

第2章 メソ数値予報システムの改良

2.1 境界層過程・地上物理量診断の改良¹

2.1.1 はじめに

水平格子間隔が5 kmであるメソモデル(MSM)は、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM: Saito et al. 2006, 2007; 気象庁予報部 2003, 2008)を予報モデルに用いて、1日8回の運用を行っている。

一方、2015年1月29日より、局地数値予報システムに asuca (河野・原 2014; 気象庁予報部 2014) が導入され、現在、JMA-NHM を予報モデルとして用いている MSM も asuca へ移行するための開発を進めているところである。

ここで紹介する現在の MSM への2つの改良は、asuca を用いている LFM (以下、現 LFM) の開発の中で得られた知見を、JMA-NHM を用いている MSM にも活かしたものであり、2015年5月26日00UTCより現業化されている。

1つは境界層過程の改良であり、これによって、特に冬季の下層の大気の予測が改善され、低気圧の予想、寒気移流に伴う雲や降水の予想が改善された。もう1つは、地上気温・地上風速・地上湿数として出力している物理量の海上での診断手法の改良であり、これにより海上の気温や湿数の精度が向上するとともに、降雪量ガイダンスなどにもよい影響を与えることが確認できた。

本節では、この2つの改良についてその概要を紹介するとともに、事例を通じてその予測への影響を検証する。また、この MSM の変更の各種ガイダンスへの影響についても紹介する。付録 2.1.B にはモデル予測の代表的な統計検証の結果を掲載した。

なお、これらの改良と同時にメソ解析の不具合も修正している。これは、インナーモデルの計算で上部境界のレーリーダンピング(原 2008a)が計算されていなかったもので、モデルトップを引き上げた MSM の開発を進めている中で判明したことである。現状のモデルトップ(約22 km)では、その影響は軽微であることが分かっているものの、以下で示す検証結果にはその修正も加わっていることをおことわりしておく。

2.1.2 境界層過程の改良

(1) 境界層過程の役割とそのモデル化

境界層と呼ばれる地表面に近い大気(地表から高度約3000 mくらいまで)では、乱流によって運動量、熱、水蒸気が鉛直方向に輸送されている。この鉛直輸送は、温位や水蒸気量(比湿)が鉛直方向に一定になる混合層の形成、混合層上端の逆転層や雲の生成に大きく寄与している。その運動量、熱、水蒸気の鉛直輸送によ

る予報変数(運動量(風)、気温(温位)、比湿など)の変化を計算しているのがモデルの境界層過程である。

数値予報モデルでは、さまざまな過程による物理量(予報変数)の格子平均の時間変化率を求め、それを用いて次の時刻における物理量を求めている(原 2012a)。境界層過程の場合、物理量 ϕ の乱流による鉛直輸送量(フラックス) F_ϕ が求められ、 ϕ の格子平均値 $\bar{\phi}$ の時間変化率は F_ϕ の鉛直微分から求めることができる。

MSM, GSM を含む多くのモデルでは、 ϕ の格子平均値 $\bar{\phi}$ を用いて、フラックスを

$$F_\phi = -K_\phi \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \quad (2.1.1)$$

と評価し、勾配を打ち消すように鉛直輸送が生じるものとしている。ここで、 K_ϕ は拡散係数と呼ばれているもので、成層安定度に依存する。この拡散係数は、成層が不安定な場合には大きく、成層が安定な場合は小さい。このように、拡散係数 K_ϕ の評価を通じて、 F_ϕ を求めている。(2.1.1)式は、格子平均値で表現できないスケールの小さな現象(乱流)による鉛直輸送量を格子平均値を用いて評価しており、数値予報モデルにおける物理過程のパラメタリゼーションの典型例である。

境界層における現象とそのモデル化について簡単に紹介したが、これらのことは米原(2012)に非常に詳しく説明されているので、ぜひ参照していただきたい。

(2) 旧 LFM や MSM における境界層過程の問題と asuca の開発で得られた知見

従来、予報モデルとして JMA-NHM を用いていた旧 LFM や MSM では境界層過程として、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino レベル3モデル(MYNN3: Nakanishi and Niino 2009)を用いている。これは、Mellor-Yamada モデル(Mellor and Yamada 1974, 1982)を改良したもので、その MSM への実装については原(2008b)に記述されている。

MYNN3 においては、 F_ϕ として(2.1.1)式で示される ϕ の勾配に比例する項に加え、逆勾配項と呼ばれる項 Γ_ϕ を考慮する。

$$F_\phi = -K_\phi \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} + \Gamma_\phi \quad (2.1.2)$$

逆勾配項がないと鉛直傾度がゼロに非常に近い鉛直プロファイルは表現できるものの、鉛直傾度が完全にゼロであるような鉛直プロファイルは原理上実現できない。この逆勾配項があることで、定式上は ϕ がより鉛直方向に完全に一定であるプロファイルを表現することができる(原 2012b)。

逆勾配項を考慮した MYNN3 を JMA-NHM に実装した際には計算安定性の確保に苦慮し、拡散係数や逆勾配項に制限を加えるなどの処置を加えた(原 2008b)。

¹ 第 2.1.1 項～第 2.1.4 項、第 2.1.6 項 原 旅人、第 2.1.5 項 飯塚 義浩、白山 洋平、工藤 淳

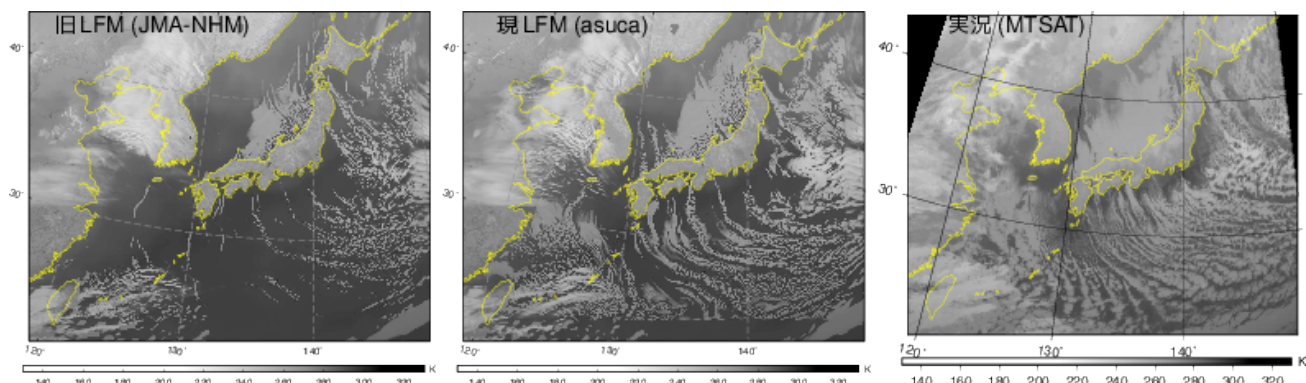


図 2.1.1 2014 年 12 月 19 日 03JST (2014 年 12 月 18 日 18JST 初期値) を予測対象時刻とする (左から) 旧・現 LFM の予測から作成した予想衛星画像と対応する MTSAT による実況 (いずれも赤外)。

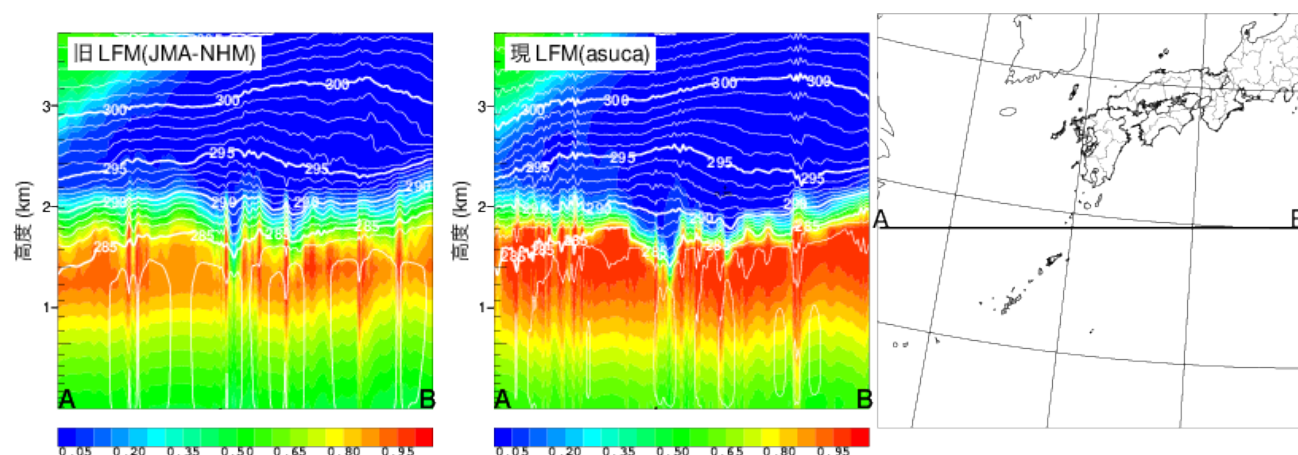


図 2.1.2 旧・現 LFM それぞれによる温位 (白の等値線、単位: K) と相対湿度 (塗り分け) のプロファイルの鉛直断面の例。図 2.1.1 と同じ時刻。左から、旧 LFM、現 LFM、断面図を描画した線分 AB を示す。

しかし、この処置によって鉛直輸送量の時間的な振動が引き起こされ、鉛直輸送量の過大な評価につながる。その後の鉛直 1 次元モデルによる評価で判明した (原 2012b) ²。

現 LFM では計算不安定およびその結果として生じていた境界層内の過大な鉛直輸送の問題を除去した ³ MYNN3 (計算安定化版 MYNN3) を用いている (河野・原 2014)。

鉛直 1 次元モデルで見られた鉛直輸送量の時間的振動や過大評価の 3 次元モデルによる予測結果への影響については、現 LFM の開発の中で認識されるに至っ

た。現 LFM の開発においては、旧 LFM による予測とさまざまな観点で比較しながら進めてきたが、その中で、冬季の大陸からの寒気の吹き出しに伴う雲の表現が大きく違うことがわかった。図 2.1.1 に、モデルの出力値から衛星画像をシミュレートした予想衛星画像 (大和田 2006; 大和田・高坂 2013) と対応する実況の衛星画像を示す (ともに赤外)。実況の衛星画像に見られる太平洋や東シナ海の寒気移流に伴う筋状の雲が、現 LFM の方が旧 LFM に比べて表現されているのがわかる。

冬季に大陸からの寒気移流が卓越する海上では、相対的に温かい海面の上を大陸からの冷たい風が吹く。すなわち、境界層は不安定な状態であり、海面から大気へ熱、水蒸気が輸送され、温位などが鉛直方向に一定である混合層が形成される。その混合層の上端では下層から輸送された水蒸気が凝結し雲となる ⁴。これが、冬季の大陸からの寒気移流に伴う雲である。

予想衛星画像で顕著に差が見られる領域での現 LFM、旧 LFM それぞれが予測した温位、相対湿度の鉛直プ

² MYNN3 を JMA-NHM に実装した当時は、原 (2012b) などのように、鉛直 1 次元モデルでモデルの部品の基礎的特性を確認するということがメソモデルの開発工程ではなく、JMA-NHM などのモデルにいきなり実装して、降水などの統計スコアを中心にその性能を判断していた。しかし、近年になって、科学的な知見に基づいて、モデルの部品一つ一つの性能を評価する“ボトムアップ・アプローチ”による開発の必要性が、モデルの予測結果から問題点を見出す“トップダウン・アプローチ”による開発とともに強く認識され (堀田・原 2012)、asuca を始め、気象庁でのモデル開発がより科学的な手法に基づいたものに変化しつつある。これらについては、気象庁予報部 (2012, 2013) にまとめている。

³ 具体的には、乱流エネルギーなどの予報方程式を解く際に陰的に扱う項を増やすことで計算安定性を確保した。

⁴ 温位は鉛直方向にほぼ一定であるが、気圧は上層の方が低いので気温は上層の方が低い。飽和水蒸気量は気温が低いほど小さいので、鉛直方向に水蒸気量がほぼ一定でも、気温が低い混合層上端付近では凝結して雲が生じる。

ロファイルの一例を図 2.1.2 に示す。現 LFM では、温位が一定である層（混合層）が形成され、その上部には相対湿度がほぼ 100%である層が見られる。これが予想衛星画像でも表現されていた雲に対応する。その層の上には、等温位線の間隔が小さく温位傾度が大きい層がある。これが逆転層に対応し、逆転層の下に水蒸気がいわば閉じこめられた状態が表現されている。

一方、旧 LFM では、温位が一定である層が形成されているのは現 LFM と同じであるが、逆転層に対応する温位傾度は現 LFM より小さく不明瞭で、相対湿度が比較的高い層がより上層まで広がっていて、現 LFM では逆転層の下に集中していた水蒸気がより上層に輸送されている。その結果、相対湿度が 100%に近い層は少なく、このことが予想衛星画像で雲が少ないことと対応している。

これらの結果は、原 (2012b) で示した旧 LFM に実装されている境界層過程の性質、すなわち、鉛直輸送が過大になりやすいこと、その結果、鉛直輸送の効果がおよぶ高度が過大になりやすい性質があるという鉛直 1 次元モデルの結果と整合的である。

このように、鉛直 1 次元モデルを用いた理想的な実験で判明していた過大な鉛直輸送量による実事例の予測結果への影響が、現 LFM の現業化にむけた開発を通じて明らかになっていた。

(3) asuca の開発で得られた知見を活かした MSM の境界層過程の改良

現 LFM に導入した計算安定化版 MYNN3 では、上述の問題を解決できたものの、従来に比べ、非常に計算量が多くなっている⁵。asuca では現業で利用している現在のスーパーコンピュータにあわせた計算の最適化がされており、その計算量の増加は現 LFM の現業化の際に問題にならなかったが、現在の MSM で利用している JMA-NHM ではその最適化が必ずしも十分とは言えず⁶、同様の手法を JMA-NHM に実装しても、計算量の増加によって計算時間が長くなり、現業モデルとしての利用には耐えられないと予想された。

境界層内の過大な鉛直輸送量は、MYNN3 を用いる際に計算安定性の確保のために加えた逆勾配項への制限に起因している。そして、現 LFM で用いている計算安定化 MYNN3 では、逆勾配項に関連する項の扱いを修正することで計算安定性を確保することができたことから、逆勾配項の取り扱いが計算安定性を左右することを示唆する。そこで、逆勾配項を考慮しない MYNN

レベル 2.5 モデル (MYNN25) を試してみると⁷、特別な処置をしなくても MYNN3 で見られたような計算不安定は見られず、その結果として、境界層内の過大な鉛直輸送も大きく改善され、現 LFM で大きく改善が見られた冬季の日本海上の寒気移流に伴う雲の表現が MSM でも同様に改善することが確認できた。MYNN25 の計算量は MYNN3 よりも少なく、現業モデルとしての運用でも問題はない。これらのことから、境界層過程を MYNN3 から MYNN25 に変更することはモデル改良のための選択肢の一つとなる。

観測では温位などの鉛直勾配が完全にゼロとなる混合層が見られるが、原 (2012b) でも述べたように、逆勾配項がない MYNN25 では、鉛直勾配が完全にゼロとなる鉛直プロファイルを表示することは原理上できない。しかし、鉛直勾配がゼロに非常に近い鉛直プロファイルは表現できて、鉛直勾配が完全にゼロとなる鉛直プロファイルを表示できる MYNN3 との予測の差は小さくなく、これらの鉛直プロファイルの差が重要な現象の表現に大きく影響する事例はほとんどないと経験的に考えている。それよりも、(2) で示したように、境界層内の鉛直輸送量が過大であることによって、鉛直輸送の効果が及ぶ高度が過大になったり、逆転層の表現が不明瞭になっている問題の解決の方が重要であり、MYNN25 へ変更することによって総合的に精度向上が見込まれると期待された。

これらの考察をもとに、MSM において MYNN3 を逆勾配項を考慮しない MYNN25 に変更して、第 2.1.4 項で解説する海上の地上物理量診断手法の改良とともに、夏冬 1ヶ月間の解析-予報サイクル実験を行ったところ⁸、冬季に混合層が発達する海上で、境界層過程の違いに起因する差が生じて、それが下層の循環や低気圧の発生、発達の表現に影響を与えることがわかった。そして、冬季を中心にモデルによる予測の統計スコア（特に降水スコア）に改善が見られた。また、その予測結果を入力とする各種ガイダンスでも、精度が向上することが確認できた（第 2.1.5 項）。これらの結果を受けて、MSM の境界層過程を MYNN3 から MYNN25 に変更することとした。

境界層過程は境界層における鉛直輸送をターゲットとしたものであるが、境界層の上の自由大気においても、風速の大きな鉛直シアがあったり、仮温位の鉛直傾度が小さい場合には、境界層と同様に鉛直輸送の寄与を計算して、予報変数を変化させる。従来の MYNN3 では、逆勾配項に関連する計算安定性の確保が不十分であったことと関係して、上層 (300 hPa 周辺) で境界層過程によって大きな時間変化率を評価することがあ

⁵ たとえば、従来は原 (2008b) でも示したように、4つの三重対角行列を係数とする連立 1 次方程式を消去法で解けば良かったが、計算安定化版に現れる連立 1 次方程式は消去法では簡単に解くことができず、反復法による計算が必要になっている。

⁶ 現業モデルとしての利用だけでなく、研究用モデルとして様々な計算機上で利用されることを想定しているため、ある特定の計算機向けへの最適化は積極的には行っていない。

⁷ MYNN25 は JMA-NHM にすでに実装されており、設定ファイルをわずかに変更するだけで試すことができる。

⁸ 海上の地上物理量診断手法の改良は、モデルの時間積分には直接影響しないので、地上以外の風速、気温、湿り、気圧場などの変更は、境界層過程の改良によるものである。

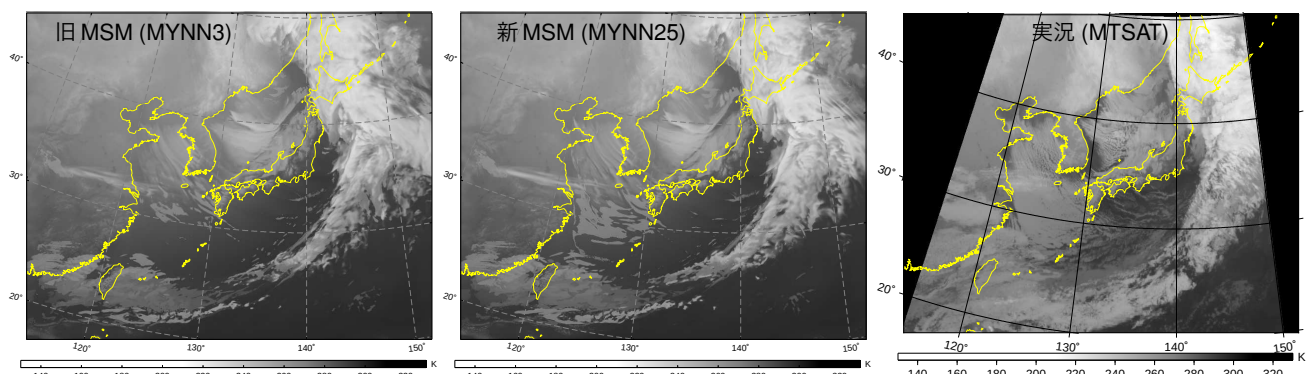


図 2.1.3 2014 年 12 月 1 日 21JST を予測対象時刻 (2014 年 12 月 1 日 12JST 初期値) とした新旧 MSM の予測値から作成した予想衛星画像と対応する MTSAT による実況の衛星画像 (赤外)。

た。一方、計算安定化版 MYNN3 や MYNN25 では、上層では大きな寄与を計算する頻度が小さくなっている。そのために、上層でも予測特性が変わって、それが統計検証や上層の予測値を用いる航空悪天 GPV にも影響している (第 2.1.5 項)。

また、室井・佐藤 (2012) などでも解説されているように、モデルによる予測を行うためには初期値を作成する必要があり、その初期値の作成 (「解析」と呼ばれる) はデータ同化システムによって行われる。データ同化システムでは、前回の解析で作成した初期値を用いて実行したモデルの予測値を「第一推定値」として、それを観測で修正する (解析-予報サイクル)。したがって、初期値の精度は第一推定値を提供するモデル予測の精度にも依存する。モデルの境界層過程の改良による精度の向上には、モデルそのものの予測だけでなく、解析-予報サイクルを通じて、初期値の精度が向上したことも寄与していると考えられる。

第 2.1.3 項では、事例を通じた新旧 MSM の予測結果の違いとその原因を解説する。また、解析-予報サイクル実験におけるモデル予測の統計スコアについては本節の付録 2.1.B にまとめている。

2.1.3 境界層過程改良についての事例解析

ここでは、境界層過程の改良による MSM の予測の変化、およびそのプロセスについて事例を通じて検証を試みる。

以下の事例解析においては、境界層過程の改良によるプロセスの変化の議論がしやすいように初期値の違いによる影響を排除し、境界層過程を改良して解析-予報サイクル実験を行ったときに作成された初期値を用いて新旧 MSM を実行して (つまり、両 MSM で初期値を揃えて)、それらの予測結果について議論する。なお、改良前の解析-予報サイクル実験によって作成された初期値を用いても以下の議論はほとんど変わらないことを確認しており、初期値のわずかな違いよりも境界層過程の改良によって変化するプロセスがここで取り上げる予測の変化に大きく寄与している。

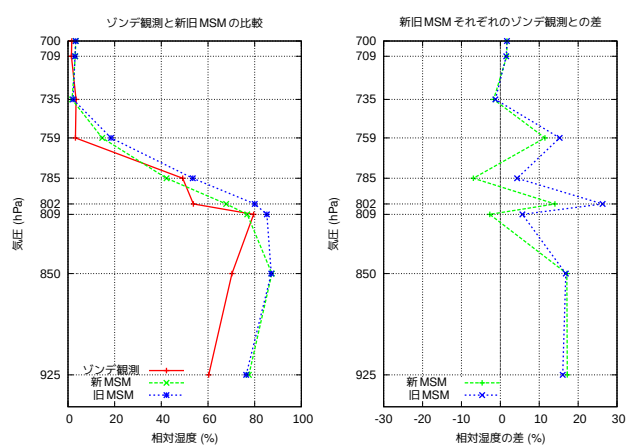


図 2.1.4 鹿児島における新旧 MSM が予測した相対湿度の鉛直プロファイルと対応するゾンデ観測 (左) と新旧 MSM それぞれが予測した相対湿度のゾンデ観測からの差 (右)。2014 年 12 月 1 日 21JST を予測対象時刻 (2014 年 12 月 1 日 12JST 初期値) としている。緑:新 MSM、青:旧 MSM、赤:ゾンデ観測。なお、モデル予測値はゾンデ観測があった気圧面に内挿して比較した。

(1) 冬季の大陸からの寒気移流

すでに、現 LFM で冬季の大陸からの寒気移流に伴う雲の表現が大きく改善されたことは紹介したが、それに触発されて改良した MSM でも同様の効果が出ているかを確認する。

図 2.1.3 は、2014 年 12 月 1 日 21JST を予測対象時刻 (2014 年 12 月 1 日 12JST 初期値) とした新旧 MSM の予測値から作成した予想衛星画像 (赤外) と対応する実況の衛星画像である。日本海上の雲の表現にはあまり違いは見られないが、実況の衛星画像で見られる黄海から東シナ海にかけての雲域は新 MSM の方が旧 MSM より表現されていることがわかる。

この時刻における新旧 MSM の相対湿度予測の鉛直プロファイルと大陸からの寒気移流が見られる鹿児島のゾンデによる観測データを図 2.1.4 に示す。すでに第 2.1.2 項 (2) で紹介した旧 LFM と 現 LFM との違いのように、相対湿度が急激に減少する高度 (800~750 hPa 付近) の変化は新 MSM の方がゾンデ観測と合致して

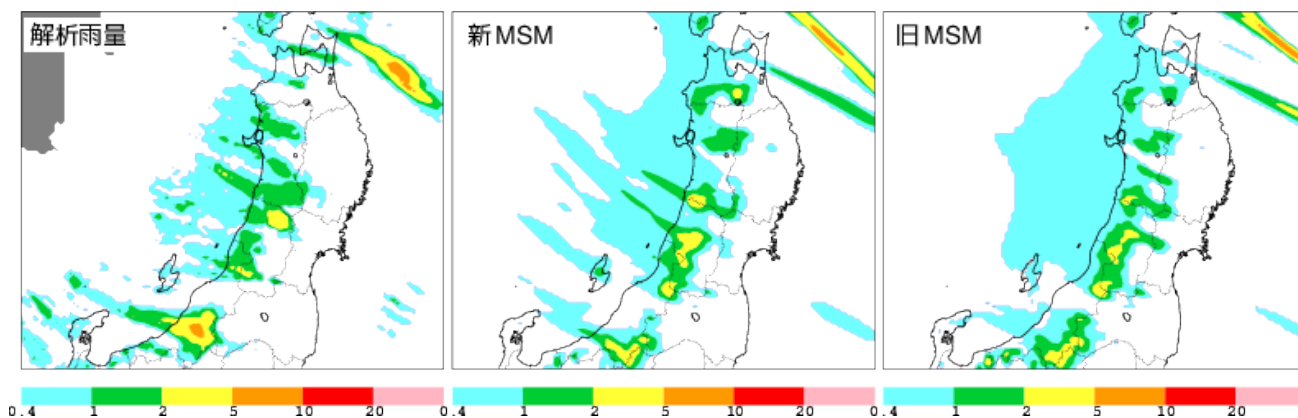


図 2.1.5 2014 年 2 月 5 日 21JST における前 3 時間降水量 (単位: mm/3 時間) の解析雨量による実況 (左) と同時刻を予測対象時刻とする新 MSM (中央)、旧 MSM (右) の予測。新旧 MSM の初期時刻は 2014 年 2 月 4 日 12JST。

おり、旧 MSM では実況や新 MSM よりやや高い高度でその急激な減少が見られる。つまり、図 2.1.2 で見られた現旧 LFM の混合層の差、すなわち、現 LFM に比べて旧 LFM の方が相対湿度が比較的高い層がより上層まで広がっているという特性が新旧 MSM の間にも見られ、新 MSM の方がゾンデ観測との差が小さく実況に近いことがわかる。

大陸からの寒気移流に伴う海上での雲の表現の改善は、日本海沿岸地域における降水量 (降雪量) の改善にもつながっている。図 2.1.5 は、2014 年 2 月 5 日 21JST を予測対象時刻にした新旧 MSM による前 3 時間降水量と対応する解析雨量による実況である。新 MSM では、旧 MSM より風上から比較的強い降水を予想し、実況ともよりよく対応している。

(2) 冬季の小低気圧

境界層過程の改良が冬季の下層の低気圧性循環の形成・維持に影響を及ぼしている例がいくつか見られた。

図 2.1.6 に、2014 年 1 月 13 日 15JST を初期値とする新旧 MSM の初期時刻から 39 時間後 (2014 年 1 月 15 日 06JST) における海面更正気圧、前 3 時間降水量、地上風速の予測と、対応する時刻の解析雨量による前 3 時間降水量とアメダスによる地上風速、メソ解析による海面更正気圧の解析値を示す。

上空にはトラフが接近していて、この領域は正渦度移流域に対応しており、下層で低気圧性循環が出来やすい場であった (図略)。そして、高度 1 km 以下の下層では北東風が、それより上では西風が卓越し、下層の風速の鉛直シアが大きかった (図 2.1.7)。その中で、新 MSM の予測では、隠岐島と本州の間に小さな低気圧を、また、その低気圧の北側を中心とする降水域を予想しており、実況の降水域や風と対応が良い。一方、旧 MSM では、低気圧性循環は見られるものの弱く、降水域は実況より海岸線に近いところに予測されている。

時間をさかのぼり、初期時刻から 1 時間後の予測を見る。日本海上には混合層が形成されており、その混合層の中で、運動量が輸送されている (図 2.1.7)。そ

の運動量輸送の結果、高度 1 km 付近では x 方向および y 方向⁹の運動量 (風) を弱める変化が、それより下層では x 方向および y 方向の運動量 (風) を強める変化が生じている。その変化を新旧 MSM で比較してみると、旧 MSM では新 MSM よりも変化が大きく、また、変化がより上層まで生じていることが分かる。

また、高度 100 m の風の分布を見ると (図 2.1.8)、島根県西部の沿岸に低気圧性循環が見られるのは新旧 MSM で共通している。しかし、風向・風速の差を見ると、新 MSM では旧 MSM に比べて、風向がより右回りに回転し、風速が強くなっている。つまり、新 MSM の方が風の東成分が強くなっている。これは、旧モデルでは境界層過程による運動量輸送 (摩擦) が強い結果である。それ以降は、風向・風速の新旧 MSM のこのような差がより大きくなり、初期時刻から 15 時間後の予測では風向・風速の差はより明瞭となる (図 2.1.9)。新 MSM の風向・風速の方が、循環の接線方向の成分がより強く、低気圧性循環が形成・維持されやすい場になっていることが分かる。

図 2.1.10 に示したように、高度 100 m における x 、 y 方向それぞれの運動量の初期時刻から 1 時間後の予測値の新旧 MSM の差は、同じ高度の境界層過程による運動量の予測開始から 1 時間までの変化とほぼ同じである¹⁰。つまり、予測初期に見られる風の場の違いは、境界層過程による鉛直方向の運動量輸送の違いから生じたものであると言える。その後は、予測を進めると両者の間に違いが見られ、これは、境界層過程に起因する風の違いがさまざまな過程にも変化を及ぼし、境界層過程の効果の違いだけで風の場の違いを説明で

⁹ ここでいう x 方向および y 方向は MSM で用いているランベルト座標上でのもので、図 2.1.7 の右上に示した x 、 y 方向をとる。厳密には異なるが、おおよそ x 方向を東西方向 (西から東が正)、 y 方向を南北方向 (南から北が正) と考えて差し支えない。

¹⁰ 他の過程の相互作用が顕著になる前の予報初期の時間変化率に注目することは、モデルの評価手法の一つとして木南 (2013) で紹介されている初期傾向診断法と同じである。

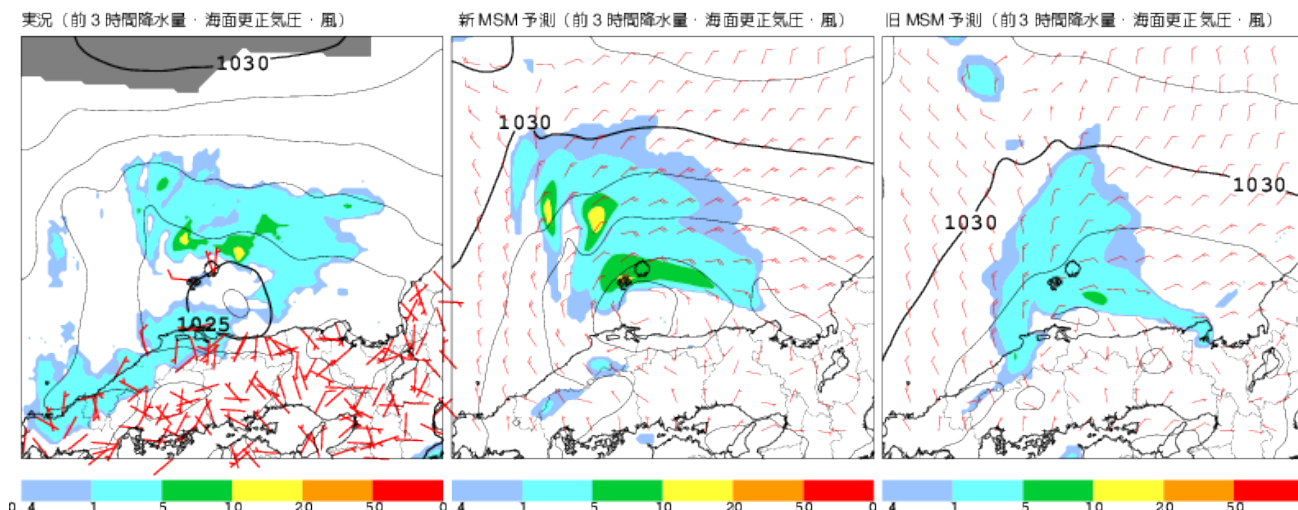


図 2.1.6 2014 年 1 月 15 日 06JST における前 3 時間降水量（解析雨量、単位: mm/3 時間）、海面更正気圧（メソ解析、単位: hPa）、風（アメダス、単位: kt）の実況（左）と同時刻を予測対象時刻とする新 MSM（中央）、旧 MSM（右）の前 3 時間降水量、海面更正気圧、風の予測。新旧 MSM の初期時刻は 2014 年 1 月 13 日 15JST。降水量は塗り分け、等圧線は黒線、風は赤色の矢羽根（長い矢羽根 1 本は 10 kt）で示す。

きなくなっていることを意味する。このように、初期に見られた境界層過程による鉛直方向の運動量輸送の差が引き金となって、循環の形成に差が生じていると考えられる。

(3) 冬季の低気圧の発生時の表現

(2) で紹介した事例と同様のことは、より大きなスケールでも見られた。図 2.1.11 に、2014 年 2 月 7 日 06JST の南西諸島周辺の解析雨量による前 3 時間降水量とアメダスによる地上風速の実況、対応する時刻の新旧 MSM の前 3 時間降水量、地上風速の予測を示す。実況のアメダス観測から沖縄本島の西に低気圧性循環があることが推定され¹¹、その前面にあたる沖縄本島には強い降水域がかかっている。

一方、新旧 MSM の予測を見ると、ともに実況に対応する低気圧の表現があるが、新 MSM がその前面の降水域のピークを実況と同様に沖縄本島付近に予測しているのに対し、旧 MSM では実況より北側に予測している。

(2) と同様に、予測の初期に目を向けてみる。西からトラフが接近して、高度 1.5 km より上空では西風が卓越している（図略）。その中で低気圧性循環が生成される台湾の北東付近について、新旧 MSM の最初の 1 時間予報の地上 100 m における風を見ると（図 2.1.12）、新 MSM が予測した風の方が旧 MSM の予測よりも北風成分が大きく、旧 MSM に比べて反時計回りに回転している。(2) の事例と同様に、1 時間予報における新旧 MSM の風向・風速の差の多くは、海上に形成された混合層内の運動量輸送の差でもたらされており（図略）、(2) と同様に、境界層過程の違いによって風の間

が変わったことによる他の過程との相互作用も加わる。そして、その差の傾向は初期時刻から 15 時間後にはより顕著になり、また、低気圧性循環の中心の位置も新旧 MSM で異なっている（図 2.1.13）。このことが旧 MSM が低気圧そのものやその前面の降水域を実況よりやや北に予測した一因と考えられる。

(4) これらの事例の共通点

これらの事例で共通しているのは、両事例とも混合層が発達した海上において、混合層内の運動量、熱、水蒸気輸送の違いによって予測結果に違いが現れていることである。(1) の事例では、新旧 MSM の間で水蒸気の混合層上部への輸送の違いが大きく、(2) や (3) の事例では、地表付近での風の間隔の違いが現象の違いをもたらしており、また、下層に風の大きな鉛直シアがあることも共通している。

すでに解説したように、境界層過程は運動量（風）、温位、水蒸気量の鉛直傾度を弱めて一様にしようとする。その鉛直傾度を小さくする速さは鉛直輸送量によって決められ、安定度に依存する。旧 MSM では輸送がより高い高度まで達して、また、輸送量がより大きいため、逆転層の下で閉じこめられるべき水蒸気がより高い高度まで広がり、凝結しにくくなったり、ごく下層の風が、その上の異なる風向・風速の風の影響を受けやすくなっていた。

本変更による精度の改善効果は冬季の方が顕著であった（付録 2.1.B の統計検証を参照）。他の事例でも、冬型の気圧配置のときに見られる日本海の降雪雲の表現が向上したことに加え、冬型の気圧配置がゆるんだときの海上の収束域における雲域や降水の分布が実況により近くなる事例が見られた。海上で混合層がよく発達すること、下層で風速の鉛直シアが存在することが

¹¹ この低気圧は、2014 年 2 月 8 日に関東で記録的な大雪をもたらした南岸低気圧となる（原 2014）。

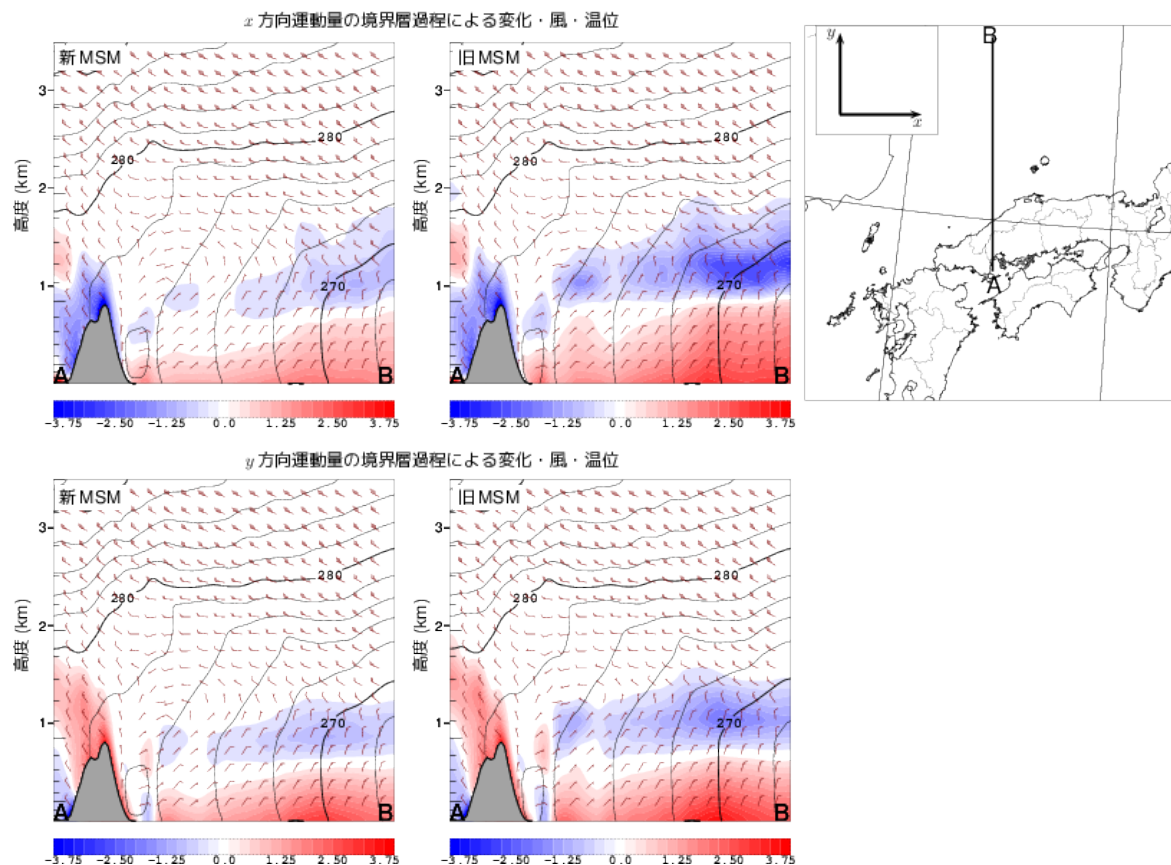


図 2.1.7 2014 年 1 月 13 日 15JST を初期時刻とする新旧 MSM それぞれの 1 時間予報における x 方向と y 方向の運動量の境界層過程による前 1 時間の変化量 (赤青の塗り分け、単位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)、温位 (黒の等値線、単位: K)、風 (茶色の矢羽根、長い矢羽根 1 本は 10 kt) の鉛直断面図。断面図は右端の図の線分 AB で切断して描画。また、右端の図に x 方向および y 方向の定義を記述。

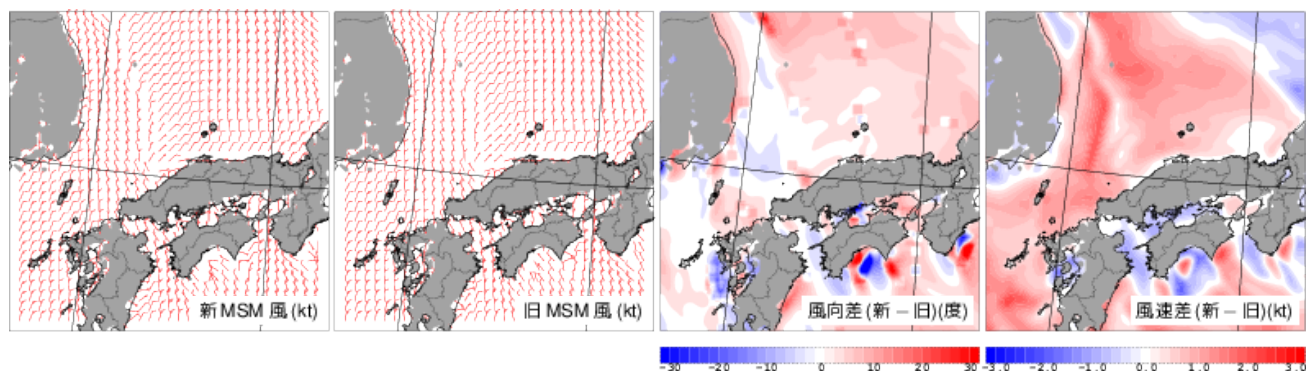


図 2.1.8 2014 年 1 月 13 日 15JST を初期時刻とする新旧 MSM それぞれの、初期時刻から 1 時間後における高度 100 m での風 (単位: kt) の予測と、新旧 MSM の予測の風向差 (単位: 度) と風速差 (単位: kt)。灰色の領域はモデル内の標高が 100 m 以上の領域。

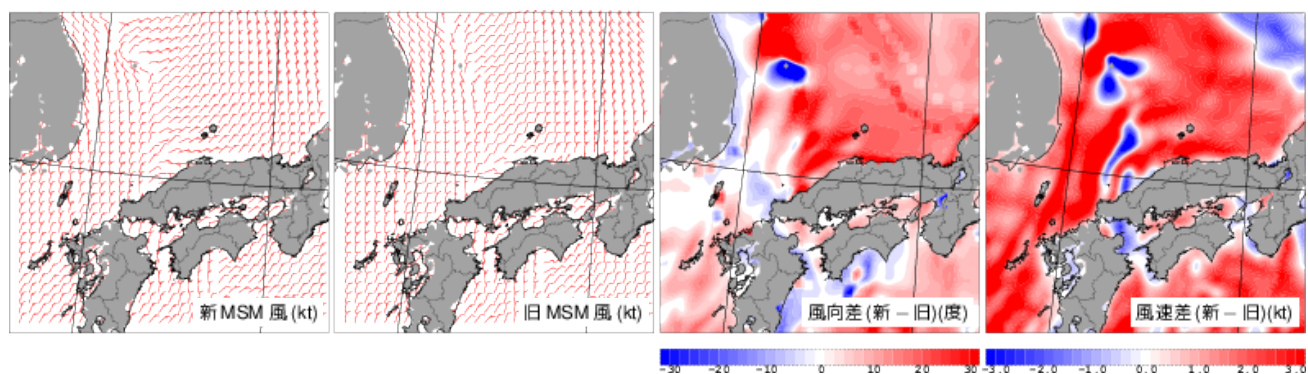


図 2.1.9 図 2.1.8 と同じ。ただし、初期時刻から 15 時間後。

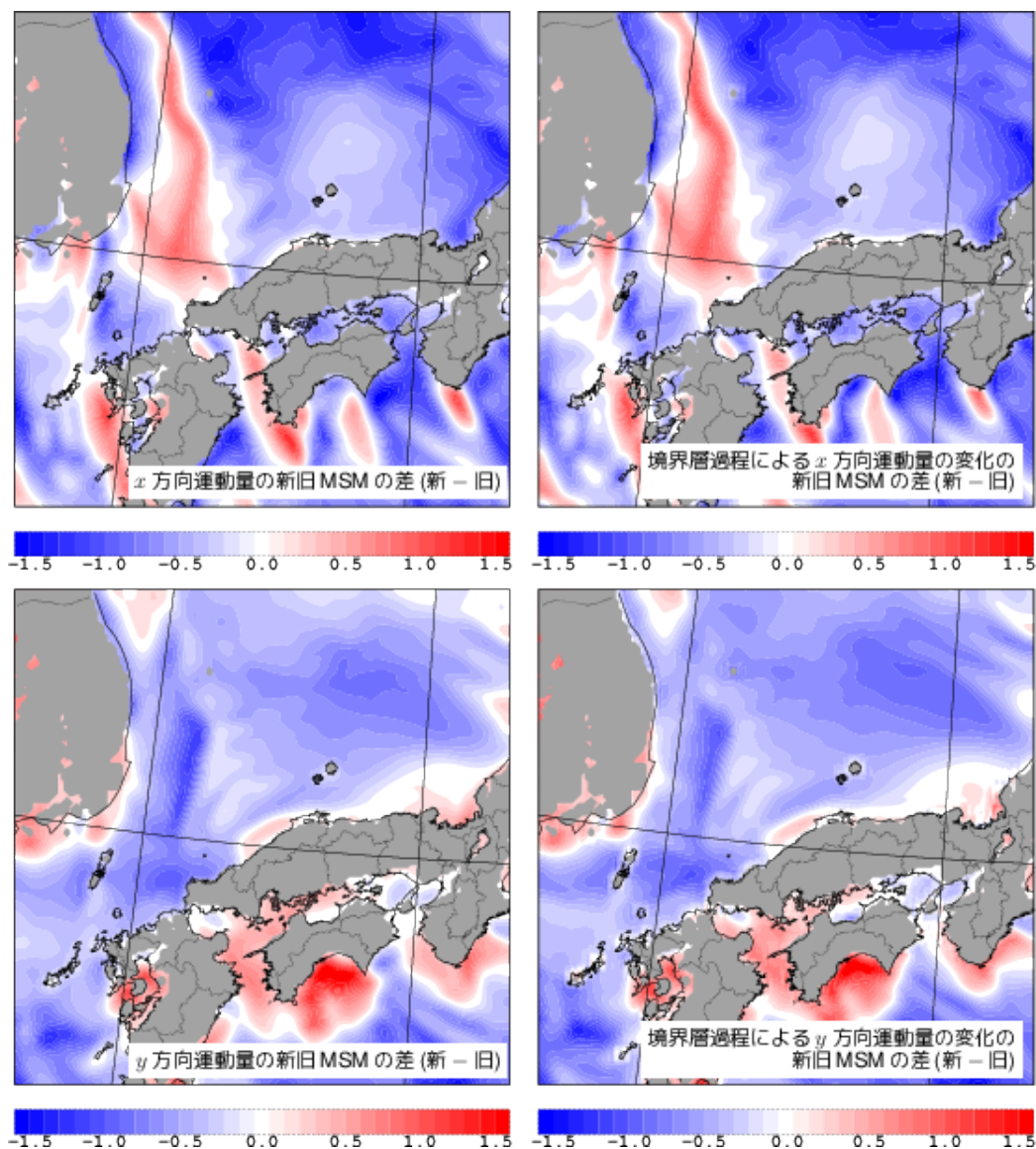


図 2.1.10 2014 年 1 月 13 日 15JST を初期時刻とする新旧 MSM それぞれの、初期時刻から 1 時間後における x 方向（上段）、 y 方向（下段）の高度 100 m での運動量の新旧 MSM の差（左）と境界層過程による変化の新旧 MSM の差（右）。灰色の領域はモデル内の標高が 100 m 以上の領域。単位は $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 。

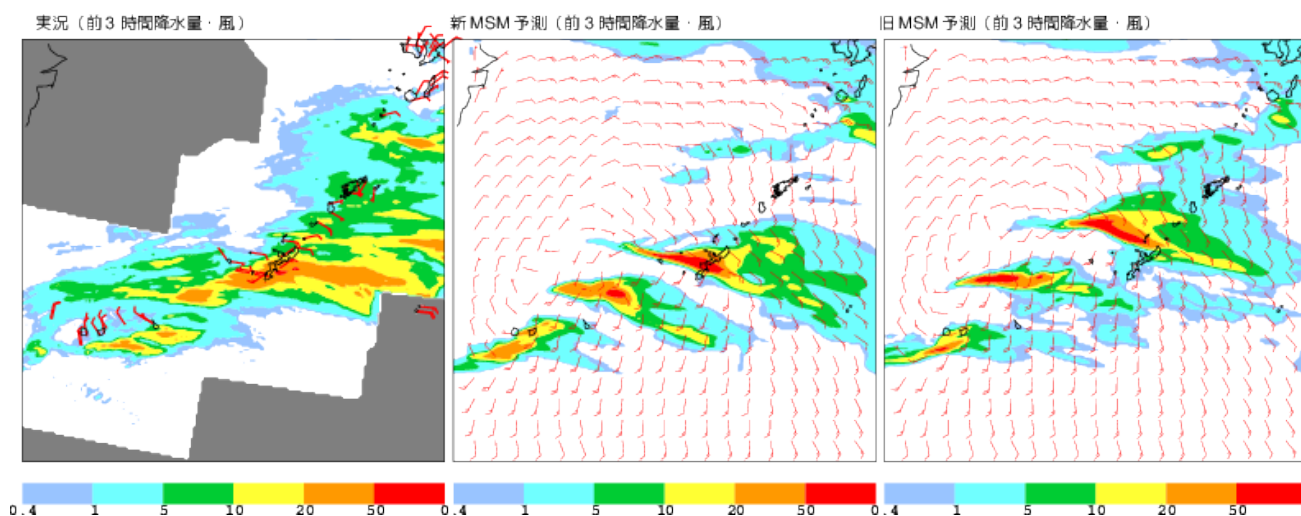


図 2.1.11 2014 年 2 月 7 日 06JST における前 3 時間降水量（解析雨量、単位: $\text{mm}/3$ 時間）、風（アメダス、単位: kt、長い矢羽根 1 本は 10 kt）の実況（左）と同時刻を予測対象時刻とする新 MSM（中央）、旧 MSM（右）の前 3 時間降水量、風の予測。新旧 MSM の初期時刻は 2014 年 2 月 5 日 15JST。降水量は塗り分け、風は赤色の矢羽根（長い矢羽根 1 本は 10 kt に対応）で示す。

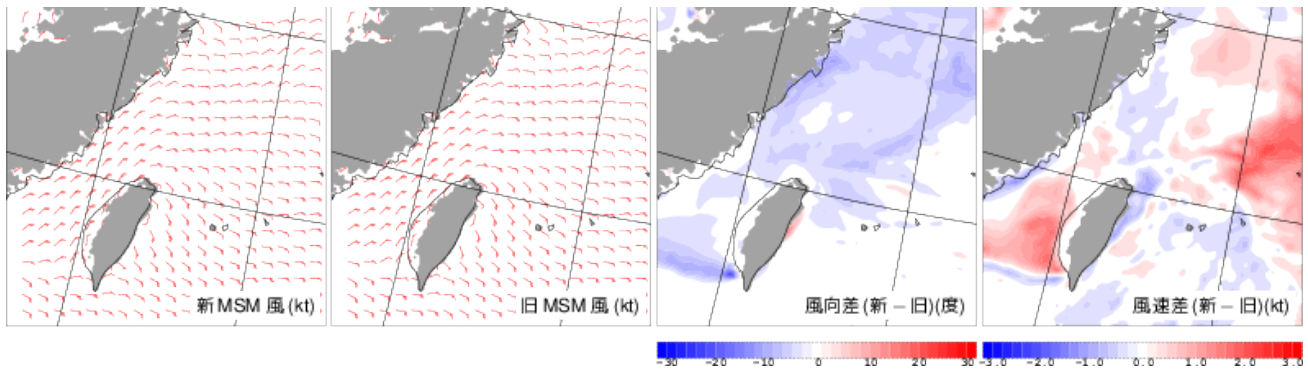


図 2.1.12 2014 年 2 月 5 日 15JST を初期時刻とする新旧 MSM それぞれの、初期時刻から 1 時間後における高度 100 m での風（単位: kt、長い矢羽根 1 本は 10 kt）の予測と、新旧 MSM の予測の風向差（単位: 度）と風速差（単位: kt）。灰色の領域はモデル内の標高が 100 m 以上の領域。

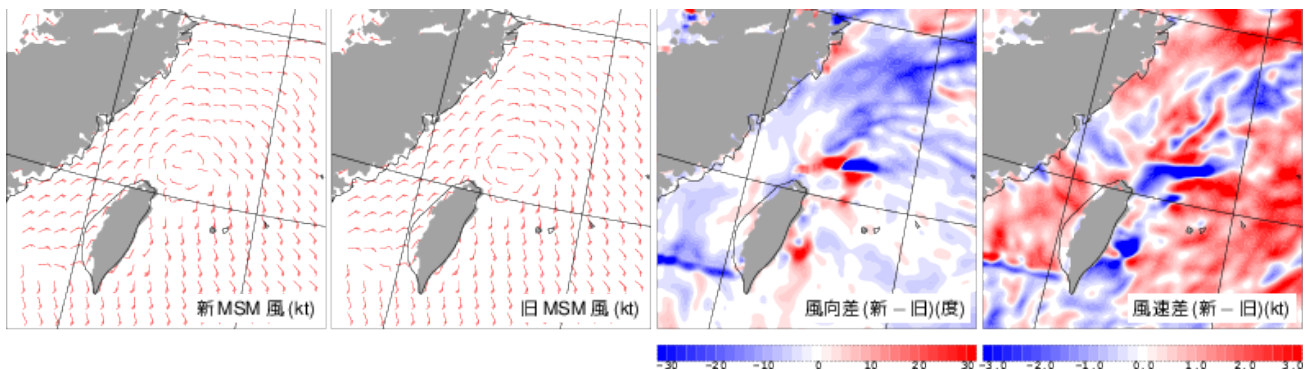


図 2.1.13 図 2.1.12 に同じ。ただし、初期時刻から 15 時間後。

多いのは冬季であり、そのような場では境界層過程の改良による運動量輸送の変化による効果の影響が大きくなりやすい。このことが、冬季の予測精度の向上に大きく寄与していると考えられる。

また、境界層過程の改良とその効果を調べたこれらの事例解析は、冬季の海上での混合層の形成と下層を起源とする低気圧の発生とが強く関連していることを示唆している。下層起源の低気圧性循環の形成について注目する場合には、モデルで表現されている混合層の形成についても目を向けると有効であると考えられる。

2.1.4 海上の地上物理量診断手法の改良

(1) 地上物理量診断

MSM を始めとする数値予報プロダクトには、高度 10 m における風速、1.5 m における気温¹²、湿数（気温と露点温度の差）を出力している。これらは「地上風速」「地上気温」「地上湿数」と呼ばれるものである¹³。

現在の MSM や LFM のモデル面の大気最下層は地

¹² WMO 全球観測組織手引書に、地上気象観測では地表面上 1.25～2.0 m の高さで気温を観測することとしている。日本では、1.5 m で観測することとなり、それに合わせて MSM や LFM では地上気温の高度を 1.5 m としている。一方、全球モデル（GSM）などではその高度を 2 m としている。

¹³ 本章では、海陸を問わず、地表面や海面に近い高度を指す言葉として「地上」を用いる。同様に、地表面や海面を海陸問わず「地表面」と呼ぶことにする。

上 10 m よりも高いため（モデル面大気最下層は地上約 20 m に配置されている）、地上 10 m における風速や地上 1.5 m における気温、湿数の予測値は、モデル面大気最下層と地表面それぞれの物理量から接地境界層の安定度を考慮して診断している（地上物理量診断）。

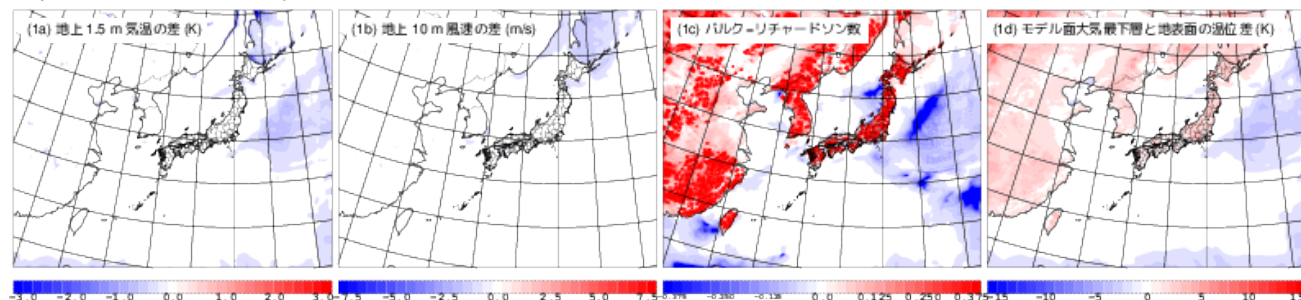
より詳細な地上物理量診断の一般論、メソモデルにおいて使われている診断手法については、原（2008c）に詳しく述べられている。

(2) MSM における海上の地上物理量診断

2006 年 3 月の計算機更新に合わせて、MSM の水平格子間隔をそれまでの 10 km から 5 km へと高解像度化した（石田 2005）。この際、同時にいくつかの予報モデルの改良を行っており、その中の一つに陸上の地上物理量診断手法の改良がある（原 2008c）。地上物理量診断では、モデル面大気最下層と地表面それぞれの物理量を重み付き平均することによって地上風速、地上気温を計算するが、この改良ではその重みをより接地境界層の安定度に依存するように修正した。このように、地上物理量診断の際に接地境界層の安定度をより反映させることで、陸上の地上気温の予測精度を大きく改善することができた。しかし、海上については、陸上と同様の手法に変更することを検討したもの、それまでの方法を踏襲してきた¹⁴。これは、当時の検証

¹⁴ 踏襲した手法は、2007 年 11 月まで運用されていた領域スペクトルモデル（RSM）や 2004 年 8 月まで運用されていた

夏 (2014年7月30日00JST)



冬 (2014年2月5日21JST)

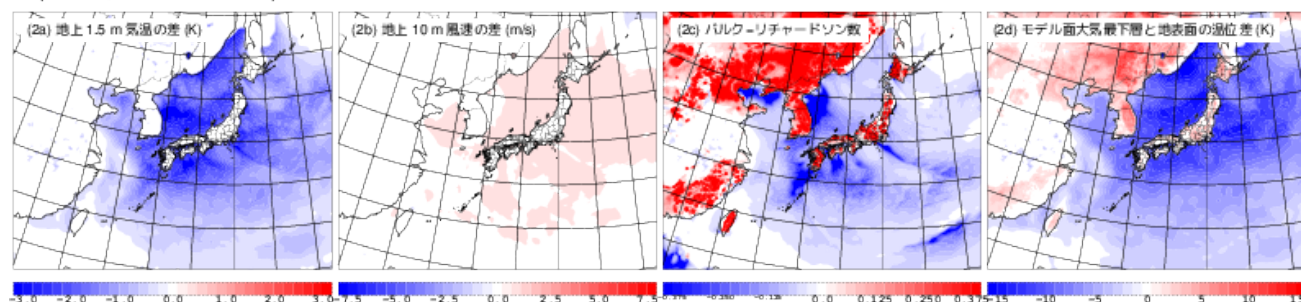


図 2.1.14 新旧の地上物理量診断手法による夏季および冬季の地上気温・地上風速それぞれの差、バルク・リチャードソン数、モデル面大気最下層と地表面の温位差の例。上段は夏季 (2014 年 7 月 30 日 00JST)、下段は冬季 (2014 年 2 月 5 日 21JST) の例で、いずれも初期時刻における物理量を示す。バルク・リチャードソン数、モデル面大気最下層と地表面の温位差は新旧手法で共通である。

システムでは海上の船やブイの観測データを利用した検証が不十分であり、精度の良し悪しを判断することができなかったためである¹⁵。

(3) 海上の地上物理量診断手法の改良

近年、数値予報課では海上の船やブイの観測データを利用できるように検証システムが改良されて海上の気温の検証が可能になった。そこで、LFM 向けの asuca の開発の際に、陸上の地上物理量診断の手法を海上に適用して、海上の船やブイとの比較検証を行ったり、アメダスを用いた通常の地上検証では対象外としている海に面したアメダスだけを比較対象とした検証を行った。その結果、特に冬季の海上の地上気温の精度が改善することがわかった。

さらに、LFM の予測結果を利用した降雪量ガイダンスの開発では、従来の地上物理量診断手法を用いていた旧 LFM、海上でも陸上と同じ手法を用いるようにした現 LFM、それぞれを入力にしたガイダンスの降雪量の予測値を比較すると、地上物理量診断手法の違いによる海上の気温や相対湿度の変化が降雪量ガイダンスの精度に大きな影響を及ぼし、asuca で用いている地上物理量診断手法、すなわち、海上でも陸上と同じ手法を用いる方が精度がよいことがわかった。

これらの結果を受けて、MSM の海上の地上物理量診断手法にも、現 LFM と同様の手法を適用した。図

2.1.14 に、新旧の地上物理量診断手法による夏季および冬季の地上気温・地上風速の MSM による診断例を示す。夏については新旧手法で地上気温・地上風速の予測に大きな差はないが、冬については新手法の方が、より低い気温、より強い風速を予測するようになって

いる。従来の手法と比べると、改良した手法では、接地境界層が不安定な場合には、地上風速は強く、地上気温は低くなる。また、安定な場合には、地上風速は弱く、地上気温は低くなる（つまり、接地境界層が中立以外のときには、地上気温は低くなる）。中立の場合には、新旧手法による診断値の差はない。ただし、不安定の場合の地上風速の強まりは数%程度で小さい（これらの物理的な背景の詳細については、付録 2.1.A を参照）。

その一般的な性質を踏まえて、図 2.1.14 を見てみると、夏の海上の多くの領域では接地境界層の安定度がほぼ中立（バルク・リチャードソン数がほぼゼロ）であり（図 2.1.14 (1c)）、地上風速、地上気温の診断値に、従来手法によるものと大きな差はない。図 2.1.14(1d)を見ると、オホーツク海沿岸には、海面温度の方がモデル面大気最下層の温度より低い安定（バルク・リチャードソン数が正）の領域が見られるが、この領域では、地上風速は弱まり、地上気温は低くなっている。また、日本の東の沖には、不安定（バルク・リチャードソン数が負）の領域があり、この領域では地上気温は低くなっている。

冬の海上では、モデル面大気最下層に比べて海面の

静力学メソモデル（静力学 MSM）でも使われてきた手法である。詳しくは、原 (2008c) を参照。

¹⁵ 原 (2008c) の脚注 37 に同様の記述がある。

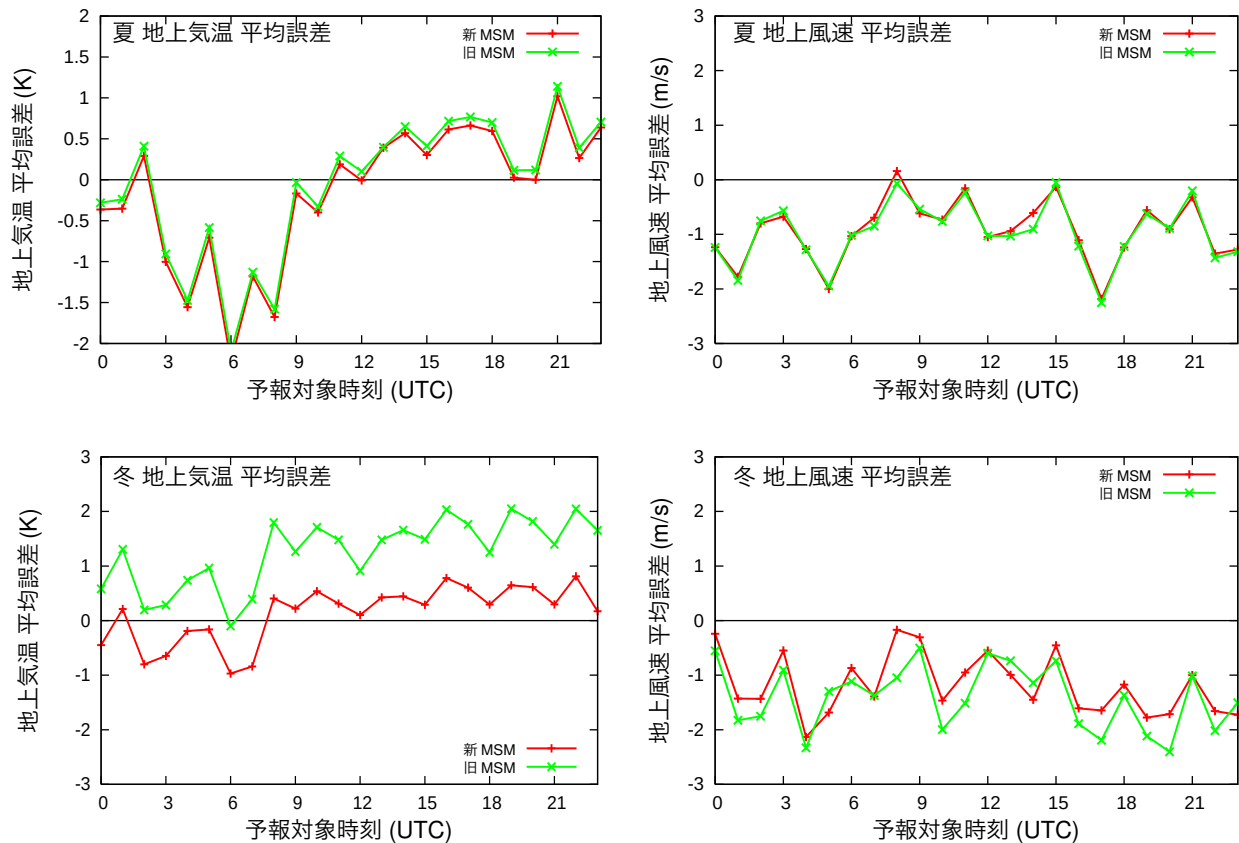


図 2.1.15 夏（2014 年 7 月 1 日～2014 年 8 月 4 日）、冬（2014 年 1 月 11 日～2 月 10 日）を対象に境界層過程の改良とともに行った解析-予報サイクル試験における新旧 MSM の予測値の海上のブイや船の観測に対する地上気温・風速の平均誤差。上段が夏、下段が冬。

温度が高く、接地境界層が不安定（バルク・リチャードソン数が負）になっている領域が広がっている（図 2.1.14 (2c, 2d)）。このような状況では、地上気温が低くなる領域が多くなる。また、地上気温のインパクトに比べると小さいものの、夏に比べてモデル面大気最下層の風速が強いことが多いため、夏よりも地上風速の強まりが明瞭になる。

このように、海上の地上物理量診断の変更によるインパクトは、冬の方が顕著であることが分かる。

図 2.1.15 には、夏（2014 年 7 月 1 日～2014 年 8 月 4 日）、冬（2014 年 1 月 11 日～2 月 10 日）を対象に境界層過程の改良とともに行った解析-予報サイクル試験における新旧 MSM の予測値の海上のブイや船の観測に対する地上気温・風速の平均誤差を示す。この実験の結果には、第 2.1.2 項で述べた境界層過程の改良の効果も含まれているが、夏には予測精度に大きな差はないこと、冬には気温の正バイアス、風速の負バイアスを改善していることは、図 2.1.14 に示した例と整合している。

このような改善が、MSM の予測値を入力とする降雪量ガイダンスの改善にもつながった（第 2.1.5 項）。

2.1.5 ガイダンスの検証

境界層過程及び海上の地上物理量診断手法を改良した MSM によるガイダンスの予測精度を検証したところ、概ねどのガイダンスでも従前と比べて改善傾向にあり、モデルと同様に特に冬季の改善が大きかった。ここでは改善が大きかった、平均降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス、最大降雪量ガイダンス、及び乱気流指数について冬季の検証結果や事例を述べる。検証期間は 2014 年 1 月 11 日から 2 月 10 日である。以下では改良前の MSM によるガイダンスを CNTL、改良後の MSM によるガイダンスを TEST と表記する。

(1) 平均降水量ガイダンス

ここでは MSM 平均降水量ガイダンスの検証結果を示す。検証対象は 00～21UTC の各初期値の FT=12～33 であり、参照値は解析雨量を用いた。降水量ガイダンスのような逐次学習型のガイダンスでは、通常検証期間に先立って学習期間を設けるが、ここでは事例数を確保するため、学習期間を設けず試験期間の全データを検証対象とした。このことにより、係数を十分に学習させた結果に比べ、精度が劣っている可能性があることに注意が必要である。図 2.1.16 は冬季の MSM 平均降水量ガイダンスの検証結果である。バイアスコアは TEST が概ね全ての閾値で 1 に近づき、より適

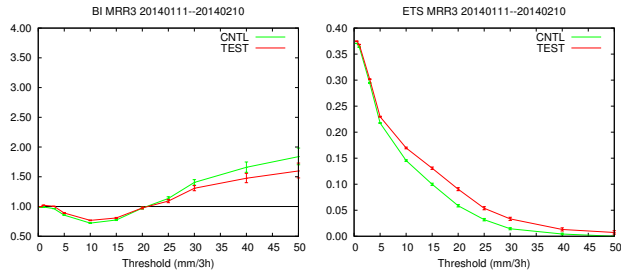


図 2.1.16 MSM 平均降水量ガイダンスのバイアスコア（左図）とエクイタブルスコア（右図）。緑線が CNTL、赤線が TEST である。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

正な頻度傾向を示した。また、エクイタブルスコアは TEST が CNTL に対し 50 mm/3h までの全ての閾値で改善した。

(2) 降水種別ガイダンス及び最大降雪量ガイダンス

MSM 降水種別ガイダンスや最大降雪量ガイダンス（古市・松澤 2009; 古市 2010）では、MSM の改良によって主に海上の降雪量分布の表現が向上したり、海沿いの観測点での雨雪判別の精度が改善した。本項では海上を中心とした降雪量分布の変化について、冬型の気圧配置の事例を用いて述べる。

図 2.1.17 は、2014 年 1 月 17 日 06UTC を対象時刻とする、TEST 及び CNTL の最大降雪量ガイダンス（以下、MAXS）、降水種別ガイダンス（以下、PTYP）、平均降水量ガイダンス（以下、MRR）と衛星赤外画像及び 3 時間積算した解析雨量である。MAXS では TEST、CNTL とともに北海道から東北地方の陸上や津軽海峡より北の海上には広く降雪が予測されているが、CNTL では図に赤丸で示した秋田沖には降雪が予測されていない。一方、TEST の MAXS では、この領域に降雪が予測され、海上と陸上の降雪量予測が一体になった分布になっている。衛星画像や解析雨量を見ると、秋田沖には冬型の気圧配置による筋状の雲域や降水が観測されており、また海沿いに位置する秋田地方気象台や庄内空港ではこの時刻に降雪を観測しており、沖合いにレーダーで観測されている降水も雪である可能性が高い。海上の降水種別の実況を完全に把握する術は無いが、これらの観測結果から、TEST の MAXS の方がより実況に近いと考えられる。

この TEST と CNTL の MAXS の変化は、秋田沖の PTYP の予測が雨（図 2.1.17(c),(d) の緑色、以下同様）から雪（白色）へと変わったことが要因の 1 つである¹⁶。降水種別ガイダンスは、観測の地上気温、地上相対湿度及び降水種別から作成した統計関係を使って予測するガイダンスであるため、入力とする地上気温や地上相対湿度の予測精度の改善が、そのままガイ

¹⁶ 最大降雪量ガイダンスでは、地上気温が 2 °C 以上の場合には降水種別ガイダンスに関わらず雪水比を 0 とする仕様となっているため、2 °C の等温線がどこに位置するかの影響もこの事例は受けている。

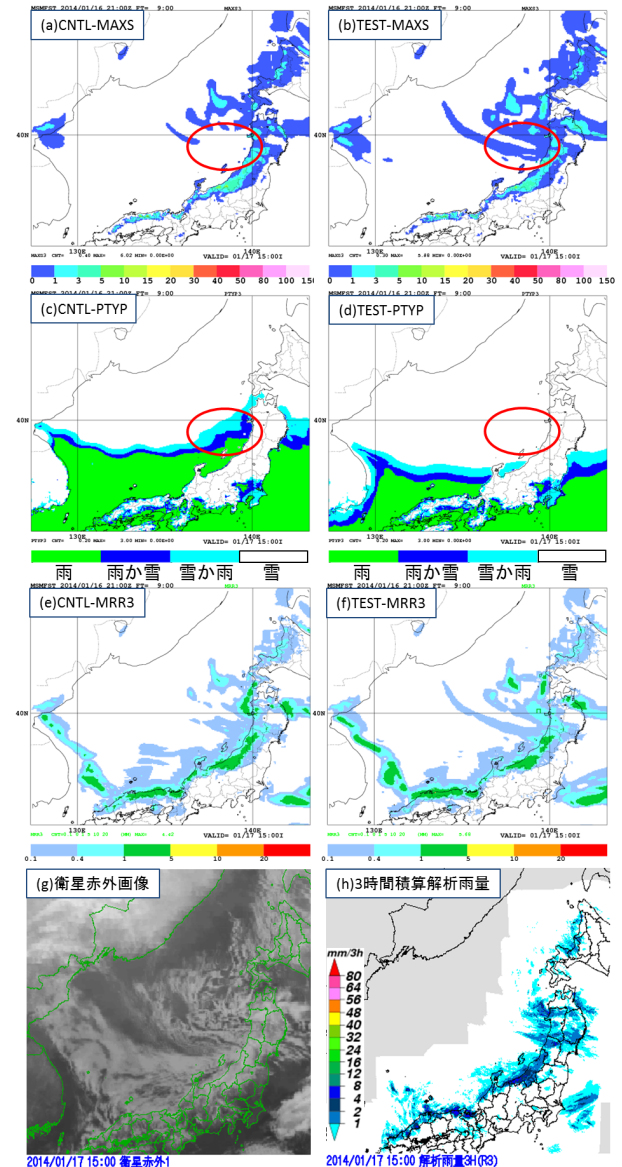


図 2.1.17 2014 年 1 月 17 日 06UTC を対象時刻とする (a)CNTL 及び (b)TEST の最大降雪量ガイダンス (MAXS), (c)CNTL 及び (d)TEST の降水種別ガイダンス (PTYP), (e)CNTL 及び (f)TEST の平均降水量ガイダンス (MRR), (g) 衛星赤外画像、(h) 3 時間積算解析雨量。降水種別ガイダンスの配色は緑色が雨、青色が雨か雪、白色が雪か雨、白色が雪を表す。

ダンスの降水種別の予測精度の改善につながると考えられる¹⁷。この事例では、海上の地上物理量診断手法の改良によって地上気温の予測がより実況に近い値へ変わり、降水種別ガイダンスの雨雪判別が変化、そして最大降雪量ガイダンスの分布が実況に近付いたと考えられる。

この事例の他にも、改良された MSM による PTYP

¹⁷ 降水種別ガイダンスの地上気温の入力には、格子形式気温ガイダンスを用いるが、統計的な補正が行われるのは陸上のみで、海上はモデルの地上気温のままである。

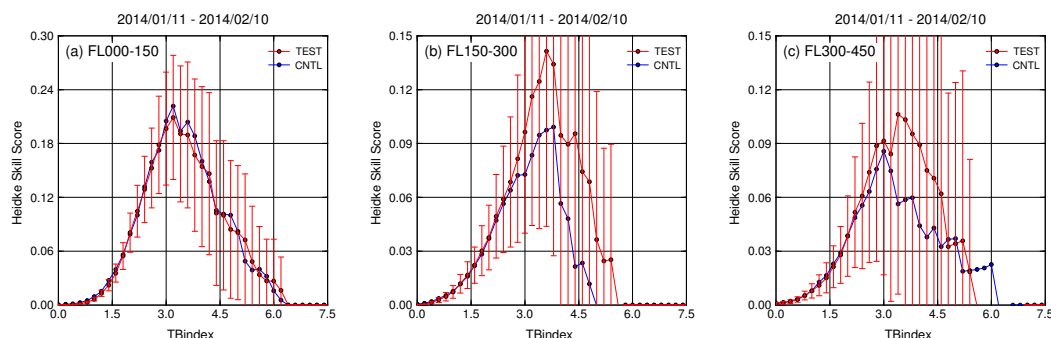


図 2.1.18 国内航空悪天 GPV の乱気流指数 (TBindex) の検証結果。(a)FL000～FL150、(b)FL150～FL300、(c)FL300～FL450。各図の横軸は乱気流指数の値、縦軸はスキルスコアを示す。CNTL (青線) は変更前の検証結果を、TEST は変更後の検証結果を示す。TEST (赤線) のみに 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

や MAXS では、多くの事例で海上の雪の予測を増やす変化が見られた。このことは、図 2.1.15 に示されている気温予測の平均誤差の改善と整合しており、海上の地上物理量診断手法の改良の効果と言える。また、境界層過程の改良によって MSM の降水予測が改善した結果、MRR の予測精度が改善し、この MRR を入力とする MAXS で日本海側を中心に予測精度が改善することも確認している (図略)。

(3) 乱気流指数

ここでは国内航空悪天 GPV の乱気流指数 (工藤 2014) の検証結果を示す。検証では開発用に蓄積しているデータの都合により、09 及び 21UTC 初期値の FT=4～15 のみ対象とする。実況データには C-PIREP¹⁸ (大林 2001) を用い、予報時間の前後 30 分以内に並以上の強度の乱気流が通報された場合に「実況あり」とする。乱気流の発生地点が 2 地点間で通報された場合にはその中点で実況があったものとするが、2 地点間の距離が水平 240 km 以上または鉛直 6000 ft¹⁹ 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。

図 2.1.18 に、高度別に検証した冬季の乱気流指数のスキルスコアを示す。スコアのピーク値で比較すると、FL150²⁰ 以上では TEST が CNTL を上回り、FL150 以下ではほぼ同等であった。ただし検証期間が短くサンプル数が少ないため、いずれも有意な差ではない。スキルスコアがピークとなる乱気流指数の閾値を比べると、サンプル数が特に少ない FL300 以上を除いては

TEST と CNTL に大きな差はなく、予測特性に大きな変化はないと考えられる。

2.1.6 まとめ

物理過程の鉛直 1 次元モデルによる基礎的な評価や、asuca を予報モデルに用いた現 LFM の開発の過程で得た知見をもとに、MSM の境界層過程と海上の地上物理量診断手法の改良を行った。境界層過程の改良によって、冬季の寒気移流による海上での雲や降水量の予測、海上の混合層内で発生する低気圧性循環の予測精度の向上が見られた。また、海上の地上物理量診断手法の改良によって、特に冬季の海上の地上気温や地上風速の精度が向上した。これらの改良により、MSM を入力とする各種ガイダンスにも改善が確認できた。

¹⁸ 機上観測報告 (PIREP) の一つ。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。

¹⁹ 1 ft $\approx$ 0.3048 m。標準大気の高圧高度。

²⁰ FL はフライトレベルで、標準大気の高圧高度 (ft) を 100 で割った値。FL150=15000 ft。

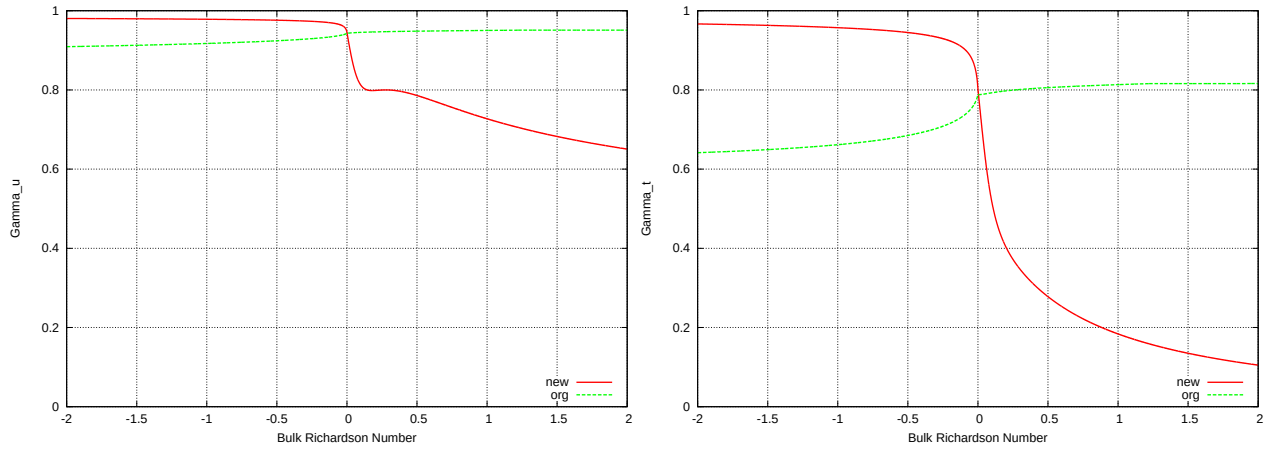


図 2.1.19 新旧の地上物理量診断手法による風速（左）、仮温位（右）それぞれの γ のバルク・リチャードソン数に対する依存性。赤：新手法、緑：旧手法。横軸はバルク・リチャードソン数、縦軸は γ の値を示す。

付録 2.1.A 海上の地上物理量診断の変更に伴い現れる特性の変化の背景

第 2.1.4 項において、従来の診断手法に比べて、新しい手法による診断値は、

- 接地境界層が不安定な場合には、地上風速は強く、地上気温は低くなる。
- 接地境界層が安定な場合には、地上風速は弱く、地上気温は低くなる。
- 接地境界層が中立の場合には、診断値は従来手法と大きく変わらない。

ことを述べた。

ここでは、これらの物理的背景について説明する。

地上物理量診断では、モデル面大気最下層の物理量 ϕ_a と地表面の物理量 ϕ_s を用いて、

$$\phi_{scr} = (1 - \gamma)\phi_s + \gamma\phi_a \quad (2.1.3)$$

のように、モデル面大気最下層の物理量と地表面の物理量の重み付き平均によって、地上 10 m または 1.5 m における物理量（風速、仮温位、比湿） ϕ_{scr} を求めている。

ここで、 γ は接地境界層の安定度に依存し、 $0 \leq \gamma \leq 1$ である。モデルでは ϕ_s や ϕ_a は予報変数として時間発展を計算しているので、 γ を求めれば、地上 10 m または 1.5 m における物理量の値を求めることができる。地上気温は、このようにして求めた地上 1.5 m における仮温位と比湿から求めている。

地上物理量診断手法を変更することは、(2.1.3) 式で、モデルの予報変数である ϕ_s と ϕ_a は変えずに γ を変えることに対応する。新旧の診断手法による γ をそれぞれ γ_{new} と γ_{org} とすると、新旧の診断値それぞれ $\phi_{scr,new}$ 、 $\phi_{scr,org}$ は

$$\phi_{scr,new} = (1 - \gamma_{new})\phi_s + \gamma_{new}\phi_a \quad (2.1.4)$$

$$\phi_{scr,org} = (1 - \gamma_{org})\phi_s + \gamma_{org}\phi_a \quad (2.1.5)$$

となる。したがって、新旧手法による診断値の差 $\Delta\phi_{scr} = \phi_{scr,new} - \phi_{scr,org}$ は

$$\Delta\phi_{scr} = (\gamma_{new} - \gamma_{org})(\phi_a - \phi_s) \quad (2.1.6)$$

と書ける。これは、新旧の γ の差が大きいほど、また、 ϕ_a と ϕ_s の差が大きいほど、新旧の診断手法による診断値の差が大きくなることを示している。

接地境界層の安定度を表す指標として、バルク・リチャードソン数 Ri_B がよく使われる。

$$Ri_B = \frac{gz_a}{\theta_{va}} \frac{\theta_{va} - \theta_{vs}}{u_a^2} \quad (2.1.7)$$

ここで、 θ_{va} と θ_{vs} はそれぞれモデル面大気最下層と地表面の仮温位、 u_a はモデル面大気最下層の風速、 z_a はモデル面大気最下層の高度、 g は重力加速度を示す。

$\theta_{va} > \theta_{vs}$, $\theta_{va} = \theta_{vs}$, $\theta_{va} < \theta_{vs}$ が、それぞれ接地境界層が安定、中立、不安定であることに対応するので、 Ri_B の正、ゼロ、負がそれぞれ安定、中立、不安定、に対応する。

図 2.1.19 に、風速、仮温位それぞれについての γ の値の Ri_B の依存性を新旧の手法について示す。

$\theta_{va} - \theta_{vs} < 0$ のときには $Ri_B < 0$ であり、このとき、図 2.1.19 より、 $\gamma_{new} - \gamma_{org} > 0$ である。また、 $\theta_{va} - \theta_{vs} > 0$ のときには、 $Ri_B > 0$ であり、 $\gamma_{new} - \gamma_{org} < 0$ である。したがって、接地境界層が安定か不安定かにかかわらず、新旧の手法によって診断される地上仮温位の差 $\Delta\theta_{v,scr}$ は負で、新しい手法の方が海上の地上気温が低くなる。一方、風速の場合は、新旧の手法の γ の大小関係は仮温位と同じであるが、海面での風速はゼロなので、海面よりその上の大気のほうがいつでも風速が大きい。したがって、不安定な場合には新しい手法のほうが風速が大きくなり、安定な場合には小さくなる。

付録 2.1.B 解析-予報サイクル実験の統計検証結果

(1) 解析-予報サイクル実験の仕様

本文で紹介した境界層過程および海上の地上物理量診断を改良した MSM について、以下の期間を対象に、解析-予報サイクル実験を行い²¹、予測精度の検証を行った。

- 夏実験:2014 年 7 月 1 日 00UTC 初期値～8 月 4 日 21UTC 初期値
- 冬実験:2014 年 1 月 11 日 00UTC 初期値～2 月 10 日 21UTC 初期値

いずれも、現在の MSM と同じく 1 日 8 回、39 時間の予測を行っている。

なお、以下の検証手法は瀬川 (2005) と同じである。

(2) 検証結果

冬実験の検証結果

冬実験における新旧 MSM それぞれによる 3 時間降水量予測のスコア (図 2.1.20) を見ると、旧 MSM に比べて、新 MSM のスレツスコアは上昇し、バイアススコアで見ると、新 MSMの方が 15 mm/3 時間 以下の若干の予測過小、それより大きい閾値では予測過大を改善している。

地上気温、地上風速、地上比湿には大きなインパクトはなかった (図 2.1.21)²²。

鉛直プロファイルを見ると (図 2.1.22)、風速や下層の比湿の誤差にやや変化が見られる。下層の比湿の予測の変化については、第 2.1.3 項などで事例を通じて説明した。境界層過程の改良であるにもかかわらず、境界層の外の上層 (300 hPa 付近) の風速の誤差に変化が見られるのは、境界層過程は、境界層に限らず、鉛直シアがある場合には、それを解消するような鉛直輸送を計算するからである。特に、旧 MSM では計算安定性の確保が十分ではなかったために、上層での鉛直輸送を大きく計算する傾向があったが、新 MSM では小さくなっていることから、上層にも予測の変化が現れる。

夏実験の検証結果

夏実験における新旧 MSM それぞれによる 3 時間降水量予測のスコア (図 2.1.23) を見ると、バイアススコアに若干の変化は見られるものの、冬実験よりも変化は小さい。

地上気温の検証では、新 MSMの方が日中の負バイアスを改善しているのが分かる (図 2.1.24)。これは、雲量 (特に上層雲) が変化していることと関連している。

MSM では、雲量の計算に境界層過程で計算される乱流エネルギーを用いている (原 2008d)。旧 MSM では、上層で境界層過程による鉛直輸送が大きかったこ

とを冬実験の検証結果の中で述べたが、これは上層で乱流エネルギーが大きいことと対応し、その結果、雲量がやや多くなる²³。MYNN25を用いている新 MSM では、上層の乱流エネルギーが小さくなり、雲量が少なくなりやすい傾向があることから、主に上層雲が旧 MSM よりも少なくなり、その結果、地上に達する短波放射量が増えて、日中の地上気温が高くなっていると考えられる。

鉛直プロファイル (図 2.1.25) からは、冬同様に、下層に限らず、上層まで予測に変化があることがわかる。250 hPa の気温の負バイアスがやや拡大しているが、平方根平均二乗誤差は縮小しており、誤差のばらつきは小さくなっている。また、風速の負バイアスをほぼ全層にわたって改善し、比湿は下層の負バイアス、上層の正バイアスを縮小する改善が見られる。

²¹ 夏冬とも、この期間の 5 日前から解析サイクルを実行して、解析場がモデルの変更に適応するようにしている。

²² この検証は、観測点を囲むモデル格子 4 点すべてが陸格子であるアメダス観測点に対して検証しているため、第 2.1.4 項で述べた海上における地上物理量診断手法の改良の効果はこの検証には現れない。

²³ 乱流エネルギーが大きいと 0.4～0.7 程度の雲量の領域が多くなるのに対し、乱流エネルギーが小さいと 0 か 1 の雲量の領域が多くなり、雲の有無のメリハリが強くなる。

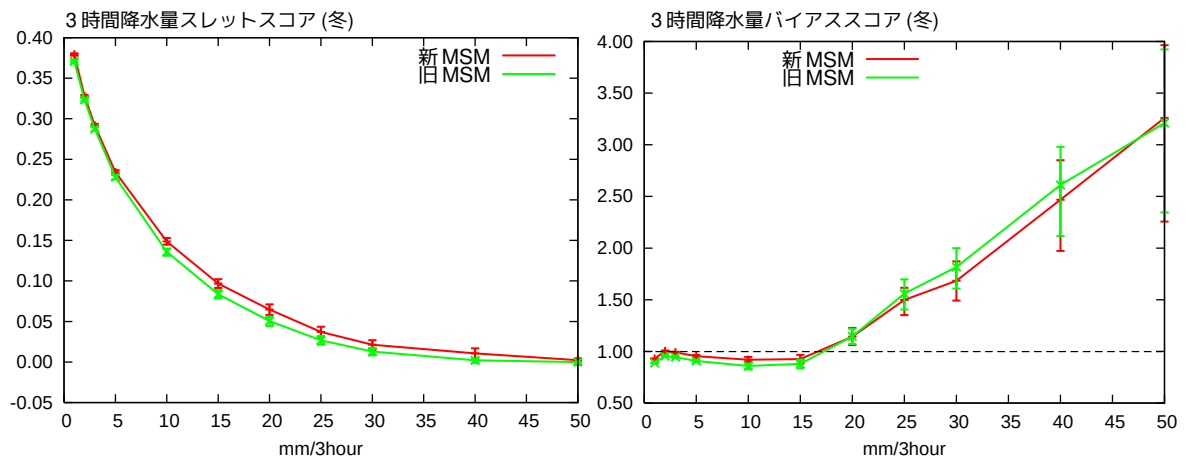


図 2.1.20 冬実験における新旧 MSM それぞれによる 3 時間降水量予測の閾値別のスレットスコア (左) とバイアススコア (右)。横軸は閾値。赤線: 新 MSM、緑線: 旧 MSM。

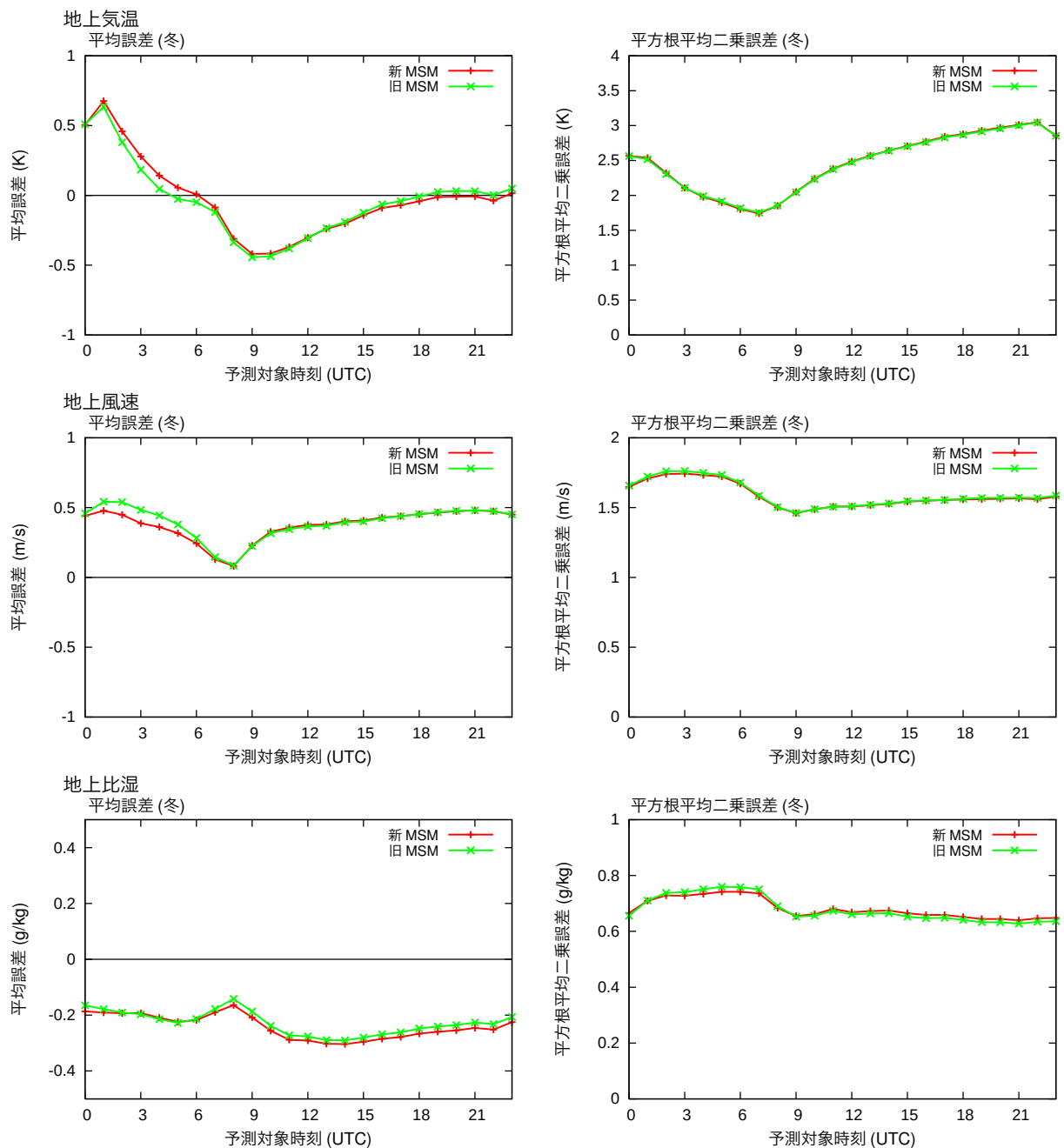


図 2.1.21 冬実験における新旧 MSM それぞれによる (上から) 地上気温、地上風速、地上比湿の予測の予測対象時刻別の平均誤差 (左) と平方根平均二乗誤差 (右)。横軸は予測対象時刻 (UTC)。赤線: 新 MSM、緑線: 旧 MSM。観測点を囲むモデル格子 4 点すべてが陸格子であるアメダス観測点に対して検証を行っている。

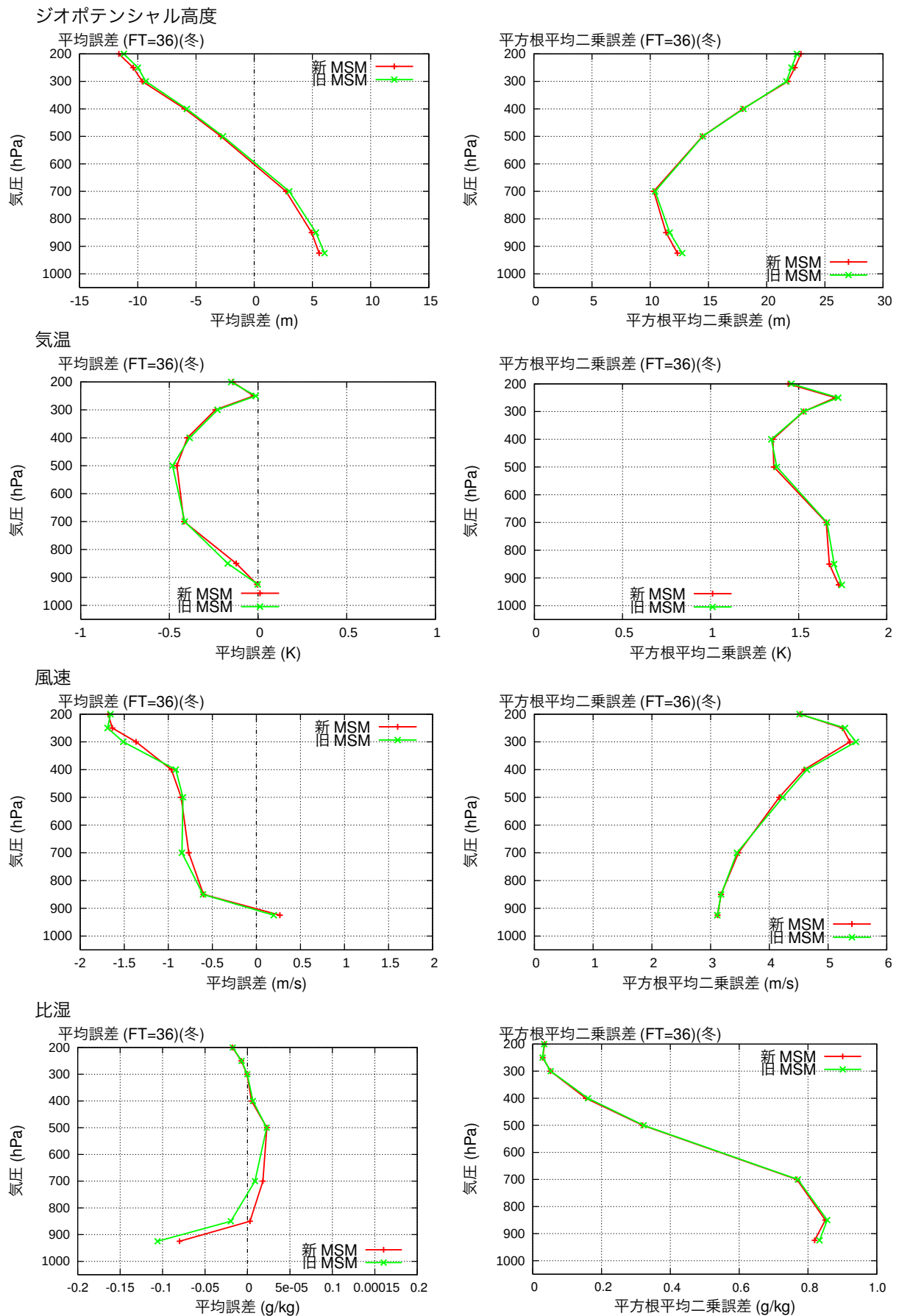


図 2.1.22 冬実験における新旧 MSM それぞれによる（上から）ジオポテンシャル高度、気温、風速、比湿の予測（初期時刻から 36 時間後）のゾンデ観測に対する平均誤差（左）と平方根平均二乗誤差（右）の鉛直プロファイル。赤線：新 MSM、緑線：旧 MSM。

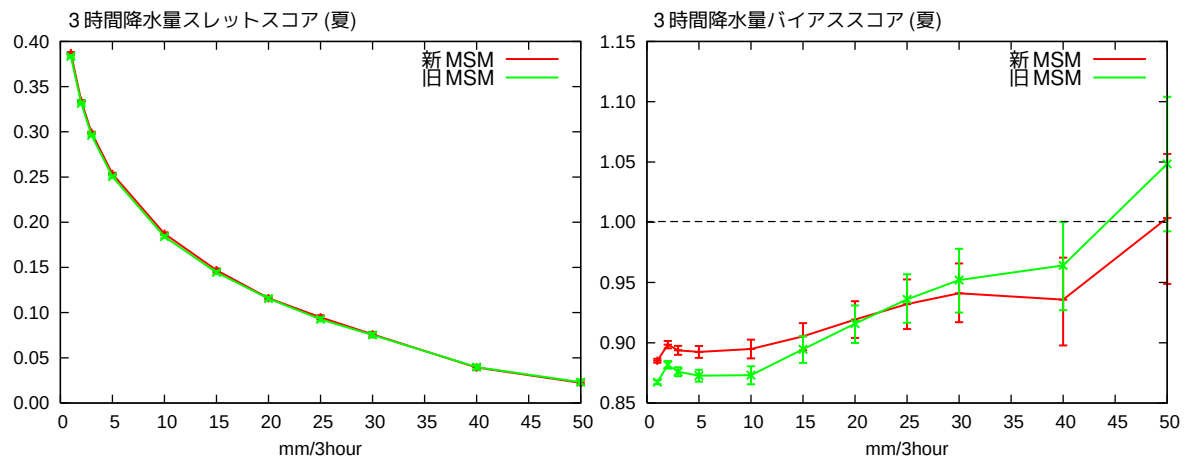


図 2.1.23 図 2.1.20 と同じ。ただし、夏実験。

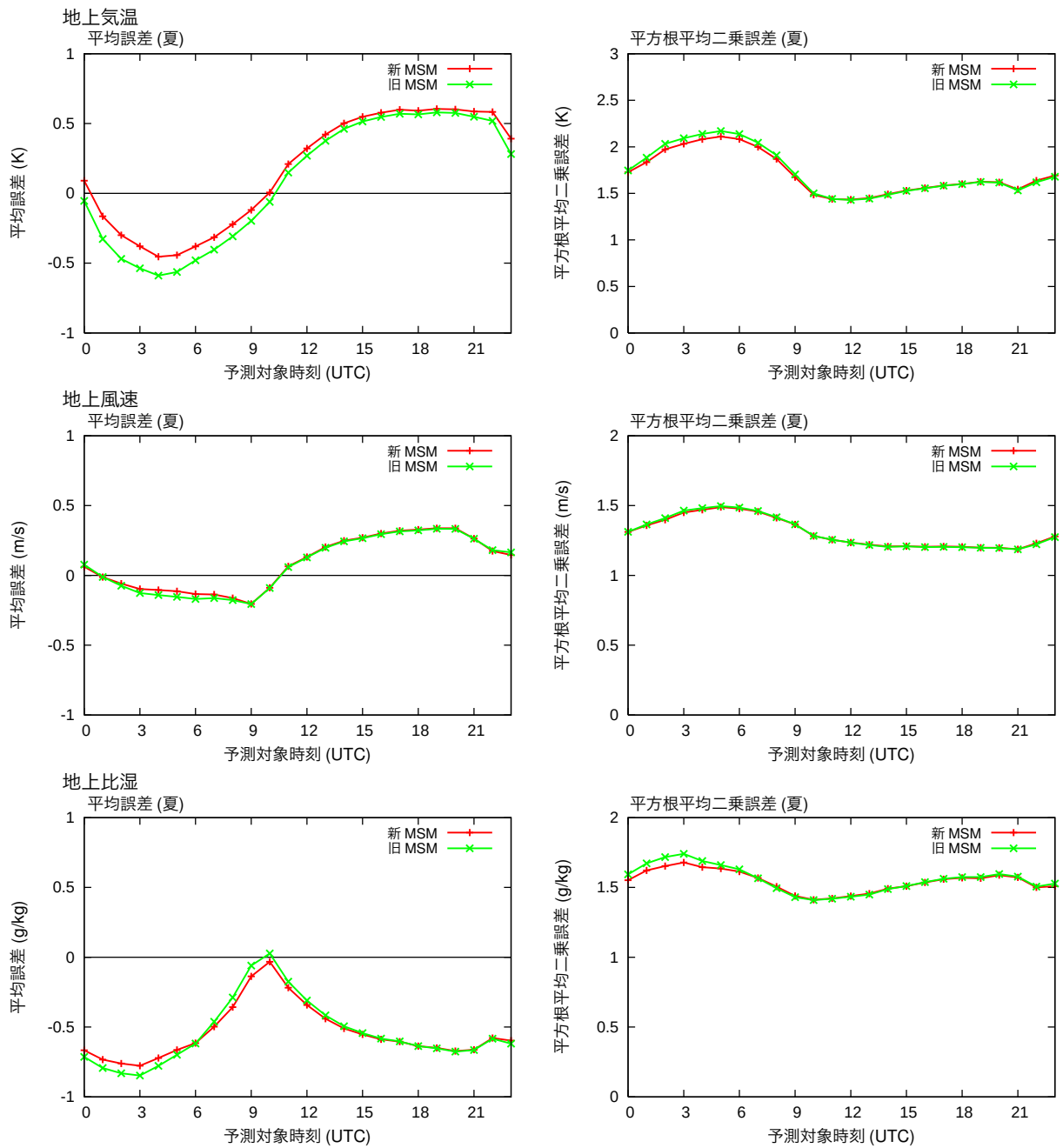


図 2.1.24 図 2.1.21 と同じ。ただし、夏実験。

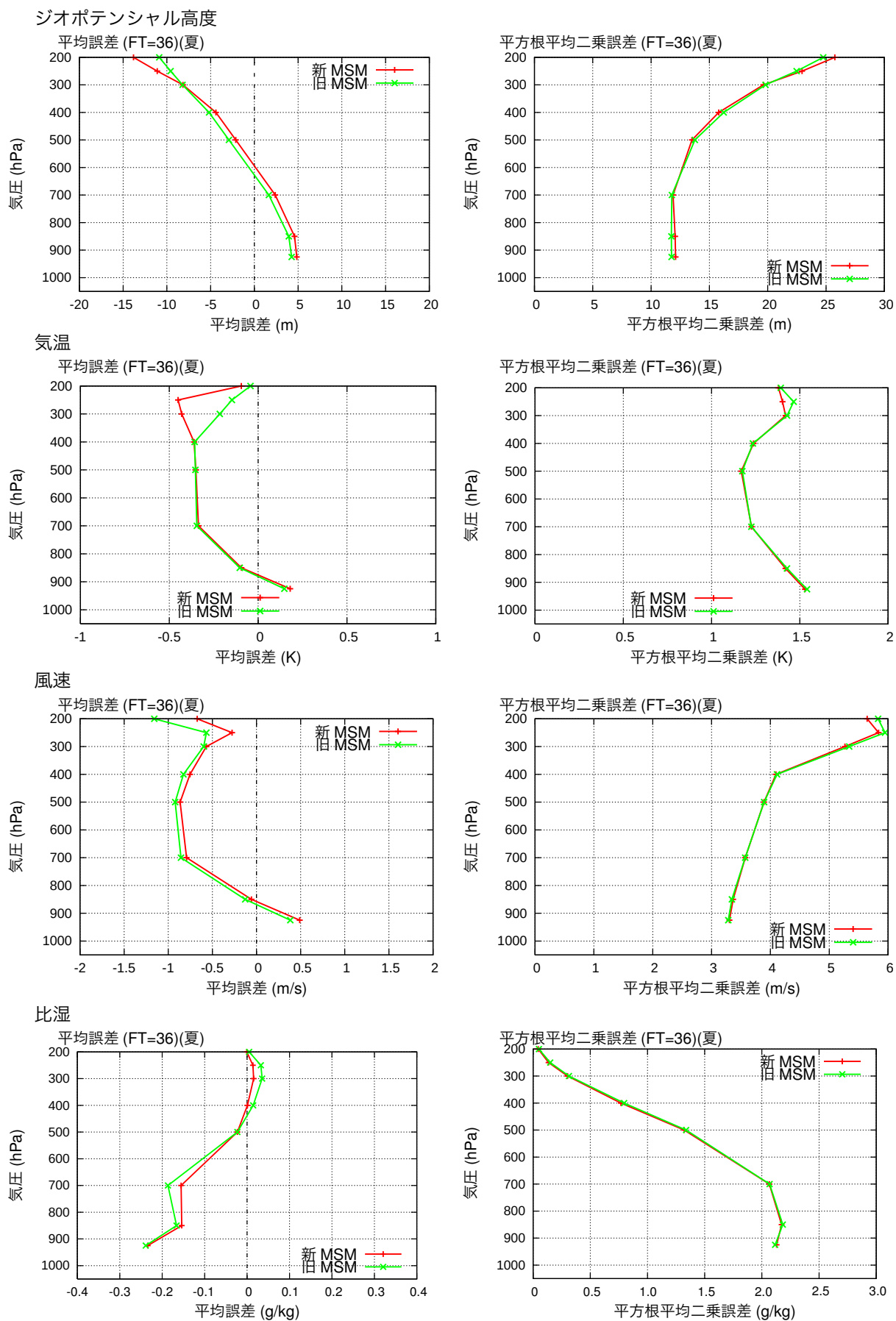


図 2.1.25 図 2.1.22 と同じ。ただし、夏実験。

参考文献

- 石田純一, 2005: 新モデルの特徴. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14–17.
- 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.
- 大和田浩美, 2006: 予想衛星画像. 気象研究ノート, **212**, 105–120.
- 大和田浩美, 高坂裕貴, 2013: 予想衛星画像. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 76–80.
- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108–117.
- 気象庁予報部, 2003: 気象庁非静力学モデル. 数値予報課報告・別冊第 49 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2008: 気象庁非静力学モデル II. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2012: 物理過程の改善にむけて (I). 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2013: 物理過程の改善にむけて (II). 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部.
- 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.
- 木南哲平, 2013: 初期傾向診断法. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 70–75.
- 工藤淳, 2014: 乱気流指数の改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87–99.
- 瀬川知則, 2005: 統計検証. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–26.
- 原旅人, 2008a: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 18–26.
- 原旅人, 2008b: 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, 2008c: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 181–184.
- 原旅人, 2008d: 部分凝結スキーム. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 133–137.
- 原旅人, 2012a: 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, 2012b: 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, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118–144.
- 古市豊, 松澤直也, 2009: 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, 27–38.
- 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.
- 堀田大介, 原旅人, 2012: 物理過程開発のボトムアップ・アプローチとトップダウン・アプローチ. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 120–122.
- 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2012: データ同化. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–22.
- 米原仁, 2012: 境界層過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 8–28.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- 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.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic Atmospheric Models and Operational Development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271–304.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki, 2006: The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266–1298.

2.2 積雪域解析の高度化¹

2.2.1 はじめに

メソモデル (MSM) の初期値を作成するメソ解析において、積雪域の初期値作成手法を高度化した。本改良は、MSM の冬季夜間における地上気温の予測精度向上を目的としたもので、冬季約 1 か月間の解析予報サイクル実験を行い精度向上が確認できたため、2014 年 11 月にメソ解析に適用された。

本節では、まず、改良に至る経緯として、冬季地上気温予測と積雪の関係について第 2.2.2 項と第 2.2.3 項で説明する。次に、改良前の問題点と改良内容を第 2.2.4 項で述べ、その改良によるインパクトを第 2.2.5 項と第 2.2.6 項で示す。最後に、積雪期における地上気温予測結果を見るときに注意点と今後の課題について第 2.2.7 項と第 2.2.8 項で述べる。

2.2.2 MSM における冬季地上気温予測

まず、MSM の地上気温予測の傾向について現状 (2015 年 10 月現在) を述べる。MSM が予測する地上気温の統計的な検証結果 (例えば 草開・森安 2013) によると、夏季は日中に負バイアス、夜間に正バイアス、冬季は日中に正バイアス、夜間に負バイアスとなる傾向がある。

地上気温に誤差が生じる要因は様々であるが、冬季の要因の一つとして、地表面の積雪の有無による影響が推測できる。冬季の夜間における MSM の地表面状態とアメダス地点別の MSM 地上気温誤差を重ねた図 (図 2.2.1) を見ると、低温の誤差 (寒色系のプロット) を持つ地点のほとんどが積雪域 (白色域) にあり、場所によっては 10 度以上も低く予想している地点もあることがわかる²。

2.2.3 地上気温に対する積雪の影響

ここで、「積雪があると大気が冷える」というプロセスについて確認しておく。地表面は太陽からの短波放射や大気からの長波放射を吸収し、顕熱・潜熱・長波放射の形で大気に熱を放出する。地表面がどの程度熱を吸収し、顕熱・潜熱・長波放射がどのような配分で大気に放出されるかは、地表面状態やその状態を構成する物質の特性に大きく影響される。つまり、「積雪がない」状態から「積雪がある」という状態に地表面が変化すると、地表面熱収支が変化し、その結果、大気への熱輸送が減ることによって「大気が冷える」ということが起こる。以下では、積雪があることで地表面状態がどう変わるか、変わった結果、地表面熱収支がどのように変化するかを示す。

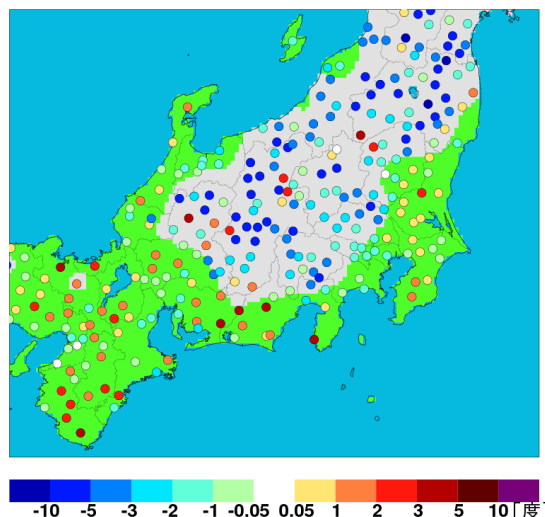


図 2.2.1 2014 年 2 月 24 日 00JST を対象とした MSM 地上気温予測 (初期時刻は 2014 年 2 月 23 日 12JST) の対アメダス気温誤差分布 (プロット)。寒色系が観測よりも MSM のほうが低く予想したことを表す。背景に MSM の積雪域を白色で表す。

積雪は典型的な地面 (土壌など) と比べて以下のような特徴がある：

- (A) アルベド (短波反射率) が高い。
- (B) 熱容量・熱伝導率が小さい。
- (C) 0 °C 以上にならない。

(A) と (B) の理由は、積雪内部には多くの空隙が存在するため、数多くの氷粒と空気の境界面で光が散乱されることと、空気の熱容量、熱伝導率が土壌に比べて小さいことによる。

このような特徴が地表面熱収支をどのように変化させるかを以下で模式的に示す。図 2.2.2 は日中と夜間それぞれにおいて、積雪の有無による地表面熱収支の違いを示している。いずれも、簡単のため風が弱い晴天時を考える。

まず、日中の場合 (図 2.2.2(a))、地表面が太陽からの短波放射と大気からの長波放射を吸収して加熱され、その熱の一部が乱流 (顕熱・潜熱) や長波放射の射出により大気に輸送される。積雪がある場合は (A) の理由により短波放射がほとんど吸収されずに反射され、雪面が加熱されにくい。わずかに吸収・加熱されるが、理由 (C) により温度は 0 °C を超えることはできないため、積雪がない場合よりも地表面温度が上がりにくく、大気への熱輸送が起こりにくい。したがって、積雪がある場合は大気が暖まりにくくなる。

次に、夜間の場合 (図 2.2.2(b))、日中の主な熱の供給源であった短波放射が無くなるため、地表面は熱を放出し冷却する。ここでは風が弱い晴天時を考えており、乱流による熱輸送 (顕熱・潜熱) は小さく、雲から地表面への長波放射もないため、地表面温度の 4 乗に

¹ 草開 浩

² 一方で、積雪域であっても高温の誤差を持つ地点もあり、「積雪がある」ということは夜間に地上気温を実況よりも低く予想することの必要条件であるが、十分条件ではないということも言える。

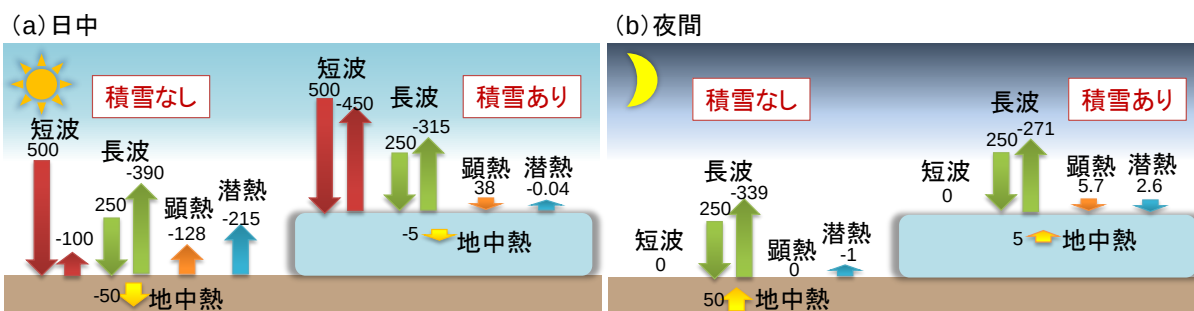


図 2.2.2 積雪がない場合とある場合の典型的な地表面熱収支の模式図。(a) は日中、(b) は夜間における熱収支を表し、それぞれの図の左半分が積雪なし、右半分が積雪ありの場合を表す。図中の矢印は地表面熱収支に関わる熱フラックスを表し、数字は、ある典型的な条件下で見積もった各フラックスの量 (W/m^2) である。符号は地表面に対して入ってくるものを正、出て行くものを負とした。なお、フラックスの総和は地表面加熱率 (J/s) を意味する。

比例した長波放射による冷却が卓越する。これがいわゆる「放射冷却」である。その結果、次第に地表面が冷えて大気よりも温度が低くなり、地表面から大気への熱輸送が抑制されるのに加え、大気自身も放射冷却により冷える。さらに地表面が冷えると地中のほうが相対的に暖かくなるので、地中から地表への熱伝導が起こり、地表面の冷却が抑制される。積雪があると、長波放射による冷却は同様に起こるが、(B) の「熱伝導率が小さい」理由により地中から雪面に熱が伝わりにくく、放射冷却が抑制されにくくなる。また (B) の「熱容量が小さい」理由から、温度変化が大きくなりやすく、冷却時には雪温が大きく低下する。そのため、積雪がない場合よりも地表面温度が低下し、大気への熱輸送がより少なくなるため、大気もより冷えやすくなる。

以上が、積雪があると大気が冷える理由である。ここでは風が弱い晴天時についてのプロセスを説明したが、雲がある場合は、日中は短波による加熱の減少、夜間は雲からの長波による加熱の増加が起こる。また、風が強いと境界層熱輸送が卓越し夜間の放射冷却は抑制される。

これらを踏まえた上で、MSM の冬季地上気温予測の誤差の原因は以下の複合と考えられる。

- 外的要因（風、雲など）が持つ誤差
- 積雪被覆（あり・なし）の誤差
- 積雪がある場合の熱収支プロセスの誤差

本節で説明する積雪域解析の改良は、これらのうち 2 番目の誤差を小さくすることを目的としている。1, 3 番目の誤差の縮小は次の課題として、今後調査、開発を進めていく予定である。

2.2.4 積雪被覆誤差の縮小に向けて

(1) 積雪域解析の現状と問題点

メソ数値予報システムにおいて、積雪被覆はメソ解析の一部であるメソ積雪域解析で作成され、各陸格子が雪あり、または雪無しのいずれかに分類される。MSM

では、原 (2008) で説明されているように、積雪の表現を簡素化して扱っており、「雪あり」と解析された格子は地表面パラメータ（アルベドや熱容量、熱伝導率）を典型的な積雪の値に置き換えることによって、積雪があることによる熱収支特性の変化を表現している。また、MSM では降雪による積雪域拡大や、融雪による積雪域縮小は扱わないため、初期の積雪分布が予測計算期間中は変化しない。そのため、初期に誤った積雪分布を与えてしまうと、予測計算期間全体にわたって悪影響をもたらす可能性がある。

改良を行う前の積雪域解析では、全球モデルで用いている全球積雪深解析から得られた積雪域の分布を第一推定値として、積雪深観測を基に推定した積雪の有無で補正することによって積雪域を解析していた（氏家・草開 2010）。第一推定値である全球積雪深解析は $1^\circ \times 1^\circ$ 格子間隔のデータであり、MSM の水平格子間隔 (5 km) と比べて粗く、また中村 (2009) の報告にあるように、積雪域を広げすぎる傾向がある。積雪観測地点が十分に密であれば適切な積雪分布が得られる可能性は高いが、日本において積雪観測が密に設けられている地域は主に多雪地帯であり、太平洋側など降雪現象が少ない地域では観測地点が疎で、第一推定値を十分に修正することができない。結果として、氏家・草開 (2010) で例を挙げているように、積雪域が広がりすぎた地域では大きな気温予測誤差が生じる場合があった。

(2) 積雪域解析の改良

このような問題の解決策として、より高分解能かつ現実的な第一推定値を新たに作成して解析で利用する仕組みを構築した。具体的には、大気の情報（気温、湿度、風、気圧、放射、降水（雨・雪））を利用して積雪物理量を計算できる陸面モデル（オフライン陸面モデル、水平格子間隔 5 km）を開発・導入した³。入力で

³ この陸面モデルは氏家・草開 (2010) で開発していたものを発展させ、融雪期における積雪深の正バイアスを軽減させ



図 2.2.3 現業化した積雪域解析の仕組み。MSM 予測値や観測値から作成した大気強制力を用いてオフライン陸面モデルで積雪深を予測する。予測した積雪深を第一推定値として 2 次元最適内挿法を用いて積雪深の解析値を作成する。日本域については、その解析値から積雪域（積雪あり・なし）を作成する。日本以外の領域は全球積雪深解析値から積雪域を作成する。

ある大気情報は基本的に MSM 予測値を用いるが、短波放射量はアメダス日照時間と太陽天頂角から推定した日射量で補正し、降水量は解析雨量を用いる⁴ため、より現実的な積雪分布になることが期待できる。

この陸面モデルを用いて新たに構築した積雪域解析の流れを簡単に図 2.2.3 で示す。まず、オフライン陸面モデルを用いて MSM 領域、水平格子間隔 5 km の積雪深予測値を作成する。この予測値を第一推定値として、積雪深観測を用いて解析（手法は最適内挿法; Brasnett 1999）し、より現実的な積雪深分布を作成する。ただし、第一推定値の精度上の理由から、中国大陆上の積雪予測値はオフライン陸面モデルの予測値を採用せず、全球積雪深解析値を用いることにした。この点については今後の課題として第 2.2.8 項で説明する。最後に、解析した積雪深に対してしきい値（5 cm とした）を設けて、しきい値以上の格子点を「積雪あり」と分類する。

これらの改良によって、MSM の水平格子間隔（5 km）に適した分解能で量的に評価された積雪分布を作成できるようになった。図 2.2.4 に積雪域解析結果の一例を示す。この図は改良前（同図 (a)）と改良後（同図 (b)）の積雪域解析結果と、Aqua 衛星 MODIS データによる積雪被覆分布（同図 (c)）を並べたものである。改良前は積雪域が中国山地の南側斜面まで広がっているが、

る改良も施したものである (Kusabiraki 2013)。

⁴ 雨雪判別方法は、降水種別ガイダンス (古市 2009, 2010) と同じ手法を採用した。

改良後はそれが無く、山脈に沿って積雪域が解析されている。また、改良後は四国山地にもわずかに積雪域が解析されている。改良前後で差が見られる地域では周辺に積雪深観測地点が無いいため量的な検証は難しいが、衛星データによる積雪被覆分布を実況として比べると、改良後のほうがより現実的な分布であることがわかる。

2.2.5 本改良によるインパクト

前項で説明した積雪域解析の改良により、MSM の入力となる積雪分布がより現実的になった。これにより、MSM の地上気温予測誤差が、冬季、特に夜間において小さくなるという期待通りの結果が得られた。なお、この結果は、本改良を業務化することを目的とした解析予報サイクル試験を実施し統計検証を行って得られたものである（詳細は第 2.2.6 項）。

以下に、2014 年 1 月 15 日 00JST の MSM 地上気温予測結果を例として、本改良前後での気温予測誤差の違いを比較する。以下、前節の改良を加える前の MSM 実験を「改良前実験」、改良を加えた MSM 実験を「改良後実験」と呼ぶ。図 2.2.5 は、2014 年 1 月 14 日 12JST を初期時刻とした MSM 地上気温予測の対アメダス気温誤差（上図：改良前実験、下図：改良後実験）をプロットしたものである。背景にはそれぞれの実験の積雪域（白色域）を示した。

(1) 改良した積雪域解析の特徴

まず、図の背景に示した積雪域を改良前後で比較する。従来の解析では全球積雪深解析の広がりすぎた積雪分布に対してアメダス積雪深観測がある地点周辺のみ修正されるため、積雪観測点が無い地域では分布にメリハリがない。また、長野県中部で見られるように、観測点が疎らな地域では観測点の周辺だけ円形に修正され、不自然な分布となっている。これに対し改良した積雪域解析で作成した積雪域は、日本海の沿岸域で積雪域が内陸に向かって後退している様子や長野・山梨の県境付近の山岳に沿って分布するなど、より地形に即した細かい分布が表現されている。このような特徴は本事例に限定したのではなく、どの事例でも共通している。

(2) 本改良を適用した MSM の地上気温予測

次に、MSM 地上気温予測誤差について改良前実験と改良後実験を比較する。本事例の概況は、南岸低気圧が本州に接近中でその前面の上層雲が東海地方から関東地方にかけてかかっている一方、北陸地方や岐阜県・長野県の北部は概ね晴れており、風も弱く、夜間の放射冷却が起こりやすい条件となっていた。MSM の予測では、低気圧前面の雲域の表現が実況と異なるものの、福井県・岐阜県・長野県北部では下層から上層まで雲量が少なく、実況と同様に放射冷却が起こりやすい場が再現されている。改良前実験では、積雪域か

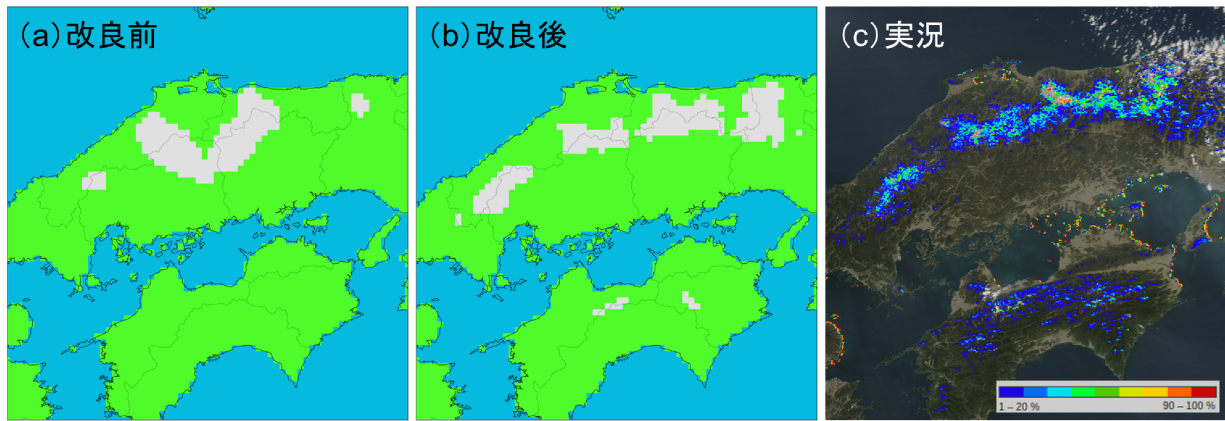


図 2.2.4 積雪被覆について MSM と実況の比較（2014 年 1 月 31 日）。(a) は改良前の MSM 積雪分布、(b) は改良後の MSM 積雪分布、(c) は Aqua 衛星 MODIS 観測による積雪被覆率分布（NASA Worldview⁵ より画像を引用）を表す。(a), (b) は 2014 年 1 月 31 日 09JST を対象時刻とした解析結果で、積雪ありの格子を白色で表している。(c) は 2014 年 1 月 31 日を対象日とした合成画像で、積雪被覆率は図右下に示すカラーバーにしたがって塗り分けている。背景は同衛星による合成可視画像である。

つ前述の放射冷却が起りやすい地域で観測より気温を低く予想している地点が目立ち、中には 5 度以上低く予想している地点もある。これに対して改良後実験では、福井県や長野県を中心に改良前実験よりも「積雪なし」の地域が広がっており、これと対応して地上気温予測誤差も小さくなっている。

改良後で誤差が小さくなった典型例として図 2.2.6 でアメダス信州新町の地点における地上気温予測の時系列を比較する。緑線は改良前実験、赤線は改良後実験を表し、観測された気温（黒線）を重ねた。観測では夜間の放射冷却により地上気温が低下しており、15 日 00JST は -8.6°C である。改良前実験は観測に比べて気温低下率が非常に大きく、同時刻の気温予想は -14.7°C となっている。これに対して改良後実験は、夜間の気温低下率は実況に近く、誤差も改良前実験から比べて大幅に縮小している。改良前実験で地上気温を低く予想しすぎたことについては、雲量や風速が実況をよく再現していたことを踏まえると（図略）、第 2.2.3 項で説明したとおり、アメダス信州新町地点周辺の格子が「雪あり」となったことによって地表面が冷えやすくなったことが、主要因であると考えられる。当該アメダス地点では積雪深観測を行っていないため実際の積雪の有無はわからないが、予測気温が改良後実験で観測に近づいたことから、改良後実験の積雪域はより現実に近い分布となっていると推定できる。

2.2.6 高度化した積雪域解析を用いた MSM の精度評価

積雪域解析の改良を業務化することを目的として、MSM の予測精度を評価するためのサイクル試験を行った。試験期間は 2014 年 1 月 8 日から 2014 年 2 月 28 日まで⁶で、同期間を検証対象期間とした。

図 2.2.7 は上記試験期間について、改良前試験と改良後試験それぞれについての、地上気温予測値検証結果（対地上観測の平均誤差と平方根平均二乗誤差）を表す。両実験はともに、夜間の気温予測が低い傾向があるが、改良後試験では改良前試験に比べて平均誤差が小さくなっていることがわかる。また、平方根平均二乗誤差も小さくなっており、これらは、夜間の気温予測精度が改善していることを示している。

地上気温予測誤差の大きい地点数について改良前後での差を図 2.2.8 に示す。MSM で地上気温を 5 度以上低く予測した地点数が、ほぼすべての検証対象予測において減少し、最大で 21 地点の減少に及ぶなど、大幅に低い予測をする地点が少なくなることがわかる。

その他の地上要素（風速、比湿）、降水検証（対解析雨量）、高層検証（対ゾンデ観測）についても確認したが、ほとんど差は見られなかった⁷。なお、ガイダンスへの影響を調べるために、本試験結果を用いて作成したガイダンスを精度検証した結果、MSM 気温ガイ

⁶ 本改良は積雪時期にのみ影響が出るため、積雪のない夏の試験は実施していない。

⁷ 本改良の影響が地上付近に限定された要因は以下のよう考える。冬季、特に雪面と接する大気は安定であることが多い。そのため、境界層輸送による影響の上方への伝播が起こりにくいことが一因と考えられる。また、今回改良を適用したのは日本域のみであるため、冬季の天候を支配する大陸高気圧や海上の低気圧に対して直接影響を与えなかった（間接的にしても前述の要因などから影響は小さかった）ことも要因の一つと考える。

⁵ https://earthdata.nasa.gov/labs/worldview/?p=geographic&l=MODIS_Aqua_CorrectedReflectance_TrueColor,MODIS_Terra_CorrectedReflectance_TrueColor,MODIS_Aqua_Snow_Cover&t=2014-01-31&v=129.60739629687498,32.452039921875006,137.77682989062498,36.147840703125006

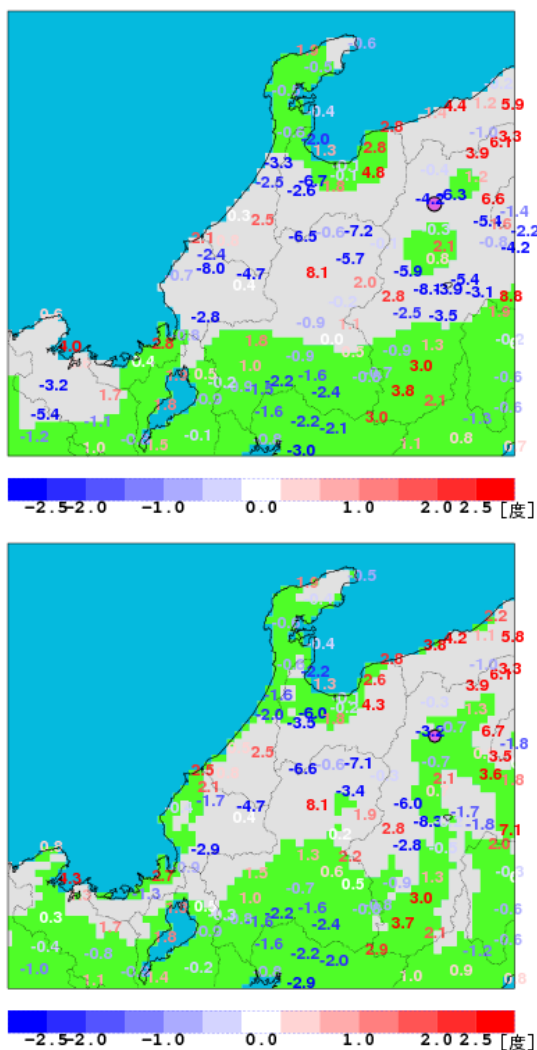


図 2.2.5 2014 年 1 月 15 日 00JST を対象とした MSM 地上気温予測（初期時刻は 2014 年 1 月 14 日 12JST）の対アメダス気温誤差分布（誤差を数値でプロット）。上図は改良前実験の結果、下図は改良後実験の結果を表す。背景に MSM の積雪域を白色で表す。桃丸はアメダス信州新町の位置を表す。気温誤差の数値はアメダス地点の右上に表示している。

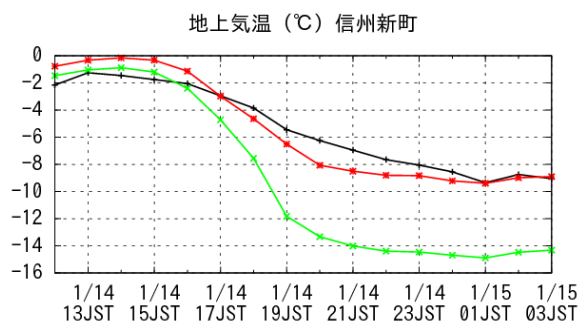


図 2.2.6 図 2.2.5 と同じ予測値について、アメダス信州新町における改良前実験（緑線）、改良後実験（赤線）の気温予測時系列。黒線はアメダス信州新町の気温を表す。なお、予測値は標高補正を施したものである（アメダス地点標高に合わせた。減率は 0.0065 K/m を仮定。）。

ダンスについては本試験で得られた結果と同様、夜間の気温にわずかな改善が見られた。その他の MSM 地上気温の予測特性の変化が影響する可能性のあるガイダンス（降雪量ガイダンスなど）についても確認したが、ほとんど差が見られなかった（図略）。

サイクル試験期間の事例について調べたところ、今回の改良により地上気温の改善が確認できた地域は、多雪地帯における積雪域の縁辺付近（東北地方太平洋側など）や、南岸低気圧などにより一時的に積雪が起こる地域（例えば 2014 年 2 月 14 日の南岸低気圧通過事例における関東平野）、観測点が少ない地域（東海・中国地方など）で、特に夜間において地上気温誤差の縮小が確認できた。また、観測点が無く、全球積雪深解析でも積雪を表現できていない地域、例えば四国山地や紀伊山地の積雪域が今回の改良で表現できるようになり、一部の地点では、日中の気温予想が上がりすぎていた誤差がこれにより縮小した、という例も見られた（図略）。

2.2.7 予測結果に関する注意点

ここまでで、地表面が積雪で覆われると、地表面の物性が大きく異なることにより地表温度が変化しやすくなり夜間の冷却が強くなること、改良前の MSM では積雪がある格子で夜間の地上気温を低く予想しすぎる場合があること、今回の積雪域解析の改良によりその誤差の一部が縮小することを示した。

モデルの地上気温予想を解釈する際、「MSM は積雪があると必ず夜間の気温が下がり過ぎる」と考えがちだが、第 2.2.3 項で説明したとおり、放射冷却が顕著になる条件（夜間に弱風かつ晴天であること）や、モデルにおける積雪がある場合の地表面熱輸送プロセス表現の不完全性などが原因となる場合もあり、一概に判断できないことに注意する必要がある。

例えば、先に示した図 2.2.5 の新潟県では、積雪域が広がっているにも関わらず、地上気温予測は観測に比べて高くなっている。この地域では積雪観測点が密である上に例年多量の降雪があることも知られているため、積雪分布が大きく間違っているとは考えにくい。本事例のこの地域で MSM の予想気温があまり下がっていないのは、新潟県上空に中・下層雲を予想しており（図略）、この雲からの長波放射により地表面が冷えにくくなっているためである。しかし、衛星画像などではそのような雲は確認できないため、現実には放射冷却が卓越していると考えられる⁸。モデルの予想結果を解釈するには地表面状態だけでなく上空大気の状態など様々な面を確認して考察することが重要である。

一方、岐阜県北部では、モデルでも実況でも雲域が

⁸ これとは逆に、実況で雲がかかっているのにモデルではその雲を表現できず、気温が低下しすぎた、という例もあるので注意が必要である。

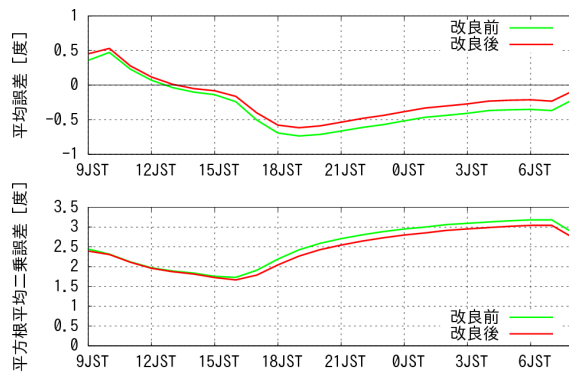


図 2.2.7 2014 年 1 月 8 日から 2 月 28 日における MSM の地上気温予測値の地上気温観測に対する検証結果（緑：改良前試験、赤：改良後試験）。上が平均誤差、下が平方根平均二乗誤差を表す。検証は予測対象時刻別に行った（横軸）。

なく風も弱く、上空大気の状態はモデルでよく再現出来ていると考えられるが、地上気温は実況より低く予想している。この地域も実際は積雪がなかったとは考えにくく、積雪がある場合の地表面熱輸送プロセスの表現や積雪の格子内不均一性、地表面パラメータなどが不完全であるためではないかと考えられる。

このように、地上気温予測誤差が生まれる原因は様々で、さらにはこれらが組み合わさって誤差が相殺される場合もあり複雑である。今回の改良によって、積雪の有無が原因となって現れていた地上気温予測の誤差が改善する。一方で、積雪が実際もあると考えられる場所での低温誤差や、雲などの外的要因による誤差は今回の改良では縮小しないことに注意していただきたい。

2.2.8 まとめと課題

MSM の冬季地上気温予測の精度改善を目的として、MSM の積雪域がより現実的になるようにメソ解析における積雪域の解析手法を高度化し、現業システムに適用した。今回の改良では積雪域が従来に比べてより現実的な分布になった地域で予測精度が改善する。

一方、多雪地帯など改良前後で積雪域が変わらない地域での予報結果はほとんど変わらない。これを改善するために、誤差が顕著に現れている地点を抽出し、モデルで起こっているプロセスを解明することを手始めに、現在の簡易的なモデルに足りないと思われるプロセスを組み込んでいく、という開発方針を立てている。

また、積雪分布の表現についてもまだ課題はある。オフライン陸面モデルを用いて積雪深を計算するにあたり、中国大陸など解析雨量の範囲外の領域では MSM の降水量をそのまま用いて予測するが、そのままの MSM 予測降水量の精度は保証できていない。また大陸上の積雪観測点は少ないことから、積雪深解析で十分に修正することもできない。そのため、日本域外の積雪分布は、従来のまま、全球積雪深解析値を用いて

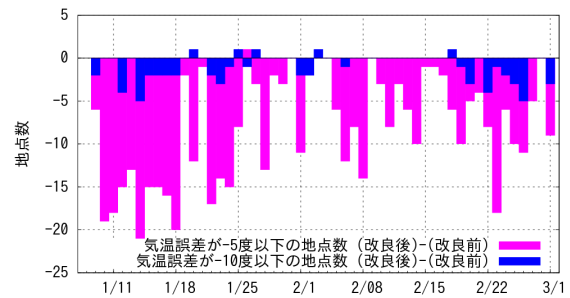


図 2.2.8 2014 年 1 月 8 日から 2 月 28 日における 12JST を初期時刻とする MSM の 12 時間予測（対象時刻は翌日 00JST）について、地上気温観測点における気温予測が、観測に比べて 5 度以上（紫色）及び 10 度以上（青色）低く予測された地点数の本改良による変化（改良後実験の地点数から改良前実験の地点数を引いたもの）。横軸は予測対象時刻を表す。

決めることにした。積雪の有無は地表面から大気への熱輸送を大きく変えるため、大陸起源の擾乱や冬型時の大陸の高気圧、寒気吹き出しの表現などにも影響する可能性がある。大陸上の積雪域の解析精度向上も開発課題の一つであり、今後は、衛星観測などを利用した積雪解析を視野に入れていく予定である。

参考文献

- 氏家将志, 草開浩, 2010: オフライン陸面モデル. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 116-123.
- 草開浩, 森安聡嗣, 2013: 現業モデルにおける検証（メソモデル）. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 16-24.
- 中村貴, 2009: 全球積雪深解析. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 11-14.
- 原旅人, 2008: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 166-193.
- 古市豊, 2009: 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, 27-38.
- 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.
- Brasnett, B., 1999: A global analysis of snow depth for numerical weather prediction. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 726-740.
- Kusabiraki, H., 2013: Offline validation of a multi-layer snow scheme for a new land surface model in the operational regional NWP model at JMA. *13th EMS Annual Meeting and 11th European Conference on Applications of Meteorology, Reading, United Kingdom*, URL <http://presentations.copernicus.org/EMS2013-368-presentation.pdf>.