# 第4章　事例検討

## 4.1 2013年1月14日の関東大雪[1]

### 4.1.1 はじめに

2013年1月14日、南岸低気圧の通過に伴って、関東地方南部を中心に大雪に見舞われた。この事例では、GSMとMSMで降雪をもたらす気温低下の表現が大きく異なっており、その結果、それぞれのモデルの予報結果を利用して作成される降雪量ガイダンスにも大きな差が出た。

本節では、この大雪事例を取り上げ、予報結果を検証するとともに、大雪に至った過程の解析、それを踏まえたGSM、MSMのモデルの特性と利用上の留意点を述べる。第4.1.2項で実況経過をまとめ、第4.1.3項でガイダンスの予測結果、およびその予測に至った背景について述べる。そして、そのガイダンスの入力データとなったGSM, MSMのモデルの予報について、第4.1.4項では総観場の観点から検証する。第4.1.5項では、この事例の予報において重要なポイントとなった気温の低下について、現実およびモデルのプロセスに注目して解析し、その気温低下の要因、その低下がモデルによって異なった原因、それを踏まえたモデル利用上の留意点を述べる。

### 4.1.2 実況経過

図4.1.1は、1月14日09JSTと21JSTの地上天気図である。1月13日09JSTに台湾の北東の海上で発生した低気圧は、急速に発達しながら本州の南岸を進み、14日日中に関東の南海上を通過、15日には関東の東海上へ抜けた。関東地方では、14日未明頃から降り始めた雨が、朝から昼前にかけて雪へと変わり広い範囲で積雪となった。14日21JSTまでの前12時間降雪量は、東京（千代田区大手町）で8cm、横浜（横浜市中区山手町）で13cmを記録し関東地方南部を中心に大雪となった（図4.1.2）。

図4.1.3は、14日06JSTから21JSTまでの毎時大気解析による地上気温と風向・風速およびアメダスで観測された地上気温、図4.1.4は同期間の気象レーダー画像と地上気象観測の天気のプロット図である。これらの図を用いて本事例の地上気温と風、降水の実況経過について説明する。

14日06JSTの時点では、関東地方の平野部は地上気温が概ね4℃以上あり、観測結果からも未明から始まった降水は平野部では雨であった。09JSTにかけ地上気温は徐々に下がるが、雨から雪に変わったのは標高の高い地域やその周辺のみである。この後、10,11JSTにかけ、北関東内陸や東京都多摩、神奈川県北部で地上気温は0℃付近まで急激に低下し、12JSTには関東平野の大部分の気温が0℃付近に達した。この間、平野部では主に北風が吹いているものの、風が横切る方向への温度勾配は大きくなく、気温の低下への寒気移流の影響は大きくないことが伺える。標高の高い地域だけであった降雪は、この急激な気温の低下により平野部の広範囲に広がり、12,15JSTには気象庁本庁など関東地方の多くの気象官署で雪を観測した。地上気温は15JSTには千葉県北東部を除く平野部で0℃付近まで低下したが、降水の終わりとともに昇温し始め、21JST頃には関東地方の降雪は終わった。

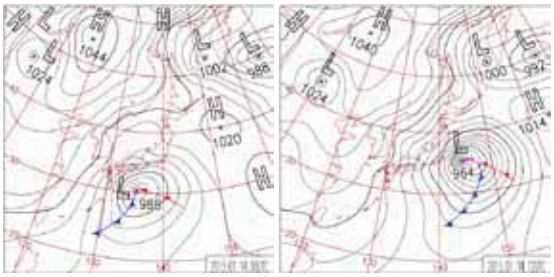

図4.1.1　地上天気図 2013年1月14日09JST（左図）同日21JST（右図）

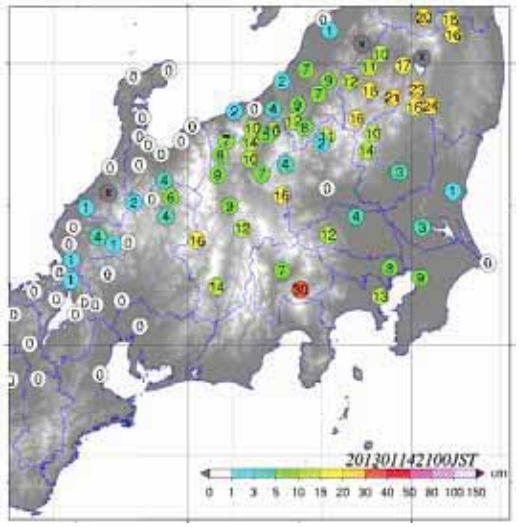


図 4.1.2　2013 年 1 月 14 日 21JST までの 12 時間降雪量（毎正時の前 1 時間積雪深差が正の場合を積算）、×は期間中に積雪深の欠測を含むことを表す。

### 4.1.3 ガイダンスの予測

本事例について、GSMおよびMSM最大降雪量ガイダンスをはじめとする降雪に関するガイダンスが、どのような予測であったかを述べる。なお、最大降雪量ガイダンスの作成手法については古市・松澤(2009)、古市(2010)を適宜参照願いたい。

[1] 第 4.1.1 項 原 旅人、第 4.1.2 項・第 4.1.3 項 白山 洋平、第 4.1.4 項 檜垣 将和、第 4.1.5 項 原 旅人、氏家 将志、第 4.1.6 項 原 旅人

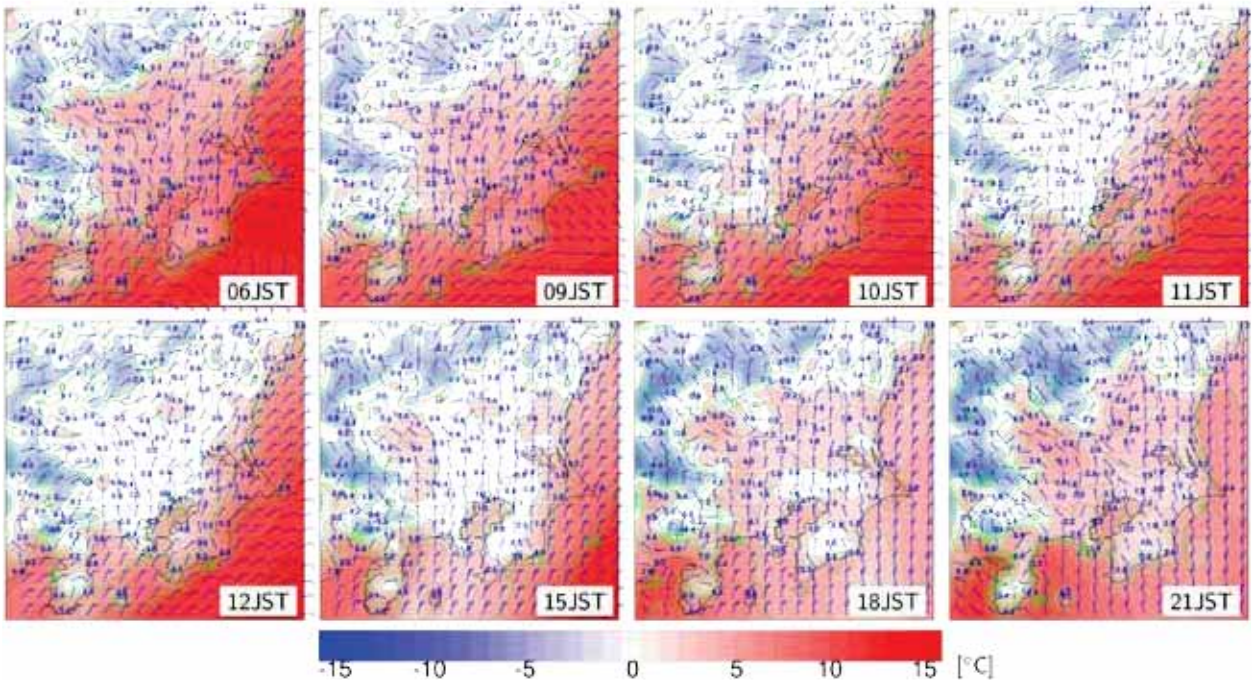


図 4.1.3　2013 年 1 月 14 日 06JST から 21JST までの毎時大気解析による地上気温（赤青塗り分け、等値線は 1℃間隔）と風向・風速（青の矢羽根、単位は m/s）、アメダス観測による気温（青数字）。上段左から 06,09,10,11JST、下段左から 12,15,18,21JST。

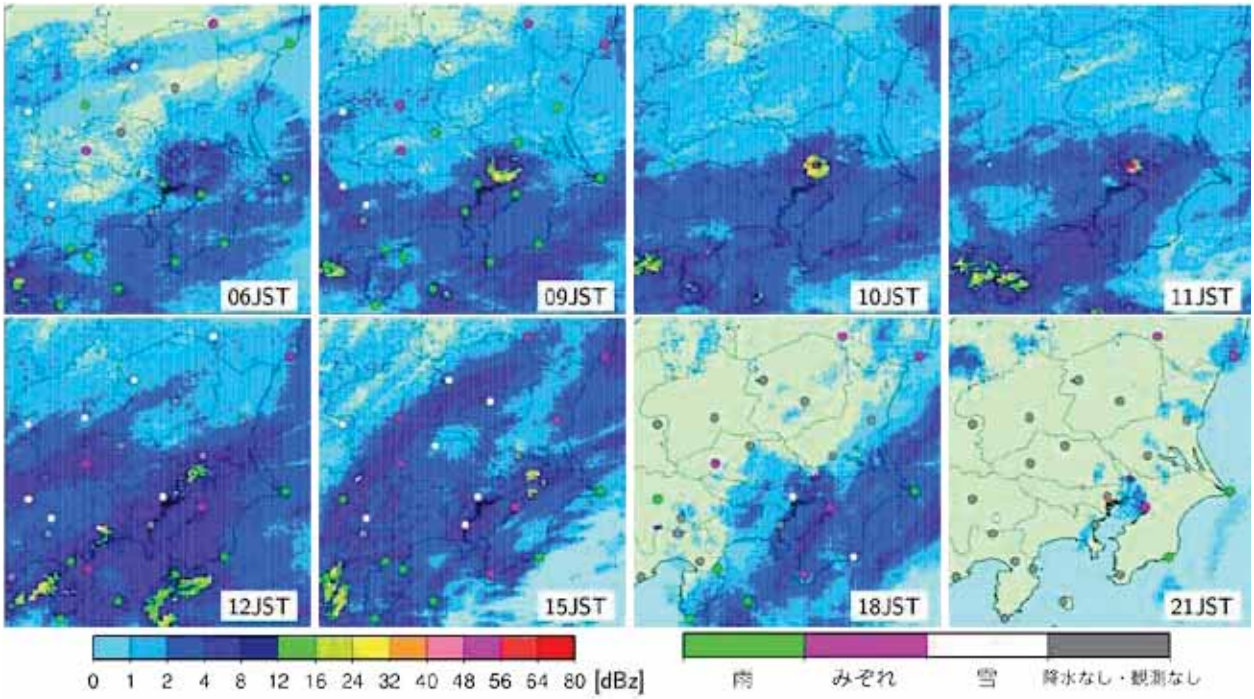


図 4.1.4　2013 年 1 月 14 日 06JST から 21JST までの気象レーダー画像と地上気象観測による天気。上段左から 06,09,10,11JST、下段左から 12,15,18,21JST。凡例は左がレーダー反射強度[dBZ]、右が天気で緑色が雨、紫色がみぞれ、白色が雪、灰色は降水現象なしまたは観測時間外を表す。赤い星印は東京レーダーの位置を示す。

### (1) 最大降雪量ガイダンスの予測

図4.1.5に、1月14日21JSTを予報対象時刻とするGSMとMSMの前12時間最大降雪量ガイダンス（以後、GSM–MAXS12およびMSM–MAXS12と記す）を示す。なお、GSM–MAXS12は1月13日00UTC初期値、MSM–MAXS12は1月13日03UTC初期値である。GSM–MAXS12では、降雪が予測されたのは標高の高い地域だけで、関東地方の平野部では降雪は

ほとんど予測されなかった。

一方のMSM–MAXS12では、関東地方平野部の広い範囲で3cm前後、特に都心を中心に5～10cmの降雪を予測しており、14日の大雪を概ね予測できていた。しかし、前3時間最大降雪量ガイダンスでは、平野部の広範囲で降雪が始まるのは14日15JSTからと予測しており、実際の降雪より数時間遅れていた（図略）。

### (2) ガイダンスの予測結果の検討

GSMとMSMの最大降雪量ガイダンスが大きく異なる降雪量予測であった点、また概ね適中していたMSMガイダンスであっても、降雪の始まりが実況に比べて遅れていた要因について、ガイダンスの作成手法に沿って検討する。なお、ここではGSMガイダンスは1月13日00UTC初期値を、MSMガイダンスは1月13日03UTC初期値を用いる。

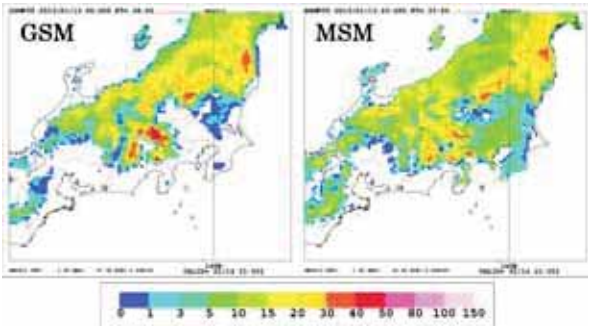


図4.1.5　2013年1月14日21JSTまでの前12時間最大降雪量ガイダンス、左図はGSM–MAXS12（2013年1月13日00UTC初期値、FT=36）、右図はMSM–MAXS12（2013年1月13日03UTC初期値、FT=33）。

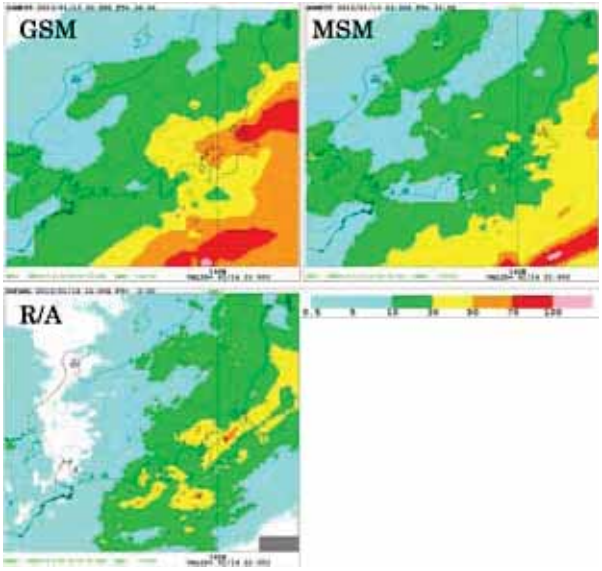


図 4.1.6　12 時間積算した平均降水量ガイダンスと解析雨量、対象時刻は 2013 年 1 月 14 日 21JST。左上図は GSM–MRR12（2013 年 1 月 13 日 00UTC 初期値）、右上図は MSM–MRR12（2013 年 1 月 13 日 03UTC 初期値）、左下図は解析雨量。

図4.1.6は、GSMおよびMSMの平均降水量ガイダンス[2]を1月14日21JSTまでの12時間分積算した降水量（以後、GSM–MRR12およびMSM–MRR12と記す）と、1月14日21JSTまでの12時間分積算した解析雨量である。両者はともに、関東地方を中心とした広範囲にまとまった降水を予測しており、GSM–MRR12はやや過大な予測ではあるものの、降水の分布や量について実況に近い予測であった。このことから、GSM–MAX12の関東地方平野部で降雪が予測されなかったのは、入力となる降水が予測されなかったことが原因でないことが分かる。

図4.1.7と図4.1.8は、1月14日09,12,15JSTを予報対象時刻とする、GSMおよびMSMの格子形式気温ガイダンスと降水種別ガイダンスである。実況では10JSTから12JSTにかけて関東地方の平野部で急激に0℃付近まで気温が下がったが、GSMガイダンスではここまでの気温の低下を予測できず、下がっても2℃前後の予測で、降水種別ガイダンスは雨の予測となっている。降水種別が雨である場合は、平均降水量に乗じる雪水比は強制的に0となるため、GSM–MRR12がどれだけ実況に近く予測されても降雪量としては予測されなかった。

一方のMSMガイダンスでは、図4.1.3で示したよりも3時間ほど遅れたものの14日15JST頃には、関東地方平野部の広範囲で地上気温が0℃付近まで低下する予測ができている。これにより降水種別ガイダンスは、平野部の広い範囲で雪か雨を予測していた。このような場合は、予測された地上気温に応じて雪水比が決まり、雪水比と平均降水量とを乗ずることで降雪量が予測される。

ここで、この格子形式気温ガイダンスの予測の違いは、モデルの地上気温の予測の違いから生じていることを示す。図4.1.9はGSMおよびMSMの1月14日09,12,15JSTを予報対象時刻とする地上気温である。GSMは、時間が進んでも実況で見られた気温の低下は予測できていない。一方のMSMは、09JSTではGSMと予測に大きな違いはないが、12JSTでは内陸部から徐々に気温が低下し始め、15JSTには平野部で1℃前後となるなどGSMとは大きく異なった気温分布を予測している。このように気温の低下するタイミングに実況とのずれはあるものの、MSMでは1℃前後まで気温が低下することを予測できていたため、MSM最大降雪量ガイダンスが関東地方の平野部で降雪を予測できたと言える。

[2] 最大降雪量ガイダンスの入力には、GSM 平均降水量ガイダンスの格子間隔を 20km から 5km に周囲 4 点内挿で格子変換したものを利用する。

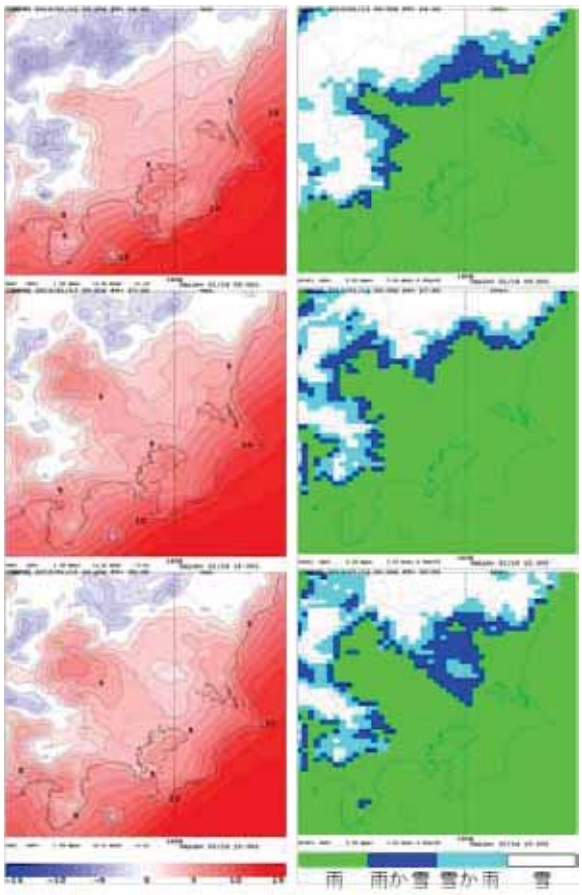


図 4.1.7　上段から 2013 年 1 月 14 日 09,12,15JST を予報対象時刻とした GSM 格子形式気温ガイダンス（左列）と降水種別ガイダンス（右列）、2013 年 1 月 13 日 00UTC 初期値の FT=24,27,30、降水種別ガイダンスの配色は緑色が雨、青色が雨か雪、水色が雪か雨、白色が雪を表す。

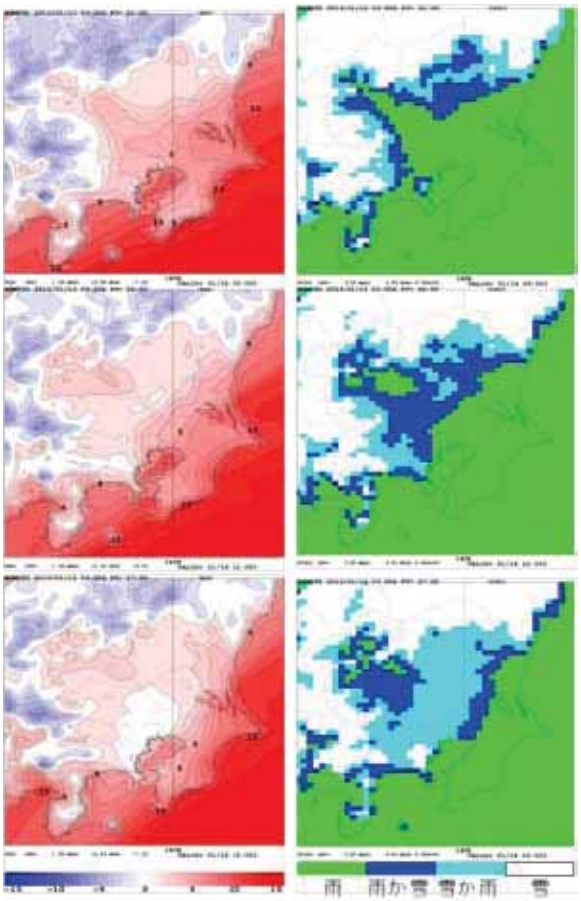


図 4.1.8　上段から 2013 年 1 月 14 日 09,12,15JST を予報対象時刻とした MSM 格子形式気温ガイダンス（左列）と降水種別ガイダンス（右列）、2013 年 1 月 13 日 03UTC 初期値の FT=21,24,27、降水種別ガイダンスの配色は図 4.1.7 に同じ。

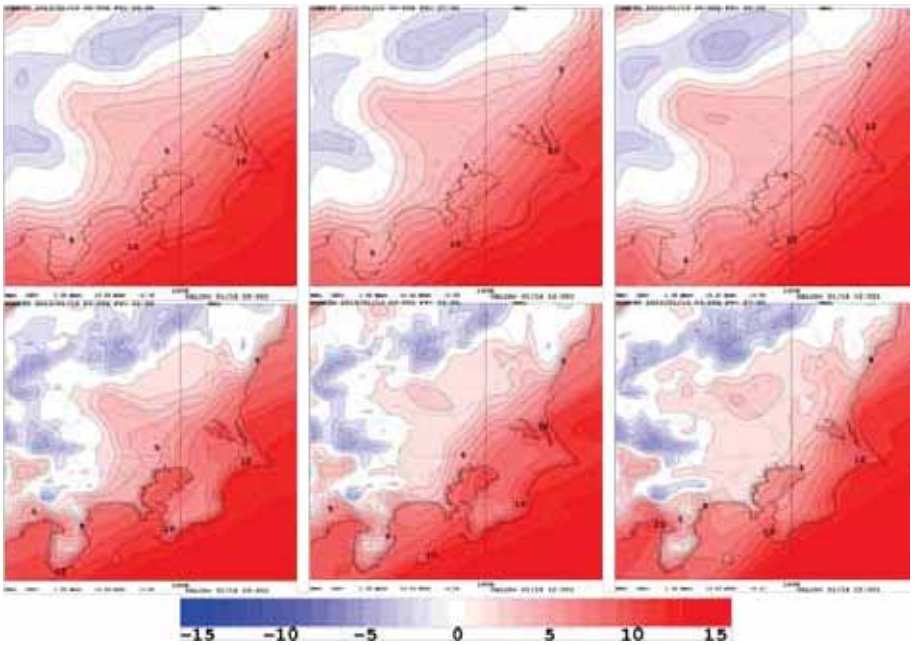


図 4.1.9　2013 年 1 月 14 日 09,12,15JST を予報対象時刻とした GSM 地上気温（上段）と MSM 地上気温（下段）。GSM は左から 2013 年 1 月 13 日 00UTC 初期値の FT=24,27,30、MSM は左から 2013 年 1 月 13 日 03UTC 初期値の FT=21,24,27。

### 4.1.4 モデルによる総観場の予想

本事例は、関東における大雪がその社会的影響の大きさから特に注目されたケースである。一方、風についても千葉県銚子で最大瞬間風速38.5m/sを記録するなど、低気圧の発達の度合いもこの時期としては顕著なものであり、モデルが低気圧の発達を的確に予想できていたかどうかも注目に値する。以下の項でモデルの降雪予想を検証・考察するにあたっても、総観スケールでの低気圧の予想を検証しておくことは重要であろう。そこで本項では、降雪予想を検証する前段階として、モデルがこの低気圧の発達や進行をどう予想していたかをまず検証したい。なお、現業予報作業では数日先の予報を行う場合、全球モデル(GSM)の予想が用いられることから、本項では主にアンサンブル予報システムを含む全球モデルの予想を検証した結果について論じることとする。

#### (1) GSMの予想

ここでは、本事例におけるGSMでの低気圧発達の予想を、初期時刻の新しいものから古いものにさかのぼって確認していくこととする。図4.1.10は、2013年1月14日06UTC（15JST)を予報対象時刻としたモデルの予想である。この図では、低気圧が日本の南岸を通過した2013年1月14日当日の午前および前日の日中を初期値とする予想を示している。この初期時刻においてはMSMの予報期間も本事例をカバーしていることから、MSMの予想も併せて表示した。また、比較のため解析雨量および全球解析値、メソ解析値を併せて示した。この図から、14日当日午前の予想である13日18UTC初期値GSM予想（図4.1.10(b)）と13日21UTC初期値MSM予想（図4.1.10(e)）は、いずれも解析値（図4.1.10(a),(d)）と比較して低気圧の発達・位置をよく表現しており、降水についても6時間降水量20mm以上の分布等が両者で概ね整合していることが分かる。一方、前日を初期値とする13日00UTC初期値GSM予想（図

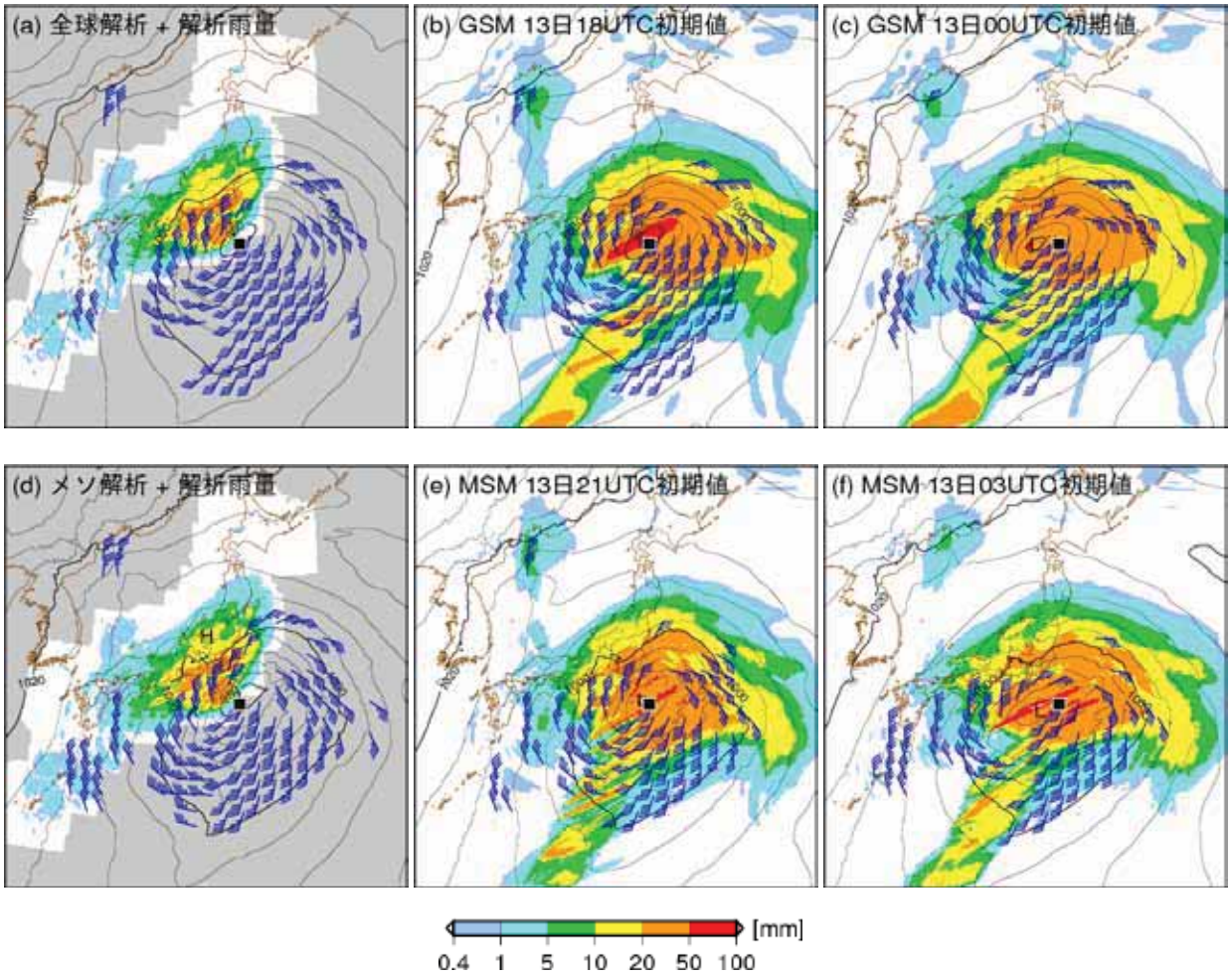


図 4.1.10　2013 年 1 月 14 日 06UTC(15JST)を対象とした海面更正気圧（hPa、等値線)、6 時間降水量（mm、カラー)、地上風速（ノット、矢羽根)。(a)全球解析値および解析雨量、(b) 13 日 18UTC 初期値 GSM 予報値、(c) 13 日 00UTC 初期値 GSM 予報値、(d)メソ解析値および解析雨量、(e) 13 日 21UTC 初期値 MSM 予報値、(f) 13 日 03UTC 初期値 MSM 予報値。矢羽根は風速 35 ノット以上の領域を描画している。図中の黒い四角は、地上天気図での低気圧の中心位置を示している。

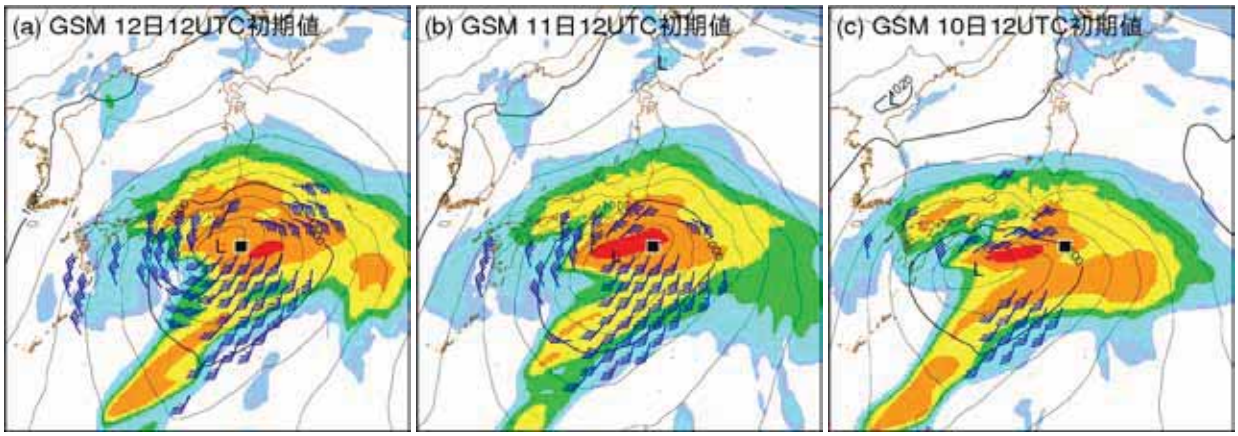


図 4.1.11　図 4.1.10 と同じ。ただし、(a) 1 月 12 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(b) 1 月 11 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(c) 1 月 10 日 12UTC 初期値 GSM 予報値。

4.1.10(c)）、13 日 03UTC 初期値 MSM 予想（図 4.1.10(f)）では、6時間降水量20mm以上の領域の広がりなどを見る限りでは、後の初期値の予想とほぼ同様の予想をしているように見えるが、低気圧中心位置や中心気圧で比較すると、GSM、MSMいずれも進行速度が実況よりも遅く、気圧の下がり方もやや小さかったことが分かる。ここで、MSMの予想にGSMと似た傾向が認められるのは、本研修テキスト第1.3節で述べられているように、MSMが側面境界条件をGSMから得ている影響であると推察される。

次に、図4.1.11で、低気圧通過の約2～4日前を初期値とするGSMの予想を確認する。この図によると、初期値が古い予想ほど、低気圧の中心位置は西寄りになっており、低気圧の進行を遅めに予想していたことが分かる。低気圧の強度は、初期値の古い予想ほど中心気圧の下がり方が小さく、それに伴って風の予想も風速35ノット以上の領域が狭くなるなど、発達の度合いが弱くなる傾向が認められる。特に4日前に相当する10日12UTC初期値のGSM予想（図4.1.11(c)）は風速35ノットの広がりが小さいなど、3日前の11日12UTC初期値のGSM予想（図4.1.11(b)）との差が顕著であった。

古い初期値の予想ほど低気圧の発達が弱めで進行速度が遅いという上述の傾向を、以下では500hPa面でのトラフの予想と合わせて確認する。図4.1.12は、低気圧通過の2～5日前を初期値とするGSMの予想であり、14日12UTCを予報対象時刻とした海面更正気圧および500hPa面高度を示している。4日前に相当する10日12UTC初期値（図4.1.12右から2列目）の予想では、500hPa面での高度5160～5400m付近のトラフが解析と比較して非常に浅く表現されており、5400～5640m付近のトラフの位相も遅れて予想されていた。これに対応して、地上

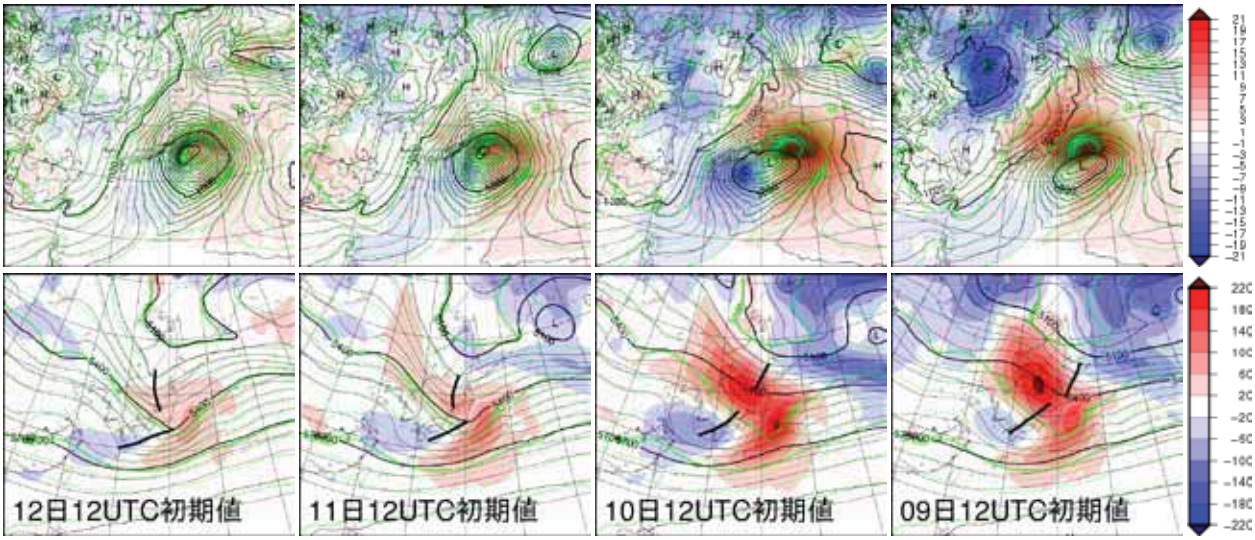


図 4.1.12　2013 年 1 月 14 日 12UTC(21JST)を対象とした GSM 予想。上段は海面更正気圧(hPa)、下段は 500hPa 面高度(m)。左から右に、1 月 12 日 12UTC 初期値、11 日 12UTC 初期値、10 日 12UTC 初期値、9 日 12UTC 初期値予報を示した。図中、緑線は全球解析による解析値、黒線は予報値。陰影は予報－解析間の差を表す。また、下段の黒太線は予想における 500hPa のトラフを示している。

の低気圧も発達の度合いが弱く、位置も解析値と比較して南西～西南西にあるなど、進行が遅い予想となっていた。その1日後の11日12UTC初期値の予想（図4.1.12左から2列目）では、同様の傾向は引き続きある程度認められるものの、500hPa面におけるトラフの深さおよび位置の表現が改善し、低気圧の予想位置・発達度合いも解析値に近づいた。これ以降の初期値では一貫して解析値からの差が小さくなる傾向であった（図4.1.12左）。これらから、GSMは概ね3日前から低気圧の発達とその進行速度を予想できていたと言える。

初期値が新しくなることに応じた低気圧の予想の変化が、GSM特有の傾向であったかを確認するため、主要な海外数値予報センターの予想との比較を行った。なお、海外数値予報センターの数値予報システムについては、加藤(2010)などを参照されたい。欧州中期予報センター(ECMWF)の予想は、4日前の10日12UTC初期値で500hPa面5160～5400m付近のトラフが浅く、かつ5400～5640m付近のトラフの進行が遅く予想されており、対応する地上の低気圧も南西寄りに弱めに予想されている点や、3日前の11日12UTC初期値になるとこれらが大きく改善されていることなど、GSMの予想で認められた傾向と似ていた（図略）。他の主要な海外数値予報センターである英国気象局(UKMO)、米国環境予測センター(NCEP)についても、4日前の初期値からの予想では誤差が大きく、3日前に予想が大きく改善した傾向はほぼ同様であった（図略）。

### (2) アンサンブル予報システムによる確率的予想

気象庁では、予報の不確実性を見積もる一つの手段として週間アンサンブル予報システム（以下、週間EPS）を運用している。以下では、週間EPSが本事例をどのように確率的に表現していたかを確認する。図4.1.13に、2013年1月14日12UTCを対象とした、地上（海上）風速および6時間降水量が閾値を超過する確率を示した。ここで風速の閾値は35ノット、6時間降水量の閾値は10mmとしている。比較のため図4.1.13左列には解析値の図を示した。強風・降水とも初期値の古い予報ほど顕著な現象の発生確率は小さく、特に5日前にあたる9日12UTC初期値と4日前にあたる10日12UTC初期値予想との差が顕著であった。関東の東海上での35ノット以上の風の確率は、5日前の初期値では40%以下と比較的低い予想であったが、4日前の初期値になると50%を超え、2～3日前の初期値と同程度の発生確率が予想された。また、関東周辺での10mm以上の降水確率に着目すると、5日前初期値では20%未満であったが、4日前初期値では40%以上となり、やはり5日前と4日前の初期値の間で差が顕著であった。

このように、週間EPSによる確率的予想では、GSMによる決定論的予想よりもおよそ1日早い4日前から顕著現象の発生可能性を示すことができていた。今回の事例は、アンサンブル予報による確率予報資料が、より長いリードタイムを持って顕著現象を予報するのに有効であることを示す一例と言えよう。

### 4.1.5 気温の時間変化率に着目したモデルの予想の分析

前項までは、本事例における実況の経過や、総観規模でのGSMの再現性、およびガイダンス等のプロダクトの予報結果について示した。これらの資料から、降水が雨となるか雪となるかの判別に重要な気温の予測について、GSMでは実況ほど気温が下がらなかったのに対し、MSMでは気温の低下する時刻に遅れが出ているものの、実況とほぼ近い推移をし

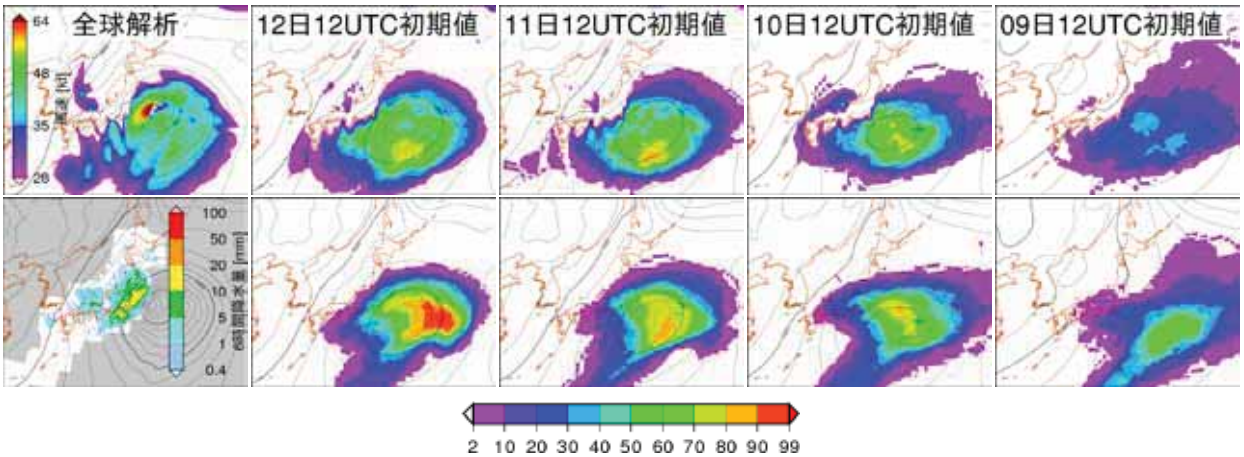


図 4.1.13　週間 EPS から予想された風、降水の発生確率(%)。予報対象時刻は 2013 年 1 月 14 日 12UTC。陰影は（上段）地上・海上風速が 35 ノットを超過する確率、（下段）6 時間降水量が 10mm を超過する確率(%)。等値線は海面更正気圧(hPa)のアンサンブル平均を表す。左 2 列目から右はそれぞれ 12 日 12UTC、11 日 12UTC、10 日 12UTC、9 日 12UTC を初期値とした予想。左列は 14 日 12UTC の全球解析風速、解析雨量。

ており、その気温低下の予想の違いが降雪量ガイダンスの大きな違いになって現れたことがわかった。本項では、それぞれの数値予報モデルがどのような過程で気温を予測していたかについて述べる。モデルの気温予測の結果そのものだけでなく、モデルの気温がどのようにして予測されているかを理解するため、気温の変化に寄与する各過程の加熱率にも注目して解説する。

### (1) 数値予報モデルにおける気温の時間変化

室井(2012)に示されているように、気温は熱力学の方程式に基づいて予報されており、気温の時間変化[3]は、「移流」と「断熱圧縮・膨張による変化」[4]と「非断熱加熱」の和によって表される（現実の大気でも同じである）。

温度の時間変化率 =
＋ 温度の移流
＋ 断熱圧縮・膨張による変化率
＋ 非断熱加熱率

一般に「非断熱加熱」とは、放射過程や雲の凝結・蒸発に伴う加熱を指すが、数値予報モデルでは、格子サイズよりも小さいスケールの現象、例えば乱流や積雲対流による熱の鉛直輸送も便宜的に非断熱加熱に含める。通常、数値予報モデルでは、移流と断熱圧縮・膨張は力学過程で計算され、非断熱加熱は物理過程で計算される。GSMおよびMSMでは、非断熱加熱率は以下の項に分解される。

非断熱加熱率 =
＋ 乱流に伴う熱の鉛直輸送による加熱率
＋ 格子スケールの凝結・蒸発・融解による加熱率
＋ 積雲対流に伴う熱の鉛直輸送による加熱率
＋ 長波放射による加熱率
＋ 短波放射による加熱率

格子スケールの凝結・蒸発・融解は、いわゆる「雲過程」で計算される（中川 2012；原 2012など）。以下、水蒸気の凝結や雲水の蒸発[5]を「凝結」、雨の蒸発を「蒸発」、氷・雪の融解を「融解」と簡略化して表記する。

### (2) 実況データの分析を通じた気温低下の要因の考察

モデルによる時間変化率の分析を行う前に、まず、気温低下の要因を実況などから絞り込んでいく。

実況で気温の大きな低下が見られた時には、以下の状況にあったと考えられる。

- 関東地方はすでに厚い雲に覆われて、短波放射は雲によって遮られており、下層の短波放射による加熱はほぼ無視できる。
- 雲からの長波放射による加熱と地表面付近の長波放射による冷却がほぼ釣り合うため、長波放射の寄与も無視できる。
- 現地気圧は10JSTから12JSTで5hPa低下している程度であり、大きな場の気圧変化に伴う断熱圧縮・膨張による温度変化も無視できる。
- 前線に伴う層状の雲による降水であることから積雲対流に伴う加熱の影響も除外できる。

以上より、残る要因は、温度の移流、乱流による熱輸送、凝結・蒸発・融解による加熱・冷却となる。

さらに、実況データを用いて気温低下の要因を絞り込んでいく。図4.1.3の毎時大気解析およびアメダス観測による地上気温の実況を時系列で見ると、10JSTから12JSTにかけて、1時間で約2Kの低下が関東地方の広い領域で見られる。温度の移流は、温度傾度とそれを横切る風の強さの積であらわされるが、このときの温度傾度は東京湾西側付近以外では比較的小さく、風も弱いことから、2K/時という大きな気温低下を移流だけでは説明できず、関東地方の気温低下の要因として、温度の移流は主たるものではないと言える。一方、東京湾の西側付近には大きな気温傾度帯があり、そこを冷たい方から暖かい方に横切って北風が吹いていることから、移流による強い冷却がある。したがって、大きな気温低下が見られる関東地方の中でも、東京湾周辺とそれ以外でその要因が異なっていることが示唆される[6]。

また、10JSTでの関東地方の湿球温度[7]の実況はおおむね2℃以上であったが、風が弱く、短時間で大気が入れ替わる状況ではなかったことから、降水の蒸発によって気温が低下できるのはその湿球温度である2℃程度までと考えることができる。しかし、実況では関東の広い範囲で0～1℃まで低下していることから、降水の蒸発だけではない、別の冷却源

[3] MSM では温位を予報変数としているが、温度の方が直観的でわかりやすく、また GSM と並行して議論しやすくするため、MSM の中で計算される温位の時間変化率は、定圧の仮定のもと、気温の時間変化率に換算して論ずる。
[4] MSM のように温位を予報変数とすれば、温位は断熱過程における保存量であるため、温位の予報方程式には断熱圧縮による変化率の項は現れない。
[5] 蒸発はモデルの中の定式では負の凝結である。

[6] 関東の太平洋岸では等温線が南北に伸びており、そこに東から北北東の風が吹いている。この風は温度傾度帯を暖かい方から冷たい方に横切っており、弱いながらも暖気移流になっている。北寄りの風が常に寒気移流になるわけではないことに注意が必要である。
[7] 湿球温度とは、定圧の状況のもとで、水蒸気を蒸発させて断熱的に冷却し、飽和に達した時の温度であり、蒸発に伴う冷却によって達しうる気温の下限値である。

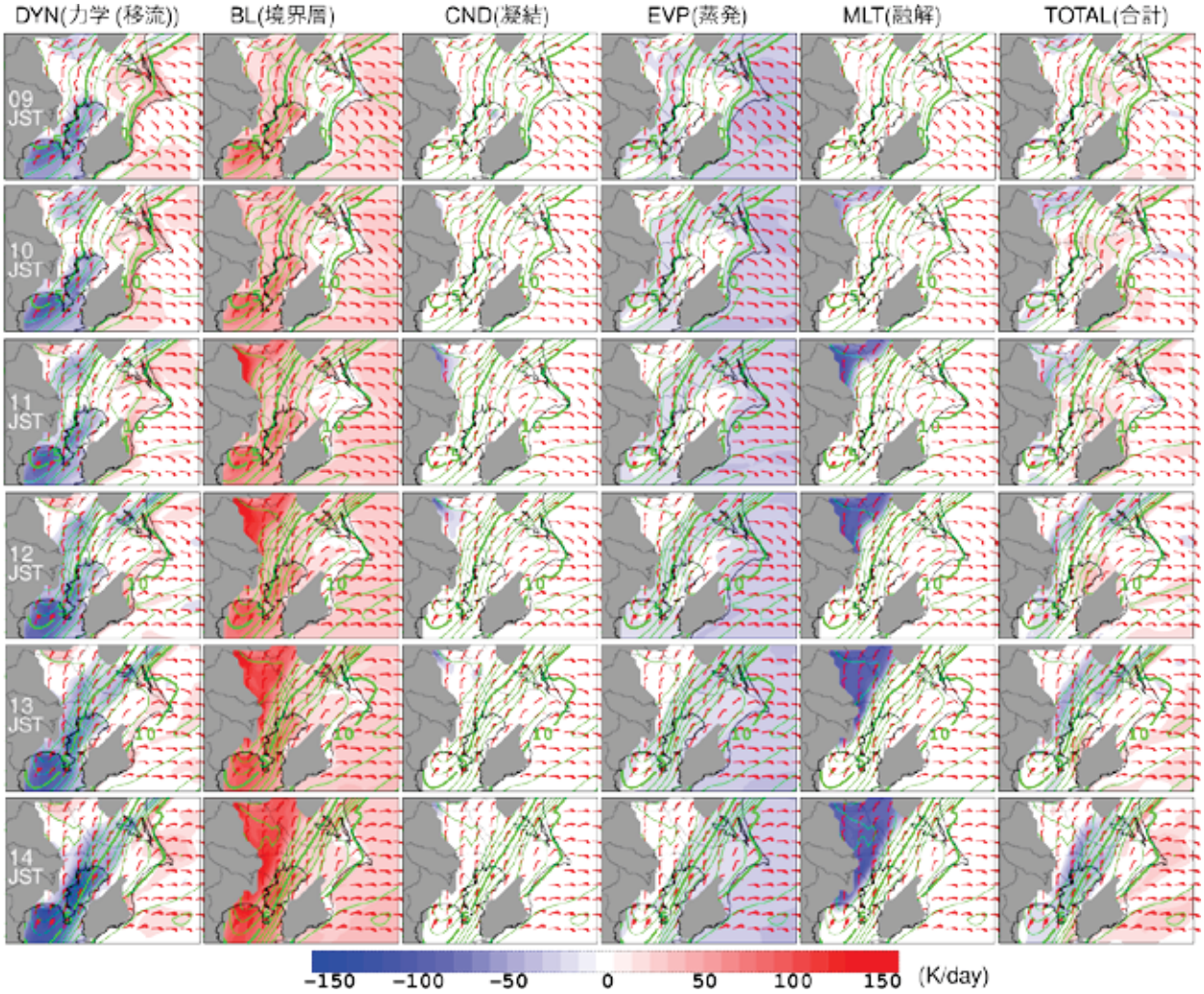


図 4.1.14 MSM（13 日 03UTC 初期値）の高度 50m 面における（左から）力学（移流）、境界層乱流輸送、水蒸気の凝結（雲水の蒸発を含む）、雨の蒸発、雪の融解による気温変化率とその合計（赤青塗り分け、前 1 時間平均、単位:K/日）。上段から 14 日 09, 10, 11, 12, 13, 14JST を予報対象時刻とするもの。各図の緑の等値線（1℃間隔、5℃ごとに太線）、矢羽根はそれぞれ 50m 面の温度、風を示す。灰色部分は 50m よりモデル標高が高い領域を示す。

があったことが示唆される。

### (3) MSM・GSMの気温の変化率の違い

以下、前日にモデルで降雪を予報できたかという観点で、GSMは13日00UTC初期値、MSMは13日03UTC初期値の予報結果を解析する。

すでに、第4.1.4項で示したように、この段階では降水をもたらした南岸低気圧の進行位相がやや遅れていたものの、14日18JSTまでの24時間で60mmを超える降水量は、おおむね実況とモデルで合致していた。

MSM、GSMそれぞれで計算された地表に近い高度（MSMは50m面、GSMは990hPa面）における移流、乱流輸送、凝結（雲水の蒸発）、雨の蒸発、および融解による温度の時間変化率（前1時間平均）を、09JST～14JSTについて図4.1.14と図4.1.15に示す。MSMでは、降水の蒸発によって関東全域で冷却されているのに加え、10JST以降、北関東から融解による非常に強い冷却が南に広がっており、その強い冷却に対応して、気温が急激に低下していることがわかる。また、その冷却によって、東京湾付近に強い温度傾度帯が形成され、そこに北風が吹いたことによる寒気移流によって東京湾付近が冷却されていることもわかる。MSMでは、時間のずれはあるものの、北関東や東京湾における大きな気温低下を表現しており、実況の特徴とよく似ている。一方、GSMでは、北関東の融解による冷却がMSMより弱く、また同じ温度変化率（10K/日）の領域が広がっている。このように、北関東での冷却が弱かった結果、東京湾付近の移流による冷却も小さくなったと推察される。

北関東および東京湾周辺を代表する地点として

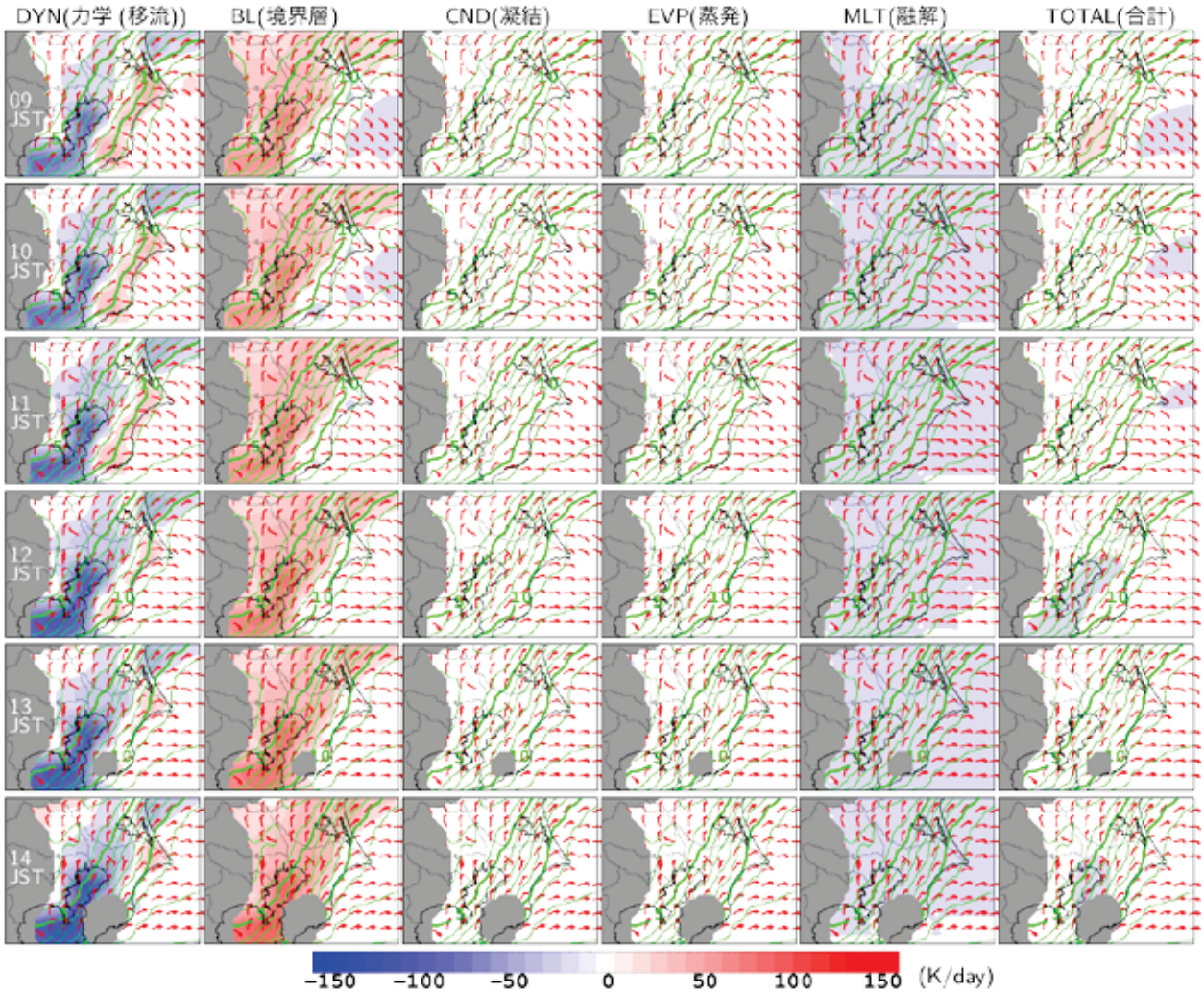


図 4.1.15 図 4.1.14 と同じ。但し、GSM の 990hPa 面での各過程の気温変化率、気温、風。灰色部分は地表面気圧が 990hPa より低い領域を示す（時間によって変化する）。

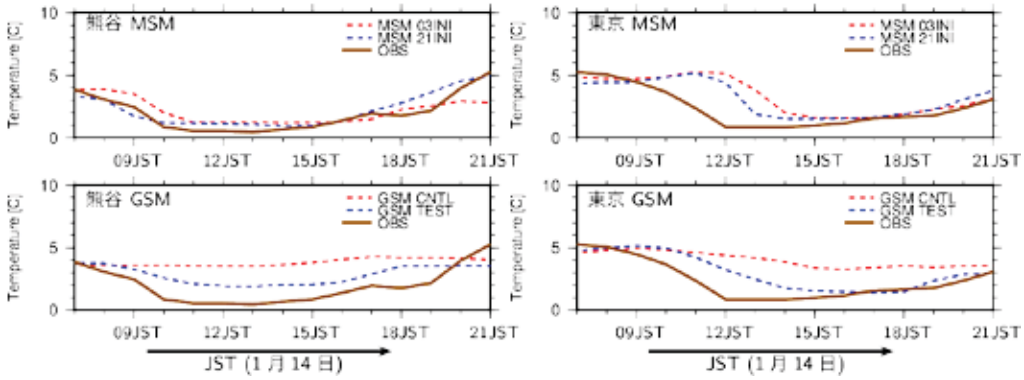


図 4.1.16 熊谷（左）と東京（右）における MSM（上段）と GSM（下段）の地上気温予報値とアメダス観測値。横軸は予報対象時刻（14 日、JST）を示す。それぞれの図で茶色は観測値、MSM の図で、赤破線は 13 日 03UTC 初期値、青破線は 13 日 21UTC 初期値の予報、GSM の図で赤破線は現業（ルーチン、基準実験）、青破線は対照実験の予報値を示す。

熊谷および東京を選び、先に述べたことを詳細に解析する。まず、この2地点におけるGSMとMSMの地上気温の時系列を図4.1.16に示す（それぞれの現業モデルの予想は赤破線に対応）。これによると、GSMは両地点での気温の低下をほとんど予想できていないのに対し、MSMでは、（上に述べたように、時間の遅れはあるものの）気温低下を表現していたことがわかる。

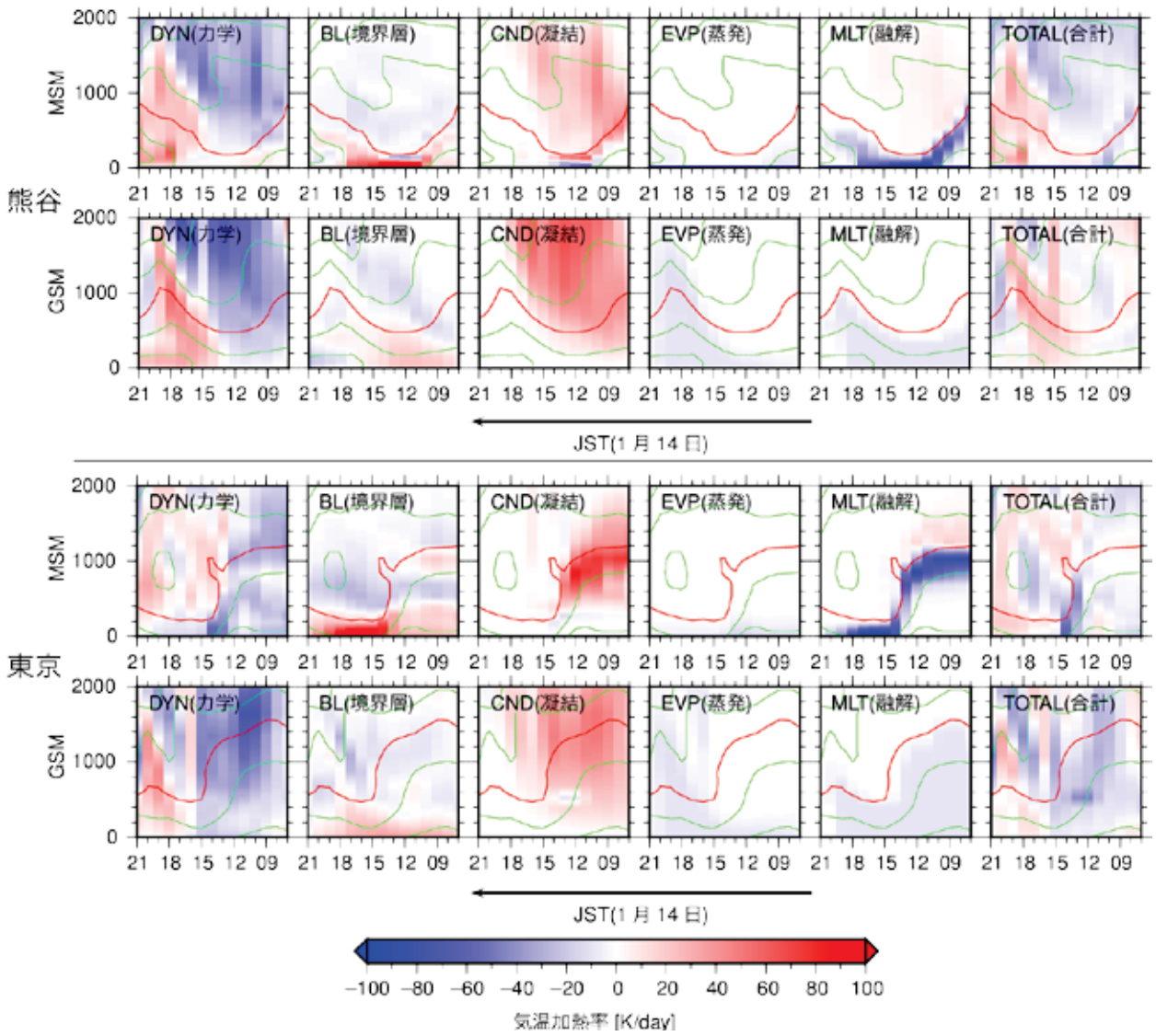


図 4.1.17 熊谷（上 2 段）、東京（下 2 段）における MSM（各上段）と GSM（各下段）の各過程の気温時間変化率（赤青塗り分け）、気温（緑の等値線（2K おき）、0℃の等値線は赤）の鉛直時間断面図。各図、横軸は予報対象時刻（14 日、JST）を示し、右から左へと時間は経過する（右端は 14 日 07JST に対応）。縦軸は高度（単位:m）。なお、TOTAL（合計）にはここに示していない積雲対流、短波・長波放射による寄与を含んでいる（以下同様）。

その差の原因を探るために、この 2 地点について、MSM と GSM それぞれで計算されている各プロセスの気温時間変化率の鉛直時間断面を図 4.1.17 に示す。融解による気温の時間変化率に注目すると、MSM では、低気圧にもたらされた氷相の水が、0℃線の下で融けて熱を吸収して冷却しており、非常に強い（最大 150K/日）冷却層が薄い層に集中している。融解による冷却に対応するところには凝結による加熱も見られる。一方、GSM では、0℃線の下で融解による冷却、それに対応する凝結による加熱が見られることは MSM と同じであるが、その冷却は MSM に比べて非常に小さく（10K/日）、MSM より厚い層内に分布している。熊谷における MSM の予想では、凝結による加熱より融解による冷却が大きくなった結果、0℃線を時間経過とともに降下させている様子がわかる。それに対して、GSM では、07JST 時点で 0℃線の位置が高い上に融解による冷却が弱い。寒気移流によって 10JST ごろまで 0℃線を下降させてはいるものの、その下降幅は MSM に比べて小さく、その結果、地上付近の気温が下がらなかった。一方、東京における MSM の予想では、14 日 09JST から 12JST にかけて 0℃線が高度約 1200m の位置に維持されており、気温の時間変化率の総和が該当部分でほぼゼロになっていることと対応している。これは、融解による強い冷却はあるものの、それを主に凝結による加熱が打ち消して釣り合っている状態にあることを示している。14JST までの 1 時間に、その釣り合いが崩れて急激に冷却された結果、0℃線が高度 200m 付近にまで低下しており、これが MSM の予想における東京の急激な気

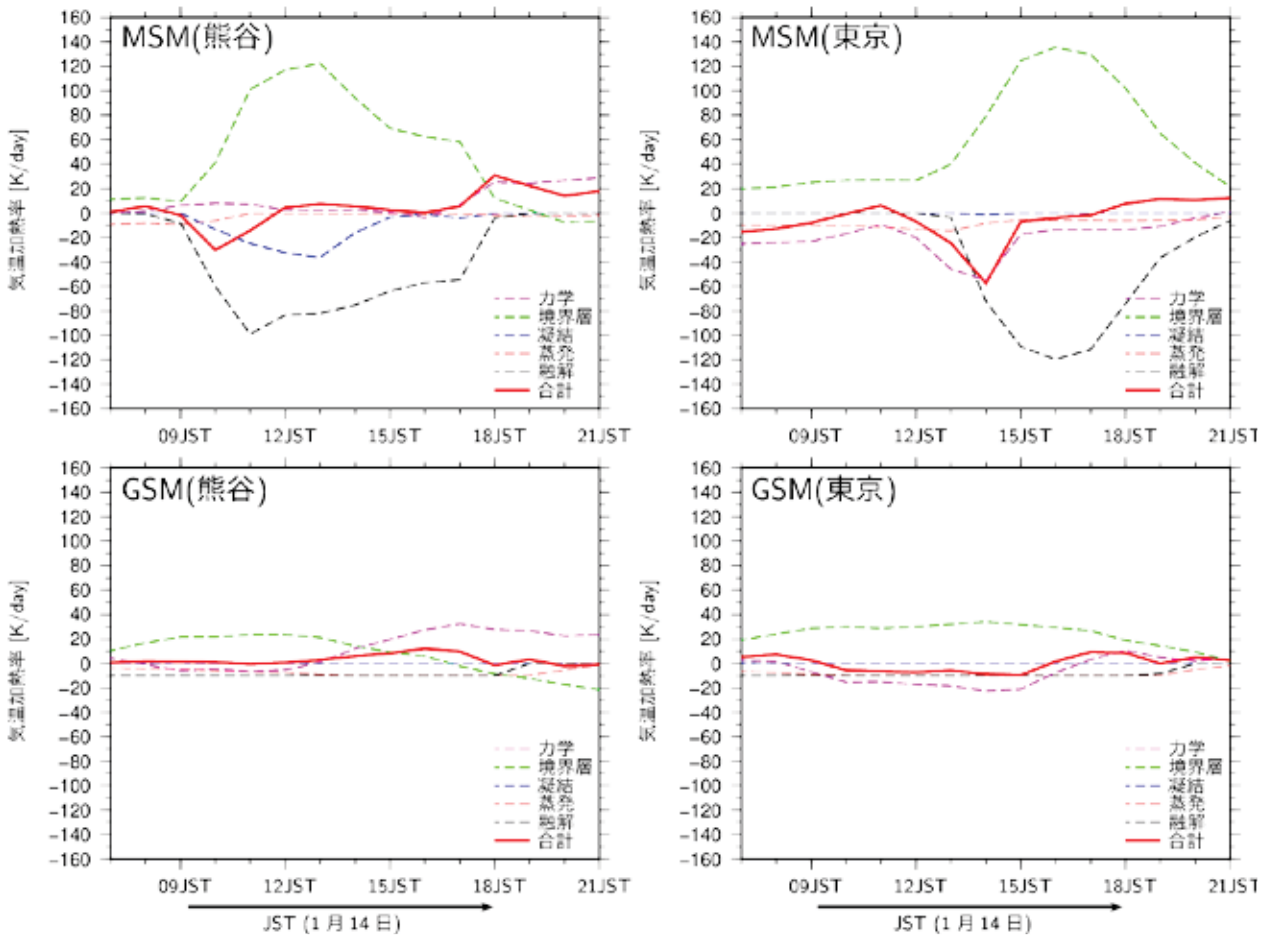


図 4.1.18 熊谷の海面高度 60m（左）と東京の海面高度 40m（右）における MSM（上段）と GSM（下段）の各過程の気温時間変化率の時系列。横軸は予報対象時刻（14 日、JST）。

温低下に対応する。それに対し、GSM でも 0℃線が急激に下降する時間帯はあるものの、熊谷同様、07JST の時点での 0℃線の位置が MSM よりやや高く、0℃線の降下幅も小さかった。

地表面に近い大気の気温時間変化率を見ると、夜間には放射冷却によって地表面温度が大気温度より低くなったため、境界層乱流による輸送によって地表面付近の大気は冷却されていたが（図略）、降水の蒸発や寒気移流によって大気が更に冷却されて、やがてGSM・MSMともに06JSTごろには地表面温度の方が大気温度より高くなり、境界層乱流による気温変化は加熱に転じた。MSMでは、0℃線が降下して地表近くに融解による冷却層が下がってきたのに対応して、境界層乱流輸送による強い加熱が地表面付近で見られるが、これらはほぼ釣り合って気温時間変化率の総和は大きくはない。

GSMでも同様の傾向が見られるが、融解による冷却が小さいことに対応して境界層乱流輸送による加熱もMSMより小さくなっている。なお、長波放射、短波放射、積雲対流スキームに伴う加熱は、すでに考察したように、蒸発や融解によるものに比べて相対的に小さかった（図略）。

さらに、大気最下層付近での様子を詳しく見るため、2地点の地表面付近の高度における気温の変化率の各過程からの寄与を、GSM、MSMそれぞれについて時系列で示す（図4.1.18）。MSMでは、熊谷において、融解による冷却が先行して気温を急激に下げた後、少し遅れて境界層の加熱が大きくなり、融解による冷却とほぼ釣り合っている。一方、東京においては、寒気移流による冷却によって地上付近にまで雪が達するような気温まで低下したのち、それに少し遅れて融解による冷却が大きくなり、さらに少し遅れて境界層の加熱が大きくなって、寒気移流や融解の冷却などと釣り合っている。熊谷、東京ともに、大きな冷却ののちには、しばらくの間、気温の時間変化率がほぼゼロとなる時間帯があり、それに対応して、地上気温が一定である状態が観測されている。MSMでは、その状況を精度よく予想している。

一方、GSMの蒸発・融解による加熱率はほぼ一定（10K/日）となっている。GSMは長い時間刻み幅（600秒）で安定に積分できるように、蒸発および、

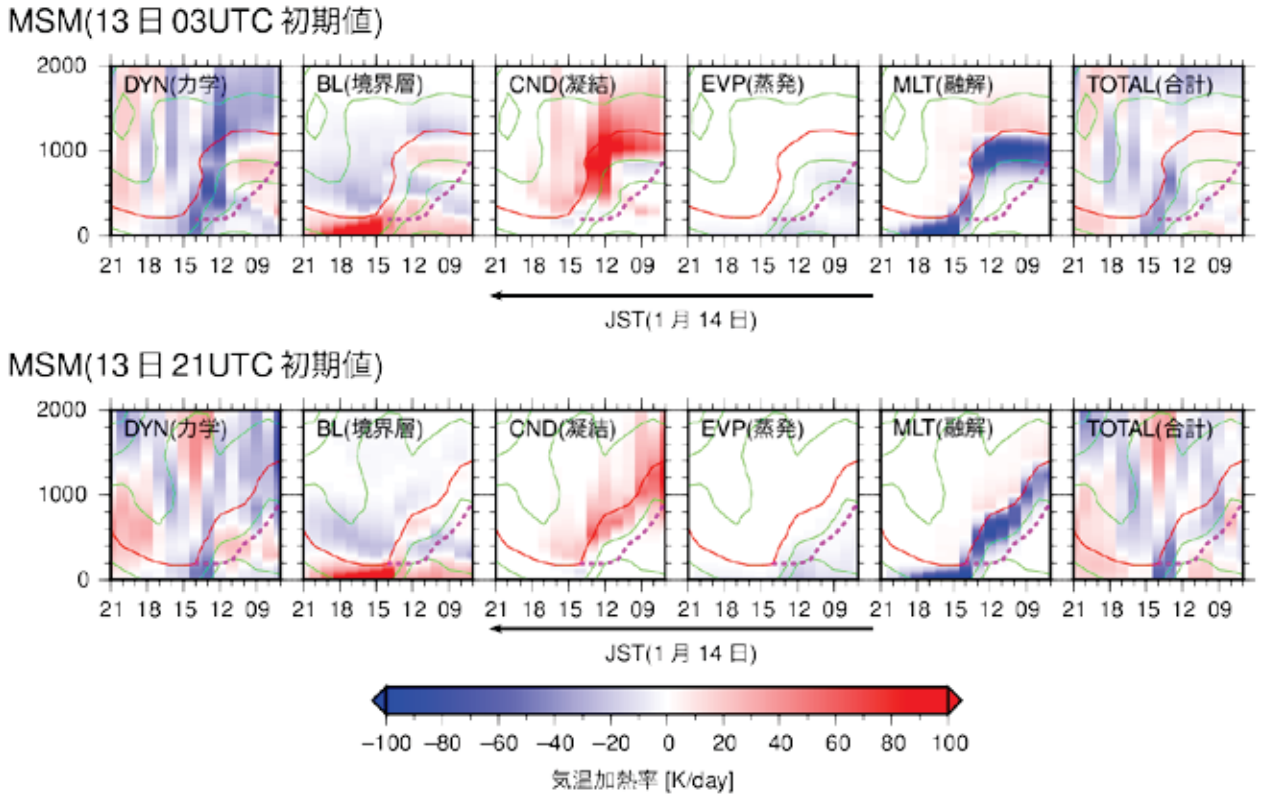


図 4.1.19 柏における MSM の 13 日 03UTC 初期値（上段）と 13 日 21UTC 初期値（下段）からの予報の各過程の気温時間変化率、気温の鉛直時間断面。図の見方は図 4.1.17 と同じ。桃色の破線は、ブライドバンドの半径から推定した融解層の高度を示す。

融解による冷却率をそれぞれ最大10K/日に制限しており、本事例ではその上限に達したため、蒸発・融解による寄与を合わせた雲過程による加熱率がモデルの各層で20K/日で頭打ちとなっている。融解（蒸発）熱の上限に対応して、融解（蒸発）する雪（雨）の量も、各層で10K/日の融解（蒸発）熱に対応する量が上限となっており、その上限値によって融解（蒸発）しきれなかった雪（雨）は、その下の層で融解（蒸発）している。その結果、特に熱量が大きい融解では、0℃線の下から地上付近まで、10K/日の冷却が鉛直方向に広く分布していることが図4.1.17のGSMの融解による気温時間変化率から明瞭にわかる。

このように、ある程度の降水量があって[8]、蒸発や融解による冷却率が10K/日に達してしまうと、蒸発や融解による冷却が本来より下層にまで広がって、下層で冷却が過剰となり、地上付近の気温が低めに予想されることがある。実際に、図4.1.21（左）に示したように、降水が始まるころのGSMの気温の時間変化は、まだ地上付近では融解熱による冷却を受けていないMSMに比べて大きく、14日03JSTから09JSTにかけてはGSMの方が地上気温が低くなっている。これは下層まで広がった融解熱を起源とする冷却が寄与していると考えられる。

一方、MSMが表現していたように、融解による冷却が支配的になる場合には、GSMはその上限値によって冷却が抑制されてしまい、その冷却による急激な気温低下を表現できない。本事例でも、融解による冷却が表現されていなかったために、降雪に至るほどの急激な地上気温の低下を予想できなかったものと考えられる。

### (4) MSMの気温低下の遅れの原因

ここまで見てきたように、MSMでは、気温の急激な低下、およびその後の気温の一定状態の継続については表現していたものの、気温の低下のタイミングが実況より2～3時間遅れていた。次に、その原因について探る。

図4.1.4のレーダー画像では、東京レーダーがある千葉県柏市（同図の星印）を中心に円状の強いエコーが見られる。これは、ブライトバンドと呼ばれるもので、融解層がレーダービームを強く反射することから現れるものである。このブライトバンドの円形の領域は、時間の経過とともに小さくなっている。

[8] 1時間降水量 10mm 相当の固体降水が地上付近の厚さ 1000m の層で全て均一に融解すると、加熱率は約 70K/日となる。

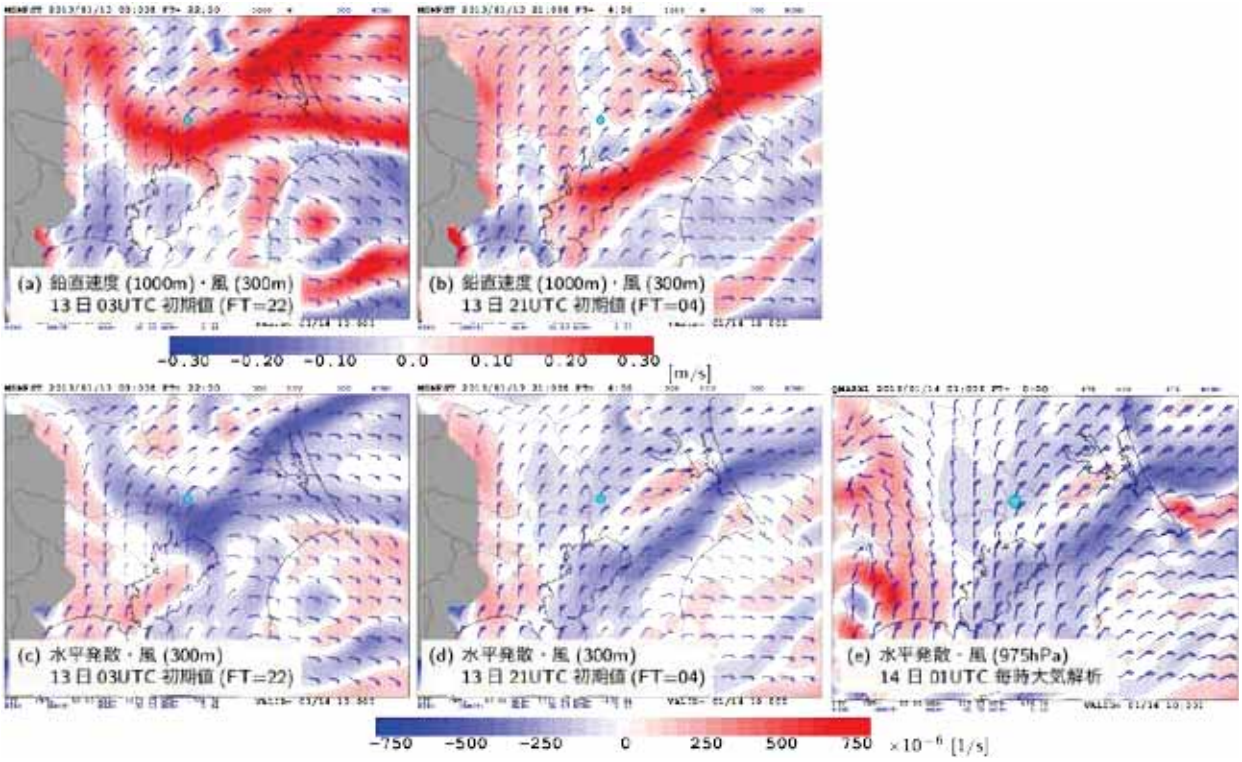


図 4.1.20 MSM による 14 日 01UTC (10JST) における(a)高度 1000m 面での鉛直速度（赤:上昇流、青:下降流）、高度 300m 面での風（青の矢羽根、単位:ノット）の 13 日 03UTC 初期値の予報。(b) (a)と同じ、ただし、13 日 21UTC 初期値の予報。(c) 高度 300m 面での水平発散（赤:発散、青:収束）と風（(a)と同じ）の 13 日 03UTC 初期値の予報、(d) (c) と同じ、ただし、13 日 21 UTC 初期値の予報。(e) (c)と同じ、ただし 975hPa 面での毎時大気解析。各図の水色の印は東京レーダー（柏）の位置を示す。

これは、融解層が下降していることを意味し、先に見たモデルの中での気温低下のプロセスと同じ描像である。柏におけるMSM各プロセスの気温の時間変化率、MSMが予想する気温、およびブライトバンドの円形の領域の半径から推測した[9]融解層の高度を示したのが、図4.1.19（上段）である。融解層が0℃線の直下にほぼ対応するとすれば、融解層が徐々に低下しているのに対し、MSMでは東京と同様に融解層が一定の高度を数時間維持した後、急激に下降しており、そのタイミングが実況に比べて遅れているようである。

融解によって大気が冷却されると、飽和水蒸気量が小さくなることから、飽和状態になっていた空気からは凝結が発生する。また、上昇流がある場合も（上空の方が気圧が低いために）断熱膨張により冷却され、同様に飽和水蒸気量は小さくなる。実際、上昇流の大きさと凝結による加熱は連動しており、上昇流が弱まったタイミングで凝結熱が小さくなったことにより融解による冷却が大きくなり、0℃線が急激に下降したことがわかっている（図略）。

凝結による加熱が大きい高度1000mにおける上昇流の平面的な分布をみると（図4.1.20(a)）、柏付近には収束帯（図4.1.20(c)）に伴う10～30cm/s程度の上昇流があり、北関東についても上昇流が予想されている。しかし、毎時大気解析（図4.1.20(e)）によれば、その収束帯は実況では南にずれており、MSMが予想した柏や北関東における上昇流は実況では存在しない、または弱かったのではないかと推測される。この10cm/s程度の上昇流が凝結熱を生み、冷却を妨げるなど、気温の急激な低下の表現の有無に関係していたと考えられる（付録参照）。

この実況にない収束域（上昇流域）の生成は、南岸低気圧の位相の遅れに関係している。実際に、13日21UTC初期値のMSMでは、南岸低気圧の進行位相、収束域の位置は実況と合っており（図4.1.20(d)と(e)）、13日03UTC初期値に比べて上昇流の大きさも小さい(図4.1.20(b))。しかし、この初期値においても、03UTC初期値よりは小さいものの気温低下の遅れが見られている（図4.1.16のMSMの図の青破線）。この初期値のMSMについて、13日03UTC初期値と同様に、柏における時間変化率と0℃線の動向を見てみると（図4.1.19（下段））、0℃線を一定高度

[9] ここでは、東京レーダーの極座標データで、最もエコー強度が強い円の半径をブライトバンドの半径とした。

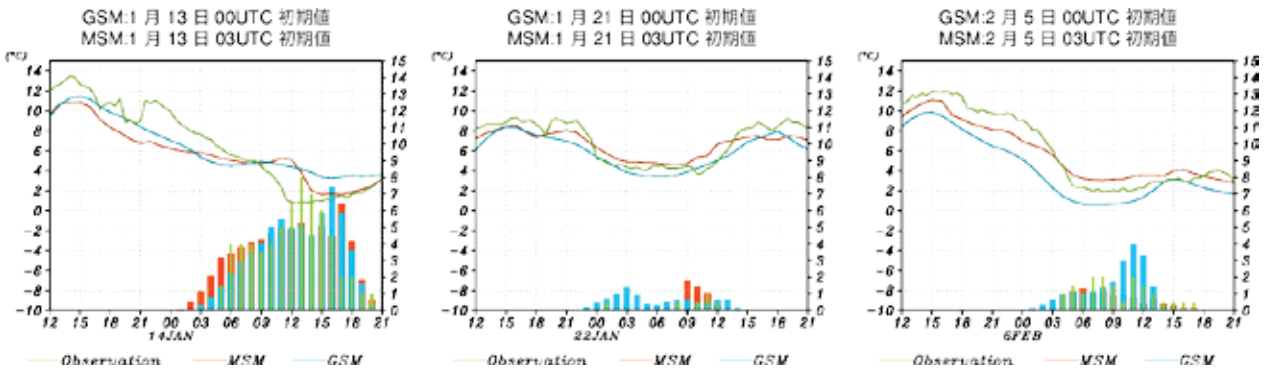


図 4.1.21　1 月 13 日～14 日（左）、1 月 21 日～22 日（中央）、2 月 5 日～6 日（右）の MSM 予報（赤）、GSM 予報（青）、アメダス観測（緑）による東京の気温（折れ線グラフ、左縦軸）と降水量（棒グラフ、右縦軸）の時系列。横軸は予報対象時刻(JST)。

に維持した03UTC初期値と異なり、21UTC初期値では、0℃線は時間経過とともに下降しているが（東京でも同様（図略））、ブライドバンドによって推定した0℃線と比べると、下降が3時間程度遅れている。しかし、下降速度自体は、ブライトバンドから推定した値とよく合っている。それにもかかわらず、気温低下が遅れた原因は、初期値の0℃線の高度が実況より高かったためと推察される。ブライトバンドから推定した0℃線の高度に幅があることを考慮しても、07JSTにおけるモデルの0℃線の高さはブライトバンドからの推定値に比べて高い。総観規模の場と上昇流の分布が実況に近くなったために、各プロセスの加熱と冷却のバランスが現実に近くなり、実際に0℃線の降下速度はブライトバンドから推定した実況と近いものになった。しかし、モデルの初期値を作成するメソ解析では、第一推定値を与えるそれ以前の予報でも0℃線の低下を予想できていなかったことに加え、それを修正する観測データも乏しいことから、初期値における0℃線の高さの誤差が大きくなり、結果的に地表面付近における気温の低下の予想の遅れにつながったと考えられる。

このように、雪をもたらす気温低下のプロセスには、モデルの中で不確実性が大きい複数の要因が関係している。10cm/s程度の上昇流が融解層付近の気温の動向を左右し、0℃線の高度はその後の気温低下の動向に大きな影響を与える。また、この事例でも見られたように、蒸発や融解によって大気が冷却され、地表面温度より大気の温度が低くなれば、境界層からの加熱が加わり気温の低下を妨げる。たとえばモデルの地表面温度が実況より高ければ、実況ほど気温が下がらずに、ほぼ一定の気温が維持されることもある。また、地表面温度はそれまでの予想の経過（それ以前の日中の加熱や夜間の冷却）にも影響される。降雪に至るプロセスは複雑であり、かつ、そのプロセスの表現に不確実性があることを念頭において、モデルを解釈することが重要である。

### (5) 他の南岸低気圧事例での検証

これまでに確認できた降雪に至るプロセスを踏まえ、他の南岸低気圧の事例についても、以下で簡単に検証する。

#### (i) 2013年1月21日の事例

2013年1月20日から21日にかけて、本州の南岸を低気圧が通過した。低気圧の発達の度合いとしては、2013年1月14日よりも小さかった。低気圧に先行する降水が雪となることも想定されたが、実際には雪にはならず、雨となった。図4.1.21（中央）はこの事例の東京における地上気温と降水量の観測値、GSM予想値、およびMSM予想値の時系列である。モデルの気温は21日の夜以降、GSMが実況より低め、MSMが実況より高めに推移しているものの、概ね実況に追随しており、気温が2℃を下回ることはなかった。東京の地上付近の降水が始まる時刻での湿球温度の実況は2℃程度であり、14日の事例と同様、降水の蒸発だけでは降雪になるような気温低下にはつながらない[10]。14日の事例でみられたような雪の融解熱による冷却が大きくなるためには、ある程度まとまった降水量が必要である。しかし、1時間降水量は実況、予想ともに1mm程度で少なく、たとえ降水の蒸発によって湿球温度まで冷却できたとしても、融解層付近の雪の融解によるさらなる強い冷却および融解層の降下による急激な気温低下には至らなかった。このように、この事例では低気圧の発達も弱く、降水量が少なかったために降雪になるほどの気温低下には至らなかった。

[10] 降水が始まる前の地上付近の気温の冷却には、長波放射による冷却、それに伴って形成される安定境界層内の冷却も寄与するが、降水が始まる直前から降水が続いている間にはこれらの寄与の和はほぼ無視できることが多く、主な冷却源は水の相変化に伴う熱の吸収と寒気移流となる。

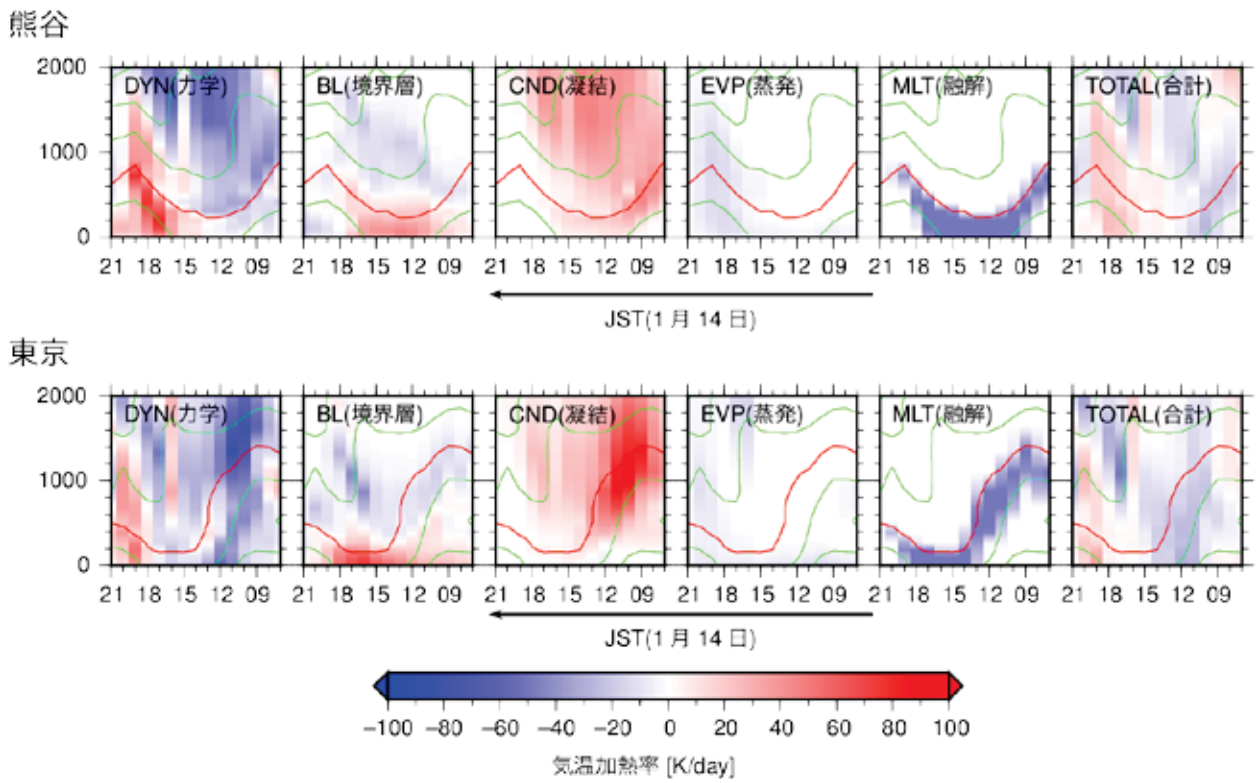


図 4.1.22 図 4.1.17 と同じ。ただし、蒸発・融解熱の上限値を変更した GSM（対照実験）によるもの。GSM（基準実験）の同様の図は図 4.1.17 の GSM の図を参照。

なお、この事例においては、GSMの降水の融解による冷却は1月14日の事例よりも小さく、蒸発による冷却も下層で上限を超えることはなかった。

### (ii) 2013年2月6日の事例

本事例の前日の予報では、南岸低気圧が関東に接近し[11]、GSMで関東の広い範囲で1℃以下の地上気温を予想していたため、降雪の可能性が想定された。一方、MSMでは東京で3℃台、関東のその他の地域（房総を除く）で1～3℃までしか低下しない予想であった。

GSMとMSMの気温予想の間にこのような差が生じた原因はいくつか考えられる。その一つが、前日の気温上昇の違い（図4.1.21（右））と0℃線の高度である。前日には、東京では実況で気温が約12℃まで上がり、MSMでは約11℃まで上がる予想だったものの、GSMの予想では約10℃止まりであった。その後も、GSMの東京における気温予想はMSMのそれより低めに推移したが、前日の日中の気温上昇の差がその一因であると推察される。また、前日12JSTにおける0℃線の高度はGSMが地上約800mに位置していたのに対し、MSMでは同1400mに位置し、600mもの差があった。その後、GSMの0℃線はその高度を維持し、一方、MSMでは寒気移流によって徐々に0℃線を降下させたものの、降水が始まった6日03JSTごろでも、依然、MSMの方が約200m高い状態であった。降水が始まるとMSM、GSMともに下層で蒸発に伴う冷却によって気温がさらに低下したが、GSMでは0℃線の高度が低い上に、0℃線の下の融解層で融解による冷却率がモデル内の上限値を超えたために、融解層で融けきれなかった分の融解熱を起源とする冷却が地上付近にまで広がった。実際に、図4.1.21（右）を見ると、降水が始まったころから、GSMの地上気温の時間変化が大きくなっているのがわかる。

その後、実況でも見られるように、MSM、GSMともに、気温がほぼ一定になる時間が数時間継続するが、その気温はMSMとGSMで大きく異なっている。MSMでは、寒気移流と蒸発による冷却と境界層の乱流輸送による加熱が、地上付近でほぼ釣り合い、気温の推移も実況に近い。一方、GSMでは、融解を起源とする冷却も加わって、釣り合いが実現されており、一定となった気温は実況に比べて低い。

[11] この事例では、数日前からの予報で南岸低気圧が 1 月 14 日の事例より発達する予報となっており、より多くの降雪の可能性も考えられた。初期値が新しくなるにつれて低気圧の発達は弱くなっていったが、依然として、降雪の可能性が想定された。

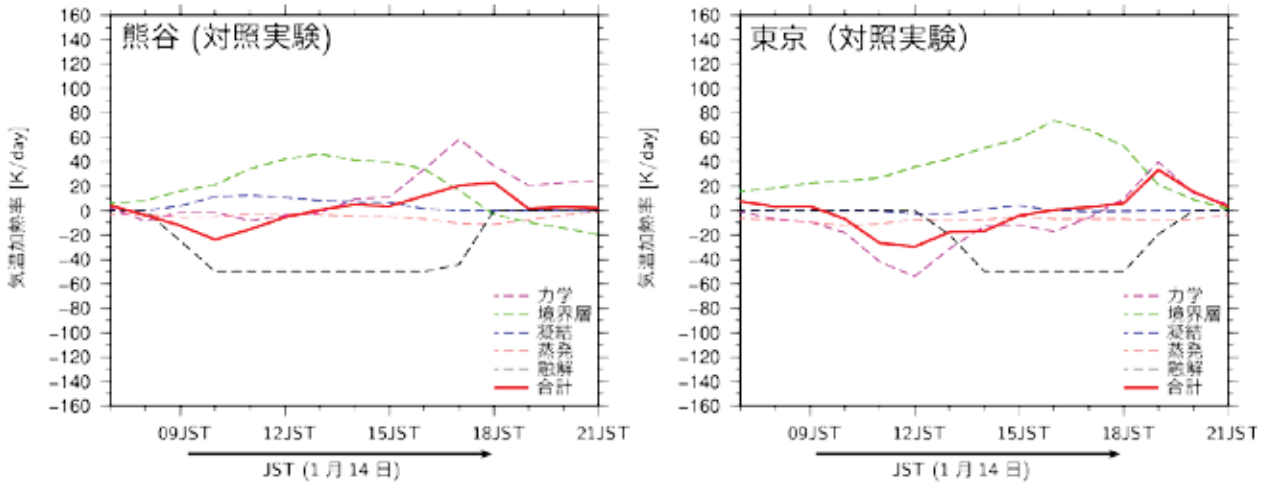


図 4.1.23 図 4.1.18 と同じ。ただし、蒸発・融解熱の上限値を変更した GSM（対照実験）によるもの。GSM（基準実験）の同様の図は図 4.1.18 の GSM の図を参照。

一般に、地表面温度が同じであれば、冷却が強いほど、釣り合いが実現する気温は低くなる。この事例でも、融解を起源とする冷却が加わって、冷却が大きくなっているため、MSMや実況よりも一定となる気温が低く予想されてしまったものと考えられる。

この事例では、降水量が1月14日の事例ほどは多くなかったため、融解層が地上付近まで降下することはなく、その冷却が支配的にならなかったと推察される。しかし、GSMでは、融解による冷却率が上限値に達しており、融解層で融けきれなかった分の融解熱に伴う冷却を下の層まで広げていた。このことに、前日の日中の気温上昇が不十分だったことも加わり、気温の予想が実況より低かったものと考えられる。

### (6) GSMにおける、蒸発・融解熱の上限設定の影響

GSMでは降水の蒸発・雪の融解熱による冷却率に、モデル計算上の上限値が設定されていることを(3)で述べた。この設定の影響を調べるため、降水の蒸発・融解による冷却率の上限を、それぞれ10K/日から50K/日に引き上げた実験を行った。以下では現業GSMの結果を「基準実験」、冷却率の上限を引き上げた実験を「対照実験」と呼ぶ。

図4.1.15で見たように、基準実験では融解による弱い広範囲の冷却が持続して見られたが、対照実験では、図4.1.14のMSMのように、融解による冷却が北関東から広がる様子が見られた（図略、ただし冷却の大きさはまだMSMの方が大きい）。その様子を、熊谷と東京における、各過程の気温時間変化率の鉛直時間断面で見たものが図4.1.22である。図4.1.17で見たように、基準実験（現業モデル）では10K/日の厚い融解層が気温の0℃線の下から地上までの範囲で現れているが、対照実験では、0℃線の直下に強い融解による冷却が起きている。この強い冷却の影響で、気温の0℃線は降下し、地上付近まで到達する。図4.1.23 は熊谷と東京における、地表面にごく近い下層での気温の時間変化率の時系列を示したものである。基準実験（図4.1.18 のGSM）と比較して、東京での寒気移流が大きくなっているのは、関東北部からの移流が強くなることに対応している。また、融解による冷却も大きくなり、上限値の50K/日近くまで達している。これらの冷却と釣り合うように境界層による熱輸送も大きくなるが、全体としては、冷却方向に働く状態となった。そのため、基準実験よりも地上気温が低くなる結果が得られた（図4.1.16 のGSMの青破線）。しかしながら、冷却率の上限を100K/日まで大きくすると、気温の時系列に急激な温度変化に伴うノイズが現れた（図略）。

以上のように、蒸発熱・融解熱の上限は今回の事例における気温の予測に大きく影響していたが、計算安定性に影響する問題でもある。従って、蒸発・融解熱のモデル内の適切な扱いと計算安定性を両立させることは、今後のGSM改善の課題である。

## 4.1.6 まとめ（降雪が見込まれる場合のモデルの解釈の留意点）

2013 年 1 月 14 日の関東の降雪事例を対象に、実況、ガイダンス、ガイダンスの入力となったモデル(MSM, GSM)の総観場、および気温低下に至るモデルの表現を、モデルの中で計算される気温の時間変化率に着目して解析した。

ガイダンスの作成手法に沿って、その入力を順に追うことで、地上気温が 0℃付近まで低下すること

を予測できていたかどうかが、GSM と MSM の最大降雪量ガイダンスの予測の違いの要因であることがわかった。また、MSM 最大降雪量ガイダンスで予想された降雪の始まりが実況よりも遅かった点については、MSM モデルの地上気温の低下が実況に比べ遅かったことが原因であることもわかった。このように最大降雪量ガイダンスは、格子気温ガイダンスやその基となるモデルの地上気温の予測の影響を大きく受ける。従って、ガイダンスを利用する際には、モデルの気温予想とセットで見ていくことが必要である。

総観場の予想については、GSM は降雪をもたらした低気圧の発達と東進をおおむね 3 日前から予測できており、週間アンサンブル予報は GSM よりも早い段階で顕著現象の可能性を示していた。一方で、古い初期値の予想ほど低気圧の発達が弱く、進行速度が遅いという傾向が見られた。この例に限らず、冬の南岸低気圧の予報はリードタイムが長い段階では低気圧の発生や大まかな進路については予想できているものの、日本に降雪をもたらすか否かや、降り始めのタイミングについては誤差が大きく、特に低気圧の東進が遅れる傾向も多く見られた。

モデルの中で計算される気温の時間変化率に着目すると、低気圧に先行する降水の蒸発による冷却によってある程度気温が低下したところに、北関東では雪の融解熱、東京では、北関東で冷却された大気による寒気移流と雪の融解熱によって、気温が低下していた、という点はMSM、GSMともに概ね同じであったが、MSMでは、気温低下のタイミングが実況より2～3時間程度遅れていた。また、GSMはMSMに比べ、気温の時間変化率の振幅が小さい傾向があり、地上で降雪となる状態まで気温が低下しなかった。MSMの気温低下のタイミングは、10～20cm/s 程度の比較的小さな上昇流の数十kmスケールの分布や、初期値における0℃線の数百mの高度の違いなど、モデルの不確実性が大きい部分に影響されており、それらのわずかな違いで予想が大きく変わる場合があることがわかった。

GSMでは、降水の蒸発と雪の融解熱にモデルの計算を安定にするための上限値が設定されており、1月14日の事例でこの上限値に達して、融解による冷却や、関東北部から南部への寒気移流が小さくなったことから、降雪に至るほど気温が低下しなかったことがわかった。一方、この上限値に達すると、気温の0℃線から離れた下層で、融解層で融けきれなかった雪が融解することで、実況よりも過大に冷却される場合もあることも、2月6日の事例を通じて示した。蒸発熱と融解熱の上限を引き上げる実験を行った結果、GSMの気温変化の振る舞いがMSMによる予測に近づいた一方で、計算安定性に悪影響を及ぼすことも判明した。

雨雪の判別にあたり、気温予測値だけでなく、その変化をもたらす過程まで含めて検討することは、モデル間の予想の違いや予測の妥当性の判断にとって有用である。特に、降水の蒸発や雪の融解量の大きさは降水量に依存するため、降水量の多寡も注目すべき点である。一方、降水量がほぼ同じでMSMとGSMで気温の下がり方に差が出る場合は、気温の下がるプロセスに違いがあると考えられる。特に、GSMでは、蒸発や融解による冷却の上限値に達するような降水がある場合には、融解を起源とする冷却が融解層の下に鉛直方向に広がって、冷却が過大になることがある一方、0℃線の直下にある融解層の冷却は抑制されて、融解層の降下やそれに伴う冷却の表現が十分ではない場合がある。しかし、この設定は計算安定性にも影響するため、問題の解決に至っていない。そのため、降水量が多い事例において、GSMで蒸発や融解に伴う気温の低下が十分に表現できない場合があることに留意いただくとともに、これらによる気温低下が見込まれるときには、MSMの予想も参考にするなどしていただきたい。MSMでも、降雪の際の気温の低下の予想には、上昇流や低下する前の気温の違いが影響しうること、加えて、気温の低下を予想していても、そのタイミングにずれがある可能性についても留意いただきたい。

これまで、南岸低気圧による太平洋側の降雪事例における雨雪判別や、それに基づく積雪の予報については、下層気温を支配する物理過程として、降水の蒸発による冷却の効果に注目し、主に地上気温と湿度の予測に基づいて行われてきた。湿度に注目するのは、蒸発に伴う冷却では湿球温度までしか気温は低下せず、湿度が高い、すなわち湿球温度が高い場合には、降雪となるのに必要な冷却が降水の蒸発によって得られないからである。しかし、今回の事例のように、冬季としては大量の降水があるときには、雪の融解による冷却の効果が支配的になるなど、地上気温と湿度の予測だけでは不十分で、下層の気温・湿度プロファイルと降水量にも注目が必要な場合がある。加えて、下層気温・湿度のプロファイル、降水量、下層風系など、総合的な予測精度が関係してくることにも注意が必要である。

今回のような雪の事例に限らず、現実大気やモデル内の現象のプロセスを理解しようとすることは、モデルの予想の有効活用に大いに資するものと考える。室井(2012)なども活用し、数値予報モデルの振る舞いと対応する現象の理解に努めることを推奨したい。

## 付録　非断熱冷却に伴う凝結による加熱と上昇流の影響

以下、飽和している状態（つまり雲の中）を考え、外部からの非断熱冷却や上昇流に伴う断熱膨張による冷却によって、飽和水蒸気量の減少分が凝結する状態を仮定する。この凝結に伴って解放される潜熱による気温の時間変化率は次のように記述できる。

$$\left[\frac{\partial T}{\partial t}\right]_{\mathrm{net}} \equiv \left[\frac{\partial T}{\partial t}\right]_{\mathrm{cond}} + \left[\frac{\partial T}{\partial t}\right]_{\mathrm{ext}} = A\left[\frac{\partial T}{\partial t}\right]_{\mathrm{ext}} + Bw$$

$$A \equiv \frac{1}{1+\dfrac{L}{C_{\mathrm{p}}}\dfrac{\partial q_{\mathrm{s}}}{\partial T}} \quad (0<A<1),$$

$$B \equiv \left[\frac{L}{C_{\mathrm{p}}}\frac{\partial q_{\mathrm{s}}}{\partial T}\Gamma_{\mathrm{m}} - \frac{Lq_{\mathrm{s}}}{R_{\mathrm{d}}T}\Gamma_{\mathrm{d}}\right]$$

(通常の温度では $B>0$),

$T$ : 気温,　$q_{\mathrm{s}}$ : 飽和水蒸気比湿,

$L$ : 潜熱,　$C_{\mathrm{p}}$ : 大気の定圧比熱,

$R_{\mathrm{d}}$ : 乾燥空気の気体定数,

$\left[\dfrac{\partial T}{\partial t}\right]_{\mathrm{ext}}$ : 非断熱冷却による気温時間変化率 ($<0$)

$\left[\dfrac{\partial T}{\partial t}\right]_{\mathrm{cond}}$ : 凝結に伴う加熱による気温時間変化率

$\left[\dfrac{\partial T}{\partial t}\right]_{\mathrm{net}}$ : 正味の気温時間変化率

$\Gamma_{\mathrm{d}} = \dfrac{g}{C_{\mathrm{p}}}$ : 乾燥断熱減率 ($g$ : 重力加速度),

$\Gamma_{\mathrm{m}} = \dfrac{g}{C_{\mathrm{p}}}\dfrac{1+\dfrac{Lq_{\mathrm{s}}}{R_{\mathrm{d}}T}}{1+\dfrac{L}{C_{\mathrm{p}}}\dfrac{\partial q_{\mathrm{s}}}{\partial T}}$ : 湿潤断熱減率,

$w$ : 鉛直速度

右辺第 1 項は、$A$<1 なので、外部からの非断熱冷却が凝結による加熱によって一部が打ち消されることを示し、第 2 項は上昇流の存在によって凝結に伴う加熱が発生することを示す。$A$>0 なので、上昇流がない場合には、非断熱冷却を凝結による加熱が上回ることはない。

以下、融解層の典型的な状況である 0℃、900hPa である場合を考えると、$A$ は約 0.57 で、つまり、凝結による加熱をあわせた正味の冷却は元の非断熱冷却の約 57%となる。しかし、右辺第 2 項により、上昇流がある場合には、その冷却はさらに弱められる。たとえば、MSM による雪の融解による典型的な冷却率は 100 K/日であり、非断熱冷却と凝結による加熱の和は 57K/日=$6.6\times10^{-4}$ K/s である。このときの湿潤断熱減率は $6.3\times10^{-3}$K/m であるので、$B$ は約 $3.5\times10^{-3}$ K/m であり、このとき、約 19 cm/s の上昇流があれば、右辺第 1 項と第 2 項はほぼ等しくなり、正味の加熱はゼロとなる。このように、比較的小さな上昇流が、融解層付近の熱収支に大きく寄与し、そのわずかな違いによって正味が加熱の正負が変化する微妙なバランスの熱収支となっている。

また、$A$ は気圧が高いほど大きく、また上昇流は一般に下層ほど小さいため、下層ほど右辺第 1 項の非断熱冷却の寄与が大きくなる。このことは、下層で融解層の降下速度を大きくするのに寄与する。また、冷却によって周囲より重くなることで負の浮力が働いて大気はより下降しやすくなり、さらに（先に述べたように）下層では冷却が強くなるので、負の浮力が大きくなりやすい。このように、下層ほど融解層の降下する速度は大きくなりやすいことがわかる。

## 参考文献


加藤輝之, 2010: 最近の全球数値予報システムの成績の推移. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30–32.

中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 70–75.

原旅人, 2012: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 76–89.

古市豊, 松澤直也, 2009: 最大降雪量ガイダンス. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27–38.

古市豊, 2010: 降雪ガイダンスの改良と利用. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78–81.

室井ちあし, 2012: 数値予報モデル. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23–41.

## 4.2 2013年4月6日から7日にかけて発達した低気圧[1]

### 4.2.1 はじめに

2013年4月6日から7日にかけて、日本付近を低気圧が発達しながら通過し、西日本から北海道にかけての広い範囲で強い降水や強風をもたらした（以下、本節内では本事例と表記）。本節では、本事例についてGSM、MSM、週間アンサンブル予報システム、及びGSMガイダンスの予想の特徴について解説を行う。

次項以下では、第4.2.2項で本事例の実況について簡単に記述する。第4.2.3項では全球モデル(GSM)の予想結果について、第4.2.4項では週間アンサンブル予報システムの予想結果について、それぞれ特徴を記述する。第4.2.5項ではMSMの予想結果をGSMの予想と比較しながら、本事例での下層の風の予想についての特徴を解説する。第4.2.6項では太平洋側で観測された強風について、 GSMとGSMガイダンスの予想を、観測と比較しながら検証する。第4.2.7項では MSMとGSMの予想の降水の特徴とその要因について解説し、更に第4.2.8項では他の事例を引用した説明も交えて、GSMとMSMの予想に違いが生じうる要因について考察する。

### 4.2.2 実況

図4.2.1に、本事例について6時間毎の低気圧の中心位置、及び中心気圧を示す。4月5日21JSTに東シナ海で発生した中心気圧1002hPaの低気圧は、6日の日中には対馬海峡を通って日本海に入り、急速に発達しながら北東進した。7日09JSTには秋田沖で中心気圧が972hPaとなり、同日21JSTに渡島半島付近まで進んで不明瞭になった。一方、6日03JSTに東シナ海で前述の低気圧の南に発生した中心気圧996hPaの低気圧は、同日九州の南から四国・紀伊半島の太平洋沿岸を通過した。7日朝までに東海・関東の沿岸を通過し、同日09JSTに金華山沖に達し

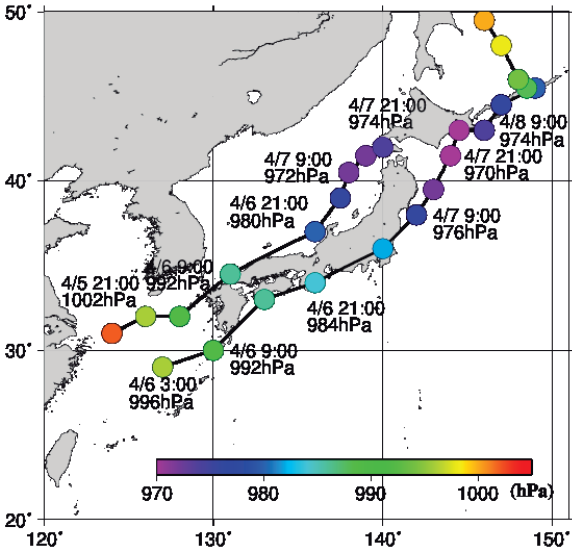


図 4.2.1　低気圧の中心位置、及び中心気圧。時刻は日本標準時(JST)。

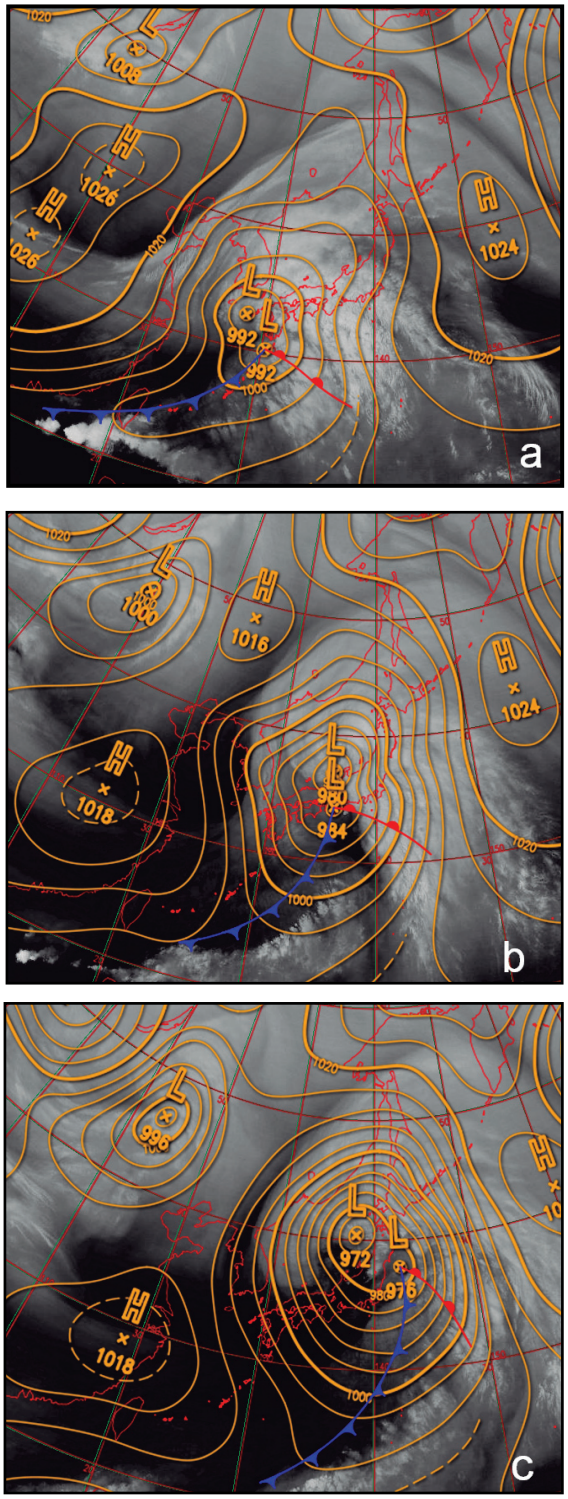


図 4.2.2　速報天気図（数値は気圧で、単位は hPa）と気象衛星ひまわりによる水蒸気画像の合成。a:4 月 6 日 09JST、b:6 日 21JST、c: 7 日 09JST。

[1] 4.2.1, 4.2.9 坂本 雅巳、小泉 友延、原 旅人、4.2.2～4.2.5 坂本 雅巳、4.2.6 小泉 友延、4.2.7, 4.2.8 原 旅人

た。この低気圧はその後も発達を続け、同日21JSTには十勝沖で中心気圧が970hPaとなった。8日以降

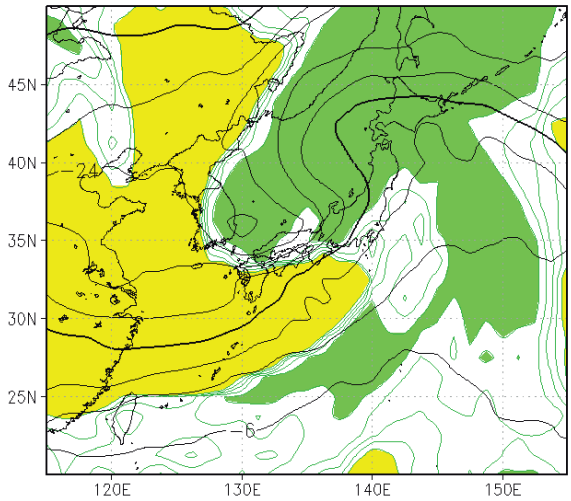


図 4.2.3　GSM の 7 日 00UTC の初期値(FT=0)の 500hPa 気温（黒線、単位は℃）と 700hPa の湿数（陰影と緑線、黄色は湿数 15℃以上、緑は 3℃未満、その間の緑線は 3℃間隔）。

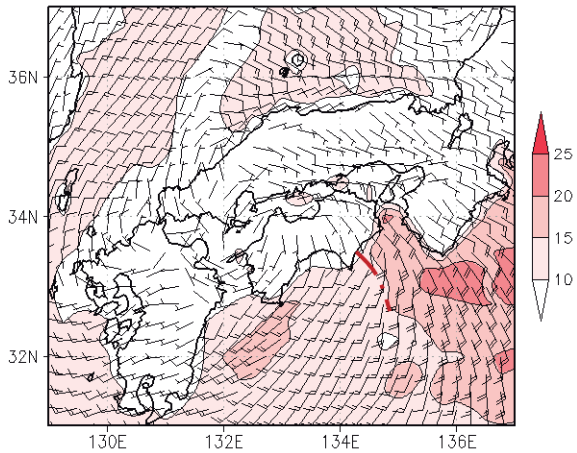


図 4.2.4　メソ解析の 6 日 15JST の地上の風向・風速（矢羽は風向を、陰影は風速を m/s で示す）。

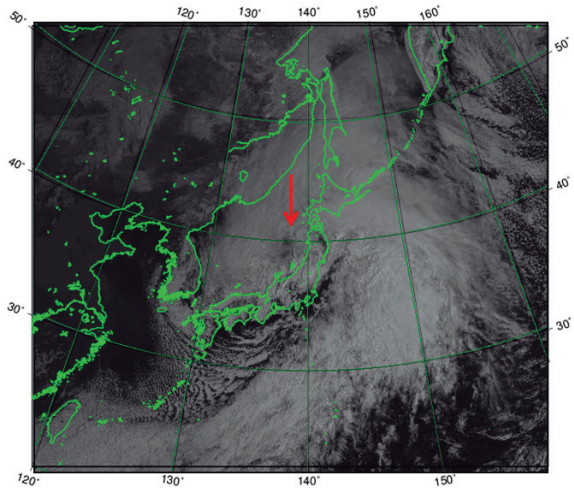


図 4.2.5　気象衛星ひまわりによる 7 日 09JST の可視画像。矢印の先が日本海の低気圧の中心。

この低気圧は徐々に衰弱しながら、オホーツク海に進んだ。

図4.2.2に、速報天気図に気象衛星ひまわりによる水蒸気画像を合成したものを示す。6日09JSTに東シナ海にあった暗域は、同日21JSTに2つの低気圧の西側の西日本で明瞭になった。2つの低気圧の東側には、暖湿流と活発な対流に対応する明るい部分があり、神奈川県海老名では6日22:30JSTまでの1時間に102mmの雨を、福島県いわき市平では7日02:10JSTまでの1時間に91.5mmの雨を観測した。6日21JSTに朝鮮半島の西にあった暗域は、7日09JSTには日本海の低気圧の南側に回り込み、東・西日本の太平洋沿岸に達した。図4.2.3に、500hPaの気温と700hPaの湿数の7日00UTCにおけるGSMの初期値を示す。500hPaの寒気の中心が、日本海の低気圧を回り込むような形で、日本海西部にあったことと、東・西日本の太平洋沿岸の700hPaの乾燥域が水蒸気画像の暗域の周辺にあり、乾いた寒気が下層まで沈降していたことが確認できる。

図4.2.4に、6日15JSTのメソ解析の地上の風向・風速を示す。室戸岬の東に南西風と南東風のシアー（図中の茶色の一点鎖線）があり、その東側の紀伊水道から紀伊半島沖に15m/s以上の南東の強風が分布している。このシアーは図4.2.2 aから図4.2.2 bの間で西日本付近を通過した暗域の先端に対応するものであると考えられる。強風域は淡路島の南まで達しているが、それより北側に広がっていない。徳島県阿南市蒲生田では14:50JSTに最大瞬間風速34.1m/sの東南東の風を観測しており、この地域気象観測所では17JST頃から風向が西南西に変わって風が弱まっている。

図4.2.5に、7日09JSTの気象衛星ひまわりの可視

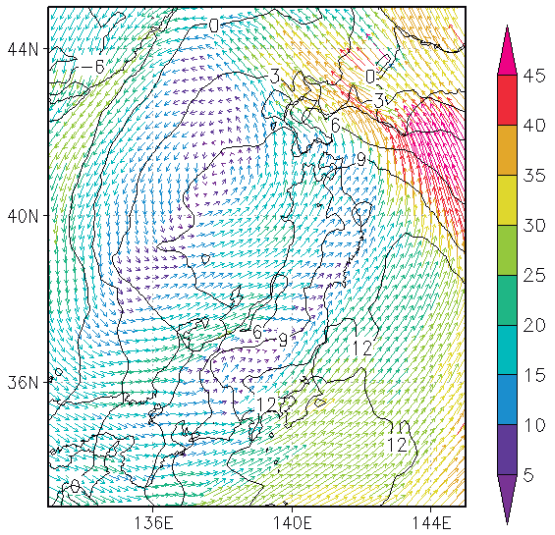


図 4.2.6　メソ解析の 7 日 09JST の 925hPa の風（矢印、色は風速で単位は m/s）と 850hPa の気温（等値線、単位は℃）。

画像を示す。秋田沖にある低気圧の中心付近には反射率（アルベド）の小さい部分があり、低気圧の発達に伴う強い風によって、中心付近の雲が薄くなって、熱帯低気圧に見られる目のようなものができかかっていたことが確認できる。2012年4月2日から3日にかけて日本海を急速に発達しながら通過した低気圧についても雲域に同様な特徴があったことが知られており、北畠(2013)は寒気に取り囲まれて低気圧の中心付近の暖気核が切り離される暖気核隔離の特徴が認められたことを報告している。図4.2.6に示したメソ解析では、低気圧中心付近の秋田沖から東側に850hPaで6℃以上の高温域はあるが、切り離された明瞭な暖気核は確認できない。また、図4.2.6からは低気圧の東側の北海道南東海上から北海道の陸上部で925hPaの風速が大きかったことが分かる。7日13:20JSTには、北海道斜里町宇登呂で最大瞬間風速41.6m/sの東風を観測している。

### 4.2.3 全球モデル(GSM)の予想結果

図4.2.7に、4月5日00UTCを初期値とするGSMの48時間予報（予報対象時刻は7日09JST）の海面気圧分布と、北緯20～50度、東経120～150度の範囲で海面気圧が最低となる予想の場所、及びその気圧の3時間間隔の軌跡を示す。GSMの4日12UTC～5日12UTCを初期値とする日本海の低気圧の予想は、共通して以下の2つの特徴があった。

1) 新しい初期値の予想ほど低気圧の中心を東よりに予想しており、実況に近づいている。
2) どの初期値でも低気圧の発達のピークは7日09JST前後であり、その前後で低気圧の移動が遅くなり、進行方向を変えている。

1)の特徴については、週間アンサンブル予報システムの予想でも同じ傾向が見られたので、この傾向については次項で述べる。2)の特徴については、程度こそ異なるが、図4.2.1にも7日09JST前後をピークとする日本海の低気圧の発達とその前後の移動速度・方向の変化が確認できる。

図4.2.8に、GSMの4月5日00UTC初期値の48時間予報における850hPaの気温と925hPaの風向・風速を示す。解析（図4.2.6）でも、予想（図4.2.8）でも、この時刻に金華山沖にあった地上低気圧周辺には925hPa面に風の循環はない。この時刻には日本海の低気圧の方が明瞭に発達しており、この低気圧に東側から吹き込む北日本の太平洋沿岸の南寄りの強風が顕著であり（図4.2.6）、GSMはこれを概ね予想していた（図4.2.8）。

2012年4月2日～3日の事例（北畠 2013）では、急速な発達による摩擦のために地上低気圧の進行速度が上空の気圧の谷より遅くなり、上空の気圧の谷に先行されたことが報告されている。本事例の2)

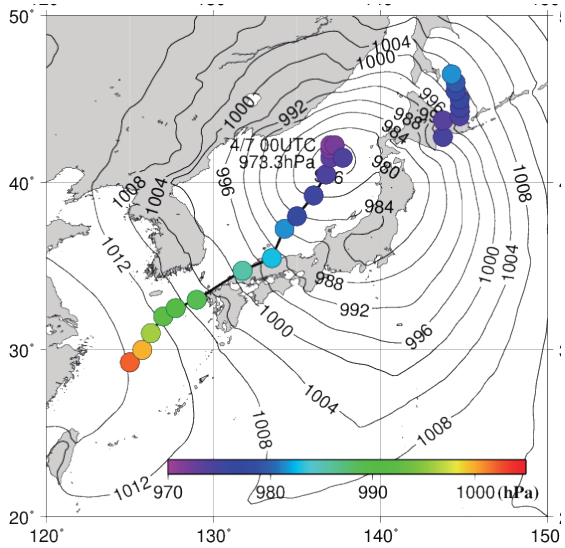


図 4.2.7　4 月 5 日 00UTC 初期値の GSM の 48 時間予報（7 日 09JST）の海面気圧(hPa)、及び北緯 20～50 度、東経 120～150 度の最低海面気圧とその位置の 3 時間毎の軌跡。

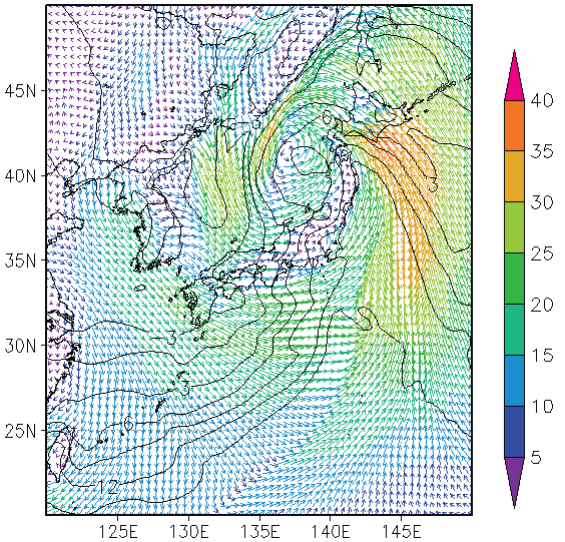


図 4.2.8　4 月 5 日 00UTC 初期値の GSM の 48 時間予報（7 日 09JST）の 850hPa の気温（等値線、単位は℃）と 925hPa の風向・風速（矢印、色は風速を m/s 単位で示す）。

の特徴はこれに対応しており、日本海の地上低気圧より速く進んだトラフが、7日後半から太平洋側の低気圧の発達に寄与したと考えられる。GSMの予想はこうした経過に良く対応している。しかしながら、5日00UTC初期値のGSMの予想では、850hPaの気温（図4.2.8）に、解析（図4.2.6）にはない閉じた9℃の等温線に示される高温域を予想している。GSMが850hPaの暖気を明瞭に予想しすぎたこと、地上低気圧の進行速度の変化が大き過ぎたことと、中心付近の予想海面気圧が実況とほぼ同じくらいであっ

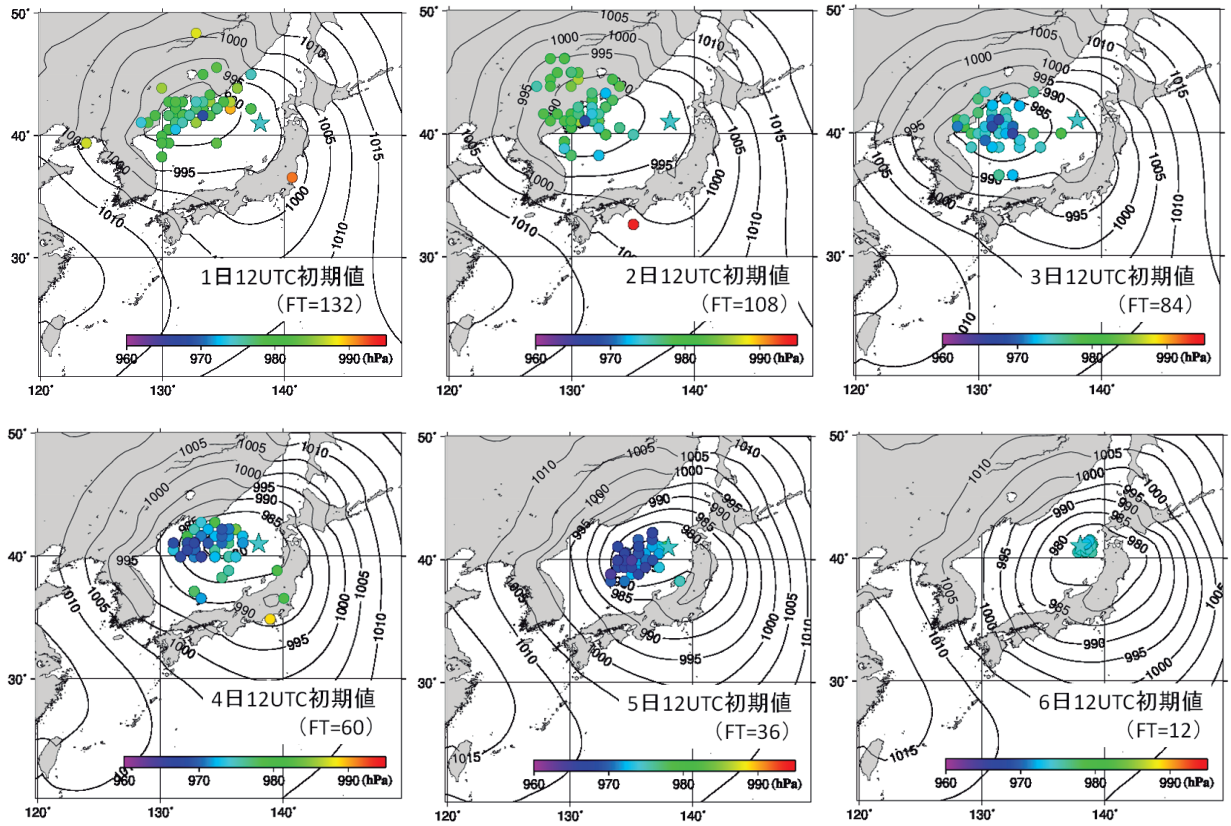


図 4.2.9　7 日 09JST に対する週間アンサンブル予報の各メンバーの、北緯 20～50 度、東経 120～150 度の範囲内の最低海面気圧の位置とその値の分布。上列は、左から順に 1 日 12UTC (FT=132)、2 日 12UTC (FT=108)、3 日 12UTC (FT=84)、下列は、左から 4 日 12UTC (FT=60)、5 日 12UTC (FT=36)、及び 6 日 12UTC 初期値 (FT=12) の予報。等値線はアンサンブル平均の海面気圧の分布(hPa)。☆印は 7 日 09JST の低気圧の中心位置、及び中心気圧。

たこと[2]を考慮すると、GSMの予想はこの低気圧を発達させ過ぎていたと考えられる。本事例における日本海の低気圧周辺の降水については、積雲対流過程によるものは少なく、主に雲水過程によるものであった。GSMが低気圧を発達させ過ぎる事例は必ずしも多くはないが、積雲対流過程による降水が少ない場合に、過去にも低気圧を発達させ過ぎる事例があったことが知られている。

以上から、本事例については、GSMはFT=60（4日12UTC初期値）あたりから、日本海を通過する低気圧が7日09JST頃をピークに急速に発達することと、その前後に北日本の太平洋側に暴風が発生することを予想していたことを確認した。また、4日12UTCから5日12UTCの初期値の予想は、低気圧の通過位置を西寄りに予想し、かつ発達させ過ぎる傾向があり、低気圧の構造や移動の予想にも影響を与えていたようである。

[2] 低気圧の中心示度の予想については、数値予報モデルは格子内の平均または代表値を予想するため、離散化のために使用する格子のサイズにも依存するが、一般的には実況よりも高くなる場合が多い。

### 4.2.4 週間アンサンブル予報システムの予想結果

図4.2.9に、4月7日09JSTを予報対象時刻とした週間アンサンブル予報システムの各メンバーの予想について、北緯20～50度、東経120～150度の範囲で海面気圧が最低となった場所とその気圧を○印に示す。最低海面気圧の値は、図中のカラースケールに対応した色で示してある。図には、アンサンブル平均の海面気圧の分布も示した。また、図中の☆印は7日09JSTにおける日本海を通過した低気圧の中心位置、及び中心気圧を示している。これ以前の初期値の週間アンサンブル予報システムの予想でも、日本海に発達した低気圧を予想するメンバーは多数あった（図略）が、4月1日12UTC初期値以降は、ほとんどのメンバーが日本海に発達した低気圧を予想していたことが分かる。この図から、新しい初期値の予想ほど中心位置が実況の周りに集まり、予想の不確かさが減っていたことが分かる。図を詳細に見ると、4日12UTCまでの初期値の予想では、最低海面気圧の位置は東西に長く分布しており、低気圧の通過位置の予想が東西方向にばらついていたことが確認できる。また、最低気圧の位置を太平洋側に予想するメンバーも少数ながらあった。4日と5

日の12UTC初期値の予想では、低気圧を西寄りに予想したメンバーの中に、実況よりも中心気圧を低く予想するものがあったことが確認できるが、これは500hPaのトラフを西寄りに深めていたことに対応している（図略）。

図4.2.10の上図は、7日09JSTを予報対象時刻とするGSMの、4日12UTC初期値の60時間予報と、同日00UTC初期値の72時間予報についての500hPaの気温の予想、及び両者の差である。一方、下の図は、同じ予報対象時刻に対する週間アンサンブル予報システムの、4月3日12UTC初期値の84時間予報と、4日12UTC初期値の60時間予報の500hPaの気温のアンサンブル平均、及びスプレッドを示したものである。4日12UTCの全球解析でモンゴル付近にあったトラフ周辺に、500hPaの気温を修正するインクリメントが入り（図略）、これがGSMの2つの初期値の予想の差の原因となったと考えられる。4月3日12UTCの週間アンサンブル予報システムの500hPaの気温のスプレッドは、GSMの修正に対応する朝鮮半島の東側で大きく、この辺りに初期値の変化に対する感度の大きな領域があることを示唆している。4日12UTC初期値の週間アンサンブル予報システムの予想では、前日の予想に比べて寒気のピークが実況（図4.2.3参照）に近づいていることと、スプレッドの大きな場所が東側に移動していることが確認できる。このことは、新しい初期値ほど低気圧の中心を東よりの位置に予想するメンバーが増え、実況に近づいたこと（図4.2.9）にも対応している。

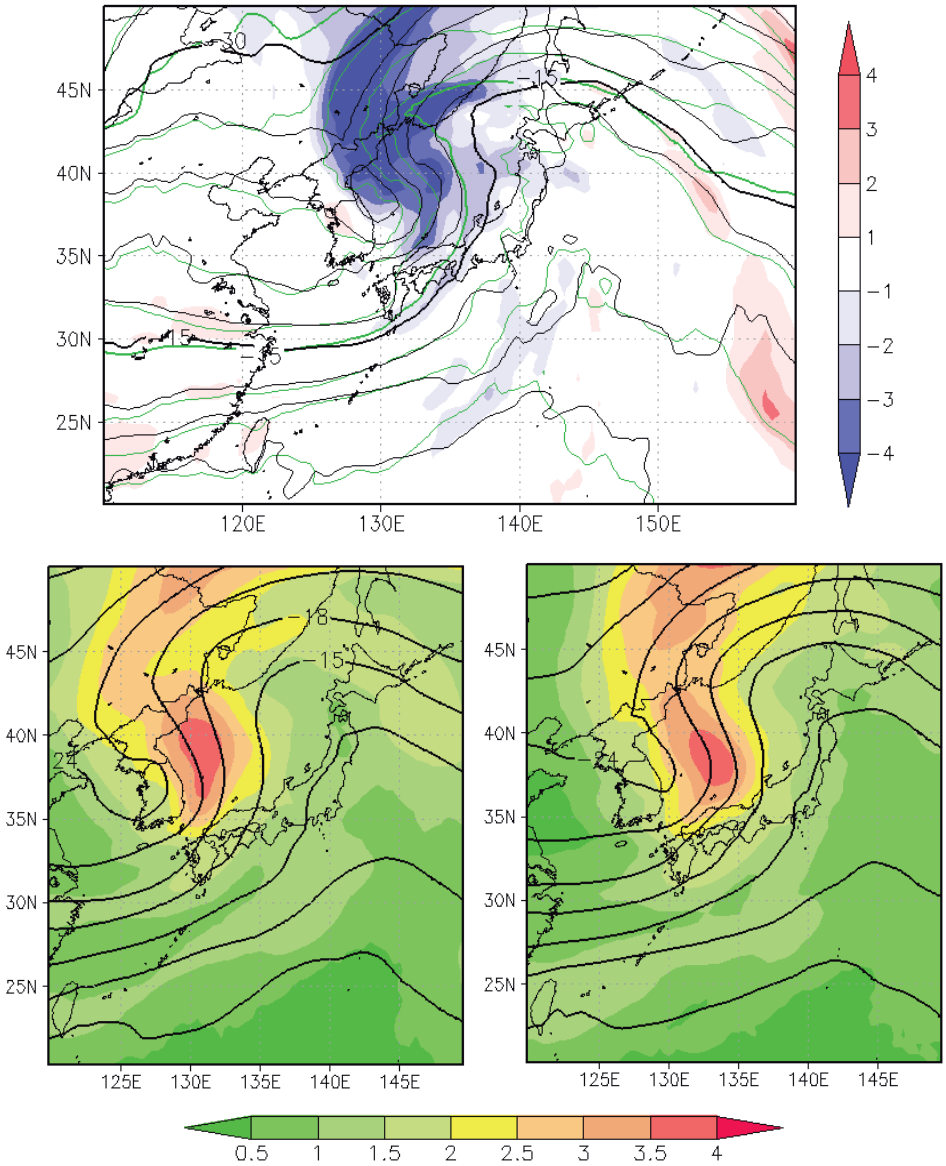


図 4.2.10　上図：GSM の 4 日 12UTC 初期値の 60 時間予報（黒線）と、同日 00UTC 初期値の 72 時間予報（緑線）における 500hPa の気温とその差（陰影:12UTC 予報から 00UTC 予報を引いたもの）。下図：週間アンサンブルの 3 日 12UTC 初期値の 84 時間予報（左）と 4 日 12UTC 初期値の 60 時間予報（右）における 500hPa の気温のアンサンブル平均（黒線）とスプレッド（陰影）。単位はいずれも℃。上図・下図ともに予報対象時刻は 7 日 09JST。

この項では、本事例について、週間アンサンブル予報システムでは、1週間程度前から日本海での低気圧の発達を予想していたことを確認した。また、観測データの情報が適切に反映されて、新しい初期値の予想ほど精度が高くなる様子も確認した。週間アンサンブル予報システムのスプレッドの大きさは決定論予報の不確かさに対応していた。

### 4.2.5 メソモデル(MSM)の予想結果

図4.2.11に、5日03UTC初期値のMSM(左列)と、5日00UTC初期値のGSM(右列)の500hPaの高度、気温、及び700hPaの湿数の予想を示す。5日03UTC初期値のMSMの予想は、5日00UTCのGSMの予報値を側面及び上部境界値として使用して作成される。このため、500hPaのトラフや寒気の進み具合など、MSMの対流圏中層の総観規模の現象の予想はGSMのそれと概ね一致していることが確認できる。また、図4.2.3で7日09JSTに東・西日本の太平

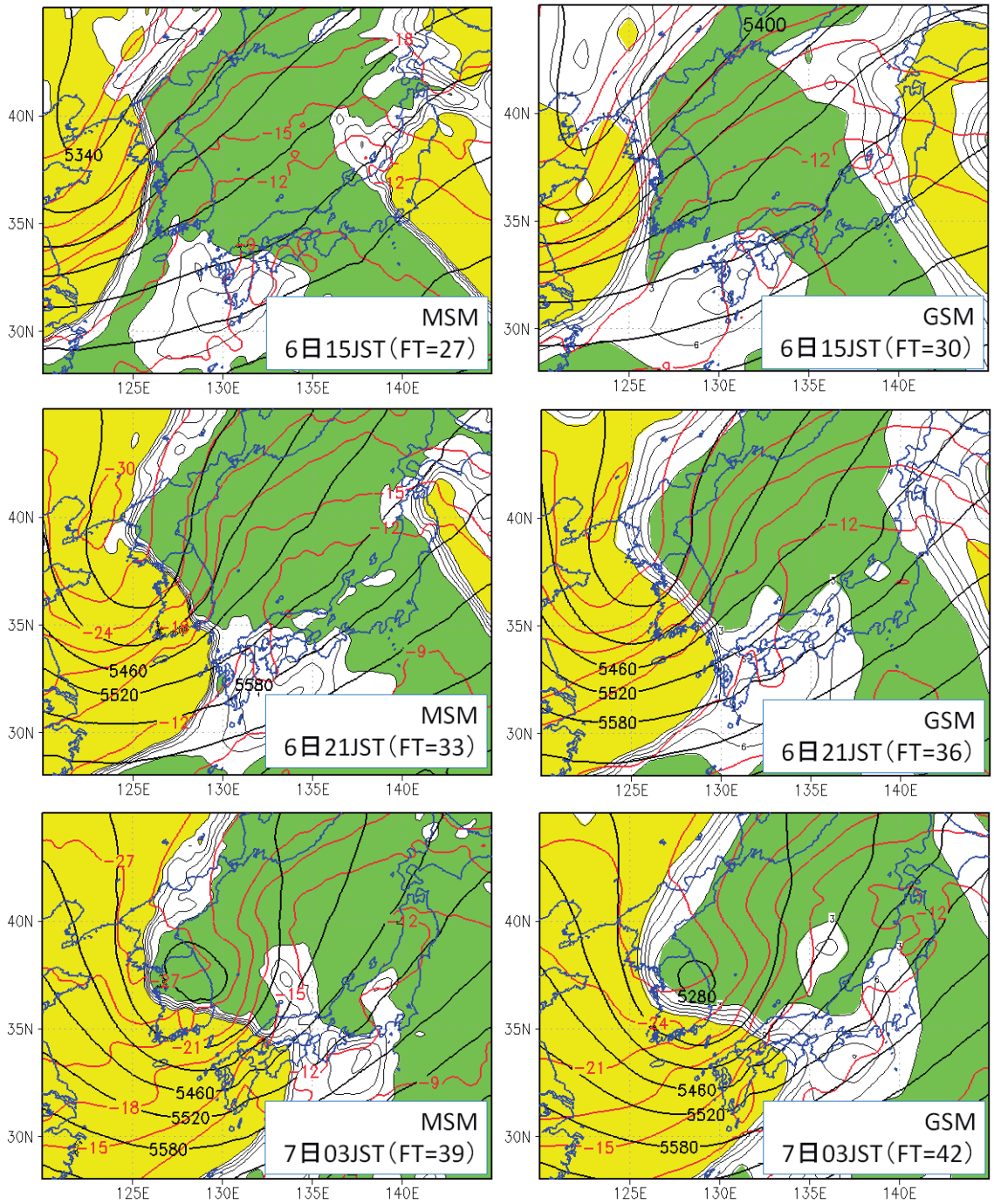


図 4.2.11　5 日 03UTC 初期値による MSM(左側 3 枚)と、5 日 00UTC 初期値による GSM(右側 3 枚)の 500hPa 高度(黒の太線、単位は gpm)、500hPa の気温(赤線、単位は℃)、及び 700hPa の湿数(陰影と細い黒線、黄色の部分は 15℃以上、緑色は 3℃未満)。

洋沿岸に広がっている700hPaの乾燥域の進み具合も図4.2.11では概ね一致している。この項では、以下に本事例でのMSMの対流圏下層の予想に見られた特徴を、GSMの予想と比較しながら示す。

図4.2.12に、図4.2.11と同じ初期値のMSMとGSMについて、予報対象時刻6日15JSTにおける地上の風向・風速の予想を示す。図4.2.4はこの時刻のメソ解析である。MSM、GSMに共通して10m/s以上の強風が分布しているのは主に海上で、太平洋側の沿岸部では陸側に向けて風速が急速に小さくなっている。MSM（上図）は室戸岬周辺に南西風と南東風のシアー（図中の茶色の一点鎖線）を予想しており、その東側に15m/s以上の強い南東風を予想している。この強風は、淡路島の南の海上まで分布しているが、それより北側には分布していない。解析（図4.2.4）と比べると、MSMの予想はシアーが通過する時期がやや異なるが、実況で観測された東南東から西南西に風向が変わる前の強風を予想していることがわかる。GSM（下図）はシアーがMSMより不明瞭で、風向の変化と風速の対応もはっきりしない。また、解析（図4.2.4）と比べると、GSMの予想では15m/s以上の強風が播磨灘に達している点にも違いがある。

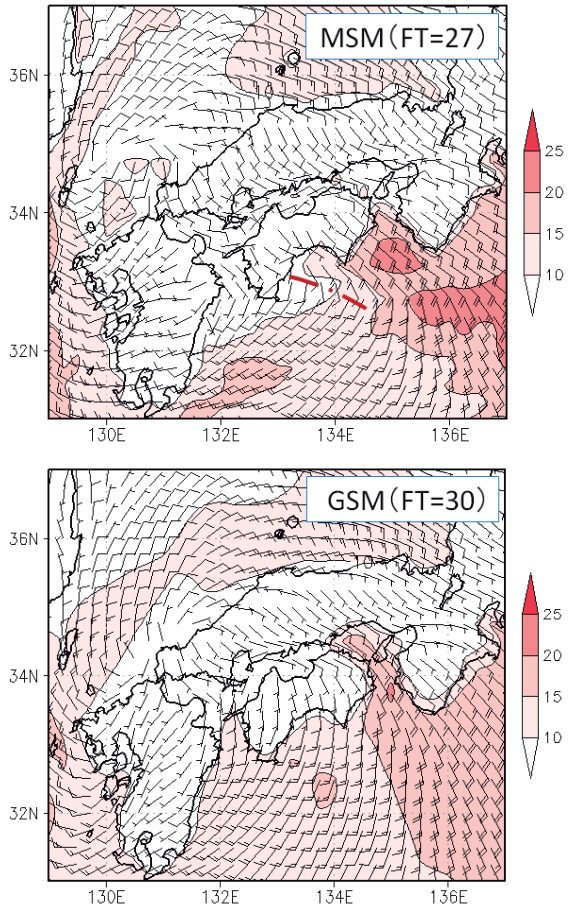


図 4.2.12　6 日 15JST を予報対象とする 5 日 03UTC 初期値の MSM の 27 時間予報（上）と、5 日 00UTC 初期値の GSM の 30 時間予報（下）の地上の風向・風速（風向は矢羽の向き、陰影は風速を m/s で示す）。

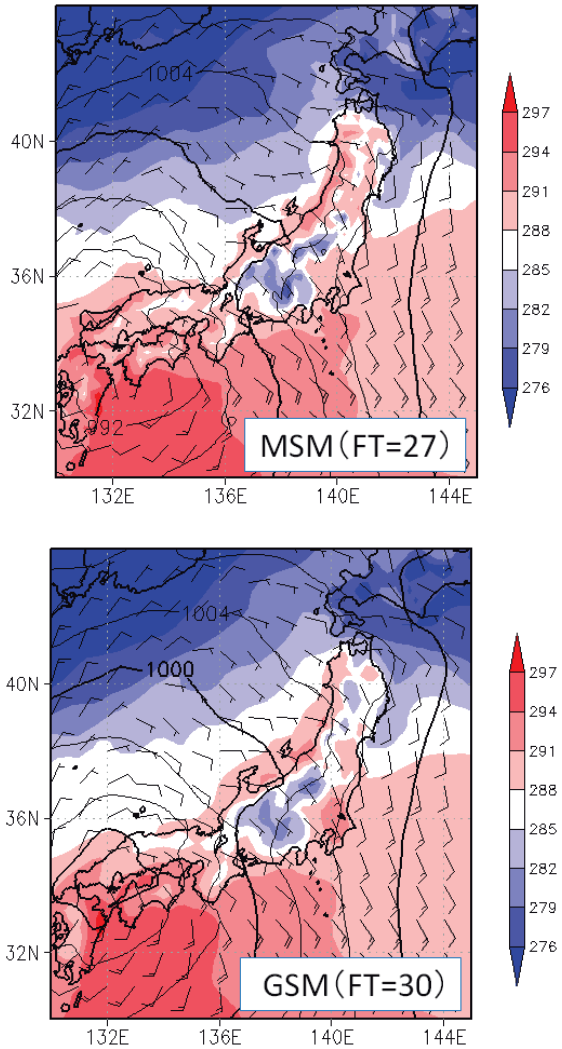


図 4.2.13　6 日 15JST を予報対象とする 5 日 03UTC 初期値の MSM の 27 時間予報（上）と、5 日 00UTC 初期値の GSM の 30 時間予報（下）の地上の温位（陰影、単位は K）、海面気圧（黒線、単位は hPa）と地上の風向・風速（矢羽、短い矢羽が 5m/s、長いものは 10m/s）。

同じ時刻の東日本周辺の予想について考察するために、図4.2.13に、前出の初期時刻のGSMとMSMの地上の風と温位の分布、及び海面気圧の予想を示す。MSM（上図）では日本海沿岸の主に陸地で温位が高くなっているのに対し、GSM（下図）では海上部に温位の高い部分が広がっており、MSMよりも沖合まで温位を高く予想している。5日00UTCを初期時刻とするGSMの3時間予報と5日03UTCのMSMの初期値には、海上部にこのような温位の違いは見られない（図略）。海面気圧の分布をみると、MSMは沿岸部だけで海面気圧が低くなっているのに対して、GSMは沖合にかけて気圧の低い部分が海側にMSMよりも広がっていることが確認できる。MSMは6日午後から夜にかけて、西日本・東日本の

日本海沿岸で局所的に海面気圧が低い場所を予想しており、これらは陸地を越えて日本海側に吹き込む強い暖湿流によって生じる地形性低気圧に対応するものであったと考えられる。しかし、MSMの予想した気圧は実況よりも低い所もあった。

図4.2.14に、同じ初期値・同じ予報対象時刻のMSMとGSMについて、東経139度の鉛直断面における温位、密度、及び風向・風速の予想を示す。太平洋側（図の左側）から日本海側（右側）に向けて暖気が流れ込んでおり、地形の影響を受けて、上昇・下降している様子が確認できる。北緯37度付近の強い上昇・下降流を含めて、MSMは全般的に上昇・下降のメリハリが大きく、陸上を移流する下層の暖気に対して、GSMより地形の効果が強く働いていることがわかる。

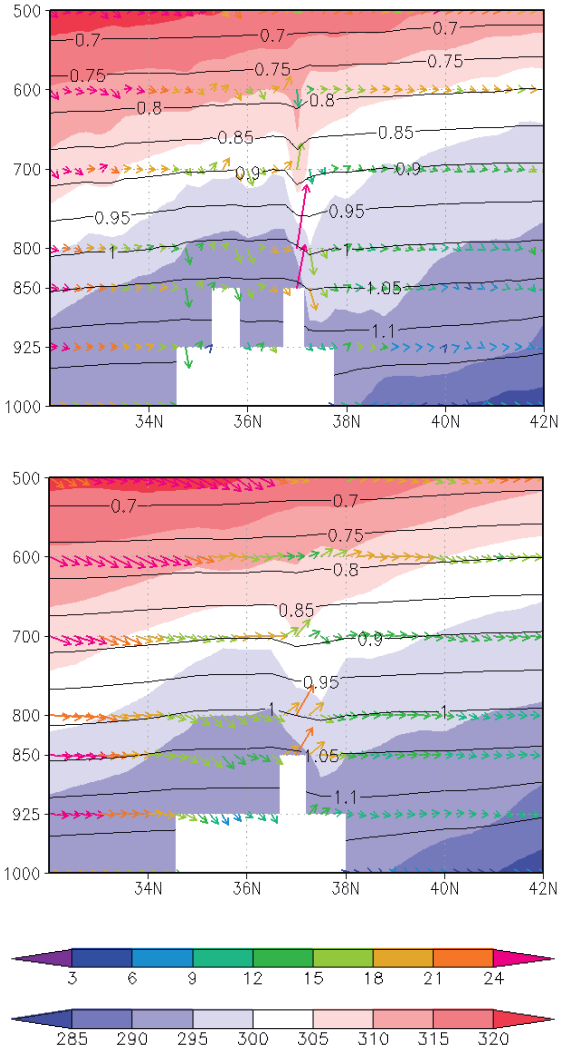


図 4.2.14 6 日 15JST を予報対象とする 5 日 03UTC 初期値の MSM の 27 時間予報（上）と、5 日 00UTC 初期値の GSM の 30 時間予報（下）の、東経 139° における鉛直断面の温位（陰影、単位は K）、密度（等値線、単位は kg/m³）、及び風向・風速（矢印は南北成分と鉛直成分の合成。鉛直成分は 100 倍してある。色は 3 次元風速の大きさ、単位は m/s）。白抜きは気圧が地表面気圧より高い部分。

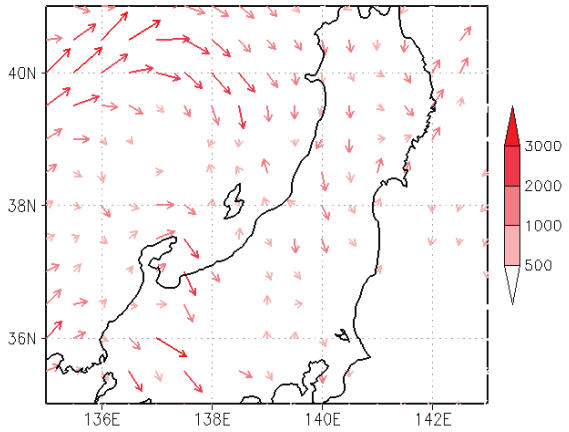


図 4.2.15 5 日 03UTC 初期値の MSM と 5 日 00UTC 初期値の GSM の、6 日 15JST を予報対象時刻とする 925hPa 面での相当温位フラックスの差（矢印が向き、色が大きさを単位 K kg/ m² s で示す）。5 日 03UTC 初期値の MSM の予報から 5 日 00UTC 初期値の GSM の予報を引いたもの。

図4.2.15に、6日15JSTを予報対象としたMSMとGSMの925hPa面における相当温位フラックスの差を示す。この図から、東日本から東北地方の陸上における下層の暖湿気の北向きのフラックスがMSMの方が弱かったことが確認できる。また、日本海中部にある相当温位フラックスの差の時計回りの循環は、MSMがGSMに比べてここでの下層の低気圧性の循環が弱かったことに対応している。

6日15JST以降に対するMSMの予想は、GSMの予想より西よりに低気圧を進めるものであり、7日朝までの低気圧の動きはGSMの方が実況（図4.2.1）に近い予想であった。GSMの方が東よりの進路を予想したのは、下層の暖湿気の移流が強く、東日本の沿岸部や日本海中部で低気圧を発達させやすかったことがその一因であったと思われる。MSMは東・西日本の日本海沿岸に局所的な地形性低気圧を予想し、実況より低い海面気圧を予想したことを考慮すると、この事例については地形の効果が強すぎたようである。そして、地形の効果が強かったことが、下層の暖湿気の流れがGSMに比べて弱かった原因の一つになった可能性もある。

本項で確認したように、予報期間後半におけるMSMの総観規模の予想は、上部・側面の境界値を与えるGSMの予想に概ね似ていた。しかし、下層ではMSMとGSMの予想に違いがあった。本事例では、西日本の太平洋側の強風をMSMの方がうまく予想できていたことを示した。その一方で、本項で比較した初期時刻については、6日午後以降の日本海の

低気圧の予想位置についてはGSMの方が実況に近い予想となっており、太平洋側から日本海側に向かう下層の暖湿気の予想の違いもその一因であった可能性がある。

### 4.2.6 最大風速ガイダンスの予想

本事例では、数日前から低気圧の発達が予想され、4日の午後には、「全般気象情報」も発表されていた。本項では、気象情報等における量的予測の支援資料としての観点から、最大風速ガイダンスの予想について検証する。なお、本項における最大風速の観測値は、アメダス10分値から求めた値を使用している。

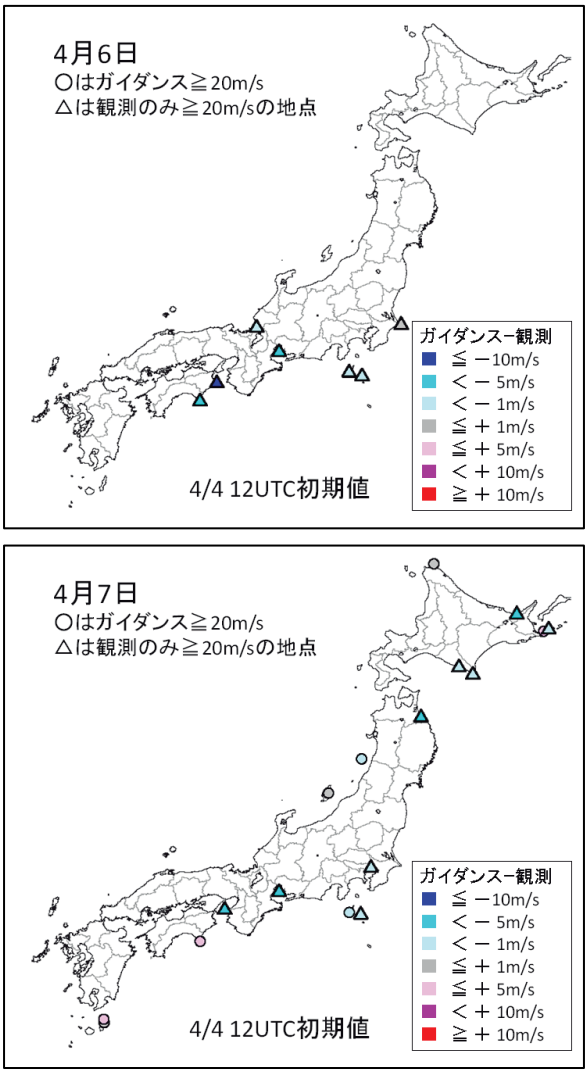


図4.2.16 GSM最大風速ガイダンスの予想と観測との差の分布図。ガイダンスの予想は、最大風速ガイダンスの日最大値をその日の最大風速の値としている。表示しているのは、ガイダンスまたは観測が20m/s以上の地点のみであり、○はガイダンスが20m/s以上の地点、△は観測のみが20m/s以上であった地点を表している。ガイダンスの初期値は4月4日12UTC。上は4月6日、下は4月7日の図である。

表4.2.1 4月6日の最大風速が20m/sを超えた地点の一覧。ガイダンスは4日12UTC初期値の最大風速ガイダンスから求めた6日の最大風速。風速の単位はm/s。

| 観測所名 | ガイダンス | | 観測 | | 風速の差 |
|---|---|---|---|---|---|
| | 風速 | 風向 | 風速 | 風向 | |
| 蒲生田（徳島県） | 9.6 | 東北東 | 24.2 | 東南東 | −14.6 |
| 室戸岬（高知県） | 16.4 | 南東 | 23.5 | 東南東 | −7.1 |
| 敦賀（福井県） | 15.1 | 南南東 | 20.1 | 南南東 | −5.0 |
| セントレア（愛知県） | 13.3 | 東南東 | 20.5 | 東南東 | −7.2 |
| 神津島（東京都） | 18.7 | 南南東 | 20.1 | 南南東 | −1.4 |
| 三宅坪田（東京都） | 18.3 | 南 | 23.3 | 南南東 | −5.0 |
| 銚子（千葉県） | 19.2 | 南南東 | 20.2 | 南東 | −1.0 |

#### 4.2.6.1 日別の最大風速の検証

**（1）4 月 5 日朝における予想**

まず、5日朝の予報作業で主に利用されたと想定される、4日12UTC初期値のGSMガイダンスについて検証する。

図4.2.16は、最大風速の予想と観測された最大風速との差の分布図で、4月4日12UTC初期値のGSM最大風速ガイダンスについての、6日、7日の予想と観測の差を示したものである。ここでは、最大風速ガイダンスの日最大値を、その日の最大風速の予想値と見なしている。また、予想または観測のいずれかの風速が20m/s以上だった地点のみを対象として表示している。

6日は、本州から四国にかけての太平洋側を中心に観測された最大風速が20m/sを超えた地点があったが、ガイダンスが20m/s以上の最大風速を予想した地点はなく、ガイダンスの予想はやや弱かった。一方、7日は、島嶼や岬などを中心に20m/s以上の最大風速を観測した地点があり、ガイダンスでも20m/s以上の予想をしている地点が見られた。

表4.2.1は、6日の観測が20m/sを超えた地点の一覧である。この表から、予想と観測の差は、関東よりも西の地方で大きかったことが分かる。

**（2）4月6日朝における予想**

次に、6日朝の予報作業で主に利用されたと想定される、5日12UTC初期値のGSMガイダンスについて検証する。

図4.2.17は、図4.2.16と同様の図で、5日12UTC初期値のGSM最大風速ガイダンスについて、6日、7日の最大風速の予想と、観測された最大風速との差を示したものである。

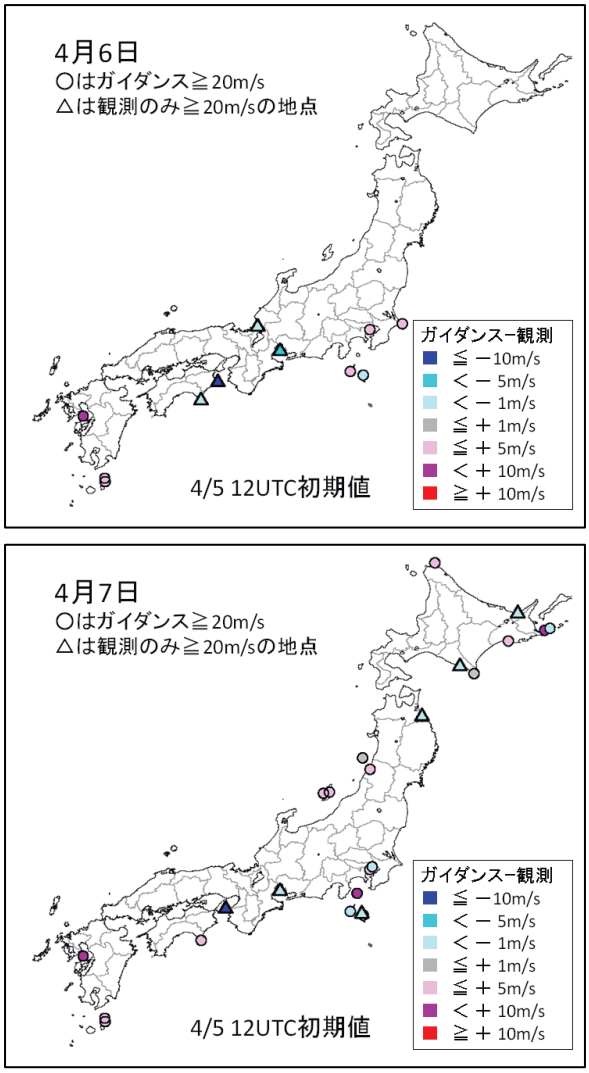


図4.2.17 図4.2.16と同じ。ただしガイダンスの初期値は5日12UTC。

ガイダンスの予想は前日のそれに比べてやや強くなり、6日は関東地方で20m/s以上の地点が見られるようになった。しかし、東海や四国地方のガイダンスの予想は弱いままであった。7日も6日と同様に、ガイダンスの風速がやや強まって、20m/s以上の地点が増えた。全体として、7日は風速の誤差が±5m/sの範囲の地点が多く、6日の予想よりも精度は良かった。

### 4.2.6.2 強風の原因とガイダンスの予想

ここでは、アメダス地点の風の時系列と天気図から、本事例の強風の原因を考察する。併せて最大風速ガイダンスの検証結果についても示す。

#### (1) 室戸岬の強風

図4.2.18は、室戸岬（高知県）において、4月6日01JST～8日00JSTに観測された毎時の風、気温、及び露点温度の時系列を示したものである。6日は、朝から日中にかけて東～南東の風が強まり、6日14JST（図中①）前に23.6m/sの東南東の最大風速を観測した。その後、風向は南に変わり、6日22JST（図中②）まで15～20m/sの南～南西の風が続いた。6日22JST以降は、西～西北西の風に変わった。気温と露点温度の変化を見ると、風向が西に変化したタイミングで乾燥した冷気が流れ込んでいることがわかる。7日05JST（図中③）以降は、更に乾燥した冷気が入り、再び風が強まって20m/s以上の強風が続いた。

6日09JSTの地上天気図（図4.2.19左）を見ると、

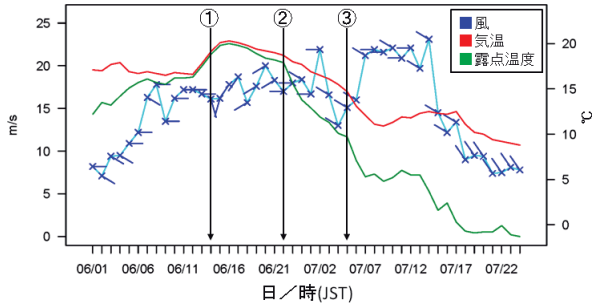


図4.2.18 室戸岬の6日01JSTから8日00JSTまでの毎時の風、気温、露点温度の時系列図。青は風、赤は気温、緑は露点温度を表す。左軸は風速(m/s)、右軸は温度(℃)、横軸は観測時刻(JST)、風のバーは風向を表す。

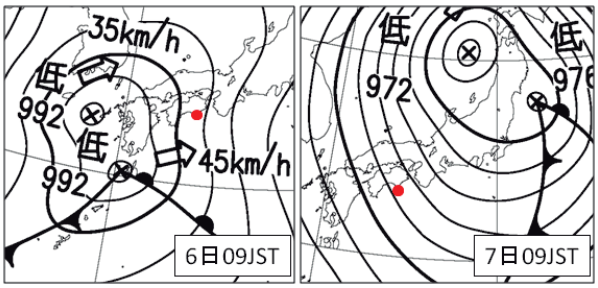


図4.2.19 6日09JST（左）と7日09JST（右）の地上天気図。室戸岬を赤い●で示す。

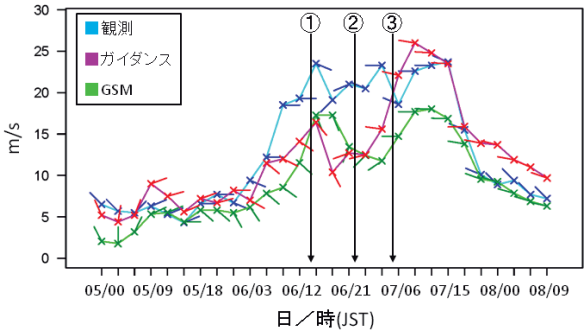


図4.2.20 室戸岬の前3時間最大風の時系列図。青は観測、紫は最大風速ガイダンス、緑はGSM地上風速、風のバーはそれぞれ風向を表す。ガイダンスとGSMの初期値は4日12UTC。縦軸は風速(m/s)、横軸は予報対象時刻(JST)である。図中の①②③は図4.2.18と同じ時刻を指す。

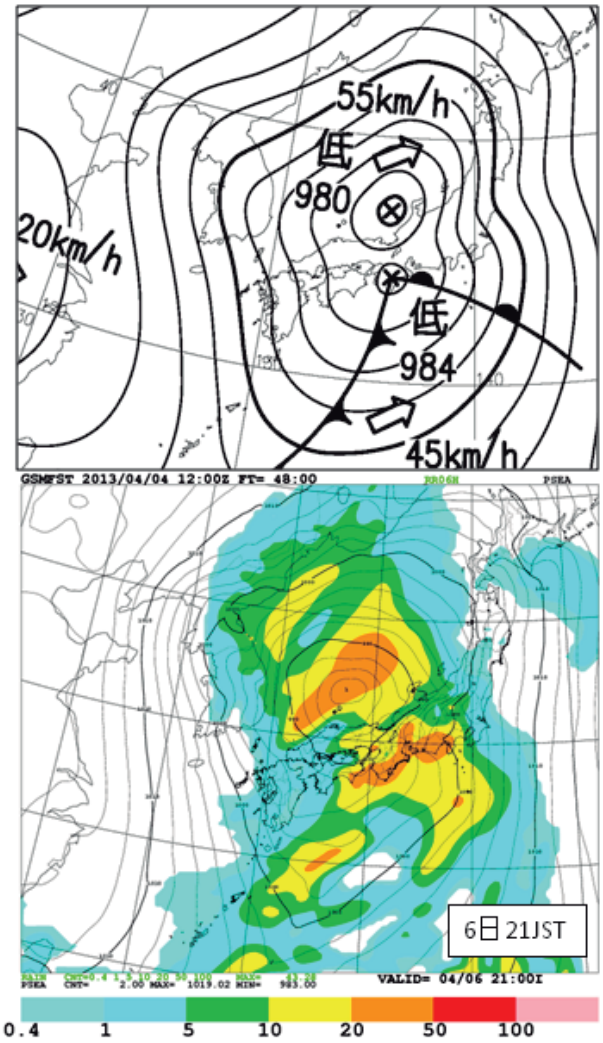


図4.2.21 6日21JSTの地上天気図（上）と同時刻のGSM（初期時刻4日12UTC）の海面気圧と6時間降水量の予想図（下）。

五島列島の西と屋久島付近に低気圧があり、東北東進している。南の低気圧は太平洋沿岸を進んでいる（図4.2.1）ことから、6日の太平洋側の強風は、この低気圧の接近に伴うものであったことが分かる。一方、北の低気圧は、発達しながら北東に進み、7日09JSTに秋田沖に達している（図4.2.19右）。このとき、西日本では等圧線の間隔が狭くなり、強い寒気移流の場となった（図4.2.3）。室戸岬の観測の経過と併せて考えると、7日は、日本海で低気圧が発達し、寒気が流入するタイミングで強風となったと考えられる。このように、6日から7日にかけては、太平洋沿岸の低気圧による強風と、日本海で発達した低気圧による強風という、原因の異なる2つの強風が吹いていたことが分かる。

このときの室戸岬のGSM最大風速ガイダンス、GSM地上風速、及び観測の時系列を、図4.2.20に示す。GSMはアメダス地点に最も近い格子の値、観測値はアメダス10分値から求めた最大風で、それぞれ

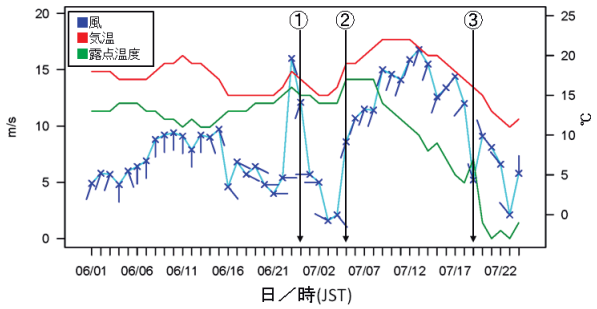


図4.2.22 図4.2.18と同じ。ただし羽田の時系列図。気温と露点温度はMETARによる。

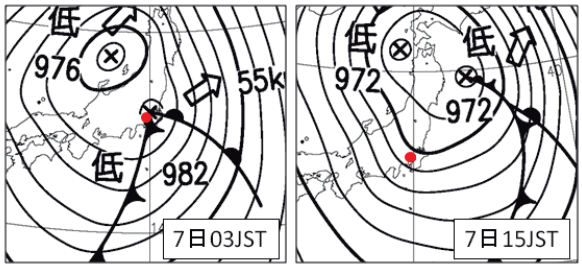


図4.2.23 7日03JST（左）と7日15JST（右）の地上天気図。羽田の位置を赤い●で示す。

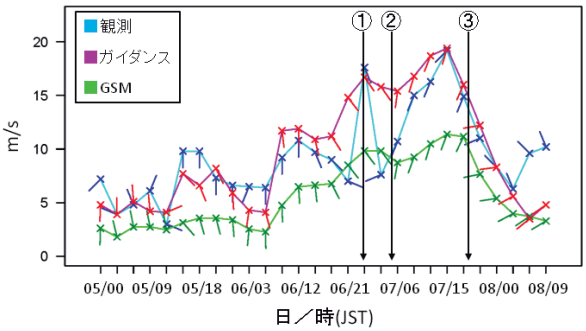


図4.2.24 図4.2.20と同じ。ただし羽田の前3時間最大風の時系列図。図中の①②③は図4.2.22と同じ時刻を指す。

3時間最大風を3時間毎に表示している。ガイダンスとGSMの初期時刻は4日12UTCである。また、図中の①～③は、図4.2.18と同じ時刻を示している。観測と比較すると、ガイダンスやGSMは風向が変化するタイミングがややずれていたが、南東の強風と北西の強風はよく予想できていた。一方、ガイダンスは、7日の風を精度よく予想していたが、6日については、風速が観測より弱かった。これは、GSMの予想で太平洋沿岸の低気圧が不明瞭であった（図4.2.21）ためと考えられる。

### （2）羽田の強風

続いて羽田（東京都）のガイダンスを検証する。図4.2.22は、羽田の6日01JST～8日00JSTに観測された毎時の風、気温、及び露点温度の時系列である。風はアメダスの観測値で、気温と露点温度は航空気

象定時観測気象報(METAR)の値である。6日日中は10m/s程度の南風が吹き、南岸の低気圧の接近により、夕方から東～南東の風に変わった。このときの風速は5～6m/s程度であったが、6日22JST頃に南東の風が急速に強まり、17.6m/sの最大風速を観測した。その後23JST（図中①）には西風に変わった。風向が変化する前に強風が観測されたのは、室戸岬と同様であった。西風に変わった後は風速は弱まったが、7日05JST（図中②）以降は南南西の風となり、日中にかけて再び風が強まった。露点温度の変化をみると、7日09JST以降にやや乾燥した空気が流れ込んでおり、同じタイミングで風速が5m/s程度強まっていた。その後は15m/s前後の強風が続き、7日19JST（図中③）に風向が北西に変わってから風は収まった。

7日03JSTの地上天気図（図4.2.23左）を見ると、南東の強風は室戸岬と同様、太平洋沿岸を進む低気圧の接近に伴うものであったと考えられる。羽田で南南西の風が強まったのは低気圧の通過後で、7日15JST時点で低気圧は三陸沖に進んでいるが、羽田ではこのとき南西の風が最大となっていた（図4.2.23右）。東日本では、この低気圧が通過した後、日本海の低気圧の南東側で暖気移流が強まっており（図4.2.6）、羽田ではこれが原因で強風となっていた。一方、室戸岬は寒気移流である点が異なっていた。

図4.2.24は、羽田における4日12UTC初期値のGSM最大風速ガイダンス、GSM地上風速、及び観測の時系列を示したものである。ガイダンスもGSMも南東風と南西風の2つのピークを予想しており、そのタイミング、風速ともに観測と合っていた。

### （3）まとめ

本事例では、太平洋沿岸を進んだ低気圧による強風と、日本海の発達した低気圧による強風の2つの現象があった。ガイダンスを検証した結果、これらの低気圧による強風をよく予想できていたが、太平洋沿岸の低気圧による強風の予想がやや弱めである一方、日本海の低気圧による強風の予想は精度が良かったという結果が得られた。

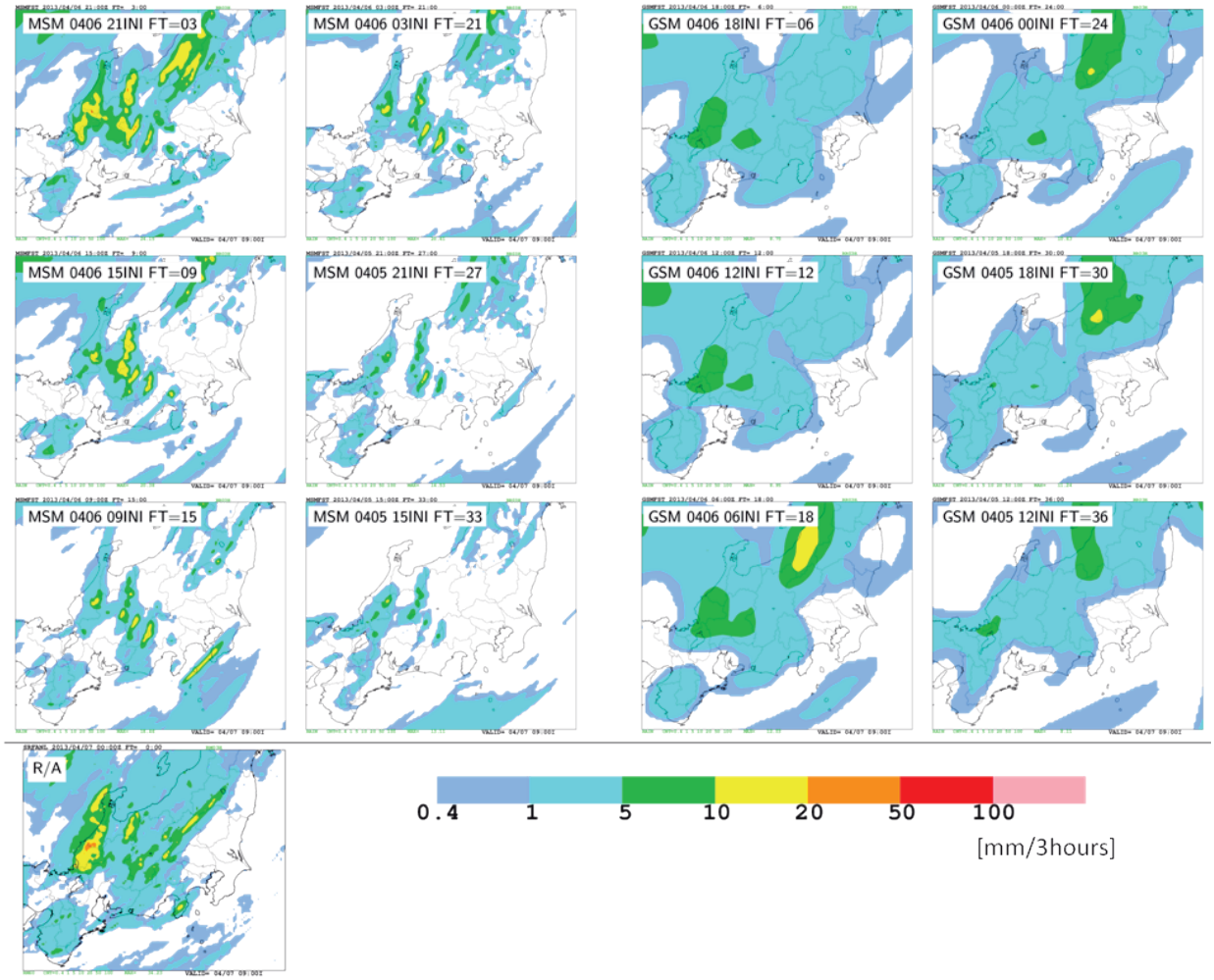


図 4.2.25　4 月 7 日 00UTC を予報対象時刻とした、それぞれ 6 つの初期値（6 時間ごと）からの MSM（左 2 列）と GSM（右 2 列）による前 3 時間降水量予報値と対応する解析雨量による観測（一番下の左列）。

### 4.2.7 MSMとGSMの降水予想の表現の違いとその要因

本項では、GSMとMSMの降水予想の表現、特に弱い降水域（1mm以下）の予想に注目し、モデルの物理過程の特性の違いに起因するものに絞って紹介する。

図4.2.25は、複数の異なる初期値を用いたMSMと GSM による、4月7日00UTCを予報対象時刻とした前3時間の降水量予想の分布を示したものである。弱い降水域に注目すると、MSMでは実況と比べて狭いことが多い一方、GSMでは逆に広げすぎている場合が見られる。このような傾向は、この事例に限らず他の事例でも見られ、MSMとGSMの雲の取り扱いの違いが原因の一つであると考えられる。

モデルの中では、雲を概ね層状性と対流性に分類していて、本事例における雲は、MSM、GSMともに層状性の雲として扱われている。

層状性の雲の表現については、GSMでは格子内の非一様性を考慮して（中川 2012）、格子内での水蒸気量の分布の不均一を確率密度関数によって表現することで、一つの格子の中でも水蒸気量が多い部分と少ない部分があると仮定している。このような仮定のもとでは、格子の一部分で水蒸気量が飽和水蒸気量より多くなり凝結が発生することがありうる。つまり、格子平均（格子点値）の水蒸気量が飽和水蒸気量を超えていなくても、格子の中の一部に凝結が発生することになる。ここで、格子内で凝結を生じている面積の割合を雲量と呼んでいる。凝結した水蒸気は雲水となり、その雲水の一部は成長して降水となって地上に達する。

一方、MSMでは格子内に一様に水蒸気が分布していると仮定しており[3]、格子平均の水蒸気量が飽和水蒸気量に達するまで雲を生成しない。つまり、雲量は0か1のどちらかしかない[4]。

したがって、GSMの方がより小さな水蒸気量から降水を作り出すことができるという性質を持っており、MSMより早い段階から弱い降水を予想することが多い。このようなモデルの雲を表現するスキームの性質の違いが、弱い降水の広がりの違いにつながっているものと考えられる。

以上は、GSMに比べてMSMの方が弱い降水域が狭くなりやすいという傾向が、モデルの物理過程の性質から理解できるということであるが、どちらの予想が適切かについては、事例に依存する点に留意いただきたい。図4.2.25で示した事例のように、弱い降水が実況で広く広がる場合には、MSMの降水域が過少である傾向が強いが、弱い降水域が実況で広くない場合には、GSMの降水域の過大傾向が目立つ場合が多い。

また、予報時間が短い目先は、MSMの方が、弱い降水を含めて実況をとらえていることが多く見られる。これは、解析雨量を同化している効果が大きいと考えられる（森安 2009）。しかし、予報時間の経過とともに、弱い降水の範囲が小さくなっている様子が図4.2.25でも見て取れる。MSMの弱い降水の予想頻度が、予報時間の経過とともに減少していく性質は、他の事例も含めて統計的にも確認されている。図4.2.26は、1mm/hを閾値とするMSMのバイアススコアの予報時間の経過に伴う変化を示したものであり、予報の後半でバイアススコアが小さくなり、予想頻度が少なくなっていることがわかる。

### 4.2.8 モデル間で予想が異なる一般的な要因

モデル間で予想が異なる主な要因のいくつかの例を前項で紹介したが、一般にその要因として、以下のようなことを挙げることができる。

#### (1) モデルの解像度の違い

モデルの解像度の違いによって、より高解像度のモデルがより細かなスケールの現象を表現している場合がある。モデル地形の違いによる地形効果の違いもこれに含まれる。地形効果によるモデルの表現の違いについては、第2章のLFMの解説で示したので参照いただきたい。

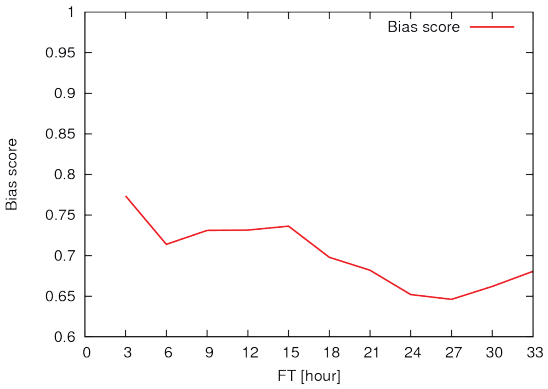


図 4.2.26 MSM 領域拡張実験（第 1 章参照）における 1mm/3 時間を閾値としたバイアススコアの予報時間による変化。横軸は予報時間（単位:時間）。統計期間は夏実験期間（2011 年 7 月 22 日～8 月 15 日）。

[3] 格子内の非一様性の度合は一般に高解像度になるほど小さいので、超高解像度のモデルで格子内を一様と仮定することは妥当であるが、最近の研究では、格子内と一様とみなせるのは、MSM や LFM よりも、もっと小さい格子間隔（180m 程度）であるという指摘もされている。

[4] MSM では、雲物理過程においては格子内は一様としているが、放射過程では格子内に雲がある部分とない部分があるものと仮定して、雲量の概念を導入している。

### (2) 初期値の違い

MSMとGSMでは、初期値を作成する同化手法が共に4次元変分法であることは共通しているが、それぞれのモデルをベースに構築された異なる同化システムを運用している。一方、LFMでは3次元変分法が同化手法に用いられている。また、それぞれのモデルで同化する観測データが異なるために、各モデルの初期値の間に差異が出ることもある。その初期値の差が予報時間とともに拡大し、各モデルの予想が異なることもある。初期値に対する摂動に敏感な場所に差があった場合、初期値のわずかな差が予想の大きな違いとなって現れることもある。

### (3) 物理過程の違い

第4.2.7項で示したように、層状性の雲による降水分布の違いは、格子内の部分的な凝結を考慮しているか否かという、GSMとMSMの物理過程の違いに関連している。第4.1節で取り上げた2013年1月14日の雪の事例も蒸発・融解による冷却の取り扱いのモデル間の違いが、モデルの予想の差の大きな原因になっていた。モデル間の物理過程の特性の違いについては、紙面の都合上、ここで網羅的に解説できないが、以下では、その中から、(i) 積雲対流スキームの使用の有無や積雲対流スキームの特性の違いによるモデル間の降水表現の違いと、(ii) 境界層スキームの違いによる安定境界層の表現の違いについて、簡単に取り上げる。

#### (i) 積雲対流スキームの使用の有無や積雲対流スキームの特性の違いによるモデル間の降水表現の違い

積雲対流スキームの違いの一つに、対流発生の条件判定がある。成層状態が潜在不安定であることは対流が発生するための必要条件ではあるが、十分条件ではない。成層状態が潜在不安定ならば、いつでも対流が発生するわけではなく、対流の発生にはエネルギー障壁（CINと呼ばれる）を乗り越えて空気塊を強制上昇させる必要がある。積雲対流スキームでは、その強制上昇による対流発生を直接表現せず、場がある条件（強制上昇が起こりやすい条件も考慮されている）を満たしたときに対流が発生するとして、積雲対流スキームによる成層安定化を発動させる。一方、積雲対流スキームを用いない場合には、対流発生につながる強制上昇についてもモデルの格子平均値で表現する必要がある。

積雲対流スキームにおける対流発生の条件は、モデルによって異なっている。GSMで用いている積雲対流スキームは、大気安定度がそれほど小さくない段階から対流が発生するものとして成層を安定化させるため、弱い降水を広めに予想する傾向がある。ただし、その安定化はゆっくり行われるため、長時間にわたって広い降水域が予想されることもある。

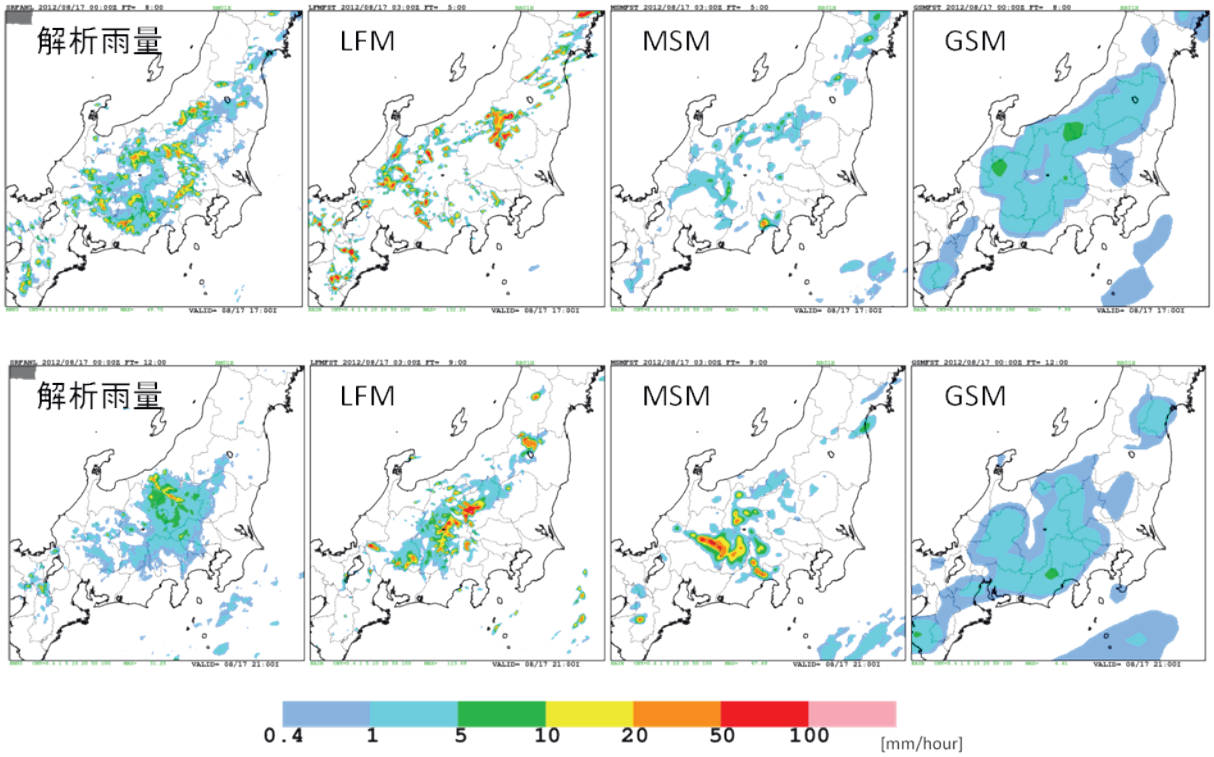


図 4.2.27　2012 年 8 月 17 日 08UTC（上）と同日 12UTC（下）を対象時刻とした前 1 時間降水量。左から、解析雨量による観測、LFM（8 月 17 日 03UTC 初期値）、MSM（8 月 17 日 03UTC 初期値）、GSM（8 月 17 日 00UTC 初期値）それぞれによる予報。

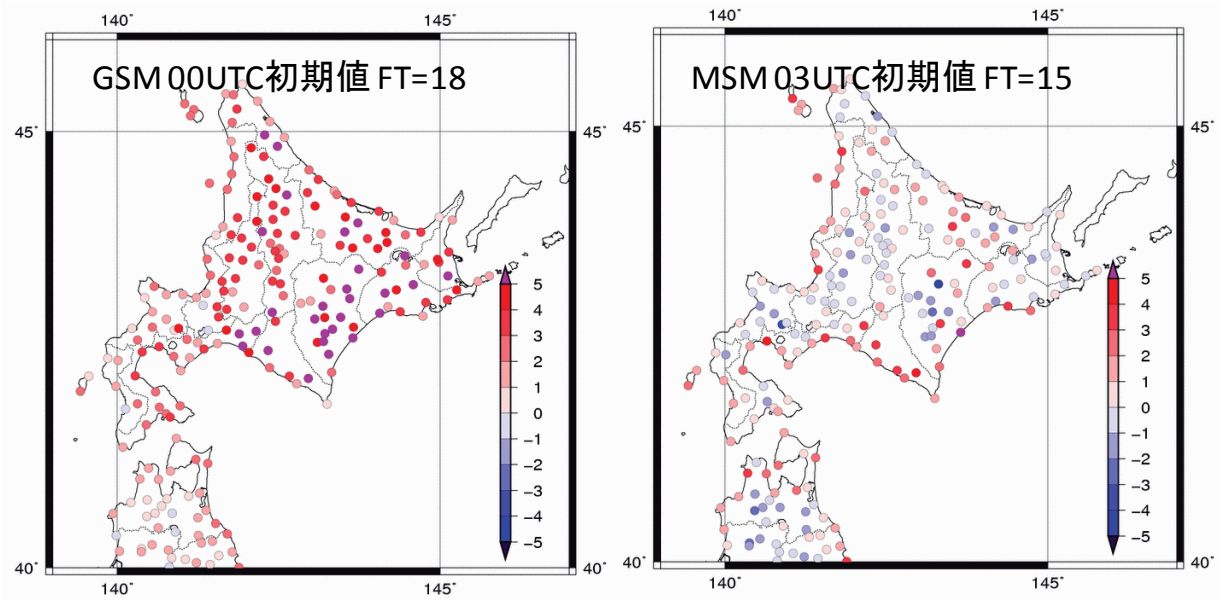


図 4.2.28　GSM（00UTC 初期値）（左）と MSM（03UTC 初期値）（右）の 18UTC(03JST)の地上気温のアメダス観測に対する平均誤差（単位:K）。モデルと観測点の標高差に応じて、0.65K/100m で気温を修正した上で検証。検証対象は 2012 年 12 月 1 日～2013 年 2 月 28 日を初期値とする GSM および MSM。

第2章で説明したように、積雲対流パラメタリゼーションを用いていないLFMでは、対流の発生に必要な強制上昇もモデルの格子平均値によって表現する必要があるが、実際に強制上昇をもたらす現象はスケールが小さいことが多く、対流の発生が遅れる場合がある。また、対流が発生したときには、大きな対流有効位置エネルギー(CAPE)を短時間で運動エネルギー（上昇流）に変換するために、降水域が狭く、降水量も過大になる傾向が見られる。MSMは積雲対流スキームを用いているものの、大気安定度がある程度小さくならないと対流が発生すると判定されないため、対流による降水域が狭く、降水も弱い場合が多い。対流が発生すると判定されず、積雲対流スキームが発動しなかった場合は、LFMと同様に対流発生の遅れや、局所的な過大な降水量につながることもある。図4.2.27（上）は、LFM、MSM、GSMによる、最盛期の対流性降水の予想の例を示したものである。LFMは降水域が過少でピークは過大、GSMでは降水域が広くピークは過少、MSMは降水域、ピークともに過少になっており、それぞれ上で説明した性質に沿ったものとなっている。一方、図4.2.27（下）は、同じ不安定降水事例で、対流が衰退期にある時間帯の予想である。実況で強い降水がほとんど見られないのに対し、LFMやMSMでは実況とは異なる強い降水を表現している。LFMやMSMで、対流が実況の最盛期に適切に発生しなかったために潜在不安定が解消されずCAPEが蓄積され、実況で衰退している時間になって、そのCAPEが上昇流に変換され、強い降水を予想したものと考えられる。このように、LFMやMSMでは、対流の発生が遅れることに加え、降水の表現が長引く場合がある。

以上で述べたように、対流性の雲からの降水の予想には課題が多い。潜在不安定による降水が見込まれる場合には、上で述べたモデルの性質を踏まえて降水量の予想を見るとともに、降水量だけでなく、大気安定度を示す指数（SSI, CAPEなど）にも注目していただきたい。潜在不安定な状態自体はどのモデルでもある程度表現できているため、有効に活用できることが多いと考えられるが、対流を発生させるに足りる強制上昇の要因の有無（地形による上昇など）や、対流発生に必要なエネルギーの大小に関係する自由対流高度などにも合わせて注目していただきたい。

### (ii) 境界層スキームの違いによる安定境界層の表現の違い

安定境界層の表現についてのGSMとMSMの違いは、強い安定層が形成される冬期の北海道における未明の地上気温の誤差の違いに見ることができる（図4.2.28）。GSMの安定境界層内での乱流による下向きの熱輸送はMSMよりも大きく（原 2012）、地表面付近の冷却が阻害されることがわかっている。その結果、図4.2.28のように、安定境界層内で

の地上気温が十分に下がらず、大きな正バイアスが生じている事例が多く見られる[5]。

ここまで見てきたように、モデルの間で予想が異なる原因と、その典型例を知っておくことは、予想を適切に解釈して活用する上で重要な情報を与えてくれる。本項ではすべてを網羅できなかったが、ここで説明したことを念頭に、日頃から各モデルの予想と実況を比較して見ていただきたい。モデル間で予想に差が見られた際には、その差の原因を推察しながら解釈することにより、モデルの特性をよりつかみやすくなることが期待される。

#### 4.2.9 まとめ

本節では、2013年4月6日から7日にかけて発達しながら通過した低気圧について、数値予報モデルとガイダンスの予想結果の検証を行った。

第4.2.2項では、事例の概説として天気図、衛星画像、低気圧中心の通過位置と中心気圧、及びメソ解析の下層の状況を示して、4月7日朝をピークとして急速に発達した日本海側の低気圧と、7日後半以降も発達を続けた太平洋側の低気圧の動きを示し、強風・強雨をもたらしたシアーや雲域の動きについて言及した。

第4.2.3項では、GSMがFT=60（4日12UTC初期値）の段階から低気圧が日本海を通過し、7日09JST頃をピークに急速に発達することと、同時刻の前後に北日本の太平洋側に暴風が発生することを予想していたことを示した。ただし、4日から5日の初期値では低気圧の通過位置を西寄りに予想し、発達させ過ぎる傾向があり、これらの特徴は週間アンサンブル予報システムの予想と共通するものであった。

第4.2.4項に示したように、本事例では4月1日初期値以降の週間アンサンブル予報システムが日本海の低気圧の発達を予想できていたことを示した。また、新しい初期値の予想になるほど観測データが適切に同化され、実況に近い予想になることを確認できた。週間アンサンブル予報システムのスプレッドが、GSMの決定論予報の不確かさの情報を与えることも確認できた。

第4.2.5項では、MSMの総観規模の予想が、側面・上部境界値を与えるGSMの予想に概ね似ていたことを示した。その一方で、下層の風の予想にはMSMとGSMの間に違いがあり、6日に西日本の太平洋沿岸で観測された強風は、MSMの方が適切に予想できている場合があった。また、この項で検証した5日00UTC初期値のGSMと5日03UTC初期値のMSMについては、東日本から東北地方での下層の暖湿流の表現に違いがあり、その後の低気圧の動きの予想が異なる一因となったことを述べた。

第4.2.6項では、GSMガイダンスの風の予想を検証した。太平洋沿岸の低気圧による強風と、日本海で急発達した低気圧による強風の2つの現象を、GSMガイダンスは予想できていたが、太平洋沿岸の低気圧による強風はやや弱めであったことを確認した。風速の誤差は西の地点ほど大きかった。一方日本海の発達した低気圧による強風については、概ね精度良く予想できていた。第4.2.3項で示したように、4日12UTC初期値以降のGSMにおける上空のトラフの予想は概ね実況に近づいたので、ガイダンスの予想にも問題はなかったと考えられる。

第4.2.7項では、MSMとGSMの降水の予想の違いについて検証した。解像度、初期値の作成方法、物理過程などのモデルの仕様の違いに起因して、降水予想に違いが生じる場合があることを示した。

第4.2.8項では、GSMとMSMの積雲対流過程と安定境界層の扱いを例にとりながら、第4.2.7項に述べたこと以外にも、MSMとGSMの物理過程の違いによって、この2つのモデルの予想結果に違いが生じる場合があることを示した。

本事例では、日本海を発達しながら通過する低気圧について、1週間程度前から週間アンサンブル予報システムで予想できていた。しかし、低気圧の通過位置や発達程度の予想については問題もあった。4月6日に観測された西日本での強風の予想については、MSMで適切に予想できていたものもあった。GSMとMSMの総観規模での予想は概ね似ているものの、MSMの方が下層の風などを的確に予想をする場合がある。風ガイダンスについては、計算の基となる数値予報モデルの予想が実況の特徴をとらえていれば予想結果が良いことが確認できたので、今後は予報期間の延長されたMSMのガイダンスも参考になるだろう。また、MSMとGSMの予想の差には、物理過程の違いに起因するものがあるため、それらについて理解を深めることは、予想結果を適切に解釈して活用する上で重要である。

今後の予報、及び防災情報の改善に資するためにも、こうした個々の事例に対する数値予報とガイダンスの検証を積み重ねていくことが重要である。本事例の予想結果の特徴と、GSMとMSMの予想に違いが生じる要因の解説が、数値予報モデルとガイダンスについて理解を進める機会となり、今後の数値予報利用の一助となることを期待する。

#### 参考文献

北畠尚子，2013: 暖気核隔離の低気圧．天気，**60**, 193–196.

中川雅之, 2012: 雲過程．数値予報課報告・別冊第58

[5] 気温ガイダンスは、このような大きな正バイアスを取り除いている。

号, 気象庁予報部, 70–75.
原旅人, 2012: 鉛直1次元モデルによる評価(1)－雲のない陸上の境界層の日変化(GABLS2). 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 138–149.
森安聡嗣, 2009: 統計的検証. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13–19.