

第3章 検証・事例調査

3.1 最近の統計検証について¹

3.1.1 全球数値予報システムの検証

(1) はじめに

数値予報課では、現業運用する全球数値予報システムの予測について、精度や特性を把握して改善に繋げるため、ルーチン検証(金浜 2013)を行っている。ここではその統計検証結果から、近年の予測精度の推移や最近の日本付近における平均的な誤差分布の特徴を報告する。

(2) 北半球領域の予測精度

予測精度を評価する指標には様々なものがある。なかでも、500 hPa 高度 (Z500) の二乗平均平方根誤差 (RMSE、付録 D 参照) は、中・高緯度の予測精度を示す指標としてよく用いられ、長年の検証結果の蓄積がある。このため、予測精度の経年変化を確認する指標としてしばしば利用されてきた(竹内・岩村 2007; 佐藤 2009; 加藤 2010)。ここでも同様に、1994 年以降の北半球領域 (20°-90°N) における 2 日予測と 5 日予測の対解析値検証の結果を図 3.1.1 に示す。2 日予測、5 日予測ともに、予測精度は長期的に見ると改善が明瞭である。ただし、近年は誤差の減少幅が小さい傾向にある。南半球領域 (20°-90°S) における結果やラジオゾンデ観測値に対する検証結果でも、同様の傾向である(図略)。

図 3.1.2 には、世界気象機関 (WMO) が定めた標準検証手法 (WMO 2017) にしたがって各数値予報センターが実施した検証結果から、2012 年以降の気象庁 (JMA) と欧州中期予報センター (ECMWF)、米国環境予測センター (NCEP)、英国気象局 (UKMO) の Z500 予測の RMSE について比較した結果を示す。各センターは数値予報システムの改良を継続的に進めており、2 日予測では ECMWF や UKMO の誤差の減少が明瞭である。JMA は、2014 年以降の誤差減少は小さいが、2017 年後半から 2018 年にかけては誤差の減少が見られ、その減少幅は UKMO と同程度で、ECMWF や NCEP よりも大きい。この改善には、2017 年に実施した全球モデル (GSM) の改良(米原 2017a) や、衛星観測データの新規利用開始(平原 2017; 亀川・計盛 2017; 村上・計盛 2017) などが寄与していると考えられる。5 日予測では、ECMWF の誤差減少が明瞭である。JMA は誤差の減少幅が小さい。

(3) 日本付近の平均誤差

日本付近における誤差分布の特徴を、最近 1 年間の平均誤差 (ME、付録 D 参照) により確認する。図 3.1.3 には、2017 年夏から 2018 年春までの季節別の 2 日予測

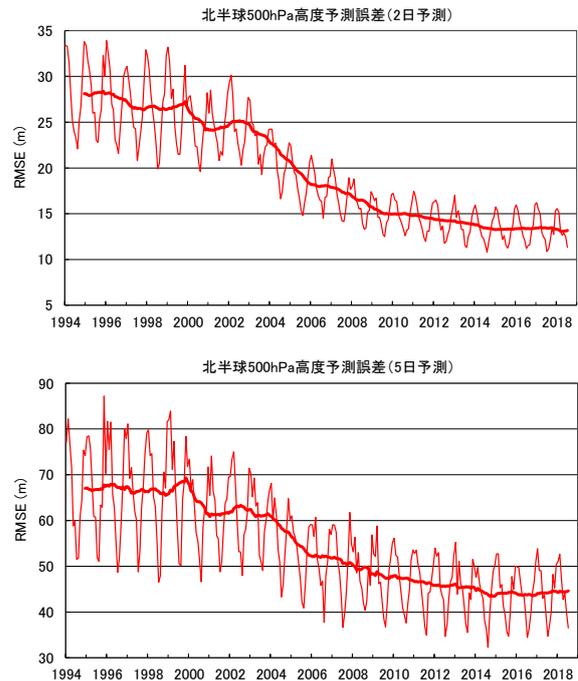


図 3.1.1 全球数値予報システムによる 1994 年以降の北半球領域 (20°-90°N) における Z500 予測の RMSE [m] (対解析値、12UTC 対象) の推移。上段は 2 日予測、下段は 5 日予測。細線は月別値、太線は前 12 か月平均値。格子間隔 2.5° の格子点値を用いた検証結果。

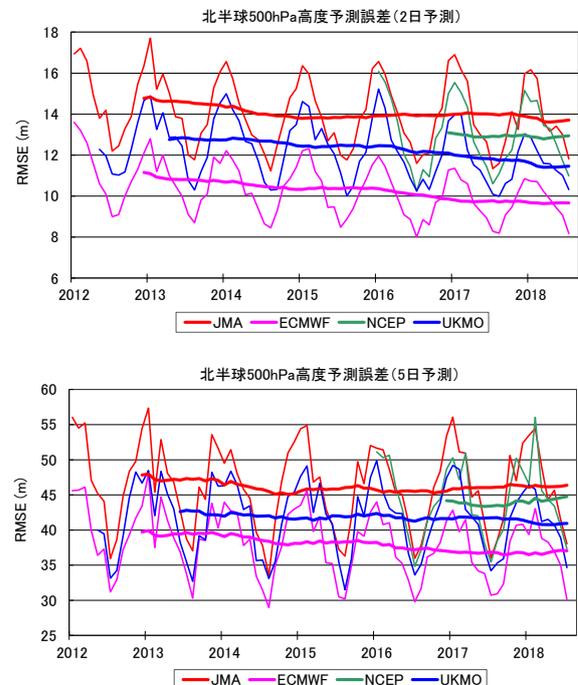


図 3.1.2 4 センターで比較した 2012 年以降の北半球領域 (20°-90°N) における 2 日予測 (上段) と 5 日予測 (下段) の Z500 の RMSE [m] (対解析値、12UTC 対象)。細線は月別値、太線は前 12 か月平均値。格子間隔 1.5° の格子点値を用いた検証結果を示し、検証開始時期の違いにより各センターの描画期間が異なる。

¹ 佐藤 均 (第 3.1.1 項)、安斎 太朗 (第 3.1.2 項)

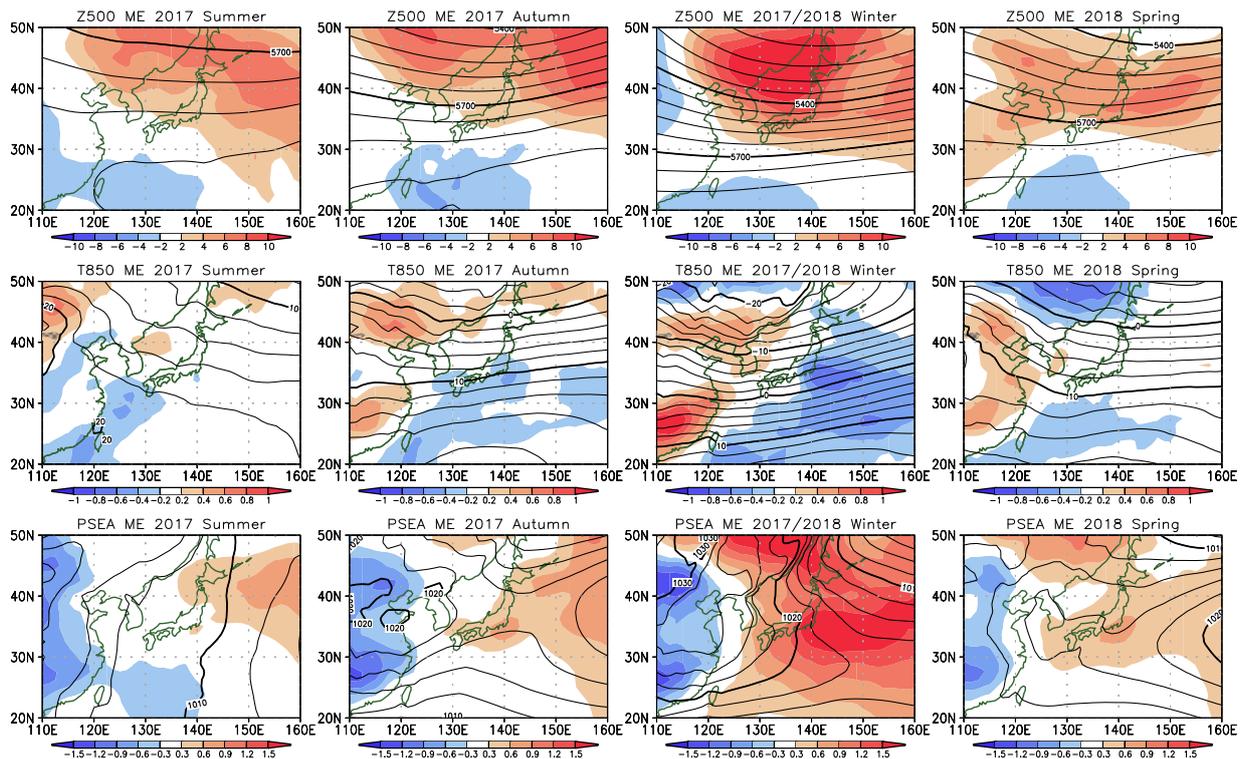


図 3.1.3 2017 年夏から 2018 年春までの各季節の 2 日予測 (00, 06, 12, 18UTC 初期値) における、上から Z500 [m]、T850 [°C]、PSEA [hPa] の解析値に対する ME の分布。色が ME、等値線は期間平均の予測値を表す。左から 2017 年夏 (6~8 月)、2017 年秋 (9~11 月)、2017/2018 年冬 (12~2 月)、2018 年春 (3~5 月)。

の Z500、850 hPa 気温 (T850)、海面更正気圧 (PSEA) の解析値に対する平均誤差の分布を示す。この期間の GSM のバージョンは GSM1705(米原 2017a) であり、その予測特性については米原 (2017b) も参照していただきたい。予測誤差には年々の変動や季節内の変化もあるが、ここでは季節平均として各年に共通して見られる比較的大きな誤差分布に着目する。

Z500 では、中国東北区や沿海州から日本付近、日本の東にかけて高度の高いバイアスがどの季節にも見られ、冬により明瞭である。GSM1705 への変更によりこのバイアスはやや減少 (米原 2017b) しているものの、ここ数年で誤差分布に大きな変化はない (図略)。一方、日本の南には各季節に共通して高度の低いバイアスが存在し、同じ領域の T850 で各季節に見られる低温バイアスとも関係している。熱帯対流域における中下層の低温バイアスは、GSM1603(米原 2016) における積雲過程の改良などにより近年改善が進んでいるが、引き続き課題の一つである。これとは別に、冬の T850 では日本の南東海上で低温バイアスが大きい。日本の南岸から東海上では、PSEA の正バイアスが冬を中心に秋から春にかけて見られる。冬から春のシベリアでは、下層の低温バイアス、PSEA の正バイアスがある。一方、中国大陸では下層の高温バイアス、PSEA の負バイアスが、冬を中心にほぼどの季節でも見られる。

(4) まとめ

全球数値予報システムの予測に対する統計検証の結果から、予測精度の経年変化と最近の誤差分布の特徴を確認した。

北半球領域における Z500 の RMSE で評価した予測精度は、長期的には改善が明瞭である。ここ数年は誤差の減少幅が小さい傾向だが、2 日予測では 2017 年後半から 2018 年にかけて再び誤差の減少が見られる。

平均誤差分布では、冬を中心としてどの季節にも見られる Z500 における日本付近の正バイアスや、冬に日本の南岸から東海上で見られる PSEA の正バイアスなどが明瞭である。

引き続き検証を通じて数値予報システムの予測特性を把握し、予測精度の向上に繋げていきたい。

3.1.2 メソモデル、局地モデルの検証

(1) はじめに

本項では、メソモデル (MSM; 第 4.7.2 項) と局地モデル (LFM; 第 4.7.3 項) の、日々の予測の検証結果から確認した、ユーザーが留意すべき最近のモデルの特性の変化やモデル間の精度の差について報告する。

本項で示す検証の対象要素は、MSM, LFM の主目的の一つである防災気象情報において重要な要素である降水と、予報作業や後続のガイダンスにおいて影響の大きい地上気象要素のうち、近年のモデルの改善により特性に変化が見られた地上気温とする。

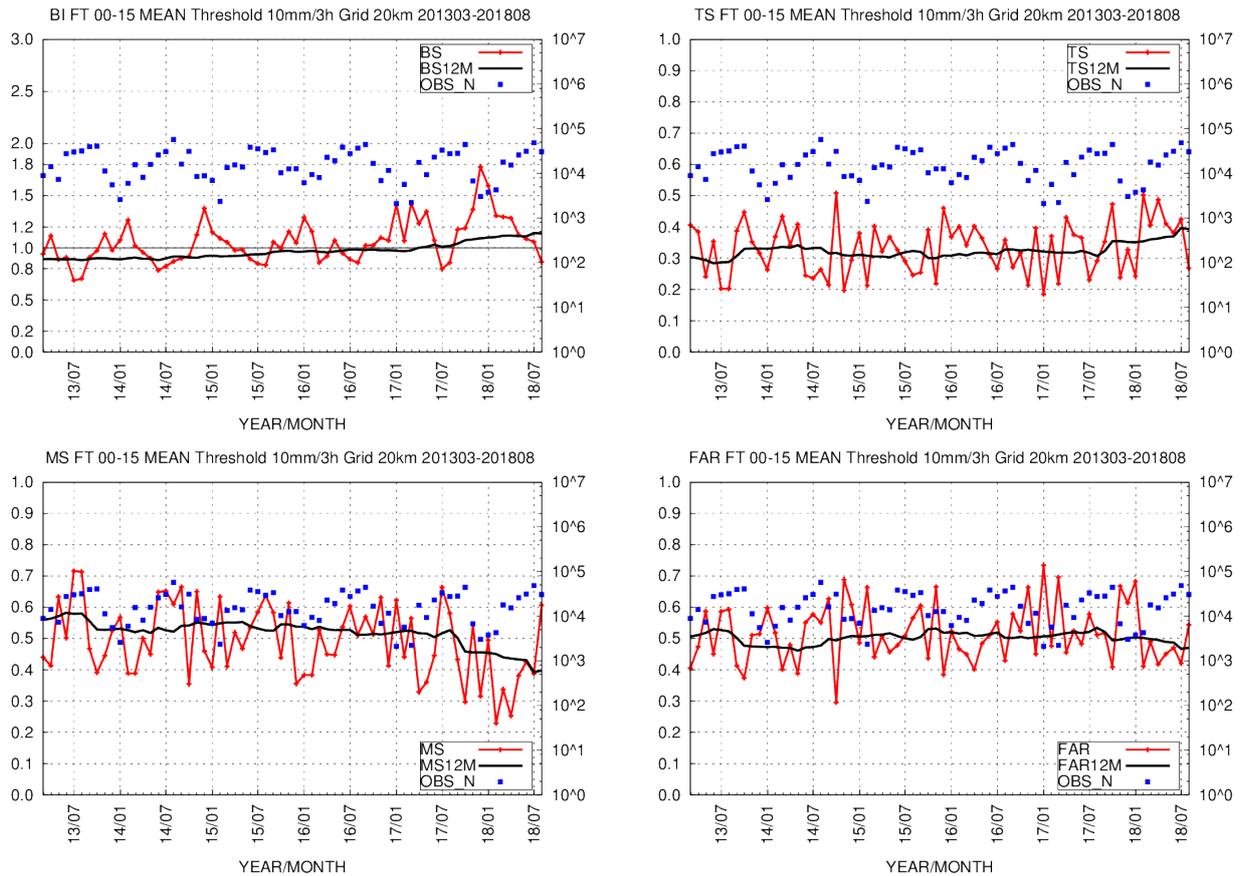


図 3.1.4 MSM の対解析雨量検証のバイアススコア (左上)、スレットスコア (右上)、見逃し率 (左下)、空振り率 (右下)。検証格子 20 km、閾値：10 mm/3h。赤線：月平均スコア、黒線：前 12 か月平均スコア、青点：観測数 (右軸)。

(2) 降水の検証

MSM の精度や特性

近年の MSM の降水予測精度や特性の変化を、対解析雨量検証の時系列の結果から確認する。検証格子間隔を 20 km とし、対象時刻を全初期時刻の FT=3~15 とし、各検証格子におけるモデル降水量・解析雨量の平均値から、各スコア (バイアススコア (以下 BI)、スレットスコア (以下 TS)、見逃し率、空振り率、いずれも付録 D) を計算した (詳細は草開・森安 2013)。図 3.1.4 に、閾値を 10 mm/3h とした、月平均および前 12 か月移動平均のスコアを示す。TS・空振り率はほぼ横ばいだが、2017 年の秋以降、BI はやや上昇し見逃し率は大きく減少している。

MSM の数値予報モデルは、2017 年 2 月に新しい非静力学モデル asuca に変更され、同時に物理過程も変更された (原 2017)。この物理過程変更の中で、特に冬季の降水は予測過多になる傾向があることが、モデル変更時に指摘されていた (原・倉橋 2017)。冬季の降水予測における見逃しの減少と BI の増加は、この物理過程の変更により、降水が強まった結果を反映していると見られる。

GSM と MSM の比較

GSM と比較した、MSM の降水予測精度や特性について述べる。GSM と MSM に対し、同じ 20 km 間隔の検証格子における平均降水量を解析雨量と比較した。2017 年 9 月から 2018 年 8 月までの期間で、降水閾値・季節ごとのスコアを図 3.1.5 に示す。TS を季節ごとに比較すると、MSM は GSM に比べて、ほとんどの期間で上回っている。しかし、冬は 10~15 mm/3h 程度の降水では GSM と MSM で同程度である。BI をみると冬の MSM は大きく 1 を上回っており前段落でも述べたとおり降水過多の傾向が強いのにに対し、GSM は他の季節より BI が 1 に近い。そのため冬は他の季節に比べて、GSM と MSM で差が小さくなっている。また、強い降水を表現しやすい MSM のほうが、BI は GSM を上回ることが多いが、夏の 1 mm/3h 程度の降水の BI は、MSM の方が GSM より小さい。モデル変更後の MSM も、夏季に見られるスケールの小さい日中の不安定性降水の予測が十分でないことが指摘されており (原・倉橋 2017)、個別の事例でも、夏は MSM の降水域が実況に比べて狭い傾向が見られる。

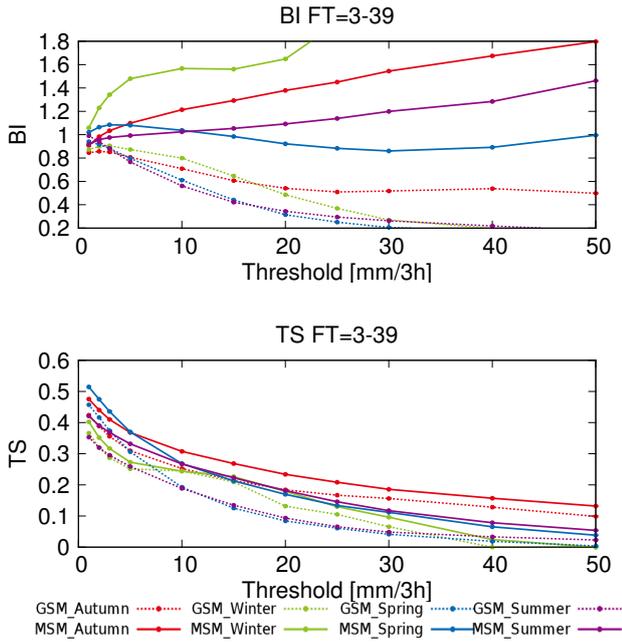


図 3.1.5 MSM (実線)、GSM (点線) の対解析雨量検証の BI (上)、TS (下)。FT=3~39 で比較。秋 (赤) : 2017 年 9~11 月、冬 (緑) : 2017 年 12 月~2018 年 2 月、春 (青) : 2018 年 3~5 月、夏 (紫) : 2018 年 6~8 月。

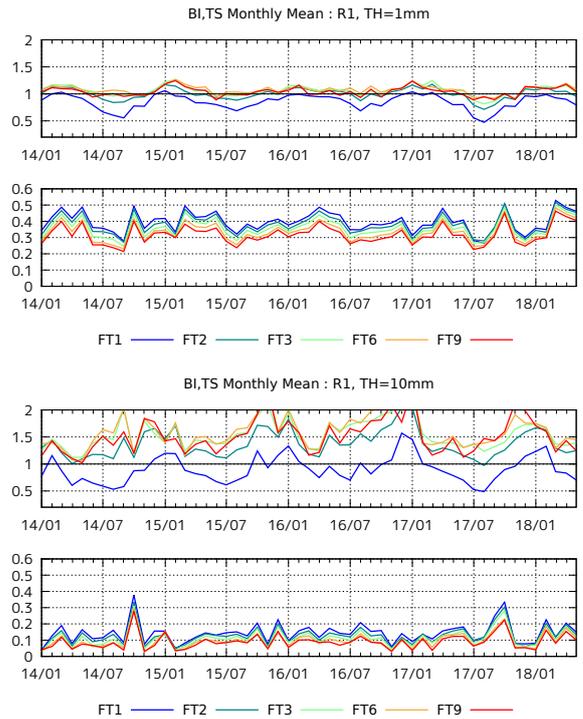


図 3.1.6 LFM の降水の BI (上から 1, 3 段目)、TS (上から 2, 4 段目) の時系列。FT=1, 2, 3, 6, 9 に対し描画。検証格子は 10 km、閾値は、1 mm/h (上 2 段)、10 mm/h (下 2 段)。

LFM の精度や特性

LFM の降水予測の特性を、MSM と同様の方法で対解析雨量検証の結果から確認する。スケールの小さい短時間降水予測を検証するため、検証格子間隔は 10 km とし、格子内平均降水量について、閾値 1, 10 mm/h に対する BI, TS を求めた。FT=1, 2, 3, 6, 9 の月別値の経年変化を図 3.1.6 に示す。10 mm/h 以上の降水に対しては、FT=2 以降は BI が 1 を超えており、MSM 同様特に秋から冬にかけて予測過多の傾向が強い。また、永戸ほか (2013) で指摘されている、予報初期で降水域の広がり狭く予測過少な傾向が見られる。

永戸ほか (2013) で指摘されているとおり、LFM では MSM に比べ対流性降水の表現が良いことが知られている。スケールの小さい対流性降水の表現の精度を検証するため、降水の位置ずれを考慮した、FSS (Fractions Skill Score、付録 D.3.14 参照) を用いて、MSM, LFM の予測精度を比較した。位置ずれを考慮しない検証スコアでは、スケールの小さな現象に対して、高解像度モデルで降水域の強度や広がりを精度よく予測できても、大きな位置ずれがあった場合、低解像度のモデルによる弱く広い予測に比べてスコアを大きく落としてしまう問題 (ダブルペナルティ) があるためである。FSS の比較を図 3.1.7 に示す。対流性の不安定降水が多い夏季を中心として、MSM に比べ LFM の方がスコアが良く、ある程度の位置ずれを許容すれば、夏季の降水は MSM より LFM のほうが表現がよいことがわかる。

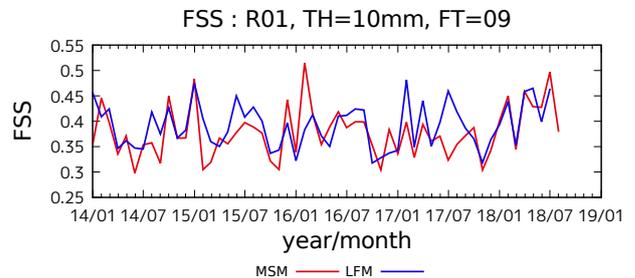


図 3.1.7 LFM と MSM の Fractions Skill Score (対解析雨量)。検証格子 10 km、空間スケール 80 km、閾値 10 mm/h、FT=9、予報初期時刻 : 00, 03, ..., 21UTC。

(3) 地上気温の検証

MSM の精度や特性

MSM の地上気温予測の精度やバイアスの季節変化・地域分布の特性を、草開・森安 (2013) に従って対アメダス検証を行い確認する。アメダスの観測地点に内挿したモデルの予測気温とアメダスの観測値から、ME, RMSE を、FT=1~39 の予測に対し、予報対象時刻ごとに計算した。

MSM の地上気温予測は、日中は夏冬とも負バイアスで、夜間は夏は正バイアス、冬は負バイアスの傾向があることが以前から指摘されており (原・倉橋 2017;

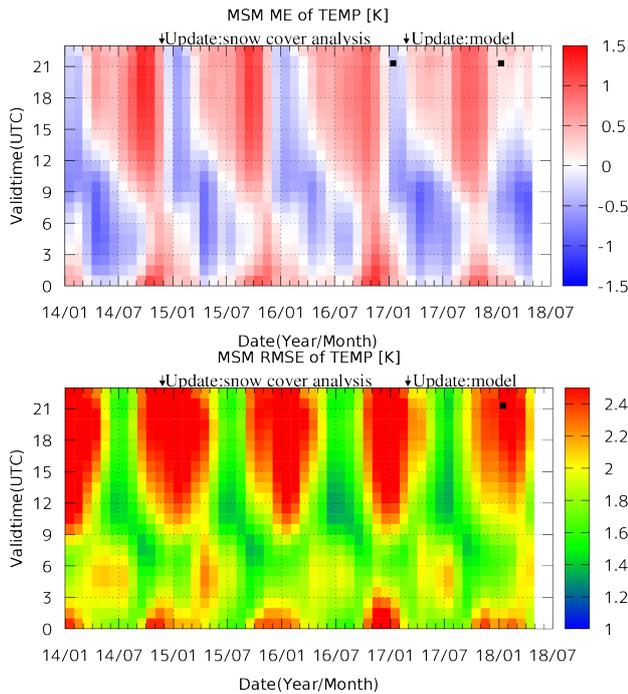


図 3.1.8 MSM の地上気温の対アメダス検証における ME, RMSE [K] の時系列。予報対象時刻 (UTC) ごとに月平均を計算。■は図 3.1.9 で分布をプロットした月・時刻。

草開・森安 2013)、同様の傾向が、最新の MSM でも見られている (図 3.1.8)。日中の負バイアスのピークは春から夏にかけて、夜間の正バイアスのピークは秋に見られ、それらの季節における正負のバイアスは全国的に同じ傾向が見られる。これらのバイアスに対しては、放射過程や地表面過程の改良が行われているが (原・倉橋 2017; 草開・森安 2013)、解消には至っていない。

一方、冬の夜間に見られる負バイアスは、主に北日本や東日本の積雪域を中心にみられており、2018 年はそれらの地域における負バイアスが減少している (図 3.1.9)。積雪域では、雪の熱容量が地面に比べ小さいことから非積雪域に比べ地表面の温度の変化が大きく、雪の熱伝導率が小さいことから地中からの熱が伝わりづらい。そのため積雪域の予測と、積雪域での地表面フラックスの精度は地上気温予測に大きく影響する。特に冬季の夜間は、放射が地表面フラックスの大部分を占める。この冬季の夜間の気温精度向上のため、2014 年 11 月に、メソ解析の積雪域解析が改良され、積雪域の広がりがより観測に近づいた (草開 2015)。さらに 2017 年 2 月のモデル変更によって、地表面過程と放射過程が改良されたことで、地面温度の応答が良くなったほか、雲からの下向き長波放射が増加した (原 2017)。これらの改良の結果、2018 年の冬季の夜間の積雪域における負バイアスが大きく減少した (図 3.1.9)。非積雪域での正バイアスの増大なども見られず、全国平均でもバイアスは減少している (図 3.1.8)。

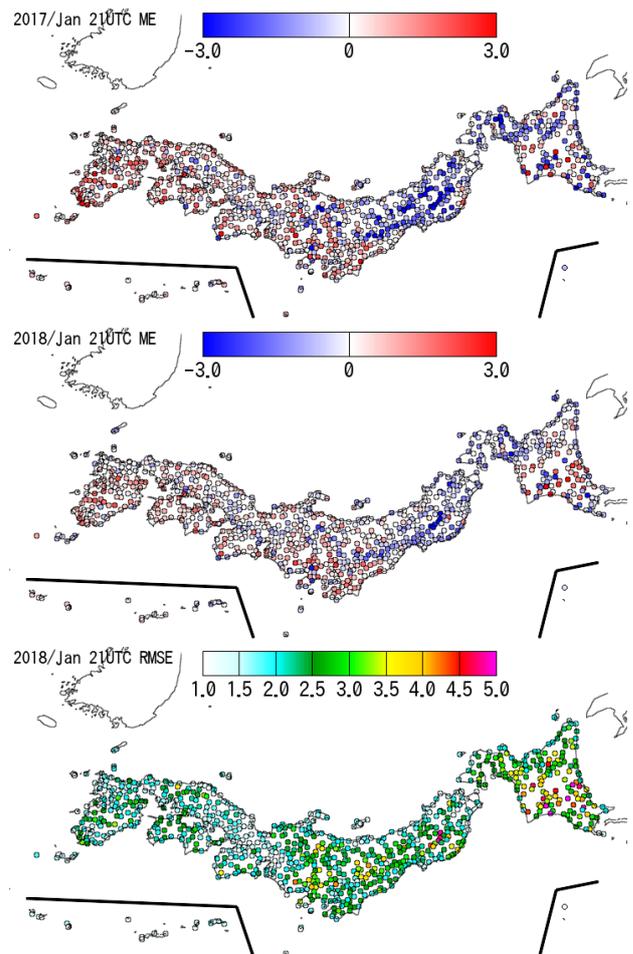


図 3.1.9 MSM の地上気温の対アメダス検証における ME (上から 1, 2 段目)、RMSE (最下段) [K] の分布。各アメダス地点における、21UTC を対象とした月平均値。上から、2017, 2018 (ME), 2018 (RMSE) 年で、いずれも 1 月。各図の左下は奄美地方から八重山地方、右下は小笠原諸島を示す。

地上気温予測は冬季の夜間で RMSE が最も大きい。RMSE の分布をみると、RMSE の大きい領域は、ME の分布同様北日本や東日本の積雪域が中心である (図 3.1.9 最下段)。一般に、夜間において、放射冷却の効きやすい晴天の弱風場では地上気温は大きく下がるが、曇天や風がある場合は気温の低下は鈍くなる。積雪域では、上で述べた熱容量や熱伝導率の特性から、地上気温が特に下がりやすい。そのため、積雪域では天気 (雲量や風) の予測誤差の影響が、地上気温の大きな予測誤差として表れやすく、RMSE が他の季節や地域に比べて大きくなる。

LFM の精度や特性

LFM の地上気温の検証は、MSM と同様に草開・森安 (2013) に従って対アメダス検証を行っている。平原・幾田 (2010) にあるように、FT=9 までの予報時間で MSM と比較すると予測精度は良い。一方、月ごとの平均的なバイアスは、MSM と同じような傾向の季

節変化が見られる（図略）。LFMはMSMと同じモデルを用いていること、さらに第一推定値・側面境界値としてMSMの予測値を用いていることから、LFMの予測は、平均的にはMSMに似た傾向が見られると考えられる。

(4) まとめ

本項では、MSM、LFMの降水や地上気温予測の精度や特性について、モデル間の差や、最近の特性の変化について確認した。

降水予測は、MSMの精度はGSMに比べいづれの閾値・季節でも良いが、冬は過多の傾向が見られた。LFMは、対流性降水が多い夏季は、位置ずれを考慮すればMSMより精度が良い。気温予測は、近年の改良により冬季夜間の積雪域に見られていた低温バイアスが減少した。

MSM、LFMの予測結果を利用する際は、上記の点に留意願いたい。

参考文献

- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–41.
- 加藤輝之, 2010: 最近の全球数値予報システムの成績の推移. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30–32.
- 金浜貴史, 2013: ルーチン検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 25–28.
- 亀川訓男, 計盛正博, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/CrIS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73–74.
- 草開浩, 2015: 積雪域解析の高度化. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44–49.
- 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.
- 佐藤清富, 2009: 最近の全球モデルの成績の推移. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82–84.
- 竹内義明, 岩村公太, 2007: 最近の全球モデルの成績. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 107–109.
- 原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–47.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–55.
- 平原洋一, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/ATMS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 70–73.
- 平原洋一, 幾田泰醇, 2010: 統計的検証. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4–17.

- 村上康隆, 計盛正博, 2017: 全球解析における DMSP-F17, F18/SSMIS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 74–77.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–3.
- 米原仁, 2017a: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–7.
- 米原仁, 2017b: 全球数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8–30.
- WMO, 2017: *Manual on the Global Data-processing and Forecasting System: Annex IV to the WMO Technical Regulations, 2017 edition*. WMO-No.485, World Meteorological Organization.

3.2 事例調査：平成 29 年 7 月九州北部豪雨¹

3.2.1 はじめに

2017 年 7 月 5 日から 6 日にかけて、朝鮮半島から本州南岸に梅雨前線が停滞し、前線の南側の九州北部や中国地方を中心に大雨となった。特に 5 日は福岡県朝倉市や大分県日田市付近に線状降水帯が発生し、朝倉市では 1 時間降水量 129.5 mm、日降水量 516.0 mm という観測史上 1 位を更新する記録的大雨となった(気象庁 2018)。この大雨の影響で、土砂災害や河川の氾濫、浸水害等が相次ぎ、甚大な被害が発生した。

線状降水帯については、厳密な定義は存在していないものの、津口(2016)にまとめられているように、複数の積乱雲の集合体であるメソ対流系の一種である。線状降水帯についても単一の積乱雲の発生と同様に、不安定な大気場が存在し、自由対流高度に達するまで大気は何らかの強制力により持ち上げられることが発生に必要であるが、その条件を持続させ、積乱雲を組織化させるための要因についてはさまざまなものが提唱されている。特に、本事例については気象研究所が速報的な解析結果を発表しており、次のような要因を指摘している²(気象研究所 2017)。

- 南西海上から下層暖湿気の流入が継続していた
- 上空寒気の流入により不安定な大気状態が形成されていた
- 先行した降雨で冷却された空気により、九州北部の地表の温度傾度帯が強化された
- 温度傾度帯付近で積乱雲が次々と発生し、それらが東へ移動することでバックビルディング型の線状降水帯が形成された

本節では、気象研究所(2017)が指摘したこれらの発生要因に着目し、MSM や LFM による線状降水帯発生時の環境場や降水の予測を検証する。まず第 3.2.2 項でメソ解析や毎時大気解析、解析雨量を用いてこの着目点を確認する。次に第 3.2.3 項で MSM や LFM の予測結果について検証し、第 3.2.4 項でモデルに関する課題について述べる。その後、第 3.2.5 項でモデルを入力とするガイダンスの予測結果について検証する。

3.2.2 線状降水帯発生時の状況

まず始めに、第 3.2.1 項で述べた着目点について実況を確認する。

(1) 上空寒気と下層暖湿気

大雨発生前の 5 日 09JST における地上天気図と、メソ解析で得られた日本付近の 500 hPa の気温および 950 hPa の相当温位を図 3.2.1 に示す。メソ解析によると、上空 500 hPa には、平年よりも約 3 °C 低い -7 °C

以下の寒気が接近していた。また、九州北西部では梅雨前線に向かって西から 950 hPa で相当温位 354 K 以上の暖湿気が流入していた。福岡の高層気象観測データから 5 日 09JST と 21JST のショワルターの安定指数 (SSI; Showalter 1953) を算出すると、-0.35 から -3.55 へと変化しており、5 日の日中から夜にかけて九州北部は非常に不安定な大気状態になっていったことがわかる。

(2) 地表の温度傾度帯

5 日 12, 15, 18JST の解析雨量による前 3 時間降水量と毎時大気解析³による地上気温を図 3.2.2 に示す。地上気温について見ると、朝倉市では午前中の降水により既に気温が 25 °C 以下になっていて、線状降水帯の発生後の午後も 25 °C 以下の状態が継続していた。このため、線状降水帯とその西側とで気温差が大きくなり、脊振山地と朝倉市の間で温度傾度が強化されていた。

(3) 降水分布

図 3.2.2 の降水について見ると、九州北部では 09~12JST に数本の強雨域が東西に伸びていた。この期間は線状降水帯の発生前であり、この期間の東西に伸びた降水分布は西から東に移動する単一の降水系によって形成されたものである。午後になると、赤丸で示した脊振山地の東部を起点とするバックビルディング型形成の線状降水帯が発生した。脊振山地東部で次々に発生した積乱雲が上空の風によって東に流されるといった状況が継続し、同じ場所に強い雨をもたらしていた。この線状降水帯により、朝倉市では 9 時間 (12~21JST) で 489.5 mm の降水を観測した。

3.2.3 数値予報モデルの予測

次に MSM と LFM の予測結果について確認する⁴。以下、MSM は 4 日 21UTC 初期値、LFM は 5 日 00UTC 初期値の予測を検証対象としている。

(1) 上空寒気と下層暖湿気

図 3.2.3 は 5 日 15JST を対象とする 500 hPa の気温と 950 hPa の相当温位および SSI について、MSM の解析値 (赤) と予報値 (青、FT=9) を示したものである。500 hPa の気温は、解析値では中国地方まで -6 °C 以下の領域が広がっていたのに対して、予報値は寒気の東進が遅く、九州北部においても予測が解析よりも高い状態であった。

950 hPa の相当温位は、解析値では九州北部に 354 K 以上の領域が広がっていたのに対して、予報値ではそ

¹ 欠畑 賢之 (第 3.2.1 項から第 3.2.4 項)、白山 洋平 (第 3.2.5 項)

² http://www.jma.go.jp/jma/press/1707/14b/press_20170705-06_fukuoka-oita_heavyrainfall.html

³ 地上気温については、アメダスの気温を同化している毎時大気解析を用いた。

⁴ 今回は局地的な現象に着目するため、解像度が高く、モデル地形がより詳細な MSM と LFM の予測を検証対象とした。なお、GSM の予測では九州北部に弱い降水域が広がっており、5 日の降水量は最大でも 10 mm/3h 程度であった。

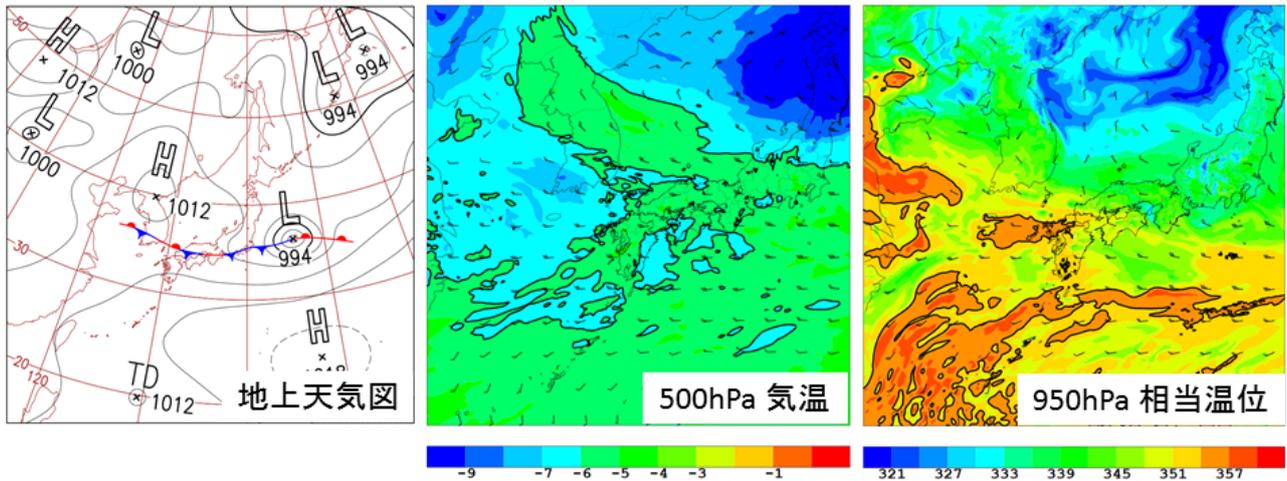


図 3.2.1 2017 年 7 月 5 日 09JST の実況。(左) 日本域地上天気図、(中) メソ解析による 500 hPa 気温 [°C] と風 (太線は -6 °C)、(右) メソ解析による 950 hPa 相当温位 [K] と風 (太線は 354 K)。

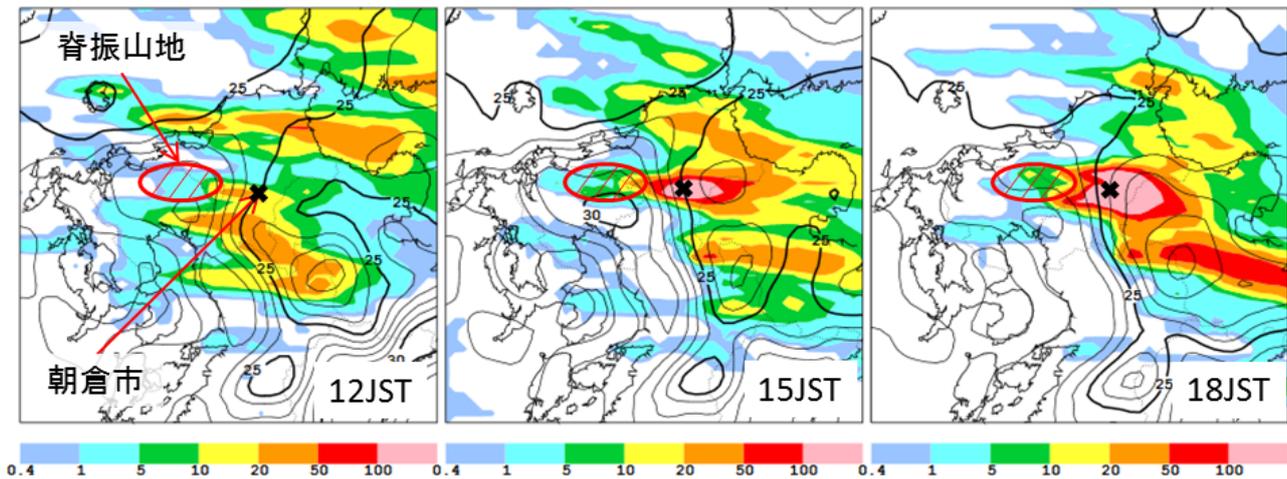


図 3.2.2 2017 年 7 月 5 日の前 3 時間解析雨量 [mm/3h] と毎時大気解析による地上気温 [°C] (等値線間隔は 1 °C)。左から順に 12, 15, 18JST。

のような領域はほぼ見られない。予測では解析と比べて下層暖湿気の流入が不足していたことがわかる。

また、SSI についても確認すると、解析値では九州北部の広い範囲で -2 以下となっており、予報値は解析値と比べて値が大きい。これらのことから、MSM は大雨が発生した 5 日午後の不安定な大気状態を十分に予測できていなかったといえる。

なお、LFM の予測については、MSM よりもやや実況に近かったが、同様の傾向であった。

(2) 地表の温度傾度帯

図 3.2.4 は 5 日 15JST を対象とした毎時大気解析と MSM, LFM の地上気温予測との比較である。毎時大気解析を見ると、前述のように降水量が多かった九州北東部では気温が 25 °C 以下の領域が広がっていた。一方、脊振山地の南にある筑紫平野には 30 °C を超える

領域があり、これらの間が明瞭な温度傾度帯となっていたことが確認できる。それに対して、MSM や LFM を見ると、九州東部で気温の低下は見られるものの、筑紫平野の昇温は予測されておらず、実況と比較して 2~3 °C 低い予測となっていた。このため、実況で見られるような明瞭な温度傾度帯は表現されなかった。

地上に入射する日射量について、実況とモデルの予測を比較してみる。筑紫平野に位置する佐賀市の全天日射量の観測データを見ると、11~14JST の間は平均して約 850 Wm⁻² の日射量が観測されていた。一方 MSM では、同時帯における筑紫平野の地上付近の下向き短波放射は 400~500 Wm⁻² と実況の半分程度しか予測されていなかった。これは、佐賀では 11~14JST の間は 70% 以上の時間で日照があったのに対して、MSM では実況と異なり降水が継続して予測されていたため

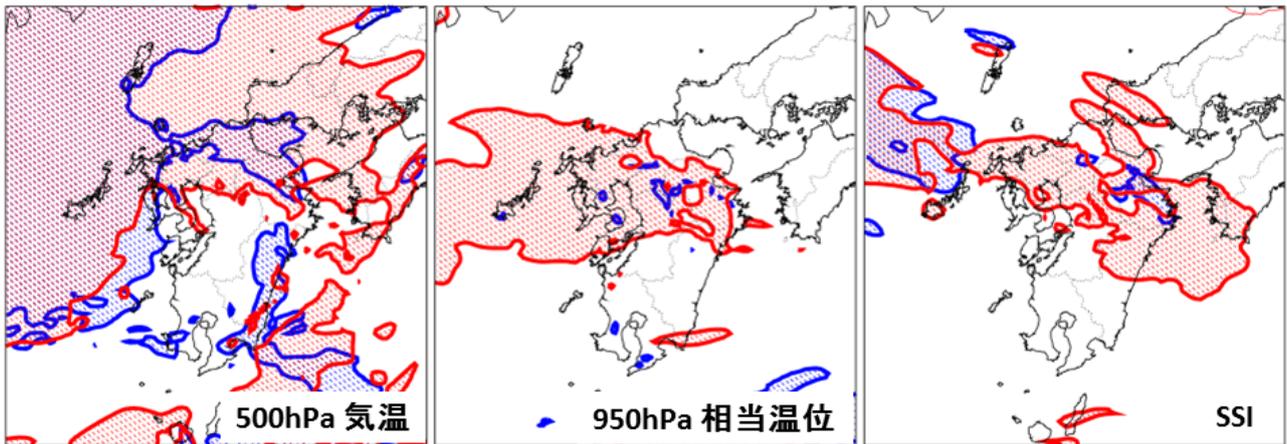


図 3.2.3 2017年7月5日15JSTにおけるMSMの解析値(赤)と予報値(青、FT=9)。(左)500 hPaの気温[°C](ハッチは-6 °C以下の領域)。(中)950 hPaの相当温位[K](ハッチは354 K以上の領域)。(右)SSI(ハッチは-2以下の領域)。

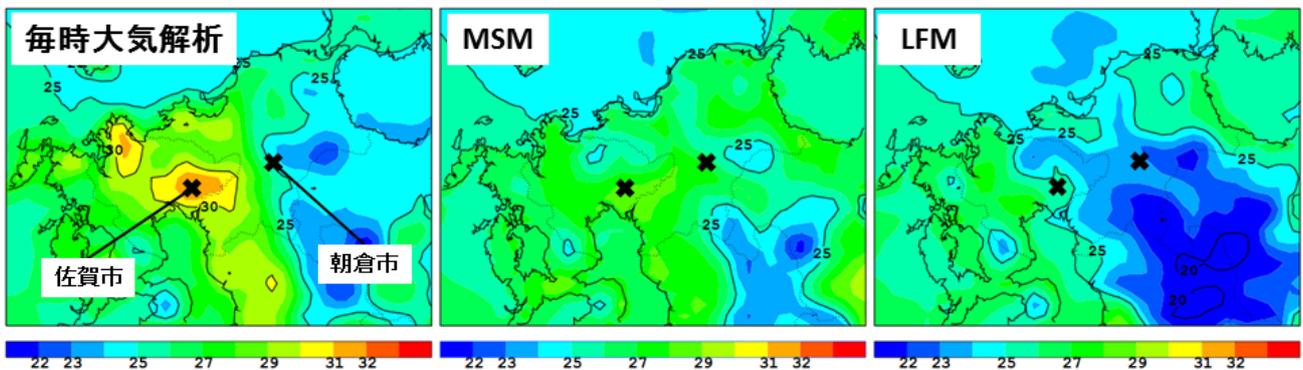


図 3.2.4 2017年7月5日15JSTにおける地上気温[°C]。左から順に毎時大気解析、MSMの4日21UTC初期値(FT=9)、LFMの5日00UTC初期値(FT=6)。

ある(図3.2.5)。また、LFMではその付近は比較的強い降水が予測されており、下向き短波放射が 200 Wm^{-2} 以下しかなかったため、MSMよりさらに低い気温となった。このように、MSMやLFMでは降水分布の予測が実況と異なっていたことから局地的な昇温を予測できなかった。

(3) 降水分布

図3.2.5は5日12, 15, 18JSTを対象とするMSMとLFMの前3時間積算降水量の分布である。MSMでは九州北部に強い降水が予測されていたが、降水量は最大でも30~40 mm/3h程度であった。10 mm/3h以上の降水域に注目すると、長崎半島などの周囲よりも標高の高い地域や、福岡県や熊本県の九州山地の西側に対応している。降水域の形状は実況のような線状にならず、また、降水量も実況値(300 mm/3h以上)よりかなり小さかった。他の初期値の予測でも、降水量の大小はあるものの、降水域の分布や形状はほぼ同様の傾向であった。

次にLFMについて見てみると、九州北部で東西にの

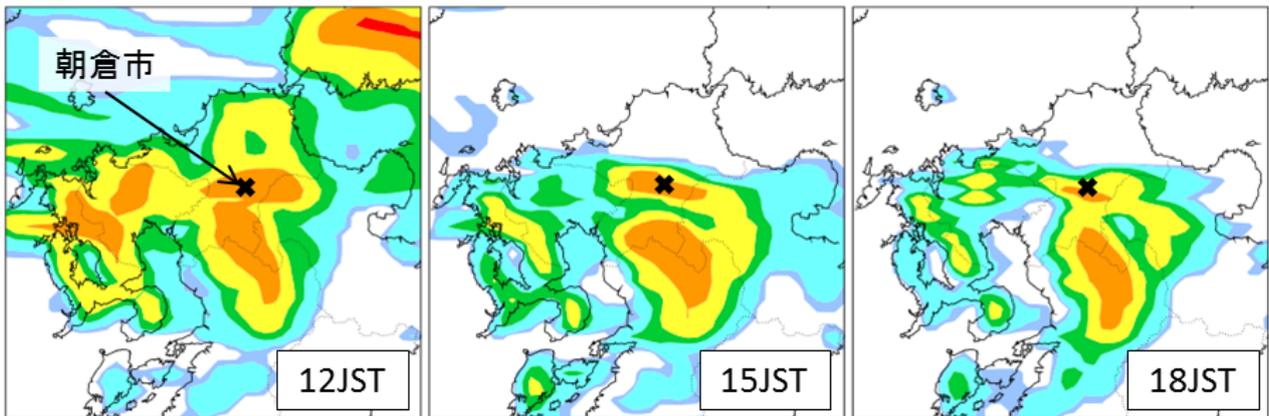
びた線状の降水域が再現⁵されており、150 mm/3hを超える強い降水が予測されていた。しかし、降水域の位置は実況よりやや南側にあり、その起点もより西側から発生している、実況とは異なっていた。また、降水域は時間とともに東に移動し、実況のような停滞する降水域は予測できなかった。他の初期値の予測を見ると、降水域の位置や強度、強まるタイミングは定まらず初期時刻によって変動していたものの、降水域が停滞せず東に流される傾向は共通して見られた。このように、LFMでは線状の降水域は再現されるものの、その持続性や発生位置を予測することはできなかった。

3.2.4 モデルの予測に関する今後の課題

平成29年7月九州北部豪雨について、気象研究所(2017)が指摘した線状降水帯の発生要因に着目して、MSMやLFMが予測した線状降水帯発生時の環境場や線状降水帯の表現を検証した。要因として指摘された「上空寒気と下層暖湿気の流入」に伴う成層の不安定化

⁵ ただし、実況のようなバックビルディング型形成で組織化した線状降水帯が表現されているとは限らないことに留意。

MSM(4日21UTC初期値)



LFM(5日00UTC初期値)

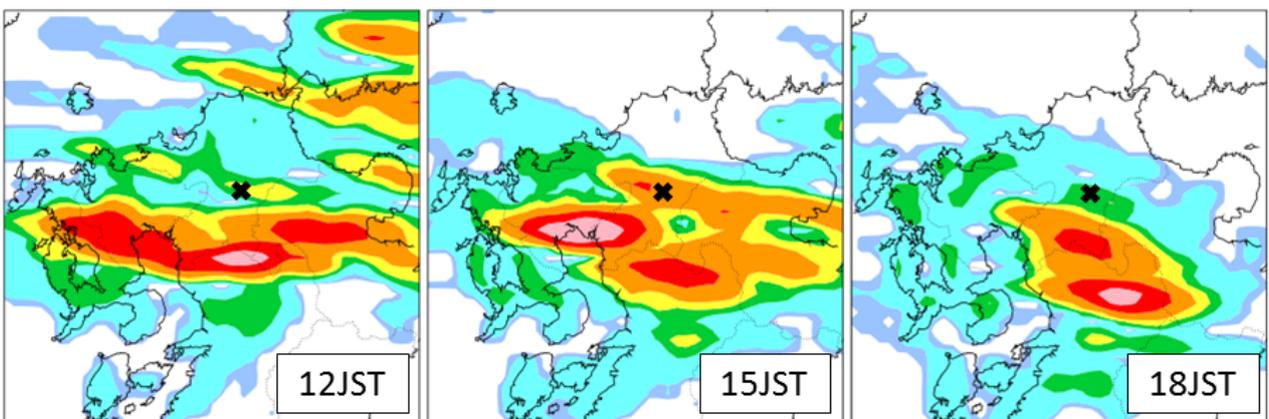


図 3.2.5 2017年7月5日のモデルによる前3時間積算降水量 [mm/3h]。左から順に 12, 15, 18JST。(上段) MSM の4日21UTC初期値、(下段) LFM の5日00UTC初期値。

について、MSM, LFM ともに負の SSI を示し、成層不安定な場を予測していたものの、下層暖湿気の不足や、上空寒気の位相の遅れにより、実況ほどの成層不安定を予測していなかった。線状降水帯の位置やその持続に影響する「地上の温度傾度帯」の形成について、筑紫平野側の7月5日午前中の高温域についてはモデルの予測する日射量の不足により再現されず、実況で見られるほどの地上気温の傾度は予測されなかった。このように、線状降水帯をもたらす環境場は MSM, LFM ともにその傾向は予測していたものの、十分とは言えなかった。

不安定な成層や地上の温度傾度帯に対する対流の応答にあたる降水予測について、MSM は九州北部での降水は予測していたものの、線状の降水帯の発生や停滞は表現していなかった。また、降水量も実況に比べて過少であった。LFM は線状の降水帯を予測していたが、位置と持続までは正しく予測できなかった。

第 1.2.2 項に述べられているように、重点計画においても、線状降水帯の発生・停滞などの予測精度向上に

より、集中豪雨の可能性を高い確度で予測することが目標に挙げられている。本節で示したように、MSM, LFM ともに線状降水帯をもたらす環境場の予測、環境場に対する降水の応答いずれにもまだ不十分な点がある。本事例検証で明らかになった問題をきっかけに、より詳細な調査を今後も進めていく。その中で線状降水帯を数値予報モデルで精度良く予測するために、必要なもの、現在の数値予報システムに足りないものを明らかにし、数値予報モデルによる線状降水帯の予測精度向上につなげたい。

3.2.5 降水ガイダンスの予測

前項では、MSM 及び LFM の予測資料についての調査結果を述べてきた。本項では、MSM 降水ガイダンス(白山 2018)と第 2.3 節で報告した LFM 降水ガイダンスの予測結果を紹介する。MSM 降水ガイダンスについては数値予報ルーチンの予測結果を、LFM 降水ガイダンスについては運用開始前の開発期間の結果を元に示す。

図 3.2.6 と図 3.2.7 に 2017 年 7 月 5 日の午後を予測対象とする、MSM の 3 時間最大降水量ガイダンス (MSM-RMAX33) 及び LFM の 1 時間最大降水量ガイダンス (LFM-RMAX1) の予測結果を示す。初期時刻と予報時間は、MSM-RMAX33 が 7 月 4 日 21UTC 初期値の FT=6, 9, 12、LFM-RMAX1 が 7 月 5 日 00UTC 初期値 FT=3, 5, 7, 9 で、図にはそれぞれのガイダンスに対応する数値予報モデルの降水量予測も示している。

まず、実況で 300 mm/3h を越える大雨が観測された福岡県の朝倉市付近 (図 3.2.6 の左上図の赤丸) の MSM-RMAX33 に注目する。MSM-RMAX33 は、前項で述べた停滞する降水域に対応する位置に 5 日 12 時で最大で 50 mm/3h 前後、15, 18 時では 20~30 mm/3h 程度の降水を予測しているが、これらは実況には遠く及ばず、災害をもたらすような顕著な大雨の発生を示唆する予測資料ではなかった。また、朝倉市付近について MSM-RMAX33 と MSM の降水量予測のピーク値を比較すると、5 日 12 時については MSM の降水量予測を上方修正しているものの、その後の 15, 18 時については同等または下方修正となっている。これは、MSM-RMAX33 の計算のベースとなっている MSM3 時間平均降水量ガイダンス (MSM-MRR3) の計算に原因がある。MSM の降水量予測は降水量が多くなるほど予測頻度が過剰になる傾向があるため、ガイダンスは MSM の降水量予測を下方修正することで予測頻度を適切に保っている (白山 2018)。このような補正が本事例においても適用されたため、MSM-MRR3 が MSM の降水量予測よりも少なくなった結果、MSM-RMAX33 が MSM の降水量予測よりも少なくなってしまうと考えられる。

次に、図 3.2.7 の LFM-RMAX1 に注目する。LFM-RMAX1 には、前述の MSM-RMAX33 には見られない多数の東西に延びる降水域が予測されている。その予測降水量は実況で観測された 125 mm/h (16 時) や 140 mm/h (18 時) には及ばないものの、40~50 mm/h 前後の降水量を続けて予測しており、MSM-RMAX33 に比べると大雨の発生を示唆する予測資料になっている。この違いは、LFM が MSM と比べて、東西にのびる降水域を予測したためである。ただし、LFM-RMAX1 と LFM の降水量に注目すると、LFM は 14 時に 55 mm/h、16 時に 90 mm/h 程度の降水を予測するなど、朝倉市付近の降水量予測のピーク値は LFM-RMAX1 より実況に近い。この理由は、MSM の場合と同様に、LFM-RMAX1 の計算のベースになっている LFM1 時間平均降水量ガイダンス (LFM-MRR1) の予測が少ないことが原因の 1 つと考えられる。LFM-MRR1 では LAF 法により複数初期値の LFM の降水量予測をアンサンブル平均しているため、本事例のように降水域の位置や数が初期値によって大きく異なる場合には、LFM-MRR1 の予測が過少となりやすい (図 3.2.8)。

このように本事例においては、MSM 降水ガイダンスでは災害をもたらすような大雨の発生を事前に予測することができていなかった。これは、ガイダンスの予測はモデルの系統誤差を補正するものであるため、モデルが予測していない現象や、本事例のような発生頻度の少ない顕著な現象を表現することは不可能なためである。また、通常はモデルの系統誤差を取り除いている統計手法が、逆にモデルの僅かなシグナルを弱める場合がある点には留意する必要がある。一方で、LFM 降水ガイダンスでは、実際に観測された降水量よりは少ないが、MSM ガイダンスよりは大雨を予測しており、本事例において MSM ガイダンスよりも有効な予測資料であったと言える。しかし、初期時刻毎の予測が大きくばらつくような場合には、数値予報モデルのシグナルを弱めた予測になる場合がある。そのため、ガイダンスの予測した降水量だけでなくモデルがどのように現象を表現しているかも併せて参照して利用していただきたい。

参考文献

- 気象研究所, 2017: 平成 29 年 7 月 5-6 日の福岡県・大分県での大雨の発生要因について. 平成 29 年 7 月 14 日 報道発表, 気象研究所, 1-8.
- 気象庁, 2018: 災害時気象報告「平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び 6 月 7 日から 7 月 27 日までの梅雨前線等による大雨等」. 災害時自然現象報告書 2018 年 1 号, 気象庁, 232pp.
- 白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 95-118.
- 津口裕茂, 2016: 線状降水帯. 天気 63 巻, 727-729.
- Showalter, A.K., 1953: A Stability Index for Thunderstorm Forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250-252.

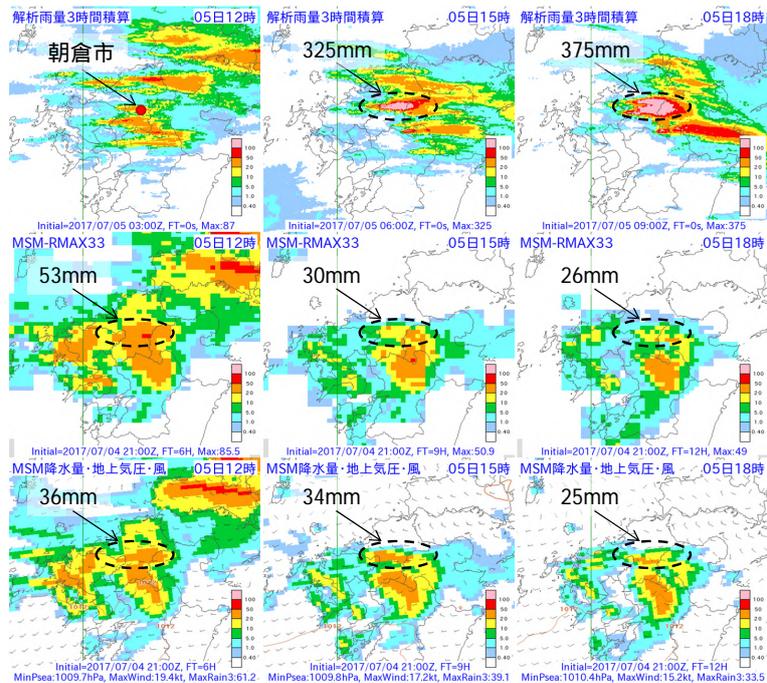


図 3.2.6 MSM-RMAX33 の予測結果。上段から 3 時間積算解析雨量、MSM-RMAX33 (2017 年 7 月 4 日 21UTC 初期値)、MSM の 3 時間降水量、地上気圧、風 (2017 年 7 月 4 日 21UTC 初期値)。対象時刻は左から 2017 年 7 月 5 日の 12 時、15 時、18 時で、図中の数値は黒破線で囲んだ領域の最大値で、降水量の単位はいずれも mm/3h。

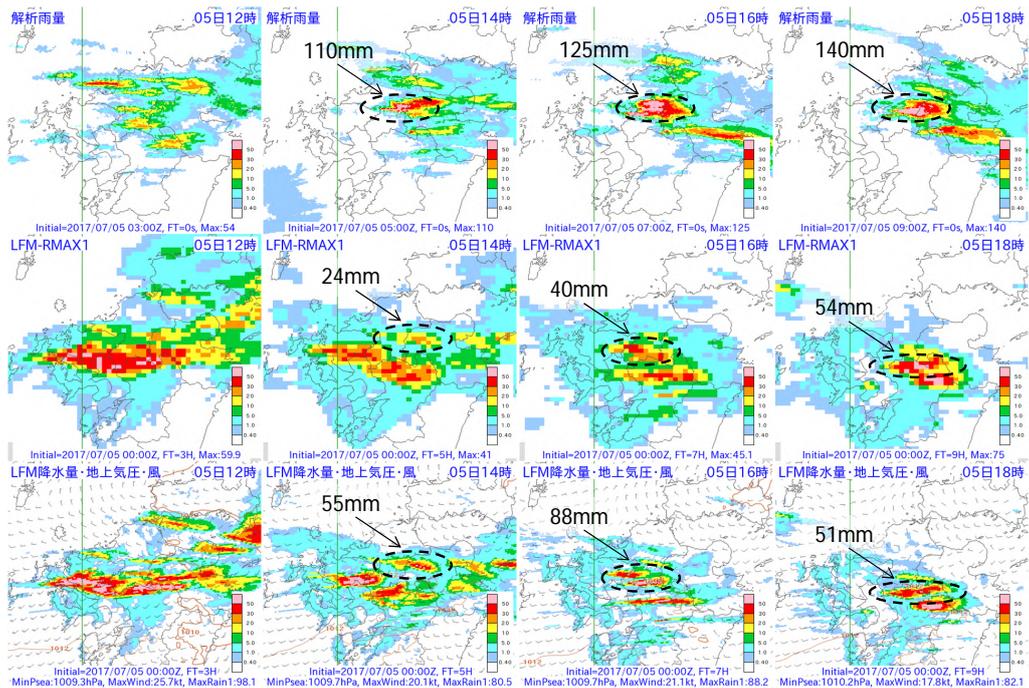


図 3.2.7 LFM-RMAX1 の予測結果。上段から解析雨量、LFM-RMAX1 (2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値)、LFM の 1 時間降水量、地上気圧、風 (2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値)。対象時刻は左から 2017 年 7 月 5 日の 12 時、14 時、16 時、18 時で、図中の数値は黒破線で囲んだ領域の最大値で、降水量の単位はいずれも mm/h。

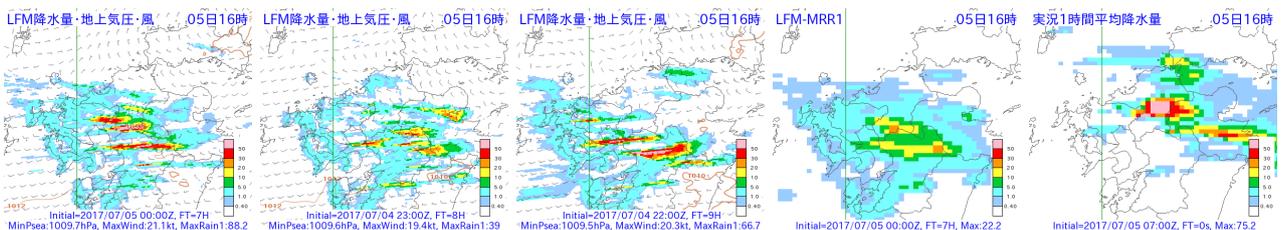


図 3.2.8 LFM-MRR1 の初期値アンサンブル平均に用いる LFM の 1 時間降水量、LFM-MRR1、実況の 1 時間平均降水量の比較。予測対象時刻は 2017 年 7 月 5 日 16 時。左から、2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値 (FT=7)、2017 年 7 月 4 日 23UTC 初期値 (FT=8)、2017 年 7 月 4 日 22UTC 初期値 (FT=9) の LFM の 1 時間降水量、2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値 (FT=7) の LFM-MRR1、実況の 1 時間平均降水量。

3.3 事例調査：南岸低気圧による降雪予測¹

3.3.1 はじめに

2018年1月22日に本州の南岸を低気圧が東進し関東甲信地方や東北太平洋側で大雪となった。この事例でMSM, GSM降雪量ガイダンスはどちらも関東地方の平野での降雪の有無を予測できていた。しかし、雨から雪に変わるタイミングが実況より3~6時間ほど遅く、予測された降雪量も少なかった。特に日中の関東地方南部における降雪量の予測は実況の半分以下であった。

本節ではガイダンスが降雪量を実況より少なく予測した原因を、実況とモデル予測との比較やモデルを入力とするガイダンスの特性から検討し、今後のモデル改善に向けた課題について記述する。なお、検討にあたっては精度の観点から量的予測において参考にされやすいMSMに重心を置いて説明する。

3.3.2 実況経過

(1) 総観場の実況

1月21日に華中で発生した低気圧（以下、南岸低気圧）は、同月22日に日本海で発生した低気圧と共に、発達しながら本州の南岸を東北東進した。（図3.3.1）。

(2) 関東付近の実況

南岸低気圧の接近前から三宅島付近から関東の東海上にかけて北東風と南風のシアーラインが形成されており、関東地方南部では22日朝から積雪は観測されていないが1mm/6h以下の弱い降水（雪・みぞれ主体）が継続していた（図略）。

南岸低気圧の接近に伴って、22日昼過ぎには関東地方北部まで降水域が拡大するとともに関東地方平野部でも積雪が観測されはじめた。降雪のピークは22日夕方から夜のはじめ頃で、平野部でも10cm/3h程度の降雪を観測した。23日未明には降水域が関東地方を抜け、平野部での降雪は終息した。一連の降雪により東京では23cmの降雪を記録した（図3.3.2）。

3.3.3 モデル予測と実況の差異

南岸低気圧事例の関東地方平野部では、大気下層が気温0℃付近の融解層に覆われることが多い。そのため、大気下層における気温予測の小さな差は降水種別の差となり天気予報や防災気象情報の内容を大きく左右する。降雪量を適切に予測するためには、降水量に加えて大気下層の気温を適切に予測し、降水が雨であるか雪であるかを的確に予測することが重要である。

降水や気温の予測は、南岸低気圧の進路や関東付近の大気下層でのモデルの物理過程の振る舞いに依存する。本項ではこれらの観点からモデルの予測結果を検討する。

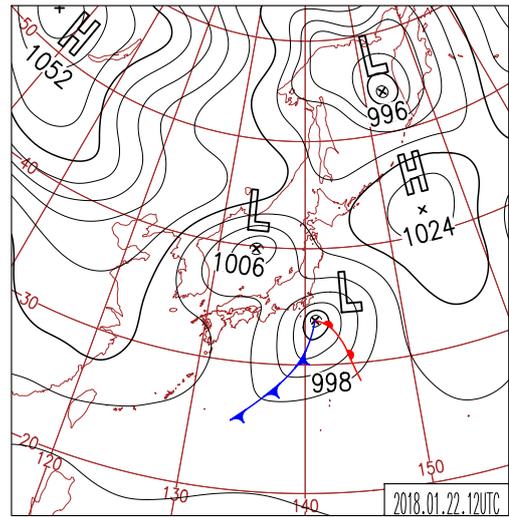


図 3.3.1 日本周辺域地上天気図：1月22日 21JST

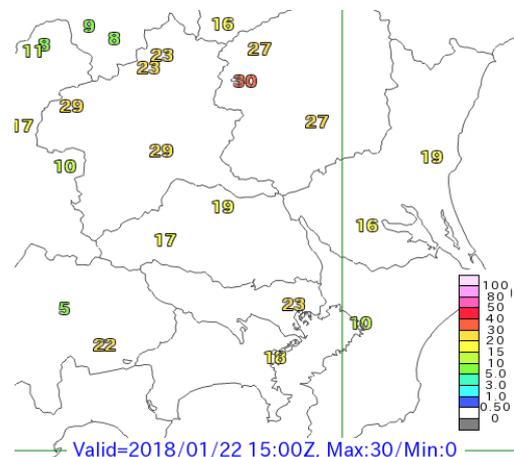


図 3.3.2 1月22日のアメダス日降雪量 [cm]（アメダス積雪深計においては01~24JSTの毎正時において前1時間積雪深差が正值であるものの合計値を指す）

(1) 低気圧の進路予測

南岸低気圧の進路予測と実況との差が大きい場合、降水を適切に予測できない恐れがある。陸に近すぎると南からの暖気によって気温が高めに推移して雨となり、逆に遠すぎると降水量が減る。

GSMの南岸低気圧の予測には、初期値が新しくなる毎に進路が南寄りになる変化がみられた。実況では22日夜に南岸低気圧は八丈島付近を東北東に進んだが、19日00UTC初期値のGSMで低気圧の中心が伊豆半島や房総半島付近を通る予測をしていた。20日00UTC初期値の予測では進路が南寄りに変化して、三宅島付近を通る予測が変わった。その後の初期値でさらに南下する予測に変わり、21日12UTC初期値では解析値とほぼ同じ八丈島付近を進む予測となった。

MSMで予測された南岸低気圧の進路は、該当時刻の側面境界を提供するGSMの予測とほぼ一致していた。ただし、MSMはGSMより低気圧の位置を若干南に予測し、中心気圧も1~2 hPa程度低い傾向にあった。

¹ 秋元 銀河（第3.3.1項から第3.3.5項、および第3.3.7項）、土田 尚侑（第3.3.6項）

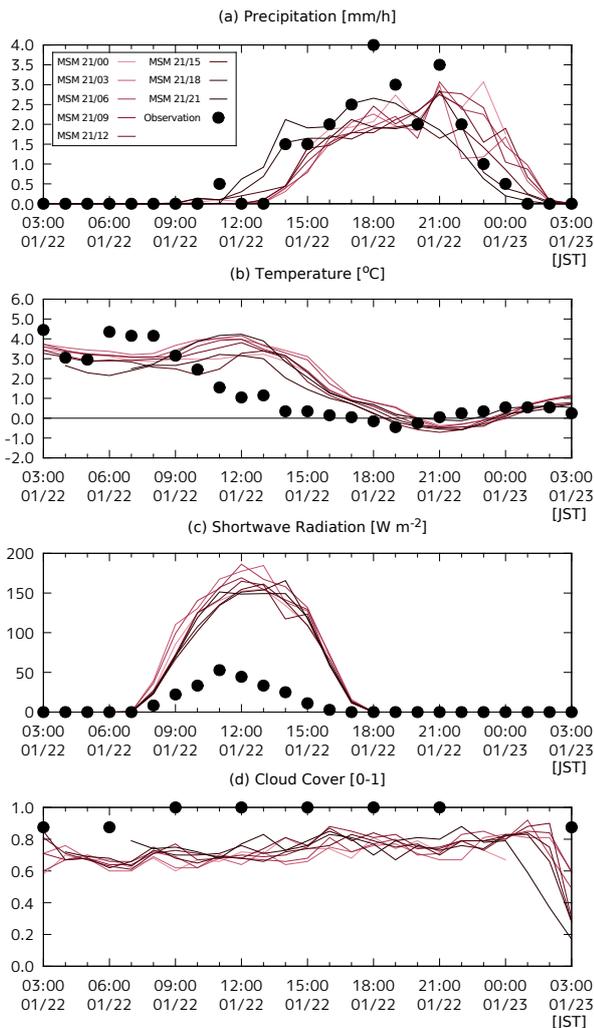


図 3.3.3 実況と MSM 予測の地点時系列 (東京): 地上気象観測 (黒点)、モデル予測 (実線: 新しい初期値になるにつれて桃色から黒へ色分けしている)。上から、降水量 [mm/h]、気温 [°C]、放射 [Wm^{-2}]、全雲量 [0-1]。

(2) 関東の降水と気温のモデル予測

降雪量を適切に予測するには、降水種別以前にまずモデルが降水を予測している必要がある。図 3.3.3(a) に例として「東京」における降水の時系列を示す。降雪量予測の過小を説明できるほどの差異はモデルと実況 (雨量計) の間にみられなかった。解析雨量に対しても特に MSM が過小ということはなく、関東地方南部の平野部におけるモデル降雪量は、実況に近い予測であった。

降雪量は気温にも依存する。MSM, GSM は共に日中の地上気温を実況より高く予測しており、昼過ぎにはその地上気温の誤差が 2~3 K に及んだ (図 3.3.4)。モデルが日中の地上気温を実況より高めに予測する傾向は、GSM, MSM 共に予報の初期時刻によらなかった (MSM は図 3.3.3(b)、GSM は図略)。モデルに南岸低気圧の進路を南寄りにする初期値変わりがみられる間は、予報が新しくなるにつれて南岸低気圧の暖気

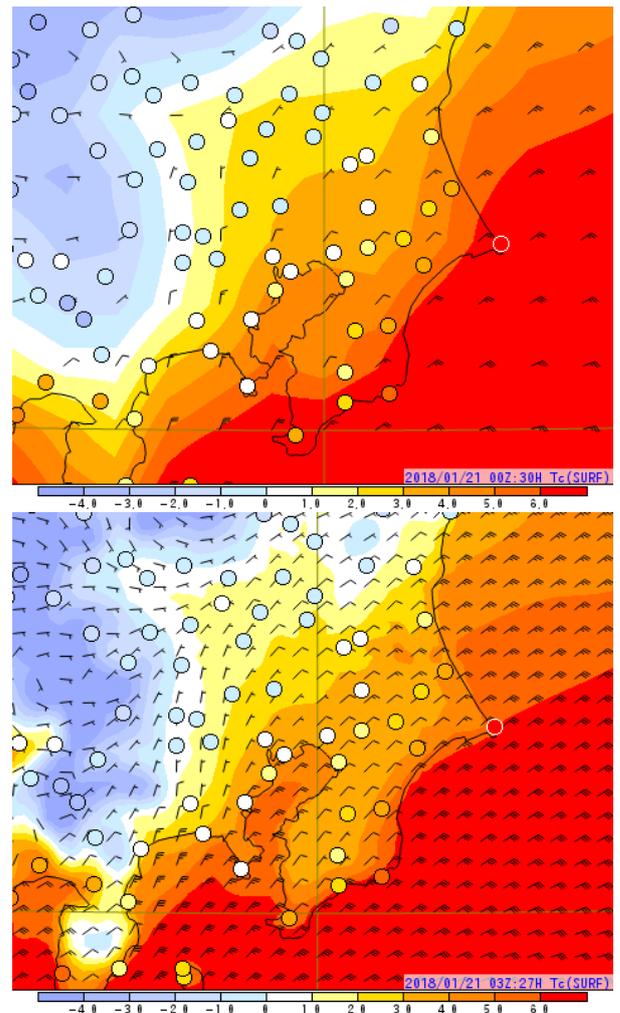


図 3.3.4 地上気温 [°C]: 1 月 22 日 15JST を予報対象時刻とするモデル予測値 (上段: GSM 21 日 00UTC 初期値、下段: MSM 21 日 03UTC 初期値) とアメダス観測値 (マーカー) の比較。寒色が氷点下、白色が 0~1°C。

が陸から離れる予測となり、関東地方平野部における積雪域の南限や大気下層の等温度線が若干南下する傾向にあった。しかし、進路予測が実況とほとんど変わらない直前の予報においても 22 日の日中における関東地南部の平野部の地上気温を実況より高温に予測する傾向は変わらなかった。また全球アンサンブルおよび部内試験運用中のメソアンサンブルの各メンバーにおいても、モデルは実況より地上気温を高く予測していた (図略)。

ガイダンスの項で詳述するが、降雪量ガイダンスが実況より降雪量を過小に評価したのは日中であり、日中のモデル地上気温は実況より高温であった。

3.3.4 MSM 地上気温予測

はじめに述べた理由により MSM の気温予測に着目し、原ほか (2013) や原 (2015, 2016) を参考に、その誤差の要因をみていく。

第 3.3.3 項 (2) で述べたように、総観スケールの低気圧の予測位置が変化しても地上気温を高温に予測する

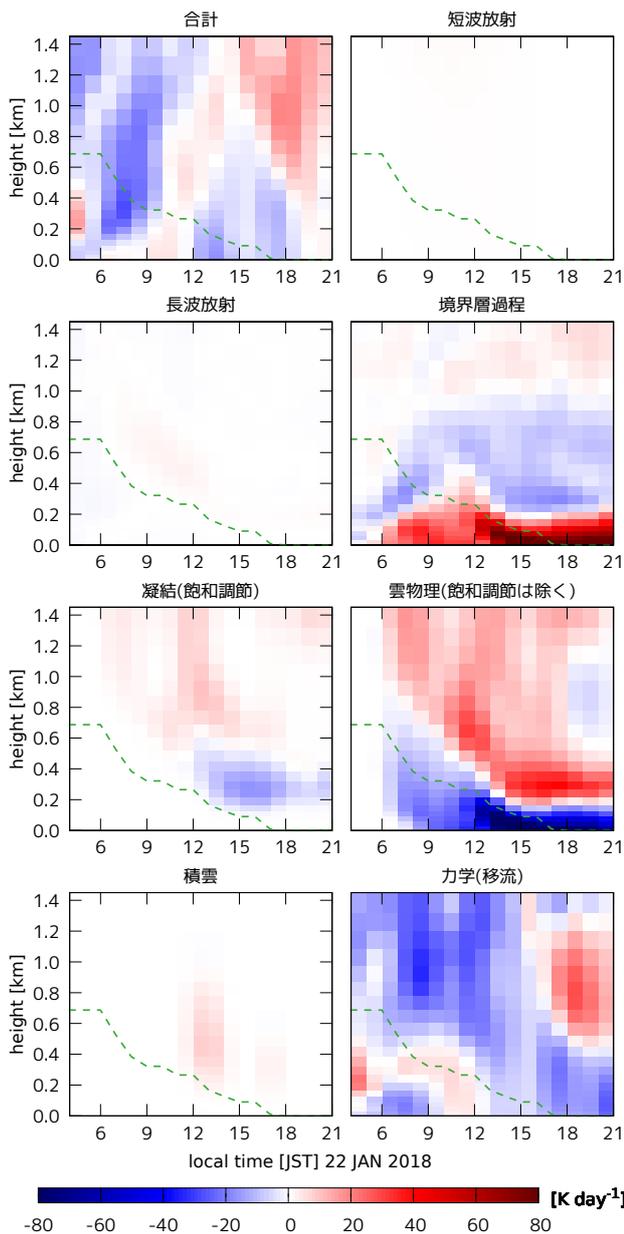


図 3.3.5 1月22日の東京 (N35.69, E139.75) における MSM の各過程による温位の時間変化率への寄与の鉛直構造 (単位は $[K \text{ day}^{-1}]$)。1月21日 18UTC 初期値の予測であり、横軸は時刻 [JST]、縦軸は高度 [km]、暖色系は加熱、寒色系は冷却を意味する。緑破線はモデルの気温 0°C 線。

傾向が変わらないことから、関東地方平野部南部の1地点を選び、より局所的なモデルの力学・物理過程に着目する。図 3.3.5 は、東京付近における MSM の温位の時間変化率への寄与を過程毎に描いたものである。変化率の大きさに着目すると、力学 (移流)、境界層、雲物理 (下層では降水粒子の再蒸発・融解) の寄与が大きい。原ほか (2013) の議論も参考に、これら3つの過程に着目する。

(1) 寒気移流

モデルも実況も風向に沿った温度傾度は小さく、地表付近における寒気移流の寄与は、境界層過程、雲

物理過程と比較して小さかった。実況の気温が低下していた昼前において、モデルは弱い暖気移流を予測するところもみられた。アメダスはモデル予測とくらべて地上風がやや北よりであるが、昼前はむしろ関東地方平野部北部の方が高温であり、昼過ぎから夜のはじめ頃にかけては南北の温度傾度がかなり小さかった。

(2) 境界層：日射によって駆動される日中の昇温

22日における地上気象観測による全天日射量を見ると、関東地方北部では 130 W m^{-2} 相当の日射があり、MSM に近い昇温が観測されたが、(気温や降雪量に差があった) 関東地方南部ではピーク時で 50 W m^{-2} 程度であった。

一方で、MSM では 150 W m^{-2} 程度の下向き短波放射を関東地方平野部の広い範囲で予測しており、観測に比べ日射量の予測が過大であった (図 3.3.3c)。

実況とモデルの放射に差が生じた理由のひとつとして MSM で雲量が少なかったことが考えられる。実際では関東地方平野部の広い範囲で雲量 1.0 であったが、MSM では雲量 0.7 程度であった (東京の例: 図 3.3.3d、他の地点も同様)。

モデルの地表面と大気下層における単純な熱の移動としては、短波放射によって地表面が加熱され、地表面フラックスを通じて熱が大気下層に伝わり、その熱が境界層過程によって拡散し大気下層が昇温する。この事例では、地表面が短波放射によって加熱された結果として、昼前を中心にモデルの大気下層では境界層過程からの寄与により昇温が続いた。昼前の東京付近では境界層過程からの寄与が寒気移流等による変化率を上回っていた (図 3.3.5)。なお、図 3.3.5 の留意点として、午後は境界層過程 (と雲物理) に昼前と比べて大きな温位への寄与がみられるが、これは固体降水の融解・蒸発 (0°C 線が地面に達した後は蒸発のみ) による大気下層の急冷によって励起されたものである。

(3) 雲物理：降水物質の融解・蒸発による冷却の限界

アメダスの実況をみると、関東地方平野部では房総半島付近を除いて、22日昼過ぎまでに気温が $0\sim 1^\circ\text{C}$ 付近まで低下していた。気温が低下した領域は、22日昼過ぎまでに $1 \text{ mm}/3\text{h}$ 程度以上の降水を観測した領域に対応していた。一方、MSM では広く降水を予測していたにも関わらず、関東地方平野部の気温の低下は鈍く、関東地方平野部の気温は 3°C 程度に留まった (図 3.3.4)。

降水粒子の蒸発による気温の低下は湿球温度が下限値となる。ガイダンスと実況の降雪量の差が顕著であった 15JST の湿球温度に着目すると、東京や横浜の地上気象観測では $0.3\sim 0.4^\circ\text{C}$ 程度であったが、モデルは昼前の昇温に伴って湿球温度も上昇し²、MSM は東京付近で湿球温度が 2°C 程度と実況より高く、蒸発だけ

² 湿球温度は、水蒸気圧 (露点温度) の関数でもあるが、湿球温度の変化に対する寄与は昇温と比べて小さかった。

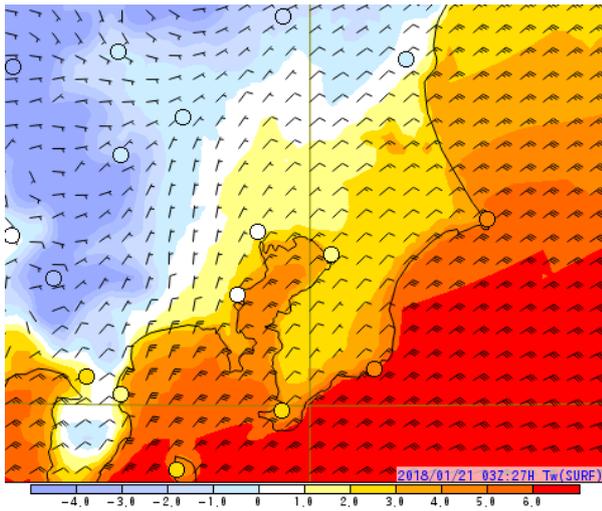


図 3.3.6 1月22日15JSTの地上湿球温度[°C]:1月21日03UTC初期値のMSM予測と地上気象観測(マーカー)。寒色が氷点下、白色が0~1°C。

では実況と同程度まで気温を低下させることができなかつた(図3.3.6)。図は省略するがGSMはMSMより湿球温度がやや高めに推移した。

0°C線より下層では固体降水の融解による冷却がある。モデル降水量は実況と同程度であり、降水種別が雨で降った(溶けた)割合が大きいことから、降水物質の融解が大気から奪った熱は実況より多いと推定される。融解による冷却は実況以上にあつたものの、モデルは境界層過程からの加熱による混合層が正午ごろの東京で500m程度まで成長しており、0°C線が地表付近に達するのが夕方まで遅れた。

以上により、今回の事例においてMSMが関東地方南部の気温低下を再現できなかったのは、雲が過小に予測されて日照が過大であつたことによる昇温と、実況より気温が高かつたために湿球温度(降水物質の蒸発による冷却の下限)も高かつたことが主要な原因だと考えられる。

3.3.5 [参考]GSMの地上気温予測における再蒸発・融解過程

参考情報として、米原(2017)で報告された、GSMの再蒸発・融解の改良についてあらためて述べておく。

計算安定性を確保するため、2017年5月までのGSMは降水物質の再蒸発に、温位の時間変化率で 10 K day^{-1} 相当(融解過程は 20 K day^{-1} 相当)の上限値が設定されていた。この上限値により2013年1月14日の関東地方での大雪では蒸発・融解が抑制されて気温がほとんど下がらず、当時のGSMガイダンスは雨を予測していた(原ほか2013)。

この上限値を引き上げても計算安定性を保つように改良が行われ、2018年7月時点で現業運用しているGSM1705では実用上問題のない値まで引き上げられた(米原2017)。

制限が緩和されたことにより、今回の事例では再蒸発の上限値で冷却が阻害されることはなく、GSMも雪が降ることを予測出来ていた。GSM1705以降、GSMも南岸低気圧による降雪のための資料として参考にできるようになった。

3.3.6 ガイダンスの予測

本事例について、降雪ガイダンスがどのような予測を行ったかを述べる。なお、降雪ガイダンスはGSMとMSMについて作成しているが、本事例に対するGSMおよびMSMガイダンスの予測は概ね同様の傾向であつた。そこで、前節までで述べられている通り、本事例は気温予測が降雪量予測に大きく影響していることから、統計的に気温予測の精度が高いMSMガイダンスについて記述する。各降雪ガイダンスの作成手法など詳細は土田(2018)を参照されたい。

(1) ガイダンス予測の概要

図3.3.7に、1月23日00JSTを予測対象時刻としたMSMの前12時間の降雪量地点ガイダンス(SNOW)と前12時間の最大降雪量ガイダンス(MAXS)およびアメダスの実況、それぞれのガイダンスと実況との差を示す。なお、SNOWは積雪深計が設置されているアメダス地点を対象に降雪量を予測する地点形式のガイダンス、MAXSは全国を対象に5km格子毎の降雪量を予測する格子形式のガイダンスである。本事例ではSNOW、MAXSともに関東地方の平野部でも5cm以上の降雪があることを予測していたことがわかる。しかしながら、実況との差分図で示す通り、平野部ではSNOW、MAXSともに多くの地点で予測過小であつた。

次に、図3.3.8に22日12JSTから23日03JSTまで3時間毎の、東京におけるSNOW、MAXSの前3時間降雪量予測値とアメダス観測値をそれぞれ示す。時系列で確認すると、降雪量予測が量的に過小であることに加えて、降雪開始や降雪が強まるタイミングが実況より3~6時間遅かつたことがわかる。両ガイダンスの予測は関東東での降雪が最も強まつた22日15JSTから21JSTの間の6時間について実況との差が大きいことから、各ガイダンスについてこの時間帯の予測過程を検証する。

(2) ガイダンス予測結果の検証

降雪ガイダンスの予測に重要な降水量と気温の予測結果を確認するため、図3.3.9に22日15JSTから21JSTの6時間のモデル降水量、平均降水量ガイダンス、解析雨量を、図3.3.10に22日12、15、18、21JSTを予測対象時刻としたアメダス気温とモデル地上気温および格子形式気温ガイダンスの予測を示す。モデル降水量およびモデル地上気温はSNOW、平均降水量ガイダンスおよび格子形式気温ガイダンスはMAXSの入力となる。

SNOWはモデルの降水量や気温などからニューラル

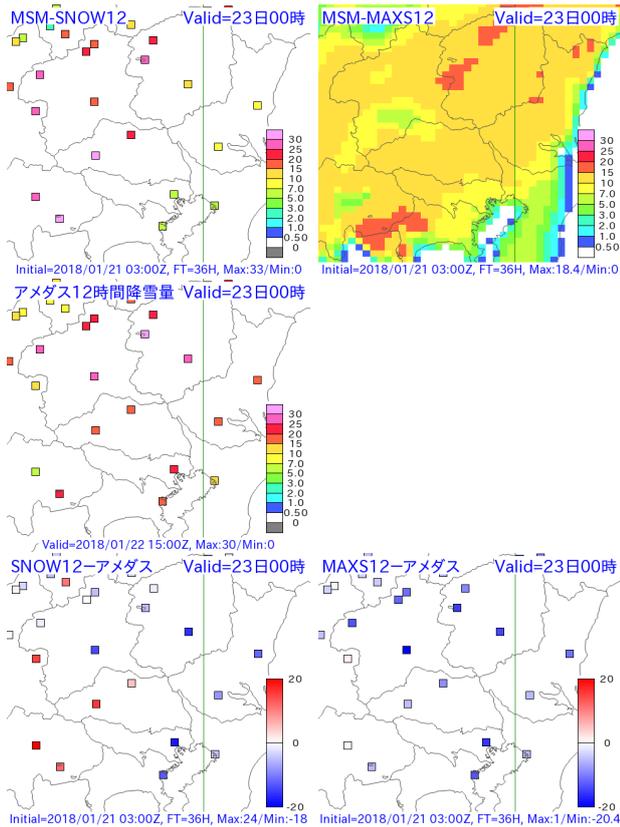


図 3.3.7 2018 年 1 月 23 日 00JST を予測対象時刻とする前 12 時間の SNOW および MAXS とそれぞれの実況との差分。上段左から SNOW, MAXS、中段左がアメダスによる前 1 時間積雪深差の 12 時間積算値、下段左から SNOW と実況との差分、MAXS と実況との差分。2018 年 1 月 21 日 03UTC 初期値を示す。単位は [cm]。なお、MAXS の差分図はアメダス地点を含む格子の値を示す。

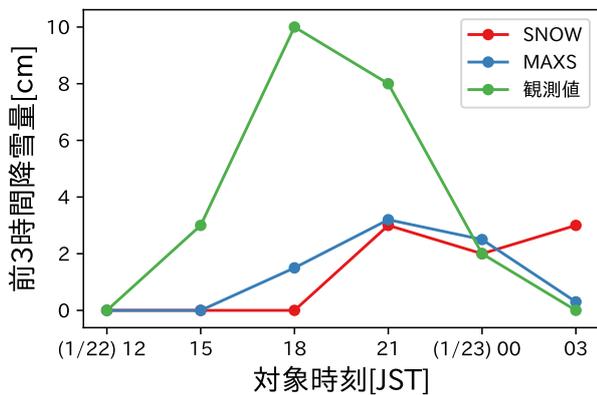


図 3.3.8 東京における 2018 年 1 月 22 日 12JST から 23 日 03JST まで 3 時間毎の SNOW および MAXS の予測降雪量とアメダス観測値（前 1 時間積雪深差の 3 時間積算値）。赤線が SNOW、青線が MAXS、緑線が観測値。単位はいずれも [cm]。

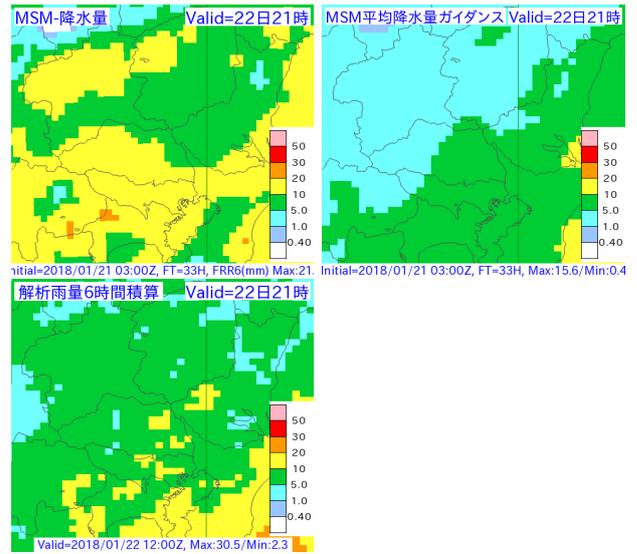


図 3.3.9 2018 年 1 月 22 日 21JST を予測対象時刻とする 6 時間積算のモデル降水量と平均降水量ガイダンスおよび予測対象時刻までの 6 時間解析雨量。上段左から MSM モデル降水量、MSM 平均降水量ガイダンス、下段左が解析雨量。2018 年 1 月 21 日 03UTC 初期値を示す。単位は [mm]。

ネットワークで降雪量を予測するため、これらの予測精度が SNOW の予測精度に影響を与える。図 3.3.9 の通り、モデル降水量は平野部では概ね適切であった。また、図 3.3.10 に示す通り、モデル地上気温は平野部で気温の低下が遅れ、実況よりも高く推移していた。実況では 15JST で関東南部の沿岸部以外、18JST では沿岸部を含めて 0 °C まで低下していたが、モデルの予測は 3~6 時間程度遅れて推移していることがわかる。ニューラルネットワークの予測過程に対する詳細な考察は難しいが、地上気温が低いほど予測降雪量が多くなることはわかっている。モデルの気温低下が遅れたことは SNOW の予測が過小であった原因の一つと考えられる。

一方、MAXS は平均降水量ガイダンスと格子形式気温ガイダンスから降雪量を予測するため、これらの予測精度が MAXS の予測精度に影響を与える。図 3.3.9 に示す通り、平均降水量ガイダンスはモデルの予測値を実況に近い降水分布となるように修正しているが、全体的に降水量を大きく下方修正したため実況と比べて降水量が過小となった。また、図 3.3.10 に示す通り、格子形式気温ガイダンスは多くの地域でモデル気温を実況に近づくよう修正しているが、モデルの予測同様実況よりも 3~6 時間ほど気温低下が遅れている（図 3.3.11）。ただし、前橋の周辺では正の方向に大きく修正したため、21JST にかけて実況よりも高い気温予測となってしまっている（図 3.3.12）。以上の結果、気温ガイダンスは多くの地域でモデルを改善したが依然実況の気温より高く、加えて降水量ガイダンスが予測過

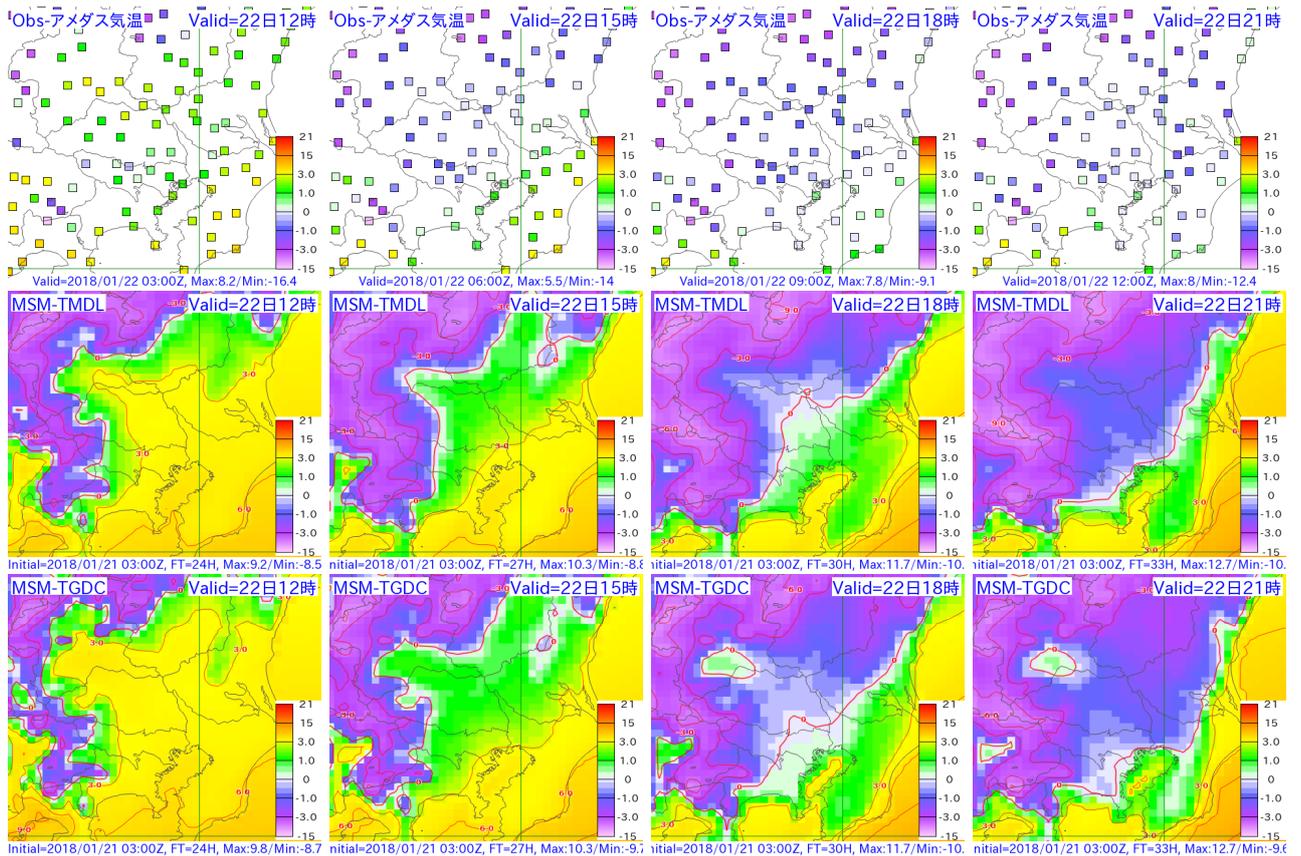


図 3.3.10 2018 年 1 月 22 日 12, 15, 18, 21JST のアメダス気温と各時刻を予測対象時刻としたモデル地上気温および格子形式気温ガイダンス。左から対象時刻順に並んでおり、上段がアメダス気温、中段が MSM モデル気温、下段が MSM 格子形式気温ガイダンス。モデルとガイダンスは 2018 年 1 月 21 日 03UTC 初期値を示す。単位は [°C]。

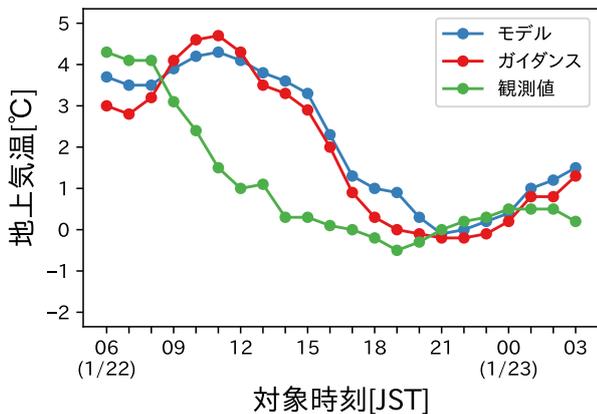


図 3.3.11 東京における 2018 年 1 月 22 日 06JST から 23 日 03JST まで 1 時間毎のモデル地上気温および格子形式気温ガイダンスとアメダス観測値。青線がモデル、赤線がガイダンス、緑線が観測値。単位はいずれも [°C]。

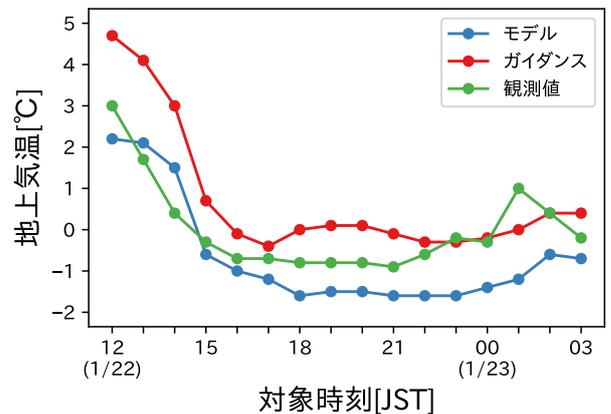


図 3.3.12 図 3.3.11 と同じ。ただし、前橋における 2018 年 1 月 22 日 12JST から 23 日 03JST までの値。

小であったため、予測降雪量は SNOW と同様に実況を大きく下回った。また、前橋周辺について実況では 15JST には地上気温が 0 °C を下回っていたが、気温ガイダンスで降雪が強まった時間帯に 0 °C を上回る気温予測が続いたため、実況に対し特に過小な予測と

なった。南岸低気圧事例における降水量ガイダンスの予測については、本事例と同様にモデルの予測を下方修正する傾向が見られる事例を確認していることから、降水量を上方修正することで降雪量予測を改善できる可能性がある。降水量ガイダンスの改善については検討する必要がある。

3.3.7 まとめ

冬季の南岸低気圧による積雪は、雨雪判別が難しく、長年予報官を悩ませてきた。

本事例で降雪量ガイダンスは関東地方平野部での降雪を予測できていた。しかし、モデルが短波放射を実況より過大に評価したことで、日中の気温を実況より高く予測した。湿球温度（降水粒子の蒸発で冷却できる下限）も実況より高かったため、モデルは実況で見られたほどの気温の低下を予測できなかった。その結果、昼過ぎから夕方の降水をガイダンスは雨として評価し、降雪量予測の過小につながった。

数値予報資料の降雪予測には様々な誤差が含まれており、各物理過程やその相互作用の誤差が予測を大きく変えうることに留意する必要がある。しかし、時間の限られた予報作業において物理過程の細部を実況と比較してモデルの予測結果を検討し必要に応じて適切な修正を行うのは容易ではない。予報作業の負担を少しでも減らせるよう、今後も精度向上のための開発を進めていく予定である。

参考文献

- 土田尚侑, 2018: 降雪ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 119–131.
- 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 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71–89.
- 原旅人, 2015: 事例検討. 平成 27 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82–99.
- 原旅人, 2016: 事例検討. 平成 28 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 89–104.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–7.

3.4 事例調査：平成 29 年台風第 21 号¹

3.4.1 はじめに

平成 29 年（2017 年）台風第 21 号（T1721）は、日本時間の 10 月 16 日 3 時にカロリン諸島近海で発生した後、21 日から 22 日にかけて日本の南を北上し、その後、四国沖を北東に進んだ。その後、10 月 23 日 3 時頃に静岡県掛川市付近に上陸した後、関東地方を北東へ進み、23 日 9 時に日本の東で温帯低気圧となった。

台風と日本付近に停滞した前線の影響により、西日本から東日本、東北地方の広い範囲で大雨となった。特に、近畿地方や東海地方の多いところでは、10 月 20 日から 23 日の降水量が 800 mm を超えるなど、記録的な大雨となった。また、西日本や東日本、北海道で風速 30 m/s 以上の猛烈な風を観測したところがあった（気象庁 2018）。

ここでは、この台風の降水、風の予測結果について調査した結果を報告する。まず、第 3.4.2 項でこの台風の進路予測について現業全球モデル（2017 年 5 月改良；米原 2017）による予測結果を述べた後、第 3.4.3 項で降水ガイダンスの予測について、第 3.4.4 項で風ガイダンスの予測について述べる。

3.4.2 全球モデル（GSM）の予測

T1721（熱帯低気圧含む）に対する GSM の 10 月 15 日 06UTC から 10 月 23 日 00UTC まで 6 時間ごとの初期値について、84 時間先までの予測進路及び強度予測結果を事後解析結果（ベストトラック）と比較して図 3.4.1 に示す。GSM は古い初期値では西寄りに予測しており、予測された移動速度がベストトラックよりも遅かったため、日本付近では各時刻での位置をベストトラックの進路よりも南西側に予測していた。中心気圧の予測については、台風が本州に上陸するまで強度を維持する予測であり、ベストトラックに近い予測ができていた。

各初期値の予測を確認すると、21 日 00UTC から 22 日 00UTC 初期値の予測では新しい初期値になるに従い、北東進が速くなって中心が上陸する時刻も早まり、進路も東寄りに予測してベストトラックに近づくような変化が見られた。

図 3.4.2 に 20 日 12UTC 初期値及び 21 日 00UTC 初期値の 500 hPa ジオポテンシャル高度の予測とその差を示す。21 日 00UTC 初期値の段階では、台風中心を東に移動するよう変化していた。また、24 時間予測の段階では、渤海付近の 5700 m のトラフをより深く表現するようになり、この結果、古い初期値の予測よりも台風の北東進が早くなるように変化した。このような違いは 21 日 00UTC から 22 日 00UTC 初期値で同様に見られ、初期値毎に台風の北東進を早め、進路を

¹ 山田 和孝（第 3.4.1 項および第 3.4.2 項）、白山 洋平（第 3.4.3 項）、松本 智文（第 3.4.4 項）

T1721(D0030) Typhoon Forecast and Analysis (Track and Intensity)

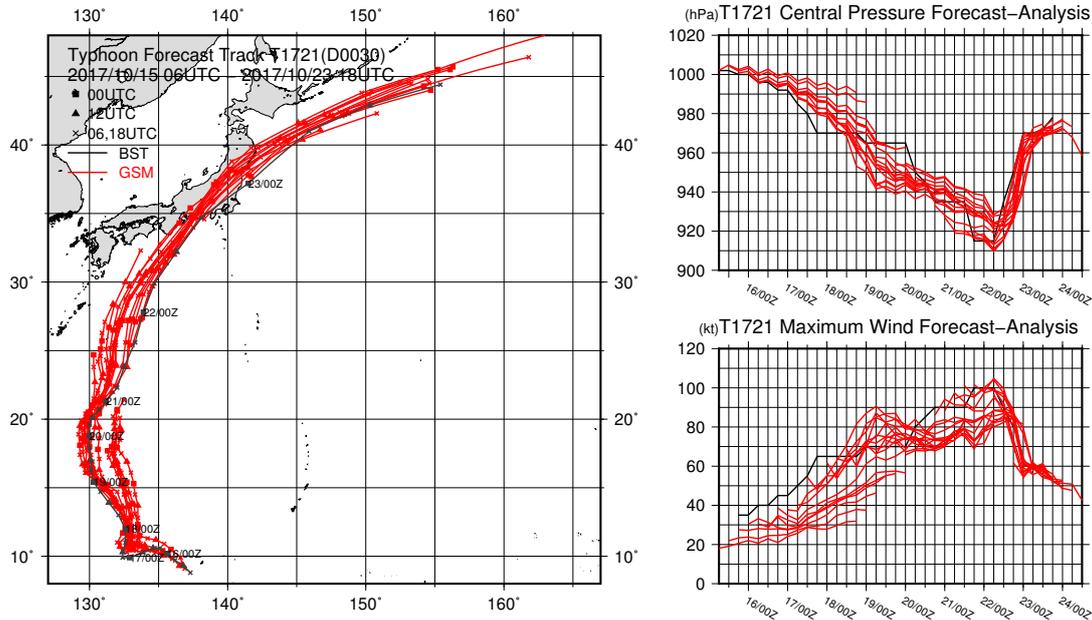


図 3.4.1 T1721 に対する GSM の 10 月 15 日 06UTC から 10 月 23 日 00UTC までの初期値について、84 時間先までの予測結果を示したもの。左図が台風中心位置の経路、右上図が中心気圧 [hPa]、右下図が最大風速 [ノット] を示す。各図赤線が GSM による予測、黒線がベストトラック。

東寄りに修正する傾向が見られた。

3.4.3 降水ガイダンスの予測

前項では、GSM の予測資料についての調査結果を述べてきた。本項では、GSM 降水ガイダンス (白山 2018) の予測結果を GSM の予測進路と比較しながら、台風による大雨が予測される場合の GSM 最大降水量ガイダンスの利用上の留意点について述べる。

図 3.4.3 は、24 時間降水量がピークを迎えた 23 日 6 時の GSM24 時間最大降水量ガイダンス (RMAX24) と GSM が予測した T1721 の予測進路 (赤四角)、ベストトラック (黒丸)、実況の 24 時間最大降水量である。前項でも述べたとおり、GSM の T1721 の予測進路は初期時刻が古いほど西寄り、かつ北上速度が遅い傾向があった。この GSM の予測の変化に対応して、RMAX24 も初期値が新しいほど降水域が実況の降水分布に近づくように変化している。九州の太平洋側や奄美地方では、19 日 12UTC 初期値では 300~400 mm/24h の RMAX24 が予測されていたものの、台風の予測進路が変わるにつれて予測が大幅に減り、21 日 12UTC 初期値では実況に近い 100~200 mm/24h の予測となっている。紀伊半島では 19 日 12UTC 初期値では、三重県の格子で 1000 mm/24h を超える大雨が予測されており、実際に観測された約 600 mm/24h と比べて 1.5 倍以上の過剰な予測であった。これは、GSM の台風

の予測進路がベストトラックよりも西寄りで 23 日未明から朝にかけて紀伊半島付近に進み、台風前面の南東風が斜面に吹き付ける形となり、降水量が非常に多く予測されたためである。この RMAX24 は台風の進路が東寄りに変わるにつれて減少していき、進路予測がベストトラックに近付いた 21 日 12UTC 初期値では 700 mm/24h という実況に近い予測となった。一方、台風の予測進路や速度の変化に伴い、降水量が増えていき実況に近づく場合もあった。関東地方北部や東北南部、また北陸から山陰地方にかけての日本海側では、この期間 200 mm/24h 前後から多いところでは北陸地方で 400 mm/24h を超える大雨が観測された。これらの地域では、19 日 12UTC 初期値では山陰地方の数格子で 300~600 mm/24h を予測していたほかは広範囲で 100~200 mm/24h 前後の予測であった。これらの予測も、GSM の台風の予測進路が東寄りに変わり、また北上が速まるにつれて降水量を増して実況に近くなっていった。

このように、モデルの予測進路と降水量ガイダンスの予測結果には密接な関係がある。そのため、モデルの予測と気象庁が発表する台風予報が異なる場合には、ガイダンスの降水量分布をそのまま使用することは適切ではなく、モデルの予測と台風予報の予測進路との違いを念頭にガイダンスを修正することが必要である。

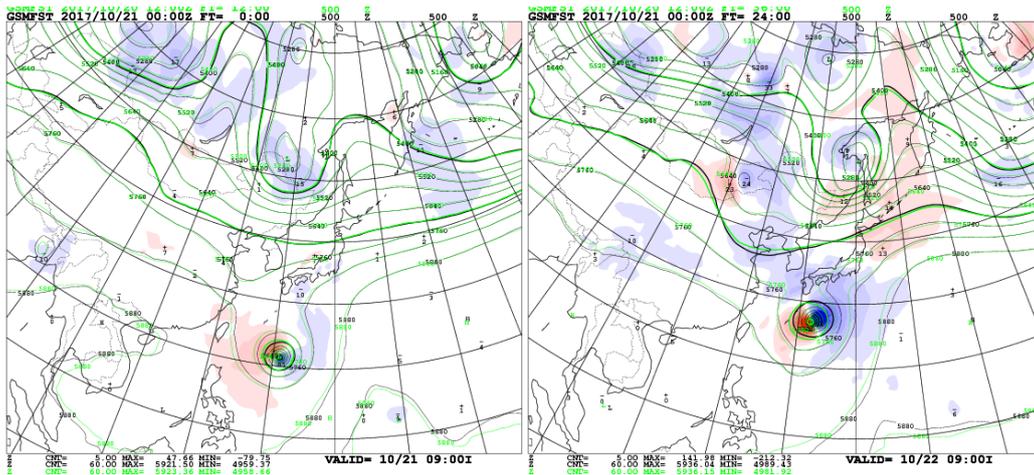


図 3.4.2 GSM の 500 hPa ジオポテンシャル高度の 2017 年 10 月 20 日 12UTC 初期値予測（緑線）と 21 日 00UTC 初期値（黒線）の予測。ハッチは 21 日 00UTC 初期値の予測と 20 日 12UTC 初期値の予測の差で、高くなった領域を赤、低くなった領域を青で示す。それぞれ対象時刻は 21 日 00UTC（左）、22 日 00UTC（右）。

3.4.4 風ガイダンスの予測

本項では、T1721 に伴う風について、ガイダンスがどのように予測していたかを調査する。本事例を通して、台風など強風や暴風が予測される場合の GSM 最大風速ガイダンスの留意点を述べる。

まず、T1721 に伴う風の状況を述べる。T1721 が南西諸島の東を北上し、東日本を縦断した影響により、10 月 20 日から 23 日にかけて、沖縄から北海道に至る広い範囲で暴風となった。東京都三宅村三宅坪田で 35.5 m/s、北海道えりも町えりも岬で 32.7 m/s、岡山県奈義町奈義で 31.2 m/s の最大風速を観測するなど、西日本や東日本、北海道で風速 30 m/s 以上の猛烈な風を観測したほか、全国各地で風速 20 m/s 以上の非常に強い風を観測した（気象庁 2018）。

図 3.4.4 に、2017 年 10 月 20 日 15UTC~23 日 15UTC までの期間内最大風速の分布図を示す。気象官署のデータのみをプロットしている。左図は観測値の期間内最大風速を、中央図と右図は GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速をプロットしている。中央図は上記の期間を予測対象時刻として含む全ての初期値のガイダンスから期間内最大風速を算出し、プロットしている。右図は 2017 年 10 月 20 日 00UTC 初期値までのガイダンスから期間内最大風速を算出し、プロットしている。この初期値までとしたのは、20 日の昼過ぎから夕方にかけて関係機関等への台風説明会を実施している気象官署があり、台風説明会までに確認できる資料では、どのように予測されていたのかを示すためである。また、数値予報モデルによる台風の進路予測には位置や時間のずれを伴う場合があるため、観測と予測の比較に期間内の最大風速を利用することとした。このように資料を見ることにより、数値予報モデルの進路予測が初期値に応じて変化したとしても、最悪シナリオに基づく予測を想定しておくことが、実際の予報現場でも可能となる。図 3.4.5 に、図 3.4.4 で示した観

測値とガイダンスの予測値との差の分布図を示す。

観測された期間内最大風速（図 3.4.4 左）を見ると、気象官署では神戸で 30 m/s 以上の猛烈な風を観測した。南西諸島や関東、北陸の沿岸部等の多くの官署で 20~30 m/s の非常に強い風を観測した。

GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速（図 3.4.4 中央）を見ると、南西諸島などの離島や、近畿、東海、関東地方の太平洋沿岸など、海や湖の近くにある官署では 30 m/s 以上の猛烈な風が予測されており、観測された期間内最大風速よりも強い風速が予測されていた。これらのうちガイダンスとの差が最も大きかった官署は輪島で、予測された風速 45.5 m/s に対し観測された風速は 25.4 m/s で、差は 20.1 m/s と実に大きかった。上記の官署のうち、輪島以外の多くの官署でも観測より 12~20 m/s 強い風速が予測されていた（図 3.4.5 左）。

また、第 3.4.2 項でも述べられているように、GSM の進路予測は、新しい初期値になるに従い東寄りになる傾向があった。この影響で、20 日の夕方時点で用いることができた資料と比較して、20 日 00UTC 初期値以降のガイダンスでは、台風の進路に近くなった官署を中心に風速が強く予測されるようになった（図 3.4.4 中央、右）。しかし、図 3.4.5 を見ると、GSM の進路予測がベストトラックに近づいたにもかかわらず、観測とガイダンスとの風速差はむしろ拡大していた。浜松を例に、GSM 地上風、GSM 最大風速ガイダンス、前 3 時間内に観測された最大風の時系列を確認すると、期間内最大風速を予測した 19 日 18UTC 初期値と 20 日 18UTC 初期値の GSM 地上風（対象時刻は、ともに 23 日 00UTC）は、前者で 16.4 m/s、後者で 21.7 m/s と、GSM 地上風が観測より強く予測されるようになっていたことが分かる（図 3.4.6）。さらに、浜松では GSM 地上風を強める形でガイダンスが補正を行い、観測との差を拡大させてしまっていた。これは、風ガイダンス

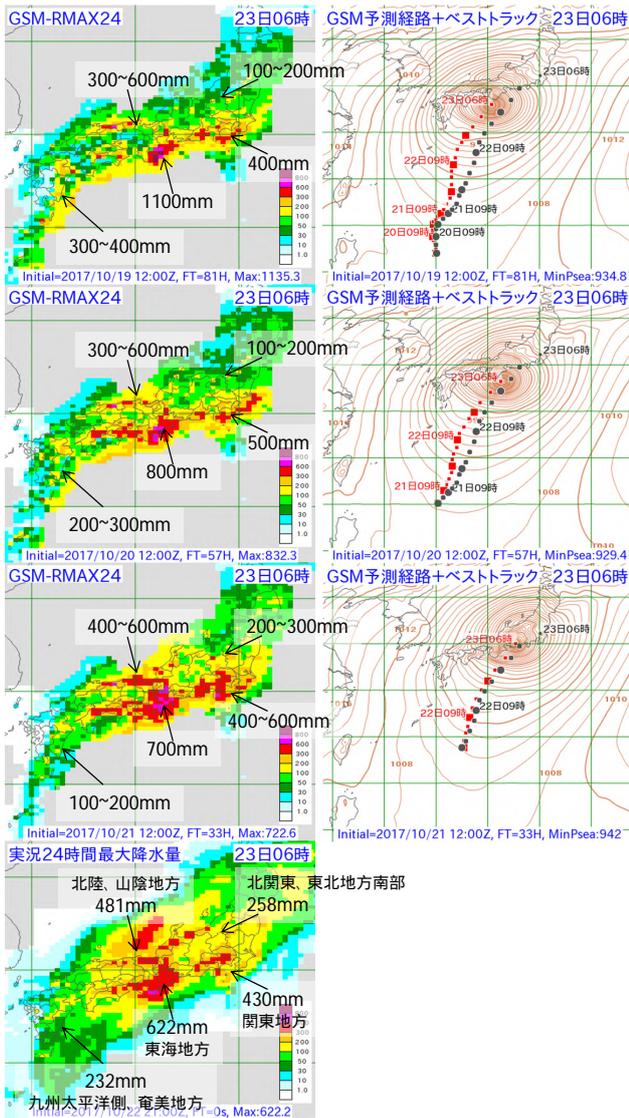


図 3.4.3 10月23日6時を予測対象とする予測値と観測値の比較。左列が GSM-RMAX24[mm/24h]、右列が GSM の地上気圧と T1721 の予測進路とベストトラックで、最下段が実況の 24 時間最大降水量 [mm/24h]。上から 19 日 12UTC 初期値、20 日 12UTC 初期値、21 日 12UTC 初期値のガイダンスと GSM の予測結果で、GSM-RMAX24 と実況の 24 時間最大降水量には、地域毎のおおよその予測値または観測値を記入している。GSM による予測進路は赤四角、ベストトラックは黒丸で示しており、プロットは 3 時間毎、12 時間毎のマーカーを大きく示している。

に導入されている頻度バイアス補正の効果によるものと考えられる。この統計的手法によって、通常は実況の頻度に合うように予測値が適切に補正される。しかし、本事例のように強い風が予測される場合は、出現頻度が低く十分に学習できないため、補正が適切ではない可能性がある (松本 2018)。また、潮岬でも GSM 地上風は観測に対して過大な予測がされていたが、ここでは頻度バイアス補正は GSM 地上風を抑制し、ガイダンスの風速を観測に近づけるように働いていた。しかし、その抑制は十分ではなく、ここでもガイダンスの風速は観測に対して過大となっていた (図略)。

本事例では、沿岸部を中心に実況に対してガイダンスの予測は過大となる傾向が見られたが、全アメダス地点を対象に最大風速ガイダンスの風速の閾値別に行った統計検証では、風速 20 m/s 以上でバイアスコアは 1.0 を下回り、強風の予測頻度が過少傾向を示すことに留意が必要である (松本 2018)。この統計的傾向は、予測対象地点毎にそれぞれ特性があり、その特性を念頭に置きつつガイダンスを修正することが必要である。

参考文献

気象庁, 2018: 災害時気象報告「平成 29 年台風第 21 号及び前線による 10 月 20 日から 10 月 23 日にかけての大雨及び暴風等」. 災害時自然現象報告書 2018 年 3 号, 145pp.

白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 95-118.

松本智文, 2018: 風ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 144-153.

米原仁, 2017: 全球数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-30.

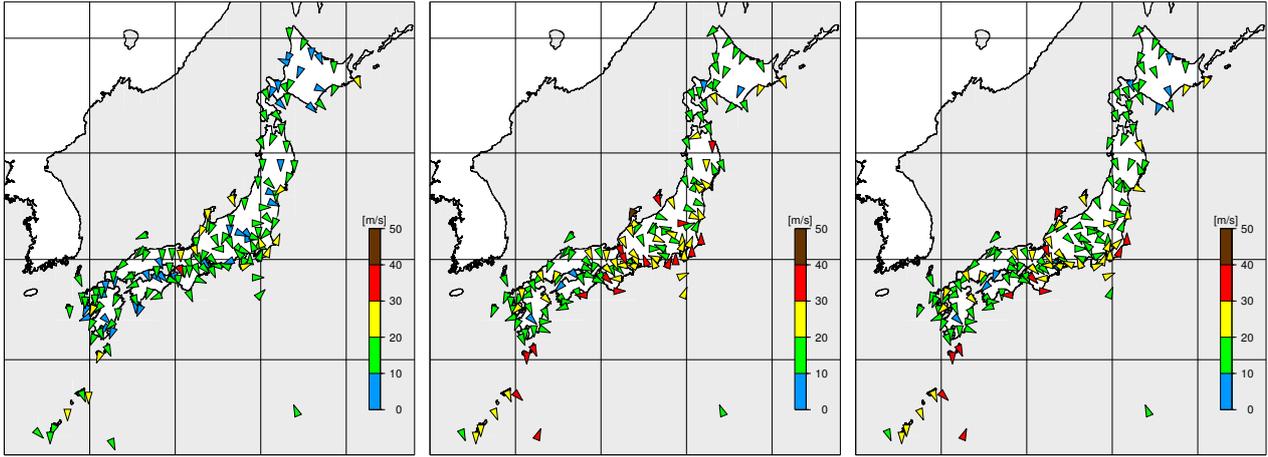


図 3.4.4 2017 年 10 月 20 日 15UTC~23 日 15UTC までの期間内最大風速の分布図。気象官署のデータのみをプロットしている。(左) 観測値、(中央) GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速、(右) 2017 年 10 月 20 日 00UTC 初期値までを対象とした GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速。図中にプロットした三角形の先端方向に風が吹いていることを示している。

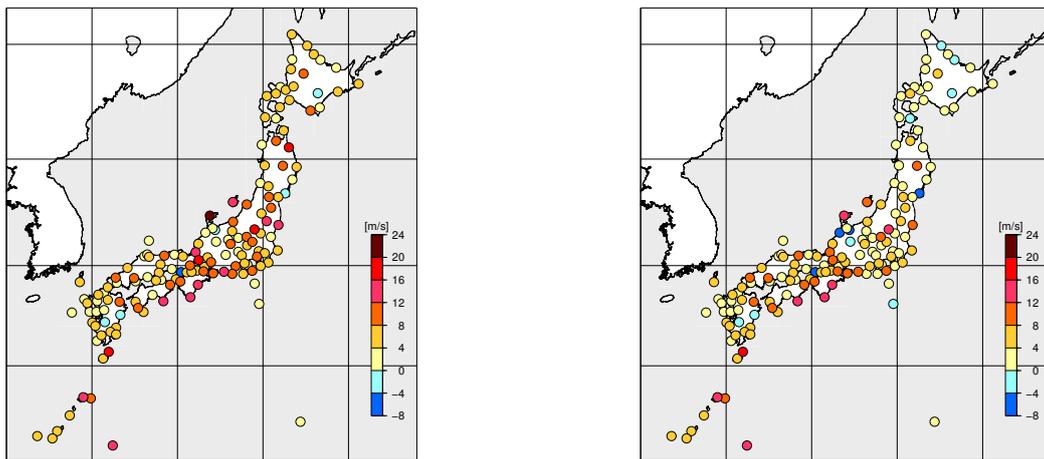


図 3.4.5 2017 年 10 月 20 日 15UTC~23 日 15UTC までの期間内最大風速差の分布図。気象官署のデータのみをプロットしている。(左) GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速と観測値の差、(右) 2017 年 10 月 20 日 00UTC 初期値までを対象とした GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速と観測値の差。図中の正の値は、観測値と比較してガイダンスの方が過大な風速を予測していたことを示している。

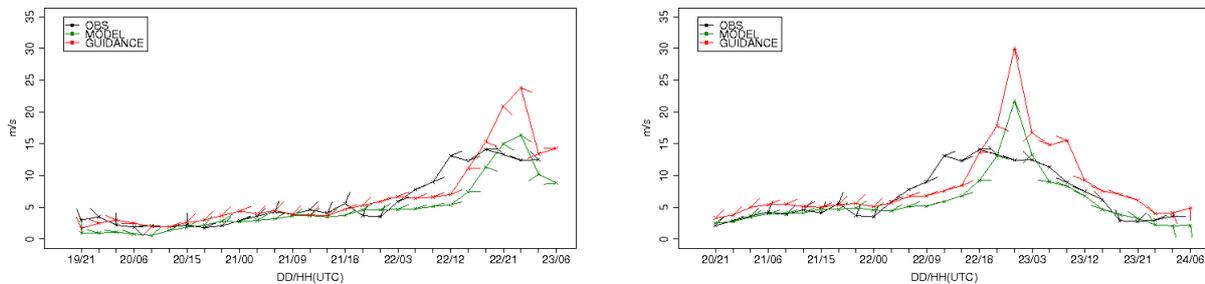


図 3.4.6 浜松における GSM 最大風速ガイダンスの予測結果。赤：ガイダンス、緑：GSM 地上風、黒：前 3 時間内に観測された最大風の時系列。縦軸は風速 [m/s]、図中のパーは風向、横軸は予測対象日時 [UTC] を表す。(左) 2017 年 10 月 19 日 18UTC 初期値、(右) 2017 年 10 月 20 日 18UTC 初期値