

# 平成30年度数値予報 研修テキスト

「第10世代数値解析予報システムと数値予報の基礎知識」

(数値予報課)

平成30年11月  
November 2018

気 象 庁 予 報 部



## はじめに\*

この数値予報研修テキストは、予報現場で数値予報プロダクトを利用する担当者向けに、プロダクトの特性や利用上の注意等を把握していただくために、数値予報の改良や予報精度、トピックスや今後の数値予報に関する開発計画などを盛り込み、毎年作成している。

今年度の数値予報研修テキストでは、「最新の数値予報」（第Ⅰ部）と「数値予報の基礎知識」（第Ⅱ部）をとりあげる。

第Ⅰ部の「最新の数値予報」では、平成30年（2018年）6月に導入した第10世代数値解析予報システムとその性能を活かした改良計画や最近実施した数値予報の改良について取り上げる。すでに実施した全球モデルの予報時間延長に加え、今年度から来年度前半に実施を予定しているメソ・局地モデルの予報時間延長やメソアンサンブルの開発状況についてまとめている。また数値予報の特性を把握していただく参考として、統計検証結果とともに、最近の顕著現象の中から平成29年7月九州北部豪雨やいくつかの台風等についての事例検討をとりあげている。

第Ⅱ部の「数値予報の基礎知識」については、平成24年数値予報研修テキストの第1部「数値予報の基礎知識」の内容を6年ぶりに更新し、その後の新しいシステム導入や改良も反映させて、最新の数値予報技術の概要としてまとめたものである。数値予報は現代の気象予測技術の根幹であることは言うまでもないが、その内容は非常に専門的で理解が難しいと感じる利用者も多いと思われる。詳細を把握いただく必要は必ずしもないが、気象予測の担当として概要は理解しておいていただきたい。そういう思いを込めて要点をまとめたものである。またプロダクト利用上の基本的な留意点についても網羅的に記述している。付録とあわせて、最新の数値予報についての概要や仕様等が把握できる構成としている。

この研修テキストの企画・執筆にあたっては、これまでの予報現場からの要望や研修等で寄せられたコメント等を参考にし、わかりやすい構成や記述に努めている。これまでいただいた多くのフィードバックに感謝申し上げますとともに、数値予報プロダクト利用者がこの研修テキストを活用し、数値予報やそのプロダクトの特性に対する理解を深めていただき、より精度の高い気象予測情報や防災気象情報の発表、気象業務の発展につながることを願っている。

---

\* 室井 ちあし



## 第 10 世代数値解析予報システムと数値予報の基礎知識

### 目次

はじめに

<b>第 I 部 最新の数値予報</b>	<b>1</b>
<b>第 1 章 第 10 世代数値解析予報システム</b>	<b>2</b>
1.1 はじめに	2
1.2 NAPS10 における改良計画	2
1.3 全球モデルの予報時間延長	5
1.4 メソ・局地モデルの予報時間延長	7
1.5 メソアンサンブル予報システム	9
<b>第 2 章 観測データ利用の変更およびガイダンスの改良</b>	<b>14</b>
2.1 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	14
2.2 全球解析における欧州静止気象衛星 Meteosat-11 データの利用開始	19
2.3 LFM 降水量ガイダンスの開発	22
2.4 国内航空悪天 GPV および LFM 航空悪天 GPV の改良	32
<b>第 3 章 検証・事例調査</b>	<b>42</b>
3.1 最近の統計検証について	42
3.2 事例調査：平成 29 年 7 月九州北部豪雨	48
3.3 事例調査：南岸低気圧による降雪予測	54
3.4 事例調査：平成 29 年台風第 21 号	60
<b>第 II 部 数値予報の基礎知識</b>	<b>65</b>
<b>第 1 章 概要</b>	<b>66</b>
1.1 はじめに	66
1.2 数値予報とは	66
1.3 数値予報の流れ	67
1.4 全球モデルと領域モデル	67
1.5 決定論的予報とアンサンブル予報	67
1.6 数値予報システム	68
1.7 解析予報サイクル、サイクル解析と速報解析	68
1.8 数値予報とコンピュータ	69
1.9 数値予報の歴史	69
<b>第 2 章 観測データと品質管理</b>	<b>72</b>
2.1 はじめに	72
2.2 観測の種類	72
2.3 観測で得られる物理量	73
2.4 観測の分布	73
2.5 観測データ取得時間分布	75
2.6 デコード	78

2.7	品質管理	78
2.8	まとめ	81
<b>第3章</b>	<b>データ同化</b>	<b>84</b>
3.1	データ同化概要	84
3.2	データ同化手法	85
3.3	気象庁のデータ同化	87
3.4	各解析で用いられる観測データ	87
3.5	データ同化の将来	88
<b>第4章</b>	<b>数値予報モデル</b>	<b>90</b>
4.1	数値予報モデルの概要	90
4.2	基礎方程式	90
4.3	数値予報モデルの全体構造	91
4.4	力学過程	91
4.5	物理過程	94
4.6	アンサンブル予報	100
4.7	気象庁の数値予報モデル	101
4.8	数値予報モデルの将来	103
<b>第5章</b>	<b>ガイダンス</b>	<b>106</b>
5.1	応用処理の概要	106
5.2	ガイダンス	106
5.3	ガイダンスの例	113
5.4	まとめ	116
<b>第6章</b>	<b>プロダクト利用上の留意点</b>	<b>118</b>
6.1	はじめに	118
6.2	数値予報プロダクトの利用	118
6.3	ガイダンス利用上の留意点	124
<b>付録A</b>	<b>数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表</b>	<b>126</b>
A.1	数値予報システム	126
A.2	ガイダンス	130
A.3	プロダクトの送信時刻	149
<b>付録B</b>	<b>最近の改善のまとめ</b>	<b>150</b>
B.1	数値予報システムの変更	150
B.2	アプリケーションおよびプロダクトの変更	150
<b>付録C</b>	<b>プロダクトの物理量の仕様及び算出手法</b>	<b>151</b>
C.1	全球数値予報モデル GPV 及び週間アンサンブル数値予報モデル GPV	151
C.2	メソ数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV	152
<b>付録D</b>	<b>数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標</b>	<b>153</b>
D.1	研修テキストで用いた表記	153
D.2	統計的検証に用いる代表的な指標	153
D.3	カテゴリー検証で用いる指標	154
D.4	確率予測に関する指標など	157

## 第1部

# 最新の数值予報

# 第1章 第10世代数値解析予報システム

## 1.1 はじめに<sup>1</sup>

気象庁は2018年6月5日に新しいスーパーコンピュータの運用を開始した。1959年に気象庁が初めて導入した科学計算用の大型コンピュータから数えて第10世代目となる。新しいスーパーコンピュータはCray XC50（米Cray製）であり、2012年に導入された日立SR16000/M1（日立製作所製）と比べて実効性能で約10倍の処理能力をもつ<sup>2</sup>。今後、このスーパーコンピュータを用いて、台風の影響や集中豪雨の発生可能性をより早い段階から精度良く把握するための防災情報の改善や、日常生活・社会経済活動の様々な場面で幅広く利活用される各種気象情報の更なる改善に取り組む。

第10世代スーパーコンピュータシステムで運用する現業数値予報システムを含めて、本書では第10世代数値解析予報システム(NAPS10)<sup>3</sup>と呼ぶこととする。

現業数値予報システムについては、前システムからの移行に万全を期すため、更新前後で数値予報システムの構成・仕様を大きく変えてはいないが、台風強度予報の予報期間を現在の3日先から5日先まで延長する<sup>4</sup>ために、00, 06, 18UTC初期値<sup>5</sup>の全球モデルの予報時間を84時間から132時間に延長した。また、降水短時間予報をこれまでの6時間先から15時間先まで延長する<sup>6</sup>ために、局地モデル(LFM)降水量ガイダンスの運用も開始した。今後、大きく性能が向上した新しいスーパーコンピュータを活用し、現業数値予報システムの改良を進めていく。

第1.2節では、新しいスーパーコンピュータで予定されている数値予報システムの改良計画について解説し、第1.3節以降は、今後1年程度先までに現業化を予定している改良の具体的な内容および予測精度への影響等について報告する。

なお、NAPS10については、気象庁予報部(2017)の第5章も合わせて参照願いたい。

<sup>1</sup> 本田 有機

<sup>2</sup> 気象庁ではXC50を2台購入し、スーパーコンピュータシステムを主副構成としている。それぞれの性能は、2018年6月発表の世界のコンピュータの性能ランキングであるTOP500 (<https://www.top500.org>)では、世界第25, 26位であった。

<sup>3</sup> 数値解析予報システム(NAPS)という名称は、現在ではスーパーコンピュータシステムの正式名称では無いが、ここでは世代を明確に表現するためこの名称を用いる。

<sup>4</sup> 台風強度予報の予報期間の延長は、2018年度末までに実施する予定。

<sup>5</sup> 12UTC初期値の全球モデルの予報時間は264時間である。

<sup>6</sup> 降水短時間予報の予報時間延長は、2018年6月20日11時に実施された。

## 1.2 NAPS10における改良計画<sup>1</sup>

### 1.2.1 数値予報システムの改良計画

NAPS10における現業数値予報システムの改良計画については、石田(2017)に既に詳細に報告されているが、一部変更されている点があるので、本節ではこの点を含めて簡潔に報告する。

現業数値予報システムの仕様について、石田(2017)の表5.2.1を更新し、NAPS10運用開始当初(2018年6月)の仕様、概ね1年後の仕様、そしてNAPS10で想定している最終仕様を表1.2.1に示すので、適宜参照願いたい。

なお、観測データの利用については、新規データの利用開始や、既に利用しているデータの利用手法の改良などに随時取り組んでいく。特に、雲・降水域での衛星輝度温度データの利用をはじめ、衛星データの新規利用に努めるとともに、地上気象レーダーなど時空間に高密度な観測データの一層の活用を進める。本節では詳細については割愛するが、観測データの利用については気象庁予報部(2015)も参照願いたい。

#### (1) 全球数値予報システム

前述の通り、台風強度予報の予報期間を5日先まで延長するために、NAPS10の運用開始後の2018年6月26日に、初期時刻00, 06, 18UTCの全球モデル(GSM)の予報時間を84時間から132時間へ延長した(第1.3節)。更にNAPS10運用期間中には、初期時刻00UTCのGSMの予報時間を264時間まで延長する計画である。同期間中には、GSMの鉛直層数を現在の100層から128層へと増強し、その後水平格子間隔を現在の20kmから概ね13kmへと高分解能化することも計画している。また、物理過程の改善は予測精度向上に非常に重要であり、積雲過程や重力波過程を中心に、様々な物理過程のバランスを取りながら抜本的な見直しを含む改良に取り組んでいく。

全球解析については、2019年度を目処に、雲・降水域での衛星マイクロ波輝度温度データの利用(計盛2011)を開始すること、それと同時に雲や降水過程に代表される非線形な物理過程の影響をより適切に考慮できるように4次元変分法データ同化システムを高度化することを計画している。その後、全球アンサンブル予報システム(GEPS)の一部である全球局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(全球LETKF; 太田・堀田2016)をベースに構築するLETKFを、4次元変分法を採用する全球解析と組み合わせて、予報誤差を見積もるハイブリッドデータ同化システムへと高度化することを計画している。

<sup>1</sup> 本田 有機

表 1.2.1 主要な現業数値予報システムの仕様等に係る改良計画。第 9 世代数値解析予報システム (NAPS9) から変更になる部分を太字で示した。

	2018 年 6 月 (運用開始時)	2019 年 6 月 (開始から約 1 年後)	NAPS10 最終仕様
全球モデル (GSM)	20 km, 100 層 264 時間予報 : 1 回/日 (12UTC) <b>132 時間予報</b> * : 3 回/日 (00, 06, 18UTC)	20 km, 100 層 264 時間予報 : 1 回/日 (12UTC) <b>132 時間予報</b> : 3 回/日 (00, 06, 18UTC)	<b>13 km, 128 層</b> 264 時間予報 : <b>2 回/日</b> ( <b>00, 12UTC</b> ) <b>132 時間予報</b> : <b>2 回/日</b> ( <b>06, 18UTC</b> )
全球アンサンブル 予報システム ** (GEPS)	40 km, 100 層 27 メンバー 264 時間予報 : 2 回/日 (00, 12UTC) 132 時間予報 : 2 回/日 *** (06, 18UTC)	40 km, 100 層 27 メンバー 264 時間予報 : 2 回/日 (00, 12UTC) 132 時間予報 : 2 回/日 *** (06, 18UTC)	<b>27 km, 128 層</b> <b>51 メンバー</b> 264 時間予報 : 2 回/日 (00, 12UTC) 132 時間予報 : 2 回/日 *** (06, 18UTC)
メソモデル (MSM)	5 km, 76 層 39 時間予報 : 8 回/日 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC)	5 km, 76 層 39 時間予報 : <b>6 回/日</b> (03, 06, 09, 15, 18, 21UTC)  <b>51 時間予報 : 2 回/日</b> ( <b>00, 12UTC</b> )	5 km, <b>96 層</b> 39 時間予報 : <b>6 回/日</b> (03, 06, 09, 15, 18, 21UTC)  <b>51 時間予報 : 2 回/日</b> ( <b>00, 12UTC</b> )
メソアンサンブル 予報システム (MEPS)	5 km, 76 層 <b>21 メンバー</b> 39 時間予報 : <b>4 回/日</b> ( <b>00, 06, 12, 18UTC</b> ) 部内試験運用	5 km, 76 層 <b>21 メンバー</b> 39 時間予報 : <b>4 回/日</b> ( <b>00, 06, 12, 18UTC</b> ) 正式運用	5 km, <b>96 層</b> <b>21 メンバー</b> 39 時間予報 : <b>4 回/日</b> ( <b>00, 06, 12, 18UTC</b> ) 正式運用
局地モデル (LFM)	2 km, 58 層 9 時間予報 : 24 回/日	2 km, 58 層 <b>10 時間予報</b> : 24 回/日	2 km, <b>76 層</b> <b>10 時間予報</b> : 24 回/日
毎時大気解析	5 km, 48 層 24 回/日	5 km, 48 層 24 回/日	<b>2 km, 76 層</b> <b>48 回/日</b>
備考	<p>* NAPS10 の運用開始後の 2018 年 6 月 26 日に、GSM の予報時間を 84 時間から 132 時間に延長した。</p> <p>** 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た。</p> <p>*** 全球アンサンブル予報システムの 06, 18UTC 初期時刻は 1 日 2 回を最大として、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実行される。</p>		

## (2) 全球アンサンブル予報システム

GSM と同じタイミングで GEPS の鉛直層を現在の 100 層から 128 層に増強し、メンバー数を 27 メンバーから 51 メンバーに増やす計画である。その後、水平格子間隔を現在の 40 km から 27 km へ高解像度化する計画である。

## (3) メソ数値予報システム

2018 年度末までに、初期時刻 00, 12UTC のメソモデル (MSM) の予報時間を 39 時間から 51 時間へと延長する計画である (第 1.4 節)。MSM の水平解像度は

NAPS10 運用期間中には変更する計画はないが、鉛直層については、将来、現在の 76 層から 96 層へと増強する計画である。

メソ解析は、2019 年度末を目標に、2017 年にメソモデルとして運用を開始した気象庁非静力学モデル asuca に基づく 4 次元変分法解析システム (asuca-Var; 幾田 2014) を導入する計画である。その後、2019 年度に正式運用を開始するメソアンサンブル予報システム (MEPS) のメンバーなどから予測誤差を見積もるハイブリッドデータ同化を導入する計画である。

#### (4) メソ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 (MEPS) は、第9世代数値解析予報システム (NAPS9) において2015年3月に部内試験運用を開始した(小野 2016)。NAPS10の運用開始に合わせて、実行頻度を1日1回(18UTC初期値)から1日4回(00, 06, 12, 18UTC初期値)に増やし、メンバー数も11メンバーから21メンバーに増強した。NAPS10運用開始から約1年後となる2019年6月頃には正式運用を開始する計画である(第1.5節)。また、将来はMSMに合わせて、鉛直層を76層から96層へ増強する計画である。

#### (5) 局地数値予報システム

2018年度末までに、全初期時刻の局地モデル(LFM)の予報時間を9時間から10時間へと延長する計画である(第1.4節)。LFMの水平解像度はNAPS10運用期間中には変更する計画はないが、鉛直層については、将来、現在の58層から76層へと増強する計画である。

#### (6) 毎時大気解析

毎時大気解析については、NAPS10運用期間中に、水平格子間隔を5 km から2 km へ、鉛直層数を48層から76層へ、実行頻度を1日24回から48回へと増強することを計画している。

### 1.2.2 2030年に向けた数値予報技術開発重点計画

#### (1) はじめに

交通政策審議会気象分科会は、自然環境や社会環境の変化、先端技術の展望を踏まえ、観測・予測精度向上のための技術開発と気象情報・データの利活用促進を、いわば「車の両輪」とした防災対応・支援の推進等について取り組みを進めるという「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」についての提言をとりまとめた<sup>2</sup>。この提言で示された方向性に基づき、気象庁は、防災分野を始め社会における情報サービス基盤である数値予報の技術開発を強力かつ着実に推進していくために、「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」(以下、「重点計画」; 気象庁 2018)を策定し、2018年10月に発表した<sup>3</sup>。重点計画は、当庁における数値予報システムの開発において重要な意味を持つことから、本節でその概要を紹介する。

#### (2) 重点目標

重点計画では、「国民一人一人の安全・安心を守り、活力ある社会を実現する数値予報イノベーション」というビジョンを掲げ、その実現に向けて4つの重点目標を設定した。これらのうち「温暖化への適応策」を

<sup>2</sup> 2018年8月20日付けで気象庁より報道発表が行われた。詳細は[http://www.jma.go.jp/jma/press/1808/20a/bunkakai\\_rep.html](http://www.jma.go.jp/jma/press/1808/20a/bunkakai_rep.html)を参照願いたい。

<sup>3</sup> 2018年10月4日付けで気象庁より報道発表が行われた。詳細は[http://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp\\_strategic\\_plan\\_towards\\_2030\\_181004.html](http://www.jma.go.jp/jma/press/1810/04b/nwp_strategic_plan_towards_2030_181004.html)を参照願いたい。

除く「豪雨防災」、「台風防災」、「社会経済活動への貢献」の3つが数値予報課の開発業務と深く関係する。

#### 重点目標①：豪雨防災

線状降水帯の発生・停滞などの予測精度向上により、集中豪雨の可能性を高い確度で予測すること、特に明るうちからの避難など、早期の警戒と避難を可能にすることを目標としている。

この目標を達成するための課題として、局地モデルの予測精度や解像度が不十分であることや、海上の水蒸気や風の初期値の精度が不十分であることが指摘されている。これらに対処するために、局地モデルを1 km以下に高解像度化し積乱雲に関する諸過程を改良すること、集中豪雨の予測の不確実性を適切に捕捉可能な局地アンサンブル予報システムの開発のほか、多様かつ時間的・空間的に高密度な観測ビッグデータの一層の活用や最先端技術を駆使したデータ同化技術の開発などに取り組む必要がある。

#### 重点目標②：台風防災

台風や前線に伴う大雨などの予測精度を向上し、大規模風水害や高潮災害に対して、数日前からの広域避難に関する防災行動の確実な実行を可能にすることを目標としている。

この目標を達成するための課題としては、地球全体から詳細な予測まで幅広いスケールを効率的に扱う必要があることや、環境指向流<sup>4</sup>と台風の構造両面から台風予測を改善する必要があること、そして、台風周辺の気象場の初期値精度が不十分であることが挙げられている。これらに対処するために、全球・メソの決定論的予測モデルやアンサンブル予報システム、及び、高潮モデルなどを階層的に開発することや、全球モデルの水平格子間隔を10 km以下へ高解像度化して解像度に適した物理過程を開発すること、人工知能(AI)技術を応用したモデル開発を進めること、観測ビッグデータの更なる活用などに取り組む必要がある。

#### 重点目標③：社会経済活動への貢献

半年先までの気象予測の高度化・精度向上により、気候リスク軽減や流通・生産計画の最適化を始め、社会経済活動における生産性向上へ貢献することを目標としている。

重点計画では、この目標を達成するための課題としては主に長期予報の問題点が指摘されているが、予測対象とする現象に応じて、効率的・効果的に予測する必要があることが指摘されている。豪雨防災や台風防災の重点目標を達成するために取り組む開発の成果を、こちらの目標達成に向けても活かしていく必要がある。

#### (3) 開発指針

現業数値予報システムは巨大かつ複雑なソフトウェアの集合体であり、開発に携わる一人一人が、ビジョ

<sup>4</sup> 台風の進路に影響する大気の流れ

ンと重点目標のみならず、次の3つの開発指針を共有して開発を推進することが重要である。

#### 開発指針①：プライオリタイゼーション

目標達成に資する開発を重点化し、開発や運用のコストを踏まえて優先順位を設定する。

#### 開発指針②：実証的根拠に基づく開発

実証的根拠と科学的議論を基本とし、共通の評価手法に基づいた系統的な開発を推進する。

#### 開発指針③：開発全体の最適化

基盤ソフトウェアの整備や開発環境の確保などにより、開発全体を最適化・強化し、研究・開発を推進する。

#### (4) 今後の取組

重点計画では、上記課題への取り組みを通して技術革新を実現するために、産学官オールジャパンなどの幅広い連携の推進、高度な開発を牽引出来る開発リーダーの育成と確保、最先端の研究・開発基盤の整備ということにも取り組み、開発マネジメントを強化していく方針を打ち出している。

重点計画は、2030年までの数値予報の技術開発の戦略を示すものであり、今後速やかにこの開発戦略に沿ってNAPS10における数値予報システムの改良計画を見直していく必要がある。

#### 参考文献

- 幾田泰醇, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 91-97.
- 石田純一, 2017: 数値予報. 平成29年度数値予報研修テキスト, 114-117.
- 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.
- 小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発状況. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 100-113.
- 計盛正博, 2011: 雲、雨の影響を受けたマイクロ波輝度温度データの同化. 数値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 77-83.
- 気象庁, 2018: 2030年に向けた数値予報技術開発重点計画. 52pp.
- 気象庁予報部, 2015: 観測データ利用の現状と課題. 数値予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 98pp.
- 気象庁予報部, 2017: 数値予報システム・ガイダンスの改良及び今後の開発計画. 平成29年度数値予報研修テキスト, 155pp.

### 1.3 全球モデルの予報時間延長<sup>1</sup>

全球数値予報システムは、天気予報、週間天気予報、台風進路・強度予報の作成のために利用されている。また、全球アンサンブル予報システム(GEPS)の初期値やメソ数値予報システムの境界値等の役割も担っており、他の数値予報システムの現業運用のためにも欠かせない基幹システムである。全球数値予報システムの数値予報モデルである全球モデル(GSM)はこれまで主に明後日(3日後)までを対象とした予報に用いられてきたため、GSMの予報時間は、12UTCを初期時刻とする予報は264時間(11日)、00, 06, 18UTCを初期時刻とする予報は84時間(3.5日)であった。2018年6月の第10世代のスーパーコンピュータシステムの運用開始時後の6月26日から、00, 06, 18UTCを初期時刻とするGSMの予報時間を132時間(5.5日)に延長した。予報時間を延長したGSMの予測を使い、これまで3日先までを対象に行ってきた台風強度予報を、平成30年度内に5日先まで延長することが計画されている。台風強度予報にはガイダンスが使用され(別所2018)、予報時間の延長されたGSMの予測がこのガイダンスの作成のために活用される。なお、同日00UTC初期値以降のGSMについては、気象業務支援センターを通じて、予報時間を延長したGSMの予報資料が一般の利用者に提供されている。

GSMとGEPSは共に台風の予測に用いられる。5日先までの台風進路予報には、00, 06, 18UTC初期値のGSMはこれまで3.5日の予報時間しかなかったため、2017年1月に運用を始めたGEPS(山口2017)が使用されてきた。GEPSは、全般海上予報区内に台風が存在する又は同区内で24時間以内に台風の発生・進入が予想される場合<sup>2</sup>には、通常の00, 12UTC初期値での264時間予測に加えて、06, 18UTCの初期時刻からも132時間の予測を行う。

図1.3.1に2018年8月4日06UTC初期値のGSM, GEPSによる平成30年台風第13号の進路予測を示す。GSMの進路予測は、GEPSのコントロールラン(摂動を入れない予測)による進路と概ね一致しており、摂動を加えた予測はその周辺に分布している。予報時間を延長したGSMの予測が、進路予測のためのGEPSの予測結果の確認に使用できる。GSMの予測結果がGEPSの予測と異なる場合は、他の初期値の予測も含

<sup>1</sup> 坂本 雅巳

<sup>2</sup> 正確には、以下3条件のいずれかを満たす場合

- i 全般海上予報区(赤道以北北緯60度以南、東経100度から180度までの領域)内に台風が存在している場合
- ii 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(TD)が存在している場合
- iii 同区外に熱帯低気圧(最大風速34ノット以上)が存在し、24時間以内に予報円又は暴風警戒域が同区内に入ると予想される場合

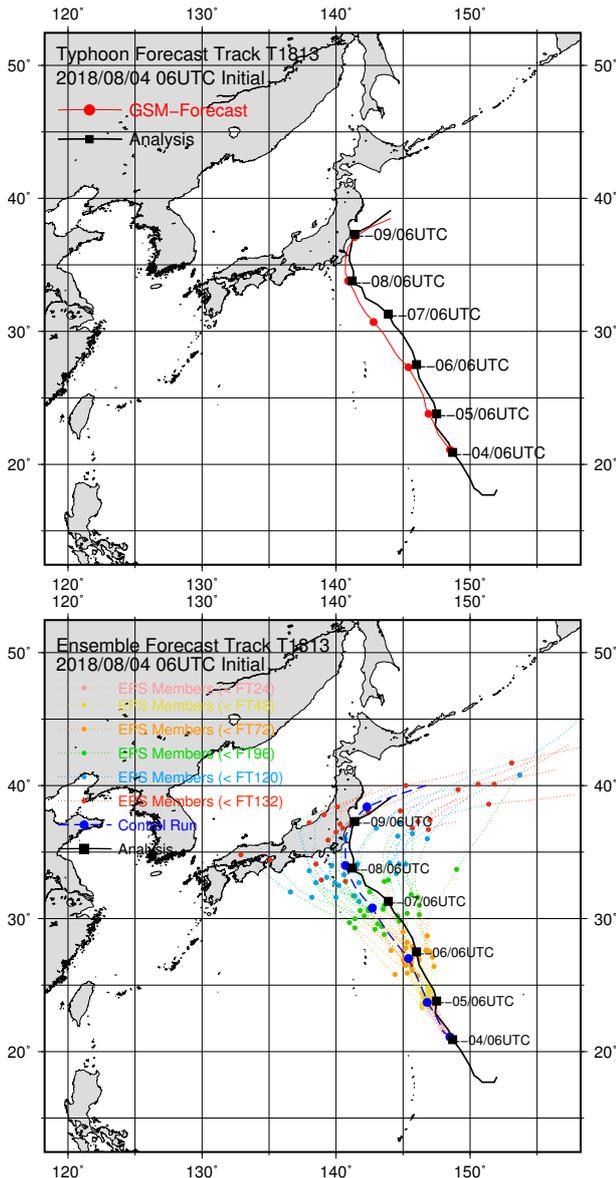


図 1.3.1 2018 年 8 月 4 日 06UTC 初期値の GSM (上図) と GEPS (下図) による平成 30 年台風第 13 号の中心位置の予測結果。上下の図の黒実線は気象庁ベストトラックでの台風解析の中心位置。上図の赤実線が GSM の予測。下図の青破線は GEPS のコントロールラン (摂動を加えない予測)。点線は GEPS の摂動を加えたメンバーの予測で、初期時刻から 24 時間後までを桃色、48 時間後までを黄色、72 時間後までを橙色、96 時間後までを緑色、120 時間後までを水色、それ以降を赤色で示す。

めた進路予測の検討が必要であろう。また、GSM を使った台風強度予測を行う場合は、その前提となる進路を GEPS の予測と比較して確認する必要がある。

水平格子間隔は GSM が約 20 km であるのに対して、GEPS は約 40 km である。水平格子間隔の違いにより、GEPS で台風起因する強風を予測するのは難しいため、台風強度の予測には GSM の予測が使用される。図 1.3.2 に 2018 年 8 月 4 日 06UTC 初期値の GSM, GEPS による平成 30 年台風第 13 号の最大風速の予測結果を

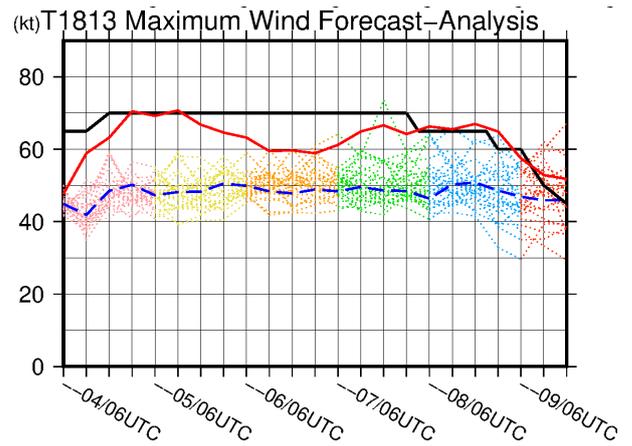


図 1.3.2 2018 年 8 月 4 日 06UTC 初期値の GSM と GEPS の平成 30 年台風第 13 号の最大風速 [ノット] の予測結果。黒実線は気象庁ベストトラックでの台風解析の最大風速。赤実線が GSM の予測。青破線は GEPS のコントロールラン。点線は GEPS の摂動を加えたメンバーの予測で、初期時刻から予報時間別に図 1.3.1 と同じ色で示す。

示す。GSM は最大風速約 70 ノットを予測しており、GEPS のどのメンバーよりも最大風速が大きい期間が長い。図 1.3.1 と図 1.3.2 に示した平成 30 年台風第 13 号では海上台風警報が発表されており、解析された最大風速も 70 ノットである。

#### 参考文献

- 別所康太郎, 2018: 台風強度予報ガイドスの開発. 平成 29 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 43-55.
- 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.

## 1.4 メソ・局地モデルの予報時間延長<sup>1</sup>

### 1.4.1 メソモデルの予報時間延長の概要

メソモデル (MSM) は、防災気象情報および航空気象情報の作成支援等を目的として、気象庁が運用する領域モデルである。MSM の予測精度は様々な改良により継続的に向上しており、また、予報時間を利用用途の拡大に応じて段階的に延長している。具体的には、2007年5月に03, 09, 15, 21UTC 初期値の予報時間を15時間から33時間に延長し(荒波・原 2006)、さらに2013年5月に全8初期値(00から21UTCまでの3時間おき)の予報時間を39時間に延長した(越智・石井 2013)。

2018年6月のスーパーコンピュータシステムの更新を受け、防災気象情報等の作成支援へのMSMの利活用を更に進めるべく、2018年度末までに、00, 12UTC 初期値について予報時間を39時間から51時間へと延長する計画である。この延長により、05JSTに発表する天気予報の作成において、翌日にかけての予報期間のすべてがMSMの予報時間でカバーされるなど、数値予報資料の利用における一貫性が向上する。なお、今回は予報時間延長のみの変更であり、モデルの仕様は、2017年2月のasuca導入(原 2017)の際と同一である。

### 1.4.2 延長された予報時間におけるMSMの検証

本節では、延長された予報時間(以下、FT)39時間から51時間におけるMSMの予測精度や特性の検証結果を述べる。前線や台風による降水を含む夏期間(2016年6月27日から7月14日、および8月13日から30日の計36日間)、冬型気圧配置や南岸低気圧による降水を含む冬期間(2016年12月11日から2017年1月15日の計36日間)の00, 12UTC 初期値について、MSMの予報時間を51時間まで延長する実験を行い、対解析雨量検証のほか、対高層観測検証および対地上観測検証(草開・森安 2013)を実施し、また個別の事例において予報の特性を確認した。

検証にあたっては、防災気象情報の作成支援において降水の予測精度が重要であること、原稿執筆時点(2018年9月)におけるFT=39以降の数値予報資料としてはGSMが主であることを念頭に置いた。以下の節では、FT=39以前のMSM(以下、延長MSM)について、FT=39以前のMSMとの精度比較、降水予測におけるGSMおよび他初期値MSMとの比較、境界値を与えるGSMとの類似性、MSMの既知の特性、の4点について検証結果を示す。

#### (1) FT=39以前のMSMとの精度比較

延長MSMについて、バイアスコア(BI)、スレットスコア(TS)とも、FT=39以前と比較して急激な変

動は見られなかった。TSについては、予報後半ほど低下が緩やかであった。この傾向は降水量の閾値や季節によらず一貫して見られたほか、対高層観測検証においても、FT=39以降での予測誤差の極端な悪化は見られなかった。一例として、図1.4.1には、夏期間における10 mm/3hrを閾値とした解析雨量に対するBIおよびTSを、00~06UTC 初期値のMSMの予測について示す。

#### (2) 降水予測側のGSMおよび他初期値MSMとの比較

降水予測について、延長MSMを同初期時刻のGSMと比較すると、BI, TSとも、FT=39以降を含め予報時間を通じて延長MSMの方がGSMより良く、その優位性は、より強い降水において、また冬期間よりも夏期間において明瞭であった。また、延長MSMとより新しい初期値のMSMとを比較すると、FT=39以前について得られている結果(越智・石井 2013)と同様に、より新しい初期値の方が高精度で、その優位性は冬期間よりも夏期間において明瞭であった。図1.4.1には、一例として、夏期間における、延長MSMのGSMおよび他初期値MSMとの比較を示す。

#### (3) 境界値を与えるGSMとの類似性

MSMは、500 hPa高度をはじめとした総観規模の流れの予測について、予報時間が長くなるに従い、側面境界を与えるGSMと予測誤差が類似する傾向がある(越智・石井 2013)。対高層観測検証および事例検証により確認すると、延長MSMについてもその傾向は継続していた(図略)。一方で、対流圏下層の気温や水蒸気といった、モデルによる表現の違いが現れやすい要素については、境界値を与えるGSMが持つバイアスは、必ずしもMSMに反映されるわけではなかった。この傾向は延長MSMでも同様であった。

#### (4) MSMの既知の特性

以下に述べるMSMの既知の特性について、延長MSMでも同様の傾向を確認した。利用にあたりGSMや実況との比較を適切に行うなど留意が必要である。

MSMでは、現実には見られない、小スケールで気圧傾度の大きい低気圧が予測される場合があり(原 2015)、延長MSMでも同様の事象を確認した。なお、夏、冬各期間について予報時間別に発生頻度を確認したところ、明瞭な予報時間依存性は見られなかった(図略)。

また、MSMには、強制力が弱い状況において、夏季の熱雷などの、小スケールの不安定性降水が表現されにくいという問題(原・倉橋 2017)や、第3.1.1項にて後述する、冬期の積雪域での地上気温の低温バイアスの存在が指摘されているが、延長MSMにおいても同様の傾向を確認した。

### 1.4.3 延長MSMのまとめと利用上の注意点

MSMを防災気象情報等の作成支援への利活用を更に進めるため、00, 12UTC 初期値MSMの予報時間を

<sup>1</sup> 荒巻 健智、氏家 将志

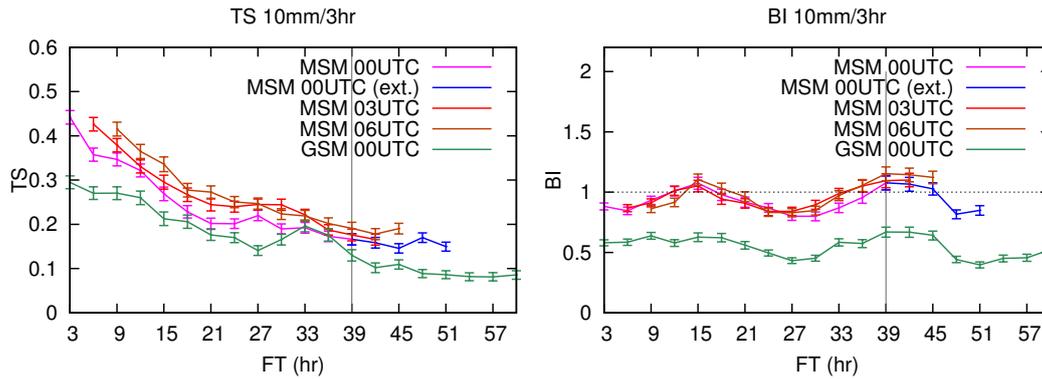


図 1.4.1 夏期間（2016年6月27日～7月14日、8月13日～30日の計36日間）における、10 mm/3h以上の降水を対象とした、対解析雨量スレットスコア (TS) (左図) およびバイアスコア (BI) (右図) の予報時間別の統計検証結果。検証格子は20 km。MSMは延長した00UTC初期値（青色が延長部分）と比較のための03, 06UTC初期値の予報を、GSMは00UTC初期値の予報を示している。エラーバーは95%信頼区間を示す。また、FT=39を示す境界線を引いている。

51時間に延長することを予定している。予報時間を延長したMSMについて、利用上の注意点をまとめて述べる。

- 予測スコアの統計検証や事例における検証の結果、延長MSMでの予測誤差の極端な悪化や特性の変化は見られなかった。
- 特に降水の予測スコアは、FT=39以降を含め予報時間を通じてMSMの方がGSMより良く、その優位性は、より強い降水、また冬期間よりも夏期間において、より明瞭であった。また、可能であれば、より新しい初期値のMSMを参照することが適切である。
- 500 hPa高度など総観規模の流れについて、MSMの予測誤差が境界値を与えるGSMと類似する特性が知られているが、延長MSMでもその特性は継続する。異なる初期値のMSM同士やGSMと比較して用いる際、境界値を与えるGSMの影響に留意頂きたい。

#### 1.4.4 局地モデルの予報時間延長

局地モデル (LFM) は、MSMより時空間的に細かい資料で、航空気象情報、防災気象情報の作成等を支援することを目的として気象庁が運用する領域モデルである。2012年8月に東日本を予測領域として1日8回実行での本運用を開始 (永戸ほか 2012) して以降、2013年5月の日本域への予測領域拡大および毎時実行化 (永戸ほか 2013)、2015年の asuca 導入 (原ほか 2015) と、モデルの改善や仕様拡張を実施してきた。

2018年6月のスーパーコンピュータシステム更新を受け、主として航空交通管理のための気象情報提供での利用における利便性の向上を目的として、2018年度末までに、全初期値について予報時間を9時間から10時間へと延長する計画である。なおモデル自体の変更はない。

予報時間を10時間に延長したLFMについて、前線や台風による降水を含む夏期間 (2016年7月5日から

14日、8月2日から3日、および8月16日から22日の計19日間)、冬型気圧配置や南岸低気圧による降水を含む冬期間 (2017年12月12日から22日および2018年1月7日から14日の計19日間) について実験を行い、対解析雨量検証のほか、対高層観測検証および対地上観測検証を実施し、また個別の事例において予報の特性を確認した。その結果、予報延長期間での予測誤差および特性の極端な変化がないことを確認した (図略)。

#### 参考文献

荒波恒平, 原旅人, 2006: メソ数値予報モデルの改良と予報時間延長. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 55-58.

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.

永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-41.

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

草開浩, 森安聡嗣, 2013: 現業モデルにおける検証 (メソモデル). 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 16-24.

原旅人, 幾田泰醇, 伊藤享洋, 松林健吾, 2015: asucaが導入された局地数値予報システム. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-23.

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, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-47.

原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-55.

## 1.5 メソアンサンブル予報システム<sup>1</sup>

### 1.5.1 はじめに

気象庁は、メソモデル（以下、MSM）の予報に対して信頼度、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（以下、MEPS）の開発を進めてきた。2015年3月からは部内試験運用を開始し（小野 2016a）、その後も随時改良してきた。MEPSは2019年6月頃に本運用を開始する計画である。

本節では、本運用予定のMEPSの仕様について説明する。また、MEPSの利用方法の検討について簡単に紹介する。第1.5.4項では、MEPSガイダンスの概要を述べる。

### 1.5.2 MEPSの仕様

表1.5.1に本運用予定のMEPSの仕様を示す。以下では、仕様とその狙いを簡潔に述べ、統計的な特性を示す。

#### (1) 運用形態

実行頻度（初期時刻）は1日4回（00, 06, 12, 18UTC）、予報時間は39時間である。1初期時刻あたりのメンバー数は、1つのコントロールランと20の摂動ランから成る21メンバーである。

#### (2) 数値予報モデル、初期値、境界値

MEPSは、MSMの予報の不確実性等の情報を提供することを目的とするため、その数値予報モデルはメソスケール現象の表現能力がMSMと同等であることが求められる。そのため、MEPSの水平格子間隔、鉛直層配置、数値予報モデルとその設定及び計算領域は、MSMと全く同一としている。また、コントロールランの初期値、境界値は同初期時刻のMSMと同じものを利用する。したがって、コントロールランは同初期時刻のMSMの予報値そのものである。

#### (3) 初期摂動

初期摂動は、3つのスケールの特異ベクトル（SV: Singular Vector; 山根 2002 など参照）を組み合わせで作成する。SV法は線形的な時間発展について成長率の大きい摂動を計算する手法である。気象庁全球モデルに基づく全球特異ベクトル（以下、GSV; 酒井 2009 参照）、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（以下、MSV; 小野 2010 参照）の結合により初期摂動を作成し、これらの初期摂動をMSMの初期値に加えることで、MEPSの複数の初期値を作成する。総観規模擾乱を対象とする水平格子間隔約180 km・評価時間45時間のGSVをベースとして全般的な摂動を確保した上で、予報前半の強雨についての不確実性を考慮することを狙いとして、メソ $\alpha$ スケール以上の現象を対象と

表 1.5.1 本運用予定のMEPSの仕様

実行頻度（初期時刻）	1日4回 (00, 06, 12, 18UTC)	
予報時間	39時間	
アンサンブルメンバー数	21メンバー（コントロールランを含む）	
予報モデル	水平格子間隔	MSMと同じ（5 km）
	鉛直層数	MSMと同じ（76層）
	初期値	MSMと同じ（付録A.1.3）
	境界値	MSMと同じ（付録A.1.3）
アンサンブル手法	モデル摂動	なし
	大気初期摂動	SV法 (MSV40+MSV80+GSV)
	側面境界摂動	SV法 (GSV)
	下部境界摂動	なし

する水平格子間隔80 km・評価時間15時間のMSV（以下、MSV80）、メソ $\beta$ スケール以上の現象を対象とする水平格子間隔40 km・評価時間6時間のMSV（以下、MSV40）から得られる解像度の高い摂動を合成する。GSVでは水平風と気温の摂動のみを求めており、初期値における水蒸気場の不確実性はMSVから算出される摂動によって考慮している。初期摂動の設計の詳細は、小野（2016a）を参照していただきたい。

#### (4) 側面境界摂動

MSMの予報の不確実性のうち、側面境界値の誤差に起因するものは側面境界値に摂動を与えることにより考慮している。領域モデルのアンサンブルにおいて側面境界摂動を考慮しないと、側面境界の影響を受ける予測領域（予報時間の経過とともに広がる）では予測がばらつかず、予測の不確実性の表現が不十分となる（小野 2016b）。

MEPSの側面境界摂動には、初期摂動作成に利用するGSVを側面境界摂動としても利用する（Ono 2017）。この方法では、各メンバーの初期摂動と側面境界摂動との間にずれが生じないため、各メンバーの予測において擾乱の盛衰予測の一貫性を保つことができる<sup>2</sup>。これにより、次項で触れる各メンバーの予測をMSMとは異なるシナリオと見なす使い方において、利用しやすくなる。

#### (5) 統計的な特性

ここでは、メソ解析の解析値を参照値としたコントロールランの二乗平均平方根誤差（以下、RMSE）とアンサンブル平均予報のRMSEの比較、アンサンブ

<sup>1</sup> 河野 耕平、西本 秀祐（第1.5.1項から第1.5.3項、および第1.5.5項）、三戸 洋介（第1.5.4項）

<sup>2</sup> 小野（2016b）では、側面境界摂動は週間アンサンブル予報値を用いており、GSVを用いて作成する初期摂動との間にずれが生じ得た。このため、例えば、初期摂動では擾乱を強めるような摂動であっても、それを打ち消すような側面境界摂動が流入することが起こり得た。

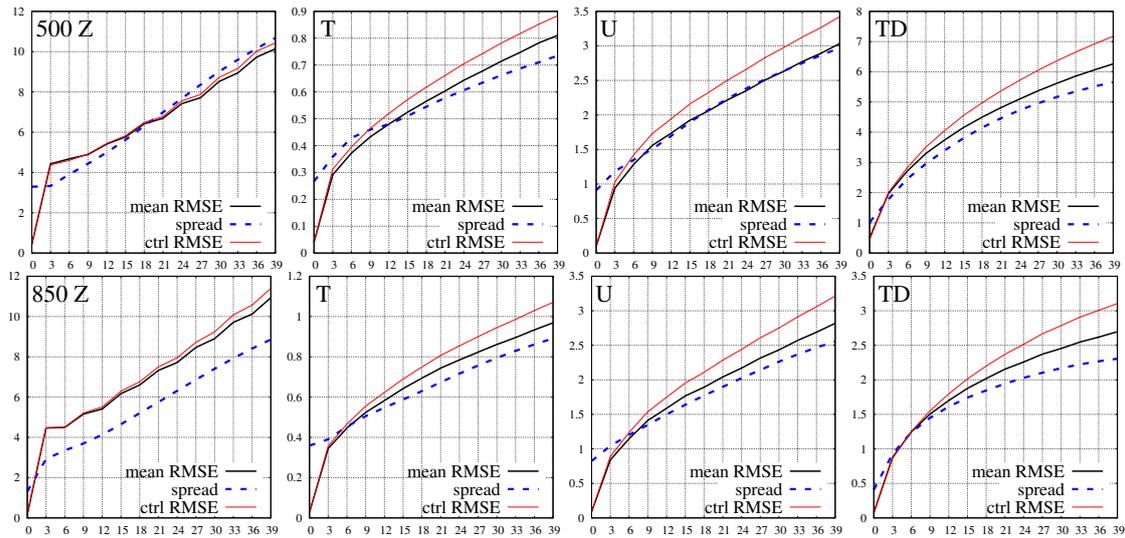


図 1.5.1 メソ解析を参照値としたコントロールランの RMSE (赤線)、アンサンブル平均予報の RMSE (黒線) 及びスプレッド (青点線) の時系列。左からジオポテンシャル高度 [gpm]、気温 [K]、東西風 [m/s]、露点温度 [K] であり、上段は 500 hPa、下段は 850 hPa。横軸は予報時間 [h] を表す。

ル平均予報の RMSE とアンサンブルスプレッド (以下、スプレッド) の関係を確認する。図 1.5.1 に、2018 年 6 月 5 日から 2018 年 7 月 25 日の全 204 初期値の 500 hPa, 850 hPa のジオポテンシャル高度、気温、東西風、露点温度の検証結果を示す。一般に、アンサンブル予報では、アンサンブル平均予報の RMSE はコントロールランのそれより小さく、スプレッドの大きさと同程度になることが望ましい (高野 2002)。MEPS において、アンサンブル平均予報の RMSE が予報時間の経過とともにコントロールランより小さいことは図 1.5.1 で示した要素全てについて確認できる。一方、スプレッドについて見ると、アンサンブル平均予報の RMSE と比べて予報後半で過小になる傾向が 850 hPa の全要素、500 hPa の気温、露点温度について見られる。このようなスプレッドと RMSE の関係は、予測の不確実性の大きさを十分に表現できているとは言えないため、今後、改善すべき課題である。

### 1.5.3 MEPS の利用方法の検討

気象庁において、短期予報作業におけるアンサンブル予報の利用は MEPS が初めてとなる。そのため、MEPS の現業予報作業における活用法について、庁内の予報作業担当者と開発者において検討が進められている (石田 2016)。これまで、顕著現象のポテンシャル把握や「警報級の可能性」の判断等への MEPS の活用が検討されており、ここでは、その有効な資料として挙げられている、全メンバーの降水量予測の最大値 (以下、メンバー最大) や降水量が閾値を超える確率<sup>3</sup>を例示する。

図 1.5.2 は、前線が東北地方を南下する中、山形県

で線状降水帯による大雨となった事例である。コントロールランの降水予測に対して、MEPS のメンバー最大からは 100 mm/3h を超える降水量の可能性があること、閾値を超える確率 (ここでは、20 mm/3h 以上<sup>4</sup>) からは降水帯は山形県と秋田県の県境付近にかかる可能性が高めであること、といった情報が得られる。図 1.5.3 は、図 1.5.2 の 18 時間後、前線が新潟県まで南下した時刻の事例である。コントロールランの降水予測に対して、MEPS のメンバー最大からは降水帯の位置予測について南北方向に不確実さがあることが把握できる。この事例では、新潟県南部まで降水帯が南下する実況に近い予測のメンバー (例えば図 1.5.3 の最右図) が複数あり<sup>5</sup>、実況程度の降水帯の南下の可能性を捕捉できている。

アンサンブルメンバーの予報を決定論的予測とは異なるシナリオと見なす使い方も検討されている。例えば、全メンバー中で最大の降水量を予測したメンバーを最も悪いシナリオとして想定しておく使い方や、コントロールランよりも実況に近い予測のメンバーによってシナリオを代替する使い方などである。後者の使い方の留意点としては、小野 (2016a) で示されているように、ある時刻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一般に持続時間は短く、そ

<sup>4</sup> 各メンバーの予測 (図略) を概観すると、図 1.5.2 の最右図のメンバーの例のようにピーク値は実況ほどではないが 20 mm/3h (橙色) 以上の降水帯を表現するメンバーが多く、かつ、それぞれ予測位置にずれがあった。降水帯の出現位置の可能性を把握するには、この事例では 20 mm/3h 程度の閾値で確認するのが有効と考えた。

<sup>5</sup> しかし、20 mm/3h 以上を超える確率は大きくならなかった。これは、各メンバーの 20 mm/3h 以上の降水の予測領域が狭く、メンバー間の予測領域の重なりが小さかったためである。

<sup>3</sup> 各予報時間・格子点毎に、閾値以上の降水量を予測したメンバー数を全メンバー数で割った値をプロットした図

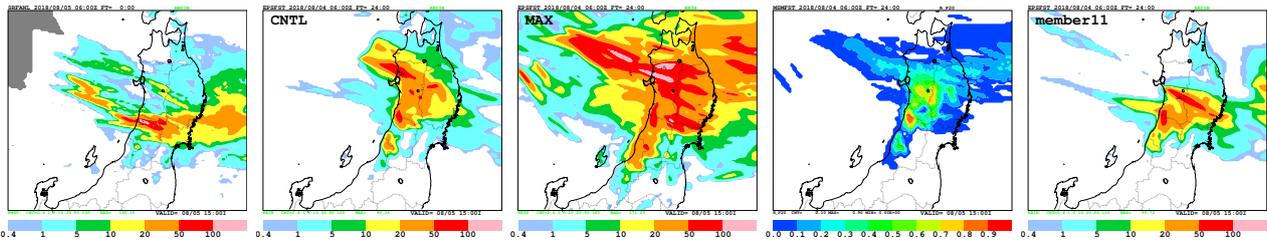


図 1.5.2 MEPS の予測例。2018 年 8 月 5 日 06UTC の前 3 時間降水量について、左から、解析雨量、MEPS コントロールランの予測、MEPS 全 21 メンバー中の予測の最大値、MEPS の 20 mm/3h を超える確率、MEPS のある 1 メンバーの予測。MEPS は 8 月 4 日 06UTC 初期値の FT=24。

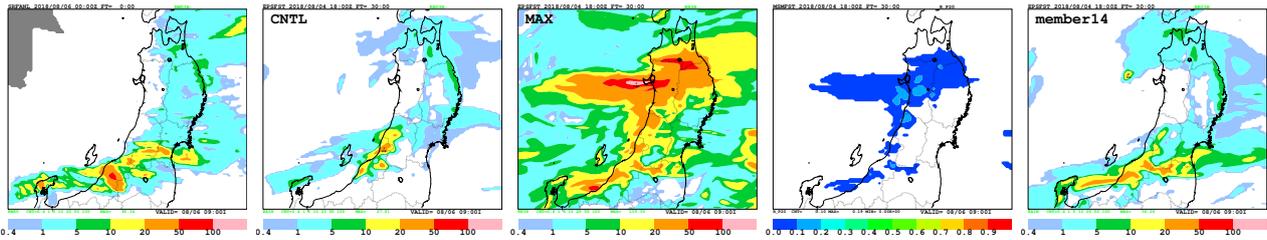


図 1.5.3 MEPS の予測例。2018 年 8 月 6 日 00UTC の前 3 時間降水量について、左から、解析雨量、MEPS コントロールランの予測、MEPS 全 21 メンバー中の予測の最大値、MEPS の 20 mm/3h を超える確率、MEPS のある 1 メンバーの予測。MEPS は 8 月 4 日 18UTC 初期値の FT=30。

のメンバーの予測がその後の予報時間においてもコントロールランを上回るとは限らないことがある。また、限られた予報作業時間内に効率的に代替シナリオを抽出する手法の確立が今後の課題である。

#### 1.5.4 メソアンサンブルガイダンス

数値予報課では、前項までで述べたメソアンサンブル予報システム (MEPS) の結果を用いて、降水量、降雪量、気温、発雷確率、風、視程、雲および航空悪天 GPV についてメソアンサンブルガイダンス (以下、MEPS ガイダンス) を開発し、部内試験運用を行っている (高田 2017)。本項では部内試験運用中の MEPS ガイダンスの概要について述べる。

MEPS ガイダンスは、MEPS の各メンバーを入力とするガイダンスであり、基本的に、MSM ガイダンス (後藤ほか 2018; 付録 A.2) の予測式を適用して作成する。この作成方法では、MEPS ガイダンスのコントロールラン<sup>6</sup>と MSM ガイダンスが同一となるため、両ガイダンスの比較が容易、MSM ガイダンスに関する確率情報の作成が可能といった利点がある。また、予測式作成のコストがかからないという点で、運用上のメリットもある。実行頻度、予報時間およびメンバー数については、MEPS と同様である。予報期間と間隔、予報対象時間単位、作成対象、目的変数、説明変数、層別化については、MSM ガイダンスと同様である。予測要素と作成方法については、表 1.5.2 に示す。なお、天気予報用の湿度ガイダンスおよび天気ガイダンス、航空気

象予報用の風ガイダンスについては、対応する MEPS ガイダンスを作成しておらず、今後、調査および開発を進める。

前述した通り、MEPS ガイダンスは基本的には MSM ガイダンスの予測式を各メンバーに適用して作成するが、天気予報用の MEPS 気温ガイダンスと MEPS 発雷確率ガイダンスは、以下で示すようにその限りではない。MEPS 気温ガイダンスは、利用の仕方に応じて、ほかの MEPS ガイダンスと同様に MSM ガイダンスの予測式を適用して予測を行う CTL 型と、アンサンブル平均による説明変数で学習した係数を使用して予測を行う EPS 型の二つを部内試験運用している。CTL 型は、コントロールランの予測値が MSM ガイダンスと同一であるため、各メンバーのばらつきから MSM ガイダンスの信頼度算出に利用できないか検討している。また、MEPS 降雪量ガイダンスの入力としても利用されている。EPS 型は、各メンバーによるアンサンブル平均の精度が CTL 型よりも高いことを確認したため、アンサンブル平均を決定論的な予測値のように利用することを検討している。

MEPS 発雷確率ガイダンスは、予測精度や信頼度の向上を期待できることから、MSM 発雷確率ガイダンスと同様に LAF (Lagged Average Forecast) 法を用いて予測している (高田 2008; 工藤 2018)。ただ、MEPS ガイダンスと MSM ガイダンスとでは、LAF に使用する過去初期値が異なっている。MSM ガイダンスは、過去 8 初期値を使用して、時刻が新しいほど寄与が大きくなるように重み付けをして、LAF を行う。これに対して、

<sup>6</sup> 摂動を加えていないモデル予測値から作成したメンバー

MEPS ガイダンスは、各メンバーごとに、最新初期時刻と1初期時刻前のコントロールランとの二つの予測値のみを使用したLAFを行う。1初期時刻前を使用する理由は、実行頻度が1日1回だった部内試験運用開始当初の設定を引き継いでいるからである。NAPS10では実行頻度が1日4回になったことから、データが蓄積され次第、適切なLAFの設定を求める調査を行う予定である。コントロールランを使用する理由は、同一メンバーの予測に一貫した予測特性があるわけではなく同一メンバー同士のLAFは適切ではないこと、コントロールランの精度が他のメンバーに比べて統計的に最も良い<sup>7</sup>ことの二点から、コントロールランがLAFの相手として、他のメンバーよりも妥当と考えたためである。

MEPS ガイダンスの利用方法は検討を進めているところである。気温や乱気流指数では、MEPS ガイダンスのアンサンブル平均の精度がMSM ガイダンスのそれを上回ることが確認されており(高田 2017)、MEPS ガイダンスのアンサンブル平均を予測に直接利用することが考えられる。ただし、降水や発雷確率のように、単純に平均しただけでは、MSM ガイダンスに対して明確な精度向上が難しいMEPS ガイダンスもある。これらの利用の際には、アンサンブル平均を補正するなどの工夫が必要であることに注意していただきたい。

アンサンブル平均以外にも、各メンバーの予測値のばらつきからは信頼度情報、閾値を超える確率からは大雨の可能性、最大値を予測したメンバーからは最悪シナリオの想定に関する有用な情報が提供できると考えられる。閾値を超える確率の例として、図 1.5.4 に平成 30 年台風第 21 号が近畿地方から日本海へ進んだ時の、日本時間 9 月 5 日 3 時を対象とする MEPS24 時間最大降水量ガイダンス (MEPS-RMAX24) の予測を示す。実況では四国地方南東部、紀伊半島、東海地方、東海から北陸地方の山間部で 200 mm/24h を超える大雨となった。コントロールラン<sup>8</sup> (図 1.5.4 中央) の予測において 200 mm/24h 超となる降水域の分布には、200 mm/24h を超える確率<sup>9</sup> (図 1.5.4 右) と同様の傾向があり、多くのメンバーがコントロールランと同様の位置に大雨を予測をしたことが分かる。実況でも概ね同じ地域で大雨となっていることから、閾値を超える確率が大雨の可能性や信頼度の判断に活用できることを示唆している。

### 1.5.5 まとめ

MEPS は 2019 年 6 月頃に本運用を開始する計画である。本節では、本運用予定の MEPS の仕様と特性に

<sup>7</sup> コントロールランとアンサンブル平均の精度は同程度であるが、一貫した予測特性という観点からコントロールランを使用している。

<sup>8</sup> MSM24 時間最大降水量ガイダンスと同一となる。

<sup>9</sup> 全 21 メンバー中、200 mm/24h を超えたメンバーの割合を格子毎に計算した値。

ついて説明し、部内試験運用中の MEPS ガイダンスの概要を述べた。気象庁において、短期予報におけるアンサンブル予報の利用は MEPS が初めてであり、その利用については検討の余地があるため、今後も継続して検討を行う。MEPS のスプレッドと誤差の関係には、予測の不確実性をより適切に表現するよう改善すべき点が見えており、本運用開始後も初期摂動の改良や小野 (2016a) で述べたモデル摂動や下部境界摂動の開発等に引き続き取り組む予定である。

### 参考文献

- 石田純一, 2016: はじめに. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 93-94.
- 小野耕介, 2010: メソ特異ベクトル法. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 93-104.
- 小野耕介, 2016a: メソアンサンブル予報システムの開発状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100-113.
- 小野耕介, 2016b: メソ数値予報における側面境界条件の影響. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 18-21.
- 工藤淳, 2018: アンサンブル手法. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 22-23.
- 後藤尚親, 白山洋平, 土田尚侑, 三戸洋介, 松本智文, 小林大輝, 工藤淳, 井藤智史, 2018: ガイダンスの解説. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 94-232.
- 酒井亮太, 2009: 初期摂動作成手法. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 117-125.
- 高田伸一, 2008: 発雷確率ガイダンス. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 88-90.
- 高田伸一, 2017: アプリケーション. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118-119.
- 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.
- 山根省三, 2002: 摂動の線形発展の理論. 気象研究ノート, **201**, 21-71.
- Ono, K., 2017: Consistent Initial Lateral Boundary Perturbations in Mesoscale Ensemble System at JMA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **47**, 5.16-5.17.

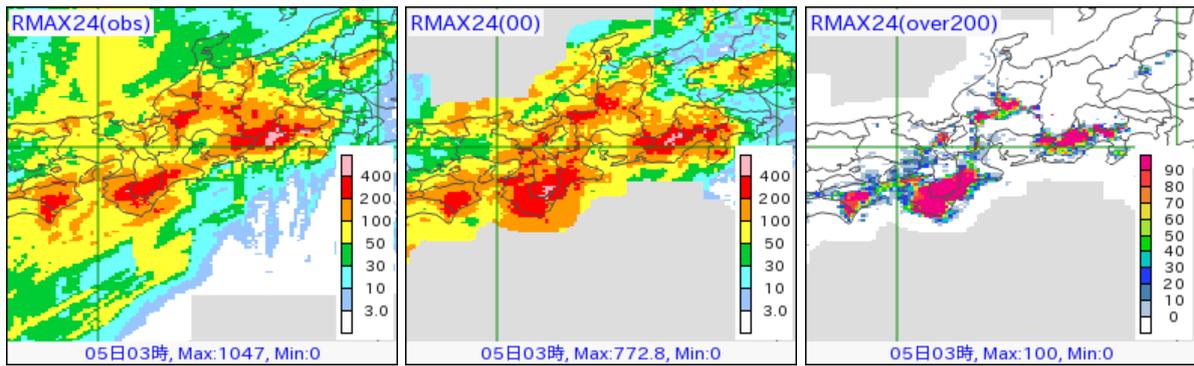


図 1.5.4 平成 30 年台風第 21 号事例での 2018 年 9 月 5 日 3 時を対象とする MEPS-RMAX24 の予測。(左) 観測の 24 時間最大降水量 [mm/24h]、(中央) コントロールランの 24 時間最大降水量予測 [mm/24h]、(右) MEPS-RMAX24 において 200 mm/24h を超える確率 [%]。初期時刻は 2018 年 9 月 3 日 06UTC。

表 1.5.2 部内試験運用中の MEPS ガイダンスの要素一覧と、それぞれの予測値の作成方法。

天気予報ガイダンス		
ガイダンス名	予測要素	予測値の作成方法
降水ガイダンス	最大降水量、平均降水量、降水確率	MSM ガイダンスの予測式を各メンバーに適用
降雪ガイダンス	最大降雪量 (格子)、降水種別、降雪量 (地点)	
風ガイダンス	定時風、最大風速、最大瞬間風速	
視程ガイダンス	視程	
気温ガイダンス	(EPS 型) 最高、最低、時系列気温	カルマンフィルタで逐次更新 (説明変数のアンサンブル平均を使用) した係数を各メンバーに適用
	(CTL 型) 最高、最低、時系列、格子形式気温	MSM ガイダンスの予測式を各メンバーに適用
発雷確率ガイダンス	発雷確率	LAF は、最新初期時刻と 1 初期時刻前のコントロールランとの 2 つで行う
航空気象予報ガイダンス		
気温ガイダンス	最高、最低、時系列気温	MSM ガイダンスの予測式を各メンバーに適用
視程ガイダンス	視程、視程確率、天気	
雲ガイダンス	雲量、雲底高度、雲底確率	
発雷確率ガイダンス	発雷確率	MSM ガイダンス同様に天気予報ガイダンスを内挿して作成
航空悪天 GPV		
乱気流指数		国内航空悪天 GPV と同じ予測式を各メンバーに適用
着氷指数		
積乱雲量・雲頂高度		
圏界面気圧		
気温、風、湿度などの一般要素		国内航空悪天 GPV と同様に各メンバーの予測値を内挿

## 第2章 観測データ利用の変更およびガイダンスの改良

### 2.1 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<sup>1</sup>

#### 2.1.1 背景

全球解析では初期値作成のために、日本の静止気象衛星ひまわり、米国の GOES<sup>2</sup>-East、GOES-West、及び、欧州気象衛星開発機構<sup>3</sup>の2機の Meteosat の計5機で全球を観測する静止気象衛星観測データから作成される、大気追跡風 (AMV: Atmospheric Motion Vectors) 及び晴天放射輝度温度 (CSR: Clear-Sky Radiance) を同化している。

AMV は、複数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。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。CSR は、水蒸気吸収帯を測定して得られた赤外放射強度を基に、晴天域のみの放射輝度温度をある大きさの領域で平均化したプロダクトで、対流圏中上層の水蒸気に関する情報を持つ。これまでの調査では、AMV を同化することにより対流圏上層・下層で風の解析精度がより正確になることが確認されている (山下・今井 2007)。また、CSR を同化することにより第一推定値の対流圏中上層の水蒸気場が改善することが確認されている (石橋・上沢 2007; 計盛 2016)。

米国大陸を含む領域を観測する GOES シリーズは、GOES-East (現運用機: GOES-16、静止位置: 西経 75 度) と GOES-West (現運用機: GOES-15、静止位置: 西経 135 度) の2機体制で運用されている。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。GOES-16 のプロダクトは、衛星画像データのような基本的なプロダクトの配信は2018年1月に開始されたが、高次プロダクトである GOES-16 AMV は2018年11月、GOES-16 CSR は2019年5月から正式配信の予定である。このため2018年11月まで (期間 A) は AMV 及び CSR の両方、そして2019年5月まで (期間 B) CSR が利用できず、GOES-East 領域に観測データの空白域が生じる (図 2.1.1)。GOES-16 の AMV, CSR が利用できない期間の数値予報への影響を調べるため、さらに、1機の静止気象衛星による AMV および CSR プロダクトの現在の現業数値予報システムでの予報精度への寄与を確認するため、期間 A、期間 B を想定した実験をそれぞれ行った。

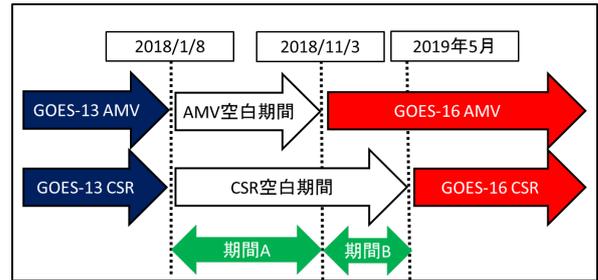


図 2.1.1 GOES-13 の運用停止後、後継衛星 GOES-16AMV 及び CSR の未入電期間 (期間 A) と、CSR の未入電期間 (期間 B)。

#### 2.1.2 GOES-13 AMV と CSR の棄却実験

図 2.1.1 の期間 A を想定し、GOES-East の AMV および CSR が利用されない期間の数値予報精度への影響を調査する。GOES-13 AMV, CSR のデータを不使用とし (棄却実験)、通常どおり利用した場合と比較する。AMV と CSR を不使用とする影響として、GOES-13 の観測領域内の風や水蒸気の解析場や予報場の精度が低下すると考えられる。結果として、第一推定値の精度も低下すると考えられる。この第一推定値の精度低下は、第一推定値と観測値の乖離という形で現れるため、棄却した観測データと独立した観測データの FG departure (観測値と第一推定値の差) の標準偏差が増加することで確認できる。また、第一推定値の乖離が大きい観測データは、品質管理 (グロスエラーチェックなど) をパスできないので、結果的に利用データ数が減少する。これにより観測データと第一推定値の整合性を確認することができる。

##### (1) 調査方法

2017年7月時点の現業運用している全球解析と同等の設定でデータ同化を行った実験を CNTL (比較対象)、GOES-13 の AMV と CSR を棄却した実験を TEST-A とし、両者を比較することで影響を調査した。実験期間は、2016年7月10日～9月11日及び2016年12月10日～2017年2月11日で、予報は12UTC 初期値のみ実行した。

##### (2) 実験結果

風の解析場の変化を見るために、対流圏上層 (200 hPa) と対流圏下層 (850 hPa) の解析場の速度ポテンシャルの TEST-A の CNTL からの月平均差を図 2.1.2 に示す。夏期間の実験では、夏半球の対流圏下層で風の収束が低下 (寒色) し、対流圏上層で風の発散が低下 (暖色) している傾向が見られた。これは、夏半球での対流活動が不活発化することで、対となる冬

<sup>1</sup> 下地和希、岡部いづみ

<sup>2</sup> Geostationary Operational Environmental Satellite

<sup>3</sup> EUMETSAT: the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites

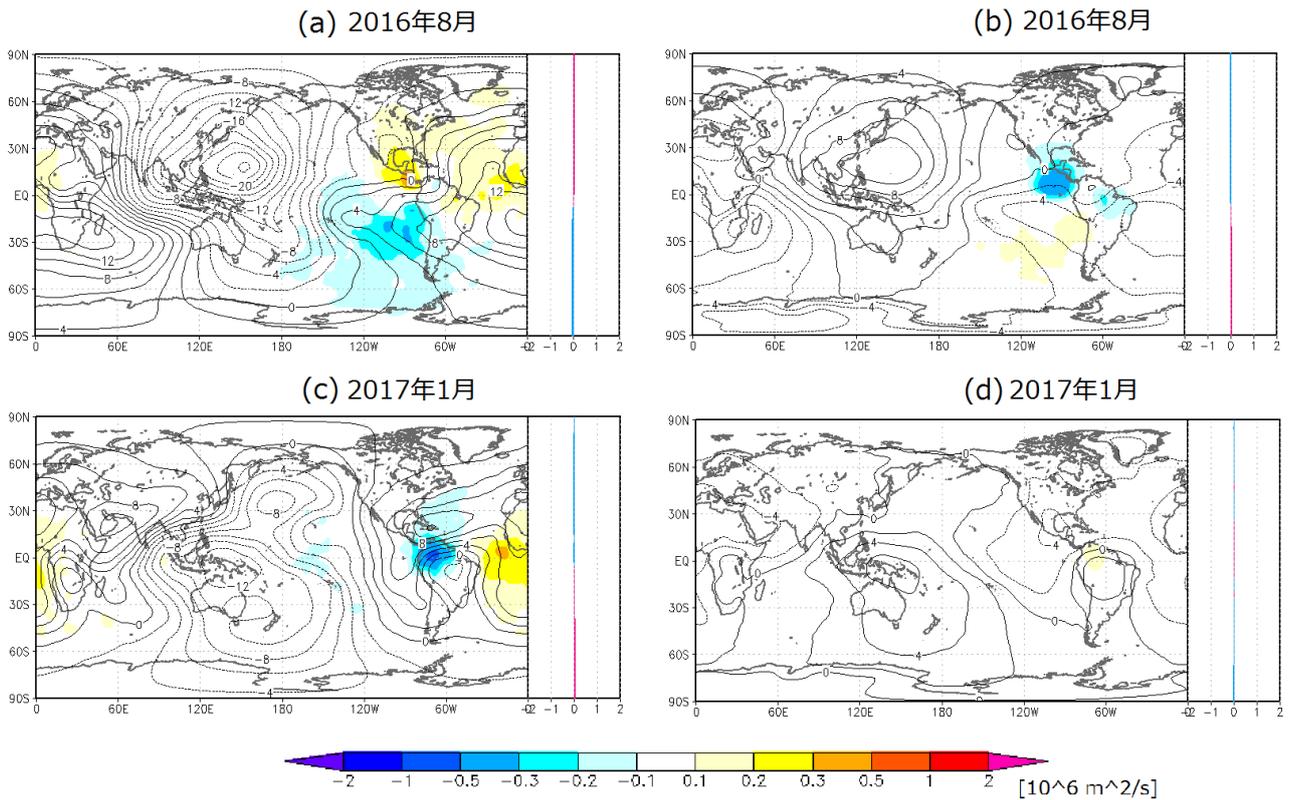


図 2.1.2 風の色速度ポテンシャルの解析値の TEST-A の CNTL からの変化量 (左) とその緯度毎の平均値 (右)。(a), (b) は 2016 年 8 月、(c), (d) は 2017 年 1 月。(a), (c) は 200 hPa の値、(b), (d) は 850 hPa の値。

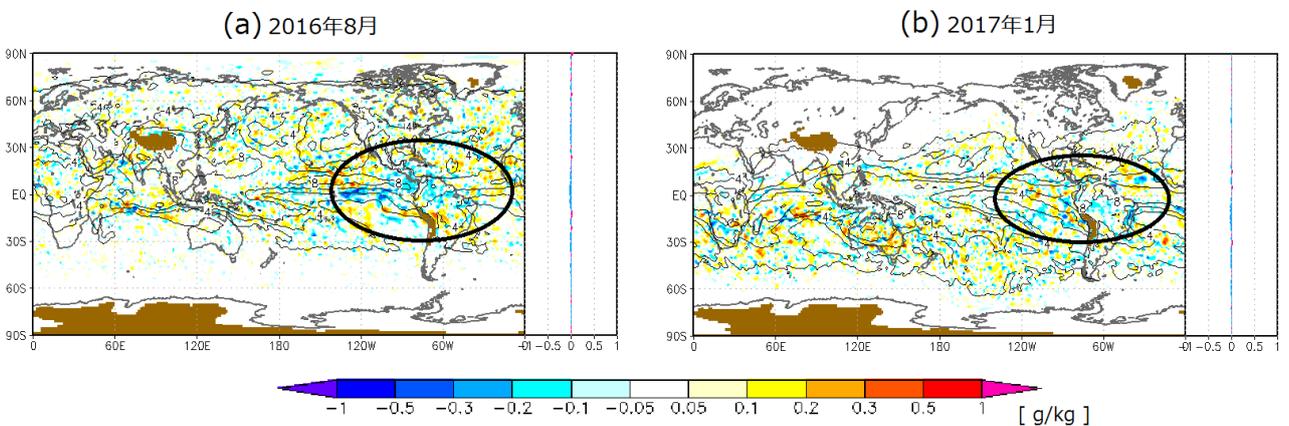


図 2.1.3 図 2.1.2 に同じ。ただし、要素は 700 hPa の比湿。(a) 2016 年 8 月、(b) 2017 年 1 月。

半球での大気の沈降も同様に不活発化し (図 2.1.2a)、  
 全球的な大気循環活動が弱められたことを意味する。  
 冬期間の実験では、対流圏上層で大西洋での発散の低下 (暖色) と南米での収束の低下 (寒色) が見られた (図 2.1.2b)。これも、解析場において GOES-East 観測領域での対流活動が不活発化したことを意味する。

次に、解析値における水蒸気量の変化を見るため、  
 700 hPa の比湿の、TEST-A の CNTL からの差を図 2.1.3 に示す。夏・冬期間とも、GOES-East の観測領域内で比湿の減少が見られた。特に熱帯付近で顕著に減

少した (図中の黒い円内)。以上の第一推定値の変化の  
 妥当性を確認するため、航空機観測の風速およびマイクロ波水蒸気サウンダの観測輝度温度の FG departure の標準偏差変化率及び利用データ数変化率を図 2.1.4 に示す。

航空機の風データの FG departure 標準偏差が対流  
 圏上層で有意に悪化した。マイクロ波水蒸気サウンダ  
 データについては、全チャンネルで FG departure 標準  
 偏差が増加し、利用データ数が減少した。これらの結  
 果は、第一推定値の風の場合および水蒸気場の精度が悪

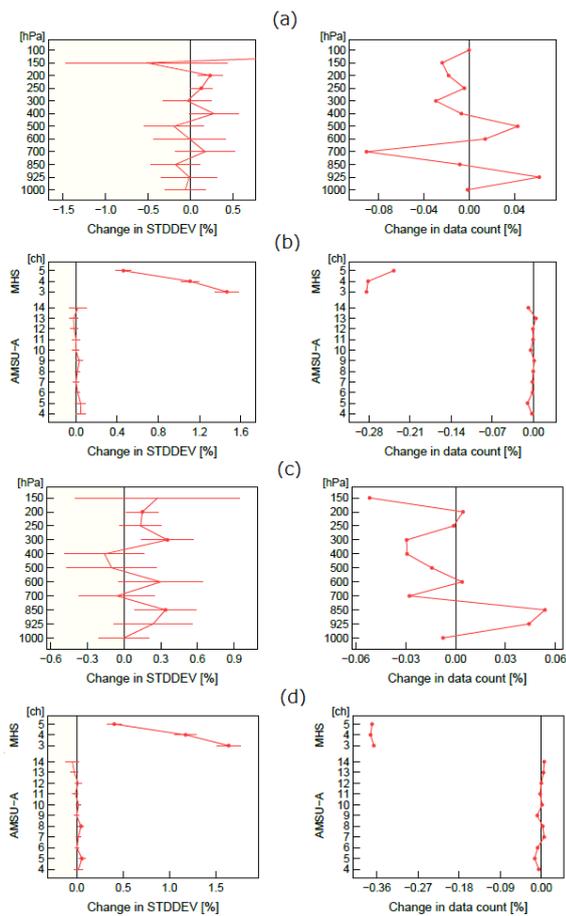


図 2.1.4 (a), (c) 航空機観測の風速（東西成分）データ、(b), (d) マイクロ波水蒸気・赤外サウンダ輝度温度データの観測値から第一推定値を引いた値の標準偏差 (STDDEV) の変化率 (左) 及び利用データ数変化率 (右)。上 2 段が 2016 年 8 月平均、下 2 段が 2017 年 1 月平均。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95% 信頼区間を表し、赤丸はエラーバーが変化率 0% を跨がない場合に付与され、その変化傾向が有意であることを示す。

化したことを示している。予測精度の変化について、以下の定義による改善率を用いて確認した。ECMWF 解析値を参照値として、予報時間 24, 48, 72 時間の高度、風速、比湿、気温の二乗平均平方根誤差を緯度・気圧毎に期間平均した値を TEST-A 及び CNTL について、それぞれ算出し、CNTL の TEST-A からの差を、CNTL の値で割ったものを改善率とした。通常、数値予報実験においては予報精度の検証を行う際に TEST および CNTL のそれぞれの実験で計算される解析値を真値だと仮定し、予報値との差を調べることによって精度評価を行うことが多い。しかし、観測データそのものの有無やデータの利用方法の変更はデータ同化の過程を通じて解析場自体を変化させるため、TEST と CNTL 実験でそれぞれ異なる解析場が存在することになる。参照値がそれぞれ異なる状況で正確な評価を行うことは望ましくないため、独立な参照値として ECMWF の解析値を利用した。高度、風速（東西成分）、比湿については、予報初期から 72 時間予報まで改善率が負

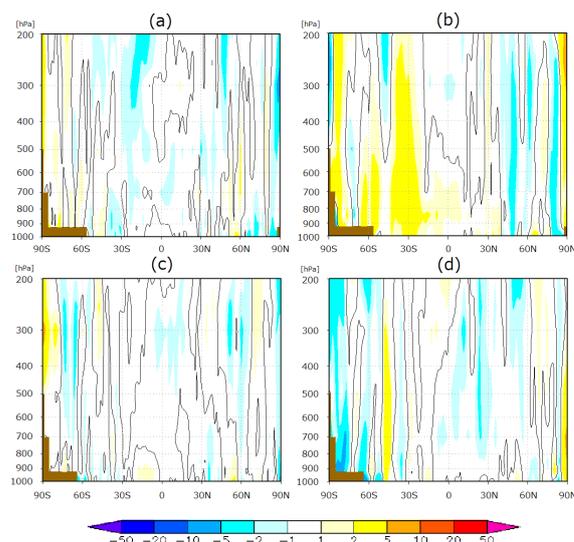


図 2.1.5 高度場の予報値の対 ECMWF 解析値検証の改善率期間平均値。改善率として、予報値と参照値 (ECMWF の解析値) の二乗平均平方根誤差 (RMSE) の CNTL-TEST-A の差を CNTL の RMSE で割った割合 [%] を定義とした。縦軸は気圧、横軸は緯度。検証期間は上段 (a), (b) が 2016 年 8 月、下段 (c), (d) が 2017 年 1 月。左列 (a), (c) が 24 時間予報、右列 (b), (d) が 72 時間予報。暖色は改善、寒色は改悪を意味する。

の値となり、改悪が見られた。高度の改善率を図 2.1.5 の (a), (c), (d) に示す。ただし、夏期間の実験については、72 時間予報の南半球で高度および風速の改善率が正の値となった (b)。気温の改善率は中立であった。

### (3) 考察とまとめ

棄却実験の結果、GOES-East の観測領域で風や水蒸気の解析場と第一推定値の変化が確認された。航空機の風観測データと第一推定値の風の場の乖離が大きくなっており、この乖離は後述の CSR のみを棄却した実験 (TEST-B) では見られなかった事から、GOES-13 の AMV を棄却したことにより、風の場の解析精度と予報精度が低下したと考えられる。これは想定された結果と一致する。水蒸気場の変化についての考察は、以下の CSR の棄却実験で述べる。また、予報場への影響としては、解析場の精度低下により、風や比湿だけでなく高度場の予報初期の誤差が増加した。夏期間の南半球で、高度場の 72 時間予報誤差が減少したことについては、南半球での GOES-13 のプロダクトの品質管理に問題がある (悪品質データが同化されている) 可能性を示唆している。今後、南半球のみ不使用とする実験などの調査を行う予定である。

### 2.1.3 GOES-13 CSR の棄却実験

図 2.1.1 で定義される期間 B を想定した GOES-13 の CSR の棄却実験を行う。CSR のみを棄却することにより、CSR データのみ未入電となる期間の影響を調査で

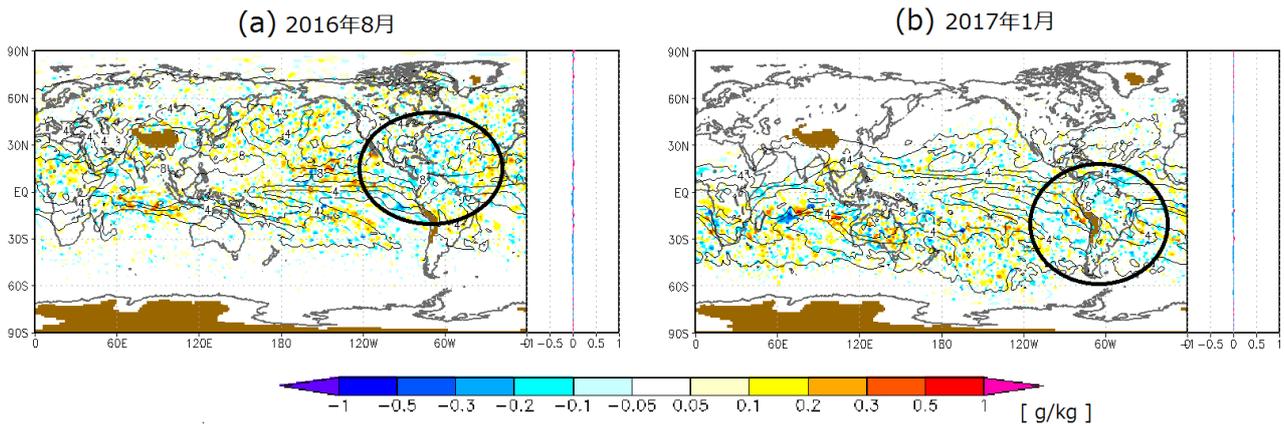


図 2.1.6 図 2.1.3 に同じ。ただし TEST-B の CNTL からの変化量についての統計。

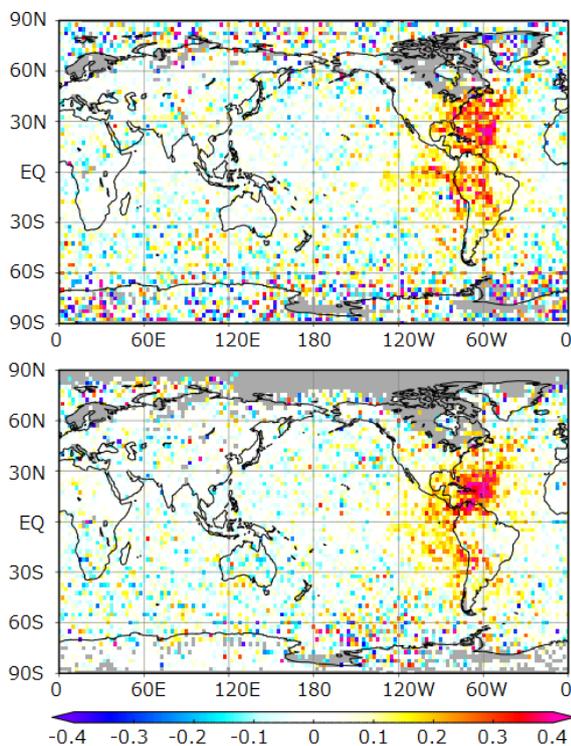


図 2.1.7 マイクロ波水蒸気サウンダ MHS チャンネル 3 の観測値から第一推定値を引いた値の標準偏差の差 (TEST-B - CNTL)。単位は K。上が夏期間 (2016 年 7 月 10 日～9 月 11 日)、下が冬期間 (2016 年 12 月 10 日～2017 年 2 月 11 日) の統計。暖色系が改悪を示す。

きる。また、TEST-A の結果と比較することで、AMV と CSR の効果を比較することができる。

### (1) 調査方法

第 2.1.2 項の CNTL を用い、そこから GOES-13 の CSR のみを利用しない変更を加えた設定の実験を TEST-B として実行し、CNTL と比較することで CSR 未入電期間の影響を調査した。期間は第 2.1.2 項と同じである。また、CNTL と TEST-B の差と CNTL と

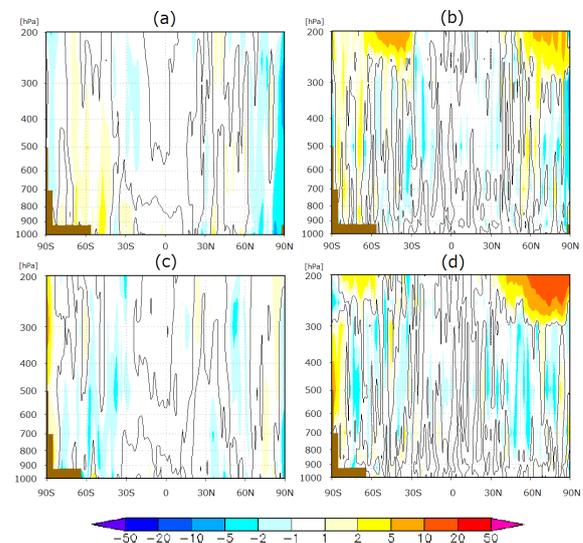


図 2.1.8 図 2.1.5 と同じ。ただし、TEST-B の 24 時間予報値を対象とした。左列 (a), (c) は高度場、右列 (b), (d) は比湿の改善率で、上段 (a), (b) は 2016 年 8 月、下段 (c), (d) は 2017 年 1 月の各 1 か月の統計。

TEST-A の差と比較することで、AMV 及び CSR それぞれの効果について評価する。

### (2) 実験結果

TEST-B の比湿解析値の CNTL からの変化量を図 2.1.6 に示す。熱帯域から夏半球中緯度にかけての GOES-13 観測領域で、全体的に水蒸気量の減少が見られた (図中の黒い円内)。熱帯域での減少量は TEST-A より少ない。循環場については、TEST-A で見られた変化は TEST-B では殆ど見られなかった (図略)。

第一推定値の変化については、特に GOES-13 と地理的に近い位置にある GOES-15 や Meteosat の CSR、対流圏中上層の水蒸気に感度のあるマイクロ波水蒸気サウンダ MHS、マイクロ波水蒸気イメージャの輝度温度データの FG departure の標準偏差が大きくなり、

利用データ数が減少し、観測データとの整合性が悪化した。これらの FG departure 標準偏差の増加や利用データ数の減少の程度は、TEST-A でみられたものと同程度であった (図 2.1.4(b), (d) と同程度なので図は略)。更に、FG departure 標準偏差の増加が最も顕著に現れた MHS のチャンネル 3 について、水平分布図を図 2.1.7 に示す。MHS のチャンネル 3 は、GOES-13 の CSR の利用チャンネルと感度のある高度がほぼ同じである。FG departure 標準偏差の増加は GOES-13 の観測領域で見られ、特に他の静止気象衛星の観測領域外でその変化が顕著であった。

図 2.1.8 に ECMWF の解析値を参照値とした検証における高度場および比湿の 24 時間予報の改善率を示す。高度場については若干の悪化が見られるが、TEST-A ほどではなかった。一方、比湿については、対流圏において TEST-A と同程度の悪化が見られた。

また、大西洋の熱帯低気圧進路予測精度検証の結果を図 2.1.9 に示す。TEST-B では、進路予測精度の悪化が見られた。

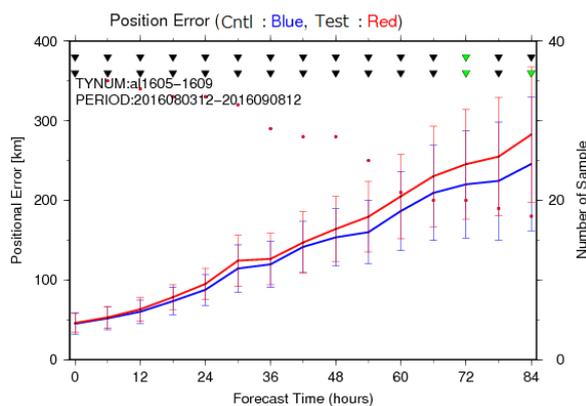


図 2.1.9 2016 年 8 月 3 日～9 月 8 日に大西洋で発生した熱帯低気圧事例を対象とした平均進路予測誤差 [km] (実線、左軸)。青線が CNTL 実験、赤線が TEST-B 実験。線に付属したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を表す。サンプルは CNTL と TEST-B で揃えてあり、両実験で熱帯低気圧中心を追跡出来たものだけを検証対象としている。このため、サンプル数 (赤丸、右軸) は両実験で一致する。図上部の▽は予測誤差の差の統計的な有意性を示すもので、上段が時間方向の相関を考慮した場合、下段は時間方向の相関を考慮せず独立と仮定した場合の有意判定結果を示し、緑は有意、黒は有意ではないことを示す。

### (3) 考察とまとめ

GOES-13 の CSR データを棄却した結果、解析値の対流圏中下層の水蒸気量 (700 hPa の比湿) が観測領域において減少した。TEST-A では熱帯域で、顕著な減少が見られたが、TEST-B ではそのような減少は見られなかった。これは、CNTL 実験においては、CSR と AMV を同時に同化することでそれらの相乗効果として解析精度が改善し、対流活動の活発な熱帯で水蒸気

量を増やすように働いているためだと考えられる。循環場については TEST-A に見られるような変化は殆んど確認されず、TEST-A の循環場の変化は、GOES-13 の AMV を棄却した影響であることがわかった。対流圏中上層の水蒸気に感度のあるマイクロ波水蒸気サウンダの FG departure 標準偏差の増加および利用データ数の減少については、TEST-A と TEST-B で同程度であり、全球的な対流圏中上層の水蒸気場の精度維持には、CSR の同化が主に寄与していたことが示された。また、その標準偏差の増加は、他の静止気象衛星の観測領域外で顕著であり、対流圏中上層の水蒸気場の精度維持には、データの空白域が生じないように、5 機の静止気象衛星による CSR が必要であると言える。高度場の予報精度については、TEST-B では TEST-A ほどの悪化は見られなかったことから、CSR の高度場の予報精度への寄与は AMV よりも小さいことがわかった。一方、対流圏の比湿の予報精度については、TEST-A および TEST-B で同程度の悪化が見られたことから、CSR の寄与が大きいと考えられる。また、TEST-B において大西洋の熱帯低気圧進路予測精度が悪化したことから、GOES-13 の CSR 同化による水蒸気場の改善が、その精度維持に寄与していたと考えられる。全球解析での GOES-East の AMV, CSR データの同化は、GOES-East の観測領域の南北米国大陸周辺では、大気循環場や水蒸気場の解析精度に寄与していることがわかった。これらの結果より、日本域を観測しているひまわりの観測データが長期間にわたって利用不可能となった場合、日本域の数値予報精度に同様の悪影響が生じると考えられる。

### 参考文献

- 石橋俊之, 上沢大作, 2007: 静止衛星イメージャ. 数値予報課報告・別冊 53 号, 気象庁予報部, 106-120.
- 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.
- 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.

## 2.2 全球解析における欧州静止気象衛星 Meteosat-11 データの利用開始<sup>1</sup>

### 2.2.1 背景

経度0度に静止する Meteosat のプロダクトは、観測地点の少ないアフリカ周辺領域や大西洋・インド洋において、貴重な観測データとなっている。2018年2月20日、EUMETSAT はこの領域を観測する Meteosat-10 からその後継機である Meteosat-11 へ本運用機の交代を実施した。これに伴い、翌月の3月6日に Meteosat-10 によるプロダクトが配信終了となることから、気象庁の現業数値予報システムでの利用も Meteosat-10 のプロダクトから Meteosat-11 のプロダクトへ変更する必要があった。新規衛星によるプロダクトを現業数値予報システムで利用を開始するには、事前にその品質およびインパクトを十分確認することが、数値予報精度を維持する上で重要である。今回、新しく観測を開始した Meteosat-11 は、Meteosat-10 と同じ Meteosat Second Generation シリーズの衛星であり、搭載されたイメージャのセンサは同じ仕様 (SEVIRI: the Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) である。その AMV および CSR のプロダクトは、これまで利用してきた Meteosat-10 のプロダクトと同等の品質や特性、数値予報へのインパクトがあることが期待される。これらの期待される事項を確認するため、2機の並行配信期間 (図 2.2.1) のデータを用いて調査を行った。

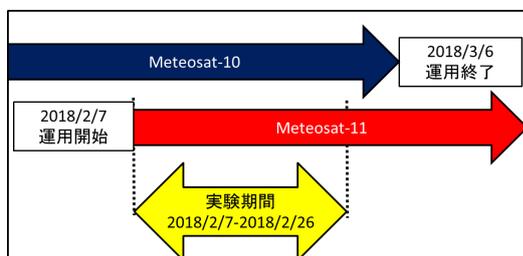


図 2.2.1 Meteosat-10 から Meteosat-11 への切替と並行配信期間。

### 2.2.2 調査方法

Meteosat-10 と Meteosat-11 の並行配信期間 (図 2.2.1) の 2018年2月7日～26日の20日間の AMV 及び CSR のデータを用い、Meteosat-10 の AMV および CSR を利用する設定の実験を CNTL、Meteosat-11 の AMV および CSR を利用する設定の実験を TEST、どちらの Meteosat プロダクトも利用しない設定の実験を BASE として3種類の実験を実施し、それらの結果を比較することで Meteosat-10 と Meteosat-11 の AMV 及び CSR の同期間の品質を調査した。また、TEST と CNTL の BASE に対する解析値や他の観測データの第一推定値の改善幅、予報精度の差を比較した。

<sup>1</sup> 下地和希、岡部いづみ

### 2.2.3 Meteosat-11 大気追跡風データ

#### (1) Meteosat-11 AMV の品質と特徴

Meteosat-11 AMV の品質を確認するために、Meteosat-10 の AMV と比較する形で全球数値予報システムを使った風速 FG departure (観測値と第一推定値の差) の統計調査を行った。FG departure のヒストグラムを図 2.2.2 に示す。Meteosat-11 の FG departure 標準偏差は、Meteosat-10 と比較して最大 0.5 m/s 程度大きい。しかし、AMV の品質管理に用いられる品質管理指標 (QI: Quality Indicator) の値は AMV と第一推定値の差が小さくなるほど大きくなる傾向があり、通常は QI の値が大きいほど高品質の AMV であると考えられる。今回の実験では Meteosat-10 および Meteosat-11 の AMV の QI の計算に用いられた第一推定値は ECMWF が当時の現業衛星である Meteosat-10 の AMV を同化して得られたものであり、QI を用いた品質管理を行えば Meteosat-10 の AMV の FG departure の標準偏差がより小さくなる。そのため、この差は、両衛星 AMV の品質の差であるとは言い切れない。Meteosat-10, 11 による AMV は同仕様のセンサで観測されたデータを利用しており、AMV の算出に使われるアルゴリズムも同じものを利用しているため、その品質や特性が似ていることは妥当な結果と考えられる。一方、データ数については、Meteosat-10 と Meteosat-11 で違いが見られる。Meteosat-11 の赤外・水蒸気 AMV のデータ数は Meteosat-10 のデータ数よりも多く、特に水蒸気 AMV でこの傾向が顕著である (図 2.2.3)。比較的ノイズの影響を受けやすい水蒸気 AMV でデータ数の増加が見られるのは、衛星画像上の雲・水蒸気パターンの追跡成功率が Meteosat-11 では向上しているからだと考えられる。センサの仕様は同一であっても、センサは衛星を構成する他の構成ユニットが発生させるノイズの影響を受けるため、この差異が生じていると考えられる。

#### (2) Meteosat-11 AMV の数値予報へのインパクト

このデータ数の差異が解析値および第一推定値に与える影響をみるため、ラジオゾンデ・航空機観測の風データ (ベクトル) の FG departure の標準偏差の、TEST の CNTL からの変化率を図 2.2.4 に示す。ラジオゾンデ・航空機観測の FG departure 標準偏差が TEST の方が小さく、Meteosat-11 の AMV を同化した方が、第一推定値がより現実に近くなることを示している。

#### (3) 考察

AMV データの数は Meteosat-11 の方が Meteosat-10 より多く、特に水蒸気 AMV のデータ数は増加している。一方、Meteosat-11 の FG departure の標準偏差は Meteosat-10 よりも全地域・全高度で最大で 0.5 m/s 程度大きい。予報値あり QI 値 (Meteosat-10 を同化して得られた ECMWF の予報値を利用) を用いて品質管

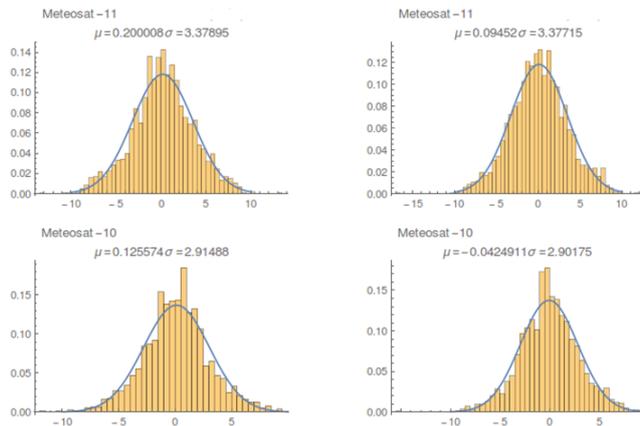


図 2.2.2 北半球赤道上層 (100–400 hPa) の風の U 成分 (左) 及び V 成分 (右) の FG departure ヒストグラム。横軸は AMV(O) と第一推定値 (B) の風速差を表し、単位は m/s である。また、縦軸は規格化された確率密度を表す。期間は 2018 年 2 月 7 日～14 日。上段が Meteosat-10、下段が Meteosat-11。実線は FG departure の平均・標準偏差で計算した正規分布。また、図中の  $\mu$  ,  $\sigma$  はそれぞれ FG departure の平均・標準偏差を表す。

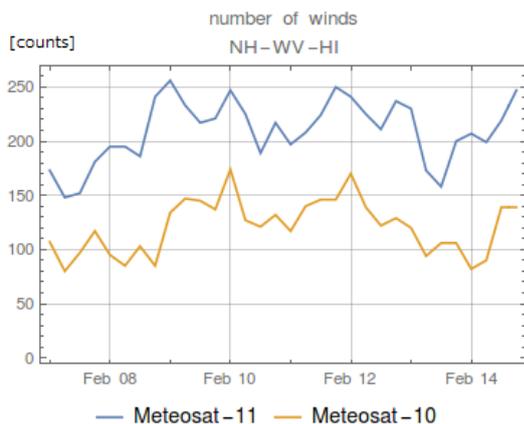


図 2.2.3 北半球上層 (100–400 hPa) の水蒸気 AMV のデータ数の時系列比較。QC 済みのもの。青が Meteosat-11、黄色が Meteosat-10 の AMV。

理を行った Meteosat-10 の AMV に有利に働くことを考慮すると、品質の程度は同等であると考えられる。バイアス特性に有意な差異は見られないことを考えると、Meteosat-10 の AMV を Meteosat-11 の AMV に置き換えることに問題は無いと考えられる。他観測データとの整合性では、航空機・ラジオゾンデの風との整合性が向上し、予報精度に好影響を与えることが示唆される。その理由は、利用可能なデータ数の増加によるものと考えられる。

## 2.2.4 Meteosat-11 晴天放射輝度温度データ

### (1) Meteosat-11 CSR の品質と数値予報へのインパクト

前述の統計期間について、Meteosat-10 および Meteosat-11 の CSR の FG departure の平均バイアス

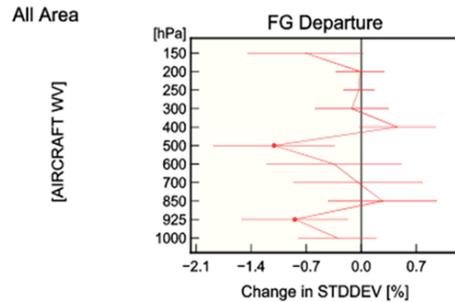
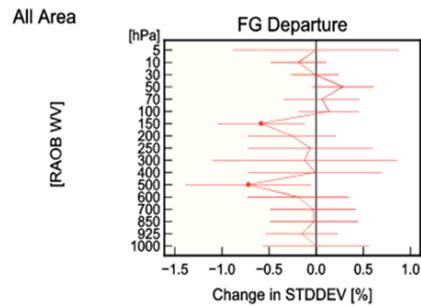


図 2.2.4 ラジオゾンデ (上段) および航空機 (下段) の FG departure 標準偏差 (STDDEV) の TEST の CNTL からの変化率。

差は、VarBC 補正前は約 0.4 K であったが、VarBC 補正後は、平均バイアスおよび標準偏差とも差が殆んど見られなかった (図略)。また、品質管理後のデータ数もほぼ同程度で、統計期間を通してデータの品質は安定していた。Meteosat-10 と Meteosat-11 の CSR を同化することにより期待される、対流圏中上層の水蒸気場の予報初期における改善が、TEST と CNTL で同程度に見られるか確認するため、対流圏中上層の水蒸気に感度のあるマイクロ波水蒸気サウンダ MHS チャンネル 3 の FG departure 標準偏差の、TEST と CNTL の BASE からの変化量を図 2.2.5 に示す。どちらの実験でも、Meteosat-10 または Meteosat-11 の観測領域で標準偏差が小さくなっている。これは、Meteosat-10 または Meteosat-11 のデータを同化したことにより、BASE に比べて TEST および CNTL の輝度温度の第一推定値が MHS チャンネル 3 の観測輝度温度と整合する方向に変化したことを示している。つまり、第一推定値における対流圏中上層の水蒸気場の精度が向上したことを意味している。また、その影響の大きさは二つの衛星で同程度であった。これらの調査結果から、Meteosat-11 CSR は、これまで利用してきた Meteosat-10 CSR のデータと同様に解析値、予測値の対流圏中上層の水蒸気場を改善する効果があることが分かった。

### 2.2.5 Meteosat-11 によるプロダクトの利用開始

第 2.2.3 項および第 2.2.4 項の調査結果から、Meteosat-11 の AMV および CSR データの品質は、Meteosat-10 のそれらと同程度またはそれ以上であることが分かった。また、期待される解析値や第一推定値の BASE からの改善幅も、TEST と CNTL で同程

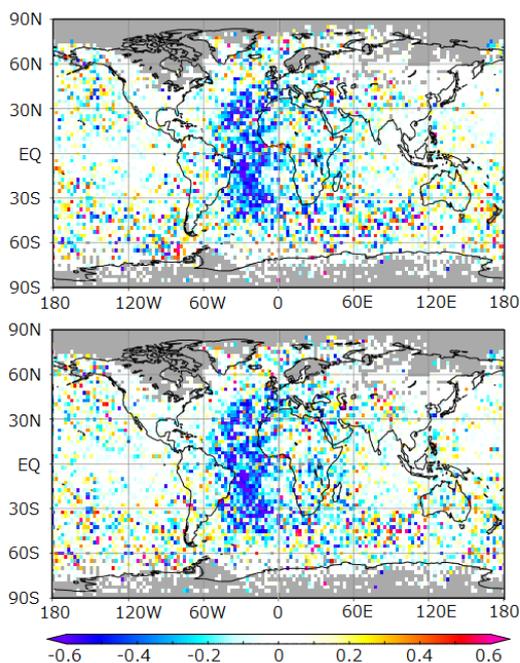


図 2.2.5 図 2.1.7 に同じ。ただし期間は 2018 年 2 月 7 日～26 日の 20 日間で、上段が CNTL-BASE、下段が TEST-BASE。

度であることが示された。次に、主要な気象要素の予報精度について確認した。図 2.2.6 に CNTL と TEST の海面更正気圧 (Psea)、500 hPa ジオポテンシャル高度、850 hPa 気温の 1 日予報と 5 日予報の予報精度を示す。TEST, CNTL の各気象要素の二乗平均平方根誤差 (RMSE) は、同等であった。

以上の調査から、Meteosat-11 の AMV および CSR を同化した際の予報精度へのインパクトも同等であることが確認できたため、2018 年 3 月 6 日より全球解析で Meteosat-10 の AMV および CSR に替えて、Meteosat-11 の AMV および CSR の利用を開始した。

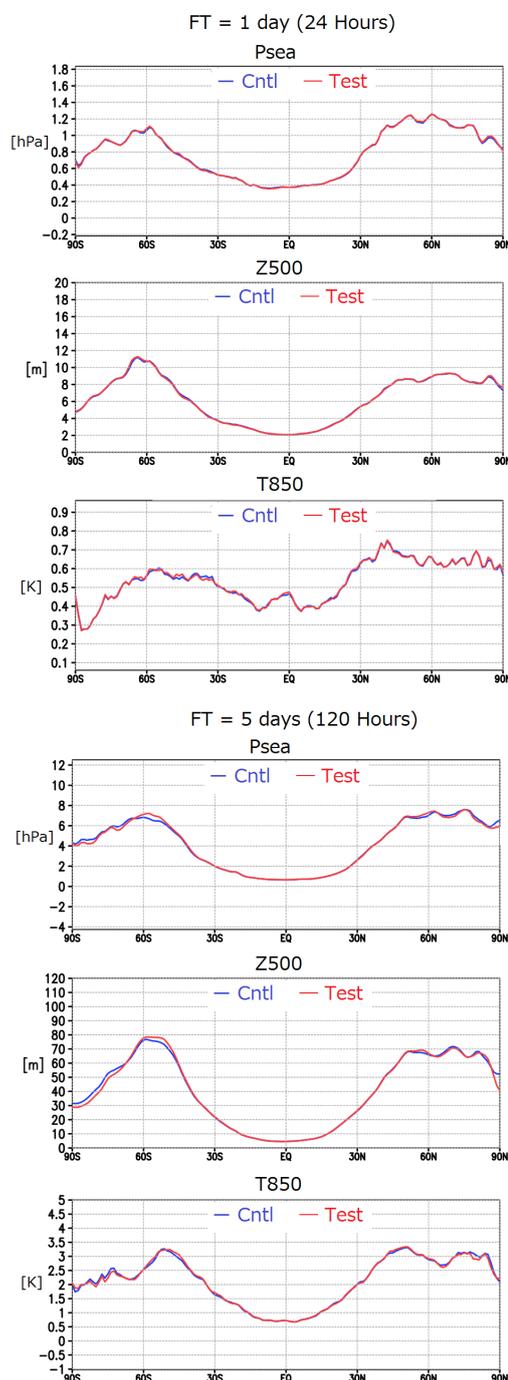


図 2.2.6 上から CNTL (青線) と TEST (赤線) の海面更正気圧 (Psea)、500 hPa ジオポテンシャル高度 (Z500)、850 hPa 気温 (T850) の 1 日予報、Psea, Z500, T850 の 5 日予報の RMSE の経度方向帯状平均値。

## 2.3 LFM 降水量ガイダンスの開発<sup>1</sup>

### 2.3.1 はじめに

気象庁では、2018年6月5日の第10世代数値予報解析システム（以下、NAPS10; 第1章）の運用開始と同時に、LFM 降水量ガイダンス（以下、本ガイダンス）の運用を開始した。本ガイダンスは、NAPS10の運用開始後に提供を開始した降水15時間予報<sup>2</sup>の入力データとして利用するため、また日々の予報作業において警報・注意報といった防災気象情報の発表を支援するために開発を進めてきたガイダンスである。

本ガイダンスの開発では、毎時更新される LFM の水平格子間隔 2 km の精緻な降水量予測を活かすとともに、強雨域が集中したり過剰な降水量が予測されるといった LFM の既知の課題（永戸ほか 2013）を軽減した予測を作成することを目指した。また、既存の GSM や MSM ガイダンス（白山 2018）で用いているカルマンフィルタやニューラルネットワークといった統計手法は利用せず、ガイダンスの開発や管理の効率化を狙った、従来よりもシンプルな予測手法を採用した。

本節では、まず第 2.3.2 項で本ガイダンスの仕様と作成方法について述べる。次に第 2.3.3 項と第 2.3.4 項で、本ガイダンスの検証結果と予測事例を紹介する。最後に第 2.3.5 項で、まとめと利用上の留意点及び今後の課題について述べる。

### 2.3.2 仕様と作成方法

LFM 降水量ガイダンスの構成図を図 2.3.1 に、仕様を表 2.3.1 に示す。本ガイダンスは、既存の MSM ガイダンスと同じ 5 km 格子（南北 3 分×東西 3.75 分の等緯度経度座標）を予測対象とし、前 1 時間の格子平均の降水量を予測する 1 時間平均降水量ガイダンス（MRR1）と格子内最大の降水量を予測する 1 時間最大降水量ガイダンス（RMAX1）の 2 つから構成される。この平均及び最大とは、既存の GSM や MSM ガイダンスと同様に、各 5 km 格子に含まれる解析雨量（1 km 格子）の平均値及び最大値という意味である。また、MRR1 と RMAX1 の予測対象領域は、それぞれ LFM 領域または日本周辺の領域である（図 2.3.2）。本項では、MRR1, RMAX1 の順にその仕様と作成方法について説明する。

#### (1) 1 時間平均降水量 (MRR1)

MRR1 は、初期時刻の異なる複数の LFM の 1 時間降水量のアンサンブル平均を取り（LAF 法<sup>3</sup>）、さらに頻度バイアス補正（高田 2018）を適用することで作成する。第 2.3.1 項で述べた通り、LFM には強雨域が集

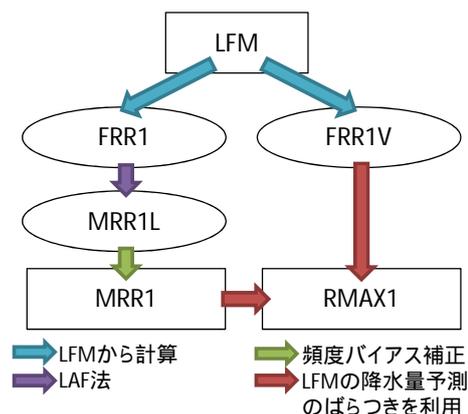


図 2.3.1 LFM 降水量ガイダンスの構成図。矢印は凡例に示した統計手法または予測方法を、計算過程で算出される中間製品は楕円で表す。

中したり過剰な降水量が予測されるといった課題がある。そこで MRR1 では、LAF 法による平均処理によって過剰な予測を抑制しつつ、同時に単一初期値よりも降水の捕捉率の高い降水量予測を作成し、さらに大雨の捕捉率を向上させるために頻度バイアス補正を行う手法とした。

MRR1 の具体的な作成手順を説明する。

- ① LFM の 1 時間降水量を 5 km 格子に変換する（FRR1）。
- ② FRR1 の LAF を求め、さらに空間方向に平滑化する（MRR1L）。
- ③ MRR1L にさらに頻度バイアス補正を適用する（MRR1）。

まず、水平格子間隔 2 km の LFM の降水量予測を 5 km 格子へと変換する（①）。この変換では、5 km 格子点に最も近い LFM 格子を中心とした 3 × 3 格子の平均を取る。

次に、①で計算した最新初期時刻の FRR1 と過去 5 初期時刻の FRR1 の計 6 時刻分の LAF を求め（図 2.3.3）、さらに空間方向に平滑化する（②）。LAF の各初期時刻に与える重みは、LFM の降水量の予測精度が予報時間が長くなるほど下がっていくことを考慮して、古い初期時刻ほど小さく設定する。また、この重みは局地解析に第一推定値を与える MSM の初期時刻が古くなるタイミングでさらに減らす。これは、同じ MSM から第一推定値を取得した LFM 間では、降水の分布や精度が似る傾向が確認されている（永戸ほか 2013; 原ほか 2015）ため、最新の観測が反映された新しい MSM に基づく LFM の予測値がアンサンブル平均に占める割合を大きくすることを狙っている。また、空間方向の平滑化は、LAF を求めた後に残る突出した予測を減らすことで、頻度バイアス補正の閾値更新を行いやすくする効果を狙っており、実際に予測精度が向上することを確認している。

最後に、MRR1L に頻度バイアス補正を適用して MRR1 とする（③）。頻度バイアス補正の閾値は、予測

<sup>1</sup> 白山 洋平

<sup>2</sup> <https://www.jma.go.jp/jma/press/1806/14a/fcst15hour.html>

<sup>3</sup> Lagged Average Forecast : ラグ平均予報法 (Hoffman and Kalnay 1983)

表 2.3.1 LFM 降水量ガイダンスの仕様一覧

	1 時間平均降水量 (MRR1)	1 時間最大降水量 (RMAX1)
作成対象	5 km 格子	
作成方法	LFM の 1 時間降水量の LAF を求め、さらに頻度バイアス補正を適用して作成。	MRR1 に LFM の 1 時間降水量のばらつきに応じた降水量を加え、さらに解析雨量から作成した関係式で変換して作成。
初期時刻	毎正時	
予報対象時間単位	1 時間	
予報期間と間隔	FT=1 から FT=9 まで 1 時間間隔	
逐次学習の有無	あり (頻度バイアス補正)	なし
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 5 km 格子内の平均降水量	解析雨量とアメダスの降水量から算出した 5 km 格子内の最大降水量
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間 (1 時間区切り)	
備考	頻度バイアス補正の観測の閾値は 0.5, 1, 3, 5, 10, 20, 30 mm/h。LAF 法では最新初期時刻と過去 5 初期時刻の予測を用いる。重みは初期重みを 15、1 初期値に重みを 2 ずつ減らし、さらに局地解析に第一推定値を与える MSM の初期時刻が古くなる場合は追加で 2 減らす。	

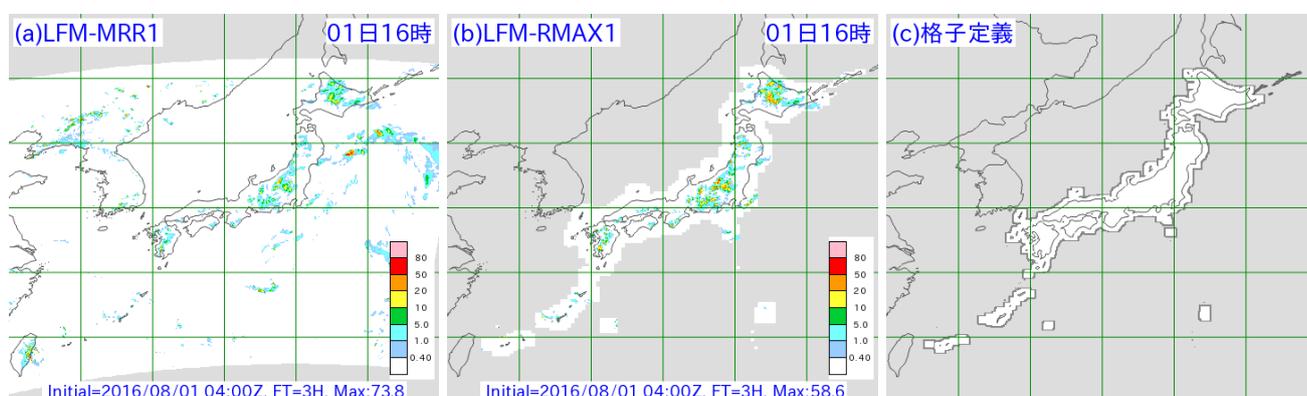


図 2.3.2 LFM 降水量ガイダンスの予測例と格子定義。(a) は MRR1, (b) は RMAX1, (c) は格子定義である。(a) 及び (b) の灰色の領域は予測対象外の領域を、(c) の白色の領域は頻度バイアス補正の閾値を設定する格子を、濃灰色および薄灰色の領域は格子毎に閾値を設定しない格子を表す。なお、白色と濃灰色の領域が (b) の RMAX1 の予測対象領域に対応する。

対象格子、初期時刻、予報時間で層別化し、逐次更新する。予測対象格子による層別化によって、数値予報と現実の地形の違いに起因する格子毎に異なる系統誤差が、初期時刻や予報時間による層別化により、降水の日変化が考慮される。また、前述の LAF では、予報時間後半で平均する初期時刻数が減るために、平均化による予測頻度の抑制効果が弱くなり予測頻度が過剰になりやすくなる。予報時間による層別化はここにも効果を発揮し、予報時間毎に閾値を変えることによって各予報時間の予測頻度を適切に補正する。

図 2.3.2(c) に、頻度バイアス補正の閾値を設定する格子を表す格子定義を示す。本ガイダンスでは、図の白色の格子に対して頻度バイアス補正の閾値を設定する。これらの格子より外側の領域については、閾値を予測対象領域の外側に向かって外挿した値を使用する。この外挿領域では、外挿値で補正した MRR1 と LFM の降水量予測を平均し、陸地から離れるほど LFM の降水量予測に近づける仕様とする。つまり、閾値を持っている格子から離れた海上の MRR1 は LFM の降水

量予測のままであることを留意する必要がある。補正に用いる観測の閾値には、「0.5, 1.0, 3.0, 5.0, 10, 20, 30 mm/h」の 7 個を設定している。30 mm/h という設定は小さいように思われるかもしれないが、50 mm/h や 80 mm/h といった降水量は格子単位での逐次更新を考えた場合には観測頻度が少なく、ガイダンスの精度が確保できないため採用していない。そのため、第 2.3.3 項 (1) で示すように、頻度バイアス補正によって予測頻度が適切に保たれているのは 30 mm/h までである点に留意が必要である。

## (2) 1 時間最大降水量 (RMAX1)

RMAX1 は、MRR1 に LFM の空間的な降水量予測のばらつきに比例した降水量を加算し、さらに解析雨量から作成した関係式で変換することで作成する。この手法では、LFM の水平分解能が 2 km と LFM 降水量ガイダンスが対象とする 5 km 格子よりも高分解能であることを利用して最大降水量を予測する。

RMAX1 の具体的な作成手順を説明する。

### ① 5 km 格子に対応する LFM の 1 時間降水量の不偏

分散を計算する (FRR1V)。

- ② MRR1 に FRR1V の平方根に比例した降水量を加算する。
- ③ ②の降水量を解析雨量から作成した関係式で 1 km 格子相当の最大降水量へ変換する (RMAX1)。

まず、各 5 km 格子に対応する LFM の 1 時間降水量の不偏分散 (FRR1V) を計算する (①)。第 2.3.2 項 (1) の FRR1 の計算と同じく、5 km 格子点に最も近い LFM 格子を中心とした 3 × 3 格子の不偏分散を計算する。このとき、LFM 3 × 3 格子の平均値には FRR1 を用いる。

次に、第 2.3.2 項 (1) で計算した MRR1 に、①の FRR1V の平方根 (つまり、LFM 3 × 3 格子の標準偏差) に比例した降水量を加算する (②)。図 2.3.4 に示すように、LFM の 3 × 3 格子の 1 時間降水量の平均値と標準偏差及び 3 × 3 格子中の最大値の間には、3 × 3 格子の最大値と平均値の差が標準偏差に比例する関係があることが分かる。この関係を用いれば、平均値と標準偏差から最大値を推定できそうであるが、標準偏差が大きくなるにつれて最大値と平均値の差のばらつきも大きくなる傾向が見られるため、不等分散性を考慮した統計モデル (2.3.1) 式を用いて、関係式のパラメータを推定した。

$$\begin{aligned} \mu &= ax + b \\ \sigma &= cx + d \\ Y &\sim N(\mu, \sigma) \end{aligned} \quad (2.3.1)$$

ここで、 $Y$  は目的変数である LFM 3 × 3 格子の最大値と平均値の差で、平均が  $\mu$ 、標準偏差が  $\sigma$  の正規分布に従うと仮定する。また、 $x$  は LFM 3 × 3 格子の標準偏差、 $a \sim d$  は  $\mu$  及び  $\sigma$  の回帰パラメータで、これらのうち  $a$  が図 2.3.4 の赤線の傾きに相当する。この推定したパラメータ  $a$  と標準偏差を乗じた降水量を LFM 3 × 3 格子の平均値とみなした MRR1 に加算することで、LFM1 格子相当の降水量を計算できる。なお、この統計モデルから推定した  $a$  は、予測対象とする格子毎に異なる値を持つものの、推定結果やデータの散布図からその差は小さかったため、本ガイダンスでは全国一律の値を設定している。

最後に、②で計算した LFM 1 格子相当の最大降水量を本来の予測対象である 5 km 格子内の 1 km 解析雨量の最大値に変換する (③)。ここでは、水平格子間隔 2 km の LFM の 1 格子が解析雨量 2 × 2 格子に相当すると仮定し、過去の解析雨量データから作成した解析雨量 2 × 2 格子の平均値と 2 × 2 格子中の最大値の関係式を用いて変換する。この変換は、②で計算した降水量が本来の予測対象である 5 km 格子内の 1 km 解析雨量の最大値よりも少なくなるために行うが、その予測精度への効果は小さい。よって、RMAX1 の作成では②の MRR1 に LFM の降水量予測のばらつきに応じた降水量を加算する部分が重要となっている。

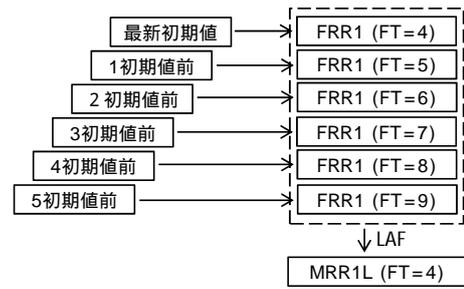


図 2.3.3 FT=4 における LAF のイメージ図。

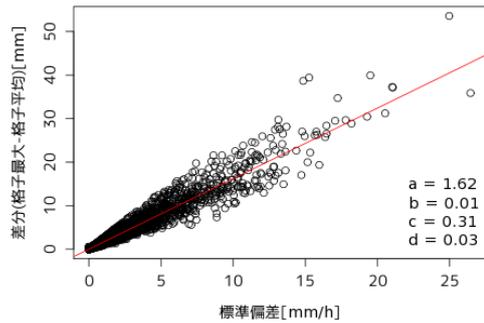


図 2.3.4 関東平野のある格子を対象とした LFM 3 × 3 格子の 1 時間降水量の標準偏差と 3 × 3 格子最大と平均の差の散布図。右下の  $a \sim d$  は (2.3.1) 式の統計モデルで推定したパラメータを、赤線はこの推定したパラメータによる回帰直線を表す。

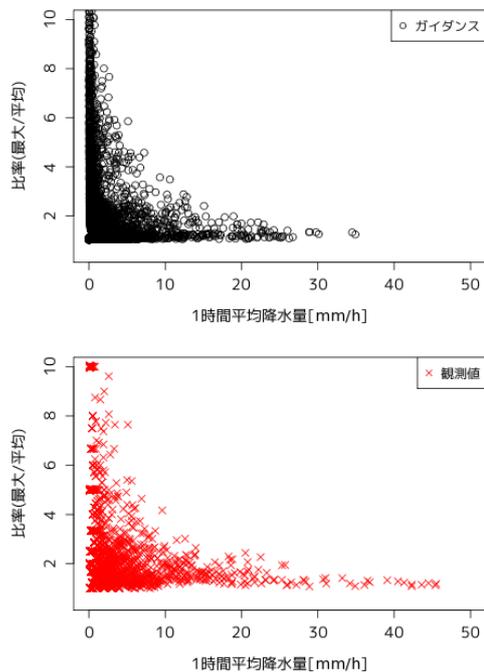


図 2.3.5 関東平野のある格子を対象としたガイダンス (上図) と観測値 (下図) の 1 時間平均降水量と比率 (1 時間最大降水量/1 時間平均降水量) の散布図。2016 年 6~8 月のデータを用いている。

このような方法で作成した RMAX1 が実際に観測される平均降水量と最大降水量の関係を再現できているかを確認する。図 2.3.5 は、横軸に 1 時間平均降水量、縦軸に 1 時間最大降水量と 1 時間平均降水量の比率を

とった散布図で、上図がガイダンス、下図が観測値である。観測値に注目すると、平均降水量が少ない場合には10倍近い比率を取りうる一方で、平均降水量が多くなると急激に比率が小さくなっていき、30 mm/hを超えるとほぼ一定の値(約1.2倍)となっていることが分かる。これは、格子平均の降水量が少ない場合には、不安定性の降水などの空間スケールの小さい現象で格子の一部に降水が偏る場合が含まれ、格子平均の降水量は少なくとも格子内最大の降水量が多くなる、つまり比率が大きくなるケースが含まれる一方で、格子平均の降水量が多い場合は、その多くが総観規模の空間スケールの大きな現象と考えられ、このような場合には広範囲に様な降水が広がり、格子平均と最大の降水量が近くなりやすく、比率は小さくなると思われるためである。

次にガイダンスに注目すると、観測値に比べて平均降水量0 mm/h付近や比率1倍付近にプロットが集中している傾向が見られる。しかし、平均降水量が少ない時には10倍近い比率を取りつつ、平均降水量が多くなると急激に取りうる範囲を狭めて観測値と同様に一定の値に近づくといった全体の特徴を良く表現できている。このようにRMAX1は、LFMの1時間降水量の分散に応じてMRR1に降水量を上乗せするだけのシンプルな手法ではあるが、実際に観測される降水の特徴を再現できていると言える。

ここまで述べたように本ガイダンスでは、既存のGSMやMSM平均降水量ガイダンスや1時間または3時間最大降水量ガイダンス(白山2018)で用いているカルマンフィルタやニューラルネットワークを採用しなかった。その理由は、これらを用いたガイダンスでは開発や維持・管理のコストが高い割には、今開発で採用した手法と大きく精度が変わらなかつたり、精度が劣つたりすることが実際に開発を進める中で分かったためである。

### 2.3.3 統計検証

LFM降水量ガイダンスの検証結果を示す。本項では本ガイダンスとの比較のために、LFMの1時間降水量とMSMの3時間最大降水量ガイダンスを加工した予測値を用いる。前者は、第2.3.2項(1)で述べたLFMの1時間降水量を5 km格子に変換したFRR1でLFMとの比較のために用いる。後者は、2017年2月28日に行われたメソモデルの改良(原2017)及び2017年6月8日に行われたMSMガイダンスの改良(白山2017)を反映したガイダンスで、既存のガイダンスとの比較のために用いる。

#### (1) 対LFM降水量検証

初めに、LFM降水量ガイダンスがLFMの降水量予測を改善しているかを確認する。

図2.3.6は、LFMの1時間降水量(LFM-FRR1)、LFM-FRR1のLAF(LFM-MRR1L)及び1時間平均

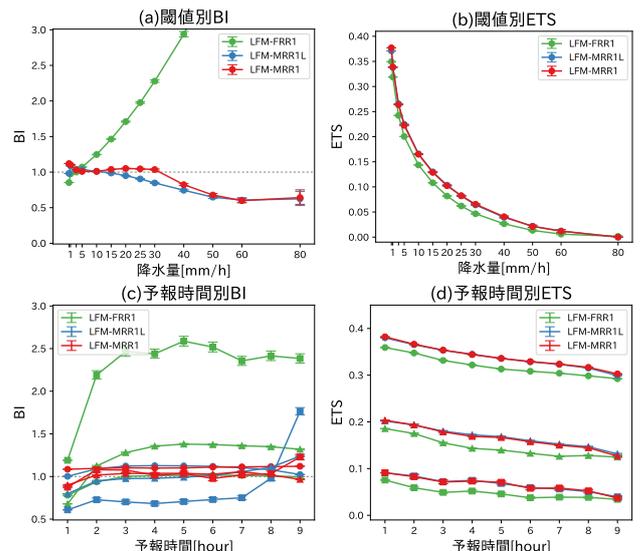


図 2.3.6 LFM 降水量ガイダンスと LFM の降水量予測の予測精度比較。左上から (a) 閾値別 BI, (b) 閾値別 ETS, (c) 予報時間別 BI, (d) 予報時間別 ETS の比較図で、検証期間は 2017 年の 1 年間である。各図ともエラーバーはブートストラップ法で求めた 95% 信頼区間を、赤線は LFM-MRR1、青線は LFM-MRR1L、緑線は LFM-FRR1 を表し、予報時間別 BI 及び ETS 図の降水量閾値は 1.0 mm/h (丸)、10 mm/h (三角)、30 mm/h (四角) である。

降水量ガイダンス (LFM-MRR1) の比較で、ここでは閾値別バイアスコア (BI) 及びエクイタブルスレットスコア (ETS) と予報時間別 BI 及び ETS を示している。検証期間はいずれも 2017 年の 1 年間で、検証に用いた初期時刻と予報時間は 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC の FT=1 から 9 である。検証対象格子は、図 2.3.2(c) で白色で示した全国の陸上及び周辺の海上格子である。

図 2.3.6(a) 及び (b) より、LFM-MRR1 は LFM-FRR1 より予測頻度が適切かつ予測精度が高くなっており、本ガイダンスは LFM の降水量予測を改善していると言える。永戸ほか (2013) で述べられている通り、LFM は強雨域が集中したり過剰な降水量を予測するといった課題があり、本検証においても LFM-FRR1 には予測頻度の過多傾向が見て取れる。対する LFM-MRR1 は、LAF と頻度バイアス補正によって、予測頻度の過多傾向を抑制しつつ予測精度を改善し、さらに 30 mm/h までの予測頻度を適切に保っていることが分かる。図 2.3.6(c) 及び (d) からは、LFM-MRR1 の方が LFM-FRR1 より予測頻度が適切かつ予測精度が高いという点が予報時間別に比較した場合も同様であることが分かる。これらに LFM-MRR1L を加えた 3 者の比較からは、予測精度の改善に効いているのは LAF であると言えるが、これのみでは降水量閾値毎や予報時間毎の予測頻度を適切に保つことができない点を頻度バイアス補正が補っていることが見て取れる。また、FT=7 までの予測と比べると、FT=8 や 9 の予測は予測頻度の傾向が異なっていたり、LFM-FRR1 からの

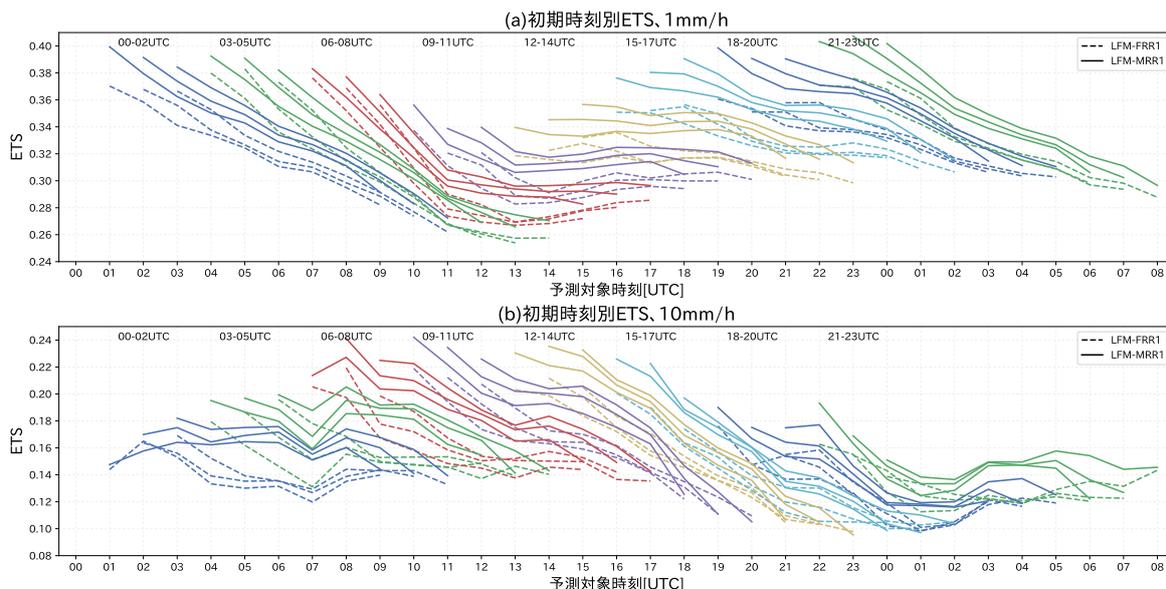


図 2.3.7 LFM-MRR1 と LFM-FRR1 の初期時刻別の予測精度比較。(a) は 1.0 mm/h, (b) は 10 mm/h での時系列図で、横軸は予測対象時刻 (UTC)、検証期間は 2017 年の 1 年間である。両図とも、実線が LFM-MRR1、破線が LFM-FRR1 で、同じ MSM から第一推定値をもらっている初期時刻を同じ緑色で示している。

改善度合いが劣っていることが分かる<sup>4</sup>。これは、予報時間後半ほど LAF に用いることができる初期時刻数が減っていき、特に FT=9 は過去初期時刻との平均にはならないためである。なお、LFM は 2018 年度末までに予報時間を 10 時間に延長することを計画しており第 1.2.1 項、本ガイダンスについても同じく 10 時間予報に延長すること検討している。予報時間を延長するとともに、予報時間後半の LAF に用いる予測値を増やすことで、予測精度や特性の改善が期待できると考えている。

## (2) 初期時刻別の検証

次に、LFM-MRR1 の初期時刻別の検証結果を示す。第 2.3.2 項 (1) でも述べた通り、LFM は初期値を作成する局地解析に第一推定値を与える MSM の影響を強く受けるため、同じ MSM から第一推定値を取得した LFM 間で降水分布が似ていたり、予報時間前半 (3~5 時間程度まで) は新しい初期時刻のほうが精度が高いものの、それ以降では同じようなスコアとなるといった特徴 (原ほか 2015) がある。この特徴を踏まえ、本ガイダンスについても同様の視点での検証を行った。

図 2.3.7 は、2017 年の 1 年間を対象に初期時刻別に検証した LFM-MRR1 と LFM-FRR1 の ETS の時系列図である。図 2.3.7(a) は 1.0 mm/h、(b) は 10 mm/h の時系列図であり、横軸は予測対象時刻、実線は LFM-MRR1、破線は LFM-FRR1、同じ MSM から第一推定値を取得した LFM のグループを同じ色で表している。まず、図 2.3.7(a) に注目すると、全ての初期時刻及び

予報時間において、LFM-MRR1 の予測精度が LFM-FRR1 を上回っていることが見て取れる。降水の日変化があるため、時間帯によって ETS が上下しているものの、LFM-MRR1 の予測精度が LFM-FRR1 を上回っている点は一貫している。次に、同色で示したグループ内のスコアの差に注目する。初期時刻間の予測精度の違いを見ると、予報時間前半ほど常に 1 つ右の新しい初期時刻の方が予測精度が高い。また、予報時間後半では同じグループが似た予測精度になっており、これらは LFM の場合と同じ傾向を示していることが分かる。これらのことから、古い初期時刻のガイダンスを使う特別な理由がない限りは、常に利用時点の最新初期時刻のガイダンスを利用すれば良い。これらの特徴は概ね 10 mm/h (図 2.3.7(b))、30 mm/h (図略) でも同様であるが、1.0 mm/h ほど明瞭ではない。その理由は、大雨ほど事例数が少なくなるためである。

## (3) 対 MSM ガイダンス検証

最後に、LFM の 1 時間最大降水量ガイダンス (LFM-RMAX1) について既存の MSM ガイダンスとの比較結果を示す。ここでは、第 2.3.3 項 (1) と同様の ETS や BI の閾値別、予報時間別検証の他に、Fractions Skill Score (FSS) (Roberts and Lean 2008) を用いた比較結果を示す。この FSS は、検証対象を空間的に曖昧にし、その上で予報と観測の適合度を求める検証手法の 1 つで、幾田 (2010) では水平格子間隔の異なる LFM と MSM の降水量予測を比較するために用いられている。本検証では、ともに 5 km 格子の LFM ガイダンスと MSM ガイダンスについて、空間的な厳密さを緩和した上で比較するために FSS を用いた。これは、降水の予測位置が厳密には外れていても、ある程度の領域内で降水が予測されていることが実際の予報作業上では重

<sup>4</sup> 図 2.3.6(c) や (d) において、過去初期時刻と平均できない FT=9 の LFM-FRR1 と LFM-MRR1L の間に差が見られるのは、第 2.3.2 項 (1) で述べ通り、LAF と頻度バイアス補正の間で行う空間方向の平滑化を行うためである。

要と考えたためである。FSS は 0 から 1 の値域を持つスキルスコアで、完全予報の場合は 1、予報と観測の適合が全く無い場合には 0 となる。FSS の詳細や算出方法は付録 D.3.14 を参照されたい。また、比較相手とする MSM ガイダンスには LFM-RMAX1 に対応する 1 時間降水量のガイダンスが存在しない。そこで、MSM の 3 時間最大降水量ガイダンス (MSM-RMAX33) を MSM の降水量で配分した降水量を MSM の 1 時間最大降水量 (MSM-RMAX1) として検証に用いる。この二次的な変換を施したガイダンスと統計手法で直接的に求めた本来のガイダンスでは、一般的には後者の方が予測精度の面で有利と考えられる点には留意が必要である。

図 2.3.8 は、2017 年の 1 年間を対象とした LFM-RMAX1 と MSM-RMAX1 の比較で、図 2.3.6 と同様に閾値別 BI 及び ETS と予報時間別 BI 及び ETS を示している。検証に用いた初期時刻は両ガイダンスとも 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC、予報時間は LFM-RMAX1 が FT=1 から 9、MSM-RMAX1 が FT=4 から 12 である。検証対象とした予報時間が異なるのは、実際の子報作業で利用出来るようになる時間を考慮した比較を行うためである。図より、LFM-RMAX1 は降水量閾値や予報時間によっては BI が 1 前後から離れていたり FT=9 の予測精度で MSM-RMAX1 に劣る場合が見られるものの、概ね MSM-RMAX1 より予測頻度が適切でかつ予測精度が高いことが分かる。特に、MSM-RMAX1 では予測頻度の過小傾向が強い 30 mm/h 前後の降水に対する予測頻度が LFM-RMAX1 では適切であり、実況に近い頻度で短時間強雨を予測する点が予報作業において有用と考えられる。

図 2.3.9 は、2017 年 7 月と 2017 年の 1 年間を対象に検証した、LFM-RMAX1 と MSM-RMAX1 の予報時間別の FSS を、図 2.3.9(a) 及び (c) に予測の位置ずれを許容しない場合の FSS を、図 2.3.9(b) 及び (d) に元の 5 km 格子を中心とした 25 km 四方の位置ずれを許容した場合の FSS を降水量閾値別に示している。25 km 四方という広さは、気象警報・注意報の発表単位である市町村 (東京特別区は区) をいくつかまとめた範囲を想定して設定した。検証に用いた初期時刻と予報時間は図 2.3.8 に同じである。まず、LFM-RMAX1 と MSM-RMAX1 を比較したとき、いずれの検証条件でも概ね LFM-RMAX1 の方が FSS が大きく、LFM-RMAX1 の方が予測スキルが高いことが分かる。次に、予測位置の厳密性を緩和して位置ずれを許容した場合と許容しない場合の違いに注目すると、LFM、MSM 両ガイダンスとも許容した場合の方が FSS は高く、ガイダンスを対象格子のピンポイントで利用するのではなく、その位置ずれも想定して利用することが適していると言える。また、検証期間の違いに注目すると、夏季に絞った 2017 年 7 月の方が位置ずれを許容することで LFM-RMAX1 と MSM-RMAX1 の FSS の差が拡大し

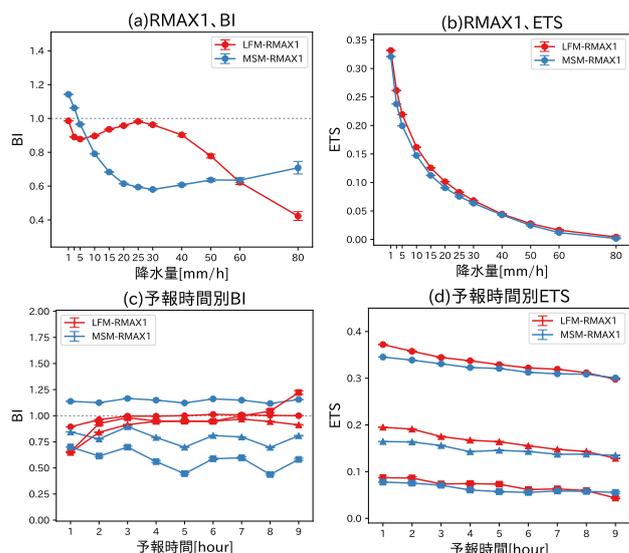


図 2.3.8 LFM-RMAX1 と MSM-RMAX1 の予測精度比較。左上から (a) 閾値別 BI, (b) 閾値別 ETS, (c) 予報時間別 BI, (d) 予報時間別 ETS の比較図で、検証期間は 2017 年の 1 年間である。図 (c) 及び (d) の横軸は LFM-RMAX1 の予報時間を表し、MSM-RMAX1 は予測対象時刻を揃えるために 3 時間ずらして示している。各図とも赤線が LFM-RMAX1、青線が MSM-RMAX1 を表す他は、図の見方は図 2.3.6 に同じである。

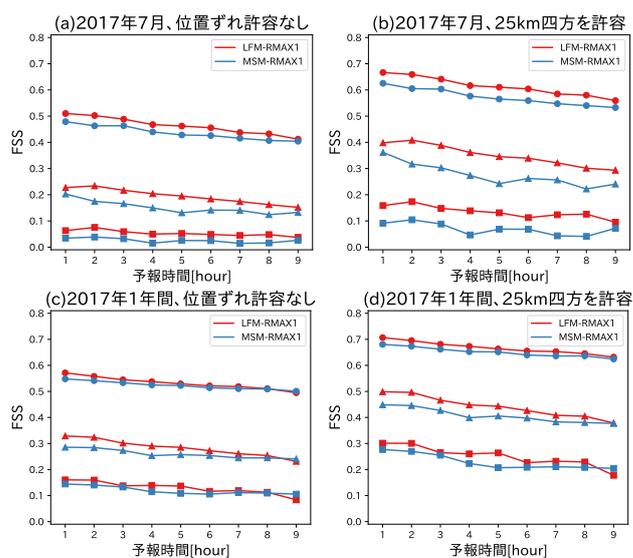


図 2.3.9 LFM-RMAX1 と MSM-RMAX1 の予報時間別 FSS の比較図。左上から (a) 2017 年 7 月の位置ずれを許容しない場合、(b) 2017 年 7 月の 25 km 四方の位置ずれを許容した場合、(c) 2017 年の 1 年間の位置ずれを許容しない場合、(d) 2017 年の 1 年間の 25 km 四方の位置ずれを許容した場合。各図とも横軸は LFM-RMAX1 の予報時間を表し、MSM-RMAX1 は予測対象時刻を揃えるために 3 時間ずらして示している。また、赤線は LFM-RMAX1、青線は MSM-RMAX1 を表し、降水量閾値は 1.0 mm/h (丸)、10 mm/h (三角)、30 mm/h (四角) である。

ていることが分かる。特に、10 mm/h や 30 mm/h の場合に FSS の差が拡大している。これは、夏季に増える不安定性の降水に対して、LFM-RMAX1 は予測の位置ずれはあるものの近傍に降水を予想している場合が多く、MSM-RMAX1 よりも実況を捕捉するためと

考えられる。つまり、夏季における LFM-RMAX1 の MSM-RMAX1 に対する優位性を示していると言える。

### 2.3.4 事例検証

LFM 降水量ガイダンスの予測特性や利用上の留意点を表す事例をいくつか紹介する。図 2.3.10 に第 2.3.3 項 (3) で述べた 25 km 四方の位置ずれを許容した FSS について、2017 年 7~8 月を日別に検証した時系列図を示す。検証には、LFM-RMAX1 は 00UTC 初期値の FT=1 から 9 を、MSM-RMAX1 は 21UTC 初期値の FT=4 から 12 を用いている。この時系列図で、LFM-RMAX1 の方が FSS が高い日のガイダンスを確認すると、その多くが不安定性の降水事例であり、第 2.3.3 項 (3) で述べた夏季の LFM ガイダンスの優位性が個々の事例でも確認できる。なお、本項で示す事例の天気図は、図 2.3.11 にまとめて示す。

#### (1) 夏季の不安定性降水の事例

図 2.3.12、図 2.3.13 及び図 2.3.14 は、図 2.3.10 において LFM-RMAX1 の FSS が MSM-RMAX1 を上回った日の LFM ガイダンスと MSM ガイダンスの比較図である。1 つ目の図 2.3.12 は、梅雨前線や暖かく湿った空気の影響で関東地方で雷雨となった事例、2 つ目の図 2.3.13 は、寒気を伴った気圧の谷が上空を通過し東北から近畿地方の広い範囲で雷雨となった事例、最後の図 2.3.14 は、西日本周辺には目立った擾乱はない中で晴れて気温の上昇した午後には広範囲で雷雨となった事例で、いずれも不安定性降水の事例である。これらの事例はいずれも LFM-RMAX1 の方が MSM-RMAX1 より良い予測であった。1 つ目の事例では、関東の山間部から降水が発生しはじめ、夕方にかけて関東北部を降水域が東進する様子を、2 つ目の事例では東北地方や関東南部で降水域が発生する様子を良く予測しており、これらの降水は MSM-RMAX1 ではほぼ予測されていないものである。3 つ目の事例も、細かく見れば LFM-RMAX1 の降水域は実際に観測された位置とは異なっていたり、降水量が多過ぎる地域があるものの、降り始めのタイミングや降水の広がり具合といった定性的な特徴は MSM-RMAX1 よりも予測できている。このように、夏季の不安定性降水に対しては LFM ガイダンスの方が MSM ガイダンスより良い予測をする例が多く、不安定性の降水が見込まれる気象場においては積極的な利用を推奨する。

#### (2) 台風や総観規模擾乱などの空間スケールの大きな降水事例

夏季の不安定性降水に対して LFM ガイダンスが有効である一方で、台風や総観規模擾乱などのスケールの大きな降水事例では、MSM ガイダンスと似た予測であることが多く、FSS で比較した予測スキルも同等であることが多い。これは、大きなスケールの現象に対して LFM の予測は、より水平格子間隔の大きい MSM

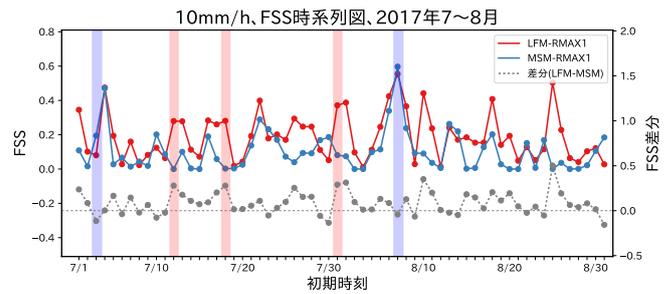


図 2.3.10 2017 年 7~8 月の LFM-RMAX1 と MSM-RMAX1 の日別 FSS の比較図。降水量閾値は 10 mm/h。横軸は LFM-RMAX1 の初期時刻の日付を、赤線は LFM-RMAX1 (左軸)、青線は MSM-RMAX1 (左軸)、灰線は FSS の差分 (右軸、LFM-MSM)、赤及び青色で背景を塗った日は第 2.3.4 項 (1) 及び (2) で取り上げた事例日を表す。

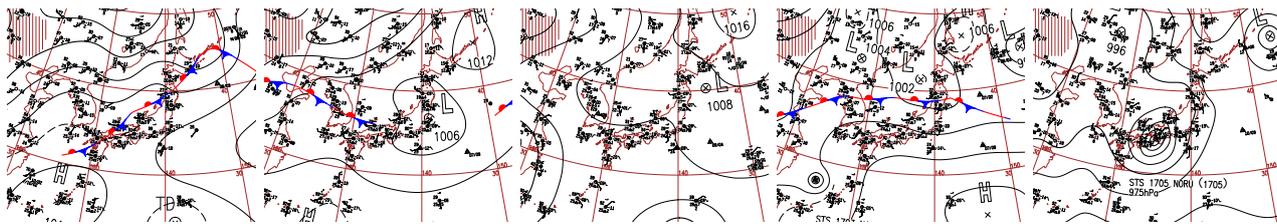
や GSM と表現が変わらない (永戸ほか 2013) 点に対応している。

図 2.3.15 及び図 2.3.16 は、図 2.3.10 において FSS が同等かやや MSM ガイダンスの方が高い日の LFM ガイダンスと MSM ガイダンスの比較図である。1 つ目の図 2.3.15 は、梅雨前線が北陸から東北に停滞した事例、2 つ目の図 2.3.16 は、台風第 5 号による大雨事例である (天気図は図 2.3.11 を参照)。1 つ目の前線の事例では東西に伸びる強雨の位置が、2 つ目の台風の事例では地形性の降水が強化される細かな表現は違いがあるものの、降水の大まかな分布には目立った違いは見られない。このように水平スケールの大きな降水の場合には、前述の通り LFM と MSM の表現が変わらないため、ガイダンスの予測に近く、また予測精度も同等である点に留意が必要である。

### 2.3.5 まとめと今後の課題

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、ガイダンスの開発や維持・管理面も考慮し、従来の降水量ガイダンスとは異なるシンプルな手法を採用している点も特徴の 1 つである。この新しいガイダンスについて、第 2.3.3 項及び第 2.3.4 項で示した検証結果及び事例検証を踏まえた特徴と利用上の留意点について以下にまとめる。

- ① 1 時間平均降水量ガイダンスは LFM の降水量予測よりも予測頻度が適切かつ予測精度が高い。また、LFM と同様に毎時更新され、常に新しい初期時刻の予測の精度が高い。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。



(a) 2017年7月12日 (b) 2017年7月18日 (c) 2017年7月31日 (d) 2017年7月3日 (e) 2017年8月7日  
 図 2.3.11 各事例のアジア太平洋地上天気図。いずれも日本時間の15時の天気図で、日本周辺を拡大して表示している。

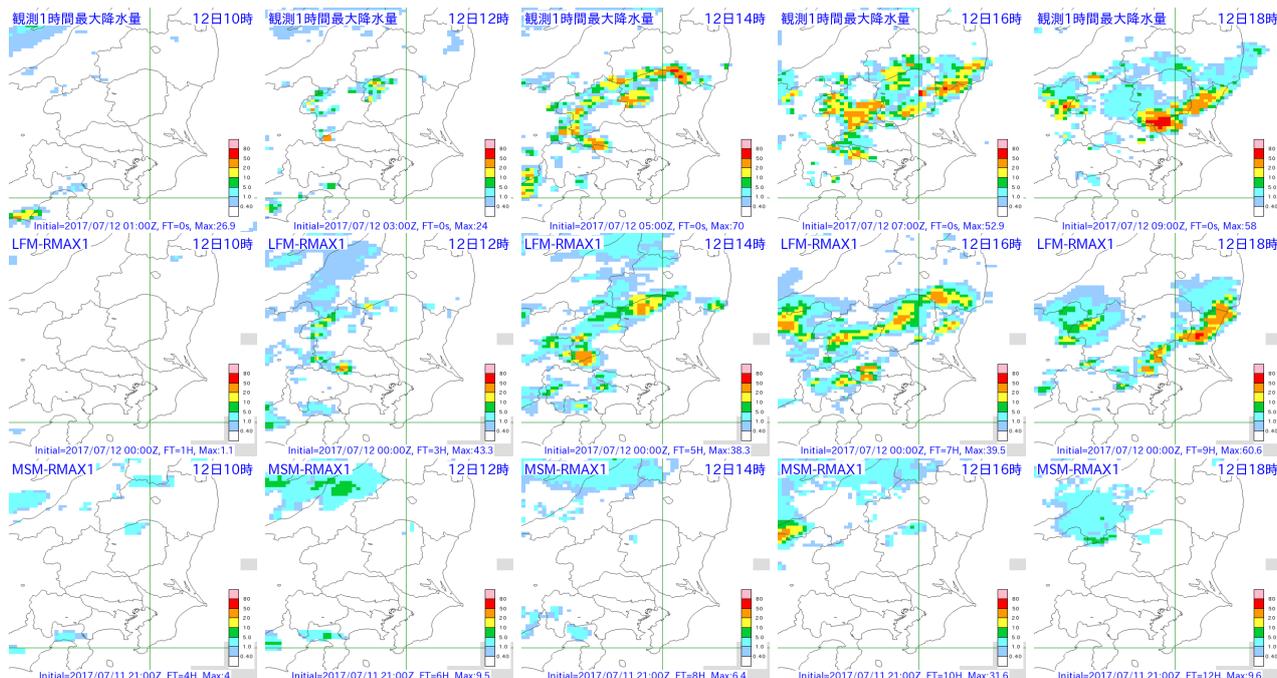


図 2.3.12 2017年7月12日の事例。上段から観測の1時間最大降水量、LFM-RMAX1(7月12日00UTC初期値)、MSM-RMAX1(7月11日21UTC初期値)。対象時刻は左から日本時間の10時、12時、14時、16時、18時で、降水量の単位はいずれもmm/h。

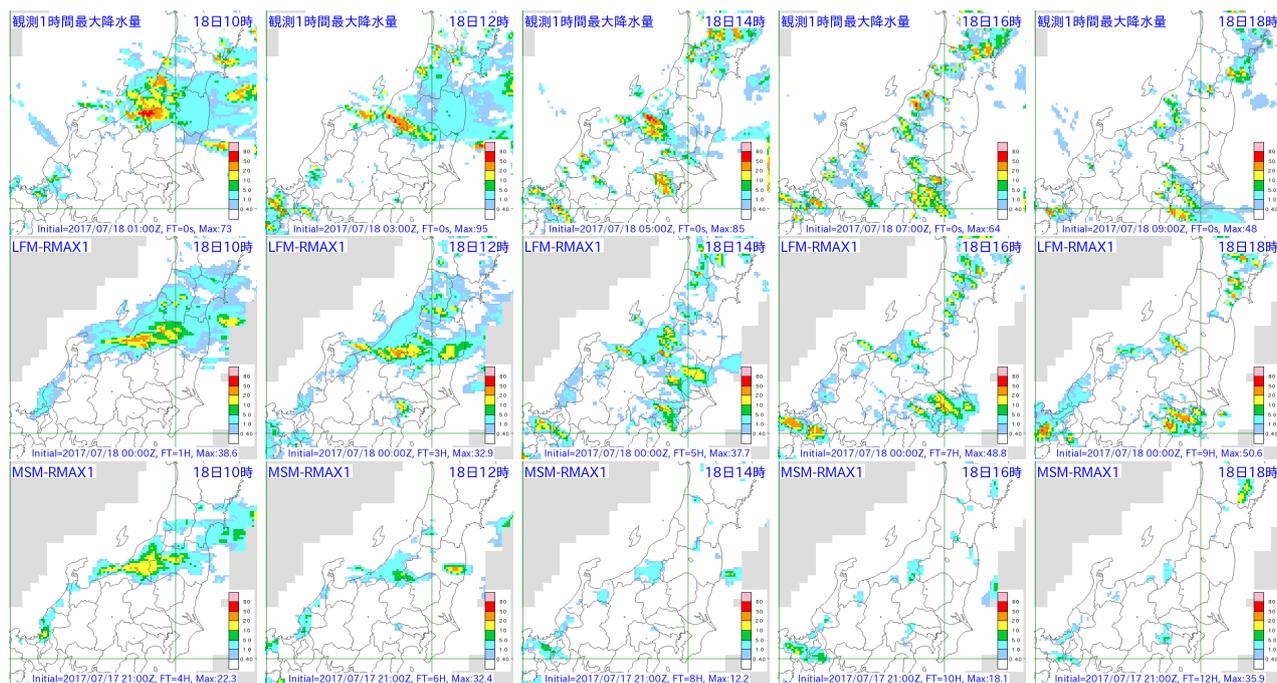


図 2.3.13 2017年7月18日の事例。上段から観測の1時間最大降水量、LFM-RMAX1(7月18日00UTC初期値)、MSM-RMAX1(7月17日21UTC初期値)。その他の図の見方は図 2.3.12 に同じ。

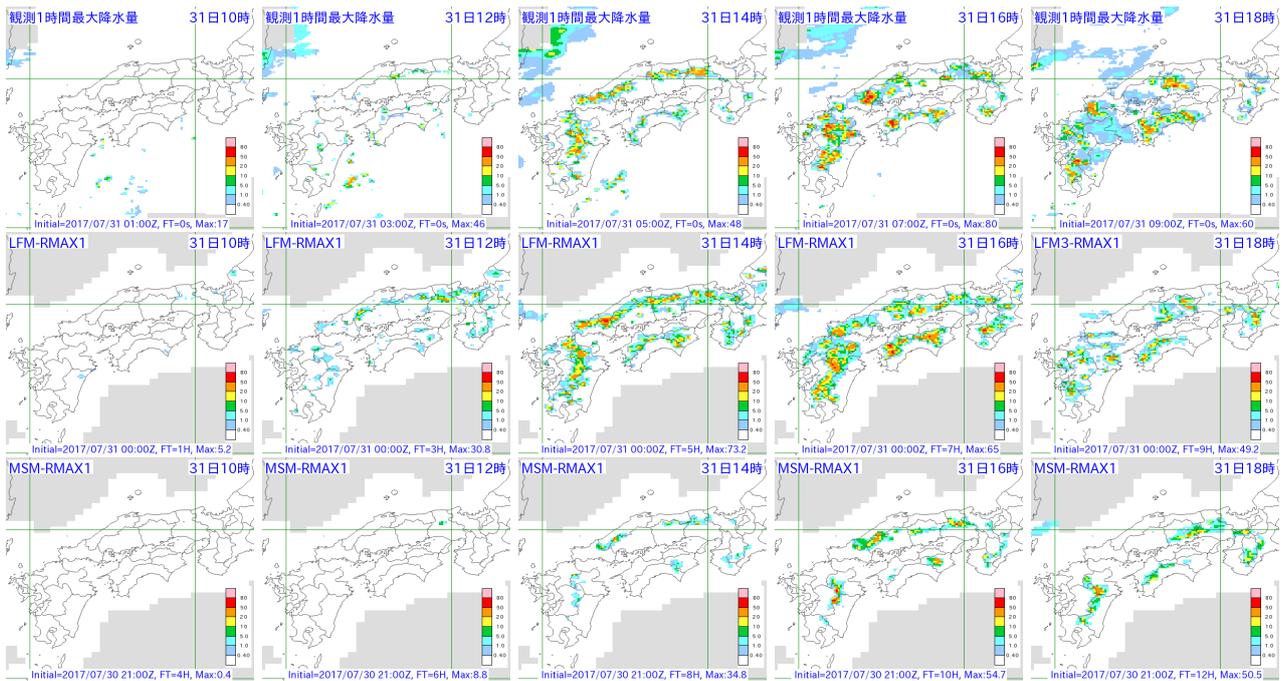


図 2.3.14 2017年7月31日の事例。上段から観測の1時間最大降水量、LFM-RMAX1(7月31日00UTC初期値)、MSM-RMAX1(7月30日21UTC初期値)。その他の図の見方は図2.3.12と同じ。

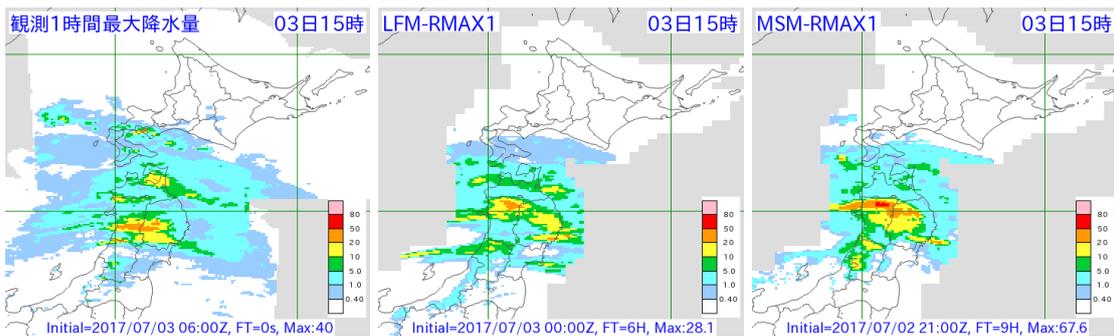


図 2.3.15 2017年7月3日の事例。左から観測の1時間最大降水量、LFM-RMAX1(7月3日00UTC初期値のFT=6)、MSM-RMAX1(7月2日21UTC初期値のFT=9)で、対象時刻は7月3日15時。降水量の単位はmm/h。

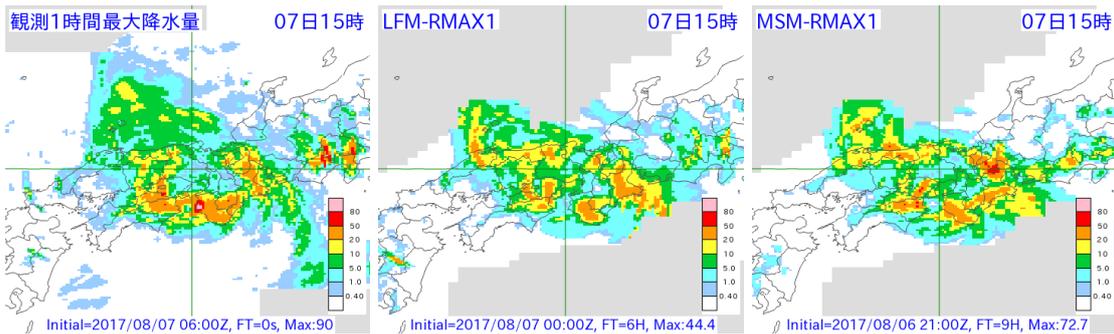


図 2.3.16 2017年8月7日の事例。左から観測の1時間最大降水量、LFM-RMAX1(8月7日00UTC初期値のFT=6)、MSM-RMAX1(8月6日21UTC初期値のFT=9)で、対象時刻は8月7日15時。降水量の単位はmm/h。

- ② 1時間最大降水量ガイダンスは、MSMガイダンスよりも短時間強雨に対する予測精度が高い。特に、夏季の不安定性降水の予測が改善しており、不安定性の降水が予想される気象場では積極的な利用を推奨する。
- ③ 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。

これらの点に留意して、LFM降水量ガイダンスを有効に活用していただきたい。

今後の課題としては、まず本ガイダンスの予報時間を10時間に延長することが挙げられる。第2.3.3項(1)で述べた通り、LFMは2018年度末までに予報時間を10時間に延長することを計画している。本ガイダンスも予報時間を延長し、LAFに用いる予測値を増やすこ

とで予報時間後半の予測精度の改善が期待できる。また、第 2.3.3 項では全国をまとめた検証や主に 1 年間の検証結果しか紙面の都合で示していないものの、地方別や季節別などにより条件を絞った検証では、ガイダンスの予測精度や特性に課題があることが分かっている。本ガイダンス運用の目的である、降水 15 時間予報や日々の予報作業での利用に貢献するため、今後も継続して改良に取り組む必要があると考えている。

#### 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.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–41.
- 白山洋平, 2017: 降水ガイダンスの改良. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 86–93.
- 白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 95–118.
- 高田伸一, 2018: 頻度バイアス補正. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 78–80.
- 原旅人, 伊藤享洋, 松林健吾, 2015: asuca が導入された局地数値予報システムの特性. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9–23.
- 原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–47.
- Hoffman, R. N. and E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus A*, **35**, 100–118.
- 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.

## 2.4 国内航空悪天 GPV および LFM 航空悪天 GPV の改良<sup>1</sup>

### 2.4.1 はじめに

国内航空悪天 GPV および LFM 航空悪天 GPV は、MSM および LFM から作成する空域予報用の GPV である。それぞれ 2000 ft 毎および 1000 ft 毎のフライトレベル (FL)<sup>2</sup> 面で作成し、風や気温などの通常の気象要素のほかに、乱気流指数 (工藤 2018a) や着氷指数 (井藤 2018a)、積乱雲量・雲頂高度 (井藤 2018b) など、空域予報用の要素も算出している。国内航空悪天 GPV は国内悪天予想図 (FBJP)<sup>3</sup> やシグメット情報<sup>4</sup> の作成に利用されているほか、FAX 図 (国内悪天 12 時間予想図、国内航空路 6・12 時間予想断面図) の入力データとしても利用されている。LFM 航空悪天 GPV はシグメット情報の作成に利用されているほか、ATM<sup>5</sup> 用悪天インデックス (第 II 部第 5.3.6 項) や下層悪天予想図・狭域悪天予想図 (金井ほか 2015) の入力データとしても利用されている。

航空悪天 GPV の乱気流指数 (以下、TBindex) は、乱気流の要因別に作成した複数の指数をロジスティック回帰で組み合わせた統合型の乱気流予測指数である。回帰係数は一括学習により決定しており、予測式は 2000 ft 毎の高度別に層別化している。また、ロジスティック回帰で得られた確率値を調整係数により変換することで、3.0 という一つの閾値で最適な予測を行うことができるようにしている。

2018 年 9 月まで、国内航空悪天 GPV の TBindex (以下、M-TBindex) では、2011 年から 2012 年のデータに基づいて算出した回帰係数を利用していた (工藤 2014)。また、LFM 航空悪天 GPV の TBindex (以下、L-TBindex) では M-TBindex と同じ回帰係数を利用していた。工藤 (2014) での TBindex の改良以降、メソおよび局地数値予報システムの改良が行われてきたが、その際に行った検証では、数値予報システムの改良による TBindex の精度低下は見られなかった (原ほか 2015a,b, 2017)。しかし、M-TBindex および L-TBindex の係数が 2011 年から 2012 年のデータに基づいていることを考慮すれば、これらの係数が 2018 年現在では最適でなくなっている可能性があった。そこで TBindex の回

帰係数と調整係数を再作成するとともに、説明変数の作成方法を一部変更することとした。これによって予測精度の改善が確認できたことから、2018 年 9 月に TBindex の変更を行った。これと併せて、空域予報プロダクトの改善に資するため、国内航空悪天 GPV の予報領域を拡大した。また、2018 年度末までに LFM 航空悪天 GPV の予報時間を 10 時間に延長する。

本節では、はじめに国内航空悪天 GPV の領域拡張と LFM 航空悪天 GPV の予報時間延長について、第 2.4.2 項と第 2.4.3 項で述べる。続いて TBindex の改良について、変更点や検証結果、利用上の留意点を第 2.4.4 項～第 2.4.7 項で述べる。

### 2.4.2 国内航空悪天 GPV の領域拡張

国内航空悪天 GPV は、2001 年に運用を開始して以来、予報領域を変更していなかったが、今回の変更時から予報領域を図 2.4.1 で示す領域に拡大した。予報領域が北および西側に広がることで、より上流側のジェット気流の流れや悪天域の推移を把握できるようになる。また、東および南側の予報領域が広がることで、FBJP の全領域が含まれるようになるとともに、福岡 FIR<sup>6</sup> をカバーする領域が広がり<sup>7</sup>、シグメット情報の作成にも更に有効に活用できるようになる。

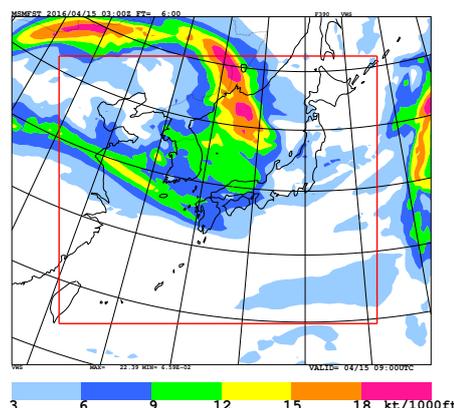


図 2.4.1 領域拡大後の国内航空悪天 GPV の領域。2016 年 4 月 15 日 03UTC 初期値の FT=6, FL390 の鉛直シアアの予測。赤枠は従来の国内航空悪天 GPV の領域。

### 2.4.3 LFM 航空悪天 GPV の予報時間延長

ATM のための情報提供を強化するため、2018 年度末までに LFM の予報時間が 10 時間に延長される (第 1.4 節)。ATM 用悪天インデックスは LFM 航空悪天 GPV を入力として作成されることから、LFM の予報時間延長に合わせて LFM 航空悪天 GPV の予報時間も 10 時間に延長する。FT=10 における TBindex や着氷

<sup>1</sup> 工藤 淳

<sup>2</sup> 標準大気気圧高度 [ft] を 100 で割った高度。「FL100」など「FL」に続けて 100 ft 単位の数値で表される。FL100 = 10,000 ft、1 ft  $\approx$  0.3048 m。

<sup>3</sup> 乱気流、着氷、雷電など航空機の運航に影響を及ぼす悪天域のほか、ジェット気流、熱帯低気圧、地上の高・低気圧、前線、FL050 と FL100 の 0 °C の等温線などの予想を明示したプロダクト。概ね 5 時間 30 分先の予想図を 1 日 4 回 6 時間毎に本庁航空予報室空域予報班が作成している。

<sup>4</sup> 航空機の運航の安全に影響する航空路上の現象 (乱気流、着氷、雷電、台風、火山の噴煙、放射性物質の状況など) が発現または予想された場合に発表される空域気象情報。

<sup>5</sup> 航空交通管理 (Air Traffic Management)

<sup>6</sup> 飛行情報区 (Flight Information Region)。国際民間航空機関 (ICAO) により制定された航空機の運航に必要な各種情報の提供または捜索救難活動が行われる空域。福岡 FIR は日本の担当空域であり、日本では本庁航空予報室空域予報班が福岡 FIR を対象にシグメット情報を発表している。

<sup>7</sup> 福岡 FIR の東端は東経 165 度、南端は北緯 21 度である。

表 2.4.1 TBindex に用いられている説明変数の略号と意味。

名称	略号	意味
斜方シアー	SWS	斜め方向に算出した風のシアー
対流雲中乱気流指数	CONV	対流雲の雲中および雲頂での強い上昇流や鉛直シアーの強化により発生する乱気流を予測する指数
風下山岳波指数	MTW1	風下山岳波に伴い山頂付近の安定層下で発生する乱気流を予測する指数
鉛直伝播山岳波指数	MTW2	鉛直上方に伝播した山岳波の碎波による乱気流を予測する指数
中層雲底乱気流指数	BASETB	中層雲底下でのベナール対流による乱気流を予測する指数
トランスバースバンド指数	TRAV	トランスバースバンドに伴う乱気流を予測する指数
水平シアー	HWS	水平方向の風のシアー
VHS	VHS	(鉛直シアー) × (流れに沿った方向の風の水平シアー) × (風速)
リチャードソン数	RI	KH 不安定の発生を予測する指数
気温の水平傾度	GRADT	等フライントレベル面で算出した気温の水平傾度の大きさ

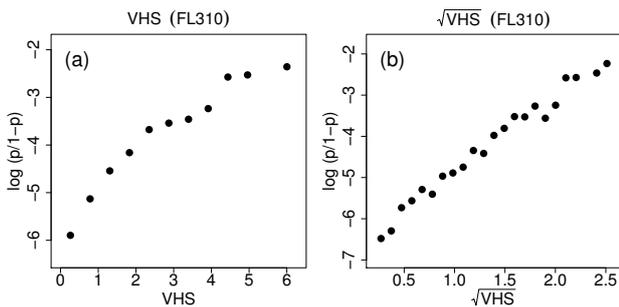


図 2.4.2 FL310 における、(a) VHS とロジットの関係、(b)  $\sqrt{VHS}$  とロジットの関係。2016 年 4 月から 2018 年 3 月の国内航空悪天 GPV から作成。

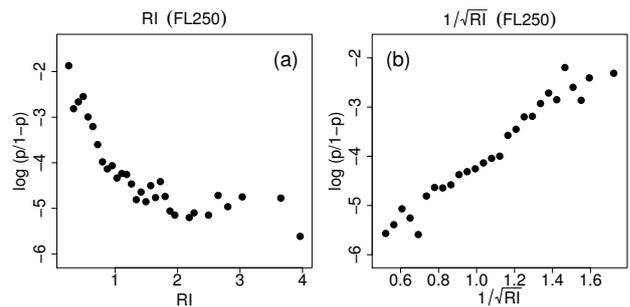


図 2.4.3 FL250 における、(a) RI とロジットの関係、(b)  $1/\sqrt{RI}$  とロジットの関係。2016 年 4 月から 2018 年 3 月の国内航空悪天 GPV から作成。

指数、積乱雲量などの精度検証は行っていないが、これらは予報時間で層別化しない係数固定型の指標であるため、FT=9 の予測精度に準ずると考えられる。

#### 2.4.4 乱気流指数の改良

第 2.4.2 項で述べた変更と同時に、国内および LFM 航空悪天 GPV の TBindex の改良を行った。今回の変更点は、(1) 回帰係数の学習期間を変更したこと、(2) 一部の説明変数を変更したこと、(3) M\_TBindex と L\_TBindex で独立に回帰係数を作成したこと、および、(4) M\_TBindex と L\_TBindex それぞれの調整係数を更新したことの 4 点である。以下でそれぞれの変更について述べる。TBindex に用いられている説明変数の略号と意味を表 2.4.1 にまとめておく。

##### (1) 学習期間の変更

第 2.4.1 項でも述べたように、従来の TBindex の回帰係数は 2011 年から 2012 年のデータを学習データとして利用していたため、2018 年現在では係数が最適ではなくなっている可能性があった。一方、メソ数値予報システムに asuca を導入する際にガイダンスの係数再作成のために過去 2 年間以上の再予報が行われたこと (後藤 2017) と、2015 年 1 月に局地数値予報システムに asuca が導入 (原ほか 2015a) されて 3 年以上経過したことから、MSM および LFM とも 3 年間以上の均質に近い過去データを利用できる状況になった。そこ

で、2016 年 4 月から 2018 年 3 月の 2 年間のデータを学習用データ、2015 年 4 月から 2016 年 3 月の 1 年間のデータを検証用データとして利用し、回帰係数の再作成を行った。3 年間のデータが利用できる場合、初めの 2 年を学習データに、最後の 1 年を検証データに利用することが多いが、ここでは逆に初めの 1 年を検証データとして利用した。このようにすることで、数値予報ルーチンでの運用期間と学習期間の乖離をできるだけ小さくする。開発用に蓄積しているデータの都合により、国内航空悪天 GPV は 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=9~14 を、LFM 航空悪天 GPV は 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=4~9 のデータを利用して回帰係数を作成した。

##### (2) 説明変数の変更

TBindex はロジスティック回帰により予測式を作成している。ロジスティック回帰では、次式で定義されるロジットと説明変数に線形関係があることを仮定している (工藤 2018b)。

$$\text{logit} \equiv \ln \frac{p}{1-p} \quad (2.4.1)$$

ここで  $p$  は説明変数がある区間に含まれるときに現象が起きた割合である。一定期間の予測と実況 (ここでは乱気流の有無) を用いて区間毎に  $p$  を求めることで、説明変数とロジットの線形性を確かめることができる。

M\_TBindex に利用している説明変数について、ロ

表 2.4.2 M\_TBindex の各説明変数間の相関係数。2016 年 4 月から 2018 年 3 月のデータを用いて、回帰式を層別化した 2000 ft 毎の高度で求めた相関係数を全高度で平均した値を示す。相関係数の絶対値が 0.6 以上を赤、0.4 以上 0.6 未満を黄、0.4 未満を青で示している。

	SWS	√CONV	MTW1	MTW2	BASETB	TRAV	HWS	√VHS	1/√RI	GRADT
SWS	1.00	0.45	0.04	0.15	0.04	0.19	0.65	0.73	0.71	0.49
√CONV	0.45	1.00	0.02	0.06	0.08	0.16	0.43	0.45	0.31	0.24
MTW1	0.04	0.02	1.00	0.02	0.11	0.01	0.05	0.07	0.01	0.04
MTW2	0.15	0.06	0.02	1.00	0.01	-0.07	0.15	-0.03	0.09	0.11
BASETB	0.04	0.08	0.11	0.01	1.00	-0.02	0.02	-0.00	0.06	0.15
TRAV	0.19	0.16	0.01	-0.07	-0.02	1.00	0.04	0.21	0.21	0.07
HWS	0.65	0.43	0.05	0.15	0.02	0.04	1.00	0.53	0.28	0.30
√VHS	0.73	0.45	0.07	-0.03	-0.00	0.21	0.53	1.00	0.60	0.47
1/√RI	0.71	0.31	0.01	0.09	0.06	0.21	0.28	0.60	1.00	0.32
GRADT	0.49	0.24	0.04	0.11	0.15	0.07	0.30	0.47	0.32	1.00

表 2.4.3 M\_TBindex に対する各高度の説明変数の代表的な寄与量。ここでは回帰係数に各高度における説明変数の代表値を掛けた値を示す。各高度において、切片を除く寄与量の和に対して 15 % 以上の値を青で表示している。寄与量が 0 は赤池情報量基準による判定で説明変数として選択されなかったことを、0.00 は寄与量が小さいことを示す。空欄はサンプル数などを考慮して説明変数の候補として採用しなかったことを示す。

高度	切片	SWS	√CONV	MTW1	MTW2	BASETB	TRAV	HWS	√VHS	1/√RI	GRADT
FL410	-8.29	1.16	0.50				0.00	0.43	0.96	0.69	0
FL390	-8.35	1.41	0.65				0.13	0.40	0.88	0.69	0
FL370	-8.03	1.45	0.58				0.15	0.39	0.82	0.60	0
FL350	-7.72	1.75	0.65				0.12	0.19	0.94	0.53	0.15
FL330	-7.37	2.36	0.65		1.23		0.18	-0.18	1.25	0.36	0
FL310	-7.23	2.60	0.66		1.39		0.29	-0.31	1.31	0.55	0
FL290	-7.42	2.93	0.66		1.24		0.32	-0.14	1.05	0.91	-0.17
FL270	-7.26	2.69	0.73		0.33		0.36	0	0.63	1.11	-0.11
FL250	-6.96	2.05	0.96		0.32	0.09	0.38	0.23	0.48	1.14	0
FL230	-6.67	1.89	0.91		0.66	0.55	0.17	0.41	0.38	0.92	0
FL210	-6.17	1.88	0.95		0.84	1.2	0.12	0.44	0.31	0.64	0
FL190	-5.82	2.14	1.00	0.31	0.67	1.62	0.15	0.32	0.57	0	0
FL170	-5.59	2.21	1.08	0.56	0.77	1.79	0.08	0	0.72	-0.27	0.30
FL150	-4.99	1.82	0.92	1.16	0.49	1.27	0	0	0.60	-0.16	0.65
FL130	-4.32	1.47	0.71	1.04	0.49	0.74		-0.11	0.46	0	0.76
FL110	-4.11	1.85	0.52	0.63	0.57	0.69		-0.35	0.52	-0.22	0.47
FL090	-4.06	1.82	0.58	0.64		0.50		-0.23		0	0.40
FL070	-4.3	1.00	0.90	1.16		0.48		0		0.40	0.44
FL050	-4.49	0.84	0.99	1.70				0.10		0.59	0.37
FL030	-4.24	1.48	1.14	2.03				0		0	0

ジットとの関係を調べたところ、多くの説明変数はロジットと線形に近い関係を持っていることが確かめられたが（図略）、VHS, RI, CONV についてはやや非線形性が強かった。そこで、これらの説明変数を変換することでロジットに対して線形に近づけることとした。具体的には、VHS と CONV は平方根で変換し、RI は平方根の逆数で変換する。

変換前と後の説明変数とロジットの関係の例を図 2.4.2 と図 2.4.3 に示す。変更前の VHS と RI はロジットに対して湾曲した関係を持っているが、VHS を平方根で、RI を平方根の逆数で変換することで線形に近い関係を持つようになった。CONV については図を省略するが、VHS と同様の結果が得られている。

### 説明変数間の相関

上記のように説明変数を変換したことで、説明変数間の相関が強まることが考えられる。説明変数間にある程度の相関があることは避けられないが、相関が強い場合には回帰係数の推定精度が低くなるため、十分な学習データを用意する必要がある（工藤 2018c）。

表 2.4.2 に、学習期間のデータを用いて算出した、M\_TBindex の各説明変数間の相関係数を示す。従来の説明変数間の相関係数は工藤 (2018a) の表 4.11.3 を参照されたい。表 2.4.2 と従来の相関係数を比べると、鉛直シア（以下、VWS）との関連が強い指数 (SWS, CONV, TRAV, HWS, VHS, GRADT) と RI との間の相関がやや強まっている。これは RI を平方根の逆数で変換したことにより、VWS に比例する形となったためである。そのほかの相関係数については従来と大きな差は見られなかった。

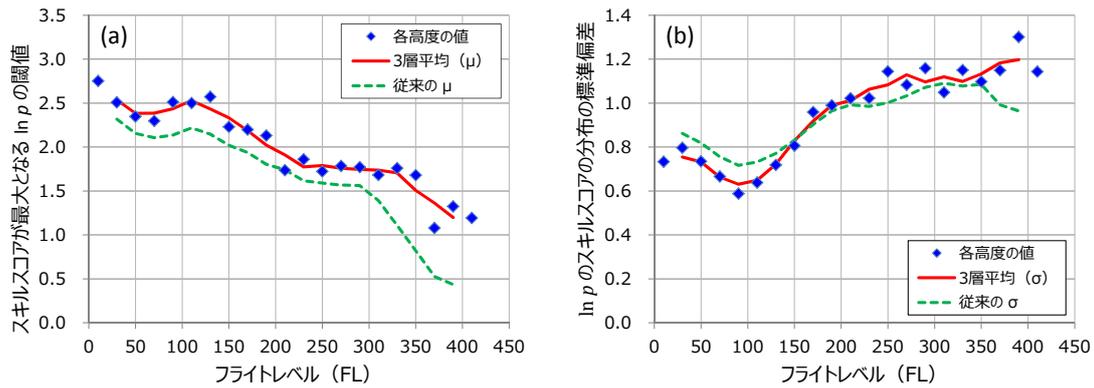


図 2.4.4 2016 年 4 月から 2018 年 3 月の国内航空悪天 GPV のデータを用いて作成した (a) スキルスコアが最大となる  $\ln p$  の閾値と、(b)  $\ln p$  のスキルスコアの分布の標準偏差。図中の青点は各高度での値を、赤線は上下 3 層の高度で平均した値 (変更後の調整係数) を示す。また、緑破線は従来の TBindex での調整係数を示す。

### 説明変数の寄与量

ロジスティック回帰による回帰式の作成方法は従来と同様である。表 2.4.1 で示した説明変数 (CONV, VHS, RI は変換後の値) の候補の中から、赤池情報量基準 (Akaike 1973; 工藤 2018d) に基づいて説明変数を選択し、選ばれた説明変数に対してロジスティック回帰で係数を算出した。

表 2.4.3 に、各高度における説明変数の代表的な寄与量<sup>8</sup>を示す。表では各高度毎に、切片を除く寄与量の和に対して各説明変数の寄与量が 15%以上である場合にその背景を青で塗りつぶしている。空欄は、サンプル数が少ないことにより回帰係数の推定精度が低くなることを考慮して、説明変数の候補として採用しなかったことを示す。従来の寄与量は工藤 (2018a) の表 4.11.4 を参照されたい。表 2.4.3 と従来の寄与量を比べると、CONV, MTW1, MTW2, BASET, TRAV, HWS の寄与が相対的に小さくなり、代わって VHS と RI の寄与が大きくなった。VHS と RI の寄与が大きくなったことは説明変数を変換した効果によるが、CONV などの寄与が小さくなったことはモデルの特性や学習期間が変化した影響が大きい。表は省略するが、比較のために説明変数の変換を行わないで回帰式を作成した場合でも、CONV などの寄与量は相対的に小さくなった。

### (3) LFM 航空悪天 GPV の係数作成

従来の L-TBindex では M-TBindex と同じ回帰式を利用してきた。これは M-TBindex と同じ回帰式を利用しても予測精度に大きな問題はなく、また、開発用に長期間の LFM データを保存することが困難であったためである。近年、大容量のストレージを持つサーバが整備されたことで、LFM 航空悪天 GPV の開発に必要な過去データを長期間保存できるようになった。そこで L-TBindex で独自に回帰式を作成したところ、

<sup>8</sup> 寄与量は説明変数の値に回帰係数を掛けて求められる値である。ここでは説明変数の有効性を比較するため、各高度・説明変数での代表的な寄与量として、スキルスコアが最大または極大となる説明変数の値を用いて寄与量を算出した。

M-TBindex と同じ回帰式を利用する場合と比べて予測精度がやや向上することが確かめられたため (図略)、今回の変更から L-TBindex でも独自に回帰係数を持つこととした。

### (4) 調整係数の更新

TBindex では、ロジスティック回帰で求めた確率値を次式で調整することで、MOD 以上の強度の乱気流に対し、全ての高度で同じ閾値 3.0 で最適な予測が行えるようにしている。

$$\text{TBindex} = \frac{\ln p(i, j, k) - \mu(k)}{\sigma(k)} + 3.0 \quad (2.4.2)$$

ここで  $i, j, k$  は格子点の水平 ( $i, j$ ) および鉛直 ( $k$ ) 座標、 $p$  はロジスティック回帰で求めた 0~1 の確率値に 100 を掛けて % で表した確率である。 $\mu$  と  $\sigma$  は調整係数で、 $\ln p$  の値を変えながら高度別に検証したときの、スキルスコアが最大になる  $\ln p$  の閾値と、スキルスコアの分布の標準偏差を、上下 3 層 ( $k+1, k, k-1$ ) で平均することで算出している。(2.4.2) 式の右辺第一項は、 $\ln p$  に対するスキルスコアの分布を正規分布とみなした場合に、平均 0、標準偏差 1 の正規分布になるように標準化する操作である。これに 3.0 を加えることで、多くの格子点で TBindex が正の値を持つようになる。また 3.0 を閾値として TBindex を利用することで、高度によらずスキルスコアが最大となる予測を行うことが可能になると期待できる。

今回の改良において調整係数の作成手法に変更はないが、調整係数の算出に用いる期間を回帰式の学習期間と同じ 2016 年 4 月から 2018 年 3 月に変更した。また、M-TBindex と L-TBindex では独立に調整係数を持っていることから、今回の改良においてもそれぞれについて調整係数を再作成した。

図 2.4.4 に、変更後の M-TBindex の調整係数  $\mu, \sigma$  (図の赤線) を示す。従来の調整係数 (図の緑破線) と比べると、 $\mu$  は全般に大きくなっており、その差は特に FL300 以上で大きい。また  $\sigma$  は FL150 以下で小さ

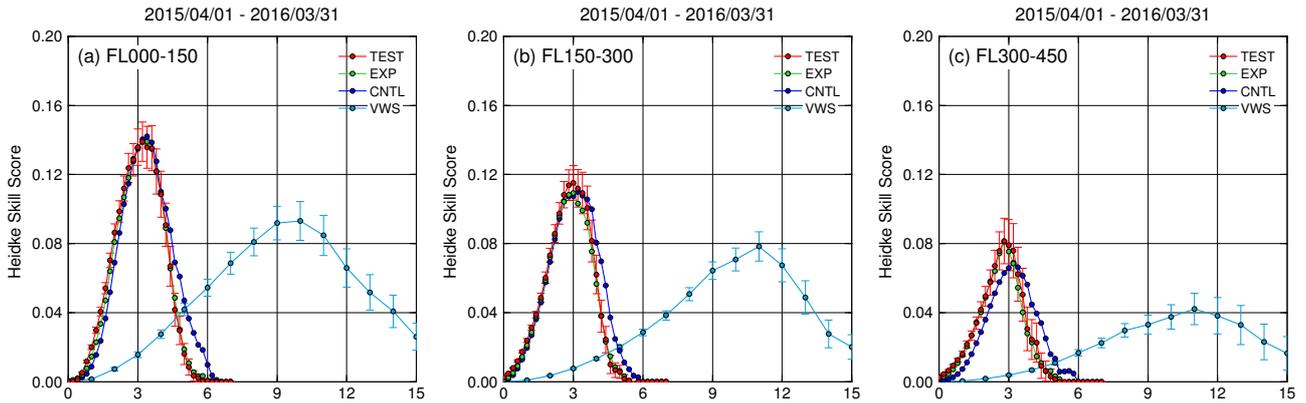


図 2.4.5 MOD 以上の乱気流に対する国内航空悪天 GPV の TBindex と VWS の高度別・閾値別のスキルスコア。(a) FL000–FL150, (b) FL150–FL300, (c) FL300–FL450。TEST は今回改良を行った M.TBindex の検証結果、EXP は CONV, VHS, RI の変換を行わずに係数の再作成を行った場合の M.TBindex の検証結果。CNTL は従来と同じ係数・手法を用いて asuca-MSM の再予報データから作成した M.TBindex の検証結果。予報時間はいずれも FT=9~14 を利用。TBindex は 0 から 0.2 毎に、VWS は 0 から 1 kt/1000ft 毎に検証した結果を示している。TEST と VWS のみにブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

く、FL150 より上の高度で大きくなっている。これらの変化により、乱気流の予測に用いる範囲の  $\ln p$  (概ね 0~3)<sup>9</sup> に対して、新 M.TBindex は旧 M.TBindex よりも値が小さくなる。特に FL300 以上では、 $\mu$  の差が大きいため TBindex の減少幅も大きくなる。図は省略するが L.TBindex の調整係数についても図 2.4.4 と同様の傾向であった。

## 2.4.5 統計検証

ここでは改良前後の M.TBindex および L.TBindex の検証結果を示す。比較のために、乱気流予測によく用いられている VWS の検証結果も示す。

検証期間は学習期間と独立な 2015 年 4 月から 2016 年 3 月の 1 年間である。検証に用いる初期時刻と予報時間は学習データと同じで、国内航空悪天 GPV では 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=9~14 を、LFM 航空悪天 GPV では 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=4~9 を利用した。実況データは、学習データと同様に C-PIREP<sup>10</sup> を使用し、天候状態 (晴天、雲中等) による区別はしない。予測値は、実況があった地点の最近接格子での TBindex および VWS の値を用いる。時刻については、予報時間の前後 30 分以内の実況を用いる。な

<sup>9</sup> 乱気流の予測には TBindex=3.0 付近を主に使用する。(2.4.2) 式より、TBindex=3.0 となるのは  $\ln p = \mu$  のときであるから、乱気流の予測に主に利用される  $\ln p$  は図 2.4.4(a) で示した  $\mu$  の範囲 (概ね 0~3) となる。

<sup>10</sup> Common-PIREP。従来は各航空会社内でのみ利用されていた PIREP (カンパニー PIREP) を、国土交通省航空局のシステムで集約して形式を統一した PIREP。乱気流、着水、天候状態などが報じられる。乱気流の強さは、静穏 (SMTH)、弱<sup>-</sup> (LGTM)、弱 (LGT)、弱<sup>+</sup> (LGTP)、並 (MOD)、強 (SEV) の 6 段階、着水の強さは、弱 (LGT)、並 (MOD)、強 (SEV) の 3 段階で報じられる。天候状態は、晴天 (CLR)、雲中 (INC)、雲頂 (TOP)、雲底 (BSE) などが報じられる。MOD や SEV の乱気流だけではなく、SMTH ~ LGTP の乱気流も数多く通報されることが特徴。

お、乱気流の遭遇地点については、「地点 A で揺れた」と通報される場合と、「地点 A から地点 B まで揺れた」と通報される場合の 2 つのパターンがある。後者の場合は 2 地点間の中点を実況があった場所とするが、2 地点間の距離が水平 240 km 以上または鉛直 6,000 ft 以上離れていた場合は中点に代表性がないと判断し、検証には使用しない。検証対象領域は日本周辺の北緯 20 度から 45 度、東経 110 度から 150 度の範囲とした。

### (1) 国内航空悪天 GPV の乱気流指数

図 2.4.5 に MOD 以上の乱気流に対する国内航空悪天 GPV の TBindex と VWS の高度別、閾値別のスキルスコアを示す。図で TEST は今回改良した M.TBindex (以下、新 M.TBindex) の検証結果を、EXP は TEST と同様だが CONV, VHS, RI の変換を行わずに係数更新のみ行った場合の M.TBindex の検証結果を、CNTL は従来と同じ係数・手法を用いて asuca-MSM の再予報データから作成した M.TBindex の検証結果を示している。これらを比較すると、FL000–150 では TEST, EXP, CNTL は同程度の精度、FL150–300 では TEST が EXP と CNTL を上回り、FL300–450 では TEST と EXP が同等で CNTL を上回る精度を持っていることがわかる。また、いずれも VWS と比べて予測精度が高い。

TEST と CNTL の差は今回の改良全体による予測精度の差を表しており、今回の改良により従来の TBindex と比べて予測精度が向上することを示している。また TEST と EXP の差は其中で CONV, VHS, RI を変換したことによる改善幅を表しており、理論に適合した説明変数を利用することで予測精度が向上することを示している。スキルスコアが最大となる閾値を見ると、TEST では 2.8~3.2 であり、いずれの高度でも確率値の調整が概ね適切に機能していると言える。

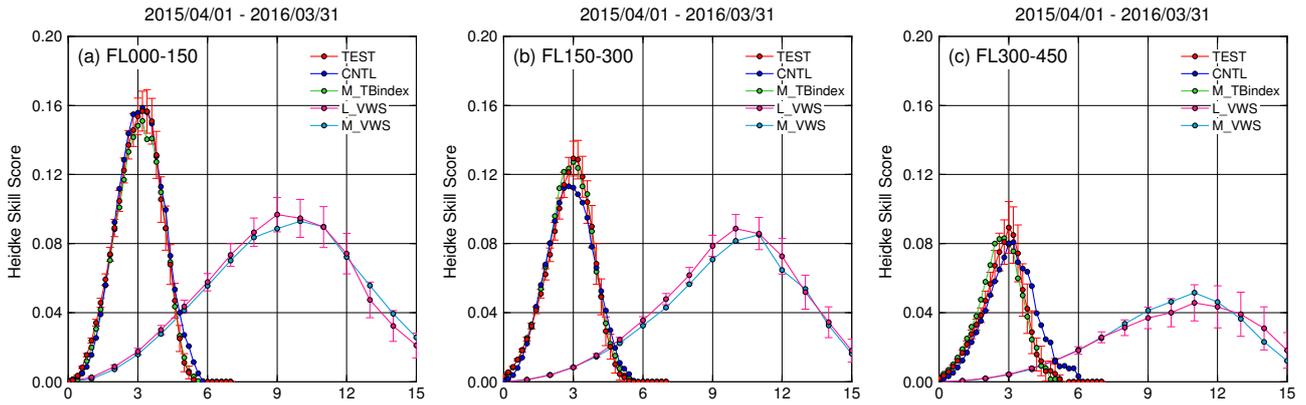


図 2.4.6 MOD 以上の乱気流に対する LFM 航空悪天 GPV の TBindex と VWS の高度別・閾値別のスキルスコア。(a) FL000–FL150, (b) FL150–FL300, (c) FL300–FL450。TEST は今回改良を行った L\_TBindex の検証結果、CNTL はルーチンの L\_TBindex の検証結果、M\_TBindex は今回改良した国内航空悪天 GPV の TBindex (新 M\_TBindex) の検証結果。L\_VWS と M\_VWS は LFM 航空悪天 GPV と国内航空悪天 GPV の VWS の検証結果。予報時間はいずれも FT=4~9 を利用。TBindex は 0 から 0.2 毎に、VWS は 0 から 1 kt/1000ft 毎に検証した結果を示している。TEST と L\_VWS のみにブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

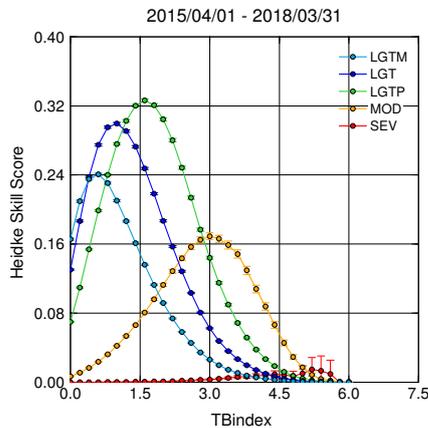


図 2.4.7 各強度の乱気流に対する新 M\_TBindex のスキルスコア。TBindex は 0 から 0.2 毎に検証した結果を示している。エラーバーはブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を示す。

## (2) LFM 航空悪天 GPV の乱気流指数

図 2.4.6 に MOD 以上の乱気流に対する LFM 航空悪天 GPV の TBindex と VWS の高度別、閾値別のスキルスコアを示す。図で TEST は今回改良した L\_TBindex (以下、新 L\_TBindex) の検証結果を、CNTL はルーチンの L\_TBindex の検証結果を示している。比較のために、新 M\_TBindex の FT=4~9 の検証結果も示している。TEST と CNTL を比較すると、FL000–150 では同等で、FL150–300 と FL300–450 では TEST が CNTL を上回る精度を持つことがわかる。また、新 M\_TBindex と比較すると FL150–300 では同等で、FL000–150 と FL300–450 では TEST が新 M\_TBindex をやや上回ることがわかる。また、いずれも VWS と比べて予測精度が高い。

TEST と CNTL の差は今回の改良による予測精度の差を表しており、今回の改良により従来の TBindex と比べて予測精度が向上することを示している。また、

表 2.4.4 各強度の乱気流に対してスキルスコアが最大となる TBindex の閾値。新 M は新 M\_TBindex の検証結果を、新 L は新 L\_TBindex の検証結果を示す。

	従来	新 M	新 L	改良後
LGTM	0.9	0.6	0.6	0.6
LGT	1.3	1.0	1.0	1.0
LGTP	2.0	1.6	1.7	1.7
MOD	3.0	3.0	3.0	3.0
SEV	5.0	5.2	4.6	4.9

TEST と M\_TBindex の差は改良後の新 L\_TBindex と新 M\_TBindex の予測精度の差を表しており、同じ初期時刻・FT で比べても新 L\_TBindex は新 M\_TBindex と同等以上の精度を持つことを示している。スキルスコアが最大となる閾値を見ると、TEST では 3.0~3.2 であり、いずれの高度でも確率値の調整が概ね適切に機能していると言える。

## (3) 並以外の乱気流強度に対する閾値

TBindex を表示する際の塗りわけの閾値を決める参考とするため、各強度の乱気流を対象として TBindex を検証した結果を示す。ここでは予測精度を比較することが目的ではないため、検証期間は学習期間を含む 2015 年 4 月から 2018 年 3 月の 3 年間とした。予報時間は新 M\_TBindex は FT=9~14 を、新 L\_TBindex は FT=4~9 を対象とし、高度については全高度を対象とした分割表値から算出したスコアを示す。

図 2.4.7 に新 M\_TBindex の強度別のスキルスコアを示す。スキルスコアが最大となる新 M\_TBindex の閾値は、弱- (LGTM) は 0.6、弱 (LGT) は 1.0、弱+ (LGTP) は 1.6、並 (MOD) は 3.0、強 (SEV) は 5.2 となった。これを従来の M\_TBindex および L\_TBindex (以下、旧 M\_TBindex および旧 L\_TBindex) における閾値 (LGTM: 0.9, LGT: 1.3, LGTP: 2.0, MOD: 3.0,

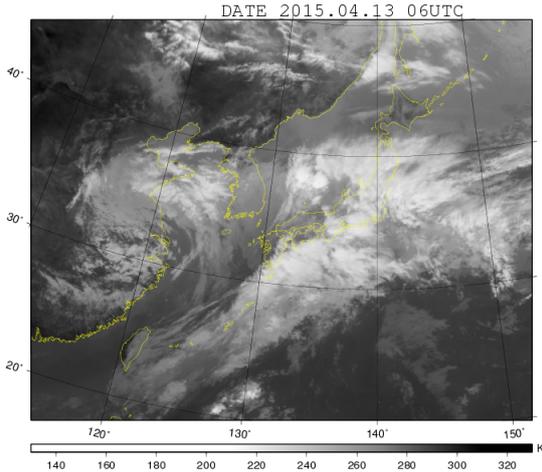


図 2.4.8 2015 年 4 月 13 日 06UTC の衛星赤外画像。

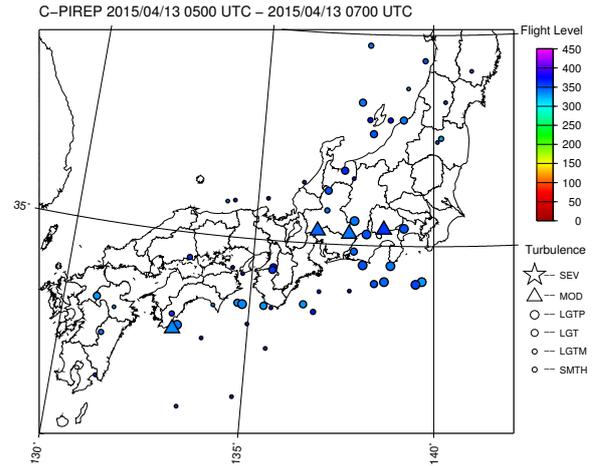


図 2.4.9 2015 年 4 月 13 日 06UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された乱気流の実況。FL330-370 の通報のみ表示。○は SMTH~LGTP、△は MOD の乱気流を、色は高度 (FL) を示す。

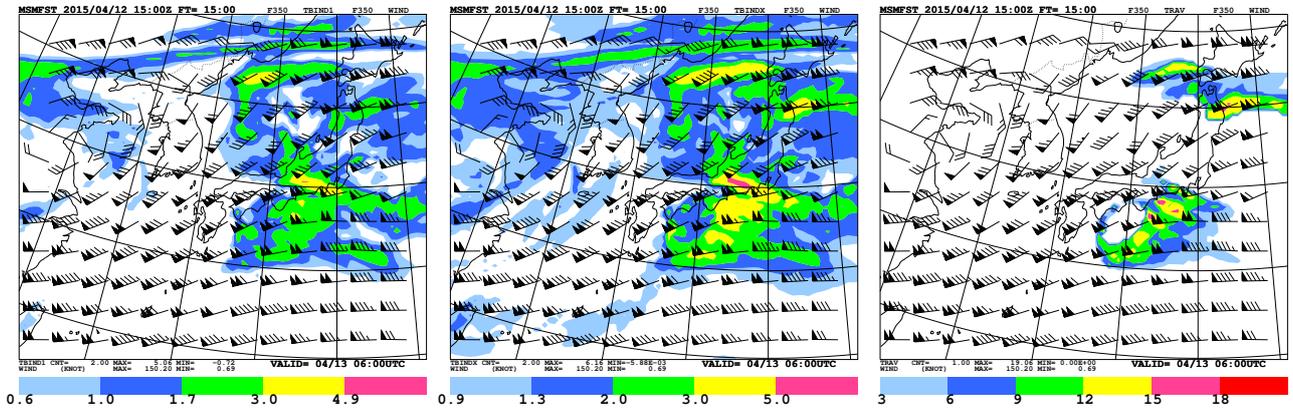


図 2.4.10 2015 年 4 月 12 日 15UTC 初期値の国内航空悪天 GPV の FT=15, FL350 の予測。(左) 新 M.TBindex、(中) 旧 M.TBindex、(右) TRAV。矢羽は風向・風速 [ノット] を表す。新 M.TBindex の閾値は表 2.4.4 で示した改良後の値を使用。

SEV: 5.0) と比べると、LGTP 以下の乱気流に対しては閾値が小さくなる方向に変化している。この変化は、説明変数を変換した影響よりも、学習期間を変更したことでモデル特性や実況データの特性が変化した影響が大きい。図は省略するが、比較のために説明変数の変換を行わないで回帰式を作成した場合でも、スキルスコアが最大となる閾値は図 2.4.7 と同じであった。

新 L.TBindex に対しても図 2.4.7 と同様の検証を行ったところ、SEVを除いてはほぼ同じ結果が得られた (図略)。表 2.4.4 に各強度の乱気流に対してスキルスコアが最大となる TBindex の閾値をまとめる。比較のために、表には従来の閾値も記載している。新 M.TBindex と新 L.TBindex の検証結果を勘案し、改良後の TBindex の塗りわけの閾値としては、LGTM は 0.6、LGT は 1.0、LGTP は 1.7、MOD は 3.0、SEV は 4.9 を目安とする (表 2.4.4 の右列)。

## 2.4.6 事例

ここでは検証期間中の国内航空悪天 GPV の予測事例を示す。統計検証では上・中層で予測精度の向上が見ら

れたが、個別の事例で見つかった差は小さい。ここでは改良前後の予測特性の違いを見るため、上・中・下層それぞれの高度における典型的な予測事例を示す。LFM 航空悪天 GPV の予測事例は省略するが、新 L.TBindex の予測特性や旧 L.TBindex からの予測特性の変化は M.TBindex と同様であった。

### (1) 上層の乱気流事例

2015 年 4 月 13 日には低気圧と前線による対流雲の雲頂付近で MOD の乱気流が発生した。図 2.4.8 は 4 月 13 日 06UTC の衛星赤外画像である。このとき低気圧が四国の南にあって東北東進していた。広域雲解析情報図 (TSAS1) によれば、低気圧と前線付近の雲の雲頂高度は FL350-370 であった (図略)。図 2.4.9 に 4 月 13 日 06UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された乱気流の実況を示す。ここでは雲頂付近の乱気流に着目するため、FL330-370 の実況のみ表示している。東海地方および足摺岬付近では MOD の乱気流が通報されているが、そのほかの領域では MOD 以上の通報はなかった。図 2.4.10 は、4 月 12 日 15UTC 初

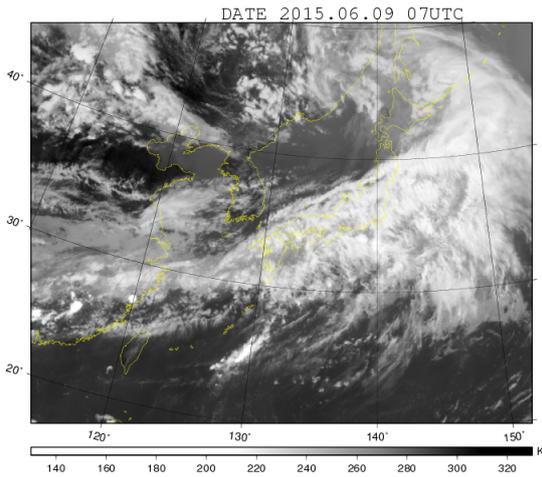


図 2.4.11 2015 年 6 月 9 日 07UTC の衛星赤外画像。

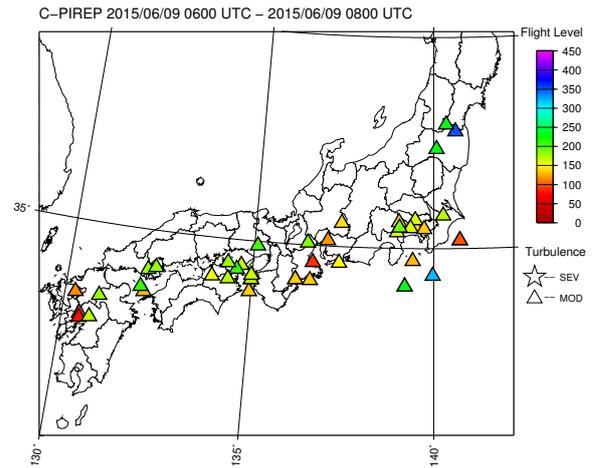


図 2.4.12 2015 年 6 月 9 日 07UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された MOD 以上の乱気流の実況。△ は MOD の乱気流を、色は高度 (FL) を示す。

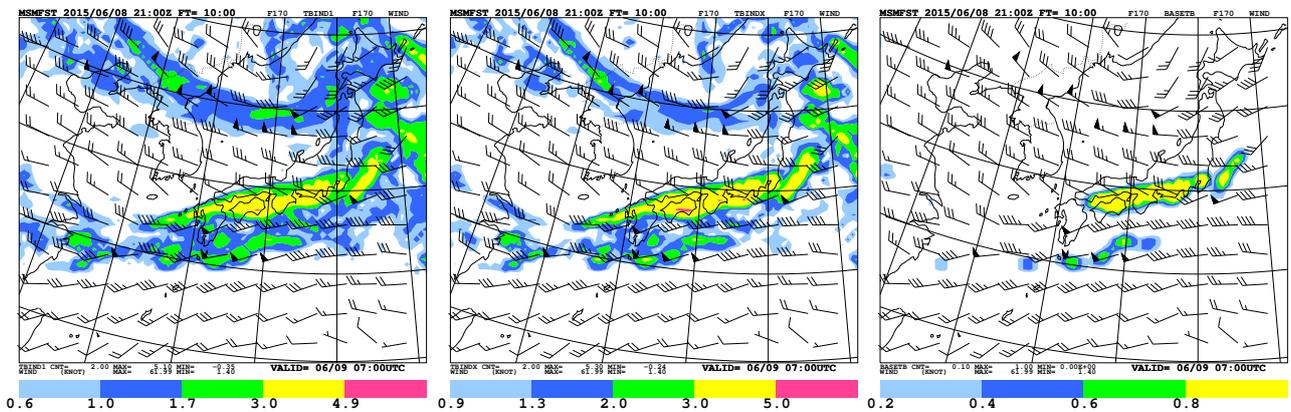


図 2.4.13 2015 年 6 月 8 日 21UTC 初期値の国内航空悪天 GPV の FT=10, FL170 の予測。(左) 新 M\_TBindex、(中) 旧 M\_TBindex、(右) BASETB。矢羽は風向・風速 [ノット] を表す。新 M\_TBindex の閾値は表 2.4.4 で示した改良後の値を使用。

期値の FT=15, FL350 の国内航空悪天 GPV の予測図である。旧 M\_TBindex では、東海地方から紀伊半島の南東海上の広い範囲で MOD 以上の乱気流が予測され、東海地方では SEV の目安である 5.0 を超える値も予測されていたが、実況と比べるとこの予測は過大であった。これに対して新 M\_TBindex では MOD 以上の予測領域は東海付近に限定されており、従来よりも確かな予測を行っていた。

この事例での新・旧 M\_TBindex の予測の違いは、TRAV の寄与量の差と学習期間を変更した影響が大きい。旧 M\_TBindex では TRAV が大きい領域で MOD の予測がされているが、第 2.4.4 項で述べたように、新 M\_TBindex では TRAV の寄与が相対的に小さくなったことで MOD の予測領域が狭くなっている。また調整係数の変化により、特に FL300 以上で従来よりも T\_Bindex が小さくなるため、LGTM~SEV の全ての強度に対して予測領域が狭くなっている。

## (2) 中層の乱気流事例

2015 年 6 月 9 日には東日本から西日本の広い範囲の中層で MOD の乱気流が発生した。図 2.4.11 は 6 月 9 日 07UTC の衛星赤外画像である。このとき低気圧が福島県沖にあって北東進しており、寒冷前線が関東から九州の南岸にのびていた。図 2.4.12 に 6 月 9 日 07UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された MOD 以上の乱気流の実況を示す。寒冷前線の北側に当たる関東から九州の FL100-220 付近で MOD の乱気流が多数通報されている。図は省略するが、レーダーエコー断面図や雲底付近の気温、C-PIREP の天候状態の通報などから、この乱気流は中層雲底乱気流 (Kudo 2013; Kudo et al. 2015) であったと考えられる。図 2.4.13 は、6 月 8 日 21UTC 初期値の FT=10, FL170 の国内航空悪天 GPV の予測図である。中層雲底乱気流を予測対象とする BASETB を見ると、関東南部から瀬戸内海にかけて、上限である 1 に近い値が予測されていた。新・旧 M\_TBindex では、BASETB が大きい領域を中心に 3.0 を超える値が予測されており、いずれも乱気流を捕捉できていたと言える。

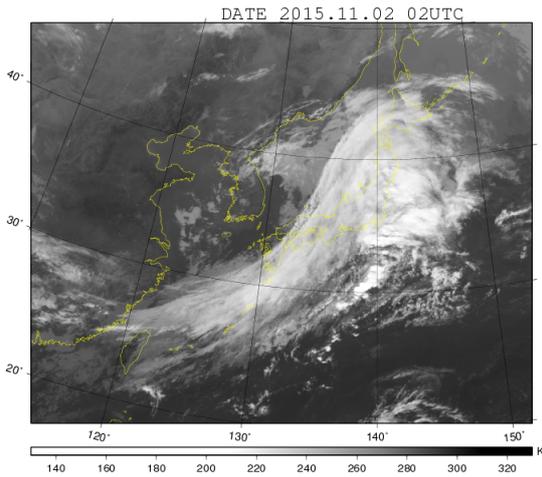


図 2.4.14 2015 年 11 月 2 日 02UTC の衛星赤外面像。

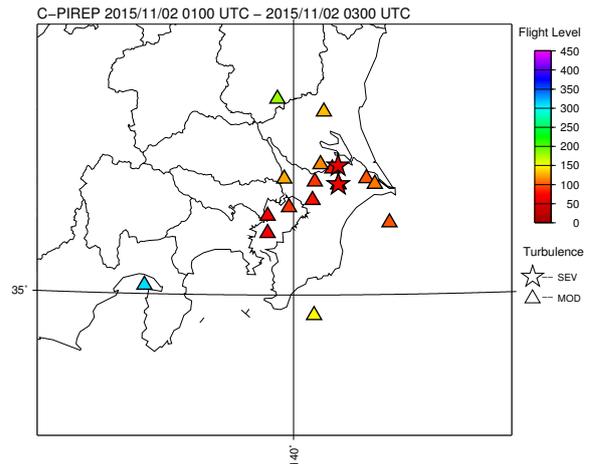


図 2.4.15 2015 年 11 月 2 日 02UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された MOD 以上の乱気流の実況。☆は SEV、△は MOD の乱気流を、色は高度 (FL) を示す。

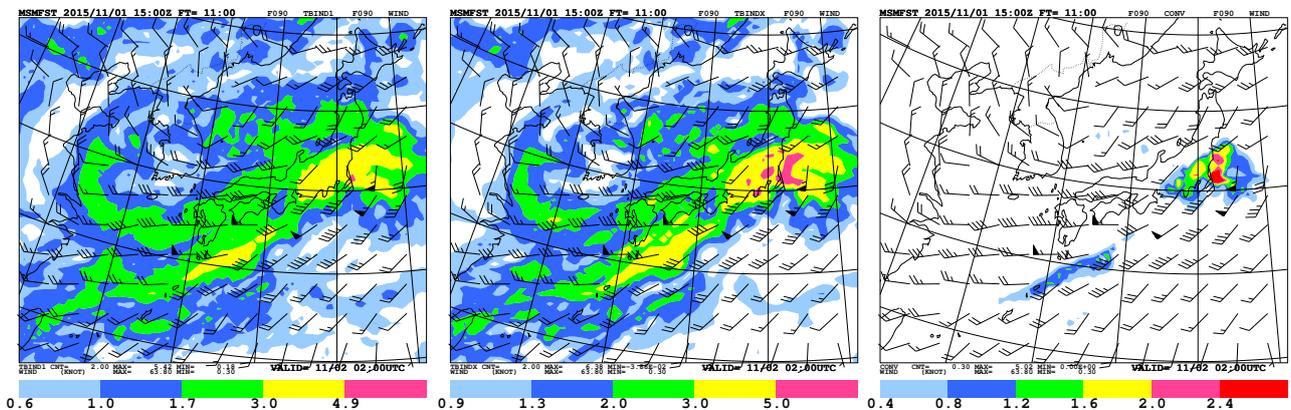


図 2.4.16 2015 年 11 月 1 日 15UTC 初期値の国内航空悪天 GPV の FT=11, FL090 の予測。(左) 新 M.TBindex、(中) 旧 M.TBindex、(右) CONV (変換前の値)。矢羽は風向・風速 [ノット] を表す。新 M.TBindex の閾値は表 2.4.4 で示した改良後の値を使用。

新 M.TBindex の予測に着目すると、MOD 以上の領域は旧 M.TBindex よりもやや狭くなり、逆に LGTP 以下の領域は旧 M.TBindex よりもやや広がっている。これは、第 2.4.4 項で述べた調整係数の再作成により従来と比べて TBindex が小さくなる傾向がある一方で、LGTP 以下の乱気流に対しては予測の閾値が小さくなり予測領域が広がったことが影響している。

### (3) 下層の乱気流事例

2015 年 11 月 2 日には低気圧周辺の対流雲中で乱気流が発生した。図 2.4.14 は 11 月 2 日 02UTC の衛星赤外面像である。11 月 2 日 03UTC には房総半島沖に低気圧があり北東進していた。図 2.4.15 に 11 月 2 日 02UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された MOD 以上の乱気流の実況を示す。関東南部の FL050-150 付近では SEV を含む乱気流が通報されている。図 2.4.16 は、11 月 1 日 15UTC 初期値の FT=11, FL090 の国内航空悪天 GPV の予測図である。旧 M.TBindex では、東北から東海地方の広い範囲で 3.0 を超える予測がされており、一部では SEV の目安である 5.0 を超

える値も予測されていた。SEV の予測がされた領域では、対流雲中での乱気流を対象とする CONV の予測値が大きかった。新 M.TBindex では、東北から東海地方の広い範囲で 3.0 を超える予測がされていたことは旧 M.TBindex と同様であるが、SEV の目安である 4.9 を超える予測領域は旧 M.TBindex よりも大幅に狭くなっている。

この事例での新・旧 M.TBindex の予測の違いは、CONV の寄与量の差と調整係数を再作成した影響が大きい。第 2.4.4 項で述べたとおり、新 M.TBindex では CONV の寄与が相対的に小さくなったことで SEV の予測領域が狭くなっている。また調整係数を再作成したことで、従来と比べて TBindex が小さくなる傾向がある一方で、LGTP 以下の乱気流に対しては予測の閾値が小さくなり予測領域が広がった。

### 2.4.7 利用上の留意点

改良後の TBindex では、MOD 以上の乱気流の予測域は従来と比べて全般に狭くなり、LGTP 以下の予測域は、上層で狭く、中・下層で広がる傾向がある。こ

これは図 2.4.4 と表 2.4.4 で示したように、TBindex としては従来よりも全般に小さく（FL300 以上で特に小さく）なる傾向があるとともに、LGTP 以下の乱気流に対する閾値が小さくなったことによるものである。この傾向は新 M.TBindex と新 L.TBindex に一般的に見られ、また、CONV, VHS, RI を平方根等で変換せずに、単に係数を再学習した場合でも見られた（図略）。よってこの予測特性の変化は学習期間の違いを反映したものであり妥当であると言えるが、従来と比べて上記のように予測域が変化することに留意していただきたい。

改良後の TBindex では、CONV, MTW1, MTW2, BASETb, TRAV, HWS の寄与量が相対的に小さくなり、VHS と RI の寄与量が大きくなった。これにより、図 2.4.10 や図 2.4.16 で示したように、CONV と TRAV が大きな領域では従来と比べて TBindex の値が小さくなる傾向にある。一方 MTW1, MTW2, BASETb, HWS については、寄与量にそれほど顕著な違いはなく、従来と同様に利用することができる。

改良後の TBindex の算出においては CONV, VHS, RI は平方根または平方根の逆数で変換した値を利用するが、これまで変換前の値が利用されてきたことから、利便性を考慮してモニター用には従来と同じ変換前の値を出力する。

M.TBindex と L.TBindex を比較すると、全般に L.TBindex の方が精度がやや高い。LFM 航空悪天 GPV が利用できる時間帯については L.TBindex も積極的に活用していただきたい。今後 LFM 航空悪天 GPV の予報時間を 10 時間に延長することで、より有効に利用できるようになると考えられる。

#### 2.4.8 まとめ

2018 年 9 月から、国内航空悪天 GPV の予測領域を拡大し、各 TBindex の係数を最新の学習データに基づく値に更新した。また、2018 年度末までには LFM 航空悪天 GPV の予報時間を 10 時間に延長する。従来は M.TBindex と L.TBindex で同じ回帰式を利用していたが、今回からはそれぞれ独自に回帰式を持つこととした。回帰式作成においては、CONV, VHS, RI はロジットと線形関係を持つように平方根または平方根の逆数で変換した値を利用することとした。統計検証の結果、従来と比べて TBindex の予測精度が改善することが確かめられた。

国内航空悪天 GPV の予測領域の拡大と乱気流指数の改良、LFM 航空悪天 GPV の予報時間の延長により、FBJP やシグメット情報の作成、ATM のための情報作成などに更に有効に活用できるものと思われる。前項で述べた点に留意し、引き続き空域予報に役立てていただきたい。

#### 参考文献

- 井藤智史, 2018a: 着水指数. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 219–225.
- 井藤智史, 2018b: 積乱雲量・雲頂高度. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 226–232.
- 金井義文, 満満男, 工藤淳, 2015: 下層悪天予想図及び新しい狭域悪天予想図. 航空気象ノート第 77 号, 気象庁航空気象管理官, 36–69.
- 工藤淳, 2014: 乱気流指数の改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87–99.
- 工藤淳, 2018a: 乱気流指数. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 204–218.
- 工藤淳, 2018b: ロジスティック回帰. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 43–47.
- 工藤淳, 2018c: 線形重回帰. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 35–42.
- 工藤淳, 2018d: ガイダンスに用いる統計の基礎. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 24–34.
- 後藤尚親, 2017: MSM ガイダンスの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56–60.
- 原旅人, 倉橋永, 後藤尚親, 工藤淳, 2017: メソ数値予報システムの改良および毎時大気解析の変更. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–65.
- 原旅人, 幾田泰醇, 伊藤亨洋, 松林健吾, 2015a: asuca が導入された局地数値予報システム. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–23.
- 原旅人, 飯塚義浩, 白山洋平, 工藤淳, 草開浩, 2015b: メソ数値予報システムの改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 24–49.
- Akaike, H., 1973: Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. *B.N. Petrov, F. Csaki (Eds.), Second International Symposium on Information Theory, Akademiai Kiado, Budapest*, 267–281.
- Kudo, A., 2013: The generation of turbulence below midlevel cloud bases: The effect of cooling due to sublimation of snow. *J. Appl. Meteor. Climat.*, **52(4)**, 819–833.
- Kudo, A., H. Luce, H. Hashiguchi, and R. Wilson, 2015: Convective instability underneath midlevel clouds: Comparisons between numerical simulations and VHF radar observations. *J. Appl. Meteor. Climat.*, **54(11)**, 2217–2227.

### 第3章 検証・事例調査

#### 3.1 最近の統計検証について<sup>1</sup>

##### 3.1.1 全球数値予報システムの検証

###### (1) はじめに

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

###### (2) 北半球領域の予測精度

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

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

###### (3) 日本付近の平均誤差

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

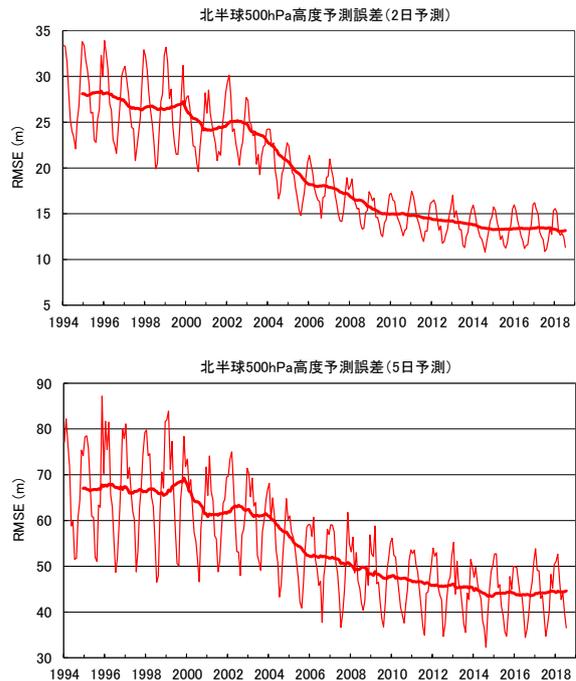


図 3.1.1 全球数値予報システムによる 1994 年以降の北半球領域 (20°–90°N) における Z500 予測の RMSE [m] (対解析値、12UTC 対象) の推移。上段は 2 日予測、下段は 5 日予測。細線は月別値、太線は前 12 か月平均値。格子間隔 2.5° の格子点値を用いた検証結果。

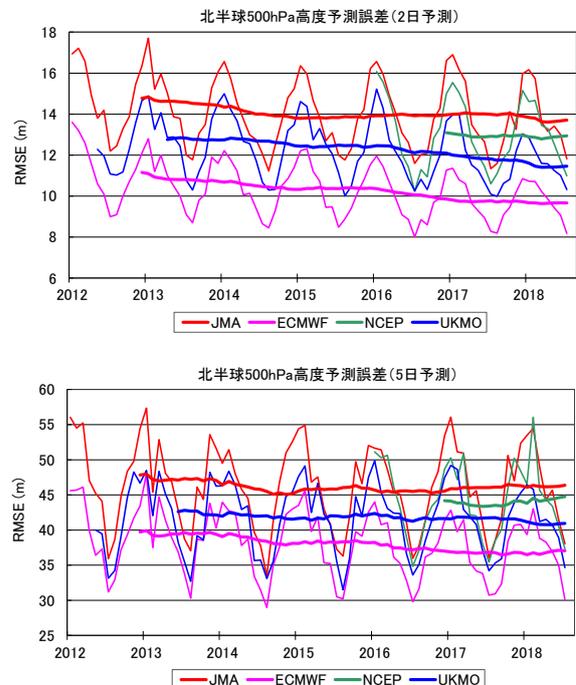


図 3.1.2 4 センターで比較した 2012 年以降の北半球領域 (20°–90°N) における 2 日予測 (上段) と 5 日予測 (下段) の Z500 の RMSE [m] (対解析値、12UTC 対象)。細線は月別値、太線は前 12 か月平均値。格子間隔 1.5° の格子点値を用いた検証結果を示し、検証開始時期の違いにより各センターの描画期間が異なる。

<sup>1</sup> 佐藤 均 (第 3.1.1 項)、安斎 太朗 (第 3.1.2 項)

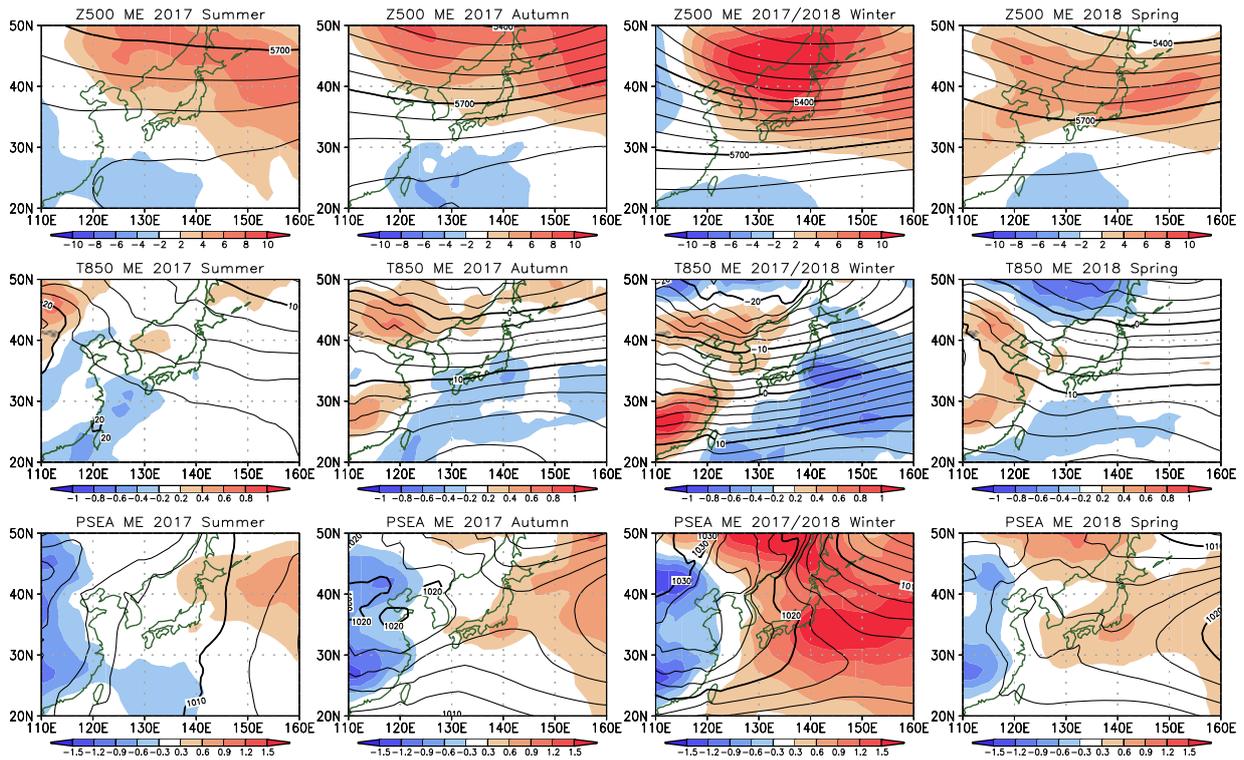


図 3.1.3 2017 年夏から 2018 年春までの各季節の 2 日予測 (00, 06, 12, 18UTC 初期値) における、上から Z500 [m]、T850 [°C]、PSEA [hPa] の解析値に対する ME の分布。色が ME、等値線は期間平均の予測値を表す。左から 2017 年夏 (6~8 月)、2017 年秋 (9~11 月)、2017/2018 年冬 (12~2 月)、2018 年春 (3~5 月)。

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

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

#### (4) まとめ

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

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

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

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

### 3.1.2 メソモデル、局地モデルの検証

#### (1) はじめに

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

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

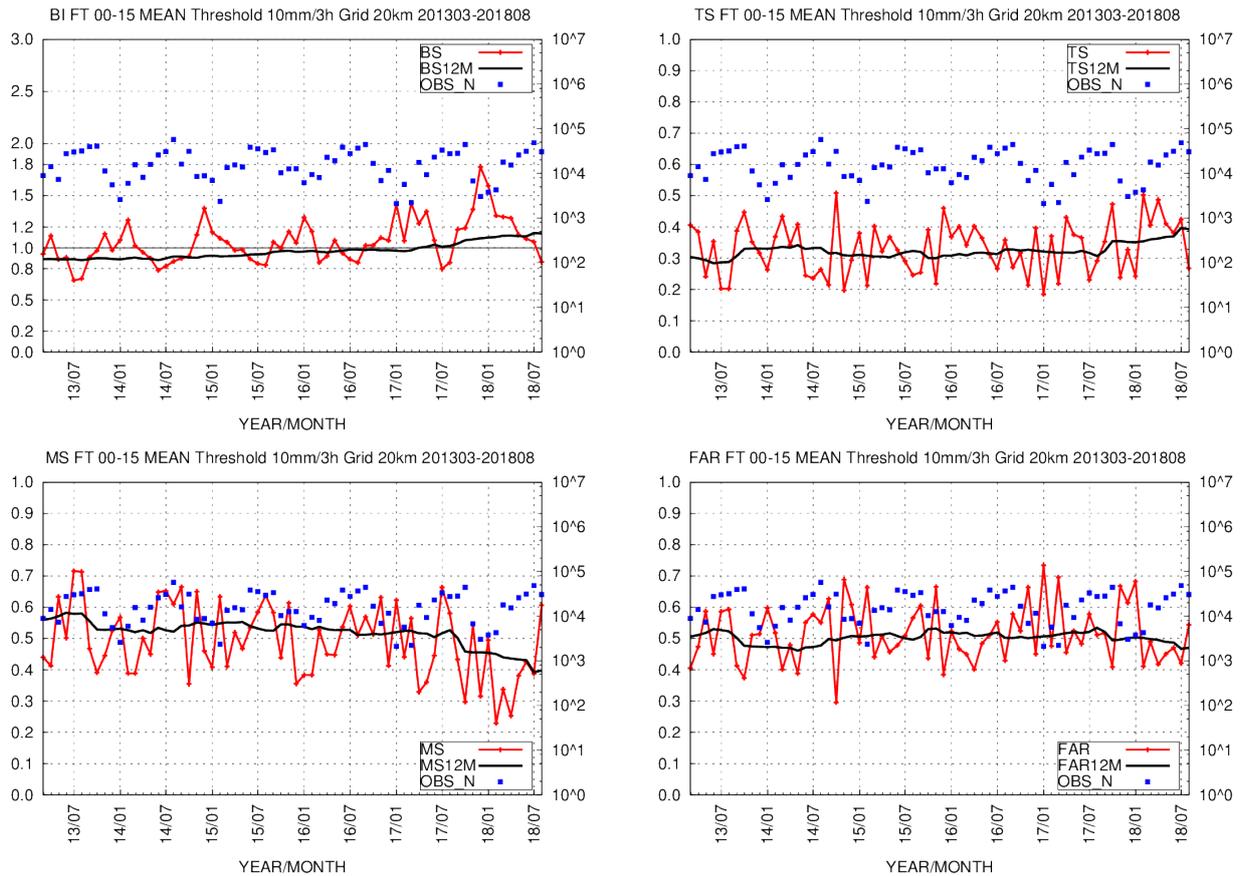


図 3.1.4 MSM の対解析雨量検証のバイアスコア (左上)、スレットスコア (右上)、見逃し率 (左下)、空振り率 (右下)。検証格子 20 km、閾値：10 mm/3h。赤線：月平均スコア、黒線：前 12 か月平均スコア、青点：観測数 (右軸)。

## (2) 降水の検証

### MSM の精度や特性

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

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

### GSM と MSM の比較

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

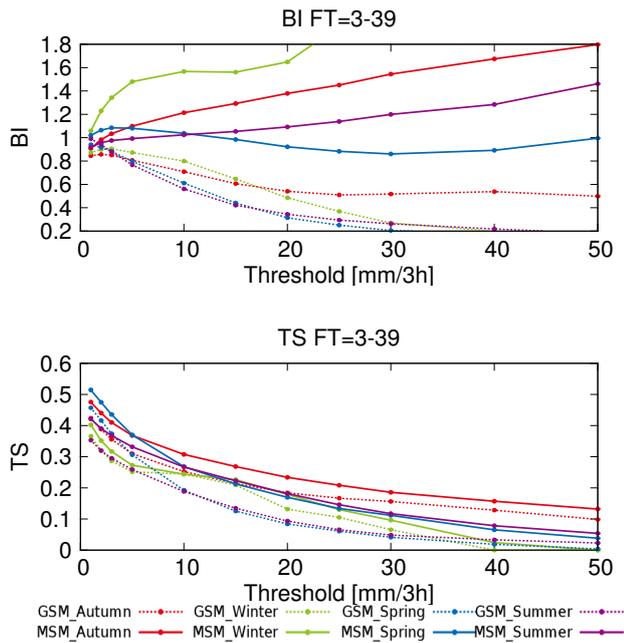


図 3.1.5 MSM (実線)、GSM (点線) の対解析雨量検証の BI (上)、TS (下)。FT=3~39 で比較。秋 (赤) : 2017 年 9~11 月、冬 (緑) : 2017 年 12 月~2018 年 2 月、春 (青) : 2018 年 3~5 月、夏 (紫) : 2018 年 6~8 月。

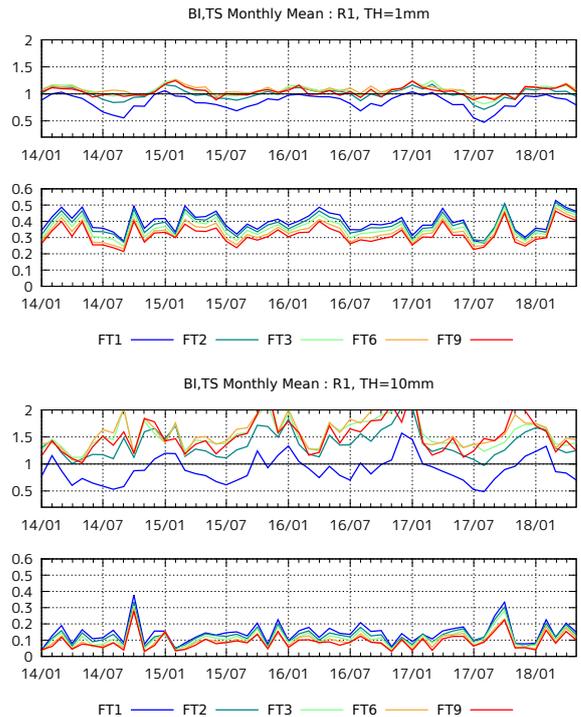


図 3.1.6 LFM の降水の BI (上から 1, 3 段目)、TS (上から 2, 4 段目) の時系列。FT=1, 2, 3, 6, 9 に対し描画。検証格子は 10 km、閾値は、1 mm/h (上 2 段)、10 mm/h (下 2 段)。

### LFM の精度や特性

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

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

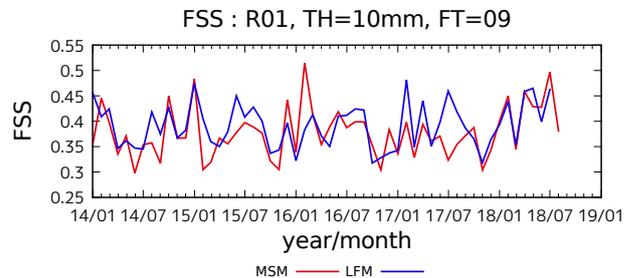


図 3.1.7 LFM と MSM の Fractions Skill Score (対解析雨量)。検証格子 10 km、空間スケール 80 km、閾値 10 mm/h、FT=9、予報初期時刻 : 00, 03, ..., 21UTC。

### (3) 地上気温の検証

#### MSM の精度や特性

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

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

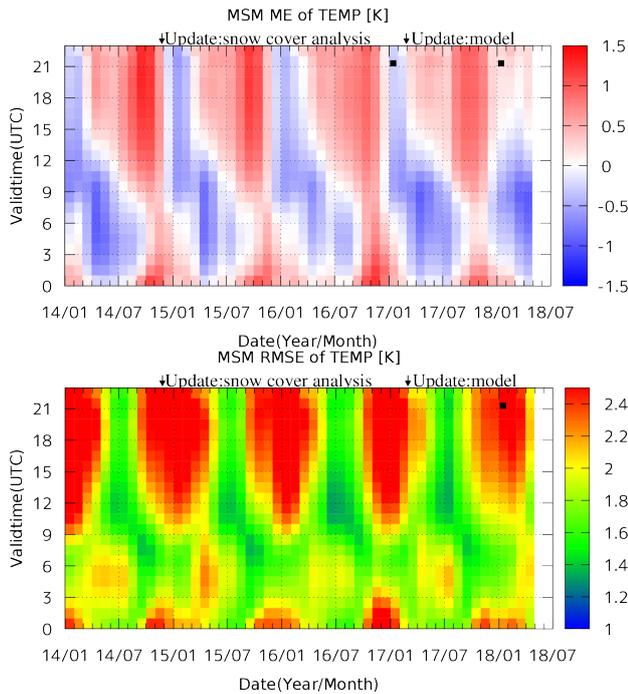


図 3.1.8 MSM の地上気温の対アメダス検証における ME, RMSE [K] の時系列。予報対象時刻 (UTC) ごとに月平均を計算。■は図 3.1.9 で分布をプロットした月・時刻。

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

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

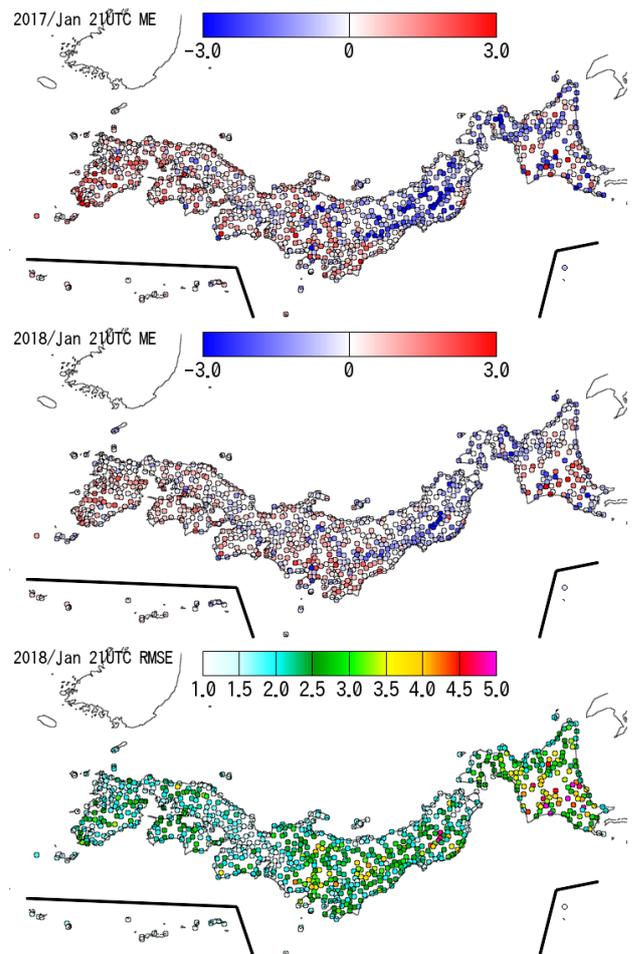


図 3.1.9 MSM の地上気温の対アメダス検証における ME (上から 1, 2 段目)、RMSE (最下段) [K] の分布。各アメダス地点における、21UTC を対象とした月平均値。上から、2017, 2018 (ME), 2018 (RMSE) 年で、いずれも 1 月。各図の左下は奄美地方から八重山地方、右下は小笠原諸島を示す。

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

#### LFM の精度や特性

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

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

#### (4) まとめ

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

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

MSM、LFMの予測結果を利用する際は、上記の点に留意願いたい。

#### 参考文献

- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–41.
- 加藤輝之, 2010: 最近の全球数値予報システムの成績の推移. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30–32.
- 金浜貴史, 2013: ルーチン検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 25–28.
- 亀川訓男, 計盛正博, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/CrIS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73–74.
- 草開浩, 2015: 積雪域解析の高度化. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44–49.
- 草開浩, 森安聡嗣, 2013: 現業モデルにおける検証（メソモデル）. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 16–24.
- 佐藤清富, 2009: 最近の全球モデルの成績の推移. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82–84.
- 竹内義明, 岩村公太, 2007: 最近の全球モデルの成績. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 107–109.
- 原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–47.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–55.
- 平原洋一, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/ATMS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 70–73.
- 平原洋一, 幾田泰醇, 2010: 統計的検証. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4–17.

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

## 3.2 事例調査：平成 29 年 7 月九州北部豪雨<sup>1</sup>

### 3.2.1 はじめに

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

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

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

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

### 3.2.2 線状降水帯発生時の状況

まず始めに、第 3.2.1 項で述べた着目点について実況を確認する。

#### (1) 上空寒気と下層暖湿気

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

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

#### (2) 地表の温度傾度帯

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

#### (3) 降水分布

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

### 3.2.3 数値予報モデルの予測

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

#### (1) 上空寒気と下層暖湿気

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

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

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

<sup>2</sup> [http://www.jma.go.jp/jma/press/1707/14b/press\\_20170705-06\\_fukuoka-oita\\_heavyrainfall.html](http://www.jma.go.jp/jma/press/1707/14b/press_20170705-06_fukuoka-oita_heavyrainfall.html)

<sup>3</sup> 地上気温については、アメダスの気温を同化している毎時大気解析を用いた。

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

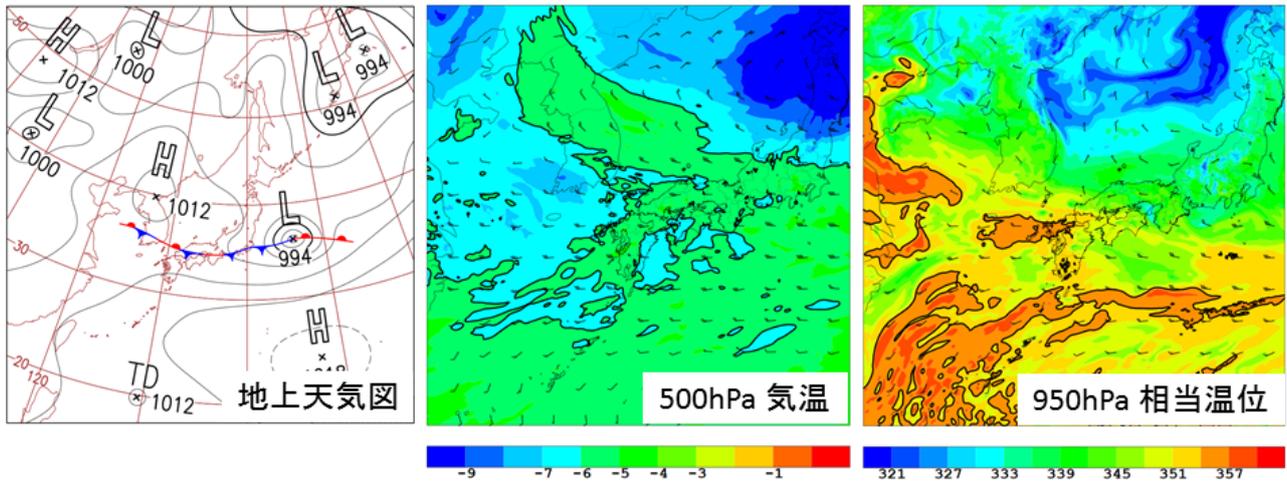


図 3.2.1 2017 年 7 月 5 日 09JST の実況。(左) 日本域地上天気図、(中) メソ解析による 500 hPa 気温 [°C] と風 (太線は -6 °C)、(右) メソ解析による 950 hPa 相当温位 [K] と風 (太線は 354 K)。

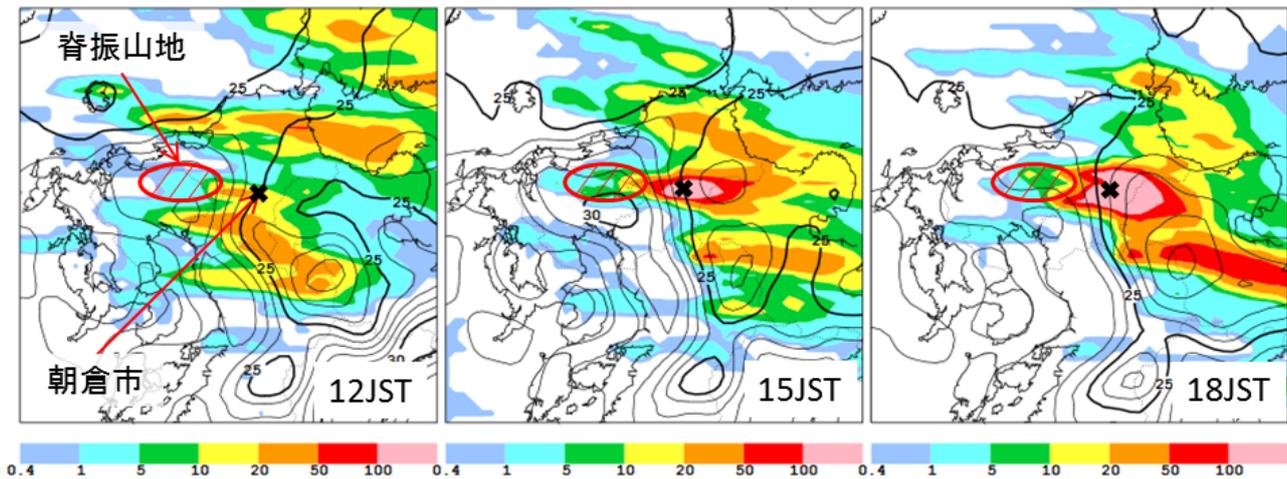


図 3.2.2 2017 年 7 月 5 日の前 3 時間解析雨量 [mm/3h] と毎時大気解析による地上気温 [°C] (等値線間隔は 1 °C)。左から順に 12, 15, 18JST。

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

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

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

## (2) 地表の温度傾度帯

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

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

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

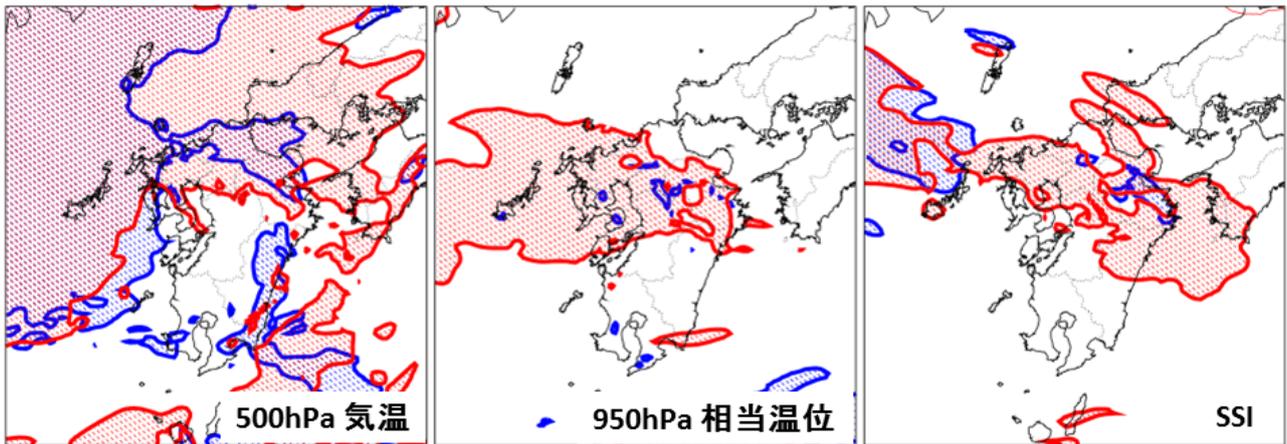


図 3.2.3 2017 年 7 月 5 日 15JST における MSM の解析値 (赤) と予報値 (青、FT=9)。(左) 500 hPa の気温 [°C] (ハッチは  $-6^{\circ}\text{C}$  以下の領域)。(中) 950 hPa の相当温位 [K] (ハッチは 354 K 以上の領域)。(右) SSI (ハッチは  $-2$  以下の領域)。

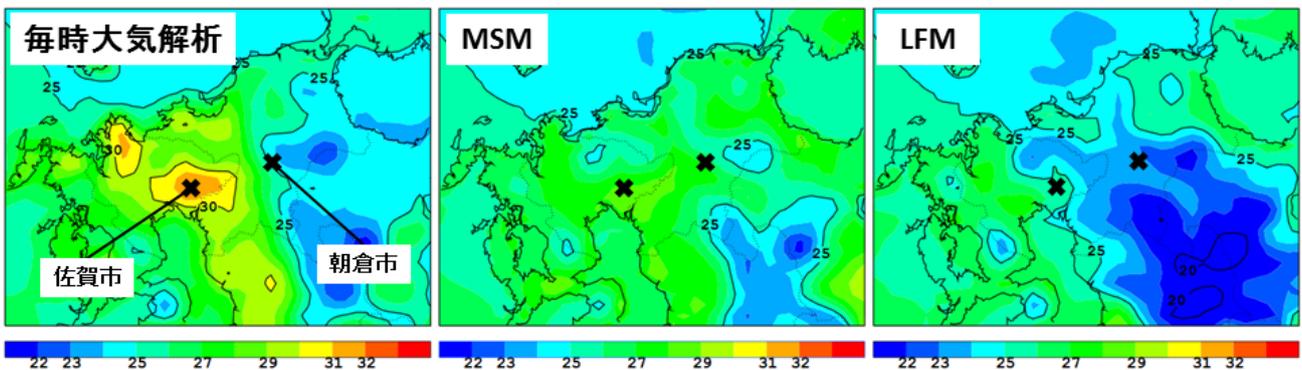


図 3.2.4 2017 年 7 月 5 日 15JST における地上気温 [°C]。左から順に毎時大気解析、MSM の 4 日 21UTC 初期値 (FT=9)、LFM の 5 日 00UTC 初期値 (FT=6)。

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

### (3) 降水分布

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

次に LFM について見てみると、九州北部で東西にの

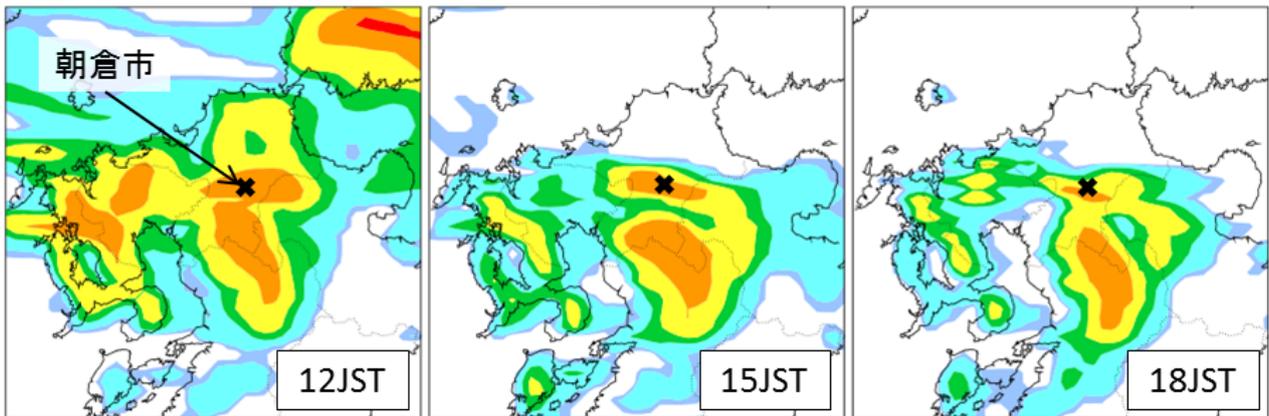
びた線状の降水域が再現<sup>5</sup>されており、 $150 \text{ mm}/3\text{h}$  を超える強い降水が予測されていた。しかし、降水域の位置は実況よりやや南側にあり、その起点もより西側から発生していて、実況とは異なっていた。また、降水域は時間とともに東に移動し、実況のような停滞する降水域は予測できなかった。他の初期値の予測を見ると、降水域の位置や強度、強まるタイミングは定まらず初期時刻によって変動していたものの、降水域が停滞せず東に流される傾向は共通して見られた。このように、LFM では線状の降水域は再現されるものの、その持続性や発生位置を予測することはできなかっ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

### 3.2.4 モデルの予測に関する今後の課題

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

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

### MSM(4日21UTC初期値)



### LFM(5日00UTC初期値)

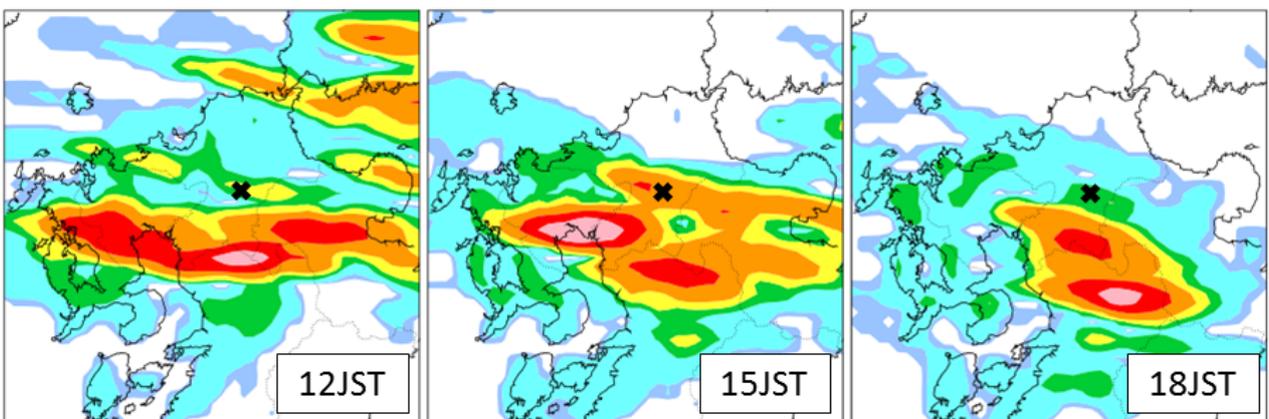


図 3.2.5 2017年7月5日のモデルによる前3時間積算降水量 [mm/3h]。左から順に 12, 15, 18JST。(上段) MSM の4日21UTC初期値、(下段) LFM の5日00UTC初期値。

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

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

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

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

### 3.2.5 降水ガイダンスの予測

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

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

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

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

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

#### 参考文献

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

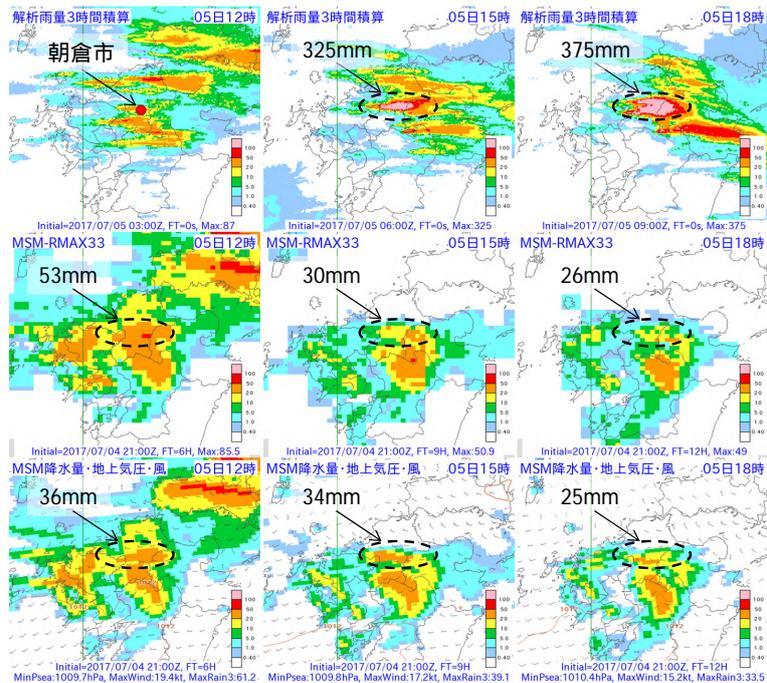


図 3.2.6 MSM-RMAX33 の予測結果。上段から 3 時間積算解析雨量、MSM-RMAX33 (2017 年 7 月 4 日 21UTC 初期値)、MSM の 3 時間降水量、地上気圧、風 (2017 年 7 月 4 日 21UTC 初期値)。対象時刻は左から 2017 年 7 月 5 日の 12 時、15 時、18 時で、図中の数値は黒破線で囲んだ領域の最大値で、降水量の単位はいずれも mm/3h。

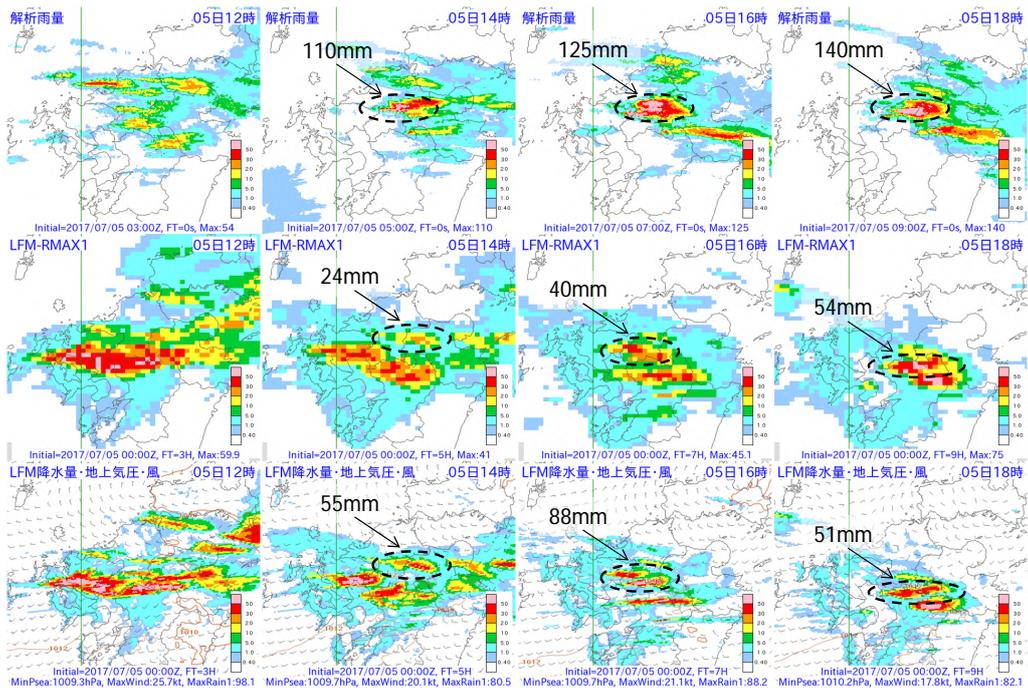


図 3.2.7 LFM-RMAX1 の予測結果。上段から解析雨量、LFM-RMAX1 (2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値)、LFM の 1 時間降水量、地上気圧、風 (2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値)。対象時刻は左から 2017 年 7 月 5 日の 12 時、14 時、16 時、18 時で、図中の数値は黒破線で囲んだ領域の最大値で、降水量の単位はいずれも mm/h。

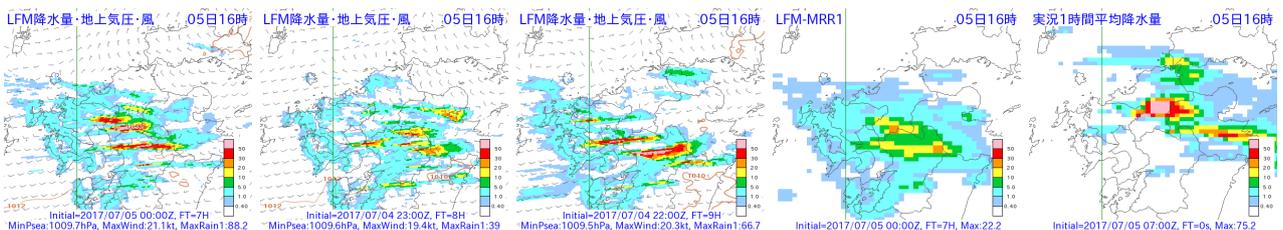


図 3.2.8 LFM-MRR1 の初期値アンサンブル平均に用いる LFM の 1 時間降水量、LFM-MRR1、実況の 1 時間平均降水量の比較。予測対象時刻は 2017 年 7 月 5 日 16 時。左から、2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値 (FT=7)、2017 年 7 月 4 日 23UTC 初期値 (FT=8)、2017 年 7 月 4 日 22UTC 初期値 (FT=9) の LFM の 1 時間降水量、2017 年 7 月 5 日 00UTC 初期値 (FT=7) の LFM-MRR1、実況の 1 時間平均降水量。

### 3.3 事例調査：南岸低気圧による降雪予測<sup>1</sup>

#### 3.3.1 はじめに

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

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

#### 3.3.2 実況経過

##### (1) 総観場の実況

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

##### (2) 関東付近の実況

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

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

#### 3.3.3 モデル予測と実況の差異

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

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

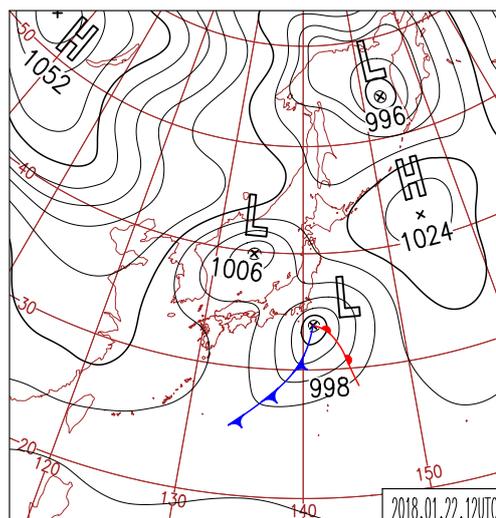


図 3.3.1 日本周辺域地上天気図：1月22日 21JST

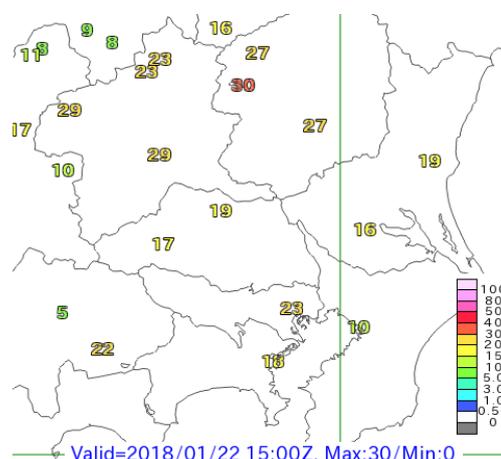


図 3.3.2 1月22日のアメダス日降雪量 [cm]（アメダス積雪深計においては01~24JSTの毎正時において前1時間積雪深差が正值であるものの合計値を指す）

##### (1) 低気圧の進路予測

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

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

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

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

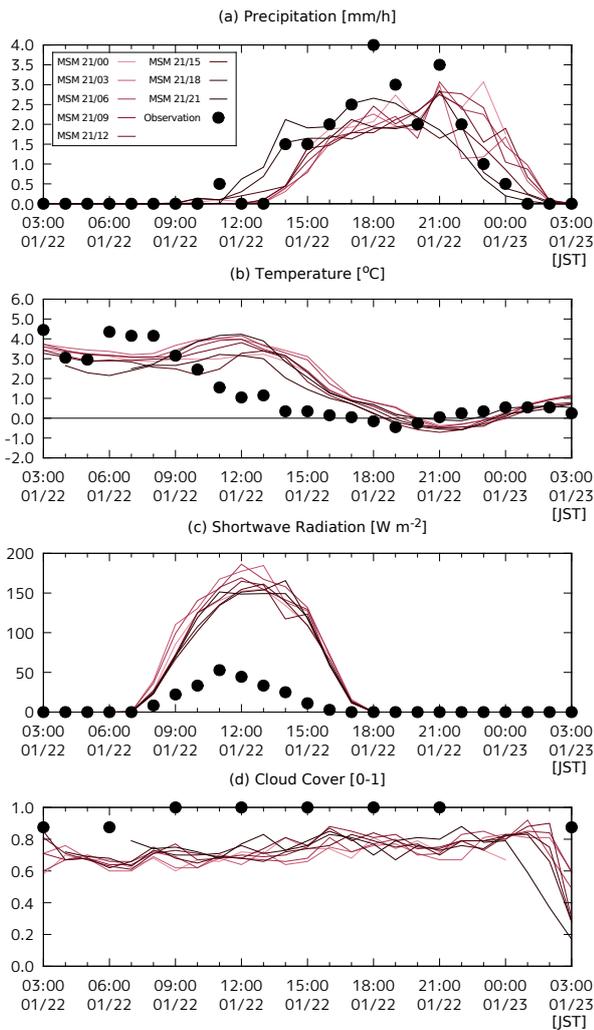


図 3.3.3 実況と MSM 予測の地点時系列 (東京): 地上気象観測 (黒点)、モデル予測 (実線: 新しい初期値になるにつれて桃色から黒へ色分けしている)。上から、降水量 [mm/h]、気温 [°C]、放射 [ $Wm^{-2}$ ]、全雲量 [0-1]。

## (2) 関東の降水と気温のモデル予測

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

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

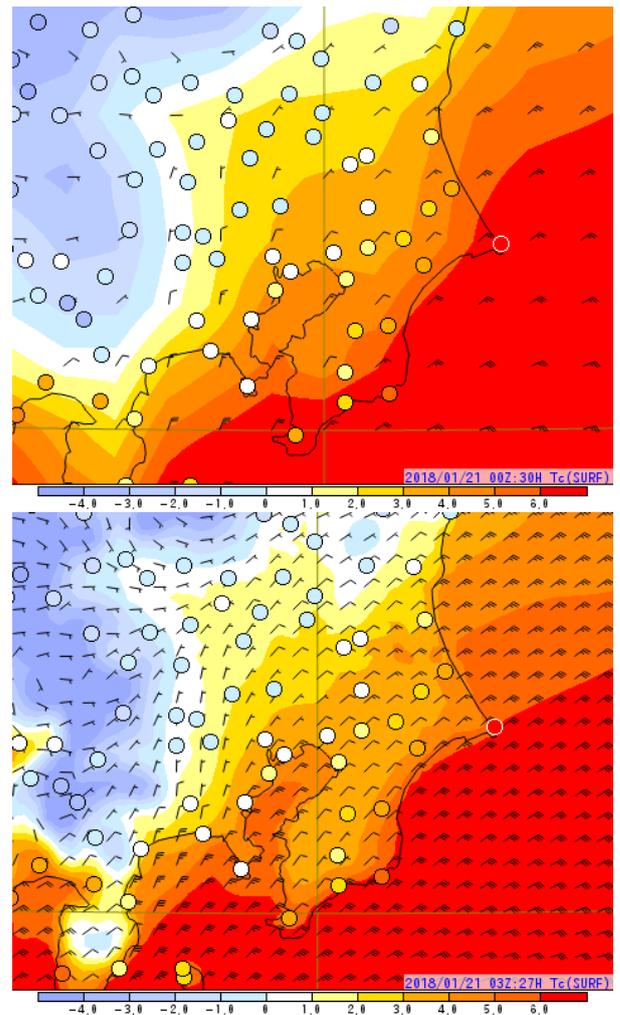


図 3.3.4 地上気温 [°C]: 1 月 22 日 15JST を予報対象時刻とするモデル予測値 (上段: GSM 21 日 00UTC 初期値、下段: MSM 21 日 03UTC 初期値) とアメダス観測値 (マーカー) の比較。寒色が氷点下、白色が 0~1°C。

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

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

## 3.3.4 MSM 地上気温予測

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

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

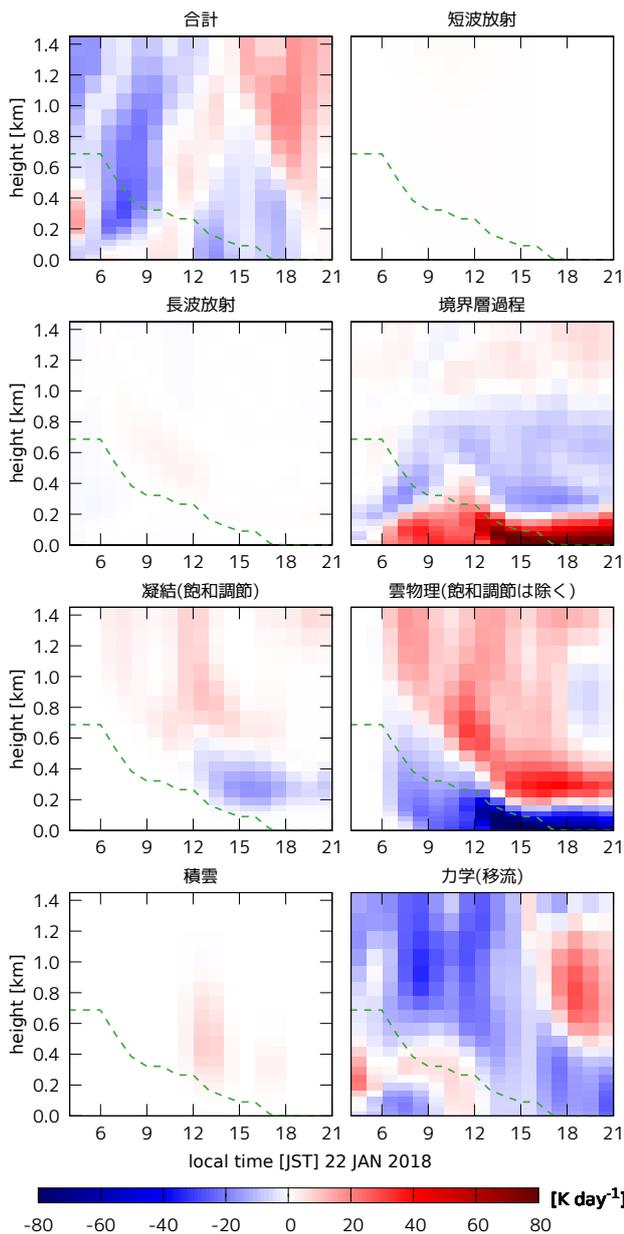


図 3.3.5 1月22日の東京 (N35.69, E139.75) における MSM の各過程による温位の時間変化率への寄与の鉛直構造 (単位は  $[K \text{ day}^{-1}]$ )。1月21日 18UTC 初期値の予測であり、横軸は時刻 [JST]、縦軸は高度 [km]、暖色系は加熱、寒色系は冷却を意味する。緑破線はモデルの気温  $0^\circ\text{C}$  線。

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

### (1) 寒気移流

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

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

### (2) 境界層：日射によって駆動される日中の昇温

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

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

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

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

### (3) 雲物理：降水物質の融解・蒸発による冷却の限界

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

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

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

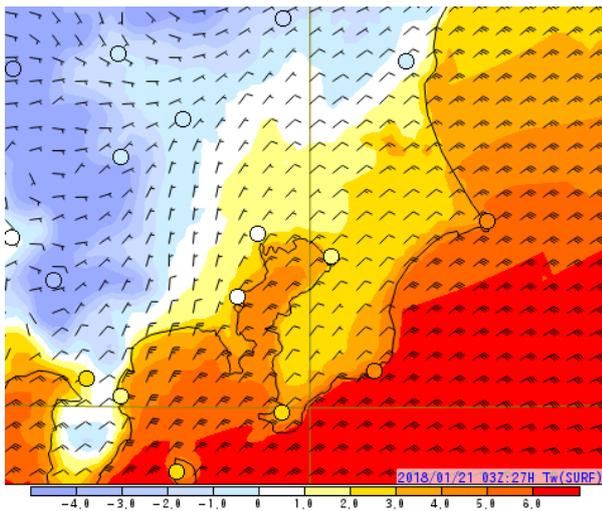


図 3.3.6 1月22日15JSTの地上湿球温度[°C]:1月21日03UTC初期値のMSM予測と地上気象観測(マーカー)。寒色が氷点下、白色が0~1°C。

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

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

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

### 3.3.5 [参考]GSMの地上気温予測における再蒸発・融解過程

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

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

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

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

### 3.3.6 ガイダンスの予測

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

#### (1) ガイダンス予測の概要

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

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

#### (2) ガイダンス予測結果の検証

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

SNOWはモデルの降水量や気温などからニューラル

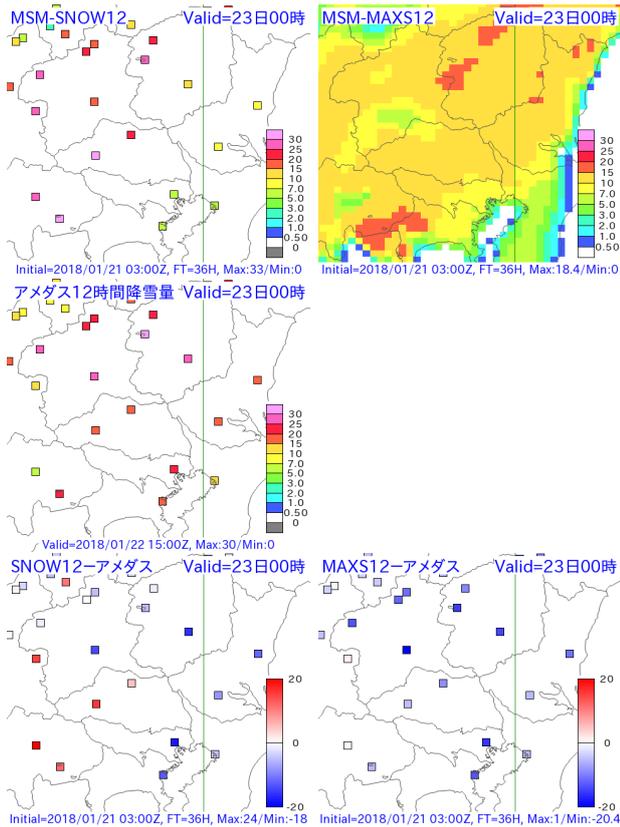


図 3.3.7 2018 年 1 月 23 日 00JST を予測対象時刻とする前 12 時間の SNOW および MAXS とそれぞれの実況との差分。上段左から SNOW, MAXS、中段左がアメダスによる前 1 時間積雪深差の 12 時間積算値、下段左から SNOW と実況との差分、MAXS と実況との差分。2018 年 1 月 21 日 03UTC 初期値を示す。単位は [cm]。なお、MAXS の差分図はアメダス地点を含む格子の値を示す。

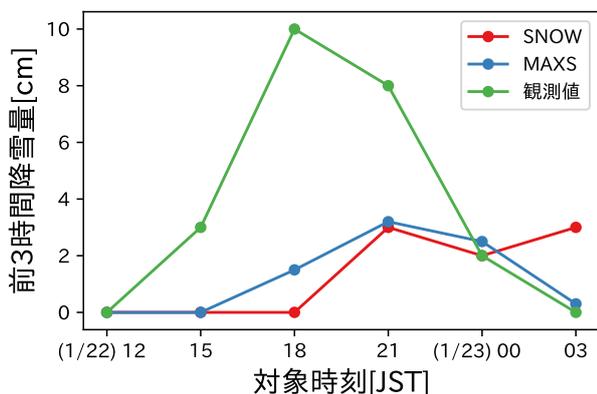


図 3.3.8 東京における 2018 年 1 月 22 日 12JST から 23 日 03JST まで 3 時間毎の SNOW および MAXS の予測降雪量とアメダス観測値（前 1 時間積雪深差の 3 時間積算値）。赤線が SNOW、青線が MAXS、緑線が観測値。単位はいずれも [cm]。

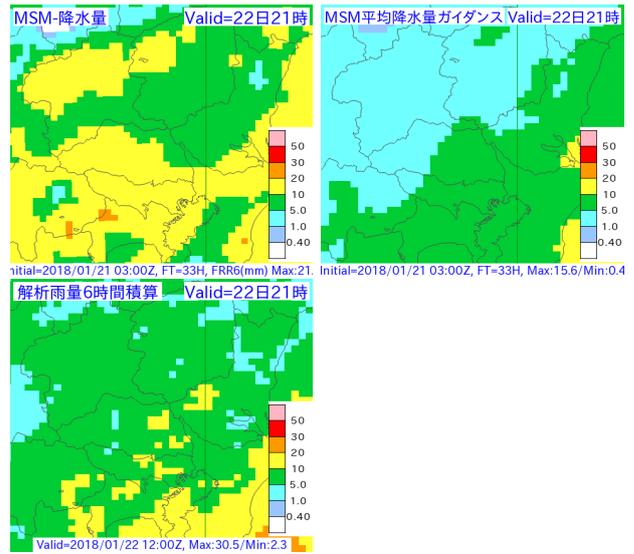


図 3.3.9 2018 年 1 月 22 日 21JST を予測対象時刻とする 6 時間積算のモデル降水量と平均降水量ガイダンスおよび予測対象時刻までの 6 時間解析雨量。上段左から MSM モデル降水量、MSM 平均降水量ガイダンス、下段左が解析雨量。2018 年 1 月 21 日 03UTC 初期値を示す。単位は [mm]。

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

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

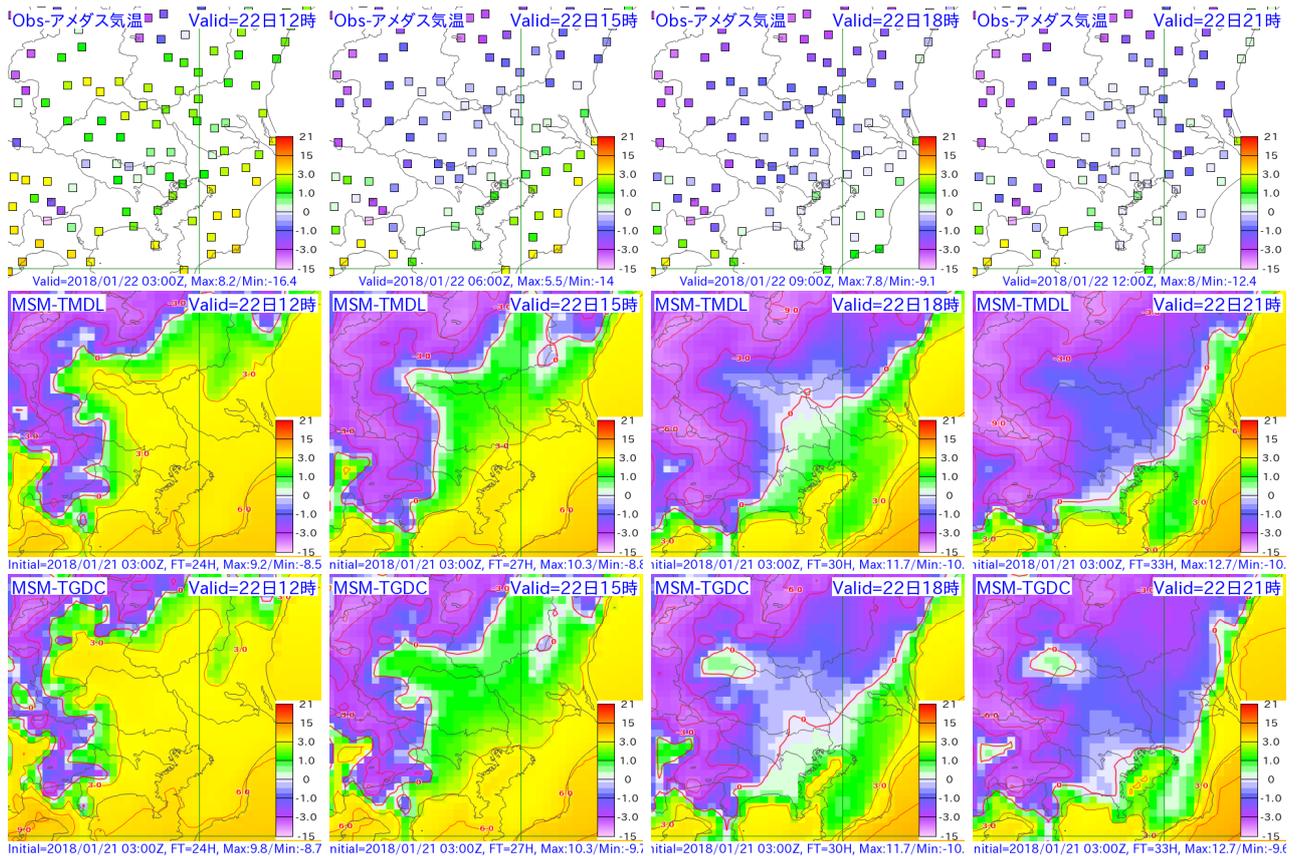


図 3.3.10 2018 年 1 月 22 日 12, 15, 18, 21JST のアメダス気温と各時刻を予測対象時刻としたモデル地上気温および格子形式気温ガイダンス。左から対象時刻順に並んでおり、上段がアメダス気温、中段が MSM モデル気温、下段が MSM 格子形式気温ガイダンス。モデルとガイダンスは 2018 年 1 月 21 日 03UTC 初期値を示す。単位は [°C]。

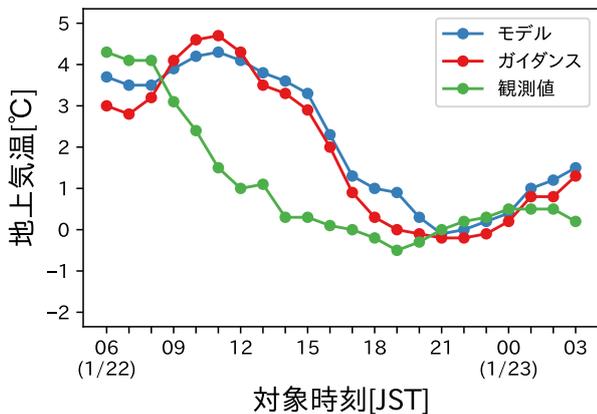


図 3.3.11 東京における 2018 年 1 月 22 日 06JST から 23 日 03JST まで 1 時間毎のモデル地上気温および格子形式気温ガイダンスとアメダス観測値。青線がモデル、赤線がガイダンス、緑線が観測値。単位はいずれも [°C]。

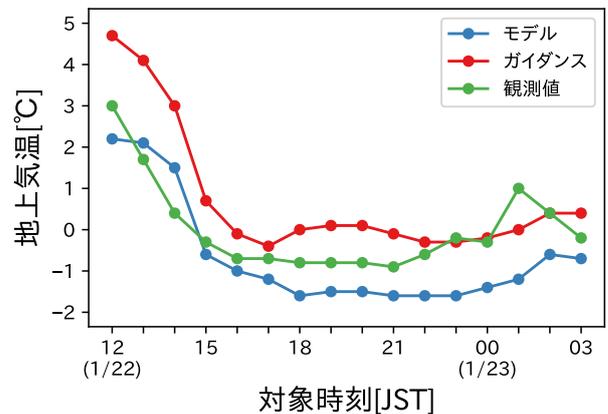


図 3.3.12 図 3.3.11 と同じ。ただし、前橋における 2018 年 1 月 22 日 12JST から 23 日 03JST までの値。

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

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

### 3.3.7 まとめ

冬季の南岸低気圧による積雪は、雨雪判別が難しく、長年予報官を悩ませてきた。

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

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

### 参考文献

- 土田尚侑, 2018: 降雪ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 119–131.
- 原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013 年 1 月 14 日の関東大雪. 平成 25 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71–89.
- 原旅人, 2015: 事例検討. 平成 27 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82–99.
- 原旅人, 2016: 事例検討. 平成 28 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 89–104.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–7.

## 3.4 事例調査：平成 29 年台風第 21 号<sup>1</sup>

### 3.4.1 はじめに

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

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

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

### 3.4.2 全球モデル（GSM）の予測

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

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

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

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

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

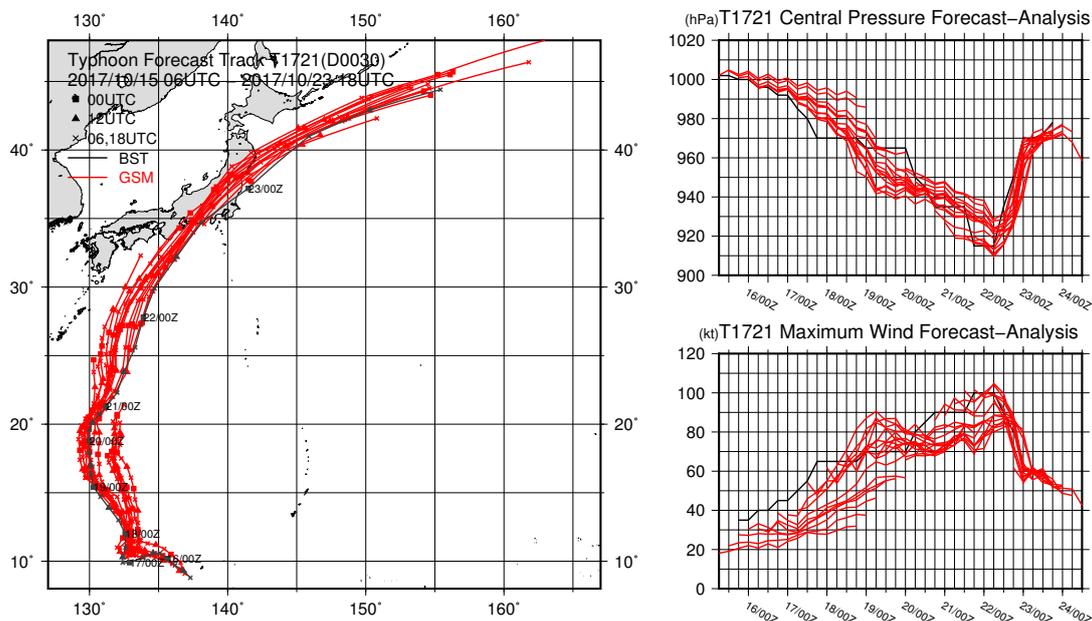


図 3.4.1 T1721 に対する GSM の 10 月 15 日 06UTC から 10 月 23 日 00UTC までの初期値について、84 時間先までの予測結果を示したものである。左図が台風中心位置の経路、右上図が中心気圧 [hPa]、右下図が最大風速 [ノット] を示す。各図赤線が GSM による予測、黒線がベストトラック。

東寄りに修正する傾向が見られた。

#### 3.4.3 降水ガイダンスの予測

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

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

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

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

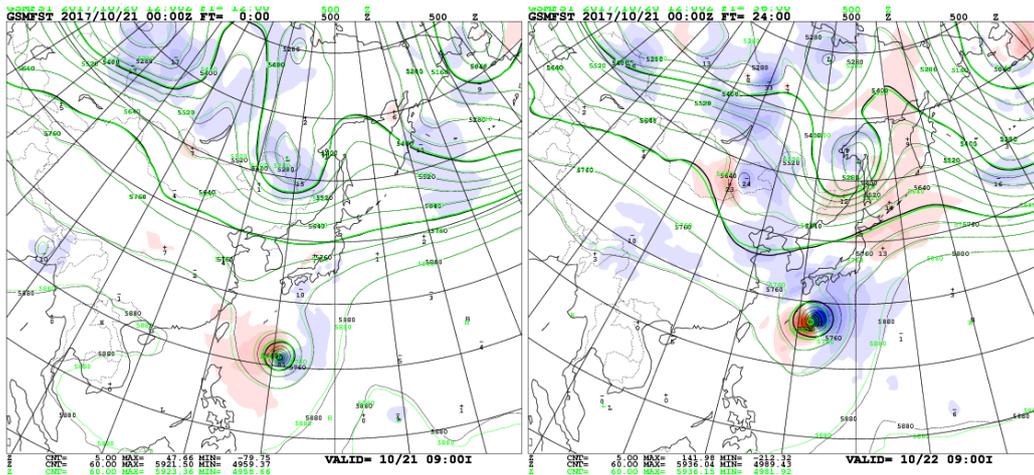


図 3.4.2 GSM の 500 hPa ジオポテンシャル高度の 2017 年 10 月 20 日 12UTC 初期値予測（緑線）と 21 日 00UTC 初期値（黒線）の予測。ハッチは 21 日 00UTC 初期値の予測と 20 日 12UTC 初期値の予測の差で、高くなった領域を赤、低くなった領域を青で示す。それぞれ対象時刻は 21 日 00UTC（左）、22 日 00UTC（右）。

### 3.4.4 風ガイダンスの予測

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

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

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

測値とガイダンスの予測値との差の分布図を示す。

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

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

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

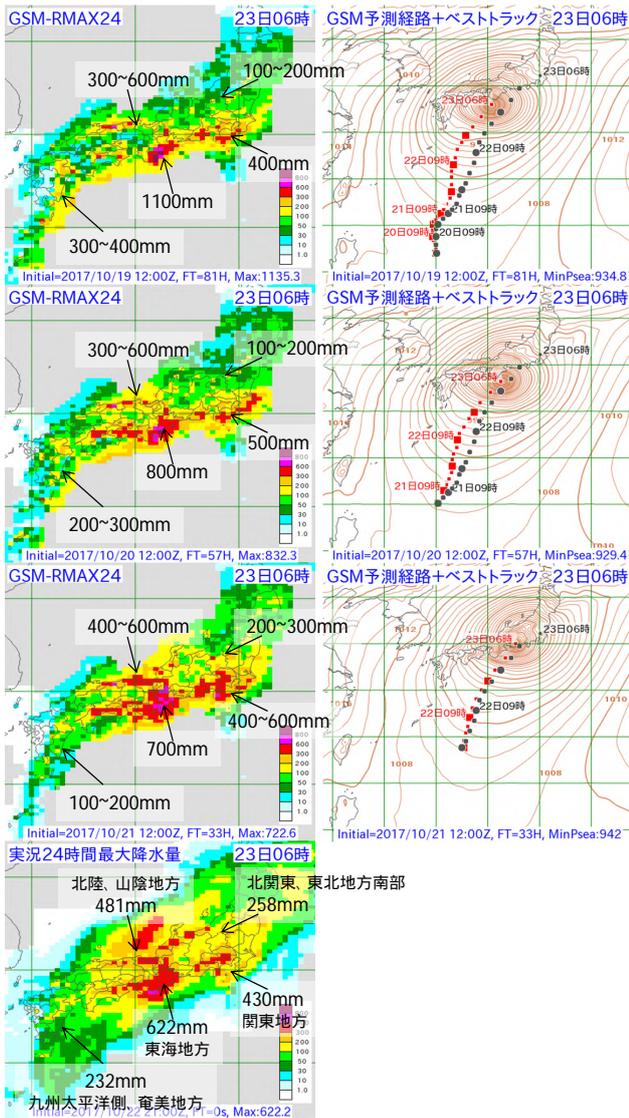


図 3.4.3 10月23日6時を予測対象とする予測値と観測値の比較。左列が GSM-RMAX24[mm/24h]、右列が GSM の地上気圧と T1721 の予測進路とベストトラックで、最下段が実況の 24 時間最大降水量 [mm/24h]。上から 19 日 12UTC 初期値、20 日 12UTC 初期値、21 日 12UTC 初期値のガイダンスと GSM の予測結果で、GSM-RMAX24 と実況の 24 時間最大降水量には、地域毎のおおよその予測値または観測値を記入している。GSM による予測進路は赤四角、ベストトラックは黒丸で示しており、プロットは 3 時間毎、12 時間毎のマーカー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

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

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

### 参考文献

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

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

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

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

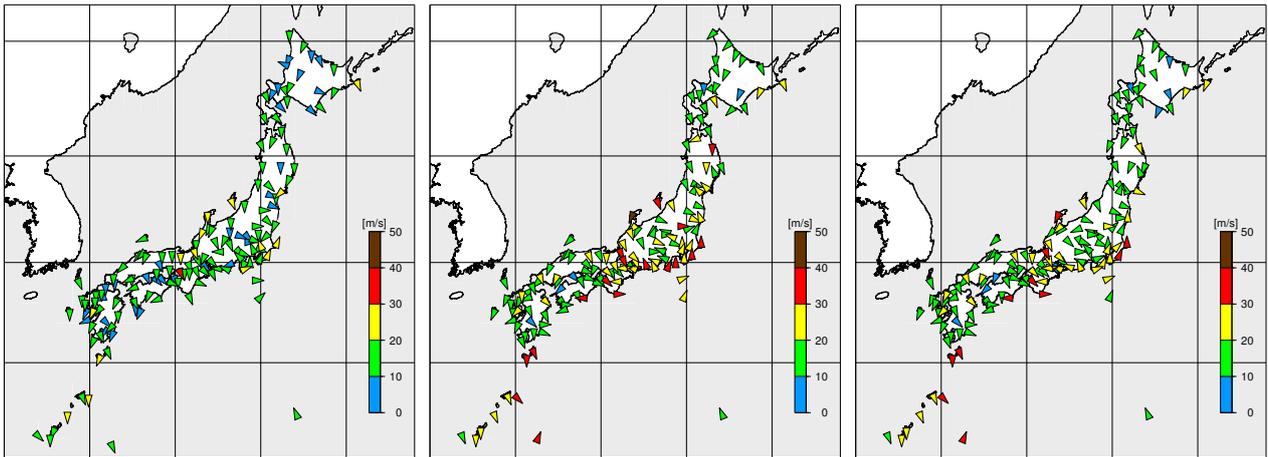


図 3.4.4 2017 年 10 月 20 日 15UTC~23 日 15UTC までの期間内最大風速の分布図。気象官署のデータのみをプロットしている。(左) 観測値、(中央) GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速、(右) 2017 年 10 月 20 日 00UTC 初期値までを対象とした GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速。図中にプロットした三角形の先端方向に風が吹いていることを示している。

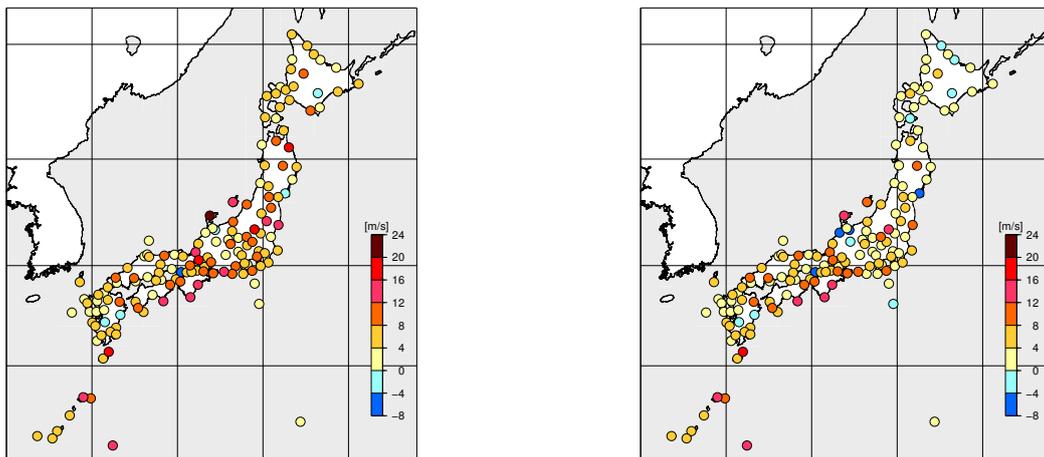


図 3.4.5 2017 年 10 月 20 日 15UTC~23 日 15UTC までの期間内最大風速差の分布図。気象官署のデータのみをプロットしている。(左) GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速と観測値の差、(右) 2017 年 10 月 20 日 00UTC 初期値までを対象とした GSM 最大風速ガイダンスの期間内最大風速と観測値の差。図中の正の値は、観測値と比較してガイダンスの方が過大な風速を予測していたことを示している。

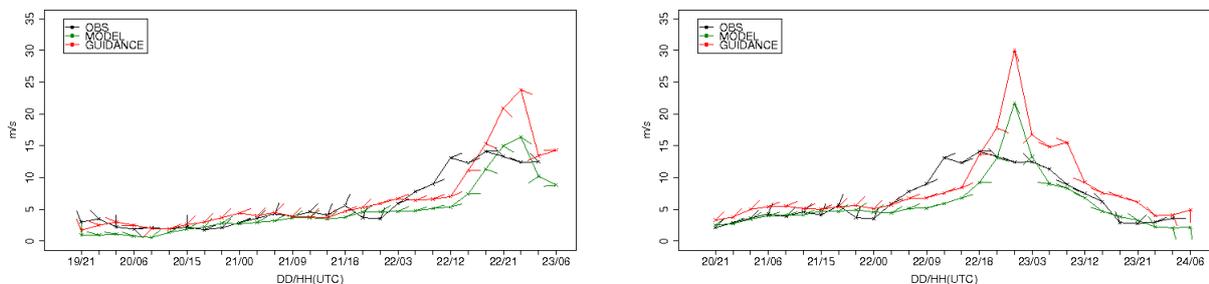


図 3.4.6 浜松における GSM 最大風速ガイダンスの予測結果。赤：ガイダンス、緑：GSM 地上風、黒：前 3 時間内に観測された最大風の時系列。縦軸は風速 [m/s]、図中のパーは風向、横軸は予測対象日時 [UTC] を表す。(左) 2017 年 10 月 19 日 18UTC 初期値、(右) 2017 年 10 月 20 日 18UTC 初期値

## 第II部

# 数値予報の基礎知識

# 第1章 概要\*

## 1.1 はじめに

第 II 部は、天気予報の基盤技術となっている数値予報の基礎知識について、主に数値予報プロダクトのユーザーが理解しておくべき事項をまとめたものである。これは、平成 24 年度に発行された「数値予報の基礎知識」(気象庁予報部 2012) を最新の数値予報の知見を踏まえて更新したものである。第 1 章では、数値予報の概要についてまとめる。第 2 章では、数値予報への入力となる観測データの前処理と品質管理について、第 3 章では数値予報の初期値を作成するデータ同化について、第 4 章では予測値を計算する数値予報モデルについて、第 5 章では数値予報結果を利用しやすい形式に加工する応用処理(特にガイダンス)について、それぞれ述べる。また最後の第 6 章ではプロダクト利用上の留意点について述べる。

数値予報資料は、現代の天気予報・防災気象情報の作成作業においては必要不可欠である(図 1.1.1)。最先端の科学技術や最新の気象学や物理学の知見を活用し、高性能なスーパーコンピュータを利用する数値予報ではあるが、それでも解析や予測情報は完全ではない。数値予報の原理やプロダクトの特性を十分理解した上で、予報作業等において数値予報資料を適切に利用していただきたい。

## 1.2 数値予報とは

「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で解くことにより、その時間発展を計算し、大気の将来の状態を客観的に予測することである。天気予報を目的としていることをより明確に示すため「数値天気予報」と呼ぶこともある。

数値予報の原理である、物理法則に代表される対象

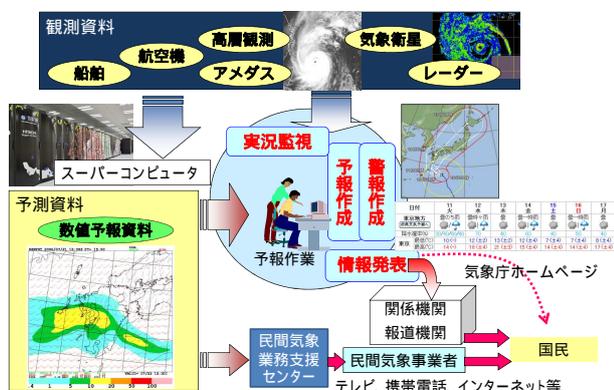


図 1.1.1 気象予報業務の流れ (数値予報の位置づけ)

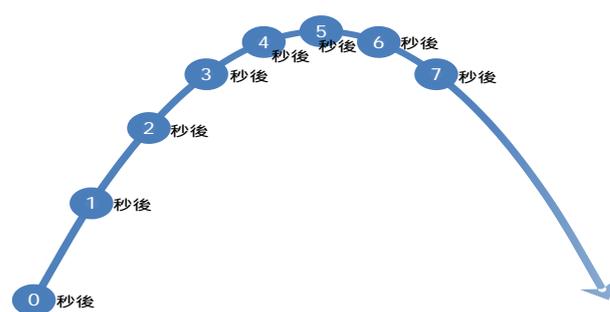


図 1.2.1 数値予報の基本的な考え方を、ボールの状態の予測になぞらえた模式図。白抜きの数字はボールの位置が予測された時間を示す。

となる物体の運動を支配する方程式をコンピュータで解くことにより将来の状態を客観的に予測する、という基本的な考え方を、ボールの軌跡の予測になぞらえて示したのが図 1.2.1 である。最初の位置からボールを斜め上に投げ出す状況を考えよう。現在の速度や位置とボールに加わる力が分かれば 1 秒後の位置を知ることができ、これを繰り返すことによって 2 秒後、3 秒後の位置も予測することができる。原理的にはボールが地面に落ちるまで、未来の値を求めることが可能である。

このボールの運動の予測計算と比較すると、大気現象を支配する方程式は非常に複雑ではあるが、実際の数値予報の基本的な考え方は同じである。コンピュータで取り扱えるように、大気を 3 次元空間に規則正しく並んだ格子(図 1.2.2)で区切り、それぞれの格子に大気の状態を表す気圧、気温、風などの物理量を配置する。これらの未来の値を、コンピュータで扱えるように離散化した方程式を用いて求めていく。

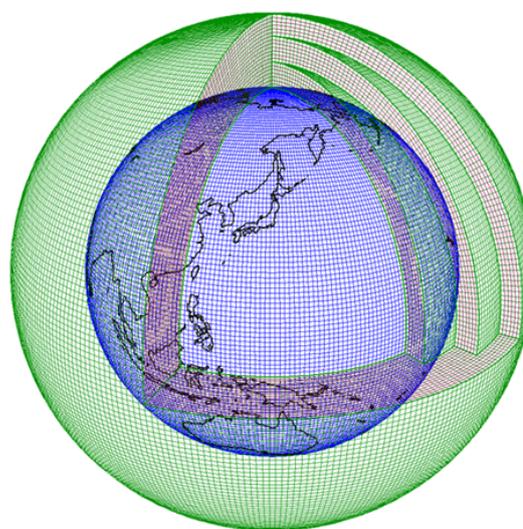


図 1.2.2 地球を覆う格子の模式図

\* 本田 有機、室井ちあし

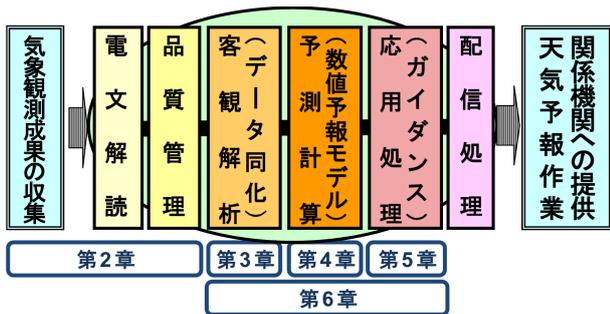


図 1.3.1 数値予報の流れ。本研修テキスト（第 II 部）の内容との対応を参考に示す

### 1.3 数値予報の流れ

数値予報のおおまかな流れと本研修テキストの第 II 部の内容との対応を図 1.3.1 に示す。

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する。観測データには様々な理由で誤差が含まれており、中には精度が悪く利用に適さない観測データも存在する。このため、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除外したり、補正したりする必要がある。これを観測データの「品質管理」という。

次に、品質管理を経て選別された観測データから、数値予報の初期値を作成する。これを「データ同化」または「客観解析」という。特に短期予報や週間天気予報では、初期値の精度が予報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である。

初期値が得られれば、大気現象を支配する物理法則を記述する方程式に基づいた「数値予報モデル」を用いて予報計算を行い、将来の大気の状態を表す各種物理量の予報値を算出する。

最後に、この予報値を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と呼び、その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変換したり、統計的な修正をした「ガイダンス」と呼ぶ資料があり、実際の天気予報や防災情報作成の際の基礎資料となっている。

### 1.4 全球モデルと領域モデル

地球全体を対象とした数値予報モデルを「全球モデル」と呼ぶ。一方、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。領域モデルの実行には側面境界値が必要で、全球モデルやより広い領域モデルから与えられる。

予報モデルで予報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

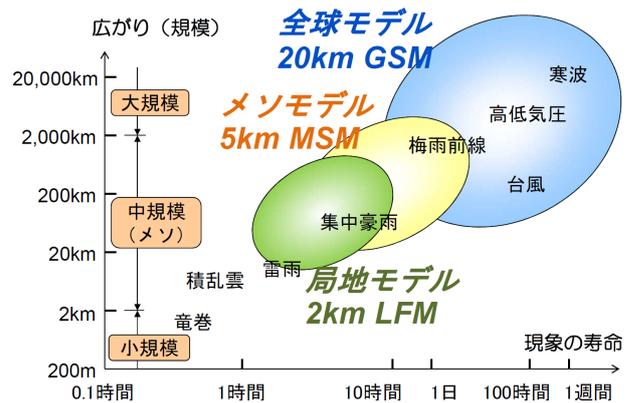


図 1.4.1 数値予報モデルが対象とする現象の空間・時間スケール（気象庁の数値予報モデルの場合）

スケールに応じて、予報可能な時間スケールもおおよそ決まってくる（図 1.4.1）。一般的に、全球モデルに比べて領域モデルは高解像度であり、予報時間が短い。したがって全球モデルなど、より広域の予報モデルの結果をもとにしつつ、細かいスケールの予報についてはより高分解能の領域モデルの結果を参考にすると作業上有効である。

しかし、領域モデルをもってしても、大気中の細かい現象をすべて表現・予報できるわけではない。例えば水平格子間隔 2 km のモデルでも、発達した積乱雲は何とか表現されるが、それよりも空間スケールが小さい個々の積雲やその中に発生する小さな渦、突風、竜巻などといったものは表現できない<sup>1</sup>。

### 1.5 決定論的予報とアンサンブル予報

利用可能な観測データを同化して得られた最も精度の良い初期値から行う予報を「決定論的予報」と呼ぶ。しかし、どれだけ精度良く求めたとしても、初期値や境界値には誤差が伴う。また、数値予報モデルも、時空間方向に離散化することや大気現象をモデル化する時に設ける様々な近似や仮定から、予報に誤差が生じる。数値予報が対象とする大気は、初期値に含まれる僅かな誤差が時間が進むにつれて増大する、というカオス的な振る舞いをする性質をもっている。この予報誤差の成長の程度は一定ではなく、その時々の大気の状態によって変わる。これは、大気現象により予報可能性が異なるためである。

初期値の誤差の増大の様子を把握するために、決定論的予報の初期値に僅かなゆらぎを与えて複数の予報を行うことを「アンサンブル予報」といい、それぞれ

<sup>1</sup> 格子の値で表現出来ない現象でも、例えば積雲による熱や水蒸気の鉛直輸送などは格子スケールの大気現象の予報には重要である。このため、数値予報モデルで大気の状態を予報する時には、「パラメタリゼーション」という手法を用いて、表現出来ない現象の効果を考慮している。詳細は第 4 章を参照いただきたい。

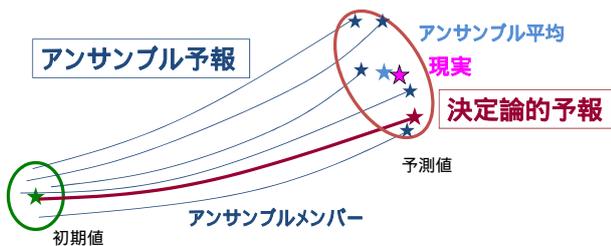


図 1.5.1 決定論的予報とアンサンブル予報

れの予測を「アンサンブルメンバー」あるいは単に「メンバー」という(図 1.5.1)。初期値にゆらぎを与えるほかに、境界値を異なるものに置き換えたり、数値予報モデルの不確実性を考慮したり、あるいはこれらを組み合わせたりして、アンサンブル予報を行うこともある。

アンサンブル予報では、決定論的予報では知り得ない予測値の誤差を事前に見積もり、その信頼性についての情報を取り出すことができる。また、アンサンブルメンバーの予測値を平均したものを「アンサンブル平均」と呼ぶが、平均することで予測誤差が打ち消し合い、決定論的予報よりも精度が改善する場合もある。このため、予測対象や利用目的に応じて、決定論的予報とあわせてアンサンブル予報も運用されている。

アンサンブル予報では、ひとつの初期時刻に対して複数の予測計算が行われる。したがって、決定論的予報と同じ解像度では計算量が大きくなることから、アンサンブル予報の解像度は下げて、メンバー数を増やすこともある。解像度を下げることによる精度低下の短所と、アンサンブルメンバーを充実させることで信頼度情報を得る長所は、相反する関係にある。決定論的予報とアンサンブル予報、それぞれの特性を十分理解してプロダクトを利用することが望ましい。

## 1.6 数値予報システム

厳密な定義はないが、第 1.3 節で紹介した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。例えば、地球全体を計算領域とするシステムを「『全球』数値予報システム」というなど、頭にシステムを特徴づける名称を付けることがある。

また、アンサンブル予報については、初期摂動作成やアンサンブルメンバーの計算やその後処理までの一連の処理を実行するプログラム群を「アンサンブル予報システム」という。こちらも「『全球』アンサンブル予報システム」など、システムの特徴となる言葉を頭につけることがある。

気象庁が運用する数値予報システムの一覧を本研修テキストの付録 A に掲載する。ここでは天気予報や防災気象情報を支援するための主な数値予報システムの

みを取りあげたが、現在の数値予報技術は、海洋・波浪、季節予報、気候変動予測、長期再解析、火山灰、黄砂・大気汚染予測など、さまざまな業務の技術基盤となっている。

## 1.7 解析予報サイクル、サイクル解析と速報解析

数値予報モデルの初期値は、観測データを用いて解析することで得られる。しかし、利用できる観測データの数は、数値予報モデルのすべての格子点上の物理要素(気温、気圧、風など)を全て決められるほど十分あるわけではない。このため、前の初期値からの予測値をたたき台(これを「第一推定値」という)として用いることで、観測データが十分ではない場所でも初期値の物理要素を合理的に算出することが出来る。また、梅雨前線上の小さなスケールの現象など、観測データだけでは精度よく把握することができない場合でも、数値予報モデルにより第一推定値に表現されていれば、次の初期時刻の予測に小さなスケールの現象を引き継ぐことができる。このように、解析値を初期値として実行した数値予報モデルの予測値を、次の初期時刻の解析の第一推定値に用いることを繰り返すシステムを「解析予報サイクル」という。解析予報サイクルの仕組みを図 1.7.1 に示す。

解析予報サイクルには、初期値や予測の精度を向上する意味で大きな利点がある。それは、観測データの影響を計算領域全域に広げる効果である。一つの観測種別のデータは局所的に存在する。1回のデータ同化では、観測が存在する周辺までしか第一推定値を修正することが出来ず、初期値を改善する影響は限定的である。しかし、その初期値から数値予報モデルを実行して次の解析の第一推定値として利用することで、その観測の影響は周辺に広がっていく。この解析と予測を繰り返すことで、解析の影響を計算領域全体に広げることが出来る(図 1.7.2)。

ある初期時刻に対して同じシステムのデータ同化を複数回実施することがある。これは、観測データが入電するのに一定の時間が必要であることが理由である。十分時間が経てば利用可能な観測データの数は増え、解析の精度は良くなると期待される。しかし、これを

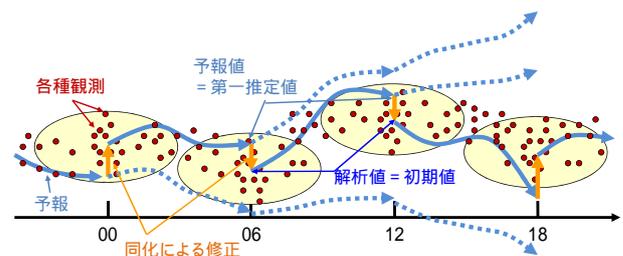


図 1.7.1 解析予報サイクルの仕組み

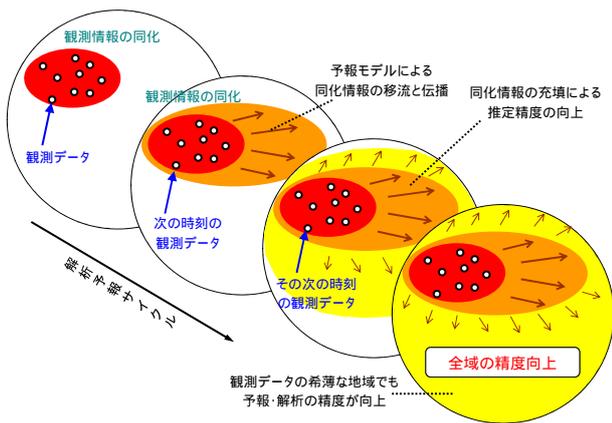


図 1.7.2 解析予報サイクルの効果

初期値として数値予報モデルを実行すれば、プロダクト配信時刻が遅くなることで、予報支援資料としての利用価値は下がってしまう。そこで、予報支援のためにいったん速報的なデータ同化を行なって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あらためてデータ同化を行う、ということが、特に国外の観測などのデータの入電にかかる全球解析で行われる。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。

気象庁が運用する全球・メソ・局地の現業数値予報システムの関係を示したのが図 1.7.3 である。全球数値予報システムでは全球サイクル解析が 6 時間間隔、メソ数値予報システムでは 3 時間間隔の解析予報サイクルとなっている。全球速報解析は、00, 12UTC 初期値の解析を行う時に第一推定値を全球サイクル解析から貰ってきている。一方、局地解析では、解析を行うたびにメソ数値予報システムから第一推定値を取得している。

## 1.8 数値予報とコンピュータ

これまで述べたように、数値予報とは大気の状態を支配する物理法則をコンピュータで解くことである。気象庁の全球モデルは水平格子間隔が約 20 km、鉛直方向に 100 層を配置しており、格子数は全体で約 1 億 3000 万となる。また、水平格子間隔約 5 km 鉛直 76 層のメソモデルの格子数は約 4100 万、水平格子間隔約 2 km 鉛直 58 層の局地モデルの格子数は約 1 億 2000

万にも及ぶ。この全ての格子点に風や気温、水蒸気量などの物理量が配置される。これを一定の時間間隔で時間発展の計算を行うことから、膨大な計算が必要となる。実際の予報作業に間に合うようプロダクトを提供するためには迅速にデータを処理する必要があり、現業の数値予報の実行には超並列計算機である「スーパーコンピュータ」が用いられる。数値予報モデルやデータ同化システムの構築には通常 Fortran というプログラミング言語を用いており、更に並列計算プログラミングの技術も必要になる。

現在気象庁で用いているスーパーコンピュータ（図 1.8.1）は第 10 世代目のもので、その理論最大性能は 18,166 TFLOPS（1 TFLOPS は 1 秒間に 1 兆回計算できることを示す単位）である。その性能を最大限に発揮するために、数値予報のプログラムには様々な工夫が行われており、数値予報とコンピュータ技術とは密接な関係にある。

## 1.9 数値予報の歴史

本章の最後に、数値予報の歴史について簡単に述べておきたい。

計算で天気予報を行うことを最初に試みたのは、イギリスの気象学者リチャードソンである。彼は 1922 年の著書の中で客観的な天気予報のため、物理法則に初期状態を与えて時間発展を解くというスタイルを提案し、大広間に人を集めて計算が可能と述べ、地上気圧

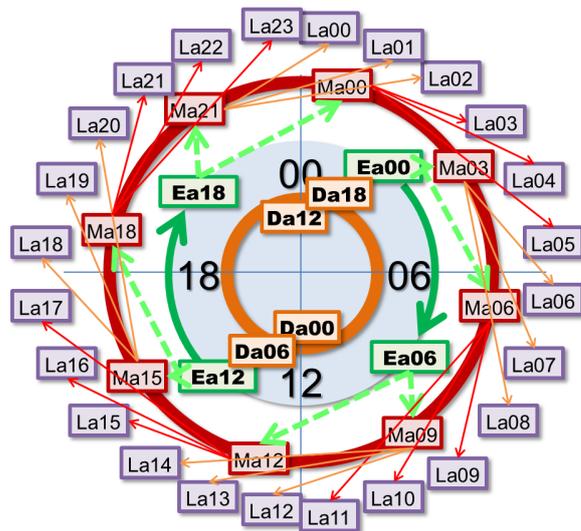


図 1.7.3 解析予報サイクルと数値予報システムの関係（2018 年 10 月末現在）。Da は全球サイクル解析、Ea は全球速報解析、Ma はメソ解析、La は局地解析を示す。それぞれの後ろの数字は、初期時刻 (UTC) を表す。Da と Ma の輪は、これらが解析予報サイクルであることを意味する。また、矢印は第一推定値や側面境界値の提供に関する関係を示している。



図 1.8.1 気象庁の数値予報で用いられる現在のスーパーコンピュータ (Cray XC50)

の6時間予報を実際に手計算でやって見せている。しかし、計算安定性が保証されない計算手法を用いていたため正しい計算結果は得られなかった。これらは「リチャードソンの夢」「リチャードソンの失敗」などと言われる。

その後科学技術も進歩し、天気予報の客観化を目指し1955年にアメリカで数値予報が実用化された。日本でも1953年に東京大学、気象研究所、気象庁の研究者・技術者が結集して数値予報グループ「NPグループ」が結成され、1959年に気象庁でも、官公庁としてはじめてスーパーコンピュータが導入され数値予報が開始された。コンピュータにより計算は自動的に行われるが、そこで動作するプログラムや入力データは、当時のまだ主流であったパンチカードシステムが使用され、人の手により穿孔されたカードが利用されていた。気象庁に導入された初代のスーパーコンピュータと当時のキーパンチングの様子をそれぞれ、図1.9.1と図1.9.2に示す。

当初のコンピュータは現在のパソコンよりも能力ははるかに低く、数値予報モデルも解像度が粗く非常に簡便なものであったため、そのプロダクトを利用する予報作業員らの信頼を得るには不十分であった。これまでの気象庁スーパーコンピュータと数値予報モデルの歴史を図1.9.3に示す。天気予報を近代化すべきであるという私達の先輩の熱い情熱と、その後のスーパーコンピュータの性能向上、気象学や計算科学、数値流体力学等の科学技術の進歩と大気現象のメカニズム解明、数値予報モデルの進化によって、徐々に精度向上が成し遂げられ、現在の天気予報を支える姿があると言える。

気象学等の最新の知見を毎日の天気予報に反映させる、あるいは数値予報モデル開発者とプロダクト利用者とがコミュニケーションを十分に行うといった姿勢は、時代が変わった現在でも同じであり、これが我が国において数値予報が根付いた大きな要因のひとつと考えられる。コンピュータが得意とする高速処理・高

速演算能力と、人間が得意とする総合判断力・分析力やコミュニケーション能力、その両方のよいところを引き出していくことが、今後も求められていると言えよう。



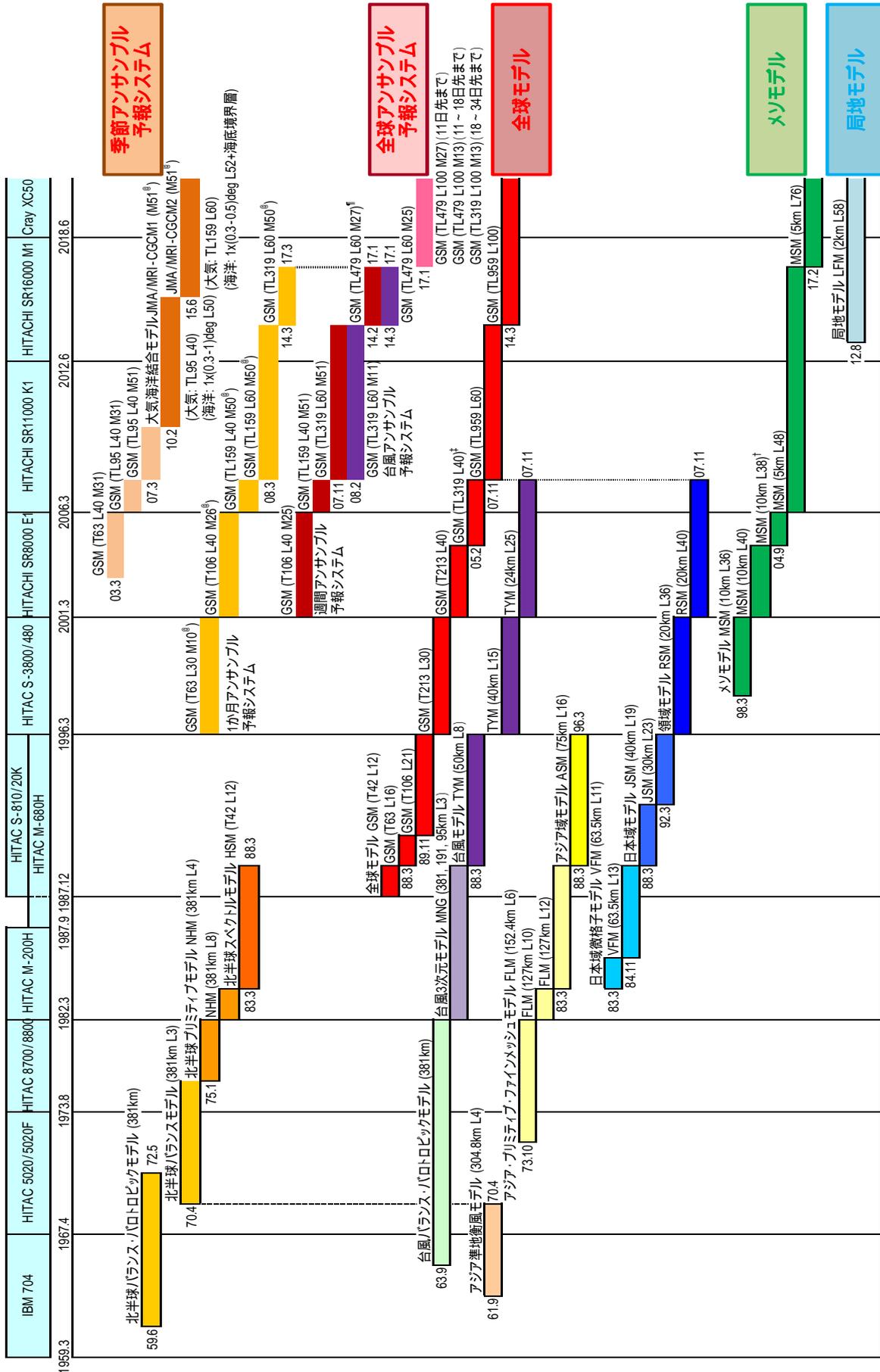
図 1.9.1 気象庁の数値予報で用いられた初代スーパーコンピュータ (IBM704)



図 1.9.2 キーパンチングの様子

#### 参考文献

気象庁予報部, 2012: 数値予報の基礎知識. 平成24年度数値予報研修テキスト, 1-67.



T\*\*\*\*: 切断波数(二次格子) L\*\*\*\*: 鉛直層数  
 TL\*\*\*\*: 切断波数(一次格子) M\*\*\*\*: アンサンブルメンバー数

図 1.9.3 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

## 第2章 観測データと品質管理\*

### 2.1 はじめに

第1章で述べた通り、数値予報を行うには、まず現実の大気状態を解析して、その状態を規則正しく配置された格子点の値で表す「初期値」を作成すること（データ同化）が必要である。データ同化では、第一推定値を観測データで修正して、より精度の高い初期値を作成する。このためには、解析対象となる時刻（解析時刻）の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。現在の数値予報では、世界各国の気象機関や宇宙機関（衛星運用機関）などの様々な機関から観測データをリアルタイムで取得し、各種品質管理によって誤データを排除した上で、データ同化に活用している。

本章では、気象庁における全球、メソ、局地数値予報システムのデータ同化（全球解析、メソ解析、局地解析）で活用される観測データとその品質管理について概説する。

### 2.2 観測の種類

図 2.2.1 に、データ同化で利用される各種観測測器や、測器を搭載する衛星などを示す。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。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。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る。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。疑似観測は、実際の観測で得られたものでない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。

#### 2.2.1 直接観測

ある場所の大気状態を実際にその場で測ることを直接観測と言う。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。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。近年の動向として、人間の手によるラジオゾンデ観測の総数は減少傾向にあるが、一方で、一回の観測については鉛直高分解能化（酒匂 2015）によるデータ拡充が行われている。また、高層観測を補完する航空機観測のデータ数は増加傾向（太田 2015）にある。

\* 計盛 正博、本田 有機、佐藤 芳昭（気候情報課）

#### 2.2.2 リモートセンシング

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をリモートセンシングと言う。

地上に測器を置く地上リモートセンシングには、気象ドップラーレーダーやウインドプロファイラ、地上 GNSS<sup>1</sup>などがある。このうち地上 GNSS では、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。

人工衛星から地球を観測する衛星リモートセンシングでは、多種多様な観測が行われている。WMO (2016) によれば、全球数値予報の予報誤差の軽減に現状最も寄与している測器は、米国の NOAA 衛星や欧州の Metop 衛星などに搭載されているサウンダ（鉛直探査計）で、気温や水蒸気の鉛直分布に関する情報を得ることができる。また、静止衛星などによる連続画像を基に、大気や雲などのパターンの移動を追跡することにより算出される大気追跡風 (AMV<sup>2</sup>) も寄与が大きい。GNSS 掩蔽観測 (GNSS-RO<sup>3</sup>) も数値予報に重要なデータである。この理由は、GNSS-RO がその観測原理から、地球上どこでも均質な精度のデータが得られるためである。その他、大気下層の水蒸気量や土壌水分量などの地表面状態の情報が得られるマイクロ波放射計（面的に情報が得られるものはマイクロ波イメージャともいう）や、海上の風向風速や陸域の土壌水分量の情報が得られるマイクロ波散乱計、大気中上層の水蒸気量に関する情報が得られる静止衛星の晴天放射輝度温度 (CSR<sup>4</sup>) などが数値予報で利用されている。

#### 2.2.3 疑似観測

人間の手による主観解析の結果など、実際の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を、疑似観測と言う。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、気象庁予報部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

<sup>1</sup> GNSS: 全球航法衛星システム (Global Navigation Satellite Systems)、米国の全球測位システム GPS (Global Positioning System) を含む国際的な測位衛星システムの総称

<sup>2</sup> AMV: Atmospheric Motion Vector

<sup>3</sup> RO: Radio Occultation

<sup>4</sup> CSR: Clear-Sky Radiance



図 2.2.1 気象庁の数値予報のデータ同化で用いられる各種観測測器や測器を搭載する衛星など（2018 年 10 月現在）

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。ボージャスの作成は、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。詳細は岡垣 (2010)、岡部ほか (2017) を参照されたい。

### 2.3 観測で得られる物理量

表 2.3.1 に各種観測から得られる物理量、及びその観測データを用いて推定される物理量を示す。赤字はデータ同化で利用している物理量である。

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、リモートセンシングでは、輝度温度やドップラー速度、反射強度、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。

## 2.4 観測の分布

### 2.4.1 水平分布

図 2.4.1 と図 2.4.2 に 2018 年 8 月 13 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す。A)～E), N) は直接観測または地上リモートセンシングデータを、F)～M), O) は衛星リモートセンシングデータの分布を示している。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す。

A) は気象台などで行われている地上観測で、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) は船舶 (青) や漂流ブイ (橙) で得られる海上観測で、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) やウインドプロファイラ (青) で得られる上空の風観測である。ウインドプロファイラは現在、日本のほか、欧州、香港に展開されている。米国のウインドプロファイラ観測網は、2014 年に運用を終了している。E) は

表 2.3.1 各種観測で得られる物理量 (2018 年 10 月現在)

	種別	観測物理量	観測物理量から算出(推定)される物理量
直接観測	地上観測 (SYNOP, AMeDAS, METAR)	気圧、気温、風、湿度、 降水量、日射量など	
	海上観測 (SHIP, BUOY)	気圧、気温、風、湿度、 海面水温など	
	航空機観測 (AIREP, AMDAR, ACARS)	気圧、気温、風、 混合比など	
	高層観測 (TEMP, PILOT)	気圧、気温、風、湿度、 ジオポテンシャル高度など	
地上 リモート センシング	ウインドプロファイラ	ドップラー速度など	風
	気象レーダー	ドップラー速度、反射強度など	風、湿度
	解析雨量	降水量 (直接観測の降水量も含む)	
	地上GNSS	電波遅延量	天頂大気遅延量、可降水量
疑似観測	台風ポーガス		気圧、風、 ジオポテンシャル高度、気温
静止衛星	可視・赤外イメージャ	輝度温度	大気追跡風(AMV)、 晴天放射輝度温度(CSR)、 海面水温など
低軌道 衛星	可視・赤外イメージャ	輝度温度	極域AMV、 LEOGEO AMV(静止衛星も含む)
	マイクロ波サウンダ	輝度温度	気温、湿度、降水量、可降水量
	赤外サウンダ	輝度温度	気温、湿度、オゾン量など
	マイクロ波イメージャ	輝度温度	降水量、土壌水分量、 海面水温など
	マイクロ波散乱計	散乱断面積	風、土壌水分量
	二周波降水レーダー	反射強度	湿度
	GNSS掩蔽観測	電波遅延量	屈折角、屈折率

赤字はデータ同化に利用している物理量。

SYNOP: 地上実況気象通報、AMeDAS: 地域気象観測システム、METAR: 飛行場実況気象通報、

SHIP: 海上実況気象通報、BUOY: ブイ観測通報、

AIREP: 航空機実況気象通報、AMDAR: 航空機自動実況気象通報、ACARS: 航空無線データ通信システム、

TEMP: 地上高層実況気象通報、PILOT: 地上高層風実況気象通報。

航空機による観測(青)、及び疑似観測(赤)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。これらの航空機が下層を飛行するのは離着陸時に限られるため、対流圏下層のデータは空港近傍でしか得られない。疑似観測は、台風周辺に配置される台風ポーガスのデータである。

F)~M), 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。F) はマイクロ波散乱計による観測の分布で、欧州の極軌道衛星<sup>5</sup>Metop に搭載された改良型散乱計 ASCAT<sup>6</sup>により衛星軌道の左右両側の海上で風向風速のデータが得られる。G) は熱帯・中緯度帯で 4 機<sup>7</sup>の静止気象衛星か

ら算出された AMV、極域で極軌道衛星から算出された AMV、そして緯度 60 度帯で極軌道衛星と静止気象衛星の合成画像から算出された AMV (LEOGEO 風)の分布である。H) は静止気象衛星による CSR のデータ分布で、4 機<sup>7</sup>の静止気象衛星のデータがあるが、上空の晴天域のみにデータは限られる。I) はマイクロ波サウンダで Suomi-NPP 衛星搭載の ATMS, DMSP 衛星搭載の SSMIS のデータ分布である。J) はマイクロ波イメージャで海洋上でのみデータを利用している。K) はマイクロ波気温サウンダで、2018 年 10 月現在、6 機の極軌道衛星のデータで全球をカバーしている。L) はマイクロ波水蒸気サウンダのデータ分布である。M) は GNSS-RO でまばらではあるが、全球に比較的均質にデータが分布している。N) は地上 GNSS データで陸上に分布している。O) はハイパースペクトル赤外サウンダのデータ分布である。2017 年 3 月に Suomi-NPP 衛星搭載の CrIS のデータの利用を開始し、現在では 4 機

<sup>5</sup> 低軌道衛星のうち、北極から南極を周回するような衛星。

<sup>6</sup> ASCAT: Advanced Scatterometer

<sup>7</sup> 通常 5 機だが、そのうちの 1 機である GOES-East は 2018 年 10 月時点で未使用。

の低軌道衛星に搭載されたハイパースペクトル赤外サウンダ (AIRS, IASI, CrIS) のデータを利用している。

図 2.4.3 に気象ドップラーレーダーの観測データの水平分布を示す。ドップラーレーダーはメソ・局地解析で利用されている。A は気象庁の気象ドップラーレーダーの反射強度 (Radar Reflectivity) から推定される相対湿度 (Relative Humidity) データ (以下、REFRH と略す。) の分布である。REFRH は気象ドップラーレーダーから半径 200 km 以内で作成されている。なお、REFRH の分布は降水エコーの探知状況に応じて日々変動することから、図では、一定期間データを積算することで、おおよその観測可能範囲を示した。REFRH の観測可能範囲は日本を広く覆っているが、気象ドップラーレーダーが整備されていない南大東地方や小笠原地方でデータが得られない。B はドップラー速度データ (Doppler Velocity, 以下、DPV と略す。) の水平分布である。DPV データは気象庁の気象ドップラーレーダーのほか、空港気象ドップラーレーダーからも得ることができる。DPV は REFRH よりも観測範囲が狭く、気象庁の気象ドップラーレーダーの場合、半径 150 km 以内、空港気象ドップラーレーダーの場合は半径 120 km 以内となっている。

また局地解析では、陸域においてアメダスの気温、風や気象官署の湿度データの他、マイクロ波イメージャやマイクロ波散乱計から得られる土壌水分量が利用されている。

## 2.4.2 鉛直分布

表 2.4.1 に、各観測の観測対象となる高度を示した。地上 GNSS は鉛直方向による全層積算の水蒸気量であるが、水蒸気の分布が対流圏下層で密なため、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た。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ことは、地表状態を正確に把握する必要があるため、大気下層の観測情報を分離して得ることは難しい。

## 2.4.3 観測時刻分布

地上観測や静止衛星は、毎日決まった時刻に観測を行う定時観測が主体であるが、現在では各種リモートセンシングによる連続観測や、飛行機・ブイ等の不定期観測等の非定時観測が多くなっている。定時観測には、通常毎日 00UTC と 12UTC に実施される高層観測などがある。

極軌道衛星は多くがその公転面と太陽に向かう方向がなす角が一定 (太陽同期) であるため、地球上から見ると常に一定の現地時間で上空を通過しているように見える。これらの極軌道衛星の軌道を地球の自転成分

表 2.4.1 各観測データの観測対象高度 (2018 年 10 月現在) (衛星輝度温度の場合は感度のある高度)

	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, CSR)	○		○	○		
低軌道衛星	可視・赤外イメージャ (AMV)	○		○	○		
	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			○	○	○	○

を差し引いて描くと、図 2.4.4 のようになる。ここで、図中の数字が衛星の赤道通過時の現地時間に該当する。背景の地図は経度 0 度の現地時間が 0 時の場合である。下半球側が夜間に相当する。例えば、Metop-A 衛星は現地時間で 10 時と 22 時頃に、NOAA-18 衛星は 18 時と 06 時頃にそれぞれ上空を通過し、観測を行う。なお、図 2.4.4 下段に示した GPM 衛星は太陽非同期衛星で、その公転面が太陽に向かう方向となす角は時間とともにずれていくため、地球上から見ても、上空通過時刻 (= 観測時刻) は日々異なっている。図 2.4.4 下段での GPM 衛星の軌道は観測現地時間が 12 時の場合を示している。

## 2.5 観測データ取得時間分布

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。図 2.5.1 に高層観測 (TEMP, PILOT)、地上観測 (SYNOP, SHIP, BUOY)、航空機観測 (ここでは AMDAR のみ)、衛星観測 (ここではマイクロ波気温サウンダ AMSU-A のみ) の、解析時刻前後 3 時間以内に観測されたデータの取得時間分布 (解析時刻を基準とした相対時間) の例を示す。なお、現在の運用では解析時刻の前後 3 時間以内の観測データが一回の全球解析で利用されている。

高層観測は、そのほとんどが解析時刻に行われており、おおむね観測後 3 時間 (解析時刻+3 時間) 以内に全てのデータが入電している。

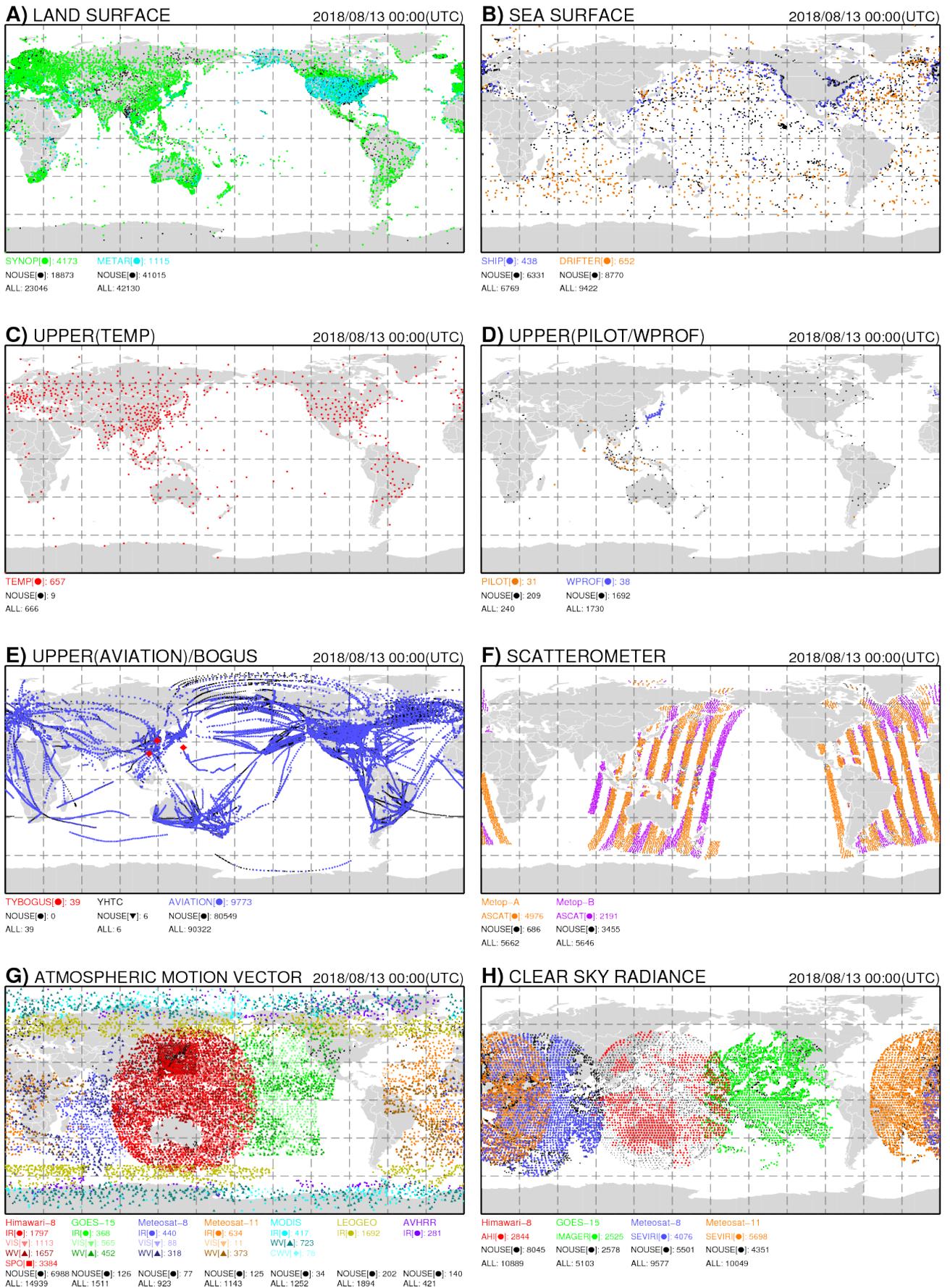


図 2.4.1 2018 年 8 月 13 日 00UTC の前後 3 時間の観測データの水平分布。本文参照。

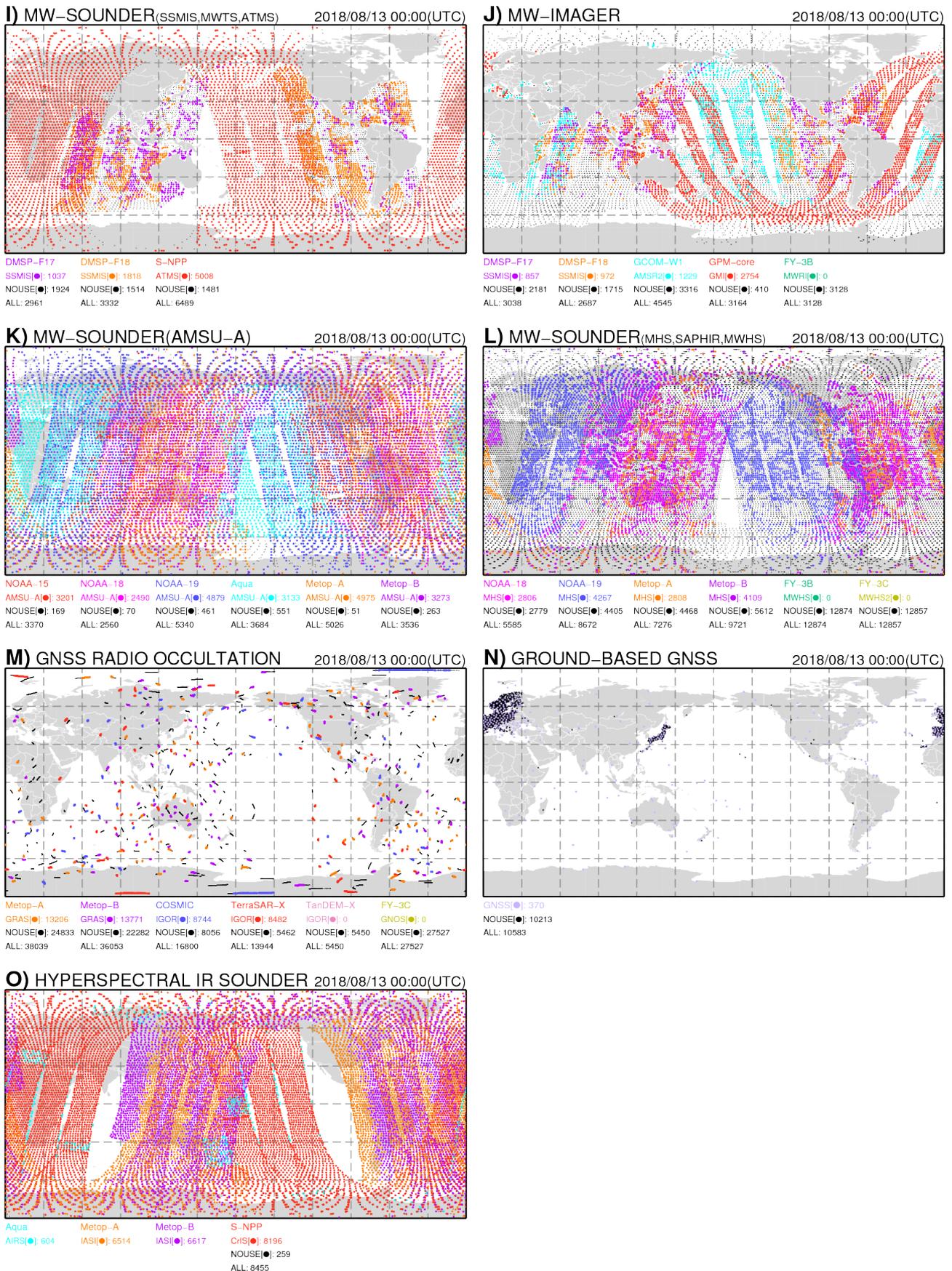


図 2.4.2 2018年8月13日00UTCの前後3時間の観測データの水平分布。本文参照。(つづき)

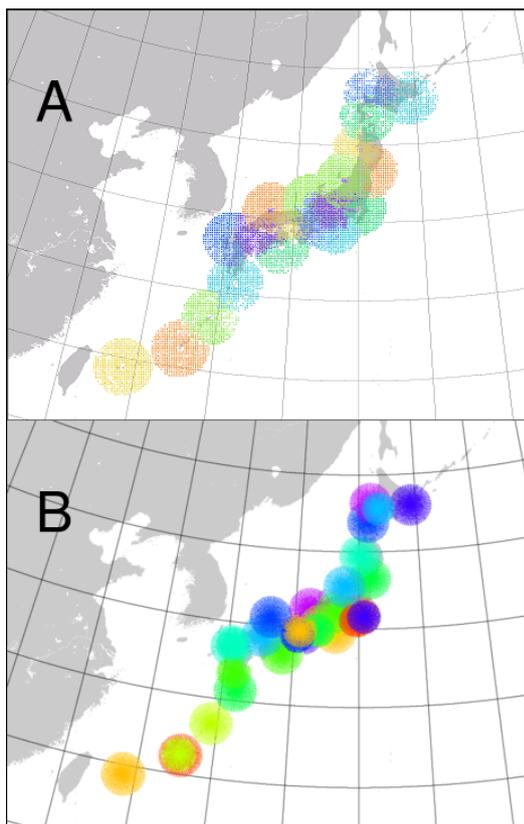


図 2.4.3 メソ解析で利用されている気象レーダーの観測データの水平分布。A：レーダーの反射強度より推定される相対湿度、B：ドップラー速度。レーダー毎に色分けして描画した。

地上観測には毎時観測されるデータと数時間毎に観測されるデータがある。どちらも観測後すぐに入電が始まり、おおむね観測後3時間以内に配信が完了している。

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、解析時刻前後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、(ここでは AMSU-A の例だが) 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ず、積算取得率も階段状の分布となっている。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時間後により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

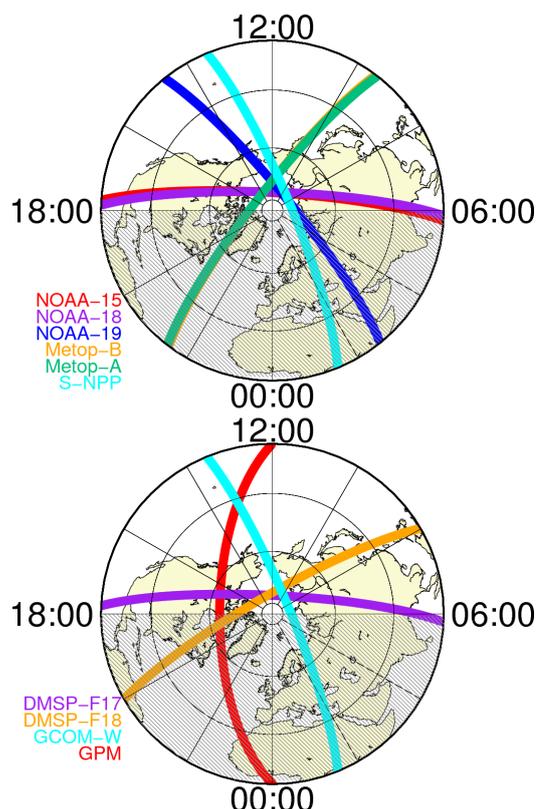


図 2.4.4 衛星の軌道(公称値)を、地球の自転成分を差し引いて北極上空から眺めた様子。図中の数字が衛星の赤道通過時の現地時間に相当する。上段がマイクロ波気温サウンダ搭載衛星、下段がマイクロ波イメージャ搭載衛星。

局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(村田 2007)。

## 2.6 デコード

観測データの処理は、通報された電文や取得した独自形式の電子データを数値予報で扱いやすい形式のファイルに翻訳・変換(デコード)することから始まる。このデコード処理の際に、観測時刻の確認や、重複データの確認・排除、訂正報の処理などが行われる。

## 2.7 品質管理

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うる。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。図 2.7.1 にある船舶から

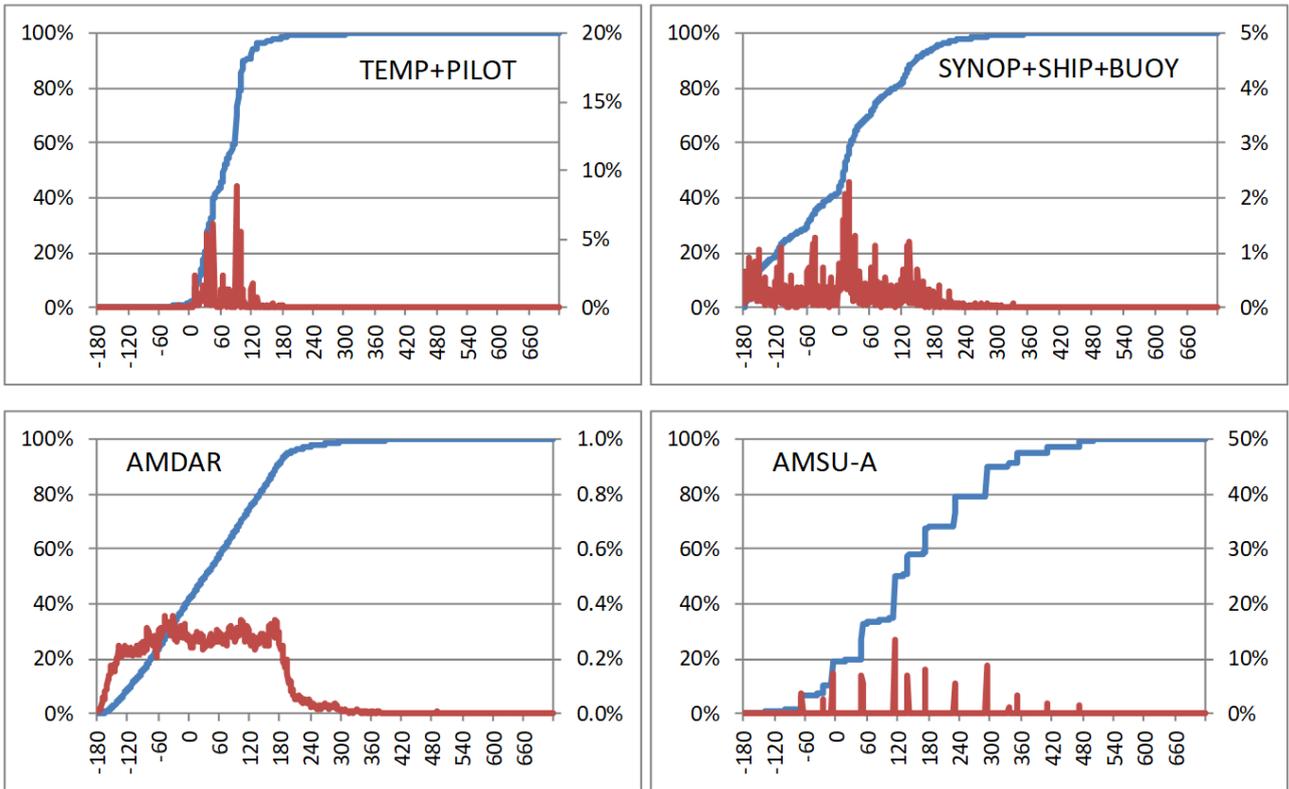


図 2.5.1 高層観測 (TEMP+PILOT)、地上観測 (SYNOP+SHIP+BUOY)、航空機観測 (ここでは AMDAR のみ)、衛星観測 (ここではマイクロ波気温サウンダ AMSU-A のみ) の、解析時刻前後 3 時間に観測されたデータの入電時間分布 [%]。青線が積算取得率 (左軸)、赤線が毎分取得率 (右軸)、横軸は解析時刻を基準とした相対時間 [分]。調査期間は、高層・地上・航空機観測が 2012 年 4 月 5~6 日、衛星観測が同年 3 月 1~9 日。

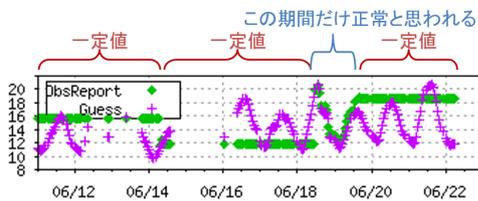


図 2.7.1 2012 年 6 月 11~23 日の、ある船舶からの気温通報値 (◆) と数値予報モデルによる第一推定値 (+)

の気温通報値と、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を例として示す。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。また、図 2.7.2 は衛星データの観測位置情報に誤りがある例である。衛星データは通常連続的に分布するので、矢印で示すような離れた位置に観測データが現れるのは明らかにおかしい。異常なデータが数値予報のデータ同化に利用されると仮定した場合の例を図 2.7.3 に示す。(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と仮定した場合の解析場、(C) はその差で、(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、

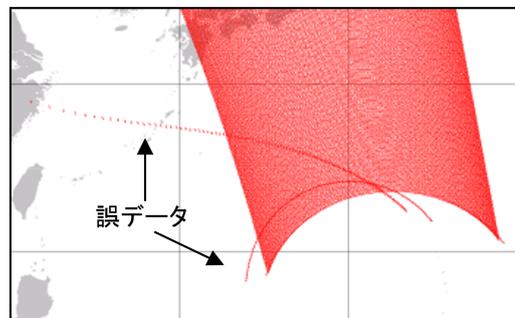


図 2.7.2 ある衛星データの観測位置情報に誤りがある例。赤点が各観測点を示す。

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うる。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。

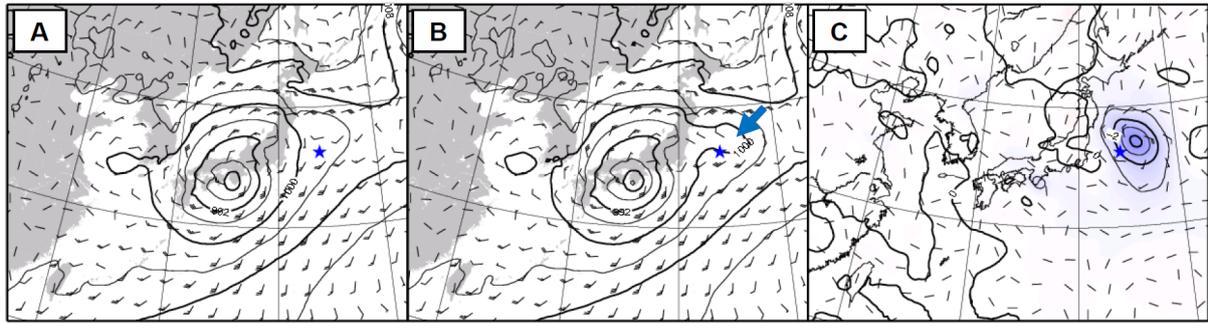


図 2.7.3 A：正常な観測データがデータ同化に利用された場合の海面気圧解析値、等値線は 4 hPa 毎。B：★の位置の船舶が、観測値を誤って低い値で通報し、それが利用されたと仮定した場合の海面気圧解析値。C：A と B の差。等値線は 1 hPa 毎で負の値を青色で示した。なおこの船舶の観測時刻は解析時刻の 3 時間前だったため、その時間差が考慮され、差が大きい場所の中心は系の移動と共に観測場所の東側に移動した。

### 2.7.1 リアルタイム 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。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。個々の詳細については大野木 (1997) を参照願いたい。

ブラックリストチェック：

非リアルタイム QC (第 2.7.2 項参照) 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。なお図 2.7.1 の例はこのチェックで排除される。

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とも確認する。

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。

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。

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図 2.7.4 に示した。

グロスエラーチェック (図 2.7.4 左側)：

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 (図 2.7.4 右側)：

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성에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、図 2.7.2 で示したような事例に対応するための観測位置整合性チェックなどが行われる。また、ドップラーレーダーでは、地面の影響 (グランドクラッター) を除去するために、風速が弱いデータを排除する処理などが行われている。個々の観測データの QC の詳細は、直接観測データについては、大野木 (1997)、衛星全般については、気象庁予報部 (2007, 2011)、ドップラー速度については、石川 (2007)、小泉 (2004)、レーダー反射強度については、幾田 (2011)、地上 GNSS については、石川 (2010)、吉本 (2014) などの参考文献を適宜参照願いたい。

### 2.7.2 非リアルタイム QC

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

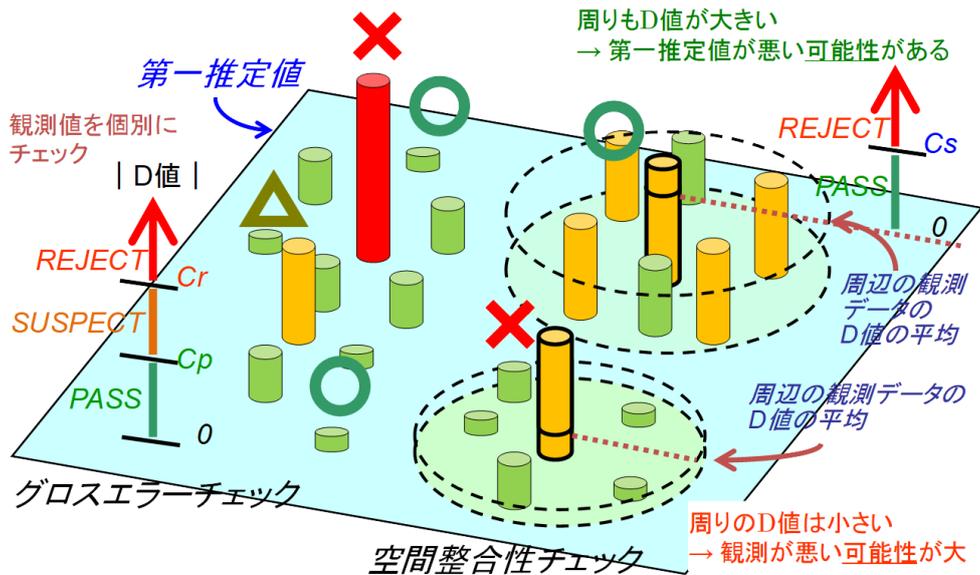


図 2.7.4 外的 QC の模式図、図中の平面が数値予報モデルによる推定値（第一推定値）を、棒の高さが D 値（観測値と第一推定値の差）の大きさを示す。グロスエラーチェック（左）では、個々の観測データを、その D 値の大きさを PASS（通過（緑））/SUSPECT（保留（黄））/REJECT（排除（赤））に分類し、その後実施される空間整合性チェック（右）では、SUSPECT データを周囲の観測と比較して突出していないかどうかで PASS / REJECT を決める。

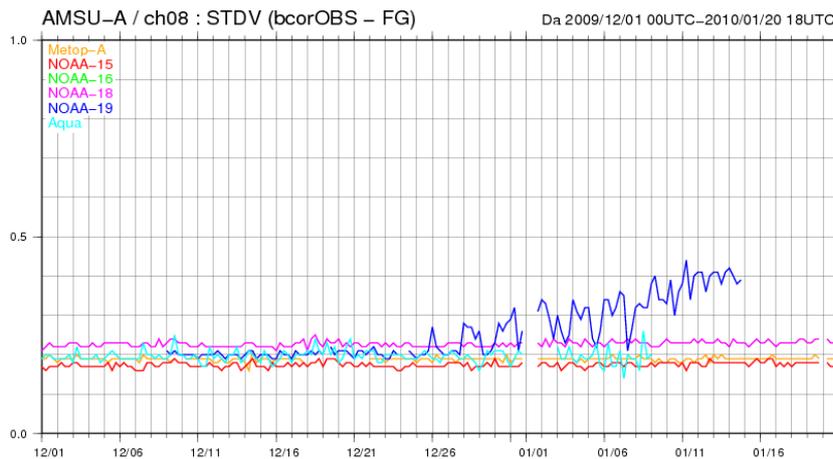


図 2.7.5 複数衛星の観測データの、第一推定値に対する二乗平均平方根誤差 (RMSE) の時系列比較図 (例)。この例では、2010 年 1 月に NOAA-19 の観測データ (青色) の RMSE の拡大が見られた。この際、他の衛星の誤差は拡大していないことから、(数値予報モデルの精度が悪化したのではなく) このデータの精度が悪化したと判断し、初期値解析での利用を中止した。

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、ウェブにより公開されている<sup>8</sup>。

数値予報課では、統計処理や図 2.7.1 に示した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写することにより監視を行っている（例：図 2.7.5）。

## 2.8 まとめ

数値予報に利用されているものを中心に各種観測データとその品質管理について概説した。数値予報の高度化に伴い、データ同化に用いられる観測データ数は年々増大している。これらの情報を利用することにより、数値予報の精度が向上してきた。今後も同化技術の高度化や新しい観測データの登場によって、さらなるデータ利用が見込まれる。これらのデータの適切な品質管理は、数値予報の精度維持・向上のために極めて重要で、そのためには観測データのモニタリングという地道な作業も非常に重要である。今後のデータ増大を見

<sup>8</sup> <http://qc.kishou.go.jp/>

据え、効率的な品質監視や、品質警告の自動発出などのシステム構築が重要であり、開発を進める必要がある。

## 参考文献

- 幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-12.
- 石川宜広, 2007: ドップラーレーダーデータの利用. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102-103.
- 石川宜広, 2010: 地上 GPS データのメソ解析での利用. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 54-60.
- 太田行哉, 2015: 従来型観測データの利用の現状と課題. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 3-8.
- 大野木和敏, 1997: データ品質管理と解析前処理. 数値予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 17-61.
- 岡垣晶, 2010: 全球解析における台風ボーガスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-52.
- 岡部いづみ, 太田行哉, 高坂裕貴, 2017: 全球解析における観測データの利用手法の改良及び新規利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-70.
- 気象庁予報部, 2007: 数値予報と衛星データ. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 220pp.
- 気象庁予報部, 2011: データ同化の改善に向けて. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 189pp.
- 小泉耕, 2004: メソ解析へのドップラー動径風の利用. 平成 16 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-74.
- 酒匂啓司, 2015: 国内ゾンデ高解像度観測データの利用の検討. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 14-18.
- 村田英彦, 2007: アジア太平洋地域における ATOVS データ再配信サービス. 気象衛星センター技術報告第 49 号, 気象衛星センター, 33-53.
- 吉本浩一, 石川宜広, 2014: 全球解析における地上 GNSS 天頂大気遅延量の同化利用. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-48.
- WMO, 1993: Guide on the Global Data Processing System. WMO No. 305.
- WMO, 2016: Sixth WMO Workshop on the Impact of Various Observing Systems on Numerical Weather Prediction. Shanghai, China, 10-13 May 2016, Workshop report, WMO.



## 第3章 データ同化\*

### 3.1 データ同化概要

数値予報モデルを実行するためには、初めに3次元空間のすべての格子点で、初期時刻の気温、風、水蒸気量などの大気の状態（初期値という）を与える必要がある。不規則に分布した観測データから、事前に定めた規則に従い、すべての格子点での大気の状態を求める過程を客観解析<sup>1</sup>と言い、得られた状態を解析値という。

気象観測は、さまざまな場所や時刻で行われている（第2章参照）が、現在の数値予報モデルの格子点数と比較すれば数は少なく、観測データの分布も不均一であるため、観測データだけから数値予報モデル（第4章参照）に適した初期値が得られるわけではない。この欠点を補うために、直近の数値予報モデルによる予測値を基に観測データで修正し、もっともらしい解析値を求める（図1.7.1）。ここで、基となる予測値を「第一推定値」と言う。この解析値を求めるプロセスを「データ同化」と呼ぶが、今日では客観解析にデータ同化手法が用いられることから、データ同化と客観解析はほぼ同義語として扱われている。

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<sup>2</sup>によって決まることになる（図

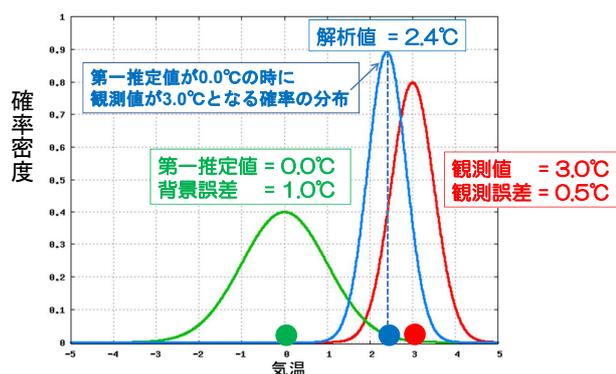


図 3.1.1 データ同化の例。第一推定値、観測値、解析値の確率密度関数を示す。背景誤差 1.0 °C の第一推定値 0.0 °C に観測誤差 0.5 °C の観測値 3.0 °C を同化した時には解析値は 2.4 °C となる。

\* 本田 有機、藤田 匡、計盛 正博、室井 ちあし、佐藤 芳昭（気候情報課）

<sup>1</sup> 観測値を基に人が天気図を書くことを「主観解析」と呼ぶ。

<sup>2</sup> ここでいう「誤差」は、統計的に得られる誤差の大きさの期待値のことである。

3.1.1)。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。図 3.1.1 の例を拡張し、より具体的に示したものが図 3.1.2 である。気温の客観解析として、陸上で第一推定値より高い観測を同化することで、暖域がより北方にまで広がる解析結果となっている。

解析値には、数値予報モデルで扱うことができない時空間スケールの成分が含まれていたり、力学的にバランスしていない成分が含まれていることがある。このため、事前にこれらの成分を解析場から取り除いて数値予報モデルの初期値を準備する。この作業を「初期値化」という。後述する 4 次元変分法のような数値予報モデルを活用した高度なデータ同化手法では、前述の不要な成分は解析値からほぼ除かれているため、初期値化を施す必要がなく、ほぼ「解析値＝初期値」となっている。

データ同化手法、つまり初期値の精度が数値予報精度に与える影響が大きいことが、とりわけ短期予報・週間天気予報の範囲では強く認識されている。このため、各国の気象機関において、より精度の良い解析値を得るための高度化への取組みが進められてきた。気象庁においても、2001 年に全球解析に 3 次元変分法を導入したことをはじめとして、2000 年代に現業数値予報システムで用いるデータ同化手法を最適内挿法から変分法へと移行した（竹内 2002; 石川・小泉 2002）（各データ同化手法については次節を参照）。後述のように変分法では、観測で得られる物理量が、風、気温、水蒸気量といった数値予報モデルが必要とする物理量と一致しない場合にも、観測値を直接同化することが可能となる。先進的なリモートセンシング技術を応用した観測により、膨大な量の情報が取得可能となり、この観測を数値予報において活用することは極めて重要である。変分法によるデータ同化システムは、リモートセンシングによる観測をはじめとする多様な観測を利用する基盤となっている。

データ同化により作成される解析値は予報モデルの初期値として利用されるほか、観測データのない領域や要素についても、均一で使いやすい形式で提供されることから、実況値の代替として、検証・評価・監視などにも幅広く利用されている。一方、上述のように、第一推定値、観測値ともに誤差を持つ量であり、結果として得られる解析値にも必ず誤差が含まれている。したがってその利用にあたっては、これが常に真の値であると受け取ることのないよう十分留意する必要がある。

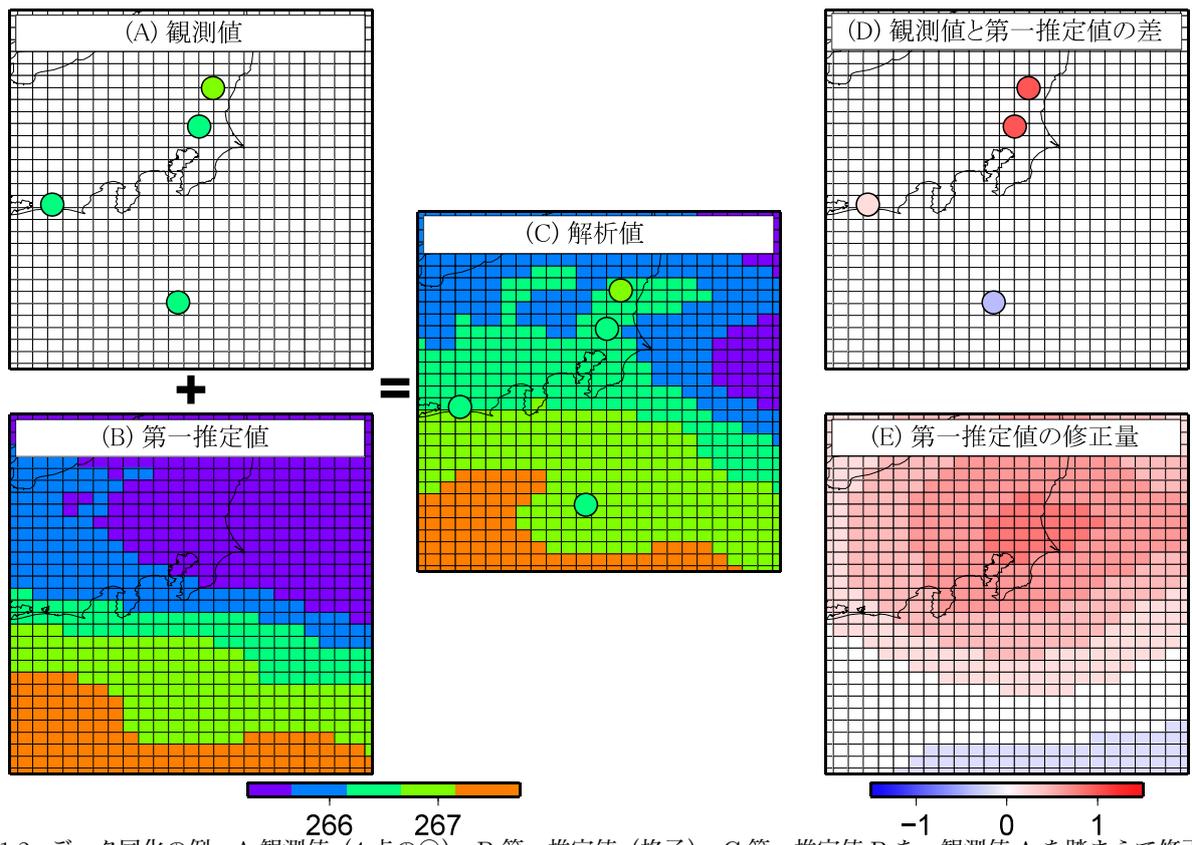


図 3.1.2 データ同化の例。A:観測値 (4 点の○)、B:第一推定値 (格子)、C:第一推定値 B を、観測値 A を踏まえて修正して得られた解析値 (○は観測値)、D:観測値と第一推定値の差 (A-B)、E:第一推定値の修正量 (解析インクリメント)(C-B)。

### 3.2 データ同化手法

ここではデータ同化手法について、気象庁で採用されている手法を中心に簡単に解説する。

#### 3.2.1 4次元変分法

「4次元変分法」は、数値予報モデルを活用して、空間的・時間的に広範囲かつ様々な種類の観測データを同化する手法である(露木 1997, 2002)。

大気現象は3次元空間(東西・南北・高さ方向)に存在し、時々刻々と移り変わっている。解析時刻の観測データだけでなく、その前後の一定時間内に観測されたデータも活用することで、時間発展を含めた大気現象の実態をとらえることにより、精度の高い解析値を得ることが可能となっている。

4次元変分法の概念図を図 3.2.1 に示す。4次元変分法を用いたデータ同化では、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により、第一推定値と観測値の両方に最も近い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、背景誤差と観測誤差に応じて重み付けしたものとして定

義され、簡単に書けば以下のようなになる。

$$\text{評価関数} = \frac{(\text{解析変数} - \text{第一推定値})^2}{2 \times (\text{背景誤差})^2} + \frac{(\text{解析変数} - \text{観測値})^2}{2 \times (\text{観測誤差})^2}$$

評価関数の値が一番小さいものが最適な値とみなされる。最初に解析値のたたき台として第一推定値を用いて数値予報モデルを実行し、あらかじめ設定された時間範囲内にある全ての観測からその予報がどの程度離れているかを評価関数で判断する。なお、この時間範囲を「同化ウィンドウ(同化窓)」という。次に、数値予報モデルを考慮して、評価関数をより小さくするにはどのような修正を解析値に与えればよいかを探索する。そして、そのような修正を加えた解析値を初期値として再び数値予報モデルを実行する、という繰り返し計算になる。これ以上繰り返しても評価関数の値が小さくならないと判断されたところで終了<sup>3</sup>となり、その時に保持している値が最終的に解析値として出力される。数値予報モデルを繰り返し実行することになるためその計算量は膨大であり、計算量を減らすために、第一推定値を求めるモデル(アウターモデル)の解像度よりも、繰り返し計算で使われるモデル(インナー

<sup>3</sup> 現業数値予報システムでは、初期時刻から一定時間内に予測結果を提供する必要があるため、繰り返し計算の回数に上限を設け、上限に達した場合には最適解の探索を打ち切る。

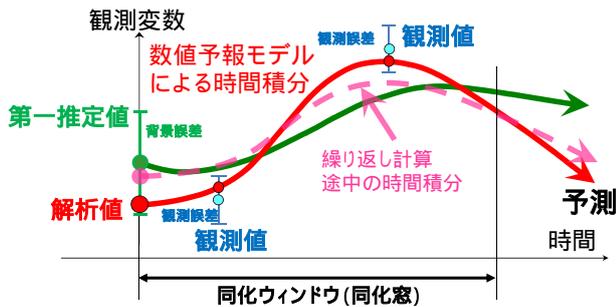


図 3.2.1 4次元変分法概念図。第一推定値を初期値とした予測値(緑)に対して、観測値に近づくように少し第一推定値を修正した初期値からの予測値(桃色の破線)。評価関数(本文参照)がこれ以上小さくならないと判断された解析値からの予測値(赤)。

モデル)の解像度を落として計算するという手法が用いられる。

4次元変分法は、精度の良い初期値が必要である全球解析やメソ解析で用いられている。

### 3.2.2 3次元変分法

4次元変分法では、空間の3次元に時間の1次元を加えた4次元で解析を行うが、「3次元変分法」では大気状態の時間変化は考慮せずに、様々な観測が解析時刻に得られたと仮定して、その時刻の大気場を解析する。評価関数を用いて繰り返し計算により解析値を求める点は4次元変分法と同様だが、数値予報モデルを実行しないため、その計算量が少ない。その反面、大気場の力学的な時間変化が考慮されないため、必ずしも力学的にバランスのとれた解析値が得られない欠点がある(図3.2.2)。つまり、この解析値を初期値として数値予報モデルを実行した場合、4次元変分法で解析した初期値から実行した場合と比べて予測精度が落ちる。

3次元変分法は、より迅速な処理が求められる局地解析と毎時大気解析で用いられている。

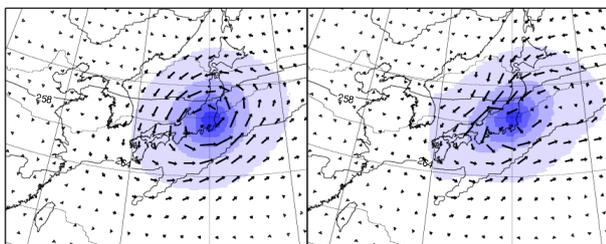


図 3.2.2 気温の一点観測をそれぞれ3次元変分法(左)と4次元変分法(右)を用いて解析した場合の第一推定値の修正量(解析インクリメント)。矢羽は風のインクリメント、カラーコンターは気温のインクリメント、等値線は気温の解析場である。3次元変分法ではインクリメントは基本的には等方、一方4次元変分法では気温の等値線に沿った変形したインクリメントとなる。

### 3.2.3 最適内挿法

「最適内挿法」は、変分法よりも前に主流だったデータ同化手法である。この手法では、観測データの第一推定値からのずれを、観測誤差や予報誤差の統計情報を考慮して第一推定値の格子に内挿し、第一推定値を修正する。この処理に使用される観測は、モデルで扱われる気温や風、湿度などの物理量の観測でなければならない。このため、衛星リモートセンシングで得られる放射輝度温度などの観測は、直接は利用できず、これらを利用するためには何らかの手法でモデル物理量に事前に変換する必要がある。変換することで観測が持つ本来の情報が一部失われる、もしくは劣化する。このことは、大量の衛星観測データを利用する今日の客観解析では大きな制約となる。また、3次元変分法同様、数値予報モデルを用いておらず、大気場の力学的な時間変化が考慮されていない。このため、近年の大気データ同化ではほとんど用いられなくなった。

最適内挿法は、力学的なバランスを重視しない地上解析や積雪解析などにおいては現在も使用されている。

### 3.2.4 アンサンブルカルマンフィルタ

「アンサンブルカルマンフィルタ」は、アンサンブル予報のメンバーから予報誤差を見積もり、解析誤差(解析値の誤差)が最小となるように最適解を求めるデータ同化手法である。解析値を初期値として用いる場合、初期値には解析誤差で表される程度の不確か性があるが、アンサンブルカルマンフィルタは、解析値と同時に、解析誤差を反映した初期摂動が得られ、これを用いて次のアンサンブル予報を行う、データ同化システムとアンサンブル予報システムを融合したサイクルとなっている(三好2006)。変分法データ同化システムでは、過去の一定期間のデータから統計的に計算した予報誤差(「気候学的背景誤差」)を用いているが、本手法では気象場に応じた予報誤差を利用する点が優れている。また、4次元変分法の繰り返し計算で利用するインナーモデルが不要であることも、開発コストを抑えるという点で大きな利点である。一方、基本的に線形理論に基づいているので、非線形性が強くカオス的な振る舞いをする大気解析には向いていないなどの指摘もある。

アンサンブルカルマンフィルタの効率的な実装である「局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)」(Hunt et al. 2007)が、次世代の現業データ同化手法の候補の一つである。LETKFは、全球アンサンブル予報システム(GEPS)の初期値摂動を作成するために利用されている。

### 3.2.5 ハイブリッドデータ同化

基本的な変分法データ同化では、気候学的背景誤差のみを用いているが、これにアンサンブル予報から見積もられる予報誤差を組み込み、予報誤差の扱いを拡

張ることが出来る(藤田 2010; 幾田 2014)。従来の高度な変分法データ同化システムをベースに、アンサンブルカルマンフィルタの利点でもあったアンサンブル予報から見積もられる予報誤差を利用することで、解析値の精度の向上が期待出来る。これを「ハイブリッドデータ同化」といい、次世代の現業データ同化システムの候補の一つである。また、アンサンブル予報と変分法を組み合わせた様々な手法が考案されており、今後の研究に期待される(横田 2017)。

### 3.3 気象庁のデータ同化

ここでは、気象庁で現業的に実施されているデータ同化の概略を述べる。気象庁のデータ同化システムの仕様については、第 A.1 節を参照願いたい。

#### 3.3.1 全球解析

全球解析は地球大気全体の解析であり、大気解析手法には 4 次元変分法を用いている(門脇 2005; 西嶋・室井 2006)が、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。

第 1.7 節でも述べたとおり、予報モデルに初期値を提供するための「全球速報解析」と、観測データの待ち受け時間を長く確保して解析予報サイクルとしての精度を重視した「全球サイクル解析」の 2 種類の運用が行われている。

速報解析による解析値は全球モデル、全球アンサンブル予報の初期値に使われる。地上解析値は、数値予報モデルの初期値としては用いない<sup>4</sup>。

#### 3.3.2 メソ解析

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。全球解析と同様、大気解析手法には 4 次元変分法を用いている(本田・澤田 2008, 2009)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。解析値はメソモデルの初期値に使われる。地上解析値は数値予報モデルの初期値としては用いられない。

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いるが、解析雨量、レーダー反射強度や GNSS 可降水量データなど、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(石川 2010; 幾田 2011)。また、衛星輝度温度データの直接同化も 2010 年より行っている(計盛 2011)。

#### 3.3.3 局地解析

局地解析は日本列島を覆う東アジア領域の大気解析であり、解析手法としては、3 次元変分法と予報を 1 時間毎に繰り返す手法を用いている(永戸ほか 2012; 幾田

2015)。その解析値は局地モデルの初期値に使われる。

速報性を重視していることから観測データの待ち受け時間は 30 分に設定している。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同化することにより、特に大気下層の解析精度向上を図っている。2017 年からは晴天域の衛星輝度温度データと土壌水分量データの同化も開始した(幾田 2017)。

#### 3.3.4 毎時大気解析

日本を中心とする東アジア領域の大気解析であり、その解析手法には 3 次元変分法が利用されている(藤田 2007, 2008; 原・工藤 2017)。この解析は速やかに実況監視資料を提供することを目的としており、予報モデルの初期値としては利用されない。

迅速性をより重視するため、観測データの待ち受け時間は 20 分と、局地解析の 30 分よりもさらに短く設定している。さらに実況監視資料という毎時大気解析の利用目的を重視し、観測誤差を小さく設定することで、解析値が観測値に近い値となるようにしている。

#### 3.3.5 その他のデータ同化

全球アンサンブル予報システムの大気摂動手法の一つとして LETKF が導入されている(山口 2017; 太田・堀田 2016)。但し、アンサンブルメンバーの初期値としては、全球速報解析による解析値をベースにしており、LETKF でアンサンブル予報用の初期値は作成していない。

海面水温解析によって海面水温の解析値が作成される(栗原ほか 2006)。その解析値は全球モデルをはじめとする各種数値予報モデルの下部境界条件として用いられる。

積雪解析(全球モデル用は積雪深解析、メソモデル用は積雪域解析)によって、積雪深あるいは積雪域の解析値が作成される(中村 2009)。その解析値は各数値予報モデルの地表面状態として用いられる。利用される観測データは、地上観測(SYNOP)であるが、国内のアメダスや米国の極軌道衛星 DMSP による観測も一部では用いられる。

このほか、海洋データ同化によって海洋の解析値が作成されており、季節予報モデルの海洋の初期値として使われる(石崎ほか 2009)。

### 3.4 各解析で用いられる観測データ

表 3.4.1 に各解析で実際に同化されている観測と観測要素を示す(2018 年 10 月現在)。地上リモートセンシングや衛星観測はその多くがモデルの物理量ではなく、観測量がその観測要素で直接同化されている。なお、各観測の詳細については第 2 章を参照されたい。

<sup>4</sup> 実況監視を目的に、観測データに寄せた解析を行っており、数値予報モデルの初期値としては最適なものとはなっていない。

表 3.4.1 気象庁のデータ同化システムで利用される観測要素 (2018 年 10 月現在)

		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			
			反射強度(*1)			
	解析雨量		降水量			
	地上GNSS(*2)	遅延量	可降水量			
疑似観測	台風ボーガス	気圧、風				
	大気追跡風	風				
静止衛星	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		反射強度(*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) LEOGEOは低軌道衛星(LEO)と静止気象衛星(GEO)の合成プロダクト

### 3.5 データ同化の将来

数値予報におけるデータ同化は、観測データの持つ情報を数値予報モデルの初期値に適切に反映させる重要な過程である。初期値の精度向上を通して数値予報の精度を向上させるために、データ同化技術の高度化に努めていく必要がある。

スーパーコンピュータの性能が飛躍的に向上したことを受けて、数値予報モデルの解像度も高くなっている。精度の高い詳細な初期値を得るためには、解析時点での大気の状態や第一推定値としても使う予測値の精度を一層考慮して行くことが求められる。このためにも、現業数値予報システムへハイブリッドデータ同化を導入していく必要がある。

また、リモートセンシング技術の向上に伴い、利用出来る観測データの量も近年飛躍的に増え、「観測ビッグデータ」の時代を迎えている。観測データからより多くの情報を引き出すためのデータ同化の技術開発に取り組む必要がある。

上記の開発を通して、初期値で顕著現象をしっかり捉え、的確に予測できるように数値予報の精度向上に努める必要がある。実況からナウキャスト、数値予報へとシームレスにつなげ、防災気象情報の高度化に努めたい。

#### 参考文献

幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-12.  
 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.  
 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.  
 石川宜広, 2010: 地上 GPS データのメソ解析での利用. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 54-60.  
 石川宜広, 小泉耕, 2002: メソ 4 次元変分法. 数値予報課報告・別冊第 48 号, 気象庁予報部, 37-59.  
 石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 藤井陽介, 辻野博之, 石川一郎, 吉岡典哉, 倉賀野連, 蒲地政文, 2009: MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, 76, 特別号, S1-S15.  
 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.  
 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, 2011: メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 3-8.  
 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.  
 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計、衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73, 特別号, S1-S18.  
 竹内義明, 2002: 全球 3 次元変分法. 数値予報課報告・

- 別冊第 48 号, 気象庁予報部, 17–36.
- 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.
- 中村貴, 2009: 全球積雪深解析. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 11–14.
- 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.
- 原旅人, 工藤淳, 2017: 毎時大気解析の変更. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61–65.
- 藤田匡, 2007: 毎時大気解析の高度化. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 98–101.
- 藤田匡, 2008: 毎時大気解析の改良. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58–61.
- 藤田匡, 2010: 流れに依存する背景誤差. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 73–83.
- 本田有機, 澤田謙, 2008: 非静力学メソ 4 次元変分法. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–52.
- 本田有機, 澤田謙, 2009: 非静力学メソ 4 次元変分法の現業化. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 65–71.
- 三好建正, 2006: アンサンブル・カルマンフィルタ～データ同化との融合～. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 80–99.
- 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.
- 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4章 数値予報モデル\*

### 4.1 数値予報モデルの概要

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ることができない。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。コンピュータで解くことから、これを「数値的に解く」とも言う。数値予報モデルは、数値予報全体の流れの中で中心的な役割を果たしており、大気の状態をできるだけ忠実に表現する能力を持つことが望ましい。

数値予報モデルにおいて、考慮されている過程を図4.1.1に示す。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。これらの現象を波で表現して考えると、天気予報が対象とする大気中の波動は、総観規模の傾圧不安定波やロスビー波、そしてスケールの大きな内部重力波である。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。一方、音波などのスケールの小さい波動は、天気予報が対象とする大気現象に影響を与えることはほとんどなく、数値予報モデルでは必ずしもすべてが正確に解かれているわけではない。

本章では、専門家が必要としている詳細には踏み込まず、各計算手法のねらいを中心に概要を解説する。なお数値予報モデルが対象とする気象、大気科学の基礎的知識については、小倉(2016)や、日本気象学会(1998)などを参考にしていきたい。

### 4.2 基礎方程式

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。

#### (1) 運動方程式

図4.1.1の大気の流れ(風)を支配する方程式である。大気は3次元空間の中を運動するので、方程式も水平(2方向)と鉛直(1方向)の3つにより記述される。

##### (1-1) 水平方向(2方向)

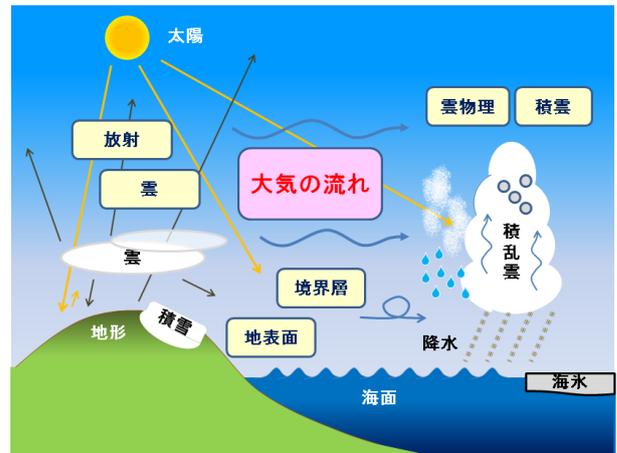


図 4.1.1 数値予報モデルで考慮される過程

$$\begin{aligned} \boxed{\text{水平速度の時間変化率}} &= -\boxed{\text{水平速度の移流}} \\ &+ \boxed{\text{地球自転の効果(コリオリ力)}} \\ &+ \boxed{\text{水平の気圧傾度力}} \\ &+ \boxed{\text{外力}} \end{aligned}$$

##### (1-2) 鉛直方向

$$\begin{aligned} \boxed{\text{鉛直速度の時間変化率}} &= -\boxed{\text{鉛直速度の移流}} \\ &+ \boxed{\text{地球自転の効果(コリオリ力)}} \\ &+ \boxed{\text{鉛直の気圧傾度力}} \\ &+ \boxed{\text{重力}} + \boxed{\text{外力}} \end{aligned}$$

「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)は、上記の式に代えて以下の式が用いられる。

$$0 = \boxed{\text{鉛直の気圧傾度力}} + \boxed{\text{重力}}$$

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」という。一方、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」という。

##### (2) 連続の式(質量保存の式)

空気の質量は、水の相転移を除いて、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、(1-2)

\* 本田 有機、坂本 雅巳、藤田 匡、室井 ちあし

の代わりにこの式と (1-1) による水平方向の風の計算結果を用いて、上昇流が求められる。

$$\boxed{\text{空気密度の時間変化率}} = - \boxed{\text{密度の移流}} + \boxed{\text{収束・発散による密度変化}}$$

### (3) 熱力学方程式

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。

$$\boxed{\text{温度の時間変化率}} = - \boxed{\text{温度の移流}} + \boxed{\text{断熱圧縮・膨張による変化}} + \boxed{\text{非断熱加熱}}$$

### (4) 水蒸気の方程式

大気の水蒸気の変化に関する方程式である。

$$\boxed{\text{比湿の時間変化率}} = - \boxed{\text{比湿の移流}} + \boxed{\text{相変化に伴う加湿}}$$

### (5) 気体の状態方程式

大気の状態に関する関係式である。気圧、密度、温度の3つの変数の間には以下のような関係がある。

$$\boxed{\text{気圧}} = \boxed{\text{空気密度}} \times \boxed{\text{気体定数}} \times \boxed{\text{温度}}$$

### (6) その他

雲をより詳細に表現するために、水蒸気のほかに、水物質の形態として雲水・雨・雲氷・雪・霰を扱う場合（例えば、第 4.5.3 項で述べるバルク法の雲物理）はそれぞれについて水蒸気の方程式と同様の式を考える。この他、大気乱流エネルギーや地中温度などの物理量の方程式を考える場合がある。

## 4.3 数値予報モデルの全体構造

第 4.2 節で見たように、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、それにある時間を掛けること（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。

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て、「力学過程」（または「力学フレーム」）と呼ぶ。一方、それ以外の外力、非断熱加熱、相変化に伴う加湿の効果を計算する部分と、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総称して「物理過程」と呼ぶ（原 2012a）。前者について第 4.4 節で、後者について第 4.5 節でそれぞれ解説する。なお、計算手法のことを「スキーム」と呼ぶことがある。例えば「移流スキーム」「境界層スキーム」などと呼称されることもあり、考案者の名前をとって「荒川-シューバートスキーム」などと呼ばれることもある。

## 4.4 力学過程

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。

### 4.4.1 座標系・空間離散化

#### (1) 座標系

一般に物理法則は、3次元空間をターゲットとして直交座標系で記述される。このまま解くことも可能であるが、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（図 4.4.1）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（図 4.4.2）。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。従って、特に予報領域が広いモデルにとっては投影法の利用が重要である。

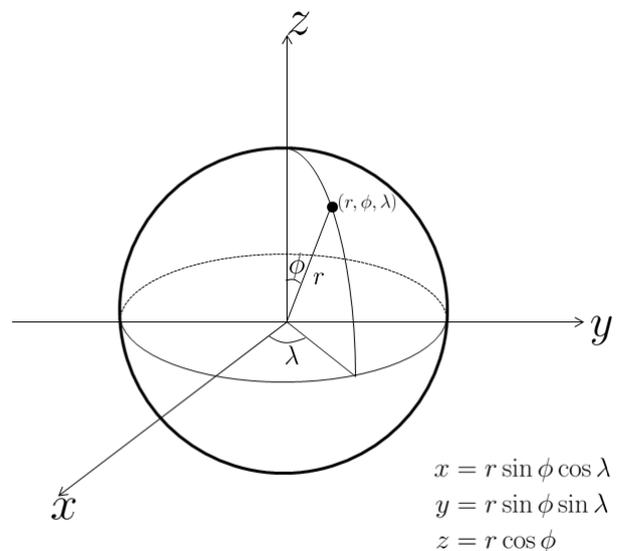


図 4.4.1 球座標系

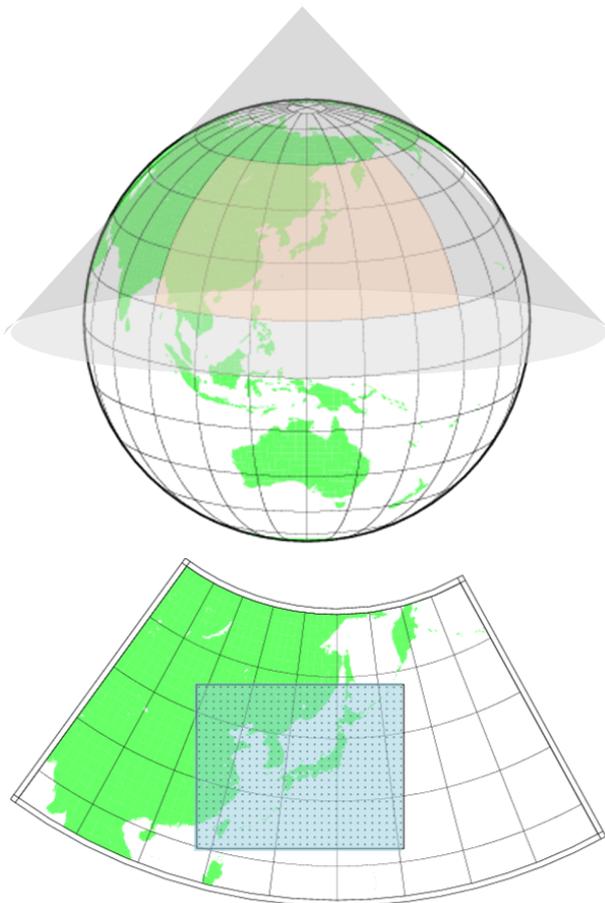


図 4.4.2 ランベルト座標系。円錐に投影し、上図のオレンジ色の領域から下図の長方形の範囲（水色）を切り出して、予報領域とする。

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（図 4.4.3）。気圧座標系のメリットとして、気圧に対する高度や気温という値で測定できる観測とは比較しやすいこと、デメリットとしては下部境界の気圧は一定値ではないため、等圧面は海上でも下部境界と平行にならず、取り扱いを複雑にする必要が生じることがあげられる。高度座標系ではこのメリットとデメリットが逆になると考えて良い。さらに、非静力学モデルでは気圧（もしくは密度）が予報変数になるため気圧座標系を採用することは原理的に困難で、高度座標系が利用されることが多い。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（図 4.4.3、石田 2008）。

## (2) 空間離散化

一般に大気中のさまざまな物理量は、図 4.4.4 の「元の分布」のような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

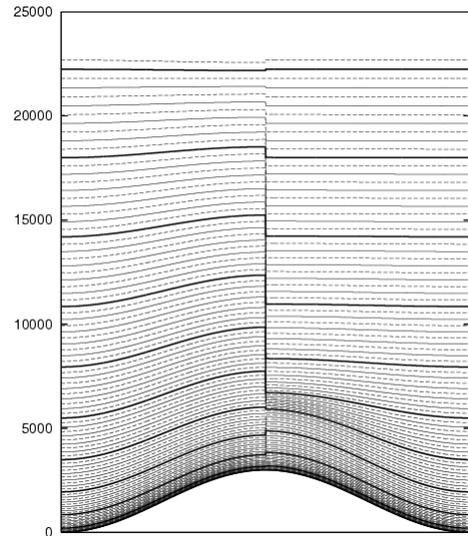


図 4.4.3 最下層で地形に沿った層配置を取る高度座標を基本とする鉛直座標系の例。一番上まで地形の影響が残る鉛直座標系（左）と高度 1 万 m を超えた辺りで地形の影響がなくなるハイブリッド座標（右）。

る。このとびとびの値への置き換えを「離散化」という。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（図 4.4.4）。格子点法には計算手法により有限差分法、有限体積法、有限要素法などがあり、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」と呼ぶ。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。格子点法を簡易に示すと、図 4.4.4 で示したように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、一方スペクトル法は遠方の格子も含めて波の重ねあわせに変換して、波数毎の振幅に変換した変数に微分などの演算を扱う手法である。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。

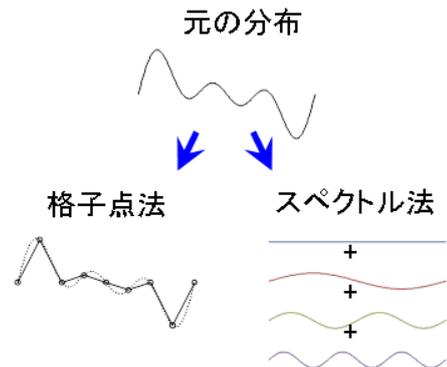


図 4.4.4 格子点法とスペクトル法の模式図

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 (宮本 2005)。

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は、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 (図 4.4.5)。

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、本研修テキストや様々な資料では、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、赤道には 1920 個の格子点がある。赤道では地球一周が約 40000 km であるため、東西方向の格子間隔は約 21 km、北緯 30

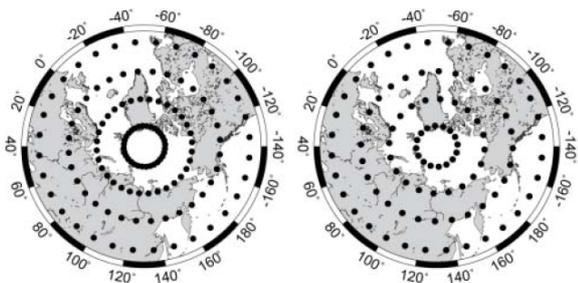


図 4.4.5 標準ガウス格子 (左) と適合ガウス格子 (右) (TL15 の例)

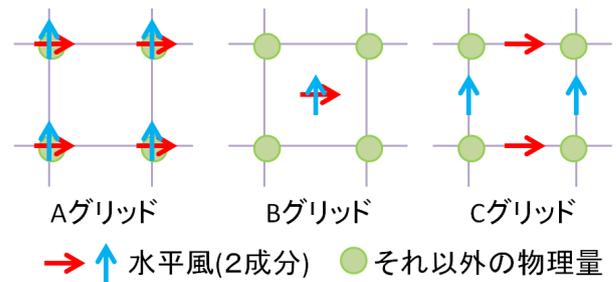


図 4.4.6 格子点法で使われる様々な配置

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的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。様々な解像度・切断波数に対する格子間隔を表 4.4.1 に示す。

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 (図 4.4.6)。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 (気象庁予報部 2014) では、荒川 C グリッド (図 4.4.6 の右) 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。

鉛直方向についても、水平方向と同様の原理であるが、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。従って、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 (気象庁モデルの設定は図 4.7.3 を参照)。

#### 4.4.2 時間積分と計算安定条件

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。第 4.4.1 項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」<sup>1</sup> と呼ぶ。

<sup>1</sup> タイムステップと同義。

空間離散化で、例えば格子間隔を 20 km とするよりも 1 km とした方が、精度が高いという事情と同様、時間方向も 1 時間間隔よりも 1 分間隔で計算を行った方が一般的には精度が良い。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」<sup>2</sup>というものがある。

$\frac{\text{格子間隔}}{\text{積分時間間隔}} > \text{流れの速さ、または波の位相速度}$

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）ことになる。例えば、格子間隔 10 km のところを風速 50 m/s の風が吹いていれば、CFL 条件から決まる積分時間間隔の上限は  $10000/50 = 200$  秒となる。実際の気象では場所によって風速が異なるが、場所によって積分時間間隔を変えることはしないため、最も厳しい（風速が大きい）場所における制限が適用されることになる。この積分時間間隔のとり方には、最初から厳しい気象条件を想定して、ある固定の積分時間間隔を予め決める場合と、その時の大気の流れに応じて積分時間間隔をその都度決める場合とがある。

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（図 4.4.7; 松村 2000）。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。

<sup>2</sup> CFL とは、この条件を提唱した Courant 氏、Friedrichs 氏、Lewy 氏の頭文字からとったものである。流れの計算を行う場合に物理的に起き得ない追い越しを判定する Lipschitz 条件もあり、これも提唱者の名前にちなんだものである。

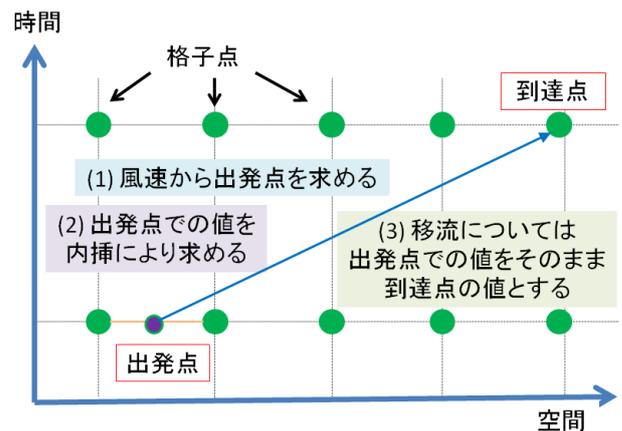


図 4.4.7 セミラグランジュ法の模式図

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いう。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 秒程度であるが、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。

#### 4.4.3 その他

上記のほか、数値積分を安定に実行するために、数値拡散やダンピングといった、元々の物理法則にはない処理が加えられることがある。

「数値拡散」は、モデルで表現される最小スケールの波にエネルギーが過度に蓄積するのを防ぐために、小さなスケールの波を人工的に減衰させる処理である。

全球モデルの上層付近では、大気中の波動の偽の反射を防ぐことを主な目的として、「スポンジ層」と呼ばれる緩衝帯が設けられる。領域モデルでは、上部境界と側面境界付近に「緩和領域」が設定される。緩和領域では上部・側面の境界条件を与えるモデルとの地形や解像度ギャップを抑え、境界値と予測が大きくずれないようにするため、徐々に外側モデルの値に近づけるダンピングが行われる。緩和領域内の予測値については、ダンピング処理をおこなっていない数値予報モデルの内側と比較して、精度が低下することがある。緩和領域の影響を避けるため、領域モデルの計算領域は予測対象となる地域に対して十分広く取ってある。

#### 4.5 物理過程

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。数値予報モデルで考慮されている主な物理過程の模式

表 4.4.1 スペクトルモデルの切断波数と格子間隔の関係

切断波数	本研修テキストでの標記	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

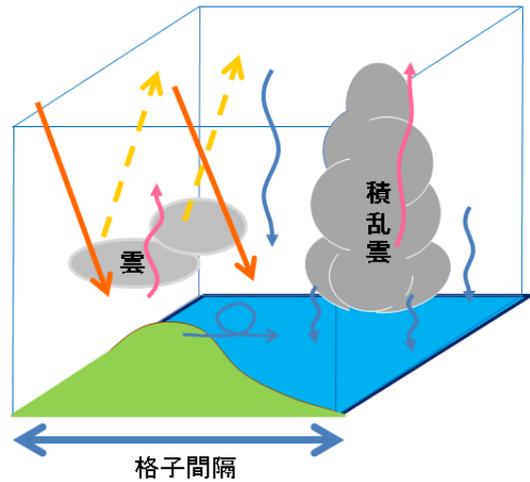
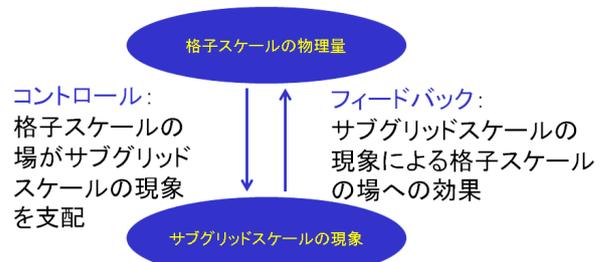


図 4.5.2 サブグリッドスケールの現象の模式図

図を図 4.5.1 に示す。

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。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（図 4.5.2）を近似的に評価することを「パラメタリゼーション」という。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、図 4.5.3 のように、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



コントロールとフィードバックとの関係を定式化

図 4.5.3 パラメタリゼーションとは

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みカニズム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みカニズムには未解明の部分が依然多い。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になる。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。

ここでは、現在の数値予報モデルで考慮されている物理過程のうち主なものについて、概要を解説する。本来、物理過程を積雲過程、境界層過程などと厳密に分類することはできず、その分け方は人為的なものであり、数値予報モデルによってその分け方の詳細は異なる。ここでは、多くのモデルに共通する大きな分類に従って説明する。

以下では、なるべく基本的な共通の考え方について解説を行っているが、物理過程・パラメタリゼーションには様々な種類があり、格子間隔による特性の違い

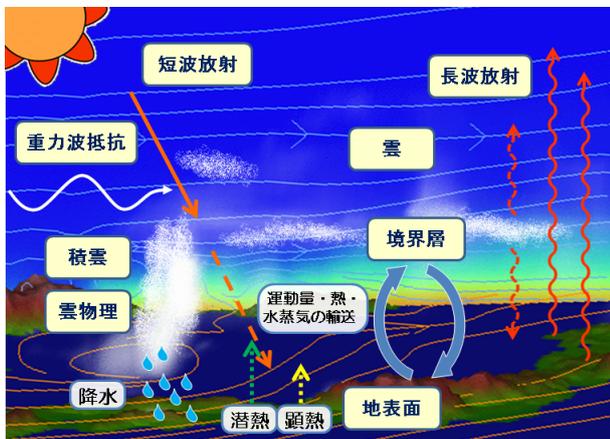


図 4.5.1 数値予報モデルの物理過程の模式図

など、それぞれの数値予報モデルに適した形で改良や調整も数多くなされている。細かい点についてはモデル毎に差異があり、実際とは異なる説明も含まれていることはご了解いただきたい。

#### 4.5.1 積雲

積雲は、特に熱帯で顕著に発生・発達し、熱や水蒸気の鉛直輸送に大きな役割を果たし、ひいては大気大循環に大きな影響を与えている。また熱や水蒸気を鉛直方向に分配した結果として、水蒸気が凝結する。凝結した水蒸気は降水として落下するか、雲水・雲氷として放出される。

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、数値予報モデルの予想は、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想になってしまう。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(小森 2012)。

ここでは、代表的な積雲対流パラメタリゼーションをいくつか紹介する。手法により考え方の違いが大きいが、大気中に成層不安定な状態があり、これを運動エネルギーに変換して熱、水蒸気、運動量を鉛直輸送して成層安定な状態にする、という基本的な役割は共通である。

##### (1) 湿潤対流調節

大気の鉛直分布が条件付き不安定である場合に対流が発生したと考え、安定となるように温度と水蒸気の鉛直分布を調節する(図 4.5.4)。不安定かどうかの判定は、モデルの隣り合う鉛直層の値を比較して行われる。場の安定度のみに着目しており、現実の積雲のふるまいを十分に考慮していないことから、現在となつては古典的な手法と言える。

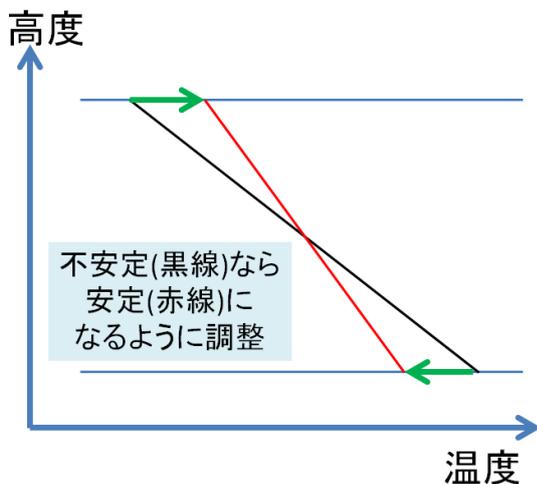


図 4.5.4 湿潤対流調節の模式図

#### (2) マスフラックススキーム

マスフラックススキームと呼ばれる積雲対流パラメタリゼーションでは、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。積雲の中の大気は、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。浮力がなくなり上昇流が止まった高度がマスフラックススキームの計算の上端となる。この上端で上昇流の空気は全て放出される。また、積雲の内部では雨滴の蒸発による冷却や落下する降水粒子の摩擦による対流性下降流、積雲の外では積雲内の上昇流に対応した補償下降流ができる。

ここではマスフラックススキームのうち、ケインフリッチスキームと荒川シューバートスキームを紹介する。ケインフリッチスキームでは格子内の積雲の効果を代表的なひとつの積雲で代表させているのに対して、荒川シューバートスキームでは複数の積雲を個別に扱っているという点が異なる。気象庁メソモデルでは前者、全球モデルでは後者が、それぞれ採用されている。

ケインフリッチスキームでは、モデルの各格子あたり、ひとつの積雲(一組の上昇流と下降流、そして補償下降流)を考える(図 4.5.5)。持ち上げ凝結高度まで断熱的に持ち上げた気塊の仮温度が、格子スケールの大気の仮温度よりも高ければ、その気塊は浮力を持つと考えて積雲を発生させる。メソモデルでは混合層の高さや地表面の熱フラックスに基づいた摂動が考慮されて、地形や風の収束による大気の上昇が弱い場合に積雲対流スキームを発動させる工夫を行っている(原 2017)。発生した積雲では、雲底と雲頂だけではなく中間の高度でも、周囲の大気とエントレインメントやデトレインメントにより熱や水蒸気が混合される。

荒川シューバートスキームでは、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(図 4.5.6)。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、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。また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する。

#### 4.5.2 雲

大気中の水は気体・液体・固体の状態で存在し、晴れ、曇、雨、雪など天気予報とも密接に関係している。数値予報モデルにおいても、パラメタリゼーションに

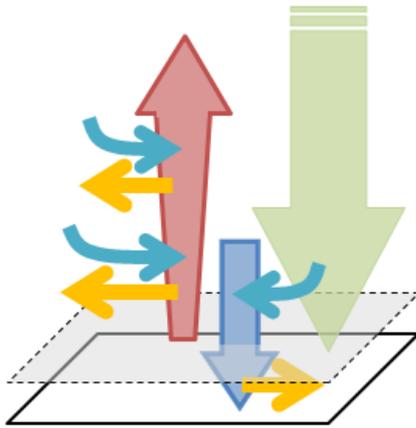


図 4.5.5 ケインフリッチスキームの模式図。赤、青の鉛直方向の矢印はそれぞれ上昇流、下降流に伴うマスフラックス、水色、黄色の水平の矢印はそれぞれエントレインメント、デトレインメント、緑の下方向の矢印は補償下降流を示す。

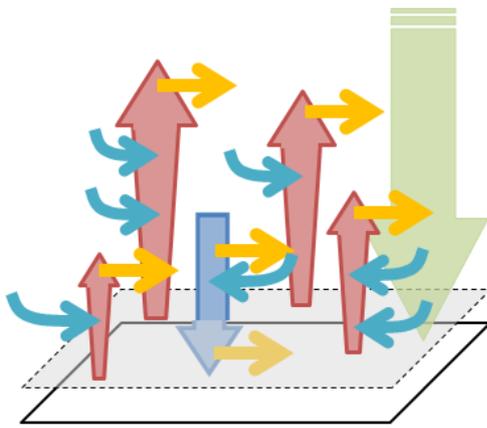


図 4.5.6 荒川-シュバートスキームの模式図。矢印の意味は図 4.5.5 と同じ。

より適切に取り扱う必要がある。

雲の大きさは様々であり、格子間隔が大きい数値予報モデルでは、格子の中に部分的に雲が存在している状態「部分雲」を考える必要がある。部分雲の過程では、モデル格子内の雲量と水蒸気や雲水など水物質の分布や部分的な凝結を考慮することになる。全球モデルとメソモデルでは、部分雲を取り扱っている。

以前は部分雲を考慮せず、格子スケールで大気が過飽和の状態になれば凝結が起こるとする「大規模凝結」が用いられていた。近年では水蒸気や総水量から診断的に雲量を求めるなど簡便な雲や、さらに雲量を予報する形式、時間発展を考慮して記述するスキームへと高度化が進みつつある(中川 2012)。部分雲を考えるスキームとしては、次のものがある。

#### (1) スミス (Smith) スキーム

水蒸気と雲水量を合計した量(総水量)が格子内で一様ではなく、ある確率密度関数に従って分布してい

るとされている。総水量が予報されるが、雲量、雲水量は時間変化率を求めて時間積分を行うのではなく、各時間ステップで平衡に達していると考えて、診断的に求められる。

#### (2) テイドケ (Tiedtke) スキーム

比湿や雲水量に加え、雲量が予報される。これにより、雲が移流する効果を直接考慮することができる、また長い時間をかけて徐々に消滅していく雲、といったものも表現可能となっている。

### 4.5.3 雲物理

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。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である(原 2012b)。微細な雲物理という意味で「雲微物理」と呼ぶこともある。一般に、現業の数値予報モデルの雲物理は、計算時間との兼ね合いなどから、研究用の雲物理よりも簡略化されている。雲物理は、格子間隔の小さいモデルで格子平均値について用いられることもあれば、積雲過程や雲過程の中で取り扱われることもある。

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。ほかに、形態に加えてさらに粒径をいくつかのカテゴリーに分けて、大きさのグループ毎に状態を記述する方法があり、これを「ビン法」という。しかし計算コストが大きという課題があり、現在の数値予報モデルで利用されている雲物理は「バルク法」である。

バルク法の雲物理では一般に、水の形状は水蒸気・雲水・雨・雲氷・雪・霰と分類される(図 4.5.7)。このそれぞれについて粒径分布を仮定して粒子の数と質量をあらわす変数として、「数濃度」と「混合比」を用いる。数濃度を診断的に求めて混合比のみを予報変数とするスキームを「1モーメントスキーム」、両者を予報変数として用いているものを「2モーメントスキーム」と呼ぶ。前者は計算は少なくなるが、粒径分布の表現の幅が制限されるという欠点がある。すべての状態量を2モーメントスキームにするのではなく、一部のみ2モーメントにする手法や、1モーメントスキームで(気温依存性の導入など)粒径分布を拡張する手法が用いられることがある。

### 4.5.4 放射

大気中には可視光・赤外線を中心にいろいろな波長の電磁波が飛んでいる。この伝播とそれによるエネル

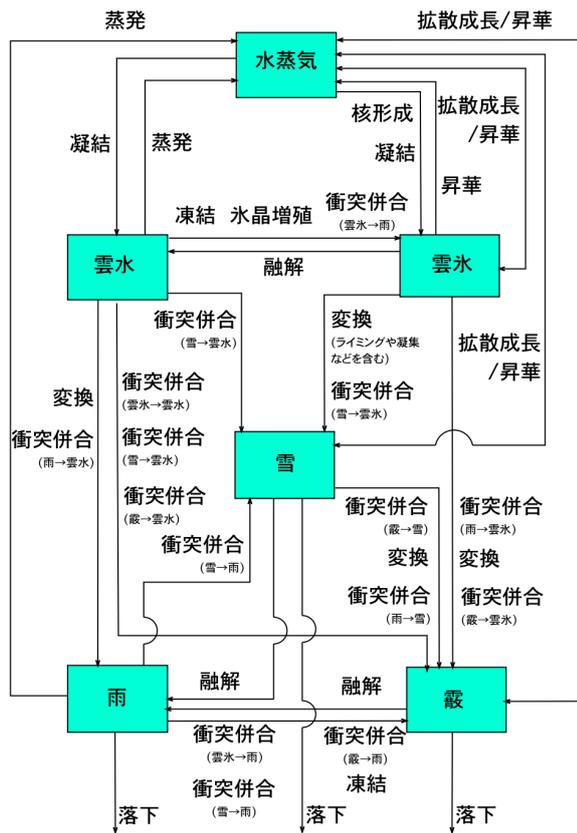


図 4.5.7 雲物理の模式図

ギーの吸収・放出を表現するのが放射過程である (長澤 2012)。放射過程は、大きく短波放射と長波放射に分けて計算される。大気は太陽からの短波放射によって加熱され、大気自ら長波放射を出して冷却されている。大気中に雲があることで太陽からの日射を反射・吸収し地面に到達する放射量を減少させるとともに、雲から長波放射が周囲に出ることにより周囲の温度分布に影響を与える。放射過程は、地上気温の予測精度や雲の生成・消滅にも直接影響するとともに、大気の熱収支全体をコントロールする非常に重要なプロセスでもあり、長期間の予測精度にも重要な過程である。

雲がある場合の放射の計算はかなり複雑になり、それぞれの格子における雲をどのように決めるのか、雲が放射に与える効果をどのように考えるか、鉛直方向に雲がどのように重なっているか、などが問題となる。この雲が放射に与える効果については、雲の不透明度に相当する「光学的な厚さ」を便宜上計算し、これを放射で利用することが行われている。また、雲の重なり方(「オーバーラップ」と呼ぶ)については、無相関に重なっている「ランダムオーバーラップ」、必ず最大限に重なっている「マキシマムオーバーラップ」、および隣り合う層は重なっていて他はランダムという両者の組み合わせの「マキシマムランダムオーバーラップ」がよく用いられる。ランダムオーバーラップは計算コストが低い鉛直層数に依存する(層数が

多くなれば全雲量が大きくなる)という欠点がある一方、マキシマムオーバーラップは下層雲と上層雲がお互いに全く関係なくても常に重なり合っている事になり、あまり現実的でない。

放射は地球大気の成層状態を精度よく表現するために重要な物理過程のひとつであるが、計算時間がかかることが難点である。第 4.3 節で述べたように、数値予報モデルではいろいろな効果の時間変化率を各格子点、各時刻について求めることが原則であるが、放射については空間・時間方向とも「間引き」が行われることがある。これにより計算時間を短縮することが可能となる。

#### 4.5.5 地表面

地表面は、地球の表面のうち陸上についてそこに生育する植生の状態や積雪の有無などを反映させることで、海面とあわせて地球大気の下境界条件として、運動量・熱・水蒸気を大気に与える役割を果たす(草開 2012)。地表面と呼ばれるが、多くの場合は表面だけではなく地中の土壌の温度や水分量といった状態も取り扱われる。地表面過程は放射と同様、地上気温などのプロダクトに直接影響を与えるほか、大気の成層状態に大きな影響を与えることから、長期間の予測精度にも重要な過程である。

全球モデルや気候研究用のモデルの陸上部分では、「陸面モデル」と総称されるやや複雑なモデルがよく利用される(図 4.5.8)。陸面モデルは、キャノピー(樹木および灌木の林冠)・地面(下草または裸地面)・積雪・土壌などにより構成される。キャノピー・下草を表現する植生の種類には例えば、広葉樹や針葉樹、砂漠といった分類が用いられる。植生の種類や状態、気孔の開き度合いなどに応じて、大気との熱交換・蒸発散の効率を大きく左右する「抵抗」というパラメータ

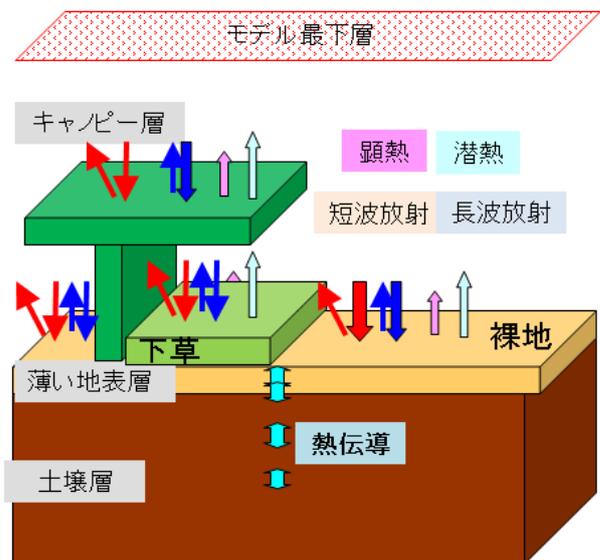


図 4.5.8 地表面(陸面モデル)の模式図

を変化させることによって、夏は葉が茂り冬は枯れるといったことも考慮し、熱・水蒸気輸送の日変化や年変動を表現する。ただし、樹木が徐々に伸びていくといった植生の経年変動は、現業数値予報モデルでは考慮されていない。降雪と地上気温などを考慮して積雪の量、温度、水分量、密度を予測する。土壌では地表被覆（植生の種類、積雪の有無）や、土壌の状態などを考慮して温度と水分量を予測する。大気から凝結して落下した降水は土壌に染み込み、一部は土壌深くまで達して地下水となって流れ出る（ランオフ）ほか、蒸発散により大気へと戻っていく、といった過程も表現される。

予報時間が短いメソ・局地モデルでは、「SLAB」と呼ばれる簡便な地表面がモデル化されている。このモデルではキャノピー層における乱流や放射伝達を陽に考えずに、地表面と地中8層のあわせて9層を配置し、熱伝導方程式を解くことにより各層の地中温度を予測する（図 4.5.9）。地表面の種類を陸、海、雪、海水と4つに分類、すなわち陸面としては陸と雪の2つに分類（これは「陸面モデル」の分類数よりも大幅に少ない）し、最下層の温度については気候値を与えている。最上層である地表面については、土地利用の情報を考慮したパラメータ（粗度や熱伝導率など）の調整を施している。簡便であり地上気温の予測にはある程度は有効であるが、（メソモデルの SLAB では）土壌水分量を正確に考慮していないなど精度には限界があり、例えば乾燥した日が続き日中の気温が上がる猛暑は、この手法で直接予測するには限界がある。

地球表面のうち海面の効果についても、数値予報モデルの中ではこの地表面で取り扱われる。海と陸とでは熱容量が大きく違い、地球大気の状態を表現するには海面の効果も正しく表現することが必要である。短期予報・週間予報のモデルでは海洋の状態を予測することはせず、海面水温を下部境界条件として与え、境界

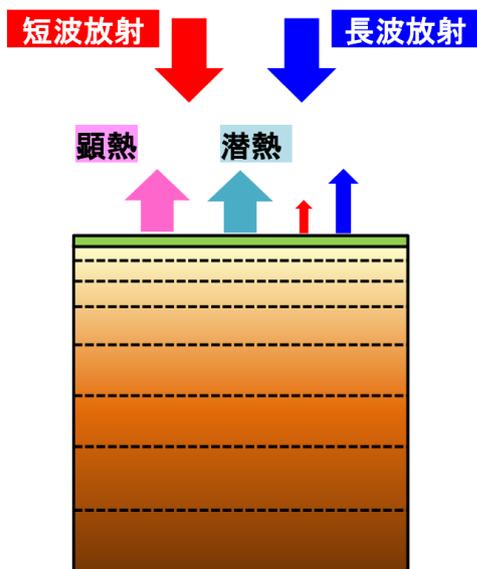


図 4.5.9 地表面 (SLAB) の模式図

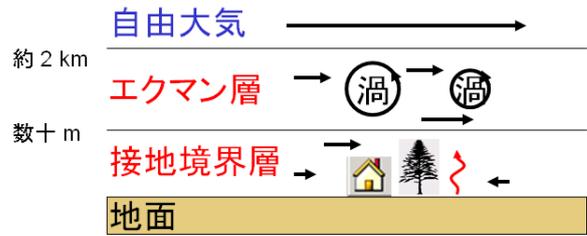


図 4.5.10 大気境界層の模式図

層過程によりその効果を取り入れることが一般的である。さらに予報時間が長い季節予報では、大気海洋結合モデルも利用される。大気海洋結合モデルでは、大気モデルと海洋モデル、それぞれ時間積分が行われ、一定の時間間隔毎に大気モデルの最下層の下向きフラックスと海洋モデルの海面での上向きフラックスを交換することにより、相互のフィードバックが考慮される。

#### 4.5.6 境界層

大気の上層とは異なり、地表面付近では乱流が卓越し、それによって運動量、熱、水蒸気の鉛直輸送が行われている。この高さ 2 km 程度までの大気の層を「大気境界層」といい、その上の層は「自由大気」と呼ばれる。この大気境界層で生じている現象のスケールは、現在の数値予報モデルの分解能よりもかなり小さいため、乱流による輸送がもたらす効果はパラメタリゼーションの対象である（米原 2012）。

大気境界層はさらに、「エクマン層」と「接地境界層」に分けられる。地表面付近では、運動量や熱の鉛直輸送量は高さによらず近似的に一定とみなされる。この高さ数十メートルの層を接地境界層と呼ぶ（図 4.5.10）。接地境界層を考えるためには、地表面状態に関する情報も必要となる。大気境界層の中では、対流や移流といった大規模な運動以外に渦拡散などの効果による熱、水蒸気、運動量などの輸送を考慮する必要がある。現実大気に近い予測ができるように、これらのスケールの小さい輸送効果を考慮するために接地境界層の上にエクマン層を想定して、境界層過程の計算を行っている。

境界層のパラメタリゼーションは、ある物理量を格子平均とそこからのズレに分けて考えることにより、モデルに取り入れられている。格子平均の値は数値予報モデルの格子点値そのものである。一方、そこからのズレは当然ながら未知であり、これを何らかの方法で格子平均の値を用いて近似的に表すこと（クロージャー）が必要となる。この近似的な手法としては、「メラ- (Mellor)-山田のクロージャーモデル」が頻繁に用いられる（米原 2012）。

#### 4.5.7 重力波

重力波過程では、周期の比較的短い重力波による効果を取り扱う。大気中には様々なスケールの重力波があるが、周期が短く空間スケールの小さい重力波によ

る効果は、積分時間間隔が長く格子間隔が広い数値予報モデルでは直接表現できないため、パラメタリゼーションの対象である(金浜 2012)。

一般に小さなスケールの重力波には地形によるものと、活発な対流などから生じる地形以外の要因によるものがある。地形による重力波抵抗とは、山岳などに風があたることにより波が発生し、それが上空に伝搬してつぶれるときに風を減速させ、大きな循環にも影響を与えるものであり(図 4.5.11)、大気下層の運動量を上空に輸送するという役割を持つ。地形等により発生する重力波は、上空の風を減速させる効果があることから、この効果を模した計算を「重力波抵抗」と呼ぶこともある。地形以外の要因による重力波は、対流の活発な場所などから生じて、中層大気へエネルギーを輸送する働きなどがある。

全球モデルでは地形によるものと、地形以外によるものの両方が考慮されている。一方、メソモデルでは解像度が十分高いため、この効果はサブグリッドではなく、力学過程で直接表現されているとみなし、重力波抵抗は導入されていない。

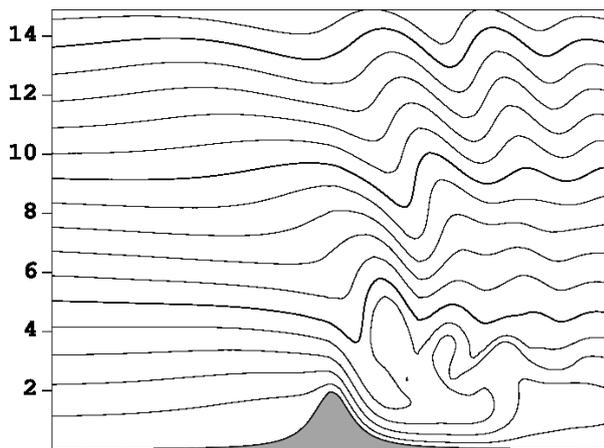


図 4.5.11 地形性重力波抵抗の模式図。左から右へ風が吹いた場合に山の上方に山岳波(定常波)が発生して上空の流れに抵抗が生じることを模式的に示した。

## 4.6 アンサンブル予報

第1章の概要でも述べたように、数値予報の目指すところは天気予報の客観化であり、大気の状態の把握と予測を高い精度で行うことに重点をおいた技術開発が進められてきた。その結果、現在の数値予報の精度は予報業務にはなくてはならない水準にまで達している。一方で、大気を持つカオスの性質「初期値鋭敏性」により、初期値の誤差が時間積分を進めるにつれ急速に増幅し、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。また、誤差の成長の速度は大気の状態にも大きく依存することも知られている。この

ようなことから、数値予報モデルの初期値などに小さな摂動を加えて作成した複数の数値予報の集団(アンサンブル)から大気の状態を確率的に把握し、予測情報の確からしさを得るための手法がアンサンブル予報である。(経田 2016)。

図 4.6.1 に、決定論的予報(上図)とアンサンブル予報(下図)による平成 30 年台風第 5 号の進路予報について示す。上図の赤線と下図の青線(コントロールラン、摂動を入れない)の予測ではこの台風の中心位置を概ね予想できている。しかし、これらの決定論予報だけでは、予想の不確かさが評価できず、伊豆諸島付近を中心が通過する以外の進路をとる可能性について評価することができない。下図のアンサンブル予報の結果を使えば、台風中心の進路についてどのような可能性があるかについて情報を得ることができる。図 4.6.1 の事例では、決定論予報が実際の進路より離れている時間帯についても、アンサンブルメンバーのばらつき範囲に実際の進路が含まれており、決定論予報の不確かさを考慮して、実況を捕捉することができている。このように、決定論的予報では得ることができない不確か性に関する情報をアンサンブル予報で得ることができる。

一般に大気の不確か性を考慮したアンサンブル予報のためには

- (1) 初期値の誤差
- (2) 数値予報モデルの不完全性による誤差
- (3) 海面水温など境界条件の誤差

を考慮する必要があるとされている。

このうち(1)の初期値の誤差については、微小な「摂動」を初期値に意図的に加えることにより表現できる。初期値の誤差は場所によって大きく異なり、観測のみから特定することはできない。また摂動が、天気予報に意味がある(時間とともに成長する)誤差を表現していることが望ましいが、ランダムに摂動を加えただけでは、予測の不確か性を正しく考慮することは難しい。そこで、成長する誤差を合理的に取り出すために活用されるのが「初期摂動作成手法」である。その中のひとつの手法である「特異ベクトル(SV)法」とは、ある「評価時間」でこれから最大に線形成長する摂動を検出する手法である。この手法では、通常の数値予報モデルより簡略化し解像度も落としたモデルを線形化し、これを用いてどここの摂動が予測不確か性に重要そうかが計算される。また、第 3.2.4 項で述べたアンサンブルカルマンフィルタなどのアンサンブルデータ同化では、第一推定値や観測値の持つ誤差を勘案し、大気の流れによって場所や時間によって変動する解析誤差に基づいたアンサンブル摂動が得られる。これらをアンサンブル予報の初期摂動に反映する手法も用いられる。

(2)の数値予報モデルの不完全性については、その精度や予測へのインパクトから考えて、数値予報モデル

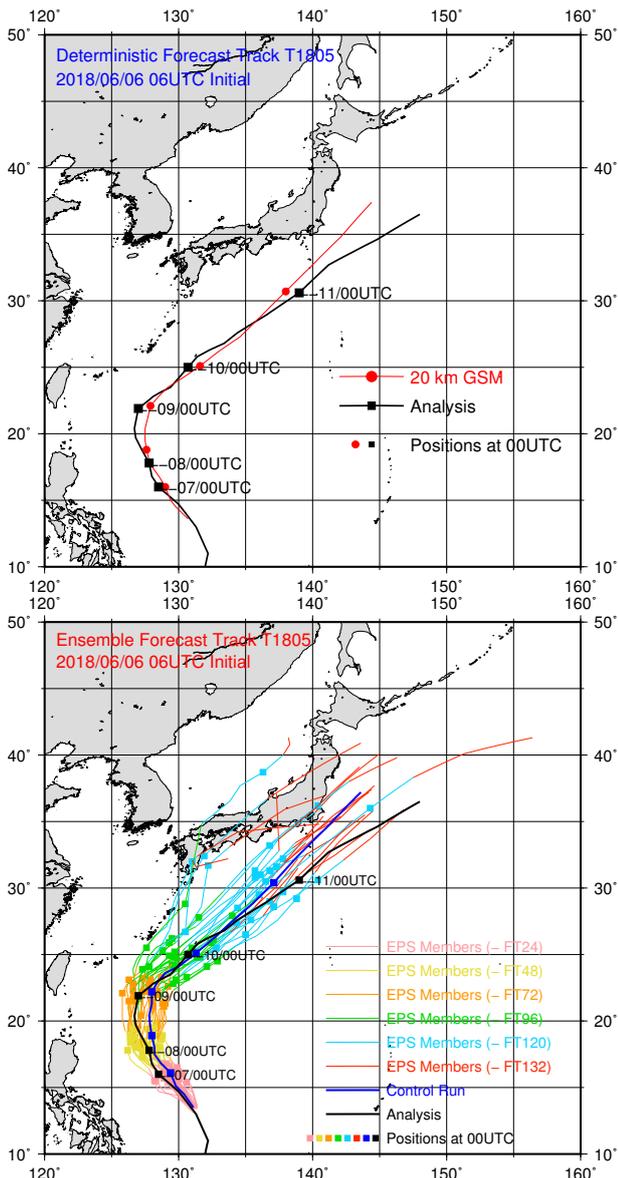


図 4.6.1 平成 30 年台風第 5 号に対する GSM 決定論的予報（上図）と全球アンサンブル予報システム（下図）による台風進路予測図。黒線は気象庁ベストトラック、上図の赤線は GSM の予報、下図の青線は摂動を入れない予報、その他の色がアンサンブル予報の各メンバーの予報による台風中心位置の経路。00UTC の位置に四角のマーカーを付す。

の物理過程に着目した考慮が行われることが多い。「確率的物理過程強制法」では、数値予報モデルの物理過程で計算した予報変数の時間変化率を、ある一定の幅でランダムに変化させることにより数値予報モデルの不確実性が表現される(米原 2010)。このほか、複数の種類の数値予報モデルを実行させる「マルチモデルアンサンブル」の手法も研究では盛んであるが、得られた予測結果を確率情報とみなせるかどうか、特定のモデルが常に精度が高いのではないかと、といった議論もある。

(3) は、境界条件の不完全性を考慮するための工夫が必要だと考えられている。海面水温の誤差については、

台風予報や季節予報、地球温暖化予測などへの影響は従来から指摘されており、過去のデータから統計的に摂動を求める方法から、海洋混合層モデルなどと結合させる方法まで幅広くあり、継続的に取り組んでいく必要がある。また、領域モデルでは、予報時間が進むにつれて側面境界値の影響を強く受ける。領域モデルのアンサンブル予報の実用化にあたっては、側面境界値の不確実性に対応する摂動を考慮することが重要となる。

アンサンブル予報では、膨大な計算結果が一度に得られる。予測結果を一つ一つ確認していくことは、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は困難である。このため、アンサンブル予報の結果を統計的に処理したプロダクトを利用することで、効率的に計算結果を把握して、効果的に利用することが可能となる。代表的なアンサンブル予報のプロダクトを紹介する。これらプロダクトを活用するためには、プロダクトの作成方法や特性などについて理解しておく必要がある。

**アンサンブル平均** 全アンサンブルメンバーの平均。アンサンブルメンバーのばらつき具合が正規分布に近い場合、最も予測精度が良い予報となり、場合によっては決定論的予報よりも精度が高い。

**スプレッド** アンサンブルメンバーの標準偏差。アンサンブル予報のばらつき具合を示す。格子点ごとに計算したスプレッドの図から、数値予報の不確実性が大きな場所を特定することができる。

**スパゲッティダイアグラム** アンサンブルメンバーの等値線図を重ね書きした図。メンバーのばらつき具合を把握することができる。

**確率分布図** 全アンサンブルメンバーに対して、特定の事象が予測されているメンバーの割合を示す図。着目している事象の予測の確からしさを示す。

**箱ひげ図 (EPSgram)** 特定の地点でのアンサンブルメンバーの中央値、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する。また、中央値を太線などで図示する。

#### 4.7 気象庁の数値予報モデル

ここまでは、近年の数値予報モデルで利用されている技術について一般的に述べてきた。ここでは気象庁で現業的に実行されている数値予報モデルについて、具体的に述べる。気象庁の主な数値予報モデルの仕様は付録 A に詳述する。メソモデルと局地モデルの予報領域を図 4.7.1 に、各モデルの日本周辺の地形分布を図 4.7.2 に、各モデルの鉛直層の配置を図 4.7.3 に示す。

#### 4.7.1 全球モデル (GSM: Global Spectral Model)

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20 km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、分解能と精度が高まったことで台風強度のガイダンス作成に利用されることが計画されている(第I部第1.3節参照)。

#### 4.7.2 メソモデル (MSM: Meso-Scale Model)

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。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。

2001年3月に水平10 kmメッシュのモデル(当時は静力学平衡を仮定し、かつスペクトルモデル)として本運用を開始した(萬納寺 2000)。2004年9月に非静力学モデルを導入し、2006年3月に水平5 kmメッシュに高解像度化した。さらに、2013年3月に領域を拡張し(越智・石井 2013)、2017年2月には鉛直解像度を増強するとともに力学過程・物理過程を刷新した新しい非静力学モデル asuca(気象庁予報部 2014)に移行して(原 2017)、現在に至っている。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、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。

#### 4.7.3 局地モデル (LFM: Local Forecast Model)

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。2012年8月に東日本領域で1日8回の運用を開始し(永戸ほか 2012)、その後、2013年5月の仕様拡張で、日本を覆う領域での1日24回の運用に移行して(永戸ほか 2013)現在に至っている。2015年1月には、メソモデルに先がけて、新しい非静力学モデル asuca の導入を行っており(原ほか 2015)、数値予報モデルはメソモデルと同様 asuca である。ただし

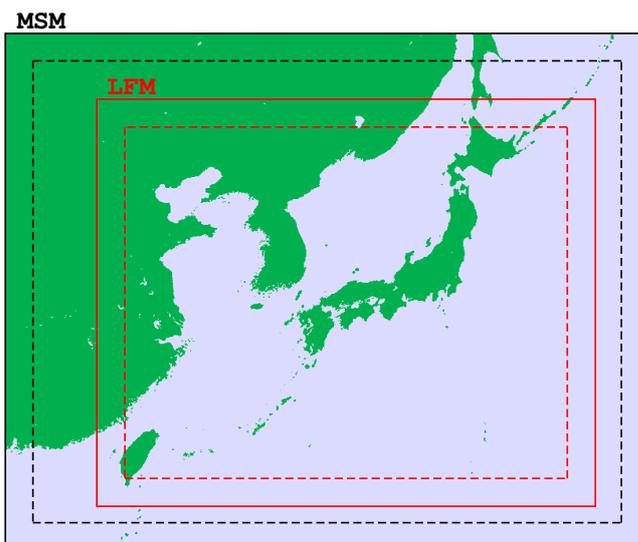


図 4.7.1 メソモデルの予報領域(黒実線)と局地モデルの予報領域(赤実線)を示す。それぞれの領域において、破線の外側は側面境界の緩和領域(第4.4.3項参照)。

積雲対流過程については、積雲対流の発生初期における鉛直輸送の表現を主目的としたパラメタリゼーションを用いている(河野・原 2014)。

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、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。

#### 4.7.4 全球アンサンブル予報システム

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もので、2017年1月から週間天気予報と台風進路予報の支援のために運用を開始した(山口 2017)。

予報モデルは全球モデルの低解像度版の水平約40 kmメッシュ(TL479)鉛直100層のモデルで、物理過程は20 km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。

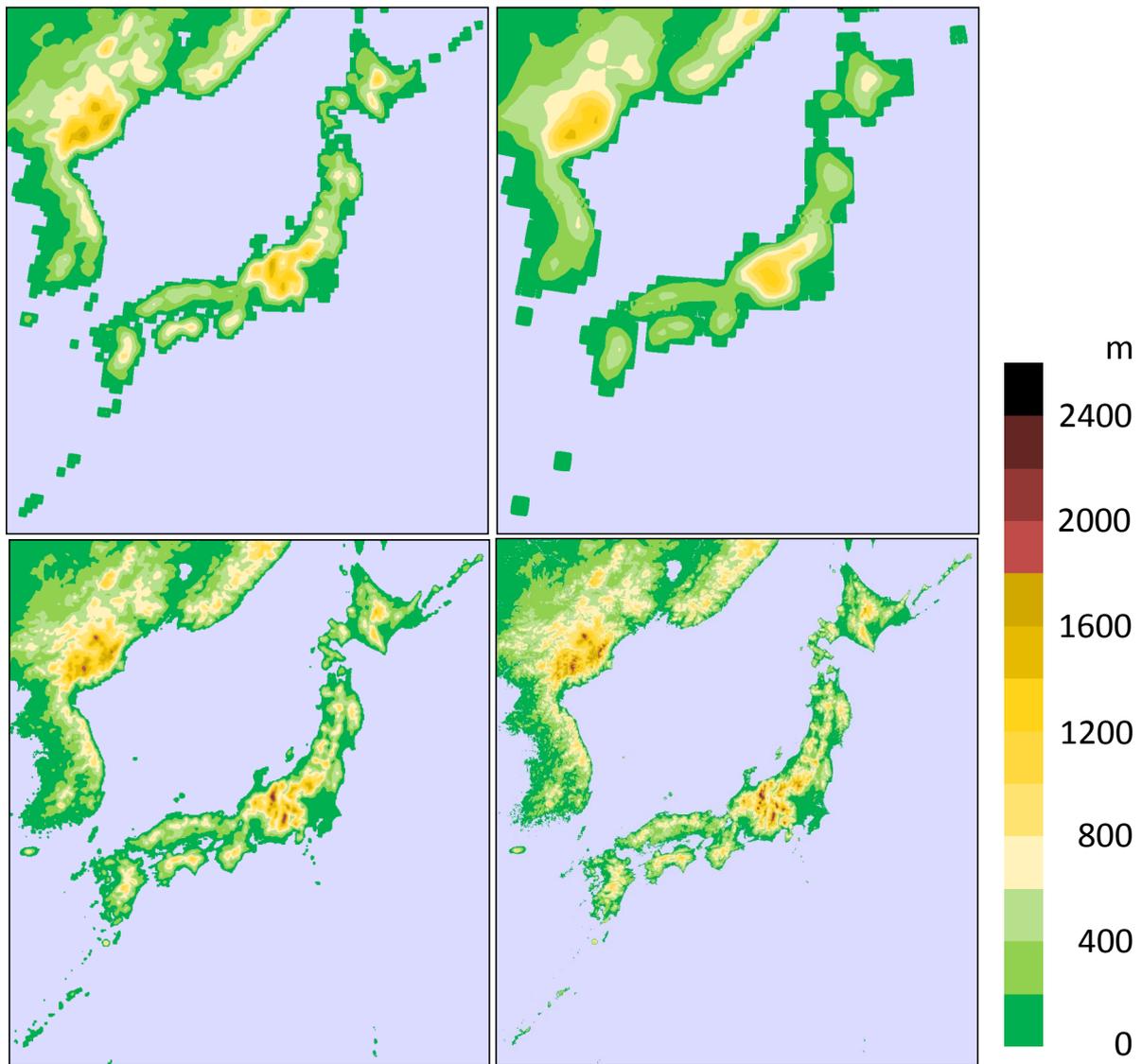


図 4.7.2 数値予報モデルの地形（日本周辺のみ）。全球モデル（左上）、全球アンサンブル予報モデル（右上）、メソモデル（左下）、局地モデル（右下）。

#### 4.7.5 その他の数値予報モデル

他に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。

#### 4.8 数値予報モデルの将来

気象庁は、決定論的数値予報システムとして、全球・メソ・局地モデルの3つを現業運用している。このライ

ンナップはこの先10年は継続するだろう。水平格子間隔は、全球モデルは2007年に20 kmに、メソモデルは2006年に5 kmに高解像度化されて以来変わっていない。局地モデルも運用開始当初の2012年から2 kmと変化はない。一方、スーパーコンピュータの性能は大幅に向上しており、また、きめ細かな気象情報の提供が求められている状況を踏まえ、今後高解像度化をしていくことになるだろう。世界トップクラスの数値予報センターではすでに水平格子間隔として10 km前後の全球モデルを運用しており、同程度まで全球モデルは高解像度化していくことを目標とする。また、領域（メソ・局地）モデルも高解像度化していくことになるだろう。

高解像度化することにより、より詳細な予測結果を提供出来るようになるが、予測精度を向上させるた

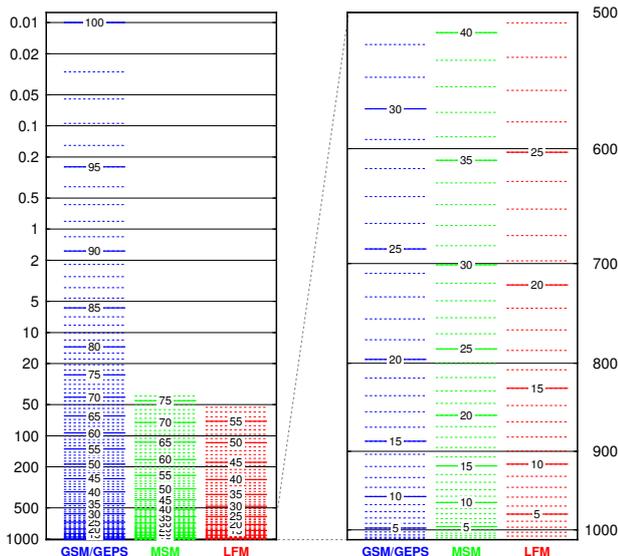


図 4.7.3 鉛直層の配置。縦軸は単位 hPa。線上に層番号を示す。左から、全球モデル、メソモデル、局地モデル。右図は、左図の地上から 500hPa までを拡大したもの。

めには、解像度に適した物理過程を開発する必要がある。高解像度になることで、格子点値を用いて陽に表現できる現象のスケールも小さくなり、サブグリッドスケールの扱いを見直す必要が生じ、従来の手法を見直さなければならない。これは「グレーゾーン」問題と言われ、世界中で多くの研究者が取り組んでいる課題である。一方で、複雑な物理過程の計算に、人工知能 (AI) を活用する研究も進められている。最先端の科学技術も活用しつつ、新しい物理過程の開発を進めていくことになる。

確率論的予測については、2017年に複数のシステムが統合され、全球アンサンブル予報システムの運用が開始された。一貫した気象・気候情報の提供に向けて更に一步踏み出した。2019年にはメソアンサンブル予報システム (MEPS) の運用が開始され、メソモデルの予測結果の信頼度情報などが提供可能となる。防災情報として確率情報をどう活用していくのかはまだ模索段階かもしれないが、情報の提供のあり方として、決定論的予測に加えて確率情報・信頼度情報は今後も求められていく。いずれは局地モデルのアンサンブル予報システムの開発にも着手することになるだろう。

更に多くの数値予報システムが将来的には存在することが予見されるが、この他に、海洋モデル、高潮波浪モデル、化学輸送モデル、海水モデルなどそれぞれ独立した数値予報モデルが存在する。現実には、大気と海やエアロゾルなどの大気質などは相互に影響しあっている。それぞれのシステムの目的に沿った数値予報システムの予測精度向上・仕様高度化のために、他のモデルとの結合も視野に入れていく必要があるだろう。また、様々なスケールの決定論的予測と確率的予測の情報を統合した最適な情報の作成も模索する必要がある。

る。これらを「階層的な開発」と称して、推進していくことになるだろう。

## 参考文献

- 石田純一, 2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 27-43.
- 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.
- 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.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-41.
- 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, 2016: 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, 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.
- 小倉義光, 2016: 一般気象学 (第 2 版補訂版). 東京大学出版会, 320pp.
- 越智健太, 石井憲介, 2013: 領域拡張・予報時間 39 時間化されたメソモデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-17.
- 金浜貴史, 2012: 重力波抵抗. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 100-110.
- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108-117.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151pp.
- 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.
- 経田正幸, 2016: はじめに. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 1-3.
- 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.
- 小森拓也, 2012: 積雲対流. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 42-69.
- 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.
- 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, 2012: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 90-99.
- 日本気象学会, 1998: 新教養の気象学. 朝倉書店, 144pp.

- 原旅人, 幾田泰醇, 伊藤享洋, 松林健吾, 2015: asuca が導入された局地数値予報システム. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-23.
- 原旅人, 2012: 数値予報モデルにおける物理過程の役割. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 2-7.
- 原旅人, 2012: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 76-89.
- 原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-47.
- 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.
- 松村崇行, 2000: セミラングランジュ法. 数値予報課報告・別冊第 46 号, 気象庁予報部, 67-84.
- 萬納寺信崇, 2000: 領域モデル (RSM, MSM, TYM). 平成 12 年度数値予報研修テキスト、数値予報課報告・別冊第 47 号 合併号, 気象庁予報部, 23-27.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 39-42.
- 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.
- 米原仁, 2012: 境界層過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 8-28.
- 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.
- 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.

## 第5章 ガイダンス\*

### 5.1 応用処理の概要

前章までで述べられたとおり、数値予報は観測データの収集、デコード処理、品質管理、データ同化、数値予報モデルの実行、応用処理といった過程を経て未来の気象状況の予測を行っている（図 5.1.1）。数値予報モデルの実行結果は未来の気象状況を予測した、気温、風、湿度、気圧などの数値データの集まりである。

この数値データは、そのままでは予報官や一般のユーザーが扱いにくいいため、ユーザーが使い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と呼んでいる。さらに、この応用処理によって作成される製品を応用プロダクトと呼んでいる。

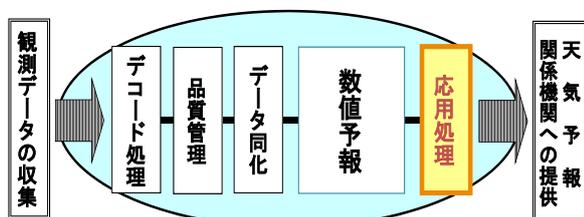


図 5.1.1 数値予報におけるデータ処理の流れ

#### 5.1.1 応用処理の目的

応用処理の主な目的は、数値予報の結果である数値データをユーザーが利用しやすい形式に加工することである。加工された製品は直接、図形式で提供される資料と、ユーザー側で可視化等の処理を行う目的で提供される格子点値 (GPV) や XML 形式などの数値データに分かれる。

図形式の資料としては FAX 図や Web 等で表示が容易な画像ファイルによるもので、ユーザーが気象状況を視覚的に捉えやすく、また特別な処理をすること無く利用できるという利点があり、従来から広く用いられてきた。

図形式以外の応用処理プロダクトは次の 3 つの目的をもって作成している。

- ① 数値データの切り出し。数値予報モデルが出力する膨大なデータからユーザーの利用目的に適した領域・要素等を選択し、形式を整えてユーザーに提供する。
- ② 予報要素へ変換（翻訳）。数値予報モデルが直接予測しない晴れ、曇りなどの天気カテゴリーや発雷確率などの要素を求める。
- ③ 統計的な修正。数値予報モデルの予測には必ず予測誤差が含まれている。応用処理により数値予報データに統計的な修正を行うことで、より精度の

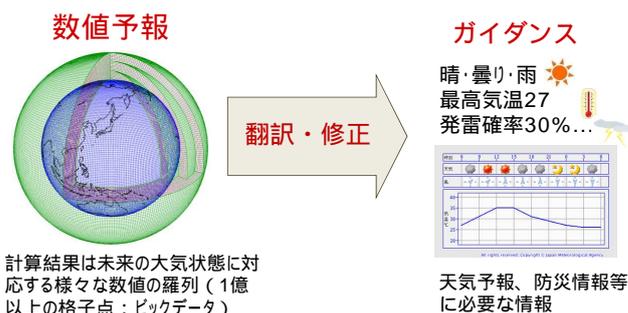


図 5.1.2 ガイダンスのイメージ

良い予測値をユーザーに提供する。

数値データ資料のうち、上記②または③の目的で作成した応用プロダクトをガイダンスと呼び、予報作業や注意報・警報の発表作業、飛行場予報の基礎資料として利用している（図 5.1.2）。なお、ガイダンスについての詳細な参考文献として、数値予報課報告・別冊第 64 号（気象庁予報部 2018）があるので、適宜、参照願いたい。

#### 5.1.2 応用プロダクトの種類

数値予報課で作成している応用プロダクトは以下の 3 種類に大別される。

##### (1) 天気予報・防災気象情報支援資料

天気予報作業や注意報・警報作業等の支援を目的として作成しており、予報作業の基礎資料として利用される（天気予報ガイダンス、防災情報ガイダンス、一般予報用 FAX 図、一般予報用 GPV）。

##### (2) 飛行場予報用支援資料

運航用飛行場予報 (TAF) の発表や飛行場における解説業務の支援を目的として作成しており、飛行場予報やカテゴリー予想の基礎資料として利用される（TAF ガイダンス）。

##### (3) 空域予報等支援資料

航空機が飛行する空域と呼ばれる領域を対象とした予測資料である。航空会社や航空局に提供され、航空機の運航支援に利用されるとともに、気象庁における空域予報作業の基礎資料として利用される（航空用 FAX 図、航空悪天 GPV、ATM 用悪天インデックスなど）。

### 5.2 ガイダンス

#### 5.2.1 ガイダンスの作成手順

気象庁でのガイダンスの典型的な作成手順を図 5.2.1 に示す。まず、過去の数値予報結果とその予報期間に対応する観測データを集める。次に統計手法を選択し、これらの予測値と観測値を統計処理することにより、予測値を観測値に翻訳するルール（これ以降、予測式

\* 石川 宜広

と呼ぶ。)を作成する(図 5.2.1 の縦枠に該当)。予測手法にはカルマンフィルタやニューラルネットワークなどがあるが、これらの予測手法については第 5.2.5 項で述べる。予測式ができれば、この式を最新の数値予報結果に適用することで未来の観測値に相当するガイダンスができる(図 5.2.1 の横枠に該当)。

ガイダンスは、天気予報や防災情報で使われる天気、最高・最低気温、降水確率、降水量、最大風速などを直接予測する資料である。これまでに数値予報の発展と共に、予測精度の向上及び気象庁の予報業務の発展に寄与してきた。

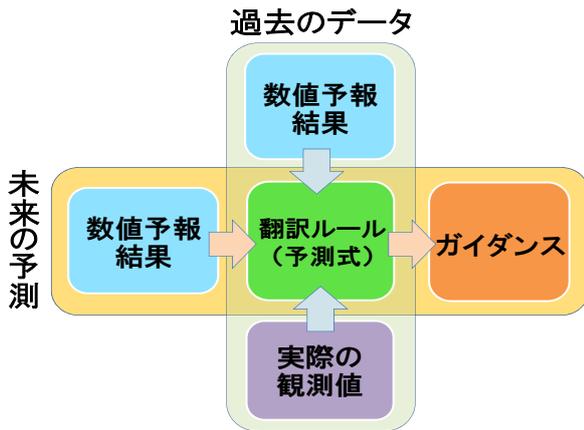


図 5.2.1 翻訳ルール作成の概念図

## 5.2.2 ガイダンスの種類

現在運用中のガイダンスは、警報・注意報や天気予報等の発表を支援することを目的に GSM, MSM, LFM から作成される天気予報ガイダンス・防災情報ガイダンス、飛行場予報・警報等の発表を支援する目的で MSM から作成される TAFM ガイダンス、空域予報の発表を支援する目的で GSM, MSM, LFM から作成される航空悪天 GPV の 3 つに大別される。表 5.2.1、表 5.2.2 及び表 5.2.3 にこれらのガイダンスの一覧を示す。MLR (線形重回帰)、KF (カルマンフィルタ)、NN (ニューラルネットワーク)、LR (ロジスティック回帰)、DM (診断手法)、FBC (頻度バイアス補正)、FC (フローチャート)<sup>1</sup>を略語とする。

## 5.2.3 一括学習型と逐次学習型

気象庁では 1977 年から数値予報と機械学習を用いて、ガイダンスの運用を開始した。当時のガイダンスは、数年分の数値予報のデータと観測データを用いて

<sup>1</sup> 閾値を設定し事象を複数のカテゴリに分類する手法。決定木と異なり、閾値は調査や経験則に基づく。

<sup>2</sup> 天気予報ガイダンスで作成される格子形式のガイダンスを入力とし、空港の周囲 4 格子の内挿値を予測値とする。最大降雪量では周囲 16 格子の最大値とその座標も提供する。

<sup>3</sup> 積乱雲量は MSM, LFM で作成している。

<sup>4</sup> 北太平洋を予測対象とする際は 0.5 度格子、全球を予測対象とする際は 1.25 度格子で作成する。

表 5.2.1 天気予報ガイダンスの一覧

要素	ガイダンス名	統計手法	対象
降水	平均降水量	KF, FBC	20 km 格子 (GSM)
	降水確率	KF	5 km 格子 (MSM)
	最大降水量	NN, MLR	5 km 格子 (LFM)
降雪	雪水比・降水種別・最大降雪量	DM	5 km 格子
	降雪量地点	NN, FBC	アメダス (323 地点)
気温	時系列・最高・最低気温	KF	アメダス (927 地点)
	格子形式気温		5 km 格子
風	定時・最大・最大瞬間風速	KF, FBC	アメダス (927 地点)
天気	日照率	NN	20 km 格子 (GSM)
	天気	FC	5 km 格子 (MSM)
発雷確率	発雷確率	LR	20 km 格子
湿度	時系列湿度	KF	気象官署 (153 地点、特別地域気象観測所含む)
	日最小湿度	NN	
視程	視程分布予想	DM	20 km 格子 (GSM) 5 km 格子 (MSM)

表 5.2.2 航空気象予報ガイダンスの一覧

要素	ガイダンス名	統計手法	対象
気温	時系列・最高・最低気温	KF	国内空港 95 地点
風	定時・最大・ガスト風速	KF, FBC	
	ガスト発生確率	LR	
天気	天気	FC	
視程	視程、視程確率	KF, FBC	
	雲量、雲底高度		
雲	雲底確率	LR	
発雷確率	発雷確率	天気予報ガイダンスから作成 <sup>2</sup>	
降雪	最大降雪量		

表 5.2.3 航空悪天 GPV の要素一覧

要素	統計手法	対象
乱気流指数	LR	0.5 度格子 (GSM) <sup>4</sup>
着水指数	DM	1.25 度格子 (GSM) <sup>4</sup>
積乱雲量 <sup>3</sup> ・雲頂高度	DM	40 km 格子 (MSM)
視程分布予想 (LFM のみ)	DM	10 km 格子 (LFM)
風、気温、湿度などの一般要素	入力とするモデルから内挿	

線形重回帰で予測式を作成し、その予測式でガイダンスを作成する、一括学習型(図 5.2.2)と呼ぶガイダンスのみであった。この方法は係数が変化しないためにガイダンスの予測特性を把握しやすい点で有効であるが、その反面、利用する数値予報が改良などによって特性が大きく変化した場合、最適な予測が出来なくなり、これらのデータが数年間かけて蓄積されるのを待ってから予測式を再作成しなければならなかった。このため、数年の間はガイダンスの予測精度に劣化を招く恐れがあった。

そこで数値予報が変更になった場合にもなるべく早く変化に適合できるような手法として、1996 年からカルマンフィルタ及びニューラルネットワークを使用するようになり、予測式を日々更新できるようになった。これらの手法を用いて逐次的に学習し、予測の度に係数が変化する型のガイダンスを、逐次学習型(図 5.2.3)と呼んで、一括学習型(図 5.2.2)と区別している。

当時は、この逐次学習型の手法は画期的なものとして受け入れられ、多くのガイダンスが一括学習型から

### ガイダンスの概念図（一括学習型）発雷確率の例

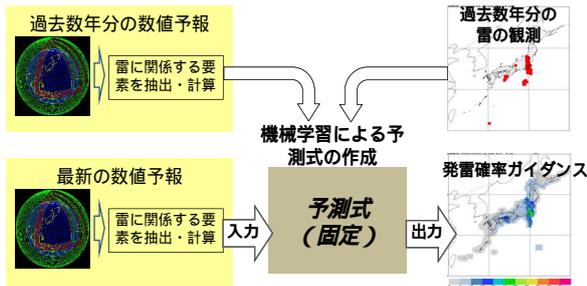
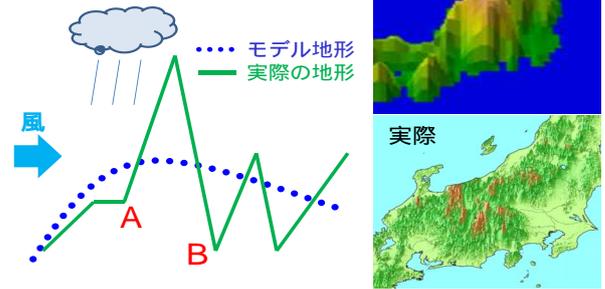


図 5.2.2 一括学習型ガイダンスの作成方法の概念図。発雷確率ガイダンスの例で、予測式はロジスティック回帰で作成される。

### モデル地形と実地形の違い



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

図 5.2.4 地形に起因する系統誤差の概念図

### ガイダンスの概念図（逐次学習型）気温の例

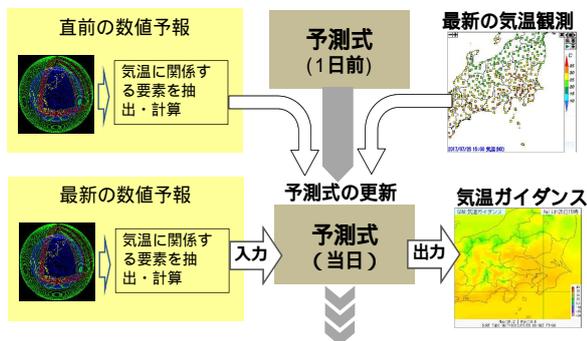


図 5.2.3 逐次学習型ガイダンスの作成方法の概念図。気温ガイダンスの例で、予測式の係数がカルマンフィルタで更新される。

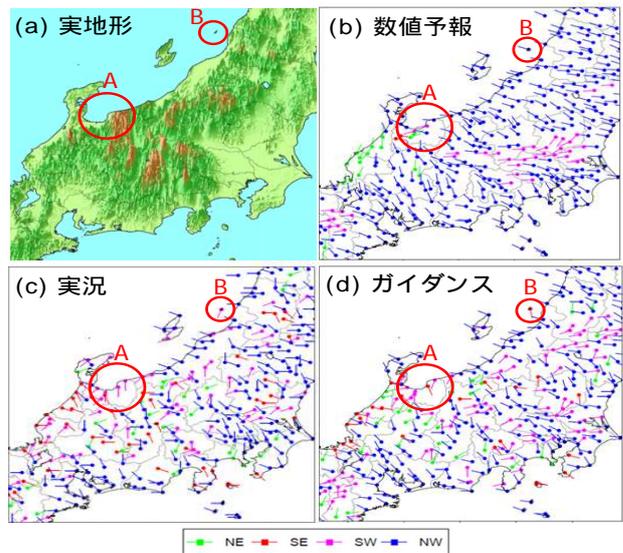


図 5.2.5 ガイダンスの系統誤差修正が有効な例。(a) 実地形、(b) モデル予測、(c) アメダスによる観測。(d) ガイダンスによる予測。矢羽の色は凡例で示した大まかな風向を表す。

逐次学習型に移行した。これにより、数値予報の特性の変化のみでなく、季節や年変化にも日々の学習で追従できるようになった。ただし、逐次学習型は発生頻度が稀な現象の予測に対して有効性が低く、一括学習型の方が良い場合もあるので、現在は両方の学習型が利用されている。

#### 5.2.4 ガイダンスによる系統誤差の修正

数値予報モデルの予測誤差は、ある偏りを持った系統誤差と、それ以外のランダム誤差に分けて考えることができる。系統誤差は、統計的な修正をすることにより軽減できる。一方、ランダム誤差は特定の傾向を持たないため、統計的な処理を行っても軽減することができない。系統誤差が生じる原因はさまざまであるが、ここでは数値予報モデルの地形と実際の地形の差に起因する系統誤差について説明する。

図 5.2.4 は実際の地形（緑線）と数値予報モデルの地形（青破線）の概念図及び GSM 地形と実地形の鳥瞰図である。気象条件として風が西から東（図の左から右）に向かって吹いており、降水がある場合を考える。地点 A において観測される降水は、地形斜面の効果によって強化されるが、数値予報モデルの地形は実地形よりなだらかなため、数値予報モデルで予測される降水

量は、観測よりも過少になりやすい。一方、地点 B では実地形が谷底に位置しており、数値予報モデルで表現される地表面より標高が低い。このため、仮に数値予報モデルの予測が正しいとしても、標高が高い分、数値予報モデルの地表面の気温は実況よりも低く予測されてしまう。さらに地点 B での数値予報モデルで予測される風についても、実際には谷筋に沿った（紙面に垂直な方向に）風が吹くと期待されるが、数値予報モデルは実地形より滑らかなため、地形による風向への影響が少なく、実際と異なる風が予測されることになる。

数値予報モデルの地形では、図 5.2.4 の地形の鳥瞰図から判るように、中部山岳地帯が一つのなだらかな山岳として表現されており、標高も実地形よりも低くなっている。このように、数値予報モデルの地形が実際と異なることによって、系統誤差が発生することになる。この誤差はガイダンスで軽減することが可能である。

ガイダンスの修正効果をより分かりやすく見るため、図 5.2.5 にガイダンスにより修正された風の例を示す。(b) は数値予報モデルの予測した地上風で、数値予報モデルの地形に沿うような形で水平方向に比較的一様な流れとなっている。(c) は同じ時刻のアメダスによる観測で、(a) の実地形の影響により地点毎に細かく変化しており、数値予報モデルの予測とは大きく異なる。(d) はガイダンスによる予測で、丸 A の部分に注目すると、地形の違いによる系統誤差が軽減し、実況により近い風向を予測していることがわかる。また、丸 B の部分 (栗島) は、(a) の実地形からもわかるように本来、島として陸地であるべきところであるが、数値予報モデルの地形では海となっており、アメダスと風向が異なっている。ガイダンスでは実況に近い風向に修正されている。

### 5.2.5 ガイダンスの作成手法

ガイダンスでは、数値予報モデルの予測値を観測値で翻訳または修正するための予測式を作成する。予測式は目的変数、説明変数、係数で構成されている。目的変数はガイダンスで予測する物理量、指数及び確率などの要素である。説明変数はガイダンスで予測する要素と相関のある物理量や指数などの要素で、例えば降水量ガイダンスであれば数値予報モデルの降水量の予測値や安定度の指数など数値予報モデルの予測結果から直接計算できるものが用いられる。係数は過去の数値予報モデルの予測結果と観測データを統計処理することによって得られる。この係数を決めることにより予測式が完成する。予測式を作成するための統計手法について、気象庁のガイダンスに用いられている手法を説明する。各手法の詳細については気象庁予報部 (2018) を参照願いたい。

#### (1) 線形重回帰

1996 年以前までは、気象庁の多くのガイダンスで線形重回帰 (工藤 2018a) が用いられていたが、現在では 24 時間最大降水量ガイダンスで使用されている。アメリカ、カナダ、ドイツの現業数値予報センターでは今でも主流な予測手法である。予測式は係数と説明変数の積を足し合わせる形の線形多項式 (5.2.1) で表される。

$$y = w_0 + w_1x_1 + w_2x_2 + \dots + w_nx_n \quad (5.2.1)$$

ここで、目的変数  $y$ 、説明変数  $x$ 、係数  $w$  で、 $n$  は説明変数の個数である。

過去数年分の数値予報結果と観測値を一括して統計処理し、係数の作成を行う。図 5.2.6 は説明変数が 2 個の場合の線形重回帰の予測式の概念図である。この図のように予測式を決める事は、3 次元空間上で一つの平面を決めることに相当する。ガイダンスに線形重回帰を用いるメリットは、係数が変化しないためにガイ

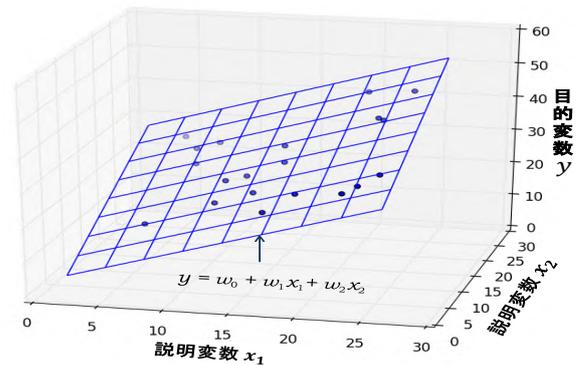


図 5.2.6 説明変数が 2 つの線形重回帰の予測式のイメージ。係数を決定することは 3 次元上の平面を決めることと同じ。

ダンスの予測特性をユーザーが経験的に把握しやすい点と、説明変数を客観的に選択する手法が準備されていることである。デメリットとしては、係数決定の為に過去の数値予報結果と観測データを多量に準備する必要があることと、数値予報モデルの変更に柔軟に対応できないことなどがあげられる。こうした理由により、現在では (3)、(4) で述べるニューラルネットワークやカルマンフィルタが気象庁におけるガイダンス作成手法の主流になっている<sup>5</sup>。

#### (2) ロジスティック回帰

ロジスティック回帰 (工藤 2018b) は、実況が現象の有無の 1 (現象有り)、0 (現象無し) の 2 値で表現できる現象の確率を予測する場合に使われ、気象庁では発雷確率、雲底確率ガイダンスなどの作成に用いられている。ロジスティック回帰では、現象の発生確率  $p$  がロジスティック関数 (5.2.2) で表せるものと仮定する。

$$p = 1/[1 + \exp(-(w_0 + w_1x_1 + w_2x_2 + \dots + w_nx_n))] \quad (5.2.2)$$

ここで、確率を表す目的変数  $p$ 、説明変数  $x$ 、係数  $w$  で、 $n$  は説明変数の個数である。

予測式 (5.2.2) を確率  $p$  のロジット  $\ln(p/(1-p))$  で表すと、(5.2.3) 式のようにロジットと説明変数に線形関係があると仮定していることがわかる。

$$\ln(p/(1-p)) = w_0 + w_1x_1 + w_2x_2 + \dots + w_nx_n \quad (5.2.3)$$

発雷確率ガイダンスのロジスティック回帰式の有効性について、発雷確率で用いられている説明変数の一つであるショワルターの安定指数 (SSI; Showalter 1953) と実況の発雷確率の関係で説明する。図 5.2.7 は、季節別に SSI の値と実況の発雷確率及びそのロジットを

<sup>5</sup> 季節予報用ガイダンスなどでは線形重回帰が使われている。

グラフにしたもので、左図の SSI と実況の発雷確率では両者が非線形な関係になっているのに対し、右図の SSI と実況の発雷確率のロジットでは、両者はほぼ線形な関係となっている。このことから、発雷確率の予測にロジスティック回帰を使うと良い予測特性を得ることが期待できる。

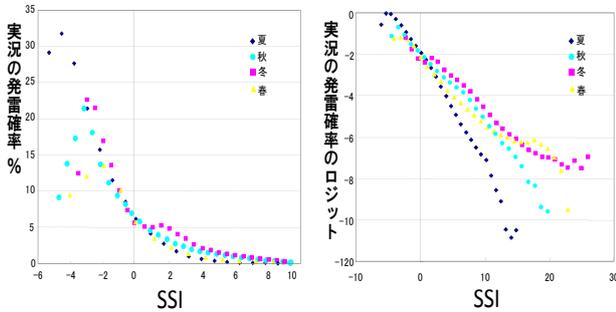


図 5.2.7 発雷確率と SSI(左) 及び発雷確率のロジットと SSI(右) の関係

ロジスティック回帰は目的変数が 2 値データである場合に発生確率を予測することができ、シンプルな手法でありながら従来用いていた手法と比べて高い予報精度を持つことから、気象庁のガイダンスにおいても確率予測に広く利用されている。

### (3) ニューラルネットワーク

ニューラルネットワーク (工藤 2018c) は最大降水量、天気、最小湿度、日照率などのガイダンスに用いられている。ニューラルネットワークは、神経細胞の動作を模した働きをするように作られた情報処理の手法である (図 5.2.8)。この手法は、説明変数と目的変数の関係が線形でない場合でも取り扱う事ができる点に特徴がある。たとえば、ある説明変数が閾値を境に現象の振る舞いが大きく変化する場合は、カルマンフィルタなどの線形な予測式では一般的に取り扱う事が難しい。

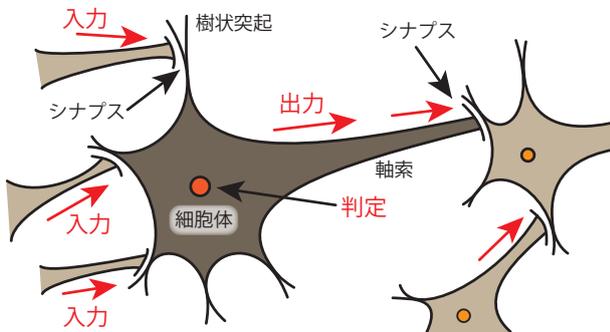


図 5.2.8 ニューラルネットワークのモデル (神経細胞の動作)。細胞体への入力の総和がある閾値を超した時に出力が次の細胞体へ伝達されるという動作がニューラルネットワークのモデルとなっている。

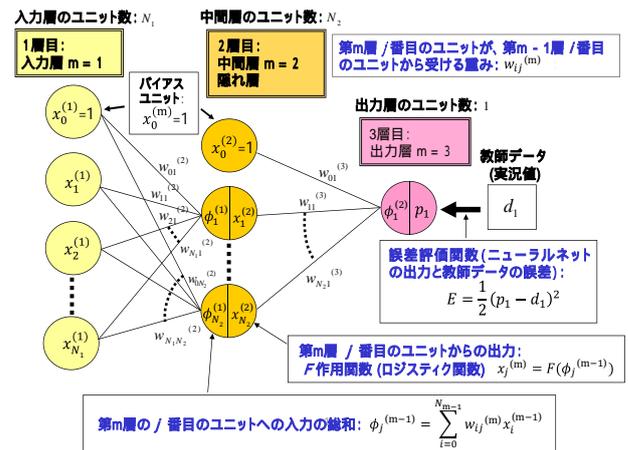


図 5.2.9 ニューラルネットワークの説明

図 5.2.9 は、順伝播型ニューラルネットワークというガイダンスで採用されている手法を一般化して表現したものである。ニューラルネットワークでは、左の入力つまり説明変数から、右端の出力すなわち目的変数としてガイダンス値に至るまで、ユニットという単位の処理を経る。各ユニットは、一つ下の層のすべてのユニットの判断結果を受け取り、自分の判断を下す。その際、以下の処理が成される。

- ① 中間層ではどのユニットの判断をどれくらい重視するか、という重み付けをして値を受け取っており、具体的には、入力層のそれぞれの出力に重み係数をかけてその総和が入力となる。
- ② 次に、入力の総和  $\phi_j$  に活性化関数を用いた値を中間層からの出力  $x_j^{(2)}$  とする。このとき活性化関数にロジスティック関数などの非線形関数を用いることで、目的変数と説明変数の間に非線形関係がある場合でも取り扱うことができる。
- ③ 最終的に得られた出力  $p_1$  (下のユニットの重み付き総和の関数値) を観測値 (教師データ)  $d_1$  と比較し、その誤差を小さくするようにユニットの重みを変える。
- ④ バイアスユニットでは常に 1 が出力され、閾値の設定に利用される。

図 5.2.10 は天気ガイダンスで晴曇判別をするための日照率ガイダンスのニューラルネットワークの構成を示したものである。このガイダンスでは 3 層の「順伝播型ネットワーク」と呼ばれる手法が使われている。入力層は、数値予報モデルの結果である各層の相対湿度、気温及び降水量である。中間層が一層あり、出力は日照率で、この値の大きさにより晴れと曇りが判別される。日照の観測値を教師データとし、各層の重み係数を学習している。

ニューラルネットワークはブラックボックスであるが、ある程度その構造を抜き出してみることができる。図 5.2.11 は寒候期と暖候期の特定した日における説明

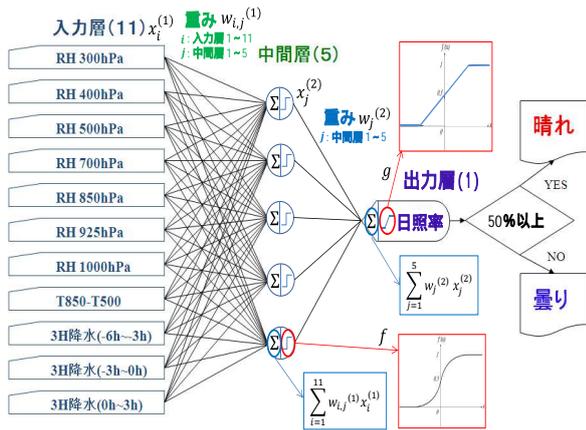


図 5.2.10 日照率ガイダンスのニューラルネットワーク

変数と目的変数の入出力関係を示したもので、500 hPa の湿度と 850 hPa の湿度の値を変化させた場合の出力 (日照率) の変化を示している。ニューラルネットワークでは説明変数は 0 ~ 1 に正規化されている。冬の新潟では下層雲が支配的であり、500 hPa の湿度より 850 hPa の湿度が良く効いている。この例ではそれほど強い非線形関係にはなっていない。東京の暖候期の事例では強い非線形関係が出ている。500 hPa 湿度が 0.5 を超えると急に日照率が減ってゆく。また 850 hPa が乾いている時には 500 hPa の湿度はあまり影響しない構造となっている。季節によって逐次学習が行われ最適化されていることがわかる。

(新潟) 寒候期2007年12月31日12UTC (東京) 暖候期2008年6月23日12UTC

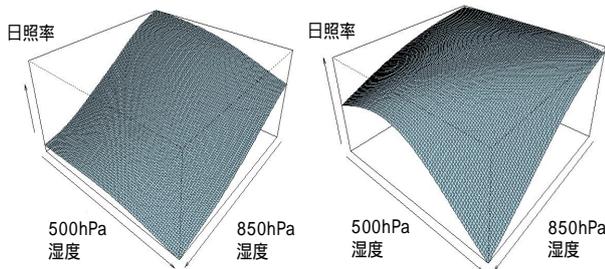


図 5.2.11 日照率ガイダンスの入出力関係

ニューラルネットワークを用いたガイダンスのメリットは、非線形の関係を取り扱うことができることである。この手法は予測式が非線形であるため、ユーザーが説明変数と予測結果との関係を把握することが困難なこと、予測式が変化するためにユーザーが経験的に予測特性を把握することが困難なこと、また、説明変数や中間層の数などのパラメータを客観的に選択する方法がないため、これらを試行錯誤により決める必要があり開発コストが高いことなどのデメリットもある。

#### (4) カルマンフィルタ

カルマンフィルタ (工藤 2018d) は気温、平均降水量、

降水確率、時系列湿度、視程の各ガイダンスに用いられている。カルマンフィルタを用いたガイダンスの予測式は、線形多項式 (5.2.4) で表され、観測モデルと呼ばれる。前回の予測と実況の差に応じて、初期時刻毎に最適な係数に更新する。

$$y^{(t)} = w_0^{(t)} + w_1^{(t)} x_1^{(t)} + w_2^{(t)} x_2^{(t)} + \dots + w_n^{(t)} x_n^{(t)} \quad (5.2.4)$$

ここで、目的変数  $y$ 、説明変数  $x$ 、係数  $w$  で、 $t$  は対象時刻を表し、 $n$  は説明変数の個数である。

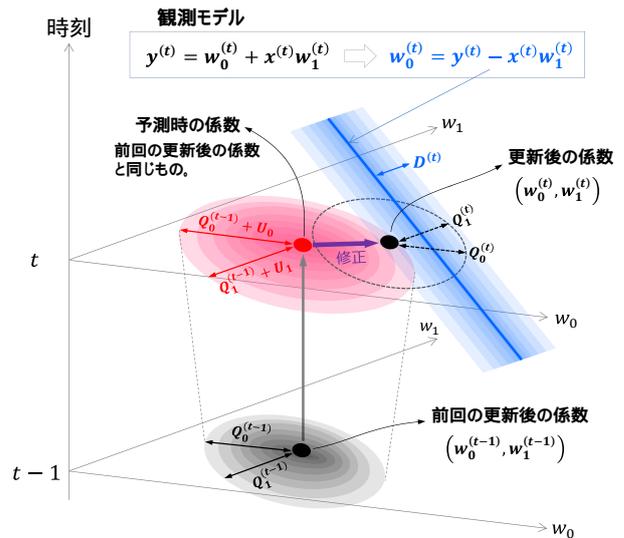


図 5.2.12 カルマンフィルタでの係数更新のイメージ。係数が 2 個の場合。時刻の添字は ( ) を付けて上付きで示している。

図 5.2.12 に係数が 2 個 ( $w_0, w_1$ ) の場合のカルマンフィルタでの係数更新のイメージを示す。時刻は ( ) を付けて上付きで示している。図では係数を確率密度関数 (以降は PDF (Probability Density Function) と呼ぶ) として正規分布を仮定し、その  $w_0, w_1$  方向の分散を  $Q_0, Q_1$  で表す。また、予測式の不完全性により時間発展する誤差をシステムノイズと呼び、 $U_0, U_1$  で表す。今、時刻  $t$  での予測時の係数は、前の時刻  $t-1$  で更新された係数をそのまま利用しているが、時刻  $t$  での PDF の分散は、時刻  $t-1$  と比べてシステムノイズの  $U_0, U_1$  分だけ大きくなる。このことは図では赤の楕円に対応しており、時刻  $t-1$  の PDF の分散 (灰色の楕円) と比べて中心位置は変わらないが広がりは大きくなっている。

(5.2.4) 式の観測モデルの係数 2 個の場合について、 $w_0^{(t)}, w_1^{(t)}$  の関数に変形すると、 $w_0^{(t)} = y^{(t)} - x_1^{(t)} w_1^{(t)}$  となる。ここで、時刻  $t$  の観測  $y^{(t)}$  が得られると、既に与えられている説明変数  $x_1^{(t)}$  と観測モデルにより、未知の変数である時刻  $t$  の係数の真値  $w_0^{(t)}, w_1^{(t)}$  が  $w_0^{(t)} = y^{(t)} - x_1^{(t)} w_1^{(t)}$  を中心として、観測誤差に起因する PDF を仮定した観測ノイズの分散  $D^{(t)}$  領域 (図中の青の直線および長方形) に分布することがわかる。そこで、時

時刻  $t$  の係数を更新するには、観測モデルの PDF と時刻  $t-1$  の係数の PDF について、この 2 つの確率密度の積が最も大きくなる係数が時刻  $t$  の期待値  $(w_0^{(t)}, w_1^{(t)})$  となり、その係数の PDF の分散は  $Q^{(t)}$  となる。

このとき  $D^{(t)}$  を大きな値に設定すると図中の青の長方形で示した領域が広がり、更新後の係数は予測時の係数に近い値になる。逆にシステムノイズ  $U^{(t)}$  を大きな値に設定すると図中の赤の楕円で示した領域が広がり、更新後の係数は観測値に近い値になる。相対的に  $D^{(t)}$  が小さい場合には、新たな観測が得られる度に観測に寄せるように係数が決まるため、係数の変動幅が大きくなる。逆に  $D^{(t)}$  が大きい場合には係数の変動幅は小さくなり、予測と実況の差が大きかったとしても係数はあまり変化しなくなる。

予測時の係数を更新後の係数に修正させるベクトル (図中の紫矢印) は、観測値と予測値との差 (イノベーションと呼ぶ) に、カルマンゲインというベクトルを掛けたものなる。カルマンゲインはガイダンスでは観測モデルや係数の PDF の分散などから計算される。カルマンゲインの算出方法については、工藤 (2018d) を参照していただきたい。図で破線の楕円で示したように、観測値の情報を得ることで、更新後の係数の PDF の分散は予測時の分散よりも小さくなる。観測ごとに以上のことを繰り返すことで、カルマンフィルタでは最新の観測値の情報を取り込みながら係数を逐次更新する。

カルマンフィルタを用いたガイダンスは、予測式が線形多項式であるため説明変数の変動がどの程度、予測結果に影響を与えているかを把握しやすく、係数が自動的に最適化されることからガイダンス利用開始前の事前学習が比較的少量のデータで済む。さらに季節変化による数値予報モデルの予測誤差特性の変化や数値予報モデルの変更にも柔軟に対応できるなどメリットがある。一方、係数が最適化により変動し、予測特性が常に変化するため、ガイダンスのユーザーが経験的に予測特性を把握することが難しいことや、頻度が少ない大雨や強風などの現象に対しては逐次学習により必ずしも予測精度が向上しないこと、また、維持管理コストが掛かることなど、線形重回帰を用いたガイダンスと比較してデメリットもある。

### (5) 頻度バイアス補正

カルマンフィルタなどの統計手法を用いて気象要素を予測すると、発生頻度の高い現象を予測するのに適した予測式となり、発生頻度の低い強風や大雨などは実況に対して予測頻度が低くなる (図 5.2.13)。しかし気象予測ではこれらの現象を予測することが防災などの観点からは重要であるため、平均的な予測誤差が多少悪くなくても発生頻度の低い現象の予測精度を上げたい。こうした時に頻度バイアス補正を用いている。

具体的には、観測の頻度分布と予報の頻度分布が同

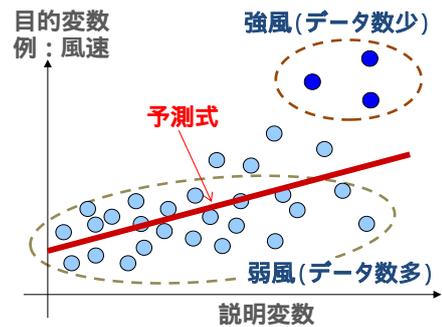


図 5.2.13 統計手法による予測のデメリット。目的変数と説明変数の関係 (風、降水など)。

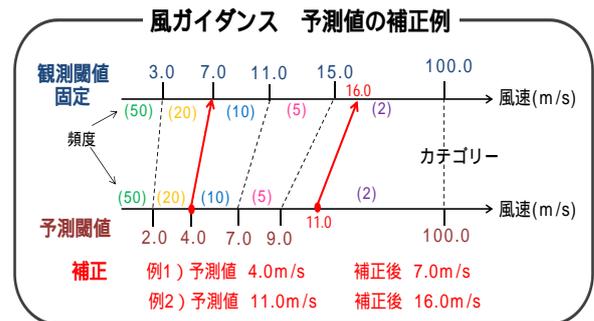


図 5.2.14 頻度バイアス補正の仕組み。観測と予報で同じ区間の事例数が等しくなるように予報の閾値を調整する。

じになるように補正を行う。図 5.2.14 に風ガイダンスの予測値の補正例を示す。観測と予報に閾値を設定していくつかのカテゴリを作り、対応する同一カテゴリの現象の発生頻度が等しくなるように (バイアスコアが 1 となるように) 予測の閾値を調整する。

例 1 ではカテゴリ II と III の境界での予測閾値 4.0 m/s が、観測閾値 7.0 m/s に対応しているため、予測値の 4.0 m/s を 7.0 m/s に補正している。また、例 2 ではカテゴリ V の予測値 11.0 m/s を、カテゴリ内にある観測値の大きさを考慮して、16.0 m/s に補正している。頻度バイアス補正は平均降水量、風、視程などのガイダンスに用いられている。頻度バイアス補正を用いることのメリットは強風や大雨などの捕捉率を向上させることができる点であるが、一方空振り率が増加してしまうデメリットもある。

### (6) 係数の層別化

係数の層別化は気温、降水、風、発雷確率など多くのガイダンスで行われている。数値予報の系統誤差は、場所、対象時刻、予報時間、季節などで変化する。また、説明変数と目的変数の関係も変化する。このため一つの予測式で全ての場合に対応する事は困難なため、特定の条件により予測式の係数を複数使い分けて予測精度の向上を図ることが多い。このことを係数の層別化と呼ぶ。しかし、予測式を多くすれば、予測式を作成するためのサンプル数が少なくなり精度の高い予測式を作成できなくなるというトレードオフの問題が発

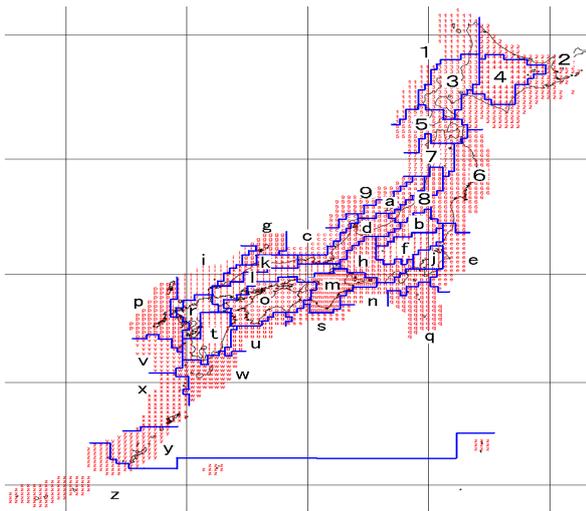


図 5.2.15 発雷確率ガイダンスの区域による層別化。青線で区切られた 1~9、a~z の格子では同じ予測式を使う。

生ずる。このため、どの程度層別化を行うかはガイダンス開発の重要なポイントとなる。例えば、気温、風については予報対象時刻、初期時刻、地点などにより数値予報モデルの誤差特性が大きく変動するため、これらのガイダンスではそれぞれについて層別化を行っている。また、発雷確率ガイダンスでは格子毎に予測式を作成すると必要なサンプル数を確保できないため、発雷特性の似た格子同士をまとめて日本を 35 区域に分けて予測式を作成している (図 5.2.15)。

#### (7) 診断的な手法

近年では数値予報モデルの予測精度が向上してきたため、厳密な系統誤差の補正を行わず、数値予報モデルの出力をそのまま予測値に変換するタイプのガイダンスを作成しやすくなった。このようなガイダンスの予測式は論理的な関係や簡便な調査結果などを基に作成し、格子毎に予測式を変えるなどの細かい調整は行わない。このため、観測資料が十分得られない場合でも作成することができる。このようなガイダンスの例として、視程分布予想、航空悪天 GPV の積乱雲頂高度、着氷指数などがある。これらは面的または立体的な予測値として提供することが可能である。また、ほかにも、予測式の作成に長期間のデータの蓄積が不要なこと、数値予報モデルの結果が直接的に予想に反映されるため、シャープな予測がされることもメリットとしてあげられる。一方で、厳密な系統誤差補正を行わないため数値予報モデルの予測特性がそのまま反映され、数値予報モデルの変更に伴い予測特性が変化することが予報作業に利用する上ではデメリット<sup>6</sup>となりうる。

<sup>6</sup> モデルの予測特性の変化が直接表れることは数値予報モデルの予測特性を確認したい開発者にとってはメリットと言える。

### 5.2.6 ガイダンスの提供形式

ガイダンスの提供形式としては、地点形式と格子形式がある。地点形式のガイダンスは、気温や風などのガイダンスのようにアメダス地点や空港などの現地観測を利用して、数値予報モデルの予測値に統計的な補正を行うものである。一方、格子形式のガイダンスには、最大降水量や最大降雪量ガイダンスのように日本の陸域及び海岸線から離れた約 100 km までの海域を予測領域として、統計的な補正を重視したものと、視程分布予想や航空悪天 GPV などのように面的、立体的な日本及びその周辺や北太平洋の広領域の情報提供を重視するものがある。

### 5.3 ガイダンスの例

気象庁で作成しているガイダンスのうち、カルマンフィルタやニューラルネットワークによる統計的な補正を重視したガイダンスの例として、気温ガイダンスと降水量ガイダンスを、複数のガイダンスを入力にした例として、最大降雪量ガイダンスを紹介する。

また、診断的な手法やロジスティック回帰を用いた、平面や立体的な気象情報を作成するガイダンスの例として、視程分布予想、航空悪天 GPV の乱気流指数、着氷指数、積乱雲量・雲頂高度を紹介する。

最後にガイダンスとは異なるが、直接、観測と予測を特定の用途に適した形に加工して提供する応用プロダクトの例として、ATM 用悪天インデックスを紹介する。

#### 5.3.1 気温ガイダンス

気象庁では一般予報および飛行場予報を支援する目的で地点ごとの気温ガイダンスの作成を行っている (三戸 2018)。統計手法にはカルマンフィルタを用いており、アメダス観測地点での数値予報モデルの地上気温の誤差 (修正量) を目的変数として予測を行う。説明変数には地上気温+40 度、地上風速、東西南北成分の地上風、中下層雲量、前 3 時間降水量、気温減率、前日とのモデル地上気温差を使用している。地上気温 (摂氏) に 40 度を足しているのは、0 度を境に説明変数の地上気温の符号が反転することを防ぐためである。天気予報ガイダンスではアメダス地点の時系列気温および最高、最低気温を予測し、TAF ガイダンスは航空官署の時系列気温および最高、最低気温を予測している。

格子形式気温ガイダンスは、地点形式の時系列気温ガイダンスをもとに格子形式での毎正時の気温の予測を行う。GSM, MSM を入力として作成し、いずれも 5 km 格子を予測対象としている。本ガイダンスは、各アメダス地点における時系列気温ガイダンスのモデル気温修正量を標高などを考慮して水平内挿し、それを各格子のモデル地上気温に加えることで作成される (図 5.3.1)。

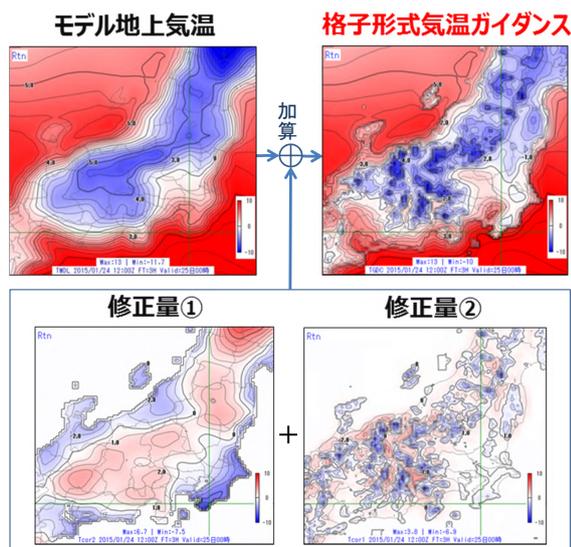
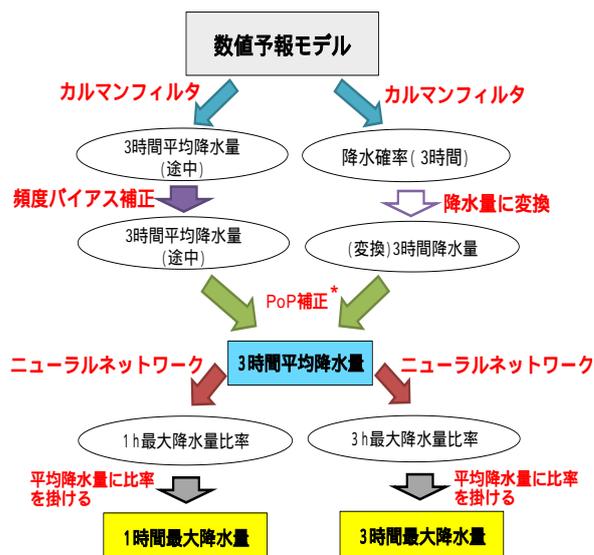


図 5.3.1 格子形式気温ガイダンスの作成の流れの概念図。モデル地上気温に、修正量 1 (格子毎に周囲のアメダス地点の重み付け平均推定) と修正量 2 (格子毎にモデル標高から 5 km 平均標高への標高補正で修正で推定) を加えることで、格子形式気温ガイダンスは作成される。図中の赤系統の色は正、青系統の色は負値を示す。



\* PoP補正とは、3mm以下の弱い雨について、(変換)3時間降水量と3時間平均降水量とを重み付き平均により降水量を計算する手法である。

図 5.3.2 降水ガイダンスの予測要素間の関係

### 5.3.2 降水量ガイダンス

気象庁では天気予報および注意報・警報発表作業等の基礎資料として最大降水量ガイダンスの作成を行っている(白山 2018)。最大降水量ガイダンスは格子 (GSM ガイダンス 20 km、MSM ガイダンス 5 km) 内の降水量の最大値を予測する。作成方法は、まずカルマンフィルタと頻度バイアス補正により平均降水量の予測値を作成し、続いてニューラルネットワークにより解析雨量から算出した平均降水量と最大降水量の比を予測して、最後に両者を掛け合わせるにより最大降水量を作成する(図 5.3.2)。

### 5.3.3 最大降雪量ガイダンス

最大降雪量ガイダンスは 5 km 格子内の降雪量を予測するガイダンスである(土田 2018)。天気予報作業および注意報・警報発表作業等の基礎資料として利用されている。最大降雪量ガイダンスは格子形式気温ガイダンスと数値予報モデルの予測する相対湿度から計算した雪水比(降雪量と降水量の比)を平均降水量ガイダンスに掛けることにより作成する(図 5.3.3)。雪水比の計算には過去の気温の観測値と雪水比の実況から作成した統計式を使用する(図 5.3.4)。このような比較的簡便な手法で作成された気温と雪水比のガイダンスを用いることにより、以前は雪の観測値データのある地点でしか作成できなかった降雪量も格子形式で作成することができるようになった。

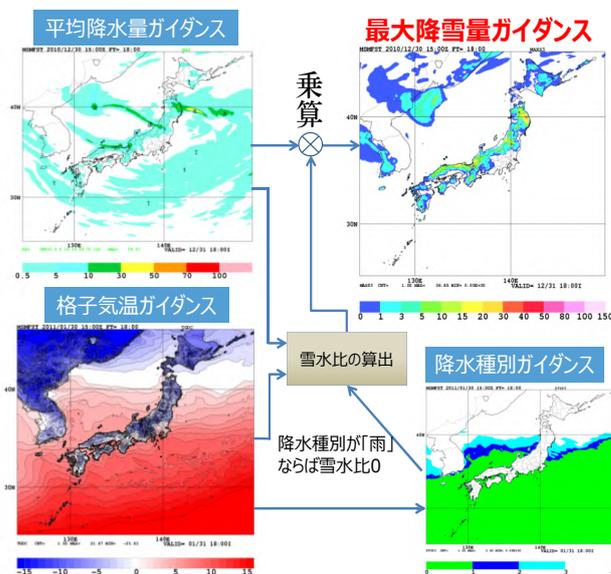


図 5.3.3 最大降雪量ガイダンス

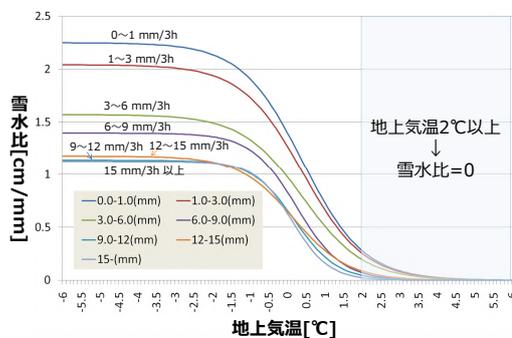


図 5.3.4 降水量によって層別化された雪水比

### 5.3.4 視程分布予想

視程分布予想は数値予報モデルの予測値から雲、エロゾル、雨、雪それぞれに起因する消散係数<sup>7</sup> ( $\sigma$ ) を

<sup>7</sup> 照度 E の距離 x に対する減衰率を消散係数とする。dE/dx = - $\sigma$ E の関係がある。

視程 VIS=3 / ; 消散係数 = p+ c+ r+ s

浮遊塵の消散係数 :  $p = 0.12(1-RH)^{-0.5}$   
 雲の消散係数 :  $c = 12.0 \times Qc^{0.9}$   
 雨の消散係数 :  $r = 0.45 \times Rain^{0.55}$   
 雪の消散係数 :  $s = 7.5 \times Snow^{0.7} + 0.07 \times FF$

Qc : モデル面第2~5層の雲水量の和 [g/kg]  
 Rain : モデル内の降雨量の予想 [mm/h]  
 Snow : モデル内の降雪量の予想 [mm/h]  
 RH : モデル面第2層の湿度 [%], 85%を上限  
 FF : モデル面第2層の風速 [m/s]

図 5.3.5 MSM 視程分布予想の消散係数の算出方法

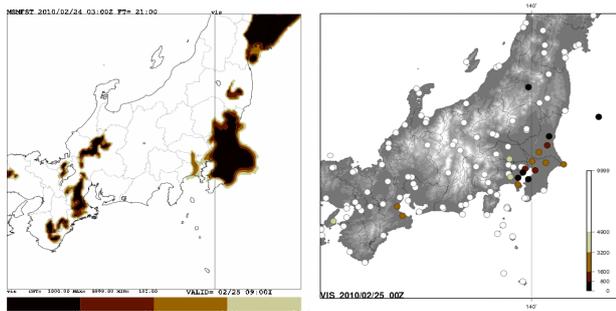


図 5.3.6 MSM 視程分布予想と実況。2010年2月24日03UTC 初期時刻の25日00UTCの視程分布予想(左)と現地観測(右)(単位 m)

診断的に計算し、消散係数と視程の近似式(変換式)を用いて各格子における視程を予測する(後藤 2018)。消散係数は数値予報モデルの予測する雲水量、相対湿度、降水量、降雪量、風速と消散係数の関係をもとに経験的に決めている(図 5.3.5)。このような手法を用いることにより、視程観測データの無い地点の予測や視程分布の予測を作成することができるようになった(図 5.3.6)。視程分布予想が実用的な予測精度を持つことができたのは、数値予報モデルの地上付近の雲水量や水蒸気量の予測精度が向上したことによる。

### 5.3.5 航空悪天 GPV

空域予報業務を支援する目的で、航空悪天 GPV を作成している。航空悪天 GPV は乱気流指数(工藤 2018e)、着氷指数(井藤 2018a)、積乱雲量・雲頂高度(井藤 2018b)などの分布を3次元で予測している。乱気流指数(図 5.3.7)は、乱気流の要因別に作成した複数の指数をロジスティック回帰で組み合わせた指数である。ロジスティック回帰で得られた確率値を調整することで、高度によらず同じ閾値を目安として乱気流の予測をすることが可能となっている。

着氷指数(図 5.3.8)は過去の気温および湿数と、着氷の発生頻度から求めた統計式により着氷の発生しやすさを0~100の数値で表した指数である。積乱雲量(予測格子内における積乱雲のしめる割合)および積乱雲頂高度の予測は、数値予報モデルの予測した成層状態からパーセル法に基づく診断手法により積乱雲の発生の有無を判定し、それに基づいて積乱雲量と積乱雲

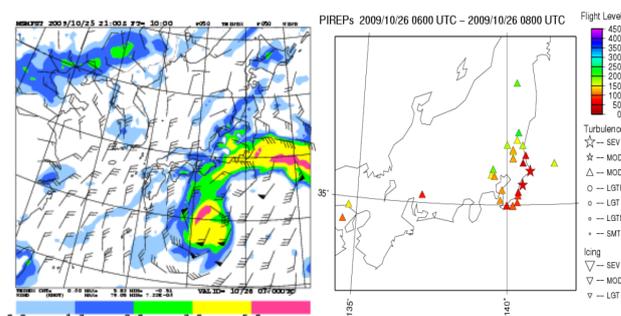


図 5.3.7 乱気流指数の例。2009年10月25日21UTC 初期時刻の26日06UTCの乱気流指数(左)と乱気流の観測。☆△は乱気流の通報された位置と強さ、色は高度を表す。

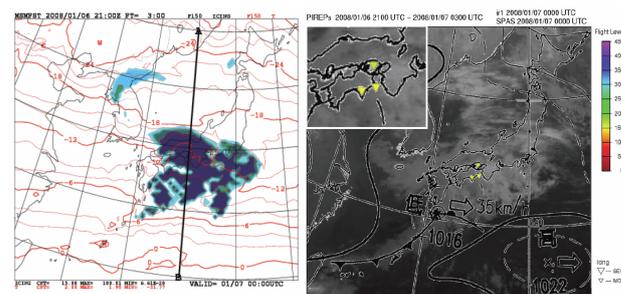


図 5.3.8 着氷指数の例。2008年1月6日21UTC 初期時刻の7日00UTCの着氷指数(左)と着氷の観測(右)。▽は着氷の通報された位置と強さ、色は高度を表す。

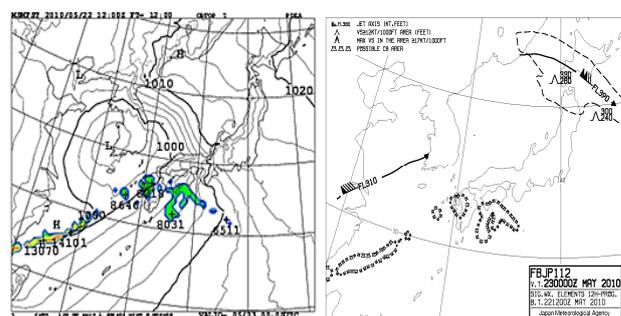


図 5.3.9 積乱雲の雲頂高度の予測例。2010年5月22日12UTC 初期時刻の23日00UTCの雲頂高度の予測(左)と積乱雲量の予測(右)。雲頂高度の数値はピーク値[m]を表し、積乱雲量については雲量3/8以上の領域をキャラクターで囲んで表示。

頂高度を算出している(図 5.3.9)。

### 5.3.6 ATM用悪天インデックス

航空交通気象センター(ATMetC)では航空局の航空交通管理を支援するためにATMet時系列情報を提供している(図 5.3.10; 宮内誠二ほか 2008)。このATMet時系列情報の作成を支援するために、ATM用悪天インデックスを作成している。

ATMet時系列を作成するための基礎資料として、降水短時間予報や LFM 航空悪天 GPV で作成された強

<sup>8</sup> 航空交通管理センター(ATMC: Air Traffic Management Center)には、福岡管制部があり日本飛行情報区(FIR)の航空交通管理の責任を負っている。ATMetCはこのATMCを支援するための情報提供を行っている。

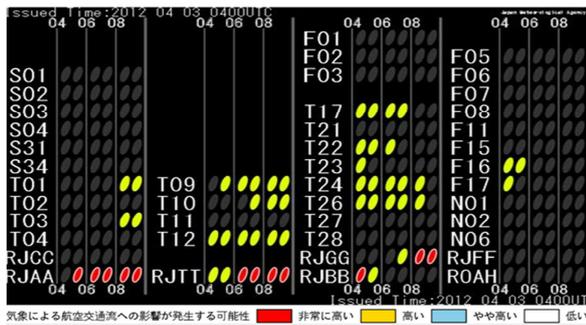


図 5.3.10 ATMet 時系列の例。縦方向に並んだ 3~4 個の英数字は管制空域及び空港を表す。英数字の右に並ぶ 6 個の楕円形の色が向こう 4~9 時間の航空交通流に影響が発生する可能性を表す。

雨や積乱雲などの悪天域を管制空域別に編集して指数化し、ATM 用悪天インデックスとして提供を行っている。

## 5.4 まとめ

最初に数値予報の応用処理について説明し、その代表的な応用プロダクトとしてガイダンスについて機能や作成方法、いくつかのガイダンスの例を紹介した。数値予報を開始した当時は、特に地上付近の予測精度が十分では無かったため、数値予報モデルの予測値を元に、観測値との統計関係を求めて、数値予報モデルの予測値を大幅に修正した資料を作成し、予報作業に利用する必要があった。

近年、数値予報モデルの予測精度の向上のおかげで、観測データが比較的少ない海上や上空でも面的または立体的な予測情報を実用的な精度で提供する新しいプロダクトを作成できるようになりつつある。今後さらに数値予報モデルの高解像度化が進み、高解像度のアドバンテージを生かした物理過程の開発が進むことにより、数値予報モデルのさらなる予測精度の向上とこれを生かしたガイダンスの充実が期待される。

## 参考文献

- 井藤智史, 2018a: 着氷指数. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 219-225.
- 井藤智史, 2018b: 積乱雲量・雲頂高度. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 226-232.
- 気象庁予報部, 2018: ガイダンスの解説. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 248pp.
- 工藤淳, 2018a: 線形重回帰. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 35-42.
- 工藤淳, 2018b: ロジスティック回帰. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 43-47.
- 工藤淳, 2018c: ニューラルネットワーク. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 48-61.
- 工藤淳, 2018d: カルマンフィルタ. 数値予報課報告・別

冊第 64 号, 気象庁予報部, 62-74.

工藤淳, 2018e: 乱気流指数. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 204-218.

後藤尚親, 2018: 雲ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 197-203.

三戸洋介, 2018: 気温ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 132-143.

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

土田尚侑, 2018: 降雪ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 119-131.

宮内誠二, 白崎初未, 前鹿川勇明, 佐野浩, 2008: 航空交通気象時系列予想の活用に向けて. 航空気象ノート第 67・68 号, 気象庁航空気象管理官, 12-47.

Showalter, A. K., 1953: A Stability Index for Thunderstorm Forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250-252.



## 第6章 プロダクト利用上の留意点

### 6.1 はじめに<sup>1</sup>

数値予報データの重要性が、予測精度向上とともに、年々増している。今後も、基盤データとして数値予報データの利活用がますます広がることが期待される。平成30年8月にとりまとめられた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（提言）～災害が激甚化する国土、変革する社会において国民とともに前進する気象業務～」<sup>2</sup>において、重点的に取り組むべき分野として、観測・予測精度向上のための技術開発において数値予報の精度の大幅な向上などと、気象情報・データの利活用促進においてデータの「理解・活用」を支援・促進することなどが挙げられている。今日では数値予報は気象予報業務の根幹となっている一方で、大気のカオスの性質や数値予報の様々な手法に内在する制約などのために予測の不確実性がある。また、作業時間が限られる現業予報では多くの資料を効率的に利用しなければならないという要請もある。このため、作業に当たって、予測の不確実性を踏まえた留意点を確かめて効果的に数値予報資料を利用する必要がある。数値予報の利用上の留意点に関する情報は、利用者における「理解・活用」を直接的・間接的に支援するために重要なものといえる。これまでに、包括的な解説として、例えば永田・萬納寺(1994)や藤田・山本(2012)がある。今回はこれらの内容を踏まえつつ、現在の数値予報システムに即して、改めて数値予報資料の利用上の留意点を考える。

本章では、まず第6.2節で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、これらを踏まえた数値予報プロダクトの利用上の留意点を述べる。本節の内容は、藤田(2012)に基づいて記述したが、最新の知見を踏まえて更新を行った。藤田(2012)と共にご覧いただくことを想定しているが、本研修テキストだけで話が完結するように丁寧に説明している部分もある。やや冗長に感じられる部分もあるが、ご了承いただきたい。次に第6.3節ではガイダンス利用上の留意点について述べる。なお、数値予報モデルや解析システムの詳細、また気象庁の現業数値予報システムの具体的な仕様や特性などについては必ずしも明示しないので、必要により本研修テキストの関連箇所やこれまでの研修テキストを確認いただきたい。

### 6.2 数値予報プロダクトの利用<sup>1</sup>

#### 6.2.1 数値予報の限界と予測可能性

数値予報は初期値を適切な境界条件のもと、数値予報モデルを用いて時間積分することにより、予測計算が行われる。しかし、数値予報には様々な誤差要因があり(石田 2017)、それが数値予報の不確実性をもたらす。そこで、この不確実性を考える手がかりとして、数値予報モデルについては力学過程と物理過程を、さらに初期値と境界条件について述べる。最後に、予測の不確実性を見積もるアンサンブル予報について述べる。

##### (1) 数値予報モデルの力学過程について

力学過程は、後述の物理過程との対比において、方程式系の中で格子平均値を用いて直接計算できる時間変化率の項(及び時間積分)を取り扱っている。方程式系を計算機で数値的に解くために離散化(空間的に区切りのない連続体(流体)である大気の状態を多数の格子点値などの不連続な値で代表させること)を行うがここで誤差が生じる。一般に表現できる現象の最小スケールは格子間隔の5~8倍程度とされる(藤田 2012; 永田・萬納寺 1994)。短期・中期予報<sup>2</sup>で用いる気象庁現業数値予報モデルの水平格子間隔は、GSMが約20 km、MSMが5 km、LFMが2 kmであることから、各モデルが表現できる現象のスケールは、それぞれ100~150 km、25~40 km、10~15 km以上となる。

鉛直層間隔は、鉛直スケールが小さい現象、あるいは鉛直の不連続が特徴的な現象を考える場合は重要な問題である。現在の数値予報モデルの鉛直層間隔は地表付近で数10 m、500 hPa付近で数100 m、成層圏で1000 m程度である。現在のGSMの鉛直層配置は図4.7.3や米原(2014)の図1.1.1を、MSM及びLFMの鉛直層配置は図4.7.3や原(2017)の図2.1.1をそれぞれ参照いただきたい。

力学過程に関連して方程式系について簡単に述べる。GSMは静水圧平衡を仮定した静力学モデルを、MSM及びLFMは静水圧平衡を仮定しない非静力学モデルをそれぞれ用いている。水平格子間隔がおおよそ10 kmより高い場合には非静力学化する必要が生じるとこれまで言われてきたが(藤田 2012)、欧州中期予報センターでは静力学モデルを水平格子間隔約9 kmで運用しており、静力学モデルは従前から言われていた10 kmより高分解能でも利用可能であるかもしれない。ただし、いずれにせよ、気象庁の現業数値予報モデルの方程式系そのものについては現状で十分な精度があると考えてよい。

<sup>1</sup> 石田 純一

<sup>2</sup> <http://www.jma.go.jp/jma/press/1808/20a/bunkakai.teigen.pdf>

<sup>1</sup> 石田 純一、山田 和孝

<sup>2</sup> ここでの短期及び中期の定義は経田(2016)と同様に、3日までを短期、3日を超えて10日先までを中期としている。

## (2) 数値予報モデルの物理過程について

物理過程については近年精緻化が進んでおり、現在の天気予報で対象となる現象の予測に重要な自然現象は物理過程にほぼ含まれていると考えてよい。

数値予報モデルにおける物理過程の役割について原(2012)に説明がある。ここでは、その概略を簡単に述べる。物理過程には、力学過程に含まれない大気中の現象や、地表面や海面が大気に影響を与える効果が含まれる。物理過程においては、格子平均値で直接的に表現できない時間変化率の項を何らかの形で格子平均値で計算する。

物理過程で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っている。このとき、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必要があるため、原理的な制約がある。物理過程によっては解くべき方程式すら分かっていない、あるいは、解くべき方程式が分かっているにもかかわらず膨大な計算が必要なため、極めて簡略化した近似式を用いざるをえないものもある。そのため、物理過程の改良は重要な開発課題となっており、気象庁では継続的に改善に取り組んでいる。近年の物理過程の改良については、米原(2016, 2017)、原(2017)などにまとめられている。

物理過程においては、そもそも計算されていない効果(例えば、MSMとLFMでは地表面の積雪が解析値で固定されているために、予報時間中に積雪の有無が変わる効果や、GSM、MSM、LFMでは海面水温が大気により変化する効果<sup>3</sup>は、現在は計算されていない)に起因する誤差と、計算されているもののモデル化の不確実性などに起因する誤差とがある。誤差の大きさそのものや、他の物理過程・力学過程との相互作用を通じた影響の度合いは、前者が後者より大きいとは限らないことに注意が必要である。後者に対応する、既に効果を取り入れられている物理過程の改良であっても予測が大きく改善しうる(従って、予測特性が大きく変わりうる)ことを、今後、研修テキスト等の解説を参照する際に念頭においていただきたい。

物理過程の違いによる予測結果の違いの例として、図6.2.1に、2017年9月21日18UTC初期値の12時間予測における前3時間降水量と海面更正気圧をモデル毎に示す。この事例では、天気図(左端)と解析雨量(左から2番目の図)に示されるように低気圧と前線の周辺に降水域があった。GSM(右から2番目の図)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し、前線近傍の降水量が少ない。MSM(右端)では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。両モデルとも四国沖に低気圧を予測しているが、MSMの方がより発達する予測であった。

<sup>3</sup> GSMでは季節変動は考慮している(付録A.1)。

降水の特徴の違いについては、各モデルの格子間隔、力学過程の違いに加えて、積雲対流過程が異なっていることが原因と考えられる。GSMで用いている積雲対流スキームは、大気安定度がそれほど低くない段階から対流が発生するものとして成層を安定化させるため、弱い降水を広めに予想する傾向がある(原2013)。MSMについては、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ある(原・倉橋2017)。この例では、それぞれの降水予測の特徴が現れている。

また、MSMの低気圧の発達については、積雲対流スキームによる不安定の解消が不十分である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ということが知られている。実況をよく表現している場合もあるが、MSMに発達した低気圧が予測され、非常に強い上昇流が下層から上層まで表現されている場合には、その低気圧が過発達である可能性を考慮に入れる必要がある(原・倉橋2017)。

## (3) 初期値と境界値について

初期値に含まれる誤差の問題を考える。近年、初期値の精度が数値予報精度に与える影響が大きいことが、とりわけ短期予報・週間天気予報の範囲では強く認識されるようになった(第3章)。客観解析は、各種観測データの充実と、データ同化手法の高度化(変分法同化手法の採用)、観測データの予報変数への変換過程の排除(直接同化)などを通して、観測データの数と分布、データのより効果的な利用の両面で大きく改善されてきており、特に衛星データ利用の効果は大きい。近年の衛星データ利用の充実については第I部第2章、平原(2017)、亀川・計盛(2017)、村上・計盛(2017)、大和田(2017)などにまとめている。しかし、依然として利用できる観測データの分布には偏りがあり、特に海上を進む擾乱の予測は不確実性が大きい。

第I部第3.3節の南岸低気圧の事例では、GSMの予測について初期値が新しくなる毎に進路が南寄りになる変化傾向が見られた。また、第I部第3.4節の台風第21号の事例では、上陸前の台風の予測について、初期値が新しくなる毎に台風の進路を東に、上陸を早める予測の変化傾向が見られた。このように、海上を進む擾乱など、予測に影響を与えている観測が少ない場合、新しい時刻の観測により予測が大きく変化することがある。

初期値作成に適用されるデータの中でやや異質といえるのが台風ボーガスである。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擬似観測データである。現在の気象庁の現業数値予報モデルでは、北西太平洋のみに利用しており、台風の初期値位置を改善している。直近のGSMでの改良については岡部ほか(2017)に解説がある<sup>4</sup>。台風ボーガ

<sup>4</sup> 従って、本稿執筆時点ではGSMとMSMとでボーガスの作成手法が異なっている。

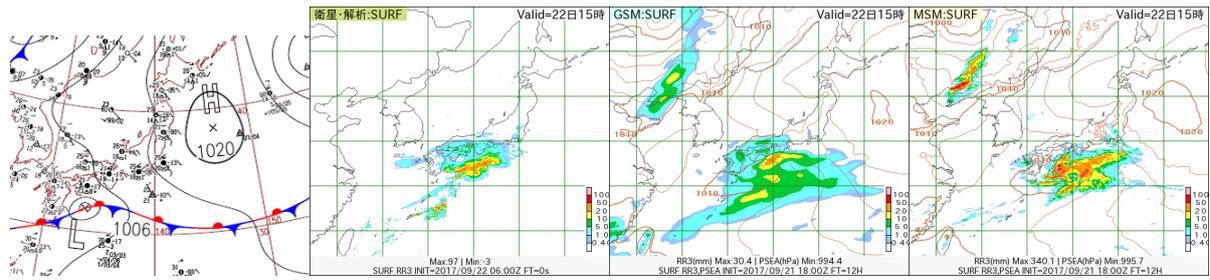


図 6.2.1 (左から) 2017 年 9 月 22 日 06UTC (日本時間 22 日 15 時) のアジア太平洋地上天気図 (日本付近を拡大して抜粋)、同時刻における解析雨量による前 3 時間降水量、同時刻における GSM の前 3 時間降水量と海面更正気圧 (初期時刻は 9 月 21 日 18UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における MSM の前 3 時間降水量と海面更正気圧。単位: mm/3h 及び hPa。

スは、地上観測や衛星観測などを踏まえ予報官が解析した結果を理想的な単純化されたモデルに当てはめて作成されるデータである。そのため、強度や空間対称性などの点で実際の台風の状態と一致するとは限らないことがある。また、仮に一致していたとしてもデータ同化により台風ボーガスで与えたデータが完全にそのまま反映されるわけではない。そのため、初期値での台風構造が、衛星画像などの実況から乖離していないか確認いただきたい。

また、現在のグローバルモデルにおける台風ボーガスでは、台風構造の歪みを生じるような局所的に大きなインクリメントが入りにくい。このため、台風の急発達による気圧低下や位置ずれの修正が一つの初期時刻の解析では十分ではない場合もある (岡部ほか 2017)。図 6.2.2 に 2017 年 9 月 10 日 12UTC 初期値の GSM での台風予測結果を、前初期値の 10 日 06UTC 初期値の予測結果と比較して示す。この例では、9 月 10 日 12UTC において、北緯 17 度、東経 138 度付近にある台風第 18 号の周辺の気圧を下げる修正が行われた (左図)。この結果、9 月 12 日 12UTC における台風の予測についても台風を中心気圧が下がる方向に変化した (右図)。10 日 06UTC 初期値においても、同様に台風第 18 号の周辺の気圧を下げる修正が行われ、予測も中心気圧が下がる方向に変化した (図略)。

その他、海面水温、地中温度、土壌水分量、積雪域、海水域の初期値として気候値もしくは客観解析で求めた値が用いられている (詳細は付録 A を参照のこと)。近年は衛星によりこれらの観測が得られるようになりつつあるが、依然として限定的であり、不確実性がある。

境界値に含まれる誤差について、まず下部境界条件 (地形) を述べ、次に MSM や LFM といった領域モデルに固有の側面境界条件について述べる。

GSM, MSM, LFM の地形は米国地質調査所 (USGS) が作成した 30 秒 (約 1 km) メッシュの GTOPO30 データを平滑化して作成している。日本の地形は水平格子間隔がもっとも小さい LFM (2 km) よりもさらに小さいスケールの起伏があり、実際の地形とモデル地形が異なる場合がある。このような小さいスケールの地形の影響を受ける風や標高が異なる場合の気温は誤差が

大きいと考えられる。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把握するとともに、このような誤差は系統誤差としてガイダンスにより補正される (第 5 章を参照) ことを念頭において、数値予報の結果とガイダンスの結果を使い分けていただきたい。

MSM や 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という特徴がある。このために、境界面 (側面及び上部) において、運動量、熱、水蒸気の流入・流出を計算するとともに、親モデルと接続する領域 (緩和領域または側面境界) で親モデルの値に近づける強制力を与えている (原 2016)。この影響は予報時間が長くなるにつれて、内部に移流することにより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。境界値が解析値・予報値に与える影響は大きく、例えば、原 (2016) では GSM の改良による下層の乾燥バイアスの軽減が、GSM を境界条件として用いる MSM の解析値・予報値においても同様の影響をもたらしたとともに、降水の予測頻度が増えたことが説明されている。領域モデルにとっては、親モデルにより予測されたスケールが相対的に大きい現象を適切に取り入れることが重要である。しかし、同時に親モデルのバイアス特性なども引き継ぐこと、すなわち、親モデルの改良によるバイアス特性の違いがそれを境界条件として用いる数値予報モデルにも同様に反映されることを利用にあたっては留意いただきたい (第 I 部第 1.4 節も参照のこと)。

例として、図 6.2.3 に 2018 年 6 月 13 日 00UTC 初期値の GSM の 36 時間予測と、それを境界条件として用いている 13 日 03UTC 初期値の MSM の 33 時間予測それぞれの 500 hPa ジオポテンシャル高度の対初期値誤差を示す。誤差の分布が GSM と MSM で類似していることが分かる。予測初期では各モデルの初期値に関連する誤差傾向が見られるが、次第に境界の影響を受け、予測の後半では総観規模の流れの場などの誤差の分布が境界値の誤差に似る傾向がある。GSM の予測に初期値変わり等、不確実性がある場合には 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

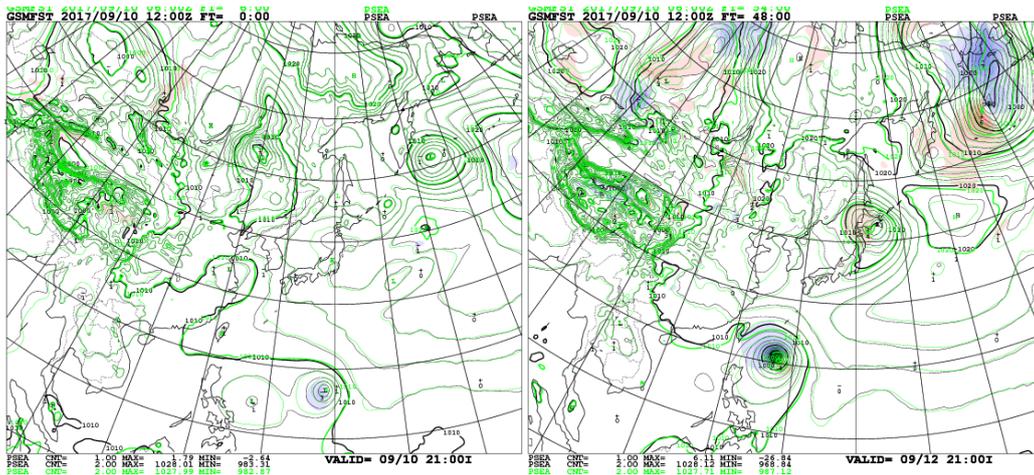


図 6.2.2 2017 年 9 月 10 日 06UTC 初期値予測（緑線）と 10 日 12UTC 初期値（黒線）の GSM の海面更正気圧。ハッチは 10 日 12UTC 初期値の予測と 10 日 06UTC 初期値の予測の差で、高くなった領域を赤、低くなった領域を青で示す。対象時刻はそれぞれ 10 日 12UTC（左）、12 日 12UTC（右）。

あることに留意してご利用いただきたい。

#### (4) アンサンブル予報について

初期値に含まれる誤差について、永田・萬納寺 (1994) は二つの点を指摘している。一つは初期場の誤差が時間とともに次第に振幅を増していくケースであり、もう一つは、大気の数式系が非線形であることにより、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報が大きく変わるケースである。特に後者は大気のカオス的性質に由来するもので、予測可能性に関わる極めて重要な考え方である。これらに関して、誤差幅・不確実性を見積もることも重要である。そのための手続きとしては、前回や前回予報との比較、初期値に摂動を与えるなどしたアンサンブル予報の利用が一般的である。

まず、初期値が古い予報を併せて利用することは LAF (Lagged Average Forecast) 法と呼ばれるアンサンブル手法の一つと言える。この手法はどこで強雨が発生するかといった不確実性が大きい現象の予測での活用が考えられ、LFM 降水量ガイダンスで活用されている (第 I 部第 2.3 節)。ただし、平均的には新しい予報の方が精度が高いことを念頭におく必要がある。

アンサンブル予報については、経田 (2016) に説明があり、ここでは簡単に概要を述べる。アンサンブル予報は、数値予報の不確実性を前提として、予測情報の確からしさに関する情報を得るための手法である。現在では中期予報から季節予報において実行されている。中期予報におけるアンサンブル予報は、2017 年より週間アンサンブル予報システム、台風アンサンブル予報システム及び 1 か月アンサンブル予報システムを統合して全球アンサンブル予報システムとして導入するとともに、様々な改良を実施した (山口 2017)。全球アンサンブル予報システムでは、統合前の 3 システムが支援する業務を引き継いで、移動性の高・低気圧や台風の不確実性などに関する情報を得るために用いられてい

る。また、気象災害をもたらすようなメソスケールの現象を対象としたメソアンサンブル予報システム (第 I 部第 1.5 節、小野 2016 を参照のこと) やそれに基づくガイダンス (第 I 部第 1.5.4 項を参照のこと) の開発も進めている。このような現象は不確実性が大きいことから、アンサンブル予報の手法は有益であると考えられるが、これまでに気象庁では利用した実績がないことから利用にあたっての検討が重要となる。メソアンサンブルの利用検討と留意点については第 I 部第 1.5.5 項も適宜ご覧いただきたい。

#### 6.2.2 プロダクトの見方・使い方

現在、短期予報及び中期予報で利用可能な現業数値予報モデルは GSM, MSM, LFM 及び全球 EPS の四つである。これらは分解能、予報時間、予報頻度、予報特性のいずれも、それぞれ異なっている。使い分けとしては、基本的に対象とする現象の時間、空間スケールで考える (図 1.4.1) こととなる。また、一般に、数値予報は最新の予測の精度が平均的に最も高く、より解像度の高い数値予報モデルの方がより小さなスケールの現象まで解像することから、原則として、最新の、解像度の最も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。ただし、一つ一つの事例で見ると新しい予報が必ず精度が高いとは限らないこと、分解能の高さが単純に精度の改善につながっているとは限らないことから、利用に際しては、原則に従いつつ予測された場を観測データと比較して確認することが必要である。

数値予報プロダクトは図形式 (画像ファイルまたは FAX 図) 及び格子点形式 (GPV のファイル形式資料) として提供される。格子点形式のプロダクトは利用者により任意の地点への内挿や領域を切り出したり、物理量の変換等が行われた上で利用される。以下では、格子点形式のプロダクトを利用するにあたって、プロダクトの作成処理に起因する注意点と、利用に際して

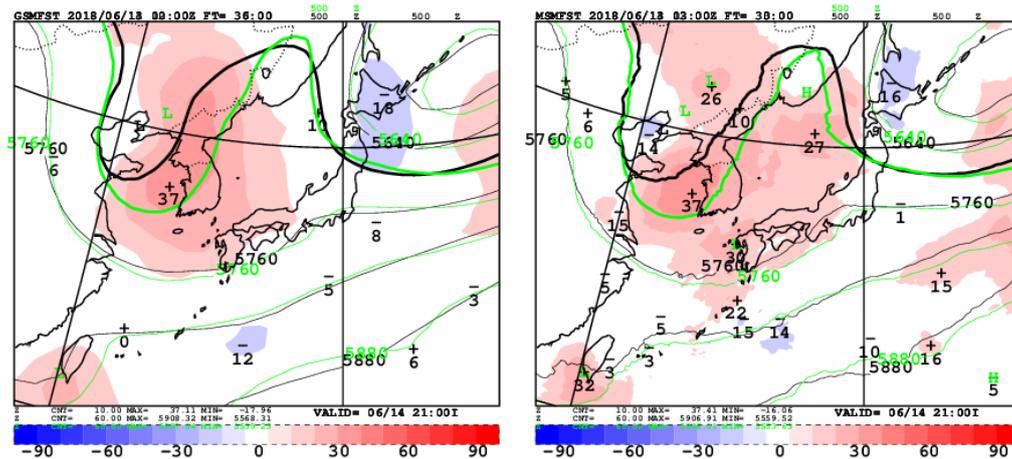


図 6.2.3 500 hPa ジオポテンシャル高度について、2018 年 6 月 13 日 00UTC 初期値の GSM の 36 時間予測の対初期値誤差 (左) と、13 日 03UTC 初期値の MSM の 33 時間予測の対初期値誤差 (右) を示したものの。対象時刻はどちらも 6 月 14 日 12UTC。黒線は予測値、緑線は初期値、ハッチは予測値と初期値の差を示す。

注意すべき事項を解説する。

### (1) 格子点値の理解と利用

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等経度格子に変換したデータとして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を伴うために、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という特徴がある点に注意が必要である。鉛直分布についても、利便性と円滑なデータ配信のために、特定の気圧面データのみが提供されている。この気圧面データは鉛直方向の内挿により作成され、かつ、数値予報モデルの鉛直層数よりはかなり少なくなっている。このため、鉛直方向についても、数値予報モデル本体の表現よりもさらに平滑化されていると考える必要がある。

GPV の利用の際に格子点と一致しない位置の値を求める場合がある (例えば、地点形式のガイダンスで対象でない地点における予測値を求める場合などが考えられる)。ここで、数値予報モデルの不確実性や表現可能性を考えると、単純な内挿よりも周囲の格子の状態を考慮した方がよい場合がある。例えば、地表面が海か陸かによって地上の風や気温などの特性が大きく変わるので、沿岸地点に対しては単純な内挿処理は適当でない場合がある。このことと平滑化の問題を合わせて考えると、特定地点の値を得る際は、目的や要素の性質、予報特性や誤差を勘案して、

- 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。
- 対象地点の周囲の格子点のうち、特性が大きく異なる格子点の値を除外して内挿する。

などから適切な手法を選択する必要がある。

格子点値は、個々の格子がカバーする水平、鉛直の

3 次元または水平 2 次元の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が必要である。この変動幅は、気象状況、要素など、様々な要因に依存するので見積もりは難しいが、一般的な性質として理解しておきたい。

### (2) 注意が必要なくつかの物理量

数値予報 GPV に含まれる物理量について注意が必要な点を述べる。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。物理量の算出手法については付録 C をご覧頂きたい。また、地形との関係では大気下層のデータにも注意が必要である。格子点値は等圧面上のデータとして作成されるが、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り、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には、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も考えられる。気圧面の高度がモデル地形の標高より低い場合の物理量の算出手法については付録 C を参照頂きたい。

### 参考文献

- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4-10.
- 大和田浩美, 2017: GNSS 掩蔽観測データの利用の改良. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 77-81.
- 岡部いづみ, 太田行哉, 高坂裕貴, 2017: 台風ボーガス. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,

66-70.

- 小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100-113.
- 亀川訓男, 計盛正博, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/CrIS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73-74.
- 経田正幸, 2016: はじめに. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 1-3.
- 永田雅, 萬納寺信崇, 1994: 利用上の留意点. 平成 6 年度数値予報研修テキスト数値予報課報告・別冊第 41 号 合併号, 気象庁予報部, 97-111.
- 原旅人, 2012: 数値予報モデルにおける物理過程の役割. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 2-7.
- 原旅人, 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, 2016: メソ数値予報システムの特性的変化. 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, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-47.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: 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.
- 平原洋一, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/ATMS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 70-73.
- 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.
- 藤田司, 山本佳緒里, 2012: プロダクト利用上の注意点. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54-67.
- 村上康隆, 計盛正博, 2017: 全球解析における DMSP-F17、F18/SSMIS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 74-77.
- 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, 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.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-7.

## 6.3 ガイダンス利用上の留意点<sup>1</sup>

### 6.3.1 主なガイダンスの留意点

本節では、降水、降雪、気温、風、天気各ガイダンス、お天気マップの利用上の留意点を述べる。詳細については、適宜、数値予報課報告・別冊第64号(気象庁予報部 2018)を参照願いたい。

#### (1) 降水ガイダンス

統計検証(白山 2018)から3時間平均降水量ガイダンス(MRR3)は概ねGSMガイダンスよりもMSMガイダンスの方が精度が高く、その傾向は大雨ほど強いことを示されている。一方で、1mm/3h程度の弱い降水に関しては、MSMの予報時間後半でGSMガイダンスの方が精度が高いこと、また、この傾向は夏季よりも冬季で顕著に見られることを示されている。季節毎のGSM及びMSMのMRR3の特徴を踏まえて、適切なモデルの選択が必要である。

1時間最大降水量(RMAX31)や3時間最大降水量(RMAX33)について、夏季はMSMガイダンスの方が精度が高いことを示されている。ただし、夏季で一律にMSMガイダンスの方が良い傾向があるわけではなく、擾乱の表現が実況とモデルの予測で異なる場合、適切なモデルの選択が必要である。

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など、極値に近い降水やそれを上回る降水量が予測された場合には、ガイダンスの予測をそのまま使用せずに、大雨のポテンシャルを示す定性的な情報に止めてもらいたい。

6時間降水確率ガイダンス(PoP6)については、GSM、MSMガイダンスともに、主に冬季での低確率の予測頻度に過大傾向がある。また、PoP6の予測対象が1mm/6hといった弱い降水であるため、平均降水量ガイダンス(MRR)や最大降水量ガイダンス(RMAX)よりもGSMガイダンスに対するMSMガイダンスの優位性が低い傾向がある。

#### (2) 降雪ガイダンス

降水種別ガイダンス(PTYP)は、統計検証(土田 2018)でGSMよりもMSMの方が予測精度が高いことを示されている。特に西日本ではGSMのPTYPは雪の予測頻度が低く、見逃し<sup>2</sup>が多い。この原因の一つとして、西日本の沿岸部の気温予測に高温バイアスがあることが挙げられる。雨か雪かの判別は気温の僅かな差によって変わるため、高温バイアスによる雪の予測頻度が低くなることに留意していただきたい。

降雪量地点ガイダンス(SNOW)および最大降雪量ガイダンス(MAXS)は、統計検証からGSMガイダンスとMSMガイダンスで予測精度に差がないが、モデル

の降水や気温の予測精度がガイダンスの降雪量予測精度に影響するため、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する必要がある。

SNOWとMAXSを比較した統計検証では、SNOWの方が予測精度が高いことを示している。ただし、MAXSは降水量ガイダンスと気温ガイダンスとの整合が取れた予測となっているのに対し、SNOWは多くの要素を説明変数としたニューラルネットワークを用いているため、モデル予測との対応が分かり難い。ただし、予測対象地点ではSNOWの方が予測精度が高い。面的な予測をMAXSで把握して、量的な予測をSNOWで修正するといった利用方法が有効であると考えられる。両ガイダンスの予測特性や予測対象地点の地域特性を把握した上で利用していただきたい。

24時間降雪量については、SNOW、MAXS共に予測頻度が過大な傾向がある。この原因の一つとして、観測される降雪量には新積雪の沈降効果があり、実際に降った雪よりも少なくなることがわかっている。現在、降雪ガイダンスで新積雪の沈降効果を考慮する予定はないため、今後も24時間降雪量の予測頻度が過大なる傾向があることを留意していただきたい。

#### (3) 気温ガイダンス

地点別の最高・最低気温ガイダンスは統計検証で全体的にMSMガイダンスの方がGSMガイダンスより精度が高いことを示しているが、冬季の北海道や東北地方などの一部の地域ではGSMガイダンスの方が精度の高い地点もある(三戸 2018)。基本的には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。また、最高・最低気温ガイダンスには、GSM・MSMガイダンスともに、夏季に極端な高温や低温を、冬季に極端な低温を予測しづらい傾向があることについても留意していただきたい。

冬季の北日本内陸部では、GSMでの放射冷却の予測が実況と異なる場合があり、GSM最低気温ガイダンスが低すぎる値を予測することがある。GSMが冬季に放射冷却による顕著な低温を予測した場合には、放射冷却の予測が妥当かを判断して利用していただきたい。また、GSMとMSMの予測する気温が大きく異なる場合には、それぞれのモデルが予測する気象場を確認してガイダンスを利用していただきたい。

気温ガイダンスの予測が大きく外れる典型例として、降水による下層冷気層の形成、前線の予測位置ずれ、海風の入るタイミングのずれ、および局所的なフェーン現象などが挙げられる。こうした気象場の解析をする際には留意が必要である。

<sup>1</sup> 石川 宜広

<sup>2</sup> 降水種別ガイダンスにおいて、見逃しとは雨と予測して実況が雪であること、空振りとは雪と予測して実況が雨であることを意味する。

#### (4) 風ガイダンス

定時風、最大風速、ガスト発生確率ガイダンスでは、予測対象地点に加えてモデルの地上風向でも層別化を行っている。このため、台風や前線の位置ずれにより、モデルの風向が外れた場合はガイダンスの誤差が大きくなるので、利用上、留意していただきたい(松本 2018)。

定時風、最大風速、ガスト風速、最大瞬間風速ガイダンスでは、頻度バイアス補正を用いているものの、一番上の閾値の 13~15 m/s 程度(最大瞬間風速は 23 m/s)を超えるような警報級の予測では実況に比べて頻度が少ない傾向がある。この傾向は、MSM の航空の定時風、最大風速ガイダンスで顕著である。

ガスト風速ガイダンスは、ガストが発生する場合に風速を予測するガイダンスであり、ガストが発生するか否かの情報は含んでいない。そのため、まずガイダンスや空港毎の知見にもとづき、ガストの発生が見込まれる場合のみガスト風速ガイダンスを利用していただきたい。その際には、ガスト発生確率の精度が最大になる閾値が空港毎に異なるので、適切な閾値の調査が必要となる。

ガスト風速ガイダンスの説明変数には安定度や上昇流を用いているものの、不安定降水に伴う突風のような、数値予報モデルで予測が困難なスケールの現象については、ガストは予測することはできない。このため、雷雨等が予測される場合には、過去の知見などからガストの予測をしていただきたい。また、ガスト発生確率は実況に比べて高い確率を予測する傾向が見られるため、現状では確率値そのものを利用するというよりは、確率の時間変化や空港毎の特性を考慮して利用していただきたい。

#### (5) 天気ガイダンス・お天気マップ

天気ガイダンスの方がお天気マップよりも統計的に予報精度が高いため、基本的には天気ガイダンスの利用を推奨する(小林 2018)。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を補正した日照率ガイダンス、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。統計検証の結果では天気ガイダンスはお天気マップと比べて予測精度が高い。

下層の薄い雲に対しては日照率ガイダンスの予測が晴れ曇りの閾値となる 50%に満たない場合があり、天気ガイダンスで晴れが予測される場合がある。このような状況が予測される場合には、日照率ガイダンスで 50%に近い領域の予測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。

お天気マップは降水の有無の閾値を観測にあわせて決めているが、天気ガイダンスは天気予報の降水の付加基準(雨は 1 mm/3h、雪は 0.5 mm/3h)を閾値にしており、最近の雪の予測事例では弱い雪を含む雪域

を狭く予測する場合がある。弱い雪を予測する際にはお天気マップ、3 時間最大降雪量ガイダンスが参考になる。

#### 6.3.2 ガイダンス利用上の注意点

統計手法を利用したガイダンスでは、学習データに含まれていない大雨や暴風などの顕著現象の予測には誤差が生じる。例えば、2016 年 8 月 30 日に東北地方の太平洋側に初めて台風が上陸したが(平成 28 年台風第 10 号)、降水ガイダンスはこの前例のない事例に対して東北地方において最大 500 mm/24h 以上の過大な予測を出力した。予報官は過去の知見や経験等を参考にこれを 350 mm/24h に下方修正し、実況でも最大 330 mm/24h であった。このような、大雨・暴風などの防災上重要な場面では、上記のような留意点を考慮してガイダンスの欠点を踏まえて、予報作業に役立てていただきたい。

ガイダンスはモデルの擾乱の位置ずれ、擾乱の発生や強度の外れなどの誤差を修正することができない。これらの誤差については、実況とモデルの予測を比較して擾乱の補正を行い、状況によっては、適切と考えるモデルを選択する必要がある。

#### 参考文献

- 気象庁予報部, 2018: ガイダンスの解説. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 248pp.
- 小林大輝, 2018: 天気ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 154-164.
- 三戸洋介, 2018: 気温ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 132-143.
- 白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 95-118.
- 土田尚侑, 2018: 降雪ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 119-131.
- 松本智文, 2018: 風ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 144-153.

## 付録 A 数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表

数値予報課が所掌する数値予報システム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（2018年10月現在）。表中の用語については、第II部「数値予報の基礎知識」も参照のこと。

### A.1 数値予報システム<sup>1</sup>

#### A.1.1 全球数値予報システム（全球モデル (GSM) ・全球解析 (GA)）

数値予報モデル	
水平分解能	TL959（格子間隔約 20 km : 0.1875 度） <sup>2</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>3</sup> ）
土壤水分	飽和度を予測する（初期値は気候値）
積雪被覆	積雪水当量を予測する（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 度格子）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 度格子）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
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>4</sup> の水平分解能：TL959（格子間隔約 20 km : 0.1875 度） <sup>2</sup> インナーモデル <sup>4</sup> の水平分解能：TL319（格子間隔約 55 km : 0.5625 度） <sup>2</sup>
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）+ 地上 <sup>5</sup>
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>6</sup> ：2 時間 20 分 サイクル解析 <sup>6</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）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、地上（気圧 <sup>5</sup> 、積雪深 <sup>7</sup> ）、船舶・ブイ（気圧 <sup>5</sup> ）、アメダス（積雪深 <sup>7</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	擬似観測値（海面更正気圧、風）を利用

<sup>1</sup> 本田 有機

<sup>2</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>3</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>4</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>5</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>6</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>7</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。

### A.1.2 全球アンサンブル予報システム (GEPS)<sup>8</sup>

数値予報モデル			
水平分解能	TL479 (格子間隔約 40 km : 0.375 度) <sup>2</sup>		
鉛直層数	100 層 (最上層 0.01 hPa)		
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC <sup>9</sup>		
予報時間	132 時間 (初期時刻 : 06, 18UTC) <sup>9</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) 法及び局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF)		
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>2</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 0.23 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	バリエンスミニマム法		
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個		
LETKF 計算の詳細			
水平分解能	TL319 (格子間隔約 55 km : 0.5625 度) <sup>2</sup>		
鉛直層数	100 層 (最上層 0.01 hPa)		
メンバー数	50 メンバー <sup>10</sup>		
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。		

<sup>8</sup> GEPS は台風情報、週間天気予報、異常天候早期警戒情報及び 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。

<sup>9</sup> GEPS の 06, 18UTC 初期時刻は 1 日 2 回を最大として、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実行される。なお、GEPS の 06, 18UTC 初期時刻の実行結果は部内の台風予報作業のために利用されており、プロダクトの配信は行っていない。

<sup>10</sup> LETKF による摂動を求めるため、プロダクト作成用途と別にアンサンブル計算を行っており、ここではそのメンバー数を示している。

### A.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	39 時間
境界値	
地中温度	予測する（初期値は 4 層とし、第 1, 2 層は解析値 <sup>3</sup> 、第 3, 4 層は気候値で与え、それを数値予報モデルで用いる 9 層に内挿する）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は解析値 <sup>3</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	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）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 度格子）に固定
側面境界	全球モデル予報値 <sup>12</sup>
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平分解能	アウターモデル <sup>4</sup> の水平格子間隔：5 km インナーモデル <sup>4</sup> の水平格子間隔：15 km
鉛直層数	48 層 <sup>11</sup> （最上層約 22 km）+ 地上 <sup>5</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）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、地上（気圧 <sup>5</sup> 、積雪深 <sup>7</sup> ）、船舶・ブイ（気圧 <sup>5</sup> ）、アメダス（積雪深 <sup>7</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>13</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>13</sup> ）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折率）
台風ボーガス	擬似観測値（海面更正気圧、風）を利用

<sup>11</sup> 計算の便宜上設定している最上層と最下層を除く。

<sup>12</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>13</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。

#### A.1.4 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	9 時間
境界値	
地中温度	予測する（初期値は解析値 <sup>3</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	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）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 度格子）に固定
側面境界	メソモデル予報値 <sup>14</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>15</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）、ウィンドプロファイラ（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）、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>13</sup> ）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、地上 GNSS（可降水量）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度、土壌水分）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波散乱計（土壌水分）
台風ボーガス	利用しない

#### A.1.5 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>16</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>17</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）	ウィンドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、アメダス <sup>18</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>14</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>15</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>16</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>17</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>18</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ーを適用している。

## A.2 ガイダンス<sup>1</sup>

### A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス (MRR) <sup>2</sup>	
作成対象	GSM, GEPS : 20 km 格子 MSM, LFM : 5 km 格子
作成方法	GSM, MSM, GEPS : 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。 LFM : 初期時刻の異なる複数の 1 時間降水量のアンサンブル平均 (LAF 法) を求めた後、頻度バイアス補正。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, LFM, GEPS (GEPS は各メンバー)
予報対象時間単位	GSM, MSM, GEPS : 3 時間 LFM : 1 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 まで 3 時間間隔 LFM : FT=1 から FT=9 まで 1 時間間隔 GEPS : FT=6 から FT=219 (06, 18UTC 初期値は 132) まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	GSM, MSM, GEPS : モデル予測値 <sup>3</sup> (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR) LFM : モデル予測値 <sup>3</sup> (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, LFM 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 (GSM, MSM : 6 時間区切り、LFM : 1 時間区切り、GEPS は 12 時間区切り)
備考	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ GSM, MSM, GEPS は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 (GSM の 11~4 月は 1, 3, 50, 80 mm/3h を使用、GEPS は 120mm を使用しない)。</li> <li>・ LFM は 0.5, 1, 3, 5, 10, 20, 30 mm/h を使用。</li> <li>・ 平均降水量ガイダンス (GEPS) の各メンバー予測は、GEPS のコントロールランを用いて最適化した係数で計算している。</li> <li>・ 平均降水量ガイダンス (GEPS) は最大降雪量ガイダンス (GEPS) の入力として利用。</li> </ul>

<sup>1</sup> 石川 宜広

<sup>2</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.2 節、本テキスト第 2.3 節を参照のこと。

<sup>3</sup> 降水ガイダ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 : モデル降水量予報値

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

HOCR : 地形性上昇流 × 相対湿度

CFRR : モデル降水量予報値の変換値 「 $FRR^2 / (FRR^2 + 2)$ 」

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>2</sup>	
作成対象	GSM, GEPS : 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, GEPS (GEPS は各メンバー)
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, 06, 12, 18UTC 初期値 : FT=9 から FT=39 まで 6 時間間隔 03, 09, 15, 21UTC 初期値 : FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔 GEPS : FT=9 から FT=219 (06, 18UTC 初期値は 129) 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>3</sup> (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOG, DXQV, CFRR)
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、GEPS は 12 時間区切り)
備考	降水確率ガイダンス (GEPS) の各メンバーの予測は、GEPS のコントロールランを用いて最適化した係数で計算している。

最大降水量ガイダンス (RMAX) <sup>2</sup>	
作成対象	GSM, GEPS : 20 km 格子 MSM, LFM : 5 km 格子
作成方法	1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, GEPS) 及び 24 時間最大降水量 (GEPS) : 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>4</sup> 、出力層は線形関数を使用) 1 時間最大降水量 (LFM) : モデルの降水量予測のばらつきを利用した手法 24 時間最大降水量 (GSM, MSM) : 線形重回帰
作成対象とするモデル	GSM, MSM, LFM, GEPS (GEPS は各メンバー)
予報対象時間単位	1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM) : 3 時間 1 時間最大降水量 (LFM) : 1 時間 24 時間最大降水量 (GSM, MSM) : 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 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 LFM : 1 時間最大降水量 : FT=1 から FT=9 まで 1 時間間隔 GEPS : 1, 3 時間最大降水量 : FT=6 から FT=219 (06, 18UTC 初期値は 132) まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=27 から FT=219 (06, 18UTC 初期値は 132) まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, GEPS) 及び 24 時間最大降水量 (GEPS) : モデル予測値<sup>3</sup> (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) と 3 時間 (GEPS は 24 時間) 平均降水量</li> <li>・ 1 時間最大降水量 (LFM) : モデル予測値<sup>3</sup> (FRR) の標準偏差と 1 時間平均降水量</li> <li>・ 24 時間最大降水量 (GSM, MSM) : モデル予測値<sup>3</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 24 時間平均降水量</li> </ul>
目的変数	解析雨量 (1 km 格子) から算出した 20 km (MSM, LFM は 5 km) 格子内の降水量の最大値。ただし、MSM 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	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ 1, 3 時間最大降水量 (GSM, MSM, GEPS) 及び 24 時間最大降水量 (GEPS) 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 RMAX を予測する。</li> <li>・ 1 時間最大降水量 (LFM) は、平均降水量ガイダンスにモデルの降水量予測のばらつきに応じた降水量を加え、さらに解析雨量から作成した関係式で変換して予測する。</li> <li>・ 24 時間最大降水量 (GSM, MSM) は、平均降水量ガイダンス (24 時間) 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。</li> </ul>

<sup>4</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)。

## A.2.2 降雪ガイダンス

最大降雪量ガイダンス <sup>5</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
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 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：A.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	<ul style="list-style-type: none"> <li>・ GSM, MSM の雪水比は格子形式気温ガイダンス（A.2.3 参照）を回帰式に入力して予測する。</li> <li>・ GSM, MSM は、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。</li> <li>・ 天気ガイダンス（降水種別）（A.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0 cm とする。</li> </ul>

<sup>5</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>6</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。

降雪量地点ガイドンス <sup>5</sup>	
作成対象	積雪深計設置のアメダス
作成方法	GSM, MSM：ニューラルネットワーク（3層：中間、出力ともロジスティック関数 <sup>4</sup> を使用）による予測に頻度バイアス補正を行う。 GEPS：最大降雪量ガイドンスと同じ手法（ただし、格子ではなくアメダス地点で計算）による予測に頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, GEPS
予報対象時間単位	6, 12, 24 時間（GEPS は 24 時間のみ）
予報期間と間隔	GSM：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：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 GEPS：24 時間：FT=27 から FT=219 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	GSM, MSM：あり（ニューラルネットワーク、頻度バイアス補正） GEPS：あり（頻度バイアス補正）
説明変数	GSM, MSM：モデル予測値（地上・925・850・700・500 hPa の気温、地上・925・850・700 hPa の相対湿度、700・500 hPa の高度、925・850・700・500 hPa の風向、925・850・700・500 hPa の風速、「海面水温 - 925 hPa の気温」、925・850・700 hPa の上昇流、「地上 - 850 hPa」・「925 - 700 hPa」の SSI <sup>3</sup> 、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層別化した雪水比にモデル降水量を乗じた降雪量）
目的変数	GSM, MSM：アメダスの積雪深計で観測された 6, 12 時間降雪量 GEPS：アメダスの積雪深計で観測された 24 時間降雪量
層別化処理の対象	GSM, MSM：作成対象地点、初期時刻、予報時間（3 時間毎 1 日分） GEPS：作成対象地点、初期時刻、予報時間
備考	・ GSM, MSM：頻度バイアス補正の閾値は 6 時間降雪量が 1, 5, 15, 30 cm、12 時間降雪量が 3, 10, 20, 40 cm を使用。24 時間降雪量は 12 時間降雪量を積算して算出。 ・ GEPS：説明変数は最大降雪量ガイドンスを参照。

### A.2.3 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス <sup>7</sup>	
作成対象	アメダス、空港
作成方法	カルマンフィルタ
作成対象とするモデル	アメダス：GSM, MSM, GEPS (GEPS は各メンバー) 空港：MSM
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 まで 1 時間間隔 GEPS：FT=3 から FT=219 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：アメダスで観測された毎正時 (GEPS は 3 時間毎の正時) の気温 空港：定時飛行場実況観測 (METAR) または自動飛行場実況観測 (METAR AUTO) の毎正時の気温
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 (GSM, MSM) 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>7</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>7</sup>				
作成対象	アメダス、空港			
作成方法	カルマンフィルタ			
作成対象とするモデル	アメダス：GSM, MSM 空港：MSM			
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）	GSM：アメダス			
	初期値	当日	翌日	翌々日
	00UTC	最高	最高・最低	最高・最低
	06UTC		最高・最低	最高・最低
	12UTC		最高・最低	最高・最低
	18UTC	最高	最高・最低	最高・最低
	MSM：アメダス、空港			
	初期値	当日	翌日	翌々日
	00UTC	(最高)	最高・最低	
	03UTC		最高・最低	
06UTC		最高・最低		
09UTC		最高・最低	(最低)	
12UTC		最高・最低	(最低)	
15UTC	最高（・最低）	(最高・) 最低		
18UTC	最高	(最高・) 最低		
21UTC	最高	(最高・) 最低		
「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す、()内はアメダスのみ				
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：アメダスの気温観測（1分値）から算出した最高・最低気温 空港：METAR, METAR AUTO, 特別飛行場実況観測 (SPECI) 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。			

## A.2.4 風ガイダンス

定時風ガイダンス <sup>8</sup>	
作成対象	アメダス、空港
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	アメダス：GSM, MSM 空港：MSM
予報対象時間	3時間毎の正時 (GSM)、毎正時 (MSM)
予報期間と間隔	アメダス (GSM)：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 アメダス (MSM)：FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔 空港 (MSM)：FT=2 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：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 空港：METAR, METAR AUTO（毎正時）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、空港には 5.0, 11.0, 18.0, 24.0 ノットを使用。

最大風速ガイダンス <sup>8</sup>	
作成対象	アメダス、空港
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	アメダス：GSM, MSM, GEPS（GEPS は各メンバー） 空港：MSM
予報対象時間単位	3 時間（アメダス）、1 時間（空港）
予報期間と間隔	アメダス (GSM)：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 アメダス (MSM)：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 アメダス (GEPS)：FT=3 から FT=219 まで 3 時間間隔 空港 (MSM)：FT=2 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：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 空港：前 1 時間の最大風速時（METAR, SPECI, METAR AUTO 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、GEPS は 3 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、空港には 6.0, 13.0, 20.0, 25.0 ノットを使用。

<sup>8</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。

ガスト発生確率ガイダンス <sup>8</sup>	
作成対象	空港
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3 時間
予報時間と間隔	FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	下表にガスト発生確率ガイダンスの説明変数をまとめる。
目的変数	空港における前 3 時間のガスト通報の有無 (METAR, SPECI, SCAN, METAR AUTO から算出)
層別化処理の対象	作成対象地点、風向 (8 方位: 北、北東、東、南東、南、南西、西、北西)

ガスト発生確率ガイダンスの説明変数	
説明変数	内容
地上風速最大値 (地上風速の前 1 時間最大値)	<p>モデルが予測した地上 10 m の風速 (地上風速) と乱流による風速の変動の前 1 時間最大値の和。乱流による地上 10 m 風速の変動とは、次の式で定義される平均風速の揺らぎ <math>C_{ugn}, \sigma_u</math> のことである。</p> $\sigma_u = 2.29u_* \cdot \max \left[ \left( 1 - \frac{1}{24} \frac{z_i}{L} \right)^{\frac{1}{3}}, 1.0 \right]$ <p>ここで、<math>C_{ugn} = 7.71</math>、<math>z_i = 1000</math> m、<math>L</math> は Monin-Obukov 長、<math>u_*</math> は摩擦速度 <math>u_* = \left( \overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{\frac{1}{4}}</math> である。</p>
境界層最大風速	境界層に含まれる気圧面風速の最大値。境界層を「地上から上層までの大気が混合し得る領域」と定義し、地上から等温位または不安定である層を判定して境界層の高さと算出する。気圧の上限は 500 hPa とする。
水平風の鉛直シア	地上風と境界層最大風との差分ベクトルの風速を 1000 ft 当たりに換算した値。地上と最大風の気圧面との高度差が 1000 ft 未満の場合は、差分ベクトルの値とする。
SSI	ショワルターの安定指数 (850 hPa-500 hPa)。
$\omega_{925}$	925 hPa 面の鉛直 p 速度。

ガスト風速、最大瞬間風速ガイダンス <sup>8</sup>	
作成対象	ガスト風速：空港 最大瞬間風速：アメダス
作成方法	ガスト風速 A：カルマンフィルタ ガスト風速 B：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。 ※ モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合はガスト風速 A を、10 m/s 以上の場合はガスト風速 B をガスト風速ガイダンスの予測値とする。  最大瞬間風速 A、最大瞬間風速 B：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。 ※ モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合は最大瞬間風速 A を、10 m/s 以上の場合は最大瞬間風速 B を最大瞬間風速ガイダンスの予測値とする。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1 時間
予報時間と間隔	ガスト風速 A、ガスト風速 B：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔 最大瞬間風速 A、最大瞬間風速 B：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	ガスト風速 A、最大瞬間風速 A：モデル予測値（地上風速最大値、地上風速、境界層最大風速）（ガスト発生確率ガイダンスの説明変数を参照） ガスト風速 B、最大瞬間風速 B：モデル予測値（地上風速の東西・南北成分）
目的変数	ガスト風速 A、最大瞬間風速 A：実況と地上風速最大値との差 ガスト風速 B、最大瞬間風速 B：実況とモデルの地上風速の東西・南北成分との差 ※ 実況：ガスト風速は空港における前 3 時間のガストの最大値（METAR, SPECI, SCAN, METAR AUTO でガストの通報があった場合に限る）、最大瞬間風速はアメダスで観測された 1 時間毎の最大瞬間風速の東西・南北成分
層別化処理の対象	ガスト風速 A：作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分） ガスト風速 B：作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分）、風向（4 方位：北東、南東、南西、北西） 最大瞬間風速 A、最大瞬間風速 B：作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）
頻度バイアス補正の閾値	ガスト風速 B には、1.0, 25.0, 35.0 ノット。 最大瞬間風速 A と最大瞬間風速 B には、13.0, 18.0, 23.0 m/s。

## A.2.5 天気ガイダンス

日照率（曇天率）ガイダンス <sup>9</sup>	
作成対象	20 km 格子 (GSM) 、5 km 格子 (MSM)
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	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 の3時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	各層 (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300 hPa) の前3時間平均相対湿度 [%]、 前3時間平均気温差 (850 hPa–500 hPa) [K]、 前3時間降水量 (FT–3 h, FT±0 h, FT+3 h) [mm] ただし、降水量は $\log_{10}(1 + \text{降水量})$ で変換する。
目的変数	12, 15JST の前3時間日照率（観測された前3時間の日照時間を3時間で割った値）。
層別化処理の対象	対象地点、暖候期（4~9月）と寒候期（10~3月） 暖・寒候期の係数切替の30日前から事前学習を行う。
備考	アメダス地点でニューラルネットワークを作成し、それを元に格子形式の日照率を計算する。 予測結果は曇天率（1–日照率）として配信する。

天気ガイダンス <sup>9</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 の3時間間隔

<sup>9</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。

## A.2.6 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス <sup>10</sup>	
作成対象	GSM：20 km 格子、MSM：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 から FT=84 まで 3 時間間隔、MSM：FT=3 から FT=39 まで 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。

	変数名	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	ショワルターの安定指数。-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 (A.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>10</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。

## A.2.7 湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンス <sup>11</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>11</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。

時系列湿度ガイドンス <sup>11</sup>																																																																					
作成対象	気象官署（特別地域気象観測所含む）																																																																				
統計手法	カルマンフィルタ																																																																				
予報対象とするモデル	GSM, MSM																																																																				
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 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（地上相対湿度、地上の東・西・南・北風成分、地上風速、中・下層雲量、前 1 時間降水量、海面更正気圧） ただし、各風成分と地上風速は作成対象地点に最も近い格子点のモデル予測値を使用し、それ以外は GSM では周囲の 4 格子から線形内挿、MSM ではモデルの海陸分布を考慮した内挿値を用いる。																																																																				
目的変数	湿度観測値 – モデルの湿度予測値																																																																				
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間																																																																				
備考	<p>予測した毎正時の湿度から、日平均湿度と実効湿度を予測している。 日平均湿度と実効湿度の初期時刻に対する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																																																																				

## A.2.8 視程ガイダンス

視程ガイダンス <sup>12</sup>	
作成対象	空港
作成方法	カルマンフィルタの予測に頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1時間（視程）、3時間（視程確率）
予報期間と間隔	視程：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔 視程確率：FT=6 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（地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量）
予測対象	視程：前 1 時間の最小視程と平均視程。 視程確率：前 3 時間最小視程が 5 km, 1.6 km 未満 (1) か否か (0) 観測は METAR, SPECI, SCAN をから利用し、METAR AUTO は利用しない。
層別化処理の対象	作成対象地点（空港）、天気（無降水、雨、雪）、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分、無降水のみ）
備考	頻度バイアス補正の閾値には以下を使用する。 視程：0.8, 1.6, 3.2, 5.0, 10.0 km 視程確率：0.0, 0.2, 0.35, 0.5, 6.5, 1.00

視程分布予想 (MSM) <sup>12</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 視程 $VIS = 3 / (\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s)$ [km] $\sigma_p = 0.12 (1 - RH)^{-0.5}$ : 浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 12.0 \times QC^{0.9}$ : 雲の消散係数 $\sigma_r = 0.45 \times RAIN^{0.55}$ : 雨の消散係数 $\sigma_s = 7.5 \times SNOW^{0.7} + 0.07 \times FF$ : 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 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。 ・ 視程 VIS の他に雲の消散係数 $\sigma_c$ から計算した視程、雨の消散係数 $\sigma_r$ から計算した視程、雪の消散係数 $\sigma_s$ から計算した視程も作成している。

<sup>12</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。

視程分布予想 (GSM) <sup>12</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 $\text{視程 VIS} = 3 / (\sigma_p + \sigma_c) \text{ [km]}$ $\sigma_p = 0.162 (1 - \text{RH})^{-0.5} \text{ : 浮遊塵の消散係数}$ $\sigma_c = 22.7 \times \text{CWC}_3^{0.96} \text{ : 雲の消散係数 (オホーツク海 : 45～60°N, 140～155°E)}$ $\sigma_c = 29.3 \times \text{CWC}_2^{0.96} \text{ : 雲の消散係数 (オホーツク海以外)}$ $\sigma_r = 0.403 \times \text{RAIN}^{0.5} \text{ : 雨の消散係数}$ $\sigma_s = 2.14 \times \text{RAIN}^{0.7} + 0.167 \times \text{FF} \text{ : 雪の消散係数}$
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 $\text{CWC}_3$ : 地表気圧より上層の P 面 3 層の雲水量の和 [g/kg] $\text{CWC}_2$ : 地表気圧より上層の P 面 2 層の雲水量の和 [g/kg] $\text{RH}$ : 地上面の湿度 [%]。85%を上限。 $\text{RAIN}$ : 降水量 (3 時間内の 1 時間降水量の最大) [mm/h] $\text{FF}$ : 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	<ul style="list-style-type: none"> <li>・降水の雨雪判別は天気ガイダンス (降水種別) に準じている。</li> <li>・視程 VIS の他に雲の消散係数 <math>\sigma_c</math> から計算した視程、雨の消散係数 <math>\sigma_r</math> から計算した視程、雪の消散係数 <math>\sigma_s</math> から計算した視程も作成している。</li> </ul>

## A.2.9 雲ガイダンス

雲ガイダンス <sup>13</sup>	
作成対象	空港
作成方法	ニューラルネットワーク（3層：中間、出力ともにロジスティック関数 <sup>4</sup> を使用）による予測に頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1時間
予報期間と間隔	FT=2 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（モデル面湿度、降水量、925 hPa（松本空港は 850 hPa）と地上の平均気温減率）
目的変数	METAR, SPECI から算出した上空 38 層の雲量。METAR がない時間帯は METAR AUTO を利用。
層別化処理の対象	作成対象地点（空港）、予報対象時刻（1時間毎 1日分）、季節（暖候期（4～10月）、寒候期（11～3月）） 寒・暖候期の係数切替前に 30 日間の事前学習を行う。
備考	<ul style="list-style-type: none"> <li>ニューラルネットで空港上空の 38 層の雲量を求め、それを下から検索することによって 3 層の雲層を抽出している。</li> <li>頻度バイアス補正の閾値は 0/8, 1/8, 3/8, 5/8, 8/8 雲量を使用。</li> </ul>

雲底確率ガイダンス <sup>13</sup>	
作成対象	空港
作成方法	ロジスティック回帰
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=6 から FT=39 まで 3時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	下表に示す雲底確率ガイダンスの説明変数から 6 つ選択する。
目的変数	METAR, SPECI から算出した前 3 時間の最低シーリングが 1000 ft 及び 600 ft 未満 (1) か否か (0)。METAR がない時間帯は METAR AUTO を利用。
層別化処理の対象	作成対象地点（空港）、季節（暖候期（4～10月）、寒候期（11～3月））、予報時間（6時間区切り）、予報対象時刻（3時間毎 1日分）

	雲底確率ガイダンスの説明変数
必須選択	前 3 時間における相対湿度の最大値 前 3 時間における雲量 (CVR) の最大値
二者択一	降水量の前 3 時間積算を周囲 20 km で平均した値 雪の降水量の前 3 時間積算を周囲 20 km で平均した値
3 つ選択	前 3 時間における地上と 925 hPa との間で算出した平均気温減率の平均値 前 3 時間における東西風の平均値 前 3 時間における南北風の平均値 前 3 時間における雲水量と雲氷量の和 (CWC) の最大値

<sup>13</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.10 節を参照のこと。

## A.2.10 航空悪天 GPV<sup>14</sup>

航空悪天 GPV		
作成対象とするモデル	MSM, LFM	
作成対象	MSM：40 km 格子（ポーラーステレオ座標） LFM：10 km 格子（ポーラーステレオ座標）	
作成層と要素	地上面	風の X・Y 方向成分、気温、相対湿度、高度、海面更正気圧、圏界面気圧、積算降水量、中層雲量、下層雲量、積乱雲量（LFM は付録 A.2.8 の視程分布予想に示した視程も含む）
	FL 面 <sup>15</sup>	風の X・Y・Z 方向成分、気温、相対湿度、高度、乱気流指数、鉛直シア、着氷指数（LFM は水蒸気混合比も含む）
	積乱雲頂高度	高度、気圧
作成方法（モデル直接出力を除く）	乱気流指数 <sup>16</sup> ：ロジスティック回帰 着氷指数 <sup>17</sup> ：診断法 積乱雲量・雲頂高度 <sup>18</sup> ：パーセル法に基づく診断法 圏界面気圧：第 1 圏界面の定義（高層気象観測指針第 2.3.1 節）に基づく診断法	
予報対象時間	毎正時	
予報期間と間隔	MSM：FT=0 から FT=39 まで 1 時間間隔 LFM：FT=0 から FT=9 まで 1 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	

北太平洋航空悪天 GPV		
作成対象とするモデル	GSM	
作成対象	格子間隔 0.5 度（等緯度経度座標）、20°S～65°N, 80°E～110°W	
作成層と要素	地上面	風の東西・南北成分、気温、相対湿度、海面更正気圧、積算降水量、全雲量、下層雲量、中層雲量、上層雲量
	FL 面 <sup>15</sup>	風の東西・南北成分、鉛直 P 速度、気温、相対湿度、高度、乱気流指数、鉛直シア、着氷指数
	積乱雲頂高度	高度
	最大風速面	高度、気圧、風の東西・南北成分、気温
	圏界面	高度、風の東西・南北成分、気温
作成方法（モデル直接出力を除く）	乱気流指数 <sup>16</sup> ：ロジスティック回帰 着氷指数 <sup>17</sup> ：診断法 積乱雲頂高度 <sup>18</sup> ：パーセル法に基づく診断法 圏界面高度：第 1 圏界面の定義（高層気象観測指針第 2.3.1 節）に基づく診断法	
予報対象時間	3 時間毎の正時	
予報期間と間隔	FT=0 から FT=42 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	

<sup>14</sup> 統計処理を行っていないモデルの直接出力の要素も含まれているが、航空悪天 GPV の仕様を示すために、全ての要素を示す。

<sup>15</sup> MSM と北太平洋は FL010 から FL550 まで 2000 ft 間隔。LFM は FL010 から FL450 まで 1000 ft 間隔。FL はフライトレベルで、標準大気における気圧高度 (ft) を 100 で割った値。

<sup>16</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.11 節を参照のこと。

<sup>17</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.12 節を参照のこと。

<sup>18</sup> 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.13 節を参照のこと。

全球航空悪天 GPV		
作成対象とするモデル	GSM	
作成対象	格子間隔 1.25 度（等緯度経度座標）	
作成層と要素	気圧面 <sup>19</sup>	乱気流指数、鉛直シア
	積乱雲頂高度	高度
	最大風速面	高度、風の東西・南北成分、気温
	圏界面	高度、風の東西・南北成分、気温
作成方法（モデル直接出力を除く）	乱気流指数 <sup>16</sup> ：ロジスティック回帰 積乱雲頂高度 <sup>18</sup> ：パーセル法に基づく診断法 圏界面高度：第 1 圏界面の定義（高層気象観測指針第 2.3.1 節）に基づく診断法	
予報対象時間	6 時間毎の正時	
予報期間と間隔	FT=0 から FT=36 まで 6 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	

<sup>19</sup> 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa

### A.3 プロダクトの送信時刻<sup>1</sup>

スーパーコンピュータシステムでは、数値予報モデルによる予測計算終了後に、その計算結果をユーザーの利用目的に合った各種プロダクトに加工して気象情報伝送処理システム（アデス）等に送信し、気象庁内外に配信している。

2018年10月末現在のプロダクト送信終了時刻を、表 A.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 A.3.2 のように周知している。

表 A.3.1 プロダクトの送信終了時刻（2018年10月末現在）

	数値予報モデル等と初期時刻	プロダクトの送信終了時刻 <sup>2</sup>
全球モデル	00, 06, 12, 18UTC 延長プロダクト <sup>3</sup> 12UTC	初期時刻 + 3時間 45分程度 初期時刻 + 6時間 30分程度
全球アンサンブル予報モデル (週間プロダクト)	00UTC 12UTC	初期時刻 + 5時間 55分程度 初期時刻 + 7時間 55分程度
全球アンサンブル予報モデル (台風プロダクト)	00, 06, 12, 18UTC	配信なし（気象庁内利用のみ）
メソモデル	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	初期時刻 + 2時間 15分程度
局地モデル	毎正時	初期時刻 + 1時間 20分程度
毎時大気解析	毎正時	初期時刻 + 27分程度

表 A.3.2 プロダクト利用者にあらかじめ周知した送信時刻（2018年10月末現在）

	数値予報モデル等と初期時刻	周知したプロダクト送信時刻 <sup>4</sup>
全球モデル (GPV、ガイダンス、FAX)	00, 06, 12, 18UTC 延長プロダクト <sup>3</sup> 12UTC	初期時刻 + 4時間以内 初期時刻 + 7時間以内
全球アンサンブル予報モデル (週間プロダクト GPV/FAX)	00UTC 12UTC	初期時刻 + 6時間以内 初期時刻 + 8時間以内
メソモデル (GPV、ガイダンス、FAX <sup>5</sup> )	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	初期時刻 + 2時間 30分以内
局地モデル (GPV)	毎正時	初期時刻 + 1時間 30分以内
毎時大気解析 (GPV)	毎正時	初期時刻 + 30分以内

（補足）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。送信時刻は以下の文書を参照。

- 「お知らせ（配信資料に関する技術情報（気象編）第480号関連）」（平成30年5月29日）
- 「配信資料に関する技術情報（気象編）第389号」（平成26年1月27日）
- 「配信資料に関する技術情報（気象編）第388号」（平成26年1月27日）
- 「お知らせ（配信資料に関する技術情報（気象編）第383号関連）」（平成26年1月23日）
- 「配信資料に関する技術情報（気象編）第373号」（平成25年5月15日）
- 「配信資料に関する技術情報（気象編）第269号」（平成19年9月27日）
- 「お知らせ（配信資料に関する技術情報（気象編）第205号関連）」（平成18年2月6日）
- 「配信資料に関する技術情報（気象編）第196号」（平成17年4月28日）

<sup>1</sup> 栗原 茂久

<sup>2</sup> スーパーコンピュータシステムから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12UTCの一部プロダクトについては87時間から延長プロダクトとして配信される。

<sup>4</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。

<sup>5</sup> 国内航空路6, 12時間予想断面図、および国内悪天12時間予想図を送信している。

## 付録 B 最近の改善のまとめ\*

2017年11月から2018年10月までに実施した数値予報システム、アプリケーション及びプロダクトの変更を表B.1.1にまとめた。以下にこれらの概略を記す。

### B.1 数値予報システムの変更

2017年12月20日にGOES-Eastを担う静止気象衛星がGOES-13からGOES-16へ交代した。2018年1月8日にGOES-13のプロダクト配信が終了したが、GOES-16の大気追跡風と晴天輝度温度の配信が開始されなかったため、2018年1月8日に、全球解析において米国静止気象衛星GOES-East領域で算出される大気追跡風及び晴天輝度温度の利用を中断した(第I部第2.1節)。

2018年3月6日に、欧州静止気象衛星がMeteosat-10からMeteosat-11へ交代したことに伴い、全球解析においてMeteosat-11から算出される大気追跡風及び晴天輝度温度の利用を開始した(第I部第2.2節)。これと同時に、Meteosat-10から算出される同データの利用を停止した。

第10世代スーパーコンピュータシステムの運用開始後の2018年6月26日に、初期時刻00, 06, 18UTCの全球モデルの予報時間を84時間から132時間に延長した。

2018年10月18日に、現在は利用していない静止気象衛星の晴天輝度温度(ひまわり8号のバンド9, 10の

陸域データ、Meteosat-8, 11のチャンネル6の全観測領域のデータ)の利用を開始した。これと同時に、欧米静止気象衛星(Meteosat-8, 11及びGOES-15)の晴天輝度温度の時間方向の間引きを廃止し、毎時のデータの利用を開始した。

### B.2 アプリケーションおよびプロダクトの変更

ガイダンス等に関する変更では、2018年6月5日にLFM降水量ガイダンスの運用を開始した(第I部第2.3節)。LFM降水量ガイダンスは1時間平均降水量と1時間最大降水量を作成する。1時間最大降水量は降水15時間予報および予報作業支援システム(予報部予報課2011)で利用されている。

2018年8月27日にはMSM発雷確率ガイダンスの予測式の係数再作成による改良を行った。これにより、MSM発雷確率ガイダンスの予測の過小な傾向が改善され、予測精度が改善された。

2018年9月12日には国内航空悪天GPVおよびLFM航空悪天GPVの乱気流指数の予測式の最適化および係数再作成による改良を行なった。これにより、各乱気流指数の予測精度が改善された(第I部第2.4節)。

### 参考文献

予報部予報課, 2011: 市町村を対象とした警報・注意報発表のための新しい予報作業支援システムの整備について. 測候時報, **78**, 1-18.

表 B.1.1 2017年11月から2018年10月までに実施した数値予報システム、アプリケーションおよびプロダクトの主な変更

変更日	概要	参考文献
2017年12月5日	全球メソ・局地モデルの日射量要素の提供開始	配信資料に関する技術情報第465号
2018年1月8日	全球解析における米国静止気象衛星GOES-Eastから算出される大気追跡風及び晴天輝度温度データの利用中断	第I部第2.1節
2018年3月6日	全球解析における欧州静止気象衛星Meteosat-11から算出される大気追跡風及び晴天輝度温度データの利用開始	第I部第2.2節
2018年6月5日	LFM降水量ガイダンスの運用開始	第I部第2.3節
2018年6月26日	全球モデルの予報時間延長、及び、週間アンサンブル数値予報モデルGPV(高分解能全球域)の提供開始	第I部第1.3節、配信資料に関する技術情報第480号及び第481号
2018年8月27日	MSM発雷確率ガイダンスの改良	配信資料に関するお知らせ(2018年8月22日)
2018年9月12日	国内航空悪天GPVの予報領域拡大、LFM航空悪天GPVの予報時間延長、国内航空悪天GPVおよびLFM航空悪天GPVの乱気流指数の改良	第I部第2.4節
2018年10月18日	全球解析における静止気象衛星の晴天輝度温度データの利用拡大	配信資料に関するお知らせ(2018年10月17日)

\* 本田 有機、石川 宜広

## 付録C プロダクトの物理量の仕様及び算出手法\*

2018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、メソ数値予報モデル 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。

### C.1 全球数値予報モデル GPV 及び週間アンサンブル数値予報モデル GPV

表 C.1.1 全球数値予報モデル GPV 及び週間アンサンブル数値予報モデル GPV に含まれる物理量と算出手法

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 (長澤 2008) 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。

\* 本田 有機

## C.2 メソ数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV

表 C.2.1 メソ数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV に含まれる物理量と算出手法

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 (長澤 2008) 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。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 [%]	水に対する飽和水蒸気量を考慮して算出する。 $-15^\circ\text{C}$ 以下では水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.

## 付録 D 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標\*

本テキストで使用し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。

### D.1 研修テキストで用いた表記

#### D.1.1 時刻の表記について

本テキストでは、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。

#### D.1.2 分解能の表記について

本テキストでは、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、“TxxLyy”<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“TLxxLyy”<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。

#### D.1.3 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。

本テキストでは、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。

#### D.1.4 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。本テキストでは、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。

#### D.1.5 緯度、経度の表記について

本テキストでは、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。

\* 安井 拓也

<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。

### D.2 統計的検証に用いる代表的な指標

#### D.2.1 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。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i) \quad (D.2.1)$$

$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)^2} \quad (D.2.2)$$

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、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2 \quad (D.2.3)$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i - ME)^2 \quad (D.2.4)$$

と表すことができる。 $\sigma_e$  は誤差の標準偏差である。

本テキストでは、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。

$$RMSE \text{ 改善率} \equiv \frac{RMSE_{\text{cntl}} - RMSE_{\text{test}}}{RMSE_{\text{cntl}}} \times 100 \quad (D.2.5)$$

$$(RMSE \text{ 改善率} \leq 100)$$

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。

#### D.2.2 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。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left( \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_{mn} - \bar{x}_n)^2 \right)} \quad (D.2.6)$$

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

$$\bar{x}_n \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_{mn} \quad (D.2.7)$$

で定義されるアンサンブル平均である。

### D.2.3 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。

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(A_i - \bar{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2}} \quad (-1 \leq ACC \leq 1) \quad (D.2.8)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (D.2.9)$$

$$A_i = a_i - c_i, \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad (D.2.10)$$

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。

## D.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。

### D.3.1 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 D.3.1) である。付録 D.3.2 から D.3.12 に示す各スコアは、表 D.3.1 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。

### D.3.2 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。

$$\text{適中率} \equiv \frac{FO + XX}{N} \quad (0 \leq \text{適中率} \leq 1) \quad (D.3.1)$$

最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。

表 D.3.1 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		$M$	$X$	$N$

### D.3.3 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。

$$\text{空振り率} \equiv \frac{FX}{FO + FX} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1) \quad (D.3.2)$$

最小値の 0 に近いほど空振りが少ないことを示す。本テキストでは分母を 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。

### D.3.4 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。

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{XO}{M} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1) \quad (D.3.3)$$

最小値の 0 に近いほど見逃しが少ないことを示す。本テキストでは分母を  $M$  としているが、代わりに  $N$  として定義する場合もある。

### D.3.5 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。

$$H_r \equiv \frac{FO}{M} \quad (0 \leq H_r \leq 1) \quad (D.3.4)$$

最大値 1 に近いほど見逃しが少ないことを示す。捕捉率は、ROC 曲線 (付録 D.4.5) のプロットに用いられる。

### D.3.6 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。

$$V_r \equiv \frac{FO + FX}{N} \quad (D.3.5)$$

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が少ないよい予測と言える。

### D.3.7 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 (D.3.3) とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{FX}{X} \quad (0 \leq F_r \leq 1) \quad (D.3.6)$$

最小値の 0 に近いほど、空振りが少なく予測の精度が高いことを示す。誤検出率は捕捉率 (付録 D.3.5) とともに ROC 曲線 (付録 D.4.5) のプロットに用いられる。

### D.3.8 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。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \leq BI) \quad (D.3.7)$$

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。

### D.3.9 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。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \leq P_c \leq 1) \quad (D.3.8)$$

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。

### D.3.10 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。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \leq TS \leq 1) \quad (D.3.9)$$

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。

### D.3.11 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)。

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right) \quad (D.3.10)$$

ただし、

$$S_f = P_c(FO + FX) \quad (D.3.11)$$

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。

### D.3.12 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。

$$\text{スキルスコア} \equiv \frac{S_{\text{fcst}} - S_{\text{ref}}}{S_{\text{pfct}} - S_{\text{ref}}} \quad (D.3.12)$$

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。

$$HSS \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \leq HSS \leq 1) \quad (D.3.13)$$

ただし、

$$S = P_c(FO + FX) + P_x(XO + XX), \\ P_c = \frac{M}{N}, \quad P_x = \frac{X}{N} \quad (D.3.14)$$

である。ここで、 $P_c$  は「現象あり」、 $P_x$  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 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。

### D.3.13 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 D.3.1)。本テキストでは、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 D.3.1 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、一見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。

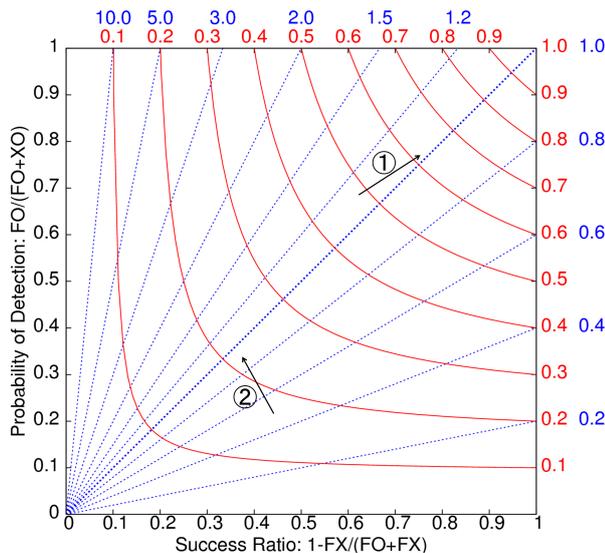


図 D.3.1 Roebber ダイアグラムの模式図。横軸は 1-空振り率、縦軸は捕捉率、青の破線はバイアスコアの、赤の実線はスレットスコアの各等値線。

### D.3.14 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。

$$I_O = \begin{cases} 1 & O_r \geq q \\ 0 & O_r < q \end{cases} \quad (D.3.15)$$

$$I_F = \begin{cases} 1 & F_r \geq q \\ 0 & F_r < q \end{cases} \quad (D.3.16)$$

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。

$$O(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_O \left[ i+k-1 - \frac{n-1}{2}, j+l-1 - \frac{n-1}{2} \right] \cdot K(n)_{k,l}$$

$$F(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_F \left[ i+k-1 - \frac{n-1}{2}, j+l-1 - \frac{n-1}{2} \right] \cdot K(n)_{k,l} \quad (D.3.17)$$

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。

$$MSE(n) = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} [O(n)_{i,j} - F(n)_{i,j}]^2 \quad (D.3.18)$$

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。

$$\text{MSE}_{(n)\text{ref}} = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} [O^2(n)_{i,j} + F^2(n)_{i,j}] \quad (\text{D.3.19})$$

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。

$$\text{FSS}_{(n)} = \frac{\text{MSE}_{(n)} - \text{MSE}_{(n)\text{ref}}}{\text{MSE}_{(n)\text{perfect}} - \text{MSE}_{(n)\text{ref}}} = 1 - \frac{\text{MSE}_{(n)}}{\text{MSE}_{(n)\text{ref}}} \quad (\text{D.3.20})$$

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。

## D.4 確率予測に関する指標など

### D.4.1 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。

$$\text{BS} \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - a_i)^2 \quad (0 \leq \text{BS} \leq 1) \quad (\text{D.4.1})$$

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  $P_c$  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

$$\text{BS}_c \equiv P_c(1 - P_c) \quad (\text{D.4.2})$$

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。

### D.4.2 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

$$\text{BSS} \equiv \frac{\text{BS}_c - \text{BS}}{\text{BS}_c} \quad (\text{BSS} \leq 1) \quad (\text{D.4.3})$$

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。

### D.4.3 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。

$$\text{BS} = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性} \quad (\text{D.4.4})$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^L \left( p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (\text{D.4.5})$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^L \left( \frac{M_l}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (\text{D.4.6})$$

$$\text{不確実性} = \frac{M}{N} \left( 1 - \frac{M}{N} \right) \quad (\text{D.4.7})$$

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。

$$\text{BSS} = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}} \quad (\text{D.4.8})$$

#### D.4.4 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 D.4.1 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 (付録 D.4.3) 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  $P_{obs}=P_{fcst}$  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 D.4.1 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 (付録 D.4.1) 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

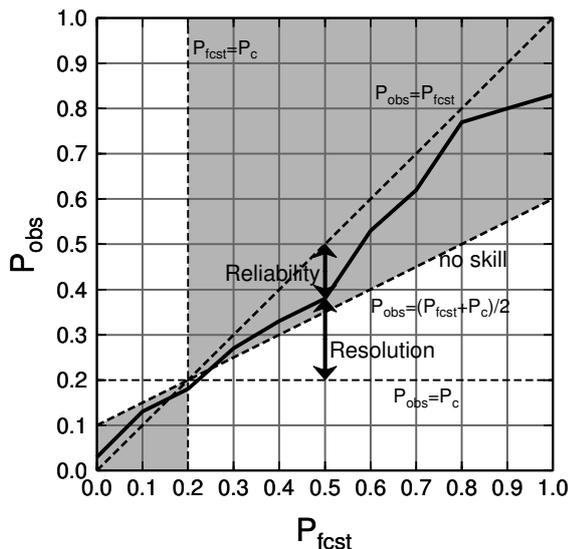


図 D.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線  $P_{obs} = P_c$  との差の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

$(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$  (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)。

#### D.4.5 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、相对作用特性曲線) である (図 D.4.2 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 D.4.2 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。

$$\text{ROCASS} \equiv 2(\text{ROCA} - 0.5) \quad (-1 \leq \text{ROCASS} \leq 1) \quad (\text{D.4.9})$$

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。

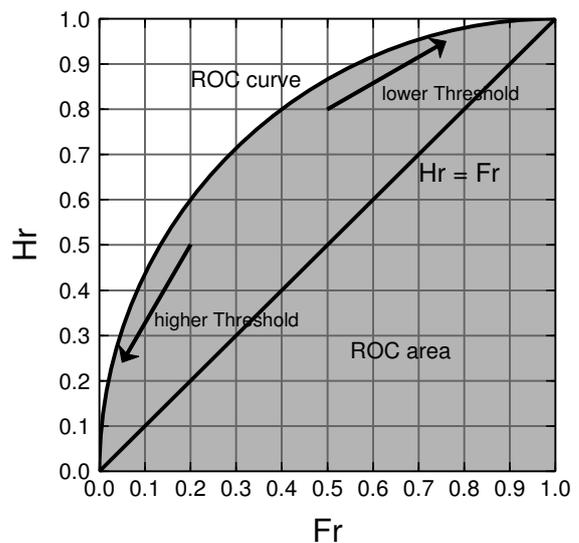


図 D.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸は  $F_r$ 、縦軸は  $H_r$  である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

#### D.4.6 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  $x$  に対する CRPS は次式で定義される。

$$\text{CRPS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \int_{-\infty}^{\infty} [P_i(x) - A_i(x)]^2 dx \quad (0 \leq \text{CRPS}) \quad (\text{D.4.10})$$

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。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^x \rho_i(x') dx' \quad (\text{D.4.11})$$

$$A_i(x) = H(x - a_i) \quad (\text{D.4.12})$$

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。

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \geq 0 \end{cases} \quad (\text{D.4.13})$$

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、

$$\text{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty} \text{BS}(t) dt \quad (\text{D.4.14})$$

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.



---

平成 30 年度数値予報研修テキスト  
平成 30 年 11 月 19 日発行

---

編 集 気象庁予報部 数値予報課  
〒 100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4  
発 行 気象庁予報部

---

Copyright © 気象庁予報部 2018 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。

