

# 令和2年度数值予報解説資料集

(数值予報課)

令和3年2月  
February 2021

気 象 庁 情 報 基 盤 部

## はじめに

数値予報研修テキストは、1969年(昭和44年)以降、令和元年の第52巻まで毎年発行されてきた。第1巻「数値予報のはじめ」の序によると、「電子計算機で計算される数値予報資料を毎日の天気予報に正しく有効に利用するためには、利用者は、適用されている“数値予報モデル”について熟知するばかりでなく、数値予報に関しても基礎的な理解を持つことが必要である。すなわち数値予報で取り扱う概念、仮定の物理的意味および数値予報モデルの適用限界などを理解することが大切である。」とされ、この目的のための基礎的な解説書として、予報作業に向けた“よりわかりやすく、より利用しやすい解説書”と位置づけられている。

一方で近年の現業数値予報システムは、数値予報技術の進展とスーパーコンピュータの発展によって巨大化かつ複雑化の一途を辿り、それに伴って数値予報モデル、および数値予報資料の特性を理解するために必要な知識もより深化、細分化するようになった。この状況が今後も継続することを勘案すると、従来のような過去1年間の数値予報システムの更新内容やその特性変化に焦点を当て毎年発行される冊子形態では、最新の知見の習得には有用であるものの、情報が各巻に断片的に記されるために、数値予報システムや数値予報資料の体系的な理解のためには最適と言えず、特に数値予報プロダクトの新規利用者にとって、必要な情報の抽出が困難であるといった問題が顕在化するようになった。

このような現状に鑑み、令和2年度からはこれまでの「数値予報研修テキスト」を「数値予報解説資料集」と改め、資料の構成も、プロダクトを利用する上で最低限必要な数値予報の基礎知識を解説する「基礎編」、数値予報モデル、利用観測データやガイダンスの特性など知っておくことが望ましい事柄を解説する「応用編」、数値予報資料の特性を把握するために適切な事例を解説する「事例解析編」、数値予報システムや利用データの更新履歴やシステムの仕様一覧を含む「資料編」に刷新する。同時に、冊子として発行する代わりにスライドとノート形式の電子媒体に変更することとした。これらにより、数値予報モデルや数値予報資料に関する体系的かつ網羅的な情報利用が可能となることに加え、資料を毎年更新していくことで、従来の数値予報研修テキストが担っていた、事例解析をも含めた数値予報特性に関する最新の知見についても継続的に提供することが可能となる。

令和2年度の数値予報解説資料集では、平成30年度数値予報研修テキストの第II部の「数値予報の基礎知識」の内容を更新し、「基礎編」として最新の数値予報技術の概要をまとめた。「応用編」では令和元年度から令和2年度前半までに実施した数値予報の改良として、全球・メソ数値予報システムの更新、およびメソアンサンブル予報システムの改良について取り上げた。「事例解析編」では、最近の顕著事例である令和2年7月豪雨、令和2年台風第10、12、14号を取り上げ解説した。数値予報システムやガイダンスの概要一覧、プロダクトの送信時刻等の詳細は「資料編」にまとめている。以上の通り、数値予報プロダクトの利用者にとって、これまでより実践的な内容とすることを心掛けた。今後、数値予報研修テキストに替わり、本資料が数値予報資料の特性の理解と、予報作業への適切な利用のために有効に活用されることを期待している。

---

\* 気象庁 情報基盤部 数値予報課長 藤田 司

## 数値予報解説資料集

### 目次

はじめに	1
<b>第1章 基礎編</b>	<b>1</b>
1.1 概要	1
1.2 観測データと品質管理	10
1.3 データ同化	26
1.4 数値予報モデル	33
1.5 アンサンブル予報	48
1.6 ガイダンス	59
1.7 気象庁の現業数値予報システム	68
1.7.1 全球解析	72
1.7.2 全球モデル	81
1.7.3 全球アンサンブル予報システム	88
1.7.4 メソ解析	92
1.7.5 メソモデル	98
1.7.6 メソアンサンブル予報システム	106
1.7.7 局地解析	112
1.7.8 局地モデル	118
1.8 プロダクト利用上の留意点	124
<b>第2章 応用編</b>	<b>162</b>
2.1 全球解析の改良	162
2.2 全球モデルの改良	171
2.3 メソ数値予報システムの改良	180
2.4 観測データ利用の変更	207
2.5 メソアンサンブル予報システムの改良	224
2.6 統合型ガイダンス	250
<b>第3章 事例解析編</b>	<b>253</b>
3.1 令和2年7月豪雨の数値予報の結果	253
3.2 令和2年の台風の数値予報の結果	301
<b>第4章 資料編</b>	<b>343</b>
4.1 数値予報システムの概要一覧表	343
4.2 ガイダンスの概要一覧表	353
4.3 プロダクトの送信時刻	365
4.4 最近の改善のまとめ	366
4.5 プロダクトの物理量の仕様及び算出手法	368
4.6 表記と統計的検証に用いる代表的な指標	370

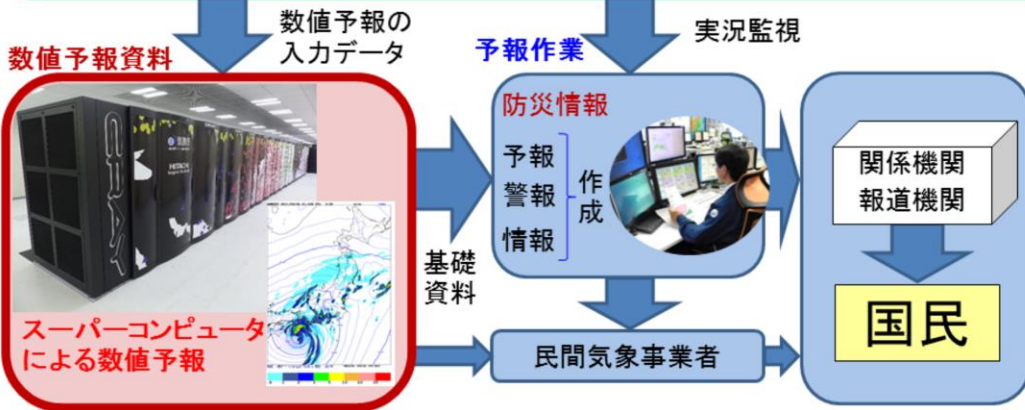


# 第1章 基礎編

## 1.1 概要

# 気象予報業務における数値予報の役割

## 観測資料

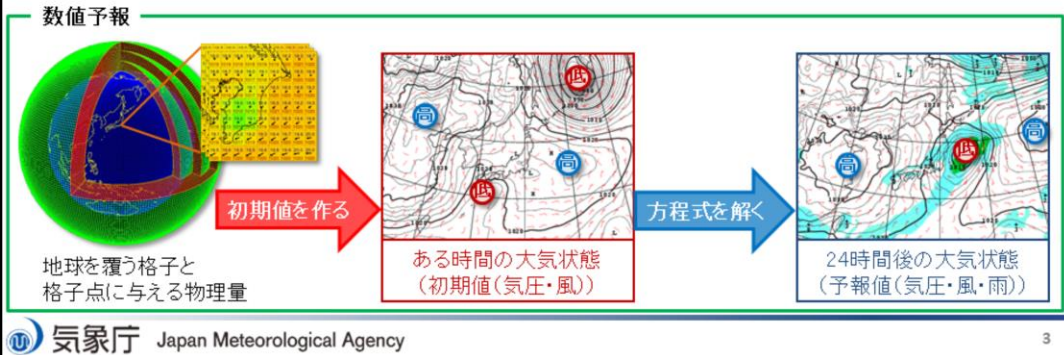
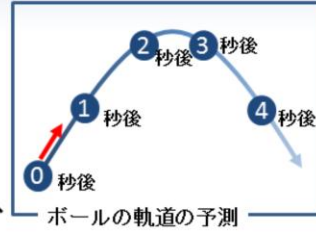


風や気温などの大気状態や降水などの現象を把握するために、スライドにあるように直接観測や衛星観測などの様々な手段を用いて気象観測が行われている。観測・通報されたデータはリアルタイムの実況監視に利用されるほか、数値予報の入力データとして利用されている。数値予報では、現在の大気状態から未来の大気状態を予測し、気温や風、降水などについての各種数値予報資料を作成する。数値予報の一連の処理はスーパーコンピュータにより高速かつ確実に実行される。

数値予報資料は天気予報、注意報・警報や気象情報などの防災情報を作成する際の基礎資料として利用され、防災情報は関係機関や報道機関を通じて国民に提供される。現代の天気予報や防災情報の作成作業に数値予報資料は必要不可欠であり、数値予報は予報業務における重要な基盤技術となっている。また数値予報資料は民間気象事業者にも提供されていて、様々な形で利活用されている。

# 数値予報とは

- 大気現象を支配する方程式をコンピュータ(計算機)で解くことで、未来の大気状態を予測すること。
- 数値予報の基本的な考え方
  - ボールの軌道の予測と原理は同じ。  
(最初のボールの位置や速度、ボールに加わる力が分かればボールの軌道が予測できる)
  - 数値予報では、現在の大気状態を計算機上に作り、方程式を解いて未来の大気状態を予測する。

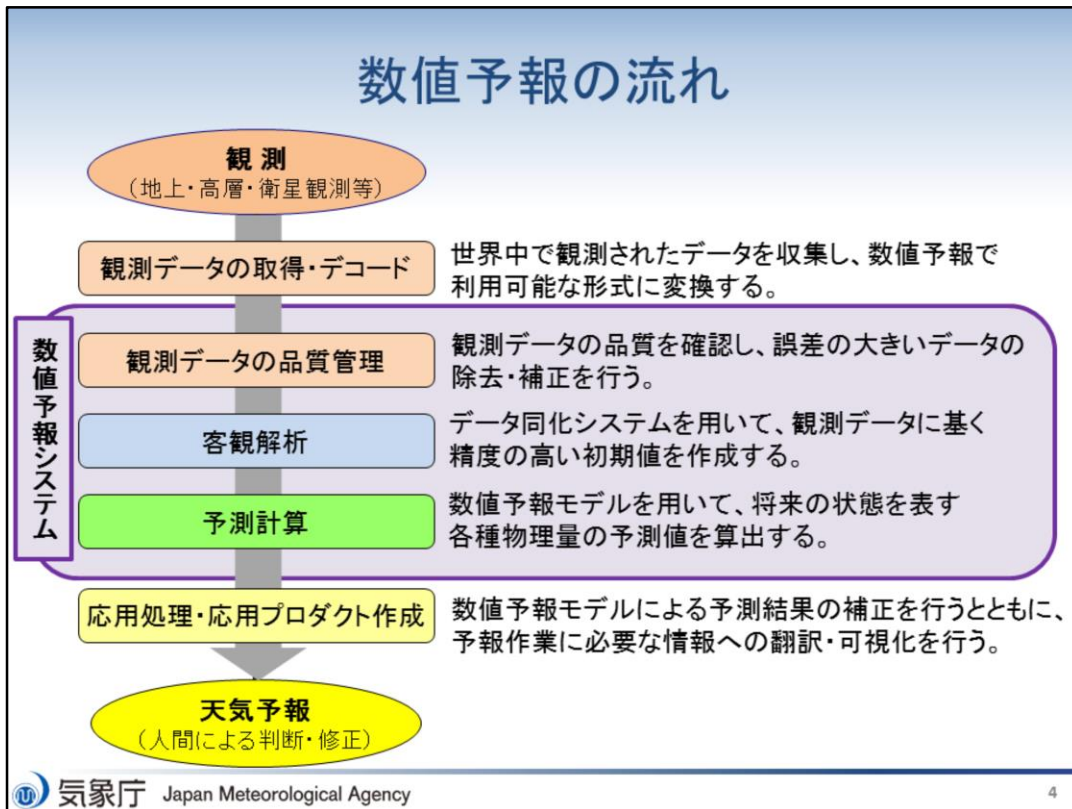


数値予報とは計算機を用いて地球大気の数値シミュレーションを行い、ある時点の大気状態から未来の大気状態を予測することを指す。

空中に投げたボールの軌道の予測を例にとると、最初の状態(位置と速度)とボールに加わる力(重力や空気抵抗)が分かれば、支配方程式(ニュートンの運動方程式)を計算機で解いて1秒後のボールの状態が予測できる。1秒後のボールの状態が分かれば2秒後のボールの状態が予測でき、これを繰り返すことで地面に落ちるまでのボールの位置や速度を予測し続けることができる。ボールの軌道の予測と比べて大気現象を支配する方程式や実際のシミュレーションは複雑だが、数値予報でも基本的な考え方は同じである。

計算機では離散的な値しか取り扱うことができないため、数値予報を実行するには現実の連続した地球大気を細かい格子で分割して、空間を離散化する必要がある。時間についても同様に有限の時間間隔で離散化して取り扱う。格子上の各点には、ある時刻における気象要素(気圧、気温、湿度、風などの物理量)を与えて、計算機上で仮想的に地球大気を再現する。数値予報を開始する時刻における計算機上で再現された地球大気は初期値と呼ばれる。ボールの軌道の予測と同様に方程式を解いて少し先の予測を繰り返すことで、未来の地球大気の状態が予測できる。

スライドには数値予報の初期値と予報値の例を示している。初期値では低気圧が九州南方海上にあって、北日本は三陸沖に中心を持つ高気圧に覆われている。この状態から支配方程式を解いて得られた24時間後の大気状態の予測が右図の予報値である。予報値では九州南方海上にあった低気圧は24時間後には三陸沖に、三陸沖に中心を持つ高気圧は日本のはるか東へと移動し、北日本から東日本の広い範囲で雨が降る予測となっている。



スライドには数値予報のおおまかな流れを示している。

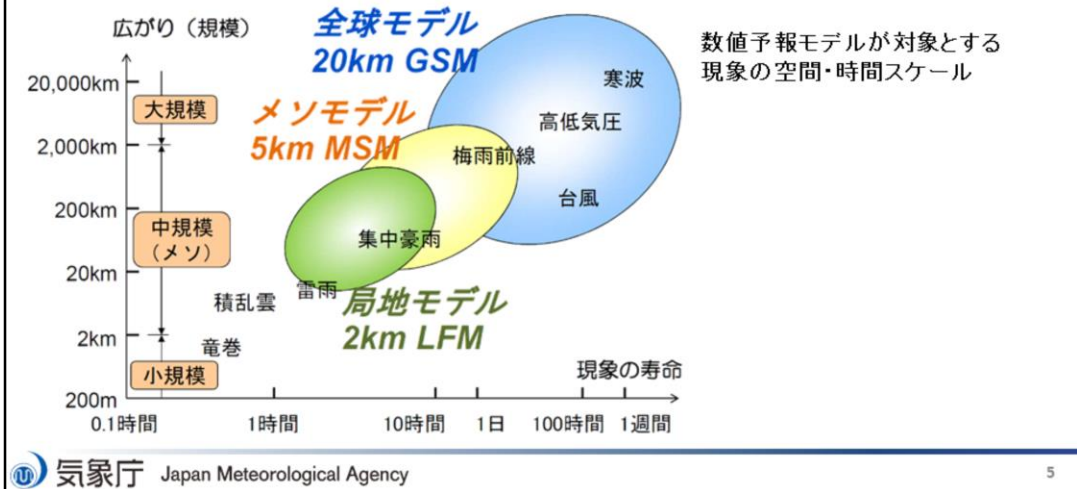
まず、現在の大気の状態を知るために、世界中の観測データを収集し、数値予報で利用可能な形式に変換(デコード)する。観測データには様々な理由で誤差が含まれていて、中には精度が悪く数値予報への利用に適さない観測データも存在するため、収集した観測データの品質を確認し、誤差の大きいデータについてはデータの除去、補正(品質管理)を行う必要がある。次に、品質管理により選別された観測データを利用して数値予報の初期値を作成する。数値予報の初期値を作成する過程を客観解析(データ同化)と呼ぶ。数値予報では初期値の精度が予測精度に及ぼす影響が大きいため、精度の高い初期値を作成することは非常に重要である。

データ同化により得られた初期値から、数値予報モデルを用いた予測計算を実行することで、未来の大気の状態を表す各種物理量の予測値を算出する。数値予報モデルの実行により得られた予測値は数値の羅列であり、ユーザーが利用しやすい形式に加工する必要がある。この過程を数値予報の応用処理、応用処理で得られる結果を応用プロダクトと呼ぶ。応用プロダクトには、可視化した図形式の資料や、利用しやすい要素への変換、統計的な修正を行った「ガイダンス」と呼ばれる資料があり、これらは天気予報や防災情報作成の際の基礎資料として用いられる。

以上の数値予報の流れのうち、観測データの品質管理から予測計算までを含めた処理を実行するプログラム群を数値予報システムという。

## 数値予報モデルの種類

- 全球モデルと領域モデル
  - 全球モデル：地球全体が対象。予報時間は長いが低解像度。
  - 領域モデル：特定の地域が対象。予報時間は短いが高解像度。
- モデルの解像度によって予測可能な現象のスケールが異なる。
  - モデルの特性や予測可能限界を把握して適切に利用することが重要。



地球全体を対象とした数値予報モデルを「全球モデル」、予報領域を特定の地域に限定したものを「領域モデル」と呼ぶ。一般的に領域モデルでは全球モデルに比べて格子間隔が小さく（解像度・分解能が高く）、予報時間は短い。

気象現象には、高気圧や低気圧、台風、梅雨前線などの大規模な現象から、積乱雲や集中豪雨、竜巻などの小規模な現象まで、様々な空間的広がりを持った現象が存在する。この気象現象の空間的規模（広がり）を空間スケールと呼ぶ。現象の空間スケールと持続時間（時間スケールと呼ぶ）には相関があつて、大規模な現象は持続時間が長く、小規模な現象は持続時間が短い。例えば、大規模な現象である台風の寿命は数日から十日程度だが、台風の周辺で発生する個々の積乱雲は小規模な現象でその寿命は数時間である。

数値予報モデルが予測対象とする現象の空間・時間スケールは数値予報モデルの解像度に依存し、解像度が高いほど小さい空間・時間スケール（小規模・短寿命）の現象が予測可能となる。図に示すように、高解像度な領域モデルでは全球モデルよりも細かいスケールの現象を予測対象とすることができる。モデルによって予測対象とする現象の時間・空間スケールが異なることやモデルの予測可能限界を理解した上で、現象や用途に合わせてそれぞれの数値予報モデルを適切に利用することが望ましい。

。



## 決定論的予報とアンサンブル予報

- 決定論的予報
  - データ同化によって得られた解析値を初期値として実行される数値予報。
  - 数値予報モデルでは、初期値と予報値が一対一対応の関係にある。  
(初期値が決まれば予報値が決まる)
  - 初期値や境界値、数値予報モデルに含まれる誤差により、予測には必ず誤差が含まれる。
  - 数値予報の誤差の大きさは、その時々の大気状態で異なるため、一つの決定論的予報の結果で予測の誤差を見積もることはできない。
- アンサンブル予報
  - 予測の誤差を見積もるために、揺らぎを与えた複数の初期値から実行する数値予報。
  - 決定論的予報では知り得ない、予測の誤差や不確実性、信頼性といった情報がアンサンブル予報では得られる。
  - 初期値だけでなく境界値や数値予報モデル自体の不確実性を考慮するアンサンブル予報や、これらを組み合わせたアンサンブル予報もある。

数値予報モデルでは、初期値が与えられれば計算結果である予報値は一意に求まる。このためデータ同化によって得られた解析値を初期値として実行される数値予報を「決定論的予報」と呼ぶ。しかしどれだけ精度良く求めても初期値や境界値には誤差が含まれる。また数値予報モデル自体も、モデル化の際の近似や仮定、あるいは空間・時間の離散化のために予測には必ず誤差が生じる。数値予報では初期値に含まれる僅かな誤差が時間の経過とともに増大するが、この誤差の成長は大気の状態によって大きく左右され、同じ数値予報モデルを用いても、予測に含まれる誤差はその時々の大気の状態によって異なる。そのため、与えられた初期値に対して予報値が一意に決まる決定論的予報では、予測の誤差(不確実性)を事前に知ることはできない。

決定論的予報に対して、予測の誤差を見積もるために、初期値に僅かな揺らぎを与えて行う複数の予測を「アンサンブル予報」と呼ぶ。あるいは境界値や数値予報モデルを置き換え、これらの不確実性を考慮するアンサンブル予報もある。アンサンブル予報では、複数の予報値を利用することで予測の誤差を事前に見積もることができ、予測の信頼性に関する情報を得ることができる。

# 気象庁の運用する数値予報システム

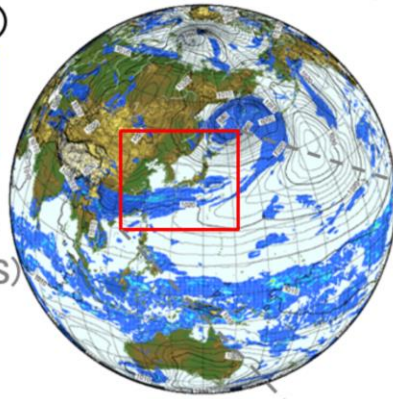
計算機資源の有効活用のために、用途に応じた複数のシステムを運用

## 全球モデル(GSM)

水平解像度 約20km  
1日1回264時間予報  
1日3回132時間予報

## 全球アンサンブル予報システム(GEPS)

水平解像度 約40km  
1日2回264時間予報  
(台風向け1日2回132時間)  
27メンバー



## 局地モデル(LFM)

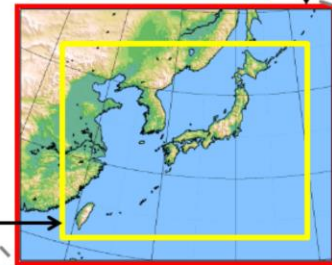
水平解像度 2km  
1日24回10時間予報

## メソモデル(MSM)

水平解像度 5km  
1日2回51時間予報  
1日6回39時間予報

## メソアンサンブル予報システム(MEPS)

水平解像度 5km  
1日4回39時間予報  
21メンバー



気象庁では、全球モデルとしてGSM (Global Spectral Model)、領域モデルとしてMSM (Meso-Scale Model)とLFM(Local Forecast Model)を運用している。

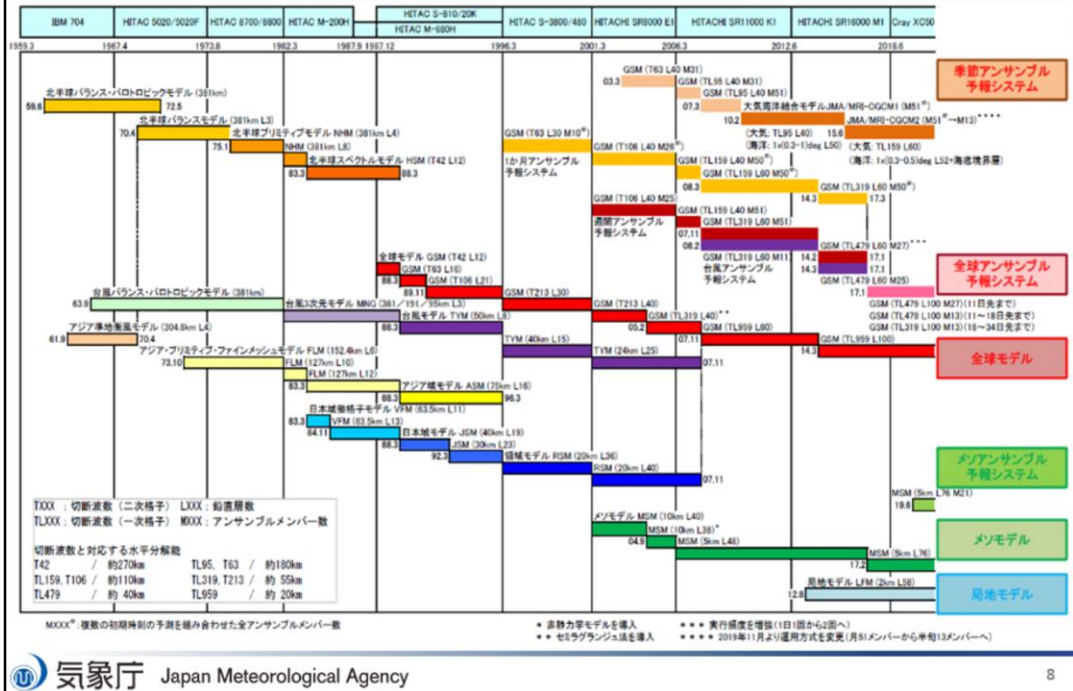
GSMの水平分解能は約20km(日本付近の中緯度帯)で、1日1回(12UTC)の264時間予報と1日3回(00,06,18UTC)の132時間予報を実行している。MSMは水平分解能が5kmで、1日2回(00,12UTC)の51時間予報と1日6回(03,06,09,15,18,21UTC)の39時間予報を実行している。LFMは水平分解能が2kmで、1日24回(毎正時)の10時間予報を実行している。

また上記の決定論的予報に加えて、全球アンサンブル予報システム(Global Ensemble Prediction System, GEPS)とメソアンサンブル予報システム(Meso-scale Ensemble Prediction System, MEPS)を運用している。

GEPSはメンバー数27、水平分解能が約40km(日本付近の中緯度帯)で、1日2回の264時間予報(00,12UTC)と1日2回の132時間予報(06,18UTC)を実行している(※)。MEPSはメンバー数21、水平分解能が5kmで、1日4回の39時間予報(00,06,12,18UTC)を実行している。

※06,18UTC初期時刻のものは、全般海上予報区(赤道-60° N、100° -180° E)内に台風が存在する、または同区内で24時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合、または、全般海上予報区外に最大風速34ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想された場合に気象業務支援センター経由で配信される。

# 気象庁のスーパーコンピュータと 数値予報システムの歴史



スライドには気象庁のスーパーコンピュータ(超並列計算機)と数値予報システムの変遷を示している。

現在運用中のスーパーコンピュータシステム(2018年6月5日から運用開始)は第10世代目のもので、その理論最大性能は18,166TFLOPS(1TFLOPSは1秒回に1兆回計算できることを示す単位)、第9世代のスーパーコンピュータシステムの約10倍の性能となっている。

数値予報システムについても継続的に開発を実施し、観測データの利用の拡充、データ同化システムの高度化、数値予報モデルの精緻化や高解像度化を繰り返してきた。観測データの処理やデータ同化、数値予報モデルの実行、応用プロダクトの作成など、数値予報システムの運用には膨大な計算量が必要となる。数値予報システムの高度化にはさらなる計算量が要求されるため、より高度な数値予報システムを運用するにはより高性能なスーパーコンピュータが不可欠であり、数値予報とコンピュータ技術とは密接な関係にある。

# 参考文献

- 本田有機, 室井ちあし, 2018: 概要. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-71.



# 第1章 基礎編

## 1.2 観測データと品質管理

# 数値予報で利用している観測

The infographic is divided into three main categories of observation methods:

- 直接観測 (Direct Observation):**
  - 高層観測 (Upper-air observation)
  - 地上観測 (Surface observation)
  - ブイ観測 (Buoy observation)
  - 航空機観測 (Aircraft observation)
  - 海上観測 (Shipboard observation)
- リモートセンシング 遠隔観測 (Remote Sensing / Remote Observation):**
  - ウインドプロファイラ (Wind profiler)
  - GNSS受信機 (GNSS receiver)
  - (ドップラー)レーダー (Doppler radar)
- 疑似観測 (Pseudo-observation):**
  - 台風ポーガス (Typhoon POGAS)

Below these categories, various satellite types are shown:

- 静止軌道衛星 (Geostationary Satellites):** ひまわり (Himawari), METEOSAT.
- 現業衛星 (Operational Satellites):** NOAA, Metop, Suomi-NPP, GCOM-W [しづく], DMSR.
- 地球観測衛星 (Earth Observation Satellites):** Coriolis, Aqua, Terra, Megha-Tropiques.
- GNSS掩蔽衛星 (GNSS Occultation Satellites):** TerraSAR-X, TanDEM-X.
- 低軌道衛星 (Low Earth Orbit Satellites):** GCOM-W [しづく], Megha-Tropiques.

気象庁 Japan Meteorological Agency

数値予報を行うには現実の大気状態を正しく捉えた、各種(気象)観測データが必要である。スライドには数値予報で利用している各種観測測器や測器を搭載する衛星などを示している。観測は大きく分けて直接観測、リモートセンシング(遠隔観測)、疑似観測に分類できる。

直接観測では各地の気象台での観測や船舶・漂流ブイ、ラジオゾンデ、商用航空機等が用いられる。

リモートセンシングには地上に設置された測器による地上リモートセンシングと、人工衛星搭載の測器による衛星リモートセンシングがある。地上リモートセンシングではウインドプロファイラや気象レーダー、GNSS受信機が用いられる。

衛星リモートセンシングに用いられる衛星は静止軌道衛星と低軌道衛星とに大きく分けられ、このうち低軌道衛星には気象機関などが運用する現業衛星のほか、研究機関や宇宙機関が運用する地球観測衛星やGNSS掩蔽衛星がある。

疑似観測では、台風ポーガスと呼ばれる気象庁で解析された熱帯低気圧(TC)の情報データをデータ同化に利用する手法が用いられている。

# 直接観測

直接観測は、ある場所の大気状態を実際にその場で測る観測。

- 地上観測
  - 官署等
  - AMeDAS
- 海上観測
  - 船舶、係留ブイ、漂流ブイ
- 航空機観測
  - 民間航空機
- 高層観測
  - ラジオゾンデ
- 高層風観測
  - パイロットバルーン

地表上の観測

上層の観測



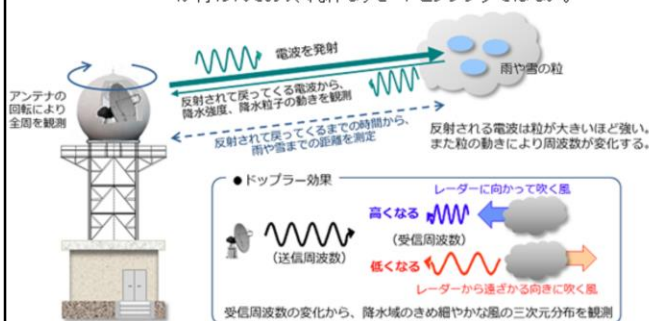
直接観測は、ある場所の大気状態を実際にその場で測る観測である。直接観測には各地の気象台などによる地上観測や船舶・漂流ブイによる海上観測、ラジオゾンデによる高層観測、商用航空機などによる航空機観測が含まれる。

# 地上リモートセンシング

リモートセンシングは離れた場所から電磁波などを用いて間接的に観測を行う手法。

- ウィンドプロファイラ
- 地上GNSS観測
  - 天頂遅延量
  - 可降水量
- 気象レーダー
  - ドップラー速度
  - 反射強度
  - 解析雨量

注: 解析雨量作成では雨量計等の直接観測データによる校正が行われており、純粋なリモートセンシングではない。



リモートセンシング 遠隔観測

気象庁 Japan Meteorological Agency

13

リモートセンシングは離れた場所から電磁波などを用いて、間接的に観測を行う手法である。リモートセンシングには地上に設置された測器による地上リモートセンシングと、人工衛星搭載の測器による衛星リモートセンシングがある。

地上リモートセンシングでは気象レーダーやウィンドプロファイラ、地上GNSSなどを用いて観測を行う。

気象レーダーはアンテナを回転させながら電波(マイクロ波)を発射し、半径数百kmの広範囲内に存在する雨や雪を観測するものである。発射した電波が戻ってくるまでの時間から雨や雪までの距離を測り、戻ってきた電波(レーダーエコー)の強さから雨や雪の強さを観測します。また、戻ってきた電波の周波数の差(ドップラー効果)を利用して、雨や雪の動きすなわち降水域の風を観測することができる。この他、レーダーで観測された雨の強さをアメダスや他機関の雨量計による観測で補正したものとして解析雨量がある。ただし、解析雨量はその作成において雨量計等の直接観測データによる校正が行われているため、純粋なリモートセンシングによる観測データではない。

ウィンドプロファイラは地上から上空に電波を発射し、上層大気屈折率の乱れによって生じる送信波と反射波の周波数の差を利用して、上空の風向・風速を観測する。

地上GNSSは複数のGNSS衛星から発信された電波を地上のGNSS受信機で受信した際の受信時間の遅れ(伝播遅延)を利用する。受信時間の遅れは主に電波が通過した大気中の水蒸気量に起因するため、受信機が設置された場所の天頂大気遅延量や鉛直積算水蒸気量(可降水量)を求めることができる。また、視線大気遅延量(受信機と衛星間の経路に沿った伝播遅延)からは大気中の水蒸気の3次元構造も推定できる。

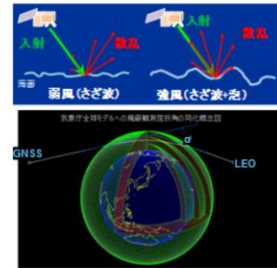
。



# 衛星観測(衛星リモートセンシング)

※赤字は初期値解析で利用中のもの、青字は境界値作成で利用中のもの

- 地球からの電磁波(可視、赤外、マイクロ波)観測
  - イメージャ(輝度温度or反射率)
    - →(雲や大気パターンを追跡して)大気追跡風(AMV)
    - →水蒸気量、降水量、海面水温、土壌水分、積雪域、等
  - サウンダ(複数周波数の輝度温度)
    - →気温・水蒸気鉛直プロファイル
- 複数の角度からマイクロ波を発射、その後方散乱を観測
  - マイクロ波散乱計(散乱断面積)
    - →海上風、土壌水分
- GNSS衛星からの電磁波の大気による遅延
  - GNSS掩蔽観測(遅延量)
    - →屈折角、屈折率、気温・水蒸気プロファイル
- その他
  - 降水レーダー、雲レーダー、雲・エアロゾルライダー、など



衛星リモートセンシングでは地球(地表や雲)から射出され大気の影響を受けた放射を用いて、多種多様な観測が行われている。

イメージャやサウンダは地球からの電磁波を観測する。イメージャは高水平分解能で水平的なデータを得ることができる。輝度温度だけではなく、例えば雲パターンを追跡することで大気中の風も推定できる。サウンダはイメージャと比べて水平分解能は低い、複数周波数を利用することで鉛直的な情報を得ることができる。

マイクロ波散乱計は複数の角度からマイクロ波を発射し、その後方散乱を観測することで海上風等を観測する。

GNSS掩蔽観測ではGNSS衛星からの電波を低軌道衛星で受信することによって、気温や水蒸気の鉛直分布に関する情報を全球的に得ることができる。

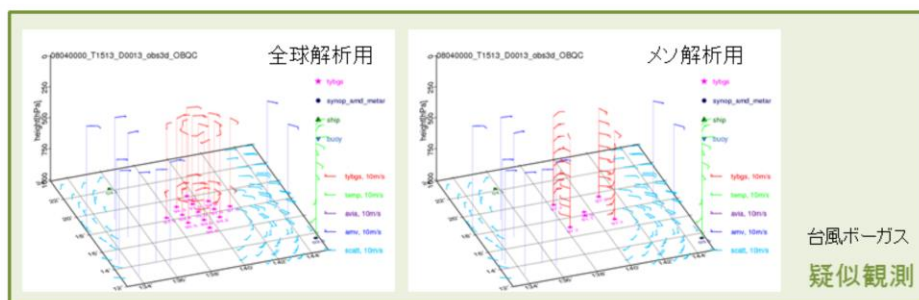
# 疑似観測

疑似観測は人工的に作成される疑似的な観測データ。

実際に観測で得られたものでない大気に関する情報をデータ同化で利用するために作成される。疑似観測は**ボーガスデータ**と呼ばれる。

bogus・・・偽の

- 台風ボーガス
  - 気象庁の現業作業により解析される台風に関する情報（中心位置(緯度・経度)、中心気圧、15m/s半径など)を基に作成する。
  - 非対象構造は第一推定値から抽出する。



疑似観測は人間の手による主観解析の結果など、実際に観測で得られたものでない大気に関する情報をデータ同化で利用するために、人工的に作成される観測を模したものである。現在、気象庁のデータ同化で疑似観測データとして利用されているのは、台風ボーガスのデータのみである。台風ボーガスは気象庁で解析される熱帯低気圧(TC)の情報(中心位置、中心気圧、強風半径)をデータ同化で利用するための手法(もしくはそのデータ)である。台風が多く発生する日本の南の海上では観測データが少ないため、台風ボーガスは利用されている。

ボーガスの作成は理想的な概念モデルに前述のTCに関する情報を適用して軸対称を仮定したTC構造を推定し、これに数値予報で得られる非軸対称構造の情報を加えて、TC周辺の気圧や風の3次元分布を算出する。この中からいくつかの地点のデータを抽出し、抽出データを観測データの形式に変換する。

## 各種観測データの長所・短所

### 直接観測

- 高品質のデータ
- × 時間・空間分解能が限定的、分布に限りがある

### 地上リモートセンシング

- 時間分解能が高い、空間一様性が高い
- × 必要な物理量への変換に工夫が必要

### 衛星観測(衛星リモートセンシング)

- 時間・空間分解能が高い
- × 地上設置型の欠点に加え、データの入電に時間がかかる  
※衛星の寿命

### 疑似観測

- 観測データの乏しい海洋上に存在する台風周辺域で利用可能
- × (典型的な台風構造を仮定しているため)  
個々の台風に適していない場合がある

直接観測	地上観測
	地上自動観測
	海上観測
	航空機観測
	高層観測
地上リモートセンシング	ウィンドプロファイラ
	ドップラーレーダー
	解析雨量
	地上GNSS
疑似観測	台風ボーガス
静止軌道衛星	大気追跡風
	晴天放射輝度温度
低軌道衛星	極域大気追跡風
	マイクロ波サウンダ
	赤外サウンダ
	マイクロ波イメージャ
	マイクロ波散乱計
	GNSS掩蔽観測
	衛星搭載レーダー
合成衛星画像	LEOGE大気追跡風

ここでは各種観測データの長所と短所を見ていく。

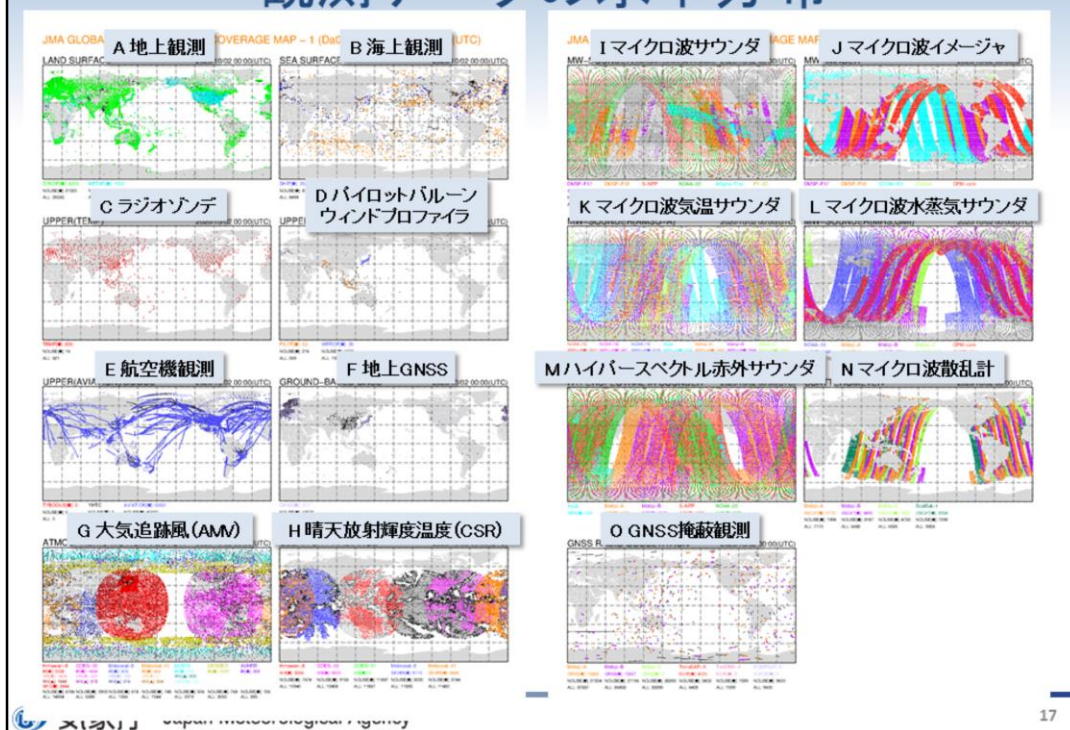
直接観測データは一般に時間・空間分解能に限られるが、高品質でリモートセンシングデータの校正に使われるなど観測データとして貴重である。

地上リモートセンシングは必要な物理量への変換に工夫が必要だが、時間分解能が高く空間一様性が高いという利点がある。

衛星リモートセンシングには地上リモートセンシングの欠点に加え、後述するようにデータの入電に時間がかかるという欠点があるが、時間・空間分解能が高いという利点がある。

疑似観測は典型的な台風構造を仮定しているため個々の台風に適していない場合があるが、観測データの乏しい海洋上に存在する台風周辺域で利用できるという利点がある。

# 観測データの水平分布



スライドには2020年10月02日00UTCの前後3時間に観測された観測データの水平分布を示している。それぞれの図でカラーで表示されたデータは実際に全球サイクル解析で利用されたデータを示し、黒は利用されなかったデータを示している。

A)は地上観測で、陸上に密に分布しているが、砂漠や高緯度の雪氷域などでは観測密度が低い。B)は海上観測で、海洋上に広く分布しており、特に北大西洋で観測密度が高い。C)はラジオゾンデによる高層観測で、上空の気温、風、湿度データが得られるが、ほとんどが陸上に分布している。またアフリカでは非常に数が少ない。なお、海洋上では気象観測船や洋上プラットフォームなどによって観測が実施されている。D)はパイロットバルーン(測風気球、橙)やウィンドプロファイラ(青)で得られる上空の風観測である。E)は航空機による観測(青)の分布を示している。航空機観測は全世界から広く得られる。ただし、観測高度は限定的であり、その多くは航空機の巡航高度である10,000 m付近の観測である。F)は地上GNSSデータで陸上に分布している。

G)～O)は衛星リモートセンシングデータで、色によりその測器を搭載する衛星を区別している。G)～O)の衛星リモートセンシングデータはA)～F)の直接観測や地上リモートセンシングデータと比べて面的にデータが分布しており水平分解能が高いことが見てとれる。O)はGNSS掩蔽観測でまばらだが、全球に比較的均質にデータが分布している。

G)は大気追跡風(AMV)のデータ分布。H)は静止軌道衛星による晴天放射輝度温度(CSR)のデータ分布。I)はマイクロ波サウンダのデータ分布。J)はマイクロ波イメージャのデータ分布。K)はマイクロ波気温サウンダのデータ分布。L)はマイクロ波水蒸気サウンダのデータ分布。M)はハイパースペクトル赤外サウンダのデータ分布。N)はマイクロ波散乱計による観測のデータ分布。

# 観測データの鉛直分布

	種別	地表	全層積算	対流圏下層	対流圏上層	成層圏	中間圏
直接観測	地上・海上	○					
	航空機観測	○		○	○		
	高層観測	○		○	○	○	
地上 リモート センシング	ウインドプロファイラ			○	○		
	気象レーダー			○			
	解析雨量	○					
	地上GNSS		○				
疑似観測	台風ボーガス	○		○	○		
静止衛星	可視・赤外イメージャ (AMV, GSR)	○		○	○		
	可視・赤外イメージャ (AMV)	○		○	○		
低軌道 衛星	マイクロ波サウンダ	○		○	○	○	○
	赤外サウンダ	○		○	○	○	○
	マイクロ波イメージャ	○		○			
	マイクロ波散乱計	○					
	二周波降水レーダー				○	○	
	GNSS掩蔽観測			○	○	○	○

中間圏で観測データが得られるのは衛星搭載サウンダやGNSS掩蔽観測のみ。

衛星データは対流圏下層から上層まで観測データを得られるが、大気下層の観測情報を分離することは難しい。

スライドには各観測の観測対象となる高度を示している。

地上GNSSにより鉛直方向に全層積算した水蒸気量が得られますが、水蒸気の分布が対流圏下層が多いため、対流圏下層の影響が大きい。また、晴天放射輝度温度は全層積算量に相当する観測データであるが、ここでは観測波長の特性により感度があるとされる高度を示している。現状、中間圏で観測データが得られるのは衛星搭載サウンダやGNSS掩蔽観測のみである。一方、衛星観測により陸上における大気下層の情報を得るには地表面状態を正確に把握する必要があるため、衛星観測で大気下層の観測情報を分離して得ることは難しい。

数値予報で利用している観測要素					
	全球解析	メソ解析	局地解析	毎時大気解析	
直接観測	地上観測	気圧 (地上解析のみで利用: 気温、風、湿度)		気圧、気温、風、湿度	
	地上自動観測		気温、風		
	海上観測	気圧 (地上解析のみで利用: 気温、風、湿度)		気圧	
	航空機観測	気温、風			
	高層観測	気圧、気温、風、湿度			
地上リモートセンシング	ウインドプロファイラ	風			
	ドップラーレーダー		ドップラー速度		
	解析雨量		降水量		
	地上GNSS(*2)	遅延量	可降水量		
	台風ボーガス	気圧、風			
静止衛星	大気追跡風	風			
	晴天放射輝度温度	放射輝度			
低軌道衛星	極域大気追跡風	風			
	マイクロ波サウンダ	放射輝度			
	赤外サウンダ	放射輝度			
	マイクロ波イメージャ	放射輝度	放射輝度、降水量	放射輝度	
				土壌水分量	
	マイクロ波散乱計	風			
				土壌水分量	
GNSS掩蔽観測	屈折角	屈折率			
衛星搭載レーダー		放射強度(*1)			
合成衛星画像	LEO GEO(*3)大気追跡風	風			

(\*1) 湿度を推定して同化 (\*2) GNSSは全球測位衛星システム (\*3) LEO GEOは低軌道衛星(LEO)と静止気象衛星(GEO)の合成プロダクト

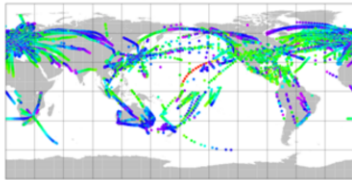
2020年6月現在

スライドでは数値予報で利用している観測要素を示している。

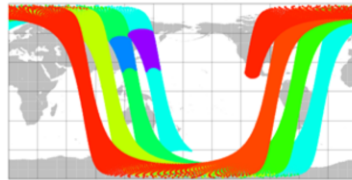
地上観測や海上観測等の直接観測は、気圧、気温、風、湿度など数値予報モデルの予報変数を直接観測するものが多く、地上GNSSや衛星観測等のリモートセンシングでは、輝度温度やドップラー速度、放射強度、屈折率など、予報変数ではない物理量を観測するものが多い。

# データ打ち切り時間

- 現業数値解析は、リアルタイムシステムである
  - 観測データが増えれば増えるほど、解析精度が向上することが期待できる。
  - しかし、観測データの取得には時間がかかる。



-3 -2 -1 0 1 2 3 4 5 6  
同化対象データ(航空機観測)の  
解析時刻に対する入電時間分布例



-2 0 2 4 6  
ある衛星の同化対象データの  
解析時刻に対する入電時間分布例  
(Agulhas-E, 2011/03/01 06UTC)

## →2つ選択肢

- 速やかな予報のためデータを待たない(メソ/局地/全球速報)
- 精度のよい解析のためにデータを待つ(気候/全球サイクル)

各種観測データをデータ同化で利用するためには、解析処理開始までにそれらのデータを取得する必要がある。このため、観測データの取得に要する時間は数値予報の運用にとって極めて重要である。スライドには航空機観測と衛星観測の同化対象データの解析時刻に対する入電時間分布を示している。

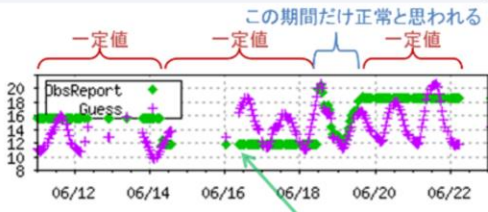
航空機観測は観測時刻が連続的に分布しており、観測後30分以内に多くのデータが入電する。データの入電も連続的にあり、解析時刻の4時間後までには、解析時刻前夜3時間のデータのほとんどが入電する。

衛星データについては観測自体は連続的に行われるものの、一定量(例えば地球半周分)のデータを宇宙機関(衛星運用機関)などから一度に取得するため、データ取得分布は連続的にならない。データの取得に要する時間は、一般的には観測後1~3時間程度、遅いものでは5時間程度である。従って、配信の最も遅い解析時刻の3時間後の観測データは解析時刻の8時間後ようやく取得できることになる。このような遅延を補うため、衛星データの中には気象衛星センターに代表される衛星受信局で直接衛星から受信されるデータもある。こうした観測データは、観測後30分以内にはおおむね取得できる。ただし、このようにして衛星から直接得られるのは、受信局周辺の観測データのみに限られる。このため、より迅速に全球的なデータを取得するため、各国の受信局で得られた直接受信データを相互に交換する枠組みがWMOの下で構築されている。

以上の例のように、観測データには取得するのに時間がかかるものがある。観測データが増えれば増えるほど、解析精度が向上することが期待できるが、現業数値予報解析はリアルタイムシステムであるため、迅速性も求められる。そのため、気象庁では速やかな予報のためにデータを待たない解析と、精度のよい解析のためデータを待つ解析がある。(詳細は1.3データ同化を参照してください。)

# 品質管理(QC)の重要性

## 誤データの例 船舶からの気温データ

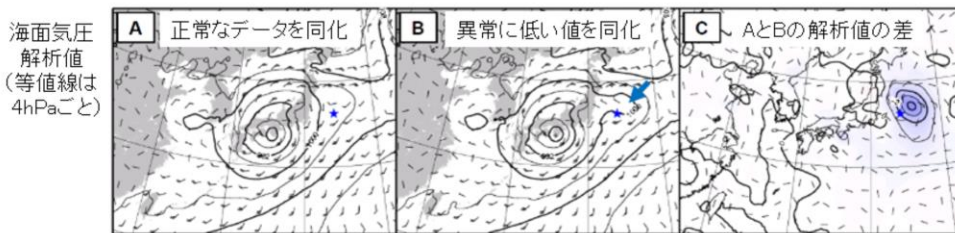


観測データには、誤差が含まれる。  
測定誤差、代表性誤差、変換誤差など。

誤データの混入は、  
・予測精度の低下  
・データ同化処理の異常終了  
の原因となりうる。

日変化が現れておらず、一定値の通報が続く。

## 正常な観測データと異常な観測データが同化された時の違いの例



観測データには誤差が含まれる。データ同化で扱う観測誤差として、測定誤差、代表性誤差、変換誤差がある。測定誤差は測器等による誤差で、観測そのものの誤差である(一般に観測誤差と呼ばれるもの)。代表性誤差とは第一推定値の空間的な離散化による誤差である。変換誤差とは格子点値を観測相当量に変換する際に生じる誤差である。これら以外に、人為的なミスや観測測器の故障等、様々な原因により誤データの混入があり得る。そのような異常値データは修正あるいは棄却する必要がある。

スライド左上には船舶からの気温通報値(緑)と、対応する地点における数値予報モデルによる第一推定値(紫)を例として示している。第一推定値が明瞭な日変動を示しているのに対し、通報値はときどき変動がみられるものの一定値が連続しており、明らかに挙動が不自然である。

スライド下部には異常なデータが数値予報のデータ同化に利用された場合の例を示している。(A)は正常な観測データを用いた場合の解析場、(B)は日本の東海上に異常なデータが混入した場合の解析場、(C)は(A)と(B)の差を示している。(B)では日本の東海上に偽の低気圧(矢印)が解析されている様子が見える。この例のように、異常データの混入は予測精度の低下につながる。また、それだけでなく場合によっては、データ同化の処理が異常終了する原因となり得る。このため、異常データはできる限り適切に排除する必要がある。この処理などを実施するのが品質管理(QC: Quality Control)である。

QCにはデータ同化のための前処理として自動的に実施されるリアルタイムQCと、ある一定期間の観測値の振る舞いを監視し、観測データの統計的な問題点などを把握するための非リアルタイムQCの2種類がある。



## リアルタイムQC(内的QC)

リアルタイムQCは、データ同化に入力するための観測データの妥当性を判定する前処理で実施される。

### リアルタイムQC

内的QC・・・観測データが持つ情報のみを使って行う

外的QC・・・第一推定値や周囲の観測等と比較して行う

チェック種別	チェック内容
ブラックリストチェック	ブラックリストに基づいて、低品質と認識されたデータを棄却
気候学的チェック	気候学的な不自然さについてのチェック
航路チェック	船舶等のデータで不自然な挙動等
要素間整合性チェック	例えば気温と露点温度の関係
鉛直整合性チェック	気温減率の妥当性等

リアルタイムQCはデータ同化に入力するための観測データの妥当性を判定する前処理で実施される。前処理は観測の種類に応じて様々な手法で行われる。このうち直接観測やAMVなどのQCは、以下に述べる内的QCと外的QCの処理が実施される。

内的QCは観測データが持つ情報のみを使って行うQCであり、以下のような項目がある。

- ・ブラックリストチェック: 後述する非リアルタイムQCの結果に基づいて、品質が悪いと事前に判明しているデータを予め登録したブラックリストに基づいて除去する。
- ・気候学的チェック: 気候学的に妥当な値が報じられているか確認する。値の基準はWMO(1993)に基づいている。
- ・航路チェック: 船舶や航空機などの移動体からの観測通報が適切か確認する。移動速度や角度の確認のほか、船舶では通報位置が海上かどうかも確認する。
- ・要素間整合性チェック: 同時に測定した異なる観測要素間で整合が取れているか確認する。例えば、気温と露点温度が逆転していないか、などである。
- ・鉛直整合性チェック: 高層観測を対象として、鉛直方向にある一連のデータが気象学的に整合しているか確認する。例えば、観測値が一定ではないか(測器が氷結していないか)、気温減率は妥当か、などである。

# リアルタイムQC(外的QC)

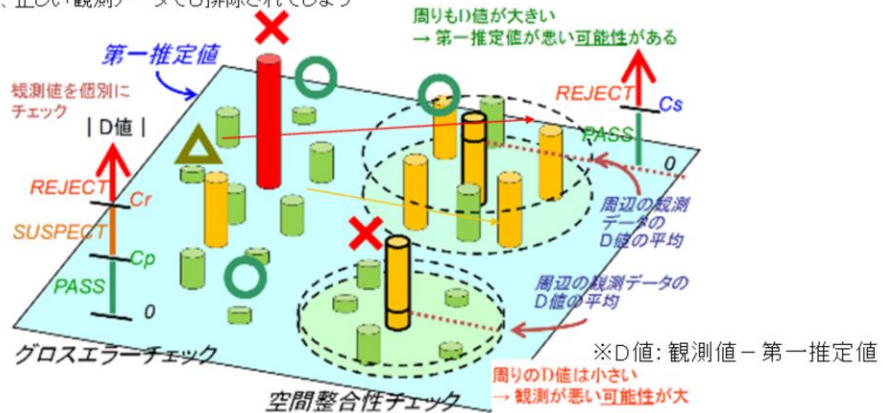
## グロスエラーチェック

- ・第一推定値と観測値を比較
- ・著しく差がある場合は除去
- ・それほど大きくない場合は一度保留

※グロスエラーチェック時、第一推定値の品質が特に悪い場合には、正しい観測データでも排除されてしまう可能性有

## 空間整合性チェック

- (特にSUSPECTのデータについて)
- 周囲との比較で最終的に採用・棄却を決定



外的QCは第一推定値や周囲の観測等と比較して観測データの妥当性を確認する。外的QCは以下によって行われる。なお、これらの処理の模式図をスライドに示している。

・グロスエラーチェック: 観測値と第一推定値の差(D値)により、そのデータが妥当か判定する。ただし、第一推定値自体が妥当かどうか必ずしも明確でない(予報精度が悪い可能性がある)ので、本判定ではD値の大きさに応じて、PASS(通過)/SUSPECT(保留)/REJECT(排除)の3種類に判定し、SUSPECTデータは後続の空間整合性チェックで改めて判定する。なお、第一推定値の品質が特に悪い場合には、正しいデータであっても、本チェックで排除されてしまう可能性があるため注意が必要である。

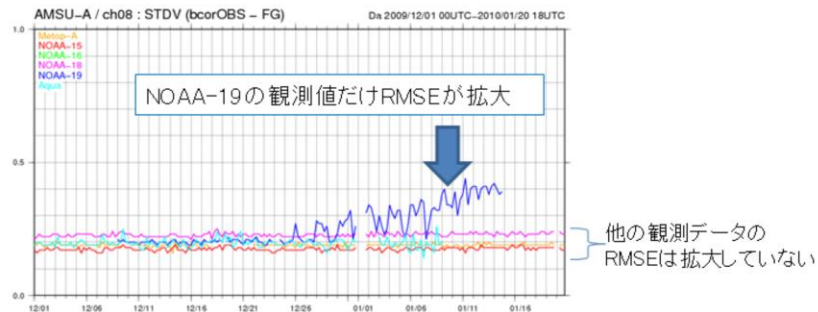
・空間整合性チェック: D値を周囲の観測データと比較し、周囲の観測データも似たようなD値だった場合、観測は正しいと判断してPASSとする。逆に周囲と異なる場合には、観測値の信頼性が低いとみなしてREJECTとする。

リモートセンシング観測のためのQCは、それぞれの特性に応じて様々な処理が施されている。例えば、グロスエラーチェックのほか、衛星データに関しては、観測位置整合性チェックなどが行われる。

## 非リアルタイムQC

- 一定期間の観測値の振る舞いなどを監視  
観測データの統計的な問題などを把握
- 必要と判断した場合、リアルタイムQCで用いるブラックリスト上での該当データの登録・解除

例：複数の同種の衛星観測データの  
第一推定値に対する二乗平均平方根誤差時系列



➡ 第一推定値ではなく、NOAA-19の観測データの精度が悪化したと判断

非リアルタイムQCは一定期間の観測値の振る舞いなどを監視し、観測データの統計的な問題などを把握するために行われており、この結果に基づきリアルタイムQCで用いるブラックリスト(品質が悪いデータのリスト)の登録・解除などを行っている。アジア地域の地上気象観測データの情報については、モニタリングレポートとしてとりまとめ、観測実施当局である外国気象機関やWMOに周知すると共に、外国数値予報センターとも情報交換し、観測の問題の把握に努めている。なお、このモニタリングレポートは、ウェブ(<http://qc.kishou.go.jp/>)により公開されている。

数値予報課では統計処理や観測値と第一推定値の比較の時系列図などで各種観測データの監視を行っている。また、衛星データに関しては別々の衛星の同様の周波数帯(チャンネル)の輝度温度観測データについて、第一推定値に対する二乗平均平方根誤差(RMSE)やバイアス、入電数の時系列を描画することにより監視を行っている。例として、スライドには複数の同種の衛星観測データの第一推定値に対する二乗平均平方根誤差時系列のグラフを載せている。スライドの図を見ると、NOAA-19以外の衛星のデータは一定の範囲内で変動しているが、NOAA-19だけRMSEが拡大している。これから、第一推定値ではなく、NOAA-19の観測データの精度が悪化したと判断できる。

# 参考文献

- 計盛正博、本田有機、佐藤芳昭、2018: 観測データと品質管理. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-82.
- 気象庁 「windプロファイラ」  
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/windpro/kaisetsu.html>
- 気象庁 「気象レーダー」  
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/radar/kaisetsu.html>

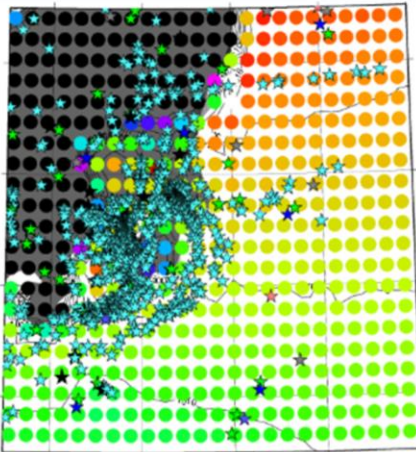


# 第1章 基礎編

## 1.3 データ同化

# データ同化とは

第一推定値(前回の数値予報の値)と観測値及びそれらの誤差情報をもとに、第一推定値を観測値で修正して解析値(最も確からしい値)を作成する処理



GSMの格子点値(○)と  
入電した観測データ(☆)

観測データと第一推定値(数値予報結果)の特徴

	観測値	第一推定値
◎	基本的には現実を反映している	全格子・全要素のデータが利用可能
△	観測誤差を内包	予報誤差を内包
×	全格子・全要素のデータがない	観測値と比べると、現実に沿っているか定かでない

- 第一推定値は全格子点・全要素の情報を持っている。  
⇒「叩き台」として利用する。
- 観測値は現実を反映している。  
⇒観測値を利用して叩き台を「修正」する。

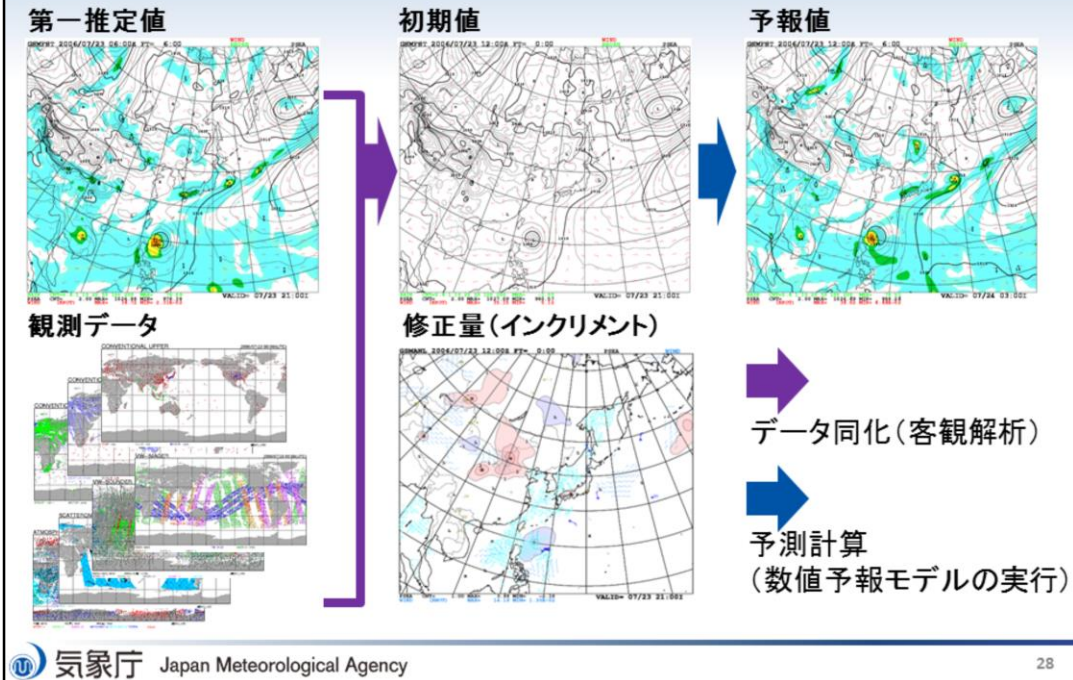
数値予報モデルを実行するためには、初めに3次元空間の全ての格子点で初期時刻の気温や風、水蒸気量などの大気状態を表す物理量(初期値)を与えなければならない。初期値の精度は数値予報の精度に決定的な意味を持つため、精度の高い初期値を作成することは非常に重要となる。ここではデータ同化による初期値の作成について簡単に述べる。

表に観測データと第一推定値(前回の数値予報モデルの予報値)の特徴をまとめている。観測データは基本的に現実を反映しているが、利用可能な地点や高度、あるいはデータの種類が限られたものになっている。第一推定値は全ての格子点上で全てのデータを利用できるが、現実に沿ったものとは限らない。このように観測データと第一推定値のメリットとデメリットは互いに相補的になっていて、また観測データと第一推定値はそれぞれ観測誤差、予報誤差を内包している。図はGSMの格子点と実際に入電した観測データの分布を示している。GSMの格子点は3次元空間内に規則正しく並び、これら全ての格子点上で全ての要素のデータが利用できる。一方で観測データの分布はその多くが陸上に集中していて海上では少なく、まばらな分布になっていることが図から読み取れる。

このようにそれぞれメリットとデメリットを持つ観測データと第一推定値をうまく使って、数値予報の初期値を作成する処理をデータ同化、または客観解析と呼ぶ。データ同化では、全格子点上で全要素のデータが利用できる第一推定値を初期値の叩き台として利用し、現実を反映している観測データによって叩き台(第一推定値)を修正することで、精度の良い初期値を作成する。データ同化によって作成された初期値は解析値とも呼ばれ、観測データと第一推定値の双方の利点を活用しつつ、それぞれに内包される観測誤差と予報誤差も考慮して作成されることから、解析値は最も確からしい値として得られる。

データ同化手法には4次元変分法や3次元変分法、最適内挿法、アンサンブルカルマンフィルタなどがある。

# データ同化による初期値の作成

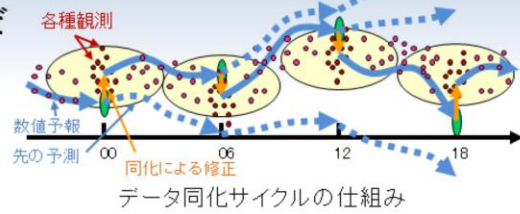


データ同化では、前回の数値予報モデルの予報値である第一推定値を、観測データで修正することによって初期値を作成する。作成された初期値からは数値予報モデルを実行することによって予報値が得られ、次のデータ同化の第一推定値として利用される。データ同化には地上観測や高層観測などによる直接観測のデータや、地上リモートセンシングや衛星観測といった遠隔観測のデータなど、様々な観測データが用いられる。精度の良い初期値を作成するためにはデータ同化に用いる観測データの品質が重要で、異常データが用いられた場合は初期値の精度は著しく悪化する。このためデータ同化には品質管理によって一定の品質を保った観測データのみが利用される。データ同化によって作成された初期値と、叩き台として利用された第一推定値との差は修正量(インクリメント)と呼ばれ、第一推定値が観測データによってどれだけ修正されたかを表している。異常に大きなインクリメントが入っている場合や、逆にインクリメントが全く入っていない場合などは、異常データの混入や観測データが利用されていないといったことが考えられ、作成された初期値の精度に注意する必要がある。

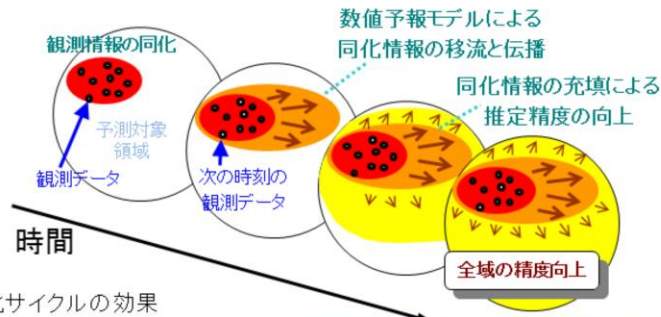
## データ同化(解析予報)サイクル

- 数値予報では予測時間が長いほど誤差が増大する。

- 短時間の予測とデータ同化を繰り返して予測精度を保つ。
- 一度で修正できない大きな誤差は次のデータ同化で修正。



- 解析と予測の繰り返しを「データ同化(解析予報)サイクル」と呼ぶ。
  - サイクルを繰り返すことで、海上などの観測が少ない領域でも解析精度の向上が期待できる。



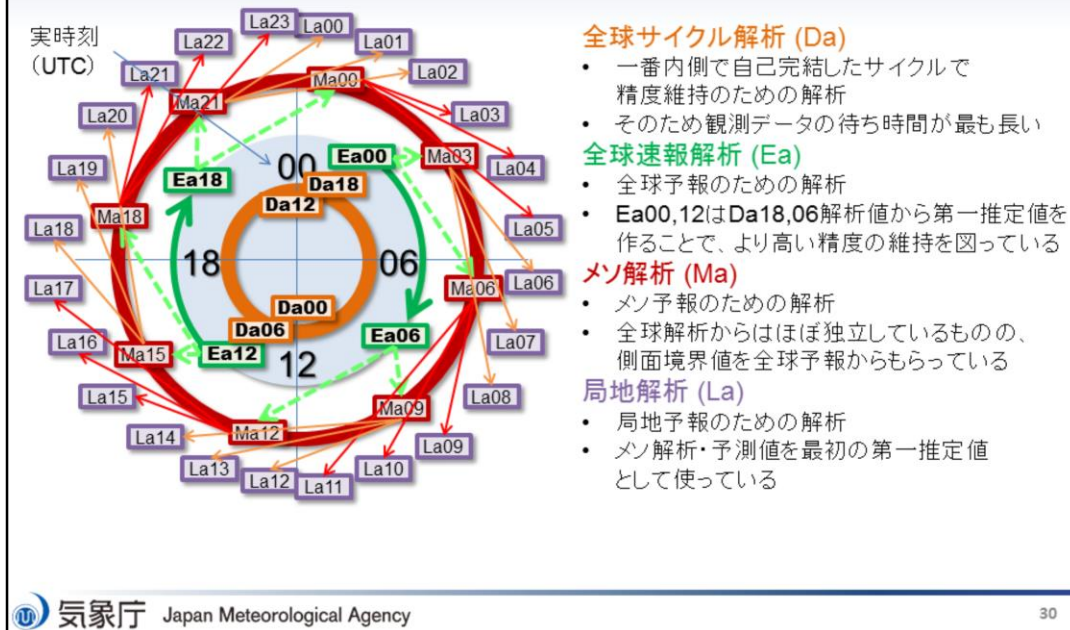
データ同化サイクルの効果

数値予報では、予測時間が長くなるほど誤差が増大するため、予報値は次第に真値(現実の大気状態)から離れていく。そこで短い予測時間の予報値を第一推定値に利用してデータ同化を行うことで真値に近いと期待される初期値を作成し、数値予報モデルを実行して次のデータ同化の第一推定値として利用することを繰り返し、初期値や予報値の精度の保持を図っている。このデータ同化と数値予報の繰り返しをデータ同化サイクル(または解析予報サイクル)と呼ぶ。例えば第一推定値が大きな誤差を持って一度のデータ同化で誤差を修正しきれない場合でも、データ同化サイクルでは次のサイクルのデータ同化によって修正され、初期値や予報値の精度が保たれる。特に短期予報や週間予報の範囲では、初期値の精度が数値予報の精度に大きな影響を与えるため、データ同化サイクルによって常に高い精度の初期値を作成することが必要となる。

1つの観測種別のデータは局所的に存在するため、一度のデータ同化では観測が存在する領域の周辺以外では第一推定値が修正されず、データ同化による初期値の改善の影響は限定的である。しかし、データ同化により観測情報が同化された初期値から数値予報モデルを実行し、その予報値を次のデータ同化の第一推定値として利用することで、観測データの影響は数値予報モデルを介して周辺に広がっていく。データ同化サイクルによって予測対象領域全域での精度向上が期待され、このことは初期値や予報値の精度向上において大きな意味を持つ。



# 解析予報サイクルスケジュール



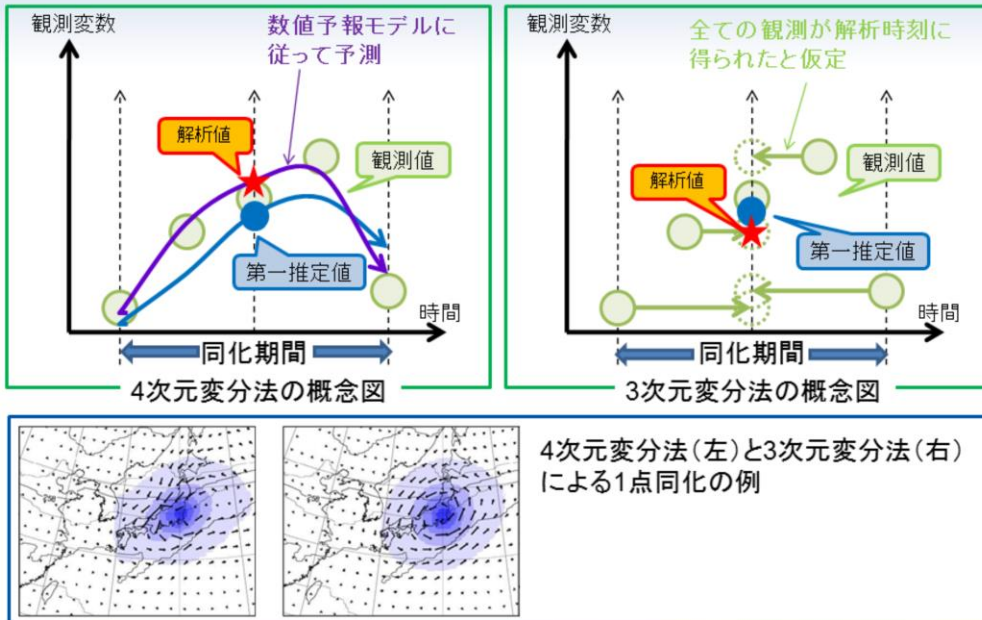
解析予報サイクルと数値予報システムの関係を示す。Daは全球サイクル解析 (Delayed analysis)、Eaは全球速報解析 (Early analysis)、Maはメソ解析 (Meso analysis)、Laは局地解析 (Local analysis)を表し、2桁の数字は解析が実行される時刻 (UTC)を表す。DaおよびMaの輪は、これらが解析予報サイクルであることを意味し、矢印は第一推定値や側面境界値の提供に関する関係を示している。

DaとEaはともに全球解析であり、それぞれ異なる目的で実行されている。Daは精度を維持するための解析として自己完結したサイクルで、多くの観測データを利用するためにデータ取得打ち切り時間が最も長く、00,12UTCでは11時間50分、06,18UTCでは7時間50分に設定されている。Eaは全球モデル (GSM) を実行するための解析で、数値予報プロダクトを迅速に提供するためにデータ取得打ち切り時間は2時間20分に設定されている。なおEa00,12では、精度を維持するためにそれぞれDa18,06の解析値から第一推定値を作成している。

Maはメソモデル (MSM) を実行するための解析で、データ取得打ち切り時間は50分に設定されている。DaやEaからほぼ独立したサイクルとなっているが、解析を実行するための側面境界値はGSMから提供されている。

Laは局地モデル (LFM) を実行するための解析で、データ取得打ち切り時間は30分に設定されている。解析を実行するための最初の第一推定値はMaやMSMから提供されている。

# 変分法によるデータ同化



ここではデータ同化手法の1つである変分法(4次元変分法と3次元変分法)について簡単に紹介する。4次元変分法は高精度な初期値が必要となる全球解析(門脇2005; 西嶋・室井2006)やメソ解析(本田・澤田2008,2009)で、3次元変分法はより迅速な処理が求められる局地解析(永戸ほか2012; 幾田2015)で用いられるデータ同化手法である。スライドに4次元変分法と3次元変分法の概念図を示している。変分法では解析時刻の前後に観測されたデータを利用したデータ同化を行う。この同化期間を同化窓(または同化ウィンドウ)と呼ぶ。

4次元変分法では数値予報モデルを実行することで、同化窓内の各時刻に観測されたデータを大気状態の時間変化を考慮して利用できる(露木1997,2002)。一方、3次元変分法では数値予報モデルは実行せず、同化窓内の観測データは全て解析時刻に観測されたとして同化を行う。また4次元変分法では数値予報モデルを繰り返し実行して少しずつ第一推定値を修正することで、得られる解析値は力学的にバランスのとれたものになっているが、数値予報モデルを実行しない3次元変分法では必ずしも力学的にバランスのとれた解析値が得られるとは限らない。下の2枚の図は気温の一点観測を4次元変分法と3次元変分法を用いて同化した場合のインクリメント(気温:塗りつぶし、風:矢印)と気温の等値線を示している。4次元変分法では気温の等値線に沿って変形したインクリメントとなっているが、3次元変分法ではインクリメントが等方的になっていることが分かる。

このように4次元変分法は3次元変分法よりも高精度な解析値が得られるデータ同化手法となっている。データ同化手法として変分法他には、地上解析や積雪解析などに用いられている最適内挿法やアンサンブル予報の初期摂動の作成に利用されるアンサンブルカルマンフィルタなどがある。

## 参考文献

- 幾田泰醇, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成27年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-8.
- 永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地モデルの本運用. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-86.
- 門脇隆志, 2005: 全球4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 100-105.
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 1-16.
- 西嶋信, 室井ちあし, 2006: データ同化システムの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11-13.
- 本田有機, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2018: データ同化. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.



# 第1章 基礎編

## 1.4 数値予報モデル

# 数値予報モデル

ある時刻の大気状態を、物理法則に従って時間発展させて、未来の大気状態を数値解として計算する。

## • 物理法則

- 物理量(気温、風、湿度など)の時間変化を表す式
- 各種物理量の関係を表す方程式(状態方程式)など

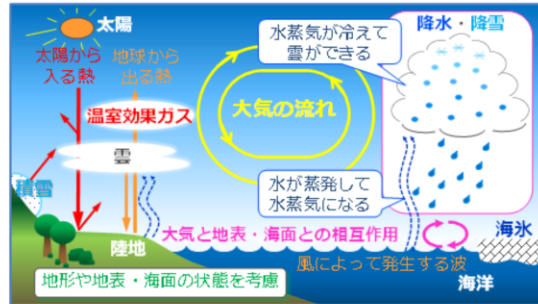
物理量の時間変化を記述する方程式

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F \quad \Rightarrow \quad \phi_{t+\Delta t} = \phi_t + F_t \Delta t$$

時間変化率                      未来の値    ある時刻の値

## • 時間発展

- 計算機上では、各種物理量を時空間方向に離散化
- 時間微分を含む方程式の時間発展を解く

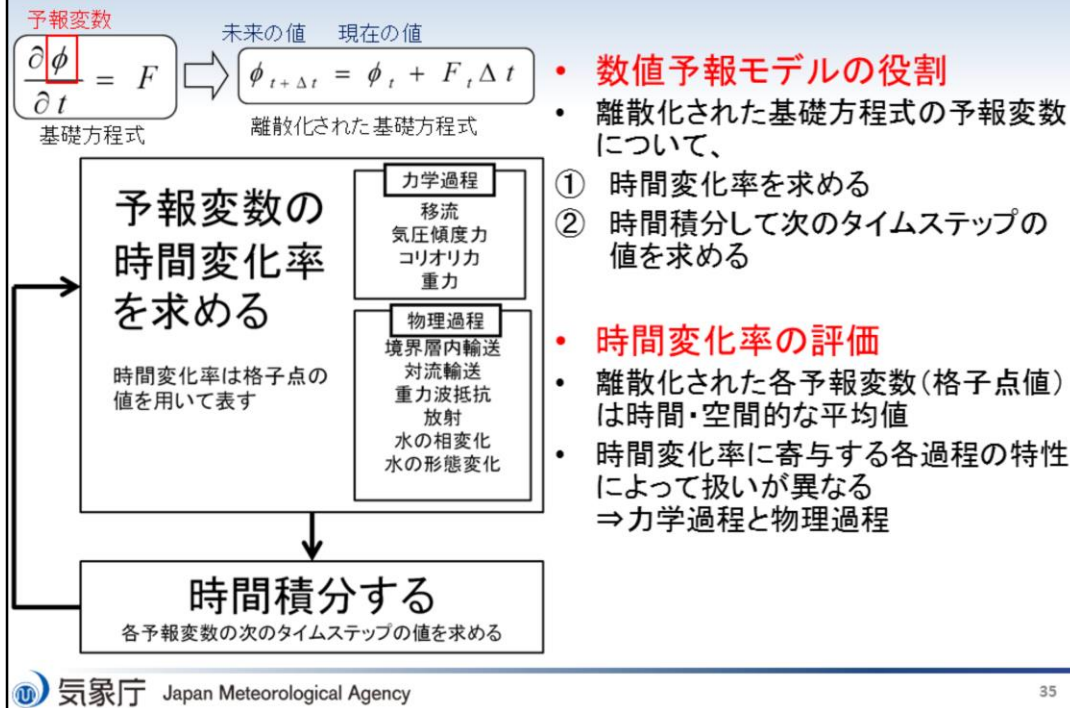


数値予報モデルで扱う主な過程

天気予報用の数値予報モデルは大気現象を支配する物理法則の方程式をコンピュータで解き、未来の値を計算する。この物理法則は複雑な方程式の集まりであり、解析的に答えを求められない。そこで、様々な近似により方程式を簡素化した上で、時間・空間方向においてとびとびの値で表現し、初期状態を与えて、コンピュータで時間積分の計算を行うことで解くことが可能になる。

数値予報モデルにおいて、考慮されている主な過程をスライドの右下に示している。地球大気中には大規模な擾乱からメソスケール擾乱、さらに小さな乱流などのさまざまな時間・空間スケールの現象が存在する。これらを正確に予測するため、数値予報モデルでは、大気の流れを基本として、積乱雲の発生発達、雲と放射の相互作用、境界層の大気の乱れに伴う運動量・熱・水蒸気の輸送など、非常に複雑な過程を取り扱っている。

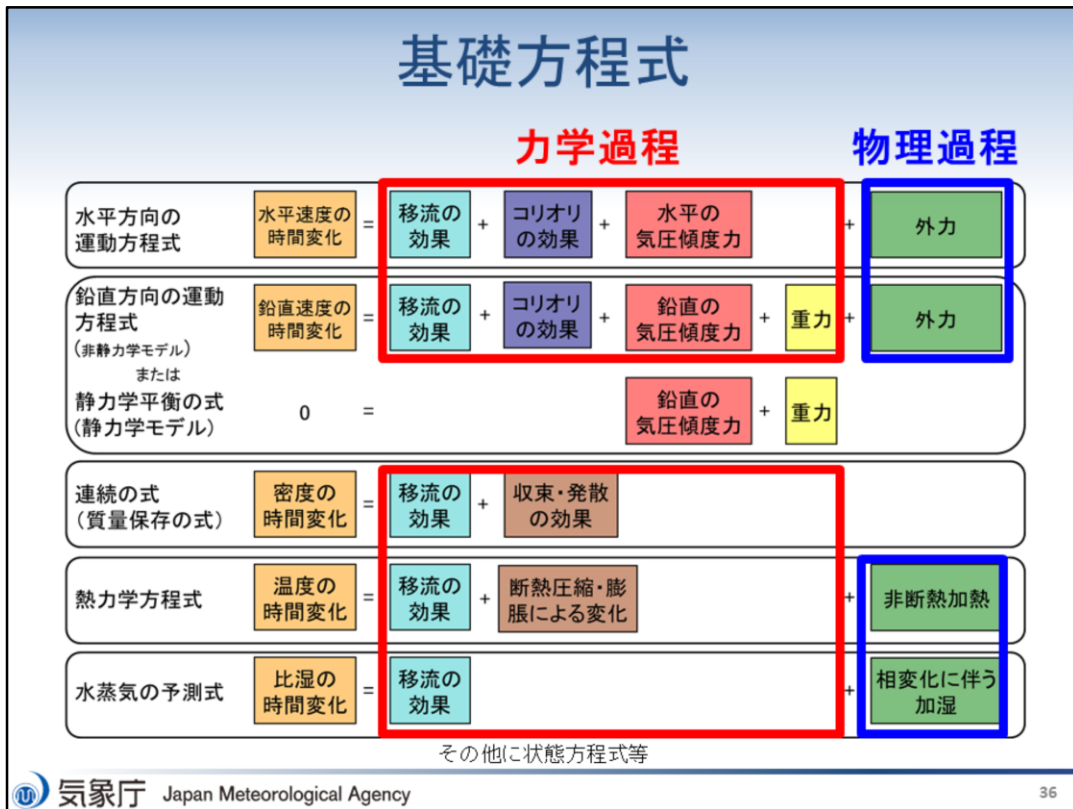
# 数値予報モデルによる計算の流れ



基礎方程式は一部を除いて、ある物理量について時間変化率を求めるという形になっている。したがって、実際の数値予報モデルのプログラムも、物理量毎に時間変化率を求め、それに細かい時間間隔を掛けること(時間積分)によって、未来の物理量を求める、という構造になっている。この物理量を「予報変数」と呼ぶ。なお、予報変数から時間積分を経ずに求められる量を「診断量」と呼ぶことがある。

時間変化率を求める際、現実の大気のような連続的な分布をコンピュータで取り扱うことが困難なため、「とびとびの値」が連続的な分布を構成していると考え(離散化、詳細は後述)。この離散化された値(格子点値)は時間・空間的な平均値を表し、この格子点値を用いて時間変化率を求める。また、時間変化率に寄与する各過程の特性によって扱いが異なるため、時間変化率を求める過程は力学過程と物理過程に分けられる。

「力学過程」(または「力学フレーム」)は数値予報モデルの基礎方程式に含まれる移流や気圧傾度力の時間変化率を求める部分と、実際に時間積分を行うところをあわせた部分を指す。一方、物理過程はそれ以外の外力、非断熱加熱、相変化に伴う加湿の効果計算部分と、それらの計算に必要な大気以外とのやりとりや内部的な変化を考慮する部分などをあわせた部分を指す。



数値予報モデルで用いられる物理法則の基礎方程式を紹介する。

運動方程式は大気の流れ(風)を支配する方程式である。鉛直方程式の運動方程式は「静力学平衡」(もしくは「静水圧近似」)を仮定する場合(発達した積乱雲等でなければ、かなりよい精度で成り立つ)、3つ目の式の静力学平衡の式が用いられる。この式は大規模な運動で卓越するふたつの力が釣り合っている状態を示し、鉛直速度の時間変化率を予報する必要がないため、計算量が少なくなるというメリットがある。静力学平衡の仮定をする方程式系を採用した数値予報モデルを「静力学モデル」と呼び、静力学平衡の仮定をしない非静力学方程式系を採用したモデルを「非静力学モデル」と呼ぶ。

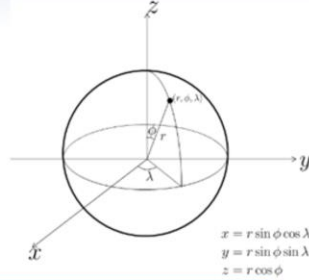
連続の式は水の相転移を除いて、空気の質量が保存されていることを表す方程式である。静力学モデルでは、鉛直方向の運動方程式の代わりに連続の式と水平方向の運動方程式による水平方向の風の計算結果を用いて、鉛直流が求められる。

熱力学方程式は大気温度変化に関する方程式である。温度の代わりに温位で表される場合もある。水蒸気の予測式は大気の水蒸気の変化に関する方程式である。このほかにも大気の状態に関する関係式である状態方程式や大気乱流エネルギー、地中温度などの物理量の方程式を考える場合がある。

# 座標系

## 球座標

重力は常に鉛直方向下向きに働き、水平方向2成分は緯度経度によらず直交する。  
→全球モデル

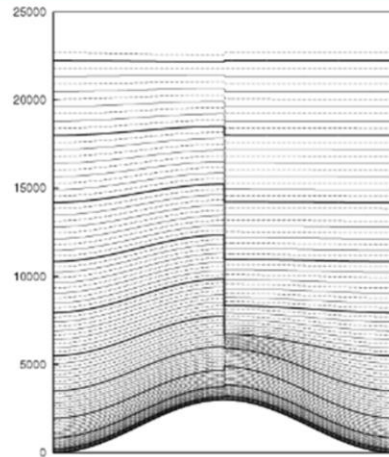


## 鉛直座標

- ・気圧座標
- ・高度座標

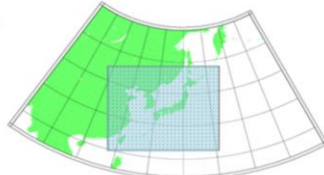
ハイブリッド座標

一番上まで地形の影響が残る鉛直座標系(左)と高度1万mを超えた辺りで地形の影響がなくなるハイブリッド座標(右)。



## 投影法によって平面に投影した座標系

地球が球体である効果を考慮し、さらに座標の直交性を確保しながら水平2方向の距離の歪みを調整する。  
→領域モデル



力学過程は基礎方程式をどのような座標系を用いて、どのように離散化を行い、どのように時間積分をするかという、数値予報モデルの基本構造をなす部分である。同じ基礎方程式を用いた数値予報モデルであっても、その基本構造の中身は同じとは限らず、それぞれの数値予報モデルによって特徴がある。ここでは、数値予報モデルで用いられる座標系について説明する。

大気の運動を表す方程式系は3次元空間での直交直線座標系で記述することができる。直交直線座標系のまま解くことも可能だが、地球はほぼ球体であることを利用して方程式を解きやすい形式に書き換えることがよく行われる。全球モデルでは球座標系に変換することにより、重力は常に鉛直方向下向きに働き、水平方向2成分は緯度経度によらず直交することから、解きやすくなる。領域モデルでは投影法によって平面に投影した座標系に変換される。これに基づき方程式を変換することにより、地球が球体である効果を考慮し、さらに座標の直交性を確保しながら水平2方向の距離の歪みを調整する。

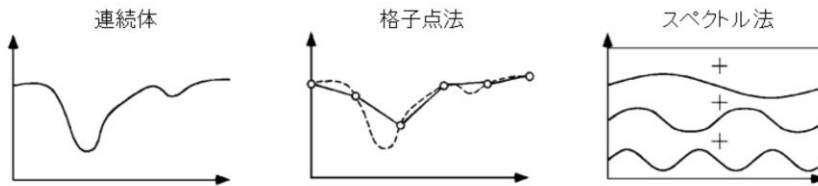
鉛直方向の座標系については、気圧座標系と高度座標系に大きく分かれる。気圧座標・高度座標のいずれを採用するとしても、大気の流れに沿うように、大気最下層付近では地形や海面に沿った層配置となるが、一方上層では地形の影響を受けない層配置が都合がよいため、両者を組み合わせた「ハイブリッド座標」もよく採用される。



# 空間離散化

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F \Rightarrow \phi_{t+\Delta t} = \phi_t + F_t \Delta t$$

- 計算機上では連続したものを扱えない  
現実の大気状態は連続して変化するが、計算機上では連続したものを扱えないために離散化する必要がある。
- 水平方向の離散化  
**格子点法** : 連続体の状態を有限個の格子点値で代表させる  
**スペクトル法**: 様々な波長を持つ波の重ね合わせで表現
- 鉛直方向の離散化  
格子点法で離散化(地形を考慮するなどして幾つかの層に区切る)



次に、離散化について説明する。一般に大気中のさまざまな物理量は連続的な分布をしている。しかし、このままではコンピュータで取り扱うことが困難なため、「とびとびの値」が連続的な分布を構成していると考えられる。このとびとびの値への置き換えを「離散化」と言う。離散化により、基礎方程式にある微分項などを近似的に求めることが可能になる。空間的にとびとびの位置に分布する値から微分計算を扱う方法として、大きく分けて格子点法とスペクトル法の2種類がある。ここでは格子点法を使用するモデルを総称して「格子モデル」と呼び、スペクトル法を採用したモデルは「スペクトルモデル」と呼ぶ。

スライドに格子点法とスペクトル法の模式図を示している。格子点法は近隣の格子との差分等の演算で予報変数の空間分布やその傾きを考える方法であり、スペクトル法では物理量の空間分布をさまざまな波数の波の重ね合わせで表現して、その波数の振幅を時間発展させることで物理量の将来予測を計算する。スペクトル法よりも格子点法の方が直感的に理解しやすいが、スペクトル法では微分項を解析的に計算できるなど、一般的に格子点法よりも精度良く計算できる。離散化の基本的な考え方から言えば、格子点法の場合は格子間隔を細かく、スペクトル法では考える波の数(単位長に含まれる波の数を「波数」、波長が最短の波の数を「切断波数」という)を多く計算したほうが精度は高い。

鉛直方向についても、水平方向と同様の原理だが、スペクトルモデルの場合でもスペクトル法が用いられるのは水平方向のみで、鉛直方向には通常は格子点法が用いられる。一般に大気の流れは上層へ向かうほど水平方向の流れが卓越し、下層ほど鉛直方向の流れの変化が大きくなるので、鉛直層の配置については、地形の影響や境界層の表現等も考慮して、下層ほど細かく設定されることが多い。

# スペクトルモデルの解像度

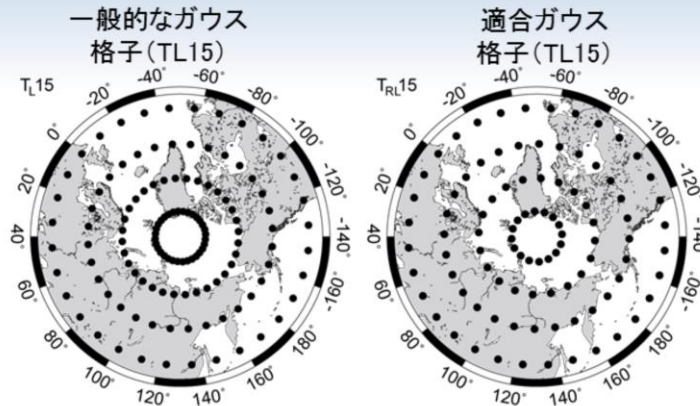
**T**      **L**      **959**  
三角切断   線形格子   波数

切断波数	本資料での表記	格子間隔(北緯30度)	格子間隔(赤道)
TL959	20 km	18 km	21 km
TL479	40 km	36 km	42 km
TL319,T213	55 km	54 km	63 km
TL159,T106	110 km	108 km	125 km
T63	180 km	180 km	209 km
T42	270 km	271 km	313 km

離散化の基本的な考え方から言えば、格子点法の場合は格子間隔を細かく、スペクトル法では考える波の数(単位長に含まれる波の数を「波数」、波長が最短の波の数を「切断波数」という)を多く計算したほうが精度は高い。全球スペクトルモデルの場合は球座標を採用しており、球面調和関数で表される波の重ね合わせで表現されるが、東西波数と全波数の空間で三角切断(triangular truncation)を行う場合には、先頭に“T”を付けてT213などと表記する。波と格子の対応はいくつかの方法があり、TL959のように先頭に“TL”が付く場合には、スペクトル空間では微分方程式の線形項のみを扱うことを想定した線形格子(linear grid)を採用した場合の解像度の表記である。

スペクトルモデルの場合の「解像度」については切断波数を使用する場合と、格子間隔を使用する場合がある。厳密には前者で表記することが正しいが、本資料や様々な資料ではプロダクト利用者へのわかりやすさを重視して、なるべく後者を用いている。例えばTL959の全球モデルの場合、赤道上には1920個の格子点がある。赤道上では地球一周が約40000 kmであるため、東西方向の格子間隔は約21 km、北緯30度ではやや狭まって約18 kmとなる。また南北方向は赤道上の東西方向と同じである。そこで解像度として一般的に格子間隔20 kmと表記している。

## 適合ガウス格子



- 一般的なガウス格子  
高緯度域で格子点の東西方向の空間密度が高い
- 適合ガウス格子  
中高緯度の東西格子点数を最適化  
格子間隔の非一様性の緩和  
物理過程の計算量も減少

全球モデルでは格子点法で等緯度経度格子を用いた場合、両極付近で格子点が集中して微分計算の取り扱いなどが困難になる。従って、格子点法を用いる場合はその他の格子配置を用いるなどの工夫が必要になる。スペクトル法を用いる場合は極での格子点の集中の問題は緩和されるが、面積の大きく異なる格子が共存することは物理過程なども含めて考えると好ましいことではない。

気象庁全球モデルには「適合ガウス格子」(宮本2005;岩村2008)を使用している。ガウス格子は地球の球体表面の緯度方向の積分をガウスの求積法によって精度よく求めるために使用している。適合ガウス格子では中高緯度の格子が標準のガウス格子よりも、精度に影響がない範囲で少なくなっているため、格子間隔の非一様性が緩和される。また、物理過程などは局所的な効果や変化として取り扱う方が都合がよいため、格子点の値を直接用いた計算が併用されており、適合ガウス格子の利用によって、標準的なガウス格子より格子点数が少なくなり、物理過程の計算量も減少する。

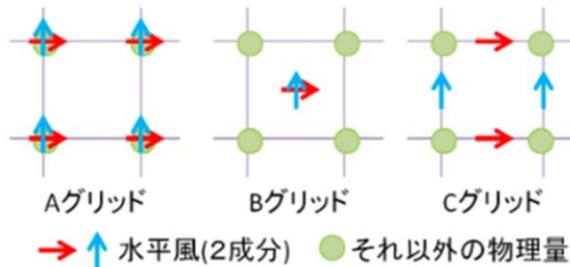
# 格子点における予報変数の配置

Arakawa and Lamb (1977)

→格子点において、予報変数をどのように格子点に配置するかでいくつかのタイプに分類

非静力学モデルasuca → 荒川Cグリッド

数値予報GPV → 荒川Aグリッド



格子点法において、Arakawa and Lamb (1977)は予報変数をどのように格子点に配置するかでいくつかのタイプに分類した(スライド)。わかりやすく言えば、囲碁のように格子の交点に置くか、将棋のように格子の中央に置くかということである。横方向は中央で縦方向は交点、という配置もある。詳細は省略するが、この配置により計算のしやすさや計算結果の精度が異なるという事情があり、実際には予報変数に応じてこれらを組み合わせて用いることが多い。

気象庁メソモデル・局地モデルで使われている非静力学モデルasucaでは、荒川Cグリッドの配置が用いられている。これは数値予報モデルが各時刻の予報変数を計算する格子点の配置であって、利用者に提供される数値予報GPVでは全ての予報変数が同じ点にある格子(荒川Aグリッド)に内挿して作成されている。

## 時間積分と計算安定性

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F \quad \xrightarrow{\text{離散化}} \quad \phi_{t+\Delta t} = \phi_t + F_t \Delta t$$

### 【時間積分法の安定条件】

情報が伝播する速度( $\Delta x/\Delta t$ )が実際の現象が進む速さ( $C$ )より大きくなければならない。

### Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) 条件

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} > C$$

$\Delta t$ : 計算時間ステップ(オイラー法の場合)  
 $\Delta x$ : 水平格子間隔  
 $C$ : 風速や重力波の位相速度

数値予報モデルでは予報変数の時間変化率を求め、時間積分を行うという手順になる。以上の空間離散化により各方程式の時間変化率を求めることができるので、次のステップは時間積分である。空間離散化と同様、時間積分もなんらかの形に変換・離散化する必要がある。この時間方向の離散化を「時間積分法」といい、空間の格子間隔と同様、時間積分の刻み幅を「積分時間間隔」と呼ぶ。

空間離散化同様、一般的に積分時間間隔が短いほど精度が良い。しかしそれでは計算時間が膨大になるため、現業数値予報モデルでは、設定した格子間隔での予測精度を著しく損なわない範囲で可能な限り積分時間間隔を伸ばして計算時間を短縮する、という方針が基本になる。一方で、安定な計算のため、取りうる積分時間間隔には上限がある。その一つに、「CFL条件」というものがある。

「CFL条件」は情報が伝播する速度が実際の現象が進む速さ以上でなければいけないという条件で、これを満たさなければ、計算により流れに沿って情報を伝えることができなくなり、計算が破綻してしまう(精度が悪いという状態よりさらに悪化して、無意味な計算をして物理的にありえない値を出力してしまう)。

# 積分時間間隔を長く取るための工夫

## セミ・インプリシット法

速度の大きい重力波の効果を計算する際に「陰解法(インプリシット法)」と呼ばれる手法を用いて解く。

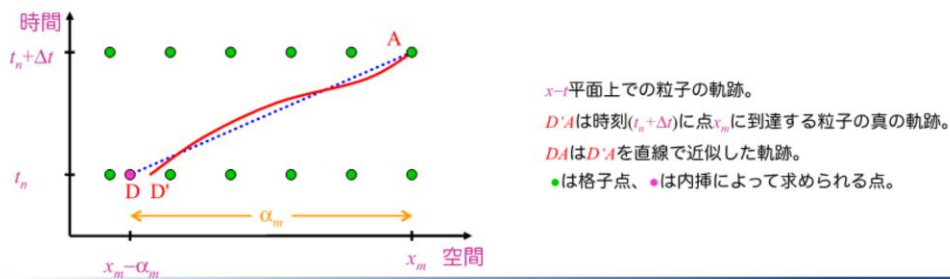
➡ CFL条件を考慮しても積分時間間隔を大きめに取ることができる。

## セミラグランジュ法

移流項を計算する時にだけ、ラグランジュ法(流体のある部分(流体塊)に着目し、それが時間とともにどのように移動し変化するかを追跡する方法)を用いる。

➡ 移流による時間変化を考慮する必要がなく、CFL条件の制約がなくなる。

セミラグランジュ法の図

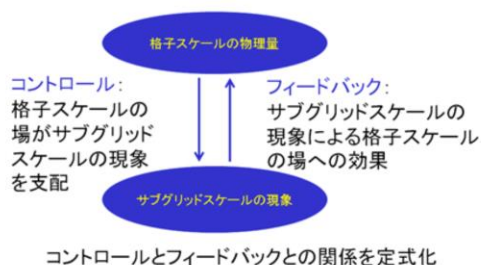
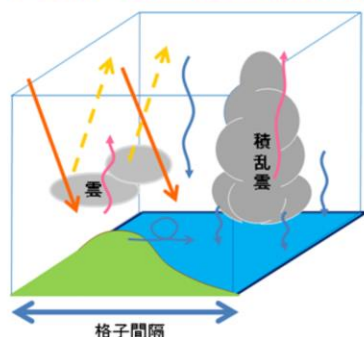


次に、CFL条件を一部回避して積分時間間隔を長く取るための工夫について紹介する。速度の大きい波の効果を計算する際に「陰解法(インプリシット法)」と呼ばれる手法を用いて解くことで、積分時間間隔をCFL条件に依らず決めることができる。それ以外の波の効果を計算する際には従来の「陽解法(イクスプリシット法)」で解くが、相対的に速度が小さいため、CFL条件を考慮しても積分時間間隔を大きめに取ることができる。これら2つの手法を併用する時間積分法を、半分は陰解法を用いることから「セミ・インプリシット法」と呼ぶ。

更に移流におけるCFL条件による積分時間間隔の上限を回避するために開発された手法が、セミラグランジュ法である。ラグランジュ法では流体のある部分(流体塊)に着目し、それが時間とともにどのように移動し変化するかを追跡する方法である。外力や加熱などの強制がなければ流体塊の運動や状態は変化しないことから、移流による時間変化を考慮する必要がなく、CFL条件の制約がなくなる。移流項を計算する時にだけこの手法を用いる計算方法を、セミラグランジュ法と呼ぶ。積分時間間隔の上限がないといっても、流体塊の移動を追跡する必要があるため、あまり長くすると精度が低下することから、実際には予報精度に大きな影響が出ない範囲で決められている。水平格子間隔20 kmの大気モデルで与えられる積分時間間隔はCFL条件では100秒程度だが、セミラグランジュ法を採用した全球モデルの積分時間間隔は400秒としている。

## 物理過程のパラメタリゼーション

- 予報変数(格子点値)はモデルの格子点における**時間・空間平均値**
- 格子平均からのずれの効果の扱い
  - 格子間隔より小さな現象(サブグリッドスケールの現象)は**格子点値で表現することができない**(基礎方程式で扱えない、モデルで陽に表現できない)
  - サブグリッドスケールの現象が予報変数(格子点値)に及ぼす効果を、格子点の物理量で評価 → **パラメタリゼーション**
  - **パラメタリゼーションは予測精度を高めるには極めて重要**



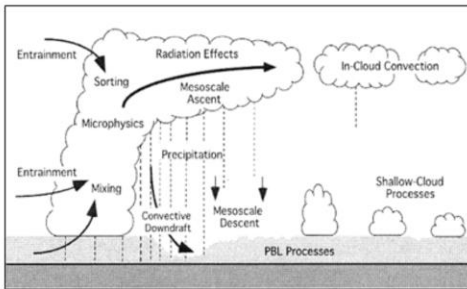
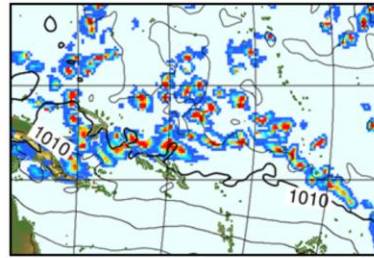
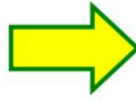
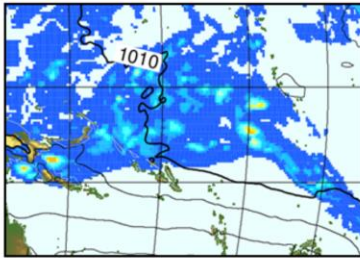
物理過程は大気の流れに関するもの以外の効果や、離散化により取り扱われなくなった、物理量の格子平均からのズレにより生じる効果を考慮する部分である。例えば、数個の格子に渡る広がりを持つほどに発達した積乱雲や水平方向に広がった層雲が発生することもあり得るが、現在の数値予報モデルで設定される格子間隔よりも小さい雲の方が多い。したがって、格子平均の物理量により直接雲の存在をすべて表すことはできない。しかし、雲は大気において放射量に影響を及ぼす重要な要素であり、また雲は其中で降水粒子が生成、落下することにより地上に降水をもたらすものであるため、天気予報の精度にとっては非常に重要である。そのため、格子平均の物理量により直接表現することができない効果を何らかの形で表現する必要がある。

ひとつの格子の中の一部で生じている現象を取り扱うことから、こうした現象のスケールを「サブグリッドスケール」と言い、サブグリッドスケールの現象の効果を近似的に評価することを「パラメタリゼーション」と言う。このとき、サブグリッドスケールの現象を、格子スケールの物理量から計算する必要がある。この計算では、サブグリッドスケールの現象は格子スケールの現象によりコントロールされており、そのフィードバックが計算できることを前提としている。

物理過程が予報精度に与える影響は非常に大きく、物理過程の高度化や精緻化が数値予報モデルの重要課題である。格子平均で現象を表すことができない物理過程は観測から得られる現実の大気の特徴を模した計算を行う。しかし、各物理過程で用いる大気の特徴には未解明の部分が依然多く、数値予報実験や過去の運用時の経験則のみから決められたパラメータや仮定が入っている場合もあり、科学的な知見に照らした改良が必要である。こうした改良に向けて、観測とモデルの予測との比較に関する国際プロジェクトなどによる調査研究も盛んに行われている。

# 積雲対流パラメタリゼーション

積雲対流パラメタリゼーションあり 積雲対流パラメタリゼーションなし



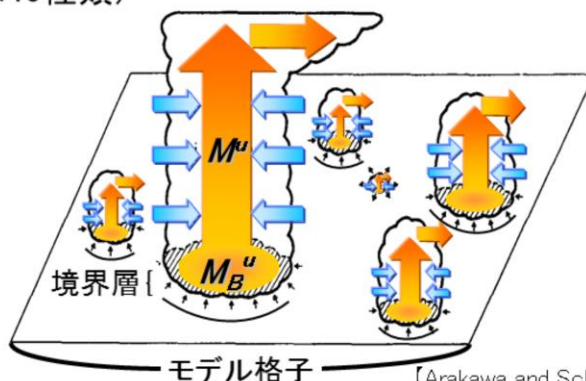
浅い対流・深い対流・アンビルや周囲への移流などによる雲や雨の多様性が十分に表現できなくなる。

代表的な物理過程として、GSMで採用されている積雲対流パラメタリゼーションの Arakawa-Schubertスキームを紹介する。現在の現業数値予報モデルは、積雲を直接表現するだけの十分な分解能を持たない。直接表現できないからといって積雲を何らかの形で表現しなければ、積雲対流に伴う熱・水・運動量の輸送やそれに伴う雲や雨の多様性が十分に表現できなくなる。その結果、数値予報モデルの予測は雲ひとつない晴れか、もしくは非現実的な降水か、のどちらかの極端な予測になってしまう。したがって、積雲対流パラメタリゼーションにより、熱、水蒸気、運動量の鉛直方向の再分配を行う仕組みを導入している。



## Arakawa-Schubert スキーム

- Arakawa-Schubertスキームは**マスフラックススキーム**の1つ。  
積雲対流に伴う鉛直方向の大気と水物質の質量輸送(マスフラックス)を計算する。
- 境界層に雲底があり、モデル各層を雲頂とする積雲の集合を考える。  
(現GSMでは46種類)



【Arakawa and Schubert (1974) に加筆】

GSMで採用されているArakawa-Schubertスキームはマスフラックススキームと呼ばれる積雲対流スキームの1つである。マスフラックススキームでは積雲のふるまいやそれによる大気への影響を表現するために、積雲対流に伴う鉛直方向の大気と水物質の質量輸送(マスフラックス)を計算することによって、その質量とともに鉛直流で輸送される運動量、熱、水蒸気の輸送量を見積もる。

積雲中の大気は、積雲周辺の乾いた冷たい空気を取り込み(これを「エントレインメント」と呼ぶ)、積雲内部の湿った暖かい空気の一部を放出しながら(これを「デトレインメント」と呼ぶ)上昇していく。Arakawa-Schubertスキームではモデル各格子あたりにいろいろな高さの積雲(複数の上昇流、代表的なひとつの下降流、さらに補償下降流)があると考え、積雲の高さの違いはエントレインメントの起き方の違いに対応している。また、ある高さの積雲が発生するかどうかやその活動の強さは、雲底と雲頂の間の大気の安定度に関連する量である「雲仕事関数」など様々な条件によって決まる。GSMで採用されているArakawa-Schubertスキームでは、エントレインメントは中間の高度でも起きる一方、デトレインメントは雲頂と雲底でのみで起きるとしている。

## 参考文献

- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 本田有機, 坂本雅己, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊51号, 気象庁予報部, 39-42.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977: computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, Academic Press, 17, 173-265.
- Arakawa, A. 2004: The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *J. Climate*, 2493-2525.



# 第1章 基礎編

## 1.5 アンサンブル予報

## 数値予報の誤差(不確実性)

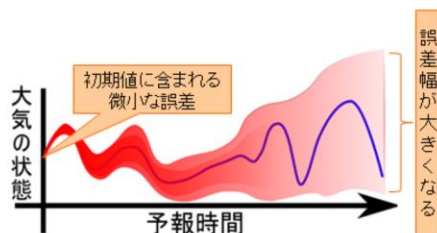
- 大気の振る舞いは**時間方向**、**空間方向**の**偏微分方程式**で記述される。
- **方程式とその数値解法(モデル)**、**初期条件**、**境界条件**が分かれば未来の大気状態を予測できるが、次の問題がある。

**初期条件・境界条件**: 真の初期値・境界値を知ることはできない。  
(観測値の誤差、時間・空間的な制約など)

**モデル**: 完全な方程式を知ることはできない。  
仮に知り得たとしても数値的に解くことで誤差が生じる。  
(物理過程のモデル化の不完全性、離散化による誤差など)

**大気のカオス的性質**: 初期値の微小な誤差が時間とともに増大する。

- 数値予報の結果にどの程度の誤差が含まれるか、一つの決定論的予報では判断できない。



大気の振る舞いは時間・空間に関する非線形偏微分方程式で記述されるため、未来の大気状態を予測するには解くべき方程式とその数値解法、そして初期条件および境界条件が必要となる。これらが正確に与えられるほど、精度の良い予測が可能になると期待されるが、現実には次に挙げるような問題がある。

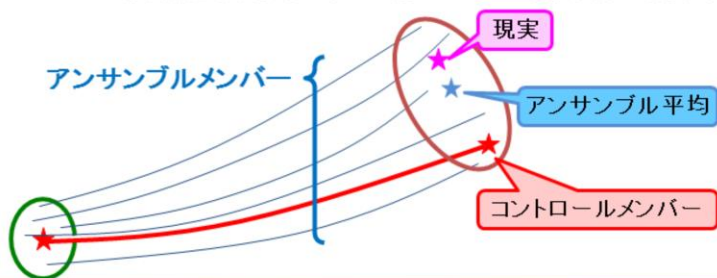
初期条件と境界条件について、これらは理想的には観測によって得られると期待される。しかし観測されたデータそのものが誤差を含むことや、時間・空間的に連続な観測ができないことなどから、これらの真の値を知ることはできず、数値予報に用いる初期値や境界値には必ず誤差が含まれる。

大気の振る舞いは様々な過程が影響を及ぼしあっているために、それを記述する方程式は非常に複雑なものであり、自然を完璧に記述する方程式は知られていない。仮に完全な方程式を知ることができたとしても、方程式を解析的に解くことができないため数値的に解くほかなく、その際には離散化などに起因する誤差が必ず生じる。また大気を持つカオス的性質(初期値鋭敏性)により、初期値に含まれる誤差が微小であったとしても、図のように予報時間が長くなるにしたがって予報誤差が急速に増大し、数値予報の精度を左右するまでに発達することが知られている。

これらの様々な要因によって、数値予報の結果には必ず誤差が含まれ、数値予報を利用するには予測に不確実性があることを考慮しなければならない。しかし予報誤差の成長速度は大気の状態に大きく依存するため、一つの数値予報の結果(決定論的予報)から予報誤差の大きさを事前に知ることはできない。

## アンサンブル予報

- データ同化で得られた解析値に摂動(揺らぎ)を与えて複数の初期値を用意し、数値予報モデルを実行することにより複数の予報値を得る。
  - 摂動は解析誤差(初期値に含まれる不確実性)を表現している。
  - それぞれの予測をアンサンブルメンバー(または単にメンバー)、摂動を与えていないメンバーをコントロールメンバー(またはコントロールラン)と呼ぶ。
  - 解析誤差の他に数値予報モデルや境界値の不確実性も考慮する必要がある。
- アンサンブル予報の利点
  - アンサンブルメンバーのばらつきによって予測の不確実性(信頼度)が推定できる。(ばらつきが小さいと予測の信頼度が高いと期待される、など)
  - 可能性のある複数のシナリオが考慮できる。(コントロールメンバーは大雨を予測していないが他のメンバーでは予測がある、など)



数値予報の結果に含まれる予報誤差(予測の不確実性)を事前に推定するための手法にアンサンブル予報がある。アンサンブル予報では、データ同化によって得られた解析値に摂動(小さな揺らぎ)を意図的に与えることで解析誤差(初期値に含まれる不確実性)を表現し、摂動を加えた複数の初期値に対して数値予報モデルを実行することで複数の予報値の集団(アンサンブル)を得る。それぞれの初期値に対する数値予報モデルの予測をアンサンブルメンバー(または単にメンバー)、摂動を加えていないアンサンブルメンバーをコントロールメンバー(またはコントロールラン)と呼ぶ。メンバーの一つ一つは決定論的予報であるが、アンサンブル全体は解析誤差の範囲内で実現しうる大気状態の集団であり、未来の大気状態を確率的に把握することができる。

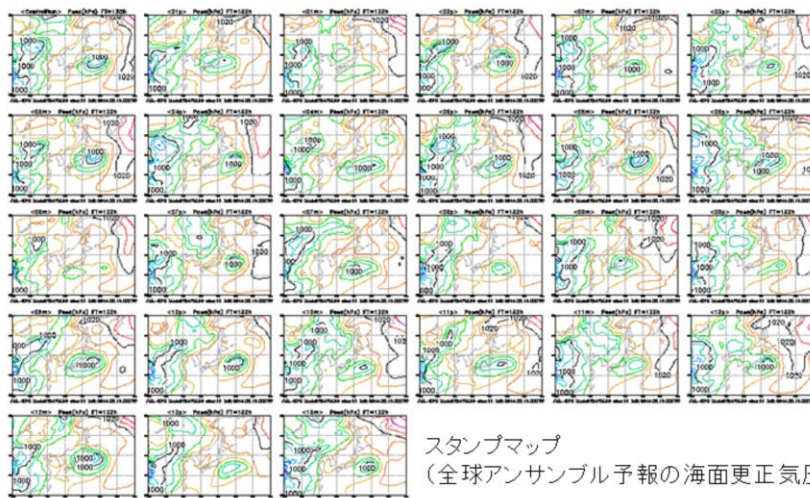
それぞれのメンバーは解析誤差を考慮した数値予報モデルの予測であり、メンバーのばらつき具合によって予測の不確実性(信頼度)を見積もることができる。例えば、ある予報時間でメンバーのばらつきが大きい場合、解析値に含まれる微小な誤差が時間発展とともに増大しやすい大気状態であることを意味し、予測の不確実性が大きいことが示唆される。

アンサンブル予報では、解析誤差として初期値に与えた摂動が予報誤差として成長しうる範囲で複数の予測が得られる。単一の決定論的予報(コントロールラン)では予測が外れてしまう場合でも、アンサンブル予報では現実をメンバーの集団の中に確率的に捕捉することができることも利点の一つである。

ここでは初期値の誤差を考慮したアンサンブル予報について述べたが、一般に大気の不確実性を考慮したアンサンブル予報のためには、数値予報モデルの不完全性による誤差と海面水温など境界条件の誤差も考慮する必要があると言われている。

## アンサンブル予報の代表的なプロダクト スタンプマップ

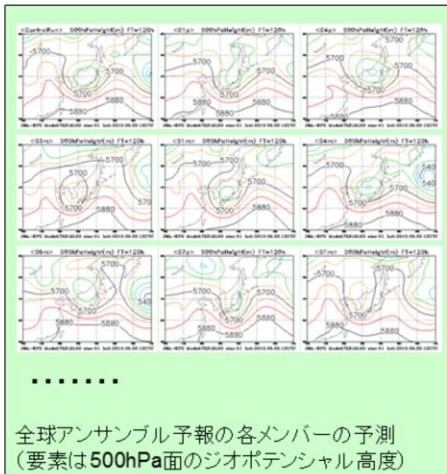
- 各メンバーの予測を表示した図。
  - 各メンバーの予測結果を一つ一つ確認して判断するのは容易ではないため、何らかの加工を行ったプロダクトを利用する必要がある。



図は全球アンサンブル予報の各メンバーの海面更正気圧を表示したスタンプマップを示している。スタンプマップでは各メンバーの予測結果を確認できるが、アンサンブル予報ではメンバー数に応じて予測結果が増えるため、限られた時間内に行わなければならない予報業務などにおいて、一つ一つを隈なく見て判断するのは容易ではない。統計的な処理などアンサンブル予報の結果を加工したプロダクトを利用し、効率的に予測結果を把握することが重要となる。

## アンサンブル予報の代表的なプロダクト スパゲッティダイアグラム

- 特定の等値線を全メンバーについて重ね描きした図。
  - メンバー間における予測の違いやばらつきの大い場所を、一枚の図で比較的容易に確認できる。



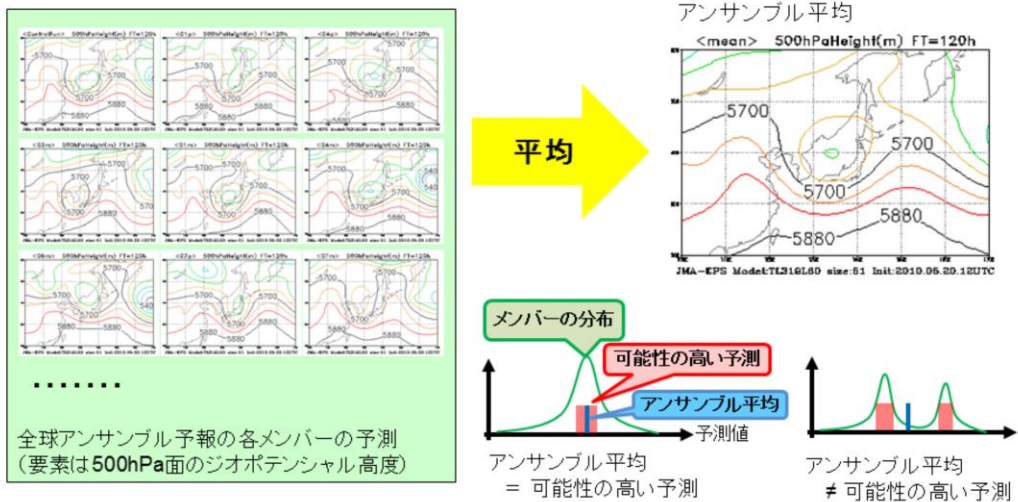
重ね描き



左図は全球アンサンブル予報の予測値(500hPa面ジオポテンシャル高度)を示している。各メンバーの予測値を、右図のように特定の等値線について一枚の図に重ね描きしたものをスパゲッティダイアグラムと呼ぶ。スパゲッティダイアグラムでは、メンバー間における予測の違いや、メンバーのばらつき具合を一枚の図で確認できる。例えばこの図からは、日本付近に深いトラフを表現しているメンバーが多いが、その深さについてばらつきが大きいことが読み取れる。

## アンサンブル予報の代表的なプロダクト アンサンブル平均

- 全メンバーの予測を平均したもの。
  - 決定論的予報よりも確からしい予測となっていることが期待される。



全メンバーの予測を平均したものをアンサンブル平均と呼ぶ。一般にはアンサンブル平均の平均平方二乗誤差 (Root Mean Square Error, RMSE) はコントロールメンバーと比較して小さいことが期待される。

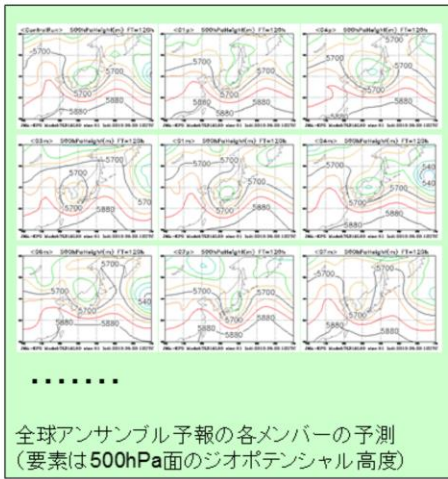
アンサンブル予報ではメンバーの分布は確率分布を表していて、分布がピークとなる予測値が出現する可能性の高い予測となっている。メンバーが正規分布する場合にはアンサンブル平均が最も可能性の高い予測となるが、メンバーが正規分布しない、例えば複数のピークを持つ分布の場合はアンサンブル平均と最も可能性の高い予測は一致しない。このためアンサンブル平均だけで判断するのではなく、メンバーの分布も合わせて確認する必要がある。

またアンサンブル平均は統計量であるため、数値予報モデルの予測値のように物理量の間で整合した値にはなっていないことにも注意が必要となる。

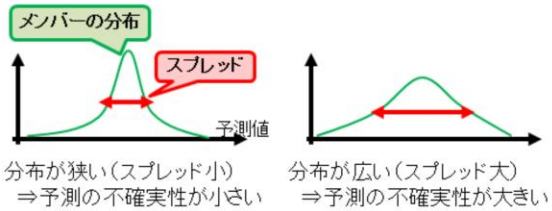
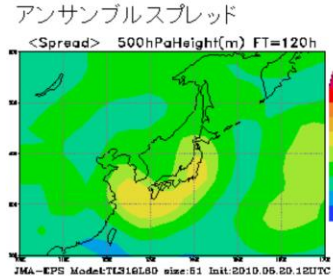


# アンサンブル予報の代表的なプロダクト アンサンブルスプレッド

- 統計学の標準偏差に対応する量。
  - 予測の不確実性の大きさ(信頼度)を表している。



統計処理

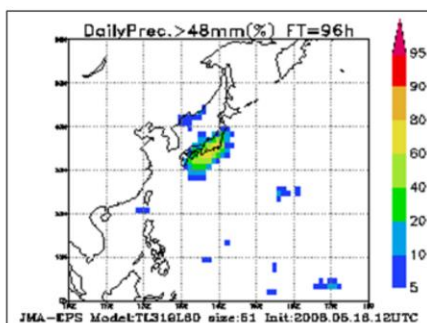


全メンバーの予測について標準偏差を求めたものをアンサンブルスプレッド(または単にスプレッド)と呼ぶ。スプレッドはメンバーのばらつき具合を表す量で、スプレッドの大きさから予測の不確実性の大きさを判断できる。一般にスプレッドの大きさはアンサンブル平均のRMSEと同程度になることが期待されることから、スプレッドが大きいほど予測の不確実性が大きい(信頼度が低い)と考えられる。なお、スライドに示したアンサンブルスプレッドの図は気候学的変動量により規格化されている。

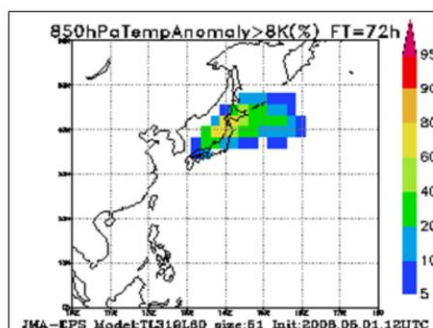
メンバーが狭い範囲に分布している場合はアンサンブル予報のスプレッドが小さく、アンサンブル平均と近い値が出現すると期待されるが、メンバーの分布が広がっている場合はスプレッドが大きく、アンサンブル平均から離れた値が出現する確率が高くなる。

## アンサンブル予報の代表的なプロダクト 確率分布図

- 全メンバーに対して特定の現象が予測されるメンバーの割合。
  - 注目している現象について予測の確からしさを把握するために用いられる。



24時間降水量が48mm以上となる確率



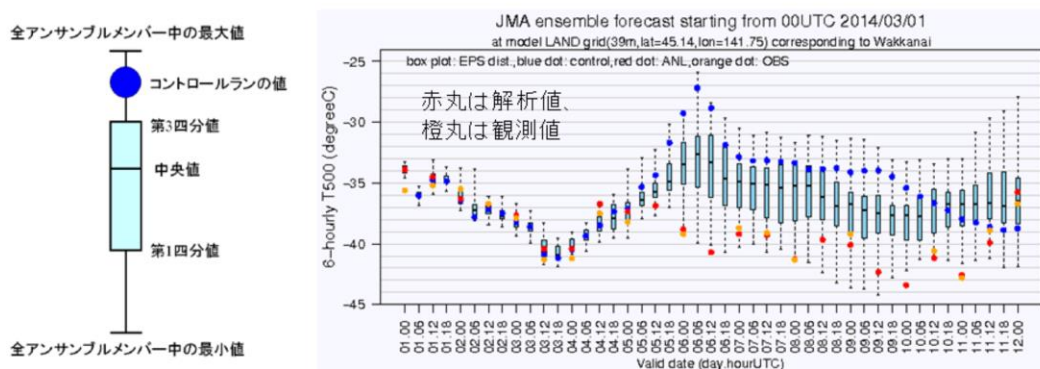
850hPa面気温の偏差が8℃以上となる確率

全メンバーに対して、特定の現象が予測されるメンバーの割合を表した図を確率分布図と呼ぶ。特に、ある閾値以上の現象が発生する確率(超過確率)を表す図を超過確率分布図と呼び、注目している現象について予測の確からしさを把握するためによく用いられる。

2枚の図はそれぞれ24時間降水量が48mm以上となる確率、850hPa面での気温の気候値からの偏差が8℃以上となる確率を表した確率分布図であり、超過確率が高いほど予測が確からしいことを表している。

## アンサンブル予報の代表的なプロダクト 箱ひげ図 (EPSgram)

- アンサンブル予報の特定の地点での時系列図。
  - メンバーの中央値、最大値、最小値、第1四分位点、第3四分位点の時系列図。
  - 第1四分位点と第3四分位点の間を箱と呼ぶ。



ある地点での500hPa面の気温についての箱ひげ図

特定の地点についての、メンバーの中央値、最大値、最小値、第1四分位点、第3四分位点の時系列図を箱ひげ図 (EPSgram) と呼ぶ。各予報時間でのアンサンブルスプレッドの情報やその変化傾向が確かめられる。また、コントロールランの値も合わせて描画することで決定論的予報の信頼度の情報も合わせて得られる。

図は箱ひげ図の例を示している。この図からは予報期間のはじめはメンバー間のばらつきが小さく、中盤で急速に大きくなっていることが読み取れる。またこの図では解析値と観測値を合わせて描画していて、実況の観測値がメンバーの予測の範囲内に概ね捕捉できていることが分かる。

## 気象庁のアンサンブル予報システム

- 気象庁では全球アンサンブル予報システム(GEPS)およびメソアンサンブル予報システム(MEPS)を運用。

	GEPS	MEPS
水平解像度	約40km	5km
鉛直層数	100層	76層
初期時刻	00,06,12,18UTC <sup>※1</sup>	00, 06, 12,18UTC
予報時間	132時間(06,18UTC) <sup>※1</sup> 、 264時間(00,12UTC)	39時間
メンバー数	27メンバー	21メンバー
初期摂動作成手法	SV法 <sup>※2</sup> +LETKF <sup>※3</sup>	SV法
境界摂動作成手法	海面水温摂動(下部境界)	SV法(側面境界)
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法	なし

※1 06,18UTCの配信は台風の条件を満たす場合のみ。

※2 特異ベクトル(Singular Vector)法

※3 局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(Local Ensemble Transform Kalman Filter)

気象庁で運用している全球アンサンブル予報システム(Global Ensemble Prediction System, GEPS)およびメソアンサンブル予報システム(Meso-scale Ensemble Prediction System, MEPS)の主な仕様を表に示している。

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

# 参考文献

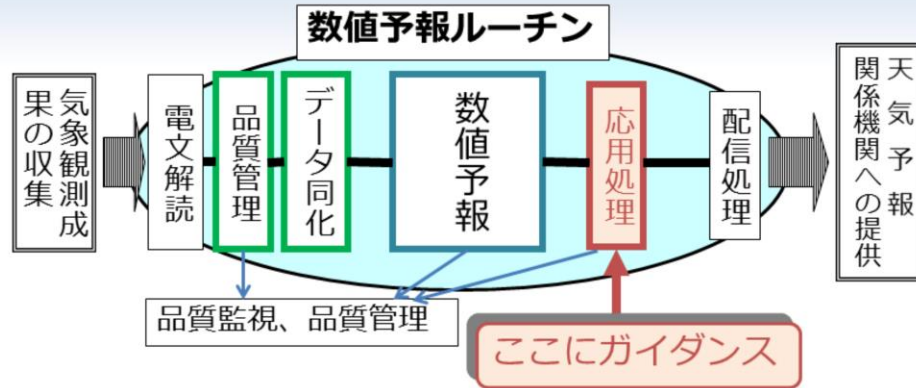
- 計盛正博, 2019: A.1 数値予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.
- 河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019: メソアンサンプル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.
- 本田有機, 坂本雅巳, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.
- 本田有機, 室井ちあし, 2018: 概要. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-71.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンプル予報システムの導入. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-41.



# 第1章 基礎編

## 1.6 ガイダンス

# 数値予報の応用処理



## 応用処理の例

- 可視化 (Web、FAX図作成)
- データ切り出し (ユーザー向けファイル (GPV) 作成)
- 予報要素への翻訳、統計的な補正 → **ガイダンス**

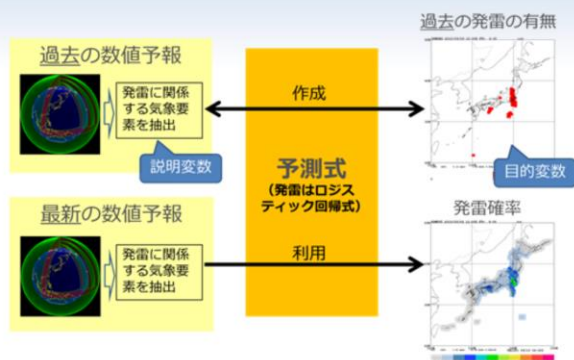
数値予報の後続に位置し、数値予報の結果を利用した各種プロダクトの作成を行う処理を応用処理 (post-processing) という。数値予報の結果は膨大な数値データの集まりであり、そのままの状態では利用することは難しい。そこでユーザーの利便性向上のための様々な処理、例えば、数値予報モデルの結果を図に描画する可視化、必要な領域や要素などを抽出するデータ切り出し、予報要素への翻訳や統計的な補正などが応用処理として行われる。これらのうち、最後に挙げた「予報要素への翻訳や統計的な補正」を行う処理およびその結果作成される予測資料をガイダンスと呼ぶ。

天気予報や注警報・警報・情報を作成するためには、予報に影響のある要素を可視化した図を閲覧し、今後の気象状況の推移を検討する必要がある。限られた時間の中で気温や降水量などの多くの要素を迅速に発表するためには、図だけでなく量的な予測値を直接示す客観的な予測資料が必要であることから、ガイダンスが作成され、配信されている。

# ガイダンス

## ガイダンスとは

- 「数値予報を用いた客観的・統計的翻訳」
- 過去の数値予報と実況から統計手法等を用いて予測式を作成し、それを最新の数値予報の結果に適用して予測する。



## ガイダンスの役割

- 数値予報が予測していない要素を作成する
- 数値予報の系統誤差を補正する

ガイダンスは、防災情報や天気予報等の作成を行う上で重要な基本資料

ガイダンスは「数値予報を用いた客観的・統計的翻訳」(気象庁予報部 1986)とも記述されるように、過去の数値予報と実況から統計手法等を用いて予測式を作成し、それを最新の数値予報の結果に適用することで、客観的・定量的な予測を行うプロダクトである。

ガイダンスには2つの役割がある。一つは、発雷確率や乱気流、視程など、数値予報では直接予測しないが、天気予報、警報・注意報、飛行場予報などの発表に必要な気象要素を作成することである。もう一つは、気温や降水量など、数値予報でも予測するが、その予測値を補正し、より精度を向上させることである。

ガイダンスは防災情報や天気予報等の作成を行う上で重要な基礎資料となっている。

。



# 現在のガイダンスで用いられている手法

## 逐次学習

- 入出力関係の変化（モデル変更、季節変化等）に対応可能
- 予測特性が変化、不適切な変化が起きる可能性、開発運用のコスト大

## 一括学習

- 予測特性が安定、予測根拠がわかりやすい、開発・運用コスト小
- モデル変更時に係数再作成が必要になることがある

### ニューラルネットワーク

- 降雪量、日照率、最小湿度など

説明変数と目的変数の複雑な関係にも対応できるが、ブラックボックス

### カルマンフィルタ

- 気温、風、降水量など

入出力関係が変わるものに対し学習が早い（学習速度はパラメタの設定や現象の頻度に依存）

### ロジスティック回帰

- 発雷確率、乱気流指数、ガスト発生確率など

確率に利用、開発が容易

### 線形重回帰

- 24時間最大降水量など

開発が容易

### 診断手法

- 視程（格子形式）、着氷指数など

過去の研究や目的変数の定義に基づき予測式を作成

※ ロジスティック回帰と線形重回帰は逐次学習型としても利用可能、ニューラルネットワークは係数固定型としても利用可能。

現在の気象庁のガイダンスの作成には、ニューラルネットワーク、カルマンフィルタ、ロジスティック回帰、線形重回帰、および診断法が用いられている。ニューラルネットワークは、神経細胞（ニューロン）の機能の一部をモデル化した機械学習アルゴリズムである。入力値（説明変数）と出力値（目的変数）の関係が非線形である場合にも適用できるという特徴がある。現在のAIに利用されているディープニューラルネットワークは、中間層を多層化したニューラルネットワークである。ニューラルネットワークは説明変数と目的変数の複雑な関係を表現することができるが、その反面、なぜそのような予測になったのか解釈が困難（ブラックボックス）であるという問題がある。ニューラルネットワークは降雪量地点ガイダンス、日照率ガイダンス、最小湿度ガイダンスなどに利用されている。カルマンフィルタは時系列解析の手法の一つであり、ガイダンスにおいては説明変数と目的変数を結びつける係数を逐次学習する手法として利用されている。カルマンフィルタの予測式は線形形式であり、目的変数と説明変数が線形関係の場合に利用できる。カルマンフィルタは気温ガイダンス、風ガイダンス、降水量ガイダンスなどに利用されている。ロジスティック回帰は、雷の有無などのように、現象を2つクラスに分類する問題に用いられる統計手法の一つである。ロジスティック回帰により得られる予測値は現象の発生確率として考えることができるため、ロジスティック回帰は確率型のガイダンスである発雷確率ガイダンス、乱気流指数、ガスト発生確率などに用いられている。線形重回帰は、説明変数と目的変数の間に線形関係がある場合に用いられる手法で、予測結果の解釈や開発が容易であるという特徴をもつ。線形重回帰は12、24、48、72時間最大降水量ガイダンスに利用されている。診断手法は、過去の研究や目的変数の定義に基づいて予測式を決定し、ガイダンスの予測値を算出する手法である。ほかの手法と比べて、開発において観測や数値予報モデルの長期間のデータが不要で、観測密度に起因する予測精度の不均一性がなく、リハリの利いた予測が可能、という特徴がある。診断手法は視程ガイダンス（格子形式）や着氷指数などに用いられている。

過去のデータを用いて係数を一括で学習し、運用においては係数を固定して利用する手法を一括学習と呼び、新しく観測データを手に入ることによって係数を更新する学習方法を逐次学習と呼ぶ。逐次学習型のガイダンスと一括学習型のガイダンスを運用面・運用面から優劣をつけるると以下の通りになる（優劣を不等号で表す）。

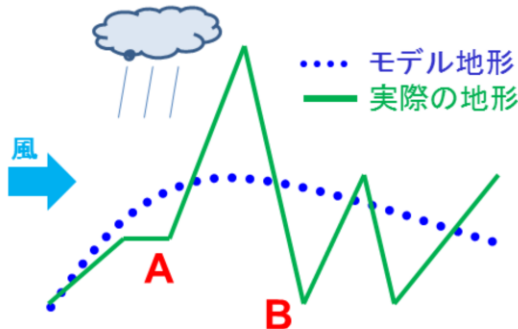
- モデル更新への対応： 逐次 > 一括
- 季節変化への対応： 逐次 > 一括
- 観測所の移設・新設への対応： 逐次 > 一括
- 予測特性の把握： 逐次 < 一括
- 予測の安定性： 逐次 < 一括
- 開発・運用コスト： 逐次 < 一括

カルマンフィルタは基本的には逐次学習のみで利用され、診断手法は一括学習のみで利用されるが、ニューラルネットワーク、ロジスティック回帰、線形重回帰は、逐次学習、一括学習のいずれも利用可能である。気象庁のガイダンスではニューラルネットワークは主に逐次学習が、ロジスティック回帰と線形重回帰では一括学習が用いられている。各手法について詳しくは、工藤・高田（2018）を参照。

# ガイダンスができること、できないこと

## できること: 系統誤差の補正

例: モデル地形と実際の地形の違いによる誤差の補正



実際の地形では

A: 急斜面で地形性の降水多い  
B: 標高低く、気温高い

モデルの地形では

A: 地形がなだらかで降水少ない  
B: 標高高く、気温低い

## できないこと: (系統誤差ではない)ランダム誤差の補正

例えばモデルが前線の予測位置を外している場合、前線の位置をガイダンスで修正して気温や風を求めることはできない

ガイダンスは数値予報を統計的に補正するが、補正可能な誤差は系統誤差(場所ごとや対象時刻毎で統計検証した際の平均的な誤差)のみである。数値予報の系統誤差としては、

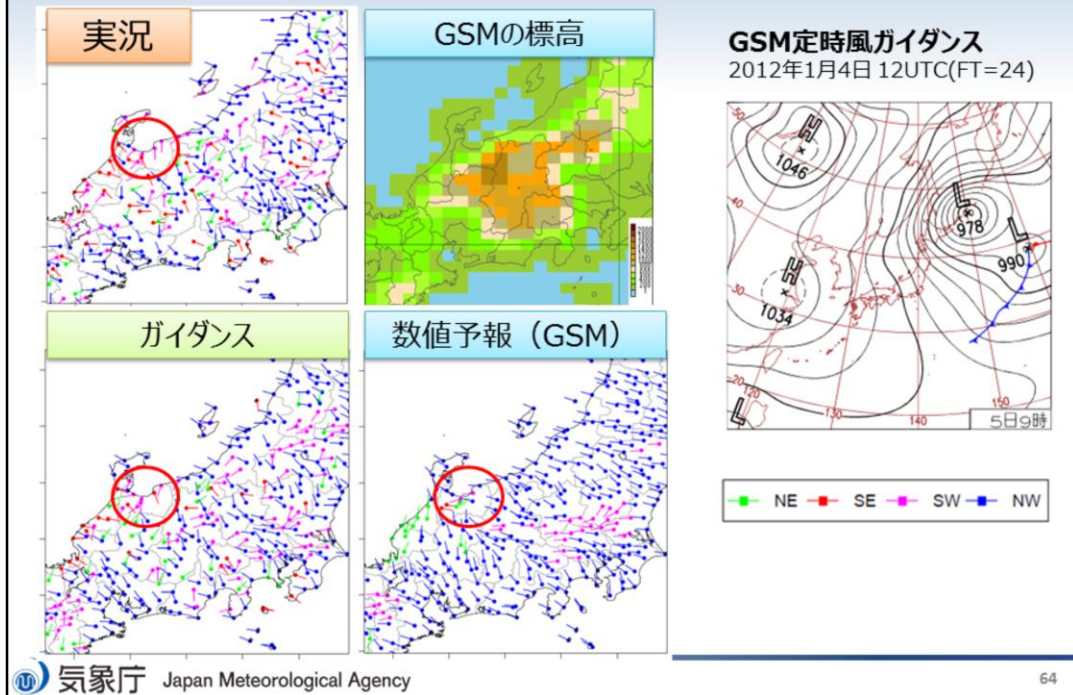
1. 数値予報モデルの地形と実際の地形の違いに起因する誤差
2. 数値予報モデルの海陸分布と実際の海陸分布の違いに起因する誤差
3. 数値予報モデルの不完全性や空間代表性に起因する誤差

がある。ここでは1の「モデルの地形と実際の地形の違いに起因する誤差」の補正例を図に示す。

実際の地形とモデルの地形を比較すると、モデルの地形は青点線のようになだらかになっている。このため、図で左から風が吹いているとすると、A地点では、数値予報の降水は実際の降水よりも弱く予測される傾向がある。またB地点では実際の地形では谷となっているが、数値予報モデルでは谷が表現されていないため、逆転層がない限り、数値予報の地上気温は実況よりも低くなる。

系統誤差ではない誤差(ここではランダム誤差と呼ぶ)はガイダンスで補正することはできない。ランダム誤差の要因は様々であるが、例えば数値予報の前線や低気圧等の擾乱の位置ずれ、擾乱の発生・発達の外れによる誤差がある。モデルが前線の予測位置を外している場合、ガイダンスは前線の位置を修正して気温や風を求めることはできない。

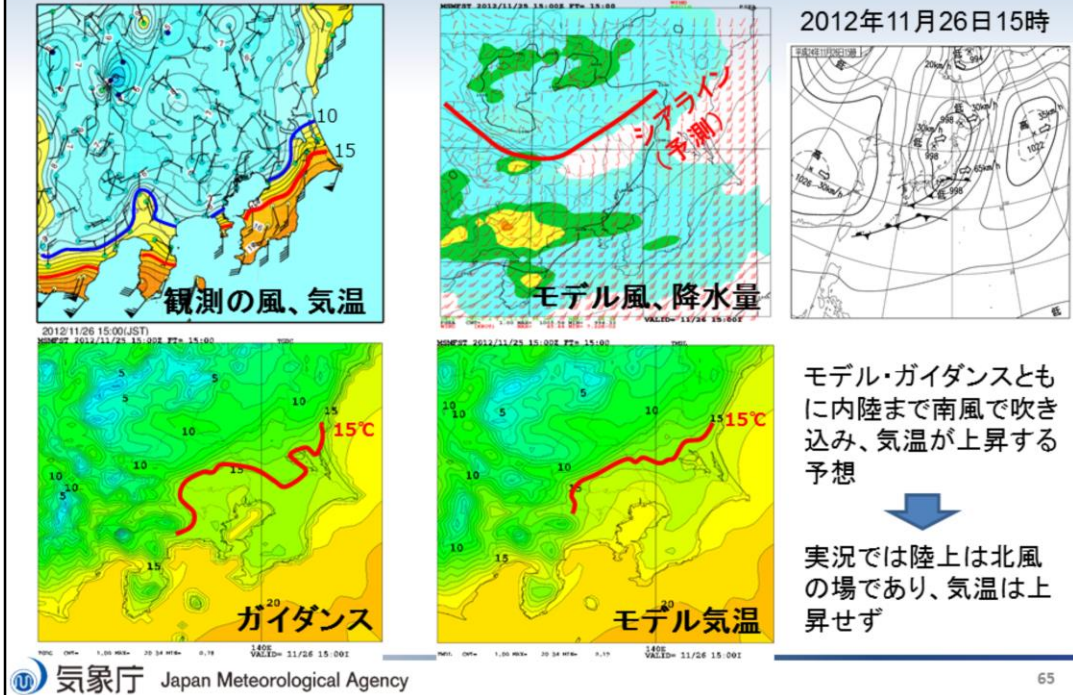
## 粗いモデル地形に伴う系統誤差の補正例



ここでは地形による系統誤差をガイダンスが適切に補正した例としてGSM定時風ガイダンスの予測事例(2012年1月5日の事例)を示す。

GSMの標高は右上図に示したように粗いため、GSMの風は一様に近い滑らかな風を予測している(右下図)。しかし実況では実際の地形を反映した複雑な風となっている(左上図)。ガイダンス(左下図)では数値予報を適切に補正し、実況の風に近づけていることが分かる。例えば富山県(図中の赤丸)では、冬型の気圧配置の際に地形の影響で南風になることが多いが、GSMでは滑らかな地形のために西から北西風を予測する系統誤差がある。ガイダンスはこれを補正して南風を予測していることがわかる。

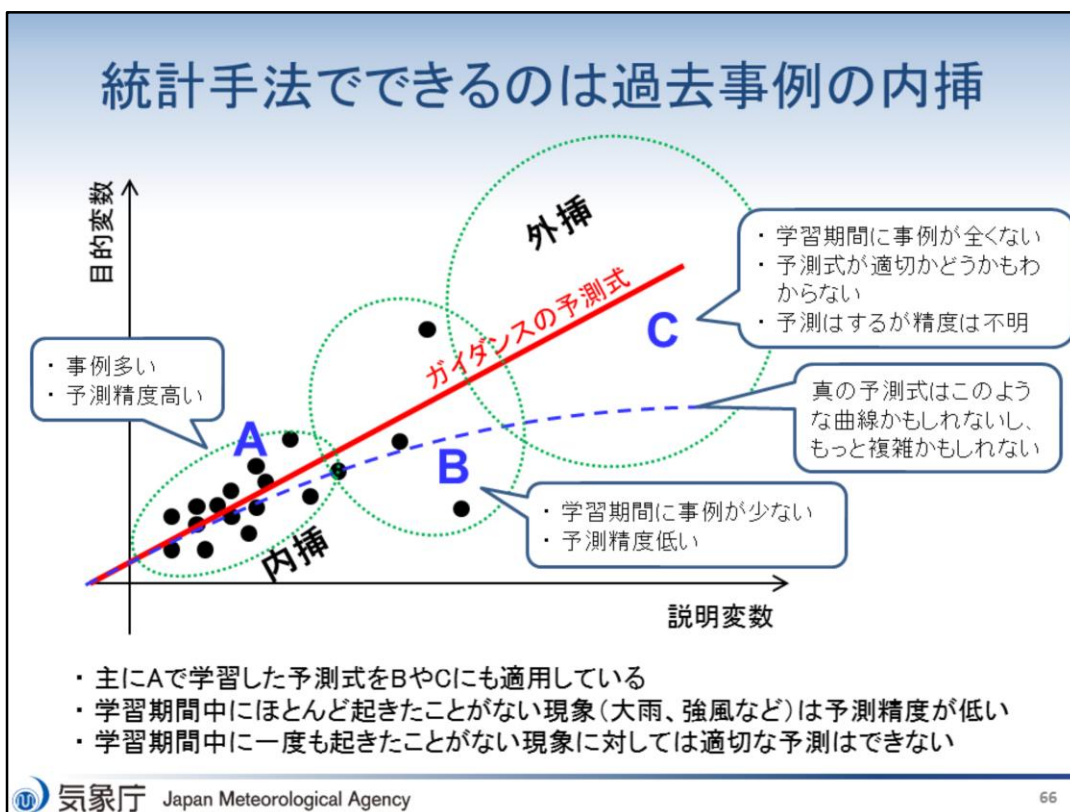
## 前線の位置ずれ(ランダム誤差)の事例



続いて非系統誤差(ランダム誤差)によりガイダンスの予測が外れた事例(2012年11月26日の事例)を示す。

この日は日本海に低気圧があり、さらに別の低気圧が関東の南岸を通過し、関東南部では北寄りの風と南寄りの風のシアラインが形成された(左上図)。数値予報(右上図)でもシアラインは予測されているが、実況よりも北に位置していた。シアラインは東京の北に位置する予測となったため、モデルでは東京の気温は高くなる予想となっており(右下図)、ガイダンスでも同様に15°C程度の予測となっていた(左下図)。しかし実況ではシアラインは東京の南にあり、東京の気温は10°C以下となった。

この例のように数値予報に前線の位置ずれ(ランダム誤差)がある場合、ガイダンスではランダム誤差を補正した予測をすることはできない。



統計手法を用いたガイダンスでは、過去の予測(説明変数)と実況(目的変数)から作成した関係式を用いて未来の予測を行うが、実況は偏った分布をしている場合が多い。例えば降水量や風速では、降水量が少ない(または無い)事例や弱風の事例が非常に多く、大雨や強風の事例は少ない。このように実況の分布に偏りがある場合、ガイダンスは頻度が多い事例で学習した予測式を頻度が少ない(または全くない)領域まで適用することで予測値を求めていることに注意が必要である。

図の例では、Aの領域では事例数が多く、BやCでは事例が少ないか全くない状況になっている。Aの領域に対する予測は過去事例の内挿であり、統計手法による予測精度は一般的に高い。これに対してBの領域では学習期間に事例が少ないため予測精度は低くなる。またCの領域では学習期間中に事例が一つも存在せず、ガイダンスの予測(赤実線)はAやBのデータからの外挿になっており、過去データから予測精度を検証することもできない。真の予測式は図の青点線で示したような曲線かもしれないし、もっと複雑な曲線かもしれないが、過去データからはそれを判別することはできない。

この例のように、学習期間中にほとんど起きたことがない現象に対しては、統計手法を用いたガイダンスは一般に予測精度が低く、また、一度も起きたことがない現象に対しては適切な予測を行うことはできない。このような現象に対しては気象や数値予報に関する知識、ワークシートやこれまでの経験を活用して予測を行う必要がある。

## 参考文献

- 気象庁予報部, 1986: 短期間予報用ガイダンスの解説, 予報技術資料第35号.
- 工藤淳, 高田伸一, 2018: ガイダンスの作成技術, 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 19-85.

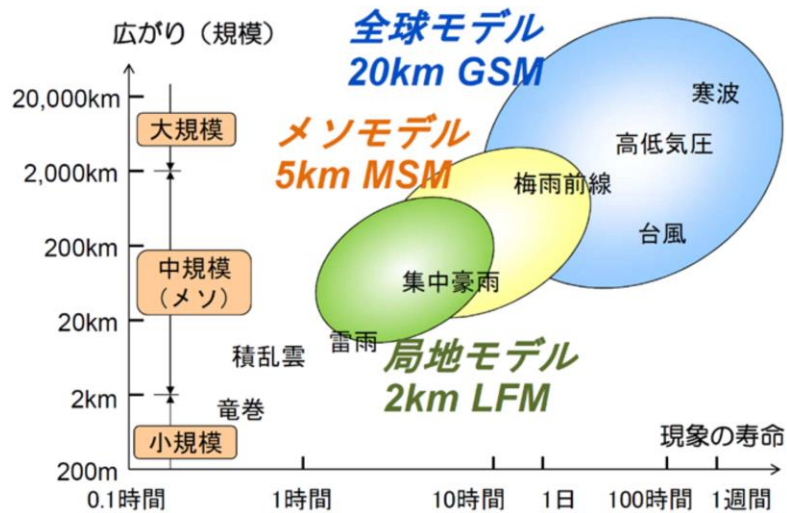


# 第1章 基礎編

## 1.7 気象庁の現業数値予報システム

# 数値予報モデルとその適用範囲






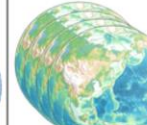
現象の広がり(規模)が大きければ(小さければ)、現象の寿命は長い(短い)ため、現象の空間スケールに応じて、予測可能な時間スケールもおおよそ決まる。予測対象の現象に合わせて数値モデルの時間空間分解能を変えて運用する。



スライドには気象庁の数値予報モデルが対象とする現象の空間・時間スケールと、様々な気象現象の空間・時間スケールを示している。気象現象は煙草の煙のゆらぎに見られるようなマイクロな乱流から、ブロッキング高気圧と言われるマクロな現象まで非常に広範な空間スケールにわたる。天気予報に関する気象擾乱は水平規模およそ10kmで2~3時間持続する積乱雲(雷雲)、中規模(メソ)現象といわれる大雨をもたらす積乱雲の集団、台風、中緯度の高・低気圧、ブロッキング高気圧などである。

予報モデルで予測できる現象の空間スケールは、モデルの格子間隔の大きさに依存しており、現象の空間スケールに応じて、予測可能な時間スケールもおおよそ決まる。そのため、気象庁では計算機資源を有効に活用するために、予報したい現象に応じて複数の数値予報モデルを運用している。



主要な数値予報モデル						
	局地モデル (LFM)	メソモデル (MSM)	メソEPS (MEPS)	全球モデル (GSM)	全球EPS (GEPS)	季節EPS (JMA/MRI-CPS2)
モデル領域						
水平解像度	2km	5km	5km	約20km	約40km(18日まで) 約55km(それ以降)	大気約110km, 海洋約50~100km
予報期間	10時間 (毎時)	51時間(00,12UTC) 39時間(03,06,09, 15,18,21UTC)	39時間 (00,06,12,18UTC)	264時間(12UTC) 132時間 (00,06,18UTC)	5.5日(06,18UTC, 台風予報用) 18日(00,12UTC) 34日(週4回)	7か月 (半旬1回)
メンバー数	1	1	21	1	27(11日まで) 13(それ以降)	13/初期値 【50/月(複数初期値)】
モデルを用いて発表する予報	航空気象情報 防災気象情報 降水短時間予報	防災気象情報 降水短時間予報 航空気象情報 分布予報 時系列予報 府県天気予報	防災気象情報 航空気象情報 分布予報 時系列予報 府県天気予報	分布予報 時系列予報 府県天気予報 台風予報 週間天気予報 航空気象情報	台風予報 週間天気予報 早期天候情報 2週間気温予報 1か月予報	3か月予報 暖候期予報 寒候期予報 エルニーニョ監視速報
客観解析手法	3次元変分法	4次元変分法	メソモデルの初期値 + SV*の摂動 (初期値+側面)	ハイブリッド 4次元変分法	全球モデルの初期値 + SV**の摂動 + LETKF***の摂動	大気:4次元変分法 海洋:3次元変分法 + BGM***法の摂動
*SV:特異ベクトル / **LETKF:局所アンサンブル変換カルマンフィルタ / ***BGM法:成長モード育成法						

スライドには気象庁が現在運用している主要な数値予報モデルの大まかな仕様を示している。

全球モデルは地球全体を予報領域とした数値予報モデルであり、短期予報、週間天気予報、台風予報を支援している。全球モデルの予測値はメソモデルの側面境界値にも利用される。

メソモデルは防災気象情報、航空気象情報の作成を支援することを主な目的に、水平5 kmメッシュ鉛直76層で運用を行なっている数値予報モデルである。

局地モデルは航空気象情報、防災気象情報の作成支援を目的とする、水平2 kmメッシュ鉛直58層の数値予報モデルである。水平分解能が細かいことにより、集中豪雨や突風など局地的な激しい現象を主な予測対象としている。

また、全球モデル・メソモデルの予測不確実性に関する資料を提供し、確率情報・信頼度情報の作成作業を支援するために、全球アンサンブル予報システム・メソアンサンブル予報システムを運用している。

この他にも、気象庁で運用している数値予報モデルとして、3か月予報やエルニーニョ現象の予報などを支援するための季節アンサンブル予報システム、オゾンや二酸化炭素などの大気化学組成を予測する化学輸送モデル、火山噴火に伴う降灰を予測する移流拡散モデル、現業的に波浪・高潮を予測する波浪モデル・高潮モデルなどがある。各モデルの技術開発は共通するところが多く、短期予報・週間天気予報の数値予報モデルとこれらを協力し、精度向上を目指す取り組みを行なっている。

## 参考文献

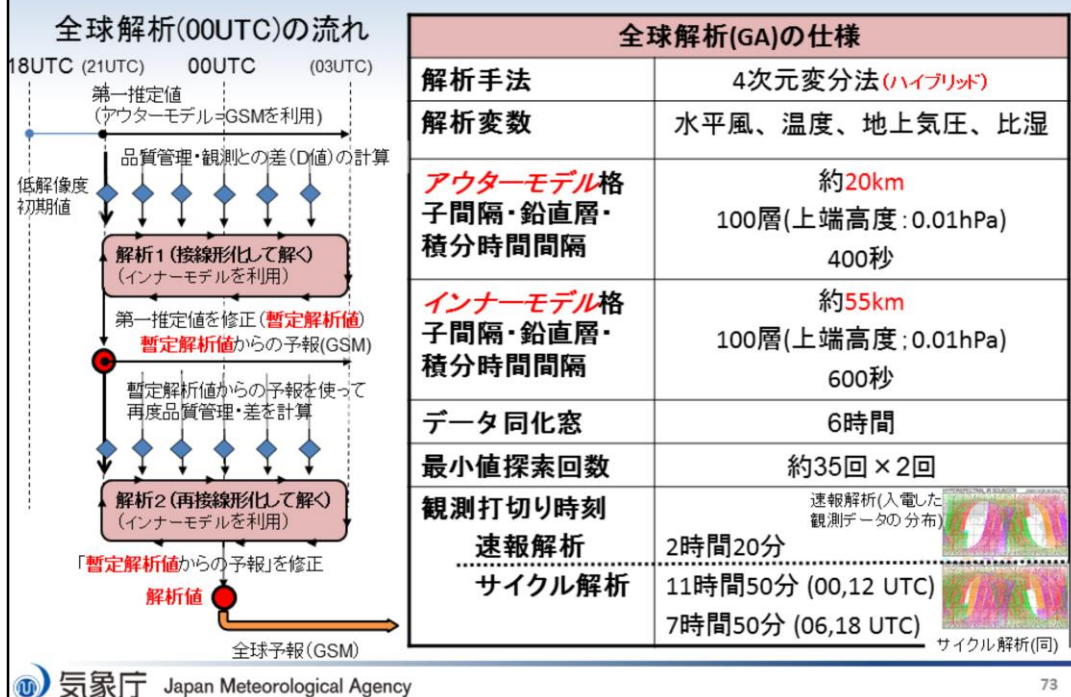
- 本田有機, 坂本雅己, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.



# 第1章 基礎編

## 1.7.1 全球解析

# 全球解析(GA)の仕様



全球解析では全球モデル、全球アンサンブル予報を実行する上で必要な初期値を作成する。左図は00UTCにおける全球解析の流れを示す。アウターモデルとして全球モデル(GSM)を用い、18UTC初期値の予報値を第一推定値とし、品質管理を行った観測値との差(D値)を計算する。そのD値をもとに、インナーモデルを用いて、第一推定値を修正し、暫定の解析値を作成する。この暫定の解析値からの予報を使用し、再度品質管理を行い、D値を計算する。そのD値をもとに、この暫定の解析値からの予報を修正し、解析値を作成する。この解析値が00UTC初期値としてGSMの予報に用いられている。

右表は全球解析(GA)の仕様である。大気解析手法としては2005年2月から気候学的背景誤差のみを用いる4次元変分法が使用され(門脇 2005; 西嶋・室井 2006)、2019年3月からこれをベースにアンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)の利点でもあるアンサンブル予報から見積もられる予報誤差を組み込むハイブリッドデータ同化が導入された(横田 2017)。また、大気解析で解析されない地上の気温や風などの地上解析には最適内挿法を利用している。

国外の観測などのデータの入電にかかる時間がかかる全球解析では、予報支援のために一度速報的なデータ同化を行いプロダクトを提供し、より多くの観測データが利用可能となったタイミングで改めてデータ同化を行なっている。速報的なデータ同化を「速報解析」と呼び、十分な数の観測データを利用して行うデータ同化を「サイクル解析」と呼ぶ。サイクルと呼ぶのは、そこからの第一推定値を用いて次の時刻のデータ同化を実施するため、情報が引き継がれていくからである。そして、定期的にサイクル解析からの第一推定値を速報解析に用いることで、サイクル解析の精度の高さが速報解析に反映される。このように数値予報では、データ同化と数値予報モデルとは互いに影響を及ぼしあう関係にある。

# 全球速報解析・予報と全球サイクル解析

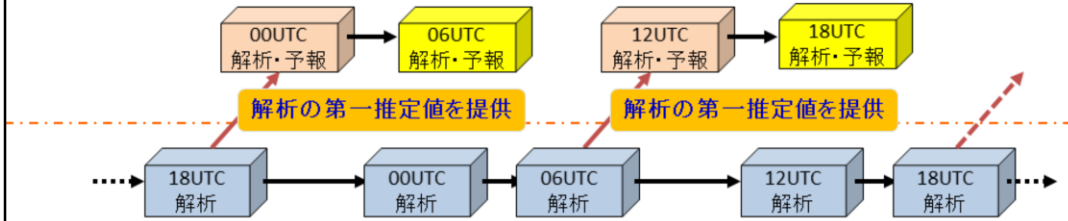
**現業運用: 定められた時間内にプロダクトを提供しなければならない**

(例) 初期値時刻と庁内外へのプロダクト送信までの所要時間

GSM: 4時間以内, MSM: 2時間30分以内

## 全球速報解析・予報

- ✓ プロダクト作成に間に合うよう、短い待ち時間内に入電した観測データを使って実行する解析と予報
  - 観測データの入電待ち時間: **2時間20分**
- ✓ この解析予報の結果からガイダンスなどの予報資料が作成される



## 全球サイクル解析

- ✓ 十分な観測データの入電を待ってから実行する解析(より尤もらしい解析値を作成)
  - 観測データの入電待ち時間:  
**11時間50分** (00・12UTC)、**7時間50分** (06・18UTC)
- ✓ 全球速報解析への第一推定値を提供
  - 18UTC解析値からの予報値が00UTC速報解析での第一推定値に
  - 06UTC解析値からの予報値が12UTC速報解析での第一推定値に

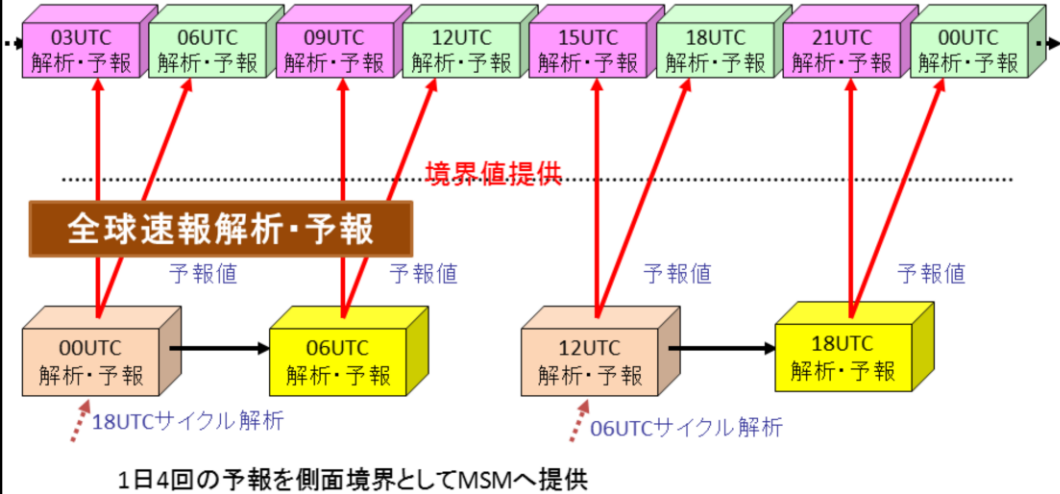
**より尤もらしい初期値を作成し、速報解析へ第一推定値を提供する**

全球速報解析では定められた時間内にプロダクトを提供する必要があるため、短い待ち時間内に入電した観測データを使って解析と予報を実行している。観測データの入電待ち時間は2時間20分である。

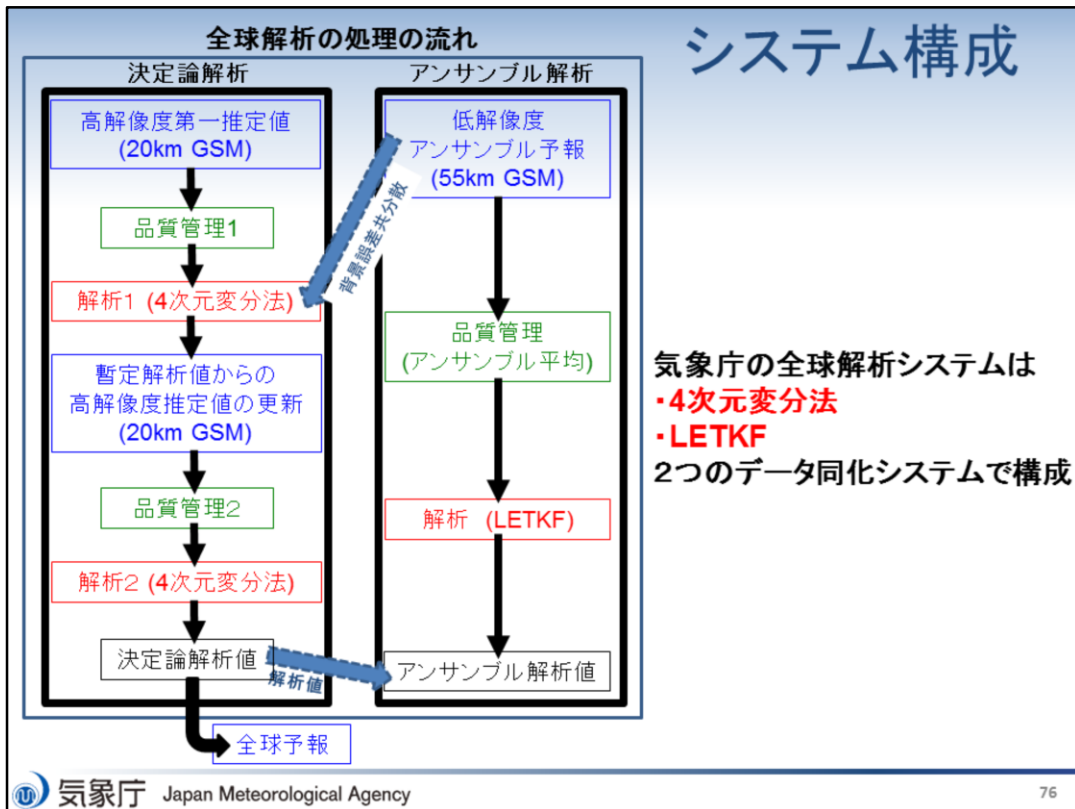
一方、全球サイクル解析では十分な観測データの入電を待ってから解析を実行し、より尤もらしい解析値を作成している。観測データの入電待ち時間は00, 12UTCで11時間20分、06, 18UTCで7時間50分である。また、全球サイクル解析は全球速報解析へ第一推定値を提供している。18UTCサイクル解析値からの予報値が00UTC速報解析での第一推定値になり、06UTCサイクル解析値からの予報値が12UTC速報解析での第一推定値になっている。全球サイクル解析から第一推定値を作ることによって、より尤もらしい初期値を作成し、より高い精度の維持を図っている。

# 全球予報とメソ解析・予報

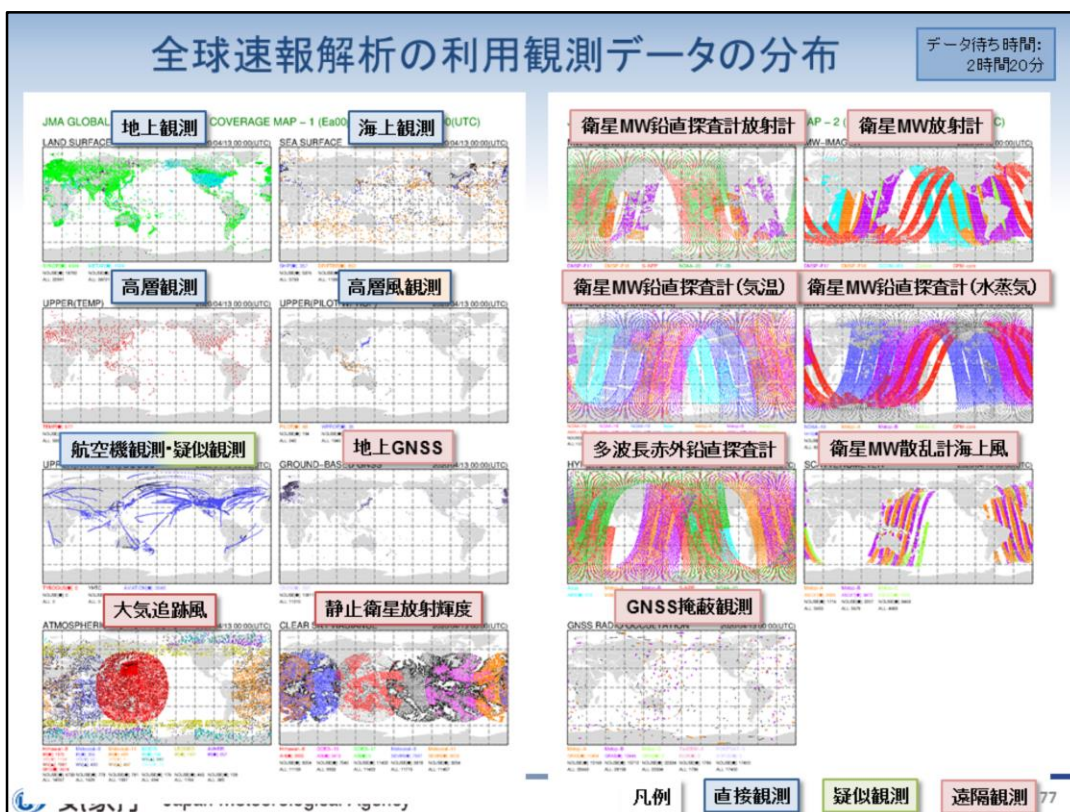
## メソ解析・予報



後述するメソモデルは領域モデルであるため、側面の境界値が必要になる。この側面境界値として1日4回全球速報解析から作成した予報値を提供している。

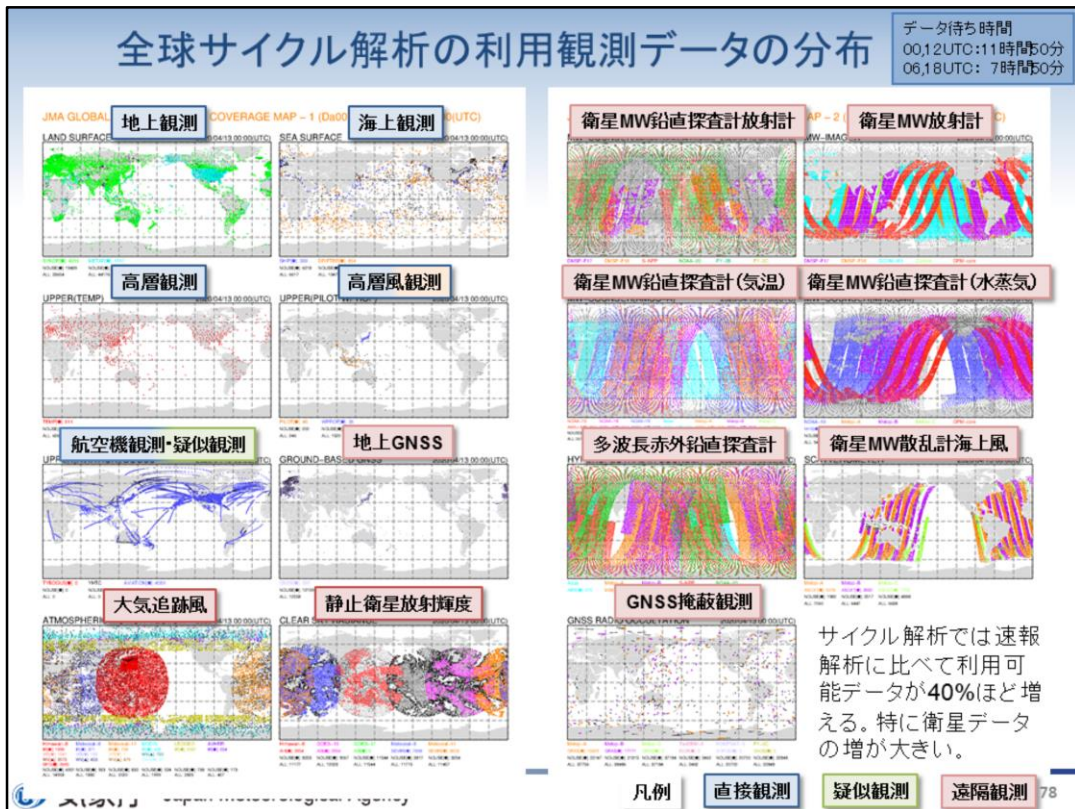


気象庁の全球解析システムは4次元変分法と、アンサンブル・カルマンフィルタ (EnKF) の手法の一種である局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF:Local Ensemble Transform Kalman Filter, Hunt et al. 2007) の2つのデータ同化システムで構成されている。この解析システムは巨大で複雑なシステムとなっており、莫大なジョブ(処理単位)を順序良く効率的に実行する必要がある。



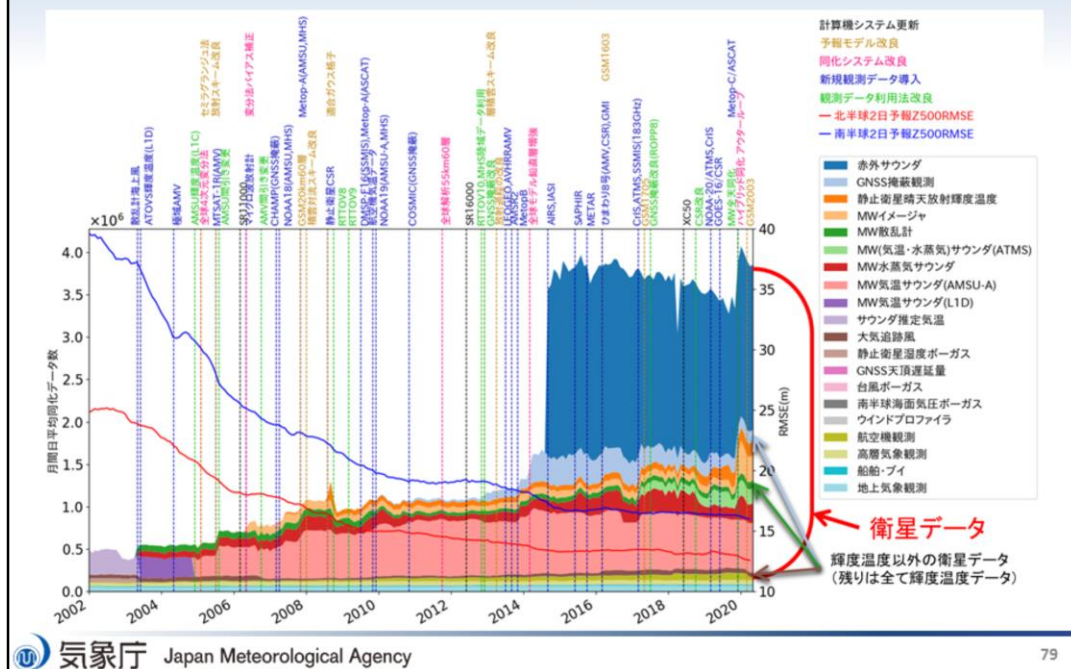
全球速報解析で利用している観測データの分布図をスライドに示す。全球速報解析で利用している観測データは多種多様で、地上観測や高層観測などの直接観測、台風ボースといった疑似観測、地上に設置された測器及び人工衛星搭載の測器による遠隔観測が利用されている。





全球サイクル解析で利用している観測データの分布図をスライドに示す。利用しているデータの種類の種類は全球速報解析と同じであるが、観測データの待ち受け時間が全球速報解析より長く設定されているため、利用可能データが全球速報解析に比べて40%ほど増加する。特に衛星データが大きく増加する。

# 全球サイクル解析で利用している観測データ量とスコアの経年変化(～2020年4月)



全球サイクル解析で利用している各観測のデータ量を塗り色で示し、全球モデルの北半球と南半球における2日予報について、500hPa高度のRMSEの経年変化をそれぞれ赤線と青線で示す。

全球サイクル解析で利用している観測データの種類の増加傾向にあり、観測データ量は年々増えている。2014年にはハイパースペクトル赤外サウンダ(AIRS, IASI)の利用が開始され、急激にデータ量が増加した。現在、データ利用数の大半を、赤外サウンダを中心とした衛星データが占めている。

また、データ利用数が増えていくにつれ、全球モデルの予測精度が向上している。観測データがモデルの予測精度にとって重要であることが伺える。

## 参考文献

- 門脇隆志, 2005: 全球4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 100-105.
- 西嶋信, 室井ちあし, 2006: データ同化システムの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11-13.
- 横田祥, 2017: 4DEnVar(4次元アンサンブル変分法). 天気, **64**, 43-46.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich and I. Szunyogh, 2007: Efficient Data Assimilation for Spatiotemporal Chaos: A Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Physica D*, **230**, 112-126.

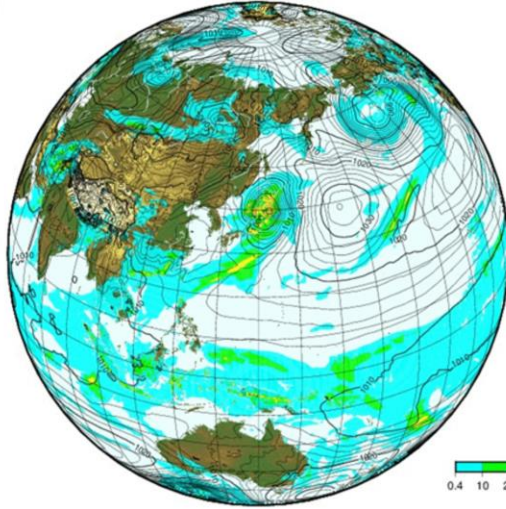


# 第1章 基礎編

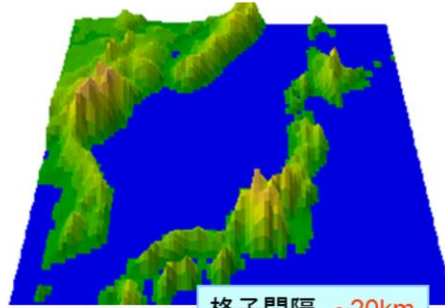
## 1.7.2 全球モデル

# 全球モデル

GSM-TL959L100 2019.04.09.12UTC FT=144



- 解像度
  - 水平解像度約20km
  - 鉛直100層(最上層0.01hPa)
- 予報時間
  - 132時間(06,18UTC)
  - 264時間(00,12UTC)



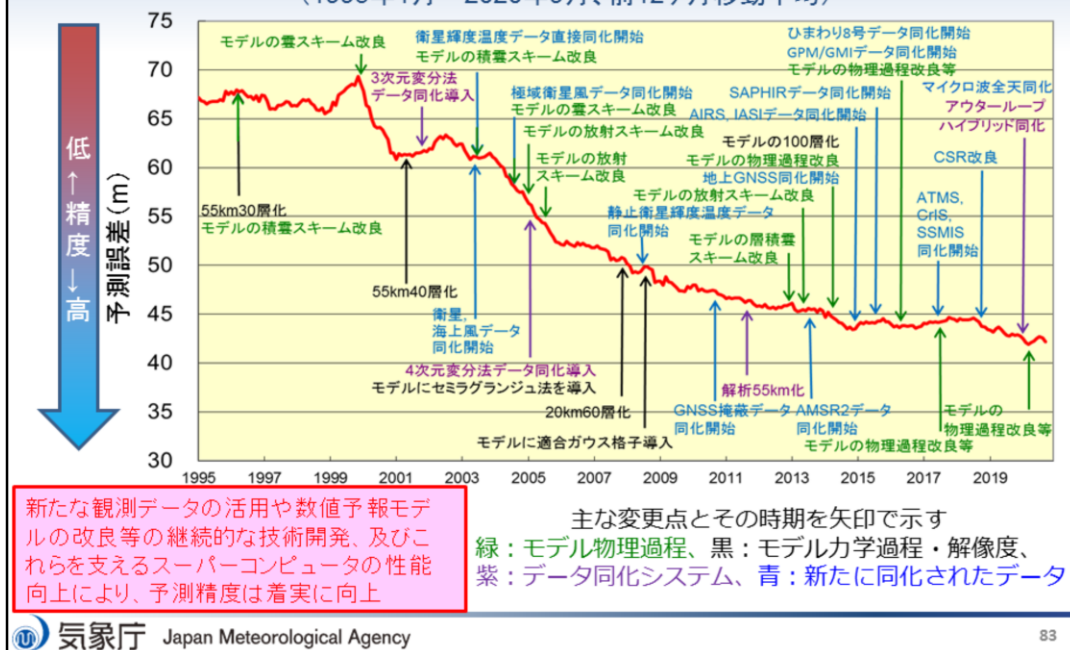
格子間隔 ~20km

全球モデルは、地球全体を予報領域とした数値予報モデルであり、短期予報、週間天気予報、台風予報、航空気象情報を支援している。全球モデルの予測値はメソモデルの側面境界値に利用されるほか、波浪モデルへの入力としても利用される。また、アンサンブル予報モデルや季節予報モデルにも、解像度や一部の仕様は異なるものの、基本的には同じ技術が使われている。

全球モデルは、1988年に静力学平衡の仮定をした静力学方程式系を基礎方程式として、スペクトル法を採用して実用化され、その後高解像度化と力学過程・物理過程の改良を重ねて、2007年11月から水平約20kmメッシュ(TL959)(北川2006; 岩村2008)、2014年3月からは鉛直100層(米原2014)でモデルの運用を行なっている。台風予報については従来の台風進路予報のほか、2019年3月より運用開始した台風5日先強度予報に利用されている台風強度予報ガイダンスSHIPS(Ono et al., 2019)に、GSMの台風周辺の大気環境の解析値や予報値を入力値として使用されている。

# 全球モデルの改良と精度向上

北半球5日予報500hPa高度RMSEの経年変化  
(1995年1月～2020年9月、前12ヶ月移動平均)



全球モデルの北半球における5日予報について、500hPa高度のRMSEの経年変化を赤線で示す。

衛星データの同化など新たな観測データの活用や全球モデルの改良などの継続的な技術開発、及びこれらを支えるスーパーコンピュータの性能向上によって、予測精度は年々着実に向上している。特に衛星データの高度利用が開始された2003年以降は、急速に予測精度が向上している。

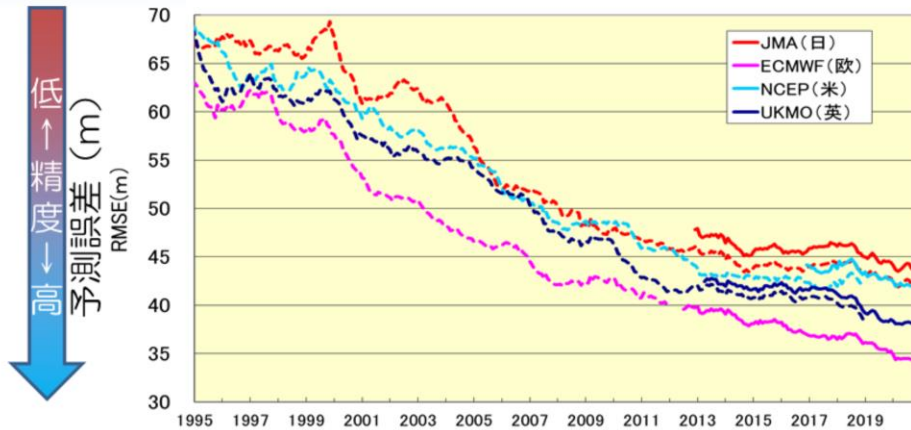
# 世界の数値予報

国名または 機関名	全球モデル		全球アンサンブル予報モデル			領域モデル の 格子間隔・ 鉛直層数
	格子間隔 鉛直層数	予報 期間	格子間隔 鉛直層数	メン バ数	予報期間	
日本	20km100層	11日間	40km100層 40km100層 55km100層	27x2 13x2 13x2	11日間 +7日間 +16日間	5km76層 2km58層
欧州中期予報セン ター (ECMWF)	9km137層	10日間	18km91層 36km91層	51x2	15日間 +31日間	なし
イギリス (UKMO)	10km70層	7日間	20km70層	18	7日間	1.5km70層
フランス	7.5~37km 105層	4日間	10~60km 90層	35x2	4.5日間	1.3km90層
ドイツ	13km90層	7.5日間	40km90層	40	7.5日間	6.5km60層 2.2km65層
米国 (NCEP)	13km64層	16日間	35km64層 55km64層	21x4	8日間 +8日間	3km60層 1.5km60層
カナダ	15km84層	10日間	35km80層	21x2	32日間	10km84層 2.5km84層

世界には日本と同様に、全球モデル、全球アンサンブル予報モデル、領域モデルがあり、様々な格子間隔や予報期間のモデルが存在する。表は全球モデルを運用している数値予報センターのうち、主要国または機関のモデルを示す。全球モデルは国際競争が盛んに行われている。特に全球モデルの予測精度が良いと言われている数値予報センターが欧州中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) や米国 (National Centers for Environmental Prediction; NCEP)、イギリス (United Kingdom Met Office; UKMO)、日本である。ECMWFは22の加盟国と12の協力国で構成されている。

# 全球モデル予測精度の国際比較

北半球5日予報500hPa高度RMSEの経年変化  
(1995年1月～2020年9月、前12ヶ月移動平均)



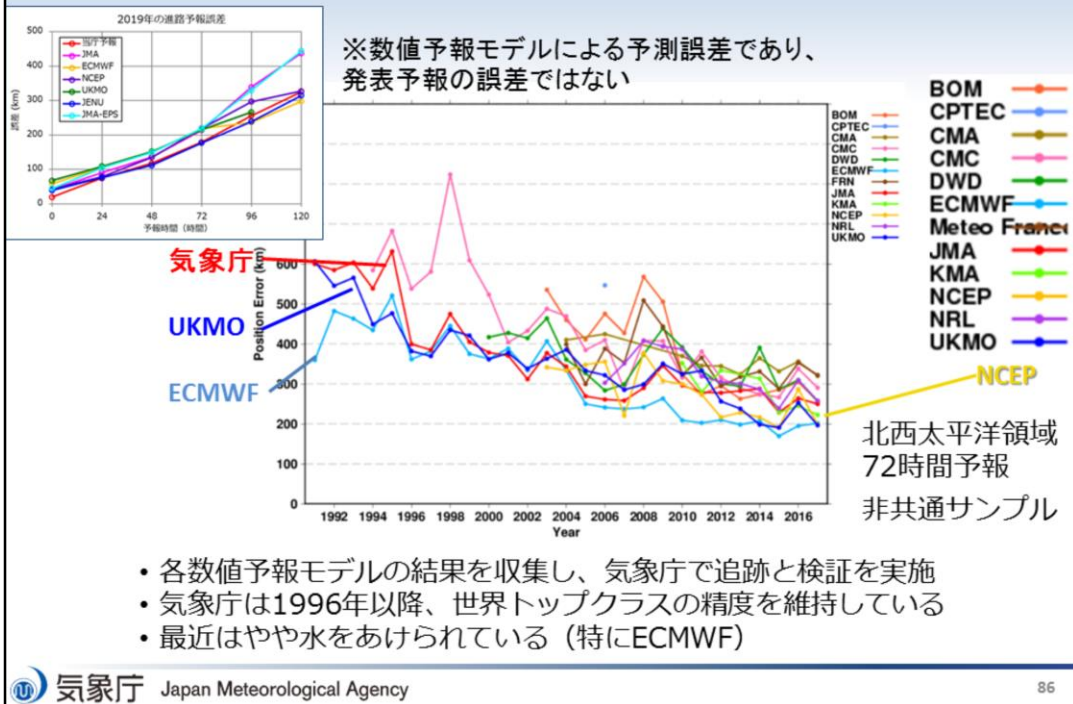
- 各センターとも着実に予測精度が向上している
- 気象庁もそれに追随しているが、ECMWFの精度が優れており、UKMOがそれに次ぐ

全球モデルの北半球における5日予報について、500hPa高度のRMSEの経年変化の国際比較(JMA:赤色、ECMWF:桃色、NCEP:水色、UKMO:青色)を示す。破線と実線は検証格子の違いを表し、破線は旧検証(格子間隔2.5度の格子点値利用)の値を示したグラフに対し、実線は新検証(格子間隔1.5度の格子点値利用)の値を示したグラフである。破線よりも実線の誤差が大きい傾向が見られるが、これは検証格子の高解像度化によって検証要素の構造が明瞭化し、位置ずれの影響が増大するなど低解像度時と比較して時空間的な誤差が増大するdouble penalty (Anthes, 1983, or Mass et al., 2002) の影響によるものである。

各センターとも年々着実に予測精度が向上している。気象庁もそれに追随しているが、ECMWFの精度が優れており、UKMOがそれに次ぐ状況である。



# 台風進路予報誤差国際比較



台風の72時間予報における進路予報誤差の国際比較について、1991年から2017年までの推移を示す。また、左上に2019年の台風の進路予報誤差について、予報時間を横軸にして示す。この進路予報誤差は数値予報モデルによる予測誤差であり、発表予報の誤差ではない。

これらの図で示すように、各数値予報モデルの結果を収集し、気象庁で追跡と検証を実施している。気象庁は1996年以降、世界トップクラスの精度を維持しているが、近年はECMWFを中心に引き離されている。このような台風検証は気象庁単独で実施しているものではなく、国際的な枠組みの中で実施している。

略称は各国の気象・水文機関、研究所。

BoM: オーストラリア、CPTEC: ブラジル、CMA: 中国、CMC: カナダ、DWD: ドイツ、ECMWF: 欧州中期予報センター、

Meteo France: フランス、JMA: 日本、KMA: 韓国、NCEP: アメリカ、NRL: アメリカ(海軍研究所)、UKMO: イギリス

## 参考文献

- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 北川裕人, 2006: モデルの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 坂本雅巳, 2018: 全球モデルの予報時間延長. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 5-6.
- 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.
- Anthes, R.A., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1306-1330.
- Mass, C. F., D. Ovens, K. Westrick and B. A. Colle, 2002: Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecast? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, March 2002, 407-430.
- Ono, M., 2019: Operational Use of the Typhoon Intensity Forecasting Scheme Based on SHIPS (TIFS) and Commencement of Five-day Tropical Cyclone Intensity Forecasts. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **21**, 20-46.



# 第1章 基礎編

## 1.7.3 全球アンサンブル予報システム

## 全球アンサンブル予報システム(EPS)の仕様

目的	台風進路予報支援・ 週間天気予報支援	2週間気温予報・早 期天候情報支援	1か月予報支援
モデル	GSM2003		
解像度	T <sub>L</sub> 479L100 (水平: 0.375度・約40km, 鉛直: 層数100)		T <sub>L</sub> 319L100(水平 0.5625度・約55km)
予報時間	264時間(11日), 2回/1日(00,12UTC) 132時間(5.5日), 2回/1日(06,18UTC)※	【左記からの延長】 18日,2回/1日 (00,12UTC)	【左記からの延長】 34日,2回/1日 (火・水曜の 00,12UTC)
初期摂動作成手法	LETKF+特異ベクトル(SV: Singular Vector)法		
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法		
境界値摂動	海面水温(SST)摂動		
(海面水温)	初期偏差固定+気候値変化	2-tiered SST(詳細は高倉・小森2020を参照)	
メンバー数	27 (1コントロールラン+26摂動ラン)	13 (1コントロールラン+12摂動ラン)	
解析値	高解像度全球モデル(T <sub>L</sub> 959L100)用の解析値を T <sub>L</sub> 479L100へ解像度変換		

※06:18UTCの気象業務支援センター経由でのデータ提供は台風の条件を満たす場合のみ

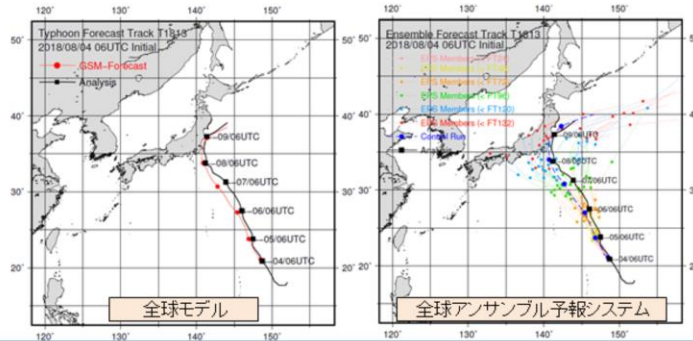
気象庁では、全球モデルの予測不確実性に関する資料を提供し、確率情報・信頼度情報の作成作業を支援するために、全球アンサンブル予報システムを運用している。全球アンサンブル予報システムは、週間天気予報のために用いられていた週間アンサンブル予報システム(山口2011)と、台風進路予報の支援のために運用されていた台風アンサンブル予報システム(太田・佐藤2010)、1か月予報、異常天候早期警戒情報(現在の早期天候情報)を支援するための1か月アンサンブル予報システム(平井ほか2015)を統合するシステムとして開発された。2017年1月から台風進路予報と週間天気予報の支援のために、2017年3月から1か月予報などの支援のために、運用を開始した(山口2017、新保2017)。

初期時刻00UTC及び12UTCの予測は、毎日予報11日目まで実行され、アンサンブルメンバー数は27である。27メンバーのうち13メンバーは、早期天候情報に利用するため、予報18日目まで延長される。そして、毎週火曜日及び水曜日は1か月予報に利用するため、更に予報34日目まで延長される。

予報モデルは全球モデルの低解像度版の水平約40kmメッシュ(TL479)(ただし、予報19日目から34日目にかけては水平約55kmメッシュ(TL319))鉛直100層のモデルで、物理過程は20kmメッシュの全球モデルで用いているものを利用している。予報モデルの不確実性を考慮するために、2010年12月に週間アンサンブル予報システムに導入された確率的物理過程強制法(米原2010)を用いており、下部境界条件の不確実性を考慮するために海面水温摂動(太田・堀田2016a)を導入した。初期摂動には、LETKF(太田・堀田2016b)とSV(酒井2008)を組み合わせる手法を用いている。

# 全球アンサンブル予報システム

- 利用目的：台風進路予報、週間天気予報など
- 全球モデルよりやや粗い水平分解能約40kmで地球全体を覆い、1日2回11日先まで、また1日2回5.5日先まで予測計算を実行
- アンサンブルメンバー数は27
- 全球モデルと同様に、数日～1週間程度の範囲で日本付近の気象に影響を与える高低気圧や台風を予測の対象とし、予測の幅や信頼度に関する情報を与える



平成30年台風第13号の予測例  
(平成30年8月4日15時から5.5日先までの台風中心位置の予測結果)

台風進路予報や週間天気予報の支援を目的とする全球アンサンブル予報システムは、全球モデルよりやや粗い水平分解能約40kmで地球全体を計算領域とし、1日2回11日先まで、また1日2回5.5日先まで予測計算を実行している。アンサンブルメンバーの数は27個である。全球モデルと同様に数日～1週間程度の範囲で日本付近の気象に影響を与える高低気圧や台風を予測の対象とし、予測の幅や信頼度に関する情報を得ることができる。

図は平成30年台風第13号の進路予測について、全球モデル(左図)と全球アンサンブル予報システム(右図)の予測結果を示す。黒線が実況を、左図の赤線が全球モデル予報を、右図のカラー線が全メンバーの予報を示す。

全球モデルは実況よりやや西の進路を予測しているが、全球アンサンブル予報システムはメンバーによっては実況に近い予測や実況より東の進路を予測していて、予測の幅や信頼度に関する情報を得ることができる。

## 参考文献

- 太田洋一郎, 佐藤芳昭, 2010: 台風アンサンブル予報システムの改善. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-70.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016a: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 77-84.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016b: 週間アンサンブル予報システムにおけるLETKFの開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 66-76.
- 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.
- 新保明彦, 2017: 全球アンサンブル予報システムの概要. 平成28年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-8.
- 高倉 寿成, 小森 拓也, 2020: 2段階SST法の詳細と導入事例紹介. 令和2年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 2-8.
- 平井雅之, 宮岡健吾, 佐藤均, 杉本裕之, 南敦, 松川知紘, 高谷祐平, 新保明彦, 2015: 1か月アンサンブル予報システムの変更の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-5.
- 山口春季, 2011: 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-24.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-41.
- 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.



# 第1章 基礎編

## 1.7.4 メソ解析

# メソスケール現象と数値予報

- メソスケールの現象の特徴
  - 降水現象と直接関係する
    - 積乱雲、メソ対流系、梅雨前線上の低気圧など
    - 雲・降水過程に伴う非断熱加熱がその振る舞いに本質的な影響を及ぼす
  - 顕著現象との関連が深い
    - 大雨・大雪・強風・突風・雷
  - メソスケール現象の予測
    - 防災上極めて重要
- メソスケール現象を予測するための数値予報システム
  - メソスケール現象は、時空間規模が(総観規模に比べて)小さい
    - 高い時間・空間分解能を持つ数値モデルが必要
  - メソスケール現象は降水現象と直接関係する
    - 雲・降水を詳細に扱う必要がある
    - 雲・降水に関連する観測データを利用する必要がある

雲物理過程を実装した非静力学モデルと、それを基にしたデータ同化システムが必要

気象現象には大小様々な空間スケールのものが存在する。全球数値予報システムが主な予測対象としている現象は天気図で卓越する総観規模現象である。総観規模現象は2000km以上の空間スケールの現象を指す。

一方で、2~2000kmの空間スケールの現象をメソスケール現象という。メソスケール現象の特徴として、積乱雲やメソ対流系など降水に直接関係する現象であること、大雨・雷など顕著現象との関連が深いことが挙げられ、これらのことからメソスケール現象の予測は防災上極めて重要となっている。

空間スケールが総観規模現象に比べ相対的に小さいメソスケール現象を予測する為には、全球数値予報システムよりも高い時間・空間分解能を持つ数値予報システムが必要となる。また、メソスケール現象は降水現象と直接関係することから、雲・降水を予報モデルで詳細に扱うとともに、データ同化でも雲・降水に関する観測データを多く利用する必要があり、この要請を満たす予報モデルとデータ同化システムから数値予報システムを構成する必要がある。このような背景があり、メソ数値予報システムが運用されている。

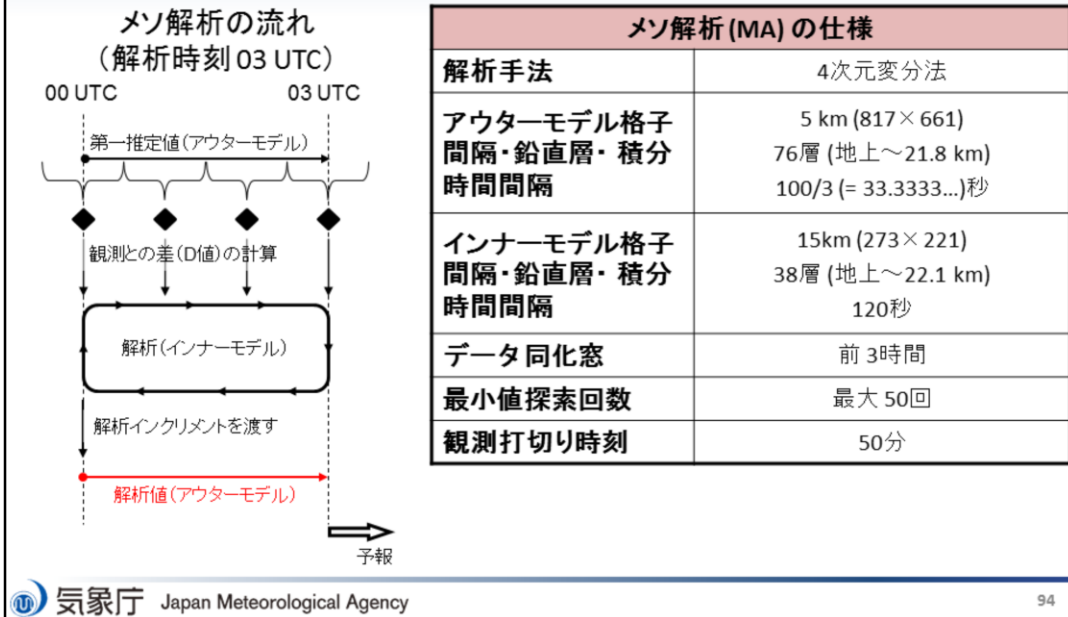
2001年3月にメソ数値予報システムの本運用が開始された。2002年には世界的にも画期的な成果である4次元変分法を用いたメソ解析システムが導入された。2004年には静力学平衡の近似を用いない非静力学モデル JMA-NHM (Non-Hydrostatic Modelの略) が導入され、2009年4月には、JMA-NHM を基にした変分法データ同化システム JNoVA が導入された(本田 2010)。その後も継続的な更新・改良がなされており、2017年2月には JMA-NHM を置き換える形で新しい気象庁非静力学モデル asuca (Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere の略。再帰的略称を用いている) が導入され(室井 2020)、2020年3月には、asuca を基にした変分法データ同化システム asuca-Var(幾田 2014) が導入されている。そして今日、メソモデルや局地モデルの予測資料は、防災気象情報の基盤のひとつとなっている。

メソ数値予報システムはメソ解析とメソモデルからなっている。まず、メソ解析について述べる。



# メソ解析の仕様

- asucaに基づく4次元変分法(asuca-Var)がベース



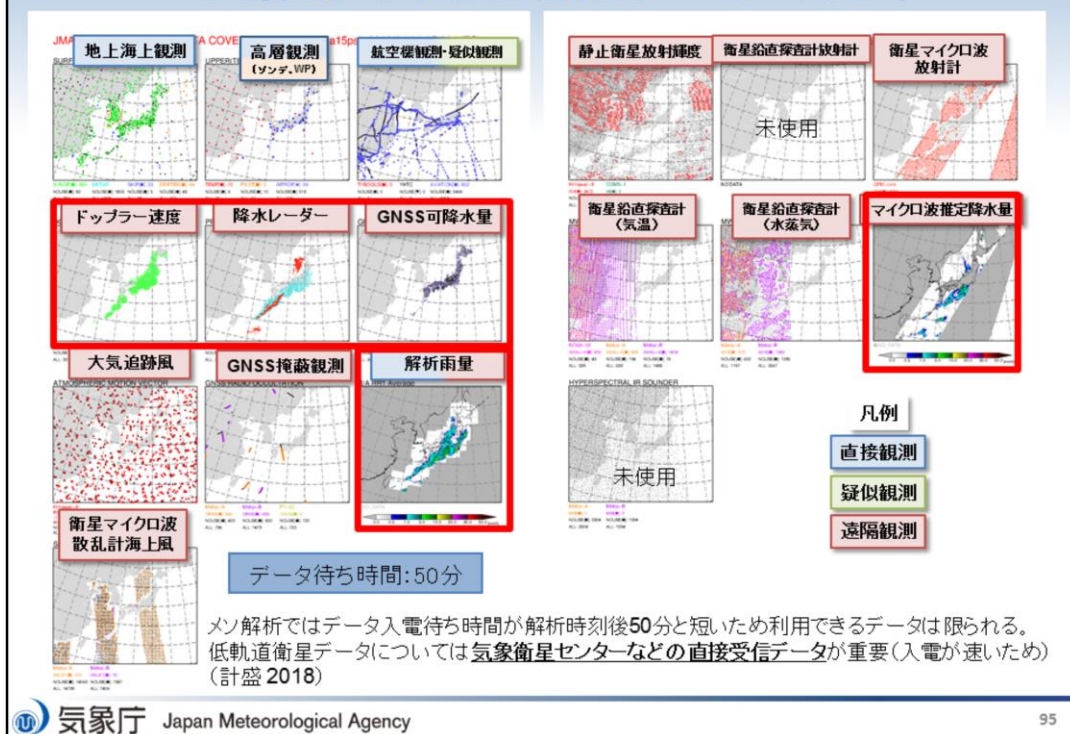
メソ解析は日本を中心とする東アジア領域の大気解析である。大気の解析手法には asuca に基づく4次元変分法を用いているが、大気解析で解析されない地上の解析には最適内挿法を利用している(本田 2018)。

メソ解析の基本的な仕様をスライドの表に纏めておく。なお、アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル、インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデルのことを指す。アウターモデルは格子間隔5km鉛直層76層であるのに対し、インナーモデルは格子間隔15km鉛直層38層であるのは、後述するようにメソ解析では繰り返し計算が必要であり、この繰り返し計算によって計算量が膨大になってしまうことを防ぐ為である。

スライドの図に、解析時刻03UTCにおけるメソ解析の処理の流れを示す。メソ解析のデータ同化窓は前3時間である為、この例においては00～03UTCの観測データがデータ同化に利用される。まず、アウターモデルを実行して、00UTCの解析値から03UTCまでの予測計算を行うことで第一推定値を得る。この時、00～03UTCにある全ての観測から予報がどの程度離れているかを計算する。次に、インナーモデルを逆方向に実行し、どのような修正を解析値に与えれば良いかを探索する。そして、探索された修正を加えた解析値からインナーモデルを実行して予測計算を行い、観測からどの程度予測が離れているかを計算する。以降、このインナーモデルの計算を繰り返し行っていく。この繰り返し計算は、インナーモデルでの計算が観測データに十分に近付いた時、もしくは、メソ解析での最小値探索の最大回数である50回で打ち切れ、解析インクリメントが算出される。最後に、解析インクリメントを加えた解析値でアウターモデルを実行して予測計算を行い、03UTCにおける解析値を得る。

メソ解析では、このような流れで解析値を計算している。

## メソ解析の利用観測データの分布



メソ解析で利用している観測データの分布図をスライドに示す。全球速報解析よりも観測データの待ち受け時間は短く設定されており、利用できる観測データは限られる(計盛 2018)。

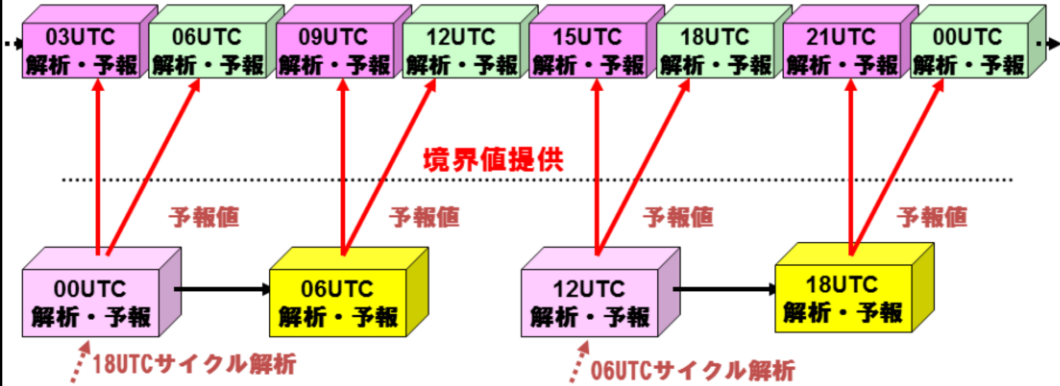
前述した通り、メソスケール現象は降水現象に直接関係する為、雲・降水に関する観測データを多く利用する必要がある。このことから、メソ解析では解析雨量、レーダー反射強度やマイクロ波推定降水量など、全球解析では利用されていない観測データが同化されている(計盛 2018)。スライドの図で、全球解析では同化されていない観測データを赤枠で囲った。

ドップラー速度とは、ドップラーレーダーによって測定された降水粒子の移動速度のことであり、ドップラー速度から大気中の風の情報を得ることができる。降水レーダー反射強度とは、レーダーから射出された電磁波の反射強度のことであり、反射強度から大気中の湿度の情報を得ている。GNSS可降水量とは、複数のGNSS衛星から発信された電波を地上のGNSS受信機で受信した際の、受信時間の遅れ(伝播遅延)の情報を利用して求めた、受信機が設置された場所における鉛直積算水蒸気量(可降水量)である。なお、全球解析では可降水量の同化は行っていないが、遅延量としては同化を行っている。解析雨量は、地上の雨量計とレーダーから解析された降水量であるから、厳密には観測データではないが、メソ解析では降水に関するデータとして同化を行っている。マイクロ波推定降水量とは、極軌道衛星に搭載されたマイクロ波放射計(イメージャ)の観測データから推定した降水強度である(計盛 2014)。

# 全球数値予報システムとメソ数値予報システム

- 側面境界値が更新された直後の予報 (赤色)とその次の予報 (緑色)は同じ側面境界値を使う → 側面境界値の影響を大きく受ける予報後半では、新しい初期時刻の予報の精度が前初期時刻の予報精度に近づく傾向がある

メソ解析・予報



全球速報解析・予報

- 1日4回の予報を側面境界としてMSMへ提供

全球数値予報システムとメソ数値予報システムの関係をスライドの図に示す。

メソ数値予報システムは全球数値予報システムと同様、ひとつ前の初期値から始めた予報値を第一推定値として解析値を作成している。例えば、06UTCの解析値は03UTC解析値からの予測結果を第一推定値としている。また、メソモデルは領域モデルである為、予報方程式を解く為に側面での境界条件が必要になる。メソモデルでは、全球速報解析・予報で作成される予報値を側面境界値として利用している。例えば、06UTC解析値からの予測は、全球数値予報システムにおける00UTC解析値からの予測結果を側面境界値としている。

メソ数値予報システムは1日8回のデータ同化と予報を行うが、全球数値予報システムは1日4回である為、メソ数値予報システムでは同じ側面境界値を2回ずつ利用することになる。スライドには、側面境界値が更新された直後の予報を赤色で、その次の予報を緑色で示す。一般に数値予報モデルは予報時間が長くなるにつれ側面境界値の影響が大きくなる為、同じ側面境界値を用いる予測では、新しい初期時刻の予測の精度が前初期時刻の予測の精度に近づく傾向がある。

## 参考文献

- 幾田泰醇, 2014: asuca変分法データ同化システム,平成25年度数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 91-97.
- 計盛正博, 2014: マイクロ波イメージャ, 平成26年度数値予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 50-54.
- 計盛正博, 本田有機, 佐藤芳昭, 2018: 観測データと品質管理. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-82.
- 本田有機, 2010: 概要,平成21年度数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 1-6.
- 本田有機, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2018: データ同化. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.
- 室井ちあし, 2020: はじめに, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部.

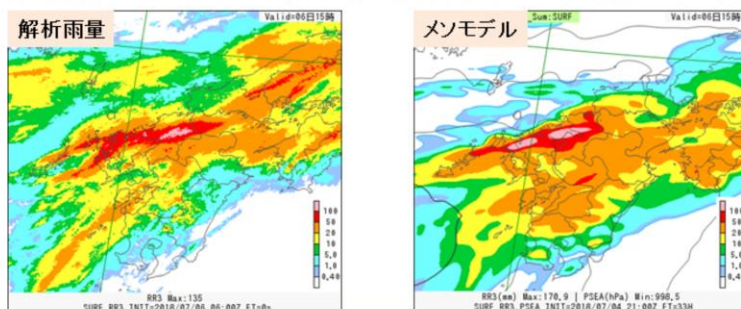


# 第1章 基礎編

## 1.7.5 メソモデル

# メソ数値予報モデル

- 利用目的は、防災気象情報、航空気象情報、降水短時間予報、天気予報、局地モデルの側面境界条件
- 水平格子間隔(5 km)で日本付近を対象に1日8回51時間(初期時刻00, 12 UTC)または39時間(初期時刻03, 06, 09, 15, 18, 21 UTC)先まで予測
- 1日~2日先程度までの大雨や暴風等の災害をもたらす現象がおもな予測対象



## 平成30年7月豪雨の予測例

平成30年7月6日15時までの3時間降水量

平成30年7月5日6時初期値、33時間予報

メソモデルは気象庁非静力学モデル asuca に基づく数値予報モデルである。全球モデルと比較して詳細な雲物理が組み込まれ、境界層も高度化されているのが大きな特徴である。また、メソスケールモデル向けの積雲対流パラメタリゼーションを用いている。メソスケールの現象を精度よく予測し、ある程度の水平スケールをもつ大雨を表現できるなど、全球モデルにはない特徴を持つ(本田 2018)。

メソスケール現象を予測することによって、防災気象情報や天気予報に役立てられているほか、航空機の安全運航に寄与する航空気象情報、15時間先までの降水予測を行う降水短時間にも役立てられ(辻村 2019)、局地数値予報システムへの第一推定値や側面境界値の提供という役割も担っている。

水平格子間隔5km鉛直76層で非静力学方程式系を基礎方程式とし、空間離散化には有限体積法を用いている。メソモデルは領域モデルであり、日本付近の領域のみを予測対象としている。メソ解析で1日8回作成される解析値から予測計算を行っている。予報時間は初期時刻によって異なり、00時・12時UTCの解析値からは51時間、それ以外の初期値時刻の解析値からは39時間先の予測計算を行う。

主な予測対象としては、1~2日先程度までの大雨・暴風といった災害をもたらす顕著現象であり、これらを予測することを目的に運用されている。

スライドの図に平成30年7月豪雨の降水量の予測結果を示す。平成30年7月6日15時までの3時間降水量で、左の図が解析雨量、右の図が平成30年7月5日6時初期値のメソモデルによる33時間先の予測結果となっている。解析雨量において解析されている九州北部の線状の強雨域が、メソモデルの予測においても表現されており、メソモデルで実況の強雨を予測できていることが分かる。

## メソモデルの主な仕様

- 非静力学モデル asuca がベース
  - 2004年9月に静力学スペクトルモデルから気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) に移行
  - 2017年2月に JMA-NHM から非静力学モデル asuca に移行

メソモデル (MSM) の仕様	
格子間隔	5 km (817x661)
鉛直層	76層 (地上~21.8 km)
積分時間間隔	100/3 (=33.3333...)秒
初期値	メソ解析 (MA)
側面境界値	全球モデル (GSM)
予報時間	51時間予報 (00, 12 UTC) 39時間予報 (03, 06, 09, 15, 18, 21 UTC)

メソモデルの主な仕様を図に示す。

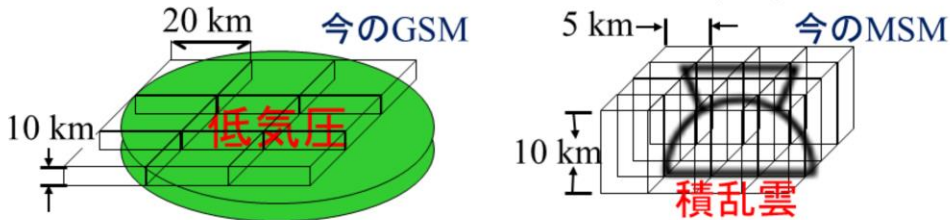
メソモデルは、2001年3月に水平格子間隔10kmのモデルとして本運用を開始した。当時は静力学平衡を仮定し、かつスペクトルモデルであった。その後、2004年には静力学平衡の近似を用いない非静力学モデル JMA-NHM が導入され(石田 2013)、2017年2月には JMA-NHM を置き換える形で新しい気象庁非静力学モデル asuca が導入されている(成田 2020)。なお、1.7.8節で示すように、asuca は局地モデルにも使われている。

物理過程としては、本節で示すバルク法雲物理過程(氏家 2020a)や、Kain-Fritsch 積雲対流パラメタリゼーション(氏家 2020b)などが用いられている。

# 非静力学の効果について

- 現象の水平スケールが鉛直スケールに比べて大きな場合
  - 鉛直風時間変化の影響(気圧変化など)を無視できる
  - 鉛直スケールが水平スケールに近づくと非静力学モデルが必要
- 断熱過程では水平格子サイズ2~3 km以下で非静力学の効果が効いてくる
  - 水平スケール10 km程度の現象を解像、鉛直スケール(10 km)と同程度
- 雲・降水過程を取り扱う場合は、10kmより小さい格子サイズで非静力学の効果が効いてくる
  - 非断熱過程による潜熱放出が格子単位で起こって格子サイズに近い対流が生じやすいため

加藤 (1999) 「気象研究ノート」



(雲・降水過程を取り扱うためには) 格子サイズ  
約10 km以下の非静力学モデルが必要

メソモデルは気象庁非静力学モデル asuca に基づく数値予報モデルであり、全球モデルとは異なり静力学平衡の近似を用いていない。

温帯低気圧のような総観規模現象の場合、現象の水平スケールが鉛直スケールと比べてはるかに大きい。この場合、鉛直流の時間変化を無視することが良い近似で成り立つ。一方、集中豪雨などの顕著な降水現象の多くは、積乱雲やメソ対流系擾乱と呼ばれる積乱雲の集合体によって引き起こされる。これらの現象の水平スケールは通常数10km以下で、静力学近似が十分な精度では成り立たない。また、水の相変化に伴う潜熱の解放と雲内水物質の分布が、運動場と降水域の決定に重要な役割を果たしている。従って、顕著降水現象の予報には、雲の微物理過程を含む水平分解能5km以下の非静力学モデルを用いることが本質的に望ましい(齊藤 2003)。メソモデルは水平格子間隔5km、局地モデルは水平格子間隔2kmであり、いずれも非静力学モデルが必要とされる。



## 非静力学モデルの利点と難点

### • 利点

- モデルの水平格子間隔に原理的な制限がなくなる
  - 水平スケール数十 km のメソ対流系擾乱による集中豪雨などの顕著現象の予測に威力を発揮する
- 雲や降水の生成と消滅において重要な鉛直流を陽に扱することができる
- 局地的な地形の影響を受ける風を正確に表現できる

### • 難点

- 気圧や密度の計算が静力学モデルより複雑になる
- 音波を解に含むため数値計算に工夫が必要になる

これまで述べてきたように、メソ・局地モデルでは非静力学モデルを用いている。スライドに、非静力学モデルの利点と難点を纏める。

利点としては、まず第一にモデルの水平格子間隔に原理的な制限がなくなることが挙げられる。前述したように、静力学モデルの水平格子間隔は静力学平衡が精度良く成立する水平格子間隔10km程度が限界である。非静力学モデルを用いることによってこのような制限がなくなり、空間スケールが数十 km 程度のメソ対流系擾乱による集中豪雨など、防災上重要な現象の解像ができるようになる。また、静力学モデルだと連続の式から診断していた鉛直流を運動方程式から陽に計算することができるようになる為、雲・降水の生成と消滅といった鉛直流が重要な役割を果たす現象を高度に扱っていることになる。高解像度化することによって地形の表現性が向上する為、局地的な地形の影響を受ける風をより正確に表現できるようになることも利点の一つである。

難点としては、まず、静力学モデルと比べて気圧や密度の計算が複雑になることが挙げられる。非静力学モデルでは気圧(もしくは密度)が予報変数になる為、静力学モデルに比べ計算が複雑になる。また、気象庁の非静力学モデル asuca は完全圧縮方程式系を採用しており、解には音波が含まれる。音波は非常に高速であるため、音波を安定に解くために積分時間間隔を決めると、積分時間間隔を非常に短くする必要がある。気象学的に重要でない音波に合わせて積分時間間隔を決めると、計算効率が極めて悪い(松林 2013)。この為、数値計算に工夫が必要となる。

# 雲・降水過程の役割

- 降水形成
  - 雲の微物理構造
  - 降水形成速度・降水効率
  - 降水のタイミング・場所・強度
- 潜熱の解放・吸収・再分配を介して雲のダイナミクスに関与
  - 相変化に伴う潜熱・粒子の荷重
  - 鉛直流の時間変化項
  - 雲の力学構造
  - 発達・維持



メソスケール現象は降水現象に直接関係する為、雲・降水を詳細に扱う必要があることは述べてきた通りである。この為、大気中に雲が形成され、雲の中で水滴が成長し、最終的に降水として地上に降るといふ雲・降水過程を全球モデルよりも詳細に扱うことが求められる。雲内での雨粒の成長を模式的に示した図をスライドに示す。

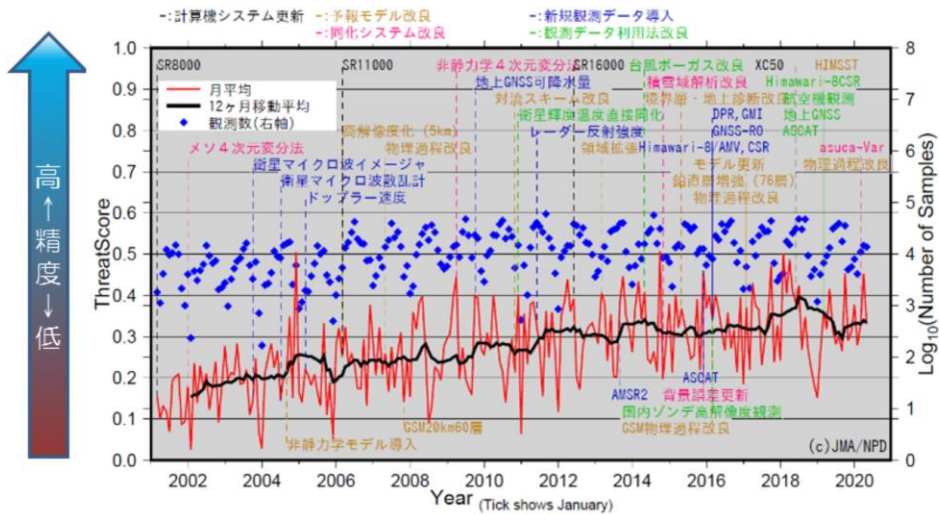
大気中の凝結した水は、様々な形態や大きさで存在し、その形態や大きさによって相変化の特性は細かく変わってくる。粒子ひとつひとつを予報するのは現実的ではないので、形態毎に集団的に状態を記述する簡便な方法(これを「バルク法」と言う)が考えられる。大気中の水は相変化を繰り返しており、雲水、雲氷、降水、雪、霰など、様々な状態、形で存在している。このように水の状態をいくつかのカテゴリーに分類し、相変化を考慮することによってカテゴリー毎の量を予測し、雲の発達・衰弱の様子をより正確に表現しようというのが雲物理過程である(本田 2018)。非静力学モデルであるメソモデルや局地モデルでは雲物理過程を採用しており、降水形成についての予測を行っている。

このように雲の微物理構造をモデル化した過程を取り入れることによって、降水の形成を予測している。また、相変化に伴う潜熱の解放・吸収・再分配を計算しており、雲物理過程それ自身が鉛直流の時間変化に影響を及ぼす。

一方で、全球モデルにおいては雲水から降水への変換や再蒸発、雪の融解などの単純化した雲微物理を取り扱っている。

# メソモデルの精度向上

予報時間03～15時間の3時間毎の降水量予測に対する平均スコア  
(閾値10mm/3h, 検証格子20km, 2001年3月～2020年5月)



メソモデルの降水量予測に対する平均スレットスコアの推移を示す。スレットスコアは高いほど精度が良い(スレットスコアについての説明は、4.6節を参照)。また、メソ数値予報システムの更新を図中に示す。

継続的なメソ数値予報システムの開発・更新によって、年々精度が向上していることが分かる。

## 参考文献

- 石田純一, 室井ちあし, 2013: はじめに, 平成25年度数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 1-4.
- 氏家将志, 2020a: 雲過程, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 45-55.
- 氏家将志, 2020b: 積雲対流パラメタリゼーション, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 33-44.
- 加藤輝之, 1999: 湿潤対流における非静力学効果, 気象研究ノート第196号, 153-168.
- 川野哲也, 1999: Bin法雲物理とモデルへの導入, 気象研究ノート第196号, 85-102.
- 齊藤和雄, 2003: 概論. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 1-15.
- 辻村豊, 2019: はじめに. 平成30年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 142-144.
- 成田正巳, 2020: メソ・局地数値予報システムの改良, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 1-7.
- 本田有機, 坂本雅巳, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.
- 松林健吾, 河野耕平, 石田純一, 室井ちあし, 2013: 時間離散化, 平成25年度数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 43-52.



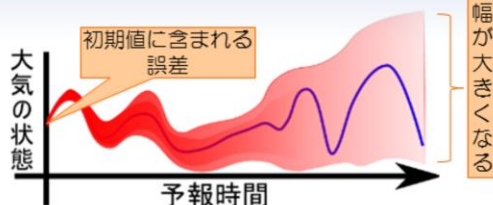
## 第1章 基礎編

### 1.7.6 メソアンサンブル予報システム

## なぜメソモデルで アンサンブル予報を行なうのか

大気にはカオス的な性質がある

- 初期値等に微小な誤差や不確実性があると、後の予測結果に大きな差を生むことがある
- 特に、(注警報の対象となるような)スケールの小さい現象では1日程度先においても影響が大きくなるほど予測誤差の時間発展が速い

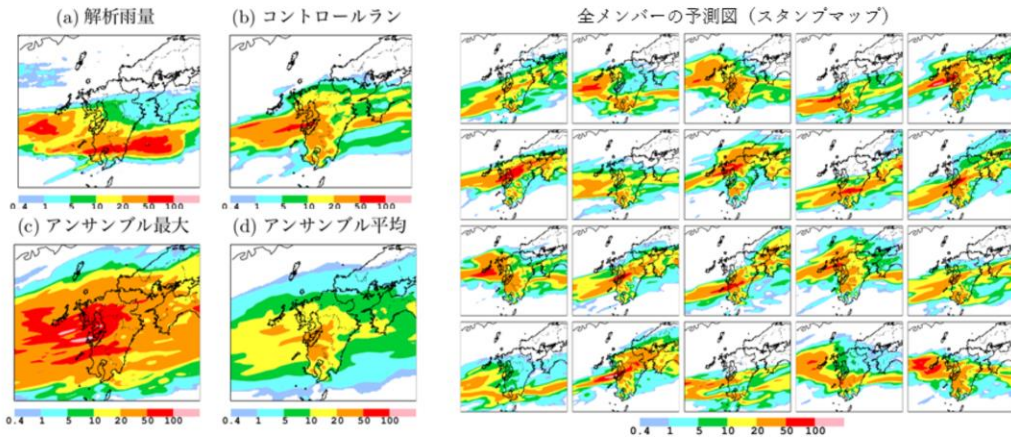


予報がもつ不確実性を反映したばらつき(摂動)を加えた複数の予測を行い、**予報の誤差の広がり**を把握する**メソアンサンブル予報が必要**

大気にはカオス的な性質があり、予報時間が長くなればなるほど誤差が急激に大きくなることから、予報時間が長いときにメソスケール現象を時間と場所を特定して防災に資する精度で単一の決定論的予報から予測することには限界がある。メソモデル(MSM)が対象とするメソスケール現象の予測は防災上極めて重要であるが、総観スケールの現象に比べて予測可能性が本質的に低いことが指摘されている。これは、ほぼ完全な初期値、数値予報モデルといった理想的な条件下でも、メソスケール現象予測では積雲対流などの時空間スケールの小さい現象の非線形性が卓越し、初期値に含まれる僅かな誤差が急速に時間発展することにより、短時間のうちに決定論的予測限界を迎えることを意味している(國井 2020)。そのため、災害をもたらすような局地的な集中豪雨等のメソスケール現象を時間と場所を特定して予測するには、未だ多くの困難が残されている。一方、現象の予測不確実性を評価するアプローチとしては、数値予報の誤差の要因に対応する僅かなばらつきを加えた複数の予測(アンサンブル予報)が有効である。アンサンブル予報はメソモデルの予測に対する信頼度の把握や複数シナリオの抽出などを可能とするため、顕著現象への効率的なリスクマネジメントという点で非常に有用な手段となる。気象庁では、メソ数値予報システムのアンサンブル予報であるメソアンサンブル予報システムの本運用を2019年6月27日に開始した(河野 2019)。

# メソアンサンブル予報システム

- Meso-scale Ensemble Prediction System: MEPS
- MSMの予測に対して、コントロールラン(MSM)とは異なる複数の予測を計算し、信頼度・不確実性等の情報を提供することを目的とする数値予報システム
- MSMと同じ水平格子間隔(5km)で、日本付近を対象に1日4回3時,9時,15時,21時初期値の39時間先までのアンサンブル予測計算(21メンバー)を実行

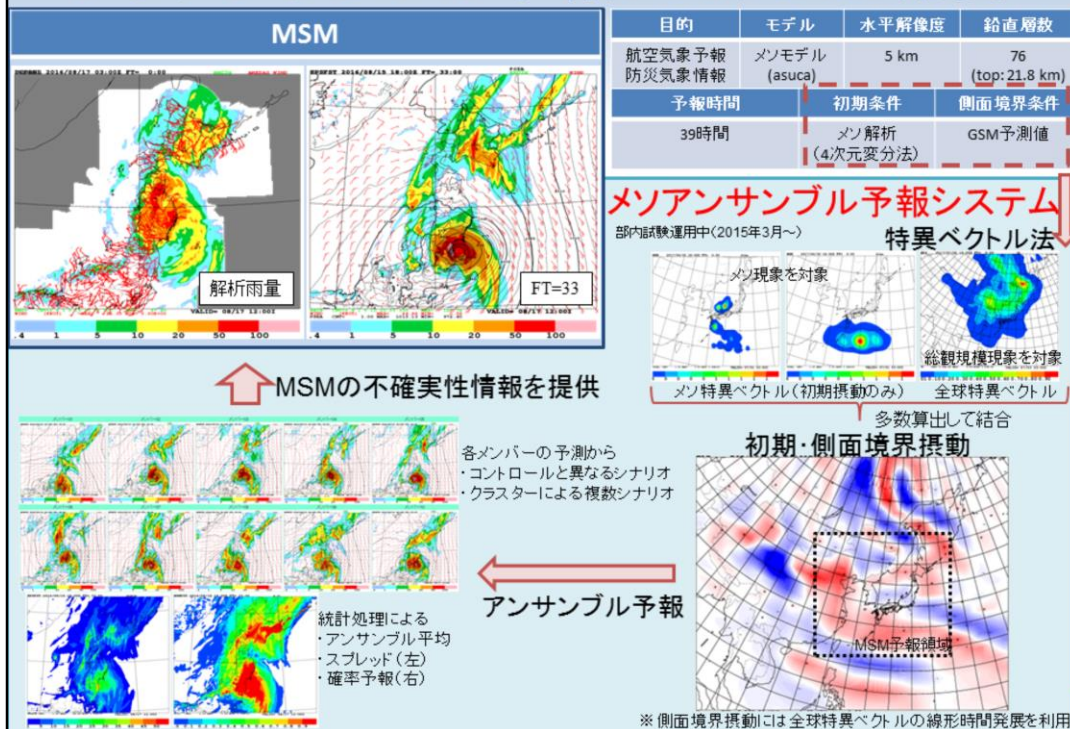


2019年6月30日9時 初期値 7月1日9時の3時間降水量(24時間予報)

メソモデルの予測に対してより適切な信頼度や不確実性等の情報を提供するためには、メソアンサンブル予報システムの各メンバーの予測特性がメソモデルと同様であることが望ましい。そこでメソアンサンブル予報システムでは、各メンバーの予測における計算領域や水平格子間隔、鉛直層配置、物理過程を含む各種設定を、全てメソモデルに揃えている。メソアンサンブル予報システムはメソモデルと同じく水平格子間隔5km鉛直76層であり、モデルについてもメソモデルと同じ asuca を使用して、1日4回39時間先までのアンサンブル予測計算を行っている。

図に、メソアンサンブル予報システムの予測結果の一例を示す。メソアンサンブル予報システムは、アンサンブル摂動を加えないメンバー(コントロールラン:メソモデルによる予測結果そのもの。1メンバー)と、コントロールランにアンサンブル摂動を加えたメンバー(摂動ラン:20メンバー)の計21メンバーの予測結果を出力する。メソアンサンブル予報システムにおいて、アンサンブル摂動は初期値と側面境界値のみに与えられ、下部境界摂動や数値予報モデル自体の不確実性は考慮していないため、各アンサンブルメンバーは初期値と側面境界値を除きメソモデルと全く同じ仕様となる。アンサンブル最大とアンサンブル平均は、アンサンブルメンバー間の統計量である。格子ごとのメンバー間の最大値をアンサンブル最大、平均値をアンサンブル平均という。これらは統計量であり、モデルの予測結果そのものではないため、利用にあたっては物理量間で整合が取れたものになっていないことに注意が必要である。

# メソアンサンブル予報システムの概要



スライドに、メソアンサンブル予報システムの具体的な処理の流れを示す。

メソアンサンブル予報システムにおいてはコントロールランであるメソモデルの初期値・側面境界値に摂動を加えることで摂動ランを計算している。この摂動作成の手法として、少ないメンバー数でメソモデルの不確実性を効率的に表現するため、特異ベクトル法という手法を用いている。特異ベクトル法は指定した評価時間・領域において線形成長率の大きい摂動を算出する手法で、アンサンブル予報における有効な初期摂動作成手法のひとつである。特異ベクトルには、気象庁全球モデルに基づく全球特異ベクトル、気象庁非静力学モデル JMA-NHM に基づく水平解像度の異なる2種類のメソ特異ベクトルがあり、これら特異ベクトルを多数算出して結合することで初期値摂動を作成する。側面境界値摂動については、全球特異ベクトルを時間発展させたものを利用して作成する。これら初期値・境界値摂動によって20メンバーの摂動ランを構成している。この点で、メソアンサンブル予報システムは初期値と側面境界値に起因する不確実性を定量化するシステムといえる。

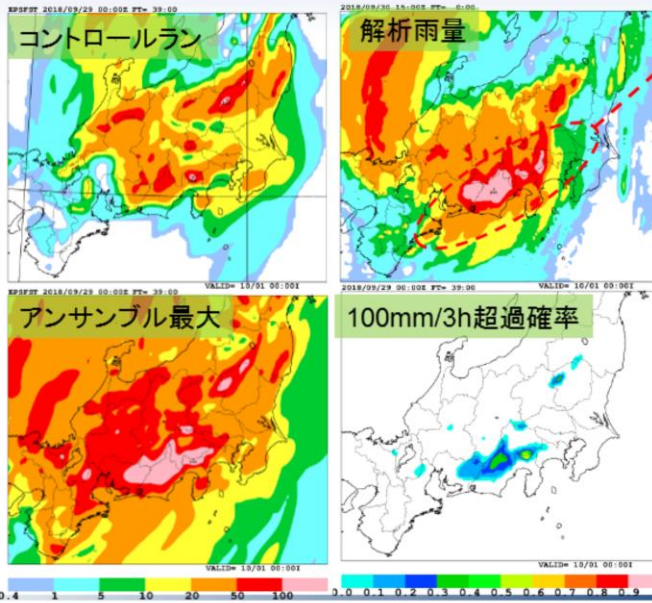
このように構成した20メンバーの摂動ランについてメソモデルと同じ asuca を用いて予測計算を行い、各摂動ランの予測結果とする。この時、統計処理によってアンサンブル平均やアンサンブルスプレッド、確率予報などを算出している。



# メソアンサンブル予報システムによる予測例 平成30年台風第24号

2018年10月1日0時を対象とした前3時間降水量

2018年9月  
29日00UTC  
初期値  
39時間予報



東海地方の南斜面  
での100mm/3h以上  
の強雨に注目

- コントロールラン：  
強雨を見逃し
- アンサンブル最大：  
強雨を捕捉
- 超過確率：  
30～40%の確率

平成30年台風第24号による大雨の事例について、メソアンサンブル予報システムによる予測例をスライドに示す。2018年10月1日0時を対象とした前3時間降水量で、コントロールラン、解析雨量、アンサンブル最大、100mm/3h超過確率を示している。ここで、100mm/3h超過確率は、100mm/3h以上の降水量となったメンバーの割合を格子ごとに計算した統計量である。

解析雨量で解析されている東海地方の南斜面での100mm/3h以上の強雨に着目する。予報時間FT=39のコントロールランでは降水が過小になっており、メソモデルでは東海地方の強雨を見逃している。一方でアンサンブル予報では、アンサンブル最大で強雨が捕捉されていることに加え、その超過確率が30～40%であることが示されている。このように、決定論的予測で表現できなかった現象をアンサンブル予報によって確率的に捕捉できることがある。

なお、この事例については、メソモデルも初期値が新しくなるにしたがってコントロールランで100mm/3h以上の強雨を表現するようになり、100mm/3h超過確率も高まっていった。このような初期値による変化から、強雨の発生可能性の高まりを捉えることができる。

## 参考文献

- 河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019:メソアンサンプル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.
- 國井勝, 小野耕介, 2020:メソアンサンプル予報システム, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 85-115.

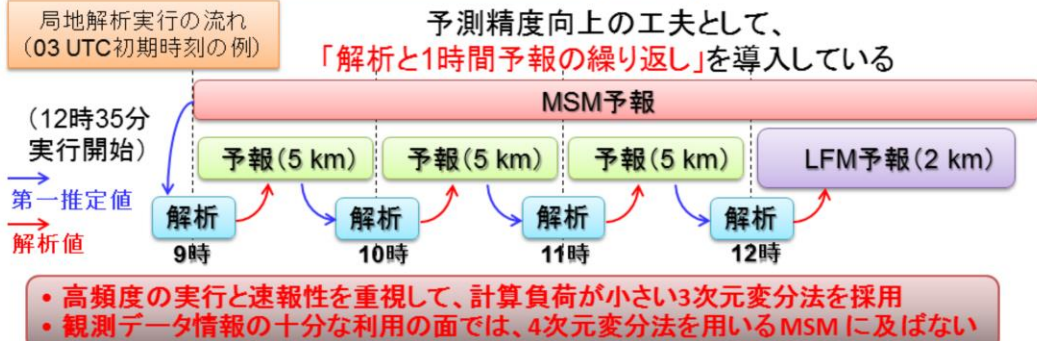


# 第1章 基礎編

## 1.7.7 局地解析

# 局地解析の主な仕様

	局地解析	メソ解析
同化システム	asuca-Var	asuca-Var
格子間隔(東西格子数×南北格子数)	5 km (633×521)	アウター: 5 km (817×661) インナー: 15 km (273×221)
鉛直層	48層(地上～21.8 km)	38層(地上～22.1 km)
観測打ち切り時刻	30分	50分
解析値推定法	3次元変分法	4次元変分法



近年、時間・空間規模の小さい積乱雲等に伴う局地的な豪雨による災害が目立ち、防災上の観点から、その予測精度向上への要請が強まっている。また、航空機の安全な運行のため、天候の急変を捕えるなど、飛行場近辺における時間・空間分解能の細やかな気象情報の需要が高まっている。

これらの要請に応える為、より小さいスケールの現象を表現でき、最新の観測データを反映した初期値による予測結果を迅速に提供できる局地数値予報システムが開発された。局地数値予報システムは2012年8月30日に本運用が開始され、2015年1月には、asucaを基にした変分法データ同化システム asuca-Var が導入されている(原 2015)。

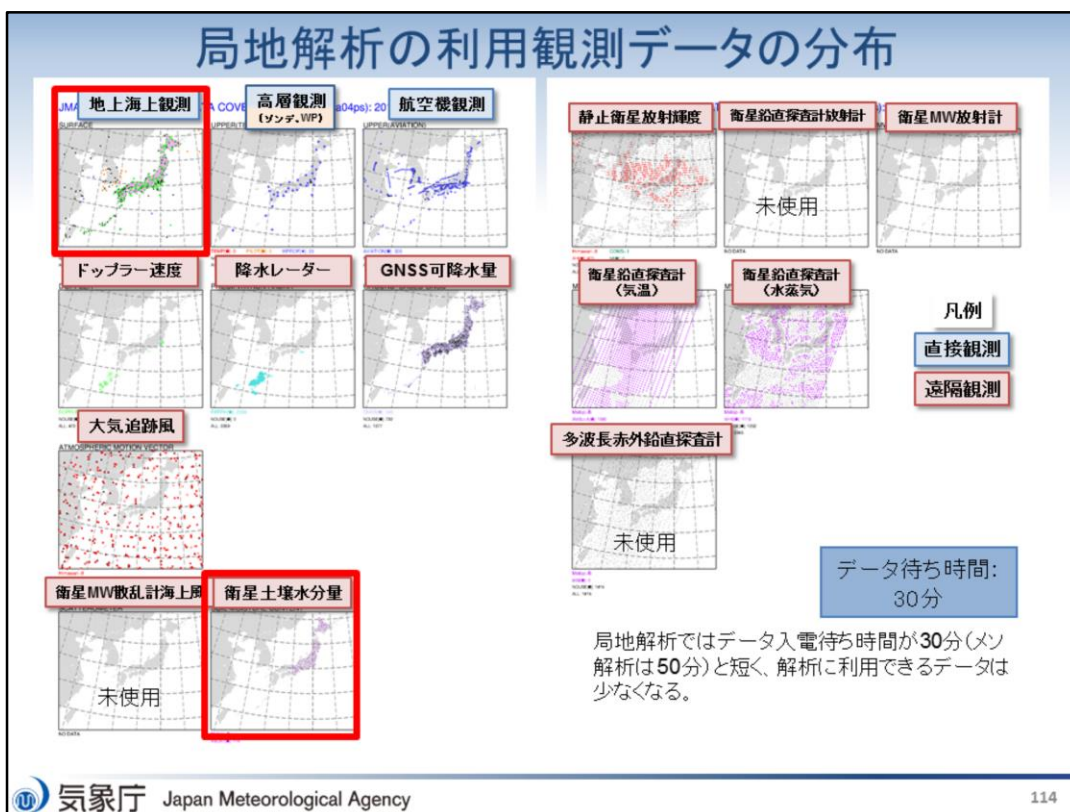
局地数値予報システムは局地解析と局地モデルからなり、本節では局地解析について示す。

局地解析は1日24回、毎正時に実行され、局地モデルの初期値を作成する。局地解析の主な仕様のメソ解析との対比をスライドの図に示す。

局地解析もメソ解析(1.7.4節を参照)と同様に asucaに基づくデータ同化システムではあるが、メソ解析とは異なり、解析手法に3次元変分法を用いている。4次元変分法は高精度な解析値を得られる反面、インナーモデルの繰り返し計算が必要であることから計算負荷が非常に大きい。局地解析は高頻度で速報性が求められるデータ同化システムであることから、計算負荷が小さい3次元変分法を採用している。したがって、4次元変分法を用いるメソ解析と比べると、観測データが十分に利用されているとは言えない。

3次元変分法の場合は、原理的に解析対象時刻の観測データしか利用できないという制約がある。そのため、局地解析では、初期値作成時刻の3時間前から、3次元変分法による解析と1時間予報の繰り返しによる解析・予報サイクルを実行し、初期値作成対象時刻の前3時間分の観測データの情報を解析値に取り込むようにしている。例として、図に12時初期時刻における局地解析実行の流れを示す。

また、局地解析で利用する観測データはメソ解析と異なる。局地解析の特徴として、全球解析やメソ解析では利用されていないアメダスデータを利用していることが挙げられ(本田 2018)、局地解析が高解像度であることによる特色の一つとなっている。



局地解析で利用している観測データの分布図を示す。観測の打ち切り時間が30分と、メソ解析の50分と比べても更に短く、利用される観測データはメソ解析に比べても少なくなっている。

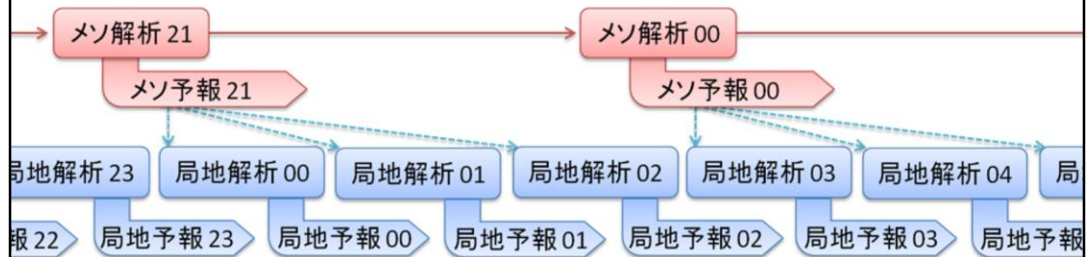
全球・メソ解析では用いられず、局地解析でのみ利用されている観測データを含む分布図を赤枠で囲った。

局地解析の特徴として、アメダスデータを同化していることが挙げられる。アメダスデータでは、気温・風を同化している。また、地上観測についても全球・メソ解析においては気圧のみしか同化されていない一方、局地解析では気圧に加え気温・風・湿度を同化している(計盛 2018)。このように、全球・メソ解析で利用されていない地上の観測データを同化することにより、少ないデータ待ち時間の中で大気下層の解析精度向上を図っている。

衛星土壌水分量を同化に利用していることも、局地解析の特徴のひとつである。様々な衛星には土壌水分に関するプロダクト(土壌水分量プロダクト)があり、定常的且つ広範に同化利用できる。土壌体積含水率が修正されることで地表面フラックスを介して地上気温予測が修正される為、土壌水分量の初期値の修正が地上気温予測に効果をもたらす(幾田 2017)。

## 局地数値予報システムの特徴：高頻度

- 最新の観測をいち早く取り入れた初期値からの予報を、高頻度で更新していく



- ある程度精度の保証されたメソ予報 (MSM) が常に利用できる
- そのメソ予報の予報値を基 (第一推定値) に最新の観測を同化した初期値を作成
- 高頻度に解析 + 予報を実行

最新の情報 (第一推定値・観測) を反映させ、  
目先 (短時間) の予報資料を充実

局地数値予報システムの特徴のひとつとして、高頻度であることが挙げられる。1日24回、毎正時に実行されており、1日8回のメソ数値予報システムよりも高頻度に行われている。

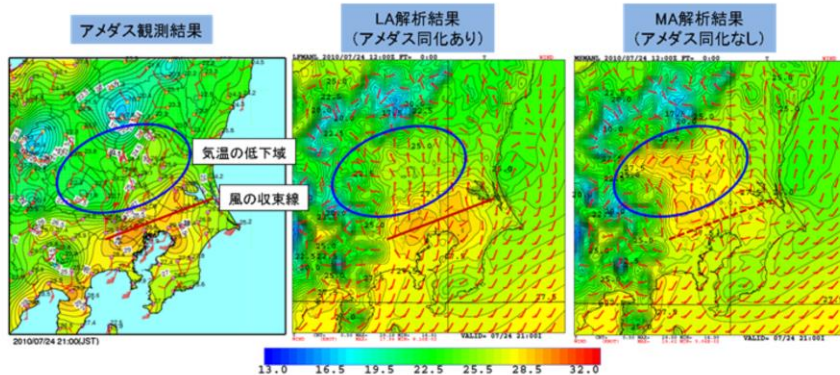
高頻度に数値予報システムを実行する利点として、最新の観測をいち早く取り入れた初期値からの予測を高頻度に提供できる点がある。このようにいち早く最新の情報を初期値へと反映し、その初期値から高頻度に予測を行うことによって、きめ細やかに予測結果を提供している。

図にメソ解析と局地解析の関係を示す。局地数値予報システムは、メソ数値予報システムのようにサイクルが閉じておらず、第一推定値としては局地モデルの予測ではなくメソモデルの予測を用いている。これは、計算時間の制約上、局地数値予報システムだけでサイクルを回すことが難しい為である。また、局地モデルはメソモデルと同様に領域モデルであり、メソモデルの予測から側面境界値も取得している。この為、局地数値予報システムはメソ数値予報システムの影響を大きく受ける。

## 局地数値予報システムの特徴:高解像度 解析の水平格子間隔は5 km

- モデル地形の表現性向上→局地的な地形の影響を強く受けている観測データも同化可能に。
  - AMeDASの気温・風

地上収束線が関東地方を南下した事例(2010年7月24日21時)の地上気温・風



局地数値予報システムの特徴のひとつとして、高解像度であることが挙げられる。局地解析自体の水平格子間隔は5kmであり、メソ解析の OUTER モデルの水平格子間隔と同等であるが、1.7.8節で示されるように局地モデルの水平格子間隔は2kmであり、メソモデルの水平格子間隔5kmより更に高解像度な数値予報モデルとなっている。水平格子間隔が小さい分、モデルの地形はメソモデルと比べても現実の地形に近くっており、地形の表現性が向上している。

この恩恵として、局地的な地形の影響を強く受けるアメダスの気温・風データが同化に利用できる、ということが挙げられる。図に、2010年7月24日21時のアメダス観測、局地解析、メソ解析を示す。塗りつぶしは地上気温を、矢羽根は地上の風向・風速を示している。アメダス観測では、青丸で囲った領域の気温が低くなっており、局地解析ではアメダスデータの同化によって観測に準じたものとなっているが、メソ解析では観測が反映されておらず観測に比べ高温になっている。また、赤線で示される風の収束線についても、アメダスや局地解析とは違って、メソ解析ではやや不明瞭になっている。このように、局地解析ではアメダスデータを同化することによって、大気下層の解析精度が向上している。

## 参考文献

- 幾田泰醇, 2017: 局地数値予報システムにおける新規観測データの利用開始及び同化手法の高度化, 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-85.
- 計盛正博, 本田有機, 佐藤芳昭, 2018: 観測データと品質管理. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-82.
- 原旅人, 2015: はじめに. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1.
- 本田有機, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2018: データ同化. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.



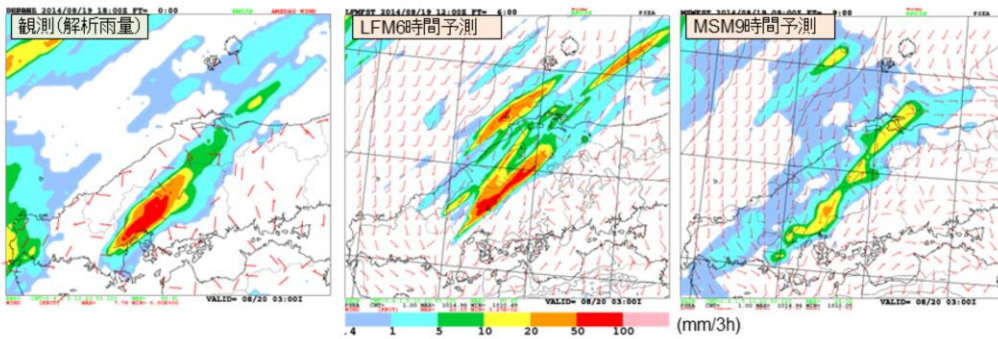


# 第1章 基礎編

## 1.7.8 局地モデル

# 局地数値予報モデル

- 利用目的：防災気象情報、航空気象情報、降水短時間予報
- メソモデルより細かい水平格子間隔(2 km)と高い頻度(1日24回(毎時))で、日本付近を対象に10時間先までの予測計算を実行
- 局地的な大雨や飛行場における風の急変等、目先数時間程度の局地的な現象が予測対象



平成26年8月豪雨の予測例  
(平成26年8月20日3時までの前3時間積算降水量)

局地モデルは、航空気象情報、防災気象情報の作成支援に用いられている。

メソモデルは水平格子間隔が5kmであるのに対して局地モデルは水平格子間隔が2kmであり、メソモデルと比較して高解像度で予測計算を行っている。また、メソモデルと比較して高頻度に行われており、1日24回(メソモデルは1日8回)、毎正時の解析値を初期値として、10時間先までの予測計算を行っている。水平分解能が細かいことにより、発達した積乱雲を直接表現することが可能となっており(本田 2018)、地形の表現性についても向上している。これらを活かし、局地的な大雨や飛行場における風の急変など、目先数時間程度の局地的な現象を主な予測対象としている。

図は、平成26年8月豪雨の予測の結果を示す。左から、解析雨量、局地モデル、メソモデルの予測結果であり、平成26年8月20日3時までの前3時間降水量を示す。解析雨量では線状の強雨域が解析されており、局地モデルでは解析雨量に近い強雨域が表現されている。メソモデルでも降水強化は表現されているものの、解析雨量と比べると降水量が不十分である。このように、局地モデルではメソモデルでも捉えられないような局所的な現象を捉えられることがある。

## 局地モデルの主な仕様

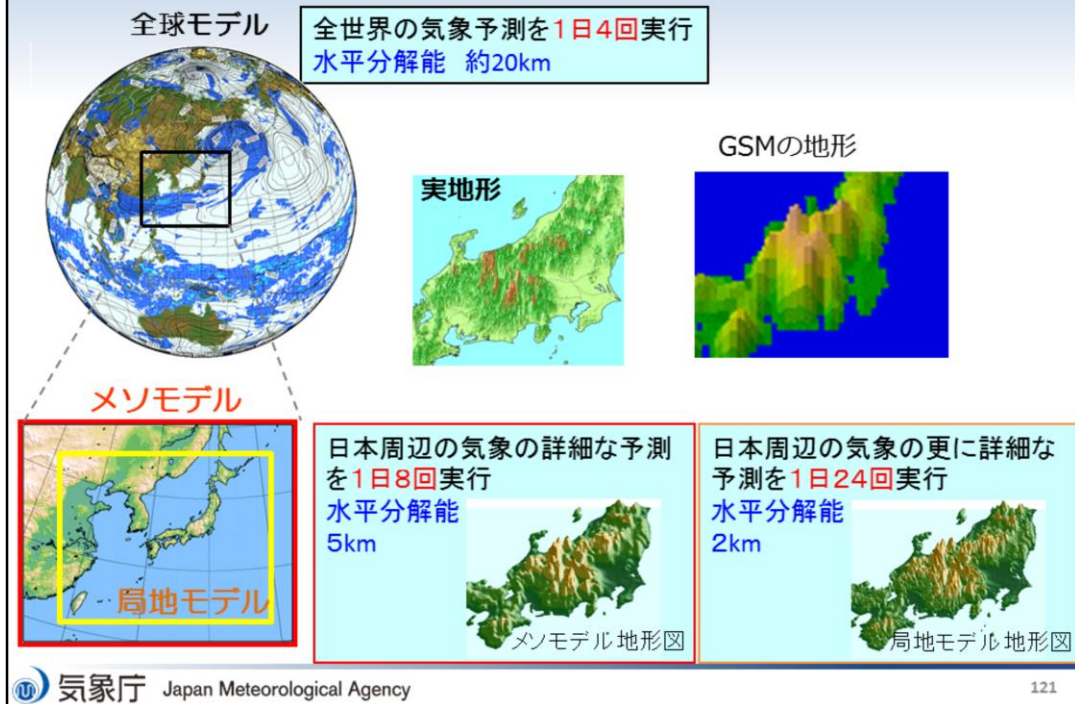
	局地モデル (LFM)	メソモデル (MSM)
予報モデル	asuca	
格子間隔	2 km (1581 × 1301)	5 km (817 × 661)
鉛直層	58層 (地上～20.2 km)	76層 (地上～21.8 km)
積分時間間隔	50/3 (= 16.666...)秒	100/3 (= 33.333...)秒
初期値	局地解析 (LA)	メソ解析 (MA)
側面境界値	メソモデル (MSM)	全球モデル (GSM)
予報頻度・時間	1日24回、10時間	1日8回 51時間 (00, 12 UTC) 39時間 (03, 06, 09, 15, 18, 21 UTC)
積雲対流パラメタリゼーション	対流のイニシエーション	Kain-Fritsch スキーム

局地モデルの主な仕様を、メソモデルと対比して表に示す。

予報モデルはメソモデルと同じ非静力学モデル asuca を用いており、水平格子間隔 2km 鉛直 58 層での予測計算を行っている。

局地モデルとメソモデルの主要な差異として、積雲対流パラメタリゼーションの違いがある。メソモデルでは Kain-Fritsch スキームを用いて予測しているが、局地モデルでは対流のイニシエーション(立ち上がり)にのみにパラメタリゼーションが用いられている。局地モデルの運用開始当初、水平格子間隔が 2km である局地モデルでは積雲対流パラメタリゼーションが用いられていなかった。しかし、積雲対流の発生が遅れること、そのために過剰に蓄積されたエネルギーが短時間で上昇流に転換されて過大な降水量を予測したり、実況よりも遅い時間まで積雲対流による降水を予測することが多いことが明らかとなったため、積雲対流発生と終息の表現向上を目的に、局地モデルでは対流の立ち上がりを表現するパラメタリゼーションが用いられるようになった(河野 2014)。

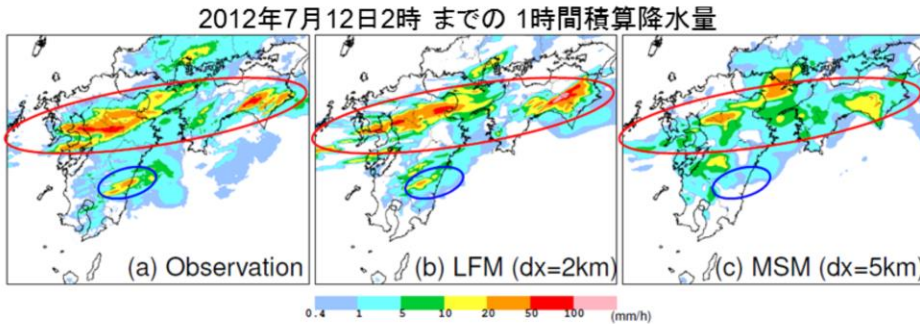
# 計算領域とモデルで表現される地形



図に、全球・メソ・局地モデルの予測計算領域と、各モデルにおける地形を示す。メソモデルと局地モデルは共に領域モデルであるが計算領域が異なっており、局地モデルはより日本付近へと領域を絞っている。領域を絞ることで計算量を抑え、水平格子間隔2kmという分解能を実現している。また、全球モデルとメソ・局地モデルは、それぞれの水平分解能に応じてモデルで表現される地形が異なる。局地モデルのモデル地形は、メソモデルと比べても精緻であり、実際の地形に近くなっていることが分かる。

## 局地数値予報システムの特徴:高解像度 予報の水平格子間隔は2 km

- 高解像度化による現象の表現性の向上
  - より細かなスケールの空間的・時間的変化を格子平均値で表現可能



平成24年7月九州北部豪雨

MSMIは前線に伴う降水域の位置を良く表現

LFMIは九州北部や四国の強雨域の形状や降水強度も良く再現

局地モデルの特徴として、水平格子間隔2kmという解像度の高さが挙げられる。数値予報モデルで扱う格子点値は格子平均値のことであるから、高解像度化することによって、現象の表現性が向上し、より細やかなスケールの空間的・時間的変化を表現できるようになる。この為、発達した積乱雲についても直接表現できるようになっている(本田 2018)。

図に、2012年7月九州北部豪雨の予測結果を示す。左から、解析雨量、局地モデルの予測結果、メソモデルの予測結果であり、2012年7月12日2時までの1時間降水量を示している。局地モデルでは赤丸で囲まれた九州北部と四国の強雨域、青丸で囲まれた九州南部の強雨域を良く表現している。メソモデルにおいても降水位置は概ね合っており、降水強化を捉えられているものの、全体として降水量は過小になっている。また、メソモデルでは、青丸で囲まれた九州南部の強雨域を表現できていない。

## 参考文献

- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFMとしてのasuca の特性, 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108-117.
- 本田有機, 坂本雅巳, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.



## 第1章 基礎編

### 1.8 プロダクト利用上の留意点

数値予報には、数値計算や物理過程等による手法に由来する制約のため、予測精度に限界がある。また、現業予報作業では、全球モデル(GSM)・メソモデル(MSM)・局地モデル(LFM)などの複数の数値予報資料(プロダクト)を作業時間が限られる中で、効率的かつ能率的に利用しなければならない。

本節では、1.7節までの数値予報の特性としてその限界と予測可能性について述べ、その後、プロダクトの利用上の留意点を述べる。なお、本節の内容は、藤田(2012)、石田・山田(2018)および石川(2018)に基づいて記述しているので、適宜これらの文献を参照願いたい。

## 数値予報の限界と誤差要因

- 数値予報の限界
  - 大気現象を完全には表現できない(分解能)
  - 誤差の急速な成長(カオス的性質)
- 予報誤差の要因
  - 数値予報モデル(力学過程、物理過程)
  - 初期値
  - 境界値
- 数値予報の限界と誤差特性の把握が重要

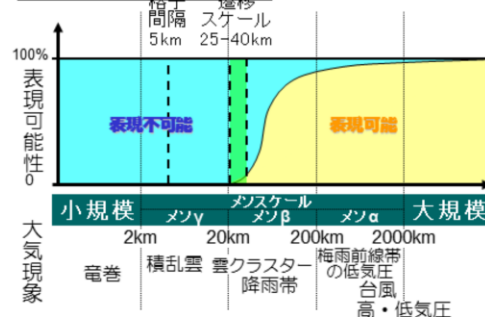
数値予報を行うための必須要素は、数値予報モデルと初期値及び境界値である。数値予報の限界と誤差要因を考える上でも、これらの必須要素は重要である。例えば数値予報の限界について、数値予報モデルの力学過程の面から考えてみる。数値予報モデルの力学過程では、格子点法の場合、空間的に区切りのない連続体(流体)である大気の状態をコンピュータで扱えるよう数値的に計算するために、多数の格子点における値で代表させる必要がある(これを離散化という)。この格子点の間隔で分解能が決まり、どの程度のスケールの現象が格子点における値で直接的に表現可能であるかが決まる。そのため、決まったスケールより小さい大気現象は表現することができないことから、数値予報モデルは大気現象を完全に表現することができない。また、数値予報モデルで用いる大気の支配方程式は非線形であり、そのカオス的性質から予報初期のごくわずかな誤差が急激に拡大して将来の予測に大きく影響する場合があるため、完全な予測は困難である。



## 表現可能な現象のスケール 実効解像度

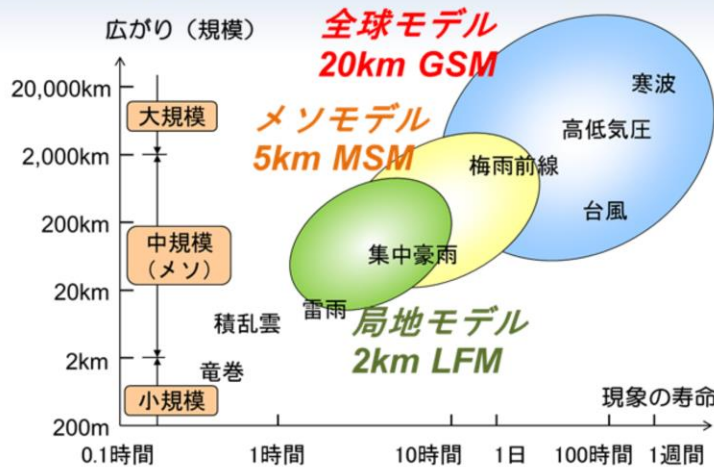
- 格子点値はその格子内の平均的な状態を示す
- モデルの実効解像度よりも細かい現象は表現できない
- 実効解像度は格子の **5～8倍程度**
  - GSM:100～150km
  - MSM:25～40km
  - LFM:10～15km

鉛直解像度の制約により境界層の構造や、逆転層などの構造も十分な表現ができないことがある。



一般に、数値予報モデルで表現可能な現象のスケール(実効解像度)は格子間隔の5～8倍程度である。短期・中期予報で用いる気象庁現業数値予報モデルでは、全球モデル(GSM)は水平分解能約20km、メソモデル(MSM)は5km、局地モデル(LFM)は2kmであることから、それぞれ100～150km、25～40km、10～15km程度以上のスケールの現象について表現可能である。また、各モデルの格子点値はその格子内の平均的な状態を示すことにも注意が必要である。さらに、鉛直解像度の制約により、境界層の構造や逆転層などの構造を十分に表現できない場合があることにも注意する必要がある。

## 気象現象のスケールに応じた 数値予報モデルプロダクトの使い分け



原則としては最新かつ最も分解能の高い数値予報モデルの結果を利用することが推奨される。個々の事例については、観測データと比較、確認し、数値予報プロダクトの使い分けをする必要がある。

気象現象のスケールに応じた数値予報モデルプロダクトの使い分けは、以下のとおりである。

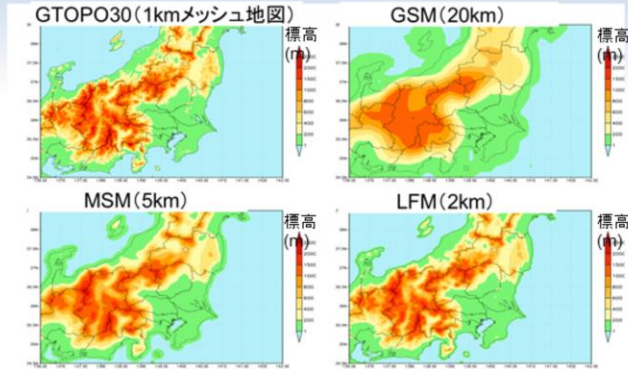
GSMでは、現象の寿命が1日～1週間、広がりが数千km前後の大～中規模の高低気圧や台風等の総観規模の擾乱を表現することができる。

MSMでは、現象の寿命が数時間～1日、広がりが数百km前後の中規模の豪雨をもたらす現象等を表現することができる。

LFMでは、現象の寿命が数時間、広がりが数十km～数百km程度の豪雨をもたらす現象を表現することができる。

このように、現象の寿命や広がりを考慮して、観測データと比較、確認し、数値予報モデルプロダクトの使い分けをする必要がある。また、原則として最新かつ最も分解能の高い数値予報モデルの結果を利用することが推奨される。

## モデル地形の不完全さに起因する誤差



- GSM、MSM、LFMの地形は、米国地質調査所が作成した1kmメッシュ(正確には30秒)のGTOPO30データをモデルの水平解像度に合わせて平滑化したもの
- 実際の地形にはLFMより更に小さいスケールの起伏がある
- スケールの小さい地形の影響を受ける風や、小スケールの激しい起伏でモデルと実際の標高の異なる場合の気温は誤差が大きいと考えられる
  - 実際の地形とモデル地形の違いを十分に把握する
- このような誤差は系統誤差としてガイダンスで補正される。数値予報の結果とガイダンスの結果を使い分ける必要がある

GSM、MSM、LFMの地形は、米国地質調査所(USGS)が作成した30秒(1秒は1/3600度:約1km)メッシュのGTOPO30データを平滑化して作成している。実際の地形にはLFMより更に小さいスケールの起伏がある。

地形の表現は強制上昇や風系への影響等、数値予報モデルの結果に直接影響を与えるが、実際の地形とは、標高も起伏も異なっているために誤差が生じる。地形の表現による誤差は、決まって生じる誤差の1つで系統誤差と言われる。このような系統誤差は、ガイダンスによって補正することができる。数値予報プロダクトの利用に際しては、実際の地形とモデル地形の違いを十分に把握するとともに、このような系統誤差はガイダンスにより補正されることを念頭において、数値予報結果とガイダンスの結果を使い分ける必要がある。

## 物理過程の不完全さに起因する誤差

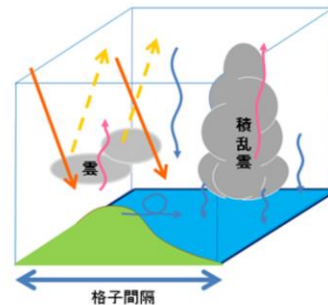
- 物理過程は格子より小さいスケールの効果を格子平均値で計算するためにモデル化を行う
  - モデル化には統計的關係も含まれる
- そのモデル化は不完全で予測誤差の大きな原因
  - 各過程についての知見が不足
    - 解くべき方程式が分かっていない(乱流、対流など)
  - 計算資源が不足
    - 現象の物理過程が複雑なため簡略化が必要(放射過程の波長への依存性など)
  - そもそも導入されていない効果も
    - (MSMとLFMでの積雪・海面水温の変化)
  - パラメタリゼーションの原理的制約

数値予報モデルの物理過程については、今の天気予報で対象となる現象の予測に必要なものは、ほぼ含まれている。その物理過程は格子より小さいスケールの効果を統計的關係を考慮しつつ、格子平均値で計算するためにモデル化を行っているが、それらの過程が不完全なために予測誤差の大きな原因の一つとなっている。例えば、以下のようなものが挙げられる。

1. 乱流や対流など解くべき方程式が分かっていない等、各過程についての知見不足
2. 計算機資源不足。例えば放射過程では、波長への依存性が複雑で計算に時間を要するため、簡略化されている
3. 未導入の効果の影響。例えばMSMやLFMでは予測期間内における積雪・海面水温の変化が考慮されていない
4. パラメタリゼーションの原理的制約

## パラメタリゼーションの原理的制約

- 予報変数(格子点値)は、モデルの格子点における**時間・空間平均値**
- 格子平均からのずれの効果の扱い
  - 格子間隔より小さな現象(サブグリッドスケールの現象)は**格子点値で表現することができない**(支配方程式で扱えない、モデルで陽に表現できない)
  - サブグリッドスケールの現象が予報変数(格子点値)に及ぼす効果を、格子点の物理量で評価 → **パラメタリゼーション**
  - **パラメタリゼーションは、格子平均値と**  
**いった限られた情報のみを用いて格子**  
**より小さいスケールの効果を記述する**  
**原理的制約がある**



モデルは気温や比湿、風等の、格子平均だけを扱う(知っている)。

前頁にて、物理過程は格子より小さいスケールの効果を統計的関係を考慮しつつ、格子平均値で計算するためにモデル化を行っている述べた。

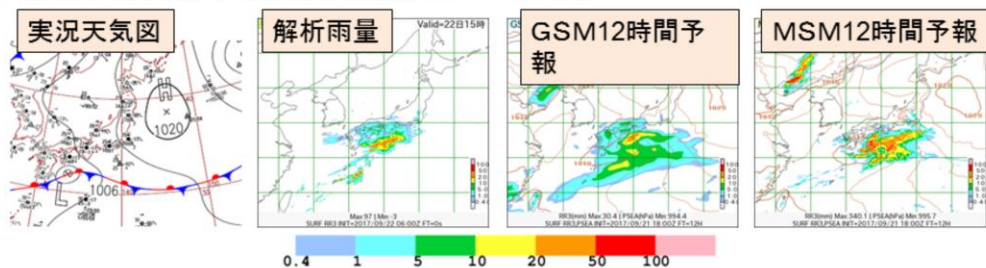
その一つとして、格子間隔より小さな現象(サブグリッドスケールの現象)が予報変数(格子点値)に及ぼす効果を格子点の物理量で評価(パラメタリゼーション)して、格子平均からのずれの効果として、その格子点の値に取り入れている。

これは、予報変数(格子点値)は、モデルの格子点における時間・空間平均値であり、サブグリッドスケールの現象は格子点値で表現することができないことによるものである。

このように、パラメタリゼーションは格子平均値といった限られた情報のみを用いて格子より小さいスケールの効果を取り入れなければならない原理的制約があり、誤差を生む一因となっている。

## 積雲対流過程の違いによる降水特性の典型例

2017年9月22日15時のアジア太平洋地上天気図、及び同時刻についての前3時間降水量。左から、解析雨量、GSM(9月22日3時初期値)、MSM(9月22日3時初期値)それぞれによる予報。



- [GSM]: 弱い降水域を前線の周囲とその北側に広く予測した。一方で、前線近傍の降水量が少ない
- [MSM]: 強い降水を前線付近に集中させている一方で、前線北側の弱い降水域の広がりが狭い。また、低気圧自体もGSMより発達させている

パラメタリゼーションとして、積雲対流過程の違いによる降水特性の典型例を示す。積雲対流過程について、GSMでは主に雲水スキームと荒川シューバート(AS)スキーム、MSMでは雲物理過程とケイン・フリッチ(KF)スキームを用いている。ASスキームとKFスキームは対流パラメタリゼーションの一種であり、数値予報モデルの分解能で表せない積雲の効果を取り入れるために導入されている。この対流パラメタリゼーションの差により、GSMとMSMでは降水表現に差が表れている。図は、左から2017年9月22日15時のアジア太平洋地上天気図、および同時刻の前3時間解析雨量、9月22日3時初期値のGSMおよびMSMの12時間予報の前3時間降水量を示している。

GSMは解析雨量と比較して、弱い降水域を前線の周囲とその北側に広く予測する一方、前線近傍の降水量は少ないという特徴がみられ、ASスキームの典型的な特徴がみられる。

MSMは強い降水を前線付近に集中させる一方で、前線北側の弱い降水域の広がりが狭く、また、低気圧自体もGSMよりも発達させていて、雲物理過程とKFスキームの特徴が表れている。

(パラメタリゼーションの違いに起因する各モデルの予測特性については次頁参照)

## 各モデルの積雲対流の取り扱い

各モデルでは、水平解像度に応じた対流の取り扱いをしており、降水特性の違いの一因となっている。

- GSM
  - 大気安定度がそれほど低くない段階から積雲対流が発生するものとして成層を安定化するため、弱い降水を広めに予想する傾向
  - 安定化はゆっくり行われ、長時間に渡り広い降水域が予想されることも
- MSM
  - 地形や収束などの強制力が強いときに強い降水を集中させる傾向
  - 格子スケールの積雲対流では降水量が過大になることも。(LFMも同様)
  - 熱雷のような不安定性降水に伴う短時間強雨事例では、降水予測が過小となりやすい
- LFM
  - 格子スケールでの積雲対流発生に必要な強制上昇とその扱いが十分ではないため、発生が遅れる場合あり
  - 積雲対流を弱める現象(エントレインメントなど)を表現できないため、現実よりも強い対流となりやすく、降水量が過大となる傾向

各数値予報モデルの積雲対流は、水平解像度に応じた対流の取り扱いをしていて、降水特性の違いの一因となっている。以下にその特徴を示す。

GSMは、対流パラメタリゼーションとしてASスキームを採用している。そのため、大気安定度がそれほど低くない段階から積雲対流が発生するものとして成層を安定化するため、弱い降水を広めに予想する傾向がある(原 2013)。そして、安定化はゆっくり行われ、長時間に渡り広い降水域が予想されることがある。

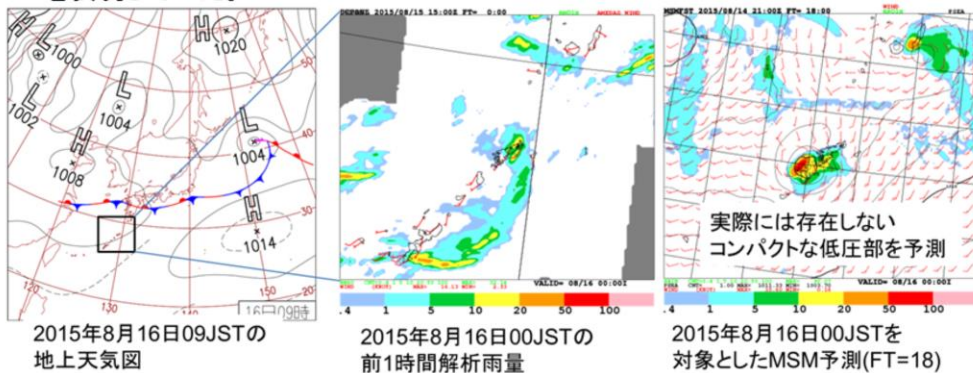
MSMは、雲物理過程に対流パラメタリゼーションとしてKFスキームを採用している。そのため、地形や収束などの強制力が強いときに強い降水を集中させる傾向がみられる(原・倉橋 2017)。また、格子スケールの積雲対流では降水量が過大になることがある。そして、熱雷のような不安定性降水に伴う短時間強雨事例では、降水予測が過小となりやすい。

LFMは雲物理過程を採用している(対流のイニシエーションに対流パラメタリゼーションを用いている)。そのため、格子スケールでの積雲対流発生に必要な強制上昇とその扱いが十分ではなく、発生が遅れる場合がある。そして、積雲対流を弱める現象(エントレインメントなど)を表現できないため、現実よりも強い対流となりやすく、降水量が過大となる傾向がある。

# MSMにおける低気圧の過発達

- MSMによる予測では、現在でも低気圧が過発達する可能性がある
- 積雲対流スキームによる不安定の解消が不十分で、格子スケールの上昇流が強く予測されてしまう

(典型例) 2015年8月15～16日を対象とした15日06JST初期値のMSMの予測において、台湾の東から南西諸島へ向けて発達しながら北東進する低気圧を表現していた。



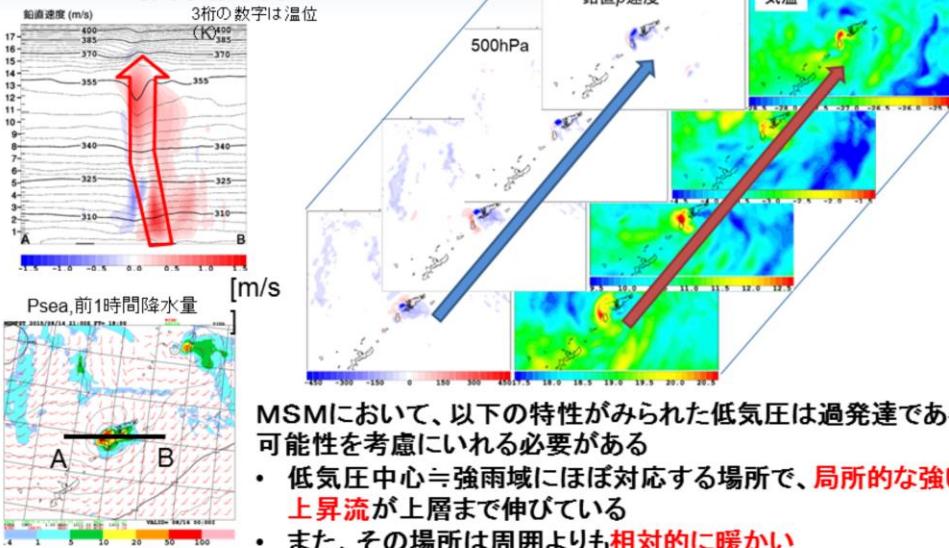
MSMの低気圧の発達の予測については、積雲対流スキームによる不安定の解消が不十分な場合に格子スケールの上昇流が強く予測され、その結果として、低気圧の過発達につながる事が知られている(原 2015)。

典型例として、2015年8月15～16日を対象とした15日6時初期値のMSMの予測を示す。図は、左から2015年8月16日9時の地上天気図、16日0時の前1時間解析雨量、16日0時を対象とした15日6時を初期値とする18時間予報である。解析雨量と比較して、MSMは実際には存在しないコンパクトな低気圧を予測している。



## 過発達した低気圧の予想の特徴

2015年8月15日6時を初期時刻とする  
MSMの18時間予報の例

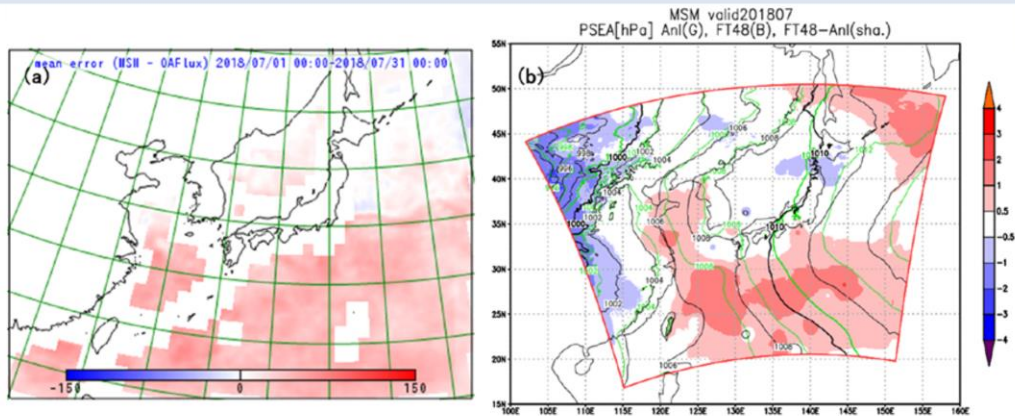


2015年8月15日6時を初期値とするMSMの18時間予報で見られたコンパクトな低気圧について、低気圧中心付近の地上海面気圧および前1時間降水量、鉛直速度、鉛直P速度および気温の鉛直分布を示す。

低気圧中心付近の強雨域に対応する場所で局所的な強い上昇流が上層の成層圏付近まで伸びていることが分かる。また、その場所は周囲よりも相対的に暖かくなっている。

これらの特徴は、過発達した低気圧の予想の特徴であり、天気予報を組み立てる際には注意する必要がある。

## MSMが持つ系統誤差について



2018年7月平均における(a) MSMによる潜熱フラックス[W m<sup>-2</sup>]の全予報時間のOAFux プロダクト (Yu et al. 2008) に対する誤差。(b) 海面更正気圧[hPa] (黒) FT=48のMSM、(緑)メソ解析、(カラー) FT=48のMSMのメソ解析に対する誤差。氏家(2020)から抜粋。

- ・ 潜熱フラックスに基準となる全予報時間のOAFux プロダクトに対して正バイアス、すなわち下層水蒸気が多いバイアスがある(左図)
- ・ メソ解析に対して、7月の太平洋高気圧の西への張り出しが強いバイアスがある(右図)

MSMの予測には、下層の水蒸気が多いバイアス(左図)や7月の太平洋高気圧の西への張り出しが強い(右図)というバイアスがある。これらの系統誤差は、モデルの諸過程が複雑に絡み合った結果、生じている。これらの点に留意しつつ、MSMのプロダクトを利用していただきたい。

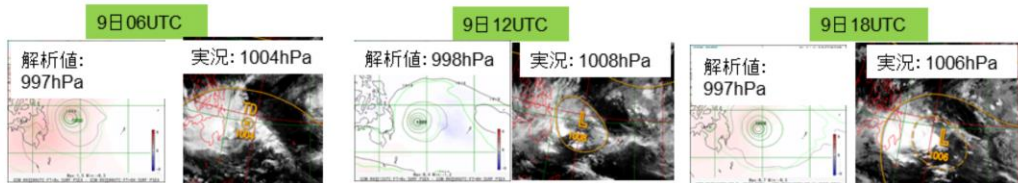
※OAFux(Objectively Analyzed air-sea Fluxes:客観解析された大気海洋フラックス)

# 初期値の不完全さに起因する誤差

- 観測値
  - 観測値には様々な誤差が含まれている
  - 入手可能な観測値が時間的・空間的に十分でない
    - ・ 特に、擾乱がある領域に観測値がないと信頼度が低くなる
    - ・ 海上を進む擾乱など、予測に影響を与える観測が少ない場合、新しい時刻の観測により、予報が大きく変化することがある
- 第一推定値
  - 前初期時刻の予報結果が良好でないと、解析における第一推定値の誤差が大きくなる

(例) 2014年4月台風第4号から変わった熱帯低気圧

(コンター: 地上気圧(hPa): 緑は前回のGSM6時間予測、塗りつぶしは前回予測からの修正量(hPa)と実況(衛星赤外画像および地上天気図))



実況では衰弱しているが、ある程度の示度を保ったまま海上をゆっくり東進した。観測が少ないため、前回予測からの修正量が小さい。なお、この時間帯に台風ボーガスデータは利用されていない。

数値予報モデルの初期値(解析値)は、前の初期値からの予測値をたたき台(第一推定値という)に、観測データを同化することで作成される。

第一推定値は、格子点上に物理要素(気温・気圧・風等)が全球的に配置されるメリットがある一方で、前初期時刻の予報結果が良好でないと、解析における第一推定値の誤差が大きくなるというデメリットがある。

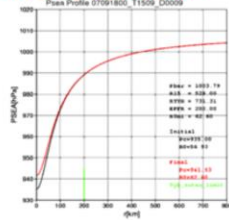
観測値は、現実の大気の状態に近い値が得られるメリットがある一方で、様々な誤差が含まれ、入手可能な観測値が時間的・空間的に十分でないデメリットがある。特に擾乱がある領域に観測値がないと信頼度が低くなる。例として、2014年台風第4号から変わった熱帯低気圧を取り上げる。実況では衰弱しているのにも関わらず、モデルではある程度の示度を保ったまま海上をゆっくり東進し続けることとなった。その間、観測が少ない海上をゆっくり東進し、観測で修正されなかったために前述のような予測となった。

一方で、擾乱が海上を進む際に、予測に影響を与える観測が少ない場合は、新しい時刻の観測により、かえって擾乱の予測が大きく変化する場合があるので、予測の際には慎重に判断する必要がある。

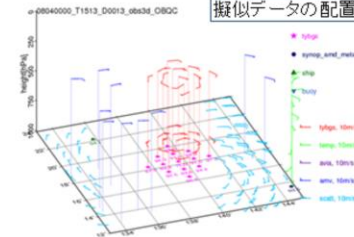
## 台風ボーガス

- 台風中心付近では、実観測データが十分に得られない場合があり、それを補完するために疑似観測データ(台風ボーガス)を作成・同化利用している
  - 予報官による台風速報解析の中心気圧、強風半径などから単純化されたモデルをあてはめて疑似観測データを作成する
    - 要素は海面気圧、上空の風向風速
    - 台風ボーガスで表現する台風の強度や空間対称性が実際の台風の状態と一致するとは限らない
- 台風ボーガスを同化した初期値での台風構造が、衛星画像などの実況と乖離していないか確認いただきたい
- 特に全球モデルでは、台風構造に歪みを生じるような局所的に大きな修正が解析で入りにくいいため、**台風の急発達や位置ずれの修正が一つの初期時刻の解析では十分でない場合がある**

ある台風事例における  
ボーガスの海面気圧  
プロファイル例



疑似データの配置例



台風ボーガスは、台風予報に適切な初期場を作るために、台風周辺に与えられる疑似観測データである。台風中心付近の実観測データが十分に得られない部分を補完する役割で作成・同化利用し、台風進路および強度予報の精度維持・向上に寄与している。

台風ボーガスは、予報官による台風速報解析の中心気圧、強風半径などから単純化されたモデルをあてはめて疑似観測データを作成する。このことから、台風ボーガスで表現する台風強度や空間対称性が実際の台風の状態と一致するとは限らない。

そのため、台風ボーガスを同化した初期値での台風構造が、衛星画像などの実況と乖離していないか確認する必要がある。特に全球モデルでは台風構造の歪みが生じるような局所的に大きな修正が解析で入りにくいいため、台風の急発達や位置ずれの修正が一つの初期時刻の解析では十分でない場合があるので、その点も確認する必要がある。

左図は、ある台風事例におけるボーガスの海面気圧プロファイル例を示している。緑色の線が、台風ボーガスの一番外側の範囲を示し、この例では200kmである。黒線が台風の中心示度を考慮した初期のプロファイル、赤線は黒線に第一推定値や周辺の観測を考慮した後のプロファイルを示している。赤線のプロファイルを元に解析に利用される台風ボーガスデータを作成する。そのデータの例が右図で、疑似データの配置例を示している。桃色が地上の海面気圧、赤色が風向風速(矢羽根)である。

## 初期時刻による予報の変化について

- 初期時刻によって予報結果が安定しないことがある
  - 初期時刻による予報結果のばらつきが大きいときの状況
    - 最新の解析(データ同化)で、観測情報が反映された
    - 予報の不確実性が高い場であり、初期値の僅かな変化にモデルが反応した
    - 品質に問題のある(またはモデル(第一推定値)と大きく値が異なる)観測データが同化された
  - 逆に初期時刻による予報結果のばらつきが小さいときの状況
    - モデル(第一推定値)の精度がよく、観測との差が小さかった
    - 予報の不確実性が低い場であった
    - 注目する現象の付近で観測データがほとんど同化されなかった(前回の初期値とほとんど同じ予報)

**基本的には最新の観測情報を反映した新しい初期値ほど予報精度は高いはず**

各数値予報モデルには、初期時刻によって予報結果が安定しないことがある。すなわち、初期時刻による予報結果のばらつきが大きいことに相当する。そのときの状況としては、

1. 最新の解析で観測情報が反映された
  2. 初期値の僅かな変化に対して、モデル予測結果の差が大きい(予報の不確実性が高い)
  3. 品質に問題のある観測またはモデルと大きく値が異なる観測が同化された
- が、考えられる。逆に、予報結果が安定している場合(初期時刻による予報結果のばらつきが小さい)では、
4. モデル(第一推定値)の精度が良く、観測との差が小さかった
  5. 初期値の僅かな変化に対して、モデル予測結果の差が小さい(予報の不確実性が低い)
  6. 注目する現象の観測データがほとんど同化されなかった(前回の初期値とほとんど同じ予報)
- が、考えられる。

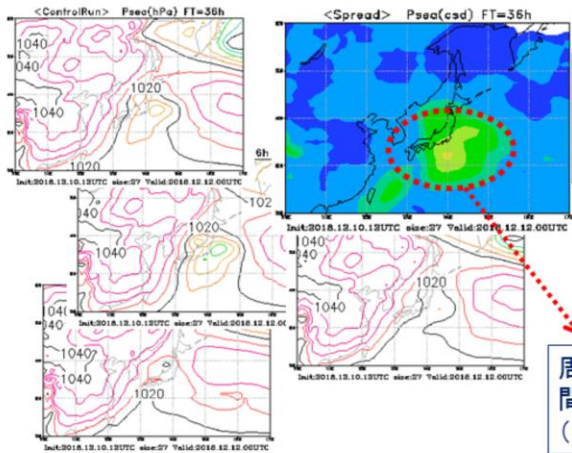
3の品質に問題のある観測が同化された場合については、短期解説資料等を通じて、お知らせすることになるので、留意願いたい。6については、初期値の不完全さに起因する誤差で述べたように実況と異なる場合があるので、十分確認する必要がある。

その他の場合については、基本的には最新の観測情報を反映した新しい初期値ほど予報精度が高いと考えられる。また、2の場合などについて、より確からしい予報を行うには、アンサンブル予報を活用する方法がある。

## 変化が大きいときの例～アンサンブルの視点

予測の不確実性が高い場

➡ アンサンブル予測のスプレッド(ばらつき程度)も大きくなる



2018年12月12日9時を  
対象時刻とする12月10日21時  
初期値(FT36)の  
全球アンサンブル予測

海面気圧の

- ・アンサンブルスプレッド(右上)
- ・各メンバーの予測

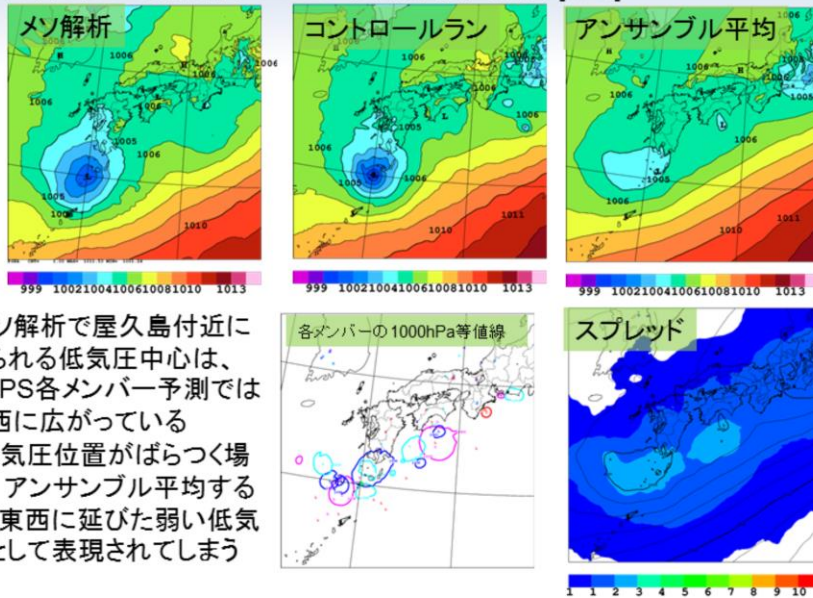
周辺と比べて、アンサンブルメンバー  
間の予測のばらつきが大きい  
(今後も予測が変わる可能性が高い)

初期値の僅かな変化に対して、モデル予測結果の差が大きい時には、カオスの性質に由来するものであるため、前回・前々回予測との比較、初期値に摂動を与えるなどしたアンサンブル予測の利用が一般的である。

アンサンブル予測の利用により、誤差幅や不確実性を見積もることで予測情報の確からしさを得ることができる。例えば、予測の不確実性が高い場については、アンサンブル予測のスプレッド(ばらつき程度)が大きくなるという特徴がある。

## アンサンブル平均で低気圧の中心がぼやけてしまう例

2019年7月3日21時初期値 FT=24での海面更正気圧 [hPa]



- ・メソ解析で屋久島付近に見られる低気圧中心は、MEPS各メンバー予測では東西に広がっている
- ・低気圧位置がばらつく場合、アンサンブル平均すると、東西に延びた弱い低気圧として表現されてしまう

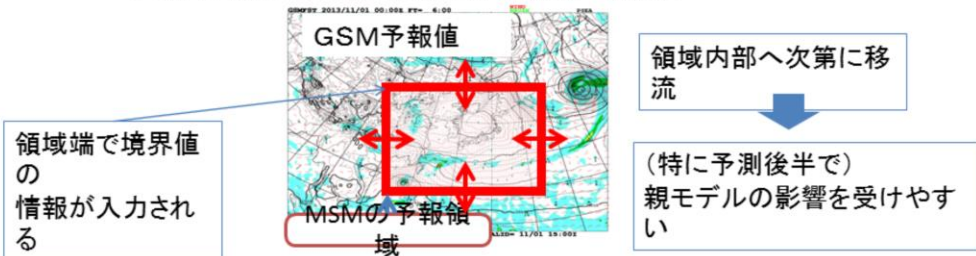
アンサンブル予報を利用する際には、以下の点に注意する必要がある。アンサンブル平均では予測不可能な部分は打ち消し合うことにより変動の振幅が小さく、前線の動きや低気圧の示度等がぼやけてしまうことがある。

図は、2019年7月3日21時初期値のメソアンサンブル予報システム(MEPS)の24時間予報の西日本の海面更正気圧を上段左からメソ解析、コントロールラン、アンサンブル平均、下段は左から各アンサンブルメンバーの1000hPa等値線、アンサンブルスプレッド(ばらつきの度合い)を示している。メソ解析で屋久島付近に低気圧の中心が見られるが、MEPSの各メンバー予測では1000hPa等値線で見られるように低気圧の中心は東西に広がっている。この状態でアンサンブル平均すると図に示したように東西に延びた弱い低気圧として表現されてしまう。

また、局所的な強雨などの局所的な現象かつ位置ずれの影響が大きい例についても、平滑化の影響を受ける。このような場合、アンサンブル平均を実際に現れる場の予測と考えて利用することは適切でないことに注意する必要がある。

## 領域モデルへの境界値を通じた親モデルの影響

- MSM、LFMといった領域モデルでは、予報領域の外縁部で、より分解能の低いモデル(親モデル)と接続して、領域外の情報を取り入れる必要がある
  - 境界面(側面・上部境界)で運動量、熱・水蒸気の流入を計算するとともに、境界付近で予測値を親モデルに近づける強制力を与えている
- 境界面での流入・流出を通じて領域端で境界値の情報が入力され、その情報は時間の経過とともに領域内部へと移流していく
  - 特にGSMの予測に初期値変わり等の不確実性がある場合、MSMの予報後半の総観場の予測にも不確実性が生じる場合がある
- 親モデルの特性が変われば、その予測値を境界値として用いているモデルの予測特性にも影響を及ぼしうる
  - 2016年の更新によるGSMの乾燥バイアスの軽減にともなって、MSMの解析値・予報値の乾燥バイアスが軽減し、降水頻度が増加した



MSM、LFMといった領域モデルでは、予報領域の外縁部で、より分解能の低いモデル(親モデル)と接続して、領域外の情報を取り入れる必要がある。

その取り入れ方は、境界面(側面および上部)において、運動量、熱、水蒸気の流入・流出を計算し、親モデルと接続する領域(緩和領域又は側面境界)で親モデルの値に近づける強制力を与える方法をとっている(原 2016)。

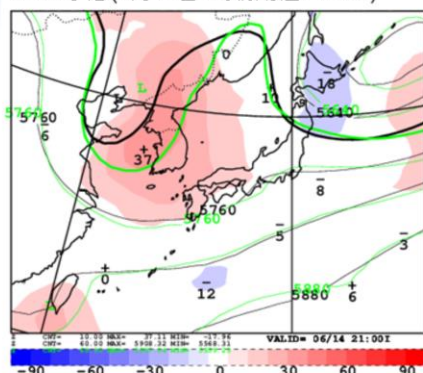
そのため、予報時間が長くなるにつれて、側面境界の内部に運動量、熱、水蒸気が移流することによりMSMやLFMの予測値に影響を与えるとともに、解析予報サイクルを通じて解析値にも影響を与える。この効果は、以下のように現われる場合がある。

1. GSMの予測に初期値変わり等の不確実性がある場合、MSMの予報後半の総観場の予測にも不確実性が生じる場合がある
2. 親モデルの特性が変われば、その予測値を境界値として用いるモデルの予測特性にも影響を及ぼしうる。2016年のGSM更新による乾燥バイアスの軽減に伴って、MSMの解析値・予報値の乾燥バイアスが軽減し、降水頻度が増加した例があげられる

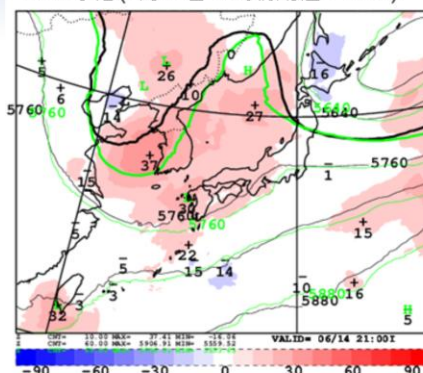


## 親モデルとの誤差の類似の例

GSM予想(6月13日9時初期値 FT=36)



MSM予想(6月13日12時初期値 FT=33)



500hPaジオポテンシャル高度 2018年6月14日21時の予想

黒線: 予測値、緑線: 解析値 塗りつぶしは予測値と解析値の差

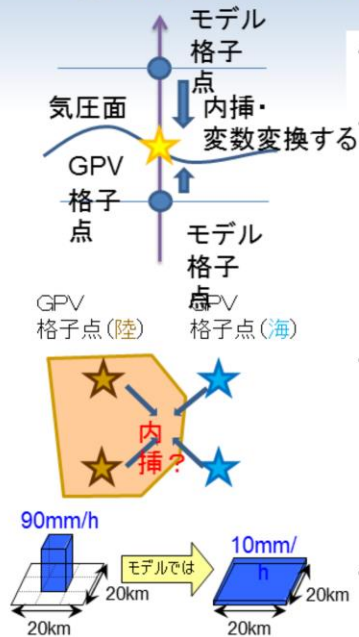
MSMの予報後半の中国東北区の上空のトラフの進行が遅く、浅いなどの総観規模の誤差は、境界値であるGSMの誤差に似ている。

一般に、予測時間の先ほど、より上層ほどその影響は強くなる傾向。

親モデルとの誤差の類似例として、2018年6月13日9時初期値のGSM36時間予測(左図)と、それを境界条件として用いている13日12時初期値のMSMの33時間予測(右図)のそれぞれ500hPaジオポテンシャル高度の対初期値誤差を示している。誤差の分布がGSMとMSMで類似していることが分かる。また、MSMの予報後半の中国東北区の上空のトラフの進行が遅く、浅いなどの総観規模の誤差は、境界値を与えるGSMの誤差に似ている。

一般に、予測時間の先ほど、より上層ほど領域モデルは、親モデルの影響を強く受ける傾向がある。

## 格子点プロダクト(GPV)の利用にあたっての注意点



- 数値予報プロダクトは格子点形式(GPV)でも提供している
- 格子点値(GPV)は、モデルそのものの値ではない
  - 数値予報モデルの格子系から等緯度軽度格子に水平内挿されたり、気圧面に鉛直内挿されることにより平滑化される
  - 地表面の風や気温は、モデル大気下層の値から仮定を置いて算出したもの
  - 標高が高く、気圧面が地面より低くなる場合も、便宜上仮定をおいてデータを出力している
- GPVから任意の位置の値を求めたい場合、周囲の海陸分布やその他の性質に注意して、適当な手法を利用する
  - 対象地点に最も近い格子点の値を用いる
  - 対象地点の周囲の格子点の値を内挿する
  - 特性の異なる格子点を除いた周囲の格子点の値を内挿する
- モデルの値自体がその格子のカバーする領域の平均値。実際の場所の値との間には変動幅がある

プロダクトとしての数値予報出力の格子点値(GPV)は、利便性を考えて数値予報モデルの格子から等緯度経度格子に変換した特定の気圧面データが広く提供されている。この格子系の変換は内挿処理によるが、内挿処理は平滑化の効果을伴うために、数値予報モデルと同程度の分解能を有するGPVであっても空間変動の表現が変わりうることに注意する必要がある。また、GPVはその格子をカバーする領域の平均値であるが、格子内のある場所の実際の値には分解能や要素の性質に応じた変動幅があることにも注意する必要がある。

その他、地上における気温や風などの物理量は、数値予報モデルで直接計算された値ではなく、モデル大気下層の値から気温減率を仮定したり、接地境界層における安定度を考慮して、モデル地形の地表に対して算出されている。また、モデル地形の標高が高い場合、その等圧面が地表面よりも低くなることもある。その場合でも物理量の値は算出され、その等圧面での値は大気下層の物理量から便宜上算出したものである。下層データを利用する際は、利用しようとしている気圧面の気圧をモデル地形の地上気圧と比較して、地上気圧以下であれば使わないといった利用方法が考えられる。

GPVの利用の際に格子点と一致しない任意の位置の値を求めたい場合、周囲の海陸分布やその他の性質に注意して、以下のような適当な手法を利用する必要がある。

1. 対象地点に最も近い格子点の値を用いる
2. 対象地点の周囲の格子点の値を内挿する
3. 特性の異なる格子点を除いた周囲の格子点の値を内挿する

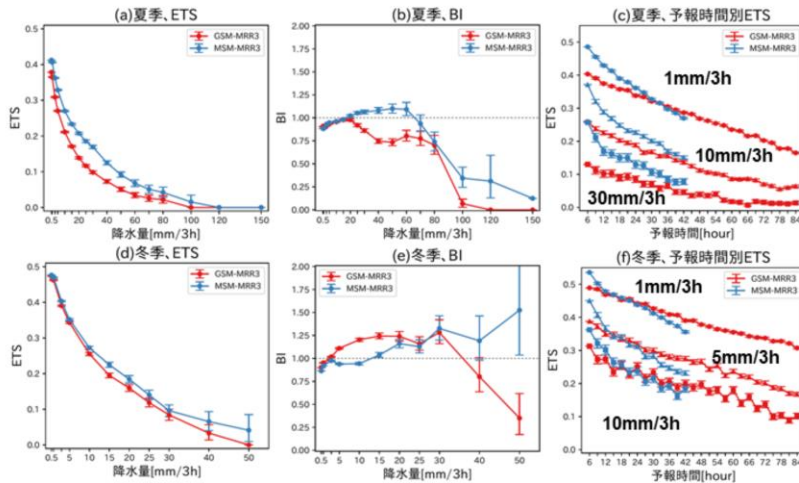
## ガイダンスの留意点

全般的なガイダンスの留意点は、1.6節で述べているので参照願いたい。  
本項では、各ガイダンスの留意点を述べるが、詳細は数値予報課報告・別冊第64号4章の各節をご覧いただきたい。

# 降水ガイダンス利用上の留意点

MRR3は雨量の多いところや、夏の予報時間初めでMSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が良い。ただし、(特に冬で)1, 5mm/3hでは予報時間後半でGSMガイダンスの方が精度が良いことに注意

青: MSMガイダンス、赤: GSMガイダンス

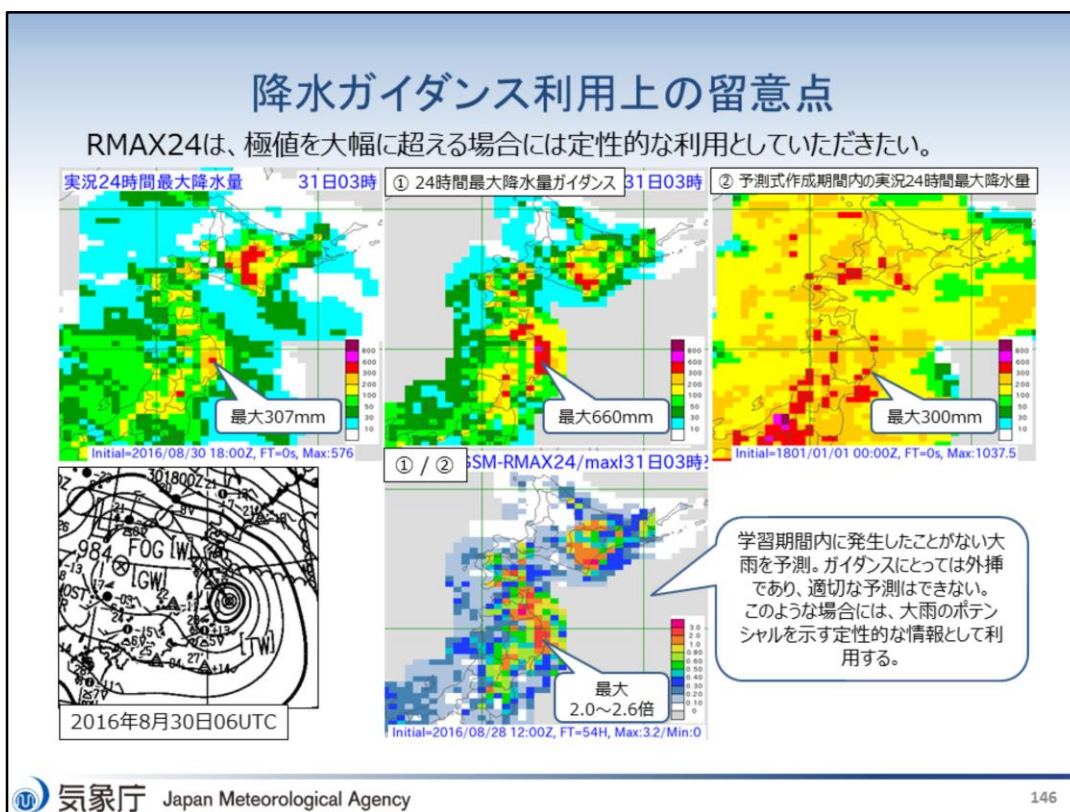


3時間平均降水量ガイダンス(MRR3)は、統計検証結果から降水量の多い閾値(大雨)ほど、夏季の予報時間初めでMSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が良い。ただし、特に冬季の1,5mm/3hでは予報時間後半でGSMガイダンスの方が精度が良いことに注意が必要である。

1時間最大降水量ガイダンス(RMAX31)や3時間最大降水量ガイダンス(RMAX33)についても同様に、夏季はGSMガイダンスよりもMSMガイダンスの方が精度が高い。ただし、夏季の短時間強雨で一律にMSMガイダンスの方が良いわけではなく、気象場によってその傾向が異なる点に留意する必要がある。

また、GSMやMSMは不安定性降水の予測が苦手なため、ガイダンスの予測も精度が低くなることに注意する必要がある。

図は、例として、上段は夏季(2016年6月~8月)、下段は冬季(2016年12月~2017年2月)のMRR3のGSMとMSMの比較検証結果を示したものである。左からエクイタブルスコア(ETS)、バイアススコア(BI)、予報時間別ETSである。



24時間最大降水量ガイダンス(RMAX24)は、台風をはじめとした顕著な大雨が予測される場合に、やや現実離れた降水量を予測することを確認している。このような場合には、ガイダンスの予測をそのまま利用せず、大雨のポテンシャルを示す定性的な情報として取り扱う必要がある。

図は、2016年8月に岩手県に上陸した台風第10号の事例を示す。上図左から2016年8月31日3時を対象とした実況24時間最大降水量、①8月28日21時初期値の8月31日3時を対象としたGSM24時間最大降水量ガイダンス(RMAX24)、②予測式作成期間内の実況24時間最大降水量示している。下図は左から2016年8月30日15時(06UTC)の地上天気図、①/②の比を示している。学習期間内に発生したことがない大雨を予測(岩手県で①/②の比図で最大2~2.6倍の降水量を予測)したが、実際は半分以下の降水量だった。

2020年9月に九州に西海上を北上した台風第10号の事例でも同様な事象が発生した。そのため、改めて確認した結果、台風に関する利用上の注意点について、以下のとおり追記する。各種降水ガイダンスすべてに共通する。

### ●GSMガイダンス

常時、モデル予測雨量を上方修正する統計関係になっているため、台風事例で説明変数の値が大きくなれば、上方修正が強まり、MSMガイダンスよりも予測頻度の過大傾向が強まることを認識していただきたい。ただし、モデル(GSM)の降水量予測は、過少傾向であるため、そのままでは利用できない。

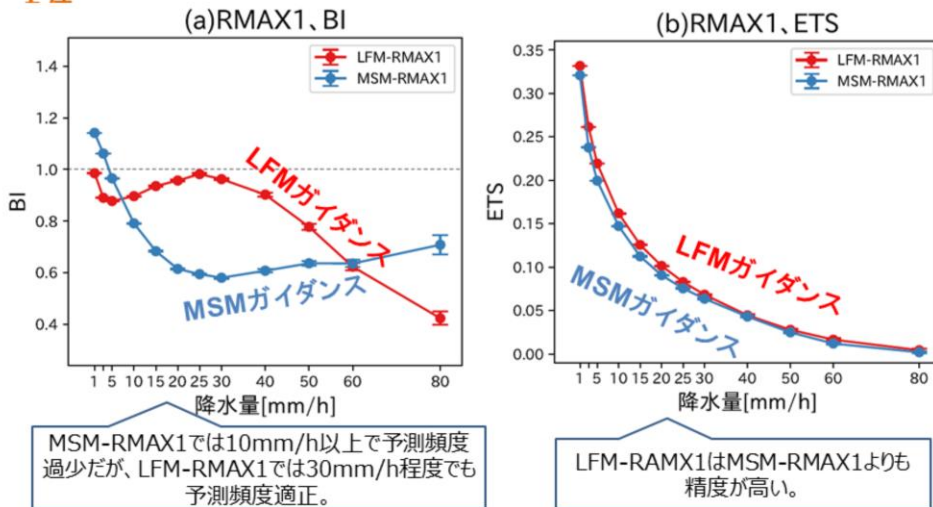
### ●MSMガイダンス

大雨が想定される台風事例では、MSMガイダンスは過大に補正する傾向があるため、MSMモデルやメソアンサンブル予報システムの降水量予測の利用を検討していただきたい。

## 降水ガイダンス利用上の留意点

～LFMおよびMSMの各最大降水量ガイダンスとの比較から～

検証期間：2017年1年間、初期時刻：00, 03, …, 21 UTC、LFMはFT=1～9、MSMはFT=4～12、全国平均の検証結果、**MSM-RMAX1はRMAX33から換算し**



LFM 降水量ガイダンスは、毎時更新されるLFMの精緻な降水量予測を活かしつつ、LFMの既知の課題である降水の集中や過剰な予測を緩和したガイダンスである。特徴の1つとして、夏季の不安定性降水に対して既存のMSM ガイダンスを上回る予測精度を持っている点が挙げられる。また、年間を通じても既存のMSMガイダンスを上回る予測精度を持っている。なお、LAF に用いる初期時刻数が予報時間によって異なるため、特にFT=7 以降は予測頻度特性やLFM からの改善度合いに違いがある点に留意が必要である(白山 2018)。

図は1時間最大降水量ガイダンス(RMAX1)について、MSM3時間最大降水量ガイダンスから1時間最大降水量ガイダンスに換算したものと比較した結果を示す。検証期間は2017年1年間とした全国平均の結果である。

左図は降水量を閾値別に示したバイアススコア(BI)、右図はエクイタブルスレットスコア(ETS)である。左図からMSMのRMAX1では10mm/h以上で予測頻度過少であるが、LFMのRMAX1では30mm/h程度でも予測頻度が適正である。

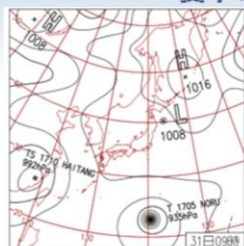
右図からLFMのRAMX1はMSMのRMAX1に比べて精度が高いことが分かる。

なお、LFMとMSMで検証に用いる予報時間が異なるのは、実際の予報作業で利用できるようになる時間を考慮した比較としたためである。

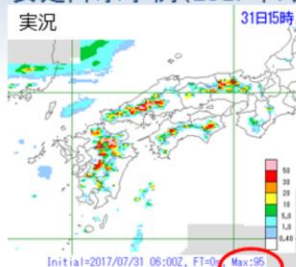
また、台風や総観規模擾乱による降水に対しては、LFMとMSM の予測に大きな違いが見られないのと同様に、ガイダンス間にもその予測や精度に大きな差はない。

## 降水ガイダンス利用上の留意点

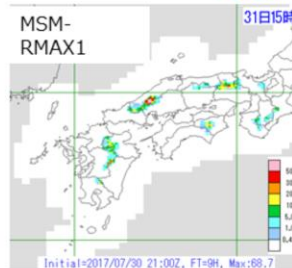
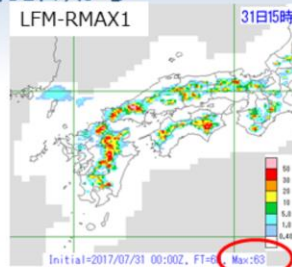
～夏季の不安定降水事例(2017年7月31日)から～



**31日(月)内陸で局地的大雨**  
 沖縄～東日本は晴れて厳しい暑さ。沖縄・鹿児島で最高気温が史上1位、7月1位の所も。午後、西日本内陸中心に局地的な雷雨、愛媛県獅子越峠で史上1位101mm/1hの猛烈な雨。



西日本には目立った擾乱はない。日本の南海上には台風(T1705)



- 左上：実況1時間最大降水量 (7/31 06UTC)
- 右上：LFM-RMAX1 (7/31 00UTC初期値 FT=6)
- 右下：MSM-RMAX1 (7/30 21UTC初期値 FT=9)

MSMガイダンスは強い降水の領域が狭い  
 夏季はLFM降水量ガイダンスの積極的活用を！

夏季の不安定降水の予測について、LFMガイダンスの方がMSMガイダンスより改善しているため、不安定性の降水が予想される気象場ではLFMガイダンスの積極的な利用を推奨する。

図は7月31日15時の西日本とその周辺には目立った擾乱がない中で晴れて気温が上がった午後に広範囲で雷雨となった事例で、MSM最大1時間降水量ガイダンス(RMAX1)では強い降水の領域が狭いが、LFMのRMAX1では実況にかなり近い形で降水量が予測できていることが分かる。

## 気温ガイダンスの利用上の留意点

- GSMが放射冷却による気温低下を予測した場合、内陸部を中心にガイダンスの予測も低くなる
  - MSM気温ガイダンスでは気温を低下させすぎることには少ないので、MSMガイダンスもあわせて利用する
- モデルで予測が難しい現象はガイダンス予測にも留意
  - 予測が難しい現象：放射冷却や冷気層、海風やフェーン

気象庁 Japan Meteorological Agency 冷気層の有無はランダム誤差であり、ガイダンスで

149

気温ガイダンスについては、基本的にMSMガイダンスの利用を推奨するが、モデルの予測する気象場の妥当性を判断して、適切なガイダンスを選択していただきたい。

GSMが放射冷却による気温低下を予測した場合には、内陸部を中心にガイダンスの予測も低くなる。その場合は、放射冷却の予測が妥当かどうか判断して利用していただきたい。なお、MSM気温ガイダンスでは気温を低下させすぎることには少ないので、MSMガイダンスも合わせて利用することが考えられる。

また、GSMやMSMなどのモデルの予測が難しい現象はガイダンスの予測も大きく外すことがあることに留意する必要がある。例えば、放射冷却や冷気層、海風やフェーンなどが上げられる。

このように、モデルやガイダンスでも予測が難しい場合は、そのパターンを判別して、ワークシート等を利用して対応する必要がある。



## 視程ガイダンス(格子形式)の留意点

- 作成手法
  - 雲水量、相対湿度、降水量などを利用して診断的に視程を予測
- 統計検証
  - 悪視程になるほど予測頻度が過小となり、予測精度が低下する傾向
  - 海上では陸域に比べると悪視程の予測精度の低下は小さい
- 利用上の留意点
  - 数値予報モデルの結果が直接的に予測に反映されるため、シャープな予測が可能だが、モデルの雲水量などの予測が過小な場合は悪視程を全く予測しないこともある
  - 数値予報モデルの変更に伴い予測特性が変化する場合がある。ある程度影響は小さくなるように調整は行うが、それでも精度が低下することも
    - 2019年度末にMSMの改良により、全般にETS改善。無降水時のバイアスコア(BI)がやや過大に変わる点に留意が必要

視程ガイダンス(格子形式)は、悪視程になるほど予測頻度が過小となり、予測精度が低下する傾向がある。また、海上では陸域に比べて悪視程の予測精度の低下は小さい。なお、悪視程になるほど予測頻度が過小な場合、悪視程を全く予測しない場合は、メソアンサンブル視程ガイダンス(格子形式)を参照することで、捕捉できる場合がある。

数値予報モデルの結果が直接的に予測に反映されるため、シャープな予測が可能だが、モデルの雲水量などの予測が過小な場合は悪視程を全く予測しないこともある。数値予報モデルの結果が直接的に効くことから、数値予報モデルの変更に伴い、予測特性が変化する場合があることに注意する必要がある。なお、2019年度末にMSMの改良があり、全般に予測精度が改善した。無降水時のBIがやや過大傾向となった。この点に留意する必要がある。

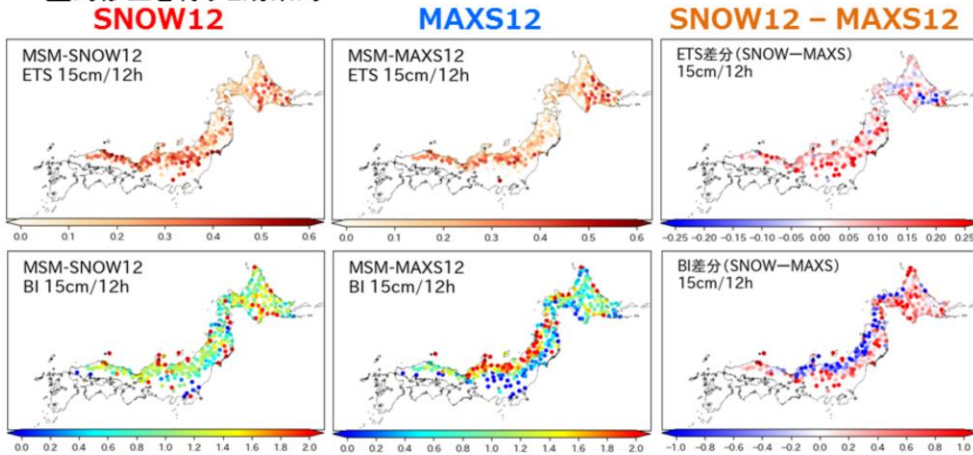
海上予警報に利用する場合は精度が高いMSM視程ガイダンス(格子形式)を主に利用し、MSM視程ガイダンス(格子形式)の予報領域外についてはGSM視程ガイダンス(格子形式)を利用するのが良い。ただし、GSM視程分布予想は実況に比べて広めに予測する傾向があることに注意が必要である。

※平成30年度数値予報研修テキスト以前や数値予報課報告・別冊第64号では、「視程ガイダンス(格子形式)」については、「視程分布予想」と表現していることに留意する必要がある。

## 降雪ガイダンスの特性と利用上の留意事項

MSMガイダンスの地点別特性(15cm/12hに対するETSとBI)

- 全国的に暖色系の地点が多く分布しており、SNOWの方が予測精度が高い(GSMガイダンスも同様の傾向)。→ MAXSでベースとなる面的な傾向を予測し、SNOWで量的修正を行うと効果的



検証期間：2016[17,18]年12月～翌2月(3か年)  
 検証地点の予測(MAXS)：周囲4格子の線形内挿により算出

降雪量地点ガイダンス(SNOW)および降雪量ガイダンス(MAXS)は、統計検証でGSMガイダンスとMSMガイダンスの間で予測精度には大きな差がない。SNOWとMAXS相互に比較した統計検証では、SNOWの方が予測精度が高い。一方で、24時間降雪量では、SNOW、MAXSともに予測頻度が過大である。これは、ガイダンスが新積雪の沈降を考慮していないことが原因である。防災上の観点では降った雪の総量が重要であることから、今後も考慮する予定はない。

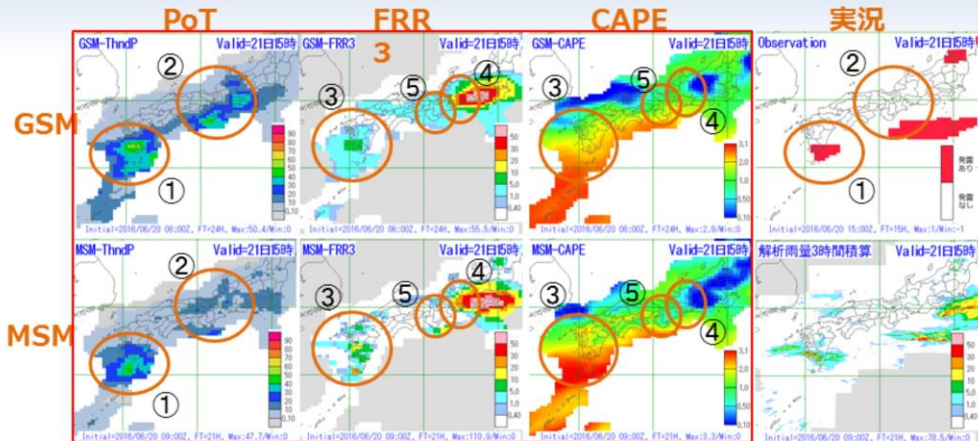
面的な予測はMAXSベースで予測し、SNOWで量的修正を行うのが有効であると考えられる。ただし、事例検証などの結果からモデルの降水や気温の予測精度が降雪量予測に影響するため、実況を踏まえてより適切な降水・気温の予測を行っているモデルを選択した上で、降雪ガイダンスを利用していただきたい。

図は例として2016年～2018年の12月～翌年2月までを検証期間とするMSMガイダンスの地点別特性(15cm/12時間に対するエクイタブルスレットスコア(ETS)とバイアスコア(BI))を示している。SNOWの方がMAXSに比べて予測精度が高いことが分かる。

## 発雷確率ガイダンス (PoT) の一般的な予測特性と留意事項

～2016年6月21日06UTCを対象とした事例から～

- PoTはモデルで降水が予測されており、大気の安定度が低い場合に高確率となる。



- ①九州南部の発雷は両ガイダンスとも予測できている
- ②東海地方や紀伊半島ではGSM-PoTが高めの予測
- ③九州南部では、両モデルとも降水を予測しており、かつ、大気安定度も低いため、両ガイダンスとも高めのPoTを予測
- ④東海地方では、両モデルとも降水を予測、大気安定度はGSMの方が低いため、GSM-PoTが高めの予測
- ⑤紀伊半島では、MSMはGSMに比べて大気安定度が高く、降水も予測されていないためPoTも低い

発雷確率ガイダンス (PoT) が高確率を予測している場合やGSM-PoTとMSM-PoTの予測値の差が大きい場合など、その予測の妥当性を判断する必要がある場合には、モデルの降水および大気安定度の妥当性を考慮することが有効である。

また、メソアンサンブル予報 (MEPS) システムから作成したガイダンス (MEPSガイダンス) のアンサンブル最大を参考にすることで、より確度の高い判断をすることができるので、こちらも利用いただきたい。

例えば、GSMガイダンスで20%以上、MSMガイダンスで20%未満の予測事例の時にMEPSアンサンブル最大で25%以上が予測されていれば、GSMガイダンスの予測を採用した方が予測精度が高い (アンサンブル最大の閾値を50%以上とするとMSMガイダンスに比べて改善率が最も高い)。

## 発雷確率ガイダンスの留意点

- 作成手法
  - モデル降水量、CAPEやSSIといった安定度などを説明変数としてロジスティック回帰
- 統計検証
  - 概ね1年を通して、MSM-PoTの方がGSM-PoTに比べて予測精度が良い。ただし高確率の予測頻度が過小であることに留意
- 利用上の留意点
  - PoTは、説明変数のモデル降水量、CAPE、SSIの値に大きく左右される
    - GSMとMSMの予測値が大きく異なり、両ガイダンスの妥当性を判断する必要があるときは、降水予測の有無、大気安定度を確認することが有効
  - 希少な事例や春先の寒気南下時には予測が難しいことに留意
  - 予報時間が先の予測では、高確率を予測しにくくすることで信頼度を維持している
    - モデルの予測傾向が変わらない場合でも、予報時間が短くなるにつれ高確率に変わっていく場合があることに留意が必要

GSM-PoT 及びMSM-PoT の予測精度については、概ね1年を通して、MSM-PoTの方がGSM-PoTに比べて高い。季節別では、春季～秋季はMSMのPoTの方が高く、冬季はGSMのPoTの方が高い。ただし、MSM-PoTは予測頻度が過小の傾向があるため、低めの確率値となることに注意して利用する必要がある。特に、春から秋の北海道～東北北部ではこの傾向が強いことから注意する必要がある。

PoTの予測値が説明変数のFRR3、CAPE、SSIの値に大きく左右される。GSM-PoTとMSM-PoTの予測値が大きく異なり両ガイダンスの妥当性を判断する必要があるようなときには、各モデルの降水予測の有無及び大気安定度の予測を確認することが有効である。

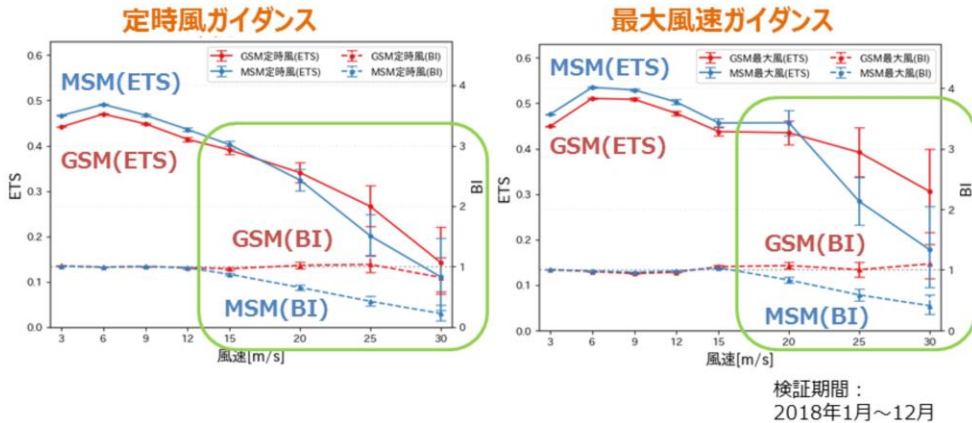
PoTは予測手法に統計手法を用いているため、希少事例、季節外れの事例(春先の寒気南下時)については予測が難しいことに留意願いたい。

PoTは予報時間が先の予測では、高確率を予測しにくくすることで信頼度を維持している。モデルの予測傾向が変わらない場合でも、予報時間が短くなるにつれ高確率に変わっていく場合があるので留意が必要である。

# 風ガイダンス

頻度バイアス補正の閾値の上限値である13m/s（定時風ガイダンス）、15m/s（最大風速ガイダンス）までは適切な予測頻度を保っているが、上限値を超えると適切に予測できない場合がある(MSMガイダンス)。

上限値を大きくすると、事例が少なくなり学習が不十分となる可能性があるため、調整は難しい。



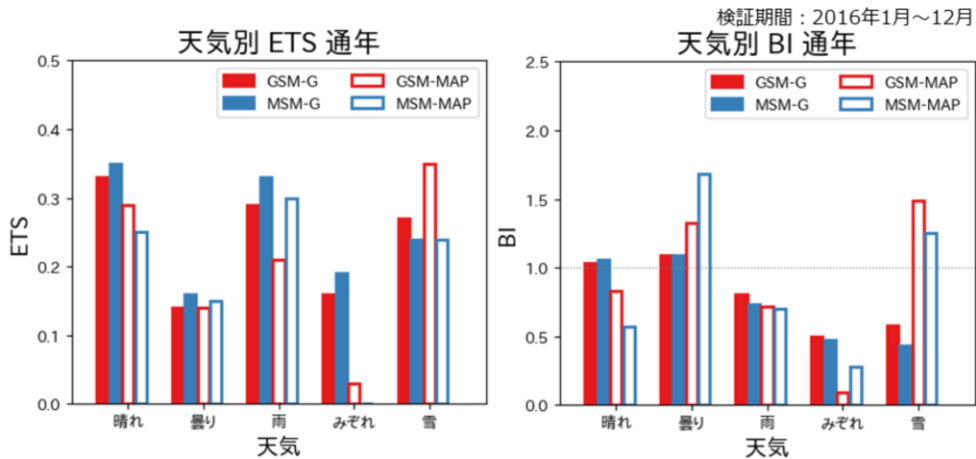
風ガイダンスは、MSMガイダンスの方がGSMガイダンスに比べて、精度が良い。ただし、頻度バイアス補正の閾値の影響を受けやすいという特徴がある。頻度バイアス補正を用いている定時風ガイダンスは閾値の上限値である13m/s、最大風速ガイダンスは15m/sまでは適切な予測頻度を保っているが、その上限値を超えるような強風は、適切に補正できない場合があり、過大又は過少となる可能性がある。MSMの定時風ガイダンスの場合はこの影響により結果的に過少となっている。そのような場合は、GSMガイダンスも参考にした方が良い。

また、GSMやMSMのモデルの地上風向で層別化しているため、台風や前線の位置ずれなどにより、モデルの一般風の風向が外れた場合や、一般風に対して通常と異なる風が吹く場合には適切な予測にならないことに注意する必要がある。

図は検証期間を2018年1月～12月とする定時風ガイダンス(左図)と最大風速ガイダンス(右図)の風速の閾値別のGSMとMSMのエクイタブルスレットスコア(ETS)とバイアススコア(BI)を示している。

## 天気ガイダンス (vs お天気マップ)

天気ガイダンス(塗りつぶしあり)の方がお天気マップ(塗りつぶしなし)よりも精度が良い(雪以外。天気ガイダンスでは、降水の有無を天気予報にあわせているため(1.0mm/3h以上の雨・0.5mm/3h以上の雪)。)



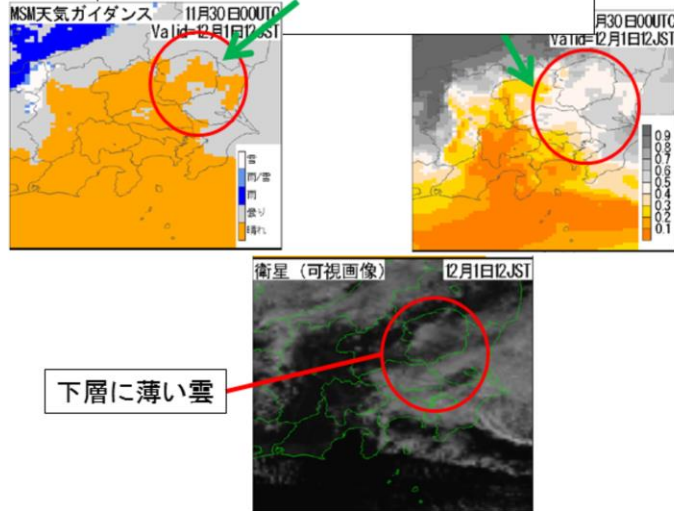
お天気マップでは数値予報モデルの出力値を直接的に利用するのに対し、天気ガイダンスでは数値予報モデルのバイアスが補正された日照率、降水量および降水種別ガイダンスを利用して天気を判別しているという違いがある。図は、検証期間を2016年1月～12月とするGSMとMSMの天気ガイダンスとお天気マップを比較したものである。この統計検証の結果から、天気ガイダンスの方が、お天気マップと比べて予測精度が高いことから、基本的には天気ガイダンスの利用を推奨する。

ただし、雪の場合は、お天気マップは降水の有無の閾値を観測に合わせて決めているが、天気ガイダンスでは天気予報の降水の付加基準(雨は1mm/3時間、雪は0.5mm/3時間)を閾値にしているため、弱い雪を含む雪域をお天気マップに比べて狭く予測する可能性がある。そのため、天気ガイダンスの方がお天気マップに比べて予測精度が低下している可能性がある。弱い雪を予測する際には、お天気マップ、3時間降雪量ガイダンスを参考にいただきたい。

## 日照率ガイダンス

日照率ガイダンスは天気ガイダンスの晴曇判別として用いられている。日照率50%が晴れ曇り判別の閾値で、天気ガイダンスの晴曇の分布を見るときに参考として利用できる

天気ガイダンスは「晴れ」だが日照率は



日照率ガイダンスでは、曇天率(0%の方が晴天、100%の方が曇天)を算出し、天気ガイダンスの晴曇判別(日照率50%を閾値とする)として用いられている。

下層の薄い雲に対しては、日照率ガイダンスの予測が晴曇の閾値となる50%に満たない場合がある。このような状況が予測される場合は、日照率ガイダンスで50%に近い領域を参考にすることで、天気ガイダンスの予測を修正できることがある。

図の例は、2017年12月1日12時のMSMの天気ガイダンス、日照率ガイダンス、衛星可視画像を示している。赤丸印の範囲内にある宇都宮の日照時間は0.3時間で、12時の観測はないが、9時および15時の観測では曇となっていることから晴れを曇へ修正できる可能性がある。

## 湿度ガイダンスの留意点

- 最小湿度ガイダンスは、MSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が高いため、MSMガイダンスの利用を推奨する
- 時系列ガイダンスは、GSMガイダンスとMSMガイダンスは概ね同等程度である。予報シナリオに沿った方を利用

最小湿度ガイダンスについては、統計的に MSM ガイダンスの方が GSM ガイダンスよりも精度が高いため、MSM ガイダンスの利用を推奨する。

ただし、GSMとMSM予測の妥当性を判断しながら両者をあわせて利用する必要がある。また、GSM・MSMガイダンス共に内陸で精度が低い傾向があること、夏の東日本以南と冬の関東で最小湿度を高く予測し、乾燥が弱めとなる傾向があるので留意願いたい。

時系列湿度ガイダンスは、夏期間で概ね GSM ガイダンスより MSM ガイダンスの方が精度が高い。GSM・MSMガイダンス共に、夏に比べて冬に精度が低い傾向がある。その要因は放射冷却、時雨等の断続的な降水および関東の乾燥の予測が難しいことである。日平均湿度・実効湿度の予測についても、一年を通して GSM ガイダンスより MSM ガイダンスの方が精度が高い。



## メソアンサンブル予報システムに基づくガイダンス (MEPSガイダンス)

- 摂動ラン(わずかなばらつきを与えた20メンバー)について
  - すべてのガイダンスに共通で、摂動ランは、摂動を与えない1メンバー(CNTL:MSMと同等)に比べて予測精度が低いので、単独での利用は推奨しない
- アンサンブル平均
  - 気温や風ガイダンスはCNTLに比べて、予測精度が改善するため、利用を推奨する
  - 降水および降雪ガイダンスは平均処理によって摂動ランの表現する降水の分布やピークが平滑化されるため、強雨の分布やピークを捉えるのには適さないため、利用は推奨しない

詳しくは、令和元年度数値予報研修テキスト第2章を参照願います。

## メソアンサンブル予報システムに基づくガイダンス (MEPSガイダンス)

- アンサンブル最大
  - 降水や降雪、発雷確率ガイダンスでは、コントロールランと比較して捕捉率が高く、顕著現象のポテンシャルを把握する上で有効な資料の一つとなる
- 超過確率
  - 降水および降雪の超過確率は、摂動ランでの予測で、ばらつきが大きい事例では、対象とする閾値での超過確率はかなり低い値となってしまうため、広がりアンサンブル最大を参考に、超過確率の最大値よりも低い閾値の確率分布を利用することを推奨する

詳しくは、令和元年度数値予報研修テキスト第2章を参照願います。

## 参考文献

- 石川宜広, 2018: ガイダンス利用上の留意点. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 124-125.
- 石田純一, 山田和孝, 2018: 数値予報プロダクトの利用. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118-123.
- 氏家将志, 2020: 豪雨防災に貢献するための高解像度領域モデルの課題. 数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 8-13.
- 白山洋平, 2018: LFM降水量ガイダンスの開発. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 22-31.
- 高田伸一, 2018: ガイダンスの数値予報の誤差の補正. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 4-7.
- 原旅人, 2013: MSMとGSMの降水予想の表現の違いとその要因. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102.
- 原旅人, 2015: モデル予測の低気圧の発達をめぐって. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-98.
- 原旅人, 2016: M-数値予報システムの特性の変化. 平成28年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-35.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: 降水予測に着目した新旧MSMの事例比較. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 52-55.
- 藤田司, 2012: 数値予報プロダクトの利用. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54-60.

## 参考文献

- Yu, L., X. Jin, and R. A. Weller, 2008: Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and Sensible Heat Fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables. Technical Report OA-2008-01, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA.



## 第2章 応用編

### 2.1 全球解析の改良

雲・降水域のマイクロ波輝度温度データの利用開始  
4次元変分法へのアウトーループとハイブリッド同化の導入

## 概要

- 2019年12月11日、全球解析において、雲・降水域のマイクロ波輝度温度データの利用を開始し、4次元変分法にアウトーループとハイブリッド同化を導入
  - これまで未使用だった雲・降水域の観測データを利用し、アウトーループを利用することで、雲・降水域の大気的情報を効果的に初期値に反映
  - 流れ依存する予測誤差を考慮した4次元変分法同化により、観測データをより有効に利用
- 変更の効果
  - 対流圏の気温、水蒸気、風の初期値の精度が向上
  - 台風進路予測、降水分布予測、ジオポテンシャル高度の予測精度が改善
  - 全球予報の後続のメソ予報や全球ガイダンスでも予測誤差減少

本節では、2019年12月11日の全球解析での雲・降水域のマイクロ波輝度温度データ利用開始と、4次元変分法へのアウトーループとハイブリッド同化導入について述べる。これらの改良の目的は、晴天域に加えて雲・降水域の観測データを利用し、アウトーループを導入することで、雲・降水域の大気的情報を効果的に初期値に反映することと、4次元変分法同化において流れ依存する予測誤差を考慮することで、観測データをより有効に利用し、初期値の精度を向上させることである。実験では、これらの変更により対流圏の気温、水蒸気、風の初期値の精度が向上し、台風進路予測、降水分布予測、ジオポテンシャル高度の予測精度が改善した。また、全球予報の後続のメソ予報や全球ガイダンスでも予測誤差が減少した。以下では、各変更項目の概要と、実験結果から改良の効果について、台風進路予測の改善および顕著事例(平成30年台風第21号、平成30年7月豪雨)の予測事例を示す。

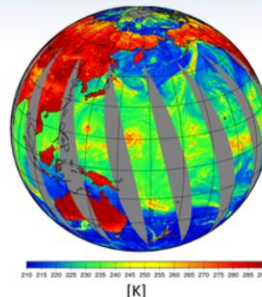
# 雲・降水域のマイクロ波輝度温度データの 利用開始

◎衛星搭載マイクロ波放射計とは  
昼夜を問わず、**雲降水域においても大気中の水蒸気  
の情報が得られる**センサー

◎これまでの利用方法  
**晴天域**の輝度温度データを同化している

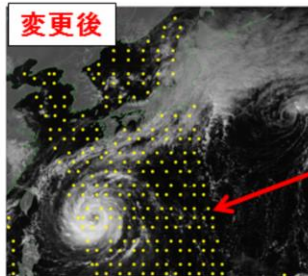
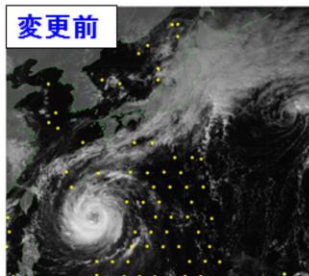
◎変更後の利用方法  
雲・降水域におけるデータも同化する  
→**台風付近のデータも同化**されるようになる

GCOM-W/AMSR2輝度温度観測データ  
(37GHz:鉛直偏波) 2015年8月18日



黄色の点は同化利用される観測データの分布

変更後では、  
台風周辺等の雲域の  
データも同化利用される



2018年09月27日06UTCの解析で同化利用される  
マイクロ波輝度温度(AMSR2)データの分布と可視画像

マイクロ波放射計は、地表面や大気はその温度と物質特性に応じて射出する熱放射(輝度温度)を、マイクロ波領域(周波数3~300GHz)の様々な周波数で観測する受動型リモートセンシングの測器である。観測される輝度温度には、地表面の状態に依存した放射、水蒸気・雲水・雨水からの放射、氷粒子による散乱などの様々な情報が含まれる(佐藤・江河 2007)。全球解析では、人工衛星搭載のマイクロ波放射計による観測データのうち、これまで雲や降水の影響を受けていない晴天域のデータを利用して(計盛・岡本 2004; 佐藤・江河 2007)。今回の改良では、GCOM-W衛星搭載のAMSR2、米国のGPM衛星搭載のGMI、DMSP衛星搭載のSSMIS、NOAA衛星搭載のMHS、欧州のMetop衛星搭載のMHSの雲・降水域の輝度温度データの利用を開始する。また、米国のCoriolis衛星搭載のWindSat、中国のFY-3C衛星搭載のMWRIの輝度温度データも、晴天域と雲・降水域すべてで新たに利用を開始する。また、観測データの間引き処理の変更(高密度化)により、データ同化に利用するマイクロ波放射計のデータが増加する。

GCOM-W: Global Change Observation Mission for Water

AMSR2: Advanced Microwave Scanning Radiometer-2

GPM: Global Precipitation Measurement

GMI: GPM Microwave Imager

DMSP: Defense Meteorological Satellite Program

SSMIS: Special Sensor Microwave - Imager/Sounder

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

MHS: Microwave Humidity Sounder

FY: Feng-Yun

MWRI: Micro-Wave Radiation Imager

## 全球解析4次元変分法の変更 アウトーループの導入

- 全球解析では4次元変分法を使用

- 関数の最小値問題  $J(x) = \frac{1}{2}(x-x_b)^T B^{-1}(x-x_b) + \frac{1}{2}(H(x)-y)^T R^{-1}(H(x)-y) + J_c$ 
  - 実際は、第一推定値<sup>(\*)</sup>の周りで線形化して解く
- 雲・降水に関する現象は非線形性が強い
  - 暫定的な解析からの予報を実行、それによる情報更新
  - 再線形化: 非線形性を考慮し、雲・降水域の観測データがもつ情報をより効果的に利用
  - 再QC: より真値に近い(であろう)観測データを利用



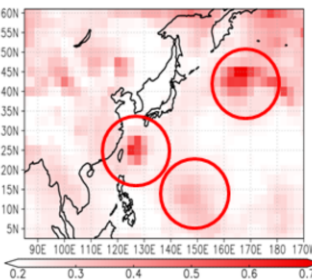
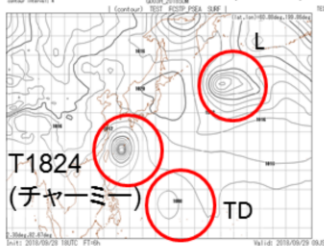
全球解析では4次元変分法を用いており(門脇 2005)、前初期値からの非線形モデルの短時間予報の結果を第一推定値とし、これを観測値で修正することによって解析値を作成する。第一推定値と観測値の両方を勘案した数値予報モデルによる時間発展の結果をもって最適な解析値とする。最適であるかどうかの指標には評価関数を用いる。評価関数は、解析対象としている値(解析変数)が第一推定値や観測値からどのくらい離れているかを、背景誤差(第一推定値の誤差)と観測誤差に応じて重み付けしたものと定義され、評価関数の極小値が最適な値とみなされる。全球解析では、最小値探索問題の性質を良くするため、第一推定値の周りで線形化した評価関数を扱う。一方、雲・降水に関する現象は非線形性が強いため、雲・降水域の観測データが持つ情報をより効果的に利用するためには、データ同化システムで非線形性を適切に考慮することが必要となる(石橋 2011)。今回の改良では、解析処理の途中で暫定的に作成した解析値から非線形モデルを再度実行し、第一推定値(基本場)を更新する処理(アウトーループの複数回実行)を追加する。これにより、雲・降水域のマイクロ波輝度温度データ等をより効果的に利用するとともに、更新した第一推定値を利用したQCを実施することで、より真値に近いであろう観測データを選別することが可能となる。



## 全球解析4次元変分法の変更 ハイブリッド同化の導入

- 全球解析では4次元変分法を使用
  - 第一推定値と観測データを**誤差**を考慮して混ぜる
  - 前者の誤差(のたつき台・初期値)が**気候値という制約**
  - 全球EPSから**LETKF(\*)**を移植、その情報を利用することで**制約を軽減**
    - (\*)局所アンサンブル変換カルマンフィルタ

第一推定値の地上気圧(FT=6h) LETKFによる地上気圧のばらつき(FT=6h)



擾乱周辺でばらつき大  
(流れに依存する誤差)  
=>  
この情報を4次元変分法  
の中で利用

データ同化では、観測値を単純に解析値とするのではなく、観測値と第一推定値の双方に重みをつけて内挿して解析値を求めることになる。解析値が観測値側に寄るかそれとも第一推定値側に寄るかは、データ同化を実行する際にそれぞれの値の持つ誤差の統計的性質として与えられる「観測誤差」と「背景誤差」(第一推定値の誤差)の設定によって決まることになる。観測誤差が背景誤差より小さい場合は解析値は観測データ側に寄り、逆に観測誤差が大きい場合は解析値は第一推定値側に寄ることになる。基本的な変分法データ同化システムでは、背景誤差に過去の一定期間のデータから統計的に計算した予測誤差(「気候学的背景誤差」)を用いているため、日々の気象条件に応じた不確実性の違いを適切に表現することができない。今回の改良では、4次元変分法で用いる背景誤差について、これまで用いている気候学的に事前に見積った値と併せて、図に示すように、全球アンサンブル予報システム(全球EPS)の局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)(太田・堀田 2016)による予報摂動を利用することで、実際の大気の状態に応じた誤差情報も考慮した手法(ハイブリッド同化)へ高度化する。これにより、観測データの情報をより適切に初期値に反映させることが可能となる。

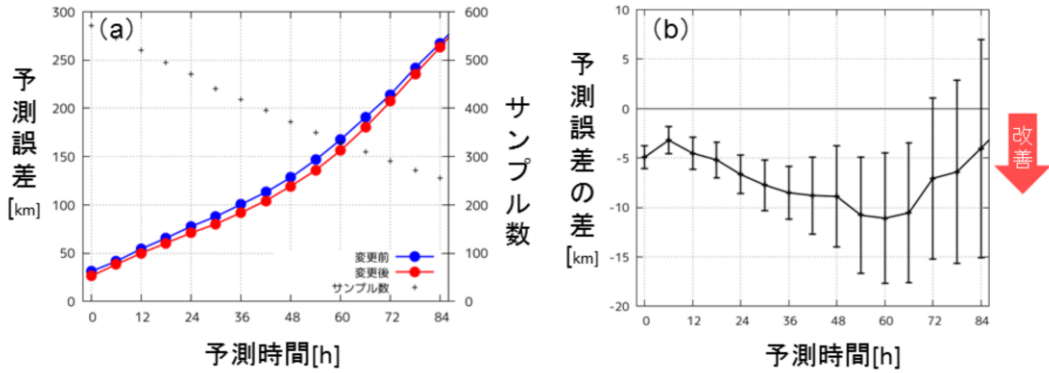
## 改良の効果

# GSMによる台風中心位置 予測誤差の比較

### 実験設定

変更前(CNTL)：2019年5月時点のルーチン相当の設定

変更後(TEST)：CNTL + 雲・降水域の輝度温度データ利用 + 4次元変分法の変更  
実験期間：2018年6月～10月、2017年11月～2018年3月



3日予報までの台風中心位置の予測誤差が減少

全球解析における、雲・降水域のマイクロ波輝度温度データの利用、4次元変分法へのアウトグループとハイブリッド同化導入の効果を確認するため、2019年5月時点の現業全球数値予報システムと同等の実験(CNTL)と、CNTLに変更を加えた実験(TEST)を行った。実験期間は2018年6月～10月、2017年11月～2018年3月を対象とした。以下では、特に変更の影響が大きく現れた台風や前線による豪雨の予測の比較を示す。図a, bは、実験期間中の全ての台風(平成29年台風第26号～第27号、平成30年台風第1号～第2号、平成30年台風第6号～台風第25号の合計24個)を対象としたGSMの進路予測結果を示す。対象事例の平均において3日予報までの台風中心位置の予測誤差が減少している。

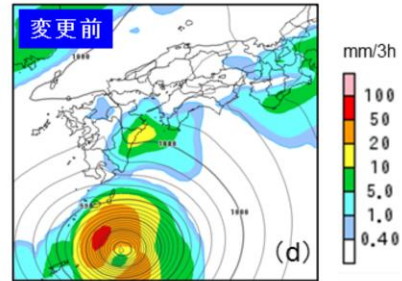
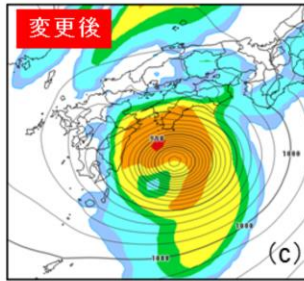
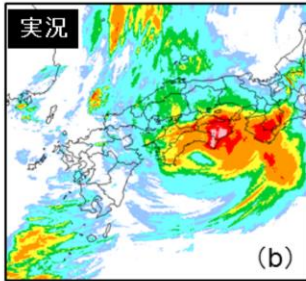
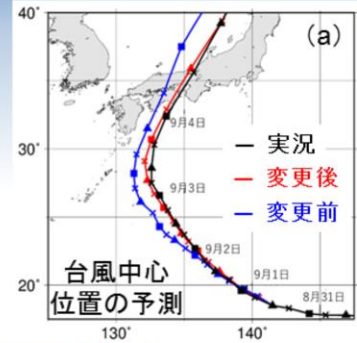
図a: GSMによる台風中心位置予測誤差(単位はkm)の比較。実験期間中に存在した台風に関する平均を示す。検証には気象庁のベストトラックを用いた。青は変更前、赤は変更後。横軸は予測時間(単位は時間)。灰色点はサンプル数(右軸)。

図b: 変更後と変更前の台風中心位置の予測誤差の差。エラーバーは95%信頼区間を表す。負の値は、変更後で予測誤差が減少していることを示す。

改良の効果

# 平成30年台風第21号の GSMによる進路予測と 降水分布予測

2018年8月31日21時(日本時間)初期値の87時間後  
(対象:9月4日12時)の前3時間降水量予測



変更後の方がより実況に近い進路予測  
四国付近の降水量予測が改善

台風の進路予測と降水分布予測の具体例として、平成30年台風第21号の変更前、変更後の比較を示す。図aの台風進路予測の比較から、変更後の方がより実況に近い進路予測となっていた。3日前からの予測では、どちらの予測も徳島県南部への台風の上陸が遅れていたものの、降水分布予測の比較(図b, c, d)から、変更後は、台風中心位置の予測が実況に近く、四国地方に3時間約40mmの大雨の予測をしていた。

図a-d: 平成30年台風第21号の2018年8月31日21時(日本時間)初期値からのGSMの予測の比較

図a: 台風中心位置の予測、赤は変更後、青は変更前、黒は実況(ベストトラック)

図b: 2018年9月4日9時から12時(日本時間)までの3時間降水量の実況値(解析雨量、単位は mm/3時間)

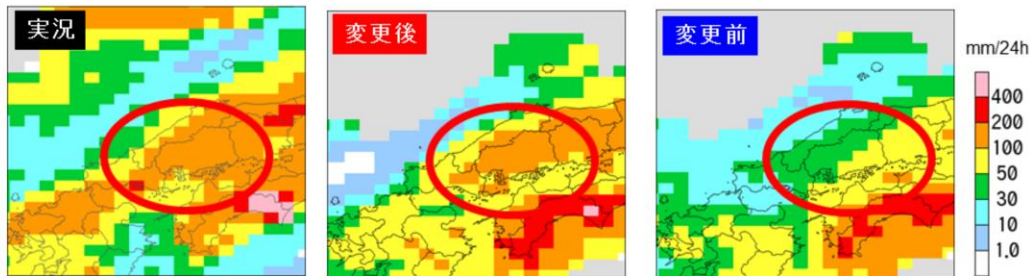
図c: 変更後のGSMによる2018年9月4日12時を対象とした海面更正気圧(等値線、単位はhPa)の予測と前3時間降水量(mm/3時間)の予測。87時間後の予測

図d: 図cと同じ。ただし変更前のGSMによる予測

## 改良の効果

# 平成30年7月豪雨の予測

2018年7月3日21時(日本時間)初期値の  
51時間後(対象:7月6日0時)を対象とした  
GSM24時間最大降水量ガイダンスの降水予測の比較



九州北部から中国地方にかけての降水量予測をみると、  
変更後の方がより実況値に近い大雨を予測

今回の変更では、全球数値予報システムの結果を用いる全球アンサンブル予報システム、メソ・局地数値予報システムやガイダンスに対する影響を確認し、いずれも中立から改善の結果が得られた。ここではガイダンスによる豪雨の予測事例として、平成30年7月豪雨について、変更後と変更前のGSMの24時間最大降水量ガイダンスによる降水分布予測と実況値の比較を示す。九州北部から中国地方にかけての降水量予測では、変更後の方がより実況値に近い大雨を予測している。

これらの結果を受け、2019年12月11日より、全球解析での雲・降水域のマイクロ波輝度温度データ利用と、4次元変分法へのアウトグループとハイブリッド同化の導入を開始した。

図: 2018年7月3日21時(日本時間)初期値の7月6日0時(日本時間)を対象としたGSMの24時間最大降水量ガイダンスの降水予測の比較。51時間後の予測。(左)24時間最大降水量の実況値(解析雨量)、(中)変更後、(右)変更前。ともに単位はmm/24時間

。

## 参考文献

- 石橋俊之, 2011: データ同化システムの課題. 数値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 93-129.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 週間アンサンブル予報システムにおけるLETKFの開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 66-76
- 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.
- 門脇隆志, 2005: 全球4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 100-105.
- 佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 91-105.



## 第2章 応用編

### 2.2 全球モデルの物理過程の改良

## まとめ

- 2020年3月に、全球モデル(GSM)の物理過程の改良を行った。この変更により冬季の北半球500hPaのジオポテンシャル高度と国内の降水の予測精度が改善した。
- 同時に、台風進路予報、週間天気予報、2週間気温予報、早期天候情報と1か月予報に使用している全球アンサンブル予報システム(GEPS)の改良を行った。GEPSでもGSMと同じ数値予報モデルを用いることで予報精度が改善した。

# 目次

- 変更の概要
- 変更の効果



## 変更の概要

### 全球モデル(GSM2003)

- 地表面由来の抵抗に関連する諸過程の改良  
(気圧の谷等の予測を改善)
  - 地形性重力波過程での新スキーム導入・ブロック流効果の考慮
  - 境界層過程の高度化・調整、非地形性重力波過程の調整
- 陸面過程の改良(大陸上の気温バイアスを軽減)
  - 裸地面蒸発、下草、気孔抵抗、積雪被覆率などの関連スキーム改良
- 極域の放射・雲過程の調整  
(極域の放射バイアスを軽減)
  - 海氷アルベドの変更、層積雲スキームのトリガーの改良

GSMIにはバージョン名がつけられており、変更に伴い改訂されている。バージョン名の形式は、全球数値予報システムに改良を導入した西暦の下二桁と月を「GSM」の後ろにつけたもので、今回の2020年3月に導入されたGSMのバージョン名は「GSM2003」である。GSM2003の詳細については、年報を参照のこと。

## 変更の概要

### 全球アンサンブル予報システム(GEPS2003)

- 数値予報モデルの変更(予測精度改善)
  - GSMと同じ数値予報モデルGSM2003を採用
- 初期摂動の変更
  - 特異ベクトル法(SV)摂動の振幅調整(予報初期のスプレッド過剰緩和)
  - 砂漠域での過剰な初期摂動の抑制(計算安定性向上)
- 境界値・境界摂動の変更
  - 海面水温(SST)の改良

GEPS2003(2020年3月に導入した全球アンサンブル予報システムのバージョン名)に導入した予報モデルは、GSMより一世代古いGSM1603EからGSM2003への変更となる。(GSM1603Eは、2017年1月に全球アンサンブル予報システムに導入されたバージョンのモデル。GSM1603Eの詳細については平成29年数値予報研修テキスト1章4節「全球アンサンブル予報システムの導入」を参照のこと。)

GEPS2003では前節で述べた予報モデルの更新に加えて、以下の変更を行った。

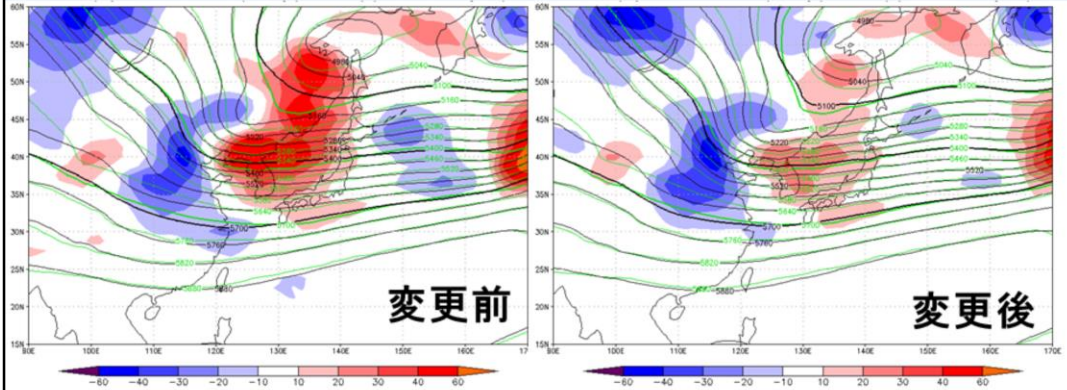
#### ◆初期摂動

- 初期摂動の作成に用いるLETKFデータ同化サイクルを全球EPS独自のものから全球解析(ハイブリッド同化)のものに変更
- 砂漠域での過剰なSV初期摂動の抑制
- 南北中高緯度ターゲット領域のSV初期摂動の振幅減少

#### ◆境界値・境界摂動

- 12日予報以降熱帯から亜熱帯のSSTを季節EPSの予測SSTに段階的に切り替え(2段階SST法) ※台風予測や週間予測(11日先まで)には影響しない。

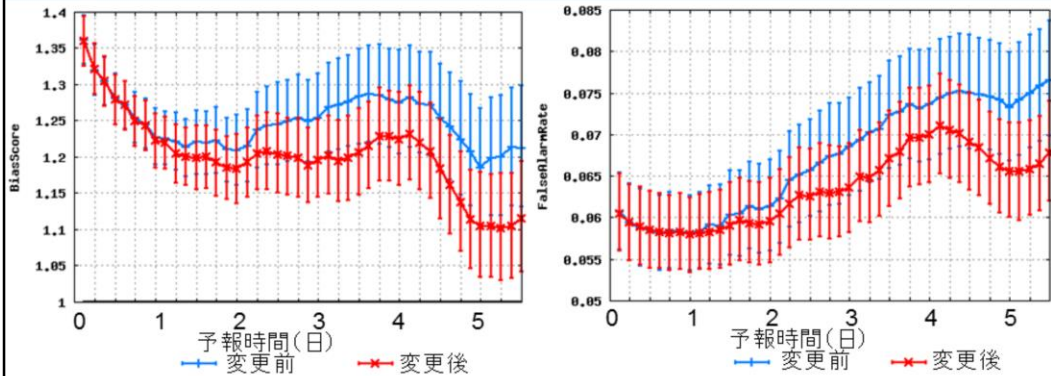
# 変更の効果



平成29年12月18日21時を対象とする500hPaジオポテンシャル高度の48時間の予測。黒線が予測値、緑線が解析値、色は予測誤差を示す。単位はm。左が変更前のGSM、右が変更後のGSMの予測。

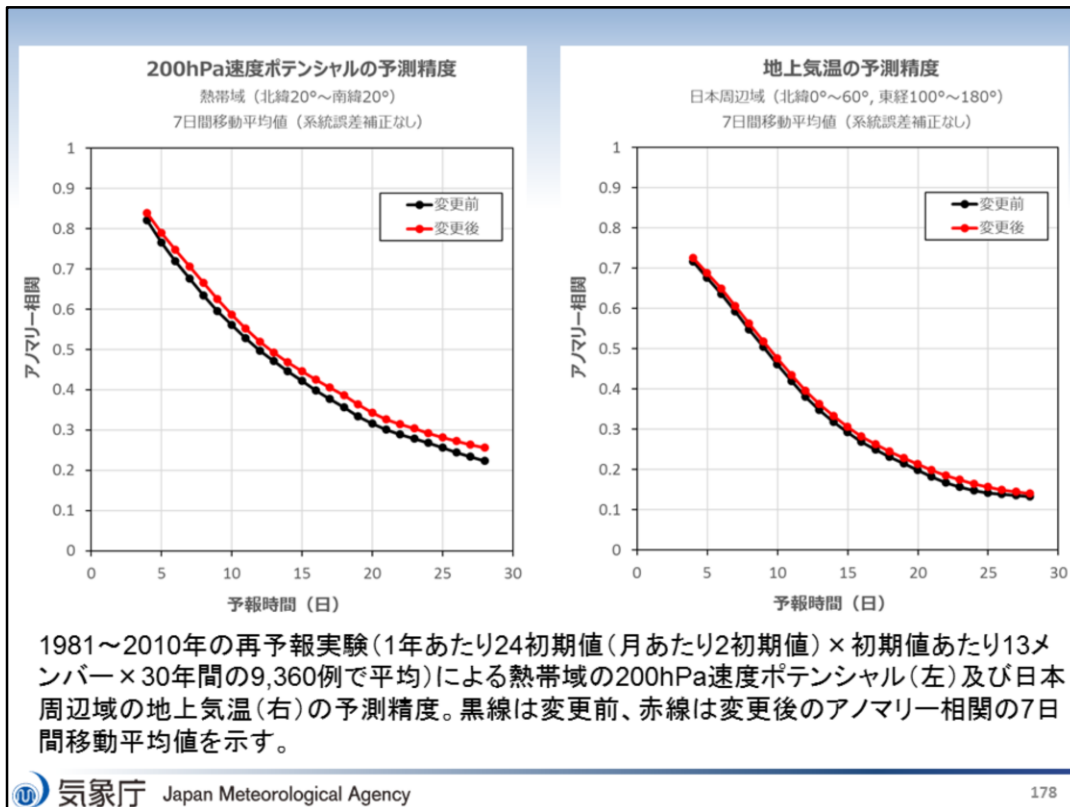
地形性抵抗などの変更によりGSMの冬季の気圧の谷の予測精度が向上した。統計的に500hPaのジオポテンシャル高度の予測誤差が減少するだけでなく、個別の事例でも、気圧の谷の位置や深さの予測精度が向上した。図に変更前後の500hPaジオポテンシャル高度の予測誤差を示す。左図に示した変更前のGSMでは沿海州から朝鮮半島付近に高度が高い誤差があり、華北から華中には高度が低い誤差がある。この誤差は、中国東北区と華北にある対流圏中層の気圧の谷が浅く、南東進するのが遅かったことを示している。右図に示す変更後のGSMの予測では沿海州から朝鮮半島付近の誤差が軽減しており、予測精度が改善されている。

## 変更の効果



平成29年11月20日から平成30年3月11日の期間の解析雨量に対する降水予測の検証結果。閾値は1mm/3hで、縦軸は左図がバイアスコア、右図が誤検出率。横軸は予報時間（単位は時間）。青が変更前、赤が変更後のGSMの予測のスコア。エラーバーは95%信頼区間によるもの。バイアスコアは1より大きいと予測頻度過剰（実況に対して予測回数が多い）。誤検出率は実況で降水のない場所に降水を予測する頻度が高いほど大きな値をとり、0に近いほど精度が良い。

今回の気圧の谷の予測精度改善により、地上の低気圧や前線の予測精度の向上を通じて、冬期の降水予測の精度も改善した。図2に変更前後のGSMの降水予測の検証結果を示す。左図のバイアスコアが示すようにGSMが1mm/3h以上の降水を予測する頻度は実況よりも高めである。青線で示した変更前のGSMに比べて、赤線で示した変更後のGSMの予測は予報開始から24時間を経過した辺りからバイアスコアが1に近づいている。右図の誤検出率では、赤線の変更後のGSMの方が小さく、1mm/3hの弱い雨の空振りが減っていることを示している。これらは、共にGSMの冬季の降水予測が実況に近づき、改善したことを意味する。なお、夏季の降水については、予測精度の変化は無かった。



これまで、GEPSの数値予報モデルには一世代前のGSM1603Eを使用してきたが、今回、変更後のGSMと同じ数値予報モデルGSM2003をGEPSにも同時に採用した。この結果、コントロールメンバーやアンサンブル平均の予測精度が向上するだけでなく、高解像度全球決定論予報を提供するGSMに対して、数値予報モデルの世代間の違いを考慮せずに予測の不確実性情報を提供できるようになった。同時にSVの振幅調整によって、予報開始後2日程度の期間のジオポテンシャル高度の予測にみられたスプレッドが過剰となる傾向が緩和されている（図略）。

SSTの変動の影響を受ける2週間目以降の予測では、数値予報モデルの改良に加え、予測12日目以降の熱帯から亜熱帯域のSSTを大気海洋結合モデル（季節アンサンブル予報システム）で予測されたSSTに段階的に切り替える2段階法を導入したことにより、SSTの変動に伴う、より現実に近い循環場を得られるため、マッデンジュリアン振動（MJO）等の季節内変動の予測に重要な熱帯域の200hPa速度ポテンシャルの予測精度が改善した。変更前後の熱帯域の200hPa速度ポテンシャルのアノマリー相関を比較すると、28日先まで改善した（図左）。一方、熱帯域中心のSSTの変更であるため、日本周辺域の地上気温の予測精度については大きな改善は見られなかった（図右）。

## 参考文献

- 山口春樹, 2018: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-41
- 気象庁, 2019: 全球モデルの改良と展望. 数値予報報告・別冊第65号, 気象庁予報部



## 第2章 応用編

### 2.3 メソ数値予報システムの改良

# はじめに

## 2020年3月25日 メソ数値予報システム(メソ解析・メソ予報)改良

- メソ解析 (MA; Meso-scale Analysis)
  - 非静力学モデル asuca に基づく4次元変分法データ同化システム asuca-Var を導入
    - 変更前は JMA-NHM に基づく JNoVA
    - メソ解析における時間推進演算子としての予報モデルとメソ予報における予報モデルを一致させる
- メソ予報 (MSM; Meso-Scale Model)
  - 科学的な知見に基づいて力学過程、雲物理過程、雲量診断、境界層過程、地表面過程を改良

以下では、更新されたシステムについて概要を示し、関連する留意点などを述べる

2020年3月25日に、メソ数値予報システム(メソ解析・メソ予報)改良が実施された。主な変更点としては、メソ解析に非静力学モデル asuca に基づく4次元変分法が導入され、またメソ予報(MSM)では力学過程、雲物理過程、雲量診断、境界層過程、地表面過程の改良が行われた(2017年2月よりMSMには asuca が導入されている)。

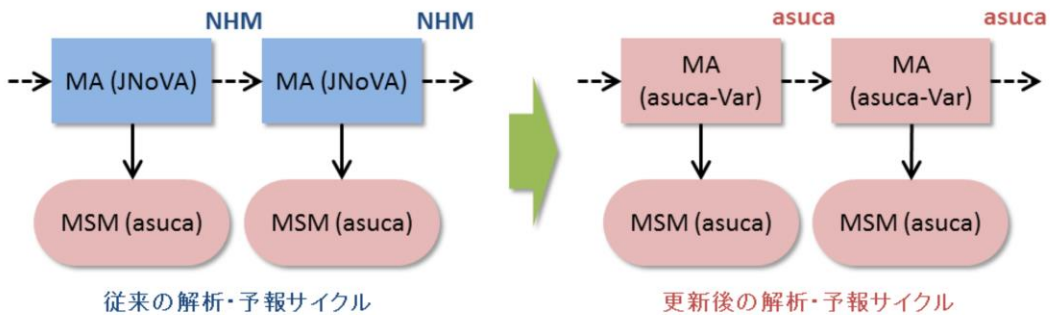
ここでは、変更の概要と予報特性の変化、および留意点について示す。なお、 asuca に関する全般的な説明は「数値予報課報告・別冊60号」に、それ以降の開発成果については「数値予報課報告・別冊第66号」に詳しい。



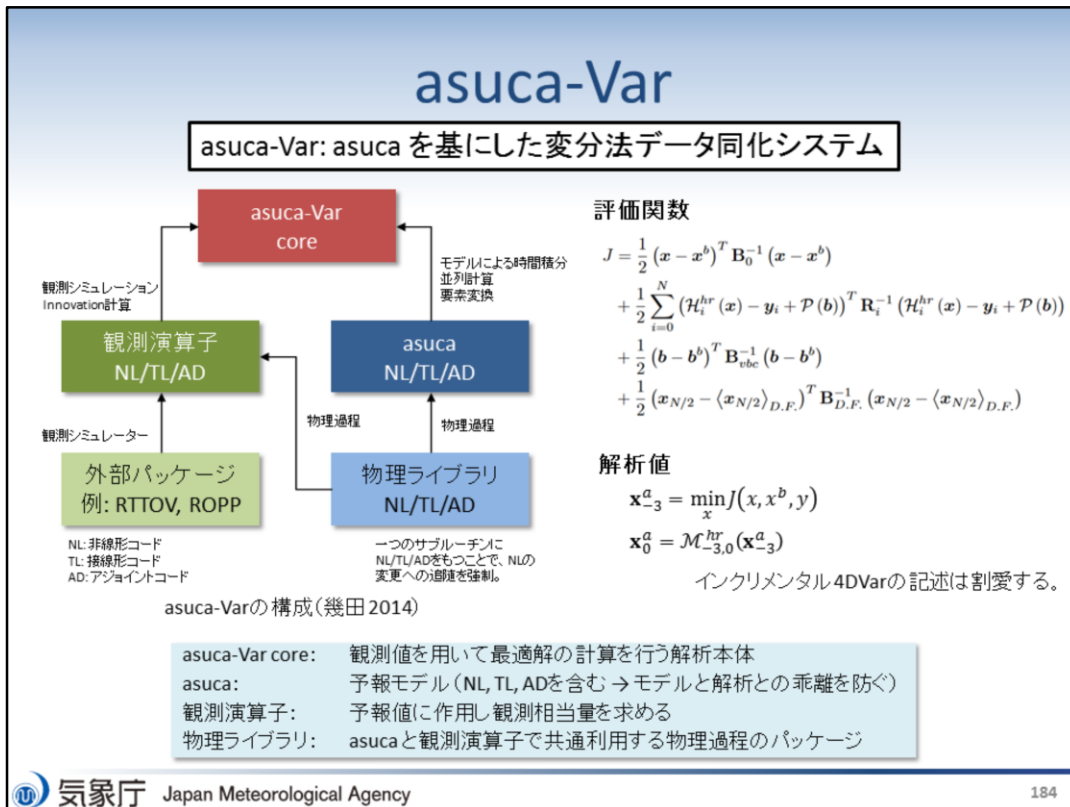
## 改良の概要

# メソ解析 (MA) の更新

- JNoVA (JMA-NHMベース) から asuca-Var (asucaベース) にシステムを更新
  - 今回の更新で、利用されるモデルが解析と予報とで同じものとなり、より統合的なシステムとなる
  - イニシャルショックの軽減、マスバランスの向上
  - 予報・解析コードの共存を実現 → 持続可能な開発環境



これまでのメソ数値予報システムでは、メソ解析はNHMベースの4次元変分法 (JNoVA, Honda et al. 2005) が利用される一方で、メソ予報 (MSM) には2017年2月より asucaが利用されていた。このため、解析と予報とで異なるモデルが用いられており、予報初期のインバランスや異なるシステム維持に関わるコスト等が課題となっていた。今回の更新で、予報・解析共に asucaベースのシステムとなることで、イニシャルショックの軽減、マスバランスの向上に加えて、両者のコードが共有化されることで持続可能な開発環境が実現されることとなった。



asuca-Var(幾田 2014)は、asucaの初期値を作成することを目的とした変分法データ同化システムである。局地解析には2015年1月に3次元変分法として導入された(幾田 2015)実績があり、メソ解析には今回、4次元変分法として実装された。

図で示されるように、asuca-Varは予報モデル「asuca」、観測値を用いて最適解の計算を行う解析本体「asuca-Var コア」、予報値に作用し観測相当量を求める「観測演算子」で構成されており、asucaと観測演算子では、気象庁の物理過程ライブラリ(原 2014)が利用されている。また、asuca、物理過程ライブラリ、観測演算子には、それぞれ非線形(NL)、接線形(TL)、随伴(AD)コードが実装されている(TLとADコードは、4次元変分法における評価関数の極小値探索で利用される)。このようにNL、TL、ADコードをデータ同化システムの心臓部から分離することにより、予報モデルや観測演算子の更新に伴うasuca-Varコアの修正を最小限に抑えることができ、バグの混入防止や複数開発者による作業効率の向上が期待できる。特に、予報モデルがNLの他にTL、ADを持つことは、データ同化システムと予報モデルとの乖離を防止する点で非常に有意義となる(幾田 2014)。

スライド右部にasuca-Varによるメソ解析で用いられる評価関数を示す。右辺の各項目はそれぞれ以下の通り。

- 右辺第1項: 背景項
- 右辺第2項: 観測項(バイアス補正項を含む)
- 右辺第3項: バイアス補正係数に関する項
- 右辺第4項: デジタルフィルタによる拘束項

輝度温度データに対する変分法バイアス補正手法を新規導入したため、従来の評価関数からバイアス補正に関する変更が加えられている。

# メソモデル(MSM)の更新

- 雲量・雲物理
  - 氷雲量診断手法を更新
  - 雲物理過程の見直し
- 放射
  - 氷雲量診断手法を更新
- 境界層
  - MYNN3の逆勾配項の陰的評価を導入
- 地表面
  - 地表面フラックス交換係数の新しい計算手法を導入
  - 森林域での積雪被覆率を更新
  - 土壌水分スキームを更新
- 力学・モデルフレーム
  - 水平気圧傾度力の計算における最上下層の係数を修正
  - 有限体積法のセル中心で最適化した地形を導入

略称

MSM1702: 2017年2月更新版MSM

MSM2003: 2020年3月更新版MSM

次にMSMの更新について概要を示す。従来のMSMでは、以下の課題が挙げられていた。

- 上層雲が過多
- 雲水量と下層雲が過少
- 予報開始直後を除いて冬季の対流圏下層に低温バイアス
- 予報初期に見られる不自然な弱い降水
- 低気圧の過発達

MSM2003ではこれらの課題を解決することを目的とし、科学的な知見に基づいて力学過程、雲物理過程、雲量診断、境界層過程、地表面過程の改良を行った。なお、ここでは2017年2月に導入されたMSMを「MSM1702」、2020年3月に改良が行われたMSMを「MSM2003」と呼ぶことにする。

# 予測特性の変化

## MSM予測特性の変化の概要

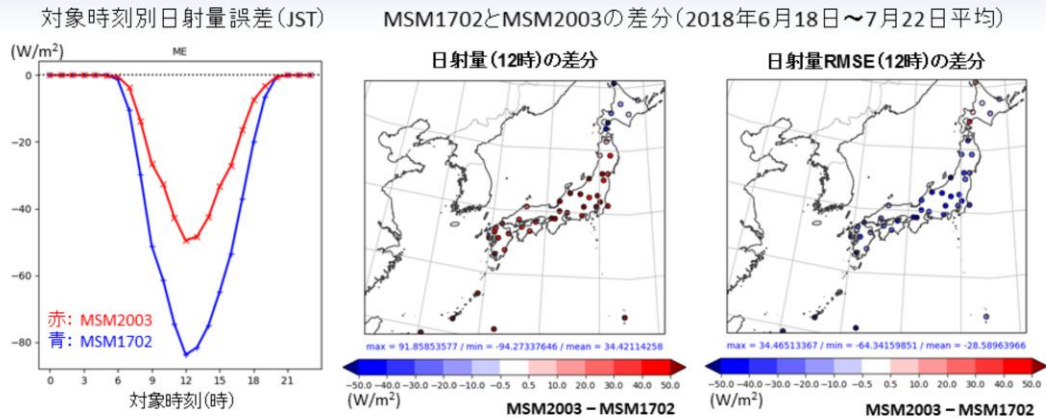
- 過大傾向にあった上層雲量が減少
  - OLRや地上日射量が増加(誤差縮小)、地上気温の改善、熱雷の表現が若干改善
- 過小傾向にあった雲水量・下層雲量が増加(主に高緯度域・海上)
  - 北海道での日射過多・日中の高温誤差が大幅に縮小
- 冬季対流圏下層の低温誤差が縮小(特に寒気流入時)
- 地上付近の水蒸気量が増加、850hPaは減少
- MSM予測開始直後の誤差の変動の解消
  - 対アメダスで見られた地上要素の初期ショックが大幅に軽減
  - 予測初期にだけ見られる弱雨の解消
- 全体的に弱雨が増加、強雨が減少
  - 弱雨の頻度が高くなる(空振りがやや増加) & 強雨の空振りが減少(見逃しはほとんど変わらず)

はじめにMSM2003における予測特性の変化の概要についてまとめる。今回の改良により従来のMSMの課題であった、上層雲量の過多や雲水量と下層雲量の過小評価傾向がそれぞれ改善した。また、冬季対流圏下層の低温誤差が縮小し、地上付近の水蒸気量が増加、850hPaで減少する傾向が見られた。さらにMSMと同じasucaベースのシステムをメソ解析に導入したことにより、MSM予測開始直後の誤差の変動が解消した。降水予測については、夏冬ともにすべての閾値において降水の予測精度が改善または中立であり、以下の特性変化が見られた。

- 夏は弱雨の頻度が高くなるが空振りは増えない
- 夏は強雨の頻度が低くなり空振りが減るが見逃しも減る

上記の特性変化は、MSMと同じ予報モデルを使うメソアンサンブル予報システム(MEPS)も同様となる。

# 日射量誤差の傾向

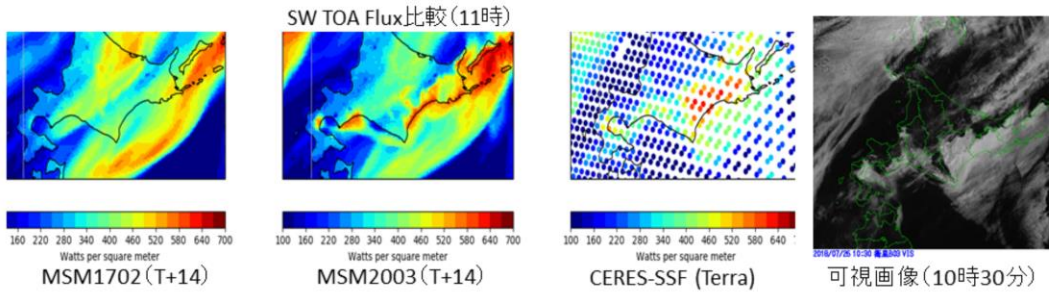


地上日射量の誤差が $30\text{W/m}^2$  近く縮小。  
本州から南の負バイアス、北海道東部の正バイアスがともに縮小。

ここから、具体的な誤差特性の変化について紹介する。まず日射量誤差についてだが、主に雲物理過程や雲量診断手法の更新により上層雲が減少したことにより、日中の日射量の誤差が平均で $30\text{W/m}^2$  近く縮小し(左図)、MSM領域南側を中心に地上日射量が増加するようになった(中図)。一方で夏季の北日本では、下層雲増加により日射量が減少した(中図)。結果として、MSM1702で見られた本州から南の負バイアス、北海道東部の正バイアスがともに縮小した(対アメダス検証結果は以降のスライドで示す)。

# 雲水量増加のインパクト

(例) 2018年7月26日 北海道東部で発生した霧



雲水から雨への変換が少なくなり、下層雲が多く表現されるようになった。  
北海道東部の夏季に特徴的な下層雲・霧の表現性が向上。

雲水量増加のインパクトを示す。MSM2003では雲水から雨への変換の閾値を大きくしたことで、雲水から雨への変換が少なくなり、下層雲が多く表現されるようになった。図は、ある事例における短波放射 (Shortwave radiation; SW) の大気上端 (top of atmosphere) におけるフラックスのモデルの値 (MSM1702, MSM2003)、および観測データとの比較を示す。MSM2003の結果は観測データとより整合的になっており、北海道東部の夏季に特徴的な下層雲・霧の表現性が向上していることがわかる。

※観測データ: Terra衛星の地球放射収支放射計CERESによる単独衛星フラックス(SSF)

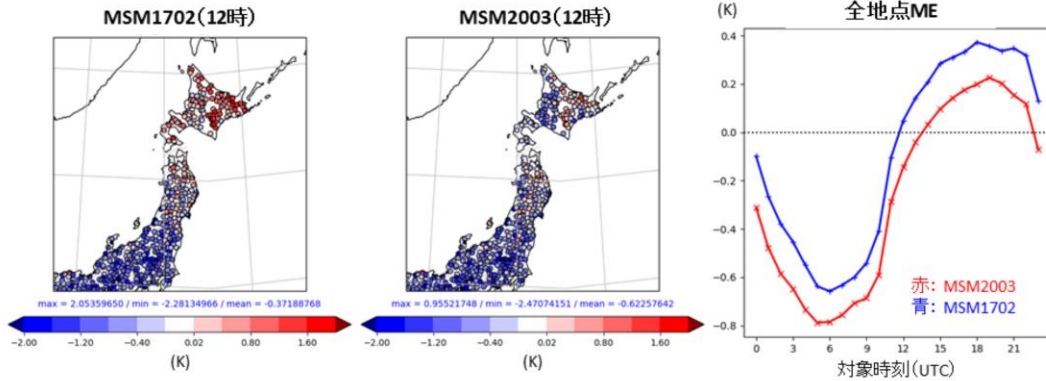
CERES: Clouds and the Earth's Radiant Energy System

SSF: Single Satellite Flux



# 夏季日中の地上気温予測

対象時刻別 対アメダス地上気温誤差(2018年6月18日~7月22日平均)

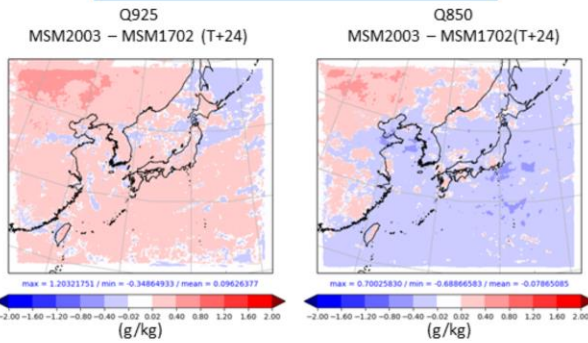


北海道の地上高温バイアスが大幅に縮小(下層雲増による)。  
本州は日射量増加によりわずかにプラスだが、誤差特性に大きな変化はない。

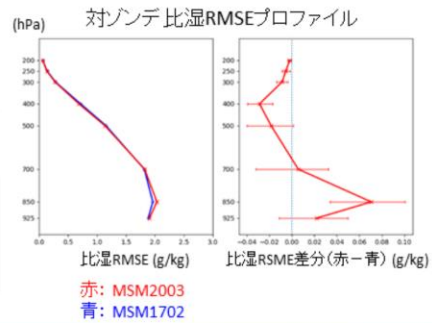
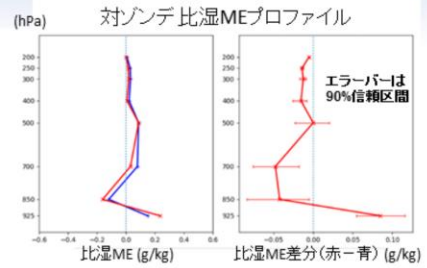
続いて、気温、水蒸気に関する予測特性の変化について紹介する。初めに夏季の日中における地上気温予測の対アメダス検証結果を示す。MSM1702では北海道や東北地方北部において高温バイアス傾向が見られていたが、MSM2003では下層雲が増加したことによりこのバイアスが大幅に縮小した。本州は日射量増加によりわずかにプラスだが、誤差特性に大きな変化はない。全地点における平均誤差では、MSM1702と比較すると全ての対象時刻で低めの予測となっており、日中は負バイアスが減少、夜間は正バイアスが減少している。

# 夏季対流圏下層比湿へのインパクト

夏実験期間での比湿平均場  
(2018年6月18日～7月23日平均)



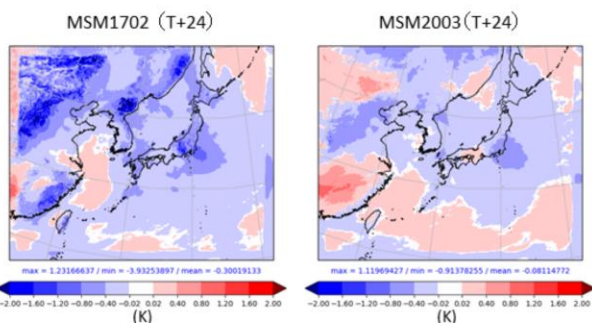
日本域および太平洋上の、925hPaで増加、850hPaで減少。  
雲物理改良により、850hPa付近での蒸発冷却が抑制されたため。  
気温の誤差は大幅に縮小する(次スライド)。  
境界値の特性や鉛直方向の輸送の不足。



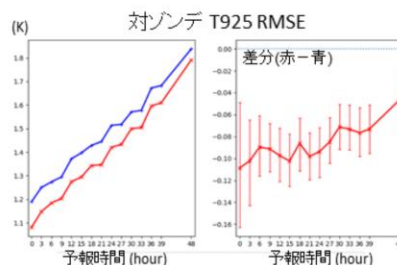
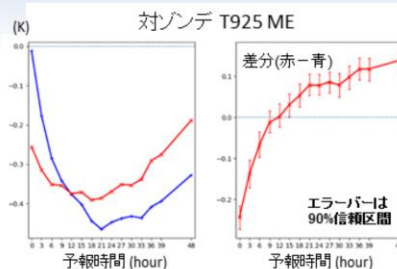
夏季の対流圏下層の比湿への影響を示す。左図は夏季実験期間(2018年6月18日～7月23日)における比湿の差分の水平分布であり、MSM2003では925hPaで増加、850hPaで減少する傾向が見られた。この傾向は、対ゾンデの平均誤差の鉛直プロファイル(右上図)でも確認できる。これは雲物理改良により、850hPa付近で蒸発冷却が抑制されたため、より乾燥するようになったことに起因する。この結果から、MSM2003では水蒸気の鉛直輸送が不足していることが示唆されるが、これについては今後の課題としたい。一方で次のスライドで示す通り、気温の誤差は大幅に縮小する。

# 冬季対流圏下層気温への インパクト

冬実験期間でのT925対初期値差分  
(2017年12月23日～2018年1月23日平均)



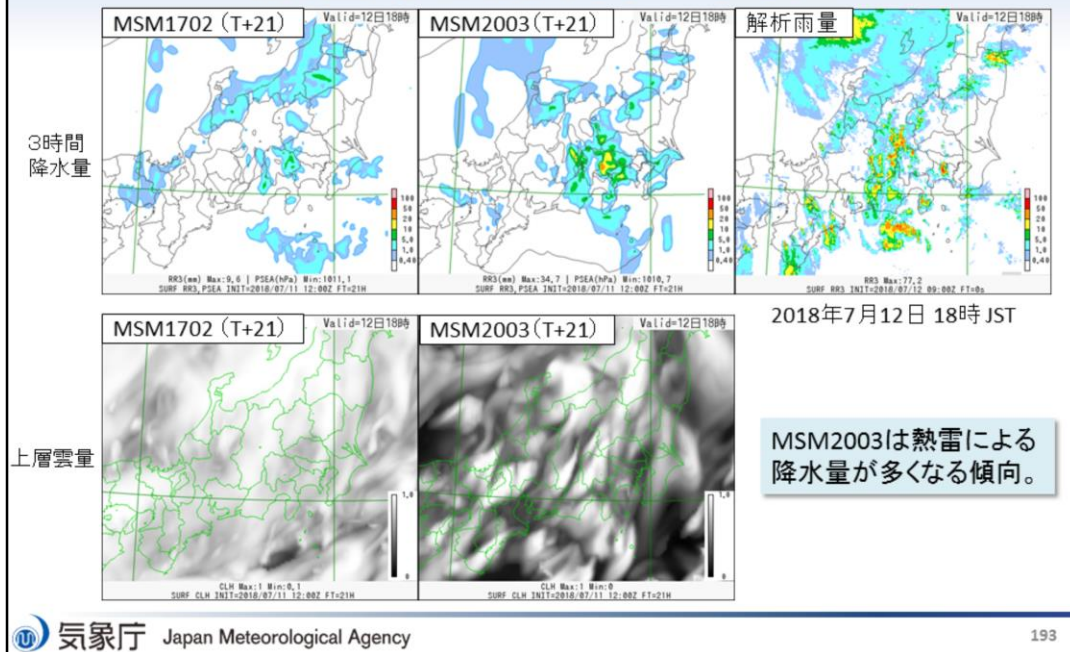
低温誤差は完全解決しないが、誤差は大幅に減少した。  
システム更新による解析・予報整合性向上、地形作成処理  
改良、地表面過程改良が改善に貢献。



赤: MSM2003  
青: MSM1702

冬季対流圏下層の気温の予測特性の変化を示す。左図は冬季実験期間(2017年12月23日～2018年1月23日)における925hPa気温(24時間予報)の対初期値差分の水平分布である。MSM1702では特に大陸上で低温バイアスが顕著であるが、MSM2003では大幅に減少している。また右に示す対ゾンデ検証においても、すべての予報時間でRMSEの大幅な改善が見られおり、また予報初期の予測特性の変化も軽減された。これは主に、システム更新による解析・予報整合性向上、地形作成処理改良、地表面過程改良が貢献していると考えられる。

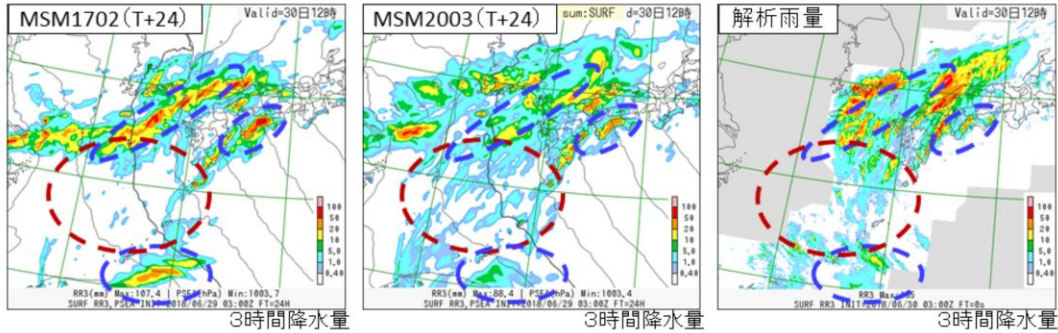
# 日射量増加と 熱雷予測表現の変化



最後に、降水予測の特性変化について紹介する。先に記述したように、MSM2003では上層雲量が減少し日射量の誤差が軽減したことに加え、地上付近の水蒸気量が増加したことで、熱雷による降水量が多くなる傾向が見られる。図は2018年7月12日18時を対象とした21時間予報における前3時間積算降水量であるが、MSM2003では実況により近い降水が再現されている。

# 降水予測の面的な特性の変化

2018年6月30日 12時 JST

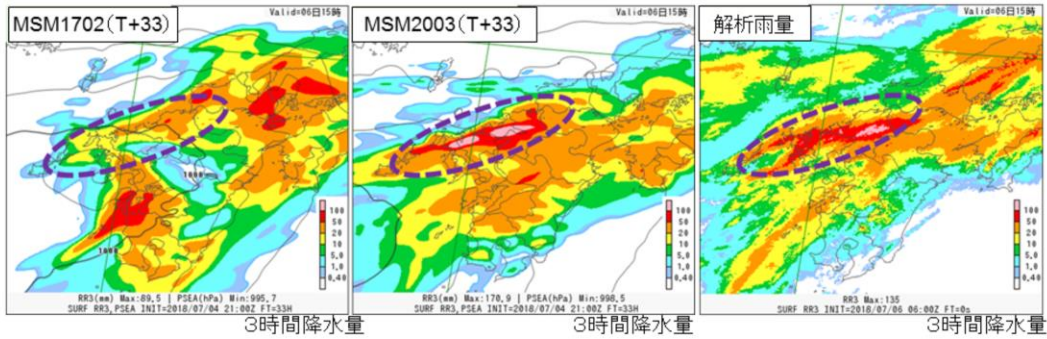


弱雨の領域が広がる → 過小傾向が改善(見逃しが減少)  
強雨の空振りが減少、見逃しはほとんど変わらず

降水予測の面的な特性について、2018年6月30日の事例を例に挙げて述べる。赤点線で示されるように、MSM1702では弱雨の領域が狭く、過小評価傾向があった(左図)。これに対してMSM2003では、弱雨の領域が広くなり、より観測に整合するようになった(中図)。また青点線で示されるように、MSM2003では強雨の空振りが減少したが、見逃しについてはほとんど変化はなかった。上記の傾向は本事例のみでなく、統計検証の結果としても示される。

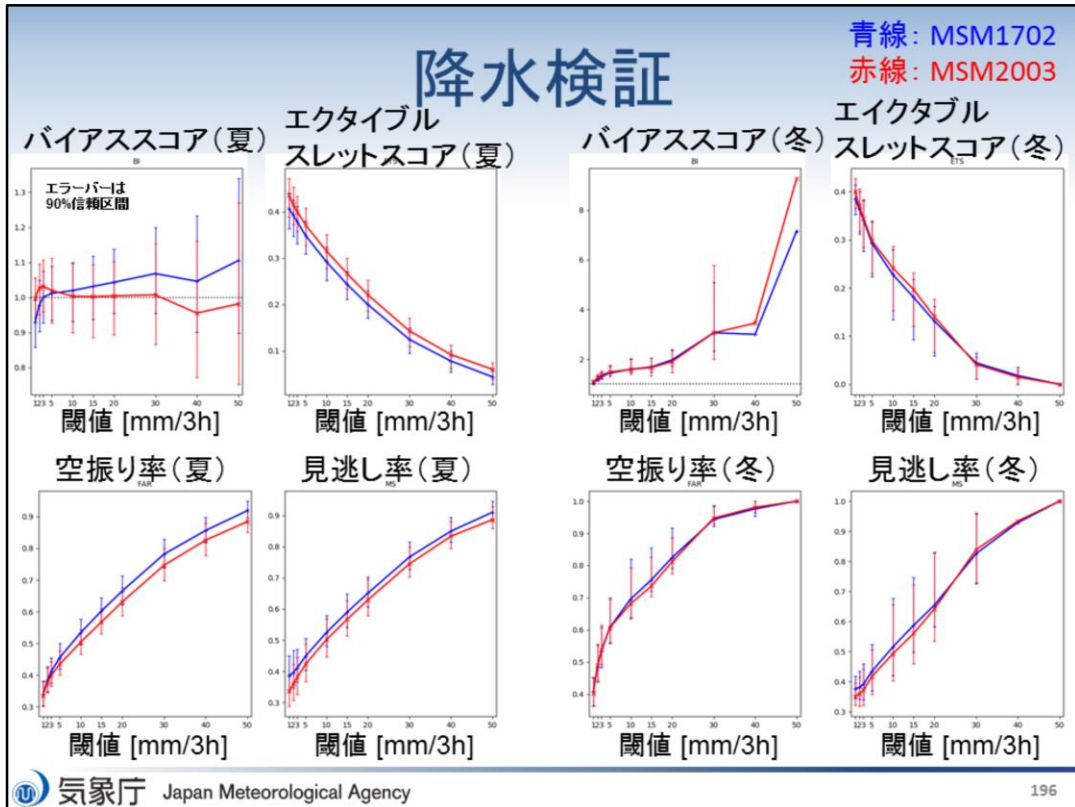
# 降水予測の面的な特性の変化

2018年7月6日 15時 JST



MSM2003で降水予測精度が改善した事例(平成30年7月豪雨)。

降水予測の面的な特性の変化として、2018年7月6日の事例についても挙げておく。この事例では、九州北部地方に線状の強い降水が観測されているが、MSM2003では観測により整合する降水帯を再現することができている。

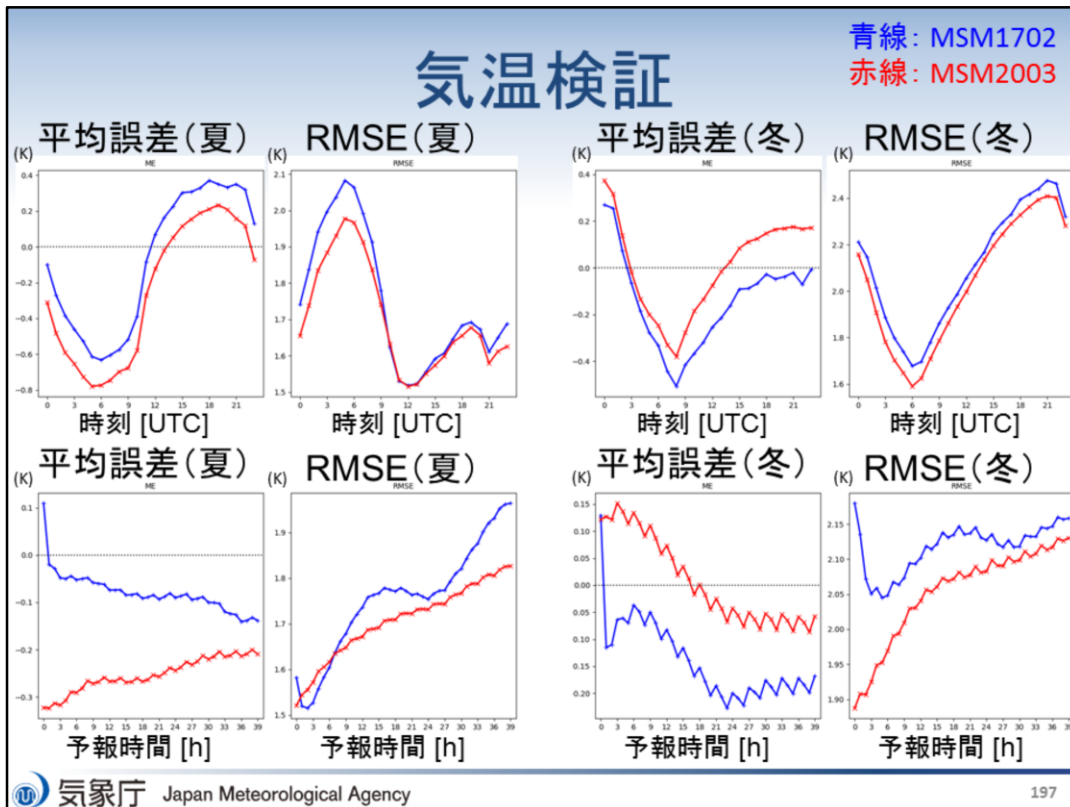


前述した予測特性の変化について、統計検証結果(降水、気温、風速)を示す。統計期間はすべて

- 夏実験: 2018年6月18日～7月23日
- 冬実験: 2017年12月23日～2018年1月23日

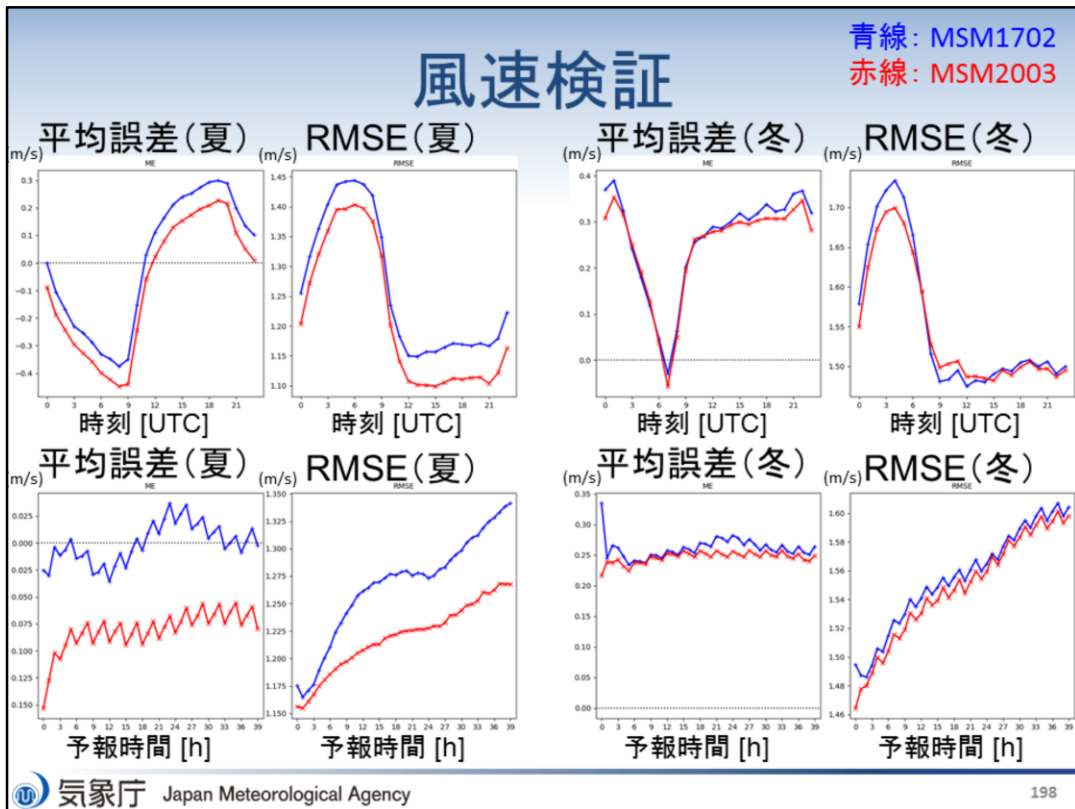
である。降水検証については、日本の陸域を対象に20kmの水平格子間隔、対解析雨量で検証を行っている。

降水検証結果としてはまず、夏季は5mm/3hour以下の弱雨の頻度が高くなるものの、それより強い降水では頻度が低くなり実況に近くなる。ただし、弱雨の頻度が高くなったことに伴い、空振りが増えるということはない。また見逃しも減り、エクタイブルスレットスコア(ETS)は全ての閾値で改善が見られる。冬季についても、全般的に降水の予測精度は改善または中立である。



次に対アメダス地上気温の統計検証結果を示す。夏季の予報初期を除いて、すべての対象時刻において気温の予測精度(RMSE)は改善または中立である。また、予報初期に見られる平均誤差の急激な変化が解消した。これは、初期値を作成するメソ解析がasucaベースのシステムに刷新され、解析、予報がより整合的になったためである。





最後に対アメダス地上風速の検証結果を示す。冬の日中を対象とする時刻を除いて、すべての予報時間において風速の予測精度(RMSE)が改善または中立となる。地上気温検証と同様、予報初期において冬季の平均誤差に見られる急激な変化が解消されている。

## MSM の予測特性の変化

- 夏の予報初期を除いて、すべての対象時刻において気温の予測精度 (RMSE) が改善または中立
- 冬の日中を対象とする時刻を除いて、すべての予報時間において風速の予測精度 (RMSE) が改善または中立
- 予報初期に夏と冬の気温、冬の風速の平均誤差に見られる急激な変化を解消

以上をまとめると、MSM2003における予測特性の変化は以下のようになる。

## MSM の予測特性の変化

- 夏冬ともにすべての閾値において降水の予測精度が改善または中立
  - 夏は弱雨の頻度が高くなるが空振りは増えない
  - 夏は強雨の頻度が低くなり空振りが減るが見逃しも減る
  - MSM と同じ予報モデルを使うメソアンサンブル予報システムも同様
- 予報初期に見られる実況との対応が悪い弱雨を解消(図略)

## 変化しないMSMの弱点

- 低気圧の過発達
  - 総観場(とくに強風軸の位置)や相当温位の分布から不自然な過発達であるかを判断できる(原2015)
  - 改善に向けて取り組んでいく予定
- 熱雷や線状降水帯を適切に予測できない
  - 熱雷の場合、MSM1702では狭い範囲に強い降水が集中、MSM2003では広い範囲に弱い降水
  - MSMの分解能では劇的な改善は難しいと考えられる

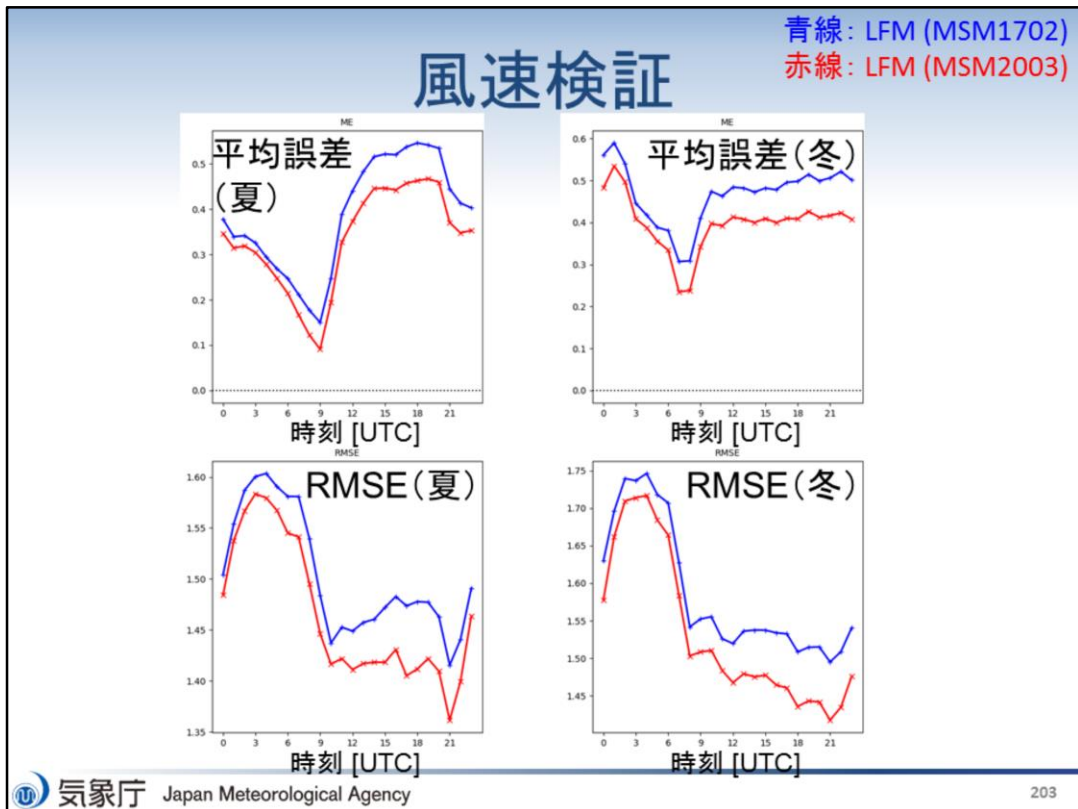
ここでは、今回の改良で解決できなかったMSMの課題について述べる。まず、原・倉橋(2017)で示されるように、MSM1702には低気圧や台風の中心示度を低く予測する傾向があった。この傾向はMSM2003においても継続しており、今後、改善に向けて取り組んでいく予定である。なお、低気圧の過発達傾向については原(2015)で考察されているが、それと同じ知見がMSM2003にも適用できる。

また、熱雷や線状降水帯の予測については、一部の事例で改善する傾向も見られるものの、依然として予測は困難である。これらの現象の予測は、MSMの水平分解能(5km)では劇的な改善は難しいものと考えられ、これはMSMと同一のモデルを用いているMEPSについても同様である。

## MSM更新に伴うLFMへの影響

- MSM予測値を第一推定値および側面境界値として利用するLFMの予測特性についても調査した。
- 主なLFMの特性の変化は以下の通り。
  - 夏冬ともに地上風速が弱くなり実況に近づき、予測精度が改善
  - 夏は降水量の予測頻度が低くなる
    - 15 mm/3h 以下は実況より過少
    - 15 mm/3h 以上は実況より過多
  - 冬は 20 mm/3h 以上の降水量の予測頻度が低くなり、実況より過大なものの実況に近づく
  - 夏は 5 mm/3h～40 mm/3h の降水量の予測精度がやや改悪、冬はやや改善または中立

MSM2003の導入に伴い、局地モデル(LFM)の予測特性の変化についても調査を行った。これは、MSMの予測値がLFMの初期値を提供する局地解析において第一推定値として利用されることに加え、LFMの側面境界値としても用いられているためである。以下、MSM改良に伴うLFMの予測特性の変化の概要を示す。概ね、MSM更新のインパクトから期待される結果が得られている。



ここから、LFMの予測特性の変化について統計検証結果を示す。統計期間は夏季、冬季それぞれ

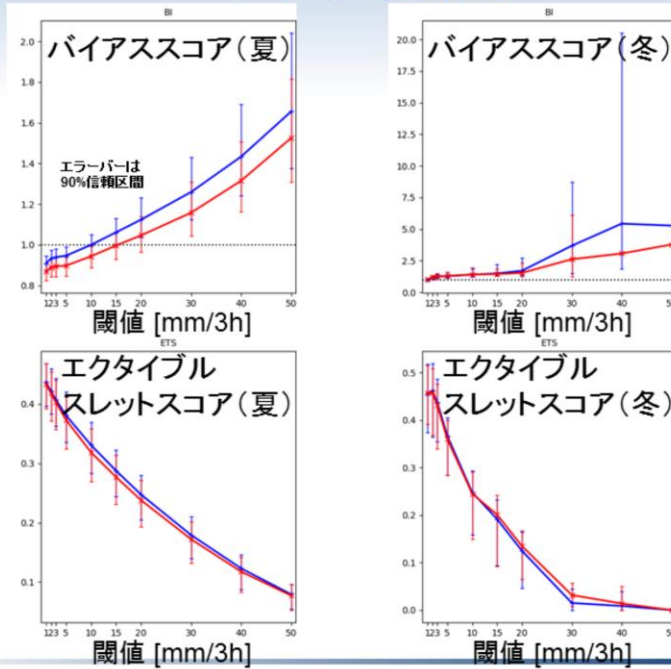
- 夏季: 2018/06/27 ~ 2018/07/08 (00~23 UTC)、全288初期値
  - 冬季: 2018/01/16 ~ 2018/01/27 (00~23 UTC)、288初期値
- である。

まず、地上風速の対アメダス検証結果を示す。夏季、冬季ともにすべての対象時刻において地上風速の強風バイアスが減少し、予測誤差(RMSE)が改善されている。

# 降水検証

青線: LFM (MSM1702)

赤線: LFM (MSM2003)



次に、降水検証結果について示す。夏季は全般的に降水量が減少し、1~3mm/h程度の弱い降水は特に予報初期でさらに過小評価となる一方で、10mm/h以上の強い降水は過大であった降水が減少する。結果としてETSは中立~やや悪化となる。冬季については強い降水で過大評価傾向が軽減され、ETSも中立~やや改善となっている。

## MSM変更による効果のまとめ

- 過大傾向にあった上層雲量が減少
  - OLRや地上日射量が増加(誤差縮小)、地上気温の改善、熱雷の表現が若干改善
- 過小傾向にあった雲水量・下層雲量が増加(主に高緯度域・海上)
  - 北海道での日射過多・日中の高温誤差が大幅に縮小
- 冬季対流圏下層の低温誤差が縮小(特に寒気流入時)
- 地上付近の水蒸気量が増加、850hPaは減少
- MSM予測開始直後の誤差の変動の解消
  - 対アメダスで見られた地上要素の初期ショックが大幅に軽減
  - 予測初期にだけ見られる弱雨の解消
- 全体的に弱雨が増加、強雨が減少
  - 弱雨の頻度が高くなる(空振りがやや増加) & 強雨の空振りが減少(見逃しはほとんど変わらず)

最後に、MSM2003導入に伴う、MSMの予測特性の変化について再掲する。



## 参考文献

- 幾田泰醇, 2014: asuca変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 91-97.
- 幾田泰醇, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-8.
- 原旅人, 2014: asucaにおける物理過程の組み込みの考え方. 数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 104-106.
- 原旅人, 2015: 事例検討. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-99.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-55.
- 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.



## 第2章 応用編

### 2.4 観測データ利用の変更

## 概要

- 2019年10月から2020年9月までの間に、気象庁の数値予報システムに導入した、観測データの利用に関する主な改良項目(下記赤字)について。

変更日	項目	対象
2019年11月28日	中国BUFR-TEMPの利用開始	メソ解析、局地解析
2019年12月11日	雲・降水域の衛星輝度温度データ利用開始(2.1節参照)	全球解析
<b>2019年12月11日</b>	<b>Metop-C ASCAT海上風データの利用開始</b>	<b>全球解析</b>
2020年1月15日	中国PILOT-BUFR利用開始	全球解析、メソ解析、局地解析
2020年2月26日	ASCAT早期配信(EARS-ASCAT)海上風データの利用開始	全球解析
<b>2020年7月29日</b>	<b>ScatSat-1 OSCAT海上風、GOES-16 AMVデータの利用開始</b>	<b>全球解析</b>
<b>2020年7月29日</b>	<b>ひまわり8号CSR(バンド9、10)の利用開始</b>	<b>局地解析</b>
2020年9月15日	Metop-C AMSU-A、MHS輝度温度データの利用開始	全球解析

本節では、2019年10月から2020年9月までの間に気象庁の全球、メソ、局地数値予報システムに導入した、観測データの利用に関する主な改良項目(新規観測データの利用開始など)について扱う。2019年12月11日に導入された、雲・降水域の衛星輝度温度データの利用開始については2.1節を参照されたい。

# 全球解析における Metop-C ASCAT海上風データの 利用開始

2019年12月11日～

## 【概要】

欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT)が運用する極軌道衛星Metop-C(2018年11月7日打ち上げ)に搭載されたマイクロ波散乱計ASCATによる海上風データの利用を開始

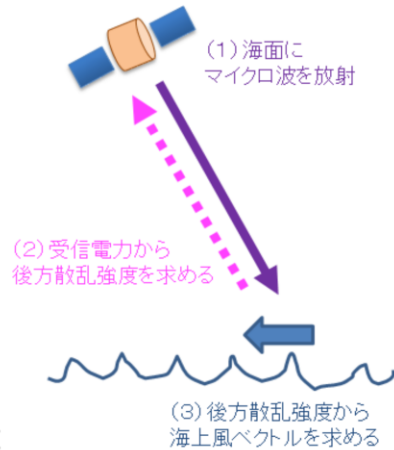
下層風の間、温度場、熱帯の水蒸気場の第一推定値が改善

2019年12月11日、全球解析において欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT)が運用する極軌道衛星Metop-C(2018年11月7日打ち上げ)に搭載されたマイクロ波散乱計ASCATによる海上風データの利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、このデータを利用することにより、第一推定値の下層風の間、温度場、熱帯の水蒸気場の改善が確認された。以下では、Metop-C ASCAT海上風データの概要と、当該データを利用した実験の結果について示す。

## 全球解析における Metop-C ASCAT海上風データの利用開始

### マイクロ波散乱計とは

- 数GHz～数十GHzのマイクロ波を地球に向かって放射し、後方散乱強度を測定する**能動型**の測器
- 測定された後方散乱強度から経験則的な“モデル関数”を利用して**海上風ベクトル**を算出可能(広範囲かつ密)
- 極軌道の人工衛星に搭載され、観測手法が限られる海上では重要なデータ
  - 雲の上からでも観測できる
    - 強い雨が降っていると品質低下
- データ同化利用により期待される効果
  - 下層の風や温度の場の改善、下層の収束の情報<sup>が得られることによる</sup>水蒸気場の改善など



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(太原 1999)。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ーの情報を抽出することができる。また、強い雨が降っている場所では品質が低下するものの、雲の上からでも観測可能であることも特徴の一つである。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(高橋 2010; 守谷 2016)。

## 全球解析における Metop-C ASCAT海上風データの利用開始

### Metop-C

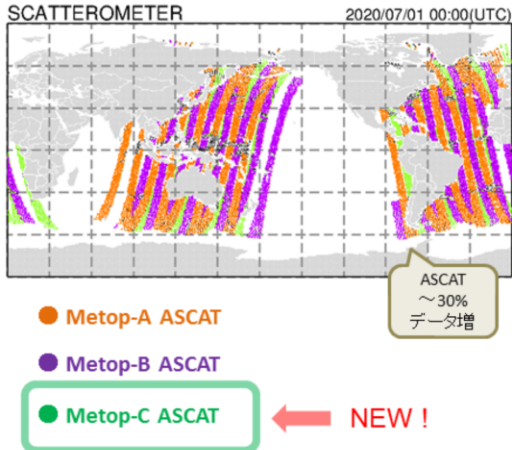
- 2018年11月7日に打ち上げられた極軌道衛星
- 運用はEUMETSAT
- 現業極軌道気象衛星Metopシリーズの3機目
- 地球観測を行う多数のセンサーを搭載
  - AMSU-A、MHS、IASI、ASCAT、GRASなど

### ASCAT

- ファンビーム型のマイクロ波散乱計
  - 衛星直下の観測は行えない
- 海上風の算出はKNMI(オランダ王立気象研究所)
- OSCAT(後述)よりも雨の影響を受けにくいビーム周波数を使用

### データ分布例

全球サイクル解析で利用されたデータ分布  
(2020年7月1日 00UTC)



ASCATはEUMETSATが運用する極軌道衛星Metopシリーズに搭載されている散乱計である。今回の改良では、全球解析で利用中のMetop-A衛星およびMetop-B衛星によるASCAT海上風プロダクトに加え、2018年11月7日に打ち上げられたMetop-C衛星によるASCAT海上風プロダクトの利用を追加する。これにより、全球サイクル解析で利用される海上風データが約3割増加する。

## 改良の効果

### 全球解析における Metop-C ASCAT海上風データの利用開始

#### 実験設定

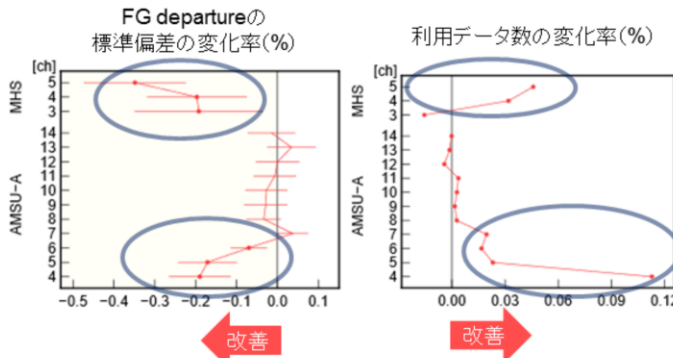
CNTL: 2019年5月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTL + Metop-C ASCAT海上風

実験期間: 2019年4月～5月の2か月間

マイクロ波サウンダ (AMSU-A, MHS) 熱帯域  
観測値と第一推定値の差の標準偏差と利用データ数の変化率 [%]

3～9時間予報値である、第一推定値の値が、他の観測データの値に近づいているかどうか？



観測値と第一推定値の差 (FG departure) の標準偏差の減少は解析場の変化を通じた、観測データ同化の影響が現れやすい予測初期での予測値と観測値の差の標準偏差の減少(改善)を示す。

第一推定値の他の観測データとの整合性が向上すると、QCをパスするデータが増加する。

気温に感度のあるAMSU-Aは下層に感度のあるチャンネルで改善  
水蒸気に感度のあるMHSは熱帯で改善  
(熱帯での下層収束の表現が改善し、水蒸気の循環が良くなったと考えられる)

Metop-C ASCAT海上風データ利用の効果を確認するため、2019年5月時点の現業全球数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これにMetop-C ASCAT海上風データを利用するように変更を加えた実験(TEST)の比較を行った。実験期間は2019年4月から5月の2ヶ月である。ここでは、今回の改良には直接関係していないマイクロ波サウンダ(AMSU-A、MHS)の観測データを用いて、第一推定値への影響を示す。マイクロ波サウンダ観測データの観測値と第一推定値の差(First Guess departure)の統計では、気温に感度のあるAMSU-Aでは対流圏中下層に感度のあるチャンネルでFG departureの標準偏差が減少し、水蒸気に感度のあるMHSでは特に熱帯域でFG departureの標準偏差が減少した(図)。これは、Metop-C ASCAT海上風データの利用によって風の場の変化に合わせて温度場が改善するとともに、熱帯での下層収束の表現が改善し、水蒸気の循環の表現が改善したことが理由として考えられる。また、これらのチャンネルでは利用データ数が増加しており、第一推定値と観測値の整合性が向上していることがわかる。第一推定値の精度向上は、解析予報サイクルを通じて同化される観測値の影響を受けた結果であり、解析値の精度が向上したことを示唆する。予測については、熱帯の対ゾング観測の風の予測を中心にやや改善を示した(図略)。

これらの結果を受け、2019年12月11日より、Metop-C ASCAT海上風データの全球数値予報システムでの利用を開始した。

図: TESTのCNTLに対する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データのFG departureの標準偏差と利用データ数の変化率(%)。エラーバーは95%信頼区間、丸い点(赤色)は変化が統計的に有意であることを示す。

# 全球解析における ScatSat-1 OSCAT海上風、 GOES-16 AMVデータの利用開始

2020年7月29日～

## 【概要】

1. ISRO(インド宇宙研究機関)が運用する極軌道衛星ScatSat-1に搭載されたマイクロ波散乱計OSCATによる海上風データの利用を開始
2. 米国の静止気象衛星GOES-16の観測データから算出される大気追跡風(AMV)の利用を開始

熱帯擾乱の進路予測の精度が改善

2020年7月29日、全球解析においてISRO(インド宇宙研究機関)が運用する極軌道衛星ScatSat-1に搭載されたマイクロ波散乱計OSCATによる海上風データおよび米国の静止気象衛星GOES-16の観測データから算出される大気追跡風(AMV)の利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、これらのデータを利用することにより、熱帯擾乱の進路予測の精度改善が確認された。以下では、それぞれのデータの概要と、当該データを利用した実験の結果について示す。



## 全球解析における ScatSat-1 OSCAT海上風の利用開始

### ScatSat-1

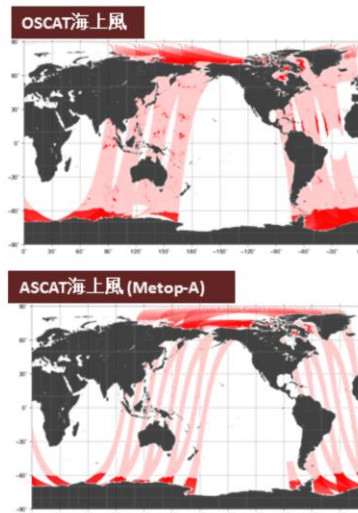
- 2016年9月に打ち上げられた極軌道衛星
- マイクロ波散乱計OSCATを搭載
- 運用はISRO

### OSCAT

- ペンシルビーム型のマイクロ波散乱計
- 2017年10月に海上風プロダクトを配信開始
- 海上風の算出はASCAT海上風と同じKNMI (オランダ王立気象研究所)
- ペンシルビームによりASCATでは観測できない衛星直下を含む**広範囲**を観測可能
- 観測周波数が高いため**雨による減衰**を受けやすい

### データ分布例

2018年7月28日 00UTC 全球サイクル解析用データ(間引きなし)。ASCATと比較して観測領域は広いが降雨の影響は大。(赤色は悪品質フラグ)

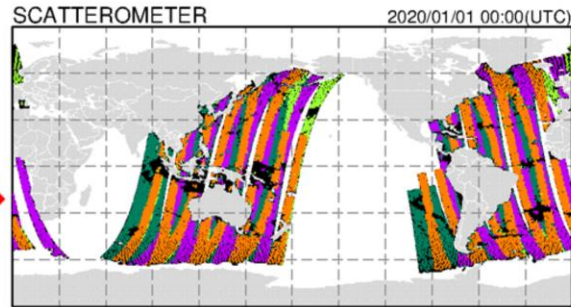
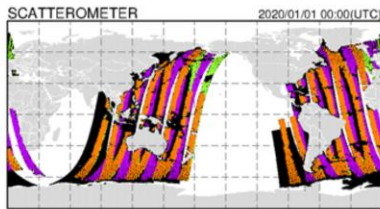


ScatSat-1 OSCAT海上風の利用開始について述べる。OSCATはISROが運用する極軌道衛星ScatSat-1(2016年9月打ち上げ)に搭載されているマイクロ波散乱計である。OSCAT海上風プロダクトはASCATと同じKNMI(オランダ王立気象研究所)で作成されたデータを使用する。OSCATはASCATでは観測できない衛星直下を含む広範囲な領域を観測可能であるが、観測周波数がASCAT(5.255GHz)と比較して高い(13.515GHz)ため、雨による減衰の影響を受けやすい(図)。

## 全球解析における ScatSat-1 OSCAT海上風の利用開始

### 全球解析でのOSCAT海上風データ利用 データ分布例

- データ利用の優先順位はASCAT > OSCAT 2020年1月1日 00UTC 全球サイクル解析用データ
  - 熱帯を中心にASCATの隙間を補完
- OSCATの品質管理手法はASCATと同様
  - 例: 風速25m/s以下のみ利用



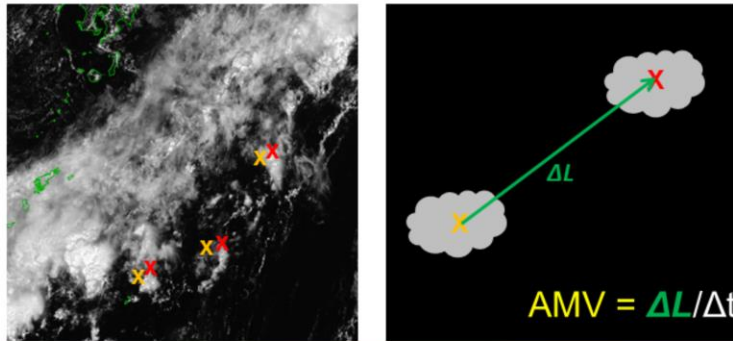
- Metop-A ASCAT
- Metop-B ASCAT
- Metop-C ASCAT
- ScatSat-1 OSCAT ← NEW !

今回の改良では、全球解析で利用中のMetop衛星によるASCAT海上風プロダクトに加え、ScatSat-1衛星によるOSCAT海上風プロダクトの利用を追加する。データ利用の優先順位はASCATより低くしており、熱帯を中心にASCATの隙間を補完する形で利用する。OSCATの品質管理手法はASCATと同様としている。

全球解析における  
GOES-16 AMVデータの利用開始

大気追跡風 (Atmospheric Motion Vector) とは

- 時間的に連続する複数枚の衛星画像から雲や水蒸気パターンを追跡し、その移動量を求め、風ベクトルを算出するプロダクト
- 静止気象衛星では広範囲で面的なデータが得られ、特に定常的な観測が少ない海上におけるデータが得られる
- データ同化により対流圏の風の場合にインパクトがある



次に、GOES-16 AMVデータの利用開始について述べる。大気追跡風 (AMV: Atmospheric Motion Vector) は時間的に連続する複数枚の衛星画像から雲の動きとその高度を推定し、上空の風向風速を算出する衛星プロダクトである(山下・今井 2007)。直接観測データの少ない海上などにおいて、AMVは風に関する貴重な観測データとなっている。

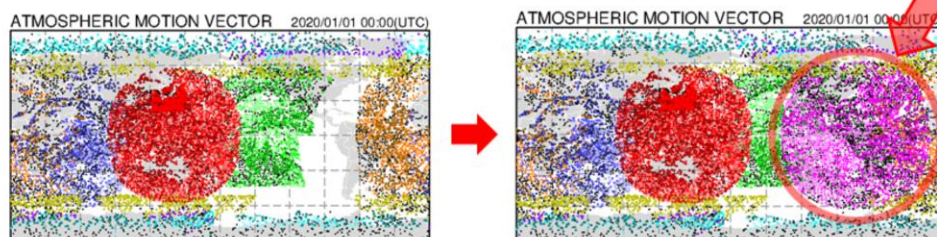
## 全球解析における GOES-16 AMVデータの利用開始

### GOES-16 (Geostationary Operational Environmental Satellite-16)

- 米国の第3世代静止気象衛星
- 2016年11月20日に打ち上げ
- 2017年12月18日からGOES-East(西経75度)として運用開始
  - 先代機のGOES-13が2018年1月9日運用終了
- GOES-16のAMVデータ利用開始により、GOES-Eastの観測空白域を解消

### GOES-16 AMV

- 配信データ中の品質指標(QI)の種別に変更があったため、QC処理を変更 **GOES-16の観測領域**
  - 例: 対流圏中層(400hPa-700hPa)のAMVは利用しない
    - 高度誤差の影響を受けないようにするため



米国大陸を含む領域を観測するGOES(Geostationary Operational Environmental Satellite)シリーズは、GOES-East(静止位置:西経75度)とGOES-West(静止位置:西経135度)の2機体制で運用されている(下地・岡部 2018)。2017年12月18日にGOES-EastとしてGOES-16が本運用を開始したことに伴い、翌月の2018年1月8日に先行衛星のGOES-13が運用を停止した。以降、GOES-East領域はAMVの利用空白域となっており、GOES-16 AMVの利用開始により、当該空白域が解消する。GOES-16 AMVを利用するにあたり、配信データに従来利用していた品質指標(QI)の一部が含まれなくなったため、QC処理を一部変更した(例えば、AMVに付加される高度情報のエラーを除去しにくくなったため、高度誤差の影響を受けないよう、対流圏中層(400hPa-700hPa)のAMVは利用しないなど)。

## 改良の効果

## 全球解析における

## ScatSat-1 OSCAT海上風、GOES-16 AMVデータの利用開始

### 実験設定

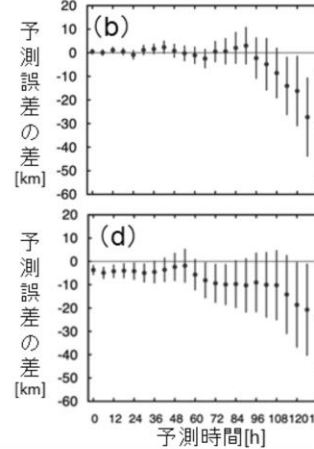
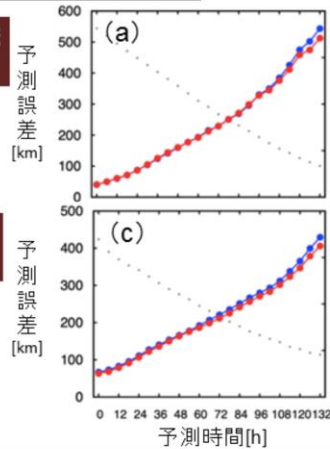
CNTL: 2020年4月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTL + ScatSat-1 OSCAT海上風 + GOES-16 AMV

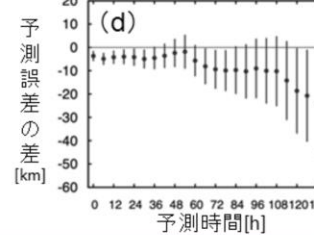
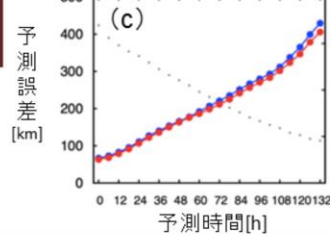
実験期間: 2019年7月～9月の3か月間

### GSMによる熱帯擾乱位置予測誤差

#### 北西太平洋領域 (台風)



#### 東太平洋領域 (ハリケーン)



熱帯擾乱の進路予測の精度が改善

ScatSat1 OSCAT海上風データ利用、GOES-16 AMVデータ利用の効果を確認するため、2020年4月時点の現業全球数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これにScatSat1 OSCAT海上風データおよびGOES-16 AMVデータを利用するように変更を加えた実験(TEST)の比較を行った。ここでは、変更の影響が大きく現れた熱帯擾乱の進路予測の比較を示す。実験期間は2019年7月から9月の3ヶ月である。図a、bでは、実験期間中に存在した北西太平洋領域の熱帯擾乱(台風)の予測結果を示す。進路予測誤差について、全ての事例の平均では、概ね中立または改善した。また、東太平洋領域における熱帯擾乱(ハリケーン)の進路予報誤差(図c、d)も概ね改善傾向を示した。これらの予測の改善は、本変更による新規データの利用によって、GSMの初期値における熱帯域や南北米大陸付近の風の解析精度が向上したためと考えられる。

これらの結果を受け、2020年7月29日より、ScatSat1 OSCAT海上風データおよびGOES-16 AMVの全球数値予報システムでの利用を開始した。

図a: GSMによる北西太平洋領域の熱帯擾乱(台風)の中心位置予測誤差(単位はkm)の比較。実験期間中(夏季: 2019年6月20日～10月11日)に存在した台風に関する平均を示す。検証には気象庁のベストトラックを用いた。青は変更前、赤は変更後。横軸は予測時間(単位は時間)。灰色点はサンプル数(右軸)。

図b: 変更後と変更前の台風中心位置の予測誤差の差。エラーバーは95%信頼区間を表す。負の値は、変更後で予測誤差が減少していることを示す。

図c、d: 図a、bと同様。ただし、夏季における変更前後のGSMによる東太平洋領域の熱帯擾乱(ハリケーン)の中心位置予測誤差(単位はkm)の比較(c)と予測誤差の差(d)を示す。検証には米国海洋大気庁のベストトラックを用いた。

# 局地解析における ひまわり8号CSR バンド9、10の利用開始

2020年7月29日～

## 【概要】

ひまわり8号の3つの水蒸気バンド(8、9、10)のうち、局地解析で未使用だったバンド9、10のCSRの利用を開始

水蒸気場の第一推定値が改善

2020年7月29日、局地解析において、これまで同化利用していたひまわり8号バンド8の晴天放射輝度温度(CSR: Clear-Sky Radiance)に加え、バンド9、10のCSRの利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、これらのデータを利用することにより、第一推定値の対流圏の水蒸気場の改善が確認された。以下では、ひまわり8号のCSRデータの概要と、当該データを利用した実験の結果について示す。

## 局地解析における ひまわり8号CSRバンド9、10の利用開始

### 晴天放射輝度温度 (CSR: Clear-Sky Radiance) とは

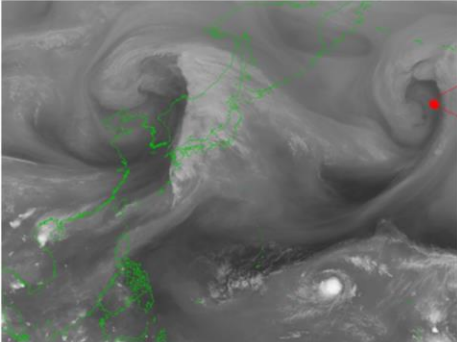
→「晴天ピクセルの輝度温度の領域平均を与えるプロダクト」

**水蒸気バンド(バンド8、9、10)が持つ情報**

- 水蒸気が多い → 白い(輝度温度が低い)
- 水蒸気が少ない → 黒い(輝度温度が高い)

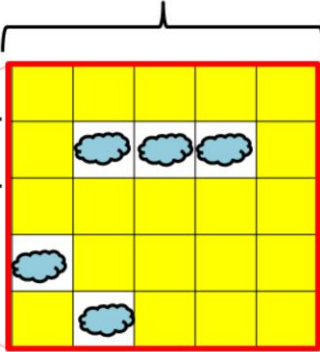
領域(セグメントという)  
ひまわり8号の場合、16×16ピクセル

ひまわり8号バンド8の画像



1ピクセル毎に輝度温度を観測。

※1ピクセルの大きさは、ひまわり8号の場合、衛星直下点で2km格子



1つのCSR=  内の  の平均輝度温度[K]

気象庁 Japan Meteorological Agency 220

ひまわり8号には赤外バンド(7-16)のうち、バンド8、9、10(中心波長: 6.2、6.9及び7.3 $\mu\text{m}$ )の水蒸気バンドがあり、対流圏の中上層の水蒸気に関する情報を持つ。ひまわり8号のCSRデータ(今井・上澤 2016)は、赤外バンドの観測値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32km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。

## 局地解析における ひまわり8号CSRバンド9、10の利用開始

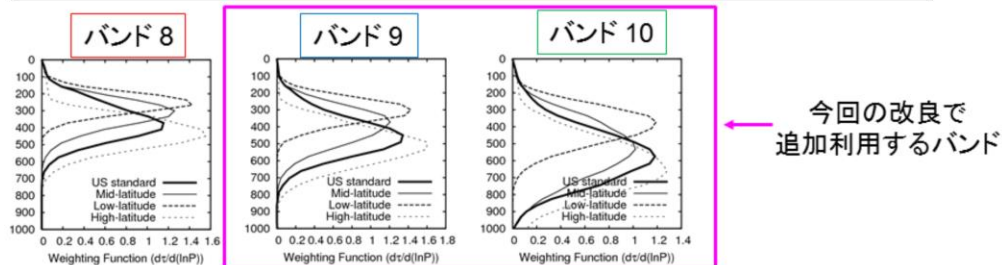
### ひまわり8号CSRの利用状況と追加バンド

- 全球解析、メソ解析: バンド 8、9、10を利用中
- 局地解析: バンド8を利用(今回の改良で9、10を利用開始)
- **バンド9、10はバンド8より大気下層の水蒸気の情報を持つ**

### 局地解析におけるバンド9、10の利用のための変更点

- CSRデータの放射計算に用いる地表面射出率の高度化
  - 固定値0.9から、地表面の植生や季節変化を考慮した気候値の利用に変更
- CSRデータの放射計算に用いる地表面温度の変更
  - 第一推定値の利用から、ひまわり8号窓バンド(バンド13)のCSRデータに基づくリトリブ値の利用に変更

### 代表的な大気プロファイルに対するひまわり8号3つの水蒸気バンドの荷重関数



これまで局地解析では、ひまわり8号のCSRデータはバンド8のみの利用であった一方、全球・メソ解析では、バンド8に加えてバンド9、10のCSRデータを利用している(計盛 2016; 幾田 2017; 岡部 2019; 太田ほか 2019)。今回、局地解析で追加利用するバンド9、10の波長帯は、これまで利用してきたバンド8よりも下層まで感度がある。そのため、冬期の中国大陸上など大気が非常に乾燥し、水蒸気量が少ない場合には、地表面からの放射の影響が無視できなくなる。そこで、地表面からの放射の影響をより正確に見積もるために、全球、メソ解析における手法(岡部 2019)と同様に、計算輝度温度の算出に必要な地表面に関する2種類のデータを、より現実を反映したものに変更した。1つ目は地表面射出率で、これまで利用していた固定値(0.90)から、季節変化や地表面の植生の違いを反映した気候値を利用するよう変更した。2つ目は地表面温度で、これまでの局地モデルの地表面温度予測値に替えて、窓バンド13(中心波長10.4μm)のCSRデータから算出した地表面温度を使うよう変更した。



## 改良の効果

## 局地解析における

### ひまわり8号CSRバンド9、10の利用開始

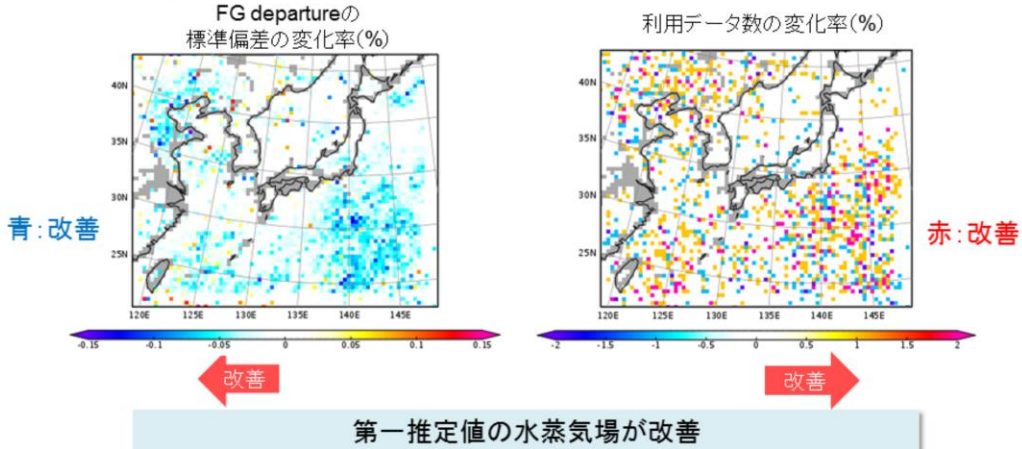
CNTL: 2020年3月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTL + ひまわり8号CSRバンド9,10追加(地表面関連の変更含む)

実験期間: 2018年6月27日~7月8日(1時間毎)

#### 実験設定

対流圏の水蒸気に感度のあるマイクロ波水蒸気サウンダMHS(ch4)の観測値と第一推定値の差(FG departure)の標準偏差の変化率(%)と利用データ数の変化率(%)



気象庁 Japan Meteorological Agency

222

ひまわり8号バンド9、10のCSRデータ利用の効果を確認するため、2020年3月時点の現業局地数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これにひまわり8号バンド9、10のCSRデータを利用するように変更を加えた実験(TEST)の比較を行った。実験期間は2018年6月27日から7月8日の約10日間(1日24回の1時間毎の実行)である。ここでは、今回の改良では変更を加えていないマイクロ波水蒸気サウンダMHSの観測データを用いて、第一推定値への影響を示す。MHSは水蒸気バンドCSRと同様に対流圏中上層の水蒸気量に感度がある。MHSの観測値と第一推定値の差(First Guess departure)の統計では、日本の南海上のほか、関東付近の陸上などでFG departureの標準偏差が減少した(図)。データの利用数も概ね増加傾向を示し、第一推定値と観測値の整合性が向上し、第一推定値の水蒸気場が改善していることが分かる。一方、降水予測の変化は小さかった(図略)。

これらの結果を受け、2020年7月29日より局地数値予報システムにおいてひまわり8号バンド9、10のCSRデータの利用を開始した。

図: TESTのCNTLに対するマイクロ波水蒸気サウンダMHSデータ(チャンネル4)のFG departureの標準偏差と利用データ数の変化率(%)の分布。

## 参考文献

- 幾田泰醇, 2017: 局地数値予報システムにおける新規観測データの利用開始及び同化手法の高度化. 平成29年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 82-85.
- 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.
- 太田行哉, 岡部いづみ, 小屋松進, 西本秀祐, 谷寧人, 2019: メソ解析における観測データ利用の改良及びメソ数値予報システムにおける北西太平洋高解像度日別海面水温解析の利用開始. 令和元年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.
- 岡部いづみ, 2019: ひまわり8号のバンド9,10及びMeteosatのチャンネル6の晴天放射輝度温度(CSR:clear-sky radiance)データの追加利用. 令和元年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 56-57.
- 計盛正博, 2016: ひまわり8号晴天放射輝度温度の利用開始. 平成28年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 46-49.
- 下地和希, 岡部いづみ, 2018: 全球解析における米国静止気象衛星GOES-Eastデータの利用中断とその影響調査. 平成30年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 14-18.
- 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.
- 守谷昌己, 2016: 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. 平成28年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 55-57.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風(AMV). 数値予報課報告・別冊53号, 気象庁予報部, 36-56.



## 第2章 応用編

### 2.5 メソアンサンブル予報システムの改良

# はじめに

- **MEPS本運用開始(2019年6月27日) 略称:MEPS1906**
  - MEPS運用により、MSMの予測に対して信頼度・不確実性等の情報を付加することが可能になった。
  - MSMの運用目的(防災気象情報、航空気象情報および天気予報等の作成支援)に対してより有用な資料とするため、継続的な改良が必要。
- **本運用開始時の積み残し課題、新たな問題点**
  - 予報初期で日本周辺域ではばらつきが小さい(メソ特異ベクトルの偏在)。
  - 冬季におけるアンサンブルスプレッドの過大評価、計算安定性への影響。
- **MEPS更新(2020年9月16日) 略称:MEPS2009**
  - 現システムをベースとし、上記の課題や問題点の解決を図ることで、MEPSによる確率予測の精度および計算安定性の向上を目指したもの。


気象庁は、メソモデル (MSM の予測に対して信頼度や不確実性等の情報を付加することを目的に、メソアンサンブル予報システム (MEPS:Meso-scale Ensemble Prediction System) の運用を2019年6月27日に開始した。MEPSでは、MSMと初期値および側面境界値の異なる複数のメンバーの予測を行うことにより、MSM の有するメソスケール現象予測に対する不確実性を定量的に評価する。これは、MSMの運用目的である「防災気象情報、航空気象情報および天気予報等の作成支援」に対して有用な資料となり得るものである。

本運用が開始されて以来、いくつかの課題があることがわかってきた。ひとつは予報初期において、日本周辺域ではばらつきが小さいことである。これは初期摂動として用いられているメソ特異ベクトルが日本の南海上に偏在化する傾向があることに起因する。また、冬季におけるアンサンブルスプレッドの過大評価も問題点として挙げられる。これは予報後半で側面境界摂動が過大に見積もられることが主な原因であり、予報モデルであるasucaの計算安定性にも悪影響を及ぼすことがわかっている。実際、本運用開始前に行われていた試験運用において、冬季の過大な側面境界摂動の影響で、1つのメンバーが異常終了した経緯がある。

これらの課題や問題点の解決するため、今回は既存のMEPSを基盤とし、主に初期/側面境界摂動の作成手法を改良を実施した。同時に、MSMの不確実性をより適切に捕捉することにより、確率予測精度の向上を目指したものとなる。

# MEPS概要

**MEPS(メソアンサンプル予報システム) : 2019年6月本運用開始、2020年9月一部改良**

MEPSの仕様	
予報モデル	asuca (MSMで用いている非静力学モデル)
水平格子間隔	5 km
予報領域	MSM領域 
予報時間	39時間
メンバー数	21 (コントロールラン1, 摂動ラン20)
実行頻度	4回 / 日 (00, 06, 12, 18 UTC)
摂動	初期摂動, 側面境界摂動を考慮

全21メンバーの予報はMSMと同じ仕様  
コントロールランでは摂動は考慮しない  
(コントロールラン = MSM)

メソ擾乱を対象とした摂動      総観規模擾乱を対象とした摂動

**メソ特異ベクトル**      **全球特異ベクトル**

※2種類

↓      ↓

**初期摂動**      **側面境界摂動**

↓      ↓


**アンサンプル予報**

**アンサンプル摂動の生成**

- 特定の評価時間での成長率が大きい誤差分布を抽出する手法(特異ベクトル(Singular Vector)法)を用いる。
- 摂動の大きさはTotal Energy (TE)で評価。
- 初期摂動は時間・空間スケールの異なる3種類のSVを合成して作成、側面境界摂動は全球SVから作成。

**MEPSは、MSMの不確実性を初期摂動と側面境界摂動で表現するシステム**

- 予測誤差程度のアンサンプルスプレッドを確保するために、しばしば過大な初期・側面境界摂動が用いられることがある。



気象庁 Japan Meteorological Agency

226

MEPS(メソアンサンプル予報システム)の概要を示す。

### 【MEPSの構成】

- 全21メンバー(摂動なしのコントロールラン+20の摂動ラン)、1日4回の実行。
- 初期摂動: メソ特異ベクトル(解像度40km, 80km)と全球特異ベクトルの3種類を線形結合したもの。このうち、メソスケール現象の予測不確実性の捕捉には水蒸気摂動を含むメソ特異ベクトルが重要となる。
- 側面境界摂動: 初期摂動作成に用いた全球特異ベクトルを時間発展させたもの。これにより、予報期間後半においてスプレッドが過小になることを改善すると共に、領域外部にも跨る大きなスケールの不確実性を一貫して表現できるようになっている(河野ほか 2019)。
- モデル摂動: なし(初期・側面境界摂動を考慮しないコントロールランはMSMと完全に一致する)。

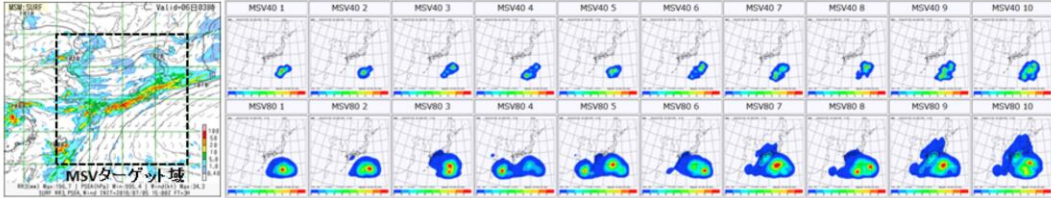
MEPSで捕捉すべきMSMの不確実性は本来、初期値、境界値のほか、数値予報モデルの不確実性にも帰せられる。上記の仕様からもわかる通り、現MEPSでは初期摂動、側面境界摂動のみでMSMの不確実性を表現するシステムとなっているため、本質的にアンサンプルスプレッドは過小評価傾向であり、予測誤差程度のアンサンプルスプレッドを確保するために、しばしば過大な初期・側面境界摂動が用いられることがある(國井 2020)ことに注意が必要である。

今回のシステム変更では、初期摂動と側面境界摂動の作成手法の改良を行った。モデル摂動については考慮しないままであるため、各アンサンプルメンバーの予測特性に大きな変化はない。なお、摂動作成手法を含む詳細な仕様については、國井(2020)を参照のこと。

# 初期摂動の改良

南海上に偏在化するメソ特異ベクトル (MSV) を改良し、日本付近の現象の不確実性をより適切に捕捉する。

2018年7月5日18UTCにおける(左)MSM前3時間積算降水量(T=03)と(右)MSV40, MSV80のTE水平分布(MEPS1906)。



本事例のMSVは、少なくとも評価時間内においては日本域の顕著現象予測への影響はほとんどなく、初期摂動作成手法としてのコストパフォーマンスが乏しい。

## アプローチ

- 動的なターゲット域設定手法の導入
  - 南海上で算出されるSVは、偽SV(線形/非線形成長パターンが異なるSV)であることが多い。このため、偽SVが算出されやすい環境場を把握し、ターゲット域から除外する。
- 冬季の水蒸気摂動の過大評価の解消
  - MSVの振幅調整の際に一定値ではなく、背景場を参照するように変更。

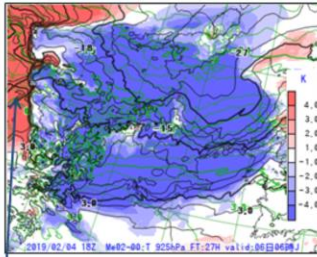
まず、初期摂動の改良について述べる。初期摂動の改良の目的は、「南海上に偏在化するMSVを改良し、日本付近の現象の不確実性をより適切に捕捉する」ことである。図は、従来のシステム(MEPS1906)による、2018年7月5日18UTCにおけるMSM前3時間積算降水量(T=03)とMSV40, MSV80のTE水平分布を示している。大雨が観測されている事例において、それとは直接関連のない南海上でメソ特異ベクトルが算出されていることがわかる。本事例のMSVは、少なくとも評価時間内においては日本域の顕著現象予測への影響はほとんどなく、初期摂動作成手法としてのコストパフォーマンスは乏しいと言える。

特異ベクトル法は、指定した評価時間・領域において線形成長率の大きい摂動を算出する手法である。この指定した領域はターゲット領域と呼ばれ、MSVの場合、 $125^{\circ} - 145^{\circ} \text{ E}$ ,  $25^{\circ} - 45^{\circ} \text{ N}$ に設定されている。ターゲット域が広めの設定となっているのは、日本における顕著現象は南西海上からの水蒸気流入や南方からの台風の北上などの影響が大きく、想定すべき現象が多岐に渡るためである。しかしこの設定であるが故に、日本周辺域の予測不確実性の評価に直接関連のない領域でMSVが算出されてしまうことがしばしばある。

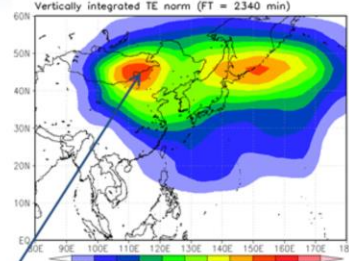
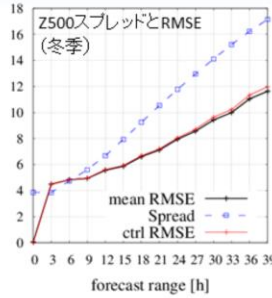
今回の改良では、より適切にMSVで日本周辺域の不確実性を表現するために、ターゲット域を動的に設定する手法の導入を行った。また、冬季に過大な水蒸気摂動が算出されることがあるため、初期摂動の振幅調整手法について見直しを行った。以下、これらの変更の詳細について紹介する。この改良により、日本周辺の顕著現象に対応したメソ特異ベクトルが算出されるようになり、その影響が相対的に大きい予報初期において、降水の確率予測精度が向上することが期待できる。

# 側面境界摂動の改良

側面境界摂動の適正化を図る(冬季の過大なスプレッドの改善など)



2019/2/4 18UTCのT925摂動 (M02, T=27, MSM領域北西端を描画)



夏季におけるGSVの平均TE水平分布 (T=45)

最大で20~30K程度の摂動(境界摂動の過大評価, 異常終了の一因)

GSVが砂漠/半砂漠域で偏在化し, 日本周辺域で成長しない

過大なスプレッドやGSV偏在化は, 不確実性の適正な評価(+計算安定性)に影響を及ぼす。

## アプローチ

- ターゲット域を日本周辺域に限定し, 砂漠/半砂漠域を含まないようにする
- 側面境界摂動作成手法の見直し(振幅調整, VM法: 摂動の線形結合)
- GSVのエネルギーノルムの温度項の重みの調整

次に、側面境界摂動の改良について述べる。側面境界摂動の改良においては、冬季のアンサンブルスプレッドの過大評価の解消など、摂動の適正化に資する改良を行った。具体的には、

- 砂漠域で偏在化する全球特異ベクトル(GSV)のターゲット域の変更
- GSVのエネルギーノルムの温度項の重み調整
- 側面境界摂動作成時の振幅調整とバリエーションミニマム法(VM法)による線形結合の適用順序の変更
- 上記の変更適用後の側面境界摂動の振幅調整

を行った。

これらの変更により、側面境界摂動の過大評価傾向が軽減し、課題となっていた冬季におけるアンサンブルスプレッドの過大評価が改善するとともに、過剰な側面境界摂動に起因する側面境界付近の不自然な気温、気圧分布が解消し、計算安定性が向上した。また、予報初期に見られたアンサンブルスプレッドの一時的な減少についても改善されている。

MEPS2009における初期摂動、側面境界摂動の改良の詳細については、数値予報開発センター年報(気象庁 2021)を参照されたい。

## MEPS予測特性の変化の概要

- 夏季のスプレッドはMSM全域で減少，日本周辺域で増加
  - 日本域においてメンバー間の差異が大きくなる傾向.
- 予報初期から日本周辺域の降水スプレッドが増加
  - これに伴い，予報初期から降水確率分布のピーク値が小さくなる.
  - 予報初期における降水のブライアスキルスコアが改善.
- 過大傾向であった冬季のスプレッドが減少
  - スプレッドがアンサンブル平均の予測誤差に近づく.
  - 側面境界付近の不自然な気温，気圧分布などが解消し，計算安定性が向上.
- モデルのバイアス傾向，シナリオ予測への適性はこれまでと変わらない.

これまで述べた初期摂動/側面境界摂動の改良を行ったMEPSについて、予測特性の変化をまとめる。

MSVおよびGSVのターゲット域の変更により、日本周辺域で成長する摂動が優先的に求められるようになったため、日本周辺域でスプレッドの増加が見られる。降水スプレッドも増加し、予報初期から降水確率分布が滑らかに変化するようになり、ピーク値が小さくなる傾向が見られる。降水に関するブライアスキルスコアは改善する。

冬季においてはこれまで過大であったアンサンブルスプレッドが大きく減少し、アンサンブル平均のRMSEに近づくようになった。また、過剰な側面境界摂動に起因する側面境界付近の不自然な気温、気圧分布が解消し、計算安定性が向上した。

ただし、MEPSの基本設計や用いている数値予報モデル自体には変わりはないので、バイアス傾向やシナリオ予測への適性については従来通りとなる。

なお、以降の統計検証では

夏季：2018年6月18日00UTC～2018年7月21日18UTC

冬季：2017年12月23日00UTC～2018年1月25日18UTC

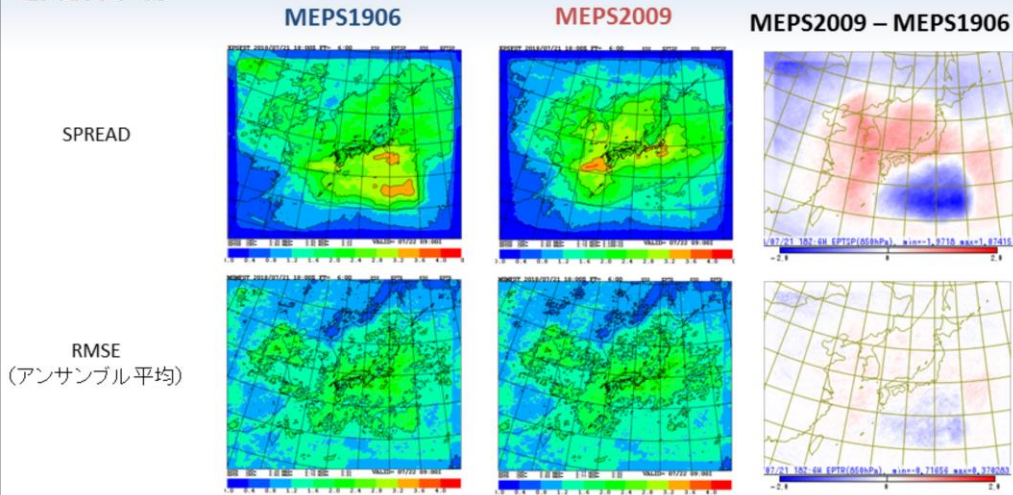
の各136事例を対象としている。



夏季

# スプレッドの期間平均分布

EPT850 T=06



初期摂動の影響が相対的に大きい予報前半において

- 日本の南海上でスプレッドは減少、東シナ海～日本海でスプレッドが増加
- スプレッドの分布がRMSEの分布のパターンにより整合的になる

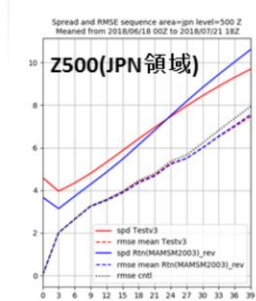
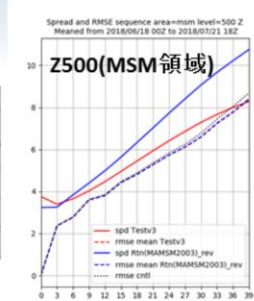
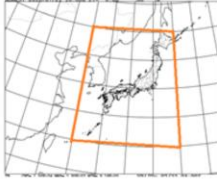
夏季のアンサンブルスプレッドの期間平均分布(予報前半の850 hPaの相当温位)を示す。改良後のMEPS2009では、九州の南西海上など日本付近の降水に影響のある領域で摂動が算出されやすくなったことから、これまで過剰であった南海上のスプレッドが減少し日本付近で増加している。結果として、アンサンブル平均のRMSEとスプレッドの分布パターンが従来のMEPS1906に比べ良く一致するようになった。

夏季

# アンサンブルスプレッド

Red: MEPS2009  
Blue: MEPS1906  
実線: スプレッド  
点線: RMSE

JPN領域  
(N25-45, E125-145)

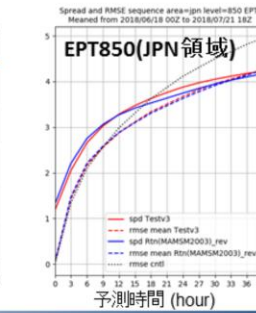
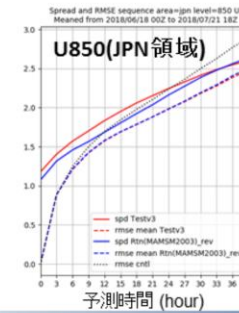
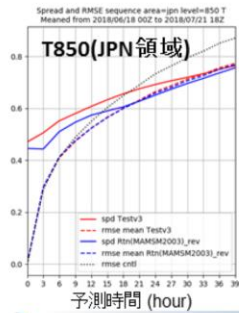


初期・境界摂動の改良により、日本周辺の降水域に摂動が算出



MEPS1906と比較して

- MSM領域全体ではスプレッドが減少
- JPN領域ではスプレッドが増加

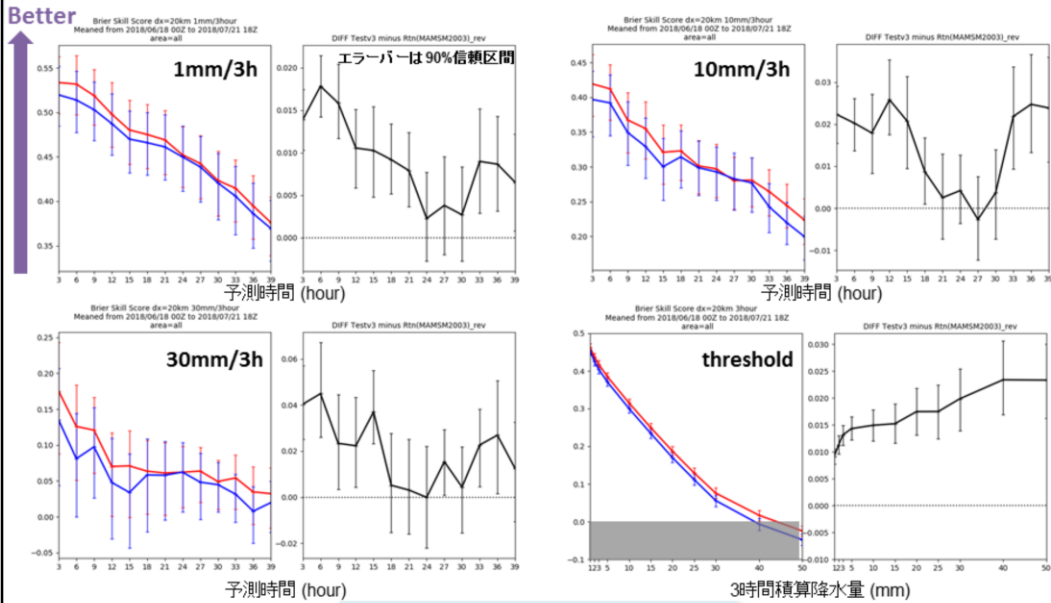


夏季の中下層におけるアンサンブルスプレッドの時系列を示す。初期・境界摂動の改良により、日本周辺で摂動が算出されるようになったことから、日本周辺域ではアンサンブルスプレッドはやや増加(青線→赤線)する。Z500については、従来と比べスプレッドは予報前半で増加、後半で減少する傾向が見られる。

夏季

# ブライアスキルスコア

Red: MEPS2009  
Blue: MEPS1906  
Black: 差分



気象庁 Japan Meteorological Agency

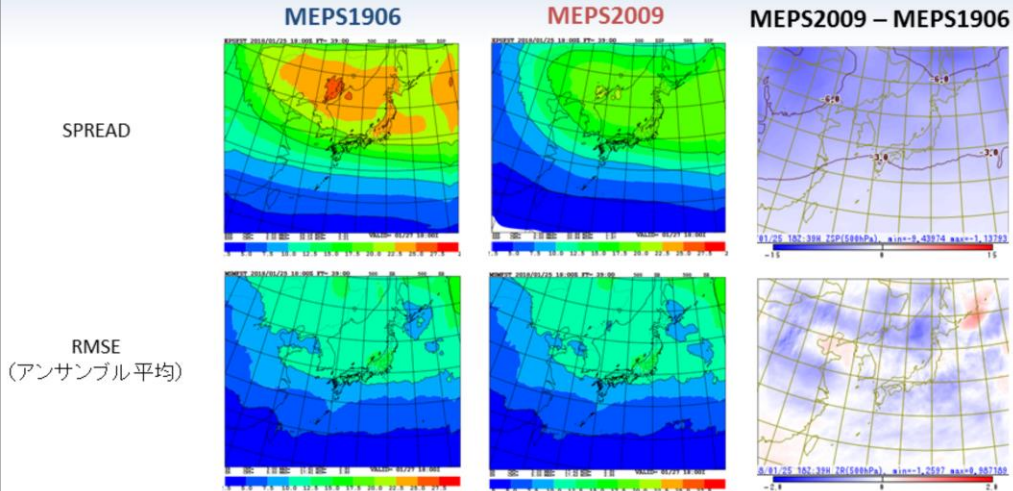
232

夏季の3時間積算降水量 (1mm, 10mm, 30mm) に関するブライアスキルスコア (BSS) を示す。赤線が改良後のMEPS2009で、青線が改良前のMEPS1906の結果である。MEPS2009では、予報前半を中心に改善が見られ、また強雨では予報後半においても改善が見られている。予報前半の改善はMSVの改良、予報後半の改善は側面境界摂動の改良によるものと考えられる。改良後のMEPSでは、降水の確率予測精度が大きく向上したことがわかる。

冬季

# スプレッドの期間平均分布

Z500 FT=39



側面境界摂動の影響が相対的に大きくなる予報後半において

- スプレッドは大きく減少
- アンサンブル平均のRMSEもやや改善

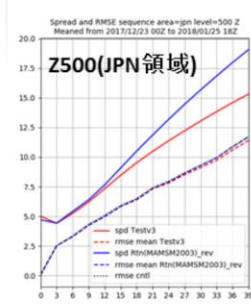
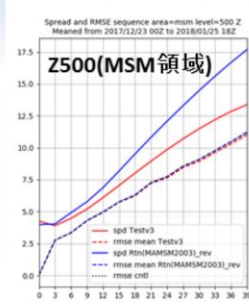
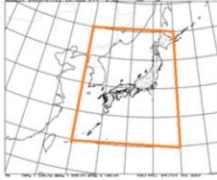
冬季のアンサンブルスプレッドの期間平均分布(予報後半の500 hPa高度場)を示す。改良後のMEPS2009では、主に側面境界摂動の振幅を小さくしたことにより、予報後半で高緯度域を中心にスプレッドが減少するようになった。結果として、MEPS1906に比べ、アンサンブル平均のRMSEにより近づくようになっている。

冬季

# アンサンブルスプレッド

Red: MEPS2009  
Blue: MEPS1906  
実線: スプレッド  
点線: RMSE

JPN領域  
(N25-45, E125-145)

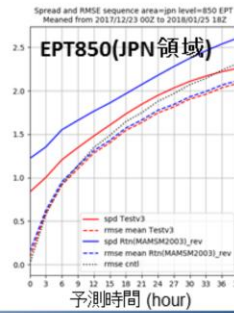
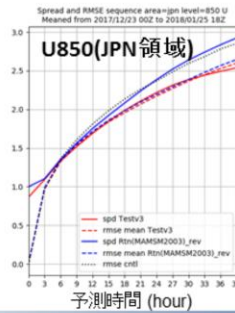
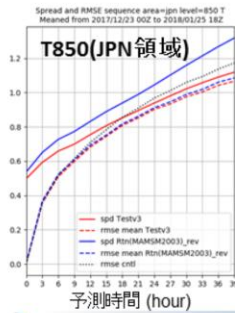


側面境界摂動の改良によりスプレッド過大が改善



MEPS1906と比較して

- MSM, JPN領域共にスプレッドは減少
- アンサンブル平均のRMSEもやや改善

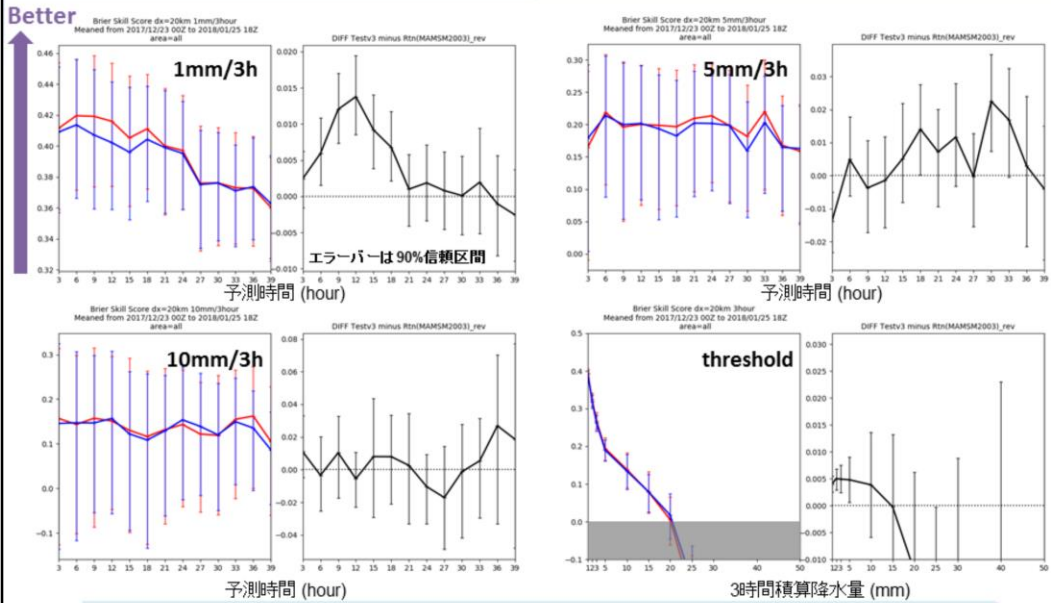


冬季の中下層におけるアンサンブルスプレッドの時系列を示す。改良後のMEPS2009では、側面境界摂動の振幅を小さくしたことで、予報後半で高緯度域でスプレッドが減少する。MEPS1906と比較して、アンサンブル平均のRMSEにより近づくようになり、これまでの過大評価が大きく改善された。

冬季

# ブライアスキルスコア

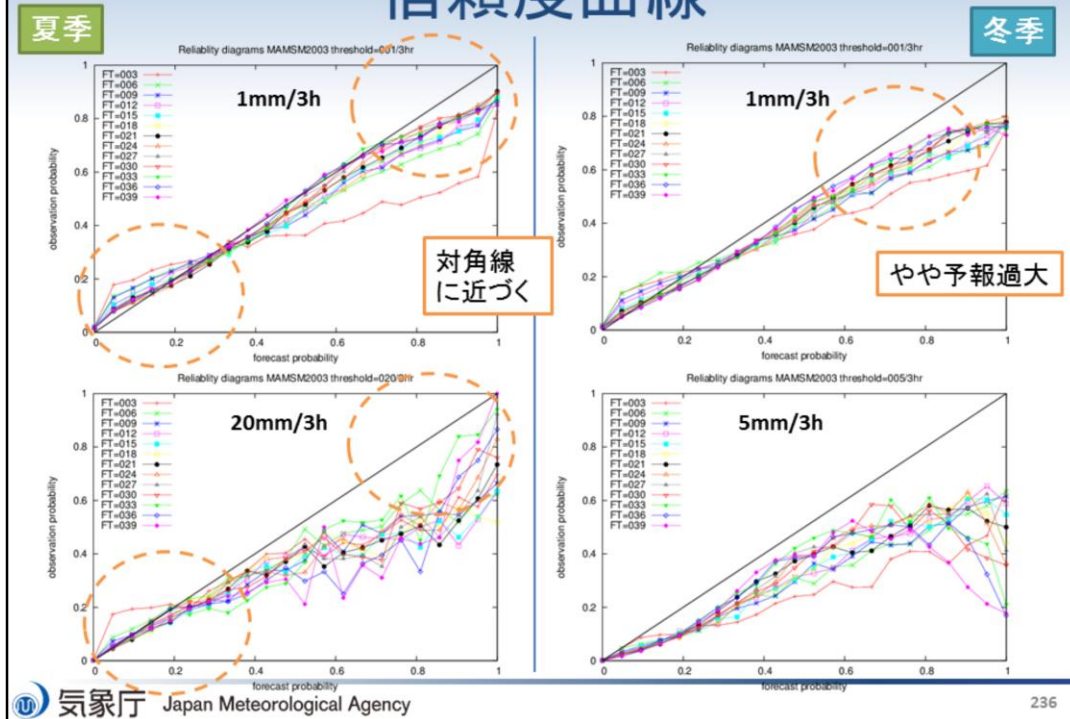
Red: MEPS2009  
Blue: MEPS1906  
Black: 差分



1mm/3hで予報前半の改善が顕著, 気候値よりスキルがある15mm/3h以下で同等~改善

冬季の3時間積算降水量(1mm, 5mm, 10mm)に関するBSSを示す。MEPS2009では、夏季ほど顕著ではないものの、予報前半を中心に改善が見られる。全般的に、気候値よりスキルがある15mm/3h以下で同等~改善という結果となっている。

## 信頼度曲線



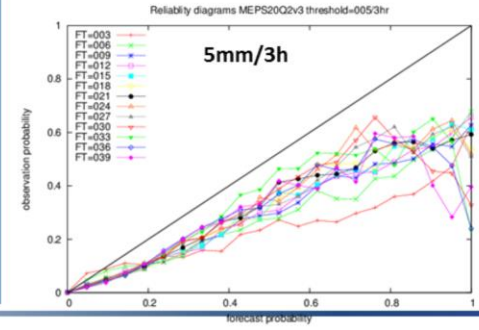
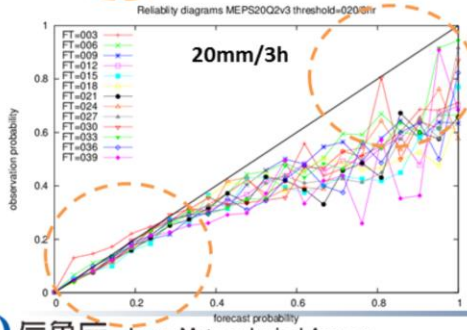
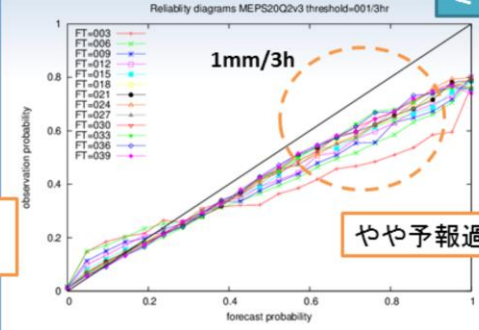
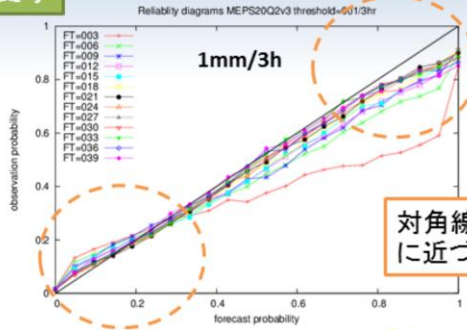
夏季、冬季における降水の信頼度曲線を示す。信頼度曲線は、横軸が予測された現象の出現確率、縦軸が実況で現象が出現した相対頻度となっており、確率予測の特性を示すものである。一般に、信頼度曲線が対角線に近いときに、確率予測の精度が高いと言える。

今回の改良では、夏季の降水に関してはほぼ全ての予報時間で対角線に近づき、予測確率と観測頻度とがより整合するようになった。冬季については、1mmの降水ではやや予測過大な傾向が拡大したが、5mmの降水ではやや改善が見られた。

# 信頼度曲線

夏季

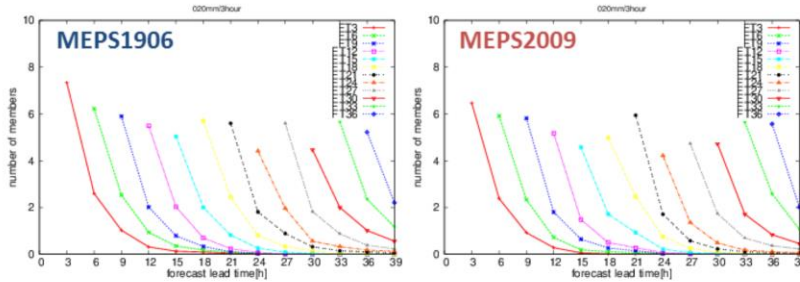
冬季





# 降水シナリオ予測特性

- 降水予測については以下の特性が示されている。
  - 統計的にはコントロールランが最も精度が高い
  - ある予報時間にコントロールランの予測精度を上回るメンバーがあったとしても、優位性の持続時間は短い
- 改良後のMEPSでも、上記の特性はほぼ変わらない。



各初期値、各予報時間において、コントロールランのスレットスコアを上回ったメンバーのうち、引き続き予報時間においても上回り続けたメンバー数、夏季実験、閾値20mm/3hr.

河野ほか (2019) では、MEPSの利用上の留意点として、

- MEPS の各メンバーの降水予測精度は、統計的にはコントロールランより劣る。
- ある特定メンバーを抽出し、このメンバーのみを継続的に利用する予測手法は適切ではない。

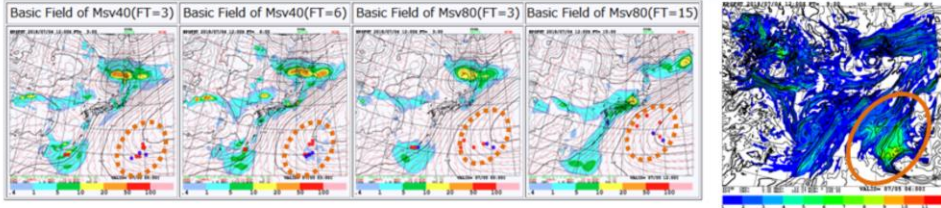
などが挙げられている。

このようなシナリオ予測に関する特性は、改良後のMEPSでもほぼ変わらないので、上記の点について引き続き留意が必要となる。

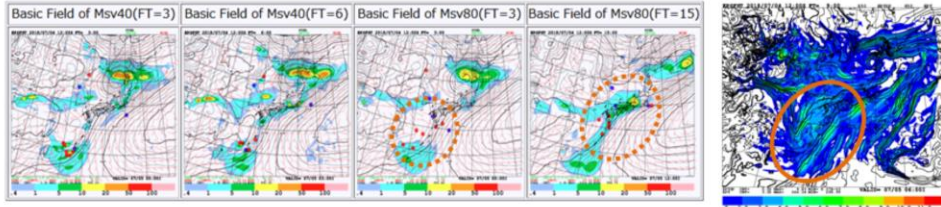
# 平成30年7月豪雨事例

2018年7月4日12UTCにおける(左)MSV40, MSV80のTEノルムピーク分布, (右)850hPa EPTのスプレッド (T=09)

MEPS  
1906



MEPS  
2009

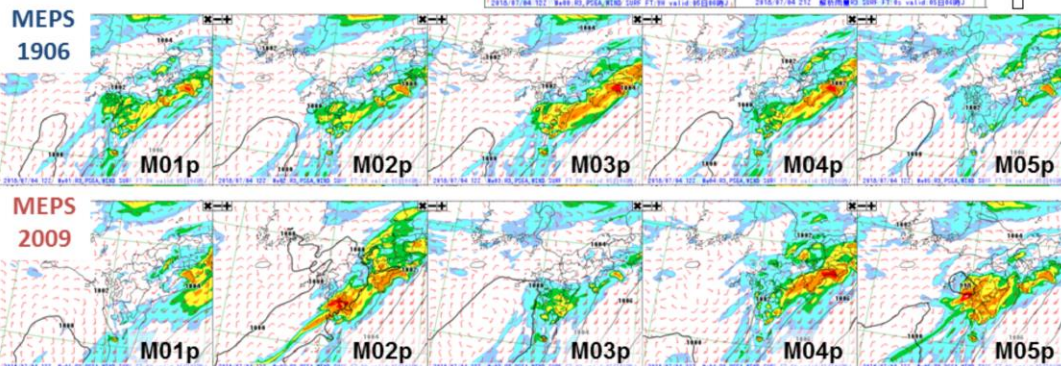
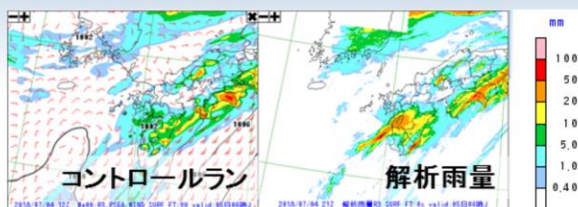


- 南西諸島から西日本にかけての降水域に初期摂動が算出
- (日本付近の気象予測に影響するような)MSMの予報誤差に対応した位置にスプレッド

MEPS2009における予測特性の変化を具体的に見るため、平成30年7月豪雨を例に挙げ、2018年7月4日12UTC初期時刻のMEPSに着目する。まず、MSVのTEノルムのピーク分布を示す。MEPS2019では、大多数のMSVが南海上で算出され、日本付近の降水予測に対する不確実性が初期摂動で適切に捕捉されていないことがわかる。一方でMEPS2009では南西諸島付近を中心に算出されており、特にMSV80では評価時間後の九州地方の降水に感度をもつ初期摂動が求められている。これにより、MEPS2009ではMSVの南海上の偏在化が緩和し、予報初期における日本周辺域の不確実性をより適切に捕捉できるようになったことが示唆される。

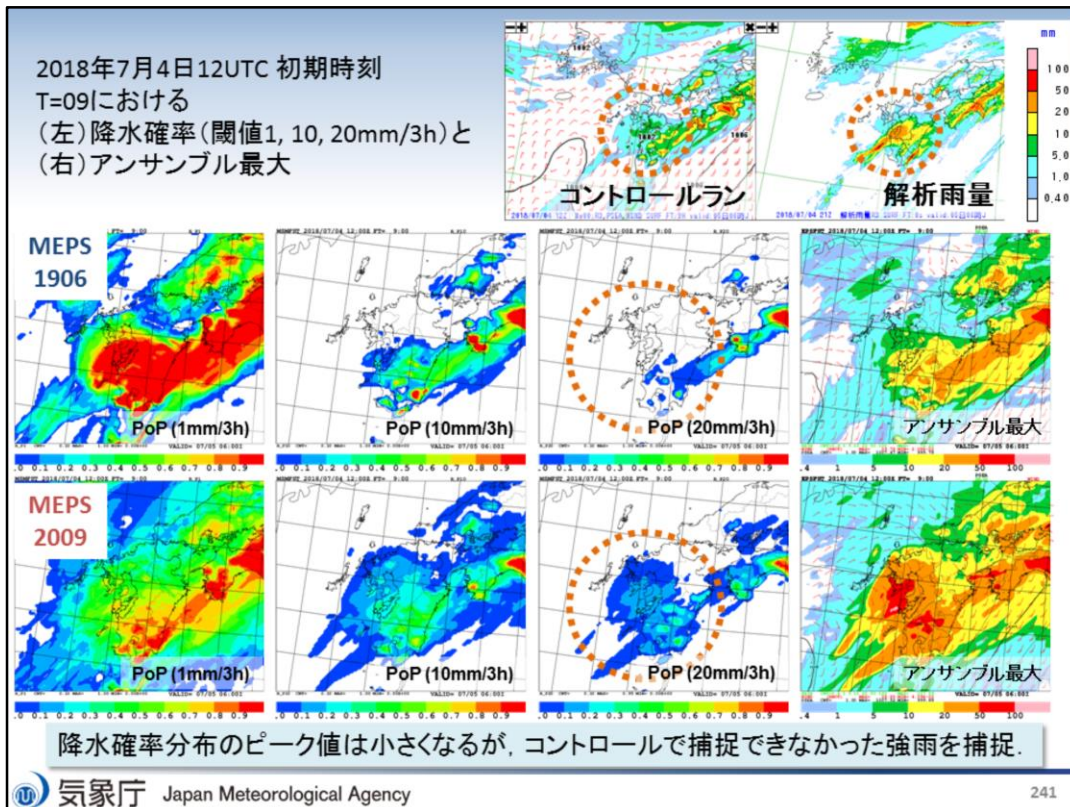
# 予報初期の降水スプレッド

2018年7月4日12UTC 初期時刻  
T=09における前3時間積算雨量  
(メンバーM01p~M05p)



- 改良前はGSVによる大域的な初期摂動が主であるため、降水パターン自体は類似。
- 改良後はMSV改良によりメンバー毎の降水パターンに差異が見られ、実況に近いメンバーも存在。

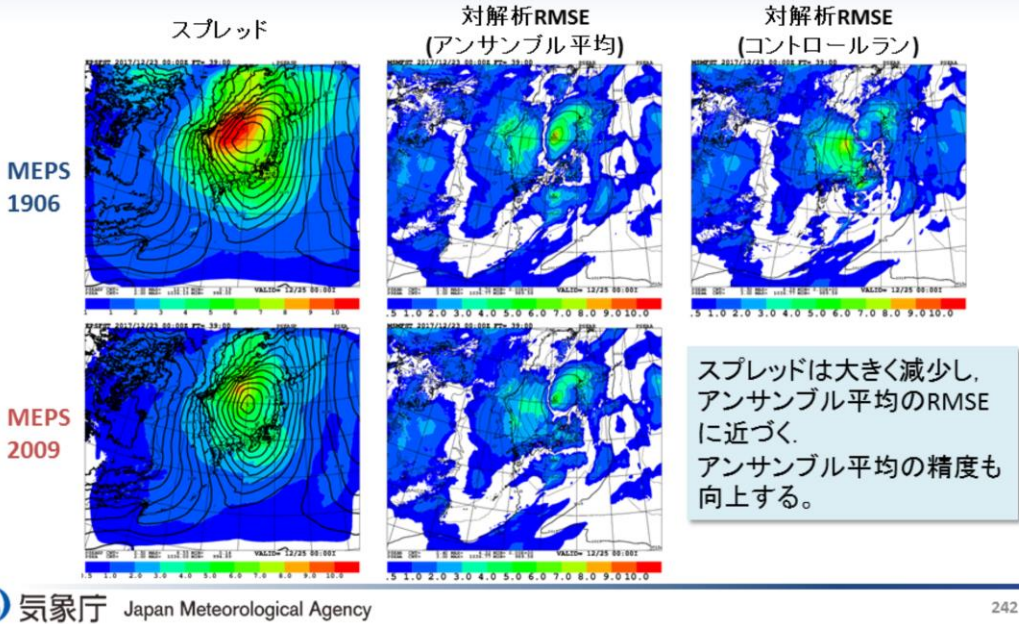
ここに、予報時間=9時間における3時間積算雨量予測の図を示す。この時刻においては、九州中部に20mm / 3hr以上の降水が観測されているが、コントロールラン (=MSM) で予測することができなかった。MEPS1906では、MSVによる初期摂動は九州付近にはほぼ算出されていないため、全球SVによる水平スケールの大きい摂動が支配的であり、降水の強度は異なるものの降水パターン自体は全メンバーで類似していた。一方でMEPS2009では、MSVによる初期摂動の影響がアンサンブル予報に効果的に反映されており、いくつかのメンバーでコントロールランで捕捉できなかった降水を表現していることがわかる。



同じ時刻における降水確率、およびアンサンブル最大予測を示す。MEPS2009では、降水確率予測では九州中部で観測された20mm / 3hr以上の降水を捕捉できており、またアンサンブル最大においても実況をカバーしている。

# 冬季の低気圧事例

2017年12月23日00UTC 初期値 T=39における海面更正気圧(PSEA)のRMSEとスプレッド



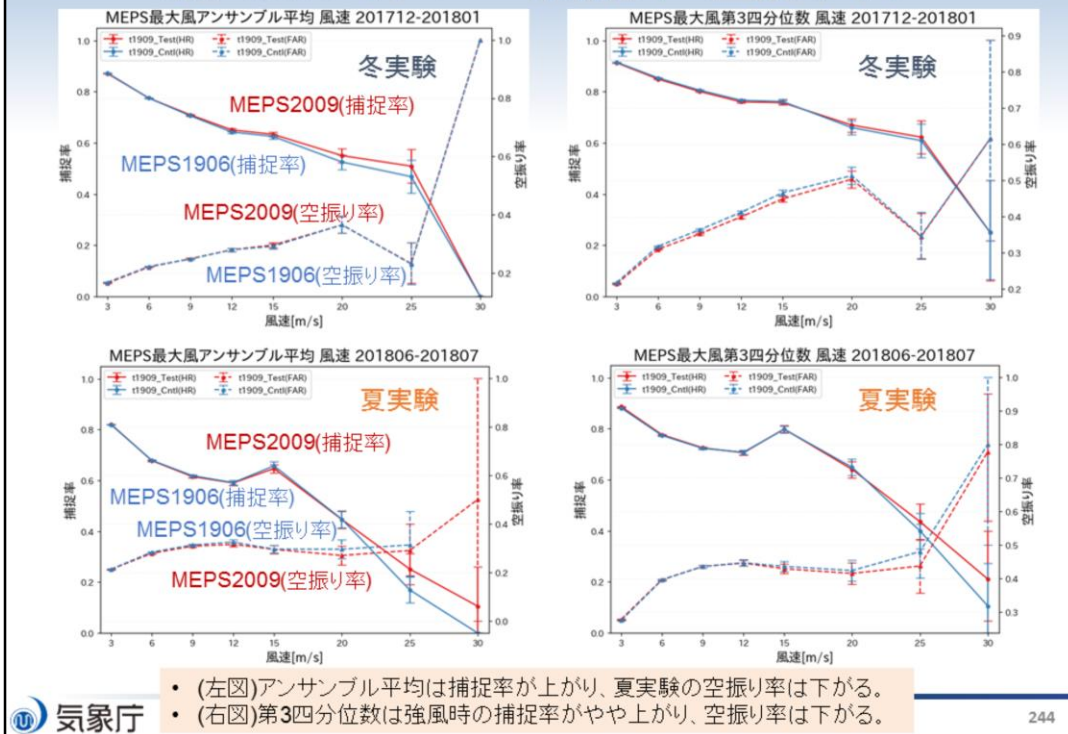
MEPS2009で冬季におけるアンサンブルスプレッドの過大評価が改善したことを端的に示す事例として、冬季における低気圧事例を挙げる。左図に、2017年12月23日00UTCを初期時刻とする39時間予報における、海面更正気圧(PSEA)のアンサンブルスプレッドの水平分布を示す。中図に示すアンサンブル平均のRMSEと比較すると、スプレッドの過大評価傾向がMEPS2009では顕著に改善されていることがわかる。また、中図を右図に示すコントロールランのRMSEと比較すると、アンサンブル平均によるRMSEの改善幅がMEPS2009の方が大きく、精度が向上したことがわかる。

## MEPSガイダンスへの影響

- 予測精度は概ね中立～改善。
  - MEPSのシステム変更に従って、ガイダンスの予測特性も変化。例えば、夏の予報初期を中心としたスプレッドの増加によって、アンサンブル予測による現象の捕捉の改善や確率予測のBSSが改善。
- 各MEPSガイダンスについて、これまで解説してきた利用方法(ex. アンサンブル平均の利用が有効/不適、最大/最小や四分位値等を使った現象の捕捉に重点を置いた利用が可能、など)については、下記の**発雷確率の件を除いて変更の必要はない**。
  - 発雷確率ガイダンスのGSMガイダンスとMSMガイダンスの間で予測に差がある場合にMEPSアンサンブル最大に着目する利用方法については、注目するアンサンブル最大の目安の確率値を変更する必要がある。

ガイダンスへの影響については、概ね中立～改善という結果となっている。ただし、発雷確率ガイダンスのGSMガイダンスとMSMガイダンスの間で予測に差がある場合にMEPSアンサンブル最大に着目する利用方法については、注目するアンサンブル最大の目安の確率値を変更する必要があるので、注意が必要である。なお、従来のMEPS発雷確率ガイダンス (MEPS-PoT) の利用法については、土田(2019)を参照のこと。

## 最大風ガイダンス(捕捉率・空振り率)



図は冬季実験、夏季実験における変更前 (MEPS1906) と変更後 (MEPS2009) の最大風ガイダンスの捕捉率と空振り率を示す。夏季、冬季ともにアンサンブル平均の捕捉率が上がり、夏季においては空振り率が下がる。第3四分位数については、強風時の捕捉率がやや上がり、空振り率は下がる。全般的に改善が見られている。

## 視程ガイダンス

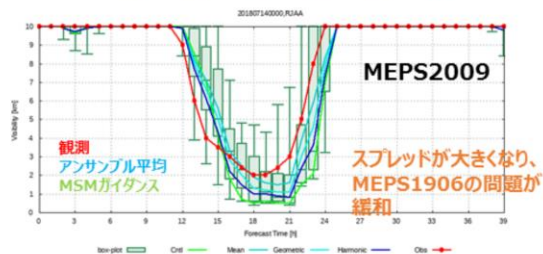
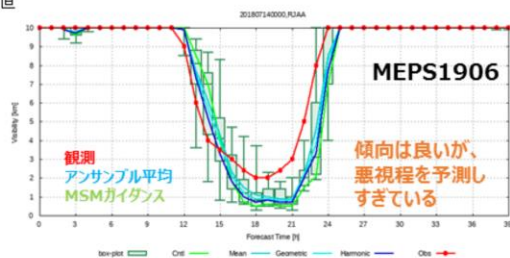
スプレッドがより適切になったことで実況が捕捉されやすくなっている事例が多く確認できた。以下は一例。

(事例) 成田空港 2018/7/14 00UTC初期値



発表されたTAF  
TAF RJAA 140505Z 1406/1512 13008KT 9999 FEW030  
BECMG 1413/1415 04004KT 4000 BR FEW005 BKN008  
TEMPO 1415/1421 3000 BR FEW002 BKN005  
BECMG 1421/1500 20008KT 9999 NSW FEW030=

(視程予報抜き出し)  
14日13~15UTC (右図T=13~15) しだいに視程4km  
14日15~21UTC (右図T=15~21) 一時視程3km



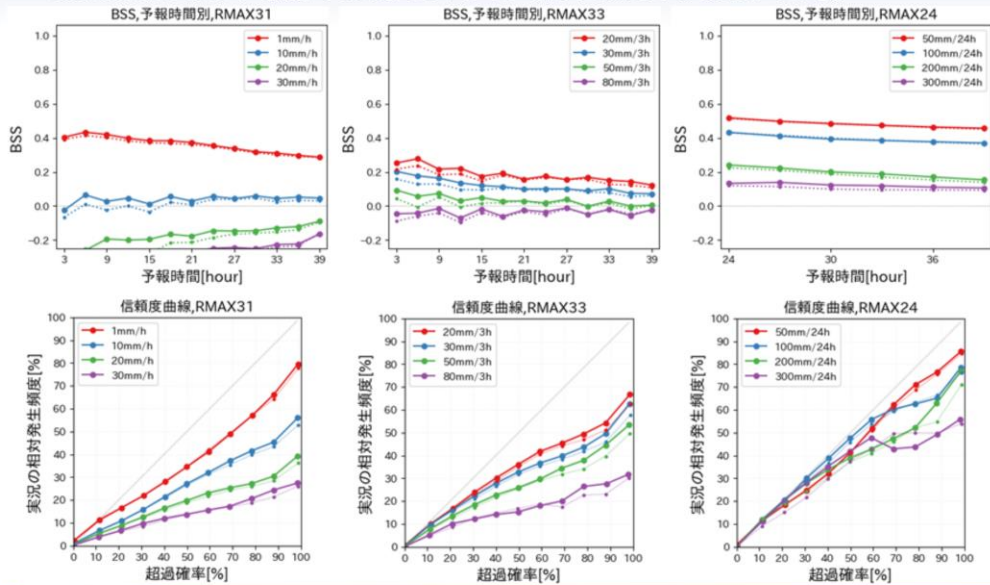
視程ガイダンスについては、スプレッドがより適切になったことで実況が捕捉されやすくなっている事例が多く確認できた。1例として、2018年7月14日00UTC初期値の事例を示す。上図のMEPS1906では、傾向は予測できているものの、アンサンブルスプレッドが過小評価で、一般的に悪視程を予測する傾向があった。一方で改良後のMEPS2009では、日本周辺域のアンサンブルスプレッドの過小評価が改善したことで、MEPS1906に見られた問題点が緩和されている。



# 降水ガイドンス(RMAX31,33,24)

夏実験、実線: MEPS2009、破線: MEPS1906

全体にBSSは改善傾向、信頼度では予測確率の過大傾向が軽減している。  
RMAX31,33では予報前半の改善が目立っており、MEPSの改善に対応。



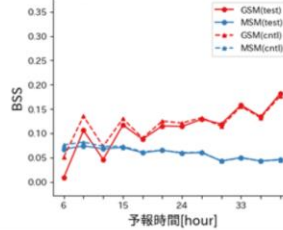
降水ガイドンスについては、改良後のMEPSに見られた傾向が概ね反映されており、予報前半の改善が顕著に見られる。

## 発雷確率(夏実験)

土田(2019)で示した、GSM発雷とMSM発雷の予測に差がある時の利用法

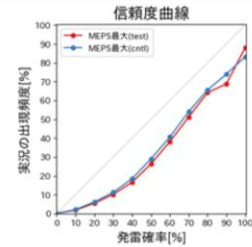
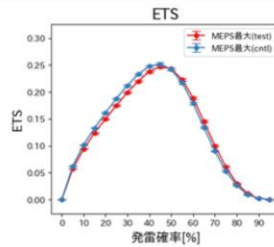
GSM $\geq$ 20%、MSM $<$ 20%、MEPS最大 $\geq$ 20%事例での検証  
Cntlでは**MEPSアンサンブル最大20%**を閾値にGSM-PoTを採用する判断材料として利用できたが、TestではFT前半(～FT12h)で対応が悪くなった。

予報時間別BSS(GSM $\geq$ 20%,MSM $<$ 20%,MEPS $\geq$ 20%)



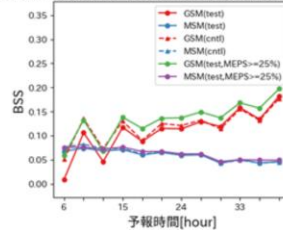
アンサンブル最大の閾値別のETS、信頼度曲線(FT06～27h対象)を確認する。  
ETSピークが5%程度高確率側にシフトし、予報初期を中心に予測過大方向に変化したことがわかる。

したがって、夏期間の予報初期(～FT12h)は判断閾値を5%高確率側にシフトする必要がある。



アンサンブル最大の閾値を**25%以上**とすることで(緑線)、予報初期についてGSM、MSMガイダンスの判断閾値として利用できる。

予報時間別BSS(GSM $\geq$ 20%,MSM $<$ 20%,MEPS $\geq$ 20,25%)



土田(2019)では、GSM発雷確率ガイダンス(GSM-PoT)とMSM発雷確率ガイダンス(MSM-PoT)の予測に差がある時のMEPS発雷確率ガイダンス(MEPS-PoT)の利用法について、以下のように述べている。

- 発雷の有無の判断閾値である20%を境として、GSM-PoTが20%以上、MSM-PoTが20%未満を予測しているような事例において、MEPS-PoTのアンサンブル最大が20%以上の時にはGSM-PoTを採用した方が予測精度が高い。

すなわち、GSM-PoTとMSM-PoTに差があった場合に、GSM-PoTを採用する際の判断基準として、MEPS-PoTが利用されることがある。

今回のMEPSの更新に伴い、上記利用におけるMEPS-PoTのアンサンブル最大の閾値を20%→25%に変更する必要があることがわかった。このため、今後のMEPS-PoTの利用の際は、上記の変更に留意して欲しい。

## まとめ

- 2020年9月16日にMEPSの改良を実施。
  - 初期摂動、側面境界摂動の改良を行い、これまでのMEPSの問題点を解消し、降水の確率予測検証が改善。
- 予測特性が以下の通り変化する。
  - 夏季のスプレッドはMSM全域で減少、日本周辺域で増加。
  - 過大傾向であった冬季のスプレッドは減少。
  - 予報初期から日本周辺域の降水スプレッドが増加。
  - モデルのバイアス傾向、シナリオ予測への適性はこれまでと変わらない。
  - MEPSガイダンスは全般的に中立～やや改善傾向。
    - ただし、GSM-PoTとMSM-PoTに差がある場合において、GSM-PoTを採用するか判断する際の閾値として、MEPSアンサンブル最大の閾値を20%から25%に変更する必要があることに留意。

## 参考文献

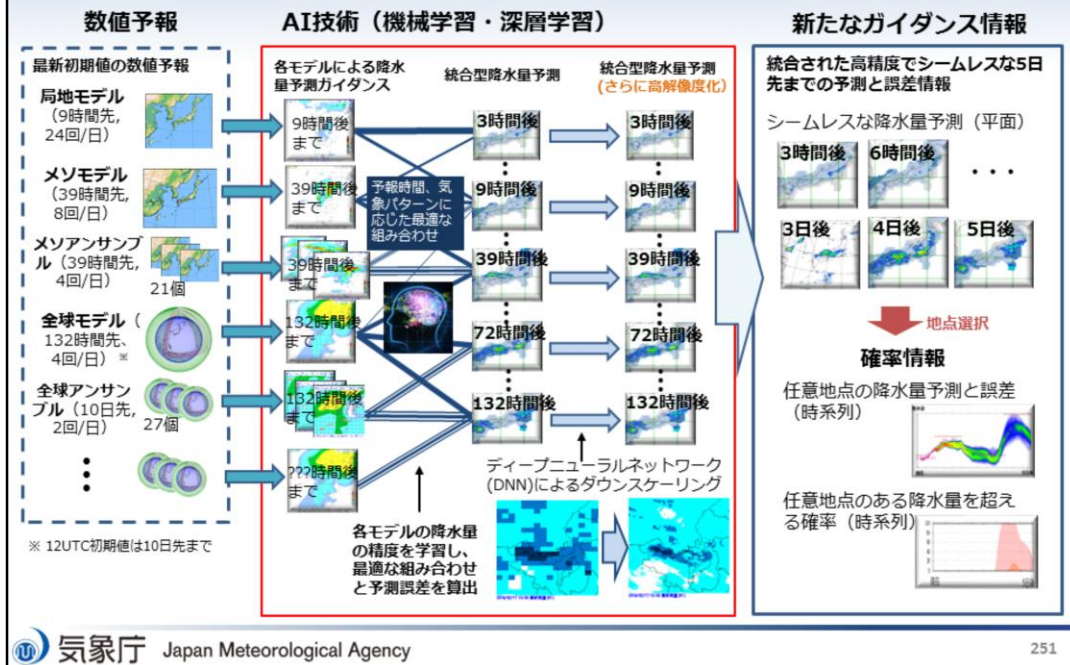
- 河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019: メソアンサンプル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.
- 國井勝, 2020: メソアンサンプル予報システムの仕様, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 90-95.
- 土田尚侑, 2019: 発雷確率ガイダンス. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 53-55.
- Komori, T., R. Sakai, H. Yonehara, T. Kadowaki, K. Sato, T. Miyoshi, and M. Yamaguchi, 2010: Total energy singular vector guidance developed at JMA for T-PARC. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **12**, RSMC Tokyo-Typhoon Center, Tokyo, Japan, 13-27.
- Lorenz, E. N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, **7A**, 157-167.
- Ono, K., M. Kunii, and Y. Honda, 2020: The regional model-based Mesoscale Ensemble Prediction System, MEPS, at the Japan Meteorological Agency. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* (accepted)
- Yamaguchi, M., R. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki, 2009: Typhoon Ensemble Prediction System developed at the Japan Meteorological Agency. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2592-2604.



## 第2章 応用編

### 2.6 統合型ガイダンス

# AI技術の活用による統合型ガイダンスの開発



数値予報課では平成30年度から、全球モデル・メソモデル・局地モデル等の複数の数値予報結果をAI技術の活用によって最適に組み合わせる「統合型ガイダンス」の開発を行っている。また、平成31年1月からは理研AIPとの共同研究を開始し、ディープニューラルネットワーク (DNN) によるダウンスケーリングなどの最新のAI技術を用いた統合型ガイダンスの開発に取り組んでいる。

こうした技術開発により、目先から5日先までの降水量、降雪量、風速等の量的な気象予測データのシームレス化・高精度化のほか、確率情報の作成が可能となり、特別警報級の豪雨となる確率メッシュ情報の提供など、集中豪雨等に対する早めの防災対応等に資する新たな予測情報の提供実現を目指している。

粗い格子の雨量データから細かい格子の雨量データを推定する技術を  
ディープニューラルネットワーク (DNN) という機械学習の技術を用いて開発予定

## ～ダウンスケーリングのイメージ～



機械学習の技術を活用することで、雨量データの高精度・高解像度化をめざす

降水量ガイダンスは、20km格子のGSMガイダンスと5km格子のMSM・LFMガイダンスとで格子間隔が異なるため、このままの状態では統合することが難しい。なぜならば、同じ平均降水量でも20km格子平均と5km格子平均では予測対象が異なるからである。そこで、20km格子平均の降水量を5km格子平均の降水量にダウンスケーリング（※）することで解像度が異なるガイダンスの統合を可能にする。

降水量のダウンスケーリングには、超解像と呼ばれるDNNの技術を用いて開発する予定である。具体的には、20km格子に平均した解析雨量を入力に、5km格子に平均した解析雨量を教師データとしてネットワークを学習し、それを20km格子の平均降水量ガイダンスに適用することで5km格子の平均降水量のガイダンスを算出する。

同様にして5km格子の降水量ガイダンスを1km格子の降水量ガイダンスにダウンスケーリングする技術も開発する予定である。

（※）ダウンスケーリングとは、統計的・物理的手法を用いたデータの空間詳細化、あるいは空間方向への補間のこと。



## 第3章 事例解析編

### 3.1 令和2年7月豪雨の数値予報の結果

※以下のスライドの説明では、FTは予報時間(例:FT=6は6時間予報)、「～時」は日本時間、図中の「UTC」は協定世界時(例:9時は00UTC)を表す。

7月3日から7月31日にかけて、日本付近に停滞した前線の影響で、暖かく湿った空気が継続して流れ込み、各地で大雨となり、人的被害や物的被害が発生した。気象庁は、顕著な災害をもたらしたこの一連の大雨について、災害の経験や教訓を後世に伝承することなどを目的として「令和2年7月豪雨」と名称を定めた。そのうち、7月3日から8日にかけて、梅雨前線が華中から九州付近を通して東日本にのびてほとんど停滞した。前線の活動が非常に活発で、西日本や東日本で大雨となり、特に九州では4日から7日は記録的な大雨となった(気象庁 2020a)。その要因は、偏西風の蛇行の持続により本州付近に停滞した梅雨前線に沿って西から流れこんだ水蒸気と、日本の南で南西に張り出した太平洋高気圧の縁辺を回る南からの水蒸気が、西・東日本に大量に集まりやすい状態が継続したこと、気圧の谷の影響で上昇流が強化されたことによるものである(気象庁 2020b)。

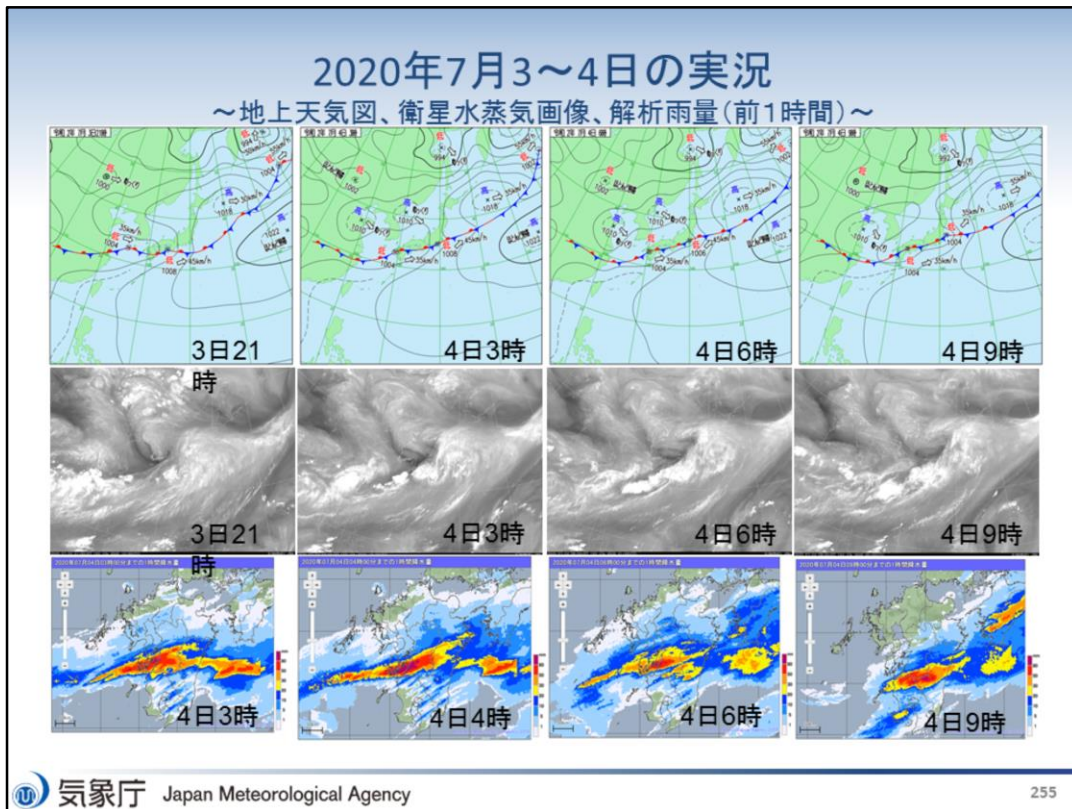
本節では、特に顕著な大雨となった3日から8日のうち、線状降水帯により、熊本・鹿児島で大雨特別警報が発表された7月4日の事例および福岡・佐賀・長崎で大雨特別警報が発表された7月6日の事例について取り上げる。





## 第3章 事例解析編

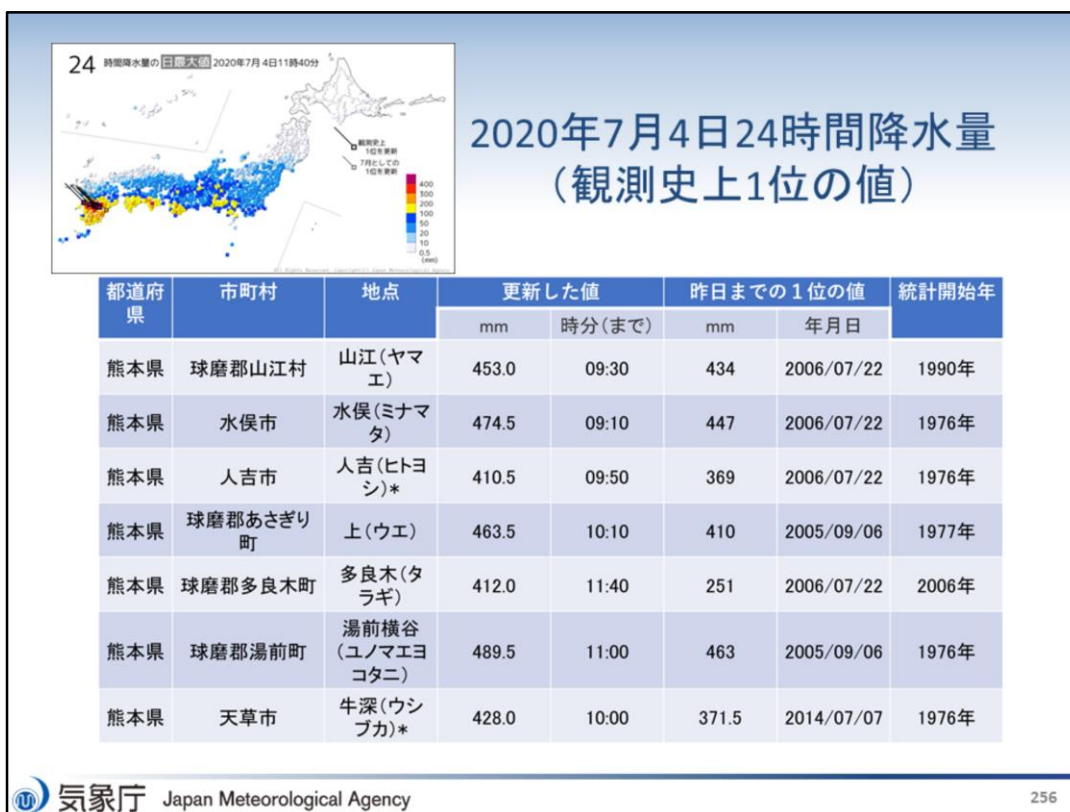
### 3.1.1 熊本・鹿児島での大雨特別警報事例



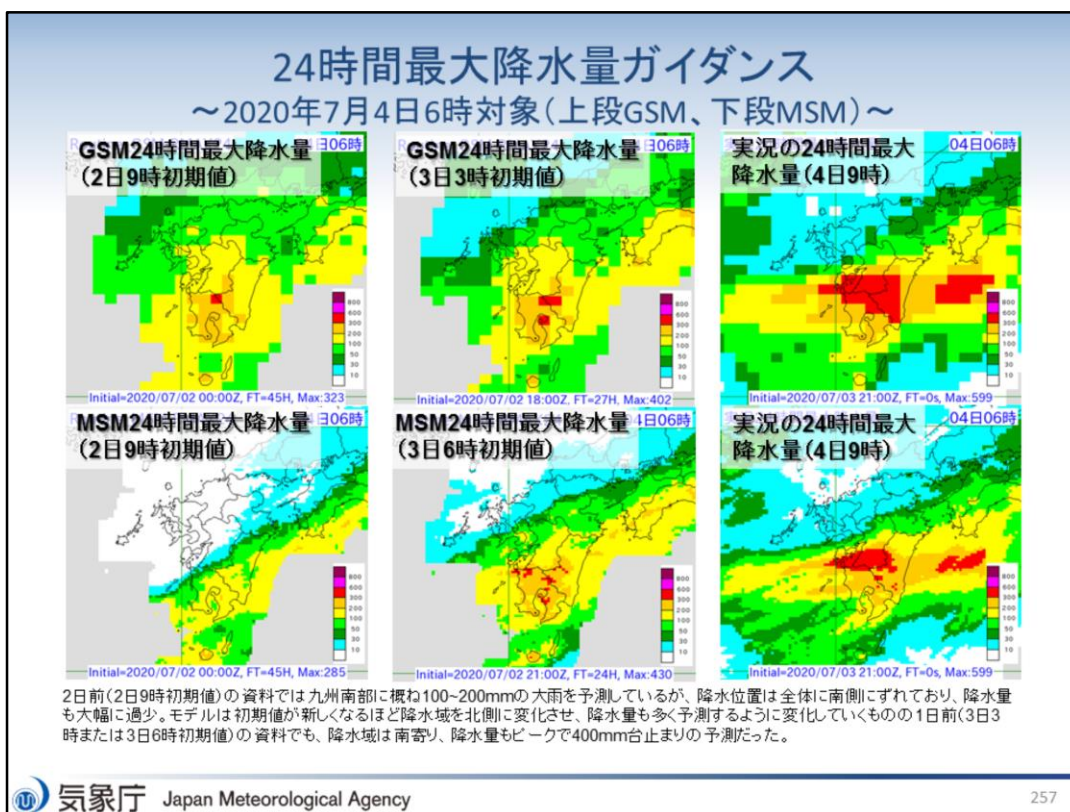
図は2020年7月3日21時から4日9時にかけての地上天気図(上段)、気象衛星ひまわりによる水蒸気画像(中段)、前1時間解析雨量(下段)を示す。

梅雨前線が華中から東シナ海から九州を通して、伊豆諸島に伸び、梅雨前線上の低気圧が4日明け方から昼前にかけて九州北部を通過した。

低気圧や前線に向かって暖かく湿った空気が入り込み、大気の状態が不安定となり、熊本県と鹿児島県県境付近を中心に6回にわたり記録的短時間大雨情報が発表された。また、4日4時50分～11時50分にかけて、熊本県と鹿児島県に大雨特別警報が発表された。



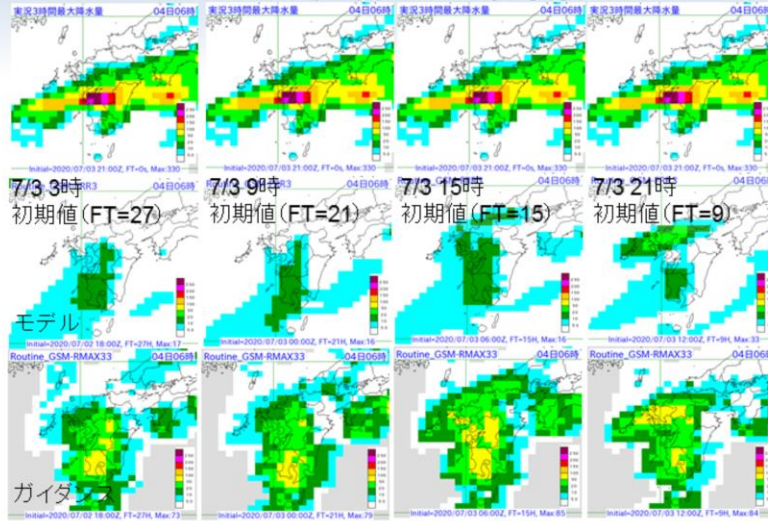
表は24時間降水量の観測史上1位の値を観測した7地点を示す。左上図は2020年7月4日11時40分現在の24時間降水量の日最大値の分布図を示す。観測史上1位の7地点が熊本県の東西に線状に並んでいることが分かる。



2020年7月4日4時50分から熊本県と鹿児島県に大雨特別警報が発表されたことから、同日6時を対象として、数値予報結果を確認する。

まず、大雨のポテンシャルが予測できていたかという観点で、24時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、上段がGSMで、左から順に7月2日9時初期値および7月3日3時初期値のガイダンスの結果と観測の20km格子最大24時間降水量を示す。下段は、MSMで、左から順に7月2日9時初期値および7月3日6時初期値のガイダンスの結果と観測の5km格子最大24時間降水量を示す。降水量の単位はいずれもmm/24hである。2日前(2日9時初期値)の資料では九州南部に概ね100~200mm/24hの大雨を予測しているが、降水位置は全体に南側にずれており、降水量も大幅に過少傾向である。GSMやMSMモデルは初期値が新しくなるほど降水域を北側に变化させ、降水量も多く予測するように変化していくものの1日前(3日3時または3日6時初期値)の資料でも、降水域は南寄り、降水量もピークで400mm台止まりの予測だった。

## GSM3時間最大降水量ガイダンス ～2020年7月4日6時対象～

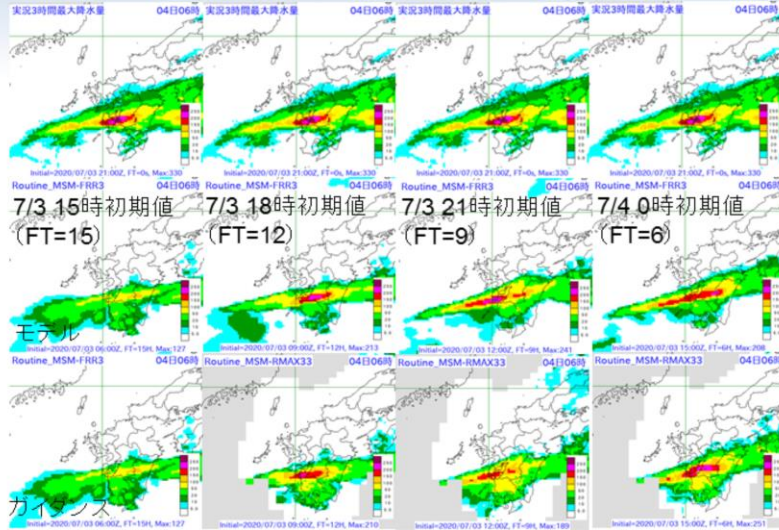


モデル・ガイダンス共に100mmを超す降水を予測することはできなかった。

線状降水帯に対応する帯状の降水域が予測できていたかどうかの観点で、GSMとMSMモデルおよびそれぞれの3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。本スライドではGSMおよびGSMガイダンスの結果を示す。

図は、上段が2020年7月4日6時対象の観測の20km格子最大3時間降水量、中段がモデル、下段がガイダンスで、左から順に7月3日3時初期値27時間予報、7月3日9時初期値21時間予報、7月3日15時初期値15時間予報および7月3日21時初期値9時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmm/3hである。モデルおよびガイダンスでは共に100mm/3hを超す降水かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測することができなかった。

## MSM3時間最大降水量ガイダンス ～2020年7月4日6時対象～

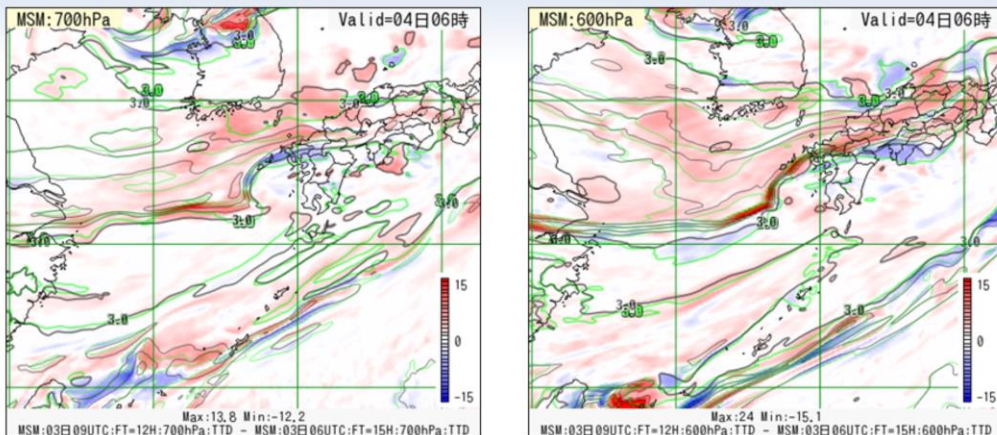


7月3日15時までの初期値の予測 (FT=15より先) では200mmを越す大雨の予測がモデルやガイダンスでは見られなかったが、09UTC以降の初期値の予測 (FT=12より前) では鹿児島・熊本県境を中心に200mmを越す大雨かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測。

MSMおよびMSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、上段が2020年7月4日6時対象の観測の5km格子最大3時間降水量、中段がモデル、下段がガイダンスで、左から順に7月3日15時初期値15時間予報、7月3日18時初期値12時間予報、7月3日21時初期値9時間予報および7月4日0時初期値6時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmm/3hである。7月3日15時までの初期値の予測 (FT=15より先) では200mmを越す大雨の予測がモデルやガイダンスでは見られなかったが、18時以降の初期値の予測 (FT=12より前) では鹿児島・熊本県境を中心に200mmを越す大雨かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測できた。

## MSMの7月3日18時初期値予測から観測に近い予測が可能となった要因

7月4日6時を対象とした7月3日15時初期値から18時初期値予測の湿数の変化



3日18時初期値-3日15時初期値の湿数を示す(左図は700hPa、右図は600hPa)。

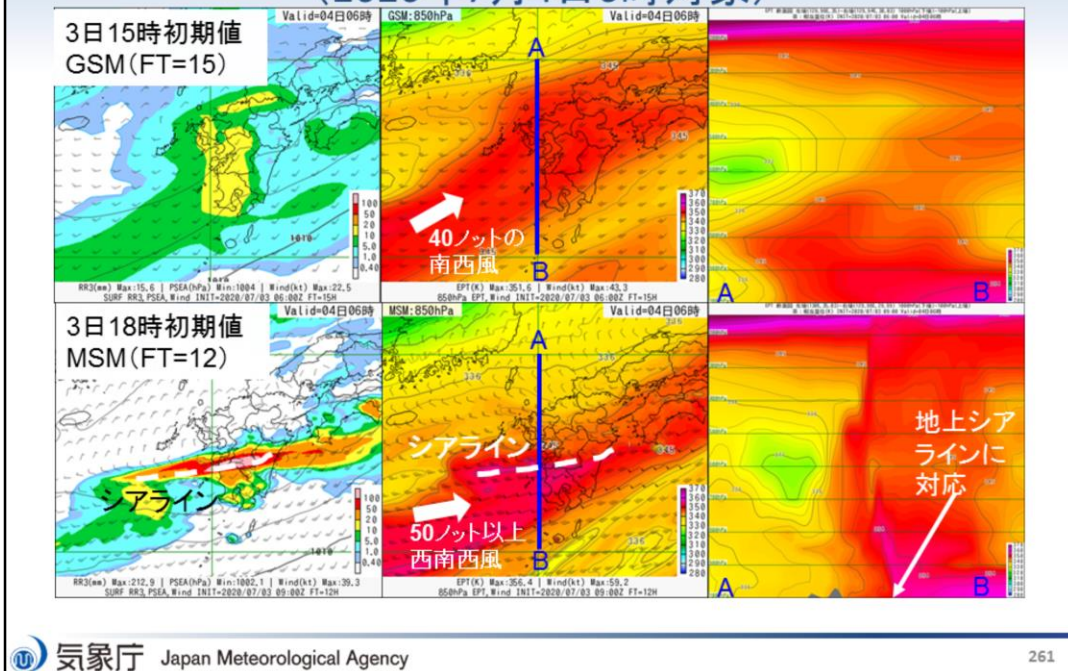
18時初期値予測の方は、東シナ海から九州北部、中国地方にかけて大気中層で乾燥した空気塊が流入していることが分かる。大気中層の乾燥大気の流入は、積乱雲の発達を抑制する役割を持つ一方で、潜在不安定を維持する役割もあり、結果として積乱雲の発生環境を維持する役割も持つ(吉崎・加藤 2007)。今回の予測結果は、後者の役割が大きかったと思われる。

MSMの7月3日15時初期値予測では、200mmを越す大雨の予測がモデルやガイダンスでは見られなかったが、18時初期値予測から予測されるようになった要因について述べる。

図は、7月4日6時を対象とした7月3日18時初期値予測から3日15時初期値予測の湿数を引いた差分を示したものである(赤ほど18時初期値予測の湿数が大きい(乾燥している)ことを示している)。

18時初期値予測の方が東シナ海から九州北部、中国地方にかけて大気中層で乾燥した空気塊が流入していることが分かる。その他の高度では特に特徴的なものは見られなかった。大気中層の乾燥大気の流入は、積乱雲の発生を抑制する役割を持つ一方で、潜在不安定を維持する役割もあり、結果として積乱雲発生環境を維持する役割を持つ(吉崎・加藤 2007)。今回の予測結果は、後者の役割が大きかったものと思われる。

## GSM(上段)とMSM(下段)の予測の違いについて (2020年7月4日6時対象)



GSMでは、線状降水帯に対応する帯状の降水域かつ100mm/3hを越す降水を予測することができなかった。一方でMSMでは、18時以降の初期値の予測(FT=12より前)では鹿児島・熊本県境を中心に200mmを越す大雨かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測することができた。この差の要因に関して述べる。

上段の図は、7月3日15時初期値のGSMの15時間予測値、下段の図は、7月3日18時初期値の12時間予測値を示す。パネルは左から地上海面更正気圧、風向風速、前3時間降水量の組み合わせ図、真ん中は850hPaの相当温位および風向風速図、右側の図は、真ん中の図のAB直線に沿った南北断面図を示したものである。

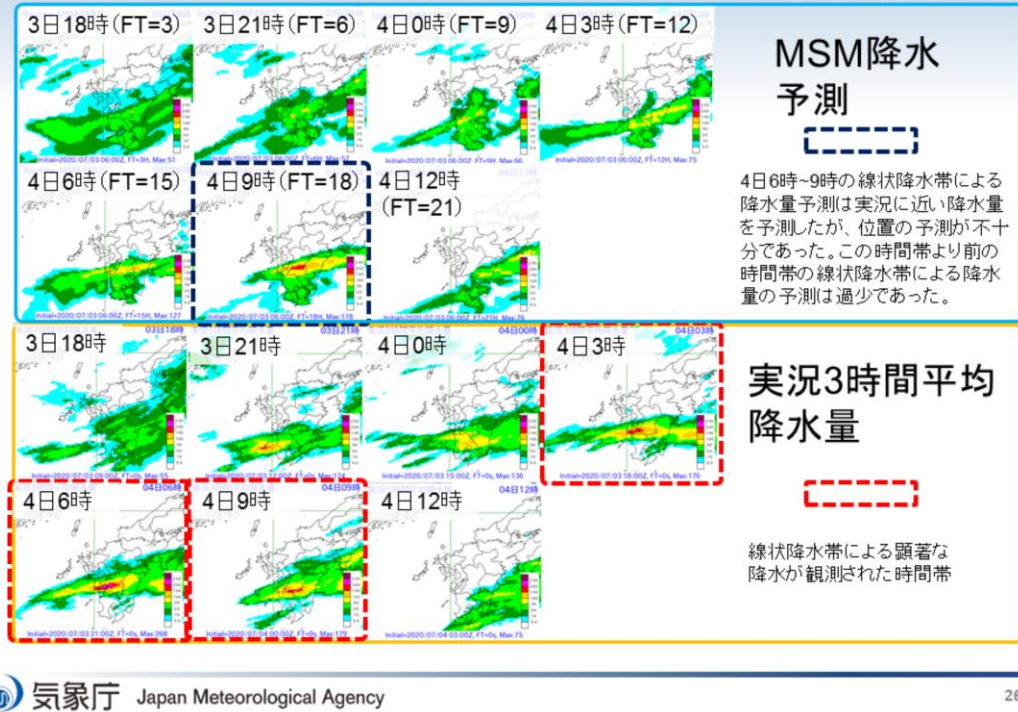
GSMでは、850hPaの相当温位345K以上の暖湿気が南西風40ノットで九州全域に流入し、地形性降水で九州西部中心に10から20mm/3hの降水量が予測されている。また、A地点付近上空600hPa付近には低相当温位域が見られ、乾燥域に対応している。しかしながら、地上付近等で明瞭なシアラインが見られないため、九州山地全体に地形性降水をもたらしている。また、乾燥域の南への広がり具合から大気的不安定な状態を抑制している可能性があり、降水量が少なくなっていると思われる。

MSMでは、東シナ海の海上から地上風および相当温位傾度の強いシアラインが陸上に向かって形成され、その南側では、850hPaの相当温位354K以上の暖湿気が西南西風50ノット以上で九州南部に流入し、そのシアラインの少し北側の上空600hPa付近には低相当温位域が見られ、乾燥域に対応する。この下層のシアラインは、積乱雲の発生のトリガーの役目を果たし、乾燥域は南側への流入が見られないため、積乱雲の発生環境を維持する役割を果たしたと思われる。結果として、降水量の増加に寄与したと思われる。

GSMとMSMの予測差は、積乱雲の発生のトリガーとなる下層シアラインの有無とそれに付随する中層付近の乾燥気塊の役割(対流を抑制するか積乱雲の発生環境の維持するか)の違いであると思われる。



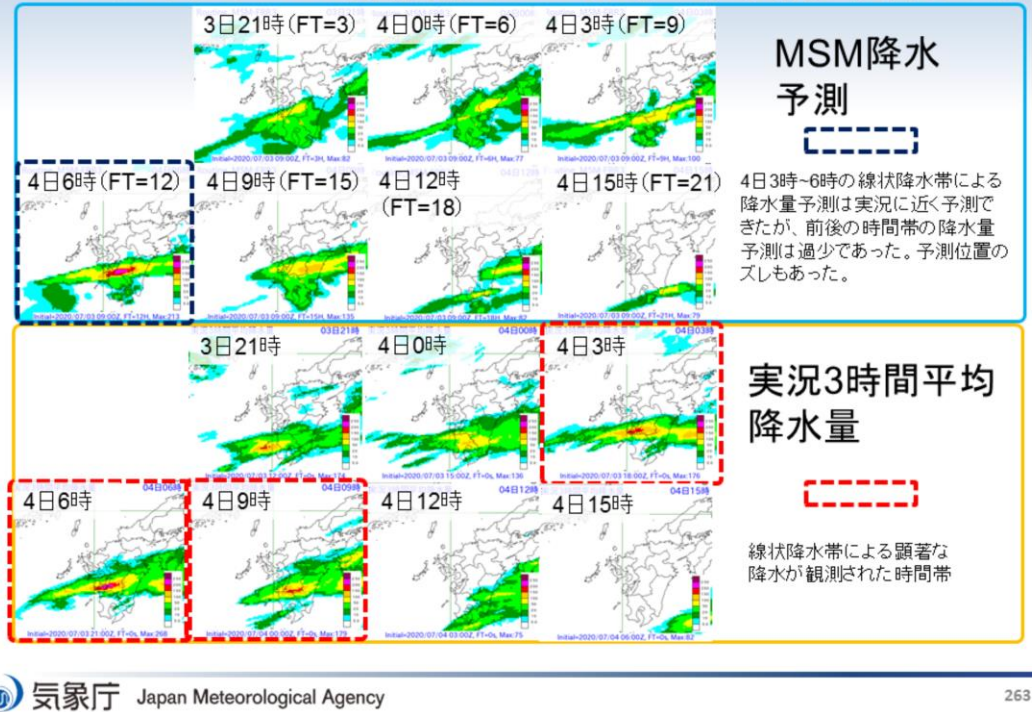
## 2020年7月3日15時初期値の3時間降水予測と実況比較



線状降水帯は、5時間以上ほぼ同じ位置に停滞するという特徴を持っている(気象庁2020b)。7月4日の事例の場合、観測では、下図の実況3時間平均降水量のように線状降水帯による顕著な降水は9時間程度継続していた。前述のMSMおよびMSM3時間最大降水量ガイダンスでは、4日6時対象として、12時間前の予測から鹿児島・熊本県境を中心に200mmを越す大雨の予測が見られたが、その前後の時間帯についての状況を確認する。

上図は7月3日15時初期値の3日18時~4日12時までの3時間毎の降水予測結果を示している。4日6時~9時の線状降水帯による降水量予測は実況に近い降水量を予測したが、位置の予測が不十分であった。この時間帯より前の時間帯の線状降水帯による降水量の予測は過少であった。

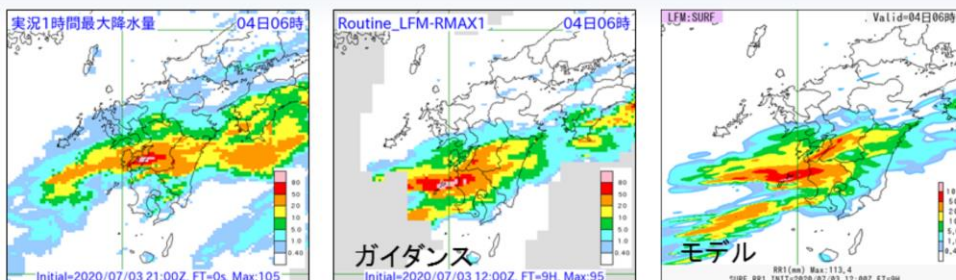
## 2020年7月3日18時初期値の3時間降水予測と実況比較



上図は7月3日18時初期値の3日21時~4日15時までの3時間毎の降水予測結果を示している。下図は、実況3時間平均降水量を示す。4日3時~6時の線状降水帯による降水量予測は実況に近い降水量を予測したが、前後の時間帯の降水量予測は過少であり、予測位置のズレもあった。

このように、7月3日15時および18時初期値の降水の予測結果から線状降水帯のような降水分布(赤色以上の雨域(150mm/3h))を熊本県南部で予測できた時間帯もあったが、強雨のピークが持続(約9時間)する予測はできなかった。

## LFM1時間最大降水量ガイダンス ～2020年7月4日6時対象(3日21時初期値FT=9)

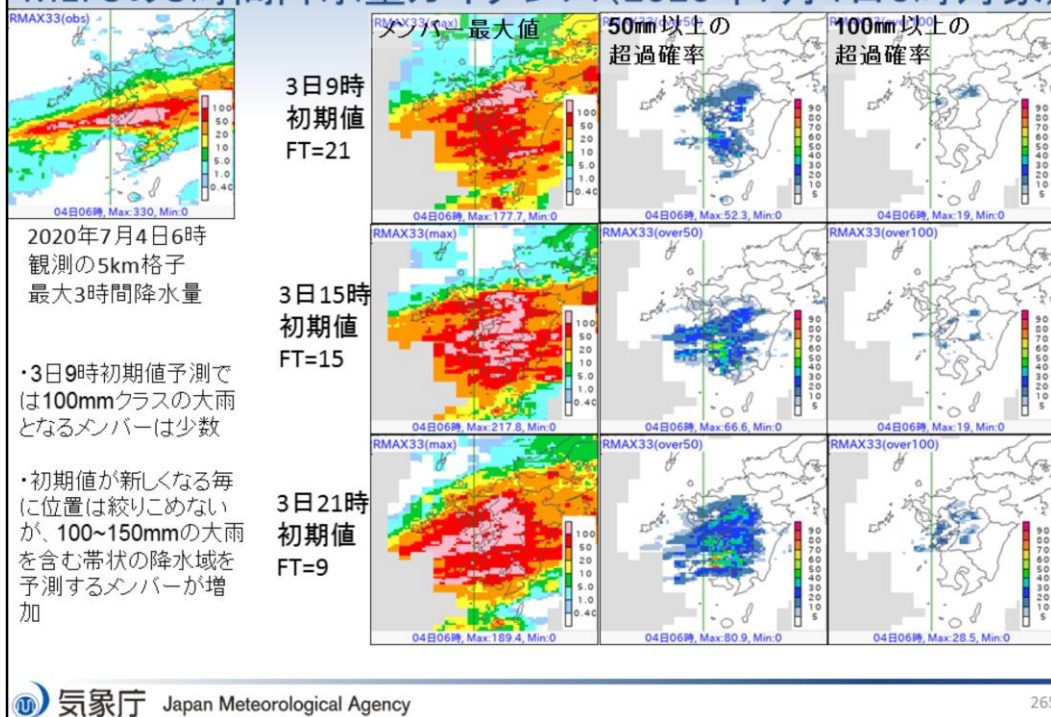


LFMおよびLFMガイダンスでは、位置ずれは見られるものの7月3日21時初期値の予測(FT=9)から80mmを超える大雨を含む帯状の降水域が予測されていた。

LFMおよびLFM1時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、左から2020年7月4日6時対象の観測の2km格子最大1時間降水量、2020年7月3日21時初期値の9時間予報(FT=9)のガイダンスおよびモデルの結果をそれぞれ示す。降水量の単位はどれもmm/1hである。ガイダンスおよびモデルは共に位置ずれは見られるものの7月3日21時初期値予測(FT=9)から80mmを超える大雨を含む帯状の降水域が予測されていた。

。

## MEPSの3時間降水量ガイダンス(2020年7月4日6時対象)



2020年7月4日6時を対象としたMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。左上図が2020年7月4日6時の観測の5km格子最大3時間降水量、右側が左からメンバー最大値、50mm/3h以上の超過確率、100mm/3h以上の超過確率を示し、上段から下段に向かって、7月3日9時初期値21時間予報、7月3日15時初期値15時間予報、7月3日21時初期値9時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmm/3hである。7月3日9時初期値予測では、100mm/3hの大雨となるメンバーは少数であった(図略)。その状況を反映して、メンバー最大値の100mm/3h以上の領域が狭く、100mm/3h以上の超過確率が低くなっている。その後、初期値が新しくなる毎に位置は絞り込めないが、帯状の降水域を予測するメンバーが増加し、100mm/3h以上の大雨を予測するメンバーが増加した(図略)。その状況を反映して、メンバー最大値では100mm/3h以上の領域が横縞状に九州全域に広がり、50mm/3hおよび100mm/3h以上の超過確率を示す領域が拡大、確率が増加していた。

## まとめ(1/3)

- 大雨のポテンシャルについて  
(24時間最大降水量ガイダンス)

- GSMとMSM共通

- 2日前: 2日9時初期値の予測では九州南部に概ね100~200mmの大雨を予測しているが、降水位置は全体に南側にずれており、降水量も大幅に過少
- 1日前: モデルは初期値が新しくなるほど降水域を北側に変化させ、降水量も多く予測するように変化していくものの3日3時または3日6時初期値でも、降水域は南寄り、降水量もピークで400mm台止まりの予測だった

熊本・鹿児島で大雨特別警報が発表された7月4日の事例について、このスライドを含む以下3枚のスライドにまとめた。

## まとめ(2/3)

- 帯状の降水域の予測について(4日6時対象:モデルおよび3時間最大降水量ガイダンス)
  - GSM
    - モデル・ガイダンス共に100mmを越す降水かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測することはできなかった
  - MSM
    - 7月3日15時までの初期値の予測(FT=15より先)では200mmを越す大雨の予測がモデルやガイダンスでは見られなかったが、18時以降の初期値の予測(FT=12より前)では鹿児島・熊本県境を中心に200mmを越す大雨かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測できた
    - 18時以降の初期値の予測から観測に近い予測ができるようになった要因の一つは、東シナ海から九州北部、中国地方にかけて大気中層で乾燥した空気塊が流入したことである
    - 線状降水帯のような強雨分布を熊本県南部で予測できた時間帯もあったが、強雨のピークが持続(約9時間)する予測はできなかった
  - GSMとMSMの予測差は、積乱雲の発生のトリガーとなる下層シアラインの有無とそれに付随する中層付近の乾燥気塊の役割(対流を抑制するか積乱雲の発生環境の維持するか)の違いが大きい

## まとめ(3/3)

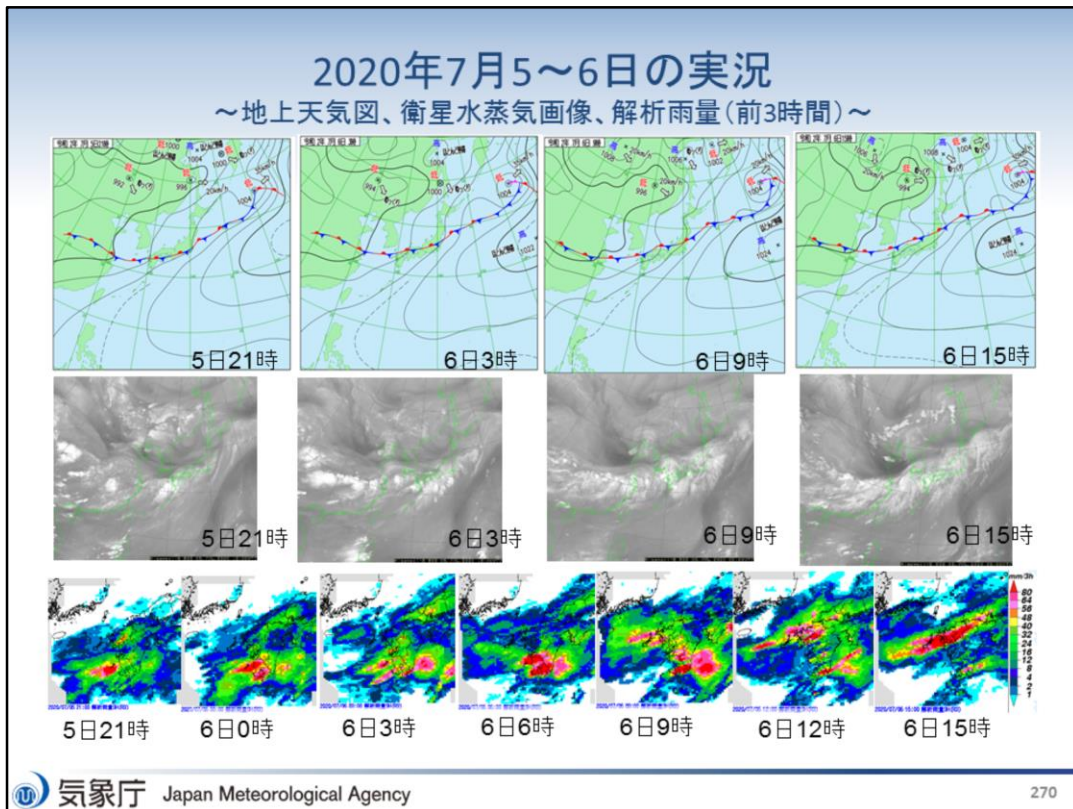
- 帯状の降水域の予測について(続き)
  - LFM(モデルおよび1時間最大降水量ガイダンス)
    - LFMおよびLFMガイダンスでは、位置ずれは見られるものの7月3日21時初期値の予測(FT=9)から80mmを越す大雨を含む帯状の降水域が予測されていた
  - MEPSガイダンス(3時間最大降水量ガイダンス)
    - 7月4日6時を対象とすると、3日15時初期値の予測(FT=15)から位置は絞りこめないが、100mmクラスの大雨を含む帯状の降水域を予測するメンバーが増加した



## 第3章 事例解析編

### 3.1.2 福岡・長崎・佐賀での大雨特別警報事例

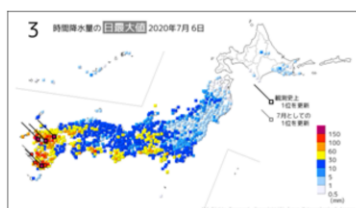




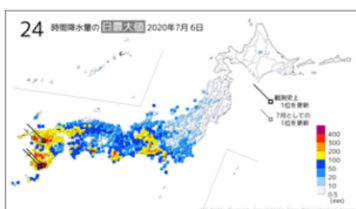
図は2020年7月5日21時から6日15時にかけての地上天気図(上段)、気象衛星ひまわりによる水蒸気画像(中段)、前1時間解析雨量(下段)を示す。

梅雨前線が華中から東シナ海、山陰沿岸、東北南部を通して、三陸沖に伸びていた。この前線に向かって暖かく湿った空気が入り込み、大気の状態が不安定となり、大雨となった。宮崎県、長崎県と佐賀県では合計4回にわたり記録的短時間大雨情報が発表された。また、6日16時30分に、福岡県、佐賀県および長崎県に大雨特別警報が発表された。

## 2020年7月6日 3時間、24時間降水量(観測史上1位の値)



都道府県	市町村	地点	更新した値		一昨日までの1位の値		統計開始年	備考
			mm	時分(まで)	mm	年月日		
福岡県	田川郡 添田町	英彦山 (ヒコサン)	153.0	14:50	146	2007/08/02	1988年	
福岡県	大牟田市	大牟田 (オオムタ)	188.5	17:20	162	1981/06/30	1976年	
長崎県	大村市	大村(オオムラ)	193.0	16:30	184	1982/07/23	1976年	
鹿児島県	鹿屋市	鹿屋(カノヤ)	178.0	08:40	173	1993/08/02	1977年	

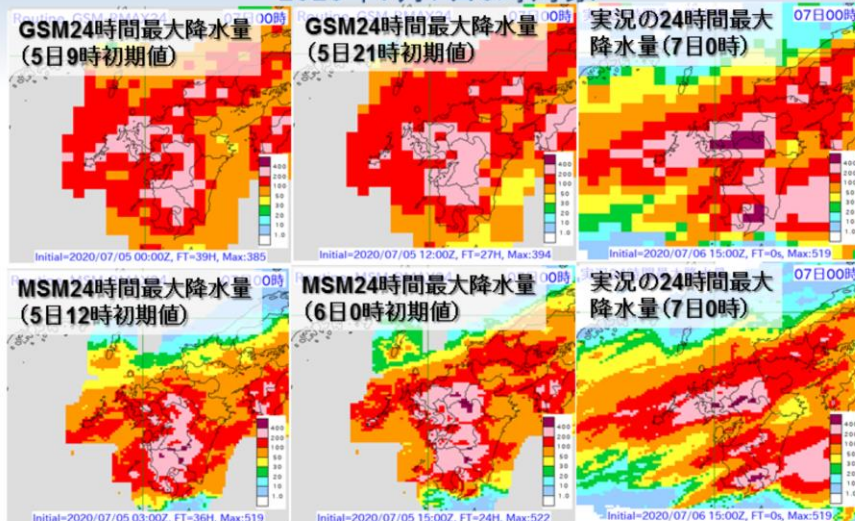


都道府県	市町村	地点	更新した値		一昨日までの1位の値		統計開始年	備考
			mm	時分(まで)	mm	年月日		
福岡県	大牟田市	大牟田 (オオムタ)	391.0	23:00	312	1990/07/02	1976年	
鹿児島県	志布志市	志布志 (シブシ)	323.0	16:00	316	1993/08/02	1976年	
鹿児島県	鹿屋市	鹿屋 (カノヤ)	496.0	14:50	484	2005/09/06	1977年	

表は3時間および24時間降水量の観測史上1位を更新した値を観測した地点を示す。左上図は2020年7月6日の3時間降水量の日最大値、左下図は同日の24時間降水量の日最大値の分布図を示す。観測史上1位の地点が福岡県と鹿児島県の東西に線状に並んでいることが分かる。

## GSM・MSM24時間最大降水量ガイダンス

～2020年7月7日0時対象～



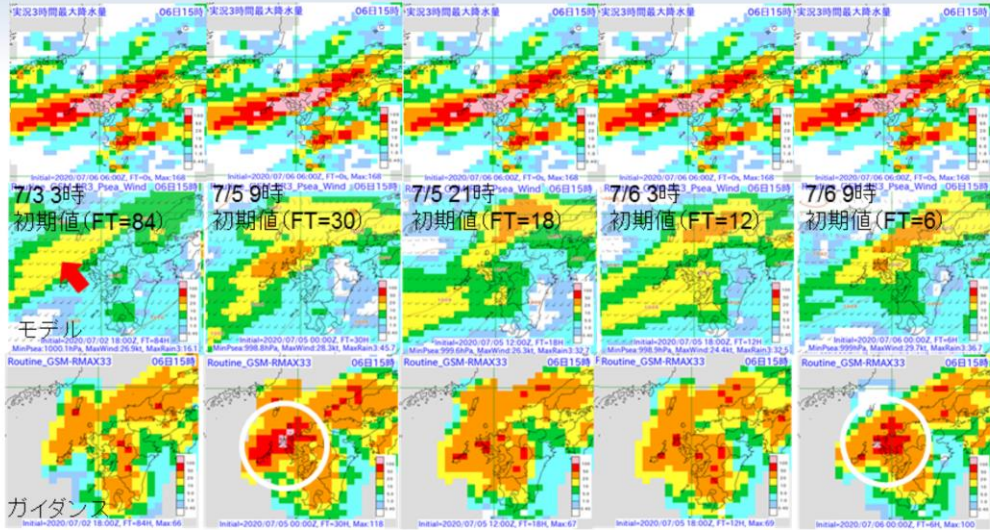
7月5日9時,21時初期値のGSMガイダンス(それぞれFT=39,FT=27)では実況より少ないものの九州北部・南部中心に200～400mmの大雨が予測されていた。また、MSMガイダンスでは、5日12時初期値の予測(FT=36)では九州で200～400mm(九州南部では一部400mm超)の大雨が予測されていた。6日0時初期値の予測(FT=24)では5日12時と同様だが、それに加えて400mm超の大雨の極大域が実況に近い形で予測されていた。

熊本県と鹿児島県の大雨特別警報事例と同様に、6日16時30分に、福岡県、佐賀県および長崎県に大雨特別警報が発表されたことから、24時間降水量は7日0時を、3時間降水量は6日15時を対象として、数値予報結果を確認する。

まず、大雨のポテンシャルが予測できていたかという観点で、24時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、上段がGSMで、左から順に7月5日9時初期値および7月5日21時初期値のガイダンスの結果と観測の20km格子最大24時間降水量を示す。下段は、MSMで、左から順に7月5日12時初期値および7月6日0時初期値のガイダンスの結果と観測の5km格子最大24時間降水量を示す。降水量の単位はいずれもmm/24hである。

GSMガイダンスでは実況より少ないものの九州北部・南部中心に200～400mm/24hの大雨が予測されていた。また、MSMガイダンスでは、5日12時初期値の予測(FT=36)では九州で200～400mm/24h(九州南部では一部400mm/24h超)の大雨が予測されていた。6日0時初期値の予測(FT=24)では5日12時初期値と同様だが、それに加えて400mm/24h超の大雨の極大域が実況に近い形で予測されていた。

## GSM3時間最大降水量ガイダンス ～2020年7月6日15時対象～



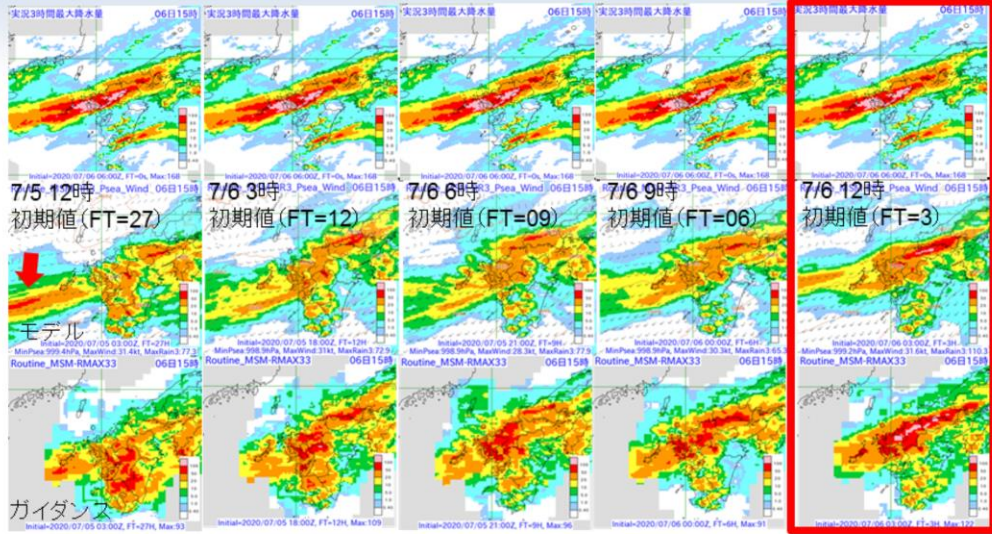
7月3日3時初期値のモデルの予測(FT=84)では九州西海上～対馬海峡にかけて帯状の降水域(赤矢印)は表現されていた。7月5日9時と直近の7月6日9時初期値のガイダンス予測(それぞれFT=30,FT=6:白丸)では、100mmを越す大雨を含む降水域が表現されていた。

線状降水帯に対応する帯状の降水域が予測できていたかどうかの観点で、GSMとMSMモデルおよびそれぞれの3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。本スライドではGSMおよびGSMガイダンスの結果を示す。

図は、上段が2020年7月6日15時対象の観測の20km格子最大3時間降水量、中段がモデル、下段がガイダンスで、左から順に7月3日3時初期値84時間予報、7月5日9時初期値30時間予報、7月5日21時初期値18時間予報、7月6日3時初期値12時間予報および7月6日9時初期値6時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmm/3hである。

7月3日3時初期値のモデルの予測では九州西海上～対馬海峡にかけて帯状の降水域(赤矢印)は表現されていた。7月5日9時と直近の7月6日9時初期値のガイダンス予測では、100mmを越す大雨を含む降水域が表現されていた(白丸)。

## MSM3時間最大降水量ガイダンス ～2020年7月6日15時対象～

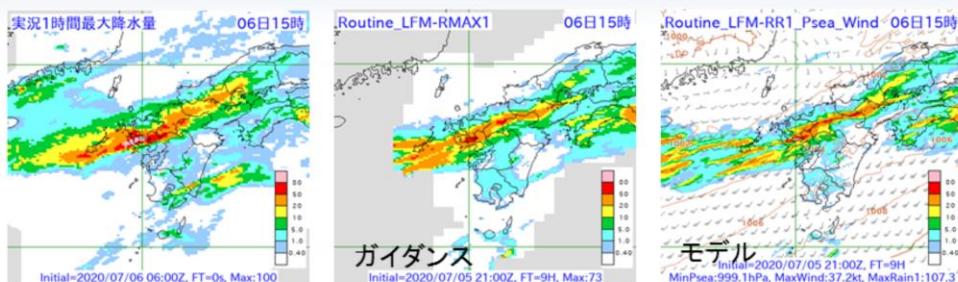


7月5日12時初期値 (FT=27) の予測からモデルでは九州西海上の帯状の降水域 (赤矢印) は表現されていた。また、ガイダンスでは九州北部中心に100mm近くの降水域が表現されていた。100mmを越す大雨を含む帯状の降水域の予測ができるようになったのはモデルもガイダンスも直近の7月6日12時の予測 (FT=3) からだった。

MSMおよびMSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、上段が2020年7月6日15時対象の観測の5km格子最大3時間降水量、中段がモデル、下段がガイダンスで、左から順に7月5日12時初期値27時間予報、7月6日3時初期値12時間予報、7月6日6時初期値9時間予報、7月6日9時初期値9時間予報および7月6日12時初期値3時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmm/3hである。

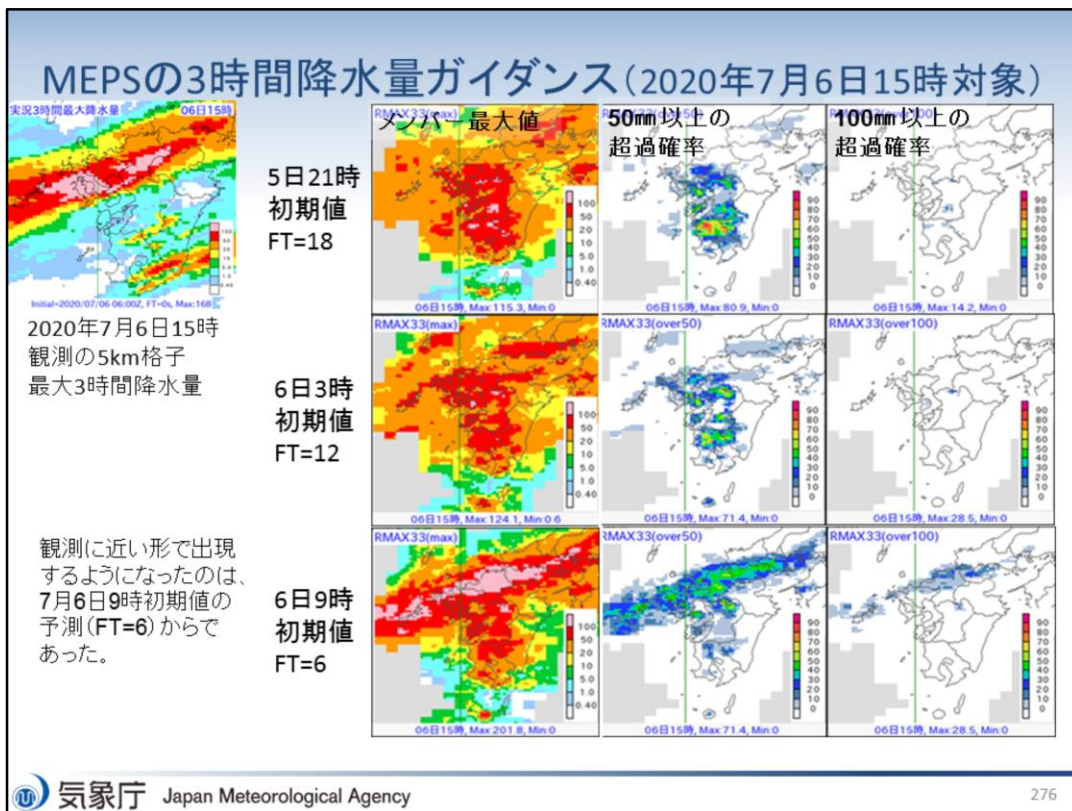
7月5日12時初期値の予測からモデルでは九州西海上の帯状の降水域 (赤矢印) は表現されていた。また、ガイダンスでは九州北部中心に100mm近くの降水域が表現されていた。100mmを越す大雨を含む帯状の降水域の予測ができるようになったのはモデルもガイダンスも直近の7月6日12時初期値予測からだった。

## LFM1時間最大降水量ガイダンス ～2020年7月6日15時対象(6日6時初期値FT=9)



LFMおよびLFMガイダンスでは、7月6日6時初期値の予測(FT=9)から50mmを越す大雨を含む帯状の降水域が予測されていた。

LFMおよびLFM1時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、左から2020年7月6日15時対象の観測の2km格子最大1時間降水量、2020年7月6日6時初期値の9時間予報のガイダンスおよびモデルの結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmm/1hである。ガイダンスおよびモデルは共に7月6日3時初期値予測から50mmを越す大雨を含む帯状の降水域が予測されていた。



2020年7月6日15時を対象としたMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。左上図が2020年7月6日15時の観測の5km格子最大3時間降水量、右側が左からメンバー最大値、50mm/3h以上の超過確率、100mm/3h以上の超過確率を示し、上段から下段に向かって、7月5日21時初期値18時間予報、7月6日3時初期値12時間予報、7月6日9時初期値6時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmm/3hである。

観測で九州北部では50mm/3h以上(一部100mm/3h以上)の帯状の降水域が見られる。

5日21時初期値では、九州北部で50~100mm/3hの降水域が予測されているが、メンバーによっては九州南部にもみられた。50mm/3h以上の超過確率では九州北部と比べて九州南部で確率が高くなっていて、九州南部ではほぼ空振りとなっていた。

6日3時初期値では、九州北部で50~100mm/3hの降水域が予測されているが、メンバーによっては九州南部にもみられる(前初期値と同様)。50mm/3h以上の超過確率では、多少低くなったものの依然九州南部で確率が高い状態だった。一方、九州北部にも確率が高い地域が増えてきた。

6日9時初期値では、九州北部で100mm/3h以上の降水量が多くのメンバーで予測されるようになり形状も実況で表現されている帯状のものとなっていた。50mm/3h以上の超過確率では帯状の降水域に沿って高い確率が表現されるようになり、100mm/3h以上の超過確率も表現されるようになった。

## まとめ(1/3)

- 大雨のポテンシャルについて  
(24時間最大降水量ガイダンス)
  - GSM
    - 7月5日9時,21時初期値の予測(それぞれFT=39,FT=27)は実況よりは少ないものの九州北部・南部中心に200~400mmの大雨が予測されていた
  - MSM
    - 7月5日12時初期値の予測(FT=36)では九州で200~400mmの大雨(九州南部では一部400mm超)が予測されていた
    - 7月6日0時初期値の予測(FT=24)では7月5日12時初期値と同様だが、それに加えて400mm超の大雨の極大域が実況に近い形で予測されていた

福岡・佐賀・長崎で大雨特別警報が発表された7月6日の事例について、このスライドを含む以下3枚のスライドにまとめた。



## まとめ(2/3)

- 帯状の降水域の予測について  
(モデルおよび3時間最大降水量ガイダンス)
  - GSM
    - 7月3日3時初期値のモデル予測(FT=84)では九州西海上～対馬海峡にかけて帯状の降水域は表現されていた。7月5日9時初期値のガイダンス予測(FT=30)と7月6日9時初期値のガイダンス予測(FT=6)では、100mmを越す大雨を含む降水域が表現されていた
  - MSM
    - 7月5日12時初期値の予測(FT=27)からモデルでは九州西海上の帯状の降水域は表現されていた。また、ガイダンスでは九州北部中心の100mm近くの降水域が表現されていた
    - 100mmを越す大雨を含む帯状の降水域の予測ができるようになったのはモデルもガイダンスも直近の7月6日12時の予測(FT=3)からだった

## まとめ(3/3)

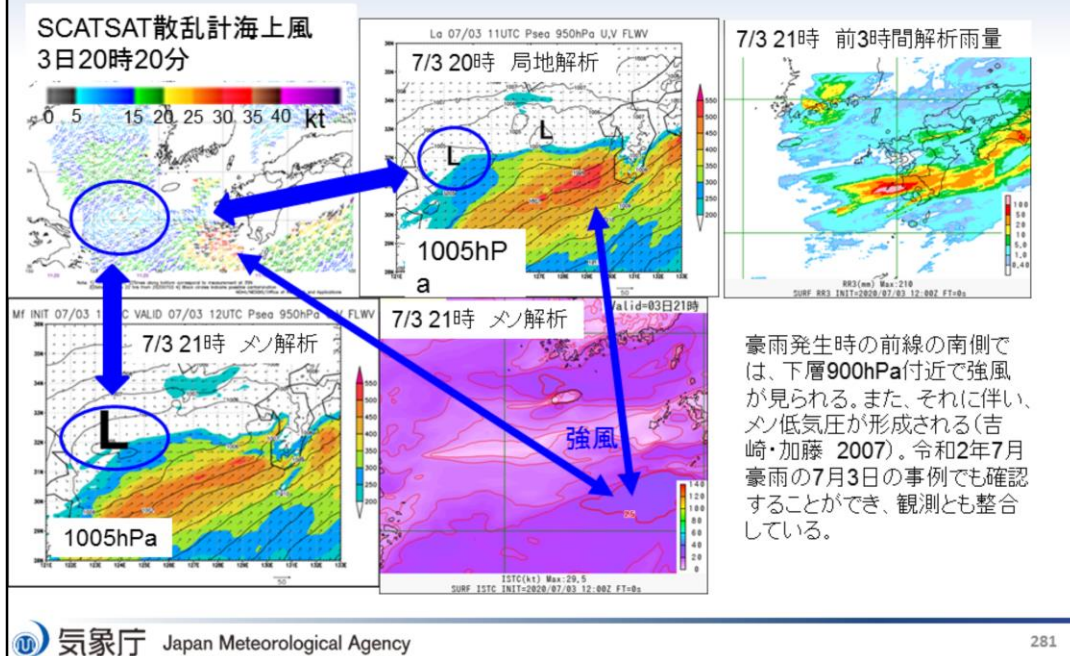
- 帯状の降水域の予測について(続き)
  - LFM(モデルおよび1時間最大降水量ガイダンス)
    - LFMおよびLFMガイダンスでは、7月6日6時初期値の予測(FT=9)から50mmを越す大雨を含む帯状の降水域が予測されていた
  - MEPSガイダンス(3時間最大降水量ガイダンス)
    - 実況で九州北部の帯状の降水域50mm以上の部分に着目すると、以下の条件で予測ができるようになったのは、7月6日9時初期値の予測(FT=6)からであった
      - 多くのメンバーで帯状の降水域かつ100mm以上の降水量の予測が可能
      - 50mm以上の超過確率が帯状の降水域に沿って高い確率で出現
      - 100mm以上の超過確率が帯状の降水域に沿って出現



## 第3章 事例解析編

### 3.1.3 メソ低気圧

## 熊本・鹿児島の大雨特別警報事例でのメソ低気圧



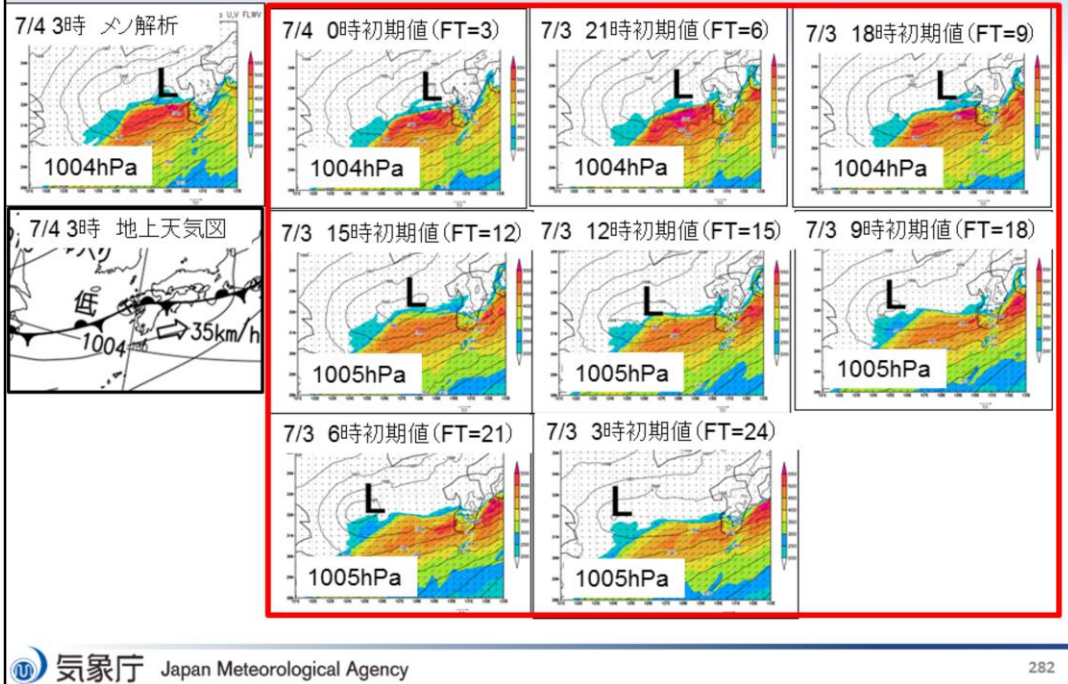
豪雨発生時の前線の南側では、下層900hPa付近で強風が見られる。また、それに伴い、メソ低気圧が形成される(吉崎・加藤 2007)。令和2年7月豪雨の7月3日の事例でも確認することができ、観測とも整合している。

豪雨発生時の前線の南側では、下層900hPa付近で強風が見られる。また、それに伴い、メソ低気圧が形成される。これは、積乱雲が繰り返し発生することで、大量の潜熱エネルギーが積乱雲内に放出されて大気が暖まり、その結果、大気の密度が小さくなるため、下層の気圧が下がることによりメソ低気圧が形成される。このメソ低気圧に吹き込む力によって下層に強風が作り出される(吉崎・加藤 2007)。

熊本・鹿児島での大雨特別警報事例に関係するメソ低気圧に関して、局地解析およびメソ解析において、適切に解析されているか確認する。上段中央は7月3日20時の局地解析で海面更正気圧、950hPaの風向風速(単位ノット)および水蒸気フラックス量(単位:gm-2s-1)を示す。上段左図は、7月3日20時20分のSCATSAT散乱計海上風データ、上段右図は、実況の前3時間解析雨量(7月3日21時)である。また、下段左図は7月3日21時のメソ解析の海面更正気圧、950hPaの風向風速(単位ノット)および水蒸気フラックス量、下段中央は水平風速の等風速線図である。

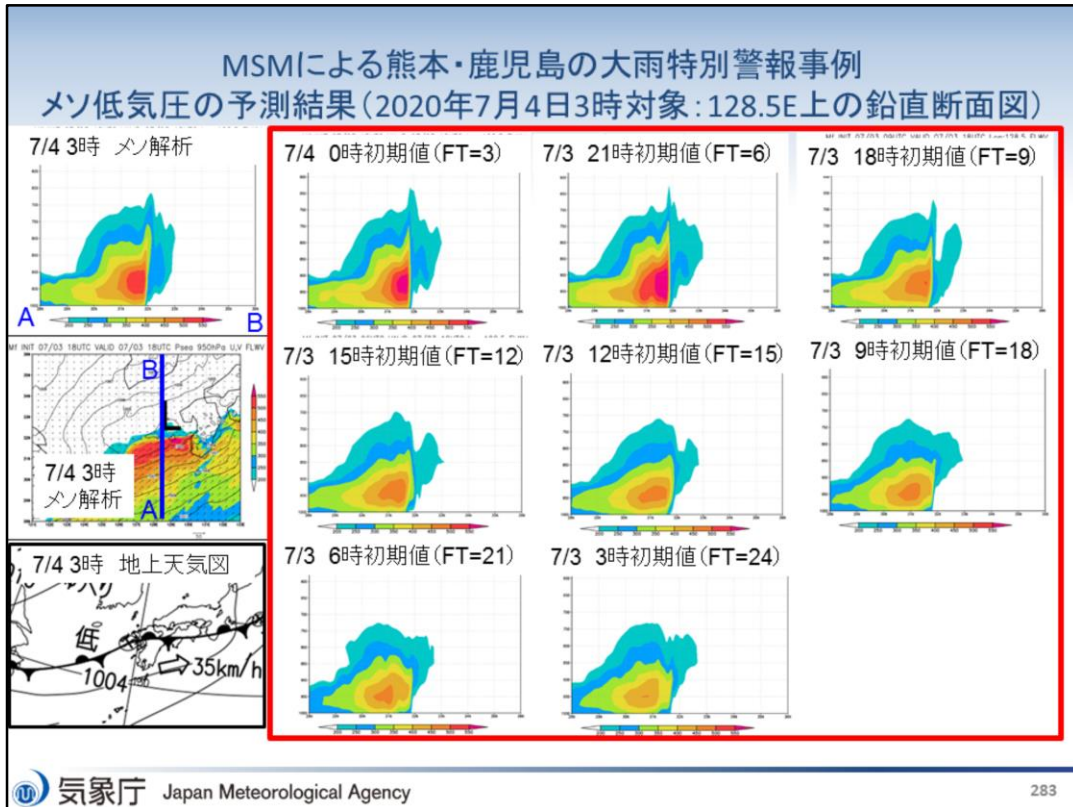
着目するメソ低気圧は、上段中央の青丸印のもので、局地解析、メソ解析共にSCATSAT散乱計海上風でも低気圧性循環が捉えられていて対応している様子が分かる。以上から、局地・メソ解析で表現されるメソ低気圧は、観測とも整合し、適切に解析されている。その低気圧はその後、九州に近づき、熊本・鹿児島県での大雨特別警報につながる線状降水帯による大雨をもたらした。また、上段中央では、もう一つ別のメソ低気圧があり、対応して南東象限で水蒸気フラックス量が増大し、その場所はメソ解析の水平風速の等風速線図の強風域、SCATSAT散乱計海上風にも対応している。それに伴って前3時間解析雨量でも九州南部に線状降水帯が見られる。

MSMによる熊本・鹿児島の大雨特別警報事例  
メソ低気圧の予測結果(2020年7月4日3時対象)



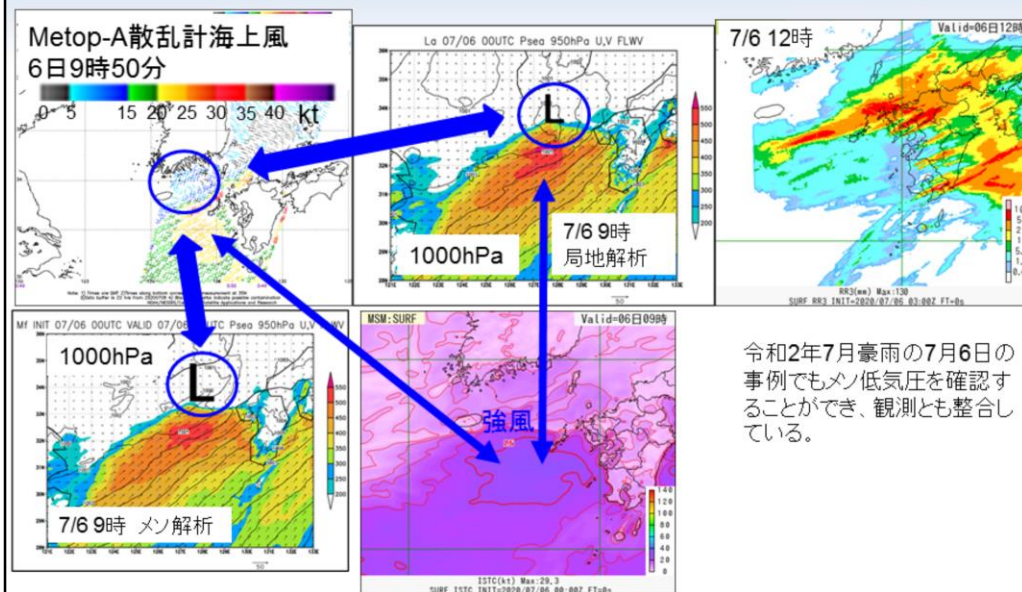
前スライドで対象とした2020年7月3日20時ころに東シナ海にあったメソ低気圧は、7月4日3時には、北九州の西海上まで移動し、熊本・鹿児島での大雨特別警報に至る豪雨をもたらした。このメソ低気圧がMSMではどのように予測されていたかについて、確認する。

左図は、7月4日3時のメソ解析の海面更正気圧、950hPaの風向風速(単位ノット)および水蒸気フラックス量(単位:gm-2s-1)を、左中図は、同日時の地上天気図を示している。メソ解析および地上天気図での低気圧の位置右側の赤枠内は7月4日3時を対象としたMSMの予測結果を示している。図の内容は、メソ解析の図と同じである。海面更正気圧の低い部分を「L」として表示していて、メソ低気圧に対応する。赤枠内の予測結果を確認すると、7月3日15時初期値予測までは、低気圧の位置が解析値に比べて、遅れ気味かつ位置が安定しない傾向が見られる。また、950hPaの水蒸気フラックス量も小さく、低気圧の中心示度も若干高い傾向が見られる。7月3日18時初期値予測以降は、解析値とほぼ同等の予測となっている。3.1.1項で述べたように、スナップショット的ではあるが、線状降水帯に対応する帯状の降水域が予測できるようになった初期値が、7月3日18時初期値予測以降であった。このことから、線状降水帯に対応する帯状の降水域の予測には、メソ低気圧の予測位置や水蒸気量の適切な予測が必要なが示唆される。



左上図は、7月4日3時のメソ解析の水蒸気フラックス量(単位:gm-2s-1)を、メソ低気圧の存在する東経128.5度線上の鉛直断面図として示したものである。左中図と左下図は、それぞれ前頁の7月4日3時のメソ解析と地上天気図である。また、赤枠内は7月4日3時を対象としたMSMの予測結果のメソ解析と同様の鉛直断面図を示す。赤枠内の予測結果を確認すると、7月3日15時初期値予測までは、水蒸気フラックス量は最大でも500gm-2s-1弱で、北緯32度付近での水蒸気フラックス量のコントラストもあまり明瞭でないが、7月3日18時初期値予測以降からは、水蒸気フラックス量は最大で500gm-2s-1を超えるようになり、水蒸気フラックス量のコントラストも解析値と同様に明瞭な予測となっている。この結果は、前頁のメソ低気圧の予測結果で示したように、線状降水帯に対応する帯状の降水域が予測できるようになった初期値が、7月3日18時初期値予測以降であったこと整合したものとなっている。

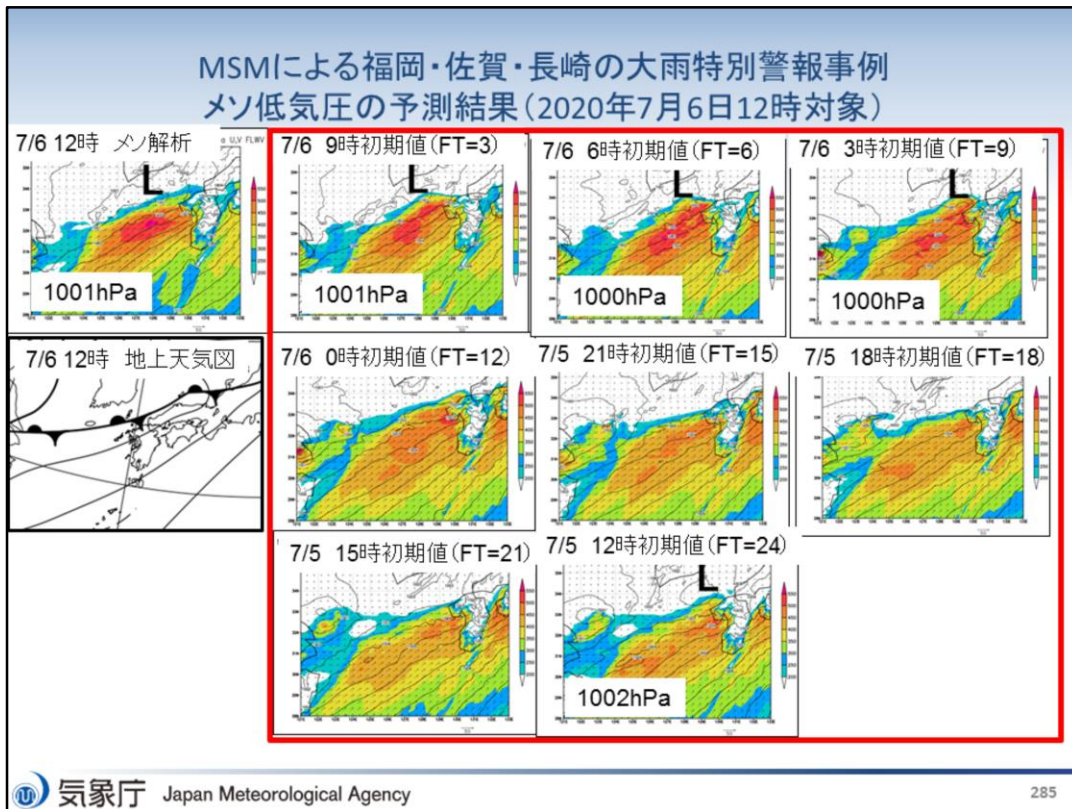
## 福岡・佐賀・長崎の大雨特別警報事例でのメソ低気圧



令和2年7月豪雨の7月6日の事例でもメソ低気圧を確認することができ、観測とも整合している。

続いて、福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例に関係するメソ低気圧に関して、局地解析およびメソ解析において、適切に解析されているか確認する。上段中央は7月6日9時(00UTC)の局地解析で海面更正気圧、950hPaの風向風速(単位ノット)および水蒸気フラックス量(単位:gm-2s-1)を示す。上段左図は、7月6日9時50分のMetop-A散乱計海上風データ、上段右図は、実況の前3時間解析雨量(7月6日12時(03UTC))である。また、下段左図は7月6日9時のメソ解析の海面更正気圧、950hPaの風向風速(単位ノット)および水蒸気フラックス量、下段中央は水平風速の等風速線図である。

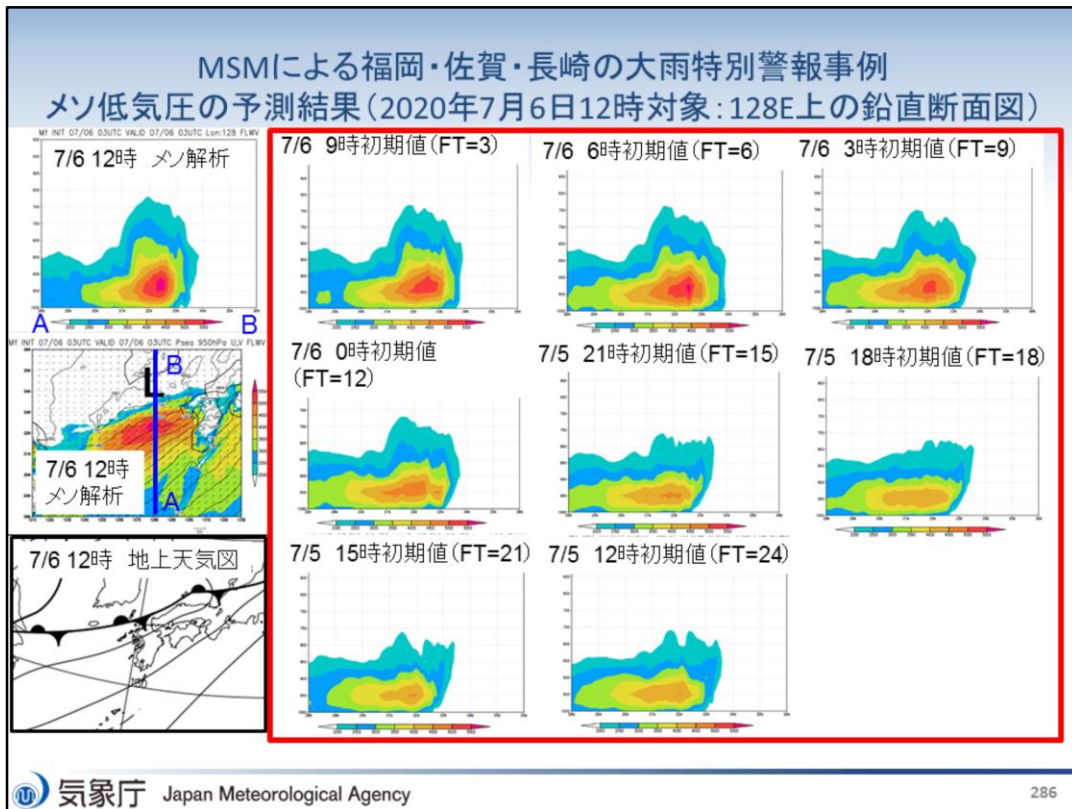
着目するメソ低気圧は、上段中央の青丸印のもので、局地解析、メソ解析共にMetop-A散乱計海上風でも低気圧性循環が捉えられていて対応している様子が分かる。その南側の強風域は、Metop-A散乱計海上風でも捉えられ、水蒸気フラックス量の極大域とも対応している。以上から、局地・メソ解析で表現されるメソ低気圧は、観測とも整合し、適切に解析されている。その低気圧はその後、九州北部に近づき、福岡・佐賀・長崎県での大雨特別警報につながる線状降水帯による大雨をもたらすことになる。それに伴って前3時間解析雨量でも九州北部中心に線状降水帯が見られた。



前頁で対象とした2020年7月6日9時ころに済州島付近にあったメソ低気圧は、7月6日12時には、北九州の西海上まで移動し、福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報に至る豪雨をもたらした。このメソ低気圧がMSMではどのように予測されていたかについて、確認する。

左図は、7月6日12時のメソ解析の海面更正気圧、950hPaの風向風速(単位ノット)および水蒸気フラックス量(単位: gm-2s-1)を、左中図は、同日時の地上天気図を示している。メソ解析および地上天気図の右側の赤枠内は7月6日12時を対象としたMSMの予測結果を示している。図の内容は、局地解析とメソ解析の図と同じである。海面更正気圧の低い部分を「L」として表示していて、メソ低気圧に対応する。赤枠内の予測結果を確認すると、7月6日3時初期値予測までは、低気圧が解析値に比べて、位置が安定しないあるいは低気圧の発生が確認できない傾向が見られる。また、950hPaの水蒸気フラックス量も小さい傾向が見られる。7月6日3時初期値予測以降は、解析値とほぼ同等の予測となっている。3.1.1項で述べたように、線状降水帯に対応する帯状の降水域が予測できるようになった初期値は、直近であった。このことから、熊本・鹿児島での大雨特別警報事例と同様に、線状降水帯に対応する帯状の降水域の予測には、メソ低気圧の予測位置や水蒸気量の適切な予測が必要なが示唆される。





左上図は、7月6日12時のメソ解析の水蒸気フラックス量(単位:  $\text{gm}\cdot\text{2s}\cdot\text{1}$ )を、メソ低気圧の存在する東経128度線上の鉛直断面図として示したものである。左中図と左下図は、それぞれ前頁の7月6日12時のメソ解析と地上天気図である。また、赤枠内は7月6日12時を対象としたMSMの予測結果のメソ解析と同様の鉛直断面図を示す。赤枠内の予測結果を確認すると、7月6日15時初期値予測までは、水蒸気フラックス量は最大でも $500\text{gm}\cdot\text{2s}\cdot\text{1}$ 弱となっているが、7月6日3時初期値予測以降からは、水蒸気フラックス量は最大で $500\text{gm}\cdot\text{2s}\cdot\text{1}$ を超えるような予測となっている。水蒸気フラックス量のコントラストが明瞭な予測にはなっていない点、熊本・鹿児島の大雨特別警報事例と異なっている。この結果は、前頁のメソ低気圧の予測結果で示したように、メソ低気圧として安定して予測できるようになった初期値が、7月6日3時初期値予測以降であったこと整合したものとなっている。

## まとめ

- 豪雨発生時の前線の南側では、下層900hPa付近で強風が見られる。また、それに伴い、メソ低気圧が形成される
- 令和2年7月豪雨の線状降水帯発生事例においてもMSMの予測結果からメソ低気圧が存在することを確認することができた
- 線状降水帯に対応する帯状の降水域の予測には、メソ低気圧の予測位置や水蒸気量の適切な予測が必要なことが示唆される

令和2年7月豪雨の線状降水帯発生事例でのメソ低気圧に関して、まとめた。

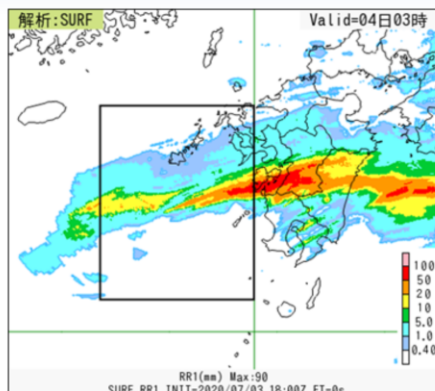


## 第3章 事例解析編

### 3.1.4 環境場

## 豪雨をもたらした環境場の違い(平成30年7月豪雨との比較)

豪雨をもたらした環境場について、気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックス量がどれくらい予測できていたかを確認するために、期間平均値の平均場からの差分について、GSMおよびMSMの鉛直プロファイルかつ予報時間(T)別に示し、平成30年7月豪雨と比較する。仕様は以下のとおり。



検証領域(矩形領域):  
127.5E-130.0E,30.5N-33.5N

- 平均場:MSM解析値の期間平均  
期間:2015年~2020年の7月上旬  
(7/1 0時~7/10 21時)  
GSM解析値の期間平均  
期間:2015年~2020年の7月上旬  
(7/1 3時~7/10 21時)
- 令和2年7月豪雨  
①2020年7月3日0時~4日21時  
MSM:7/3 0時~7/4 21時  
GSM:7/3 3時~7/4 21時  
②2020年7月6日00時~7日21時  
MSM:7/6 0時~7/7 21時  
GSM:7/6 3時~7/7 21時
- 平成30年7月豪雨  
2018年7月5日0時~8日21時  
MSM:7/5 0時~7/8 21時  
GSM:7/5 3時~7/8 21時

令和2年7月豪雨をもたらした環境場について、気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックス量がどれくらい予測できていたかを確認するために、期間平均値の平均場からの差分について、GSMおよびMSMの鉛直プロファイルかつ予報時間(T)別に示し、平成30年7月豪雨と比較する。検証領域は、九州で豪雨をもたらされていることから、その上流にあたる九州西海上の東経127.5度~130.0度、北緯30.5度~33.5度の矩形領域とした。平均場の期間と令和2年7月豪雨および平成30年7月豪雨の期間は以下に示すとおりである。

平均場:

MSM解析値の期間平均:2015年~2020年の7月上旬 (7/1 0時~7/10 21時)

GSM解析値の期間平均:2015年~2020年の7月上旬 (7/1 3時~7/10 21時)

令和2年7月豪雨

①2020年7月3日0時~4日21時: 熊本・鹿児島での大雨特別警報事例

MSM:7/3 0時~7/4 21時、GSM:7/3 3時~7/4 21時

②2020年7月6日00時~7日21時: 福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例

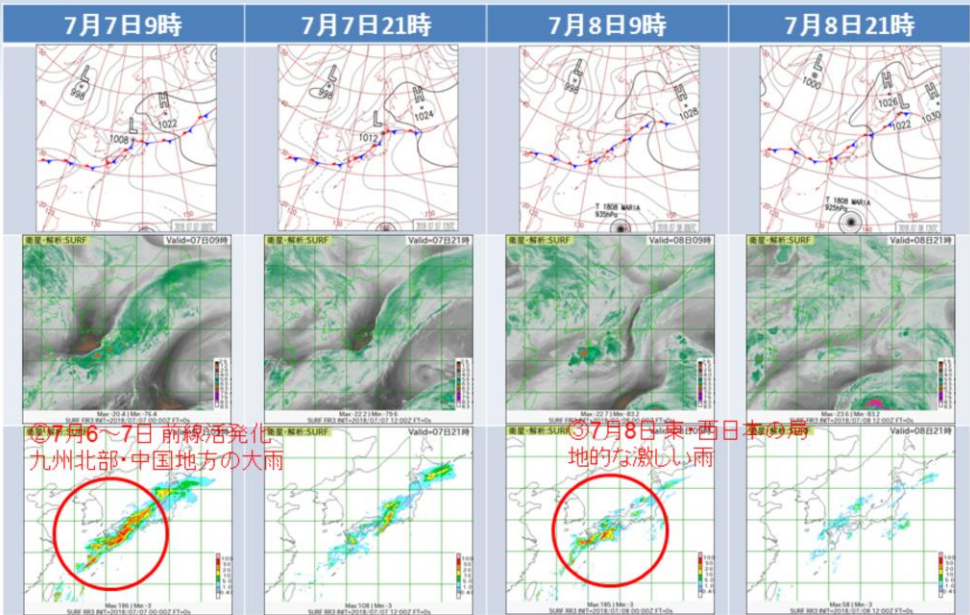
MSM:7/6 0時~7/7 21時、GSM:7/6 3時~7/7 21時

平成30年7月豪雨

2018年7月5日0時~8日21時

MSM:7/5 0時~7/8 21時、GSM:7/5 3時~7/8 21時

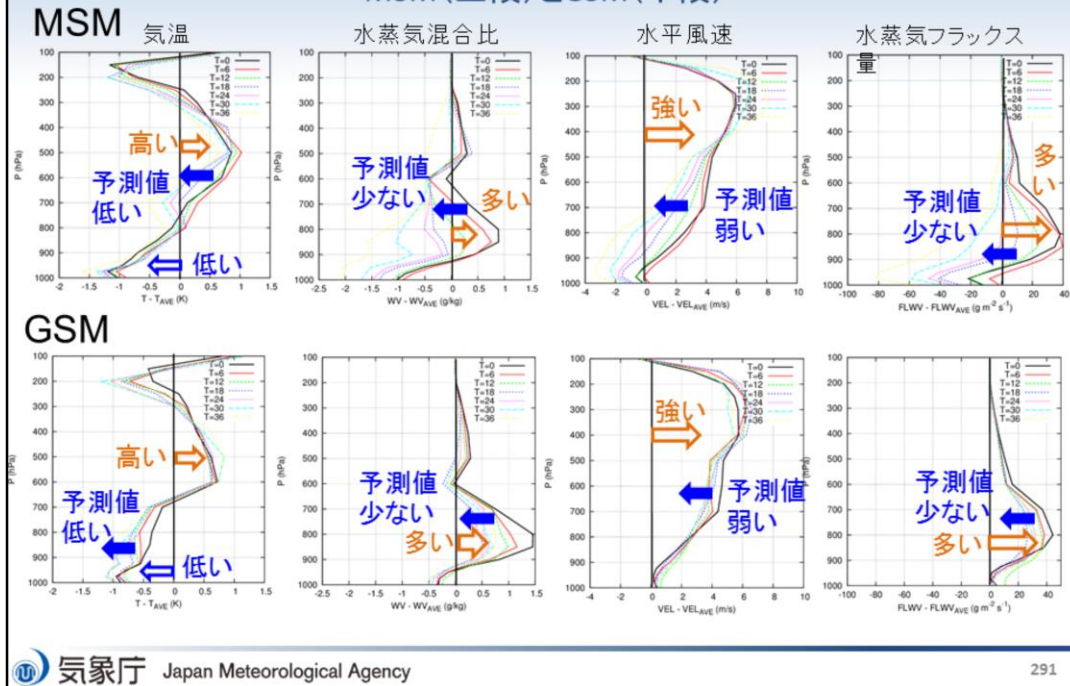
平成30年7月豪雨時の天気図とひまわり8号水蒸気画像、前3時間解析雨量時系列



※解析雨量とは、気象レーダーと、アメダス等の雨量計を組み合わせ、雨量分布を1km四方の細かさで解析したもの

比較対象とする平成30年7月豪雨の気象場を確認する。図は、平成30年7月豪雨時(2018年7月7日～8日)の地上天気図(上段)、ひまわり8号の水蒸気画像(中段)、前3時間解析雨量(下段)の9時から12時間毎の時系列図を示す。梅雨前線が華中から九州、北陸、東北地方を経て三陸沖に伸びている。令和2年7月豪雨時と気象場は大きく変わっていない。7月6日～7日にかけて、梅雨前線の活動が活発化し、九州北部や中国地方で大雨となった。また、7月8日は西日本から東日本にかけて局地的に激しい雨となった。

令和2年7月豪雨①の各要素の平均場からの差分鉛直プロファイル  
MSM(上段)とGSM(下段)



令和2年7月豪雨①熊本・鹿児島での大雨特別警報事例の気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックス量の平均場からの差分鉛直プロファイルをMSMおよびGSM別に示す。各グラフは令和2年7月豪雨①期間中の解析値(T=0)および6時間～36時間予測値(T=6～T=36)を示す。以下に特徴を示す。

①気温

- ・解析値および予測値共に300～700hPaまで平均場比で高く、700hPaより下層では低い

- ・MSMでは600～700hPaの予測値はT=6を除き、解析値に比べて低い

- ・GSMでは700hPaより下層の予測値が解析値に比べて低い

②水蒸気混合比

- ・解析値では700～900hPaで平均場比で多い

- ・MSMおよびGSM共に600～900hPaの予測値は解析値比で少なく、MSMで顕著

③水平風速

- ・解析値および予測値共に全層で平均場比で強い

- ・MSM予測値では、T=6を除き、500hPaより下層で解析値比で風速が弱い

- ・GSM予測値では、500～700hPaで解析値比で風速が弱い

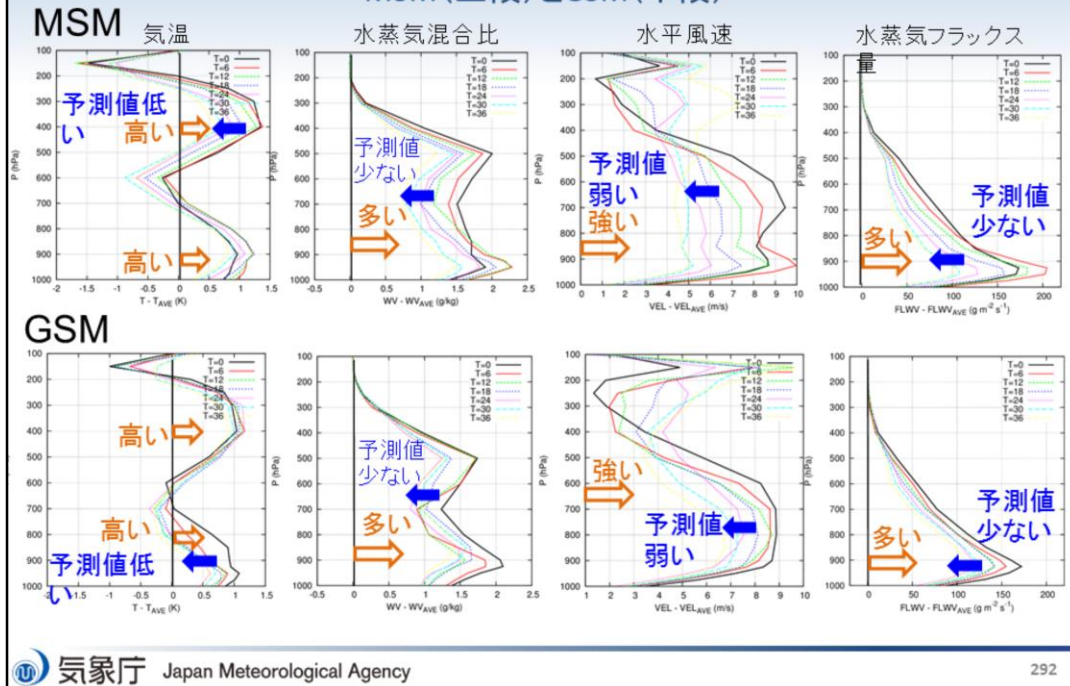
④水蒸気フラックス量

- ・解析値では600hPaより下層で平均場比で多い

- ・MSM予測値ではT=6を除き、600hPaより下層で解析値比で少ない

- ・GSM予測値では600～800hPaで解析値比で少ない

令和2年7月豪雨②の各要素の平均場からの差分鉛直プロファイル  
MSM(上段)とGSM(下段)



令和2年7月豪雨②福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例の気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックス量の平均場からの差分鉛直プロファイルをMSMおよびGSM別に示す。各グラフは令和2年7月豪雨②期間中の解析値(T=0)および6時間～36時間予測値(T=6～T=36)を示す。以下に特徴を示す。

①気温

- ・解析値および予測値共に300～500hPa、700hPaから下層で平均場比で高い
- ・MSMでは300～600hPaの予測値はT=6を除き、解析値に比べて低い
- ・GSMでは700hPaより下層の予測値が解析値に比べて低い

②水蒸気混合比

- ・解析値および予測値共にほぼ全層で平均場比で多い
- ・MSMおよびGSM共に400hPaより下層の予測値は解析値比で少ない

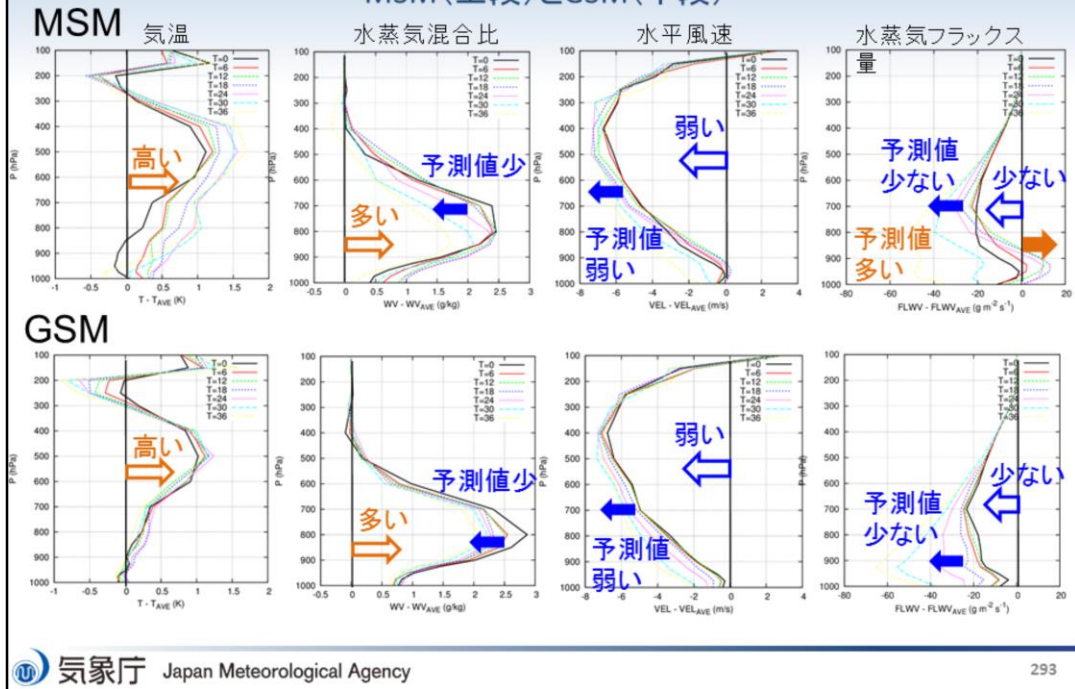
③水平風速

- ・解析値および予測値共に全層で平均場比で強い
- ・MSMおよびGSM予測値共に400hPaより下層で解析値比で風速が弱い傾向がある

④水蒸気フラックス量

- ・解析値および予測値共に全層で平均場比で多い
- ・MSMおよびGSM予測値で解析値比で少ない傾向がある

平成30年7月豪雨の各要素の平均場からの差分鉛直プロファイル  
MSM(上段)とGSM(下段)



平成30年7月豪雨の気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックス量の平均場からの差分鉛直プロファイルをMSMおよびGSM別に示す。各グラフは平成30年7月豪雨期間中の解析値(T=0)および6時間～36時間予測値(T=6～T=36)を示す。以下に特徴を示す。

①気温

- ・解析値および予測値共に300hPaから下層で平均場比で高い
- ・MSMでは300hPaから下層の予測値は、解析値に比べて高い

②水蒸気混合比

- ・解析値および予測値共に500hPaから下層で平均場比で多い
- ・MSMおよびGSM共に700～800hPa付近の予測値は解析値比で少ない

③水平風速

- ・解析値および予測値共に全層で平均場比で弱い
- ・MSM予測値では300～700hPaで解析値に比べて弱い傾向がある
- ・GSM予測値では400hPaより下層で解析値に比べて弱い傾向がある

④水蒸気フラックス量

- ・解析値および予測値共に全層で平均場比で少ない
- ・MSM予測値では、500～700hPaで解析値比で少なく、800hPaから下層で多い傾向
- ・GSM予測値では600hPaから下層で解析値比で少ない傾向がある



まとめ			
	令和2年7月豪雨 (熊本・鹿児島事例)	令和2年7月豪雨 (福岡・佐賀・長崎事例)	平成30年7月豪雨
気温	解析値,予測値共に300～700hPaで平均場比で高く、700hPaから下層で低い。	解析値,予測値共に300～500hPaおよび700hPaから下層で平均場比で高い。	解析値,予測値共に300hPaから下層で平均場比で高い。
水蒸気混合比	解析値は700～900hPaで平均場比で多い。 MSM,GSM共に600～900hPaの予測値は解析値比で少なく、MSMで顕著。	解析値,予測値共にほぼ全層で平均場比で多い。 MSM,GSM共に400hPaより下層の予測値は解析値比で少ない。	解析値,予測値共に500hPaから下層で平均場比で多い。 MSM,GSM共に700～800hPa付近の予測値は解析値比で少ない。
水平風速	解析値,予測値共に全層で平均場比で強い。 MSM予測値は、500hPaより下層、GSM予測値は、500～700hPaで解析値比で風速が弱い。	解析値,予測値共に全層で平均場比で強い。 MSM,GSM予測値共に400hPaより下層で解析値比で風速が弱い傾向がある。	解析値,予測値共に全層で平均場比で弱い。 MSM予測値は300～700hPa、GSM予測値は400hPaより下層で解析値比で弱い傾向がある。
水蒸気フラックス量	解析値では600hPaより下層で平均場比で多い。 MSM予測値は600hPaより下層、GSM予測値は600～800hPaで解析値比で少ない。	解析値,予測値共に全層で平均場比で多い。 MSM,GSM予測値で解析値比で少ない傾向がある。	解析値,予測値共に全層で平均場比で少ない。 MSM予測値は500～700hPaで解析値比で少なく、800hPaから下層で多い。GSM予測値は600hPaから下層で少ない傾向。

令和2年7月豪雨をもたらした環境場の違いについて、熊本・鹿児島事例と福岡・佐賀・長崎事例に分けた上で、平成30年7月豪雨と比較した。その結果を表にまとめた。以下に簡単に特徴を述べる。

令和2年7月豪雨の内、熊本・鹿児島事例については、水蒸気混合比が解析値,予測値共に700～900hPaで平均場より多い、福岡・佐賀・長崎事例では全層で平均場より多い、平成30年7月豪雨では、500hPaより下層で平均場より多いという違いが見られた。また、水平風速については、令和2年7月豪雨では解析値,予測値共に全層で平均場より強いのに対し、平成30年7月豪雨では全層で弱いという特徴が見られた。

解析値と予測値での比較では、700～900hPaあたりの中・下層を中心に解析値に比べて、予測値は水蒸気混合比は少ない、水平風速は弱い傾向が見られ、それを反映した形で水蒸気フラックス量も少なかった。



## 第3章 事例解析編

### 3.1.5 まとめと今後の予測精度改善へ向けての 取り組み

## 令和2年7月豪雨の数値予報結果のまとめ(その1)

- 熊本・鹿児島での大雨特別警報事例
  - 24時間最大降水量ガイダンスからみた大雨のポテンシャルはGSM、MSM共に実況で約600mmに対して、最大で400mm台の過小予測であった
  - モデルおよび3又は1時間最大降水量ガイダンスからみた線状降水帯に対応した帯状の降水域の予測
    - GSMは、モデル・ガイダンス共に実況の330mmに対して100mmを超過降水かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測することはできなかった
    - MSMは、モデル・ガイダンス共に12時間前の初期値の予測では鹿児島・熊本県境を中心に200mmを超過大雨かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測できたが、強雨のピークが持続(約9時間)する予測はできなかった
    - MEPSでは、15時間前の初期値の予測では位置は絞りこめないが、100mmクラスの大雨を含む帯状の降水域を予測するメンバーが増加した
    - LFMおよびLFMガイダンスでは、位置ずれは見られるものの9時間前から80mmを超過大雨を含む帯状の降水域が予測されていた
  - GSMとMSMの予測差は、積乱雲の発生のトリガーとなる下層シアラインの有無とそれに付随する中層の乾燥気塊の役割(対流を抑制するか積乱雲の発生環境の維持するか)の違いが大きい

3.1.1項から3.1.4項にかけて述べた、令和2年7月豪雨の数値予報結果について、このスライドを含む以下3枚のスライドにまとめた。


## 令和2年7月豪雨の数値予報結果のまとめ(その2)

- 福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例
  - 24時間最大降水量ガイダンスからみた大雨のポテンシャルはGSMは実況の約520mmに対して、最大で400mm弱の予測で、過小であった。MSMは、直近の初期値予測ほど大雨の極大域が実況に近い形で予測されていた。
  - モデルおよび3又は1時間最大降水量ガイダンスからみた線状降水帯に対応した帯状の降水域の予測
    - GSMは、モデルは過少、ガイダンスは実況の約170mmに対して100mmを越す降水を予測する初期値はあったが、線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測することはできなかった
    - MSMは、モデル・ガイダンス共に九州西海上の帯状の降水域は表現できていたが、ガイダンスでは九州北部中心の100mm近くの降水域が予測できた初期値はあったが、100mmを越す大雨を含む帯状の降水域の予測ができるようになったのは3時間前の初期値の予測からだった
    - MEPSでは、九州北部の帯状の降水域50mm以上かつ帯状の降水域に着目すると、予測できたのは、6時間前の初期値予測であった
    - LFMおよびLFMガイダンスでは、位置ずれは見られるものの9時間前から50mmを越す大雨を含む帯状の降水域が予測されていた

## 令和2年7月豪雨の数値予報結果のまとめ(その3)

- メソ低気圧
  - 令和2年7月豪雨の線状降水帯発生事例においてもMSMの予測結果からメソ低気圧が存在することを確認することができた
  - 線状降水帯に対応する帯状の降水域の予測には、メソ低気圧の予測位置や水蒸気量の適切な予測が必要なが示唆される
- 環境場
  - 解析値と予測値での比較では、700～900hPaあたりの中・下層を中心に解析値に比べて、予測値は水蒸気混合比は少ない、水平風速は弱い傾向が見られ、それを反映した形で水蒸気フラックス量も少なかった

## 今後の予測精度改善へ向けての取り組み

- 令和2年7月豪雨では、線状降水帯に関連する大雨の予測が以下の点で不十分
    - MSMやMSM3時間最大降水量ガイダンス等では200mmを越す大雨かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測できる場合はあったが、強雨のピークが持続する予測はできていない
    - 水蒸気量を集める役目を果たす、メソ低気圧の予測の不確実性
    - 700～900hPaの中・下層を中心に実況に比べて予測する水蒸気量が足りない
- 
- アメダスに湿度計を加えるなど、既存の観測の充実を図るとともに、気象研究所において、船舶における測位データを用いた観測など新たな水蒸気観測技術の研究を進める
  - 数値予報モデルの高解像度化
    - 線状降水帯を予測には、線状降水帯の発生に必要な水蒸気の流入量など、大気の状態を正確にとらえることが必要

今後の予測精度改善へ向けての取り組みについて述べる。

令和2年7月豪雨では、線状降水帯に関連する大雨の予測が以下の点で不十分であることが分かった。

- MSMやMSM3時間最大降水量ガイダンス等では200mmを越す大雨かつ線状降水帯に対応する帯状の降水域を予測できる場合はあったが、強雨のピークが持続する予測はできていない
- 水蒸気量を集める役目を果たす、メソ低気圧の予測の不確実性
- 700～900hPaの中・下層を中心に実況に比べて予測する水蒸気量が足りない

これらは、水蒸気量の予測が不十分であることに他ならない。

そのため、アメダスに湿度計を加えるなど、既存の観測の充実を図るとともに、気象研究所において、船舶における測位データを用いた観測など新たな水蒸気観測技術の研究を進めている。

これらの新たな水蒸気の観測成果を予測精度の向上に結びつけるために、観測データを数値予報システムに効果的に取り込むための技術開発が必要不可欠であり、数値予報モデルの高解像度化とあわせて検討している。

さらに、線状降水帯を予測するには、スーパーコンピュータを活用した予測技術の高度化に加えて、線状降水帯の発生に必要な水蒸気の流入量など、大気の状態を正確にとらえることが必要であり、これらの具体方策について検討を進めていく。

そして、交通政策審議会気象分科会提言「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」(2018年8月20日)で示された、半日前からの早め早めの防災対応等に直結するように予測精度の向上のための技術開発等を加速していく予定である。

## 参考文献

- 気象庁 2020a: 令和2年7月豪雨による大雨の状況について ～『災害をもたらした気象事例』に資料を掲載しました～, 報道発表資料, [https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20200811/jyun\\_sokuji20200703-0731.pdf](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20200811/jyun_sokuji20200703-0731.pdf).
- 気象庁 2020b: 「令和2年7月豪雨」の特徴と関連する大気の流れについて(速報), 報道発表資料, <http://www.jma.go.jp/jma/press/2007/31a/r02gou.pdf>.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 応用気象学シリーズ4. 朝倉書店, 187pp.



## 第3章 事例解析編

### 3.2 令和2年の台風の数値予報の結果

※以下のスライドの説明では、FTは予報時間(例:FT=6は6時間予報)、「～時」は日本時間、図中の「UTC」は協定世界時(例:9時は00UTC)を表す。

本節では、令和2年の3つの台風(台風第10号、台風第12号、台風第14号)について取り上げる。





## 第3章 事例解析編

### 3.2.1 台風第10号

台風第10号は、9月1日21時に小笠原近海で発生した。その後、発達し、4日3時には日本の南で非常に強い勢力へ発達した。6日から7日にかけて、非常に強い勢力を維持したまま、沖縄県の大東島地方から奄美地方を進み、九州地方に接近した。その後、北上を続けて7日9時頃に朝鮮半島に上陸した。8日3時に、中国東北区で台風は温帯低気圧に変わった。

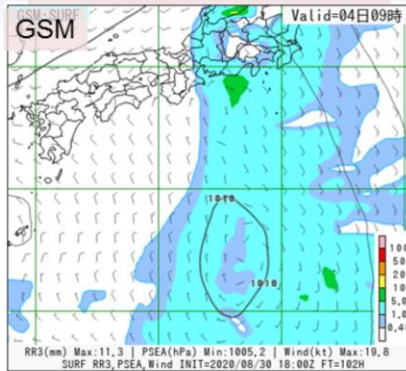
この台風は、2日時点で特別警報級(中心気圧930hPa以下、最大風速50m/s以上)の勢力まで発達し、6日から7日にかけて、奄美地方から西日本にかけて接近または上陸するおそれがあった(気象庁 2020a)が6日、鹿児島県に発表する見通しだった特別警報を中心気圧が発表基準に達する見込みではなくなったため見送った(気象庁 2020b)。

本節では、台風の進路予測や降水量予測などの数値予報結果を確認する。また、台風が特別警報級の勢力まで発達しなかった等、予測と実況の差異が生じていた。この考えられる要因について述べる。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により、考えられる要因が変わる可能性があることに留意願いたい。

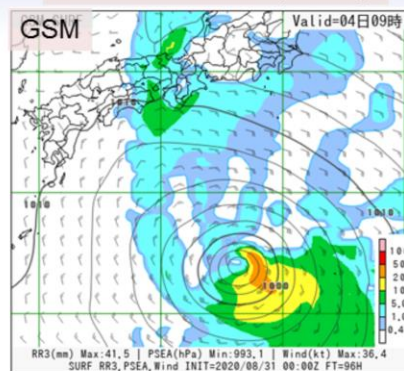
# 発生予測について

## 台風第10号の発生予測(2020年9月4日9時対象)

8月31日3時初期値 (FT=102)



8月31日9時初期値(FT=96)



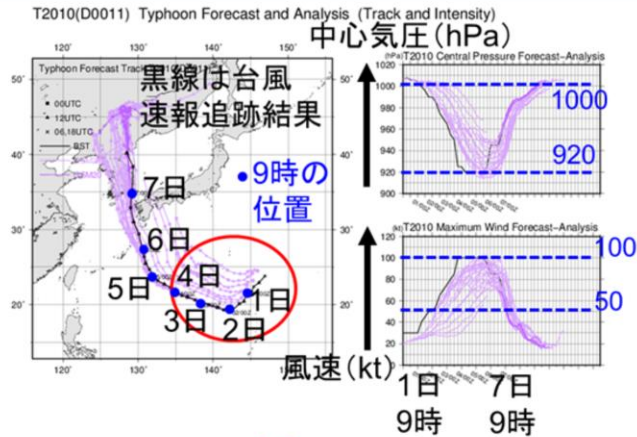
- ◎モデルでの発生基準  
低気圧性循環・閉曲線があつて34kt以上の風を対象
- ◎モデルで発生が確認できた初期値  
GSM 8月31日9時  
MSM 8月31日6時(図略)
- ◎台風解析での発生:9月1日21時

台風第10号について、GSMおよびMSMの発生予測結果について示す。2020年9月4日9時を対象として、台風の発生基準を低気圧性循環・閉曲線があつて、34kt以上の風を持っているかどうかで予測の有無を判断した。図はGSMで、発生予測の確認前の8月31日3時初期値の102時間予測、発生予測が確認できた31日9時初期値の96時間予測の結果を示す。黒の曲線は、海面更正気圧(hPa:2hPa毎)、風は矢羽根、塗りつぶしは前3時間降水量である。GSMやMSMは、実況に比べて、発生予測に関するリードタイム(台風が予測できた初期値日時に対して実際に台風が発生した日時までの期間とする)が約1.5日と短かった。

# 進路・強度予測について

# 台風発生当初を中心とした全球モデルの 進路・強度予測比較

## 台風第10号の全予測結果(GSM:紫)



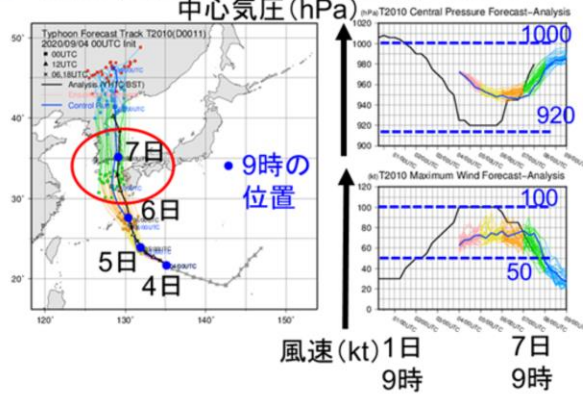
台風第10号の発生後、南西進した(赤丸)。この間のGSMの進路予測は西寄りで、実況とはズレがあった。進路予測が安定してきたのは、9月2日9時初期値の予測からだった。強度については、発生後、急激に発達したが、予測ではその遅延が見られた。

台風発生当初を中心とした進路・強度予測結果について示す。図は、台風第10号のGSMモデルの全予測結果を示す。台風発生後、南西進した(赤丸)が、この間のGSMの進路予測は西寄り(赤丸内の薄紫線)で、実況とはズレがあった。進路予測が安定してきたのは、9月2日9時初期値の予測からだった。強度については、発生後、急激に発達したが、予測ではその遅延が見られた。その後、5日～6日にかけて、920hPaを割る予測で時間差はあるものの解析に近かった。

## 北上期間中の全球アンサンブル予報(GEPS)の進路・強度予測 ～2020年9月4日9時初期値～

### 全球アンサンブル予報(GEPS)

T2010(D0011) Ensemble Typhoon Forecast (Track and Intensity) - 2020/09/04 00UTC -



2日9時以降の初期値予測では、6日9時までには全球モデル(GSM)は実況に近い進路を予測した。また、GSMは最も発達した時点で920hPaの予測であった(GSMは前頁図を参照)。全球アンサンブル予報(GEPS)も実況の進路を中心に分布する進路予測であった。九州西海上を北上するタイミングの予測(6日9時～7日9時を対象)では、4日9時初期値予測を中心にGSMやGEPSでは、台風の進行速度が遅くなるスローバイアスが見られた(1日3時～5日9時初期値予測で見られた: 赤丸を参照)。

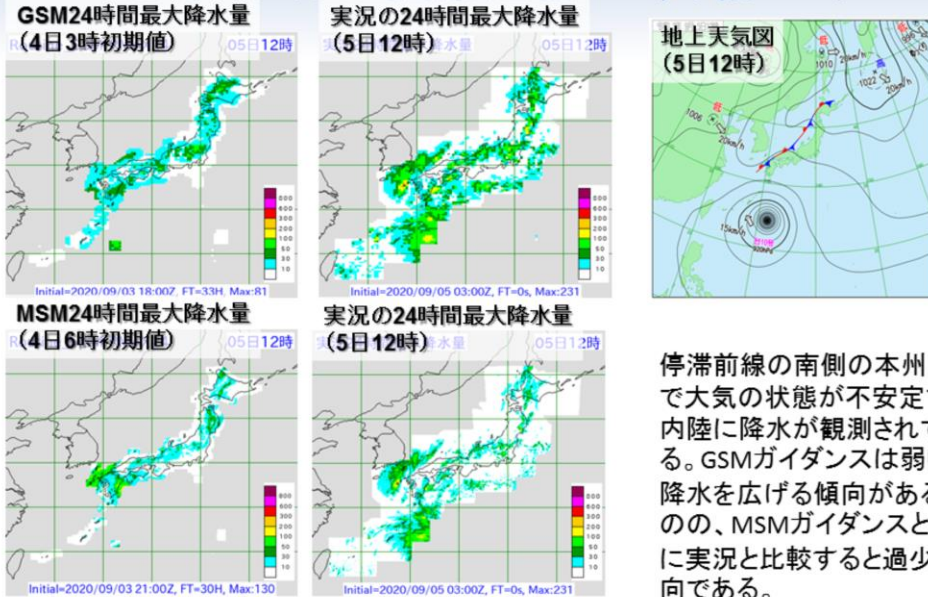
台風が北上を始めた2日9時初期値予測以降について述べる。

6日9時までの予測では、全球モデル(GSM)は実況に近い進路を予測した。強度予測では、GSMでは最も発達した時点で、920hPaの予測であった(GSMは前頁参照)。全球アンサンブル予報(GEPS)も実況の進路を中心に分布する進路予測、強度は浅い中心気圧を予測する結果であった。九州西海上を北上するタイミングの予測(6日9時～7日9時を対象)では、4日9時初期値を中心にGSMやGEPSでは、台風の進行速度が遅くなるスローバイアスが見られた。この傾向は、北上前であった1日3時初期値から5日9時初期値予測まで見られた。

# 降水量予測について

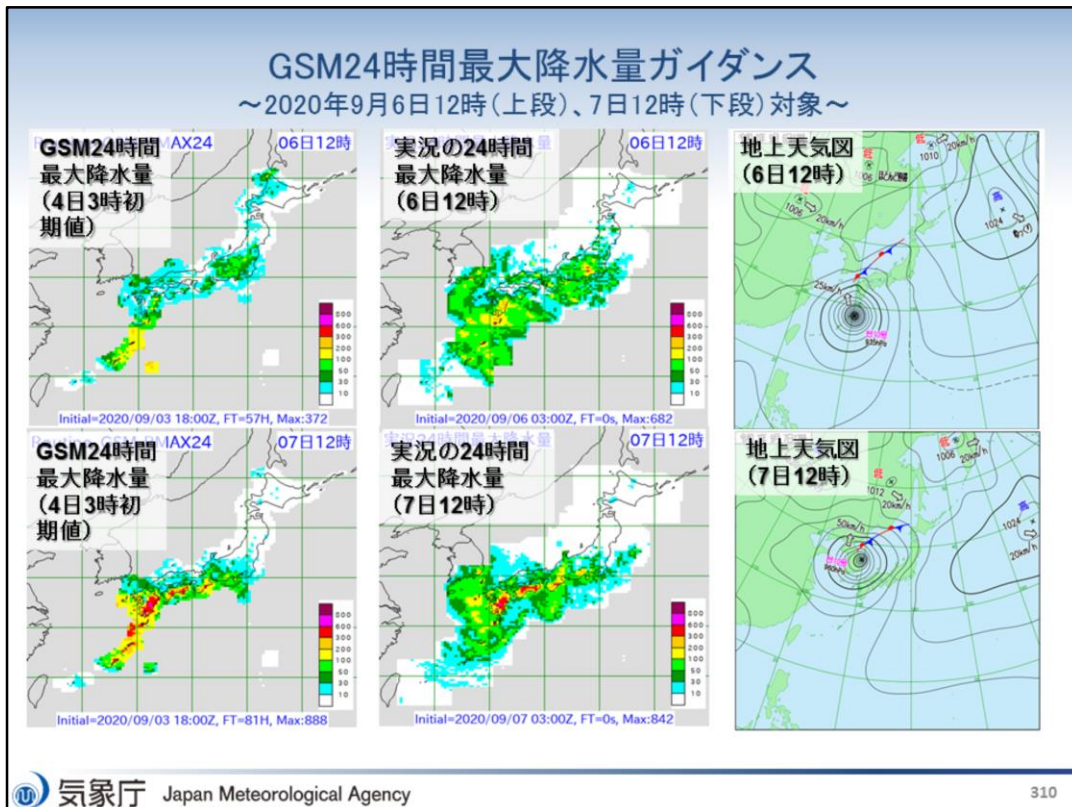
# 24時間最大降水量ガイダンス

～2020年9月5日12時対象(上段GSM、下段MSM)～

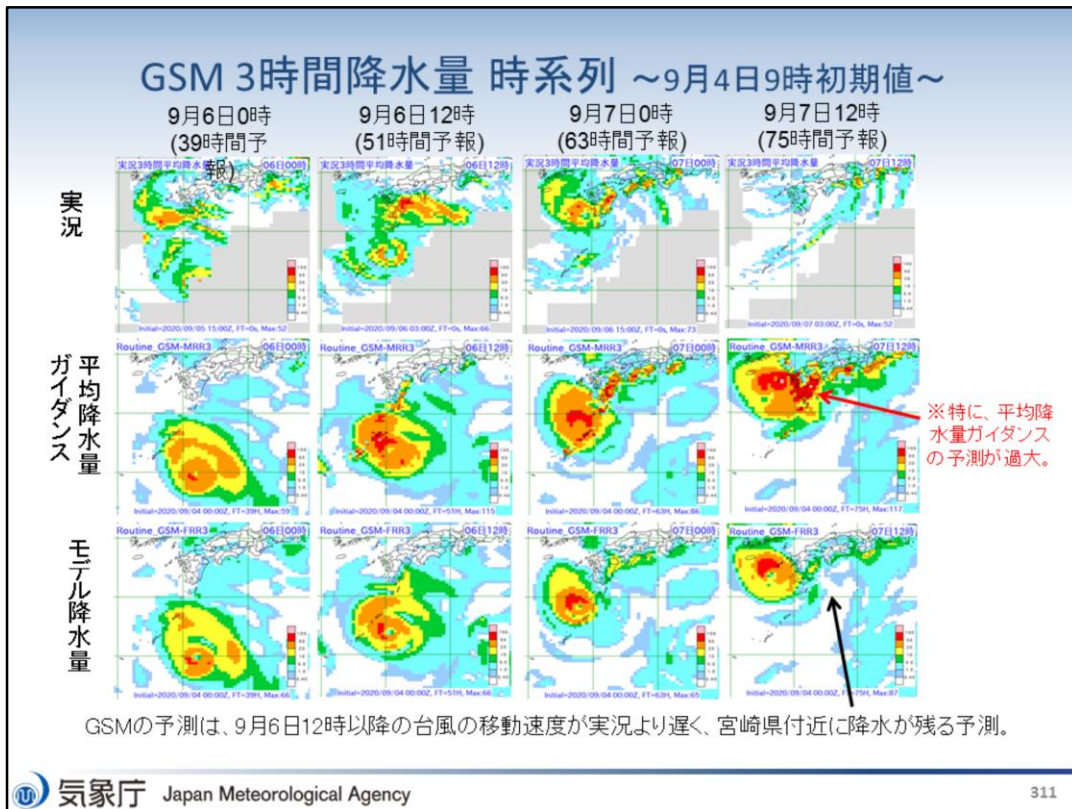


大雨のポテンシャルが予測できていたかという観点で、24時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、2020年9月5日12時を対象とした、上段がGSMで、左から順に9月4日3時初期値のガイダンスの結果と観測の20km格子最大24時間降水量および9月5日12時の地上天気図を示す。下段は、MSMで、左から順に9月4日6時初期値のガイダンスの結果と観測の5km格子最大24時間降水量を示す。降水量の単位はいずれもmm/24hである。台風が南西諸島に接近する前の予測では、停滞前線の南側の本州上で大気の状態が不安定で、内陸に降水が観測されている。GSMガイダンスは弱い降水を広げる傾向があるものの、MSMガイダンスとともに実況と比較すると過少傾向である。

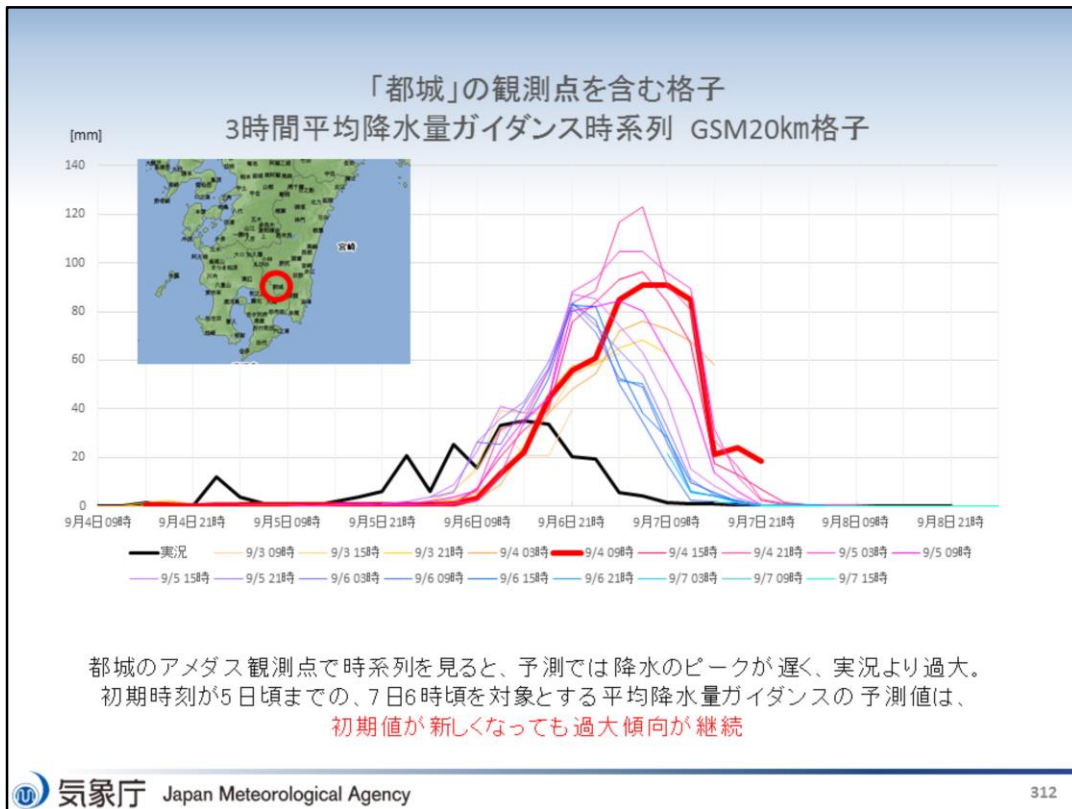




24時間最大降水量ガイダンスの結果(GSM)を示す。図は、上段が2020年9月6日12時を対象、下段が9月7日12時対象で、左から順に9月4日3時初期値のガイダンスの結果と観測の20km格子最大24時間降水量および9月6日12時、7日12時の地上天気図を示す。降水量の単位はいずれもmm/24hである。6日～7日については、台風の進路予測に進行速度の遅れ(スローバイアス)があった関係で、6日12時対象のガイダンスの結果は、実況に比べ、全体的に過少傾向が見られる。特に九州の南東斜面の吹き付けによる降水と奄美大島付近の降水が過少である。また、7日12時対象の予測では、九州、四国、紀伊半島の南東斜面の吹き付けによる降水に関して、ガイダンスが実況に近い傾向が見られるが、九州の西側や奄美大島から南西諸島にかけては過大である。



西日本～南西諸島を対象とした3時間降水量の時系列の結果を示す。図は、左から2020年9月6日0時、12時、9月7日0時、12時をそれぞれを対象とした、上段が観測の20 km格子3時間平均降水量、中段が9月4日9時初期値としたGSM3時間平均降水量ガイダンス、下段がGSMモデル3時間降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmm/3hである。GSMの予測が9月6日12時以降の台風の移動速度が実況より遅く、宮崎県付近に実況にはない降水が残る予測となっている。また、対応して、宮崎県付近を中心に平均降水量ガイダンスが過大となった。



宮崎県都城観測点を含む格子のGSM3時間平均降水量ガイダンスの時系列(9月4日9時～9月8日21時)の結果を示す。ガイダンスの予測結果は、9月3日9時初期値から9月7日15時初期値までを示し、赤太線は4日9時初期値、黒太線は実況、青線ほど最新初期値の予測結果となっている。予測では、降水のピークが遅く、実況より過大である。初期時刻が5日頃までの、7日6時頃を対象とする平均降水量ガイダンスの予測値は、初期値が新しくなっても過大傾向が継続している。

## まとめ

- GSMとMSMおよびGEPSの発生・進路・強度予測の比較
  - GSMやMSMでは、実況に比べて、発生予測に関するリードタイムが約1.5日と短かった
  - 台風は発生後、南西進したが、この間のGSMの進路予測は西寄り、実況とはズレがあった。進路予測が安定してきたのは、9月2日9時初期値の予測からだった
  - 強度は、発生後、急激に発達したが、予測ではその遅延が見られた。最低中心気圧(920hPa)については、気圧時間差はあるもののGSMで予測されていた
  - 九州西海上を北上する6日9時～7日9時を対象とする予測
    - 4日9時初期値を中心にGSMやGEPSでは、台風の進行速度が遅くなるスローバイアスが見られた。この傾向は、北上前であった1日3時初期値から5日9時初期値予測まで見られた

台風の進路・強度予測のまとめを示す。

## まとめ

### • 降水量予測について

#### – 24時間最大降水量ガイダンス

- 台風が南西諸島に接近する前の予測(5日)では、停滞前線の南側の本州上で大気の状態が不安定で、内陸に降水が観測されていたが、GSMガイダンスは弱い降水を広げる傾向があるものの、MSMガイダンスとともに実況と比較すると過少傾向が見られる
- 6日～7日については、台風の進路予測にスローバイアスがあった関係で、6日12時対象のガイダンスの結果は、実況に比べ、全体的に過少傾向が見られる。特に九州の南東斜面の吹き付けによる降水と奄美大島付近の降水が過少
- 7日12時対象の予測では、九州、四国、紀伊半島の南東斜面の吹き付けによる降水に関して、ガイダンスが実況に近い傾向が見られるが、九州の西側や奄美大島から南西諸島にかけては過大

#### – 3時間降水量(6日～7日:西日本～南西諸島を対象)

- GSMでは9月6日12時以降の台風の移動速度が実況より遅く、宮崎県付近に実況にはない降水が残る予測
- 宮崎県付近を中心に平均降水量ガイダンスが過大
- 宮崎県都城地点予測では、降水のピークが遅く、実況より過大。初期時刻が5日頃までの、7日6時頃を対象とする平均降水量ガイダンスの予測値は、初期値が新しくなっても過大傾向が継続

台風の降水量の予測のまとめを示す。

## 予測と実況の差異の 考えられる要因について

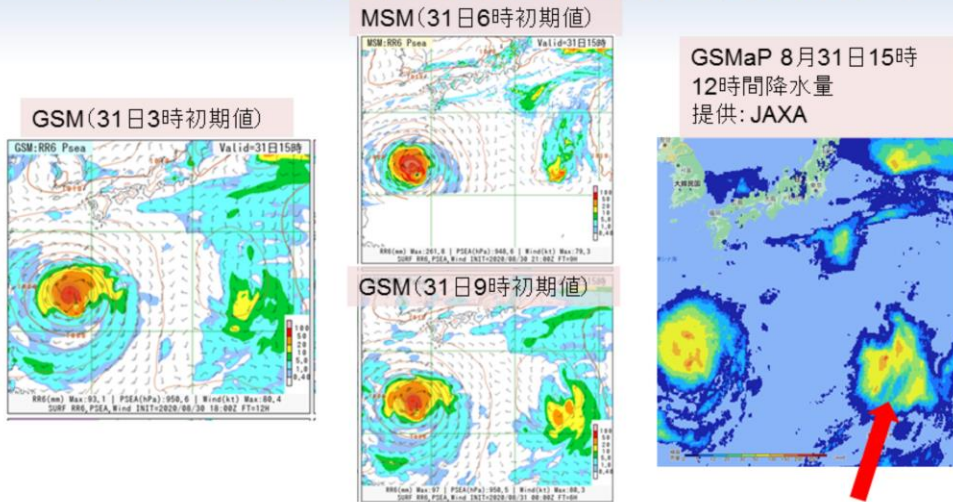
台風第10号は、比較的予測進路は安定していたが、発生予測や九州の西海上を北上する際の予測と実況に差異が生じた。その考えられる要因について述べる。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により、考えられる要因が変わる可能性があることに留意願いたい。

## 内容

- 台風発生予測のリードタイムが短かったと考えられる要因
- 台風の進路・強度予測
  - 9月6日～7日にかけて、九州の西海上で台風の進行速度が遅く予測された考えられる要因
  - 9月2日時点で特別警報級(中心気圧930hPa以下、最大風速50m/s以上)の勢力まで発達する予想であったのが、6日、中心気圧が発表基準に達する見込みではなくなった考えられる要因
- 降水量予測
  - 予測誤差が大きくなった要因

内容は、上記のとおりである。

## 台風発生予測のリードタイムが短かった考えられる要因 ～8月31日15時予測対象(海面更正気圧、前6時間降水量、風)～

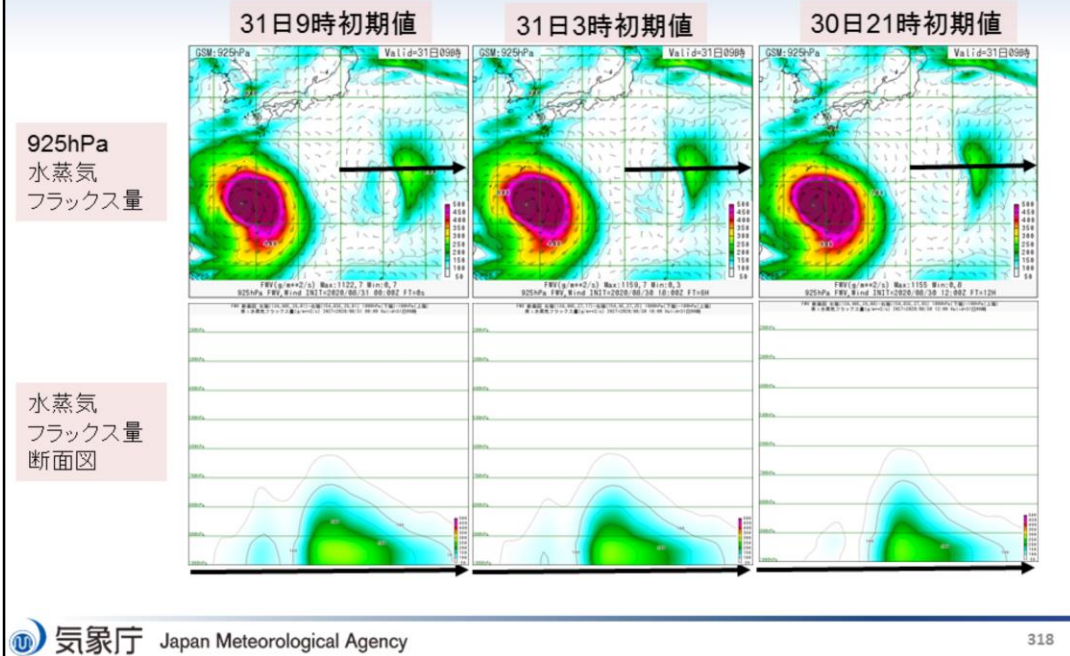


熱帯擾乱(のちの台風第10号)による降水は強いところで100～150mm/12hr以上の降水が表現されている。31日6時初期値MSMや31日9時初期値のGSMでは熱帯擾乱付近の降水量が多く、GSMaPの降水量に近いが、31日3時初期値GSMでは降水量が少ない。

全球・メソモデルの8月31日15時予測の結果(左から順にGSM(31日3時初期値)、中上段:MSM(31日6時初期値)、中下段:GSM(31日9時初期値))とGSMaP(JAXA:国立研究開発法人宇宙航空研究開発機構提供)による12時間降水量を示したものである。GSMaPでは、熱帯擾乱(のちの台風第10号)による降水は強いところで100～150mm/12hr以上の降水が表現されている。31日6時初期値MSMや31日9時初期値のGSMでは熱帯擾乱付近の降水量が多く、GSMaPの降水量に近いが、31日3時初期値GSMでは降水量が少ない。

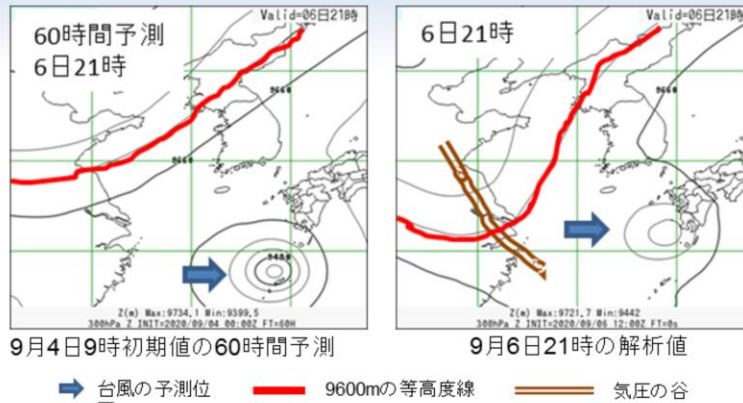


# 台風発生予測のリードタイムが短かった考えられる要因 ～8月31日9時を対象とする水蒸気フラックス量と風～



8月31日9時を対象とする925hPaの水蒸気フラックス量と風(上段)と将来台風第10号となる熱帯擾乱の黒矢印の鉛直断面図を下段に示す。擾乱に供給される水蒸気フラックス量は最新初期値ほど多くなっている。下層の水平風速の強まりと水蒸気量の増加に対応していると思われる。擾乱の東側、南風の領域だけでなく、擾乱の西側、北風の領域でも水蒸気フラックスが大きくなっている。このことから、台風発生予測のリードタイムが短かった考えられる要因は、以下の通りである。対象の擾乱予測において、主に下層の風の表現が弱いことで擾乱への水蒸気の供給が不十分となり、結果として少ない降水量予測が継続した。そのため、降水に伴う凝結熱の放出による低圧部の強化が進まず、示度が深まらず、台風発生に至らない予測が継続したため、台風発生予測のリードタイムが短くなったと考えられる。

九州の西海上で台風の進行速度が遅く予測された考えられる要因  
(300hPa高度場のGSM予測値と解析値の比較)

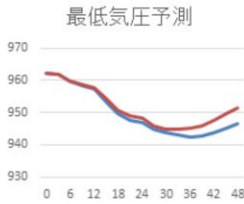


9月6日21時の解析値では、台風西側の気圧の谷が深まることにより加速しながら北上していたことがわかるが、4日9時初期値の予測では、気圧の谷が浅く予測され、台風北上の移動速度が遅かった。上層の気圧の谷が実況よりも浅く予測されたため、台風が上層の気圧の谷と相互作用するタイミングが遅れ、進行速度に遅れが生じたと考えられる。このような台風の進行速度のスローバイアスは、1日3時～5日9時の初期値からの予測で見られた。

九州の西海上で台風の進行速度が遅く予測された考えられる要因について、述べる。図は、9月6日21時を対象とした300hPa高度場のGSM予測値(9月4日9時初期値)と解析値を比較したものである。9月6日21時の解析値では、台風西側の気圧の谷が深まることにより加速しながら北上していたことがわかるが、4日9時初期値の予測では、気圧の谷が浅く予測され、台風北上の移動速度が遅かった。上層の気圧の谷が実況よりも浅く予測されたため、台風が上層の気圧の谷と相互作用するタイミングが遅れ、進行速度に遅れ(スローバイアス)が生じたと考えられる。このような台風の進行速度のスローバイアスは、1日3時～5日9時の初期値からの予測で見られた。

## 中心気圧が特別警報級の勢力に満たなくなった考えられる要因 (台風通過による海面水温低下の影響評価)

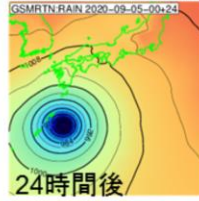
### 台風第10号の強度予測に関する感度実験



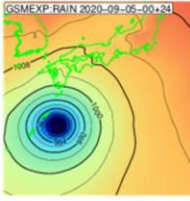
最低気圧予測の時系列  
(青線が現業モデル、赤線は感度実験)

横軸は予報時間、縦軸が気圧(hPa)

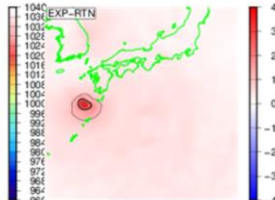
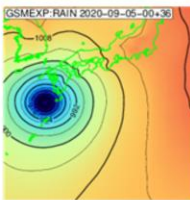
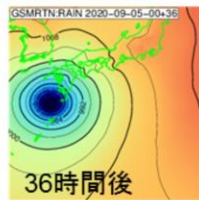
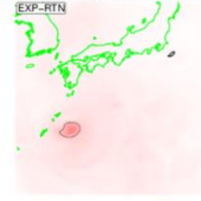
海面気圧(現業モデル)



海面気圧(実験)



差分



先行する台風第9号による海面水温低下を反映した海面水温に差し替えた実験では、台風の発達が止まるのが早い予測となった。最低気圧の差は、30時間予測まではほとんどなく、最盛期で数hPa程度だった。台風中心付近の気圧(台風の勢力)に差が若干見られたが、進行速度への影響は、ほとんどなかった。また、降水量ガイダンスへの影響もほとんどなかった(図略)。

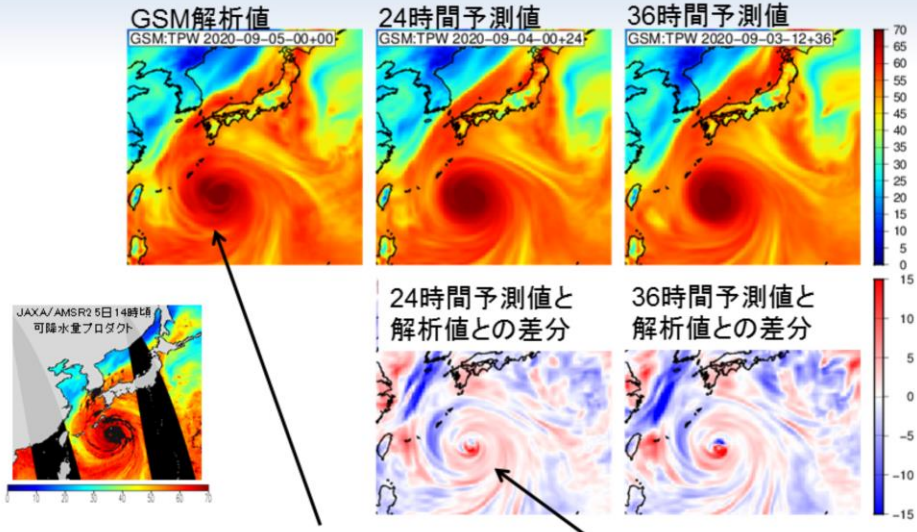
中心気圧が特別警報級の勢力に満たなくなった考えられる要因は、

1. 台風第9号通過による海面水温低下の影響
2. 乾燥空気の流入による影響

である。

まず、台風第9号通過による海面水温低下の影響について述べる。本スライドは、台風通過による海面水温低下の影響を評価するために、台風第10号の強度予測に関する感度実験を行った。図は、左から順に最低気圧予測の時系列を現業モデル(青線)、感度実験(赤線)で示したものの、5日9時初期値の現業モデルおよび感度実験の海面更正気圧(hPa)の24時間後、36時間後予測結果とその差分を示す。先行する台風第9号による海面水温低下を反映した海面水温に差し替えた実験(感度実験)では、台風の発達を止めるのが早い予測となった。最低気圧の差は、30時間予測まではほとんどなく、最盛期で数hPa程度だった。台風中心付近の気圧(台風の勢力)に差が若干見られたが、進行速度への影響は、ほとんどなかった。また、降水量ガイダンスへの影響もほとんどなかった。

中心気圧が特別警報級の勢力に満たなくなった考えられる要因  
 (可降水量の解析値と予測値の分布の比較検証(5日9時を対象))

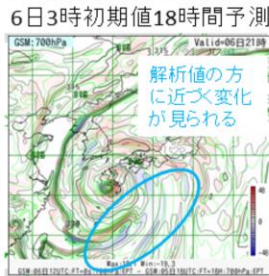
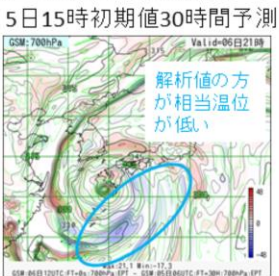
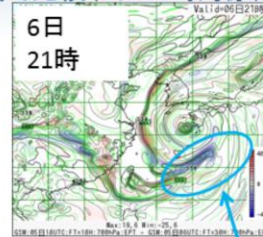
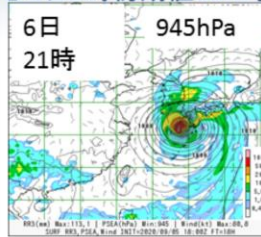
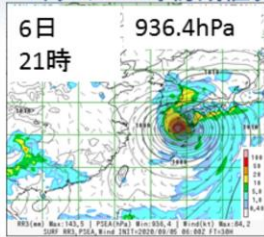


解析値に比べて予測値は、台風付近の可降水量が(特に中心付近で)多い。  
 予測値での台風の西側からの乾燥空気の流入の表現が弱い。

次に乾燥空気の流入による影響について、述べる。9月5日9時を対象とした可降水量の解析値と予測値の分布の比較検証を行った。図は、上段がGSM解析値、GSM24時間、36時間予測値を示し、下段は、解析値との差分を示している。下段左図は、参考として9月5日14時頃のJAXA/AMSR2の可降水量プロダクトを載せている。解析値に比べて予測値は、台風付近の可降水量が(特に中心付近で)多い。予測値での台風の西側からの乾燥空気の流入の表現が弱いことが分かる。台風中心付近での乾燥空気の流入の表現の違いにより、台風強度予測に影響をもたらしたことが考えられる。

## 中心気圧が特別警報級の勢力に満たなくなった考えられる要因 (台風の強度変化)

9月5日15時初期値および6日3時初期値GSM予測で比較(6日21時対象)



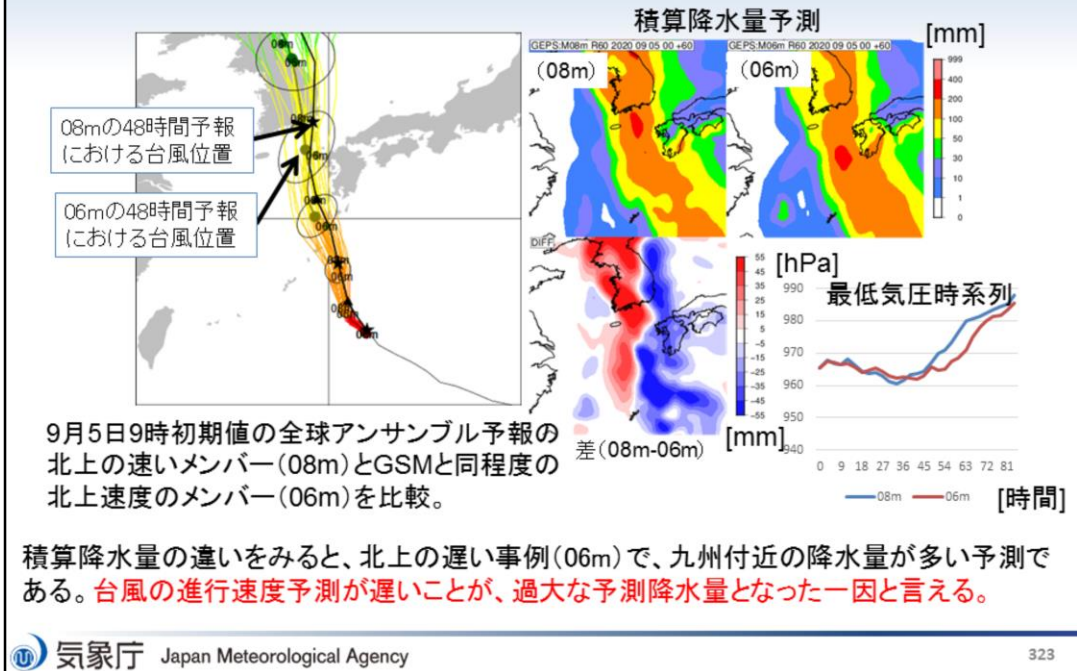
700hPa相当温位の差分  
(6日3時初期値-5日15時初期値)  
新初期値からの予測の方が相当温位が低い

6日3時初期値で、台風後面の中層付近の乾燥気塊の、台風中心付近への流入が強化された。このことにより、予測の台風強度を弱める方向に働いたことが考えられる。

700hPa相当温位の差分 (6日21時解析値-6日3時初期値18時間予測)  
(6日21時解析値-5日15時初期値30時間予測)

9月6日21時を対象とした9月5日15時初期値予測(上段左図:海面更正気圧(hPa)、降水量(mm)、風)および9月6日3時初期値予測(上段中図)のGSMで比較したものである。上段右図は、9月6日3時初期値と9月5日15時初期値予測の700hPa相当温位の差分を示す。また、下段は、上段の予測の700hPa相当温位の解析値との差分を示す。6日初期値の方が中心気圧が浅くなり、約10hPaの差が生じた。そして、上段右図の700hPa相当温位の差分から台風の南側では、新初期値からの予測の方が相当温位が低いことが分かる。この部分は下段の結果より新初期値からの予測が解析値に近いことが分かる。このことから、6日3時初期値で台風後面の中層付近の乾燥気塊の、台風中心付近への流入が強化された。大気中層の乾燥大気の流入は、潜在不安定を維持する役割もあり、結果として積乱雲発生環境を維持する役割を持つ。一方で積乱雲の発生を抑制する役割も持つ(吉崎・加藤 2007)。後者により、予測の台風強度を弱める方向に働いたことが考えられる。

# 降水量予測の誤差が大きくなった要因について



降水量予測の誤差が大きくなった要因については、以下の2点が考えられる。

1. 台風の進行速度予測が遅いこと
2. 台風時の降水量ガイダンスの特性

最初の要因について、述べる。図は、9月5日9時初期値の全球アンサンブル予報(GEPS)の北上の速いメンバー(08m)とGSMと同程度の北上速度のメンバー(06m)を比較したもので、左図はそれぞれの48時間後の台風予測位置、右図はメンバー08mと06mの積算降水量予測とその差を示す。差については、青色ほど北上の速いメンバーの方が積算降水量が少ないことを示す。一番右の図が、メンバー08m(青線)と06m(赤線)の中心気圧の最低気圧時系列を示す。九州に着目して積算降水量の違いをみると、北上の速い08mの方が積算降水量が少ないことから、北上の遅い事例(06m)で、九州付近の降水量が多い予測である。台風の進行速度予測が遅いことが、過大な予測降水量となった一因と言える。

## 降水量予測の誤差が大きくなった要因について (ガイダンス雨量予測精度の検証結果より)

- 台風事例と非台風事例で、ガイダンスによるモデル予測雨量の補正の性能に違いがある。ガイダンスは、非台風事例では適切に雨量を補正できるが、台風事例では過大に補正する。特に、台風付近の風や水蒸気の強い移流による地形性降水は、過大になる傾向にある。
- ガイダンスの統計関係は、気象場による分類はしていないため、事例数の多い非台風事例で最適化される。このため、現在のガイダンスの手法(説明変数による統計的な補正)では、台風事例で見られる非常に湿った・強い下層風に対してモデル予測雨量を過大に補正する。

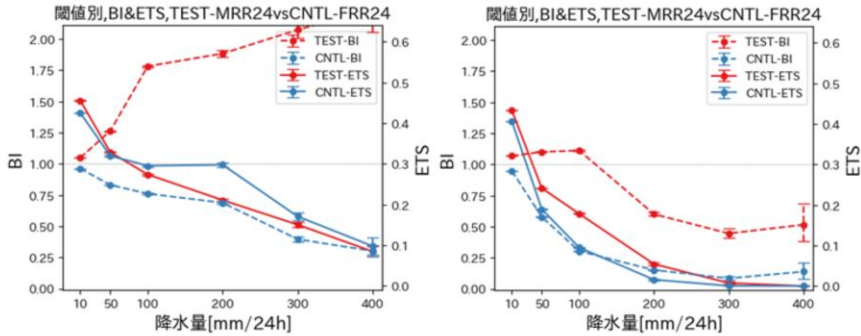
台風時の降水量ガイダンスの特性について、述べる。

台風事例における降水量ガイダンスは、水蒸気の強い移流による地形性降水や非常に湿った強い下層風に対してモデル予測降水量を過大に補正する。このことは、台風第10号の降水量予測のところで述べたことと整合する結果となっている。

# 降水量予測の誤差が大きくなった要因について GSM24時間平均降水量ガイダンスの精度検証結果 (2018, 2019年)

【台風事例】

【非台風事例】



ガイダンスは10mm,50m/24hはモデルより予測頻度が高いが、100mm/24h以上はモデルよりも予測頻度が高い。予測精度は50mm/24h以下を除いて低い。

ガイダンスは200mm/24h以上の大雨で予測頻度の補正が不足。100mm/24h以下で、ガイダンスはモデルの予測頻度の過少傾向を適切に補正し、予測精度を改善。

TEST: 24時間平均降水量ガイダンス  
CNTL: モデル24時間降水量

例として、GSM24時間平均降水量ガイダンスの2018年と2019年の精度検証の結果を示す。図はモデル24時間降水量(青)、24時間平均降水量ガイダンス(赤)のエクイタブルスレットスコア(実線: 値が大きいほどスコアが良い)とバイアススコア(点線: 値が1の場合、観測と予測の頻度が同等であることを示す)で、左図が台風事例、右図が非台風事例である。台風事例では、ガイダンスは10mm,50m/24hはモデルより予測頻度が高いが、100mm/24h以上はモデルよりも予測頻度が高い。予測精度は50mm/24h以下を除いて、ガイダンスはモデル予測と比べると低い。非台風事例では、ガイダンスは200mm/24h以上の大雨で予測頻度の補正が不足しているものの100mm/24h以下で、ガイダンスはモデルの予測頻度の過少傾向を適切に補正し、予測精度が改善されている。



## 予測と実況の差異の考えられる要因についてのまとめ

### 【発生予測に関するリードタイムが短かった考えられる要因】

- 対象擾乱周辺の主に下層の風の表現が弱いことで、擾乱への水蒸気の供給が不十分であったことである

### 【九州の西海上で台風の進行速度が遅く予測された考えられる要因】

- 上層の気圧の谷が実況よりも浅く予測されたため、台風が上層の気圧の谷と相互作用するタイミングが遅れ、進行速度が遅れがでた。台風の予測誤差の考えられる要因は、上層の気圧の谷の予測誤差である

### 【中心気圧が特別警報級の勢力に満たなくなった考えられる要因】

#### ◎ 台風第9号通過による海面水温低下

- 最新のSSTを初期値に利用した実験結果から、台風中心付近の気圧に差(最盛期で数hPa)が見られたが、実況との差を全て説明できるものではなかった。SSTの違いによる進行速度への影響は、ほとんどなく、ガイダンスの雨量予測への影響も、ほとんどなかった

#### ◎ 乾燥空気の流入による影響

- 可降水量の解析値と予測値の比較検証から、予測値では、解析値や衛星観測に比べ、乾燥空気の流入が不十分であり、台風は勢力を維持した状態で北上することになっていた。台風中心付近での乾燥空気の流入の表現の違いにより、台風強度予測に影響をもたらしたことが考えられる
- 9月5日15時初期値および6日3時初期値GSMの台風強度予測比較から、6日初期値の方が中心気圧が浅くなり、約10hPaの差が生じた。その要因は、台風後面の中層付近の乾燥気塊の、台風中心付近への流入の強化であったことが考えられる

予測と実況の差異の考えられる要因について、まとめた。

## 予測と実況の差異の考えられる要因についてのまとめ

### 【降水量予測の誤差が大きくなった要因】

過大な予測雨量の主要因は、上層の気圧の谷の予測誤差(気圧の谷が浅い)により、台風の北上速度が遅く予測されたことと、ガイダンスによる過大補正である。

前者は、全球アンサンブル予報の進行速度に違いのあるメンバー間の比較から、台風の進行速度が遅い場合に雨量予測が多くなることにより示した。

後者は、現在のガイダンスの手法(説明変数による統計的な補正)では、台風事例で見られる非常に湿った、強い下層風に対してモデル予測雨量を過大に補正する特性によるものである。

## 課題のまとめと今後の対策

- 台風第10号の発生予測、進路予測、降水量予測の課題について
    - 実況に比べて、発生予測に関するリードタイムが約1.5日と短かった
    - 進路予測について、進行方向の予測誤差は小さかったが、実況より遅い進行速度の予測で誤差が大きかった
    - ガイダンスによるモデル降水量予測の修正が過大であった
- 1項目目の考えられる要因は、対象擾乱周辺の主に下層の風の表現が弱いことで擾乱への水蒸気の供給が不十分であったこと。2および3項目目の考えられる要因は、上空の気圧の谷が浅く予測され、台風の北上速度が遅くなったことである。進行が遅い誤差傾向(スローバイアス)が出た事例であった。また現行の降水量ガイダンスの台風などの顕著現象での予測限界が見られた事例であった。海面水温の台風予測への影響はあるものの限定的であった。
- 今後の対策について
    - 台風進路予測の精度改善に向けた技術開発
    - 降水量ガイダンスの改良に向けた技術開発
    - プロダクト利用者に対して、現行の降水量ガイダンスの特性や検証結果を解説し、利用上の留意点について注意喚起する

課題のまとめと今後の対策について、述べる。台風第10号の発生予測については、実況に比べて、発生予測に関するリードタイムが約1.5日と短かった。進路予測については、進行方向の予測誤差は小さかったが、実況より遅い進行速度の予測で誤差が大きかった。また、ガイダンスによるモデル降水量予測の修正が過大であった。今後の対策として、積雲対流パラメタリゼーションの改良や水平格子間隔の高解像度化、観測データの更なる利用などの台風進路予測の改善に向けた技術開発が上げられる。また、降水量ガイダンスでは、モデル降水量の寄与量に比べて、地形性上昇流と比湿、湿潤層の厚さに関係する説明変数や可降水量と850hPa風速、上昇流に関係する説明変数の寄与が支配的となっている。これらの説明変数は通常時も台風時も使われており、通常時に最適化された係数が台風時に利用されることが多く、適切な補正が困難である。そのため、短期的にはモデル降水量に比べて寄与が大きい説明変数への対応するなどの降水ガイダンスの改良に向けた技術開発を進めていく必要がある。中長期的には説明変数そのものを抜本的に見直す必要も出てくる可能性もある。また、統合型ガイダンス(2.6節を参照)を活用する方法も考えられる。さらに、プロダクト利用者に対して、現行の降水量ガイダンスの特性や検証を解説し、利用上の留意点について注意喚起する必要がある(1.8節を参照)。



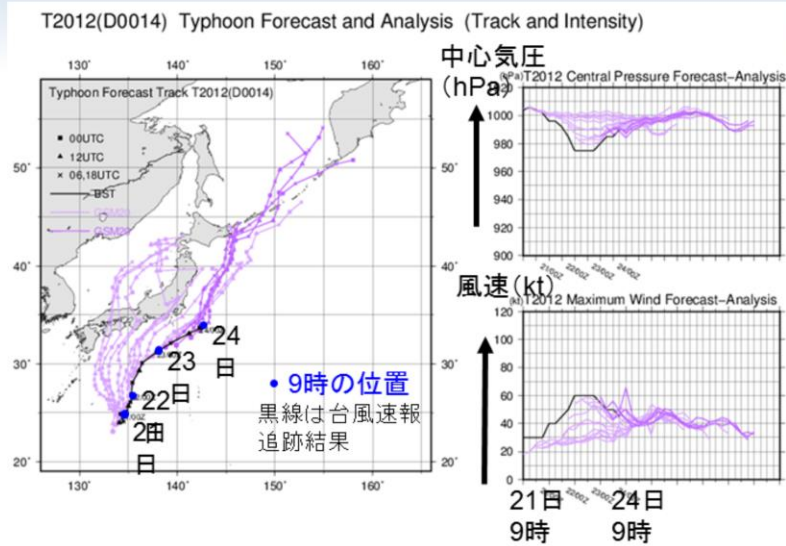
## 第3章 事例解析編

### 3.2.2 台風第12号

台風第12号は、9月21日12時に日本の南で発生し、その後北上し、23日に伊豆諸島の南を通過し、9月24日15時に関東の東で温帯低気圧に変わった。

この台風は、発生当初から西日本に上陸して、日本海へ進む予測となる等、予測誤差が大きかった。本節では、台風の進路予測の数値予報結果を確認するとともに、予測誤差の考えられる要因に関して述べる。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により、考えられる要因が変わる可能性があることに留意願いたい。

# 全球モデルGSMによる台風第12号の予測



当初、GSMは台風を北上させて、日本に上陸し、日本海に進む予測。  
実況との誤差が大きかった。

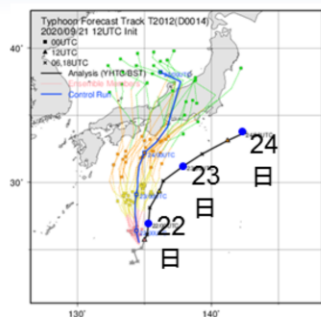
台風第12号のGSMモデルの全予測結果(薄紫線)を示す。黒線は台風速報追跡結果である。台風発生初期のGSMは、台風を北上させて、日本に上陸し、日本海に進む予測で、実況との誤差が大きかった。

## 全球アンサンブル予報システムによる 台風第12号の進路予測

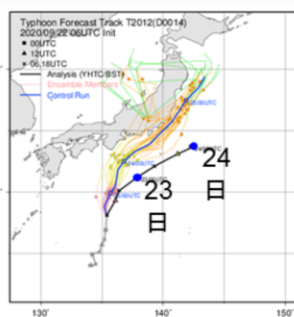
9/21 21時 初期値

9/22 15時 初期値

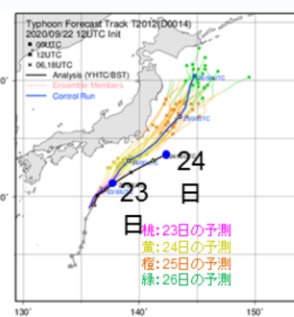
9/22 21時 初期値



桃: 22日の予測  
黄: 23日の予測  
橙: 24日の予測  
緑: 25日の予測  
水色: 26日の予測



桃: 23日の予測  
黄: 24日の予測  
橙: 25日の予測  
緑: 26日の予測



● 9時の位置

図中の黒線: 台風速報追跡結果

図中の青線: コントロールラン

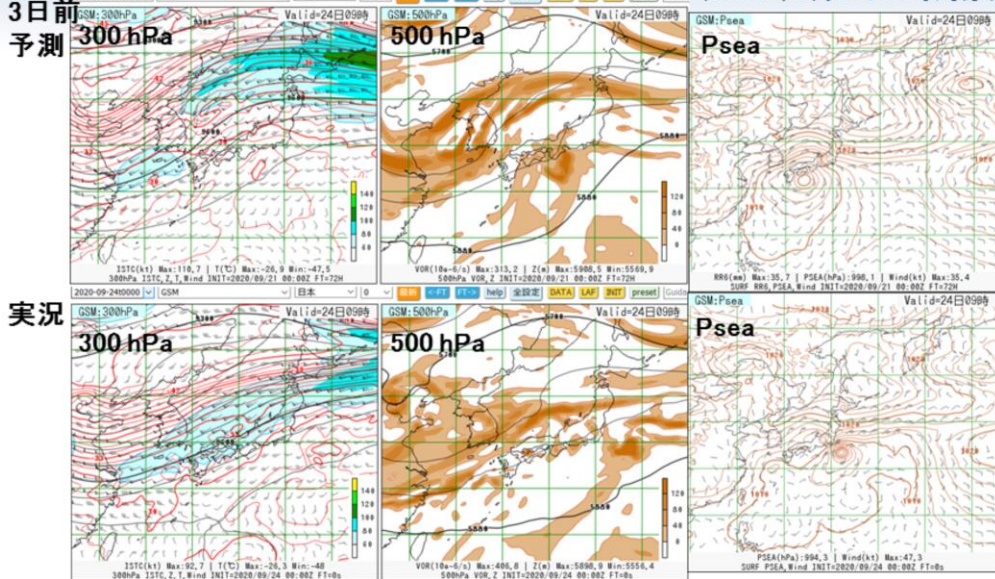
9/21 21時～9/22 9時初期値では多数のメンバーで台風が日本に上陸し、日本海に進む予測であった。その後、9/22 21時初期値では全メンバーで台風が日本の南を進む予測に変わった。

全球アンサンブル予報システム(GEPS)による台風第12号の進路予測(9月21日21時～9月22日21時)の結果を示す。GSMだけではなく、GEPSにおいても台風発生初期は多数のメンバーで台風が日本に上陸し、日本海に進む予測であった。その後、9月21日21時初期値では全メンバーで台風が日本の南を進む予測に変わった。

# 日本の南を進む予測に変わった考えられる要因

全球モデル(GSM)による上空の気圧の谷と尾根を含む偏西風の予測

(2020年9月24日9時対象)



台風第12号が日本に上陸し、日本海に進む予測から日本の南を進む予測に変わった考えられる要因について述べる。台風が関東の南東海上にある2020年9月24日9時を対象として、3日前(9月21日9時)初期値の予測(上段)と実況(下段)の比較を行った。左図が300hPaの等風速線(塗りつぶし:60kt以上が薄水色、80kt以上が水色)、高度(黒線)、気温(°C:赤線)および風(kt:矢羽根)、中央図が500hPaの高度(黒線)や相対渦度(10e-6/s)、右図が地上の海面更正気圧(hPa)、風(kt:矢羽根)を示す。

3日前のGSM予測では、300hPaでは等風速線60ktを目安に偏西風帯が南北に蛇行、500hPaでは東シナ海でトラフ、本州から日本の南東海上でリッジが明瞭である。そのため、太平洋高気圧が西への張り出しが強く、台風は北上し、日本に近づく予測となったと考えられる。

実況では、300hPaでは偏西風帯は大きく蛇行せず、500hPaでは東シナ海のトラフ、本州から日本の南東海上にかけてのリッジが弱くやや不明瞭である。そのため、太平洋高気圧の西への張り出しは弱くなり、台風は西南西の風の場合(予測よりも強風)に流されて、日本の南を東北東へ進んだ。

このため、台風第12号は、西南西の風の場合に流され、日本の南を東北東へ進んだため、予測誤差が大きくなったと考えられる。

## まとめ

- 2020年台風第12号の数値予報の予測結果について、実況との誤差が大きかったため、進路予測誤差に着目して2020年9月24日9時を対象として確認した
- 全球モデル(GSM)による3日前の予測では、500 hPaで太平洋高気圧が日本の南で西に張り出す予測となり、大陸から上空の気圧の谷が南下し、偏西風が蛇行する予測であった
- 実況では、太平洋高気圧の西への張り出しは弱く、大陸からの気圧の谷は浅く、偏西風は蛇行せず、上層は、西南西の風の場となった
- このため、台風第12号は、西南西の風の場に流され、日本の南を東北東へ進んだため、予測誤差が大きくなったと考えられる

2020年台風第12号の数値予報の予測結果について、上記のとおり、まとめた。

実況との誤差が大きかった考えられる要因は、偏西風の蛇行の有無の予測精度の差にあるものと思われる。





## 第3章 事例解析編

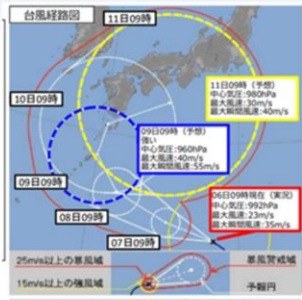
### 3.2.3 台風第14号

台風第14号は、10月5日9時に日本の南で発生し、その後、10月5日～7日にかけて、発達しながら北西進し、8日に奄美大島の東海上に達し、北向きに進路を変え、9日に中心気圧965hPa、中心付近の最大風速35m/sの強い勢力で四国沖に達した。その後、東寄りに進路を変え、日本の南を東進し、勢力を弱めながら10日夜～11日朝にかけて八丈島の南を東進した。その後、南下し、10月12日9時に小笠原近海で熱帯低気圧に変わった。

この台風の接近に伴い、伊豆諸島では大雨となり、降り始めからの降水量(10月6日3時～10月11日6時)が、八丈島西見で707.5mm、三宅坪田で599.0mmとなり、平年10月の1か月分の1.5倍を超える記録的大雨となった。また、三宅坪田では24, 48, 72時間、八丈島では、48, 72時間降水量で観測史上最大の降水量となった。10月10日17時から10月11日0時にかけて、東京都三宅村と御蔵島村に大雨特別警報を発表した。

この台風は、発生直後及び、転向後の進路予測の誤差が大きかった。本節では、台風の進路予測の数値予報結果を確認するとともに、予測誤差の考えられる要因に関して述べる。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により、考えられる要因が変わる可能性があることに留意願いたい。

# 台風第14号の発表予報



10月6日9時

台風の発生当初から予報円が大きい予報となっていた。



10月8日9時

台風の進路予測は、内回りのコースに変わり、本州に接近するタイミングが早まった。



10月10日4時

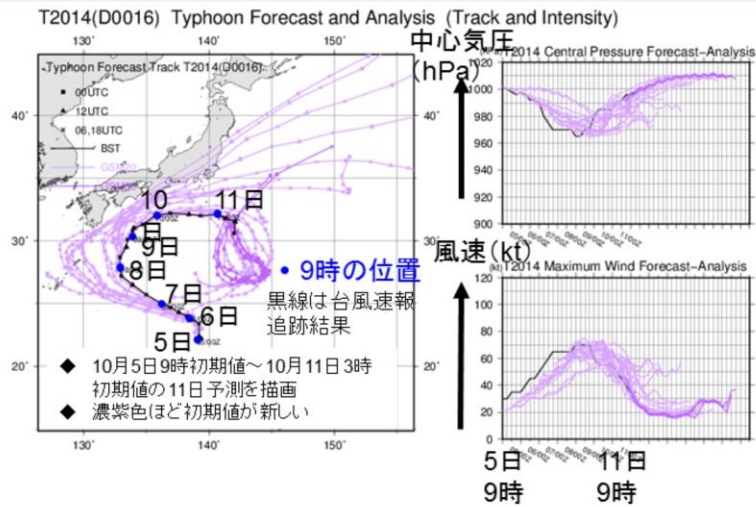
進路予測は、南寄りになった。

台風第14号の発表予報について、発生当初の2020年10月6日9時初期値、転向中の10月8日9時、転向後の10月10日4時の予報図を左から順に並べた。台風の発生当初から予報円が大きい予報であることが特徴的であった。転向中では、最新の予測ほど、東寄りの内回りのコースに変わり、本州に接近するタイミングが早まる変化があった。転向後は、東進後、南寄りに予測するように変化した。

## 全球モデル(GSM)および全球アンサンブル予報システム(GEPS)による 台風第14号の進路予測について

全球モデル(GSM)および全球アンサンブル予報システム(GEPS)による台風第14号の進路予測について、確認する。

## GSMの全台風予測位置(紫線)と台風解析位置(黒線) および強度(中心気圧(右上図)、風速(ノット(右下図)))

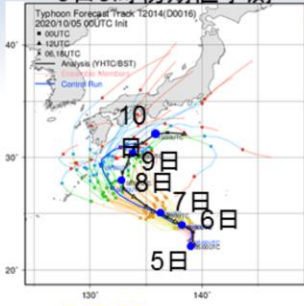


- ・ 発生当初から西北西進して南西諸島へ向かう予測だったが、実況は北西進。
- ・ 転向後は、北東進する予測だったが、実況はほぼ東進した。

GSMの全台風第14号の予測位置(紫線)と台風解析位置(黒線)および強度(中心気圧(右上図)、風速(ノット(右下図)))を示す。予測位置については、2020年10月5日9時初期値から10月11日3時初期値の11日予測が描画されている。濃紫色ほど初期値が新しい。発生当初から西北西進して南西諸島へ向かう予測だったが、実況は北西進した。転向後は、北東進する予測だったが、実況はほぼ東進したため、予測誤差が大きくなった。

# 全球アンサンブル予報システムによる進路予測

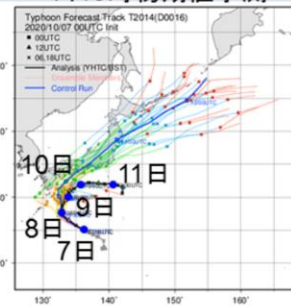
5日9時初期値予測



黄: 6日の予測  
 橙: 7日の予測  
 緑: 8日の予測  
 水色: 9日の予測  
 赤: 10日の予測

発生予測当初からGSMと同様に西北西進するメンバーと北西して四国の南海上を北上するメンバーに分かれていた。実況は後者となったが、アンサンブル予測では実況を捕捉できていた。

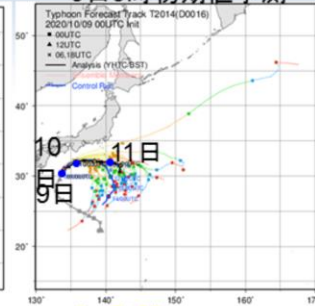
7日9時初期値予測



黄: 8日の予測  
 橙: 9日の予測  
 緑: 10日の予測  
 水色: 11日の予測  
 赤: 12日の予測

9日に西日本に接近、10日に紀伊半島に上陸しない本州南岸を東北東進する予測等、上陸する予測は継続し、ばらつきが大きかった。

9日9時初期値予測



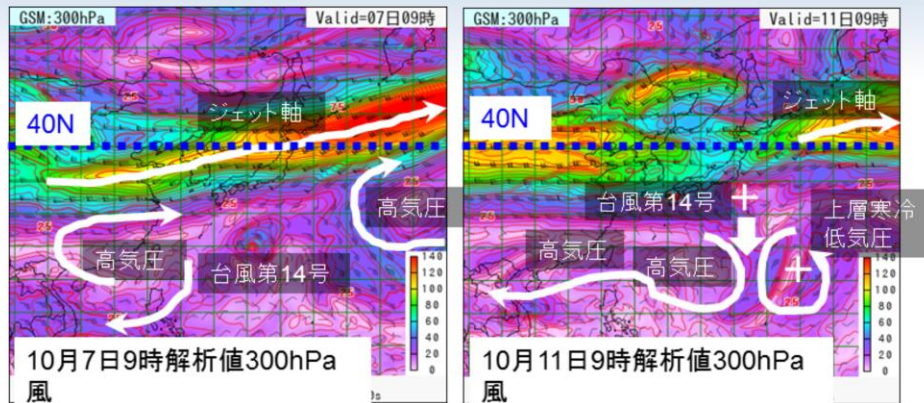
黄: 10日の予測  
 橙: 11日の予測  
 緑: 12日の予測  
 水色: 13日の予測  
 赤: 14日の予測

10日は本州の南海上を東進、その後南東進する予測へ変化した。

図中の黒線: 台風速報追跡結果  
 図中の青線: コントロールラン

全球アンサンブル予報システム(GEPS)による進路予測結果の内、特徴的なものを示す。発生予測当初(10月5日9時初期値予測)では、GSMと同様に西北西進するメンバーと北西して四国の南海上を北上するメンバーに分かれていた。実況は後者となったが、アンサンブル予測では実況を捕捉できていた。10月7日9時初期値予測では、9日に西日本に接近、10日に紀伊半島に上陸しない本州南岸を東北東進する予測等、上陸する予測は継続し、ばらつきが大きかった。10月9日9時初期値予測では、10日は本州の南海上を東進、その後南東進する予測へ変化した。

## 台風進路の不確実性が大きかったと考えられる要因(背景)



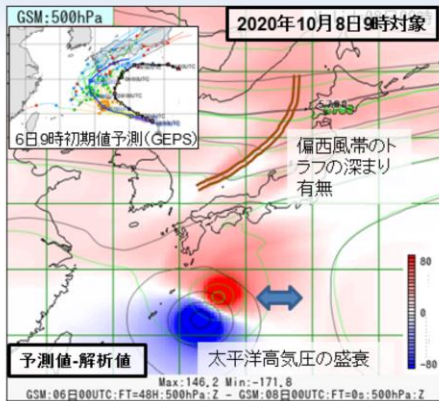
- ・日本の南海上の海域の2つの高気圧の間に台風第14号が発生したため、台風を流す風が弱かった。
- ・転向後も上層のジェット軸が北緯40°線から南下せず、台風はゆっくり東進した。
- ・八丈島の南東海上へ進んだ後は、小笠原近海に進んできた上層寒冷低気圧との相互作用やオホーツク海高気圧の南への張り出しにより、南進した。

台風進路の不確実性が大きかったと考えられる要因の背景について、述べる。図は、台風発生直後の10月7日9時(左図)および台風が衰弱する10月11日9時(右図)の300hPa風の解析図を示す。強風軸の目安とする60kt以上の等風速領域が水色系統で塗りつぶされている。

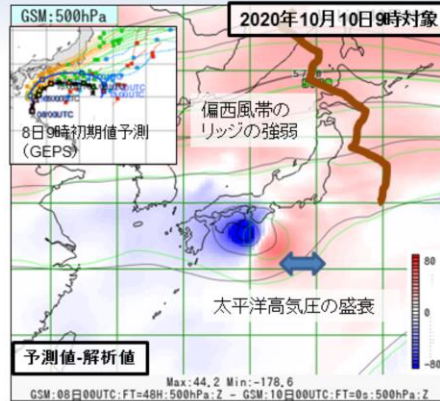
左図から日本の南海上の海域の2つの高気圧の間に台風第14号が発生したため、台風を流す風が弱く、不確実性が大きかった。両図から転向後も上層のジェット軸が北緯40°線から南下せず、台風はゆっくり東進したことも不確実性の要因となった。八丈島の南東海上へ進んだ後は、小笠原近海に進んできた上層寒冷低気圧との相互作用やオホーツク海高気圧の南への張り出しにより、南進した(左図)。

## 台風の進路の不確実性が大きかった考えられる要因(詳細)

(500hPa高度解析値(緑線)との比較:6日9時初期値予測(左図)と8日9時初期値予測(右図))



予測では、解析に比べて偏西風帯のトラフが浅く、太平洋高気圧の西への張り出しが強かったため、南西諸島方面へ西進した。



予測では、解析に比べて偏西風帯のリッジおよび太平洋高気圧の西への張り出しが強かったため、紀伊半島方面へ北東進した。

次に、台風の進路の不確実性が大きかった考えられる要因の詳細について、述べる。台風第14号の北上する場面(左図)と転向後の場面(右図)において、予測誤差が大きかった。左図は、2020年10月8日9時を対象とした500hPa高度場の6日9時初期値の48時間予測(黒線)と8日9時解析値(緑線)の差を塗りつぶし(赤いほど予測値の高度場が高い)として示す。左図内の左上図は、10月6日9時初期値予測のGEPSの結果を掲載している。右図は2020年10月10日9時を対象とした500hPa高度場の8日9時初期値の48時間予測(黒線)と10日9時解析値(緑線)の差を塗りつぶし(赤いほど予測値の高度場が高い)として示す。右図内の左上図は、10月8日9時初期値予測のGEPSの結果を掲載している。

台風の北上予測では、解析に比べて偏西風帯のトラフが浅く、太平洋高気圧の西への張り出しが強かったため、南西諸島方面へ西進した。

台風の転向後の予測では、解析に比べて偏西風帯のリッジおよび太平洋高気圧の西への張り出しが強かったため、紀伊半島方面へ北東進した。

結果として、どちらも不確実性が大きくなり、予測誤差が大きくなったと考えられる。

## まとめ

- 台風の発生直後及び、転向後の進路予測の誤差が大きかった
  - 背景
    - 台風第14号が発生した日本の南海上の海域では、台風を流す風が弱かった
    - 転向後も上層のジェット軸が北緯40°線から南下しなかった
  - 発生直後
    - 台風発生直後の進路予測の誤差が大きく、アンサンブル予報では、南西諸島方面や四国沖方面に達するものなど予測の幅が大きかったと考えられる要因
      - 偏西風帯のトラフの深まりの違い
      - 太平洋高気圧の盛衰の差
  - 転向後
    - 台風の進路が上陸の予測から南寄りに変化したと考えられる要因
      - 東日本のリッジ場の強弱
      - 太平洋高気圧の盛衰の差
  - 南進について
    - 小笠原近海に進んできた上層寒冷低気圧との相互作用とオホーツク海高気圧の南への張り出し

台風第14号の進路予測の数値予報結果および予測誤差の考えられる要因について、上記のとおり、まとめた。



## 参考文献

- 気象庁 2020a: 台風第10号に早めの備えを！(9月2日), 報道発表資料,  
<http://www.jma.go.jp/jma/press/2009/02a/kaisetsu202009021100.pdf>.
- 気象庁 2020b: 台風第10号の今後の見通しについて, 報道発表資料,  
<http://www.jma.go.jp/jma/press/2009/06a/kaisetsu202009060930.pdf>.
- 吉崎正憲,加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 応用気象学シリーズ4. 朝倉書店, 187pp.

## 第4章 資料編

数値予報課が所掌する数値予報システム（海洋や環境を対象とした数値予報システムは除く）とガイダンスの概要、およびプロダクトの送信時刻に関する情報を以下の表に示す（2020年10月現在）。表中の用語については、平成30年度数値予報研修テキスト第II部「数値予報の基礎知識」も参照のこと。

### 4.1 数値予報システムの概要一覧

#### 4.1.1 全球数値予報システム（全球モデル (GSM) ・全球解析 (GA) ・全球積雪解析)

数値予報モデル（全球モデル (GSM)）	
水平分解能	TL959（格子間隔約 20 km : 0.1875°） <sup>1</sup>
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間	132 時間（初期時刻：00, 06, 18UTC） 264 時間（初期時刻：12UTC）
境界値	
地中温度	予測する（初期値は解析値 <sup>2</sup> ）
土壌水分	飽和度を予測する（初期値は気候値）
積雪被覆	予測した積雪水当量を用いて積雪被覆率を診断する（初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの）
海面水温	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25° 格子）の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えたもの
海水分布	南北半球ごとの全球海水密接度解析値（海洋気象情報室作成：0.25° 格子）の海水面積平年偏差を維持するように、海水密接度の初期偏差固定予測値を気候値で修正したもの

<sup>1</sup> T は三角形波数切断を、L は線形格子を、数字は切断波数をそれぞれ表す。

<sup>2</sup> 観測データは同化されておらず、解析システム内で予測された値が利用されている。

<sup>3</sup> アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。

<sup>4</sup> 地上観測および船舶・ブイ観測の気温・風・湿度のデータは、2次元最適内挿法による地上解析値作成に利用される。ただし、この地上解析値はモデルの初期値としては使われない。

<sup>5</sup> 全球解析には予報資料を作成するために行う速報解析と観測データを可能な限り集めて正確な実況把握のために行うサイクル解析の2種類の計算がある。

<sup>6</sup> 積雪深のデータは積雪被覆の初期状態を計算するために利用される。

解析（データ同化）システム（全球解析（GA））	
データ同化手法	局所アンサンブル変換カルマンフィルタ（LETKF）を用いたハイブリッド4次元変分法
水平分解能	アウターモデル <sup>3</sup> の水平分解能：TL959（格子間隔約 20 km : 0.1875°） <sup>1</sup> インナーモデル <sup>3</sup> の水平分解能：TL319（格子間隔約 55 km : 0.5625°） <sup>1</sup>
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）+ 地上 <sup>4</sup>
アウターループの繰返し回数	2 回
インナーループの繰返し回数	約 35 回
気候学的背景誤差共分散のための制御変数	相対渦度、非バランス発散、非バランス気温、非バランス地表気圧、対数比湿
アンサンブル共分散のための共分散膨張	適合型乗算（adaptive multiplicative）共分散膨張。誤差標準偏差の水平全球平均の鉛直プロファイル、気候学的背景誤差共分散とアンサンブル共分散で整合させるための共分散膨張も追加的に使用。
アンサンブル共分散のための局所化	ガウス関数。局所化スケール（ガウス関数で $\exp(-1/2)$ となる距離）は水平方向は 800km、鉛直方向は 0.8 スケールハイト
ハイブリッド共分散のための重み	50 hPa より下層で気候学的共分散は 0.85、アンサンブル共分散は 0.15 で、それより上層では、それぞれ 1, 0 に近づける。
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から 3 時間後まで
観測の待ち受け時間	速報解析 <sup>5</sup> ：2 時間 20 分 サイクル解析 <sup>5</sup> ：11 時間 50 分（初期時刻：00, 12UTC） 7 時間 50 分（初期時刻：06, 18UTC）
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、windプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、地上（気圧 <sup>4</sup> 、積雪深 <sup>6</sup> ）、船舶・ブイ（気圧 <sup>4</sup> ）、アメダス（積雪深 <sup>6</sup> ）、地上 GNSS（大気遅延量）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波散乱計（海上風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度）、衛星ハイパースペクトル赤外サウンダ（輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折角）
台風ボーガス	疑似観測値（海面更正気圧、風）を利用
<b>LETKF 計算の詳細</b>	
水平分解能	TL319（格子間隔約 55 km : 0.5625°）
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）
メンバー数	50 メンバー
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法
初期値化	地上気圧時間変化率の解析に基づいた水平発散の調節（Hamrud et al. 2015）
共分散膨張	適合型乗算（adaptive multiplicative）共分散膨張
局所化	ガウス関数。局所化スケール（ガウス関数で $\exp(-1/2)$ となる距離）は水平方向は 400km（水蒸気に感度のある観測に対しては 300km）、鉛直方向は 0.4 スケールハイト（地上気圧と GNSS 天頂遅延量観測については、0.3 スケールハイト）、時間方向には 3 時間。衛星輝度温度観測に対しては、規格化（ピーク値で除算）した荷重関数の平方根と、荷重関数のピーク位置を中心とするガウス関数（スケールは $0.4\sqrt{2}$ スケールハイト）との最大値を鉛直局所化関数として使用。
リセンタリング	解析アンサンブルは、アンサンブル平均が 4 次元変分法の解析値と整合するようリセンタリングされる。
観測データの利用方法	全球解析に準ずる。但し、衛星ハイパースペクトル赤外サウンダは利用しない。
同化ウィンドウ	4 次元変分法と同じ

解析（データ同化）システム（全球積雪深解析）	
データ同化手法	2次元最適内挿法
領域と格子	全球、1°の等緯度経度格子
第一推定値	前回の積雪深解析と米国空軍・環境技術応用センター作成の全球積雪深気候値より算出
利用する観測	SYNOP 積雪深データ
解析頻度	毎日

#### 4.1.2 全球アンサンブル予報システム (GEPS)<sup>7</sup>

数値予報モデル			
水平分解能	TL479 (格子間隔約 40 km : 0.375°) <sup>1</sup>		
鉛直層数	100 層 (最上層 0.01 hPa)		
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC <sup>8</sup>		
予報時間	132 時間 (初期時刻 : 06, 18UTC) <sup>8</sup> 264 時間 (初期時刻 : 00, 12UTC)		
メンバー数	27 メンバー (26 摂動ラン+コントロールラン)		
初期値および摂動作成手法			
初期値	全球解析値を TL479 へ解像度変換したもの		
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法及び LETKF <sup>9</sup>		
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法 (摂動ランのみ)		
下部境界摂動作成手法	海面水温摂動 (摂動ランのみ)		
SV 計算の詳細			
SV 計算の対象領域	北半球領域	熱帯領域	南半球領域
	30°N~90°N	30°S~30°N	30°S~90°S
接線形・随伴モデルの分解能	TL63 (格子間隔約 270 km) <sup>1</sup> 、鉛直層数 40		
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、境界層過程、地表面フラックス	(左に加えて) 積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程、レイリー摩擦、乾燥対流調節	(北半球領域と同じ)
評価時間	48 時間	24 時間	(北半球領域と同じ)
摂動の大きさの評価 (ノルム)	湿潤トータルエネルギー		
初期摂動の振幅	モデル第 15 層 (約 500 hPa) の気温の二乗平均平方根が 0.21 K	モデル第 6 層 (約 850 hPa) の気温の二乗平均平方根が 0.20 K	(北半球領域と同じ)
SV から初期摂動を合成する手法	バリエーションミニマム法		
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個		

<sup>7</sup> GEPS は台風情報、週間天気予報、早期天候情報、2 週間気温予報及び 1 か月予報を支援しているが、ここでは台風情報及び週間天気予報への支援に関わる情報のみを記述している。早期天候情報、2 週間気温予報及び 1 か月予報に関わる情報については、季節予報研修テキスト第 32 巻 (令和 2 年度) 付録：季節予報システムの開発：これまでとこれから、第 29 巻 (平成 28 年度) 第 1 章：全球アンサンブル予報システムの概要を参照願いたい。

<sup>8</sup> GEPS は、00, 06, 12, 18UTC 初期値の 1 日 4 回実行されるが、06, 18UTC 初期時刻のものは、全般海上予報区 (赤道~北緯 60 度、東経 100~180 度) 内に台風が存在する、または同区内で 24 時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合、または、全般海上予報区外に最大風速 34 ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24 時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想された場合に気象業務支援センター経由で配信される。

<sup>9</sup> 全球速報解析で LETKF 用に計算された 6 時間予報のアンサンブルを使用している。

#### 4.1.3 メソ数値予報システム（メソモデル (MSM) ・メソ解析 (MA) )

数値予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 4,080 km × 南北 3,300 km
鉛直層数	76 層（最上層約 22 km）
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間	51 時間（初期時刻：00, 12UTC）, 39 時間（初期時刻：03, 06, 09, 15, 18, 21UTC）
境界値	
地中温度	予測する（初期値の地表面および地中の第 1 層から第 6 層は解析値、第 7, 8 層は気候値）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は解析値 <sup>2</sup> ）
積雪被覆	全球積雪深解析（日本域以外）及び観測で修正したオフライン陸面モデル（日本域）の被覆分布に固定
海面水温	北西太平洋高解像度海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）に固定
海水分布	北半球海水解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）に固定
側面境界	全球モデル予報値 <sup>10</sup>
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4次元変分法
水平分解能	アウターモデル <sup>3</sup> の水平格子間隔：5 km インナーモデル <sup>3</sup> の水平格子間隔：15 km
鉛直層数	38 層（最上層約 22 km）+ 地上 <sup>4</sup>
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	50 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、windプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、地上（気圧 <sup>4</sup> 、積雪深 <sup>6</sup> ）、船舶・ブイ（気圧 <sup>4</sup> ）、アメダス（積雪深 <sup>6</sup> ）、地上 GNSS（可降水量）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（解析雨量、ドップラー速度、反射強度 <sup>11</sup> ）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波散乱計（海上風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（降水強度、輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、衛星二周波降水レーダー（反射強度 <sup>11</sup> ）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折率）
台風ボーガス	疑似観測値（海面更正気圧、風）を利用

<sup>10</sup> 例えば、初期時刻 00UTC の全球モデル予報値を初期時刻 03, 06UTC のメソモデルの側面境界値として利用する。

<sup>11</sup> 反射強度から相対湿度プロファイルを推定して、相対湿度として同化している。

#### 4.1.4 メソアンサンブル予報システム (MEPS)

数値予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 4,080 km × 南北 3,300 km
鉛直層数	76 層（最上層約 22 km）
初期時刻	00, 06, 12, 18 UTC
予報時間	39 時間
メンバー数	21 メンバー（20 摂動ラン + コントロールラン）
初期値および摂動作成手法	
初期値	メソ解析値
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法：水平格子間隔 40 km のメソ SV (MSV40) + 水平格子間隔 80 km のメソ SV (MSV80) + 全球モデルに基づく全球 SV (GSV)
モデルアンサンブル手法	なし
側面境界摂動作成手法	SV 法 (GSV)
下部境界摂動作成手法	なし
SV 計算の詳細	
SV 計算の対象領域	MSV: 125° E-145° E, 25° N-45° N において 925 hPa の渦度によりターゲット域を動的に変更 (35° N 以南、130° E 以東の格子点において、MSV40 では 925 hPa の渦度が $10 [10^{-6} s^{-1}]$ 以下、MSV80 では渦度が $0 [10^{-6} s^{-1}]$ 以下の領域を対象領域から除外)、GSV: 120° E-170° E, 25° N-45° N
接線形・随伴モデルの分解能	MSV40: 水平格子間隔 40 km, 鉛直層数 38, MSV80: 水平格子間隔 80 km, 鉛直層数 38, GSV: 全球アンサンブル予報システム (GEPS) と同じ
評価時間	MSV40: 6 時間、MSV80: 15 時間、GSV: 45 時間
摂動の大きさの評価 (ノルム)	MSV: 湿潤トータルエネルギー, GSV: 乾燥トータルエネルギー
初期摂動の振幅	SV の絶対値の領域平均が基準値 (風 1.8 m/s, 温位 1 K, 水蒸気 0.001 kg/kg) となるように倍率を定めた後、上限値 (風 5.4 m/s, 温位 3.6 K, 水蒸気 0.0054 kg/kg) により倍率を修正
SV から初期摂動を合成する手法	バリエアンスミニマム法
利用する SV の数	MSV40: 10, MSV80: 10, GSV: 20

#### 4.1.5 局地数値予報システム（局地モデル (LFM) ・ 局地解析 (LA)）

数値予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：2 km、計算領域：東西 3,160 km × 南北 2,600 km
鉛直層数	58 層（最上層約 20 km）
初期時刻	毎正時
予報時間	10 時間
境界値	
地中温度	予測する（初期値は解析値 <sup>2</sup> ）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は解析値）
積雪被覆	メソモデルで利用している積雪被覆の内挿値に固定
海面水温	北西太平洋高解像度海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）に固定
海氷分布	北半球海氷解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）に固定
側面境界	メソモデル予報値 <sup>12</sup>
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3次元変分法 <sup>13</sup>
水平分解能	格子間隔：5 km
鉛直層数	48 層（最上層約 22 km）+ 地上
解析時刻	毎正時
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	30 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、windプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、地上（気圧、湿度）、船舶・ブイ（気圧）、アメダス（気温、風）、地上 GNSS（可降水量）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度、反射強度 <sup>11</sup> ）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波散乱計（土壌水分）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度、土壌水分）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）
台風ボーガス	利用しない

#### 4.1.6 毎時大気解析

解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3次元変分法 <sup>14</sup>
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 3,600 km × 南北 2,880 km
鉛直層数	48 層（最上層約 22 km）+ 地上 <sup>15</sup>
解析時刻	毎正時
観測の待ち受け時間	18 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	windプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、アメダス <sup>16</sup> （気温、風）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）
台風ボーガス	利用しない
備考	出力要素：風、気温

<sup>12</sup> 局地モデル実行開始時の最新のメソモデル予報値を側面境界値として利用する。初期時刻、日々の計算時間によって変動するものの、通常、局地モデル初期時刻の 1~4 時間前を初期時刻とするメソモデル予報値を利用する。

<sup>13</sup> 解析時刻の 3 時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として 3 次元変分法により解析する。その後、その解析値からの 1 時間予報値を推定値として 3 次元変分法により解析する。これを 3 回繰り返す。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=0, 1, 2 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を、FT=0 は 03UTC の、FT=1 は 04UTC の、FT=2 は 05UTC の局地解析の第一推定値にそれぞれ利用する。

<sup>14</sup> メソモデル予報値を第一推定値として、3 次元変分法により解析する。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=2, 3, 4 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を FT=2 は 02UTC の、FT=3 は 03UTC の、FT=4 は 04UTC の毎時大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。

<sup>15</sup> 地上と上空を独立に解析した後、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合をとり、これを修正量とする。

<sup>16</sup> 特にアメダス観測については、解析値を観測値に強く寄せる設定を用いている。また、海岸付近のアメダス観測の強い影響が海上に及ばないように、解析を実行した後にフィルタを適用している。



4.1.7 数値予報モデル（全球モデル、メソモデル、局地モデル）の鉛直層と対応する気圧

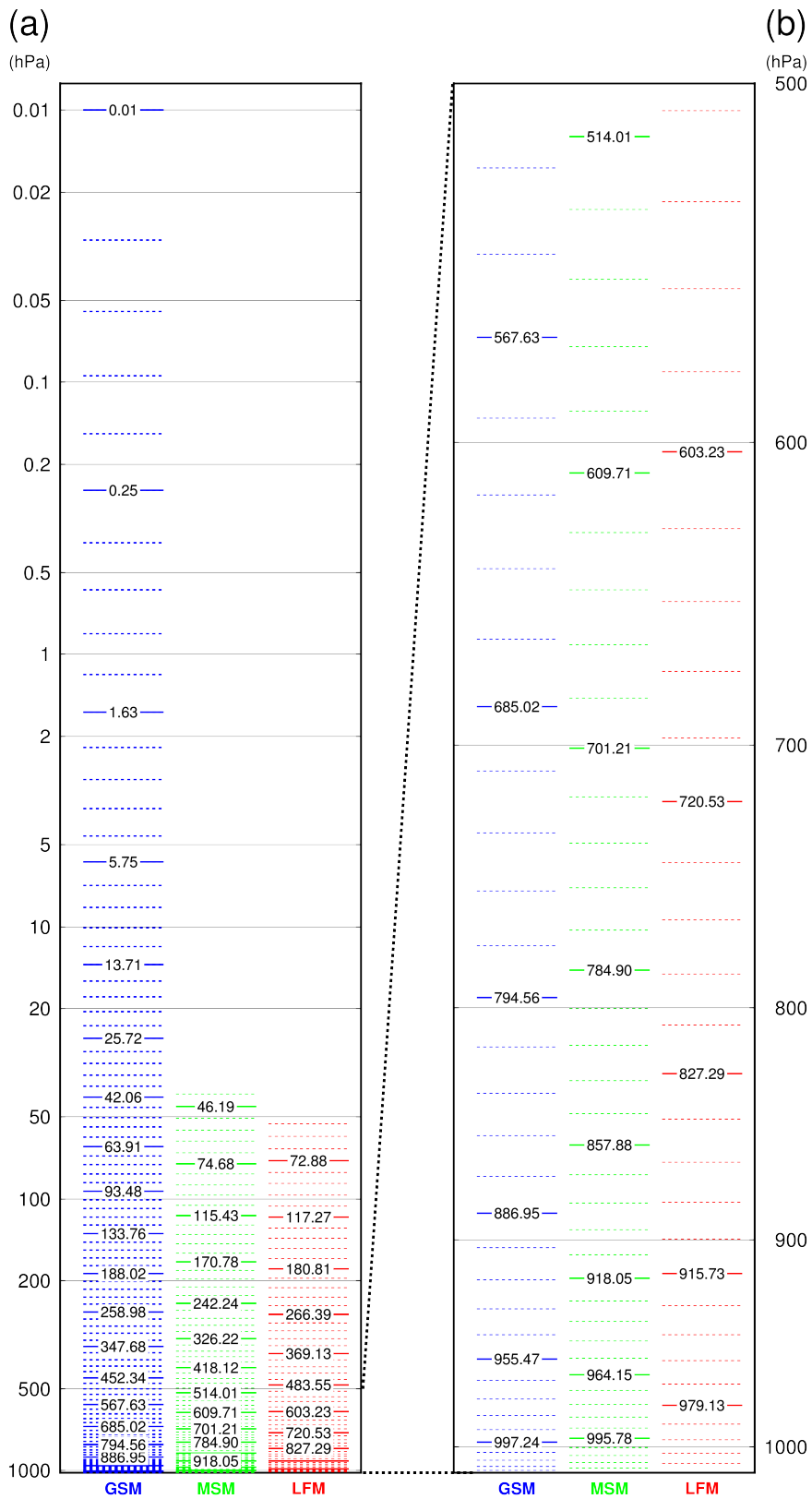


図 4.1.1 数値予報モデルの鉛直層（全球モデル GSM 100 層、メソモデル MSM 76 層、局地モデル LFM 58 層）と対応する気圧。縦軸は気圧 (hPa)。図中の値は、標準大気を仮定した場合の数値予報モデルの鉛直層と気圧であり、気圧の値は 5 層刻みで表示。(a) GSM, MSM, LFM について最下層気圧から 0.01 hPa までを示した図、(b) 最下層気圧から 500 hPa までを拡大した図。GSM は下部境界の気圧を参照する  $\sigma$ - $p$  ハイブリッド座標での気圧の値を示しており、MSM, LFM は幾何高度を参照するハイブリッド座標で下部境界が 0 m (平均海面) の場合の幾何高度を気圧に変換した値を示している。全球アンサンブル予報システムと GSM、メソアンサンブル予報システムと MSM は、それぞれ同じ鉛直層を使用している。

表 4.1.1 全球モデル GSM の鉛直 100 層と対応する気圧と高度。標準大気を仮定した場合の鉛直層と気圧、高度を表示。

層番号	気圧 (hPa)	高度 (m)	層番号	気圧	高度	層番号	気圧	高度	層番号	気圧	高度
100	0.01	79302.24	75	25.72	24845.38	50	188.02	12175.79	25	685.02	3181.74
99	0.03	73057.64	74	28.61	24153.96	49	200.81	11758.43	24	707.88	2923.98
98	0.05	69245.56	73	31.69	23495.23	48	214.29	11346.42	23	730.34	2677.18
97	0.09	65561.32	72	34.95	22865.38	47	228.47	10939.56	22	752.32	2441.49
96	0.15	62007.05	71	38.40	22260.98	46	243.37	10535.93	21	773.75	2217.03
95	0.25	58590.99	70	42.06	21679.00	45	258.98	10133.79	20	794.56	2003.88
94	0.38	55318.92	69	45.93	21116.73	44	275.31	9733.61	19	814.67	1802.10
93	0.58	52194.38	68	50.03	20571.80	43	292.35	9335.91	18	834.03	1611.71
92	0.84	49235.13	67	54.39	20042.10	42	310.11	8941.19	17	852.56	1432.71
91	1.18	46498.87	66	59.01	19524.85	41	328.55	8549.98	16	870.22	1265.07
90	1.63	44019.67	65	63.91	19018.66	40	347.68	8162.80	15	886.95	1108.72
89	2.18	41788.18	64	69.12	18521.76	39	367.45	7780.18	14	902.72	963.58
88	2.86	39774.66	63	74.66	18033.03	38	387.84	7402.64	13	917.48	829.53
87	3.68	37953.26	62	80.54	17551.54	37	408.82	7030.72	12	931.21	706.44
86	4.64	36301.40	61	86.81	17076.50	36	430.33	6664.94	11	943.88	594.14
85	5.75	34799.34	60	93.48	16607.29	35	452.34	6305.82	10	955.47	492.43
84	7.02	33429.74	59	100.57	16143.41	34	474.79	5953.88	9	965.98	401.09
83	8.45	32177.35	58	108.12	15684.47	33	497.60	5609.62	8	975.41	319.89
82	10.05	31024.42	57	116.15	15230.21	32	520.73	5273.51	7	983.75	248.54
81	11.80	29954.95	56	124.69	14780.45	31	544.10	4945.97	6	991.02	186.75
80	13.71	28959.63	55	133.76	14335.10	30	567.63	4627.42	5	997.24	134.17
79	15.79	28030.63	54	143.39	13894.12	29	591.25	4318.25	4	1,002.43	90.44
78	18.03	27160.84	53	153.61	13457.58	28	614.88	4018.80	3	1,006.64	55.15
77	20.42	26343.82	52	164.44	13025.57	27	638.44	3729.38	2	1,009.91	27.86
76	22.99	25573.75	51	175.90	12598.24	26	661.85	3450.28	1	1,012.28	8.08

表 4.1.2 メソモデル MSM の鉛直 76 層、局地モデル LFM の 58 層と対応する気圧と高度。標準大気を仮定した場合の鉛直層と気圧、高度を表示。

層番号	MSM		LFM		層番号	MSM		LFM	
	気圧 (hPa)	高度 (m)	気圧 (hPa)	高度 (m)		気圧 (hPa)	高度 (m)	気圧 (hPa)	高度 (m)
76	41.75	21801.00			38	552.55	4834.10	305.74	9049.50
75	46.19	21150.83			37	571.72	4576.53	326.33	8608.00
74	51.03	20512.93			36	590.79	4327.25	347.47	8177.50
73	56.27	19887.18			35	609.71	4086.17	369.13	7758.00
72	61.96	19273.48			34	628.47	3853.17	391.26	7349.50
71	68.08	18671.73			33	647.03	3628.16	413.82	6952.00
70	74.68	18081.83			32	665.36	3411.03	436.76	6565.50
69	81.77	17503.66			31	683.42	3201.68	460.02	6190.00
68	89.37	16937.13			30	701.21	3000.00	483.55	5825.50
67	97.50	16382.12			29	718.67	2805.89	507.30	5472.00
66	106.18	15838.55			28	735.80	2619.24	531.20	5129.50
65	115.43	15306.29			27	752.56	2439.95	555.20	4798.00
64	125.26	14785.26			26	768.93	2267.92	579.23	4477.50
63	135.70	14275.33			25	784.90	2103.03	603.23	4168.00
62	146.76	13776.42			24	800.43	1945.20	627.14	3869.50
61	158.45	13288.41			23	815.51	1794.30	650.89	3582.00
60	170.78	12811.20			22	830.13	1650.25	674.42	3305.50
59	183.77	12344.69			21	844.25	1512.93	697.65	3040.00
58	197.41	11888.77	53.68	20189.50	20	857.88	1382.23	720.53	2785.50
57	211.72	11443.34	59.53	19528.00	19	870.99	1258.07	742.98	2542.00
56	226.70	11008.29	65.92	18877.50	18	883.57	1140.32	764.95	2309.50
55	242.24	10583.52	72.88	18238.00	17	895.62	1028.89	786.37	2088.00
54	258.23	10168.92	80.42	17609.50	16	907.11	923.67	807.17	1877.50
53	274.65	9764.40	88.60	16992.00	15	918.05	824.57	827.29	1678.00
52	291.48	9369.84	97.45	16385.50	14	928.42	731.46	846.68	1489.50
51	308.68	8985.15	106.99	15790.00	13	938.22	644.25	865.28	1312.00
50	326.22	8610.21	117.27	15205.50	12	947.44	562.84	883.02	1145.50
49	344.09	8244.92	128.31	14632.00	11	956.09	487.13	899.85	990.00
48	362.24	7889.19	140.16	14069.50	10	964.15	416.99	915.73	845.50
47	380.66	7542.90	152.84	13518.00	9	971.63	352.34	930.60	712.00
46	399.29	7205.95	166.38	12977.50	8	978.54	293.07	944.41	589.50
45	418.12	6878.24	180.81	12448.00	7	984.86	239.07	957.13	478.00
44	437.11	6559.65	196.15	11929.50	6	990.60	190.25	968.72	377.50
43	456.23	6250.10	212.43	11422.00	5	995.78	146.48	979.13	288.00
42	475.44	5949.47	229.66	10925.50	4	1000.38	107.68	988.33	209.50
41	494.71	5657.66	247.68	10440.00	3	1004.42	73.74	996.31	142.00
40	514.01	5374.57	266.39	9965.50	2	1007.91	44.54	1003.02	85.50
39	533.30	5100.08	285.75	9502.00	1	1010.85	20.00	1008.45	40.00

#### 4.1.8 数値予報モデル（全球モデル、メソモデル、局地モデル）の陸面過程における地表面からの土壌の深さ

表 4.1.3 数値予報モデル（全球モデル、メソモデル、局地モデル）の陸面過程における地表面からの土壌の深さ (m)。全球アンサンブル予報システムと全球モデル、メソアンサンブル予報システムとメソモデルは、それぞれ同じ土壌層を使用している。

	GSM	MSM	LFM
地表面層	—	0.0025	0.0025
第 1 層	0.010	0.0085	0.0085
第 2 層	0.045	0.0173	0.0173
第 3 層	0.130	0.0309	0.0309
第 4 層	0.340	0.0536	0.0536
第 5 層	0.740	0.0936	0.0936
第 6 層	1.490	0.1681	0.1681
第 7 層	2.740	0.3146	0.3146
第 8 層	—	0.6076	0.6076

#### 参考文献

Hamrud, M., M. Bonavita, and L. Isaksen, 2015: EnKF and hybrid gain ensemble data assimilation. Part I: EnKF implementation. Mon. Wea. Rev., 143, 4847–4864.

## 4.2 ガイドンスの概要一覧表

### 4.2.1 降水ガイドンス

平均降水量ガイドンス (MRR) <sup>1</sup>	
作成対象	GSM : 20 km 格子 MSM, MEPS : 5 km 格子
作成方法	カルマンフィルタによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率 (PoP) で補正。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 MEPS : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値 <sup>2</sup> (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR)
目的変数	解析雨量 (1 km 格子) とアメダスの降水量から算出した 20 km (MSM, MEPS は 5 km) 格子内の平均降水量。
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間 (6 時間区切り)
備考	・ 頻度バイアス補正の閾値に 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80, 120 mm/3h を使用する (GSM の 11~4 月は 1, 3, 50, 80 mm/3h を使用する)。

<sup>1</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.2 節を参照のこと。

<sup>2</sup> 降水ガイドンスに使用する説明変数は以下のもの。

NW85 : 850 hPa の北西成分の風速

NE85 : 850 hPa の北東成分の風速

SSI : ショワルターの安定指数 (850 - 500 hPa)

PCWV : 可降水量 × 850 hPa 風速 × 850 hPa 鉛直速度

QWX :  $\sum$  (鉛直速度 × 比湿 × 湿度 × 層の厚さ)、 $\sum$  は各層の和を示す (以下同じ)

EHQ :  $\sum$  (基準湿度からの超過分 × 比湿 × 湿潤層の厚さ)、湿潤層は基準湿度 (気温で変化) を超える層 (以下同じ)

OGES : 地形性上昇流 × 比湿 × 湿潤層の厚さ

DXQV : 冬型降水の指数 「風向別降水率 × 850 hPa の風速 × (海面と下層温位の飽和比湿差)」

FRR : モデル降水量予測値

RH85 : 850 hPa 相対湿度

NW50 : 500 hPa の北西成分の風速

NE50 : 500 hPa の北東成分の風速

ESHS :  $\sum$  (比湿 × 湿潤層の厚さ) /  $\sum$  飽和比湿

HOGR : 地形性上昇流 × 相対湿度

CFRR : モデル降水量予測値の変換値 「 $FRR^2 / (FRR^2 + 2)$ 」

D850 : 850 hPa 風向

W850 : 850 hPa 風速

OGR : 地形性上昇流 × 比湿

10Q4 : 1000 hPa の比湿と 400 hPa の飽和比湿の差

DWL : 湿潤層の厚さ

降水確率ガイダンス (PoP) <sup>1</sup>	
作成対象	GSM : 20 km 格子 MSM : 5 km 格子
作成方法	カルマンフィルタ
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	6 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔 MSM : 00, 12UTC 初期値 : FT=9 から FT=51 まで 6 時間間隔 03, 15UTC 初期値 : FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔 06, 18UTC 初期値 : FT=9 から FT=39 まで 6 時間間隔 09, 21UTC 初期値 : FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値 <sup>2</sup> (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOG, DXQV, CFR)
目的変数	解析雨量 (1 km 格子) とアメダスの降水量から算出した 20 km (MSM は 5 km) 格子内の降水の有無の平均 (実況降水面積率に同じ)。
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間 (6 時間区切り)

最大降水量ガイダンス (RMAX) <sup>1</sup>	
作成対象	GSM : 20 km 格子 MSM, MEPS : 5 km 格子
作成方法	1, 3 時間最大降水量 : ニューラルネットワーク (3 層 : 中間層はロジスティック関数 <sup>3</sup> 、出力層は線形関数を使用) 24 時間最大降水量 : 線形重回帰
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
予報対象時間単位	1, 3 時間最大降水量 : 3 時間 24 時間最大降水量 : 24 時間
予報期間と間隔	GSM : 1, 3 時間最大降水量 : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : 1, 3 時間最大降水量 : FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=24 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 MEPS : 1, 3 時間最大降水量 : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	・ 1, 3 時間最大降水量 : モデル予測値 <sup>2</sup> (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) と 3 時間平均降水量 ・ 24 時間最大降水量 : モデル予測値 <sup>2</sup> (500 hPa 高度、500 hPa 温位、850 hPa 鉛直 P 速度、850 hPa 相当温位、SSI(850 - 500 hPa)、SSI(925 - 700 hPa)、500 hPa 渦度、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、500 m 高度と 700 hPa の風速鉛直シア、地形性上昇流 (下層代表風と風向に応じた地形勾配の積) と下層比湿の積、可降水量、EHQ, ESHS、等温位面渦位 (305, 345, 355 K) の上位主成分から 7 つ) 及び各予報対象時間単位の平均降水量ガイダンス
目的変数	解析雨量 (1 km 格子) から算出した 20 km (MSM, MEPS は 5 km) 格子内の降水量の最大値。ただし、MSM, MEPS の 1, 3 時間最大降水量は、5 km 格子を中心とする 20 km 格子内の最大を目的変数としている。
層別化処理の対象	格子毎、平均降水量
備考	・ 1, 3 時間最大降水量は、ニューラルネットで比率 (最大降水量 / 平均降水量) を予測し、平均降水量ガイダンス (MRR) に比率を掛けて最大降水量を予測する。 ・ 24 時間最大降水量は、各予報対象時間単位の平均降水量ガイダンス及びモデル予測値の主成分から線形重回帰式により最大降水量を予測する。

<sup>3</sup> 入力を  $x$  とした時に、出力が  $1/(1 + \exp(-wx))$  の形で表される関数 ( $w$  は係数)。

## 4.2.2 降雪ガイダンス

降雪量ガイダンス <sup>4</sup>	
作成対象	5 km 格子
作成方法	平均降水量ガイダンスに雪水比をかけて算出する。雪水比は、ロジスティック関数による非線形回帰で決定した回帰式 <sup>5</sup> に、格子形式気温ガイダンスを入力して予測する。 1時間毎の降雪量（1時間に線形内挿した3時間平均降水量ガイダンス×1時間雪水比）を計算し、それを積算して3, 6, 12, 24時間降雪量を算出。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS（MEPSは各メンバー）
予報対象時間単位	3, 6, 12, 24時間
予報期間と間隔	GSM：3時間：FT=6からFT=84まで3時間間隔 6時間：FT=9からFT=84まで3時間間隔 12時間：FT=15からFT=84まで3時間間隔 24時間：FT=27からFT=84まで3時間間隔 MSM：3時間：FT=3からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 6時間：FT=6からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 12時間：FT=12からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 24時間：FT=24からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 MEPS：3時間：FT=3からFT=39まで3時間間隔 6時間：FT=6からFT=39まで3時間間隔 12時間：FT=12からFT=39まで3時間間隔 24時間：FT=24からFT=39まで3時間間隔
逐次学習の有無	なし（入力としている平均降水量ガイダンスはあり）
説明変数	平均降水量：4.2.1 降水ガイダンス参照 雪水比：格子形式気温ガイダンス
層別化処理の対象	雪水比：降水量
備考	・雪水比は格子形式気温ガイダンス（4.2.3参照）を回帰式に入力して予測する。 ・1時間毎の降雪量（3時間平均降水量ガイダンスを3等分×1時間雪水比）を計算し、それを積算して3, 6, 12, 24時間降雪量を算出。 ・天気ガイダンス（降水種別）（4.2.5参照）が「雨」の場合または、格子形式気温ガイダンスの地上気温が2°C以上の場合には降雪量を0cmとする。

<sup>4</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第64号第4.3節を参照のこと。

<sup>5</sup> 雪水比のような上下限値を持つ連続な目的変数に用いられる回帰分析。ロジスティック関数を用いて、最小二乗法で回帰係数を求める。

#### 4.2.3 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス <sup>6</sup>	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタ
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPSは各メンバー)
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM : FT=3 から FT=84 まで 1 時間間隔 MSM : FT=1 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 1 時間間隔 MEPS : FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値 (地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差)
目的変数	アメダスで観測された毎正時の気温
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間、季節 (暖候期 (4~9 月)、寒候期 (10~3 月)) 暖・寒候期の係数切替前に 1 か月間の事前学習を行う。
備考	時系列気温ガイダンスを格子に分配して格子形式気温ガイダンスが作成され、降雪量ガイダンス (雪水比)、天気ガイダンス (降水種別) に利用される。

<sup>6</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.4 節を参照のこと。



最高・最低気温ガイダンス <sup>6</sup>																																																																																		
作成対象	アメダス																																																																																	
作成方法	カルマンフィルタ																																																																																	
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)																																																																																	
予報対象時間単位	9 時間 (最低気温 15~00UTC、最高気温 00~09UTC) 24 時間 (週間予報用の明後日の最高・最低気温)																																																																																	
予報期間 (対象要素)	<p>GSM :</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> <th>3 日後</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> </tbody> </table> <p>MSM :</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>03UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>09UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>15UTC</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>21UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>MEPS :</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。</p>	初期値	当日	翌日	翌々日	3 日後	00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低	06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低	12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低	18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低	初期値	当日	翌日	翌々日	00UTC	最高	最高・最低	最低	03UTC		最高・最低		06UTC		最高・最低		09UTC		最高・最低	最低	12UTC		最高・最低	最高・最低	15UTC	最高・最低	最高・最低		18UTC	最高	最高・最低		21UTC	最高	最高・最低		初期値	当日	翌日	翌々日	00UTC	最高	最高・最低		06UTC		最高・最低		12UTC		最高・最低	最低	18UTC	最高	最高・最低	
初期値	当日	翌日	翌々日	3 日後																																																																														
00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低																																																																														
06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低																																																																														
12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低																																																																														
18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低																																																																														
初期値	当日	翌日	翌々日																																																																															
00UTC	最高	最高・最低	最低																																																																															
03UTC		最高・最低																																																																																
06UTC		最高・最低																																																																																
09UTC		最高・最低	最低																																																																															
12UTC		最高・最低	最高・最低																																																																															
15UTC	最高・最低	最高・最低																																																																																
18UTC	最高	最高・最低																																																																																
21UTC	最高	最高・最低																																																																																
初期値	当日	翌日	翌々日																																																																															
00UTC	最高	最高・最低																																																																																
06UTC		最高・最低																																																																																
12UTC		最高・最低	最低																																																																															
18UTC	最高	最高・最低																																																																																
逐次学習の有無	あり																																																																																	
説明変数	モデル予測値 (地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差)																																																																																	
目的変数	アメダスの気温観測 (1 分値) から算出した最高・最低気温 当日・翌日の、最高気温は 00~09UTC の最高気温、最低気温は 15~00UTC の最低気温。																																																																																	
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、季節 (暖候期 (4~9 月)、寒候期 (10~3 月))、予報対象要素 (最高気温、最低気温)、予報時間 (日単位) 暖・寒候期の係数切替前に 1 か月間の事前学習を行う。																																																																																	

#### 4.2.4 風ガイダンス

定時風ガイダンス <sup>7</sup>	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
予報対象時間	3時間毎の正時 (GSM)、毎正時 (MSM, MEPS)
予報期間と間隔	GSM : FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=1 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 1 時間間隔 MEPS : FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値 (地上風の東西・南北成分)
目的変数	実況とモデルの地上風の東西・南北成分との差 アメダスで観測された 1, 3 時間毎の正時の風の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻 (1 時間毎 1 日分)、 風向 (4 方位 : 北東、南東、南西、北西)
備考	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには 2.5, 5.5, 9.5, 13.0 m/s を使用。

最大風速ガイダンス <sup>7</sup>	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 MEPS : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値 (地上風の東西・南北成分)
目的変数	実況とモデルの地上風の東西・南北成分との差 前 3 時間の最大風速時 (10 分毎の観測から算出) の風の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻 (1 時間毎 1 日分)、 風向 (4 方位 : 北東、南東、南西、北西)
備考	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには 3.0, 7.0, 11.0, 15.0 m/s を使用。

<sup>7</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.5 節を参照のこと。

#### 4.2.5 天気ガイダンス

天気ガイダンス <sup>8</sup>	
作成対象	20 km 格子 (GSM) 、5 km 格子 (MSM)
作成方法	日照率、降水量、降水種別から天気を判別。 天気を晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪に判別。
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	前 3 時間
予報期間と間隔	GSM: FT=6~84 の 3 時間間隔、MSM: FT=3~39 (00, 12UTC 初期値は 51) の 3 時間間隔

<sup>8</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.6 節を参照のこと。

#### 4.2.6 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス <sup>9</sup>	
作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM, MEPS (MEPS は各メンバー) : 5 km 格子
作成方法	ロジスティック回帰
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM: FT=6~84 の 3 時間間隔、 MSM: FT=3~39 (00, 12UTC 初期値は 51) の 3 時間間隔 MEPS: FT=3~39 の 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	下表に発雷確率ガイダンスの説明変数をまとめる。
目的変数	対象とする 20 km 格子を含む周囲 9 格子 (60 km 四方) における前 3 時間の発雷の有無。 LIDEN、飛行場観測、地上気象観測から作成する。
層別化処理の対象	地域、-10 °C 高度、予報時間、予報対象時刻。
備考	予測は LAF (過去初期値との重み付き平均) ありと LAF なしを作成する。

発雷確率ガイダンスの説明変数		
必須変数	FRR3	数値予報モデルの 3 時間降水量予測 [mm/3h]。 $\log_{10}(1 + \text{FRR3})$ と変換する。
	CAPE	対流有効位置エネルギー [ $\text{J kg}^{-1}$ ]。モデル地上面及び 925 hPa 面から持ち上げた CAPE のうち大きい方を選択。 $\text{CAPE} \times 1/1000$ と変換する。
	SSI	シヨワルター安定指数。-10 °C 高度が 3 km 未満の場合には 925 hPa と 700 hPa の間で計算した SSI9 を用いる。
候補変数	ZM10	-10 °C 高度 [km](大気の温度が -10 °C となる高度)。
	LLU	地上から 700 hPa の間の平均風の東西成分 [m/s]。-10 °C 高度が 3 km 以上のときは最大 15 m/s に制限する。
	LLV	地上から 700 hPa の間の平均風の南北成分 [m/s]。-10 °C 高度が 3 km 以上のときは最大 15 m/s に制限する。
	TPWR	気柱相対湿度。鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率。
	VOR5	500 hPa 渦度 [ $10^{-6}\text{s}^{-1}$ ]。最大 $99 \times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ に制限する。
	LAPS	地上から 850 hPa の間の気温減率 [ $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ]。
	DXQV	冬型の降水指数。風向別降水率 $\times$ 850 hPa の風速 [m/s] $\times$ 海面と下層温位の飽和比湿差 [ $\text{g kg}^{-1}$ ]。詳細は降水ガイダンス (4.2.1) を参照。
VSHR	850 hPa と 500 hPa の間の風ベクトル差の大きさ [m/s]	

<sup>9</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.7 節を参照のこと。

#### 4.2.7 湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンス <sup>10</sup>																																																																					
作成対象	気象官署（特別地域気象観測所含む）																																																																				
作成方法	ニューラルネットワーク																																																																				
作成対象とするモデル	GSM, MSM																																																																				
予報対象時間単位	24 時間 (15~15UTC)																																																																				
初期時刻と予報対象日	<p>使用する数値予報モデルと予報対象日は以下のとおり。「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>モデル</th> <th>初期時刻</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>2 日後</th> <th>3 日後</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="4">GSM</td> <td>00UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td>○</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td>○</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td rowspan="8">MSM</td> <td>00UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>03UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>09UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td>15UTC</td> <td>○</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>21UTC</td> <td></td> <td></td> <td>○</td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	モデル	初期時刻	当日	翌日	2 日後	3 日後	GSM	00UTC		○	○		06UTC		○	○	○	12UTC		○	○	○	18UTC		○	○		MSM	00UTC		○			03UTC		○			06UTC		○			09UTC		○			12UTC		○	○		15UTC	○				18UTC					21UTC			○	
モデル	初期時刻	当日	翌日	2 日後	3 日後																																																																
GSM	00UTC		○	○																																																																	
	06UTC		○	○	○																																																																
	12UTC		○	○	○																																																																
	18UTC		○	○																																																																	
MSM	00UTC		○																																																																		
	03UTC		○																																																																		
	06UTC		○																																																																		
	09UTC		○																																																																		
	12UTC		○	○																																																																	
	15UTC	○																																																																			
	18UTC																																																																				
	21UTC			○																																																																	
逐次学習の有無	あり																																																																				
説明変数	予報対象日における、 03, 12, 21JST の地上気温、03, 12, 21JST の 850 hPa 風速、 03, 12, 21JST の 3 層 (1000, 925, 800 hPa) 平均相対湿度、 03, 12, 21JST の 1000-700 hPa 間気温減率、地上最高気温、 地上と 925 hPa の日最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上最小湿度、 各層（地上、1000, 925, 850, 700, 500 hPa）の日平均相対湿度																																																																				
目的変数	観測された日最小湿度（1 分値から算出）																																																																				
層別化処理の対象	作成対象地点、夏期（4 月～9 月）、冬期（10 月～3 月）。																																																																				

<sup>10</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.8 節を参照のこと。

#### 4.2.8 視程ガイダンス

視程ガイダンス (格子形式、MSM) <sup>11</sup>	
作成対象	5 km 格子 (等緯度経度格子)
作成方法	消散係数による診断法 $\text{視程 VIS} = 3 / (\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s) \text{ [km]}$ $\sigma_p = 0.3 (1 - \text{RH})^{-0.2} \text{ : 浮遊塵の消散係数}$ $\sigma_c = 3.5 \times \text{QC}^{0.9} \text{ : 雲の消散係数}$ $\sigma_r = 0.47 \times \text{RAIN}^{0.5} \text{ : 雨の消散係数}$ $\sigma_s = 6.8 \times \text{SNOW}^{0.7} + 0.07 \times \text{FF} \text{ : 雪の消散係数}$
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値 QC : モデル面第 2~9 層の雲水量の和 [g/kg] RAIN : モデル内の前 1 時間降水量 (雨) の予測 [mm/h] SNOW : モデル内の前 1 時間降水量 (雪、霰、雲氷) の予測 [mm/h] RH : モデル面第 1 層の湿度 [%]。85% を上限。 FF : モデル面第 1 層の風速 [m/s]
目的変数	各格子の前 3 時間の最小視程
層別化処理の対象	なし
備考	・ MSM (ランベルト) とガイダンス (等緯度経度) の座標系の違いにより、南北端で一部欠損値が入る。

<sup>11</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.9 節を参照のこと。

視程ガイドンス (格子形式、GSM) <sup>11</sup>	
作成対象	20 km 格子 (等緯度経度格子)、赤道～65 °N, 100～180 °E
作成方法	消散係数による診断法 視程 VIS = $3 / (\sigma_p + \sigma_c)$ [km] $\sigma_p = 0.162 (1 - RH)^{-0.5}$ : 浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 22.7 \times CWC_3^{0.96}$ : 雲の消散係数 (オホーツク海 : 45～60°N、140～155°E) $\sigma_c = 29.3 \times CWC_2^{0.96}$ : 雲の消散係数 (オホーツク海以外) $\sigma_r = 0.403 \times RAIN^{0.5}$ : 雨の消散係数 $\sigma_s = 2.14 \times RAIN^{0.7} + 0.167 \times FF$ : 雪の消散係数
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値 CWC <sub>3</sub> : 地表気圧より上層の P 面 3 層の雲水量の和 [g/kg] CWC <sub>2</sub> : 地表気圧より上層の P 面 2 層の雲水量の和 [g/kg] RH : 地上面の湿度 [%]。85%を上限。 RAIN : 降水量 (3 時間内の 1 時間降水量の最大) [mm/h] FF : 地上面の風速 [m/s]
目的変数	各格子の前 3 時間の最小視程
層別化処理の対象	なし
備考	・ 降水の雨雪判別は天気ガイドンス (降水種別) に準じている。

### 4.3 プロダクトの送信時刻

2020年10月現在のプロダクト送信終了時刻を、表4.3.1に示す。なお、解析や予測にかかる計算時間は日々変化するため、送信終了時刻も日々変動する。これらの変動も考慮しプロダクト利用者には気象業務支援センターを通じてあらかじめ表4.3.2のように周知している。なお、周知した送信時刻より30分以上の遅延が生じるか遅延が見込まれる場合には、その旨を伝える連絡報を発信する。

表 4.3.1 プロダクトの送信終了時刻（2020年10月現在）

仕様 No <sup>1</sup>	プロダクト名	初期時刻	プロダクトの送信終了時刻 <sup>2</sup>
12501	全球数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 3 時間 45 分程度
12502	GSM ガイダンス	延長プロダクト <sup>3</sup> 12UTC	初期時刻 + 6 時間 30 分程度
12902	週間アンサンブル数値予報予報モデル GPV	00UTC 12UTC	初期時刻 + 5 時間 55 分程度 初期時刻 + 7 時間 55 分程度
12801	台風アンサンブル数値予報予報モデル GPV <sup>4</sup>	06, 18UTC (台風が存在する時のみ)	初期時刻 + 5 時間 40 分程度
12601	メソ数値予報モデル GPV	00, 03, 06, 09,	初期時刻 + 2 時間 15 分程度
12602	MSM ガイダンス	12, 15, 18, 21UTC	
13101	メソアンサンブル数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 3 時間 40 分程度
13102	メソアンサンブルガイダンス		
12701	局地数値予報モデル GPV	毎正時	初期時刻 + 1 時間 20 分程度
12401	毎時大気解析 GPV	毎正時	初期時刻 + 23 分程度

表 4.3.2 プロダクト利用者にあらかじめ周知した送信時刻（2020年10月現在）

仕様 No <sup>1</sup>	プロダクト名	初期時刻	プロダクトの送信終了時刻 <sup>5</sup>
12501	全球数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間以内
12502	GSM ガイダンス	延長プロダクト <sup>3</sup> 12UTC	初期時刻 + 7 時間以内
12902	週間アンサンブル数値予報予報モデル GPV	00UTC 12UTC	初期時刻 + 6 時間以内 初期時刻 + 8 時間以内
12801	台風アンサンブル数値予報予報モデル GPV <sup>4</sup>	06, 18UTC (台風が存在する時のみ)	初期時刻 + 6 時間以内
12601	メソ数値予報モデル GPV	00, 03, 06, 09,	初期時刻 + 2 時間 30 分以内
12602	MSM ガイダンス	12, 15, 18, 21UTC	
13101	メソアンサンブル数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間以内
13102	メソアンサンブルガイダンス		
12701	局地数値予報モデル GPV	毎正時	初期時刻 + 1 時間 30 分以内
12401	毎時大気解析 GPV	毎正時	初期時刻 + 30 分以内

<sup>1</sup> 「配信資料に関する仕様」の仕様番号。https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/shiyou/

<sup>2</sup> スーパーコンピュータシステムから気象情報伝送処理システム（アデス）等への送信が終了した時刻のこと。

<sup>3</sup> 延長プロダクトの予測時間は135～264時間である。但し一部の延長プロダクトについては87時間から配信される。

<sup>4</sup> アデスから気象業務支援センターのみへ配信される。

<sup>5</sup> 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻のこと。



#### 4.4 最近の改善のまとめ\*

2019年11月から2020年10月までに実施した数値予報システム、数値予報プロダクトの変更を表4.4.1にまとめた。以下にこれらの概略を記す。

##### 4.4.1 数値予報システムの変更

2019年12月11日に全球モデル(GSM)の初期値を作成する全球解析において、人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計で観測された輝度温度データを、晴天域以外の雲・降水域においても利用を開始した。また、GSMの初期値作成手法を高度化した。これらの変更により、対流圏の気温、水蒸気、風の初期値の精度が向上し、台風進路予測、降水分布予測、ジオポテンシャル高度の予測精度が改善した。

2020年3月24日にGSMの物理過程の改良を行った。この変更により冬季の北半球500hPaのジオポテンシャル高度と国内の降水の予測精度が改善した。同時に、台風進路予報、週間天気予報、2週間気温予報、早期天候情報及び1か月予報に使用している全球アンサンブル予報システム(GEPS)の改良を行った。GEPSでもGSMと同じ数値予報モデルを用いることで予報精度が改善した。

2020年3月25日にメソ数値予報システムの改良として、メソモデル(MSM)の初期値を作成するメソ解析の手法を、非静力学モデル asuca に基づく4次元変分法に更新した。これと同時に、MSMの物理過程等を改良した。これらの変更により、初期値の精度が高くなるとともに、MSMの予測精度が改善した。

2020年7月29日にGSMによる予測の初期値を作成する全球解析において、インド宇宙研究機関が運用する極軌道衛星 ScatSat-1 に搭載されたマイクロ波散乱計 OSCAT による海上風データ及び米国の静止気象衛星 GOES-16 の観測データから算出される大気追跡風(AMV)の利用を開始した。

2020年9月16日にメソアンサンブル予報システムにおける「ばらつき」(摂動)の作成手法を改良した。この変更により、予測値のばらつきの大きさ(アンサンブルスプレッド)が改善し、降水の確率予測等の精度が向上した。

表 4.4.1 2019年11月から2020年10月までに実施した数値予報システム、数値予報プロダクトの主な変更

変更日	概要	参考文献
2019年11月13日	台風アンサンブル数値予報モデル GPV の提供開始	配信資料に関するお知らせ(2019年10月9日)、配信資料に関する技術情報 第514号
2019年11月13日	GSM/MSM ガイダンス(最大降水量、降雪量、最大風速)の提供開始	配信資料に関するお知らせ(2019年10月9日)、配信資料に関する技術情報 第515号
2019年12月11日	雲・降水域の衛星観測データの利用開始と初期値作成手法の高度化	配信資料に関するお知らせ(2019年12月6日)、気象庁報道発表資料(令和元年12月10日)
2020年3月24日	全球モデル(GSM)の物理過程の改良、全球アンサンブル予報システム(GEPS)の改良	配信資料に関するお知らせ(2020年3月16日)
2020年3月25日	メソ数値予報システムの改良	配信資料に関するお知らせ(2020年3月19日)
2020年3月25日	メソアンサンブルガイダンスの提供開始	配信資料に関するお知らせ(2020年2月13日)、配信資料に関する技術情報第527号
2020年3月25日	GSM/MSM 視程ガイダンス(格子形式)の提供開始	配信資料に関する技術情報第528号
2020年7月29日	衛星データの新規利用開始による全球モデルの予測精度の向上	配信資料に関する技術情報第539号
2020年9月16日	メソアンサンブル予報システムにおける「ばらつき」(摂動)の作成手法の改良	配信資料に関する技術情報第541号

#### 4.4.2 数値予報プロダクトの変更

数値予報プロダクトの変更では、2019年11月13日に台風接近時における台風情報の充実を目的として、台風アンサンブル数値予報モデル GPV の提供（1日最大2回（06, 18UTC））を開始した。2019年11月13日に GSM/MSM ガイダンス（最大降水量、降雪量、最大風速）の提供を開始した。2020年3月25日にメソアンサンブルガイダンス、GSM/MSM 視程ガイダンス（格子形式）の提供を開始した。

#### 4.5 プロダクトの物理量の仕様及び算出手法\*

2020年10月時点における、気象業務支援センターを通じて提供する数値予報資料として、全球数値予報モデル GPV、週間アンサンブル数値予報モデル GPV、台風アンサンブル数値予報モデル GPV、メソ数値予報モデル GPV、メソアンサンブル数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV がある。ここでは、これらに含まれる物理量及びその算出手法についてまとめた。

##### 4.5.1 全球数値予報モデル GPV、週間アンサンブル数値予報モデル GPV 及び台風アンサンブル数値予報モデル GPV

地上	
海面更正気圧 [Pa]	地上気圧及び静力学平衡を仮定して算出した地上気温から、温度減率 $5 \text{ K km}^{-1}$ を仮定して標高 0 m の気圧を算出する。
地上気圧 [Pa]	予報変数でありそのまま値を格納する。
風 [m/s]	高度 10 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の 2 成分。草開 (2012) も参照。
気温 [K]	高度 2 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開 (2012) も参照。
相対湿度 [%]	高度 2 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開 (2012) も参照。
積算降水量 [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ]	予報初期時刻から対象となる予報時間まで積算した値。
上層雲量、 中層雲量、 下層雲量、 全雲量 [%]	まず、雲スキーム (中川 2012) を用いて、モデル面の各鉛直層における雲量を算出する。続いて、下層・中層・上層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムランダムオーバーラップ (長澤 2008) を仮定して下層雲量、中層雲量、上層雲量を算出する。ここで、地上気圧を 1000 hPa とした時に、850 hPa となる鉛直層及び 500 hPa となる鉛直層を決定し、それぞれ下層と中層の境界及び中層と上層の境界とする。さらに、全雲量は全ての鉛直層の雲量からマキシマムランダムオーバーラップを仮定して算出する。
日射量 [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]	放射過程で計算したモデル面各層の雲量と大気による散乱・吸収を考慮して、地表に到達した下向き短波放射フラックス。
気圧面	
高度 [gpm]	ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 $5 \text{ K km}^{-1}$ で鉛直外挿する。
風 [m/s]	東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。
気温 [K]	モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 $5 \text{ K km}^{-1}$ で鉛直外挿する。
上昇流 [Pa/s]	鉛直 p 速度である。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。
相対湿度 [%]	氷に対する飽和水蒸気量を考慮して算出する。 $-15^{\circ}\text{C}$ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、 $0^{\circ}\text{C}$ 以上では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。

#### 4.5.2 メソ数値予報モデル GPV、メソアンサンブル数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV

地上	
海面更正気圧 [Pa]	モデル面の下から 2 層目の気圧及び仮温度から、仮温度減率 $5 \text{ K km}^{-1}$ として標高 0 m の気圧を算出する。
地上気圧 [Pa]	モデル面の下から 2 層目の気圧及び仮温度から、仮温度減率 $5 \text{ K km}^{-1}$ としてモデル標高の気圧を算出する。
風 [m/s]	高度 10 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の 2 成分。原 (2008a)、草開 (2012) も参照。
気温 [K]	高度 1.5 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012) も参照。
相対湿度 [%]	高度 1.5 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012) も参照。
時間降水量 (メソ) [kg·m <sup>-2</sup> ]	対象となる予報時刻の 1 時間前から予報時刻まで積算した値。
積算降水量 (局地) [kg·m <sup>-2</sup> ]	予報初期時刻から対象となる予報時間まで積算した値。
上層雲量、中層雲量、下層雲量、全雲量 [%]	まず、部分凝結スキーム (原 2008b) を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出する。続いて、上層・中層・下層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムオーバーラップ (長澤 2008) を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧 $\times 0.85$ とし、中層と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧 $\times 0.8$ と 500 hPa の小さい方とする (地上気圧が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPa と 500 hPa となる)。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップを仮定して算出する。
日射量 [W·m <sup>-2</sup> ]	放射過程で計算したモデル面各層の雲量と大気による散乱・吸収を考慮して、地表に到達した下向き短波放射フラックス。
気圧面	
高度 [gpm]	ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 $5 \text{ K km}^{-1}$ で鉛直外挿する。
風 [m/s]	東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。
気温 [K]	モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 $5 \text{ K km}^{-1}$ で鉛直外挿する。
上昇流 [Pa/s]	鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する (藤田 2004)。モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。
相対湿度 [%]	氷に対する飽和水蒸気量を考慮して算出する。 $-15^\circ\text{C}$ 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、 $0^\circ\text{C}$ 以上では水に対する飽和水蒸気量を、 $-15^\circ\text{C}\sim 0^\circ\text{C}$ では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。

#### 参考文献

- 草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 29–41.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 70–75.
- 長澤亮二, 2008: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 149–165.
- 原旅人, 2008a: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 181–184.
- 原旅人, 2008b: 部分凝結スキーム. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 133–137.
- 藤田司, 2004: メソ数値予報狭域 GPV. 平成 16 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43.

#### 4.6 表記と統計的検証に用いる代表的な指標

数値予報解説資料集で用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標などについて以下に説明する。

##### 4.6.1 数値予報解説資料集で用いた表記

###### (1) 時刻の表記について

本資料集では、時刻を表記する際に、通常国内で用いられている日本標準時 (JST: Japan Standard Time) のほかに、協定世界時 (UTC: Coordinated Universal Time) を用いている。数値予報では国際的な観測データの交換やプロダクトの利用等の利便を考慮して、時刻は UTC で表記されることが多い。JST は UTC に対して 9 時間進んでいる。また、単に「時」を用いる場合は、日本標準時を意味する。

###### (2) 分解能の表記について

本資料集では、全球モデルの分解能について、xx を水平方向の切断波数、yy を鉛直層数として、“TxxLy”<sup>1</sup> と表記することがある。また、セミラグランジアンモデルで線形格子 (北川 2005) を用いる場合は“TLxxLy”<sup>2</sup> と表記する。北緯 30 度において、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格子、TL159 は約 110 km 格子に相当する。

###### (3) 予測時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過時間を予報時間 (FT: Forecast Time<sup>3</sup>) として表記している。

本資料集では、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」-「初期時刻」  
で定義し、例えば、6 時間予報の場合、FT=6 と表記しており、時間の単位 [h] を省略している。

###### (4) アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の予測の集合 (アンサンブル) を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成する。本資料集では、予測の集合の平均を「アンサンブル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。また、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を加えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。全メンバーの数に対する、予測がある閾値を超える (または下回る) メンバーの数の割合を超過確率と呼ぶ。

###### (5) 緯度、経度の表記について

本資料集では、緯度、経度について、アルファベットを用いて例えば「北緯 40 度、東経 130 度」を「40°N, 130°E」、「南緯 40 度、西経 130 度」を「40°S, 130°W」などと略記する。

<sup>1</sup> T は三角形 (Triangular) 波数切断、L は層 (Level) を意味する。

<sup>2</sup> TL の L は線形 (Linear) 格子を意味する。

<sup>3</sup> 英語圏では Forecast Range などと記述されることも多い。

#### 4.6.2 統計的検証に用いる代表的な指標

##### (1) 平均誤差、二乗平均平方根誤差、誤差の標準偏差、改善率

予測誤差を表す基本的な指標として、平均誤差 (ME: Mean Error、バイアスと表記する場合もある) と二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) がある。これらは次式で定義される。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i) \quad (4.6.1)$$

$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)^2} \quad (4.6.2)$$

ここで、 $N$  は標本数、 $x_i$  は予測値、 $a_i$  は実況値である。ME は予測値の実況値からの偏りの平均であり、0 に近いほど実況からのずれが小さいことを示す。RMSE は最小値の 0 に近いほど予測が実況に近いことを示す。

RMSE は ME の寄与とそれ以外を分離して、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2 \quad (4.6.3)$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i - ME)^2 \quad (4.6.4)$$

と表すことができる。 $\sigma_e$  は誤差の標準偏差である。

本資料集では、予測に改良を加えた際の評価指標として、RMSE の改善率 (%) を用いる場合がある。RMSE の改善率は次式で定義される。

$$RMSE \text{ 改善率} \equiv \frac{RMSE_{\text{cntl}} - RMSE_{\text{test}}}{RMSE_{\text{cntl}}} \times 100 \quad (4.6.5)$$

(RMSE 改善率  $\leq$  100)

ここで、 $RMSE_{\text{cntl}}$  は基準となる予測の、 $RMSE_{\text{test}}$  は改良を加えた予測の RMSE である。

##### (2) スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広がり示す指標であり、次式で定義される。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left( \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_{mn} - \bar{x}_n)^2 \right)} \quad (4.6.6)$$

ここで、 $M$  はアンサンブル予報のメンバー数、 $N$  は標本数、 $x_{mn}$  は  $m$  番目のメンバーの予測値、 $\bar{x}_n$  は

$$\bar{x}_n \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_{mn} \quad (4.6.7)$$

で定義されるアンサンブル平均である。

### (3) アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) とは、予測値の基準値からの偏差 (アノマリー) と実況値の基準値からの偏差との相関係数であり、次式で定義される。

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(A_i - \bar{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2}} \quad (-1 \leq ACC \leq 1) \quad (4.6.8)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (4.6.9)$$

$$A_i = a_i - c_i, \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad (4.6.10)$$

である。ここで、 $N$  は標本数、 $x_i$  は予測値、 $a_i$  は実況値、 $c_i$  は基準値である。基準値としては気候値を用いることが多い。アノマリー相関係数は予測と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完全に一致している場合には最大値の 1 をとり、相関が全くない場合には 0 をとり、逆に完全にパターンが反転している場合には最小値の -1 をとる。なお、アノマリー相関係数や ME, RMSE の解説は、梅津ほか (2013) に詳しい。

#### 4.6.3 カテゴリー検証で用いる指標

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有無を予測と実況それぞれについて判定し、その結果により標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに分類された事例数を基に、予測の特性を検証するという手順を踏む。

##### (1) 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカテゴリーに分類された事例数を示す表 (表 4.6.1) である。(2) から (12) に示す各スコアは、表 4.6.1 に示される各区分の事例数を用いて定義される。また、以下では全事例数を  $N=FO+FX+XO+XX$ 、実況「現象あり」の事例数を  $M=FO+XO$ 、実況「現象なし」の事例数を  $X=FX+XX$  と表す。

表 4.6.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		計
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		$M$	$X$	$N$

##### (2) 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$\text{適中率} \equiv \frac{FO + XX}{N} \quad (0 \leq \text{適中率} \leq 1) \quad (4.6.11)$$

最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。

##### (3) 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空振り (予測「現象あり」かつ実況「現象なし」) の割合であり、次式で定義される。

$$\text{空振り率} \equiv \frac{FX}{FO + FX} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1) \quad (4.6.12)$$

最小値の 0 に近いほど空振り率が小さいことを示す。本資料集では分母を FO+FX としているが、代わりに  $N$  として定義する場合もある。

##### (4) 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数に対する見逃し (実況「現象あり」かつ予測「現象なし」) の割合であり、次式で定義される。

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{XO}{M} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1) \quad (4.6.13)$$

最小値の 0 に近いほど見逃し率が小さいことを示す。本資料集では分母を  $M$  としているが、代わりに  $N$  として定義する場合もある。

##### (5) 捕捉率

捕捉率 ( $H_r$ : Hit Rate, POD (Probability Of Detection) と呼ばれる) は、実況「現象あり」のときに予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{FO}{M} \quad (0 \leq H_r \leq 1) \quad (4.6.14)$$

最大値の 1 に近いほど見逃し率が小さいことを示す。捕捉率は、ROC 曲線 (5) のプロットに用いられる。

##### (6) 体積率

体積率 ( $V_r$ : Volume Ratio) は、全事例のうち予測の「現象あり」の事例の割合を示す。

$$V_r \equiv \frac{FO + FX}{N} \quad (4.6.15)$$

複数の予測の捕捉率が等しい場合、体積率が小さい予測ほど空振り率が小さい良い予測と言える。

### (7) 誤検出率

誤検出率 ( $F_r$ : False Alarm Rate) は、実況「現象なし」のときに予測が外れた割合である。空振り率 (4.6.12) 式とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{FX}{X} \quad (0 \leq F_r \leq 1) \quad (4.6.16)$$

最小値の0に近いほど、空振り率が小さく予測の精度が高いことを示す。誤検出率は捕捉率 (5) とともに ROC 曲線 (5) のプロットに用いられる。

### (8) バイアスコア

バイアスコア (BI: Bias Score) は、実況「現象あり」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比であり、次式で定義される。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \leq BI) \quad (4.6.17)$$

予測と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合に1となる。1より大きいほど予測の「現象あり」の頻度が過大、1より小さいほど予測の「現象あり」の頻度が過小であることを示す。

### (9) 気候学的出現率

現象の気候学的出現率  $P_c$  は、標本から見積もられる「現象あり」の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \leq P_c \leq 1) \quad (4.6.18)$$

この量は実況のみから決まり、予測の精度にはよらない。予測の精度を評価する際の基準値の設定にしばしば用いられる。

### (10) スレットスコア

スレットスコア (TS: Threat Score) は、予測または実況で「現象あり」の場合の予測適中事例数に着目して予測精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \leq TS \leq 1) \quad (4.6.19)$$

出現頻度の低い現象 ( $N \gg M$ 、したがって、 $XX \gg FO$ ,  $FX$ ,  $XO$  となって、予測「現象なし」による寄与だけで適中率が1に近い現象) について  $XX$  の影響を除いて検証するのに有効である。本スコアは最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示す。なお、スレットスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するには適さない。この問題を緩和するため、次項のエクイタブルスレットスコアなどが考案されている。

### (11) エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score) は、前項のスレットスコアが現象の気候学的出現率の影響を受けやすいため、気候学的な確率で「現象あり」が適中した頻度を除いて求めたスレットスコアであり、次式で定義される (Schaefer 1990)。

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right) \quad (4.6.20)$$

ただし、

$$S_f = P_c(FO + FX) \quad (4.6.21)$$

である。ここで、 $S_f$  は「現象あり」をランダムに  $FO+FX$  回予測した場合 (ランダム予測) の「現象あり」の適中事例数である。本スコアは、最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で0となり、 $FO=XX=0$ ,  $FX=XO=N/2$  の場合に最小値  $-1/3$  をとる。

### (12) スキルスコア

スキルスコア (Skill Score) は気候学的確率などによる予測の難易を取り除いて、予測の技術力を評価する指数であり、一般に次式のように定義される。

$$\text{スキルスコア} \equiv \frac{S_{\text{fcst}} - S_{\text{ref}}}{S_{\text{pfct}} - S_{\text{ref}}} \quad (4.6.22)$$

ここで、 $S_{\text{fcst}}$ ,  $S_{\text{pfct}}$ ,  $S_{\text{ref}}$  は、評価対象の予測・完全予測・比較の基準となる予測 (気候学的確率など) の各スコア (適中率) である。本スコアは、最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示し、比較の基準となる予測よりも精度が劣る場合、負の値となる。

代表的なスキルスコアは Heidke のスキルスコア (HSS: Heidke Skill Score) で、気候学的な確率で「現象あり」および「現象なし」が適中した頻度を除いて求める適中率であり、次式で定義される。

$$HSS \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \leq HSS \leq 1) \quad (4.6.23)$$

ただし、

$$S = P_c(FO + FX) + P_x(XO + XX),$$

$$P_x = \frac{X}{N} \quad (4.6.24)$$

である。ここで、 $P_x$  は「現象なし」の気候学的出現率、 $S$  は「現象あり」を  $FO+FX$  回 (すなわち、「現象なし」を残りの  $XO+XX$  回) ランダムに予測した場合 (ランダム予測) の適中事例数である。HSS は、最大値の1に近づくほど精度が高く、ランダム予測で0となり、 $FO=XX=0$ ,  $FX=XO=N/2$  の場合に最小値  $-1$  をとる。前項のエクイタブルスレットスコアもスキルスコアの一つで、Gilbert Skill Score とも呼ばれている。

### (13) Roebber ダイアグラム

Roebber (2009) はカテゴリ検証による複数のスコア (捕捉率、空振り率、バイアスコア、スレットスコア) を一つのグラフに表す方法を考案した。検証結果を縦軸に捕捉率 (POD: Probability Of Detection)、横軸に 1-空振り率 (SR: Success Ratio) をとってプロットすると、捕捉率と空振り率から BI と TS が計算できるため、等値線を目安にバイアスコアとスレットスコアも確認できるグラフとなる (図 4.6.1)。本資料集では、これを Roebber ダイアグラムと呼ぶ。各スコアが 1 に近づくほど (グラフの右上へ近づくほど)、良い予測となる。このグラフでは 4 つのスコアを一目で確認でき、予測特性の変化を把握しやすい。特に、バイアスコアとスレットスコアの変化を捕捉率と空振り率の変化で説明することが容易となる。

例えば、図 4.6.1 の①のようにスコアが変化する場合、捕捉率、空振り率、バイアスコア、スレットスコアのいずれも改善となる。これに対し②の場合には、①と同様にバイアスコア、スレットスコアとも改善しているが、空振り率が増加している。空振り率が大きいにもかかわらず、バイアスコア・スレットスコアが改善している理由は、捕捉率の増加の割合が空振り率の増加に比べて大きいためである。このように①と②ではいずれもバイアスコアとスレットスコアがともに改善しているが、本グラフを用いることで予測の変化傾向の違い (捕捉率と空振り率の変化の違い) が一目で確認できる。

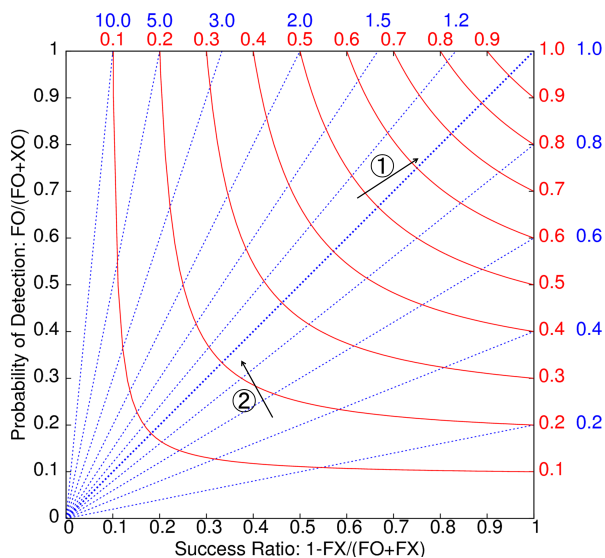


図 4.6.1 Roebber ダイアグラムの模式図。横軸は 1-空振り率、縦軸は捕捉率、青の破線はバイアスコアの、赤の実線はスレットスコアの各等値線。

### (14) FSS

FSS(Fractions Skill Score) は、現象の表現に空間的な曖昧さを与えて評価する検証スコアである (Roberts and Lean 2008 参照、幾田 2010 に詳しい)。

平面上のある変量の観測の分布を  $O_r$ 、予報の分布を  $F_r$  とする。変量は任意の閾値  $q$  で 2 値化でき、2 値化した観測を  $I_O$ 、予報を  $I_F$  とすると、次式のように表せる。

$$I_O = \begin{cases} 1 & O_r \geq q \\ 0 & O_r < q \end{cases} \quad (4.6.25)$$

$$I_F = \begin{cases} 1 & F_r \geq q \\ 0 & F_r < q \end{cases} \quad (4.6.26)$$

この 2 値化した変量を用いた検証は空間的な位置ずれを許容せず、検証格子のスケールでの適合を厳密に検証することを意味する。

次に、この  $I_O$  と  $I_F$  に空間スケールを考慮し、分布の適合の判定に曖昧さを追加するため、分数化を行う。具体的には、検証対象格子を中心とする 1 辺  $n$  格子の正方形領域を考え、この正方形領域に含まれる 2 値化した格子情報を次式に従って領域平均する。

$$O(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_O \left[ i+k-1 - \frac{n-1}{2}, \right. \\ \left. j+l-1 - \frac{n-1}{2} \right] \cdot K(n)_{k,l} \\ F(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_F \left[ i+k-1 - \frac{n-1}{2}, \right. \\ \left. j+l-1 - \frac{n-1}{2} \right] \cdot K(n)_{k,l} \quad (4.6.27)$$

ここで  $O(n)$  と  $F(n)$  は分数化した観測と予報、添字の  $i, j$  は格子番号である。また、 $K(n)$  はカーネル関数で一般的にはガウシアンカーネルなどが考えられるが、ここでは格子内平均を取り扱うためカーネル関数は一様とする。

分数化した変量  $O(n)$  と  $F(n)$  によって二乗平均誤差 (MSE) が次式によって計算される。

$$MSE(n) = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} [O(n)_{i,j} - F(n)_{i,j}]^2 \quad (4.6.28)$$

ここで、 $N_x$  と  $N_y$  は検証領域の  $x$  方向の格子数と  $y$  方向の格子数である。ここでは、簡単のため検証領域は矩形領域であると仮定している。

FSS は分数化された観測  $O(n)$  と予報  $F(n)$  によって記述される MSE のスキルスコアであるため、予報スキルを評価するための相対的な基準となる参照値が必要である。FSS の参照値は、 $O(n)$  と  $F(n)$  を用いて次



式のように定義される。

$$\text{MSE}_{(n)\text{ref}} = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} [O^2(n)_{i,j} + F^2(n)_{i,j}] \quad (4.6.29)$$

この参照値  $\text{MSE}_{(n)\text{ref}}$  は、任意の MSE の取りうる最大の値であり、予報と観測の総数が検証領域の格子数を超えない場合において、予報と観測の適合が無い場合の MSE に相当する。

FSS は、分数化した観測と予報によって記述される  $\text{MSE}_{(n)}$ 、その参照値である  $\text{MSE}_{(n)\text{ref}}$ 、そして完全予報の  $\text{MSE}_{(n)\text{perfect}} (= 0)$  を用いて次式で定義される。

$$\text{FSS}_{(n)} = \frac{\text{MSE}_{(n)} - \text{MSE}_{(n)\text{ref}}}{\text{MSE}_{(n)\text{perfect}} - \text{MSE}_{(n)\text{ref}}} = 1 - \frac{\text{MSE}_{(n)}}{\text{MSE}_{(n)\text{ref}}} \quad (4.6.30)$$

この式から分かるように FSS は 0 から 1 の値をとり、1 で完全予報、0 で観測と予報の適合がまったく無い場合となる。

#### 4.6.4 確率予測に関する指標など

##### (1) ブライアスコア

ブライアスコア (BS: Brier Score) は、確率予測の統計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対象とする予測について、次式で定義される。

$$\text{BS} \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - a_i)^2 \quad (0 \leq \text{BS} \leq 1) \quad (4.6.31)$$

ここで、 $p_i$  は確率予測値 (0 から 1)、 $a_i$  は実況値 (現象ありで 1、なしで 0)、 $N$  は標本数である。BS は完全に適中する決定論的な ( $p_i=0$  または 1 の) 予測 (完全予測と呼ばれる) で最小値の 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率  $P_c$  (4.6.18) 式を常に確率予測値とする予測 (気候値予測と呼ばれる) のブライアスコア  $\text{BS}_c$  は

$$\text{BS}_c \equiv P_c(1 - P_c) \quad (4.6.32)$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するのには適さない。例えば上の  $\text{BS}_c$  は  $P_c$  依存性を持ち、同じ予測手法 (ここでは気候値予測) に対しても  $P_c$  の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。この問題を緩和するため、次項のブライアスキルスコアが考案されている。

##### (2) ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は、ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常気候値予測を基準とした予測の改善の度合いを示す。本スコアは、ブライアスコア BS、気候値予測によるブライアスコア  $\text{BS}_c$  を用いて

$$\text{BSS} \equiv \frac{\text{BS}_c - \text{BS}}{\text{BS}_c} \quad (\text{BSS} \leq 1) \quad (4.6.33)$$

で定義され、完全予測で 1、気候値予測で 0、気候値予測より誤差が大きいと負となる。

##### (3) Murphy の分解

Murphy (1973) は、ブライアスコアと予測の特性との関連を理解しやすくするため、ブライアスコアを信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution)、不確実性 (Uncertainty) の 3 つの項に分解した。これを Murphy の分解と呼ぶ (高野 2002 などに詳しい)。

確率予測において、確率予測値を  $L$  個の区間に分け、標本を確率予測値の属する区間に応じて分類することを考える。確率予測値が  $l$  番目の区間に属する標本数を  $N_l$  ( $N = \sum_{l=1}^L N_l$ )、このうち実況が「現象あり」であった事例数を  $M_l$  ( $M = \sum_{l=1}^L M_l$ )、確率予測値の  $l$  番目の区間の区間代表値を  $p_l$  とすると、Murphy の分解によりブライアスコアは以下のように表される。

$$\text{BS} = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性} \quad (4.6.34)$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^L \left( p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (4.6.35)$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^L \left( \frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (4.6.36)$$

$$\text{不確実性} = \frac{M}{N} \left( 1 - \frac{M}{N} \right) \quad (4.6.37)$$

信頼度は、確率予測値 ( $p_l$ ) と実況での現象の出現相対頻度 ( $M_l/N_l$ ) が一致すれば最小値の 0 となる。分離度は、確率予測値に対応する実況での現象の出現相対頻度 ( $M_l/N_l$ ) が気候学的出現率 ( $P_c = M/N$ ) から離れているほど大きい値をとる。不確実性は、現象の気候学的出現率のみによって決まり、予測の手法にはよらない。例えば、 $P_c = 0.5$  の場合に不確実性は最大値の 0.25 をとる。また、不確実性 =  $\text{BS}_c$  が成り立つ。これらを用いて、ブライアスキルスコアを次のように書くことができる。

$$\text{BSS} = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}} \quad (4.6.38)$$

#### (4) 確率値別出現率図

確率値別出現率図 (Reliability Diagram, Attributes Diagram と呼ばれる) は、予測された現象出現確率  $P_{fcst}$  を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度  $P_{obs}$  を縦軸にとり、確率予測の特性を示した図である (図 4.6.2 参照、Wilks 2011 などに詳しい)。一般に、確率予測の特性は確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線 (Reliability curve) と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphy の分解 (3) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸  $P_{fcst}$  の各値について、信頼度 (あるいは分離度) への寄与は、信頼度曲線上の点から対角線  $P_{obs}=P_{fcst}$  (理想直線) 上の点 (あるいは直線  $P_{fcst}=P_c$  上の点) までの距離の二乗として表現される。 $P_{fcst}$  の各値でのこれらの寄与を、標本数に比例する重みで平均して信頼度 (あるいは分離度) が得られる。例えば、no-skill line (直線  $P_{obs} = (P_{fcst} + P_c)/2$ ) 上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が 0 となる。また no-skill line と直線  $P_{fcst} = P_c$  との間の領域 (分離度への寄与 > 信頼度への寄与、図 4.6.2 灰色の領域) 内に位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

特別な場合として、気候値予測 (1) では 1 点  $(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$  が信頼度曲線に対応する。また、次の 2 つの特性を示す確率予測は精度が高い。

- 信頼度曲線が対角線に (信頼度への寄与が最小値の 0 に) 近い。
- 信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点

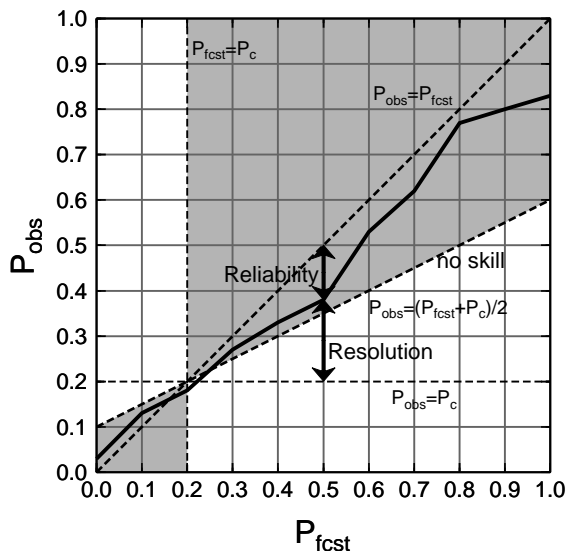


図 4.6.2 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線  $P_{obs} = P_c$  との差の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

$(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$  (気候値予測) から離れた位置 (確率値別出現率図の左下または右上寄り) に分布する (分離度が大きい)。

#### (5) ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルスコア

現象の予測出現確率にある閾値を設定し、これを予測の「現象あり」「現象なし」を判定する基準とすることが可能である。様々な閾値それぞれについて作成した分割表を基に、閾値が変化したときの  $F_r-H_r$  平面上の軌跡をプロットしたものが ROC 曲線 (ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特性曲線) である (図 4.6.3 参照、高野 2002 などに詳しい)。平面内の左上方の領域では  $H_r > F_r$  であり、平面の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予測ほど精度が高いものと見なせる。したがって、ROC 曲線から下の領域 (図 4.6.3 灰色の領域) の面積 (ROCA: ROC Area、ROC 面積) は、情報価値の高い確率予測ほど大きくなる。ROC 面積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、情報価値のない予測 ( $H_r = F_r$ ) を基準として ROC 面積を評価するものであり、次式で定義される。

$$ROCASS \equiv 2(ROCA - 0.5) \quad (-1 \leq ROCASS \leq 1) \quad (4.6.39)$$

本スコアは、完全予測で最大値の 1 をとる。また、情報価値のない予測 (例えば、区間  $[0, 1]$  から一様ランダムに抽出した値を確率予測値とする予測など) では 0 となる。

#### (6) CRPS

CRPS (Continuous Ranked Probability Score) は、確率予測の統計検証の指標の 1 つである。連続物理量

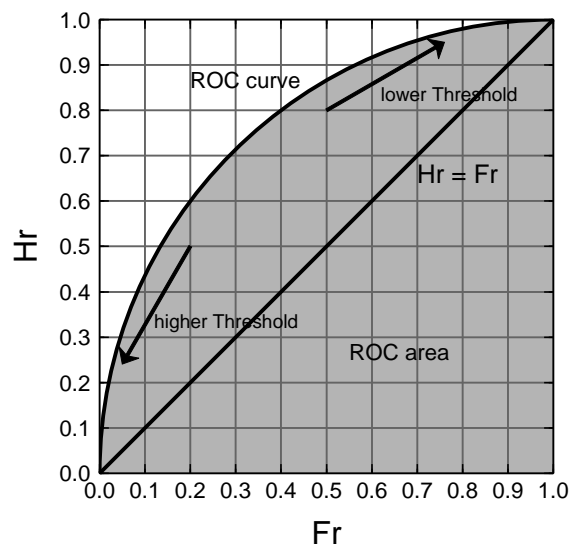


図 4.6.3 ROC 曲線の模式図。横軸は  $F_r$ 、縦軸は  $H_r$  である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

$x$  に対する CRPS は次式で定義される。

$$\text{CRPS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \int_{-\infty}^{\infty} [P_i(x) - A_i(x)]^2 dx$$

(0 ≤ CRPS) (4.6.40)

ここで、 $N$  は標本数、 $P_i$  と  $A_i$  はそれぞれ予測と実況の累積分布関数であり、次式で定義される。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^x \rho_i(x') dx' \quad (4.6.41)$$

$$A_i(x) = H(x - a_i) \quad (4.6.42)$$

ここで、 $\rho_i$  は予測された確率密度関数、 $a_i$  は実況値、 $H(x)$  は階段関数である。

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \geq 0 \end{cases} \quad (4.6.43)$$

CRPS は完全に適中する決定論的な予測で最小値 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。単位は物理量  $x$  と同じである。

また、物理量  $x$  が閾値  $t$  以下となる現象の確率予測に対するブライアスコアを  $\text{BS}(t)$  とおくと、

$$\text{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty} \text{BS}(t) dt \quad (4.6.44)$$

の関係がある。

#### 参考文献

- 幾田泰醇, 2010: 高分解能モデルの降水予報精度評価に適した検証手法. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11–17.
- 梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6–15.
- 北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38–43.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.
- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 595–600.
- Roberts, N. M. and H. W. Lean, 2008: Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 78–97.
- Roebber, P. J., 2009: Visualizing Multiple Measures of Forecast Quality. *Wea. Forecasting*, **24**, 601–608.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570–575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in

meteorology. *Research Rep.*, **89-5**, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada, 114 pp.

Wilks, D. S., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, International Geophysics, Vol. 100. Academic Press, 334–340 pp.

---

令和2年度数値予報解説資料集  
令和3年2月24日発行

---

編集 気象庁情報基盤部 数値予報課  
〒105-8431 東京港区虎ノ門3-6-9  
発行 気象庁情報基盤部

---

Copyright © 気象庁情報基盤部 2021  
Printed in Japan  
著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複写  
することを禁止します。