3.1 24時間最大降水量ガイダンスの改良1

3.1.1 はじめに

最大降水量ガイダンス(以下RMAX)は、防災気 象情報に対する基本資料として予報作業に利用さ れている。RMAXの係数は、2010年5月の予報作業 支援システム(以下YSS2)運用開始時に最適化さ れた(蟻坂 2010)。RMAXの基本的な作成手法・方 針は同文献を参照されたい。

YSS2運用開始から数年経過した現在、プロダクトが抱える問題点が明らかになりつつある。特に重要なものとして、GSM 24時間RMAXの2011年台風 第12号に対する予測を筆頭に、最大で2000mm/24h を超える等、現実・利用実態から離れた予測をする ことがある、という問題がある(蟻坂 2013)。

この問題の解消のため、24時間RMAXのルーチン 変更を2013年3月25日00UTC初期値に行った。対象 はGSMおよびMSMである。本節ではこの変更点を 説明するとともに、降水量ガイダンス²の展望を示す。 以降、上記ルーチン変更より前のプロダクトを 「CNTL」、変更以降を「TEST」と呼ぶ。

3.1.2 降水量ガイダンスの構成

以降の前提知識として、図3.1.1に降水量ガイダン スの構成を示す。それぞれのプロダクトの仕様は付 録Aを参照されたい。RMAXの対象領域やMSMガイ ダンスの格子サイズが現在と異なるものの、各統計 手法については安藤(2007)も参考となる。MRRは平 均降水量ガイダンスを表し、MRR3は3時間MRR、 MRR24は24時間MRR(中間出力のみで配信してい ない)、RMAX31は1時間RMAX、RMAX33は3時間 RMAX、RMAX24は24時間RMAXをそれぞれ指す。

GSM・MSM降水量ガイダンスともに同様の構成 を持ち、予測対象領域はGSM降水量ガイダンスで等 緯度経度20km格子(以下20km格子)、MSM降水量 ガイダンスで等緯度経度5km格子(以下5km格子) である。今回の変更箇所は、図3.1.1の紫破線で囲っ た部分であり、ニューラルネットワークから線形式 への変更等を行った。変更の詳細は後述する。

なお、カルマンフィルタ・頻度バイアス補正・PoP 補正(降水確率ガイダンスによる補正)の係数は逐 次更新しているが、ニューラルネットワーク・線形 式の係数は逐次更新していない。つまり、RMAXに 直接かかわる統計手法において、その係数は全て逐



² 平均降水量ガイダンス・最大降水量ガイダンスの総称



図 3.1.1 変更後の降水量ガイダンスの構成。凡例矢印 は統計手法。 NWP は数値予報モデル、 MRRA,MRRB,MRR24A は中間出力の呼称。紫破線 で囲った部分は今回の変更箇所。

次更新していない。ただし、図3.1.1から推測される ように、RMAX24の精度はMRR24の精度に、 RMAX31,RMAX33の精度はMRR3の精度にそれぞ れ依存している。MRRは逐次更新しているため、 RMAXも逐次更新の影響を受けている。特に MRR24はMRR3の24時間積算値を基に作成される ため逐次更新の欠点が表面化しやすく、これが冒頭 で挙げた極端な予測値の主因の一つを担っている と考えられる。今回の変更ではこの問題は解消され ず、今後の課題となっている。

3.1.3 24時間平均降水量と24時間最大降水量

RMAXの係数作成方針は、「係数推定時に解析雨 量の平均降水量を説明変数とし、予測時にはこれを MRRに換える」というものである。この妥当性をみ るため、図3.1.2に解析雨量24時間積算の、20km格 子における格子平均と格子最大の散布図を示す。期 間は2008年4月から2011年12月までの3時間間隔、 格子は四国南部のものである。図3.1.2左図から、24 時間平均降水量が概ね50mm/24h以上の場合には、 24時間最大降水量は24時間平均降水量と強い線形 関係にあることが分かる。5km格子においても、ば らつきの程度が20km格子のそれと比べて概して小 さい、という点を踏まえれば同様の関係が見られる。 よって、今回の変更でも従来の係数作成方針を踏襲 した。

一方、24時間平均降水量が50mm/24h以下の場合 には、ばらつきが大きいことが分かる。現在、24時 間最大降水量は注意報・警報の基準としては用いら れておらず、RMAX24の用途は専ら気象情報への記 述に限られている。よって、弱い雨の重要度は相対 的に低く、このばらつきは大きな問題でないと考え られる。降水量がある程度大きくなれば24時間平均 降水量と24時間最大降水量は強い相関があること から、統計手法は従来のニューラルネットワークで はなく線形式で十分と考える。図3.1.2右図は、実際 に解析雨量を用いて線形予測とした結果であるが、 ある程度強い降水に関してはほぼ理想直線上に分 布しており、性能上の欠点は見られない。

なお、RMAX31やRMAX33でも、「平均降水量が 大きく最大降水量も大きい」状況、例えば低気圧や 梅雨期等の大規模降水であれば、線形式でも精度を 確保できる。しかしながら、「平均降水量は小さく 最大降水量は大きい」という状況、例えば夏季の不 安定性降水等では予測精度を確保できず、線形式と するためにはこの課題の解決が必要である。よって、 今回の変更はRMAX24に限った。



図 3.1.2 24 時間平均降水量と最大降水量の散布図。左 図:解析雨量の関係で、横軸は平均降水量、縦軸は最 大降水量。右図:横軸は解析雨量の24時間最大降水 量、縦軸は24時間最大降水量の線形予測結果。右図 各色は、平均降水量で層別化された各層で、層の設定 は表 3.1.1「CNTL(推)」を参照。

3.1.4 平均降水量による層別化

前項では、50mm/24h以下でばらつきが大きくなる等、平均降水量の値によって関係の性質が異なることが分かった。これから、平均降水量の値によっ

て層別化することで、より品質の高い係数を得るこ とが期待できる。この層別化はCNTLでも行ってい たが、TESTではその層数を増やした。変更前後の 層別化範囲を表3.1.1に示す。表中の「(推)」は係数 推定時に利用する層別化範囲、「(予)」は予測時に 利用する層別化範囲をそれぞれ表す。ハイフンの前 後の数値は、それぞれ対応する層の下限値、上限値 を指す。CNTLでは係数推定時に参照する範囲が概 して広い。この結果、最大降水量と平均降水量の比 の大きい、平均降水量の小さいデータに係数が最適 化され、冒頭で問題とした極端な降水を予測する一 因を担っていたと考えられる。TESTでは平均降水 量に応じて適切な係数を得るため、層別化数を増や すとともにその範囲を狭めた。

ただし、CNTLで広い範囲を採っていた理由の一 つに、降水量の基本特性として強い降水の実況数が 少ないことから、範囲を狭めるとサンプリングエラ ーが増大し係数推定精度が劣化する問題がある。 TESTではこの問題を回避するため、各層の係数推 定に一定の実況数を要求し、不足する場合にはその 層を用いないようにした。このため表3.1.1の設定は、 必ずしも全ての格子に適用されない。予測時には、 有効な層を平均降水量の値について降順で探索し、 該当する最初の層を利用する。なお層別化では、層 が変化した場合に予測値が不連続となる危険があ る。具体的には、最新初期値と前初期値でほとんど 同じ気象条件が期待されるにもかかわらず、判定さ れる層の違いで予測結果が大きく変わり得る。推定 時において、各層別化範囲を一部重複させて予測時 よりも広く採っているのは、これを回避するためで ある。

3.1.5 説明変数の変更

第3.1.3項で述べたように、平均降水量がある程度 大きい層では、24時間最大降水量は24時間平均降水 量と強い相関があるため、RMAX24における他の説 明変数の影響は小さい。ただしCNTLでは、850hPa の風向など、線形式では不適当な変数が利用されて おり、TESTでこれを見直す必要があった。

また昨今、従来の予報作業で利用されてきた 850hPa等の高度面ではなく500 m高度面の物理量 を参照すべきという提案(加藤 2011)等を受け、 現象の因果関係の要因を特徴づける変数が予報作 業で利用されつつある。ガイダンスは予報作業の基

表 3.1.1 変更前後の 24 時間平均降水量による層別化範囲(単位: mm/24h)

CNTL(推)	1-8	3-20	6-70	10 - 500					
CNTL(予)	0-	6–	15 -	50 -					
TEST(推)	1 - 5	3-8	5 - 12	10-22	20 - 35	30 - 50	40-100	80-200	120-
TEST(予)	0-	3–	5–	10-	20-	30-	40-	80-	120-

本資料という位置づけであるため、ガイダンスでも これらの変数を利用することが望ましい。

ただし、例えば乱気流指数(工藤 2010)のよう に、数値予報モデルが直接予測しない量を予測対象 とし、予報時刻の瞬間的な状態を表現するプロダク トの場合は、現象の要因を明確化して設計すること が重要であろう。しかしながら、降水量はある時刻 の瞬間的な状態ではなく前時間の積算量である点、 数値予報モデルで予測される変数であり降水量ガ イダンスはその予測誤差の補正に主眼を置いてい る点から、現象の要因を重視することが必ずしも良 い結果をもたらすとは限らず、従来利用されてきた 変数も依然重要である。

これらを踏まえ、今変更では次の22変数を候補と した。即ち、500hPa高度、500hPa温位、700hPa 温位、850hPa鉛直P速度、850hPa相当温位、SSI (下層850hPa・上層500hPa)、SSI(下層925hPa・ 上層700hPa)、500m高度水蒸気フラックス、500m 高度相当温位、500m高度と700hPaの風速鉛直シア、 地形性上昇流(下層代表風と風向に応じた地形勾配 の積)、OGR(付録A)、可降水量、PCWV(付録A)、 EHQ(付録A)、ESHS(付録A)、等温位面渦位 (305,315,335,345,355K面)である。

ここで、互いに相関のある変数を予測式に利用した場合、相互作用による予測性能の劣化が知られている(多重共線性の問題)。上に挙げた全ての変数をそのまま利用するとこれが問題となるため、変数 選択等を行い統計モデルの自由度を削減する必要がある。しかしながら、例えば等温位面渦位はどの 高度を用いれば良いか、等は事例依存であり、単一 変数の選択が優れているとはいえない。このため、 今変更では候補変数の主成分のうち上位7位を採り、 これに24時間平均降水量と定数項を加えた線形式 を用いた。第3.1.3項で述べた通り、24時間最大降水 量は24時間平均降水量と強い相関があるので、この 関係にその他変数の付加的効果を見込む設計であ る。なお、この主成分を得る関係は、予測対象格子 毎に異なる。

3.1.6 その他の変更等

係数推定に利用したデータ期間は、2010年1月から2011年12月までの2年間である。

CNTLでは、GSM・MSMのRMAXともに、20km 格子毎に持つ係数を共通利用している。MSMの RMAXは、これをMRRにより5km格子に内挿して いる。TESTでは、GSM・MSMのRMAX24で独立 に係数を持ち、GSM-RMAX24、MSM-RMAX24 はそれぞれ、20km格子毎、5km格子毎に係数を持 つ。MSM-RMAX24では20km格子毎よりも5km格 子毎に係数を持つ方が、概ね200mm/24h以上の降水 量閾値においてエクイタブルスレットスコア(ETS、 付録C)が向上することを確認している。

また、CNTLでは、最大降水量と平均降水量の比 率を目的変数としているが、TESTでは最大降水量 を目的変数とした。

さらに、予測値に対して気候値による品質管理を 行う等、極端な方向へ予測値が振れることへの制約 を追加した。

3.1.7 統計検証

図3.1.3に、変更前後の対解析雨量統計検証の結果 を示す。統計期間は2012年1月から2012年12月まで の1年間である。検証に用いた予測値は、 GSM-RMAX24は00,06,12,18UTC初期値のFT=27 からFT=36までの3時間間隔、MSM-RMAX24は 03,09,15,21UTC初期値のFT=24からFT=33までの 3時間間隔である。MSM-RMAX24の20km検証の予 測値は、5km格子の20km格子内最大値を採った。



図 3.1.3 RMAX24 の MBI および ETS による統計検証、ルーチン変更前後の比較。横軸:検証閾値[mm/24h]、左 縦軸: MBI または ETS、右縦軸:実況数(対数)。橙: MBI(CNTL)、赤: MBI(TEST)、緑: ETS(CNTL)、青: ETS(TEST)、黒:実況数。エラーバーは 95%信頼区間。左図は GSM20km 格子、中図は MSM20km 格子、右図 は MSM5km 格子。

また、検証格子は全て陸域に限定した。なお、予測 頻度特性はMBI(定義は本節付録)で示す。

まず、図3.1.3左図・中図の20km検証について述 べる。ETSについて、GSM・MSMのRMAX24いず れも、TESTは概ね閾値200mm/24h以上でCNTLを 上回っていることが分かる。GSM-RMAX24の TESTについて、予測頻度は全体にCNTLを下回る が、閾値300mm/24h以上ではCNTLの予測頻度過大 傾向を抑え、好ましい傾向と考える。特に 500mm/24h前後の予測では、予測頻度がほぼ適正で あることが確認できる。一方で、非常に強い降水の 予測頻度が過大であるという問題は、TESTで軽減 されるものの依然として残っている。例えば 800mm/24hを超えるような予測に対しては、これま で経験したことのないような大雨の可能性として 捉え、量的には割り引いて考えることも必要であろ う。またMSM-RMAX24のTESTについて、予測頻 度はCNTLの過小傾向を適切に改善していることが 分かる。一方で、600mm/24hを超えるような非常に 強い雨の予測頻度はCNTLと変わらない。

次に、図3.1.3右図のMSM5km検証について述べる。ETSは、TESTでCNTLを上回ることが示されており、20km格子検証と同様の結果である。一方予測頻度について、TESTはCNTLを下回っており、20km格子検証とは逆の変化傾向である。

20km 検 証 と 5km 検 証 の 結 果 か ら 、 MSM-RMAX24のTESTはCNTLに比べ、強い降水 の領域は狭くその極値は大きい、という傾向がある といえる。これは、TESTで係数の格子サイズを 20km格子から5km格子に変更したことに起因する ものと考えられる。CNTLでは、20km格子の係数を 用いる際、平均降水量等の説明変数を20km格子平 均して予測しており、空間的に平坦な予測となる傾 向が確認されていた。5km格子で係数を作成するこ とにより、TESTではCNTLに比べて面的にメリハ リのある予測が期待される。この実例を次項で示す。

3.1.8 事例検証

図3.1.4に、2011年9月3日12JSTを対象時刻とした、 解析雨量·GSM-CNTL·GSM-TEST·GSM-TEST (MRR24は実況値、TESTにMRR24として実況値 を与えた結果)を示す。検証格子は20km格子で、 用いた予測値はいずれも、2011年9月2日00UTC初 期値のFT=27である。これは2011年台風第12号の事 例であり、予測値過大傾向の最も顕著なものであっ た。図 3.1.4 から、CNTL の 紀 伊 半 島 で 最 大 2000mm/24h 超という予測値は、TEST で 1400mm/24h程度に抑えられていることが分かる。 依然として解析雨量に比べて過大傾向であるが、そ の程度は軽減している。一方で、200~300mm/24h 等の降水域の分布はTEST,CNTLで大きく変わらず、 変更の影響は極端な強雨が主体であることが分か る。なお、変更前後にかかわらず、MRR24が適正 であることがRMAX24の精度への前提条件である が、この前提が満たされた場合の予測結果が図3.1.4 右図である。解析雨量とほぼ同じ値となっており、 前提が満たされればRMAX24は適切となることが 分かる。ここで、この事例におけるCNTLでは、



図 3.1.4 GSM-RMAX24、2011 年 9 月 3 日 12JST の事例。左から、解析雨量、CNTL、TEST、TEST (MRR24 は実況値)。全て 20km 格子。極値の数値は格子値から内挿された値。



図 3.1.5 MSM-RMAX24、2011 年 9 月 3 日 12JST の事例。配置、凡例は図 3.1.4 と同様。全て 5km 格子。

MRR24を適正とした予測であっても、実況に比べ て予測値が過大となることが確認されている。 CNTLはMRR24の他、比率予測部分の影響も加わっ て極端に強い予測をしていたと考えられるが、 TESTで後者は解消した。

図3.1.5に、図3.1.4と同時刻のMSMの結果を示す。 格子は5km格子で、用いた予測値のいずれも、2011 年9月2日03UTC初期値のFT=24で、その他の条件 は図3.1.4と同様である。図3.1.5から、紀伊半島や四 国での非常に強い降水域では、TESTはCNTLに比 べ全体に予測値が小さく、紀伊半島では実況に近く なっている。CNTLでは、紀伊半島の極大域におい て、縦4格子・横4格子の矩形、つまり20km格子で 似たような予測となっている傾向が読み取れる。こ れは、20km格子から5km格子へ内挿している影響 と考えられる。TESTでは5km格子で予測している ため、急峻な地形を含む格子に周辺が引きずられる ことはなく、矩形の塊を解消している。日本海側で は、CNTLに比べて局所的に強い降水を予測してい る等、急峻な格子が周辺の平野部に引きずられるこ ともなく、TESTは面的にメリハリのある予測とな っていることが分かる。RMAX24で局所的に強い降 水が予測される場合、一般に地形性降水によると見 て良いが、この妥当性は予報担当者の知見に基づき 判断されたい。例えば九州南東部の南東風等、特定 風向において顕著な強雨が生じる地域において、そ れ以外の風向でも強雨の予測される場合があるが、 このような予測値は過大の可能性がある。

統計検証やこの事例から、MSM-RMAX24は GSM-RMAX24ほど極端な降水量を予測せず、降水 量閾値全般で統計精度も高いことが分かる。明日程 度の予報期間であれば、MSM-RMAX24も含めて検 討することで、より信頼性の高い予測ができると期 待される。第2章で述べられるMSMの予報時間延長 を受け、MSM-RMAXも予報時間を延長しており、 予報作業に利用しやすくなっている。

3.1.9 改良のまとめ

RMAX24について、ニューラルネットワークによ る最大降水量と平均降水量の比率予測という手法 から、線形式による最大降水量の予測という手法に 変更し、主要な降水量閾値で統計的精度の向上を確 認した。また、2011年台風第12号を例に、従来の極 端に強い降水予測の抑制を確認した。また MSM-RMAX24について、20km格子の係数から 5km格子の係数とすることで、面的にメリハリのあ る予測特性となった。

今回の変更では、MRR24を利用して予測する、 という根本的な構成は変更していない。このため、 従来のプロダクト利用方法を大幅に変えるような 影響はないと考える。

なお、統計的手法を用いる以上、ある程度発生頻 度の高い現象が主要な予測対象となる。このため、 これまでほとんど起きたことのないような現象に 対しては、統計的情報が十分でなく、予測精度を保 証できない。これは変更前後にかかわらず、統計的 手法では避けられない問題である。顕著現象に対す る予測精度向上には、予報担当者の知見の充実、数 値予報モデルの進展等が不可欠である。RMAXの意 義は量的予測にあるものの、顕著現象に対する RMAXは、ポテンシャル情報として利用されたい。

3.1.10 展望

第3.1.3項において、RMAX31やRMAX33に対し、 線形式だけでは現手法の精度を向上できず、不安定 性降水を補完する手段が必要と述べた。最後に、こ れに対する一つの選択肢を簡単に紹介するととも に、降水量ガイダンスの展望を示したい。

ここで示す予測手法は、基本的にはCharba and Samplatsky (2011)と同等で、その概要を次に示す。

- 1. 降水量を複数の降水量閾値の超過有無で0/1 に二値化する。
- 2. 離散化した各降水量閾値について、それぞれ その超過確率を予測する。
- 3. 各降水量閾値について予測された超過確率か ら、量的予測に変換する。

前3時間内1時間最大降水量に対してGSMとこの 予測手法(以下PQP)を用いることで、夏季の不安 定性降水を補完できることを確認している。図3.1.6 に、対解析雨量統計検証結果を示す。検証条件は、 2012年6月から2012年8月まで3カ月間、FT=6から FT=27まで3時間間隔、20km格子の陸域である。こ の図から、30mm/h前後においてPQPは現手法より もETSを改善していることが分かる。この改善傾向 は夏季に最も顕著であるが、その他の季節でも現手 法に対してETSを改善することを確認している。

図3.1.7に、2012年7月17日18JSTを対象時刻とし た前3時間内1時間最大降水量、解析雨量、現手法、 PQP(降水量)、およびPQP(30mm/h超過確率) を示す。予測値のいずれも、2012年7月16日12UTC 初期値、FT=21である。図3.1.7から、現手法で不十 分な不安定性降水への量的予測値に対し、PQPはよ り実況に近い予測をしていることが分かる。現手法 に比べ、PQPが夏季統計検証において予測頻度・ ETSの高いことは、不安定性降水の予測有無を反映 している。

現手法では、この予測可能性の低い現象に対する MRR3係数の逐次更新の結果、予測可能性の高い大 規模降水において過大な予測値となる問題が確認 されている。このため、現手法の対象を大規模降水 に絞り、不安定性降水はPQPを利用する等、両者の 予測特性の利点を組み合わせて扱うことも検討し ている。なお、24時間最大降水量をPQPで予測する ことも可能だが、現手法と同等以上の精度の確保に は至っておらず、RMAX24の改善には、他手法も含 めてさらなる検討を要する。

PQPでは、降水量としての予測値に加え、各降水 量閾値の超過確率も予測される。このような降水に 関する確率形式のプロダクトとして、YSS2より前 には大雨確率ガイダンスが運用されていた。大雨確 率ガイダンスは、夏季・冬季で各1つの降水量超過 確率を予測していたが、注意報・警報基準が各地域 で異なる事実に鑑みれば、この仕様は予報作業の実 態に必ずしも即していなかった。このため、大雨確 率ガイダンスはYSS2運用開始時において、運用段 階から新規開発・利用方法検討段階へ引き下げられ た。PQPは、利用者が特定降水量閾値を選択して利 用できるという点で、より実態に即したプロダクト になると考えられ、従来の大雨確率ガイダンスを最 大降水量予測の一環として発展的に統合できる。ま た、例えば、大規模降水における降水量と、不安定 性降水におけるそれとでは、同じ降水量が見込まれ るとしてもその予測可能性・信頼性の程度が異なる。 現手法ではこの程度を把握できないが、PQPでは量 的予測値の根拠とする超過確率によって把握でき、 参照可能な情報の拡充が期待される。

PQPは決定論的予測から統計的な蓋然性を表現 する。現スーパーコンピュータシステムで試験運用 を予定しているメソアンサンブル予報システムで は、これを気象学的に与えることが期待されている。 しかしながら、短期量的予報に対する確率情報は、 その実績が少なく知見に乏しいのが現状である。 PQPから得られる知見は、メソアンサンブルモデル の利用方法への知見にもつながるものと期待する。

付録

分割表による予測頻度の指標には、バイアススコ ア(BI、付録 C)が使われることが多い。ここで、 BIはその定義から値範囲が不定であり、予測頻度が 極端に過大となった場合非常に大きな値をとる。こ れを散布図等で可視化する場合、データによって軸 範囲の調整が必要となり、軸の取り方に主観が混じ り好ましくない。このような可視化の都合上、この 節では次の変換を介して予測頻度特性を示した。

$$MBI = \begin{cases} \frac{BI}{2} & , & BI \le 1\\ 1 \cdot \frac{1}{2BI}, & 1 < BI \end{cases}$$

値範囲は[0,1]で、0.5 で予測頻度適正、0.5 より 上で予測頻度過大、0.5 未満で予測頻度過小を表す。



図 3.1.6 GSM-RMAX31 と PQP の統計検証。横軸: 検証閾値[mm/h]、左縦軸: MBI または ETS、右縦 軸実況数(対数)。橙: MBI(現手法)、赤: MBI(PQP)、 緑:ETS(現手法)、青: ETS(PQP)、黒: 実況数。 エラーバーは 95%信頼区間。



図 3.1.7 2012 年 7 月 17 日 18JST 事例。左上:解析 雨量、右上:GSM-RMAX31、左下: PQP 降水量、右 下: PQP 30mm/h 超過確率[0,1]。

参考文献

- 蟻坂隼史, 2010: 最大降水量ガイダンス. 平成22年 度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 74–77.
- 蟻坂隼史, 2013: 最大降水量ガイダンス. 気象庁技 術報告第 134 号, 163–167.
- 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.

- 加藤輝之,2011: 大雨発生で着目すべき下層水蒸気 場の高度.平成22年度予報技術研修テキスト,気 象庁予報部,71-88.
- 工藤淳, 2010: 乱気流指数の開発. 平成 22 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 95–108.
- Charba, J.P. and F.G. Samplatsky, 2011: High-Resolution GFS-Based MOS Quantitative Precipitation Forecasts on a 4-km Grid. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 39–68.

3.2.1 はじめに

数値予報課は、2013年6月に定時風ガイダンスと 最大風速ガイダンス(GSM、MSM、航空)の改良 を実施した。これらの改良により、一般予報用 (GSM,MSM)ガイダンスでは強風注意報の基準とな る12~15m/sを含む3~20m/sで、また航空用ガイダ ンスでは5~30ノットで精度が向上した。本節では 改良の詳細と検証結果について解説する。風ガイダ ンスの詳細については氏家・小泉(2012)を、頻度バ イアス補正については松下(2012)、蟻坂・小泉(2010) を参照願いたい。なお、以降では改良後のガイダン スを「新ガイダンス」、改良前のガイダンスを「旧ガ イダンス」と記述する。

3.2.2 変更点について

以下、今回の風ガイダンス改良にあたっての仕様 の変更点を述べる。

(1) 層別化の変更

表3.2.1に、予測式と頻度バイアス補正パラメータ の層別化の変更点を示す。旧ガイダンスでは、モデ ルの地上風速によって予測式を3つに層別化してい たが、新ガイダンスでは、モデルの地上風向による 層別化に変更した。地上風は地形の影響を強く受け るため、モデルの地上風のバイアスは風向によって 異なっている。予測式を風向によって層別化するこ とは、風向によるモデルのバイアスの違いを反映さ せる意味がある。具体的な例を、第3.2.4項(1)で述べ る。風向と風速の両方で層別化する方法も検討した が、細かく層別化をすると予測式の更新機会が減る ため、風向による層別化のみを採用することとした。 なお、風向による層別化をすることにより、ガイダ ンスと観測の風向が大きく異なる場合に、風速の誤 差が大きくなることがある。その詳細については、 第3.2.4項(2)で述べる。

旧ガイダンスでは、頻度バイアス補正パラメータ と予測式の層別化が異なっていたため、両者が更新 される事例に違いがあった。本来両者は同じ事例で 更新し、モデルと観測との統計的な関係を共有すべ きである。よって、新ガイダンスでは頻度バイアス 補正パラメータと予測式の層別化を同一とし、同じ 事例で更新するようにした。

(2) 風向の大外れの事例の除外

旧ガイダンスでは、観測された風速が0m/sを超え 70m/s未満かつモデルの地上風の東西成分、南北成

表3.2.1 予測式と頻度バイアス補正パラメータの層別化 の変更点

	層別化	更新しない条件
旧ガイ	 予測式はモデルの地 	・観測の風速が0m/s
ダンス	上風速 により3つ	または70m/s以上
	に層別化	・モデルの地上風の東
	弱:4.0m/s以下	西成分、南北成分の
	並:4.0~6.0m/s以下	いずれかが35m/s以
	強:6.0m/sより大	上
	・頻度バイアス補正パ	
	ラメータは層別化	
	をしない	
新ガイ	 予測式はモデルの地 	・観測の風速が0m/s
ダンス	上風向 により4つ	または100m/s以上
	に層別化	(航空は0ノットま
	北東:360~90°	たは100ノット以
	南東:90~180°	上)
	南西:180~270°	・モデルの地上風向と
	北西:270~360°	観測の風向との差
	・頻度バイアス補正パ	が157.5°より大き
	ラメータも同様の	い(MSM、航空は
	層別化をする	90°より大きい)
-		

表3.2.2 頻度バイアス補正パラメータの閾値の変更点

	GSM,MSM	航空
旧ガイ	定時風、最大風速	定時風、最大風速
ダンス	2.5, 5.5, 9.5 m/s	2.5, 5.5, 10.3 m/s
新ガイ	定時風	定時風
ダンス	2.5,5.5,9.5,13.0m/s	$5.0, 11.0, 18.0, 24.0 \mathrm{KT}$
	最大風速	最大風速
	3.0,7.0,11.0,15.0m/s	$6.0, 13.0, 20.0, 25.0 \mathrm{KT}$

分のいずれかが35m/s未満のすべての事例で予測式 の係数を更新していた(表3.2.1)。係数を更新しな い条件に風向が含まれていなかったため、風向が大 外れとなった事例が取り込まれて係数が不適切とな り、その影響が長期間に及ぶことがあった。

図3.2.1は、2011年6月23日15UTC初期値の久米島 (沖縄県)の旧MSM最大風速ガイダンス、新MSM 最大風速ガイダンス、MSM地上風、アメダスによ る観測の時系列を示したものである。MSM地上風 はアメダスに最も近い格子点のモデルの予想値を表 示している。この事例では、台風第5号が久米島の 西海上を北上しており、南東の強風が継続する状況 であった(図3.2.2)。ところが、旧ガイダンスの予 想では24日15UTCの風が他の時刻に比べて極端に 弱くなっていた(図3.2.1の矢印)。MSM地上風の時 系列ではこのような風の変動は見られなかったこと から、この不自然な予想はガイダンスの予測式に起 因するであろうことがわかる。風ガイダンスの予測 式は予報対象時刻で層別化しているため、1時刻だ け予測式の傾向が異なることが起こり得る。この事 例を詳しく調べた結果、以下に示すように、久米島

¹ 小泉 友延



図3.2.1 2011年6月23日15UTC初期値の久米島の最大風 速の時系列。縦軸は風速でグラフ中のバーは風向を表 す。紫は旧MSM最大風速ガイダンス、オレンジは新 MSM最大風速ガイダンス、緑はMSM地上風、青は観 測のグラフ。横軸は予報対象時刻(UTC)である。



日/時(UTC)

図3.2.3 2011年5月27日15UTC初期値の久米島の最大風 速の時系列。縦軸は風速でグラフ中のバーは風向を表 す。紫は旧MSM最大風速ガイダンス、緑はMSM地上 風、青は観測のグラフ。横軸は予報対象時刻(UTC)で ある。



図3.2.4 2011年5月28日12UTCの地上天気図

の15UTCの予測式が2011年5月28日の風向の大外 れによって他の時刻と異なる傾向の係数となってい たことがわかった。

図3.2.3は、2011年5月27日15UTC初期値の久米島 の時系列を示したものである。この事例では台風第 2号が久米島の西海上を北上し(図3.2.4)、28日12 ~15UTCにかけて風が南東から北西に変わった。こ のとき、MSMの予想では台風の進行がやや遅く風 向が変わるのが実況より約6時間遅かった。そのた め28日15UTCはガイダンスが南南東12m/sの風を 予想したのに対して観測は北西26m/sの風となり、 この時刻だけ風向が大外れとなった(図3.2.3の赤 枠)。この影響により、その後15UTCだけ不自然な 予想が出るようになった。この状態はその後1か月 程度継続した。

新ガイダンスでは、このような風向の大外れ事例 の悪影響を取り除くため、予測式を更新しない条件 を追加している。MSMガイダンス、航空ガイダン スでは、モデルの地上風向と対面する成分の風が観 測された事例(風向の誤差が90°を超える事例)、 GSMガイダンスではモデルの地上風と観測との風 向がほぼ正反対となる事例(風向の誤差が157.5°を 超える事例)では予測式を更新しない(頻度バイア ス補正のパラメータも更新しない)。GSMガイダン スだけ予測式を更新しない条件が異なるのは、内陸 部の風向の予測精度を確保するためである。

図3.2.1の新ガイダンスの予想は、予測式を更新し ない条件の追加により、1時刻だけ風が弱まるとい った不自然さが解消されている。

(3) 頻度バイアス補正の閾値の変更

これまでの旧ガイダンスは、強風の予想頻度が過 少となる傾向があった(藤枝 2008)。今回の改良で は、これを改善するため頻度バイアス補正の閾値を 変更した。具体的な変更点を表3.2.2に示す。定時風 ガイダンスにはこれまでの閾値に最上位の閾値を追 加した。なお、航空ガイダンスでは通報される風速 の単位と同じとなるように閾値の単位をm/sからノ ットに変更した。最大風速ガイダンスについては、 GSMガイダンス、MSMガイダンスでは強風注意報 の基準値である風速12~15m/sをターゲットとし、 定時風ガイダンスよりも高い値の閾値を設定した。 これにより、風速15m/sまでは予想頻度が過少とな る傾向が解消され、風速の予想精度の向上が見込め る。航空ガイダンスでは最大風速ガイダンスが利用 されるケースを風速15ノット以上の場合と考え、13 ~25ノットに閾値を設定し、最下位の閾値は6.0とし た。

3.2.3 統計検証

改良後のGSM、MSM、航空の定時風ガイダンス、 最大風速ガイダンスについて検証を行った。旧ガイ ダンスについても同様の検証を行い、両者を比較し た。検証期間は、2012年6月から2013年5月までの1 年間で、検証対象は、GSMガイダンスが12UTC初 期値のFT=12~36、MSM、航空ガイダンスが15UTC 初期値のFT=9~33の24時間とした。

(1) 検証方法

検証方法は以下の通りである。

- ・GSM、MSMガイダンスでは、全地点を対象に、 風速の平均誤差、RMSE(平方根平均二乗誤差)、 誤差(ガイダンスと観測との差)2.5m/s以下の事 例数、誤差5m/s以上の事例数を求めた。また、ガ イダンスまたは観測の風速が15m/s以上の事例を 抽出し同様の検証を行った。
- ・航空ガイダンスでは、全地点を対象に、風速の平 均誤差、RMSE、誤差5ノット以下の事例数、誤 差10ノット以上の事例数を求めた。また、ガイダ ンスまたは観測の風速が15ノット以上、25ノット 以上の事例を抽出し同様の検証を行った。
- ・全地点を対象に、閾値別に風速のスレットスコア
 (TS)、バイアススコア(BI)を求めた。ガイダンスと観測の風速が共に閾値以上であった場合を「適中」として分割表を作成し、各スコアを算出した。
- ・全地点を対象に、風速の閾値別に風向の適中率を 求めた。ガイダンスまたは観測の風速が閾値以上 の事例について、風向の誤差が22.5°(16方位の 1方位分)以内(航空ガイダンスでは風向の誤差 が30°以内)であれば適中として適中率を算出し た。
- ・観測データは、GSMガイダンス、MSMガイダン スの定時風はアメダスの正時の観測値、最大風は アメダス10分値による最大値を使用した。また、 航空ガイダンスの定時風はMETAR, METAR AUTO, SCANによる正時の観測値、最大風は METAR, METAR AUTO, SCAN, SPECIから求 めた最大値を使用した。

(2) GSM定時風ガイダンス、GSM最大風速ガイダンスの検証結果

GSM定時風ガイダンス、GSM最大風速ガイダン スの検証結果を表3.2.3、図3.2.5、図3.2.6に示す。

定時風ガイダンス、最大風速ガイダンスともに新 ガイダンスは旧ガイダンスと比べて風速のRMSE は小さく、誤差2.5m/s以内の事例数は多かった。ま た風速15m/s以上の事例における旧ガイダンスの平 均誤差は負となっていたが、新ガイダンスの平均誤 差は0m/sに近付き、強風時の負バイアスが改善して いる結果が得られた。

BIを見ると、旧ガイダンスでは閾値13m/s以上で 1.0を下回っていたが、新ガイダンスでは閾値20m/s まで1.0に近く、強風の予想頻度が過少となる傾向を 改善している(図3.2.5)。また、TSは閾値20m/sま で新ガイダンスが旧ガイダンスを上回り、風速の予 測精度が向上している。一方、閾値25m/s以上では 統計的な有意さを得る程の事例数はないものの新ガ イダンスが旧ガイダンスのスコアを下回った。なお、 風向適中率は新ガイダンスと旧ガイダンスで大きな 差はなかった。閾値25m/s以上(最大風速では閾値 30m/s以上)で新ガイダンスの適中率が旧ガイダン スを上回ったが、事例数が少なく有意とは言えない。

地点別のRMSEの比較(図3.2.6)では、新ガイダ ンスが旧ガイダンスを0.05m/s以上改善した地点が、 0.05m/s以上改悪した地点よりも多かった。また、 定時風ガイダンスに比べて最大風速ガイダンスの方 が改善した地点が多く見られた。

(3) MSM定時風ガイダンス、MSM最大風速ガイダンスの検証結果

MSM定時風ガイダンス、MSM最大風速ガイダン スの検証結果を表3.2.4、図3.2.7、図3.2.8に示す。

MSM定時風ガイダンス、MSM最大風速ガイダン スにおいてもGSMガイダンスとほぼ同様の検証結 果が得られた。

(4) 航空定時風ガイダンス、航空最大風速ガイダンス の検証結果

航空定時風ガイダンス、航空最大風速ガイダンス の検証結果を表3.2.5、図3.2.9、図3.2.10に示す。

定時風ガイダンス、最大風速ガイダンスにおいて もGSMガイダンスとほぼ同様の検証結果が得られ た。

3.2.4 事例検証

(1) 2012年1月16日 三宅島(東京都)

以下では、2012年1月16日の本州の南海上を通過 した低気圧によって三宅島で北東の強風となった事 例について、新ガイダンスの改善による効果を示す。

図3.2.11は2012年1月16日12UTCの地上天気図、 図3.2.12は三宅島における2012年1月15日21UTC初 期値の新MSM最大風速ガイダンス、旧MSM最大風 速ガイダンス、MSM地上風、及びアメダスによる 観測の時系列を示したものである。MSM地上風は、 アメダスに最も近い格子点のモデルの予想値で、予 報対象時刻の前3時間最大値である。観測値は、ア メダス10分値から求めた最大風速である。

三宅島では、南海上の低気圧の接近に伴い、北東の風が徐々に強まり、16日09UTCから15m/s以上の

1										
検証対象			事例数	利数 平均誤差 RMSE(m/s) 言		誤差2.5m/s以内 の事例数	誤差5m/s以上の 事例数			
GSM 定時 風ガイダ ンス	全事例	新	2695670	+0.12	1.40	2509194	18110			
		旧	2695670	+0.09	1.43	2496452	20077			
	風速≧15m/s	新	4859	-0.10	5.02	2044	1341			
		旧	3939	-2.37	5.24	1465	1216			
GSM 最大 風速ガイ ダンス	全事例	新	2698927	-0.03	1.41	2504803	18300			
		旧	2698927	+0.00	1.49	2475006	22034			
	風速≧15m/s	新	11189	+0.11	4.30	5402	2400			
		旧	10048	-0.87	4.48	4538	2391			

表 3.2.3 全地点を対象とした GSM 定時風ガイダンス及び GSM 最大風速ガイダンスの検証結果



図 3.2.5 全地点を対象とした風速の閾値別のスコア。上段は GSM 定時風ガイダンス、下段は GSM 最大風速ガイダンス。 左からスレットスコア(TS)(実線、左軸)と事例数(点、右軸)、バイアススコア(BI)、風向適中率となっている。ス レットスコアのエラーバーは 95%信頼区間を表す。横軸は風速の閾値である。新ガイダンスを赤、旧ガイダンスを青 でプロットしている。



図 3.2.6 地点別に求めた風速の RMSE の新旧の差(新ガイダンス–旧ガイダンス)の分布図。左は GSM 定時風ガイダン ス、右は GSM 最大風速ガイダンス。暖色系は新ガイダンスの方が RMSE が 0.05m/s 以上小さく、精度改善が見られ る地点である(単位 m/s)。

A 5.4.5 主地派と内称として HIDH たいみのドアダイ及び MDM 取八風述パイアダイの検証相本									
検証対象			事例数	平均誤差 (m/s)	RMSE(m/s)	誤差 2.5m/s 以内 の事例数	誤差5m/s以上の 事例数		
MSM 定 時風ガイ ダンス	全事例	新	8086814	+0.14	1.33	7598905	46467		
		旧	8086814	+0.06	1.38	7549250	54479		
	風速 ≧15m/s	新	13758	-0.64	4.76	6340	3201		
		旧	12692	-1.55	5.03	5149	3389		
MSM 最	全事例	新	2698927	-0.01	1.33	2535451	15602		
大風速ガ イダンス		旧	2698927	-0.03	1.44	2494578	20116		
	風速 ≧15m/s	新	10768	-0.16	4.06	5754	1833		
		旧	10033	-0.81	4.35	4793	2085		

表 3.2.4 全地点を対象とした MSM 定時風ガイダンス及び MSM 最大風速ガイダンスの検証結果



図 3.2.7 図 3.2.5 と同じ。ただし上段は MSM 定時風ガイダンス、下段は MSM 最大風速ガイダンスを示したもの。



図 3.2.8 図 3.2.6 と同じ。ただし左は MSM 定時風ガイダンス、右は MSM 最大風速ガイダンスの分布を示したもの(単 位 m/s)。

検証対象			事例数	平均誤差 (ノット)	RMSE (ノット)	誤差5/ット以内 の事例数	誤差10ノット以 上の事例数
航空定時	全事例	新	766624	+0.63	3.45	691332	12414
風ガイダ		旧	764935	+0.28	3.52	678482	12792
~~	風速 ≧15ノット	新	128182	+0.40	5.27	95843	9176
		旧	123689	-0.12	5.55	86699	9859
	風速 ≧25ノット	新	13532	-0.18	7.41	8256	2084
		旧	12381	-1.33	7.68	7081	1977
航空最大	全事例	新	766313	+0.44	3.46	690688	12737
風速ガイ		旧	763928	+0.01	3.51	677388	13026
ダンス	風速 ≧15ノット	新	175670	+0.41	4.97	136201	10670
		旧	166093	-0.29	5.23	121196	11246
	風速	新	21237	-0.08	6.89	13861	2725
	$\geq 25 / ット$	旧	19317	-1.19	7.15	11659	2742

表 3.2.5 全地点を対象とした航空定時風ガイダンス及び航空最大風速ガイダンスの検証結果



図 3.2.9 図 3.2.5 と同じ。ただし上段は航空定時風ガイダンス、下段は航空最大風速ガイダンスを示したもの。



図 3.2.10 図 3.2.6 と同じ。ただし左は航空定時風ガイダンス、右は航空最大風速ガイダンスを示したもの(単位ノット)。

最大風速を観測した。旧ガイダンスは、北東の風を 予想したが、風速は10m/s前後で観測よりも5m/s程 度弱かった。一方、新ガイダンスは、北東の風15m/s 前後となり、精度よく予想できていた。

ここで、旧ガイダンスで北東の風が弱かった原因 を調べた結果を示す。風ガイダンスでは、予測式の 係数がカルマンフィルターによって逐次更新され、 予測式の特性が日々変化するのが特徴である。ガイ ダンスは、直近のモデルの予想値と観測値との関係 に最適化されるので、過去数か月のモデルの特性を 調べることで、ガイダンスの特性を概観することが できる。ここでは、2011年11月から2012年1月まで を対象に調査した。

図3.2.13は、三宅島におけるMSM地上風向と地上 風速の観測値とMSM地上風速との差の散布図であ る。15UTC初期値のFT=12~33を対象とし、MSM 地上風、及び観測値は、図3.2.12と同様の値を使用 している。図の下段には、北東、南東、南西、北西 象限の事例数、上段には各象限別に風速の平均誤差 を示している。平均誤差を見ると、風向によって偏 りがあることが分かる。MSMは、北東、南東象限 では約2.7m/s弱く、南西象限では約0.8m/s強く、北 西象限ではほぼ観測と同じ風速であった。この事例 では、MSMは北東の風を予想していたので、MSM の風速を強めた方が観測値に近くなるはずである。 しかし、旧ガイダンスはMSMとほぼ同じ風速を予 想していた (図3.2.12)。 図3.2.13の事例数を見ると、 北西象限の事例数は、北東象限の事例数の約2倍、 全事例数の約半分を占めていた。このため、旧ガイ ダンスの予測式は、北西の風に最適化され、MSM の風を強める予測式になっていなかったと思われる。 一方、予測式を風向で層別化した新ガイダンスは、 風向が北東の場合にMSMの風速を強める予測式と なっていたため、予想を大きく改善したと考えられ る。同様の事例を、平成24年度数値予報研修テキス ト (氏家・小泉 2012) でも紹介している。併せて 参照願いたい。

(2) 2013年2月1日 神戸空港(兵庫県)

風向による予測式の層別化は、風向による風の特 性の違いを反映させるためのものであることから、 モデルが予想する地上風の風向と実況の風とが合致 していなければ予想誤差が大きくなる可能性は高く なる。風向が違っているのに風速が一致したとして も、それは偶然にすぎない。

図3.2.14は2013年2月1日18UTCの地上天気図で ある。北海道の西に低気圧があり寒冷前線が山陰沖 に延びていた。また、西日本の太平洋沿岸に停滞前 線が位置していた。日本海に前線が位置していたこ とからGSMでは西日本全域で南風を予想していた



図3.2.11 2012年1月16日12UTCの地上天気図



図3.2.12 三宅島の1月15日15UTC初期値の旧最大風速 ガイダンス(紫)、新最大風速ガイダンス(オレンジ)、 MSM地上風(前3時間最大)(緑)、観測(青)の時系 列図。縦軸は風速(m/s)、バーは風向、横軸は予報対象 時刻(UTC)を表す。



図3.2.13 三宅島におけるMSM地上風向とMSM地上風 速(前3時間最大)と観測による最大風速との差の散 布図。MSMの初期値は15UTC、FT=12~33までを示 す。期間は2011年11月から2012年1月である。縦軸は 風速の差(m/s)、横軸は風向(°)、下段の数字は、左 から北東、南東、南西、北西象限の事例数、上段は各 象限の風速の平均誤差(m/s)を表す。



図3.2.14 2013年2月1日18UTCの地上天気図



図3.2.15 2月1日17UTCの神戸空港周辺の実況図。矢羽 根は風を、数字は気温を表している。神戸空港は赤の ▲で示す地点である。南風を黄色、北東風を青色の矢 印で補足している。波線は風向の境目を示す。図は東 京管区気象台「かさねーる3D」を使用して作成した ものを加工した。



図3.2.16 神戸空港の1月31日12UTC初期値の旧最大風 速ガイダンス(紫)、新最大風速ガイダンス(オレン ジ)、GSM地上風(緑)、観測(青)の時系列図。縦 軸は風速(m/s)、バーは風向、横軸は予報対象時刻 (UTC)を表す。

(図は省略)。図3.2.15は、2月1日17UTCの神戸空 港周辺の実況である。兵庫県では概ね南風となって いてGSMの予想と一致していたが、神戸以東の大阪 平野(図中破線の東側の領域)では北東の風が吹き、 モデルと実況で大きく風向が異なっていた。

この時の神戸空港における風ガイダンスの予想を 図3.2.16に示す。図は2013年1月31日12UTC初期値 の新GSM最大風速ガイダンス、旧GSM最大風速ガ イダンス、GSM地上風、及び観測の時系列である。 GSM地上風はアメダスに最も近い格子点のモデル の予想値を示している。1日09UTCから1日21UTC までの期間に着目すると、GSMはこの間に強い南風 を予想していたのに対して、観測ではほとんどの時 刻で北東の風が吹いていた。ガイダンスの予想は旧 ガイダンス、新ガイダンスともに南風を予想し、予 想は外れていた。旧ガイダンスは最大で約8m/sの予 想であったが、新ガイダンスは15m/s近い風速を予 想し、予想誤差は旧ガイダンスよりも大きかった。

新ガイダンスは予測式を風向によって層別化して いるため、この事例のように風向が異なると風速の 予想がこれまでよりも大きく外れる場合がある。

3.2.5 まとめと利用上の留意点

今回の改良では、予測式の層別化が大きな変更点 である。旧ガイダンスは、全ての風向で同じ予測式 を使用していたため、風向によってモデルのバイア スに偏りがある地点では、予想が適切な値とはなら ないことがあった。新ガイダンスは、この点を解消 し、モデルの特性をこれまでより細かくガイダンス に取り込むことができるようになった。風向の外れ が風速の誤差に与える影響が大きくなるという不利 な点はあるが、今回の改良は、それを考慮しても十 分に有用であると考える。なお、今回の改良により、 新ガイダンスは以下の点を改善した。

- ・GSMガイダンス、MSMガイダンスともに強風注 意報の基準となる12~15m/sを含む閾値3~
 20m/sでガイダンスの精度が向上した。航空ガイ ダンスでは、閾値5~30ノットで精度が向上した。
- ・風速のRMSEが改善した地点が多く、全地点の検 証結果においてもRMSEの改善が見られた。
- ・旧ガイダンスでは強風時のガイダンスの予想が弱 めに出る傾向があったが、新ガイダンスではこの 傾向を改善した。

新ガイダンスの利用上の留意点としては次のこと があげられる。新ガイダンスは予測式をモデルの風 向で層別化しているため、風向の外れが風速の誤差 に与える影響が大きくなると考えられる。低気圧や 前線などの位置ずれ、時刻ずれによってモデルの予 想が実況と異なる場合(南風を予想している時刻に 実況は北風である場合等)は、風速の誤差がこれま でより大きくなる傾向がある。利用する際は、この 点に留意していただきたい。

参考文献

- 蟻坂隼史,小泉友延,2010:降水ガイダンスの改良. 平成22年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 71–77.
- 氏家将志,小泉友延,2012:事例検証-平成24年4月 3日・4日の、急激に発達した低気圧の予想につい て.平成24年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,97-111.
- 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.
- 松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成24年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.

3.3 GSM視程分布予想の開発¹

3.3.1 はじめに

数値予報課では、主に全般海上警報における海上 の霧の予想への支援資料として、GSMを利用した視 程分布予想(以下、視程G)を開発し、2012年10月 に運用を開始した。視程GはMSM視程分布予想(井 藤 2011。以下、視程M)と同じように、視程の平 面的な分布を予想する。視程の計算にはGSMのアジ ア領域P面予報値とアジア領域地上予報値を使って おり、アジア領域を20km格子毎に計算している。 これにより、視程Mではカバーできなかった、全般 海上予報区²のすべての海域を予想することができ るようになった。予報時間については84時間先まで を3時間毎に計算しており、予想値は3時間毎の瞬間 値である。

ガイダンスの概要は付録A.2.9にまとめた。本節で は、視程Gの作成手法について解説した後、検証結 果と利用上の留意点を述べる。

3.3.2 作成手法

視程Gの作成手法の概略を以下に述べる。詳細に ついては概ね視程Mと同じであるため、井藤(2011) も参照されたい。

視程Gは、GSMの地上予報値の相対湿度とP面予 報値の雲水量から光の消散率(光消散係数 σ)を求 め、それを視程に変換して算出する。視程をV(km) とすると、Vは σ を用いて以下の式で表すことがで きる。

 $V = 3/\sigma$

ここで、 σ は、空気中に浮遊している浮遊塵、雲 粒(霧)による光消散係数(σ_{p}, σ_{c})の和で与えら れる。

 $\sigma = \sigma_p + \sigma_c$

散乱粒子は他にも雨粒や雪などがあるが、視程G は霧による視程悪化をターゲットとしているため、 浮遊塵と雲粒のみを用いて計算している。

浮遊塵による光消散係数 σ pは、以下の近似式を用 いる。

 $\sigma_n = 0.162(1 - RH)^{-0.5}$

この近似式は、岩倉・岡田(1999)などを参考にす るとともに、2008年から2010年の3年間の定時およ び特別飛行場観測(METARおよびSPECI)の視程³

(10km未満のみ)とモデルの相対湿度の予報値の 関係から作成した。RHは地上の相対湿度で、0~1 (相対湿度100%のとき1)の値をとる。なお、この 関係式は高湿度で成り立たなくなるため、RHは 0.85を上限とし、RHが0.85以上の場合は0.85として 計算する。また、降水が予想された場合4は、降水に よる浮遊塵の洗浄の効果を考えて $\sigma_p=0$ とする。係 数作成のために船舶観測ではなく飛行場観測を用 いた理由は、船舶観測は主に6時間毎であるため飛 行場観測に比べ観測数が少ないことと、視程観測の 刻みが船舶の方が粗い⁵ためである。

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

オホーツク海 : $\sigma_c = 22.7 \times CWC_3^{0.96}$ その他の海域 : $\sigma_c = 29.3 \times CWC_2^{0.96}$

ここで、オホーツク海とは45°N~60°N、140°E ~155°Eの領域とする。CWC2は地表気圧より上層 のP面2層の雲水量の和とし、CWC3は地表気圧より 上層のP面3層⁶の雲水量の和としている。オホーツ ク海で3層の和を使っているのは、船舶観測で検証 した結果、2層のみでは霧の捕捉率が低かったため である。なお、係数の22.7と29.3は、2008年から2010 年の3年間のMETARおよびSPECIの視程とモデル のCWCの予報値とを比較し、霧の予報頻度が適切に なるように決定した値である。浮遊塵の場合と同じ 理由から、ここでも船舶観測は用いなかった。

3.3.3 統計検証

海上での霧の予想精度をみるために、船舶観測で 降水が観測されなかったときの視程観測値を用い て視程Gを検証した結果を示す。検証期間は2011年 1月から2012年12月までの2年間で、初期時刻は 00UTCについてのみ検証した。検証領域はGSMの アジア領域予報に含まれる海上(以下、アジア領域 (図3.3.5の右図))と、MSMの予報領域に含まれる 海上(以下、MSM領域(図3.3.4の右図))とする。 アジア領域については予報時間をFT=3~84まで、 MSM領域については視程Mと比較するためFT=3~ 33までとしている。検証スコアは、予想と観測の視 程が共にある閾値未満となる場合のエクイタブル スレットスコア(ETS)、バイアススコア(BI)である。 図3.3.1は、視程が4000, 2000, 1000, 500m未満と

なる場合のETSとBIを示したものである。視程Gは

¹ 井藤 智史

² 0°N~60°N、100°E~180°E の範囲内の海域。

³ 実況の視程は3時間内の最小値としている。

^{4 0.1}mm/h 以上の場合とする。

⁵ 5000m 以下の観測では、船舶観測は 50, 200, 500, 1000, 2000, 4000m であるのに対し、飛行場観測は 100m 刻み である。

⁶ 地表気圧が 1013hPa の場合、1000,975,950hPa の 3 層 となる。



図 3.3.1 視程 G と視程 M の視程の閾値別のエクイタブルスレットスコア(ETS)とバイアススコア(BI)。アジア 領域(左)と MSM 領域(右) での検証結果。検証期間は 2011 年 1 月~2012 年 12 月の 2 年間で、船舶観測 で降水が観測されなかったときの視程観測値を用いた。白丸は観測数(右軸)、エラーバーは 95%信頼区間を 表す。



図 3.3.2 視程が 1000m 未満となる場合の月別の ETS と BI。検証期間などは図 3.3.1 に同じ。

閾値が4000mでは予報頻度が過多となっているが、 1000m以下の悪視程の予報頻度は過少となってお り、ETSも500mで悪化している。MSM領域での検 証を見ると、視程Mはやや予報頻度は過少ではある が、閾値による予報頻度の差は小さい。一方で、視 程Gはアジア領域と同様に、悪視程の予報頻度が過 少であった。またETSも全ての閾値で視程Gは視程 Mより劣る結果となった。

図3.3.2は、月毎の検証で、視程が1000m未満とな る場合のETSとBIを示したものである。アジア領域 では、暖候期は比較的BIが1に近くETSも良いが、 寒候期はBIが小さくETSも悪くなっていることが 分かる。MSM領域での検証を見ると、視程Gと視程 Mともに寒候期はBIが小さくETSも悪い。これは GSMもMSMも寒候期に地表付近で雲水量の予想が 過少となるためである。図3.3.3に船舶で1000m以下 の視程を観測した時に、雲水量が全く予想されなか った割合(%)を月別に示す。GSMとMSM共に寒候期 には地表付近で雲水量が予想されない割合が増え



図 3.3.3 1000m 以下の視程を観測した時に、雲水量の 予想が 0(g/kg)になった割合(%)を月別に示す。青が GSM、赤が MSM の予想。期間は 2011 年の1 年間。

ていることが分かる。

図3.3.4は、MSM領域における海域別の検証で視 程が1000m未満となる場合のETSとBIである。視程 Gと視程MともにETSは北の海域で高く、南の海域 で低くなった。右図の観測数(割合)と比較すると、 観測数(割合)の多い海域のETSが高いことが分か



図 3.3.4 MSM 領域における海域別の、視程が 1000m 未満となる場合の ETS と BI(左)。検証期間等は図 3.3.1 に 同じ。それぞれの海域の色分けは右図に対応しており、右図内の数字は、検証期間内で視程が 1000m 未満となっ た観測数と、全通報数に対する割合(%)である。エラーバーは 95%信頼区間を表す。



図 3.3.5 図 3.3.4 と同じ。ただし、アジア領域における海域別の検証結果。

る。またBIについては、視程Mは1に近い海域があ るが、視程Gは全ての海域で予報頻度が過少となっ ている。

図3.3.5は、アジア領域における海域別の検証で視 程が1000m未満となる場合のETSとBIを示したも のである。MSM領域と同じく、ETSは北の海域で 高く、南の海域で低くなっており、観測数の多い海 域でETSが高いことが分かる。またBIについても、 観測数の多い海域では比較的1に近いが、観測数の 少ない海域では予報頻度が過少となっていること が分かる。

前項で視程の予測式の係数を作成する際には、 METAR観測を用いていると述べたが、霧の観測数 は北海道や三陸など海霧の影響を受ける空港で多 くなる。そのため、これらの空港に係数が最適化さ れる傾向が大きくなることから、北の海域で精度が 高く、南の海域で精度が低くなる結果が得られたものと考えられる。

3.3.4 事例検証

(1) 2011年8月16日 日本の東~千島の東の濃霧

2011年8月16日に、日本の東から千島の東海上に かけての広い範囲で濃霧が観測された事例を紹介 する。図3.3.6は、2011年8月16日06UTCの、可視画 像(左上)、赤外画像(右上)、船舶等の視程観測値 (左下)、および2011年8月15日12UTCを初期値と する、FT=18の視程Gの予想(右下)を示したもの である。当日はカムチャツカの東にある低気圧から のびる前線が、千島の東から北海道を通り朝鮮半島 へ達していた(図略)。衛星画像では、前線に対応 する雲域とその南側に霧が観測されており(可視画 像の赤丸部分)、船舶の観測でも500m以下の視程が



図 3.3.6 2011 年 8 月 16 日 06UTC の、可視画像(左上)、赤外画像(右上)、船舶等の視程観測値(左下)、および 2011 年 8 月 15 日 12UTC を初期値とする FT=18 の視程 G の予想(右下)。



図 3.3.7 2011 年 2 月 16 日 18UTC の実況天気図(左)と 2011 年 2 月 16 日の北西太平洋の日別海面水温(右)。

観測されている。このとき、視程Gでは概ね500m以 下の予想がされており、観測と良く合っている。ま た悪視程域の分布も、船舶や衛星の観測と良く合っ ている。

一方、衛星で観測されているオホーツク海の霧域 (可視画像の黄丸部分)については、視程Gでは予 想されていない。図3.3.5の検証でも示したが、オホ ーツク海はカムチャツカの東や日本のはるか東と 比べて悪視程の予報頻度がやや小さく、この事例で も、その傾向が現れた結果となった。

(2) 2011年2月16日 南シナ海北部の濃霧

2011年2月16日に南シナ海北部で観測された霧の 事例を紹介する。この時期の中国大陸沿岸では海水 温の低い領域ができ(図3.3.7 右)、大陸沿岸に移流 霧がしばしば発生する。この日も南シナ海に海上濃 霧警報が出ていた(図3.3.7 左のFOG[W]表記)。

図3.3.8は、2011年2月16日18UTCの船舶等の視程 観測値(左)と、2011年2月16日00UTCを初期値と する、FT=18の視程Gの予想(右)である。中国大 陸沿岸の船舶や地上の観測では500m以下の視程が



図 3.3.8 2011 年 2 月 16 日 18UTC の船舶等の視程観測値(左)、2011 年 2 月 16 日 00UTC を初期値とする FT=18 の視程 G の予想(右)。

観測されている。一方、沖合の船舶観測を見ると視 程の悪いところはない。このとき、視程Gでも沿岸 に悪視程を予想しており、比較的分布は実況に近い。 しかしその予想値は1000~4000mが多く、実況ほど 悪い予想にはなっていない。図3.3.5の海域別検証で 南シナ海の精度が低かったのは、この事例のように 視程を実況よりも良く予想してしまうことも原因 の一つと考えられる。

3.3.5 まとめと利用上の留意点

GSMのアジア領域P面予報値と地上予報値を使った視程分布予想を開発した。この予想を検証することにより、以下の特性が確認された。

- ・ 閾値4000mでは予報頻度が過多となるが、 1000m以下では予報頻度が過少となる。
- ETSも閾値500mで悪化する。視程Mとの比較では、全ての閾値で視程Mの方が精度が高かった。このため日本近海では主に視程Mを使い、 視程Mの領域外で視程Gを使うことが推奨される。
- 寒候期は霧の予報頻度が極端に下がる。これは GSM、MSM ともに地表付近で雲水量が全く予 想されない割合が寒候期に多くなるためであ る。一方、暖候期は BI が1に近く、予想精度 も高い。
- 海域別の精度については、北の海域で精度が高く、南の海域で精度が低くなる傾向が見られた。これは霧の観測数が多い北の海域に、予測式の係数が最適化されたためと考えられる。ただし、オホーツク海については、霧の観測数は多いが予想精度はやや低い。
- 南シナ海では、予報頻度が過少で精度は低い。
 ただし南シナ海でも実況ほどには悪くならないが、ある程度は悪視程を予想している場合が

ある。

また、作成手法等から考えられる利用上の留意点 は以下のとおりである。

- 霧、雨などの現象がない場合、視程悪化の原因 は浮遊塵のみによるものとなるが、視程Gでは その濃度を考慮していないことから、湿度に対 応した平均的な視程となっている。浮遊塵によ る視程悪化は、相対湿度を85%以下に制限して いるために、それだけで5000m未満を予想する ことはない(σpの予測式にRH=0.85を代入す ると、Vは約7200mとなる)。また、霧の予想は、 この相対湿度の制限のために、GSMが地上付近 に雲水量を予想するか否かに大きく依存する。
- 視程 G では、オホーツク海とその他の海域で、 視程の計算に用いる雲水量の層数が異なるため、海域の境界で予想値が急に変化しないように、周辺の格子で平均する処理を加えている。 それでも事例によっては境界付近で急に予想値が変化する場合があるので、注意が必要である。
- 視程Gが予想する視程は、3時間毎の瞬間値であり、3時間内最小視程ではないことに注意が必要である。

参考文献

- 井藤智史, 2011: 視程分布予想の開発. 平成23年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 25–29.
- 岩倉晋,岡田菊夫, 1999:東京国際空港における卓 越視程の相対湿度依存性.気象研究所報告, 50, 81-90.
- Gultepe, I., M.D. Muller, and Z. Boybeyi, 2006: A New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. J. Appl. Meteor., 45, 1469–1480.

3.4 GSM乱気流指数の開発¹

3.4.1 はじめに

国際線の運航支援や福岡FIR²の空域悪天情報作 成支援を目的として、全球モデル(GSM)を元に作 成・提供している格子点資料には、北太平洋航空悪 天GPVと全球航空悪天GPVがある。これらは、福岡 FIRの悪天に関する全国航空気象解説報及び SIGMET³の運用に利用されると共に、民間航空会 社などにも提供されている。各GPVの詳細について は松下(2007)を参照されたい。

航行中の航空機にとって、最も影響の大きい大気 現象は乱気流である。2013年9月現在、北太平洋航 空悪天GPV及び全球航空悪天GPVで配信している 気象要素の中で、乱気流予測に有効な要素は鉛直ウ ィンドシアー(VWS)のみであり、その予測精度は十 分とは言えない。そこで、工藤(2010)の作成手法を 踏まえ、両GPVについてVWSを上回る予測精度を 持った新しい乱気流指数(以後、TBindexと表記) を開発した。

ここでは、第3.4.2項でTBindex開発の経緯、第 3.4.3項でTBindexに用いる説明変数について述べ る。第3.4.4項、第3.4.5項で北太平洋航空悪天GPV のTBindexの統計検証の結果と予測事例を示し、第 3.4.6項で全球航空悪天GPVのTBindexの統計検証 の結果を示す。最後の第3.4.7項でまとめを述べる。

3.4.2 TBindex開発の経緯

乱気流の発生要因は、Kelvin–Helmholtz (KH) 不 安定による晴天乱気流(CAT)、対流雲、山岳波、中 層雲底付近の乱気流(Kudo 2013)など様々である。 そのため、乱気流の予測を行う際には、要因毎に異 なる予測指標に着目する必要があり予報作業は煩 雑になる。また、乱気流予測のためにこれまで開 発・提案されてきたVWS、水平ウィンドシアー (HWS)、リチャードソン数(RI)、Duttonの指数 (Dutton 1980)やEllrodの指数(Ellrod and Knapp 1992)などの指数はCATを予測対象とした指数であ り、CAT以外の乱気流予測に関しては明確な指標は ない。このような乱気流予報における問題点を改善 するため工藤(2010)は、メソモデル(MSM)を元に作 成している国内航空悪天GPVについて、様々な要因 の乱気流をまとめて予測できる新しい乱気流指数 (TBindex)を開発し、他の乱気流指数と比べて予測 精度が高いことを確認した。今後、比較のため国内 航空悪天GPVのTBindex(工藤 2010)をMSM TBindexと表記する。

MSM TBindexはC-PIREP⁴で並(MOD)以上の乱 気流が通報された場合を実況ありとし、CATの予測 指数と、対流雲、山岳波及び中層雲底付近の乱気流 などを対象に新規開発した予測指数の中から、独立 性の高い指数を説明変数とし、高度別にロジスティ ック回帰5を行って得られた確率値を元に作成した 指数である。目的変数であるC-PIREPが現実の乱気 流分布と異なるため、ロジスティック回帰により得 られる確率値をそのまま用いず、どの高度でも同じ 閾値(3.0)でMOD以上の乱気流を予測できるように 調整されている。各乱気流指数やMSM TBindexの 開発手法の詳細に関しては工藤(2010)を参照された い。MSM TBindexは、2010年6月に部内に配信が 開始され、現在、空域予報業務に利用されている。 しかし、図3.4.1に示すように国内航空悪天GPVの計 算領域は福岡FIRの全域を網羅していない。そのた め、北太平洋航空悪天GPV及び全球航空悪天GPV についてもTBindexを開発する必要があった。



3.4.1 福岡 FIR と国内航空悪大 GPV の領域。 枠は福岡 FIR、青枠は国内航空悪天 GPV の計算領 域を示す。

3.4.3 TBindexに使用する説明変数

TBindexに使用する説明変数の候補とする指数 15個を表3.4.1に示す。この15個の指数を用い、目的 変数をC-PIREPでMOD以上の乱気流が通報された 場合を1、MOD未満が通報された場合を0として、 高度別にロジスティック回帰で予測式を作成する。 予測式の作成に際しては、互いに相関が低い説明変

¹ 三輪 剛史(予報課 航空予報室)·森地 亮介

² 飛行情報区。FIR は Flight Information Region の略。 ICAO (国際民間航空機関) により制定された航空機の航 行に必要な各種情報の提供又は捜索救難活動が行われる 空域であり、福岡 FIR は日本の担当領域である。 ³ 飛行する航空機の運航に影響を及ぼす雷電・乱気流・着 氷・台風・火山の噴煙・放射性物質の状況に対して、観測ま たは予想された場合に注意喚起する空域気象情報。

⁴ Common PIREP の略。従来各航空会社内でのみ利用されていた PIREP(Pilot report)を、航空局のシステムで集約し、気象庁や航空会社に配信する PIREP のこと。 5 目的変数が「あり」と「なし」といった 2 値データの場合に用い、事象の発生確率を予測する統計手法。

略号	名称及び意味
VWS	鉛直方向のウィンドシアー。ここでは 1000ft あたりの値を用いる。
HWS	水平方向のウィンドシアー。ここでは 1m あたりの値を用いる。
SWS	斜め方向のウィンドシアー。上下の流れにずれが生じた場合の VWS の大きさを表す。
MTW1	風下山岳波に伴い山頂付近の安定層下で発生する乱気流を予測する指数。
MTW2	鉛直方向に伝播した山岳波の砕波による乱気流を予測する指数。
BASETB	中層雲底下での乾燥対流による乱気流を予測する指数。
TRAV	トランスバースバンドによる乱気流を予測する指数。
CONV	対流雲中での乱気流を予測する指数。
RI	リチャードソン数。K-H 不安定の発生を予測する指数。
GRADT	等圧面上で算出した気温の水平傾度の大きさ。
TPI	流れの曲率に着目した指数。流線の曲率が大きいか、風速が強いか、鉛直ウィンドシアーが大
	きい場合に大きい値となる。詳細は宮腰(2003)を参照。
TSI	温度移流に着目した指数。上層に寒気移流があるか、下層に暖気移流がある場合に、つまり成
	層が不安定化する場合に正の値となる。詳細は宮腰(2003)を参照。
TI1	Ellrod の指数。鉛直ウィンドシアーと変形の大きさを乗じた指数。
TI2	Ellrod の指数。変形の大きさと水平収束の和に鉛直ウィンドシアーを乗じた指数。
DI	Dutton の指数。鉛直ウィンドシアーと水平ウィンドシアーを重回帰式で組み合わせた指数。

表 3.4.1 TBindex の説明変数の候補として使用した指数の略号と意味

表 3.4.2 ロジスティック回帰で求めた高度別の回帰係数に各指数の代表的な値を乗じた値。代表的な値を乗じること で数値を比較しやすくした。絶対値が 0.5 以上である値を青で表示している。

	切片	VWS	HWS	CONV	TSI	TPI	GARDT	RI	MTW1	BASETB	MTW2	TRAV
FL410	-6.63	1.86	1.36					-0.17				
FL390	-6.37	2.35	1.43					-0.12				
FL370	-6.23	2.18	1.17				0.40	-0.11				0.30
FL350	-5.94	2.38	0.95	1.11	-0.14	0.22		-0.11			0.73	0.21
FL330	-5.68	2.67	1.10	0.71	-0.08	0.16	-0.48	-0.08			1.04	0.35
FL310	-5.77	2.73	0.98	0.45	-0.18	0.12	-0.21	-0.07			1.96	0.54
FL290	-6.48	3.22	0.96	0.53	-0.18	0.35	-0.53				2.02	
FL270	-6.26	2.91	1.02	0.72	-0.09	0.27	-0.49				2.13	0.47
FL250	-6.05	2.41	1.03	0.38		0.27	-0.26	0.16			1.12	
FL230	-5.94	2.48	1.20	0.78	0.20		-0.43			1.30	1.12	
FL210	-5.79	2.43	0.76	0.83						1.45	0.84	
FL190	-5.47	2.28	0.61	0.95	0.18				2.84	1.16		
FL170	-5.36	2.69	0.70	0.66	0.33		-0.36	0.07	2.45	0.73	1.41	
FL150	-4.68	1.41	0.93	0.57	0.25	0.22	0.32		0.67	1.00	1.07	
FL130	-4.40	1.49	0.93	0.41		0.20	0.37		1.36	0.59		
FL110	-4.02	1.29	0.70	0.43		0.89	0.42		0.82	0.24		
FL090	-3.89	0.79	1.06			0.37	0.48	-0.21	1.07			
FL070	-4.23	1.25	1.23	0.22	0.24	0.39			0.79			
FL050	-4.52	1.15	1.23	0.24	0.32	0.55			0.67			
FL030	-4.28	1.42	1.28	0.45	-0.38		-0.61		0.67			

数を選択した後、赤池情報量基準(AIC)に基づいて 適切な指数を説明変数として選択する。学習期間を 2010年1月から2011年12月の2年間として、ロジス ティック回帰で求めた高度別の回帰係数に各指数 の代表値を乗じた値を表3.4.2に示す。

MSM TBindexと大きく異なる点は、説明変数に SWSではなく、VWSとHWSの組み合わせを採用し た点である。SWSは斜め方向のウィンドシアーであ り、その値は鉛直方向及び水平方向の間隔の取り方 によって変化する。国内航空悪天GPVが水平40km のポーラーステレオ座標であるのに対し、北太平洋 や全球航空悪天GPVは0.5度及び1.25度の緯度経度 座標系であるため、緯度によりSWSの計算に用いる 東西格子間の距離が異なる。これによって、MOD 以上の乱気流に対する予測精度について、MSM TBindexではSWSがVWSを僅かに上回ったが、北 太平洋及び全球航空悪天GPVでは逆の結果となっ たため、VWSとHWSの組み合わせを採用した。 VWS、HWS以外で採用した説明変数は、MSM TBindexと同じであり、各々の説明変数を採用した 高度にも大差はなかった。そして、予測式から得ら れる乱気流発生確率値について、工藤(2010)と同様 に高度に依らず一つの閾値3.0で最適な予測が行え るように調整し、その値をTBindexとした。

北太平洋航空悪天GPVは鉛直層がフライトレベ ル(FL)面であるため、ロジスティック回帰で得られ た回帰係数をそのまま用いてTBindexを算出した。 一方、全球航空悪天GPVは鉛直層が等圧面(hPa)で あるため、FL面で算出したTBindexを線形内挿して 各等圧面のTBindexとした。

3.4.4 検証

北太平洋航空悪天GPVのTBindexについて、学習 期間と独立な2012年1月から2012年12月の1年間で 検証を行った。

図3.4.2に、TBindexとVWSについて閾値別に



図 3.4.2 MOD 以上の乱気流に対する、閾値別の捕捉 率と体積率。横軸は体積率、縦軸は捕捉率の対数表示。 予報時間は FT=24、高度については全高度の分割表 値を足し合わせてスコアを算出している。図中の数値 は TBindex または VWS の閾値を示す。VWS の単位 は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を示す。



図 3.4.3 MOD 以上の乱気流に対する、高度別スキルス コア。横軸は VWS 及び TBindex の閾値。実線は TBindex、破線は VWS を示す。予報時間は FT=24。 VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間 を示す。

MOD以上の乱気流を予測した場合の体積率 (Volume Rate)と捕捉率(Hit Rate)を示す。体積率は 全ての通報に対する閾値以上の領域から報じられ た通報の割合を示す。捕捉率(C.3.5参照)は全ての MOD以上の通報に対する、閾値以上の領域からの MOD以上の通報の割合を示す。体積率が等しい予 測を比べた場合には捕捉率が大きいほど良い予測 であり、捕捉率が等しい予測を比べた場合には体積 率が小さいほど良い予測であるため、図では左上に 近いほど予測精度が高いと言える。予報時間は FT=24で、全ての高度の分割表の値を足し合わせて 算出したスコアを示している。図3.4.2からTBindex はVWSを大きく上回る予測精度があると言える。

図3.4.3に、図3.4.2と同じ条件で検証した場合の TBindexとVWSの高度別・閾値別のスキルスコア (C.3.11参照)を示す。MOD以上の乱気流に対する スキルスコアが最大となるTBindexの閾値は、高度 に依らずほぼ3.0になっており、指数の調整がうまく 機能していると言える。また、VWSのスキルスコア と比較すると、どの高度でもMOD以上の乱気流の 予測精度においてTBindexは、VWSを有意に上回っ ており、またMSM TBindexと比較してもほぼ同等 の予測精度を持っている(図略)。

図3.4.4に乱気流の強度別に検証を行った場合の 閾値別スキルスコアを示す。TBindexはMOD以上の 乱気流を予測対象とした指数であるが、LGTM(弱 -)については1.0程度、LGT(弱)について1.4程度、 LGTP(弱+)については2.2程度、SEV(強)につ いては4.8程度でスキルスコアが最大になっている。 これらの値は、MSM TBindexとほぼ同じである。 つまり、利用者はMSM TBindexと北太平洋航空悪 天GPVのTBindexについて同じ閾値で各強度の乱



図 3.4.4 各強度の乱気流に対するスキルスコア。横軸は TBindex の閾値。スコアの算出方法は図 3.4.2 と同じ。

気流を予測できる。

最後に、図3.4.5はDI、TI1やTI2などの主要な乱 気流予測指数とTBindexの予測精度を、閾値別の捕 捉率及び体積率で比較した図である。TBindexは、



図 3.4.5 MOD 以上の乱気流に対する、TBindex と既存の主要な指数の、閾値別の捕捉率と体積率。横軸は体積率、縦軸は捕捉率の対数表示。予報時間は FT=24。スコアの算出方法は図 3.4.2 と同じ。



図 3.4.6 2013 年 6 月 8 日 12UTC の 300hPa 解析図 実線は 60gpm 毎の等高度線、破線は 20kt 毎の等風 速線を示す。

既存の乱気流指数を上回る予測精度を持っている ことがわかる。また、TI1、TI2及びDIはVWSとほ ぼ同じ予測精度であること、工藤(2010)では予測精 度でVWSを僅かに上回ったSWSが、北太平洋航空 悪天GPVでは逆にやや下回っていることがわかる。

3.4.5 予測事例

ここでは、VWSを指標とすると値が小さくMOD 以上の乱気流予測が難しい一方で、TBindexでは MOD以上の乱気流を予測できた4つの事例を示す。

(1) HWSによる乱気流予測事例

2013年6月8日は関東で乱気流が複数観測された。 図3.4.6は、8日12UTCの300hPa解析図である。関 東地方は、日本の東にある寒冷渦の南を回る流れの 加速場に位置している。図3.4.7に、8日12UTC前後 1時間以内に報じられたMOD以上の乱気流の実況 を示す。関東北部〜関東の東にかけてFL310から FL350で複数のMOD以上の乱気流が観測されてい る。図3.4.8は7日12UTC初期値の24時間予報の FL330のTBindex、VWS及びHWSの予想図である。 乱気流観測領域でのVWSは6〜9kt/1000ft程度であ る。図3.4.3から、FL330におけるMOD以上の乱気



図 3.4.7 2013 年 6 月 8 日 12UTC の前後 1 時間以内に 通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは乱 気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.4.8 2013 年 6 月 7 日 12UTC 初期値の FL330 の 24 時間予報結果。(左) TBindex と風、(中) VWS、(右) HWS。 VWS 及び HWS の単位はそれぞれ、kt/1000ft 及び s⁻¹。

流予測に最適なVWSの閾値は9kt/1000ftであり、図 3.4.8では乱気流発生域のVWSはそれに満たない。 しかし、同領域ではHWSが大きいため、その効果が 加わってTBindexではMOD以上の乱気流を予測し ている。

(2) 風下及び鉛直伝播山岳波による乱気流予測事例

2012年4月4日は、奥羽山脈の風下側で風下山岳波、 奥羽山脈の上空で鉛直伝播山岳波によると思われ る乱気流が多数発生した(三輪 2013)。図3.4.9は、 4日00UTCの地上天気図である。北海道に発達した 低気圧があり、東北地方では等圧線が混み合ってい る。図3.4.10は、4日00UTC前後1時間以内に報じら



図 3.4.9 2012 年 4 月 4 日 00UTC の地上天気図

れたMOD以上の乱気流の実況を示す。仙台空港周 辺のFL080以下と、岩手県から福島県にかけての奥 羽山脈上空FL150からFL280で複数のMODの乱気 流報告がある。図3.4.11は、3日00UTC初期値の24 時間予報のFL050及びFL250のTBindex、MTW1ま たはMTW2、そしてVWSの予想図である。FL050 では、仙台空港周辺の乱気流観測領域のVWSは小さ いが、MTW1の値は大きく、結果としてTBindexで はMOD以上の乱気流を予測している。FL250でも 東北のVWSは小さいが、東北北部を中心にMTW2 (図示しないが東北南部ではHWS)が大きく、 TBindexではMOD以上の乱気流を予測している。

2012/04/03 2300 - 04/04 0100 UTC



図 3.4.10 2012 年 4 月 4 日 00UTC の前後 1 時間以内 に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは 乱気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.4.11 2012 年 4 月 3 日 00UTC 初期値の FL050(上段)及び FL250(下段)の 24 時間予報結果。(左) TBindex と風、(中) MTW1(上段)または MTW2(下段)、(右) VWS。VWSの単位は kt/1000ft。

(3) 中層雲底付近の乱気流の予測事例

2012年4月25日は、近畿地方を中心に中層雲底付 近で乱気流が多数観測された。図3.4.12は、25日 12UTCの衛星赤外画像にアメダスの前1時間降水量 を重ねた図である。近畿〜関東地方では降水を伴わ ない上・中層雲主体の雲域がかかっている。図示し ないが、当該時刻に近畿地方ではエコー底高度3~ 5km、航空気象観測報(METAR)でFL100からFL150 のシーリング(雲底高度)を観測しており、中層雲 が広がっていた。図3.4.13に、25日12UTC前後1時 間以内に報じられたMOD以上の乱気流の実況を示 す。紀伊半島中心に、雲底付近の高度であるFL080 からFL170で多数のMODの乱気流が観測されてい る。図3.4.14は、24日12UTC初期値の24時間予報の FL150のTBindex、BASETB、そしてVWSの予想図 である。乱気流が多発した紀伊半島上空のVWSは6 ~9kt/1000ftで、あまり大きくない。しかし、 BASETBの大きい領域は日本海中部から紀伊半島 の南にかけて帯状に広がっており、TBindexでは同 領域でMOD以上の乱気流を予測している。

(4) 対流雲近傍の乱気流の予測事例

2012年11月6日は、伊豆半島周辺で対流雲に伴う 乱気流が多数発生した。図3.4.15は、6日06UTCの



図 3.4.12 2012 年 4 月 25 日 12UTC の衛星赤外画像 とアメダス地点の前1時間降水量

衛星赤外画像にレーダーエコー頂高度を重ねた図 である。伊豆半島から房総半島にかけてレーダーエ コー頂高度10km(約FL320)が分布している。図 3.4.16に、6日06UTC前後1時間以内に報じられた MOD以上の乱気流の実況を示す。伊豆半島周辺で FL300を中心に、多数のMODの乱気流が観測され ている。図3.4.17は、5日06UTC初期値の24時間予 報のFL310のTBindex、CONV、そしてVWSの予想 図である。伊豆半島周辺のVWSは6kt/1000ft前後で あまり大きくない。しかし、CONVでは0.15前後の 領域が東北地方の太平洋沿岸から伊豆諸島の南ま で広がり、同領域ではTBindexでMOD以上の乱気流 が予測されている。

3.4.6 全球航空悪天GPVのTBindexの検証

20kmGSMから作成するもう一つの空域支援資料 である全球航空悪天GPVについてもTBindexを開 発した。

図3.4.18は、2012年1月から2012年12月の1年間を 対象とした、全球航空悪天GPVのTBindexとVWS のMOD以上の乱気流に対する閾値別スキルスコア である。乱気流の実況には、標準大気における各気 圧面のフライトレベルから1000ft以内のC-PIREP を用いた。この図から、全球航空悪天GPVにおいて



図 3.4.13 2012 年 4 月 25 日 12UTC の前後 1 時間以内 に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは 乱気流の強さを、色は高度(FL)を示す。







図 3.4.15 2012 年 11 月 6 日 06UTC の衛星赤外画像 とレーダーエコー頂高度



図 3.4.16 2012 年 11 月 6 日 06UTC の前後 1 時間以内 に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは 乱気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.4.17 2012 年 11 月 5 日 0.6UTC 初期値の FL310 の 24 時間予報結果。(左) TBindex と風、(中) CONV、(右) VWS。VWS の単位は kt/1000ft。

もTBindexはVWSを上回る予測精度を持っている ことがわかる。ここで強調したいことは、水平格子 間隔の異なる北太平洋航空悪天GPVと同じ回帰係 数を用いているにも関わらず、MOD以上の乱気流 に対するスキルスコアのピークとなる閾値が理想 値の3.0になったということである。このことから全 球航空悪天GPVのTBindexは、北太平洋航空悪天 GPVと共通の回帰係数を用いることにした。これに よって、利用者は両GPVのTBindexの性質の違いを 考慮して使い分ける必要がなく、扱いやすい指数に なる。

全球航空悪天GPVの予測事例として、第3.4.5項で 紹介したHWS、鉛直伝播山岳波、中層雲底付近及び 対流雲による乱気流事例のTBindex予想図を図 3.4.19に示す。モデル格子点から内挿する水平格子 間隔が北太平洋航空悪天GPVより大きく、現象の表 現が弱められるためMOD以上の乱気流予想領域が、 北太平洋航空悪天GPVのTBindexと比べ小さく表 現される傾向がある。しかし、VWSが6kt/1000ft程 度のあまり大きくない領域でもTBindexではMOD 以上の予想を表現できていることがわかる。

3.4.7 まとめ

本節では国内航空悪天GPVのTBindexを踏まえ て開発した、GSMのTBindexについて紹介した。検



図 3.4.18 全球航空悪天 GPV の TBindex 及び VWS の MOD 以上の乱気流に対する、閾値別スキルスコ ア。赤線は TBindex、青線は VWS を示す。予報時 間は FT=24。横軸は TBindex 及び VWS の閾値。VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を示 す。

証の結果、TBindexの乱気流の予測精度はVWSをは じめ既存の予測指数を有意に上回っており、空域予 報業務に大いに活用できると思われる。そして、水 平格子間隔の異なる北太平洋航空悪天GPVと全球 航空悪天GPVで共通した回帰係数を用いて TBindexを開発できたことにより、両GPVの TBindexの性質の違い、つまり高度毎に寄与する説 明変数とTBindexへの寄与量の違いを考慮する必要 がないことは、利用者にとってメリットであると言 える。

利用上の留意点は、第1に高度によってTBindex に寄与する説明変数が異なること、MSM TBindex ではSWSを採用しているがGSMのTBindexでは HWSとVWSの組み合わせを採用したことである。 このため、利用者はTBindexの値にどの説明変数が 効いているのかを解釈する際や、MSM TBindexと 比較して利用する際には注意が必要である。第2に、 TBindexはMOD以上の乱気流に対して既存の予測 指数を有意に上回るものの、予測精度としては必ず しも高くなく、全ての乱気流を予測できるものでは ないことである。これは、工藤(2010)で述べている 様に、上層雲の雲底で発生していると考えられる乱 気流(Luce et al. 2009)や対流雲の近傍で発生する乱 気流(Lane et al. 2012)など、予測手法が確立されて いない乱気流があるためである。特に、観測数の少 ないSEV(強)の乱気流に対する予測精度はVWS と有意な差はなく、かなり低い。これらの留意点を 考慮して、TBindexを活用して頂きたい。

参考文献

工藤淳, 2010: 乱気流指数の開発. 平成22年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 95–108.

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.

- 宮腰紀之, 2003: 風ベクトルの外積を用いた乱気流 予測の指数. 天気 50, 327-334.
- 三輪剛史,2013:奥羽山脈上空で観測された山岳波 の上方伝播による乱気流事例の調査.航空気象ノ ート第74号,気象庁総務部,19-29.
- Dutton, M. J. O., 1980: Probability forecasts of clear-air turbulence based on numerical model output. *Meteorological Magazine*, **109**, 293–310.
- Ellrod, G. P. and D. I. Knapp, 1992: An Objective Clear-Air Turbulence Forecasting Technique: Verification and Operational Use. *Weather and Forecasting*, 7, 150–165.
- Kudo, A., 2013: The generation of turbulence below midlevel cloud bases: The effect of cooling due to sublimation of snow. J. Appl. Meteor. Climatol., 52, 819–833.
- Lane, T. P., R. D. Sharman, S. B. Trier, R. G. Fovell, and J. K. Williams, 2012: Recent advances in the understanding of near-cloud turbulence. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 499-515.
- Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, 2009: MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Wea. Rev.*, 138, 438–452.



図 3.4.19 全球航空悪天 GPV の TBindex、VWS 及び風の 24 時間予想結果。(左上) 2013 年 6 月 7 日 12UTC 初期 値の 250hPa 予想図、(右上) 2012 年 4 月 3 日 00UTC 初期値の 300hPa 予想図、(左下) 2012 年 4 月 24 日 12UTC 初期値の 500hPa 予想図、及び(右下) 2012 年 11 月 5 日 06UTC 初期値の 300hPa 予想図。6kt/1000ft 以上の VWS を破線で示す。