

第1章 第8世代数値解析予報システムにおける最近の改善

1.1 最近の数値予報システムの改善のまとめ¹

第8世代数値解析予報システムは2006年3月に導入されて今年で6年目を迎えた。第3章で述べるように、今後のさらなる数値予報資料の充実に向け、計算機更新を伴う後継の第9世代のシステム構築に向けた準備を進めている。一方で、現在のシステムについての問題点や課題を抱えており、それらを解決するための改善も、計算機移行作業の妨げにならない範囲で、並行して取り組んでいる。

本章では、昨年度の数値予報研修テキスト第2章でまとめた改善以降、すなわち2010年11月から2011年10月末まで（以下、この期間と呼ぶ）に行われた数値解析予報システムの主な変更（予定を含む）について、数値予報プロダクトの利用者を対象にした解説を行う。本節では、全球数値予報システム、メソ・局地数値予報システム、および週間・台風アンサンブル予報システムに関わる変更について、それぞれの最近の変更の一覧表を示し、その主な内容について簡単に解説する。なお、付録AおよびBに記述した数値予報モデルおよびガイダンスの一覧表もあわせて参照いただきたい。

1.1.1 全球数値予報システムに関わる変更

全球数値予報システム（全球モデル・全球解析）に関わる最近の変更を表1.1.1に示す。この期間、全球モデルに関わる変更は行わなかったが、全球解析と、全球モデルの下部境界条件として利用される積雪深解析について、観測データの利用に関する様々な変更を行った。

この期間、COSMIC衛星網GPS掩蔽観測データの利用を開始した。GPS掩蔽観測では、高度約2万kmを飛行する約30機のGPS衛星から発せられる電波を高度1000km以下の低軌道(LEO)衛星で受信し、大気の影響による電波の遅延量を計測して大気の状態を観測する。今回、6機のLEO衛星で構成されるCOSMIC衛星網データの利用を開始した。

また、中国のSYNOP観測による積雪深データについてその精度が確認できたため、利用を開始した。外国の積雪深分布においてはこれまでも精度を確認した上でSYNOPを利用してきたが、今回新たに中国のデータも利用することにより、積雪深分布を正しい状態に近づけることができる。ただし中国の一部の地点のデータについては、その利用方法に課題があることからメソモデルの結果に悪影響を及ぼすことがわかったため、除外することにした。

全球解析のインナーモデル（解析値と第一推定値の差を計算するために用いる低解像度モデル）の80kmから60kmへの高解像度化およびそれに伴う観測誤差の調整については、2011年10月に変更を実施した。その効果等については別の機会に報告したい。

本研修テキストでは、2011年2月に行ったMODIS極域大気追跡風データの利用法改良について第1.4節で解説を行う。

1.1.2 メソ・局地数値予報システムに関わる変更

メソモデル・メソ解析、および局地モデル・局地解析に関わる最近の変更を表1.1.2に示す。この期間は、メソ解析において衛星観測輝度温度データ、レーダー反射強度データの利用を開始したほか、メソモデルの対流スキームの変更を行った。前項の全球積雪深解析への中国SYNOPデータの利用については、その結果がメソの積雪域解析（メソモデルの下部境界条件として利用される）にも反映されている。局地モデルについては、2010年11月に試験運用を開始したが、東日本大震災の影響による電力供給事情を考慮しつつ、運用を行っている。

本研修テキストでは、衛星輝度温度データとレーダー反射強度データの利用開始について、それぞれ第1.2節と第1.3節で解説を行う。また局地モデルについては昨年度の研修テキストで概要や検証、今後の計画について報告を行ったが、その後の最新の検証結果について速報的に第2.1節で紹介する。

1.1.3 週間・台風アンサンブル予報システムに関わる変更

週間・台風アンサンブル予報システムに関わる最近の変更について、表1.1.3に示す。

この期間は、まずモデルアンサンブル手法の導入を行った。従来は初期値に摂動を加える初期値アンサンブルの手法のみでアンサンブルを構築していたが、予報モデルの不確実性を考慮するモデルアンサンブル手法についても開発を行ってきており、今般この手法が追加的に導入されたものである。また週間アンサンブルの初期摂動について、振幅の大きさの調整を行うとともに、従来は考慮していなかった南半球における摂動を追加する変更を行った。これについては第1.5節で述べる。

¹ 室井 ちあし

表 1.1.1 全球数値予報システムに関わる変更

変更日	概要	理由・参考文献
2010 年 11 月 1 日	COSMIC 衛星網 GPS 掩蔽観測データの 利用開始	平成 22 年度数値予報研修テキスト第 2.4 節、数値予報課報告・別冊第 57 号 第 2.3 節、配信資料に関する技術情報 (気象編) 第 324 号
2010 年 11 月 25 日	積雪深解析に中国の SYNOP データ利 用開始	
2011 年 2 月 2 日	MODIS 極域大気追跡風データの利用法 改良	本研修テキスト第 1.4 節
2011 年 6 月 22 日	アルゼンチン RARS データ利用開始	入電開始
2011 年 10 月 25 日	全球解析の水平解像度の高解像度 化	

表 1.1.2 メソ・局地数値予報システムに関わる変更

変更日	概要	理由・参考文献
2010 年 11 月 24 日	局地モデル試験運用開始	平成 22 年度数値予報研修テキスト第 1 章
2010 年 11 月 30 日	対流スキームの変更 (メソモデル)	平成 22 年度数値予報研修テキスト第 2.7 節、配信資料に関する技術情報 (気 象編) 第 329 号
2010 年 12 月 13 日	衛星観測輝度温度の同化開始 (メソ解 析)	本研修テキスト第 1.2 節
2011 年 6 月 9 日	地上レーダー反射強度データ利用開始 (メソ解析)	本研修テキスト第 1.3 節

表 1.1.3 週間・台風アンサンブル予報システムに関わる変更

変更日	概要	理由・参考文献
2010 年 12 月 7 日 (台風) 2010 年 12 月 16 日 (週間)	モデルアンサンブル手法の導入	平成 22 年度数値予報研修テキスト第 2.8 節
2011 年 3 月 29 日	初期摂動の振幅調整と南半球摂動追加 (週間)	本研修テキスト第 1.5 節

1.2 メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化¹

宇宙からのリモートセンシングでは、衛星搭載センサにより、地球の大気や地表面からの放射が観測される。輝度温度とは、観測された放射輝度を温度の単位に変換したものである。メソ解析（本田 2010）では、衛星観測データとして、赤外サウンダ（HIRS）、マイクロ波サウンダ（AMSU-A）から得られる気温プロファイルデータ（多田 1999）やマイクロ波イメージャ（AMSR-E, TMI）の可降水量データ（佐藤 2007a）が同化されてきた。これらの気温・可降水量といった物理量は、センサによって観測された輝度温度から、あるアルゴリズムを用いて算出（リトリブ）された量である。

メソ解析において、輝度温度から算出された気温・可降水量を同化する代わりに、輝度温度を直接同化するように処理を変更し、これまでのリトリブ量同化との比較実験を行った。その結果、予報精度の改善が確認できたことから、2010年12月13日よりメソ数値予報システムに輝度温度データの直接同化を導入した。この輝度温度データを解析で直接同化する手法は、全球解析に2003年5月に導入されている（計盛・岡本 2004）。

なお、今回の輝度温度データの同化は、雲や降水の影響を受けていない輝度温度データが対象であり、雲・降水域では、マイクロ波イメージャの輝度温度から算出される降水強度データを、これまで通り利用している。

以下、第1.2.1項では、衛星観測の輝度温度データを解析で直接利用する利点について述べ、第1.2.2項では、メソ解析へ輝度温度同化を導入する際に行った変更点を示す。第1.2.3項では、新旧の比較実験で見られた特徴的な事例を紹介し、第1.2.4項では、まとめと今後の課題を示す。

1.2.1 衛星観測輝度温度データの直接同化

メソ解析で、これまで同化されてきた気温プロファイルデータは、米国環境衛星資料情報局のアルゴリズム（Reale 2001）と気象衛星センター（MSC）のアルゴリズム（竹内 1991）で作成されたものである。また、マイクロ波イメージャ可降水量データについては、MSCのアルゴリズム（竹内・操野 1998）を使って解析前処理の段階で算出されたものである。これらのリトリブ量の同化には、以下の問題点がある。

1. 輝度温度から気温（あるいは、可降水量）といった物理量に変換する際、回帰式等を用いて統計的

な関係式を使うため、得られる値に変換誤差が混入する。

2. 別の衛星データ処理センターが作成したリトリブ量の場合、詳細な誤差特性が分からず、データ提供側の都合でアルゴリズムが改変され誤差特性が突然変わることがあり、現業システムで安定的に利用するには望ましくない。
3. 物理量算出アルゴリズムの開発には時間がかかり、衛星打ち上げ後も実データに基づいたチューニングなどによりプロダクトリリースまで時間がかかることが多く、早期利用が困難である。

一方、輝度温度データの直接同化には、以下の利点がある。

1. 輝度温度データには、リトリブ処理に起因する誤差の混入がない。
2. 衛星データ処理センター作成のリトリブ量は、晴天域データなどの品質の良いものしか配信されないことが多いが、輝度温度データは、全観測データが配信され、使用不使用の選択を利用者側で細かく設定可能である。これにより利用可能なデータの分布が拡大する。
3. 気温・可降水量といった物理量算出のためのアルゴリズムを開発する必要がなくデータの早期利用が可能である。

また、輝度温度データを同化するためには、衛星が観測した輝度温度（観測輝度温度）とともに、モデルの大気や地表面からの放射を計算し、モデル上端での輝度温度（計算輝度温度）を求める放射伝達モデルが必要である。メソ解析での輝度温度データ同化では、全球解析と同じ高速放射伝達モデル RTTOV（Sounders et al. 2008）を用いる。

1.2.2 変更点

今回の変更では、サウンダの気温プロファイルデータ及び、マイクロ波イメージャ（SSMI, TMI, AMSR-E）の可降水量データの利用を中止し、代わりにそれらの元データである輝度温度を同化することにした。また輝度温度を直接同化することにより、これまでメソ解析で利用していなかった米国軍事気象衛星のDMSP衛星F-16, F-17のマイクロ波放射計（SSMIS）、米国の気象衛星NOAAや欧州の気象衛星Metopの水蒸気サウンダ（MHS）及び、静止気象衛星MTSATの晴天放射輝度温度（CSR）データも新規に利用することにした。

図1.2.1に、メソ解析に同化されるサウンダデータの分布の違いを示す。上段の2つの図は、輝度温度データの分布（上段左がAMSU-A、上段右がMHS）で、下段がリトリブ気温データの分布である。

¹ 計盛 正博

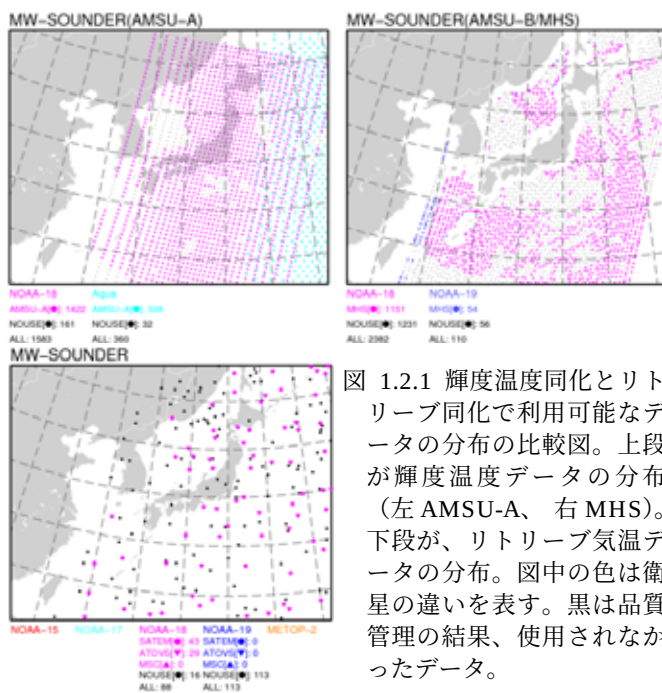


図 1.2.1 輝度温度同化とリトリブ同化で利用可能なデータの分布の比較図。上段が輝度温度データの分布（左 AMSU-A、右 MHS）。下段が、リトリブ気温データの分布。図中の色は衛星の違いを表す。黒は品質管理の結果、使用されなかったデータ。

利用可能なリトリブ気温データは、作成元で予め選択配信された晴天域のデータのみであり、データ分布が疎らである。一方、輝度温度データの直接同化では、雲・降水域でも、雲や降水粒子の影響を受けない上層の輝度温度データが利用できるため、利用可能なデータ分布が拡大する。また気温リトリブデータが配信されていなかったAqua衛星のAMSU-AやNOAA-18,-19衛星のMHSの輝度温度データが利用可能となる。

メソ解析の輝度温度同化では、基本的には全球解析と共通の解析前処理プログラム、放射伝達モデルを使用するが、メソ解析の仕様に合わせて変更を行った。第一は、輝度温度データの間引き間隔である。全球解析では、輝度温度データは水平方向に180～250km間隔で間引かれて同化されているが、メソ解析では、同化に用いる予報モデル（インナーモデル）の水平解像度が15kmと全球解析の場合（水平解像度は約80km）よりも高解像度であることから、45km間隔のデータ間引きとした。第二は、同化するデータの設定である。メソモデルでは最上層の高さが約40hPaと全球モデルの0.1hPaに比べ低く、輝度温度計算に必要な上部成層圏のプロファイルが無い場合、外挿して近似的に求めた値を用いて放射計算を行う。そのため、メソモデルの予報場から計算される輝度温度の精度が低い。特に成層圏中上層に感度のある輝度温度で計算精度の悪化が顕著であるため、それらは同化に用いないことにした。第三として、輝度温度のバイアス補正である。全球解析では、バイアス補正を2段階に分けて行っている。まずセンサのスキャン位置に依存するバイアスを補正し、次に大気場に依存するバイアスを補正し

ている。後者のバイアス補正式の説明変数の係数は、全球解析の変分法バイアス補正（佐藤 2007b）により求め、毎回更新する。この補正量は、全球の観測輝度温度データを使って各センサのチャンネル毎に見積もられたバイアス量である。メソ解析では、スキャン位置に依存するバイアス補正は全球解析と共通である。しかし、メソ解析では変分法バイアス補正で係数を見積もらず、直近の全球解析での変分法バイアス補正で見積もられた係数を使うことにした。用いる説明変数は全球と同じである。メソ解析に入電する輝度温度データは、領域や時刻が限定されていることから、メソ解析本体でバイアスを見積もった場合、データの偏りのために補正係数が適切に見積もられない可能性がある。全球データを使って見積もった補正係数の方がより安定していると考えられる。実際に全球で見積もられた係数を使ったバイアス補正後の観測輝度温度と計算輝度温度の分布から、適切に補正が行われていることを確認した（図略）。

1.2.3 比較実験の結果

メソ解析に衛星の輝度温度データを直接同化する手法を導入し、これまで利用していなかった輝度温度データを追加した場合の影響調査のため比較実験を行った。コントロール実験は、それまでのルーチンと同じ仕様でリトリブ量（気温・可降水量）を同化する。テスト実験では、リトリブ量同化に代えて、それらの元データの輝度温度データを同化し、新たにDMSP F-16,-17のSSMIS, NOAA-18, -19のMHSの輝度温度データ、MTSATのCSRデータを追加した。降水域でSSMISの輝度温度から算出される降水強度データも、これまでのAMSR-E, TMIの降水強度データと同様に利用する。その他の観測データの利用法については、テストとコントロールで同じである。

輝度温度データの直接同化により期待されるのは、解析場、あるいは短期予報の場において、高度や気温の鉛直プロファイルの精度が向上することである。例として図1.2.2に、ラジオゾンデ観測に対する高度場予報のRMSEのプロファイルを示す。左図がコントロール、右図がテストの結果である。色は予報時刻の違いを表す。コントロールでは、FT=3のRMSE（赤線）が対流圏下層でFT=9のRMSE（緑線）よりも大きい、テストでは、FT=3のRMSEがFT=9と同程度にまで改善し、予報初期での高度場の改善が顕著である。このラジオゾンデに対する検証結果を考察するにあたり、まず、コントロールでFT=3のRMSEがFT=9より大きいという不自然な状況の理由を考える。この実験で用いた予報は03シリーズ（03,09,15,21UTC初期値からの33時間予

報)である。ラジオゾンデ観測があるのは、00, 12UTCであることから、FT=3として検証されるのは、09, 21UTC初期値の予報であり、FT=9として検証されるのは、03, 15UTC初期値の予報である。

1. 中国のラジオゾンデがメソ解析で利用されるのは、03, 15UTCであり、他の時刻では、中国のラジオゾンデデータはない。このため03,15UTCの解析値には、中国のラジオゾンデの情報が反映されている。
2. 03,15UTCのメソ解析は、それぞれ00,12UTC初期値からの全球モデルの予報値を境界値として利用しており、09,21UTCのメソ解析は、それぞれ06,18UTC初期値の全球モデルの予報値を境界値として利用している。00, 12UTC初期値の全球解析の方が、他の時刻のものより観測データ、特に地上観測データの利用数が多い。

上記の1と2より、このラジオゾンデ検証では、03, 15UTCのメソ解析の解析精度が他の時刻よりも良いと言える。このことが、FT=9 (03, 15UTC初期値の予報)のほうがFT=3 (09,21UTC初期値の予報)よりRMSEが小さかった理由である。

これがテストでは、ラジオゾンデ観測 (特に中国のラジオゾンデ) のない時刻でも、衛星輝度温度データが同化され、陸域の対流圏中上層及び、海上の対流圏下層で、これまで以上に観測の情報が反映されるようになった。その結果、解析場の精度が向上し、09, 21UTC初期値からの予報FT=3が改善し、予報初期ほど誤差が小さいという自然な結果が得られるようになった。

次に水蒸気場への影響をみる。これまでマイクロ波イメージャTMI, AMSR-Eのデータは可降水量で同化されていたが、輝度温度で同化されるようになり、加えてDMSP F-16,F-17のSSMISの輝度温度データが追加される。SSMISの降水強度データも他の

マイクロ波イメージャと同様に追加される。主に下層水蒸気に感度のあるこれらのデータの利用方法の変更・追加の影響は、解析における水蒸気場の違いとなって現れると期待される。図1.2.3に示すのは、2010年7月2日21UTCの解析の可降水量の比較である。左上図はコントロール (リトリブ量同化)、右上図はテスト (輝度温度同化)での可降水量の分布で、左下図はテストとコントロールの可降水量の差である。この事例では、梅雨前線が中国大陆から東シナ海を通過して山陰にのびている (右下図)。テストの可降水量は、前線の南側の東シナ海で5~10mm程度多く、特に南西諸島から九州南部にかけて70mmを超える領域 (図中○印)がある。南西からの暖湿気塊の流入がテストの方が顕著であることがわかる。次に図1.2.4に、この事例での降水予想について、テスト (上段)とコントロール (中段)の比較を示す。左列の2010年7月2日21UTCを初期値とする降水予想 (FT=6)について、コントロール (中段左図)では、九州南部から種子島にかけて、ごく弱い降水が予想されているが、テスト (上段左図)では、3時間で50mm程度の降水が予想され (図中○印)、解析雨量 (下段の図)により近いものとなっている。図1.2.3で見られたテストの初期場における奄美大島の北海上から九州にかけての可降水量の違いが、降水予想の違いになって現れたと考えられる。別の初期時刻からの同時刻の予想結果 (中列、FT=12)をみると、九州南部から種子島にかけての降水域は、テストの方がやや多いがFT=6ほどの違いはなく、FT=18の結果 (右図)は、この領域での降水予想のテストとコントロールの差は小さい。別の初期時刻でも輝度温度データは同化されていることから、この結果は、輝度温度同化によるインパクトは、予報初期ほど顕著であることを示している。これは図1.2.2でみたラジオゾンデ検証での高度場の予報のRMSEの改善と同様の傾向である。

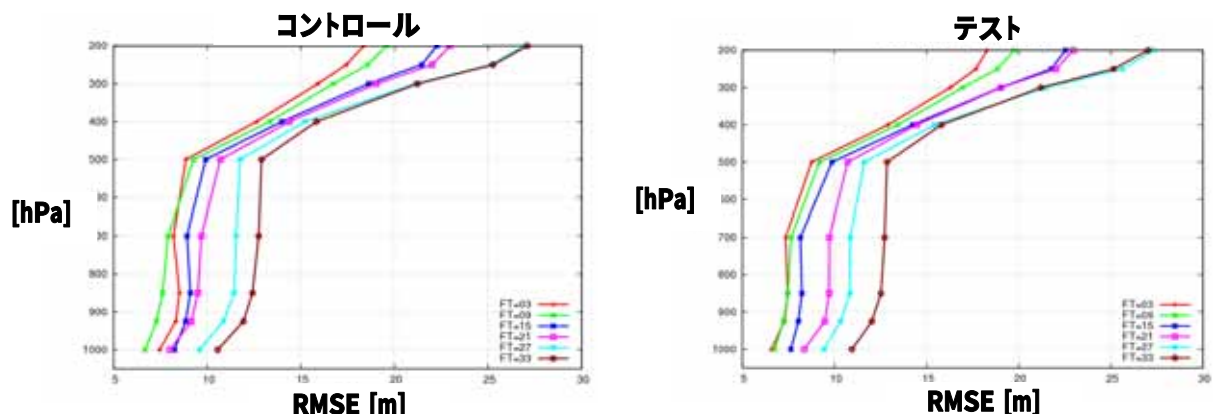


図 1.2.2 2009 年 7 月 16 日 00UTC~7 月 26 日 21UTC (11 日間)における 03, 09, 15, 21UTC 初期値から予報された高度場のラジオゾンデに対する RMSE。横軸が RMSE[m]、縦軸が気圧 [hPa]。検証対象時刻はラジオゾンデ観測のある 00, 12UTC。左図がコントロール (リトリブ量同化)、右図がテスト (輝度温度同化)。赤色 (FT=3)、緑色 (FT=9)、青色 (FT=15)、ピンク (FT=21)、水色 (FT=27)、茶色 (FT=33)。

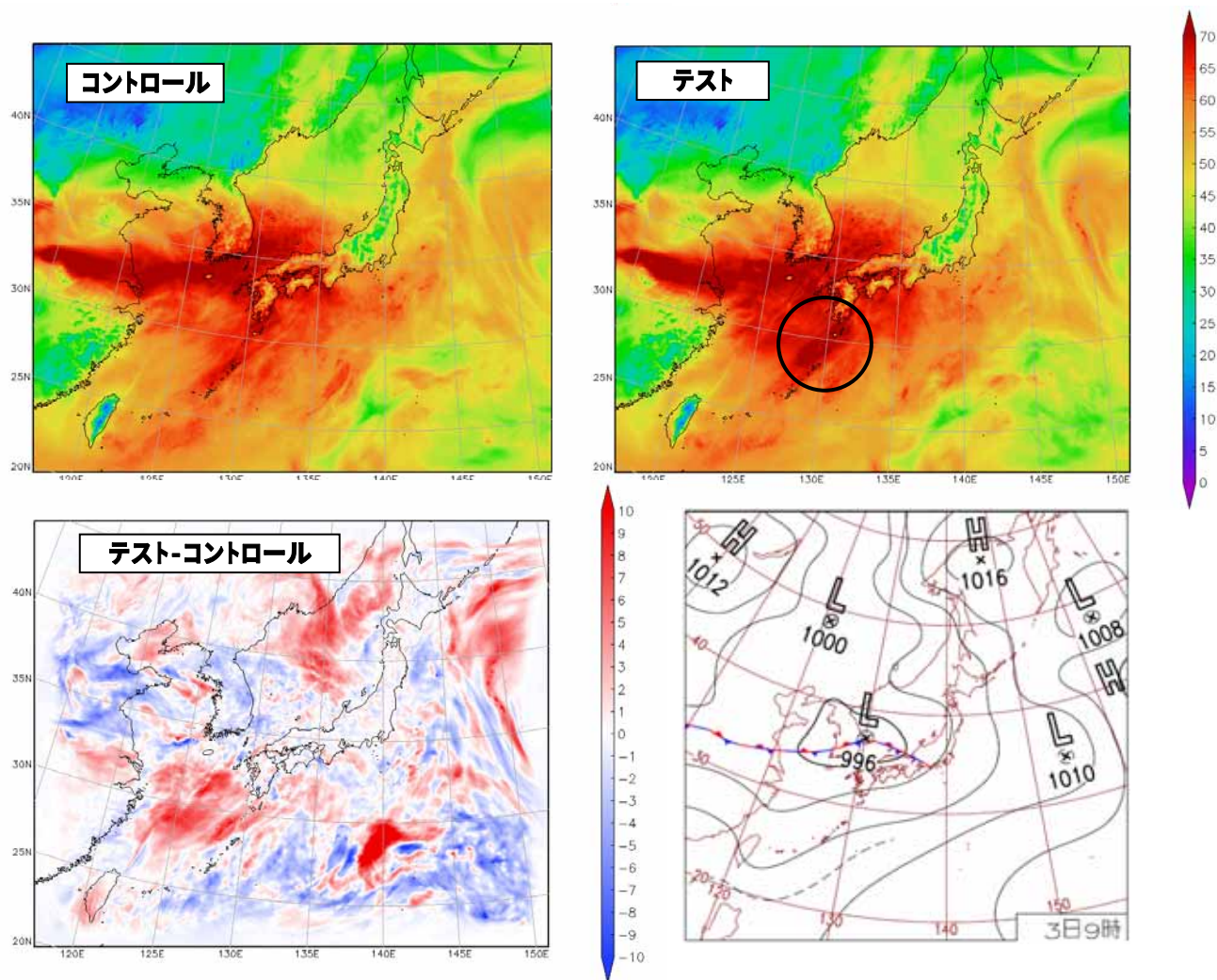


図 1.2.3 2010 年 7 月 2 日 21UTC の解析の可降水量の比較。左上図はコントロール（リトリブ量同化）、右上図はテスト（輝度温度同化）。左下図はテストとコントロールの可降水量の差。それぞれ単位は[mm]。右下図は、2010 年 7 月 3 日 00UTC の地上天気図。

1.2.4 まとめと今後の課題

これまで利用してきたリトリブ気温プロファイル、可降水量に代えて、元の輝度温度を直接同化するようにメソ解析を変更し、未使用であった他の衛星の輝度温度データを追加した。ルーチンメソ解析への導入に先立って行った比較実験では、輝度温度データの同化で、多くの輝度温度データが利用可能となり、解析、予報の気温場、高度場、水蒸気場にインパクトがあった。それらは、ラジオゾンデ検証、降水予想分布の解析雨量との比較により改善であることが確認された。統計的にも降水予想のスコアが有意に改善することが確認されている（図略）。

今後の課題として、静止気象衛星MTSATから得られる高解像度CSRデータの利用高度化がある。現在利用中のMTSATのCSRデータは、全球解析用に作成されたもので、水平方向に約60km格子で平均化されたデータである。より細かい観測情報を初期値に取り込むためには、メソ解析の水平分解能に合

わせた高解像度CSRデータの利用が望まれる。また静止気象衛星であるMTSATの高頻度データは、どの時刻の解析でも利用可能であるため、同化による解析・予報への影響が大きいと期待される。

また、先に述べたように輝度温度データ同化では、新規衛星データの早期利用が可能である。新規衛星の輝度温度データをいち早く入手し、利用することが重要である。

更に、現在のメソ解析の輝度温度同化は、雲・降水の影響を受けていない晴天域に限定され、降水域ではマイクロ波イメージャの輝度温度からリトリブされた降水強度が同化されている。しかし、外国数値予報センターでは、雲・降水域においても輝度温度で直接同化の方が気温や水蒸気の情報により正確に引き出すことができると考えられており、欧州中期予報センター（ECMWF）は、全球解析でマイクロ波イメージャ（AMSR-E,TMI,SSMIS）

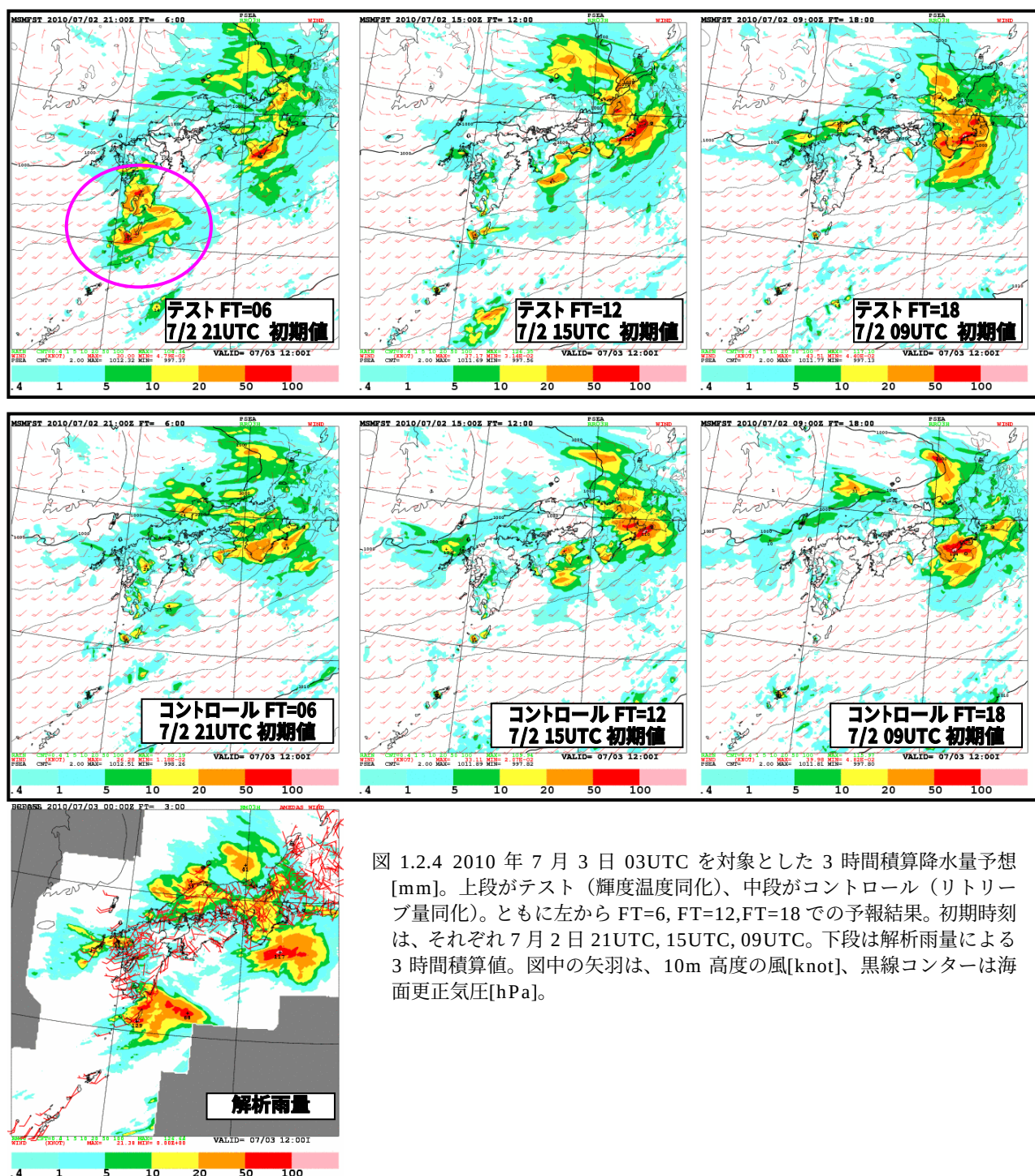


図 1.2.4 2010 年 7 月 3 日 03UTC を対象とした 3 時間積算降水量予想 [mm]。上段がテスト（輝度温度同化）、中段がコントロール（リトリブ量同化）。ともに左から FT=6, FT=12, FT=18 での予報結果。初期時刻は、それぞれ 7 月 2 日 21UTC, 15UTC, 09UTC。下段は解析雨量による 3 時間積算値。図中の矢羽は、10m 高度の風[knot]、黒線コンターは海面更正気圧[hPa]。

の輝度温度を全天候下で直接同化している（Bauer et al. 2010, Geer et al. 2010）。これを実現するためには、予報モデルの湿潤過程の改良や雲・降水粒子による散乱の影響を考慮した高速放射伝達モデル RTTOV-SCATT（Bauer et al. 2006）を導入する必要がある。気象庁の数値予報課においても全天候下での輝度温度データ同化による解析・予報の精度向上を目指し、開発を進めている。

参考文献

- 計盛正博, 岡本幸三, 2004: ATOVS輝度温度の直接同化. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 93-104.
- 佐藤芳昭, 2007a: メソ解析における利用（可降水量、降水量同化）. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 93-96.
- 佐藤芳昭, 2007b: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 171-175.
- 竹内義明, 1991: 物理法によるTOVS処理システム

- 開発.気象衛星センター技術報告第23号,気象衛星センター, 37-60.
- 竹内義明, 操野年之, 1998: AMSRを用いた積算水蒸気量, 積算雲水量, 降水強度推定アルゴリズムの開発. 平成9年度宇宙開発事業団成果報告書, 気象衛星センター, 84pp.
- 多田英夫, 1999: 現在行われている衛星データ同化. 数値予報課報告・別冊第45号, 気象庁予報部, 18-26.
- 本田有機, 2010: 概要. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 1-6.
- Bauer, P., A. Geer, P. Lopez, and D. Salmond, 2010. Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part I: Implementation. Q. J. R. Meteorol. Soc. 136: 1868-1885.
- Bauer, P., E. Moreau, F. Chevallier, and U. O’Keeffe, 2006. Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. Q. J. R. Meteorol. Soc. 132: 1259-1281.
- Geer, A., P. Bauer and P. Lopez, 2010. Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part II: Assessment. Q. J. R. Meteorol. Soc. 136: 1886-1905.
- Reale, A.L., 2001: NOAA operational sounding products from advanced-TOVS polar orbiting environmental satellites. NOAA Technical Report NESDIS 102, U.S. Dept. of Commerce, Washington D.C., 61 pp.
- Saunders, R., M. Matricardi, A. Geer, P. Rayer, O. Embry, and C. Merchant, 2008: RTTOV-9 science and validation report, NWP SAF website.
http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm_rttov9.html

1.3 メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化¹

1.3.1 はじめに

気象庁のレーダーは、日本国内20か所に配置されており、それぞれのサイトにおける複数仰角観測によって、日本の国土のほぼ全域を覆うような、ドップラー速度と反射強度の3次元データが得られている。メソ解析(MA)では、ドップラー速度が利用されており(石川 2007)、反射強度についてもその3次元データの一部は解析雨量を通じて利用されている(石川・小泉 2002, 本田 2010)。しかしながら、反射強度の3次元データの多くは、MAにおいて利用されていなかった。そのため、数値予報課では、レーダー観測の3次元データを活用するための手法の開発に取り組んできた。このレーダー反射強度の3次元データを活用するための手法をMAに導入し、解析予報サイクル実験を行った結果、メソ予報の精度向上が認められた。この結果を踏まえ、気象庁は、MAにおける地上レーダー反射強度データの利用を2011年6月9日00UTCから開始した。ここでは、レーダー反射強度データ同化手法の概要と予報に与える効果を紹介する。

1.3.2 地上気象レーダーデータの扱い

MAにおける反射強度データを利用したデータ同化の処理手順は、3段階に分けられる。まず、第一推定値からレーダー反射強度をシミュレートする。次に、シミュレートされた反射強度と観測された反射強度を利用して相対湿度を推定し疑似観測データを作成する。相対湿度の疑似観測の作成には、ベイズ推定に基づくリトリーブ手法(Olson et al. 1996, Caumont et al. 2010)を用いる。そして、推定された相対湿度の疑似観測データは品質管理を経て従来観測と同様に非静力学4次元変分法(JNoVA)(本田・澤田 2010)によりデータ同化される。図1.3.1は、反射強度データを利用したメソ解析システムの流れ図である。以下では、反射強度データを利用したデータ同化手法に関して概要を述べる。

(1)レーダーシミュレータ

数値予報課では、反射強度データ同化の開発に際し、観測演算子の役割を果たすレーダーシミュレータを開発した。レーダー反射強度のシミュレーションは、解析時刻の3時間前を初期時刻とするMSMの予報値を用いて行われる。ただし、MSMは、雨・雪・霰・雲水・雲氷の混合比と雲氷の数濃度を予報

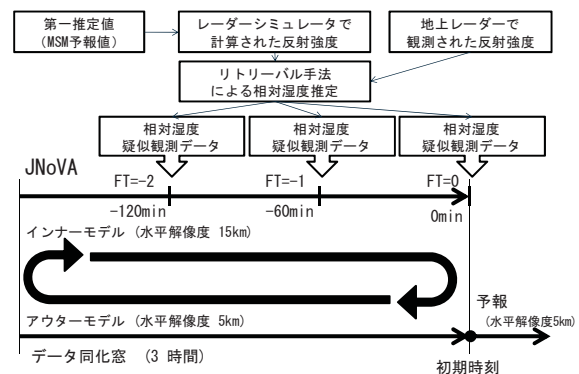


図 1.3.1 メソ解析における反射強度データと JNoVA の関係を示した処理の流れ図。

しているが、このレーダーシミュレータでは雲に関する水物質を利用していない。なぜならば、気象庁レーダーは5.3GHz帯レーダーであり雲水・雲氷の粒径はその波長より十分に小さいことからレーダーシミュレータでは後方散乱に対する雲の寄与を無視できるとしているためである。また、雨・雪・霰粒子の後方散乱断面積はレイリー近似のもとで計算している。反射強度の算出法の詳細は山田 (2003)、深尾・浜津 (2009) を参照されたい。なお、シミュレート対象サイトは気象庁レーダー全20サイトである。

(2)品質管理

まず、MAにおける反射強度データから推定された相対湿度と解析雨量の関係について述べる。解析雨量は、高度2000m付近のレーダー反射強度と地上雨量計による観測データを基に作成されたデータ(永田・辻村 2006)であり1時間積算降水量観測として同化される。つまり、解析雨量は、落下した水物質の1時間積算値であり同化時刻における大気の水物質分布の情報が反映された相対湿度の疑似観測とは基本的に異なるものである。しかし、両者を同時に同化する場合には、解析雨量と相対湿度の疑似観測に含まれる反射強度データの観測誤差情報が重複することで解析に悪影響を及ぼすことが懸念される。そのため、疑似観測データの推定には解析雨量の作成で利用された高度2000m付近の反射強度データを利用していない。

次に、反射強度データの利用法について述べる。観測される反射強度は、レーダーサイトからの距離が大きくなるに従って観測誤差も大きくなる。そのため、サイトを中心とした半径200km圏内のデータのみを疑似観測の推定に利用している。また、推定に利用される反射強度データの解像度は、動径方向に500m、偏角方向に360/512°である。このような空間的に非常に密なデータを扱うためには、代表性

¹ 幾田 泰醇

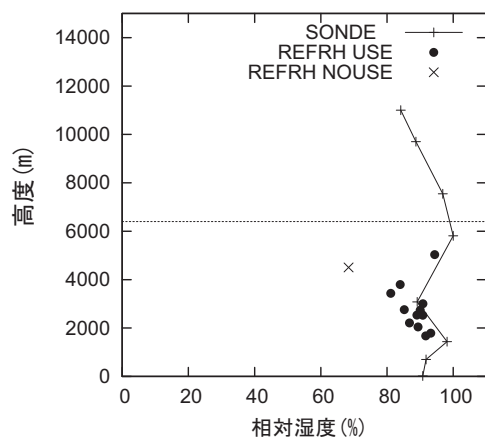


図 1.3.2 2009 年 7 月 24 日 12UTC の福岡地点におけるゾンデ観測と疑似観測。実線はゾンデ観測の相対湿度プロファイル、点線は 0°C 高度を表す。●と×は、推定された相対湿度。ただし、×は推定時の品質管理によって除外されたデータを示す。

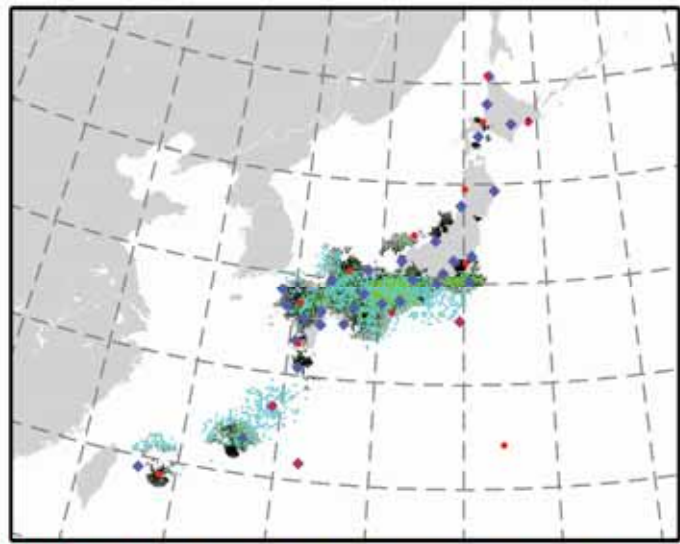


図 1.3.3 ゾンデ観測 (TEMP)、航空機観測 (PILOT)、ウィンドプロファイラ (WPROF)、ドップラー速度 (DPR) とレーダー反射強度から推定された相対湿度 (REFRH) のデータ分布。数字は利用されたデータ数。2011 年 5 月 12 日 00UTC のメソ解析の例。

誤差を考慮する必要が生じる。代表性誤差による影響を軽減し観測データの情報を抽出するために、データを MA のインナー解像度 15km と同じ解像度で平均化する処理を行う。さらに、それらの平均化されたデータは、データ間の水平誤差相関が十分に小さくなる程度に間引く必要がある。この間引き間隔は、統計処理の結果を基に水平方向に 60km、鉛直方向に 500m とした。

なお、MSM の固体降水による反射強度にはバイアスがあることが知られている (Eito and Aonashi 2009)。そのため、雪・霰から推定された疑似観測データは品質管理により排除し、データ同化には利用しない。作成された疑似観測データは、MA のデータ同化窓の 3 時間において、解析時刻 (FT=0)、解析時刻の 1 時間前 (FT=-1)、解析時刻の 2 時間前 (FT=-2) の 1 時間毎のタイムスロットでデータ同化される (図 1.3.1)。

(3) 相対湿度の疑似観測データ

相対湿度の推定例としてゾンデ観測との比較を図 1.3.2 に示す。相対湿度の疑似観測の水平位置は、インナーモデルの格子に合わせてあるため、ゾンデ観測地点と一致しない。そこでゾンデ観測地点を中心とする 1 辺 0.5 度の正方領域内で推定された疑似観測を比較対象として選んだ。融解層より上層にあたる高度約 6000m 以上における疑似観測データは、前述のとおり品質管理により除外される。また、相対湿度推定に用いられる第一推定値の反射強度のサンプル数が少ないなどの理由から、疑似観測データ

推定の信頼度が低くなる場合がある。そのようなデータについても品質管理によって非利用データに分類される。

品質管理を通過し MA で利用された疑似観測データの分布を図 1.3.3 に示す。このデータ分布から名瀬や静岡レーダーなどのドップラー化されていないレーダーサイト周辺でも疑似観測データが作成され同化されていることが分かる。また、間引かれるデータは観測される反射強度の密度や、サイトからの水平距離と高度によって設定された観測誤差に依存するため、同化される疑似観測データの位置は解析ごとに異なる。

(4) 疑似観測データ同化の効果

疑似観測の利用が解析に与える効果を図 1.3.4 に示す。図 1.3.4 (a) は、第一推定値からシミュレートされた MSM の初期時刻における反射強度である。同時刻の観測 (図 1.3.4 (c)) と比較すると反射強度の極大値の位置が異なる。図 1.3.4 (b) は、疑似観測を利用した MA によって作成した解析値からシミュレートした反射強度である。データ同化によって、第一推定値 (図 1.3.4 (a)) の観測 (図 1.3.4 (c)) に対する位置ずれ誤差が改善されていることが確認できる。

1.3.3 解析予報サイクル実験

反射強度データから推定された相対湿度の疑似観測データ同化がメソ数値予報システムに与える効果を確認するため解析予報サイクル実験を行った。ただし、冬季に関しては、融解層より上層の疑

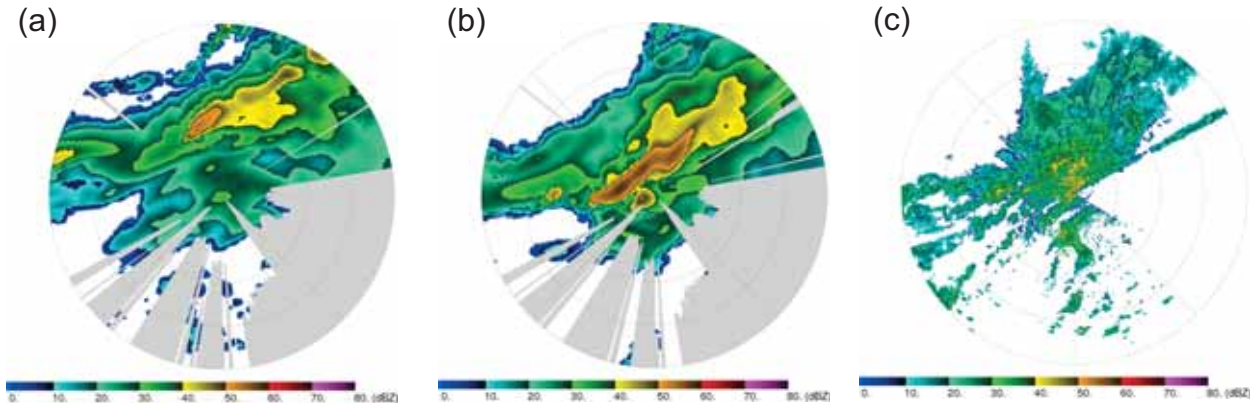


図1.3.4 2009年7月24日09UTCの福岡レーダー -0.7 度の仰角における反射強度データ同化の有無による反射強度比較。(a) 第一推定値から計算した反射強度、(b) データ同化後のMSM初期値から計算した反射強度と(c) 観測された反射強度。

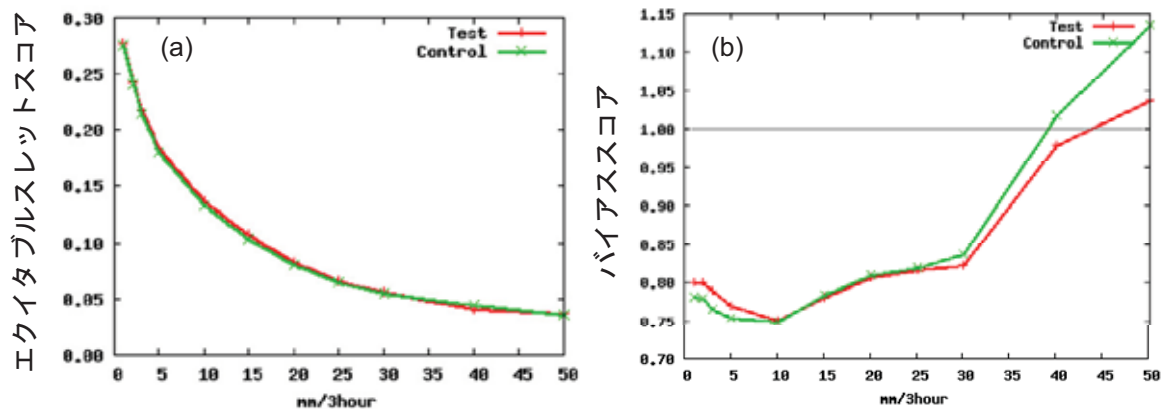


図 1.3.5 2009 年 7 月 19 日～26 日の期間における MSM の対解析雨量の (a) エクイタブルスレットスコアと (b) バイアススコア。横軸は閾値(前 3 時間積算降水量)。緑線が従来予報(Control)で、赤線が反射強度データを利用した予報(Test)。ここで、検証は 20km 格子の領域で行い、検証格子の中の平均値を対象とした。また、解析雨量の領域のうち陸域と海岸から 40km 以内を検証に用いた。

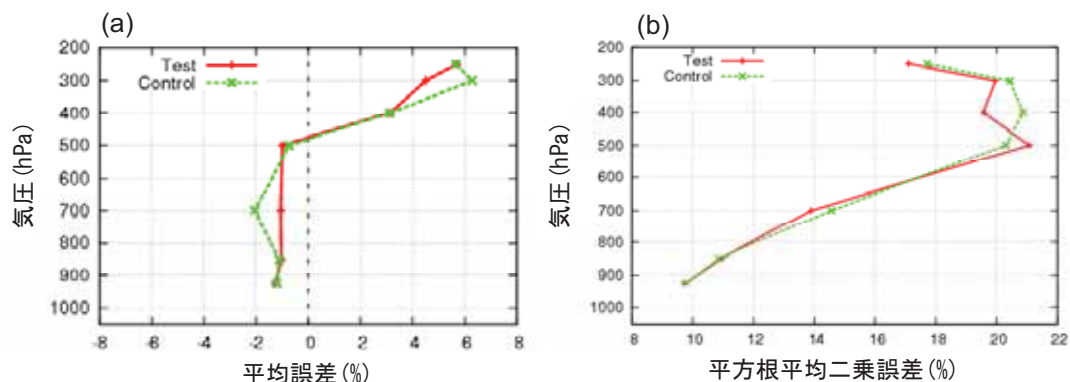


図 1.3.6 2009 年 7 月 19 日～26 日の期間における MSM の 3 時間相対湿度予報のラジオゾンデによる検証。縦軸が高度(hPa)、横軸が(a) 平均誤差(%)と(b) 平方根平均二乗誤差(%)、緑線が従来予報(Control)、赤線が反射強度データを利用した予報(Test)。

似観測データを利用していないため解析に与える影響は非常に小さいことから、ここでは夏季の実験期間2009年7月19日から2009年7月26日までの結果について示す。実験環境は、2011年2月時点のルー

チンのMAとMSMを基に構築されたものである。反射強度を利用しない設定の実験をControlとし、反射強度を利用する設定の実験をTestとする。

降水量予報に対するエクイタブルスレットスコ

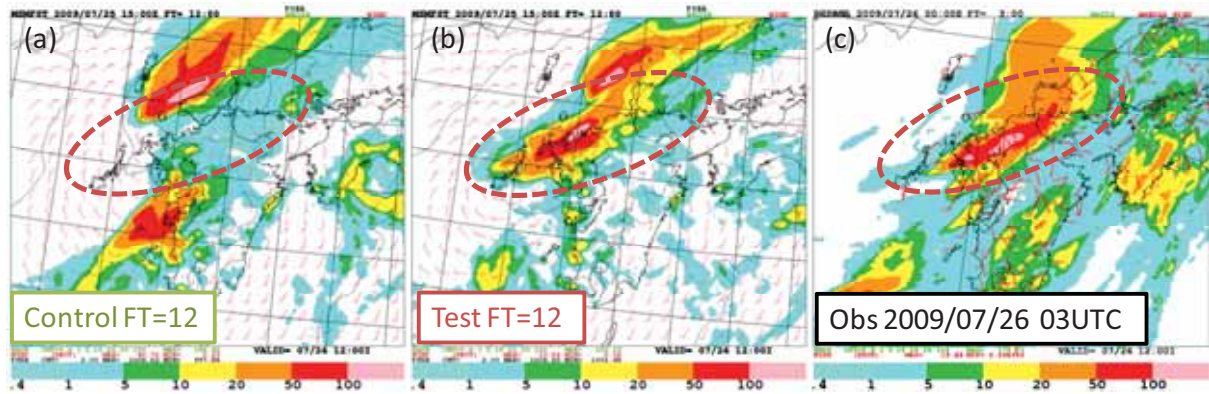


図 1.3.7 降水予報の改善例。2009 年 7 月 25 日 15UTC 初期値からの 12 時間予報における前 3 時間降水量予想。
(a) 従来予報(Control)、(b) 反射強度データを利用した予報(Test)、(c) 該当する時間の解析雨量(観測値)。

ア(図1.3.5(a))では、ControlとTestの間の差は小さく、バイアスコア(図1.3.5(b))では、低閾値においてTestの改善がみられる。予報開始3時間後の相対湿度の鉛直プロファイルの平均誤差(図1.3.6(a))と平方根平均二乗誤差(図1.3.6(b))では、700hPa付近にControlに対してTestの改善が認められる。夏季において疑似観測データの多くは700hPa付近で同化されるため、その効果が予報における相対湿度のプロファイルの改善に寄与したと考えられる。

降水分布の改善例を図1.3.7に示す。Controlの降水量分布と観測された降水量分布には大きな差がみられる。しかし、Testの降水量分布は、Controlと比較して観測の降水量分布に近く、反射強度データの利用によって位置ずれが修正され降水量予報が改善されている。

1.3.4 まとめ

本節では2011年6月9日00UTCに現業化されたMAにおける反射強度データ利用の概要と効果を述べ、解析予報サイクル実験の結果を基に、反射強度から推定された相対湿度をデータ同化することによって、水蒸気プロファイルや降水予報が改善することを示した。

なお、数値予報課では、局地モデルの初期値作成のための局地解析においてもレーダー反射強度データ利用を計画している。この局地解析は、データ同化手法として3次元変分法を利用し解析の分解能も5kmと、MAとは大きく異なる解析システムとなる予定である。そのため、局地解析に適したレーダー反射強度データ同化手法の確立を目指し開発を進めている。

参考文献

石川宜広, 2007: ドップラーレーダーデータの利用。平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102-103。

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。

永田和彦, 辻村豊, 2006: 解析雨量及び降水短時間予報の特性と利用上の注意点。平成18年度量的予報研修テキスト, 9-24。

深尾昌一郎, 浜津享助, 2009: 気象と大気のレーダーリモートセンシング。京都大学学術出版会, 502 pp。

本田有機, 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, 19-20。

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, 7-37。

山田芳則, 2003: 雲の物理過程。数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 52-76。

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

Eito, H. and K. Aonashi, 2009: Verification of Hydrometeor Properties Simulated by a Cloud-Resolving Model Using a Passive Microwave Satellite and Ground-Based Radar Observations for a Rainfall System Associated with the Baiu Front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 425-446。

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

1.4 全球解析におけるMODIS極域大気追跡風の利用法の改良¹

1.4.1 はじめに

大気追跡風（AMV：Atmospheric Motion Vector）は連続する複数枚の静止気象衛星（15～60分間隔）もしくは極軌道衛星（約100分間隔）で撮影された画像を基に、雲塊や水蒸気のパターンの移動を追跡して算出された風ベクトルデータである。これらのAMVの特徴・算出方法・解析前処理などの詳細は、計盛・中村（2005）、山下・今井（2007）および山下・下地（2011）を参照されたい。

本節では、2011年2月2日に全球数値予報システムへ導入されたMODIS極域AMVの利用方法の改良について述べる。全球数値予報システムでは、図1.4.1のように5つの静止気象衛星および2つの極軌道衛星から得られたAMVを利用している²。今回対象となるAMVは、北(南)緯60度以北(南)に分布する極域AMVである。これらは、米国の地球観測衛星TerraおよびAquaのMODIS³センサを基に算出された風ベクトルデータである。

以下、第1.4.2項でその改良目的を説明する。第1.4.3項ではその改良の際に利用する新規極域AMV（第1.4.2項で説明）と本改良以前のルーチンで利用された極域AMV（以下CIMSS_PAMVと呼ぶ）とを比較した調査結果を示し、第1.4.4項ではその調査を踏まえた改良の内容を説明する。第1.4.5項では改良後の観測システム実験（OSE）を報告し、第1.4.6項では本改良によるデータ同化の効果を確認する。最後に第1.4.7項でまとめと今後の課題を述べる。

1.4.2 改良の目的

全球数値予報システムでは、2004年からCIMSS⁴によって作成されたCIMSS_PAMVをインターネット回線で取得し利用している。しかし、このAMV配信が遅いため、全球速報解析時に間に合わないことが多く、データを利用できないといった問題があった。

その後、2004年にCIMSSで開発された極域AMV作成アルゴリズムがNOAA⁵/NESDIS⁶へ移植⁷され、

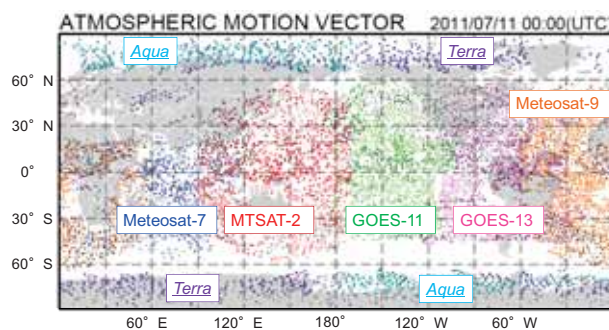


図 1.4.1 2011 年 7 月 11 日 00UTC 全球サイクル解析時に利用された AMV の分布。極域に記した下線つき斜体字の衛星名は極軌道衛星、それ以外は静止気象衛星。MTSAT-2 は、ひまわり 7 号。

表 1.4.1 Ea および Da の北極域における 3 つの極域 AMV の入電状況。各数値は 2010 年 4 月 9 日～8 月 11 日の 1 解析あたりの平均入電数を示す。Ea の入電率は Da の入電数に対する Ea の入電数の割合（％）で示したものである。

	Ea	Da	Eaの入電率(%)
CIMSS_PAMV	3971	16250	24
NESDIS_PAMV	870	12402	7
CIMSS_DPAMV	5274	12310	43

GTS⁸ 回線への極域AMV ①の配信が開始された。また、CIMSSではデータ作成から配信までの時間が短いという速報性を重視して、北・南極域の受信局から直接衛星データを受信し、AMV ②を作成配信するシステムの運用を2006年に開始した。

このような背景から、前述の①と②のAMVを利用することにより、極域AMV配信が全球速報解析時に間に合わないという問題の解消と全球速報・サイクル解析時の極域AMVデータ分布の拡大が期待される。さらに、CIMSSとNESDISが相互にデータを補完することで極域AMVを安定的に利用できることから、極域の解析精度のさらなる改善が見込まれる。以下、前述①のAMVをNESDIS_PAMV又はNESDIS 版極域AMV、同②のAMVをCIMSS_DPAMV又はCIMSS 版直接受信極域AMVと呼び、これら2つのAMVを新規極域AMVと呼ぶ。

1.4.3 新規極域AMVとルーチン利用中の極域AMV（CIMSS_PAMV）との比較

(1) 入電数とデータ分布比較

表1.4.1に、3つの極域AMVの2010年4月9日～8月11

¹ 山下 浩史

² メソ数値予報システムでは、MTSAT の AMV のみを利用している。

³ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer（中解像度画像分光放射計）

⁴ Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies（米国ウィスコンシン大学の気象衛星研究共同研究所）

⁵ National Oceanic and Atmospheric Administration（米国海洋大気庁）

⁶ National Environmental Satellite Data, and Information Service（環境衛星・資料情報局）

⁷ CIMSS の極域 AMV 作成アルゴリズムは移植後にアップデートされており、NESDIS で算出されるものとは異なる。

⁸ Global Telecommunication System（全球気象通信システム）

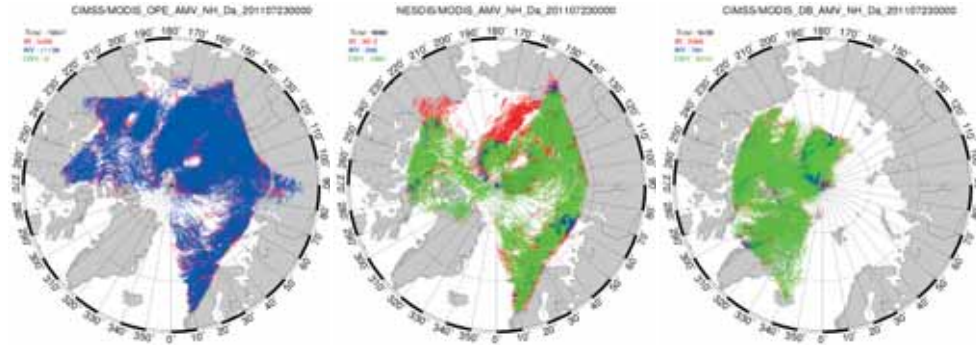


図 1.4.2 3 つの極域 AMV の北極域におけるデータ分布の例 (2011 年 7 月 23 日 00UTC の Da)。左から、CIMSS_PAMV, NESDIS_PAMV, CIMSS_DPAMV である。プロットされている AMV は、赤：赤外、青：水蒸気、緑：晴空域水蒸気センサから算出されたもの。CIMSS_PAMV の水蒸気 AMV には、晴空域水蒸気 AMV も含まれる。

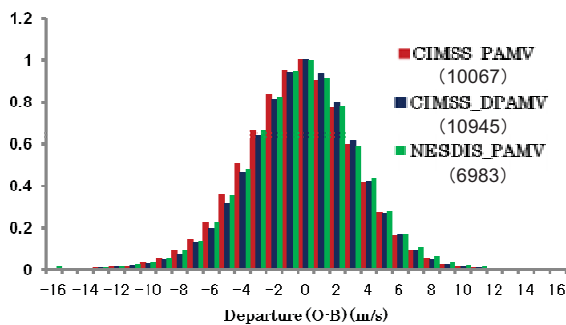


図 1.4.3 3 つの極域 AMV の風速 D 値ヒストグラム。2010 年 7 月の北極域赤外上層 (400hPa を含む上層) の結果を示す。横軸は風速 D 値 (m/s)、縦軸はサンプル数を各 AMV のカッコ内の最大数で規格化した値である。

表 1.4.2 3 つの極域 AMV の精度。図 1.4.3 の D 値統計結果を ME (m/s) および STD (m/s) で示す。

	ME (m/s)	STD (m/s)
CIMSS_PAMV	-0.37	3.59
NESDIS_PAMV	-0.30	3.71
CIMSS_DPAMV	-0.24	3.52

日の1解析あたりの期間平均の入電状況を全球速報解析 (Ea) および全球サイクル解析 (Da) について、示したものである。日々の予報で直接関わる予報プロダクトは、Eaをベースとした全球予報 (Ef) であり、Eaで高品質データを多く利用するほど、予報精度向上につながりやすい。表 1.4.1 から、Eaでは NESDIS_PAMV の入電数が少ない一方、CIMSS_DPAMVは入電数が多い。Daでは、新規極域 AMVは各々ほぼ均等な割合で入電しているが、CIMSS_PAMVに比べやや少ない。また、3つの極域 AMV のデータ分布比較 (図 1.4.2) では、CIMSS_PAMVおよびNESDIS_PAMVはほぼ同様な分布であるのに対し、CIMSS_DPAMVでは他の2つの

極域AMVでは算出されない領域で算出されている。CIMSS_DPAMVは改良目的の速報性・データ分布の拡大に適したデータとなっている。

(2) 新規極域AMVの精度

新規極域AMVを対象に風速D値 (観測値-第一推定値) の平均誤差 (ME)、標準偏差 (STD) による精度調査を行い、CIMSS_PAMVとの比較を行った。結果の一部を図1.4.3や表1.4.2に示す。使用した第一推定値はルーチンのGSM6時間予報値、比較期間は2010年7月の一ヶ月間で、QI値60以上のデータを対象とした。なお、使用した第一推定値には、CIMSS_PAMVの効果が反映されているため、CIMSS_PAMVについては他の極域AMVに比べ良い結果が得られやすいことに留意願いたい。

極域AMVのヒストグラム比較では、3つの極域AMVは共に総じてガウス分布に近い形状である¹⁰。STDで見ると新規極域AMVは共に中・上層風3~4m/sの範囲内で山下・今井 (2007) の調査とほぼ同等の特性がみられるが、CIMSS_PAMVと比べるとCIMSS_DPAMVのSTDは小さく、NESDIS_PAMVのSTDは大きい傾向である。また、MEは全体的にやや負バイアス傾向が見られたが、CIMSS_PAMVと比べると改善が見られる (図略)。

(3) QI値に対する風速D値のMEおよびSTD

⁹ EUMETSAT (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites: 欧州衛星開発機構) が提唱する 0~100 までの Quality Indicator (品質管理指標) で値が大きいほどよい (Holmlund 1998)。

¹⁰ 気象庁が全球・メソ解析で採用している 4 次元変分法では、使用するデータの誤差がガウス分布に従うことを仮定しており、D 値がガウス分布をなす観測は同化利用に適したデータであることを示している。

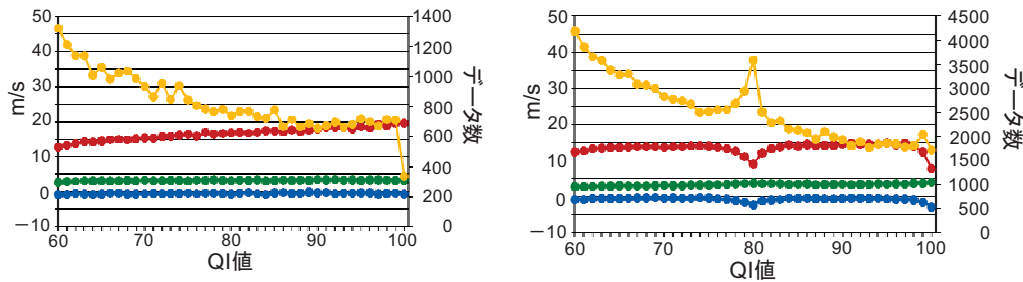


図 1.4.4 NESDIS_PAMV の QI 値に対する風速及び風速 D 値の ME と STD およびデータ数。左図は、2008 年 2 月の Terra 衛星から算出された北極域中層水蒸気 AMV の統計値。右図は、2008 年 1 月の Terra 衛星から算出された北極域赤外中層 AMV の統計値。中層は 400hPa から 700hPa の層を表す。赤線は平均風速 (m/s)、緑線は風速 D 値 STD (m/s)、青線は風速 D 値 ME (m/s)、黄線はデータ数である。

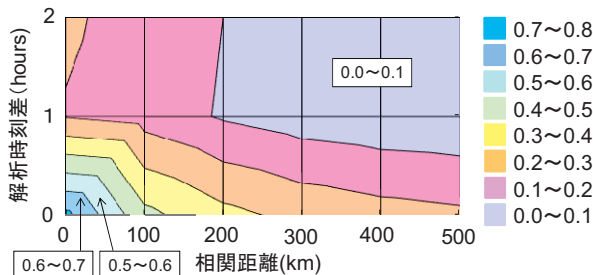


図 1.4.5 風速 D 値相関による観測誤差相関の調査結果。Terra 衛星から算出された CIMSS_PAMV の赤外中層 AMV のルーチン GSM に対する D 値平均相関を示している。調査期間は 2010 年 4 月 10 日～5 月 9 日。色分けは、相関係数である。

表 1.4.3 風速 D 値相関の大きい AMV リスト。上層は 400hPa を含む上層を表す。中層は図 1.4.4 に同じ。

作成元の AMV の種類	AMV の地域・高さ・種類
CIMSS_PAMV (ルーチン利用中の極域 AMV)	北極域赤外中層 AMV
CIMSS_DPAMV (CIMSS 版直接受信極域 AMV)	北極域晴天域水蒸気中層 AMV
NESDIS_PAMV (NESDIS 版極域 AMV)	北極域赤外・水蒸気上層 AMV 北極域水蒸気中層 AMV 南極域水蒸気上層 AMV

図 1.4.4 は、NESDIS_PAMV における QI 値と平均風速、風速 D 値の ME および STD の関係を示したものである。3 つの極域 AMV は、以下のような傾向が見られる (図 1.4.4 左図)。

- ・平均風速が大きいほど QI 値が高い。
- ・データ数は QI 値が低いほど多い。
- ・風速 D 値の ME や STD の大きな変動はどの QI 値でも見られない。

また、NESDIS_PAMV の北極域赤外中～下層および南極域の赤外上層 AMV では、以下のような異なった特徴が見られる (図 1.4.4 右図)。

- ・ QI 値 76-84 および 96 以上で平均風速の減少と風速 D 値の負バイアスおよび STD が大きい。
- ・この特徴は北・南極域共に冬に見られる。

1.4.4 改良の内容

第 1.4.3 項の特徴を踏まえ、新規極域 AMV を CIMSS_PAMV に追加する形で利用する。利用するにあたり、以下の 5 つの項目の改良もしくは品質管理 (QC) の強化を行った。

(1) データの利用優先度選択

第 1.4.3 項から NESDIS_PAMV は Ea に間に合うデータ数が他の極域 AMV と比べて少ないこと、その精度は風速 D 値の ME や STD から他の極域 AMV と比べて

やや劣ること、赤外 AMV の QI 値が他の極域 AMV には見られない不自然な特性を持つことなど他の極域 AMV に比べてネガティブな特徴が見られた。そのため、他の極域 AMV より優先度を下げて利用することとした。なお、CIMSS_PAMV と CIMSS_DPAMV は、同じ優先度で利用する。

(2) 風速 D 値相関の大きい AMV の除去

AMV などの衛星による観測は、単一センサで広い領域を密に観測するため、隣接する観測には誤差の相関があると考えられている。現在の全球数値予報システムでは観測誤差相関を考慮していないため、観測誤差相関のあるデータをそのまま全て使用した場合、解析・予報値が劣化するおそれがある (山下・下地 2011)。そのため、3 つの極域 AMV について、観測誤差相関に関する調査 (風速 D 値相関で代用) を行った。風速 D 値相関の大きい例として CIMSS_PAMV の北極域赤外中層 AMV について図 1.4.5 に示す。その結果、表 1.4.3 に示したデータについては風速 D 値相関が大きいとして、解析には利用しないようにした¹¹。

¹¹ D 値には観測誤差と第一推定値の誤差の情報が含まれるので、厳密な意味で観測誤差と第一推定値の誤差相関の分離は困難である。そこで同一高度におけるセンサ毎 (赤外・水蒸気など) の AMV の風速 D 値相関の特徴を比較する。例えば、あるセンサでは D 値相関が 0.2 となる距

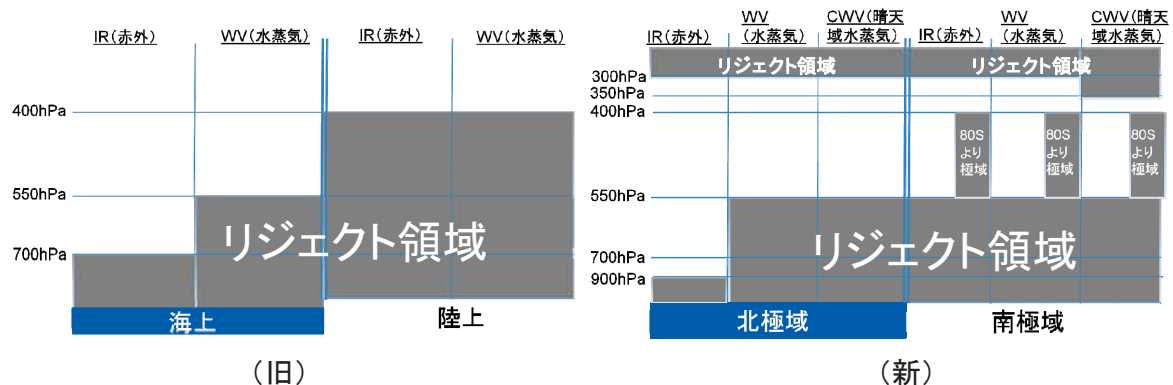


図 1.4.6 極域 AMV の気候学的チェックでリジェクトされる領域 (灰色の塗りつぶし)。(旧) は 2011 年 2 月 2 日より前の設定を示す。これは、ECMWF の実験結果を参考に作成されたもの。(新) は 2011 年 2 月 2 日以降の設定で、2008 年の 3 つの極域 AMV の風速 D 値統計結果を参考に作成したもの。それぞれ各センサの AMV 別に示している。

(3) 等距離間引き

極域AMVの解析前処理では、データ間引き箱¹²を概ね150km毎に用意し、その各々の箱の中に1つのAMVが残るような間引き処理(等距離間引きと呼ぶ)を行っている。しかし、箱の中央に1つのAMVが残れば問題はないが、必ずしも箱の中央に残るとは限らない。そのため、間引き後の隣接箱のAMV距離が150km未満になることがあり、本改良前ではそのまま同化されていた。本改良時には、観測誤差相関を考慮して、隣接箱のAMV距離が150km未満を対象に片方の間引き箱データを削除する処理を追加することとした¹³。

(4) 気候学的チェック

気候学的チェックは、解析前処理のQCの一つで、気候学的に妥当な値が報じられているかをチェックし、明らかに異常と判断できるような誤差の大きいデータを除去することを目的としている(大野木 1997; 山下・今井 2007)。従来の極域AMVの気候学的チェックは、ECMWFの実験結果(Bormann et al. 2002)を参考に構築・運用を行ってきた。今回の改良では、2008年を対象として実施した3つの極域AMVのD値統計結果を参考にして、静止衛星AMVに適用しているMEおよびSTD許容基準(上層STD: 5m/s、中層STD: 4m/s、下層STD: 2m/s、MEはそれぞれ2m/s

を許容)(山下・今井 2007)を適用し、気候学的チェックの改良を行った(図1.4.6)。今回の改良を行ったことによって、主に中・下層風の利用拡大がなされたことが分かる。

その他、前述のデータ利用優先度選択で、他の極域AMVにはない **QI** 値特性が確認された NESDIS_PAMV を使用する場合は、風速D値の負バイアスの顕著な部分(**QI**値76-84および96以上)は利用しないこととした。

(5) 観測誤差の設定

極域AMVを利用する際には、**QI**値が低くなるほど観測誤差が大きくなるよう、適当な係数を観測誤差に乘じることで観測誤差調整¹⁴を行ってきた。しかし、極域AMVの**QI**値が小さい場合(NESDIS_PAMVを除く)でも目立った風速D値のMEやSTDの悪化は見られないため、静止衛星AMVと同様に観測誤差調整を廃止した。

1.4.5 観測システム実験(OSE)

第1.4.4項の改良による解析・予報精度の評価を行うために、北半球の夏冬それぞれの一ヶ月間強のOSEを行った。実験の概要を表1.4.4に示す。

(1) OSEの評価方法

第1.4.4項の改良による極域AMVのデータ同化を行ったものをTEST、同改良なしをCNTLとして、評価を行った。なお、台風の評価は気象庁太平洋台風センターで作成された台風解析値からの平均台風進路予報誤差を用いた。

離が150kmで、別センサでは図1.4.5のように500kmを超えるような場合は、別センサ側に観測誤差相関、観測バイアスおよび第一推定値の誤差のいずれかの影響が大きいと判断し、解析には利用しないこととした。

¹² 極域AMVでは150km(経度方向)×150km(緯度方向)×100hPa(高さ方向)、静止衛星AMVでは200km×200km×100hPaの箱のことである。

¹³ 静止衛星AMVにはすでに導入済みである。

¹⁴ **QI** 値 60、100 の場合、観測誤差はテーブル設定値のそれぞれ2倍、0.88倍。

表 1.4.4 実験の概要

実験期間	データ同化 (4回実施/1日)	冬実験 2009年12月20日～2010年2月9日 夏実験 2010年7月20日～2010年9月9日
	予報 (12UTC解析を 初期値とする 216時間予報)	冬実験 2010年1月1日～2010年1月31日 夏実験 2010年8月1日～2010年8月31日
実験システム	予報モデル	TL959L60(水平分解能約20km/鉛直層数60)
	解析	4次元変分法(アウターループは予報モデルと 同じ分解能、インナーループはT159L60(水平 分解能約80km/鉛直層数60))

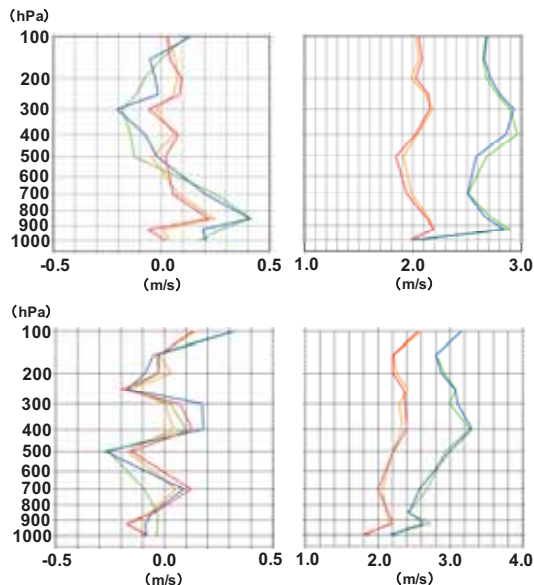


図 1.4.7 南半球のゾンデに対する冬（上段）夏（下段）実験の解析・第一推定値の東西成分風速の ME (m/s : 左側)・RMSE (m/s : 右側) の鉛直プロファイル。各線は TEST 解析(赤)、CNTL 解析(橙)、TEST 第一推定値(青)、CNTL 第一推定値(緑)である。

(2) OSEの結果

①ゾンデに対する解析・第一推定値の平均誤差 (ME)・平方根平均二乗誤差 (RMSE)

南半球のゾンデに対する冬・夏実験の解析・第一推定値の東西成分風速の ME、RMSE を図 1.4.7 に示す。冬実験では、200～500hPa 付近で第一推定値の負バイアスの解消傾向と 300hPa から下層で RMSE の改善傾向が見られる。一方、300hPa より上層の RMSE ではやや改悪傾向が見られる。300hPa より上層のデータを利用しない影響が出ているかもしれない。今後の更新時にこれらの確認を行い、必要に応じて解析前処理の修正を行う予定である。その他の領域、風以外の要素、および夏実験では、大きな変化は見られなかった（図略）。

②初期値に対する予報 RMSE 改善率

予報初期値に対する冬・夏の予報 RMSE 改善率を図 1.4.8 に示す。冬実験では、概ねどの要素についても 3 日目以降の予報の改善（CNTL に比べ TEST の予報誤差が減少したことをさす）が見られる。特に 3～4 日予報の南半球では 250hPa 風速を除くどの要素でも有意な改善となっている。一方、夏実験では、どの要素についてもほぼ CNTL と同じ結果が得られている。5 日目以降の 850hPa 風速以外の要素の予報は、熱帯や南半球では改善する傾向だが、北半球では逆に改悪する傾向がみられる。しかし、ゾンデに対する東西成分風速や気温・高度場の鉛直プロファイル（図略）では CNTL とほぼ同じないし改善する傾向が見られた。北半球の改悪傾向の結果は有意とはいえず、ゾンデ検証結果からも大きな問題はないものと判断した。

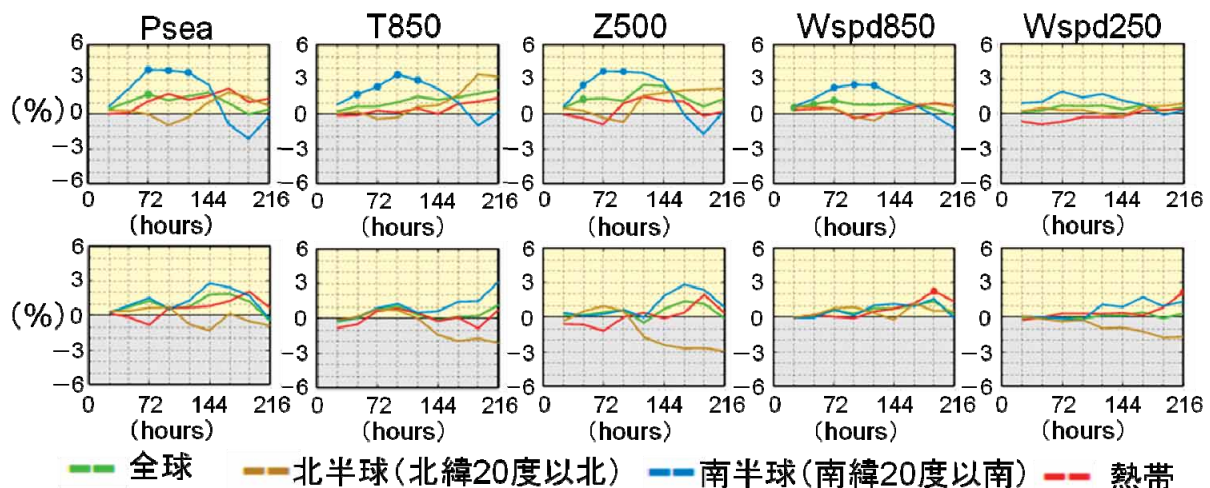


図 1.4.8 予報初期値に対する 1～9 日予報の冬・夏実験の予報 RMSE 改善率((CNTL-TEST)/CNTL)。上段が冬実験（2010 年 1 月）、下段が夏実験（2010 年 8 月）。各要素は次に示すとおり。Psea : 海面気圧、T850 : 850hPa 気温、Z500 : 500hPa 高度場、Wspd850 : 850hPa 風速、Wspd250 : 250hPa 風速。横軸は予報時間。縦軸は改善率で正の値（黄色領域）が大きいほど良く、負の値（灰色領域）が大きいほど悪いことを表す。TEST と CNTL の違いに対し、有意水準 0.025 で片側検定を行い、有意といえる場合に丸印を付けている。

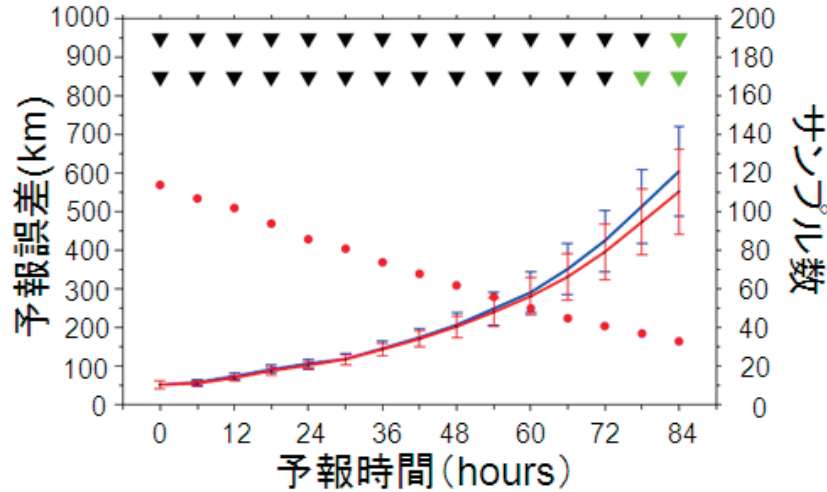


図 1.4.9 台風平均進路予報誤差 (km: 縦軸)。夏実験期間中 (台風第 4 号～第 10 号まで) の 00, 06, 12, 18UTC 各初期値を対象。横軸は予報時間を示している。TEST が赤、CNTL が青、サンプル数が赤点で示されている。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を表す。図中の緑の▼は両実験の差が有意であることを示す (上段はデータ系列の相関を考慮、下段は考慮なし)。

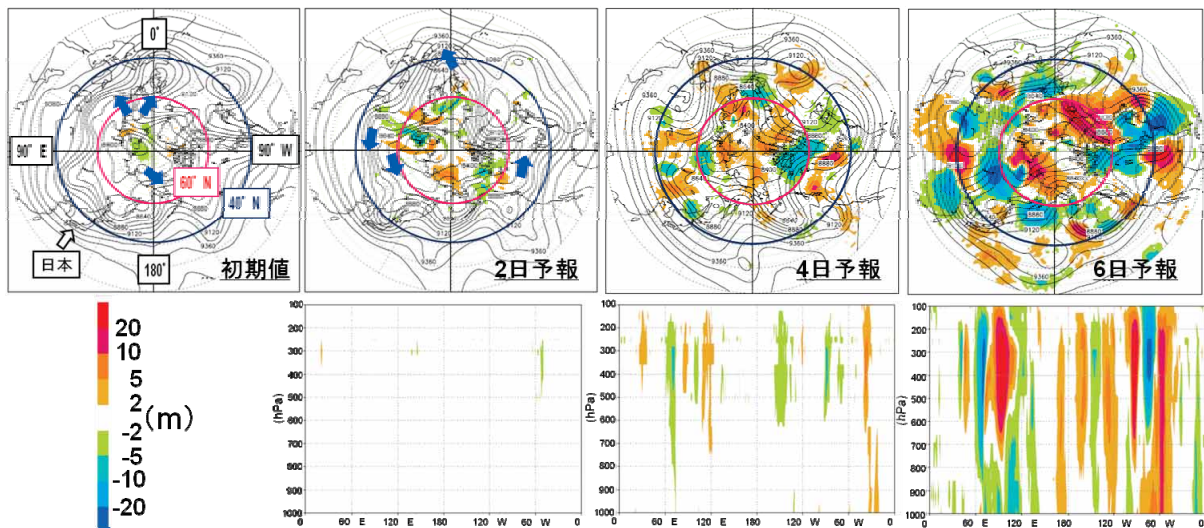


図 1.4.10 極域 AMV の北半球予報への影響。2010 年 12 月 1 日 12UTC 初期値予報の極域 AMV 利用の有無による 300hPa 高度予報差 (m) を色の塗りつぶしで示している。上段は、300hPa 高度場予報の差、下段は、上段の北緯 40 度線上の鉛直断面図を示している。青矢印は極域 AMV 利用による影響が伝搬するとみられる方向を示している。上段の等高線は極域 AMV 利用ありの 300hPa 高度で間隔は 120m である。本文中のジェット気流は、等高線の混んだ部分に相当する。

③台風進路予報誤差

図 1.4.9 に夏実験時に発生した台風第 4 号～第 10 号までの 7 つの台風における平均台風進路予報誤差の結果を示す。48 時間予報以降では TEST は CNTL に比べ、やや改善する傾向が見られる。

1.4.6 データ同化で期待される効果

極域 AMV の利用法の改良による効果は、極域 AMV 利用の有無による解析・予報差 (図 1.4.10) を見るこ

とで概ね確認できる。解析・予報へのインパクトは、次の A～B によって生じると考えられる。

- A: 北(南)緯 60 度以北(南)の北(南)極域に極域 AMV を同化することにより、その情報が解析場に反映される (図 1.4.10 の初期値差より)。
- B: A の効果が予報にも反映される。主に極域や中緯度帯のジェット気流に沿って、その効果が伝搬する (図 1.4.10 の初期値及び 2 日予報の青矢印より)。また、対流等を通じて下層へも伝搬する。(特に

図1.4.10の4日予報および6日予報の北緯40度線上の鉛直断面図の予報差より)。

日本などの中緯度帯では、極域AMVは4日目あたりの予報に影響をもたらすものと思われる。具体的には、中緯度帯トラフ・リッジの移動速度の差となって現れる。それが、高・低気圧の発生・移動・発達に影響を与え、天気変化(特に降水の強さ、タイミング)や偏西風帯の台風の移動にも影響すると考えられる。

1.4.7 まとめと今後の課題

極域の解析精度改善を目的として、数値予報ルーチンで利用中のMODIS極域AMVにNESDIS 版極域AMV とCIMSS 版直接受信極域AMVの追加利用と利用方法の改良を行った。夏冬それぞれ一ヶ月強のOSEを行った結果、ゾンデに対する解析・第一推定値の風場が改善された。また、予報RMSE改善率では、冬実験では南半球を中心に概ねどの要素でも3~4日予報の改善が見られ、夏実験では、ほぼCNTLと同じ結果が得られた。台風進路予報誤差は48時間予報以降改善傾向が見られた。それらの改良の効果は、中緯度帯トラフ・リッジの移動速度の差となって現れることを確認した。これらの結果から、本節で述べた改良が、2011年2月2日に全球数値予報システムに導入された。

極域AMVの今後の課題は以下の2つである。まず、米国の極軌道衛星NOAAや欧州の極軌道衛星Metopに搭載されているAVHRR¹⁵センサから算出された極域AMV (AVHRR_AMV) の利用である。MODIS極域AMVの算出元の衛星TerraおよびAquaが、それぞれ1999年、2002年に打ち上げられてから10年前後経過し、衛星の設計寿命を超えいつ故障してもおかしくない状態にある。このため、数値予報精度維持の観点から、これらの代替ともなるAVHRR_AMVの利用が重要である。AVHRR_AMVは、CIMSSやNESDISで算出されている。全観測数は、MODIS極域AMVのおよそ1/5程度である。実際に、MODIS極域AMVを使用しない条件下でAVHRR_AMVのOSEを行ったところ、AVHRR_AMVを用いた方が用いない場合に比べ、数値予報精度改善に寄与することが確認された(図略)。

もう1つは、極軌道衛星と静止衛星の合成画像から算出されるAMV (LEO/GEO_AMV) の利用である。これらは、CIMSSが現在開発中のAMVで、AMVの空白域である南北両半球の緯度60度付近(図1.4.1を参照)をカバーするように算出される。緯度60度付近は、対流圏ジェット、ストームトラックの位置に相当することから、初期場の誤差が予報で大きく発展することが知られている(Hodyss and Majumdar 2007)。そのため、初期場の誤差を小さくし、数値予報精度を向

上させるにはLEO/GEO_AMVは重要なデータである。このデータはすでにインターネット上で公開されており、NRL¹⁶では2010年11月から数値予報に利用されている。全球数値予報システムを用いた2週間程度のOSEでは、対流圏の中高緯度での3~5日予報の風の場の改善が確認されている(図略)。

これらのAVHRR_AMVおよびLEO/GEO_AMVは、共に数値予報精度維持向上が確認され、スーパーコンピュータシステムの更新が終了次第、全球数値予報システムに反映させる予定である。

参考文献

- 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.
- 計盛正博, 中村佳之, 2005: MODIS極域風の同化. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 76-81.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 36-56.
- 山下浩史, 下地和希, 2011: 高頻度大気追跡風. 数値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 36-56.
- Bormann, N., J.-N. Thépaut, J. R. Key, D. Santek, and C. S. Velden, 2002: Impact of polar cloud track winds from MODIS on ECMWF analyses and forecasts. Preprints, 15th Conf. on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 15-18.
- Hodyss, D. and S. J. Majumdar, 2007: The contamination of 'data impact' in global models by rapidly growing mesoscale instabilities. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1865-1875.
- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, **13**, 1093-1104.

¹⁵ Advanced Very High Resolution Radiometer (改良型高分解能放射計)

¹⁶ Naval Research Laboratory (米海軍研究所)

1.5 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良¹

1.5.1 週間アンサンブル予報システム

週間アンサンブル予報システム（以下、WEPS）は週間天気予報の支援を目的に運用されており、51メンバー（50の摂動ランと1つのコントロールラン）からなるアンサンブル予報を行い、各メンバーの予報、予報のアンサンブル平均やスプレッド、気温や降水等の各種確率情報等の資料が利用されている（林・川上 2006）。本節では、2011年3月に現業化したWEPSの初期摂動作成手法の改良について述べる。なお、メンバーやアンサンブル平均といったアンサンブル予報特有の用語やその定義式については、付録B.1.4, B.2.3に説明がある。アンサンブル予報の基礎については、山根（2002）や高野（2002）などを参照されたい。また、最新のWEPSの仕様を付録A.1.3に記載したが、仕様全体の解説は、これまでの改良を報告した文献（経田・山口 2006; 酒井 2008; 米原 2008; 米原 2009; 米原 2010等）を参照されたい。

1.5.2 初期摂動作成手法の改良

WEPSでは、予報の不確実性の原因の一つである初期値誤差を考慮するため、初期値に摂動（初期摂動）を加えたものを摂動ランの初期値として用いている。今回の初期摂動作成手法の改良では、初期摂動の振幅の調整と、南半球中高緯度への初期摂動の導入が施された。これらの変更により、スプレッドの大きさが適正化され、週間アンサンブル予報の精度の向上が期待される。なお、変更点は初期摂動のみであることから、摂動を加えていないコントロールランの予報結果は変わらない。アンサンブル平均、スプレッド、確率予報への影響は、第1.5.3項で述べる。

改良後のWEPSについて、初期摂動作成手法の概略を図1.5.1に示す。WEPSの初期摂動は、全球を複数の緯度帯（北半球・熱帯・南半球ターゲット領域）に区分し、ターゲット領域毎に初期摂動を計算した後、それらを重ね合わせて作成される。各ターゲット領域の初期摂動は、特異ベクトル法（Buizza and Palmer 1995）に基づき算出²された摂動の振幅を規格化したものである。規格化の条件はターゲット領域毎に設定している。図1.5.1のように北・南半球／熱帯ターゲット領域においては、摂動の500／850hPa面（相当のモデル面）気温（T500／T850）の平方根平均二乗（RMS）を規格値0.3Kヘスケーリ

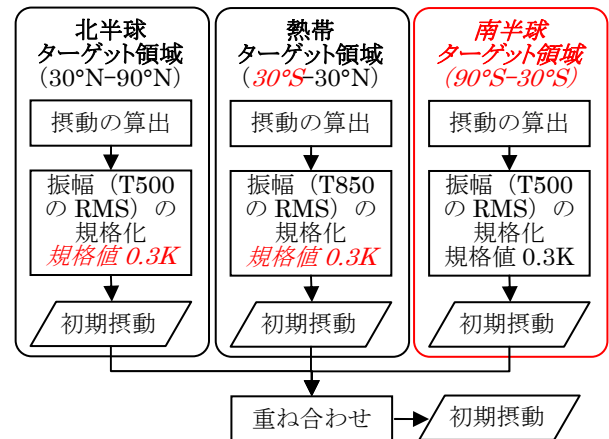


図 1.5.1 WEPS の初期摂動作成手法の概略。今回の改良で変更のあった箇所を赤色斜体文字で強調した。

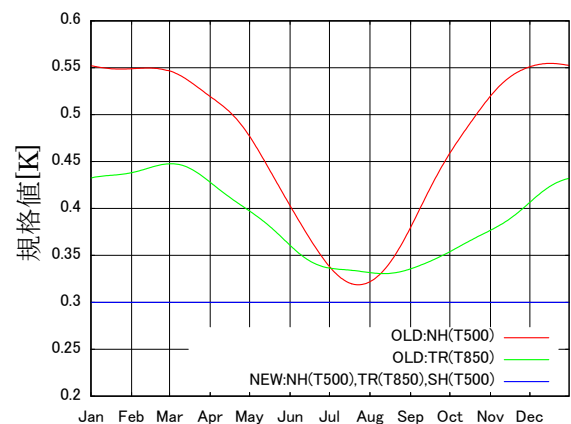


図 1.5.2 初期摂動の振幅調整に用いられる規格値の年間時系列。赤線は北半球ターゲット領域、緑線は熱帯ターゲット領域の旧規格値、また青線は新規格値である。

ングしている。以下、今回の改良で変更した点を説明する。

(1) 初期摂動の振幅の調整

アンサンブル予報では、スプレッドとアンサンブル平均のRMSEは統計的にほぼ同じであることが望ましく（高野 2002）、両者に大きな乖離がある状態は、アンサンブル平均や確率予報の精度を損なう要因となりうる。今回の改良前のWEPSでは冬季の予報前半で北半球中高緯度のスプレッドが過剰な傾向が顕著であったことから、この状態を改善するため、初期摂動の振幅の決定方法を見直して、初期摂動の振幅を調整した。

改良前においては、初期摂動の振幅に気候学的な季節変化を与えていたが、最近の研究成果（Miyoshi et al. 2007）に基づき解析誤差の季節変化は小さいと仮定して、一定値で代表するよう変更した。これらの振幅の調節は、振幅の規格化に用いる規格値によって行っている。北半球／熱帯ターゲット領域における改良前後の規格値を図1.5.2に示す。旧規格値

¹ 山口 春季

² 詳細は酒井（2008）等を参照されたい。

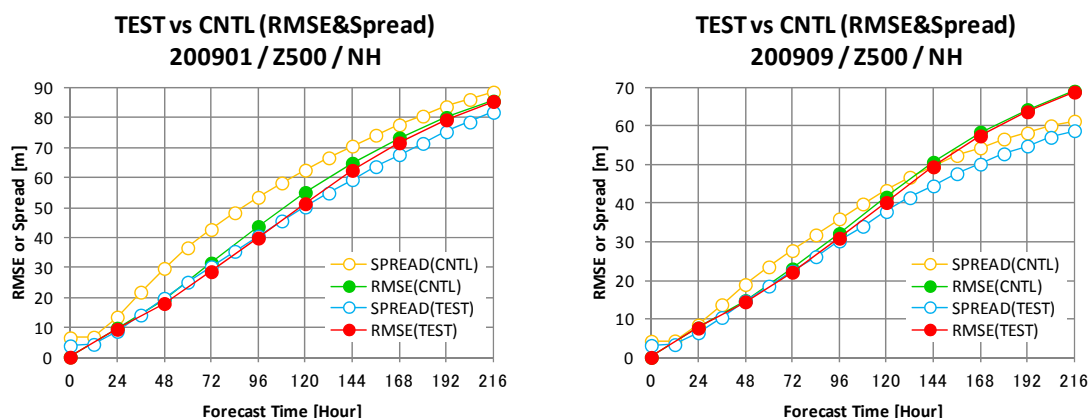


図 1.5.3 1 月実験と 9 月実験の、北半球中高緯度 500hPa 面高度場 [m] のアンサンブル平均の RMSE とスプレッド。それぞれ実験期間で平均してある。横軸は予報時間[時]。(左) 1 月実験、(右) 9 月実験である。緑線と赤線の●は、それぞれ CNTL と TEST のアンサンブル平均の RMSE、黄線と青線の○は、それぞれ CNTL と TEST のスプレッドである。

は、北半球／熱帯ターゲット領域において T500／T850 の気候学的変動量の 12%／24%³ であり、冬季に大きく夏季に小さいという季節変化があった。一定値である新規格値は、改良後の予報においてスプレッドとアンサンブル平均の RMSE の関係がより適正となるように調整し、いずれのターゲット領域でも 0.3K とした。これにより、冬季の初期摂動の振幅が縮小され、また最近の予報・解析の精度向上を反映して、通年で初期摂動の振幅が小さくなった。

(2) 南半球中高緯度の初期摂動導入

今回の改良前の WEPS では、20°S 以北でのみ初期摂動を考慮し、南半球中高緯度の初期摂動の算出を省略することで、北半球中高緯度の予報精度を確保しつつ割当計算資源の圧縮を図ってきた。今回の改良では、WEPS の予報結果の日本域に限らない全球的な利活用性の向上を図るため、割当計算資源を増加させ、南半球中高緯度でも初期摂動を算出することとし、初期摂動を考慮する領域を全球へ拡大した。これにより南半球中高緯度において、スプレッドが過小であるという利活用上の難点が改善され、アンサンブル予報の精度向上も期待される。

改良前においては、北半球ターゲット領域 (30°N - 90°N) と熱帯ターゲット領域 (20°S - 30°N) で算出した初期摂動を重ね合わせて初期摂動を作成しており、南半球中高緯度の初期摂動を考慮していなかった。改良後は、南半球中高緯度の初期摂動を、新たに設けた南半球ターゲット領域 (90°S - 30°S) で算出する。南半球ターゲット領域の緯度帯と特異ベクトルの計算条件 (付録 A.1.3 参照) は北半球ター

ゲット領域のものと同様とした。これに伴い熱帯ターゲット領域の南限を 20°S から 30°S に変更した。

1.5.3 改良による予報への影響

今回の改良による予報精度の変化を、改良前後の WEPS による予報実験結果の比較で示す。実験対象期間は、2009 年 1 月 1 日～31 日 (1 月実験) および 2009 年 9 月 1 日～30 日 (9 月実験) である。以降、改良前の WEPS による実験結果を CNTL、改良後の WEPS による実験結果を TEST と呼ぶ。北半球中高緯度 (20°N 以北)、熱帯 (20°N - 20°S)、南半球中高緯度 (20°S 以南) のそれぞれにおける検証結果を示す。

(1) 北半球中高緯度

図 1.5.3 に、北半球中高緯度における 500hPa 面高度場のアンサンブル平均の RMSE とスプレッドの実験期間平均を示す。

1 月実験では、予報中盤で CNTL より TEST の RMSE が小さく、アンサンブル平均の予報精度が改善したことが示されている。また、予報期間全体で TEST は CNTL よりスプレッドが小さい。これは TEST の初期摂動の振幅を CNTL のそれより小さくしたためで期待通りの結果である。スプレッドと RMSE の大小関係をみると、CNTL ではスプレッドが全体的に RMSE に比べて過大だが、TEST ではスプレッドは RMSE と同程度かやや小さく、冬季のスプレッドの過剰を改善したことが示されている。

9 月実験では、TEST と CNTL の RMSE の差は予報中盤でもわずかであり、予報精度はおおむね同等である。また 1 月実験同様、予報期間全体で TEST は CNTL よりスプレッドが小さい。スプレッドと RMSE の大小関係をみると、CNTL では予報前半にスプレッドが RMSE に比べ過大であるが、TEST では改善されている。一方で、予報後半ではスプレッ

³ 2007 年 11 月の WEPS 更新において、熱帯ターゲット領域における規格値に T850 の気候学的変動量の 28% を採用し、2010 年 12 月の WEPS 更新において 24% に変更した。

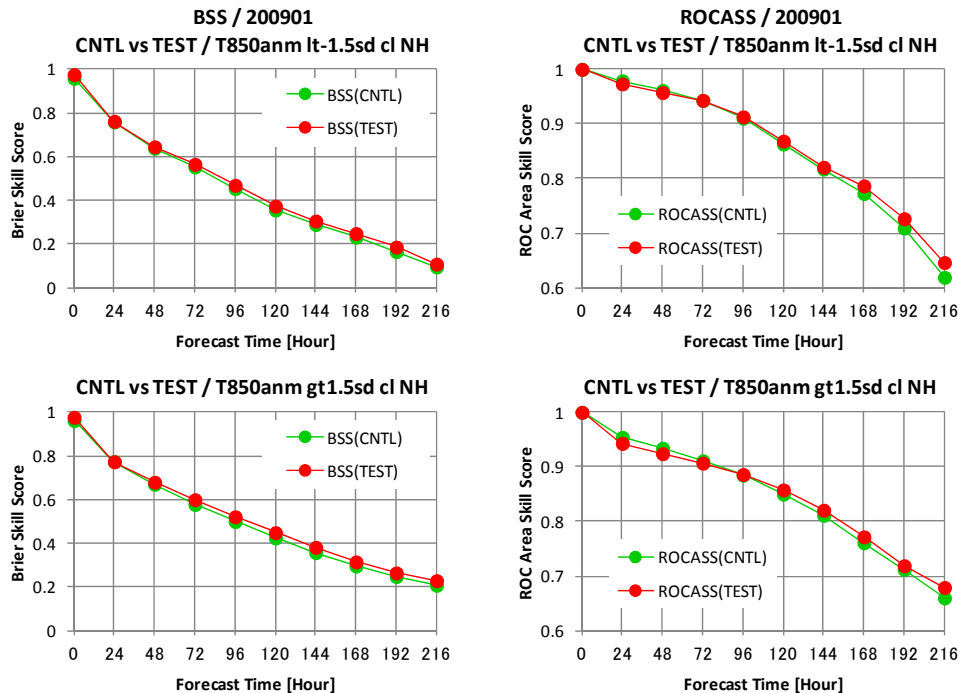


図 1.5.4 1 月実験の、北半球中高緯度 850hPa 面気温の年平均偏差が気候学的分布の標準偏差の 1.5 倍以上の正偏差／以下の負偏差となる確率予報の BSS と ROC 面積スキルスコア。それぞれ実験期間で平均してある。横軸は予報時間[時]。(上段) 負偏差となる確率予報の BSS (左) と ROC 面積スキルスコア (右)、(下段) 上段に同じ、但し正偏差となる確率予報。緑線と赤線はそれぞれ CNTL と TEST である。

ドはRMSEに比べ過小であり、TESTでより顕著となっているが、予報精度の悪化には至っていない。

このように、北半球中高緯度では今回の改良により、スプレッドが減少する。また冬季を中心に、アンサンブル平均のRMSEに対するスプレッドの過剰が改善し、アンサンブル平均の予報精度が向上する。

北半球中高緯度の確率予報の検証として、850hPa面気温の年平均偏差が、気候学的分布の標準偏差 σ に対して -1.5σ 以下および 1.5σ 以上となる確率⁴予報のブライアスキルスコア (BSS) と ROC 面積スキルスコアを、図1.5.4に1月実験の結果について示す。BSSとROC面積スキルスコアは、値が大きいほど良い確率予報であることを意味し、定義を付録B.4に記載した。予報時間後半を中心に両スコアともTESTはCNTLより大きく、TESTはCNTLよりも確率予報としての精度が良い。一方、9月実験では同様の検証による結果から、TESTとCNTLの確率予報としての精度はおおむね同等であった (図略)。このように、北半球中高緯度の確率予報についても冬季に改善傾向がみられる。

(2) 熱帯

図1.5.5に、熱帯における850hPa面気温のアンサ

ンブル平均のRMSEとスプレッドの実験期間平均を示す。

1月実験では、CNTLとTESTのRMSEの差は小さく、アンサンブル平均の予報精度はおおむね同等である。スプレッドは、TESTの初期摂動の振幅がCNTLのそれより小さいため、予報初期からCNTLよりTESTのスプレッドが小さい。スプレッドとRMSEの大小関係を見ると、予報初期を除きスプレッドはRMSEに比べ過小であり、TESTでより顕著となっているが、予報精度の悪化には至っていない。

9月実験では、予報後半でCNTLよりTESTのRMSEが小さく、アンサンブル平均の予報精度は改善したことが示されている。スプレッドは、予報初期ではCNTLとTESTは同程度だが、TESTの方がスプレッドの増大率が大きく、予報時間が進むにつれCNTLよりTESTのスプレッドが大きくなる。スプレッドの増大率が大きくなったのは、南半球中高緯度におけるスプレッドが増大し、その影響が熱帯に波及したためである。スプレッドとRMSEの大小関係を見ると、1月実験と同様にスプレッドはRMSEより過小であるが、TESTではその傾向が緩和されている。

このように、熱帯では今回の改良により、初期摂動の振幅の変更幅が小さい期間において、スプレッドの増大率が大きくなり、アンサンブル平均の予報精度は改善傾向を示している。また、それ以外の期

⁴ 年平均偏差が正規分布すると仮定した場合、その気候学的出現確率は約6.7%である。

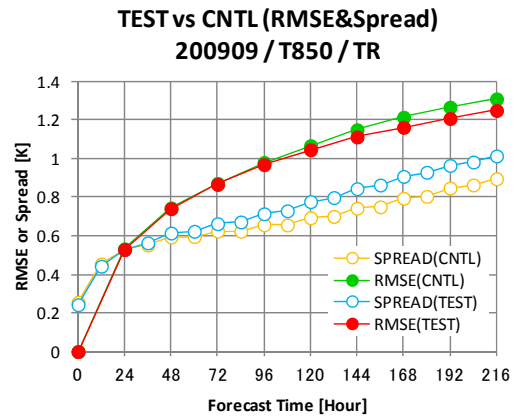
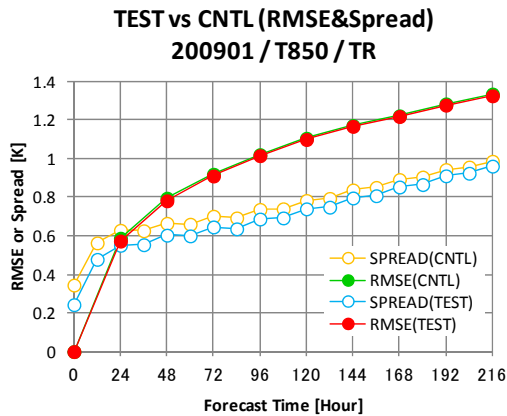


図 1.5.5 図 1.5.3 に同じ、ただし熱帯の 850hPa 面気温[K]。

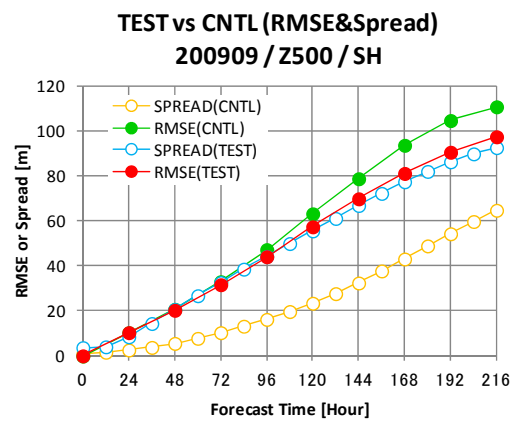
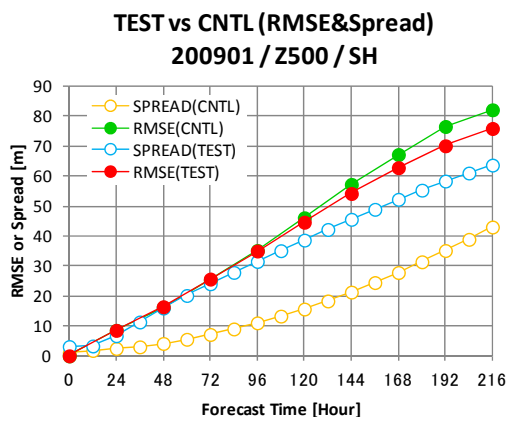


図 1.5.6 図 1.5.3 に同じ、ただし南半球中高緯度。

間においては、改良前後の予報精度はおおむね同等である。

確率予報については、北半球中高緯度と同様の検証による結果から、1月・9月実験ともCNTLとTESTの予報精度はおおむね同等であった（図略）。

(3)南半球中高緯度

図1.5.6に、南半球中高緯度における500hPa面高度場のアンサンブル平均のRMSEとスプレッドの実験期間平均を示す。

1月実験・9月実験とも予報後半でCNTLよりTESTのRMSEが小さく、アンサンブル平均の予報精度が改善したことが示されている。CNTLのスプレッドは、南半球中高緯度の初期摂動が考慮されていないために、予報初期からかなり小さい。一方TESTでは、初期摂動が考慮されているため、スプレッドがCNTLよりも著しく増大しRMSEにより近づいている。

確率予報についても、北半球中高緯度と同様の検証による結果から、1月実験・9月実験ともTESTはCNTLより確率予報としての精度が改善した（図略）。

このように、今回の改良により南半球中高緯度では、アンサンブル平均と確率予報の精度が向上した。

1.5.3 まとめ

WEPSでは、2011年3月に初期摂動作成手法の改良が現業化された。今回の改良による予報精度の変化を、予報実験の結果により示した。北半球中高緯度の予報では、スプレッドが減少し、冬季を中心にアンサンブル平均および確率予報がおおむね改善した。熱帯の予報では、初期摂動の振幅の変更幅が小さい期間において、スプレッドの増大率が大きくなり、アンサンブル平均の予報精度は改善傾向を示した。南半球中高緯度の予報では、これまで不足していたスプレッドが著しく増大し、アンサンブル平均および確率予報が改善した。

週間アンサンブル予報では、中緯度の総観規模擾乱の予報の不確実性を把握する上で初期摂動の果たす役割は大きい。そのため、これまでのWEPSの開発では初期摂動作成手法の改良を重ねてきた。今後も、次期計算機上におけるWEPSの高度化（第3.2節参照）の一環として、初期摂動作成手法の高度化に取り組み、週間アンサンブル予報の精度向上を図る計画である。

参考文献

- 経田正幸, 山口宗彦, 2006: 週間アンサンブル予報
平成18年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予
報部, 41-48.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル
予報システム. 天気, **55**, 515-520.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. ア
ンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.
- 林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダクト.
数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部,
34-37.
- 山根省三, 2002: 摂動の線形発展の理論. アンサン
ブル予報, 気象研究ノート, **201**, 21-71.
- 米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改
良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予
報部, 23-26.
- 米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報
告・別冊第55号, 気象庁予報部, 126-137.
- 米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルア
ンサンブル手法の導入. 平成22年度数値予報研修
テキスト, 気象庁予報部, 62-65.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-
vector structure of the atmospheric global
circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434-1456.
- Miyoshi, T., S. Yamane, T. Enomoto, 2007: The
AFES-LETKF experimental ensemble
reanalysis: ALERA. *SOLA*, **3**, 45-48.

1.6 視程分布予想の開発¹

1.6.1 はじめに

数値予報課では、MSMを利用した視程分布予想（以下、視程D）を開発した。視程Dは平面的に視程を予想するため、一般予報においては陸上や海上の霧の予想に、航空予報においては地点予想である飛行場予報向けの視程ガイダンス（高田（2010）。以下、視程G）を補完する資料および空港以外の地点における視程の解説資料としての利用が期待される。視程DではMSMのモデル面予報値を使って診断的に視程を求めており、MSMと同じ予報領域、予報時間、水平解像度で得られる。但し、座標はランベルト座標から緯度経度座標に変換している。ここでは、作成手法について解説した後、検証結果と利用上の留意点について述べる。

1.6.2 作成手法

視程Dでは、MSMのモデル面予報値の降水量、降雪量、雲水量、相対湿度、風速から光の消散率（光消散係数 σ ）を求め、それを視程に変換している。視程計で観測している視程は、色温度2700Kの白熱灯の平行ビームが大气や大气中に浮遊する粒子によって散乱吸収されて、照度Eが減少して元の値の5%になるまでの距離である。照度Eの距離rに対する減衰率は σ を用いて以下の式で表すことができる。

$$dE/dr = -\sigma E$$

σ を平均値とすると、

$$E(r)/E(0) = \exp(-\sigma r)$$

となり、視程V (km) はEが5%になるまでの距離なので、

$$V = -\ln(0.05)/\sigma \approx 3/\sigma$$

となる。

σ は、空气中に浮遊している浮遊塵、雲粒（霧）、雨粒、雪による光消散係数（ σ_p 、 σ_c 、 σ_r 、 σ_s ）の和で与えられる。

$$\sigma = \sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s$$

浮遊塵による光消散係数 σ_p は、岩倉・岡田（1999）などを参考にするとともに、約10年間の定時および特別飛行場実況観測（METAR/SPECI）の視程²（10km未満のみ）と相対湿度の関係から作成した、以下の近似式を用いる。

$$\sigma_p = 0.23(1 - RH)^{-0.5}$$

視程Dで予想する際は、RHはモデル面大気最下層

（高度約20m）の相対湿度とし、0～1（相対湿度100%のとき1）の値をとる。なお、この関係式は高湿度で成り立たなくなるため、RHは0.85を上限とする。また、降水が予想された場合³は、雨による浮遊塵の洗浄の効果を考えて $\sigma_p = 0$ とする。

雲粒による光消散係数 σ_c は、Gultepe et al. (2006)などを参考にMSMの地表付近の雲水量の比湿QC (g/kg) を使い、以下のように近似する。

$$\sigma_c = 9.0 \times QC^{0.9}$$

ここで、QCはモデル面大気最下層から4層分（高度約20～200m）の雲水量の和としている。大気最下層のみでなく4層分を使っているのは、大気最下層のみでは雲水量が少なく、霧の捕捉率が低かったためである。なお、係数9.0はMETAR/SPECIの視程とQCとを比較し、霧の予報頻度が適切になるように決定している。

雨粒による光消散係数 σ_r は、鈴木（1963）など古くから多くの調査がされており、1時間降水量R (mm) を使って以下のように近似する。

$$\sigma_r = 0.6 \times R^{0.55}$$

ここで、係数0.6は2年間のMETAR/SPECIの視程とモデルの1時間降水量の関係により決定した。

雪による光消散係数 σ_s は、藤吉ほか（1983）などを参考に、1時間降雪量SNOW (mm)、風速FF (m/s) を使って以下のように近似する。

$$\sigma_s = 4.8 \times SNOW^{0.7} + 0.07 \times FF$$

ここで、係数4.8, 0.07は雨と同様の方法で決定した。風速の項を付加したのは吹雪の効果を取り入れるためであり、SNOWが0.1mm以上予想され、かつ雨が予想されていない場合に限って付加する。なお、FFはモデル面大気最下層の風速とする。

上記の作成手法からわかるように、雨、雪による光消散係数はモデルの予報値を用いて決めており、視程の予報精度はMSMの降水量の予報精度に大きく依存する。また霧の予想は、MSMが地上付近に雲水量を予想するか否かによる。霧、雨、雪の現象がない場合は、浮遊塵のみによる視程悪化となるが、相対湿度を85%以下に制限しているために、それだけで5km未満を予想することはない。浮遊塵による視程悪化は、その濃度を考慮していないことから、相対湿度に対応した平均的な視程を示している。

1.6.3 統計検証

ここでは、まず飛行場の観測によって検証し、視程Gと比較することによって、視程Dの精度と特性を示す。次に海上の霧の精度をみるために、船舶の

¹ 井藤 智史

² 実況の視程は1時間内の最低値としている。これは霧、雨、雪においても同様である。

³ お天気マップと同じく、雨が0.1mm/h、雪が0.03mm/h以上の場合とする。

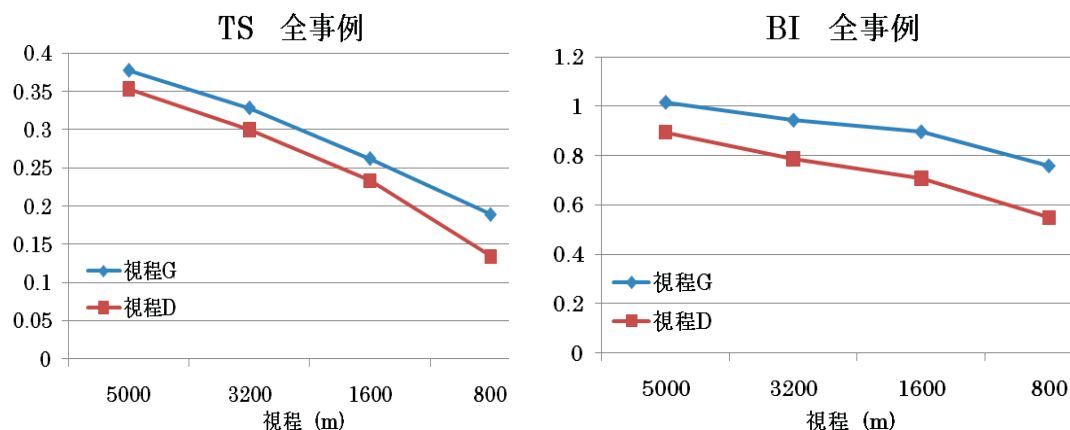


図 1.6.1 視程ガイダンス（視程 G）と視程分布予想（視程 D）の前 3 時間最小視程の閾値別スレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）。検証地点は、カテゴリ予想を行っている 66 空港で、検証した初期値は 2010 年 7 月～2011 年 6 月の 1 年分、予報時間は 6～33 時間。

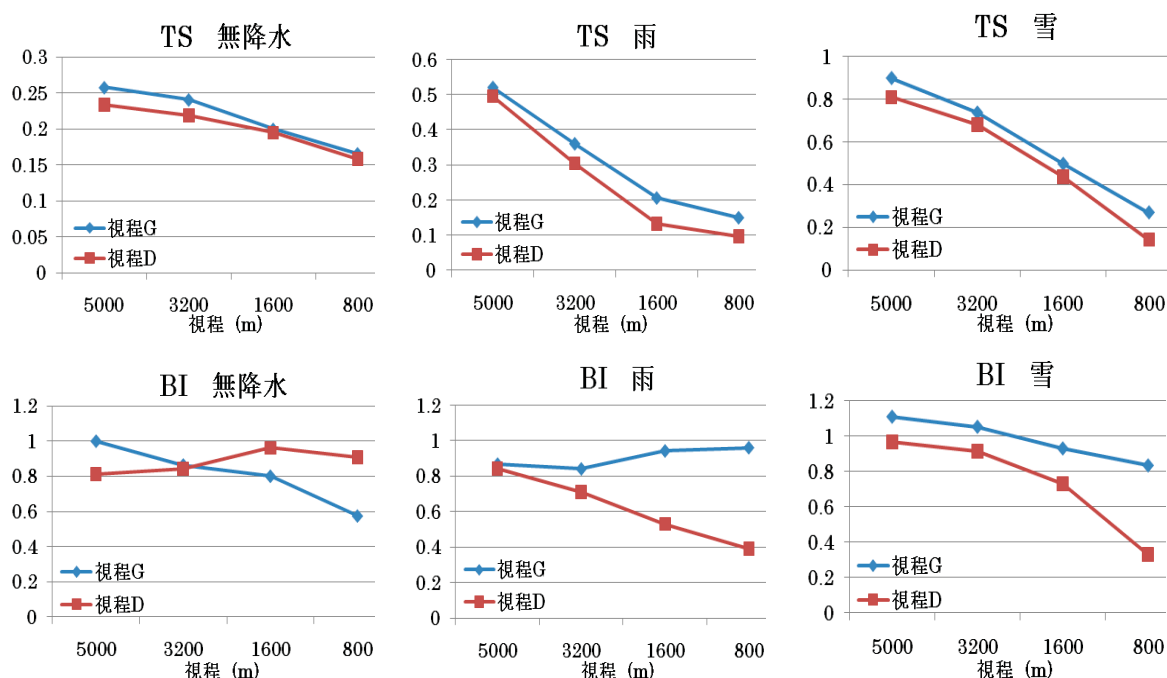


図 1.6.2 各天気別の視程 G と視程 D の前 3 時間最小視程の TS（上）と BI（下）。検証地点などは図 1.6.1 と同じ。

観測によって検証した結果を示す。

(1) 飛行場の観測による検証

図 1.6.1 は前 3 時間最小視程が 5000, 3200, 1600, 800m 未満となる場合のスレットスコア (TS)、バイアススコア (BI) である。飛行場のカテゴリ予想を行っている 66 空港を対象とし、予報時間 FT=6-33、2010 年 7 月～2011 年 6 月の 1 年間で検証した。図から視程 D の TS および BI は視程 G よりやや劣るものの、視程 G に近いスコアであることがわかる。つまり、地点予想である視程 G に近い精度で、平面的な視程予想が行えることを示している。

次に、各天気（無降水、雨、雪）における検証結果を図 1.6.2 に示す。天気の外れによる精度低下を排

除し各天気における視程予想の精度のみを抽出するために、天気の前予想が適中した事例のみで検証している。無降水の結果をみると視程 D の TS は視程 G よりやや劣るが、悪視程の予報精度は同程度である。BI は 1600, 800m の予想では視程 D の方が実況の観測頻度に近い。これは視程 D と視程 G では同じ説明変数を使っているが、雲水量の係数が視程 D の方が大きく、悪視程の予報頻度が増えるためである。雨の場合は、視程 D の TS が視程 G より悪い。これは、BI をみてわかるように、視程 D の悪視程の予報頻度が少ないので、悪視程の適中も少なくなるためである。検証期間で MSM の 1 時間降水量と航空アメダスの観測値を比較すると、MSM は強い雨の予報頻度が実況より少なかった（図略）。このため MSM 降水

量を直接使った視程Dの悪視程の頻度も少なくなった。視程Gは頻度バイアス補正⁴を行って、悪視程の頻度を上げているために、悪視程をある程度予想でき、TSを向上させている。雪の場合も視程Dの方が精度が悪く、特に悪視程の予想で顕著である。800mで視程DのBIが低いのは、雨と同様にMSMの強い雪の予報頻度が少ないためである。

月別の霧の予報精度をみるために、無降水時に前3時間最小視程が1600m未満となる場合の月別のTSとBIを図1.6.3に示す。検証対象空港、期間は図1.6.1と同じである。図から暖候期のBIが1以上で霧の予報頻度がやや過剰となっている。これは後述するように、東日本沿岸域での霧の予報頻度が過大であることが主な原因と考えられる。寒候期においては、逆にBIが0に近く予報頻度が過少となっている。これは、寒候期に多い放射霧の予報頻度が過少である

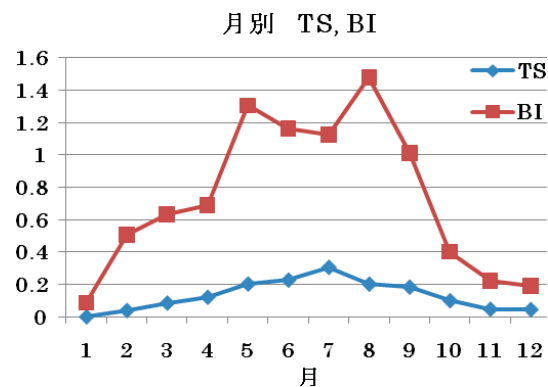


図 1.6.3 視程 D の無降水時に前 3 時間最小視程が 1600m 未満となる場合の月別 TS と BI。検証地点等は図 1.6.1 と同じ。

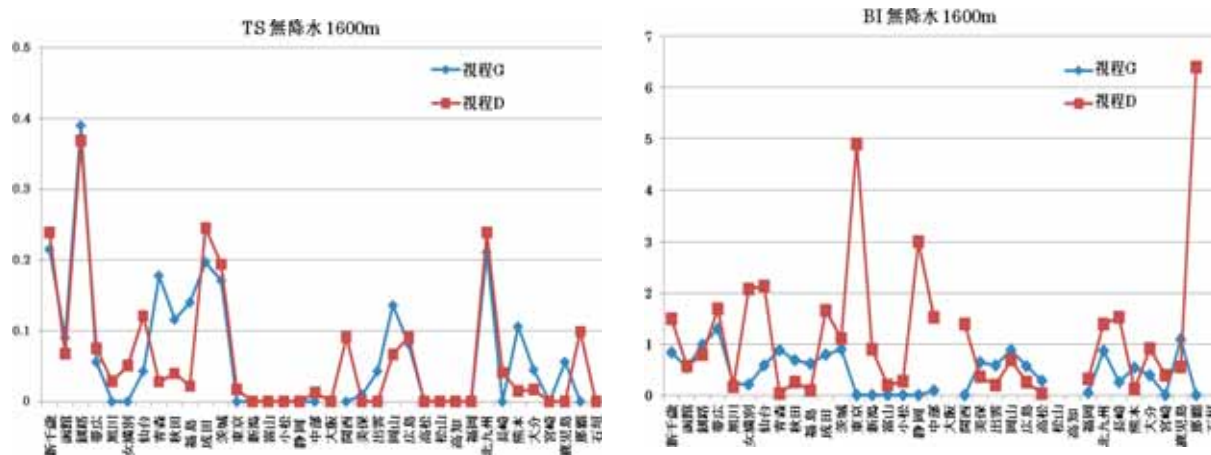


図 1.6.4 飛行場予報(TAF)発表空港における、無降水時に前 3 時間最小視程が 1600m 未満となる場合の TS (左) と BI (右)。検証期間等は図 1.6.1 と同じ。

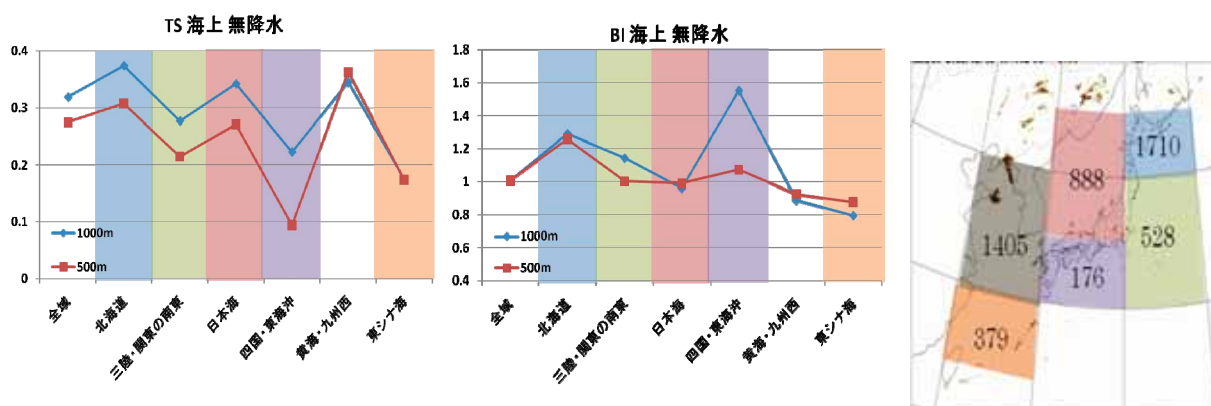


図 1.6.5 視程 D の 3 時間ごと (00,03,...,21UTC) の予想を船舶の観測で検証した結果。無降水時に視程が 1000m,500m 未満となる場合の TS (左) と BI (中) で、検証期間は 2011 年 6 月までの 1 年間である。それぞれの海域の色分けは右図に対応しており、右図内の数字は、検証期間で視程が 1000m 未満(無降水)となった観測数である。全域は 25-45N 120-150E、北海道は 40-45N 140-150E、三陸・関東の南東は 30-40N 140-150E、日本海は 35-45N 130-140E (一部太平洋側が入るが除いた)、四国・東海沖は 30-35N 130-140E (一部日本海側が入るが除いた)、黄海・九州西は 30-40N 120-130E、東シナ海は 25-30N 120-130E とした。

⁴ 例えば、1600m 未満の悪視程の予報頻度と観測頻度を同じにする補正のこと。

ことが主な原因と考えられる。

図1.6.4は飛行場予報（TAF）を発表している各空港での検証結果で、無降水時に前3時間最小視程が1600m未満となる場合のTS（左）とBI（右）である。TSでみると新千歳、仙台、成田、茨城などで視程Dの精度が視程Gを上回っている。これらの空港のBIをみると、視程Gでは1より低いのに対し、視程Dは1以上で予報頻度が多いことがわかる。また事例調査からも東日本の太平洋沿岸において、霧の予想が過剰の傾向があった。なおTSが0の空港は検証期間に予想適中が無かった空港で、BIの値がない空港は霧の観測が無かった空港である。

(2) 船舶の観測による検証

次に、船舶の観測を使い、海上の霧の精度検証を行った。図1.6.5は25-45N,120-150Eの領域の船舶の観測を使って、霧（無降水時に視程が1000,500m未満）の精度検証を行った結果である。全域のTSは約0.3であり、図1.6.2の飛行場の検証結果より高い精度となっている。領域別でみると、北海道、黄海・九州西が高い精度となっており、南ほど精度が低い

傾向がある。BIをみると、全域では1程度で適切な予報頻度となっているものの、北海道などは予報頻度が過剰で、東シナ海などは予報頻度がやや少ない。なお、四国・東海沖（1000m）のBIが大きい、これは事例数が少ないためと思われる。

1.6.4 事例検証

(1) 2010年2月25日 羽田空港の濃霧

2010年2月25日朝に羽田空港で濃霧が観測され、昼前まで継続した事例を紹介する。当日は日本の東海上に中心をもつ高気圧に覆われており、南から流れ込んだ暖湿空気が海上で冷やされ、東京湾から茨城県沖にかけて濃霧が発生した。2010年2月24日09UTC初期値の視程Dの予想を図1.6.6に示す。上段が視程Dの予想、中段が対応する視程の観測値、下段が衛星画像である。視程Dは25日00JSTに千葉県の北部および東海上で霧が発生し、それが09JSTにかけて周辺に広がり、広範囲の霧となることを予想している。実況と比べると、西側に広がり過ぎの傾向があるが、拡大傾向など概ね予想できている。霧の解消については、11時の予想と実況を比べると、

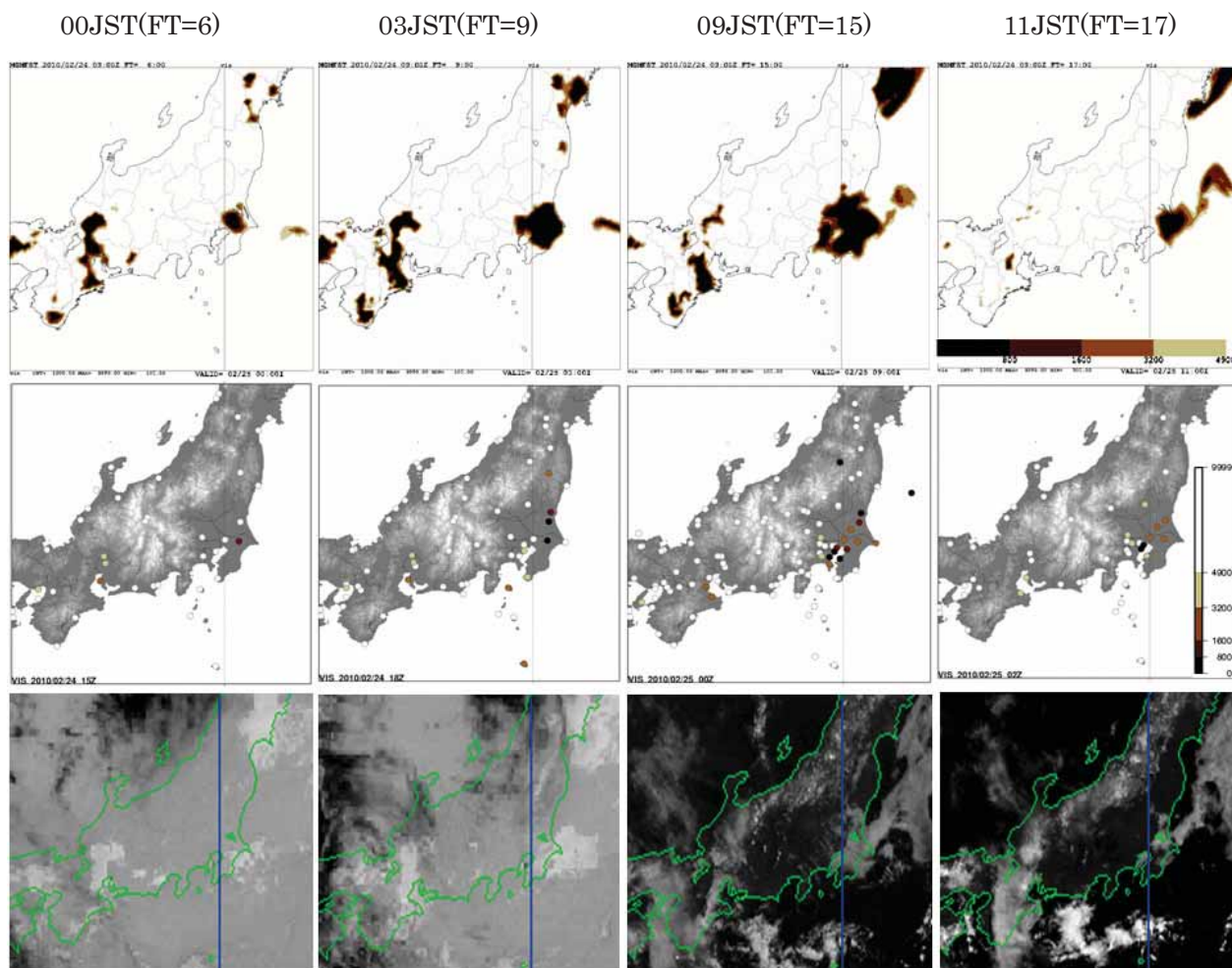


図 1.6.6 2010年2月24日09UTC初期値の視程D（上）と対応する視程実況（中）および衛星画像（下）。視程実況は目視観測に加え、散乱計による自動観測（METAR AUTO、自動SYNOPSIS）も取り入れている。衛星画像は00,03JSTは3.7 μ m差分画像、09,11JSTは可視画像で、下層雲・霧域などを白色で示す。

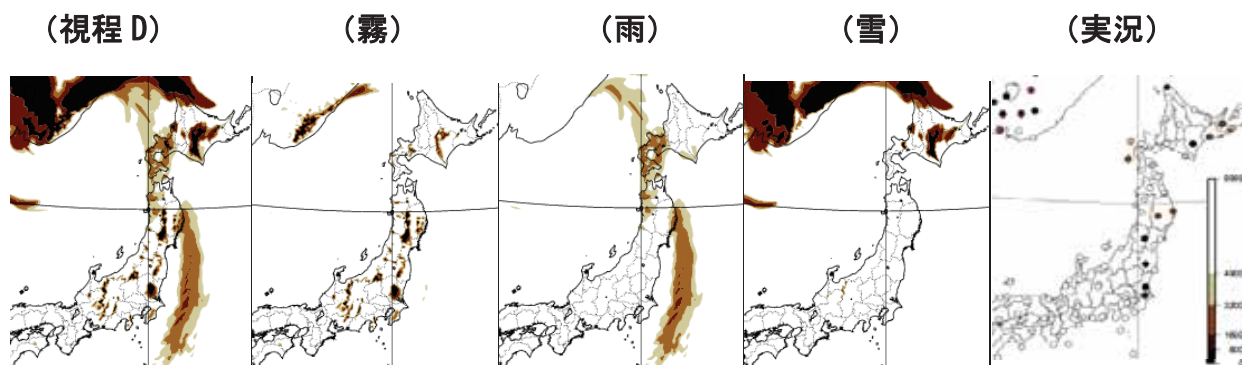


図 1.6.7 2009 年 12 月 5 日 03UTC 初期値 FT=12 (対象時刻 12 月 6 日 00JST) の視程 D の予想と実況。霧は雲水と浮遊塵による光消散係数から求めた視程、雨は雨粒の光消散係数から求めた視程、雪は雪の光消散係数から求めた視程を示す。

羽田空港など東京湾で1時間ほど早く解消させているが、衛星画像とは概ね一致している。以上は南関東の状況であるが、その他の地域の状況を見ると、宮城県付近では霧が内陸まで入り過ぎている。また、三重県付近の霧の予想に関しては、衛星画像では下層雲か霧域が広がっているものの、観測では明野飛行場の最小視程が2000mに留まっており、やや過剰となっているようである。

(2) 2009年12月6日 日本海北部を低気圧北東進

2009年12月6日は日本海北部を発達した低気圧が北東進した事例である。図1.6.7は視程Dの2009年12月5日03UTC初期値FT=12の予想で、霧（浮遊塵含む）、雨、雪による視程悪化に分けて表示している。視程Dは北海道中部～日高山脈に悪視程を予想しているが、これは主に雪による視程悪化であることがわかる。また、北海道南西部から東北太平洋側沿岸の視程悪化は雨によるもの、茨城県南部の悪視程は霧によるものであることがわかる。それぞれ実況と比べて概ね適正に予想できている。

1.6.5 まとめと利用上の留意点

MSMのモデル面予報値を用いて、視程を分布で予想する「視程分布予想」を開発した。この予想を検証することにより、以下の特性が確認された。

- ・ 精度は視程 G よりやや劣る。特に悪視程の精度の差が大きい。これは、MSM で強い雨や雪の予報頻度が少ないためである。
- ・ 暖候期は霧の予報頻度が過多となる傾向がある。これは主に東日本太平洋側の霧の予報頻度が多いことによる。逆に寒候期は予報頻度が過少となる傾向がある。これは寒候期に多い放射霧の予報頻度が少ないためと考えられる。
- ・ 海上の霧の精度は陸上（空港）に比べて高く、特に北ほど高い。また、南ほど霧の予報頻度が

少なく、精度も落ちる傾向がある。

また、作成手法等から考えられる利用上の留意点は以下のとおりである。

- ・ 視程 D は 5km 未満の視程をターゲットとしている。特に無降水の浮遊塵による予測式の係数は飛行場実況観測の 10km 未満を用いて決めており、実況値に統計的な上限値があるため、5–10km の予報頻度が過剰になっている。5km 以上の予想は利用しないで頂きたい。
- ・ 視程 D では、地形性上昇による霧や低い雲が山岳部で頻繁に予想される。これらは、利用目的によっては対象としない場合もあるので、必要に応じて除いて利用願いたい。MSM の地形と暖湿気流をみれば、予想された霧が地形性上昇によるか否かは判断できると思われるので、MSM の地形を見て判断をして欲しい。

参考文献

- 岩倉 晋, 岡田 菊夫, 1999: 東京国際空港における卓越視程の相対湿度依存性. 気象研究所報告, 50, 81–90.
- 鈴木 弥幸, 1963: 視程と降雨（雪）強度の関係. 研究時報, 15, 483–487.
- 高田 伸一, 2010: 視程ガイダンスの改良. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 91–94.
- 藤吉 康志, 若浜 五郎, 遠藤 辰雄, 入川 真理, 小西 啓之, 竹内 政夫, 1983: 札幌における一冬間の降雪強度と視程の同時観測. 低温科学物理編, 42, 147–156.
- Gultepe, I, M.D. Muller, and Z. Boybeyi, 2006: A New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**, 1469–1480.

1.7 ガストガイダンスの開発¹

1.7.1 はじめに

数値予報課では、飛行場予報におけるガスト²の予測に資するため、ガストガイダンスの開発を行っている。本節では、ガイダンスの仕様と検証結果、利用上の留意点について解説する。今後、スーパーコンピュータシステムの更新スケジュールを考慮しつつ、早期の現業化を目指す。

1.7.2 ガイダンスの仕様

現在開発中のガストガイダンスには、ガストが発生する可能性を予測する「ガスト発生確率」とガストの風速を予測する「ガスト風速ガイダンス」の2種類がある。また、ガスト風速ガイダンスには予測手法の異なる「ガスト風速ガイダンスA」と「ガスト風速ガイダンスB」があり、これらをモデルの地上風速によって使い分けている。

いずれのガイダンスもMSMを元に作成している。

(1) ガスト発生確率の仕様

ガスト発生確率は、国内88空港を対象として地点ごとに予報対象時刻の前3時間内にガストが発生する可能性を予測する。

予報対象時刻は、MSMの予報時間に応じて00,06,12,18UTC 初期値ではFT=1～15まで、03,09,15,21UTC初期値ではFT=1～33までの毎時である。

予測式は目的変数がガストの「あり・なし」といった2値データであるため、ロジスティック回帰式を採用した。

$$\text{ガスト発生確率} = \frac{1}{1 + e^{-(c_0 + c_1 x_1 + c_2 x_2 + \dots + c_n x_n)}} \times 100 \quad (1.7.1)$$

c_0 はバイアス項、 x_n は説明変数、 c_n は x_n の回帰係数である。ガスト発生確率の値は0～100%の範囲となる。値が大きい程、ガストが発生する可能性が高いことを示す。

予測式の係数は、2007年12月～2010年1月までのMSMの予報値と観測値を用いて地点ごとに作成した。係数の逐次更新は行わない。また、風向によるガストの発生頻度の偏りに対応するため、予測式の係数を8方位（北、北東、東、南東、南、南西、西、北西）で層別化した。

表1.7.1 ガスト発生確率の説明変数

説明変数	内容
地上風速の前1時間最大値(地上風速最大値)	モデルが予想した地上10mの風速(地上風速)と乱流による風速の変動 ³ の前1時間最大値の和。
境界層最大風速	境界層に含まれる気圧面風速の最大値。境界層を「地上から上層までの大気が混合しうる領域」と定義し、地上から等温位または不安定である層を判定して境界層の高さを求める。気圧面の上限は500hPaとする。
水平風の鉛直シア	地上風と境界層最大風との差分ベクトルの風速を1000ft当りに換算した値。地上と最大風の気圧面との高度差が1000ft未満の場合は、差分ベクトルの値とする。
SSI	ショワルターの安定指数。
925hPa鉛直p速度(925hPa ω)	925hPa面の鉛直p速度。

説明変数は、地上風速の前1時間最大値（以下、地上風速最大値とする）、境界層最大風速、水平風の鉛直シア、SSI、925hPa鉛直p速度（以下、925hPa ω とする）である（詳細は表1.7.1を参照）。各地点の予測式は、これらの中から3つ以上の説明変数を選択して作成している。地上風速最大値、境界層最大風速、925hPa ω は全ての地点で選択される。水平風の鉛直シアとSSIについては、係数の符号により「鉛直シアが大きくなるほどガストが発生しにくい」あるいは「大気の状態が不安定になるほどガストが発生しにくい」という特性となった地点では説明変数には用いない。これは、ガスト発生確率では境界層での乱流混合によって発生するガストをターゲットとしており、乱流混合は水平風の鉛直シアが大きいほど、また、境界層の大気の状態が不安定なほど活発だからである。

(2) ガスト風速ガイダンスの仕様

ガスト風速ガイダンスは、国内88空港を対象として地点ごとに予報対象時刻の前1時間内のガストの最大値を予測する。

予報対象時刻は、MSMの予報時間に応じて00,06,12,18UTC 初期値ではFT=1～15まで、03,09,15,21UTC初期値ではFT=1～33までの毎時

る平均風速の揺らぎ $C_{ugn} \sigma_u$ のことである。

$$\sigma_u = 2.29 u_* \cdot \max\left[\left(1 - \frac{1}{24} \frac{z_i}{L}\right)^{\frac{1}{3}}, 1.0\right], \quad C_{ugn} = 7.71$$

ここで、 $z_i = 1000m$ 、 L はMonin-Obukov長、 u_* は摩擦速度 $u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{\frac{1}{4}}$ である（Bechtold and Bidlot 2009）。

¹ 小泉 友延

² ここでのガストとは、航空観測気象報(METAR,SPECI,SCAN,METAR AUTO)で通報されるガストを指す。

³ 乱流による地上10m風速の変動とは次の式で定義され

である。

ガスト風速ガイダンスには、地上風速最大値を補正する「ガスト風速ガイダンスA」とモデルの地上風を補正する「ガスト風速ガイダンスB」があり、地上風速で2つを使い分けている。「ガスト風速ガイダンスA」は全体的な精度は良いが30KT以上の事例では精度が悪くなるのに対し、「ガスト風速ガイダンスB」は、風の弱い事例では精度が悪いが30KT以上の事例ではガスト風速ガイダンスAより精度が良いという特性がある。このことから、予報対象時刻のモデルの地上風速が10m/s (19.4KT) 未満の場合は「ガスト風速ガイダンスA」、10m/s (19.4KT) 以上の場合は「ガスト風速ガイダンスB」を採用し、ガイダンスの精度を向上させている。

(a) ガスト風速ガイダンスAの仕様

ガスト風速ガイダンスAは、地上風速最大値と観測されたガストとの差を目的変数とし、その結果からガストの風速を予測する。

予測式は線形重回帰式で、予測式の係数はカルマンフィルターによって逐次更新される。係数はガストが観測された場合のみ更新される。

予測式の係数は、地点、初期時刻、予報対象時刻(3時間単位、1日分)で層別化している。

説明変数は、地上風速最大値、地上風速、境界層最大風速である(各説明変数の内容はガスト発生確率と同じ。表1.7.1を参照)。

(b) ガスト風速ガイダンスBの仕様

ガスト風速ガイダンスBは、モデルの地上風と観測されたガストとの差を目的変数とし、その結果からガストの風速を予測する。モデルの地上風と観測されたガストをU成分(西風)、V成分(南風)に分け、それぞれの差からガストのU成分、V成分を求める。両成分を合成したものがガイダンスである。

予測式は線形重回帰式で、予測式の係数はカルマンフィルターによって逐次更新される。また、予測式で求めた結果を頻度バイアス補正により補正している。係数と頻度バイアス補正のパラメータはガストが観測された場合に更新される。

予測式の係数は、地点、初期時刻、予報対象時刻(3時間単位、1日分)、地上風向(4方位、北東、南東、南西、北西)で層別化している。

説明変数は、地上風U成分と地上風V成分である。

1.7.3 統計検証

(1) ガスト発生確率の検証

ガスト発生確率は、「ガストあり」と判定する閾値を設定して検証を行った。ある予報対象時刻のガスト発生確率が閾値以上であったときに前3時間以内

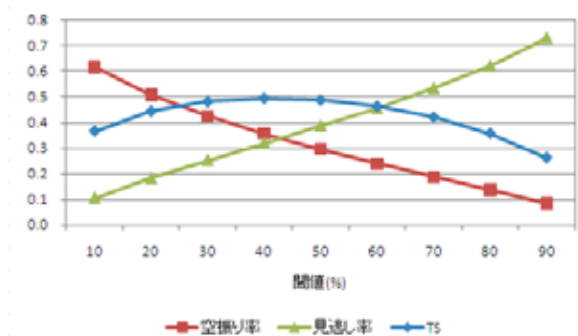


図1.7.1 全地点を対象としたガスト発生確率の閾値別のスレットスコア (TS)、空振り率、見逃し率。横軸は「ガストあり」と判定するガスト発生確率の閾値。

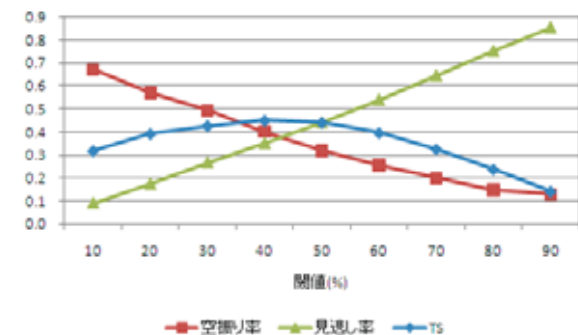


図1.7.2 羽田空港 (RJTT) のガスト発生確率の閾値別のスレットスコア (TS)、空振り率、見逃し率。

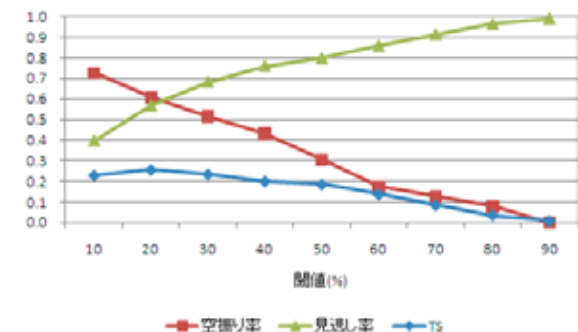


図1.7.3 図1.7.2と同じ。ただし、中部空港 (RJGG) のもの。

にガストが観測された場合を「適中」として分割表を作成し、閾値別にスレットスコア、空振り率、見逃し率を算出した。検証期間は2010年6月から2011年5月までで、初期時刻03UTCのFT=7~30について検証した。

全地点を対象とした検証結果を図1.7.1に示す。閾値を10%から上げていくと空振りが減ってスレットスコアが上昇し、閾値40%でスレットスコアが最大(0.49)となった。閾値をさらに上げると見逃しが多くなりスレットスコアは減少した。スレットスコアは、閾値20%から70%までの範囲で0.4を上回っており、閾値を変えても精度の良い結果が得られていると言える。

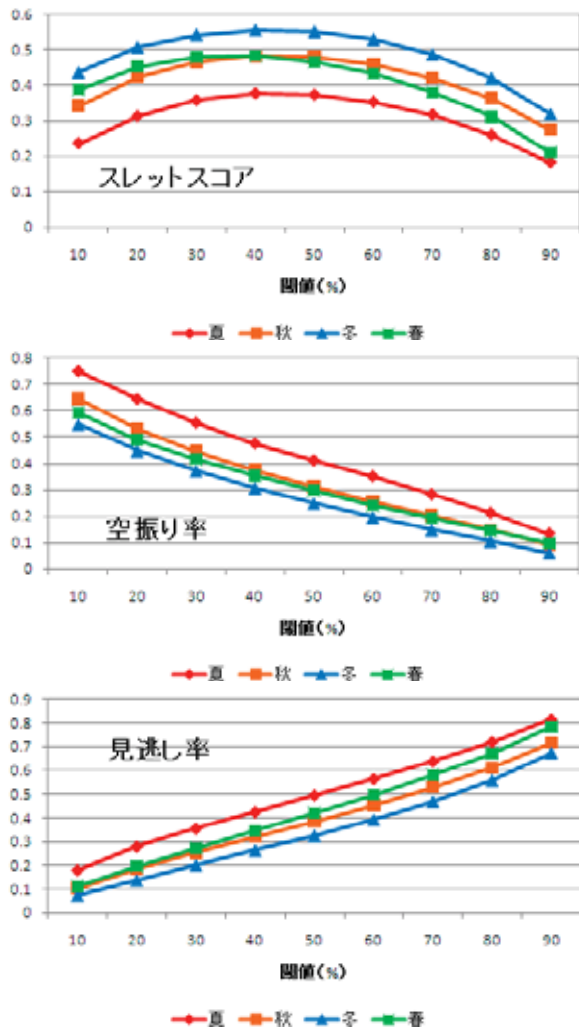


図1.7.4 季節別のガス発生確率の閾値別スコア。全地点を対象。上からTS、空振り率、見逃し率。

図1.7.2に羽田空港（RJTT）、図1.7.3に中部空港（RJGG）の検証結果を示す。羽田空港ではスレットスコアは閾値40%で最大となり、その値は0.45であったが、中部空港では全体的に見逃しが多く、スレットスコアは閾値20%で最大となり、その値は0.26であった。ガス発生確率はガスの観測頻度が少ない地点では見逃しが多くなって精度が悪くなる傾向がある（検証期間においてガスが観測された事例数は羽田空港が775例、中部空港は278例であった）。このため、地点によって精度の差が大きくなった（図略）。

図1.7.4は全地点を対象としたガス発生確率の季節別の閾値別スコアである。各季節は2010年6～8月を夏、9～11月を秋、12～2011年2月を冬、2011年3～5月を春としている。冬は全ての閾値でどの季節よりもTSが良く、空振り率、見逃し率も最もよかった。対照的に夏は全てスコアが他の季節より悪かった。春と秋はその中間のスコアであったが、空振り率は閾値の小さい領域で春よりも秋の方が大きく、見逃し率は閾値の大きい領域で秋よりも春の方が大

きかった。TSが最も大きくなる閾値は全ての季節で40%であった。

図1.7.5に全地点を対象としたガス発生確率の信頼度曲線を示す。図の P_{fcst} はガス発生確率、 P_{obs} はガスの出現率である。信頼度曲線は、 $P_{obs}=P_{fcst}$ となる理想直線から離れており、全般にガス発生確率はガスの出現率よりもやや大きな値となる傾向があることがわかる。図1.7.6に季節別の信頼度曲線を示す。季節の定義は図1.7.4と同じである。春と冬はほぼ同じ信頼度曲線となっていたが、秋、夏の順に信頼度曲線は理想直線からより離れていた。この季節による信頼度の違いはガスの観測頻度の違いに関係があると思われる。ガスの観測頻度は多い方から冬（事例数は28244例）、春（20387例）、秋（15233例）、夏（7757例）の順で、ガスの観測頻度が少ないほど信頼度曲線が $P_{fcst}>P_{obs}$ となる方に離れていた。このことから、ガス発生確率が同じ値の場合、ガスの観測頻度が少ない季節はガス

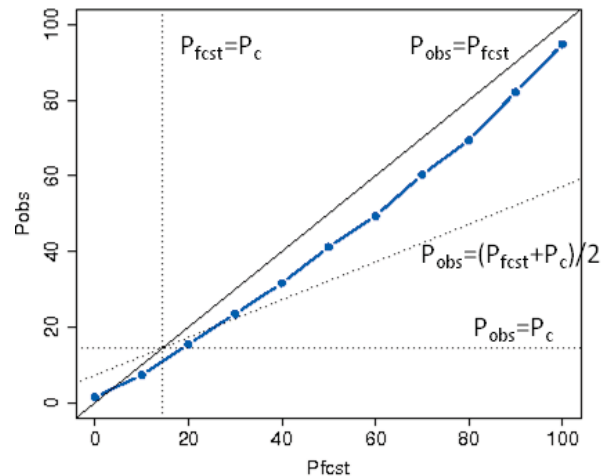


図1.7.5 ガス発生確率の信頼度曲線。 P_{fcst} はガス発生確率（%）、 P_{obs} はガスの出現頻度（%）である。 P_c は気候値予報で、検証期間においては $P_c=14.5\%$ であった。

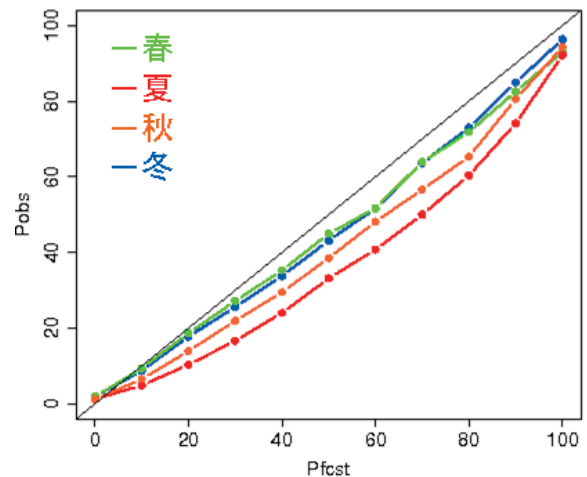


図1.7.6 ガス発生確率の季節別の信頼度曲線。

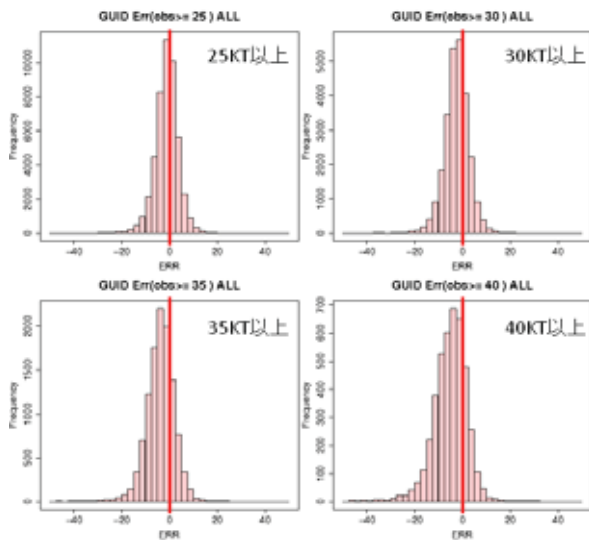


図1.7.7 観測されたガスとガス風速ガイダンスの差の閾値別のヒストグラム。左上から観測されたガスが25KT,30KT,35KT,40KT以上の事例を対象としたものである。横軸は誤差 (KT) でガイダンスが小さい場合が負となる。赤線は誤差0KTを示す。縦軸は事例数である。

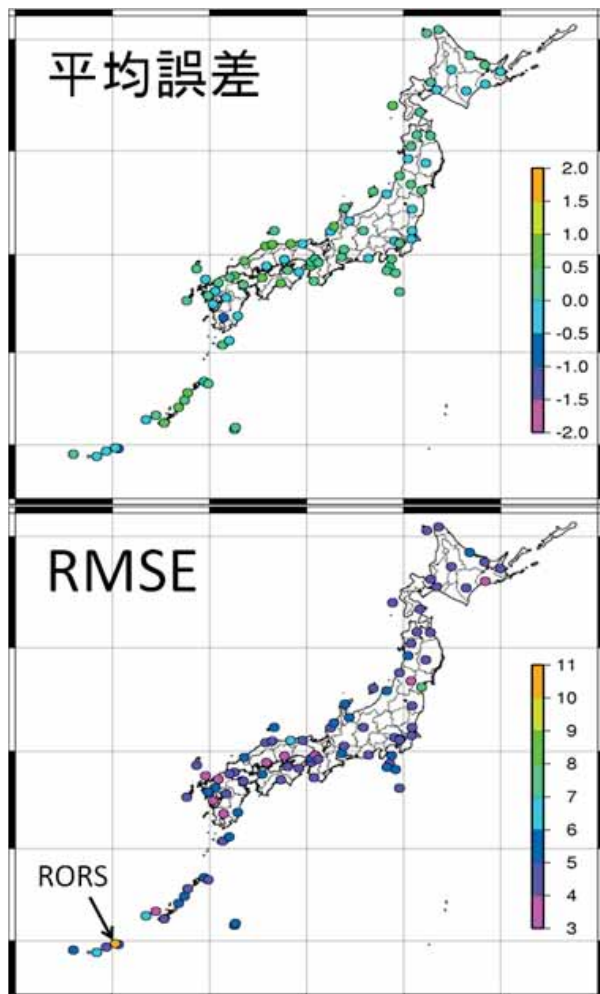


図1.7.8 ガスト風速ガイダンスの地点別の平均誤差 (上) とRMSE (下)

トの観測頻度が多い季節に比べ、ガスが発生しにくい傾向があると言える。この傾向は夏に最も強くなっているが、これは閾値別の空振り率が夏に最も大きくなったことと矛盾しない結果である。

(2) ガスト風速ガイダンスの検証

ガス風速ガイダンスは、ガスが観測された事例を対象に検証を行った。検証期間は2010年6月から2011年5月までで、初期時刻03UTCのFT=7~30について検証した。

全地点を対象としたガイダンスの平均誤差、平方根平均二乗誤差 (RMSE)、誤差が5KT以下および10KT以上の事例数と割合を表1.7.2に示す。表の左列はガスが観測された全ての事例、右列はガイダンスまたは観測されたガスの風速が25KT以上の事例についての結果である。全ての事例についての平均誤差は+0.15KT、RMSEは4.89KTであった。ガスの観測された事例のうち75%は誤差が5KT以下であり、4%は誤差が10KT以上の事例であった。ガスの風速が25KT以上の事例については、全ての事例についての結果と比べると平均誤差が-0.10KTとやや小さくなり、RMSEはやや大きくなった。図1.7.7に観測されたガスとガス風速ガイダンスの差の閾値別のヒストグラムを示す。観測されたガスが25KT以上の場合、誤差が-2.5KTから0KT以下の事例数が最も多く、全事例のうち約70%が±5KTに入っていた。閾値が大きくなるにつれて誤差が0KT以下となる事例が多くなっており、観測されたガスが強くなるほど、ガイダンスの風速が観測されたガスの風速より小さくなる事例が多くなる傾向が見られた。

図1.7.8は、地点別の平均誤差とRMSEをプロットした図である。平均誤差はほとんどの地点で-1KTから+1KTの間となっていた。RMSEは3~7KT程度であった。下地島空港 (RORS) のみRMSEが10KTを超え突出して精度が悪くなっていたが、これは5

表1.7.2 ガスト風速ガイダンスの検証結果

	ガスが観測された全ての事例	ガイダンスまたは観測されたガスが25KT以上の事例
事例数	71621	56448
平均誤差 (KT)	+0.15	-0.10
RMSE (KT)	4.89	5.28
誤差5KT以下の事例数 (割合)	53454 (75%)	39803 (71%)
誤差10KT以上の事例数 (割合)	3143 (4%)	3122 (6%)

月28日の台風第2号の事例でガイダンスが大きく外していたためであった（96KTのガストが観測されたときのガイダンスが33KTであった）。台風第2号の事例が含まれる2011年5月を除くとRMSEは6KT未満となり他の地点と大きな差はない（図略）。

1.7.4 予測事例

(1) 2010年10月30日 成田空港 (RJAA)

関東地方の南を台風第14号が通過し、成田空港では29日22UTCから30日13UTCにかけてガストを観測した。図1.7.9に10月30日06UTCの地上天気図及び10月29日15UTC初期値の成田空港におけるガイダンスと観測の時系列図を示す。時系列図の横軸は予報時間 (FT) である。ガスト発生確率はガストが観測され始めた29日22UTC (FT=7) 頃から値が大きくなり、30日17UTC (FT=26) まで高い値を維持し、その後急速に減少していた。この変動は、ガストが観測された時刻とほぼ一致している。ガスト風速ガイダンスも誤差が小さくほぼ適中していた事例

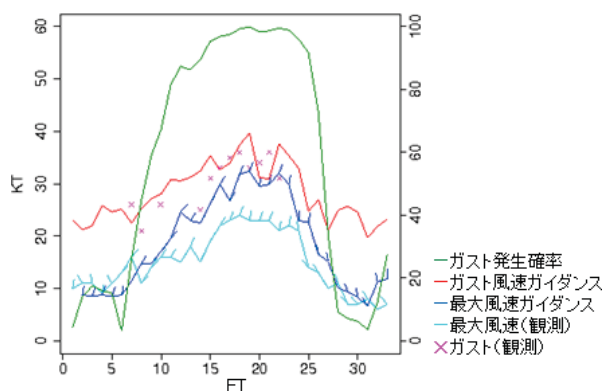
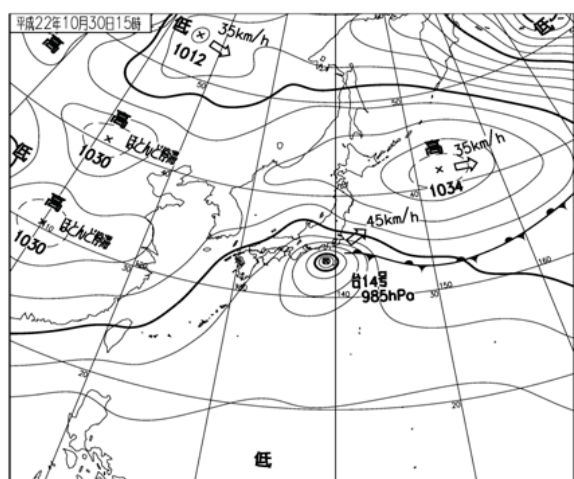


図1.7.9 2010年10月30日06UTCの地上天気図（上）と成田空港の10月29日15UTC初期値のガストガイダンスと観測されたガストの時系列図（下）。参考として最大風速ガイダンス（風向・風速）と観測された最大風速（風向・風速）も重ねてプロットしている。左縦軸は風速 (KT)、右縦軸はガスト発生確率 (%) を示す。時系列図の横軸は予報時間 (FT) である。

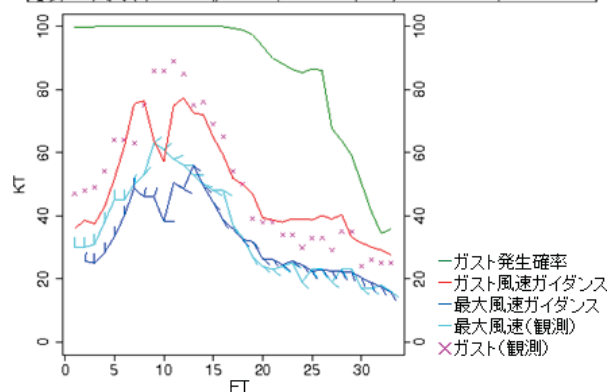
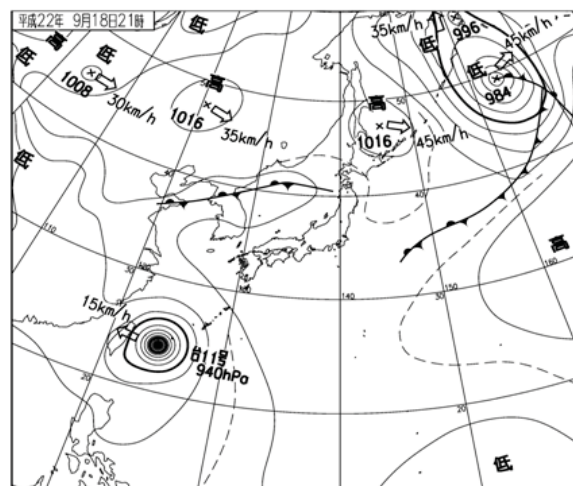


図1.7.10 図1.7.9と同じ。ただし、2010年9月18日12UTCの地上天気図（上）と石垣空港の9月18日03UTC初期値のガストガイダンスと観測されたガストの時系列図（下）。

である。

(2) 2010年9月18日 石垣空港 (ROIG)

台風第11号が先島諸島の南海上に西に進み、石垣空港では17日19UTCから19日12UTCまで継続してガストが観測された。図1.7.10に9月18日12UTCの地上天気図、及び9月18日03UTC初期値の石垣空港におけるガイダンスと観測の時系列図を示す。図に示した期間はガストのピークを含み、ガスト発生確率はガストの風速が弱まるにつれて値が低くなっていったが、期間中は全ての時刻でガストが観測されていた。観測されたガストの最大値は89KT（18日14UTC (FT=11)）、ガイダンスの最大値は77KT（18日15UTC (FT=12)）であった。ガイダンスの最大値は観測をやや下回り、予報時間の前半はガイダンスが観測を下回る傾向が見られたが、ガストの強さの変化傾向はよく捉えていた。また、18日13UTC (FT=10) でガスト風速ガイダンスが大きく下がっているが、これはMSMでは実況と異なり、台風の原因が石垣島のすぐ近くを通り、モデルの地上風がやや弱まったためであった。

(3) 2010年11月1日 新潟空港 (RJSN)

前線を伴った低気圧が日本の東海上に進み、日本付近は冬型の気圧配置となった。新潟空港では1日07UTCから3日06UTCまで断続的にガストが観測された。図1.7.11に11月1日06UTCの地上天気図、及び10月31日21UTC初期値の新潟空港におけるガイダンスと観測の時系列図を示す。ガスト発生確率は、ガストが観測され始めた1日07UTC (FT=10) から2時間遅れた09UTC (FT=12) から値が大きくなっていた。タイミングは若干遅れたが、ガスト発生確率はガストの吹き始めの時刻をほぼ捉えていた。ガスト風速ガイダンスも誤差が小さく推移していた。

(4) 2010年8月26日 富山空港 (RJNT)

西日本から東北地方南部は太平洋高気圧に覆われて晴れていたが、午後は大気の状態が不安定となり山沿いを中心に局地的な大雨となった。図1.7.12に8月26日06UTCの地上天気図、及び8月25日15UTC初期値の富山空港におけるガイダンスと観測の時系列図を示す。富山空港では26日05UTC (FT=14) までの1時間以内に35KT、26日06UTC (FT=15) までの1時間以内に49KTのガストを観測した。図

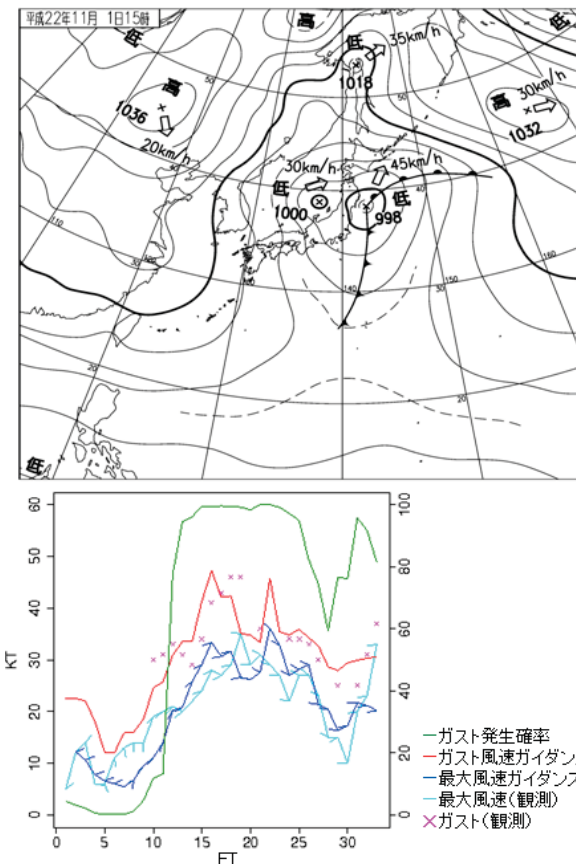


図1.7.11 図1.7.9と同じ。ただし、2010年11月1日06UTCの地上天気図（上）と新潟空港の10月31日21UTC初期値のガストガイダンスと観測されたガストの時系列図（下）。

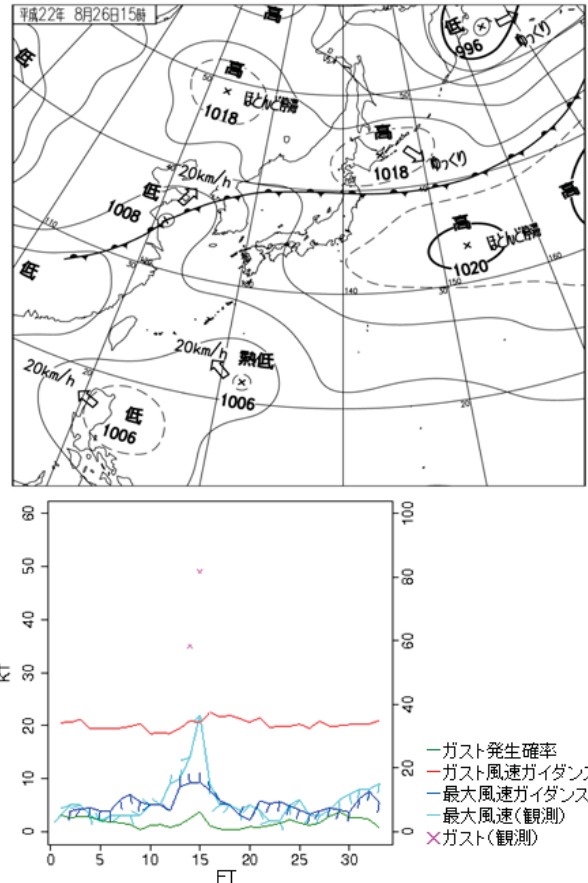


図1.7.12 図1.7.9と同じ。ただし、2010年8月26日06UTCの地上天気図（上）と富山空港の8月25日15UTC初期値のガストガイダンスと観測されたガストの時系列図（下）。

1.7.13に富山空港の観測データ（風向・風速、気温、露点）の時系列図、図1.7.14に26日05UTCの富山空港周辺のレーダー強度とアメダスの風の分布を示す。ガスト発生時には強い雷雨を伴い、気温が8度下降していることから、このガストは積乱雲からの冷気外出流に伴うものと思われる。

ガスト発生確率は26日06UTC (FT=15) に小さいピークを示しているが、値は10%未満でありガストの発生を捉える事ができていなかった。図1.7.15はガイダンスと同じ初期時刻のMSMの26日06UTC (FT=15) の予想図と同じ時刻の解析雨量の図である。MSMの降水分布は解析雨量の結果と似通っており、MSMは不安定降水のポテンシャルをよく表現できていた。ガスト発生確率は、第1.7.2 (1) 項で述べた通り乱流混合によるガストをターゲットとしており、積乱雲の下降流に伴うガストは対象としていない。そのため、この事例ではMSMが不安定降水を予測していたにもかかわらず、ガスト発生確率はガストを捕捉することができなかったと考えられる。

ガスト風速ガイダンスもガスト発生時の予測は21KTであり観測を大きく下回った。図1.7.16に観測

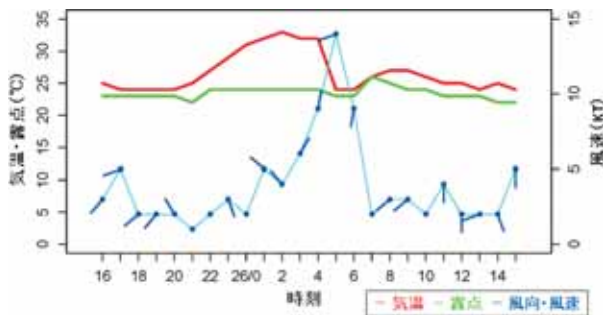


図1.7.13 富山空港の風、気温、露点の時系列図（25日16UTCから26日15UTCまでの毎時）。

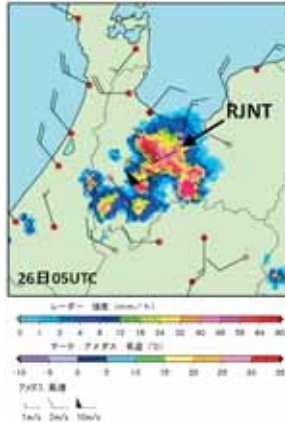


図1.7.14 富山空港周辺の26日05UTCのレーダー強度とアメダス（風・気温）の分布図。風速の単位はm/s。図は東京管区気象台「かさねる3D」を利用した。

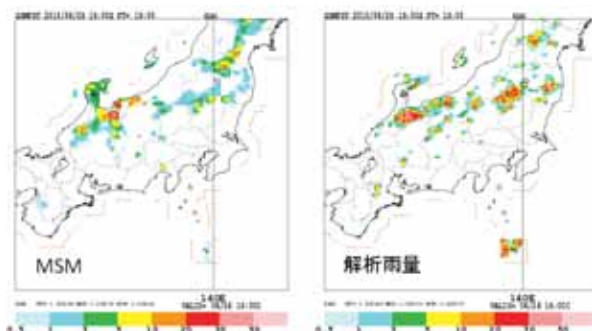


図1.7.15 左は8月25日15UTC初期値FT=15（予想対象時刻26日06UTC）のMSMの前3時間降水量、右は8月26日06UTCの解析雨量の前3時間降水量。

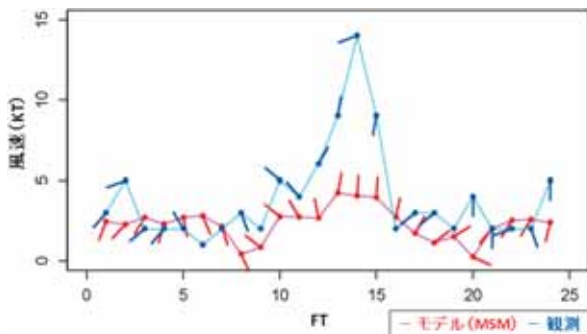


図1.7.16 富山空港の25日15UTC初期値のMSMの地上風と観測された風（定時風）の時系列図。

された風向・風速、モデルの地上風の時系列図を示す。26日05UTCに観測された風速は14KTであったが、同じ時刻のモデルの地上風は4KT程度であった。この事例における風の強まりは積乱雲の下降流によるものと考えられるが、個々の積乱雲による強風はMSMでは再現できないスケールの現象である。そのため、モデルの地上風はほとんど強まらず、ガスト風速ガイダンスも観測を大きく下回ったと考えられる。

1.7.5 まとめと利用上の留意点

ガスト発生確率はガスト発生のポテンシャルをよく捉えていた。ただし、ガストの観測頻度が少なくなるほど信頼度が低くなる傾向があり、地点や季節によって精度に差があった。

ガスト風速ガイダンスはガストが観測された事例において、平均誤差はほぼ0KT、RMSEは5KT未満であった。ガイダンスの誤差が5KT以下の事例はガストが観測された事例の75%であり、誤差が10KT以上の事例は4%であった。また、観測されたガストが強くなるほどガイダンスの風速が観測されたガストの風速より小さくなる事例が多くなる傾向が見られた。

ガイダンスの利用法として「ガスト発生確率でガストの有無を判断し、ガストありとなった場合にガストの風速をガスト風速ガイダンスで予測する」といった方法を想定している。ガスト発生確率については、「ガストあり」とする閾値を設定して利用する方法が適切である。また、ガスト風速ガイダンスはガストがあった場合のみ予測式の係数の更新をしているため、ガストの有無の情報は入っていない。ガスト風速ガイダンスの大きさはガストの有無を表しているわけではないので、ガストの有無についてはガスト発生確率を利用するようにしていただきたい。ただし、ガスト発生確率には地点や季節によって精度に差があるため、「ガストあり」とする閾値を地点や季節ごとに変えて利用するなどの工夫が必要である。また、不安定降水の下降流に伴うガスト等、ガイダンスの対象としていない現象は捕捉することができない。雷雨等が予測される場合は過去の知見などからガストの予測をする方が適切である。

参考文献

Bechtold, P. and J.Bidlot, 2009: Parametrization of convective gusts. *ECMWF Newsletter*, **119**, 15-18.