡単にまとめる。

- 対流圏下層はやや乾燥化し、中下層は低温化した。
- 500 hPa 面高度は太平洋高気圧の縁辺部で低下し、5880 m のコンターなどでこれまでの天気図とパターンが異なる。
- 地上高気圧の系統的な差は小さい。
- 本州やその南岸を通過し東海上へ抜ける低気圧については、これまでよりやや発達する可能性がある。
- 日本付近では、高い 850 hPa, 925 hPa 面相当温位が若干出現しにくくなった。
- 対流圏下層風の日本付近での特性はあまり変わっていない。ただし、東シナ海の西側で南風が若干強まった。
- 解析値自体のバイアスも変化し、観測値との比較の重要性が高まった。

これまでの予報作業上の知見を利用する時にこれらの変化を考慮していただければと思う。

全球予報の精度向上には初期値やモデルの物理過程など幅広い改良が必要であるため、今後も数値予報システム全体の総合的な精度向上に向けた開発を行っていく。また、今回解説した予測特性の改善のためには、特に全球モデルの物理過程の改良が重要である。現在、下層の低温バイアスの改善に向けて積雲対流過程を中心に物理過程の開発を行っているところである。

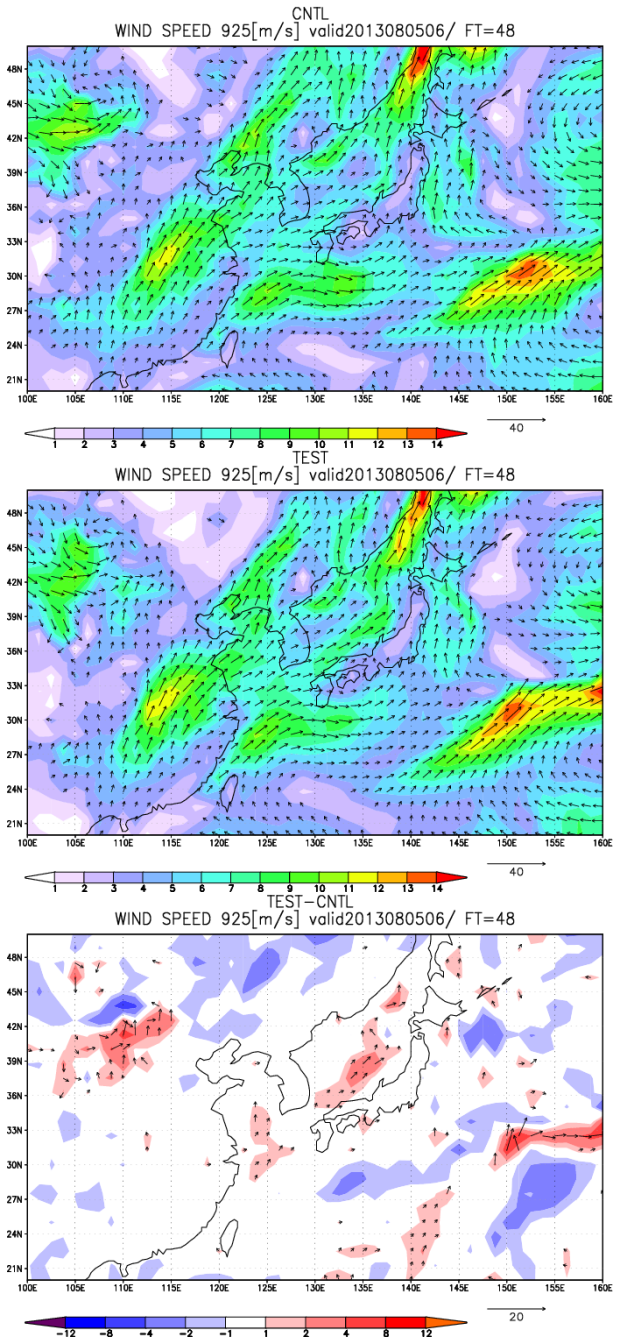

図 1.4.18　2013 年 8 月 5 日 06UTC を対象とする FT=48（2013 年 8 月 3 日 06UTC 初期値）の WV925 の比較。上段：CNTL、中段：TEST、下段：TEST–CNTL。矢印は水平風ベクトルであり、色は風速。2 m/s 以下の風は表示していない。TEST–CNTL については 1 m/s 以下の差は表示していない。図 1.4.2 の事例。

1.5 ガイダンス資料への影響 [1]

本節では、2014 年 3 月の全球モデル (GSM) の変更に伴うガイダンスへの影響およびこれに対して行った対策について説明する。GSM の鉛直層数増強および物理過程の改良によりモデルの予測特性が変化することで、ガイダンスの予測精度に影響が出る可能性があり、ガイダンスもこれに応じた係数の最適化が必要である。このため、GSM の予測特性の変化によるガイダンスへの悪影響を軽減することを目的に、全球数値予報システムの業務化試験および追加実施した予報実験で作成した 2013 年 3 月〜2014 年 3 月までの予報データを用いて、降水量ガイダンスなど逐次学習型のガイダンスについて事前学習を行い新モデルの予測特性にガイダンスを適応させた。その結果、多くのガイダンスでは GSM 改良による予測精度への大きな影響はなかった。

その中でモデルの変更による大気の鉛直プロファイル変化が予測精度に大きく影響した、予測係数が固定型である発雷確率ガイダンスについて、係数の作成手法を修正して再作成を行った。その内容と結果を第 1.5.1 項で説明する。また、降水量ガイダンスおよび GSM 視程分布予想についても、モデル変更の予測精度への影響が比較的大きかったため、その内容をそれぞれ第 1.5.2 項および第 1.5.3 項にて説明する。

MSM ガイダンスについても、GSM の予測値で与えられる MSM の側面境界の影響を受けて予測精度に影響を受ける可能性があるため、変更前の GSM を側面境界としたものと変更後の GSM を側面境界としたものの予測精度の検証を行ったが大きな違いはなかった。

1.5.1 発雷確率ガイダンスへの影響と対応

(1) はじめに

GSM 発雷確率ガイダンスの予測係数について、GSM の改良に併せて再作成を行った。これは、GSM の改良による影響を調査した結果、従来の予測係数を使い続けた場合に大幅な予測精度の低下が見られたためである。

発雷確率ガイダンス（以下、PoT）は、前 3 時間に発雷する確率をロジスティック回帰を用いて 20 km 格子毎に予測するガイダンスである。GSM 発雷確率ガイダンスでは、このロジスティック回帰の係数を約 2 年間の予報値と雷の観測値から決定しており、その値は固定である。係数が固定であるガイダンス（係数固定型）は、ユーザーがその予測特性を経験的に把握しやすい点に優れている一方で、カルマンフィルターやニューラルネットワークを用いて係数を逐次学習するガイダンス（逐次学習型）のように、数値予報モデルの変更などの予測特性の変化に追随して予測係数が最適化されることはない。このため、GSM 発雷確率ガイダンスについては、GSM の改良によって生じた予測特性の変化の影響が、ガイダンスの予測精度の低下として現れたと考えられる。

本項では、GSM の改良が GSM 発雷確率ガイダンスに与えた影響と実施した対応策について説明する。なお、発雷確率ガイダンスの仕様については高田 (2007) や高田 (2009) を、ガイダンス作成に用いる予測手法については松下 (2012) を参照していただきたい。

(2) GSM の改良による影響

図 1.5.1 に、従来の予測係数を用いて改良前の GSM (CNTL) から計算した PoT（以下、CNTL-PoT）、および改良後の GSM (TEST) から計算した PoT（以下、TEST-PoT）のエクイタブルスレットスコア (ETS)、バイアススコア (BI)、予報時間別のブライアスキルスコア (BSS) を示す。検証期間は、夏実験が 2013 年 7 月 1 日〜9 月 30 日、冬実験が 2012 年 12 月 1 日〜2013 年 2 月 28 日、検証対象時刻は 12UTC 初期値の FT=12〜33 である。本項で示す各実験の設定は表 1.5.1 を、各指標については付録 C.3 を参照していただきたい。

夏・冬実験ともに、低確率の閾値を除いていずれの閾値でも TEST-PoT（緑色）の方が CNTL-PoT（青色）より ETS が小さくなっており、予測精度が下がっている。これは BI や捕捉率（図略）の変化から、TEST-PoT の方が予測する確率値が小さくなったことや、発雷実況の捕捉が悪くなったことが原因と考えられる。特に夏実験でこの傾向が強く、予報時間別の BSS からは日中の予測精度の低下が著しいことが分かる。また、同じ予報時間別の BSS で予報時間の前半と後半を比較した場合には、前半では TEST-PoT が CNTL-PoT に比べて悪くなっているのに対して、後半ではほぼ同じか逆転して TEST-PoT の方が良い場合もある。このように、GSM の改良による影響を受けて、ガイダンスの予測精度や特性が大きく変化した。

これら TEST-PoT の予測精度や特性の変化は、第 1.4 節で示されたように、GSM の改良によってモデルが予測する大気の気温や水蒸気のプロファイルの特性が変わったためと考えられる。図 1.5.2 に、PoT への寄与が大きい大気の安定度を表す指数である CAPE と SSI [2] の 2013 年 8 月 1 か月間の 15JST における TEST, CNTL それぞれの平均値とその両者の差分を示す。CAPE はその値が大きくなるほど PoT に対して正の寄与を、逆に SSI は値が小さくなるほど PoT に対して正の寄与を持つ。この差分図に注目すると、CAPE, SSI ともに TEST の方が CNTL より平均して小さくなっており、このことは、CAPE については TEST-PoT を CNTL-PoT より小さくする方向に、SSI は逆に大きくする方向に働いていることを意味している。(1) で述べた通

[1] 第 1.5 節 松下 泰広、第 1.5.1 項 白山 洋平、第 1.5.2 項 飯塚 義浩、第 1.5.3 項 井藤 智史

[2] CAPE (Convective Available Potential Energy)：対流有効位置エネルギー、SSI (Showalter's Stability Index)：ショワルター安定指数

表 1.5.1　各実験の設定

実験名又は実験概要	全球モデル	予測係数
TEST-PoT	改良後 GSM(TEST)	従来の予測係数
CNTL-PoT	改良前 GSM(CNTL)	従来の予測係数
再作成した予測係数を用いた PoT	改良後 GSM(TEST)	再作成した予測係数

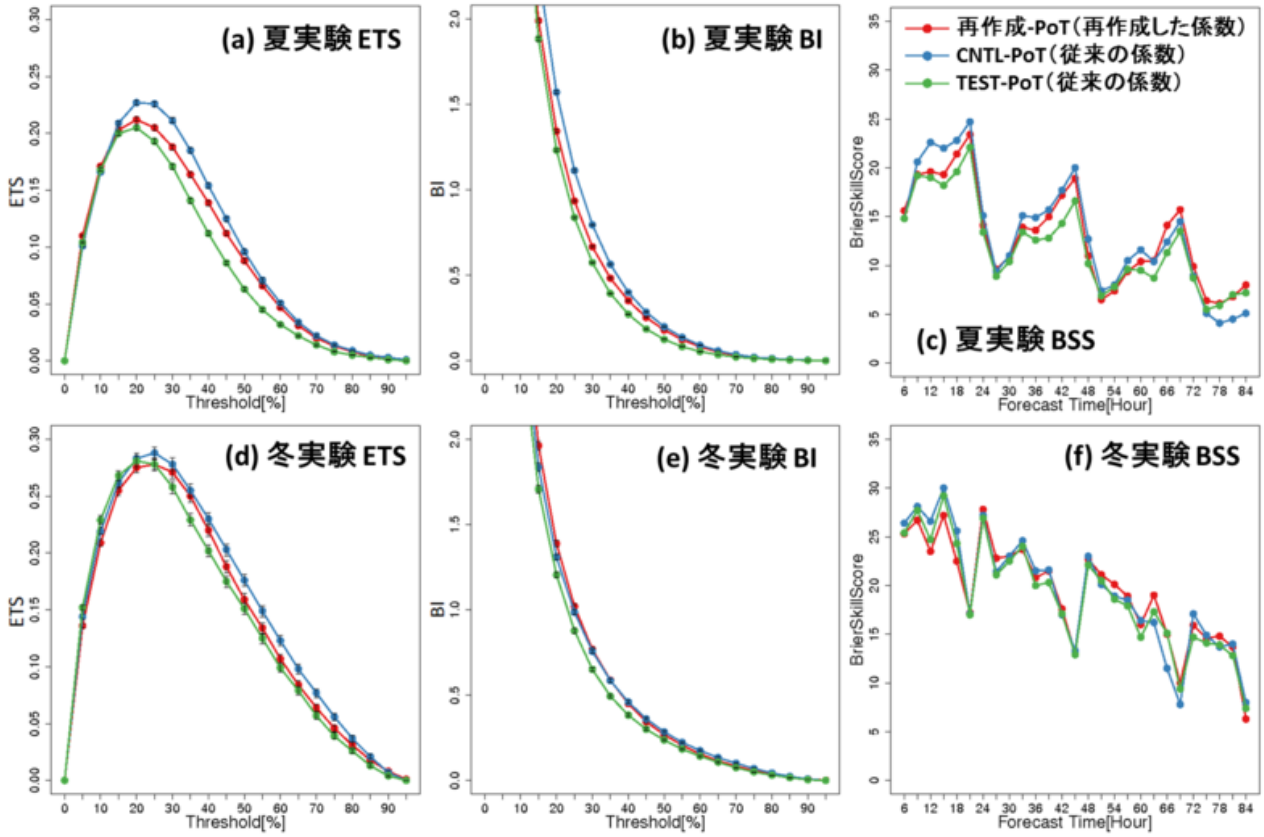

図 1.5.1　TEST-PoT（緑線）、CNTL-PoT（青線）および再作成した予測係数による PoT（図中は再作成-PoT、赤線）の検証結果。夏実験は 2013 年 7 月 1 日〜9 月 30 日、冬実験は 2012 年 12 月 1 日〜2013 年 2 月 28 日、ともに 12UTC 初期値、FT=12〜33。赤線の再作成した予測係数による PoT のみクロスバリデーション法（CV 法）による検証結果である。(a), (b), (c) はそれぞれ夏実験の ETS, BI, BSS、(d), (e), (f) はそれぞれ冬実験の ETS, BI, BSS である。グラフの縦軸は各種スコア、横軸は (a), (b), (d), (e) は確率の閾値を、(c), (f) は予報時間を表す。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

り、PoT は係数固定型のガイダンスであり、モデルの予測特性の変化に追随して予測係数が最適化されない。このため、GSM の予測特性が変化したことで生じた説明変数の変化によって、予測式内の各項のバランスが崩れ、これが確率値の大小の変化、ひいてはガイダンスの予測精度の低下につながったと考えられる。また、予報前半と後半で TEST-PoT と CNTL-PoT の予測精度の優劣が変化していた点も、GSM が改良によって予報後半ほどその予測精度が改良前より改善していたことの現れと考えられる。この点も、GSM の予測特性の変化がガイダンスの予測特性に影響したことを表している。

このような GSM 発雷確率ガイダンスの予測精度の悪化や特性の変化を軽減するために、改良された GSM の予報値を用いて予測係数の再作成を行った。

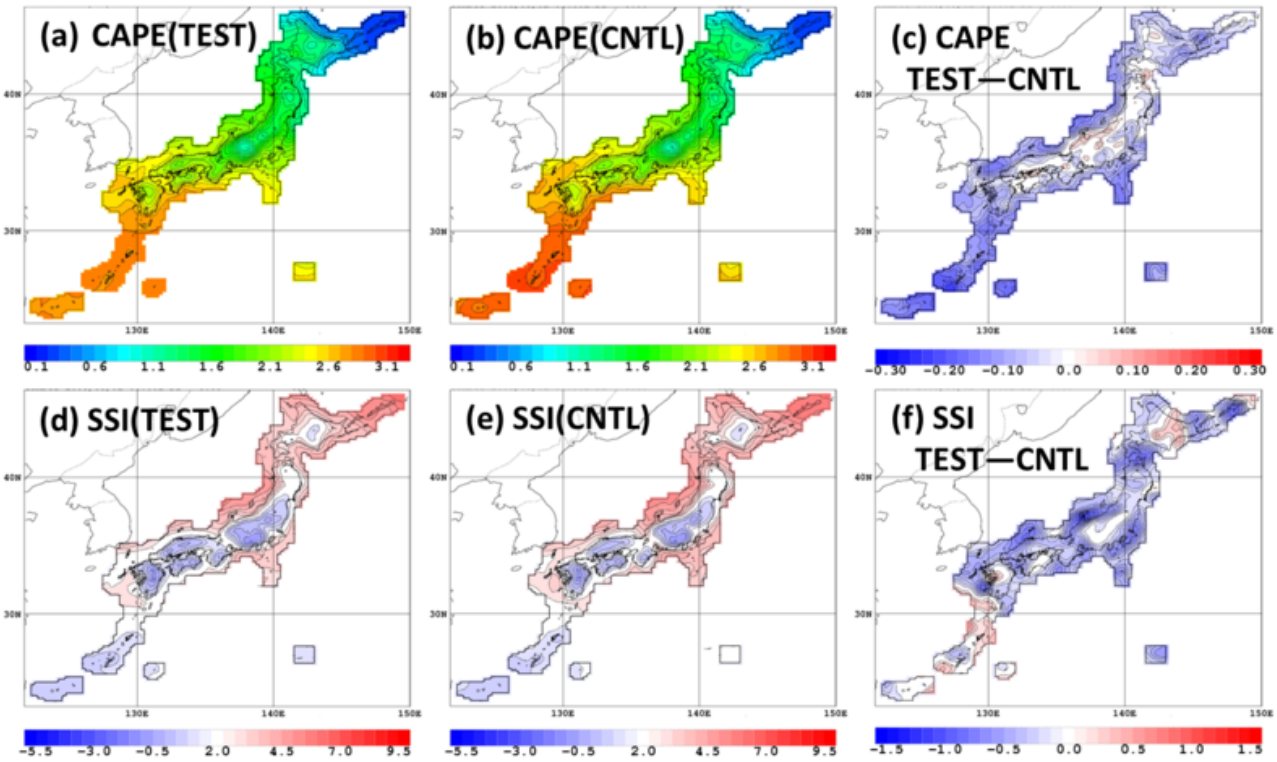

図 1.5.2　TEST と CNTL の GSM（06UTC 初期値の FT=0）から作成した、2013 年 8 月 1 か月間の 15JST の CAPE [10^3J/kg] と SSI [K] の平均値とその両者の差分。(a) TEST の CAPE, (b) CNTL の CAPE, (c) CAPE の TEST–CNTL, (d) TEST の SSI, (e) CNTL の SSI, (f) SSI の TEST–CNTL。

(3)　予測係数の再作成に用いたデータ

(1) で述べた通り、GSM 発雷確率ガイダンスの予測係数の作成には約 2 年間のデータを必要とする。しかし、GSM の改良のために作成された TEST のデータは夏・冬実験を合わせても 6 か月程しかなく、これだけでは係数の再作成には不十分であった [3]。そのため、GSM 発雷確率ガイダンスの係数再作成を目的に TEST の実験期間を延長し、2012 年 12 月から 2014 年 1 月までの 14 か月の TEST のデータを用意した。これに、改良前の GSM の 2011 年 12 月から 2012 年 11 月までのデータを加えた合計約 2 年間の GSM の予測値を開発用データとした。改良前の GSM のデータを混ぜることは、数値予報ルーチンの予測時と異なる特性のデータを用いることになるため、予測精度に影響があると考えられる。しかし、開発用データの期間が十分でないことと予測特性の異なる期間を混ぜて係数を作成することでは、前者の方が予測精度に対する影響が大きく、実際に本対応の過程で行った実験でも、約 2 年間のデータで作成した予測係数の方が 14 か月の TEST のデータのみで作成した係数よりも予測精度が高いことを確認している。

(4)　ガイダンスの仕様変更

予測係数の再作成に際して 1 点だけガイダンスの仕様を変更した。PoT は、予報時間や −10 °C 高度（気温が −10 °C となる高度）および 20 km 格子を地域毎にまとめた区域 [4] によって用いる予測係数を層別化している。予報時間については FT=0〜12, 12〜24, …, 72〜84 の 7 通りに、−10 °C 高度については 3 km 未満、3〜5 km、5 km 以上（午前または午後）の 4 通りに、区域については図 1.5.3 に示す 1〜9, a〜z の記号を割り振った 35 の区域に分割し、これらを組み合わせて層別化に用いている。係数の再作成に際しては、「−10 °C 高度が 3 km 未満または 3〜5 km の場合の、区域 v, w, x, y, z の予測係数は同じ」とするように変更した。この区域 v, w, x, y, z は、おおよそ九州南部の海

[3] 事前調査として、GSM 発雷確率ガイダンスの予測係数の作成に使用するデータ量（年数）と、その予測精度の関係を調べている。調査は、改良前の GSM について 2 年間の開発用データと 1 年間の検証用データを用意し、開発用データ 1 年間分で係数作成（用意した 2 年間を 1 年間ずつに分けた 2 通り）と 2 年間分で係数作成の計 3 通りを試し、その予測精度を数値予報ルーチンの結果と比較した。結果は、「係数の作成に 2 年間分のデータを用いれば数値予報ルーチンと同等の予測精度を有した係数を作成可能」だが、「1 年間分の場合には数値予報ルーチンより予測精度が劣る、または層別化の区域によっては予測係数が求められない場合が生じる」というものであった。この結果を受けて、数値予報ルーチンと同等の予測精度を有した係数の再作成のためには約 2 年間のデータが必要という前提で再作成を進めた。

[4] 区域の分割は、格子毎に作成した予測式から計算した発雷確率の格子点値を階層型クラスター分析の 1 手法であるウォード法で分割して作成している (高田 2009)。つまり、統計的に発雷特性が似通った格子の集まりが 1 つのクラスター（区域）に分割される。

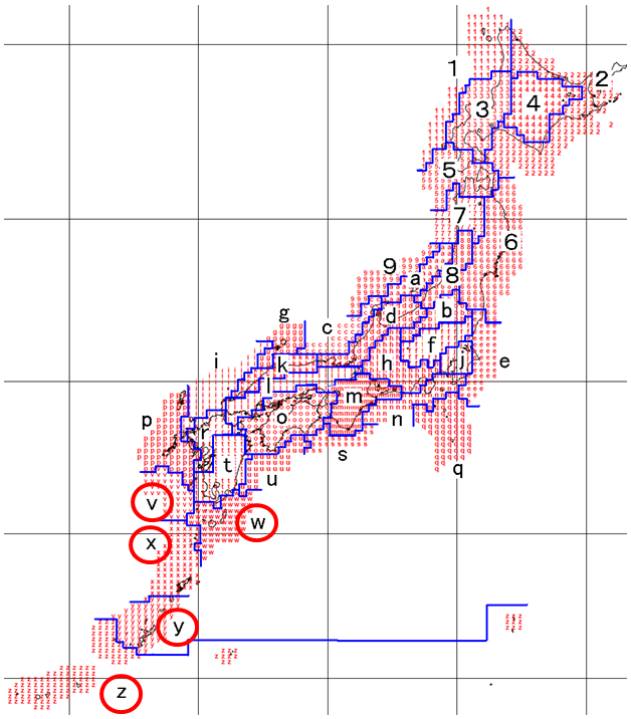

図 1.5.3　発雷確率ガイダンスの予測式の作成区分。青線は区域の境界を表す。35 区域（1〜9, a〜z）に分割されているが、本変更により赤丸で囲った v, w, x, y, z では、−10 °C 高度によっては同じ予測式を使用する場合がある。

上から奄美、沖縄地方の区域に対応する。これら以外の場合（−10 °C 高度が 5 km 以上の v, w, x, y, z や残りの区域 1〜9, a〜u）は、従来どおりに予測係数を層別化して発雷特性の違いを予測に反映する。

この仕様変更は次の理由による。PoT はその予測特性として、予報モデルが同程度の大気の安定度や降水量の予測をすれば、予報時間が短くなるほど確率値が大きくなるように予測係数が定まっている (高田 2009)。これは数値予報の予報時間に対する不確実性を表現するため、予報時間毎に予測係数を層別化することで実現している特徴である。予測係数を再作成する過程で、前述の区域 v, w, x, y, z については、この関係を表現するように予測係数が適切に定まらなかったり、そもそも予測係数を決定することができない区域が発生したりした。これは、開発用データの期間にこれらの区域で −10 °C 高度が低い（秋から春にかけて寒気が十分南下するような気象場）状況で発雷する事例が少なかったことが原因と考えている。

この問題を回避するため、これら 5 区域については 1 つの大きな区域とみなして予測係数を作成し予測に用いるよう仕様を変更した。この変更により、予測係数が適切でない場合や係数を作成できないという問題は回避できているが、区域毎の細かな発雷特性の違いを変更前のガイダンスほどは表現できなくなっている可能性がある。

(5)　検証結果

(3) で述べた約 2 年間の開発用データを用いて、また (4) で述べた仕様の変更を施して作成した予測係数で TEST から計算した PoT の検証結果を示す。前述の通り、TEST のデータは限られており、開発期間と独立な期間で精度検証を行うことが困難である。そこでクロスバリデーション法（CV 法）による検証を実施した。ここでは夏実験および冬実験期間について、次の方法で作成した予測係数を用いた GSM 発雷確率ガイダンスの検証結果を示す。

1. 開発用データからある 5 日間 [5] を除いて予測係数を作成する。
2. 作成した予測係数を 1. で除いた 5 日間に適用して予測値を作成する。
3. この 5 日間を夏・冬実験期間について 5 日ずつ移動しながら予測係数の作成、予測値の作成と検証を繰り返す。

なお、数値予報ルーチンに適用した予測係数は、この 5 日間を抜かずに作成した係数であり、ここで示す予測精度とは厳密には一致しない。

図 1.5.1 に、TEST-PoT、CNTL-PoT および再作成した予測係数を用いた TEST による PoT（赤色）の検証結果を示す。再作成した予測係数による PoT のみ CV 法による検証結果である。ここで示す、12UTC 初期値、FT=12〜33 という検証設定は、係数作成には用いていない期間の検証にするための設定である。図 1.5.1 によると、再作成した予測係数による PoT は、TEST-PoT よりも ETS や日中の BSS は改善しているものの、CNTL-PoT と同等と言えるまでには至っていない。これは、開発用データの約半分が改良前の GSM であり、再作成した予測係数が改良後の GSM に完全には適応していないことが原因と考えられる。このため、今後、改良された GSM のデータの蓄積を待って再度、予測係数の作り直しを行う必要があると考えている。冬実験については、再作成した予測係数を用いた CV 検証の予測精度は TEST-PoT とほぼ同様であり、夏実験ほどは予測係数の再作成による大きな変化は見られなかった。

[5] 例えば、開発期間の約 2 年間の中から 8 月 1 日〜5 日の 5 日間を除いて予測係数を作成し、この 5 日間に係数を適用して予測値を作成する。次は 8 月 6 日〜10 日の 5 日間を除いて係数、予測値を作成する。これを夏・冬実験の合計 6 か月分について行い、作成した予測値を検証した。なお、5 日間とすることの妥当性を調査するため、同様の作業を 1 か月または 1 日の場合について試している。1 か月の場合には、例えば 2013 年 8 月を除いて作成した予測係数には改良版 GSM の 8 月の予測値の情報が含まれていないため、8 月など盛夏期に対する予測精度を過小に評価することにつながると考えられる。1 日の場合には気象場が前日、前々日と似ている場合には逆に予測精度を良い方向に過大評価すると考えられ、実際に 1 日の場合には従属資料による検証に近い結果が得られている。これらを勘案して 5 日毎に行った CV 法の検証結果を用いている。

(6) まとめと利用上の留意点

GSM の改良に併せて GSM 発雷確率ガイダンスの予測係数を再作成したものに変更した。また、区域の層別化について、予測精度の観点から −10 °C 高度が 3 km 未満または 3〜5 km の場合の九州南部の海上から奄美、沖縄地方の区域（区域 v, w, x, y, z）では同じ予測係数を使用するよう変更した。

これらの変更によって、従来の予測係数を用い続けた場合に比べて、予測精度の低下は軽減できているものの、GSM 改良前と同等の予測精度とはなっていない。また、同じ係数を用いるように仕様を変更した区域については、区域毎の細かな発雷特性を表現できていない可能性があるため留意が必要である。

今後は、改良された GSM のデータの蓄積を待って予測係数の再作成を再び行うことにより、予測精度の改善を図る必要があると考えている。

1.5.2 降水ガイダンスへの影響

本項では GSM の更新による、GSM 降水ガイダンスへの影響について述べる。なお、降水ガイダンスの作成手法については小泉 (2009); 小泉・蟻坂 (2010); 蟻坂 (2013) を参照していただきたい。

(1) スコアの比較

GSM 更新前後の降水ガイダンスの予測精度の変化を調べるため、夏期・冬期のそれぞれに対し検証を行った。検証期間は、夏期（以下、夏実験）が 2013 年 6 月 20 日〜2013 年 10 月 11 日、冬期（以下、冬実験）が 2012 年 11 月 20 日〜2013 年 3 月 11 日、対象時刻は 00UTC 初期値の FT=6〜24 である。要素は 3 時間平均降水量（以下、MRR3）と 3 時間最大降水量（以下、RMAX33）、さらに GSM の 3 時間積算雨量（以下、FRR3）についてもガイダンスとの比較のため検証を行った。検証の対象となる参照値は解析雨量を用いた。検証格子は GSM 降水ガイダンス格子と同様の 20 km 格子で、解析雨量についてはその格子内の平均値と最大値を利用している。実験開始期間は冬実験の検証開始と同じく 2012 年 11 月 20 日であり、事例数確保のため事前学習期間は設けなかった。これは、降水ガイダンスは学習対象となる現象の発生頻度が風や気温などに比べ少なく、係数が最適化されるまでに長い期間を要するためである。以下、更新前の GSM による結果を CNTL、更新後の GSM による結果を TEST と表記する。

図 1.5.4、図 1.5.5、図 1.5.6 にそれぞれ MRR3, RMAX33, FRR3 のバイアススコア (BI) とエクイタブルスレットスコア (ETS) の検証結果を示す。各スコアについての説明は付録 C.3 を参照していただきたい。

まず MRR3 について述べる。冬実験の BI は CNTL, TEST ともに全般的に過大傾向であり、これは実況に比べてガイダンスの予測頻度が大きいことを示している。TEST では 30 mm/3h 以上でその傾向が顕著であるが、事例数が少ないためばらつきが大きい。冬実験の ETS は全般的に差は小さい。夏実験の BI は低閾値では CNTL は 1 前後であるが TEST は過小傾向であり、高閾値では CNTL が過小傾向で TEST は適切か過大傾向で、いずれも有意な差がある。夏実験の ETS は低閾値で CNTL>TEST、高閾値では CNTL<TEST であり、高閾値では有意な差が見られる。TEST では高閾値ほどスコアが上昇しているが、通常、高閾値の降水現象ほど捕捉は難しいため、特定の事例の予測結果に依存している可能性が考えられる。

次に RMAX33 について述べる。冬実験の BI は 10〜30 mm/3h 前後の閾値でそれぞれ過大傾向ではあるが TEST の方が 1 に近い。一方 40 mm/3h 以上では、ばらつきが大きいものの TEST が過大傾向になっており、それぞれ有意な差がある。冬実験の ETS は全般的に差は小さい。夏実験の BI は全般的に過小傾向で、低閾値では TEST がより過小で、80 mm/3h 以上の閾値では CNTL がより過小であり、いずれも有意な差がある。夏実験の ETS は MRR3 同様、低閾値で CNTL>TEST、高閾値で CNTL<TEST となっている。これは、BI の傾向も踏まえると、低閾値では見逃し率が増え、高閾値では捕捉率が増えていることを示している。

FRR3 の BI を見ると、冬・夏実験の高閾値では CNTL<TEST という傾向が顕著であり、MRR3, RMAX33 の高閾値での BI の傾向は FRR3 によるところが大きいと推測できる。しかし、夏実験の MRR3, RMAX33 の低閾値における TEST のバイアスの過小傾向は FRR3 からでは説明できない。

他の初期値についても MRR3, RMAX33 ともに、低閾値の BI と ETS、高閾値の ETS では概ね同様の傾向が見られた（図略）。

(2) ルーチンとの比較

(1) では対照実験である CNTL に対して検証を行ったが、ここではガイダンスの現業利用を考慮し、実際の数値予報ルーチンによる降水ガイダンス（以下、RTN）に対する検証を行う [6]。要素は (1) と同様 MRR3, RMAX33, FRR3 であり、検証の期間等は (1) と同様である。図 1.5.7、図 1.5.8、図 1.5.9 に MRR3, RMAX33, FRR3 の検証結果を示す。

まずは MRR3 について述べる。冬実験については TEST の BI, ETS の傾向はほぼ RTN と同様であるが、ETS の 30 mm/3h 前後ではやや TEST が上回っている。夏実験について、まず BI を見ると、CNTL の低閾値で CNTL>TEST という関係があったが、RTN については 10 mm/3h の閾値で RTN>TEST という有意な差があるほかは概ね TEST と同様の傾向である。RTN の高閾値では CNTL と同様の傾向で、TEST は

[6] CNTL は TEST の直前のバージョンの GSM による結果であり、それに対し RTN は逐次アップデートされている GSM の日々の結果である。

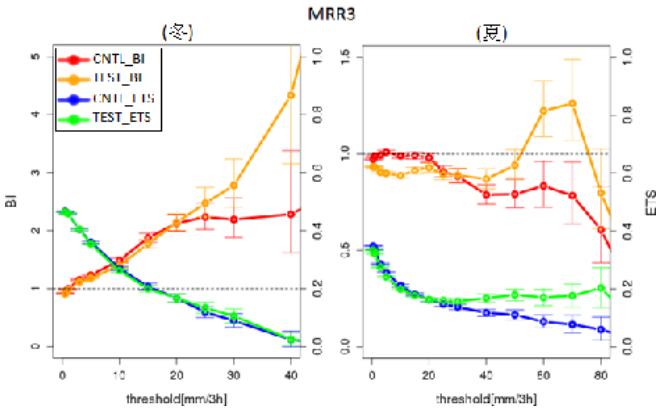

図 1.5.4 MRR3 の BI と ETS のスコア図。左図が冬実験 (2012/11/20〜2013/03/11)、右図が夏実験 (2013/06/20〜2013/10/11) のもの。横軸が降水量、左縦軸が BI、右縦軸が ETS を示す。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

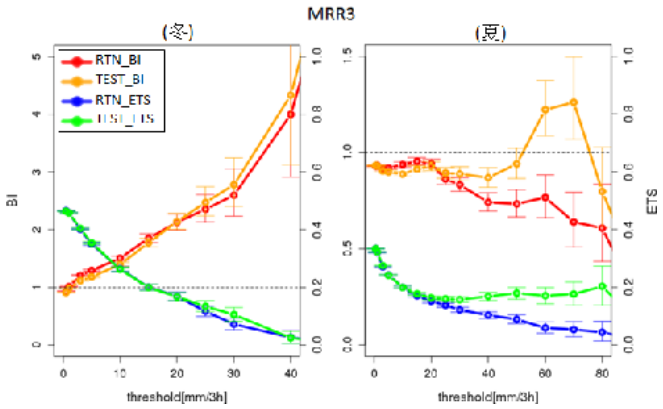

図 1.5.7 RTN に対する MRR3 の BI と ETS のスコア図。期間などは図 1.5.4 と同じ。

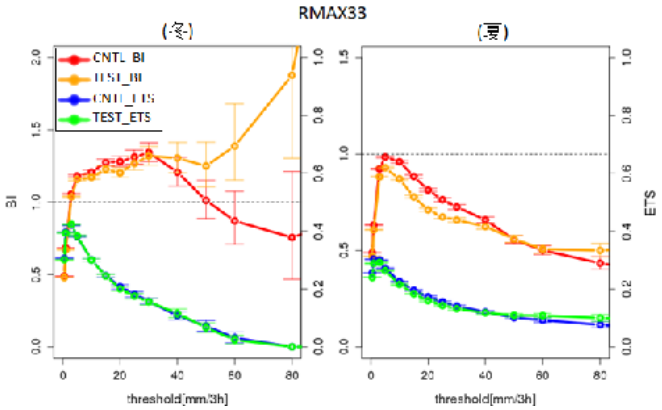

図 1.5.5 RMAX33 の BI と ETS のスコア図。期間などは図 1.5.4 と同じ。

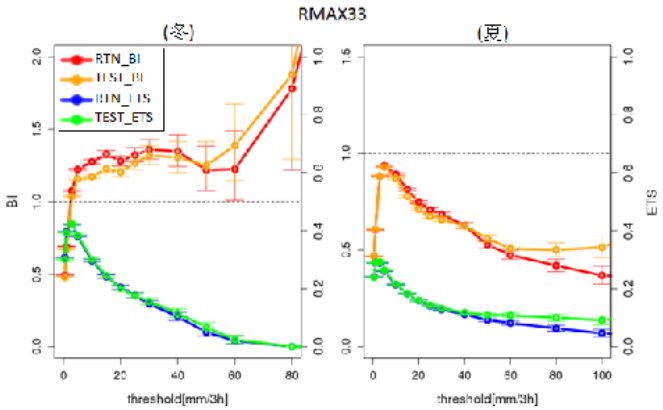

図 1.5.8 RTN に対する RMAX33 の BI と ETS のスコア図。期間などは図 1.5.4 と同じ。

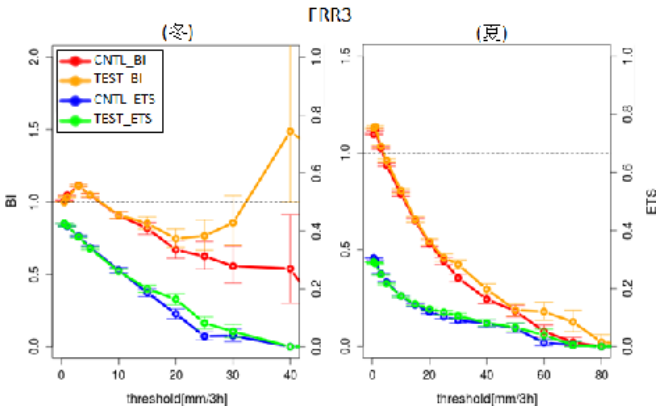

図 1.5.6 FRR3 の BI と ETS のスコア図。期間などは図 1.5.4 と同じ。

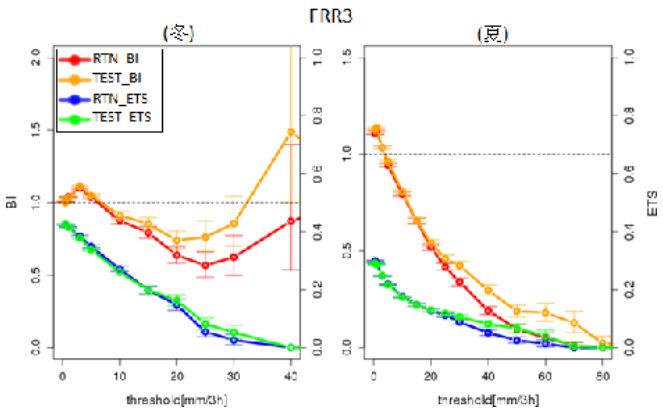

図 1.5.9 RTN に対する FRR3 の BI と ETS のスコア図。期間などは図 1.5.4 と同じ。

過大傾向であるが RTN は過小傾向である。夏実験の ETS については、全般的に TEST≥RTN という傾向で、25 mm/3h 以上の閾値では有意な差があり精度の改善が確認できるが、こちらも特定の事例依存の可能性が考えられる。

RMAX33 については、冬実験、夏実験ともに RTN の BI の傾向は MRR3 と同様の傾向で、全般的に TEST との差は小さい。また、ETS については概ね TEST と同程度かまたは TEST が上回っており、TEST のスコアの向上が認められる。最後に FRR3 を見ると、TEST に対する RTN の大まかな傾向は MRR3, RMAX33 と同様であり、やはりガイダンスの結果は FRR3、つまりモデルの表現の影響が大きいことが分かる。

(3) まとめと利用上の留意点

GSM 更新により、更新前の数値予報ルーチン結果と比べて夏期の高閾値で予測頻度が過大になる傾向が

見られるほかは、概ね予測特性は変わらないことが分かった。また、ルーチンに比べ全体的にエクイタブルスレットスコアが向上したが、これは GSM の予測特性の変化による影響と考えられる。特に、3 時間平均降水量、3 時間最大降水量では、夏期の高閾値において大幅なスコアの向上が見られたが、これは台風などの特定の顕著現象の予測結果に依存している可能性が考えれられるため、異なる検証期間で同様の結果が得られるとは限らない。

以上のことを念頭に、現業の予報作業においてはこれまで通り利用していただきたい。

1.5.3 GSM 視程分布予想への影響

GSM 視程分布予想（以下、視程 G）は、診断的な手法を用いて視程を計算しており、予測式は固定であるため、モデルの予測特性の変化の影響を受けやすい。本項では GSM の改良により、視程 G にどのような影響があったのかを述べる。なお視程 G の作成手法の詳細については、井藤 (2013) を参照していただきたい。

(1) 統計検証

海上での視程の予測精度を見るために、船舶観測で降水が観測されなかったときの視程観測値を用いて、視程 G の検証を行った。検証期間は 2013 年の 1 年間で、ここでは初期時刻が 00UTC について検証した結果を示す [7]。検証領域は GSM のアジア領域予報に含まれる海上（0°〜60°N, 100°E〜180°）で、予報時間は FT=3〜24 としている。検証スコアは、エクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアススコア (BI) で、予測または観測の視程がある閾値未満となった場合に「予測あり」または「実況あり」としてスコアを算出する。

図 1.5.10 に、視程が 4000, 2000, 1000, 500 m 未満となる場合を閾値とした検証結果を示す。青が改良前の GSM から計算した視程 G（以下、CNTL）のスコア、赤が改良後の GSM から計算した視程 G（以下、TEST）のスコアである。ETS を見ると、TEST は、全ての閾値で CNTL より精度が高いことが分かる。しかし、BI を見ると、TEST は 1000 m 以上の閾値では 1 より大きな値となっているため、予測頻度が過大となっていることに注意が必要である。

図 1.5.10 視程 G の閾値別のエクイタブルスレットスコア (ETS、左図) とバイアススコア (BI、右図)。青が CNTL、赤が TEST のスコアである。検証期間は 2013 年の 1 年間で、船舶観測で降水が観測されなかったときの視程観測値を用いた。右図中の白丸は観測数（右軸）、エラーバーは 95%信頼区間を表す。

[7] 他の初期時刻に関しても検証を行ったが、結果は大きくは変わらない。

図 1.5.11 は海域別の、視程が 1000 m 未満となる場合の ETS（左）と BI（右）である。それぞれの海域の色分けは図 1.5.12 に対応している。ETS を見ると、概ねどの海域も TEST の方が精度が高くなっていることが分かる。BI も全ての海域で予測頻度が大きくなっている。特に日本周辺の海域（下）では、CNTL は予測頻度過小であったが、TEST では予測頻度過大となっており、予測特性が変化していることに注意が必要である。

これらの特性の変化は、GSM の境界層スキームの改良により、下層の雲水量が増加したためである（第 1.3.3 項）[8]。

(2) 事例検証

2013 年 5 月 31 日に、オホーツク海から日本の東海上にかけての広い範囲で濃霧が観測された事例を紹介する。図 1.5.13 に、2013 年 5 月 30 日 00UTC 初期値の FT=30 における、CNTL の予測（左上）、TEST の予測（右上）、2013 年 5 月 31 日 06UTC の、船舶等の視程観測値（左下）、衛星可視画像（右下）を示す。オホーツク海から日本の東海上の TEST と CNTL の予測は 2000 m 以下の悪視程を予測している点で大きくは変わらず、観測とも概ね一致している。しかし、黄海や日本海では、CNTL で予測されていない領域に TEST は悪視程を予測している [9]。黄海に予測されている悪視程域（図青丸）は、船舶観測から概ね適切であると思われるが、日本海の悪視程域（図赤丸）は、衛星観測から過大であることが分かる。

この事例のように、CNTL で予測されていない領域に TEST が悪視程を予測する例はほかにもあり、TEST は CNTL に比べて悪視程域を広めに予測する傾向がある。

(3) まとめと利用上の留意点

GSM の改良による GSM 視程分布予想への影響を調査した。その結果、GSM の改良により、GSM 視程分布予想の予測精度は高くなっていることが分かった。しかし、1000 m 以上の閾値では、予測頻度が過大傾向となっており、悪視程域を広めに予測する可能性があることに注意が必要である。

[8] 視程 G では、下層の雲水量を説明変数としており、雲水量が多くなるほど視程を悪く予測する。

[9] ともに、TEST で雲水量が増加したためである。

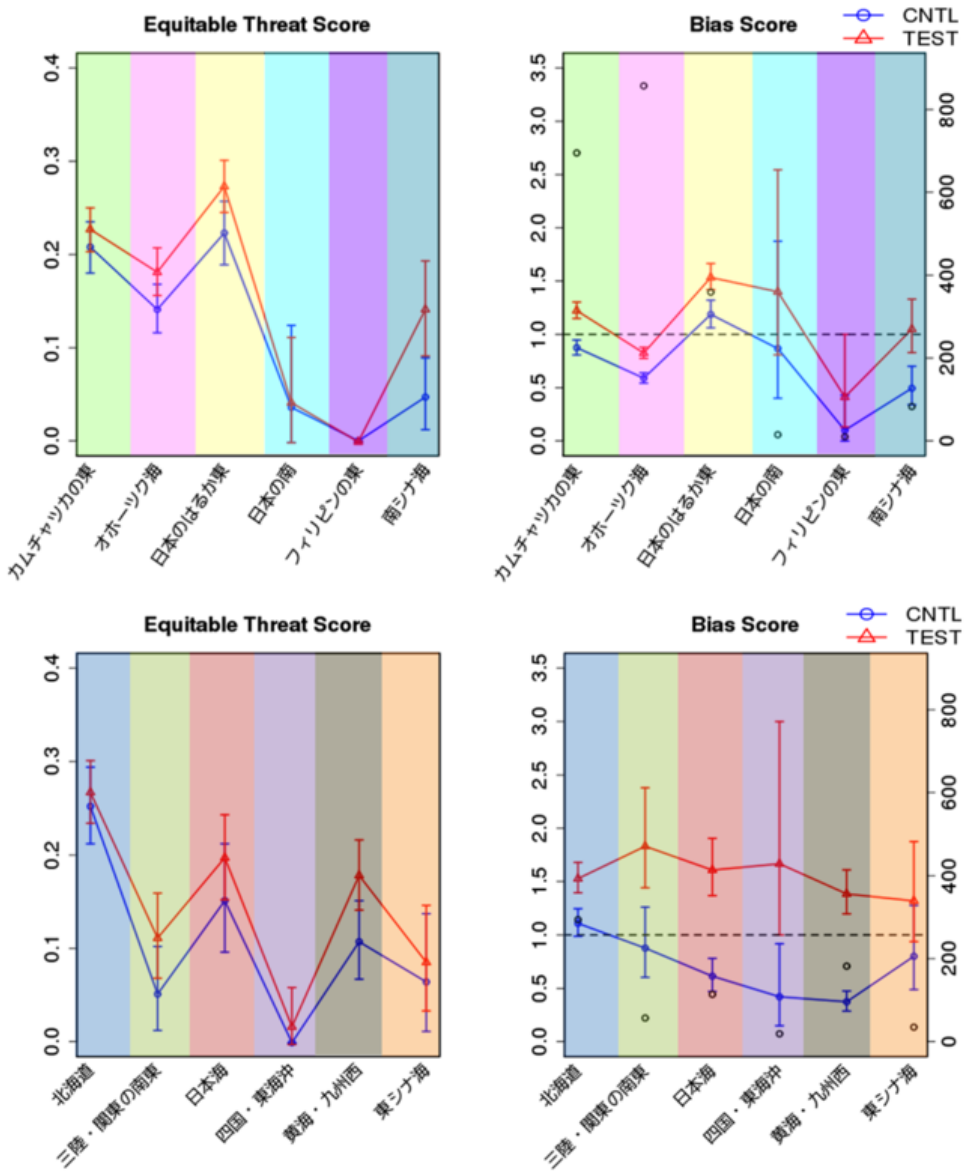

図 1.5.11　海域別の、視程が 1000 m 未満となる場合の ETS（左）と BI（右）。検証期間等は図 1.5.10 と同じ。それぞれの海域の色分けは図 1.5.12 に対応している。

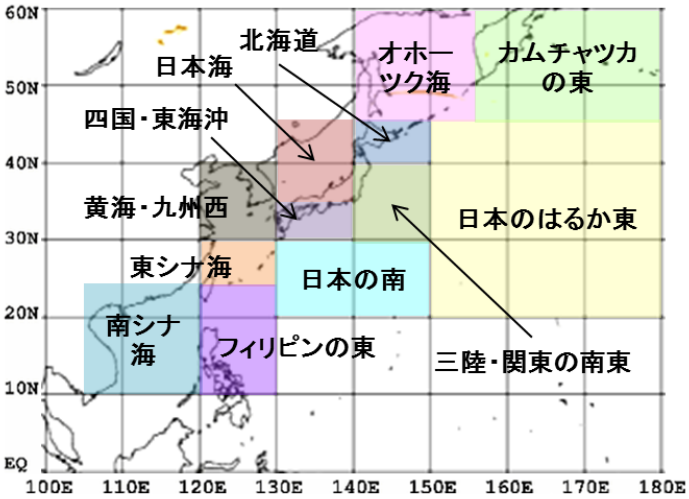

図 1.5.12　図 1.5.11 における、海域別の色分け。

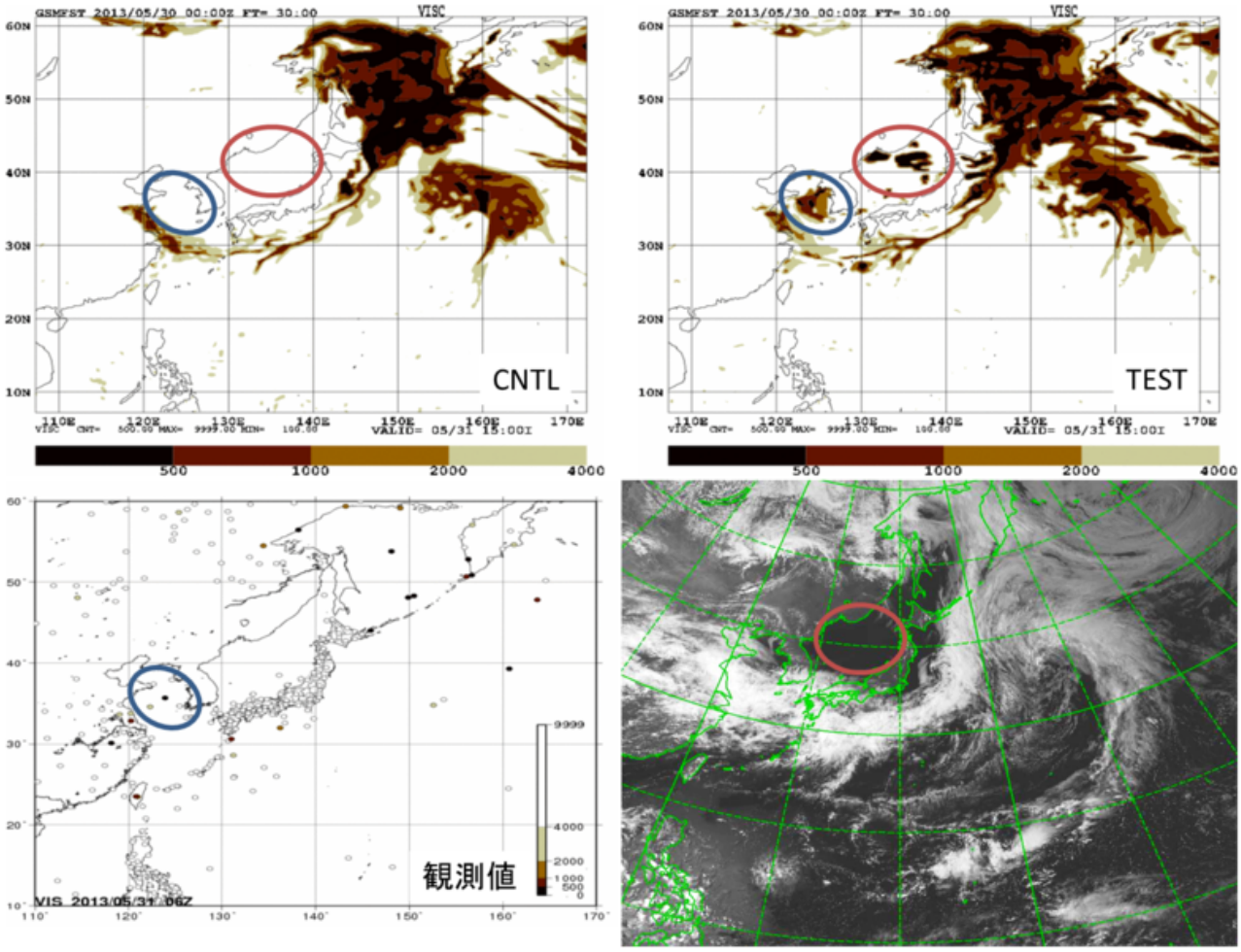

図 1.5.13　2013 年 5 月 30 日 00UTC 初期値の、FT=30 の CNTL の予測（左上）、TEST の予測（右上）、2013 年 5 月 31 日 06UTC の、船舶等の視程観測値（左下）、衛星可視画像（右下）。

参考文献

蟻坂隼史, 2013: 24 時間最大降水量ガイダンスの改良. 平成 25 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 42–48.

井藤智史, 2013: GSM 視程分布予想の開発. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58–62.

小泉友延, 2009: 最大降水量ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 21–26.

小泉友延, 蟻坂隼史, 2010: 降水ガイダンスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 42–48.

高田伸一, 2007: 発雷確率ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90–93.

高田伸一, 2009: 発雷確率ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 39–43.

松下泰広, 2012: ガイダンス作成に用いる予測手法. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44–48.

1.6 全球解析における地上 GNSS 天頂大気遅延量の同化利用 [1]

1.6.1 はじめに

地上設置型 GNSS[2] (Global Navigation Satellite System) 受信機で得られた観測データ（以下、地上 GNSS データ）は、2009 年 10 月からメソ解析で同化利用が開始されている。メソ解析では、国土地理院が運用する GNSS 連続観測システム (GEONET: GNSS Earth Observation NETwork system) の地上 GNSS データを用い、全国約 1,200 地点で推定される可降水量を同化利用することによる降水予測精度の改善が報告されており (石川 2010)、全球解析での利用も期待されてきた。

全球解析で地上 GNSS データを利用するためには、国内だけでなく全球的にデータがあることが望ましい。近年では、国際 GNSS 業務 (IGS: International GNSS Service) が展開している GNSS 観測点を含め、欧州や米国を中心に各国の地上 GNSS データの配信が始まっている。その結果、2013 年 8 月時点で図 1.6.1 に示す観測地点（3,552 地点）のデータを全球解析で利用することが可能になった。

本節では、2014 年 3 月から GSM の鉛直層数増強と同時に同化利用を開始した地上 GNSS データについて、導入に向けて行った全球サイクル実験の結果を述べる。なお、地上 GNSS データの同化手法に関する詳細については、石川 (2008) を参照していただきたい。また、地上 GNSS データの詳細については辻 (1998)、地上 GNSS データから推定される可降水量については大谷・内藤 (1998) を参照していただきたい。

1.6.2 天頂大気遅延量

地上 GNSS データの同化手法としては、観測された天頂大気遅延量を直接同化する手法と、天頂大気遅延量から地上気圧等を用いて推定した可降水量を同化する手法（メソ解析で採用）の 2 つが考えられ、全球解析では天頂大気遅延量を直接同化する手法を採用した。ここでは、天頂大気遅延量の観測原理の概要を紹介し、可降水量に対する天頂大気遅延量の直接同化の利点について述べる。

地上 GNSS の受信機では、衛星から発射される電波を受信しているが、電波の発射時刻と受信時刻との差には衛星と受信機間の距離による遅延に加え、大気状態による伝播遅延も含まれている [3]。この大気状態によって伝播遅延した距離が天頂大気遅延量である。天頂大気遅延量は、地上気圧から推定することができる天頂静水圧遅延量 (ZHD: Zenith Hydrostatic Delay) と、水蒸気量の情報を持つ天頂湿潤遅延量 (ZWD: Zenith Wet Delay) を足し合わせた量である。天頂大気遅延量全体は 2,400 mm 程度であるが、このうち湿潤遅延量はその 2 割に及ぶこともある (大谷・内藤 1998)。

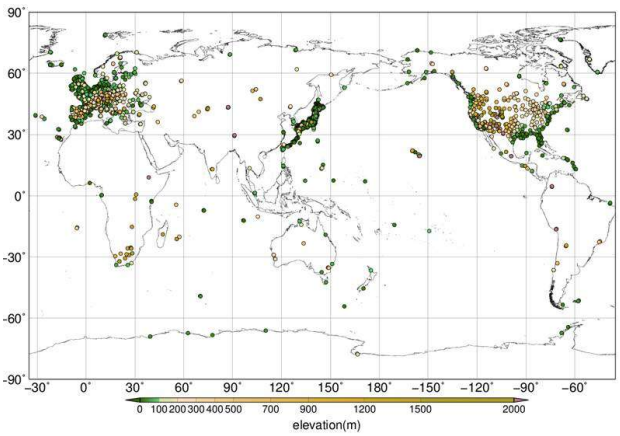

図 1.6.1 2013 年 8 月に取得した地上 GNSS データのカバレッジマップ（3,552 地点）。図中の色は、観測地点における標高である。

天頂大気遅延量から可降水量を抽出する手順は、以下のようになる。

1. 観測地点の地上気圧から ZHD を推定
2. 天頂大気遅延量と ZHD の差から ZWD を算出
3. ZWD と可降水量は比例関係にあるため、あらかじめ統計により求めた比例係数により可降水量を推定

可降水量は、大気状態を表す物理量であるため天頂大気遅延量に比べて直感的に分かりやすく、また同化利用が簡単になる。その反面、可降水量の同化では、可降水量を推定するためにある仮定（ここでは比例係数）をおいて計算を行っているため、誤差が混入してしまう。さらに、海外においては、地上 GNSS 受信機の近傍に地上気圧観測データが少ないだけでなく、低品質観測データの混入により推定した可降水量の精度が悪化する事例もあり、常に高い品質を保った可降水量を推定することが困難となる。一方、天頂大気遅延量は、その値から地上気圧や水蒸気量といった大気状態の把握が困難であり、また可降水量の同化に比べて高度な同化手法（詳細については、石川 (2008) を参照のこと）が必要になる。しかし、天頂大気遅延量は、水蒸気量の情報を持つ ZWD だけでなく、地上気圧に関する情報を持つ ZHD も含まれるため、水蒸気量と地上気圧に関する情報を同時に初期値に反映させることができ、初期値のさらなる精度向上が見込まれる。以上のことから、全球解析では天頂大気遅延量の直接同化を採用することとした。

---

[1] 吉本 浩一（気候情報課）、石川 宜広

[2] 全球衛星測位システムの総称。これまでは、米国が運用している GPS (Global Positioning System) と呼称されることが多かったが、近年では様々な衛星測位システムがあることから、ここでは総称して GNSS とする。

[3] 実際の観測データには、これ以外にも受信機や衛星の時計誤差、電離層による遅延量等の誤差が含まれている。詳細については、辻 (1998) を参照していただきたい。

1.6.3　全球サイクル実験

全球解析における地上 GNSS 天頂大気遅延量の同化による解析・予報精度の評価を行うため、2013 年 1 月（冬実験）および 2013 年 8 月（夏実験）のそれぞれ 1 か月程度の解析・予報サイクル実験を行った。冬実験におけるデータ同化サイクル実行期間は、2012 年 12 月 10 日〜2013 年 2 月 11 日、予報実行期間は 2012 年 12 月 20 日〜2013 年 1 月 31 日の各 12UTC である。また、夏実験におけるデータ同化サイクル実行期間は、2013 年 7 月 10 日〜9 月 11 日、予報実行期間は 2013 年 7 月 20 日〜8 月 31 日の各 12UTC である。以下では、全球解析に地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化した実験を TEST、この変更を行っていない実験を CNTL とする。なお、本実験では、2014 年 3 月 18 日 00UTC から現業運用を開始した GSM を利用している。

(1)　平均解析場

天頂大気遅延量の同化による解析場のバイアスの傾向を確認するため、図 1.6.2 に可降水量の平均解析場における TEST と CNTL の差 (TEST–CNTL) を示す。冬実験の結果では南アフリカ周辺、夏実験の結果では欧州、日本および北米で可降水量に顕著な差が見られる。これらの領域は、図 1.6.1 のカバレッジマップ上の観測地点が密な領域と対応している。一方、地上気圧については、解析場のバイアス傾向に変化は見られなかった（図略）。各初期値においては天頂大気遅延量の同化により解析場へのインパクトは確認できるものの、平均解析場においては SYNOP や船舶等のデータを同化利用した効果が支配的であることが原因の 1 つとして考えられる。

以上から、地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、解析場のバイアス傾向としては水蒸気の多い季節の観測地点が密な領域において、インパクトが大きい結果となった。

(2)　対初期値検証

地上 GNSS データは観測地点に粗密があり、平均解析場においてもインパクトがある領域が限られてしまう。そこで、全体的な予測精度に与える影響について確認するため、全球サイクル実験における海面更正気圧、850 hPa 面気温および 500 hPa 面高度における平方根平均二乗誤差 (RMSE) の改善率について、冬実験の結果を図 1.6.3 に、夏実験の結果を図 1.6.4 に示す。冬実験では、南半球の海面更正気圧および 500 hPa 面高度でわずかに改善する傾向が見られるものの、TEST と CNTL の RMSE の差は統計的に有意でないことから、中立の結果となっている。夏実験においても、850 hPa 面気温の FT=48 で北半球が有意に改善し、北半球の海面更正気圧が改善傾向にあるものの有意な差でないことから、全体的に中立となっている。これらのことから、地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、全体的な予測精度は中立である。

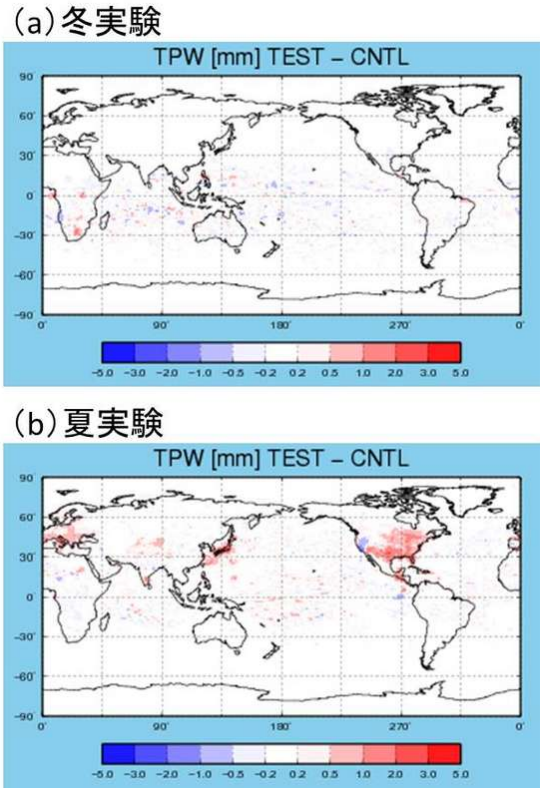

図 1.6.2　TEST と CNTL における可降水量の平均解析場の差 (TEST–CNTL)。

(3)　対高層観測検証

GSM には、夏期の対流圏中層に乾燥バイアスがあることが知られている (宮本ほか 2009)。地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、特に観測地点が密な領域で解析場の水蒸気量が増加することから、高層観測データを用いて比湿の検証を行った。夏実験における図 1.6.5 は、850 hPa 面比湿の結果について、国内ラジオゾンデに対する日々の RMSE および平均誤差（ME、バイアス）をそれぞれ図 1.6.5 (a), (b) に示す。解析値（図 1.6.5 の 1 段目）では、地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、ほぼ期間を通してバイアスが軽減し、RMSE も改善していることが分かる。この傾向は、国内だけでなく観測地点の多い欧州周辺および米国付近においても同様の結果であった（図略）。したがって、地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、TEST の解析場は CNTL に比べて高層観測との整合性が高くなっている。予報の結果（図 1.6.5 の 3 段目から 6 段目）を確認すると、FT=24 までは TEST の方が RMSE および ME ともに改善し、解析値の優位性が保たれているものの、FT=36 以降は TEST と CNTL で大きな差が見られない。以上の結果から、初期値の水蒸気場については、地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより高層観測との整合性が改善し、その効果は少なくとも FT=24 まで持続することが分かる。

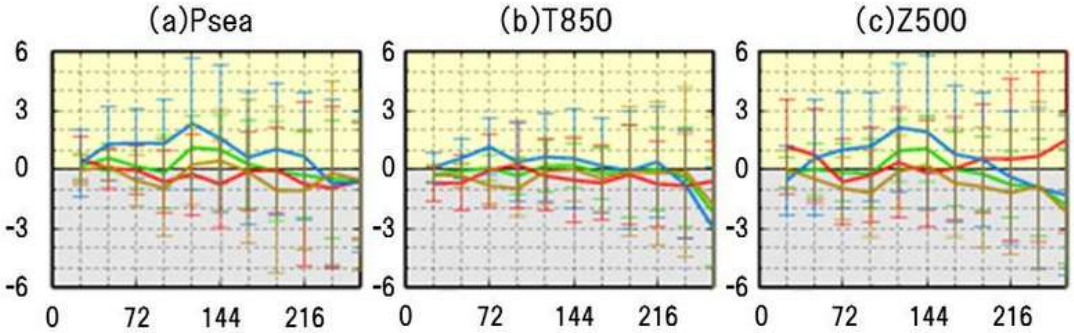

図 1.6.3　2013 年 1 月（冬実験）における CNTL に対する TEST の RMSE 改善率 [%]。縦軸が RMSE 改善率 [%]、横軸は予報時間 (FT=0〜264)。線の色は領域毎の検証結果を表し、緑線が全球、黄線が北半球（20°N〜90°N）、赤線が熱帯（20°S〜20°N）、青線が南半球（20°S〜90°S）の結果であり、信頼度 95%の区間を併せて表示している。

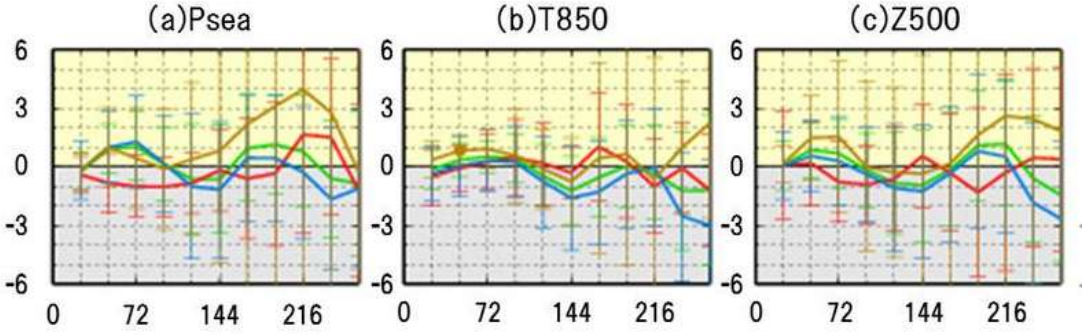

図 1.6.4　2013 年 8 月（夏実験）における CNTL に対する TEST の RMSE 改善率 [%]。図の見方は図 1.6.3 と同じ。図中の丸印（T850 の北半球における FT=48）は、有意水準 0.025 で片側検定を行った結果、RMSE の差が統計的に有意であったことを示している。

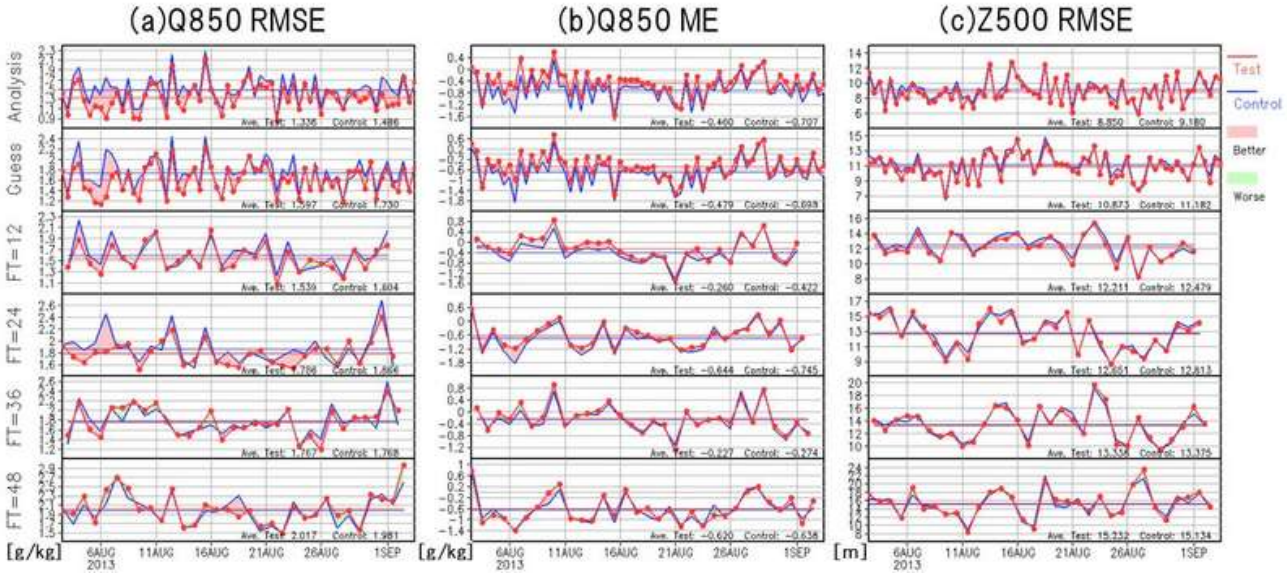

図 1.6.5　夏実験における国内ラジオゾンデに対する TEST および CNTL の時系列図。(a) は 850 hPa 面比湿の RMSE、(b) は 850 hPa 面比湿の ME、(c) は 500 hPa 面高度の RMSE であり、上段から順に、解析値、第一推定値、FT=12、FT=24、FT=36、FT=48 である。また、赤線が TEST、細赤線が期間平均値、青線が CNTL、細青線が期間平均値である。RMSE においては、赤色のハッチが TEST で改善、緑色のハッチが TEST で悪化、ME においては、赤色のハッチが TEST の方がバイアスが小さい、緑色のハッチが TEST の方がバイアスが大きいことを表す。

また、図 1.6.5(c) に示す国内ラジオゾンデに対する 500 hPa 面高度の日々の RMSE を確認すると、500 hPa 面高度についても TEST では改善が見られた。この改善は、欧州付近や米国付近においても同様の結果であった（図略）。高度の計算においては、仮温度を用いて算出するため、水蒸気の表現が改善した結果が現れていることが考えられる。

(4) 日本域における降水検証

日本域の降水に与える影響について確認するため、夏実験における前 12 時間降水量について、アメダスに対する降水閾値毎のバイアススコア (BI) およびエクイタブルスレットスコア (ETS) の結果を図 1.6.6 に示す。BI では、TEST の方が FT=12 で顕著に大きく、予報時間が進むにつれてこの差が小さくなることが分かる。ETS では、FT=12 において 5 mm/12h 未満の降水では悪化するものの、5 mm/12h から 20 mm/12h では改善している。FT=24 以降は、BI と同様に ETS においても TEST と CNTL で明瞭な差は見られない。以上のことから、地上 GNSS 天頂大気遅延量の同化により、特に予報初期において、5 mm/12h 未満の降水では空振りが増加、これよりも強い降水では若干精度が改善するものの、FT=24 以降ではほぼ中立になっている。

FT=12 において弱い降水が増加する原因の 1 つとして考えられることは、地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、初期値の水蒸気が増加した結果、特に予報初期で降水の領域が CNTL に比べて広がったことが挙げられる。日々の降水分布を確認すると、特に不安定性降水において、TEST は CNTL に比べて弱い降水域が広がっており（図略）、この結果空振りが増えたことが考えられる。また、FT=24 以降で降水スコアがほぼ中立になる原因の 1 つとして考えられることは、初期値において増加した水蒸気量を数値予報モデルが FT=24 までに降水として落下させている可能性が考えられる。上述した 850 hPa 面比湿の高層観測との比較において、比湿は FT=24 まで改善しているが、これ以降は改善が持続していない。さらに、図 1.6.7 に示す予報初期 24 時間の平均降水量の差を見ると、日本周辺では TEST の降水量が増加しており、この増加した降水量は、数値予報モデルが地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することによって増加した水蒸気量を降水として落下させた可能性が考えられる。これについては、事例数も少ないため、今後もさらなる調査を行う必要がある。

(5) 事例検証

図 1.6.8 に 2013 年 8 月 23 日 12UTC 初期値における FT=6 の例を示す。この日は、停滞前線に流れ込む暖湿気により、西日本を中心に大雨となった。実況では、島根県付近に非常に強い降水があり（赤丸印）、TEST の予報では CNTL に比べて強い降水を予報できていることが分かる。この予報初期値における可降水量の TEST と CNTL の差を確認（図 1.6.9）すると、TEST では地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、山陰から対馬海峡付近で可降水量が増加している。この結果、TEST では島根県付近の降水予報が改善されたと思われる。

一方、紀伊半島付近の弱い降水（青丸印）に着目すると、TEST は CNTL に比べて弱い降水の領域が広がっており、上述の降水スコアはこのような影響も受けていると思われる。

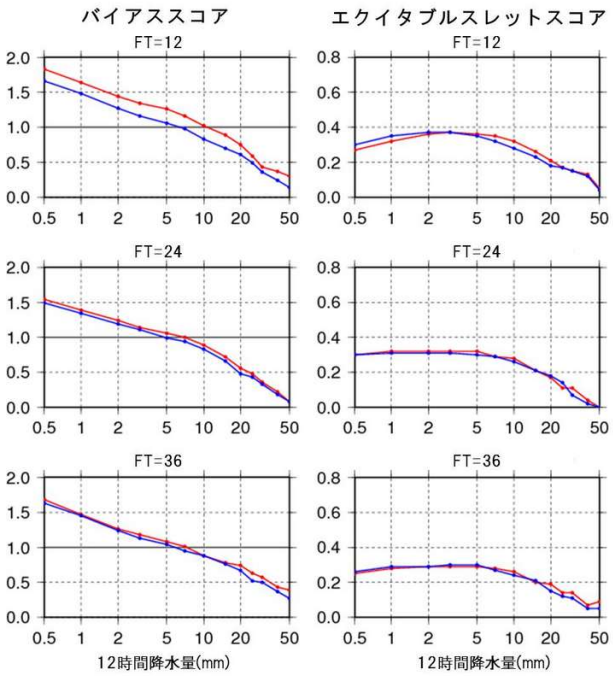

図 1.6.6 降水閾値毎の降水検証スコア（対アメダス）。左はバイアススコア、右はエクイタブルスレットスコアであり、上段から順に FT=12, FT=24, FT=36 である。また、赤線が TEST、青線が CNTL である。

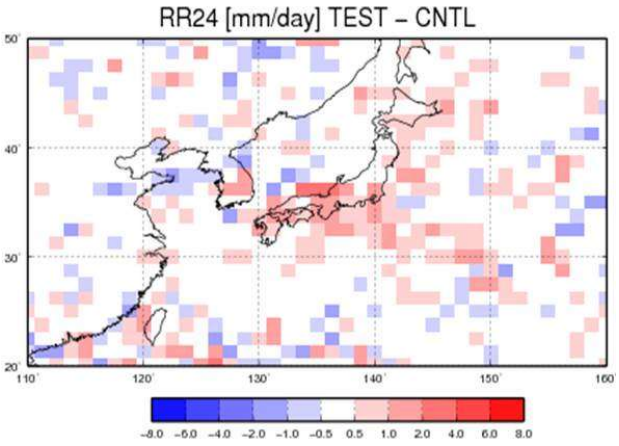

図 1.6.7 予報初期 24 時間平均降水量の差 (TEST–CNTL)。

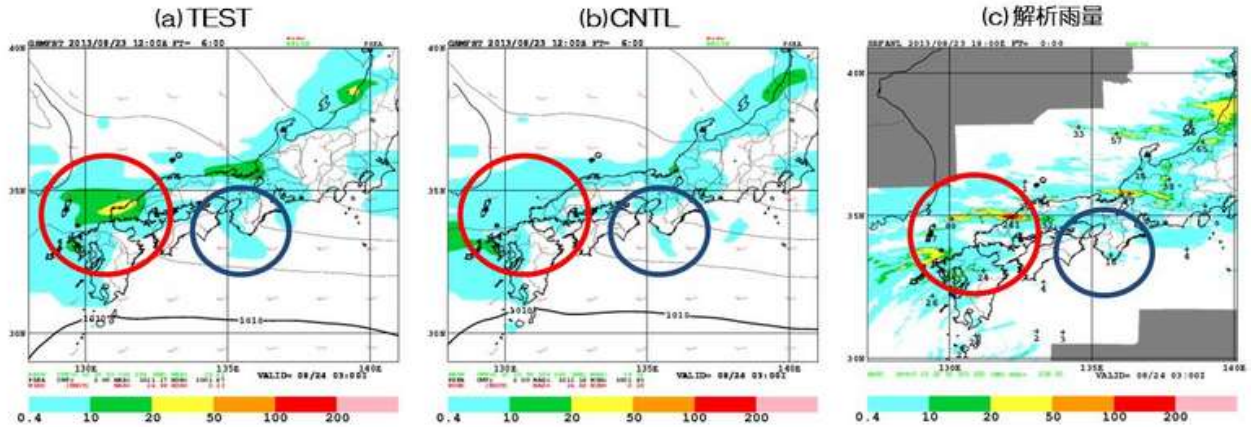

図 1.6.8　2013 年 8 月 23 日 12UTC 初期値の FT=6 の結果。(a) は TEST の予報結果（海面更正気圧、地上風、3 時間積算降水量）、(b) は CNTL の予報結果（海面更正気圧、地上風、3 時間積算降水量）、(c) は予報対象時刻における解析雨量（3 時間積算）である。

1.6.4　まとめと今後の課題

本節では、GSM の鉛直層数増強に併せてルーチンでの同化利用を開始した地上 GNSS 天頂大気遅延量について、同化利用の概要とその効果を述べた。サイクル実験の結果では、海面更正気圧、850 hPa 面気温および 500 hPa 面高度の初期値検証は中立となったが、以前のルーチンで確認されていた初期値の乾燥バイアスが改善し、FT=24 までは 850 hPa 面比湿が改善することが分かった。降水スコアでは予報初期の弱い降水において空振りが増加するものの、5 mm/12h 以上の降水では改善する傾向が見られた。予報結果を利用する際には、予報初期の弱い降水の広がりに注意していただきたい。

今後の課題として、まず挙げられることは、天頂大気遅延量の直接同化をメソ解析においても採用することである。第 1.6.2 項で述べた通り、天頂大気遅延量を直接同化することにより、水蒸気量以外の情報を同化することが可能になるだけでなく、可降水量への変換誤差が混入することがないため、初期値のさらなる精度向上が見込まれる。

今回のサイクル実験の結果では、地上 GNSS 天頂大気遅延量を同化することにより、初期値の水蒸気場は改善するものの、この効果は予報が進むと徐々に薄れていく傾向が見られた。地上 GNSS データは、観測地点には粗密があるものの、時間分解能が高く、全天候型のセンサーである。この利点を活かし、データ同化の結果だけでなく地上 GNSS データを用いた予報モデルの検証を通じ、モデル開発者との連携を進めていくことによるさらなる効果的な利用方法を検討していく必要がある。

地上 GNSS データ数は、今後さらに増加していく可能性がある。この増加は、陸上の観測点だけでなく、船舶やブイに搭載された GNSS 受信機のデータも含まれている。船舶やブイといった海洋上のデータの利用については、現在研究段階であり、観測データの精度も

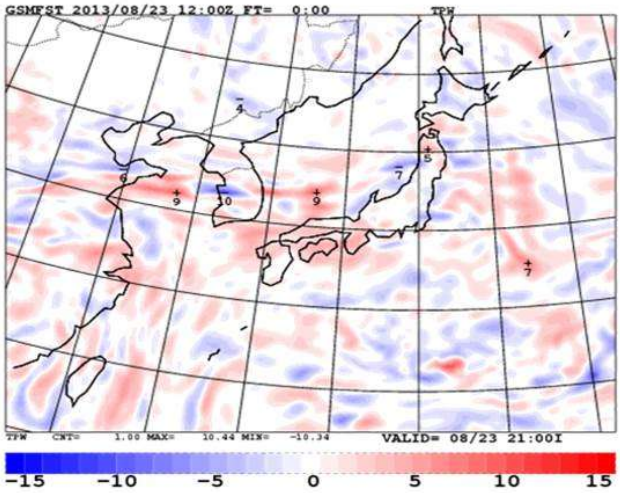

図 1.6.9　2013 年 8 月 23 日 12UTC 初期値における可降水量の差 (TEST–CNTL)。

含めて今後さらなる精度検証が必要となる。さらに、現在利用している地上 GNSS データは受信機の真上となる天頂方向のデータであるが、将来的には衛星方向の大気遅延量も利用できる可能性がある。今後もこれらの動向に注意しつつ、開発を行っていく予定である。

参考文献

石川宜広, 2008: 地上設置型 GPS 大気遅延量の利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 53–57.

石川宜広, 2010: 地上 GPS データのメソ解析での利用. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 54–60.

大谷竜, 内藤勲夫, 1998: GPS 可降水量の物理と評価. 気象研究ノート, **192**, 15–33.

辻宏道, 1998: GPS の原理. 気象研究ノート, **192**, 1–13.

宮本健吾, 中川雅之, 中村貴, 北川裕人, 小森拓也, 2009: 対流. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 68–82.

第 2 章　高度化された週間・台風アンサンブル予報システムの特性

2.1　週間アンサンブル予報システム [1]

2.1.1　はじめに

週間アンサンブル予報システム（以下、週間 EPS[2]）は、週間天気予報作業の支援を目的に運用されており、500 hPa、850 hPa、地上の気象要素の予測結果はアンサンブル平均やばらつき、確率情報として予報作業に用いられている (林・川上 2006; 村 2011)。また、こうした予報支援資料は強い寒気の南下や急速に発達する低気圧などの顕著現象に関する気象情報を発表するためにも利用されている。

数値予報課は 2001 年 3 月の運用開始以来、週間 EPS の開発を続けている。週間天気予報の支援資料の精度向上を目指して、GSM の改良の成果を取り込むだけではなく、初期摂動作成手法の変更・メンバー数の増強・モデルアンサンブルの導入といった様々な改良を行っており (経田・山口 2006; 酒井 2006; 米原 2008, 2009, 2010; 山口 2011)、週間アンサンブル予報の精度は年々向上している。例えば、図 2.1.1 に示すアンサンブル平均予報の北半球域 500 hPa 面高度のアノマリー相関係数 (ACC) の時系列を見ると、2014 年の 8 日先 (FT=192) の予測に対する ACC は、10 年前の 2004 年の 7 日先 (FT=168) の予測に対する ACC を上回っていることが分かる。

2014 年 2 月 26 日に現業化した現在の週間 EPS では、計算頻度を 1 日 2 回（00, 12UTC 初期値の計算を実行）に増やした [3]。従来の週間 EPS では数日先の顕著現象に関する予報支援資料は 1 日 1 回しか提供することができなかったが、この変更により、初期値の更新に伴う週間 EPS の予測の変化をより詳細に把握し、数値予報資料の変化をいち早く捉えられるようになった。同時に、顕著現象や地域特性の予測精度向上を目的として、予報モデルの水平格子間隔を約 55 km から約 40 km へと高解像度化し、2013 年 4 月に変更された GSM の改良（層積雲スキームの改良 [4]・モデル定数の更新）を取り込んだ。

1 日 2 回への高頻度化や予報モデルの水平高解像度化を行うためには、従来に比べてより多くの計算機資源が必要であり、2012 年に更新された計算機でも従来の週間 EPS と同じメンバー数を維持することはできなかった。一般に、アンサンブル予報では、メンバー数が多いほどアンサンブル平均予報の精度は向上する (高野 2002) が、水平高解像度化・予報モデルの更新による予測精度の向上がメンバー数の減少による予測精度の悪化を上回れば、全体としてアンサンブル平均予報の精度は向上する。そこで、予測精度の向上を図りながら割り当てられた計算機資源内で週間 EPS の高度化を行うために 1 実行あたりのメンバー数の見直しを行い、1 実行あたりのメンバー数は 27 メンバー（1 日あたり 54 メンバー）とした。表 2.1.1 に、本変更前後の週間 EPS の仕様についてまとめた。赤字の記述が今回変更した週間 EPS の仕様を示している。

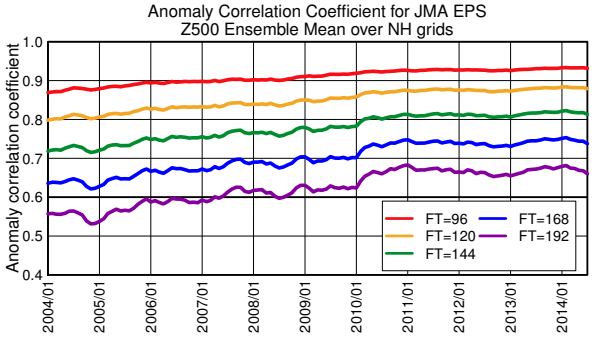

図 2.1.1　アンサンブル平均予報のアノマリー相関係数の前 12 か月移動平均値の時系列。期間は 2003 年 1 月～2014 年 6 月。検証対象は北半球域（20°N～90°N）500 hPa 面高度場。色の違いは予報時間の違いを意味し、上から順に 4, 5, 6, 7, 8 日である。

本節では、現在の週間 EPS（以下、現行システム）の性能を前週間 EPS（以下、前システム）との比較や事例解析を通して述べる。まず第 2.1.2 項では、現行システムの性能を前システムと比較する。次に第 2.1.3 項では、新しく実行を開始した 00UTC 初期値のアンサンブル予報の精度を確認した上で、高頻度化による利点を述べる。続いて第 2.1.4 項では、1 実行あたりのメンバー数の減少によるアンサンブル予報の精度への影響や現行システムの予測における課題について述べる。最後に第 2.1.5 項で、現行システムの資料を利用する上での注意点をまとめる。

2.1.2　現行システムと前システムの予測精度の比較

週間アンサンブル予報は、週間天気予報作業において、アンサンブル平均予報として利用されるだけでなく、そのばらつきによる不確実性の定量的な指標、顕著現象に対する確率情報として、統計処理を加えた上で多岐にわたって利用されている。週間アンサンブル予報を評価する上で、それらの検証結果を総合的に用いることが重要である。本変更は水平高解像度化、予報モデルの更新のような予報モデル自体の仕様の変更も伴うため、予報モデルの予測特性の変化にも注目する。また、前項で述べたように水平高解像度化・予報モデルの更新とメンバー数の変更を合わせて予測精度の向上が得られたかということも確認する必要がある。

[1] 越智 健太、経田 正幸
[2] Ensemble Prediction System の略字。
[3] 同日、部外配信資料は現行の 12UTC 初期値の 1 日 1 回の配信から、00UTC および 12UTC 初期値の 1 日 2 回の配信に変更された。なお、配信資料の領域、格子間隔、要素等は変更前と同じである。
[4] 詳細は下河邉・古河 (2012) を参照していただきたい。

表 2.1.1　2014 年 2 月の変更前後の週間 EPS の主な仕様。変更点は赤字で示している。GSM のバージョンの 4 桁の数字は、週間 EPS の予報モデルに採用した GSM の現業化時期（西暦下 2 桁・月）を表す。

	前週間EPS （2011年3月～2014年2月）	現在の週間EPS （2014年2月～）
予報モデル (GSMのバージョン)	TL319L60（水平格子間隔：約55km） GSM1009	TL479L60（水平格子間隔：約40km） GSM1304
予報時間	264時間	
積分時間間隔	1200秒	720秒
実行初期時刻	12UTC（1日1回）	00UTC, 12UTC（1日2回）
1実行あたりのメンバー数	51	27
初期摂動作成手法	特異ベクトル法（SV法）	
初期摂動ターゲット領域	北半球（30°N－90°N）、熱帯（30°S－30°N）、南半球（90°S－30°S）	
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法	

そこで、本変更にあたって、主に以下の 4 つの観点の比較・検証を行い、前システムの予測に対する現行システムの予測の精度の変化を確認した。

1. 水平高解像度化、予報モデルの更新に伴う予測特性の変化
2. アンサンブル予報のばらつきと予測誤差の関係
3. アンサンブル平均予報の精度
4. 確率予測精度

本項ではこれらの検証結果を順に示し、現行システムの性能について前システムと比較しながら述べる。性能の評価期間は夏期間を 2012 年 7 月 3 日～10 月 11 日、冬期間を 2011 年 12 月 3 日～2012 年 3 月 11 日として、現行システムと同じ仕様による予報実験の結果を前システムを用いた予報実験の結果と比較した。

なお、現業的に行っているアンサンブル予報の検証についての詳細は経田ほか (2013) を参照していただきたい。

(1)　水平高解像度化、予報モデルの更新による予測特性の変化

図 2.1.2 に水平解像度の変更前後の日本周辺の地形を示す。現行システムの地形は前システムの地形に比べて、奄美大島や沖縄本島の有無や、中部山岳付近の標高に見られるように、各地域の地形がより詳細に表現されていることが分かる。

ここでは、特に高解像度化に伴う影響が大きく、日々の予報で着目されている降水の予測特性の変化を述べる。なお、高解像度化に伴う系統的な台風予測特性の変化は第 2.2 節を参照していただきたい。

夏期間における降水予測特性の変化

図 2.1.3 にコントロールランの FT=48 [5] における前 24 時間降水量をアメダス降水量に対して閾値毎に検証した結果を示す。図 2.1.3 左上の夏期間におけるバイアススコア (BI) を見ると、やや BI が大きくなっている閾値は見られるものの、統計的に有意な差は見られない。右上のエクイタブルスレットスコア (ETS) を見るとほぼ同じ値となっている。これらのことから、夏季の降水予測精度は統計的にはほぼ同等であると言える。

統計的には有意な差は見られないものの、個別の事例に着目すると実際に降水予測特性が変わった事例がいくつか見られた。夏期間の降水表現で予測特性の変化が見られた一例を図 2.1.4 に示す。図 2.1.4 を見ると、現行システムでは前システムよりも強い不安定性降水を表現していることが分かる。事例別に見ると、強い降水の表現はより高解像度である GSM に近くなっている（図略）。

冬期間における降水予測特性の変化

冬期間では、前 24 時間降水量が 0.5 mm/24h 以上や、1 mm/24h 以上の降水に対する BI がやや小さくなり、ETS が高くなっていることが分かる（図 2.1.3 下段）。この改善は検証事例の多くを占める弱い降水に対する空振りが減少したことによりもたらされた。図 2.1.5 に冬型の降水事例として、2012 年 1 月 7 日 12UTC 初期値の FT=144 までの 24 時間降水量が 1 mm/24h 以上となる確率分布を示す。図 2.1.5 を見ると、脊梁山脈の風下側の降水確率は前システムに比べて現行システムでは低くなっており、多くのメンバーで冬型の降水が過度に太平洋側に広がる傾向が解消されていることが分かる。これは、図 2.1.2 に示した通り、脊梁山脈における地形が現実の地形により近く（脊梁山脈では従来より標高が高く）表現された結果、冬季日本海側の降水域が太平洋側まで広がらないようになったためであると考えられる。

(2)　アンサンブル予報のばらつきと予測誤差の関係

理想的なアンサンブル予報では、アンサンブル平均予報の平方根平均二乗誤差 (RMSE) とスプレッドの大

[5] 後に本項 (4) にも示すように、夏期間における強雨の予測精度は FT=120 で気候値予報と同程度となっている。そのため、ある程度予測精度のある FT=48 における結果を示す。

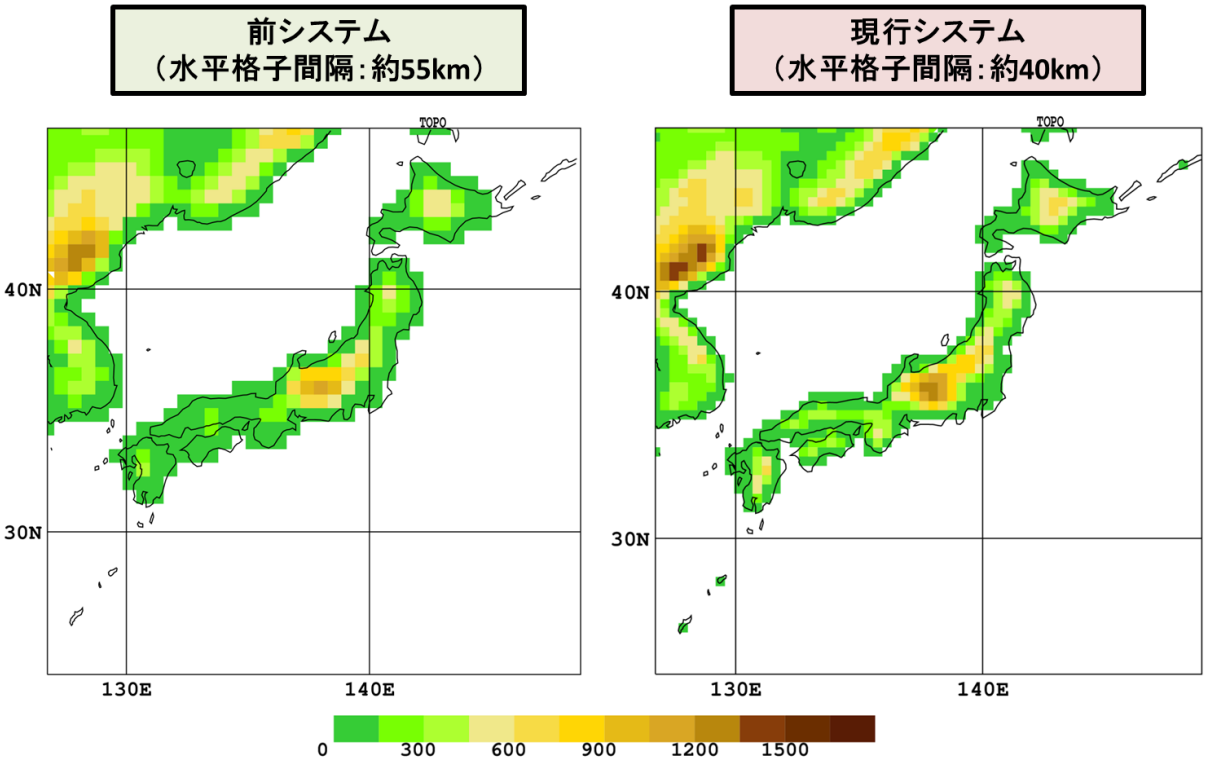

図 2.1.2　高解像度化前後の週間 EPS の地形 [m]。（左）現行システム、（右）前システム。色を塗っていないところは、海格子であることを示している。

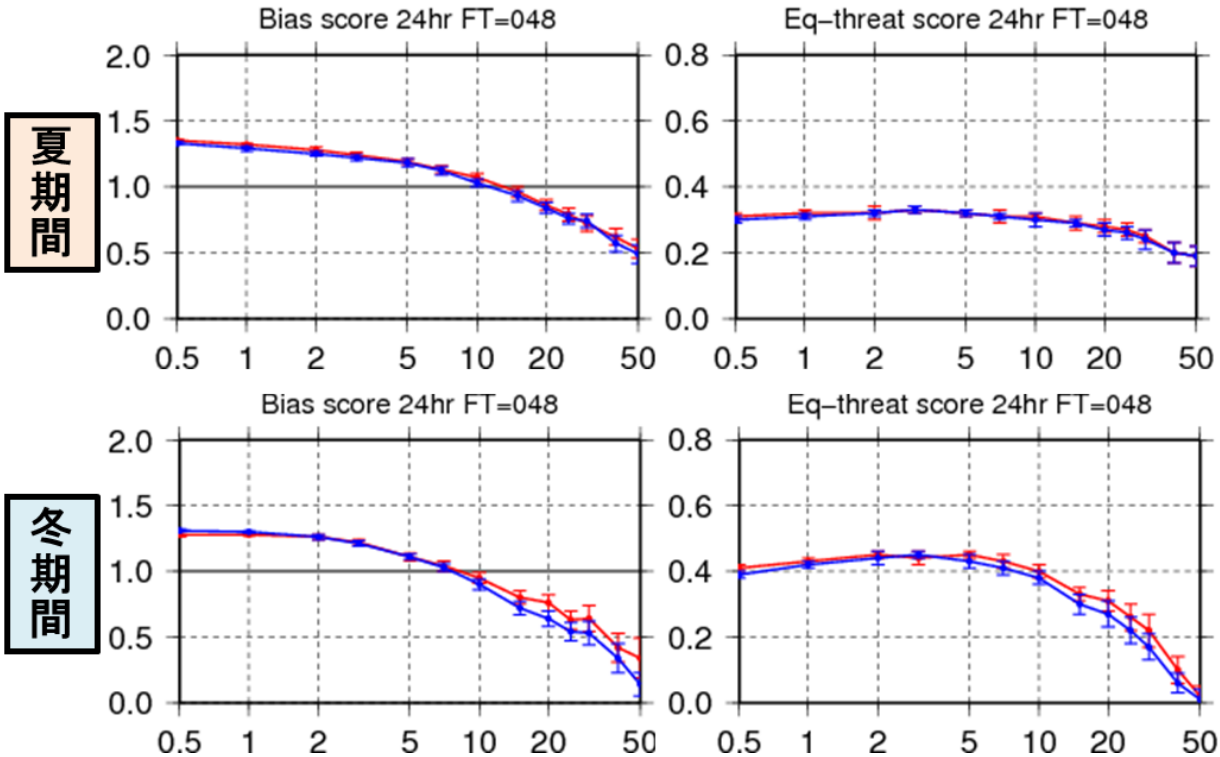

図 2.1.3　12UTC 初期値のコントロールランの FT=48 における前 24 時間降水量の閾値毎の降水検証スコア。検証に用いた実況値はアメダス観測値。横軸は降水の閾値 [mm/24h] を示す。左列：バイアススコア、右列：エクイタブルスレットスコア。検証期間は、上段：夏期間、下段：冬期間。前システムは青線、現行システムは赤線で各スコアを示している。エラーバーは 95%信頼区間を示している。

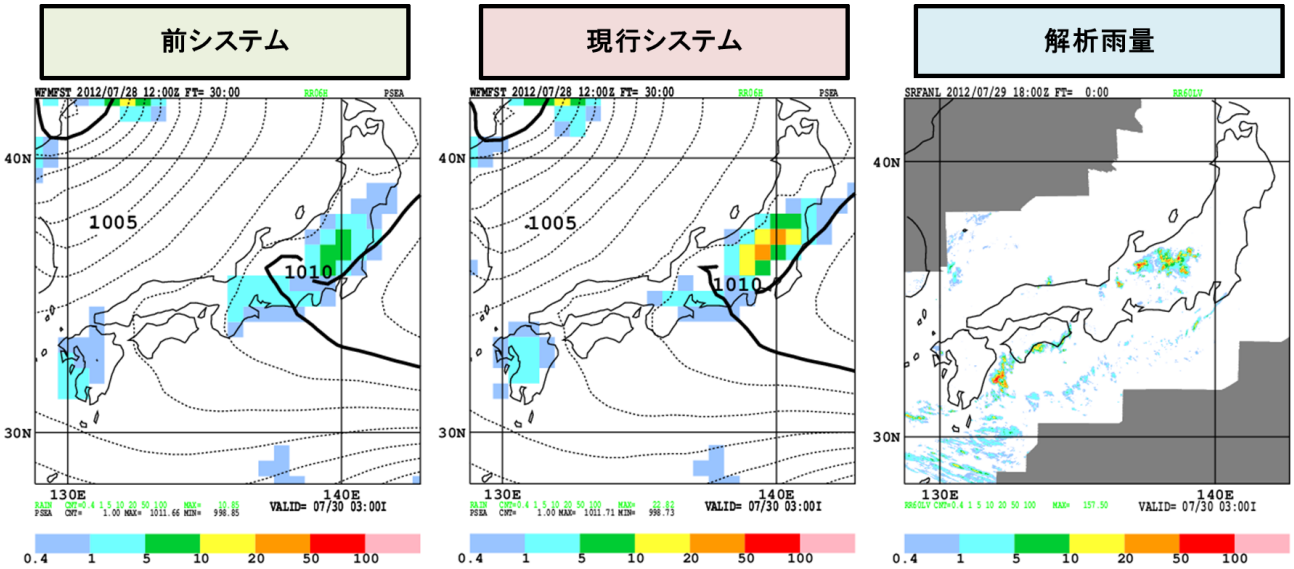

図 2.1.4　2012 年 7 月 29 日 18UTC までの前 6 時間降水量。初期時刻は 2012 年 7 月 28 日 12UTC (FT=30)。（左）従来システム、（中）現行システム、（右）解析雨量。

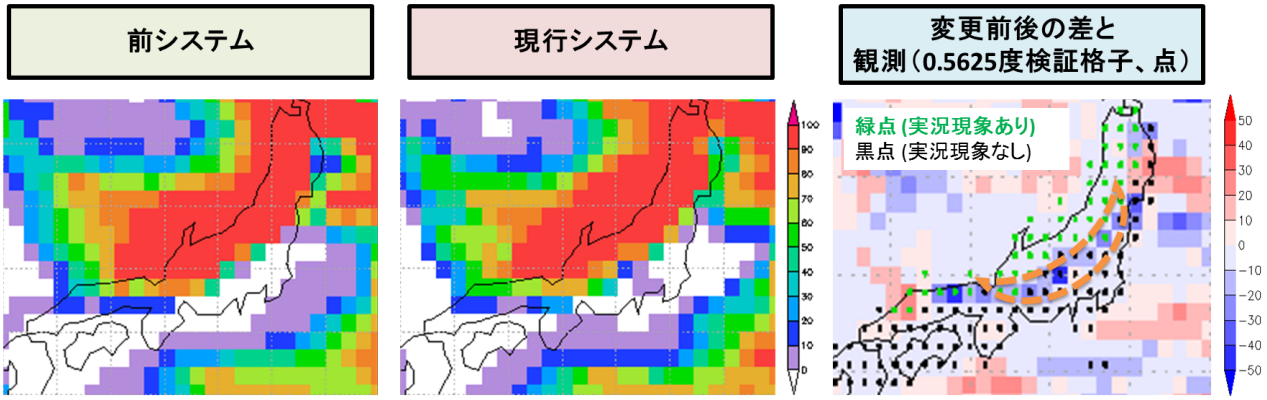

図 2.1.5　2012 年 1 月 13 日 12UTC までの 24 時間降水量が 1 mm/24h 以上となる確率予測結果。（左）従来システム、（中）現行システムの FT=144 における予測結果。（右）変更前後の確率分布の差。緑点は解析雨量で前 24 時間降水量が 1 mm/24h 以上の点、黒点は 1 mm/24h 未満の点を示す。橙色破線で囲まれた領域は、降水の有無の境目であり、その中に従来システムの予測よりも現行システムの予測の方が降水確率が低い地点（濃青色格子）がいくつかある。

きさはほぼ等しくなる (高野 2002) ため、予測のばらつきの大きさが適切であるかどうかを評価する際には RMSE とスプレッドの関係に着目する。ここでは、現行システム・前システムそれぞれの RMSE とスプレッドの大きさを比較する。

図 2.1.6 に、現行システム・前システムについて、北半球域 500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の RMSE とスプレッドの比を FT 別に示す[6]。図 2.1.6 を見ると、変更前後ともに FT=96 から RMSE とスプレッドの比は約 0.9 を示しており、RMSE に対してスプレッドが小さいことが分かる。これは、予報モデル自体にバイアスがあることや、予測の誤差に対して個々のメンバーのばらつき方が小さく、ばらつきが十分でないことによるものであると考えられる。現行システム・前システムでは初期摂動作成手法は変えておらず、RMSE とスプレッドの間の定量的な関係について大きな差が見られない結果は妥当であると言える。

(3)　アンサンブル平均予報の精度

図 2.1.7 に、現行システム・前システムについて、北半球域 500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の RMSE を FT 別に示す。夏・冬期間ともに、概ね予報期間を通じて前システムよりも現行システムの方が RMSE は小さくなっており、予測精度が高

[6] 以降、500 hPa 面高度場や 850 hPa 面気温場の検証結果は、日本域の週間天気予報を行う上で重要となる傾圧不安定波の予測精度を予報期間を通じて見るために、北半球域（20°N～90°N）を検証領域としたものを示す。なお、赤道域（20°S～20°N）、南半球域（90°S～20°S）における検証結果についても北半球域の検証結果とほぼ同様の傾向が見られた。

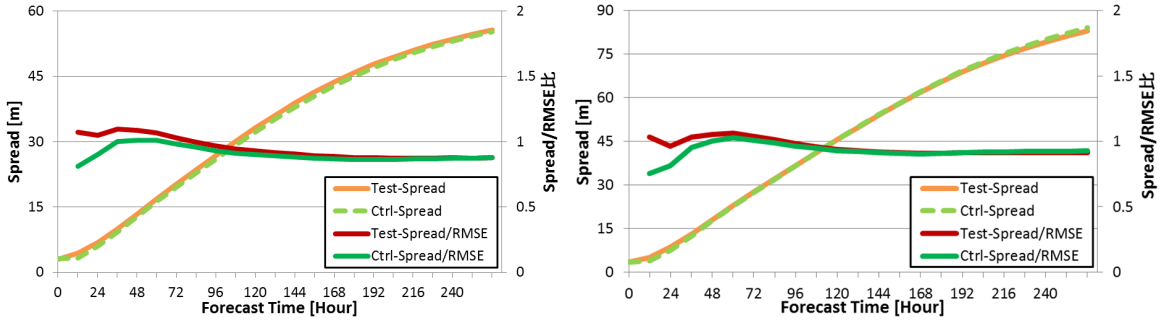

図 2.1.6　北半球域（20°N～90°N）500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の RMSE とスプレッドの比とスプレッド。横軸は予報時間。赤実線は現行システム、緑破線は前システムの RMSE とスプレッドの比を示す。また、橙実線は現行システム、黄緑破線は前システムのスプレッドを示す。検証期間は、左：夏期間、右：冬期間。検証には 12UTC 初期値の予測のみを使用。

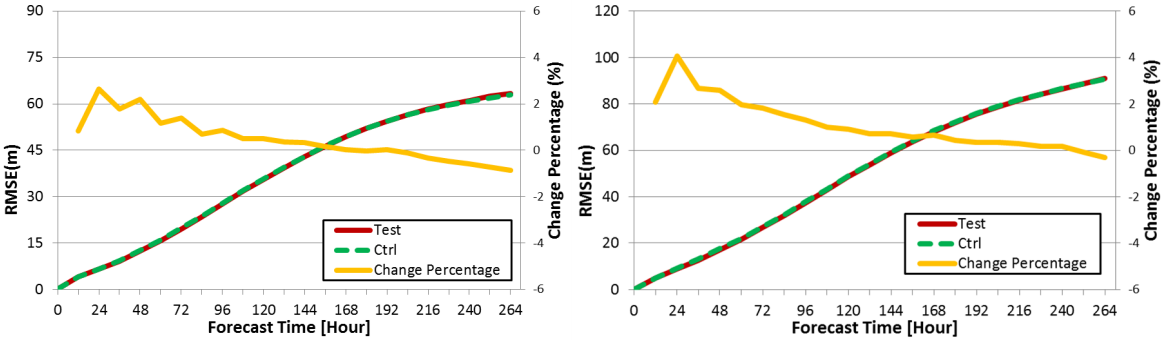

図 2.1.7　北半球域（20°N～90°N）500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の RMSE。横軸は予報時間。赤実線は現行システム、緑破線は前システムの RMSE（値は左の縦軸に対応）を示す。黄実線は前システムに対する現行システムの改善率（値は右の縦軸に対応）を示す。検証期間は、左：夏期間、右：冬期間。検証には 12UTC 初期値の予測のみを使用。

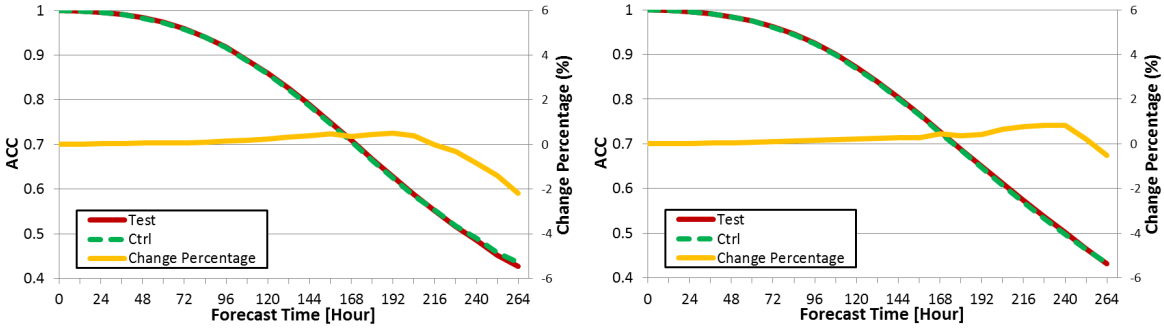

図 2.1.8　図 2.1.7 と同様。ただし、ACC を示す。

いことが分かる。ただし、夏期間については週間天気予報で対象とする予報時間よりも長い FT=216 以降で前システムよりも現行システムの方が RMSE が大きくなっている。図 2.1.8 に示す ACC についても同様の傾向が見られる。これは、1 実行あたりのメンバー数の減少[7]や、北半球域 500 hPa 面高度場に対する現行システムのコントロールランの FT=216 以降での予測精度の悪化（図略）が影響していると考えられる。

(4)　確率予測精度

アンサンブル予報の確率予測精度を評価する際には、気候学的出現率（付録 C.3.8 参照）を基準とした確率（メンバーの割合）の検証を行っている。図 2.1.9、図 2.1.10 にそれぞれ北半球域 500 hPa 面高度場、850 hPa 面気温場の平年偏差が $-1\,\sigma$（σ は気候学的標準偏差[8]）以下

[7] 実際に、前システムの 51 メンバーの予測のうち現行システムと同じ初期摂動を与えている 27 メンバーを用いてアンサンブル平均予報の ACC を計算すると、現行システムの ACC とほぼ同程度の値であった（図略）。

[8] 気候学的標準偏差の算出には JRA25 を用いた。

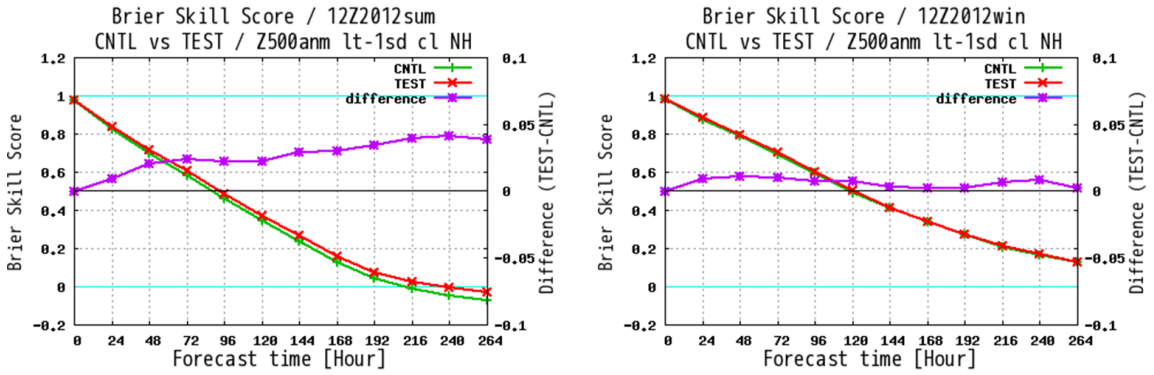

図 2.1.9　北半球域（20°N〜90°N）500 hPa 面高度場の平年偏差が $-1\,\sigma$ 以下となる確率の BSS。横軸は予報時間。赤線は現行システム、緑線は前システムの BSS（値は左の縦軸に対応）を示す。紫線は前システムと現行システムの差（値は右の縦軸に対応）を示す。検証期間は、左：夏期間、右：冬期間。検証には 12UTC 初期値の予測のみを使用。

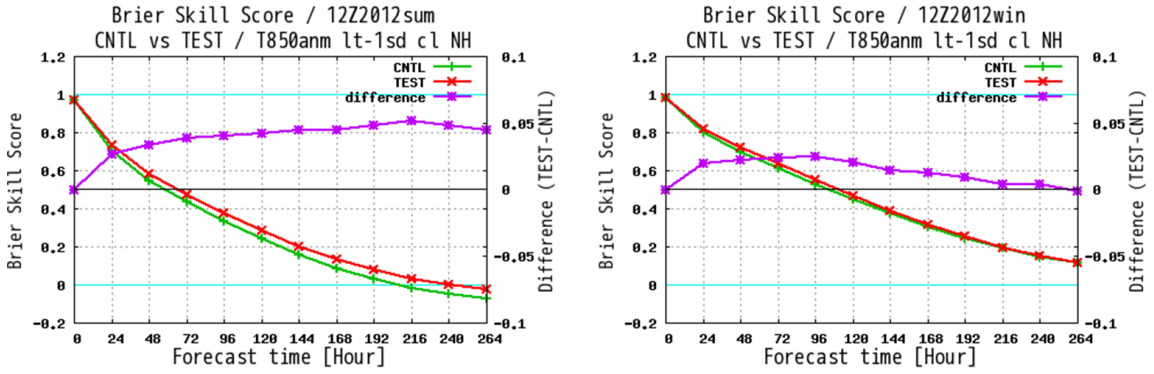

図 2.1.10　図 2.1.9 と同様。ただし、BSS は 850 hPa 面気温場に対する検証結果を示す。

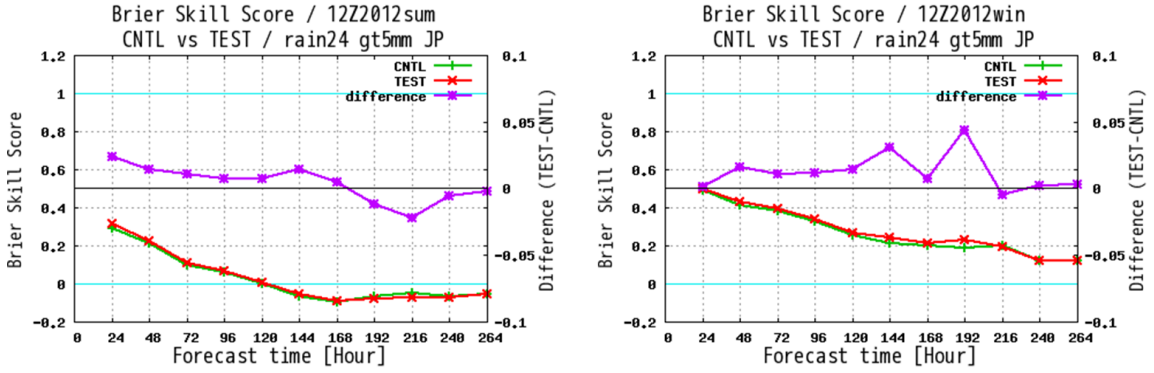

図 2.1.11　図 2.1.9 と同様。ただし、BSS は前 24 時間降水量 5 mm/24h 以上に対する検証結果を示す。検証に用いた実況値はアメダス観測値である。

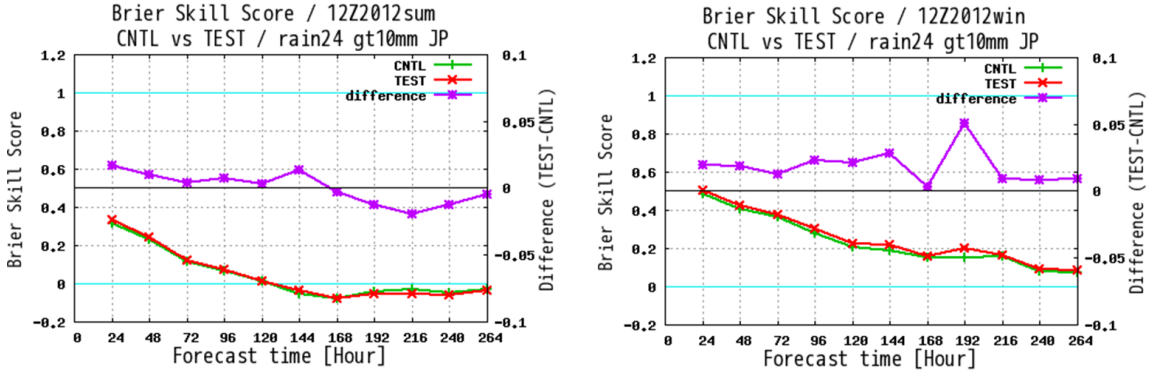

図 2.1.12　図 2.1.11 と同様。ただし、BSS は前 24 時間降水量 10 mm/24h 以上に対する検証結果を示す。

の負偏差[9]となる確率のブライアスキルスコア (BSS) を示す。また、図 2.1.11、図 2.1.12 にはそれぞれアメダス降水量が前 24 時間降水量で 5 mm/24h、10 mm/24h 以上となる確率の BSS を示す。夏・冬期間ともにほぼ予報期間を通じて、概ね前システムよりも現行システムの BSS は高いことが分かる。ただし、両期間ともに FT=216 以降ではやや悪化する要素も見られた（図略）。なお、図 2.1.11、図 2.1.12 を見ると、夏期間の FT=120 以降において BSS が 0 以下となっており、気候値予報と同程度の予測精度しかないと言える。

2.1.3 高頻度化の利点

従来の週間アンサンブル予報は 1 日 1 回 12UTC 初期値のみの実行であったが、今回の変更で新たに 00UTC 初期値の実行が加わり、現在は 1 日 2 回実行している。アンサンブル予報においても、一般的に最新の初期値の予測ほど誤差が小さいため、00UTC 初期値の追加によって、より高頻度に精度の高い最新初期値の予測を利用できるようになることが期待できる。

本項では、まず (1) で 00UTC 初期値の予測の精度が 1 つ前の 12UTC 初期値の予測よりも高い精度であることを確認し、(2), (3) で、顕著現象の予測の事例を見て、高頻度化の利点を述べる。

(1) 00UTC 初期値の予測の精度

00UTC 初期値の予測は、12UTC 初期値の予測と同じ仕様で実行している。また図 2.1.8 に示したように、予測精度は予報時間の経過とともに単調に減少しているため、新たに実行開始した 00UTC 初期値の予測精度は 1 つ前の 12UTC 初期値の予測に対して 12 時間分の利得があることが推察される。実際に確認のため、図 2.1.13 に、00UTC 初期値の予測と 1 つ前の 12UTC 初期値の予測の予報対象時刻を揃えて算出した、北半球域 500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の ACC を示す。FT=192 以降において 00UTC 初期値の予測の ACC の値が 12UTC の値に次第に近づく傾向は見られるものの、概ね予報期間を通じて、1 つ前の 12UTC 初期値の予測の精度よりも 00UTC 初期値の新しい予測の精度の方が高いと言える。

(2) 関東地方の夏季の低温事例（2012 年 7 月 21 日）

日々の週間天気予報で予報対象となる気温の予測について、顕著現象が発生する可能性をより早く捉えることができた事例として、2012 年 7 月 21 日 00UTC を予報対象時刻とした 00, 12UTC 初期値の週間アンサンブル予報の推移を確認する。

図 2.1.14 に 2012 年 7 月 21 日 00UTC の全球解析値を示す。この日は、関東地方の東海上までオホーツク海高気圧が張り出しており、大気下層の冷涼な北東気流の流入によって、関東地方の広い範囲で日最高気温が平年よりも低くなった。例えば、館野の日最高気温は 22.1 °C で、7 月の最高気温の平年値よりも約 6 °C 低かった。

図 2.1.15 に 2012 年 7 月 21 日 00UTC を対象とした FT=132 から FT=84 の予測について、海面更正気圧のアンサンブル平均、925 hPa 面の気温のスパゲッティ図を示す。図 2.1.15 上段の海面更正気圧の 1015 hPa の等値線（太線）に着目すると、古い初期値の予測ほどオホーツク海高気圧の張り出しが十分表現できていないことが分かる。また、同図下段の 925 hPa 面の気温のスパゲッティ図は古い初期値の予測ほどばらつきが大きく、多くのメンバーが関東地方付近に 15 °C 以下の低温を予測するのは FT=84 の時点であることが分かる。

7 月 21 日 00UTC の館野における高層気象観測値を見ると、大気下層の寒気移流が顕著に現れていたのは 925 hPa 面以下の高度までであった（図略）。そこで、館野の 925 hPa 面の気温の予測が各メンバーでどのような予測であったか、図 2.1.16 の各初期値の累積相対度数分布で確認する。

図 2.1.16 の横軸は館野の 925 hPa 面における気温を示しており、その観測値（橙色線）や解析値（桃色線）は縦の直線で表されている。例えば、17 日 12UTC 初期値の予測の累積相対度数分布を示す緑色線と解析値を示す桃色線は縦軸が約 15%のところで交わっている。このことは、約 15%のメンバー（4 メンバー）が 7 月 21 日 00UTC における 925 hPa 面の気温の解析値以下の低温を予測していたことを示している。このように、ある地点における全メンバーの予測結果を初期値毎に累積相対度数分布図上に示すことで、アンサンブル予報で特定の値を予測していた確率の推移を詳細に追うことができる。

図 2.1.16 の青線が示す 16 °C は、気象庁平年値（1981 年～2010 年の観測値）に基づく館野の 925 hPa 面気温 $-1.5\ \sigma$（σ は標準偏差）にほぼ対応する値である。平年偏差が $-1.5\ \sigma$ を下回る気候学的な出現率は正規分布を仮定するとおおよそ 10 %で、この値は階級区分値で「かなり低い」と呼ばれる出現率である。この「かなり低い」気温となる可能性を、いかに早く予測できていたかという観点で予測の推移を見てみる。最初に 15 日 12UTC 初期値の予測を示す線を見ると、横軸が 16 °C を示すところで縦軸の値は約 12%を示している。この確率は「かなり低い」となる気候学的な出現率とほぼ等しいことから、15 日 12UTC 初期値の予測 (FT=132) の段階では低温となるシグナルは十分捉えられていないと言える。

次に 16 日 00UTC 初期値の予測 (FT=120) を示す線に着目すると、16 °C 以下の「かなり低い」気温を予測するメンバー数は約 40%へと大幅に増加している。次の 16 日 12UTC 初期値の予測 (FT=108) では、16 °C 以下の低温を予測するメンバー数は 1 つ前の予測よ

[9] 例えば 500 hPa 面高度場で負偏差となる領域はトラフに対応する。

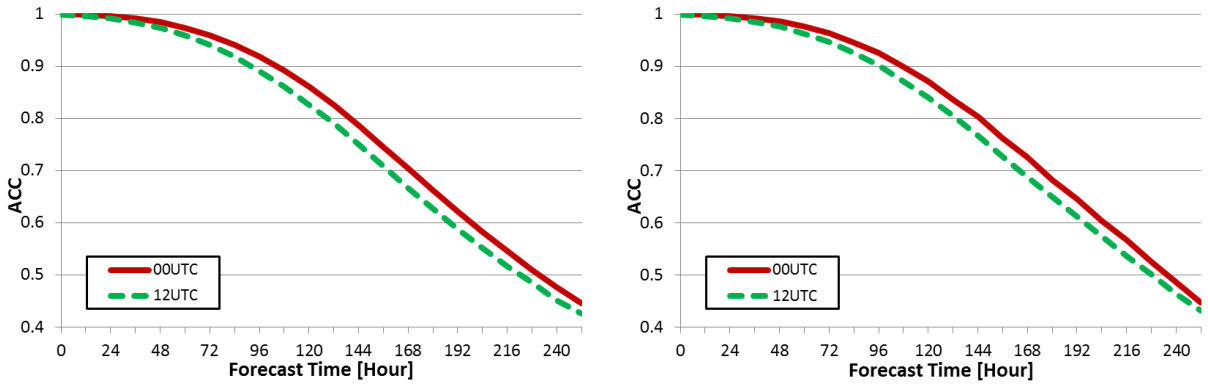

図 2.1.13　北半球域（20°N～90°N）500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の ACC。赤実線は 00UTC 初期値の予測の ACC、緑破線は 12UTC 初期値の予測の ACC を示す。横軸の予報時間は 00UTC 初期値の予測に合わせており、12UTC 初期値の予測の実際の予報時間は横軸の値よりも 12 時間分大きい。検証期間は、左：夏期間、右：冬期間。

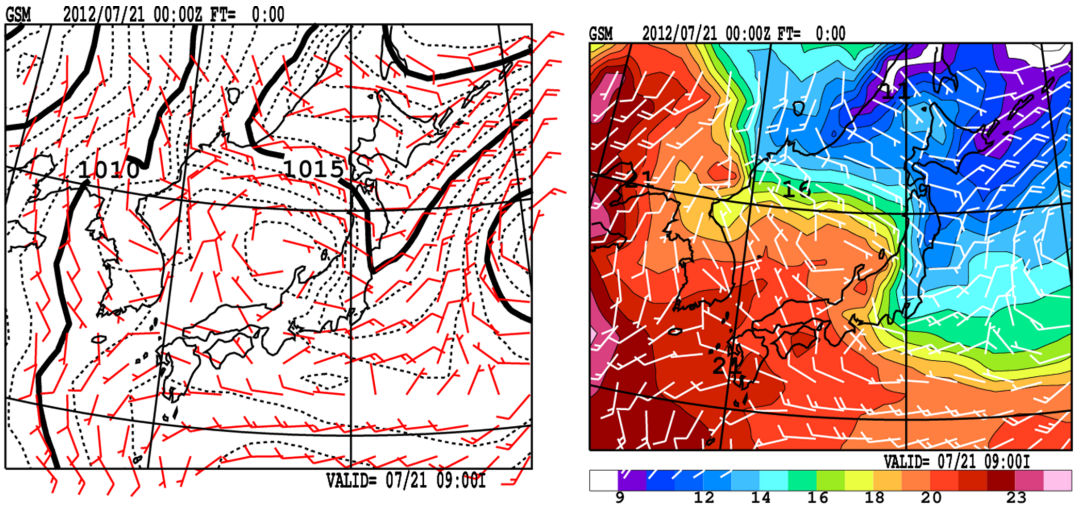

図 2.1.14　2012 年 7 月 21 日 00UTC の全球解析値。（左）海面更正気圧 [hPa] と地上の風、（右）925 hPa 面の気温 [°C] と風。矢羽は風向・風速 [ノット] を示す。

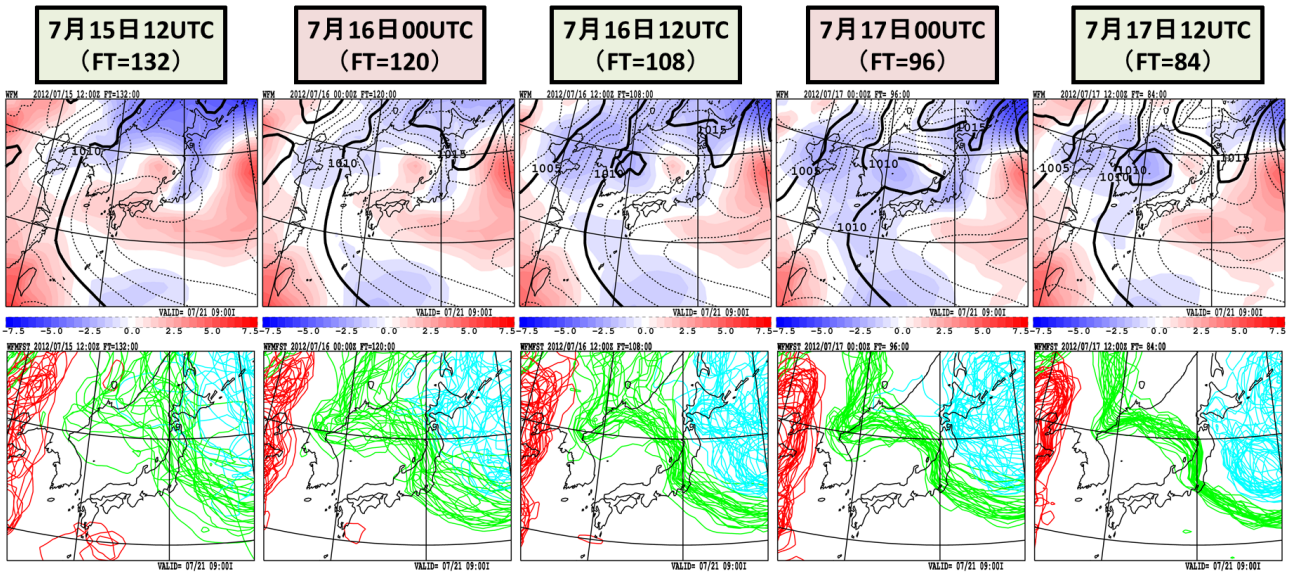

図 2.1.15　2012 年 7 月 21 日 00UTC を予報対象時刻とした週間 EPS の海面更正気圧のアンサンブル平均 [hPa] と 925 hPa 面気温 [°C] のスパゲッティ図。上図の黒線は予測値、赤い領域は海面更正気圧が解析値よりも高いところ、青い領域は海面更正気圧が解析値よりも低いところを示す。下図の水色線は 10 °C 線、緑色線は 15 °C 線、赤色線は 20 °C 線を示す。初期時刻は左から順に 2012 年 7 月 15 日 12UTC (FT=132)、16 日 00UTC (FT=120)、16 日 12UTC (FT=108)、17 日 00UTC (FT=96)、17 日 12UTC (FT=84)。

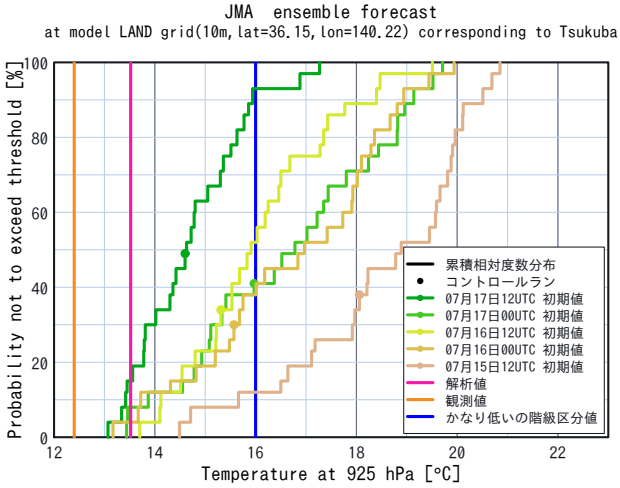

図 2.1.16　2012 年 7 月 21 日 00UTC を予報対象時刻とした館野における 925 hPa 面気温 [°C] の週間アンサンブル予報の累積相対度数分布。横軸は 925 hPa 面気温 [°C]、縦軸は気温の非超過確率。縦の桃色線は解析値、橙色線はゾンデによる観測値、青線はかなり低いとみなせる値の境界を示す。

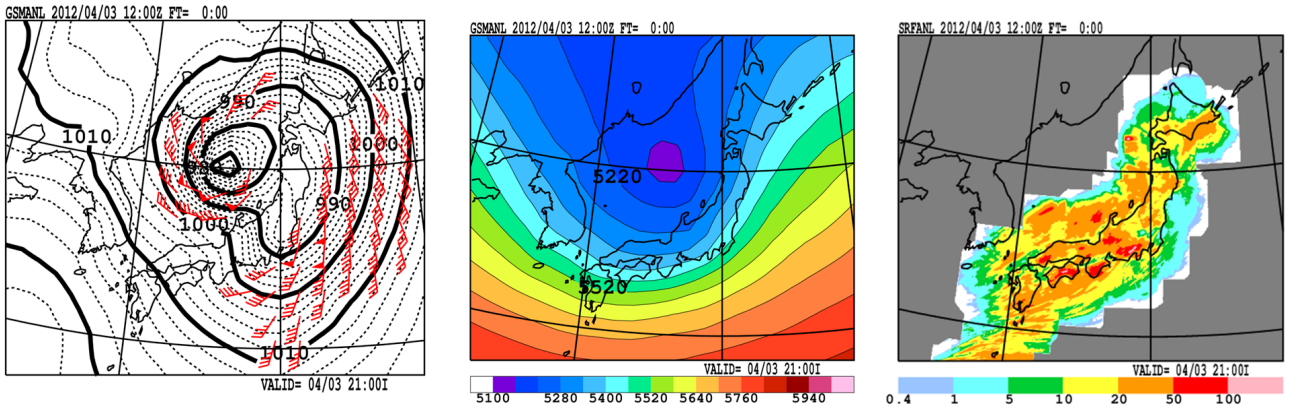

図 2.1.17　2012 年 4 月 3 日 12UTC の（左）海面更正気圧 [hPa] の全球解析値。（中）500 hPa 面高度 [m] の全球解析値。（右）前 24 時間積算降水量 [mm/24h]。矢羽は風速 [ノット] を示す（矢羽があるところは 34 ノット以上の風速であることを示す）。

りもやや高く約 52%である [10]。このように、本事例では、前システムでは実行していなかった 00UTC 初期値の予測を実行するようになったことで、より早い段階で館野で顕著な低温となるシグナルを捉えていると言える。

(3)　急速に発達する低気圧の事例（2012 年 4 月 3 日）

急速に発達する低気圧がもたらす顕著な現象が、現行システムでどのように表現されるかを示す。ここでは、2012 年 4 月 2 日から 3 日にかけて日本海で急速に発達した低気圧の事例を取り上げる。

本事例で対象とする低気圧は 4 月 3 日午後から 4 日にかけて日本海を通過した。その低気圧の通過に伴い、西日本から北日本では寒冷前線が通過し、各地で局地的な大雨や暴風が観測された (黒良・杉本 2013)。当時の GSM はその低気圧の発達や強風について 4 日前からよく予測できており、週間アンサンブル予報ではそれよりも早く 5 日前からその可能性を予測できていた (氏家・小泉 2012)。

図 2.1.17 に低気圧の発達が最盛期を迎えていた 2012 年 4 月 3 日 12UTC における全球解析値と前 24 時間解析雨量を示す。この時刻を予報対象時刻として、現行システムを実行した結果を初期値が古いものから順に図 2.1.18 に示す [11]。なお、図 2.1.18 最上段には氏家・小泉 (2012) で予測可能性が示された 5 日前を初期値とする予測結果を示している。新規追加した 00UTC

[10] 図 2.1.16 に示すその後の初期値の予測を見ると、17 日 00UTC 初期値の予測については 16 °C 以下の低温を予測するメンバー数は約 40%を示している。次の 17 日 12UTC 初期値の予測では約 90%のメンバーが 16 °C 以下の低温傾向を示しており、気候学的な出現率のかなり低い低温となる予測の確実性がより高まった。

[11] 現行システムの予測では、前システムの予測に比べて、地上の低気圧に対応する 500 hPa 面高度のトラフ周辺のスプレッドがやや大きくなる傾向は見られたが、コントロールランの低気圧の発達傾向・位相速度については、ほぼ差が見られなかった（図略）。

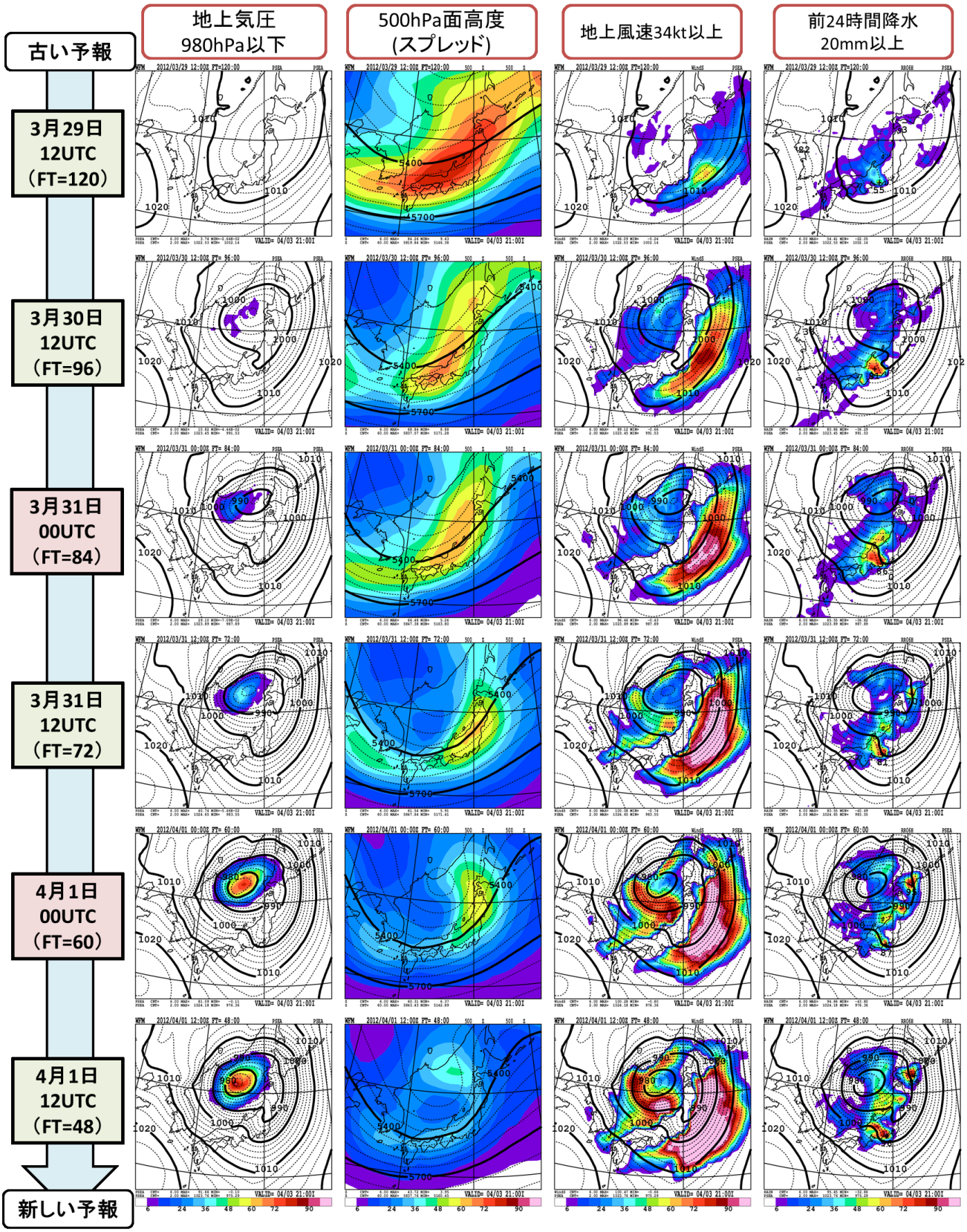

図 2.1.18　4 月 3 日 12UTC を対象とした予測の時系列。各予測の初期時刻は上からそれぞれ 3 月 29 日 12UTC (FT=120)、30 日 12UTC (FT=96)、31 日 00UTC (FT=84)、31 日 12UTC (FT=72)、4 月 1 日 00UTC (FT=60)、1 日 12UTC (FT=48) である。左から順に海面更正気圧のアンサンブル平均 [hPa] と海面更正気圧が 980 hPa 以下となる確率、500 hPa 面高度のアンサンブル平均とそのスプレッド [m]、地上風速が 34 ノット以上となる確率、前 24 時間降水量が 20 mm/24h 以上となる確率をそれぞれ示す。

初期値の予測については左列の初期時刻を赤色で示している。初期値が新しくなるにつれて、顕著な現象の予測結果がどのように推移しているかという点に着目する。

3 月 30 日 12UTC (FT=96)
中心気圧が 980 hPa 以下になる予測が現れ始めた。また太平洋側の海域で 34 ノット以上となる確率が 70%を超えており、強風をもたらす可能性が高まった。

3 月 31 日 00UTC (FT=84)
中心気圧が 980 hPa 以下となる確率が増加した。また、アンサンブル平均の低気圧の中心位置と 980 hPa 以下となる確率が高い位置は異なっており、発達を予測するメンバーとしないメンバーで低気圧の位相速度にばらつきがある。海上風が 34 ノット以上となる確率はさらに高まった。

3 月 31 日 12UTC (FT=72)
500 hPa 面のトラフのアンサンブル平均はさらに深まる予測となり、スプレッドは小さくなった。また、アンサンブル平均の地上低気圧の中心位置と中心気圧が 980 hPa 以下となる確率の高い位置がほぼ一致しており、低気圧の位相速度の不確実性が小さくなった。

4 月 1 日 00UTC (FT=60)
500 hPa のトラフの予測がほぼそろった。そのトラフに対応する地上低気圧の中心気圧は 980 hPa 以下となる確率が 80%を超え、急速に発達する予測にそろってきた。

本事例で示したように、前システムでは実行していなかった 3 月 31 日 00UTC、4 月 1 日 00UTC 初期値の予測によって、スプレッドが小さくなり不確実性が減っていく様子、顕著現象が発生する確率が高くなっていく様子がより詳細に把握できるようになった。

これらの事例のように、新しく実行開始した 00UTC 初期値のアンサンブル平均予報の場や確率情報が従来の 12UTC 初期値の資料に加わることで、気温偏差のような日々の予報に関わる場の変化だけでなく、顕著現象が発生する可能性をいち早く捉え、また不確実性の変化の推移をより高頻度に把握できるようになった。

2.1.4 予報期間終盤の予測精度とその向上に向けた課題

第 2.1.2 項で述べた通り、現行システムによる FT=216 までのアンサンブル予報の成績は前システムに比べて概ね向上するものの、FT=216 以降の予報時間では低下する要素が見られた。このような予報期間終盤の精度低下には、1 実行あたりのメンバー数の減少が影響したと考えられる。そこで、最新初期値の予測と古い予測を併せてアンサンブル予報とする LAF 法 (Lagged Average Forecast method) を用いて現行システムの範囲でメンバー数を増やすことが可能であるか調査した。ここでは、その結果を紹介する。また、予報期間終盤の予測結果は、図 2.1.6 で予報期間終盤の RMSE が十分大きくなることが示すように、実況からかなり離れてしまう。特に予報期間を通して大きく成長する系統誤差は、アンサンブル予報のばらつきの信頼性をも損ねてしまう。本項の最後では、FT=216 以降といった予報期間終盤の予測精度改善のための系統誤差の定量的な把握に向けた課題を説明する。

まず、図 2.1.19 に、現行システムにおいて 12UTC 初期値の予測と 1 つ前の 00UTC 初期値の予測による LAF 法を用いた予測（メンバー数 54）と、現行システムの 12UTC 初期値の予測（メンバー数 27）のそれぞれに対する、北半球域 500 hPa 面高度場の RMSE とスプレッドの比とスプレッドを FT 別に示す。図 2.1.19 を見ると、全予報時間を通じて LAF 法の利用によりスプレッドが増大していることが分かる。また、赤線で示す LAF 法を用いた予測の RMSE とスプレッドの比は FT=120 以降で 1 に近づいており、両者の関係はより適切になっていると言える。

スプレッドと RMSE の関係の改善の影響は確率予測精度に現れている。図 2.1.20 に、LAF 法を用いた予測と現行システムの予測について、北半球域 500 hPa 面高度場が $-1\,\sigma$ 以下となる確率予測の BSS を示す。FT=192 以降で LAF 法を用いた場合の BSS が現行システムの BSS を上回っていることが分かる。

しかし、図 2.1.21 に示す RMSE に着目すると、FT=228 以降は LAF 法を用いた予測の方が RMSE が小さいものの、それまでの FT では LAF 法を用いた予測の方が RMSE が大きいことが分かる。検証する要素・期間によっては、予報期間を通して、LAF 法を用いた予測の方が RMSE が大きかった（図略）。これは、第 2.1.3 項 (1) に示したように最新初期値の予測精度が最も高いと期待できるため、古い初期値の予測を併せて用いる LAF 法では、メンバー数増加の効果はあっても、1 つ前の初期値の予測と平均することによって精度が低下していることを示している。

以上のように、特別な計算機資源を要さずに現行システム内で実施可能な LAF 法に効果が見られたものの、その範囲は FT=168 以降の確率情報と限定的であった。

今後、週間 EPS の予報期間終盤といった長い時間スケールの予測精度を改善するためには、メンバー数の増加だけでなく、予報時間とともに拡大する系統誤差を小さくすることも重要である。例えば、850 hPa 面の気温が予報時間の経過とともに次第に高くなるような系統誤差があると、その系統誤差の分アンサンブル平均予報の精度は悪化する。その上、高温を予測するメンバーは増加し、低温を予測するメンバーは減少するため、気候学的に出現率の低い気温の予測に対する確率の精度も悪化する。

系統誤差を小さくするための有効な手段として、ハ

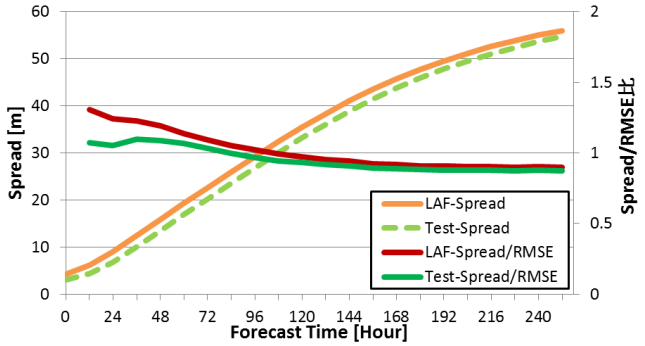

図 2.1.19　北半球域（20°N～90°N）500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の RMSE とスプレッドの比とスプレッド。横軸は予報時間。赤実線は LAF 法を利用した予測、緑実線は現システムの 12UTC 初期値の予測の RMSE とスプレッドの比を示す。また、橙実線は LAF 法を利用した予測、黄緑破線は現行システムの 12UTC 初期値の予測のスプレッドを示す。検証期間は夏期間。

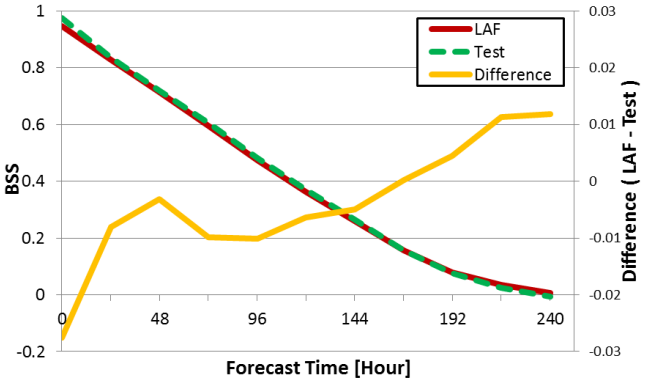

図 2.1.20　北半球域（20°N～90°N）500 hPa 面高度場の平年偏差が $-1\,\sigma$ 以下となる確率のブライアスキルスコア。横軸は予報時間。赤実線は LAF 法を利用した予測、緑破線は現行システムの 12UTC 初期値の予測を示す。橙実線は現行システムと LAF 法を利用した予測の差（値は右の縦軸に対応）を示す。検証期間は夏期間。

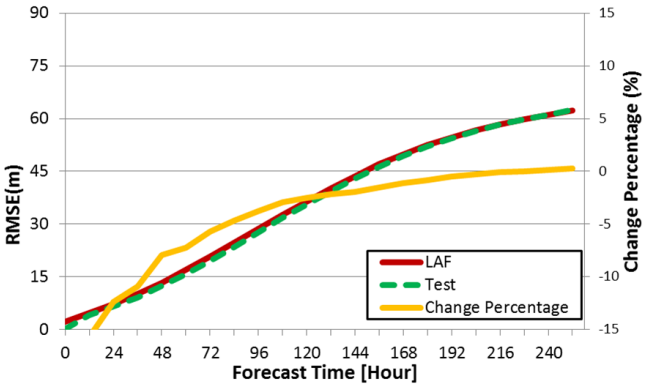

図 2.1.21　北半球域（20°N～90°N）500 hPa 面高度場の解析値に対するアンサンブル平均予報の RMSE。横軸は予報時間。赤実線は LAF 法を利用した予測、緑破線は現システムの 12UTC 初期値の予測を示す。橙実線は現行システムに対する LAF 法を利用した予測の改善率（値は右の縦軸に対応）を示す。検証期間は夏期間。

インドキャスト（再予報）(高谷 2012) が挙げられる。ハインドキャストとは、過去の多数の事例を現システムを使って再予測することを意味している。その目的は、予報モデルが持つバイアスを事前に把握してモデルの系統誤差や、アンサンブルメンバーのばらつき・確率分布の補正を行うことである。アンサンブル予報をより有効に利用するためには、再予報による予測の補正を行うことが重要であり、再予報の運用・利用については今後の開発課題である。

2.1.5　現在の週間アンサンブル予報の資料利用上の注意点

これまで、2014 年 2 月に更新した週間 EPS によるアンサンブル予報の予測特性の変化や特徴について述べてきた。最後に、これまで述べてきた前システムの予測特性と異なる点、現行システムのアンサンブル予報の利用上の注意点についてまとめる。

1. 水平高解像度化によって降水予測特性が変わった。夏季は不安定降水によってより強い降水を予測する事例も見られた。冬季は、冬型時の太平洋側への降水域の広がりが過剰であった傾向が弱まった。このような予報モデルの更新による予測特性の変化に留意していただきたい。
2. 00UTC 初期値の予測は 12UTC 初期値の予測と同様に利用できる。統計的には予報時間が短いほど最新初期値の精度が高い。また、従来よりも高頻度に更新される週間 EPS のアンサンブル平均予報、確率情報を見ることで、顕著現象をより早く捉えることができる。00UTC 初期値の予測も含めて、最新初期値の予測を重視して利用していただきたい。

参考文献

氏家将志, 小泉友延, 2012: 事例検証－平成 24 年 4 月 3 日・4 日の、急激に発達した低気圧の予想について. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 97–104.

経田正幸, 山口宗彦, 2006: 週間アンサンブル予報. 平成 18 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 41–48.

経田正幸, 山口春季, 檜垣将和, 2013: 週間・台風アンサンブル予報の検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 34–44.

黒良龍太, 杉本悟史, 2013: 急速に発達する低気圧の事例（2012 年 4 月 3～5 日に暴風をもたらした日本海低気圧）. 平成 24 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 1–11.

酒井亮太, 2006: 週間アンサンブル予報システムにおけるメンバー数増強の効果. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 43–49.

下河邉明, 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.

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.
高谷祐平, 2012: 再予報･ハインドキャスト. 天気, **59(6)**, 493–494.
林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 34–37.
村規子, 2011: 週間天気予報の新しい作業支援図. 平成 23 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 88–94.
山口春季, 2011: 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20–24.
米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改良. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23–26.
米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 126–137.
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.

2.2 台風アンサンブル予報システム [1]

2.2.1 はじめに

台風の接近、通過する地域では、風害、水害、高潮害などの甚大な災害の起こる危険性が高まるため、先を見越した防災行動のために早い段階から台風の接近に関する注意喚起が求められる。気象庁は、台風の進路予報を予報円形式の確率情報として発表しており、その 4 日先、5 日先の予報円の大きさを台風アンサンブル予報のばらつきを基に決めている (岸本 2009a,b)。

台風アンサンブル予報システム（以下、台風 EPS[2]）は、こうした台風予報業務の支援を目的に 2008 年 2 月に運用を開始した数値予報システムである。2014 年 3 月 11 日には、台風アンサンブル予報による確率的な台風予測の精度向上を主な目的として、台風 EPS のメンバー数を 11 から 25 へと増やし、同時に予報モデルの水平格子間隔を約 55 km から約 40 km へと変更した。

本節では、台風アンサンブル予報の精度とともに、2014 年 3 月に行った変更による改善点を述べる。まず、第 2.2.2 項にて、台風 EPS の運用開始以降の仕様の変遷と課題について述べる。また、主なシステム構成と運用形態も解説する。第 2.2.3 項では、2013 年までの台風アンサンブル予報の成績を示す。第 2.2.4 項にて、2014 年 3 月に変更された台風アンサンブル予報を以前のものと比較して、その変更内容と改善点を述べる。第 2.2.5 項にまとめを記す。

2.2.2 システムの概要

現在、気象庁で現業運用している EPS は、本章で取り上げる台風 EPS と週間 EPS のほか、季節予報業務を支援する 1 か月 EPS (平井ほか 2015) と季節 EPS (高谷 2010) がある。現業 EPS が複数存在するのは、割り当てられた計算機資源内でそれぞれの予報業務を支援するのに適したシステムと運用形態にする必要があったためである。

台風 EPS は、熱帯擾乱周辺の初期摂動等を使って高頻度にアンサンブル予報値を生成するという特長を有する。また、週間 EPS との一体的な開発と運用を進めるため、週間 EPS との間でシステム構成の共通化を図っている。中でも、台風 EPS における予報モデル（以下、EPS モデル）は運用開始以降週間 EPS と共通としており、第 2.1 節にある予報モデルの特性は台風 EPS の特性でもある。

本項では、台風 EPS の変遷とともにこれまでの改善点と課題、台風 EPS の主なシステム構成と運用形態について、以下項目を立てて解説する。

(1) システムの変遷と改善点

台風 EPS の仕様の変遷を表 2.2.1 に示す。台風 EPS は 2008 年 2 月に運用を開始した (小森・山口 2008)。小森 (2009) は 2008 年の台風アンサンブル予報による 3 日先の進路予測を検証し、以下の問題点を明らかにした。

- スプレッドの小さい事例のアンサンブル平均の予測誤差（最も小さい方から 30 事例分の平均値）はよりスプレッドの大きい他の事例の誤差よりも大きい。こうしたスプレッドの小さい事例が「ばらつきが大きいと予測誤差が大きい」という統計的な関係を悪化させている。
- スプレッドの大きい事例では予測誤差がスプレッドよりも小さく、当時の台風 EPS の仕様によるスプレッドは大きめである。

その後、2010 年 5 月に実施した特異ベクトル法の設定の一部変更により、5 日先の進路予測に、1 つ目の問題点に該当する「スプレッドが小さいにも関わらず予測誤差の大きい事例」が減少するという改善があった (太田・佐藤 2010)。

2014 年 3 月にはメンバー数の増強と EPS モデルの水平高解像度化という大幅な仕様変更を行った。同時に、初期摂動の振幅を調整してばらつきの大きさを適正化させることで、2 つ目の問題点への対処とした。

(2) EPS モデルと予報期間

EPS モデルは水平格子間隔約 40 km、鉛直層数 60（地上から 0.1 hPa まで）の全球モデルである。EPS モデルの分解能は第 1.1 節の GSM に比べれば低いものの、この選択により確率的な台風進路予測の精度を確保しつつ、実行に必要な計算機資源を抑えている。物理過程の仕様は 2013 年 4 月に現業運用を開始した GSM と同じである。予報期間は 5 日先までの台風進路予報の範囲を含むよう、132 時間としている。

(3) 初期値と摂動作成手法

摂動を含まない予報（以下、コントロールラン）の初期値は全球解析値を EPS モデルの解像度に合うよう変換したものである。

メンバー数は摂動を含む予報（以下、摂動ラン）24 とコントロールラン 1 の合計 25 であり、この度数分布を確率分布とみなした時の 1 メンバーあたりの刻み幅は 4%となっている。この 25 個の予報の違いを生み出す摂動の作成手法として、初期値の不確実性と数値予報モデルの不完全性を考慮するためにそれぞれ特異ベクトル (SV: Singular Vector, Buizza and Palmer 1995) 法と確率的物理過程強制法 (Buizza et al. 1999; Palmer et al. 2009) の 2 種類を導入している。台風 EPS の SV 法では、初期値に含まれる誤差の 132 時間先までの拡大をアンサンブル予報で表現するため、初期時刻から 1 日先の範囲（評価時間内）でよく成長する SV を複数求め、それらの線形結合を用いて摂動ラン用の初期値を生成する。また、求める SV の評価領域は北西太平洋領域（20°N〜60°N, 100°E〜180° の領域）と熱帯擾乱周辺域の 2 種類としている。台風周辺での摂動を優

[1] 経田 正幸、越智 健太
[2] Ensemble Prediction System の略字。

表 2.2.1　台風 EPS の仕様の変遷。運用開始以降の主な変更点をシステム構成別に並べている。モデル仕様にある数字は GSM の現業化時期（西暦年の下 2 桁と月）である。

運用開始時期	EPS モデル		メンバー数	特異ベクトル法（初期摂動作成手法）		モデルアンサンブル
	モデル仕様	水平格子間隔		熱帯擾乱周辺域の形状	振幅決定基準	
2008 年 2 月	GSM0711	約 55 km	11	推定域を中心とする等緯度経度座標上の矩形領域	東西風または南北風に上限値 6 m/s を設置	なし
2009 年 6 月	GSM0808					
2010 年 5 月				推定域を中心とする半径 750 km の等距離領域	湿潤トータルエネルギー	
2010 年 12 月	GSM1009					確率的物理過程強制法
2014 年 3 月	GSM1304	約 40 km	25			

表 2.2.2　台風 EPS の実行数。2014 年については 6 月末現在。

年	台風 EPS の実行数	台風の発生数
2008	377	22
2009	442	22
2010	253	14
2011	439	21
2012	557	25
2013	531	31
2014	115*	7

*この内、現行システムでの実行数は 55。

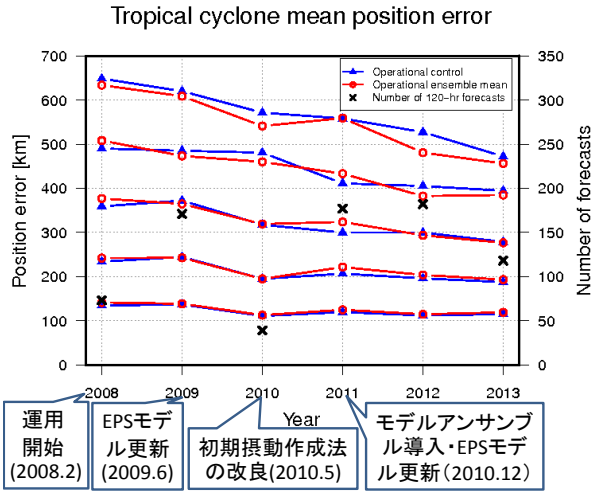

図 2.2.1　2008 年から 2013 年までの台風アンサンブル予報による台風進路予測の年平均誤差の推移。青色▲はコントロールラン、赤色◯はアンサンブル平均の誤差（左縦軸参照。単位は km）を表し、誤差の小さい方から順に 1, 2, 3, 4, 5 日先の結果を表す。×は 5 日先の事例数（右縦軸参照）を表す。吹き出しで台風 EPS の主な変更とその影響を受け始めた検証年を指す。

先的に用いる理由は進路予測にあるばらつきを少ないメンバー数で表現するためであり、台風 EPS の特長である。

(4)　実行条件

台風 EPS は、1 日 4 回（初期時刻 00, 06, 12, 18UTC）を最大として、気象庁予報部予報課による解析と予報に従って以下のいずれかの条件が満たされた時に実行される。

- 全般海上予報区（0°～60°N, 100°E～180° の領域）内に台風が存在する、または同区内で 24 時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合
- 全般海上予報区外に最大風速 34 ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24 時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想される場合

このため、台風 EPS の実行数は台風の発生数や寿命の長さに応じて変わる。運用開始以降の実行数と台風の発生数は表 2.2.2 の通りである。

2.2.3　2013 年までの台風アンサンブル予報による台風進路予測の成績

台風アンサンブル予報の成績としては、各メンバーから導出した台風進路予測の精度、特にコントロールランとアンサンブル平均の進路予測（各メンバーの台風進路予測の平均）および台風進路に関する確率情報の精度を重視している。本項では、2013 年までの台風アンサンブル予報による台風進路予測の精度を示す。検証に用いる台風中心の実況値は事後解析による台風経路確定値（気象庁ベストトラックデータ）とした。なお、定常的に行う検証項目や現業化判断の記述については経田ほか (2013) にあるのでそちらをご覧いただきたい。

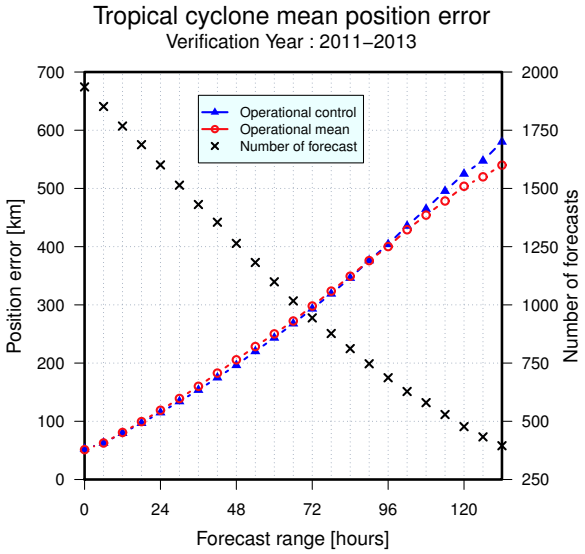

図 2.2.2　2011 年から 2013 年までの台風アンサンブル予報による台風進路予測の誤差の時間発展。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間毎である。青色▲はコントロールラン、赤色◯はアンサンブル平均の誤差（左縦軸参照。単位は km）を表す。×は事例数（右縦軸参照）を表し、両者で共通なため同数である。

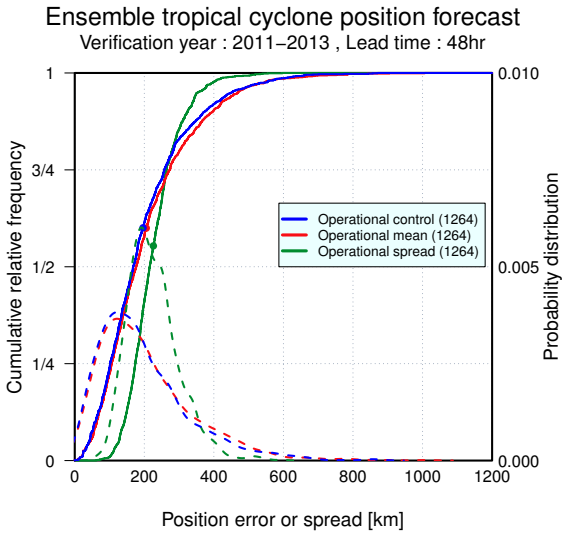

図 2.2.3　2011 年から 2013 年までの台風アンサンブル予報による 2 日先の台風進路予測の誤差とスプレッドの度数分布図。横軸は誤差またはスプレッドの大きさを示す。事例数は 1,264 である。青、赤、緑色が、それぞれコントロールラン、アンサンブル平均、スプレッドを表し、実線が累積相対度数分布（左縦軸参照）、実線上の●が平均値、破線が確率密度（右縦軸参照）を示す。

(1)　コントロールランとアンサンブル平均の成績

図 2.2.1 に、2008〜2013 年の各年のコントロールラン（青色）とアンサンブル平均（赤色）による台風進路の予測誤差を予報時間別に示す。各年の事例数は台風の発生数と寿命の長さの影響を受けて異なるため、予測誤差の単純な比較には注意を要するものの、この 6 年間を通した予測誤差にはいずれの予報時間においても減少傾向が見られる。これは、図中に吹き出し形式で示したように台風 EPS の改良のみならず、初期値（全球解析）や GSM の改良が台風進路の予測精度に反映された結果と言える。また、アンサンブル平均は予測にある不確実性の高い部分が打ち消しあったものであり、多数事例の平均においてアンサンブル平均の誤差はコントロールランの誤差より小さいと期待される (高野 2002) ものの、台風アンサンブル予報のアンサンブル平均の誤差はそのコントロールランの誤差よりも必ずしも小さくなっていない。

そこで、初期時刻から 132 時間先まで 6 時間毎のコントロールラン（青色）とアンサンブル平均（赤色）の台風進路予測誤差の比較図を見てみる（図 2.2.2）。検証期間は 2011〜2013 年で、この間に台風 EPS の仕様は変更されていない。期間中の台風 EPS の実行数は 1,527 であり、これらの中には複数の台風が存在するものもあるため、検証事例数は実行数より多くなる予報時間がある。この検証図から、アンサンブル平均の誤差は 4 日先 (FT=96) からコントロールランの誤差より小さいと言えるが、2 日先 (FT=48) 程度のアンサンブル平均の誤差はコントロールランの誤差より大きく、

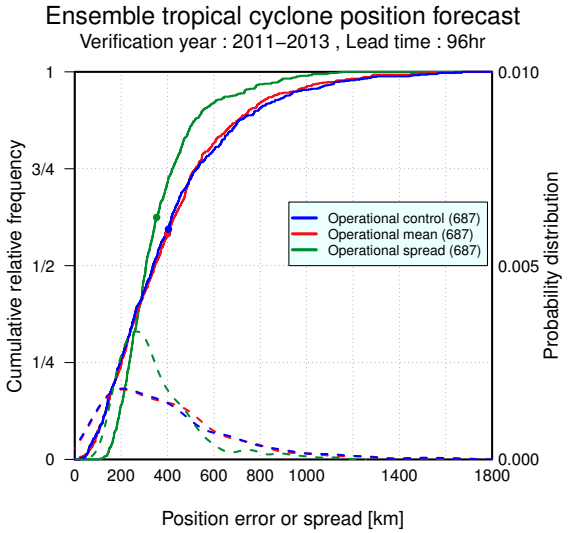

図 2.2.4　図 2.2.3 に同じ、ただし 4 日先の台風進路予測の誤差とスプレッドの度数分布図。事例数は 687 である。

2 日先程度ではアンサンブル平均の優位性がない点が大きな課題であることが分かる。

次に、台風アンサンブル予報のばらつきに注目する。図 2.2.3 と図 2.2.4 は、それぞれ 2011〜2013 年の 2 日先と 4 日先の誤差とスプレッドの度数分布である。アンサンブル平均の誤差の分布（赤色）は 2 日先ではコントロールランの誤差の分布（青色）よりも全体的に右側に寄り、4 日先ではコントロールランの誤差の分布とほぼ一致する。これは、図 2.2.2 で見た平均値で

の評価と同様である。一方、スプレッドの最頻値（破線のピークの値）は 2 日先、4 日先ともに誤差の最頻値より大きくかつ右側に寄ったままで、誤差の分布にある裾野の広さはスプレッドの分布にはない状態である。理想的なアンサンブル予報では、多数事例の平均において予報期間を通じてばらつきと誤差の大きさは同じとなる (高野 2002) ため、平均値（同図の●）の大きさでみると、台風アンサンブル予報の 2 日先のばらつきは過大、4 日先のばらつきは過小と言える。予報期間初期の過大なばらつきは、初期摂動の振幅が過大である可能性を示している。そして、この過大な状態が 2 日先程度でアンサンブル平均がコントロールランに対して優位でない一因と推察される。また、4 日先のばらつきの過小は「スプレッドが小さいにも関わらず誤差の大きい事例がある」という問題が依然存在していることを示唆しており、摂動の与え方や EPS モデルにある系統的な誤差が影響していると考えられる。

(2) 台風接近確率の成績

図 2.2.5 は 2011～2013 年の台風接近確率の検証図である。この確率値別出現率図の説明は第 C.4.4 項にある。ここでは、台風接近を「初期時刻から 5 日先までの間に、ある地点から半径 120 km の円内に台風中心が入る現象」とし、その確率を台風アンサンブル予報の追跡結果での出現率としている。2011～2013 年のメンバー数は 11 であったので、例えば、初期時刻から 5 日先までの間に、東京を中心とする半径 120 km の円内に台風中心が入ると予測するメンバー数が 5 であった場合、東京の台風接近確率は 45%(= 5/11) になる。本検証の領域は 0°～60°N, 100°E～180° の範囲、気候学的出現率 P_c は約 1%である。予測頻度には、図の緑色縦線で示すように、接近なし（確率 0%）が大半を占め、高い接近確率は少ない、という特徴がある。確率と P_c との差が大きいほど分離がよい（確率の分離度が高い）と評価できるため、P_c よりも十分高い確率 9%から注目する必要がある。次に、確率の信頼度（確率と実際の出現率の一致の度合）に注目する。図の信頼度曲線を見ると、確率 9%で実際の出現率が 10%と高く、また確率 27%以上で傾き 1 の直線から離れて実際の出現率が低いという傾向はあるものの、no-skill line より傾きは十分大きく、確率と実際の出現率との間に正比例の関係があることを示しており、台風アンサンブル予報に基づく台風接近確率の信頼性は高いと言える。

2.2.4 高度化した台風アンサンブル予報の成績

2014 年 3 月に、メンバー数の増強と EPS モデルの水平高解像度化、また初期摂動の振幅調整を行った。本項では、これら変更点の効果を述べた後、初期摂動の振幅調整に伴うばらつきの変化を示す。その後、この新しい台風アンサンブル予報による台風予測の精度向上を変更前の予測と比較しながら述べる。本項 (2), (4) で示すばらつきの違いがアンサンブル予報としてより

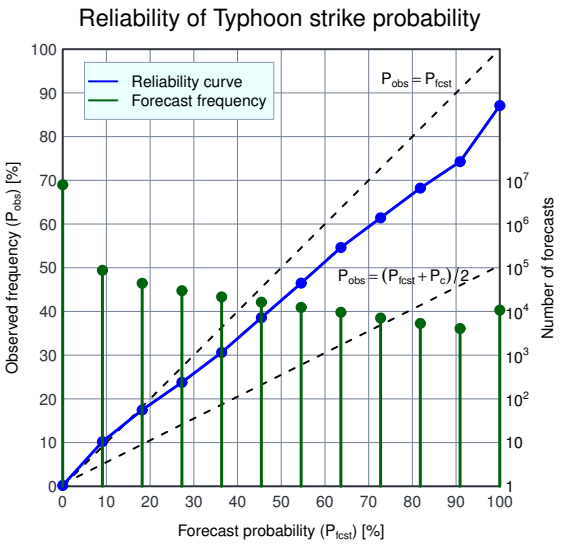

図 2.2.5 2011 年から 2013 年までの台風アンサンブル予報による台風接近確率の確率値別出現率図。台風接近を台風中心が初期時刻から 5 日先までに半径 120 km の円内に入る現象とし、検証する台風接近確率を台風アンサンブル予報の追跡結果での出現率としている。横軸が確率 P_{fcst}、左縦軸が実際の出現頻度 P_{obs} であり、青色の曲線が信頼度曲線を示す。緑色線は予測度数（右縦軸参照。対数軸であることに注意）を示す。なお、確率の信頼度が完全な場合 ($P_{obs} = P_{fcst}$) の信頼度曲線は傾き 1、切片 0 の直線（ここでは破線で示す対角線）となる。また、ここでの気候学的出現率 P_c は約 1%と小さく、no-skill line の信頼度曲線 $P_{obs} = (P_{fcst} + P_c)/2$ は傾き 1/2、y 切片 0.5%の破線である。

望ましいかは、確率と実況の捕捉に関する本項 (5), (6) で評価する。なお、比較期間は第 2.2.3 項でも選んだ 2011～2013 年、検証に用いる台風中心の実況値は気象庁ベストトラックデータとし、現行システムと同じ仕様による予報実験の結果を当時の現業運用システムの結果と比べた。現行システムに対し、2010 年 12 月から 2014 年 3 月までのシステムを前システムと呼ぶ。両者の仕様の違いは前出の表 2.2.1 の通りである。

(1) 2014 年 3 月に行った主な変更

2014 年 3 月に行った台風 EPS の主な変更点とそれぞれの効果を以下に説明する。

（ア）メンバー数増強

メンバー数を 11 から 25 に増強した。また初期摂動の計算に用いる SV を算出する際の繰り返し計算の回数をメンバー数に見合うよう増やした。このメンバー数増強のみの効果を調べたところ、スプレッドはより大きくなった。また、予報期間を通して進路予測の確率表現が改善するものの、予報期間中盤を中心にアンサンブル平均の進路予測の精度は前システムより悪化した（図略）。この悪化は、第 2.2.3 項 (1) で述べたスプレッドが過大である状態がさらに悪化したことで生じた。

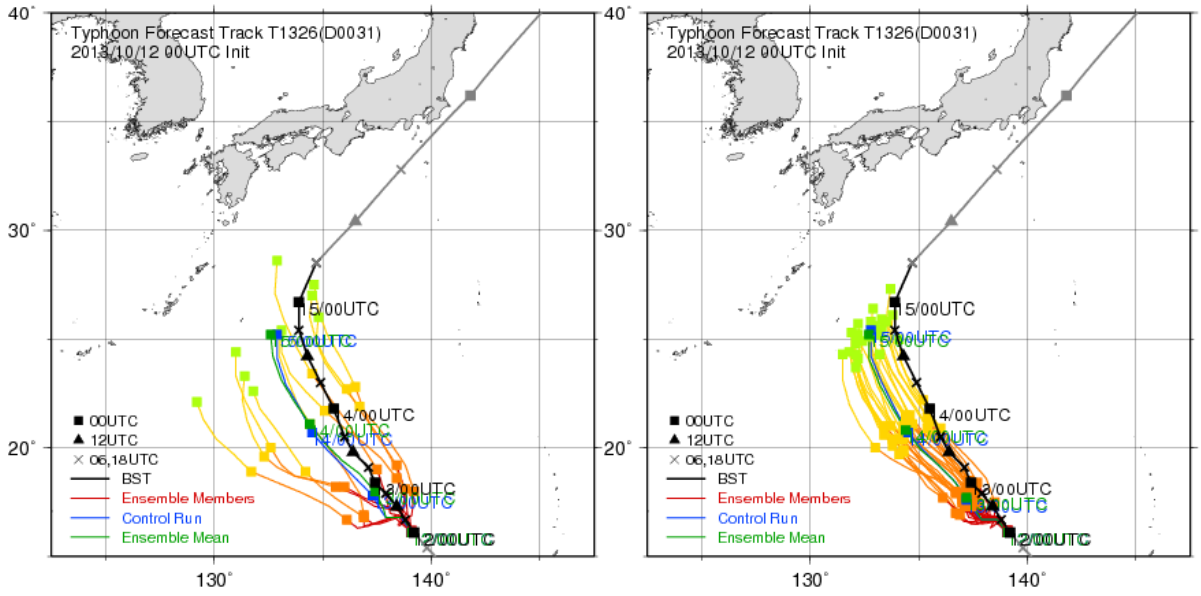

図 2.2.6　前システム（左）と現行システム（右）による 3 日先までの台風進路予測の比較。対象の台風は 2013 年台風第 26 号、初期時刻は 2013 年 10 月 12 日 00UTC である。この時点の台風の中心気圧は 980 hPa、この後 15 日 00UTC 頃まで北西進した。青色線はコントロールラン、暖色系（24 時間ごとに赤・橙・黄・黄緑色と着色を変更）の線は摂動ランの中心追跡結果、緑色線はこれら中心追跡結果のアンサンブル平均、黒色・灰色線がベストトラックによる中心位置（■が 00UTC、▲が 12UTC、×が 06UTC または 18UTC の位置）を示す。コントロールランおよびアンサンブル平均の進路は前システム・現行システムともにほぼ一致している。

（イ）初期摂動の振幅調整

変更点（ア）で述べた悪化を解消するため、台風アンサンブル予報の 2 日先のばらつきの大きさが 2 日先程度の進路予測の誤差に見合う大きさとなるよう、初期摂動の振幅を小さくした。この変更により、予報期間前半のアンサンブル平均の進路予測の精度はコントロールランと同程度の精度まで改善するとともに、予報期間後半のアンサンブル平均の進路予測の精度も前システムと同程度となった。また、予報期間を通しての進路予測の確率表現も改善した。

（ウ）EPS モデルの水平高解像度化

EPS モデルの水平格子間隔を約 55 km (TL319) から約 40 km (TL479) へと変更した。これにより、上陸後の台風を含めて、TL479 による進路はより分解能の高い GSM の進路に近づいた。その結果、転向後の台風の進行を実況よりも遅めに予測する傾向（スローバイアス）が低減するなどして、進路予測の誤差が減少した。また、TL479 による中心気圧・最大風速は実況により近い値となった。

(2)　台風進路予測のばらつきの変化

今検証期間の多数事例の平均で見て、現行システムの 2 日先におけるスプレッドと進路予測の誤差は同程度の大きさとなった（図略）。これは、本項 (1) の変更点（イ）の狙い通りに進路予測のスプレッドが小さくなったことを示している。次に、この初期摂動の振幅調整が個別の台風進路予測のばらつきにどのように表れるかを確認する。図 2.2.6 は、2 日先程度までの台風進路予測の結果においてコントロールランおよびアンサンブル平均がほぼ一致した事例を示している。各メンバーの進路のばらつき具合を見ると、両システムともに予報期間初めから進路の広がりが見られ、2 日先程度において現行システムのばらつきは前システムより小さくなった。このように個別の事例においてもばらつきに違いが生じており、初期時刻から時間とともに広がる進路予測のばらつきは小さくなる。

(3)　コントロールランの成績

現行システムと前システムのコントロールランによる台風進路予測誤差の比較を図 2.2.7 に示す。現行システムの進路予測誤差（緑色）は予報期間を通して前システム（青色）より小さかった。この誤差成分の内、特に進行方向成分が予報期間を通して小さくなっており、スローバイアスの低減の効果が大きいことが分かった（図略）。次に、現行システムと前システムのコントロールランによる台風中心気圧予測の平均誤差の比較を図 2.2.8 に示す。現行システムの平均誤差（緑色）は予報期間を通して前システム（青色）より軽減した[3]。このように、現行システムのコントロールランの精度

[3] 平均誤差は両システムともに 4 日先 (FT=96) 以降に減少に転じている。この 4, 5 日先といった予報時間の長い検証事例は自ずと台風の発達期から最盛期、衰弱期を含む事例となる中で、過発達（平均誤差は負の値）を示す予測事例の割合が増えるために全体の事例平均である平均誤差は減る傾向を示していた。

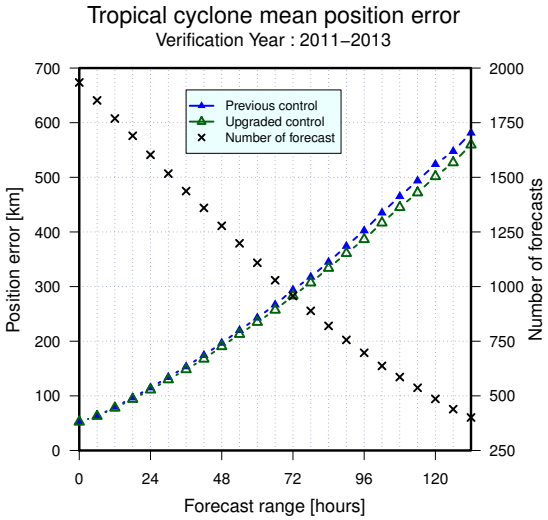

図 2.2.7　2011 年から 2013 年までの台風アンサンブル予報コントロールランの台風進路予測の誤差の比較。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間ごとである。青色▲は前システム、緑色△は現行システムの誤差（左縦軸参照。単位は km）を表す。×は事例数（右縦軸参照）を表し、両者で共通なため同数である。

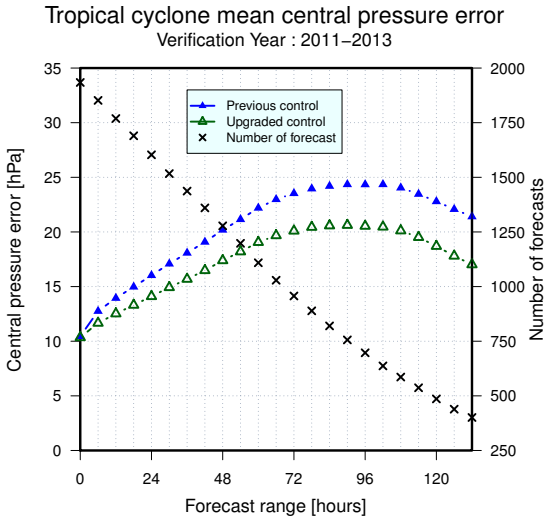

図 2.2.8　図 2.2.7 に同じ、ただし台風アンサンブル予報コントロールランの台風中心気圧予測の平均誤差の比較。

は前システムより高いと言える。ただし、予測は実況よりも中心気圧が高いという傾向は引き続き残ったままであり注意が必要である。

GSM や台風アンサンブル予報による台風予測には、転向後のスローバイアスや転向前の進路予測が実況よりも北寄りになる傾向（北上バイアス）、中心気圧が高いという傾向といった系統的な誤差がある (檜垣 2013)。図 2.2.9（この事例の初期時刻は図 2.2.6 の 24 時間後）に両システムでスローバイアスが見られた事例を示す。15 日 00UTC 頃の転向までコントロールランと実況との差は大きくないものの、その後 16 日 00UTC にかけて大きくなった。このように、系統的な誤差は今回の EPS モデルの水平高解像度化により低減したものの、なくなったわけではない。そして、こうした傾向はそのままアンサンブル予報の各メンバーにも表れ、時にはばらつきの確からしさを損なってしまう。アンサンブル予報のばらつきの活用や評価においても、数値予報モデルの予測特性を踏まえておく必要がある。

(4)　アンサンブル平均の成績

現行システムと前システムのアンサンブル平均による台風進路予測誤差の比較図を図 2.2.10 に示す。現行システムの誤差（橙色）は予報期間を通して前システム（赤色）より小さかった。また、現行システムのアンサンブル平均とコントロールランの進路予測誤差を比べる（図 2.2.11）と、3 日先 (FT=72) までは両者の誤差の大きさは同程度であり、4 日先 (FT=96) 以降ではアンサンブル平均の方が小さかった。第 2.2.3 項 (1) で述べた前システムの性能と比べると、2 日先程度のアンサンブル平均のコントロールランに対する精度悪化はほぼ解消する一方、4 日先以降の改善幅は縮小する。さらに、現行システムの前システムに対する台風アンサンブル予報の成績の向上は、2008〜2013 年各年の台風進路の予測誤差に、現行システムと同じ仕様を用いた 2011〜2013 年の予報実験の結果を加えた図 2.2.12 でも確認できる。このように、現行システムのアンサンブル平均の台風進路の予測精度は前システムより高く、現行システムのコントロールランよりも 4 日先以降で高い。そして、前システムで 4 日先までに見られたアンサンブル平均の誤差がコントロールランより大きい状態は解消したと言える。

5 日先のアンサンブル平均による進路予測の誤差を事例別に比較したところ、現行システムは前システムに比べて多くの事例で誤差が小さかった。しかし、2011 年台風第 12 号と 2012 年台風第 4 号や台風第 17 号の事例では現行システムは前システムに比べて誤差が大きかった。そこで、現行システムの誤差がより大きい事例として、2012 年台風第 17 号を対象とした初期時刻 2012 年 9 月 22 日 12UTC の進路予測の結果を見てみる（図 2.2.13）。前システム（同図左）には実況（黒色線）と同様の進路を予測したメンバーはなかったものの、台風が西進し南シナ海に進む予測がいくつかあったことが分かる。こうした進路の平均であるアンサンブル平均（緑色線）は実況に比較的近くなった。一方、現行システムには実況により近い予測はいくつかあったが、前システムにある西進の予測はなかった。この結果、アンサンブル平均の進路予測は実況より東側となった。

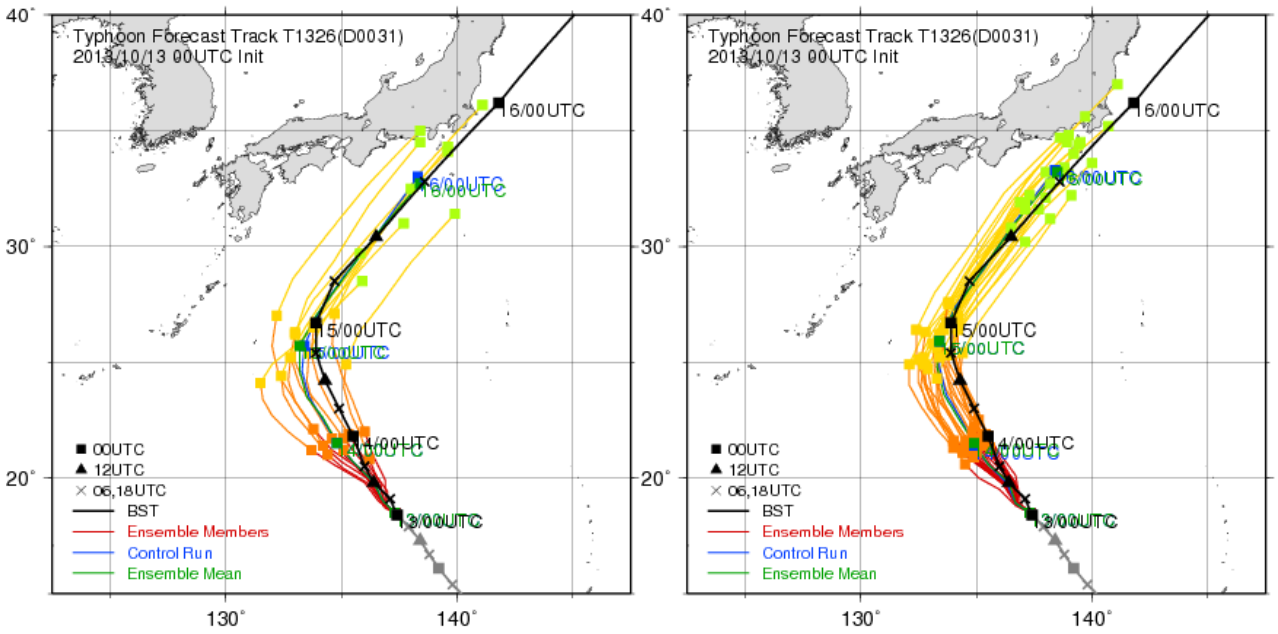

図 2.2.9　図 2.2.6 に同じ、ただし初期時刻は 2013 年 10 月 13 日 00UTC で、この時点の台風の中心気圧は 955 hPa、この後 15 日 21UTC 頃に関東地方に接近した。15 日 00UTC 頃の転向から関東地方の東に達した 16 日 00UTC までにかけて、前システム・現行システムともに台風の北上が実況より遅い。

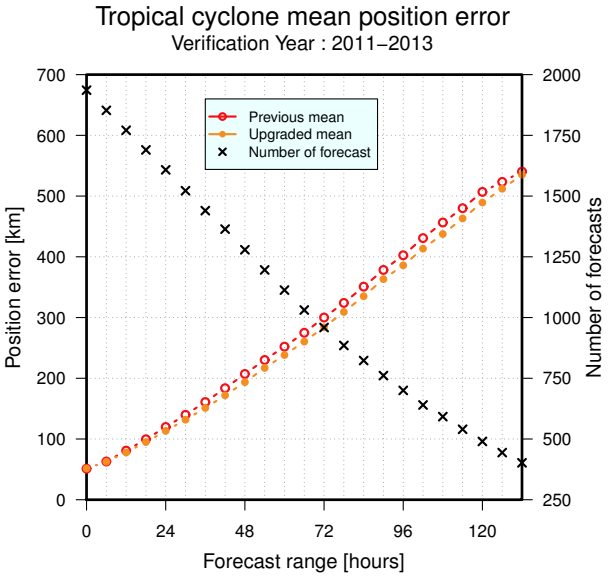

図 2.2.10　2011 年から 2013 年までの台風アンサンブル予報によるアンサンブル平均の台風進路予測の誤差の比較。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間ごとである。赤色○は前システム、橙色●は現行システムの誤差（左縦軸参照。単位は km）を表す。×は事例数（右縦軸参照）を表し、両者で共通なため同数である。

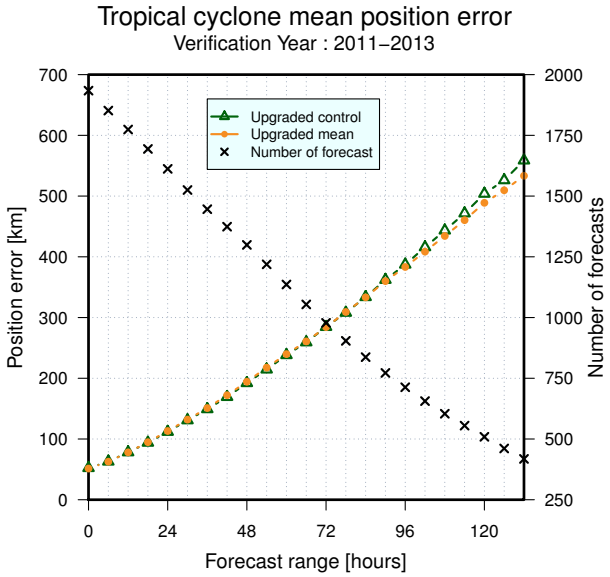

図 2.2.11　現行システムによる 2011 年から 2013 年までの台風進路予測の誤差の時間発展。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間ごとである。緑色△はコントロールラン、橙色●はアンサンブル平均の誤差（左縦軸参照。単位は km）を表す。×は事例数（右縦軸参照）を表し、両者で共通なため同数である。

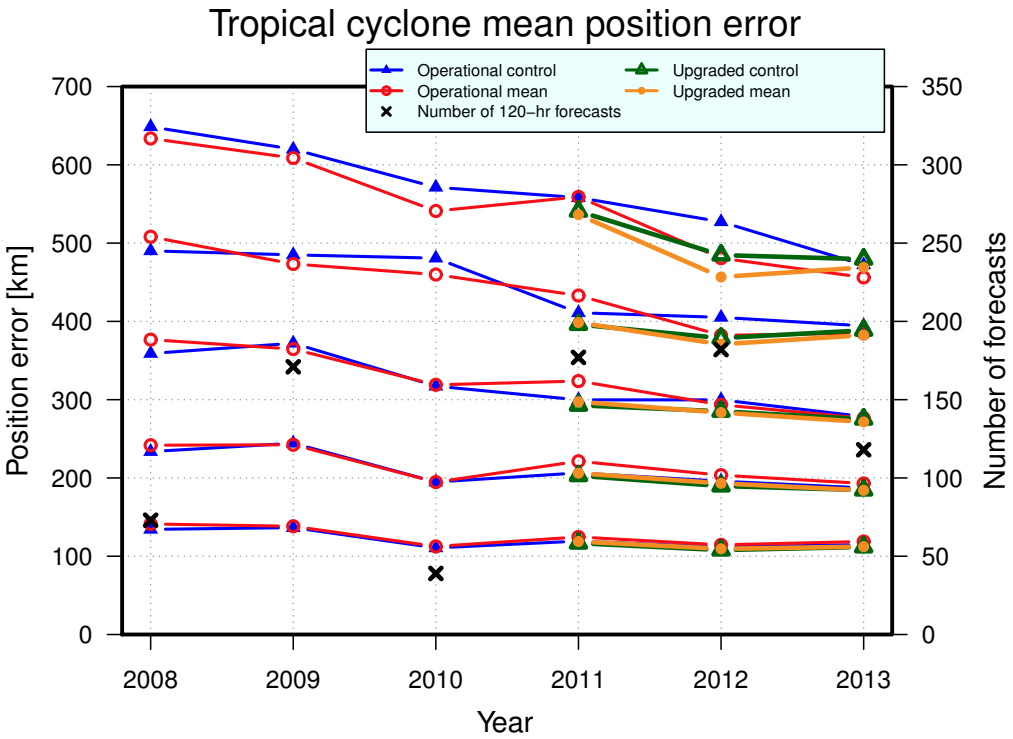

図 2.2.12　図 2.2.1 に同じ、ただし当時のシステムのコントロールラン（青色▲）とアンサンブル平均（赤色◯）に現行システムによる 2011〜2013 年の予報実験の結果（コントロールランは緑色△、アンサンブル平均は橙色●）を加えたもの。

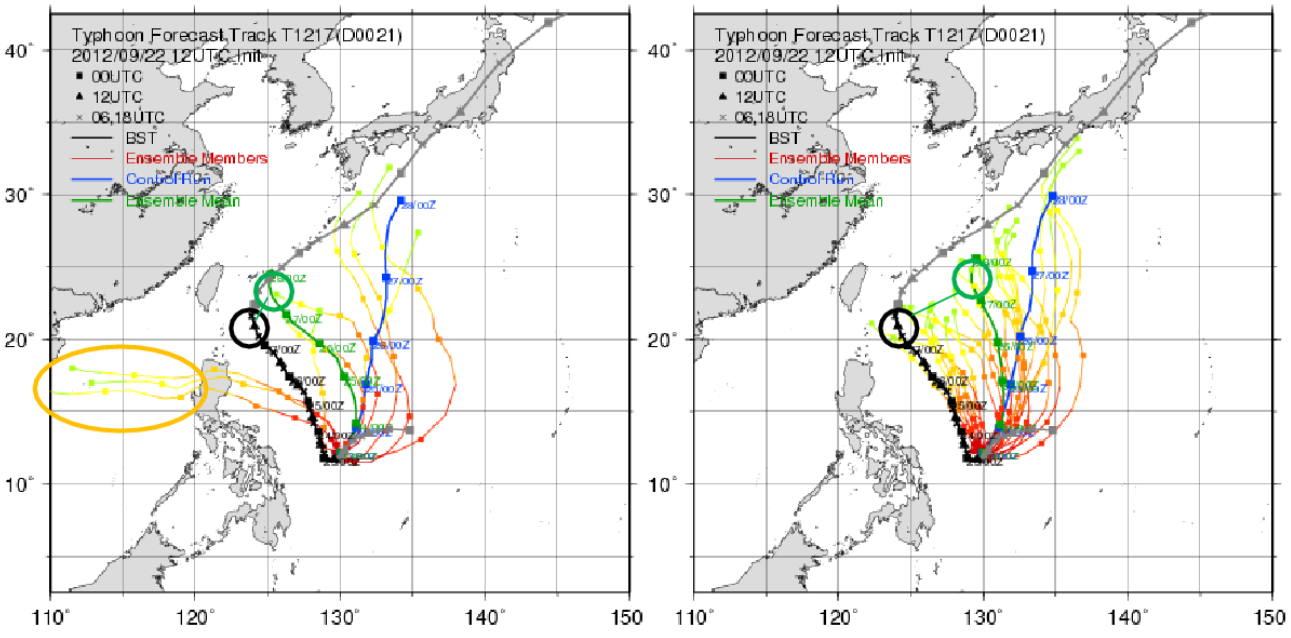

図 2.2.13　現行システム（右）の 5 日先のアンサンブル平均の進路予測誤差が前システム（左）より大きかった事例。対象の台風は 2012 年台風第 17 号、初期時刻は 2012 年 9 月 22 日 12UTC である。この時点の台風の中心気圧は 980 hPa、その後の 24 時間で台風は中心気圧 925 hPa と発達した。青色線はコントロールラン、暖色系（24 時間ごとに濃赤・赤・橙・黄・黄緑色と着色を変更）の線は摂動ランの 132 時間先までの中心追跡結果、緑色線はこれら中心追跡結果のアンサンブル平均である。黒色・灰色線がベストトラックによる中心位置を示す。前システムは橙色楕円で囲んだ進路の通り、台風が西進し南シナ海に進む予測がいくつかあり、緑色円で示す 5 日先のアンサンブル平均の位置は黒色円で示す実況の位置に近い。一方、現行システムには台風が西進する予測はなく、5 日先のアンサンブル平均の位置は実況から離れている。

(5) 台風接近確率の成績

現行システムの台風接近確率のブライアスキルスコアは 0.356 と前システムの値 0.338 よりも大きく、現行システムの台風接近確率の精度の方が高かった。捕捉率や誤検出率で見ると、空振りが減り、捕捉が向上した（図略）。こうした改善の要因として、図 2.2.14 の縦線で示す両者の台風接近確率の予測頻度を比較すると、階級の数が増えることでの見掛け上の低下のほか、現行システム（赤色）は前システム（緑色）に比べ確率 100%の予測頻度を増やすことなどで分離度が向上したことが分かる。ただし、同図の信頼度曲線を見ると、現行システム（橙色）の確率 10%と 70%前後の信頼度は低下した。前者はばらつきを小さくしたことに対応している。後者は現行システムの分離度がバイアスの大きい事例も含めてよくなった結果、高い確率の信頼度はバイアスのある事例の影響を強く受けて低下したことを表している。こうした低下はあるものの、現行システムの確率的な進路予測情報の精度は予報期間を通して概ね改善していると言える。

(6) 実況捕捉の度合

本項 (2) で取り上げた初期時刻 2013 年 10 月 12 日 00UTC の台風進路予測の結果（図 2.2.6）では、前システムと現行システムのアンサンブル平均はほぼ一致し、その 3 日先の誤差はそれぞれ 211 km, 205 km と平均的な大きさ約 300 km より小さかった。しかし、前システムのメンバーの中には 3 日先で南西に大きく外れたものもあった。3 日先で最も外れたメンバーの進路予測誤差は、前システムで 699 km だったのに対して現行システムで 380 km と小さかった。また、本項 (4) で取り上げた初期時刻 2012 年 9 月 22 日 12UTC の台風進路予測の結果（図 2.2.13）では、現行システムのアンサンブル平均の誤差 (5 日先で 627 km) は前システム (同 264 km) に比べて大きかったものの、現行システムには前システムに比べて実況に近いメンバーがあった。5 日先で実況に最も近いメンバーの進路予測誤差は、前システムで 249 km だったのに対して現行システムで 103 km と小さかった。

ここでは、個別事例で見られた進路予測のばらつき具合の変化を実況捕捉の度合を指標にして評価する。図 2.2.15 左に、予報時間ごとに全事例平均したメンバー中の進路予測誤差の最小値と最大値を示す。現行システムのばらつきは前システムよりも小さくなったにもかかわらず、現行システム（赤色）における進路予測誤差の最小値・最大値はともに予報期間を通じて前システム（青色）より小さく、実況の捕捉に改善があった。また、進路予測誤差の最小値が 120 km 以下の割合（図 2.2.15 右）を見ても、1 日先 (FT=24) 以降の現行システム（赤色）の割合は前システム（青色）よりかなり高く、実況に近い進路予測の割合は高かった。このように、メンバー数を増やしつつ過剰なばらつきを抑えた結果、現行システムによる実況捕捉は改善していると言える。

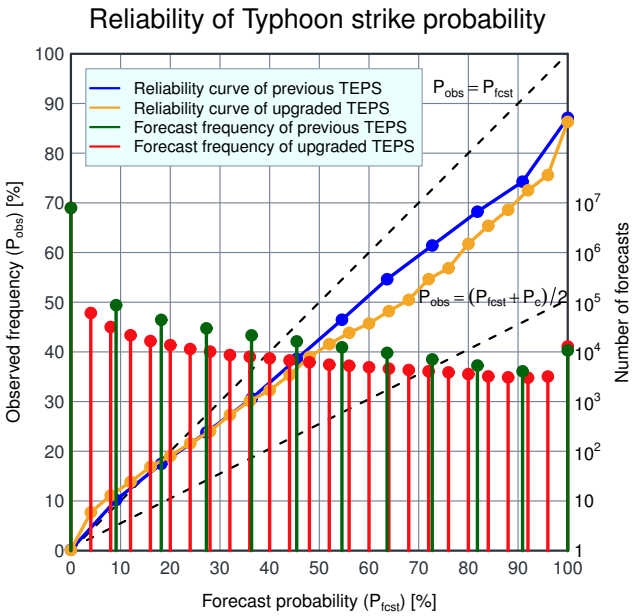

図 2.2.14 図 2.2.5 に同じ、ただし前システムの結果に現行システムによる予報実験の結果を加えたもの。前システムと現行のシステムの信頼度曲線をそれぞれ青色と橙色の曲線で示す。前システムと現行システムの予測度数をそれぞれ緑色と赤色の線で示す。階級はそれぞれのメンバー数に合わせている。確率 0%における両者の予測度数はほぼ同数のため、確率 0%の縦線は重なっている（緑色線のみ表示）。

2.2.5 まとめ

台風アンサンブル予報システムは台風予報業務の支援を目的に運用している数値予報システムであり、熱帯擾乱周辺の初期摂動等を使って高頻度にアンサンブル予報値を生成するという特長を持つ。

2008 年の運用開始以降、台風アンサンブル予報による台風進路の予測精度は年々向上している。5 日先までの台風進路に関する確率情報の信頼性も高く、また 4 日先程度からはアンサンブル平均の精度がコントロールランを上回る。しかし、2 日先のばらつきは過剰であり、2 日先程度のアンサンブル平均の精度はコントロールランを下回るという課題があった。

2014 年 3 月に、メンバー数を 25 に増やし、予報モデルの水平解像度を約 40 km へと変更した。あわせて、台風進路のばらつきが過剰である状態を改良するため、初期摂動の振幅の大きさを小さくした。その結果、予報モデルの変更による転向後のスローバイアスが低減し、台風進路の予測精度は向上した。また、メンバー数の増強と初期摂動の振幅調整の効果もあって、2 日先程度のアンサンブル平均の精度はコントロールランと同程度となり、確率情報の精度も改善した。そして、

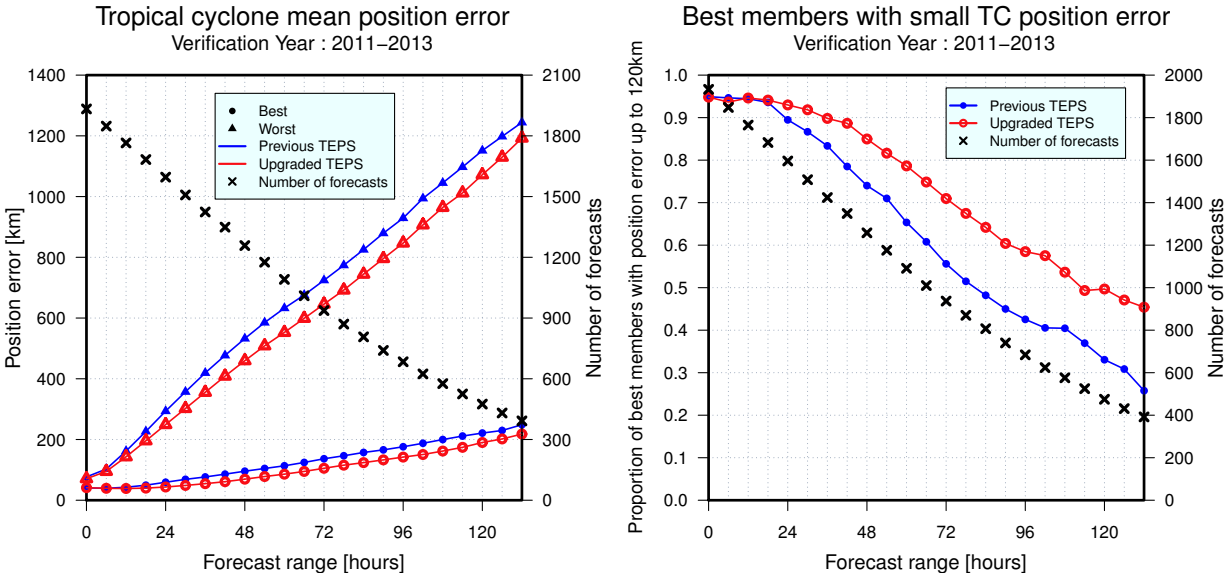

図 2.2.15　2011 年から 2013 年までの各台風進路予測における、現行システムと前システムの実況捕捉の比較。横軸は予報時間を示し、補助目盛は 6 時間ごとである。左図は予報時間ごとに全事例平均したメンバー中の進路予測誤差の最小値と最大値を示し、●および○が最小誤差の平均値、▲および△が最大誤差の平均値、青色線が前システム、赤色線が現行システムの結果（左縦軸参照）、×が事例数（右縦軸参照）を表す。右図は予報時間ごとに求めたメンバー中の進路予測誤差の最小値が 120 km 以下である割合を示し、青色線が前システム、赤色線が現行システムの結果（左縦軸参照）、×が事例数（右縦軸参照）を表す。

全般的なばらつきの大きさは小さくなったものの、実況の捕捉は改善し実況と大きく異なるメンバーも減った。なお、現行のアンサンブル予報にも転向前の北上バイアスや転向後のスローバイアス、過発達という傾向がみられる。こうした傾向が時にはばらつきの確からしさを損なう原因にもなることから、予報モデルの予測特性の把握はアンサンブル予報のばらつきを解釈する際にも大変有用である。

また、アンサンブル予報による台風進路予測の改善には、アンサンブル手法だけでなく、初期値の精度と予報モデルの性能が重要な役割を果たしている。引き続き、これらの向上を目指して週間アンサンブル予報システムとの一体的な開発と運用を進める計画である。

参考文献

太田洋一郎, 佐藤芳昭, 2010: 台風アンサンブル予報システムの改善. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66–70.

岸本賢司, 2009a: 台風 5 日進路予報. 平成 20 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 103–112.

岸本賢司, 2009b: 5 日先までの台風進路予報の発表開始について. 天気, **56**, 565–569.

経田正幸, 山口春季, 檜垣将和, 2013: 週間・台風アンサンブル予報の検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 34–44.

小森拓也, 2009: 台風 EPS の特徴. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 144–147.

小森拓也, 山口宗彦, 2008: 台風アンサンブル予報システムの導入. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27–30.

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.

高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 10–14.

檜垣将和, 2013: 全球数値予報による台風の予測結果. 気象庁技術報告第 134 号, 気象庁, 148–157.

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, 2015: 1 か月アンサンブル予報システムの変更の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 印刷中.

Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.

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.

Palmer, T. N., R. Buizza, F. Doblas-Reyes, T. Jung, M. Leutbecher, G. J. Shutts, M. Steinheimer, and A. Weisheimer, 2009: Stochastic parametrization and model uncertainty. *ECMWF Technical Memoranda*, **598**, 42pp.

第 3 章　ガイダンスの改良

3.1　気温ガイダンスの改良 [1]

3.1.1　はじめに

気温ガイダンスは、一般予報および飛行場予報支援を目的としてアメダス地点、航空官署を対象に作成されている。表 3.1.1 に要素毎の予報対象時刻および作成しているモデルを示す。気温ガイダンスでは、予測式の係数の逐次学習にカルマンフィルターを利用し、モデルの地上気温と観測値の差を目的変数として予測値を算出している。気温ガイダンスの詳細については小泉 (2007) を、カルマンフィルターについては瀬上ほか (1995) を参照していただきたい。

従来の気温ガイダンスには、後述の利用する観測値の差により、最高気温ガイダンスと最低気温ガイダンスに系統的な誤差が生じるという問題があった。また、降水時に正バイアスを持つこと、予測が大きく外れた場合に係数が不適切に変動することによる精度悪化などの問題があった。

本節では、上記の問題を解消するために、2014 年 3 月に数値予報システムに導入した気温ガイダンスの改良について述べる。まず改良内容を第 3.1.2 項で項目別に分けて解説する。続いて第 3.1.3 項と第 3.1.4 項で統計検証と事例検証を通じて精度や予測特性を確認する。最後に第 3.1.5 項で本節のまとめと利用上の注意点について述べる。

なお、本節では、改良後のガイダンスに「新」、改良前のガイダンスに「旧」と冠し記述するほか、気温ガイダンスの要素を限定し、「新最高気温ガイダンス」のように表記する場合もある。本節は一般予報用の気温ガイダンスの改良について述べてはいるが、飛行場予報支援として作成されている航空気温ガイダンスについても同様の改良 [2] を行い、検証の結果、一般予報用の MSM ガイダンスと同様であることを確認している。

3.1.2　変更内容

ここでは旧ガイダンスでの問題を解消するために行った変更内容とその意図について項目別に示す。

(1)　逐次学習に利用する観測値の変更について

旧ガイダンスでは、逐次学習に利用する最高気温および最低気温をアメダスの 10 分毎の気温（以下、10 分値）から算出していた。例えば 10 分値から算出する場合、最高気温は 0910JST から 1800JST の 10 分値の最高値となる。一方、気象庁 HP に公開され、予報の検証に用いられる最高気温および最低気温は、アメダスの 1 分毎の気温（以下、1 分値）から算出される。1 分値と 10 分値それぞれから算出される最高気温および最低気温は、時間分解能が異なる影響により、1 分値から算出される最高（最低）気温の方が高く（低く）なる。それゆえ、逐次学習に 10 分値を利用する旧ガイダンスを 1 分値を用いて検証すると、系統的な誤差が現れる。この系統的な誤差を解消するために、新ガイダンスでは、逐次学習に利用する最高気温および最低気温を 1 分値から算出するよう変更した。

表 3.1.1　気温ガイダンスの要素と予報対象時刻

要素	予報対象時刻	モデル
時系列気温	毎正時	GSM, MSM
最高気温	00–09UTC	GSM, MSM
最低気温	15–24UTC	GSM, MSM
明後日気温	00–24UTC	GSM
格子形式気温 [3]	毎正時	GSM, MSM

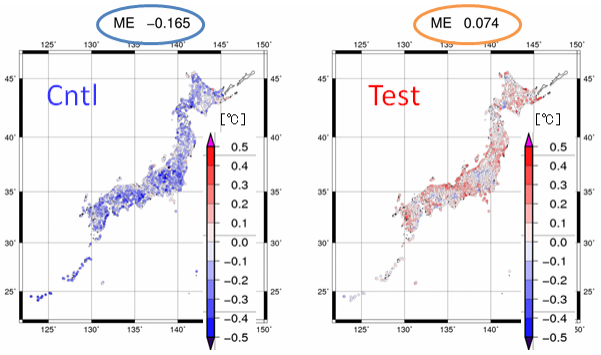

図 3.1.1　GSM 最高気温ガイダンスの ME 分布図。Cntl（左）、Test（右）それぞれ 1 分値を観測値として検証を行った。検証期間は 2011 年 7 月から 9 月。00UTC 初期値の翌日の最高気温ガイダンスを検証対象とした。

図 3.1.1 に旧ガイダンスを Cntl、旧ガイダンスから逐次学習に利用する最高気温および最低気温を 1 分値から算出したものに変更したガイダンスを Test とした平均誤差 (ME) の分布を示す。Cntl は全国的に負バイアスを持っており、ME の全国平均値は −0.165 であった。一方 Test は、全国的に負バイアスが解消され、全国平均値は 0.074 であった。Cntl を 10 分値で検証した場合の ME の全国平均値は 0.082 であり、誤差分布も Test と同様であった（図略）ことから観測値を原因とする系統的な誤差は解消したと考えられる。

(2)　説明変数の追加と取扱いの変更について

旧ガイダンスでは、説明変数としてモデルの地上気温、地上風速とその各方位成分、中下層雲量を利用していた。新ガイダンスでは、これら既存の説明変数の

[1] 後藤 尚親

[2] 航空気温ガイダンスは観測値として METAR を利用しているため、第 3.1.2 項 (1) は該当しない。

[3] 格子形式気温は最大降雪量ガイダンスに利用するのみで直接的には予報作業で利用されていない。

取扱いを変更し、さらに気温減率、降水量、前日との気温差を追加した。図 3.1.2 に新旧ガイダンスの説明変数を示す。

まず既存の説明変数の取扱いを変更した目的と狙いについて述べる。

地上気温 地上気温はその符号が正負に反転するが、説明変数の正負の反転は寄与量[4]が正負に反転することを意味し、精度悪化の一因となることがある。地上気温は 40°C を加算することで、非常にまれな場合を除いて正となるため、符号の反転が起きず精度の悪化を防ぐことができる。

風速 モデルのランダム誤差や最近接格子との地勢の差を平均的に軽減することを目的として、参照する格子を予測対象地点に最も近い最近接格子から近接 4 格子を利用した線形内挿へ変更した。

中下層雲量 日中に雲が広がって気温の上昇が抑制される状況において、旧ガイダンスは気温の上昇を抑制する効果が不十分となることがあった。この対策として対象地点の近接 4 格子の最大値を利用するよう変更した。

次に新たに追加した説明変数について導入の目的と狙いについて述べる。

気温減率 モデルの標高と現実の標高には差があるが、この標高の補正は気温の精度に大きく影響する。新ガイダンスでは、予測対象地点への標高補正をより適切にする目的で、日々の成層状態から気温減率を算出し、説明変数に導入した。

降水量 降水時において、気温の低下はモデルの地上気温の低下でのみ表現されていたが、これが不十分であったため、旧ガイダンスは正バイアスを持っていた（図略）。この降水時の正バイアスへの対策として、新ガイダンスでは降水量を説明変数に導入した。なお、モデルの予測する降水のタイミングの誤差を考慮して前 3 時間降水量とした。

前日との気温差 モデルの地上気温の誤差特性は降水の有無など天気状況で異なり、これは前日、つまり 24 時間前との気温差として評価できる。旧ガイダンスはこの誤差特性の変化を定数項が変動することで吸収していたが、本来定数項はモデルと現実の地勢の差の評価や季節変動など長い期間での変動が期待されるため、日々大きく変動することは精度上好ましくない。また、モデルが実況をよく表現している場合は雲量や降水量が天気状況による誤差特性を補正し得るが、予測が外れた場合にも天気状況による誤差特性の変動を前日との気温差の係数が吸収することで、定数項が安定し、精度が向上する。これらの理由から前日との気温差を説明変数に導入した。

説明変数の変更による効果については第 3.1.4 項で事例を挙げながら述べる。

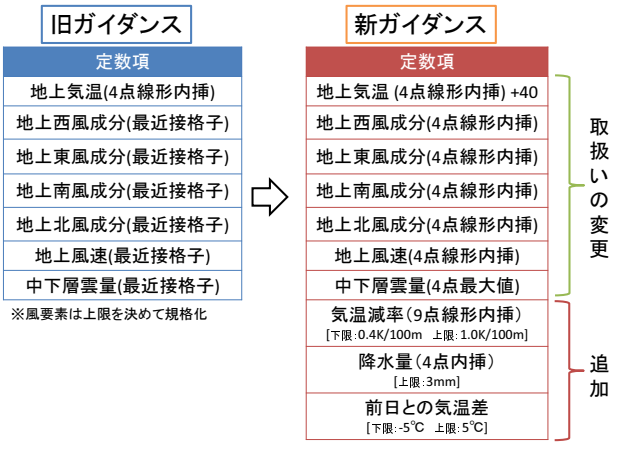

図 3.1.2 新旧ガイダンスの説明変数の仕様。

(3) 予測が大きく外れた場合の逐次学習の抑制

カルマンフィルターには、誤差をどの程度重要視して係数の逐次学習を行うかを管理する観測誤差分散がある。詳細については省くが、この観測誤差分散が大きいほど係数の変動は小さくなる。

旧ガイダンスでは前線の位置ずれや冬季の放射冷却

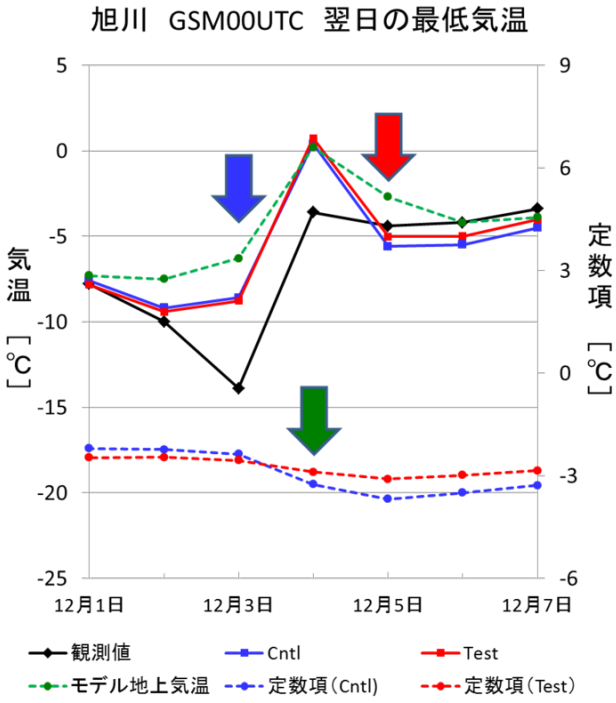

図 3.1.3 予測が大きく外れた際に観測誤差分散を一時的に大きくする実験の結果。期間は 2011 年 12 月 1 日から 7 日、00UTC 初期値の旭川における GSM 翌日の最低気温ガイダンス。図中黒線が観測値、緑線がモデル地上気温、青実線が Cntl、赤実線が Test（左軸）、青と赤の破線がそれぞれの予測式の定数項（右軸）である。

[4] 寄与量とは係数と説明変数を乗算することで求まり、各説明変数の目的変数への寄与分を表す。

による低温など、モデルの予測が大きく外れた事例においても通常通り逐次学習を行うため、係数が不適切に大きく変動し、その後数日間精度が悪化することがあった。これは観測誤差分散が常に一定値であったため、予測誤差の大きさに比例して係数が変動したことが要因である。

新ガイダンスでは予測が大きく外れた場合、一時的に観測誤差分散を大きくする[5]ように変更した。本変更の意図は、予測が大きく外れた際に通常より係数の変動を小さくし、精度の悪化を抑制することである。

本変更による効果の例として、旧ガイダンスを Cntl、旧ガイダンスに本変更を加えたガイダンスを Test とした結果を図 3.1.3 に示す。図 3.1.3 から、Cntl, Test ともに 12 月 3 日に予測が大きく外れたことが分かる（青矢印）。Cntl ではこの翌日の逐次学習で、前日の大きな誤差により係数が大きく変動し（緑矢印）、その後数日間が負バイアスとなっていた（赤矢印）。Test では同様の誤差でも係数の変動が抑制され、その後数日間の負バイアスも縮小する結果となった。

(4) 暖候期と寒候期の係数層別化

暖候期と寒候期では、モデルの予測誤差の特性は異なる。図 3.1.4 にモデルの誤差特性の例として、GSM の地上気温の誤差分布を暖候期と寒候期に分けて描画した図を示す。誤差分布図より、暖候期と寒候期で分布や分散など予測誤差の特性が異なることが分かる。

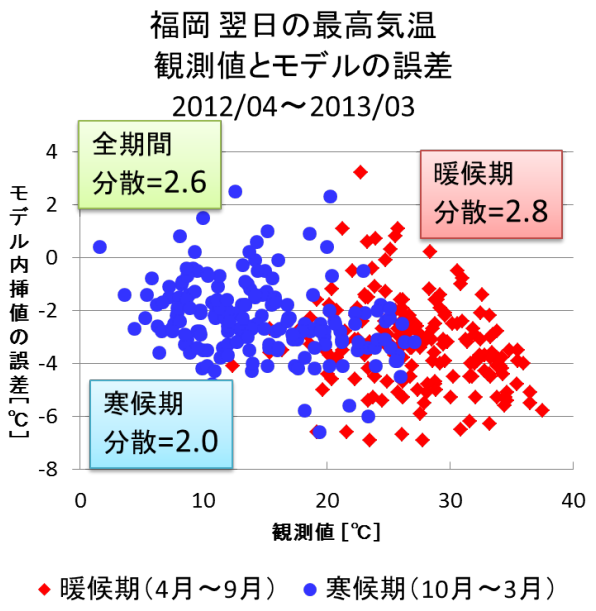

図 3.1.4 00UTC 初期値の GSM による地上気温を地点に内挿した値の誤差分布図。対象は翌日の最高気温。期間は 2012 年 4 月から 2013 年 3 月で、予測地点は福岡。暖候期が赤四角、寒候期が青丸である。

[5] 4°C 以上外した場合、次の学習時のみ観測誤差分散を 3 倍とする。

このような誤差特性の違いに着目し、新ガイダンスではカルマンフィルターの係数や、学習の程度を調整する観測誤差分散などを暖候期と寒候期で層別化し、季節別の誤差特性に適合した学習を行うよう変更した。なお、暖候期は 4 月から 9 月、寒候期は 10 月から翌年 3 月とし、切替日の 1 か月前から事前学習を行うことにより、切替日の予測値の急変、精度の悪化を抑制するよう設定している。

3.1.3 統計検証

ここでは新旧気温ガイダンスについて統計検証を行った結果を示す。まず (1) で時系列気温ガイダンスの通年検証を通じて説明変数や逐次学習の変更の効果による精度改善を確認する。次に (2) で最高気温ガイダンス、最低気温ガイダンスの季節別検証を通じて季節別の予測特性を確認する。最後に (3) で地点別の検証結果を示す。

(1) 通年検証

全国のアメダス地点を対象に通年検証を行った。GSM 時系列気温ガイダンスの検証結果を図 3.1.5 に、MSM 時系列気温ガイダンスについて図 3.1.6 に示す。検証期間は 2012 年 9 月から 2013 年 8 月までの 1 年間で、GSM は 00, 06, 12, 18UTC、MSM は 03, 09, 15, 21UTC を初期時刻とするガイダンスを利用して予報時間 (FT) ごとの検証を行った。

GSM ガイダンスの検証結果 (図 3.1.5) から、予報時間を問わず平方根平均二乗誤差 (RMSE) が減少しており、約 5%の予測精度の改善が確認できる。新ガイダンスはやや正バイアスが拡大しているが、これは第 3.1.2 項 (3) により、旧ガイダンスにあった冬季の大きな負バイアスが新ガイダンスで縮小したことが要因として考えられる。

MSM ガイダンスの検証結果（図 3.1.6）でも同様の傾向であり、RMSE は約 3%減少している。新ガイダンスはわずかに正バイアスが拡大しているが、前述の

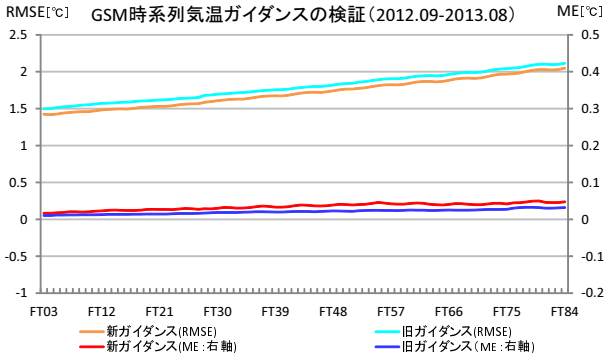

図 3.1.5 GSM 時系列気温ガイダンスの検証結果。検証期間は 2012 年 9 月から 2013 年 8 月。暖色系が新ガイダンス、寒色系が旧ガイダンスのスコアである。

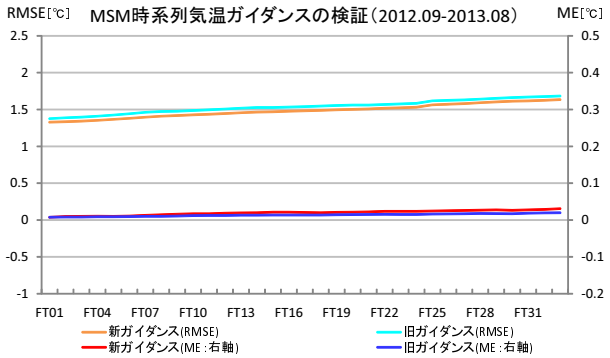

図 3.1.6　図 3.1.5 と同じ。ただし MSM 時系列気温ガイダンスの検証結果。

GSM ガイダンスと同様の理由である。

新ガイダンスで予測が改善している事例を確認すると、降水量や前日との気温差による補正が効いている事例が多く、第 3.1.2 項 (2) による精度向上が確認できた。

(2)　季節別検証

次に翌日の最高気温ガイダンス、翌日の最低気温ガイダンスを季節別に検証した結果を示す。検証期間は (1) と同様だが、17 時予報での利用を想定して GSM は 00UTC、MSM は 03UTC 初期値のガイダンスに対して検証を行った。表 3.1.2 と図 3.1.7 に GSM 最高気温ガイダンスについて、表 3.1.3 と図 3.1.8 に GSM 最低気温ガイダンスについての検証結果を示す。なお、最高気温、最低気温それぞれについて通年と季節別に検証を行った。季節の区分は 3 月から 5 月を春、6 月から 8 月を夏、9 月から 11 月を秋、12 月から 2 月を冬とした。さらに、観測値が高温、低温となる事例について検証を行うために、最高気温について観測値が 30°C 以上の事例、最低気温について観測値が 0°C 以下の事例を抽出した検証結果も示した。

GSM 最高気温ガイダンスの検証結果から、通年、季節を問わず RMSE が減少していることが分かる。また、旧ガイダンスが持っていた負バイアスが縮小しており、第 3.1.2 項 (1) の観測値を 10 分値から 1 分値に変更したことによる改善が確認できるほか、秋を除き誤差が 3°C 以上の事例数も減少している。さらに季節別の検証結果から、春、夏に比べて秋、冬の方が精度が良いことが分かる。この理由として、モデルの地上気温は実況で高温となる事例ほど、負バイアスが顕著になることが考えられる（図略）。モデルの地上気温の負バイアスは、カルマンフィルターによって縮小できるが、事例に応じてモデルの地上気温のバイアス傾向が異なる場合、その補正が不十分となることがある。新ガイダンスは観測値が 30°C 以上の事例においても旧ガイダンスより改善しているが、依然負バイアスであることが確認できる。

次に GSM 最低気温ガイダンスについて確認する。こちらも最高気温ガイダンスと同様に通年、季節を問わず RMSE が減少し、ME の絶対値もやや減少している。また誤差 3°C 以上の事例数は大きく減少しており、予測精度の改善が確認できる。季節別の検証結果から、夏、秋に比べ冬、春の方が RMSE が大きく、特に冬の RMSE は大きいことが分かる。この理由として、モデルの地上気温は低温の事例ほど、顕著な正バイアスとなることが考えられる（図略）。新ガイダンスは観測値が 0°C 以下の事例でも旧ガイダンスから改善しているが、依然正バイアスで、RMSE も大きい結果となった。

MSM ガイダンスの検証結果を最高気温ガイダンスについて表 3.1.4 と図 3.1.10 に、最低気温ガイダンスについて表 3.1.5 と図 3.1.11 に示す。MSM ガイダンスにおいても GSM ガイダンスと同様に改善が確認でき、季節別の予測特性も概ね一致している。

(3)　地点別検証

地域毎の予測特性を確認するため、アメダス地点別の検証結果を示す。検証期間や初期時刻、要素については (2) と同様で地点別に通年での検証を行った。GSM、MSM ガイダンスの検証結果を各々図 3.1.9、図 3.1.12 に示す。それぞれ上段（図 (a), (b), (c)）が翌日の最高気温の検証結果、下段（図 (d), (e), (f)）が翌日の最低気温の検証結果であり、左列（図 (a), (d)）が旧ガイダンス、中列（図 (b), (e)）が新ガイダンスの各 RMSE、右列（図 (c), (f)）が新ガイダンスの RMSE の改善率 [6] である。

GSM 最高気温ガイダンス（図 3.1.9(a), (b)）では、新旧ガイダンスで RMSE の分布は大きく変わらず、太平洋側で RMSE が大きい。RMSE の改善率では太平洋側で新ガイダンスの改善が確認できる。

GSM 最低気温ガイダンス（図 3.1.9(d), (e)）では、RMSE の分布に南北で差が見られ、特に北海道において RMSE が大きい。北海道で予測精度が悪いのは、放射冷却時のモデルの気温低下が不十分であるために予測誤差が大きいこと、また予測誤差の日々変動が大きくガイダンスによる統計的修正も後手になりやすいことなどが要因として考えられる。RMSE の改善率では北海道を含む全国的な改善が確認できるが、北海道は新ガイダンスにおいても他の地域より予測精度が悪い結果となった。

MSM ガイダンスの検証結果（図 3.1.12）でも GSM ガイダンスと同様の改善や予測特性が確認できた。また GSM 気温ガイダンスと MSM 気温ガイダンスを比較すると MSM 気温ガイダンスの方が予測精度が良い (松澤 2008) という特性は新ガイダンスにおいても変化はなかった。

[6] 第 C.2.1 項を参照。図中で赤いほど改善、青いほど改悪となる。

表 3.1.2　GSM 翌日の最高気温ガイダンスの季節別検証スコア。

検証対象（事例数）		ME[℃]	RMSE[℃]	誤差3℃以上の事例数
全事例 (338,190)	新	+0.09	1.596	23,659
	旧	−0.18	1.652	25,650
観測≧30℃の事例 (40,896)	新	−0.50	1.355	1,541
	旧	−0.90	1.571	2,433
春の全事例 (85,262)	新	+0.01	1.742	7,554
	旧	−0.35	1.822	8,657
夏の全事例 (85,219)	新	+0.14	1.791	8,388
	旧	−0.20	1.820	8,547
秋の全事例 (84,308)	新	+0.20	1.432	4,442
	旧	+0.03	1.442	4,307
冬の全事例 (83,401)	新	−0.00	1.332	3,275
	旧	−0.19	1.434	4,139

表 3.1.3　GSM 翌日の最低気温ガイダンスの季節別検証スコア。

検証対象（事例数）		ME[℃]	RMSE[℃]	誤差3℃以上の事例数
全事例 (338,125)	新	−0.04	1.569	22,517
	旧	+0.05	1.694	29,110
観測≦0℃の事例 (72,866)	新	+0.20	2.147	9,888
	旧	+0.34	2.267	11,950
春の全事例 (85,245)	新	−0.20	1.691	7,211
	旧	−0.16	1.838	9,586
夏の全事例 (85,184)	新	−0.03	1.156	1,670
	旧	−0.01	1.243	2,301
秋の全事例 (84,304)	新	+0.08	1.446	4,183
	旧	+0.30	1.569	5,713
冬の全事例 (83,392)	新	−0.02	1.828	9,453
	旧	+0.07	1.970	11,510

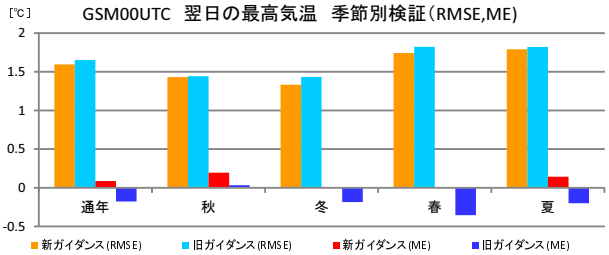

図 3.1.7　GSM 翌日の最高気温ガイダンスの季節別検証図。

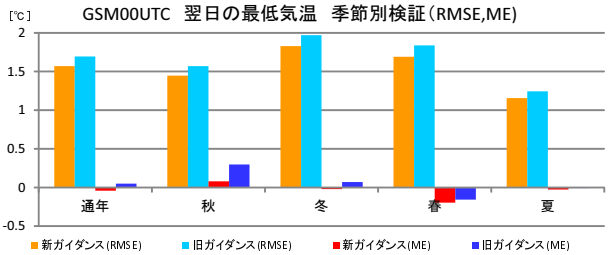

図 3.1.8　GSM 翌日の最低気温ガイダンスの季節別検証図。

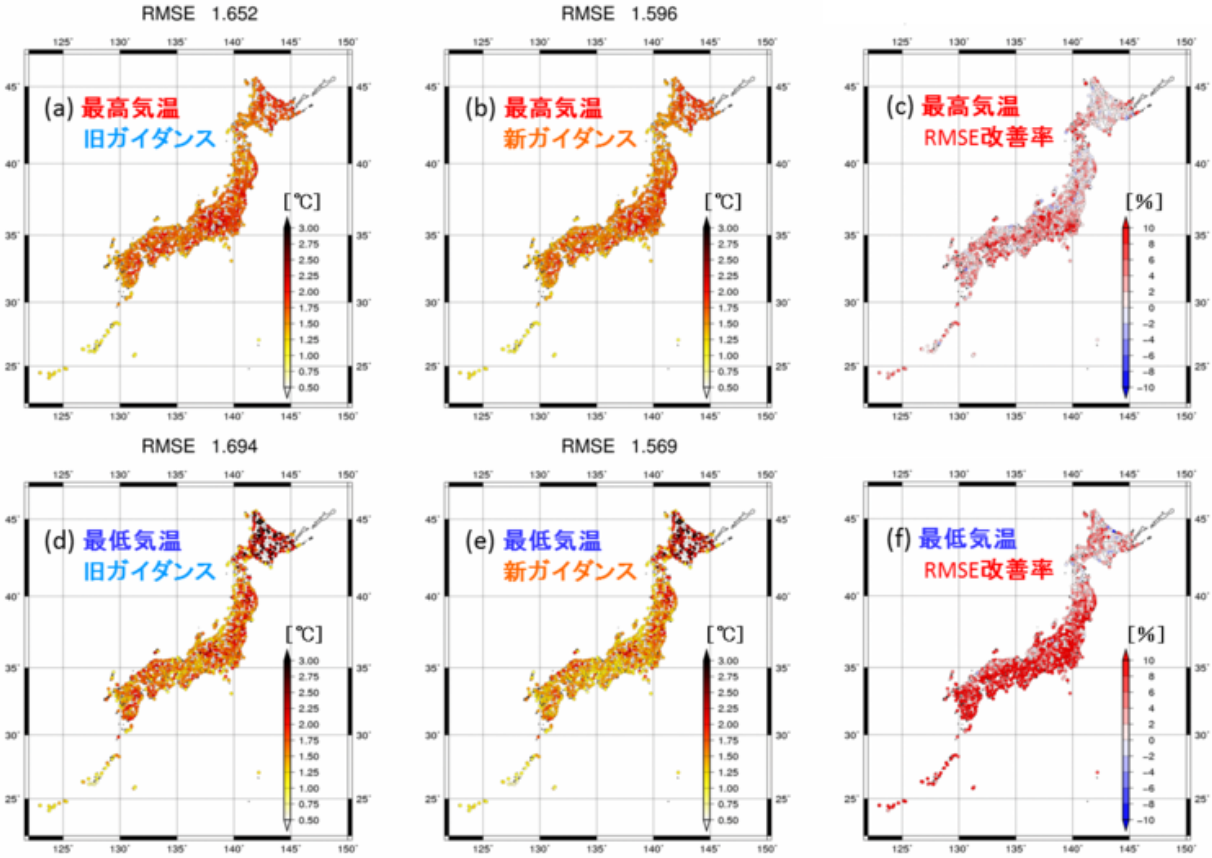

図 3.1.9　00UTC 初期値の GSM 翌日の最高気温ガイダンス、翌日の最低気温ガイダンスを地点別に検証したスコア分布図。検証期間は 2012 年 9 月から 2013 年 8 月。上段が翌日の最高気温、下段が翌日の最低気温を対象とし、左列が旧ガイダンス、中列が新ガイダンスの各 RMSE、右列が新ガイダンスの RMSE の改善率である。

表 3.1.4　MSM 翌日の最高気温ガイダンスの季節別検証スコア。

検証対象（事例数）		ME[℃]	RMSE[℃]	誤差3℃以上の事例数
全事例 (338,190)	新	+0.07	1.537	20,979
	旧	−0.18	1.585	22,410
観測≧30℃の事例 (40,896)	新	−0.38	1.371	1,689
	旧	−0.73	1.535	2,357
春の全事例 (85,262)	新	−0.05	1.687	6,830
	旧	−0.38	1.747	7,430
夏の全事例 (85,219)	新	+0.11	1.761	8,177
	旧	−0.20	1.799	8,519
秋の全事例 (84,308)	新	+0.24	1.332	3,321
	旧	+0.10	1.325	3,177
冬の全事例 (83,401)	新	−0.02	1.271	2,651
	旧	−0.23	1.375	3,284

表 3.1.5　MSM 翌日の最低気温ガイダンスの季節別検証スコア。

検証対象（事例数）		ME[℃]	RMSE[℃]	誤差3℃以上の事例数
全事例 (338,125)	新	−0.05	1.529	20,834
	旧	+0.05	1.592	23,566
観測≦0℃の事例 (72,866)	新	+0.13	2.159	10,149
	旧	+0.24	2.258	11,516
春の全事例 (85,245)	新	−0.16	1.624	6,321
	旧	−0.06	1.681	7,186
夏の全事例 (85,184)	新	−0.02	1.093	1,286
	旧	+0.02	1.149	1,593
秋の全事例 (84,304)	新	+0.07	1.417	3,928
	旧	+0.23	1.448	4,314
冬の全事例 (83,392)	新	−0.08	1.831	9,299
	旧	+0.02	1.933	10,473

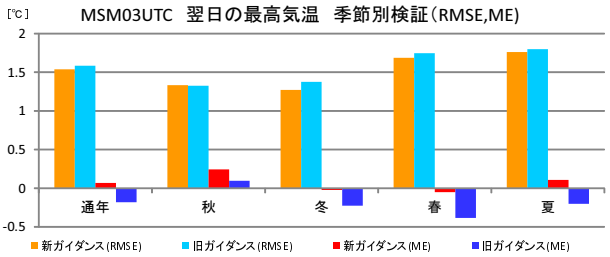

図 3.1.10　MSM 翌日の最高気温ガイダンスの季節別検証図。

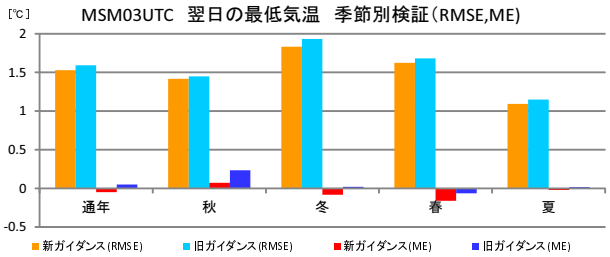

図 3.1.11　MSM 翌日の最低気温ガイダンスの季節別検証図。

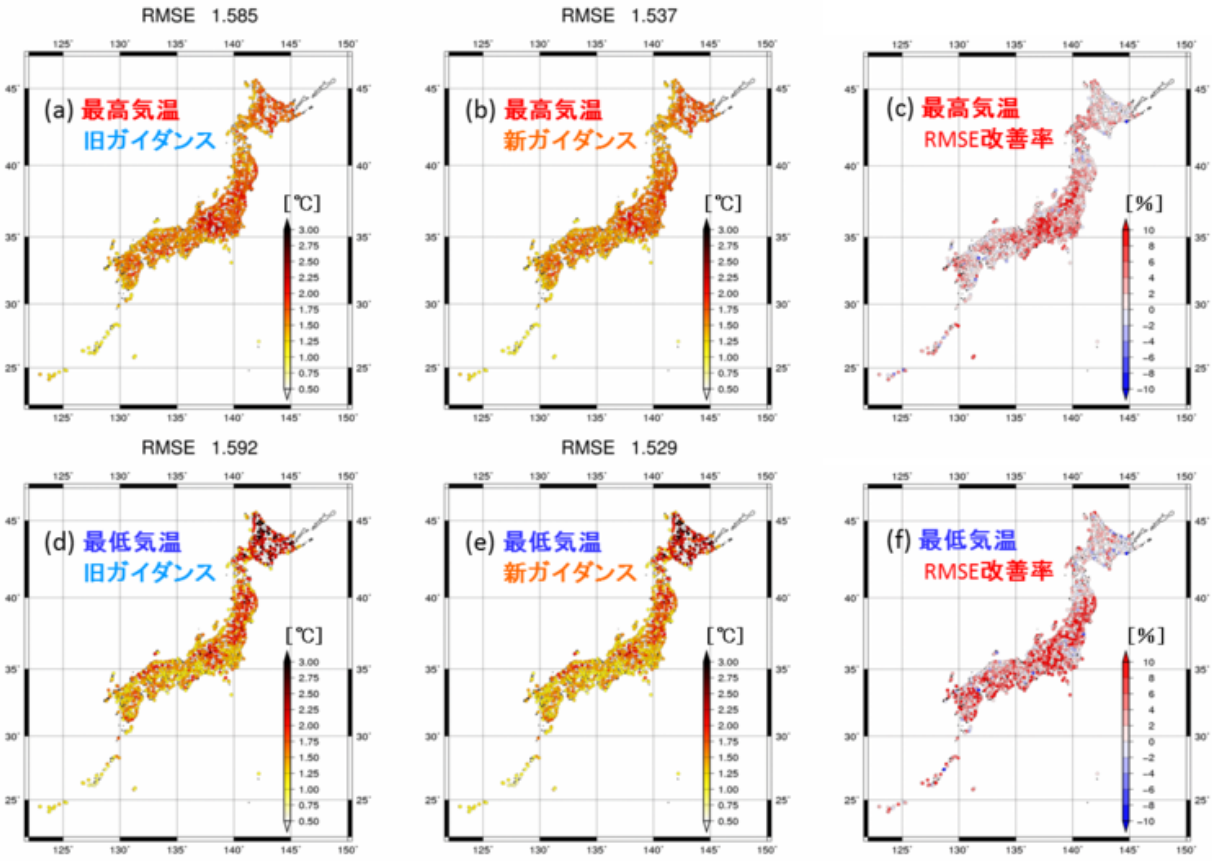

図 3.1.12　図 3.1.9 と同じ。ただし 03UTC 初期値の MSM ガイダンスの結果。

3.1.4　事例検証

新ガイダンスによる改善事例として、夏の不安定性降水による気温低下の例と最大降雪量ガイダンスへの影響の例を紹介する。

(1)　夏季不安定性降水に伴う気温低下の例

ここでは午後に関東地方で不安定性降水が発生した2013 年 7 月 23 日の予測を例に、予測地点を東京とした新旧ガイダンスの比較を行う。

図 3.1.13 は 23 日 18 時までの MSM（23 日 03UTC 初期値の 6 時間予測値）と解析雨量の 3 時間積算降水量である。MSM の降水予測は、解析雨量に比べて、不安定性降水の分布の広がりがやや過小、かつ降水量の極大域がやや西であった。降水分布がやや異なる影響で、東京に強い降水がかかるのは観測に比べて 2 時間ほど遅かった。

23 日 03UTC 初期値の東京の MSM 時系列気温ガイダンスを図 3.1.14 に示す。観測値は降水が始まった 17 時から急激に下がっているが、MSM はその急激な気温低下を予想できていない。また、旧ガイダンスは MSM で夏の地上気温予測において統計的に見られる負バイアスを補正するために、地上気温を上昇させており、結果として MSM の地上気温よりも誤差を拡大させている。これに対し新ガイダンスでは、説明変数に追加した降水量の寄与により、MSM では十分に表現されていない気温低下を補うことで、旧ガイダンスより観測値に近づいた。

本事例のように降水の分布や強度が観測とやや異なったとしても、モデルによる降水予測が概ね適切である場合には、新ガイダンスは気温低下をより適切に補正しうることが確認できた。ただし現段階ではモデルによる不安定性降水の正確な予測は難しく、位置や強度が初期時刻によって変動する場合があるため、新ガイダンスでも必ずしも適切に補正できるとは限らない。さらに、モデルの降水表現が変化すると、説明変数の絶対値が変わることに加え、補正量を足し合わせるベースであるモデルの地上気温も変わるため、ガイダンスの予測値が変動しやすいことに注意していただきたい。

上記の通り、不安定性降水はモデルの予測の不確実性が大きいことに注意が必要だが、統計的には、説明変数に追加した降水量は気温ガイダンスの予測精度の改善に寄与する。利用の際にはモデルの気象表現、特に降水表現を考慮して利用していただきたい。

(2)　最大降雪量ガイダンスへの影響

ここでは気温ガイダンスの変更による最大降雪量ガイダンスへの影響について示す。まず気温ガイダンスと最大降雪量ガイダンスの関係について述べる。最大降雪量ガイダンスは格子形式気温ガイダンスを入力として雪水比を算出し、降雪量予測を行っているが、この格子形式気温ガイダンスは、地点気温ガイダンスで求めた各アメダス地点のモデルの補正量を周辺格子へ

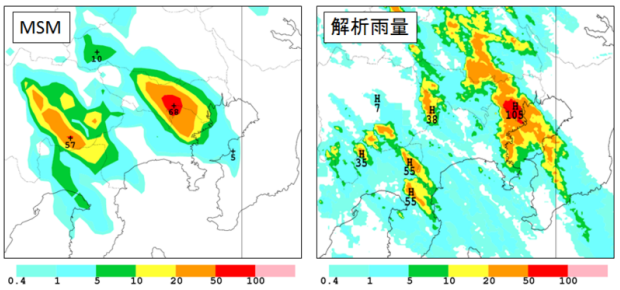

図 3.1.13　MSM（左）と解析雨量（右）の 2013 年 7 月 23 日 18 時までの 3 時間積算降水量。

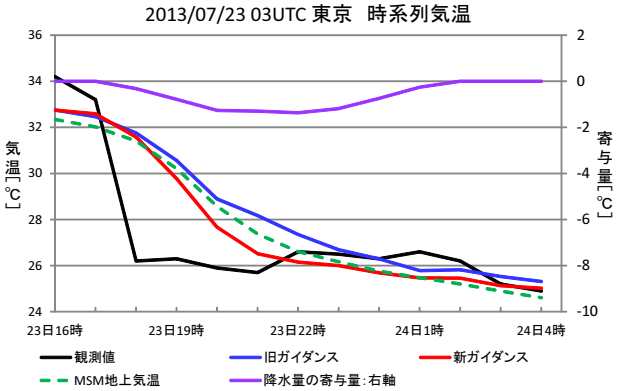

図 3.1.14　2013 年 7 月 23 日 03UTC 初期値の東京の MSM 時系列気温ガイダンス。黒線が観測値、青線が旧ガイダンス、赤線が新ガイダンス、緑破線が MSM 地上気温（左軸）。紫線が新ガイダンスにおける降水量の寄与量（右軸）。

線形内挿することで作成している。最大降雪量ガイダンスや格子形式気温ガイダンスの詳細については古市 (2010) を参照していただきたい。

図 3.1.15 は 2011 年 12 月 2 日の 00UTC 初期値の GSM 最大降雪量ガイダンスで、3 日 21 時までの 12 時間降雪量の予測値と対応する観測値である。赤破線で囲んだ十勝地方の 20 cm/12h 前後の降雪について、旧気温ガイダンスを入力とした予測値は、新気温ガイダンスを入力としたものに比べ、降雪分布がやや狭いことが分かる。新気温ガイダンスを入力とした降雪量はやや過大な地点もあるが、帯広以南の 20 cm/12h 前後の降雪分布や広尾周辺の海岸沿いまでの降雪の広がりが実況と近くなっている。

十勝地方の格子形式気温ガイダンスへ影響を与えたアメダス地点の例として、帯広の時系列気温を図 3.1.16 に示す。赤破線で囲んだところは観測で降水があった時間帯である。また水色の矢印の期間が図 3.1.15 の 12 時間降雪量の積算期間である。新気温ガイダンスは旧気温ガイダンスに比べて 2°C ほど低く予想できており、実況に近づいている。説明変数の寄与量（図略）を確認すると、降水量や前日との気温差が気温を下げており、説明変数追加の効果が表れている。雪水比は 2°C

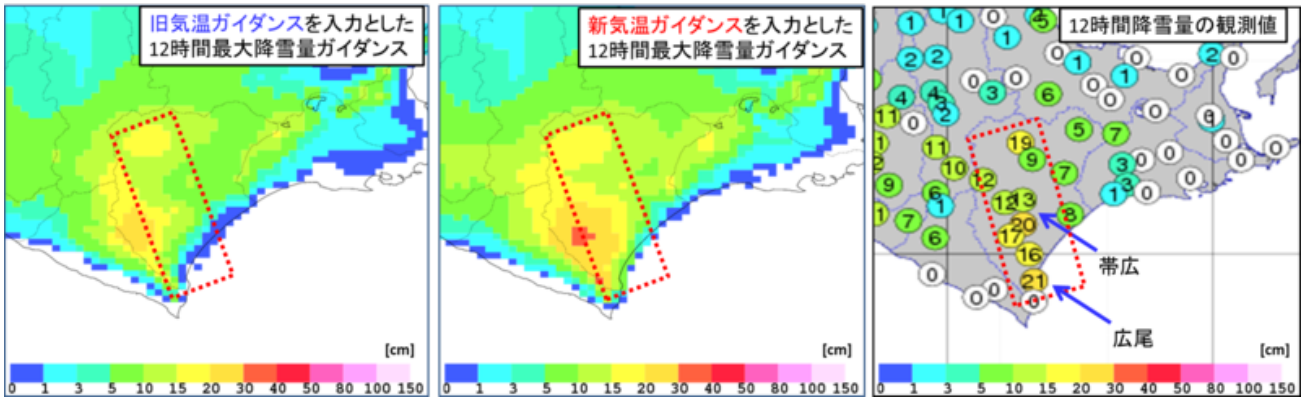

図 3.1.15　2011 年 12 月 2 日 00UTC 初期値、3 日 21 時を対象とした十勝地方の 12 時間降雪量。左図が旧気温ガイダンスを入力に計算した 12 時間最大降雪量、中図が新気温ガイダンスを入力に計算した 12 時間最大降雪量、右図が観測値である。

から 0°C 付近の地上気温で変動が大きい (松下 2012) ため、本事例のように 2°C 程度の改善でも降雪量予測に大きく影響を与える。

なお、最大降雪量ガイダンスの統計的なスコアはほぼ同等であり、その予測傾向も大きく変わらないことを確認している。(1) と同様に、モデルの予測している気象場と併せて利用していただきたい。

3.1.5　まとめと利用上の注意点

今回の改良により、最高気温ガイダンスと最低気温ガイダンスでは、係数の逐次学習に利用する観測値の持つ系統的な差に起因する予測誤差を解消した。またモデルと現実の標高の差をより適切に補正するために気温減率を、天気状況等に起因する誤差の評価をするために降水量と前日との気温差を説明変数に加えた。さらに係数についても見直しを行い、予想が大きく外れた場合の逐次学習の抑制や、暖候期と寒候期の層別化によって、より適切な逐次学習を行うことができる設定に変更した。

また統計検証や事例検証から新ガイダンスの精度向上を、季節別の検証から季節や要素毎の予測特性を示した。

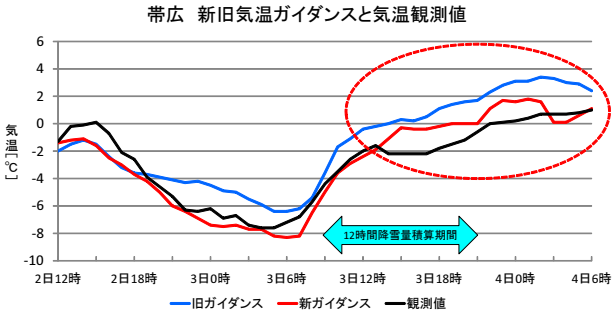

図 3.1.16　2011 年 12 月 2 日 00UTC 初期値の帯広における GSM 時系列気温ガイダンス。黒線が観測値、青線が旧ガイダンス、赤線が新ガイダンス。

今回の変更を行った上で今後検討すべき事項が 2 つある。1 つ目は第 3.1.2 項 (3) の逐次学習の設定について、観測誤差分散を予測誤差に応じて連続的に変える、または逐次学習を行う閾値を設けるなど、逐次学習の設定についてさらに検討することである。2 つ目は第 3.1.2 項 (4) の係数層別化について、新ガイダンスでは地点や要素を問わず一律に 4 月、10 月で層別化しているが、地点毎の予測誤差を層別の指標として用いるなど、別の設定を検討することである。これらの設定内容の検討については、今後調査を進めどのような実装が最適なのかを考えていきたい。

最後に新ガイダンスの利用上の注意点として、モデルの気象表現による影響を従来より受けやすくなったことが挙げられる。これは地上気温の補正量を算出する際に、従来に加えモデルの降水量などを利用するように変更したためである。また、モデルの気象表現にタイミングのズレなどがある場合、そのランダムな誤差を修正することができないのはこれまでと変わらない。これらの点に注意しモデルが予測している気象表現の妥当性も検討し、利用していただきたい。

参考文献

小泉友延, 2007: 気温ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60–66.

瀬上哲秀, 大林正典, 國次雅司, 藤田司, 1995: カルマンフィルター. 平成 7 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66–78.

古市豊, 2010: 降雪ガイダンスの改良と利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78–81.

松澤直也, 2008: 気温ガイダンス. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 67–69.

松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–53.

3.2　降雪量地点ガイダンスの改良 [1]

3.2.1　はじめに

降雪量地点ガイダンスは、2013 年 11 月にその作成手法の改良が行われた。このガイダンスは、ニューラルネットワーク (松下 2012) を用いて、GSM の予測値からアメダス地点の 12 時間降雪量を予測する逐次学習型のガイダンスで、冬期間を中心に 11 月から翌年 5 月まで運用している [2] 。

本改良では、(1) 予測対象地点の追加、(2) 予報時間の延長、(3) 予測精度の改善を狙って予測係数の繰り返し学習を行った。本節ではこれらの改良の詳細とその検証結果を解説する。まず第 3.2.2 項でガイダンスの変更点を述べる。次に第 3.2.3 項と第 3.2.4 項で精度検証の結果と検証期間に発生した大雪事例について述べる。また、同じく GSM から作成される GSM 最大降雪量ガイダンスとの予測特性の違いについても述べる。最後に第 3.2.5 項で改良のまとめと利用上の留意点を述べる。なお、以降では改良後のガイダンスを「新ガイダンス」、改良前のガイダンスを「旧ガイダンス」と記述する。

3.2.2　変更点について

表 3.2.1 に改良前後におけるガイダンスの仕様を示す。太字で示した箇所は本項の (1) と (2) で示す変更点であり、これら以外は旧ガイダンスと同じ仕様である。表 3.2.1 に掲載していないガイダンスの詳細については古市 (2008) を参照していただきたい。

(1)　予測対象地点の追加

旧ガイダンスの予測対象地点は 236 地点であった。新ガイダンスでは、新たに 66 地点を加えた計 302 地点とした。図 3.2.1 に予測対象地点の分布を示す。水色が従来の予測対象地点、黄色が新規に追加した地点である。新ガイダンスでは、主に関東地方の平野部や東海・近畿地方、また中国地方山間部の気象官署や特別地域気象観測所、アメダス地点を追加した。北海道や東北地方についても、これまでは予測対象でなかった積雪深計の設置されているアメダス地点を追加している。濃青色の地点は、開発時点で積雪深計が設置され観測が行われているが今回は追加しなかった地点である。これらの地点は、積雪深計の設置から日が浅いために、本項 (3) で述べる繰り返し学習を行うための観測データが十分に存在しなかったり、降雪頻度が少ないために繰り返し学習で良い結果が得られなかったりしたため予測対象地点に追加しなかった。これらの地点を予測対象地点に追加することは、今後の検討課題としたい。

今回、追加した地点の予測例として熊谷（埼玉県熊谷市）の降雪量予測を図 3.2.2 に示す。この図は、2013 年 1 月 1 日から 2 月 28 日までの 00UTC 初期値の FT=36 の 24 時間降雪量の予測を時系列で示している。折れ線グラフは、赤実線が新ガイダンス [3] 、青破線が GSM 最大降雪量ガイダンス、棒グラフが実況の 24 時間降雪量を示している。熊谷ではこの期間、1 月 14 日と 2 月 6 日に南岸低気圧によって降雪が観測されているが、新ガイダンスはそのどちらも適切に予測しており、有効な予測資料となることが期待される。

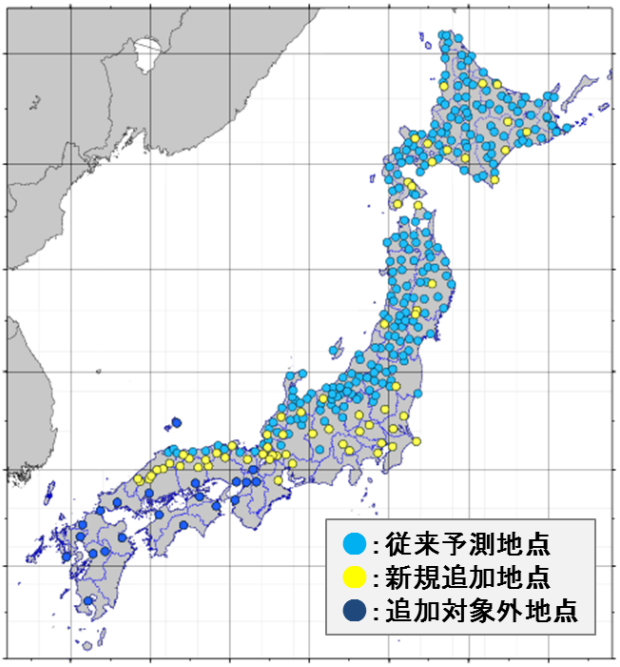

図 3.2.1　予測対象地点の分布図。水色は従来からの予測対象地点、黄色は新規に追加した地点、濃青色は本改良で追加を見送った地点。

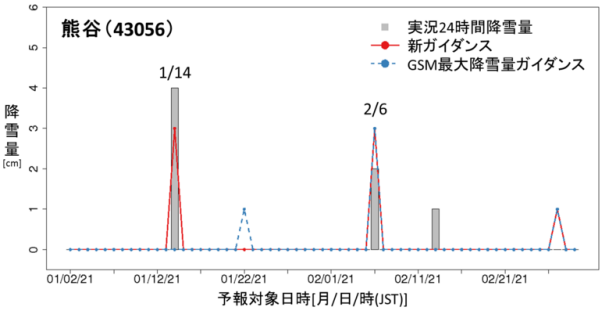

図 3.2.2　新規追加地点の予測例（熊谷）。2013 年 1 月 1 日から 2 月 28 日の 00UTC 初期値、FT=36 の 24 時間降雪量の予測と実況の時系列図。予測の 24 時間降雪量は、連続する 2 つの 12 時間降雪量を足し合わせて作成した。赤実線が新ガイダンス、青破線が GSM 最大降雪量ガイダンス、灰色の棒グラフが対応する実況の 24 時間降雪量を表す。

[1] 白山 洋平
[2] 同じく降雪量を予測する最大降雪量ガイダンス (古市 2011) は年間を通してガイダンスを作成している。
[3] この予測結果は第 3.2.2 項 (3) で示す繰り返し学習を行った後の独立な検証期間に対する予測である。

表 3.2.1 降雪量地点ガイダンスの仕様。太字は改良前後の変更点を表す。

	旧ガイダンス	新ガイダンス
予測要素	前 12 時間降雪量	変更なし
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス **236** 地点	主に積雪深計設置のアメダス **302** 地点
作成方法	3 層、階層型ニューラルネットワーク	変更なし
予報時間	FT=24, 36, 48, 60, 72	FT=24, 36, 48, 60, 72**, 84**
逐次学習	あり（11 月 9 日 00UTC〜翌年 3 月 3 日 00UTC まで。00, 12UTC 初期値のみ）	変更なし
層別化	予測対象地点、予報時間 (FT=24, 36, 48 と FT=60, 72 の 2 通り)	予測対象地点、予報時間（FT=24, 36, 48 と FT=60, 72**, 84** の 2 通り）
運用期間	11 月 1 日 00UTC〜翌年 5 月 10 日 00UTC	変更なし

(2) 予報時間の延長

旧ガイダンスは、FT=24 から 12 時間毎に FT=72 までの 12 時間降雪量を予測していた。新ガイダンスでは新たに FT=84 を追加し、ガイダンスの予報時間を GSM と同じにした。旧ガイダンスでは予報時間を前半と後半に分け、FT=24, 36, 48 と FT=60, 72 の 2 つに層別化を行っていたことから、これを踏襲して FT=84 の予測に用いる予測係数は FT=60, 72 と同じ予測係数を用いることにした。

(3) 繰り返し学習による予測精度の改善

学習型のガイダンスに予測対象地点を新たに追加する場合、通常は追加する地点から水平距離の近い既存の予測対象地点の係数を利用することが多い。しかし、この係数は元の地点について最適な予測となるよう学習が行われた値であり、そのまま追加地点の予測に用いても、すぐに十分な予測精度を得ることは難しいという問題がある。

そこで、(1) の予測対象地点追加の際には、上記の方法で用意した係数を初期係数として [4]、その係数が追加地点の予測に対してより適切な状態となるように事前に繰り返し学習を行った。また、この繰り返し学習は、新規に追加する 66 地点だけでなく全予測対象地点について行い、従来の予測対象地点についても同時に予測係数の最適化を図った。ここでは、学習期間を 2010 年 11 月から 2011 年 3 月までと 2011 年 11 月から 2012 年 3 月までの 2 冬期 [5]、検証期間を 2012 年 11 月から 2013 年 3 月までに設定し、繰り返し回数と検証期間における予測精度の変化を確認しながら実験を繰り返した。学習期間への係数の過学習を避けつつ、可能な限り予測精度を改善させるため、検証期間の予測精度に改善が見られなくなる少し手前で繰り返し学習を打ち切った。なお、この繰り返し学習を開始する初期係数として、2012 年 3 月末の係数を用いることで、検証期間に対しては未学習な独立検証となるようにしている。

図 3.2.3 は追加した 66 地点について、事前の繰り返し学習を十分に行った場合（赤線）と、繰り返し学習を 10 回行った場合（青線）、繰り返し学習を行わず係数をコピーしたそのままの状態で検証期間の予測を行った場合（緑線）の 12 時間降雪量の検証結果である。十分な繰り返し学習を行うことで、予測頻度（バイアススコア、BI）が実況に近づき、予測精度（エクイタブルスレットスコア、ETS）も 30 cm/12h 以下の範囲で大きく改善していることが分かる。

図 3.2.4 に、従来の予測対象 236 地点について、繰り返し学習を行った場合（新ガイダンス）と繰り返し学習を行わなかった場合（旧ガイダンス）、また比較として検証条件を揃えた GSM 最大降雪量ガイダンスの検証結果を示す。従来の予測対象地点は、60 cm/24h 以下の範囲では繰り返し学習なしの旧ガイダンスでも、GSM 最大降雪量ガイダンスを大きく上回る予測精度であるが、繰り返し学習を行うことでこれをさらに改善した。これは旧ガイダンスが、これまで行われてきた GSM の更新や改良による予測特性の大きな変化に対して、数値予報ルーチン上で行われる逐次学習のみでは追随しきれていなかった可能性や、そもそも地点によっては学習回数が不足していた可能性があると考えられる。

3.2.3 統計検証

ここでは、改良後の降雪量地点ガイダンスの精度検証の結果を示す。旧ガイダンスや GSM 最大降雪量ガイダンスについても同様の検証を行い比較する。検証期間は、2012 年 12 月から 2013 年 2 月までの 3 か月間で、00, 06, 12, 18UTC の全初期値を用いた。降雪量地点ガイダンスは 12 時間降雪量を予測するガイダンス

[4] 一部の地点では地勢などから別の地点をコピー元とした場合もある。例えば、大間（青森県大間町）は最短の水平距離では津軽海峡を挟んだ反対側の函館空港（北海道函館市）が選ばれるが、地勢などから同じ青森県の津軽半島に位置する今別（青森県今別町）を初期係数のコピー元に設定するなど、実験を重ねた上で決定している。

[5] 数値予報ルーチンと同じ仕様で繰り返し学習を行ったので、実際に係数更新が行われるのは 11 月 9 日〜翌年 3 月 3 日の期間である。

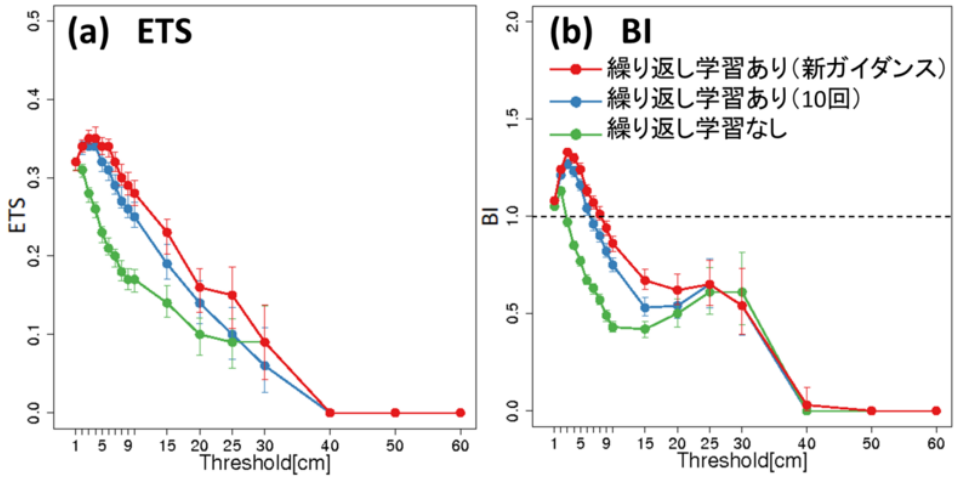

図 3.2.3 新ガイダンスで追加した 66 地点の閾値別の検証結果。FT=36, 48 の 12 時間降雪量の (a) エクイタブルスレットスコア (ETS) と (b) バイアススコア (BI)。赤線が繰り返し学習を十分に行った場合（新ガイダンス）、青線は繰り返し学習を 10 回行った場合、緑線は繰り返し学習を行わない場合で、縦軸はスコア、横軸は降雪量の閾値、エラーバーは 95%信頼区間を表す。

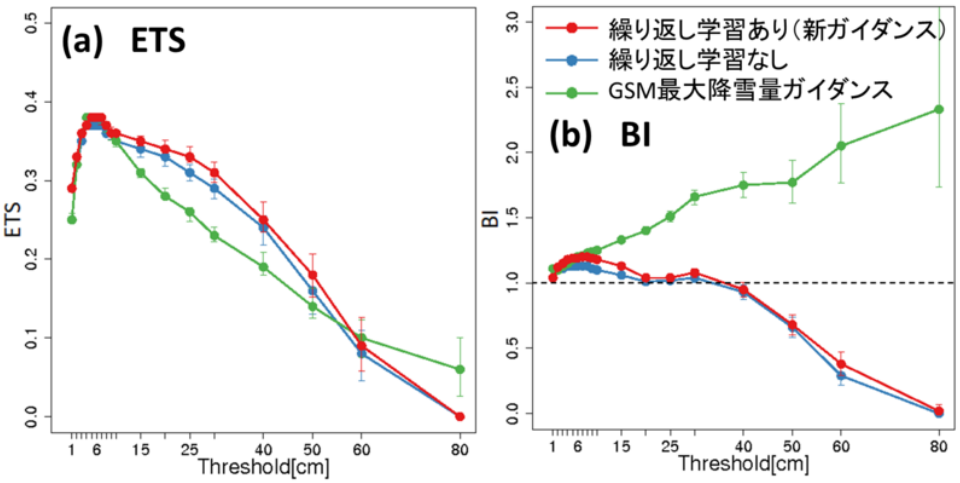

図 3.2.4 従来の予測対象 236 地点の閾値別の検証結果。FT=36, 48 の 24 時間降雪量の (a) エクイタブルスレットスコア (ETS) と (b) バイアススコア (BI)。赤線が繰り返し学習を十分に行った場合（新ガイダンス）、青線が繰り返し学習を行わない場合、緑線が GSM 最大降雪量ガイダンスである。降雪量地点ガイダンスの 24 時間降雪量は連続する 2 つの 12 時間降雪量を足し合わせることで作成している。その他の図の見方は図 3.2.3 と同じ。

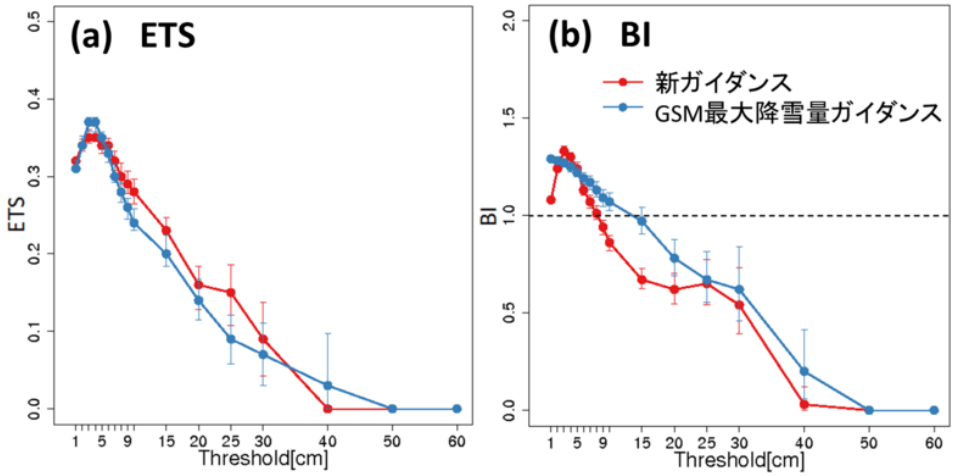

図 3.2.5 新ガイダンスで追加した 66 地点の閾値別の検証結果。FT=36, 48 の 12 時間降雪量の (a) エクイタブルスレットスコア (ETS) と (b) バイアススコア (BI)。赤線が新ガイダンス、青線が検証条件を揃えた GSM 最大降雪量ガイダンス。その他の図の見方は図 3.2.3 と同じ。

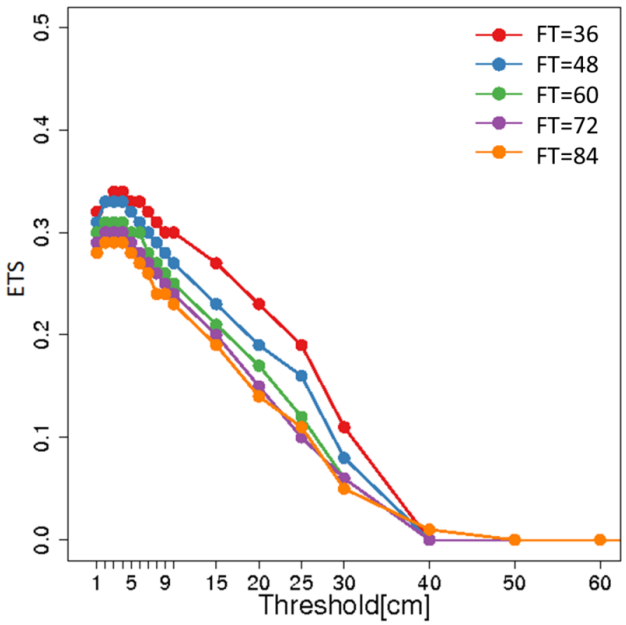

図 3.2.6　新ガイダンスの予報時間別、閾値別の 12 時間降雪量のエクイタブルスレットスコア (ETS)。縦軸はスコア、横軸は降雪量の閾値を表し、色は各予報時間を表す。

であるが、連続する 2 つの 12 時間降雪量を足し合わせて 24 時間降雪量を作成し、これも同様に検証した。

(1)　追加地点の検証

新ガイダンスで追加した 66 地点の 12 時間降雪量の検証結果を図 3.2.5 に示す。比較のために、検証対象地点などを揃えた GSM 最大降雪量ガイダンスの検証結果も示す。新ガイダンスは、GSM 最大降雪量ガイダンスの予測精度を概ね上回っている。ただし、40 cm/12h を超える大雪に対しては GSM 最大降雪量ガイダンスに劣っている。これは、ニューラルネットワークが統計的手法であるため、発生頻度の多い現象に関係式が適応しやすく、相対的に頻度の少ない現象の予測への精度が十分でないことが原因である。古市 (2010) は、この「40 cm/12h 以上の降雪を予測することはほとんどない」という特性を指摘しているが、新ガイダンスにおいても、この特性に大きな変化はない。これは従来の予測対象地点についても同様である。発生頻度の少ない大雪に対しては、雪水変換法で予測する最大降雪量ガイダンスの方が優勢である点に留意が必要である。

(2)　予報時間毎の検証

図 3.2.6 に全予測対象地点での新ガイダンスの 12 時間降雪量を、予報時間別に検証した結果を示す。本改良で新たに追加した FT=84 は、FT=60 や FT=72 の予測精度に比べて妥当な精度となっており、予報時間に応じた自然な変化となっていることが確認できる。

3.2.4　事例検討

検証期間に発生した大雪事例を取り上げ、ガイダンスの予測特性について解説する。

(1)　南岸低気圧（2013 年 1 月 14 日）

2013 年 1 月 14 日に南岸低気圧の通過により関東地方南部を中心に大雪となった事例を示す。本州の南岸を急速に発達しながら進む低気圧の影響で、関東地方は 14 日の日中に大雪に見舞われ、14 日 21 時までの 12 時間に東京（東京都千代田区）で 8 cm/12h、横浜（神奈川県横浜市）で 13 cm/12h の降雪量を記録した (原ほか 2013)。

この 14 日の降雪を予測した前日 13 日 00UTC 初期値の新・旧ガイダンスおよび GSM 最大降雪量ガイダンスの予測を図 3.2.7 に示す。

GSM 最大降雪量ガイダンスは、GSM が降雪時の関東地方平野部の地上気温の低下を予測できなかったため、降雪を予測できなかった (原ほか 2013)。旧ガイダンスは、関東地方の平野部には予測対象地点がなく、地点の予測資料を得る術がない。それに比べて、新ガイダンスは、本改良で新たに予測対象となった熊谷（埼玉県熊谷市）や宇都宮（栃木県宇都宮市）など平野部北側の予測対象地点で実況に近い降雪を予測することができた。

一方で、新ガイダンスは東京や横浜といった平野部南側の降雪を予測できなかった。これは降雪頻度が少ないために統計的手法による予測が難しいという理由のほかに、降雪量地点ガイダンスの予測値は、ニューラルネットワークによる予測を、モデルの地上気温や降水量などで補正 [6] した値であるためである。実際、補正処理を施す前のニューラルネットワークによる直接の降雪量予測を見ると、東京や横浜など平野部南側の予測対象地点でも数 cm の降雪量を予測していた。この事例では GSM の地上気温の予測が高かったため、残念ながらこれらの地点の降雪量予測は 0 cm に補正されたが、ニューラルネットワークは降雪の可能性を予想しており、新ガイダンスが関東地方の降雪に対して有効な予測資料となる可能性があることを示していると考える。

(2)　冬型の事例（2013 年 1 月 26 日）

2013 年 1 月 25 日から 26 日にかけて冬型の気圧配置により北陸地方で大雪となった事例について、新ガイダンスと GSM 最大降雪量ガイダンスの予測特性の違いを示す。

図 3.2.8 に、北陸地方における 26 日 12UTC を予報

[6] 地上気温の予測が 2 °C 以上の場合にガイダンスの予測降雪量を 0 cm にする補正や、モデルの予測降水量を雪水変換法で降雪量に変換した値との整合処理などが施されている。前者はニューラルネットワークによる弱い降雪の予測頻度が過剰になることを抑える効果を、後者はモデルの降水量予測と一定の整合を取るために必要な処理であり、平均的にはこれらの補正処理を施した方が予測精度は高くなっている。

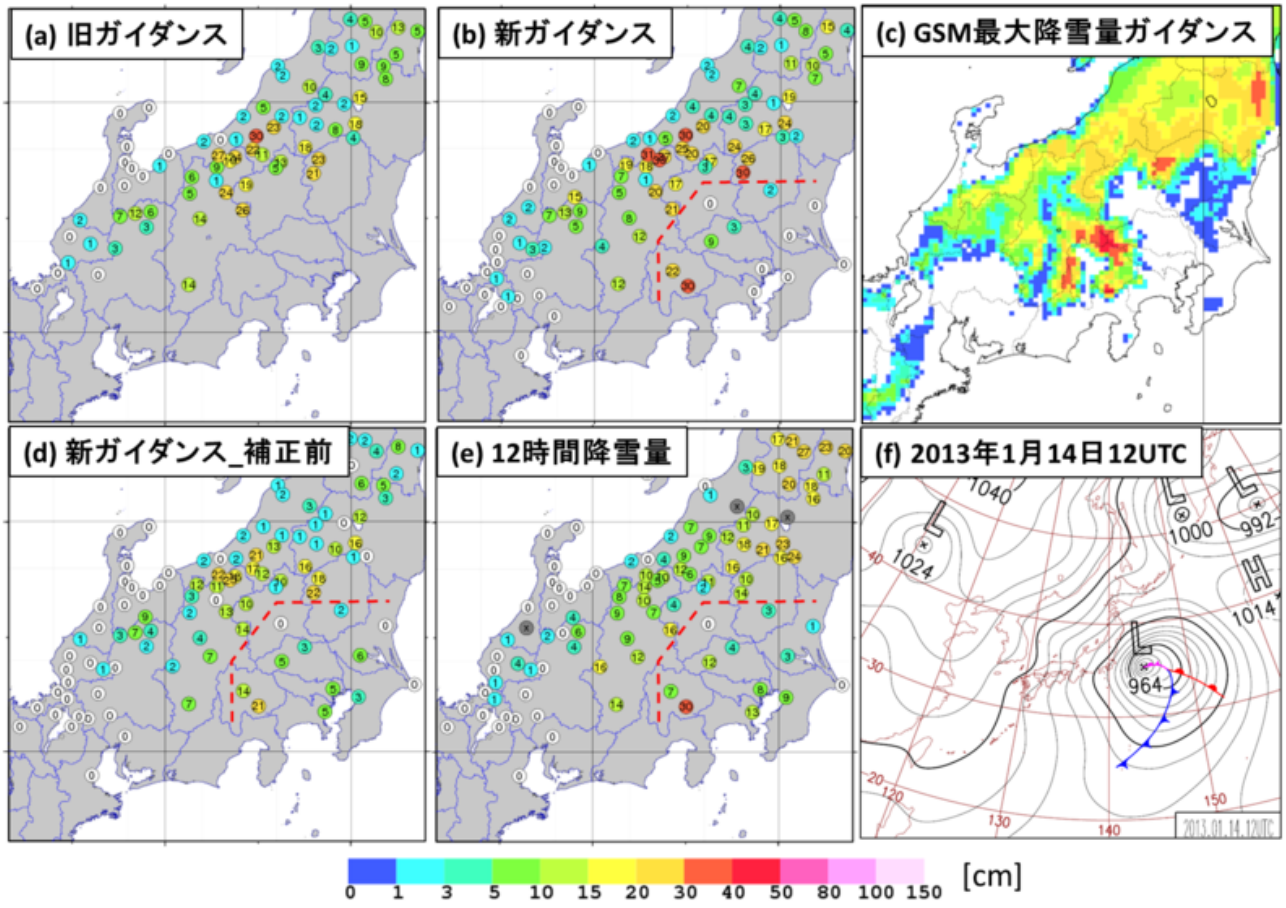

図 3.2.7　2013 年 1 月 14 日の南岸低気圧の事例。(a) から (e) は 1 月 14 日 12UTC を対象とする 13 日 00UTC 初期値の 12 時間降雪量の予測または実況の降雪量。(a) 旧ガイダンス、(b) 新ガイダンス、(c) GSM 最大降雪量ガイダンス、(d) 新ガイダンス、ただしモデル地上気温や降水量による補正前、(e) 実況の 12 時間降雪量（毎正時の前 1 時間積雪深差が正の場合を積算）、(f) 1 月 14 日 12UTC の地上天気図。(b), (d), (e) の赤破線より南側は新ガイダンスで追加した関東地方および山梨県の予測対象地点の範囲を、(e) の × 印は期間中の積雪深に欠測を含むことを表す。

対象時刻とする新ガイダンスと GSM 最大降雪量ガイダンスの予測と実況の 24 時間降雪量、26 日 12UTC の地上天気図を示す。低気圧が北海道付近にあり、東日本から西日本は冬型の気圧配置となっており、北陸地方では広範囲のアメダス観測点で 40 cm/24h に近い大雪となった。

この 26 日 12UTC を予報対象時刻とする予測を見ると、GSM 最大降雪量ガイダンスは新潟県と福島県の県境付近に 80〜100 cm/24h の予測をしている。これは実況の 24 時間降雪量が最も多かった地域と分布は一致するが、量的にはおよそ 2 倍であり過剰な予測であった。また、予報時間が FT=84, FT=60（図略）, FT=36 と短くなるにつれて少しずつ実況の降雪量には近づいているものの、FT=36 でも 80 cm/24h を超えるなど降雪量予測が過剰な傾向は変わらず一貫していた。これに対して新ガイダンスは、FT=84 ではやや予測の降雪量が少ない地域も見られるが、FT=84, FT=60（図略）, FT=36 と予報時間によらず安定して 50 cm/24h 前後の実況の降雪量に近い予測ができていた。

図 3.2.9 に 24 時間降雪量についての新ガイダンスと GSM 最大降雪量ガイダンスの閾値別のバイアススコアを示す。新ガイダンスの予測頻度は適正からやや過少な傾向が、最大降雪量ガイダンスの予測頻度には一貫した過大傾向があり、新ガイダンスと GSM 最大降雪量ガイダンスでは予測頻度の特性が大きく異なることが分かる。本事例は、この予測頻度の特徴が現れている事例と考えられ、新ガイダンスを参考に最大降雪量ガイダンスの面的な予測を修正できる場合があることを示している。

3.2.5　まとめと利用上の留意点

本改良では降雪量地点ガイダンスについて、予測対象地点の追加、予報時間の延長、また、ニューラルネットワークの係数を繰り返し学習を十分に行ったものに置き換えることで予測精度の改善を得た。この新ガイダンスを検証することにより以下の特性が確認された。

1. ニューラルネットワークの繰り返し学習を事前に行うことで、新規に追加した地点のガイダンスの予

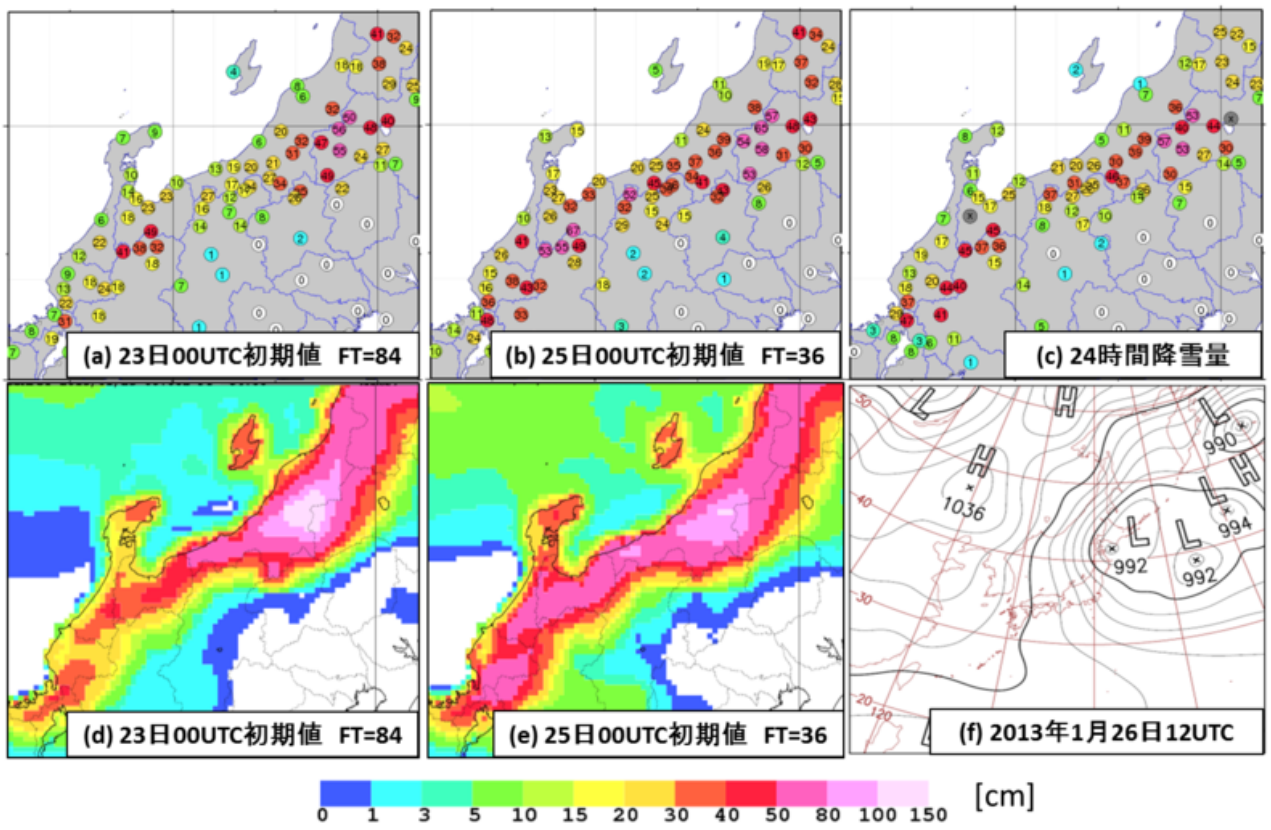

図 3.2.8 2013 年 1 月 25 日から 26 日にかけての冬型の事例。(a) から (e) は 26 日 12UTC を対象とする 24 時間降雪量の予測または実況の降雪量。(a), (b) 新ガイダンス（FT=84 および FT=36）、(c) 実況の 24 時間降雪量（毎正時の前 1 時間積雪深差が正の場合を積算）、(d), (e) GSM 最大降雪量ガイダンス（FT=84 および FT=36）、(f) 1 月 26 日 12UTC の地上天気図。(c) の × 印は期間中の積雪深に欠測を含むことを表す。

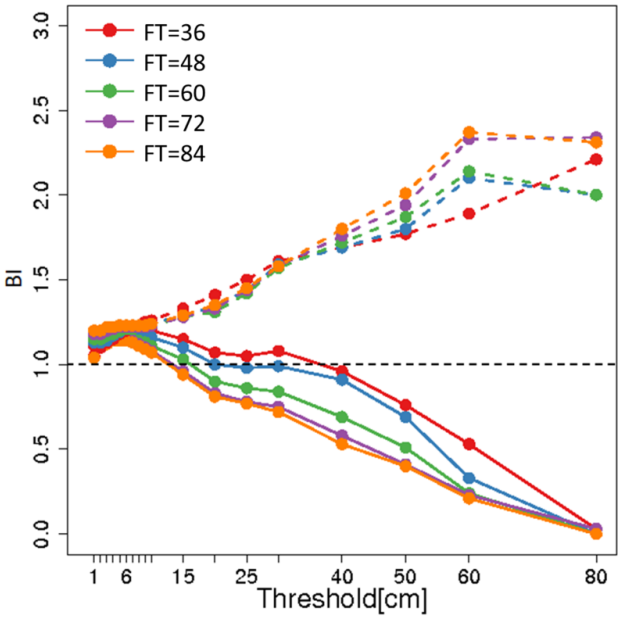

図 3.2.9 新ガイダンス（実線）と GSM 最大降雪量ガイダンス（破線）の予報時間別、閾値別の 24 時間降雪量のバイアススコア (BI)。縦軸はスコア、横軸は降雪量の閾値を表す。

測精度が、単純に近接地点の係数をコピーした場合よりも高まること。また、その予測精度は GSM 最大降雪量ガイダンスを上回ること。

2. 従来の予測対象地点についても繰り返し学習を行うことで、その予測精度が改善すること。
3. これまで予測を行っていなかった FT=84 を予報時間に追加し、その予測精度が予報時間に応じたものであること。

本改良で予測対象地点に追加しなかった地点については、今後の観測データの蓄積を待って予測対象地点への追加を検討したいと考えている。この際には、2012〜13、2013〜14 年の大雪事例を繰り返し学習に取り込むことで、既存の予測地点についてもさらなる予測精度の改善を図りたい。

このような改善の一方で、ニューラルネットワークという統計的手法を用いるため、現象の発生頻度の少ない大雪の予測精度が不十分であるという点については旧ガイダンスと変わらない結果であった。このため旧ガイダンスと同じく新ガイダンスについても、40 cm/12h 以上といった大雪の予測になることはほとんどなく、この点は利用に際して引き続き留意する必要がある (古市 2008)。

また、第 3.2.4 項 (2) では、GSM 最大降雪量ガイダンスとは、同じ降雪量を予測するガイダンスではあるものの、その予測頻度の特性には大きな違いがあることを示した。第 3.2.2 項 (3) や第 3.2.3 項 (1) では、統計的な予測精度は、降雪量地点ガイダンスの方が概ね優勢であることも示した。これらのことから、本ガイダンスの予測特性や精度を考慮しつつ、YSS（予報作業支援システム）での予報作業において、最大降雪量ガイダンスを修正する参考として本ガイダンスを利用することを推奨したい。

参考文献

原旅人, 白山洋平, 氏家将志, 2013: 2013 年 1 月 14 日の関東大雪. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71–89.

古市豊, 2008: 降雪量ガイダンス. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73–76.

古市豊, 2010: 降雪ガイダンスの改良と利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78–81.

古市豊, 2011: 最大降雪量ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27–36.

松下泰広, 2012: ガイダンス作成に用いる予測手法. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44–48.

3.3 乱気流指数の改良 [1]

3.3.1 はじめに

乱気流指数 (TBindex) は、ケルビン・ヘルムホルツ (KH) 波や対流雲など、様々な要因で発生する乱気流を総合的に予測する指数である。乱気流の要因別に算出した複数の指数をロジスティック回帰で組み合わせることで、様々な要因による乱気流を 1 つの指標で予測することが可能になるとともに、単独の指数での予測と比べて予測精度が大幅に向上している。また、ロジスティック回帰で求めた確率値を調整することで、高度によらず 1 つの閾値で最適な予測を行うことが可能となっている。MSM の予測値から算出する国内航空悪天 GPV の TBindex は、2010 年 2 月に数値予報ルーチンでの作成が開始され、2010 年 6 月には係数の変更による改良を行い (工藤 2010)、2011 年 3 月からは空域予報現業での利用が開始されている。LFM の予測値に基づく LFM 航空悪天 GPV の TBindex は、国内航空悪天 GPV の TBindex と同じ手法、同じ係数で 2012 年 6 月から作成を開始しており、2014 年 3 月からは下層悪天予想図と狭域悪天予想図での乱気流域の予測に用いられている。2013 年には GSM 版の TBindex の開発も行われた (三輪 2013)。

国内航空悪天 GPV の TBindex は、従来から乱気流の予測に用いられてきた鉛直ウィンドシアー (VWS) を有意に上回る精度を持つ予測指数であるものの、以下のような問題があった。

1. 2008 年から 2009 年の 2 年間のデータで学習を行っているため、その後に行われたモデルの改良により、回帰係数や調整パラメータが最適ではない可能性があった
2. TBindex を構成する説明変数の 1 つであるトランスバースバンド指数 (TRAV) の予測精度が不十分であった (工藤 2010)
3. 対流雲の雲頂付近で発生する乱気流の予測が不十分であった

今回これらの問題を解消するための変更を行い、さらに後述するいくつかの変更を行った結果、乱気流の予測精度の改善が確認できた。国内航空悪天 GPV では改良版の TBindex の運用を 2014 年 8 月に開始した。

本節では主に、国内航空悪天 GPV の TBindex の変更内容と検証結果を述べる。以下では従来の TBindex を旧 TBindex、改良版の TBindex を新 TBindex と呼ぶ。まず第 3.3.2 項で旧 TBindex からの変更点を述べる。変更によって説明変数間の相関と各層での典型的な寄与量が変化する。これについては第 3.3.3 項で述べる。第 3.3.4 項では確率値の調整方法の変更について述べる。続いて第 3.3.5 項と第 3.3.6 項では検証結果と予測事例を述べる。検証結果では、今回の変更を LFM 航空悪天 GPV の TBindex に適用した場合の検証結果も併せて述べる。新 TBindex の利用上の注意点とまとめを第 3.3.7 項と第 3.3.8 項で述べる。なお、ここでは旧 TBindex からの変更点を中心に述べるため、TBindex の基本的な算出手順や変更のない説明変数の算出方法などについては工藤 (2010) を参照していただきたい。

3.3.2 変更点

(1) 学習期間の変更

旧 TBindex は 2008 年から 2009 年の 2 年間のデータで学習を行っているため、それ以降に行われたモデルの改良により、回帰係数や調整パラメータが最適ではない可能性があった。そこで新 TBindex では、2011 年から 2012 年のデータを用いて係数を学習し、2013 年のデータで検証することとした。なお、学習期間の違いによる影響を比べるため、このほかにも 2010 年から 2012 年の 3 年間で学習した場合と、2010 年、2011 年、2012 年の各 1 年間で学習した場合を検証したが、予測精度への影響は小さかった（図略）。ただし、学習期間を短くするとサンプル数が少なくなるため、頻度の少ない要因による乱気流に対する評価が不十分となり、回帰式に反映されない可能性が生じる。一方、学習期間を長くすると、データの蓄積に必要なディスク容量が増加するという問題が生じる。これらのことを考慮し、新 TBindex の学習期間は旧 TBindex と同じ 2 年間とした。

(2) トランスバースバンド指数 (TRAV) の変更

ジェット気流に伴う雲バンドの中で発生するトランスバースバンドは、乱気流発生の重要な指標の 1 つである (気象衛星センター 2003)。大野・三浦 (1982) は、トランスバースバンドは圏界面下で励起された KH 波であり、発生条件は、「圏界面直下の低安定度層厚が 1 km を超え、その中で最小リチャードソン数がおよそ 0.25 より小さく、最大風速が 50 m/s を超える」と述べている。ただしこれは 1 次元方程式の数値解であり、3 次元の現象であるトランスバースバンドの発生条件と一致しているとは限らない。そこで現状の TRAV は、トランスバースバンドに伴う乱気流発生時の経験的な特徴を表現した指数となっている。旧 TBindex における TRAV（以下、旧 TRAV）は次のように算出していた。

1. まず、風速 100 ノット（kt: 100 kt $\simeq$ 50 m/s）以上で相当温位の鉛直変化率が 2.0 K/km 以下の層を、下層から上方に向かって探す
2. 次に、その層から上方の 4000 ft 以内 [2] の層に、風速が 100 kt 以上で相当温位の鉛直変化率が 2.0 K/km 以上の層があった場合、その層における VWS の値（単位は kt/1000 ft）を TRAV とする

---

[1] 工藤 淳

[2] 1 ft $\simeq$ 0.3048 m。本節では ft で表される高度は全て標準大気の気圧高度である。

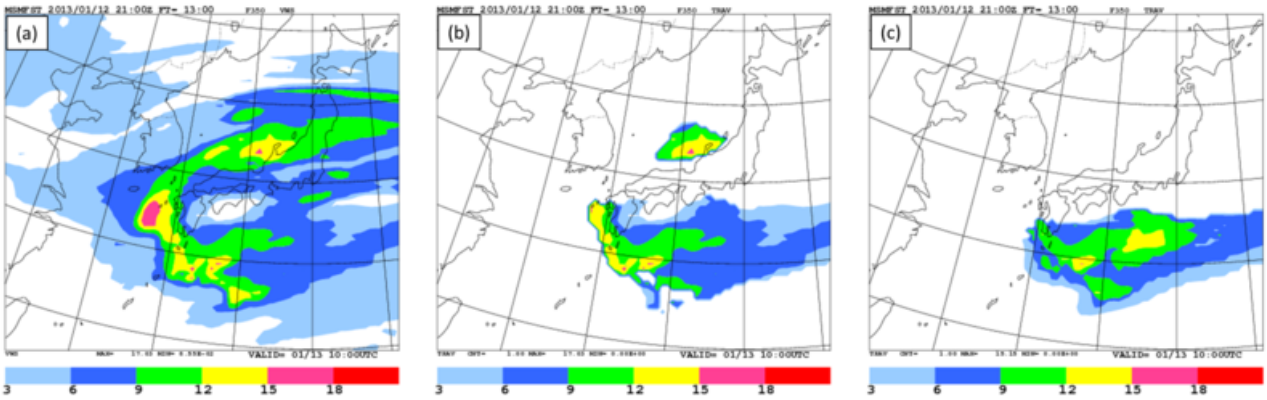

図 3.3.1　トランスバースバンド指数 (TRAV) の予測例。2013 年 1 月 12 日 21UTC 初期値の FT=13, FL350 の予測。FL はフライトレベルで、標準大気における気圧高度 (ft) を 100 で割った値。(a) VWS（単位は kt/1000 ft)、(b) 旧 TRAV、(c) 新 TRAV。

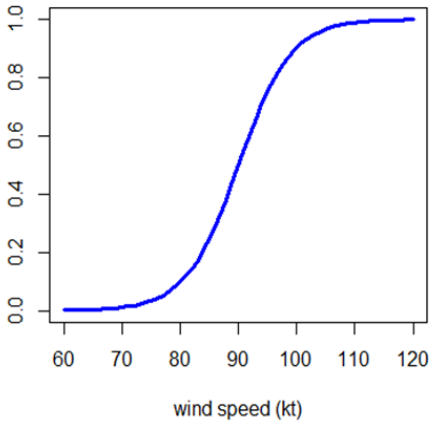

図 3.3.2　新 TRAV に用いているシグモイド関数。

3. この条件を満たさない場所では TRAV=0 とする

この算出方法では、風速 100 kt を閾値として TRAV が値を持つか否かを決定しているため、100 kt を境に不連続に値が変わっていた。また、相当温位の鉛直変化率が 2.0 K/km 以上の領域と VWS が大きい領域が鉛直方向にやや離れている場合があり、結果として指数としての表現が不十分になることもあった。実際の予測事例を図 3.3.1 に示す。旧 TRAV は VWS の一部を切り取った形の予測となっており、九州の西〜南海上や、北陸の沿岸部で不連続な変化をしている。トランスバースバンドは主に対流圏上層付近で発生する現象であるが、上記のような理由により、旧 TRAV では TBindex への寄与量は小さく、上層でも説明変数として採用されない場合があった (工藤 2010)。このような問題を解消するために、TRAV の算出方法を次のように変更した。

1. 相当温位の鉛直変化率が 2.0 K/km 以下の層が 4000 ft 以上続いている場合、その領域の上端高度の鉛直層の番号を k_1 とする
2. k_1 番目の層から上に相当温位の鉛直変化率が 2.0 K/km よりも大きい層が続いている場合、その中のある高度（層番号 k_2）におけるトランスバースバンド指数を次のように定義する

$$\mathrm{TRAV}\,(k_2) = \mathrm{VWS}\,(k_2) \cdot \mathrm{F}\,(k_1, k_2) \cdot \mathrm{S}\,(k_2) \tag{3.3.1}$$

$$\mathrm{F}\,(k_1, k_2) = 2^{[1.5-\{\mathrm{FL}(k_2)-\mathrm{FL}(k_1)\}/20]} \tag{3.3.2}$$

$$\mathrm{S}\,(k_2) = \frac{1}{1+\exp\left[-20\left\{\mathrm{V}(k_2)-90\right\}/90\right]} \tag{3.3.3}$$

ここで FL はフライトレベルで、標準大気における気圧高度 (ft) を 100 で割った値、V は風速 (kt) である。$\mathrm{F}\,(k_1, k_2)$ は、k_2 が弱安定層の上端高度である k_1 に近いほど大きくなる関数で、k_1 から 1000 ft 離れる毎に、$2, \sqrt{2}, 1$ というように、$1/\sqrt{2}$ 倍になっていく。これは弱安定層の上端高度がトランスバースバンドの雲頂に相当し、その雲頂に近いほど乱気流が発生しやすいと考えたためである。このようにすることで、弱安定層の上端高度とその上にある VWS が大きい領域の高度差が大きい場合でも、ある程度の値を持つようになる。$\mathrm{S}\,(k_2)$ は風速に応じて 0〜1 に変化するシグモイド関数で、風速が 90 kt のときに 0.5 となる（図 3.3.2）。従来は風速 100 kt を境に値を持つか持たないかを決めていたが、経験的には 100 kt よりも風速が弱くてもトランスバースバンドが発生することから、風速の閾値を下げるとともに、100 kt を境とした不連続を解消することを目的としている。

変更後の TRAV（以下、新 TRAV）の予測例（図 3.3.1c）を見ると、旧 TRAV で見られた不連続な変化が解消されている。また、旧 TRAV は VWS の一部を切り取った形の予測であったのに対し、新 TRAV は VWS との相関が低くなっている。旧 TRAV で北陸の沿岸部や九州の西海上で強い値が予測されていたが、新 TRAV では予測されなくなっている。これは変更後

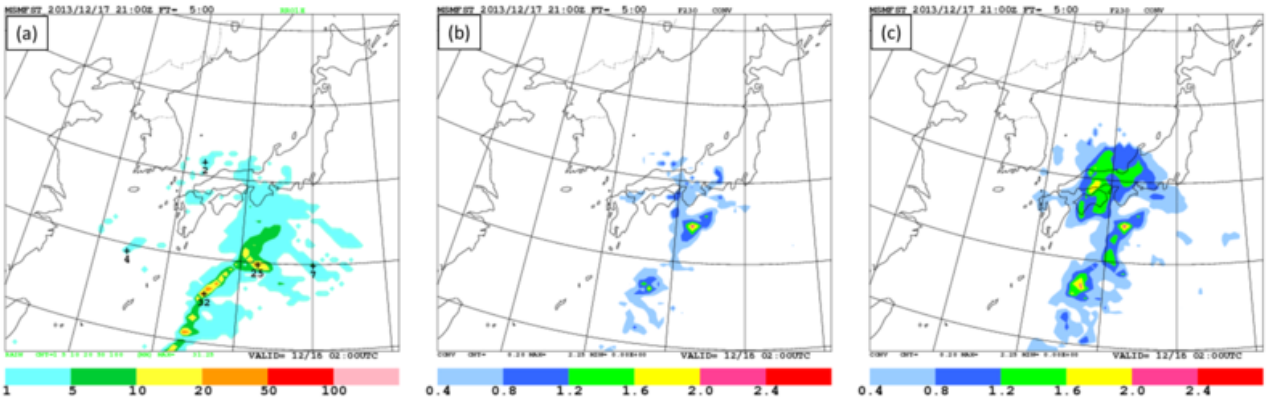

図 3.3.3　対流雲中乱気流指数 (CONV) の予測例。2013 年 12 月 17 日 21UTC 初期値の FT=5, FL230 の予測。(a) 前 1 時間降水量（1 mm/h 以上から表示)、(b) 旧 CONV、(c) 新 CONV。

の算出方法の 1 で弱安定層が 4000 ft 以上続いているという条件を付加したためである。変更の結果、第 3.3.3 項で示す通り、新 TRAV は上層の全ての高度で説明変数として採用されるようになった。

(3)　対流雲中乱気流指数 (CONV) の変更

対流雲の雲中では強い上昇・下降流によって鉛直方向の突風が発生することにより乱気流が発生する。また対流雲中や雲頂に VWS の大きな層がある場合には、上昇流によって VWS が強化されて KH 波が発生し、乱気流が発生する (Lane and Sharman 2008)。対流雲中乱気流指数 (CONV) はこのような乱気流を予測することを目的としている。

従来の対流雲中乱気流指数（以下、旧 CONV）は次の式で算出していた。

$$\mathrm{CONV}(k_1) = \mathrm{W}_{\mathrm{mean}}(k_1) \times \mathrm{VWS}(k_1) \qquad (3.3.4)$$

ここで k_1 は鉛直層の番号、$\mathrm{W}_{\mathrm{mean}}$ は水平 80 km で平均した鉛直流で、$\mathrm{W}_{\mathrm{mean}} \leq 0$ の場合（平均的に下降流の場合）は CONV=0 とする。VWS の単位は kt/1000 ft である。山岳波などの対流雲以外での強い上昇流の影響を除去するために、対象とする地点での前 1 時間降水量が 1 mm/h 未満である場合も CONV=0 とする。

対流雲に関連した乱気流についての事例解析を行ったところ、旧 CONV は対流雲の雲中での乱気流に対しては期待した効果が得られていたが、雲頂付近での乱気流に対しては予測が不十分であった。その理由としては、対流雲に伴う強い上昇流域と、対流雲頂付近にある VWS が大きい領域の重なりがモデルの中では不十分な場合があり、その結果として指数の値が十分に大きくならないことがあったためと考えられる。

この問題を解消するために CONV を次のように変更した。

$$\mathrm{CONV}(k_1) = \mathrm{W}_{\mathrm{mean}}(k_1) \times \mathrm{VWS}(k_2) \qquad (3.3.5)$$

ここで $\mathrm{W}_{\mathrm{mean}}$ は (3.3.4) 式と同じ定義で、$\mathrm{W}_{\mathrm{mean}} \leq 0$ の場合は CONV=0 とする。k_1 は $\mathrm{W}_{\mathrm{mean}} > 0$ の格子点の鉛直層の番号、k_2 は k_1 から上方に 4000 ft 以内で $\mathrm{W}_{\mathrm{mean}} > 0$ の領域が継続している層の中で、VWS が最大となる鉛直層の番号を示す。これにより、強い上昇流域と VWS が大きい領域が多少離れていても指数としてある程度大きな値が算出されるようになる。また、旧 CONV では前 1 時間降水量が 1 mm/h 未満である場合に CONV=0 としていたが、変更後の CONV（以下、新 CONV）ではこの閾値を 0.1 mm/h に変更する。これは、上・中層雲主体の対流の場合には地上に達する降水が少ない場合もあるため、条件を緩和して予測領域を広げることを意図している。これらの変更は主に上・中層での予測精度を向上させることを目的としている。

図 3.3.3 に新旧 CONV の予測例を示す。旧 CONV では、前 1 時間降水量が 1 mm/h 以上の領域で切り取られた形の予測をしているが、新 CONV では降水量の閾値を下げたことにより、旧 CONV よりも広い領域で予測されている。また前 1 時間降水量が 1 mm/h 以上の領域では、新 CONV は旧 CONV 以上の強さで予測されている。これは 4000 ft 以内で最大の VWS を利用するように変更した効果である。

(4)　VHS の導入

旧 TBindex では説明変数に TPI (Turbulence Potential Index; 宮腰 2003) を用いていたが、これに代わる指数として VHS (Vws-Hws-Speed) を導入する。TPI は、深いトラフや大きな曲率を持ったリッジの周辺で発生する乱気流を対象とした指数で、次の式で表される。

$$\mathrm{TPI} = \left| \boldsymbol{v} \times \frac{\mathrm{d}\boldsymbol{v}}{\mathrm{ds}} \right| \times \mathrm{VWS} \qquad (3.3.6)$$

ここで $\boldsymbol{v}$ は風ベクトル、ds は流れに沿った方向の微小距離で、VWS の単位は s^{-1} である。TPI は風ベクトルと流れに沿った方向の風の水平シアーベクトルとの外積に比例するため、流れに沿って風向が変化する（流

表 3.3.1　新 TBindex に用いられている説明変数の略号と意味。

番号	名称	略号	意味
1	斜方ウィンドシアー	SWS	斜め方向に算出した風のシアー
2	対流雲中乱気流指数	CONV	対流雲の雲中および雲頂での強い上昇流や VWS の強化により発生する乱気流を予測する指数
3	風下山岳波指数	MTW1	風下山岳波に伴い山頂付近の安定層下で発生する乱気流を予測する指数
4	鉛直伝搬山岳波指数	MTW2	鉛直上方に伝搬した山岳波の砕波による乱気流を予測する指数
5	中層雲底乱気流指数	BASETB	中層雲底下での対流による乱気流を予測する指数
6	トランスバースバンド指数	TRAV	トランスバースバンドに伴う乱気流を予測する指数
7	水平ウィンドシアー	HWS	水平方向の風のシアー
8	VHS	VHS	VWS ×（流れに沿った方向の風の水平シアー）×（風速）
9	リチャードソン数	RI	KH 不安定の発生を予測する指数
10	気温の水平傾度	GRADT	等フライトレベル面で算出した気温の水平傾度の大きさ

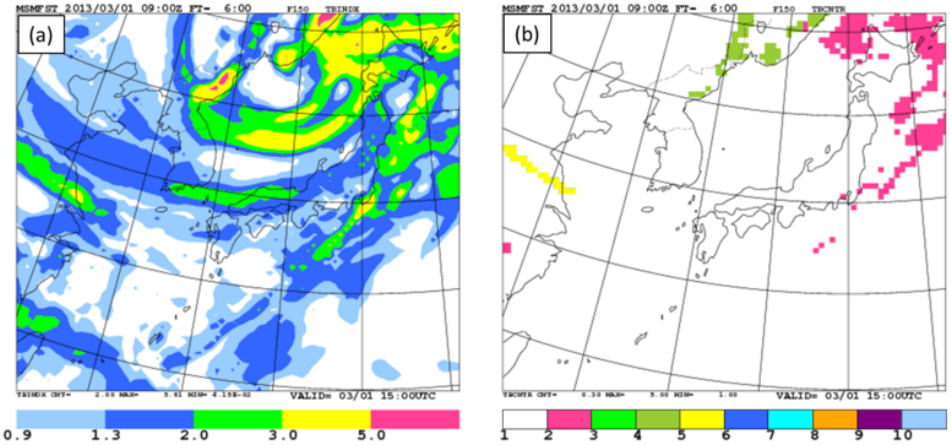

図 3.3.4　寄与最大説明変数の表示例。2013 年 3 月 1 日 09UTC 初期値の FT=6, FL150。(a) TBindex、(b) 寄与最大説明変数。(b) で色が付いていない（白い）領域は 1 番目の説明変数である SWS の寄与量が最も大きい場所であることを示している点に注意。

れが曲率を持つ）場合に値を持ち、風速のみ変化する場合には値が 0 になる。しかしながら、ジェット気流の加速場や減速場では乱気流が発生しやすいことを考慮し、VHS として次の指数を導入する。

$$\mathrm{VHS} = |\boldsymbol{v}| \times \left|\frac{\mathrm{d}\boldsymbol{v}}{\mathrm{ds}}\right| \times \mathrm{VWS} \times 10^5 \qquad (3.3.7)$$

VHS は、風ベクトルの大きさと、流れに沿った方向の風の水平シアーの大きさに、VWS（単位は s^{-1}）を掛けた指数である。10^5 は VHS のオーダーを 1 程度にするための係数である。外積ではなく大きさの掛け算にすることで、流れが曲率を持つ場合だけではなく、流れに沿って風速が変化する場合も値を持つようになる。

(5)　説明変数の組み換え

TBindex では、複数の説明変数の候補の中から、統計モデルの良さを評価する指標である赤池情報量基準 (AIC) に基づいて説明変数を選択している。旧 TBindex では TSI (Turbulence Stability Index; 宮腰 2003) を説明変数に用いていたが、上記 (1)〜(3) の変更を行ったところ有効な説明変数としてほとんど選択されなくなったため、TSI を説明変数の候補から除外し、代わりに水平ウィンドシアー (HWS) を候補に追加する。また TPI の代わりに VHS を導入する。説明変数の候補の数は旧 TBindex と同じ 10 個である。新 TBindex に用いる説明変数を表 3.3.1 に示す。

(6)　寄与最大説明変数の追加

乱気流は様々な要因で発生するが、予測や実況監視において着目すべきポイントは発生要因によって異なる。このため空域予報作業では、単に乱気流が発生するか否か（TBindex が大きいか小さいか）だけではなく、その発生要因（どの説明変数の寄与が大きいか）を知ることが重要となる。これまでは、予報担当者が各説明変数の値を見て乱気流の発生要因を判断していたが、係数の値は高度によって変化するため、説明変数を見ただけでは判断が難しい場合もあった。そこで

表 3.3.2 説明変数間の相関係数。回帰式を層別化した 2000 ft 毎に求めた相関係数を全高度で平均した値。相関係数の絶対値が 0.6 以上を赤、0.4 以上 0.6 未満を黄、0.4 未満を青で示している。

	SWS	HWS	VHS	CONV	MTW1	MTW2	BASETB	TRAV	RI	GRADT
SWS	1.000	0.617	0.655	0.396	0.052	0.085	0.069	0.194	-0.506	0.503
HWS	0.617	1.000	0.478	0.348	0.054	0.079	0.060	0.045	-0.156	0.303
VHS	0.655	0.478	1.000	0.410	0.031	-0.054	0.042	0.237	-0.322	0.438
CONV	0.396	0.348	0.410	1.000	0.005	0.042	0.048	0.137	-0.205	0.268
MTW1	0.052	0.054	0.031	0.005	1.000	-0.061	-0.306	0.004	-0.015	0.060
MTW2	0.085	0.079	-0.054	0.042	-0.061	1.000	-0.053	-0.102	-0.091	0.102
BASETB	0.069	0.060	0.042	0.048	-0.306	-0.053	1.000	-0.024	-0.064	0.068
TRAV	0.194	0.045	0.237	0.137	0.004	-0.102	-0.024	1.000	-0.112	0.070
RI	-0.506	-0.156	-0.322	-0.205	-0.015	-0.091	-0.064	-0.112	1.000	-0.229
GRADT	0.503	0.303	0.438	0.268	0.060	0.102	0.068	0.070	-0.229	1.000

TBindex への寄与が最も大きい説明変数を示す要素として寄与最大説明変数を算出する。具体的には、各説明変数に表 3.3.1 で示した番号を割り振っておき、各格子点で寄与量（係数×説明変数値）が最大となった説明変数の番号を寄与最大説明変数として出力する。寄与最大説明変数を利用することで TBindex が大きくなった理由を直接的に知ることができる。

寄与最大説明変数の表示例を図 3.3.4 に示す。TBindex では 3.0 を超える並以上の乱気流の領域がいくつか予測されているが、北海道周辺と三陸沖では CONV が、沿海州と朝鮮半島北部では鉛直伝搬山岳波指数 (MTW2) が、華中では中層雲底乱気流指数 (BASETB) が、その他の領域では斜方ウィンドシアー (SWS) が TBindex に最も寄与していることが分かる。

3.3.3 相関と寄与量

TBindex では複数の説明変数の候補の中から独立な（相関が弱い）変数だけを選択して使用している。これにより、どの説明変数が TBindex に寄与しているのか、利用者が理解しやすくなる。ここでは説明変数の独立性を確認するために、各説明変数間の相関を示す。また、各説明変数の TBindex への寄与を見るために、各高度における代表的な寄与量を示す。

表 3.3.2 に 2 つの説明変数間の相関係数を示す。ここで示した相関係数は、回帰式の層別化と同じ 2000 ft 毎に相関係数を求め、その値を全層で平均した値である。相関係数を算出する際、例えば CONV や TRAV 等はある条件を満たす場合のみ値を持ち、そうでない場合には値が 0 になる説明変数であるが、この場合の相関係数は、2 つの説明変数の値がいずれも 0 ではない場合のデータのみを利用して算出している。表では相関が強いもの（相関係数の絶対値が 0.6 以上）を赤で、中程度のもの（同 0.4 以上 0.6 未満）を黄で、弱いもの（同 0.4 未満）を青で背景を塗りつぶしている。CONV, MTW1, MTW2, BASETB, TRAV はほぼ全ての説明変数に対して相関が弱い（独立性が高い）と言える。リチャードソン数 (RI) と気温の水平傾度 (GRADT) は SWS と中程度の相関を持つ。HWS と VHS は SWS と強い相関があり、HWS と VHS も中程度の相関を持つが、これらも用いた方が若干の精度向上が見られたため、今回は説明変数の候補として採用することとした。

表 3.3.3 に各高度における説明変数の代表的な寄与量 [3] を示す。表では切片項に対して 10%以上の寄与量を持つ説明変数の背景を青で塗りつぶしている。空欄は、AIC に基づく判定でその高度では説明変数として採用されなかったことを示している。SWS と CONV は全ての高度で採用され、上層の一部を除いては寄与が大きくなっている。MTW1, MTW2, BASETB はそれぞれ、下層、中・上層、中層を中心に説明変数として採用されており、採用されている高度では寄与量が大きい。TRAV は FL210 以上の全ての高度で説明変数として採用されており、上層でも採用されない高度があった旧 TRAV と比べると今回の変更の効果が見られるが、寄与が大きいのは一部の高度のみであった。HWS と VHS は多くの高度で採用されているが、一部の高度を除いて寄与量は小さい。RI と GRADT は全般に寄与が小さい。

3.3.4 確率値の調整

TBindex では、ロジスティック回帰で求めた確率値を調整することで、並 (MOD) 以上の強度の乱気流に対して全ての高度で同じ閾値 (TBindex=3.0) を用いて最適な予測が行えるようにしている。各格子点における TBindex は、次の式で求められる。

$$\mathrm{TBindex} = \frac{\ln \mathrm{P}(i,j,k) - \mu(k)}{\sigma(k)} + 3.0 \qquad (3.3.8)$$

ここで i, j, k は格子点の座標、P はロジスティック回帰で求めた 0〜1 の確率値に 100 を掛けて%表示した確率

[3] 寄与量は説明変数の値に回帰係数を掛けて求められる値である。ここでは各高度・説明変数に対する代表的な寄与量として、スキルスコアが最大または極大となる説明変数の値を用いて寄与量を算出した。

表 3.3.3　各高度の説明変数の寄与量。ここでは回帰係数に各高度における説明変数の代表値を掛けた値を示す。切片に対して 10%以上の値を青で表示している。空欄は係数が 0 であることを示す。

高度	切片	SWS	CONV	MTW1	MTW2	BASETB	TRAV	RI	GRADT	HWS	VHS
FL410	-7.58	0.70	0.33				0.14	-0.02		1.18	0.29
FL390	-7.11	0.86	0.42		0.95		0.24	-0.02		0.81	0.37
FL370	-6.80	0.77	0.45		1.86		0.33	-0.02		0.66	0.46
FL350	-6.74	1.27	0.39		1.82		0.41	-0.01		0.51	0.44
FL330	-6.67	2.06	0.61		1.06		0.30			0.29	0.44
FL310	-6.47	2.46	0.87		0.80		0.33				0.52
FL290	-6.51	2.74	0.88		0.97		0.56	0.00			0.46
FL270	-6.39	2.93	0.92		0.86		0.70	-0.01			0.27
FL250	-6.17	2.72	1.07		0.79	0.79	0.69	-0.01	-0.18	0.25	0.19
FL230	-6.27	2.55	1.06		0.58	1.01	0.29			0.21	0.23
FL210	-6.22	2.47	1.28		0.68	1.70	0.19	0.00	0.16	0.24	0.25
FL190	-5.84	2.23	1.20	1.15	0.62	1.96				0.32	0.23
FL170	-5.68	2.35	1.20	0.51	0.98	1.99				0.34	
FL150	-5.26	2.37	1.09	1.65	0.76	1.68			0.27	0.37	-0.11
FL130	-4.54	1.85	0.83	1.60	0.32	1.01			0.22	0.48	
FL110	-4.40	1.55	0.70	1.19	0.36	0.71		-0.01	0.25	0.53	0.08
FL090	-4.40	1.40	0.63	0.62				-0.01	0.26	0.46	0.19
FL070	-4.35	1.22	1.00	0.97				-0.01	0.13	0.36	0.22
FL050	-4.33	1.23	1.30	1.24				-0.01		0.38	0.17
FL030	-4.23	1.54	1.05	1.02				-0.02			0.21

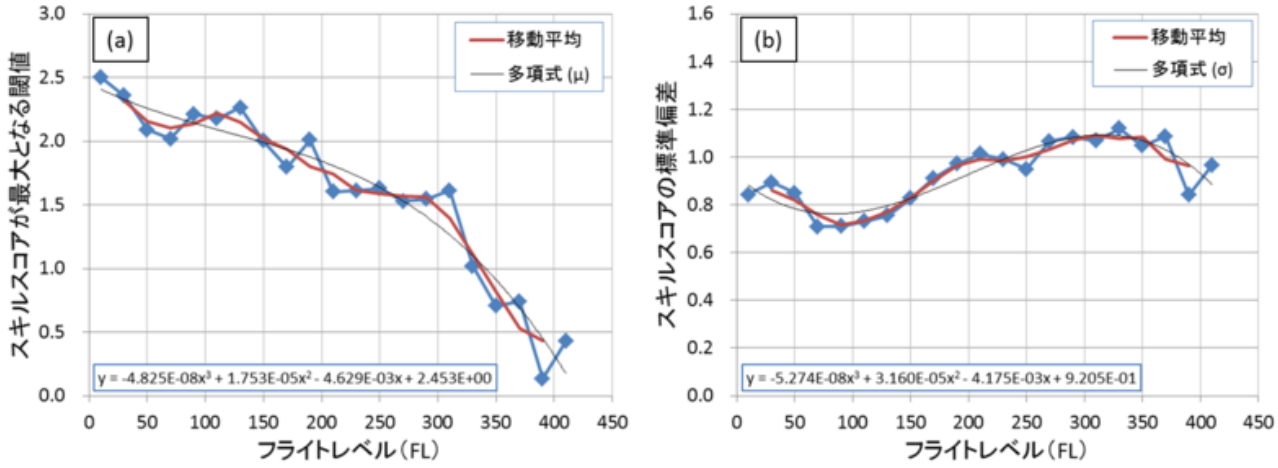

図 3.3.5　(a) スキルスコアが最大となる lnP の閾値、(b) lnP のスキルスコアの標準偏差。移動平均と 3 次関数を当てはめた結果を併せて示す。学習期間（2011 年〜2012 年）のデータを用いて求めている。

である。また $\mu(k)$ と $\sigma(k)$ は、$\ln P$ の値を変えながら高度別にスキルスコアを求めた際に、スキルスコアが最大になるときの lnP の値と、スキルスコアの分布の標準偏差である。右辺第一項は $\ln P$ に対するスキルスコアの分布を正規分布とみなした場合に、平均 0、標準偏差 1 の正規分布になるように標準化する操作である。これに 3.0 を加えることで、多くの格子点で TBindex が正の値を持つようになる。また TBindex=3.0 を閾値とすることで、高度によらずスキルスコアが最大となる予測を行うことが可能になると期待される。

μ と σ は学習期間のデータから得られる値であるが、そのまま用いると学習データにオーバーフィッティングしてしまい、予測には適さない可能性がある。これを避けるために旧 TBindex では学習データから得られた μ と σ のそれぞれを高度の 3 次関数で近似した値を利用していたが、新 TBindex では層別化した上下 3 層での移動平均値を用いることとした。図 3.3.5 は、学習期間（2011 年から 2012 年）のデータを用いて高度別に求めた μ, σ と、これに移動平均および 3 次関数を当てはめた結果である。μ, σ とも、3 次関数を当てはめる

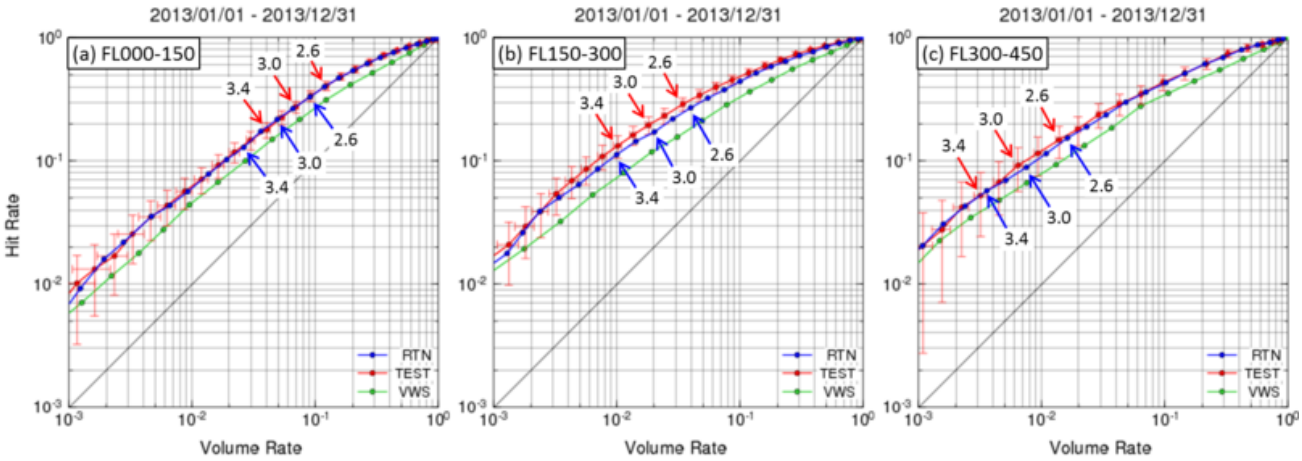

図 3.3.6　2013 年 1 月から 12 月の MOD 以上の乱気流に対する TBindex の閾値別の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate)。(a) FL000〜FL150, (b) FL150〜FL300, (c) FL300〜FL450。RTN は旧 TBindex、TEST は新 TBindex の検証結果を示す。TBindex は 0 から 0.2 毎に、VWS は 0 から 1 kt/1000 ft 毎に検証した結果を示している。図中の数値はそれぞれの点に対応する TBindex の値。新 TBindex のみに 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

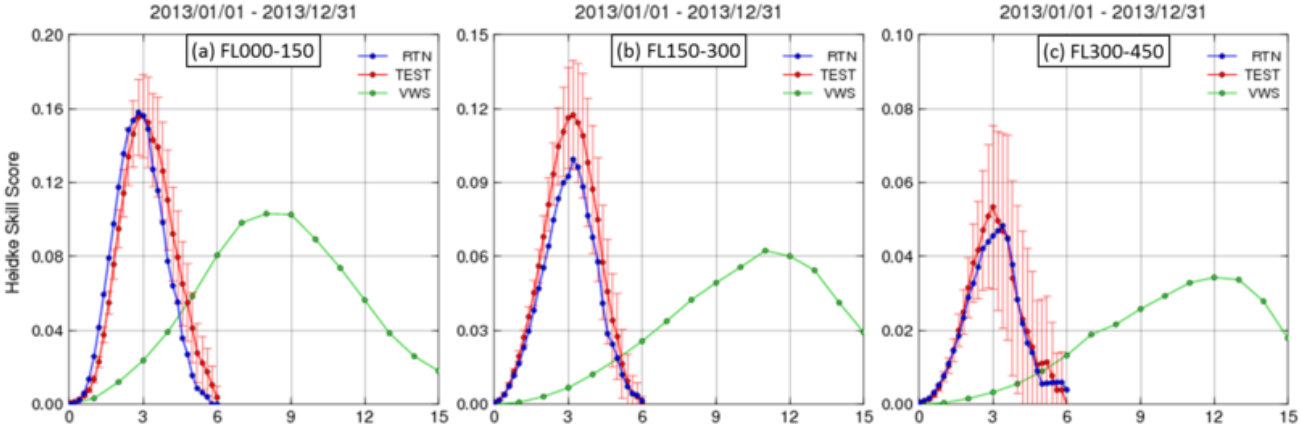

図 3.3.7　2013 年 1 月から 12 月の MOD 以上の乱気流に対する TBindex の閾値別のスキルスコア。横軸は TBindex または VWS の値（VWS の単位は kt/1000 ft）。(a) FL000〜FL150, (b) FL150〜FL300, (c) FL300〜FL450。凡例とエラーバーの意味は図 3.3.6 と同じ。

と実データからの乖離がやや大きいため、新 TBindex では移動平均を用いることにした。

3.3.5　検証

ここでは統計検証の結果を示す。検証に用いる実況データは、学習データと同様に C-PIREP[4](大林 2001) のみを使用する。また、天候状態（晴天、雲中等）による区別はしない。時刻については、予報時間の前後 30 分以内を観測時刻とした実況と比較を行う。乱気流の観測場所については「地点 A で揺れた」と通報される場合と、「地点 A から地点 B まで揺れた」と通報される場合の 2 つのパターンがある。後者の場合は 2 地点間の中点を実況があった場所とするが、2 地点間の距離が水平 240 km 以上または鉛直 6000 ft 以上離れていた場合は中点に代表性がないと判断し、検証には使用しない。以下、(1)〜(3) では国内航空悪天 GPV の TBindex に対する検証結果を、(4) では LFM 航空悪天 GPV の TBindex に対する検証結果を示す。検証対象領域は各 GPV の全領域とする。

(1)　高度別検証

ここでは高度別 (FL000〜FL150, FL150〜FL300, FL300〜FL450) の検証結果を示す。検証期間は学習期間と独立な 2013 年 1 月から 12 月の 1 年間である。予報時間は FT=4〜15 を対象とし、分割表値を全て足し

[4] 機上観測報告 (PIREP) の 1 つ。Common-PIREP の略。飛行中の乱気流や着氷、雲の状態等が通報される。従来は各航空会社内でのみ利用されていた PIREP（カンパニー PIREP）を、国土交通省航空局のシステムで集約して形式を統一した PIREP で、C-PIREP に参加する航空会社と気象庁に配信される。従来の PIREP の多くが並以上の強度の乱気流や着氷に対する通報であったのに対し、C-PIREP では乱気流がないという情報も数多く通報される。

合わせてスコアを算出する。比較のために VWS による検証結果も示す。

図 3.3.6 に、TBindex の閾値別に MOD 以上の乱気流を予測した場合の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate) の関係を示す。横軸は体積率で、全ての通報に対する、閾値以上の領域から報じられた通報の割合を示す。縦軸は捕捉率で、全ての実況ありの通報に対する、閾値以上の領域から報じられた実況ありの通報の割合を示す。体積率と捕捉率を付録 C.3.1 の分割表を用いて書くと次のようになる。

$$\begin{aligned} \text{Volume Rate} &= \frac{\text{FO} + \text{FX}}{\text{FO} + \text{FX} + \text{XO} + \text{XX}} \\ \text{Hit Rate} &= \frac{\text{FO}}{\text{FO} + \text{XO}} \end{aligned} \tag{3.3.9}$$

体積率が等しい予測を比べた場合には捕捉率が大きいほど乱気流を多く捕らえた良い予測であり、捕捉率が等しい予測を比べた場合には体積率が小さいほど予測領域を限定した良い予測と言えるため、図では線が左上にあるほど予測精度が高いと言える。TBindex で MOD 以上の乱気流を予測する目安となる閾値 3.0 に着目すると、新 TBindex は旧 TBindex と比べて、FL000〜FL150 では同等、FL150〜FL300 では有意に改善、FL300〜FL450 ではやや改善している。また FL000〜FL150 では、新 TBindex は旧 TBindex よりも体積率が大きい。これは新 TBindex で MOD 以上の乱気流が予測される領域が広がっていることを示している。この理由は次の図 3.3.7 の説明で述べる。FL150〜FL300 と FL300〜FL450 では、新 TBindex は旧 TBindex よりも体積率は小さく、捕捉率は大きくなっている。すなわち、新 TBindex では予測領域が狭くなるにもかかわらず、より多くの乱気流を捕捉できていることを意味している。また、いずれの高度でも新 TBindex は VWS を有意に上回っている。

図 3.3.7 に TBindex の閾値別に MOD 以上の乱気流を予測した場合のスキルスコアを高度別に示す。FL000〜FL150 では、新 TBindex は閾値 3.0 でスコアが最大となっており、指数の調整によって期待される効果が得られている。一方、旧 TBindex では閾値 2.8 付近にピークがあり、スコアの分布としても全般に閾値が低い方にシフトしている（図 3.3.7a）。これは旧 TBindex で 3.0 を閾値として予測した場合には、最適値よりもやや狭く予測を行っていたことを意味する。旧 TBindex は新 TBindex と比べて TBindex=3.0 での体積率が小さいが（図 3.3.6a）、これは最適な閾値からのずれが生じていたためである。FL150〜FL300 では、新旧 TBindex とも閾値 3.2 付近に最大値があり、最適値よりもやや広く予測していた。FL300〜FL450 では、新 TBindex では閾値 3.0 でスコアが最大となっており、指数の調整によって期待される効果が得られている。スキルスコアの最大値を比べると、新 TBindex は旧 TBindex と比べて、FL000〜FL150 では同等、FL150〜FL300 では有意に改善、FL300〜FL450 ではやや改善している。また VWS と比べると、いずれの高度でも有意に上回っている。

検証の結果、FL150 以上の高度で予測精度の改善が見られたが、今回行った変更の中でどの変更が予測精度に影響していたか調べたところ [5]、CONV と学習期間の変更の効果が最も大きく、続いて TRAV の変更が寄与していた（図略）。CONV と TRAV の変更は主に中・上層での予測精度の向上を目的としており、期待していた効果が得られていると言える。その他の変更に関しても、予測精度の改善は見られるが、改善幅としては小さかった。

高度別にスキルスコアの最大値を比べると、上層ほど値が小さくなっているが、これは上層ほど C-PIREP で MOD 以上の乱気流が通報される割合が低くなることの影響が大きい。検証期間中に通報された MOD 以上の乱気流の割合は、FL000〜FL150 では 3.9%であったのに対し、FL150〜FL300 では 0.86%、FL300〜FL450 では 0.29%と、上層ほど低くなっている。現象の頻度が低くなるほど位置ずれの影響を受けやすくなるため、予測がランダム予測に近づき、スキルスコアは小さくなる。

高度別の検証結果をまとめると、FL000〜FL150 では新旧 TBindex は同等、FL150 以上では新 TBindex が旧 TBindex を上回る結果となった。またいずれの高度でも、新 TBindex は VWS を有意に上回っていた。スキルスコアで比べると、新 TBindex は旧 TBindex よりも 3.0 に近い閾値でスコアが最大になっており、指数調整の効果が得られていると言える。

(2) 予報時間別検証

図 3.3.8 に、新 TBindex で MOD 以上の乱気流を予測した場合のスキルスコアを予報時間別 (FT=4〜7, FT=8〜11, FT=12〜15) に示す。検証期間は学習期間と独立な 2013 年 1 月から 12 月の 1 年間である。高度については FL000〜FL450 の全高度での分割表値を足し合わせてスコアを算出している。スキルスコアの最大値は予報時間によってやや差があるものの、いずれの予報時間でも閾値 3.0 付近に最大があり、予報時間によらず TBindex=3.0 で最適な予測を行っていたと言える。

(3) 並以外の乱気流に対する閾値の確認

ここでは TBindex を図に表示させる際の塗りわけの閾値を決める参考とするため、乱気流の強度別に検証を行った結果を示す。予測精度を比較することが目的ではないため、検証期間は学習期間を含む 2011 年から 2013 年の 3 年間とする。予報時間は FT=4〜15 を対象とし、高度については各高度での分割表値を全て足し合わせて算出したスコアを示す。

[5] それぞれの変更を行わなかった場合の予測精度を調べることで、各変更の予測精度への影響を調べた。

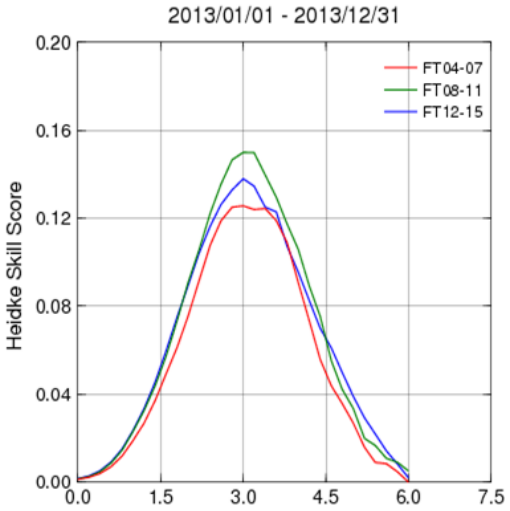

図 3.3.8　新 TBindex の MOD 以上の乱気流に対する予報時間別のスキルスコア。横軸は TBindex の値。高度については FL000 から FL450 までの分割表値を足し合わせてスコアを算出している。

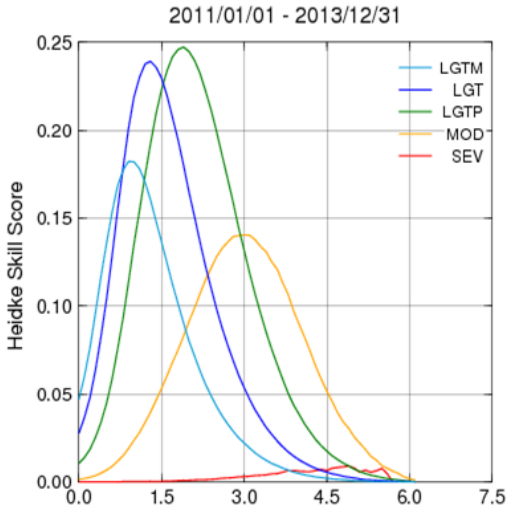

図 3.3.9　各強度の乱気流に対する新 TBindex のスキルスコア。横軸は TBindex の値。高度については FL000 から FL450 までの分割表値を足し合わせてスコアを算出している。

図 3.3.9 に乱気流の強度別のスキルスコアを示す。スキルスコアが最大となる TBindex の閾値は、LGTM（弱−）については 0.9 程度、LGT（弱）については 1.3 程度、LGTP（弱+）については 1.9 程度、SEV（強）については 4.9 程度となった。これは旧 TBindex における閾値 (LGTM: 0.9, LGT: 1.3, LGTP: 2.0, SEV: 5.0) とほぼ一致しており、MOD 以外の乱気流に対しても従来と同じ閾値を用いても大きな問題はない。SEV の乱気流に対するスキルスコアは、他の強度の乱気流と比べて極端に低くなっているが、これは SEV の頻度が極めて低く、平均的な頻度としては全通報の 0.01%程度しかないこと (工藤 2012) が影響している。

(4)　LFM 版 TBindex の高度別検証

ここでは LFM 航空悪天 GPV の TBindex に国内航空悪天 GPV と同じ変更を行った場合の検証結果を示す。検証期間は 2013 年 6 月から 2014 年 5 月までの 1 年間で、03, 09, 15, 21UTC 初期値のデータのみを使用する。予報時間は FT=4〜9 を対象とし、高度については FL000〜FL150, FL150〜FL300, FL300〜FL450 の 3 つの高度で検証した結果を示す。検証スコアは各予報時間と高度の分割表値を全て足し合わせて算出している。比較のために VWS による検証結果も示す。なお、説明変数や回帰係数は国内航空悪天 GPV の TBindex と同じものを使用するが、事前検証の結果、スキルスコアが最大となる TBindex の閾値が 3.0 からややずれることが分かったため、指数の調整については検証期間と同じ 2013 年 6 月から 2014 年 5 月のデータを用いて行った。指数の調整は最適な閾値を 3.0 に揃えるための操作であり、予測精度そのものには影響を与えない。

図 3.3.10 に、TBindex の閾値別に MOD 以上の乱気流を予測した場合の捕捉率と体積率の関係を高度別に示す。FL000〜FL150 では新旧 TBindex の精度は同等、FL150 以上では新 TBindex が旧 TBindex をやや上回っている。TBindex=3.0 で比べると、FL000〜FL150 では新旧 TBindex の体積率はほぼ等しいのに対し、FL150 以上では新 TBindex の体積率が小さくなっている。これは FL150 以上では MOD 以上の乱気流を予測する領域が狭くなることを意味している。

図 3.3.11 に、TBindex の閾値別に MOD 以上の乱気流を予測した場合のスキルスコアを高度別に示す。新旧 TBindex とも、概ね 3.0 付近でスキルスコアが最大となっている。スキルスコアの最大値で比べると、いずれの高度でも新 TBindex は旧 TBindex を上回っており、VWS に対しては有意に上回っている。

以上のことから、今回の TBindex の変更を LFM 版の TBindex に導入した場合でも予測精度が改善することが確かめられた。

3.3.6　事例

今回の変更に伴う TBindex の違いの具体例として、検証期間（2013 年 1 月から 12 月）に発生した 3 つの乱気流事例を示す。

(1)　トランスバースバンドに伴う乱気流事例

2013 年 1 月 13 日にはトランスバースバンドに伴う乱気流が多数発生した。13 日 10UTC の衛星赤外画像（図 3.3.12）では、西日本から東日本の南海上の広い範囲でトランスバースバンド状の雲域が見られる（図の赤点線で囲った領域）。広域雲解析情報図 (TSAS1) によれば、この雲域の雲頂は FL350 付近であった（図略）。

13 日 10UTC の前後 3 時間以内に C-PIREP で報じられた MOD 以上の乱気流の実況（図 3.3.13）によると、九州から四国の南海上にかけて FL350 前後で多数の乱気流が通報されていた。12 日 21UTC 初期値の

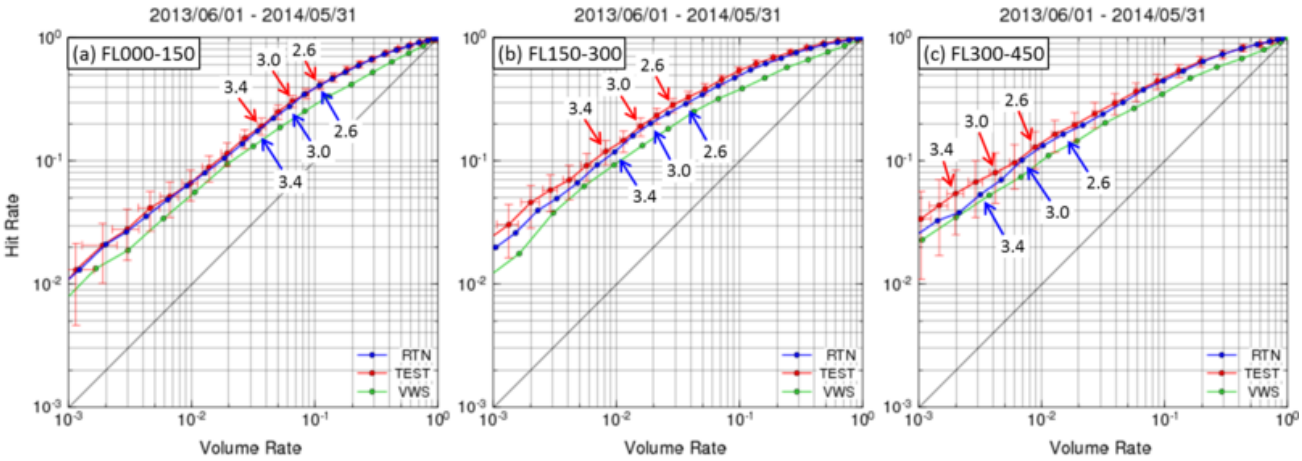

図 3.3.10　2013 年 6 月から 2014 年 5 月の MOD 以上の乱気流に対する LFM 版 TBindex の閾値別の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate)。(a) FL000〜FL150, (b) FL150〜FL300, (c) FL300〜FL450。RTN は旧 TBindex、TEST は新 TBindex の検証結果を示す。TBindex は 0 から 0.2 毎に、VWS は 0 から 1 kt/1000 ft 毎に検証した結果を示している。図中の数値はそれぞれの点に対応する TBindex の値。新 TBindex のみに 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

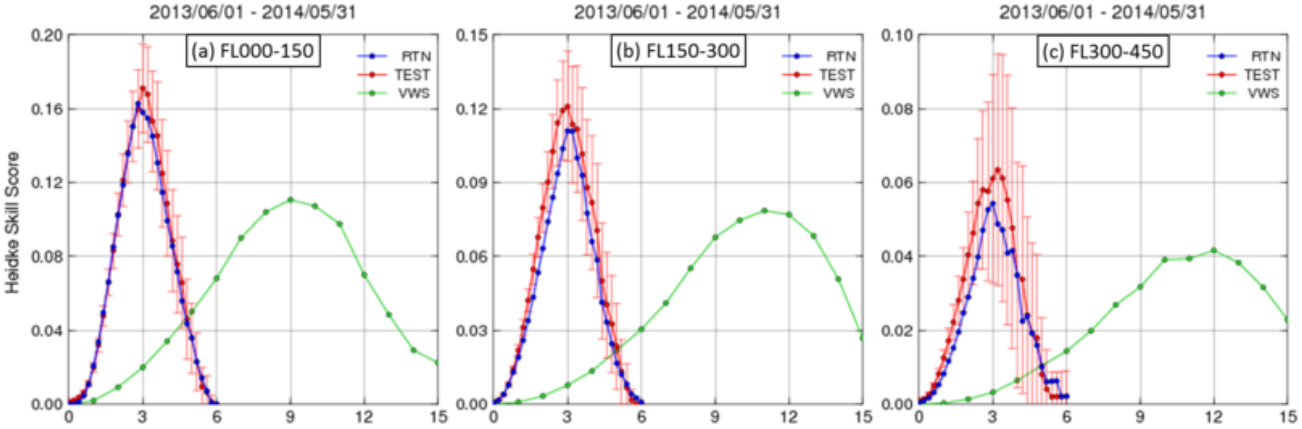

図 3.3.11　2013 年 6 月から 2014 年 5 月の MOD 以上の乱気流に対する LFM 版 TBindex の閾値別のスキルスコア。横軸は TBindex または VWS の値（VWS の単位は kt/1000 ft）。(a) FL000〜FL150, (b) FL150〜FL300, (c) FL300〜FL450。凡例とエラーバーの意味は図 3.3.10 と同じ。

FT=13 における FL350 の新旧 TRAV の予測図は図 3.3.1 に示してある。これと同じ時刻・高度における新旧 TBindex の予測図（図 3.3.14）を見ると、新 TBindex ではトランスバースバンドが発生していた四国の南海上まで TBindex が 3.0 以上の MOD の乱気流が予測されている。また、FL350 付近では乱気流が通報されていない北陸の沿岸部については、新 TBindex は旧 TBindex よりも MOD 以上の予測領域を狭めている。これは新 TRAV が旧 TRAV と比べて四国の南海上に大きな値を予測するとともに、北陸の沿岸部には値を予測しなくなったことが寄与している。

(2)　対流雲頂付近の乱気流事例

2013 年 12 月 18 日には対流雲の雲頂付近で乱気流が多数発生した。18 日 02UTC のレーダーエコー頂高度（図 3.3.15）を見ると、西日本から東日本の広い範囲でエコーが観測されており、エコー頂高度の最大は 6〜8 km (FL200〜FL260) であった。18 日 02UTC の前後 3 時間以内に C-PIREP で報じられた MOD 以上の乱気流の実況（図 3.3.16）によると、西日本ではエコー頂の高度にあたる FL180〜FL280 付近で多数の乱気流が通報されていた。17 日 21UTC 初期値の FT=5 における FL230 の新旧 CONV の予測図は図 3.3.3 に示してある。これと同じ時刻・高度における新旧 TBindex の予測図（図 3.3.17）を見ると、旧 TBindex では、四国から近畿周辺などでは LGTP 程度の予測（TBindex $\geq$ 2.0）であるのに対し、新 TBindex では MOD の予測（TBindex $\geq$ 3.0）がされている。これは新 CONV が旧 CONV と比べて四国から近畿周辺に大きな値を予測したことが寄与している。

本事例ではもう 1 つ注目したいことがある。それは、

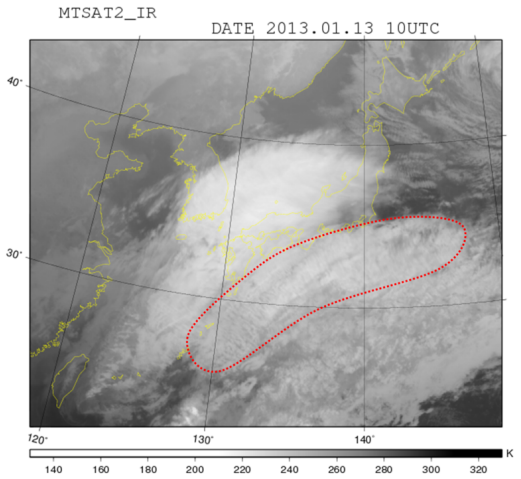

図 3.3.12　2013 年 1 月 13 日 10UTC の衛星赤外画像。トランスバースバンドが見られる雲域を赤点線で示す。

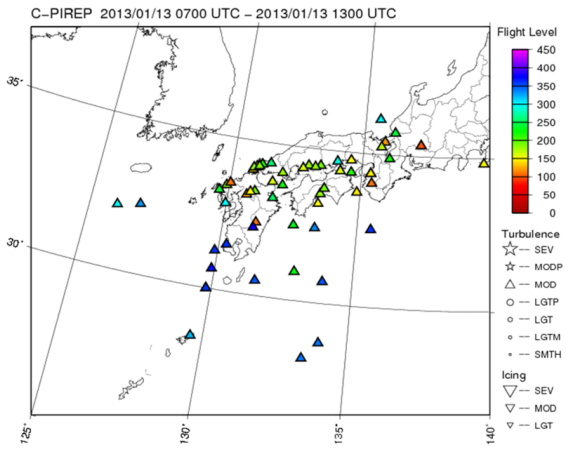

図 3.3.13　2013 年 1 月 13 日 10UTC の前後 3 時間以内に通報された MOD 以上の C-PIREP。シンボルは乱気流の強さを、色は高度 (FL) を示す。

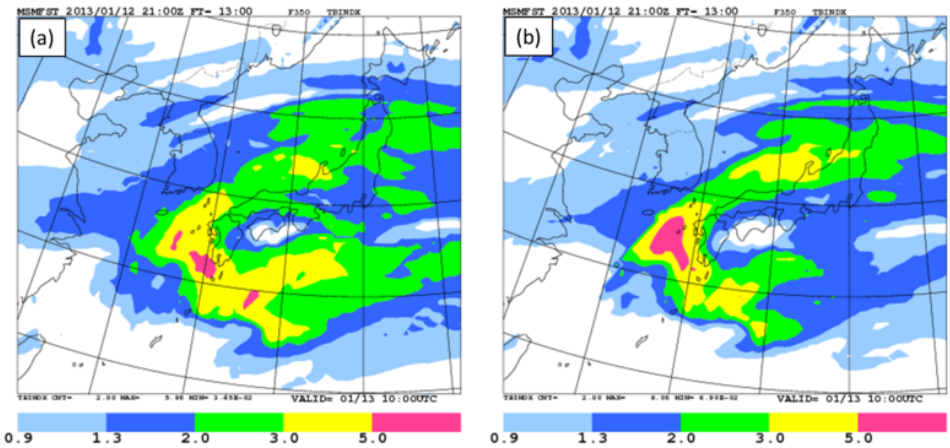

図 3.3.14　2013 年 1 月 12 日 21UTC 初期値の FT=13, FL350 の TBindex の予測値。(a) 新 TBindex、(b) 旧 TBindex。

FL230 付近で MOD 以上の乱気流が通報されていない東北地方では新 TBindex が旧 TBindex よりも予測を弱めている点である。この領域では SWS が強く予測されていたため（図略）、旧 TBindex では MOD 程度の乱気流を予測していたが、新 TBindex では SWS の相対的な寄与量が減ったため予測が弱まった。実況では、東北地方の FL230 付近では MOD 以上の強度の乱気流は通報されておらず（図 3.3.16）、乱気流強度は最大で LGTP であった（図略）。この例のように新 TBindex では単に SWS が強い領域ではこれまでよりも予測が弱くなる傾向がある一方、実際に乱気流が通報された四国から近畿周辺のように、SWS に加えて他の指数も大きくなっている場合には、従来よりも強い予測がされる傾向がある。図 3.3.6 で示した通り、新 TBindex では FL150 以上で体積率が減ったにもかかわらず捕捉率が高くなっていたが、これは本事例で示したような予測特性の変化によるものである。

(3)　複数の要因による乱気流事例

2013 年 11 月 10 日にはジェット気流の分流場で乱気流が多数発生した。10 日 04UTC の衛星赤外画像（図 3.3.18）を見ると、ジェットの分流場にあたる東日本では対流雲が発生し、雲頂はトランスバースバンド状になっている。TSAS1 によればこの雲の雲頂は FL350 付近であった（図略）。10 日 04UTC の前後 3 時間以内に C-PIREP で報じられた MOD 以上の乱気流の実況（図 3.3.19）によると、東日本の FL310〜FL370 付近で MOD の乱気流が多数通報されていた。9 日 21UTC 初期値の FT=7 における FL350 の予測図（図 3.3.20）を見ると、新 TBindex は旧 TBindex よりも広い範囲で MOD の乱気流を予測しており、実況に近い予測をしていたと言える。このときの寄与最大説明変数（図 3.3.20c）によると、新 TBindex では SWS, VHS, CONV, TRAV の寄与が大きくなっており、複数の要因での乱気流を予測していた。

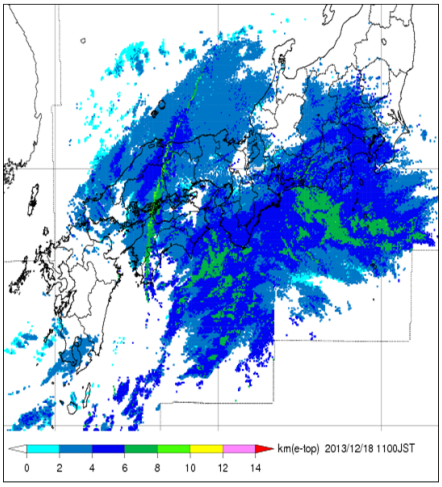

図 3.3.15　2013 年 12 月 18 日 02UTC のレーダーエコー頂高度。

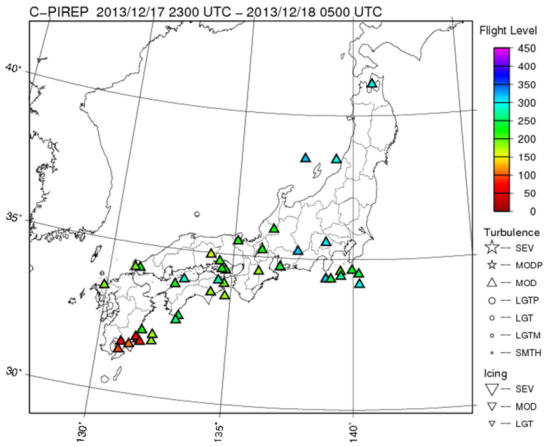

図 3.3.16　2013 年 12 月 18 日 02UTC の前後 3 時間以内に通報された MOD 以上の C-PIREP。シンボルは乱気流の強さを、色は高度 (FL) を示す。

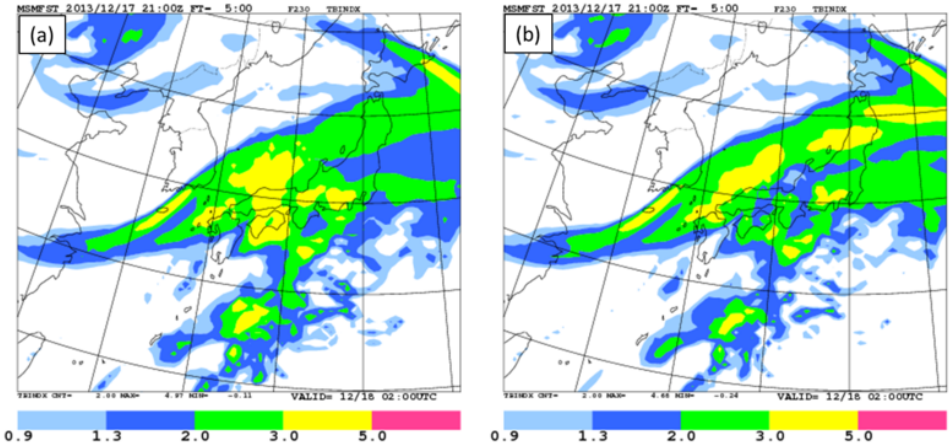

図 3.3.17　2013 年 12 月 17 日 21UTC 初期値の FT=5, FL230 の TBindex の予測値。(a) 新 TBindex、(b) 旧 TBindex。

3.3.7　利用上の注意点

今回の変更により、TRAV は上層を中心に広く採用されるようになったが、寄与量としてはそれほど大きくはならなかった。これは新 TRAV でもトランスバースバンドの発生領域を的確には抽出できていないことを示唆している。トランスバースバンドは発生メカニズムが十分には分かっていない現象であり、今後の研究により現象とその予測可能性の理解が深まることが期待される。

TBindex は様々な要因による乱気流を考慮しているが、全ての要因を対象としているわけではない。例えば、上層雲の雲底付近で発生していると思われる乱気流 (Luce et al. 2010) や、対流雲の雲頂から発生した内部重力波が砕波することによる乱気流 (Lane and Sharman 2008) は、発生メカニズムや予測手法がまだ確立していないため TBindex では予測の対象としていない [6]。

[6] ただし、経験上これらの要因による乱気流の発生頻度は高くないと思われる。

また、人工的な乱気流である後方乱気流や衝撃波失速は、気象要因だけでは予測ができないため TBindex では考慮していない。これらの乱気流は TBindex では予測できないと考えてよい。

TBindex は 2000 ft 毎の高度別に層別化した回帰式により算出されている。各説明変数の寄与量は高度によって異なり（表 3.3.3)、説明変数としては大きな値が計算されていたとしても、係数が 0 であるために TBindex への寄与量は 0 になっている場合もある。TBindex の利用にあたっては、どの高度で寄与量が大きくなっているかを考慮して利用していただきたい。寄与最大説明変数を用いることで、どの説明変数が最も寄与しているかを知ることができるため、こちらも活用していただきたい。

3.3.8　まとめ

国内航空悪天 GPV の乱気流指数 (TBindex) の改良を行った。主な変更点は、対流雲中乱気流指数 (CONV)

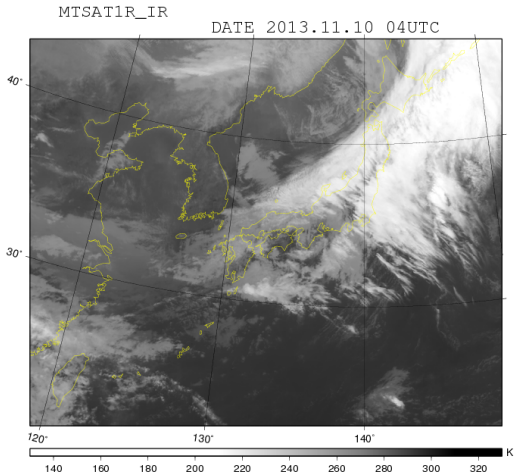

図 3.3.18　2013 年 11 月 10 日 04UTC の衛星赤外画像。

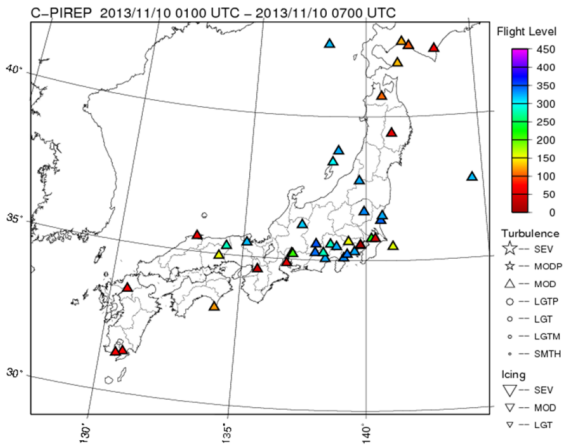

図 3.3.19　2013 年 11 月 10 日 04UTC の前後 3 時間以内に通報された MOD 以上の C-PIREP。シンボルは乱気流の強さを、色は高度 (FL) を示す。

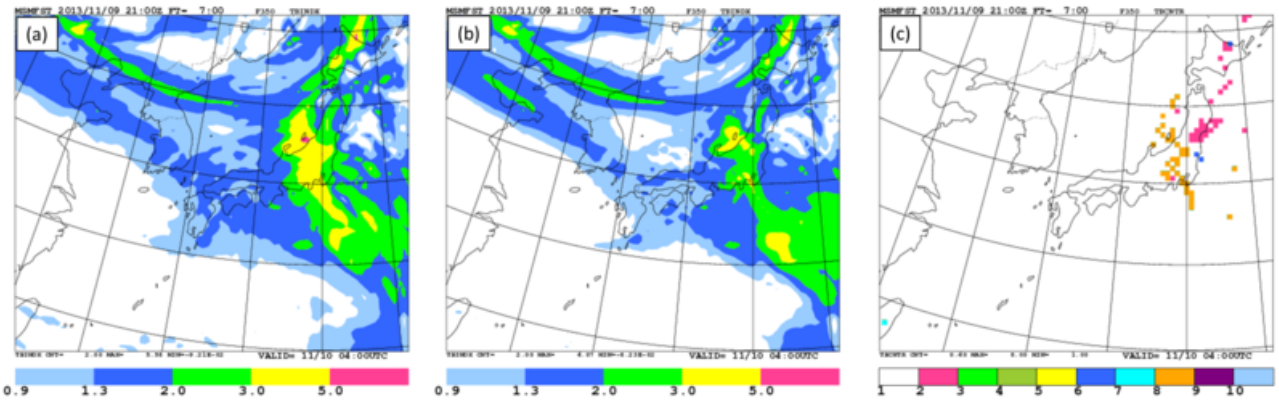

図 3.3.20　2013 年 11 月 9 日 21UTC 初期値の FT=7, FL350 の TBindex の予測値。(a) 新 TBindex、(b) 旧 TBindex、(c) 寄与最大説明変数。

の変更、トランスバースバンド指数 (TRAV) の変更と、学習期間の見直しである。独立資料による検証の結果、FL150 以上では予測領域の体積が減少して捕捉率が増加することで予測精度が向上することが確かめられた。FL150 未満では従来と同程度の予測精度であったが、新しい学習期間のデータで指数調整を行ったことにより、TBindex=3.0 で最適な予測となるように修正された。また LFM 版の乱気流指数においても、今回と同様の変更を行うことで予測精度が改善することが確かめられた。第 3.3.7 項で述べた利用上の注意点に留意の上、空域予報に役立てていただきたい。

参考文献

大野久雄, 三浦信男, 1982: 圏界面直下におけるケルビンヘルムホルツ波の励起. 天気, **29**, 1235–1241.

大林正典, 2001: カンパニーパイレップについて. 航空気象ノート第 61 号, 気象庁総務部, 1–3.

気象衛星センター, 2003: 気象衛星画像の解析と利用－航空気象編－. 223pp.

工藤淳, 2010: 乱気流指数の開発. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 95–108.

工藤淳, 2012: C-PIREP 10 年の統計. 航空気象ノート第 73 号, 気象庁総務部, 12–19.

宮腰紀之, 2003: 風ベクトルの外積を用いた乱気流予測の指数. 天気, **50**, 327–334.

三輪剛史, 2013: GSM 乱気流指数の開発. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63–70.

Lane, T. P. and R. D. Sharman, 2008: Some Influences of Background Flow Conditions on the Generation of Turbulence due to Gravity Wave Breaking above Deep Convection. *J. Appl. Meteor. Climat.*, **47**, 2777–2796.

Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, 2010: MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 438–452.

第 4 章　トピックス

4.1　観測データ利用の改良 [1]

4.1.1　レーダー反射強度の同化手法の改良

(1)　はじめに

メソ解析では、2011 年 6 月から、気象レーダーのレーダー反射強度から推定された相対湿度を擬似観測として同化し、メソモデルの初期値を作成している (幾田 2011)。また、2013 年 6 月には、この推定手法の改良を行った。本項では、この 2013 年 6 月の改良による、メソモデルの降水予測の改善について報告する。

(2)　変更の概要

メソ解析で擬似観測データとして同化している相対湿度は、反射強度観測とモデルの予測値を用いて、ベイズの定理に基づき推定されたものである (幾田 2011)。以下では、その推定方法の概略と 2013 年 6 月に現業システムに導入された改良に関する変更点を述べる。

まず、モデルの予測値をレーダーシミュレータ (幾田 2011) に与えて、反射強度をシミュレートし、反射強度と相対湿度の関係をデータベース化する。次に、反射強度観測が与えられた場合に、任意の相対湿度が得られる条件付き確率をこのデータベースから作成する。そして、得られた条件付き確率密度関数から、統計的に尤もらしい相対湿度を推定する。今回は、この推定方法の改良を行った。

従来の推定方法は、Olson et al. (1996)、Caumont et al. (2010) に従って、条件付き確率密度関数を重みとして、取り得る状態を重み付き平均することで、期待値を求め、相対湿度を推定していた。しかし、この重み付き平均は、標本数が少ない場合に、推定精度が低下しやすいことに加え、入力値として強い反射強度観測が与えられた場合に、相対湿度の推定値を過小評価する傾向があった。そこで、条件付き確率密度関数にガウシアンカーネルを適用し広がりを持たせ、カーネル密度推定を行い、滑らかな確率密度分布を求め、その分布から尤度最大となる相対湿度を探索する方法を考案し実装した。この新たに開発したカーネル密度推定を用いた相対湿度の最尤推定を行うことで、従来手法にあった相対湿度を過小評価する傾向が解消され、強い降水の予測精度が向上した。

(3)　降水予測への影響

2012 年 6 月 22 日から 7 月 29 日を統計期間とした初期時刻から予報時間 15 時間までの降水予測検証結果を図 4.1.1 および図 4.1.2 に示す。ここで、CNTL とは、相対湿度推定に従来の手法を用いた実験を指し、TEST とは、相対湿度推定に新しい手法を用いた実験を指す。図 4.1.1 は、エクイタブルスレットスコア (ETS) であり、図 4.1.2 は、バイアススコア (BI) である。各図下段のエラーバーは、CNTL と TEST に差が無いことを帰無仮説とした場合の 95%信頼区間である。この 95%信頼区間は、ブロックブートストラップ法 (Wilks 1997) により求めたものである。ETS と BI は、TEST の方が CNTL よりも 1 に近い。また、それぞれの信頼区間は、閾値 50 mm/3h の ETS を除き、閾値 10 mm/3h 以上で帰無仮説の棄却を支持しており、相対湿度推定手法の改良による降水予測の改善は、統計的に有意であると言える。

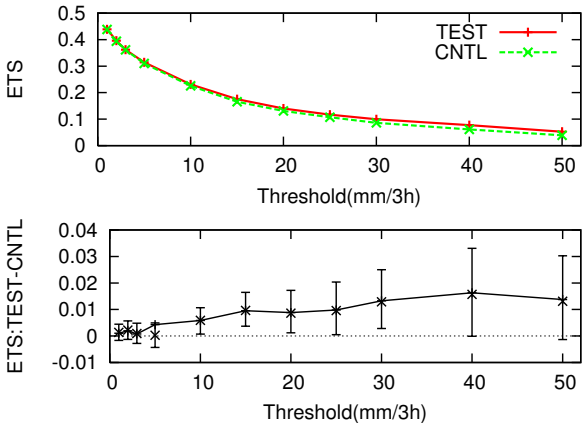

図 4.1.1　2012 年 6 月 22 日から 7 月 29 日を統計期間とした FT=15 までの 3 時間降水量予測値のエクイタブルスレットスコア。横軸は降水強度の閾値、緑破線は CNTL、赤実線は TEST の結果を示す。下段はそれぞれのスコアの差（実線）とその 95%信頼区間（エラーバー）を示す。

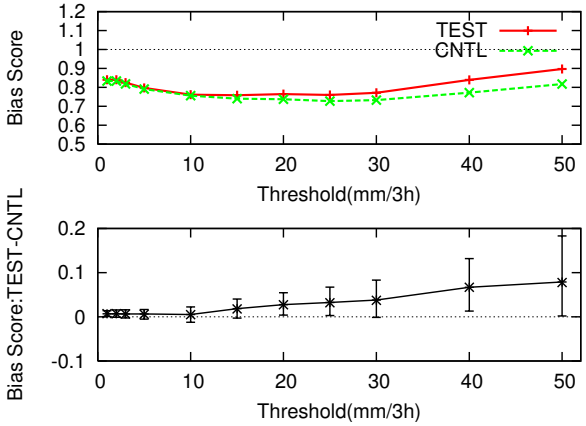

図 4.1.2　バイアススコア。それ以外は、図 4.1.1 と同様。

次に、推定手法の改良によって、降水予測がどのように改善するのか、豪雨事例の降水分布予測の結果を用いて説明する。図 4.1.3 は、平成 24 年 7 月九州北部豪雨の事例で 2012 年 7 月 11 日 18UTC を予測対象時刻とした、CNTL と TEST の降水予測および解析雨量である。まず、九州北部地方に着目すると、CNTL の降水予測値は過小であり降水域も広く予想されてい

[1] 第 4.1.1 項 幾田 泰酵、第 4.1.2 項 江河 拓夢、第 4.1.3 項 守谷 昌己・大和田 浩美・山下 浩史・江河 拓夢

る。しかし、TEST では、九州北部地方の降水の集中が再現され、降水予測値および降水分布が解析雨量に近づいていることが分かる。また、中国地方から日本海中部に延びる梅雨前線が解析されており（図略）この付近の降水系に着目すると、中国地方の山地や海上で CNTL よりも TEST の方が降水域を広げており、広域に見ても TEST の降水予測の方が解析雨量に近づいている。この事例で見られる降水予測特性の変化は、スコア図 4.1.1 および図 4.1.2 で示された降水予測頻度の増加および精度向上という検証結果と整合的であることが分かる。

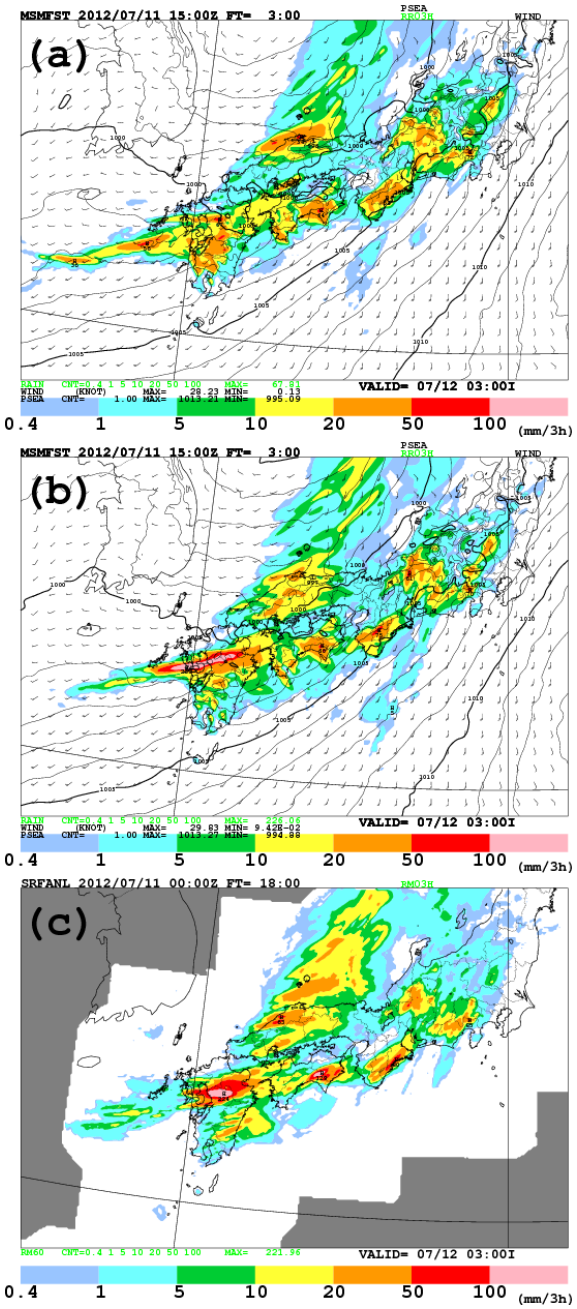

図 4.1.3　2012 年 7 月 11 日 15UTC 初期値の FT=3 における (a) CNTL と (b) TEST の海面更正気圧、地上風、3 時間降水量予測値の分布、および (c) 対応する時刻の解析雨量 3 時間積算値。

(4)　改良による効果と留意点

2013 年 6 月に、メソ解析において気象レーダーのレーダー反射強度から推定される相対湿度の推定手法の改良を行った。

この推定手法の改良によって予報精度の改善が期待される主な気象現象は、強い降水を伴った前線や台風である。その理由の 1 つとしては、これらの現象では、予報対象地域に降水系が到達する以前に、気象レーダーで降水が観測できる場合が多く、初期値作成時にレーダー反射強度観測から推定された相対湿度データを数多く同化できることが挙げられる。特に、今回の改良は、災害を引き起こす可能性の高い強い降水に対する予測精度を改善する。つまり、今回の改良は、前線や台風に伴う強い降水の予測において、防災情報の提供支援という観点から、予報現業におけるメソモデルの有用性の向上に寄与したと考えられる。

ただし、本手法は、原理的に、気象レーダーで降水が観測されていなければ、初期値が修正されないため、急激に発達する積乱雲等の現象の予測精度に効果はない。また、雪や霰など固体降水については、モデルによる固体降水の予測誤差が大きく相対湿度の推定は行っていないため、冬季の降雪予報に対しては効果がない。予報作業を行う上で、これらの特徴に留意していただきたい。

なお、この固体降水の反射強度の扱いは、本項で述べた相対湿度推定手法の改良以前からの課題である。この課題の解決と冬季の予測精度の向上を目指し、固体降水の反射強度利用の高度化に関する開発を鋭意進めている。

4.1.2　GCOM-W 衛星搭載のマイクロ波イメージャ AMSR2 の利用開始

(1)　はじめに

2012 年 5 月 18 日に独立行政法人宇宙航空研究開発機構 (JAXA[2]) が打ち上げた水循環変動観測衛星「しずく」(GCOM-W[3]) にはマイクロ波イメージャAMSR2[4] が搭載されている。AMSR2 による観測は同年 7 月 3 日に開始され、2013 年 1 月 25 日に一般にデータの配信が開始された。

気象庁では、2013 年 9 月 12 日から全球およびメソ数値予報システムでマイクロ波イメージャAMSR2 の利用を開始した。本項では、利用を開始するにあたって行った調査について紹介する。

(2)　マイクロ波イメージャの利用

マイクロ波イメージャは、大気中では主に対流圏下層の水蒸気に感度を持つ測器である。2014 年 7 月現在、AMSR2 のほか、米国の DMSP[5] 衛星 16, 17, 18 号搭載

[2] Japan Aerospace Exploration Agency
[3] Global Change Observation Mission - Water
[4] Advanced Microwave Scanning Radiometer-2
[5] Defense Meteorological Satellite Program

の SSMIS[6]、および JAXA と米国航空宇宙局 (NASA[7]) の共同計画である TRMM[8] 衛星搭載の TMI[9] のデータが全球解析およびメソ解析で同化利用されている (江河・計盛 2009; 計盛 2011)。AMSR2 は米国の地球観測衛星 Aqua 搭載の AMSR-E[10] の後継機である。AMSR-E のデータは 2011 年 10 月の運用終了まで全球解析およびメソ解析で利用されてきた。

DMSP 衛星および GCOM-W 衛星は太陽同期の極軌道をとる。すなわち、衛星の軌道面と太陽光線のなす角度が一定に保たれ、上昇軌道あるいは下降軌道の間、それぞれほぼ一定の現地時間で観測を行う[11]。AMSR2 は、AMSR-E の運用終了以降マイクロ波イメージャデータの観測空白域となっていた軌道をカバーする重要なデータとなっている（図 4.1.4）。

(3) データ品質調査

同化で利用される AMSR2 観測データ（18.7, 23.8, 36.5, 89.0 GHz 帯垂直偏波チャンネル輝度温度）の精度を、観測値と全球モデルの第一推定値との差を用いて確認した。対第一推定値でバイアスはあるものの、変分法バイアス補正 (佐藤 2007) を用いることで、現在数値予報に同化利用されている TMI データや、過去（2011 年 8 月）における AMSR-E データの検証結果と遜色のない結果が得られた（図 4.1.5）。

(4) 品質管理の強化

AMSR2 のデータ利用のための前処理では、AMSR-E で利用していたもの (佐藤・江河 2007; Kazumori 2014) と同様のアルゴリズムを用いるが、品質管理を強化するとともにデータのさらなる有効利用を図るため、以下に述べる変更を加えた。なお、このうち一部は他のマイクロ波イメージャデータにも適用している。

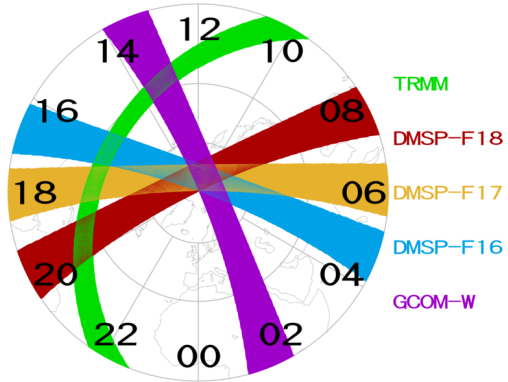

図 4.1.4 2014 年 9 月 30 日における、マイクロ波イメージャデータの太陽の自転成分を除いた観測分布（数字は現地時間）。紫色が GCOM-W/AMSR2 を示す。

- **北米沿岸の電波干渉を受ける地域のデータ排除**
  北米沿岸では 2007 年から米国の商業衛星の電波干渉を受けることがあった (Yan and Weng 2008)。この領域で誤差が大きいことが確認されたため排除することとした。
- **鏡面反射の影響を受けるデータの排除**
  太陽光の海面での鏡面反射は、低周波数帯（6.925, 10.65 GHz 帯）における観測に影響があることが知られている。現在利用しているチャンネル（18.7, 23.8, 36.5, 89.0 GHz 帯垂直偏波）では、必ずしも大きな影響はないはずだが、より精密な品質管理とするため、排除した (Kazumori 2013)。
- **より詳細な海陸判定ファイルの利用**
  AMSR2 の地上分解能（瞬時観測視野）は、もっとも細かい 89.0 GHz で 5 km、18.7 GHz では 22 km とされる。実際には、より外側からの放射（サイドローブ）も混入する。これまでマイクロ波イメージャデータ利用のために用いてきた海陸判定ファイルは、観測視野 150 km を想定して作成されたものであった。海陸判定ファイルを用いて 0.01%以上の陸域が含まれると判定された観測点は利用していない。このため陸の影響を受けると想定される領域が広くなり、結果、沿岸のデータを十分利用できないことがあった。メソ解析では、サイドローブの影響よりも、より海岸に近い細かいスケールの情報も利用できる利点の方が大きいと考え、これを 50 km 想定のものに変更した。なお、全球解析ではこれまでと同じ判定ファイルを用いる。
- **最新の可降水量、雲水量推定アルゴリズムの利用**
  マイクロ波イメージャデータの品質管理には、同データから推定される可降水量や雲水量も利用している。その推定アルゴリズムには JAXA との共同研究で作成された最新のもの (Kazumori et al. 2012) を利用した。

(5) サイクル実験の結果

AMSR2 を同化利用した全球サイクル実験の結果、特に海洋域の割合の大きい南半球で水蒸気場の改善が確認できた。図 4.1.6 に、夏季 (2012 年 8 月) および冬季 (2013 年 1 月) それぞれ 1 か月ずつの期間で、南半球における比湿の予測場の対ラジオゾンデ観測での検証結果を示す。AMSR2 を追加したテスト実験 (TEST) では、コントロール実験 (CNTL) よりも RMSE が減少する傾向が示されている。なお、気温や 500 hPa 高度場などの予測については中立であった（図略）。

メソサイクル実験でも対ラジオゾンデ観測での検証を行い、水蒸気場へのインパクトが確認できた（図略）。また、降水の予測でも改善が見られた。対解析雨量での前 3 時間積算降水量の検証ではエクイタブルスレットスコア、バイアススコアともに有意な改善を確認できた（図 4.1.7）。

[6] Special Sensor Microwave Imager Sounder
[7] National Aeronautics and Space Administration
[8] Tropical Rainfall Measuring Mission
[9] TRMM Microwave Imager
[10] Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS
[11] TRMM 衛星は太陽非同期の軌道をとり、異なった現地時間で観測を行うことができる。

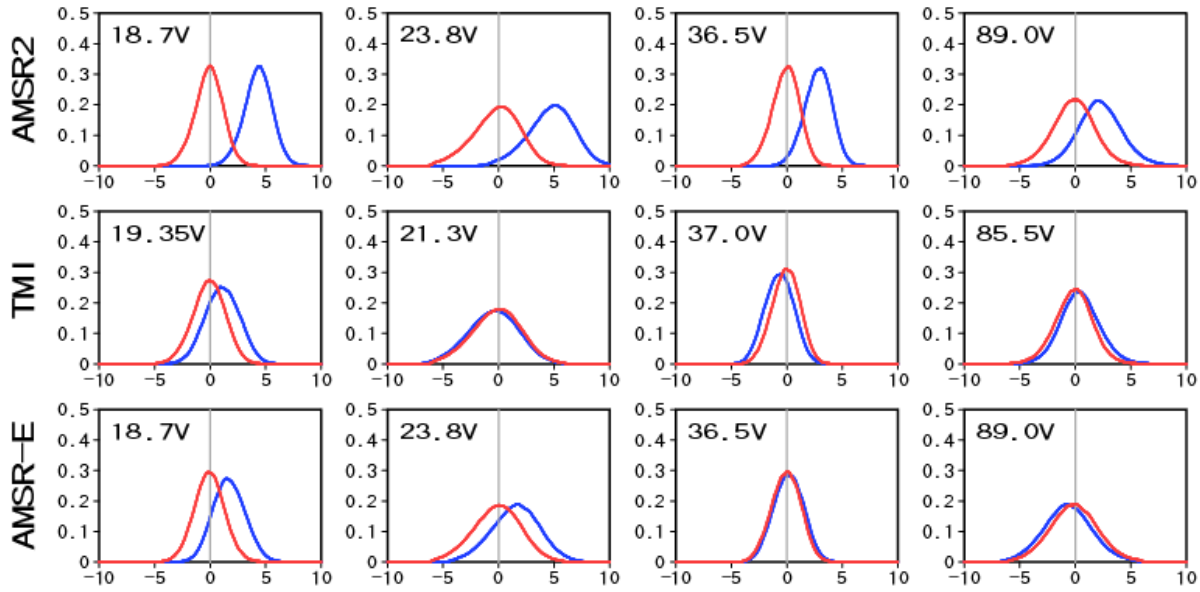

図 4.1.5　観測値と第一推定値の差のヒストグラム。上段が AMSR2（2012 年 8 月）、中段が TMI（期間は AMSR2 に同じ）、下段が AMSR-E（2011 年 8 月）。各列が観測周波数帯を示し、例えば図中の 18.7V は 18.7 GHz の垂直偏波。青線がバイアス補正前、赤線がバイアス補正後。

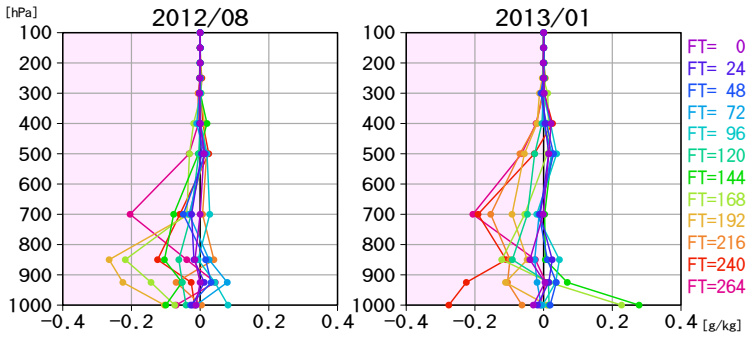

図 4.1.6　南半球（20°S 以南）での比湿のラジオゾンデ観測に対する、TEST（AMSR2 あり）と CNTL（AMSR2 なし）の RMSE の差。左は 2012 年 8 月、右は 2013 年 1 月。図の枠外右側に示すように、予報時間別に色を分けて表示している。負値（赤色側）は、TEST の方が観測値に近いことを意味する。

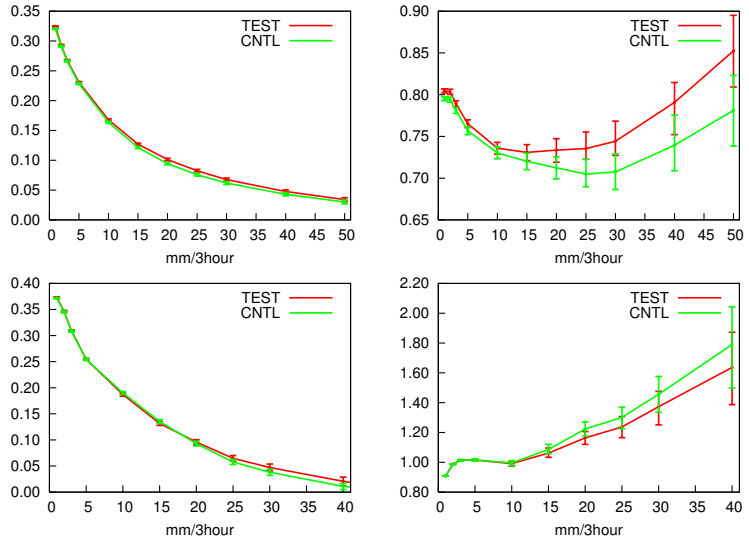

図 4.1.7　解析雨量で検証した、前 3 時間積算降水量の検証結果。検証格子の大きさは 20 km で、日本の陸上の格子のみを用い、格子内平均を検証対象としている。赤線が TEST、緑線が CNTL。上段の検証期間は 2012 年 7 月、下段は 2013 年 1 月。左列がエクイタブルスレットスコア、右列がバイアススコア。エラーバーは 95%信頼区間。

今回利用した AMSR2 のチャンネルは対流圏下層の水蒸気に感度があるため、これらの結果は想定通りと言える。これらの実験で予測精度の改善が確認できたことから、2013 年 9 月 12 日より AMSR2 の現業利用を開始した。

4.1.3 Metop-B データの利用開始

(1) はじめに

欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が運用している Metop[12] は、2006 年から 14 年間にわたる連続観測を行うことを目的に計画された極軌道気象衛星であり、Metop-A, B, C の 3 機から構成される [13]。この期間中、均質なデータを得るため、これらの衛星には同一の観測測器が搭載されている。2006 年 10 月の Metop-A の打ち上げ以降、気象庁では全球解析においてマイクロ波サウンダ (AMSU-A[14], MHS[15])、掩蔽受信機 (GRAS[16])、散乱計 (ASCAT[17]) および改良型高分解能放射計 (AVHRR[18]) のプロダクトである極域衛星風 (AVHRR-AMV[19]) のデータ、メソ解析においては AMSU-A と MHS のデータの利用を順次開始し、高度場や風速場等の予測精度の向上につなげた (大和田 2008; 小澤 2010; 髙橋 2010; Yamashita 2014)。その後 2012 年 9 月にはシリーズ 2 番目となる衛星 Metop-B が打ち上げられた。気象庁では、予測精度の改善を目指して、Metop-B データを現業利用すべく調査・開発を行った結果、Metop-A データの場合と同様に改善が確認されたため 2013 年 11 月 28 日から全球およびメソ数値予報システムでの現業利用を開始した。本項では、Metop-B データの数値予報システムにおけるインパクトについて報告する。

(2) 各観測データの品質調査

(1) で述べた通り、Metop-A, B 両衛星に搭載されている測器は各種類で同一であるため、観測されたデータは同じ品質を持っていることが期待される。しかし、観測データとして配信されるプロダクトは測器の校正やデータの加工等、様々なプロセスを経て作成されるため、最終的な配信データが全く同じ性質を持っているとは限らない。そのため、新規の観測データと同様に十分な品質調査を行うことは重要である。ここでは Metop-B データに対して事前に行った品質調査について述べる。各調査は 2013 年 8 月のデータに対して行ったものであり、使用した第一推定値は各測器のデータを個別に追加利用した実験で得られたものである。

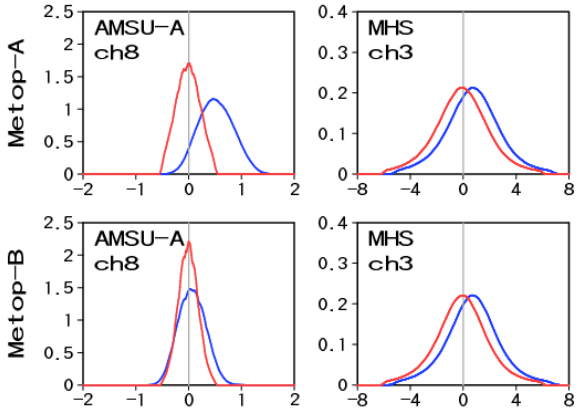

図 4.1.8 AMSU-A (ch8) と MHS (ch3) の輝度温度データの D 値（観測値 − 第一推定値）ヒストグラム。左上図、左下図、右上図および右下図はそれぞれ Metop-A 搭載の AMSU-A, Metop-B 搭載の AMSU-A, Metop-A 搭載の MHS および Metop-B 搭載の MHS に対する結果。各図の青線、赤線はそれぞれ補正前、各種補正（スキャンバイアス補正、変分法バイアス補正）後の観測データに対するヒストグラムである。

図 4.1.8 は AMSU-A と MHS の観測値と第一推定値の差（以下、D 値）のヒストグラムである。両観測データにはバイアス [20] があるため、利用にあたっては 2 種類のバイアス補正を行っている。すなわち、観測データはスキャンバイアス補正 (岡本 2007)、変分法バイアス補正 (佐藤 2007) の順に補正が加えられて、同化に利用されることになる。両補正が適用された Metop-B のデータの D 値ヒストグラムは、ゼロ付近を最頻値としたガウス分布に近い形をしていること、分布の広がりが Metop-A と同程度であることが確認できる。このことから、Metop-B のデータは Metop-A と同等の品質を持っていることが分かる。図で示したチャンネル以外についても同様のことが確認された（図略）。さらに、ASCAT, AVHRR-AMV および GRAS のデータについても同様に Metop-B のデータが Metop-A と同等の品質を持っていることが確認された（それぞれ図 4.1.9、図 4.1.10、図 4.1.11 を参照）。

このように、両衛星のデータは同等の品質を持つことが改めて確認できたため、Metop-B データを Metop-A と同様に利用することにした。これにより、サイクル解析で同化される測器単位のデータ数の合計は、Metop-A を単独で利用した場合に対して、AMSU-A、MHS、GNSS 掩蔽、散乱計、衛星風でそれぞれおおよそ 12%, 23%, 20%, 30%, 0.5%増加する [21]。

---

[12] Meteorological Operational Satellite
[13] http://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/CurrentSatellites/Metop/index.html
[14] Advanced Microwave Sounding Unit-A
[15] Microwave Humidity Sounder
[16] GNSS (Global Navigation Satellite System) Receiver for Atmospheric Sounding
[17] Advanced Scatterometer
[18] Advanced Very High Resolution Radiometer
[19] Atmospheric Motion Vector

[20] 観測データと第一推定値との間の系統的な誤差のこと。変分法データ同化においては、バイアスが存在しないことが前提となる。
[21] 両衛星は軌道が近く、観測データの領域的重なりが大きい。この場合、一方のデータに間引き処理が行われるため、Metop-B データの追加によって同化されるデータの総数は単純に 2 倍にはならない。

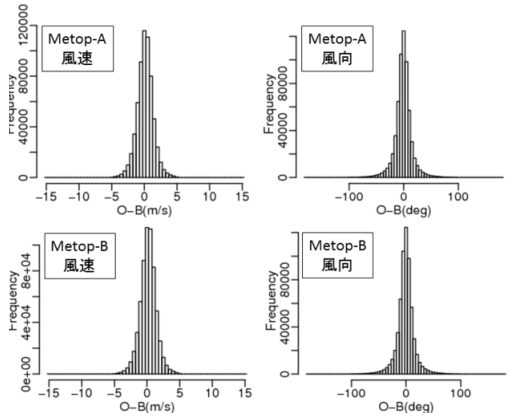

図 4.1.9　ASCAT データの D 値（観測値 – 第一推定値）ヒストグラム。左上図、左下図、右上図および右下図はそれぞれ Metop-A 搭載の ASCAT の風速、Metop-B 搭載の ASCAT の風速、Metop-A 搭載の ASCAT の風向および Metop-B 搭載の ASCAT の風向に対するものである。

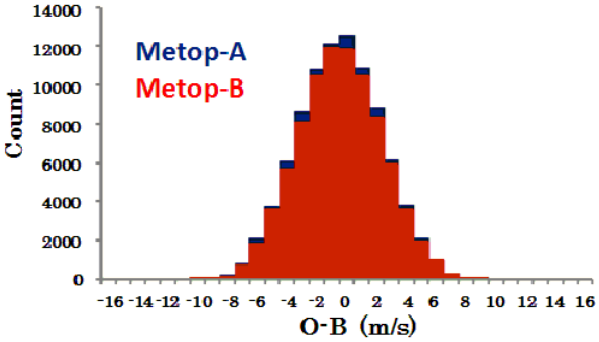

図 4.1.10　北極域上層 (< 400 hPa) の AVHRR-AMV の風速 D 値（観測値 – 第一推定値）ヒストグラム。青、赤の棒グラフはそれぞれ Metop-A, Metop-B のデータから算出された AMV に対応する。

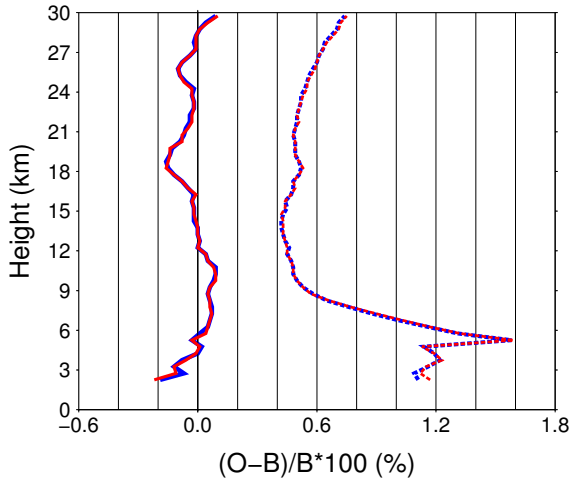

図 4.1.11　GRAS の屈折率データの D 値（観測値 – 第一推定値）平均および標準偏差の鉛直分布。縦軸は高度、横軸は第一推定値で規格化した D 値を表す。青色実線、赤色実線はそれぞれ Metop-A, Metop-B のデータの D 値平均を表し、青色破線、赤色破線はそれぞれ Metop-A, Metop-B のデータの D 値標準偏差を表す。

(3)　全球数値予報システムにおけるインパクト

Metop-B の現業利用開始前に相当する全球数値予報システムによる実験を基準の実験（以下、CNTL）とし、これに上記全ての測器のデータを追加利用した実験（以下、TEST）を評価した。実験期間は 2013 年夏の約 1 か月間である。

解析場については、新規データの利用による影響は小さかったが、ラジオゾンデ観測との比較では CNTL で見られた熱帯中層や南半球上層の風の東西成分のバイアスがやや緩和することを確認した（図略）。

図 4.1.12 に海面更正気圧、850 hPa 面気温、500 hPa 面高度および 250 hPa 面風速の予報時間毎の対初期値 RMSE 改善率（付録 C.2.1 参照）を示す。これらの主要要素において、統計的に有意ではないものの、北半球と南半球の概ね全ての予報時間で予測精度の改善傾向が見られる。予報初期の熱帯の 850 hPa 面気温の有意な改悪については、予報モデルが下層の気温にバイアスをもっているため、新規データの追加利用によって、初期値との差が大きくなったためと思われる。ラジオゾンデ観測を真値として評価した場合では概ね中立の結果が得られた（図 4.1.13）。

図 4.1.14 は実験期間内に発生した 2013 年台風第 9〜17 号を対象とした予報時間毎の進路予測誤差を示す。統計的に有意ではないものの、概ね全ての予報時間で台風進路予測が改善傾向を示していることが分かる。

(4)　メソ数値予報システムにおけるインパクト

Metop-B の現業利用開始前に相当するメソ数値予報システムによる実験を CNTL とし、これに Metop-B データを追加利用したシステムによる実験を TEST として評価した。実験は夏と冬についてそれぞれ 10 日間程度行った。

図 4.1.15 に夏冬両実験の 3 時間降水量別のエクイタブルスレットスコアおよびバイアススコア（20 km 格子における統計）を示す。この結果から、夏季の 10〜25 mm/h におけるエクイタブルスレットスコアの改悪や、冬季の強雨域におけるバイアススコアの改善傾向が見られるなど若干の降水予測精度の変化が認められるが、全体的には概ね中立な結果となった。このほかに気温や比湿等について地上観測やラジオゾンデ観測との比較を行ったところ、同様に概ね中立の結果が得られた（図略）。

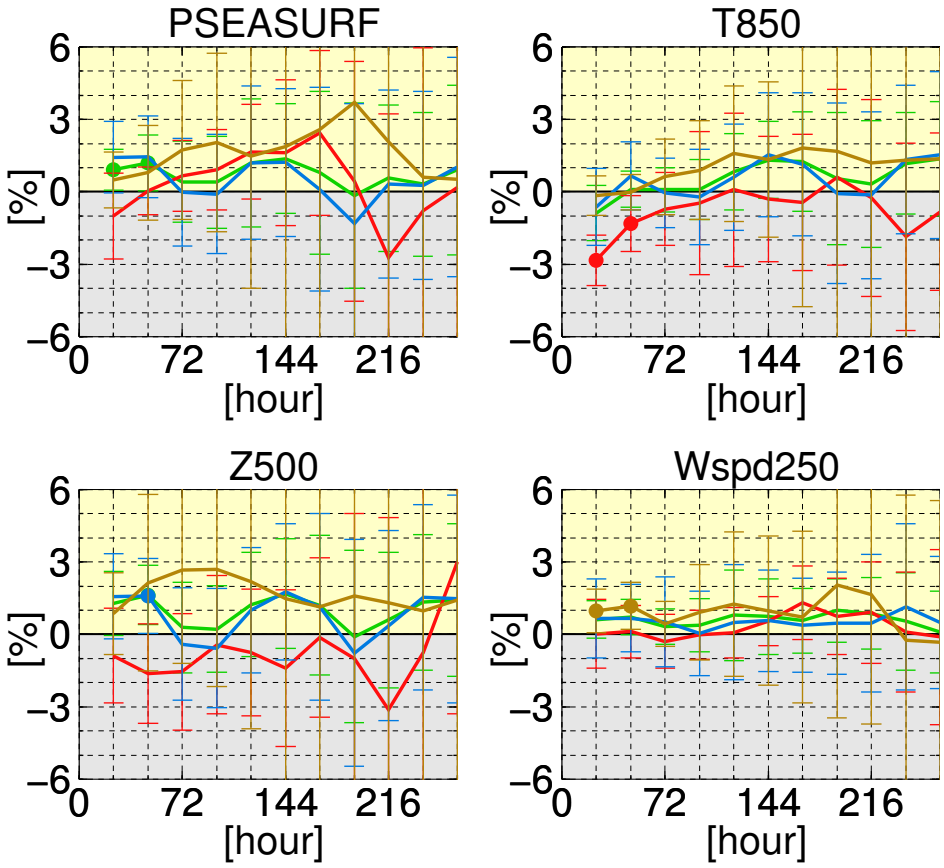

図 4.1.12　各要素についての予報時間毎の対初期値 RMSE 改善率。左上図、右上図、左下図、右下図はそれぞれ海面更正気圧、850 hPa 面気温、500 hPa 面高度、250 hPa 面風速。各グラフの横軸は予報時間、縦軸は対初期値改善率を示す。緑線、黄色線、赤線、青線はそれぞれ全球、北半球、熱帯、南半球における対初期値 RMSE 改善率である。エラーバーは信頼度 95%の信頼区間を表し、線上の丸印は、その差が統計的に有意であることを意味する。

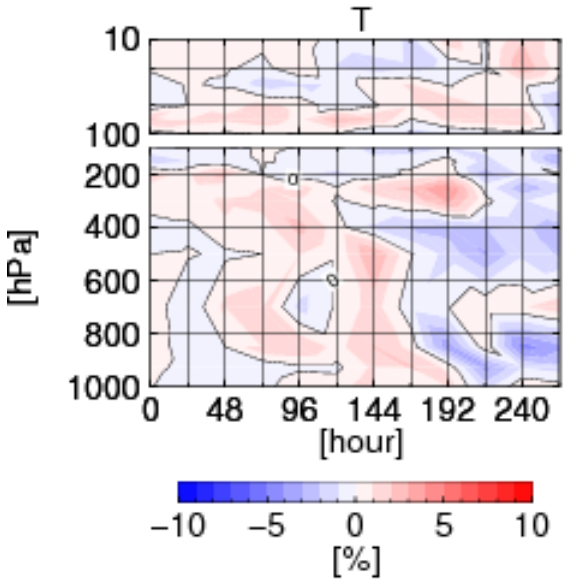

図 4.1.13　熱帯の気温の対ラジオゾンデ改善率。横軸は予報時間、縦軸は高度である。赤色が改善、青色が改悪を表す。

(5)　まとめ

全球数値予報システムおよびメソ数値予報システムにおいて、新規衛星 Metop-B のデータのインパクト調査を実施した。その結果、メソ数値予報においては中立の結果となったが、全球数値予報においては、Metop-A データと同様に、高度場や風速場等で予測精度の改善傾向が確認された。これにより、気象庁では 2013 年 11 月 28 日から両システムにおいて Metop-B データの利用を開始した。Metop-B データの利用は、利用観測数の増加による予測精度の向上をもたらすだけでなく、Metop-A, B が互いにバックアップの機能を果たすことにより安定した観測データの利用につながる効果もある。宇宙からのリモートセンシングでは、衛星や測器のトラブル以外にも、軌道の調整やセンサのメンテナンス等のため、一時的にデータが使用できなくなることがある。このような場合でも、両衛星の同時運用により、データの欠落の影響を最小限にとどめることが可能である。

2014 年 6 月現在の EUMETSAT の計画では、2018 年には Metop シリーズの 3 番目の衛星 Metop-C が打ち上げられ、Metop-A 退役後の役割を担うとされている。Metop-C の打ち上げから Metop-A の退役までの期間は 1 年程度と計画されているため、将来 Metop-C が打ち上げられた際には、予測精度の維持のために、今回と同様になるべく早期に現業利用を開始することが重要である。

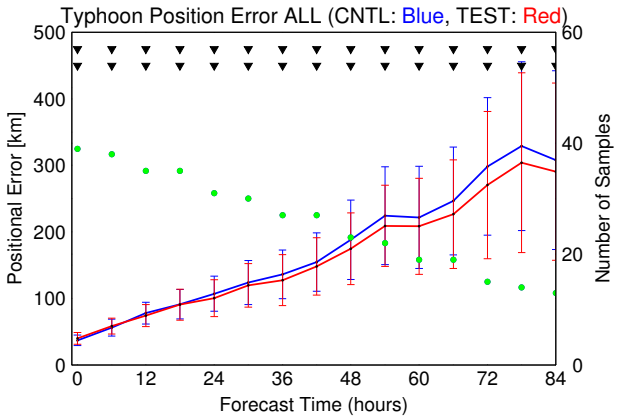

図 4.1.14 実験期間内に発生した 2013 年台風第 9〜17 号を対象とした進路予測誤差。横軸は予報時間、左縦軸は予測誤差、右縦軸は検証に用いた台風のサンプル数を表す。青、赤の折れ線はそれぞれ CNTL, TEST の結果、緑でプロットされた点はサンプル数、グラフ上部の三角形は 95%信頼区間における有意性を示し、黒色はその統計が有意でないことを意味する。

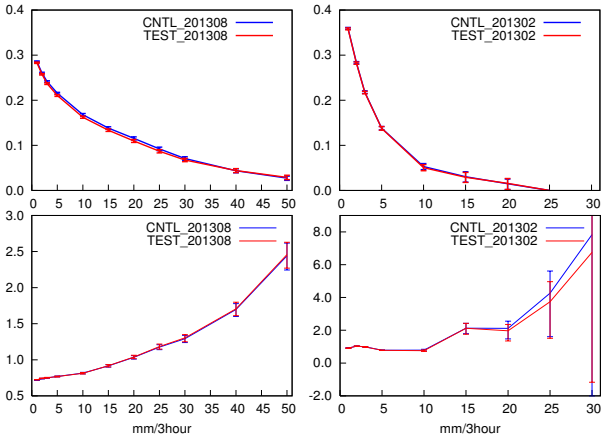

図 4.1.15 3 時間降水量の閾値別のスコア。上段がエクイタブルスレットスコア、下段がバイアススコア、左列が夏実験の結果、右列が冬実験の結果である。横軸は 3 時間降水量の閾値を示す。赤線が TEST、青線が CNTL の結果を表す。検証格子のサイズを 20 km として計算した。

参考文献

幾田泰酵, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9–12.

江河拓夢, 計盛正博, 2009: マイクロ波放射計 SSMIS の利用. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54–56.

大和田浩美, 2008: Metop-A 衛星搭載のサウンダ利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 101–103.

岡本幸三, 2007: スキャンバイアス補正. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 61.

小澤英司, 2010: GPS 掩蔽観測データの全球解析での利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38–42.

計盛正博, 2011: メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 3–8.

佐藤芳昭, 2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 171–175.

佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 91–105.

髙橋昌也, 2010: マイクロ波散乱計 ASCAT データの全球解析での利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43–47.

Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert, and S. Pradier-Vabre, 2010: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: A proof of concept. *Tellus A*, **62**, 173–187.

Kazumori, M., 2013: Preliminary assessment of GCOM-W1/AMSR2 radiance data with a Numerical Weather Prediction model. *Proceeding of the 2013 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Vienna, Austria, 16-20 September 2013*, pp. 10.

Kazumori, M., 2014: Satellite Radiance Assimilation in the JMA Operational Mesoscale 4DVAR System. *Mon. Wea. Rev.*, 1361–1381.

Kazumori, M., T. Egawa, and K. Yoshimoto, 2012: A retrieval algorithm of atmospheric water vapor and cloud liquid water for AMSR-E. *European Journal of Remote Sensing*, **45**, 63–74.

Olson, W. S., C. D. Kummerow, G. M. Heymsfield, and L. Giglio, 1996: method for combined passive-active microwave retrievals of cloud and precipitation profiles. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1763–1789.

Wilks, D. S., 1997: Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. *J. Climate*, **10**, 65–82.

Yamashita, K., 2014: Introduction of LEO-GEO and AVHRR Polar Atmospheric Motion Vectors into JMA's Operational Global NWP System. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*

Yan, B. and F. Weng, 2008: Application of AMSR-E Measurements for Tropical Cyclone Predictions Part I: Retrieval of Sea Surface Temperature and Wind Speed. *Adv. Atmos. Sci.*, **25**, 227–245.

4.2 LFM としての asuca の特性 [1]

現在、数値予報課では次世代非静力学モデル asuca [2] の開発を続けており、局地数値予報システムにおいて、平成 26 年度中の現業化を目指している。本節では、はじめに asuca の概要について説明し、次に asuca を局地モデル (LFM: Local Forecast Model) として利用する場合の設定および予測特性について、現業運用中（2014 年 9 月現在）の LFM と比較する。

4.2.1 asuca の概要

ここでは非静力学モデル asuca の開発の契機とそのねらいを簡潔に述べる。asuca のより詳細な解説は気象庁予報部 (2014) にまとめられているので、併せて参照していただきたい。

(1) 開発の契機

気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) は、1980 年代からの気象研究所における開発 (Ikawa and Saito 1991) に始まる長い歴史と実績を有し、2004 年にメソモデル (MSM: Meso-Scale Model) として現業での利用が開始された (気象庁予報部 2004)。現業化後も改良が加えられており、このうち、現業数値予報モデルの力学過程としての優先的な課題に計算安定性の向上があり、そのために数値拡散の手法の変更やパラメータ調整が主に行われてきた (斉藤ほか 2008)。また、方程式系の高度化として鉛直ハイブリッド座標の開発が行われ、2007 年に現業化された (石田 2008)。一方、時間積分法や移流スキームの改良については、現業化時点から重要な検討課題として挙げられており (斉藤 2003)、その開発が試みられたものもあったが、現業化には至らなかった。JMA-NHM は、長い開発の歴史の中で複雑化して多大なオプションを持つようになっており、また、力学過程を変更した場合の影響は様々な範囲に及ぶため、その確認に多大な時間を要する。このことが力学過程の開発を困難にした大きな要因として挙げられる。そのような状況に加えて、並列型スーパーコンピュータの今後の動向に対応するため、これを念頭においた数値計算手法やコーディングの見直しが必要となってきた。そこで、力学過程の改良については、複雑化したソースコードの整理および計算効率の観点と併せて新しい非静力学モデルとして開発することを選択し、モデル名を asuca として 2007 年からその開発に着手した。

(2) 開発のねらい

asuca の開発では、現在、MSM や LFM で予報モデルとして用いられている JMA-NHM の課題等を踏まえ、主として以下の点を目標とした。

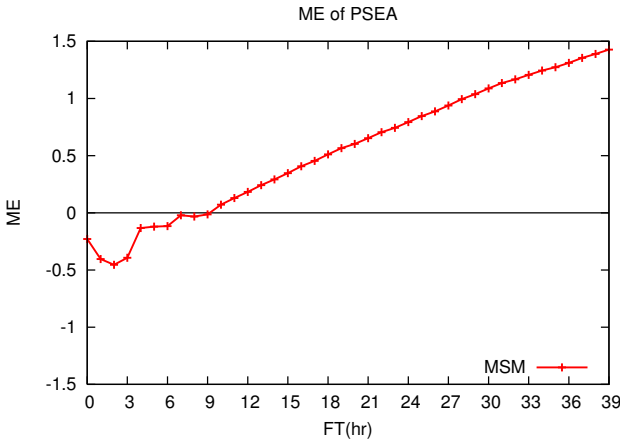

図 4.2.1 MSM の海面更正気圧予測の予報時間 (FT) 毎の平均誤差 (ME)。2014 年 1 月 6 日 00UTC〜2 月 10 日 21UTC 初期値についての統計。検証には MSM 領域内の SYNOP を使用。

- 質量保存性の向上
- 計算安定性の向上
- 計算精度と計算効率の両立

開発のねらいの詳細については石田・藤田 (2014) を参照していただきたいが、この中で、モデルの予測結果を解釈・利用する上で有用な点を簡単に解説しておく。

支配方程式の上では保存則に基づき保存されるべき物理量が、数値計算で用いる計算手法によっては、その計算誤差のために保存されない、ということが起こりうる。質量の保存性の誤差は気圧場の誤差につながり [3]、水蒸気量の保存性の誤差は降水量の過少・過多につながるなど、予測に悪影響を与えうる。このような誤差を避けるために、保存性の確保は重要である。しかし、JMA-NHM では保存性が必ずしも満たされておらず、その影響として、例えば、MSM では予報時間の経過とともに、観測に対する気圧の正バイアスが増大する傾向があることも最近の検証では分かっている (図 4.2.1)。

また、現業数値予報モデルは、毎回の実行において所定の時間内にプロダクトを配信するために、必要な計算を完了することが課せられる。計算効率を高めることは所定の時間内に実行を終えることはもとより、より計算機資源を必要とする物理過程等の導入を容易にしたり、計算機資源を用いて行うモデル開発自体を効率化する効果もある。また、計算安定性を確保することで、より長い積分時間間隔で数値予報モデルを実行することが可能となり、これも計算時間の短縮に大きく寄与する。しかし、現在の MSM では、極端に強い上昇流を予測してしまい、その結果、数値計算が計算不安定により破綻しかねない状態になることがある。そのため、計算安定性を確保するための条件である CFL 条

[1] 河野 耕平、原 旅人

[2] Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere の略。再帰的略称を用いている。

[3] 極端な例を挙げると、質量が増加するような誤差を持つモデルは、領域全体の平均気圧が増加してしまい、質量の増加が偏在する場合には、偽の高圧部を作り出しうる。

件を破る可能性があると実行結果から判定された場合には、次の初期値の実行の際に安全のために積分時間間隔を自動的に短くして実行する運用になっている[4]。積分時間間隔が短くなった場合にも、現状では所定の時刻までにプロダクトの配信は行われているが、計算時間が増えるようなモデルの拡張がしづらい状況となっている。そのため、計算安定性の向上は重要な課題である。

一般に、高い計算精度を求めようとすると、計算時間は増加するという関係にある。したがって、これらをバランス良く追求することが重要となる。

(3) asuca の力学過程の仕様

asuca においては、(2) で紹介した開発のねらいを踏まえ、最近の数値流体力学分野の成果も取り入れて、予報変数や時間積分法および移流スキームなどを選択してモデルを構築した。例えば、JMA-NHM では気圧が予報変数であるのに対し、asuca では質量の保存性を満たすため、密度を予報変数とした。これは、気圧を予報変数とする（密度は診断によって求める）方法では、連続の式で陽に質量の変化を扱うことができず、質量保存が厳密には成り立たないという問題があったためである。JMA-NHM と asuca の力学過程の諸元の違いについては、石田・藤田 (2014) を参照していただきたい。

4.2.2 LFM としての asuca

ここでは、LFM 向けの設定とした asuca の仕様と現時点での予測特性について、現業運用中の LFM と比較して述べる。以下、LFM 向けの設定とした asuca を「asuca 版 LFM」、現業運用中の LFM（LFM 向けの設定とした JMA-NHM）を「現 LFM」と記述する。なお、asuca 版 LFM については、本原稿執筆時点で現業化に向けた最終調整を行っているところであり、LFM として現業に導入する段階では若干仕様が変更となる可能性があることに留意していただきたい。

表 4.2.1 に、現 LFM の設定と asuca 版 LFM における主な変更点を示す。

初期値は、asuca を基にした変分法データ同化システム (asuca-Var; 幾田 2014) による局地解析値を用いる。この局地解析は、3 次元変分法解析と 1 時間予報による解析・予報サイクルで構成される点は、現状の局地解析 (永戸ほか 2013a) と同じであるが、3 次元変分法解析には asuca-Var、1 時間予報には asuca を用いる点が、それぞれ JNoVA-3DVAR (藤田・倉橋 2010)、JMA-NHM を用いる現状とは異なる。格子数、水平格子間隔 (5 km)、観測データ打ち切り時刻（初期値作成対象時刻後 30 分）、データ同化窓（各解析時刻の前後 15 分）などの主なシステム設定は、現状の局地解析と同じである。

asuca の物理過程は、物理過程ライブラリ (原 2012b) を利用している (荒波・石田 2014)。LFM として利用する物理過程は、基本的に現 LFM と同じ、ないしは、物理過程ライブラリの開発の中で改良されたスキームを選択している。力学過程と物理過程が明確に分離されており、部品単位で独立して開発できることが現 LFM と大きく異なる利点である。既に述べたように、asuca の開発の 1 つのきっかけは、あまりにも複雑化した JMA-NHM のソースコードにより開発に支障をきたしたことである。asuca ではコードが整理されるとともに、物理過程については、物理過程ライブラリとして、別のパッケージで開発およびスキームの基本的なテストや評価を行っているため、改良のための試行錯誤に取り組みやすい。

また、現 LFM と asuca 版 LFM では、積雲対流の取扱いに違いがある。これは、第 4.2.3 項 (3) で事例を交えながら解説する。

4.2.3 asuca 版 LFM の予測特性

ここでは、永戸ほか (2013b) に述べられている現 LFM の予測特性と利用上の留意点を参照した上で、これらの特性や留意点について、asuca 版 LFM ではどのように言えるかを説明する。

(1) 高解像度モデルとしての優位性

永戸ほか (2013b) は、MSM に対する LFM の優位性が示されている点として、

- 対流性の降水現象一般について、その形状やピーク値の表現
  - 地表付近の予測精度向上による潜在不安定な成層状態の下で発生する対流性降水の表現
  - 高解像度化によって地形表現が精緻化されることによる地形性降水の表現
- 地上観測データの同化や物理過程改良の効果による地表付近の表現

を挙げている。これらの MSM に対する現 LFM の長所については、asuca 版 LFM についても同様であることを以下で示す。

図 4.2.2 に「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」の降水予測結果を示す。MSM も降水の形状を良く表現しているが、現 LFM、さらには asuca 版 LFM も MSM と比較して形状を保ちつつピーク値の表現を改善していることが分かる。

図 4.2.3 には、全国的に猛暑になった 2013 年夏の地上気温予測結果の時系列の例（2013 年 8 月 10 日 21UTC 初期値の熊谷）を示す。この 8 月 11 日は本州を中心に概ね晴天となり、関東平野の多くの地点で気温が 35 °C を超えた。asuca 版 LFM の地上気温の予測は、現 LFM の予測と同様に、MSM と比較して実況に近いことが分かる。

[4] LFM では、このような運用はしていない一方、MSM に比べて、鉛直層間隔の設定に対して積分時間間隔を短めに設定している。

表 4.2.1 現 LFM の設定と asuca 版 LFM における主な変更点。

	現 LFM（2014 年 9 月現在）	asuca 版 LFM の現 LFM からの変更点（2014 年 9 月現在）
初期値	局地解析値（JNoVA による 3 次元変分法解析 (藤田・倉橋 2010) と JMA-NHM による 1 時間予報を組み合わせた 3 時間のサイクル）	3 次元変分法解析には asuca-Var （幾田 2014)、1 時間予報には asuca を用いる。
境界値	メソモデル予報値	変更なし
水平格子数	1581 × 1301	1571 × 1291 （ただし、現業化時には左と同じにする。）
水平格子間隔	2 km	変更なし
鉛直層数	58 (+2) 層 *1	58 (+0) 層
鉛直層間隔	40〜661.5 m	変更なし
鉛直座標	z^* 座標	鉛直ハイブリッド座標 (石田 2008)
地図投影法	ランベルト正角円錐図法	変更なし
側面緩和領域	180 km（90 格子）	変更なし
地形	GTOPO30（約 3 km 格子相当に平滑化）	変更なし
積分時間間隔	8 秒	50/3 秒
予報時間	9 時間	変更なし
雲物理過程	3-ice のバルク法（数濃度は予報しない）	変更なし
雲物理過程の時間積分	パラレルスプリッティング	シーケンシャルスプリッティング (荒波・原 2014)
境界層過程	改良 Mellor-Yamada Level3 (Nakanishi and Niino 2009; 原 2008)	原 (2012a) による改良を導入
地表面過程	平板地表面モデル (原ほか 2008)	計算安定性向上のため、境界層と地表面のインプリシット結合を導入。海と陸のタイル化の導入 *2。
放射計算の間引き	2 × 2 格子に間引き、15 分毎に計算	空間間引きなし、15 分毎に計算
雲放射過程	北川 (2000)	変更なし
晴天放射過程	籔ほか (2005)	変更なし
積雲対流の取扱い	パラメタリゼーションを用いない	積雲対流の発達初期における鉛直輸送の表現を主目的としたパラメタリゼーションを導入

*1 現 LFM で 60 層としている鉛直層のうち最上層と最下層の 2 層は計算の便宜上設定している層である。物理量の予測（時間積分）はしていないため、このように表記している。

*2 物理過程ライブラリには、複数の地表面状態が混在する格子においてそれぞれの熱収支を独立に計算し、その面積率で平均化したフラックスを大気に返す方法（タイル化; 草開 (2012) に解説がある）が組み込まれている。asuca では、海陸混在格子へのタイル化の適用を行っている。

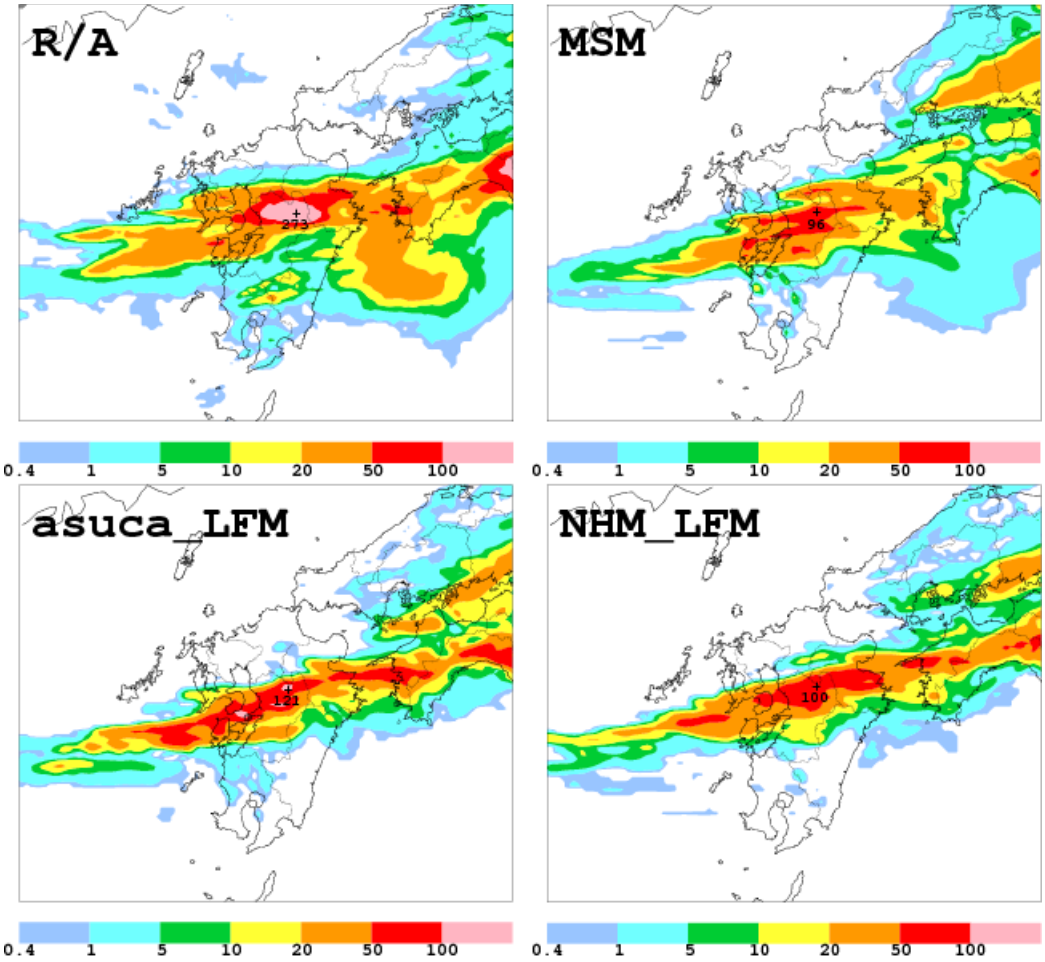

図 4.2.2　2012 年 7 月 12 日 06JST の前 3 時間積算降水量 [mm/3h]。（左上）解析雨量、（右上）MSM の 9 時間予報値、（左下）asuca 版 LFM の 6 時間予報値、（右下）現 LFM の 6 時間予報値。

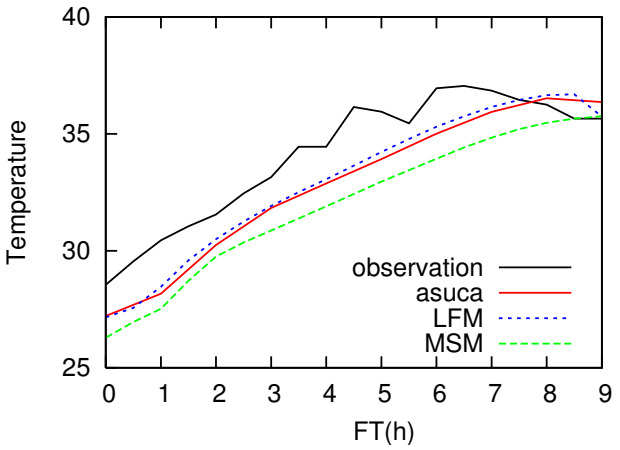

図 4.2.3　2013 年 8 月 10 日 21UTC 初期値の asuca 版 LFM（赤線）と現 LFM（青点線）および MSM（緑破線）の熊谷の地上気温予測。黒線は実況値を表す。縦軸は気温 [°C] を、横軸は予報時間を表し、左端が FT=0（8 月 11 日 06JST）、右端が FT=9（8 月 11 日 15JST）。

(2)　システムに起因する留意点

一方、永戸ほか (2013b) では、LFM のシステムに起因する留意点として、

- 第一推定値・境界値として利用する MSM の予測結果の影響を受けやすいこと
- 3 次元変分法を用いているため、観測データを同化した効果の持続性は MSM より低く、予測計算開始後すぐに表現が悪化する場合があること

を挙げている。これらの原因となっているシステム面の仕様は asuca 版 LFM でも変わっておらず、同様のことに留意が必要である。しかし、境界値の影響については、現 LFM と若干の違いが見られるので、ここで述べておく。

領域モデルである LFM は、境界値 (MSM 予報値) によって領域側面からの質量の出入りが決められ、これにより大きなスケールの気圧場が決められる。そのため、LFM が予測する領域平均質量は、境界値を提供する MSM の該当領域の平均質量に追随することが期待され、それを実現するように現 LFM も asuca 版 LFM も側面境界におけるフラックス調整が行われている (斉藤・石田 2008; 河野・荒波 2014)。

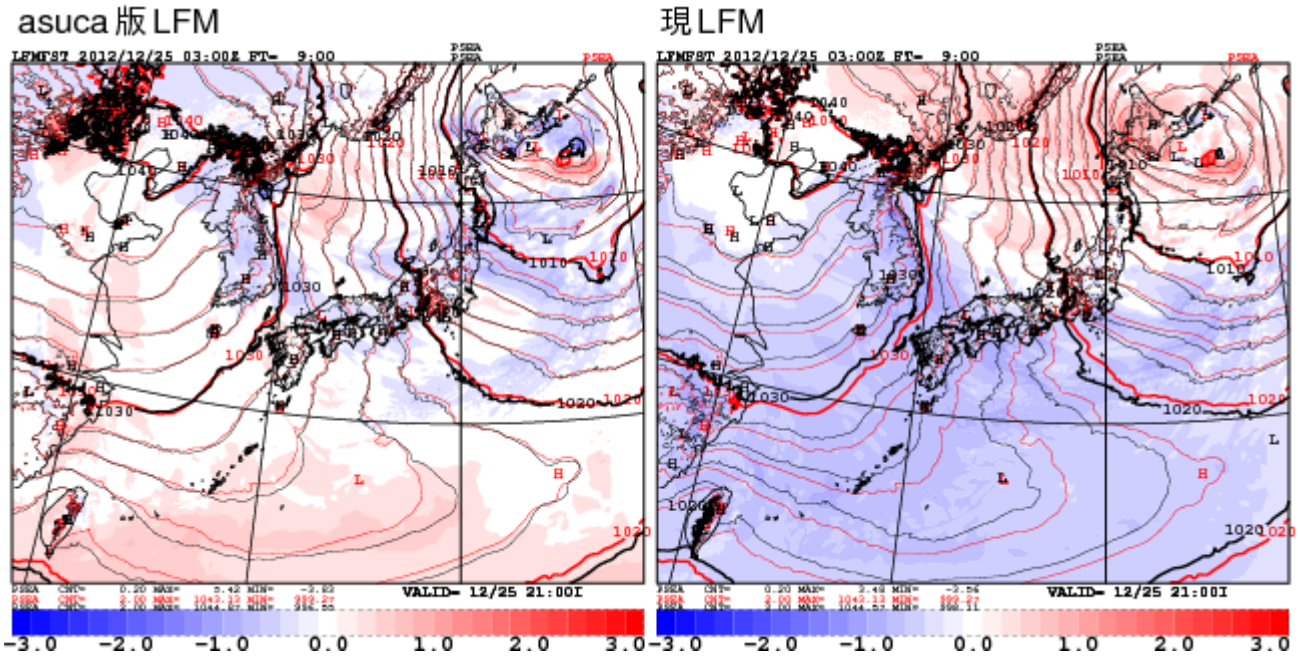

図 4.2.4 LFM と側面境界値を与える MSM との海面更正気圧の予報値の差 (LFM–MSM)。（左）asuca 版 LFM と（右）現 LFM。LFM（黒線）は 2012 年 12 月 25 日 03UTC 初期値の 9 時間予報値、MSM（赤線）は 2012 年 12 月 25 日 00UTC 初期値の 12 時間予報値。

しかし、現 LFM は気圧を予報変数としていること等の理由により、領域平均質量を MSM の予報値に厳密に追随させることが難しい。一方、asuca では、密度を予報変数として質量の流出入を陽に計算するため、領域全体の質量変化は領域境界における質量の流出入と厳密に一致する。そのため、asuca 版 LFM は、「地表面から流入する水蒸気」と「地上降水として大気領域から流出する降水量」による寄与を考慮した上で、MSM の領域平均質量の変化に厳密に追随する仕組みとなっている。地上気圧の予測結果を確認すると、asuca 版 LFM は、領域平均として概ね MSM の予測に追随しているが、現 LFM は MSM の予測から離れることが多々あった。図 4.2.4 はその一例で、asuca 版 LFM と現 LFM の冬型の気圧配置時の海面更正気圧の予測について、側面境界値を提供する MSM との差分を示している。左図に示した asuca 版 LFM の予測結果は、領域平均として MSM の予測に追随できており、その中で局所的な表現が MSM と異なっている。一方、右図に示した現 LFM の予測結果は、領域平均として MSM の予測に追随できていないことを示しており、境界条件を与える MSM とそれを受け取る LFM に期待する関係性として、asuca 版 LFM の特性の方が望ましいと言える。なお、既に述べたように、境界値を与える MSM には、予報時間の経過とともに実況と比べて領域平均として気圧が上昇していく傾向がある。asuca 版 LFM では境界値を通じてその傾向に忠実に追随する。

(3) 現 LFM の問題点とその asuca 版 LFM での改良

現 LFM で既に把握されている問題点としては、

- 積雲対流の発生が遅れること、そのために過剰に蓄積されたエネルギーが短時間で上昇流に転換されて過大な降水量を予測したり、実況よりも遅い時間まで積雲対流による降水を予測することが多いこと
- スピンアップ[5] の問題により予報初期の降水頻度が低いこと

が挙げられている (永戸ほか 2013b)。

asuca 版 LFM の検証でも同様の問題が見られ、これを克服するための改良についても取り組んだ。以下では、この改良の詳細について述べる。

問題の要因

積雲対流という現象は、もたらす結果の観点では、浮力に伴う鉛直流による運動量、熱、水蒸気の鉛直輸送であり、その輸送過程における相変化に伴う潜熱による加熱・冷却も考慮する必要がある。数値予報モデルの格子点値は時間的・空間的な平均値であるが、鉛直速度は局所性が強く、また、上昇流と下降流が対になって現れることが多いので、低解像度モデル、すなわち大きな空間で平均化をするモデルでは、平均化した鉛直速度はほぼゼロとなってしまい、その鉛直速度を用いて評価した輸送量もほぼゼロとなってしまう。しかし、現実大気では平均化した鉛直速度がゼロであっ

[5] LFM の初期値は、水平格子間隔 5 km の局地解析値から内挿して作成するため、LFM の予報開始直後は実質的に水平格子間隔 5 km 程度の情報しかない。時間積分が進むにつれて、2 km の水平格子間隔に見合った小さなスケールの情報が増えていく過程をスピンアップと呼ぶ。

ても、輸送量はゼロではなく[6]、その輸送量を評価するのが積雲対流パラメタリゼーションの 1 つの大きな役割である。高解像度モデルになると、格子平均しても鉛直速度がゼロにならず、それによって輸送が表現できるようになる。水平格子間隔 2 km 程度になれば鉛直輸送の多くを格子平均の鉛直速度で表現できるだろう、との考えの下、現 LFM では積雲対流パラメタリゼーションを用いていない。しかし、この考え方には次のような考慮すべき点がある。

積乱雲の水平スケールがおよそ 10 km ということを考えれば、水平格子間隔 2 km 程度のモデルがある程度の鉛直輸送を表現すると考えるのは一理あるだろう。しかし、積雲対流にはもっと小さなスケールの現象が関わっている。積雲対流の発生には、成層が潜在不安定であると同時に、エネルギー障壁 (CIN: Convective Inhibition) を打ち破って、自由対流高度まで空気塊を持ち上げる強制上昇が必要である。その強制上昇の原因の代表的なものは、風の水平収束、地形、境界層の発達などであるが、これらにはスケールの小さいものもあり、それらが自由対流高度までの持ち上げにつながっていることもある。MSM の積雲対流パラメタリゼーションでは、トリガー関数による対流スキームの発動条件を成層状態の安定度から期待される条件よりも緩和している[7] （例えば、成田 (2008) など)。これは間接的にスケールの小さな現象による積雲対流の発生の効果を取り入れていると考えることができる。もし、積雲対流パラメタリゼーションを使用しないのであれば、トリガー関数に取り入れられているスケールの小さな現象による積雲対流の発生を格子平均値で表現しなければならないが、積雲対流の発生が遅れるという検証結果から、水平格子間隔 2 km では十分に表現できていないものがある可能性が高い。

改良方法

何らかの方法によって、積雲対流発生時の弱い熱や水蒸気の鉛直輸送を表現すれば、そこに局所的な低圧部ができる。一旦このような低圧部が形成されれば、力学過程によって格子点値で低圧部への風の収束が表現されるようになり、その収束によって強制的に上昇流を作り出し、やがて力学的に積雲対流を表現できるようになる（モデルの格子点値の鉛直速度が大きくなる）ことが期待できる。このようなメカニズムを念頭に、積雲対流の発生を表現することを目的としたパラメタリゼーションを新たに導入した。

このパラメタリゼーションは、MSM で用いている積雲対流パラメタリゼーションを上述の目的に合うように変更したものである。MSM の積雲対流パラメタリゼーションには以下のような特徴がある。

- 積雲対流が終わって安定化した状態の温位や水蒸気量などの予報変数の鉛直プロファイルを診断し、対流発生前後の予報変数の差を「積雲対流が維持する時間」で除したものを時間変化率とする。
- 積雲対流パラメタリゼーションによる積雲対流の発生の有無の判定や時間変化率の評価は予報時間 5 分毎に 1 回の頻度で行われ、その間は同じ時間変化率が保持される。そのため、力学過程等によって場が変化しても、次の積雲対流パラメタリゼーションによる時間変化率の更新のタイミングが来るまで、積雲対流パラメタリゼーションによる予報変数の時間変化率が変化できず、場の変化に追随できないことがある。

そこで、主として積雲対流の発生を表現するよう、MSM で用いている積雲対流パラメタリゼーションにおいて、

- 仮定する「積雲対流が維持する時間」を長くすることによって、パラメタリゼーションによる時間変化率を小さくし、その効果を弱く作用させる
- 毎ステップ、積雲対流の発生の有無や時間変化率を評価し直すことによって、力学過程による場の変化に追随できるようにする

という変更を加えた。このパラメタリゼーションによる時間変化率は小さくて作用が弱い上に、力学過程によって積雲対流が表現されるようになって潜在不安定が解消されていけば、パラメタリゼーションは発動しなくなる。このため、このパラメタリゼーションは積雲対流の発生の表現に主に作用する。一方、高解像度モデルの利点の 1 つであり、現 LFM でも優位性が見られる強い降水のピークの表現にはあまり影響を及ぼさない。

改良の効果

このねらいが良好に表現された事例として、2012 年 8 月 17 日の中国地方における夏季の熱的不安定性降水の事例を図 4.2.5 に示す。2012 年 8 月 17 日は日本付近は太平洋高気圧に覆われ、関東から九州の広い範囲で熱的不安定性降水が発生した。総観規模擾乱の影響が小さく、夏季の不安定性降水の典型的な事例と言える。上段に示した解析雨量を見ると、13JST には中国山地に 10 mm/h を超える降水域があって、14JST, 15JST にかけて拡大していく様子が分かる。この実況に対して、下段に示した現 LFM では、13JST には降水が全く表現されていないが、中段に示した asuca 版 LFM

[6] 鉛直速度 w を格子平均値 $\overline{w}$ と格子平均値からのずれ w' に分けて、$w = \overline{w} + w'$ と書く。輸送される量 ϕ についても同様に $\phi = \overline{\phi} + \phi'$ と書く。求めるべき量は鉛直速度による輸送フラックス $w\phi$ の格子平均値 $\overline{w\phi}$ であり、$\overline{w\phi} = \overline{w} \cdot \overline{\phi} + \overline{w'\phi'}$ である。これは、$\overline{w} = 0$ でも $\overline{w\phi} \neq 0$ であることを示している。

[7] MSM の積雲対流パラメタリゼーションでは、$T_{LCL} + \Delta T_{LCL} > T_{ENV}$ を対流発生の判定条件としている。ここで、T_{LCL} は、持ち上げ凝結高度まで断熱的に持ち上げた気層の仮温度、T_{ENV} は、持ち上げ凝結高度における周囲の環境場の仮温度である。ΔT_{LCL} は、上昇流および相対湿度に基づいて決める仮温度の摂動であり、スケールの小さな現象による強制力の効果を表すと考えることができる。

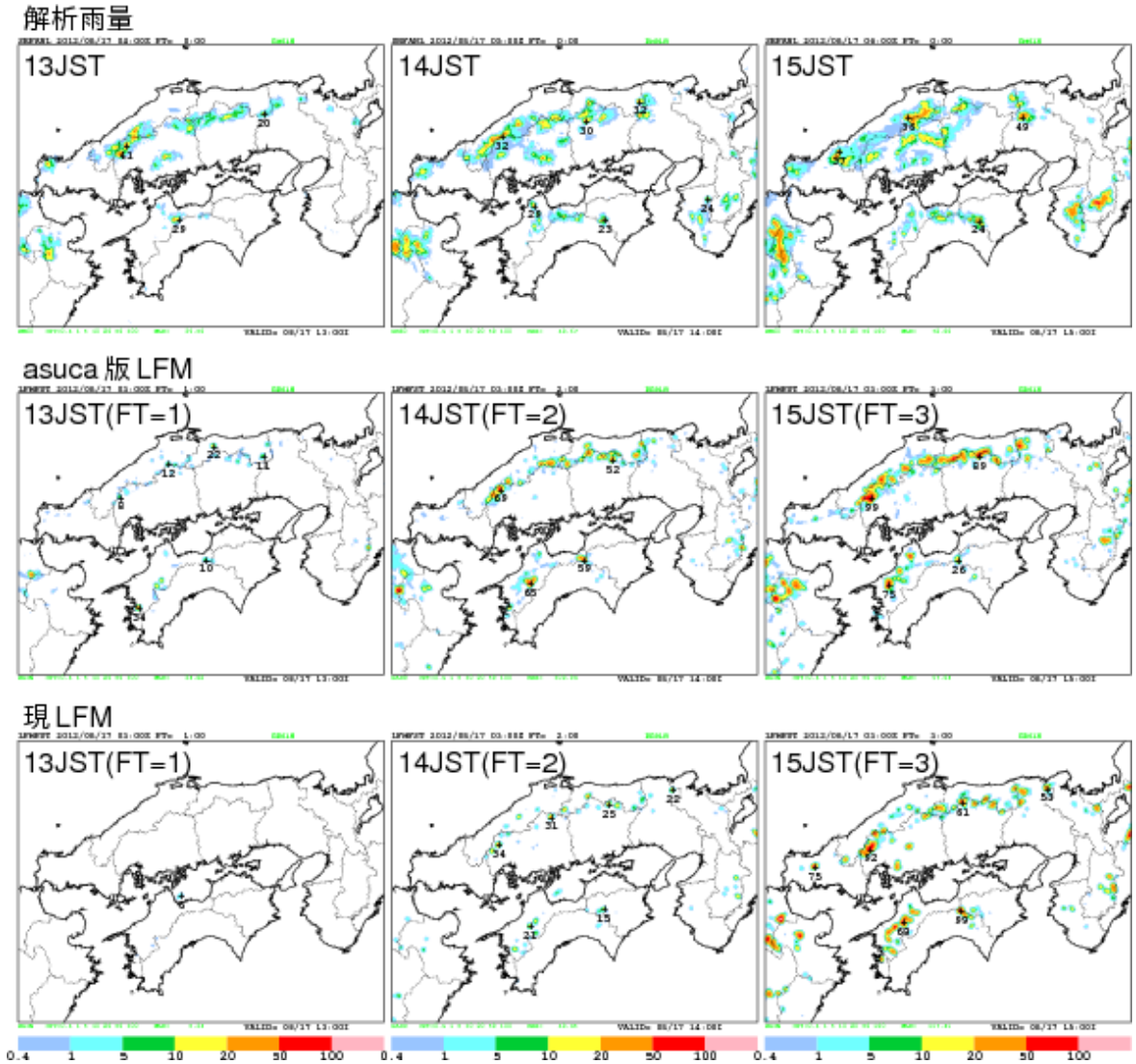

図 4.2.5　2012 年 8 月 17 日 13, 14, 15JST の前 1 時間積算降水量 [mm/h]。（上段）解析雨量、（中段）asuca 版 LFM の 1, 2, 3 時間予報値、（下段）現 LFM の 1, 2, 3 時間予報値。

では、弱いながらも中国山地に降水域を表現し始めており、現 LFM と比較すると、積雲対流の発生のタイミングがより実況に近くなっていると考えられる。その後の 14JST, 15JST にかけての降水量の増加や降水域の拡大のタイミングについても現 LFM が実況に比べて遅い一方、asuca 版 LFM は比較的良くその傾向を捉えている。また、実況よりも過大な降水になっているものの、新たに導入したパラメタリゼーションが降水のピークを著しく弱めていないことも確認できる。

図 4.2.6 には、同日の 18JST になって徐々に積雲対流が衰弱する時間帯について示している。下段の現 LFM の予測結果には、過大な降水量を予測したり、実況よりも遅い時間まで積雲対流による降水を予測する、という問題が顕著に見られる。既に述べたように、この問題は、積雲対流の発生が遅れることによって過剰に蓄積されたエネルギーが、短時間で上昇流に転換されることに起因すると考えられている。中段の asuca 版 LFM は、現 LFM と比較すると、より実況に近いタイミングで積雲対流による降水の衰弱を表現しており、積雲対流の発生のタイミングがより実況に近くなった効果が、その後の過大な降水や衰弱のタイミングの表現の改善に寄与していると考えられる。

現 LFM と比較して asuca 版 LFM が改善した事例を示したが、この事例のほかの初期時刻についても、降水の盛衰のタイミングの表現に改善が見られた。

図 4.2.7 は、2012 年 8 月に見られたいくつかの夏季不安定性降水の事例を抽出し、1 mm/h 以上、10 mm/h 以上それぞれの降水について、2 km 格子における解析雨量による観測頻度と、現 LFM と asuca 版 LFM による予測頻度の時系列を予測対象時刻毎に示したものである（観測、予測それぞれについて、全時刻で合計すると 1 になるように規格化した）。ここで、1 mm/h 以上の降水は、ほぼ全ての降水について、10 mm/h 以上の降水は、ある程度強めの降水についての予測頻度の

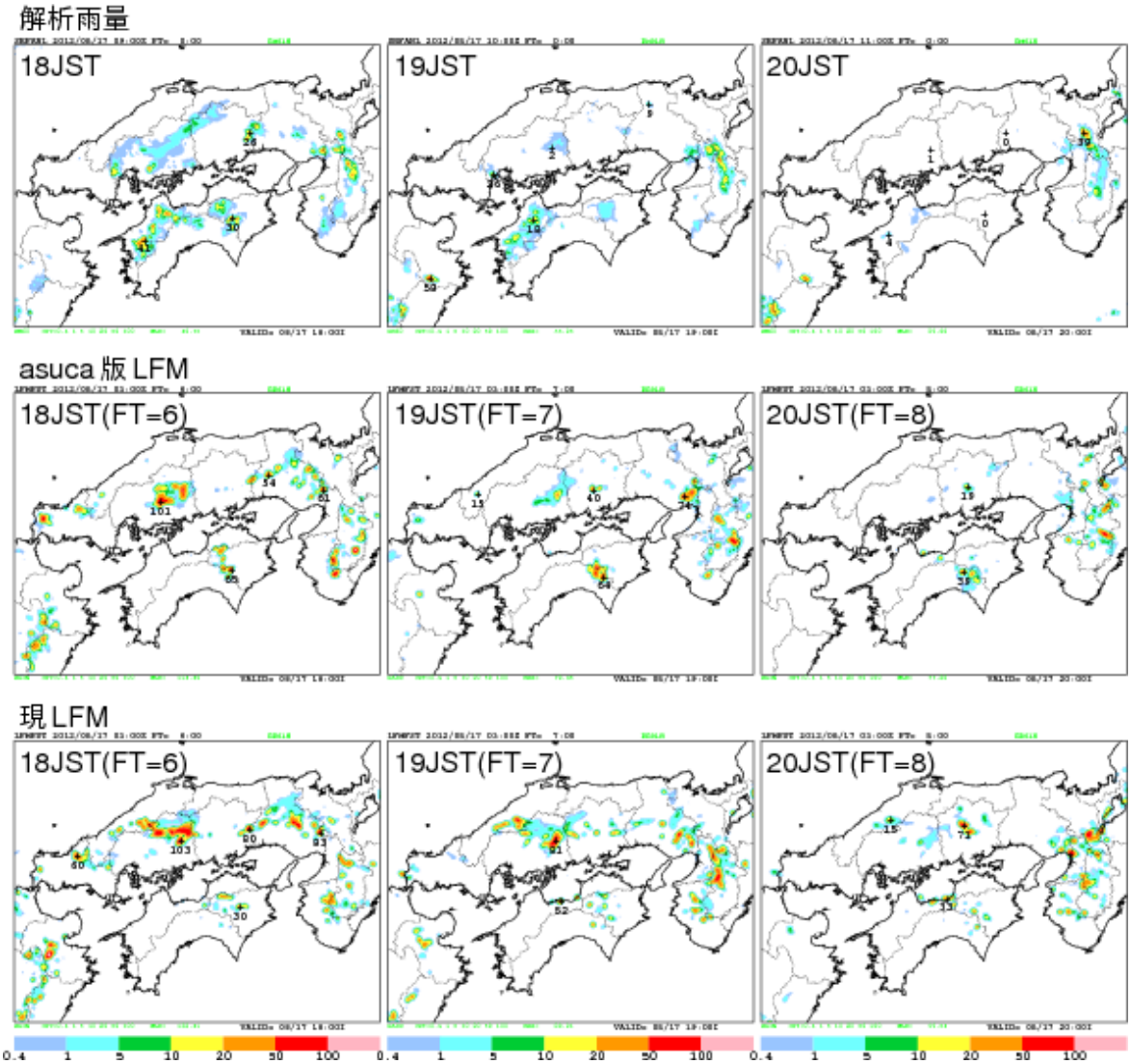

図 4.2.6　2012 年 8 月 17 日 18, 19, 20JST の前 1 時間積算降水量 [mm/h]。（上段）解析雨量、（中段）asuca 版 LFM の 6, 7, 8 時間予報値、（下段）現 LFM の 6, 7, 8 時間予報値。

特性を確認することを意図している。なお、予測については 03UTC (12JST) 初期値のみで統計処理をしているため、13JST が FT=1 に対応する。現 LFM では、積雲対流が発生し始める頃に対応する 13JST の予測頻度が低く[8]、また、ピークとなる時間が遅れている。このように、永戸ほか (2013b) で指摘された対流の発生の遅れや、実況より遅い時刻に強い降水を予測することが多いという現 LFM の特性が表れている。一方、asuca 版 LFM では、積雲対流発生初期の予測頻度過少を改善し、ピークの時刻も、1 mm/h 以上、10 mm/h 以上ともに観測と整合するようになった。したがって、asuca 版 LFM は、現 LFM に比べて、不安定性降水の盛衰のタイミングを良く表現していると言える。

ここで留意が必要な点は、現 LFM、asuca 版 LFM ともに、不安定性降水事例において、全体的に降水域が過少となる傾向がある点である。図 4.2.8 は、図 4.2.7 を規格化していないもので、縦軸は観測または予測があった格子数そのものを示している。左図に示した 1 mm/h 以上の降水の頻度分布から、現 LFM、asuca 版 LFM ともにその予測頻度が過少であることが分かる。このことから、現 LFM、asuca 版 LFM ともに全体的な降水域の広がりが過少であると考えられる。一方、右図に示した 10 mm/h 以上の降水については、現 LFM では降水のピークを過ぎた後の時間帯において予測頻度過大の傾向が顕著であったが、asuca 版 LFM では改善されていることが分かる。

ここまで示したように、積雲対流の発生・終息の遅れの問題は現 LFM に比べてかなり改善したと言える。しかし、全ての事例で積雲対流の遅れが改善したわけではなく、また、特に不安定性降水について、強い積雲対流が発生する位置や時刻を精度よく予測することにまだ困難が多い状況にも変わりはない。さらには、降

[8] これは、積雲対流の遅れの問題とともに、予報初期でのスピンアップの問題も関係している。

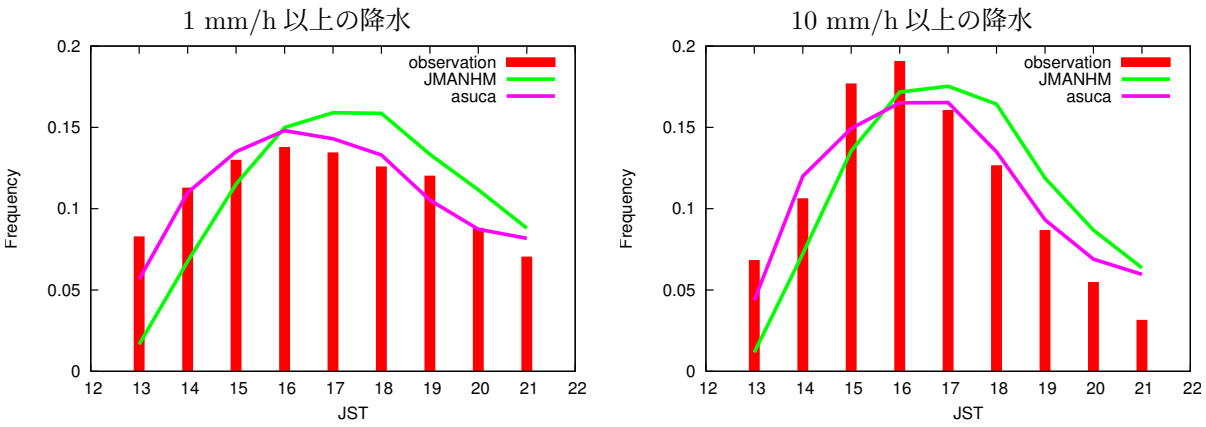

図 4.2.7　2012 年 8 月の熱的不安定性降水の事例について、予測対象時刻毎の 2 km 格子における降水の観測頻度（赤色の棒）、現 LFM（緑線）と asuca 版 LFM（桃色線）それぞれの降水の予測頻度。横軸は予測対象時刻 (JST)、縦軸は観測または予測があった格子数（ただし、それぞれ全時刻で合計すると 1 になるように規格化した）。（左）1 mm/h 以上の降水、（右）10 mm/h 以上の降水。

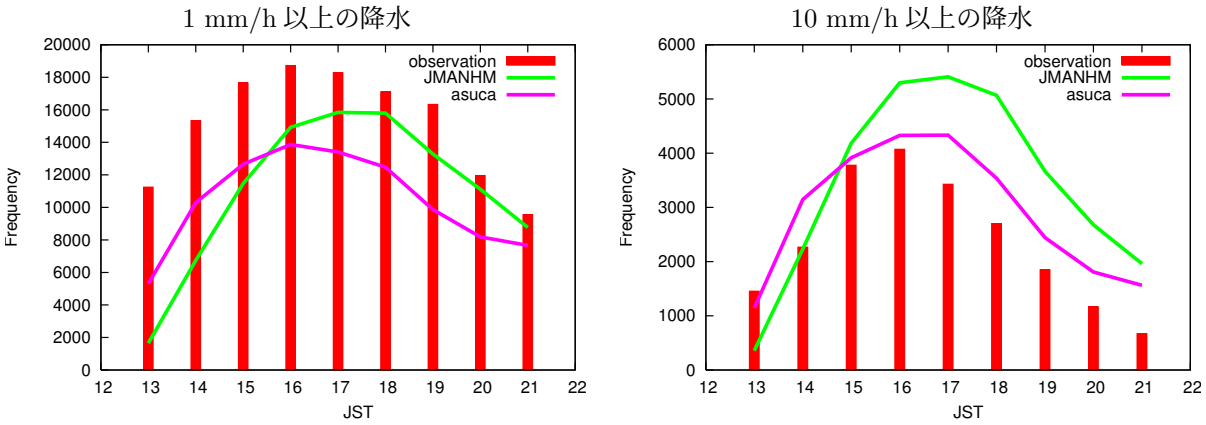

図 4.2.8　図 4.2.7 と同様。ただし、縦軸は観測または予測があった格子数（規格化していない）。

水域の広がりが過少で、強い降水の予測頻度が過剰という課題は依然残されたままである。

4.2.4　まとめ

本節では、開発を続けている次世代非静力学モデル asuca の概要について述べ、局地数値予報システムとしての現業化に向けた開発を行っている asuca 版 LFM の予測特性を述べた。

asuca ではこれまで JMA-NHM の力学過程の課題とされてきた、保存性の向上、計算安定性の向上、計算精度と計算効率の両立といった現業数値予報モデルの基盤として重要な点を改良した。これらは必ずしも短期予報の精度に直結して予報を大きく変えるものではないが、計算安定性、計算効率が現業運用にとって重要なことは言うまでもなく、また、保存すべき量を保存するという科学的に基本となる性質は、物理過程を含めた今後の開発において、誤差の特定のしやすさにつながるため重要になると考えている。

asuca 版 LFM は、高頻度利用を目的とした数値予報システムの基本設計やその格子間隔を現 LFM から変更しておらず、したがって、これまで現 LFM の運用において蓄積されてきた予測特性に関する知見（高解像度モデルとしての優位性、システムに起因する留意点）は、全般に asuca 版 LFM についても当てはめて活用することができる。

こうした中で、予測特性を大きく変えるものではないものの、例えば asuca 版 LFM の質量保存性の向上は、予測する平均的な気圧場が側面境界値を提供する MSM の平均的な気圧場に追随するという、数値予報結果を解釈する上で利点になるであろう性質として表れている。

asuca 版 LFM の開発の中で、現 LFM の問題点の改善に向けた開発も行った。これまで LFM の課題とされてきた積雲対流発生と終息の表現向上を目指して、asuca 版 LFM では積雲対流の発生を表現することを目的としたパラメタリゼーションを導入した。これにより、夏季の不安定性降水において、積雲対流の盛衰のタイミングが現 LFM と比べて改善する傾向が見られている。しかし、積雲対流の発生の遅れや強い降水を遅い時間まで長引かせるという現 LFM の課題が、全

ての事例において解消されるわけではなく、また、局所的に過剰な降水を予測するといった課題はまだ残されている。今後も事例の蓄積とともに、調査・開発を継続する必要がある。

asuca は、JMA-NHM と比較して、ソースコードが大幅に整理されており、このことは、今後の開発の促進に大いに寄与するものと考えている。また、asuca では物理過程ライブラリを利用しており、物理過程単体で開発・検証し、改良したものを速やかにモデルに取り込むことができるという大きなメリットがある。これらの開発基盤を活かして、引き続きモデルのさらなる精度向上に取り組んでいきたい。

参考文献

荒波恒平, 石田純一, 2014: asuca における物理過程の組み込みの考え方. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 104–111.

荒波恒平, 原旅人, 2014: 雲物理過程の実装. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 107–108.

幾田泰酵, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91–97.

石田純一, 2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 27–43.

石田純一, 藤田匡, 2014: asuca の開発理念. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 19–28.

永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013a: 局地モデル運用の目的と仕様. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20–22.

永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013b: LFM の特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23–40.

河野耕平, 荒波恒平, 2014: 側面・上部境界条件. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 57–61.

気象庁予報部, 2004: 非静力学メソ数値予報モデルの現業化. 平成 16 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 74pp.

気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151pp.

北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 46 号, 気象庁予報部, 16–31.

草開浩, 2012: 地表面の不均一の表現. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 36–38.

斉藤和雄, 2003: NHM の開発課題. 数値予報課報告・別冊第 49 号, 気象庁予報部, 9–12.

斉藤和雄, 石田純一, 2008: 方程式系の高精度化. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 44–51.

斉藤和雄, 石田純一, 荒波恒平, 中山寛, 2008: 計算安定性向上のための開発. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 52–57.

成田正巳, 2008: Kain-Fritsch スキームの改良とパラメータの調整. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 103–111.

原旅人, 2008: 改良 Mellor-Yamada モデル. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 128–132.

原旅人, 2012a: 鉛直 1 次元モデルによる評価 (1)-雲のない陸上の境界層の日変化 (GABLS2). 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 138–149.

原旅人, 2012b: 物理過程ライブラリの開発. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 205–208.

原旅人, 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 166–194.

藤田匡, 倉橋永, 2010: 局地解析. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 68–72.

籔将吉, 村井臣哉, 北川裕人, 2005: 晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 53–64.

Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Tech. Rep. MRI*, **28**, 238pp.

Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895–912.

4.3 最近発生した顕著事例に関する検討[1]

4.3.1 はじめに

数値予報モデルは、

1. いろいろなプロセスによってもたらされる予報変数の時間変化率を評価すること
2. それらの時間変化率を足し合わせて時間積分を行い、次のタイムステップの予報変数の値を求めること

の 2 つの柱から構成される (図 4.3.1) (原 2012; 室井 2012)。数値予報のプロダクトとして出力、配信されている予想値は、様々なプロセスからの寄与を足し合わせて時間積分した後の値であり、その値だけを見ても、モデルがなぜその予報変数をそのように変化させたのかは分からない。一方、各プロセスからの時間変化率を追跡すれば、どのプロセスがその予報変数を変化させたのか、一目瞭然である[2]。

原ほか (2013) では、2013 年 1 月 14 日の関東地方での大雪事例を取り上げ、モデルの各過程の時間変化率に着目した解析を紹介した。このようなモデルの時間変化率の解析を通じて、

1. メソモデル (MSM) が表現していた雪の融解による下層大気の冷却は、実況の気温の経過とも矛盾せず、降雪へと至る地上付近の気温低下に大きな寄与をしていたこと
2. 全球モデル (GSM) では、計算不安定の回避のために雨の蒸発や雪の融解に伴う冷却率に上限値が設定されていたために、その気温の低下が表現できなかったこと

が明らかになった。このような解析を通じて、現象の理解が深まるとともに、上述のようなモデルの改善すべき課題が明らかになった。その結果として、融解による冷却が卓越する場合には、その冷却が表現されにくいという GSM の特性を、モデルの物理過程の仕様から明らかにすることができて、その知見は予報作業にも反映されている (牧野ほか 2013)。また、MSM が気温低下を表現していたものの、気温低下のタイミングを適切に予想することができなかった原因を探ったところ、実況（解析）にはない弱い上昇流の存在や初期時刻における 0 °C 層の位置の違いがその主たる原因であると考えられることが分かった。このことから、弱い上昇流によってモデルの結果が大きく変わりうること、そして現象そのものの不確実性の大きさなどを見いだし、利用上の留意点として示すことができた。

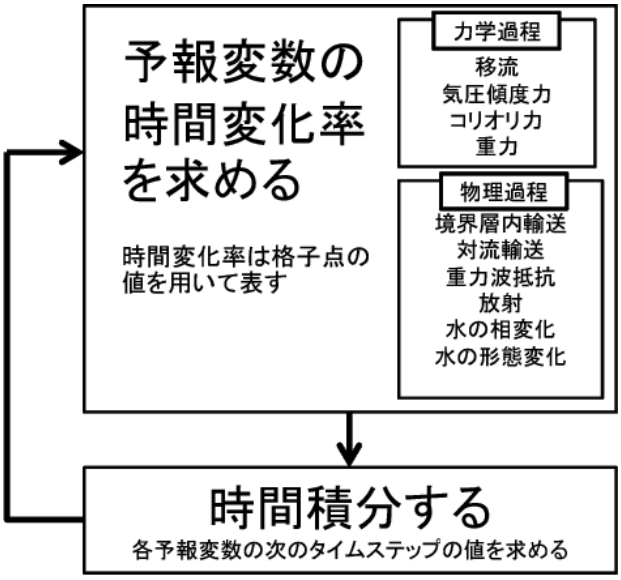

図 4.3.1 数値予報モデルの 2 つの柱

本節では、同様の解析を 2013 年台風第 26 号の接近に伴う伊豆大島での記録的な大雨の事例に適用して、大雨に至った現象の理解、モデルの課題やモデル予想の利用上の留意点の抽出を試みる。また、あわせて、2013 年台風第 18 号の接近に伴う近畿北部での大雨[3]、2014 年 2 月 8 日の関東地方での大雪事例について、さらに、その 1 週間後の 2 月 14 日〜15 日の関東甲信地方での大雪事例についても簡単に取り上げる。いずれの事例も、明瞭な温度傾度帯[4] が大気下層に形成され、その動向が現象に大きな影響を与えていたことが分かった。これらの解析を通じて、現象やモデルの特性について理解を深めるとともに、大気現象を物理的に解釈して予報作業を行うことの大切さを認識していただければ幸いである。

なお、本節で取り上げる事例については、その事例が発生したときの現業モデルの結果を解析している。GSM については、多くの事例で 2014 年 3 月に改良される前のバージョン (GSM1304) を検証対象としている。しかし、ここで述べる特性のほとんどは改良後のバージョン (GSM1403) でも大きく変わるものではない。

4.3.2 2013 年 10 月 15 日〜16 日における台風第 26 号接近に伴う伊豆大島での大雨

(1) 概況

2013 年台風第 26 号が関東地方に向かって北上していた同年 10 月 16 日未明、伊豆大島では記録的な豪雨に見舞われた（詳細は東京管区気象台 (2014) を参照)。

[1] 原 旅人

[2] ただし、各過程の時間変化率そのものの観測データや参照データはほとんどないため、モデルが計算する各過程の時間変化率が妥当であるかの判断は難しいことが多い。時間積分した変数の時系列を観測データと比較することや、気象学や物理学の観点からそのようなプロセスが妥当と考えられるかを考察することが必要となる。

[3] 特別警報が発表された最初の事例。

[4] 気象用語としては、温度の異なる大気の境界であり、広義の「前線」であるが、寒冷前線や温暖前線のような比較的大きな規模とはスケールが異なるため、本節ではあえて「温度傾度帯」と呼ぶことにする。

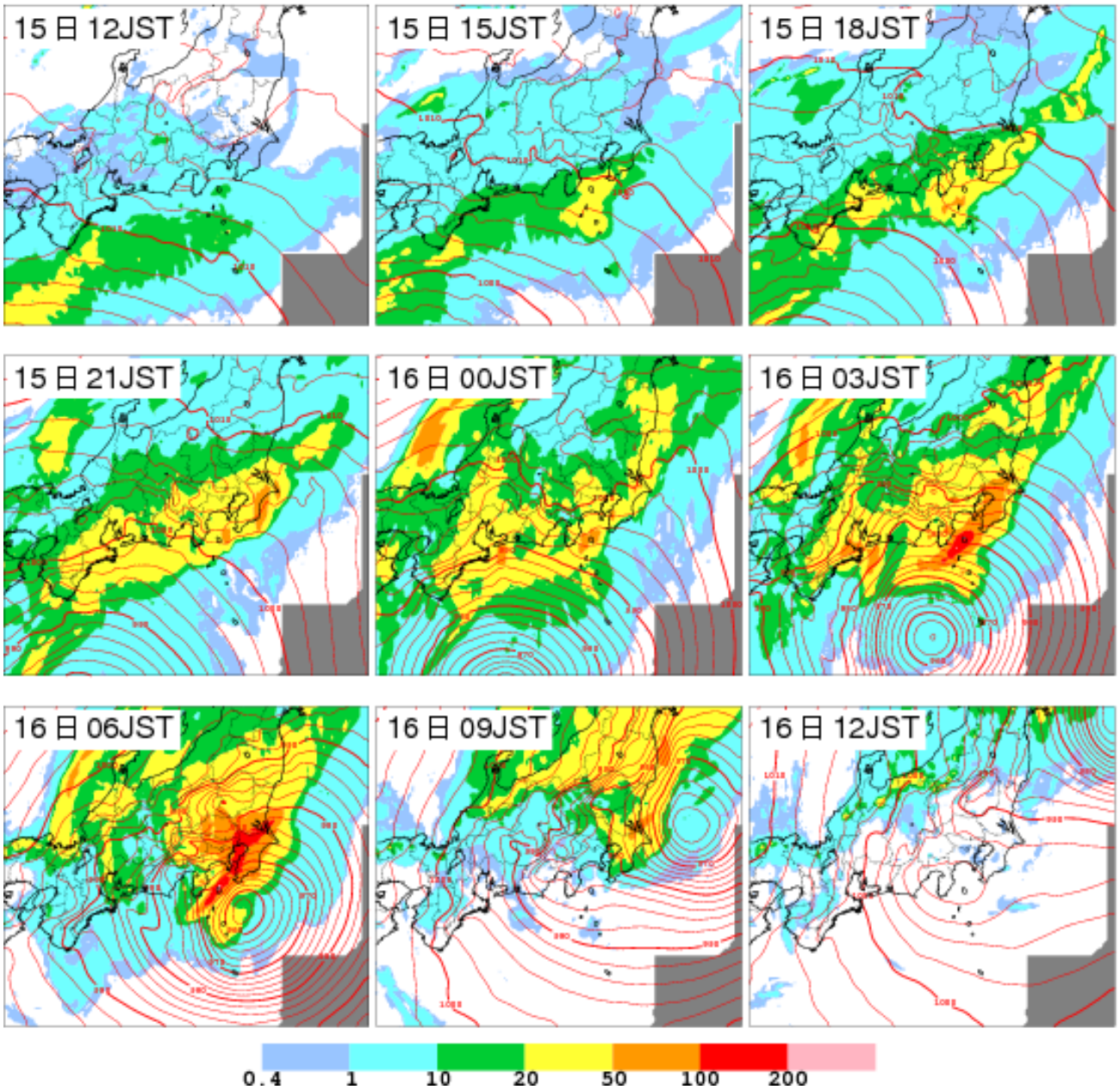

図 4.3.2　2013 年 10 月 15 日 12JST から 16 日 12JST にかけての解析雨量による前 3 時間雨量（3 時間毎、塗り分け、単位：mm/3h）とメソ解析による海面更正気圧（赤線、単位: hPa）。灰色の領域は解析雨量の範囲外の領域を示す。

図 4.3.2 に、10 月 15 日 12JST から 16 日 12JST にかけての解析雨量 [5] による前 3 時間雨量とメソ解析による海面更正気圧を示す。台風が最も伊豆大島に近づいたのは、16 日 06JST 頃であるが、台風が最接近する前の 16 日 03JST から伊豆大島付近には 50 mm/3h を超える強雨域が見られ、その強雨域は房総半島から伊豆大島、そして伊豆半島の南部へと帯状に伸びているのが見て取れる。

なお、この大雨は伊豆大島の中でも偏在が見られ、10 月 14 日から 16 日の総降水量は、アメダス観測点「大島」では 824.0 mm を記録したものの、わずか数 km ほど北に位置する「大島北ノ山」（大島空港）では約半分の 412.5 mm であった。このように、伊豆大島内での局地的な降水量の違いをもたらした要因も非常に興味深いところであるが、ここではもう少しスケールが大きい現象を対象とすることとして、本節では触れない。

次に、地上気温の推移に着目する。伊豆大島が大雨に見舞われたのは、図 4.3.2 で見たように、16 日の 03JST から 06JST 頃である。しかし、後でも見るように、大雨をもたらす原因はそれより数日前から作られていることも多い。そこで、ここでは図 4.3.3、4.3.4、4.3.5 の

[5] オリジナルの解析雨量（等緯度経度座標、水平格子間隔 1 km 相当）をメソ解析と同じ座標系（ランベルト座標、水平格子間隔 5 km）に変換しているため、オリジナルの解析雨量よりピークが鈍ることがある。

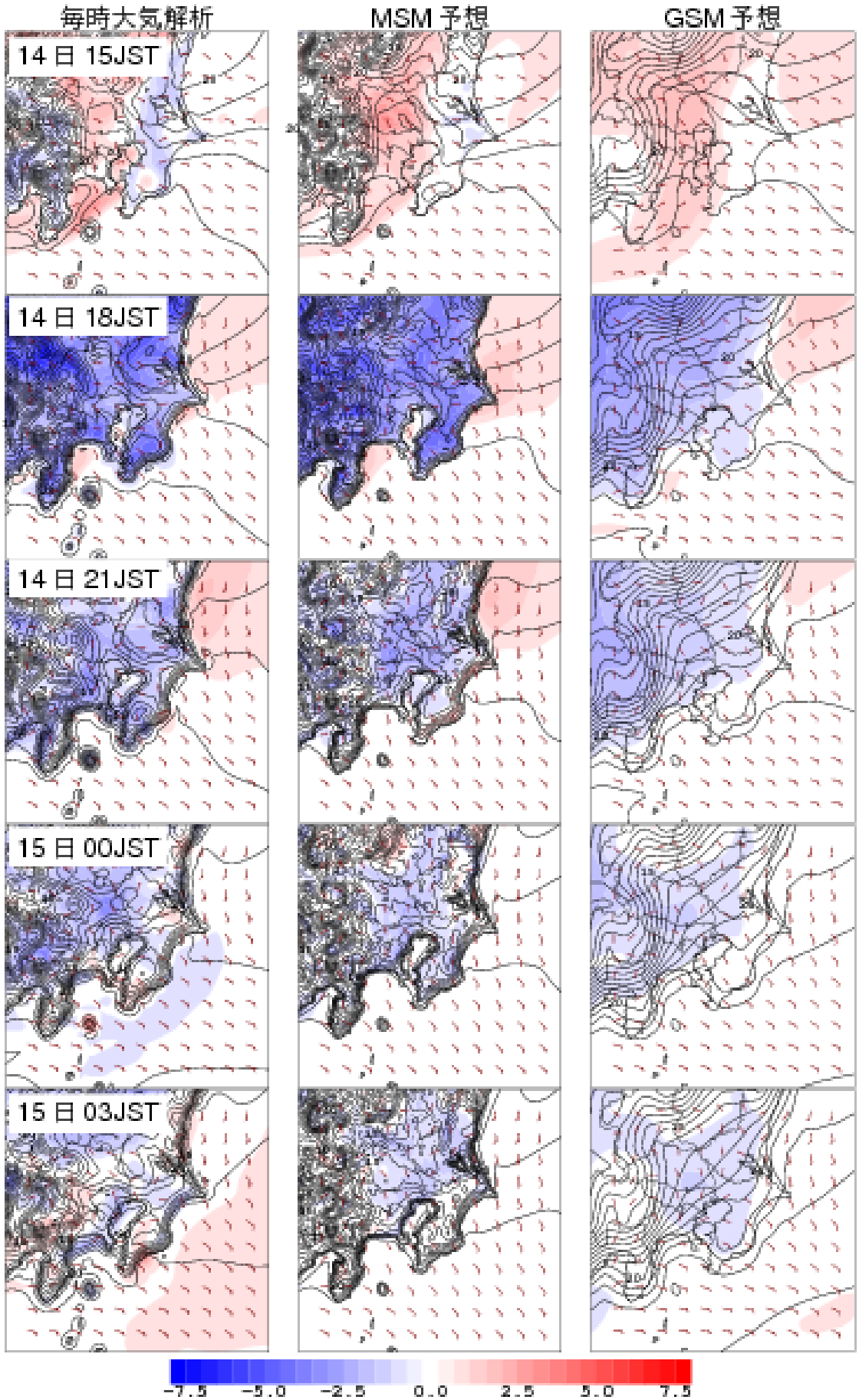

図 4.3.3　2013 年 10 月 14 日 15JST から 15 日 03JST（3 時間毎）の（左）毎時大気解析による地上気温と地上風、（中央）14 日 03UTC 初期値の MSM の地上気温と地上風の予想、（右）14 日 00UTC 初期値の GSM の地上気温と地上風の予想。単位はそれぞれ °C。黒線の等値線は気温（単位：°C）、矢羽は地上風（矢羽の 1 本は 10 ノットに対応、以降の図で同じ）、塗り分けはそれぞれの地上気温の 3 時間前からの増減（単位：K）を示す。

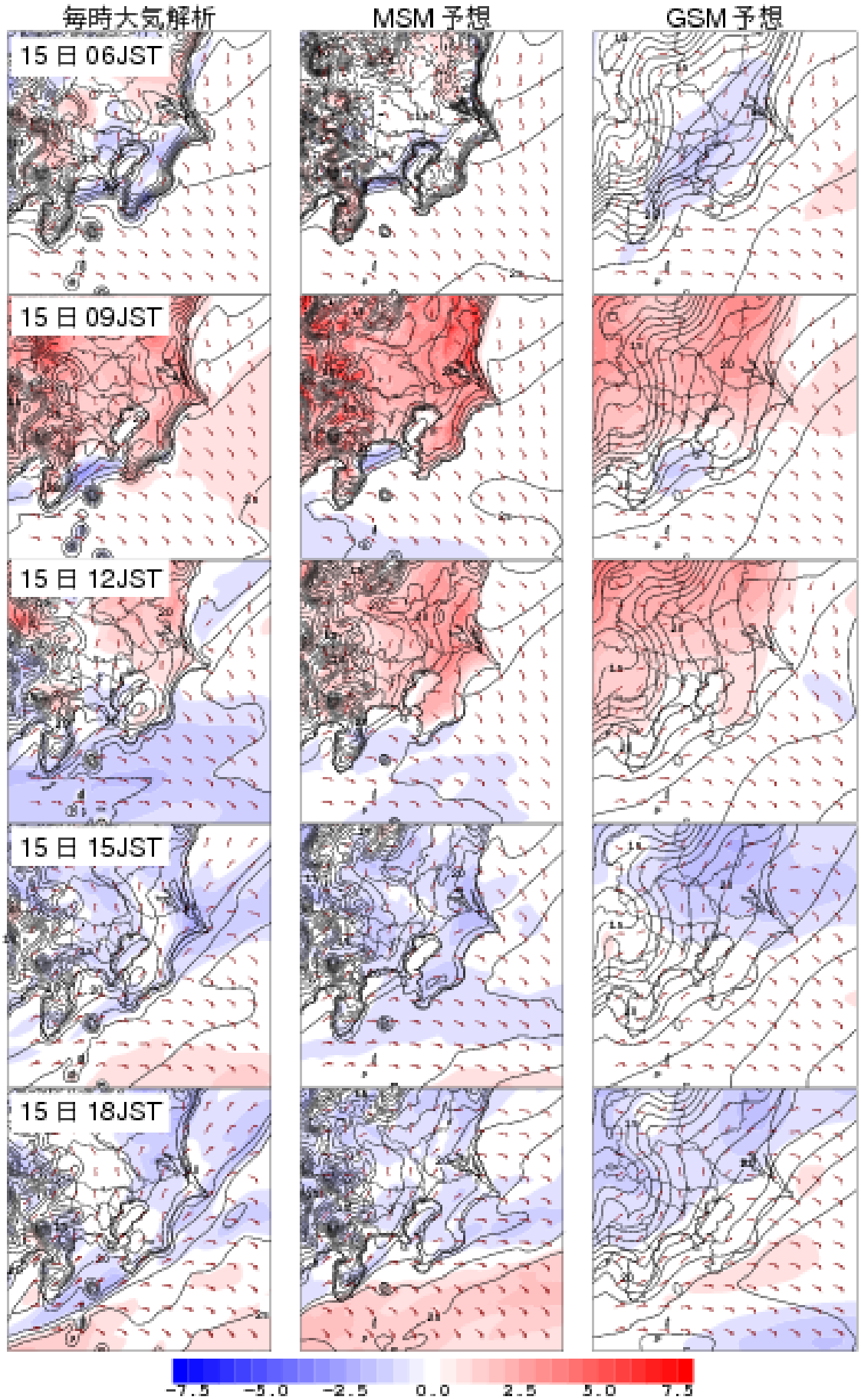

図 4.3.4　図 4.3.3 に同じ。ただし、2013 年 10 月 15 日 06JST から 15 日 18JST（3 時間毎）。

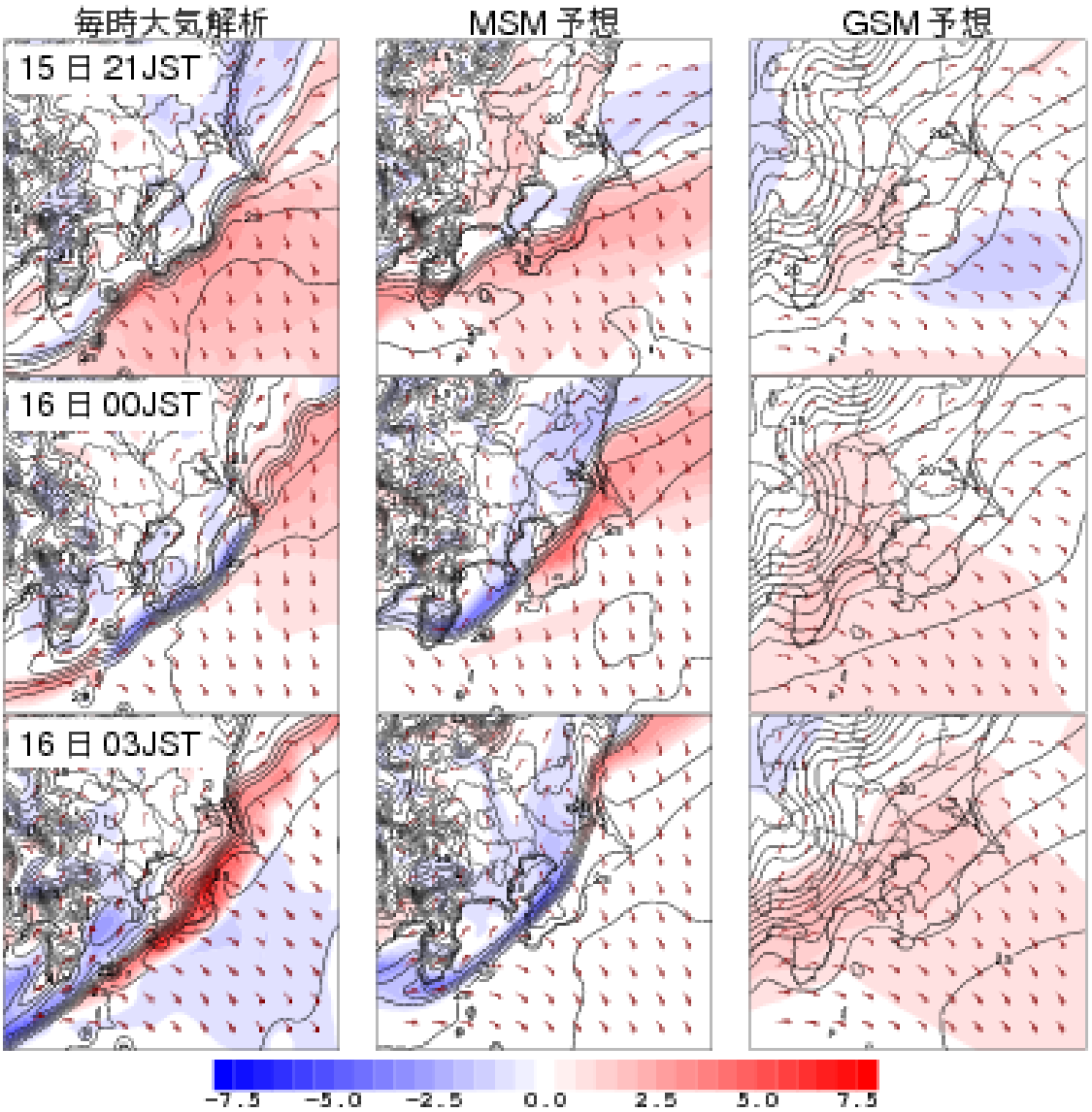

図 4.3.5　図 4.3.3 に同じ。ただし、2013 年 10 月 15 日 21JST から 16 日 03JST（3 時間毎）。

左列に示した 14 日 15JST から 16 日 03JST の間の毎時大気解析 [6] による地上気温とその 3 時間前との差分に注目する。

注目すべき点はいくつかある。その 1 つは、14 日には日中の日射によって気温が上昇した後、日の入り（東京で 17:09）後の 18JST には陸域と東京湾で気温が大きく低下していることである。その後、この気温の低下は小さいながらも 15 日の日の出まで続くが、大きな気温低下域は陸域および東京湾に限定されている。その結果、海と陸との間に温度のコントラストが生じて、沿岸部に等温線が混んでいる領域、すなわち強い温度傾度帯が見られる。これは、沿岸前線と呼ばれるものの 1 つでもある。相模湾沿岸に形成された温度傾度帯は、15 日の 06JST から 09JST にかけて南の海上に移動し、15 日の日中の陸域の気温上昇によって、茨城県から千葉県にかけての太平洋沿岸の温度傾度帯はやや弱くなるものの、相模湾の南の海上に移動した温度傾度帯はさらに南下して 15 日 18JST には伊豆大島付近に達する。それ以降は、温度傾度帯の寒気側の気温が下降、暖気側の気温が上昇して、温度傾度が再び強くなっている。そして、16 日 03JST には、強い温度傾度帯は、房総半島から伊豆大島、そして伊豆半島の南に達しており、これは図 4.3.2 で見た強雨帯の位置とほぼ一致していることが分かる。

以上で見たように、強い降水帯とこの強い温度傾度帯の位置には強い関係が示唆される。そして、台風からの強い暖気移流があるにもかかわらず、温度傾度帯

[6] 毎時大気解析は、MSM の予報値を第一推定値とした 3 次元変分法で作成されている。地上気温については、アメダスなどの観測データが多い陸域では、その第一推定値が観測値で修正されるので、実況に近いと考えられるが、観測データが少ない海上では、観測データによって修正されず MSM の予報値そのものになってしまうことに注意が必要である。本事例解析では、陸域および伊豆大島などの観測を反映しているので、実況として利用しても大きな問題はないと考える。

が移動せずに停滞したことも記録的な大雨をもたらした一因と考えられる。

この温度傾度帯の維持機構に関係すると考えられる興味深い実況データを紹介しておこう。図 4.3.6 に毎時大気解析による風とメソ解析による海面更正気圧の時系列を示す。一般に、もし摩擦がなければ、地衡風の関係から風は等圧線に沿って吹くが、地表付近では地表摩擦のために、やや低圧側に横切るように風向が変わる。この事例では、台風が南から接近するとともに、南側の気圧が低くなるので、関東付近では等圧線はだいたい東西に延びる。その等圧線から期待される風向は、関東付近で東風、ないしは地表面摩擦によってやや北風成分が入った風向であろう。しかし、15 日の 09JST 以降は等圧線にほぼ直交した北風が卓越している。これは、台風がかなり接近する 16 日 03JST でも同様であり、また、その北風はだんだん強まっていることが分かる。そして、その北風は、温度傾度帯を挟んで南からの暖気移流と対峙しており、温度傾度帯の維持との関係が強く示唆される。

以上の実況データの考察から、以下のようなことを注目点として挙げることができる。

- これらの実況の現業モデル (MSM, GSM) での表現はどうであったのか。
- 温度傾度帯と強雨帯はどのように関係しているのか。
- 温度傾度帯が強化、維持されるメカニズムはどのように理解できるか。
- 風向が等圧線を横切っているメカニズムはどのように理解できるのか。そのことが、温度傾度帯の強化、維持、停滞などに関係しているのか。

これらの点について、以下で、モデルの時間変化率に着目しながら考察していく。

(2) モデルの降水量・地上気温・地上風の予想

ここでは、モデルの降水量・地上気温・地上風の予想を精査する。大雨となる 1 日前にどの程度の予想ができていたかを検証するために、以下、特に断らない限り、GSM は 14 日 00UTC 初期値、MSM は 14 日 03UTC 初期値の予想を検証対象とする。

図 4.3.7 に、降水が最も強い時間に近い 16 日 03JST の前 3 時間降水量、地上風、海面更正気圧について、GSM, MSM それぞれの予想、対応する実況データ（解析雨量と毎時大気解析の地上風）を示す。MSM, GSM どちらのモデルとも台風の位置が毎時大気解析の地上風から見られる循環の位置からずれている。しかし、MSM の予想では、実況よりはやや弱く、やや北側にずれているものの、房総半島から伊豆大島にかけて、実況のような明瞭な風のシアーが見られ、それに沿って 50 mm/3h を超える強雨帯が表現されている。一方、GSM ではそのような明瞭な風のシアーや強雨帯は見られない。

同じ時刻の地上気温の実況やモデルの予想（図 4.3.5 の最下段）を見ると、MSM の予想では、実況に見られるような強い温度傾度帯が、位置は若干ずれているものの、房総半島から伊豆大島にかけて伸びており、降水の強い領域もこの温度傾度帯にほぼ沿っていることが分かる。一方、GSM の予想では、実況に見られる強い温度傾度帯が見られない。このように、実況と同様に、強い降水帯と強い温度傾度帯はモデルの予想でも関係していると推察できる。

次に、強い降水が観測された際に対応する強い温度傾度帯を表現していた MSM について、地上気温の時系列を見る（図 4.3.3、4.3.4、4.3.5 の中央）。(1) でも指摘したように、実況では 14 日の夕方から陸域と東京湾の気温が低下し、15 日の朝までに各地の沿岸に温度傾度帯が形成されて、その中で相模湾沿岸の温度傾度帯は 15 日 09JST までに沿岸部を離れ、海上に南下している。その様子は、MSM の予想でも表現されている。しかし、その後の温度傾度帯の南下は実況に比べて小さい。その後、台風の接近に伴って、温度傾度帯の寒気側および暖気側の両方から温度傾度を強めている点については、実況とよく整合している。

GSM 予想の地上気温の時系列を見てみると（図 4.3.3、4.3.4、4.3.5 の右列）、14 日夕方からの気温の低下を表現し、その結果、相模湾沿岸では温度傾度が強くなっており、その温度傾度帯が 06JST から 09JST にかけて南下する様子は GSM でも表現されている[7]。一方、台風が接近する 15 日の 21JST 以降は、関東地方南部では気温の上昇が見られるだけで、実況や MSM に見られる内陸側での気温の低下は表現していない。その結果、実況や MSM に見られるような房総半島から伊豆大島に至る温度傾度帯をほとんど表現していないことが分かる。

最後に、実況で見られた等圧線を横切る風についても、モデルの表現を見てみると (図 4.3.7)、GSM, MSM ともに等圧線を横切る北風を表現している。

[7] ただし、GSM 予想の気温の低下は実況や MSM の予想よりも小さい。特に茨城県から千葉県にかけての太平洋沿岸に向かって低下の幅は小さくなっており、これらの太平洋沿岸については実況や MSM の予想に見られるような温度傾度帯を明瞭に表現していない。冷却が沿岸に近づくほど弱いのは、長波放射における不具合（この当時の現業モデルであった GSM (GSM1304) では長波放射の計算は 3 時間毎に行われて、その間は地表面温度を用いて時間変化率が補正されるが、その補正に不具合があった）に関係しているようである。この不具合は現在の現業モデルである GSM1403 では修正されており、また、これらの太平洋沿岸の温度傾度帯については以下の議論で重要ではないので、本節ではこれ以上は追究しないこととする。

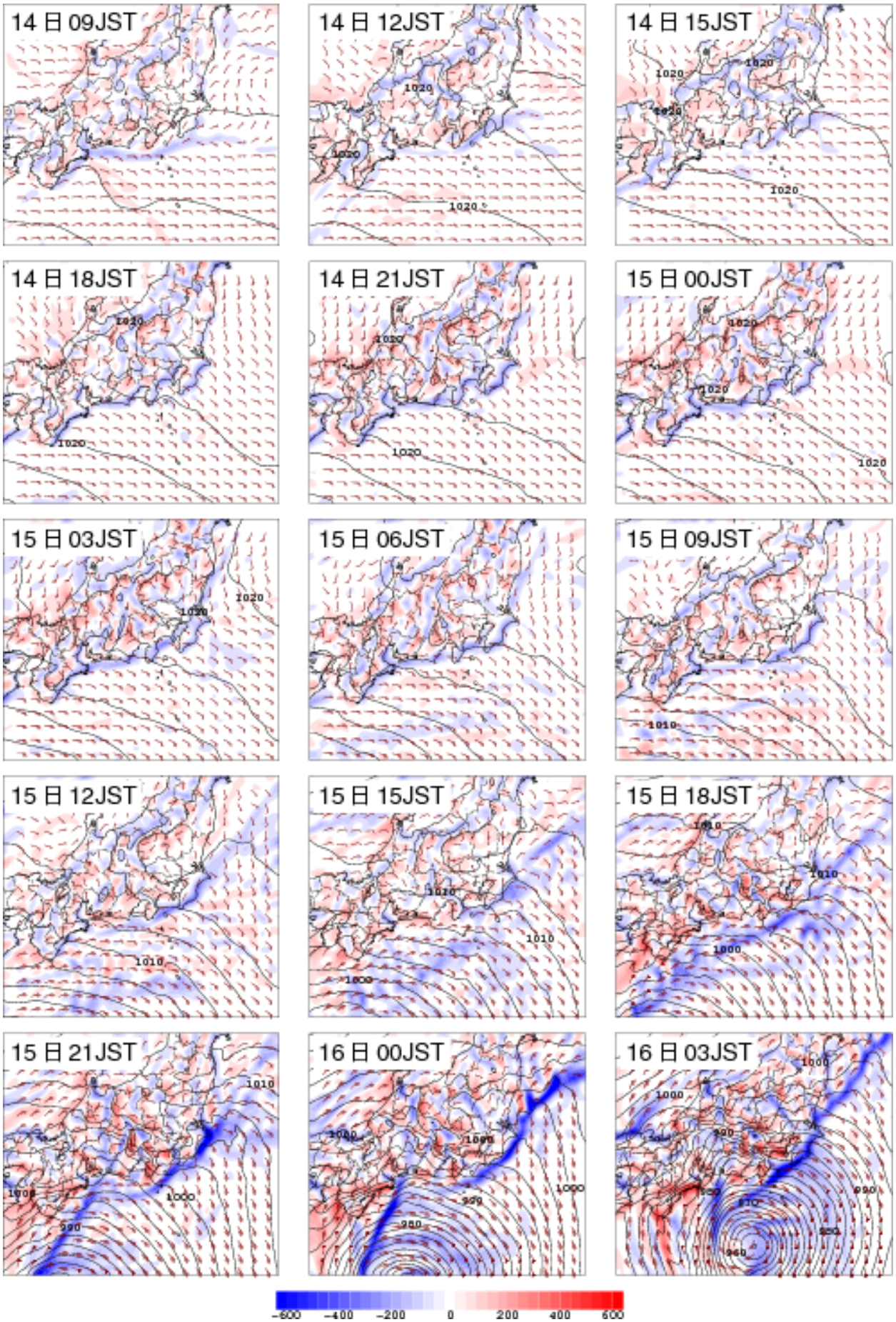

図 4.3.6　2013 年 10 月 14 日 09JST から 16 日 03JST（3 時間毎）の毎時大気解析による地上風速（茶矢羽）、地上風の収束・発散（赤青の塗り分け、単位：$10^{-6}s^{-1}$、正（赤）が発散、負（青）が収束）、メソ解析による海面更正気圧（黒線の等値線、単位：hPa）。

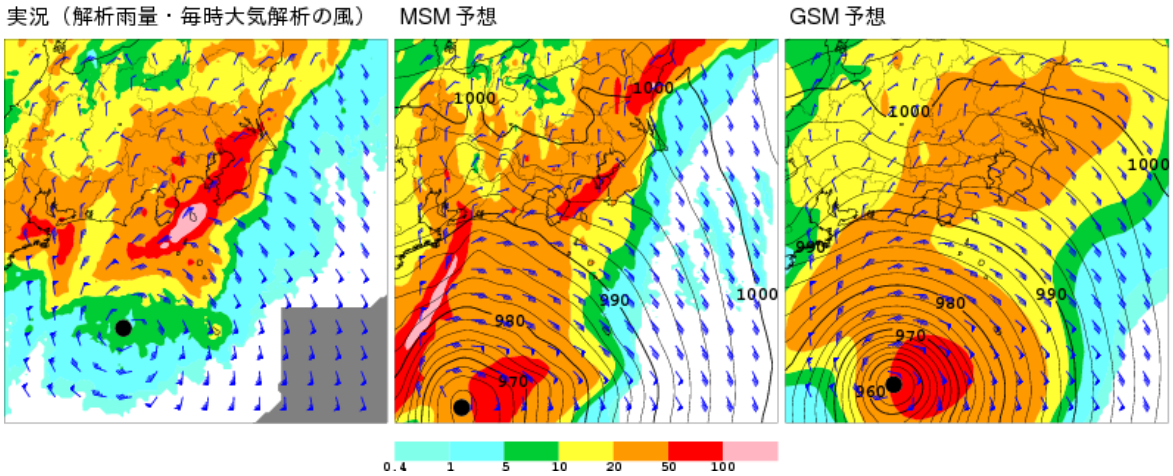

図 4.3.7　2013 年 10 月 16 日 03JST を予報対象とした MSM（2013 年 10 月 14 日 03UTC 初期値）と GSM（2013 年 10 月 14 日 00UTC 初期値）の予想（前 3 時間降水量 (単位：mm/3h)、地上風、海面更正気圧 (単位：hPa)）と対応する実況（降水は解析雨量、地上風は毎時大気解析）。（左）実況、（中央）MSM の予想、（右）GSM の予想。風などから推定される台風の中心位置を黒点で示した。

(3)　モデルの時間変化率に着目した、プロセスとモデル間の予想の違いの解析

次にモデルの時間変化率に着目して、モデルが表現しているプロセスを解析する。

以下では、まず最初に地上気温の時系列が実況とほぼ合致していた MSM の予想を解析した結果を述べる。解析に用いる温位の時間変化率と等温位面を活用した空気塊の追跡手法について説明したのち、現象の時系列に沿って MSM の各プロセスの時間変化率に着目して現象のメカニズムの推定を試み、それに加えて、実況でも見られた等圧線を横切る北風の起源について解析する。これらを踏まえて、これらの解析から推定される現象のプロセスをまとめて、それを念頭にこの現象のモデルによる予想の不確実性について検討する。最後に、GSM の各プロセスの時間変化率を解析し、GSM の予想では温度傾度帯の表現が十分ではなかった原因を探る。

温位の時間変化率

MSM では、熱的な状態を記述する予報変数として、温度ではなく温位を用いている [8]。温位の時間変化率（単位時間あたりの温位の変化量）は、次のように記述される。

温位の時間変化率
＝ 温位の水平移流 + 温位の鉛直移流
+ 境界層輸送 + 短波放射 + 長波放射
+ 雲 (物理) 過程
（降水の蒸発、雪の融解、凝結など）
+ 積雲対流

このうち、以下では、取り上げるプロセス毎に寄与の大きなものを示すが、「合計」は全ての過程の時間変化率を合計したものを示す。

等温位面と空気塊の動きの追跡

鉛直方向も含めた大気の流れを追跡するには、温度ではなく温位（または相当温位）を見ると分かりやすい。温位は、非断熱加熱がなければ保存されるため、非断熱加熱がない状況では、空気塊は等温位面を移動する。したがって、等温位面を見ることで、空気塊の動きを追跡することができる [9]。

沿岸前線としての温度傾度帯の形成

これまでに述べたように、伊豆大島に記録的な大雨をもたらした現象を理解するためには、帯状の強雨域に対応する強い温度傾度帯がどのように形成されたのかを把握することが重要である。実況の解析で見たように、大雨となる約 36 時間前に見られた陸域の気温低下によって形成された沿岸前線がその種となっていると考えられる。

まず、図 4.3.8 の 14 日 12JST から 15 日 06JST にかけての温位の鉛直断面図の時系列に注目する。14 日の日中には地表面が加熱され、それによって境界層内での熱の輸送が駆動され、高さ 1,200 m 付近まで、鉛直方向に等温位の層、すなわち、混合層（不安定境界層とも呼ばれる）が形成されている。その後、地表面付近から冷却が始まり、陸側にはほぼ水平の等温位線が地表面付近ほど多く描かれるようになる。一方、海側は温位が鉛直方向に一定の状態の混合層が保たれ、陸

[8] GSM では温度を予報変数としている (原ほか 2013)。

[9] 相当温位は、相変化による熱の放出・吸収がある場合も含めて保存するので、相変化が伴う系では相当温位を追跡するのがよい。しかし、相当温位に対する各過程からの時間変化率を計算するのは容易ではなく、温位でも近似的に議論できるので、以下では温位の時間変化を考えていく。ただし、成層安定度を把握するには相当温位が便利なので、その観点で活用していく。

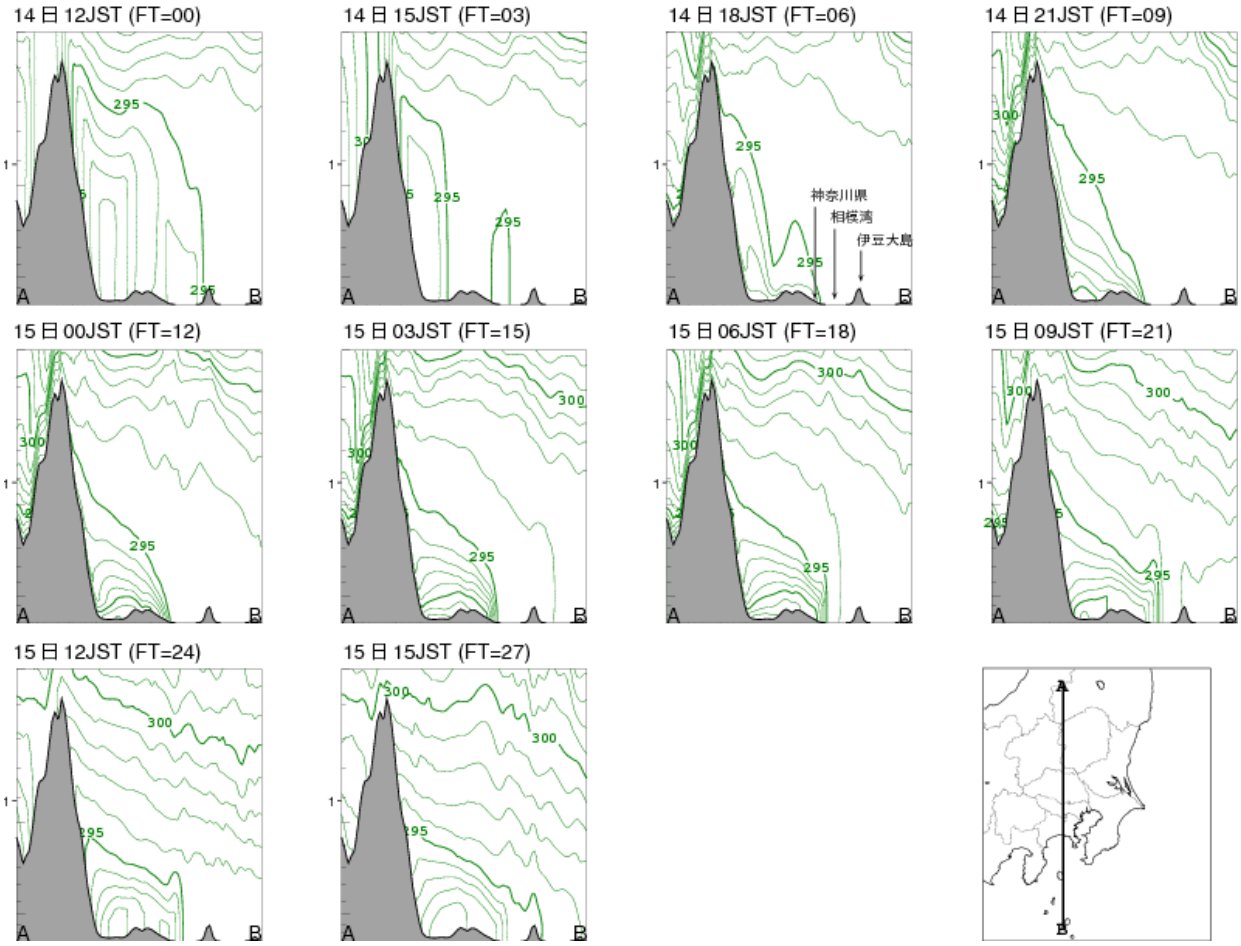

図 4.3.8　MSM 予想の温位（単位：K）の鉛直断面図の時系列。2013 年 10 月 14 日 12JST (FT=0) から 15 日 15JST (FT=27) まで（3 時間毎）。右下図で示した線分 AB で断面図を描く。各図の左軸の数値は高度 [km] を示す（以下の図で同様）。灰色で示したのは地形。

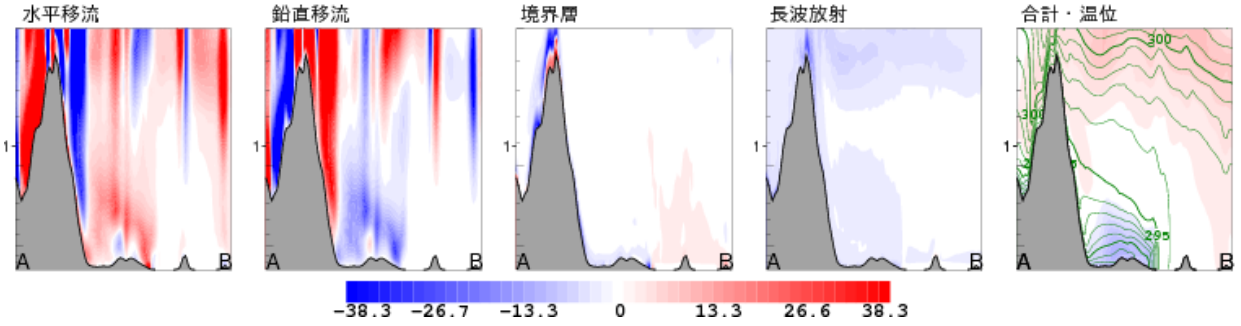

図 4.3.9　MSM 予想の温位の時間変化率（2013 年 10 月 14 日 18JST から 15 日 06JST まで 12 時間平均）の鉛直断面図。単位は K/日。（左から）水平移流、鉛直移流、境界層、長波放射および全ての過程の合計。他の過程の寄与はこの時間帯は小さいので省略。断面を描く線分は図 4.3.8 と同じ。合計の図には 15 日 06JST の MSM 予想の温位も描画している。

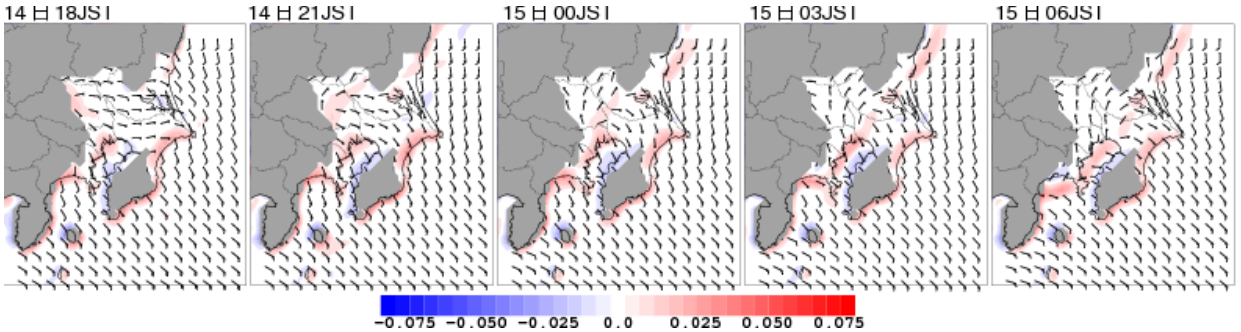

図 4.3.10　MSM 予想の高度 50 m における水平風（黒矢羽）と鉛直速度（単位：m/s、赤青の塗り分け）の時系列（3 時間毎）。灰色の領域はモデルの標高が 50 m より大きい領域を示す。

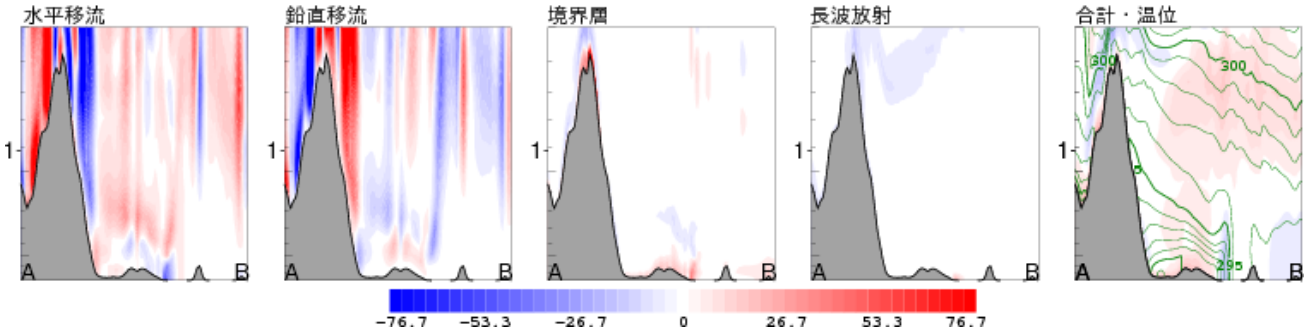

図 4.3.11　図 4.3.9 と同じ。ただし、平均時間は 2013 年 10 月 15 日 06JST から 09JST までの 3 時間で、合計の図に示した温位（等値線）は 15 日 09JST のもの。

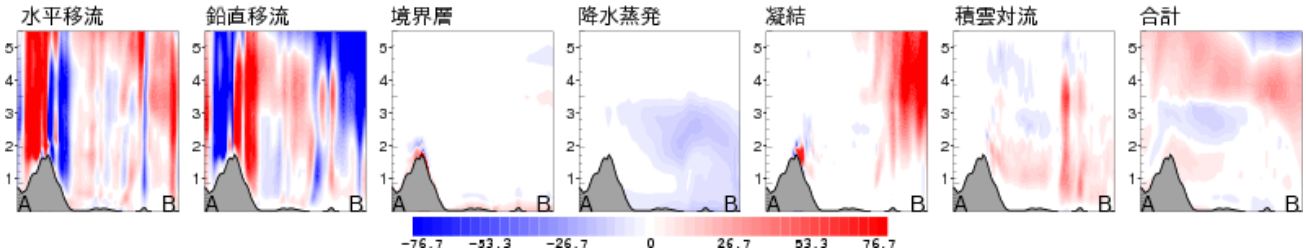

図 4.3.12　MSM 予想による 2013 年 10 月 15 日 09JST から 15JST までの温位の平均時間変化率（単位：K/日）。 断面を描く線分は図 4.3.8 と同じ。ただし、これまでの鉛直断面図と高さのスケールが異なることに注意。

は安定境界層、海は混合層というコントラストが生じている [10]。

この変化の原因を主な過程毎の時間変化率を見て考察する。図 4.3.9 は下層の温位が低下する 14 日 18JST から 15 日 06JST の間の温位の平均時間変化率であり、図 4.3.8 の 14 日 18JST から 15 日 06JST の間の温位の変化がどのような過程によってもたらされていたのかを示している。

一般に、日が傾くとともに、地表面への短波放射の入射が小さくなり、相対的に地表面からの長波放射の射出が大きくなる。その結果、地表面は冷却される。これが放射冷却である。図 4.3.3 の実況の地上気温を見ると、14 日夕方からの気温低下は、陸域の広い範囲で、最初は大きく、その後、小さくなっていることから、地表面の放射冷却が関連していることが推察される。その地表面の放射冷却によって、地表面の方がその付近の大気よりも温位が低くなり、地表面付近の大気から地表面に向かって熱が輸送されて、地表面付近の大気は冷却される。この効果は、モデルでは、境界層過程による冷却として表現される。

しかし、図 4.3.9 を見ると、地表面付近の境界層過程による冷却は、地表面からの高度約 200 m 程度までに限定されているのに対し、陸の相対的に温位の低い層はもっと高いところまで及んでいる。この低温位の層を厚くしたのは、図 4.3.9 から温位の鉛直移流（温度で記述すれば温度移流と断熱冷却の和に対応 [11]）であると分かる。温位の鉛直移流が負になるということは上昇流があったことを意味している [12]。

先に述べたように、放射冷却によって地表面付近が冷却されていたために、地表面付近で温位の鉛直傾度が強くなっており、この場に上昇流があると鉛直移流によって温位は大きく低下する。図 4.3.10 を見ると、確かに関東地方の下層には北東から南西に延びる細長い上昇流域が見られる。この時系列を見ても分かるように、関東地方の北部から徐々に風向が北に変化する。その際に、もともとの南寄りの風とその北風の間に収束帯を形成する。その収束域に上昇流域が対応していることが分かる。すなわち、下層風の北風への変化によって生じた上昇流が、陸上の低温位の層の厚さを増すことに寄与している。

温位傾度帯の南下

このようにして形成された温位傾度帯は、15 日 06JST から 09JST にかけて沿岸部から南下する。これは、(2) で指摘した相模湾沿岸の温度傾度帯の南下に対応している。15 日 06JST から 09JST にかけての温位の時間変化率を見ると（図 4.3.11）、この南下、す

[10] 海上より陸上の温度変化の方が大きいのは、陸の方が熱容量が小さい（熱しやすく冷めやすい）のが主な原因の 1 つである。

[11] 温位 θ の鉛直移流は鉛直速度 w を用いて $-w\dfrac{\partial\theta}{\partial z}$ と記述され、温度 T を用いて $-w\dfrac{\partial\theta}{\partial z} = \left(-w\dfrac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_{\rm d} w\right)/\Pi$ と書ける。ここで、$\Gamma_{\rm d} \equiv g/C_{\rm p} (> 0)$ は乾燥断熱減率（g は重力加速度、$C_{\rm p}$ は定圧比熱）、$\Pi \equiv (p/p_0)^{R/C_{\rm p}}$ はエクスナー関数、p は気圧、p_0 は基準気圧、R は気体定数である。第 1 項が温度移流、第 2 項が鉛直流に伴う断熱加熱・冷却に対応する。

[12] 温位は下層から上層にかけて高くなるため。

なわち温位傾度帯付近の冷却には、水平移流が大きく寄与していることが分かる。夜間に陸域の下層の風が南風から北風に変わり、この北風による移流によって夜間に形成された温位傾度帯を南下させたと考えられる。なお、夜間の陸域での風向の北風への変化の要因については後で触れる。

図 4.3.4 を見て分かるように、太平洋沿岸の温度傾度帯は、実況、MSM 予想ともに、15 日の日中の気温上昇とともに弱くなっている。特に MSM 予想の方が気温上昇が大きいために、温度傾度帯の衰弱が顕著である。このように、海陸の温度コントラストによって夜間に生じた沿岸前線は、その後の日中の陸上での気温上昇とともに消滅することが多い。しかし、この事例では、気温が上昇する前に、北風によって相模湾沿岸の温度傾度帯が海上に南下し、気温上昇による衰弱が生じず、結果として維持したと考えられる。

既に指摘した通り、実況でもモデルの予想でも、台風が接近して南北の気圧傾度が大きくなって等圧線が東西に描かれるにもかかわらず北風になっていて、この北風が、沿岸にできた温位傾度帯を南に移動させる原動力になっている。なぜ、このような等圧線を横切るような風が吹いているのかは、後で述べる。

台風に先行する降水の蒸発による冷却

図 4.3.12 は、15 日 09JST から 15 日 15JST までの温位の平均時間変化率を示す。この時間帯には、高度 2,000 m から 3,000 m 付近の関東地方および相模湾の上空に冷却域が広がっている。これは主に降水の蒸発によるもので、台風に先行する弱い降水域に対応している。図 4.3.13 右図の相当温位の図を見ると、対応する場所に周囲に比べて低相当温位の領域があり、この降水蒸発による冷却によって形成されたものと考えられる。この冷却によって、その後、それより下層に流入する高相当温位とのコントラストを強め、対流不安定を強化していると考えられる。

また、この冷却によってできた冷気層に暖かい空気が乗り上げていることが、図 4.3.12 の温位の鉛直移流

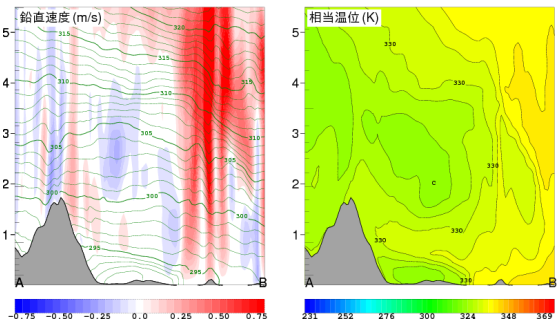

図 4.3.13 MSM 予想による 2013 年 10 月 15 日 15JST (FT=27) を予想時刻とした（左図）鉛直速度（単位：m/s、赤青塗り分け、赤が上昇流を示す）と温位（緑色の等値線、単位：K）、（右図）相当温位（単位：K）の鉛直断面図。

や凝結による温位の時間変化率から、さらには図 4.3.13 の上昇流や相当温位の分布（それぞれの図の右端の高度 2 km 付近）から分かる。つまり、先行的な降水によって、冷気層が上層にできていたと言えよう。ただ、その冷気層に乗り上げる空気の相当温位はまだ低く、湿りが少なかったために、まだ大雨には至っていない。

温位傾度帯への暖湿気の流入・対流の発生・温位傾度帯の上空への “成長”

やがて台風の接近に伴い、台風からの暖湿気が温位傾度帯の海側、すなわち暖域側に流入する。その暖湿気の下層への流入によって、大気の成層は不安定になっており、実際に下層ほど相当温位が大きい対流不安定の状態になっている（図 4.3.13 の右図）。断熱変化をする空気塊は等温位面に沿って動くことを念頭に置けば、海側からこの温位傾度帯の下層に流入する空気塊は、等温位線が鉛直に立っている温位（温度）傾度の強いところで、等温位線に沿って上方に移動する。すなわち、暖かい空気が冷たい空気の上に乗り上げ、上昇流が生じる。この乗り上げが空気塊を自由対流高度まで持ち上げる強制上昇となり、対流を発生させる。その様子を示したのが図 4.3.13 の左図である。温位傾度が強い領域の下層で上昇流が発生し、その上昇流がそのほぼ直上に、数千 m の上空まで及んでいることから、この上昇流が等温位面に沿った暖かい空気の冷たい空気への乗り上げによるいわゆる層状のものではなく、乗り上げを強制上昇として発生した対流によるものであることが分かる。

相当温位および風の断面図の時系列（図 4.3.14）を見ると、伊豆大島の南から下層に相当温位が非常に高い空気が流れ込んでおり、対流不安定な状態を継続させている。また、温位傾度帯付近で対流が発生した 15 日 15JST 以降の温位の変化を見てみると、対流発生前まではごく下層だけに限られていた温位傾度の強い場所が、対流発生後には 3,000 m 近くまで成長しているのが分かる。また、下層の温位傾度は非常に強くなっている。

図 4.3.15 は、温位の時間変化率（前 3 時間平均）の鉛直断面の時系列である。温位の鉛直移流による冷却と凝結による加熱が特に大きいが、合計した時間変化率はこれらより 1 桁以上小さく、大体バランスが取れている状態になっている。その中で、15 日 18JST の伊豆大島付近では、凝結による加熱が温位の鉛直移流による冷却を上回って、南側（図の右側）を加熱する。その結果、伊豆大島付近の上空にも温位傾度が生じる。このようにして、下層にのみあった温位傾度帯が上空まで “成長” して、やがて先行する降水によって形成されていた上空の冷気層に伴う温位傾度帯と一体化している。15 日の 21JST 以降は、鉛直移流による冷却や凝結による加熱が北側にも広がっているのが分かる。これは、相対的に冷たい空気の上を暖かい空気が滑昇し

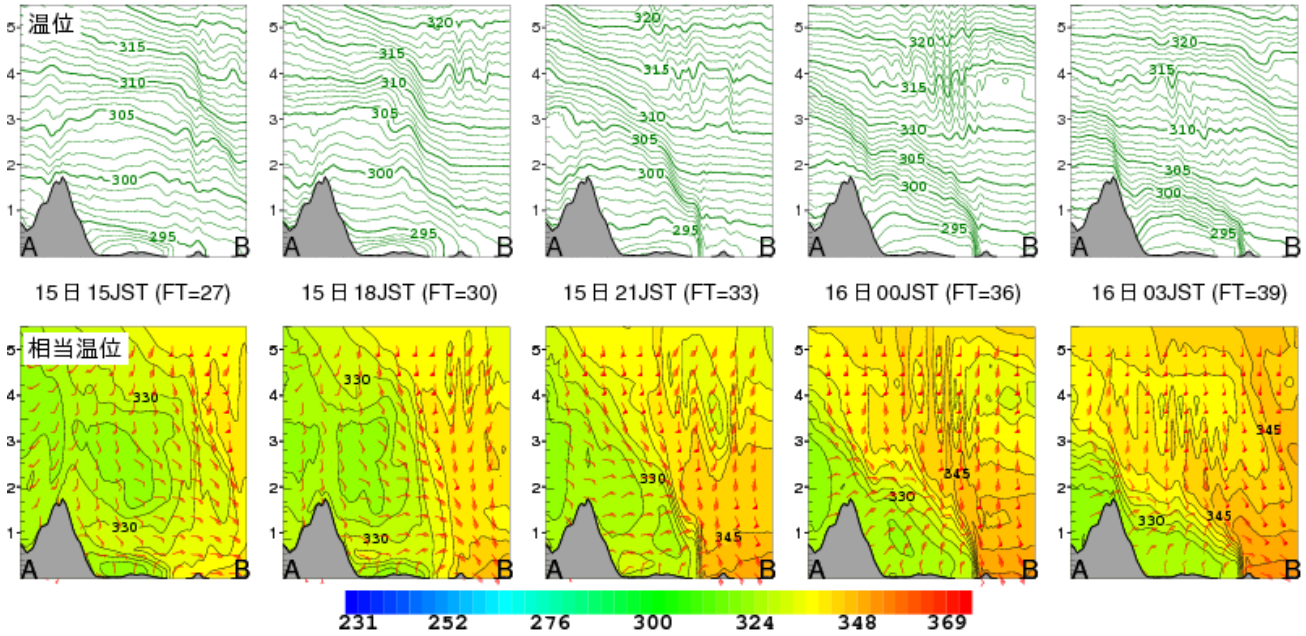

図 4.3.14　MSM 予想による温位（上段、単位：K）と相当温位（下段、単位：K）の鉛直断面（断面を描く線分は図 4.3.8 と同じ）の 2013 年 10 月 15 日 15JST (FT=27) から 16 日 03JST (FT=39) までの時系列（3 時間毎）。

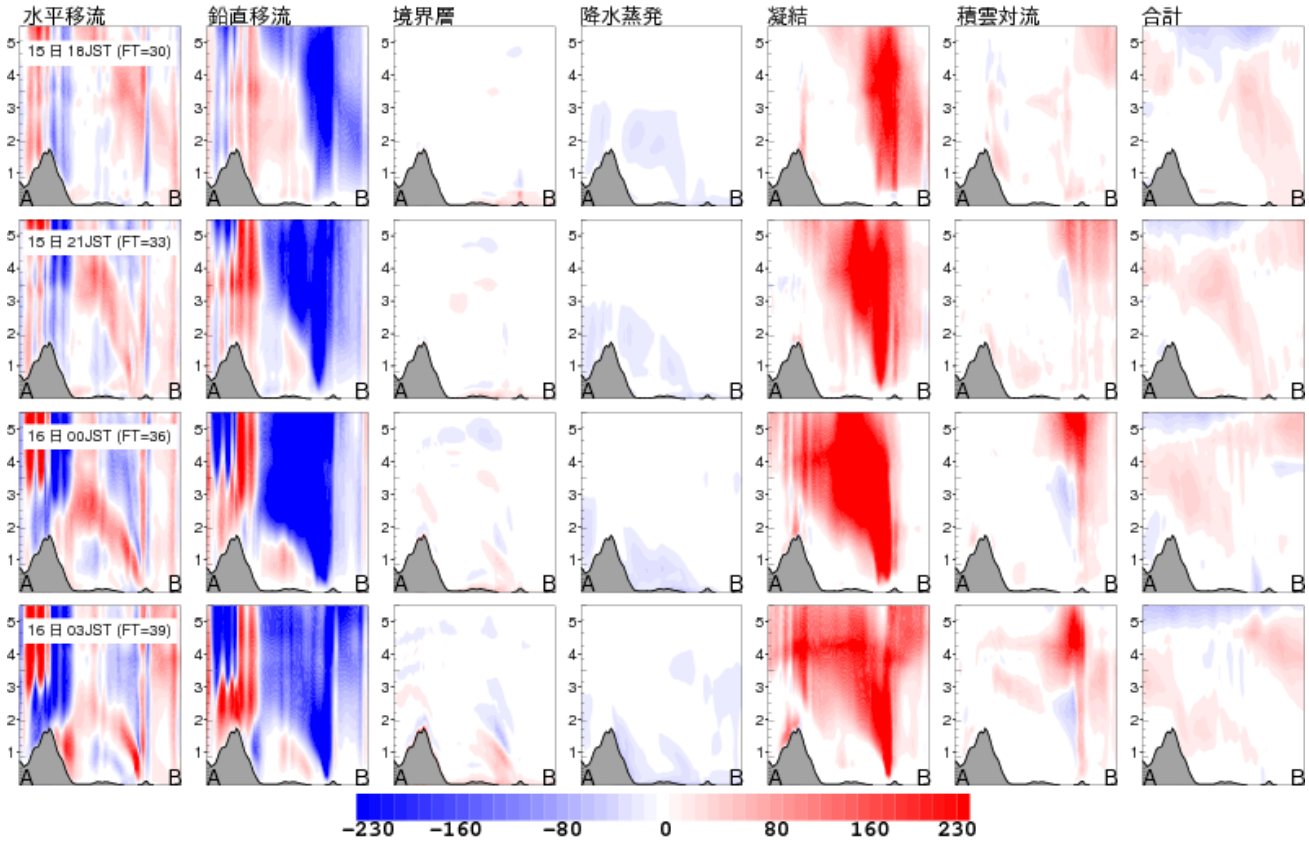

図 4.3.15　MSM 予想による温位の時間変化率（前 3 時間平均、単位：K/日）の鉛直断面（断面を描く線分は図 4.3.8 と同じ）の 2013 年 10 月 15 日 18JST (FT=30) から 16 日 03JST (FT=39) まで（上から下）の時系列（3 時間毎）。

ていることを示す（温位の鉛直移流が負であるということは、上昇流である）。対流の発生によってもたらされた温位傾度帯の上空への成長によって、下層に流入する非常に湿った暖かい空気がより上空に持ち上げられやすくなる（空気塊はだいたい等温位線に沿って動くことに注意）。そして、台風からの暖かく湿った空気が下層に流入し続けることで対流不安定な状態が維持され、対流が次々に発生する。それに加え、冷たい空気の上を暖かく湿った空気が滑昇することで、大量の凝結を生じて、温度傾度帯の北側で強い降水がもたらされ、対流が次々と発生した温度傾度帯付近では特に強い降水になったと考えられる。

なお、図 4.3.14 を見ると、温位傾度帯から関東の上空に向かって風の不連続面が見られ（不連続面より上層では南風、下層では北風）、その不連続面は温位の鉛直移流による冷却や凝結による加熱が生じる境界面にほぼ対応していることが分かる。

温位傾度帯の維持

地表付近の風は台風接近とともに強まるが、地表付近の温位傾度帯は大きく北側に押しやられることなく、ほぼ同じ位置に停滞している。図 4.3.15 の 16 日 00JST および 16 日 03JST の温位変化率を見ると、温位傾度が強いところでは温位の水平移流による加熱・冷却、鉛直移流による冷却、凝結による加熱、降水の蒸発による冷却、境界層による加熱などが寄与しているが、合計の寄与はあまり大きくなく、複数の過程がほぼバランスを取った状態になっている。そのため、温位傾度帯が停滞したと考えられる。

また、暖かい空気が乗り上げている不連続面の下では、正味の加熱はほぼゼロとなっている。しかし、温位の鉛直移流を見ると、その不連続面の下は下降流による加熱となっている。その下降流による加熱と降水蒸発による冷却、温位の水平移流による冷却によって、その不連続面の下の冷気層では加熱と冷却がほぼ同じになって、バランスが取れていることが分かる。つまり、ここでも降水蒸発による冷却がその冷気層の維持に寄与していると言える。

等圧線を横切る北風

ここで、等圧線を横切って吹き、低温位層の厚さを増したり、沿岸の温位傾度帯を南下させたりするのに寄与した関東地方での北風について言及しておく。

運動量についても、温位と同様に時間変化率の動向を追跡することができる。なお、ここでいう “運動量” とは、MSM の予報変数となっている

$$U = \frac{\rho G^{1/2}}{m_2} u, \quad V = \frac{\rho G^{1/2}}{m_1} v$$

のことである (u, v はそれぞれ x, y 方向の風速、ρ は密度、$G^{1/2}$ は鉛直座標変換の際に現れる係数、m_1, m_2 はマップファクター。詳しくは石田 (2008) を参照)。以下の議論では、U と V の時間変化率を論じるが、地形がほとんどない領域で議論するので $G^{1/2}$ の変化は無視でき（標高が 0 m である場所では $G^{1/2} = 1$ である）、また、着目する領域も狭いのでマップファクターの変化も無視してよい。また、x, y 方向とは、ランベルト座標上での横軸方向、縦軸方向であり、以下で示す図の横軸、縦軸方向と一致している。

U, V の時間変化率は以下のように記述される。

U, V の時間変化率
$$= \text{水平移流} + \text{鉛直移流} + \text{気圧傾度力} + \text{コリオリ力} + \text{境界層輸送} + \text{曲率項} + \text{降水落下項}$$

このうち、曲率項と降水落下項の寄与は他に比べて小さいので無視できる。また、境界層輸送とは、いわゆる摩擦による運動量の減少のことである。

MSM の予想で、関東北部で地上にごく近い高度 50 m の風向が北に変化を始めるのは、図 4.3.10 で示したように、大体 14 日 21JST 頃である。14 日 22JST の高度 50 m における U, V の時間変化率（前 1 時間平均）を示したのが図 4.3.16 である。U の時間変化率に着目すると、海上ではほぼ気圧傾度力とコリオリ力の寄与がほぼ等しいのに対し [13]、陸上ではコリオリ力が小さく、気圧傾度力が相対的に大きくなっている。陸上の合計の時間変化率では、U の時間変化率が正、V の時間変化率が負になっており、東寄り成分を減速させ、北寄り成分を加速させている。その結果、東風を北風に回転させている。これらはほぼ気圧傾度力からの寄与であるため、気圧傾度力がコリオリ力より大きくなって、風を回転させていることが分かる。

U, V それぞれの時間変化率に対する気圧傾度力の寄与から、関東地方の北西部に高圧部があることが示唆される。図 4.3.8 の 14 日の夜から 15 日朝の温位の構造を見ると、山の麓の方が温位が低く、確かに局所的な高圧部の形成と関係している可能性が高い。

そこで、高度 50 m の温位の時間変化率と同じ高度での気圧の変化を追跡してみる。図 4.3.17 を見ると、14 日の日中は関東平野はほぼ全域で東西方向の気圧傾度が卓越しており、陸域ではその気圧傾度に沿った東風が吹いている [14]。14 日 18JST までの 2 時間では、地表面が冷却されることに対応した境界層輸送による冷却、長波放射による冷却、そして水平移流による冷却（日中に陸上の方が海上より温位が高い状態になっており、東風による温位の水平移流は負になる）などによって関東平野全域で温位の低下が見られる。14 日 20JST までの 2 時間では、温位の低下が大きいところが北部

[13] なお、海上ではほぼ南風なので V の時間変化率へのコリオリ力の寄与はほぼゼロである。

[14] この段階でも、既に気圧傾度力とコリオリ力はバランスしておらず、海上より陸上の方が暖かくなり気圧が低くなることで生じる海風が吹いている。

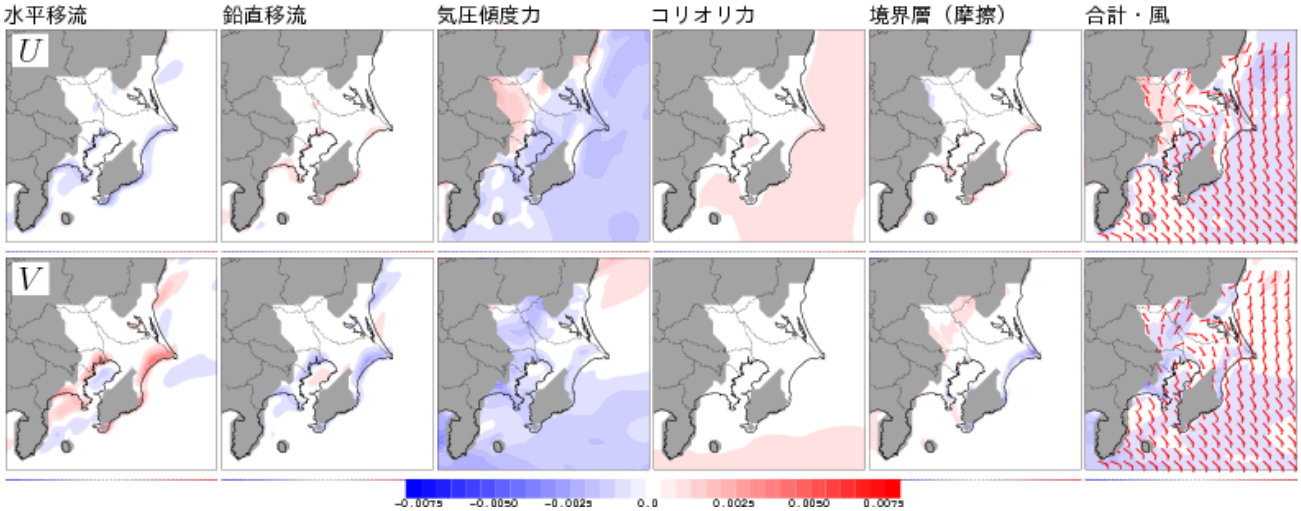

図 4.3.16　2013 年 10 月 14 日 22JST における MSM 予想の高度 50 m における U（上段）と V（下段）の各過程からの時間変化率（前 1 時間平均、単位：kg m^{-2} s^{-1}）。合計の時間変化率にはこの時刻の高度 50 m の風を矢羽で示した。

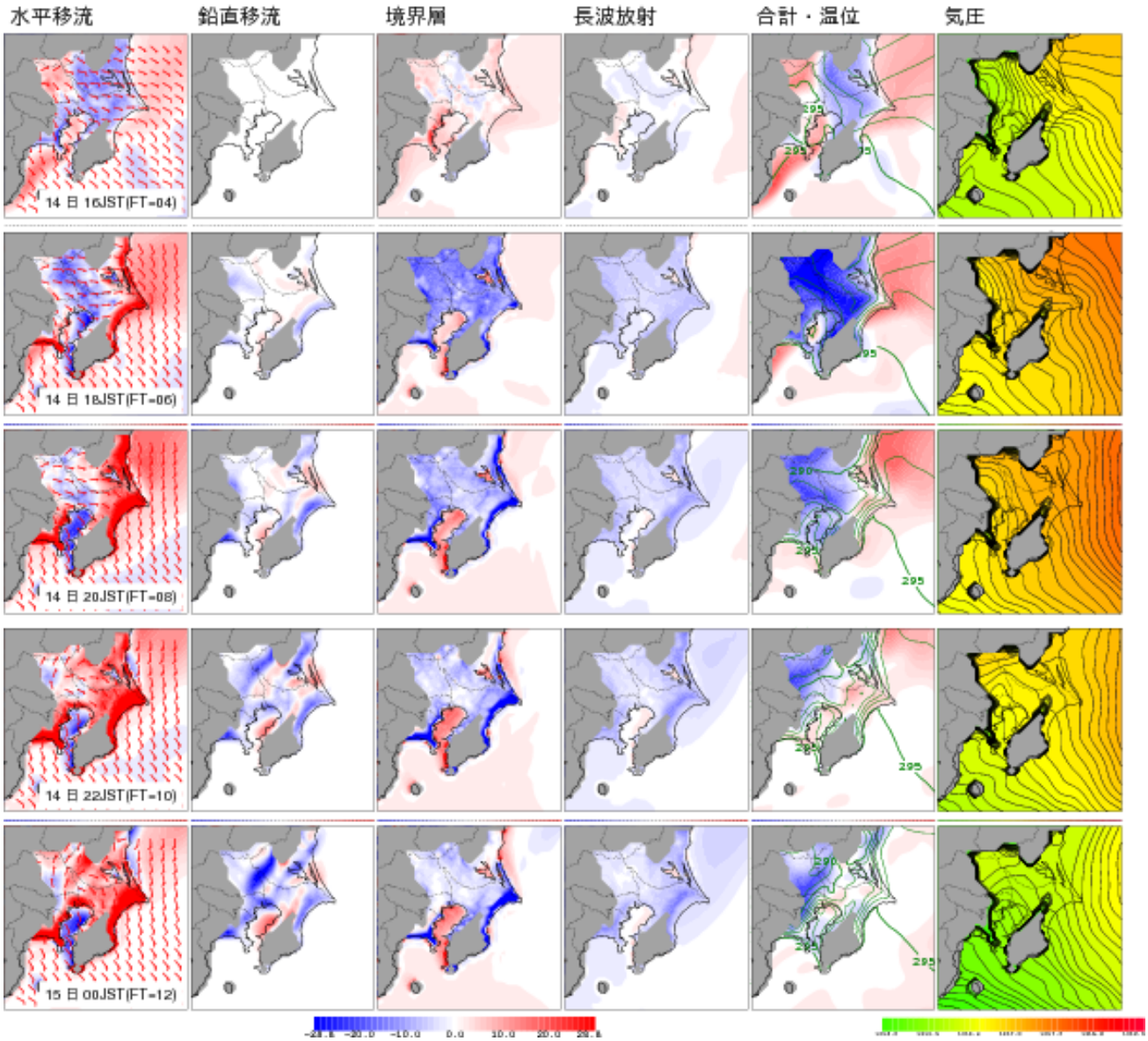

図 4.3.17　MSM 予想の高度 50 m における各過程の温位の時間変化率（前 2 時間平均、単位：K/日）と同じ高度での気圧（単位：hPa）の 2013 年 10 月 14 日 16JST から 15 日 00JST までの時系列（2 時間毎）。温位の水平移流の図には同じ高度の風を、合計の時間変化率の図には同じ高度のその時刻における温位（単位：K）を描いた。また、気圧の図の等圧線は 0.1 hPa 毎に描いている。

の山沿いと東京都と埼玉県、千葉県の県境付近に局在化している。特に北部の山沿いの局在化には、温位の水平移流と鉛直移流の寄与が大きい。温位の鉛直移流による温位低下は、東風が山との間で収束して山沿いにできる上昇流と対応している。このように、北部の山沿いの冷却が強まり、温位が低下してきたことに対応して、北部の山沿いではそれまで東西方向の気圧傾度が卓越していた気圧場が、山側の方を高圧部とした南北方向の気圧傾度が卓越する状態に変化している。さらに、それに対応して、山沿いの風が西側から北風に変わり始めているのが分かる。風が北風に山沿いから変わり始めると、その南側の東ないしは南寄りの風との間に収束域を作り、そこに生じる上昇流によって温位を下げる。その温位が下がった領域で風が北風に変わり収束域を南に移動させる。このように拡大していく様子が図 4.3.17 の温位の鉛直移流による時間変化率を見ていると分かる。この収束域が、関東の冷気層の厚みを増すのにも寄与したことは既に述べた通りである。

一般に、斜面の加熱や冷却をきっかけに吹く風に山谷風がある。斜面の加熱（冷却）によって斜面付近の大気とそこから少しだけ離れた大気の間に温度の差が生じ、上（下）向きの浮力が生じる。その浮力によって斜面に沿った上昇流（下降流）が生じ、その上昇（下降）流によって斜面付近の大気は断熱冷却（加熱）される。その結果、同じ高度で、山の斜面に近い大気と、山から離れた大気を比較すると、上空では断熱冷却（加熱）によって山の斜面に近い大気の方が低（高）温になり気圧は高く（低く）なる一方、下層では上昇（下降）流による断熱冷却（加熱）よりも日射による加熱（放射冷却）の方が強くなり、山の斜面に近い大気の方が高（低）温になって気圧は低（高）くなる。こうして、下層では山の斜面に向かう（斜面から離れる）、上空では山の斜面から離れる（斜面に向かう）気圧傾度力が働き、鉛直循環が生じる。このようにして、下層では谷（山）から山（谷）へと向かう谷（山）風が生じる。

この事例でも、図 4.3.8 の 14 日 18JST や 14 日 21JST の温位分布からは斜面に沿った冷却が見られ、斜面に沿った薄い層での下降流も予想されていた（図略）。この下降流は山の麓の気圧を高め、局所的な高圧部の形成にも寄与していたであろう。ただ、下降流による温位の鉛直移流は、東寄りの風に伴う温位の負の水平移流によって打ち消され、一般の山風に見られるような上空で斜面に向かう気圧傾度は見られなかったが、この事例の上空の総観場の風は南風であり（図略）、上空での南風、山の斜面沿いでの下降流、地表面に近い下層で山側から離れる方向に向かう北風、その先の収束域での上昇流という鉛直循環が成立していたと考えられる。

気圧傾度力とコリオリ力が釣り合い地衡風の関係を満たすためには、コリオリ力は風速に比例するため、気圧傾度力に見合うだけの風速が必要である。しかし、陸上ではその気圧傾度に見合うだけの強い風速になっておらず、その結果として、気圧傾度力の方が大きくなって、気圧傾度の方向に風が吹いていると考えられる。コリオリ力に比べて気圧傾度の方が強い状態は継続し、台風の接近に伴って気圧傾度が増すことで風速もさらに加速される。既に述べたように、モデルの予想では、その加速された北風が強い温度傾度帯に吹き込むことで、その傾度帯を寒気移流によって南に移動させたと表現しており、実況でも同様の事象が見られることから、妥当な表現と言えよう。

MSM の時間変化率から考えられる現象のメカニズム

これまでの議論を整理すると、以下のようになる。

1. 14 日夕方からの放射冷却による地表面付近の冷却によって、沿岸の下層に強い温度（温位）傾度帯が形成された。また、その冷却とほぼ連動して、東寄りの風から北風に変わり、その北風と関東地方南部の南寄りの風が作るシアー上にできた弱い上昇流によって陸域の低温位層が厚みを増し、陸上に冷気層を形成した。なお、温度傾度帯（下層）の形成や北風への変化は、海陸のコントラストが出やすい季節であったことが関係していると考えられる。
2. 相模湾沿岸の温度傾度帯（下層）は、関東平野の北風によって、15 日日中の気温上昇の前に海上に移動しており、15 日日中の気温上昇によって、陸上の温度傾度帯（下層）はやや弱くなるが、海上に移動した相模湾の温度傾度帯（下層）は維持され、関東平野の北風によってさらに南下し、伊豆大島上空にかかった。
3. 台風に先行する弱い降水の蒸発による冷却により、高度 2–3 km 付近が冷却され、上空に冷気層（つまり温位傾度帯）が形成された。その冷気層（高度 2–3 km）は地上付近の相当温位とのコントラストを強めて対流不安定を強めるとともに、その冷気層（高度 2–3 km）の上を暖かい空気が滑昇していた。
4. 台風の接近に伴って、温位傾度帯（下層）の暖域側の下層には暖かく湿った空気が吹き付け、潜在不安定もしくは対流不安定が強化された。暖湿な空気は温位傾度帯（下層）によって強制的に持ち上げられ、対流が発生した。温位傾度帯（下層）直上では対流に伴う水蒸気輸送の過程で凝結熱によって加熱され、その結果、温位傾度が強い層は、地表面近くだけでなく上層まで広がり、やがて先行する降水の蒸発に伴う冷却によって作られていた温位傾度帯（高度 2–3 km）と一体化して、下層の非常に暖かく湿った空気が上空まで滑昇した。
5. 温位傾度帯（下層）付近では、温位傾度帯の寒気側の寒気移流、暖気側の暖気移流、温位傾度帯付

近での上昇流による温位の鉛直移流による冷却、凝結に伴う加熱、降水の蒸発による冷却が温位変化に寄与し、合計では、暖気側で加熱、寒気側で冷却となり、温位傾度帯をより強めた。また、暖気側で冷却、寒気側で加熱にならないような各過程からの寄与のバランスが成立して、その温度傾度帯は暖気側にも寒気側にも動かずに停滞した。

6. そこに台風からの非常に湿った空気が継続的に流れ込んだため、強制上昇をもたらす原因を維持したまま、対流不安定である状態を継続させ、対流が次々と発生した。その結果、温位傾度帯に沿って大雨となり、特に暖湿気の流入が強かった伊豆大島で記録的な大雨となった。また、その対流に伴う凝結熱の寄与によって下層から高い高度まで形成された温位傾度帯に沿って、冷気層の上を暖かく湿った空気が上空まで滑昇し、その空気が上空で凝結することによって、温度傾度帯の北側の関東地方でも、関東南部のほぼ全域で 10 月 14 日〜16 日の総降水量が 150 mm を超える大雨となった。

温度傾度帯の予想の不確実性

これまでの議論のように、温度傾度帯の維持や強化には様々な過程が寄与しており、それぞれの寄与の大きさの微妙な違いによって、温位（温度）傾度帯の位置や動向は変わりうる。図 4.3.18 は 16 日 03JST を予想対象時刻とした異なる初期時刻の MSM の地上気温の予想を列挙したものである。これを見て分かるように、温度傾度帯の形成は予想できているものの、初期時刻によって位置のずれはある。

GSM の温度時間変化率

既に述べたように、GSM では実況や MSM の予想にあるような温度傾度帯の表現が非常に弱かった。その原因を探るために、GSM についても温度の時間変化率に注目してみる。図 4.3.19 を見ると、降水の蒸発による冷却が、MSM に比べて GSM では小さく、ほぼ平面的に一定になっている。冷却が過少であるために、特に房総半島での温度傾度帯の形成が不十分になっている。これは、降水の蒸発か雪の融解かの違いはあるが、原ほか (2013) で紹介した 2013 年 1 月 14 日の関東地方の大雪の事例と状況は同じである。原ほか (2013) で述べたように、GSM では、降水の蒸発、雪の融解による冷却率（負の温度の時間変化率）にそれぞれ 10 K/日の上限値を与えている。この事例においても、降水の蒸発がその上限値に達してしまっており、本来あるべき冷却が十分に表現されていなかった[15]。一見、性質が全く違うと考えられる大雪の事例と台風接近による大雨の事例が、モデルの共通の課題で結びついたわけである。また、現象的にも、降水の蒸発と雪の融解の差はあれど、水の相変化が温度傾度帯の形成に寄与している面でも共通点がある。

房総半島沖の海上では、GSM の積雲対流スキームによる冷却が MSM の降水の蒸発による冷却と同程度になっている。この積雲対流スキームによる冷却は積雲対流スキームの中での降水の蒸発によるものであり、降水の蒸発による冷却の効果を、海上ではモデル毎に違う過程で表現していると解釈することもできる。しかし、雲過程の降水の蒸発と足し合わせると、海上では MSM の降水蒸発に伴う冷却より過大になっており、GSM は海上での冷却が大き過ぎる可能性もある。GSM の海上の下層における冷却については、第 4.3.3 項 (4) で、別の事例でも触れる。

また、GSM では暖気側の加熱がほとんど見られなかったが、この冷却の過大の可能性のほかに MSM との台風の進行速度の違いによる暖気移流の大きさの違いなどもあるだろう。

4.3.3 他の事例における温度傾度帯の形成と維持

これまで取り上げたような記録的な大雨を予想するためには、大雨になったメカニズムとともに、このような環境場を作り出したメカニズム、そしてそれに対するモデルの特性を理解することが重要である。なぜなら、強い温度傾度帯に暖湿気が吹き付けたときに大雨になることを予想することは必ずしも難しくないが、その強い温度傾度帯が形成されるプロセスは複雑であり、その予想はより難しいからである。

前項で取り上げた伊豆大島の事例においては、最も降水が強くなる時間帯から約 36 時間も前に、陸域の冷却により沿岸前線が形成されていたことがその後の経過に非常に重要であった。

ここでは、強い温度傾度帯が形成されていたと考えられる、最近の事例をさらに 3 つ取り上げる。また、伊豆大島の大雨事例の解析で、GSM では海上の下層の冷却が過大である可能性を挙げたが、同じような海上の過大な下層の冷却が南岸の前線の形成に影響を与えたと考えられる事例についても紹介する。

(1) 2013 年 9 月 14 日〜15 日における台風第 18 号接近に伴う近畿北部・中部、北陸西部地方での大雨

この事例では、台風の接近に伴い、台風の前面に位置した京都府、滋賀県、福井県で大雨となり、これらの県に対しては特別警報が発表された。詳細については、気象庁 (2014) を参照していただきたい。

実況と降水量・地上風・海面更正気圧・温位のモデル予想

図 4.3.20 の上段は、近畿北部・中部や北陸西部で最も降水が強かった 9 月 16 日 06JST における解析雨量、

[15] もっと上空ではあるが、雪の融解による冷却も 10 K/日の上限値に達していた。原ほか (2013) で示したように、10K/日の上限値は、雪の融解によって冷却される層を本来よりも弱く厚く広げ、その結果として、下層を過剰に冷却してしまうことがある。この事例においても、わずかではあるが雪の融解による冷却が地表付近まで達していたことが確認されている。

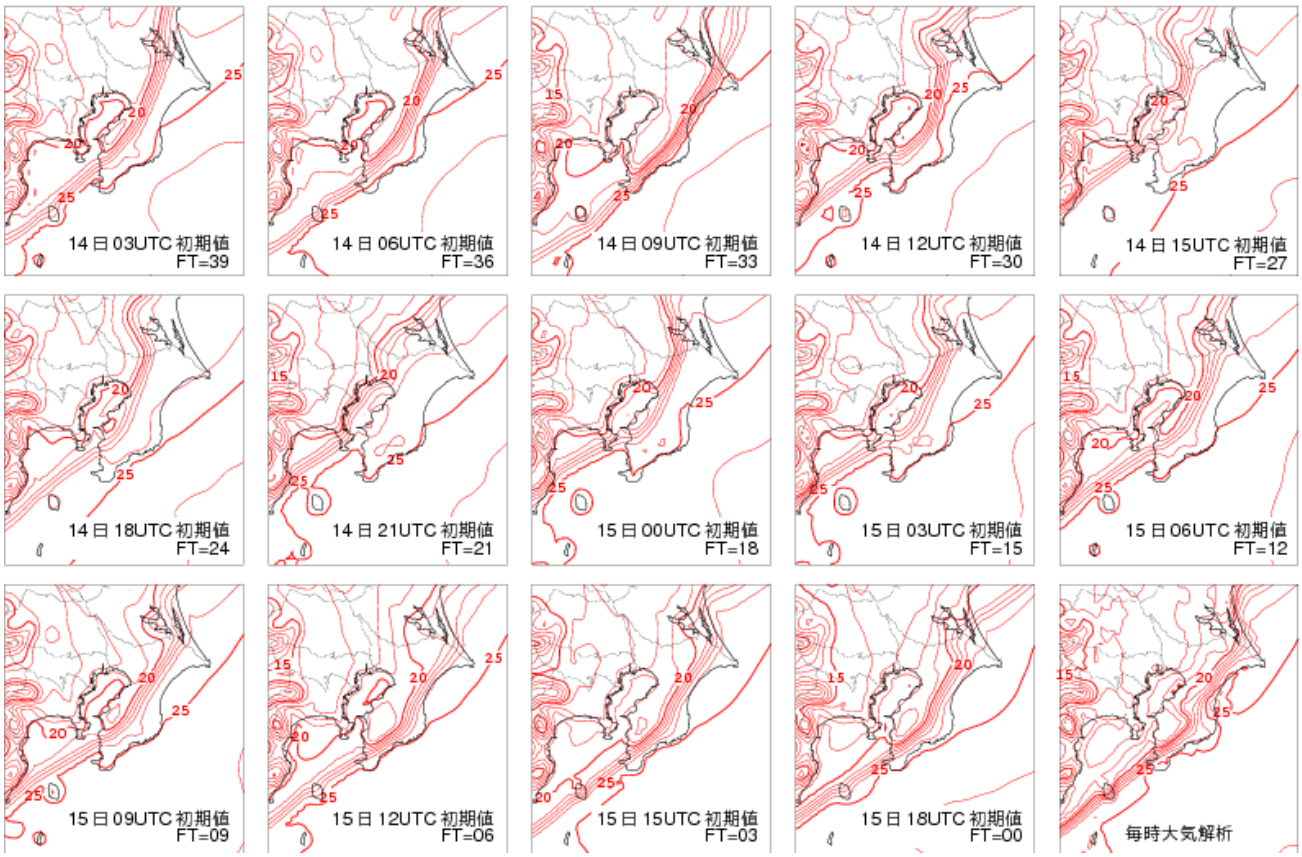

図 4.3.18　2013 年 10 月 16 日 03JST を予想対象時刻とする各初期時刻の MSM の地上気温予想と毎時大気解析による地上気温の解析（右下）。単位はそれぞれ °C。

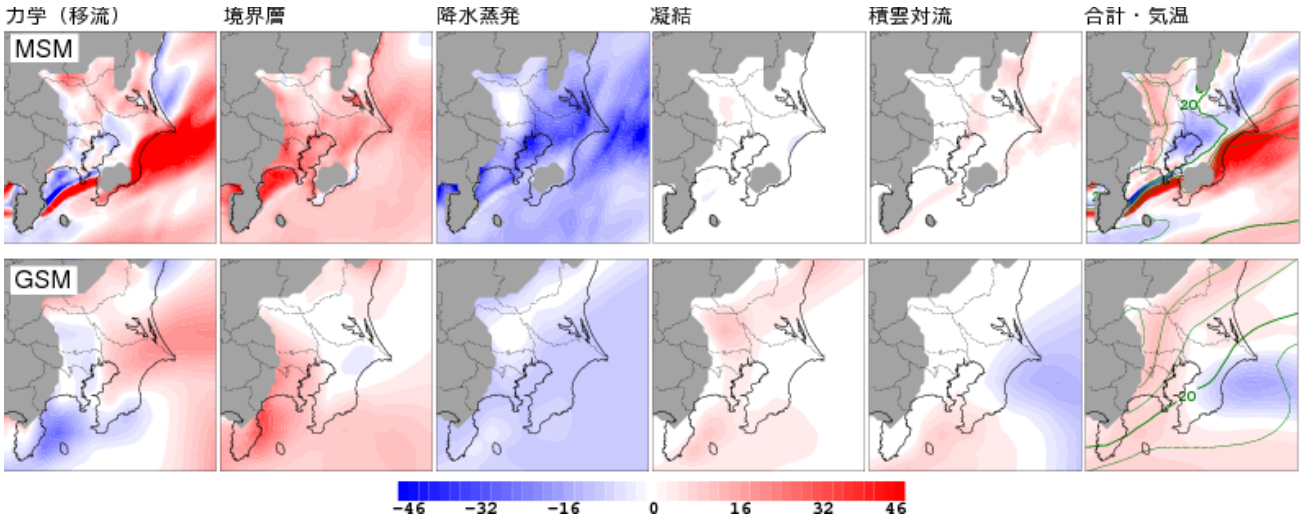

図 4.3.19　2013 年 10 月 15 日 21JST を予想対象時刻とした MSM（FT=33、上段）と GSM（FT=36、下段）の温度の時間変化率（前 1 時間平均、単位：K/日、GSM の出力に合わせるため、MSM の温位の時間変化率を温度の時間変化率に変換している）。MSM が高度 100 m 面、GSM が 980 hPa 面。合計にはこの時刻、それぞれの高度の気温予想値の等値線を描いた。

MSM 予想（9 月 14 日 15UTC 初期値、FT=30）、GSM 予想（9 月 14 日 12UTC 初期値、FT=33）による前 3 時間降水量である。琵琶湖の北西および南東に 3 時間降水量が 100 mm/3h を超える強い降水が観測されている。また、降水が強い領域は琵琶湖の北西および南東それぞれに琵琶湖に沿って広がっているように見える。このような降水の広がり方は、やや降水量は過大であったものの MSM では表現している。同じ図の下段には、MSM の高度 750 m 面、GSM の 925 hPa 面の温位を示しているが、MSM では琵琶湖の北西側に温位傾度帯を予想しており、琵琶湖の北西の強雨域はこの温位傾度帯に沿っていることが分かる。また、実況でも、モデルの予想でも、地上の風向が等圧線をほぼ垂直に横切っていることにも注意したい。

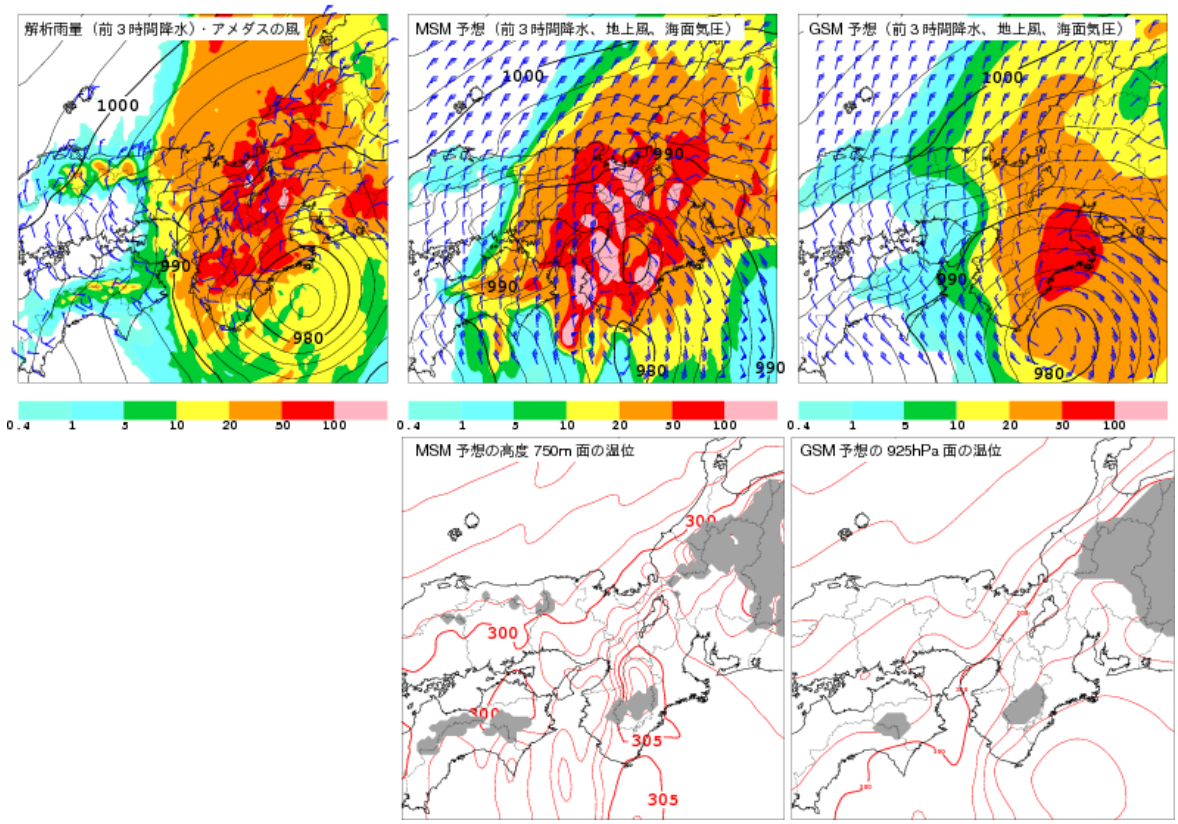

図 4.3.20　2013 年 9 月 16 日 06JST における前 3 時間降水量（塗り分け）・地上風（青矢羽）・海面更正気圧（等値線）の実況値（上段左、降水量は解析雨量、地上風はアメダス観測、海面更正気圧はメソ解析による）、MSM（9 月 14 日 15UTC 初期値、FT=30）（上段中央）および GSM（9 月 14 日 12UTC 初期値、FT=33）（上段右）による予想値、MSM 予想の高度 750 m 面（下段中央）および GSM 予想の 925 hPa 面（下段右）の温位。単位は、降水量が mm/3h、海面更正気圧が hPa、温位が K。

MSM の温位の時間変化率の解析

MSM によるこの温位傾度帯の形成過程を、温位の時間変化率で探る。図 4.3.21 は、琵琶湖を横切る線分における各過程の時間変化率（前 6 時間平均）の鉛直断面を 6 時間毎に示している（断面図に現れる 2 つの山は、左が比良山地、右が鈴鹿山脈である）。図 4.3.22 に示した MSM による前 6 時間降水量の時系列も併せて見ていただきたい。台風に先行して、台風のアウターバンドによる降水が近畿地方を通過する（図 4.3.22 の左から 2 番目の図）。その際に、日本海で降水の蒸発による冷却が見られ、海上に低温位層が形成される。また、低温位層の形成とともに、その層内の風向が北に変化しており（図略）[16]、海上で降水蒸発によって強く冷却された空気の寒気移流により、さらに冷却している（図 4.3.21 の上から 2 段目の図）。なお、この図の鉛直移流や凝結による時間変化率、風向の不連続面の存在から、アウターバンドでは、冷たい空気の上を暖かい空気が滑昇している様子も分かる。すなわち、先行する弱い降水（図 4.3.22 の左から 1 番目の図）の蒸発によって下層を中心に冷却され（図 4.3.21 の上から 2 段目の図）、後から来る暖かい空気がその上に乗り上げやすい環境が作られ、そこで対流が発生して降水量が多くなっていると考えられる。

ここで、台風の接近に先行する降水は、日本海上にも、陸上にも、さらには太平洋上にもある。しかし、蒸発による冷却が大きいのは日本海上である。これは、図 4.3.23 の相対湿度から分かるように、日本海上で大気が乾いていたからである [17]。原ほか (2013) でも指摘したように、蒸発は大気の水蒸気量を増加させる過程であるが、大気は飽和水蒸気量を超える水蒸気を含むことはできないため、乾いている大気ほど蒸発が起こりやすく、相対湿度が 100%になるとそれ以上は蒸発は生じないことに注意が必要である。つまり、降水の蒸発による冷却が大きく寄与するためには、降水が落下する途中の大気が乾燥していることが必要である。

さて、降水の蒸発によって形成された日本海上の温位傾度帯は、北風による寒気移流や地形に伴うと思われる上昇流によって比良山地の上空に移動する（図 4.3.21 の上から 3 段目の図）。図 4.3.21 の鉛直移流や凝結の温位変化率からも分かるように、予想初期（図 4.3.21 の

[16] 地上付近では北風、温度傾度帯で上昇し、上空では南風、そして日本海の降水域で下降するという鉛直循環が見られる。

[17] なぜ、このような相対湿度のコントラストが生じたかも興味深いが未調査である。

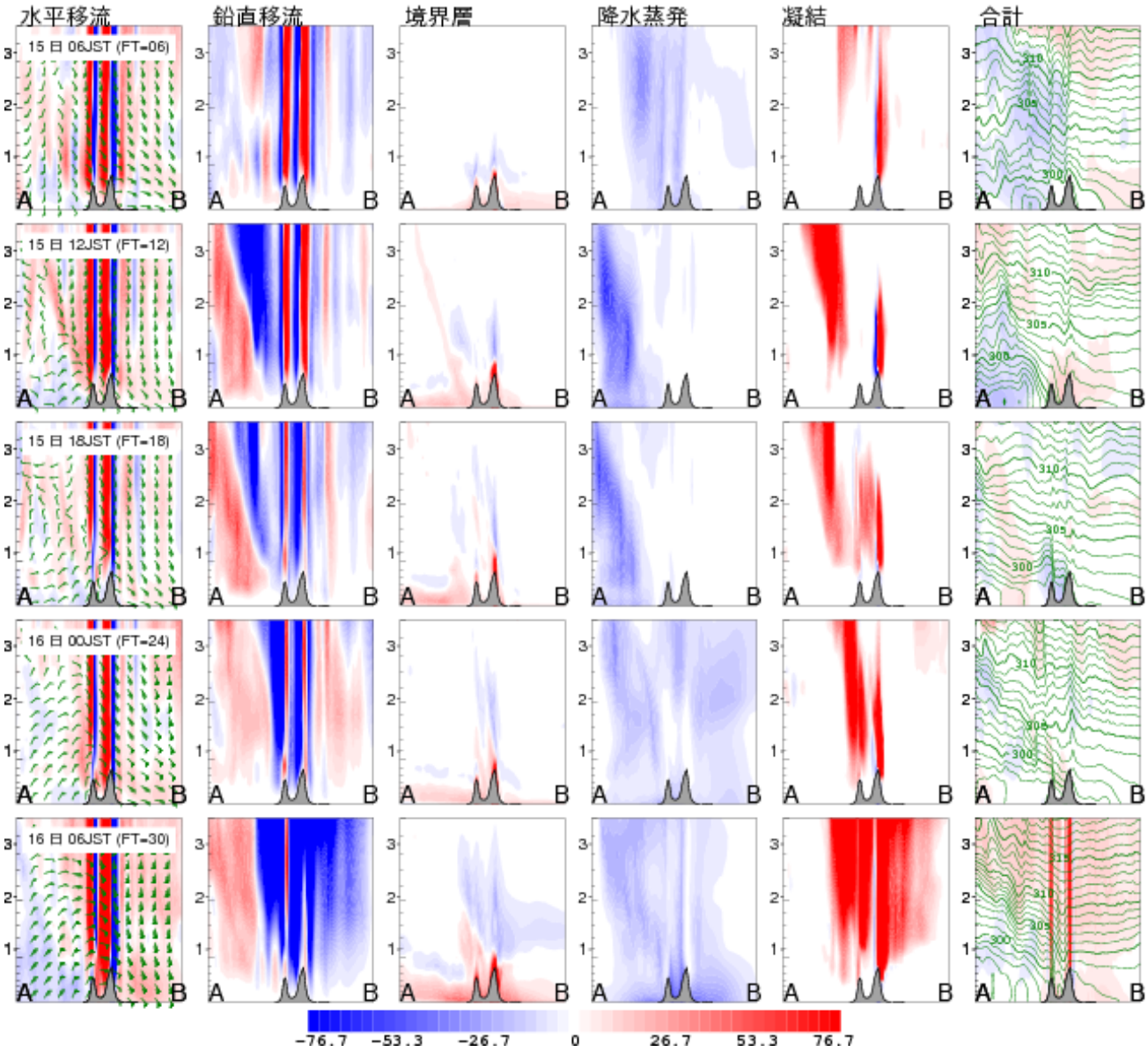

図 4.3.21　MSM 予想の各過程の温位の時間変化率（前 6 時間平均、単位：K/日）の鉛直断面図の 2013 年 9 月 15 日 06JST から 16 日 06JST まで（上から下へ）の時系列（6 時間毎）。断面を描く線分 AB は図 4.3.22 に示した。合計の図にそれぞれの時刻の温位を描いた。

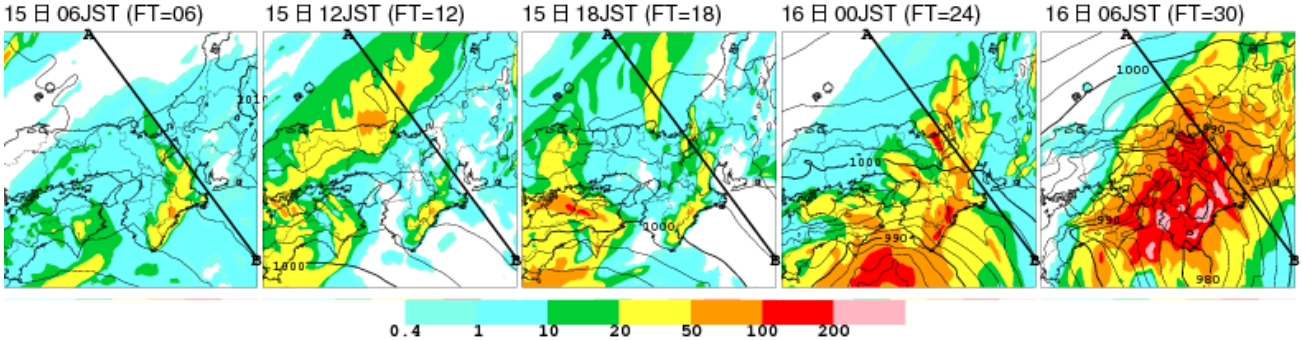

図 4.3.22　MSM 予想による前 6 時間降水量 [mm/6h] の 2013 年 9 月 15 日 06JST から 16 日 06JST までの時系列（6 時間毎）。図 4.3.21 のそれぞれの図の時刻に対応。

上から 1, 2 段目の図）から鈴鹿山脈による強制上昇によって対流は発生し、鈴鹿山脈に沿って、比較的強い降水が予想されている。その中で、日本海上でできた温位傾度帯が比良山地の上に移動し、対流発生に必要な強制上昇をもたらしたり、台風から吹き込む南からの暖かく湿った空気を持ち上げ、冷たい空気の上を滑昇しやすい環境となり、その風下の地域で大雨になったと考えられる。このメカニズムは伊豆大島の大雨事例と類似している。

なお、等圧線を横切る北風は、伊豆大島の例を考慮すると、日本海の上空が冷却されたことによって日本海に高圧部ができて、その高圧部と接近する台風との間の南北の気圧傾度によるものであろう。実際に、運動量の時間変化率からは、伊豆大島の事例と同様に、気圧傾度力がコリオリ力より大きい状況が確認できる（図略）。

解析結果の妥当性の検討

先に述べた関東地方の事例では、海上であったり、陸上であっても標高をほぼ無視できたため、観測による気温でも明瞭に温度（温位）傾度帯を認めることができた。しかし、近畿地方では地形の影響もあり、MSM でも鈴鹿山脈の上空に温位傾度帯を予想したため、観測データと直接比較して、モデルの結果の妥当性を確認するのが、伊豆大島の事例よりも難しい。実際に、大雨となる図 4.3.20 と同じ時刻のアメダス観測では、地上気温の傾度帯は明瞭ではない（図略）。ただし、台風本体の降水に先行するアウターバンドが通過した際に、近畿地方の北側と南側の間で温度傾度が生じていたのは観測からも確認することができること（図 4.3.24）、降水の分布が実況と MSM の予想で大体一致していること、モデルの時間変化率が示す温度傾度帯形成のプロセスに気象学の観点から不合理な点がないと考えられることから、ここで示したようなプロセスによって温位傾度帯が形成され、それが大雨をもたらす一因になった可能性が高いと考えてよいだろう。

(2) 2014 年 2 月 8 日における関東地方での大雪

既に、伊豆大島の事例でも述べたように、一見、全く違うように見える台風の事例と大雪の事例が、水の相転移が関係した温度傾度帯の形成ということでつながっている。2014 年 2 月 8 日の関東地方での大雪の事例でも、南岸低気圧の接近に伴って、関東地方に強い温度傾度帯が形成されており、その動向が降水種別の予想に大きな影響を与えた。

2014 年 2 月 8 日、南岸低気圧の接近に伴い、関東地方で大雪となり、東京では最大 27 cm の積雪を記録した。2013 年 1 月 14 日の関東地方での大雪の事例 (原ほか 2013) では、降水が雨から雪に変わるか否かの予想が難しかったのに対し、この事例では降水が始まる前から関東地方の下層の気温が低かったことから、降り始めは雪であると予想され、実況もその通りであった。その中で、予報の 1 つのポイントは、南岸低気圧の降水域が最も近づく 8 日の 18JST から 21JST 頃の気温と降水種別であったと言える。

図 4.3.25 は 8 日 21JST における地上気温、地上風、前 3 時間降水量の実況（毎時大気解析、解析雨量）、MSM 予想（2 月 7 日 15UTC 初期値）、GSM 予想（2 月 7 日 12UTC 初期値）を示したものである。実況では房総半島東部に温度傾度帯が見られる。MSM ではその温度傾度帯を表現はしているものの、位置がやや西寄り（寒気側）にずれている。GSM では実況や MSM 予想のような明瞭な温度傾度帯を表現していない。MSM と GSM の予想の差は、再三にわたって述べた GSM の水の相変化に伴う冷却の上限値によるところが大きい。降水量については、予想と実況の間に大きな差はないが、気温の予想に大きな差があったために、東京、千葉、埼玉などの降雪量ガイダンスの予想には差が生じた。図 4.3.26 は、図 4.3.25 で示した MSM、GSM それぞれの予想気温を入力とした [18]8 日 21JST までの最大降雪量ガイダンスによる降雪量の予想である。温度傾度帯が明瞭ではなく、東京で既に 3°C 程度まで気温を上昇させる GSM 予想を用いた GSM ガイダンスでは、東京の 3 時間最大降雪量は 0 cm となっていた。一方、MSM では東京で数 cm の降雪を予想している（実況は 12 cm）。MSM 予想では、温度傾度帯の位置がずれていたものの、東京はまだ MSM が予想する温度傾度帯の寒気側に位置していたからである。しかし、MSM では温度傾度帯の暖気側に入ると予想された千葉では、予想降雪量は 0 cm であったが、実況では 11 cm の降雪があった。原ほか (2013) でも述べたように、MSM では温度傾度帯の形成は予想できることが多いものの、その位置については不確実性が高いことをこの事例でも示している。伊豆大島の事例でも述べたように、温度傾度帯の位置については、様々なプロセスが寄与しているため、モデルの予想の不確実性が大きい。ただ、この事例にも見られるように、温度傾度帯が実況より寒気側に位置して予想されることが多く、モデルの特性の 1 つとして留意していただきたいことである。

なお、図 4.3.25 の実況の地上風から分かるように、この事例でも等圧線を横切って北風が吹いており、台風第 26 号接近に伴う伊豆大島の事例、台風第 18 号接近に伴う近畿北部などの事例と共通していること [19]、また、MSM, GSM ともにその北風を予想できていることを指摘しておく。

この事例では原ほか (2013) でも指摘した GSM の蒸発・融解に伴う冷却の上限値に伴うもう 1 つの問題も

[18] 正確には、モデル気温は格子形式気温ガイダンスの入力となり、最大降雪量ガイダンスは、格子形式気温ガイダンスの気温を用いる (古市 2010)。

[19] 原ほか (2013) では触れていないが、2013 年 1 月 14 日の関東地方の大雪の事例でも、等圧線を横切る北風が関東地方で吹いている。

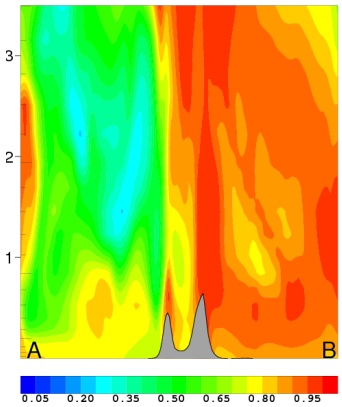

図 4.3.23　MSM 予想による 2013 年 9 月 15 日 03JST (FT=03) における相対湿度の鉛直断面図。断面図を描く線分は図 4.3.21 と同じ。

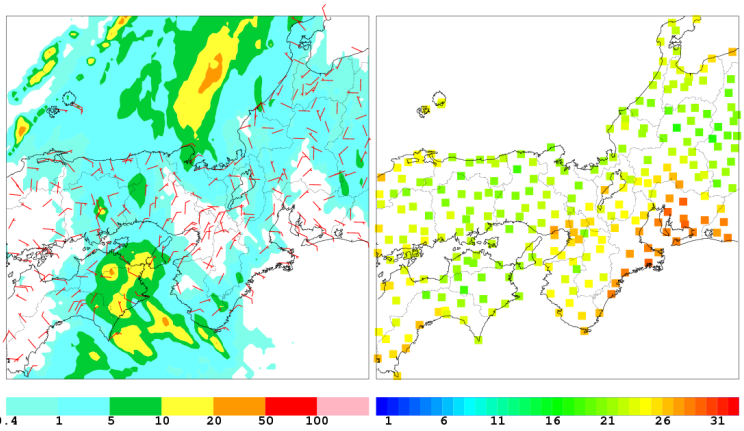

図 4.3.24　2013 年 9 月 15 日 10JST における（左）前 1 時間解析雨量（単位：mm/h）とアメダス観測による地上風（赤矢羽）、（右）アメダス観測による地上気温（単位：°C）。

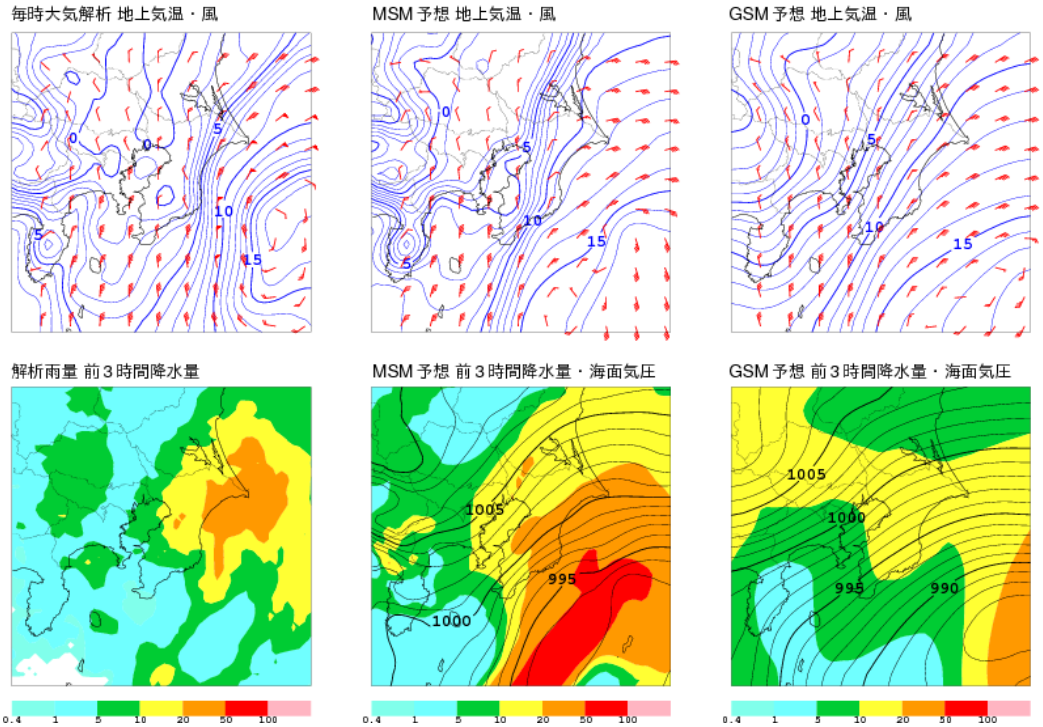

図 4.3.25　2014 年 2 月 8 日 21JST における地上気温と風（上段）と前 3 時間降水量（塗り分け）・海面更正気圧（等値線）（下段）。（左列）実況（地上気温・風: 毎時大気解析、降水量: 解析雨量）、（中央列）MSM（2 月 7 日 15UTC 初期値、FT=21）の予想、（右列）GSM（2 月 7 日 12UTC 初期値、FT=24）の予想。単位は、降水量が mm/3h、海面更正気圧が hPa、気温が °C。

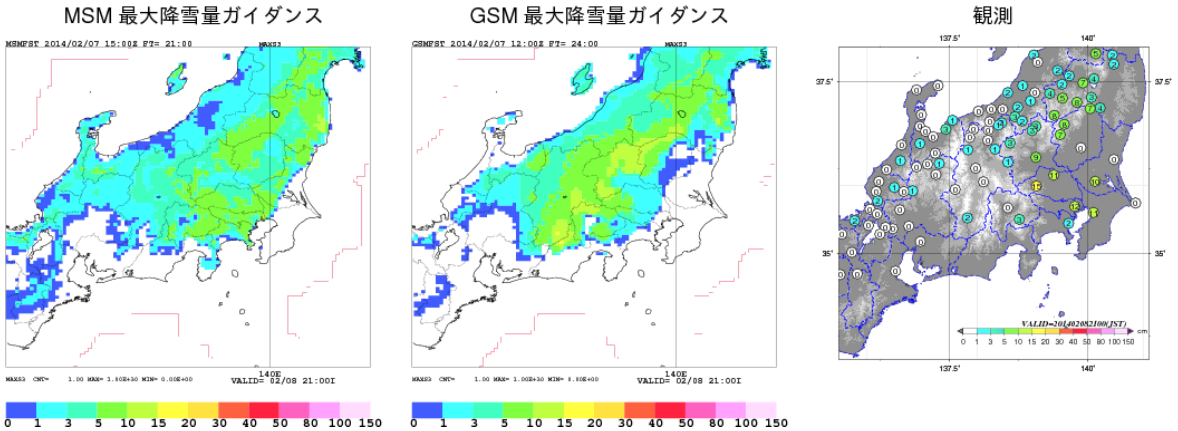

図 4.3.26　2014 年 2 月 8 日 21JST における前 3 時間最大降雪量（単位：cm）の MSM・GSM ガイダンスによる予想（左: MSM、中央: GSM）と実況（右）。初期時刻は MSM が 2014 年 2 月 7 日 15UTC、GSM が 2014 年 2 月 7 日 12UTC。

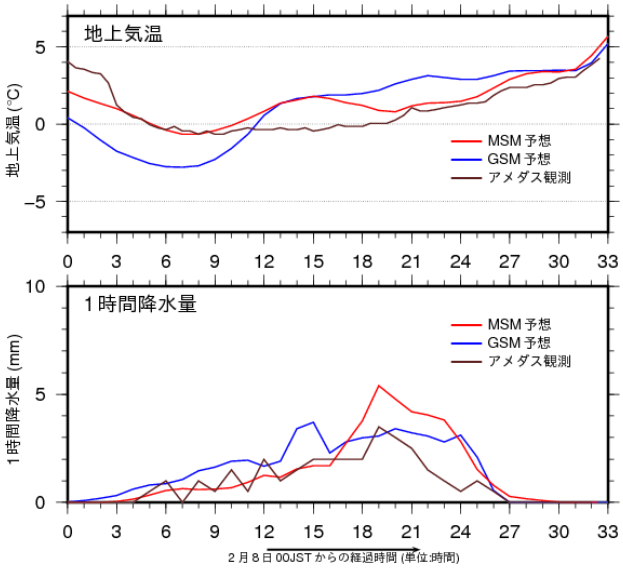

図 4.3.27　東京の地上気温（上段、単位: °C）と 1 時間降水量（下段、単位：mm/h）の MSM（赤線）と GSM（青線）による予想とアメダス観測による実況（茶線）。横軸は 2013 年 2 月 8 日 00JST からの経過時間（単位：時間）を示す。

発現している。GSM では、上限値を超える冷却が計算されると、その上限値に対応する冷却をそのモデル面の層で適用し、残りは下の層を冷却する（その下の層でも上限値に達すれば、その次の層を冷却する。以下、繰り返し）。そのため、本来は上空に限られる融解による冷却が、地上にまで達してしまうことがある。図 4.3.27 の東京の地上気温を見ると、降水の降り始めに、GSM の予想は実況に比べて大幅に気温を下げてしまっており、8 日の朝に −3°C にまで気温が低下する予想になっている [20]。これは、上空での融解による冷却が、上で述べた仕組みで下層まで達してしまったためであることが分かっている（図略）。

(3)　2014 年 2 月 14 日〜15 日における関東甲信地方での大雪

2014 年 2 月 14 日〜15 日にかけても関東甲信地方で大雪があり、特に山梨県では平年をはるかに超える記録的な降雪量となった。この事例においても、関東地方に温度傾度帯が形成されていた。しかし、南岸低気圧の進行に対するモデル予想が悪く、その結果として、温度傾度帯の動向の予想もよくなかった。

山梨県、特に甲府盆地での大雪については、この温度傾度帯とは直接は関係なさそうである。甲府盆地でのモデルの気温低下の予想は十分とは言えず、別途、詳しく検討する必要があると考えるが、ここでは、関東地方における温度傾度帯の実況と予想についてのみ、言及しておくこととする。

図 4.3.28 を見ると、実況では房総半島の西側または東京湾の西から、千葉県の北西部、茨城県に延びる温度傾度帯が形成されているのが分かる。一方、MSM では温度傾度帯はあるものの実況より弱く、内陸にまで入り込んでおり、また、GSM も同様の傾向が見られる。風の分布から低気圧の位置を推測すれば、実況（毎時大気解析）では房総半島付近に循環が見られるのに対し、MSM では渥美半島の南、GSM では伊豆半島付近に循環が見られ、実況と大きく異なっている。実況では、関東で温度傾度帯に吹き込む北西風が見られ、これまでの事例考察を踏まえると、温度傾度帯の寒気側からの維持に寄与していると考えられる（この風も等圧線をほぼ垂直に横切っていると考えられることに注意）。それに対し、モデルの予想ではそのような風は見られない。これは、低気圧の位置が異なるために、気圧場が異なり、北風の形成に関係する南北の気圧傾度力が十分に得られないからであろう。このように、温度傾度帯をモデルが正しく表現するためには、それより大きなスケールの気圧場がある程度正しく表現されていることが前提になることに留意していただきたい。

本節のテーマの温度傾度帯からやや外れるが、GSM と MSM で低気圧の位置の予想が大きく異なってしまった要因をいくつか挙げておく。

図 4.3.29 は 2 月 14 日 00UTC 初期値の MSM と GSM の初期値の海面更正気圧と風である。この 2 つの初期値を比べると、低気圧の中心位置が MSM と GSM で異なっていることが分かる。その後の時刻でも、2 つのモデルの初期値の間には低気圧の位置に差が見られ、モデル間の初期値の差はなくなることがなかった。初期値を作成するデータ同化は、モデルの予報値である第一推定値を観測データによって修正するので、観測データが十分にないと、第一推定値がそのまま初期値となってしまい、実況からの乖離が大きい第一推定値が修正されないこともある。坂本ほか (2013) でも述べたように、MSM と GSM の予想の間に差が見られたときの原因の 1 つとしてあり得るのがこの事例のように初期値の差である。モデル間で予想に差が見られたときには初期値に差がないかをチェックすること、また、初期値に差があった場合には、実況などからどちらが妥当であるかについての検討をしていただきたい。

また、この低気圧の動向を追跡すると、それぞれのモデルのシアーの上に強い降水を予想し、その降水域付近に新たな循環を作っている構造が見られる（図略）。シアーの上に強い降水域を予想し、そこに新しい循環を作るという現象は、シアーの位置や収束の強さ、降水量などが関係し、少しの違いが大きな違いにもなり得る不確実性の大きな現象である。さらに、実況（客

[20] ただし、MSM では 8 日の日中に実況では見られない気温の上昇を予想している。09JST から 15JST にかけて、100 W/m^2 の下向き短波放射の入射が地表面にあり、それに対応して地表面温度が上昇している。気温の上昇もこれに対応していることから、雲が薄くてある程度の短波放射が地上に達してしまったことが原因と考えられる。ある程度の降水があるときに雲が薄く、実況より短波放射量が多いのは、これまでもいくつかの事例で見られており、MSM の課題である。

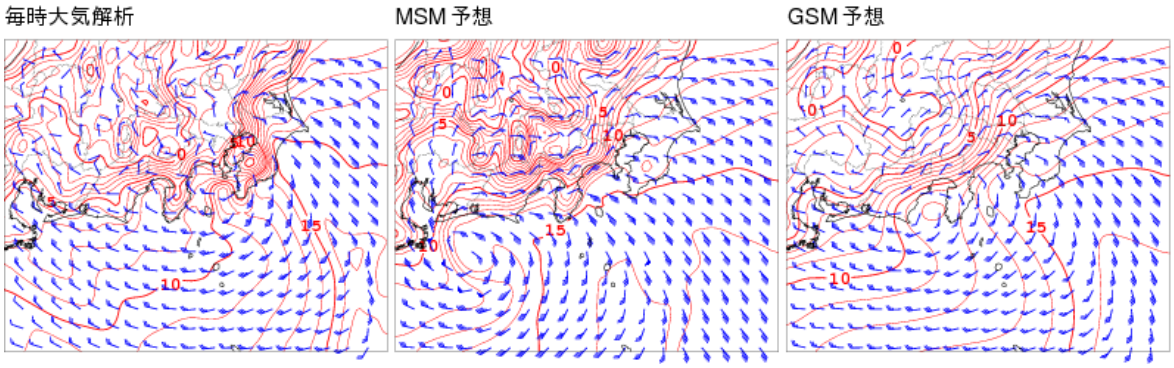

図 4.3.28　2014 年 2 月 15 日 09JST における地上気温（赤等値線、単位：°C）と風（青矢羽）の毎時大気解析による解析（左）、MSM による予想（中央、2014 年 2 月 13 日 15UTC 初期値）、GSM による予想（右、2014 年 2 月 13 日 12UTC 初期値）。

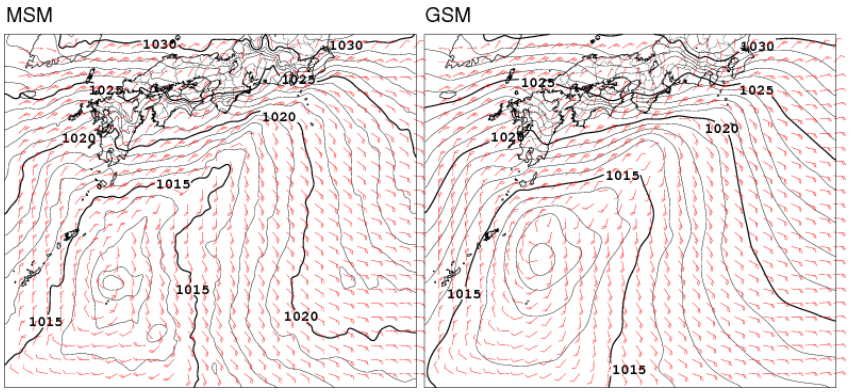

図 4.3.29　2014 年 2 月 14 日 00UTC の MSM（左）と GSM（右）それぞれの初期値の海面更正気圧（黒等値線、単位：hPa）と風（赤矢羽）。

観解析）では、この南岸低気圧に対応する上空の気圧の谷が南の海上から中部山岳の方へ進行したのに対し、低気圧の北東のシアー上に降水が集中した領域を作り、そこから下層の収束を起源とする低気圧が形成され、房総半島に進んだように見える（図略）。このように、低気圧の動向が複雑でモデルで予想することが難しい現象であったことも、モデル間の予想の差、さらには、実況との大きな乖離を生んだ原因と考えられる。

(4)　2014 年 8 月 31 日から 9 月 1 日にかけての日本の南岸の前線形成

第 4.3.2 項 (3) の GSM の温度時間変化率の解析において、GSM の下層の冷却が過大である可能性があることについて言及した。取り上げた伊豆大島の事例のほかにも、GSM の海上での冷却が過大と考えられる事例があった。ここでは、その事例の 1 つとして、2014 年 8 月 31 日から 9 月 1 日にかけて日本の南岸に前線が形成された事例を取り上げる [21]。

図 4.3.30 は、2014 年 9 月 1 日 09JST を予想対象時刻とした海面更正気圧、前 3 時間降水量、地上風の MSM と GSM それぞれの予想と降水量の実況（解析雨量による前 3 時間降水量）を示したものである。MSM の予想を見ると、降水分布の実況との対応はよくないものの、関東から東海、四国の南岸に延びる風のシアーラインがあり、そのシアーラインに沿った強い降水域が一部では見られる。そしてそのシアーに対応して東海沖から四国沖に低圧部を表現している。一方、GSM ではそのシアーはほとんど表現されていない。その後、実況では、このシアー上に低気圧が発生し、発達しながら東北の太平洋沖へと進むが、GSM では低気圧が発生する直前の初期値になるまで、その前線上に発生する低気圧の発生も予想できていなかった（図略）。

この事例については、初期値の段階で日本の南岸の海上の表現も大きく異なり（図略）、そのことも MSM と GSM の予想に大きな差があった原因の 1 つと考えられる [22]。ここでは、初期値の違いを排除して、モデルの違いによって生じる違いを調べるため、2014 年 8 月 30 日 12UTC の GSM の初期値を使って、MSM と

[21] これまでの伊豆大島の事例、近畿北部・中部および北陸西部、関東の大雪 2 例については、GSM は鉛直層数が 60 層の GSM1304 の結果を基に解析した。この事例のみは、鉛直層数 100 層の GSM1403 の結果である。

[22] 繰り返しになるが、初期値を作成するデータ同化は、モデルの予想値である第一推定値を観測データによって修正するものであり、観測値がない場合には、第一推定値がそのまま初期値として使われる。海上の下層の気温については観測データ量が十分ではなく、初期値にはモデルのバイアスが現れることがある。今回の事例でも、GSM の初期値の下層の気温は MSM に比べて 2°C 以上低く（図略）、GSM が持つ下層の低温バイアスを反映したものであろう。

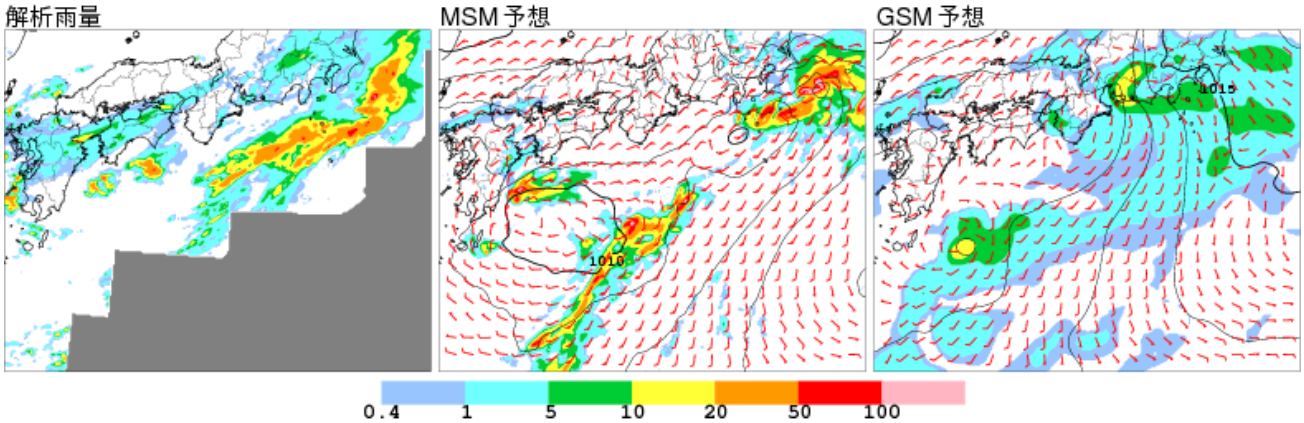

図 4.3.30　2014 年 9 月 1 日 09JST の解析雨量による前 3 時間降水量（左）、その時刻を予想対象時刻とした前 3 時間降水量（塗り分け、単位：mm/3h）、海面更正気圧（等値線、単位：hPa）、地上風（赤矢羽）の MSM（中央、2014 年 8 月 30 日 15UTC 初期値）と GSM（右、2014 年 8 月 30 日 12UTC 初期値）それぞれの予想。

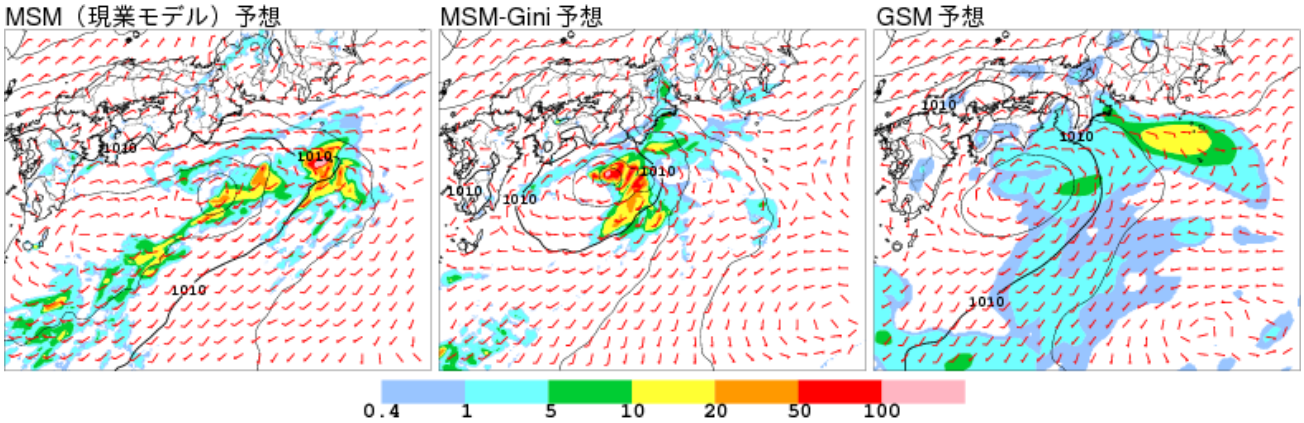

図 4.3.31　2014 年 8 月 31 日 15JST を予想対象時刻とする（左）MSM（2014 年 8 月 30 日 15UTC 初期値）、（中央）MSM-Gini (2014 年 8 月 30 日 12UTC 初期値)、（右）GSM (2014 年 8 月 30 日 12UTC 初期値) の前 3 時間降水量（塗り分け、単位：mm/3h）、海面更正気圧（黒等値線、単位：hPa）、地上風（赤矢羽）の予想。

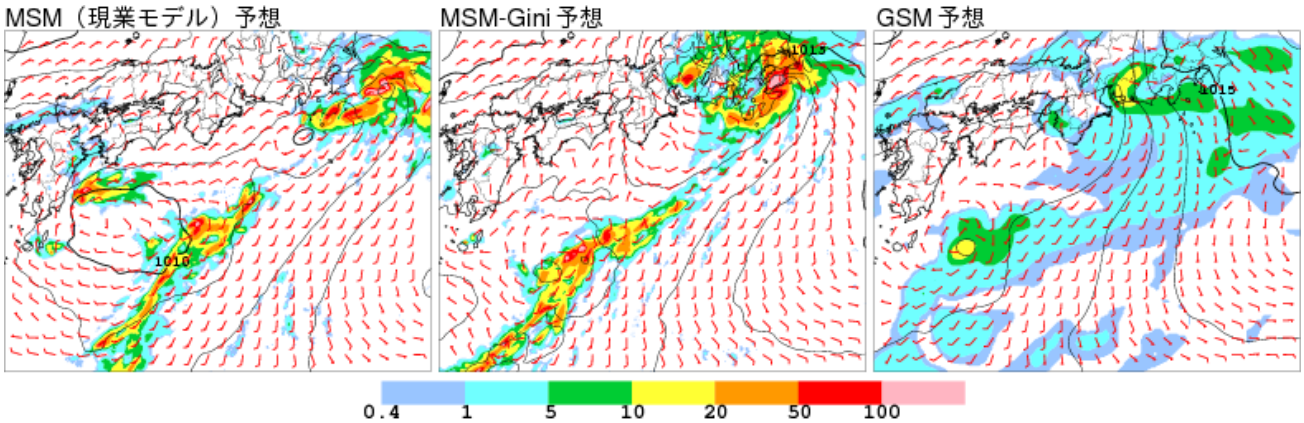

図 4.3.32　図 4.3.31 と同じ。ただし、2014 年 9 月 1 日 09JST を予想対象時刻としたもの。

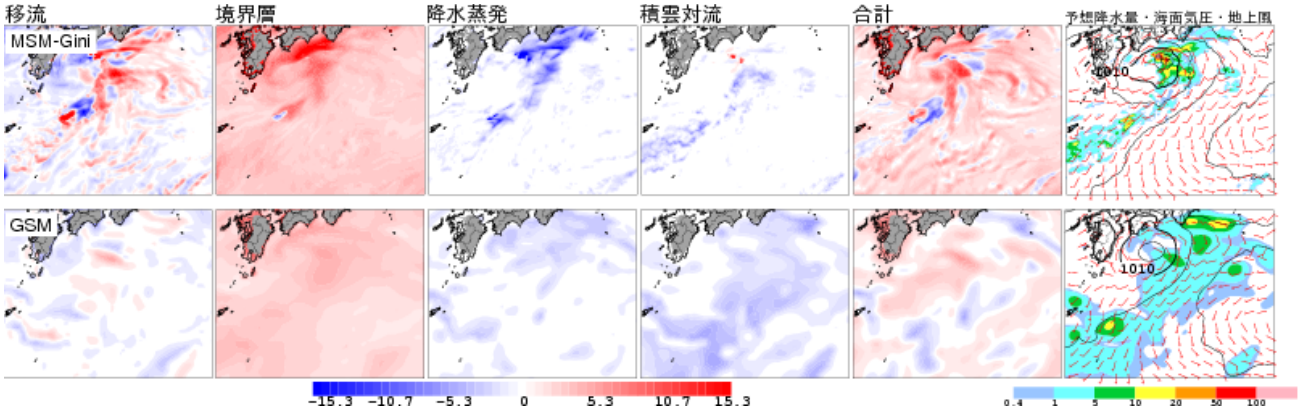

図 4.3.33　2014 年 8 月 31 日 12JST における MSM-Gini（上段）と GSM（下段）それぞれの予想の各過程からの温度の時間変化率（前 3 時間平均、単位：K/日）と前 3 時間降水量（塗り分け、単位：mm/3h）、海面更正気圧（黒等値線、単位：hPa）、地上風（赤矢羽）の予想。温度の時間変化率は、MSM-Gini は高度 200 m 面（気圧約 990 hPa に対応）、GSM は 990 hPa 面におけるものである。

同じ設定のモデル (MSM-Gini) を実行してみた [23]。

予想の前半（図 4.3.31）では、MSM の予想が紀伊半島沖に低気圧を表現しているのに対して、MSM-Gini の予想は低圧部が MSM 予想よりも西側であるなど、GSM の予想と似た表現であり、初期値の影響が大きいと考えられる。しかし、前線が明瞭になる予想の後半（図 4.3.32）になると、GSM の予想では東海沖の風のシアーの表現は明瞭ではなかったが、MSM-Gini の予想では MSM 予想と同様にそのシアーを明瞭に表現し、モデルの違いによる予想の差が見られる。このように、モデル予想における前線（シアー）の形成の違いは、モデルの違いが大いに寄与していることが分かる。

シアーが顕在化し始める時刻（8 月 31 日 12JST）における MSM-Gini と GSM それぞれの下層の温度の時間変化率を比べてみる（図 4.3.33）。MSM-Gini の予想では、四国の南の海上から南西諸島方面に延びる降水帯に沿って、合計の温度変化率の冷却域と加熱域が対峙している領域がある。この事例では、これまでに示してきた伊豆大島の大雨の事例などのような明瞭な温度傾度帯の形成は見られなかったものの、弱い不連続帯に南からの暖湿気が流入して、その不連続帯に沿って降水をもたらし、その風下側で降水蒸発や積雲対流によって冷却されている様子が MSM-Gini の温度時間変化率から分かる。このようにして不連続帯の南北で温度傾度を強め、前線を強化している。

一方、GSM では、このような強い加熱と冷却が隣り合っているような領域は見られない。また、MSM-Gini と比較すると、積雲対流による冷却の分布が大きく異なり、GSM の方が海上に大きく広がっている。この積雲対流過程による冷却は、積雲対流過程の中の降水の蒸発による冷却が主に寄与しているものである（実際に積雲対流による冷却域と降水域は概ね一致している）。既に述べたように、その降水の蒸発による冷却を雲（物理）過程と積雲対流過程のどちらで表現するべきかは、モデルの解像度等に依存する [24]。したがって、下層のこれらによる冷却については、雲過程の降水蒸発による冷却と積雲対流による冷却の和が実況に合致していればよい。しかし、それを踏まえても、GSM の下層の積雲対流過程による冷却は MSM-Gini と比べれば過大で、南北の温度傾度を作りにくい状態になっている。弱いシアーができると、それに向かってより暖湿流が流れ込むというフィードバックがかかるが、GSM ではそのフィードバックも表現されておらず、結果として、前線をほとんど表現していなかった。

以上のように、この事例による解析でも、積雲対流過程による海上の下層の冷却が過大である可能性があることが分かった。GSM の積雲対流による下層の冷却は、主に積雲対流に伴う降水の蒸発によってもたらされるものであるため、積雲対流による海上の過大な下層の冷却は、積雲対流に伴う海上の降水の過多に対応する。この特性は、降水域が広いというだけでなく、下層の温度場に強く影響し、その過大な下層の冷却によって、温度傾度帯（前線）の表現、そのシアー上に発生する低気圧の表現に大きな影響を与えうることに注意する必要がある。

また、2014 年 8 月に各地で発生した大雨の際には、MSM に比べて GSM の海上の温度が 2°C 以上低いことが多々見られ、それに伴って海上から前線に向かう暖かく湿った空気の流入が不十分で、降水量が過小である事例が多く見られた [25]。これらのことも、GSM の

[23] ただし、陸上の地面温度の初期値は、MSM-Gini においても GSM のものではなく、メソ解析の地表面解析値を用いている（海面温度は同じものを用いている）。この事例は海上における前線の形成であるので、初期値における陸上の温度の違いはほとんど影響ないと考えている。

[24] 高解像度になり積雲対流パラメタリゼーションを必要としないモデルでは、全ての降水蒸発による冷却を雲（物理）過程が表現することになる。

[25] なお、下層の気温の違いだけでなく、下層の風速にも違いがある場合が多く見られた。そのような場合には、GSM 予

海上における下層の過大な冷却と関連していると推察される。

4.3.4 まとめとモデルの解釈上の留意点

モデルの温位（温度）の時間変化率に着目して、2013年台風第26号接近に伴う伊豆大島の大雨の事例について解析し、モデルが表現する現象のメカニズム、モデル予想の不確実性、モデルの課題について述べた。その知見を元に、2013年台風第18号接近に伴う近畿北部などの大雨事例、2014年2月8日および14日〜15日の関東地方などでの大雪事例についても同様の観点で紹介した。

これらの事例には、いくつかの共通点があった。その最たるものは、全ての事例で温位（温度）傾度帯が形成されて、それが大雨や大雪の予想に大きな影響を与えたことである。そして、その温位傾度帯の形成には降水の蒸発、または雪の融解といった水の相転移に伴う熱の吸収が重要な役割を果たしていた。また、その温位傾度帯の寒気側では、等圧線を横切るような北風が見られ、この北風が温位傾度帯の移動や維持に大きく寄与していた。台風第26号接近に伴う伊豆大島の大雨事例では、前々日夕方〜前日未明にかけての陸域、特に山岳域の放射冷却による冷却が関東地方の北西部に高圧部を作り、その高圧部と接近する台風の間で気圧傾度を作って北風になっていた。また、台風第18号接近に伴う近畿北部などの大雨事例では、先行するアウターバンドによる降水の蒸発に伴う日本海の上空での冷却によって、台風の北側に高圧部が形成されていた。このように何らかの原因によって北側が冷却され、下層では北風になっていることも、これらの事例に共通している。

また、GSMでは水の相転移に伴う冷却に対して上限値が設定されていて、それによって降雪の際に気温が十分に下がらなかったり、または下がりすぎたりすることを原ほか (2013) で紹介した。降雪事例だけでなく、一見、関係がないように見える台風の事例においても、その上限値によって温度傾度帯の形成を十分に表現できず、モデルの予想を解釈する上で注意が必要なことが分かった。

GSMの各過程の時間変化率をめぐっては、伊豆大島の大雨の事例解析を通じてGSMの下層の冷却が過大である可能性を挙げた。その過大な下層の冷却が南岸の前線形成にも影響している可能性があることを2014年8月31日〜9月1日の事例で初期値をそろえた2つのモデルを比較することで示し、過大と疑われる下層の冷却が、大きなスケールの場にも影響を及ぼしうることが分かった。

モデルが大雨を予想している場合に、その原因を探ることが重要であることは言うまでもないが、その際にこれらの事例解析を思い出し、温位（温度）傾度帯が形成されていないか、もし顕著な温位傾度帯がモデルによって予想されていたら、その妥当性をこれらの事例と比べながら、確認していただきたい。このような事例解析の積み重ねが、現象やモデルの解釈に大きく資すると考える。

なお、モデル予想による温位傾度帯の位置や動向の予想には不確実性が大きいことは、本節でも原ほか (2013) でも述べてきたことである。また、MSMの予想では、このような温位傾度帯は実況より寒気側に押し込まれてしまうことが多いようである（伊豆大島の大雨の事例、2月8日の関東地方の大雪の事例など）。既に示してきたように、温位傾度帯の位置は、様々な過程が寄与して、しかも全体としてほぼバランスしている。本節での解析を踏まえれば、温位傾度帯が実況より寒気側に押し込まれてしまう原因として、温位傾度帯の寒気側での降水が過小で（または、寒気側が乾燥していないために）降水による冷却が十分ではない、または境界層による加熱がその冷却を打ち消している、寒気側からの寒気移流が過小、暖気側からの暖気移流が過大、温位傾度帯付近での上昇流に伴う凝結による加熱が過大、などのいくつかの原因が考えうるが、現時点ではその原因は定かではない。温位傾度帯の位置の予想については、不確実性が大きいことに注意していただきたい。

原ほか (2013) や本節の最大の目的は、関東地方の大雪事例や台風に伴う大雨事例という特定の事例に対する解説ではなく、本節で示したようなプロセスが起こりうることを紹介し、現象を物理的に解釈することの大切さを示すことであった。モデルの予想結果を利用するにあたっては、日頃から日々の現象やモデルの結果を確認して、「なぜ、そのような現象が発生しているのか」「なぜ、モデルがそのような予想をしているのか」ということを**物理的に**考えること、そして、それを理解するために、本節のような事例解析による知見の蓄積、気象学の基礎的素養、そして現在の数値予報モデルの仕様についての知識を深めることにぜひ取り組んでいただきたいと考える。

想の東側の高気圧の西への張り出しや、西側の低気圧の発達が実況に比べて不十分であるために、東側の高気圧と西側の低気圧の間の気圧傾度が小さかった。その結果、下層の海上からの南寄りの風が弱く、十分に暖湿気が流入していなかった。

参考文献

石田純一, 2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 27–43.

気象庁, 2014: 災害時気象速報「平成25年台風第18号による9月15日から17日にかけての大雨、暴風及び突風」. 災害時自然現象報告書2014年第1号, http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_2014_01.pdf.

坂本雅巳, 小泉友延, 原旅人, 2013: 2013年4月6日か

ら 7 日にかけて発生した低気圧. 平成 25 年度数値予報研修テキスト、気象庁予報部, 90–106.

東京管区気象台, 2014: 災害時気象速報「平成 25 年台風第 26 号に伴う 10 月 15 日〜16 日の伊豆大島の大雨」. 災害時自然現象報告書 2014 年第 1 号, http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_201401.pdf.

原旅人, 2012: 数値予報モデルにおける物理過程の役割. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 2–7.

原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013 年 1 月 14 日の関東大雪. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71–89.

古市豊, 2010: 降雪ガイダンスの改良と利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78–81.

牧野眞一, 岸本賢司, 土井内則夫, 梅津浩典, 2013: 大雪の事例（平成 25 年 1 月 14 日関東地方南部の大雪事例）. 平成 25 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 28–48.

室井ちあし, 2012: 数値予報モデルの全体構造. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 24–25.

付録 A　数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表

数値予報課が所掌する数値予報システムとガイダンスの概要、およびプロダクトの送信時刻に関する情報を以下の表に示す（平成 26 年 11 月現在）。

A.1　数値予報システム [1]

A.1.1　全球数値予報システム（全球モデル (GSM)・全球解析 (GA)）

予報モデル	
水平分解能	TL959（格子間隔約 20 km：0.1875 度）[2]
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間	84 時間（初期時刻：00, 06, 18UTC） 264 時間（初期時刻：12UTC）
境界値	
地中温度	予測する（初期値は解析値 [3]）
土壌水分	飽和度を予測する（初期値は気候値）
積雪被覆	積雪水当量を予測する（初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの）
海面水温	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えたもの
海氷分布	全球海氷密接度解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）から作成した海氷分布の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えたもの
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平分解能	アウターモデル [4] の水平分解能：TL959（格子間隔約 20 km：0.1875 度）[2] インナーモデル [4] の水平分解能：TL319（格子間隔約 55 km：0.5625 度）[2]
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）＋地上 [5]
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から 3 時間後まで
観測の待ち受け時間	速報解析 [6]：2 時間 20 分 サイクル解析 [6]：11 時間 50 分 (初期時刻：00, 12UTC) 7 時間 50 分 (初期時刻：06, 18UTC)
利用する主な観測（観測データもしくは 算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（風、気温）、地上（気圧 [5]、積雪深 [7]）、船舶・ブイ（気圧 [5]）、アメダス（積雪深 [7]）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度）、衛星マイクロ波散乱計（海上風）、衛星ハイパースペクトル赤外サウンダ（輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折角）、地上 GNSS（大気遅延量）
台風ボーガス	速報解析、サイクル解析ともに擬似観測値（海面更正気圧、風）を利用

[1] 永戸 久喜
[2] T は三角形波数切断の意味で数字は切断波数を表す。TL は線形格子を、T のみの場合は二次格子を使用することを示す。
[3] 観測データは同化されておらず、解析システム内で予測された値が利用されている。
[4] アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。
[5] 地上観測および船舶・ブイ観測の気温・風・湿度のデータは、2 次元最適内挿法による地上解析値作成に利用される。ただし、この地上解析値はモデルの初期値としては使われない。
[6] 全球解析には予報資料を作成するために行う速報解析と観測データを可能な限り集めて正確な実況把握のために行うサイクル解析の 2 種類の計算がある。
[7] 積雪深のデータは積雪被覆の初期状態を計算するために利用される。

A.1.2 台風アンサンブル予報システム (TEPS) [8]

予報モデル		
水平分解能	TL479（格子間隔約 40 km：0.375 度）[2]	
鉛直層数	60 層（最上層 0.1 hPa）	
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC	
予報時間	132 時間	
メンバー数	25 メンバー（24 摂動ラン＋コントロールラン）	
初期値および摂動作成手法		
初期値	全球解析値を TL479 へ解像度変換したもの	
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法	
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法（摂動ランのみ）	
SV 計算の詳細		
SV 計算の対象領域	北西太平洋領域	熱帯擾乱周辺域
	20°N〜60°N, 100°E〜180°E	時刻から 24 時間後の熱帯擾乱の推定位置を中心とする半径 750 km の等距離領域（最大 3 領域）
接線形・随伴モデルの分解能	T63（格子間隔約 180 km：1.875 度）[2]、鉛直層数 40	
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、 鉛直拡散、地表面フラックス	（左に加えて）積雲対流過程、 重力波抵抗、長波放射、雲水過程
評価時間	24 時間	
摂動の大きさの評価（ノルム）	湿潤トータルエネルギー	
初期摂動の振幅	湿潤トータルエネルギーを用いて決定	
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法	
利用する SV の数	それぞれの領域で 10 個	

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第 55 号の第 3, 4 章を参照のこと。

[8] 台風アンサンブル予報システムの結果は部内の台風予報作業のために利用されており、プロダクトの配信は行っていない。

A.1.3 **週間アンサンブル予報システム** (WEPS)

予報モデル			
水平分解能	TL479（格子間隔約 40 km：0.375 度）[2]		
鉛直層数	60 層（最上層 0.1 hPa）		
初期時刻	00, 12UTC		
予報時間	264 時間		
メンバー数	27 メンバー（26 摂動ラン＋コントロールラン）		
初期値および摂動作成手法			
初期値	全球解析値を TL479 へ解像度変換したものを利用		
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法		
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法（摂動ランのみ）		
SV 計算の詳細			
SV 計算の対象領域	北半球領域	熱帯領域	南半球領域
	30°N〜90°N	30°S〜30°N	30°S〜90°S
接線形・随伴モデルの分解能	T63（格子間隔約 180 km：1.875 度）[2]、鉛直層数 40		
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、鉛直拡散、地表面フラックス	（左に加えて）積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程	（北半球領域と同じ）
評価時間	48 時間	24 時間	（北半球領域と同じ）
摂動の大きさの評価（ノルム）	湿潤トータルエネルギー		
初期摂動の振幅	モデル第 15 層（約 500 hPa）の気温の二乗平均平方根 (RMS: Root Mean Square) が 0.3 K	モデル第 6 層（約 850 hPa）の気温の RMS が 0.3 K	（北半球領域と同じ）
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法		
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個		

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第 55 号の第 3, 4 章を参照のこと。

A.1.4 メソ数値予報システム（メソモデル (MSM)・メソ解析 (MA)）

予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 4,080 km × 南北 3,300 km
鉛直層数	50 層（最上層約 22 km）
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間	39 時間
境界値	
地中温度	予測する（初期値の第 1, 2 層は解析値 [3]、第 3, 4 層は気候値）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は気候値）
積雪被覆	日本域の観測で修正した全球積雪深解析の被覆分布に固定
海面水温	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）に固定
海氷分布	北半球海氷解析値（海洋気象情報室作成：0.1 度格子）に固定
側面境界	全球モデル予報値 [9]
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平分解能	アウターモデル [4] の水平格子間隔：5 km インナーモデル [4] の水平格子間隔：15 km
鉛直層数	50 層（最上層約 22 km）＋地上 [5]
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	50 分
利用する主な観測（観測データもしくは 算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（風、気温）、地上（気圧 [5]、積雪深 [7]）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（解析雨量、ドップラー速度、相対湿度）、船舶・ブイ（気圧 [5]）、アメダス（積雪深 [7]）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（降水強度、輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、地上 GNSS（可降水量）
台風ボーガス	擬似観測値（海面更正気圧、風）を利用

[9] 例えば、初期時刻 00UTC の全球モデル予報値を初期時刻 03, 06UTC のメソモデルの側面境界値として利用する。

A.1.5 局地数値予報システム（局地モデル (LFM)・局地解析 (LA)）

予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：2 km、計算領域：東西 3,160 km × 南北 2,600 km
鉛直層数	60 層（最上層約 20 km）
初期時刻	毎正時
予報時間	9 時間
境界値	
地中温度	予測する（初期値の第 1 層は解析値 [3] に地上気温のインクリメントを考慮、第 2〜4 層は解析システムの前回予報値）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は気候値）
積雪被覆	メソモデルで利用している積雪被覆の内挿値に固定
海面水温	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）に固定
海氷分布	北半球海氷解析値（海洋気象情報室作成：0.1 度格子）に固定
側面境界	メソモデル予報値 [10]
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3 次元変分法 [11]
水平分解能	格子間隔：5 km
鉛直層数	50 層（最上層約 22 km）＋地上
解析時刻	毎正時
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	30 分
利用する主な観測（観測データもしくは 算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（風、気温）、地上（気圧、比湿）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度、相対湿度）、船舶・ブイ（気圧）、アメダス（気温、風）、地上 GNSS（可降水量）
台風ボーガス	利用しない

[10] 例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を初期時刻 02, 03, 04UTC の局地モデルの側面境界値として利用する。

[11] 解析時刻の 3 時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として 3 次元変分法により解析する。その後、その解析値からの 1 時間予報値を推定値として 3 次元変分法により解析する。これを 3 回繰り返す。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=0, 1, 2 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を、FT=0 は 03UTC の、FT=1 は 04UTC の、FT=2 は 05UTC の局地解析の第一推定値にそれぞれ利用する。

A.1.6 毎時大気解析

解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3 次元変分法 [12]
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 3,600 km × 南北 2,880 km
鉛直層数	50 層（最上層約 22 km）＋地上 [13]
解析時刻	毎正時
観測の待ち受け時間	20 分
利用する主な観測（観測データもしくは 算出データ）	ウィンドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度）、アメダス [14]（気温、風）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）
台風ボーガス	利用しない
備考	出力要素：風、気温

[12] メソモデル予報値を第一推定値として、3 次元変分法により解析する。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=2, 3, 4 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を FT=2 は 02UTC の、FT=3 は 03UTC の、FT=4 は 04UTC の毎時大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。

[13] 地上と上空を独立に解析した後、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合をとり、これを修正量とする。

[14] 特にアメダス観測については、解析値を観測値に強く寄せる設定を用いている。また、海岸付近のアメダス観測の強い影響が海上に及ばないよう、解析を実行した後にフィルターを適用している。

A.2 ガイダンス [1]

A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス (MRR)[2]	
作成対象	GSM：20 km 格子、MSM：5 km 格子、TEPS：20 km 格子
作成方法	カルマンフィルターによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率 (PoP) で補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM, TEPS（各メンバーについて作成）
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	GSM：FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 TEPS：FT=6 から FT=132 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数 [3]	モデル予測値 [4] (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR)
層別化処理の対象	格子毎、予報時間（6 時間区切り）
備考	頻度バイアス補正の閾値は 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80 mm/3h を使用。

[1] 松下 泰広
[2] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節（p50〜59）を参照のこと。
[3] PoP 補正を行っているため、PoP 作成時に使用する説明変数の影響を受ける。PoP の説明変数を参照。
[4] 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの。
NW85：850 hPa の北西成分の風速
NE85：850 hPa の北東成分の風速
SSI：ショワルターの安定指数
PCWV：可降水量 × 850 hPa 風速 × 850 hPa 鉛直速度
QWX：$\sum$（鉛直速度 × 比湿 × 湿度 × 層厚）、$\sum$ は各層の和を示す（以下同じ）
EHQ：$\sum$（基準湿度からの超過分 × 比湿 × 湿潤層の厚さ）、湿潤層は基準湿度（気温で変化）を超える層（以下同じ）
OGES：地形性上昇流 × 比湿 × 湿潤層の厚さ
DXQV：冬型降水の指数 「風向別降水率 × 850 hPa の風速 ×（海面と下層温位の飽和比湿差）」
FRR：モデル降水量予報値
RH85：850 hPa 相対湿度
NW50：500 hPa の北西成分の風速
NE50：500 hPa の北東成分の風速
ESHS：$\sum$（比湿 × 湿潤層の厚さ）/ $\sum$ 飽和比湿
HOGR：地形性上昇流 × 相対湿度
CFRR：モデル降水量予報値の変換値 「$FRR^2/(FRR^2+2)$」
D850：850 hPa 風向
W850：850 hPa 風速
OGR：地形性上昇流 × 比湿
10Q4：1000 hPa の比湿と 400 hPa の飽和比湿の差
DWL：湿潤層の厚さ

降水確率ガイダンス (PoP)[2]	
作成対象	GSM：20 km 格子、MSM：5 km 格子、TEPS：20 km 格子
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM, TEPS（各メンバーについて作成）
予報対象時間	6 時間
予報期間と間隔	GSM：FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔 MSM： 00, 06, 12, 18UTC 初期値：FT=9 から FT=39 まで 6 時間間隔 03, 09, 15, 21UTC 初期値：FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔 TEPS：FT=6 から FT=132 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値 [4] (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOGR, DXQV, CFRR)
層別化処理の対象	格子毎、予報時間（6 時間区切り）

最大降水量ガイダンス (RMAX)[5]	
作成対象	GSM：20 km 格子、MSM：5 km 格子
作成方法	1, 3 時間最大降水量：ニューラルネット（3 層：中間層はシグモイド関数 [6] 、出力層は 1 次関数を使用） 24 時間最大降水量：線形重回帰
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1, 3 時間最大降水量：3 時間 24 時間最大降水量：24 時間
予報期間と間隔	GSM： 1, 3 時間最大降水量：FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 ：FT=24 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM： 1,3 時間最大降水量：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 ：FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	1, 3 時間最大降水量：モデル予測値 [4] (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) と MRR 24 時間最大降水量：モデル予測値 [4]（500 hPa 高度、500 hPa 温位、700 hPa 温位、850 hPa 鉛直 P 速度、850 hPa 相当温位、SSI（下層 850 hPa・上層 500 hPa)、SSI（下層 925 hPa・上層 700 hPa)、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、500 m 高度と 700 hPa の風速鉛直シア、地形性上昇流（下層代表風と風向に応じた地形勾配の積)、地形性上昇流と下層比湿の積、可降水量、PCWV、EHQ、ESHS、等温位面渦位 (305, 315, 335, 345, 355 K) の上位主成分から 7 つ）および MRR
層別化処理の対象	格子毎、平均降水量
備考	1, 3 時間最大降水量：比率（最大降水量 / 平均降水量）を予測する。最終的には MRR に比率を掛けて RMAX を予測する。 24 時間最大降水量：24 時間平均降水量およびモデル予測値の主成分から線形重回帰により最大降水量を予測する。

[5] 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.2 項（p21〜26）および平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

[6] 入力を x とした時に、出力が $1/\left(1+\exp\left(-ax\right)\right)$ の形で表される関数

最大降雪量ガイダンス (MAXS)[7]	
作成対象	5 km 格子
作成方法	雪水変換法
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	3, 6, 12, 24 時間
予報期間と間隔	GSM： MAXS3 ：FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS6 ：FT=9 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS12：FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS24：FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM： MAXS3 ：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 MAXS6 ：FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔 MAXS12：FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔 MAXS24：FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	1 時間平均降水量（3 時間平均降水量ガイダンスを 3 等分したもの）、1 時間雪水比ガイダンス
層別化処理の対象	なし
備考	MAXS3, 6, 12, 24 は MAXS1 を積算して算出。

1 時間雪水比ガイダンス（最大降雪量ガイダンスに利用、直接的には予報作業に供していない）[7]	
作成対象	5 km 格子
作成方法	ロジスティック回帰 [8]
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1 時間
予報期間と間隔	GSM：FT=4 から FT=84 まで 1 時間間隔 MSM：FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	地上気温（回帰係数の決定には地上気温の観測値を使用し、予測には格子形式気温ガイダンスを使用する。）
層別化処理の対象	降水量
備考	降水種別が「雨」の場合または、格子形式気温ガイダンスの地上気温が+2°C 以上の場合には雪水比を 0 に補正する。

[7] 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節（p27〜37）を参照のこと。
[8] 目的変数が 0, 1 の二値データの場合に適している。確率を p として $\ln(p/(1-p))$ を目的変数とした線形重回帰を行う。

<table>
<tr><td colspan="2">降水種別ガイダンス [7]</td></tr>
<tr><td>作成対象</td><td>5 km 格子</td></tr>
<tr><td>作成方法</td><td>モデルや格子形式気温ガイダンスの予測値を用いた診断的方法</td></tr>
<tr><td>作成対象とするモデル</td><td>GSM, MSM</td></tr>
<tr><td>予報対象時間</td><td>3 時間</td></tr>
<tr><td>予報期間と間隔</td><td>GSM：FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔
MSM：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔</td></tr>
<tr><td>逐次学習の有無</td><td>なし</td></tr>
<tr><td>説明変数</td><td>格子形式気温ガイダンス、850 hPa 気温、地上相対湿度</td></tr>
<tr><td>層別化処理の対象</td><td>なし</td></tr>
<tr><td>備考</td><td>・降水の有無に関わらず降水種別を予測する。
・T850、T800、T700、標高、補正前の種別に応じて補正（下表参照）。
<table>
<tr><th>標高</th><th>T850</th><th>T800</th><th>T700</th><th>補正前</th><th>補正後</th></tr>
<tr><td>標高によらず</td><td colspan="3">2°C 以上</td><td></td><td>雨</td></tr>
<tr><td>1,500 m 以上～
2,000 m 未満</td><td colspan="2">2°C 以上</td><td></td><td></td><td>雨</td></tr>
<tr><td rowspan="5">1,500 m 未満</td><td>2°C 以上</td><td></td><td></td><td></td><td>雨</td></tr>
<tr><td rowspan="2">1°C 以上
2°C 未満</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td>雪</td><td>雪か雨</td></tr>
<tr><td>雪以外</td><td>雨</td></tr>
<tr><td rowspan="2">0°C 以上
1°C 未満</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td><td>雪</td><td>雪か雨</td></tr>
<tr><td>雪か雨</td><td>雨か雪</td></tr>
<tr><td colspan="3"></td><td>雨か雪</td><td>雨</td></tr>
</table>
※表の空欄は条件によらないことを示す。
※ T850, T800, T700：それぞれ 850 hPa, 800 hPa, 700 hPa の気温。</td></tr>
</table>

格子形式気温ガイダンス （雪水比および降水種別ガイダンスに利用するのみで、直接的には予報作業に供していない）[7]	
作成対象	5 km 格子
作成方法	アメダス地点毎に作成した係数を各格子に分配（高度補正あり）
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM：FT=3 から FT=84 まで 1 時間間隔 MSM：FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差）
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時間、季節（暖候期（4～9 月）、寒候期（10～3 月））

降雪量地点ガイダンス [9]	
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス 302 地点
作成方法	ニューラルネット（3 層：中間、出力ともシグモイド関数 [6] を使用）
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	12 時間
予報期間と間隔	FT=24 から FT=84 まで 12 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上・925・850・700・500 hPa の気温、地上・925・850・700 hPa の相対湿度、700・500 hPa の高度、925・850・700・500 hPa の風向、925・850・700・500 hPa の風速、「海面水温 – 925 hPa の気温」、925・850・700 hPa の上昇流、「地上 – 850 hPa」・「925 – 700 hPa」の SSI[4]、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層別化した雪水比にモデル降水量を乗じた降雪量）
層別化処理の対象	作成対象地点、予報時間（FT=48 までと FT=84 まで）
備考	前 12 時間降雪量を目的変数とする。

[9] 詳細は平成 20 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節（p73〜76）を参照のこと。

A.2.2 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス [10]	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港（MSM のみ）
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM：FT=3 から FT=84 まで 1 時間間隔 MSM：FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差）
層別化処理の対象	作成対象地点、予報時間、季節（暖候期（4〜9 月）、寒候期（10〜3 月））

最高・最低気温ガイダンス [10]	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港（MSM のみ）
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	9 時間（最低気温 15〜00UTC、最高気温 00〜09UTC） 24 時間（週間予報用の明後日の最高・最低気温）
予報期間（対象要素）	GSM：アメダス 00UTC：当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3 日後最低 06UTC：翌日・翌々日・3 日後の最高・最低 12UTC：翌日・翌々日・3 日後の最高・最低 18UTC：当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3 日後最低 MSM：アメダス、空港 00UTC：(当日最高)、翌日最高・最低 03UTC：翌日最高・最低 06UTC：翌日最高・最低 09UTC：翌日最高・最低（、翌々日最低） 12UTC：翌日最高・最低（、翌々日最低） 15UTC：当日最高（・最低)、翌日（最高・）最低 18UTC：当日最高、翌日（最高・）最低 21UTC：当日最高、翌日（最高・）最低 （「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す、() 内はアメダスのみ）
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差）
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象要素（最高気温、最低気温）、季節（暖候期（4〜9 月）、寒候期（10〜3 月））

[10] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節（p60〜66）および本研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

A.2.3 風ガイダンス

定時風ガイダンス [11]	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港（MSM のみ）
作成方法	カルマンフィルター＋風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時、3 時間毎正時
予報期間と間隔	アメダス地点 (GSM)：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 アメダス地点 (MSM)：FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔 空港 (MSM)：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上東西風速・南北風速）
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）、風向（北東、南東、南西、北西）

最大風速ガイダンス [11]	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港（MSM のみ）
作成方法	カルマンフィルター＋風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1 時間（空港）、3 時間（アメダス）
予報期間と間隔	アメダス地点 (GSM)：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 アメダス地点 (MSM)：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 空港 (MSM)：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上東西風速・南北風速）
層別化処の対象	作成対象地点、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）、風向（北東、南東、南西、北西）

[11] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節（p67〜72）および平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節（p49〜p57）を参照のこと。

ガストガイダンス[12]	
作成対象	国内 91 空港
作成方法	ガスト発生確率：ロジスティック回帰 ガスト風速 A：カルマンフィルター ガスト風速 B：カルマンフィルター＋頻度バイアス補正 ※モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合はガスト風速 A を、10 m/s 以上の場合はガスト風速 B をガスト風速ガイダンスの予測値とする
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間（ガスト風速 A、ガスト風速 B）、3 時間（ガスト発生確率）
予報期間と間隔	ガスト発生確率：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 ガスト風速 A、ガスト風速 B：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	ガスト発生確率：なし ガスト風速 A、ガスト風速 B：あり
説明変数	ガスト発生確率：地上風速の前 1 時間最大値、境界層最大風速、水平風鉛直シアー、SSI[4]、925 hPa 鉛直速度 ガスト風速 A：モデルの地上風速最大値 ガスト風速 B：モデルの地上風速（西風、南風）
層別化処理の対象	ガスト発生確率：作成対象地点、風向（8 方位） ガスト風速 A：作成対象地点、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分） ガスト風速 B：作成対象地点、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分）、風向（北東、南東、南西、北西）

最大瞬間風速ガイダンス[12]	
作成対象	アメダス地点
作成方法	最大瞬間風速 A：カルマンフィルター＋頻度バイアス補正 最大瞬間風速 B：カルマンフィルター＋頻度バイアス補正 ※モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合は最大瞬間風速 A を、10 m/s 以上の場合は最大瞬間風速 B を最大瞬間風速ガイダンスの予測値とする
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間
予報期間と間隔	FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	最大瞬間風速 A：モデルの地上風速最大値 最大瞬間風速 B：モデルの地上風速（西風、南風）
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）

[12] 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.7 節（p30〜36）を参照のこと。

A.2.4 天気ガイダンス

天気ガイダンス [13]	
作成対象	20 km 格子 (GSM)、5 km 格子 (MSM)、国内 91 空港 (MSM)
作成方法	GSM, MSM：降水種別ガイダンス、降水量ガイダンス、ニューラルネットによる日照率 MSM（空港）：フローチャート（お天気マップ方式）[14]
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	GSM, MSM：3 時間 MSM（空港）：1 時間
予報期間と間隔	GSM：FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 MSM（空港）：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり（日照率推定。3 月 31 日と 9 月 30 日の係数切替前にも、30 日間の事前学習を行う。） ※ MSM（空港）は逐次学習なし
説明変数	GSM, MSM： 日照率推定：モデル予測値（1000・925・850・700・500・400・300 hPa の相対湿度、6 時間降水量、850 hPa と 500 hPa の気温差） 雨雪判別：降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス フローチャート：降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス、日照率推定 MSM（空港）：モデル予測値（降水量、上中下層雲量、地上気温、地上湿度、850 hPa 気温）
層別化処理の対象	日照率推定：作成対象格子および作成対象地点、夏期（4〜9 月）、冬期（10〜3 月）
備考	・日照率の推定用に地点（気象官署・アメダス）毎の予想を用いる。地点のない範囲は 11 中枢官署の係数の平均を日照率の推定に使う。アデスへは曇天率（1 から日照率を引いた値）を配信。 ・MSM（空港）は、お天気マップ方式だが、モデル降水量から弱・並・強の降水強度も予測。雨雪判別には気温ガイダンスを利用。

A.2.5 お天気マップ

お天気マップ [15]	
作成対象	20 km 格子 (GSM)、5 km 格子 (MSM)
作成方法	フローチャート
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	GSM：3 時間毎正時 MSM：毎正時
予報期間と間隔	GSM：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM：FT=3 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値（地上気温、地上湿度、850 hPa 気温、降水量、下層・中層・上層雲量）
層別化処理の対象	なし
備考	・降水の有無の閾値については MSM と GSM で値が異なる。 ・MSM 天気ガイダンス（空港）は、お天気マップ方式であるが判別閾値が異なる。

[13] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節（p73〜75）を参照のこと。
[14] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.8 節（p91）、第 3.9 節 (p94〜97）を参照のこと。
[15] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.9 節（p94〜97）を参照のこと。

A.2.6 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス [16]	
作成対象	20 km 格子
作成方法	ロジスティック回帰 [8]
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	GSM：FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM：FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値（SSI など 12 個の仮予測因子の中から区域毎に異なる 6 個の説明変数を選択。そのうち 3 個は固定。）[17]
層別化処理の対象	35 区域、予報時間（GSM は FT=0〜12, 12〜24, …, 72〜84 の 7 段階、MSM は FT=3〜9, 9〜15, 15〜21, 21〜27, 27〜39 の 5 段階）、−10°C 高度（3 km 未満、3〜5 km、5 km 以上）、対象時刻（−10°C 高度が 5 km 以上の場合に午前（12〜03UTC）と午後（03〜12UTC）に分ける）
備考	・目的変数は、LIDEN をレーダー観測を使って品質管理し、かつ飛行場実況通報と一般気象官署の記事を含めて作成している。 ・目的変数は 20 km 格子毎に作成するが、対象とする 20 km 格子を含む周辺 9 格子（60 km 四方）における発雷の有無としている。 ・予測は LAF (Lagged Average Forecast) および LAF なしの 2 つを作成している。LAF は GSM では過去 2 初期値、MSM では過去 8 初期値を使って、重み付平均としており、古い初期値ほど重みを減らすようにしている。

[16] 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節（p39〜43）を参照のこと。

[17] 発雷確率ガイダンスの説明変数候補（仮予測因子）は以下の 12 個から 6 個を選択するが、下線を引いたものは必ず選択する。
SSI：ショワルターの安定指数
CAPE：対流有効位置エネルギー（地上および 925 hPa から持ち上げの高い方を選択）
前 3 時間降水量（20 km 格子内の最大値）
鉛直シアー（850〜500 hPa）
500 hPa の渦度（200 km 平均）
気温が −10°C となる高度
下層風（700 hPa 以下）の X 軸成分
同 Y 軸成分
850 hPa 以下の気温減率
冬型降水の指数：風向別降水率 × 850 hPa 風速 ×（海面と下層温位の飽和比湿差）
可降水量
CAPE の前 3 時間変化量

A.2.7 雲ガイダンス

雲ガイダンス [18]	
作成対象	国内 91 空港
作成方法	ニューラルネット（3 層：中間、出力ともにシグモイド関数 [6] を使用）＋頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（モデル面湿度、降水量、925 hPa（松本空港は 850 hPa）と地上の平均気温減率）
層別化処理の対象	作成対象地点（国内 91 空港）、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）、季節（暖候期（4〜10 月）、寒候期（11〜3 月））
備考	ニューラルネットで空港上空の 38 層の雲量を求め、それを下から検索することによって 3 層の雲層を抽出し、配信している。

雲底確率ガイダンス [19]	
作成対象	国内 91 空港
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	・前 3 時間降水量（雨+雪+霰） ・前 3 時間降水量（雪） ・925 hPa（松本空港は 850 hPa）と地上の平均気温減率 ・各空港の標高（モデル）から 1000 ft、600 ft の高度における相対湿度、東西風、南北風、雲量 (CVR)、（雲水量+雲氷量）(CWC)
層別化処理の対象	作成対象地点（国内 91 空港）、季節（暖候期（4〜10 月）、寒候期（11〜3 月））、予報時間（6 時間区切り）、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分）
備考	前 3 時間のシーリングが 1000 ft 未満および 600 ft 未満となる確率を予想する。

[18] 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3 節（p55〜58）を参照のこと。
[19] 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節（p88〜94）を参照のこと。

A.2.8 最小湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンス [20]	
作成対象	気象官署
作成方法	ニューラルネット（3 層：中間層はシグモイド関数 [6]、出力層は 1 次関数を使用）
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	24 時間 (15〜15UTC)
予報期間と間隔	GSM00UTC：翌日、翌々日 GSM06UTC：翌日、翌々日、3 日後 GSM12UTC：翌日、翌々日、3 日後 GSM18UTC：翌日、翌々日 MSM00UTC：翌日 MSM03UTC：翌日 MSM06UTC：翌日 MSM09UTC：翌日 MSM12UTC：翌日 MSM15UTC：当日 MSM21UTC：翌日 （「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す）
逐次学習の有無	あり（3 月 31 日と 9 月 30 日の係数切替前にも、30 日間の事前学習を行う。）
説明変数	モデル予測値（地上気温、850 hPa 風速、1000・925・850 hPa 平均相対湿度、1000〜700 hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比湿、925 hPa 最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上・1000・925・850・700・500 hPa の日平均相対湿度、地上最小湿度）
層別化処理の対象	作成対象地点（気象官署および特別地域気象観測所）、夏期（4〜9 月）、冬期（10〜3 月）

[20] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.6.2 項（p78〜79）を参照のこと。

A.2.9 視程ガイダンス

視程ガイダンス [21]	
作成対象	国内 91 空港
作成方法	カルマンフィルター＋頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間（視程）、3 時間（視程確率）
予報期間と間隔	視程：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔 視程確率：FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量）
層別化処理の対象	作成対象地点（国内 91 空港）、天気（無降水、雨、雪）、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分、無降水のみ）
備考	・視程は前 1 時間の最小視程および平均視程を予想する。 ・視程確率は前 3 時間に視程が 5 km および 1.6 km 未満となる確率を予想する。

視程分布予想 (MSM)[22]	
作成対象	5 km 格子
作成方法	消散係数による診断法 視程 $\mathrm{VIS} = 3/\left(\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s\right)$ $\sigma_p = 0.23\,(1 - \mathrm{RH})^{-0.5}$ ：浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 9.0 \times \mathrm{QC}^{0.9}$ ：雲の消散係数 $\sigma_r = 0.6 \times \mathrm{RAIN}^{0.55}$ ：雨の消散係数 $\sigma_s = 4.8 \times \mathrm{SNOW}^{0.7} + 0.07 \times \mathrm{FF}$ ：雪の消散係数
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値 QC ：モデル面第 2〜5 層の雲水量の和 [g/kg] RAIN ：モデル内の降雨量の予測 [mm/h] SNOW ：モデル内の降雪量の予測 [mm/h] RH ：モデル面第 2 層の湿度 [%] FF ：モデル面第 2 層の風速 [m/s]
層別化処理の対象	なし
備考	MSM（ランベルト）とガイダンス（等緯度経度）の座標系の違いにより、南北端で一部欠損値が入る。

[21] 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3.3 項（p53〜55）を参照のこと。
[22] 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.6 節（p25〜29）を参照のこと。

視程分布予想 (GSM)[23]	
作成対象	20 km 格子（等緯度経度格子）
作成方法	消散係数による診断法 視程 $\mathrm{VIS} = 3/\left(\sigma_p + \sigma_c\right)$ $\sigma_p = 0.162\left(1 - \mathrm{RH}\right)^{-0.5}$ ：浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 22.7 \times \mathrm{CWC}_3^{0.96}$ ：雲の消散係数（オホーツク海） $\sigma_c = 29.3 \times \mathrm{CWC}_2^{0.96}$ ：雲の消散係数（オホーツク海以外）
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値 CWC_3 ：地表気圧より上層の P 面 3 層の雲水量の和 [g/kg] CWC_2 ：地表気圧より上層の P 面 2 層の雲水量の和 [g/kg] RH ：地上面の湿度 [%]
層別化処理の対象	なし

[23] 詳細は平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節（p58〜62）を参照のこと。

A.3 プロダクトの送信時刻 [1]

スーパーコンピュータシステムでは、数値予報モデルによる予測計算終了後に、その計算結果をユーザの利用目的に合った各種プロダクトに加工して気象情報通信処理システム（アデス）等に送信し、庁内外に配信している。

平成 26 年 10 月末現在のプロダクト送信終了時刻を、表 A.3.1 に示す。なお、解析や予報にかかる計算時間は日々変化するため、送信終了時刻も日々変動する。

なお、気象業務支援センターには、上記の変動も考慮し表 A.3.2 のように周知している。

表 A.3.1 プロダクトの送信終了時刻（平成 26 年 10 月末現在）

数値予報モデル等と初期時刻		プロダクトの送信終了時刻 [2]
全球モデル	00, 06, 12. 18UTC 延長プロダクト [3] 12UTC	初期時刻 + 3 時間 45 分程度 初期時刻 + 6 時間 30 分程度
週間アンサンブル予報モデル	00UTC 12UTC	0555UTC 頃 1955UTC 頃
台風アンサンブル予報モデル	00, 06, 12, 18UTC	配信なし（本庁内利用のみ）
メソモデル	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	初期時刻 + 2 時間 10 分程度
局地モデル	毎正時	初期時刻 + 1 時間 10 分程度
毎時大気解析	毎正時	初期時刻 + 25 分〜27 分

表 A.3.2 気象業務支援センターに周知した送信時刻（平成 26 年 10 月末現在）

数値予報モデル等と初期時刻		周知したプロダクト送信時刻 [4]
全球モデル （GPV、ガイダンス、FAX）	00, 06, 12, 18UTC 延長プロダクト [3] 12UTC	初期時刻 + 4 時間以内 初期時刻 + 7 時間以内
週間アンサンブル予報モデル （GPV、ガイダンス、FAX）	00UTC 12UTC	0600UTC まで 2000UTC まで
メソモデル （GPV、ガイダンス、FAX[5]）	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	初期時刻 + 2 時間 30 分以内
局地モデル （GPV）	毎正時	初期時刻 + 1 時間 30 分以内
毎時大気解析 （GPV）	毎正時	初期時刻 + 30 分以内

（補足）周知した送信時刻より 30 分以上の遅延が生じるか遅延が見込まれる場合には、その旨を伝える連絡報を発信する。

送信時刻は以下の文書で周知している。

「配信資料に関する技術情報（気象編）第 388 号」（平成 26 年 1 月 27 日）
「お知らせ（配信資料に関する技術情報（気象編）第 383 号関連）」（平成 26 年 1 月 23 日）
「配信資料に関する技術情報（気象編）第 373 号」（平成 25 年 5 月 15 日）
「配信資料に関する技術情報（気象編）第 269 号」（平成 19 年 9 月 27 日）
「お知らせ（配信資料に関する技術情報（気象編）第 205 号関連）」（平成 18 年 2 月 6 日）
「配信資料に関する技術情報（気象編）第 196 号」（平成 17 年 4 月 28 日）

[1] 栗原 茂久
[2] スーパーコンピュータシステムからアデス等への送信が終了した時刻のこと。
[3] 延長プロダクトの予報時間は 90〜264 時間である。
[4] 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻のこと。
[5] 国内航空路 6, 12 時間予想断面図、および国内悪天 12 時間予想図を送信している。

付録B　最近の改善のまとめ*

平成25年度数値予報研修テキストに掲載後の2013年11月から2014年10月末までに行われた数値予報システム、アプリケーションおよびプロダクトの変更を、表B.1.1にまとめた。以下にこれらの概略を記す。

B.1　数値予報システムの変更

B.1.1　全球数値予報システムの改善

鉛直層数を60層（モデルトップ0.1 hPa）から100層（モデルトップ0.01 hPa）へと増強した。これとあわせて、積雲・重力波・放射・境界層・陸面の各物理過程において改良を実施した。これらの変更は、2014年3月18日00UTC初期値から現業化されている。

B.1.2　週間アンサンブル予報システムの改善

実行頻度を1日1回（51メンバー）から1日2回（各27メンバー）に高め、それまでの12UTC初期値の実行に加え、00UTC初期値の実行を開始するとともに、予報モデルの水平格子間隔を約55 kmから約40 kmに精細化した。また、初期摂動の計算手法や予報モデルで用いている定数の改良を行った。これらの変更は、2014年2月26日00UTC初期値から現業化されている。

B.1.3　台風アンサンブル予報システムの改善

メンバー数を11メンバーから25メンバーに増強するとともに、予報モデルの水平格子間隔を約55 kmから約40 kmに精細化した。また、初期摂動の計算手法の改良と振幅調整、および予報モデルで用いている定数の改良を行った。これらの変更は、2014年3月11日00UTC初期値から現業化されている。

B.1.4　局地数値予報システムの改善

局地モデル(LFM)の地表面過程において、各格子における雪面の被覆率（あるモデル格子が積雪状態となった場合に、格子全体に対する雪で覆われている面積の割合）を考慮するように改良した。本変更は、2013年11月14日01UTC初期値から現業化されている。

B.1.5　観測データ利用の拡充

2013年11月28日00UTC初期値から、全球解析において、欧州Metop-B衛星に搭載された、マイクロ波探査計（AMSU-AとMHS)、大気探査用GNSS受信機(GRAS)、改良型散乱計(ASCAT)、および改良型高分解能放射計(AVHRR)から得られる観測データの利用を開始した。同時にメソ解析においても、AMSU-AとMHSのデータの利用を開始した。

2014年3月18日00UTC初期値から、鉛直層数が増強された全球解析において、地上GNSS天頂大気遅延量の利用を開始し、衛星GNSS掩蔽観測データの利用手法改良（屈折率同化から屈折角同化へ）と利用高度範囲の拡張（大気下層から高度30 kmまでのデータ利用から60 kmまでのデータ利用へ）を図るとともに、AMSU-Aの新規チャンネル（チャンネル14）の利用を開始した。

また、メソ解析における台風ボーガスの改良については、2014年5月22日00UTC初期値から現業化されている。

全球解析においては、2014年9月4日00UTC初期値から、米国Aqua衛星搭載のハイパースペクトル赤外サウンダAIRSと欧州Metop-A, B衛星搭載の同種のサウンダIASIの観測データの利用を開始した。台風ボーガスの改良についても、同じく2014年9月4日00UTC初期値から現業化されている。

B.2　アプリケーションおよびプロダクトの変更

ガイダンスについては、以下に挙げる変更が現業化されている。降雪量地点ガイダンスについては、予測対象地点を追加するとともに予測係数の更新に新たな手法を適用した（2013年11月25日00UTC初期値から)。全球モデル(GSM)の降水確率ガイダンスについては、予測係数更新手法の変更を行った（2014年1月8日00UTC初期値から)。さらに、GSMとメソモデル(MSM)の気温ガイダンスについては、アメダスの1分値利用、説明変数の変更、予測係数更新手法の変更などの改良を行った（2014年3月4日00UTC初期値から)。

また、国内航空悪天GPVの乱気流指数(TBindex)については、説明変数の見直しおよび学習期間の変更を行った。本変更は、2014年8月27日00UTC初期値から現業化されている。

---

* 永戸 久喜、松下 泰広

表 B.1.1　2013 年 11 月から 2014 年 10 月末までに行われた数値予報システム、アプリケーションおよびプロダクトの変更

変更日	概要	参考文献
2013 年 11 月 14 日	LFM の地表面過程の改良	
2013 年 11 月 25 日	降雪量地点ガイダンスの予測対象地点の追加および予測係数更新手法の変更	本研修テキスト第 3.2 節
2013 年 11 月 28 日	欧州 Metop-B 衛星搭載の各測器 (GRAS, ASCAT, AVHRR, AMSU-A, MHS) の観測データの全球解析およびメソ解析（AMSU-A, MHS のみ）での利用開始	本研修テキスト第 4.1.3 項
2014 年 1 月 8 日	降水確率ガイダンス (GSM) の予測係数更新手法の変更	
2014 年 2 月 26 日	週間アンサンブル予報システムの実行頻度増強と水平格子間隔の精細化	配信資料に関する技術情報（気象編）第 383 号 本研修テキスト第 2.1 節
2014 年 3 月 4 日	MSM ガイダンスの部外提供開始	配信資料に関する技術情報（気象編）第 389 号
2014 年 3 月 4 日	気温ガイダンス (GSM, MSM) におけるアメダスの 1 分値利用、説明変数の変更および予測係数更新手法の変更	配信資料に関する技術情報（気象編）第 391 号 本研修テキスト第 3.1 節
2014 年 3 月 11 日	台風アンサンブル予報システムのメンバー数増強と水平格子間隔の精細化	本研修テキスト第 2.2 節
2014 年 3 月 18 日	全球数値予報システムの鉛直層数増強・物理過程改良	配信資料に関する技術情報（気象編）第 393 号 本研修テキスト第 1 章
2014 年 3 月 18 日	全球解析での地上 GNSS 天頂大気遅延量の利用開始、衛星 GNSS 掩蔽データの利用手法改良と利用高度範囲の拡大、AMSU-A の利用チャンネルの追加	配信資料に関する技術情報（気象編）第 393 号 本研修テキスト第 1 章
2014 年 3 月 27 日	LFM の GPV の部外提供開始	配信資料に関する技術情報（気象編）第 388 号
2014 年 5 月 22 日	メソ解析での台風ボーガス改良	
2014 年 8 月 27 日	国内航空悪天 GPV の TBindex の説明変数の見直しおよび学習期間の変更	本研修テキスト第 3.3 節
2014 年 9 月 4 日	全球解析でのハイパースペクトル赤外サウンダ（米国 Aqua 衛星搭載の AIRS、欧州 Metop-A, B 衛星搭載の IASI）観測データの利用開始、台風ボーガスの改良	配信資料に関する技術情報（気象編）第 402 号

付録C　数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標 *

本テキストで使用した表記と統計的検証に用いる代表的な指標などについて以下に説明する。

C.1　研修テキストで用いた表記

C.1.1　時刻の表記について

本テキストでは、時刻を表記する際に、通常国内で用いられている日本標準時 (JST: Japan Standard Time) のほかに、協定世界時 (UTC: Universal Time Coordinated) を用いている。

数値予報では国際的な観測データの交換やプロダクトの利用等の利便を考慮して、時刻は UTC で表記されることが多い。JST は UTC に対して 9 時間進んでいる。

C.1.2　分解能の表記について

本テキストでは、全球モデルの分解能について、xx を水平方向の切断波数、yy を鉛直層数として、“TxxLyy”[1] と表記することがある。また、セミラグランジアンモデルで線形格子 (北川 2005) を用いる場合は “TLxxLyy”[2] と表記する。北緯 30 度において、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格子、TL159 は約 110 km 格子に相当する。

C.1.3　予測時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過時間を予報時間 (FT: Forecast Time) として表記している。

本テキストでは、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」–「初期時刻」

で定義し、例えば、6 時間予報の場合、FT=6 と表記しており、時間の単位 [h] を省略している。

C.1.4　アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の予測の集合（アンサンブル）を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成する。本テキストでは、予測の集合の平均を「アンサンブル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。また、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を加えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。

C.1.5　緯度、経度の表記について

本テキストでは、緯度、経度について、アルファベットを用いて例えば「北緯 40 度、東経 130 度」を「40°N, 130°E」、「南緯 40 度、西経 130 度」を「40°S, 130°W」などと略記する。

C.2　統計的検証に用いる代表的な指標

C.2.1　平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の標準偏差、改善率

予測誤差を表す基本的な指標として、平均誤差（ME: Mean Error、バイアスと表記する場合もある）と平方根平均二乗誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) がある。これらは次式で定義される。

$$\mathrm{ME} \equiv \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - a_i) \tag{C.2.1}$$

$$\mathrm{RMSE} \equiv \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - a_i)^2} \tag{C.2.2}$$

ここで、N は標本数、x_i は予測値、a_i は実況値である（実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用されることが多い）。ME は予測値の実況値からの偏りの平均であり、0 に近いほど平均的な状態の実況からのずれが小さいことを示す。RMSE は最小値の 0 に近いほど予測が実況に近いことを示す。また、北半球平均等、広い領域に対して格子点値による平均をとる場合は、格子点が代表する面積重みをかけて算出する場合がある。

RMSE は ME の寄与とそれ以外を分離して、

$$\mathrm{RMSE}^2 = \mathrm{ME}^2 + \sigma_e^2 \tag{C.2.3}$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - a_i - \mathrm{ME})^2 \tag{C.2.4}$$

と表すことができる。σ_e は誤差の標準偏差である。

本テキストでは、予測に改良を加えた際の評価指標として、RMSE の改善率を用いる場合がある。RMSE の改善率は次式で定義される。

$$\mathrm{RMSE\,改善率} \equiv \frac{\mathrm{RMSE_{cntl}} - \mathrm{RMSE_{test}}}{\mathrm{RMSE_{cntl}}} \times 100 \tag{C.2.5}$$

ここで、$\mathrm{RMSE_{cntl}}$ は基準となる予測の、$\mathrm{RMSE_{test}}$ は改良を加えた予測の RMSE である。

C.2.2　アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) とは、予測値の基準値からの偏差（アノマリー）と実況値の基準値からの偏差との相関係数であり、次式で定義される。

$$\mathrm{ACC} \equiv \frac{\sum_{i=1}^{N}\left(X_i - \overline{X}\right)\left(A_i - \overline{A}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(X_i - \overline{X}\right)^2 \sum_{i=1}^{N}\left(A_i - \overline{A}\right)^2}} \quad (-1 \le \mathrm{ACC} \le 1) \tag{C.2.6}$$

---

* 福田 純也

[1] T は三角形 (Triangular) 波数切断、L は層 (Level) を意味する。

[2] TL の L は線形 (Linear) 格子を意味する。

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \qquad \overline{X} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} X_i \tag{C.2.7}$$

$$A_i = a_i - c_i, \qquad \overline{A} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} A_i \tag{C.2.8}$$

である。ここで、N は標本数、x_i は予測値、a_i は実況値、c_i は基準値である。基準値としては気候値を用いる場合が多い。アノマリー相関係数は予測と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完全に一致している場合には最大値の 1 をとり、相関が全くない場合には 0 をとり、逆に完全にパターンが反転している場合には最小値の -1 をとる。なお、アノマリー相関係数や付録 C.2.1 の平均誤差、平方根平均二乗誤差の関係は梅津ほか (2013) に詳しい。

C.2.3 スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標であり、次式で定義される。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M}(x_{mi} - \overline{x_i})^2\right)} \tag{C.2.9}$$

ここで、M はアンサンブル予報のメンバー数、N は標本数、x_{mi} は m 番目のメンバーの予測値、$\overline{x_i}$ は

$$\overline{x_i} \equiv \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} x_{mi} \tag{C.2.10}$$

で定義されるアンサンブル平均である。

C.3 カテゴリー検証で用いる指標

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有無を予測と実況それぞれについて判定し、その結果により標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに分類された事例数を基に、予測の特性を検証するという手順を踏む。

C.3.1 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカテゴリーに分類された事例数を示す表（表 C.3.1）である。付録 C.3.2 から C.3.10 に示す各スコアは、表 C.3.1 に示される各区分の事例数を用いて定義される。また、以下では全事例数を N=FO+FX+XO+XX、実況「現象あり」の事例数を M=FO+XO、実況「現象なし」の事例数を X=FX+XX と表す。

表 C.3.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		計
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		M	X	N

C.3.2 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$\text{適中率} \equiv \frac{\text{FO} + \text{XX}}{N} \quad (0 \le \text{適中率} \le 1) \tag{C.3.1}$$

最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。

C.3.3 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空振り（予測「現象あり」かつ実況「現象なし」）の割合であり、次式で定義される。

$$\text{空振り率} \equiv \frac{\text{FX}}{\text{FO} + \text{FX}} \quad (0 \le \text{空振り率} \le 1) \tag{C.3.2}$$

最小値の 0 に近いほど空振りが少ないことを示す。本テキストでは分母を FO+FX としているが、代わりに N として定義する場合もある。

C.3.4 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数に対する見逃し（実況「現象あり」かつ予測「現象なし」）の割合であり、次式で定義される。

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{\text{XO}}{M} \quad (0 \le \text{見逃し率} \le 1) \tag{C.3.3}$$

最小値の 0 に近いほど見逃しが少ないことを示す。本テキストでは分母を M としているが、代わりに N として定義する場合もある。

C.3.5 捕捉率

捕捉率 (Hr: Hit Rate) は、実況「現象あり」のときに予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{\text{FO}}{M} \quad (0 \le H_r \le 1) \tag{C.3.4}$$

最大値 1 に近いほど見逃しが少ないことを示す。捕捉率は、ROC 曲線（付録 C.4.5）のプロットに用いられる。

C.3.6 誤検出率

誤検出率 (Fr: False Alarm Rate) は、実況「現象なし」のときに予測が外れた割合である。付録 C.3.3 の空振り率とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{\text{FX}}{X} \quad (0 \le F_r \le 1) \tag{C.3.5}$$

最小値の 0 に近いほど、空振りが少なく予測の精度が高いことを示す。誤検出率は捕捉率（付録 C.3.5）とともに ROC 曲線（付録 C.4.5）のプロットに用いられる。

C.3.7 バイアススコア

バイアススコア (BI: Bias Score) は、実況「現象あり」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比であり、次式で定義される。

$$\mathrm{BI} \equiv \frac{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}}{M} \quad (0 \le \mathrm{BI}) \tag{C.3.6}$$

予測と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合に 1 となる。1 より大きいほど予測の「現象あり」の頻度が過大、1 より小さいほど予測の「現象あり」の頻度が過小であることを示す。

C.3.8 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 P_c は、標本から見積もられる現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \le P_c \le 1) \tag{C.3.7}$$

この量は実況のみから決まり、予測の精度にはよらない。予測の精度を評価する際の基準値の設定にしばしば用いられる。

C.3.9 スレットスコア

スレットスコア (TS: Threat Score) は、予測または実況で「現象あり」の場合の予測適中事例数に着目して予測精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$\mathrm{TS} \equiv \frac{\mathrm{FO}}{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}+\mathrm{XO}} \quad (0 \le \mathrm{TS} \le 1) \tag{C.3.8}$$

出現頻度の低い現象（$N \gg M$、したがって、XX≫FO, FX, XO となって、予測「現象なし」による寄与だけで適中率が 1 に近い現象）について XX の影響を除いて検証するのに有効である。本スコアは最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。なお、スレットスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するのには適さない。この問題を緩和するため、次項のエクイタブルスレットスコアなどが考案されている。

C.3.10 エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score) は、気候学的な確率で「現象あり」が適中した頻度を除いて求めたスレットスコアであり、次式で定義される (Schaefer 1990)。

$$\mathrm{ETS} \equiv \frac{\mathrm{FO}-S_f}{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}+\mathrm{XO}-S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \le \mathrm{ETS} \le 1\right) \tag{C.3.9}$$

ただし、

$$S_f = P_c(\mathrm{FO}+\mathrm{FX}) \tag{C.3.10}$$

である。ここで、P_c は現象の気候学的出現率（付録 C.3.8）、S_f は「現象あり」をランダムに FO+FX 回予測した場合（ランダム予測）の「現象あり」の適中事例数である。本スコアは、最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で 0 となり、FO=XX=0, FX=XO=$N/2$ の場合に最小値 $-1/3$ をとる。

C.3.11 スキルスコア

スキルスコア (Skill: Skill Score, Heidke Skill Score) は気候学的な確率で「現象あり」および「現象なし」が適中した頻度を除いて求める適中率であり、次式で定義される。

$$\mathrm{Skill} \equiv \frac{\mathrm{FO}+\mathrm{XX}-S}{N-S} \quad (-1 \le \mathrm{Skill} \le 1) \tag{C.3.11}$$

ただし、

$$S = Pm_c(\mathrm{FO}+\mathrm{FX}) + Px_c(\mathrm{XO}+\mathrm{XX}), \qquad Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N} \tag{C.3.12}$$

である。ここで、Pm_c は「現象あり」、Px_c は「現象なし」の気候学的出現率 (付録 C.3.8)、S は「現象あり」を FO+FX 回（すなわち、「現象なし」を残りの XO+XX 回）ランダムに予測した場合（ランダム予測）の適中事例数である。本スコアは、最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で 0 となり、FO=XX=0, FX=XO=N/2 の場合に最小値 -1 をとる。

C.4 確率予測に関する指標など

C.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア (BS: Brier Score) は、確率予測の統計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対象とする予測について、次式で定義される。

$$\mathrm{BS} \equiv \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(p_i-a_i)^2 \quad (0 \le \mathrm{BS} \le 1) \tag{C.4.1}$$

ここで、p_i は確率予測値（0 から 1）、a_i は実況値（現象ありで 1、なしで 0）、N は標本数である。BS は完全に適中する決定論的な（p_i=0 または 1 の）予測（完全予測と呼ばれる）で最小値の 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率 $P_c = M/N$（付録 C.3.8）を常に確率予測値とする予測（気候値予測と呼ばれる）のブライアスコア $\mathrm{BS_c}$ は

$$\mathrm{BS_c} \equiv P_c(1-P_c) \tag{C.4.2}$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するのには適さない。例え

ば上の $\mathrm{BS_c}$ は P_c 依存性を持ち、同じ予測手法（ここでは気候値予測）に対しても P_c の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。この問題を緩和するため、次項のブライアスキルスコアが考案されている。

C.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は、ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常気候値予測を基準とした予測の改善の度合いを示す。本スコアは、ブライアスコア BS、気候値予測によるブライアスコア $\mathrm{BS_c}$ を用いて

$$\mathrm{BSS} \equiv \frac{\mathrm{BS_c} - \mathrm{BS}}{\mathrm{BS_c}} \quad (\mathrm{BSS} \leq 1) \tag{C.4.3}$$

で定義され、完全予測で 1、気候値予測で 0、気候値予測より誤差が大きいと負となる。

C.4.3 Murphy の分解

Murphy (1973) は、ブライアスコアと予測の特性との関連を理解しやすくするため、ブライアスコアを信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution)、不確実性 (Uncertainty) の 3 つの項に分解した。これを Murphy の分解と呼ぶ（高野 (2002) などに詳しい）。

確率予測において、確率予測値を L 個の区間に分け、標本を確率予測値の属する区間に応じて分類することを考える。確率予測値が l 番目の区間に属する標本数を $N_l (N = \sum_{l=1}^{L} N_l)$、このうち実況が「現象あり」であった事例数を $M_l (M = \sum_{l=1}^{L} M_l)$、確率予測値の l 番目の区間の区間代表値を p_l とすると、Murphy の分解によりブライアスコアは以下のように表される。

$$\mathrm{BS} = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性} \tag{C.4.4}$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^{L} \left(p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \tag{C.4.5}$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^{L} \left(\frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \tag{C.4.6}$$

$$\text{不確実性} = \frac{M}{N} \left(1 - \frac{M}{N} \right) \tag{C.4.7}$$

信頼度は、確率予測値 (p_l) と実況での現象の出現相対頻度 (M_l/N_l) が一致すれば最小値の 0 となる。分離度は、確率予測値に対応する実況での現象の出現相対頻度 (M_l/N_l) が気候学的出現率 $(P_c = M/N)$ から離れているほど大きい値をとる。不確実性は、現象の気候学的出現率のみによって決まり、予測の手法にはよらない。例えば、$P_c = 0.5$ の場合に不確実性は最大値の 0.25 をとる。また、不確実性=$\mathrm{BS_c}$ が成り立つ。これらを用いて、ブライアスキルスコアを次のように書くことができる。

$$\mathrm{BSS} = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}} \tag{C.4.8}$$

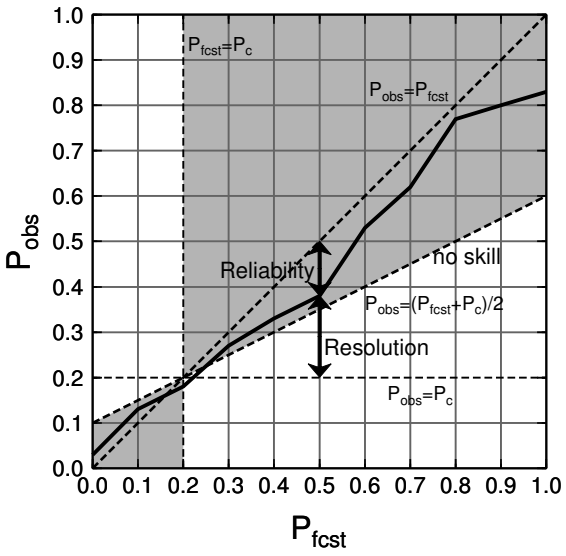

図 C.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線 $P_{\mathrm{obs}} = P_c$ との差の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

C.4.4 確率値別出現率図

確率値別出現率図 (Reliability Diagram, Attributes Diagram とも呼ばれる) は、予測された現象出現確率 P_{fcst} を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度 P_{obs} を縦軸にとり、確率予測の特性を示した図である（図 C.4.1 参照、Wilks (2006) などに詳しい）。一般に、確率予測の特性は確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線 (Reliability curve) と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphy の分解（付録 C.4.3）の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 P_{fcst} の各値について、信頼度（あるいは分離度）への寄与は、信頼度曲線上の点から対角線 P_{obs}=P_{fcst} 上の点（あるいは直線 P_{fcst}=P_c 上の点）までの距離の二乗として表現される。P_{fcst} の各値でのこれらの寄与を、標本数に比例する重みで平均して信頼度（あるいは分離度）が得られる。例えば、no-skill line（直線 $P_{\mathrm{obs}} = (P_{\mathrm{fcst}} + P_c)/2$）上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が 0 となる。また no-skill line と直線 $P_{\mathrm{fcst}} = P_c$ との間の領域（分離度への寄与 > 信頼度への寄与、図 C.4.1 灰色の領域）内に位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

特別な場合として、気候値予測（付録 C.4.1）では 1 点 $(P_{\mathrm{fcst}}, P_{\mathrm{obs}}) = (P_c, P_c)$ が信頼度曲線に対応する。また、次の 2 つの特性を示す確率予測は精度が高い。

- 信頼度曲線が対角線に（信頼度への寄与が最小値の 0 に）近い。

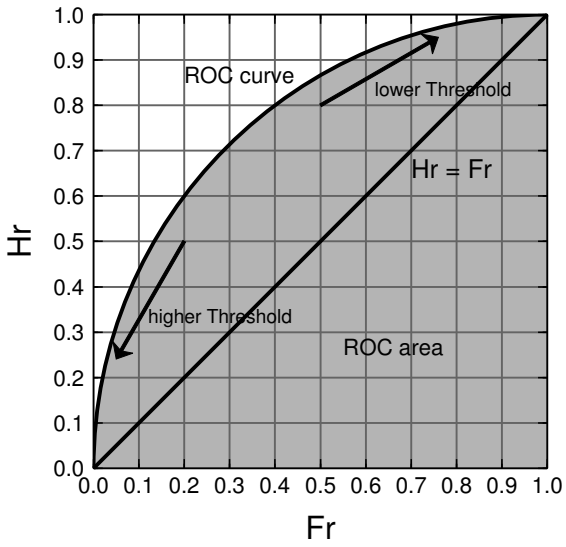

図 C.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸は F_r、縦軸は H_r である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

- 信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点 $(P_{\rm fcst}, P_{\rm obs}) = (P_c, P_c)$（気候値予測）から離れた位置（確率値別出現率図の左下または右上寄り）に分布する（分離度が大きい）。

C.4.5 ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルスコア

確率予測では、現象の予測出現確率にある閾値を設定し、これを予測の「現象あり」「現象なし」を判定する基準とすることが可能である。様々な閾値それぞれについて作成した分割表を基に、閾値が変化したときの F_r–H_r 平面（ここで、F_r は誤検出率（付録 C.3.6）、H_r は補足率（付録 C.3.5））上の軌跡をプロットしたものが ROC 曲線（ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特性曲線）である（図 C.4.2 参照、高野 (2002) などに詳しい）。平面内の左上方の領域では $H_r > F_r$ であり、平面の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予測ほど精度が高いものと見なせる。したがって、ROC 曲線から下の領域（図 C.4.2 灰色の領域）の面積（ROCA: ROC area、ROC 面積）は、情報価値の高い確率予測ほど大きくなる。ROC 面積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、情報価値のない予測 ($H_r = F_r$) を基準として ROC 面積を評価するものであり、次式で定義される。

$$\mathrm{ROCASS} \equiv 2(\mathrm{ROCA} - 0.5) \quad (-1 \leq \mathrm{ROCASS} \leq 1) \tag{C.4.9}$$

本スコアは、完全予測で最大値の 1 をとる。また、情報価値のない予測（例えば、区間 $[0, 1]$ から一様ランダムに抽出した値を確率予測値とする予測など）では 0 となる。

C.4.6 CRPS

CRPS (Continuous Ranked Probability Score) は、確率予測の統計検証の指標の 1 つである。連続物理量 x に対する CRPS は次式で定義される。

$$\mathrm{CRPS} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\int_{-\infty}^{\infty}\left[P_i(x) - A_i(x)\right]^2 dx \qquad (0 \leq \mathrm{CRPS}) \tag{C.4.10}$$

ここで、N は標本数、P_i と A_i はそれぞれ予測と実況の累積分布関数であり、次式で定義される。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^{x}\rho_i(x')\,dx' \tag{C.4.11}$$

$$A_i(x) = H(x - a_i) \tag{C.4.12}$$

ここで、ρ_i は予測された確率密度関数、a_i は実況値、$H(x)$ はヘビサイド関数である。

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \geq 0 \end{cases} \tag{C.4.13}$$

CRPS は完全に適中する決定論的な予測で最小値 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。単位は物理量 x と同じである。

また、物理量 x が閾値 t 以下となる現象の確率予測に対するブライアスコアを $\mathrm{BS}(t)$ とおくと、

$$\mathrm{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty}\mathrm{BS}(t)dt \tag{C.4.14}$$

の関係がある。

参考文献

梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6–15.

北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38–43.

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.

Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 595–600.

Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570–575.

Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Rep.*, **89-5**, Forecast Research Division, Atmospheric Envirnment Service, Environment Canada, 114 pp.

Wilks, D. S., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, International Geophysical, Vol. 91. Academic Press, 287 pp.

平成 26 年度数値予報研修テキスト
平成 26 年 11 月 20 日発行

編　集　気象庁予報部 数値予報課
〒 100–8122 東京都千代田区大手町 1–3–4
発　行　気象庁予報部

Copyright © 気象庁予報部 2014　Printed in Japan
著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複写することを禁止します。

リサイクル適性: A