

数值予報解説資料(42)

平成 21 年度数值予報 研修テキスト

(数值予報課)

平成 21 年 11 月

November 2009

気 象 庁 予 報 部

目 次

はじめに

第 1 章 降水予報の検証

- 1.1 メソモデルの降水予報..... 1
- 1.2 統計的検証..... 13

第 2 章 アプリケーション

- 2.1 次期YSSに向けたガイダンス..... 20
- 2.2 空域支援資料..... 46

第 3 章 最近の改善

- 3.1 静止気象衛星晴天輝度温度の利用、
及び変分法バイアス補正の改良..... 49
- 3.2 マイクロ波放射計SSMISの利用..... 54
- 3.3 擬似観測型台風ボーガスの配置変更..... 57
- 3.4 週間アンサンブルの予報モデルの更新..... 61
- 3.5 非静力学メソ4次元変分法の現業化..... 65
- 3.6 メソ数値予報モデルの湿潤過程の改良..... 72
- 3.7 メソ数値予報モデルの放射過程の改良..... 77
- 3.8 2008年12月に更新されたメソ数値予報モデルの統計検証..... 79
- 3.9 最近の全球モデルの成績の推移..... 82

第 4 章 トピックス

- 4.1 全球モデルによる熱帯低気圧発生予測に関する調査..... 85
- 4.2 高分解能局地モデルの開発と実験運用..... 90

付録A 数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表..... 97

付録B 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的な指標..... 112

はじめに¹

比較的低緯度に位置し海に囲まれたわが国は、夏季を中心に大雨が発生しやすい地理的条件にある。数値予報技術の観点からは、湿潤対流が関わる現象の予測は、乾燥大気の方程式系で基本的に記述される総観規模の高気圧・低気圧の予測よりも困難である。しかし、災害の軽減という強い社会的要請を踏まえ、観測技術や数値予報技術を駆使しつつ予測技術の改善を目指す必要がある。大雨による災害が頻発する地域における先進国として、わが国は率先して大雨予測技術の改善に取り組むことが求められているともいえよう。

湿潤対流に関係する現象のうち、台風については理解が比較的進んでおり、予測精度の向上も著しいことから、平成 21 年からは 5 日先までの進路予報が開始された。精度向上に伴い台風の中心を取り巻く積乱雲による降雨や地形的強制上昇による降雨は、リードタイムを確保しての予測も可能となってきた。しかし、平成 21 年台風第 9 号に伴う大雨災害のように、台風や熱帯低気圧の中心から遠く離れた地域で発生する大雨や、平成 21 年 7 月中国・九州北部豪雨のように、前線の暖域で発生する線状降水帯等の予測にはまだまだ解決すべき課題は多い。さらに、下層の湿り、上層の寒気や太陽放射により熱せられる地面の影響等で発生する単独の積乱雲による局地的大雨は、現状の観測と数値予報技術では、場所と時間を特定した予測は難しく、発生の可能性を示すのが限界である。

平成 22 年出水期から市町村を対象とする注意報・警報業務が開始される。上記のような予測技術の現状を踏まえ、数値予報等の予測資料を基本とする一方で、予報官が地域の特性を考慮しつつ実況監視により気象予測の判断を加えることで注意報・警報が発表・解除される。この研修テキストでは、ガイダンスを含め数値予報資料の現状を記述することで、現場の予報作業の参考に供するとともに、世界の先進数値予報センターとして精度の向上に取り組む数値予報課の活動を紹介する。

2009 年は日本の数値予報業務が開始されてから 50 年目の節目の年である。20 世紀はじめのビャークネス、リチャードソンらの構想に始まり、第 2 次大戦後の米国において、現在のコンピュータの発案者とも言われる数学者フォン・ノイマンの協力のもとで、チャーニーら気象学者が数値予報の第一歩を踏み出し、日本においてもそれからまもなく 1959 年に先進的な取り組みとして数値予報が開始された。数値予報用計算機は 8 代目となり、計算機の発展と今までの数値予報技術開発の成果を通じて、日本の数値予報は気象技術インフラとして深く根を下ろし太い幹となるまで発展した。これまで関わってきた方々に深く感謝するとともに、豪雨の予測等難しい課題にも挑戦して次の 50 年の歴史への一歩を踏み出そうとしていることをここで記しておく。

¹ 隈 健一

第1章 降水予報の検証

1.1 メソモデルの降水予報¹

メソ数値予報モデル(MSM)は、防災気象情報作成の支援を主な目的として運用されている。数値予報課では、MSMの運用と精度改善に取り組んでおり、その予報精度は着実に向上してきている(長澤2008)。しかし、2008年夏の降水予測精度は、MSMの運用を開始した2001年以来、最も低い水準となった。2008年は、7月や8月を中心に局地的大雨や豪雨が日本各地で発生し、これらの顕著現象は、数多くの災害を発生させ国民生活に甚大な被害をもたらした。被害規模や社会的注目が大きかった主な事例は、7月28日の北陸・近畿地方の集中豪雨、8月5日の東京の雑司ヶ谷などの集中豪雨や局地的な大雨、また、平成20年8月末豪雨と命名された、8月26～31日の日本各地で発生した豪雨などである。本章では、2008年夏のMSMの予報精度低下の原因を究明するとともに、MSMの予報特性を明らかにする。また、MSMは、1日8回という高頻度予報を行っており、最大で8つの異なる初期時刻の予報を利用することができる(津口 2007)。複数の異なる初期時刻の予報を用いて降水予報に対する検証を行い、MSMの高頻度予報の特徴を示す。

第1.1節は、2008年の局地的大雨や豪雨事例について降水検証を行う。最初に、夏の降水予報精度の検証結果の経年変化を示す。次に各事例の分析を行う。そして、最後に分析の結果から事例ごとの降水予報特性を考察する。第1.2節では、2008年の降水予報を統計的に比較検証し、MSMの高頻度降水予報の有効利用を目的とした調査を行う。

1.1.1 2008年の夏におけるMSMの降水予報精度

ここでは、2008年夏におけるMSMの降水予報精度の検証結果を示す。検証期間は、MSMの現業運用が開始された2001年から2009年までとし、各年の6月、7月、8月のそれぞれ1ヶ月間と夏の3ヶ月間(6～8月)を対象とする。参照値は、解析雨量を用いる。検証格子は、格子間隔を20kmとし、降水量は、検証格子内で平均する。閾値は、30mm/3hとする。また利用する格子は陸上と沿岸40km以内の格子のみとする。予報時間が33時間に延長される以前の予報結果との比較を行うため、FT=15までの予報を対象とする。また、検証には、2001年から2005年は、00,06,12,18UTCの4つ、2006年から2009年は、00,03,06,09,12,15,18,21 UTCの8つの初期時刻からの予報を利用した。

夏のエクイタブルスレットスコア(ETS)は、2001年から2004年までは順調に増加し、2005年に一度大きく成績を落としたが、2006年と2007年はETSの値は回復し再び増加に転じた(図1.1.1(a))。ところが、2008年の夏は再び2005年と同程度の水準にまで落ち込んだ。ETSを6月、7月、8月の各1ヶ月平均で見ると2008年は、6月としては比較的高い部類に入ることが(図1.1.1(b))、7月としては2001年に続く第2位の低い記録となり(図1.1.1(c))、8月としては2002年に続く第2位の低い記録となった(図1.1.1(d))。2008年夏は、特に7月と8月の降水予報精度が低かったことがわかる。

次に、バイアスコアを用いて、夏の降水予報頻度に関する予報精度の経年変化を調べる。バイアスコア(図1.1.1(a))からは2001年当時で予報過多であったことがわかる。2002年では、さらに予報頻度が過多となりその後、徐々に減少した。2005年にはバイアスコアは1を下回り予報頻度が過少となった。予報過少の傾向は2009年現在に至るまで続いている。2008年の夏は、バイアスコアが現業運用開始以来最も低い値を示しており、最も予報頻度が過少であった。

夏の空振り率(図1.1.1(a))は緩やかな減少傾向にあり、近年になるにしたがって徐々に小さくなっている。しかし2005年と2008年の空振り率は高く、2008年の7月は2001年の7月に続く第2位の高い記録となった。また2008年の8月は2002年の8月と同じ水準の高い値となった。

夏の見逃し率は、2001年から2009年で平均すると約0.867(空振り率は約0.860)である。スコアの経年変化に大きな傾向は見られない。2001年と2005年、2008年の見逃し率は平均より高く、これらの中で2008年の見逃し率は最も高かった(図1.1.1(a))。また7月の見逃し率は2008年が2001年に続いて7月の記録として第2位の高い記録(図1.1.1(c))、8月の見逃し率は8月の記録として第1位の高い記録となった(図1.1.1(d))。2001年から2009年にかけての夏の降水予報のスコアの推移の中で2008年の夏の降水予報は、他の年と比較して降水予報頻度が過少で見逃し率が高かった。

次に、2008年の予報精度低下の要因を天候の特徴の観点から考察する。前述の予報精度の経年変化から、ETSは、現業運用開始年の2001年を除くと2005年と2008年が低く、2006年と2007年が高いことが分かる。そこで、2008年の夏の天候の特徴と予報精度との関係を調査するために比較対象期間として、予報精度が良かった2006年と2007年の各夏(6～8

¹ 幾田 泰醇

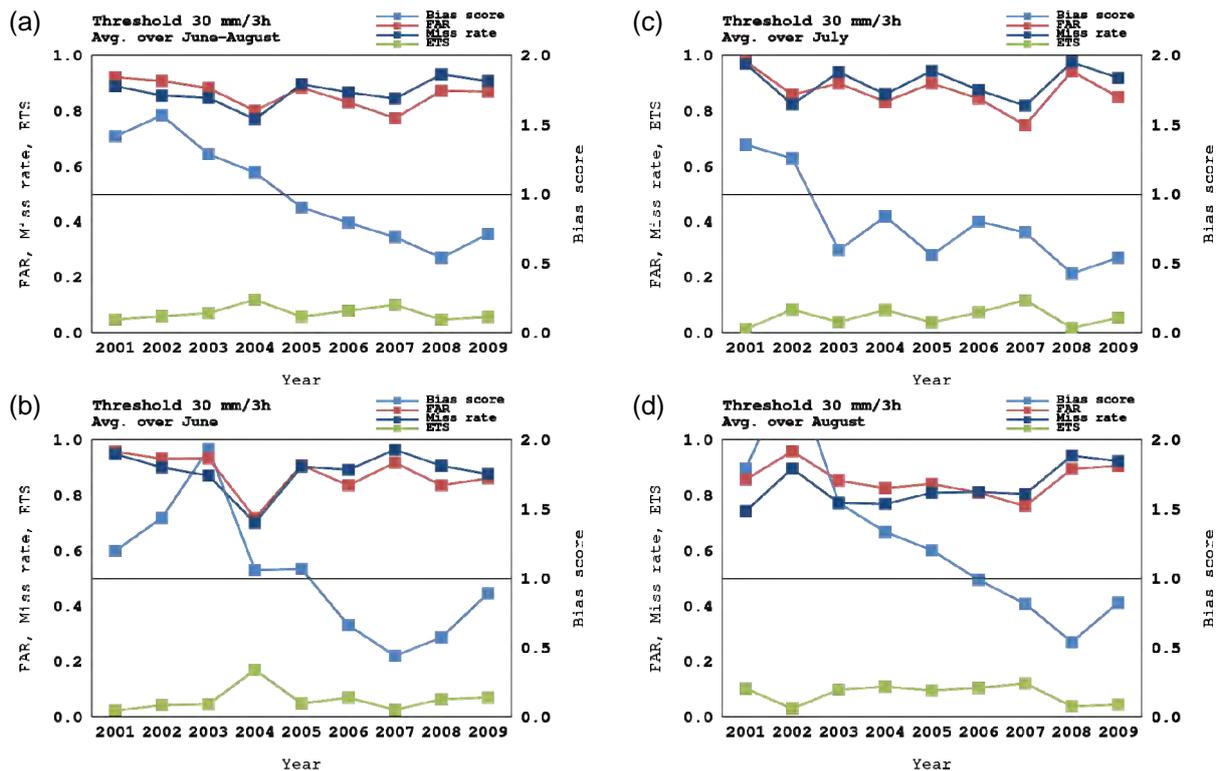


図 1.1.1 2001年から2009年までの閾値を30mm/3hとしたときのETS(緑)、バイアスコア(Bias score、薄青)、空振り率(FAR、赤)、見逃し率(Miss rate、濃青)。それぞれ(a)6月から8月の3ヶ月平均、(b)6月、(c)7月、(d)8月の1ヶ月平均。

月)と、予報精度が低かった2005年の夏を選ぶこととする。

ここで選択した2005年から2008年までの夏の降水予報精度の特徴を各夏の天候の特徴から説明するために、各夏におけるETSの地域分布(以下ではスコアマップと呼ぶ)を図1.1.2に示す。スコアマップは、地域特性を把握しやすくするため検証格子間隔40kmとし、前述の領域平均スコアよりも粗視化している。また、閾値を20mm/3hに設定している。

予報精度の低かった2005年のスコアマップは、全国的にETSが低くランダム予報以下の評価となった格子が多い。ただし、関東地方南部と南西諸島では僅かに精度の改善が見られる。このときの天候の特徴は、「夏(6~8月)の天候」(気象庁 2005)によると全般に平年並から早い梅雨明けとなっており、台風に関しては「台風の発生は、10個で平年程度(平年11.2個)だった。上陸は2個あり、平年程度(平年1.5個)で、台風第7号と第11号がともに千葉県に上陸した。南西諸島に接近した台風は4個で、平年程度(平年4.4個)だった。」とある。このことから、2005年の夏のスコアマップ(図1.1.2(a))の関東地方南部と南西諸島におけるETSの改善は、MSMが台風による降水を精度良く予報していたことを示唆している。

予報成績が良好であった2006年(図1.1.2(b))と2007年(図1.1.2(c))のETSのスコアマップでは、南

西諸島を含め九州地方から関東地方の太平洋側や中部地方の内陸部の格子で0.3を超えた。このようなETSの高い領域は、南西諸島を含め九州から東日本にかけての太平洋沿岸に集中していたことが分かる。2006年の夏は、「夏(6~8月)の天候」(気象庁 2006)によると梅雨前線の活動が活発で南西諸島から東・西日本にかけての広範囲で大雨となった。特に7月15日から24日かけて「平成18年7月豪雨」によって大きな災害がもたらされ、梅雨明け後も時々大気の状態が不安定となって局地的に大雨となるなど、短時間強雨の発生が多く、1時間80mm/h以上の猛烈な雨の発生回数は、1976年以来最多となった。2007年の夏は、「夏(6~8月)の天候」(気象庁 2007)によると、7月の上旬には活発な前線の影響で、九州地方を中心に大雨となり、中旬には台風第4号が13日に南西諸島を通過し、15日にかけて九州から本州南岸を東進したため、南西諸島と東・西日本の太平洋側を中心に大雨となった。2006年(図1.1.2(b))と2007年(図1.1.2(c))のスコアマップに表れている太平洋沿岸のETSの高い領域は、梅雨前線による降水や台風による降水の予報精度が高かった可能性を示唆している。

2008年夏(図1.1.2(d))のスコアマップは全般的にETSの低い格子が多かった。また、他の夏では、限定的ではあってもETSが高い領域が見られたが、そのような領域は無い。ただし、九州地方と四国地

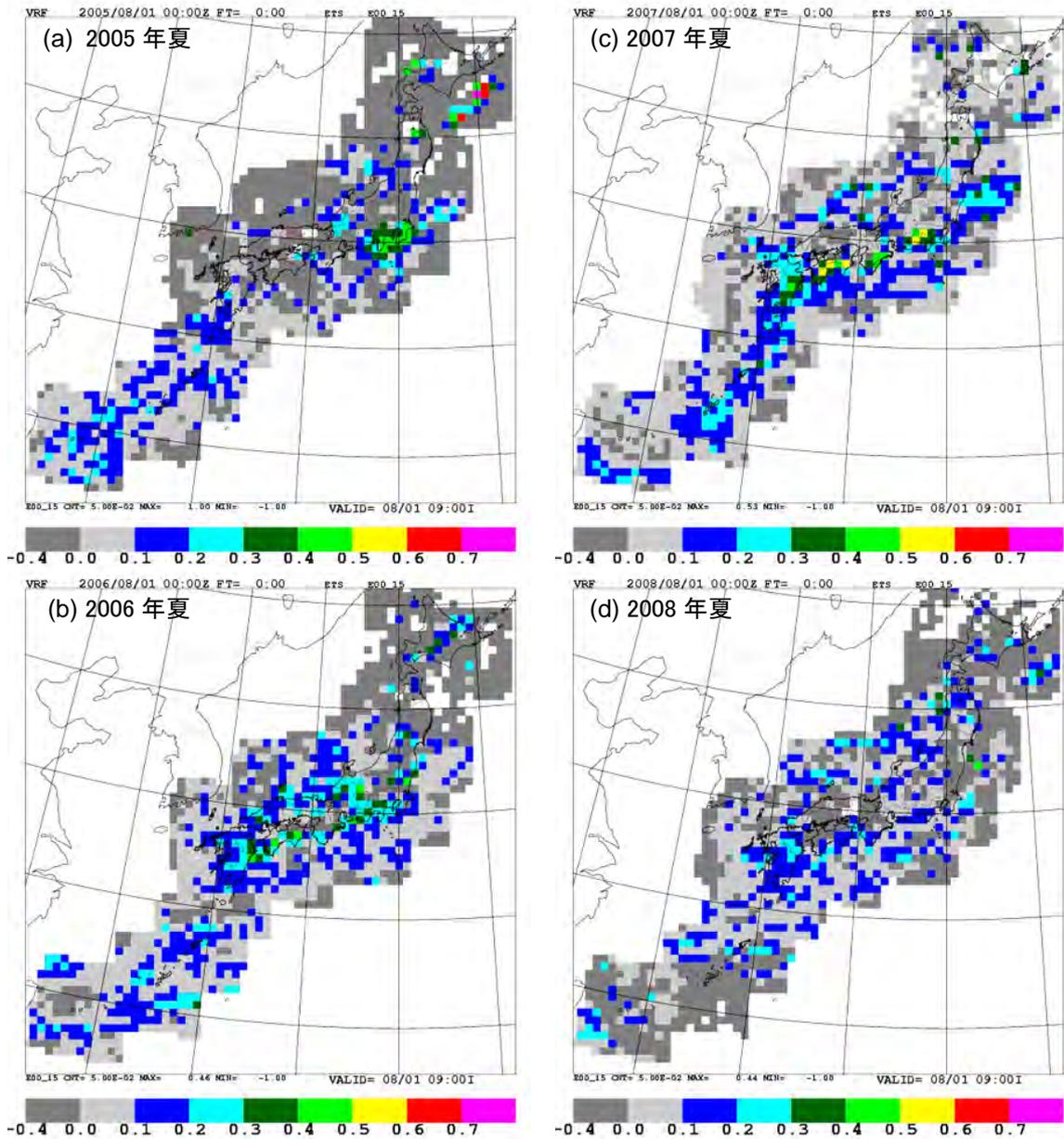


図 1.1.2 (a) 2005 年、(b) 2006 年、(c) 2007 年、(d) 2008 の夏(6~8月)の閾値を 20mm/3h としたときの ETS 分布。

方で ETS が 0.1~0.3 程度の格子が分布していた。この格子点数が多いことが、本項の冒頭で示したスコアの経年変化において、2005年6月と比較して2008年6月の ETS が僅かに高い原因である。「夏(6~8月)の天候」(気象庁 2008a)によると梅雨前線は平年に比べ活動が弱く、西日本を中心に太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強かったため、全国的に梅雨明けが平年より早く、台風に関しては「台風の発生は7個(平年11.2個)、日本に接近した台風4個(平年6.2個)、うち本土(本州、北海道、九州、四国)への接近は1個(平年3.1個)、沖縄・奄美への接近は2個(平年4.4個)とそれぞれ平年を下回った(速報値)」とある。また、2008年の夏は各地で局地的大雨や豪雨が数多く発生し、全国1205地点のうち59地点で、

日最大1時間降水量の観測史上1位の値を更新した(気象庁 2008a)。局地的大雨や豪雨によって災害が発生した関東地方や北陸地方、近畿地方では、ETS が0に近く予報精度が悪かった(図1.1.2(d))。九州地方で多少 ETS が高いが、これは6月に九州地方に大雨をもたらした梅雨前線を比較的良い精度で予報できていた事例があったためである。

2005年から2008年にかけてスコアが比較的高かった検証格子は、いずれも台風や梅雨前線などの規模の大きな擾乱による雨が多かった地域にみられた。2008年の天候の特徴は、そのような大規模擾乱による降水自体が非常に少なかった。これは、スコアの経年変化(図1.1.1(a))が示した2008年の予報精度の低下が、統計期間における天候の特徴に非常

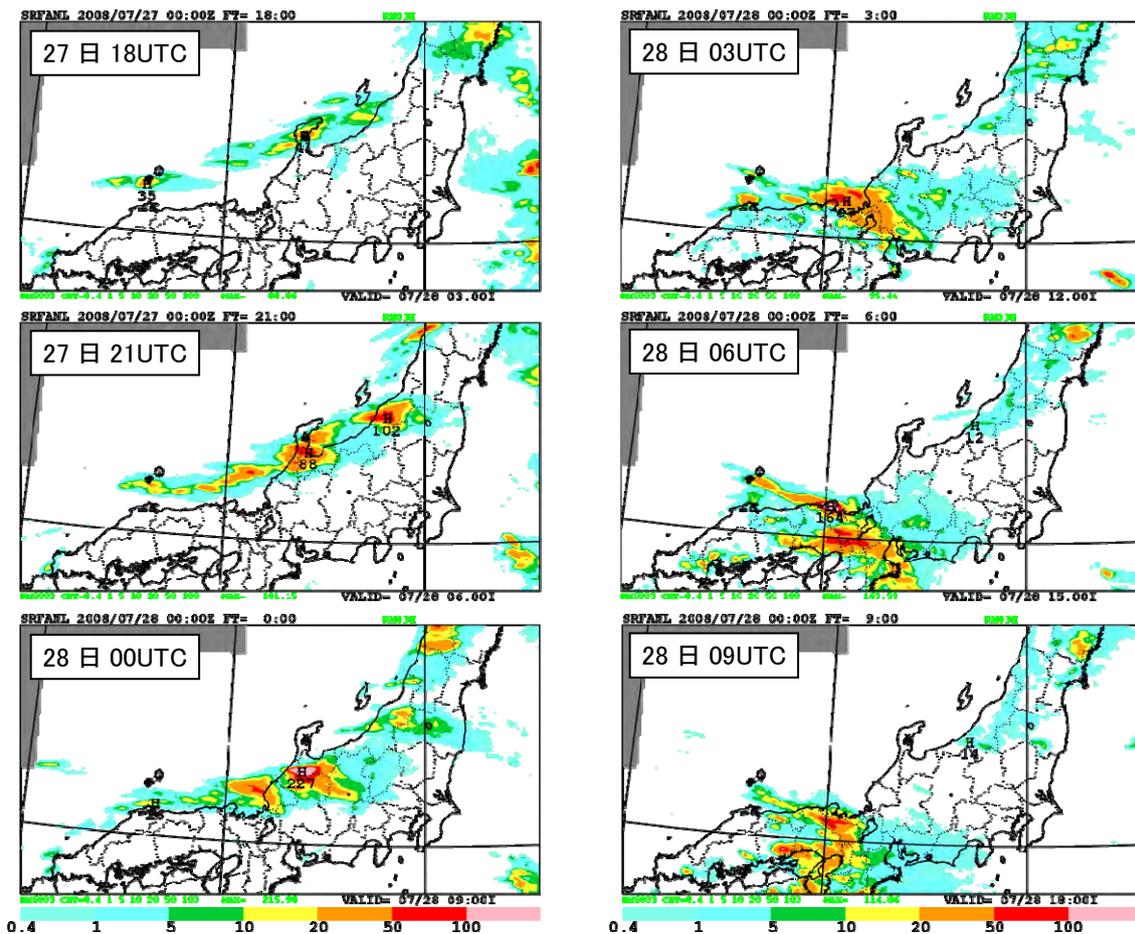


図 1.1.3 2008年7月27日18UTCから28日09UTCの解析雨量(mm/3h)。

に強く依存することを示唆している。

以上に2008年の予報精度の低下の要因を統計スコアと天候の特徴の観点から示した。ただし、成田(2008)によって述べられているようにMSMの不安定降水に対する予報精度が不十分であることは事実である。2008年の夏の閾値20mm/3hを超えた降水の観測回数とバイアススコアは、多くの検証格子で予報頻度が過少となっており、陸上では予報過多となった格子は非常に少なく、観測回数も非常に少なかった(図略)。2008年の夏は全国的に降水の予報頻度が非常に少なく、局所的な不安定降水をMSMが適切に表現できていた事例は非常にまれであったことが推察される。

1.1.2 検証と分析

2008年のMSMの降水予測では、不安定降水の再現性が非常に低かった。ここでは、MSMの降水予測を事例ごとに分析を行いその原因を調査する。社会的な影響の大きさなどを勘案して7月28日の北陸・近畿地方、8月5日の東京都、平成20年8月末豪雨の3事例を対象とする。

分析ではMSMが提供する高頻度予報の特性についても明らかにしたい。ただし、我々が得ることの

できる予報結果全てを分析して、その特性を示すことは議論を複雑化する。さらに異なる初期時刻からの複数の予報が利用できる場合、それらが、真値に対して偏りが無い良いばらつきを持つとは考えにくい。そこで、まず幾つかの集合への分類を試みる。その分類結果を用いて、それぞれの降水予報特性の分析を行うこととする。

本節では、異なる初期時刻の予報を分類するためにクラスタ分析手法を用いる。クラスタ分析は、複数の変数をもつ多変量データ(以下では個体と呼ぶ)の類似度を評価する手法の一つである。ここでは、評価対象である個体群を異なる初期時刻の複数の予報とみなし、その個体群がもつ多変量 X_{ik} を領域内の格子点における降水量と定義する。また、添え字 i は個体を、添え字 k は変量を一意的に示している。個体数 i のとり得る最大の数は、評価する予報の数とし、変量 X_{ik} の総数は格子数 $k=n$ とする。判定基準はユークリッド平方距離

$$d_{ij}^2 = \sum_{k=1}^n (X_{ik} - X_{jk})^2 \quad (1.1.1)$$

を用いる。この d_{ij}^2 は個体同士の非類似度を表している。そのため値が小さければ小さいほど類似度が高

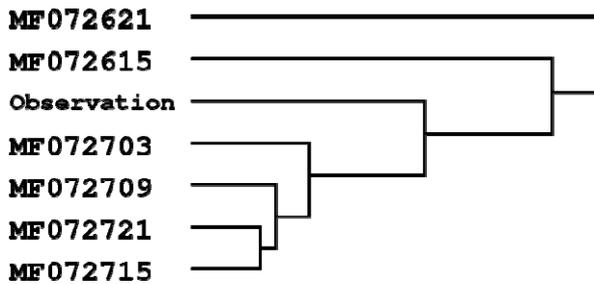


図 1.1.4 予報対象時間 7 月 28 日 00UTC の降水分布の樹状図。結線の長さは統合されたクラスタ間の距離に比例している。

い。また、クラスタ併合に用いた手法は、階層的な方法の一つであるウォード法を採用した。ウォード法は、一般的に良く用いられており分類感度が高いとされる。

なお以下では、簡単のためMSMの初期時刻2008年7月27日15UTCの予報をMF072715と呼び、FT3-9といった表記は、該当する予報及び観測が属するクラスタを示すものとする。例えば、予報対象時刻2007年7月28日00UTCの予報及び観測を分析する場合を考えると、FT3-9は、MF072721のFT=3とMF072715のFT=9が属するクラスタを意味する。また以後の分析には、初期時刻03, 09, 15, 21UTCの33時間予報のみを用いることとする。

1.1.3 7月28日の北陸・近畿地方の例

2008年7月28日00UTCにおいて、日本海北部に上空に寒気を伴った低気圧があり、停滞前線が山陰沖から東北地方南部にかけてのびていた。この停滞前線は次第に南下し活動が活発化した。北陸地方から近畿地方にかけて、停滞前線の南下に伴い局地的大雨や集中豪雨が発生した。この集中豪雨によって石川県では、浅野川が氾濫し多くの被害をもたらした。また、山陰沖で急激に発達した積乱雲はメソ対流系を形成し、近畿北部に局地的大雨をもたらす要因となった。神戸の都賀川では、この局地的大雨によって急激な増水が引き起こされ水害による被害が発生した。北陸地方と近畿地方に局地的大雨と豪雨をもたらした降水系の推移を図1.1.3に示す。

(1) 異なる初期時刻からの予報結果の分析

複数の予報結果を分類するためにクラスタ分析を行う。分析対象時刻は、2008年7月28日00UTCとする。この対象時刻には、石川県で解析雨量が200mm/3h以上を記録しているなど停滞前線の活動が活発化し大雨が発生している。分析対象領域は、中部地方及び近畿地方に限定した。MSMの予報領域全てを分析対象領域とすると、対象とする降水系の特徴が変量の増加に伴い平滑化される。分析対象領域の限定は、この平滑化による分類感度の低下を

避けるためである。また海上であっても解析雨量の解析範囲であれば降水を変量として考慮することとした。

クラスタ分析を用いて、異なる初期値をその類似度に応じて分類した結果が図1.1.4の樹状図である。MF072721、MF072715、MF072709が属するクラスタ「FT3-9-15」、観測(解析雨量)の「OBS」²、MF072703の「FT21」、MF072621の「FT27」とMF072615の「FT33」に分類できる³。表1.1.1にクラスタ名に対応する初期時刻及び観測を示す。

表 1.1.1 2008年7月28日00UTCを対象とするクラスタ名とそれに属する予報または観測

クラスタ名	予報・観測
FT3-9-15	MF072721, MF072715, MF072709
FT21	MF072703
FT27	MF072621
FT33	MF072615
OBS	観測

それぞれのクラスタが、どのような降水予報特性によって分類されたのかを確認するため、降水予報精度の検証を行った。図1.1.5は、バイアスコア(図1.1.5(a))とETS(図1.1.5(b))の時系列グラフである。検証領域は、クラスタ分析を行った限定分析領域と等しい。閾値は10mm/3hとし、横軸は分析対象時刻である28日00UTCを基準とした。バイアスコア(図1.1.5(a))から、28日00UTCにおいてクラスタFT27とFT33は予報過多であったこと、FT3-9-15とFT21は予報過少であったことが分かる。予報対象時刻から初期時刻が近い、つまり新しい予報で予報頻度が少なく、初期時刻が遠い予報で領域内の降水頻度が多かったことになる。特に、予報後半(FT27やFT33)では、降水量の閾値によらず予報過多であった(図略)。

またETS(図1.1.5(b))は、FT21とFT33が比較的大きい値であり、それ以外は非常に小さい。FT27のスコアが低くなっている原因は、前線帯の位置ずれが大きいためと考えられる。これらのスコアは、FT21、FT27とFT33が同一クラスタに属さない理由を端的に示している。ここに、簡単のため予報過多の集合と降水の位置ずれが大きいう2つの集合を仮定する。FT21は、それら2つの和集合に対する補集合に属することとする。FT27とFT33が予報過多に属し、FT27は降水の位置ずれが大きいう集合にも属する場合、FT21、FT27、FT33はそれぞれ異なる

² 予報を分類するという趣旨には沿わないが、参考のため観測も分析対象個体として扱っている。

³ 後述の検証スコアを考慮して、FT21をFT3-9-15と同一クラスタに分類していない。

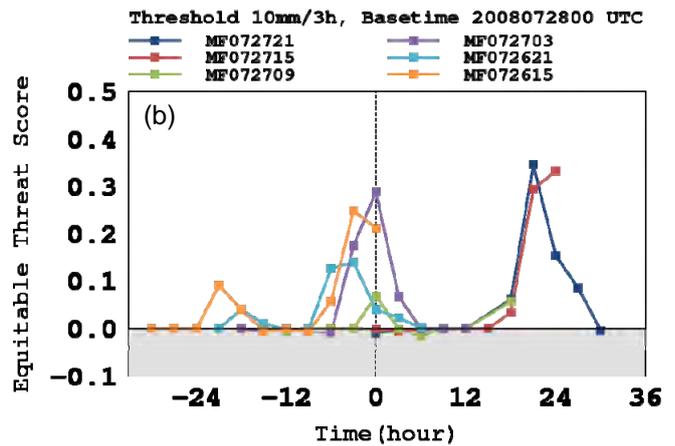
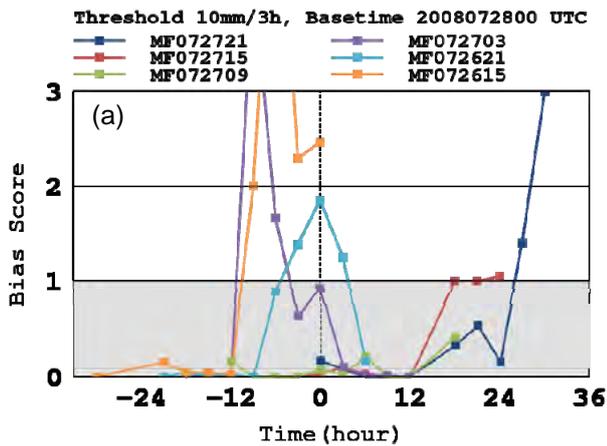


図 1. 1. 5 MF072615からMF072721までの(a)バイアスコアと(b)ETSの時系列。横軸は2008年7月28日00UTCを基準とした時間差を表す。

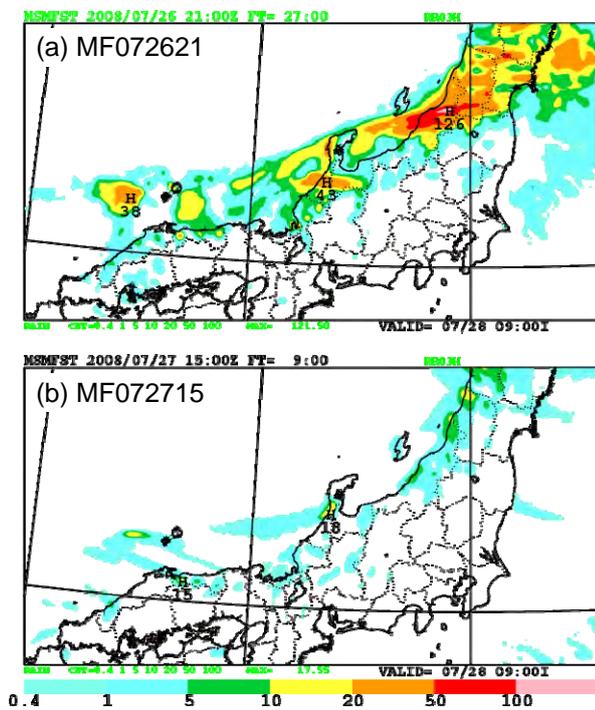


図 1. 1. 6 予報対象時刻 2008 年 7 月 28 日 00UTC の予想降水量(mm/3h)。(a)MF072621、(b)MF072715。

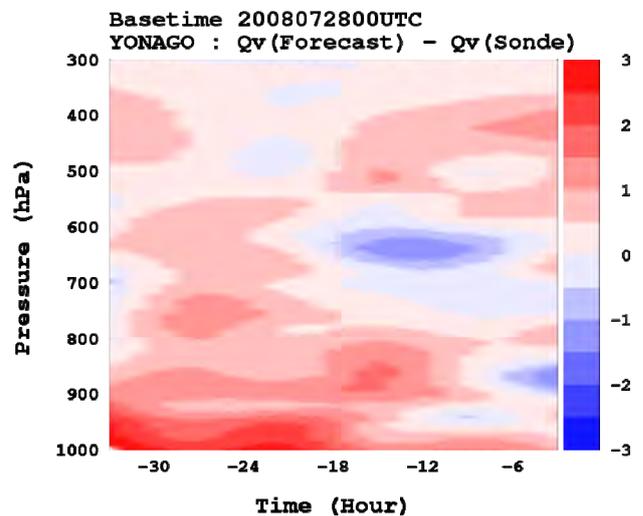


図 1. 1. 7 異なる初期値の米子における混合比(g/kg)の予測精度。予報対象時刻は、2008年7月28日00UTC。各初期値の予報(表 1. 1. 1 を参照)とゾンデ観測の差の鉛直プロファイル。横軸は各初期時刻と予報対象時刻との差。

部分集合に属することになる。なお、本章におけるクラスタ分析では、分析領域を限定することで、これらの部分集合の特徴に関する感度を高くしている。スコアの推移に着目すると、予報対象時刻26日03UTCから26日12UTC(図1.1.5の横軸では-21~-12時間)の内陸部における不安定降水を全く予報できていないことと、近畿地方の降水予報が不十分であったことはいずれの予報でも共通であった(図1.1.5の横軸では+6時間)。前者は、MSMが不安定降水の表現を苦手とすること(成田 2008)、後者は、初期値もしくは予報初期において山陰沖の降水がうまく再現できていないことが問題となっていると考えられる。

クラスタ分析による分類の妥当性を確認するため28日00UTCの解析雨量と予報の降水表現を比較する。比較対象とする予報は、予報過多であったクラスタFT27のMF072621(図1.1.6(a))と、予報過少であったクラスタFT3-9-15から選んだMF072715(図1.1.6(b))である。この2つの初期時刻の予報を観測(図1.1.3)と比較すると、明らかに領域内の降水がMF072715では不足していることがわかる。

降水予報は、大気水蒸気量の予測精度と密接に関係する(津口・成田 2009)。そこで、各予報の大気の水蒸気量を比較しクラスタ毎の特徴を確認する。図1.1.7は、水蒸気混合比の鉛直プロファイルの予報と高層観測の差分を示している。対象時刻は、28日

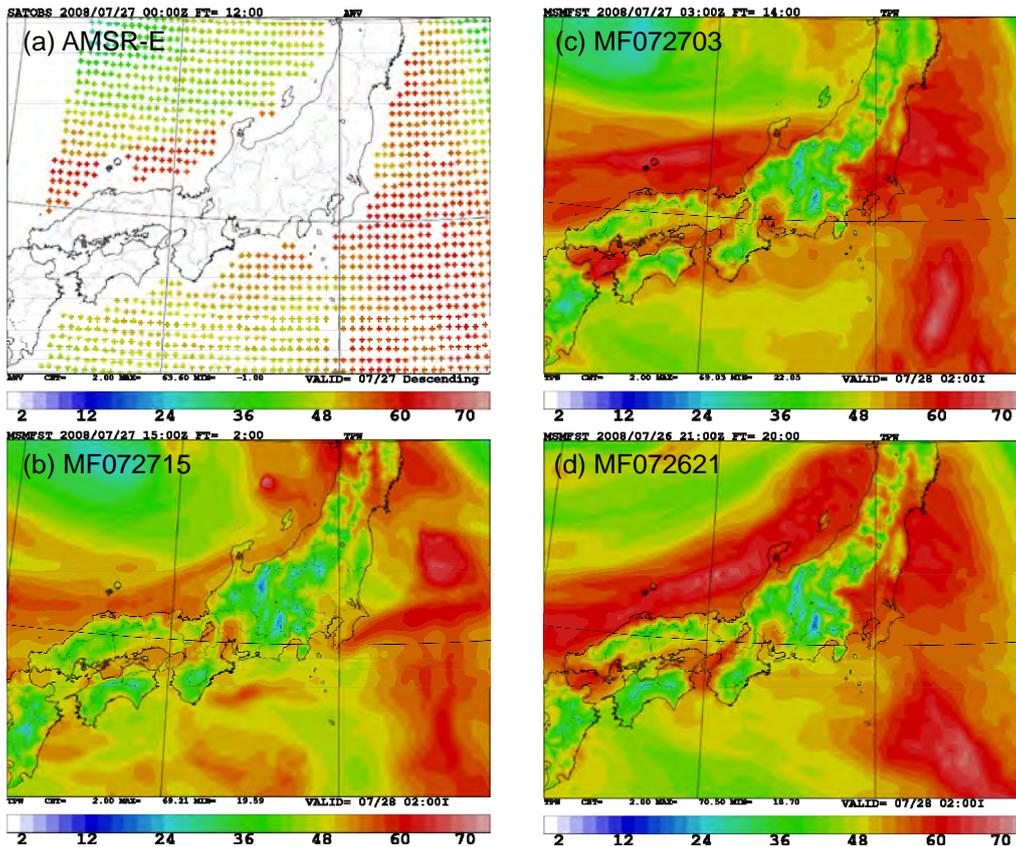


図 1.1.8 2008 年 7 月 27 日 17UTC の可降水量(mm)。 (a)AMSR-E、(b)MF072715、(c)MF072703、(d)MF072621。
 図中の AMSR-E の観測は、およそ 16 時 36 分(UTC)から 16 時 42 分(UTC)。

00UTCである。対象地点は、28日00UTCにおいて、停滞前線のすぐ南側に位置していた米子である。図 1.1.7の横軸は、予報対象時刻と初期時刻との時間差を表している。例えば、時間差-33における差分は、MF072615のFT=33の予報値から2008年7月28日00UTCの観測値を引いた値のプロファイルを表す。つまり、図1.1.7の時系列図は、予報対象時刻の水蒸気プロファイルの予報更新に伴う変化を示したものである。前述のとおり予報過多であった古い初期値では下層から中層にかけて観測よりも湿潤である。それに対して予報が新しくなるにしたがって中層から下層にかけて徐々に混合比が減少し、予報対象時刻28日00UTCの3時間前を初期時刻とするMF072721では850hPa付近で観測よりも乾燥している。大雨発生前の前線南側で下層の水蒸気量が、新しい予報では少なく、古い予報ほど多くなっていたことがわかる。

次に、日本海上の停滞前線周辺の大気水蒸気量を比較する。比較対象は、Aqua衛星のAMSR-Eによる観測とMF072621、MF072703、MF072715である(図1.1.8)。対象時刻は、停滞前線が活発化し始める28日00UTCの7時間前の27日17UTCに観測された大気水蒸気量と17UTCの予想可降水量である。こ

こで17UTCを比較対象時刻として選択した理由は、日本海上でAqua衛星の下降軌道のデータが利用できるためである。降水表現が予報過多であったMF072621では、停滞前線周辺に観測よりも過大な可降水量が予測されていた。予報過少であったMF072715は、可降水量が観測よりも過小だった。これらに対して、バイアスコアとETSで最も良い評価のMF072703の可降水量の予測は、非常に観測に近かった。特に日本海上の停滞前線周辺の表現が良いことがわかる。

近畿地方の局地的大雨の原因となったメソ対流系は、いずれの予報においても再現できていなかった。アメダス観測点における気温をモデルと比較した結果、実況ではガストフロントの南下による急激な気温の低下や急激な風向風速の変化などが観測されていたが、モデルではまったく再現されていない(図略)。近畿地方における大雨の予測が不十分であった理由は、まず山陰沖において予想された擾乱が弱かったことが挙げられる。そのため、擾乱に起因する冷氣プールの形成が不十分となり、広範囲にメソ対流系を駆動する要因の一つとなるガストフロントが再現できなかった。さらに、そもそも現象のスケールがモデルの解像限界に近くメソ対流系

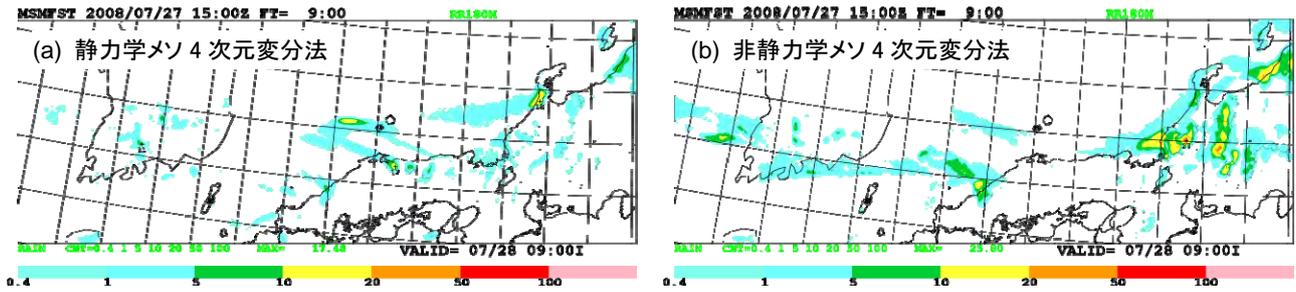


図 1.1.9 予報対象時刻 2008 年 7 月 28 日 00UTC の 3 時間積算降水量と地上風の予測。初期時刻は 2008 年 7 月 27 日 15UTC。初期値作成には(a) 静力学メソ 4 次元変分法と(b) 非静力学メソ 4 次元変分法を適用したメソ解析を用いた。

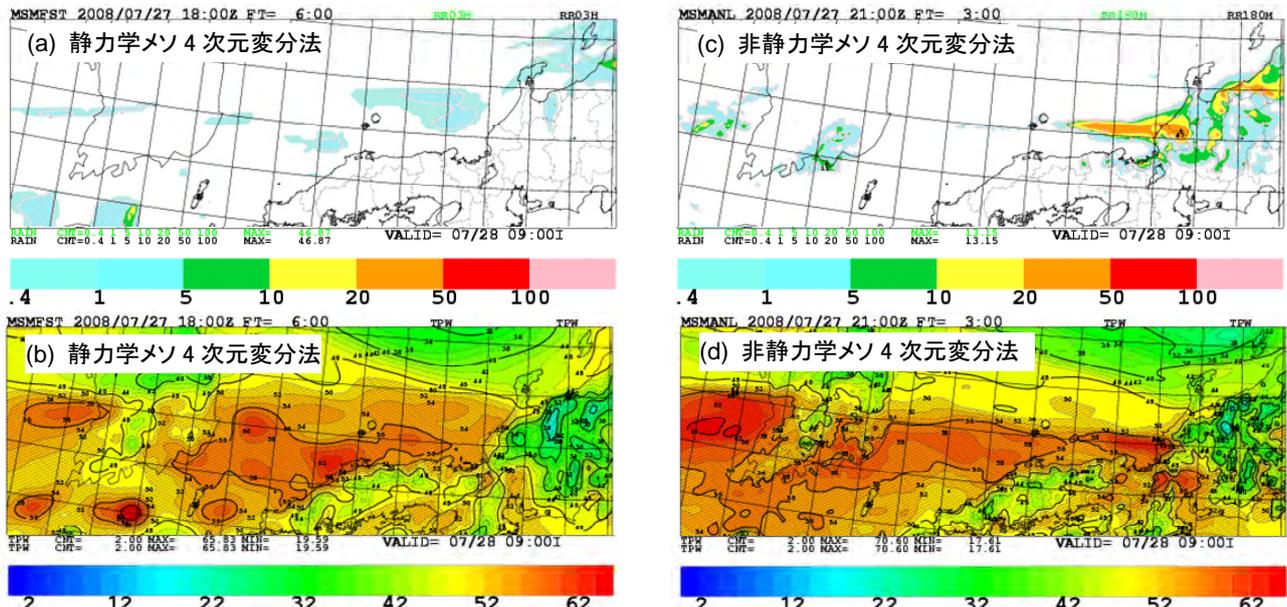


図 1.1.10 2008 年 7 月 28 日 00UTC の(a) (c) 3 時間積算降水量(mm/3h)、(b) (d) 可降水量(mm)。初期値作成には、(a)と(b)は静力学メソ 4 次元変分法を(c)と(d)は非静力学メソ 4 次元変分法を適用したメソ解析を用いた。

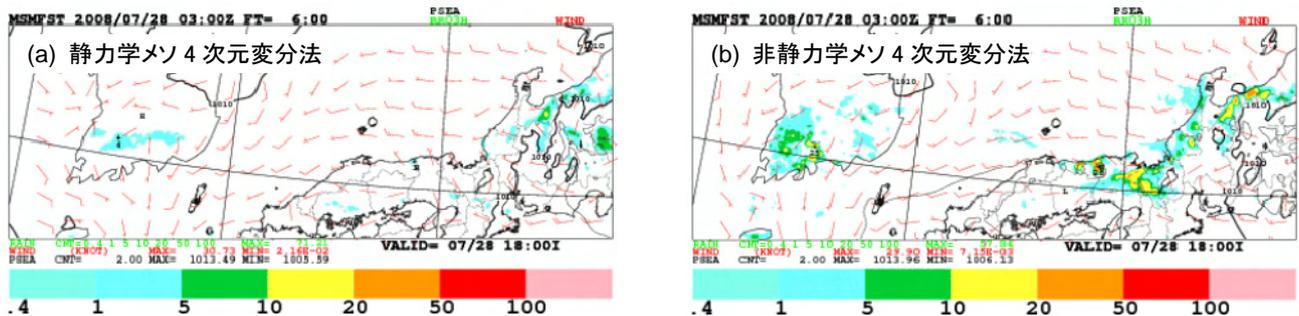


図 1.1.11 予報対象時刻 2008 年 7 月 28 日 09UTC の 3 時間積算降水量と地上風の予測。初期時刻は 2008 年 7 月 28 日 03UTC。初期値作成には(a) 静力学メソ 4 次元変分法と(b) 非静力学メソ 4 次元変分法を適用したメソ解析を用いた。

の再現が困難であった可能性が考えられる。

(2) 改善に向けての展望

MSM が予測した前線帯の位置は、実況で顕著現象が発生する予報対象時刻 2008 年 7 月 28 日 00UTC 以前は初期時刻によらず安定していた。しかし、この前線帯上での対流活動が活発化し始める 28 日 00UTC 以降は、MSM の降水予測が初期時刻ごとに

大きく揺らいだ。異なる初期時刻からの MSM の降水予測は、初期時刻が古いほど強い雨を予測し、新しい初期時刻ではほとんど降水を予測しないといった特徴を示した。つまり、この事例において MSM の降水予報は、直近の予報精度が最も良いという一般的な予報特性(第 1.2 節の検証結果を参照)と異なる結果となった。

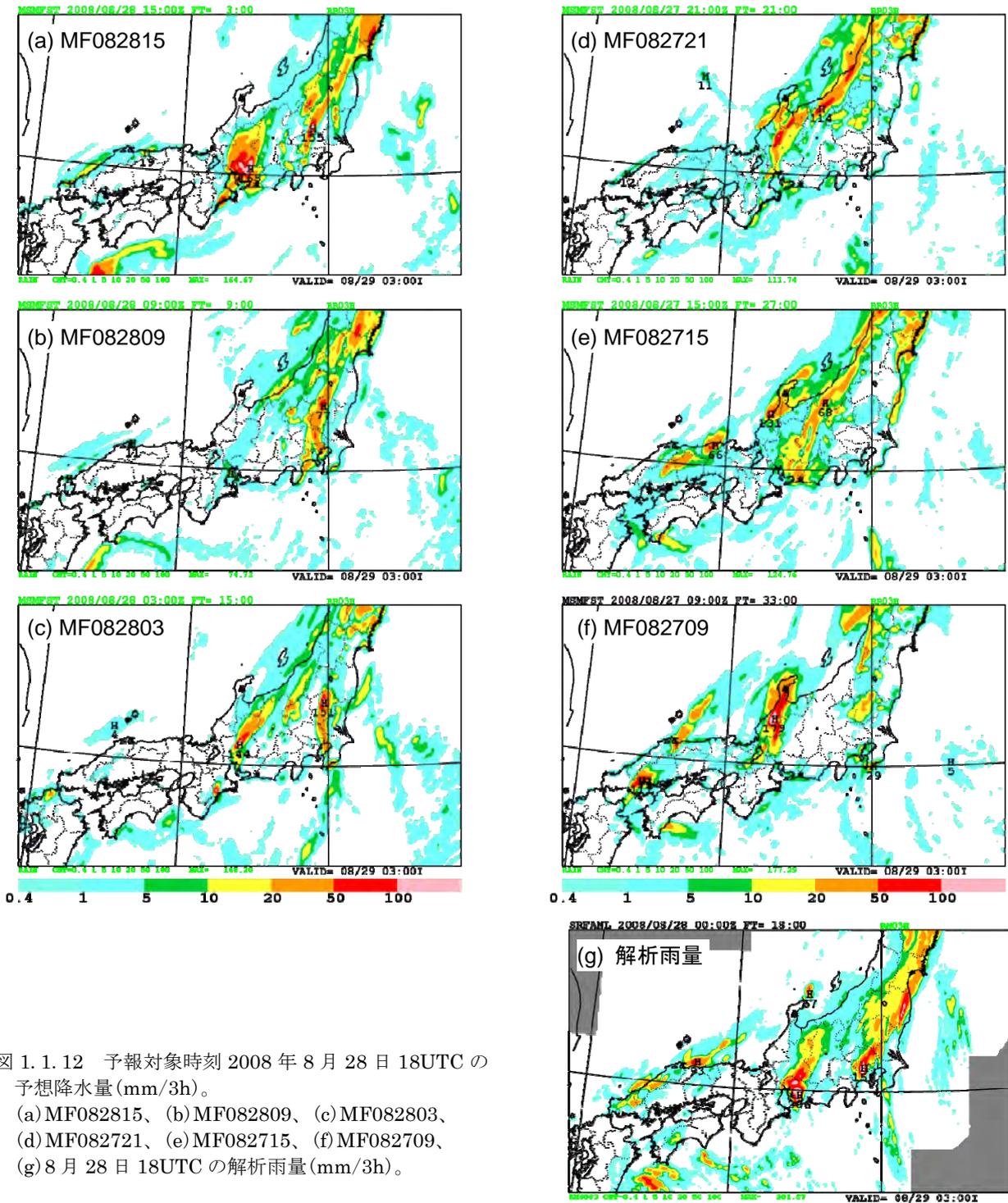


図 1.12 予報対象時刻 2008 年 8 月 28 日 18UTC の
 予想降水量 (mm/3h)。
 (a) MF082815、(b) MF082809、(c) MF082803、
 (d) MF082721、(e) MF082715、(f) MF082709、
 (g) 8 月 28 日 18UTC の解析雨量 (mm/3h)。

前述のとおり予測された降水分布は、予報時間が短い新しい予報では全般的に降水表現が弱かった。降水表現の弱化は、AMSR-E の観測と予測された可降水量の比較から大気水蒸気量の不足が原因であることが示唆された。このように、予報時間が短い場合において環境場が予報精度を左右するような事例では、初期値作成手法の高度化によって降水予報精度の改善が期待できる。

そこで、2009年4月7日00UTCから現業運用されている非静力学メソ4次元変分法を適用したメソ解

析を用いて解析予報サイクル実験を行い、降水予報精度へのインパクトを調査した。以下では、本事例に関するインパクト実験の結果を紹介する。まず、北陸地方の降水表現へのインパクトを示す。7月27日15UTCにおいて日本海上の可降水量は、静力学メソ4次元変分法では56mm程度であるが、非静力学メソ4次元変分法では60mmを超えており改善が見られた。また、非静力学メソ4次元変分法では日本海上の降水域を捉えることもできた(図略)。この27日15UTCを初期時刻とするFT=9では非静力学メソ4

次元変分法からの降水予測はわずかに改善したことが分かる(図1.1.9)。更に解析サイクルを続けて、第1.1.3節(1)項で分析対象とした7月28日00UTCの解析値を比較する。図1.1.10は解析時刻の可降水量と3時間積算降水量である。解析においても、静力学メソ4次元変分法では可降水量が十分ではなく降水が再現されていない。一方、非静力学メソ4次元変分法では若狭湾の可降水量が増加し、線状降水帯も一部再現された。この結果から、現業メソ解析の静力学メソ4次元変分法では、暖湿な気塊の北陸地方への流入を十分解析することが出来ていなかったことが分かった。次に近畿地方における降水表現へのインパクトを調べた。7月28日03UTCの解析でも、静力学メソ4次元変分法は引き続き暖湿な気塊の解析が十分出来ず、降水域も再現されなかったが、非静力学メソ4次元変分法では降水表現に改善が見られた(図略)。それぞれの解析値を初期値とした6時間予測に着目すると、静力学メソ4次元変分法からの予測では全く降水が表現出来ていないが、非静力学メソ4次元変分法からの予測では10mm/3h程度の降水が表現されており、改善が認められる(図1.1.11)。

1.1.4 8月5日の東京都の例

8月5日における関東甲信地方は、暖かく湿った空気の流入に伴って大気の状態が不安定になり短時間強雨が発生した。東京都23区西部や多摩地区で非常に激しい雨となり、この局地的大雨によって都内では多くの被害が発生した。

解析雨量は50mm/3h以上を記録していたが、MSMは最大でも20mm/3h程度の降水しか予測していなかった。また、その降水表現も、実況の局地的な大雨と異なり、広範囲に広がったものとなった。東京都に災害をもたらした積乱雲は、その水平スケールは大きくても20km程度であり、MSMの予測可能性からみても決定論的な量的予報が困難であったと考えられる。つまり、メソ対流系の発生を促す環境を分析する以前に、現象を解像するだけの分解能がモデルに不足していた可能性が高い。それを裏付けるかのように、いずれの初期時刻からの予報であっても、それらしいメソ擾乱の再現は認められない。そのため、第1.1.2項で述べた複数の予報を分類し分析する手法は意味を成さない。よって、8月5日の東京の事例に対しては、他の事例とは異なりクラスタ分析を行わないこととする。

このとき限定領域で実験的に運用していた水平解像度2kmの高分解能局地モデルを用いた解析予報システムは、予報対象時刻に同程度の水平スケールの積乱雲を予測していた(第4.2節を参照)。これは、力学的ダウンスケーリングが、今回のようなスケ-

ルの擾乱に対する量的予報の改善に非常に有効であることを示唆している。

1.1.5 平成20年8月末豪雨の例

8月26日に低気圧は東シナ海を東に進み、西日本の太平洋側を中心に南からの湿った気流が流入し四国地方太平洋側や近畿地方で大雨となった。27日に低気圧は九州南岸へゆっくりと東進した。四国地方太平洋側や九州地方は、この低気圧の接近に伴って流入した南からの湿った気流の影響で局地的な大雨が発生した。8月28日に、低気圧は九州南岸から四国沖へゆっくりと東進した。四国沖にある低気圧の影響により、日本海沿岸にのびる前線に向かって湿った空気が流入し、西日本から関東にかけて、各地で不安定降水による大雨が発生した。北陸や関東の6地点で最大1時間降水量の観測史上1位の記録を更新した。8月29日に低気圧は日本の東海上にありゆっくりと南東に進んだ。日本海沿岸の前線は、中国地方から北海道の南岸にかけて停滞し、北日本から西日本にかけての広い範囲で、局地的な大雨が発生した。29日に最大1時間降水量の観測史上1位の記録を更新した地点数は12地点に上る。大気的不安定による大雨は、日本海沿岸にのびる停滞前線の活動が弱まる8月31日まで日本各地で発生し、多くの災害を引き起こす原因となった(気象庁 2008b)。

(1) 異なる初期時刻からの予報結果の分析

図1.1.12は8月28日18UTCを対象とする異なる初期時刻からの降水予報(図1.1.12(a)から(f))と解析雨量の3時間積算降水量(図1.1.12(g))である。図1.1.12(g)に見られる主な降水系は、関東甲信から東北地方にのびる降水系と、愛知県を中心に発達している降水系と中国地方の降水系がある。以下では、議論を簡単にするため、異なる初期時刻の予報で特にばらつきの大きい愛知県付近の降水系と関東甲信から東北地方の降水系に着目して分析を行う。

まず、第1.1.3項の7月28日の北陸・近畿地方の事例と同様にクラスタ分析を行う。対象時刻は2008年8月28日18UTCとし、分析領域は北陸・近畿地方の事例と同じく中部地方および近畿地方に限定した領域とする。図1.1.13はクラスタ分析の結果を樹状図にしたものである。観測とMF082815のクラスタ「FT3-OBS」、MF082809とMF082803のクラスタ「FT9-15」、MF082721とMF082715のクラスタ「FT21-27」とMF082709のクラスタ「FT33」に分類できる(表1.1.2)。

図1.1.14は各予報のバイアスコアとETSの時系列である。28日18UTCのバイアスコア(図1.1.14(a))は北陸・近畿地方の事例と比較して、ばらつきが小さく、全ての予報で予報過少であるが1

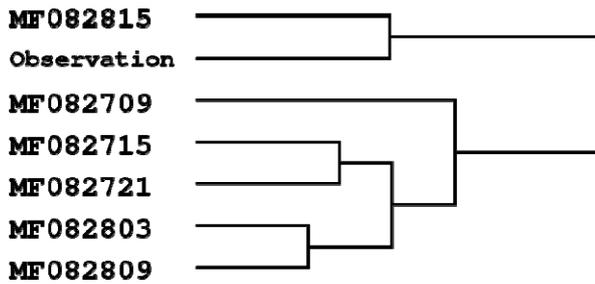


図 1.1.13 予報対象時刻 8 月 28 日 18UTC の降水分布の樹状図。結線の長さは統合されたクラスタ間の距離に比例している。

表 1.1.2 2008 年 8 月 28 日 18UTC を対象とするクラスタ名とそれに属する予報または観測

クラスタ名	予報・観測
FT3-OBS	MF082815, 観測
FT9-15	MF082809, MF082803
FT21-27	MF082721, MF082715
FT33	MF082709

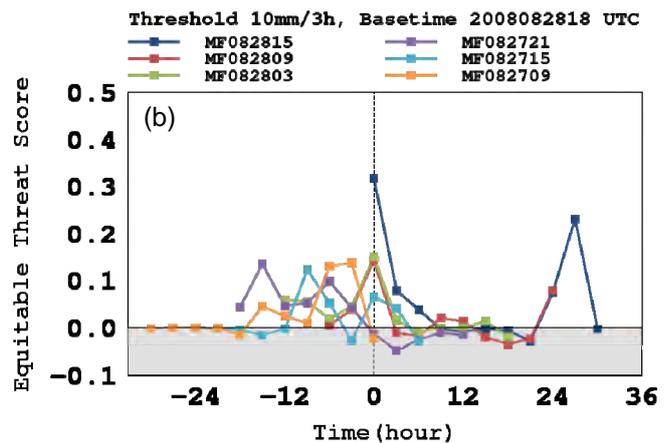
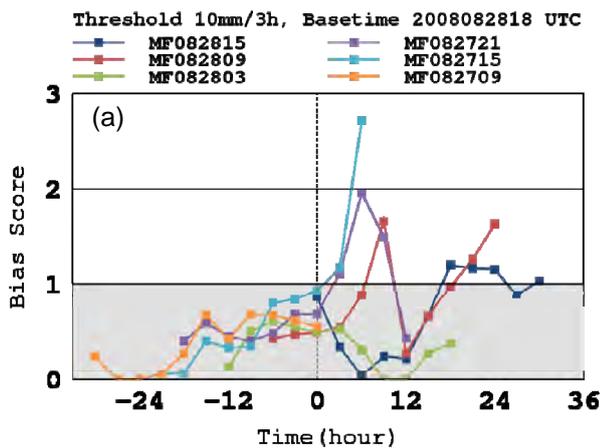


図 1.1.14 MF082709 から MF082815 までの (a) バイアスコアと (b) ETS の時系列。横軸は 2008 年 8 月 28 日 18UTC を基準とした時間差を表す。

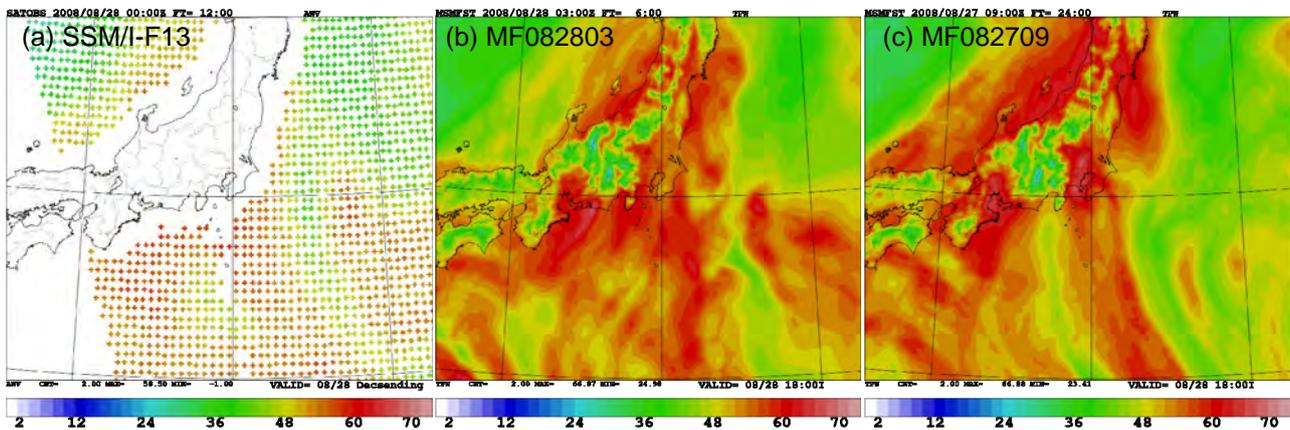


図 1.1.15 2008 年 8 月 28 日 09UTC の可降水量 (mm)。 (a) SSM/I-F13、 (b) MF082803、 (c) MF082709。 SSM/I の観測は、およそ 8 時 30 分 (UTC)。

に近い値である。ETSは、クラスタFT3-OBSに属する予報対象時刻の3時間前を初期時刻とするMF082815が最も良い⁴。次にクラスタFT9-15のETSが、良い値であった。MF082709とMF082721はランダム予報以下であるといった評価だが、これ

⁴ FT=3では、リードタイムが短いため予報現業において利用価値が低い、FT=3以降FT=9までは他の初期時刻からの予報よりもETSは高い。ただし、精度の劣化が激しくバイアスコアの低下が著しい。

は着目している2つの降水系の予報位置が解析雨量とずれていることによる。例えばMF082709とMF082721は、クラスタFT9-15よりもETSでは劣るがバイアスコアでは勝る。これも位置ずれによるETSの低下の可能性を示唆している。

各クラスタに属する個体の降水表現には、図1.1.12から以下のような特徴があることが分かる。FT33では愛知県付近の降水系は位置が観測よりも北にあり、また関東甲信地方の降水系の表現も同様

に北側にシフトしている。FT21-27は、関東甲信地方の降水系の表現が弱い。FT9-15は降水の強度は不十分であるが降水系の位置は観測に近い。この降水予報のばらつきの原因について大気水蒸気量を用いて検証する。北陸・近畿地方の事例ではAMSR-Eを用いたが、ここではDMSP衛星13号のSSM/I(第3.2節参照)による観測を利用する。分析を行う対象時刻の前後において、AMSR-Eは、分析対象領域周辺で観測が無くMSMとの比較ができないが、SSM/Iは、対象時刻において分析対象領域周辺における観測が有りMSMとの比較が可能のためである。図1.1.15は、SSM/IとクラスタFT33のMF082709とクラスタFT9-15に属するMF082803の可降水量を示したものである。FT33では、日本海側の可降水量が観測よりも過剰に広がっており、関東の東海上では過小となっていた(図1.1.15(c))。このFT33では、本来は東海地方付近に予想されるべき降水系が、可降水量の多い北側の北陸地方付近に予想された。また、FT21-27の可降水量の分布は伊豆諸島周辺の可降水量が不十分であった(図略)。そのため、実況と比較して関東甲信地方への湿潤な気流の流入が維持されにくくなり、関東甲信地方での降水量の表現が弱くなったことが推察される。また、FT9-15に属する予報は、降水量としては過少であるがFT3-OBSクラスタを除けば他の初期時刻よりも観測に近い降水分布であったことが分かる(図1.1.15(b))。

(2) 改善に向けての展望

この事例は領域内の降水頻度としては、近畿・北陸地方の事例と比較して初期時刻の違いによるばらつきは少ない。ただし、降水系の形状及び分布は、初期時刻ごとに異なり、それら複数の初期時刻からの予報は、4つのクラスタに分類される。対象時刻の3時間前を初期時刻とする予報では、非常に観測に近い降水表現であった。これは、解析雨量の同化の効果が高いと考えられる。その他の3つの降水予報は、東海地方と関東甲信地方の降水系の表現の違いによって分類される。関東甲信地方の降水表現は、湿潤空気塊の流入が維持されることで観測に近くなると考えられる。例えば、降水表現が過少であった予報は、関東甲信地方に流入する気流の上流側にあたる伊豆諸島付近の大気水蒸気量が不足していた。また、愛知県付近で急激に発達し、豪雨をもたらした降水系の分類についても、上流側の環境の違いから理解される。豪雨をもたらした降水系の発生位置が、観測された降水系よりも北側に位置した予報では、日本海上の可降水量が観測よりも過大であった。その予報では、日本海沿岸の前線の位置が実況よりもやや北にあり山陰沖においても観測とは異なる湿潤な南の風が予想されている(図略)。この

事例においても初期値作成の高度化が予測の改善につながるものと期待できる。

1.1.6 まとめ

以上に、2008年の局地的大雨や豪雨に対するMSMの降水予報特性を検証し、その予報精度が不十分であった原因を調査した。そして、気象現象の特徴を把握し、その盛衰に寄与する要素に着目することで高頻度予報を有効利用できる可能性を示した。また、MSMの予報精度の改善には初期値、解像度、湿潤過程など、解決しなければならない課題が多くあることを確認した。これらの課題について、初期値の改善に関しては、非静力学メソ4次元変分法の現業化の詳細とその性能が第3.5節で、解像度に関しては、高分解能局地モデルによる力学的ダウンスケーリングの量的予報の改善に対する有効性が第4.2節で述べられている。そして湿潤過程の改善に関しては、サブグリッドスケールの降水を対象とした対流パラメタリゼーションの改善の取り組みが第3.6節に述べられている。数値予報課では、以上に挙げた諸課題を解決し、局地的大雨や豪雨等の予報精度を向上させるために鋭意様々な開発に取り組んでいる。

参考文献

- 気象庁, 2005: 夏(6~8月)の天候.報道発表資料 平成17年9月1日.
- 気象庁, 2006: 夏(6~8月)の天候.報道発表資料 平成18年9月1日.
- 気象庁, 2007: 夏(6~8月)の天候.報道発表資料 平成19年9月3日.
- 気象庁, 2008a: 夏(6~8月)の天候.報道発表資料 平成20年9月1日.
- 気象庁, 2008b: 災害時気象速報平成20年8月末豪雨. 気象庁, 災害時自然現象報告書2008年第3号.
- 津口裕茂, 2007: LAFによるメソアンサンブル予報数値予報課報告・別冊54号 気象庁非静力学モデルII-現業利用の開始とその後の発展-, 気象庁予報部, 241-245.
- 津口裕茂, 成田正巳, 2009: 2008年7月28日の兵庫県の大雨 ~ MSMの予測失敗の原因 ~. 2009年日本気象学会春季大会予稿集, B160.
- 長澤亮二, 2008: 2007年11月に更新された全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 31-36.
- 成田正巳, 2008: 降水予報特性の問題点と改善. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-47.

1.2 統計的検証¹

1.2.1 はじめに

現在、短期予報のための数値予報ルーチンでは、1日に4回の全球モデル（GSM）と8回のメソ数値予報モデル（MSM）が運用されており、予警報を組み立てる上で複数のモデル並びに初期時刻の予測結果を参照することができる。予報現業においては、高頻度に更新される数値予報から得られる情報を扱う中で、モデル間や初期時刻間の予測の違いに対して、どれに信頼を置くのかを選択する場面がある。また平成22年度には市町村を対象とする注警報発表の実施が予定され、合わせて導入される新しい予報作業支援システムでは、これまでの二次細分区域に替わって格子で構成される面的な降水量予測がGSM,MSM共に提供されるようになり、ますます数値予報モデルの予報結果の確からしさに注意が払われることになる。

本節では、1年間を通して降水量の予測精度を検証し、現行数値予報モデルの降水予測の統計的特徴を示す。特にスコアの時系列に注目することで、さまざまな時間帯の予報発表の際の参考となることを期待する。

検証期間は2008年4月1日から2009年3月31日の1年間を対象とし、2008年4月から5月と2009年3月を春季、2008年6月から8月を夏季、2008年9月から11月を秋季、2008年12月から2009年2月を冬季とする。検証で用いる各種スコアについては巻末付録を参照のこと。なおこの検証期間中、GSMへの適合ガウス格子の適用（2008年8月）、GSMにおける静止気象衛星の水蒸気チャンネルの晴天輝度温度同化（2008年8月）、MSMの雲氷数濃度の予報変数化と放射過程の高度化（2008年12月）などの改善があったので留意願いたい。それぞれについて詳細は第3章並びに平成20年度数値予報研修テキストを参考に願う。

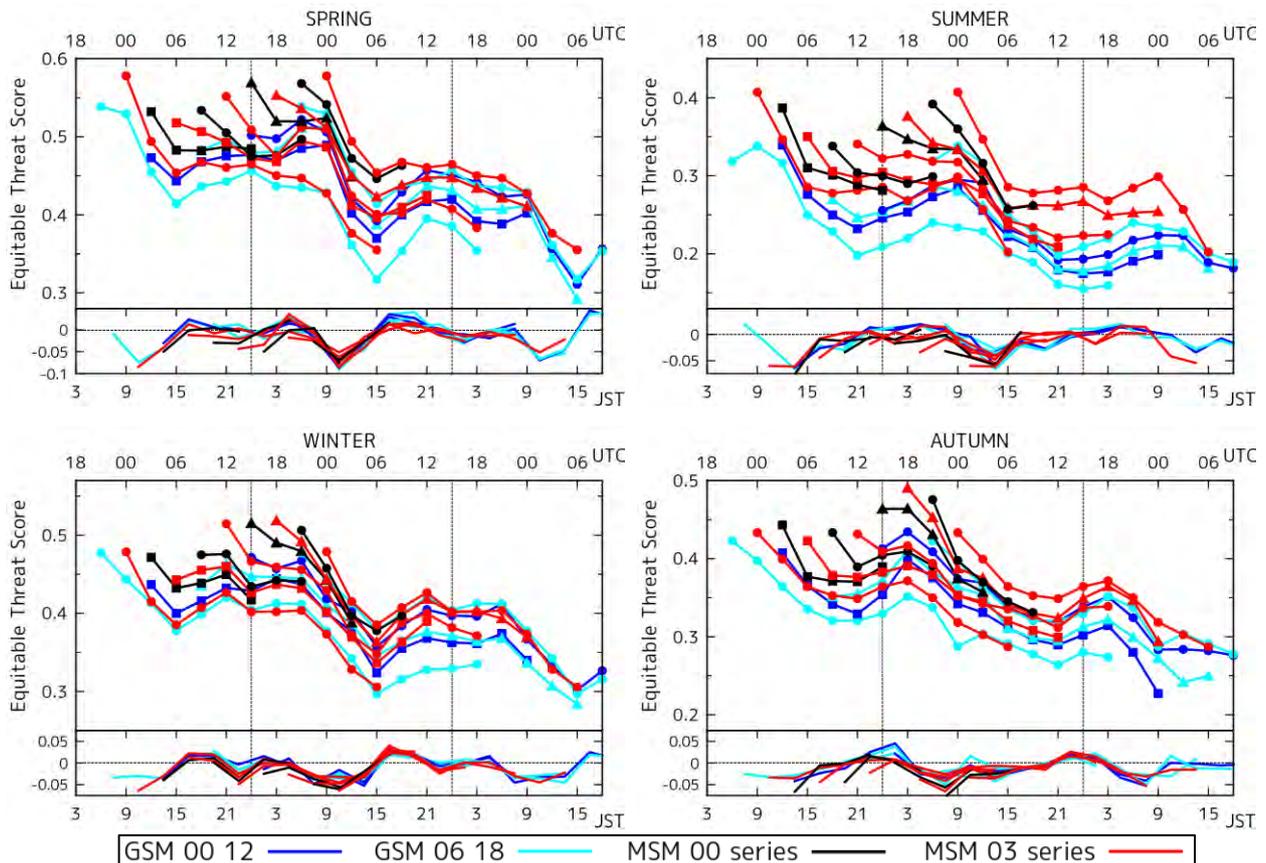


図1.2.1 1mm/3h以上の降水を対象にして、季節別に算出した各モデル、各初期時刻のエクイタブルスレットスコア（ETS）の時系列。左上から時計回りに春夏秋冬の順。濃い青はGSMの00,12UTC初期値予報、水色はGSMの06,18UTC初期値予報、黒はMSMの00シリーズ（00,06,12,18UTC初期値予報）、赤はMSMの03シリーズ（03,09,15,21UTC初期値予報）を表す。時系列の区別のため数種の記号を用いている。下軸はJST、上軸はUTCでの予報対象時刻を表し、日界を黒点線で示す。GSMは18UTC初期値予報から再び18UTC初期値予報まで、MSMは21UTC初期値予報から再び21UTC初期値予報まで、それぞれ5本と9本の時系列が初期時刻順に並ぶ。初めと終わりの時系列は同じものを24時間ずらして描いている。各図下段にはそれぞれの初期時刻について、ETSの3時間前からの変化量（前後のETSの差）を示してある。

¹ 森安 聡嗣

1.2.2 GSMとMSMの初期時刻別の検証

GSMとMSMの降水予測の対アメダス検証の結果を示す。検証は前3時間積算降水量に対して行い、モデルの降水量はアメダス観測点を囲むモデル格子4点の線形内挿により求めた。全国のアメダスを対象に1mm/3h以上の降水について、初期時刻別に3時間ごとのスコアを算出した。エクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアススコア (BI) の時系列を季節別に、それぞれ図1.2.1と図1.2.2に示す。なおGSMはFT=48までを対象とした。

それぞれの時系列は初期時刻を明示していないが、GSMは18UTC初期値予報から始まり再び18UTC初期値予報まで、MSMは21UTC初期値予報から再び21UTC初期値予報までの各モデルのスコアが予報対象時刻に沿って順に並んでいる。前3時間積算降水量が対象となっているため、例えば00UTC初期値予報なら03UTC (12JST) から時系列が始まっている。

図1.2.1のETSの時系列からは、予報初期におけるMSMの優位性が顕著に見られ、解析雨量の同化の強みが発揮されているのがわかる。また、各初期時刻のETSは時間経過とともに一様に減少するのではなく、特定の時間帯に大きく低下していることが注目される。図1.2.1の各グラフの下段に、ETSの3

時間前からの変化量を全ての初期時刻について示した。GSM,MSMのどちらも大きな精度劣化が起こる時間帯があり、そのタイミングは初期時刻によらないことがわかる。季節別にみると春、夏、冬は12~15JSTにピークを持って精度が落ちている。特に春は12JSTに極端な精度劣化がある。秋は他の季節と異なり、夜遅く~未明を除いて精度は緩やかに落ちていっている。

次にBI (図1.2.2) をみると、MSMは季節や予報対象時刻にもよるが概ね1の周囲に分布しており、冬季を除けばやや1を下回る時間帯が多い様子が見られる。予報初期での前初期時刻からの改善は見られるが、そのまま持続せず、むしろ予報対象時刻に依存した振る舞いをみせる。GSMのBIはMSM同様、予報対象時刻に依存した振る舞いを特徴として、全体に1より大きな値で推移しており、特に夏季のBIが21JSTをピークに大きな値となっている。この結果捕捉率は良いが(図略)、夏季は他の季節に比べ、ETSはMSMより明らかに下回っている(図1.2.1)。GSMの強い降水の予測は過少である(後述)ので、これは弱い降水を過剰に予測していることを示している。このGSMの降水予測に関する性質はこれまでも度々指摘されており、弱い降水の予測過剰は不安定降水を広く、弱めに予測している結果と考え

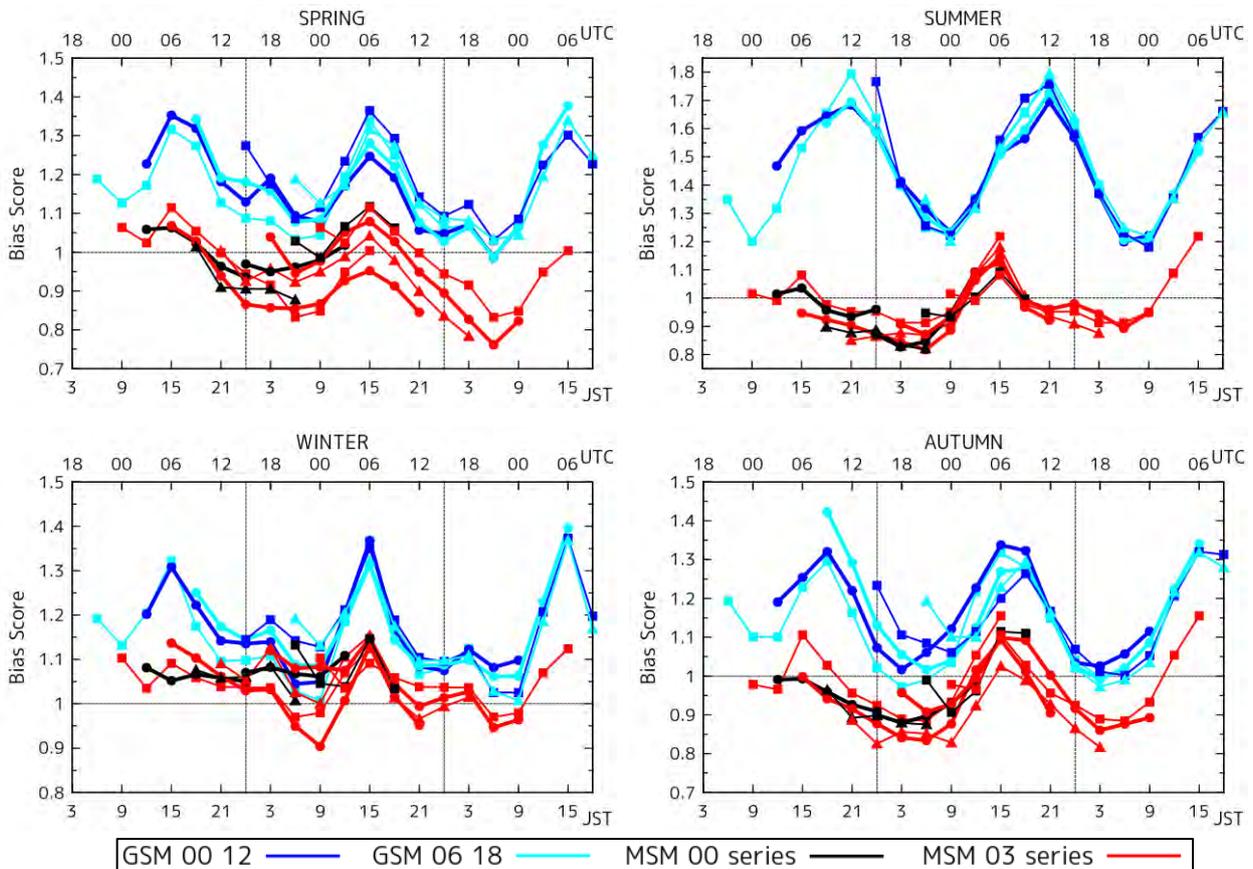


図1.2.2 1mm/3h以上の降水を対象にして、季節別に算出した各モデル、各初期時刻のバイアススコア (BI) の時系列。左上から時計回りに春夏秋冬の順。線種などは図1.2.1と同じ。時系列の区別のため数種の記号、線の太さを用的している。

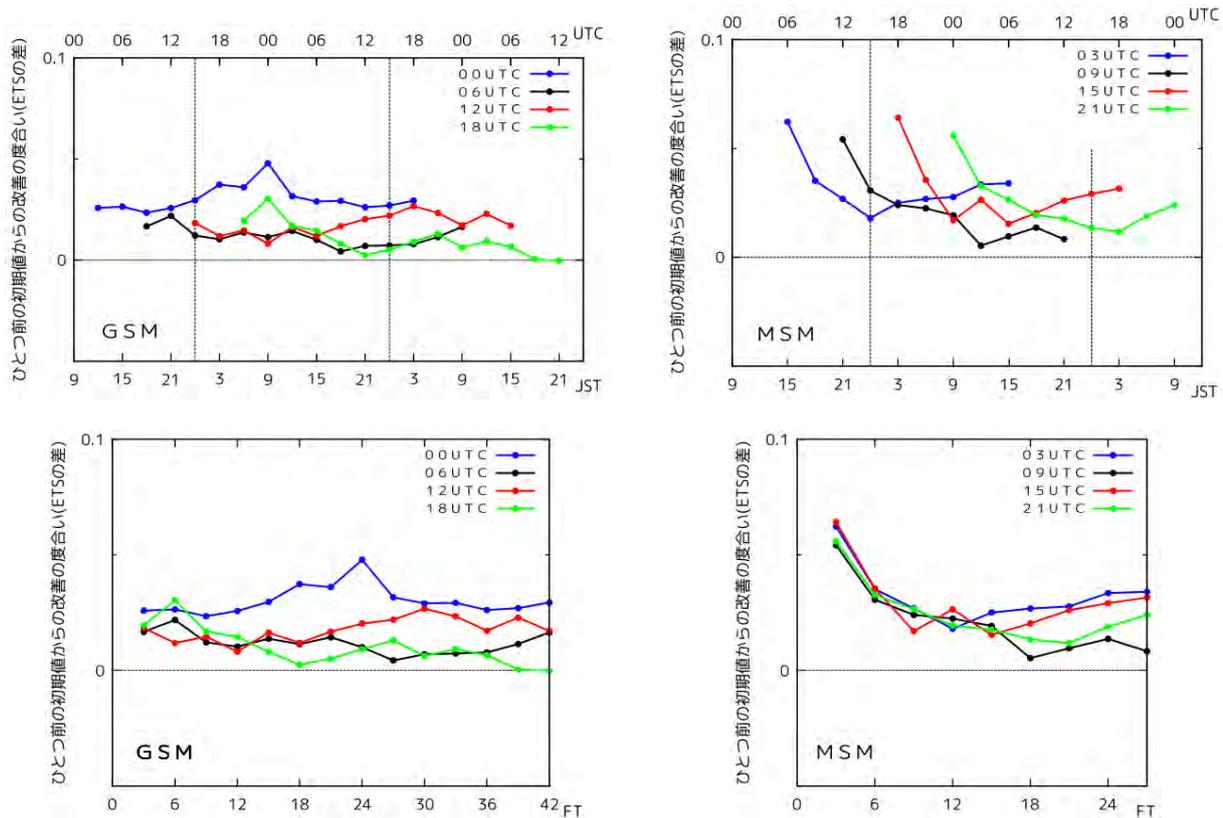


図1.2.3 GSM,MSMの03シリーズそれぞれについて、同一の予報対象時刻に対する6時間前の初期時刻の予報とのETSの差を示す(スコア算出の期間は通年)。左列がGSM、右列がMSMの結果で、上段は予報対象時刻に沿って、下段はFTに対しての時系列になっている。GSMの00UTC初期値予報の、18UTC初期値予報からのETSの変化量、すなわち予報改善の度合いを青で表している。同様に06,12,18UTC初期値予報のETSのそれぞれの6時間前の初期時刻の予報に対する改善の度合いを、黒、赤、緑で表している。MSMの03シリーズも同様に03,09,15,21UTC初期値予報の、それぞれの6時間前の初期時刻の予報に対する改善の度合いを順に、青、黒、赤、緑で表す。

られている(中川 2006; 大河原 2008)。

これらの予報対象時刻に依存したスコアの変化については第1.2.4項で詳しく述べる。また、ここで示したスコアは2008年度の天候の特徴に影響を受けている。例えば昨年7月は、全体の降水量が極端に少ないなかで、災害をもたらす局地的な強雨が幾度かあった。それらの強雨をうまく予測できなかったことで夏季のMSMのスコアは特に悪くなっている。この昨夏のMSMの降水予測に関しては第1.1節で詳しく述べられている。一方で度々低気圧の通過に見舞われた冬季の成績は、特にBIでの良さが際立っている。

1.2.3 初期時刻更新に伴う精度の改善

図1.2.1からはGSM,MSMともに、新しい初期時刻のETSが予報後半で、その一つ前の初期時刻のETSと同程度になることはあっても明瞭な逆転は起きていないことがわかる。従って原則的にはこれまで通り、最新の初期時刻の予報を使うことが望まれる。初期時刻更新による改善の程度を量るため、GSMとMSMの03シリーズ(初期時刻が03,09,15,21UTCで、

予報時間が33時間)それぞれについて、同一の予報対象時刻に対する6時間前の初期時刻の予報からのETSの変化量を図1.2.3に示す。これは通年のETSから求めている。値が正であると改善を表し、図1.2.3からは初期時刻が更新されれば改善された予報が提供されていることがわかる。MSMではここでも解析雨量同化による精度向上が窺われ、全ての初期時刻で予報初期3時間の改善の度合いが明らかに大きい。

さらに、GSMは00,12UTC初期値予報の前初期時刻からの改善が予報中盤以降で目立ち、特に00UTC初期値予報の改善が著しい。それに伴いMSMでも、GSMの00,12UTC初期値予報を境界値とする03,15UTC初期値予報の改善が予報後半まで持続していることがわかる。このことは、MSMの21UTC初期値予報の降水予測精度の劣化が15UTC初期値予報よりも速いとした古市(2007)や、03,15UTC初期値予報が09,21UTC初期値予報より精度が高い(ただし高層気象要素の統計検証による)とした長澤(2008)と整合している。

GSMの00,12UTC初期値の解析で用いる第一推

定値はサイクル解析を初期値としている。サイクル解析では観測の待ち受け時間を長く取り、より多くの観測データを集めることでより精度の高い解析を実施している。ここで示したGSMの00,12UTC初期値予報の改善には、衛星観測やラジオゾンデによる高層気象観測など、多くの観測データを同化した成果がはっきりと現れている。反対にGSMの06UTC初期値予報のFT=27以降、18UTC初期値予報のFT=18以降、MSMの09UTC初期値予報のFT=18以降などは、6時間前の初期時刻の予報に比べてあまり大きな改善は見込めないことになる。

1.2.4 予報対象時刻に依存したスコアの振る舞い

第1.2.2項でも触れたがスコアには予報対象時刻に依存した振る舞い、すなわち統計上の日変化がある。

降水予測精度の時間変化について、時間経過に伴う精度劣化に、特定の時間帯に大きく精度を落とす性質が重なっていることがわかった。

各季節と通年について、各初期時刻の予報開始からFT=24までを予報経過時間と予報対象時刻でまとめて算出したスコアを図1.2.4に示す。ここでも1mm/3h以上の降水を対象とし、ETS,BIに加えて見逃し率、空振り率を算出した。各図左列は予報経過に伴うスコアの変化（主として劣化）を表す。右列については、スコアが予報対象時刻に対する依存性を持たなければグラフは一定になるはずであるが、日変化が現れればそれに応じて予報モデルの得意とする時刻、苦手な時刻がわかる。

図1.2.4によると、全体として春季の精度が良く、夏季が悪い。また、GSM,MSMともに予報対象時刻

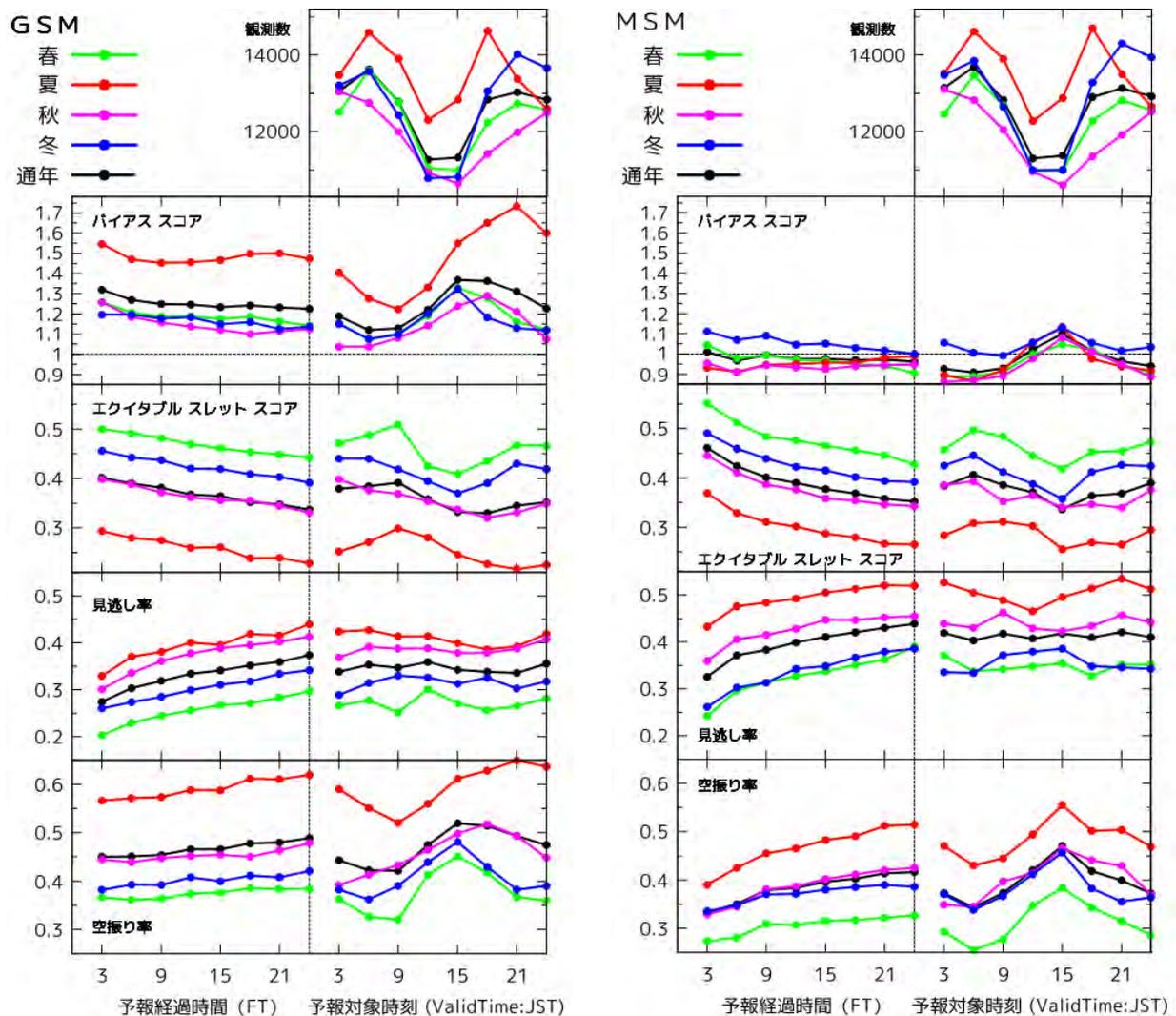


図1.2.4 各季節と通年について、各初期時刻のFT=24までを用いてFTごとにまとめたスコア（左列）と予報対象時刻ごとにまとめたスコア（右列）。上から順に、バイアススコア（BI）、エクイタブルスレットスコア（ETS）、見逃し率、空振り率。左図はGSM、右図はMSM。閾値は1mm/3h。春季：緑、夏季：赤、秋季：桃、冬季：青、通年：黒で表している。予報対象時刻に対応したアメダスの1mm/3h以上の観測数を両図の最上段に示す（通年の値は4分の1にしてある）。

に依存した変化が目立つ。最上段に示したアメダスの1mm/3h以上の観測数は季節によらず昼前後に極小となる日変化を示すが、どちらのモデルもこれをうまく捉えていない。GSMの降水予測は昼前の降水頻度減少に追随するものの過剰であり（図略）、昼過ぎの降水に関してはより過剰に予測し、このあと夕方にかけて（夏季は夜間一貫して）予測過剰の状態が持続している。その結果として昼前後に空振り率は上昇し、ETSを下げている。MSMはBIの上では比較的良好に降水を捉えているが、夜間の1以下のBIとGSM同様の昼過ぎをピークとした1以上のBIが認められる。この昼過ぎのタイミングで空振り率の増加、ETSの減少がある。

以上のように、どちらのモデルも季節を問わず昼過ぎに精度を下げ、夜間は劣化の程度が小さい。これは降水の多いときは比較的精度良く予報できるのに対して、降水の少ないとき（降水量としては多くとも面積が小さいときも含む）はうまく予報できていないことを表す。昼過ぎの空振り率の急増から

は、広めに予測した降水域の位置ずれが推測される。これは、GSMに関しては前述の不安定降水の予測過剰の反映と考えられ、GSM夏季の夜間はそれが極端に現れている。

強い降水については、強さが増すほど観測数が少なくなり、サンプル数を十分に確保できないため、ここでは10mm/3h以上の降水について述べる。図1.2.5は、閾値を10mm/3hとして求めた各スコアを図1.2.4と同様に描いたものである。ここでも予報対象時刻に依存したスコアの変動が見られるが、閾値1mm/3hの場合とは対照的に、季節ごとに異なった振る舞いになっている。これは10mm/3h以上の降水の頻度が季節によって異なることを反映しているためと考えられる。

まずGSM,MSMともにBIがどの時間帯も1を下回り、強い降水の予報が十分でないことがわかる（なお、アメダス地点に対応するモデルの降水量を内挿で求めていることで大きな降水量が出にくく、統計の性質上BIが小さくなってしまいう傾向があるので

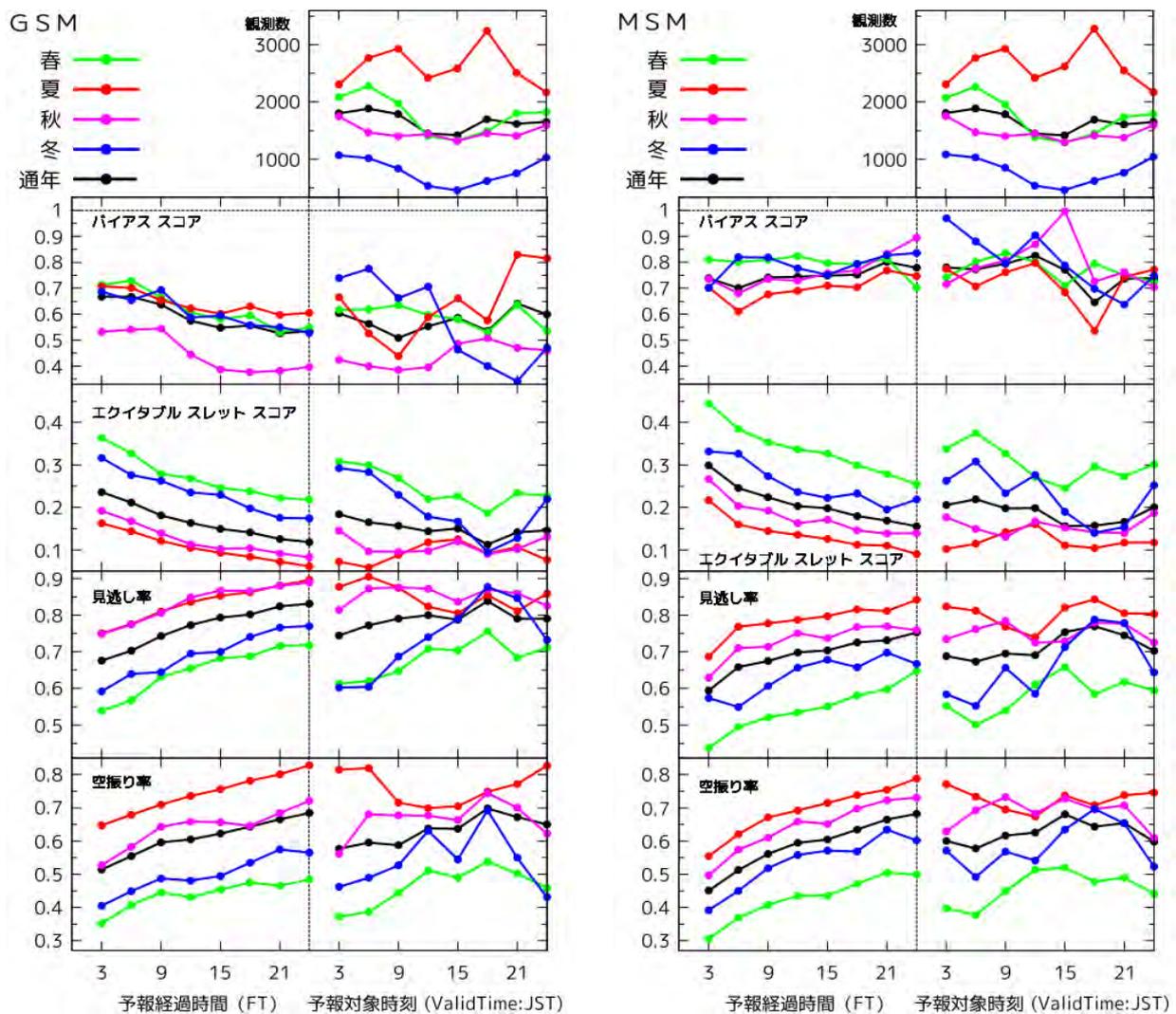


図1.2.5 10mm/3h以上の降水について求めたスコア。詳細は図1.2.4と同じ。

注意が必要である)。そのため各スコアは閾値1mm/3hよりも悪化しているが、春季の予報精度が比較的高く夏季が悪くなっていること、午後の精度が悪いのは同様である。また冬季の午後の低スコアは、現象自体の少なさから見かけ上強調されている。強い降水の出現頻度が高い夏季の夕方に注目すると、MSMのこの時間帯のBIは特に低くなっている。そのため見逃し率が高く、ETSも低い値を示している。不安定降水の予報が不十分なことが窺われる。

また対FTの図から、MSMでは冬季を除いて予報初期にBIが下がり、見逃し率の増加とETSの急な減少が認められる(閾値10mm/3hの冬季については観測事例の少ないことが特異な振る舞いに影響していると考えられる)。これは閾値1mm/3hの場合(図1.2.4)にもはっきり現れている。第1.2.3項で示したのと同様に、これらのスコアの振る舞いからも、解析雨量同化の効果が予報初期3時間程度において顕著である様子が見て取れる。

なおここで述べたGSMのBIの日変化に関しては以前から同様のことが、平井・坂下(2004)などに海外モデルにも(ピークの時間帯は異なるものの)共通の問題として報告されている。

1.2.5 まとめ

2008年度1年間を対象として降水予測の検証を行った。今回の検証はGSMとMSMで条件をできるだけ揃えるために、アメダスを対象にして、モデルの降水量をアメダス観測点を囲む4格子の内挿により求めた。そのため、強い降水の観測の寡少や平均することに伴う強い降水の予報の減少、降水域の位置ずれがほとんど許容されないという性質となっている。ただしモデルの降水量を、アメダス観測点を囲む4格子のうちの最大値にするなど別の方法を用いても定性的な結果は同様であった。検証により得られた特徴をまとめ、以下に記す。

- 基本的に初期時刻が更新されるたびに予報は改善される。従ってこれまでと同様であるが、最新の初期時刻のモデルを使うことが原則である。
- GSMの00,12UTC初期値の予報は初期時刻更新による精度改善の程度が高い。
- MSMの03,15UTC初期値の予報は初期時刻更新による精度改善が予報後半まで持続する。
- MSMの予報初期は解析雨量同化により精度が高く、特にFT=3程度までは効果が顕著である。
- GSMは弱い降水を過剰に予測する。夏季の午後は特に著しい。
- GSM,MSMともに強い降水の予報頻度が十分でない。
- 各初期時刻のスコアには日変化がある。

GSM,MSMともに日中にスコアの低下があり、一方夜間はスコアの低下が小さい。

- 日中の精度低下については、弱い降水の予報過剰、強い降水の予報過少による。

以上の統計的性質を念頭に、予報作業には直近の数値予報を重視していただきたい。また新しい初期時刻の予報でも、降水予測に関してモデルが苦手としている昼過ぎを中心とした時間帯には精度が劣化することに注意が必要である。

参考文献

- 大河原齊揚, 2008: 統計検証. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-18.
- 中川雅之, 2006: 降水事例検証. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36-39.
- 長澤亮二, 2008: 2007年11月に更新された全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 31-36.
- 平井雅之, 坂下卓也, 2004: 日本域の降水量予測の国際比較. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 34-38.
- 古市豊, 2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-45.

付録1.2 地域別の検証

地域別の検証を参考に付す。全国を図1.2.6の天候の統計で用いられる地域区分に分割し、さらに東日本・太平洋側を内陸部(栃木・群馬・山梨・長野・岐阜)と海側に分けた8地域についてスコアを求めた。ただし、各地域はアメダスの観測点数が異なること、冬季は北日本を中心として観測休止をする観測点があることにより同等の統計ではないことに注意する必要がある。各地域のアメダス観測点数を表1.2.1に記す。

図1.2.7に閾値1mm/3hでの各地域の通年の結果を、図1.2.4と同様に示す。東日本・太平洋側の海側の地域の精度が良いことがわかる。また、降水の日変化に沿ったスコアの変動が認められ、東日本・太平洋側の内陸部は午後に極端にETSを落とす様子が目立つ。これはGSM,MSMともにBI、空振り率の急な増加があることから、午後の不安定降水を過剰に予想した結果と推察される。沖縄・奄美は観測点の少なさから十分な検証とは言いがたいが参考として同図に示しておく。

表1.2.1 地域区分とアメダス観測点数

地域	アメダス観測点数
北日本・日本海側	214
北日本・太平洋側	239
東日本・日本海側	92
東日本・太平洋側の内陸部	137
東日本・太平洋側の海側	158
西日本・日本海側	189
西日本・太平洋側	280
沖縄・奄美	37

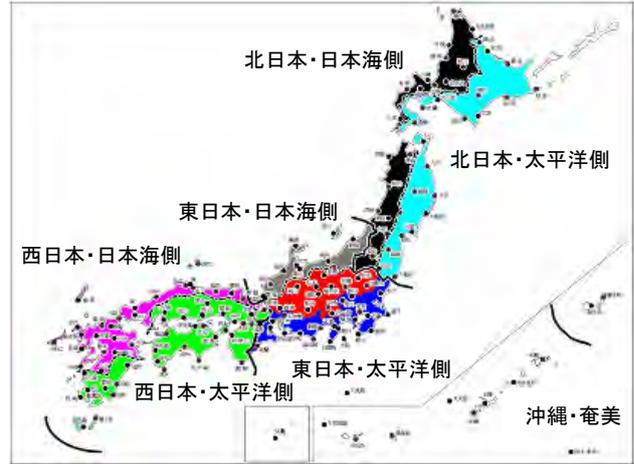


図1.2.6 地域別検証に用いた地域区分。天候の統計で用いられている。配色は図1.2.7の線種に対応。ここでは東日本・太平洋側をさらに内陸部（栃木・群馬・山梨・長野・岐阜）と海側に分割した。

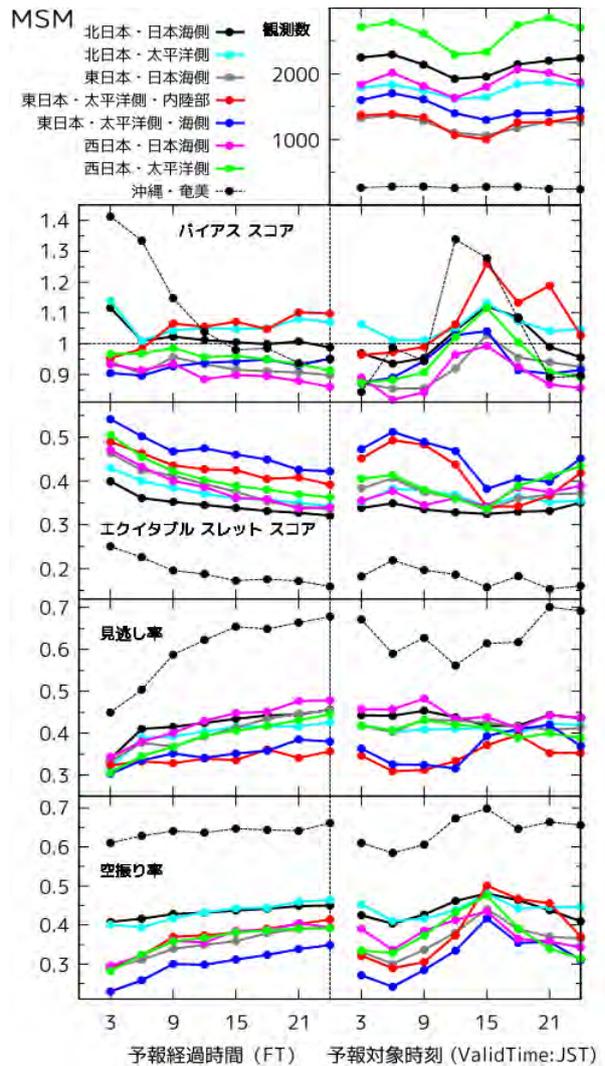
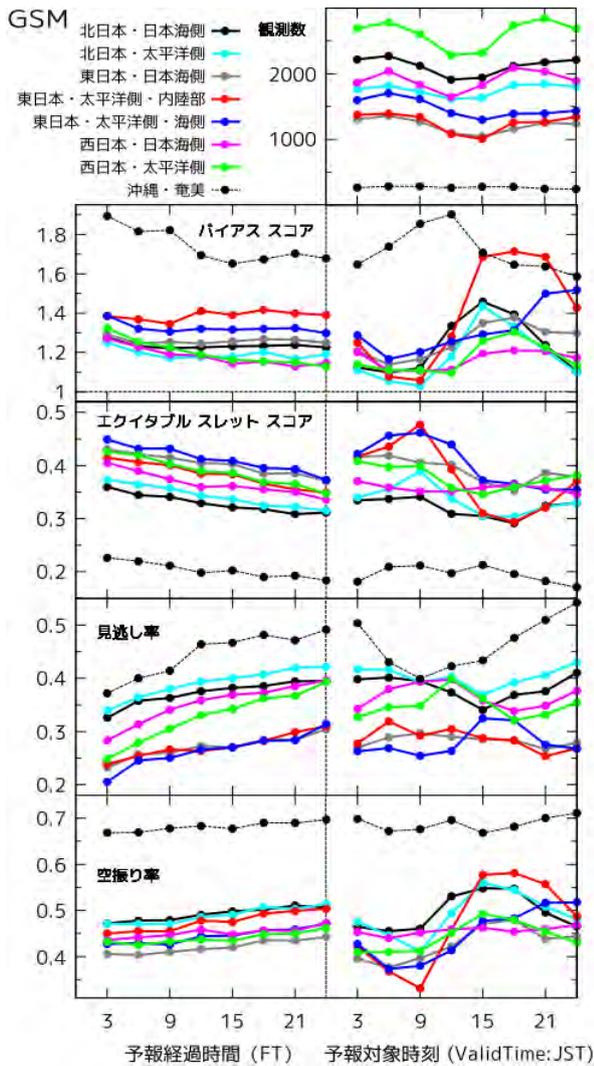


図1.2.7 地域別に求めた通年のスコア。閾値は1mm/3h。詳細は図1.2.4と同じ。線種は図中凡例のとおり。

第2章 アプリケーション

2.1 次期YSSに向けたガイダンス

2.1.1 概説¹

平成22年度の出水期から実施される、市町村を対象とした気象警報等の発表作業は、次期予報作業支援システム（以下、次期YSSと呼ぶ）において行われる。次期YSSにおいて、気象警報・注意報及び天気予報等のプロダクトの土台となる量的予測値（防災時系列）は、5km格子単位で取り扱われるため、数値予報課はこれに対応した形式のガイダンスの開発を進めてきた。次期YSS運用開始時にGSM及びMSMから作成するガイダンスを表2.1.1に示す。現行のガイダンスからの変更点は、①大雨警報・注意報等の基礎資料となる最大降水量ガイダンスを二次細分区単位から格子単位とする、②降雪量時系列の元となるガイダンスを雪水比ガイダンスに代えて最大降雪量ガイダンスとし、③これに伴い降水種

別ガイダンスを作成する等である。

平成21年7月から平成22年1月まで、各官署で次期YSSにおける警報・注意報発表作業を確認するための慣熟が行われている。これに資するため、新しいガイダンスを含めたガイダンスデータの配信を平成21年9月上旬に開始した。

本節は上記慣熟、引き続き天気予報を含めた総合的な予報作業確認のための慣熟及び運用開始にあたり、新しいガイダンスの作成手法を理解していただくことを目的としている。第2.1.2、2.1.3項では、今回の主要な変更事項である最大降水量ガイダンス、最大降雪量ガイダンス及び降水種別ガイダンスの作成手法、精度について記述する。これらのガイダンスは運用に向けて最適化を行う予定であり、本稿では現時点における最新の検証結果を提供する。第2.1.4項では平成21年7月7日に改良を行った、発雷確率ガイダンスの作成手法とその精度について述

表 2.1.1 GSM 及び MSM から作成するガイダンス 太字網掛けは新規、太字は変更を表す。最小湿度及び（日）最高・（日）最低気温の最大予報期間は、日本時で初期時刻からみた日にちを示す。予報時間間隔の各日は、1日のうち限られた時間が予報対象となっていることを示す。廃止または新たに開発を行うものは現ガイダンスの仕様を記述。

	MSM			GSM			
	予報時間間隔	最大予報期間	作成対象	予報時間間隔	最大予報期間	作成対象	
雨	1時間最大降水量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	20km格子
	3時間最大降水量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	20km格子
	3時間平均降水量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	20km格子
	24時間最大降水量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	20km格子
雪	降水種別	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	5km格子
	3時間最大降雪量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	5km格子
	6時間最大降雪量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	5km格子
	12時間最大降雪量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	5km格子
	24時間最大降雪量	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	5km格子
	地点12時間降雪量	12h	FT72	アメダス地点	12h	FT72	アメダス地点
最大風速・風向	3h	FT33	アメダス地点	3h	FT84	アメダス地点	
定時の風速・風向	1h	FT33	アメダス地点	3h	FT84	アメダス地点	
発雷確率	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	20km格子	
気温	気温	1h	FT33	アメダス地点	1h	FT84	アメダス地点
	最高・最低気温	各日	翌日	アメダス地点	各日	3日後	アメダス地点
	明後日日最高・日最低気温				-	3日後	アメダス地点
降水確率	6h	FT33	5km格子	6h	FT84	20km格子	
最小湿度	24h	明日	気象官署	24h	3日後	気象官署	
天気	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	20km格子	
日照率	3h	FT33	5km格子	3h	FT84	20km格子	
・廃止するもの							
雪水比				3h	FT84	20km格子	
MSM/降短最大降水量	3h	FT33	三次細分区				
・新たに開発を行い利用を検討するもの							
3時間大雨確率				3h	FT84	二次細分区	

べる。第2.1.5項では、上記以外に新規に開発したガイダンスの作成手法について、従来のガイダンス（新規MSMガイダンスに対して現行GSMガイダンスなど）との相違点等を解説する。

新しいガイダンスの予報作業での利用にあたり、本節の内容を役立てていただければ幸いである。また、本節に掲載されないガイダンスの作成手法・特性については、平成19・20年度数値予報研修テキスト等を参照していただきたい。

¹ 國次 雅司

2.1.2 最大降水量ガイダンス¹

(1)はじめに

次期YSSでは、市町村を対象とする気象警報等の発表作業が行われる。これに対応するため、最大降水量ガイダンス (MAXP) は、予報対象領域が二次細分区域から格子単位となる (表2.1.2)。MSMの対象領域は5km格子となっているが、MAXPは20km格子の最大降水量を目的変数として作成し、(2)に示す手法で5km格子に配分している。本項では、格子単位のガイダンスの作成手法について解説し、次期YSS慣熟運用向けの配信開始時点 (2009年9月) における各ガイダンスの検証結果を示す。なお、検証したガイダンスは開発途中のものであるため、今後、精度が変わることが考えられるので留意していただきたい。

本文中では平均降水量ガイダンスを「MRR」と記述し、各モデルを利用したガイダンスは、モデル名と要素名を組み合わせ、要素名を略した形式で「GSM-MRR」のように記述する。検証で使用している指標については付録Bを参照願いたい。

(2)作成手法

・GSM最大降水量ガイダンス

GSM-MAXPの係数は、日本の陸地を中心とする約2300格子で作成し、格子間隔は20kmである。海上の格子は次期YSSでは使用しないため、MAXPは作成していない。MAXPの基本的な作成手法に変更はなく、格子ごとに平均降水量と最大降水量の比率を求め、その比率をMRRに乗じて作成している (安藤 2007)。

・MSM最大降水量ガイダンス

MSM-MAXPは、まず20km格子でMAXPを作成 (20kmMAXP) し、それを5km格子で作成したMRR (第2.1.5節 (1) 参照) の分布に合わせて配分

し、5km格子のMAXPとしている。MSM-MAXPの係数はGSM-MAXPと同じものを使用する。作成の手順は次の通りである。

- ①20kmMAXPを作成する。説明変数は20km格子にGPVを内挿して作成する。MRRは20km格子の中心から東西南北それぞれ10km以内に存在する16個の5km格子のMRRの平均を使用する。
- ②20km格子にMRRを与えた16個のMRRの最大値と20kmMAXPとの比率を求める。MRRの最大値が20kmMAXPを上回った場合は比率を1.0とする。
- ③20km格子にMRRを与えた16個のMRRそれぞれに②で求めた比率を乗じて、5km格子のMAXPを作成する。ただし、5km格子のMAXPは20kmMAXPを上限とする。

(3)予報特性と精度

1時間最大降水量 (MAXP1)、3時間最大降水量 (MAXP3)、24時間最大降水量 (MAXP24) について検証を行った。検証期間は2008年8月から2009年7月までの1年間である。

(a)20km 格子単位の検証

ガイダンスの特性を見るため20km格子単位で検証した。

・検証方法

日本付近の陸を含む格子を対象とし、MAXPと解析雨量から求めた最大降水量を比較する。閾値以上の降水の有無で分割表を作成し、エクイタブルスコア (ETS)、バイアススコア (BI) を求める。MSM-MAXPは20kmMAXPを予報値とする。

・検証結果

図2.1.1にMAXP1、図2.1.2にMAXP3、図2.1.3にMAXP24の20km格子単位で検証した閾値別の検証結果を示す。ETSはGSM、MSMともに全てのガイダンスで閾値が大きくなるほど小さくなっている。

表2.1.2 最大降水量ガイダンスの予報要素、領域及び運用回数

ガイダンス名		要素	対象領域	予報期間	予報間隔	運用回数
MSM	最大降水量	1時間最大降水量 (MAXP1)	5km格子	FT=3~33	3時間	8回/日
		3時間最大降水量 (MAXP3)	5km格子			
		24時間最大降水量 (MAXP24)	5km格子	FT=24~33		4回/日
GSM	最大降水量	1時間最大降水量 (MAXP1)	20km格子	FT=6~84	3時間	4回/日
		3時間最大降水量 (MAXP3)	20km格子			
		24時間最大降水量 (MAXP24)	20km格子			

表のMSMガイダンスの予報時間は03,09,15,21UTC初期値による予報時間。00,06,12,18UTC初期値ではFT=15までとなり、MAXP24は作成しない。

二次細分区域を対象とした3時間平均降水量 (MEAN3)、24時間平均降水量 (MEAN24) は廃止。

¹ 小泉 友延

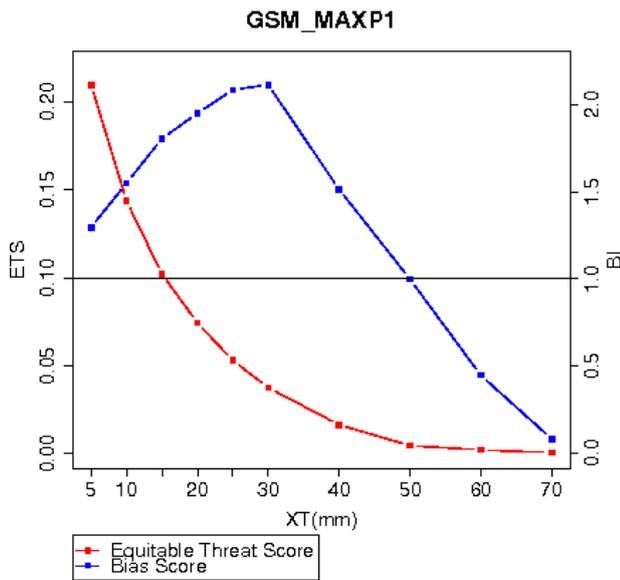


図2.1.1 MAXP1の閾値別のETSとBI (20km格子単位)。上段は GSM-MAXP1の00,06,12,18UTC初期値のFT=15~48までのスコア。下段はMSM-MAXP1の03,09,15,21UTC初期値のFT=12~33までのスコア。縦軸は左軸がETS、右軸がBIで横軸は閾値(mm/h)。

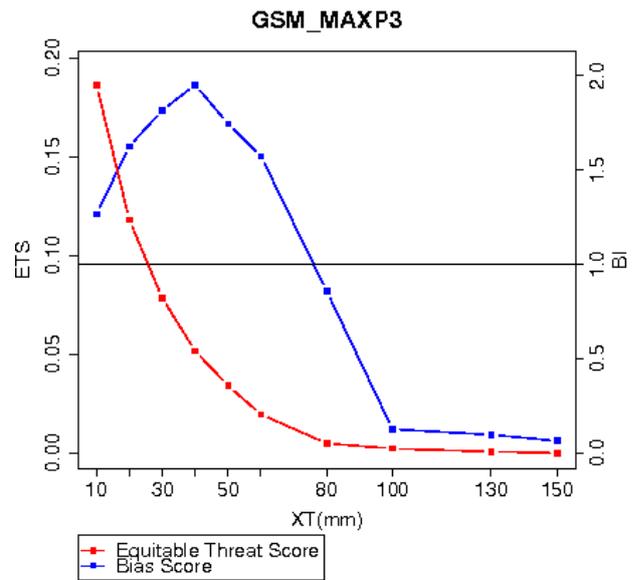


図2.1.2 MAXP3の閾値別のETSとBI (20km格子単位)。上段は GSM-MAXP3の00,06,12,18UTC初期値のFT=15~48までのスコア。下段はMSM-MAXP3の03,09,15,21UTC初期値のFT=12~33までのスコア。縦軸は左軸がETS、右軸がBIで横軸は閾値(mm/3h)。

BIはMAXP1、MAXP3では、GSMとMSMは同じような傾向が見られる。MAXP1のBIは閾値5mm/hから40mm/hまでは1を上回り、閾値30mm/hで最大となっている。閾値30mm/hからは閾値が大きくなるにつれてBIは減少し、閾値60mm/hで1を下回る。GSMは閾値70mm/hでほぼ0になるがMSMは0.5を上回っている。MAXP3のBIも同様に閾値60mm/3hまでは1を上回り、閾値40mm/3hで最大、それ以降はBIが減っている。閾値100mm/3h以上になるとGSMはほぼ0となるが、MSMは1に近づいている。MAXP24ではGSMとMSMでBIの傾向が大きく異

なる。GSMのBIは閾値200mm/24hまでは1を上回り、閾値100mm/24hで最大、それ以降は減っている。MSMは閾値20mm/24hでBIが1に近いが、閾値が大きくなるに連れてBIは大きくなり、GSMのように減じる傾向は見られない。

(b) 二次細分区域単位の検証

次期YSSでは最大降水量ガイダンスは格子間隔5kmの防災時系列格子に配分され、基本パターンや二次細分区域等の領域の値として扱われる。ここでは、実際に現業で使用されることを想定し、二次細

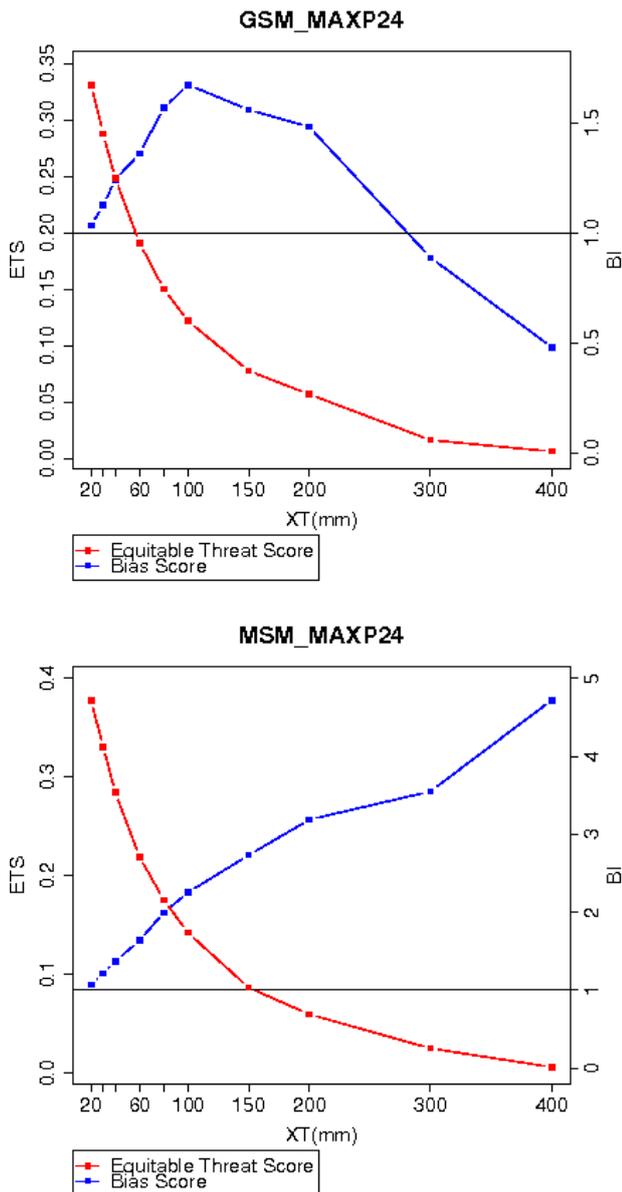


図2.1.3 MAXP24の閾値別のETSとBI (20km格子単位)。上段はGSM-MAXP24の00,06,12,18UTC初期値のFT=27～60までのスコア。下段はMSM-MAXP24の03,09,15,21UTC初期値のFT=24～33までのスコア。縦軸は左軸がETS、右軸がBIで横軸は閾値(mm/24h)。

分区域単位で検証する。

・検証方法

- ①次期YSSの防災時系列格子にMAXPを代入する。MSM-MAXPは防災時系列格子と同じ格子系であるため、そのまま代入する。20km格子のGSM-MAXPは格子中心から東西南北10km以内に存在する16格子に同じ値を代入する。この代入方法は次期YSSと同じ手法である。
- ②防災時系列格子のMAXPから二次細分区域の最大降水量を作成する。次期YSSの防災時系列格子と

二次細分区域の対応テーブルを元に、二次細分区域に含まれる格子のMAXPの最大値を予報値とする。
 ③解析雨量から二次細分区域の実況値を作成する。予報部予報課で作成している解析雨量格子と二次細分区域の対応テーブルを元に、二次細分区域の解析雨量の最大値を実況値とする。
 ④②と③で求めた予報値と実況値から二次細分区域毎に閾値以上の降水の有無で分割表を作成し、ETS、BIを求める。

・検証結果

図2.1.4にMAXP1、図2.1.5にMAXP3、図2.1.6にMAXP24の二次細分区域単位で検証した閾値別の検証結果を示す。図には20km格子単位の結果を併せて表示している。ETSはGSM、MSMともに全てのガイドンスで閾値が大きくなるほど小さくなっている。また、全ての閾値で二次細分区域のETSは20km格子単位のETSを上回っている。BIはMAXP1、MAXP3ではGSM、MSMともに小さい閾値では1を上回り、大きい閾値では1を下回る。また、GSMは小さい閾値では二次細分区域単位のBIが20km格子単位のBIを上回るが、MSMは二次細分区域単位と20km格子単位との差がほとんどない。大きい閾値ではGSM、MSMともに二次細分区域単位のBIが20km格子単位のBIを下回っている。MAXP24もMAXP1やMAXP3と同様の傾向が見られる。20km格子単位との比較では、MSM-MAXP24は二次細分区域単位のBIは20km格子単位のBIと異なり、閾値が150mm/24hより大きくなるとBIが減じている。

・考察

次期YSSで利用する最大降水量ガイドンスの特性は、現ガイドンスの特性(小泉 2008)と大きく異なっている。現ガイドンスでは強雨の予報頻度がほとんどなく見逃しが多かったが、新ガイドンスはMAXP1では閾値40mm/h、MAXP3では閾値60mm/3h程度までは予報頻度が増加し、実況の頻度よりも多くなっている。

強雨の予報頻度が増加することは、予報対象領域が二次細分区域から20km格子となったことが原因のひとつと考えられる。MAXPはMRRに比率を乗じて作成しているが、現ガイドンスでは元になるMRRは二次細分区域に含まれる格子のMRRを平均したものである。このため、ある格子で強雨が予想されていてもその領域が狭ければ、二次細分区域でMRRを平均したときに強雨の予想が打ち消されてしまう。新ガイドンスではそのようなことは起こらないので、強雨の予報の頻度が増加すると考えられる。逆にMRRが周囲に比べて大きい格子があるとその格子だけ突出したMAXPが予想されることもある。

大きい閾値で予報頻度が少ないことについては、MAXPの元となるMRRの特性の影響が大きいと考

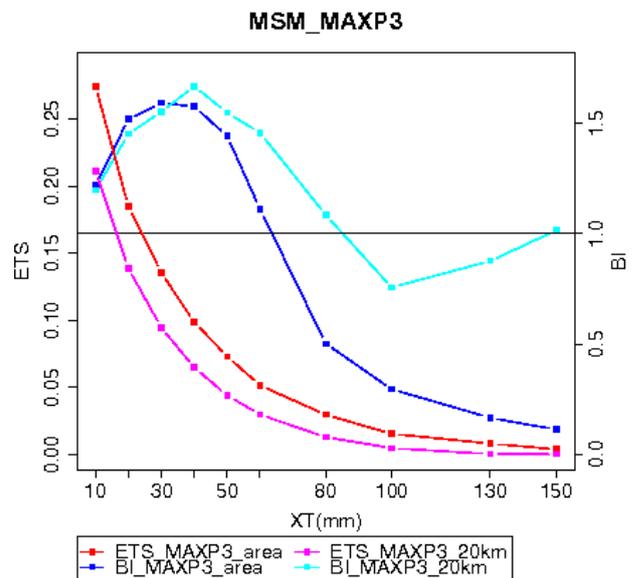
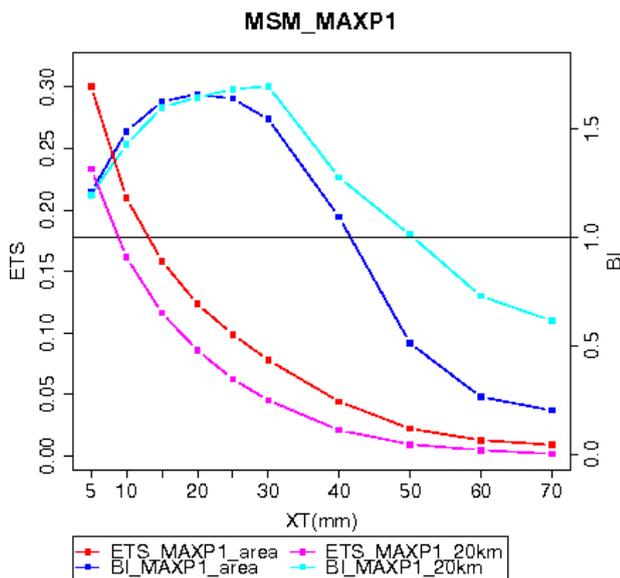
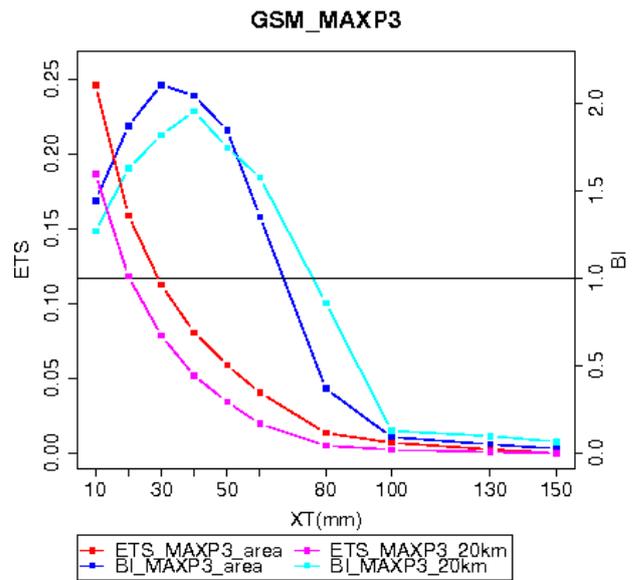
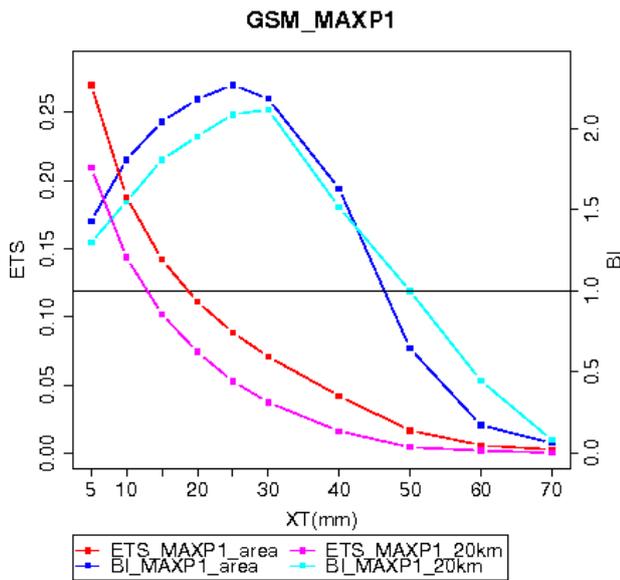


図2.1.4 MAXP1の閾値別のETSとBI。「_area」は二次細分区域単位、「_20km」は20km格子単位のスコアを表す。上段はGSM-MAXP1の00,06,12,18UTC初期値のFT=15~48までのスコア。下段はMSM-MAXP1の03,09,15,21UTC初期値のFT=12~33までのスコア。縦軸は左軸がETS、右軸がBIで横軸は閾値(mm/h)。

図2.1.5 MAXP3の閾値別のETSとBI。「_area」は二次細分区域単位、「_20km」は20km格子単位のスコアを表す。上段はGSM-MAXP3の00,06,12,18UTC初期値のFT=15~48までのスコア。下段はMSM-MAXP3の03,09,15,21UTC初期値のFT=12~33までのスコア。縦軸は左軸がETS、右軸がBIで横軸は閾値(mm/3h)。

えられる。新ガイドランスのMAXPは20km格子のMRRを元に作成されるので、MAXPの予報頻度はMRRの予報頻度に依存する。図2.1.7に20km格子単位で検証した新ガイドランスと現ガイドランスのGSM-MRR3の閾値別のBIを示す。新ガイドランスのBIは、現ガイドランスとほぼ同じような傾向となっており、閾値5-10mm/3hのBIは1.1を超えて予報が過多となっている。このことが、小さい閾値でMAXPのBIが1を上回る原因のひとつと考えられる。また、別の原因としてMAXPの係数に学習時と運用時で

不整合がある点が考えられる。MAXPの係数は、十分な学習期間を確保するため、1996年から2006年までのモデルのGPVと解析雨量を使って作成している。現在、解析雨量は1kmの解像度となっているが、MAXPの係数を作成した期間は、解析雨量の解像度が2.5km、5kmであった。このため、学習期間と現在とは平均降水量と最大降水量の比率が異なっている可能性が高い。また、係数作成に使用するモデルは現在運用を終了している領域モデル(RSM)であり、最新のGSMやMSMと説明変数の特性が異な

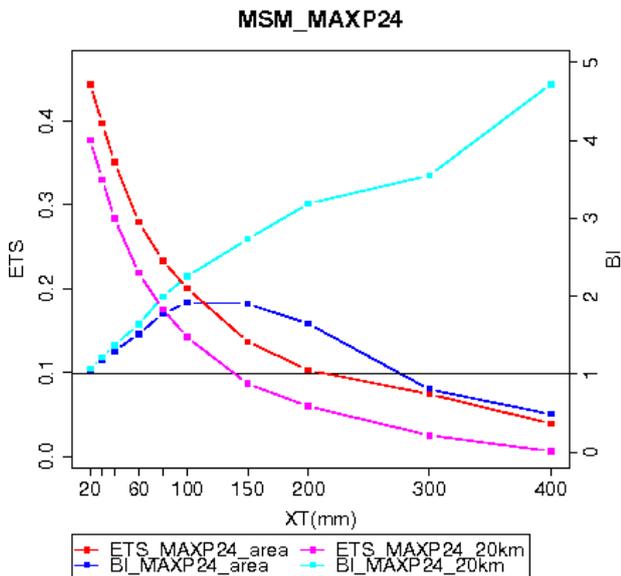
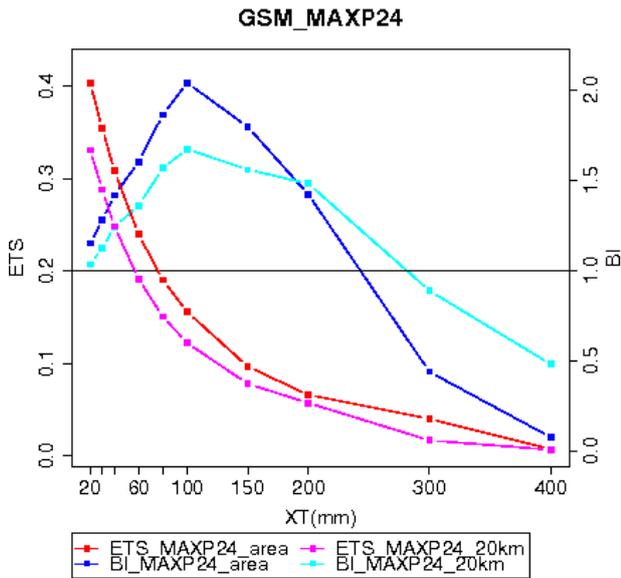


図2.1.6 MAXP24の閾値別のETSとBI。「_area」は二次細分区域単位、「_20km」は20km格子単位のスコアを表す。上段はGSM-MAXP24の00,06,12,18UTC初期値のFT=27~60までのスコア。下段はMSM-MAXP24の03,09,15,21UTC初期値のFT=24~33までのスコア。縦軸は左軸がETS、右軸がBIで横軸は閾値(mm/h)。

っていることが考えられる。

二次細分区域単位の検証結果と20km格子単位の検証結果を比較すると、GSM、MSMともに二次細分区域単位の方が良い精度であった。このことは、予報値を格子の値として捉えるより、ある程度広い範囲のポテンシャルとして捉える方が精度がよいことを裏付けている。MSM-MAXP24は二次細分区域単位のBIと20km格子単位のBIの傾向が大きく異なっている。MSM-MAXPはMRRの分布に合わせて防災時系列格子に分配された値であるため、このよう

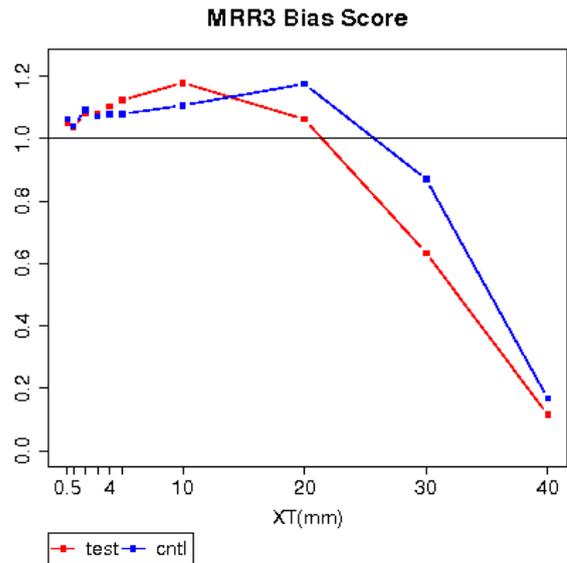


図2.1.7 GSM-MRR3の閾値別のBI。testは新ガイドランス、cntlは現ガイドランスを表す。00,06,12,18UTC初期値のFT=15~48までのスコア。横軸は閾値(mm/3h)。

な違いが出たと考えられる。

(4) 利用上の留意点

- ・新ガイドランスは、現ガイドランスと異なり、MAXP1では閾値40mm/h、MAXP3では閾値60mm/3h程度までは予報頻度が増加し、実況の頻度よりも多くなっている。この特性はMRRの特性を反映しているため、予報対象領域において適正な予報であるかどうかを判断する場合はMRRの分布も参考にさせていただきたい。
- ・次期YSSでは、20km格子で作成したMAXPを格子間隔5kmの防災時系列格子に配分しているため、防災時系列格子上では隣り合う格子で値が大きく異なることがある。
- ・MAXPは、格子の値として捉えるよりも、領域の値として捉える方が精度がよい。格子の値にとらわれず、広い視野で強雨のポテンシャルの把握に利用していただきたい。
- ・MRRが周囲の格子より大きい格子では、突出したMAXPが予想される場合がある。このような場合はMRRの分布を確認し、周辺の格子などと比較して妥当な予想であるか確認しながら利用していただきたい。
- ・予報対象領域の境界をまたぐ20km格子に強雨の予想がある場合は、複数の地域に強雨の予想が出ることとなる。このような場合は、地形などの地域特性を考慮して適正な予報であるか判断すべきと考える。

(5) 今後の課題

・MRRの改善

新ガイドランスのMRRには閾値5-10mm/3hの予報頻度がやや多く、閾値30mm/3h以上の予報頻度は少なくなる特性がある（図2.1.7）。その特性はMAXPにも反映されている。MAXPの特性はMRRの特性に依存するため、MAXPの精度を改善するためにはMRRの精度を改善することが重要である。特に強い降水が予想されない特性は防災業務に関わる問題であるので、頻度バイアス補正のパラメータを最適化するなどにより強雨の精度の向上を図りたい。

・係数の更新

MAXPの係数には、前述した通り、解析雨量の解像度と説明変数となるモデルが学習期間と運用期間で不整合となっている。この不整合を解消するには解析雨量の解像度が1km化された期間で最新のモデルを用いて係数を作成することが必要である。係数は格子毎に作成するため、大雨の事例数も多く必要で、学習期間は長ければ長いほど良いが、観測データも20kmに高解像度化されたGSMの予報値も十分な期間が確保できていない状況である。今後はデータの蓄積を待ち、解像度1kmの解析雨量と最新のモデルを使って係数を作成する予定である。学習期間を延長しながら定期的に係数を入れ替え、精度が向上するように努めたい。

参考文献

- 安藤昭芳, 2007:降水確率、平均降水量、最大降水量ガイドランス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-59.
- 小泉友延, 2008:降水確率、平均降水量、最大降水量ガイドランス. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62-67.

2.1.3 最大降雪量ガイダンス¹

(1) はじめに

本項では最大降雪量ガイダンス及び降水種別ガイダンスについて解説する。次期YSSでは雪水比ガイダンスに替わり、最大降雪量ガイダンス、降水種別ガイダンスを用いて降雪量の予報作業を行うことになる。現YSSでは雪水比ガイダンスから得られた雪水比²を基に、予報担当者が適宜雪水比を修正し、その値に降水量を乗じることによって降雪量を予報している。しかし、この方法では予報要素である降雪量を決定するために、まず、予報要素ではない雪水比を修正する必要がある。雪水比は気温や降水量に強く依存することがわかっており、気温のわずかな変化でも雪水比は大きく変わる。この変化が大きい雪水比を気象状況に応じて修正し、なおかつ降水量も同時に修正して目的の降雪量を適切な値にすることは非常に困難である。次期YSSではこの問題点が改善され、予報担当者が直接降雪量を修正できるようになる。これに資するため数値予報課では降雪量を直接予報する最大降雪量ガイダンス及び天気の雨雪判別に用いる降水種別ガイダンスの開発を行ってきた。なお、雪水比ガイダンスは次期YSSの本運用後に廃止される予定である。

以下では、(2) に降水種別ガイダンス、(3) に最大降雪量ガイダンス、(4) に降水種別ガイダンス及び最大降雪量ガイダンスの作成の際に使用する格子形式気温ガイダンス³について解説する。

(2) 降水種別ガイダンス

(2.1) 概要

表2.1.3に降水種別ガイダンスの仕様を示す。予報要素は、3時間降水種別⁴ (PTYP3) とする。GSM降水種別ガイダンス、MSM降水種別ガイダンスともに、予報対象領域は図2.1.8に示した領域とし、格子間隔は5kmとした。作成手法は統計的な方法ではなく、モデルや格子形式気温ガイダンスの予報値を用いた診断的な方法を採用した。これは降水種別は気温に強く依存するため、ガイダンスの主目的であるモデルバイアスを取り除く部分を気温ガイダンスに任せることによって、予報精度を確保できると考えたためである。これにより、新規に5km格子形式気温ガイダンスを開発し、降水種別の予報に使用する。予報期間はGSM降水種別ガイダンスがFT=6からFT=84まで3時間間隔、MSM降水種別ガイダンスがFT=3からFT=33まで3時間間隔(00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで)である。

なお、降水種別ガイダンスは降水の有無に関わらず全格子で降水種別を予報する。すなわち、同様な気象状況で降水現象が起こった場合、どのような降水種別になるかを予報する。

表 2.1.3 降水種別ガイダンスの仕様

予報要素	3時間降水種別(「雨」「雨か雪」「雪か雨」「雪」の4カテゴリ)
作成対象	5km 格子 (GSM, MSM)
作成方法	地上相対湿度(モデル予報値)及び地上気温(格子形式気温ガイダンス予報値)を用いた診断的な方法。
予報期間	GSM : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=3 から FT=33 まで (00, 06, 12, 18UTC 初期値は FT=15 まで) 3 時間間隔
逐次学習	なし
層別化	なし
備考	降水の有無に関わらず降水種別を予報する。

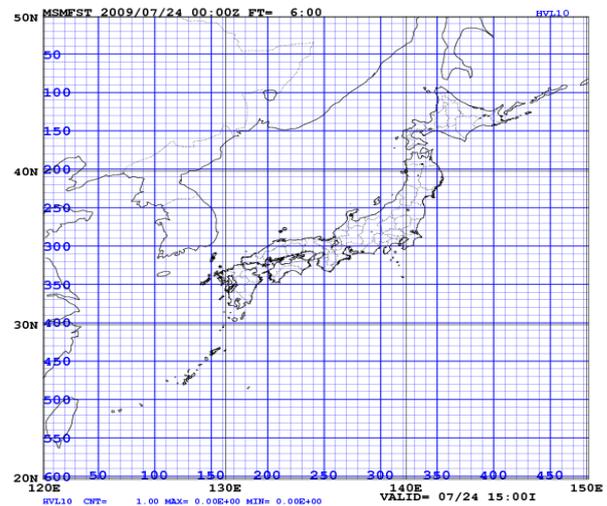


図 2.1.8 降水種別ガイダンス、最大降雪量ガイダンスの予報対象領域及び 5km 格子点。10 格子毎に描画している。

¹ (1) (2) (3) 古市 豊、(4) 松澤 直也

² 雪水比 (cm/mm) = 降雪量 (cm) / 降水量 (mm)。

³ 中間製品のため配信はしない。

⁴ 「雨」、「雨か雪」、「雪か雨」、「雪」の4カテゴリ。

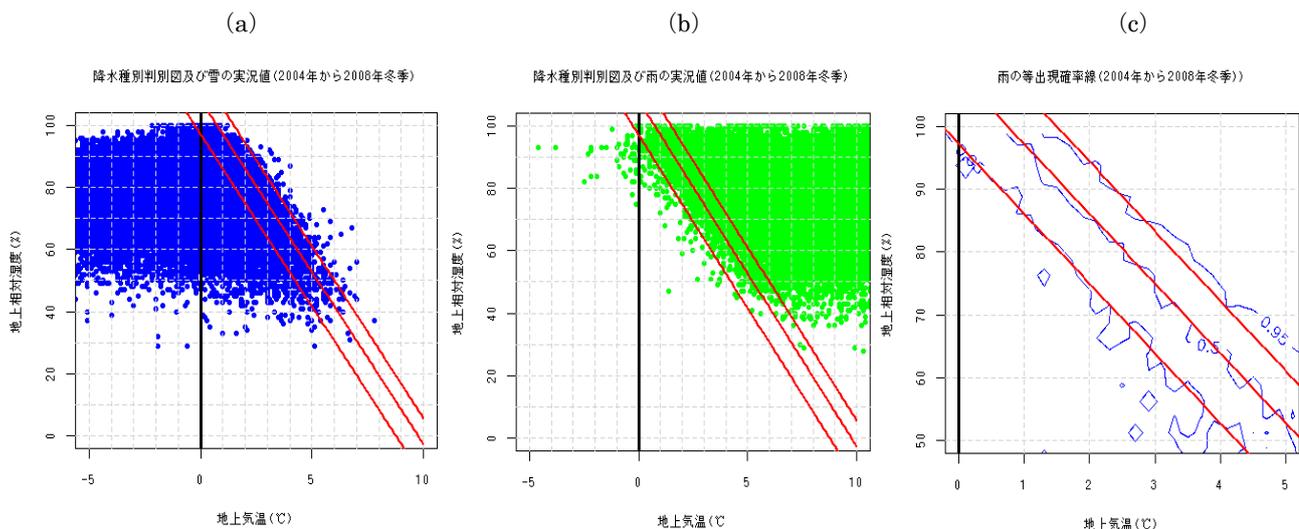


図 2.1.9 降水種別判別図及び雨雪の散布図を示す。(a) 降水種別判別図及び雪の実況値、(b) 降水種別判別図及び雨の実況値、(c) 雨の等出現確率線(青線)及び雨雪境界線(赤線)。赤線：左：「雪」と「雪か雨」の境界線、中：「雪か雨」と「雨か雪」の境界線、右：「雨か雪」と「雨」の境界線。青線：左：雨の出現確率が 0.05、中：雨の出現確率が 0.5、右：雨の出現確率が 0.95。

(2.2) 降水種別の判別方法

雨雪判別については過去に多くの研究が行われており、いくつかの手法が提案されている。Matsuo et al. (1981) は雪片の融解過程の理論的研究及び輪島、松本、日光の観測結果から、地上気温と地上相対湿度を用いた降水の相変化図を提案している。Sugaya (2005) は湿球温度を用いた雨雪判別の推定方法を提案している。この他にも、柳野 (1995) は全国51官署の4年分の観測結果に基づいてニューラルネットワークを用いて雨雪境界線を作成し、雨雪判別を行っている。この方法は現在の天気ガイダンスの雨雪判別にも用いられている⁵。また、お天気マップには瀬上 (1992) のアルゴリズムを改良した雨雪判別アルゴリズムが使用されている (萬納寺 1994)。このようにいくつかの手法が提案されている中で、最も適している手法を以下のように決定した。

まず、降水種別ガイダンスの予報要素である「雨」、「雨か雪」、「雪か雨」、「雪」の定義を、雨の出現確率を基に表2.1.4のように決める。

表 2.1.4 降水種別ガイダンスの予報要素の定義

予報要素	雨の出現確率
雨	0.95 以上
雨か雪	0.5 以上 0.95 未満
雪か雨	0.05 以上 0.5 未満
雪	0.05 未満

次に、地上気象官署 (特別地域気象観測所は除く) の地上気象観測原簿を用いて降水種別、地上気温、地上相対湿度の関係を調べた。調査期間は2004年から2008年の5年間の冬季⁶、調査地点は約80地点、雨のサンプル数は34002個、雪のサンプル数は28631個を使用した。その結果、柳野 (1995) の雨雪境界線の形状が最も実況の雨 (雪) の出現確率⁷ (図2.1.9 (c) の青線) に近いことがわかった。この方法を基にして、実際の雨 (雪) の出現確率に近いように雨雪境界線を修正したもの (図2.1.9の赤線) を降水種別判別図として使用する (図2.1.9)。各境界線は以下の式で表される。

「雨」と「雨か雪」を分ける境界線

$$RH = -\left(\frac{100}{9}\right) \times (T - 10.5)$$

「雨か雪」と「雪か雨」を分ける境界線

$$RH = -\left(\frac{100}{9}\right) \times (T - 9.75)$$

「雪か雨」と「雪」を分ける境界線

$$RH = -\left(\frac{100}{9}\right) \times (T - 8.75)$$

RH:地上相対湿度(%) T:地上気温(°C)

⁶ 冬季とは12月～翌年3月までのこと。

⁷ 出現確率とは気温を0.2°C毎、相対湿度を2.5%毎に区切った領域内での降水事例数に対する雨(雪)の割合のこと。

⁵ 次期YSSでは降水種別ガイダンスの予報値が天気ガイダンスの雨雪判別に用いられる。

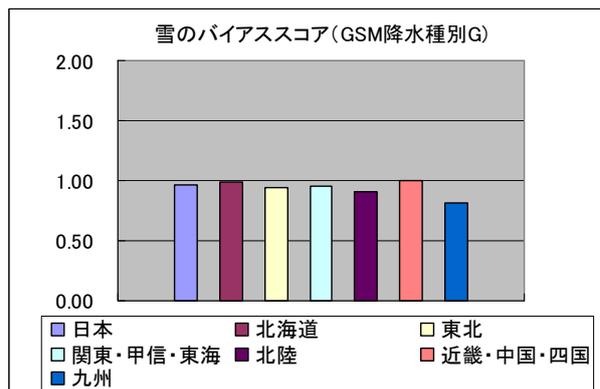
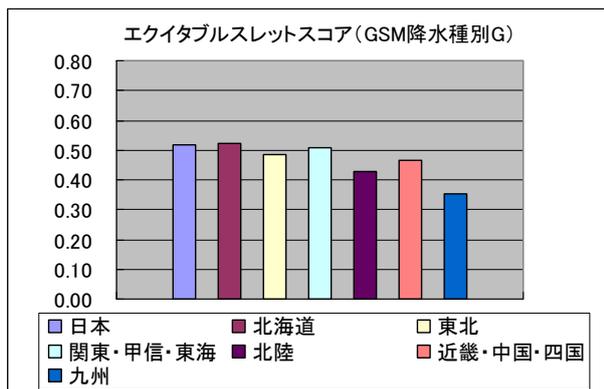


図 2.1.10 GSM 降水種別ガイダンスの地域別検証スコア。左：エクイタブルスレットスコア (ETS) 右：雪のバイアススコア (BI) を示す。

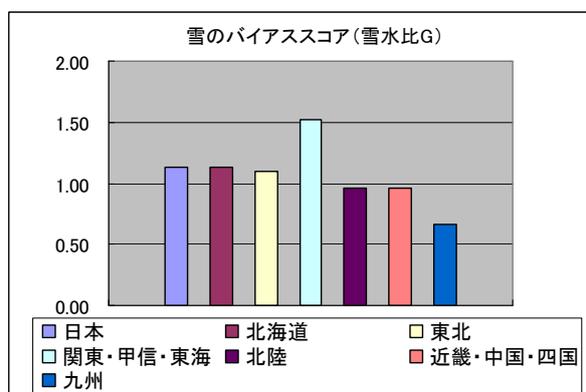
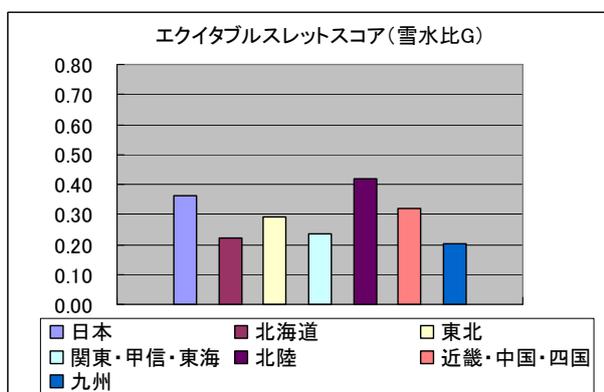


図 2.1.11 雪水比ガイダンス (降水種別) の地域別検証スコア。左：エクイタブルスレットスコア (ETS) 右：雪のバイアススコア (BI) を示す。

(2.3) 作成手順

降水種別ガイダンスの作成手順を以下に示す。

① 地上面予報値を用いて降水種別を判別する。

格子形式気温ガイダンスの1時間値及びモデルの地上相対湿度の1時間値を入力として、降水種別判別図を用いて5km格子毎に、1時間降水種別 (PTYP1) を決める。

② 850hPaの気温の予報値を用いて降水種別を補正する。

①の方法のみでは、地上付近に逆転層が形成される場合 (放射冷却時等) に「雨」を「雪」と誤って判別をする可能性が高い。そのため、850hPa面の気温 (モデル予報値) が+1°C以上かつ、5km格子の地形 (標高) が1500m以下の格子については、降水種別を「雨」とする。

③ 3時間降水種別 (PTYP3) を作成する。

②で求めた1時間降水種別毎に、以下のように雨の出現確率に相当する値を割り振る。

- 「雨」：1
- 「雨か雪」：0.75
- 「雪か雨」：0.25
- 「雪」：0

これを3時間平均して、表2.1.4に示した閾値を基に3時間降水種別を決定する。

(2.4) 検証

検証は2008年12月1日から2009年3月31日を対象期間として、地上気象官署 (特別地域気象観測所を含む) 147地点で観測された天気を基に行った。GSM降水種別ガイダンスは00UTC初期値のFT=6からFT=48、MSM降水種別ガイダンスは03UTC初期値のFT=3からFT=33までをすべてまとめて検証スコアを算出した。また、地上気温 (観測値) が-3°C以上5°C以下かつ降水が観測されている⁸場合のみを検証対象とし、この条件を満たす全サンプル数は19951個であった。予報値は格子点形式のため、検証地点の最近接の格子をその検証対象地点の予

⁸ 天気が雨、雪 (みぞれ、あられ等は除く) のとき。

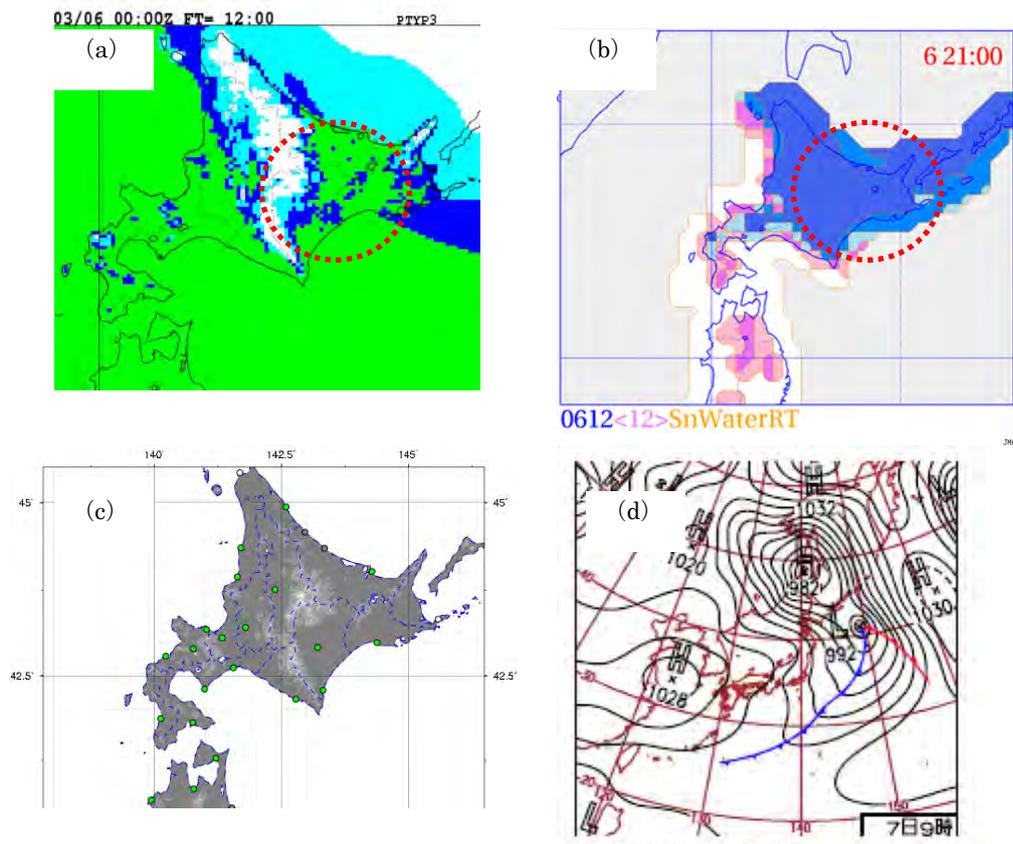


図 2.1.12 発達した低気圧が北日本を通過したときの事例 (2009 年 3 月 6 日)。(a) GSM 降水種別ガイダンス (2009 年 3 月 6 日 00UTC 初期値の FT=12) 緑: 雨、青: 雨か雪、水色: 雪か雨、白: 雪 (b) 雪水比ガイダンス (降水種別) (2009 年 3 月 6 日 00UTC 初期値の FT=12) 白: 雨、紫: 雨か雪、水色: 雪か雨、青: 雪 (c) 降水種別の観測値 (2009 年 3 月 6 日 12UTC) 緑印: 雨、白印: 雪、灰色印: 降水なし。地形データは GTOPO30 (米国地質調査所 (USGS) による 30 秒メッシュの標高データ) を使用。(d) 地上天気図 (2009 年 3 月 7 日 00UTC)。

報値と見なして使用した。その他、予報値には「雨か雪」、「雪か雨」のカテゴリがあるが、観測値にはない。そのため、予報値が「雨か雪」のときは、観測値が「雨」の場合を適中、「雪」の場合を空振りとし、予報値が「雪か雨」のときは、観測値が「雪」の場合を適中、「雨」を空振りとした。

GSM降水種別ガイダンスのエクイタブルスレットスコア (ETS)、雪のバイアススコア (BI) を図 2.1.10 に示す。また、比較のために現 YSS で利用されている雪水比ガイダンスを使った降水種別の判別方法⁹の検証結果を図 2.1.11 に示す。まず、全検証地点 (日本) で比較すると、ETS は、GSM降水種別ガイダンスが雪水比ガイダンス (降水種別) を大きく上回っており、予報精度は改善している。また、GSM降水種別ガイダンスは雪水比ガイダンス (降水種別) に比べて BI が 1 に近く、予報頻度が観測頻度

に近い。雪水比ガイダンス (降水種別) は「雪」を多く予報する傾向があるが、GSM降水種別ガイダンスはその傾向は見られず、大きく改善している。地域別では、北海道地方、東北地方、関東・甲信・東海地方の ETS が高く、九州地方で低い。この理由として、九州地方では降水時の地上気温や地上相対湿度の予報精度が他の地域に比べて悪いことが考えられる。また、九州地方を中心に BI が 1 よりも小さく、雪の見逃しがやや多くなっていることに注意する必要がある。

図 2.1.12 に 2009 年 3 月 6 日から 7 日にかけて、発達した低気圧が北日本を通過したときの事例を示す。この事例では、平野部の多くの地点で雨が観測されているにもかかわらず、雪水比ガイダンスは全域「雪」を予報している (図 2.1.12 (b) の赤破線で囲んだ領域)。一方、降水種別ガイダンスは標高の高い地域を除けば「雨」と予報しており (図 2.1.12 (a) の赤破線で囲んだ領域)、概ね観測と一致している。

図 2.1.13 に MSM 降水種別ガイダンスの検証結果

⁹ 現 YSS の雨雪判別方法に合わせるために、雪水比が 0.1 未満「雨」、0.1 以上 0.3 未満「雨か雪」、0.3 以上 0.5 未満「雪か雨」、0.5 以上「雪」とした。

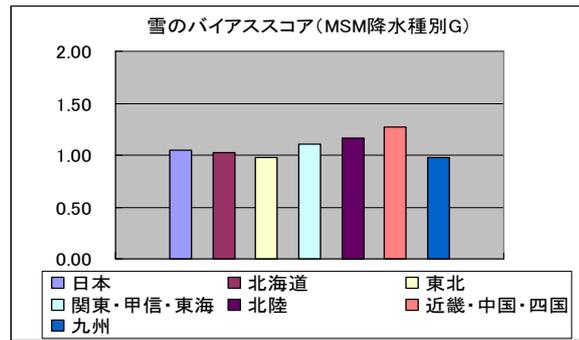
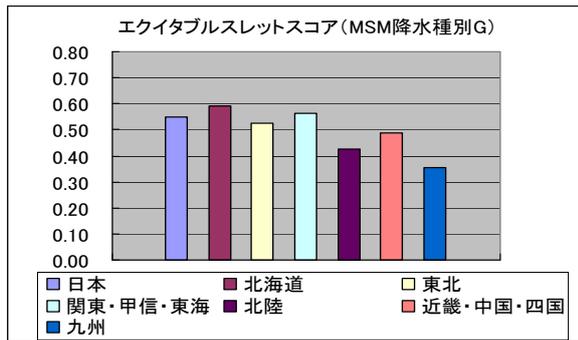


図 2.1.13 MSM 降水種別ガイダンスの地域別検証スコア。左：エクイタブルスレットスコア (ETS) 右：雪のバイアスコア (BI) を示す。

を示す。地域別にみると、GSM降水種別ガイダンスと同様に、北海道地方、東北地方、関東・甲信・東海地方でETSが高く、北陸地方、九州地方で低い。一方、BIは関東・甲信・東海地方や北陸地方、近畿・中国・四国地方で1をやや上回っており、雪の予報頻度が観測頻度に比べて高い。これはMSMの地上相対湿度に負のバイアスがある(長澤 2008)ことが理由の一つと考えられる。

(2.5) 利用上の留意点

降水種別ガイダンスの予報特性はGSM,MSMで異なっており、GSM降水種別ガイダンスは全国的に雪の予報頻度がやや低く、雪の見逃しがやや多い。一方、MSM降水種別ガイダンスは雪の予報頻度がやや高くなっていることに注意する必要がある。

また、降水種別は地上気温及び地上相対湿度の予報値を用いて決めているため、地上気温や地上相対湿度の予報値が適切ならば、降水種別を修正する必要はないが、地上気温、地上相対湿度の予報値が不適切と判断した場合には、降水種別も修正する必要がある。

(2.6) 今後の改良事項

降水種別ガイダンスは、地上気温、地上相対湿度の予報値にバイアスがないことを前提に作られているが、実際には地上相対湿度はモデルの予報値をそのまま利用しているためにバイアスが存在する。これについては、今後開発予定の露点温度ガイダンスを入力値等にすることによって、地上相対湿度のバイアスを軽減することを検討している。また、降水種別の補正には、850hPaの気温のみしか使用していない。今後は他の気圧面予報値等を用いて降水種別の判別精度を上げる予定である。

(3) 最大降雪量ガイダンス

(3.1) 概要

最大降雪量ガイダンスの仕様を表2.1.5に示す。予報要素は前3時間最大降雪量 (MAXS3)、前6時間最

大降雪量 (MAXS6)、前12時間最大降雪量 (MAXS12)、前24時間最大降雪量 (MAXS24) とする。予報領域は降水種別ガイダンスと同様に図 2.1.8に示した領域である。作成方法は西日本のような雪の観測頻度が少ない地域も含めて、全国様に格子点形式で予報する必要があるため、平均降水量に雪水比を乗じる雪水変換法を採用する。しかし、GSMガイダンスのように格子間隔が大きくなると、その格子の平均的な降雪量を予報することになる。降雪量は地上気温や降水量に強く依存することが観測結果からわかっており、地形による気温の効果を加味することにより詳細な降雪量分布を予測できると考えられる。そこで、5km格子の気温ガイダンスを用いて、GSM最大降雪量ガイダンス、MSM最大降雪量ガイダンスともに5km格子で予報する。

表 2.1.5 最大降雪量ガイダンスの仕様

予報要素	前 3,6,12,24 時間最大降雪量 (MAXS)
作成対象	5km 格子 (GSM,MSM)
作成方法	雪水変換法
予報期間	<ul style="list-style-type: none"> ・GSM ガイダンス <ul style="list-style-type: none"> MAXS3 は FT=6 から FT=84 まで MAXS6 は FT=9 から FT=84 まで MAXS12 は FT=15 から FT=84 まで MAXS24 は FT=27 から FT=84 まで ・MSM ガイダンス <ul style="list-style-type: none"> MAXS3 は FT=3 から FT=33 まで MAXS6 は FT=6 から FT=33 まで MAXS12 は FT=12 から FT=33 まで MAXS24 は FT=24 から FT=33 まで (00,06,12,18UTC 初期値は FT=15 まで、MAXS24 は作成しない。) すべて 3 時間間隔
逐次学習	なし
層別化	降水量
備考	なし

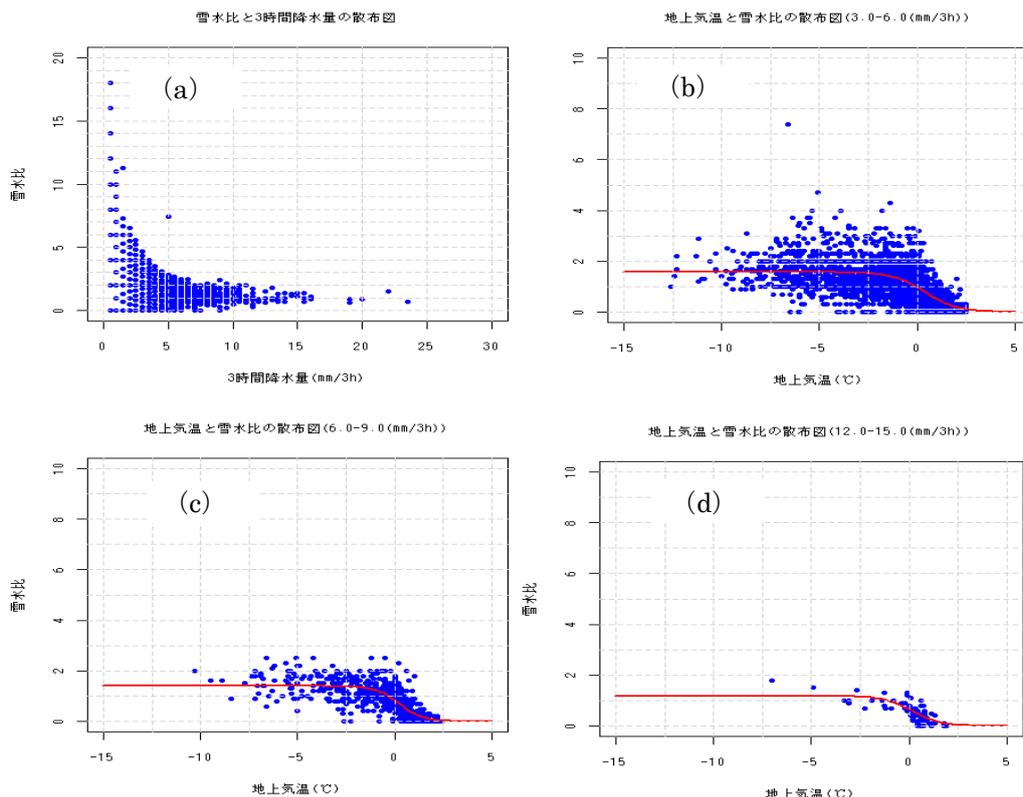


図 2.1.14 雪水比と 3 時間降水量、地上気温との関係。(a) 気温が 0°C 以下での雪水比 (cm/mm) と 3 時間降水量 (mm/3h) の散布図。(b) 地上気温 (°C) と雪水比 (cm/mm) の散布図 (3 時間降水量 3.0-6.0mm/3h)。(c) 地上気温 (°C) と雪水比 (cm/mm) の散布図 (3 時間降水量 6.0-9.0mm/3h)。(d) 地上気温 (°C) と雪水比 (cm/mm) の散布図 (3 時間降水量 12.0-15.0mm/3h)。赤線：ロジスティック回帰曲線。

(3.2) 雪水比の作成方法

観測値から雪水比を正確に算出するためには、正確な降水量及び降雪量が必要となる。しかし、降雪量及び雪の降水量の観測においては、雨量計の捕捉率の問題、雪の吹き払いの問題、圧密・沈降の問題等により正確に観測を行うことは非常に難しく、雪水比には他の要素以上に多くの観測誤差が含まれている。雪水比ガイドランスは3層階層型ニューラルネットワークで複数の説明変数を用いて、多くの観測誤差が含まれる雪水比を目的変数としているため、予報精度が低くなる可能性がある。そこで、予め雪水比と関係が深い気温と降水量を用いて回帰式を作成しておき、その回帰式を用いて雪水比を予報することにする。回帰式はByun et al. (2008) の方法を用いて、ロジスティック回帰分析¹⁰で決める。以下に回帰式を示す。

$$SWR = \frac{a}{1 + \exp\left\{\frac{(T-b)}{c}\right\}}$$

SWR: 雪水比 (cm/mm)

a,b,c: 回帰係数

T: 気温 (°C)

回帰係数は、2004年から2008年冬季に地上気象官署（特別地域気象観測所を含む）147地点で観測された降雪量、降水量、気温、天気を基にいくつかの条件をつけて算出した。抽出条件は、天気が雪かつ気温が+2.5°C以下の事例のみとし、抽出条件を満たしたサンプル数は24148個である。

図2.1.14に雪水比と降水量、地上気温との関係を示す。気温が氷点下の条件下では、雪水比は降水量に強く依存していることがわかる。これは降水量が多いほど、積雪の圧密・沈降が促進されることや新積雪密度が大きくなる（梶川ほか 2004）ことに関係していると考えられる。そこで、回帰式を降水量毎に層別化し、降水量、地上気温の効果を雪水比に反映させる。表2.1.6に降水量別に層別化した回帰係数を示す。回帰係数aは、気温がおおよそ-2°C以下の雪水比を表しており、降水量が多くなるにつれて小さくなる傾向がある。回帰係数bは、雪水比がa/2になるときの気温を表している。なお、3時間降水量が6.0mm/3h以下の階級では、回帰係数bと回帰係

¹⁰ 確率型ガイドランスで使われているロジスティック回帰とは異なりロジスティック関数を使った非線形回帰。

数cがそれぞれ一定の値となっている。これは、降水量の測定間隔が0.5mm毎、降雪量の測定間隔が1cm毎になっているため、例えば、降水量が0.5mm/3hの場合は、雪水比は0を除くと2以上の値となり、3時間降水量が少ない階級では、雪水比を過大に評価する可能性があること、かつ気温が0～2℃の範囲では雪水比が0に近づくため、より雪水比を過大評価していることを考慮し、3時間降水量が3.0mm/3h以下の階級の回帰係数b,cは、それぞれ3.0-6.0mm/3hの階級で算出されたものを使用したことによる。

表 2.1.6 回帰式（ロジスティック関数）に用いる回帰係数

3 時間 降水量 (mm)	回帰係数 a	回帰係数 b	回帰係数 c
0.0-1.0	2.250	0.413	0.814
1.0-3.0	2.042	0.413	0.814
3.0-6.0	1.571	0.413	0.814
6.0-9.0	1.396	0.242	0.603
9.0-12.0	1.319	0.191	0.571
12.0-15.0	1.178	0.157	0.730
15.0-	1.126	0.127	0.495

(3.3) 作成手順

最大降雪量ガイダンスの作成手順を以下に示す。

① 1時間平均降水量を作成する。

次期YSS平均降水量ガイダンスで作成された20km格子の3時間平均降水量（MRR3）を時間・空間方向に線形内挿し、5km格子の1時間平均降水量を作成する。

② 1時間雪水比を作成する。

①で求めた1時間平均降水量及び格子形式気温ガイダンスの1時間値を入力として、(3.2)で求めた回帰式を用いて5km格子の1時間雪水比を作成する。なお、降水種別ガイダンスとの整合を取るために、降水種別が「雨」の格子では雪水比を0とする。また、気温が+2℃以上の格子でも雪水比を0とする。

③ 1時間最大降雪量を作成する。

②で求めた1時間雪水比に1時間平均降水量を乗じることによって、5km格子毎に1時間最大降雪量を作成する。なお、降雪量が0.1cm/h以下のような弱い降雪域の広がりを防ぐために、1時間平均降水量が0.02mm/h未満の場合は、平均降水量を0.0mm/hとして扱う。

④ 3,6,12,24時間最大降雪量を作成する。

③で求めた1時間最大降雪量を積算することによ

り、3,6,12,24時間最大降雪量を作成する。

(3.4) 統計検証

検証は2008年12月1日から2009年3月31日を対象期間として、アメダスの積雪深計設置地点（297地点）で観測された積雪深を用いて行った。検証要素は前3,6,12,24時間降雪量とし、降雪量は積雪深差の正のみを足し合わせるによって算出した。予報値は格子点から検証地点に線形4点内挿することによって求めた。検証スコアは、GSM最大降雪量ガイダンスは00UTC初期値、MSM最大降雪量ガイダンスは03UTC初期値のみとし、予報時間は各検証要素の初期値からGSM最大降雪量ガイダンスはFT=48まで、MSM最大降雪量ガイダンスはFT=33までをすべてまとめて算出した。

図2.1.15にGSM最大降雪量ガイダンス、MSM最大降雪量ガイダンス及び雪水比ガイダンス（降雪量）¹¹の検証スコアを示す。まず、GSM最大降雪量ガイダンスの12時間最大降雪量についてみていく。ETSはすべての閾値において、GSM最大降雪量ガイダンスが雪水比ガイダンス（降雪量）を上回っており、予報精度は概ね改善している。また、雪水比ガイダンスは閾値が大きくなるにつれてBIが1を大幅に超えており、強い降雪の予報頻度が観測頻度に比べて非常に高い。一方、GSM最大降雪量ガイダンスでは、閾値の大きなところでもBIが1に近く、予報頻度が観測頻度に近い。次に、24時間最大降雪量についてみていく。12時間最大降雪量と同様の傾向ではあるが、GSM最大降雪量ガイダンスのBIが閾値の大きいところで1を越えており、予報頻度が観測頻度よりもやや高くなっている。これは、積雪の圧密・沈降効果を考慮していないため、降雪量の積算時間が長くなるにつれて、降雪量を過大に予測してしまうためである。MSM最大降雪量ガイダンスにも同様の傾向が見られる。

(3.5) 事例検証

① 強い冬型による大雪事例（2009年1月2日）

2008年12月31日～2009年1月4日にかけて日本付近は冬型の気圧配置が続き、北日本～西日本の日本海側を中心に広い範囲で大雪になった。図2.1.16に2009年1月1日00UTCを初期値としたGSM最大降雪量ガイダンス（FT=30）、降雪量の観測値及び地上天気図を示す。実況では群馬県北部地方や新潟県中越地方山沿いを中心に30～40cm/24hの大雪になっている（図2.1.16の青破線で囲まれた領域）。GSM

¹¹ 雪水比ガイダンスから得られた雪水比を、現在の平均降水量ガイダンス（MRR3）に乗じたもの。ただし、ここでは現YSSの降雪量の計算方法に合わせるために、MRR3は0.5mm単位切り捨てを行っている。

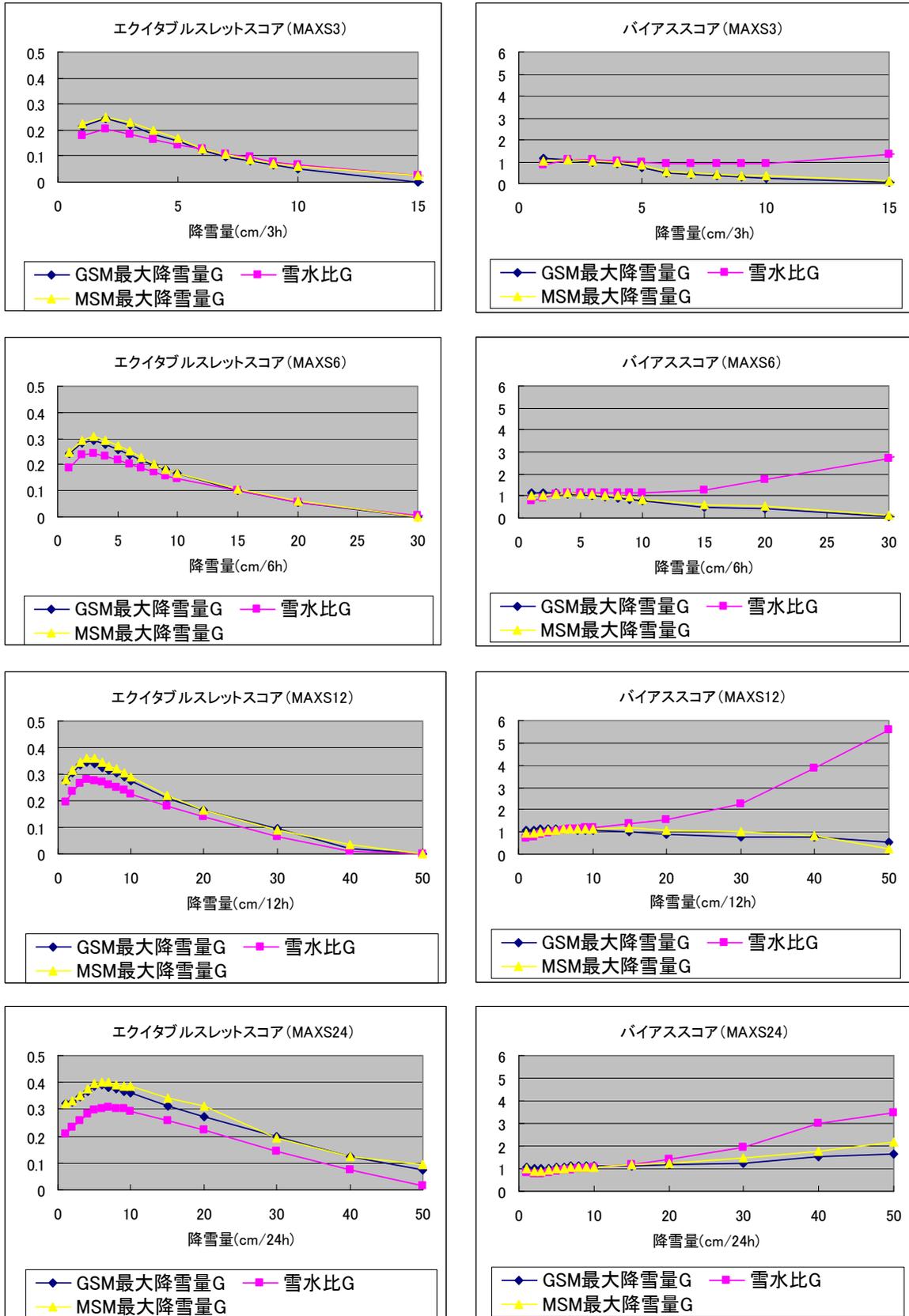


図 2.1.15 最大降雪量ガイダンス、雪水比ガイダンス（降雪量）の検証スコア。左：エクイタブルスレットスコア (ETS) 右：バイアススコア (BS)。上から3時間最大降雪量 (MAXS3)、6時間最大降雪量 (MAXS6)、12時間最大降雪量 (MAXS12)、24時間最大降雪量 (MAXS24)。青：GSM 最大降雪量ガイダンス、黄色：MSM 最大降雪量ガイダンス、ピンク：雪水比ガイダンス。

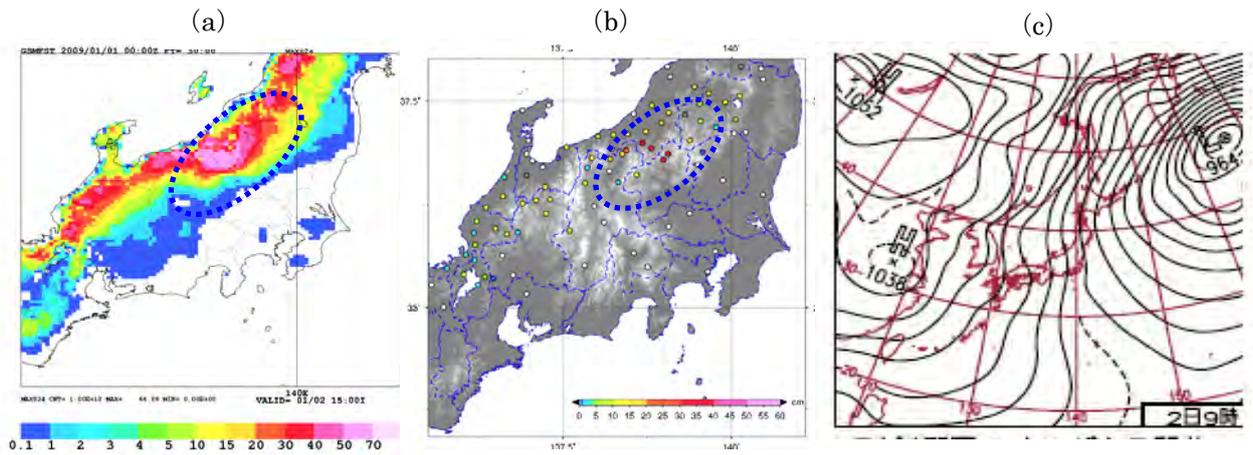


図 2.1.16 強い冬型による大雪事例 (2009 年 1 月 2 日)。(a) GSM 最大降雪量ガイダンス (2009 年 1 月 1 日 00UTC 初期値の FT=30 前 24 時間降雪量 (cm/24h)) (b) 前 24 時間降雪量の観測値 (cm/24h)。(c) 地上天気図 (2009 年 1 月 2 日 00UTC)

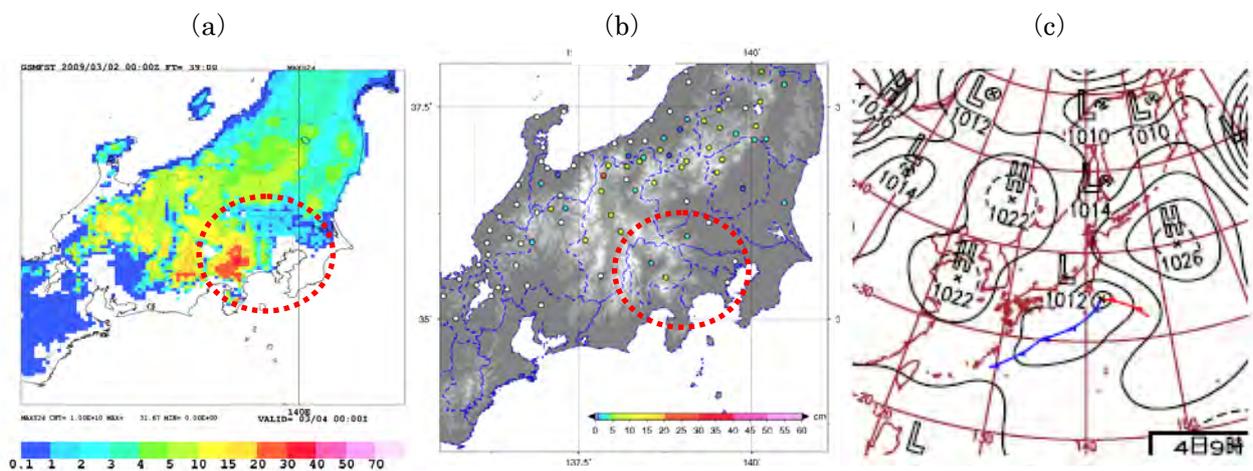


図 2.1.17 南岸低気圧の事例 (2009 年 3 月 3 日)。(a) GSM 最大降雪量ガイダンス (2009 年 3 月 2 日 00UTC 初期値の FT=39 前 24 時間降雪量 (cm/24h)) (b) 前 24 時間降雪量の観測値 (cm/24h) (c) 地上天気図 (2009 年 3 月 4 日 00UTC)

最大降雪量ガイダンスも同様の地域に大雪を予想しているが、予測降雪量が50～60cm/24hと実況よりも多い。これは実況では積雪の圧密・沈降効果が働いているが、GSM最大降雪量ガイダンスにはその効果が入っていないためである。この傾向は北陸地方や関東・甲信・東海地方の山沿いで顕著になっている。

一方、北海道地方や中国地方では予測降雪量が少なくなる傾向がある。これは、平均降水量ガイダンスの予測値がやや少ないためであると思われる。

② 南岸低気圧の事例 (2009年3月3日)

2009年3月3日～4日かけて、関東地方の南を低気圧が通過し、関東地方から東北地方に降雪をもたらした。図2.1.17にGSM最大降雪量ガイダンス (FT=39)、降雪量の観測値及び地上天気図を示す。GSM最大降雪量ガイダンスは関東地方平野部に1～

3cm/24h程度の降雪を予測しており、概ね実況に近い (図2.1.17の赤破線で囲まれた領域)。一方、河口湖周辺では30cm/24h前後の降雪を予測しているが、実況では5～10cm/24hとなり、GSM降雪量ガイダンスの予報は過大であった。これは、平均降水量ガイダンスの予報値が実況よりも過大であったことや、積雪の圧密・沈降効果を考慮していないことが原因と考えられる。

(3.6) 利用上の留意点

最大降雪量ガイダンスは、平均降水量ガイダンスや格子形式気温ガイダンスを用いて作成しているため、まず、平均降水量及び気温の予報値が妥当かを検討し、どちらかを修正する場合は同時に最大降雪量ガイダンスも修正する必要がある。また、最大降雪量ガイダンスには (3.4) (3.5) で示した予報特性があるため、その特性を考慮しながら適宜予報値

表2.1.7 格子形式気温ガイダンスの仕様

ガイダンス名	GSM格子形式気温ガイダンス	MSM格子形式気温ガイダンス	
初期時刻 (UTC)	00,06,12,18	00,06,12,18	03,09,15,21
利用モデル	GSM	MSM	
予報時間	FT=03,04,...,83,84	FT=01,02,...,14,15	FT=01,02,...,32,33
対象領域	5km格子		
説明変数	5km格子点を囲むモデル4格子の線形内挿値 (説明変数の種類は地点形式気温ガイダンスと同じ)		
係数	5km格子点に隣接するアメダス4地点平均値 (地点形式気温ガイダンスと同じ手法でアメダス地点毎、説明変数毎に作成)		

を修正する必要がある。その他、地形による気温の効果を取り入れているため、標高の変化が激しい地域では格子毎に降雪量が大きく変わること留意する必要がある。

(3.7) 今後の改良事項

前3,6,12,24時間最大降雪量は、1時間最大降雪量を積算して求めているため、積算時間が長くなるにつれて、積雪の圧密・沈降効果や融解の影響で降雪量を過大に予報してしまうことになる。今後は圧密・沈降効果を取り入れることによって、予報精度を改善していく予定である。

(4) 格子形式気温ガイダンス

格子形式気温ガイダンスは、5km格子で1時間毎の気温を予報し、その予報値は最大降雪量ガイダンスや降水種別ガイダンスの入力値として利用される。GSM及びMSM格子形式気温ガイダンスの仕様を表2.1.7に示す。以下、格子形式気温ガイダンスの作成手法を解説し、事例を通じて予報特性を紹介する。

(4.1) 作成方法

格子形式気温ガイダンスの作成には以下の①～③のステップを踏む。

- ①アメダス地点で係数を作成
- ②係数と説明変数を5km格子点に配置
- ③5km格子点でガイダンス値を計算

①5km格子点に配置する基となる係数を、アメダス地点毎に作成する。係数作成には、従来から運用している地点形式気温ガイダンス(小泉 2007; 松澤 2008)と同じ手法を用いるが、係数学習のためのアメダス気温観測値を、アメダス地点におけるモデル格子高度に高度補正した値を使用するように変更している。実際の地形とモデル地形との違いに伴う標高差により、地点形式気温ガイダンスの係数

には一定の高度に関するモデル予測値のバイアスが含まれており、これを取りのぞいた上で、5km格子点に係数を配置するための処理である。なお、このガイダンスは先に述べた通り、最大降雪量及び降水種別ガイダンスで使用することから、湿潤時を想定して高度補正には気温減率5.0°C/kmを採用した。

②係数と説明変数を5km格子点に配置する処理を行う。係数は5km格子点に隣接する4つのアメダス地点係数の単純平均値、説明変数は5km格子点を囲むモデル4格子の線形内挿値を配置している。

③5km格子点に配置された係数と説明変数を用いて計算処理を行う。ここで計算された値は、モデル格子高度における気温予報値となっているため、5km格子点実高度に補正(高度補正は①と同じく5.0°C/kmを採用)を行い、これが最終製品として格子形式気温ガイダンスとなる。

(4.2) 事例で見る特性

次に、事例を通じて格子形式気温ガイダンスの予報特性を紹介する。以下で紹介する事例は前項の降水種別ガイダンス、最大降雪量ガイダンスで取り上げたものと同じであり、天気図等の詳細については、図2.1.12、図2.1.16、図2.1.17を適宜参照願いたい。

図2.1.18の上段左から、2009年3月6日15UTCのアメダスによる気温観測値(以下、アメダス気温)、2009年3月6日00UTC初期値FT=15のGSM格子形式気温ガイダンス予報値、5km格子点実高度分布を示す。この事例は図2.1.12で示したとおり、北日本を低気圧が通過して北海道東部を中心に雨が観測され、降水種別ガイダンスでも同地域で概ね雨を予報していた。同地域の気温を見ると(赤線内の領域)、GSM格子形式気温ガイダンスはアメダス気温に近い値を予報している。このため、降水種別ガイダンスにおいても概ね観測と一致した予報ができたものと考えられる。また、北海道西部や内陸部でGSM格子形式気温ガイダンスの予報値が周囲のアメダス気温よりも低温な領域が広がっている(ピンク線

内の領域)。この領域では図2.1.18上段右の5km格子点実高度分布に示したとおり、標高1000m以上の5km格子点が多数存在し、高度補正がこれら格子点で特に強く効いているためである。他にも東北、中部、中国、四国、九州各地方の内陸部においても同様に出現している。このように、格子形式気温ガイダンスでは、5km格子点が高い高度に存在する地域では常に周囲に比べて低温となることに留意願いたい。

図2.1.18の中段左から、2009年1月2日00UTCのアメダス気温、2009年1月1日00UTC初期値FT=24のGSM格子形式気温ガイダンス予報値、2009年1月1日03UTC初期値FT=21のMSM格子形式気温ガイダンス予報値を示す。この事例は図2.1.16で示したとおり強い冬型の気圧配置で関東甲信越の山沿いを中心に雪が観測され、図は省略するが降水種別ガイダンスにおいても同地域で雪を予報していた。同地域の気温を見ると（赤線内の領域）、GSM、MSM格子形式ガイダンスともにアメダス気温に近い値を予報している。この結果、降水種別ガイダンスにおいても観測と同じく雪を予報できたものと考えられる。一方、関東地方の気温を見ると（ピンク線内の領域）、MSM格子形式ガイダンスでは概ねアメダス気温に近い値を予報しているが、GSM格子形式気温ガイダンスはアメダス気温よりもやや低い値を予報している。図は省略するが、同じ時刻において関東地方の多くのGSM地点形式気温ガイダンスが、アメダス気温に比べて低温を予想していた。これら低温を予想する地点形式気温ガイダンスの係数が周囲の5km格子点に配置された結果、低温を予想する5km格子点が多くなり、結果として関東地方にアメダス気温よりも低温な領域が広がったと考えられる。このように、格子形式気温ガイダンスは地点形式気温ガイダンスの係数を用いていることから、地点形式気温ガイダンスの精度に大きく左右されるという特性がある。地点形式気温ガイダンスの精度は、MSMの方がGSMよりも良い（松澤 2008）ため、MSM格子形式気温ガイダンスの方がGSM格子形式気温ガイダンスに比べてアメダス気温に近い分布を表現する場合が多い。

図2.1.18下段左から、2009年3月3日03UTCのアメダス気温、2009年3月2日00UTC初期値FT=27のGSM格子形式気温ガイダンス予報値、5km格子点実高度分布を示す。この事例は図2.1.17で示したとおり、関東地方の南を低気圧が通過して関東甲信地方では多くの地点で雪が観測された。図は省略するが、降水種別ガイダンスにおいても同地方で雪を予報していた。同地方の気温を見ると、GSM格子形式気温ガイダンスは概ねアメダス気温に近い値を予報しており、結果として降水種別ガイダンスにおいて

も観測と一致する予報ができたものと考えられる。また同地方では所々で周囲のアメダス気温よりも低温となっているが（赤線内の領域）、この領域では図2.1.18下段右の5km格子点実高度分布に示したとおり、標高1000m以上の5km格子点が多数存在している。このため、図2.1.18上段の例で述べた高度補正の効果が同様に利いているものと考えられる。

(4.3) 今後の課題

格子形式及び地点形式ガイダンスで使用している係数は、年間データを用いて各種パラメータを最適化したものである。今後は、本ガイダンスの目的を踏まえ、冬期の湿潤時に特化した係数のパラメータ調整を行うなど、ガイダンスの精度向上に努めていきたい。

参考文献

- 梶川正弘，後藤博，金谷晃誠，菊池勝弘，2004: 気象要素を考慮した新積雪密度の推定式. 雪氷, **66**, 561-565.
- 小泉友延，2007: 気温ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，60-66.
- 瀬上哲秀，1992: お天気マップ. 平成4年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，69-81.
- 長澤亮二，2008: 2007年11月に更新された全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証. 平成20年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，31-36.
- 松澤直也，2008: 気温ガイダンス. 平成20年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，67-69.
- 萬納寺信崇，1994: 数値予報の出口：応用. 平成6年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，90-91.
- 柳野健，1995: ニューラルネットによるガイダンス. 平成7年度量的予報研修テキスト，気象庁予報部，54-69.
- Byun, k.-Y., J. Yang, and T.-Y. Lee, 2008 : A Snow-Ratio Equation and Its Application to Numerical Snowfall Prediction. *Wea. Forecasting*, **23**, 644-658.
- Matsuo, T., Y. Sasyo, and Y. Sato, 1981 : Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 462-476.
- Sugaya, H., 2005: Estimation of Winter Precipitation Forms in Japan Based on Wet-bulb Temperature. *J. Agric. Meteor.*, **60**, 733-736.

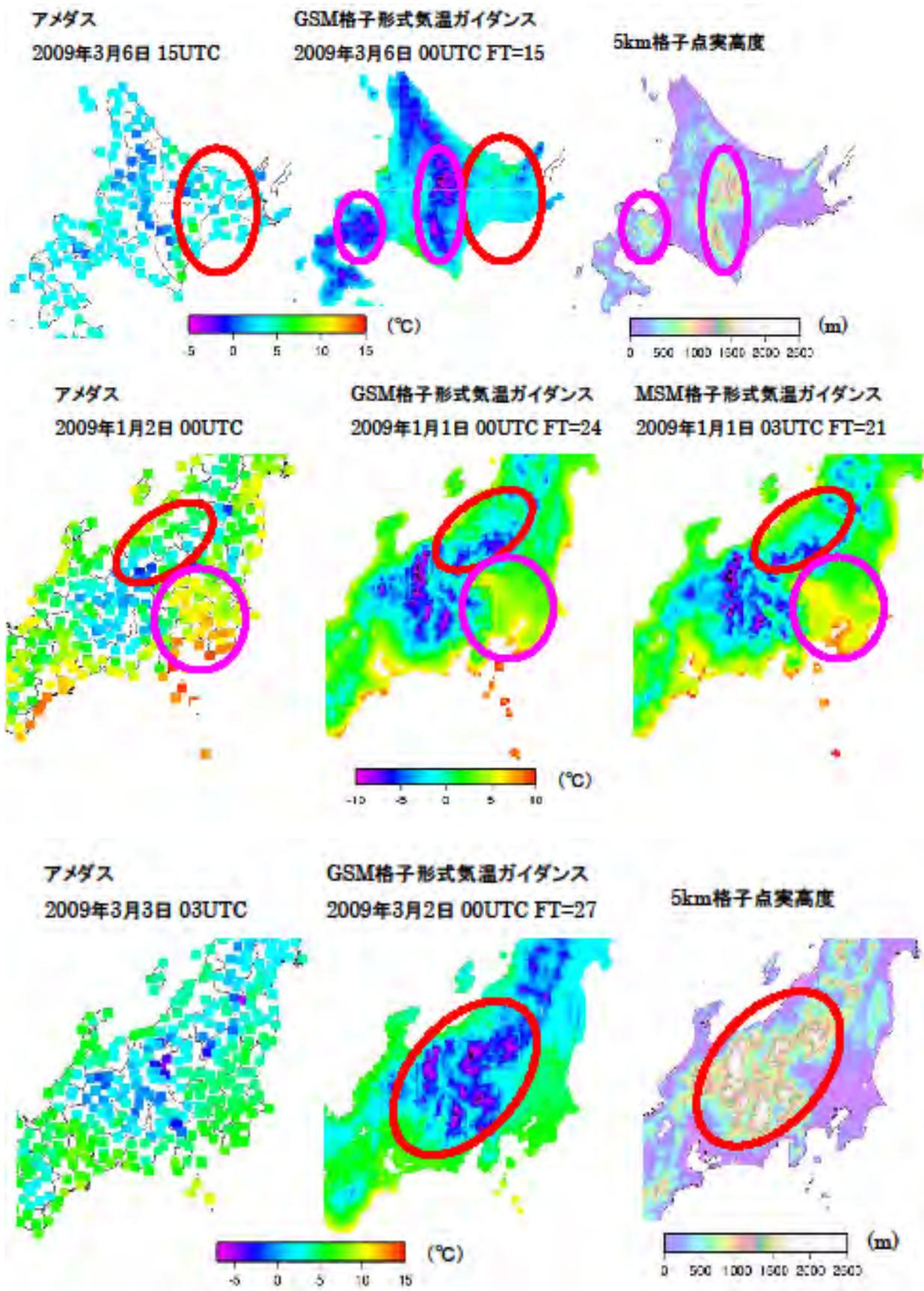


図 2.1.18 2009年3月6日15UTC (上段)、2009年1月2日00UTC (中段)、2009年3月3日03UTC (下段) のアメダスによる気温観測値 (左から1列目)、GSM格子形式気温ガイダンス (同2列目) による気温予報値、MSM格子形式気温ガイダンスによる気温予報値 (中段左から3列目)、5km格子点実高度分布 (上、下段左から3列目)。

2.1.4 発雷確率ガイダンス¹

(1)はじめに

平成 21 (2009) 年 7 月 7 日 00UTC 初期値から、GSM 発雷確率ガイダンス (以下 GSM-PoT) および MSM 発雷確率ガイダンス (以下 MSM-PoT) を改良し、両者の予測手法を一致させた。ここでは、新ガイダンスの仕様および検証結果、利用上の留意点について述べる。

旧 GSM-PoT は 2001 年 3 月に運用開始されたが、以下のような問題があった。

- ・ 関東中部領域の発雷で予測式が作成されているため、全国的な雷の特性に合っておらず、特に北日本や沖縄で問題が見られた。
- ・ 抑止条件 (SSI²・対流抑止エネルギー・気温が -10°C となる高度がある条件を満たすと強制的に 0% とする) により、問題となる事例があった。
- ・ RSM (2007 年 11 月廃止) で作成された予測式をそのまま GSM に対して利用していた。

一方、旧 MSM-PoT は 2007 年 5 月 16 日に航空用として運用開始し (高田 2007)、2008 年 5 月 27 日に一部改良した (松澤ほか 2008)。これによって GSM-PoT が抱えていた問題点を修正し、より高い精度となったが、高確率において空振りが多く、確率の信頼度に問題点があった。

今回の変更では、旧 MSM-PoT の予測手法を基にし、その問題点を改善することにより、精度、特に確率の信頼度を向上させた。

(2)仕様

付録 A.2.5 に新ガイダンスの仕様を示す。以下に主な特徴を述べるが、1 と 2 に関しては旧 MSM-PoT からの変更はない。3~5 は旧 MSM-PoT から変更した点であり、これによって確率の信頼度が向上した。

1. 全国をカバーする雷監視システム (LIDEN) の標定データを目的変数とした。
2. 統計手法として、2 値データ (現象の有無) の予測に適したロジスティック回帰を採用した。
3. 説明変数として新規にモデル降水量を採用し、大気安定度の指標として CAPE³、SSI の 2 つに限った。これら 3 つの説明変数は重要であるため、必ず選択するようにした。
4. 格子ごとの予測式ではなく、日本付近の全格

子を 35 区域に分割し、区域ごとに予測式を作成した。これは、サンプル数を増やすことによって精度の高い回帰式を作成し、かつ各地方の発雷特性にも対応させるためである。

5. 予報時間で予測式 (の係数) を替え、予報時間と共に低下する数値予報の精度に応じ、次第に高確率が出にくくなるようにした。

新ガイダンスの予測式を作成するために利用した数値予報は、GSM は 2007 年 11 月 21 日から運用開始された 20km GSM で、MSM は 2007 年 5 月 16 日から運用開始された 33 時間予報 MSM である。性能評価期間及び準ルーチン運用期間のデータも含め、GSM、MSM 共に 2009 年 3 月までの約 2 年間の予測値を使っている。

上記で日本付近を 35 区域に分けて予測式を作成していることを述べたが、図 2.1.19 にその区域分けを示す。区域分けは、以下のように 3 段階で行った。

- ① 格子単位の予測式 (ロジスティック回帰式) を作成する⁴。
- ② ① の予測式を用いて発雷確率の格子点値を 1 年分作成する。
- ③ ② の格子点値を階層型クラスター分析の 1 手法であるウォード法を使ってクラスター分けし、35 クラスターとなる階層で分割する。なお、区域ごとに予測式を変えた場合、境界で予

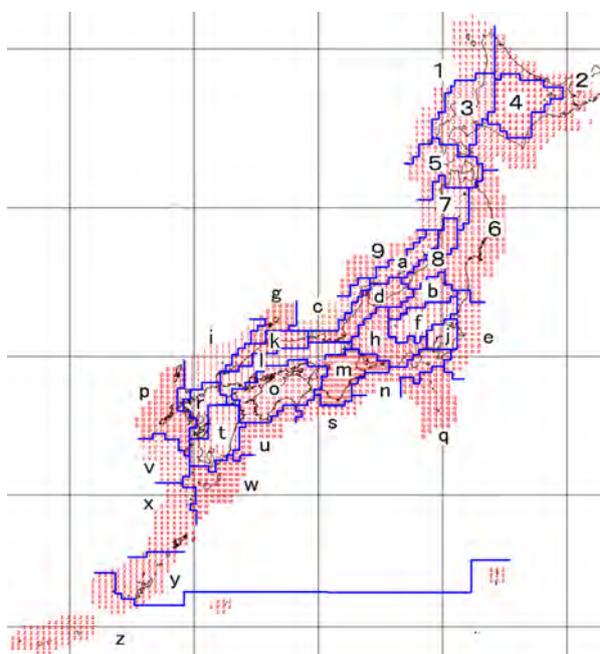


図 2.1.19 発雷確率ガイダンスの予測式の作成区分。35 区域 (1-9,a-z) ごとに予測式を作成している。

¹ 高田 伸一

² SSI : Showalter's Stability Index

³ CAPE : Convective Available Potential Energy

⁴ 格子ごとの予測式が出来ればそれで十分とも言えるが、サンプル数が少ないため、格子ごとの予測式の精度は区域ごとの予測式の精度より低いことを確かめている。

測値が急に变化する可能性がある。これを緩和するために、境界に接する格子では周辺8格子の予測式も使って予測し、平均して最終的な格子点値としている。

新ガイダンスは格子点予測値であるが、現YSS用にGSM-PoTの二次細分区域の予測値⁵も配信している。ただし、次期YSSでは、格子点値をそのまま配信し、二次細分区域の予測値は廃止する。また、航空用のガイダンスとして、MSM-PoTの空港の格子点値（空港を囲む4格子点値の線形内挿値）を配信する。

(3)統計検証

統計検証は、ガイダンスの性能をより正しく評価できるように交差検定で行った。ここで利用した交差検定は、2008年度のうち各月のデータを除いて予測式を作成し、除いた月で検証する方法である。予測式を12回作成する必要があるが、まるごと1ヶ月間のデータを除くため、実際の性能に近い評価が可能と考えられる。

図2.1.20に新旧GSM-PoT、新旧MSM-PoTの月別ブライアスキルスコア（BSS）を示した。BSSは気候値予報が0%、完全予報が100%となるスコアである。GSM-PoTは00,06,12,18UTC初期値のFT=9-36の予測、MSM-PoTは03,09,15,21UTC初期値のFT=6-33の予測とし、両者の対象時刻を一致させて検証している。検証は図2.1.19の全格子で行っている。なお、旧GSM-PoTの目的変数は他のPoTと異なるため、旧GSM-PoTのBSSは実際より低めになっていることに留意願いたい。図からわかるように、年間を通して新GSM/MSM-PoTは旧GSM/MSM-

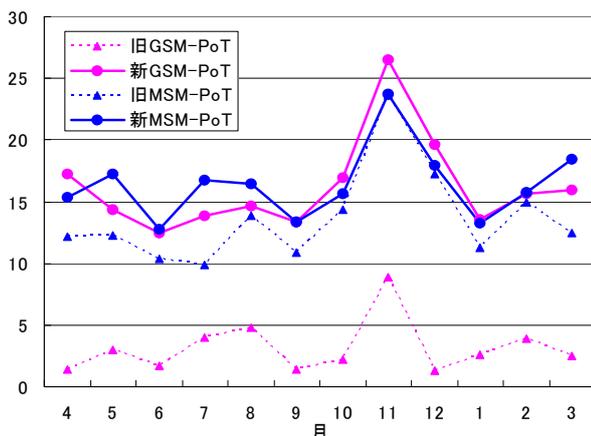


図 2.1.20 2008 年度における、新旧 GSM-PoT、新旧 MSM-PoT の月別ブライアスキルスコア(%)。図 2.1.19 の全格子における検証。

⁵ 二次細分区域の中心位置の格子点値（中心を囲む4格子点の線形内挿値）としている。

PoTのスコアを上回っていることがわかる。また、新GSM-PoTと新MSM-PoTを比べると、7-8月は新MSM-PoTの精度が高く、10-12月では新GSM-PoTの精度が高いことがわかる。

図2.1.21はFT別BSSである。図2.1.20と同じくGSM-PoTとMSM-PoTの初期時刻には3時間の差があるが、FT=36までは対象時刻を合わせて検証して

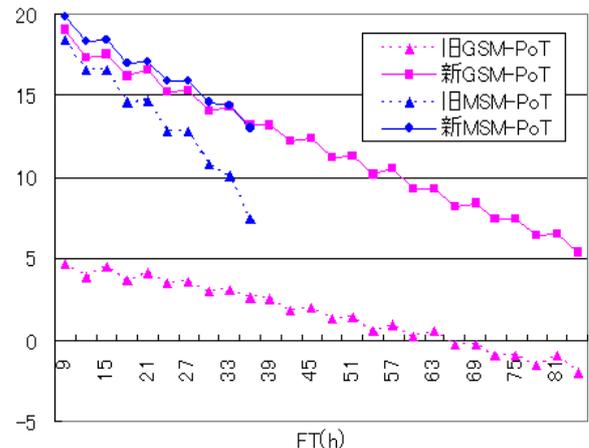


図 2.1.21 新旧 GSM-PoT、新旧 MSM-PoT の予報時間別ブライアスキルスコア(%)。その他は図 2.1.20 に同じ。予報時間は GSM のものを示す。

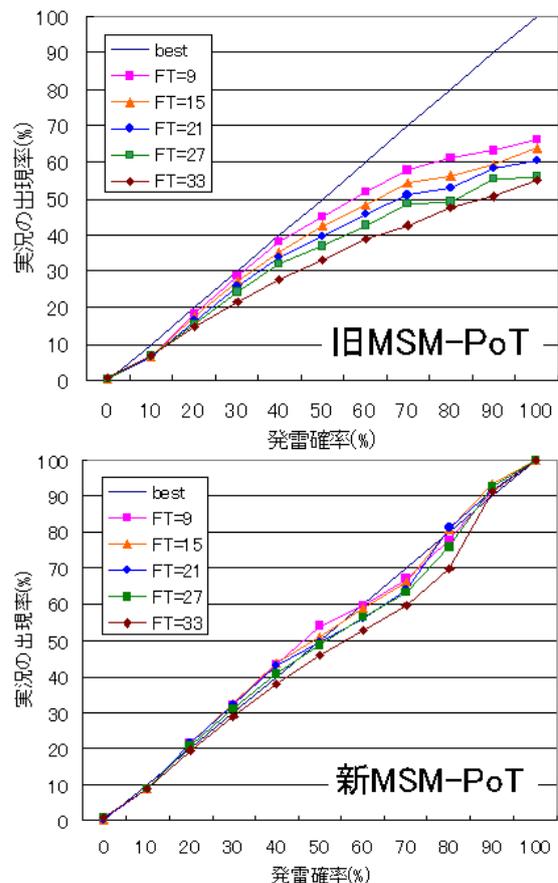


図 2.1.22 MSM-PoT の予報時間別の信頼度曲線。上は旧 MSM-PoT、下は新 MSM-PoT。その他は図 2.1.20 に同じ。

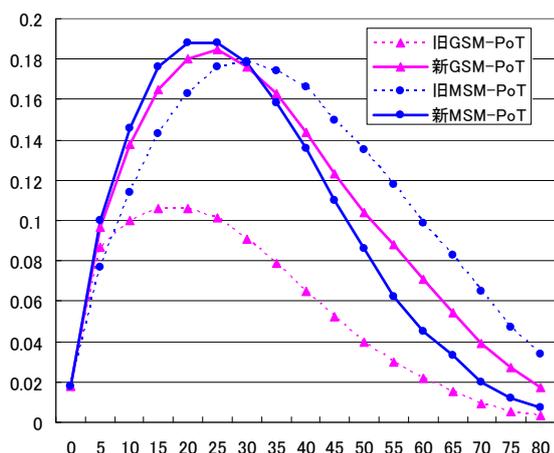


図 2.1.23 各確率(横軸: 0-80%)を閾値として発雷を予測した場合のスレットスコア。発雷予測を行っている全国 64 空港での検証結果。検証期間は 2008 年度の 1 年間。

いる。図から、予報時間を通じて新PoTは旧PoTを上回っていること、旧MSM-PoTは予報時間による精度低下が大きかったが新MSM-PoTは小さいことがわかる。新PoT同士を比べると、新MSM-PoTの方が高い精度であるが、FT=30以降では新GSM-PoTとほぼ同程度となっている。また、新GSM-PoTは、FT=84においてもBSSが5%以上となっており、3日後まで気候値予測を上回っている。

図2.1.22に新旧MSM-PoTのFT別信頼度曲線を示す。新MSM-PoT(下)は傾き45°の直線に近く、高い信頼度であることがわかる。また旧MSM-PoT(上)は予報時間と共に確率の信頼度は低下していたが、新MSM-PoTは予報時間による信頼度の低下が小さい。なお、図は省略するが、GSM-PoTにおいても同様で、新GSM-PoTは信頼度が向上し、かつ予報時間による信頼度の低下も小さい。

図2.1.23は確率からカテゴリ予報へ変換した際の精度、つまり各確率値を閾値として発雷の有無を予測した場合のスレットスコア(TS)を示している。発雷予想を行っている全国64空港において検証した結果であり、実況として各空港から20km以内の発雷を使っている⁶。図から、旧GSM-PoTの精度は低く、新MSM-PoT・新GSM-PoT・旧MSM-PoTの3つに大きな差がないことがわかる。旧MSM-PoTが高確率でTSが高いのは、高確率の頻度が多いためであり、実際の精度はTSのピーク値で見る必要がある。また、図からは最も高いTSとするには新GSM/MSM-PoTの20-25%以上で発雷を予測した場合であることがわかる。ただし、確率の定義からは

⁶ 目的変数(60km四方の発雷の有無。付録A.2.5参照)とは異なり、発雷の有無を決める範囲が狭いことに注意願いたい。

20%で発雷ありとした場合、5回の内1回のみ適中し、4回が空振りとなることに注意が必要である。また50%で発雷ありとした場合には、適中と空振りの数が同じになるが、図からはその時のスレットスコアは0.1程度とかなり低い。これは50%以上で発雷ありとした場合には、雷の捕捉率が低くなることを意味する。

(4) 事例検証

まず新PoTの夏の特徴的な事例を示すことにより、その予報特性を見る。図2.1.24は2008年7月21日21UTC初期値のFT=33の予測で、上段に新旧MSM-PoTと発雷実況、下段に説明変数として使われているFRR3(前3時間降水量の20km四方内の最大値)、CAPE(1/1000単位)、SSIを示している。旧MSM-PoTは50%以上の高確率が東日本に広がっているが、新MSM-PoTでは50%以上の区域は東北南部～関東北部～北陸と狭くなっている。実況も東北南部～関東北部で発雷している程度である。説明変数であるSSI、CAPEを見ると、東日本では広い範囲で大気不安定が予測されているが、FRR3は東北南部～関東北部～北陸に限られている。新MSM-PoTは大気安定度だけでなくFRR3も説明変数に加えているため、高確率の区域を狭くしていることがわかる。一方、青森県東部の発雷においては、旧MSM-PoTは40%であるにもかかわらず新MSM-PoTは10-30%と低くなっている。図を見ると、この地域では安定度が悪いもののFRR3はほとんど予想されていないため、新MSM-PoTは低い確率に留まっている。このようにFRR3を説明変数として用いていない旧MSM-PoTと異なり、新MSM-PoTは大気安定度が悪く、かつFRR3が予測されている区域に高確率を予測するといった特徴があることに留意願いたい。当然ながら「FRR3が予想され、かつ大気安定度が悪い区域」＝「発雷域」とは必ずしもならないため、目先では高層観測や収束域なども参考にして判断することが精度向上に繋がるであろう。なお、ここでは新MSM-PoTの結果を示したが、新GSM-PoTについても同じく、FRR3と大気安定度に大きく左右される。

次に、予報時間によって確率が変化する例を示す。図2.1.25は関東平野の広い範囲で発雷となった2008年8月4日09UTCに対する、過去4初期値の新旧GSM-PoTの予測を示している。この日はかなり以前から大気不安定が予測されており、旧GSM-PoTは関東平野においてFT=81(3日以上前)から80%を超える高い確率を予測している。しかし、FT=81の段階で場所・時間を特定して不安定を予測するのはかなり難しく、確率が高すぎると思われる。

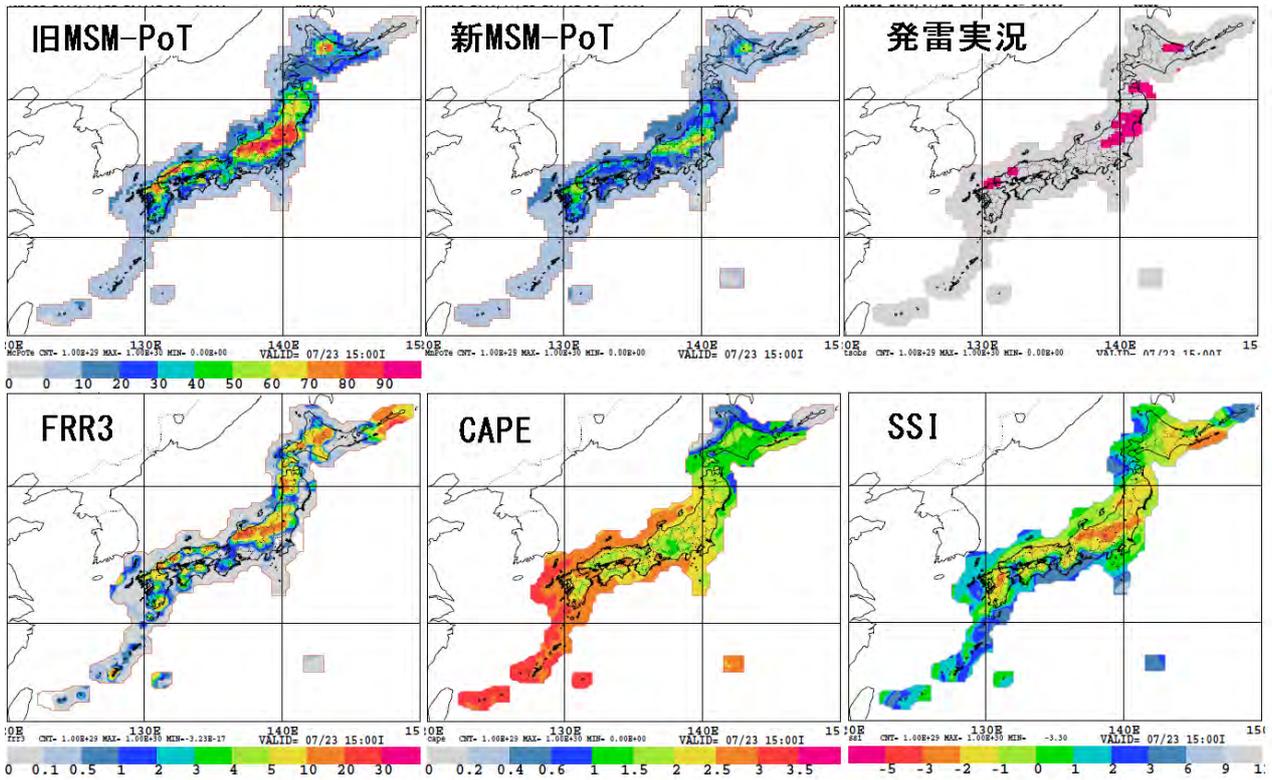


図 2.1.24 2008 年 7 月 21 日 21UTC 初期値 FT=33 の新旧 MSM-PoT の予測と実況（上）、MSM-PoT の説明変数である FRR3、CAPE、SSI（下）。FRR3 は MSM3 時間降水量（20km 内の最大）で、CAPE は 1/1000 してある。全て発雷確率を計算している領域のみ描画している。

一方、新 GSM-PoT は予報時間で予測式（の係数）を替えているため、FT=81 の段階では高確率が抑えられているが、対象時刻が近づき予報時間が短くなるにつれ、関東付近では次第に確率値が上がっていくことがわかる。予報時間が短くなり GSM の精度が上がるにつれて、同じ不安定度でも次第に確率が高くなるのは当然の結果と言える。一方、九州では逆に次第に確率が下がっており、実況でも佐賀県の一部を除き発雷していない。この例では新しい予報になるにつれ、発雷しにくい予測に変わったため

ある。

図 2.1.26 は冬季雷の例で、2008 年 12 月 24 日 00UTC 初期値 FT=30 の新旧 GSM-PoT、同日 03UTC 初期値 FT=27 の新 MSM-PoT、および実況と説明変数である。図 2.1.20 に示したように新 PoT は晩秋～初冬の雷に対する精度が高く、この例でも発雷実況とほぼ同じ区域に高確率を予測している。FRR3、CAPE を見ると、やはり FRR3 と CAPE が予測されている所に高確率が予測されている。旧 GSM-PoT も日本海側の発雷はある程度予測しているが、冬には

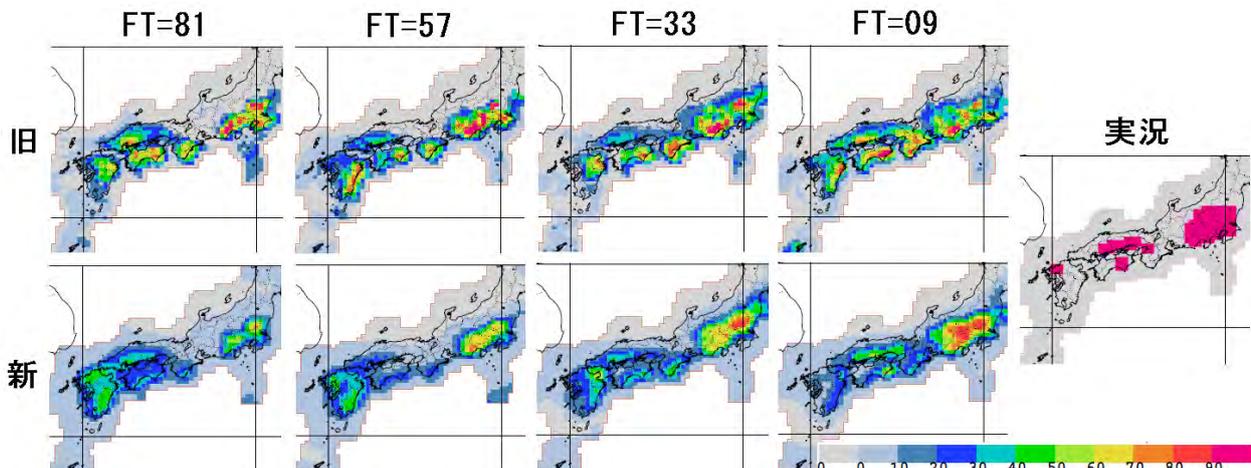


図 2.1.25 2008 年 8 月 4 日 09UTC の実況とその時刻を予測した過去 4 初期値分の新旧 GSM-PoT の予測。

ほとんど発雷のない北海道東部で高確率となっている。これは、旧GSM-PoTは関東中部地方の雷で予測式を作成しているためであり、冬には北陸の冬季雷の予測式が北海道に適用されていることに起因している。新PoTは全国35区域に分けて予測式を作成しているため、冬に発雷がほとんどない北海道では高確率を予測することがない。一方、発雷している岩手県の太平洋沿岸でも、冬にはほとんど発雷が観測されないため、この発雷は特異事例とみなされ、FRRはある程度予測されているものの、新PoTは10%以下と低くなっている。

(5)まとめと利用上の留意点

新GSM-PoTは旧GSM-PoTの欠点を修正し、大きく精度を向上させた。しかしながら、図2.1.23で示したように、確率を閾値として発雷の有無を決めた場合の平均的なスレットスコアは0.2程度であり、依然目先での修正が必要である。新MSM-PoTは旧MSM-PoTの「高確率の信頼度が低い」という欠点を改良し(図2.1.22)、高確率の空振りが大きく減った。ただし、図2.1.23で示したように発雷の有無の精度においては旧MSM-PoTを大きく改善したわけではない。

最後に利用上の留意点を述べる。

- 新GSM-PoTと新MSM-PoTは同じ予測手法となった。よって両ガイドンスに大きな差がある場合は、モデルの予測をチェックして、どちらが良いかを判断して頂きたい。場合によっては両ガイドンスの平均的な予測とすることも意味がある。なお、統計的精度検証では7-8月は新MSM-PoTの方が、10-12月は逆に新GSM-PoTの方が高い精度であった。
- 説明変数で主に効いているのはFRR3とCAPE、SSIであり、FRR3が予測され大気安定度が悪い場合は高い確率となる。新PoTで高確率が出た場合には、主にモデル降水と大気安定度をチェックし、モデルの予測値の妥当性を考慮した上で新PoTの適用を判断願いたい。
- 熱雷の予測は難しく、数値予報モデルで大気安定度が悪く降水も予測されていたとしても、発雷に至らない例が時々みられ、逆に降水が予想されていない所でも発雷となる場合がある。一方、晩秋～初冬の雷に対しては精度が高い。
- 新MSM-PoTは確率の信頼度は向上するが、高確率の頻度が減るため、図2.1.23で示したように、確率から発雷の有無を予測する場合には、今までより閾値を下げる必要がある。
- 統計手法を用いているため、通常発雷しない時期に発雷するような特異現象に対しては高確率が出

にくい。例えば冬の北日本に季節外れの暖気が入り発雷となることがあるが、このような場合には高確率は出にくい。

- 2-4月に強い寒気が南下した場合に、日本海側では-10℃高度が3km未満になる冬季雷の予測式が適用されて高確率が出る場合がある。しかし、この時期は初冬と同じ寒気が流入しても大規模な発雷になることは少なく、空振りする例が見られる⁷。

参考文献

- 高田伸一, 2007:航空気象予報ガイドンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-93.
 松澤直也,藤枝鋼,高田伸一,古市豊, 2008:航空気象予報ガイドンスの検証. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-90

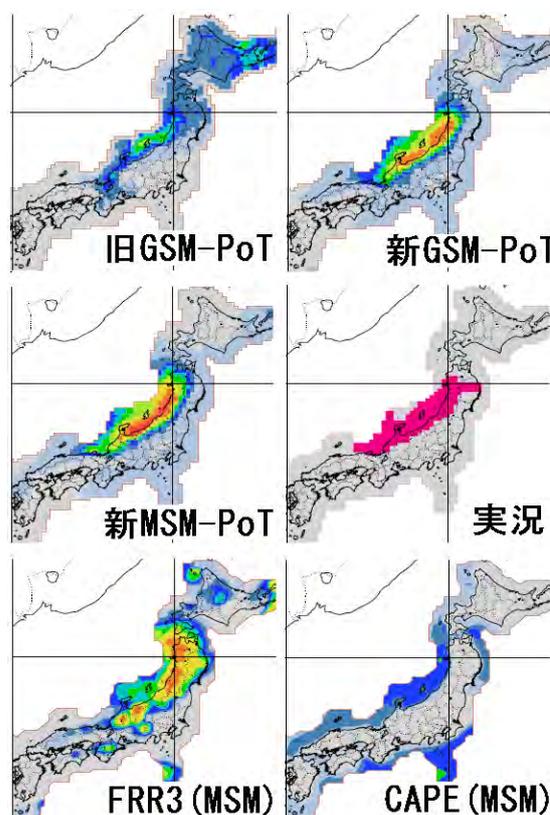


図2.1.26 2008年12月24日00UTC初期値FT=30の新旧GSM-PoT、03UTC初期値FT=27の新MSM-PoT、および実況と説明変数であるFRR3とCAPE(共にMSMの予測)。図のスケール等は図2.1.24に同じ。

⁷ 2-4月は海面水温が低く、初冬に比べて海面からの上向き顕・潜熱フラックスが少ない。これにより、電荷を生成する固形降水の量が少なくなるためと考えている。

2.1.5 その他のガイダンス¹

(1) 平均降水量、降水確率ガイダンス

次期 YSS のガイダンスでは、平均降水量、降水確率ともに、ガイダンスの作成手法（安藤 2007）に変更はないが、以下の点を変更する予定としている。

- ・GSM ガイダンス、MSM ガイダンスともに、カルマンフィルターの係数をモデルの初期時刻で層別化する。

- ・GSM ガイダンスでは、カルマンフィルターの係数の予報時間による層別化を 12 時間から 6 時間に細分化する。

- ・MSM ガイダンスでは、予報の解像度を 20km 格子から 5km 格子に高解像度化する。

現在のガイダンスにおいては、カルマンフィルターの係数は全初期時刻で共通で、GSM ガイダンスでは予報時間 12 時間単位で層別化されている（MSM ガイダンスは 6 時間単位）。同じ係数が全初期時刻で使用されるため、00UTC 初期値において 03 から 15UTC までの降水を求める係数と 12UTC 初期値において 15 から 03UTC までの降水を求める係数が同じになるなど、係数の学習に降水特性の日変化が反映されにくくなっている（MSM ガイダンスでも同様のことが起こる）。係数を初期時刻で層別化することにより、学習の機会が 1 日 2 回から 1 回へ減ることになるが、常に同じ時刻の降水を用いて係数を計算、学習するようになるため、降水特性の日変化を反映しやすくなると考えられる。また、GSM ガイダンスにおいては、予報時間による層別化を 12 時間単位から 6 時間単位に細分化することにより、降水特性の日変化をより細かく学習できるようになる。

MSM ガイダンスは、平均降水量、降水確率ともに解像度を 20km 格子から 5km 格子に高解像度化する。予報する 5km 格子は次期 YSS で使用される防災時系列格子と同一のもので、日本の陸上を中心とした約 24000 格子について係数を作成し、海上はこれらの係数を外挿して利用する。

(2) 明後日の日最高、最低気温ガイダンス

週間予報用に明後日の日最高、最低気温を予報するガイダンス（以下、明後日最高最低気温ガイダンス）を、GSM 気温ガイダンスに追加する。

明後日最高最低気温ガイダンスは、週間予報作業に使用するため、目的変数である最高、最低気温の予報対象時刻を 00～24JST に設定している。各初期時刻における予報時間は表 2.1.8 の通りで、例えば

00UTC 初期値の明後日最高気温ガイダンスは FT=39～FT=63 の 24 時間における最高気温を予報する。なお、従来から運用をしている GSM 気温ガイダンス（以下、従来のガイダンス（小泉 2007；松澤 2008））では、短期予報作業に使用するため、予報対象時刻を最高気温は 09～15JST、最低気温は 00～09JST にそれぞれ設定している。その他の仕様は従来のガイダンスと同様である。

表 2.1.8 明後日最高最低気温ガイダンスの予報時間

初期時刻 (UTC)	予報時間
00	FT=39～FT=63
06	FT=57～FT=81
12	FT=51～FT=75
18	FT=45～FT=69

(3) MSM 定時風ガイダンス

大気汚染気象予報を始めとする様々な予報業務に利用するため、MSM 定時風ガイダンスを作成する。

大気汚染気象予報には、大気汚染の発生する可能性の高い時刻の特定が重要であるため、MSM 定時風ガイダンスの予報時間の間隔は、GSM 定時風ガイダンスとは異なり、1 時間とする。予報時間は、MSM と同様に 15 時間または 33 時間である。MSM 定時風ガイダンスの作成には、GSM 定時風ガイダンスの作成方法（井手 2007）と同様にカルマンフィルター及び頻度バイアス補正を用いている。

現行の風ガイダンスの特性や仕様については、藤枝（2008）及び巻末付録 A.2.3 を参照されたい。

(4) 天気ガイダンス

現在、天気ガイダンスは GSM の平均降水量、日照率、気温の各ガイダンス及びモデルの降水量（FRR）、気温、相対湿度を用い、雨雪・晴れ曇り判別を行うことにより作成している（鎌倉 2007）。次期 YSS では大きく以下の 3 点を変更する。

- ① 従来は気温と相対湿度を用いて雨雪判別を行っていたが、5km 格子の降水種別及び降水量ガイダンスを用いた判別に変更する。雨雪判別時に用いる降水量の基準値は従来と変更がない。
- ② GSM ガイダンスの予報時間を 84 時間に延長する。
- ③ MSM についても天気ガイダンスを作成する。これにより天気ガイダンスの作成手法は次の通りとする。また、本手法は基本的に次期 YSS での天気の決定手法と整合している。

GSM、MSM とともに日照率、降水量、降水種別の各ガイダンスを用いて 5km 格子毎の天気ガイダンス

¹ (1) 小泉 友延、(2) 松澤 直也、(3) 藤枝 鋼、(4)、(5) 澤田 康子、(6) 蟻坂 隼史

スを求める。これを利用して GSM については、20km 格子毎に天気ガイダンスを作成する。MSM については 5km 格子の天気ガイダンスを作成する。5km 格子の天気ガイダンスは以下の条件で決定する。

- (条件 1) 降水種別が「雨」かつ降水量 1.0mm 以上の場合「雨」
- (条件 2) 降水種別が「雨か雪」かつ降水量 1.0mm 以上の場合「雨か雪」
- (条件 3) 降水種別が「雪か雨」かつ降水量 0.5mm 以上の場合「雪か雨」
- (条件 4) 降水種別が「雪」かつ降水量 0.5mm 以上の場合「雪」
- (条件 5) 条件 1 から 4 のいずれにも該当しない場合は、5km 格子の日照率ガイダンスに従い「晴れ」または「曇り」を決定する。

GSM の 20km 格子の天気ガイダンスを求めるにあたって、先に求めた 5km 格子の降水の格子数 (条件 1 から 4 に該当) の総和を元に 20km 格子中に占める割合を求め、降水ありまたは降水なしを判定する。降水の格子の占める割合が半分以上の場合は降水ありとする。降水ありの場合は、5km 格子の天気にも重みを付加して、重みの合計が降水ありの全格子数に対する割合から 20km 格子の天気を決定する。重みは「雨」は 1、「雨か雪」は 2/3、「雪か雨」は 1/3、「雪」は 0 とする。求めた割合が 85% を超える場合は「雨」、85% 以下かつ 15% を超える場合は「雨か雪」、15% 以下の場合は「雪」とする。

一方、20km 格子に占める 5km 格子の降水の割合が半分未満の場合 (降水なしに該当) は、20km 格子の日照率ガイダンスの結果に従い、晴れまたは曇りを決定する。降水ありの場合と相違し、降水なしの場合は、5km 格子の条件 5 に該当する天気は利用しない。従来は、日照率ガイダンスに加えて FRR を用いて判定を行っていたが、FRR の利用を廃止し日照率ガイダンスのみを用いて晴れ曇りを判定する。日照率ガイダンスが 0.5 以上の場合を「晴れ」、0.5 未満の場合を「曇り」とする。

(5) 日照率ガイダンス

日照率ガイダンスの作成手法については、従来のガイダンスと同様である (鎌倉 2007)。なお、日照率ガイダンスで求める値は曇天率 (日照なしの場合に 100%) である。従来の日照率ガイダンスとの変更点は以下の通りである。

- ① GSM ガイダンスの予報時間を 84 時間に延長する。
- ② MSM についても日照率ガイダンスを作成する。

(6) 最小湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンスは、地上気象官署における日最小湿度を予報する地点形式のガイダンスである。従来は、GSM 最小湿度ガイダンスのみを作成していた。次期 YSS に向け、新たに MSM 最小湿度ガイダンスを作成する。

MSM 最小湿度ガイダンスの作成手法は、GSM 最小湿度ガイダンスと同じである。詳細は安藤ほか (2007) を参照されたい。なお、日最小湿度の予報には 00-21JST の MSM 予報値を用いている。予報時間の制限により、作成初期時刻は 03,09,15UTC のみである。各初期時刻に対する予報対象時間について、表 2.1.9 にまとめる。

表 2.1.9 MSM 最小湿度ガイダンスと予報対象時間

初期時刻	今日	明日
09UTC (前日 18JST)	FT=06-30	
15UTC (当日 00JST)	FT=00-24	
03UTC (当日 12JST)		FT=12-36

参考文献

- 安藤昭芳, 2007: 降水確率、平均降水量、最大降水量ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-59.
- 安藤昭芳, 鎌倉智之, 北畠淳, 2007: その他の天気予報、防災気象情報支援ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 76-81.
- 井手和彦, 2007: 風ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 67-72.
- 鎌倉智之, 2007: 天気ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73-75.
- 小泉友延, 2007: 気温ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-66.
- 藤枝鋼, 2008: 風ガイダンス. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69-72, 83-84, 116.
- 松澤直也, 2008: 気温ガイダンス. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 67-69.

2.2 空域支援資料¹

2.2.1 国内悪天12時間予想図の改良

国内悪天12時間予想図 (FBJP112, 212, 312, 412) は、航空機の運航や国内悪天予想図 (FBJP) 作成の支援を目的として、空域に関する悪天要素を4面図で表示した資料である (菊池 1983)。各悪天要素は、国内航空悪天GPVの12時間予報値を元に算出されている。4面図の中でFBJP112には、乱気流に関する要素として、ジェット軸、乱気流域 (鉛直ウィンドシアア (VWS) が閾値以上の領域) 及び、積乱雲域 (積乱雲量が2/8以上である領域) を表示している。これらのうち積乱雲域については、2009年3月に国内航空悪天GPVの積乱雲の予測手法を変更したことにより、主に夏季の予測精度が向上した。また乱気流域については、2009年7月にVWSの閾値を見直したことにより、適切な領域で乱気流域が表示されるようになった。ここではまず積乱雲予測手法の改良の概要を述べ、続いてVWSの閾値変更について述べる。積乱雲予測手法の変更についての詳細は工藤 (2009) を参照されたい。

(1) 積乱雲予測手法の改良の概要

国内航空悪天GPVでは、MSMの各格子点で診断的に求めた対流雲頂高度に基づき、積乱雲の雲量と雲頂高度を算出している。対流雲頂高度の診断は、MSMのKain-Fritsch対流パラメタリゼーション (KFスキーム) で用いられている手法に近い方法で行っているが (工藤 2007a)、異なる部分もあったため、MSMの手法に近づけることで予報精度を向上させることを目的として以下の点を変更した。

- 従来は最下層付近のみに限っていた対流雲頂高度の診断に利用する気塊の探索範囲を、地上との気圧差が300hPaになる高度まで拡張
- MSMのKFスキームに2007年5月から導入されている相対湿度に関する摂動項の導入
- 最適化パラメータの調整

また、これらと併せて積乱雲の判別条件の見直しも行った。

図2.2.1に、雷監視システム (LIDEN) で観測された対地雷を実況とした、新旧手法での積乱雲予測の検証結果を示す。図は、積乱雲量の閾値を1/8, 2/8, …, 8/8 として積乱雲を予測した場合の、予報面積率と発雷に対する遭遇率比の関係を表している。予報面積率は全領域の面積に対する予報領域の面積の割合を、遭遇率比は全領域での発雷の発生率に対する

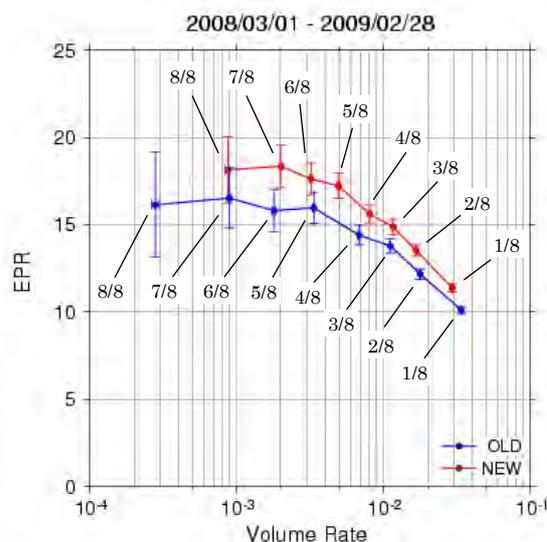


図 2.2.1 新手法 (NEW) と旧手法 (OLD) による積乱雲量の、発雷に対する遭遇率比 (EPR)。横軸は予報面積率 (Volume Rate)。FT=1 から 15 までの分割表値を足し合わせてスコアを算出した。エラーバーは 95%信頼区間。

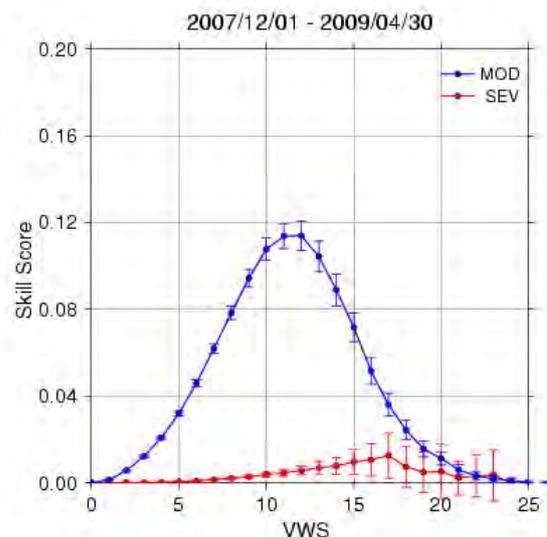


図 2.2.2 MOD および SEV の乱気流に対する、VWS の閾値 (単位は kt/1000ft) 別のスキルスコア。FT=0 から 15 までの分割表値を足し合わせてスコアを算出した。エラーバーは 95%信頼区間。

予報領域での発雷の発生率の割合を表し、同じ予報面積率で比較した場合、遭遇率比が大きいほど予測精度が高いと言える。検証期間は2008年3月から2009年2月で、図にはFT=1から15までの分割表値を全て足し合わせて算出したスコアを示している。新手法は全ての閾値で旧手法を上回っており、積乱雲量2/8を閾値としているFBJP112の積乱雲予測精度も向上した。ただしこれは1年間を通した検証結果であり、季節別に見ると夏季の改善が大きく、その他の季節ではほぼ同等であった (図略)。

¹ 工藤 淳

(2) 鉛直ウィンドシアアの閾値の変更

FBJP112では2009年6月まで、並 (MOD) の乱気流に対するVWSの閾値は16kt/1000ft、強 (SEV) の乱気流に対するVWSの閾値は26kt/1000ftとしていた。これらの閾値は2001年3月のMSMの運用開始時に決められた値であるが、その後、MSMの大幅な改良や国内航空悪天GPVでのVWSの算出方法の変更 (工藤 2007b) が行われたことにより、現状ではMODの乱気流に対してはおよそ12kt/1000ftを閾値とするのが最適となっている (工藤 2008)。

図2.2.2に、MODおよびSEVの乱気流に対するVWSの閾値別のスキルスコアを示す。ここでは各航空機観測通報 (C-PIREP、PIREP、ARS) を実況とし、通報地点に最近接の格子 (水平40km、鉛直2000ft、1時間間隔) のVWSを予報値として検証した。VWSは晴天乱気流を予測するための指数であるため、雲の外から報じられたと推定される通報 (工藤 2005) のみ検証の対象とした。検証期間は2007年12月から2009年4月で、図にはFT=0から15の分割表値を全て足し合わせて算出したスコアを示している。スキルスコアが最大となるのは、MODではお

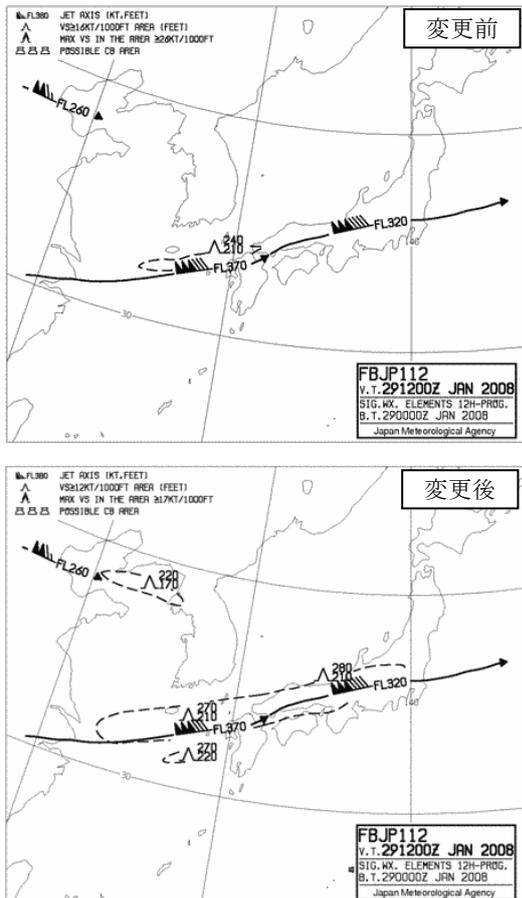


図 2.2.3 VWS の閾値変更前 (上) と変更後 (下) の FBJP112 の例 (2008 年 1 月 29 日 00UTC 初期値)。破線で囲まれた領域が MOD の乱気流域を、記号の横の数値は上限・下限高度 (フライトレベル) を表す。

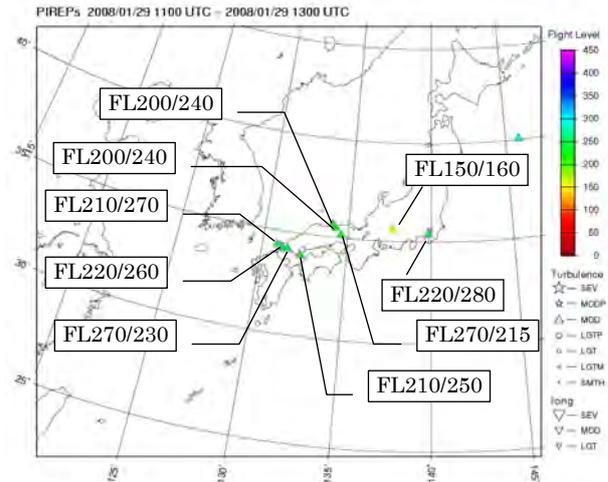


図 2.2.4 2008 年 1 月 29 日 12UTC の前後 1 時間以内に通報された MOD 以上の乱気流実況。△は MOD の乱気流が発生した場所で、図中の数値は乱気流が発生した高度 (フライトレベル) を表す。例えば FL200/240 は上昇中に FL200 から FL240 で乱気流に遭遇したことを示す。△の色は乱気流の中心高度を表す。

よそ12kt/1000ft、SEVではおよそ17kt/1000ftであり、これらの値を閾値とするのが現時点では最適であると考えられるため、2009年7月に閾値の変更を行った。ただしSEVについては、MODと比べて頻度が少ない現象であり、スキルスコアは小さく、検証の誤差が大きい結果であることに留意してもらいたい。

図2.2.3に、閾値の変更前後の例として2008年1月29日00UTC初期値のFBJP112を、図2.2.4には図2.2.3の予報対象時刻である2008年1月29日12UTCの前後1時間以内に報じられたMOD以上の乱気流実況を示す。閾値の変更前は対馬海峡付近にのみフライトレベル³ (FL) 210からFL240でMODの乱気流を予想しているが、変更後は黄海から東日本にかけての広い領域に対してFL210からFL280でMODの乱気流を予想している。実況では、長野の上空で発生した1つを除いて、西日本から東日本上空のFL200からFL280でMODの乱気流が通報されており、変更後の予想との対応が良い。

2.2.2 北太平洋航空悪天GPVの検証

福岡 FIR⁴に対する空域悪天情報作成や北太平洋航路の運航支援を目的として、2007年11月に北太平洋航空悪天 GPV の作成を開始した (松下 2007)。

² 検証期間中の SEV の乱気流の頻度は、MOD の頻度の 75 分の 1 以下であった。

³ ICAO 国際標準大気に基づく気圧高度を 100ft 単位で示した値。FL240 は 24000ft で約 393hPa に相当する。

⁴ Flight Information Region (飛行情報区)。ICAO により制定された航空機の運航に必要な各種の情報の提供が行われる空域。

北太平洋航空悪天 GPV では、水平 0.5 度、鉛直 2000ft 間隔で一般的な気象要素を算出している他に、航空用の要素として鉛直ウィンドシア（VWS）、積乱雲頂高度、圏界面と最大風速面での風・気温・気圧を算出している。積乱雲頂高度は国内航空悪天 GPV と同様に、対流雲頂高度の診断に基づいて算出している。VWS も国内航空悪天 GPV と同様に、各鉛直層の上下 1000ft の高度に内挿した風から算出している。ここでは、晴天乱気流の予測に利用されている VWS の検証結果を述べる。

検証は、各航空機観測通報（C-PIREP、PIREP、ARS）による乱気流の通報を実況とし、乱気流が通

報された地点に最近接の格子（水平 0.5 度、鉛直 2000ft、3 時間間隔）⁵での VWS を予報値として行う。VWS は晴天乱気流を予測するための指数であるため、雲の外から報じられたと推定される通報（工藤 2005）のみ検証の対象とする。検証期間は 2007 年 12 月から 2009 年 4 月で、ここでは FT=3 から 24 の分割表値を全て足し合わせて算出したスコアを示す。

図 2.2.5 は、弱（LGT）、弱+（LGTP）、並（MOD）、強（SEV）の乱気流に対する VWS の閾値別のスキルスコアである。スキルスコアが最大となる閾値はそれぞれ、LGT が 5kt/1000ft、LGTP が 8kt/1000ft、MOD が 10kt/1000ft、SEV が 15kt/1000ft となっており、VWS を用いて晴天乱気流を予測する際にはこれらの値が目安となる。

図 2.2.6 は MOD の乱気流に対する高度別・VWS の閾値別のスキルスコアである。全高度を足し合わせた場合には MOD に対してスキルスコアが最大となるのは 10kt/1000ft であった（図 2.2.5）が、高度別に見ると、FL100 以下と FL300 以上ではそれよりもやや小さな値となっている。この理由としてこれらの高度では、下層での山岳波や上層でのトランスバースバンドに伴う乱気流など、VWS に依らない乱気流や、数値予報モデルで表現可能な大きなスケールでの VWS だけでは依らない乱気流が発生しやすいことが考えられる。

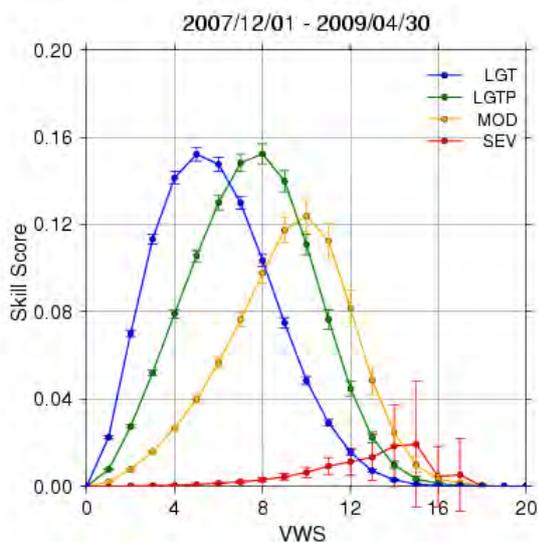


図 2.2.5 LGT、LGTP、MOD、SEV の乱気流に対する、VWS の閾値（単位は kt/1000ft）別のスキルスコア。FT=3 から 24 までの分割表値を足し合わせてスコアを算出した。エラーバーは 95%信頼区間。

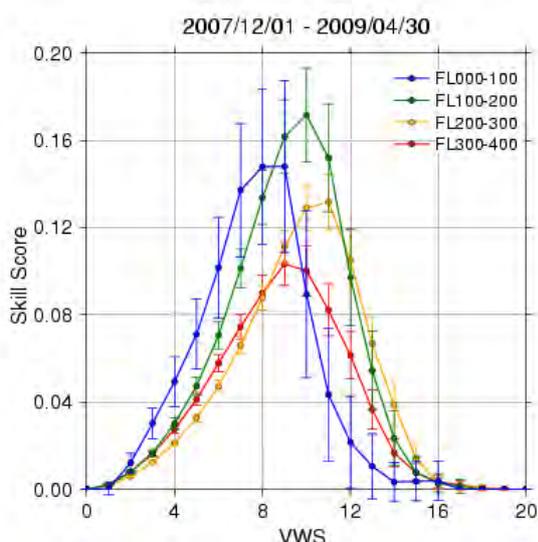


図 2.2.6 MOD の乱気流に対する、高度別・VWS の閾値（単位は kt/1000ft）別のスキルスコア。FT=3 から 24 までの分割表値を足し合わせてスコアを算出した。エラーバーは 95%信頼区間。

参考文献

- 菊池正武, 1983: 国内悪天 12 (18) 時間予想資料の解説. 航空気象ノート第 27 号, 気象庁総務部, 42-46.
- 工藤淳, 2005: SK 通報のない C-PIREP に対する晴れ・曇り判別法. 航空気象ノート第 64 号, 気象庁総務部, 6-9.
- 工藤淳, 2007a: 国内航空悪天 GPV の積乱雲予測手法の開発. 航空気象ノート第 66 号, 気象庁総務部, 11-18.
- 工藤淳, 2007b: 国内航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-83.
- 工藤淳, 2008: 国内航空悪天 GPV. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-98.
- 工藤淳, 2009: 国内航空悪天 GPV の積乱雲予測手法の改良. 航空気象ノート第 68 号, 気象庁総務部, 1-8.
- 松下泰広, 2007: 全球航空悪天 GPV および北太平洋航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-86.

⁵ 図 2.2.2 で示した結果とは検証格子が異なることに注意してもらいたい。

第3章 最近の改善

3.1 静止気象衛星晴天輝度温度の利用、及び変分法バイアス補正の改良¹

2008年8月27日に全球解析での静止気象衛星の水蒸気チャンネルの晴天域の輝度温度データ (CSR: Clear Sky Radiance) の利用開始²及び、衛星輝度温度データのバイアス補正スキームである変分法バイアス補正 (Variational Bias Correction scheme: VarBC) の改良が行われた。以下、これらについて、とくに新規データとなるCSRに比重を置いて紹介する。

3.1.1 変分法バイアス補正の改良

VarBCの改良について概説する。VarBCは輝度温度データのバイアスを補正するスキームであり、バイアス補正係数を4次元変分法 (4D-Var) の解析変数に追加することで大気場の解析と同時にバイアスの解析を行う (Dee 2004; 佐藤 2007)。2006年5月のVarBCの現業化以降、衛星センサの品質変化時やCSRの導入試験の際などにVarBCによる補正が十分でない場合があることが課題となっていた。VarBCの挙動はその背景誤差共分散行列に強く依存するため、このことは、VarBCの背景誤差が過小であることを示している。このため、VarBCの背景誤差の改訂を行ない、十分な補正が行われるように修正した (Ishibashi 2009a)。

背景誤差の改訂を行なった改良版VarBCの解析・予報精度を夏冬一ヶ月ずつの同化試験を実施して評価した。評価結果を図3.1.1に示す。図からほとんどの要素で改良による明瞭な精度向上が確認できる。改善の度合いは、一般的な新規データの導入やモデル改良と比較して概して大きく、既存のデータを適切に同化することの重要性を示している。また、この変更により新規データの導入やシステム更新時のバイアスの変化への追従が向上するため、次項で述べるCSRの導入をはじめ、今後の開発成果が得やすくなることが期待される。

3.1.2 静止気象衛星輝度温度の利用

(1)はじめに

静止気象衛星は、WMOの観測計画に基づき5機の衛星によって全球をカバーする観測を継続的に行なっている。2009年7月現在の運用衛星は、MTSAT-1R

(E140°)、GOES-11 (W135°)、GOES-12 (W75°)、Meteosat-7 (E57°)、Meteosat-9(0°) (括弧内は衛星位置の経度。緯度はいずれも0度)となっている。

静止気象衛星の水蒸気チャンネルは観測データの不足している対流圏の上層から中層の水蒸気量に関する情報を持っており、同化による解析精度の向上が期待できる。一方で、数値予報モデルにおける水蒸気量に関する計算はサブグリッドスケールの湿潤物理過程に依存するため、格子スケールで一意に記述される力学過程と比べると一般に精度が低いと考えられる。このため水蒸気チャンネルの輝度温度の同化は、貴重な観測情報となることが期待されると同時に予報モデルのバイアスや非線形性への対応などの課題も生ずる。

(2)CSRの基本的性質

CSRは、静止衛星で観測される輝度温度データのうち晴天部分のみを取り出して数10km四方の領域ごとに平均したデータである。CSRは運用中のすべての静止衛星について各国の衛星センターで作成されており、全球通信システムやインターネットを通して公開されている³。水蒸気チャンネルのCSRをWV-CSR (Water Vapor CSR) と呼ぶ。以下ではWV-CSRについて述べる。なお、WV-CSRの同化については、石橋・上沢 (2007) に解説がある。図3.1.2にWV-CSRの分布図を例示する。MTSATの同化データ数が他衛星に比べて少ない傾向があるが、これは観測領域の特性 (雲が多い) や算出アルゴリズムの違いによる。

データの平均処理には次のような意味がある。まず、平均によって輝度温度データのもつ代表スケールを数値予報モデルの代表スケールに近づける効果がある。全球モデルの水平格子間隔 (面積) は約20km (400km²)、解析に使用するモデルの格子は約80km (6400km²) であり、いずれも静止衛星の生データの分解能である4km (16km²) 程度と比べるとかなり大きい。このため、静止衛星の生データ

¹ 石橋 俊之

² MTSAT-1RのCSRは2007年6月に全球解析で現業利用を開始したが、2007年11月の20kmGSMの導入時に同システムでの性能確認の必要性、及び開発スケジュールの調整のため利用を中止していた。

³ 極軌道衛星ではCSRが作成されていない。理由として、水蒸気チャンネルをもつ赤外イメージャを搭載する極軌道衛星が少ないことが挙げられる。なお、極軌道衛星では鉛直探査系のデータも利用できるものの、その生データの水平分解能は数10km程度で静止衛星に比べて粗い問題がある。この原因として、衛星の地表に対する運動のため一点を観測できる時間が短いこと、鉛直探査に必要な高い波数分解能は水平分解能とトレードオフの関係にあることが挙げられる。

には数値予報モデルからはノイズにしか見えない変動が含まれており、適当なフィルタでこのような高波数成分は除く必要がある。平均はこのようなローパスフィルタの役割を果たす。また、平均により観測誤差の統計的性質が4D-Varの仮定するガウス分布に近づくことも期待できる（中心極限定理、図3.1.3）。さらに、平均領域内のデータの変動量などの情報はデータの品質管理に有効である。このように、予報モデルの水平空間分解能よりも高い分解能をもつ観測データを扱う場合などには、“平均”は単にデータを間引くよりもデータ同化にとって好ましい方法である。

水蒸気チャンネルの輝度温度は気温や比湿のプロファイルによって決まる。輝度温度の気温や水蒸気への依存性は、輝度温度の気温、比湿に対する偏微分係数（ヤコビ行列または、ヤコビアンと呼ばれる）によって決まり、観測高度は荷重関数によって決まっている。図3.1.4にヤコビアンと荷重関数を示す。図からWV-CSRは主に水蒸気量について対流圏中層から上層の情報をもつことがわかる。また、一般に輝度温度は風の場には直接依存しないため風の場に関する情報は持っていない。しかし、4D-Varでは数値予報モデルによって状態の物理的な時間発展が記述されるため、ある時刻の輝度温度は別の時刻の風の場にも影響を与える。図3.1.5に示したように同化期間の初期時刻から4時間後の時刻にWV-CSRデータを同化した場合は、同化によって風の場も変化する。

(3) WV-CSRの同化前処理

WV-CSRは次のような前処理を経て同化される。まず、WV-CSRデータ（以下、データと記す）は水平距離2度（緯度経度）、時間間隔2時間で間引かれる。これは、現状では観測誤差相関を無視しているため、間引きによって誤差相関を持たないデータにする必要があるためである。また、晴天率の低いデータや輝度温度の標準偏差が大きなデータは空間代表性が低いと除かれる。また、D値（観測値－第一推定値）の大きなデータは、観測演算子の接線型性の維持のために除かれる。これはD値の大きさでデータを選択する点では、正規分布に従わないようなデータを除くために行なうグロスエラーチェックと同じであるが、現在のインクリメント型式の4D-Varでは正規分布に従っていてもD値の大きなデータは除く必要がある。また、Meteosat-7については地方時刻の真夜中付近のデータは太陽光の影響を受けているために除外される⁴。バイアス補正は

⁴ 衛星のセンサは地球を見ているので、衛星の位置する経度での真夜中付近の時刻では、衛星から見て太陽が地球の後ろ側に位置し、太陽光がセンサに影響することがある。

前述のVarBCによって4D-Var本体で実施される。

(4) WV-CSRの解析、予報精度への寄与

WV-CSRの解析精度や予報精度への効果は、5機の衛星のWV-CSRを同化した場合としない場合の解析・予報精度を夏冬一ヶ月ずつの同化試験を実施して評価した（Ishibashi 2009b）。図3.1.6はラジオゾンデ観測値を真とした場合の解析場と第一推定値の比湿のバイアスを示している。WV-CSRの同化により夏半球の対流圏中層（850hPaから500hPa付近）の乾燥バイアスが減少していることがわかる⁵。また、同化によって複数の要素、高度で予報のRMSEが統計的に有意に改善することが確認された（図3.1.7）。WV-CSRの同化による気温や風などの力学変数の改善は、(2)で述べたように4D-Varが含むモデルによる効果及び、同様に解析と解析を結ぶモデル積分によって水蒸気情報と他の要素が関係した結果と考えられる。

(5) 物理的解釈

前項でWV-CSRの同化によって、WV-CSRが主な感度をもつ対流圏中層から上層の水蒸気量だけでなく、対流圏下層を含む、他の力学変数の予報精度も向上することを見た。そしてこれは、数値予報モデルによってこれらが結ばれていることによると解釈した。このような物理的な結びつきによる情報伝播を具体的に見るには、接線型モデルによって対流圏中上層の水蒸気量の変化がどのように他の変数、高度に伝播するかを見ることなどが考えられる。しかし物理的解釈はこの場合も簡単ではない。ここでは別の方法として、渦位による解釈に触れておく。

図3.1.8aは、2007年8月31日の12UTCのMTSAT-1Rの水蒸気画像である。主な暗域に着目すると北緯55度付近（バイカル湖の東とカムチャッカ半島の西）の2つの渦とその南側に2本の東西に伸びる暗域が見られ、これらは500hPaの高度場解析（図3.1.8c）と比較すると各々、5550gpmの2つの切離トラフとその南側のトラフに対応している。また、日本の南海上には台風第9号とその周辺の流れに対応する暗域がある。図3.1.8bは同時刻の全球解析値から計算したErtelの渦位の250hPaでの分布である。図3.1.8aの暗域のパターンと渦位の正偏差に良い対

Meteosat-7 以外の衛星でも衛星軌道が地球公転面内に入る春分、秋分のころにはこの影響があり、太陽回避運用など適切な運用が行なわれている。

⁵ これより上層では湿潤バイアスが見られるが、ラジオゾンデの相対湿度観測には特に氷点下では温度や測器に依存した系統誤差があることが知られており（例えば、Vomel et al. 2007）、これらの高度ではラジオゾンデの湿度観測を真とすることは難しい。

応が見られる。また、暗域や渦位の正偏差の分布は同高度の乾燥域とも対応している（図3.1.8c）。

これらの対応は、渦位の正偏差は（とくに高緯度では）力学的圏界面の垂れ込みに起因する 경우가多く、その場合乾燥域となること、(2) で述べたように水蒸気チャンネルの輝度温度は主に水蒸気量の鉛直分布で決まること、また、渦位も水蒸気量も断熱保存量であることによる。

このような渦位の正偏差と暗域の対応は水蒸気画像が渦位の分布の情報をもつことを示している。実際に水蒸気画像から主観解析で読み取った渦位偏差を渦位の観測データとして変分法で同化することで解析場を改善することが試みられている（Verkley et al. 2005）。そして重要なのは、対流圏上層の渦位の分布は対流圏中層や下層の擾乱の盛衰に大きな影響をもつことである。この影響は、渦位と風の間、温度場の相互変換可能原理（Potential Vorticity Invertibility Principle: PVIP）に基づく、渦位の逆解析（PVI：PV inversion, Davis and Emanuel 1991）によって定量的に評価でき、すでに多くの温帯低気圧の発達や台風の再発達の解析に用いられている。したがって、水蒸気チャンネルの輝度温度を同化したときの中下層の力学場の変化はPVIPの発現であると理解できる。

3.1.3 今後の課題

本節では2008年8月27日に全球解析に導入されたWV-CSRと変分法バイアス補正の改良について概観し、導入により予報精度や解析精度が向上することを見た。

VarBCは今後本格化する非晴天域の輝度温度直接同化開発においても、雲や雨に関する説明変数を拡張することで有効なバイアス補正となることが期待される。メソ解析での輝度温度直接同化においても何らかのバイアス補正スキームが不可欠であり、VarBCの利用も検討したい。その際は解析領域が限定されることで全球解析に比べ1解析あたりのデータ数が減少するため、時間方向に情報を蓄積することなどが課題となる。

静止衛星輝度温度同化開発の今後の課題は、①メソ解析への導入、②利用チャンネルの拡大である。①はJNoVA現業化によりメソ解析への輝度温度直接同化開発が本格化しており、CSRについても導入に向けた開発を行なう。②については、静止衛星の窓チャンネルの同化による対流圏下層の気温、水蒸気量の解析精度の向上を期待するものである。これにはWV-CSRの場合と同様に境界層の物理過程や地表面過程などの“物理過程”が課題となる可能性がある。またMeteosat-9には6.8 μm のほかに7.3 μm の水蒸気チャンネルがあり、水蒸気に対する透過率

の違いから6.8 μm のチャンネルに比べて下層の水蒸気量を観測しており、これらをあわせて同化実験を実施している。

同化された情報の伝播の物理的理解は、本稿では第3.1.2 (5) 項で水蒸気画像とPV分布の対応からPVIPによる解釈の可能性を示唆することにとどまったが、実際にPVIによってCSR同化による上層PVの変化が気象場にどのように反映されているか計算することは、同化した観測情報の伝播の理解にとって重要である。また、PVの摂動と風の間や気温場の摂動の関係をj知ること自体は気象学的にも重要である。気象学j的理解がデータ同化を含む数値予報システムの改善に不可欠であり、またその逆も真であることは言うまでもない。

参考文献

- 石橋俊之, 上沢大作, 2007: 静止気象衛星イメージャ. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 122-126.
- 佐藤芳昭, 2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 171-175.
- Davis, C. A., and K. E. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- Dee, D. P., 2004: Variational bias correction of radiance data in the ECMWF system. *proceedings of the ECMWF workshop on assimilation of high spectral resolution sounders in NWP, Reading, UK, 28 June – 1 July 2004*, 97-112.
- Ishibashi, T., 2009a: Implementation of a new background error covariance matrix in the variational bias correction scheme for the JMA global 4DVAR. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **39**. submitted.
- Ishibashi, T., 2009b: Assimilation of WV-CSR from five geostationary satellites in the JMA global 4DVAR system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **39**. submitted.
- Verkley, W. T. M., P. W. C. Vosbeek and A. R. Mene, 2005: Manually adjusting a numerical weather analysis in terms of potential vorticity using three-dimensional variational data-assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1713-1736.
- Vomel, H., and Coauthors, 2007: Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 953-963.

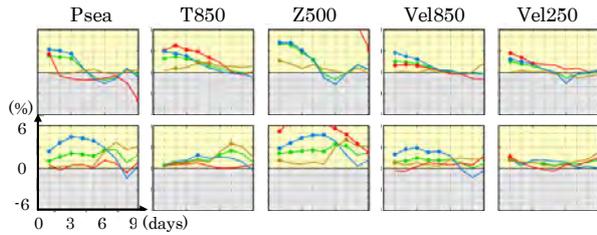


図 3.1.1 変分法バイアス補正の改良による予報精度の改善。実験は 2007 年の 1 月と 8 月の 1 ヶ月ずつを評価期間として、現業システム（予報モデルは T1959、同化モデルは T159）の低解像度版実験システム（予報モデルは T1319、同化モデルは T106）で実施した。各図は縦軸が改善率、横軸が予報時間で、上段が夏実験、下段が冬実験、左から順に海面気圧、850hPa 気温、500hPa 高度、850hPa 風速、250hPa 風速。改善率は、改良版 VarBC を導入した場合の予報の RMSE と、しない場合の RMSE の差を同化しない場合の RMSE で規格化したものであり、正の場合、改良版 VarBC の導入によって予報精度が改善したことを表す。グラフ上の点は統計的に有意であることを示している (95%信頼区間)。線の色は領域を表し、全球 (緑)、北半球 (茶)、熱帯 (赤)、南半球 (青) である。

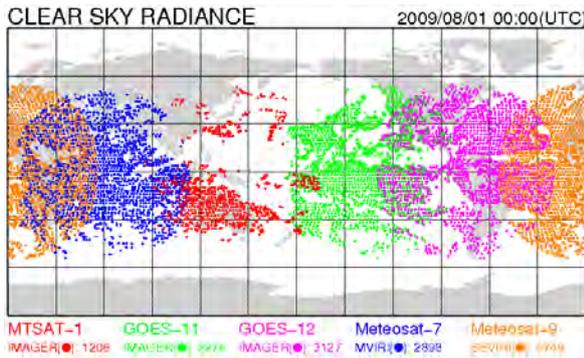


図 3.1.2 WV-CSR の観測例。2009 年 8 月 1 日の 00UTC に全球サイクル解析で同化された WV-CSR の分布。

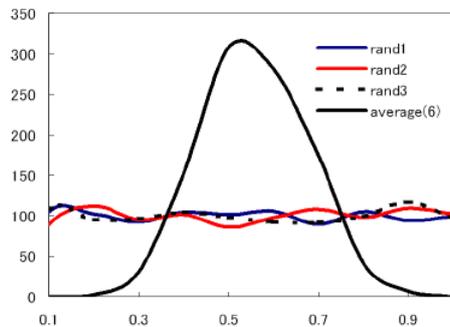


図 3.1.3 ノイズ平均によるガウス分布性の獲得の図 (中心極限定理の例)。赤実線、青実線、黒点線はともに 0 から 1 の一様乱数の頻度分布曲線、黒実線は一様乱数を平均した場合の頻度分布を表している。中心極限定理では有限の平均と分散を持つ確率変数であれば同様のことが成り立つ。

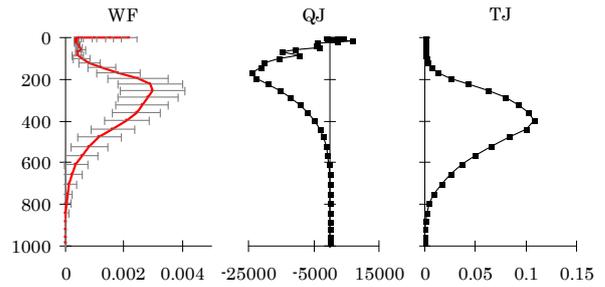


図 3.1.4 WV-CSR の荷重関数とヤコビアン。MTSAT-1R の水蒸気チャンネルについての荷重関数 (左図)、比湿のヤコビアン (中央図)、気温のヤコビアン (右図)。いずれも縦軸は気圧、横軸は関数値。2008 年 12 月 20 日の 00UTC 解析で同化されたデータについての平均である。荷重関数の図の灰色線は 1 標準偏差幅。

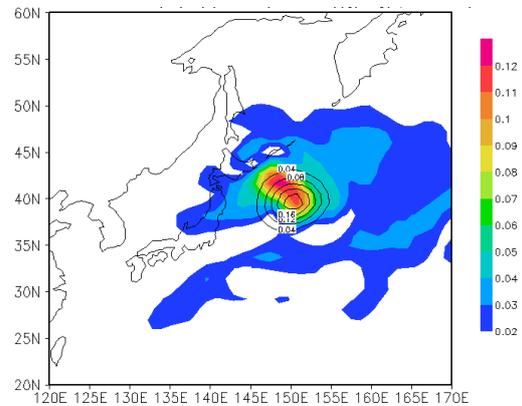


図 3.1.5 WV-CSR 同化による風速場の変化。北緯 40 度、東経 150 度、同化期間の初期時刻から 4 時間の時刻に WV-CSR を 1 点だけ同化した場合の 4D-Var による解析時刻における修正量。色は風速場の修正量 (m/s)。等値線は比湿の修正量 (g/kg)。

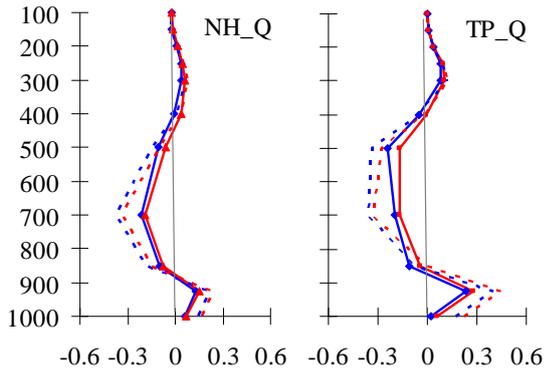


図 3.1.6 WV-CSR の同化による解析と第一推定値のラジオゾンデに対する水蒸気比湿バイアスの変化。夏実験（2007年8月）の夏半球の結果。左図は北半球、右図は熱帯。WV-CSR を同化した場合としない場合の解析を各々赤実線と青実線で、第一推定値を赤点線と青点線で示している。縦軸は気圧 (hPa)、横軸は比湿 (g/kg)

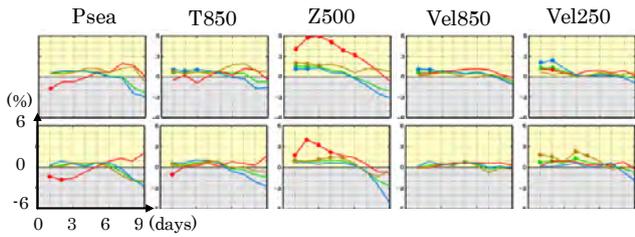


図 3.1.7 WV-CSR 同化による予報精度の改善。図の見方は図 3.1.1 と同様。但し、冬実験期間は 2008 年 1 月。

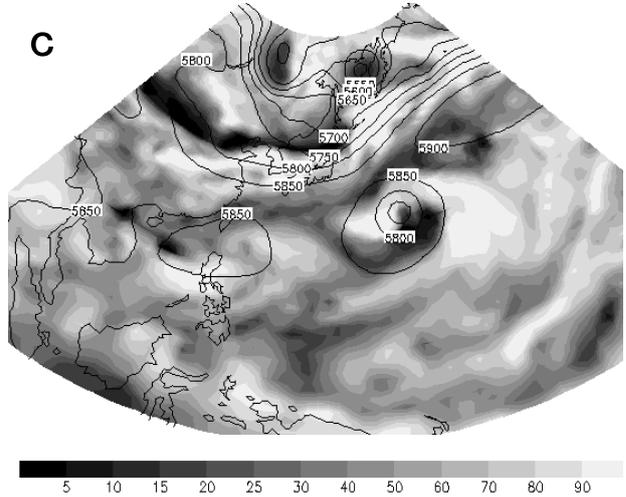
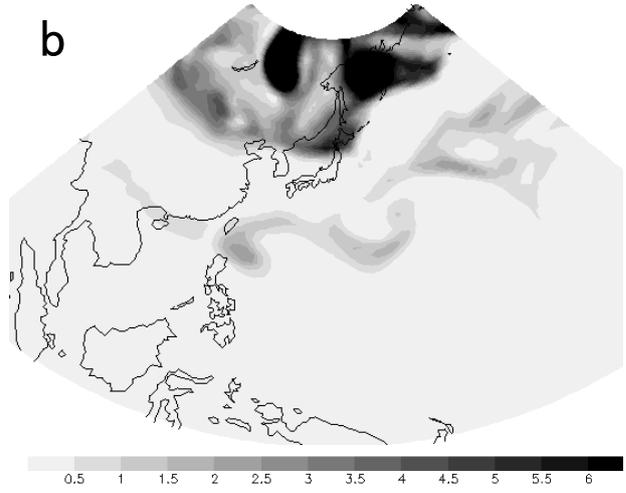
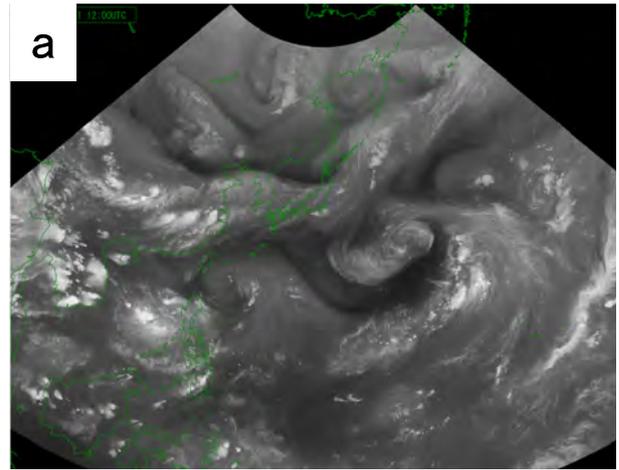


図 3.1.8 水蒸気チャンネル輝度温度と渦位と湿度場の比較。a 図は MTSAT-1R の水蒸気チャンネル輝度温度、b 図は 250hPa の GSM 解析値から計算した渦位 (PVU)、c 図は同相対湿度場 (%) と 500hPa の高度場 (gpm)。

3.2 マイクロ波放射計SSMISの利用¹

3.2.1 マイクロ波放射計とは

マイクロ波放射計は、地表面や大気はその温度と物質特性に応じて射出する電磁波のうち、マイクロ波領域²の放射を観測する受動型リモートセンシングの測器である（佐藤・江河 2007）。

観測データである放射輝度温度には、地表面の状態に依存した放射、水蒸気・雲水・雨水からの放射、氷粒子による散乱などの様々な情報が含まれる。これらの影響は観測周波数や偏波状態に依存するため、複数の周波数や偏波を組み合わせることで、可降水量や降水強度、海上風、海面水温、海氷密度などの様々な物理量の情報を得ることができる。なお、マイクロ波放射計の観測原理については早坂（1996）、竹内（1999a）を適宜参照願いたい。

マイクロ波放射計には、地上に設置し主に大気下層の気温鉛直分布や水蒸気量を求める「地上設置型マイクロ波放射計」、衛星に搭載し、水蒸気吸収帯や窓領域の周波数を用いて水蒸気量や雲水量などを求める「マイクロ波イメージャ³」、複数の周波数を用いて主に大気中上層の気温・水蒸気量鉛直分布を求める「マイクロ波サウンダ（探査計）」、地球の大気周縁部を観測し大気上層の気温や微量気体組成などを求める「マイクロ波リムサウンダ」がある。

3.2.2 DMSP衛星搭載のマイクロ波放射計SSMIS

DMSP衛星は米国空軍（USAF）が運用している軍事気象衛星であり、16号（F16と表記される。以下他の機体番号も同様に表記する）が2003年10月、F17が2006年11月に打ち上げられた。F18は2009年に打ち上げ予定であり、その後もF20まで順次打ち上げが予定されている。DMSP衛星は、高度約850kmの太陽同期極軌道を周期約102分で周回する。衛星の軌道面と、地球中心と太陽を結ぶ直線（太陽光線）のなす角度が一定に保たれ、上昇軌道⁴の間あるいは下降軌道の間、それぞれほぼ一定の地方時で観測を行う（竹内1999b）。図3.2.1に太陽同期軌道の模式図を示す。

SSMISは、F16以降に搭載されているマイクロ波放射計である。F16より前の7機のDMSP衛星には

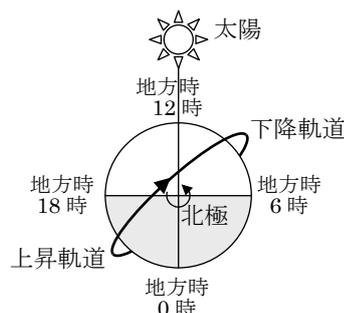


図3.2.1 太陽同期軌道の模式図。

SSM/Iと呼ばれるマイクロ波イメージャが搭載されていた。SSMISはSSM/Iの後継測器であり、SSM/Iに相当するイメージャ機能の他、サウンダ機能が追加されている。SSMISは4種類のセンサ（ENV: Environmental Imaging, IMG: Imaging, LAS: Lower Air Sounding, UAS: Upper Air Sounding）から構成されており、ENVがこれまでのSSM/Iに相当し、IMG, LAS, UASが新たに追加されたセンサである。IMGは対流圏中上層の水蒸気サウンダ、LASは対流圏から下部成層圏の気温サウンダ、UASは上部成層圏から中間圏の気温サウンダである。

3.2.3 全球解析でのマイクロ波イメージャの利用

気象庁の全球解析では、2006年5月にマイクロ波イメージャの海上の晴天輝度温度データの同化を開始した（佐藤・江河 2007）。対象の測器はDMSP衛星F13, F14, F15搭載のSSM/I、TRMM衛星のTMI、及びAqua衛星のAMSR-Eである。マイクロ波イメージャは、主に対流圏下層の気温・水蒸気の解析場にインパクトを与える。

しかし、SSM/Iの利用は、電気系統の故障（F14）や運用変更（F15）により、2008年8月24日以降F13のみとなっている。現在利用中の衛星は打ち上げから7～14年経過しているが、いずれも設計寿命（3～5年）を大きく超過している。このため、新規衛星の早期利用が望まれた。

SSMISのイメージャチャンネルの輝度温度についてモデルの第一推定値と比較するなどデータの品質調査を行った結果、SSM/Iと同程度の品質であることが確認された。また、SSM/Iとほぼ同様の品質管理を行いイメージャチャンネルのみを追加して、低解像度モデル（TL319L60）での実験を行った結果、ほぼ中立の結果が得られた。

疑似観測型台風ボーガスの配置変更（第3.3節参照）や放射伝達モデルRTTOVの更新（Kazumori 2009a）と併せてルーチンと同様の解像度（TL959L60）のモデルでの実験も行い、妥当な結果が得られたため（図略）、2009年3月26日よりルーチンでのSSMISのイメージャチャンネルの利用を

¹ 江河 拓夢、計盛 正博

² 一般に周波数3～300GHz、波長10cm～1mm程度。正確に定義された呼称ではなく、より狭い、又はより広い周波数の範囲に対して用いられることもある。

³ これまでの数値予報研修テキストや数値予報課報告・別冊ではマイクロ波イメージャのみを指してマイクロ波放射計と記述している場合もある。

⁴ 地球を周回する軌道のうち、南から北へ向かう軌道を上昇軌道（ascending orbit）という。逆に北から南に向かうのは下降軌道（descending orbit）。

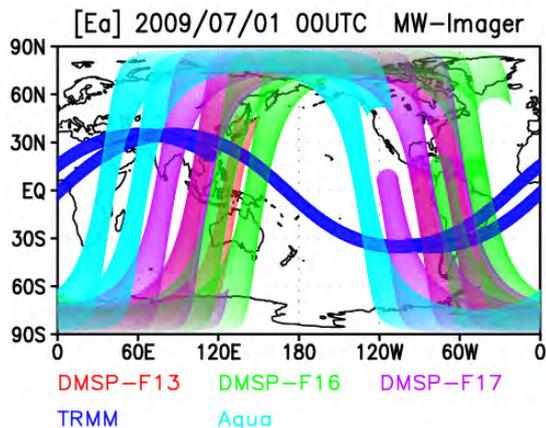


図3.2.2 全球速報解析時に利用可能であったマイクロ波イメージャデータの分布。2009年7月1日00UTCの例。衛星ごとに色を分けて表示。DMSP-F16とF17がSSMISを搭載している。

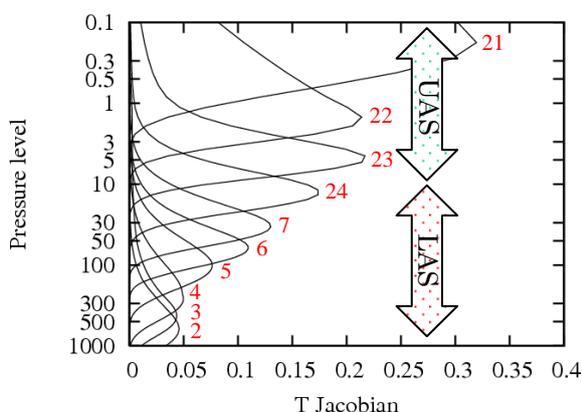


図3.2.3 米国標準大気でのSSMISのサウンディングチャンネルのヤコビアン。赤字はチャンネル番号を表す。UASのヤコビアンはモデル最上層の0.1hPaでも0とまらない。

開始した。図3.2.2は全球速報解析時に利用可能であったマイクロ波イメージャデータの分布例である。追加されたDMSP-F16, F17の軌道は既存のF13の軌道の両隣に位置しており、F14, F15の欠けた領域を補うことができる。実際に解析に利用されるのは海上のみで、200km間隔で間引かれたデータとなる。

3.2.4 SSMISサウンディングチャンネルの利用

SSMISのサウンディングチャンネルは、打ち上げ当初からキャリブレーションに問題があることがわかっていた。原因は、地球からの放射を受信するアンテナ自体の温度変化による放射量変動、及び太陽光が高温校正源に貫入してキャリブレーションに影響を及ぼすことがあるためである。これらの問題を解決するため米国海軍研究試験所 (NRL)、米国環境衛星資料情報室 (NESDIS)、英国気象局 (UKMO) において独自のキャリブレーション手法が開発されてきた。UKMOでは数値予報での利用のために再処理を施したデータを2006年9月から現業

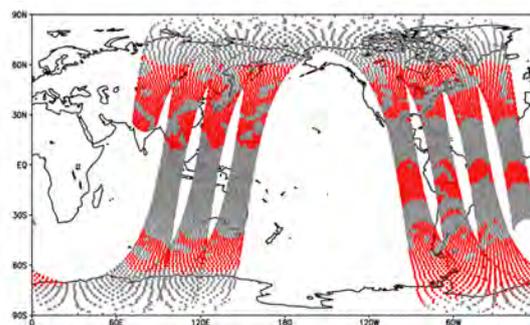


図3.2.4 SSMISの気温サウンディングチャンネルのデータ分布例。2007年7月20日00UTCのサイクル解析の場合。赤色の点が利用可能なデータ、灰色の点がUKMOの処理でフラグが付けられた利用不可なデータ。左半分が下降軌道。

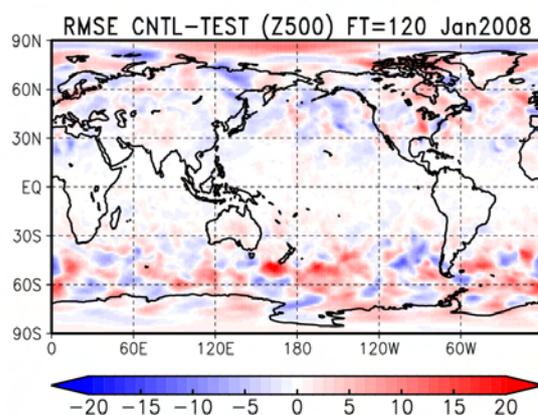


図3.2.5 500hPa高度の120時間予報における対初期値RMSEの差 (CNTL-TEST)。SSMISサウンダチャンネルを利用しない実験をCNTL、利用した実験をTESTとする。2008年1月1日から31日までの12UTC初期値の予報、31事例の平均。赤い方が改善を表す。

利用している。気象庁でもUKMOよりデータをインターネット経由で取得し利用している。

2009年7月28日から全球解析で利用を開始したSSMISの気温サウンディングチャンネルは、LASのチャンネル2, 3, 4, 5である。図3.2.3にLAS, UASのサウンディングチャンネルの気温のヤコビアン⁵を示す。UASのデータ利用には、モデル最上層の0.1hPaより上層の大気プロファイルが放射計算で必要となるため、現時点では利用していない。また、LASのチャンネル6, 7及び24は上昇軌道と下降軌道とでバイアス傾向が大きく異なることがわかっているため、利用していない。

DMSP-F16のSSMISの気温サウンディングチャンネルのデータ分布を図3.2.4に示す。赤色の点が利用可能なデータ、灰色の点がキャリブレーションの問題によりUKMOの処理でフラグが付けられ利用

⁵ 気温を単位量増加させたときの輝度温度の変化量で、各高度の気温変化に対する各チャンネルの感度を表す。

不可となったデータを示す。利用可能なデータは、160km間隔のデータ間引きを行う。極域のデータと下降軌道の熱帯域のデータの大部分が利用できないことがわかる。

現業利用に先立って、SSMISサウンディングチャンネルを利用しない実験をCNTL、利用した実験をTESTとして低解像度モデルによる同化実験を行った。期間は2008年1月の1か月間である。平均解析場では大きな違いが見られなかったが、予報場では、南半球の対流圏で高度、気温の精度改善が確認できた。これは今回新たに追加したDMSP-F16のSSMIS輝度温度データが対流圏の気温に感度があるチャンネルであり、利用可能なデータが中緯度から高緯度にかけて分布していることと合致し、想定どおりの結果と言える。図3.2.5は、500hPa高度の120時間予報における対初期値RMSEの差 (CNTL-TEST) の1か月平均であり、赤色の領域でSSMISサウンディングチャンネルの利用により改善していることを表す。また、夏期間 (2008年8月) の実験でも同様の結果が得られた (図略)。予報スコアの詳細はKazumori (2009b) を参照願いたい。

3.2.5 まとめと課題

全球解析において、DMSP衛星搭載SSMISのイメージチャンネルの利用を2009年3月に、サウンディングチャンネルの利用を同年7月に開始した。

現業利用に先立って行った実験では、イメージチャンネルの追加ではほぼ中立、サウンディングチャンネルの追加では予報場の改善が確認できた。

メソ解析での利用については、現在開発を進めている最中である。DMSP-F14, F15搭載のSSM/Iが利用できないことから、早期に開発を進める必要がある。

参考文献

- 佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 91-105.
- 竹内義明, 1999a: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第45号, 気象庁予報部, 75-96.
- 竹内義明, 1999b: 衛星観測に関する基礎事項. 数値予報課報告・別冊第45号, 気象庁予報部, 114-121.
- 早坂忠裕, 1996: マイクロ波放射計リモートセンシングの原理. 気象研究ノート, **193**, 9-21.
- Kazumori, M. 2009a: Impact Study of the RTTOV-9 Fast Radiative Transfer Model in the JMA Global 4D-Var Data Assimilation System. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **39**, 1.21-1.22.
- Kazumori, M. 2009b: Assimilation Experiments on Pre-processed DMSP-F16 SSMIS Radiance Data in the JMA Global 4D-Var Data Assimilation System.

CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., **39**, 1.23-1.24.

3.3 擬似観測型台風ボーガスの配置変更¹

3.3.1 はじめに

気象庁では、台風周辺の観測データの不足を補うことを目的として、予報課が解析した台風中心位置、中心気圧、強風半径を元に典型的な台風構造を作成し、客観解析に利用している（大野木 1997）。擬似観測型台風ボーガスでは、海面更正気圧と指定気圧面上の風のデータを作成し、他の観測データと共に同化している（小泉 2003）。擬似観測型台風ボーガスには観測誤差の設定や投入する観測要素（海面更正気圧・風・気温など）、配置（水平・鉛直）などに任意性があり、現状は理論的な根拠に基づいて決定されたものではないため、適切な設定を見出す必要がある（新堀 2005）。そのため今回、台風ボーガスの水平配置に関する調査を行い、全球解析において台風中心付近にデータを追加し、台風中心から離れた場所のデータを間引く変更を行った。

3.3.2 台風ボーガスの水平配置変更

台風ボーガス作成処理の流れを以下に示す。詳細は大野木(1997)を参照していただきたい。

- (1) 台風ボーガスを作成する領域の設定
- (2) 海面更正気圧のプロファイルの計算
- (3) 上層の高度プロファイルの計算
- (4) 傾度風による風の計算
- (5) 非対称成分の付加

ここで、(2)の海面更正気圧のプロファイルを決める段階に着目する。海面更正気圧は以下で示す Fujita (1952) の式で与えられる。

$$P(r) = P_{\max} - \frac{\Delta P}{\sqrt{1 + \left(\frac{r}{R_0}\right)^2}}$$

$$\Delta P = P_{\max} - P_C$$

$$P_{\max} = P_C + \frac{P_B - P_C}{1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{R_B}{R_0}\right)^2}}}$$

(3.3.1)

ここで、 $P(r)$ は台風中心からの距離 r の点における海面更正気圧、 P_{\max} は無限遠における海面更正気圧、 P_C は中心気圧、 R_B は台風領域半径、 P_B は $r=R_B$ における海面更正気圧、 R_0 は台風領域内の気圧分布を決めるパラメータで R_0 が小さいほど中心付近の気圧傾度が大きくなる。(3.3.1)式において、 P_C は観測値であり、 R_B は(1)で求まっているので、 P_B と R_0 を決めれば海面更正気圧のプロファイル $P(r)$ が決

海面更正気圧のプロファイル

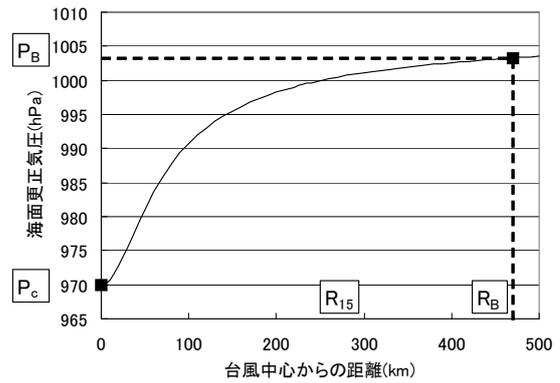


図3.3.1 海面更正気圧のプロファイル例。横軸は台風中心からの距離 (km)、縦軸は海面更正気圧 (hPa)。図中の黒の四角は、海面更正気圧のプロファイルを決める際に用いた拘束条件。

定する。2つの未知数のうち、 P_B は台風中心から半径 R_B の円周上に角度5度おきに72点とりこれらの点における海面更正気圧を第一推定値から求め、それを平均して求めている。また、 R_0 は r が15m/s強風半径(R_{15})のときに傾度風を仮定して求めた風速が15m/sになるという条件から算出することができる。

以上のようにして求めた海面更正気圧のプロファイル例を図3.3.1に示す。図3.3.1に黒の四角で示したように、海面更正気圧のプロファイルを決めるときに用いた拘束条件は、

- $P = P_C$ ($r = 0$)
- $P = P_B$ ($r = R_B$)

である。このうち中心気圧 P_C は予報課で解析した値であり、観測に基づく情報である。一方、 $r=R_B$ における気圧 P_B は、上述したように第一推定値から抽出した値を用いている（実際の観測に基づく情報ではない）こと、平均値を用いていることから、中心気圧 P_C に比べて一般的に精度が低いと考えられる。それ以外の点の気圧については、上記の2つの点の間を経験式である Fujita (1952) の式を用いて補間することで求めている。また、風のプロファイルについても、台風中心で風速0m/sという渦の中心を示す条件は台風の性質に基づく合理的条件であるのに対して、 $r=R_B$ 付近では相対的に精度が低いと言える。

図3.3.2の左図は今回の変更を行う前の配置（以下、旧水平配置とする）で、中心から200kmごとの同心円状にデータが配置される。白点には海面更正気圧のデータのみが配置され、黒点には海面更正気圧と1000~300hPaの指定気圧面上の風のデータが配置される。旧水平配置は中心付近に風のデータがないために、渦の中心の情報を解析場に反映することができない可能性がある。また、台風中心から離れた

¹高坂 裕貴（気象衛星センター）

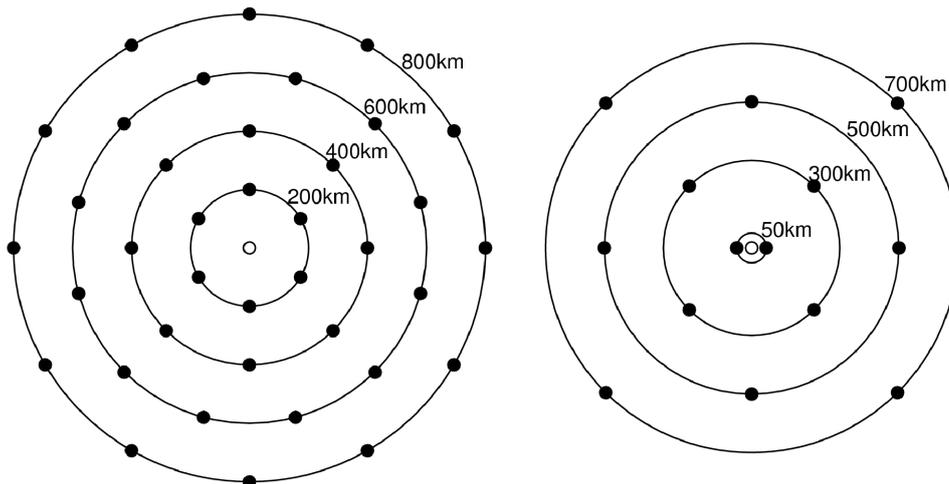


図3.3.2 台風ボーガスの新旧水平配置。台風ボーガス領域半径が800km以上900km未満の場合。左が旧水平配置、右が新水平配置。旧水平配置は、中心から200kmごとの同心円状に1,6,8,12,12個のデータが配置される。新水平配置は、中心に1個、中心から50kmの位置に2個、中心から300,500,700kmの位置に4個ずつのデータが配置される。白点には海面更正気圧のみが配置され、黒点には海面更正気圧と1000~300hPaの指定気圧面上の風が配置される。

場所に8~12個のデータが配置されているが、相対的に精度が低い場所に多くのデータを配置することは好ましくない。そこで、図3.3.2の右図のように、中心から50kmの位置に海面更正気圧と指定気圧面上の風の台風ボーガスデータを追加して中心位置をできるだけ正確に解析するように配置する一方、中心から離れた場所については間引いた水平配置（以下、新水平配置とする）に変更した。

3.3.3 実験

前項での台風ボーガスの新旧水平配置による影響を調べるために実験を行った。実験期間は2008年9月1日~30日で、TL959L60のモデルを使用している。以下、旧水平配置を用いた実験をコントロール、新水平配置を用いた実験をテストとする。なお、今回の台風ボーガスの変更は水平配置の変更のみであり、台風ボーガスを投入する鉛直の気圧面や観測誤差、プロファイルなどの変更はない。

はじめに、新水平配置の効果が明瞭に現れた事例を示す。図3.3.3及び図3.3.4は、2008年9月26日12UTCの解析において、相対渦度の解析値と、投入された台風ボーガスを700hPaの気圧面で示したものである。この実験では、第一推定値としてコントロール・テスト共に同じものを使用しているため、解析値の違いは水平配置の違いのみによるものと言える。紫点が台風ボーガス投入点、黒矢印が風のD値（擬似観測値-第一推定値）、塗りつぶしは相対渦度の解析値を表している。この事例では第一推定値の渦の中心が実況の台風中心に対して南西の位置にあったが、図3.3.3から分かる通りコントロールでは解析値においても渦の中心が実況の台風中心に対してずれたままであった。一方、テストをみると、台風ボーガスの投入数はコントロールよりも

少ないにもかかわらず、渦の中心が実況の台風中心に寄っていることが分かる。図3.3.5は、700hPaにおける相対渦度の解析値の差（テスト-コントロール）、及び風の解析値の差を示したもので、塗りつぶしが相対渦度の差、黒矢印が風の差である。中心付近の風の場の違いが生じた結果、テストはコントロールに比べて渦が北東側に解析されている。中心付近の風の台風ボーガスを見ると、図3.3.4では台風中心から50kmの位置に投入された台風ボーガスのD値が大きくなっていて風の場を修正したのに対し、図3.3.3ではD値の大きな台風ボーガスがなく、この差が台風中心位置の差となったと考えられる。

次に別の事例を示す。図3.3.6は2008年9月9日12UTCの解析において、400hPaにおけるテストの高度の解析値と風の解析値の差を示したものである。等値線がテストの高度の解析値、カラーの矢印が風の解析値の差（テスト-コントロール）である。第一推定値はコントロールとテストで同じものを使用している。この事例では台風の東側に高気圧があって、実況は高気圧の縁辺流の影響で台風が北上したが、コントロールは予報が進むにつれて実況よりも南西側の進路をとった。台風の南東象限に投入された台風ボーガスの風速のD値を調べたところ負であったことから、台風ボーガスが高気圧縁辺の南西風を弱めたことによって、コントロールは実況よりも南西側の進路をとったと考えられる。図3.3.6の風の解析値の差をみると、先ほどの事例と違って中心付近の差は小さいが、中心から離れた場所ではテストはコントロールよりも台風の南東象限を中心に風速が大きくなっている。テストは、中心から離れた場所の台風ボーガス投入数を減らしたことにより、コントロールに比べて高気圧の縁辺流を弱めなかったと思われる。

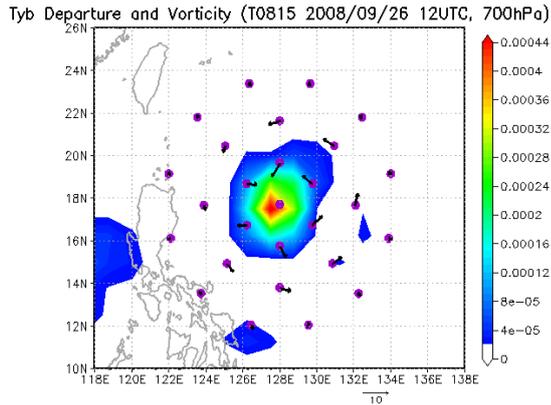


図3.3.3 700hPaにおけるコントロールの台風ボーガスと相対渦度の解析値。2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例。紫点が台風ボーガス投入点、黒矢印が風(m/s)のD値、塗りつぶしが相対渦度(1/s)の解析値。

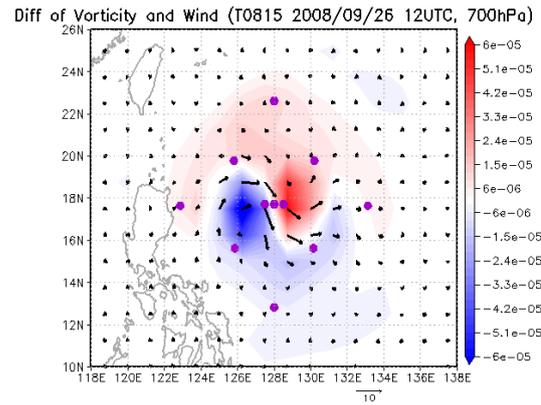


図3.3.5 700hPaにおける相対渦度の解析値の差(テスト-コントロール)及び風の解析値の差。2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例。塗りつぶしが相対渦度(1/s)の差、黒矢印が風(m/s)の差。紫点はテストの台風ボーガス投入点。

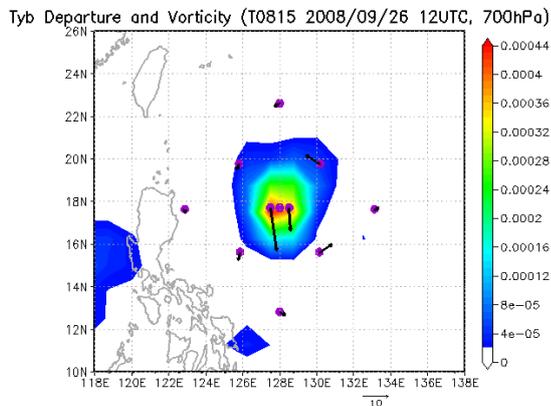


図3.3.4 図3.3.3と同じ。ただし、テストについてのも。

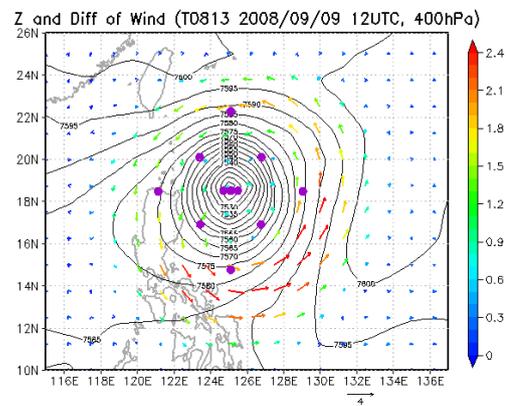


図3.3.6 400hPaにおけるテストの高度の解析値及び風の解析値の差(テスト-コントロール)。2008年9月9日12UTCの台風第13号の事例。等値線がテストの高度(m)の解析値、カラーの矢印が風(m/s)の解析値の差。紫点はテストの台風ボーガス投入点。

図3.3.7は図3.3.3～図3.3.6の事例の台風進路予報の結果である。黒線がベストトラック、緑線がコントロールの進路予報、赤線がテストの進路予報である。中心付近の風の場の違いが見られた2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例では、テストはコントロールよりも台風の初期位置が実況に近い位置に寄り、台風の進行方向については違いが少なく、コントロールの進路を平行移動させたような進路をとって、予報後半の進路予報も改善している。また、台風中心から離れた場所の風の場の違いが見られた2008年9月9日12UTCの台風第13号の事例では、コントロールとテストで台風の初期位置はほぼ同じだが、台風の進行方向に違いが見られ、テストはコントロールよりも北東側の進路をとった結果、予報後半の進路予報が改善していることが分かる。

次に、実験期間を通しての結果を示す。図3.3.8は2008年9月におけるTL959L60のサイクル実験によ

る台風進路予報誤差である。上で示した実験の結果とは違い、この実験には第3.2節で説明されている衛星放射データ同化のための放射伝達モデルの更新とSSMISの追加の変更も加えられているが、事前の調査によりこれらの変更は台風予報に対するインパクトは中立であることが分かっている。青線がコントロール、赤線がテスト、赤点はサンプル数であり、グラフ上方の三角形のうち緑色のものは統計的に有意であることを意味している。図3.3.8より、テストはコントロールよりも48～78時間予報誤差で有意に改善していることが分かる。また、台風強度予報誤差については中立であった(図は省略)。

3.3.4 まとめ

台風ボーガスデータは台風中心に近いものは精度が高く、中心から遠いものは精度が低くなると考えられることから、全球解析の台風ボーガスの水平

配置を中心付近に追加し、中心から離れた場所は減らすように変更した。実験の結果、進路予報誤差が改善することが確認できたため、この変更は2009年3月に現業化された²。

参考文献

大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.

小泉耕, 2003: メソ・領域解析の台風ボーガス. 平成15年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-16.

新堀敏基, 2005: 全球4次元変分法の台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 106-110.

Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. Geophys. Mag., **23**, 437-451.

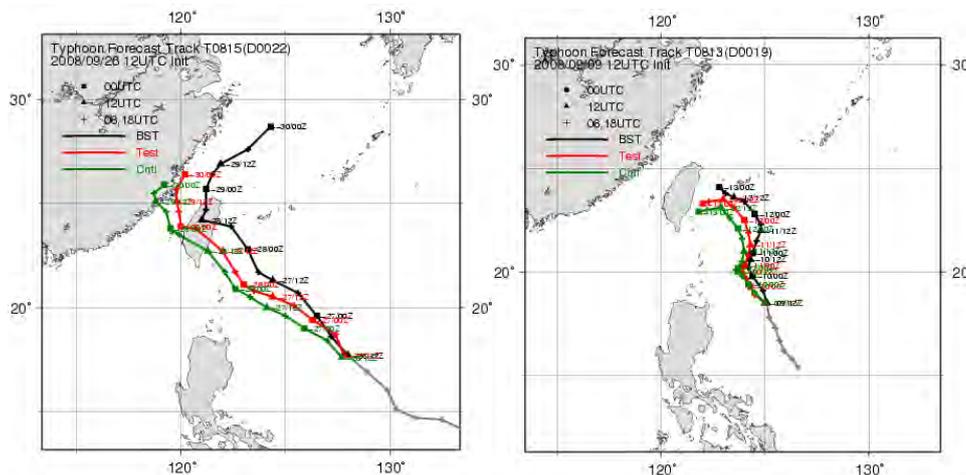


図3.3.7 台風ボーガスの水平配置の違いによる台風進路予報の違い。左が2008年9月26日12UTCの台風第15号の事例、右が2008年9月9日12UTCの台風第13号の事例。黒線がベストトラック、緑線がコントロール、赤線がテスト。

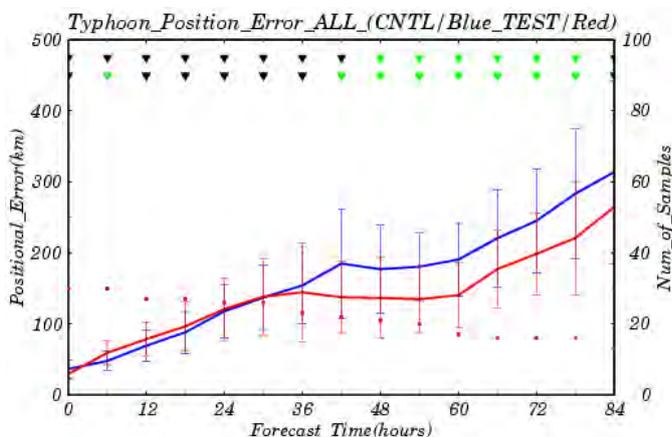


図3.3.8 2008年9月におけるTL959L60の台風進路予報誤差。台風第13号から台風第17号までを対象としている。横軸は予報時間(hours)、左縦軸は台風進路予報誤差(km)、右縦軸はサンプル数である。青線がコントロール、赤線がテスト、赤点がサンプル数。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の95%信頼区間で、グラフ上方の三角形のうち緑色のものは統計的に有意であることを意味している。(上の三角形が相関を考慮した場合、下の三角形が相関を考慮しない場合。)

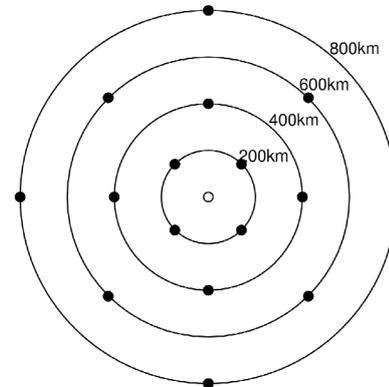


図3.3.9 2009年10月以降の全球解析用台風ボーガスの水平配置。

² その後の調査の結果、中心から50kmの位置に追加した台風ボーガスが予報を悪化させる場合があることが分かった。一方、中心から離れた場所で台風ボーガスのデータ数を減らすことは引き続き有効であった。このため、2009年10月に、中心から50kmの地点への投入をやめるとともに、中心から200kmごとの同心円状に4個ずつのデータを配置するよう変更を行った(図3.3.9)。

3.4 週間アンサンブルの予報モデルの更新¹

3.4.1 週間アンサンブル予報システム

週間アンサンブル予報システム(以下、WEPS)は週間天気予報の支援を目的に運用されている。WEPSに基づく、各メンバーの予報、アンサンブル平均やスプレッド、各種確率情報等の資料が作成され、現業利用されている(林・川上 2006)。

WEPSの本運用は、2001年3月の計算機システム更新と同時に開始された。それ以降、GSMの改良の成果をWEPSの予報モデルに取り込むとともに、初期摂動作成手法およびメンバー数に改良が施され、週間天気予報の支援資料の精度向上が図られてきた(経田・山口 2006, 酒井 2008, 米原 2008)。WEPSの運用開始以来の主な改良を、表3.4.1にまとめる。以下GSMの名前下4桁は現業化時期(西暦・月)を表す。なお、アンサンブル予報の基礎については、山根(2002)や高野(2002)を参照されたい。

アンサンブル予報の精度向上には、初期摂動作成手法の改善やメンバー数の増加のみならず、予報モデルや解析値の精度の向上も重要である。図3.4.1にWEPS運用開始以来の、500hPa高度場(Z500)についてのFT=144でのアノマリー相関月平均の時系列を示す。検証領域は北半球領域(20°N-90°N、以下NH)で、細い線は各月のもの、太い線は前12ヶ月移動平均である。赤線は摂動が入っていないメンバーの予報(以下コントロールラン)、青線が各メンバーの予報のアンサンブル平均の検証結果である。図を見ると、GSMの精度向上に伴い、運用開始以来着実に、コントロールラン、アンサンブル平均ともに予報精度が向上してきたことが分かる。FT=144において、アンサンブル平均の精度はコントロールランを大きく上回っている。また、予報精度が季節変化の中で相対的に下がる夏季において、アンサンブル平均はコントロールランをよく改善している。

3.4.2 2009年3月のWEPS予報モデル更新

2009年3月に、WEPSの予報モデルがGSM0711からGSM0808に更新され、適合ガウス格子が導入されるとともに、いくつかの改良が施された。本節では2009年3月の変更内容及び、その効果について述べる。以下では現在のWEPSを「WEPS0903」、2007年11月から今回の変更まで運用されていたものを「WEPS0711」とする。

2009年3月の主な変更点は、予報モデルへの適合ガウス版全球モデルの導入、および力学過程による対流有効位置エネルギーの時間変化量(DCAPE)の計算方法の改良の2点である。また上記

以外にも、初期値作成時の内挿手法の変更、初期値化の停止および熱帯における成長しない特異ベクトルの排除処理等の予報結果にほとんど影響のしない変更も同時に行った。以下本節では主な変更点2点の内容について説明する。

表 3.4.1 WEPS の主な改良の時期と仕様

時期 (年/月)	予報モデル (解像度)	摂動作成手法 (摂動対象領域)	メンバー数
2001/3	GSM0103 (T106L40)	BGM 法 (NH)	25
2002/2	GSM0103 (T106L40)	BGM 法 (NH,TR)	25
2003/6	GSM0305 (T106L40)	BGM 法 (NH,TR)	25
2005/3	GSM0407 (T106L40)	BGM 法 (NH,TR)	25
2006/3	GSM0603 (TL159L40)	BGM 法 (NH,TR)	51
2007/11	GSM0711 (TL319L60)	SV 法 (NH ⁺ ,TR ⁺)	51
2009/3	GSM0808 (TL319L60)	SV 法 (NH ⁺ ,TR ⁺)	51

摂動対象領域の各記号はNH:20°N-90°N, TR:20°S-20°N, NH⁺:30°N-90°N, TR⁺:20°S-30°Nであり、東西方向には全球を含む。メンバー数は摂動を加えていないコントロールメンバーを含む。BGM法はBreeding of Growing Mode法(Toth and Kalnay, 1993)の略でSV法はSingular Vector法(Buizza and Palmer, 1995)の略である。予報モデルについては、GSM0103は松村(2000)、GSM0305は中川(2004)、GSM0407は川合(2004)、GSM0603は北川(2005)、GSM0711は北川(2006)、GSM0808は岩村(2008)等を参照されたい。

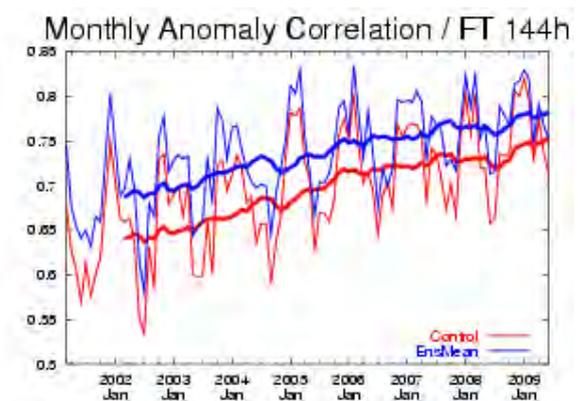


図3.4.1 月平均のFT=144におけるZ500のアノマリー相関係数の時系列(細線)。期間は2001年3月から2009年5月。検証領域はNHで、太線は前12ヶ月移動平均。赤線がコントロールラン、青線がアンサンブル平均の結果である。

¹ 米原 仁

(1) 適合ガウス版全球モデルの導入

WEPS0903では、予報モデルとして低解像度版GSM0808(TL319L60)を導入した。GSM0808では、モデル格子の適合ガウス化に加えて様々な改良が行われ、計算時間の短縮と同時に予報精度向上が図られている(岩村 2008, 宮本 2009)。WEPS0903の予報モデルである低解像度版GSM0808の予報特性も、高解像度(TL959L60)とほぼ同じである。その基本的な予報特性については大河原(2008)を参照されたい。

適合ガウス格子では、標準のガウス格子での高緯度ほど東西格子間隔が密になる性質を緩和し、計算精度に影響のない範囲で東西格子数を減らすことで計算速度の向上が図られている。図3.4.2にWEPS0903での緯度ごとの東西格子数を示す。WEPS0711での東西格子数は緯度によらず640であった。WEPS0903では赤道から40°N付近までは格子点数および位置の変更はないが、それより高緯度では徐々に東西格子数が減る。

(2) DCAPE計算方法の改良

GSM0801で行われた、DCAPEの計算方法の改良(気象庁 2007)が、今回の変更でWEPSにも取り込まれた。この改良は、物理過程における積雲対流の発生を制御するトリガー関数の計算において、取り扱いが十分でない項を修正したものである。この問題により、地形による上昇流域で必要以上に積雲対流を抑止し、逆に地形による下降流域では、抑止すべき積雲対流を発生させてしまう例があった。このことに関する事例検証については小野田(2008)に詳しい。

実際に、必要以上の積雲対流の抑止が起こった事例を図3.4.3に示す。図は、WEPS0711での、2007年8月4日12UTC初期値のFT=72における、東北地方付近の全アンサンブルメンバーの前24時間積算降水量[mm]を表示したものである。図3.4.4に対応する解析雨量を示す。実況では降水域は西南西から東北東に延びていたが、予報では東北地方の日本海側で全てのメンバーで不自然に降水量が少ない。この事例では下層の風向は西よりであり、東北地方の日本海側は地形による上昇流域となっており、必要以上の積雲対流の抑止が起こっていると考えられる。図3.4.5にこの事例について降水確率を比較したものをしめす。ここでの降水確率は、前24時間積算降水量が6mmを超えたメンバーの割合であり、図3.4.5aがWEPS0711、図3.4.5bがWEPS0903の予報である。WEPS0711では図3.4.3に示したように日本海側で不自然に降水確率が低くなっているが、WEPS0903ではそれが改善され、より自然な降水確率となった。

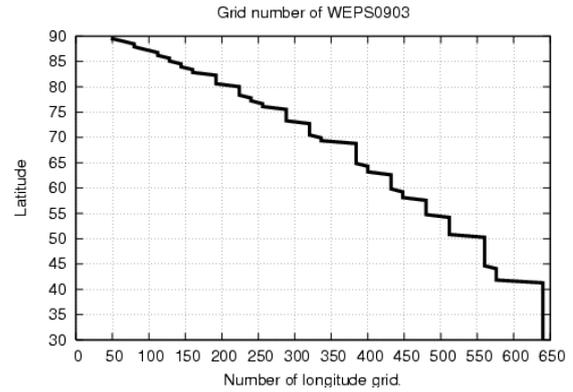


図3.4.2 WEPS0903における緯度ごとの東西格子数。東西格子数は最大640(標準のガウス格子でのもの)で赤道をまたいで南北対称である。

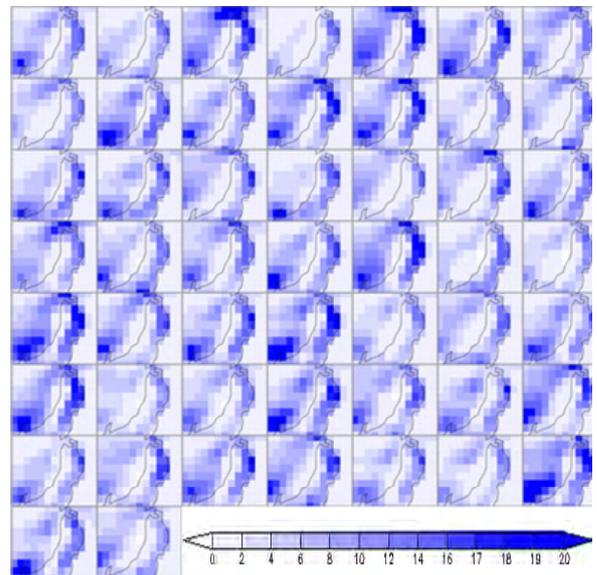


図3.4.3 WEPS0711での2007年8月4日12UTC初期値のFT=72における、東北地方付近での、全メンバーの前24時間積算降水量[mm]。

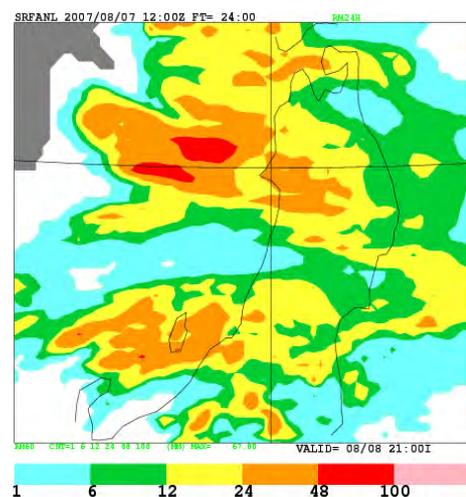


図3.4.4 2007年8月7日12UTCでの前24時間の解析雨量の積算(図3.4.3に対応する)。

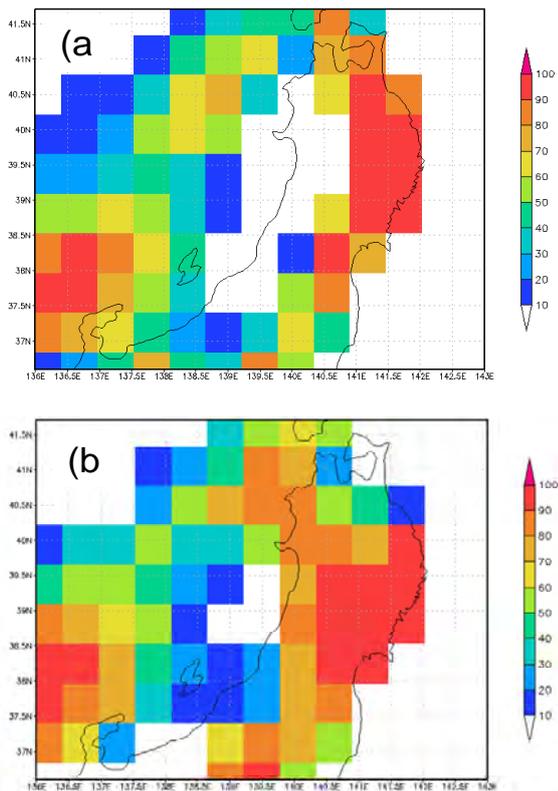


図3.4.5 2007年8月4日12UTC初期値のFT=72での、前24時間積算降水量が6mmを超える確率。
aがWEPS0711、bがWEPS0903での予報。

3.4.3 今回の改良の効果

今回の改良の業務化試験の検証結果を基に、予報精度への影響について述べる。以下ではWEPS0711をCNTL、WEPS0903をTESTと呼ぶ。業務化試験では、両実験とも解析値には同じ高解像度GSM0808での解析予報サイクルの結果を用いている。試験の対象期間は2007年8月(以下夏季)及び2008年1月(以下冬季)である。

(1)総観場の予報

コントロールランおよびアンサンブル平均の総観場の予報精度としては、業務化試験の結果は夏季・冬季ともに、Z500では中立、850hPa気圧面の気温(T850)については予報後半でやや改善であった(図略)。モデルの精度向上は解析予報サイクルを通じて予報精度の向上に大きく寄与するが、今回は同じ解析値を用いて実験を行った為、両者の精度の違いが大きく出なかったと思われる。このことは、WEPSでは初期値を高解像度GSMの解析値から作成している為、その改善の効果が既に現業に反映されていたもいえる。

確率予報についても、ブライアスキルスコアでの検証結果はコントロールランやアンサンブル平均の検証結果と同様の傾向であった(図略)。今回の変更で

は摂動作成手法は変わっていない為、両者が同じ傾向を示すのは自然である。またT850については、精度改善率は気候値より低温の予報について大きかった。

(2)降水確率予報の対アメダス検証

図3.4.6に降水確率予報の検証結果を示す。図は予報時間毎の前24時間積算降水量についての、府県予報代表点56点における、アメダス降水量を真値としたROC面積を比較したものである。上段が夏季、下段が冬季の検証結果で、横の図の並びは左からそれぞれROC面積の閾値が1mm、6mm、12mm以上のものである。赤線がTESTの結果、緑線がCNTLの結果である。エラーバーは、検証に用いた代表点についてランダムに抽出されたサブグループで計算したROC面積の分散を表示しており、検証地点の違いにおける結果の違いの目安である。

図3.4.6を見ると、弱い降水については夏季・冬季とも予報精度にほとんど違いがみられない。一方で、6mm以上の降水については夏季で大きな改善が見られ、特に予報期間の前半において顕著である。これは、第3.4.2節(2)で説明した改良により、ある程度まとまった雨の事例について、CNTLでは不自然に確率が低く予報されていた事例が改善することによる効果と考えられる。特に予報の前半では各メンバーの予報がそろいやすくなり、メリハリの利いた降水確率が予報される為、その効果が強く出ている。冬季において若干の改悪となっているが、冬季では夏季に比べ積雲対流に伴う強い降水の事例数も少なく、確かな差とはいえない。

3.4.4 WEPSの開発計画

最後にWEPSの精度向上に向けた今後の取り組みを紹介する。アンサンブルで表現すべき予報の不確実性とは、初期値の持つ誤差による予報の不確実性だけでなく、予報モデル自体が完全ではないことによる不確実性も含むものであるが、現在のWEPSでは初期値による不確実性のみしか考慮されていない。この予報モデルの不確実性を考慮する手法の1つである確率的物理過程強制法(Buizza et al., 1999)を導入することによって、アンサンブル予報の精度向上が見込まれる為、現在開発を進めている。同時に、初期摂動作成手法についても、より適切な初期摂動を作成するため、摂動の大きさやその季節変動の調整等の改良を進めていく計画である。

また、本稿でも示したようにアンサンブル予報の精度向上には予報モデル自体の精度向上も重要であり、最新のGSMの開発成果をWEPSにも取り入れていくとともに、計算機の更新に合わせて予報モデルの高解像度化を行っていく計画である。

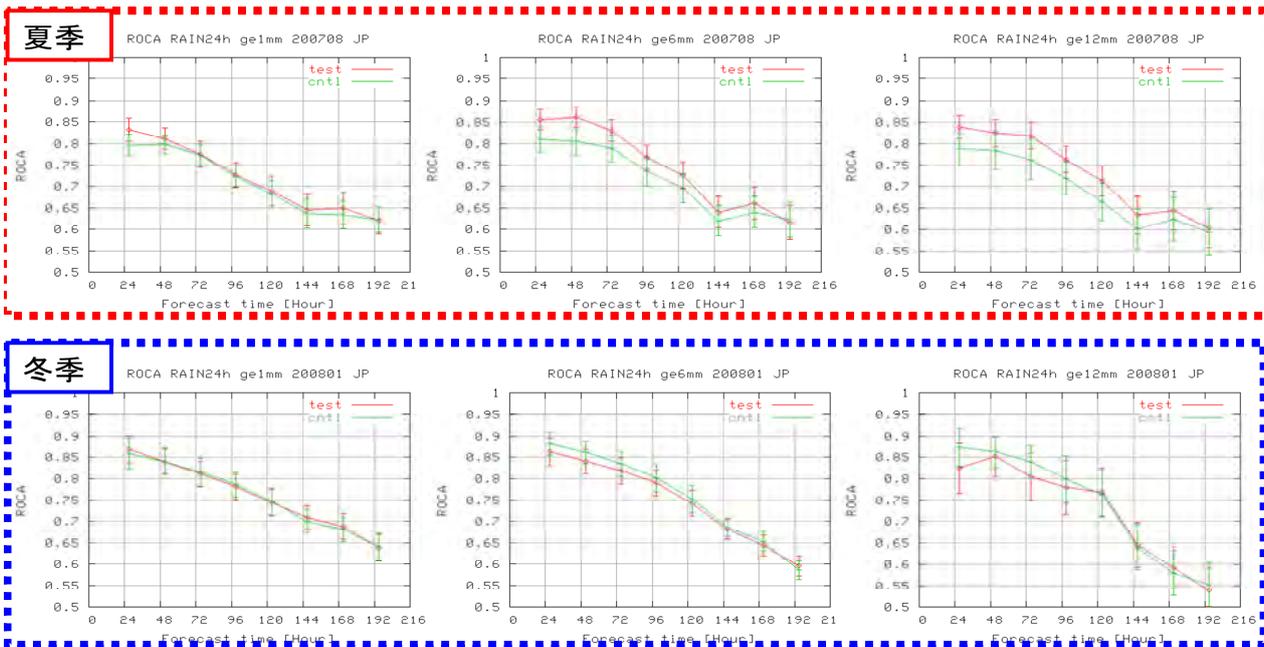


図3.4.6 予報時間毎の前24時間降水量についての、府県予報代表点56点における、アメダス降水量を真値としたROC面積。上段が夏季、下段が冬季の検証結果、横の図の並びは左からそれぞれROC面積の閾値が1mm、6mm、12mm以上のものである。赤線がTESTの結果、緑線がCNTLの結果。

参考文献

岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.

大河原斉揚, 2008: 統計検証. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 7-18.

小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 19-22.

川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.

気象庁, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報第275号.

北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成17年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.

北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.

経田正幸, 山口宗彦, 2006: 週間アンサンブル予報. 平成18年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 41-54.

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**, 67-76.

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.

中川雅之, 2004: 積雲対流パラメタリゼーション.

数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 70-75.

林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 34-37.

松村崇行, 2000: 高解像度全球モデル. 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-20.

宮本健吾, 2009: 適合ガウス格子版全球モデル. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 27-49.

山根省三, 2002: 摂動の線形発展の理論. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 21-71.

米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改良. 平成20年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 23-26.

Buizza, R., T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434-1456.

Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887-2908.

Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317-2330.

3.5 非静力学メソ4次元変分法の現業化¹

3.5.1 はじめに

2009年4月7日00UTC初期値よりメソ客観解析の手法が、静力学スペクトルモデルに基づいた4次元変分法解析システム（静力学メソ4次元変分法、石川・小泉 2002）から、非静力学格子モデル（気象庁予報部 2008）に基づいた4次元変分法解析システム（非静力学メソ4次元変分法、本田・澤田 2008）に更新された。この際、解析対象領域は以前と同じまま、解析の水平解像度は10kmから5kmに高解像度化され、鉛直層も40層から50層へと増加された。メソ客観解析システムが予報モデルと同様に非静力学化されたことで、一貫性のある解析予報システムが構築され、量的降水予報などの精度改善が期待される。

本節では、本田・澤田(2008)以降に行った改良の概要と、メソ解析として現業利用が可能かどうかを判断するために行った解析予報実験（業務化試験）の結果について示す。

3.5.2 非静力学メソ4次元変分法の改良点

現業化された非静力学メソ4次元変分法解析システムの仕様は、概ね本田・澤田（2008）に記述されているとおりであるが、湿りの影響を局所的に抑えるために偽相対湿度の背景誤差の水平相関距離を半分に調整した。これは、本田・澤田（2008）の性能評価試験で3時間積算降水量の閾値5mm以下の弱雨が予報過多となったことを軽減するための処理である。この改良を加えて、業務化試験に臨んだ。

3.5.3 解析予報実験による性能評価

(1) 解析予報実験の概要

解析システムが静力学メソ4次元変分法である実験をCTRL、非静力学メソ4次元変分法である実験をTESTとする。側面境界値は適合ガウス格子(RGG)版全球モデル(GSM)の予報値とした。予報モデルは、非静力学メソ4次元変分法のアウターモデル²も含めて、最新版の非静力学モデル（第3.8節参照）を採用した。実験期間は暖候期と寒候期のそれぞれ1ヶ月程度を設け、2006年7月16日から2006年8月31日を夏実験、2007年12月23日から2008年1月23日を冬実

験とした³。検証対象とする予報は、03, 09, 15, 21UTCを初期時刻とする33時間予報である。夏実験の期間には、7月中に西日本に活発な梅雨前線が停滞し各地で大雨を降らせた事例や、8月に台風第10号が九州地方に上陸した事例が含まれている。冬実験の期間には顕著な事例は含まれないが、冬型気圧配置の強まりや低気圧の通過が見られる一般的な冬季の気象状況にあった。

(2) 統計検証結果

まず、対解析雨量降水検証結果について示す。図3.5.1は、検証格子を20kmとした3時間積算降水量の閾値ごとの降水検証結果である。夏・冬実験とも全ての閾値においてTESTのエクイタブルスレットスコア(ETS)はCTRLを上回っており、本田・澤田（2008）で示されていた最大の懸案事項が解決されていることが分かる。夏実験においてTESTはCTRLに比べバイアスコア(BI)が大きい、5~30mm/3h程度の降水に関してはその値は1に近く精度向上が見られる。20mm/3hを超える降水では予報頻度過多となっているが、35mm/3hでも1.2程度であり許容範囲内と考えられる⁴。冬実験では逆にTESTはCTRLに比べ頻度が小さくなっており、20mm/3h以上の降水に関しては予報頻度過小の傾向が強くなっている。しかし、CTRLとあまり差がない、冬季は20mm/3h以上の降水頻度は高くないなどの理由により、こちらも許容範囲内と考えられる。

図3.5.2、図3.5.3はそれぞれ、夏、冬実験の予報時間ごとの降水検証結果である。夏実験において閾値が5, 20mm/3hの場合、予報初期ではTESTのETSはCTRLに劣っているがFT=09以降では逆転する様子が見られ、また、BIの予報時間変動も小さく、より自然である。これは、予報モデルにとってより良い解析値が作成できていることを示していると考えられる。

つぎに、対ゾンデ高層検証結果を示す。メソ解析領域内の高層観測地点の指定気圧面データを利用した。図3.5.4はそれぞれ、夏、冬実験のアウターモデルの同化窓初期の高層検証結果（気温、相対湿度、風速）である⁵。同化に利用されているデータを用いて検証しているため解析場の精度検証として妥当とは言えないが、解析値の平均誤差(ME)の変化傾向を把握する上で有効である。気温、相対湿度の

¹ 本田 有機、澤田 謙

² 非静力学メソ4次元変分法ではインクリメント法を採用している。低解像度の4次元変分法で解析インクリメントを計算し、最終的には高解像度の第一推定値にこのインクリメントを足して、高解像度のモデルを走らせて解析値を計算する。この高解像度のモデルをアウターモデルと呼ぶ。

³ 夏冬実験とも、始めの3日間はスピニングアップとして検証対象からはずした。

⁴ 現業メソ予報の2007年、2008年の8月の降水予報の月統計検証では、閾値35mm/3h以上のバイアスコアは1を下回っている。このことから、バイアスコアが大きくなることが必ずしも悪化とは言えない。

⁵ メソ解析では、同化窓の最後の時刻を解析値としているので、プロダクトとして提供している解析の品質そのものを表している訳ではない。

平均誤差には変化が見られ、下層気温の高温傾向の平均誤差の改善、冬季相対湿度の乾燥傾向の平均誤差の出現が見られる。

図3.5.5、図3.5.6は、夏実験の気温、冬実験の相対湿度の予報モデルの高層検証結果（FT=09, 21, 33）である。アウターモデルの気温の高層検証では平均誤差の変化が見られたが、予報モデルの高層検証からはその様子はあまり見られない。この振る舞いはほとんどの要素に共通し、アウターモデルの高層検証で見られた平均誤差の違いは予報モデルの高層検証では予報初期に留まるようであり、TESTとCTRLの平方根平均二乗誤差（RMSE）の差も同様に多くが予報初期に留まる（図略）。唯一持続したアウターモデルの高層検証の性質は冬実験の相対湿度であり、乾燥傾向の平均誤差が予報後半まで残ってしまっている。これが、降水頻度過小の一因と考えられる。

最後に、地上要素検証結果を示す。図3.5.7、図3.5.8はそれぞれ、夏実験と冬実験の地上要素検証結果（気温、相対湿度、風速）である。地上気温は夏冬実験ともTESTはCTRLよりも統計的に低温予想となっており、夏は改善、冬は改悪に結びつく。冬実験の風速の改善は著しいものの、要素、対象時刻により改善改悪が見られる。ただ、その差は小さく、概ね同等以上の成績となっている。また、各検証要素の誤差ヒストグラムもCTRLに比べより急峻なガウス分布に近づいていることから、予報値としてより好ましい性質を持つことも確認されている（図略）。

(3) 個別事例

業務化試験期間中に見られた顕著な予報改善事例として、2006年の台風第10号の事例を図3.5.9に示す。FT=24にもかかわらず、台風中心位置だけでなく周辺の降水分布も実況に近く大幅な改善がみられる。

3.5.4 まとめ

現業化された非静力学メソ4次元変分法の成績を静力学メソ4次元変分法に基づく旧現業メソ解析と同等の条件のもとで比較した業務化試験の結果について示した。

夏・冬実験とも、降水検証、高層検証、地上要素検証において、静力学メソ4次元変分法と比較して、概ね同等以上の性能を持つことが分かった。特に、3時間積算降水量の検証では、夏冬とも非静力学メソ4次元変分法による解析からの予報のほうが、全ての閾値でETSが大きく、明らかな精度の改善が確認できた。メソ解析システムが予報モデルと一貫性をもって、予報モデルにとってより良い初期値を提供していることが、予報結果の改善に結びついていると考えられる。また、4次元変分法の時間推進演

算子として採用されている予報モデルの性能向上や高解像度化なども改善の大きな要因となっていると考えられる。

現在は、一層の精度向上に向けて、本田・澤田(2008)で提案された随伴モデルの改良や予報モデルの最適化、および地上設置型GPSデータや地上観測要素⁶の新規同化に取り組んでいる。

参考文献

- 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.
気象庁予報部, 2008: 気象庁非静力学モデルII. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 265pp.
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.

⁶現業では地上気圧のみ同化に利用されている。

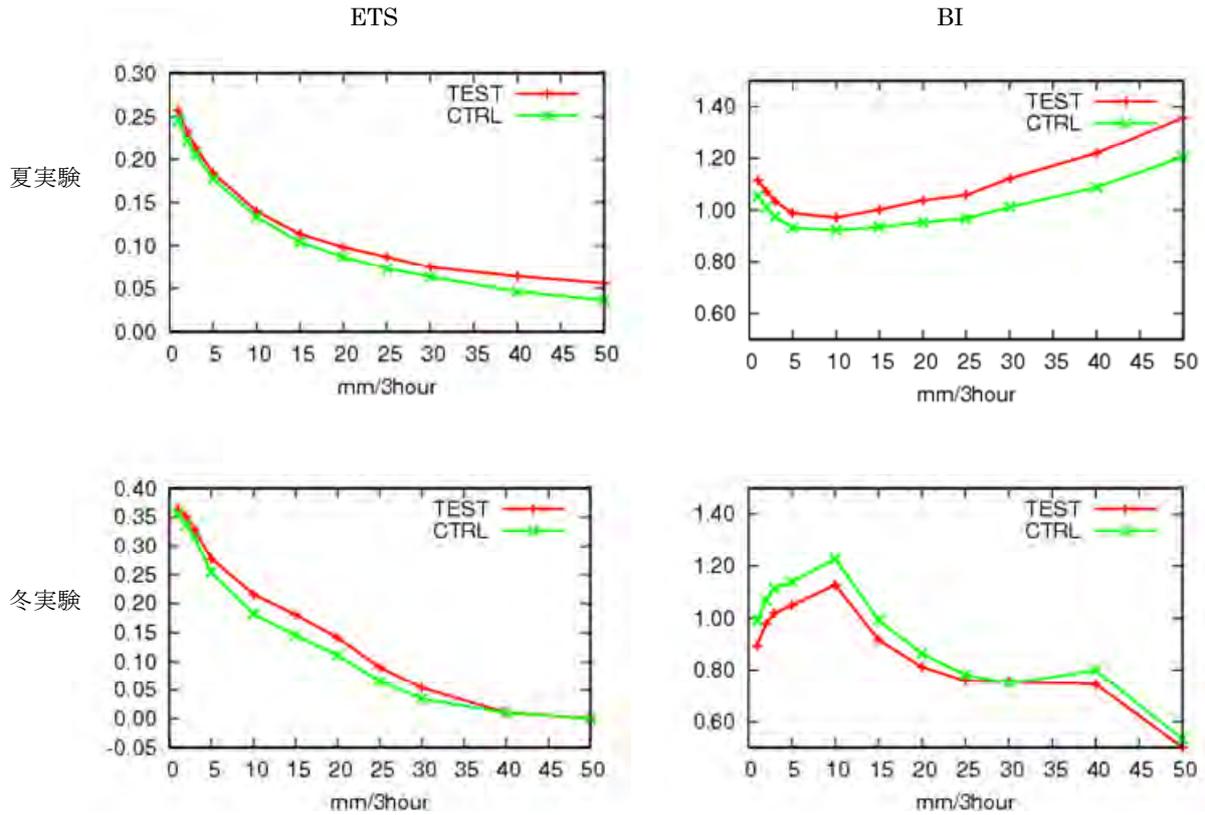


図3.5.1 閾値ごとの降水検証スコア。20km検証格子内の平均降水量を使用。上段:夏実験、下段:冬実験、左:エクイタブルスレットスコア、右:バイアスコア、横軸:閾値。

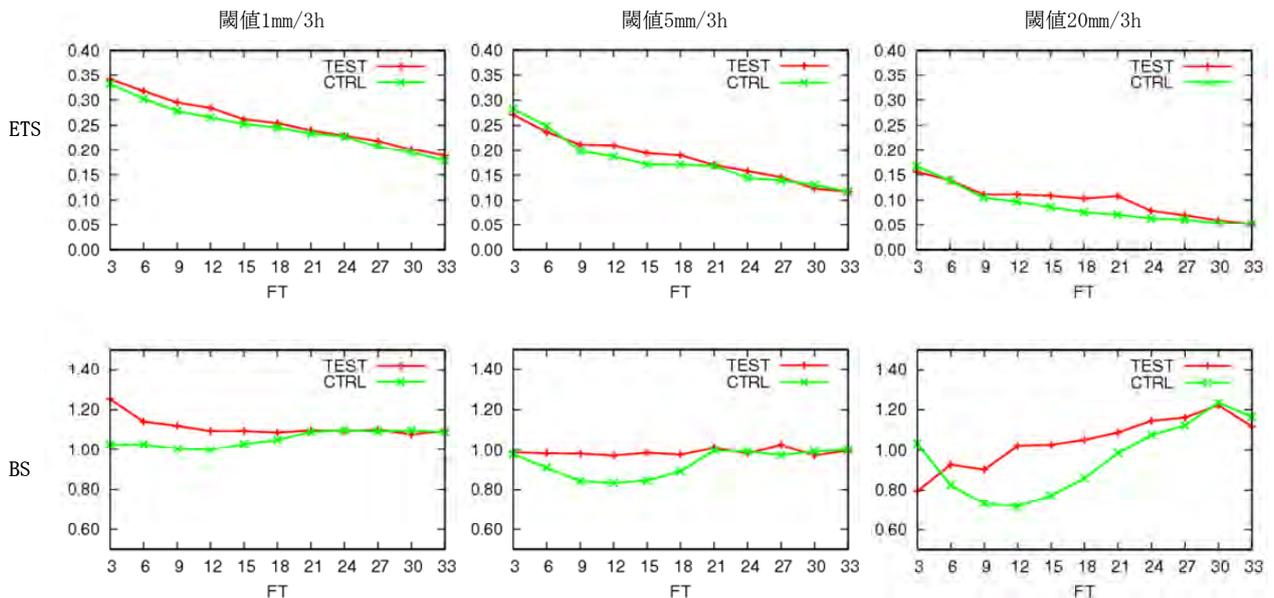


図3.5.2 夏実験の予報時間ごとの降水検証スコア。20km検証格子内の平均降水量を使用。上段:エクイタブルスレットスコア、下段:バイアスコア、1列目:閾値1mm/3h、2列目:閾値5mm/3h、3列目:閾値20mm/3h。

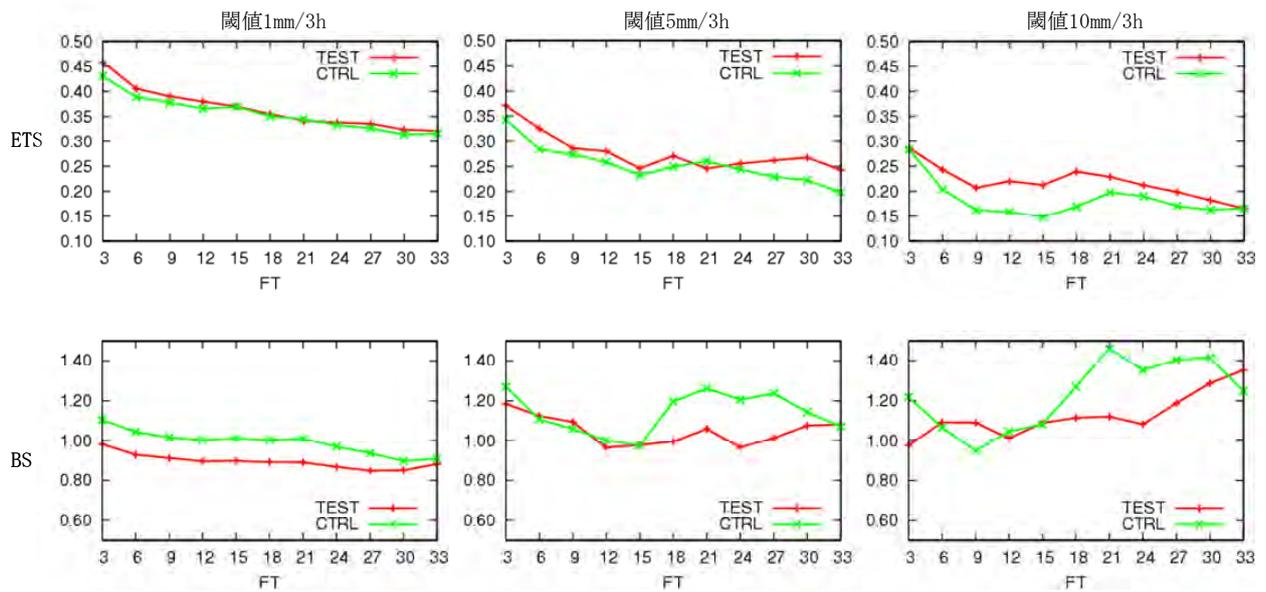


図3.5.3 冬実験の予報時間ごとの降水検証スコア。20km検証格子内の平均降水量を使用。上段:エクイタブルスレットスコア、下段:バイアスコア、1列目:閾値1mm/3h、2列目:閾値5mm/3h、3列目:閾値10mm/3h。

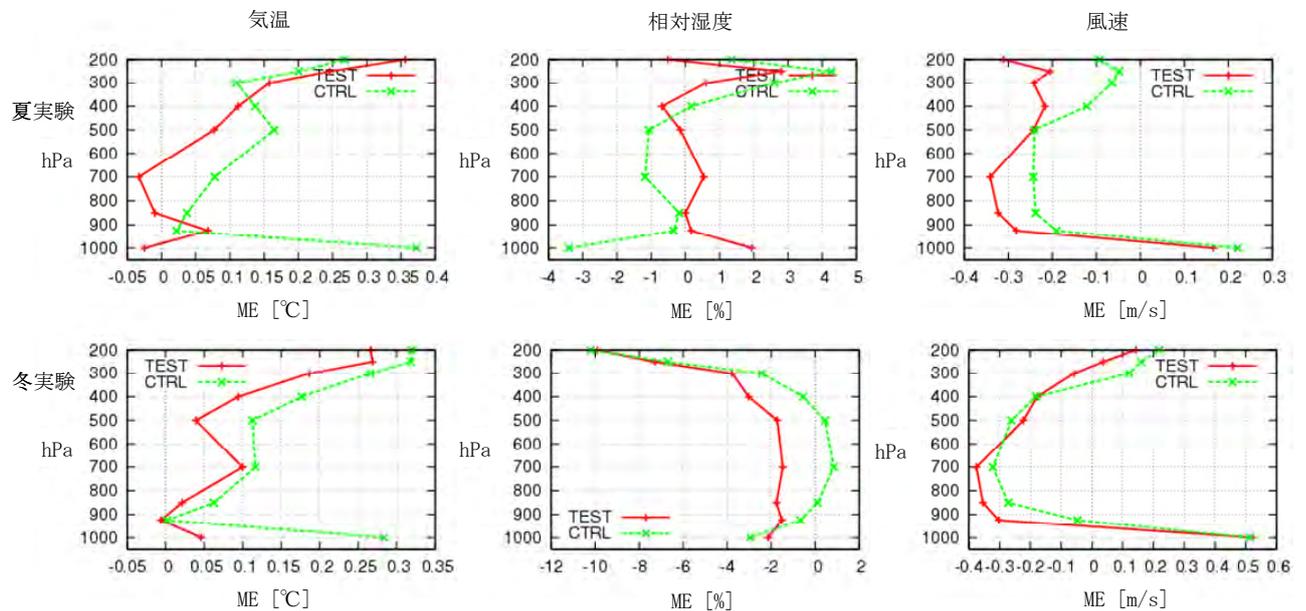


図3.5.4 アウターモデルの平均誤差に関する高層検証。検証時刻は、データ同化窓の最初の時刻。1列目:気温、2列目:相対湿度、3列目:風速、上段:夏実験、下段:冬実験。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

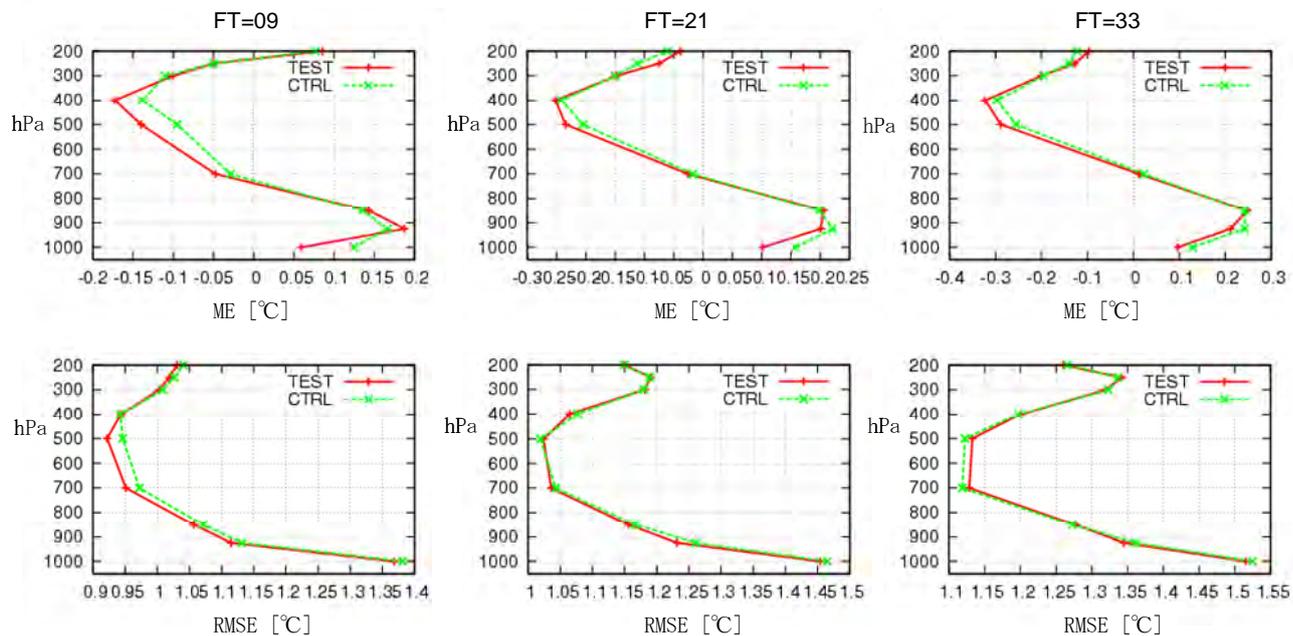


図3.5.5 夏実験の予報モデルの気温の高層検証。検証時刻は、1列目:FT=09、2列目:FT=21、3列目:FT=33、上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

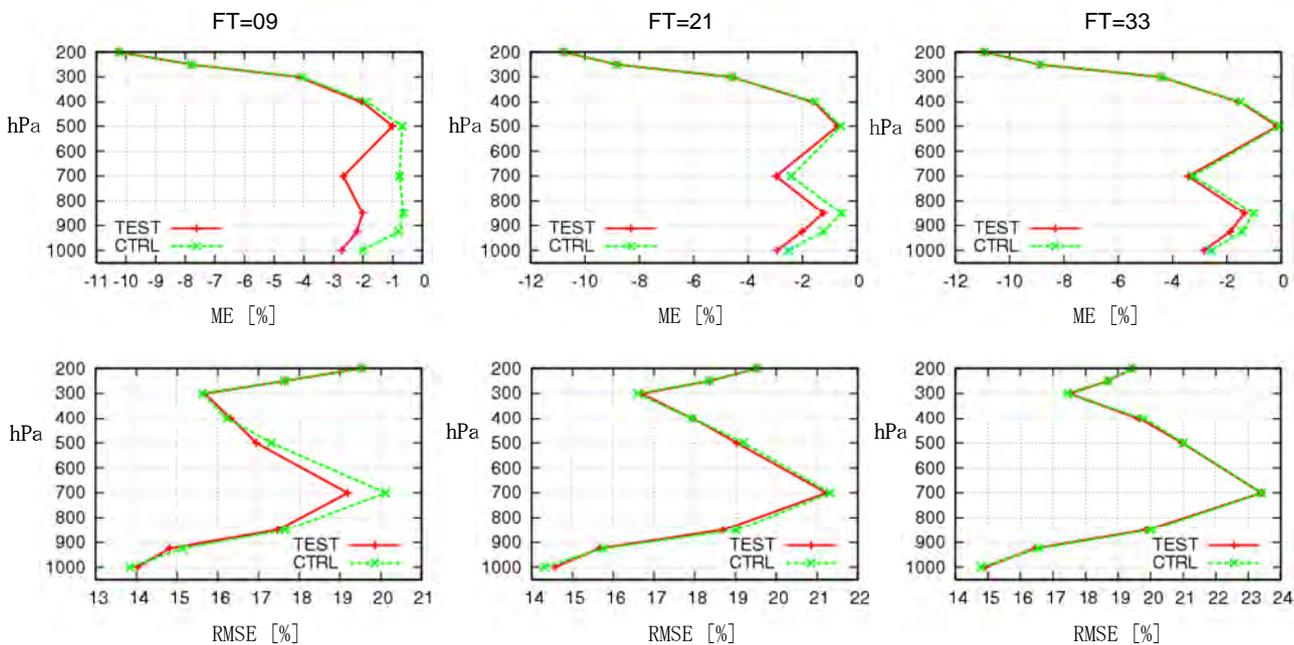


図3.5.6 冬実験の予報モデルの相対湿度の高層検証。検証時刻は、一列目:FT=09、2列目:FT=21、3列目:FT=33、上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

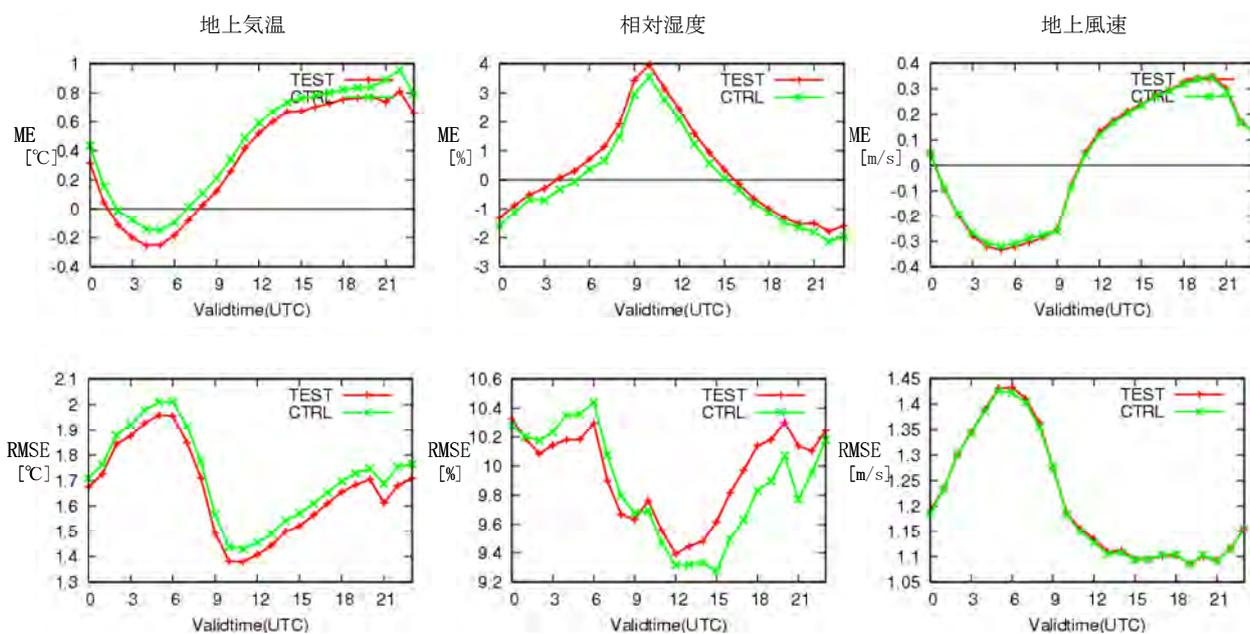


図3.5.7 夏実験の地上要素検証。1列目：地上気温、2列目：相对湿度、3列目：地上風速。上段は平均誤差、下段は平方根平均二乗誤差、縦軸は誤差の値、横軸は予報対象時刻。

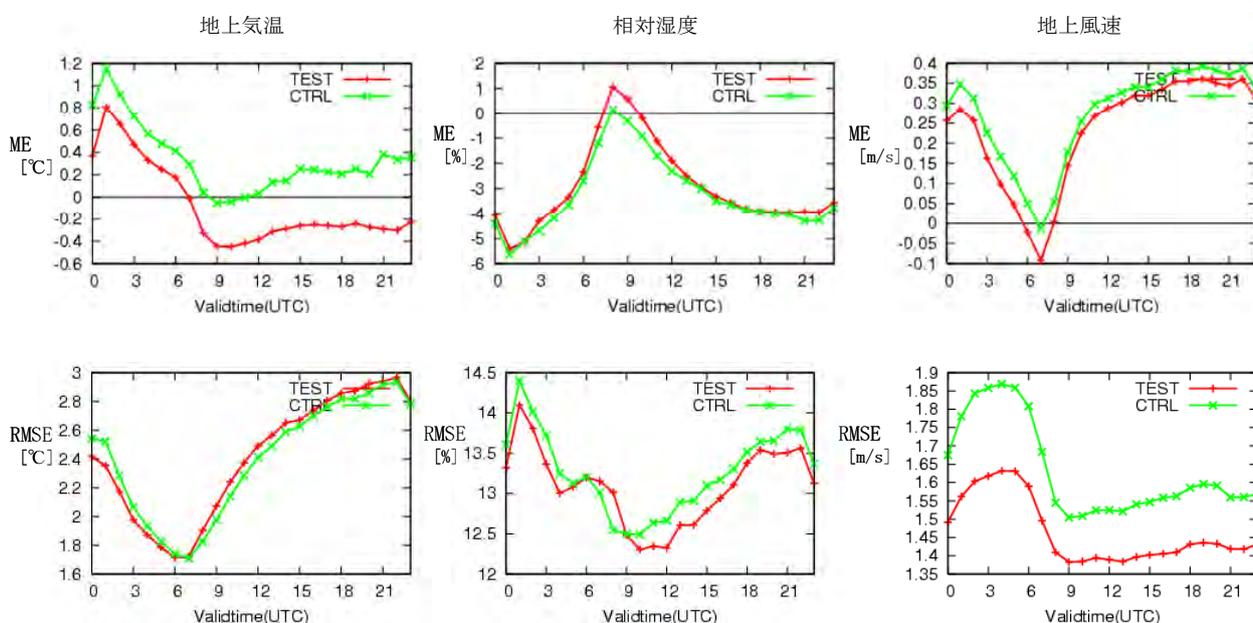


図3.5.8 冬実験の地上要素検証。1列目：地上気温、2列目：相对湿度、3列目：地上風速。上段は平均誤差、下段は平方根平均二乗誤差、縦軸は誤差の値、横軸は予報対象時刻。

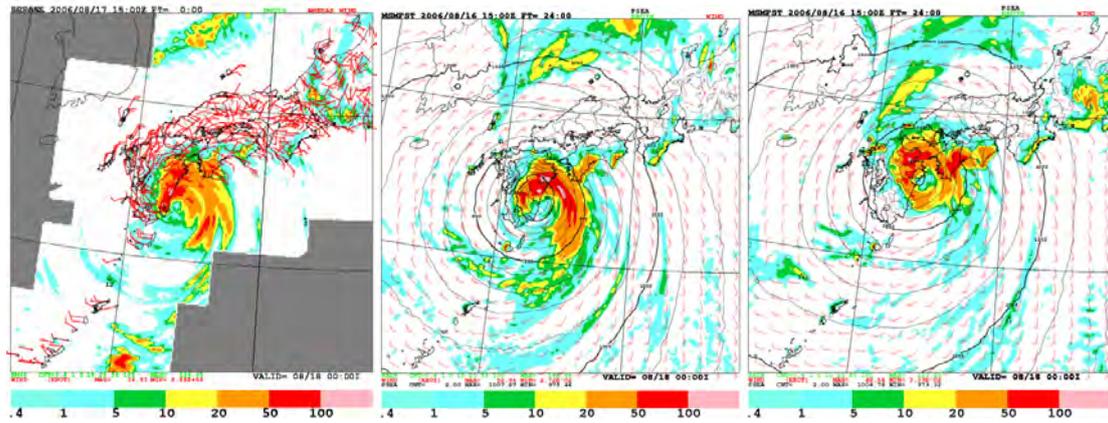


図3.5.9 2006年の台風第10号の事例（2006年8月16日 15UTCを初期値とする24時間予報の前3時間降水量）。左から解析雨量、非静力学メソ4次元変分法による解析からの予報、静力学メソ4次元変分法による解析からの予報による降水分布。

3.6 メソ数値予報モデルの湿潤過程の改良¹

3.6.1 はじめに

水平格子間隔が 5 km のメソ数値予報モデル (MSM) の湿潤過程は、格子スケールを対象とする雲物理過程と、サブグリッドスケールを対象とする対流パラメタリゼーションである Kain-Fritsch (KF) スキームを併用している。本節では、2008年12月18日に導入した雲氷の数濃度 (単位体積あたりの粒子数) を予報変数化した効果と、開発を続けている KF スキームにおける対流雲の混合率の計算方法を修正した効果を紹介する。冬季における雲氷の数濃度の予報変数化によるおもな効果は成田 (2008a) にまとめてあり、寒候期における KF スキームの修正による効果は暖候期ほどには大きくない。そこで、本節では暖候期における湿潤過程の改良の効果に焦点を絞ることとする。

第3.6.2項では、MSM の湿潤過程の改良の内容と狙った効果を紹介する。第3.6.3項では、2008年7月28日の北陸地方と近畿地方の大雨を対象として、改良の効果を示す。なお、以下では 2008年12月18日より前に現業運用していた雲氷の数濃度を予報しない MSM を MSMope、それ以降の現業モデルである雲氷の数濃度を予報変数に追加した MSM を MSMni、雲氷の数濃度を予報するとともに KF スキームの混合率の計算方法を修正した開発中の MSM を MSMkfc と表す。

3.6.2 湿潤過程の改良

本項では、MSM の雲物理過程における雲氷の数濃度の予報変数への追加と、KF スキームにおけるサブグリッドスケールの対流雲と格子スケールの周囲の気候との混合率の計算方法の変更について、それぞれの概要と狙いを紹介する。雲氷の数濃度の予報変数化によって放射過程で用いる雲の表現が変わるため、とくに上層の気温に影響がある。また、KF スキームの修正によって加熱や加湿の鉛直分布が変わるため、格子スケールを対象とする力学過程と雲物理過程によって表現する対流の特性に影響がある。

(1) 雲氷の数濃度の予報変数化

冬季の日本海沿岸付近における降雪の予測精度の改善をおもな目的として、2008年12月18日から MSM の雲物理過程で雲氷の数濃度を混合比とは独立に予報するようにした (成田 2008a)。雲氷の数濃度を予報することにより、雲氷の成長や、雲氷から雪やあられへの変換の扱いを精緻にすること

ができる。このため、冬季だけでなく暖候期においても、予報時間とともに対流圏上層に雲氷が過剰に蓄積していく問題が解消された。ところが、この変更によって放射過程で用いている雲氷の混合比や分布が変わった。この影響で、MSM が予測する夏季の 200 hPa 付近の高度における気温のバイアスが MSMope では正であったのに対して、MSMni では負に変わった (第3.8.2項)。

放射過程における雲氷の有効半径の計算方法を理論的に定式化することはできないため、現在の MSM では気温だけの関数として経験的に決めている (第3.7.3項)。このため、現状では放射過程における雲氷の有効半径と雲物理過程における雲氷の平均粒径との整合はとれていない。夏季の対流圏の上層における気温のバイアスをゼロに近づけるためには、雲氷の有効半径を求めるための定式化を修正する対策が考えられる。一方、MSM では上層における湿潤過程による加熱率が小さく²、とくに対流圏の上層ではおおむね放射平衡によって気温が決まっている。これに対して、実際の気候では対流による加熱の寄与と合わせて放射対流平衡によって気温が決まっている。したがって、MSM が表現する大気加熱と冷却の扱いを実際の気候における現象に近づけるためには、放射過程で用いる雲氷の有効半径の調整のみによって対流圏の上層における気温のバイアスを軽減する方針は適切ではなく、対流による下層からの熱の鉛直輸送量を大きくするべきであると考えている。

(2) KF スキームにおける混合率の変更

湿潤過程として雲物理過程だけを用いる場合は、モデルの格子スケールで飽和しなければ水蒸気が凝結しない。一方、実際の気候では MSM の水平格子間隔 5 km よりもはるかに小さなスケールで凝結が起こって雲が発生している。吉崎・加藤 (2007) によると、メソ対流系や線状降水帯をモデルで陽に表現するためにはモデルの格子間隔をおよそ 5 km 以下に、水平スケール 10 km 程度の積乱雲を陽に表現するためには格子間隔をおよそ 2 km 以下にしなければならない。さらに、発生初期における対流セルの水平スケールは数 km 以下である。このため、MSM において格子スケールの現象を対象とする力学過程と雲物理過程だけでは、個々の対流セルの発生と発達を適切に表現することはできない。したがって、サブグリッドスケールの対

² 加藤 (2008) は、格子間隔 1 km の雲解像モデルの計算結果を現業の MSMope と同じ設定の格子間隔 5 km のモデルの計算結果と比較し、格子間隔 5 km のモデルでは上空における放射を除いた加熱が小さいこと、この傾向は豪雨が多発する期間に顕著であることを示した。

¹ 成田 正巳

流を扱う対流パラメタリゼーションを併用しないと、実況より対流の発生が遅れたり、発達を予測できなかつたりすることがある。さらに、MSM の格子が飽和して対流が発生するときには一度に過大な潜熱が放出されるため、実況との対応が悪い格子スケールの非常に強い対流を引き起こしてしまうことがある。

格子スケールの対流を抑制するため、MSM では KF スキームを併用している。これによって、雲物理過程だけを用いた場合よりも効率的に、つまり成層状態の不安定度が大きくなる前に安定化することができる。しかし、KF スキームによる対流雲が発生する位置を適切に判定することは難しい。また、MSM では対流パラメタリゼーションが発動することにより成層状態を安定化する効率が高くなる一方で、不安定度が大きくなることから対流雲の雲頂高度が低くなり、対流圏の上層における対流による加熱が小さくなる。このため、現在の MSM の設定では KF スキームによって適切に計算することができる降水量の最大値は 10~20 mm/h 程度にしかならない(成田 2008b)。したがって、雲物理過程による降水が生成されず KF スキームの効果が大きくなると、実際の降水量を大幅に過少評価してしまうことになる。

これらの問題を解決するためには、格子スケールの現象を対象とする力学過程および雲物理過程と、サブグリッドスケールの現象をモデル化する対流パラメタリゼーションの役割を明確にして適切に併用することにより、それぞれの利点を発揮させなければならない。

以上の方針にしたがって、KF スキームによってモデル化したサブグリッドスケールの対流性上昇流および対流性下降流のエントレインメント率とデトレインメント率の最大値を決める混合率を大きくした MSMkfc の実験とパラメータの調整を進めている(成田 2008b)。この変更によって、現在の MSM の問題点である梅雨期の九州や四国における地形に沿った不自然な降水を軽減することができる。一方、対流雲の混合率を大きくすることによって、KF スキームによるサブグリッドスケールの対流雲の雲頂が低く、したがって加熱や加湿が卓越する高度が低くなる。この効果によって、引き続き時間ステップでは KF スキームによる深い対流ではなく、上層において力学過程と雲物理過程による対流が発生しやすくなる。つまり、KF スキームによる下層の混合によって、対流パラメタリゼーションを併用しない場合には発生しなかつたり発生が遅れたりすることがある格子スケールで表現できる対流が発生しやすくなる。さらに、このような鉛直カラムにおける KF スキームの深い対流の発

生を抑制することできる。これにより、実況との対応が悪いことがある KF スキームによる不自然な降水の生成を軽減し、格子スケールで表現できる対流とその組織化を表現することを目指している。

3.6.3 大雨を対象とする湿潤過程の改良の効果

本項では、第3.6.2項で述べた MSM の湿潤過程の改良の効果を、大雨の事例を対象に確認する。対象とする事例は、2008年7月28日の北陸地方と近畿地方における大雨である。このときに現業運用していた雲氷の数濃度を予報しない MSMope は、これらの大雨を適切に予測することができなかつた(第1.1節)。この原因として、初期値における下層の水蒸気量が過少であったこと(津口・成田 2009)、大雨の原因となったメソ対流系の発達を表現するにはモデルの分解能が不足していたこと(第1.1.4項)、雲や降水の生成を扱うモデルの湿潤過程の作用が適切でなかつたことが挙げられる。これらの影響により、いずれの初期時刻においても MSM が予測した降水量は大幅に過少であった。

そこで、本項では予測した降水量は過少であったものの、ほかの初期時刻の MSMope の予測と比べれば実況に近い位置にある程度は強い降水を予測することができた初期時刻である 7月27日03 UTC を対象とする。この初期時刻では、初期値における可降水量が Aqua 衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測から見積もった値と近かつた。したがって、モデルの分解能の問題を除けば、MSMope が予測した降水量が過少だった原因には湿潤過程の問題が大きく影響していたと考えている(津口・成田 2009)。湿潤過程の問題に焦点を絞るため、この初期時刻を選んだ。

(1) 北陸地方の大雨

図3.6.1 に、2008年7月28日00 UTC を対象とする前3時間の解析雨量と MSMope, MSMni, MSMkfc それぞれが予測した降水量を示す。初期時刻 7月27日03 UTC からの予報時間は 21時間である。

解析雨量では、富山県と石川県との県境付近に 100 mm/3h 以上の降水域が解析されており、東西に 100 km 程度、南北に 20~30 km 程度の広がりを持つ線状降水帯を形成している。降水量の極値は 200 mm/3h を超えている。これに対して、MSMope ではこの付近に 50 mm/3h 以上の降水域を計算しており、東西に 50 km 程度、南北に 5~10 km 程度の広がりを持ち、降水量の極値は 70 mm/3h 弱である。解析雨量と比べて MSMope の降水域は狭く、降水量は大幅に過少である。一方、MSMni では 50 mm/3h 以上の降水域の分布が解析雨量に近

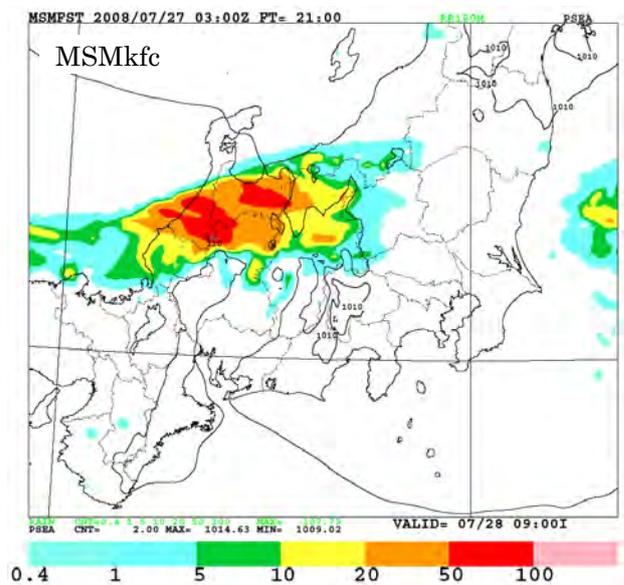
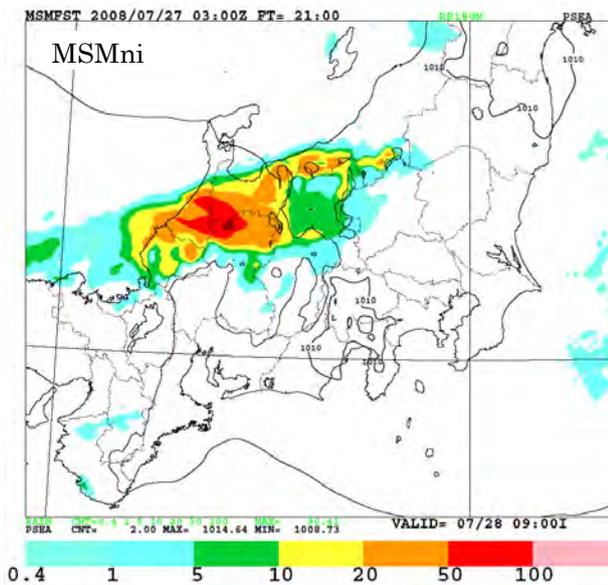
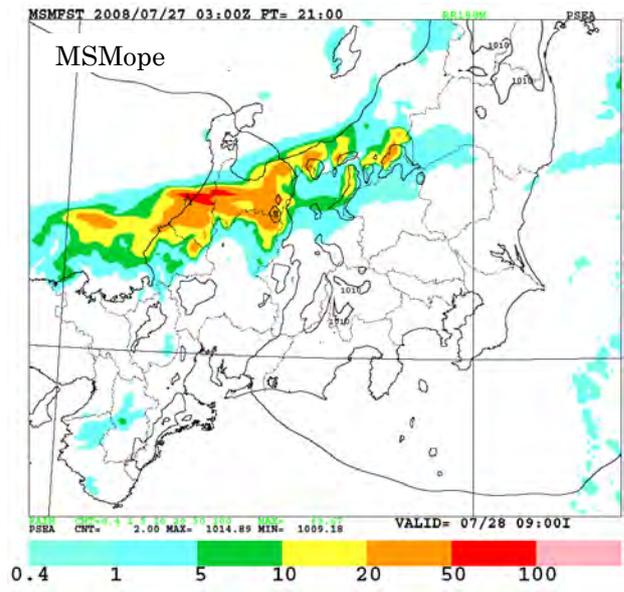
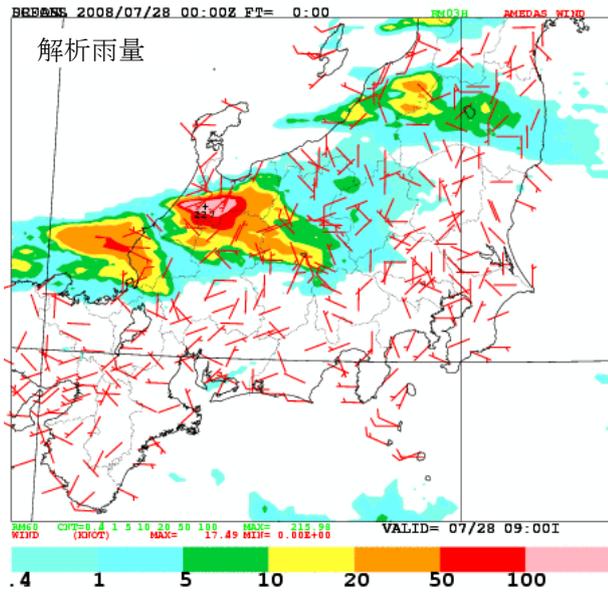


図 3.6.1 2008 年 7 月 27 日 21 UTC から 28 日 00 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h] (初期時刻 2008 年 7 月 27 日 03 UTC、予報時間 21 h)。 (左上) 解析雨量、(右上) 雲氷の数濃度を予報しない MSMope、(左下) 雲氷の数濃度を予報する MSMni、(右下) 雲氷の数濃度を予報し KF スキームを修正した MSMkfc による予測。

くなっており、降水量の極値は 100 mm/3h 弱に増え、MSMope よりは改善している。また、MSMkfc では MSMni よりやや広い範囲で 50 mm/3h を超える降水域を計算しており、降水量の極値は 100 mm/3h を超えて、さらに解析雨量に近づいていることがわかる。ところが、MSMkfc では富山県東部で 50 mm/3h を超える降水域を計算しており、解析雨量と比べて過剰である。この降水域は、雲氷の数濃度を予報せず、KF スキームの混合率だけを変更した MSM では計算されなかった (図略)。強い降水を計算しやすくしても、位置を実況に合わせることは難しい。モデルの計算結果を利用するときは、降水の位置ずれを考慮しなければならない。

なお、図3.6.1 の解析雨量に見られる新潟県から福島県に広がる降水域については、7月27日03 UTCを初期時刻とする MSM では湿潤過程を変更しても予測することができなかった。初期場における水蒸気量が過剰であった 7月26日21 UTCを初期時刻とする MSMope では、この付近で解析雨量より過剰な 100 mm/3h を超える降水を予測していたことから、初期場における水蒸気量の違いが予測の結果に大きく影響したと考えられる (第1.1.3項)³。

³ さらに古い初期時刻である 7月26日15 UTCからの MSMope の予測でも、この付近における降水量は解析雨量よりも過剰であった。

(2) 近畿地方の大雨

図3.6.2 に、2008年7月28日06 UTC を対象とする前3時間の解析雨量と MSMope, MSMni, MSMkfc それぞれが予測した降水量を示す。初期時刻 7月27日03 UTC からの予報時間は 27時間である。

解析雨量では兵庫県の本州海沿岸部で 160 mm/3h を超える降水域が狭い範囲に集中しており、線状の分布が明瞭である。この降水域とはべつに、岡山県南部から兵庫県南部を通過して大阪府北部にのびる線状降水帯が見られ、降水量の極値は 50 mm/3h を超えている。これに対して、MSMope では日本海沿岸部における降水域は狭く降水量の極

値は 30 mm/3h 程度と解析雨量に比べて大幅に過少であり、南側の降水域における降水量の極値は 10 mm/3h 程度と大幅に過少である。一方、MSMni では日本海沿岸部の降水量は解析雨量とは極大の位置がずれているが 40 mm/3h 強と MSMope よりもやや増え、南側でも 5 mm/3h 以上の降水域が広がっている。さらに、MSMkfc ではどちらの降水域でもほかの設定と比べて降水量が増えており、大幅に過少ではあるものの解析雨量に近づいた。とくに、MSMkfc では MSMope や MSMni と比べて日本海沿岸部において組織化した線状降水帯が明瞭であり、解析雨量との対応が良くなっている。一方、MSMope から MSMni へ、MSMni から

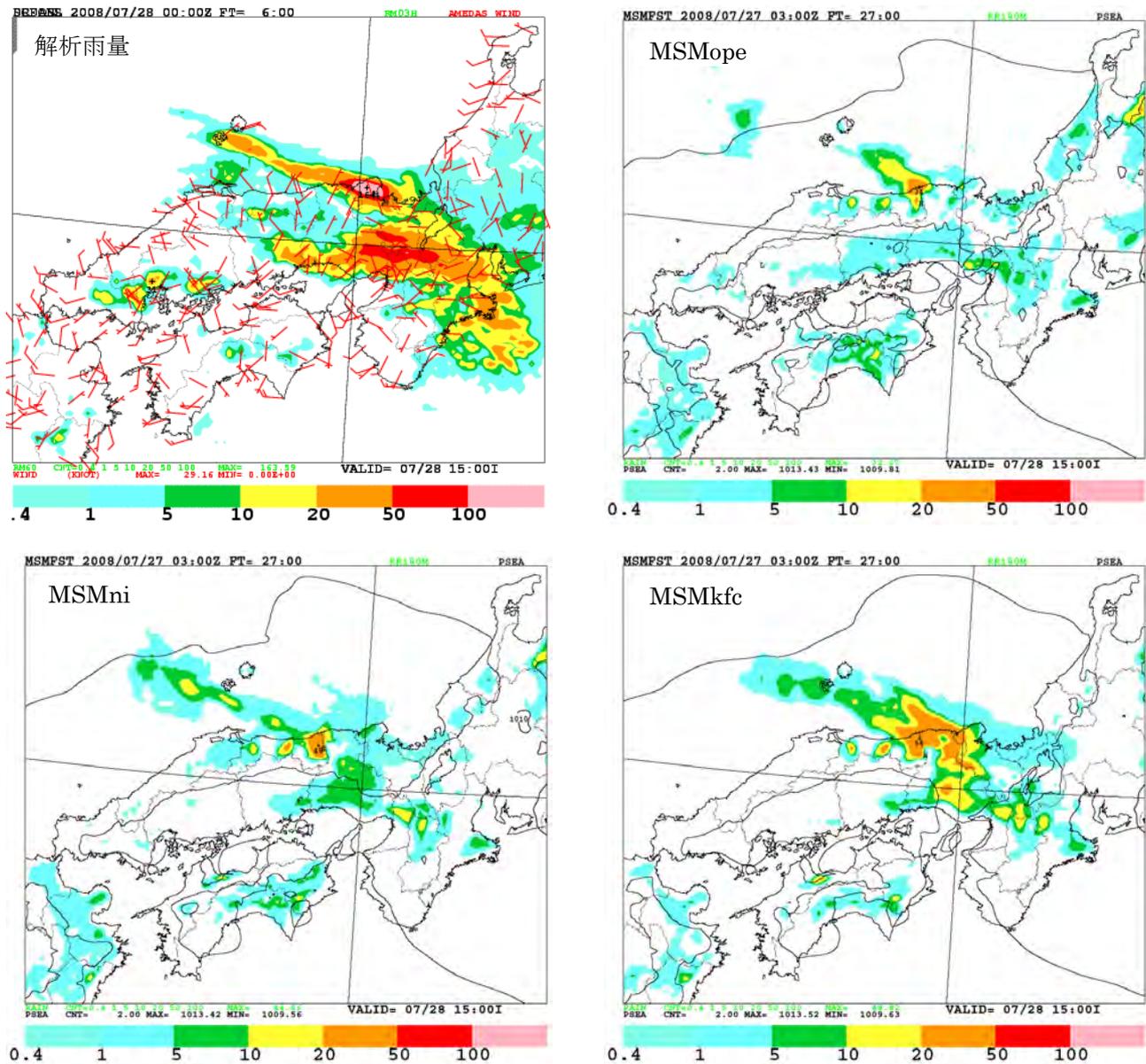


図 3.6.2 2008 年 7 月 28 日 03 UTC から 06 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h] (初期時刻 2008 年 7 月 27 日 03 UTC、予報時間 27 h)。(左上) 解析雨量、(右上) 雲氷の数濃度を予報しない MSMope、(左下) 雲氷の数濃度を予報する MSMni、(右下) 雲氷の数濃度を予報し KF スキームを修正した MSMkfc による予測。

MSMkfc へと変更を加えるごとに 5 mm/3h 以下の降水域が狭くなっていることがわかる。この結果を解析雨量と比べると、大分県や高知県、徳島県では弱い降水の分布を改善しているが、岡山県や広島県、山口県では改悪してしまっている。これは、MSMope では 5 mm/3h 以下の降水をおもに KF スキームによって計算していたのに対して、MSMni と MSMkfc では KF スキームによる降水の寄与が小さくなったことが原因である（図略）。

3.6.4 おわりに

本節では、MSM の湿潤過程の改良、つまり 2008 年12月18日に現業運用している MSM に組み込んだ雲水の数濃度の予報変数化と、開発中の KF スキームにおける混合率の計算方法の変更の概要を紹介した。また、現業運用している MSM が適切に予測できなかった 2008年7月28日の北陸地方と近畿地方の大雨の事例を対象に、湿潤過程を変更したときの効果を調べた。この変更によって強い降水に対する予測に多少の改善は見られたが、依然として解析雨量と比べると MSM が予測した降水量は大幅に過少である。さらに改善を進めなければならない。ただし、現業モデルとしては年間を通してさまざまな事例を対象に降水予測の精度を向上させることが重要であり、今回の事例に特化した変更が必ずしも統計的な予測精度の向上に結びつくとは限らない。

本節で紹介した湿潤過程の変更により、対流圏の上層における気温が従来よりも低くなり MSM が表現する対流雲の雲頂が高くなることと、KF スキームによる深い対流の発生を抑制して力学過程と雲物理過程による対流を発生しやすくすることは、いずれも狭い範囲への降水を強くする効果がある。とくに、KF スキームの修正によって MSM が強い降水を予測する頻度を実況に近づけることができるが、第3.6.3項 (1) で述べたように位置ずれの影響が大きくなる可能性があるため、注意が必要である。一方、強い降水の頻度を増やそうとすると KF スキームによる弱い降水の頻度が少なくなり、事例によっては適切ではない。これらの点に注意しながら、さまざまな事例に対して適切な結果を得ることを目指して引き続き開発を進めている。

参考文献

加藤輝之, 2008: 暖候期の九州・四国地方における 5km-NHM と 1km-CRM との非断熱加熱鉛直分布の比較. 第10回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 61-62.
津口裕茂, 成田正巳, 2009: 2008年7月28日の兵庫県の大雨 ～ MSM の予測失敗の原因 ～. 2009年

日本気象学会春季大会予稿集, B160.
成田正巳, 2008a: 降水予報特性の問題点と改善. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-47.
成田正巳, 2008b: Kain-Fritsch スキームの改良とパラメータの調整. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 103-111.
吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 応用気象学シリーズ 4. 朝倉書店, 187 pp.

3.7 メソ数値予報モデルの放射過程の改良¹

3.7.1 はじめに

本節では、2008年12月に雲氷数濃度の予報変数化と併せて現業メソ数値予報モデル(MSM)に適用された放射過程の改良について、その経緯と概要を述べる。

3.7.2 放射過程改良の経緯

MSMには寒候期の日本海側平野部で降水予報頻度が過少という問題があった。成田(2008)によれば、雲氷数濃度を予報するという雲物理過程の精緻化を行うことで、この問題は改善することができる。また雲氷数濃度を予報すると、雲氷から雪やあられへの変換効率が高くなり、大気中での雲氷の過剰な蓄積が解消される。

暖候期を対象とした実験では、雲氷数濃度を予報すると上層の雲氷量の過剰な蓄積が解消されることで、対応する高度の放射加熱が相対的に小さくなり、対ゾンデ検証で気温が200hPa付近で0.2~0.5K程度負バイアス側にシフトする。上層が相対的に冷えることから大気不安定度が増大し、降水予報頻度が増加するインパクトが得られている。また、上層気温の負バイアス拡大は、MSMをもとに作成されている国内航空悪天GPV(工藤 2007)の各種要素にも悪影響を与える可能性がある。

雲氷数濃度を予報した場合に200hPa付近の気温が負バイアス側にシフトするのは、雲氷数濃度を予報しない場合の大気中の過剰な雲氷量でも不自然な放射加熱とならないように放射過程が調整されていたためである。そこで、雲氷数濃度の予報変数化と併せて放射過程の改良を実施した。

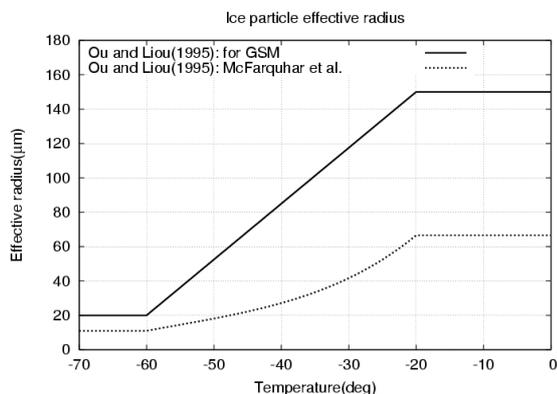


図 3.7.1 雲氷有効半径(μm)と気温(°C)の関係。実線: GSM で利用していた Ou and Liou(1995)の方法, 点線: McFarquhar et al. (2003) の補正を適用した Ou and Liou(1995)の方法。

¹ 長澤 亮二

3.7.3 放射過程改良の概要

以下に放射過程の改良の概要を示す。雲氷数濃度の予報変数化に直接関連するのは(1)のみだが、同時に(2)と(3)の変更も行った。

(1) 雲氷有効半径診断方法の変更

MSMの放射計算では、雲氷有効半径²診断に気象庁全球モデル(GSM)で2005年7月まで利用していた、Ou and Liou(1995)の方法³(図3.7.1 実線)を使っていた。この方法は、雲氷数濃度を予報しない場合の過剰な雲氷量とうまくバランスしていた。雲氷数濃度を予報した場合は、雲氷量の過剰な蓄積が解消されるため、上記の方法をそのまま適用し続けることは適当ではない。

雲氷有効半径診断方法は数多く提唱されており、その中でも特にGSMで利用していた方法は雲氷有効半径を大きめに診断する傾向がある(例えば McFarquhar et al. 2003)。そのことを考慮し、かつ後述の(2)と(3)の変更を適用した上でいくつかの雲氷有効半径診断方法を試した結果、Ou and Liou(1995)にMcFarquhar et al.(2003)が提唱した補正を適用した方法(図3.7.1 点線)が、雲氷数濃度を予報した場合に、最も200hPa付近の気温の負バイアスを緩和できることがわかった。

McFarquhar et al.(2003)の補正を適用したOu and Liou(1995)の方法では、雲氷有効半径は以下の式で与えられる。

$$D_e = 326.3 + 12.42T + 0.197T^2 + 0.0012T^3$$

$$r_e = -1.56 + 0.388D_e + 0.00051D_e^2$$

ここで T は気温(°C)、 D_e は平均有効サイズ(または平均粒径 μm)、 r_e は雲氷有効半径(μm)である。

(2) 雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性の緩和

従来の長波放射計算では、Räisänen(1998)や大和田(2006)が指摘するように、鉛直解像度が増強されるほど氷雲⁴の効果が過小評価されてしまう問題があった⁵。雲の長波放射計算に利用される実効雲量(各層毎に氷雲の射出率を雲量に乗じたもの)が鉛直解像度に依存するためである。そこで、雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性を緩和するた

² 雲氷有効半径は、長波放射計算では氷雲の射出率を、短波放射計算では氷雲の光学的厚さ・単一散乱アルベド・非対称因子を計算するために利用される(長澤 2008)。

³ ただし GSM 用に修正が加えられている。

⁴ この節では、雲氷は一つの粒子を、氷雲は全体が雲氷から成る雲を意味する。

⁵ 水雲の場合も原理は同じであるが、この問題は射出率が小さい氷雲において特に顕著である。

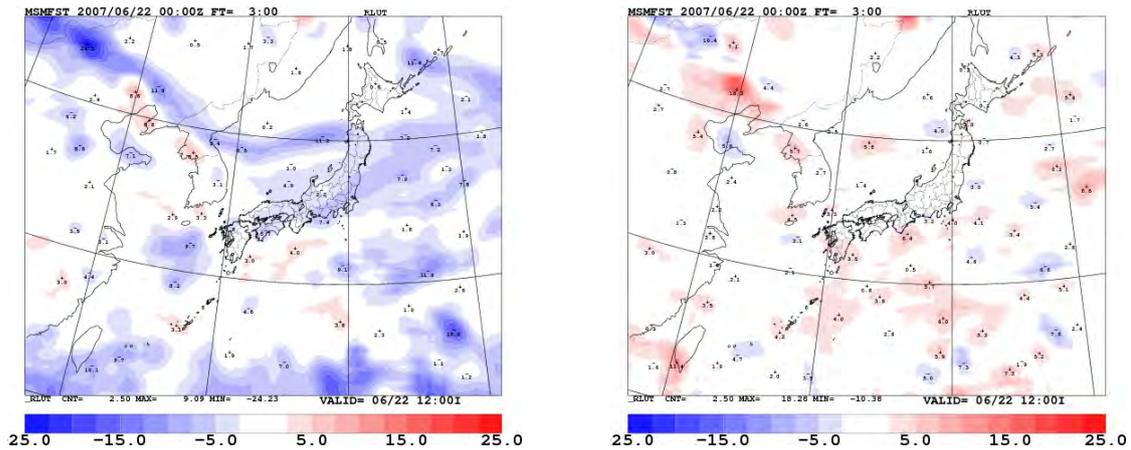


図 3.7.2 鉛直 50 層の MSM と鉛直 75 層の MSM の大気上端上向き長波放射フラックス (前 1 時間平均値) の差 (Wm^{-2})。左図は各層毎に実効雲量を求める方法 (従来方法)。右図は Räsänen(1998)の方法。2007 年 6 月 22 日 00UTC 初期時刻の FT=3 の大気上端上向き長波放射フラックスについて差をとった。鉛直 50 層の MSM と鉛直 75 層の MSM はモデルトップの高さはほぼ同じ。図が白いほど雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性が小さいことを意味する。

め、雲量と射出率から漸化的に各雲層の長波放射を計算する Räsänen(1998)の方法を実装した。

図 3.7.2 の左図は、各層毎に実効雲量を求める方法 (従来方法) で計算された、鉛直 50 層の MSM と鉛直 75 層の MSM の大気上端上向き長波放射フラックス (以下、OLR) の差を示している。両者ともモデルトップの高さはほぼ同じである。寒色系の色は、鉛直 75 層の MSM の方が鉛直 50 層の MSM より OLR が大きい、すなわち鉛直解像度が高いと長波放射計算における雲の効果が小さく評価されることを示している。一方、Räsänen(1998)の方法による結果を示した右図は左図と比べて全体的に白く、雲の長波放射計算における鉛直解像度依存性が緩和されていることがわかる。

(3) エーロゾル気候値の改訂

放射計算で利用しているエーロゾル気候値 (鉛直積算の光学的厚さ) を、海陸分布のみに依存し時間変化しない気候値から、衛星観測に基づいて作成された水平 2 次元の月別気候値 (村井 2009) に改訂した。

3.7.4 まとめ

2008 年 12 月に雲氷数濃度の予報変数化と併せて MSM に適用された放射過程の改良について、その経緯と概要を示した。

雲氷数濃度を予報すると大気中での雲氷の過剰な蓄積が解消されることから、放射過程を通して気温の鉛直プロファイルに影響が出る。そこで雲氷数濃度を予報した場合の雲氷量に合わせて雲氷有効半径診断方法を変更した。同時に雲の長波放射計算の鉛直解像度依存性を緩和する変更を施し、エーロゾル気候値も改訂した。

参考文献

- 大和田浩美, 2006: 予想衛星画像. 衛星からわかる気象-マルチチャンネルデータの利用-, 気象研究ノート, 212, 105-120.
- 工藤淳, 2007: 国内航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-83.
- 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.
- 成田正巳, 2008: 降水予報特性の問題と改善. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-47.
- 村井臣哉, 2009: 放射. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 87-90.
- McFarquhar, G. M., S. Iacobellis, and R. C. J. Somerville, 2003: SCM Simulations of Tropical Ice Clouds Using Observationally Based Parameterizations of Microphysics. *J. Climate.*, **16**, 1643-1664.
- Ou, S., and K. N. Liou, 1995: Ice microphysics and climatic temperature feedback. *Atmos. Res.*, **35**, 127-138.
- Räsänen, P., 1998: Effective longwave cloud fraction and Maximum-Random overlap of clouds: A problem and a solution. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3336-3340.

3.8 2008年12月に更新されたメソ数値予報モデルの統計検証¹

3.8.1 はじめに

本節では、雲氷数濃度の予報変数化と放射過程の改良を、現業メソ数値予報モデル(MSM)に適用するか判定するために行った試験(以下、試験)の統計検証結果について述べる。統計検証で用いた各種スコアについては巻末付録を参照していただきたい。

3.8.2 試験の統計検証結果

以下に、雲氷数濃度の予報変数化(成田 2008)と放射過程の改良(第3.7節)を行ったMSMの試験の統計検証結果を示す。コントロール(CNTL)は、2008年11月時点で現業運用されていたMSMの設定による結果である。テスト(TEST)は、CNTLに対して、雲氷数濃度を予報し放射過程の改良の変更を加えた設定による結果である。両者とも静力学メソ4次元変分法(石川・小泉 2002)による初期値²と2008年8月に現業化された適合ガウス格子版全球モデル(岩村 2008)による側面境界値を用いた。二次細分区域のスコアマップ以外の統計検証には、03, 09, 15, 21UTCを初期時刻とするMSMのFT=3~33を用いた。検証期間を以下に示す。

- ・夏実験：2006年7月16日から2006年8月31日
- ・冬実験：2007年12月23日から2008年1月22日

図3.8.1に、夏実験と冬実験の対解析雨量の降水予報のスレットスコア(TS)とバイアスコア(BI)を示す。検証格子の大きさは20kmで前3時間積算降水量(格子内平均)を検証対象とした(日本の陸上の格子のみ)。また図のエラーバーは95%信頼区間である。夏実験の検証結果によれば、TESTとCNTLのTSは全ての閾値で統計的に有意な差はない。BIは50mm/3hの閾値でTESTがCNTLと比べて有意に大きくなっている。これは、後述するようにTESTの200hPaがCNTLと比較して冷えやすく大気的不安定度が増大するためと思われる。冬実験の検証結果については、TESTとCNTLのTS・BIにほとんどの閾値で統計的に有意な差はない。冬実験の閾値1mm/3hのTSは改善幅が小さいものの統計的に有意に改善している。この改善は雲氷数濃度を予報することで冬型時の日本海側平野部での降水予報頻度の過少が改善されたことに対応する。そのことを確認するため、冬実験の二次細分区域毎の統計検証結果を次に示す。

図3.8.2に、二次細分区域内で平均したモデル降水量を解析雨量で検証したBIとエクイタブルスレットスコア(ETS)のスコアマップを示す(検証方法

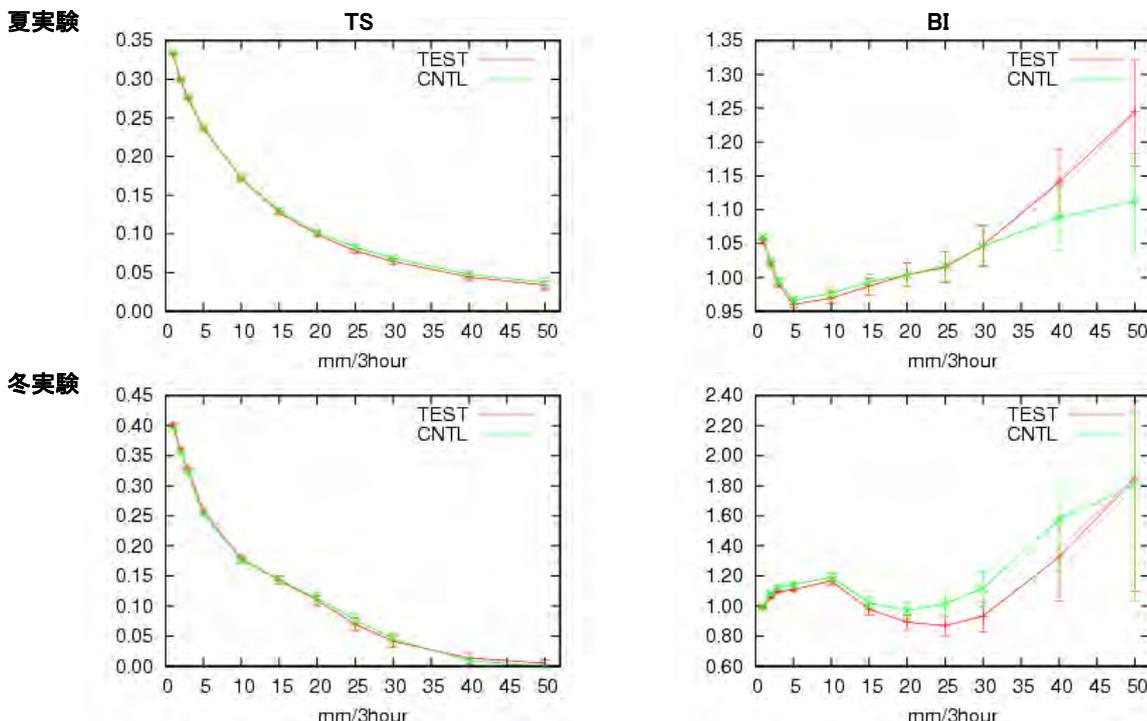


図 3.8.1 解析雨量で検証した前 3 時間積算降水量の検証結果。検証格子の大きさは 20km で前 3 時間積算降水量(格子内平均)を検証対象としている(日本の陸上の格子のみ)。赤線が TEST、緑線が CNTL。上段が夏実験で下段が冬実験。左列が TS で右列が BI。エラーバーは 95%信頼区間である。

¹ 長澤 亮二

² 非静力学メソ 4 次元変分法(第 3.5 節)はこの試験の時点でまだ現業化されていなかった。

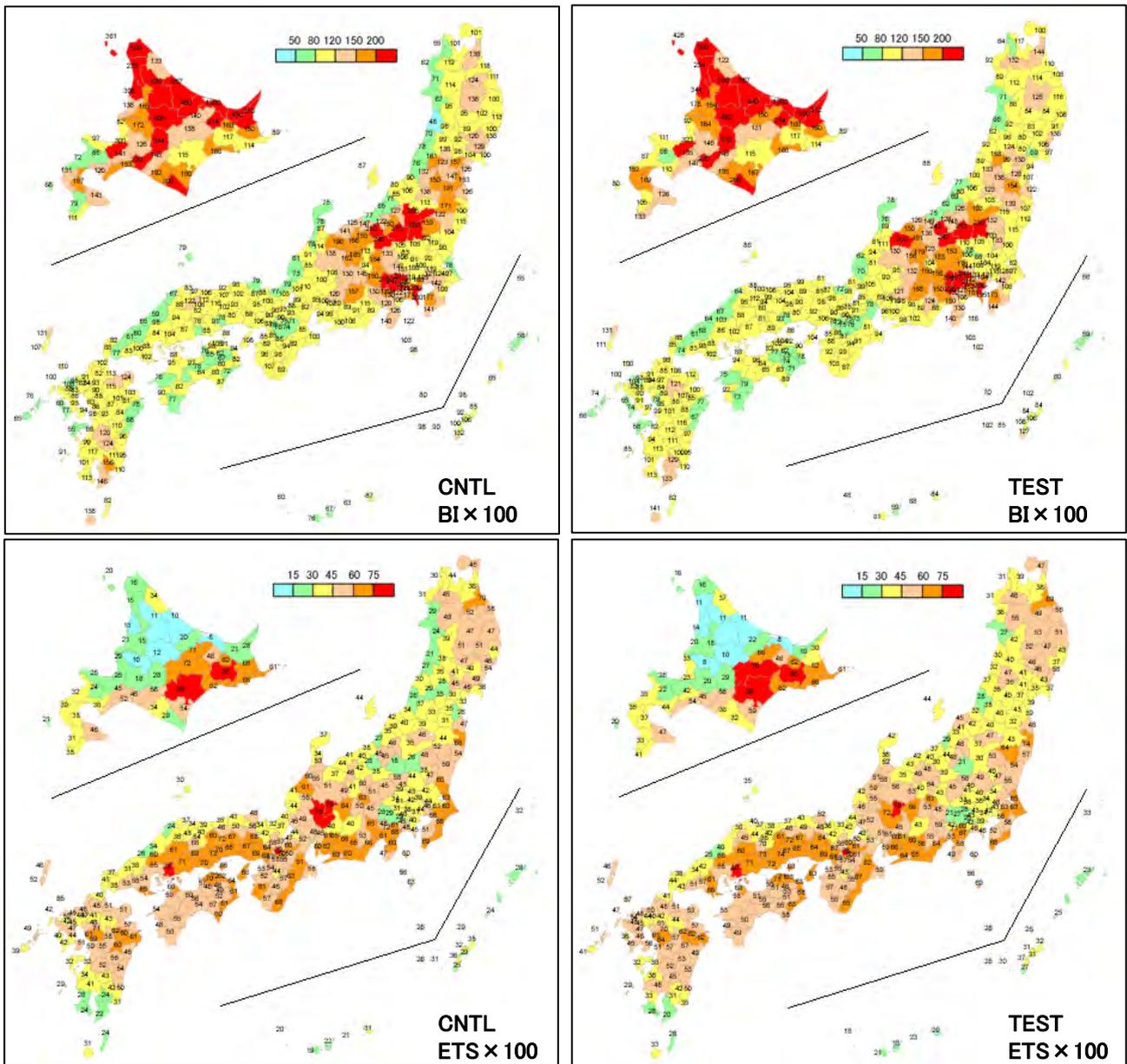


図 3.8.2 冬実験における二次細分区域内で平均したモデル降水量を解析雨量で検証した BI×100 (上段) と ETS×100 (下段) のスコアマップ。左列が CNTL、右列が TEST。FT=3~15 の前 3 時間積算降水量を検証対象とした。検証格子の大きさは 5km であり、閾値は 1mm/3h。

については、瀬川・三浦 2006を参照)。ここでは冬実験の閾値1mm/3h、03, 09, 15, 21UTC初期時刻の FT=3~15の前3時間積算降水量を検証対象とした。検証格子の大きさは5kmである。このスコアマップでは、BIの場合、黄色が最も降水予報頻度が適正であることを意味し、ETSの場合、暖色系の色ほどスコアが良いことを意味する。BIに関しては、CNTLで顕著な日本海側での降水予報頻度の過少を、TESTでは渡島半島付近、東北地方日本海側、若狭湾付近などで改善している。また、ETSに関しては東北地方日本海側での改善が顕著である。

次に、夏実験と冬実験それぞれについての地上気象要素(地上気温、地上相対湿度、地上風速)(対アメダスとSYNOP)の統計検証結果を示す。検証

に際しては、瀬川・三浦(2006)と同様に、観測点を囲むモデル格子の海陸設定が4格子とも陸地となっているアメダスの値とモデルの値を比較した³。また検証スコアには、平均誤差(ME)と平方根平均二乗誤差(RMSE)を用いた。統計検証結果によれば、TESTで冬実験の夜間に地上気温の正バイアスが縮小すること(図3.8.3)を除いて、他の地上気象要素にTESTとCNTLで大きな差はなかった(図略)。冬実験の夜間に地上気温の正バイアスが縮小するのは、雲氷数濃度を予報することで大気中の雲氷の過剰な蓄積が解消され、雲から地表面に向けて放射

³ 相対湿度は SYNOP を報じる観測点を用いて検証を行った。

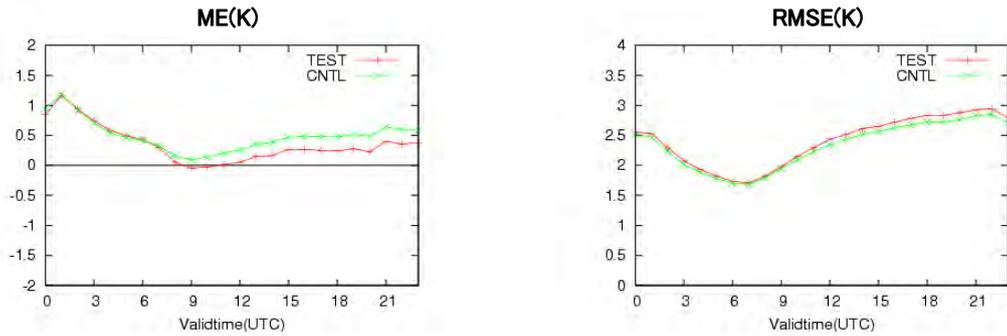


図 3.8.3 冬実験における地上気温の検証結果 (対アメダス観測)。横軸は予報対象時刻(UTC)。赤線が TEST、緑線が CNTL。左図が ME(K)、右図が RMSE(K)。

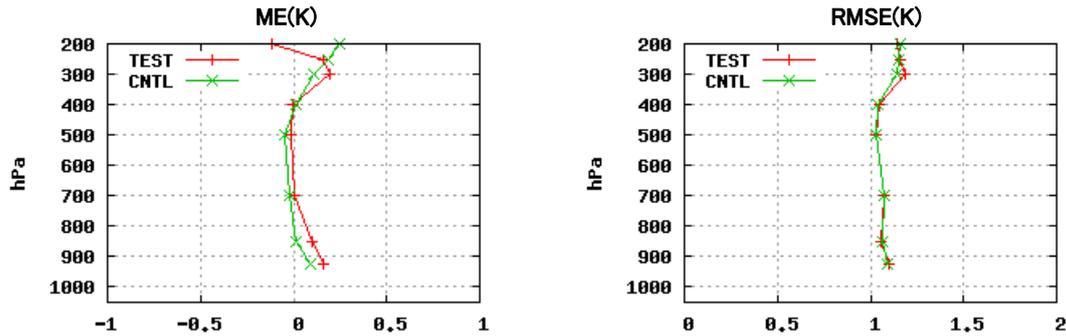


図 3.8.4 夏実験における高層気温の検証結果 (対日本域ゾンデ観測)。縦軸は気圧(hPa)。検証対象時刻は 00, 12UTC。赤線が TEST、緑線が CNTL。左図が ME(K)、右図が RMSE(K)。

れる長波放射フラックスが減少するためと思われる。

最後に、夏実験と冬実験それぞれについての高層気象要素 (気温、高度、相対湿度、風速) の統計検証結果を示す。検証に際しては、瀬川・三浦(2006)と同様に、国内の高層観測点におけるラジオゾンデデータのうち指定気圧面の観測値を用いた。検証対象時刻は00及び12UTCである。また検証スコアには、MEとRMSEを用いた。統計検証結果によれば、夏実験の200hPaで気温が負バイアスにシフトすること (図3.8.4) を除いて、他の高層気象要素にはTESTとCNTLで大きな差はなかった (図略)。TESTでは、雲氷数濃度を予報するだけでなくそれに合わせて雲氷有効半径診断方法も変更した (第3.7節) ため、200hPaの気温の負バイアスはそれほど大きくない。

3.8.3 まとめ

雲氷数濃度の予報変数化と放射過程の改良を行ったMSMの試験の統計検証結果を示した。

雲氷数濃度の予報変数化と放射過程の改良によって、夏は強い雨の降水予報頻度が増えること以外に統計的に有意なインパクトはないこと、冬は日本海側で降水予報頻度過少が改善される地域があることがわかった。また、冬は上層雲が減ることから地表面に向けて射出される長波放射が減り夜間の地上気温の正バイアスが減少すること、夏は200hPaの気温が負バイアスとなるが雲氷有効半径

診断方法の変更によりその負バイアスは大きくないこと、上記以外の地上気象要素、高層気象要素には大きなインパクトがないこともわかった。

参考文献

- 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.
- 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.
- 瀬川知則, 三浦大輔, 2006: 統計検証. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-83.
- 成田正巳, 2008: 降水予報特性の問題と改善. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-47.

3.9 最近の全球モデルの成績の推移¹

3.9.1 はじめに

気象庁（JMA）の全球モデル²の予報成績の改善について、世界の主要数値予報センターと比較した結果を報告する。世界の数値予報センターは、世界気象機関（WMO）が定めた標準検証方法に従って自センターの全球モデルによる予報を検証し、その結果を毎月交換している。全球モデルの性能の評価は目的に応じて適切な指標を選んで行う必要があるが、ここでは国際的な比較によく用いられる500hPa高度予報誤差を取り上げる。500hPa高度予報誤差は中・高緯度の大規模な大気の流れの予報精度を示す指標である。

3.9.2 他の数値予報センターとの比較

全球モデルを運用している国家気象機関と欧州中期予報センターを合わせるとその数は現在13ヶ所³になる。ここでは継続的に比較を行っている主要数値予報センター（欧州中期予報センター（ECMWF）、英国気象局（UKMO）、米国環境予測センター（NCEP））を取り上げて、北半球（20°N–90°N）、南半球（20°S–90°S）それぞれの2日予報、5日予報の500hPa高度予報誤差（平方根平均二乗誤差（RMSE））の推移を見る。

はじめに、1995年以降の前12ヶ月平均した予報誤差を図3.9.1に示す。気象庁は、2000-2003年頃に一般的に他センターから引き離されていたが、その後NCEPに追いつき、UKMO、ECMWFとの差も縮めてきた。ここ2-3年で目につく点としては、世界のトップに位置するECMWFが北半球で2008年以降、誤差の減少が停滞していることがあげられる。新たなブレイクスルーを必要とする状況になっているのか気になるところである。但し、北半球5日予報では2008年半ばからJMAを除いた3センターで停滞しており、この期間は予想の難しい気象状況が多かった可能性もある。南半球は、各センターともに全般に誤差を減少させており、新たな衛星データの同化の効果が発揮されていると考えられる。

次に、最近の改善の様子を細かく見るため、2008年1月以降の3ヶ月平均の500hPa高度予報誤差を図3.9.2に示す。この図では、予報誤差の季節変化も示

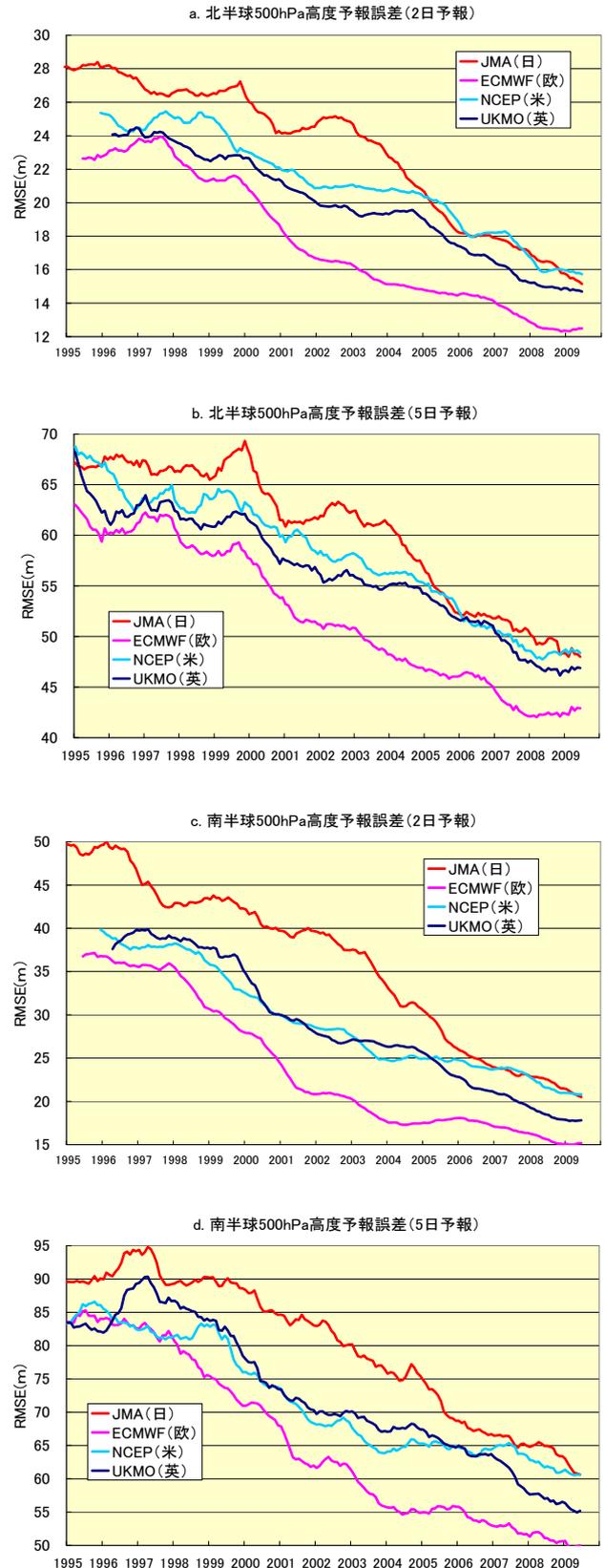


図3.9.1 500hPa高度のRMSE（平方根平均二乗誤差）の経年変化（1995年1月-2009年6月、前12ヶ月移動平均）。上から順に、a.北半球の2日予報、b.北半球の5日予報、c.南半球の2日予報、d. 南半球の5日予報

¹ 佐藤 清富

² ここでいう全球モデルは予報モデルと解析システムから構成されるものであり、国際的には全球予報システムという用語が使われることが多い。

³ 日本、中国、韓国、イギリス、フランス、ドイツ、ロシア、アメリカ、カナダ、ブラジル、オーストラリア、インドの国家気象機関と欧州中期予報センター。

している。北半球2日予報では2008年8月以降、JMAはNCEPより誤差が小さくなり、10-12月にはUKMOと同程度まで減少した。5日予報も10-12月にUKMOと同程度となったが、2009年2-4月に一時的に悪化している。この時期は他センターも前年と比べて誤差が大きいが、特にJMAが顕著である。

南半球2日予報は、2008年7月以降、NCEPと同じまたはやや小さい誤差で経過している。5日予報も2008年7月以降NCEPと同程度で、UKMO、ECMWFとの差も縮まっている。とはいえ、UKMOとの差は北半球ではわずかとなっているが、南半球ではまだ大きい。

3.9.3 各数値予報センターにおける全球モデルの最近の動向

各センターとも、全般的に全球モデルの予報精度が改善していることは前項に述べたとおりであり、その改善をもたらした2008年からの改良の概要を紹介する。

2009年6月までのJMAの主な変更は表3.9.1に示すとおりで、前項に示された2008年8月以降の顕著な改善には、同年8-11月に実施した5件の改良が貢献していると判断される。計算量減少を目的とした全球解析/予報の適合格子化は本来精度向上には関係しないものであるが、細かい修正を併せて実施することにより改善をもたらした。

次に、他センターについて主なものを紹介する。予報モデルの改良でECMWFでは降雪融解の新物理過程導入や積雪過程の改良、UKMOでも土壌特性の変更や新積雪過程の導入といった改良が行われた。NCEPでは2008年第3四半期に放射関係や浅い対流、重力波抵抗などの各種物理過程をまとめて変更する計画であったが、試験で精度が向上せず取りやめとなった。

データ同化システムについては、ECMWFで四次元変分法の湿潤過程の改良など、NCEPで変分法QCや背景誤差の変更などの改良が行われた。

観測データ同化に関しては、ECMWFではIASI⁴の水蒸気チャンネルデータ、全天候下でのマイクロ波イメージャデータの直接同化など、NCEPではWindsat⁵ データ、IASIデータの同化開始など、UKMOではASCAT⁶データ、AIRS⁷の雲域データの同化開始やIASIデータ、GPS掩蔽データ利用改善と、いずれもJMAで利用開始に向けて開発を進めてい

⁴ Metop 搭載の赤外干渉計

⁵ Coriolis 搭載の多偏波マイクロ波放射計、海上風を算出

⁶ Metop 搭載の散乱計、海上風を算出

⁷ Aqua 搭載の赤外サウンダー

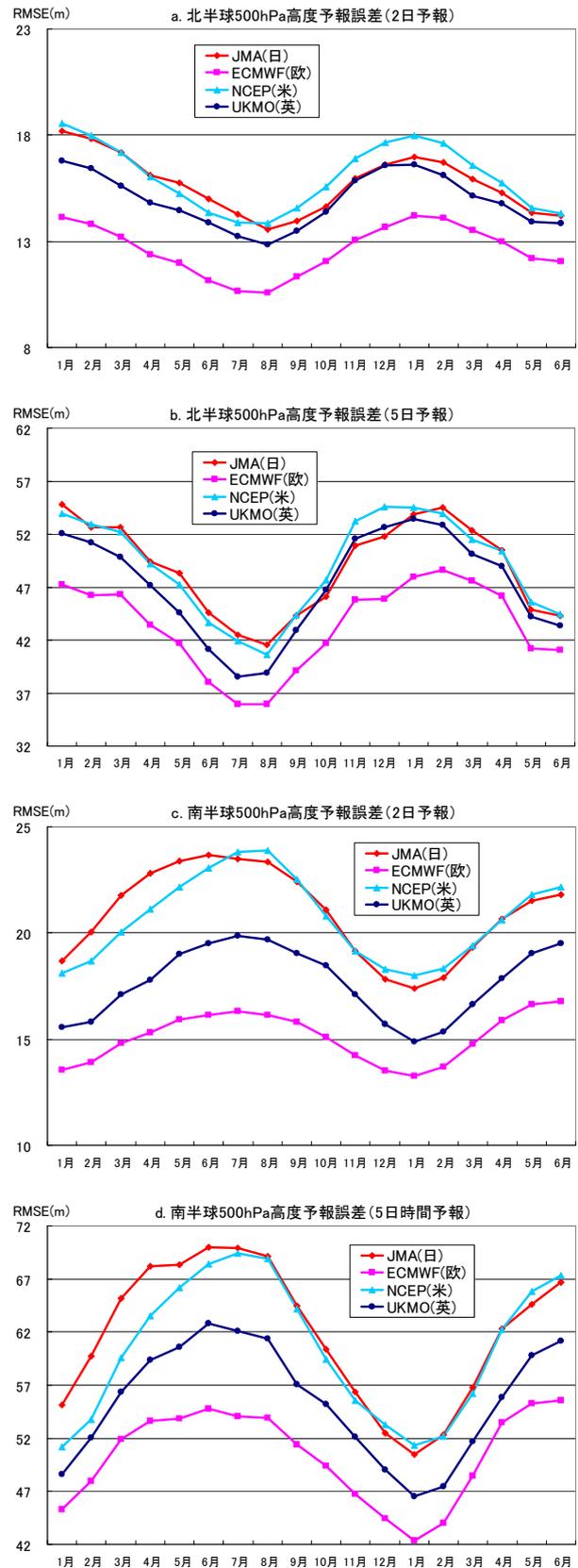


図3.9.2 500hPa高度のRMSE (平方根平均二乗誤差)の最近の変化(2008年1月-2009年6月、3ヶ月移動平均)。上から順に、a.北半球の2日予報、b.北半球の5日予報、c.南半球の2日予報、d.南半球の5日予報

表3.9.1 気象庁全球モデルの主な改良(2008年以降)

- (予報モデル)
- ・ 積雲対流スキームの改良 (2008年1月10日)
 - ・ 全球解析/予報の適合格子化と各種修正 (2008年8月5日)
- (データ同化)
- ・ 静止気象衛星の晴天輝度温度の利用再開と変分法バイアス補正の改良 (2008年8月27日)
 - ・ 放射伝達モデルの更新とマイクロ波放射計の品質管理の改良 (2008年10月15日)
 - ・ ゾンデバイアス補正法の改良 (2008年10月15日)
 - ・ 従来型観測のグロースエラーチェック閾値の見直し (2008年11月10日)。
 - ・ 台風ボーガスの配置変更 (2009年3月23日)
 - ・ 放射伝達モデルの更新、マイクロ波放射計 (SSMIS イメージャチャンネル) の同化開始 (2009年3月26日)

(注) 静止気象衛星の晴天輝度温度は2007年11月の全球モデル更新時にMTSATの利用を中断、2008年8月にMeteosat、GOESを追加して利用を再開。

る衛星データの同化を実現している。JMAとUKMO及びECMWFとの差が、北半球に比べて南半球で大きいのは衛星データの利用が遅れていることも一因であると推測される。

3.9.4 各数値予報センターの全球モデルの現状と計画

最後に、2008年の第24回WGNE (Working Group on Numerical Experimentation) 会合報告をもとに、各数値予報センターの予報モデル、解析システムのスペックの現状と改良予定を簡単に紹介する (表3.9.2、表3.9.3)。

予報モデルはまだスペクトルモデルが主流であるが、UKMOでは格子モデルを採用している。現時点では、JMAの全球モデルが最も高い水平解像度 (約20km) であるが、2010年にはECMWF⁸とNCEPが約15kmのモデルを導入する計画である。鉛直層数は、現在ECMWFが91層と最も多く、2011年には更に140層 (または150層) に増やすことを計画している。

解析システムでは、NCEPがまだ3次元変分法であるが、2011年に4次元変分法に移行する計画を持っている。JMAの4次元変分法のインナーモデル⁹の水

平解像度はECMWF、UKMOより粗く、2010年に約60kmに改善してもECMWFの約50kmには届かない状況である。

3.9.5 まとめと課題

最近の主要数値予報センターの全球モデルの予報精度改善と改良の概要を報告した。各センターで継続的な精度改善が図られているが、中でもJMAは2008年8月以降の改良によりNCEPより予報精度が改善し、UKMO、ECMWFの精度に近づいている。一方、北半球に比べて南半球ではUKMO、ECMWFとの差が大きい。これはJMAの衛星データ同化が他センターに遅れを取っていることが一因と推測される。衛星データの同化が遅れているのは、新規データ取得・利用の環境が不十分といったこともあるが、予報モデルがバイアスを持っていることで新規データ同化による予報精度改善に多くの工夫や試験を要しているという面もある。データ同化の更なる進展を図るためにも、予報モデルのバイアスを減少させるための改良が重要と考えている。

表3.9.2 予報モデルの水平解像度、鉛直層数

	現モデル (2009年1月)	次回の更新計画 (実施予定年)
JMA	約20km、60層	約20km、100層 (2013年)
ECMWF	約25km、91層	約15km、91層 (2010年)
NCEP	約35km、64層	約15km、91層 (2010年)
UKMO	25km、70層	20km、90層 (2011年)

(注1) UKMOは格子モデル、他はスペクトルモデル。

(注2) UKMOの解像度はヨーロッパ付近での値。

表3.9.3 解析システムの水平解像度、鉛直層数

	現システム (2009年1月)	次回の更新計画 (実施予定年)
JMA	約80km、60層	約60km、60層 (2010年)
ECMWF	約50km、91層	約50km、140層 (2011年)
NCEP	約35km、64層	約15km、91層 (2010年)
UKMO	75km、50層	60km、90層 (2011年)

(注1) NCEPは3次元変分法の水平解像度、他は4次元変分法のインナーモデルの水平解像度。

(注2) ECMWFの2011年更新での層数は不確定で150層とすることも検討されている。

⁸ 最近の情報によると ECMWF での導入は 2009 年に早まること

⁹ 観測データを同化して第一推定値に対する修正量を算出する 4 次元変分法の低解像度のモデル

第4章 トピックス

4.1 全球モデルによる熱帯低気圧発生予測に関する調査¹

4.1.1 はじめに

台風等の熱帯低気圧は、急速に発達する温帯低気圧と並んで災害をもたらすようなシビアな気象条件を引き起こしうる擾乱である。後者については、古典的な傾圧不安定の研究 (Charney 1947; Eady 1949) 以来、その発生・発達のメカニズムが明らかにされてきており、現在の数値予報モデルでの再現性は高く、多くの場合、数十時間程度のリードタイムを確保することが出来る。一方、熱帯低気圧については、発生後の予報における進路や強度の精度は近年急速に向上しているものの、その発生・発達についてのメカニズムの解明は十分に進んでおらず、数値予報モデルでどの程度表現されるかについても、議論の一致を見ていない。熱帯低気圧は、ひとたび発生すれば短い時間で日本を襲うことがあり、特に南西諸島や九州地方ではリードタイムを長くとることが困難な場合がある (例えば2001年台風第16号は、先島諸島付近で発生した。さらに発生からおよそ12時間後には沖縄本島付近を通過している)。このため防災的な観点からも、熱帯低気圧の発生を予測することは重要である。

気象庁全球予報モデル (GSM) は2007年11月に水平解像度が約20kmに高解像度化された。高解像度化により、熱帯低気圧の発生・発達についての予測精度が向上しているのではないかと、との期待が寄せられてきている。そこで本稿では、2008年の台風を対象に、数値予報モデルによる発生の予測についての調査を試みる。

まず、台風発生の予測が現在の数値予報モデルにおいてどの程度のリードタイムをもって捕捉できているかを調べるため、センター間の国際比較を行った結果を次節に示す。

次に、台風の発生過程で重要な役割をすることを考えられている、熱帯波動の表現についての調査の結果を示す。台風の発生には様々な過程が関与しており未解明な部分が多く、発生の要因は事例ごとに異なるが、熱帯の波動擾乱が重要な役割をすることが指摘されている (例えば、偏東風波動擾乱と赤道ケルビン波が合流するような場では、下層に大規模なシアや収束が形成され、熱帯低気圧の発生に適した場となる (e.g, Yanai 1961a,b))。ここでは、個々の熱帯低気圧の発生過程ではなく、熱帯低気圧の発生に

重要な環境場を与える、熱帯の波動擾乱の数値予報モデルにおける表現を検証することとした。

本稿では波動擾乱を見るためにホフメラー図を用いている。ホフメラー図の読み取り方について、本稿の末尾に簡単にまとめてあるので、こうした解析に不慣れな方は適宜参照願いたい。

4.1.2 台風発生予測の国際比較

本節では GSM での台風発生予測に関する性能を、各センターの予報結果と比較した結果を紹介する。検証に使用した予報値は、JMA の他に ECMWF (欧州)・UKMO (イギリス)・NCEP (アメリカ)・CMC (カナダ)・CMA (中国)・KMA (韓国)・CPTEC (ブラジル) の計 8 センターのアンサンブル予報コントロールメンバーの海面更正気圧予報値である。また、JMA と ECMWF に関しては、高解像度決定論予報の予報値も検証に用いた。各センターの予報値の詳細を表 4.1.1 に示す。なお、JMA の決定論予報以外の予報値は、THORPEX 双方向グランド全球アンサンブル (TIGGE) のデータを使用した。

表 4.1.1 検証に用いた予報値の詳細^{*1}

数値予報センター	モデルの解像度 ^{*2}	検証用予報値解像度
JMA (決定論)	TL959L60	0.25°
JMA	TL319L60	0.5625°
ECMWF (決定論)	TL799L91	0.5625°
ECMWF	TL399L62	0.5625°
UKMO	0.833° × 1.25° L38	0.5625°
NCEP	T126L28	0.5625°
CMC	0.9° L28	0.5625°
CMA	T213L31	0.5625°
KMA	T213L40	0.5625°
CPTEC	T126L28	0.5625°

^{*1} 特に付記しない限り、各センターのアンサンブル予報モデルを表す。^{*2} T は二次格子を使用した三角形切断波数、TL は線形格子を使用した三角形切断波数、L は鉛直層数を表す。

台風発生の捕捉率は、気象庁の数値予報ルーチンで使用されている、台風トラック追跡プログラムを用い、以下の方法により調査した。まず、気象庁台風ベストトラックに基づき、台風発生後の最初の12UTC を台風発生時刻とした。次に、各初期値の予報値でこの時刻の台風中心位置周辺に海面気圧の低圧部が表現されているかを調べ、表現の有無の割合を各モデルの予報値ごとに集計した。その結果を図 4.1.1 に示す。横軸は台風発生時刻における予報

¹ 堀田 大介、太田 洋一郎

時間で、縦軸は台風の存在割合である。台風発生に関しては、ECMWF（決定論予報・アンサンブル予報）・UKMO が比較的長い予報時間まで捕捉できており、JMA の決定論予報とアンサンブル予報などがそれに続く形となっている。また、JMA と ECMWF に関しては、決定論予報とアンサンブル予報コントロールメンバーで捕捉率に大きな差はなく、モデルの解像度による発生予測精度の差があまり大きくないことを示唆している。

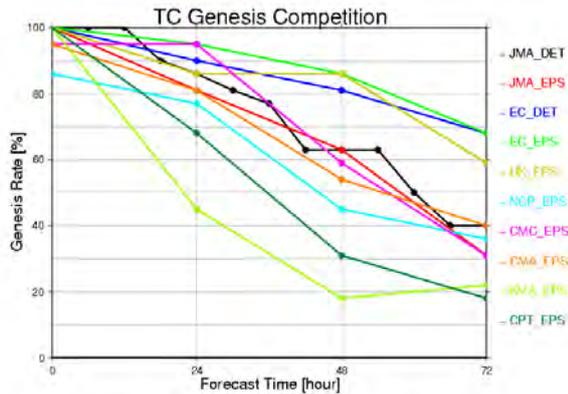


図 4.1.1 2008 年の各センターの台風発生捕捉率の比較。横軸は台風発生時刻における予報時間、縦軸は台風の捕捉率[%]。実線はそれぞれ、黒・青が JMA と ECMWF の決定論予報、赤・緑・黄・水色・ピンク・橙・黄緑・濃緑が JMA・ECMWF・UKMO・NCEP・CMC・CMA・KMA・CPTEC のアンサンブル予報コントロールメンバーを表す。

4.1.3 台風の発生・発達と熱帯の波動擾乱

次に台風の発生・発達と熱帯の波動擾乱の対応を見るために、解析場での両者の対応を示す。図4.1.2は2008年4月24日から2008年12月28日までの全球解析における850hPaの南北風および東西風の時間-経度ホフメラー図を示したものである。いわゆる“松野-Gill応答” (Matsuno 1966, Gill 1980)を念頭に、南北風（左）では西進する偏東風波動を検出することを意図して15°N~20°Nで平均を、東西風（右）では東進する赤道ケルビン波を検出することを意図して5°S~5°Nで平均をとった。さらに日変化や長周期の変動を取り除くために2~10日のバンドパスフィルターを適用してある。また、台風の発生²した時刻・経度に●マークを付し、その後の経路に対応する点に●印を、発生時からの中心気圧の深まりに対応してサイズが大きくなるように描いてある。●マークの右の数字は、台風の番号である。

南北風（左図）を見ると、7月以降の多くの台風では発生の前に偏東風波動が存在していることが確認でき、その規模（波長）はおおよそ2000km（経

度で20度）程度である。西に北風（青）、東に南風（赤）を持つ対になっていることから、低気圧性の循環であることも分かる。これらの特徴は、西進するロスビーモードの熱帯波動の構造とよく一致している (Matsuno 1966)。発生に先立つ偏東風波動との対応は、台風第11,13,14,15,17,18,20,22号で顕著である。

東西風（右図）を見ると、位相速度およそ10m/s（5日で経度およそ45度）で東進する擾乱が間欠的に発生していることを読み取ることができ、これらは赤道ケルビン波を表していると考えられる。ただし、台風の発生・発達と赤道ケルビン波の対応は前述の偏東風波動擾乱ほど明らかではなく、台風第7号の発生、台風第13,14,15,17号の発達との対応が、かろうじて見られる程度である。

なお、赤い囲みで示したように、この図から、台風の発生が頻繁に起こる時期と起こらない時期が交互に繰り返され、その周期がおおよそ40~50日であることも読み取ることが出来る。これは、よく知られているように (Nakazawa 1988, Liebmann *et al.* 1994)、赤道季節内振動 (MJO) の位相と台風の発生により対応があることを示していると考えられる。実際、台風が頻繁に発生した期間と Wheeler and Hendon(2004)によるMJO指数の位相が海洋大陸から西太平洋にかかる期間とはよく対応している (図 4.1.3)。

以上より、モデルにより台風の発生を予測する上では、熱帯の波動擾乱、とくに西進する偏東風波動のモデルでの再現性が関連している場合があることが示唆される。

4.1.4 全球モデルでの熱帯の波動擾乱の表現

前節で台風の発生の多くが西進する偏東風波動とよく対応していることが分かった。そこで、この節では偏東風波動が予報モデルで表現できているかを検証する。以下では、発生前の偏東風波動が特に顕著であった、台風第13,14,15,17号および第20,22号に注目する。

GSMで、擾乱の構造をどの程度の予報時間まで保つことができるかを調べるため、ルーチンのGSMの予報を調査した。図4.1.4は、図4.1.2の左の図と同じものを台風第13,14,15,17号について、ルーチンの全球予報を用いて、同じ予報時刻のものをつなげて描画したものである。左から解析、24,48,72時間予報を示している。予報時間が長くなるにつれて擾乱のシグナルが弱くなっている様子が分かる。例えば台風第13号を見ると、予報時間が長くなるにつれて振幅が弱く（色が薄く）なっている。台風第14号では、FT72では対応する擾乱の構造を読み取ることは難しい。これらのケースでは、予報モデルは、偏東風

² ここでいう台風の発生はベストトラックに基づいている。

波動の構造を維持することが出来ていないと推測出来る。

図4.1.5は図4.1.4と同じものを、台風第20,22号について示したものである。台風第20,22号については、発生に先行する偏東風波動の構造が、72時間予報においても維持できていることが分かる。

以上のとおり、台風の発生に先行する偏東風波動は、現在のGSMは表現できる場合とできない場合がある。

4.1.5 まとめ

本稿ではまず、台風の発生が現在の数値予報モデルによって、どの程度のリードタイムを持って予測できているかについて、TIGGEデータベース等を用いて国際比較を行った。この結果から、台風発生の捕捉という点では、解像度は（現在の現業全球モデルのもつ範囲内においては）必ずしも重要ではないことが示唆された。

次に、熱帯低気圧の発生・発達多くの場合において熱帯の波動擾乱、特に西進する偏東風波動が関連していることを、全球解析のデータにより調べ、予報モデルが熱帯低気圧の発生を予測するためには、これらの再現性が関連している可能性があることを示した。

また、現在のGSMでは、これらの擾乱の構造の維持が十分でない場合があることを示した。

熱帯低気圧の発生をよりよく予測できるようになるためには、熱帯の波動擾乱を再現できるよう、モデルを改良する必要がある。今後も継続的に調査を続けていく必要がある。

補足:ホフメラー図の読み取り方

ホフメラー図とは、縦軸に時間軸、横軸にある方向の空間軸をとりある物理量の等値線をプロットした図のことで、波動の位相伝播や群速度伝播を可視化するためによく用いられる。波動の伝播のホフメラー図による解析をホフメラー解析と呼ぶこともある。

ホフメラー図で表現される現象が具体的にどのようなものであるかを示すために、例として図4.1.6に台風第14号の発生前後（9月12～21日）の各日の00UTCにおける解析場の850hPa風ベクトル2-10日周期バンドパス成分の流線を、10°Nから20°N、120°Eから180°の領域で描画したものを示す。ホフメラー図との対応を分かりやすくするため、南北風を陰影で示してある。図中に赤い曲線で示したとおり、9月12日には150°E～180°にかけて、西に低気圧性、東に高気圧性の流れを持つ波状の擾乱があり、

西に伝播している。伝播しながら西の低気圧性の部分の位相伝播が減速し、東の高気圧性の部分が追いつくことで、9月16日にははっきりと孤立した低気圧性循環が発生している（波動の力学の観点ではこれを「砕波」と呼ぶことがある）。孤立した低気圧性循環は9月17日には台風第14号となり、その後、西に進んだ。

上述の現象をホフメラー図で見ると、図4.1.4の最左図のようになる。「砕波」の生じた9月16日頃を境に、青・赤の 패턴の横方向の長さが短くなり、また 패턴の傾きが変わっている。このように、熱帯低気圧の発生しやすい環境場を作る偏東風波動と熱帯低気圧（あるいは台風）そのものとは、ホフメラー図では横方向の波長の変化や、 패턴の傾き（位相速度）の変化をてがかりとして、識別することが出来る。

参考文献

- Charney,J.G, 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J.Meteor.*, **4**, 135-162.
- Eady,E.T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33-52.
- Gill,A.E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Liebmann,B., H.H. Hendon, and J.D. Glick, 1994: The Relationship Between Tropical Cyclones of the Western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401-411.
- Matsuno,T., 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area, *J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II*, **44**, 25-43.
- Nakazawa,T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 17-34.
- Wheeler,M.C., and H.H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction, *Mon. Weather. Rev.*, **132**, 1917-1932.
- Yanai, M., 1961a: A detailed analysis of typhoon formation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **39**, 187-214.
- Yanai, M., 1961b: Dynamical aspects of typhoon formation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **39**, 283-309.

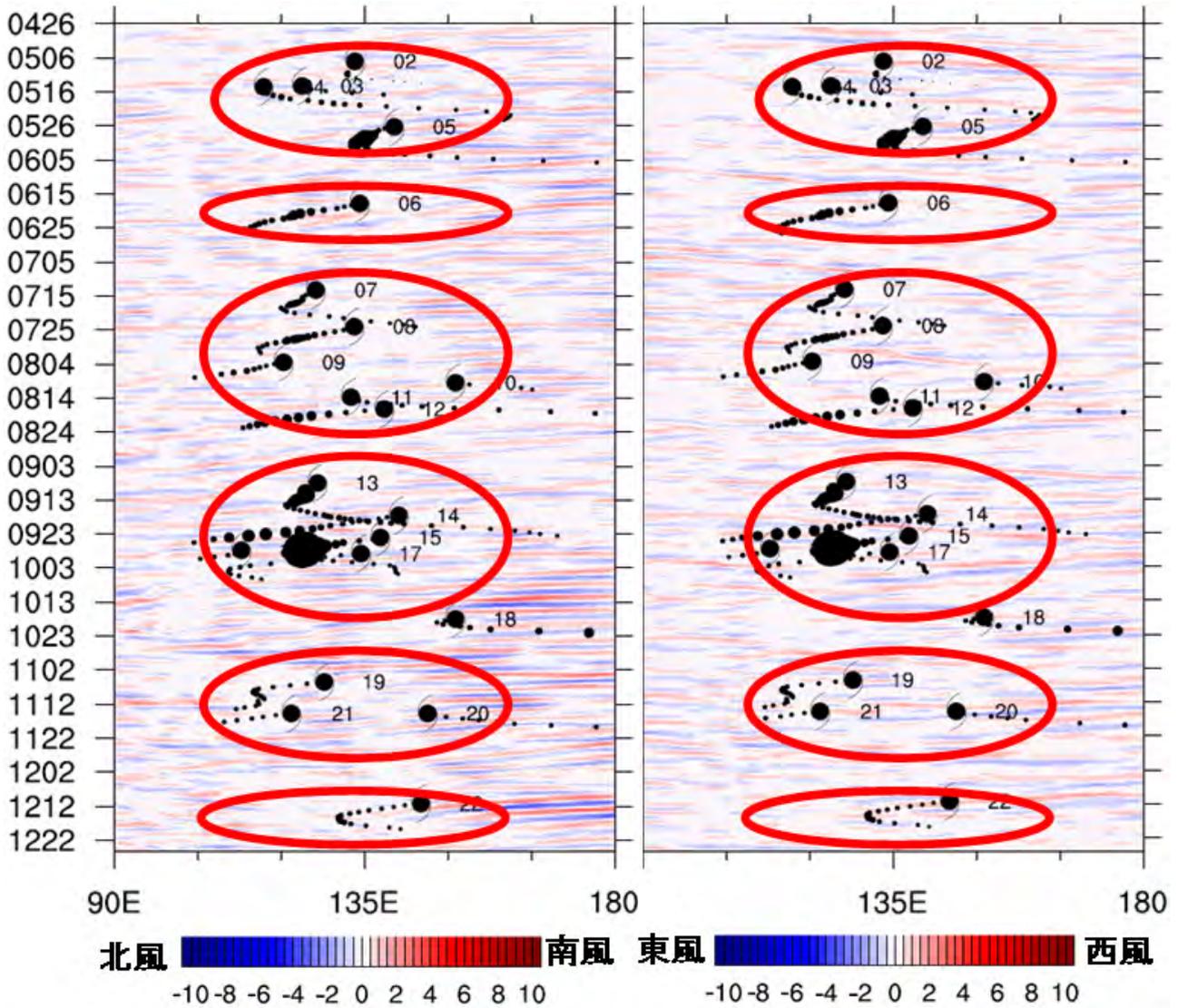


図 4.1.2 全球解析における850hPaの風の2-10日周期バンドパス成分の時間-経度ホフメラー図。左図は15N-20Nで平均した南北成分、右図は5S-5Nで平均した東西成分で、単位はm/s。○印は台風の発生を表し、その右の数字は台風の番号を示す。●印は発生後の台風的位置を表し、その大きさは発生時からの中心気圧の深まりに対応する。縦軸は時間軸で目盛りの数字は月日を表す。詳細は本文を参照。

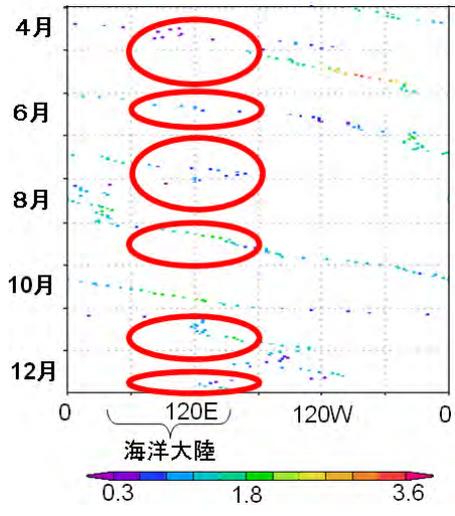


図 4.1.3 Wheeler and Hendon(2004)によるMJO指数の位相と振幅の時間・経度断面図。縦軸は時間、横軸は経度で、MJO指数の位相に対応する経度に点を打ってある。点の色はMJO指数の振幅に対応する。(気候情報課により作成された図を一部加工)

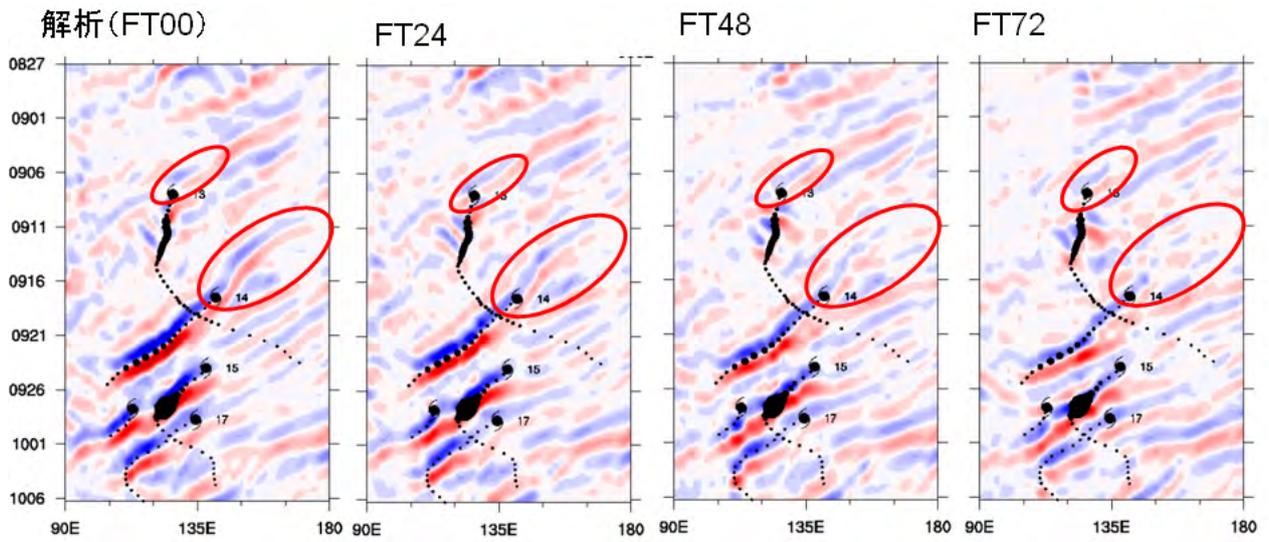


図4.1.4 台風第13,14,15,17号の発生と西進波動擾乱の対応を示すホフメラー図。陰影のスケールは図4.1.2と同じである。詳細は本文を参照。

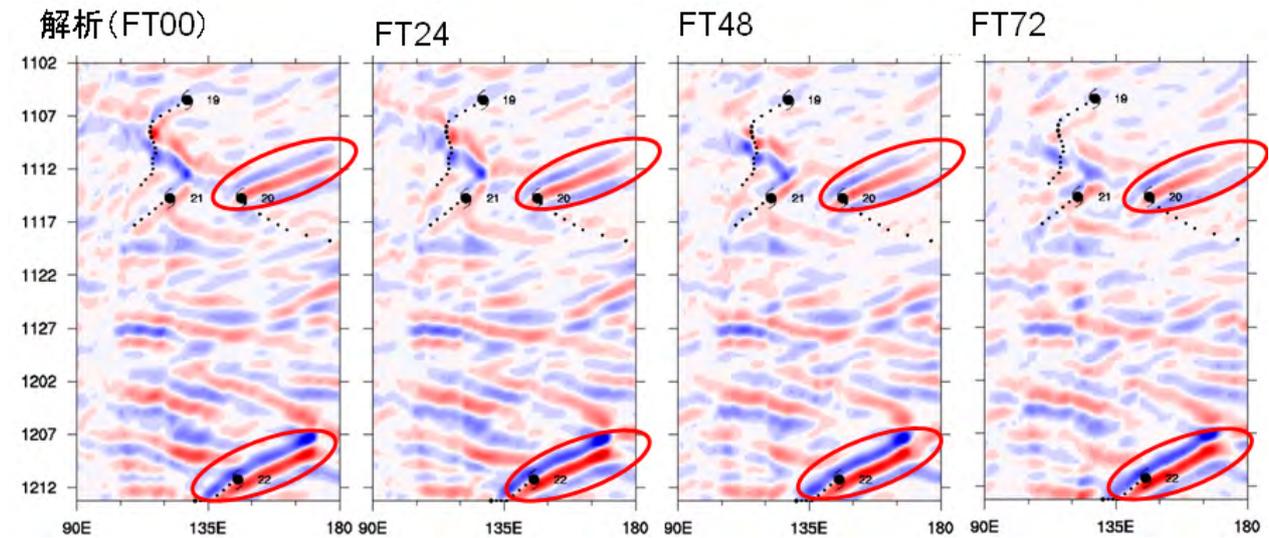


図4.1.5 台風第20,22号の発生と西進波動擾乱の対応を示すホフメラー図。陰影のスケールは図4.1.2と同じである。詳細は本文を参照。

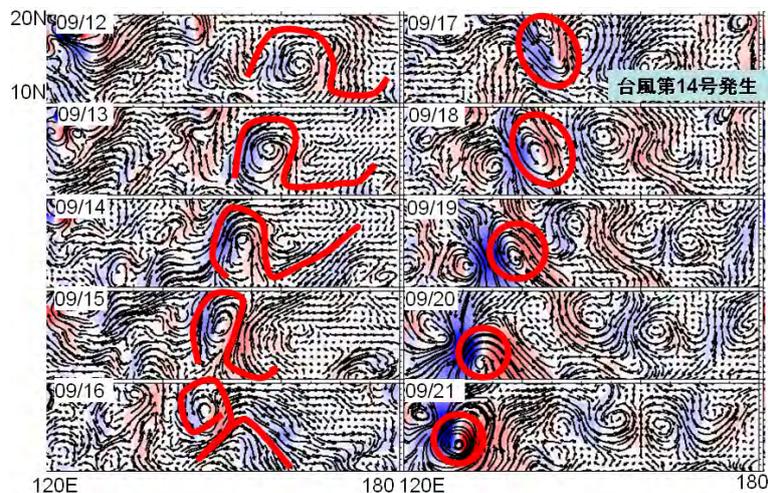


図4.1.6 台風第14号の発生前後(9月12～21日の00UTC)の解析場における850hPa風ベクトル2-10日周期バンドパス成分の流線。陰影は南北風成分で、スケールは図4.1.2と同じ。

4.2 高分解能局地モデルの開発と実験運用¹

4.2.1 はじめに

気象庁では、水平解像度5km のメソ数値予報モデル（以下、MSM）を現業運用しているが、飛行場予報と防災情報作成支援の高度化、降水短時間予報への入力データの高精度化を目的として、気象庁非静力学モデル（以下、JMA-NHM）をベースに水平解像度2kmの高分解能局地モデル（Local Forecast Model; 以下、LFM）の開発を行っている。LFMは平成22年度末に試験運用、平成23年度末に本運用される計画であり、将来的には降水短時間予報の領域を網羅する領域を対象に毎時運用する計画である。表4.2.1に、開発・運用計画を示す²。

本節では、LFMの概要や、これまでの予備的な実験運用から明らかになってきた、MSMに比べLFMの優れている点、問題点などについて述べる。特に、雷雨の事例と、夏季の降水予測に関する統計検証を取り上げて紹介する。

4.2.2 予備実験について

LFMの予測精度を調査し、問題点を明らかにするため、2007年6月から2009年3月まで、関東周辺の約300km×300kmの狭領域（図4.2.1）で予備的な実験運用（以下、予備実験）を試みた。予報頻度は1日8回3時間毎で、予報時間は12時間である。また、LFMの飛行場予報モデルとしての利用可能性を検討するため、予報部予報課航空予報室、航空交通気象センター、成田航空地方气象台、東京航空地方気象台の協力を得てLFMの利用方法についても調査を行った。実験運用期間中は予報結果を気象庁内のイントラページを通じて、上記航空気象官署に公開して調査に役立てていただいた。またGPVから任

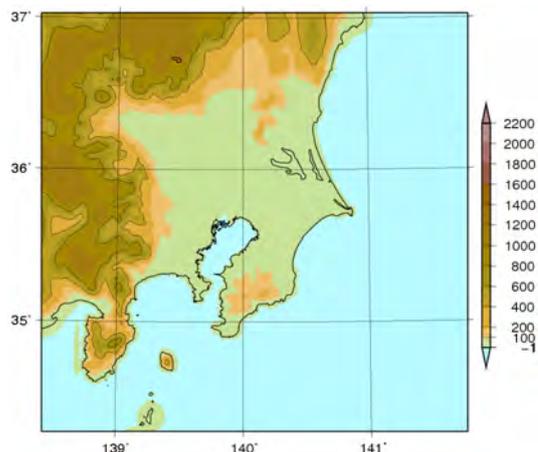


図 4.2.1 予備実験における LFM の計算領域。色はモデルの標高 (m) を示している。

意方向の断面図を対話的に作成できるツールも提供し、利用していただいた。

MSMの予報プロダクトは初期時刻から130分（00,06,12,18UTC 初期値）または150分（03,09,15,21UTC 初期値）以内で配信が完了するが、本運用時におけるLFMの予報プロダクトは初期時刻から70分後に配信されることを想定している。この場合、LFMはMSMに比べ、より新しい観測を取り込んだ初期値を予報作業に利用できる。例えば、00UTC初期値のMSMを利用するには02UTC以降まで待つ必要があるが、同じ初期値のLFMはそれよりも1時間以上早く利用可能である。また、00UTCのLFMの親モデル（側面境界を与えるモデル）は前日21UTCのMSMである。これらのことから、以下の項で、LFMとMSMの予報結果を比較する場合は、LFMの初期値に対して3時間前の初期値のMSMを比較対象とする。

表 4.2.1 高分解能局地モデルの開発と運用計画

	領域	期間
予備実験	関東領域	2007年6月～2009年3月
実験運用*	東北地方～九州地方	2009年8月～2011年2月
試験運用	同上	2011年3月～2012年2月
本運用	本運用開始時は試験運用に同じ。将来的には試験運用時の領域に北日本、沖縄・奄美を加えた3領域	2012年3月～

*開発用の計算機資源やモデルの高速化の状況次第で領域の大きさが変更される可能性がある

¹ 氏家 将志

² 本田 (2008) から解像度、運用開始時期の計画が若干変更されている。

表 4.2.2 MSM と予備実験における LFM の主な仕様

	MSM	LFM
格子数 (x×y×z)	721×577×50	151×151×60
水平解像度	5km	2km
積分時間間隔	24 秒	10 秒
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	同左
予報時間	15 時間 (00,06,12,18UTC) 33 時間 (03,09,15,21UTC)	12 時間
初期値作成	メソ 4 次元変分法 (メソ解析、2009年4月7日00UTCより非静力学モデルに基づくシステムに更新)	3 次元変分法と狭領域 MSM の 1 時間予報を繰り返す解析予報サイクル (局地解析)
雲物理過程	3-ice のバルク法 2008年12月18日00UTCより、雲氷の数濃度を予報	3-ice のバルク法 数濃度は予報しない
積雲対流パラメタリゼーション	Kain-Fritsch スキーム	使用しない

4.2.3 予備実験における LFM の概要 (MSM との違いを中心に)

表4.2.2にMSMとLFMの主な仕様について示す。表に示されていない過程についてはMSMとLFMでは共通のものを用いている。MSMの詳細な仕様については、原 (2008) を参照されたい。MSM、LFMの予報モデル本体はいずれもJMA-NHMをベースとしているがMSMとLFMで解像度の他に大きく異なる点は、積雲対流の扱いと初期値の作成方法である。

水平解像度5kmのMSMでは積雲対流を陽に表すことができないため、雲物理過程とKain-Fritschスキームを併用しているが、より高解像度のLFMでは、現在は積雲対流パラメタリゼーションを用いていない。積雲を陽に表現すること、積雲対流パラメタリゼーションの不確実性を避けることを目的としており、短いタイムスケールの局地的な豪雨の再現性が向上すると期待する。

MSMの初期値はメソ4次元変分法 (2009年4月7日00UTC初期値より非静力学モデルに基づくものに更新、第3.5節) により作成されている。LFMは毎時の運用を計画しているため、限られた時間内で最新の観測データを有効に使うことが求められている。そのため、LFMの初期値は、初期時刻に対して6時間前の現業MSMの3時間予報値を第一推定値として、計算時間の短い3次元変分法と、狭領域のMSM (水平解像度5km) による1時間予報を繰り返して作成される (図4.2.2)。同化に使用する観測データはウインドプロファイラ、ドップラーレーダー、航空機自動観測、毎時衛星風に加え、アメダスの気温と風を使用している。特にアメダスの気温と風の同化は現在気象庁で運用されている予報モデルの

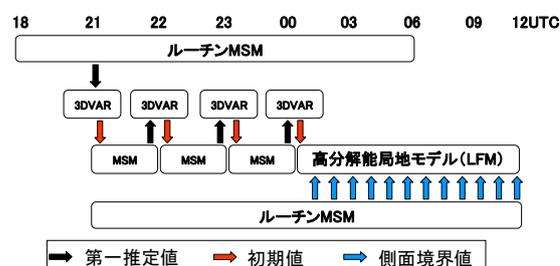


図 4.2.2 予備実験における LFM の実行の概念図 (00UTC 初期値の例)。図中の「3DVAR」は 3 次元変分法による解析を示す。

初期値作成には使われておらず、LFMの特徴³である。これは、下層の局地的な循環を表現することを目的としている。以後、LFMの初期値作成に用いられる解析システムを「局地解析」と呼ぶ。

4.2.4 雷雨の予報事例

雷雨やガストフロントを精度良く予測するには、そのトリガーとなる積乱雲の発生とその積乱雲の衰退時に卓越する下層の冷気外出流を表現することが重要である。以下では、局地解析により初期場の下層の循環の表現が改善されたことで、雷雨の発生が比較的良く予測できた事例と、実況にはない積乱雲が LFM 内で発生したために下層の循環が現実と食い違い、予測が悪化した事例の2事例について述べる。後者については、LFMの利用可能性に関する調査を通じて、東京航空地方気象台から LFM の問題点として指摘を受けた事例である。このような事例を今後改善していくことが飛行場予報に LFM を役立てる上でも重要であると考えられる。

³ 予報モデルの初期値には使われないが、毎時大気解析では、アメダスの気温と風が同化されている。

(1)MSMよりも良く予測できた事例:2008年8月5日

2008年8月は、関東地方において、局地的大雨が多数発生した。特に、8月5日は、局地的な短時間強雨に伴う増水で、東京都豊島区で死者が出る等、社会的にも大きな影響が出た事例であった。また、成田航空地方気象台においても最大1時間降水量が72.0mmを記録し、同官署での観測史上最大となった。地上天気図(図4.2.3)を見ると、日本の東海上に前線があり、関東地方北部にものびている。東日本太平洋側での総観スケールの風向は北東風であり、関東平野では東京湾からの海風による南風と収束しやすい場になっている。このような風系は、藤部ほか(2002)で述べられている、夏季の午後に東京付近で局地的な降水が起こりやすいパターンのひとつとよく似ている。

図4.2.4の上段に8月5日01, 03, 04UTCにおける解析雨量とアメダスによる気温、風の分布を示す。実況では01UTCにおいて千葉県北部に等温線の混んだ局地的な前線がみられ、この領域で風の収束と積乱雲に

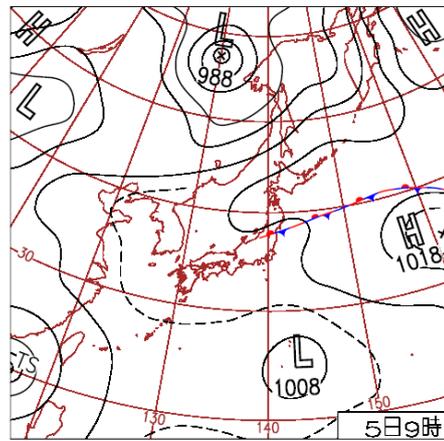


図 4.2.3 2008年8月5日00UTCの地上天気図

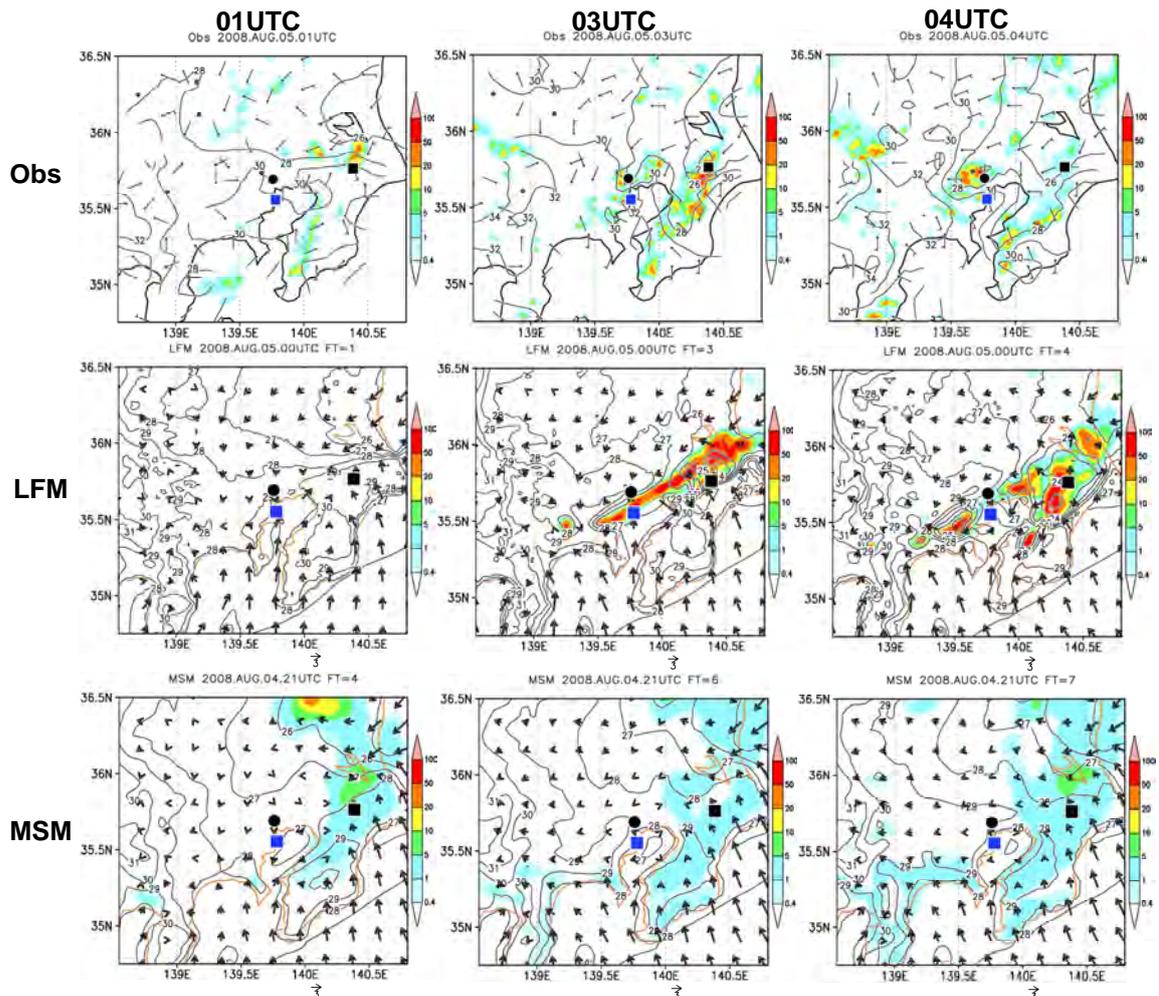


図 4.2.4 2008年8月5日(左)01UTC、(中)03UTC、(右)04UTCにおける、標高補正した気温(等値線、℃)と地上風(ベクトル、m/s)および前1時間降水量(mm)。上段:アメダスと解析雨量。中段:8月5日00UTC初期値のLFM、下段:8月4日21UTC初期値のMSM。図中の黒、青の四角、黒丸はそれぞれ、成田、羽田、東京の観測地点の位置を示している。

対応した降水が見られる。03UTCになると降水域は東京都23区と千葉県の中央部に広がった。広がった降水域に対応するように、地上の低温の領域も広がっている。このことから、これらの積乱雲は局地的な前線上で発生した積乱雲からの冷氣外出流と東京湾からの海風の収束によってもたらされたと推測する。図4.2.4中段、下段のように、LFMでは01UTCにおける大気下層の気温と風がMSMに比べ、実況に近くなっており、局地的な前線と風の収束がある程度表現されていた。図4.2.5は8月5日00UTCにおける、局地解析による高度20mおよび東経140.5度に沿った鉛直断面の気温と風のインクリメント(解析値と第一推定値の差)を示している。茨城県で気温を下げ、千葉県で気温を上げるインクリメントが入っており、局地解析によって前線を強める修正が入っている。この前線を強めるようなインクリメントは地上付近を中心に見られ、4日21UTCから5日00UTCまでの1時間ごとの解析予報サイクルを通して入りつづけていた(図略)。地上気温の同化によって、下層の局地的な前線の表現が向上したのと考えられる。03UTCにおける、LFM、MSMの降水、気温、風の予想を見ると、MSMは千葉県の広い範囲で弱い降水を予測しているものの、局地的な短時間強雨は予測できていない。また、MSMによる降水はそのほとんどが積雲対流パラメタリゼーションによってもたらされたものであり(図略)、積雲の形成、組織化等を陽には表現していない。LFMでは03UTCで局地的な前線に対応して強い降水を予測している点、降水域が23区へ広がっている点は実況と対応が良い。しかし、FT=3よりもFT=4のLFMの方が03UTCの実況の降水と気温の分布に近い。このことから、LFMは対流の発生を良く予測しているが、降水域と低温域の千葉県中部への南下はタイミングが遅れているものと考えられる。また、千葉県の北部から23区までは実況に比べ、線状に降水帯が形成されているのが目立った。図4.2.6は成田における気温と前1時間降水量の時系列である。実況では冷氣外出流の侵入にともない、01UTCから02UTCにかけて気温が約4度下がり、その後、02UTCから03UTCまでに70mm/hを超える降水が観測されている。LFMでは気温の急激な変化や降水は1時間ほど遅れているものの、表現されている。一方、MSMでは気温の変化はほとんど表現されていない。強雨の位置やタイミングを正確に予測することは難しいが、この事例においては短時間強雨の予測に関して、高いポテンシャルを持っている点で、LFMはMSMより優れていると考える。

(2)予測が悪化した事例:2008年8月21日

2008年8月21日は羽田では09-11UTCにかけて雷電を観測し、ガストフロント通過にともなって最大瞬間風速21.6m/s、最大風速17.0m/sを観測した。この日は地上には明瞭な擾乱はなかったが、中層から上層中心の

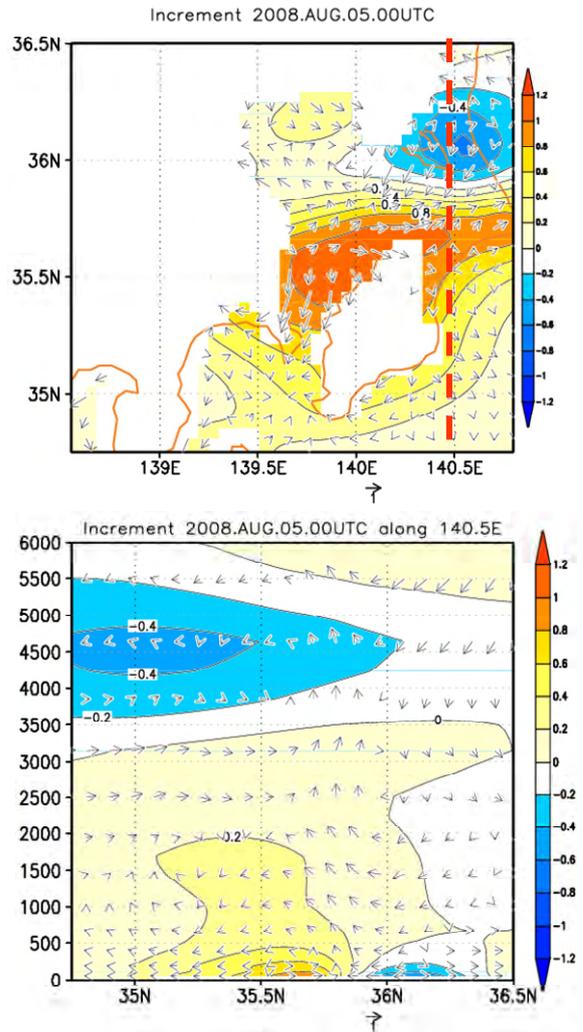


図 4.2.5 2008年8月5日00UTCにおける、気温(陰影、℃)と風(ベクトル、m/s)の局地解析によるインクリメント。上段：高度20m面、下段：東経140.5度に沿った高度6000mまでの鉛直断面。モデルの標高よりも低い高度については表示していない。

Time series of temperature(°C) and 1-hourly precipitation(mm) 2008.AUG.05.00UTC - 2008.AUG.05.09UTC Station=45121

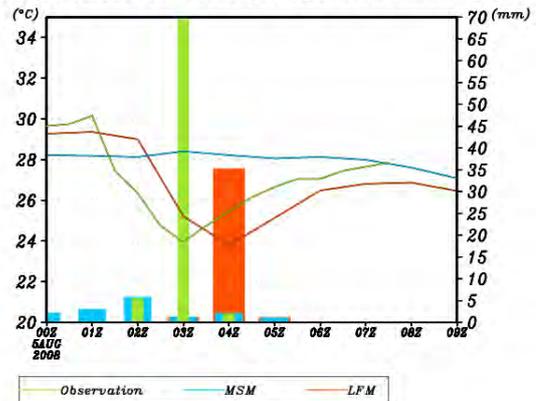


図 4.2.6 2008年8月5日00UTC-09UTCの成田における、前1時間降水量(棒グラフ)と地上気温(折れ線グラフ)の時系列。緑：アメダスによる観測、赤：8月5日00UTC初期値のLFM、水色：8月4日21UTC初期値のMSM。

寒気トラフが通過(図4.2.7)するタイミングで、活発化した積乱雲が関東地方を北東から南西へと通過した。図4.2.8は8月21日09UTCにおける実況と03UTC初期値のLFM,00UTC初期値のMSMを示している。実況では千葉県と茨城県の県境付近に発達した積乱雲に対応する降水が見られる。MSMは実況と同じ位置に対流パラメタリゼーションによって弱い降水を予測している。LFMは実況で見られる降水を予測しておらず、東京都の西部に、実況には無い強い降水を予測している。この時点でLFMはガストフロントをもたらした積乱雲を予測できていないと言える。実況では10UTCになると、茨城県の降水は衰弱し、北東風の進行とともに、千葉県と東京都に新たな積乱雲に伴う降水が表れる。MSMでは09UTCとほぼ同じ位置に降水域が見られる。一方、

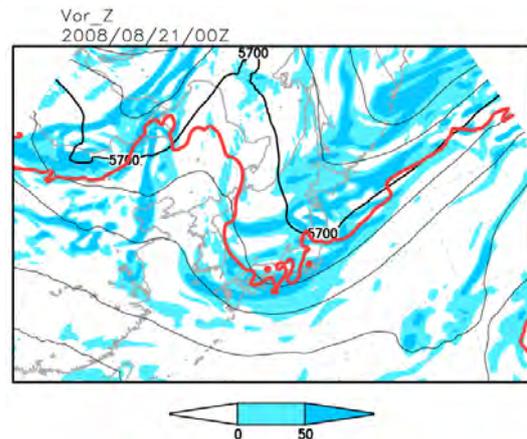


図4.2.7 2008年8月21日00UTCにおける、500hPa高度(黒等値線、m)、気温の-9℃線(赤等値線)、渦度(陰影、 $10^{-6}s^{-1}$)の解析値。

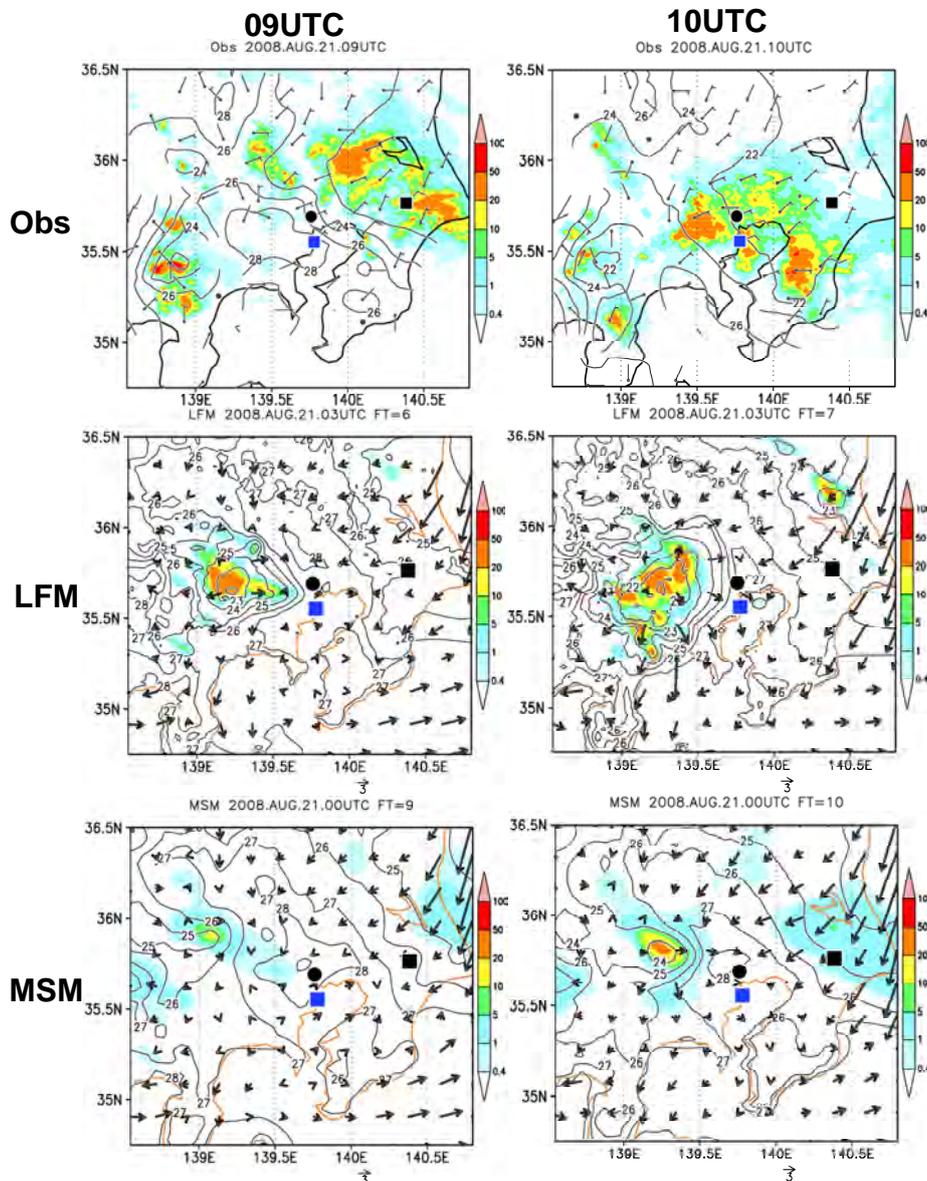


図4.2.8 2008年8月21日(左)09UTC、(右)10UTCにおける、標高補正した気温(等値線、 $^{\circ}C$)と地上風(ベクトル、m/s)および前1時間降水量(mm)。上段:アメダスと解析雨量。中段:8月21日03UTC初期値のLFM、下段:8月21日00UTC初期値のMSM。図中の黒、青の四角、黒丸はそれぞれ、成田、羽田、東京の位置を示している。

LFMでは、東京都の西部の実況にはない積乱雲からの冷氣外出流により、東京都や神奈川県では北西の風を予測しており、09UTCより実況との食い違いが大きくなっている。また、東京湾で偽の収束域を作っており、12UTCには、実況にはない強い降水を再び予測していた(図略)。図4.2.9は羽田における、気温と降水量、風の時系列である。実況ではガストフロントの通過にともない、気温の低下と風向風速の急変が見られる。しかし、LFMは実況にはない対流雲が作る循環によって風向が実況と異なっている。また、MSM、LFMともに気温の急変は表現されていない。この例のように、ガストフロントのきっかけになる積乱雲を予測できていないことと、実況にはない積乱雲を予測していることにより、その後の下層の循環が現実と大きく食い違う場合もLFMの予報事例ではいくつか見られた。このことは積乱雲を適切に表現することが降水予測だけでなく、局地循環を予測する上でも重要であることを示している。

4.2.5 統計検証

前項では事例検証でMSMとLFMの表現の違いを示したが、この項では実験運用期間での統計的な検証結果で、MSMとLFMの予測精度の違いを見る。降水検証の検証格子は20kmである。第1.1節で述べたように、2008年の夏季は不安定降水が多く、MSMの降水予測はバイアスコアで見ると、近年に比べて全国的に予報過少であり、関東地方で見てもその傾向が見られた(図略)。しかしながら、図4.2.10に示すように、格子内最大降水量に関して、LFMはいずれの閾値に関してもバイアスコア、スレットスコアともにMSMを上回っている。特に、閾値が大きくなる程、バイアスコアが1に近付いている。LFMは強い降水の頻度をMSMよりも良く捉えている。ただし、的中率、空振り率で見ると、LFMは的中率も高いが、空振り率もMSMよりも高い(図略)。格子内平均1mm以上の降水量の精度を予報時間別に見ると(図4.2.11)、FT=3以降に関しては、LFMとMSMは同等かそれ以上のスコアだが、FT=1のLFMのバイアスコア、スレットスコアはMSMに対し極端に低い。同じ初期値のLFMとMSMを比較しても低い。閾値を5mm/hにしても同様の傾向が見られた(図略)。このことは予報初期の弱い降水の立ち上がりが遅いことを示している。考える理由としては、第4.2.4項で示したように、モデルの中でのメソ対流系の形成が実況より遅いことや、解析予報サイクルにおける過飽和の取扱いの問題(竹之内2008)が挙げられる。

上記に挙げた特徴は2007年の夏季でも同様の傾向が見られた。統計検証から、夏季におけるLFMはMSMよりも強い降水の予報頻度が良い反面、予報

初期の降水が過少であるという特性がわかった。図4.2.12は、2008年8月における気温の対象時刻ごとのアメダスに対するMEとRMSEである。日中に

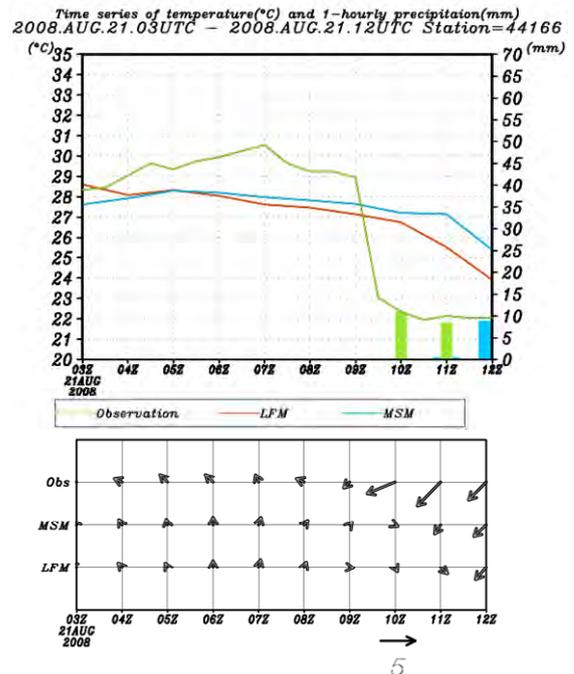


図 4.2.9 2008年8月21日03UTC-12UTCの(上段)羽田における、前1時間降水量(棒グラフ)と地上気温(折れ線グラフ)の時系列。緑:アメダスによる観測、赤:8月5日00UTC初期値のLFM、水色:8月4日21UTC初期値のMSM。(下段)地上風ベクトルの時系列図。

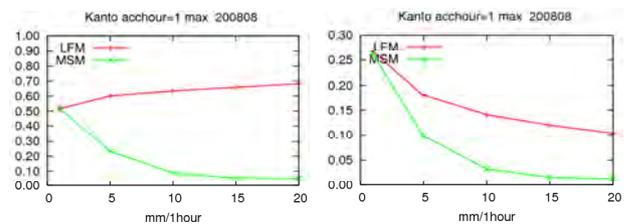


図 4.2.10 2008年8月の関東領域における、格子内最大前1時間雨量の閾値ごとの、解析雨量に対する(左)バイアスコア、(右)スレットスコア。

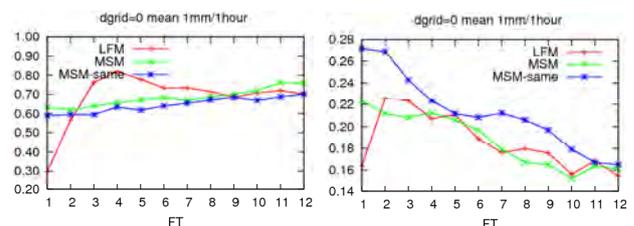


図 4.2.11 2008年8月の関東領域における、格子内平均1mm/h以上の降水の、解析雨量に対する予報時間ごとの(左)バイアスコア、(右)スレットスコア。MSM-sameはLFMと同じ初期値のMSMの検証結果を指す。

MSMよりも負バイアスがあるものの、RMSEは同等か、MSM以上の成績が出ている。地上物理量の中でも特に風向に関して、LFMはMSMよりも良い精度を示していた。図4.2.13は2008年8月における、風向の対象時刻毎のMEとRMSEである。全ての時刻において、ME、RMSEともにLFMはMSMよりも精度が良い。これらは、局地解析により、地上の風を同化していることが大きく影響している。このように地上気象要素についてもLFMはMSMよりも同等かそれ以上の予測精度を持っていることがわかった。

4.2.6 まとめと今後の課題

LFMの精度や問題点を把握するため、2007年6月から2009年3月まで、関東地方に限定した領域で予備実験を行った。夏季の雷雨の事例について、初期場の下層の循環が解析で表現できる場合、積乱雲の発生や、その後のメソ対流系も良く表現されることがわかった。しかしながら、不安定降水が過度に集中することや、偽の積乱雲からの冷氣外出流により、下層の循環にも悪影響を及ぼし、飛行場予報の上で重要な気温や風の急変が正しく表現できなくなる事例があることもわかった。また、統計検証では、LFMはMSMより強い降水予測の頻度が良いことがわかった。その反面、予報初期の降水の立ち上がりの遅れなどの問題点も明らかになった。今後は計算領域を広げて、実験運用を進めるとともに、関東領域での予備実験で問題になった事例について調査を進める予定である。

今後検討すべき重要な課題としては積雲対流の扱いが挙げられる。高解像度モデルでメソ対流系を表現するには積雲対流スキームを用いず、雲物理と力学で対流を陽に表現することが望ましい。その一方で、積雲対流スキームを併用し、成層を安定化させることで格子スケールの過剰な降水を抑制できるということも知られている (Bouttier, et al. 2005; 成田 2006)。水平解像度が2km程度のモデルにおける、積雲対流の扱いは各国のモデルで様々であり (竹之内 2008)、明確な答えは得られていない。LFMにおける積雲対流の扱いについても、今後も文献を調査しつつ検討する必要がある。

参考文献

- 竹之内健介, 2008: 高分解能局地モデルの課題. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 207-213.
- 成田正巳, 2006: 降水予測の改良. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 88-91.

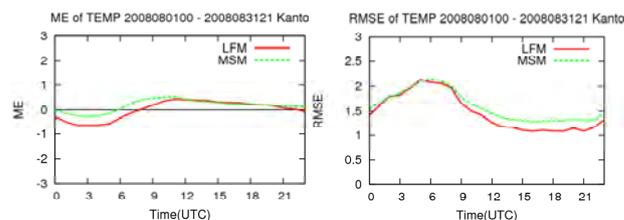


図 4.2.12 2008 年 8 月の関東領域における、アメダスに対する気温の (左) ME、(右) RMSE。

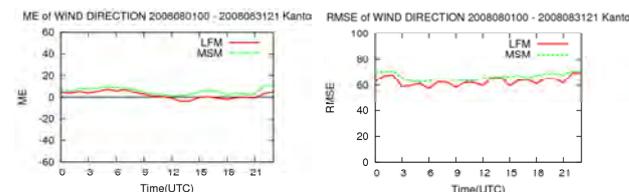


図 4.2.13 図 4.2.12 と同じ。ただし、風向について。

- 原旅人, 2008: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 18-26.
- 藤部文昭, 坂上公平, 中鉢幸悦, 山下浩史, 2002: 東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. 天気, **49**, 395-405.
- 本田有機, 2008: メソ数値予報の将来計画. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 12-17.
- Bouttier, F., G. Hello, Y. Seity, S. Malardel, and C. Lac, 2005: Status of the AROME project in MF in winter 2006. *ALADIN NEWS LETTER*, **29**, 4.1.

付録 A 数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表¹

平成 21 年 11 月現在、数値予報課が所掌する数値予報モデルとガイダンスの概要、及び、プロダクトの送信時刻に関する情報を以下の A.1 から A.3 の表に示す。

A.1 数値予報モデル

A.1.1 全球モデル(GSM)

解像度・予報初期時刻・予報時間	
水平解像度	TL959 (格子間隔約 20km:0.1875 度) ²
鉛直層数	60 層(地上から 0.1hPa)
予報初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間	84 時間 (00, 06, 18UTC) 216 時間(12UTC) ³
境界値	
土壌温度	予報する(初期値は前回予報値)
土壌水分	予報する(初期値は気候値)
積雪被覆	雪水当量を予報する(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+季節変動する気候値
海氷分布	全球海氷密度解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)から作成した海氷分布の平年偏差+季節変動する気候値
解析(データ同化)システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平解像度	アウターモデル ⁴ の水平解像度:TL959 (格子間隔約20km:0.1875度) ² インナーモデル ⁴ の水平解像度:T159 (格子間隔約80km:0.750度) ²
鉛直層数	60 層(地上から 0.1hPa)
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
観測の待ち受け時間	速報解析 ⁵ :2 時間 20 分 サイクル解析 ⁵ :11 時間 35 分(00, 12 UTC) 5 時間 35 分(06, 18UTC)
台風ボーガス	速報解析、サイクル解析ともに擬似観測型
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウインドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧 ⁶ 、積雪深 ⁷)、船舶・ブイ観測(気圧 ⁶)、アメダス(積雪深 ⁷)、衛星観測大気追跡風、衛星鉛直サウンディング観測(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(輝度温度)、衛星マイクロ波散乱計(海上風)、静止気象衛星の晴天輝度温度、GPS 掩蔽観測(屈折率)、オーストラリア気象局のボーガス(海面気圧)、台風ボーガス(海面気圧、風)

¹ A.1 小泉 耕、A.2 國次 雅司、A.3 川真田 正宏

² T は三角形波数切断の意味で数字は切断波数を表す。TL は線形格子を、T のみ場合は二次格子を使用することを示す。

³ ただし、12UTC 初期値の予報の配信データは 192 時間予報までの範囲。

⁴ アウターモデルは第 1 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。

⁵ 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。

⁶ 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使用される。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。

⁷ 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使用される。

A.1.2 台風アンサンブルモデル⁸

解像度・予報初期時刻・予報時間		
水平解像度	TL319 (格子間隔約 60km:0.5625 度) ²	
鉛直層数	60 層(地上から 0.1hPa)	
予報初期時刻	00, 06, 12, 18UTC	
予報時間	132 時間 (00, 06, 12, 18UTC)	
メンバー数	11(10 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	高解像度全球モデルの解析値を TL319 へ解像度変換したものを利用。	
初期摂動作成手法	特異ベクトル(SV)法	
SV 計算の対象領域	中緯度域	熱帯擾乱周辺域
	N20°-60°, E100°-180°	初期時刻から 24 時間後の熱帯擾乱の推定位置を中心とする東西 20 度、南北 10 度の矩形領域(最大 3 領域)
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km:1.875 度) ² 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、鉛直拡散、乱流過程	(左に加えて) 積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程
評価時間	24 時間	
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	東西風 6m/s または南北風 6m/s を上限値として定数倍する	
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法	
利用する SV の数	計 10 個	

表中の専門用語については、数値予報課報告・別冊第 55 号の第 3, 4 章を参照のこと。

⁸ 台風アンサンブルモデルは部内の台風進路予報のために利用しており、プロダクトの配信を行っていない。

A.1.3 週間アンサンブルモデル

解像度・予報初期時刻・予報時間		
水平解像度	TL319 (格子間隔約 60km:0.5625 度) ²	
鉛直層数	60 層(地上から 0.1hPa)	
メンバー数	51 メンバー (50 摂動ラン+コントロールラン)	
予報時間 (初期時刻)	216 時間 (12UTC)	
初期値および摂動作成手法		
初期値	高解像度全球モデルの解析値を TL319 へ解像度変換したものを利用。	
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法	
SV 計算の対象領域	北半球領域	熱帯領域
	N30°-90°	S20°-N30°
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km:1.875 度) ² 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 鉛直拡散、乱流過程	(左に加えて) 積雲対流過程、 重力波抵抗、長波放射、雲水過程
評価時間	48 時間	24 時間
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	500hPa の高度場の RMS が気候学的 変動量の 12%	850hPa の気温場の RMS が気候学 的変動量の 26%
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	

表中の専門用語については、数値予報課報告・別冊第 55 号の第 3, 4 章を参照のこと。

A.1.4 メソ数値予報モデル(MSM)

解像度・予報初期時刻・予報時間	
水平解像度と計算領域	格子間隔:5km 計算領域:3600km×2880km
鉛直層数	50層(地上から約22km)
予報時間と予報初期時刻	33時間(03, 09, 15, 21UTC) 15時間(00, 06, 12, 18UTC)
境界値	
地中温度	予報する(初期値の第1,2層は解析システムの前回予報値、第3,4層は気候値)
土壌の体積含水率	予報する(初期値は気候値)
積雪被覆	全球積雪深解析を日本域の観測で修正したものの被覆分布を時間変化無しで使用
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	GSM 予報値 (00UTCのGSMを03, 06UTC、06UTCのGSMを09, 12UTC、12UTCのGSMを15, 18UTC、18UTCのGSMを21, 00UTCのMSMの側面境界として使用。)
解析(データ同化)システム ⁹	
データ同化手法	4次元変分法
水平解像度	アウターモデル ⁴ の格子間隔:5km インナーモデル ⁴ の格子間隔:15km
鉛直層数	50層(地上から約22km)
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC(1日8回)
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻
観測の待ち受け時間	50分
台風ボーガス	擬似観測型
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウインドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧 ⁶ 、積雪深 ⁷)、解析雨量、ドップラーレーダー(ドップラー速度)、船舶・ブイ観測(気圧 ⁶)、アメダス(積雪深 ⁷)、衛星観測大気追跡風、衛星鉛直サウンディング観測(気温)、衛星マイクロ波イメージャ(降水強度と可降水量)、衛星マイクロ波散乱計(海上風)、地上設置GPS可降水量、台風ボーガス(海面気圧、風)

⁹ 第3.5節を参照

A.1.5 毎時大気解析

解像度・解析時刻・解析要素	
計算領域	3600km×2880km (MSM と同じ)
水平解像度	5km
鉛直層数	50 層 (地上から約 22km)
解析時刻	毎正時 (1 日 24 回)
解析要素	風・気温
第一推定値	MSM の予報値 (通常 FT=02, 03, 04 を使用する。例えば、00UTC 初期値の MSM 予報値は 02, 03, 04UTC の毎時大気解析の第一推定値になる。)
データ同化手法	3 次元変分法
観測の待ち受け時間	20 分
使用する主な観測データ	ウィンドプロファイラ、航空機観測、ドップラーレーダー (ドップラー速度)、アメダス、衛星観測大気追跡風
備考	地上と上空の解析を、修正の相関が 0 として同時に行うが、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合を適用する。また、海岸付近の観測の影響が海上に及ばないよう、フィルターを適用している。

A.2 ガイダンス

A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス(MRR)	
作成対象	20km 格子
作成方法	カルマンフィルタによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率(PoP)で補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM(00,06,12,18UTC は 3 時間前の初期値も併用)
予報対象時間	3,6(FT=57 から 75 まで)時間
予報期間と間隔	MRR3(3 時間平均降水量):GSM は FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM は 03,09,15,21UTC 初期値:FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値:FT=3 から FT=15 まで 3 時間間隔 MRR6(6 時間平均降水量):GSM のみ FT=57 から FT=75 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数 ¹⁰	モデル予報値 ¹¹ (NW85、NE85、SSI、PCWV、QWX、EHQ、OGES、DXQV、FRR)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報時間(GSM は 12 時間、MSM は 6 時間区切り)
備考	頻度バイアス補正の閾値は 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80mm/3h を使用。 MRR6 は、MRR3 の 2 時刻分積算により作成。 MSM/降水短時間予報ガイダンスは記載を省略している。

¹⁰ PoP 補正を行っているため、PoP 作成時に使用する説明変数の影響を受ける。PoP の説明変数を参照。

¹¹ 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの

NW85: 850hPa の北西成分の風速

NE85: 850hPa の北東成分の風速

SSI: ショワルターの安定指数

PCWV: 可降水量×850hPa 風速×850hPa 上昇流

QWX: Σ (上昇流×比湿×湿度×層厚) Σ は各層の和を示す(以下同じ)

EHQ: Σ (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×850hPa 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: 850hPa 相対湿度

NW50: 500hPa の北西成分の風速

NE50: 500hPa の北東成分の風速

ESHS: Σ (比湿×湿潤層の厚さ) / Σ 飽和比湿

HOGR: 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: 850hPa 風向

W850: 850hPa 風速

OGR: 地形性上昇流×比湿

10Q4: 1000hPa の比湿と 400hPa の飽和比湿の差

DWL: 湿潤層の厚さ

¹² 表中第一欄に表記した語を意味する。

降水確率ガイダンス(PoP)	
作成対象	20km 格子
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	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: 03,09,15,21UTC 初期値: FT=6 から FT=30 まで 6 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値: FT=9 から FT=15 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値 ¹¹ (NW85、NE85、RH85、NW50、NE50、ESHS、HOGGR、DXQV、CFRR)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報時間(GSM は 12 時間、MSM は 6 時間区切り)

最大降水量ガイダンス(MAXP)	
作成対象	二次細分区域
作成方法	ニューラルネット(3 層: 中間層はシグモイド関数 ¹³ 、出力層は一次関数を使用)
作成対象とするモデル	GSM, MSM(00,06,12,18UTC は 3 時間前の初期値も併用)
予報対象時間	3 時間(1,3 時間最大)、24 時間(24 時間最大)
予報期間と間隔	GSM: FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 (1,3,24 時間最大とも。24 時間最大の FT=24 までは、計算開始時刻以前の解析雨量も利用する。) MSM: 03,09,15,21UTC 初期値: FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値: FT=3 から FT=15 まで 3 時間間隔 (1,3,24 時間最大とも。24 時間最大の FT=21 までは、計算開始時刻以前の解析雨量も利用する。)
逐次学習の有無	なし(係数は年 1 回、細分区域の変更時に更新)
説明変数	モデル予報値 ¹¹ (D850、W850、SSI、OGR、10Q4、DWL)と MRR
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、平均降水量
備考	比率(最大降水量/平均降水量)を予想する。 MSM/降水短時間予報ガイダンスは省略している。

¹³ $1 / (1 + \exp(-ax))$ と表される関数

大雨確率ガイダンス	
作成対象	二次細分区域
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層は双曲線関数 ¹⁴ 、出力層は一次関数を使用)
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(850,500hPa 風速の東西・南北成分、925,850,700hPa の上昇流(ω)の最大値、10Q4 ¹¹ 、湿潤層の厚さ×比湿、OGR ¹¹ 、ブラックボックス指数 ¹⁵)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、対象とする確率:30mm/3h(4~9月)、20mm/3h(10~3月)

雪水比ガイダンス	
作成対象	20km 格子
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数 ¹³ 、出力層は一次関数を使用)
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予報値(地上・925・850・700・500hPa の気温、地上・925・850・700hPa の相対湿度、850・700・500hPa の高度、925・850・700・500hPa の風向・風速、925・850・700hPa の上昇流、「地上-850hPa」・「925-700hPa」の SSI ¹¹ 、地形性上昇流に関する因子、前 3 時間降水量、地上気圧)
層別化処理の対象	なし(2001 年 12 月から 2002 年 3 月のデータを用いて一括学習)
備考	全格子で同じニューラルネット係数を使用

降雪量地点ガイダンス	
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス 236 地点
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともシグモイド関数 ¹³ を使用)
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	12 時間
予報期間と間隔	FT=24 から FT=72 まで 12 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上・900・850・700・500hPa の気温、地上・900・850・700hPa の相対湿度、700・500hPa の高度、900・850・700・500hPa の風向、900・850・700・500hPa の風速、「海面水温-900hPa の気温」、900・850・700hPa の上昇流、「地上-850hPa」・「900-700hPa」の SSI ¹¹ 、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)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報時間 (FT=48 までと FT=72 まで)
備考	前 12 時間降雪量を目的変数とする。

¹⁴ $(\exp(x) \cdot \exp(-x)) / (\exp(x) + \exp(-x))$ と表される関数

¹⁵ $\int_{p_1}^{p_h} p \sqrt{u^2(q - q_s)^2 + v^2(q - q_s)^2} dp$ で表される量。p は気圧、p₁ は下層の気圧、p_h は上層の気圧、u は風速の東西成分、v は風速の南北成分、q は比湿、q_s は p_h における飽和比湿。

A.2.2 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 77 空港 (MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM: FT=3 から FT=75 まで1時間間隔 MSM: FT=1 から FT=33 まで 1 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報対象時間 ¹²

最高・最低気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 77 空港 (MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	9 時間 (最低気温 15-00UTC、最高気温 00-09UTC)
予報期間 (対象要素)	GSM: 00UTC: 当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3 日後最低 06UTC: 翌日・翌々日・3 日後の最高・最低 12UTC: 翌日・翌々日・3 日後の最高・最低 18UTC: 当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3 日後最低 MSM: 03UTC: 翌日最高・最低 09UTC: 翌日最高・最低 15UTC: 当日最高、翌日最低 21UTC: 当日最高、翌日最低 (「翌日」等は、日本時で初期時刻からみた日にちを示す)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報対象要素 (最高気温・最低気温)

A.2.3 風ガイダンス

定時風ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 77 空港
作成方法	カルマンフィルター＋風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時、00UTC 基準に 3 時間毎正時
予報期間と間隔	アメダス地点 (GSM pwg3i) : FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 航空官署 (MSM awm1i) : FT=2 から FT=33 まで 1 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値 (地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報対象時刻 (1、3 時間ごと 1 日分)、風速 (弱・中・強の 3 層)

最大風速ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 77 空港
作成方法	カルマンフィルター＋風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1 時間 (航空)、3 時間 (一般)
予報期間と間隔	アメダス地点 : GSM (pwm3x) は FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔、MSM (pwm3x) は FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで) 航空官署 (MSM awm1x) : FT=2 から FT=33 まで 1 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値 (地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報対象時刻 (1、3 時間ごと 1 日分)、風速 (弱・中・強の 3 層)

A.2.4 天気ガイダンス

作成対象	20km 格子 (GSM)、国内 77 空港 (MSM)
作成方法	GSM:ニューラルネットによる日照率+雨雪判別+フローチャート MSM(航空官署):お天気マップ方式
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1 時間 (MSM)、3 時間 (GSM)、6 時間 (GSM: FT=57 から 75)
予報期間と間隔	GSM: FT=6 から FT=75 まで 3 時間間隔、FT=57 から FT=75 まで 6 時間間隔 MSM: FT=2 から FT=33 まで 1 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	有り(日照率推定。3 月 31 日と 9 月 30 日の係数切替前にも、30 日間の事前学習を行う。)
説明変数	GSM: 日照率推定:モデル予報値(1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300hPa の相対湿度、6 時間降水量、850hPa と 500hPa の気温差) 雨雪判別:降水量ガイダンス、気温ガイダンス、モデル予報値(850hPa 気温、地上気温、地上相対湿度) フローチャート:降水量ガイダンス、モデル予報値(降水量)、日照率推定 MSM:モデル予報値(降水量・上中下層雲量・地上気温・地上湿度・850hPa 気温)
層別化処理の対象	日照率推定:作成対象 ¹² 、夏期、冬期(4~9 月、10~3 月)
備考	日照率の推定用に地点(気象官署・アメダス)毎の予想を用いる。地点のない範囲は 11 中樞官署の係数の平均を日照率の推定に使う。 MSM は、お天気マップ方式だがモデル降水量から弱・並・強の降水強度も予測。雨雪判別に気温ガイダンスを利用。アメダスへは曇天率(1 から日照率を引いた値)を配信。

A.2.5 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス	
作成対象	20km 格子
作成方法	ロジスティック回帰 ¹⁶
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	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=6 から FT=33 まで 3 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	なし (2009 年 3 月までの約 2 年間で係数作成)
説明変数	モデル予報値 (SSI など 12 個の仮予測因子の中から格子毎に異なる 6 個の説明変数を選択。そのうち 3 個は固定。) ¹⁷
層別化処理の対象	35 区域、予報時間 (GSM は FT=0-12, 12-24, …, 72-84 の 7 段階、MSM は FT=3-9, 9-15, 15-21, 21-27, 27-33 の 5 段階)、-10°C 高度 (3km 未満、3-5km、5km 以上)、対象時刻 (-10°C 高度が 5km 以上の場合に午前 (12-03UTC) と午後 (03-12UTC) に分ける)
備考	<ul style="list-style-type: none"> 目的変数は、LIDEN をレーダー観測を使って品質管理し、かつ飛行場実況通報と一般気象官署の記事を含めて作成している。 目的変数は 20km 格子ごとに作成するが、対象とする 20km 格子を含む周辺 9 格子 (60km 四方) における発雷の有無としている。 予測は LAF (Lagged Average Forecast) および LAF なしの 2 つを作成している。LAF は GSM では過去 2 初期値、MSM では過去 8 初期値を使って、重み付平均としており、古い初期値ほど重みを減らすようにしている。

¹⁶ 目的変数が 0,1 の二値データの場合に適している。確率 p として $\ln(p/(1-p))$ を目的変数とした線形重回帰を行う。

¹⁷ 発雷確率ガイダンスの説明変数候補(仮予測因子)は以下 12 個のものから 6 個を選択するが、下線を引いたものは必ず選択する。

SSI: ショワルターの安定指数

CAPE: 対流有効位置エネルギー (地上および 925hPa から持ち上げの高い方を選択)

前 3 時間降水量 (20km 格子内の最大値)

鉛直シア (850-500hPa)

500hPa の渦度 (200km 平均)

気温が -10°C となる高度

下層風 (700 hPa 以下) の X 軸成分

同 Y 軸成分

850 hPa 以下の気温減率

冬型降水の指数: 風向別降水率 × 850hPa 風速 × (海面と下層温位の飽和比湿差)

可降水量

CAPE の前 3 時間変化量

A.2.6 最小湿度ガイダンス

作成対象	気象官署
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数 ¹³ 、出力層は一次関数を使用)
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	24時間(15-15UTC)
予報期間と間隔	00UTC:翌日、翌々日 06UTC:翌日、翌々日、3日後 12UTC:翌日、翌々日、3日後 18UTC:翌日、翌々日 (「翌日」等は、日本時で初期時刻からみた日にちを示す)
逐次学習の有無	有り(3月31日と9月30日の係数切替前にも、30日間の事前学習を行う。)
説明変数	モデル予報値(地上気温、850hPa 風速、1000,925,850hPa 平均相対湿度、1000-700hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比湿、925hPa 最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上、1000,925,850,700,500hPa の日平均相対湿度、地上最小湿度)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、夏期、冬期(4~9月、10~3月)

A.2.7 お天気マップ

作成対象	20km 格子 (GSM)、5km 格子 (MSM)
作成方法	フローチャート ¹⁸
作成対象とするモデル	GSM、MSM
予報対象時間	3時間毎正時(GSM)、毎正時(MSM)
予報期間と間隔	GSM: FT=3 から FT=84 まで 3時間間隔 MSM: FT=3 から FT=33 まで 1時間間隔(1日4回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予報値(地上気温、地上湿度、850hPa 気温、降水量、下層・中層・上層雲量)
層別化処理の対象	なし
備考	降水の有無の閾値については MSM と GSM で値が異なる。 MSM 天気ガイダンス(航空官署)は、お天気マップ方式であるが判別閾値が異なる。

¹⁸ 詳細は平成19年度数値予報研修テキスト第3.9節を参照のこと。

A.2.8 視程ガイダンス

作成対象	国内 77 空港
作成方法	カルマンフィルター＋頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	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=33 まで 1 時間間隔(1 日 4 回は FT=15 まで) 視程確率: FT=6 から FT=33 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上相対湿度、地上気温、地上風速、降水量)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、天気(無降水、雨、雪)、予報対象時刻(3 時間ごと1日分、無降水のみ)
備考	視程は前 1 時間の最小視程および平均視程を予想する。 視程確率は前 3 時間に視程が 5km および 1.6km 未満となる確率を予想する。

A.2.9 雲ガイダンス

作成対象	国内 77 空港
作成方法	ニューラルネット(3 層:シグモイド関数 ¹³)＋頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=33 まで 1 時間間隔(1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(モデル面湿度、降水量、925hPa と地上の平均気温減率)
層別化処理の対象	作成対象 ¹² 、予報対象時刻(1 時間ごと1日分)
備考	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、配信している。

A.3 プロダクトの送信時刻

数値予報ルーチンでは、作成したプロダクトを先ず庁内に向け送信し、その後直ちに気象事業者など部外に向けて送信する。多くの場合、数値解析予報システム（NAPS）から両者への送信時刻の差は数分以内である。送信終了時刻の例を表 A.3.1 に示す。なお、解析や予報の計算時間が日々変化するため、送信時刻も日々変動することに留意されたい。

また、気象庁予報部発の文書「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)及び「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)により、気象事業者等へ数値予報プロダクトの送信時刻を周知している。その概要を表 A.3.2 に示す。

A.3.1 数値予報ルーチンの送信終了時刻の例（平成 21 年 8 月 15 日）

プロダクトの種類		送信終了時刻
全球数値予報モデル	00UTC	0344 UTC
	06UTC	0944 UTC
	12UTC	1544 UTC
	延長プロダクト 12UTC	1828 UTC
	18UTC	2144 UTC
台風アンサンブルモデル	00/06/12/18 UTC	配信なし（本庁内利用のみ）
週間アンサンブルモデル	12UTC	1956 UTC
メソ数値予報モデル	00/03/06/09 UTC	0208/ 0521/ 0808/ 1121 UTC
	12/15/18/21 UTC	1408/ 1721/ 2009/ 2321 UTC
毎時大気解析	毎時	毎時 26 分～27 分
降水短時間予報	30 分毎	毎時 19～20 分、49～50 分

A.3.2 部外に周知した送信時刻（平成 21 年 8 月現在）

プロダクトの種類	送信時刻 ¹⁹	
全球数値予報モデル (GPV、ガイダンス、FAX)	00/06/12/18 UTC	0～ 84 時間予報 初期時刻 +4 時間以内
	12 UTC	90～192 時間予報 初期時刻 +7 時間以内
週間アンサンブルモデル (GPV、ガイダンス、FAX)	12 UTC	20 UTC までに配信
メソ数値予報モデル (GPV、ガイダンス、FAX ²⁰)	00/06/12/18 UTC	初期時刻 +2 時間 10 分以内
	03/09/15/21 UTC	初期時刻 +2 時間 30 分以内

(補足) 前日の送信時刻から 30 分以上の遅延又は遅延が見込まれる場合に連絡報を発信する。

¹⁹ 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻である。

²⁰ 国内航空路 6/12 時間予想断面図、国内悪天 12 時間予想図を作成している。

付録B 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的な指標¹

本テキストで使用した表記と統計的な指標などについて以下に説明する。

B.1 研修テキストで用いた表記について

B.1.1 時刻の表記について

研修テキストでは、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(Japan Standard Time, JST)の他に、協定世界時(Coordinated Universal Time, UTC)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。

B.1.2 予報時間について

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、予報対象時刻の他に、初期時刻からの経過時間を予報時間(Forecast Time-period, FT)として表記している。

このテキストでは、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。

B.1.3 緯度、経度の表記について

緯度、経度については、アルファベットを用いて例えば「北緯40度、東経130度」を「N40°、E130°」、「南緯40度、西経130度」を「S40°、W130°」などと略記した。

B.2 検証に用いた基本的な指標

B.2.1 平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の標準偏差

予報誤差を表す基本的な指標として平均誤差(Mean Error, ME、バイアスと表記した節もある)と平方根平均二乗誤差(Root Mean Square Error, RMSE)がある。これらは次式で定義される。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)$$

$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)^2}$$

ここで、 N は標本数、 x_i は予報値、 a_i は実況値である(実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用されることが多い)。MEは予報値の実況値からの偏りの平均である。また、RMSEは最小値0に近いほど予報が実況に近いことを示す。なお、RMSEはMEの寄与とそれ以外を分離して、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i - ME)^2$$

と表すことができる。 σ_e はランダム誤差である。

B.2.2 アノマリー相関係数

アノマリー相関係数(Anomaly Correlation Coefficient, ACC)とは予報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。

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(A_i - \bar{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2}} \quad (-1 \leq ACC \leq 1)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$$

$$A_i = a_i - c_i, \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i$$

である。ここで、 N は標本数、 x_i は予報値、 a_i は実況値、 c_i は基準値である。第3.4節では基準値として気候値(複数年のデータを使った平均値)を用いている。アノマリー相関係数は予報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一致している場合には最大値の1をとり、逆に全くパターンが反転している場合には最小値の-1をとる。

B.2.3 スプレッド

アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標であり、次式で定義する。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_{mi} - \bar{x}_i)^2 \right)}$$

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_{mi} は m 番目のメンバーの予報値、 \bar{x}_i は

¹ 小野 耕介

$$\bar{x}_i \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_{mi}$$

で定義されるアンサンブル平均である。

B.3 カテゴリー検証で用いた指標など

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の「あり」、「なし」を判定する基準に基づいて予報と実況それぞれにおける現象の有無を判定し、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もとに予報の特性を検証する。

B.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である(表B.3.1)。各

表B.3.1 分割表。FO、FX、XO、XXはそれぞれの事例数を表す。

		実況		計
		あり	なし	
予報	あり	FO	FX	FO+FX
	なし	XO	XX	XO+XX
計		M	X	N

スコアは、表B.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。

B.3.2 適中率

$$\text{適中率} \equiv \frac{FO + XX}{N}$$

適中率は予報が適中した割合である。最大値1に近いほど予報の精度が高いことを示す。

B.3.3 空振り率

$$\text{空振り率} \equiv \frac{FX}{FO + FX} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1)$$

空振り率は、予報「現象あり」の事例数に対する空振り(予報「現象あり」、実況「現象なし」)の割合である。最小値0に近いほど空振りが少ないことを示す。この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。

B.3.4 見逃し率

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{XO}{M} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1)$$

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数 ($M = FO + XO$) に対する見逃し(実況「現象あり」、予報「現象なし」)の割合²である。最小値0に近いほど見逃しが少ないことを示す。

B.3.5 捕捉率

$$\text{捕捉率} \equiv \frac{FO}{M} \quad (0 \leq \text{捕捉率} \leq 1)$$

捕捉率は、実況「現象あり」であったときに予報が適中した割合である。最大値1に近いほど見逃しが少ないことを示す。ROC曲線(第B.4.5項)のプロットに用いられ、この場合一般にHit Rateと記される。

B.3.6 誤検出率

誤検出率(False Alarm Rate)は実況「現象なし」であったときに予報が外れた割合であり、第B.3.3項の空振り率とは分母が異なる。

$$Fr \equiv \frac{FX}{X} \quad (0 \leq Fr \leq 1)$$

最小値0に近いほど空振りの予報が少なく予報の精度が高いことを示す。ROC曲線(第B.4.5項)のプロットに用いられる。

B.3.7 バイアスコア

バイアスコア(Bias Score, BI)は実況「現象あり」の事例数に対する予報「現象あり」の事例数の比であり、次式で定義される。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \leq BI)$$

予報と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合1となる。1より大きいほど予報の「現象あり」の頻度過大、1より小さいほど予報の「現象あり」の頻度過小である。

B.3.8 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。

$$P_c \equiv \frac{M}{N}$$

この量は実況のみから決まり、予報の精度にはよらない。予報の精度を評価する基準を設定する際にしばしば用いられる。

B.3.9 スレットスコア

スレットスコア(Threat Score, TS)は予報、または、実況で「現象あり」の場合の予報適中事例数に着目して予報精度を評価する指標であり、次式で定義される。

² 分母を M とする代わりに、 N として定義する場合もある。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO+FX+XO} \quad (0 \leq TS \leq 1)$$

出現頻度の低い現象 ($N \gg M$ 、従って、 $XX \gg FO, FX, XO$ となって、予報「現象なし」による寄与だけで適中率が1になる現象)について XX の影響を除いて検証するのに有効である。最大値1に近いほど予報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、例えば異なる環境下で行われた予報の精度比較には適さない。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。

B.3.10 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 (Equitable Threat Score, ETS) は気候学的な確率で「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)。

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right)$$

ただし、

$$S_f = P_c(FO + FX), \quad P_c = \frac{M}{N}$$

である。ここで、 P_c は現象の気候学的出現率 (第B.3.8項)、 S_f は「現象あり」をランダムに $FO + FX$ 回予報した場合 (ランダム予報) の「現象あり」の適中事例数である。最大値1に近いほど予報の精度が高いことを示す。ランダム予報で0となる。また、 $FO = XX = 0$ 、 $FX = XO = N/2$ の場合に最小値 $-1/3$ をとる。

B.3.11 スキルスコア

スキルスコア (Skill Score, Heidke Skill Score) は気候学的な確率で「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。

$$Skill \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \leq Skill \leq 1)$$

ただし、

$$S = Pm_c(FO + FX) + Px_c(XO + XX),$$

$$Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N}$$

である。ここで、 Pm_c は「現象あり」、 Px_c は「現象なし」の気候学的出現率 (第B.3.8項)、 S は現象の「あり」を $FO + FX$ 回 (すなわち、「なし」を残りの $XO + XX$ 回) ランダムに予報した場合 (ランダム予報) の適中事例数である。最大値1に近いほど予報の精度が高いことを示す。ランダム予報で0となる。また、 $FO = XX = 0$ 、

$FX = XO = N/2$ の場合に最小値 -1 をとる。

B.4 確率予報に関する指標など

B.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア (Brier Score, BS) は確率予報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報について、次式で定義される。

$$BS \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - a_i)^2 \quad (0 \leq BS \leq 1)$$

ここで、 p_i は確率予報値 (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) の予報 (完全予報と呼ばれる) で最小値0をとり、0に近いほど予報の精度が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率 $P_c = M/N$ (第B.3.8項) を常に確率予報値とする予報 (気候値予報と呼ばれる) のブライアスコア BS_c は

$$BS_c \equiv P_c(1 - P_c)$$

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報の精度を比較するには適さない。例えば上の BS_c は P_c 依存性を持ち、同じ予報手法 (ここでは気候値予報) に対しても P_c の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。次項のブライアスキルスコアはこの問題を緩和するため気候値予報を基準にとり、そこからのブライアスコアの変化によって予報精度を評価する。

B.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (Brier Skill Score, BSS) はブライアスコアに基づいた指標であり、通常気候値予報を基準とした予報の改善の度合いを示す。ブライアスコア BS 、気候値予報によるブライアスコア BS_c を用いて

$$BSS \equiv \frac{BS_c - BS}{BS_c} \quad (BSS \leq 1)$$

で定義される。完全予報で1、気候値予報で0、気候値予報より誤差が大きいと負となる。

B.4.3 Murphyの分解

Murphy (1973) は、ブライアスコアと予報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)。

確率予報において、確率予報値を L 個の区間に分

け、標本を確率予報値の属する区間に応じて分類することを考える。確率予報値が 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 ($M = \sum_{l=1}^L M_l$) 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(確率予報値の l 番目の区間の区間代表値を p_l とする)。

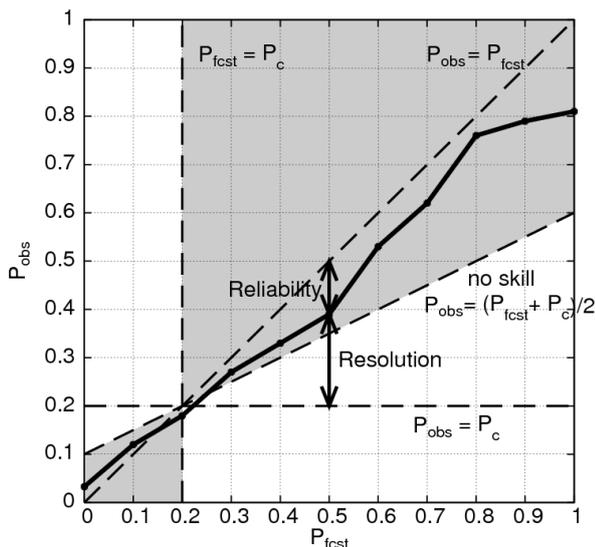
$$BS = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性}$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^L \left(p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^L \left(\frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$

$$\text{不確実性} = \frac{M}{N} \left(1 - \frac{M}{N} \right)$$

信頼度は確率予報値 (p_l) と実況での現象出現相対頻度 (M_l/N_l) が一致すれば最小値0となる。分離度は確率予報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が $P_c = 0.5$ の場合に最大値0.25をとる。この項は実況のみによって決まり、予報の手法にはよらない。また、不確実性 = 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。



図B.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予報現象出現確率、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。

$$BSS = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}}$$

B.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、予報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、確率予報の特性を示した図である(図B.4.1参照、Wilks (2006) などに詳しい)。一般に、確率予報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(第B.4.3項)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 $P_{obs} = P_c$ 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B.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、気候値予報(第B.4.1項参照)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報は精度が高い。

- ・信頼度曲線が対角線に(信頼度が最小値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 (P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c) (気候値予報) 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)。

B.4.5 ROC面積スキルスコア

確率予報では、現象の予報出現確率にある閾値を設定し、これを予報の「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。さまざまな閾値それぞれについて作成した分割表をもとに、閾値が変化したときの $Fr - Hr$ 平面(ここで Fr は第B.3.6項の False Alarm Rate、 Hr は第B.3.5項の Hit Rate) 上の軌跡をプロットしたものがROC曲線(相対作用特性曲線、Relative Operating Characteristic curve、ROC curve)である(図B.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 $Hr > Fr$ 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報ほ

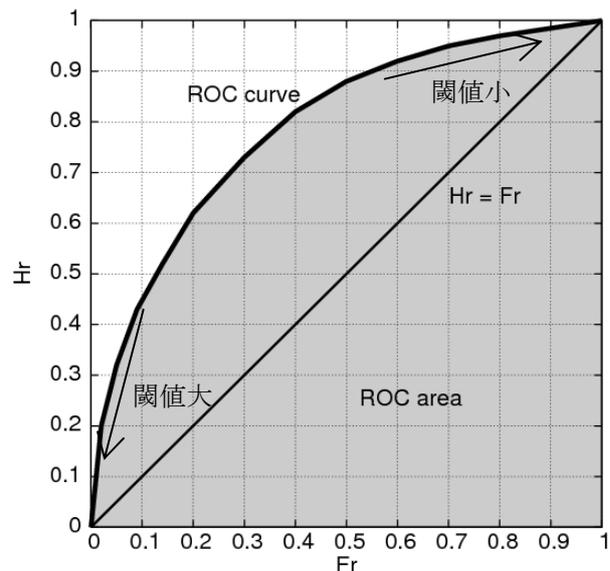
ど精度が高いと言える。従って、ROC曲線から下の領域(図B.4.2灰色の領域)の面積(ROC面積、ROC area、ROCA)は情報価値の高い確率予報ほど大きくなる。ROC面積スキルスコア(ROC Area Skill Score, ROCASS)は情報価値のない予報($Hr = Fr$)を基準としてROC面積を評価するものであり、次式で定義される。

$$ROCASS \equiv 2(ROCA - 0.5) \quad (-1 \leq ROCASS \leq 1)$$

完全予報で最大値1をとる。また、情報価値のない予報(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報値とする予報など)で0となる。

参考文献

- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.
- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Met.*, **12**, 595-600.
- 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 Report No. (MSRB) 89-5*, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Wilks, D. S., 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Second Edition. *International Geophysical Series vol.91*. Academic Press, 648pp.



図B.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸はFr、縦軸はHrである。灰色の領域の面積がROC面積である。