

第2章 観測データ利用の改良及びメソ数値予報システムの背景誤差の改良

2.1 観測データの新規利用開始及び利用手法の改良¹

2.1.1 ひまわり8号大気追跡風データの利用開始

(1) はじめに

気象庁では、2015年7月7日から静止気象衛星ひまわり8号（ひまわり8号）の運用を開始した。ひまわり8号は、水平高解像度化や高頻度化（撮像時間間隔：10分）などセンサー自体の観測機能が向上した。また、大気追跡風（AMV: Atmospheric Motion Vector）の算出においても雲移動量や雲高度の推定処理が高度化され、AMVの算出数が大幅に増加し、推定精度も向上した（Bessho et al. 2016; 下地・別所 2015）。これを受けて数値予報課では、これらの高度化されたAMVを数値予報システムで利用するための開発を進め、準備が整ったことから、2016年3月17日から全球・メソ・局地の各数値予報システムおよび毎時大気解析において利用するAMVを静止気象衛星MTSAT-2（ひまわり7号）からひまわり8号へ切り替えた。本項ではひまわり8号AMVの利用開始に先立って実施した、品質調査および品質管理（QC: Quality Control）の改良、並びに各数値予報システムを用いたインパクト調査の結果について紹介し、その効果について説明する。

(2) ひまわり8号AMVの品質と特徴

ひまわり8号の品質を確認するために、ひまわり7号AMVと比較する形で全球数値予報システムを使った風速D値（観測値と第一推定値の差）統計調査を行った。調査期間は、ひまわり8号の試験運用期間中で、AMVの算出が安定した2015年2月5日から3月20日である。各AMVについては品質指標 QI^2 値が60以上³のものを使用した。風速D値のヒストグラムはひまわり7号AMVと同様にガウス分布をなし、標準偏差（STD）はひまわり7号に比べて0.5 m/s程度小さく、バイアスも改善していることを確認した。一例として、図2.1.1に赤外画像から算出されたAMVの結果を示す。

(3) ひまわり8号AMVのためのQCの改良

第2.1.1項(1)で述べたようにひまわり8号のAMVについては水平高解像度化および算出手法の高度化によりデータの特性が大きく変化したため、ひまわり7

号AMVに適用していたQC手法をそのまま適用することができない。そのため、ひまわり8号用に第2.1.1項(2)を考慮しつつ、主に以下の6つの点について改良を行った。

- QI 閾値の見直し
- 赤外・可視画像より算出された、700 hPa から下層の陸上における AMV は利用しない
- 400~700 hPa の AMV の利用（ひまわり7号では未利用⁴）
- 全球数値予報システムに100 km 間隔の AMV の平均化処理（SPOB: Super-observation）手法⁵と毎時同化を日本とその周辺領域（SPOB 領域：20°N -45°N, 120°E -150°E）に導入
- 全球数値予報システムにおける SPOB 領域の800 hPa より上層においては、風速が15 m/s 以上（西風が卓越する場合）かつ東西成分風速のD値が-2 m/s より小さい又は3 m/s より大きい場合は利用しないというQCが適用される⁶
- 毎時大気解析にAMVの150 kmの等距離間引きを導入

QI 閾値については、AMVの解析利用の目安としている風速D値のSTDおよび平均（山下・今井 2007）に基づいて決定した。SPOB手法を全球数値予報システムに適用した理由は、2013年および2014年の静止気象衛星MTSAT-1R（ひまわり6号）の高頻度観測によるAMVのインパクト実験の結果、台風進路予測誤差の減少が確認されたためである（山下 2015）。SPOB領域内の800 hPaより上層におけるQCは、主に冬季に強風軸の東西成分風速にバイアスを持ったAMVを過度に利用しないことを目的としている。なお、ひまわり7号AMVまでの手法については、山下・今井（2007）を参照願いたい。また、毎時大気解析については従来のAMVで用いられている入電順間引きでは採用データの空間分布に偏りが生じることから数値予報システムと同様に等距離間引きを導入した。前述以外のQCは、ひまわり7号時と変更はない。これらのQCの詳細はJMA（2013）や山下・今井（2007）を、QCの最新

¹ 第2.1.1項 山下 浩史、第2.1.2項・第2.1.3項 計盛 正博、第2.1.4項 幾田 泰醇、第2.1.5項 平原 洋一、第2.1.6項 守谷 昌己、第2.1.7項 高坂 裕貴（気候情報課）、第2.1.8項 酒匂 啓司（観測課観測システム運用室）

² Quality Indicator の略。欧州衛星開発機構（EUMETSAT）が提唱する品質管理指標（0~100で値が大きいほど品質が良い）（Holmlund 1998）。

³ QI 値 60 は数値予報システムで利用可能な最低限の品質として設定した。現業利用中の AMV では米国の静止気象衛星 GOES については QI 値 60 以上のものを使用している。

⁴ この高さの区間ではひまわり7号AMVのデータ数が少なく、精度が安定しなかったためである。

⁵ 100 km × 100 km × 100 hPa 毎の箱をあらかじめ用意しその中の観測時刻・位置（緯度・経度）・高度・風向・風速について、各々平均化してAMVを再作成する手法。詳しくは山下（2015）を参照。

⁶ このQCはひまわり8号AMVの全球数値予報システム利用開始当初から導入されていない。2016年11月頃に導入を予定している。なお、本項における各数値予報システムを用いたインパクト調査の結果にはこのQCが反映されていない。

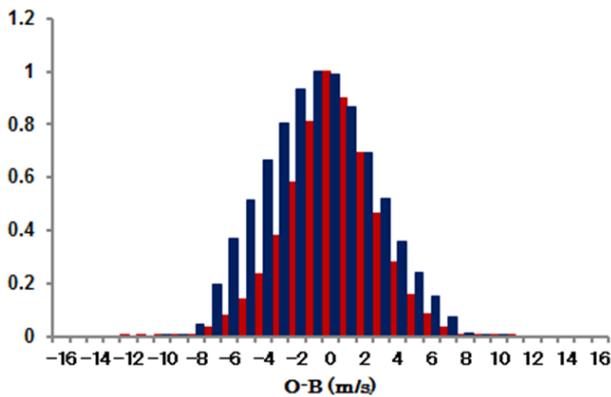


図 2.1.1 2015 年 2 月 5 日～3 月 20 日の 20°N 以北の 400 hPa から上層のひまわり 8 号 (赤色棒) およびひまわり 7 号 (青色棒) の赤外画像から算出された AMV における風速 D 値ヒストグラム。縦軸は相対度数で AMV データ数の最大値で規格化した値。横軸は風速 D 値。

情報は、NWP SAF⁷ AMV のモニタリングページ⁸ を参照願いたい。

(4) ひまわり 8 号 AMV 利用のインパクト 全球数値予報システムによる結果

実験には、2014 年 9 月 4 日時点の全球数値予報システムを用いた。2015 年冬の全球解析を 2015 年 1 月 17 日～3 月 11 日の期間に対して実行し、作成された 2015 年 1 月 17 日～2 月 28 日の毎 12UTC 初期値からの全球予報を行い、検証対象とした (2015 年冬と呼ぶ)。また、2015 年夏の全球解析を 2015 年 7 月 3 日～9 月 11 日の期間に対して実行し、作成された 2015 年 7 月 3 日～9 月 11 日の 6 時間毎の初期値からの全球予報を行い、検証対象とした (2015 年夏と呼ぶ)。ひまわり 7 号 AMV を使用した実験を CNTL、ひまわり 8 号 AMV を使用し、改良した QC を適用した実験を TEST と呼ぶ。図 2.1.2 は、TEST と CNTL のデータ分布の例を示す。ひまわり 8 号 AMV の算出手法の高度化により、ひまわり 7 号 AMV では算出されなかった場所 (例えば、オーストラリア周辺等) にひまわり 8 号 AMV では算出される等の算出数増加の効果を見ることができる。また、日本付近のひまわり 8 号 AMV の密集は SPOB 領域において 100 km 間隔で利用したことによるものである。なお、SPOB 領域外では 200 km 間隔で利用している。実験の結果を以下に示す。図 2.1.3 は、2015 年夏の 700 hPa から下層における風速 D 値の STD の TEST (ひまわり 8 号 AMV 利用) と CNTL (ひまわり 7 号 AMV 利用) との差 (左) と日本のウィンドプロ

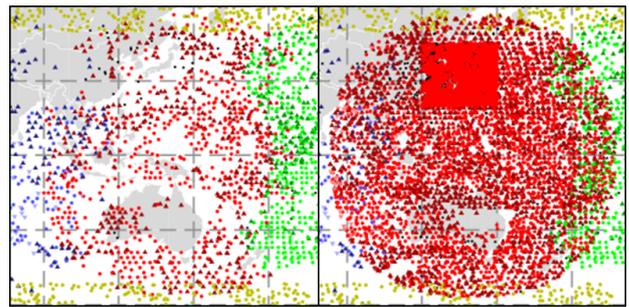


図 2.1.2 2015 年 7 月 13 日 12UTC 解析時にひまわり観測領域とその周辺で利用された AMV の分布図。左図はひまわり 7 号 (赤: CNTL)。右図はひまわり 8 号 (赤: TEST)。赤色以外のプロットはひまわり以外の AMV。

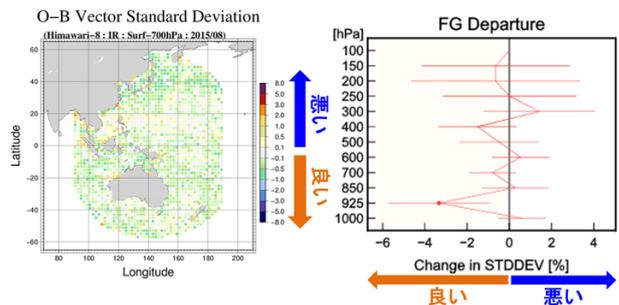


図 2.1.3 2015 年夏の 700 hPa から下層における風速 D 値の標準偏差 (STD) の TEST (ひまわり 8 号 AMV 利用) と CNTL (ひまわり 7 号 AMV 利用) との差 (左) と日本のウィンドプロファイラ観測と第一推定値の差の STD に関する TEST の CNTL に対する変化率 (右)。左図は TEST と CNTL の両方のデータが存在したときに描画したもの。エラーバーは 95%信頼区間で、図中の赤丸印は統計的に有意であったことを示している。

ファイラ観測と第一推定値の差の STD に関する TEST の CNTL に対する変化率 (右) を示したものである。図 2.1.3 の左図からひまわり 8 号の観測領域について着目すると、TEST の風速 D 値の STD の方が CNTL に比べて小さいことが分かる。これは、ひまわり 8 号 AMV による算出手法の高度化および SPOB の導入の効果により、AMV の観測と予報の両方の誤差が減少したためと考えられる。日本のウィンドプロファイラ観測と第一推定値の差の STD に関する TEST の CNTL に対する変化率 (図 2.1.3 右図) でも 925 hPa を中心に誤差が減少していて、この変化は日本領域での変化と整合する結果である。700 hPa より上層でも図 2.1.3 右図では下層ほど明瞭ではないものの同様の結果が得られた。次に改良の結果、具体的にどのように予測場へ反映されたかについて確認する。TEST では主に日本付近の風の予測場を中心に改善が見られ、特に 850 hPa 風速では 2 日 (FT=48) 先まで改善率が CNTL 比で平均 3~6% 得られた (図 2.1.4)。さらに TEST の 10 個の平均台風進路予測誤差が CNTL に比べ 5 日 (FT=120) 先までの期間で概ね減少傾向を示しており、例えば 1~2 日 (FT=24~48) の平均では約 6% 減少した (図 2.1.5)。

⁷ NWP SAF (Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility) とは、EUMETSAT メンバー国の気象機関や研究機関の専門家が共同して、衛星データのモニター・処理・利用に関する研究・開発を行う枠組みの内の数値予報部門のことである。

⁸ <https://nwpsaf.eu/monitoring/amv/amvusage/jmamodel.html>

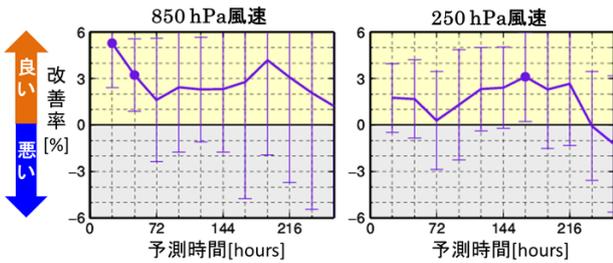


図 2.1.4 日本付近 (20°N -50°N, 110°E -160°E) における 2015 年夏の各予測時間の TEST の CNTL に対する平方根平均二乗誤差 (RMSE) 改善率。初期値を真値と仮定した場合の RMSE で見た 850 hPa (左) および 250 hPa (右) の風速の改善率を示す。エラーバーは 95%信頼区間で、図中の丸印は統計的に有意であったことを示している。

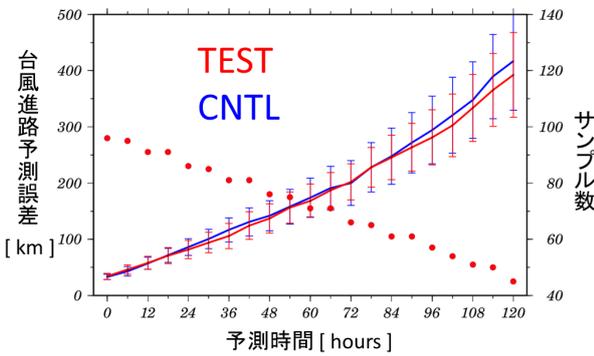


図 2.1.5 2015 年夏の台風第 9 号から第 18 号までを対象とした平均台風進路予測誤差。横軸は予測時間、左縦軸は台風進路予測誤差 [km]、右縦軸はサンプル数である。赤線が TEST、青線が CNTL、赤点がサンプル数を表す。エラーバーは 95%信頼区間を示している。

図 2.1.6 に 2015 年台風第 11 号の台風進路予測の改善例を示す。予報中盤までは、TEST の方が CNTL に比べてベストトラックに近い予測結果となっている。台風の東側にある太平洋高気圧の表現が、データ同化サイクルを通じて良くなったことが影響していると考えられる (図略)。なお、2015 年冬については、夏と同様に解析場の改善が見られ、南半球域で 4 日予測以降で 250 hPa 風速や 500 hPa 高度をはじめほとんどの物理要素について改善する結果が得られているが、日本付近では予測場に大きな変化は見られなかった (図略)。

メソ数値予報システムによる結果

実験には 2015 年 12 月 24 日時点のメソ数値予報システムを用いた。2015 年夏のメソ解析を 2015 年 8 月 2 日～9 月 11 日の期間に対して実行し、作成された 2015 年 8 月 7 日～9 月 11 日の 3 時間毎の初期値からのメソ予報を行い、検証対象とした (2015 年夏と呼ぶ)。また、2016 年冬のメソ解析を 2015 年 12 月 24 日～2016 年 2 月 3 日の期間に対して実行し、作成された 2015 年 12 月 24 日～2016 年 2 月 3 日の 3 時間毎の初期値からのメソ予報を行い、検証対象とした (2016 年冬と呼

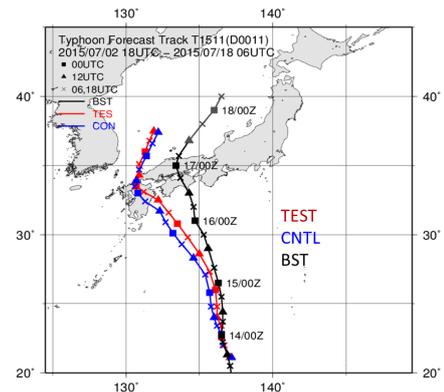


図 2.1.6 2015 年 7 月 13 日 12UTC 初期値の 2015 年台風第 11 号の進路予測結果。赤線が TEST、青線が CNTL、黒線は気象庁ベストトラック (BST) で図中の凡例の印と数字はそれぞれ台風の中心位置と日時 (記載時刻はすべて 00UTC) を示している。

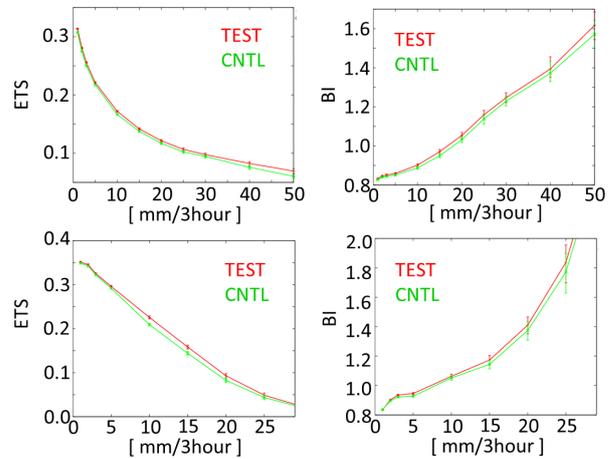


図 2.1.7 メソモデルによる 2015 年夏 (上段) と 2016 年冬 (下段) の 3 時間降水量予測の閾値別のエクイタブルスコア (ETS: 左) とバイアスコア (BI: 右)。検証には 20 km 検証格子内の解析雨量の 3 時間積算降水量の平均を使用。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

ぶ)。TEST と CNTL の呼び名は全球数値予報システム実験時と同様にひまわり 7 号 AMV を使用した実験が CNTL、ひまわり 8 号 AMV を使用し、改良した QC を適用した実験が TEST である。実験の結果、TEST は CNTL に比べて風をはじめ、気温、水蒸気等の解析場と概ね全予測時間における予測場を改善させた (図略)。また、降水スコアについても 18 時間後までの予測 (図略) 降水閾値 15 mm/3h 以下を中心に改善が得られた (図 2.1.7)。降水予測の改善事例として平成 27 年 9 月関東・東北豪雨の関東平野付近の結果について図 2.1.8 に示す。図 2.1.8 の青点線領域に着目すると、TEST では CNTL に比べて伊豆諸島方面から関東平野へのびる線状降水帯がやや位置ずれがあるものの明瞭でかつ強雨域を実況に近い形で表現されていることが分かる。これは、ひまわり 8 号 AMV をメソ数値予報システムで利用することにより、解析・予報サイクルを通

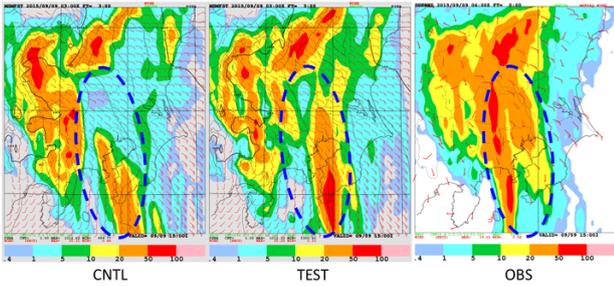


図 2.1.8 関東平野における CNTL と TEST 実験の 3 時間降水量予測と同時刻における解析雨量の 3 時間積算値 (OBS) の比較。2015 年 9 月 9 日 03UTC 初期値の 3 時間予測について海面更正気圧と地上風予測値、又はアメダス地上風観測を合わせて描画した。

じて解析場および予測場が改善したこと、および 2015 年 9 月 9 日 03UTC の 850 hPa の解析時 (図 2.1.9) に八丈島近海で TEST ではひまわり 8 号の AMV が利用 (図 2.1.9 の赤丸印に着目: CNTL では赤丸内にひまわり 7 号の AMV はなし) されたことにより 140°E 線上で風が収束するように修正 (図 2.1.9 の青丸印に着目: CNTL ではほとんど風が修正されていない) が加わり、降水予測が改善したためである。

局地数値予報システムによる結果

実験には、2015 年 12 月 24 日時点での局地数値予報システムを用いた。期間は、2015 年 8 月 31 日～9 月 10 日 (2015 年夏) および 2015 年 1 月 26 日～1 月 31 日 (2015 年冬) で解析およびそれを毎時初期値とする予測を対象とした。TEST と CNTL の呼び名は全球数値予報システム実験時と同じである。その結果、2015 年夏では、TEST では CNTL に比べて風、気温の解析・予測精度の改善および 1~15 mm/h の降水スコアの改善を確認した (図略)。一方、2015 年冬では、TEST と CNTL で大きな変化は見られなかった。

毎時大気解析による結果

間引き手法を入電順間引きから 150 km の等距離間引きに変えることで、ひまわり 8 号 AMV を利用する際に空間分布の偏りがなくなり、AMV データが存在するところにインパクトが出ていることを確認した。また、ひまわり 8 号利用前後で解析結果に大きな差が生じていないことを確認した (図略)。

2.1.2 ひまわり 8 号晴天放射輝度温度の利用開始

全球解析とメソ解析では、静止気象衛星 MTSAT-1R (ひまわり 6 号) や MTSAT-2 (ひまわり 7 号) の赤外水蒸気チャンネルの晴天放射輝度温度 (CSR: Clear Sky Radiance) を同化することで、対流圏中上層の水蒸気についての観測情報を数値予報の初期値作成に利用してきた (石橋 2007; 計盛 2011)。今般、気象庁では、MTSAT-2 の後継機の Himawari-8 (ひまわり 8 号) の正式運用を 2015 年 7 月 7 日より開始した。MTSAT-2

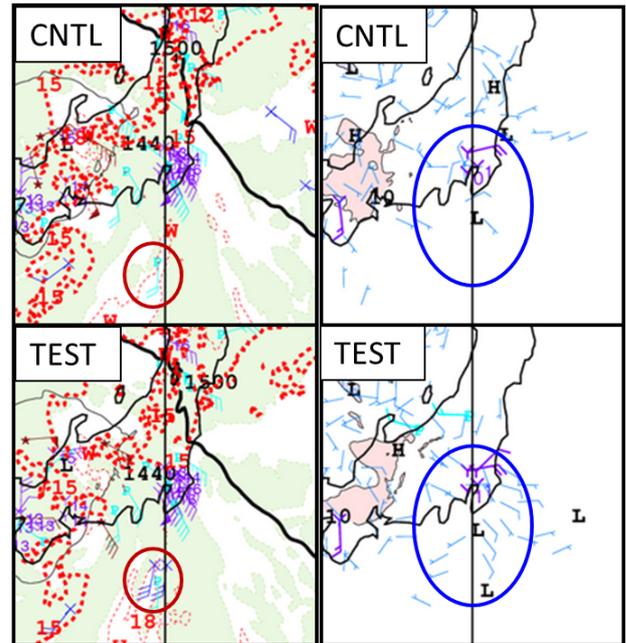


図 2.1.9 2015 年 9 月 9 日 03UTC の 850 hPa の関東を中心とした CNTL (上段) と TEST (下段) 実験の解析値 (左図) と第一推定値からの修正量 (右図) の比較。各図の中央の南北に横切る黒直線は 140°E 線である。左図の黒線は等高線 (60 m 間隔)、赤点線は等温線 (3°C 間隔)、薄緑は湿数 3°C 以下の領域である。プロット記号は×は AMV、P はウィンドプロファイラ、Y は航空機観測、は台風ボーガスで、これらの点からのびる矢羽は風向風速 (短矢羽は 5 kt、長矢羽は 10 kt) を示している。これらのプロット記号が左図の場合は、解析に使用された観測、右図の場合は、解析に利用されなかった観測を示している。右図のプロット記号なしの矢羽 (水色) は第一推定値からの風の修正量を示している。右図の赤ハッチは、第一推定値から高度 10 m 以上の修正量があったことを示している。

では赤外放射の水蒸気吸収を利用した観測バンドは 6.8 μm のみであったが、ひまわり 8 号では 3 つのバンド (6.2, 6.9, 7.3 μm)⁹ での観測が可能になっている。また、観測される画像データの水平解像度は、1 ピクセルあたり 2 km となり MTSAT-2 の 4 km より高解像度化されている。ひまわり 8 号の CSR データ (今井・上澤 2016) は、観測された画像データから毎時作成されるプロダクトで、16 × 16 ピクセル (水平解像度 32 km 相当) を単位として、この中に含まれる晴天ピクセルの輝度温度を平均したものである。CSR データには、晴天率、標準偏差などの統計情報が付加されている。MTSAT-2 から衛星が切り替わることに伴い、ひまわり 8 号 CSR データを利用した場合の数値予報の予測精度への影響を調査した。その結果、ひまわり 8 号 CSR データの利用により予測精度の改善が得られることが確認できたので 2016 年 3 月 17 日より全球、メソの数値予報システムでの利用を開始した。以下では、全球解析、メソ解析の解析システムにおけるひまわり 8 号 CSR データ利用のための設定とデータ同化

⁹ 6.2, 6.9, 7.3 μm がそれぞれバンド 8, 9, 10 となる。詳細は Bessho et al. (2016); 村田ほか (2015) を参照。

実験の結果を示し、ひまわり 8 号 CSR データ同化による解析、予報への影響について述べる。

(1) 全球解析での利用

全球解析では、これまで利用してきた MTSAT-2 の IR3（水蒸気）チャンネルに相当するひまわり 8 号のバンド 8 に加え、ひまわり 8 号で新たに利用できるようになった水蒸気吸収帯のバンド 9, 10 も利用する。MTSAT-2 のチャンネルとひまわり 8 号のバンドとの対応関係は、村田ほか (2015) で報告されている。バンド 8 は、対流圏上層の水蒸気に感度があるが、バンド 9, 10 は、バンド 8 よりも下層の水蒸気に感度があり、対流圏中層の水蒸気の観測情報が得られる。ただし、バンド 9, 10 は冬期の大陸上や雪氷域などで大気が乾燥し、水蒸気量が極端に少ない場合には、地表面からの放射の寄与が無視できなくなる。また、陸域では輝度温度同化のための放射計算に与える地表面温度や地表面射出率の第一推定値が十分な精度を持っていることが確認されていないことから、今回はバンド 9, 10 の利用は（海氷域を除く）海上のみとした。また MTSAT-2 の CSR データは、2 時間毎のデータを同化していたが（石橋 2007）、ひまわり 8 号 CSR データでは毎時のデータを利用することにした。

全球解析での同化実験の設定を表 2.1.1 に示す。実験期間は、2015 年 5 月 26 日～9 月 30 日である。TEST はひまわり 8 号 CSR データを同化した場合、CNTL は 2015 年当時の数値予報ルーチンと同様に MTSAT-2 CSR データを同化した場合である。全球モデル (GSM) の予報精度を検証する際に確認する指標として、500 hPa 高度場や海面気圧の予測値の解析値に対する平方根平均二乗誤差 (RMSE) があるが、実験期間の平均では、これらには TEST と CNTL で北半球（北緯 20 度以北）、熱帯（南緯 20 度～北緯 20 度）、南半球（南緯 20 度以南）とも統計的に有意な差はなかった。上記領域の期間平均では統計的に有意な差はなかったものの、日本付近のラジオゾンデデータを用いて気温、比湿、東西風の予測値を検証した結果では、RMSE が減少していることが確認できた。また、図 2.1.10 に示す TEST と CNTL の両方で利用中の既存のマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度と第一推定値から計算された計算輝度温度の差の標準偏差をみると、TEST の方が CNTL よりも、ひまわり 8 号の観測域で小さくなっていた。MHS の観測輝度温度は対流圏中上層の水蒸気に感度があることから、この計算輝度温度の誤差の減少は第一推定値の対流圏中上層の水蒸気場の改善を示している。

次に図 2.1.11 に、日本付近で TEST と CNTL で差が現れた予測事例を示す。TEST と CNTL とともに図のマリアナ諸島付近にある台風周辺の広く雲に覆われた領域の誤差分布には大きな違いはない。しかし、CNTL では三陸沖に低気圧が予測されているが、TEST では

表 2.1.1 全球解析での CSR データ同化実験

実験名	利用 CSR データ
TEST	ひまわり 8 号 CSR（バンド 8, 9, 10）
CNTL	MTSAT-2 CSR (IR3)

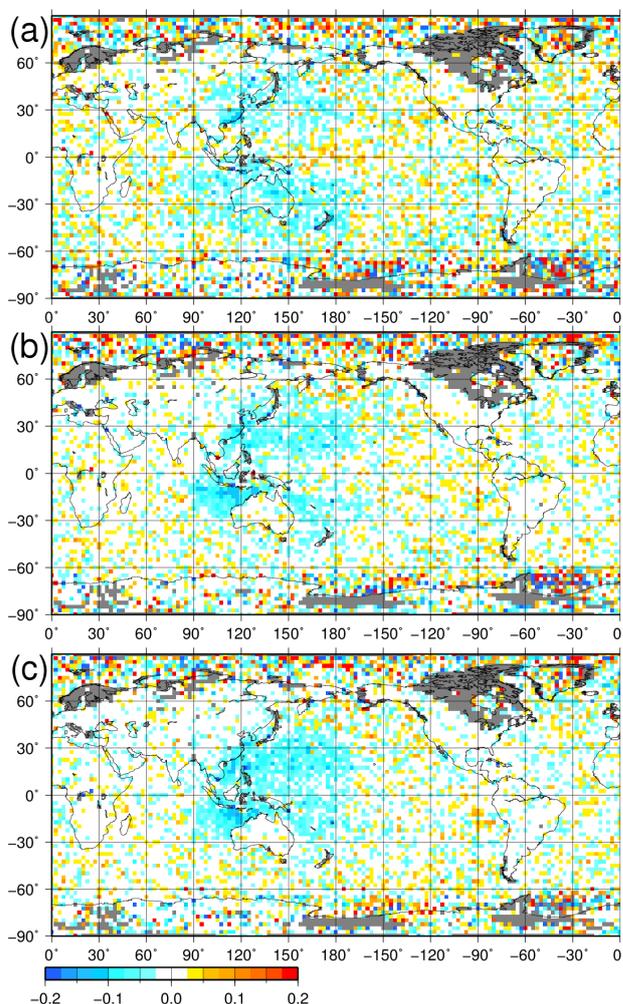


図 2.1.10 実験期間におけるマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度と第一推定値から求めた計算輝度温度との差の標準偏差の CNTL からの変化率。(a), (b), (c) は、それぞれ MHS のチャンネル 3, 4, 5 についての結果。寒色系が改善、暖色系が改善を表す。灰色は利用 MHS データが存在しない領域を表す。

そのような低気圧は予測されず、TEST の予測の方が実況（解析値）に近い。

以上の実験の結果、ひまわり 8 号 CSR データの同化により、観測領域内の対流圏中上層の解析値、予測値の気温、水蒸気、風の場の改善が得られたので、2016 年 3 月 17 日の全球解析より MTSAT-2 CSR データに替えて、ひまわり 8 号 CSR データの現業利用を開始した。

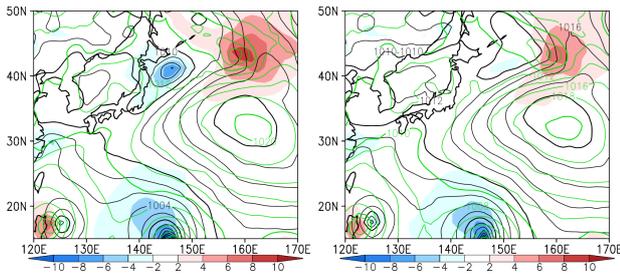


図 2.1.11 2015 年 7 月 8 日 12UTC を対象とした日本付近の海面更正気圧の全球解析値（緑）と GSM の 72 時間予測値（黒）。左図：CNTL、右図：TEST。色は、差（予測値 - 解析値）で予測誤差を表す。

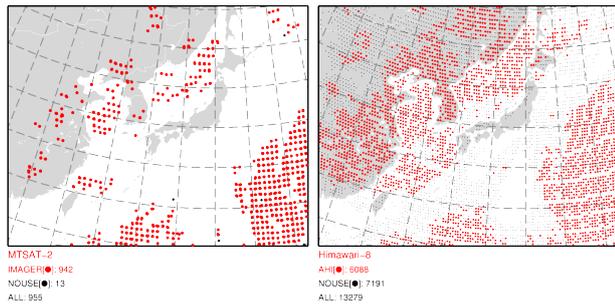


図 2.1.12 2015 年 9 月 7 日 12UTC のメソ解析で利用可能な CSR データの分布。左図：CNTL における MTSAT-2 の CSR データの分布。右図：TEST におけるひまわり 8 号の CSR データの分布。図中の赤点はデータ同化に利用された CSR データ。黒点は品質管理により曇天とみなされ利用されなかった CSR データを示す。

(2) メソ解析での利用

メソ解析では、ひまわり 8 号 CSR データは、MTSAT-2 の IR3（水蒸気）チャンネルに相当するバンド 8 を利用する。今回は、MTSAT-2 CSR データからひまわり 8 号 CSR データへの利用プロダクトの切り替えを優先し、ひまわり 8 号で新たに利用できるようになったバンド 9、10 のメソ解析での利用については今後の開発課題とした。MTSAT-2 CSR データの利用と同様に全球解析用に作成された CSR（16×16 ピクセル）データを利用することにした。プロダクト自体の水平解像度は MTSAT-2 の 64 km 相当から、ひまわり 8 号の 32 km 相当に高解像度化する。MTSAT-2 と同じ 1 バンドであるが、従前とは CSR プロダクト作成時の晴天判別（今井・上澤 2016）が異なることや、CSR プロダクト自体の水平解像度の高分解能化により従前と同じデータ間引き間隔（45 km）であっても利用データ数が増加する。データ分布の違いを示す例として、図 2.1.12 にひまわり 8 号 CSR データと MTSAT-2 CSR データの 2015 年 9 月 7 日 12UTC 解析で利用可能なデータの分布を示す。海上で利用できるデータが増加するとともに中国大陸上で利用可能なデータ数も増加する。

メソ解析での同化実験の設定を表 2.1.2 に示す。TEST は、ひまわり 8 号 CSR データを同化した場合、CNTL は、MTSAT-2 CSR データを同化した場合であ

表 2.1.2 メソ解析での CSR データ同化実験

実験名	利用 CSR データとバンド
TEST	ひまわり 8 号 CSR（バンド 8）
CNTL	MTSAT-2 CSR（IR3）
BASE	CSR 利用なし

る。比較のため CSR データを利用しない実験（BASE）も行った。実験期間は 2015 年 8 月 2 日から 9 月 11 日である。

TEST と CNTL の両方で利用中の既存のマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度と計算輝度温度の差の標準偏差をみると、全球解析での同化実験と同様に海上及び中国大陸上で TEST の方が CNTL より小さくなっており、第一推定値の対流圏中上層の水蒸気場が改善していることが確認できた（図略）。顕著な改善が確認できた予測事例として、平成 27 年 9 月関東・東北豪雨の事例を示す。図 2.1.13 は、2015 年 9 月 9 日 15UTC を対象としたメソモデル（MSM）の前 3 時間積算降水量予測（3 時間予測値）の比較である。TEST では、50 mm/3h 以上が予測された領域（図中の赤色で示される領域）が、実況の降水分布に近く、BASE（ひまわり 8 号 CSR、MTSAT-2 CSR 共に無し）では、降水の集中が弱いことがわかる。CNTL でも BASE からの降水予測の改善が見られることから、MTSAT-2 CSR データの同化も降水を集中させる効果があったことがわかる。

降水予測に差が見られた原因を確認するため初期場での可降水量の分布を比較した。図 2.1.14 は、CNTL、TEST と BASE における 2015 年 9 月 9 日 12UTC 解析値での可降水量の比較である。関東に南から流入する水蒸気量（可降水量）が、TEST ではより狭い範囲に集中する表現になっており、陸上にも可降水量が大きい領域が解析されている。CNTL、BASE でも同様に南の海上からの水蒸気の流入が解析されているが、関東の陸上では TEST と比べて値は小さい。また図 2.1.15 に示す TEST、CNTL それぞれの BASE からの差分から、南の海上からの水蒸気の流れと、それを挟む東西の乾燥域とのコントラストが TEST でより顕著であることがわかる。これにより TEST では CNTL や BASE に比べより集中した降水予測となったと推測される。先に示した図 2.1.12 は、大雨をもたらした台風とそれに伴う水蒸気を多く含んだ大気がまだ南海上にある 2015 年 9 月 7 日 12UTC の CSR データの分布である。この頃から台風の東側の太平洋高気圧圏内の比較的乾燥した晴天域と、朝鮮半島から九州にかけての上層の谷の後面の乾燥域でひまわり 8 号 CSR データが多く同化されていることがわかる。実験期間中、個々の解析時刻で CNTL よりも TEST でより多くの CSR データが同化されたことに加え、データ同化サイクルを通して解析値と第一推定値の対流圏中上層の水蒸気分布が現

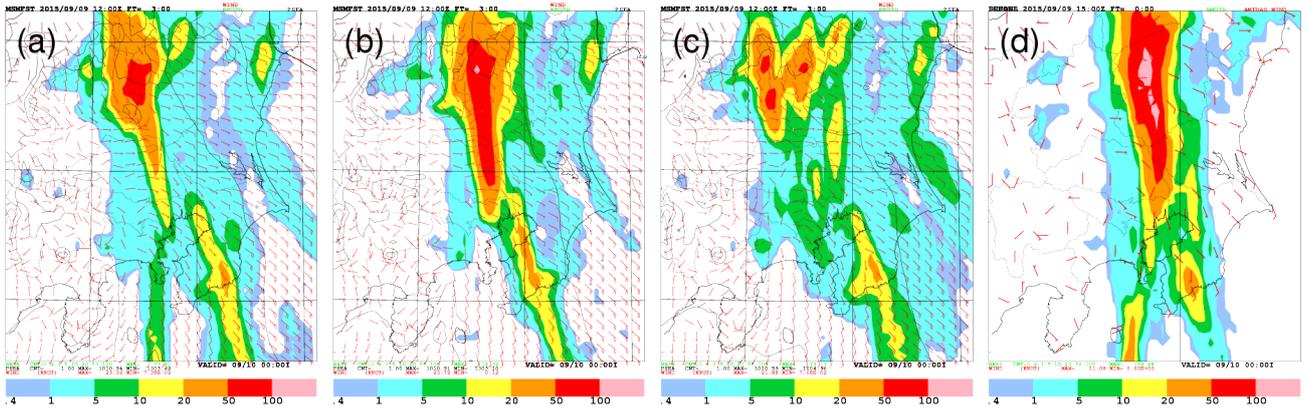


図 2.1.13 2015 年 9 月 9 日 15UTC を対象とした MSM の前 3 時間積算降水量の予測 (3 時間予測値) の比較。(a) CNTL (MTSAT-2 CSR), (b) TEST (ひまわり 8 号 CSR), (c) BASE (CSR なし), (d) 解析雨量。それぞれ単位は mm/3h。(a), (b) のコンターは地上気圧 [hPa]、矢羽は地上風 [knot] を表す。

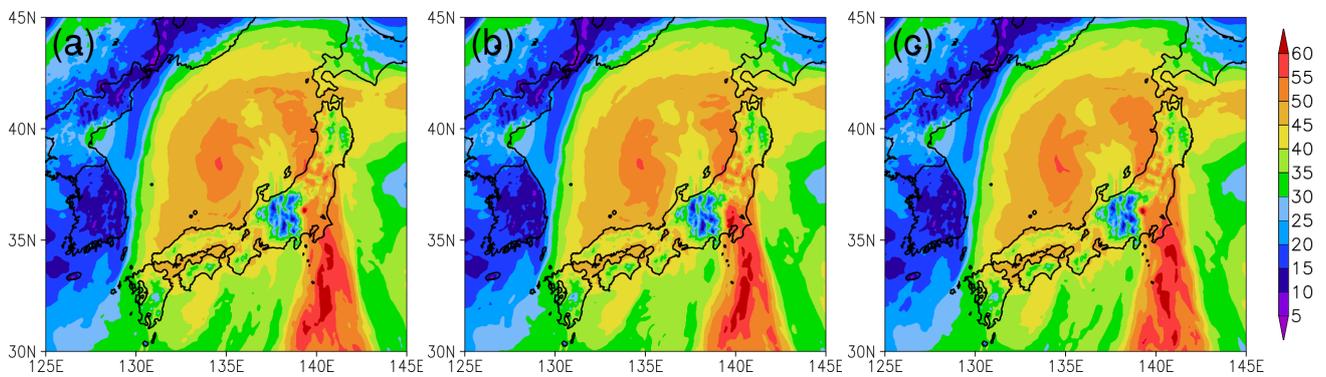


図 2.1.14 2015 年 9 月 9 日 12UTC のメソ解析における可降水量 [mm] の比較。(a) CNTL, (b) TEST, (c) BASE。

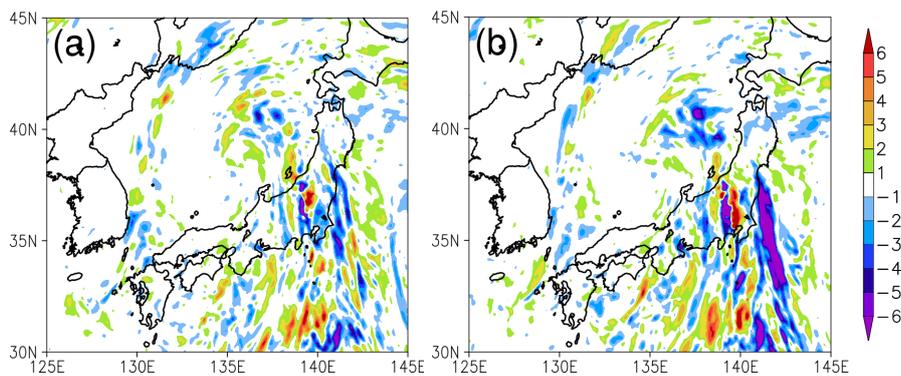


図 2.1.15 2015 年 9 月 9 日 12UTC のメソ解析における可降水量 [mm] の CNTL, TEST それぞれの BASE からの差分。(a) CNTL-BASE, (b) TEST-BASE。

実に近くなったことにより、降水予測の改善が得られた事例と言える。この実験により、ひまわり 8 号 CSR データの利用で予測精度が改善する結果が得られたので、2016 年 3 月 17 日から MTSAT-2 CSR データに替えて、ひまわり 8 号 CSR データのメソ解析での現業利用を開始した。

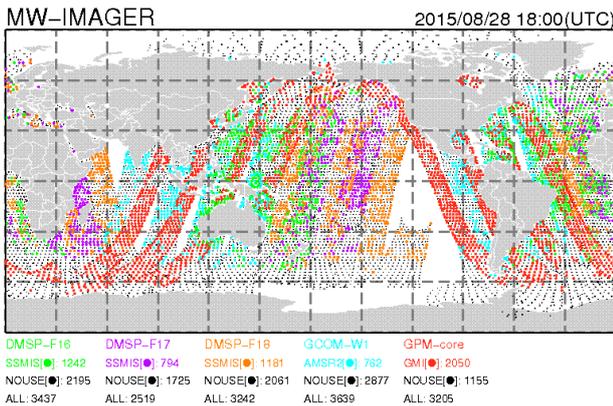


図 2.1.16 全球解析で利用されるマイクロ波イメージャの輝度温度データの分布例。2015年8月28日18UTCの前後3時間の観測データ。解析前処理での品質管理後、利用されるデータが色付きの点で表示されている。赤色：GPM衛星GMI、緑色：DMSP F-16衛星SSMIS、紫色：DMSP F-17衛星SSMIS、橙色：DMSP F-18衛星SSMIS、水色：GCOM-W衛星AMSR2のデータを表す。黒色は、品質管理処理で不使用とされたデータを表す。

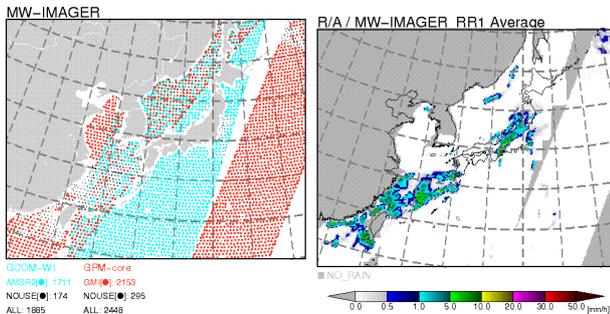


図 2.1.17 左図：メソ解析で利用されるマイクロ波イメージャの輝度温度データの分布例。赤色はGPM衛星GMI、水色はGCOM-W衛星AMSR2を表す。右図：メソ解析で利用される解析雨量とマイクロ波イメージャの輝度温度データから算出された降水強度データの分布例。2015年8月28日18UTCの前3時間の観測データ。色は降水強度[mm/h]を表す。灰色は観測範囲外を表す。

2.1.3 GPMマイクロ波イメージャ輝度温度の利用開始

2014年2月に米国航空宇宙局(NASA)と国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構(JAXA)により全球降水観測計画(GPM; Hou et al. 2014)の主衛星(GPM主衛星)が打ち上げられ観測を開始した。GPM主衛星には、降水観測のための「二周波数降水レーダー(DPR)¹⁰」とマイクロ波イメージャGMIが搭載されている。後者のGMIは、これまで全球解析、メソ解析で用いられてきたTRMM衛星¹¹搭載マイクロ波イメージャTMIの後継センサであり、数値予報精度の維持・向上のためには継続的に同種の衛星観測データを利用することが必要である。そこで、GMI輝度温度データを既存のマイクロ波イメージャの利用方法(計盛 2011, 2015)と同様に、全球解析では海上晴天域で同化し、メソ解析ではGMI輝度温度を海上非降水域で同化するとともに降水

¹⁰ DPRのメソ解析での利用については次項で説明する。

¹¹ 2015年4月8日に運用終了。

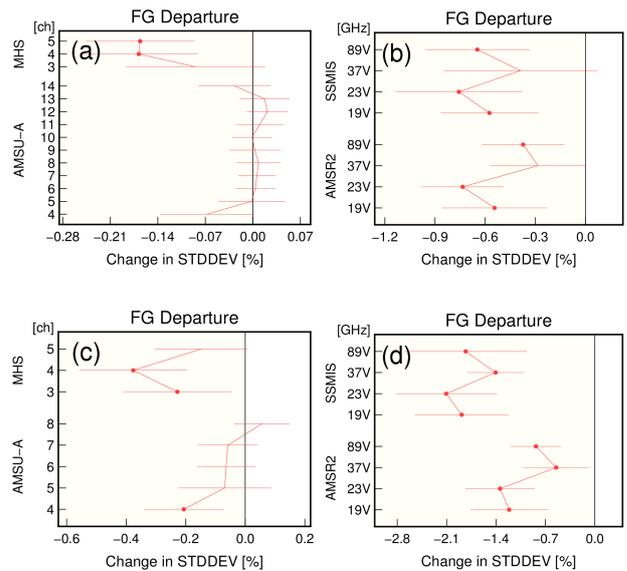


図 2.1.18 (a), (b)は、全球解析での夏実験期間の観測輝度温度と第一推定値から求めた計算輝度温度との差の標準偏差のCNTLからの変化率。(a)マイクロ波気温サウンダAMSU-A、マイクロ波水蒸気サウンダMHS、(b)マイクロ波イメージャ(AMSR2, SSMIS)についての結果。(c), (d)は、(a), (b)と同じ。ただしメソ解析の場合。横軸が変化率[%]、縦軸は観測輝度温度のチャンネルを表す。変化率が負の場合は、第一推定値(予測値)の誤差の減少を示す。誤差幅は差の有意判定で用いた95%の信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを示す。

域では輝度温度から算出した降水強度を同化(Koizumi et al. 2005)する。GMIには、マイクロ波放射の183GHz帯での水蒸気吸収を利用した新たな観測チャンネルが2つ追加されている。これらのチャンネルは、現在利用中であるマイクロ波水蒸気サウンダMHSの観測チャンネルと同じものであり、対流圏中上層の水蒸気の情報が得られる。GMIの輝度温度データを利用する際は、これらの183GHz帯の2チャンネルも追加することにした。

図 2.1.16 に全球解析で利用されるマイクロ波イメージャの輝度温度データの分布を示す。図中の赤点がGMI輝度温度データである。図 2.1.17 左図にメソ解析で利用されるマイクロ波イメージャの輝度温度データを示す。赤色の点がGMI輝度温度データ、水色の点はGCOM-W衛星¹²のマイクロ波イメージャAMSR2のデータである。図 2.1.17 右図は解析雨量とGMI, AMSR2から得られる降水強度データの分布である。GMIデータの追加により海上の観測データの空白域に観測データが同化されることがわかる。これにより海上の水蒸気場の解析精度が向上することが期待できる。

GMI輝度温度データを全球解析、メソ解析に追加した場合の数値予報への影響を調査するため、それぞれの数値予報システムを用いたデータ同化実験を2015年8~9月と2015年1月を対象に行った。図 2.1.18 は、全

¹² 2012年5月18日打ち上げのJAXAの水循環変動観測衛星。

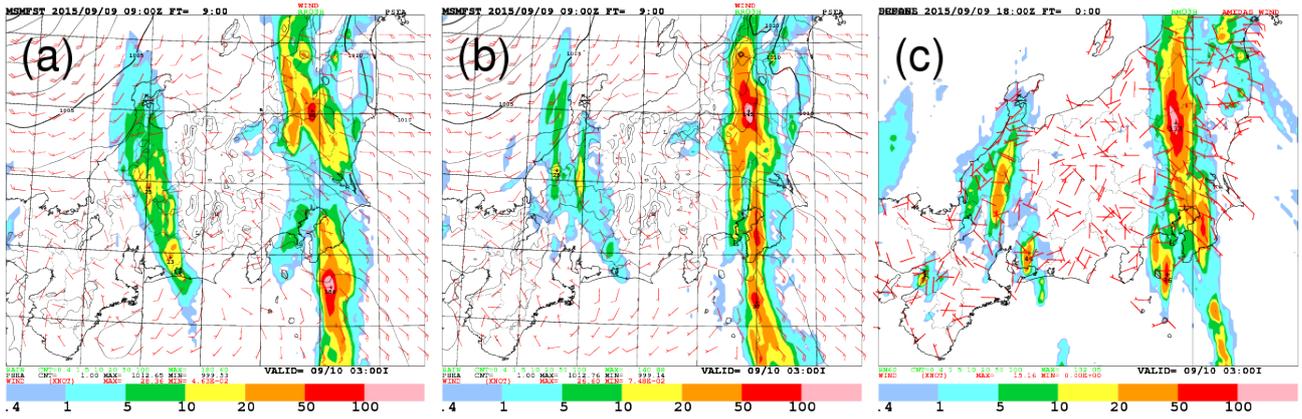


図 2.1.19 MSM による 2015 年 9 月 9 日 18 UTC (2015 年 9 月 9 日 09 UTC 初期値の FT=9) の前 3 時間積算降水量予測の比較。(a) CNTL (GMI なし), (b) TEST (GMI あり), (c) 解析雨量。それぞれ単位は mm/3h。矢羽は地上風 [knot]、(a), (b) のコンターは地上気圧 [hPa] を表す。

球解析、メソ解析で既に利用中の衛星観測データ（マイクロ波気温サウンダ AMSU-A、マイクロ波水蒸気サウンダ MHS、マイクロ波イメージャ AMSR2、SSMIS）による観測輝度温度と第一推定値から求めた計算輝度温度の差の標準偏差について、GMI を追加した場合 (TEST) と GMI なしの場合 (CNTL) との差 (CNTL に対する TEST の変化率) を示している。負の値は、GMI を追加利用することにより、既存の観測データの観測値と第一推定値の差が小さくなったことを示し、予測値である第一推定値の誤差の減少を意味する。実験結果から全球解析、メソ解析ともに水蒸気に感度のある観測データ (MHS, AMSR2, SSMIS) で改善が見られた。特に、MHS の観測チャンネル 3, 4, 5 で見られた改善は、GMI の 183 GHz チャンネルを新たに追加したことによる効果と考えられる。図 2.1.18 は 2015 年 8~9 月の夏期間の実験結果であるが、2015 年 1 月の冬期を対象とした実験結果でも同様の改善が確認され、GMI データを利用することにより第一推定値の水蒸気場が改善することがわかった。次に図 2.1.19 に、夏実験期間においてメソ解析で GMI を追加した場合に降水予測に改善が見られた例（平成 27 年 9 月関東・東北豪雨の事例）を示す。GMI を追加することで、海上の水蒸気場の解析精度が向上し、海上から流入する水蒸気により実況に近く解析され、線状降水帯の予測がより現実に近く表現された事例である。GMI のデータ同化実験の結果により、解析値、第一推定値の水蒸気場の改善と、降水予測精度が改善することが確認できたため、2016 年 3 月 24 日より全球とメソの数値予報システムで GMI 輝度温度データの利用を開始した。

2.1.4 GPM/DPR データのメソ解析での利用開始

(1) はじめに

気象庁と国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構 (JAXA) は、全球降水観測計画 (GPM) 主衛星の観測データの利用により降水予測精度の向上を図るため共

同で研究開発を進めてきた。その結果、降水予測精度の向上が確認されたことから、2016 年 3 月 24 日よりメソ数値予報システムにおいて GPM 主衛星の観測データの現業利用を開始した (気象庁・国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構 2016)。GPM 主衛星は、JAXA と国立研究開発法人情報通信研究機構 (NICT) が共同開発した「二周波降水レーダ (DPR)」を搭載し、中緯度帯から熱帯までの降水を観測している。こうした衛星搭載型降水レーダの現業的なデータ同化は、世界の現業数値予報センターでは初となる (Ikuta 2016)。ここでは観測データや同化手法の詳細には立ち入らず概要を述べるにとどめ、主に DPR データ同化がもたらす予報特性の変化を報告する。

(2) DPR 観測と同化手法の概要

DPR は、Ku 帯の降水レーダ (KuPR) と Ka 帯の降水レーダ (KaPR) で構成される。GPM 主衛星は、これら 2 基のフェイズドアレイレーダによって異なる周波数帯の反射強度因子の 3 次元分布を観測している。異なる周波数で同じ水物質を観測することによって、水物質の粒径分布や降水種別の高精度な推定が可能となる。

メソ解析における DPR の同化手法としては、KuPR と KaPR の反射強度因子から相対湿度プロファイルを推定し、その推定された相対湿度プロファイルを 4 次元変分法で同化する方法を採用している。この DPR の同化手法は、気象庁における地上気象レーダの同化手法と同様である (Ikuta and Honda 2011; 幾田 2015)。無降水に関する情報は同化していないため、降水をもたらす気象現象が発生している領域の上空を GPM 主衛星が通過し DPR がその降水を観測した場合にのみ、DPR は同化される。

なおメソモデルの初期値は、00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC の 3 時間毎に実行されるメソ解析で作成されている。各解析の同化期間の長さは 3 時間である。

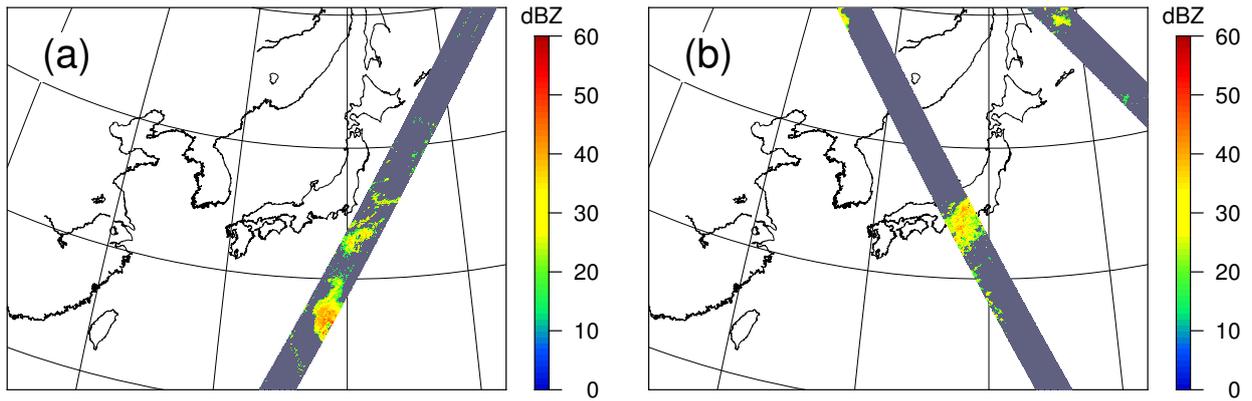


図 2.1.20 (a) 2015 年 9 月 7 日 15UTC と (b) 2015 年 9 月 8 日 00UTC をメソモデルの初期時刻とするメソ解析で同化された KuPR 観測。点は高度 3000 m の降雨補正済みレーダー反射因子。

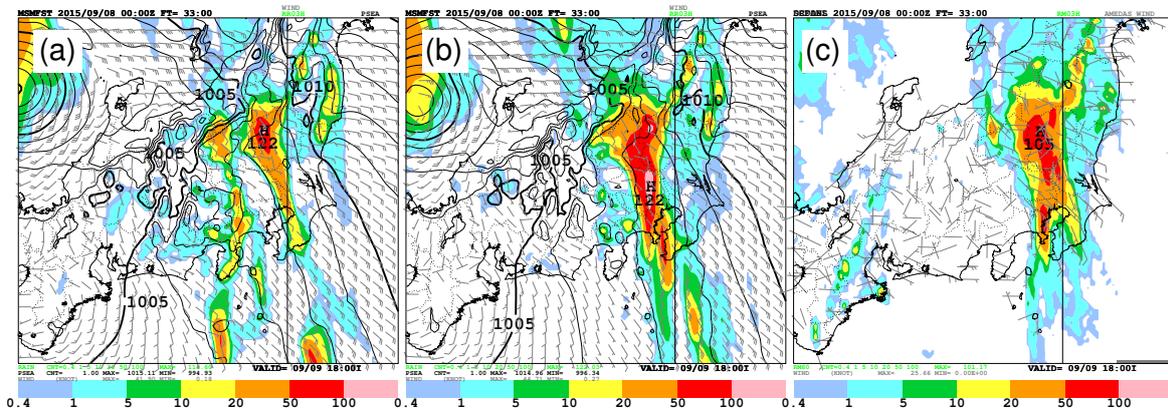


図 2.1.21 初期時刻を 2015 年 9 月 8 日 00UTC とする (a) CNTL と (b) TEST の予報時間 33 時間における 3 時間積算降水量 (単位: mm/3h)、地上風 (長い矢羽一本が 10 kt)、海面更正気圧 (単位: hPa) の予測値。 (c) 2015 年 9 月 9 日 09UTC の解析雨量の 3 時間積算降水量 (単位: mm/3h) とアメダスの風 (長い矢羽一本が 10 kt) の観測値。

この 1 日 8 回の解析のうち、DPR の観測パスがデータ同化期間中に同化対象領域内に入る回数は 2~4 回程度である。また DPR の観測パスがデータ同化領域内に入ったとしても、DPR の観測パスと降水現象が重なる機会は限られている。

(3) 同化のインパクト

DPR を同化できる機会は限られているが、DPR の同化がもたらす予測精度の向上は大きい。それを証明する良い事例を以下に示す。例示する事例は平成 27 年 9 月関東・東北豪雨である。この事例では初期時刻 2015 年 9 月 7 日 15UTC (INLA: 図 2.1.20(a)) と初期時刻 2015 年 9 月 8 日 00UTC (INLB: 図 2.1.20(b)) における DPR 同化が豪雨の予測精度に影響を与えた。INLA の同化期間内では、GPM 主衛星の観測パスは台風第 17 号の西にあり、DPR は台風周辺のレインバンドを観測していた。この DPR を同化することによって、INLA では台風第 17 号周辺の水蒸気場が修正された。INLA での修正の効果は、現業データ同化システムの解析予

報サイクルによって次の初期時刻の解析と予報へと引き継がれた。そして更に INLB において、DPR は東海道沖から東海地方にかけて降水を観測し、その同化によって東海道沖を中心に水蒸気場が修正された。

これら一連の DPR 同化の効果を知るため対照実験を行った。ここで CNTL は DPR を同化していない実験結果を指し、TEST は DPR を同化した実験結果を指す。図 2.1.21 は CNTL と TEST の INLB の予報時間 33 時間及びその対象時刻 2015 年 9 月 9 日 09UTC の解析雨量の 3 時間積算降水量を示したものである。この時刻において豪雨をもたらした降水系が関東地方にあったことを解析雨量は示している。CNTL では関東地方で南北に広がる降水域は観測された降水域よりも狭く、観測よりも東に予測した。さらに、甲信地方から東海地方の予測降水量は観測よりも過大であり、5 mm/3h 以下の降水も広く分布した。降水の水平分布については、観測では降水系は関東に集中しているが、CNTL では関東と甲信地方の二つに分離して予測

している。TEST では、INLB で DPR が同化された効果で予測開始直後の東海地方の降水量予測の精度が向上した。そして TEST の予報時間 33 時間では関東地方で南北にのびる降水域の降水域の位置とその広がりには CNTL と比較して観測に近い予測となった。また TEST では CNTL で予測していた関東と甲信地方に二つに分離した降水域が無く関東地方で観測された降水の集中を再現できた。

以上をまとめると、この事例では、まず INLA で関東に豪雨をもたらした降水系の風上側で DPR が同化され水蒸気場が修正された。そして、その効果が解析予報サイクルによって次回以降の解析と予報に引き継がれた。その結果として、関東の降水系の風上に相当する日本の南の海上における水蒸気の予測精度が向上し、INLB を初期値とする予報において 30 時間を超えるリードタイムでの豪雨の予測精度が大きく向上した。

(4) DPR 同化の影響に関する留意点

予測精度への影響という観点からは、将来の降水の引き金となる降水現象に対する DPR 観測が同化される場合に降水予測精度の向上が期待できる。その同化の効果は解析予報サイクルにより次回以降の解析と予報に引き継がれ、関連する降水系が世代交代するまで持続する。ただし、観測幅の狭い DPR が防災上重要な降水の引き金となる現象を捉える機会は限られている。MSM の降水予測に対して DPR 同化のインパクトを期待する場合、上記についてご留意いただきたい。

2.1.5 GNSS 掩蔽観測データのメソ解析での利用開始

(1) はじめに

メソ解析では、2016 年 3 月 24 日から GNSS (Global Navigation Satellite System) 掩蔽観測データの利用を開始した。本項ではデータ特性、利用方法の概要、およびデータ同化による解析値、予測値への影響について解説する。GNSS 掩蔽観測の原理については津田 (1998)、小澤・佐藤 (2007) に詳しく記述されているので、これらを参照いただきたい。

(2) GNSS 掩蔽観測データの特性

GNSS とは衛星測位システムの総称である¹³。GNSS 掩蔽観測では、電波受信機の位置に対し、高度約 2 万 km を飛行する測位衛星が地平線に沈む（または昇る）タイミングで測位衛星からの電波を電波受信機で受信し、大気の影響による電波の遅延量を計測する。大気遅延量は測位システムでは誤差の要因となる一方、遅延量を解析することで、大気の大気温度や水蒸気の鉛直分布に関する情報を得ることができる。数値予報では通常、高度 1,000 km 以下の低軌道 (LEO: Low Earth Orbiting) 衛

¹³ 衛星測位システムを一般に GPS (Global Positioning System) と呼ぶことがあるが、これは本来米国の衛星測位システムの固有名称であるため、本項では総称である GNSS を用いる。

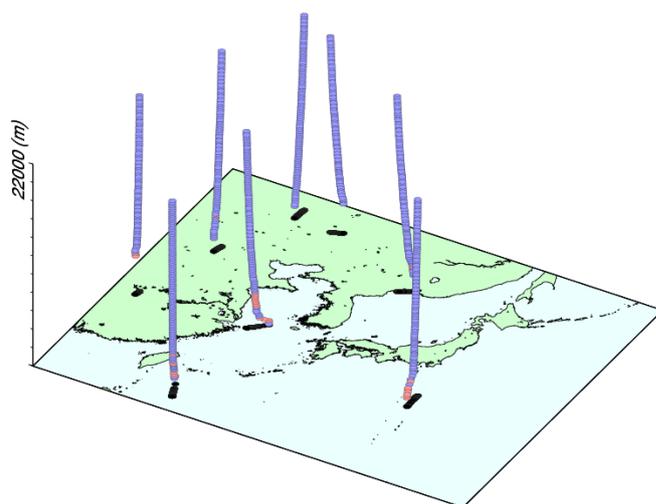


図 2.1.22 メソ解析で利用された GNSS 掩蔽観測データの分布例 (2016 年 4 月 21 日 06UTC)。鉛直方向は、メソモデルのモデルトップ付近となる 22km までを描画範囲としている。青色は同化されたデータ、桃色は品質管理処理で除外されたデータ、黒色は観測データの地表への投影位置を示す。

星に搭載された受信機による観測データを利用する。

GNSS 掩蔽観測は精密時計による測定のため、高精度かつ較正が不要の観測とされる。このため、数値予報システムでは他の観測データが持つバイアスを補正するための基準としての役割も果たし、解析値の品質を保つための重要な観測データの一つとなっている。また、データが全球的に分布していることや、高い鉛直分解能をもつことも特徴である。

GNSS 掩蔽観測のデータ処理では、LEO 衛星が受信する電波の遅延量からまず屈折角が算出され、屈折角から屈折率が算出される。このため、屈折角は屈折率より観測値に含まれる変換誤差が少ない。気象庁では、2007 年 3 月に全球解析において掩蔽観測による屈折率データの利用を開始し (小澤・佐藤 2007)、その後新規衛星の追加や処理の改良を経て、2014 年 3 月に屈折角データの利用に移行している (大和田 2015a)。

(3) データの利用方法

今回、メソ解析で利用を開始した GNSS 掩蔽観測データ (以下、掩蔽データ) の利用方法は、全球解析で既に利用されている衛星¹⁴に加えて TanDEM-X 衛星¹⁵と GRACE-B 衛星¹⁶のデータを利用していること以外は (大和田 (2015b) のとおりである。主な仕様を以下に述べる。

¹⁴ 2016 年 9 月現在、全球解析では GRACE-A, Metop-A, Metop-B, COSMIC, TerraSAR-X の各衛星の掩蔽データを利用している。

¹⁵ ドイツの合成開口レーダー衛星。

¹⁶ 米国・ドイツの重力気候実験衛星。GRACE-A と GRACE-B で構成される。

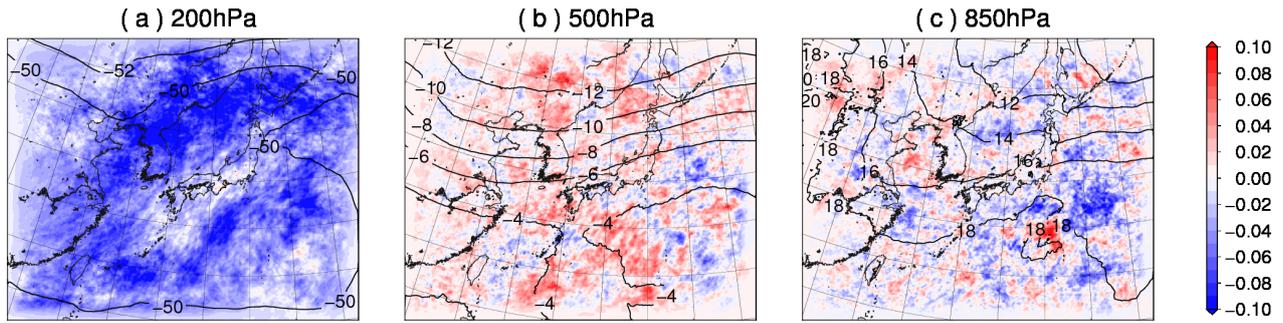


図 2.1.23 夏実験における解析値（気温 [°C]）の実験期間平均値の差（赤青塗り分けは TEST-CNTL）と CNTL の平均値（黒線）。(a) は 200 hPa 面、(b) は 500 hPa 面、(c) は 850 hPa 面の値を示す。

・ 屈折率データの利用

屈折率同化のための観測演算子は、観測点周囲の大気の情報のみ必要とするが、屈折角の場合は観測点より上空の大気の情報も必要とする。そのため、モデルトップが 10 hPa（約 30 km）より低い場合は屈折率データを利用する方が妥当とされる (Healy 2008)。メソモデルのモデルトップは約 22 km で、大和田 (2015b) でも屈折率を利用した方が改善が大きかったことから、メソ解析では屈折率を利用することにした。

・ 利用する LEO 衛星データ

全球解析では未使用の TanDEM-X 衛星と GRACE-B 衛星のデータ特性を調査し、品質に問題ないことが確認できた。そのため、全球解析で利用している衛星に加え、これらの衛星のデータも利用することにした。

・ データ間引き、品質管理

水平、鉛直方向ともに掩蔽データの間引きは行わない。品質管理ではグロスエラーチェックを行う。

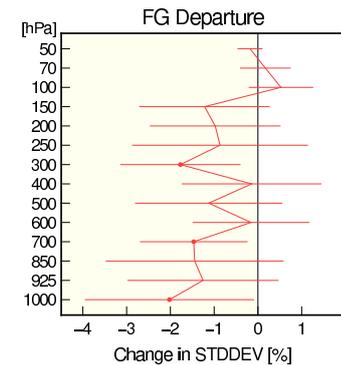
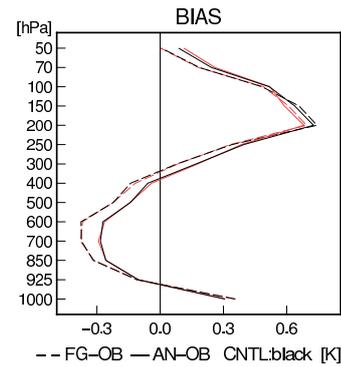


図 2.1.24 夏実験における解析値、第一推定値からのラジオゾンデ観測値（気温）の差。上図は解析値、第一推定値と観測値の差（バイアス）を示し、横軸がバイアス [K]。実線は解析値 - 観測値、破線は第一推定値 - 観測値で、ともに黒線は CNTL、赤線は TEST であることを示す。下図は第一推定値 - 観測値の標準偏差について TEST の CNTL に対する変化率を示し、横軸が変化率 [%]。変化率が負の場合は第一推定値の誤差の減少（改善）を示す。エラーバーは 95%信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを示す。

図 2.1.22 はメソ解析における掩蔽データの分布例で、この初期値では鉛直方向に連なる 8 プロファイルのデータが利用されている。メソ解析では初期値によって多寡はあるが、ほぼ毎回の解析時刻で入電があり、多い場合には 20 プロファイル程度のデータを利用できる。基本的に 1 日 2 回のラジオゾンデ観測と比較して、データ利用の機会が多いことが掩蔽データの利点の一つであり、特に 1 日 8 回実行のメソ解析では重要となる。

(4) 解析及び予報へのインパクト

メソ解析での掩蔽データ利用の影響について、大和田 (2015b) は気温の解析値の変化が 700 hPa より上層で比較的大きく、ラジオゾンデ利用に近い効果があるとし、対流圏上層の高度場の改善や、海面更正気圧の予測誤差改善などを示した。その後、メソ解析では背景誤差更新（第 2.2 節参照）などの変更があったことから、現業利用に先立ち、同化実験により改めて掩蔽データ利用の影響を確認した。

実験は 2014 年 12 月 5 日～2015 年 1 月 14 日、2015

年 8 月 2 日～9 月 11 日の期間を対象とし、2015 年 12 月時点の数値予報ルーチンと同等のシステムを用いた。屈折率を利用しない設定を CNTL、屈折率を利用する設定を TEST とする。夏実験と冬実験の結果を比較すると、概ね同様の变化傾向を示したが、冬実験は変化の幅が小さく、予測結果も基本的に中立となるものが多かった。ここではインパクトの大きかった夏実験の結果を示す。

図 2.1.23 は、実験で得られた解析値（気温）の期間

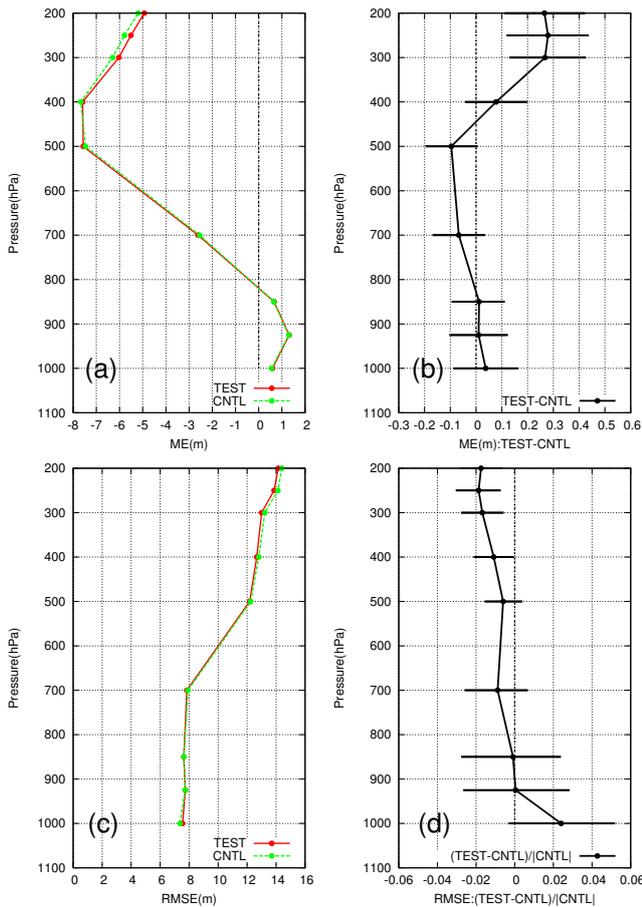


図 2.1.25 夏実験におけるジオポテンシャル高度の対ゾンデ検証 (FT=21)。(a) は平均誤差 (ME)，(b) は TEST と CNTL の ME の差、(c) は平方根平均二乗誤差 (RMSE)，(d) は RMSE の変化率で負値が改善を示す。(b)，(d) のエラーバーは 95%信頼区間を示す。

平均値の差分 (TEST-CNTL) の平面分布を示す。対流圏中層から上層の解析値において領域全体での系統的变化がみられ、特に 200 hPa で気温が下がる傾向が顕著である。図 2.1.24 の上図は、解析値、第一推定値とラジオゾンデ観測値 (気温) の差 (バイアス) を示す。300 hPa より上層で解析値、第一推定値ともにゾンデと比較して高温となるバイアスがあるが、図 2.1.23 でみられた変化に対応して、TEST では 200 hPa 付近を中心にバイアスが軽減されている。図 2.1.24 の下図は、第一推定値とゾンデ観測値との差の標準偏差について TEST と CNTL との違いを示す。屈折率の利用により、解析値および第一推定値がその他の観測値と整合する方向に変化 (改善) している。

予測値では、ジオポテンシャル高度の対ゾンデ検証において、400 hPa より上層で平均誤差、平方根平均二乗誤差の減少が FT=21 付近まで持続し、改善を示している (図 2.1.25)。海面更正気圧の予測誤差も夏季において負バイアスが軽減され (図略) これらの結果は大和田 (2015b) と整合的である。

降水予測については、大和田 (2015b) では中立の結果が得られていたが、今回の実験では、冬実験は中立、夏実験は弱い雨でやや改悪傾向、強い雨でやや改善傾向であった (図略)。

(5) まとめ

メソ解析では、2016 年 3 月 24 日から GNSS 掩蔽観測の屈折率データの現業利用を開始した。実験からは、解析値、予測値において特に気温、高度のプロファイルが改善することを確認できた。

今後の課題として、将来メソモデルのモデルトップが引き上げられた場合には、より変換誤差の少ない屈折角の利用を検討する。

2.1.6 マイクロ波散乱計の全球解析での利用方法の変更及びメソ解析での利用開始

(1) はじめに

マイクロ波散乱計 (以下、単に散乱計と記す) は海洋上の風ベクトルを推定する測器である。この測器は一般に極軌道衛星に搭載され、測器から海面に向けてマイクロ波を発射し、海面で散乱されて戻ってきた後方散乱の強度を基に風ベクトルを算出する¹⁷。海上風の観測としては他にも船やブイによる現場観測があるが、それらに比べて散乱計は広い範囲で密に推定できることから、面的に得られた風ベクトルから低気圧等に伴う風の循環や前線上のシアの情報を抽出することができる。このように、擾乱に関するより詳細な情報を解析システムに伝えることが可能であることから、数値予報システムにとって非常に重要なデータとなっている。

気象庁の全球数値予報システムでは 2009 年 7 月から Metop-A 衛星搭載の散乱計 ASCAT-A を、2013 年 11 月から Metop-B 衛星搭載の散乱計 ASCAT-B を現業利用している (高橋 2010; 守谷ほか 2014)。ここでは、2015 年度に現業化された全球解析における ASCAT 海上風の利用方法の変更およびメソ解析における ASCAT 海上風の利用開始に関して、現業化にあたって実施した調査について述べる。

(2) 全球解析における ASCAT 海上風の利用方法の変更

高橋 (2010) のとおり、ASCAT-A 海上風データの利用にあたっては、高風速域において D 値 (第一推定値に対する観測値の差) の平均が負の値を持っていたため、風速が 15 m/s より大きいデータを排除 (風速制限) してきた。また同時に、開発過程で問題となった南半球の予測精度の悪化を最小限に抑えるために、30°S 以南の観測誤差を他の領域に比べて 1.5 倍する措置 (観測誤差膨張) をとった (高橋 2010)。これらはその後利用を開始した ASCAT-B 海上風データに対しても同様に適用された。

¹⁷ 散乱計の詳細な観測原理については太原 (1999) を参照。

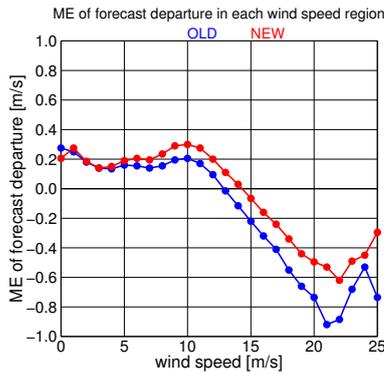


図 2.1.26 全球システム更新前後における風速別の風速 D 値平均。赤線と青線はそれぞれ GSM1403 と GSM1304 における結果を表す。横軸は風速閾値、縦軸は風速バイアスである。統計期間は 2013 年 8 月である。

その後、全球数値予報システムの改善に伴って海上風予測の精度が向上し、第一推定値のバイアスが徐々に軽減されてきた。図 2.1.26 に特に大きな改善がみられた 2014 年 3 月に現業化された全球数値予報システム(米原 2014)の更新前後の風速別の風速 D 値平均を示す。風速 15 m/s 以上でみられていた風速の負バイアスが更新前(GSM1304)に比べて更新後(GSM1403)では小さくなったことがわかる。このことから風速制限を廃止した場合の影響を調査するために全球サイクル実験を実施した¹⁸。実験では D 値特性が変化した後の ASCAT のインパクトを改めて調査するために、本来不要である観測誤差膨張の措置もとっていない。以下では、現業システムによる実験を CNTL、CNTL に対して風速制限と観測誤差膨張を廃止した実験を TEST と呼ぶ。実験期間は 2014 年夏と冬のそれぞれ約 1 か月間である。

図 2.1.27 にバイ観測を真値とした場合の第一推定値の誤差の標準偏差の変化率を示す。南半球を中心に第一推定値の精度が改善したことがわかる。南半球で特にインパクトがあった理由は、観測誤差膨張が廃止されたことおよび南半球では他の地域よりも高風速データの割合が大きいからであると考えられる。また、図 2.1.26 が示すように、全球システム更新後においても高風速域における風速 D 値が残っているにもかかわらず高風速データの利用により正のインパクトが得られたのは、風速の絶対値に対して問題にならない程度にまで D 値平均が小さくなったためと思われる。図 2.1.28 に解析値を真値とした場合の風速の 48 時間予測値の RMSE 改善率を示す。ここではリードタイム 48 時間の結果を示したが、夏冬の両実験ともに南半球でリードタイム 72 時間までの予測値で改善する傾向が確認された。海面更正気圧や 500 hPa 高度等、その他の

¹⁸ ASCAT 海上風プロダクトの提供元によれば、良好な品質であるのは風速 25 m/s までのデータであることから、実際には風速 25 m/s までの利用とした。

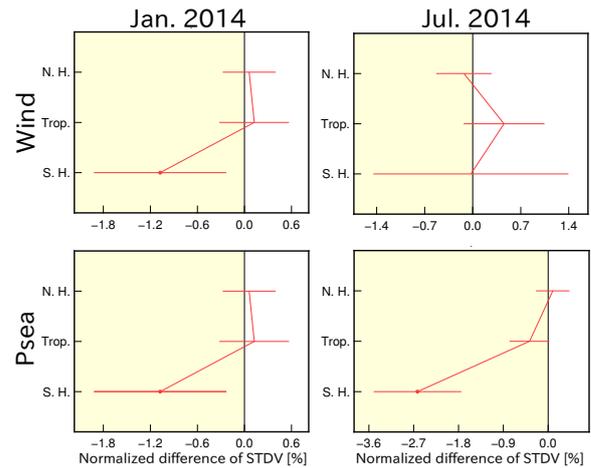


図 2.1.27 バイ観測を真値とした場合の領域別の第一推定値の誤差の標準偏差の変化率 $\frac{\sigma_{TEST} - \sigma_{CNTL}}{\sigma_{CNTL}}$ (マイナスの場合に改善を表す)。上段と下段の図はそれぞれ風速と海面更正気圧、左列と右列の図はそれぞれ冬実験と夏実験の結果を表す。横軸は変化率、縦軸は北半球、熱帯、南半球の領域を表す。エラーバーは 95% 信頼区間を表し、有意である場合にはドットを記した。

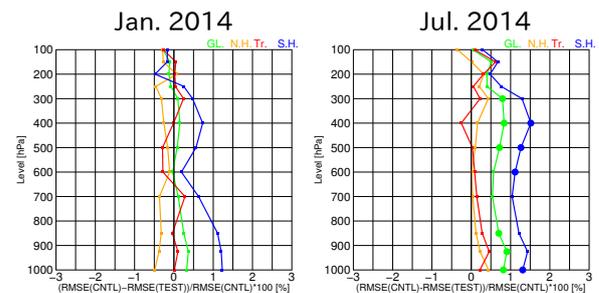


図 2.1.28 解析値を真値とした場合の領域別の風速の 48 時間予測値の RMSE 改善率 $\frac{RMSE_{CNTL} - RMSE_{TEST}}{RMSE_{CNTL}}$ (プラスの場合に改善を表す)。左図と右図はそれぞれ冬実験と夏実験の結果を表す。横軸は改善率、縦軸は高度である。緑線、黄線、赤線および青線はそれぞれ全球、北半球、熱帯および南半球を表す。大きなドットは有意水準 0.025 で片側検定を行った結果、統計的に有意であることを表す。

主要な指標についても同様の傾向であった。

以上から、ASCAT 海上風の利用以来とってきた風速制限や観測誤差膨張の措置が不要となったことが確認されたため、2015 年 10 月 8 日 00UTC より廃止した。

(3) メソ解析における ASCAT 海上風の利用開始

メソ解析では 2009 年 11 月まで利用されていた Sea-Winds 海上風以来、海上風ベクトルは同化利用されてこなかった。原因は ASCAT-A 打ち上げ後の初期の調査において強雨域における降水の予測精度等に悪化が見られたためであったが、年々のメソ数値予報システムの改良により第一推定値の精度が改善され、近年では ASCAT 利用によるメリットを引き出すことができるようになってきた(守谷 2015)。以下では、最新のメソ数値予報システムにおける ASCAT 海上風利用のインパクトを調査するために実施したメソサイクル実

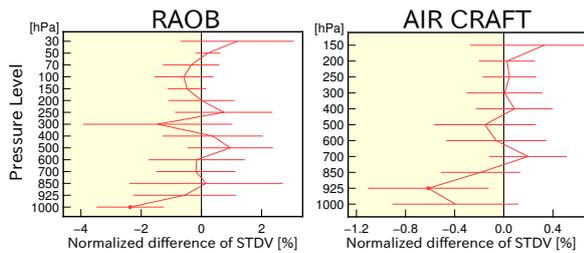


図 2.1.29 ゾンデ観測と航空機観測を真値とした場合の冬実験における風速の第一推定値の誤差の標準偏差の変化率 $\frac{\sigma_{TEST} - \sigma_{CNTL}}{\sigma_{CNTL}}$ (マイナスの場合に改善を表す)。左図はゾンデ観測を、右図は航空機観測を真値とした場合の結果。横軸は変化率、縦軸は高度である。エラーバーは 95% 信頼区間を表し、有意である場合にはドットを記した。

験の結果を示す。現業システムによる実験を CNTL、CNTL に対して ASCAT 海上風を同化利用した実験を TEST と呼ぶ。実験期間は 2014 年夏と冬のそれぞれ約 1 か月間である。

図 2.1.29 に冬実験におけるゾンデ及び航空機観測を真値とした場合の風速第一推定値の誤差の標準偏差の変化率を示す。下層を中心に第一推定値が改善した。夏実験においては下層は中立であったものの、他の層を含めると全体的に改善傾向であった(図略)。図 2.1.30 に解析雨量を真値とした場合の夏実験における降水スコアを示す。僅かな差であるが、15 mm/3h 以上においてスコアが改善傾向を示しており、比較的強い降水の予測精度に向上がみられる。このことは冬実験においても同様の傾向であった。本実験では明瞭なものは確認できなかったが、調査の中で実施したいいくつかの実験では熱帯低気圧等の循環を比較的長いリードタイムで表現できるようになった事例もあった。海上風同化によって擾乱における風の解析場や予報場の表現が向上したことを通じて、降水予測の精度が改善したと考えられる。これらの結果に基づき、2015 年 12 月 24 日より、現業メソ解析での ASCAT 海上風の利用を開始した。

2.1.7 METAR 地上気圧の利用開始

2015 年 10 月 8 日より、全球解析において METAR 報¹⁹の地上気圧データの同化利用を開始した。本項では、METAR 報の地上気圧データの概要、及び同化利用することによる改善点について説明する。

(1) METAR 報の地上気圧データの概要

METAR 報は空港における気象状況を数十分から 1 時間ごとに通報するものである。METAR 報の通報地点は世界各国に存在し、その数は約 4000 地点である。METAR 報で通報される観測の中には、地上気圧・気

¹⁹ METAR (定時飛行場実況気象通報式) 及び METAR AUTO (自動飛行場実況気象通報式) として通報されるものを指す。本項では簡便のため、これらを併せて「METAR 報」と表記する。

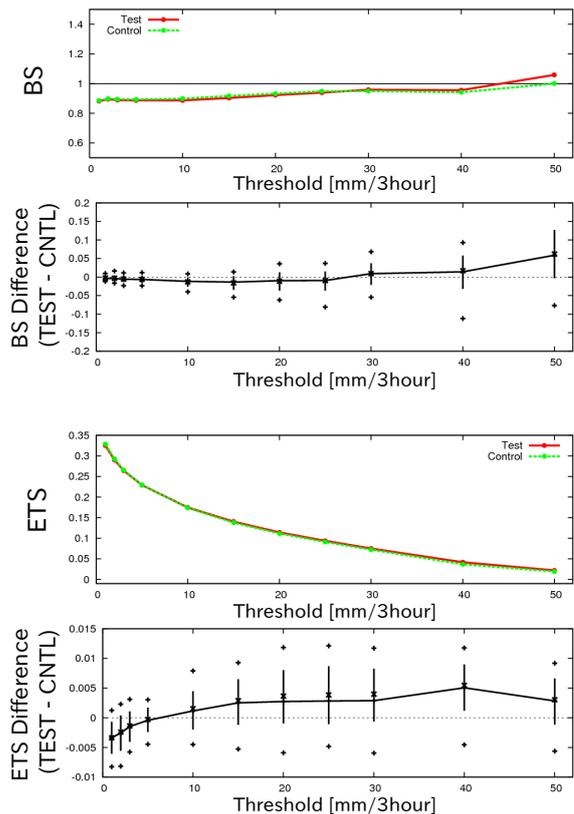


図 2.1.30 解析雨量を真値とした場合の夏実験における降水スコア。1 段目はバイアススコアの値、2 段目はバイアススコアの差 (TEST-CNTL)、3 段目はエクイタブルスコアの値、4 段目はエクイタブルスコアの差 (TEST-CNTL) である。2, 4 段目の +, x はそれぞれサンプルの最大値/最小値、中央値を表す。また、エラーバーは 95% 信頼区間を示す。

温・風などの数値予報の精度向上を図る上で有用と考えられる情報が含まれていることから、気象庁において同化利用のための開発を順次行っていくことを計画している。このうち地上気圧データについては、QNH²⁰ (高度計規制値) として通報された物理量を地上気圧として同化利用する等の品質管理法の詳細を高坂 (2015) で報告したところである。METAR 報の地上気圧データの品質を調査した結果、既に同化利用されている SYNOP (地上実況気象通報式) 報の地上気圧データと同等の品質であることを確認できたことから、今回、全球数値予報システムでの同化利用を開始した。

(2) METAR 報の地上気圧データを同化利用することによる改善点

METAR 報の地上気圧データを同化することによる解析・予測精度への影響を調査するため、全球数値予報システムによるサイクル実験を行った。実験期間は、2014 年 6 月 10 日から 8 月 11 日 (以下、夏実験) 及び 2013 年 12 月 10 日から 2014 年 2 月 11 日 (以下、冬

²⁰ QNH は、飛行場で観測された気圧を国際標準大気に基づいて平均海面に更正した値と定義されている (ICAO 2011)。

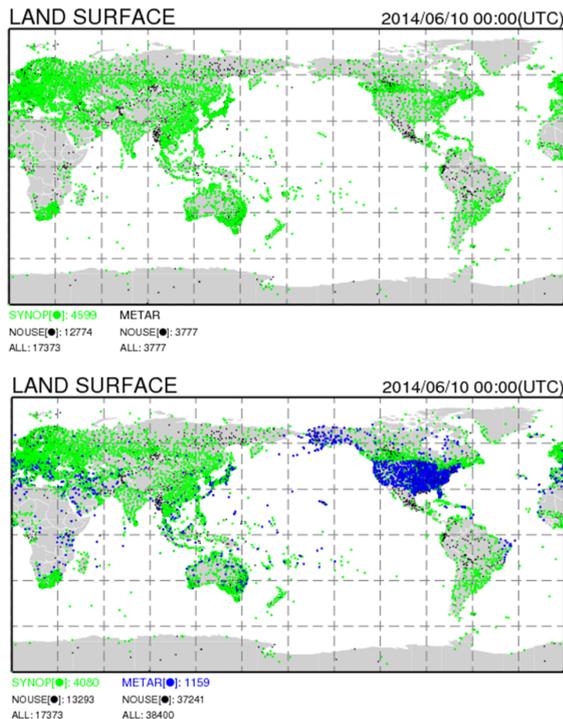


図 2.1.31 2014年6月10日00UTCにおける地上気圧データの分布。上がCNTL、下がTEST。緑色及び青色の点はそれぞれ同化利用されたSYNOP報及びMETAR報の通報地点、黒点は同化利用されなかったSYNOP報とMETAR報の通報地点である。

実験)である。以降、2014年9月時点の現業数値予報システムをCNTL、CNTLにMETAR報の地上気圧データを同化したものをTESTとする。

図2.1.31は、同化利用された地上気圧データの分布である。METAR報の追加により、米国で同化利用される地上気圧データが高密度に分布するようになったことが分かる。また、CNTLではアフリカ大陸や太平洋の島嶼などSYNOP報の通報地点の希薄な地域が存在するが、TESTではこれらの空白域を補完している。このようにして、同化利用された地上気圧データの数は、1解析あたり平均で約600地点(CNTLにおける地上気圧データの同化利用数の約10%)増加した。また、METAR報の通報地点のうち約半数はSYNOP報の通報地点と同一もしくは隣接した地点であるが、これらの領域ではMETAR報がSYNOP報のいずれか一方が同化利用されるようになる。これにより、双方が互いにバックアップの機能を果たすようになり、入電障害等によるデータ欠落時における解析精度の低下を軽減する効果が期待できる。

図2.1.32は、海面更正気圧の平均解析値の差(TEST-CNTL)である。夏実験・冬実験共に、アメリカやアフリカ大陸、太平洋の島嶼など、METAR報の追加により地上気圧データの同化利用数が増加した領域で主に差が生じていることが確認できる。次に、解析値に見られた変化の妥当性を見ていく。図2.1.33

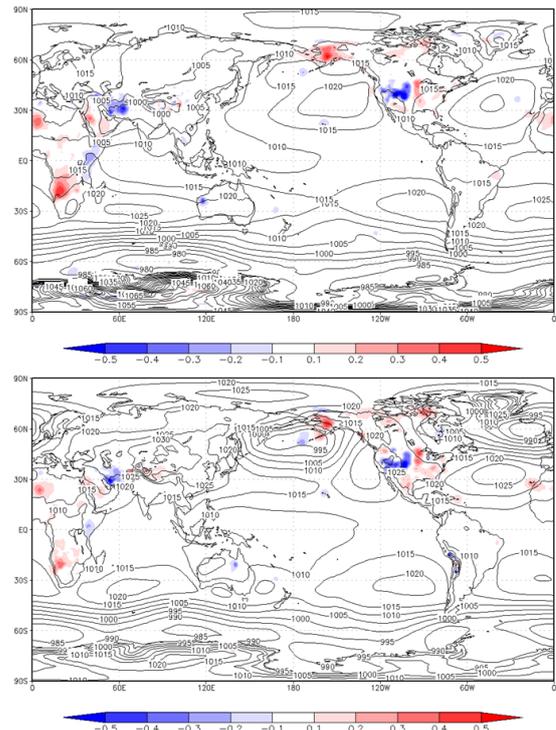


図 2.1.32 海面更正気圧 [hPa] の平均解析値の差 (TEST-CNTL)。塗りつぶしは平均解析値の差、黒の等値線はCNTLの平均解析値である。上が夏実験、下が冬実験。

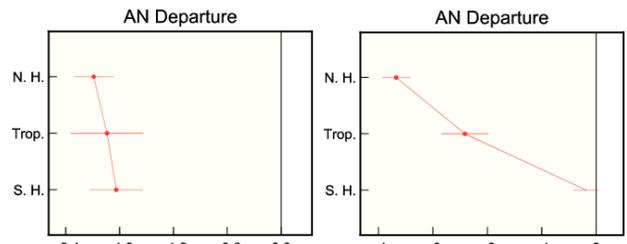


図 2.1.33 SYNOP報の地上気圧データで見た、観測値と解析値の差 (AN Departure) の標準偏差について、TESTのCNTLに対する変化率。横軸はAN Departureの標準偏差の変化率 [%]、縦軸は検証領域で上から北半球 (20°N-90°N)、熱帯 (20°S-20°N)、南半球 (90°S-20°S)。AN Departureの標準偏差の変化率が負であることが改善を示す。図中の誤差幅は差の有意判定で用いた95%信頼区間を示し、赤点は差が統計的に有意であることを示している。左が夏実験、右が冬実験。

は、SYNOP報の地上気圧データで見た、観測値と解析値の差(以下、AN Departure)の標準偏差の変化率である。いずれの実験期間・検証領域においても、AN Departureの標準偏差の変化率が負となっていることが分かる。このことは、METAR報の地上気圧データを同化したことによる解析値の変化が既存の観測と整合する変化であることを意味しており、解析値の精度が向上したと考えられる。なお、予測精度は概ね中立であった。

2.1.8 国内ラジオゾンデ高解像度観測データのメソ解析での利用開始

ラジオゾンデの高解像度観測データとは、ラジオゾンデ飛揚開始からの数秒間隔の観測値とともに、上空の風に流されて移動するラジオゾンデの位置情報も格納された、時空間的に非常に解像度の高い高層気象観測データである。この高解像度観測データは、伝統的の文字通報式 (TAC: Traditional Alphanumeric Code) である TEMP²¹ 報に対して、BUFR²² 形式で格納されることから、以降では高解像度 BUFR 報と呼ぶ。

気象庁では、メソ解析において国内ラジオゾンデ観測の高解像度 BUFR 報を利用する改良を行い、2016年3月24日から現業利用を開始した。本項では、改良のポイントとして高解像度 BUFR 報の利用手法を解説し、サイクル実験の結果から解析や予報に与える影響について述べる。

(1) 改良のポイント

ここでは主に高解像度 BUFR 報をどのように利用するかについて簡潔に説明する。特に品質管理やデータ選択に関する検討過程は酒匂 (2015) でも述べているのでこちらもあわせて参照していただきたい。

高解像度 BUFR 報に対する品質管理

高解像度 BUFR 報には数秒間隔の観測値が格納されており、そのデータ数は指定気圧面や特異点の観測値のみを報じる TEMP 報と比べて圧倒的に多く、一時的なノイズ等による異常値が混入する可能性が高くなる。このため、数秒毎の連続観測値に対して一定閾値を超えるような極端な変動がないか、また位置情報についても不自然な移動をしていないか等をチェックする品質管理を導入している。

高解像度 BUFR 報からのデータ選択

気象庁のメソ解析で用いている4次元変分法によるデータ同化システムでは、観測データ間で誤差相関がないことを仮定している。このため、鉛直方向に高密度なデータである高解像度 BUFR 報を利用するには、鉛直誤差相関を持たないようにデータを適切に間引く必要がある。そこで、酒匂 (2015) で述べたように、高解像度 BUFR 報に格納された各データの観測時刻を用いて、予め設定した時間間隔に従いデータを選択して同化利用する手法を導入している。但し、単に時間間隔だけで決めるのではなく様々な調整をしてデータを選択する。その調整の一つが選択データ間の気圧高度差に下限値を設定していることである。通常、ラジオゾンデは気球と共にほぼ一定の速度で上昇するが、例

²¹ 高層実況気象通報式。100 hPa 面から下層の指定気圧面 (A 部) および特異点 (B 部)、100 hPa 面より上層の指定気圧面 (C 部) および特異点 (D 部) を報じる。

²² 二進形式汎用気象通報式。Binary Universal Form for the Representation of meteorological data の略。伝統的の文字通報式よりも柔軟性と拡張性を持つ通報式である。

表 2.1.3 高解像度 BUFR 報からのデータ選択の設定

気圧高度	選択出力するデータの時間間隔の設定
① 地上 ~ 850 hPa	約 60 秒間隔 <ul style="list-style-type: none"> ➢ 地上に最も近いレベルデータは飛揚開始30秒後以降 ➢ 気圧高度で 40 hPa以上のデータ間隔になるよう調整 ➢ 900 hPaより下層で風データのみ半数に間引くよう調整
② 850 hPa ~ 200 hPa	約 120 秒間隔 <ul style="list-style-type: none"> ➢ ①から②へは緩やかに時間間隔が切り替わるよう調整 ➢ 気圧高度で 30 hPa以上のデータ間隔になるよう調整
③ 200 hPa ~ 最上層	約 240 秒間隔 <ul style="list-style-type: none"> ➢ ②から③へは緩やかに時間間隔が切り替わるよう調整 ➢ 100 hPaまでは気圧高度で 30 hPa以上、これより上層では 10 hPa以上のデータ間隔になるよう調整

えば強い雨や雪の天候時に飛揚した場合や気球にピンホールが生じた場合等に上昇速度が極端に低下することがある²³。このような場合には鉛直方向に近接するデータが多数選択される可能性があるため、選択されるデータ間ではある程度の気圧高度間隔が確保されるよう調整している。また、酒匂 (2015) で示された高度別相関係数の調査では、下層の風が上層と比べて相関の小くなる時間間隔がやや長かったことを考慮して、最下層では風を他要素よりもさらに半分に間引いて利用する。これらの設定の詳細については表 2.1.3 に示したとおりである。こうして高解像度 BUFR 報から選択したデータは、さらに解析前処理として内的 QC や外的 QC の処理が実施され (佐藤 2012; 大野木 1997)、その正確な観測位置を考慮して同化される。

ここで 2014 年 12 月 5 日 00UTC のメソ解析における福岡のラジオゾンデ観測の利用例を図 2.1.34 及び図 2.1.35 に示す。従来の TEMP 報を利用した場合には、100 hPa 面から下層の指定気圧面と特異点の一部が解析で使用される²⁴。しかし、改良後すなわち高解像度 BUFR 報を利用した場合では、指定気圧面や特異点といった特定レベルに関係なく、従来よりも多くのレベルの観測データを正確な観測位置で使用できることがわかる。さらにこの例では、高解像度 BUFR 報を利用することによって、従来よりもさらに高高度の観測データを使用することができている。これは 100 hPa より上空の観測データである TEMP 報の C, D 部がラジオゾンデ観測終了後に報じられるのに対し、高解像度 BUFR 報にはその時点までに内部処理された観測データが格納されるため、結果的に従来よりも上空の観測データを早く利用できることが多くなるからである。

²³ 前者は気球への着氷や着雪により重みが増すこと、後者は気球からゆっくりとガスが漏れ抜けていくことで、それぞれ浮力が小さくなってしまふことに起因する。

²⁴ メソ解析の観測データ入電打ち切り時刻 (解析時刻の約 50 分後) までに TEMP 報の A, B 部 (100 hPa 面から下層) は入電しているが、C, D 部 (100 hPa 面より上層) は間に合っていない。

なお、酒匂 (2015) で検討していた空間代表性を考慮するための観測データの平滑化については導入しなかった。これは複数の短期サイクル実験を実行して平滑化の有無による予測精度へのインパクトを比較したところ、平滑化しない方が僅かながら良い結果であったためである。

オゾンゾンデ観測データの利用

気象庁はメソ領域内では3地点(札幌・つくば(館野)・那覇)で週1回オゾンゾンデによるオゾンの鉛直分布の観測を実施している²⁵。オゾンゾンデはオゾンセンサ部とGPSゾンデ部で構成されている。このGPSゾンデ部は高層気象観測現業のラジオゾンデ観測(以下、高層現業ゾンデ観測)で使用されるもの同一で、気温や湿度等も同時に観測しているが、その主目的はオゾンの観測であり高層現業ゾンデ観測のようにTEMP報を作成するシステム設計にはなっていない。しかし、各サイトシステムから観測の生データを収集して高解像度BUFR報を作成する「高層気象観測データ統合処理システム」の導入によって、高層現業ゾンデ観測と同一サイトシステムである札幌とつくば(館野)についてはオゾンゾンデ観測の高解像度BUFR報を利用することが可能になった。但し、図2.1.36に示すようにオゾンゾンデ観測は高層現業ゾンデ観測よりもゾンデの上昇速度が遅い²⁶ため、その高解像度BUFR報をメソ解析で利用する場合には、前述のデータ選択パラメータに一定比率を乗じて高層現業ゾンデ観測の場合と同程度までデータを間引くように調整している。

国内ラジオゾンデ観測を安定利用するための設定

国内ラジオゾンデ観測について、従来のTEMP報の利用から高解像度BUFR報の利用へ完全に切り替えた場合、仮に処理システムの障害等によって高解像度BUFR報が利用できなくなれば、ラジオゾンデによる高層気象観測の結果がメソ解析に反映されず、その精度に影響が出る可能性がある。このため、もし高解像度BUFR報が利用できない国内観測地点がある場合にはその地点は従来どおりTEMP報を利用する仕様としている。

(2) 解析及び予報へのインパクト

前述の手法を用いて国内ラジオゾンデ観測の高解像度BUFR報を同化利用するサイクル実験を実行し、解析及び予報へのインパクトを確認した。実験は2015年8月2日~9月11日(夏実験)、2014年12月5日~2015年1月14日(冬実験)を対象期間とした。

メソ解析で新しい初期値を作成する際にその基となる第一推定値について、改良前後でそれぞれ既存の観測データとの整合性を比較した。図2.1.37に冬実験に

²⁵ 毎週水曜の06UTCに実施するが、雨天や強風が予想される場合は日をずらしている。

²⁶ 低高度での気球破裂を防ぐために気球に充填するガス量を減らしている。

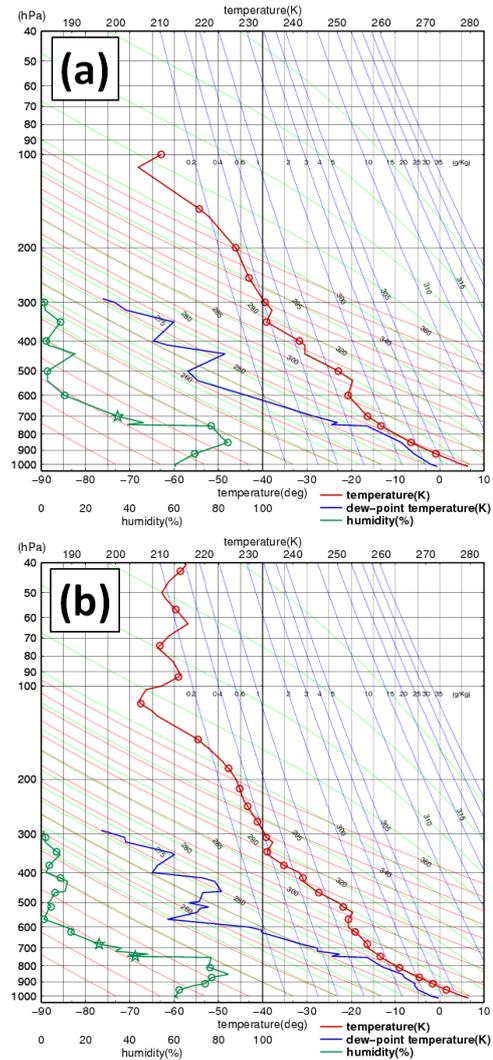


図 2.1.34 2014年12月5日00UTCの福岡のラジオゾンデ観測のエマグラム。赤：気温、青：露点温度、緑：相対湿度。(a)改良前(TEMP報を利用)と(b)改良後(高解像度BUFR報を利用)。丸印は解析で使用されたデータ、星印は解析前処理の品質管理でリジェクトされたデータを示す。

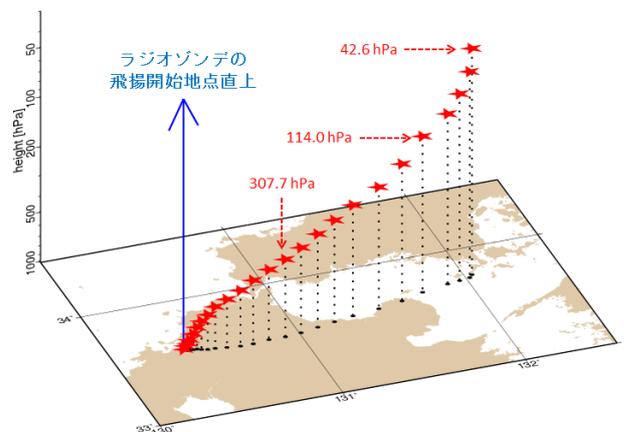


図 2.1.35 改良後に2014年12月5日00UTCメソ解析で利用される福岡のラジオゾンデ観測の3次元空間図。星印は利用データの位置を示し(一部データにはその気圧高度も付記)、点線はそこから地上への投影を表す。青矢印線はラジオゾンデの飛揚開始地点の直上を表し、改良前はTEMP報をこの直上での観測として利用している。

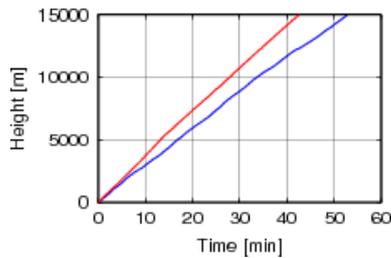


図 2.1.36 2015 年 8 月 13 日の札幌における高層現業ゾンデ観測とオゾンゾンデ観測の上昇高度の時間経過。横軸は飛揚開始からの経過時間 [分]、縦軸は上昇高度 [m] を表す。赤線が高層現業ゾンデ観測 (00UTC)、青線がオゾンゾンデ観測 (06UTC) を示す。

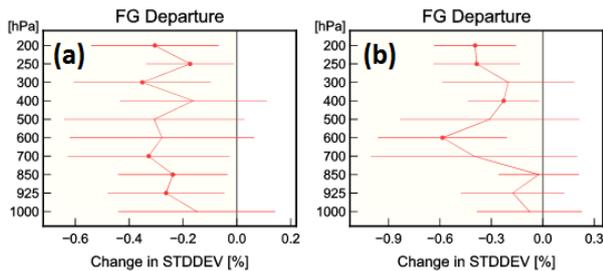


図 2.1.37 冬実験における航空機データの観測値と第一推定値の差の標準偏差について改良前に対する変化率。それぞれ (a) 気温、(b) 東西風についての結果で、横軸が変化率 (%)、縦軸が気圧高度 (hPa) を表す。変化率 (%) が負値であれば観測値に対する第一推定値の誤差減少を意味する。誤差棒は 95% の信頼区間、丸印は統計的に有意な差であることを示す。

における航空機データの観測値と第一推定値の差の標準偏差について改良後の改良前に対する変化率を示す。観測値に対して第一推定値の誤差が減少しており、改良後すなわち高解像度 BUFR 報の利用によって、第一推定値が観測値と整合する方向になり改善していることがわかる。このように、改良後は全てではないものの多くの既存の観測データと整合が良くなっており、特に冬実験でこの傾向が見られた。これは冬季の方が上空の強風によってラジオゾンデが流されやすいことを踏まえると、ラジオゾンデ観測の使用データ数の増加だけではなく正確な観測位置でのデータ同化による効果も大きいと考えられ、解析予報サイクルを通じた正のインパクトとして現れているものとみられる。メソモデルでの降水予測では夏冬ともに概ね同等以上という結果が得られ、図 2.1.38 に示したような幾つかの事例では強雨域の予測に改善が見られた。一方、気温や相対湿度等について対地上観測や対ラジオゾンデ観測で予測誤差が僅かに縮小した要素もあったが、全体としては概ね中立で、改良前後で特徴的な変化は見られなかった (図略)。

以上の結果から、国内ラジオゾンデ観測の高解像度 BUFR 報を利用することによって、メソ解析やメソモ

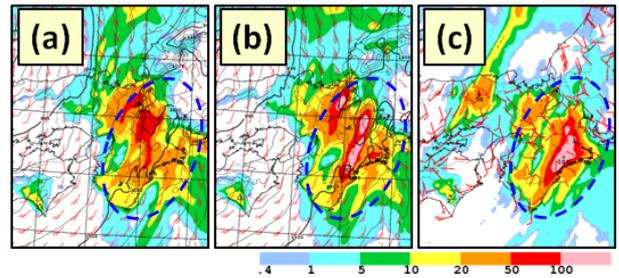


図 2.1.38 2015 年 8 月 25 日 03UTC 初期値の FT=9 における (a) 改良前と (b) 改良後の海面気圧、地上風、前 3 時間降水量の予測値、及び (c) 対応する時刻の解析雨量の前 3 時間積算値。改良後には青破線で囲った強雨域の予測が解析雨量と整合が良くなっている。

デルの予測において概ね同等以上のインパクトが得られることを確認したため、2016 年 3 月 24 日よりメソ解析での現業利用が開始された。

参考文献

- 幾田泰醇, 2015: レーダー反射強度. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 40-41.
- 石橋俊之, 2007: 静止衛星イメージャ. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 106-120.
- 今井崇人, 上澤大作, 2016: ひまわり 8 号データによる晴天放射輝度温度プロダクト. 気象衛星センター技術報告, 61, 53-58.
- 大野木和敏, 1997: データ品質管理と解析前処理. 数値予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 17-61.
- 大和田浩美, 2015a: GNSS 掩蔽観測. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 78-81.
- 大和田浩美, 2015b: メソ解析における GNSS 掩蔽観測データの利用. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-63.
- 小澤英司, 佐藤芳昭, 2007: GPS. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 133-139.
- 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.
- 計盛正博, 2015: マイクロ波イメージャ. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 50-54.
- 気象庁, 国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構, 2016: 全球降水観測計画 (GPM) 主衛星観測データの気象庁での利用について. 平成 28 年 3 月 24 日報道発表資料.
- 高坂裕貴, 2015: 地上観測データの同化. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 19-21.
- 酒匂啓司, 2015: 国内ゾンデ高解像度観測データの利用の検討. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 14-18.
- 佐藤芳昭, 2012: 観測データと品質管理. 平成 24 年度

- 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8–17.
- 下地和希, 別所康太郎, 2015: ひまわり 8 号大気追跡風プロダクトの紹介. 日本気象学会 2015 年度秋季大会予稿集, C111.
- 高橋昌也, 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.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波散乱計. 数値予報課報告・別冊第 45 号, 気象庁予報部, 27–43.
- 津田敏隆, 1998: GPS を用いた成層圏温度プロファイルの観測. 気象研究ノート, **192**, 159–178.
- 村田英彦, 高橋昌也, 高坂裕貴, 2015: ひまわり 7 号の可視・赤外バンドに対応するひまわり 8 号のバンド検討. 気象衛星センター技術報告, **60**, 1–17.
- 守谷昌己, 2015: メソ数値予報システムにおける散乱計海上風の新規利用の調査. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 67–69.
- 守谷昌己, 大和田浩美, 山下浩史, 江河拓夢, 2014: Metop-B データの利用開始. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 104–107.
- 山下浩史, 2015: 大気追跡風. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 70–77.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 数値予報と衛星データ. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 36–56.
- 米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–3.
- Bessho, K., K. Date, M. Hayashi, A. Ikeda, T. Imai, H. Inoue, Y. Kumagai, T. Miyakawa, H. Murata, T. Ohno, A. Okuyama, R. Oyama, Y. Sasaki, Y. Shimazu, K. Shimoji, Y. Sumida, M. Suzuki, H. Taniguchi, H. Tsuchiyama, D. Uesawa, H. Yokota, and R. Yoshida, 2016: An Introduction to Himawari-8/9—Japan’s New-Generation Geostationary Meteorological Satellites. *J. Meteor. Soc. Japan*, **94**, 151–183.
- Healy, S., 2008: Assimilation of GPS radio occultation measurements at ECMWF. *Proceedings of GRAS SAF Workshop on Applications of GPS radio occultation measurements, ECMWF, June 16–18*.
- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, **13**, 1093–1104.
- Hou, A. Y., K. Kakar, S. Neeck, A. A. Azarbarzin, C. D. Kummerow, M. Kojima, R. Oki, K. Nakamura, and T. Iguchi, 2014: The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 701–722.
- ICAO, 2011: Manual on Automatic Meteorological Observing Systems at Aerodromes, second edition. *ICAO Doc9837 AN/454, International Civil Aviation Organization*.
- Ikuta, Y., 2016: Data assimilation using GPM/DPR at JMA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **46**, 01.11–01.12.
- Ikuta, Y. and Y. Honda, 2011: Development of 1D+4DVAR data assimilation of radar reflectivity in JNoVA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **41**, 01.09–01.10.
- JMA, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. *Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System and Numerical Weather Prediction Research. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan*.
- Koizumi, K., Y. Ishikawa, and T. Tsuyuki, 2005: Assimilation of Precipitation Data to the JMA Mesoscale Model with a Four-dimensional Variational Method and its Impact on Precipitation Forecasts. *SOLA*, 45–48.

2.2 メソ数値予報システムの背景誤差の改良¹

2.2.1 はじめに

メソ数値予報システムでは、まず、メソ解析 (MA) でデータ同化²を行い、最新の観測値の情報を用いて現在の大気の状態を推定する。さらに、その結果を初期値として、メソモデル (MSM)³により様々な過程からの大気の状態の時間変化への寄与を評価し、将来の大気の状態を予測する。このうち MA で用いる背景誤差について改良を進め、2015 年 12 月 24 日 00UTC に適用した (Fukuda et al. 2016)。本節ではこれについて概説する。

2.2.2 背景誤差の役割

MA においては、前回 (3 時間前) 初期値からの MSM 予報値を第一推定値として用い、これを観測値により修正することで大気の状態を推定する。しかし、この推定はデータ同化実行時に利用可能な限られた情報をもとに行われ、また、予報モデルの表現にも限界がある。このため、予報の初期値は現実の大気からのずれ (誤差) を持ち、これは予測時間とともに拡大し得る。さらに、数値予報での大気中の様々な過程のモデリングにおける仮定や近似等からも予測に誤差が生じ得る。このようなことから、第一推定値は誤差 (背景誤差と呼ぶ) を含む情報と理解する必要がある。一方で、観測値についても、測器による測定精度の限界、測定される信号から同化する物理量への変換に含まれる仮定や近似、また、観測値と数値予報モデルで表現される大気の代表する時間・空間スケールの差異などにより、誤差 (観測誤差と呼ぶ) が含まれる。

MA では、データ同化手法としては 4 次元変分法を用い、大気の状態に関する情報である第一推定値・観測値とそれらの誤差 (背景誤差・観測誤差) を勘案し、もっとも確からしい大気の状態を推定する。推定においては、数値予報モデルによる大気の状態の時間発展との整合性も考慮に入れて、MSM の初期値として最適な解を求める。ここで、4 次元変分法で用いる背景誤差については、その共分散 (誤差の大きさと、ある位置の誤差とその周囲における誤差の間の相関⁴の情報を含む) によって特性を指定する。従って、背景誤差は、観測値による第一推定値の修正 (インクリメント) の大きさと範囲に影響し、データ同化において重要な役割を持つ。

¹ 藤田 匡、福田 純也 (現予報課) 塚本 暢 (現文部科学省)

² データ同化技術、また MA で用いられているデータ同化手法である 4 次元変分法については、気象庁予報部 (1997, 2002, 2011)、室井・佐藤 (2012)、本田・澤田 (2010) などに詳しい。

³ MSM の数値予報モデルである気象庁非静力学モデルについては気象庁予報部 (2003, 2008) などに詳しい。

⁴ 第 2.2.3 項 (2) に述べるように、一部要素間にも相関を考慮する。

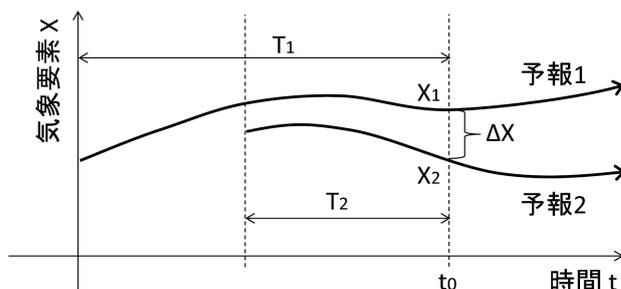


図 2.2.1 NMC 法における予報差の統計サンプルの模式図。初期時刻の異なる予報 1、予報 2 による、対象時刻 t_0 における気象要素 X の予報値 X_1 , X_2 (それぞれの予報時間は T_1 , T_2) の差 ΔX を予報誤差の情報を含むサンプルとみなす。

2.2.3 背景誤差の改良

本項では、今回背景誤差の改良として行った、(1) 統計サンプルの更新、(2) 定式化の変更について概説する。

(1) 統計サンプルの更新

MA では背景誤差の気候学的な特性を NMC 法 (Parish and Derber 1992) と呼ばれる手法によって求め、これを日々のデータ同化に用いる。NMC 法では、対象時刻が等しく初期時刻の異なる予報値の差を、予報誤差の情報を含むサンプルとみなし、多数の事例をサンプルとした統計値を基に、気候学的背景誤差の特性を推定する (図 2.2.1)。ここで統計サンプルとなる予報値の差は、長期間にわたる MSM の運用で保存した予報値から計算している。

今回の変更ではこの統計サンプルを、現在のシステムに近い特性を持つと期待される最近の MSM によるもの (2015 年 7 月までの 1 年間) に更新した。変更前後の統計サンプルの比較を表 2.2.1 に示す。変更前の MA の背景誤差は、2005 年の MSM による予報値から計算されたものである。2005 年当時、MA はメソ静力学 4 次元変分法 (石川・小泉 2002) での運用を行っていた。このため、非静力学メソ 4 次元変分法 (JNoVA, Honda et al. 2005; 本田・澤田 2010) については、2009 年 4 月の運用開始当初から、JNoVA とは異なるシステムのもとでとられた統計サンプルによる背景誤差を用いていた。このようなこともあり、当初より統計サンプルの更新の必要性は認識され、これを視野に入れて、背景誤差の計算に必要となる MSM の予報値の保存を継続的に行ってきた (本田・澤田 2010)。今回の更新は、このようにして保存された MSM 予報値を用いて実施した。

さらに、2005 年当時と比較して、現在の MSM では、水平格子間隔は 10 km から 5 km へと高解像度化されたり、初期値更新の頻度 (解析予報サイクルにおけるデータ同化の実行頻度) は 1 日 4 回から 8 回へと高頻度化されたり (気象庁予報部 2008 表 1.2.1 など参照)、対象領域も拡張されたりする (越智・石井 2013) など、

表 2.2.1 背景誤差の見積りに用いる NMC 法統計サンプルの変更前後の比較

		変更前	変更後
MSM	水平格子間隔	10 km	5 km
	領域	拡張前	拡張後
	運用頻度	4 回/日	8 回/日
サンプル	対象時刻	00, 12UTC	同左
	時間差	6 時間 (FT=12 と 6 の差)	同左
	統計期間	2005 年 1 月 ~ 2005 年 12 月	2014 年 8 月 ~ 2015 年 7 月
	対象日	1 年間各月 1 日 ~ 10 日	同左

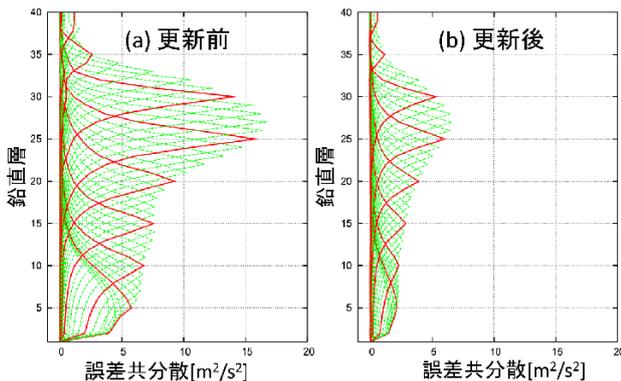


図 2.2.2 東西風の背景誤差鉛直共分散。(a) 統計サンプル更新前。(b) 統計サンプル更新後。縦軸は鉛直層、横軸は背景誤差鉛直共分散 $[m^2/s^2]$ を示す。緑、赤の各線は、ピークを持つ鉛直層と各鉛直層との間の背景誤差共分散を示す (ピーク層 5 層ごとに赤線とした)。各線のピークの値は、当該鉛直層における背景誤差分散を示す。

運用状況は大きく変化している。また、MSM, MA ともに多くの改良が継続的に行われ、MSM の予報精度は向上し続けている。このため、変更前の背景誤差は、現在のシステムにおける第一推定値の誤差を適切に反映しているとは言えず、統計サンプル更新の必要性は高まっていた。実際、統計サンプルを新しいものにとり直すと、メソ数値予報システムの精度向上を反映して、更新後の誤差分散の統計値は更新前の半分弱程度 (標準偏差で約 0.7 倍弱程度) となった (図 2.2.2)。システムの第一推定値の精度に対して背景誤差が大きく設定されていると、同化において第一推定値は実際よりも確度の低い情報として扱われて大きく修正され、解析値が観測値に過度に近づき、予報精度にも影響し得ると考えられる。現在のシステムの状態により即した誤差設定でデータ同化を行うため、統計サンプルを更新して作成した新たな背景誤差を導入した。

なお、NMC 法では、背景誤差共分散の構造の簡便な見積もりが得られるが、第一推定値の誤差に対応する規格化は別途定める必要がある⁵。この規格化の扱いは変更前後で揃えている。また、予報差の統計サン

⁵ MA においては、サンプルの共分散統計値の 1 倍を採用している。詳しくは本田・澤田 (2010) を参照。

ブルのとり方も変更前後で同一としている。このため、得られた統計値の違いがそのまま変更前後の誤差の変化を反映するものとみなした。

(2) 定式化の変更

第 2.2.2 項に述べたように、データ同化では背景誤差の特性として、その共分散を用いる。一方、現実の大気は連続であるが、数値予報では離散化を適用し、多数の格子点における様々な気象要素の値によって、大気の状態を計算機上で表現する。これら一つ一つについて誤差を設定し、そのすべての対について相関を扱うには膨大な計算機資源が必要となり現実的でない。このため、MA では気象要素としては、風の東西・南北成分、温位、地上気圧、偽相対湿度⁶ のみの気候学的背景誤差を考える (本田・澤田 2010)。さらに、これらの要素のうち、ともに大気質量に関連付いており相関が強いと期待される温位と地上気圧の間だけに誤差相関を考慮する。一方、他の要素間の誤差相関については無視し、互いに独立とみなす。また、それぞれの気象要素ごとの背景誤差は MA の領域内で一様とし、領域平均値を用いる。

誤差共分散の空間構造は、鉛直共分散 (分散と鉛直相関の情報を持つ) と水平相関に分解できるものとし、その合成で近似するが、この分解の定式化には任意性がある。従来 MA で用いられてきた定式化においては、共分散の空間構造が歪んで不自然な分布となる場合があることが判明したため、見直しを行った⁷。不自然な分布の一例として、3 次元変分法による東西風の一点観測同化実験⁸ のインクリメントの分布の例を図 2.2.3

⁶ 比湿を第一推定値の飽和比湿で割ったもの。

⁷ 具体的には従来、鉛直共分散の固有モードごとに水平相関を指定していたが、鉛直層ごとに指定するように変更し、合成した共分散がもとの統計値と近くなるように、水平相関距離を指定した (藤田・倉橋 2010)。前者の手法において、異なる固有モード間の相関を一部無視しており、これによる情報の損失が大きく問題が発生したものと考えられる。一方後者では、異なる鉛直層の間の相関を一部無視するものの、相関をとる鉛直層が離れるとこの相関は急速に減衰するため、情報の損失はより小さく抑えられるものと考えられる。

⁸ 観測値を 1 つのみ同化する実験。3 次元変分法による一点観測同化実験のインクリメントには、観測点の周囲での背景誤差共分散の空間構造が反映される。

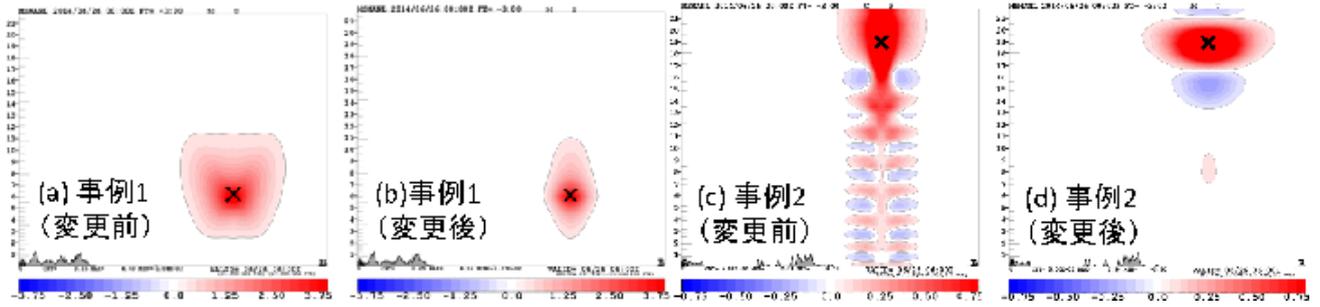


図 2.2.3 3次元変分法による東西風一点観測同化実験の東西風インクリメント [m/s] 鉛直断面。観測点の緯度経度は (30°N, 140°E)。D 値 (観測値 - 第一推定値) はいずれも 5 m/s。× 印の位置が観測点。(a) 事例 1 (観測点高度 500 hPa)、背景誤差変更前、東西断面。(b) (a) と同様、ただし変更後。(c) 事例 2 (観測点高度 70 hPa)、変更前、南北断面、不自然なインクリメントが顕著な例。(d) (c) と同様、ただし変更後。縦軸は高度 (km)。灰色部分は地形を示す。

に示す。上述のように、東西風については他の要素との相関は考慮しておらず、誤差相関の強さは観測点付近でピークを持ち観測点から離れるにつれて単調に減衰する。1点観測実験によるインクリメントにもこれが反映されるものと期待される。

緯度経度 (30°N, 140°E)、高度 500 hPa の観測を同化した事例 1 では、インクリメントの分布の鉛直断面を見ると、変更前の背景誤差による実験 (a) では、観測点から X 字状にピークが広がっている。一方、変更後 (b) では、観測点の位置から離れるにつれて単調に減少し、背景誤差の構造から期待される結果を示している⁹。また、極端な例として、高度 70 hPa の観測を同化した事例 2 では、(c) に示す変更前の実験では、インクリメントは強く歪み不自然なパターンが観測点から離れたところに広範囲に広がっている。一方、変更後 (d) は、観測点における誤差との (正、または負の) 相関が、観測点から上下、左右に離れるほど一様に減衰することに対応し、インクリメントが減少していく様子が見られる。このように、定式化の変更により、観測点の周囲に背景誤差の空間構造から期待される自然なインクリメントがもたらされるようになった¹⁰。

2.2.4 変更による影響

第 2.2.3 項 (1) で述べたように、背景誤差の統計サンプル更新により誤差分散は小さくなり、第一推定値の確度は従来より高いものとして扱われる。これを反映して、一般にインクリメントは小さくなり解析値と観

⁹ インクリメントの範囲は、変更前 (a) のほうが変更後 (b) より広い。これは、(a) では、水平相関距離の長い固有モードからの寄与により裾が長く広がっているためである。一方、(b) では鉛直層ごとにほぼ単一のガウス分布で近似される。なお、この高度においては、変更前後で、背景誤差水平相関の半値幅には顕著な差はない。また、背景誤差を表現するために用いる水平相関距離の総数は変更前後で同一であり、自由度の数は変わらない。

¹⁰ なお、MA のデータ同化手法である 4 次元変分法においては、同化ウィンドウでの時間発展も考慮される。観測時刻が同化ウィンドウ初期から離れると、同化ウィンドウ初期における背景誤差の影響はより小さくなると考えられる。

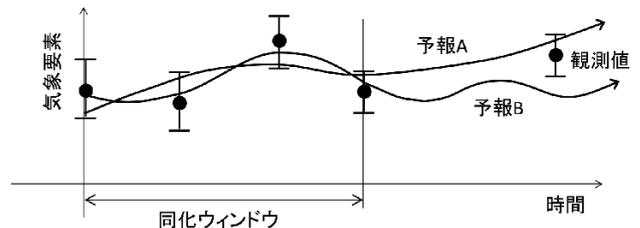


図 2.2.4 背景誤差の設定の予報への影響の模式図。予報 A：適切な誤差設定を用いたデータ同化により初期値を作成した予報。予報 B：背景誤差が過度に大きく、同化ウィンドウ内の観測データに過度に近づいた解析値からの予報。

測値の乖離は大きくなることを期待される。実際、統計的にもその傾向が確認された。一方で、

1. 第一推定値 (前回解析値からの 3 時間までの予報値) と観測値の乖離は全般的に小さくなる、
2. 地上気圧インクリメントの、同化ウィンドウ内から予報初期にかけての時間発展において、急速に変動する音波振動¹¹が緩和され、また、高度、気温の高層検証、海面更正気圧検証で、予報初期の急激な変動が緩和される、

などが確認された。これらのことは、次のようにして理解できる。背景誤差の設定と解析値、その後の予報の関連についての模式図を図 2.2.4 に示す。図中の予報 B に示すように、過大な背景誤差を用いたデータ同化により、観測値からの情報が確度を越えて反映され、過度に観測値に近づいた解析値が生成されると、その後の予測においてバランスが損なわれ振動の発生の原因となり得、さらに、予測の精度低下にもつながり得ると考えられる。予測の初期部分は、次のデータ同化において第一推定値として用いられるため、これは、第一推定値の精度にも影響を及ぼす。一方、予報 A に示すように、適切な背景誤差を用いたデータ同化により、観測値からの情報を適切に反映した解析値が生成されると、予測におけるバランス・精度の向上に寄与

¹¹ インクリメントのバランスが取り切れていないため、時間積分の初期において、大気が予報モデルにとってバランスした状態に遷移する過程で生じるとみられる。

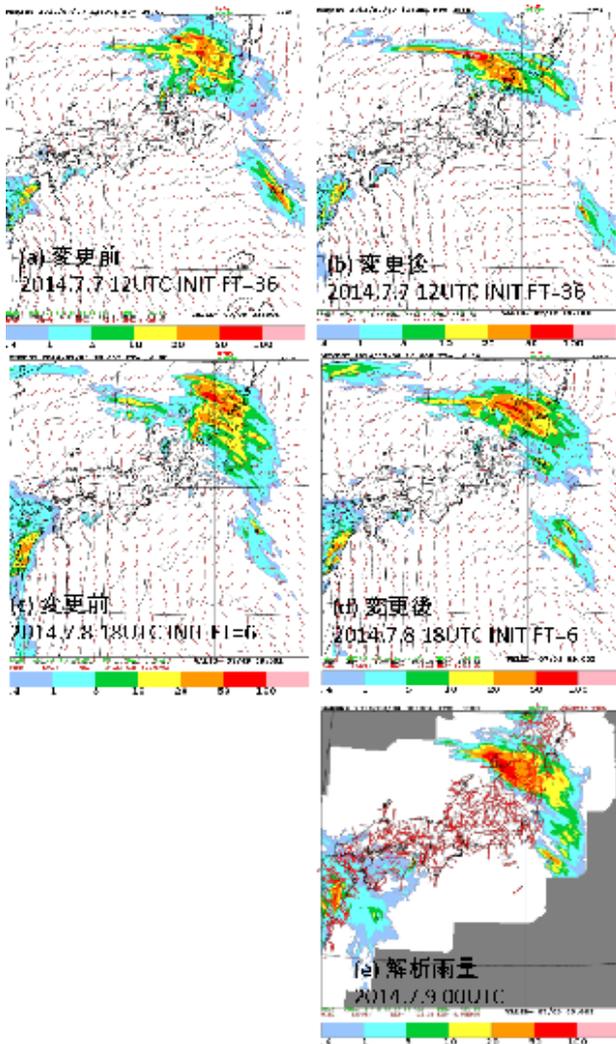


図 2.2.5 2014 年 7 月 9 日 00UTC の前 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 背景誤差変更前 7 月 7 日 12UTC 初期値 36 時間予報値。(b) (a) と同様、ただし背景誤差更新後。(c) 背景誤差変更前 7 月 8 日 18UTC 初期値 6 時間予報値。(d) (c) と同様、ただし背景誤差更新後。(e) 解析雨量。なお、矢羽(長い羽 10 knot、短い羽 5 knot)は地上風 [knot]、等値線(間隔 1 hPa)は海面更正気圧 [hPa] を示す。

し得ると考えられる。このように、今回の改良で、現在のシステムに、より即した背景誤差設定となり、解析値が観測値に過度に寄っていたものが緩和されたこと、また、不自然なインクリメントへの対策を行ったことが、解析値のバランスの向上に寄与したものと考えられる。

降水予測が改善された例として 2014 年 7 月 9 日の事例を示す(図 2.2.5)。東シナ海を北上する台風や、日本の南海上にある高気圧の縁辺から本州付近に暖湿気が流入しており、北陸から東北地方南部にかかる梅雨前線付近で強雨がもたらされた事例である。変更前では、36 時間予報 (a)、6 時間予報 (c) とともに実況 (e) より北寄りに降水域を広げているが、変更後 (b)、(d) では、新潟県から福島県にかかる前線付近の帯状の降水

集中域をよりはっきり表現している。本事例の降水予測については、初期値が新しいものから古いものまで一貫して東西に走向を持つ降水集中帯をより明確に表現する傾向が見られた。毎回の MA のデータ同化において、各々の観測値によるインクリメントは背景誤差の変更の影響を受け従来と異なるものとなる。さらに、その影響は解析・予報サイクルを通して引き継がれる。本事例では、暖湿気流やそれが向かう前線の表現などが継続的に向上したものと考えられる。

図 2.2.6 に、降水予測の統計検証結果を示す。夏期 1 か月間 (2014 年 7 月 1 日 ~ 8 月 4 日) の検証 (a)、(b) では、95 % 信頼度で有意には達しないものの、背景誤差更新により、多くの閾値で ETS が改善の傾向を示している。冬期 1 か月間 (2014 年 1 月 11 日 ~ 2 月 14 日) の検証 (c)、(d) では、閾値 2 mm/3h 以下の ETS は BI 低下を伴い有意に低下している。一方で、5 mm/3h 以上では有意には達していないものの改善の傾向が見られる(ただし、20 mm/3h 以上ではサンプル数が少ないものの、BI が過大)。全体的には降水予測の精度向上に寄与しているものと考えられる。

2.2.5 まとめ

今回の背景誤差の改良では、予報差の統計サンプルの更新と定式化の変更を行った。統計サンプル更新の結果、変更前と比較して背景誤差分散は半分弱程度となった。この更新によって、現在のシステムに、より即した誤差設定で同化を行うことができるようになった。また、定式化の変更によって、背景誤差共分散の空間分布の不自然なパターンが見られなくなった。これらの改良により、予報初期の場の急激な変動が緩和された。また、降水予測の改善への寄与も見られた。

なお、今回の背景誤差更新では第 2.2.3 項 (1) に述べたように、NMC 法における統計サンプルの扱いを揃えることによって更新前からの相対的な誤差特性の変化を反映したものの、背景誤差の規格化そのものの最適化については未検討である。また、背景誤差の更新のみを行ったが、一方で、観測誤差の見直しについては行っていない。背景誤差、観測誤差と解析値・第一推定値・観測値の統計的な関係などを考慮しつつ上記のような検討を行い、同化システムにおける第一推定値、観測値それぞれの持つ情報をそれらの確度に応じて適切に抽出できるようにすることで、解析値、また、数値予報の精度向上を図る必要がある。このような、現在のメソ数値予報システムに即した誤差設定の総合的な最適化は今後の課題である。

参考文献

- Fukuda, J., T. Tsukamoto, and T. Fujita, 2016: Improvement of JMA's Meso-scale Analysis background errors. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **46**, 0109 – 0110.

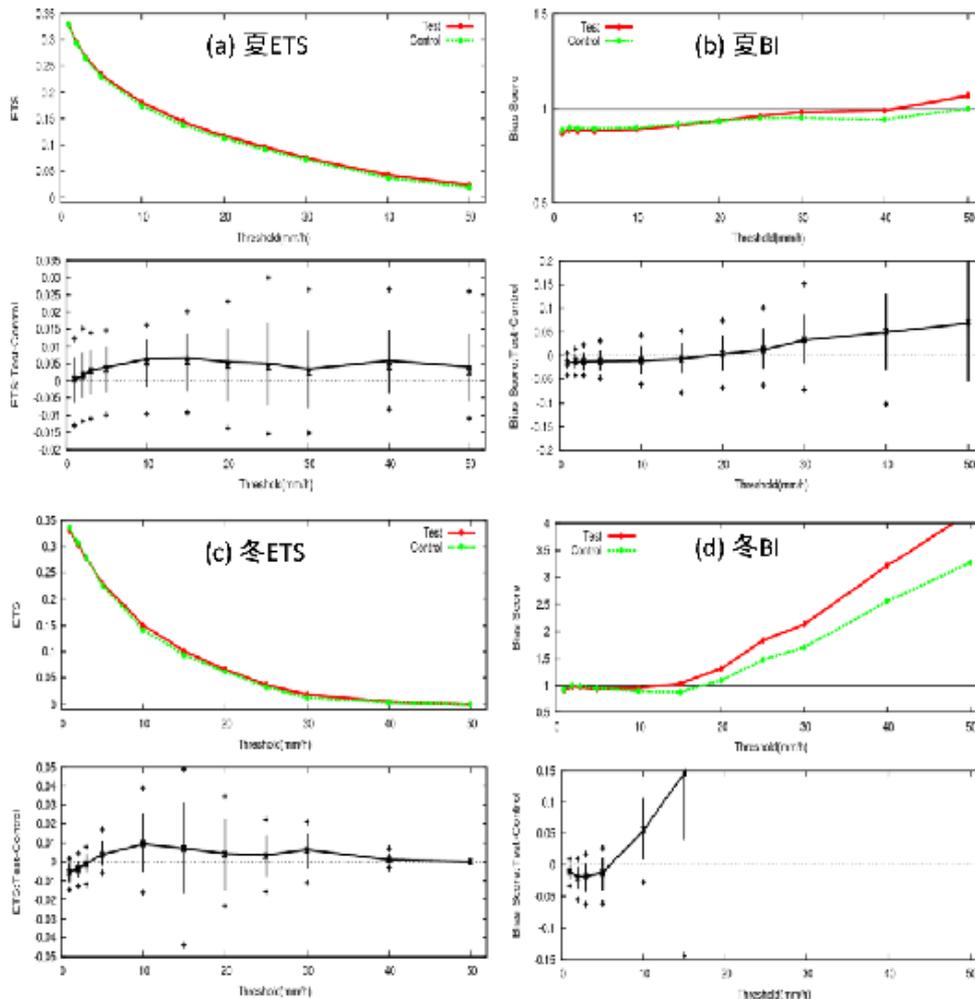


図 2.2.6 夏期（2014年7月1日～8月4日）、冬期（2014年1月11日～2月14日）の20 km 格子平均3時間降水量の対解析雨量検証結果（FT=0～39の合算）。(a)夏期 ETS。(b)夏期 BI。(c)冬期 ETS。(d)冬期 BI。(a)～(d)それぞれについて、上段の図で、赤線（Test）は背景誤差変更後の結果を、緑線（Control）は背景誤差更新前の結果をそれぞれ示す。各図の横軸は閾値。また、下段の図は Test - Control を示し、エラーバーは95%信頼区間、+、× はそれぞれサンプルの最大・最小値、中央値。

Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata, and T. Tsuyuki, 2005: A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3465 – 3475.

Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747 – 1763.

石川宜広, 小泉耕, 2002: メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 37 – 59.

越智健太, 石井憲介, 2013: 領域拡張・予報時間39時間化されたメソモデルの特性. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1 – 17.

気象庁予報部, 1997: データ同化の現状と展望. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 166pp.

気象庁予報部, 2002: 変分法データ同化システムの現業化. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 87pp.

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, 194pp.

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, 265pp.

気象庁予報部, 2011: データ同化の改善に向けて. 数値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 189pp.

藤田匡, 倉橋永, 2010: 局地解析の改良. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 68 – 71.

本田有機, 澤田謙, 2010: 非静力学メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 7 – 37.

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.