

平成25年度予報技術 研修テキスト

(予報課)

February 2014

気 象 庁 予 報 部

はじめに

気象庁では、警報の発表基準をはるかに超える豪雨などが予想され、重大な災害の起こるおそれが著しく大きい場合、新たに特別警報を発表することとし、平成 25 年 8 月 30 日に運用を開始した。市町村には特別警発表時に住民等への周知の措置が義務付けられる等、地域防災において気象台が果たす役割が一層高まった。

この予報技術研修テキストは、種々の防災気象情報の適切な運用を技術面から改善、支援するために、最新技術の解説、およびその活用方法を提示し、予報作業の指針とするものである。今年度のテキストでは、関東地方における南岸低気圧による大雪に関する予報作業の指針として、昨年 1 月の事例を取り上げ、注意報・警報発表に至るまでの実況監視と解析における着目点と考え方を解説した。さらに、渦位の現業作業における活用、解析雨量と降水短時間予報の改良、集中豪雨が発生する環境場の統計的知見についても説明する。この他に、第 1 章の「これからの予報官に求められるもの」では、予報官の予報技術向上と気象防災への一層の寄与を期待し、予報作業の要点と今後の予報官の役割を論じた。この内容に沿った予報作業の例として平成 24 年 7 月九州北部豪雨の事例を取り上げ、主に経験の浅い予報作業者を対象とした具体的な解説を加えた。

昨年は、1 月に関東地方での大雪、3 月に急速に発達した低気圧による北海道での暴風雪、7 月に山口県・島根県で局地的な集中豪雨が発生、9 月には台風第 18 号により広い範囲で大雨となり、大雨特別警報が初めて発表され、10 月は台風第 26 号の影響で伊豆大島では記録的な豪雨となるなど、様々な顕著現象により気象災害が発生した。

このような顕著現象については、近年の精度向上が目覚ましい数値予報でも、予測しきれない部分があり、実況や予想資料の特性や誤差を踏まえて、適切に補正することが予報作業では重要となっている。このテキストを活用し、現場での予報作業において技術的な改善が幅広く図られ、ひいては防災気象情報の適切な運用に繋がることを期待している。

なお、福岡管区気象台、熊本地方気象台および気象研究所には原稿の執筆などにご協力をいただいた。この場を借りてお礼申し上げる。

平成 26 年 2 月

予報課長 海老原 智

目次

はじめに

第1章 これからの予報官に求められるもの

1. 1 予報業務を取り巻く環境	1
1. 2 予報官の予報作業	1
1. 3 具体的な予報作業の要点	3
1. 3. 1 第1ステップ〔解析・監視〕	4
1. 3. 2 第2ステップ〔解釈〕	5
1. 3. 3 第3ステップ〔検討〕	6
1. 3. 4 第4ステップ〔判断〕	6
1. 3. 5 第5ステップ〔行動〕	7
1. 3. 6 予報作業における留意点	8
1. 4 今後の予報官の役割 ～ 気象防災に向き合う予報官 ～	8

第2章 実例に基づいた予報作業の例

2. 1 大雨の事例（平成24年7月九州北部豪雨）	
2. 1. 1 はじめに	10
2. 1. 2 2012年7月12日の熊本県阿蘇地方を中心とした大雨	
2. 1. 2. 1 熊本県の細分と地形	11
2. 1. 2. 2 7月11日日勤時のシナリオについて	11
2. 1. 2. 3 大雨時の実況監視と大雨警報の発表判断	21
2. 1. 2. 4 まとめ	26
2. 2 大雪の事例（平成25年1月14日 関東地方南部の大雪事例）	
2. 2. 1 はじめに	28
2. 2. 2 南岸低気圧による関東地方の降雪時の気象特性	
2. 2. 2. 1 雪に関する知見	28
2. 2. 2. 2 降雪量の予測手法	35
2. 2. 2. 3 南岸低気圧による関東地方の降雪時の 気象特性についてのまとめ	38
2. 2. 3 2013年1月14日の大雪に対する予報作業	39

第3章 予報作業における渦位の利用について

3. 1 渦位の定義と保存性	49
3. 2 渦位の非保存性	50
3. 3 力学的圏界面	50

3. 4	渦位偏差と下層との相互作用	5 2
3. 5	急発達する温帯低気圧・寒冷渦・台風における渦位分布の特徴	5 4
3. 6	等温位面渦位と等渦位面高度の利用について	5 6
3. 7	現業での利用について	5 7
第4章 解析雨量と降水短時間予報の改善		
4. 1	解析雨量の改善	
4. 1. 1	レーダーデータ	6 2
4. 1. 2	上空エコー	6 2
4. 1. 3	上空エコーの除去	6 3
4. 1. 4	事例紹介	6 5
4. 1. 5	上空エコー除去の応用	6 6
4. 2	降水短時間予報の改善	
4. 2. 1	降水短時間予報における LFM の利用方法	6 7
4. 2. 2	事例紹介	6 8
4. 2. 3	統計検証結果	7 0
第5章 集中豪雨が発生する総観～メソ α スケール環境場の統計解析		
- 7月(梅雨末期)の九州地方について -		
5. 1	はじめに	7 2
5. 2	データと解析方法	7 3
5. 3	解析結果	
5. 3. 1	環境場を表す各要素の平均場の水平分布	7 4
5. 3. 2	各要素と集中豪雨との関係	7 7
5. 3. 3	2要素の組み合わせと集中豪雨との関係	8 0
5. 4	まとめと今後の課題	8 2
付録1	渦位保存の導出	8 4

第1章 これからの予報官に求められるもの*

1.1 予報業務を取り巻く環境

気象庁の予報現場の作業は予報作業支援システム（以下「YSS」と記す）の登場で大きく変わってきた。

予報作業を大きく変えることとなった第一世代のYSSの運用開始（平成16年3月）から9年が経過し、現在は第二世代のYSS（平成22年5月運用開始）に移り、天気時系列に基づく天気予報の作成、防災時系列をもとにした警報や注意報の作成・発表など予報官が行う予報作業の基本的なシステムとして利用されている。

第二世代のYSSの導入により、長い間の懸案であった市町村を対象とした警報や注意報の発表が平成22年の5月に実現し、現在では予報官が時間的、空間的に細かい単位で降水量などの量的見積もりを行うことによって、警報や注意報といった防災気象情報の作成、発表に繋がる作業となっている。

また、これから数年後の第三世代のYSSの導入と一層充実した量的予報や防災に関わる情報の提供に向けて、現在検討が行われているところである。

一方、予報作業の基幹となる数値予報に目を向けると、数値予報の精緻化や高頻度化が実現し、さらには局地予報モデルの本格的な運用も始まることになり、数値予報に実況資料を加えた豊富な資料をどのように効果的かつ適切に利用して予報作業を実践していくかが今後さらに大きな課題となる。YSSの導入で、予報作業の均質化や効率化が図られたように見える一方、端末での作業などに習熟はしたものの、日々の予報作業において予報技術が十分に発揮できていないといった懸念も出てきている。予報作業の環境の変化・改善は単に予報作業の均質化や効率化だけでなく、予報官の予報技術の向上につながるものでなくてはならない。YSSの導入以後「予報の軸足を防災に移す」との目的に向けて各地の气象台においても部外の防災関係機関などとの連携に取り組んでいるが、天気予報や気象防災への取り組みの基本は予報技術の向上にあり、これからの予報官に求められるものは、豊富な資料を効果的に利用し、適切な予報作業を実践するための予報技術の向上にある。また、この予報技術の向上とともに、気象防災に関わる知識や解説技術を身につけることによって、防災にも大きく寄与することになる。本章においては、現在の予報作業環境の中で予報技術を向上させていくための作業の要点などを改めて解説するとともに、これからの予報業務における気象防災に関わる対応、取り組みの重要性について記述する。

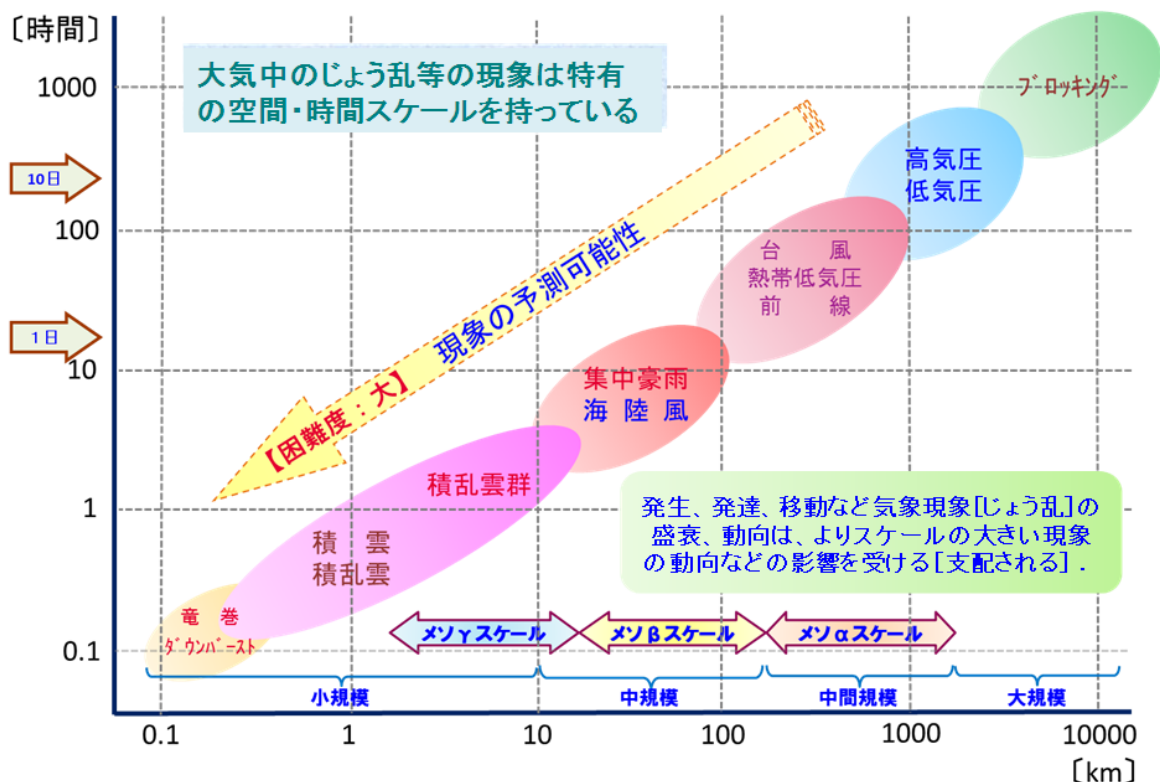
1.2 予報官の予報作業

第1.1図は様々な現象の時間的、空間的なスケールによる大気中の主なじょう乱の分類を説明したものである。

近年の数値予報の精度向上は目を見張るものがあり、スケールの大きな現象については極めて安定した予測結果を提供してくれる。第1.1図でいえば、スケールの大きい〔長い〕右上の現象からよりスケールの小さい〔短い〕左下の現象に向かって、数値予報の予測精度は着実に向上してきており、大きな災害をもたらすような短時間の局地的な現象の予測も間接的にはその兆候を捉えられる段階に近づいている。

また、予測資料だけではなく、レーダーやアメダス、ウィンドプロファイラなど各種の観測データ〔実

*村中 明（気象庁予報部予報課）



第1.1図 空間、時間スケールによる大気中の主なじょう乱の分類

況資料] を処理し、指数化するなど実況監視技術の高度化が図られ、またそれらに数値予報の結果やガイドランスを取り込んで、実況監視から予測まで一連の資料が充実し、防災に関わる作業などへの利用も進んでいる。数値予報の予測精度の向上や実況解析、監視技術の高度化は予報官の作業において歓迎すべき環境が整ってきたことを意味しているが、一方でこうした豊富な資料を効果的、効率的に利用することが重要であることは論を待たない。

しかし、別の視点に立つと、予報作業においては豊富な実況や予測のための資料を常にすべて同じように利用するというものではなく、予報官がいかに効率的に資料を取捨選択して、その時々に応じた資料を利用するかにかかっている。言い換えれば、YSSや統合ビューワなど、予報作業を取り巻く環境は以前と比較して急速に向上して来ているが、環境の変化・改善を契機として予報官の持つ予報技術をこれまで以上に発揮できるよう十分な技術的要件を身につけることが求められるようになってきていると言える。

ここで、改めて予報作業の中で重要な位置を占める『シナリオ』について考えてみたい。シナリオを考えることは、すなわち実況の変化をもとに今後の現象の推移を考察することであり、別の表現を使うとこれまでの現象の『変化』を知り、そこまでの予測資料あるいは以前の [=古い] シナリオとの『違い』を理解し、それを踏まえて新しい予測資料をもとに実況から予測まで一連の『連続性』を保った現象として、今後の推移を考察することである。合わせて、顕著現象の発生が予想される場合の時間的、空間的、量的な検討を経て、それによる災害の発生の可能性などにも考えを巡らせて対応することも重要な点である。

予報官が予報作業を行う時には、意識するとしないと関わらず、作業の中で『一方通行』的な思考に陥りやすい。すなわち、限られた時間内に膨大な資料から実況を把握して予想を組み立てようとすれば、予測資料の中から自らの思考に合致した資料を選別して読み取ったり、思考の流れを予測資料に合致させるよう

なことも危惧される。

予報作業においては『一方通行』的な思考に陥ることなく、以下に述べるように予報官として常に予報技術を最高度に発揮できるような予報作業を心がけなければならない。

数値予報の精度の向上は、例えば微妙な下層風系の違いや細かい地形による降水の強まりの場所やタイミングなどこれまで予測が困難であった現象についても、事前の予測や現象発生のパテンシャルなどを示すことが可能となりつつあるものの、現時点では常に的確に予測できるまでには至っていない。

予報官が数値予報でも十分に予測できない現象、特に災害をもたらすような顕著現象にどのように向き合っていくのか、常に数値予報やガイダンスに頼るばかりでは現象の背景を含めて現象を正しく理解することは困難であり、結果として基礎的な予報技術の習得からも遠ざかることになってしまう。

近年の予報技術検討会において検討が重ねられているいわゆる「天気系概念モデル」や予報作業のための「基本パターン」の認識、あるいはそれらの判別のための現象の理解などを通じて、顕著現象の実態の把握やそれに伴う自予報区内の天気分布や量的見積もりなどへの理解は進んだものの、最終的な目標とする適切な注意報、警報などの発表に活かして、気象防災に十分に寄与するまでには至っていない。

上述の通り、予報作業においては実況や予測の『変化』を把握、理解し、同時に『違い』を読み取って、実況の解釈から予測の検討まで現象の『連続性』を意識しつつ、作業を進めることが必須であり、改めて具体的な予報作業の要点の確認を通して、予報官の予報技術の向上と気象防災への一層の寄与を期待したい。

1. 3 具体的な予報作業の要点

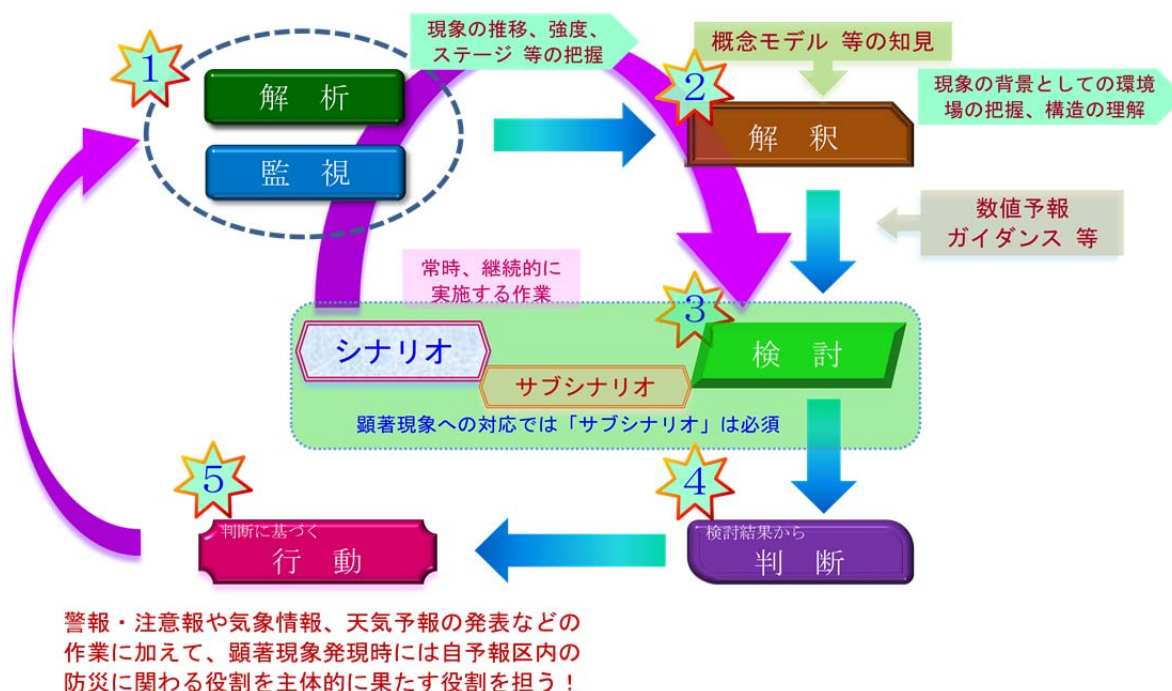
近年の数値予報精度のめざましい向上は、予報作業の中での予報官の思考の整理や判断に大きく寄与することとなり、その視点からは予報作業における予報官の負担の軽減が図られて、予報作業の力点を防災にシフトする環境は整ってきている。実際の作業においては数値予報やガイダンスに加えて豊富な実況資料を予報官が十二分に使いこなすことによって作業の効率化が図られ、適切な予報作業に結びつくものとなる。

予報官に求められるものは、YSSの端末のオペレーターとしての役割ではなく、予報作業に必要な基礎的な予報技術の習得と実際の作業でそれらをどのように適切に応用し、利用していくかということである。

この節で述べる予報作業の要点は、日々の予報作業の中で、手順に従って常に全ての作業を行わなければならないということではない。日々の作業では、顕著現象が既に発現あるいは発現しつつあるような状況であったり、スケールの大きな現象に支配され、安定した場の中で現象がゆっくりと変化し、顕著現象なども予想されていない状況など様々である。その時々状況に応じて個々の作業を大幅に省いたり、逆により重点的に繰り返しチェックするなど作業の内容は様々であるが、予報官として状況に応じて作業を効率良く進めることができるようになるには、この基本的な作業の内容を十分に理解し、平素から実践して、繰り返し経験知の積み重ねを図っていくことである。

予報作業の手順や要点については、これまでも度々テキストなどで取り上げられ、整理されてきたが、このテキストでは改めて第1.2図に予報作業のサイクルを5つの要点に分けて整理し、個々のステップにおける要点などを記述する。

予報作業における以下の記述では、本来であれば実例を示しつつ解説することが好ましいが、全体の紙面の制約もあり、記述の重複なども出てくることから、この章では実例の例示は割愛した。昨年度までの『予報技術研修テキスト』でも実際の顕著現象を取り上げ、実況監視や予測資料の着目点などについて詳細に整理されており、今年度のテキストでも第2章で大雨と大雪の事例を取り上げている。こうした実例などを見つつ、予報作業の手順や要点について理解を深めていただきたい。



第1.2図 予報作業サイクル『5つの要点』

1. 3. 1 第1ステップ〔解析・監視〕

(1) 背景となる場の確認

地上天気図のほか、指定気圧面の高層天気図などを用いて、総観規模の現象に関わる状況を確認する。これらの作業は着目する現象の解析や監視、解釈に必要な背景となる場を概観するものであり、細かい資料を精査して検討に時間をかける必要はない。日々の作業の中で常にこうした視点から資料を分析する習慣を身につけることによって、比較的短時間の作業で済ませることが可能である。

基本的には、中央指示報で示される内容をもとにした作業である。トラフやリッジの動き、盛衰、強風軸の位置、中・下層の湿域や温度場、地上高・低気圧、主要な雲域、上層の渦度や渦位などとの対応などを概観する。

今後半日から2、3日程度先までのトラフやリッジの盛衰を考察する際には、総観規模の平均場、例えば5日平均の高度偏差の場などにも目を向けて、トラフやリッジが発達しやすいあるいは衰弱しやすい場であるかを把握しておくことも必要である。数値予報の精度が向上して、大きなスケールの現象の予測はおおむね精度良く予想されるようになったが、天気予報や防災に関わる顕著現象などさらにスケールの小さい現象の監視や考察に進むためには、資料を概観していく段階で予報官が確認、整理しておくべき要素のひとつである。

概観といっても、様々な要素との関係で現象を的確に把握しておくことは言うまでもない。予報会報や指示報などにおいて大きな場を概観する中で「下層のシアが明瞭になった」「700hPaの湿り域がかかって来るので雲が広がる」などといった説明を目にすることがあるが、明瞭になった下層のシアはどのような特徴を有しており、天気は具体的にどのように変化してきたのか、あるいは予想される700hPaの湿りに対して、現在の雲の状況や地上の天気はどのように対応しているのか、などといった実況の経過や予測資料の解釈を実際の現象の推移と関連づけて具体的に把握し、今後の自予報区の予報にどのように影響を与えることが考えられるのかなど、関連づけた解釈、説明がなければならない。

(2) 卓越する現象の抽出

背景となる場の確認をもとに、自予報区に関わる卓越する現象あるいは今後の推移に着目すべき現象を抽出する。

例えば、総観スケールの低気圧が発達しながら通過するような場合には、低気圧前面の温暖前線付近での強雨や強風、あるいは寒冷前線付近での短時間の強雨や突風、風による波高の変化やうねりなどのほか、低気圧通過時の沿岸前線による降水の強化などを想定しつつ、現在までの状況を確認する。

(3) 現象の抽出、推移の確認などのための解析

自予報区に関わる現象の状況を確認し、その中から監視の対象とすべき要素などを抽出する。

- ① 総観スケールでの現象を概観し、背景となる場の理解を前提として、解析は自予報区を含む地方予報区程度を目途に、現象の推移の速さや領域の広がりなどによっては隣接地方予報区程度の領域にまで広げて確認する。
- ② 解析は、単に等圧線や等温線などを描画したり、レーダーエコーの変化を監視するだけでなく、気温や露点温度の変化、地上や下層の風の状況、上空のトラフや渦度との関連など、その時々によさわしい要素に着目し、要素間の関連にも注目しつつ、特に『変化』を把握する。
- ③ 現象の変化が大きいあるいは顕著現象を伴っている場合には、最新の実況解析だけでなく、それ以前の解析にも注目し、変化の大きさや速さを把握する。
- ④ 時間的な制約がある場合でも、最低限、着目する要素等についての状況を確認する。
- ⑤ 常時、実況の変化等に留意して、監視すべき要素については臨機に対応する。

(4) 実況の推移の確認

抽出した現象について、現象の「時間的」「空間的」「量的〔強度〕」な変化を支配している要因をチェックして、実況の時点までの推移を確認する。推移を確認する段階では、背景となる場で現象がどのように変化しているのか、過去の知見なども参考にしながら時間的な変化や空間的な変化などを確認する。

第1ステップの作業を通して最も重要な点は、監視、解析の時点での結果としての“静的”な現象の状況を捉えるのではなく、現象の変化やそれまでの数値予報、ガイダンスが予測していた状況との違いを“動的”な状況として読み取ることである。

1. 3. 2 第2ステップ〔解釈〕

(1) 知見や事例などに基づく解釈

「解析」「監視」を通じて把握した現象について、天気系概念モデルや予報技術マニュアルなど過去の知見などをもとに、着目する現象を解釈する。

概念モデルやマニュアルのほか、類似の事例や直近の事例との比較は解釈に極めて有効な資料となることがある。例えば、大きな季節変化の中で、低気圧が日本海や太平洋岸を発達しながら東進するケースが続くようなことがある。こうした場合に、低気圧のコース、発達タイミングや早さ、それに伴う降水や風の分布、強度など、類似の事例や近時の事例と比較したり、確認することで、現に着目している現象を解釈する上で参考となることもあり、現象の解釈に際して加えるべき作業の一つである。

さらに、近時の事例との比較の結果は、防災気象情報や防災解説にも有効に利用できることがあるのも周知の通りである。

(2) 解釈の要点

この段階では現象の時間的、空間的な状況の把握や、第1ステップで概観した現象の背景となっている

大きなスケールの場合などにも着目しながら解釈する。現象の推移は多様であり、過去の知見などを参考に検討する際にも、過去の知見との類似性や共通性だけにこだわるのではなく、変化や違いなど差別化した別の視点でのアプローチも有効である。

もうひとつ、ここで重要な点は、この第2ステップの解釈の作業までは、最新の数値予報やガイダンスなどの予測資料には一切関わらない作業であることである。予報作業であっても、いきなり最新の数値予報やガイダンスなどの予測資料の検討から始めるのではなく、実況の監視、解釈からスタートすることが基本である。

数値予報やガイダンスの精度が向上したことによって、予報官の予報作業は予測資料の検討に傾注しがちであるが、こうした作業を続けることが予報技術の向上を阻み、さらには技術力の低下につながることを反省しなければならない。実況の解析、監視など実況把握の重要性は数値予報やガイダンスの精度向上などとは別のものとして、予報技術を最大限発揮するために極めて重要であることを改めて認識すべきであり、数値予報やガイダンスの精度が向上した現在だからこそ、「現在、何が起きているのか」「何が起ころうとしているのか」を実況資料から正確に読み取ることが、現象の解釈から次のステップである予測に関わる作業につなげる上で不可欠である。

1. 3. 3 第3ステップ〔検討〕

(1) 実況までの解釈から予測に向けて

「解析」「監視」から実況までの「解釈」に至った結果について、その時点で用意されているシナリオや数値予報、ガイダンスなどと比較して、これまでの予測と実況との違いの有無を確認する。この作業は第1ステップ、第2ステップからつながる一連の作業であり、次のシナリオの用意に向けて最新の数値予報やガイダンスを用いて検討を進める前段階として不可欠である。

(2) 比較の要点

着目する現象の時間的、空間的、量的な違いなどを検討しつつ、その違いをもたらしている要因についてチェックする。これにより、今後の実況監視や予測の検討において重要な要素の絞り込み、優先度の整理など作業の効率化を図ることができる。

(3) 予測資料の検討

ここまでの作業を踏まえて、最新の数値予報やガイダンスを基本資料として現象の今後の推移を検討する。実況から予測への検討では特に現象の連続性、すなわちこれまで把握、理解してきた現象からの変化など踏まえて、1. 2節で述べた『一方通行』的な作業に陥ることなく、合理的な説明、解釈に至るよう検討する。

(4) 気象防災に関わる検討

すでに実況を把握し、予測までの検討を進めていることから、実況から予測まで一連の現象として、災害をもたらすような顕著現象の発生の可能性や発生した場合の予報区内における気象災害や防災対応などについて検討する。シナリオあるいはサブシナリオの中で、いつ、どこで、どのような現象が現れるかを具体的にイメージできる形で予想する。また、そうした現象が起こった場合の災害の形態や被害の大きさなどについても考慮する。そのためにも、自予報区と周辺の予報区の過去の気象災害などの知見を頭に入れておくことは予報官として必須の要件である。

1. 3. 4 第4ステップ〔判断〕

(1) 検討に基づくシナリオの作成

最も発現の可能性が高いと予想される状況をもとに、予報官の検討、判断を加えたものをメインのシナリオとし、天気時系列や防災時系列などの各種プロダクトの作成に必要な要素、数値〔量的な見積もり〕を決定する。

シナリオは既述のとおり対象とする予測時間帯における現象の推移に加えて、必要な警報や注意報などの防災気象情報の作成、発表、地方公共団体や報道機関などの防災関係機関への解説、支援など一連の防災対応を想定したものとする。

(2) サブシナリオ

サブシナリオは、その後の実況の経過において、当初想定したシナリオから時間的、空間的、量的な変化が生じた場合、すなわちシナリオの変更が必要になった場合に直ちに的確に対応するために用意する。

サブシナリオが必要な時は顕著現象が予想されたり、防災上の対応が求められる場合も多い。一方で、現象の変化をすべて予測したり、防災上の対応を想定してサブシナリオの中にあらかじめ網羅することは困難な場合も多いため、それまでの実況の推移や数値予報などの予測の安定性などを考慮しつつ、優先すべき要素に着目してサブシナリオに記述する。

サブシナリオを検討、作成する段階で重要な点は、メインのシナリオに対して全く別の視点から検討を進めることではない。新しい数値予報やガイダンスなどの予測資料だけからサブシナリオを検討、作成することは短時間の作業では困難である。メインのシナリオとは異なる経過を想定するには、例えば第1ステップや第2ステップでの「解析」や「監視」、「解釈」の作業を通じて得られた実況とその実況に対応する過去の予測資料との違い、予測資料の初期時刻による差、あるいはモデル間の違いなどそれまでの作業を通して注意深く読み取った結果を活用して、サブシナリオの検討への第一近似として利用することも有効な方法のひとつである。

予報作業におけるサブシナリオの検討、作成のための思考、作業の重要性は、結果的に準備したサブシナリオの必要がなくなった場合でも、その作業を通じて整理された結果が日々の予報作業の“知見”として蓄積され、これを繰り返すことで予報技術の着実な向上につながる点にある。

1. 3. 5 第5ステップ〔行動〕

(1) 適切な作業の実施

検討に基づく判断に従って、適切な作業を実施する。

天気予報をはじめとする各種プロダクトの作成、発表に関わらない時間帯であっても、上番中は時間の経過に従って第1ステップから第3ステップの作業、すなわち実況の監視や解析を常に繰り返し、実況の推移とシナリオとの整合性、量的予報の妥当性などをチェックする。

(2) 防災対応への備え

顕著現象の発生あるいは発生の可能性が高くなった場合には、実況の監視や解析など、第1ステップから第3ステップに至る作業を途切れることなく継続するとともに、直ちに防災対応に備えた作業に切り替え、警報や注意報などの防災気象情報の作成、発表のための作業を開始する。

また、実況の監視、解析などを通じて現在の状況がどのようなステージにあるか、今後の推移はどうか、など部外の防災関係機関への説明も想定しつつ、提供すべき情報や支援などについてもこの段階であらかじめ整理しておく。

なお、防災への対応については、上番中の作業はもちろん、平時においても気象災害や防災に関わる資料の収集や部内、部外を問わず防災担当者との情報共有などに努めることが大切である。

1. 3. 6 予報作業における留意点

具体的な予報作業を5つのステップに分けて解説した。これらはこれまでも繰り返し整理され、記述されているもので、特に目新しい内容ではないが、今日のように予報作業環境が大きく変わりつつある中で、予報担当者が日々の作業を通じて基本的な予報技術を維持し、向上させていくための作業内容や手順を確認するものである。

最後に日々の予報作業で特に留意すべき点をまとめておく。

- ① 実況の解析や監視においては、例えばレーダーエコーの強度や下層の水蒸気フラックスなど一旦注目した要素だけの監視に陥りがちである。監視や検討のポイントが偏らないよう、現象を広く俯瞰する。顕著現象が切迫している状況であっても、近視眼的思考に陥ることのないように、現象を広い視点から俯瞰することは大切である。
- ② 現象は刻々と変化するため、監視要素を固定的に考えることは避けて、その時点で最も重要と考える要素を優先しつつ、他の要素についても適宜目を向けることを心がける。
- ③ 注意報や警報などの防災気象情報の作成、発表に関わる作業中であっても、現象の変化の見落としなどを防ぐために、実況監視や解析などの重要な作業は片時も休まず継続する。
- ④ 適切な防災対応が求められるのは注意報や警報などの発表後も同様であり、例えばそれに続く気象情報の作成、発表やさらに高いレベルの警戒への対応など必要な一連の作業において「対応の遅れ」が生じることのないよう作業を進める。
防災対応などの作業が一段落したと思える時間帯には、改めてそれまでの作業の点検や確認を行うとともに、遅滞なく次の作業に移行する。
- ⑤ 実況の解析や解釈、数値予報やガイダンスの解釈など各種資料は複数の目で確認、検討することが重要で、見落としの防止や対応の遅れを避けるためにも、当番の引継ぎ時や上番中の当番者間での情報の共有を確実に実施する。

1. 4 今後の予報官の役割 ～ 気象防災に向き合う予報官 ～

予報官は日々の予報作業の積み重ねによって、あるいは様々な技術資料、過去の知見などから予報技術の向上に努めることは当然だが、これからの予報官に求められる役割は、天気予報や警報や注意報、気象情報を作成、発表するだけでなく、国民の生命や財産を守るための気象防災に関わる知識やその解説技術を習得し、日頃から広報活動や啓発活動に取り組むとともに、顕著現象の発生に際してはそれを十分に活用して、防災関係機関の防災活動や住民の防災行動に寄与することである。

平成23年の台風第12号による紀伊半島を中心とした記録的な大雨や平成24年7月の九州北部豪雨、平成25年の台風第26号による伊豆大島での土砂災害など、ここ数年だけでも大きな気象災害が頻発しており、一連の災害を振り返る時、少なくとも人的な被害を最小限に抑えるという点からは、予報官の適切な量的予報やそれに基づく警報や注意報などの防災気象情報が必ずしも有効に機能したとは言えない状況がある。気象災害を防止するためには、予報官として予報技術に基づく予報作業を適切に実施するだけでなく、地方公共団体や報道機関などを通じた防災対応にこれまで以上に積極的に関わって行かなければならないことは明らかである。

気象防災に関わる知識、技術は、気象庁内での災害に関わる調査や部外の防災関係機関との連携、調整など防災に関わる業務に日々専門的に携わっている担当者だけのものではなく、災害をもたらすような顕著現象をリアルタイムで監視し、予測する当事者として予報官自らが積極的に習得し、活用すべきものである。

予報官は顕著現象の発現時には、単に適切な防災時系列を作成して警報や注意報などを発表するだけでな

く、気象防災に関わる知識や技術を活用して、予想した量的な見積りに対して、どこでどのような現象が起こるのか、またそれによって予想される災害や必要な防災対応などにも考えが及ぶ、地域の『気象防災の専門家』としての役割が求められる。

「予報技術」、気象防災に関わる「防災知識」と「解説技術」という3つの技術と知識を三位一体のものとして身につけ、必要な場合には積極的にそうした知識、経験の活用を図るべきである。

具体的には、気象の見通しを情報として提供するだけでなく、どの地域でいつ、どのような現象が予想されるのか、それによってどのような災害が予想されるのか、さらにそうした災害を防ぐためにどのような対策、どのような行動が必要であるのか、といった防災対応に結び付く的確な情報あるいは解説を加えて地方公共団体の防災活動を支援したり、報道機関などを通じて個人個人の防災行動につなげることが重要である。

予報技術は、上述した予報作業のポイントを十分に理解した上で、日々の予報作業を着実に実施していく中から経験知として積み上げるとともに、事後においても現象を的確に把握していたか、予測資料の精度やそれに基づく予報の点検などを行い、課題がある場合にはその解決方策などについて整理、検討することによって得られるものである。

防災に関わる知識の習得には実際に発表した警報や注意報を含めた防災気象情報の内容や発表のタイミングは適切であったか、などについて防災の視点から事後の整理と検証を行うとともに、顕著現象によって発生した災害の態様と被害の状況、地方公共団体や報道機関など防災関係機関の対応などについて情報を収集し、顕著現象と災害の関係などを把握しておくことが大切である。

さらに、自予報区内の地方公共団体の防災態勢や対応状況の把握、災害の発生危険度の高い地域の確認やハザードマップの内容などについてもあらかじめ承知しておくことも欠かせない。また、自予報区内や隣接予報区などで過去に発生した気象災害の状況や、自予報区以外であっても近時の災害について災害の状況、防災上の問題点、气象台としての対応などについて、整理しておくことも有効である。

解説技術は、顕著現象が発生している際の防災関係機関への解説や平時の啓発活動を問わず、上記の予報技術や防災知識を活用して、その地域の災害や防災対応などについての理解を広げ、顕著現象による災害が予想されるような状況においては、住民自らが安全のための行動をとることができるよう平易に分かりやすく伝える技術である。

日々の予報作業においてはこうした機会は少ないものの、気象災害の発生が予想されるような状況に至った場合に適切に対応できるよう、研修や部外機関との打ち合わせなどの機会をとらえて技術の習得に努めておかなければならない。

最後に、顕著現象の発生とそれに伴う災害はどのような場合であっても、予報作業の現場を預かる予報官として決して『想定外』の出来事であってはならない。これに的確に対応することこそ予報官としての本務である。

通常の予報作業においても、顕著現象の発現に備えて「まさか・・・」ではなく、「もしも・・・」への的確な対応ができることを予報官の必須の条件と心得ておきたい。

第2章 実例に基づいた予報作業の例

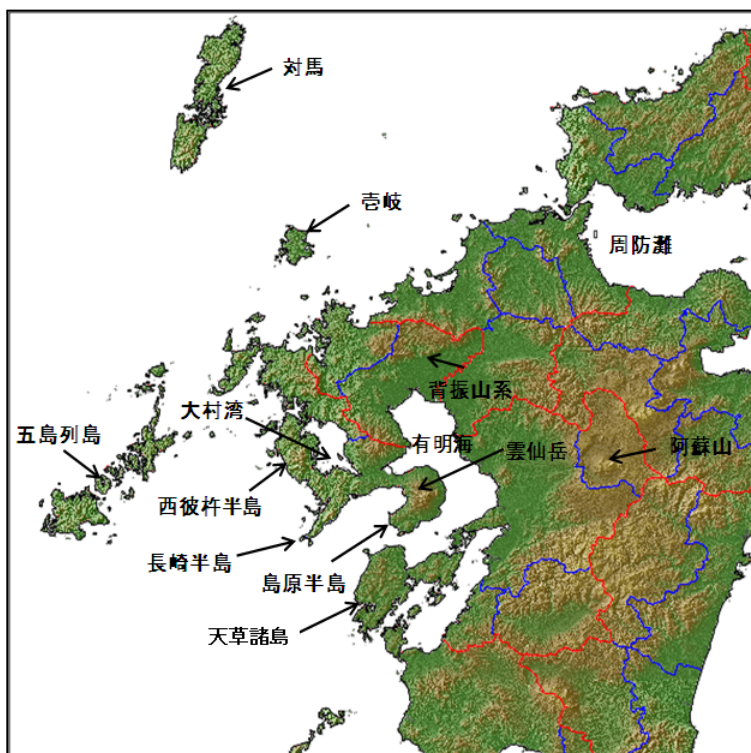
2.1 大雨の事例（平成24年7月九州北部豪雨）

2.1.1 はじめに*

2012年7月11～14日、九州北部（第2.1.1図）では梅雨末期の大雨による土砂崩れ、河川のはん濫などにより死者・行方不明者が32名となる甚大な災害が発生した（2012年7月27日消防庁調べ）。気象庁はこの記録的な大雨を「平成24年7月九州北部豪雨」と命名した。本事例において、現地気象官署は前日から府県気象情報、防災メールなどを出し、土砂災害、浸水害、河川の増水やはん濫への警戒を呼びかけた。また、大雨期間中、各気象官署は災害発生の危機感を地元自治体に電話で直接伝えるなどし、防災対応の支援を行った。

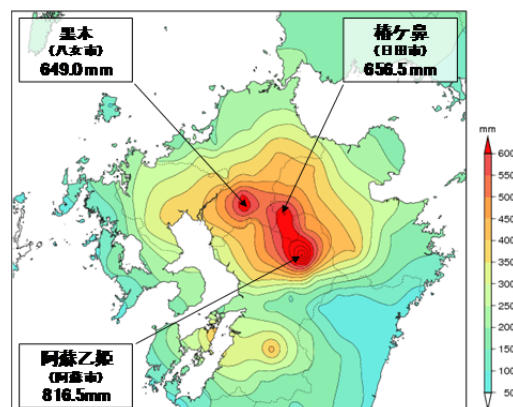
11～14日の4日間の総降水量（第2.1.2図）については、福岡県、熊本県、大分県で600mmを超えたアメダス観測所が4地点あり、うち、7月の月平均値の150%以上となった観測所が2地点あった（福岡管区気象台（2012））。また、大雨期間中の主な降水のピークは「12日未明～朝」と「14日未明～昼前」の2回であった。本節では、前半の大雨が始まる前の段階までの熊本地方気象台における標準的な予報作業の過程を、主に経験の浅い予報作業者を対象とし、説明する。

近年、数値予報資料やガイダンス資料の精度は向上しているが、顕著現象発生時に大雨警報を常に適切に運用出来るほど十分な予測精度には達していない。先ず実況観測資料から現象の推移を把握・解釈し、その後の予報に活かすことで、量的予報作業におけるガイダンス資料等の補正が可能となり、適切な大雨警報の運用に繋がる。次項では、これらの作業の具体的な進め方や思考過程、様々な判断の例を示す。今後の予報作業に応用していただきたい。



第2.1.1図 九州北部付近の地形図

（地形図は METI and NASA の提供による。）



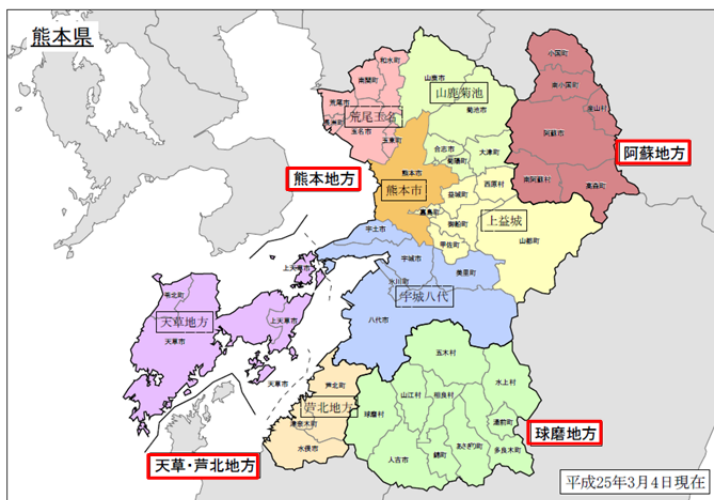
第2.1.2図 2012年7月11～14日の九州北部付近における総降水量分布図

*黒良 龍太、木下 仁（気象庁予報部予報課）

2. 1. 2 2012年7月12日の熊本県阿蘇地方を中心とした大雨*

2. 1. 2. 1 熊本県の細分と地形

熊本県の細分区域を第2.1.3図に示す。県内市町村の大雨警報（浸水害）の1時間雨量基準は60～70mmである（平坦地以外では80～90mmの所がある）。地形的に見て「コ」の字型に西方に開け、南西海上から暖湿気が流入しやすい。また、県の北側から東側にかけて九州山地が連なっており、暖湿気が山地の斜面に当たって上昇することにより、大雨がもたらされることが多い。なお、阿蘇地方は阿蘇外輪山に囲まれており、標高が400mを越す山地となっている。



第2.1.3図 熊本県の市町村

□：一次細分区域名、□：市町村等をまとめた地域名。

2. 1. 2. 2 7月11日日勤時のシナリオについて

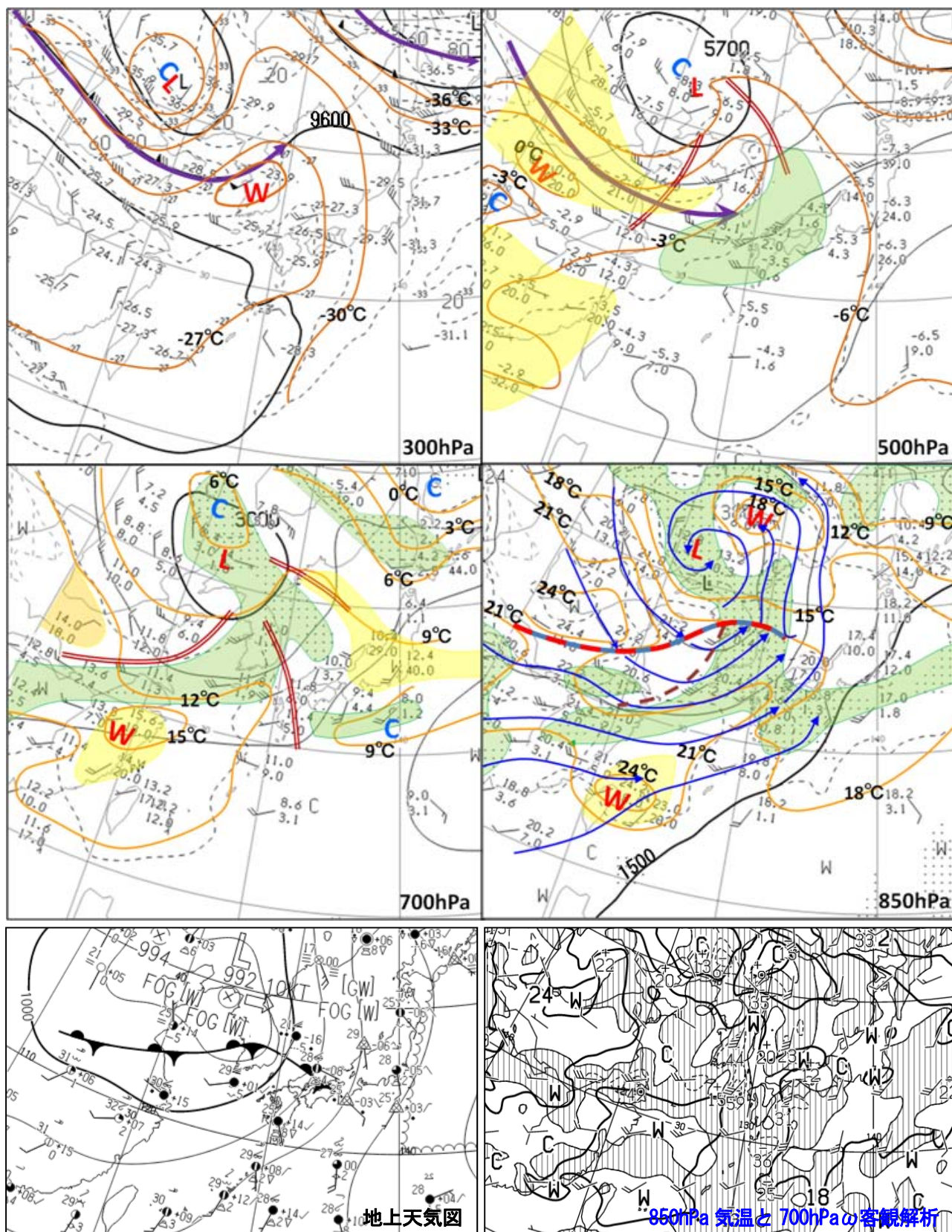
熊本県における11日18時～12日18時までの降水予測を対象としたシナリオ作成と1時間雨量の量的予報の作業について以下に示す。

(1) シナリオ作成における資料の検討作業

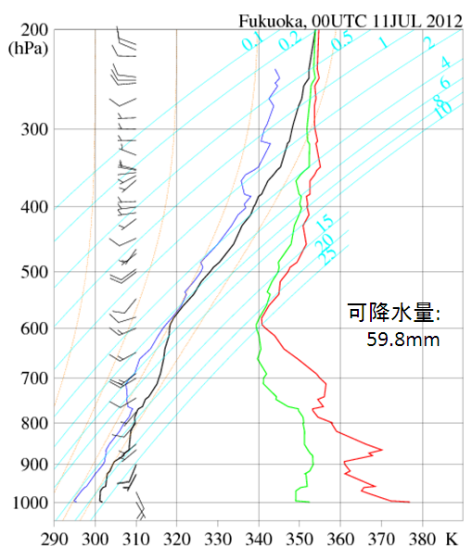
① 実況資料の確認

10日21時と11日9時の高層・地上天気図などから、総観場のじょう乱の状況や推移を確認する(第2.1.4図参照)。300hPa面ではチベット高気圧が大陸から東シナ海付近へ張り出している。チベット高気圧の東西走向のリッジ軸は次第に南にシフトし、11日09時の九州付近はチベット高気圧の北東象限に位置し、発散が卓越しやすい場となっている。この上層発散により中層では上昇流が顕在化しやすい状況と言える。中国東北区には寒冷渦があって南東へ進んでおり、その南側では高度約9600mに沿った強風軸が明瞭である。500hPa面における寒冷渦は中国東北区付近にほぼ停滞し、その周囲を回るトラフが日本海と黄海付近に進んでおり、図に表現していないがスケールの小さいトラフが九州付近を通過中である。高度5760～5820m付近の強風軸が黄海付近で明瞭化しており、この上流部に乾燥域があって朝鮮半島の一部に流れこみ始めている。トラフ前面の東シナ海から九州付近にかけては概ね暖気移流の場である。700hPa面では寒冷渦の周囲を回る3つのトラフを解析でき、ボツ海から華中へのトラフの前面に湿潤域があって、梅雨前線の雲域に対応している。850hPa面の前線の位置は、等相当温位線の集中帯や風を参考にする、相当温位約342K付近に解析できる。また、朝鮮半島西岸からチェジュ島の西への下層シアアが存在し、その前面では30kt前後の南西風により東シナ海付近では下層暖湿気の流れ込みが明瞭となっている。地上では梅雨前線が中国・四国地方にのび、九州は暖域内に入っており、次第に気圧の傾きが急になってきている。以上をまとめると、基本的に寒冷渦をまわる複数のトラフが梅雨前線の活動や動向に影響を与える場となっており、地上の梅雨前線の位置は850hPaの等相当温位集中帯と対応は概ねよい。九州は暖域内にあたり、下層の相当温位はかなり高い。接近中の下層シアア前面では南西風による水蒸気フラックスが大きく、対流雲が発達しやすい場にある。さらに、500hPa面の乾燥域が下層シアアの西側から接近中で、この乾燥域の前面では対流雲の側面から乾いた空気が入り、蒸発により気温が低下するため、この高度より低い気層では不安定化が進むため、対流雲がさらに発達することが予想される。

*黒良 龍太、木下 仁（気象庁予報部予報課）横田 稔、田代倫裕、大櫛熊典（熊本地方气象台）

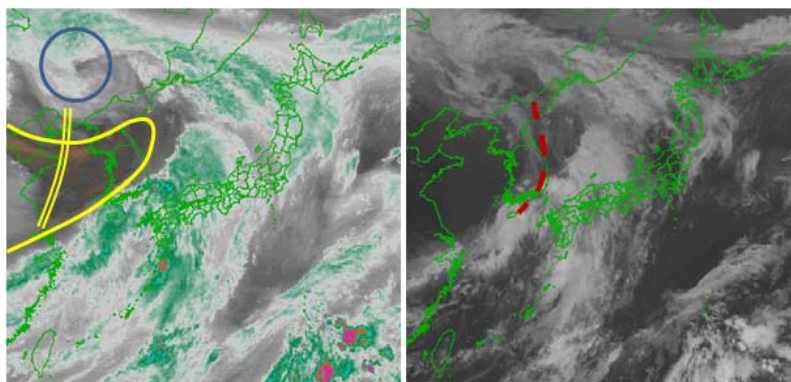


第2.1.4図 2012年7月11日9時の300、500、700、850hPa面高層天気図と地上天気図、850hPa気温・700hPawの客観解析
 青実線：流線(850hPa)、紫実線：強風軸(300, 500hPa)、茶色二重線：トラフ(500, 700hPa)、茶色破線：下層シア(850hPa)、
 橙色実線：等温度線、緑色着色域：湿潤域(湿数が3度以下)、黄色着色域：乾燥域(露点温度差が18度以上)、
 青と赤の実線：前線の位置(850hPa面)を示す(九州付近とその西側以外では解析していない部分あり)。



第 2.1.5 図 福岡の温位エマグラム
(2012 年 7 月 11 日 9 時)

黒線：温位、青線：露点温度から求めた温位、緑線：相当温位、赤線：飽和相当温位、水色線：等飽和混合比線、
オレンジ線：飽和相当温位が一定となる線。



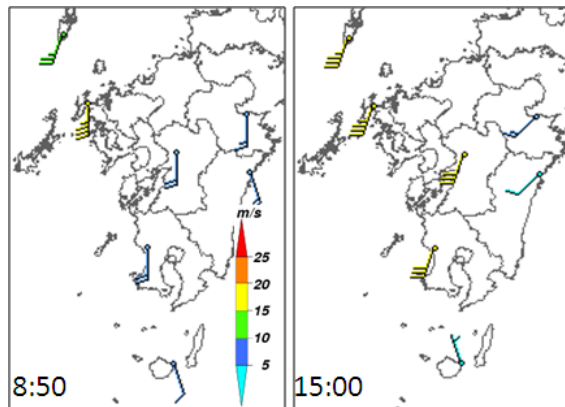
第 2.1.6 図 2012 年 7 月 11 日 15 時の水蒸気画像(左)と赤外画像(右)
黄色実線内：暗域、黄色二重線：トラフ、青丸：寒冷渦、茶色破線：下層シアー。

次に、11 日 9 時の福岡の高層実況を確認する。第 2.1.5 図に示す温位エマグラムでは、可降水量は約 60mm と大きく、下層の相当温位も 350K 程度と高いが、地上付近は南寄りの風で海上の湿った空気が流れ込みにくい風系となっている。下層や中層は乾燥しており、自由対流高度も高く、対流が発生しにくい状況である。この時点では、まだ短時間強雨が継続する状況とはなっていない

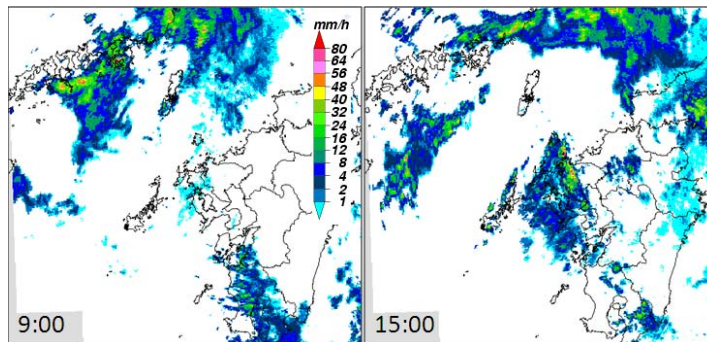
と判断する。

11 日 15 時までの衛星画像から、梅雨前線付近の雲域の状況を確認する(第 2.1.6 図参照)。水蒸気画像では中国東北区の寒冷渦が明瞭でゆっくり北上しており、その南側には暗域が存在し、15 時には大陸から朝鮮半島、一部は日本海に進入している。また、黄海付近に東進中のトラフを解析できる。赤外画像では、暗域の南から南東側に梅雨前線暖域内の雲域があって、華中から対馬海峡、日本海へのびている。下層シアー(同図中茶色破線)の前面では、対馬海峡から山陰沖に発達した対流雲域があるが、暗域(上・中層の乾燥域と対応)に覆われている領域では対流活動がみられない。一方、チェジュ島付近は暗域前面にあたり、組織化した対流雲域がみられる。

ウィンドプロファイラの観測による九州付近の下層風を第 2.1.7 図に示す。11 日朝、九州付近は南よりの風であったが、朝鮮半島付近を東進する下層シアーの接近により、次第に南南西風に変化しながら強まり、九州西岸では海上の湿った空気が流れ込みやすい場が変わってきている。雷を伴う降水域は、この風系の変化の影響を受けて、朝は九州南部中心であったが、昼頃から五島列島や九州西岸が中心となっている(第

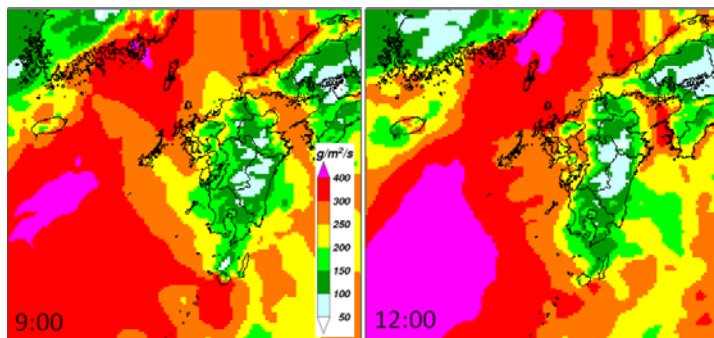


第 2.1.7 図 高度 690m の風(2012 年 7 月 11 日)
8 時 50 分と 15 時のウィンドプロファイラの観測。



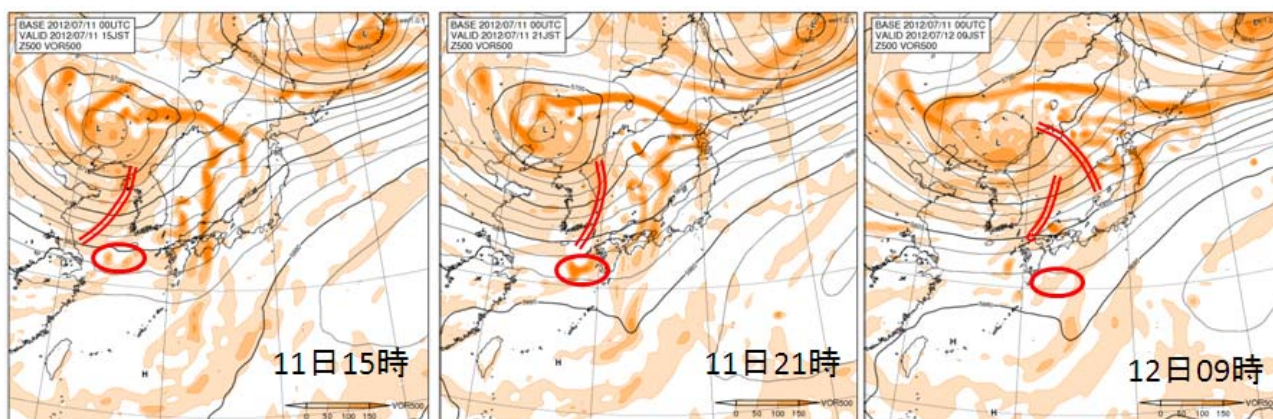
第 2.1.8 図 九州付近におけるエコー強度
2012 年 7 月 11 日 9 時(左)、15 時(右)。

2.1.8図参照)。15時に長崎県に進んだ南北走向の降水システムは東進速度が早く、1時間雨量は20mm程度であったが、10分間雨量では15mm以上を観測し、警報級の短時間強雨のポテンシャルが高まってきていると考えられる。また、15時の対馬の南西海上では、下層シアアの南端付近で発達していると考えられる別の降水システムが組織化しつつある。



第2.1.9図 MSM初期値の500m高度の水蒸気フラックス
2012年7月11日9時(左)、12時(右)。

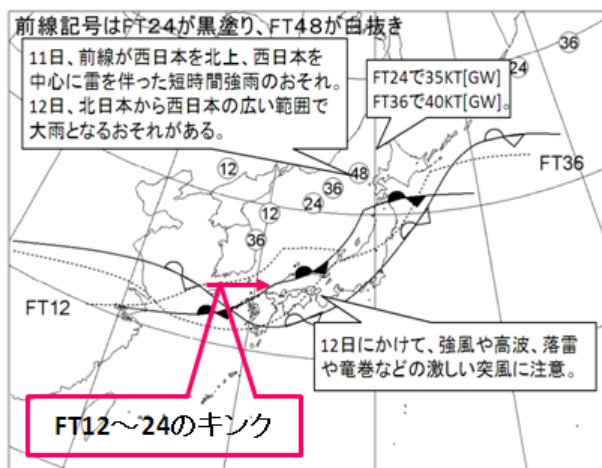
この下層シアアの接近前後の降水を予想する上で、九州の西海上における下層の暖湿気の流れを確認しておく必要がある。そこで、毎時大気解析などを活用して状況を把握する。11日9時～12時、九州の西海上では、MSM初期値の500m高度の相当温位は約360Kであり、九州西岸でも次第に相当温位が高まってきている。また、図は示さないが毎時大気解析950hPaの南西風の20m/s以上の領域が拡大しており、これに合わせて、MSM初期値の500m高度の水蒸気フラックス(以下500mFLWV)が400g/m²/sを超える領域も広がっており(第2.1.9図参照)、熊本県沿岸部の一部でも500mFLWVが集中豪雨の目安となる250g/m²/s(第5章第5.6b図参照)程度にまで高まっている。500mFLWVの値が非常に大きいため、降水システムが発生すれば、供給される多量の水蒸気により、集中豪雨をもたらすような短時間強雨が持続する状況にあることがわかる。



第2.1.10図 GSM(2012年7月11日9時初期値)の500hPaの高度と過度の予想図
赤色二重線はトラフ、赤色楕円は正過度域を示す。

② 予想資料の確認

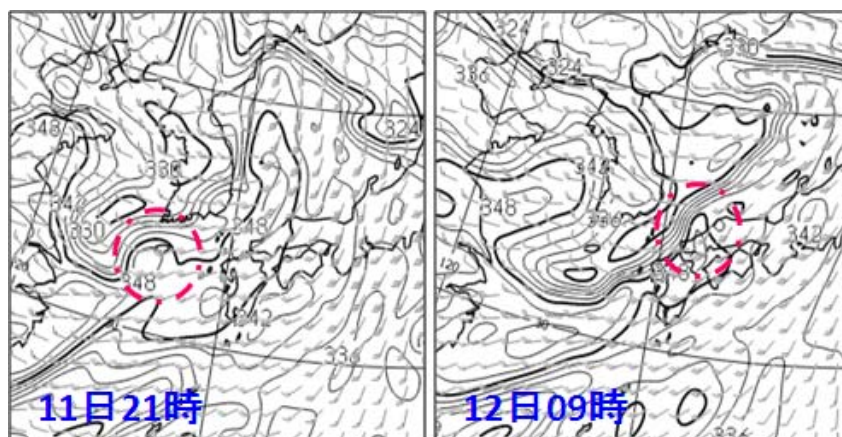
GSMの500hPa面予想天気図(第2.1.10図)から、中国東北区の寒冷渦は12日朝まで停滞することが予想される。この寒冷渦の周囲をまわるトラフは11日21時～12日03時に九州北部付近に接近し、その南の正過度極大域も11日21時頃から九州南部へ進入する予想となっている。また別のトラフが12日9時頃に再び九州北部付近に接近する予想である。九州北部では、これら2つのトラフ前面や正過度極大域付近での降水システムの発生・発達が想定される。なお、15時の水蒸気画像から解析できるトラフ(第2.1.6図(左)参照)



第2.1.11図 中央指示報の主要じょう乱解説図
(2012年7月11日15時発表)

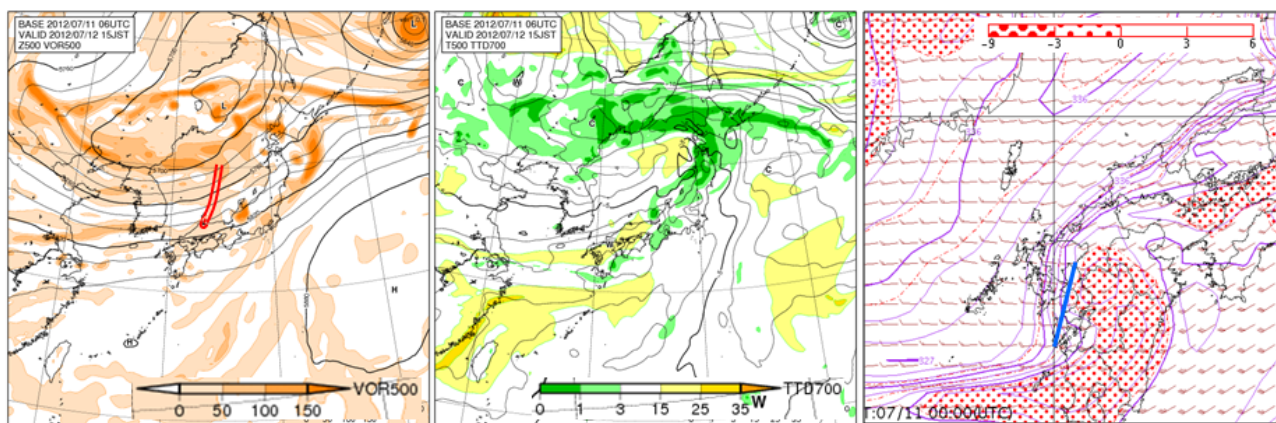
はGSMによる500hPa面トラフの予想より西側に位置しており、着目する必要がある。

中央指示報の主要じょう乱解説図を第 2.1.11 図に示す。これによると、梅雨前線上のキンクが黄海で顕在化し、対馬海峡付近を12日未明～朝にかけて通過する。前線はその後南下する予想で、12日夕方頃に熊本県内を通過する予想となっている。中央指示報の中には、「前線上のキンク位相などで降水システムが組織化」との記述がある。GSMの850hPa面相当温位、風予想図(第 2.1.12 図)から、前線の位置は等相当温位線集中帯の南縁(約 342K)と対応しており、キンク付近では相当温位 348K の暖湿気が予想されている。また、12日9時の予想では、九州付近の等相当温位線集中帯の前面で西南西風 30～35kt 程度、後面で西風 10～15kt 程度と弱く、下層シアアが存在している。ただし、これに対応する収束はあっても、大きくないと見込まれる。700hPa面の上昇流は、この下層シアア付近の南側に予想されている。



第 2.1.12 図 GSM の 850hPa 面の等相当温位線と風の予想図
2012 年 7 月 11 日 09 時初期値。鎖線の円は地上キンク付近の位置を示す。

「前線上のキンク位相などで降水システムが組織化」との記述がある。GSMの850hPa面相当温位、風予想図(第 2.1.12 図)から、前線の位置は等相当温位線集中帯の南縁(約 342K)と対応しており、キンク付近では相当温位 348K の暖湿気が予想されている。また、12日9時の予想では、九州付近の等相当温位線集中帯の前面で西南西風 30～35kt 程度、後面で西風 10～15kt 程度と弱く、下層シアアが存在している。ただし、これに対応する収束はあっても、大きくないと見込まれる。700hPa面の上昇流は、この下層シアア付近の南側に予想されている。



第 2.1.13 図 GSM(2012 年 7 月 11 日 9 時初期値)の 12 日 15 時の予想図
左は 500hPa 渦度と等高度線、中央は 850hPa 気温と 700hPa の湿数、右は 850hPa の相当温位と SSI。
赤二重線は 500hPa 面のトラフ、青実線は 850hPa の下層シアアの位置を示す。

12 日日中の予想について考察するため、第 2.1.13 図に 12 日 15 時の GSM 予想図を示す。これらの図によると、500hPa の寒冷渦は中国東北区で弱まり、沿海州に主体を移す。12 日 9 時頃に九州北部へ接近するトラフの後面に 700hPa の乾燥域があり、梅雨前線の南下が予想される 12 日 15 時頃には、この乾燥域が熊本県をほぼ覆う。850hPa 面では 12 日 15～18 時に下層シアアが県内を通過する予想となっている。このシアアは前面で南西風、後面が西風となっており、シアアの前面には約 350K の高相当温位域を伴っている。以上のことから、12 日日中はトラフ接近時に中層の乾燥域前面で、対流雲が発達・組織化するおそれがある。

これら GSM の予想資料の検討から、熊本県内の現象の大まかな流れは、次の通りとなる。

【梅雨前線の暖域内の期間 (11 日 18 時～12 日 15 時頃)】

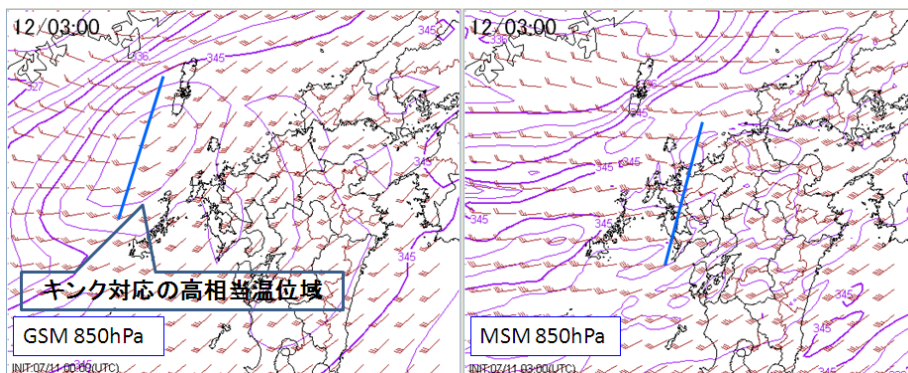
県内は梅雨前線の南側となり、キンク接近時を中心に、下層では南西風が強まり、暖湿気流入のピークがある。また、2つのトラフ接近時にも、暖域内の降水システムが組織化する可能性がある。これらのタイミ

ングでは、短時間強雨を伴う大雨に要警戒。地形性降水や地形による降水強化にも併せて要注意。

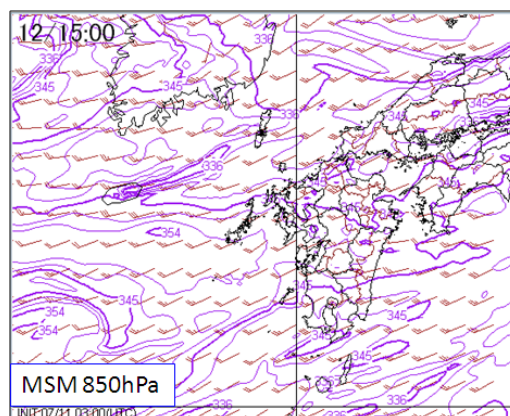
【県内を梅雨前線が南下する期間(12日15時~18時)】

梅雨前線が県内を南下する。前線近傍では下層収束は小さく、また中層は乾燥域に覆われてくるため、対流雲は発達しにくく、降水域は順調に南ないし東へ進む見込み。暖域内の短時間強雨には引き続き要注意。降り始めからの総降水量が多くなる地域は、土砂災害や洪水に要警戒。

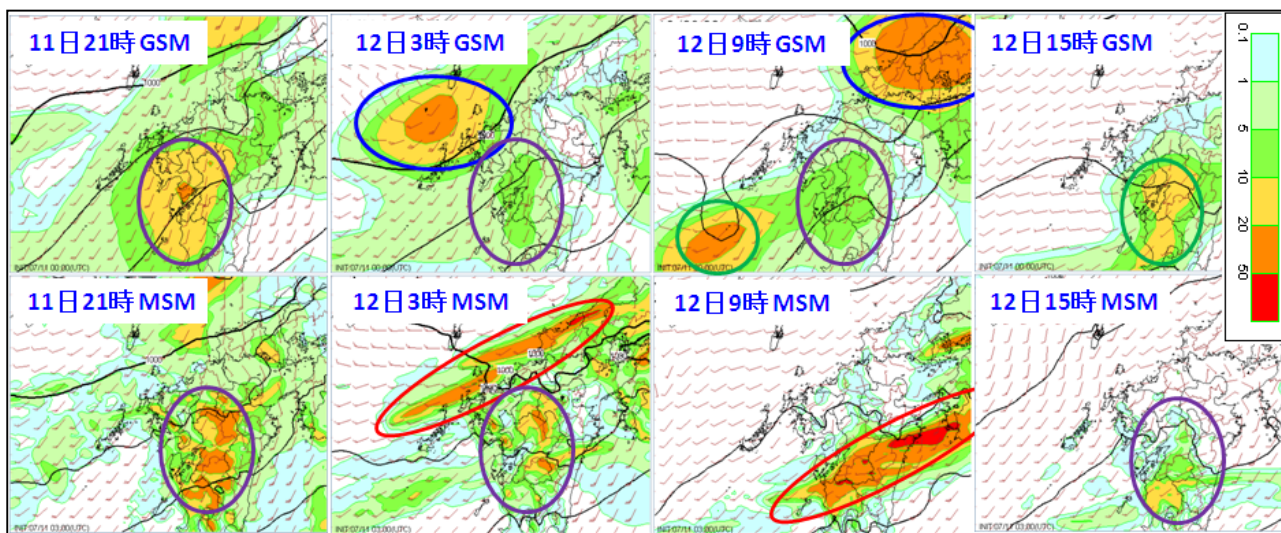
次に、MSMの予想資料の検討作業に入る。GSMによるシナリオのポイント部分を中心にGSMと比較し、シナリオの修正作業を行う。まずは、梅雨前線上のキンク接近時、850hPa面の相当温位と風(第2.1.14図)の比較を行う。GSMが予想するキンク対応の高相当温位域とシアアはMSMでは不明瞭となっており、シアアの位置はやや先行している。また、熊本県付近では、MSMはGSMより850hPa面の風速が強く、約50ktを予想している。以上のことから、この時間帯では、暖域内の下層シアア通過と下層暖湿気の流れ込みの強まりによる大雨が懸念される。



第2.1.14図 2012年7月12日3時の850hPa面予想図の比較
左図:GSM(11日9時初期値)の予想、右図:MSM(11日12時初期値)の予想、等値線は相当温位、青線は下層シアアの位置を示す。



第2.1.15図 2012年7月12日15時のMSMの850hPa面の相当温位、風予想図
(MSMは11日12時初期値)



第2.1.16図 GSMとMSMの3時間FRRの比較(2012年7月11日21時から12日15時の6時間毎)

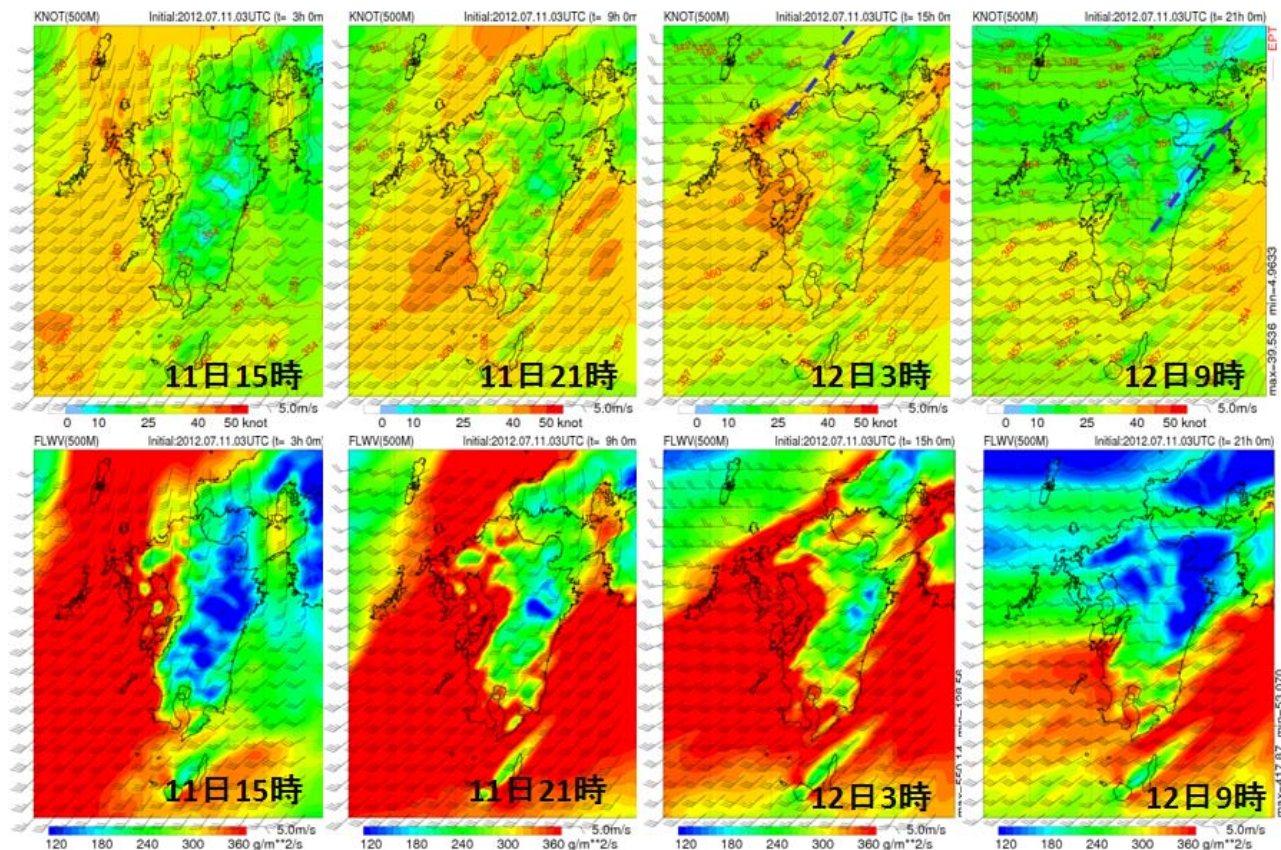
GSMは11日9時初期値、MSMは11日12時初期値。着色:3時間FRR、等値線:地上気圧、矢羽根:地上風。
青線内:キンク付近の強雨域、緑線内:下層シアアに伴う強雨域、紫線内:地形性降水、赤線内:前線南側の線状の強雨域。

同様にGSMで12日15時~18時頃に県内通過を予想している下層シアア(第2.1.13図(右図))について、MSMの予想資料を確認する。12日15時の850hPa面の相当温位と風の予想図(第2.1.15図)から、MSMでは下

層シアーがみられない。その後の予想図も比較すると、GSM では 12 日 18 時には等相当温位線の集中帯が鹿児島県にまで南下する予想だが、MSM では 12 日昼頃から熊本県付近には西海上から相当温位 345K 以上の暖湿気が流れ込む予想となっており、梅雨前線の南下がみられない。このことから、12 日昼以降の梅雨前線の動向については、モデル間に大きな違いがみられ、不確定性が大きいと判断する。そこで、サブシナリオとして、中央指示報の内容とは異なるが、MSM の予想資料から、12 日昼頃まで梅雨前線が南下した後は停滞または北上に転じ、熊本県内は 12 日日中は暖域内となる可能性もあると考える。

次に GSM と MSM の予想降水域を比較する。第 2.1.16 図に 11 日 21 時～12 日 15 時の両モデルの 6 時間毎の 3 時間 FRR を示す。地形性降水については、紫色楕円で示した通り GSM と MSM 共に表現し、ピークは 11 日夜で、その後 12 日 15 時頃にかけて予想されている。この降水の分布表現は地形が細密な MSM の方がよいと考えられる。12 日 3 時～9 時は、GSM ではキंक近傍の降水域が対馬海峡から中国地方に進むが、MSM では明瞭なキंकの予想はなく、西南西から東北東走向の線状の降水域を表現している。MSM で予想されている線状の降水域は熊本県付近では 12 日 3 時～9 時頃に予想されている。

地形性降水や梅雨前線の暖域内での降水の強まりを検討する上で、この事例では上層に明瞭な寒気がないことから、下層の暖湿気や風の状況を確認することが重要である。そこで、MSM の 500m 高度の風、相当温位、水蒸気フラックス、鉛直シアーの予想資料を確認する。



第 2.1.17 図 MSM の 500m 高度の風と相当温位(上段)、水蒸気フラックス(下段)の予想図

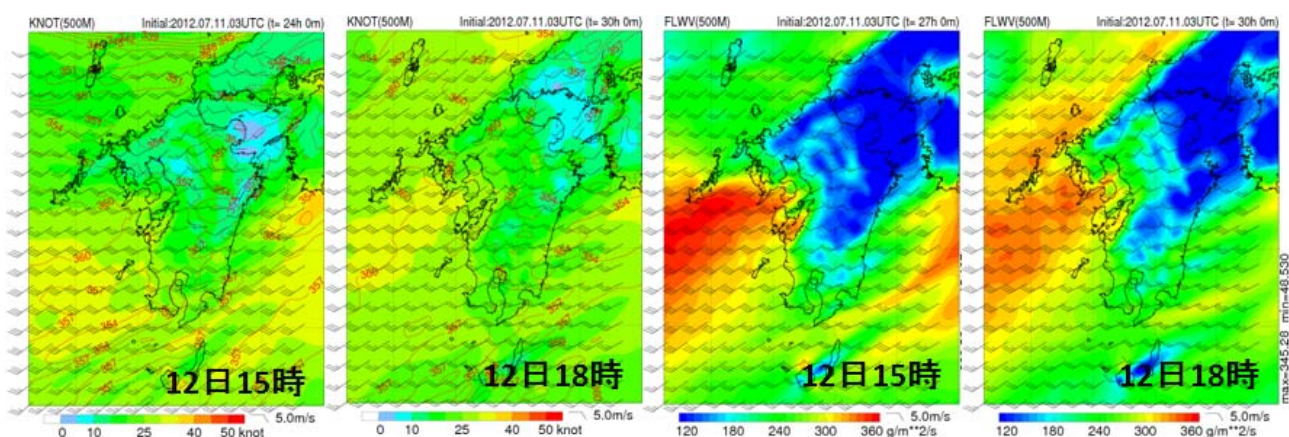
2012 年 7 月 11 日 15 時から 12 日 9 時の 6 時間毎の予想図を示す。MSM の初期時刻は 11 日 12 時。

上段の色の分布は風速、等値線は等相当温位線、青破線は下層シアー、下段の色の分布は水蒸気フラックスを示す。

第 2.1.17 図の上段の図から、熊本県周辺では相当温位のピークは 11 日 18 時～12 日 3 時で約 360K となり、このピーク前後の時間帯でも 350K 以上の非常に高い状況が続く予想となっている。風向は 11 日 18 時頃から南南西から南西に変わり、風速のピークは 11 日 21 時～12 日 3 時過ぎとなっている。これは、12 日 3

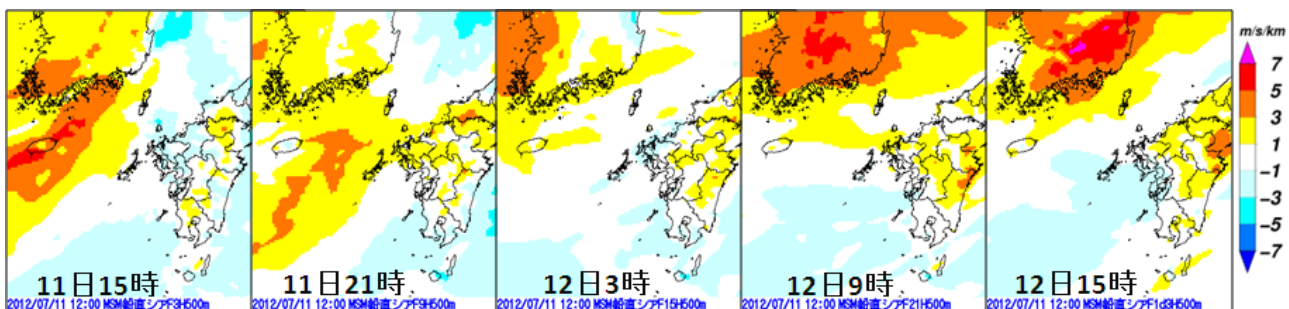
時に山陰沖から九州北部へのびる下層シア（第2.1.17図上段の青破線）の接近により、風速が強まっているためと考えることができる。12日6～9時には、また別の下層シアが熊本県付近を通過し、風向は南西から西南西に変化する予想となっている。第2.1.17図の下段の図から、11日15時～12日6時頃は500mFLWVの値が大きい状況が続き、その後北から次第に小さくなる。以上から、12日昼までの予想では、梅雨前線の暖域内や地形による降水強化を主体に考えて、500mFLWVを重視すると、11日21時～12日6時の時間帯が警報級の短時間強雨を伴う大雨に最も警戒を要すると考えられる。

第2.1.18図に、第2.1.17図と同じ要素の12日15時と18時の分布図を示す。熊本県の西海上で一旦弱まっていた西南西風が12時以降一時的に30～35ktと強まり、500mFLWVは15時頃に県南部沿岸部を中心に一時的に大きくなる。このように、梅雨前線が県内を南下しない場合、12日15時頃に下層の暖湿気の流れ込みが一時的に強まる影響で、南部を中心に暖域内の対流雲や地形性降水が発達しやすい場となることが予想される。



第2.1.18図 MSMの500m高度の風と相当温位(左側2枚)、水蒸気フラックス(右側2枚)の予想図
 2012年7月12日15時と18時の予想図を示す。MSMの初期時刻は11日12時。
 上段の図は、分布は風速、等値線は等相当温位線を、下段の分布は水蒸気フラックスを示している。

アデスの統合ビューワで表示できる500m高度データの中に「鉛直シア」（地上から約3kmと約500m間の風速差）がある。加藤(2011)は、この値が大きいほど降水システムが組織化されやすいことを説明している。この鉛直シアの推移から、降水システムが線状に組織化されやすい状況に変化しているかを予測することができる。第2.1.19図に鉛直シアの分布予想図を示す。11日21時頃から九州北部付近では鉛直シアが大きくなり、その後12日日中にかけて山間部を中心にやや高い状況が続く。また11日21時には五島列島の西から南西の海上で大きく、海上で組織化した降水システムが九州北部へ進入するおそれもある。この資料から、熊本県内では11日21時頃～12日日中に、線状の降水システムが発生・持続する可能性あると考える。



第2.1.19図 MSM(初期時刻2012年7月11日12時)の500m高度面データ・鉛直シア分布の予想図(11日15時～12日15時)

最終的な現象のシナリオを組み立てる前に、数値予報資料と現時点の実況のずれを確認する。GSMが予想

しているキンク付近の雲域では、11日15時の赤外画像(第2.1.6図の右)とその3時間前の画像との比較から、雲頂高度が下がってきている。また、数値予報の下層風とウィンドプロファイラの観測を比べると、11日15時頃に平戸で約50ktの観測があるが、GSMの下層風速は実況より弱く、MSMの方が実況に近い。以上のことから、キンク近傍や下層風系の予想について、MSMの方が精度のよい状況と判断する。

③ 現象のシナリオと想定される強雨イメージ

これまでの検討をまとめると、「12日18時までに予想される現象のシナリオ」は次のようになる。

- 熊本県は12日昼過ぎにかけて梅雨前線の暖域内に位置し、下層は大雨の目安を超える暖湿気(500m高度の相当温位357K前後)が入る状況が続く。その後、梅雨前線は県内を南下するが、前線付近の下層収束が小さいことから、暖域内中心の大雨と判断する。
 - ⇒ 暖域内では、警報級の短時間強雨のポテンシャルありと判断。
 - (留意点) MSMの予想では12日午後の前線は停滞または北上傾向で熊本県内は通過しない予想。西南西から東北東走向の線状降水域も予想されており、前線が停滞すると強雨が持続するおそれがある。
- 九州の西海上でも暖湿気が流れ込み続け、暖域内の対流雲は発達しやすい。
 - ⇒ 島しょ部などによる強制上昇で対流雲が発生または、さらに発達し、熊本県に進入するおそれ。
- 500hPaのトラフが11日夜遅く～12日未明と12日9時前後に接近する。
 - ⇒ トラフ(暗域)前面で対流雲の活動がさらに活発化し、組織化するおそれ。
 - (留意点) 水蒸気画像によるトラフの位置とズレがあることに留意。
- 下層南西風は11日夜遅く～12日明け方がピークとなり、暖湿気の流入がさらに強まる。12日午後には、モデル間に差があり、下層シアー通過時や一時的な南西風の強まりにも留意。
 - ⇒ 地形性降水が発生しやすい地域で、大雨が持続するおそれがある。
 - ⇒ 鉛直シアーもあり、線状の降水システムが形成される可能性もある。
 - ⇒ 12日午後、下層シアー前面での強雨が更に強まる可能性。
- キンク付近の降水域は熊本県にはかからない予想。
 - ⇒ 暖域内の対流雲がキンクの接近で発達・組織化するおそれがある。
 - (留意点) MSMは予想しておらず、実況でキンク対応の雲域が衰弱傾向のため、この可能性は低くなりつつある。

以上から想定できる強雨のイメージについては、次の通りと解釈する。

- 南西風による地形性降水(トラフ接近で組織化するおそれ)
- 西海上の暖域内で発達した対流雲の進入(地形による強化も考慮)
- 長崎県島しょ部による強制上昇で対流雲が発生・組織化し進入
- 前線南下に伴う、暖域内の線状降水域の通過(MSM)
- キンクに伴う強雨(GSMの予想より南下すれば)
- 下層シアーに伴う強雨(12日午後、GSMの予想)

また、シナリオ検討項目をバーチャートにまとめると第2.1.1表のようになり、警報級の大雨の確度の高い時間帯を、11日夜遅くから12日明け方と予想する。これにより、警報・注意報・情報の発表や発表判断のタイミングは、11日夕方に大雨警報発表の可能性に言及する注意報とこれを補う熊本県気象情報を発表し、夜間の短時間強雨を伴う大雨に対する警戒を呼び掛け、大雨警報の発表判断は、実況解析・監視を行いつつ、11日夜に行うことを想定することができる。

第 2.1.1 表 2012 年 7 月 11 日日勤時のシナリオ検討項目

日付 時間	11日					12日				
	-18	-21	-24	-3	-6	-9	-12	-15	-18	
500hPa	寒冷渦を囲むトラフ					接近				
850hPa	対馬海峡付近の下層シア					接近 通過				
850hPa	下層シア(GSM)									
500m	下層シア(MSM)					通過				
500m	南西(西南西)風					強まる 風速ピーク 弱まる 一時強まる 弱まる				
500m	南西風の水蒸気補給					特に多い 前線の暖域側 多い 一時強まる 多い				
地上	前線との位置関係					前線の暖域側 接近 南下				
地上	キック									
予想	対流雲域の動向					かなり発達 雲システム組織化のおそれ かなり発達				
予想	短時間強雨					警報級の可能性有 警報級 警報級の可能性有				
予想	大雨(土砂・洪水)					注意 可能性あり 先行降雨の状況により可能性有				

(2) 現象のシナリオに基づいた量的予報作業

現象のシナリオに基づいて、ガイダンスや実況資料を参考に、最大1時間雨量の量的予報の検討に入る。

まずは、11日15時～16時の実況から目先の雨量予測を行う。九州北部では発達した降水エコーが海上から進入しており、10分間降水量で15mm以上を観測しているが、エコーの動き早く、1時間雨量は40mm以下であった。トラフ前面の発達した雲域が接近するまでは、この程度の状況が続くと判断して、量的予報の作業に入る。

GSMとMSMの1時間雨量の最大降水量ガイダンスを第2.1.2表に示す。警報級短時間強雨の期間の検討では、GSMよりMSMの予想の方が現状で精度が高いことを考慮し、シナリオによる期間を、MSMガイダンスを使い補正する。シナリオの期間は11日21時～12日6時だが、MSMの最大降水量ガイダンスでは500m高度の下層シア通過のタイミングにあたる12日6～9時にピークを予想しているため、警報級の期間を11日21時～12日9時とする。

第 2.1.2 表 熊本県の GSM と MSM の最大 1 時間降水量ガイダンス (2012 年 7 月)

GSM (左表) は 11 日 9 時初期値、MSM (右表) は 11 日 12 時初期値。平滑化していない値。

GSM	時刻	11					12				
		-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18
熊本県	熊本地方	40	42	46	41	34	48	51	48	49	28
	阿蘇地方	18	25	46	41	34	48	51	48	38	28
	天草・芦北地方	22	37	37	27	24	37	47	81	43	4
	球磨地方	20	21	35	28	28	34	45	47	49	11

MSM	時刻	11					12				
		-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18
熊本県	熊本地方	31	37	54	41	52	79	107	13	14	19
	阿蘇地方	20	27	52	49	47	53	21	6	7	10
	天草・芦北地方	21	40	34	11	29	85	71	17	25	24
	球磨地方	20	38	44	49	46	82	107	25	24	25

最大雨量については、1時間最大降水量ガイダンスがGSMで約80mm、MSMで約110mmが予想されており、実況のGPS可降水量が約70mm、MSMの予想でも約70mmが持続することから勘案し、最大を80mmとする。警報級以外の期間では地形性降水による短時間強雨を主に考え、ガイダンスを参考に12日12時まで50mmとし、12日12時以降は、シナリオで不確定な部分が多いため、MSMのガイダンスを参考に30mmとする。

第 2.1.3 表 熊本県の最大 1 時間雨量の量的予報

時刻	11					12				
	-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18
熊本県	熊本地方									
	阿蘇地方									
	天草・芦北地方									
	球磨地方									

降水の分布について、警報級の短時間強雨は、地形性降水が強まる地域の方が可能性は高いが、暖域内で発生し海上から進入してくる強雨域も想定できることから県内全域とする。地形性降水による強雨の予想領域については、MSMの最大降水量ガイダンスの分布にもよく表現されており、天草・芦北地方を除いた3つの一次細分区域とする。また、12日昼前については県南部を中心に下層の暖湿気の流れ込みが強くなること

から、北部より南部を多く予想することとする。12日12時以降は、モデル間の表現に大きな差があることから、地形性降水の雨量分布を採用する。

以上の検討から、一次細分区域別の最大1時間雨量予想を第2.1.3表のように考える。なお、一次細分区内のより詳細な予想雨量分布については、南西斜面を中心にここで示した最大雨量予想を配置するなどの作業を行うことも考えられる。

2. 1. 2. 3 大雨時の実況監視と大雨警報の発表判断

11日18時以降から最初の大雨警報発表までの実況監視の作業と大雨警報（浸水害）の発表判断について以下に解説する。

(1) 実況監視の作業について

① 実況監視の着目点

前項に述べたシナリオに基づいて実況監視の着目点を整理しておく。大雨が始まると、警報、注意報、府県気象情報等への対応などで、実況解析にかけられる時間が少なくなる。着目点を容易に確認できるように、具体的な実況資料を事前に把握しておくことも重要である。

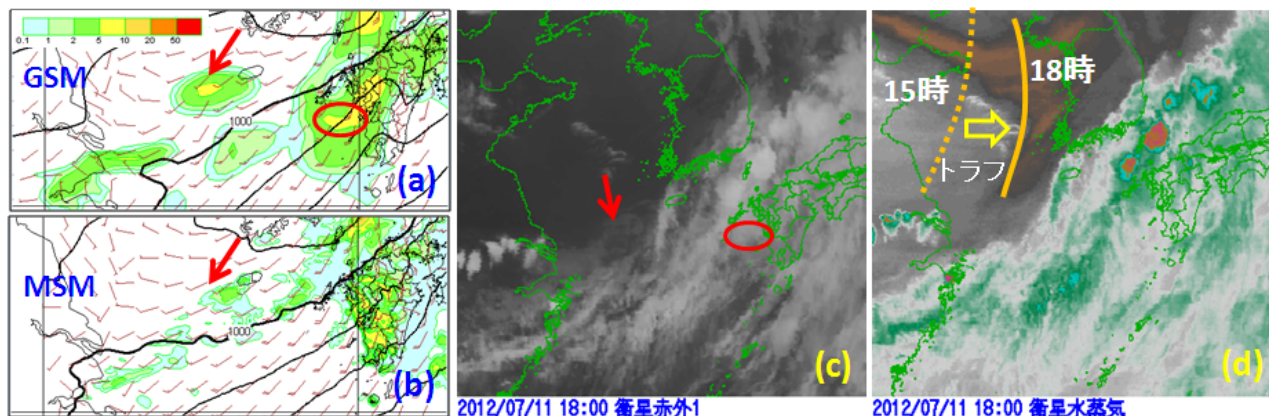
- 梅雨前線の動向
衛星、地上解析から把握。
⇒ 特に、チェジュ島や畿原の地上観測（露点温度や風）に着目。
- 黄海を東進するトラフの動向
高層天気図解析、数値予報の初期値、衛星から把握。
⇒ 水蒸気画像からトラフを追跡、暗域の動向の確認。
- 下層暖湿気の動向（南西風の強まりと暖湿気の変化）
毎時大気解析、数値予報の初期値、ウィンドプロファイラによる観測、地上局地解析の利用。
⇒ 雲仙岳（気温：標高678m、風：標高870m）などの観測時系列なども利用できる。
- 九州の西海上での対流雲の発達・組織化
衛星、レーダー、LIDENによる雷の発生状況による監視。
⇒ エコー頂高度の変化、エコーの走向と進行方向の把握。
- 地形性降水の状況の監視
衛星、レーダー、解析雨量、雨量計、地上局地解析による監視。
- GSMの予想にある前線上のキンク付近の動向
衛星による対流雲域の動向の把握。

② 11日18時までの実況監視

11日15時の速報天気図によると梅雨前線は朝鮮半島に停滞しており、着目している梅雨前線上のキンクは解析されていない。このキンク付近の状況について、衛星画像と数値予報資料を比較する。

第2.1.20.図に、11日18時のGSMとMSMの予想図、赤外画像及び水蒸気画像を示す。図中の赤矢印でGSMのキンク予想位置を示しており、MSMではキンク表現は弱い。赤外画像では下層雲はあるものの衰弱した傾向が続き、18時にも発達した雲域は含まれず、GSMのFRRは過大であり、MSMの方がこの付近の予想表現がよいと判断できる。また、水蒸気画像から黄海付近を東進するトラフを解析できる（図中の黄色点線が15時の位置、黄色実線が18時の位置）。予想されたキンク対応の下層雲域よりトラフが先行しつつあり、トラフ近傍には暗域があって、この下層雲域を覆っている。暗域では上・中層が乾燥しており、対流雲の発達が抑

制されていると考えられる。GSM では九州の西海上で FRR の極大域(図中赤線内)を予想しているが、赤外面像では発達した雲域はない。さらに、解析雨量でも解析されておらず、この FRR も過大な表現となっている。一方、このトラフ付近の暗域前面にあたるチェジュ島付近では南南西から北北東にのびる組織化した雲域がみられ、発達していることがわかる。

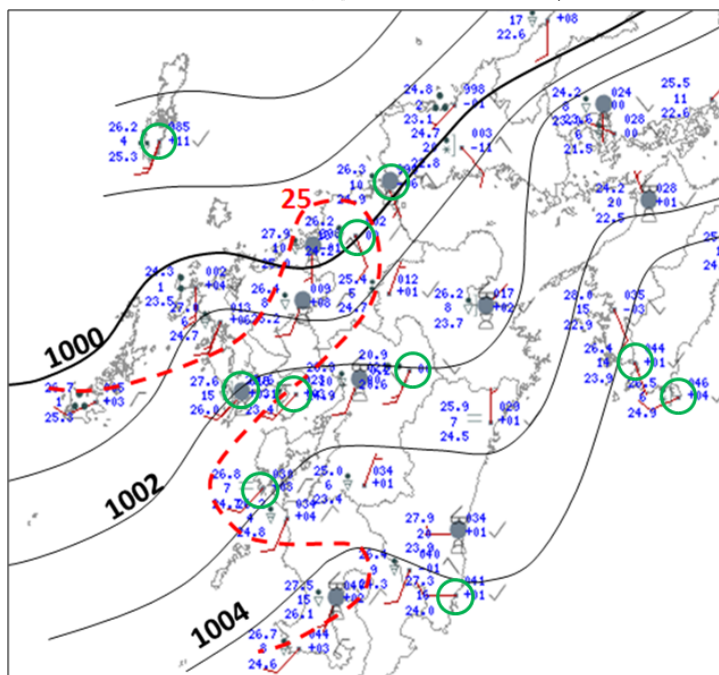


第 2.1.20 図 2012 年 7 月 11 日 18 時の GSM と MSM の予想図(1 時間の FRR、地上気圧と風) と衛星画像
 (a) は GSM(初期時刻 11 日 9 時)の予想図、(b) は MSM(初期時刻 11 日 12 時)の予想図。
 (c) は赤外面像、(d) は水蒸気画像を示す。矢印等の説明は本文を参照。

九州付近における下層風の状況がシナリオ通りか、18 時のウィンドプロファイラ約 1500m の下層風をモデルの予想と比較する。巖原では西南西の風で約 50kt が観測され、時系列図から次第に強まってきていることがわかり、実況の風速が GSM、MSM より 5~10kt 程度強くなっている。これは対馬に接近している下層の気圧の谷(下層シアーに対応)が両モデルより深いため、九州の西海上における実況の暖湿気の流れ込みが強まっているためと考えられる。

以上の 11 日 18 時までの実況の検討では、GSM の予想にあるキンクが実況にないことから、MSM よりシナリオを修正し、「キンクが九州北部付近を通過することはない、MSM の表現にある前線南下に伴う暖域内の線状の降水システムが県内を通過する可能性が高まった」とする。水蒸気画像のトラフ、暗域前面で対流活動が活発化・組織化しており、この外挿から、九州北部では 12 日 0 時前後にかけてトラフが接近し、11 日夜遅く以降の警報級短時間強雨の発生の可能性がさらに高まっていると考える。以降の実況監視の留意点として、実況の下層風がモデルより強いことから、予想より顕著な現象となるおそれがあり、下層風の変化を特に注視していく。

ここで示したように、実況監視においては、大雨等の顕著現象予想の確度の高まりや低下を意識した作業を行うことが、量的予報の修正や防災気象情報の適時・適切な発表



第 2.1.21 図 2012 年 7 月 11 日 21 時の局地天気図
 黒実線：等圧線、赤破線：露点温度 25 度の等値線、
 緑丸の観測点：18 時から気温・露点温度共に上昇した地点。

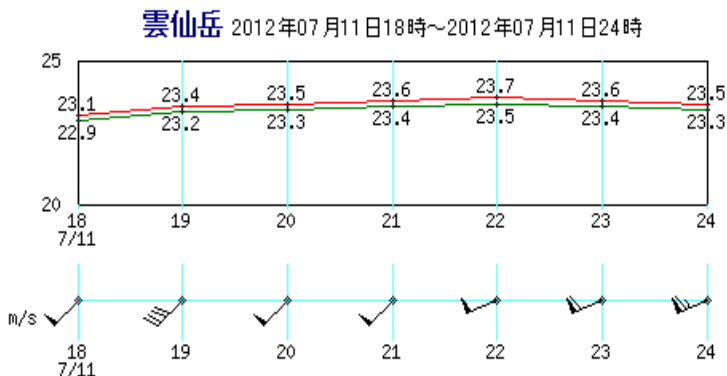
に繋がる。

③ 11日21時までの実況監視

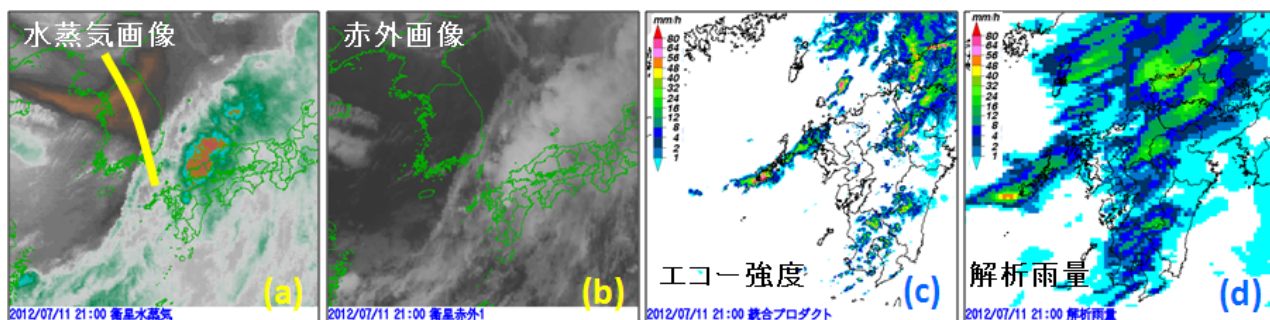
11日18時以降はリードタイムを確保した警報の適切な発表のタイミングを計る作業が重要となり、シナリオ通りに実況が推移しているか確認しつつ、警報の発表タイミングを判断することになる。この作業は、実況資料から顕著現象が予想される地域や警報級となるタイミングをさらに具体化する作業でもある。そこで、この作業のことを、ここでは「シナリオの詳細化」と呼ぶことにする。

19時～20時頃に長崎県へ進入した降水システムについて検討し、海上から陸上へ進む際の変化を把握することで、シナリオに沿った実況の推移か確認すると共に、今後の予想にも活かす。19時前に、南西から北東方向に並ぶ複数の点状エコーが長崎・佐賀県に進入し始め、次第に線状のエコーに変化した。20時には、エコー強度が強まり、福岡県に達している。この間、エコー頂高度は急速に高まり、20時には13km以上となった。10分間雨量は、長崎県内では10mm程度であったが、福岡県の山地では14mmを観測しており、この降水システムは九州に接近し、陸上に入ってから発達・組織化している。これらから、地形による降水の強まりや、500m高度データの鉛直シアの予想図から推測した、組織化しやすい状況と整合していることを確認できる。また、雨量については沿岸部より内陸で1.2～1.4倍程度に増加していることが確認でき、以降の予想に活かせる情報が得られた。

地上実況の監視作業では、局地天気図解析(第2.1.21図)から、対馬を通過した気圧の谷の南側では18時と同程度の気圧の傾きとなっていることが確認でき、風がすぐに弱まる傾向にないことがわかる。図中の緑色の円で囲った観測点は気温と露点温度が共に18時から上昇した地点で、熊本県付近の地上付近でさらに暖かく湿った空気が流入していることが把握できる。また、21時までの雲仙岳の観測(第2.1.22図)でも気温・露点温度共に上昇傾向で、風は南西10m/s程度を維持していることから、シナリオ通り下層暖湿気の流入の強まる場が継続していることがわかる。



第2.1.22図 雲仙岳特別地域気象観測所の観測時系列
赤線は気温、緑線は露点温度、風はペナント10m/s、長線は2m/s、短線は1m/sを示す。



第2.1.23図 2012年7月11日21時の衛星画像・エコー強度・解析雨量
(a)は水蒸気画像、(b)は赤外画像、(c)はエコー強度、(d)は解析雨量。(a)の黄色実線はトラフの位置を示す。

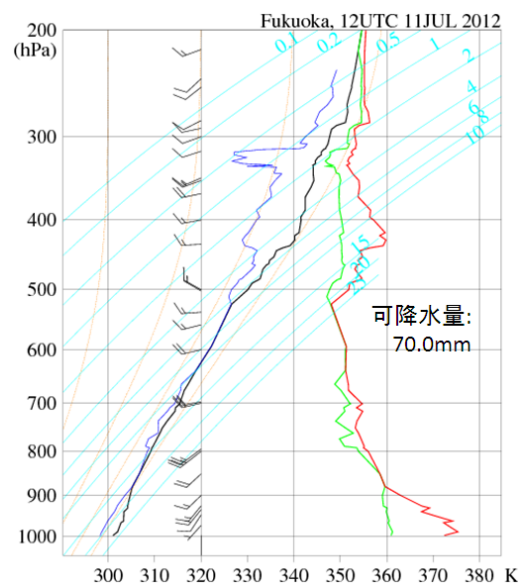
トラフの動向と暗域前面の雲域についての実況監視作業に移る。第2.1.23図に21時の衛星画像やエコー強度、解析雨量の実況図を示す。トラフは対馬海峡付近に進み、トラフ周辺の暗域とは別に、チェジュ島の南東海上に見られる暗域は南東側から上層雲が入り込んでおり、実際にはこの南東ないし東側には中層中心の乾燥域があると考えられる。この暗域前面では、西南西から東北東走向の東進するエコーが観測され、21時に

五島列島付近に達している。10分間雨量で17mmを観測し、解析雨量では約50mmとなっている。この降水エコーはGSM、MSM(共に11日15時初期値)の予想にはないが、降水短時間予報や外挿でも2時間後以降に熊本県へ進む見込みである。

21時の福岡の高層実況(第2.1.24図)では、下層は南西風で700hPaより上では西風となって鉛直シアが比較的大きく、組織的な雲域が発生しやすい場となっている。下層には相当温位約360Kの暖湿気が流れ込んでおり、9時に比べ湿っており、可降水量も70mmに増加している。SSIは-2.3、CAPEが1200J/kg程度と、大気の状態は不安定となっている。赤外面像から福岡県と熊本県の県境付近でも雲頂高度が高くなり、内陸でも不安定度が高まっていると判断できる。

この時刻のウィンドプロファイラの高度1500mの観測では、21時頃に巖原の風が西南西から西に変わり、下層シアが通過しており、その南側にあたる熊本では40kt前後の南西風が続いている。これらの実況はMSMの予想とほぼ合致している。

以上から、これまでのシナリオを変更する必要はないと判断する。



第2.1.24図 福岡の温位エマグラム
(2012年7月11日21時)

図の内容は第2.1.5図と同じ。

(2) 大雨警報の発表判断について

シナリオの詳細化を行うことは、大雨警報の適切な運用に繋がる。そこで、この作業について説明する。

① 11日21時の時点での大雨警報の発表判断の考え方

21時の時点での大雨警報の発表判断の考え方を次に示す。

1) 実況資料のまとめ

五島列島を通過中の降水システムが、19時頃長崎県を通過した降水システムと異なる点は、(a)暗域前面で組織化し海上でも発達していること、(b)走向が西南西から東北東で、南西風による暖湿気がより流入しやすい走向であり、ほぼ東進しているため降水の継続時間が長いことがあげられる。雲仙岳の観測や高層の観測から、下層暖湿気の流れ込みが強まる傾向が続き、大気の状態の不安定度が強まっている。また、実況では九州の内陸部で対流雲が発達する状況が続き、21時頃から鉛直シアが大きくなる予想もあり、降水システムが発達・組織化して、積乱雲のバックビルディング現象などにより停滞する可能性がある。

2) 警報級の降水システムに関する予想

五島列島付近の降水システムは、さらに発達・組織化しながら、長崎県を通過し、熊本県に接近・進入すると予測し、エコーの移動速度から、長崎半島付近には22時頃、熊本県北部には23時頃から進入すると推定する。熊本県北部を進みながらさらに発達し、西～南西斜面では地形による降水強化も加わり雨量が多くなる。これまでの実況から沿岸部と比べ、内陸部では1時間降水量が1.2～1.4倍程度に増加すると考えられる。さらに、降水システムが熊本県北部で線状となり持続・停滞する可能性もある。

3) 大雨警報の発表判断についての考察と対応

詳細化したシナリオに基づいて、大雨警報(浸水害)の発表判断について検討する。

熊本県北部の大雨警報基準(1時間雨量)の最小値は60mmであり、対流雲が発達しながら接近することから、海上や長崎県で1時間雨量が50mm程度となりそうな時点で警報を発表することが適切であると判断できる。また、顕著現象が始まる前に警報を発表するためには、遅くとも23時には警報発表の判断をする必要

がある。

予想最大雨量は、最新の MSM のガイダンスでも 80mm 以上を予測しており、現段階では 80mm だが、その後の実況に応じて、80mm 以上の雨量を予想することとする。

これらの考察から、直ちに府県気象情報を発表し、熊本地方と阿蘇地方を対象に、次の 3 点を伝えることが防災活動上重要である。

- ・五島列島付近の降水エコーが接近中で、熊本県北部を通過する見込み。
- ・これにより 11 日 23 時頃から猛烈な雨となる確度が高まっている。
- ・12 日朝にかけて短時間強雨が断続し、特に西～南西斜面を中心に雨量が増え、土砂災害や洪水のおそれもある。

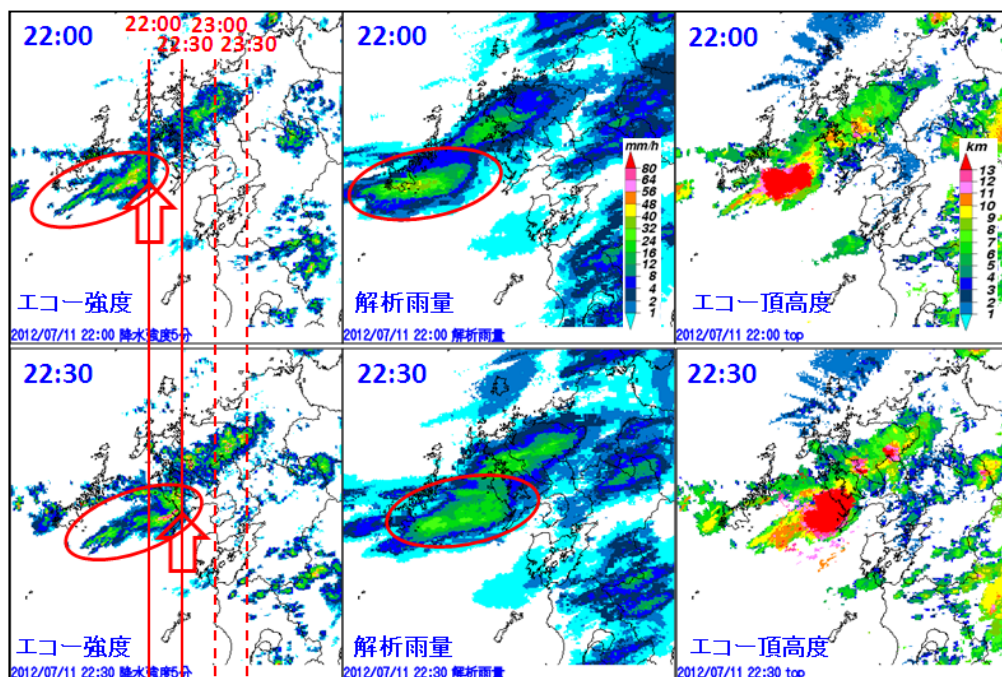
さらに、警報発表タイミングの目安を、「海上や長崎県で 1 時間雨量が 50mm 程度となりそうな時点で警報を発表」と設定し、実況監視を強化すると共に、警報発表作業がスムーズに行えるよう防災時系列を整えるなどの準備も行う。

② 警報発表直前の実況監視

次に、警報発表直前におけるシナリオを確認する作業と、降水が警報発表の目安に達するかを監視する作業について説明する。

1) 熊本県付近の実況がシナリオ通りか確認する。

熊本県への下層暖湿気の流れ込みについて確認する。雲仙岳の観測（第 2.1.22 図参照）によると、露点温度の上昇傾向は 22 時まで続き、湿った状況が続いている。風向は 22 時頃に南西から西南西に変化しているが、これは対馬付近を通過した下層シアーの影響と考えられる。22 時以降、風速は少しずつ強まっており、水蒸気フラックスは大きくなっている状況が続いているか、またはピークに達しつつあると判断する。また、22 時の水蒸気画像から対象としている降水システムは暗域前面に位置しており、この雲域が暗域に覆われて衰弱する兆候がないことから、シナリオを修正する状況にはないと考える。



第 2.1.25 図 2012 年 7 月 11 日 22:00 と 22:30 のエコー強度・解析雨量、エコー頂高度

赤色楕円：監視対象の降水域、赤実線：22 時、22 時半の強雨域の先端、赤破線：23 時、23 時半の先端予想位置。

2) 接近している降水システムが発達を維持し、警報発表の目安に達するか監視する。

第2.1.25図に11日22:00と22:30のエコー強度と解析雨量、エコー頂高度を示す。監視対象の降水システムのエコーは順調に東進しており、降水ナウキャストや外挿でも熊本県北部は23:30頃から雨が強まると見込まれる。エコーの広がりや進行速度から30分程度は強雨が続きことが予想できる。22:30に解析雨量が減少し、目安の50mmには達していないが、エコー頂高度は13km以上が持続していることから、降水システムが弱まるステージとは考えない。

③ 大雨警報発表判断の再設定と発表決断

以上から12日00:30頃に警報基準に達する可能性が高まり、11日22:30時点でリードタイムが約2時間となっている。実況から強雨が30分は持続すると考えられ、10分間降水量が15mm以上あれば、まず1時間雨量の多い所では50mmに達すると推察できる。そこで警報発表のタイミングの目安を「長崎県で10分間雨量15mm以上を観測した時点」と再設定する。

長崎県内の観測で10分間降水量が22:30で14mm、22:40で17mmとなる。この頃に、警報発表タイミングの目安となったと判断し、大雨警報発表の作業を行う。

④ 警報発表後の雨量状況

実際の雨量の経過は、長崎県内で23:30に50mm以上の1時間雨量が観測され、熊本県北部への強いエコーの進入は23:30頃とほぼ予想通りであった。熊本県で1時間雨量60mmを超えたのは12日1時となり、予想したより30分ほど遅れた。ここで示した作業では、約2時間程度のリードタイムのある大雨警報(浸水害)を発表できたと考えることができる。

2.1.2.4 まとめ

この作業例における、技術的な内容については基本的なものを多く取り上げた。予測シナリオや量的予報の検討作業においては、実況解析・監視から現在の状況とその推移を理解・解釈した上で、シナリオの作成や修正、量的予報作業を行うことが重要であり、本稿で説明した手順が効率的なものの一つと考える。

予報作業過程の中で、特に留意したい点を次に示し、まとめとする。

☞ 予想シナリオには、現象のシナリオと量的予報がある。実況資料を活かし、前者のイメージを十分吟味した上で、量的予報を行うこと

☞ 現象がシビアになるほど、気象情報等の発表作業やホットラインへの対応が増え、実況監視・解析にかけられる時間が少なくなる。詳細な実況解析作業は重要だが、時間が限られている場合には、シナリオ通り現象が推移しているか容易に確認できる観測資料も日頃から把握しておき、適切に対応できるようにすること

☞ 現象の深追いを防ぐため、シナリオの詳細化の作業を行いつつ、警報発表タイミングの目安を、状況の推移に応じてより具体的に再設定し、警報の適切なリードタイム確保に努めること

☞ シナリオから警報発表の最終判断時刻(最小限のリードタイムを確保できる時刻)を決める。実況が警報発表タイミングの目安に達せず、この最終時刻となった時は、シナリオを修正する必要がないと判断できれば、直ちに警報を発表すること

参考文献

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.

福岡管区气象台, 2012: 平成 24 年 7 月九州北部豪雨. 災害時気象速報
(http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_201201.pdf) .

2. 2 大雪の事例（平成25年1月14日 関東地方南部の大雪事例）

2. 2. 1 はじめに*

2013 年 1 月 14 日は日本の南を低気圧が急速に発達しながら北東に進み、千代田区大手町(以下、東京)では 7 年ぶりに 5cm を超える積雪を観測した。当日、東京では昼前に雨から雪に変わり、12 時(本節では数値予報の初期時刻は協定世界時(UTC)を、それ以外の時刻は中央標準時(JST) を使用)で 0cm だった積雪は 13 時には 4cm に急増し、15 時には 8cm の最深積雪を観測した。このため、歩行者が路上で転倒して負傷する等の人的被害、鉄道の運休や航空機の欠航等の交通障害、着雪による電線の垂みや切断(停電)・倒木・農業施設への被害が発生し、社会的な影響が非常に大きかった(第 2. 2. 1 表、東京管区気象台気象災害報告)。

このように関東地方南部の都市部(本稿では、東京 23 区、横浜市、さいたま市、千葉市を中心とした地域を示す)は積雪に対して非常に脆弱であり、わずか数 cm の積雪により社会的に大きな影響が出る。このため、予報担当者は、まず、「雪」を予報するのか、次に積雪となるのか、さらに何 cm 積もるのか、等を段階的に考察し、積雪を予想した場合は、大雪注意報の基準が 24 時間降雪の深さが 5cm であることから、数 cm 単位で予想する必要がある。関東地方南部の都市部の雪は、雨と雪との境界付近の気温で降ることが多く、また、降水量も少ないため予想が非常に難しいが、予想精度を上げるには南岸低気圧による関東地方の降雪の特徴を十分理解し、数値予報モデルの予想結果を適切に解釈することが重要である。本稿では、まず 2. 2. 2 節で、関東地方における南岸低気圧による降雪時の気象特性に関するこれまでの知見、及び新たな調査結果を述べる。次に、2. 2. 3 節で 2013 年の 1 月 14 日の大雪を例に予報作業の実例を示す。本稿の内容は関東地方に特化したものだが、雪に関する知見や数値予報モデル利用上の着目点など、南岸低気圧による大雪が発生する他の地域でも参考にしてもらいたい。

2. 2. 2 南岸低気圧による関東地方の降雪時の気象特性*

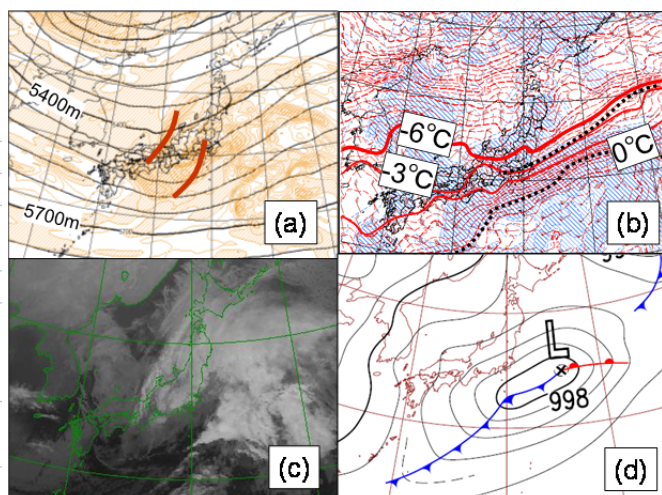
2. 2. 2. 1 雪に関する知見

(1)大雪をもたらす低気圧

過去に東京地方に大雪をもたらした南岸低気圧は、低圧部が東西に扁平な形をしており、その低圧部に沿うように東西にのびる前線(温度集中帯)が存在するという特徴がある(高野、1999)。関東平野で 1~3cm の積雪が観測された 2010 年 2 月 1 日の事例では、低気圧周辺の等圧線は東西方向に楕円状を呈する点や、

第 2. 2. 1 表 2013 年 1 月 14 日の大雪による東京地方の主な被害
東京管区気象台気象災害報告から抜粋。

分類	内容
負傷者	重傷7名、軽傷288名
ライフライン	電線垂れ下がり、切断253件 停電4200世帯
倒木	91件
交通障害	JR: 運休621本、私鉄: 運休や大幅な遅れ 航空機: 欠航約550便 積雪や路面凍結による交通事故
農業被害	パイプハウス全半壊14棟 路地野菜のトンネルつぶれ等



第 2. 2. 1 図 2010 年 2 月 1 日 21 時の (a) 500hPa の高度・渦度(茶実線はトラフ)、(b) 850hPa の温度・湿数、(c) 衛星赤外画像、(d) 地上天気図

*牧野 眞一（気象庁予報部予報課）

850hPa で前線に対応する温度集中帯(0°C線付近)とは別に、本州南岸に温度集中帯(-3°C付近、潜在的な前線帯に対応)が存在する点など、過去の知見と一致する(第2.2.1図(b)、(d))。複数の傾圧帯は500hPaの二段の強風軸に対応したもので、それぞれの強風軸上にトラフが存在し、雲画像では低気圧周辺の雲域とは別に、北側に組織的な雲域が存在する(第2.2.1図(a)、(c))。このような構造を持つ低気圧では、

- ・低気圧中心が陸地から離れて通るため、関東地方には850hPaでは暖気が入りづらい
- ・低気圧中心が陸地から離れていても南岸の潜在的な前線帯により数十mm単位の降水がある
- ・低気圧通過後も、北側のトラフが通過するまで南岸の潜在的な前線帯により降水が続く

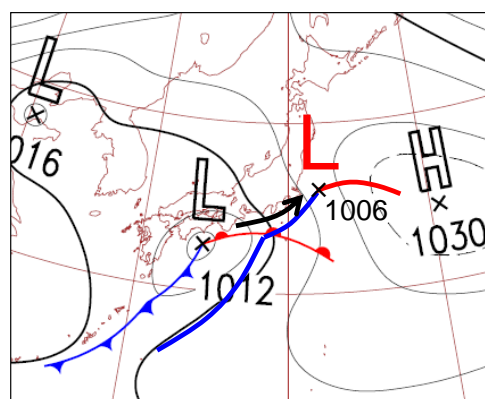
などの特徴があり、関東地方では大雪となりやすい。

(2) 雨雪判別

過去の調査では、南岸低気圧通過時の関東地方の雨雪判別の手法として、低気圧の経路、850hPaの気温、地上気温と湿度による判別などが報告されてきた。ここではこれらについて整理する。

① 低気圧の経路

東京地方で雪となる条件として、低気圧が伊豆諸島付近を通過するときの位置を指標とする手法があり、八尾ら(2001)では「八丈島～三宅島間」、柴山(1974)では「八丈島～鳥島間」という記述がある。しかしながら、2006年2月7日未明の積雪事例では、低気圧は本州南岸の陸地にかかなり近い所を進んだが関東地方では下層の温度場が低く、東京で2cmの積雪を観測した(第2.2.2図、6日21時の館野850hPaは-5.7°C)。低気圧が陸地に近い所を通れば雨、離れば雪といった定性的な判断は可能だが、2006年2月7日のような事例もあるため、低気圧の通過する位置だけで雨雪判別を行うのは適当ではない。

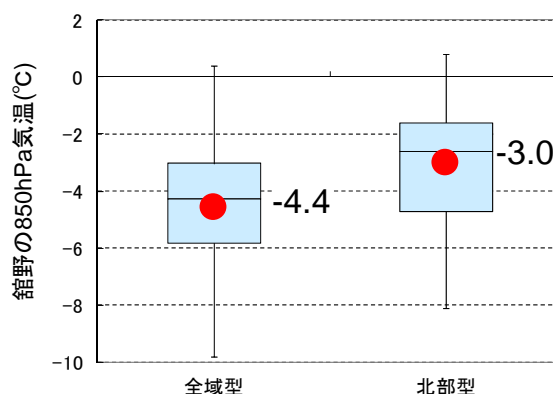


第2.2.2図 2006年2月6日21JST天気図
7日09JSTの低気圧と前線を加筆。

② 850hPaの気温

柴山(1974)では関東地方の雪の目安となる850hPaの気温は-4°Cとされている。やや古い資料であるため、今回、1989年(平成元年)～2012年(平成24年)の南岸低気圧による積雪事例(東京、横浜、千葉、熊谷、前橋、宇都宮、水戸のいずれかで1cm以上の積雪が観測された68事例、以下では「1989～2012年の南岸低気圧による積雪事例」と呼ぶ)で、09時又は21時で降雪及び積雪を観測しているときの館野850hPa気温との関係を調べた(第2.2.3図)。

館野850hPa気温の平均値は、全地点で積雪となったとき(全域型)は-4.4°C、熊谷・前橋・宇都宮・水戸のみ積雪となったとき(北部型)は-3.0°Cであった。なお、東京・横浜・千葉が積雪となる場合は、ほとんどが関東北部も積雪となっており、これらの地域が積雪となる時の850hPaの気温は全域型の場合と同一と考えてよい。この結果は雨雪判別の十分条件であるが過去の知見と矛盾しない。ただし、850hPaの気温が0°C程度でも積雪となる場合があり、850hPaの気温だけからの雨雪判別は難しい。850hPaより下層の温度場の影響がより大きい点に



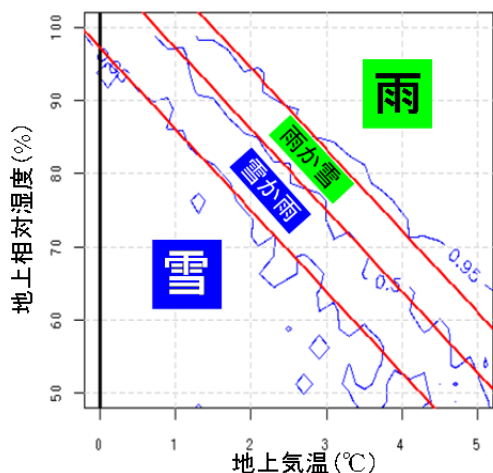
第2.2.3図 関東地方における南岸低気圧による積雪時の館野850hPa気温の箱ひげ図

●は平均値で右側の数値はその値を示す。箱ひげ図の箱は、上から75%値、50%値、25%値で、縦線の上端と下端はそれぞれ最大値と最小値。

については、「(3)降雪時の大気下層の特徴」で詳述する。

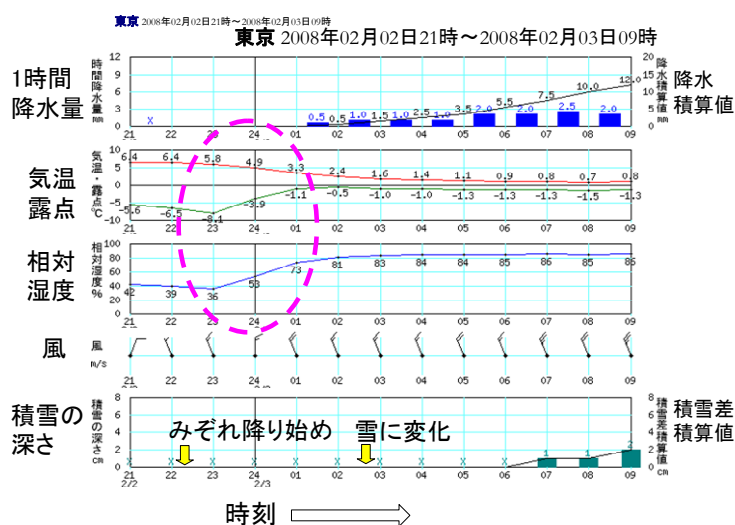
③ 地上気温と湿度

松尾(2001)によると、地上が高温時の降雪は相対湿度が低い場合に現れ、雪片からの水蒸気の昇華により雪片が0℃以下に冷やされ、気温が多少高くても融けないことが原因である。現在の降水種別ガイダンスは、これを考慮した降水種別判別図を利用している(第2.2.4図、古市、2009)。2008年2月2日夜の降雪開始時の東京の気象要素の時系列(第2.2.5図)では、みぞれが降り始めたときの気温は6℃程度だが湿度は40%以下で乾燥しており、予報現場においても特に降水の降り始めが雨となるか雪となるかについて第2.2.4図を積極的に利用する。ただし、上空に0℃以上の層がある場合は、この図が適用できない場合がある点に留意する(降水種別ガイダンスではこの点も考慮されている)。なお、積雪開始後の湿度は1989～2012年の南岸低気圧による積雪事例のほぼ4分の3の事例において90%以上で一定となっており、積雪後の雨雪の変化は(低気圧の接近に伴い下層で暖気が入る場合を除いて)ほぼ地上の気温に依存すると考えてよい。



第2.2.4図 降水種別判別図

赤線は雨の出現確率で、右から0.95、0.5、0.05を示す。古市(2009)に加筆。



第2.2.5図 2008年2月2日～3日の東京の降雪開始時の気象要素の変化

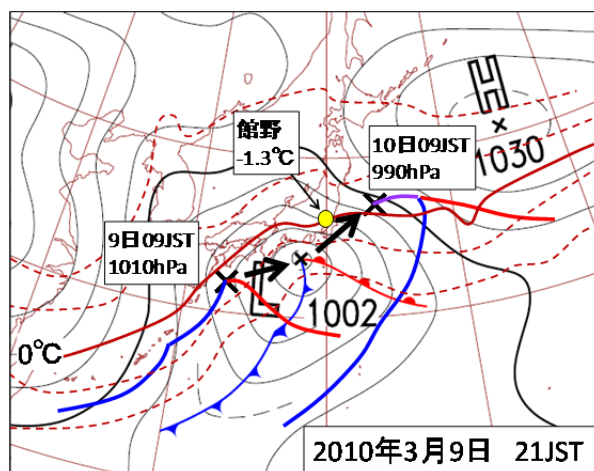
(3)降雪時の大気下層の特徴

降水形態の予報精度を高めるためには、地上にかけて雪が融けないような気温の鉛直分布が形成されるか否かを予想することがポイントである。

ここでは、降雪時の下層の気温低下をもたらす現象として、関東平野に形成される滞留寒気と、北東から流れ込む下層寒気について述べる。

①関東平野に形成される滞留寒気

2010年3月9日の降雪事例では、低気圧の経路が陸地に近く、館野 850hPa 気温(-1.3℃)は平均的な積雪時の気温に比べ高かったが(第2.2.6図)、関東地方では内陸部を中心に大雪となった(熊谷や前橋で9cm、秩父で24cm、東京は0cm)。このときの館野エマグラムでは(第2.2.7図)、上空から1000hPa(125m)

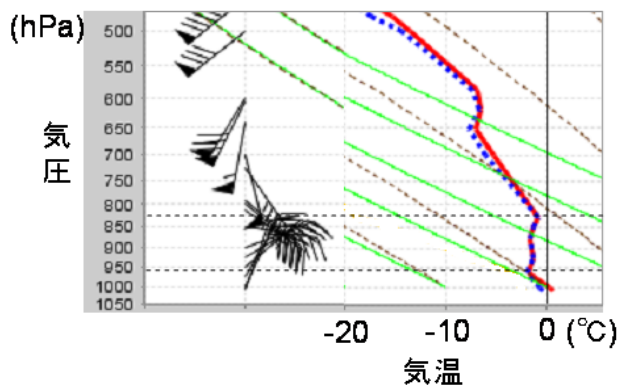


第2.2.6図 2010年3月9日21時の地上天気図

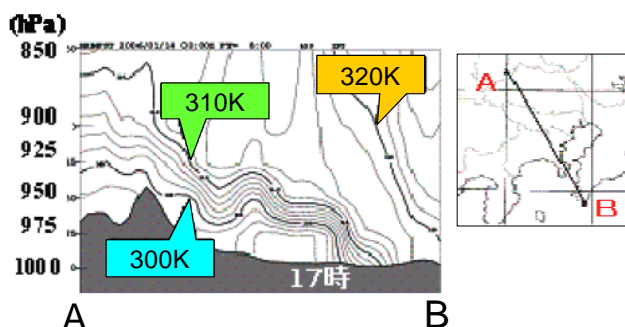
前後12時間の低気圧と前線の位置を重ねてある。茶色の点線及び実線は850hPa等温線(間隔は6℃毎)。

付近にかけ氷点下となっており、0°C以下の気層が地表に近い所まで達していた。このような下層の冷気の存在は降雪時にしばしば見られ、富山(2001)は降雪時に関東平野の下層に冷気塊が形成されること、冷気塊の形成メカニズムとして、内陸部に下層だけ乾燥した局地冷気塊が存在し、降水粒子が内陸部の乾燥した冷気塊の中を通過し蒸発の潜熱吸収により気層を急激に冷却し、より冷たい湿った気塊を形成するとしている。本稿ではこの冷気塊を滞留寒気と呼び、「降水による冷却や夜間の日変化的な冷却により平野部の陸上部分に形成される冷気層」と定義する。

滞留寒気の形成は関東平野の地形に起因する部分が大きく、降雪時だけではなく沿岸前線による大雨時にもみられる。2006年1月14日の沿岸前線による大雨事例の報告(竹橋ら、2006)では、概ね950hPa付近を上端とする冷気塊が関東平野の山沿いで形成され、南へ移動する様子がJMANHMで再現されており(第2.2.8図)、降雪時に形成される滞留寒気も同程度の厚みを持つことが想像される。降雪時に形成される滞留寒気上端の高度は、富山(2001)に「930~970hPa付近に存在する安定層」の記述がある程度で明確に調査されたものがなく、今回、館野の高層観測により滞留寒気上端の高さと滞留寒気内の気温減率について調査した。調査事例は、1989~2012年の南岸低気圧による積雪事例で、9時又は21時において、館野が滞留寒気に覆われていると判断できる10例(館野の地上気温1.5°C以下、館野付近の温度傾度が小さい、館野周辺のアメダスの風速が4m/s未満、をすべて満たすもの)である。滞留寒気の上端は、気温の鉛直分布の安定層の下面付近、地上から上空にかけ風速が急に強まるところ、風向が北~北西風から東~南東に変化する



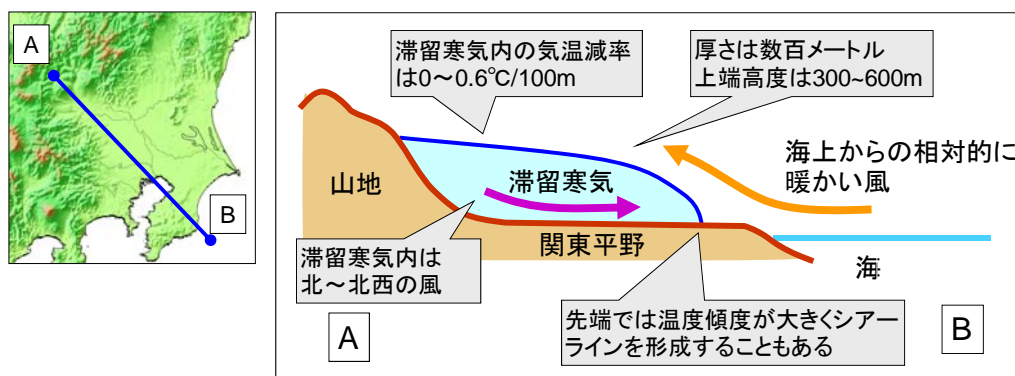
第2.2.7図 2010年3月9日21時の館野エマグラム
赤実線は気温、青点線は露点温度。



第2.2.8図 2006年1月14日の事例による、JMANHMでの関東内陸に形成される冷気塊についてのシミュレーション結果
実線は温位を示す。

第2.2.2表 滞留寒気の厚さと滞留寒気内の気温減率

	平均値	最大値	最小値
上端の高さ(m,hPa)	470(959)	639(937)	321(984)
気温減率(°C/100m)	0.3	0.6	-0.1



第2.2.9図 滞留寒気の構造を示す模式図
矢印はA-B方向に沿う風の成分を示す。

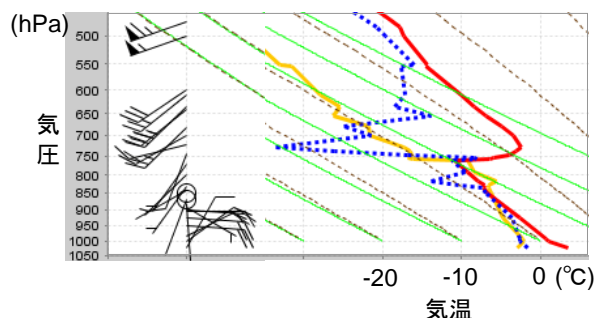
ところなどを目安に推定した。調査結果によると、滞留寒気の上端高度は300~600mで平均は約500m(約950hPa)であり、富山(2001)の報告と一致する(第2.2.2表)。また、滞留寒気内の気温減率は、0~0.6℃/100mで平均は0.3℃/100mと小さい。以上から、降雪時に関東平野に形成される滞留寒気の構造についての模式図を示す(第2.2.9図)。

◎現業作業における滞留寒気解析の着目点

現業作業では局地解析により滞留寒気の形成を把握することが非常に重要である。具体的には、海面気圧は1hPa毎、地上気温は1℃毎に解析し、流線解析を行い地上風系・温度場と雨雪の分布を確認する(降り始めにおいては湿度の監視も重要)。ここでは2010年3月9日の事例(第2.2.6、2.2.7図)により、滞留寒気形成時の実況監視について局地解析を中心に示す。

(ア)滞留寒気形成前

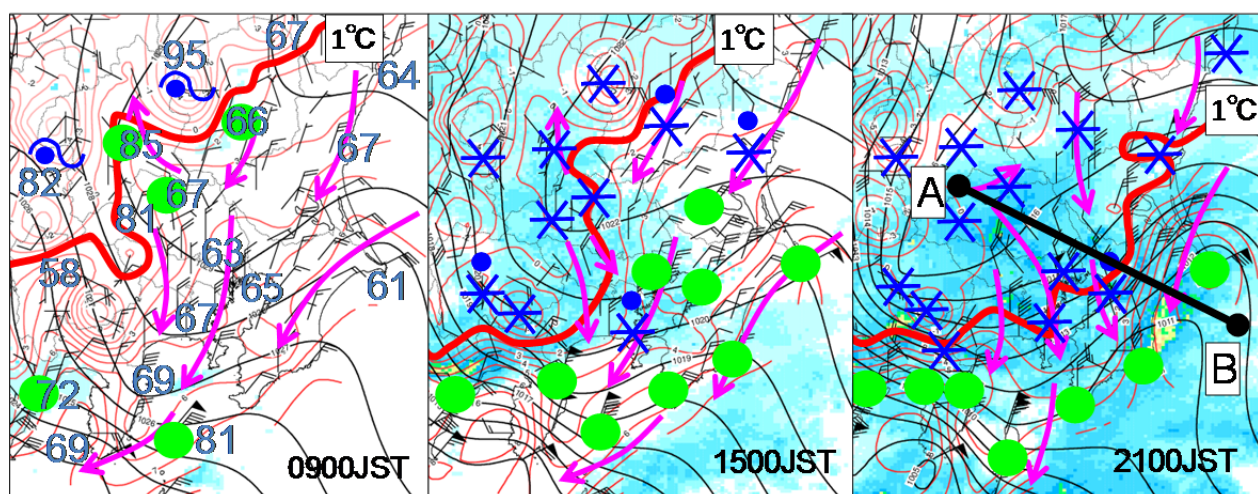
滞留寒気形成前の9日9時(第2.2.11図(a))では、低気圧に伴う雨雲がかかり関東地方北部を中心に降水が始まったが、気温・湿度ともに高く降り始めは雨だった。一方、降水が開始する前の地域はやや乾燥しており(湿度60~70%)、降水種別判別図(第2.2.4図)により雪となる可能性がある気温を確認しておく。また、中層から下層にかけて乾燥した層が存在する場合は、降水粒子の蒸発により大気の潜熱が奪われ気温が低下する。館野のエマグラム(第2.2.10図)では乾燥した層が存在し、数値予報モデル以上に気温が低下する可能性に留意する。この段階では、関東平野には海上から相対的に暖かい北東風が流れ込み、関東平野西側の山沿いで、北西に向かう流れと山沿いに沿って南下する流れに分流している点の特徴である。



第2.2.10図 2010年3月9日9時の館野エマグラム
赤実線は気温、青実線は露点温度。

(イ)滞留寒気形成期

滞留寒気形成期(第2.2.11図(b))においては、関東平野西側の山沿いからの北西風が顕在化すること、それと共に気温1℃線が南下し、雪の領域が拡大することが特徴である。地上気温1~2℃線の動向に着目するのは、積雪が増加する中での地上湿度の最小値は約80%であり(1989~2012年の南岸低気圧による積雪事例による)、降水種別判別図(第2.2.4図)では湿度80%で雪(雨の出現確率5%以下)となる気温は約1.5℃だか



(a)滞留寒気形成前 (b)滞留寒気形成期 (c)滞留寒気形成完了

第2.2.11図 2010年3月9日の9時、15時、21時の局地解析

赤実線：地上気温(1℃毎)、黒実線：海面気圧(1hPa)、赤紫矢印：地上流線、(a)図の数値は湿度。●：雨、●：着水性の雨又は霧雨、*：みぞれ、*：雪。

らである。また地上風と天気との関係では、相対的に暖かい海風である北東風が卓越している沿岸部で雨となっている点に留意する。

(ウ) 滞留寒気の形成完了

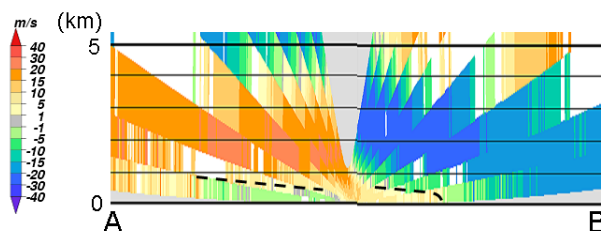
滞留寒気の形成完了段階においては(第2.2.11図(c))、内陸部には局地高気圧が形成され関東平野では北～北西風が卓越する。ドップラーレーダーではA-B断面の1km以下に風の鉛直シアーが見られ(第2.2.12図)、滞留寒気の確認ができる。地上気温1°C線は東京湾付近まで南下し、関東平野は千葉県を境としてほとんどの地域で雪となる。風は内陸部では全体に弱い、沿岸部では温度傾度が大きく北よりの風が卓越する。1989～2012年の南岸低気圧による積雪事例では、積雪時に形成される関東平野の地上風の特徴は、

- (a) 前橋・熊谷方面から東京湾にかけては北西～北風
- が、宇都宮・水戸方面からは北～北北東風が卓越
- (b) 前橋や熊谷は風が弱く静穏も多い

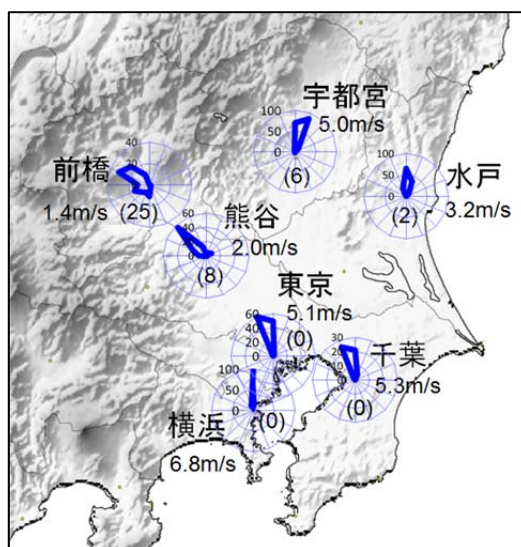
などである(第2.2.13図)。これらから、東京・横浜・千葉で積雪となるのは風向が北～北北西になってからであるといえる。

② 北東から流れ込む下層寒気

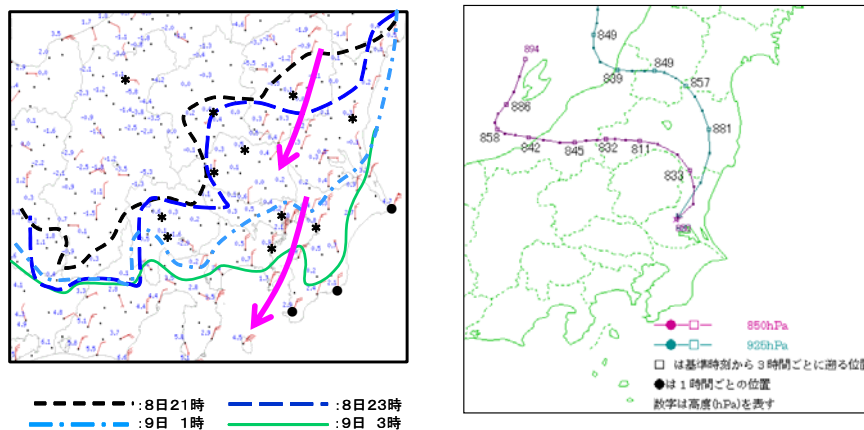
総観規模の下層気温の低下要因として、北東からの下層寒気の流入がある。田代ら(2003)の2002年12月9日の降雪事例の解析では、関東地方北部で蓄積された下層寒気が関東地方南部へ流出することが示されており、栃木・茨城方面からの北北東の風が関東地方南部まで達している(第2.2.14図左)。この事例では、925hPaや850hPa付近の風が北東～東北東風に変化して下層気温が低下しており、流跡線解析から、日本海側の下層寒気が東進した後、福島県浜通り方面から関東平野へ流入し、降水現象による融解・蒸発の相変化でさら



第2.2.12図 2010年3月9日21時の東京レーダーによるA-B方向(第2.2.13図(c))のドップラー速度の断面寒色系はサイト(中央付近)に近づく風、暖色系はサイトから遠ざかる風で、点線は風の鉛直シアーを示す。



第2.2.13図 南岸低気圧による積雪時の風配図 数値は風速の平均値、()内は静穏の回数。



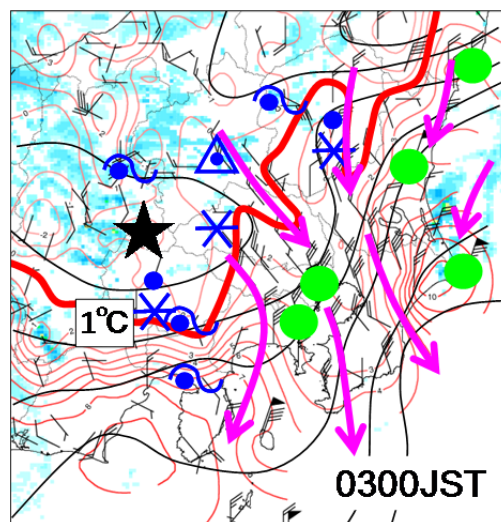
第2.2.14図 2002年12月9日3時のアメダス実況と1.5°C等温線の変化(左)と12月9日9時の流跡線の解析結果 田代ら(2003)に一部加筆。

に気温の低下をもたらしたとしている(第2.2.14図右)。この北東風は滞留寒気形成時に東海上から流入する相対的に温かい風(第2.2.11図(b))とは異なり、水戸のウィンドプロファイラの下層の受信強度の強まり(雨からみぞれへの変化を示す)や、北東風が吹いている茨城県から千葉県北西部にかけての地上気温の低下と雨から雪への変化(SYNOPやMETARにより確認)などに着目して、北東からの下層寒気の進入を監視することが重要である。

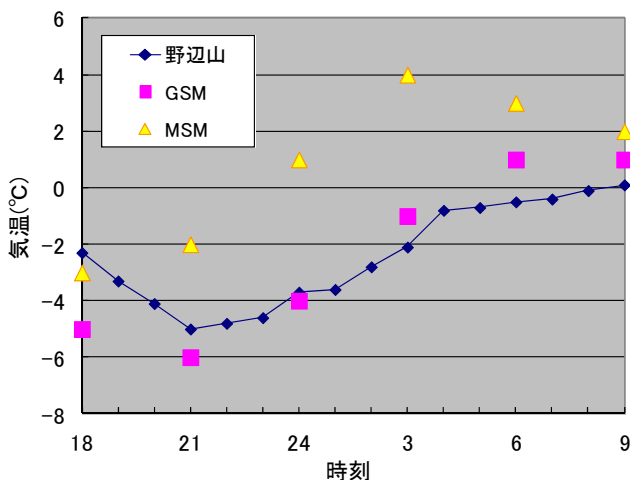
(4) 雪から雨への変化

降水が雪のまま終わるのか、途中から雨に変化するかは、積雪を予想する上で重要である。雪から雨への変化は、雪が融けないような気温の鉛直分布が解消することで起こり、その要因は、(ア)関東平野に形成される滞留寒気の消滅、(イ)低気圧の接近による下層暖気の移流、がある。(ア)及び(イ)の複合事例として、第2.2.11図(C)の6時間後の2010年3月10日3時の局地解析を示す(第2.2.15図)。この時点では低気圧は関東の東海上に進んだが、日本海には低圧部が残る。関東平野の地上付近は南部を中心に北西風が強まって発散場となり、滞留寒気の層は南部ほど薄く消滅過程にある。

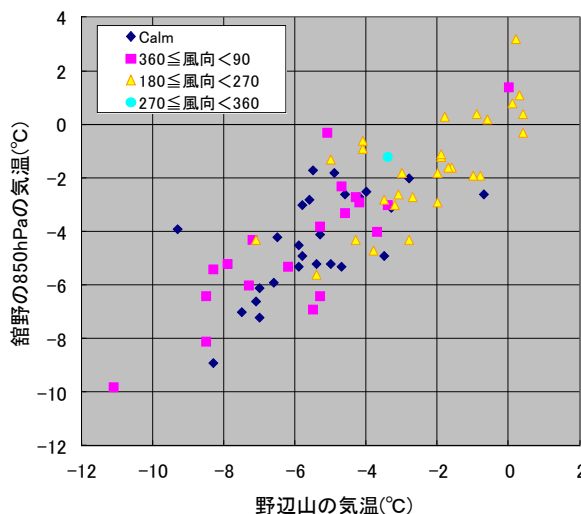
一方、滞留寒気より上の層は暖気が入り、北部ではみぞれや凍雨に変化している(低気圧後面で総観規模の下層寒気が入り、滞留寒気が強制的に海上に押し出されて消滅する場合もある)。(イ)の下層暖気の移流に関しては、南岸低気圧の事例では関東甲信南部の850hPa付近の等温線は概ね東西走向となるため、標高の高いアメダスの野辺山(長野県、標高1350m、第2.2.15図★印)の気温を実況監視に使うと効果的である。前述の事例では、未明にかけて野辺山の気温が上昇しておりGSMの850hPa予想気温と対応が良い(第2.2.16図、MSMはバイアスがあるが上昇する傾向は予想している)。1989~2012年の南岸低気圧による積雪事例では、野辺山の気温と館野の850hPaの気温には明瞭な正の相関が見られ、野辺山の気温の変化傾向を監視することにより850hPaの気温の動向を推定できる(第2.2.17図)。



第2.2.15図 2010年3月10日3時の局地解析
凡例は第2.2.11図に同じで、第2.2.11図(C)の6時間後(△は凍雨、★はアメダス野辺山)。



第2.2.16図 2010年3月9日18時~10日9時の野辺山の気温時系列とGSM、MSMの850hPa気温
GSMの初期値は9日00UTC、MSMの初期値は9日03UTC。



第2.2.17図 野辺山の気温と館野850hPa気温の関係
野辺山の風向別に色分けしてある。1989~2012年の南岸低気圧による降雪事例による(データ数75個)。

2.2.2.2 降雪量の予測手法

降雪量の予想は基本的には雪水変換法の考え方による。すなわち、

$$\text{降雪量(cm)} = \text{雪水比} \times \text{降水量(mm)}$$

により降雪量を予想する。ここでは、南岸低気圧による降雪時の雪水比と、積雪が増える条件について述べ、最後に予想図を用いた具体的な量的予想の方法について述べる。

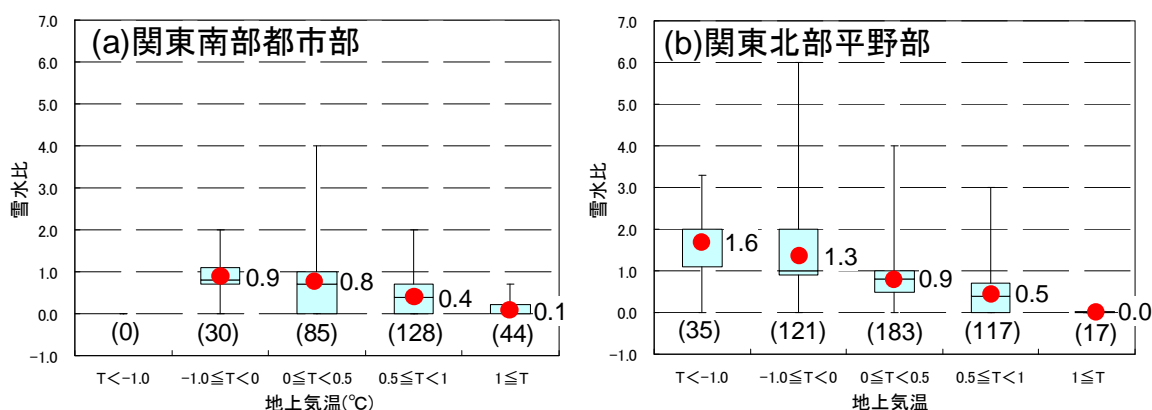
(1) 雪水比

現在、最大降雪量ガイダンスの作成に利用されている雪水比は、雪水比を降水量ごとに層別化し、雪水比と気温との関係をロジスティック関数を用いて決めている(古市、2009)。この雪水比は、全国一律に気圧配置の区別なく作成されており、南岸低気圧による降雪に最適化されているわけではない。そこで、今回、1989～2012年の南岸低気圧の積雪事例を用いて、関東地方の南岸低気圧に特化した雪水比を調査した。

調査対象官署は東京・横浜・千葉・熊谷・前橋・宇都宮の6地点で、ここでは東京・横浜・千葉(以下、関東南部都市部)、熊谷*・前橋・宇都宮(以下、関東北部平野部)に地域分けした(水戸は滞留寒気場内にあっても鹿島灘からの相対的に暖かい東風が上空に乗り上げる場合があり、関東南部都市部や関東北部平野部の性格を併せ持つためここでは除いた)。調査は前1時間降水量と前1時間積雪深差の対応を比較できる毎正時のデータを利用し(データ総数は900個)、気温(正時と前1時間正時の平均)により層別化した。この調査から、関東南部都市部と関東北部平野部では、

- ・T(気温) $\geq 0^{\circ}\text{C}$ では雪水比の地域差は小さい
- ・関東南部都市部はT $< -1^{\circ}\text{C}$ で積雪となった事例はなく、雪水比は大きな値とはならない
- ・T $< 0^{\circ}\text{C}$ では、関東北部平野部で雪水比が大きく、気温が低いほど雪水比が大きくなる傾向がある
- ・雪水比の最小～最大値の幅は大きい、25%値～75%値の幅は0.5～1程度で、中央値と平均値の差は小さい(0.1～0.3)

といった特徴がある(第2.2.18図)。以上から、降雪量予想で利用する雪水比は各気温階級別の平均値を基準として考えることとする。



第2.2.18図 気温階級別の雪水比の平均値と箱ひげ図

凡例は第2.2.3図に同じ。()内の数値はデータ数を示す。

(2) 積雪となる条件

降雪がすべて積雪となるわけではなく、関東南部都市部では湿った雪のため雪は降っても積もらない場合もある。逆に、はじめ雨により路面に水溜りができていても、短時間で積雪となる場合もある(例えば2010

*熊谷は関東地方南部に属する埼玉県の都市であるが、本稿では関東北部平野部として扱う

年2月1日の事例)。数cmの積雪により大きな影響がでる関東南部都市部では、どのような条件で積雪が増えるのかは重要な問題であり、1989～2012年の南岸低気圧の積雪事例により、気温階級別に前1時間降水量と前1時間積雪深差の関係を調べた(第2.2.19図)。この調査から、積雪が増加するときの特徴は、

- ・2cm以上増加したのは気温1℃以下のとき
- ・気温0.5℃未満かつ前1時間降水量2mm以上の場合は67%の割合で2cm以上増加

などである。逆に、積雪が増加しないときの特徴として、

- ・気温1.5℃を超える場合
- ・前1時間降水量1.5mm以下の場合は、気温0℃以上1℃未満の事例のうち約5割は積雪が増えない

などがある。つまり、積雪が増えるのは気温1℃以下で1時間に2～3mm以上の降水がある場合で、降水量が少ないと気温が低くても積雪は増えない。この傾向は関東北部平野部についても同様であった。

(3)降雪量の予想

降雪量の予想でも、はじめに実況資料や予想資料から気象シナリオを作成するところは、大雨に対する予報作業と同様である。ただし、雪の予想に関しては、降水形態の予想が加わり、特に関東地方では降雪時にみられるメソスケール場の特徴について、数値予報モデルでどのように予想されているかについて詳細に検討することが重要である。以下では、総観場、及びメソスケール場での予想図の着目点、降雪量の具体的な予測手順について述べる。

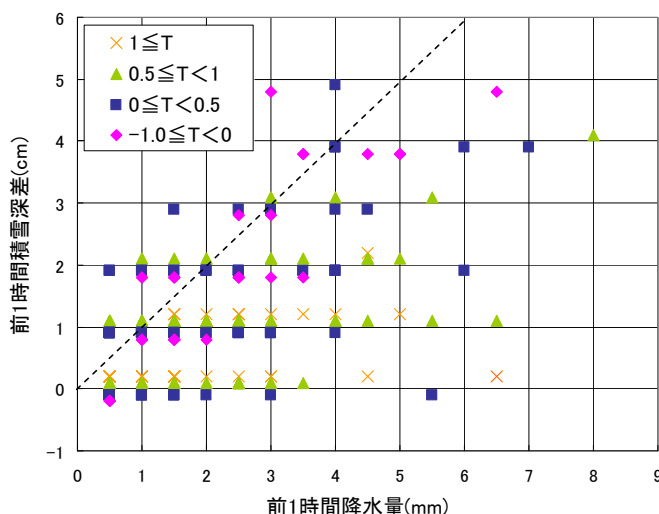
①総観場の予想による雪のシナリオ

低気圧の経路や発達に関して、以下の点に注意を払う必要がある。

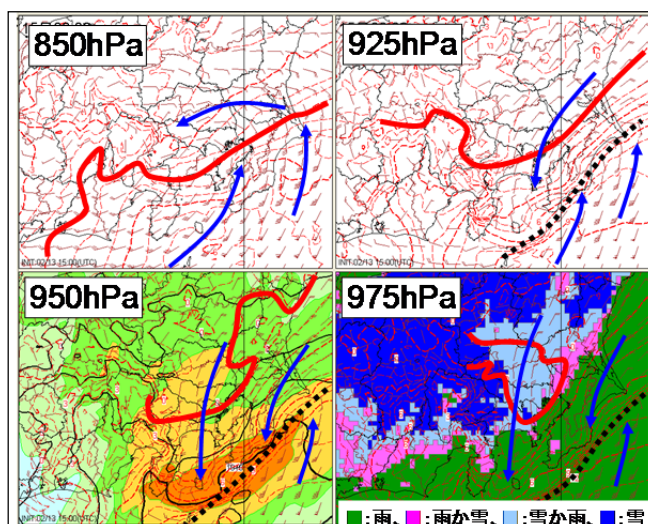
- (ア) 実況と数値予報モデルの差
- (イ) 数値予報モデル間の違い

(イ)については基本的には主要じょう乱解説図のシナリオに従うが、予想誤差によるサブシナリオも検討する必要がある。すなわち低気圧が、

- ・モデルの予想より陸地に近い
→雨量は多くなり、雪の場合は降雪量増加、
下層暖気入り雨となる可能性は大
- ・モデルの予想より陸地から遠い
→雨量は少なくなり雪の場合は降雪量減少、
下層暖気入らず雪の可能性は大
- ・モデルの予想より発達する
→経路が同じであれば、下層暖気により入り雨量は多くなるが雨の可能性大。ただし、
陸地から離れて発達しながら進む場合は、
北から下層寒気を引き込み大雪となる



第2.2.19図 気温階級別の前1時間降水量と前1時間積雪深差の関係(関東南部都市部)
点線は雪水比1に対応、データ総数287個。



第2.2.20図 MSW予想図による滞留寒気形成の予想
2011年2月13日15UTC初期値MSWのFT24。赤実線は気温0℃線、
黒点線は風のシア、矢印は流線。950hPaには前3時間降水量
を、975hPaには降水種別ガイダンスも重ねて表示してある。

等を検討する。また、降水ピーク時間帯が夜間となる場合は昼間に降る場合より積雪が多くなる可能性があり(一般的には、降雪時においても日射は0ではなく、昼間のほうが夜間より気温が高い)、低気圧の進行速度の誤差の影響も検討する。雪に関する知見で述べた「大雪をもたらす低気圧の特徴」や「850hPaの温度場」なども利用して降雪に関するシナリオの概略を作成する。

②メソスケール場の予想による雪のシナリオ

次に、数値予報モデルにより関東平野における850、925、950、975hPaの風・気温の予想を確認する。850hPaでは低気圧周辺の寒(暖)気移流を確認し、925hPa以下では、降水と共に関東平野の最下層に0℃以下の領域が形成されていく場合は滞留寒気が形成されると判断する(第2.2.20図)。降水量が多い場合はGSMでは雪の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(原ら、2013)、滞留寒気は関東地方の地形に影響を受けて形成されるため、一般的には地形の細かいMSMの方が下層気温の精度が高いと考えられること、などから、利用する数値予報モデルはMSMを主体とする。ただし、低気圧の進路がモデル間で大きく異なる場合は想定する進路に応じて下層気温の予想を修正して考える必要がある。また、実況値と数値予報モデルの下層気温を比較し(アメダス野辺山の気温と850hPa気温、東京航空気象台のACARSによる下層気温とモデルの各層の予想気温など)、下層気温の変化のシナリオを逐次修正する。降水形態が雪となる時間帯は降水種別ガイダンスや(第2.2.20図右下)、数値予報モデルの下層気温から予想する。滞留寒気の平均的な高さは950hPa程度で気温減率が0~0.6℃/100mであること(第2.2.2表)や、積雪時のMSMの平均的な下層気温の値(第2.2.3表、2008年以降の南岸低気圧による1cm以上の積雪事例による)などから、950hPaで気温0~-1℃程度が予想されている場合は雪の可能性を考える必要がある。

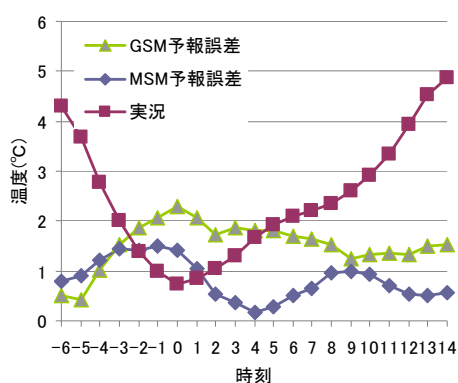
第2.2.3表 積雪時のMSMの下層気温の平均値()内は気温減率(℃/100m)で実況の地上気温と気圧から推定した。関東南部都市部、及び関東北部平野部の代表として東京と熊谷の値を示す。

	975hPa	950hPa
東京	0.0 (0.3)	-0.6 (0.4)
熊谷	-0.1 (0.1)	-0.7 (0.2)

③降雪量の予想

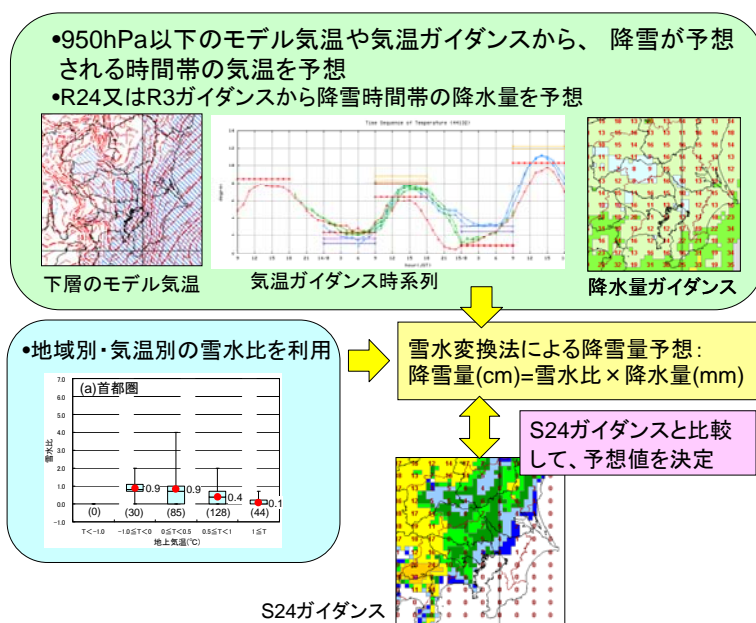
関東地方(平野部)における降雪量の予想手順は以下の通りである(第2.2.22図)。

- ・数値予報モデル(主にMSM)の950hPa以下の気温予想や地上気温ガイダンスを参考に、降雪予想時間帯の気温を予想する。2008~2012年の東京及び熊谷の積雪事例による調査では、地上気温ガイダンスは



第2.2.21図 東京の積雪時における地上気温とガイダンスの誤差

2008年~2012年の積雪事例(5事例)の平均値。積雪を観測し始めた最初の正時を時刻=0としてある。



第2.2.22図 降雪量の予想手順

正のバイアスがあり、積雪時の気温はガイダンスより低くなる点に留意する(RMSEはGSMで1~2°C、MSMで約1°C)。また、東京ではMSMガイダンスの予報誤差は積雪開始後4時間後に最小となり、MSMガイダンスの気温低下は遅れる傾向がある点にも留意する(第2.2.21図)。

- ・24時間最大降水量ガイダンス(R24)又は3時間最大降水量ガイダンス(R3)により、降雪が予想される時間帯の降水量を予想する。なお、関東地方のように降雪量が少ない地域では、実際に何cm積もるかが防災上重要であり、前節の積雪が増える条件等を考慮し、積雪となる可能性がある時間帯の降水量を中心に予想する。
- ・地域別、気温階級別に求めた雪水比(第2.2.18図)を使用し、雪水変換法により降雪量を予想する。
- ・予想した値を24時間最大降雪量ガイダンス(S24)と比較し、最終的な予想値を決める。

2. 2. 2. 3 南岸低気圧による関東地方の降雪時の気象特性についてのまとめ

南岸低気圧による関東地方の降水の雨雪判別は、定性的には低気圧の経路や850hPaの気温に基づいて予想することはできるが、より精度を上げるためには、特に下層において雪が融けないで地上まで達するような気温の鉛直分布が形成されるか否かを的確に予想することが重要である。このため、下層の冷気層を作る現象として関東平野に形成される滞留寒気があり、その構造や形成要因、形成時の気圧場や気温場、風系の特徴を十分に理解して予報作業や実況監視を行うことが重要となる。降雪量の予想は南岸低気圧の降雪に特化した雪水比を利用した雪水変換法による予想値と最大降雪量ガイダンスを比較しながら見積もるが、雪水変換法に地上気温ガイダンスを利用する際は積雪時には予想気温に正のバイアスがある点に注意が必要である。関東地方南部の都市部では積雪が何cmになるのかが防災上重要であり、雪が降るとしても2~3mm/h程度の降水がないと積雪は増えない点にも留意する必要がある。

参考文献

- 柴山 武, 1974: 降雪の予報. 天気予報指針(実用編), 気象庁予報部, 253-277.
- 高野功, 1999: 冬季の南岸低気圧と新しい低気圧モデル—1994年2月12日の事例—. 気象研究ノート, **193**, 195-202.
- 竹橋春江, 山下芳晴, 濱口正尚, 2006: 関東内陸に残留し維持される冷気塊について—2006年1月14日の事例から—. 平成18年度東京管区気象台調査研究会誌, 131-149.
- 田代憲一, 上杉和哉, 石橋俊之, 岩下裕二, 2003: 事例解析—南岸低気圧による関東・甲信地方の大雪2002年12月9日—. 平成15年度関東甲信地方予報技術検討会資料, 4-12.
- 富山芳幸, 2001: 関東地方の降雪に関わる気温急降下—1999年2月11日の事例解析—. 天気, **48**, 811-821.
- 原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 事例検討 2013年1月14日の関東大雪. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-89.
- 古市豊, 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, 27-36.
- 松尾敬世, 2001: 雪と雨をわけるもの. 天気, **48**, 33-37.
- 八尾孝, 山口俊一, 松原竹男, 2001: 南岸低気圧による関東・甲信地方の大雪(2001年1月27日). 平成13年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-27.

2. 2. 3 2013年1月14日の大雪に対する予報作業*

本項では、前項の知見に基づいて、2013年1月14日の大雪事例について、東京23区を対象として、降雪量の見積もりを主とした予報作業について説明する。

(1) はじめに

南岸低気圧に伴う雨雪判別や降雪量の見積もりは、2.2.2.2(3)の通り進めていくが、前項でとりあげた滞留寒気形成をはじめとした、地上・下層気温場を綿密に監視・予測する必要がある。本稿では、前項で述べた知見に基づいて、以下の①、②で示す手法を用いて気温を監視・予測する。手法の具体的な利用方法については(2)で説明する。地上気温と雪水比の関係(2.2.2.2(1)参照)に基づいて5つの気温階級(0℃未満、0℃以上0.5℃未満、0.5℃以上1℃未満、1℃以上1.5℃未満、1.5℃以上)と雪水比の関係を設定し(第2.2.4表)、予測した気温がどの階級に属するかを決定し、雪水変換法により降雪量を予想する。

第2.2.4表 地上気温と雪水比の関係

地上気温	0℃未満 (-0)	0℃以上 0.5℃未満 (0-0.5)	0.5℃以上 1℃未満 (0.5-1)	1℃以上 1.5℃未満 (1-1.5)	1.5℃以上 (1.5-)
雪水比(関東南部都市部)	0.9	0.8	0.4	0.1	- (注)

(注) 1.5℃以上でも降雪はあるが積雪は増えない。ここでの表記は便宜上「-」とする。

① 気温監視手法

従来は、地上観測を用いた監視が主であったが、本項では気温場を三次元で監視するため、毎時大気解析(以下、HA)を用いた手法を試みる。注意すべき点としては、HAそのものでなくHAとMSMとの差に注目して、気温予測シナリオの修正に用いる。なお、代表的な最下層の温度場として950hPa・975hPa・地上の気温場を中心に監視する。

② 気温予測手法

前項で示された手法を基にした東京23区の予測手法の詳細について述べる。積雪時の気温ガイダンス(以下、ガイダンスはGDと記述)は地上気温を精度よく予測できない場合が多いため(2.2.2.2(3)③参照)、GSMまたはMSMの降雪量GDの少なくともいずれかに降雪量がでている時は、「積雪の可能性あり」として、以下の地上気温予測に関する指標を用いる。なお、降水量が多い場合、GSMでは降水の蒸発や雪の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(原ら、2013)から、GSMより精度がよいMSMの予測値からこれら指標を算出する。

(ア) MSM975hPa気温から予測した地上気温(以下、SFT_M975)

積雪時のMSM下層温度と地上気温の実況値との関係に関する知見(2.2.2.2(3)②参照)に基づいて地上気温を見積もる。東京23区では、気温減率0.3(℃/100m)、975hPaの高度を約320m(2006年以降の東京での積雪9事例について、降雪量ピーク時の気温と海面気圧の平均値、すなわち0.8℃と1014.3hPaを用いて導出)とすると、

$$\text{SFT_M975} = \text{MSM975hPa 予測気温} + 1$$

(イ) 積雪時のバイアスを考慮したMSM気温GD(以下、SFT_SBG)

積雪時のMSM気温GDと実況とのバイアスに関する知見(2.2.2.2(3)③参照)に基づいてGDを修正する。ここでは、東京の気温GDを用いて、

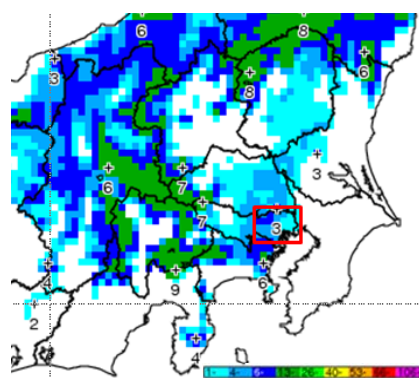
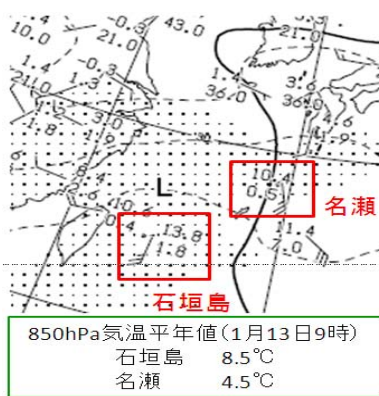
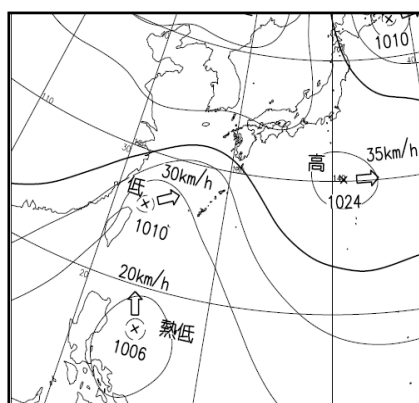
$$\text{SFT_SBG} = \text{MSM 気温 GD} - 1$$

*岸本 賢司 土井内則夫 梅津浩典(気象庁予報部予報課)

(2) 予報作業

① 1月13日夕方予報以前

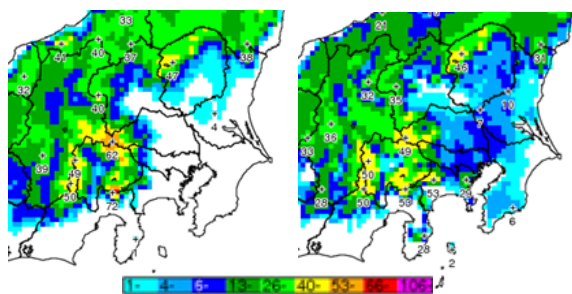
13日9時に台湾付近で低気圧が発生。この低気圧やフィリピン付近の熱帯低気圧、日本の南の高気圧により南西諸島に暖湿気が流入し、850hPa気温が平年値より約5°C高い(第2.2.24図)。低気圧は急発達しながら14日に関東の南を通過する予想となる。GSM(12日18UTC初期値)では14日の東京の850hPa予想気温は0~-3°C、MSM(12日21UTC初期値)も予想のある14日昼過ぎまでは同様で、850hPa気温からでは雪となるか判断が難しい(2.2.2.1(2)②参照)。GSMは東京23区で降雪量なし、MSMは最下層の気温がGSMより低く14日昼過ぎには東京23区にも降雪域が広がる予想(第2.2.25図)となる。14日昼過ぎの1時間最大降水量GD(R1max)ではGSMでは約30mm、MSMでも約10mmの予想で、最下層の気温がMSM並みに低くなった場合には短時間でも大雪になる可能性がある。



第2.2.25図 3時間最大降雪量GD
(14日12-15時)
MSM(12日21UTC初期値)
赤の枠内: 東京23区

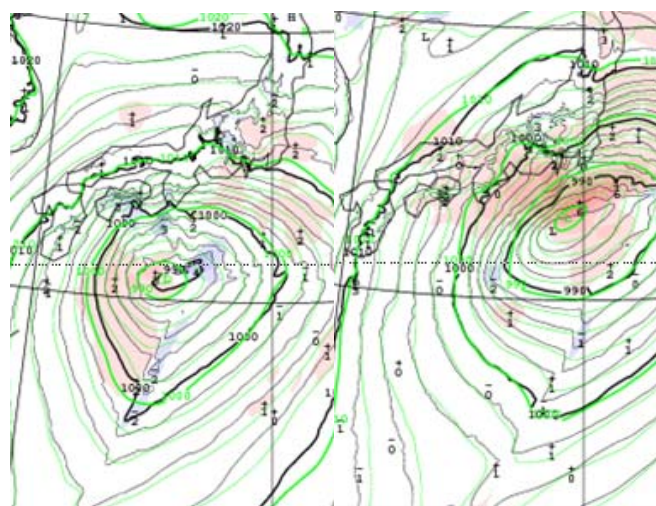
第2.2.24図 天気図(13日9時)

左: 速報天気図 右: 850hPa 高層天気図(赤枠内は石垣島と名瀬の気温・湿数)

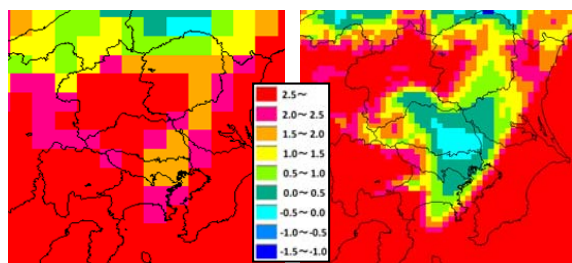


第2.2.26図 24時間最大降雪量GD(13日21時-14日21時)

左: GSM(13日00UTC初期値) 右: MSM(13日03UTC初期値)



第2.2.28図 GSMとMSMの地上予想比較
黒線: GSM(13日00UTC初期値)の等圧線
緑線: MSM(13日03UTC初期値)の等圧線
左: 14日9時 右: 14日15時



第2.2.27図 975hPaの予想気温(14日15時)

左: GSM(13日00UTC初期値) 右: MSM(13日03UTC初期値)

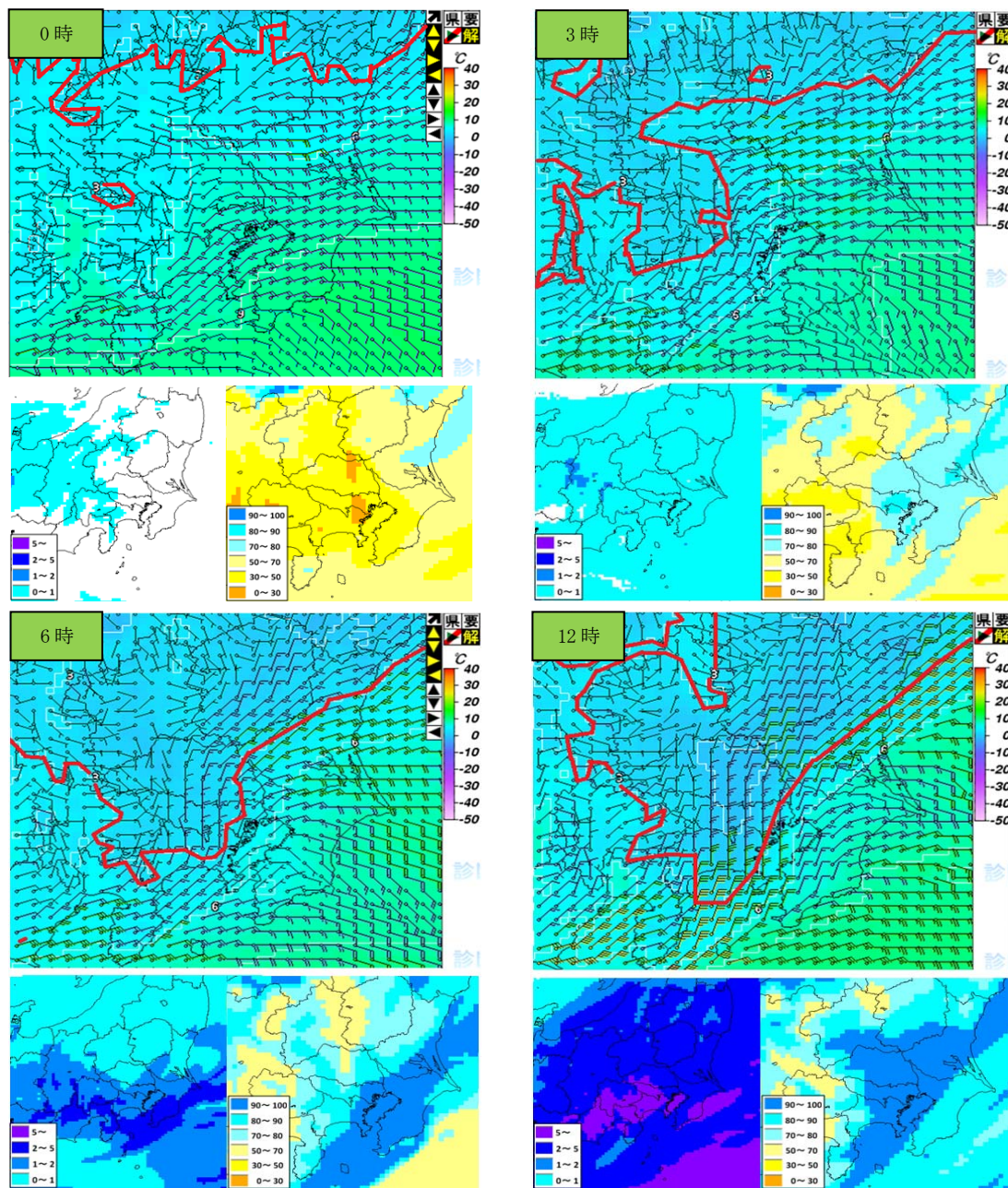
② 1月13日夕方予報

GSMは降雪量なし、MSMは降雪量ありの予想(第2.2.26図)となっていた。GSMとMSMの降雪量の予想の

違いは、関東地方南部への下層寒気の広がりやの予想が MSM で顕著で、GSM に比べて 2 度程度低いためである (第 2.2.27 図)。降水量が比較的多い予想であることや GSM・MSM 間で低気圧の位置の予想に差がないこと (第 2.2.28 図) から、MSM を採用する (2.2.3(1)②参照)。

まず、MSM の予想する下層寒気の形成・強化を、975hPa の気温 (ここでは 3°C 線に注目)・風・湿度、1 時間降水量から見ていく (第 2.2.29 図)。関東地方では南岸低気圧の接近に伴い海からの湿った東寄りの風となって、乾燥域は沿岸部から次第に縮小する。広い範囲で毎時 1mm 以下の弱い雨が降り始め、乾燥状態の残る内陸部、特に関東西部の山沿いで寒気が拡大する。これは降水の蒸発による滞留寒気形成

(2.2.2.1(3)①参照) に対応する。西部の山沿いの低温域は、北部の山沿いの低温域 (2.2.2.1(3)②参照) と一体化して南部に広がる。6 時以降は雨が強まって全域で湿度が高くなるが、12 時には埼玉県周辺で低温域が顕著となる。これは MSM の予測結果の詳細な解析 (原ら、2013) から、熊谷では気温 0°C 付近の融解層

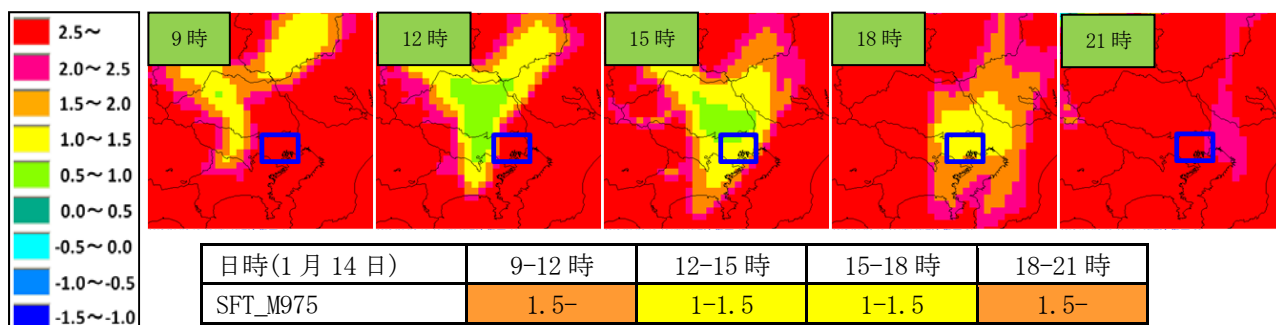


第 2.2.29 図 MSM (13 日 03UTC 初期値) による予想 (1 月 14 日)

上 : 975hPa 気温・風、赤線は 975hPa 3°C 線 左下 : 1 時間降水量 (mm) 右下 : 975hPa 湿度 (%)

の高度が下がり、9時以降は高度約500m(約950hPa)以下で雪の融解による冷却が顕著となることに対応する。ただし、降雪に至るプロセスは複雑で、そのプロセス表現に関して数値予報モデルの予測には不確実性があり(原ら、2013)、下層寒気の実況監視結果に基づいてモデル予測を適宜補正することが重要となる。

次に、MSMが降雪を予想する14日昼過ぎから夕方にかけてとその前後を含む時間帯の地上気温を見積もる。まず、SFT_M975については、本節では第2.2.30図に示す通り、設定した気温階級ごとに色付けをした毎時の気温予想図を用いて、各時間帯で東京23区を最も占める気温階級を図から決定する。SFT_SBGは、東京のMSM気温GDの毎時値を用いて、各時間帯の平均値をもとめて、気温階級を決定する。域内の3時間最大降水量GD(R3max)については、GSMがMSMの最大2倍程度と差異が大きい(第2.2.31図)ことから、この時点では、GSMとMSMの平均した値を用いる。



第2.2.30図 MSM975hPa 気温から予測した地上気温(SFT_M975)

MSM(13日03UTC初期値)に基づいて予測した気温を0.5度ごとに色付けした。青の四角は東京23区を示す。

時刻(JST)	15-16	16-17	17-18	18-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24	時刻(JST)	15-16	16-17	17-18	18-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24	
確度	高	高	高	高	中	中	低	低	低	低	低	低	低	確度	高	高	高	高	高	中	中	低	低	低	低	低	低	
23区西部	0	0	0	0	0	0	1/1	8/13	16/30	24/32	22/30	13/20	2/3	0	0	0	0	0	0	1/5	6/10	6/15	5/16	0	0	0	0	
23区東部	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	0	1/1	12/15	28/30	29/36	26/36	16/32	2/3	0		0	0	0	0	0	1/3	8/18	6/11	6/12	13/21	9/15	1/3	---	

第2.2.31図 3時間降水量GDの予想 左: GSM(13日00UTC初期値) 右: MSM(13日03UTC初期値)

灰色の枠の部分が3時間降水量GDで、/で分けられている数字は、左側が地域内の最小値、右側が最大値を示す。

上記の結果、MSM(13日03UTC初期値)に基づいた地上気温予測と降雪量の見積もりを第2.2.5表に示す。まず3時間降雪量(S3)は、雪水比とR3maxの積から求める(2.2.2.2参照)。また、24時間降雪量(S24)

第2.2.5表 東京23区の地上気温と降雪量の見積もり

1段目: R3max(GSMとMSMの平均値) 2段目: SFT_M975 3段目: SFT_SBG
4段目: 採用した気温シナリオ 5段目: MSM3時間最大降水量GD(MSM S3max)

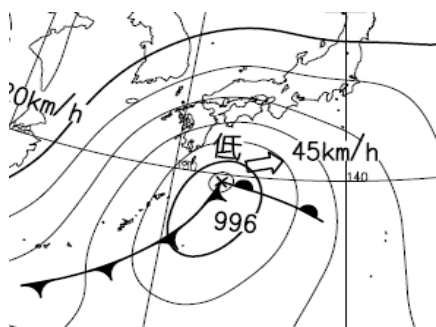
日時(1月14日)	9-12時	12-15時	15-18時	18-21時
R3max(mm)	26	27	23	3
SFT_M975	1.5-	1-1.5	1-1.5	1.5-
雪水比	-	0.1	0.1	-
S3/S24(cm)	-	3/3	2/5	-/5
SFT_SBG	1.5-	1.5-	0.5-1	1.5-
雪水比	-	-	0.4	-
S3/S24(cm)	-	-	10/10	-/10
採用した気温シナリオ	1.5-	1.5-	1-1.5	1.5-
雪水比	-	-	0.1	-
S3/S24(cm)	-	-	2/2	-/2
MSM S3max(cm)	0	6	8	1

は前 24 時間内の S3 を合計して求めた。S24 は 5 cm 以上の注意報基準に達する予想となったが、降雪時の予想気温がおおむね 1~1.5℃で積雪が増加するかどうかの判断が難しいこと (2.2.2.2(2)参照) や予想気温の不確実性を考慮して、各時間帯で気温高めのシナリオを選択して S24 を 2cm と見積もる。

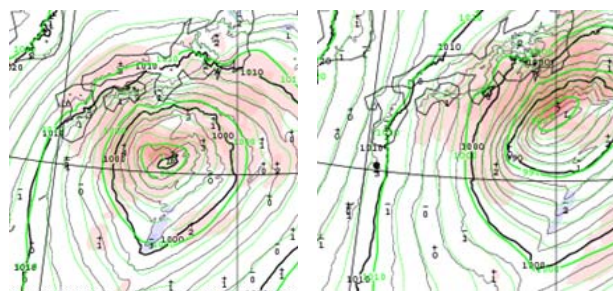
③ 1 月 14 日朝予報

実況監視についての注目点は以下の通り。

(ア) 低気圧は 13 日 21 時に四国の南に達する (第 2.2.32 図)。GSM・MSM 間で低気圧の位置の現況や予想の差がなく (第 2.2.33 図)、引き続き MSM を採用する。



第 2.2.32 図 地上天気図(13日 21時)

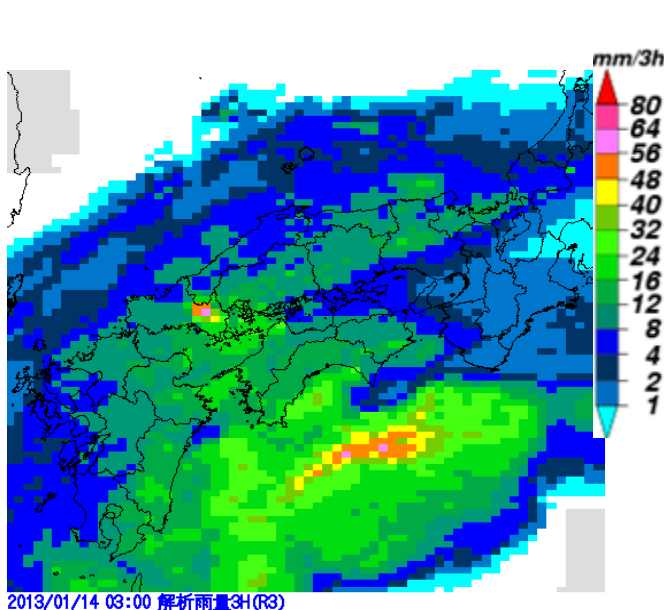


第 2.2.33 図 GSM と MSM の地上予想比較

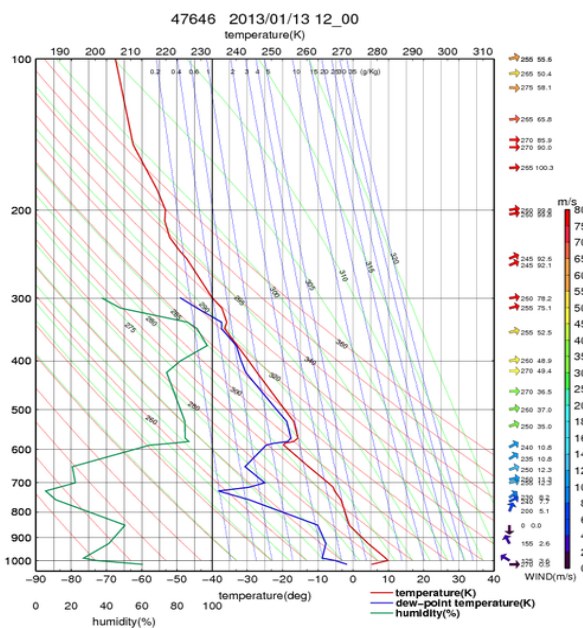
黒 : GSM(13日 12UTC 初期値) 緑 : MSM(13日 15UTC 初期値)
左 : 14日 9時 右 : 14日 21時

(イ) 低気圧の接近している西日本の降水量は、解析雨量 3 時間積算値 (第 2.2.34 図) で全般的に 3 時間 8~16mm、局地的に 16mm 以上の所があり、これと GSM/MSM の R3max を比較した結果、GSM と MSM に明らかな優劣の差はなく、引き続き両モデルの R3max の平均値を降水量見積もりに採用する。

(ロ) 13 日 21 時の館野 (第 2.2.35 図) で 600hPa 以下に乾燥域が広がる。第 2.2.34 図の通り、関東地方でも弱い雨が降り始め、降水の蒸発による気温低下が見込まれる。



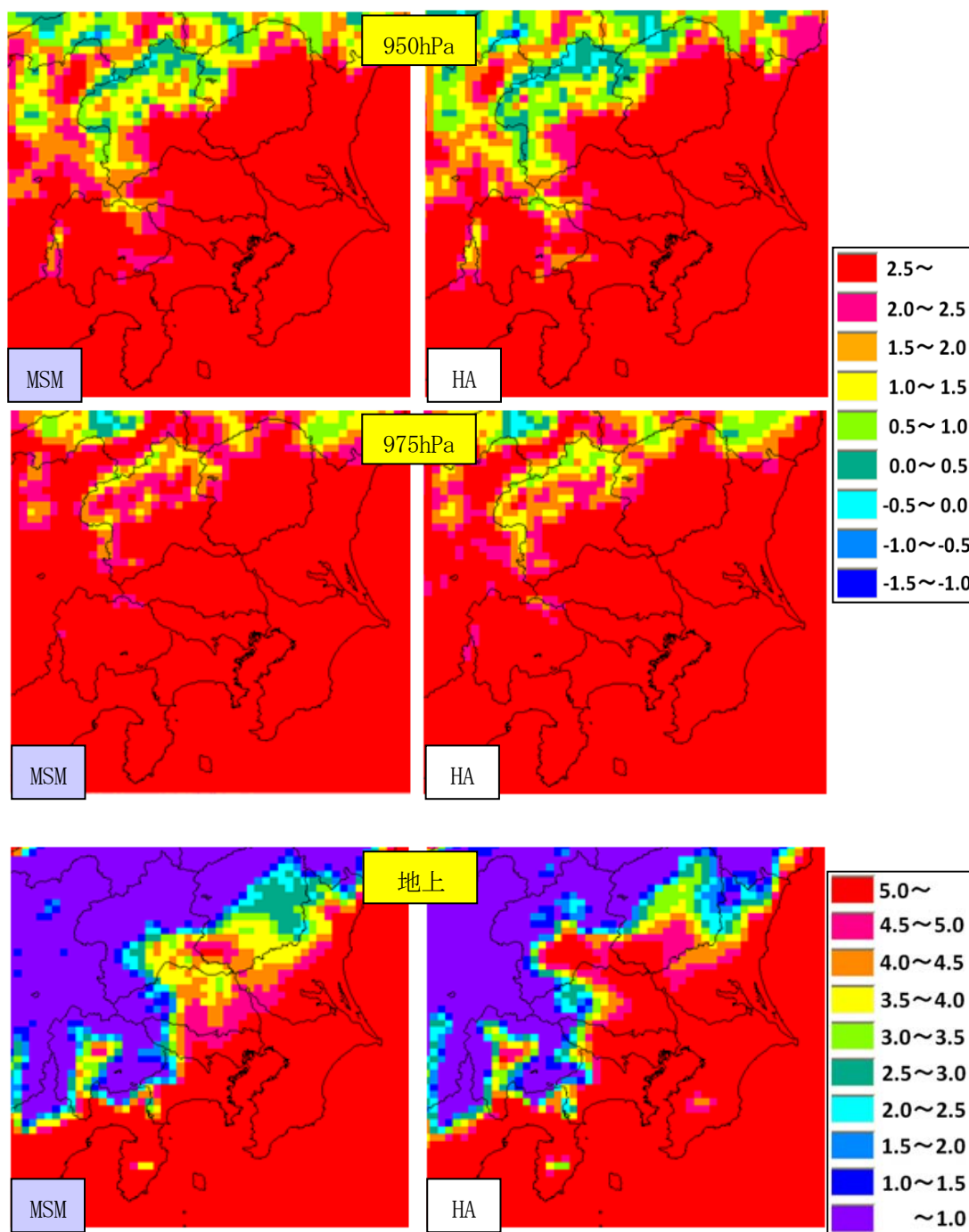
第 2.2.34 図 解析雨量 3 時間積算値 (14日 3時)



第 2.2.35 図 館野の高層実況 (13日 21時)

赤線 : 気温 青線 : 露点 緑 : 湿度

(エ) 3時のHA(第2.2.36図)は、950hPa・975hPa気温は群馬県の山沿いを中心にMSMよりもやや低く、0℃に近い領域(図中の黄緑～空色)が広がり、雪の融解による冷却も効いている可能性がある。このことから、MSMよりも早いタイミングで下層低温域が広がる可能性がある。その一方で、地上気温については、特に群馬・埼玉県境を中心としてMSMよりも高く、内陸部からの地上寒気の南下がMSMの予想通りとはならない可能性を考慮しておく。



第2.2.36図 MSMと毎時大気解析の比較(14日3時)

左: MSM(13日15UTC初期値) 右: 毎時大気解析(HA)

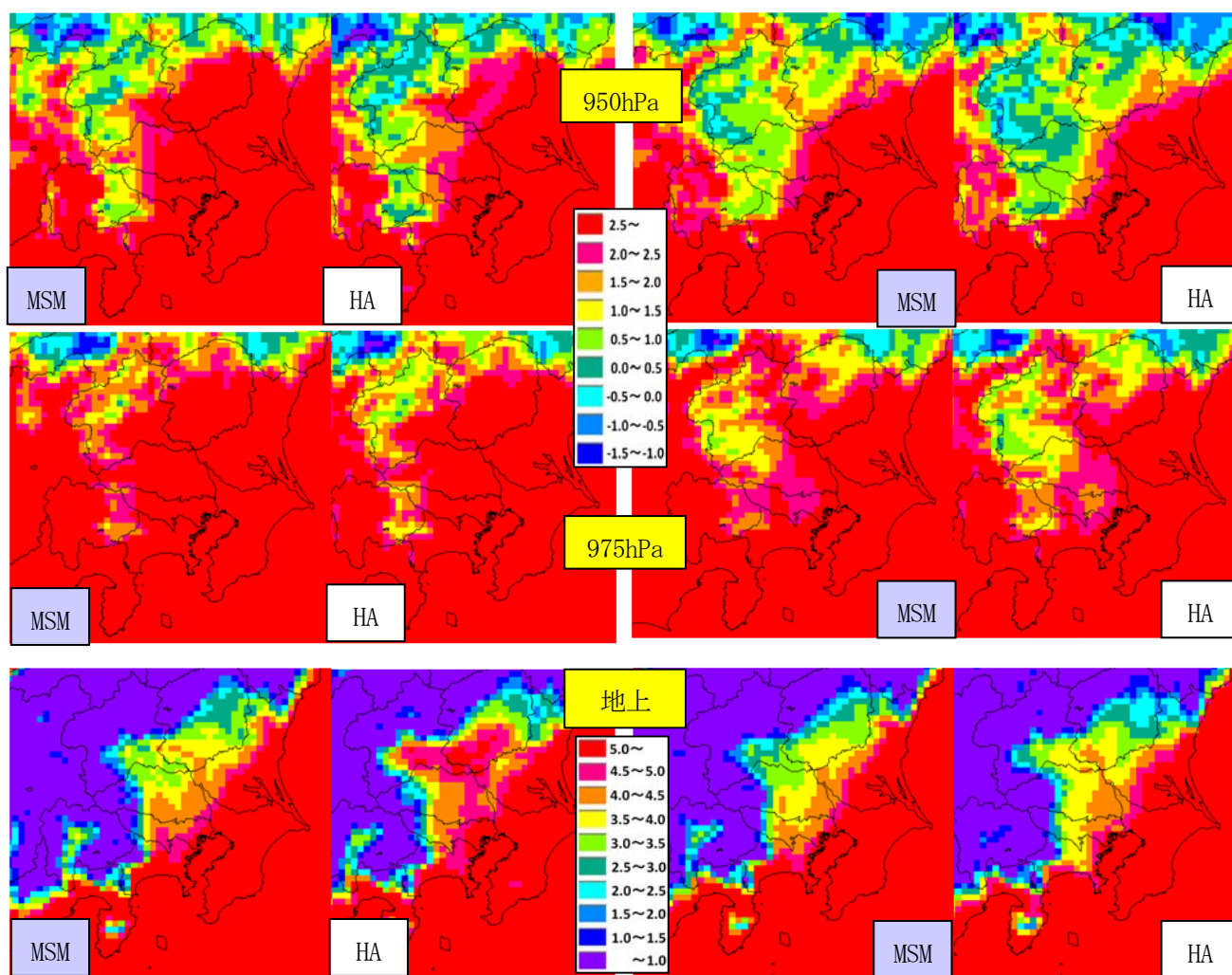
上: 950hPa気温 中: 975hPa気温 下: 地上気温

MSM (13 日 15UTC 初期値) に基づいた地上気温予測と降雪量の見積もりでは、13 日夕方予報とほぼ同じ結果で、降雪量 5cm 以上の注意報基準に達する可能性がある (表略)。一方で、(x) で述べた通り地上気温の実況が MSM よりも高いことから、気温シナリオは 13 日夕方予報を維持する。その結果、S24 は 2cm のシナリオに変更はない。

④ 大雪注意報発表の準備

実況監視の注目点については以下の通り。

(7) 5 時の HA (第 2.2.37 図) では、950hPa で関東西部の山沿いを中心に 2°C 未満 (オレンジ色、もしくは、それより低温を示す色) の領域が MSM よりも東へ広がる。さらに、7 時 (第 2.2.38 図) には 975hPa の 2°C 未満の領域が東京 23 区に広がりはじめ、地上気温についても東京 23 区の西の多摩地方では MSM より低くなり、東京 23 区でも MSM 並みもしくは MSM よりも下回る可能性がでてくる。



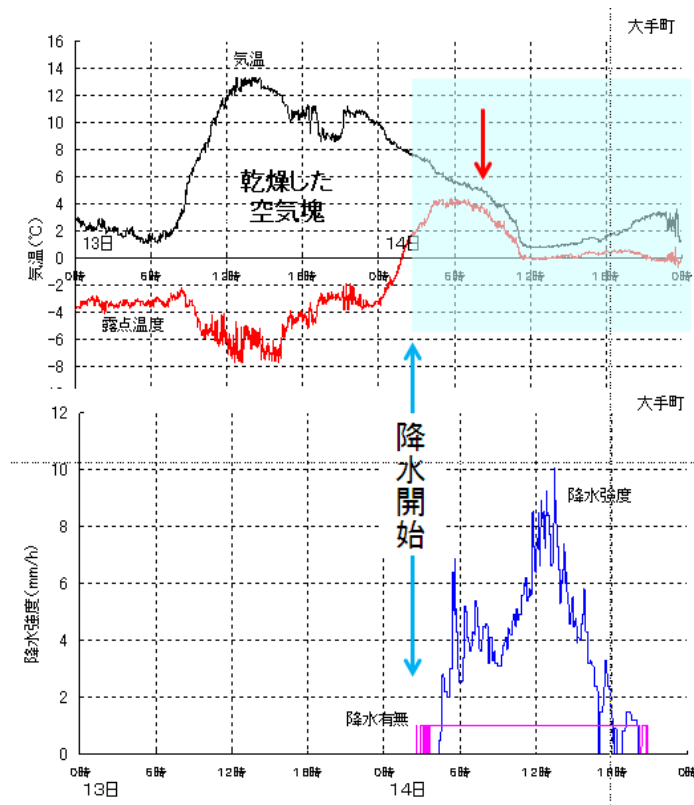
第 2.2.37 図 MSM と毎時大気解析の比較 (14 日 5 時)

左 : MSM (13 日 18UTC 初期値) 右 : 毎時大気解析
上 : 950hPa 気温 中 : 975hPa 気温 下 : 地上気温

第 2.2.38 図 MSM と毎時大気解析の比較 (14 日 7 時)

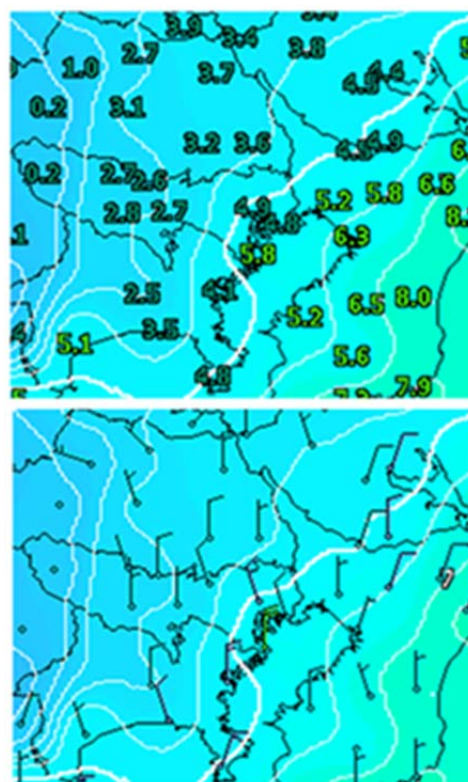
左 : MSM (13 日 18UTC 初期値) 右 : 毎時大気解析
上 : 950hPa 気温 中 : 975hPa 気温 下 : 地上気温

(イ) 8 時すぎに東京の露点・気温が同時に下降し始める。このことは東京に寒気が流入し始めたことを示唆する（第 2.2.39 図）。さらに、8 時の HA では、これまで MSM より高かった東京 23 区の地上気温が MSM 並みもしくは低くなり（図略）、積雪時に用いる 2 つの指標や MSM ガイダンスのシナリオに近い予想となる可能性が高まる。その一方で、東京 23 区の風上側にあたる埼玉県の東部では気温 3℃以上（第 2.2.40 図）で、地上寒気移流の観点からは、現時点での急激な気温低下、ひいては、雨から雪への急激な変化を見込むことは難しい。



第 2.2.39 図 東京都大手町の実況

黒：気温、赤：露点、青：降水強度、桃：降水有無

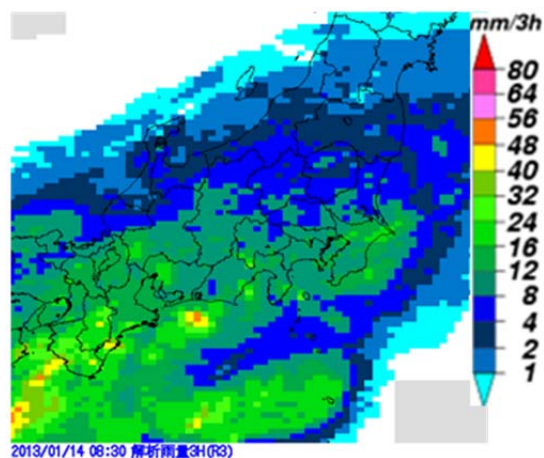


第 2.2.40 図 地上実況 (14 日 8 時 30 分)

上：アメダス気温と等温線 (1℃間隔)

下：アメダス風と等温線 (1℃間隔)

(ウ) 関東南部の降水量は、解析雨量 3 時間積算値でおおむね 8~16mm（第 2.2.41 図）で、局地的に 16~20mm 程度。これと GSM/MSM の R3max を比較すると、GSM の R3max はやや過大で、実況により近い MSM の R3max を降水量の見積りに採用する。



第 2.2.41 図 解析雨量 3 時間積算値

(14 日 8 時 30 分)

MSM (13日 21UTC 初期値) に基づいた地上気温予想と降雪量見積りの結果 (第2.2.6表)、SFT_M975の12-15時の気温が朝予報時より一階級低くなる。(イ)で述べた通り、地上寒気移流の実況が弱いことから、気温のメインシナリオは変更しないが、MSMのシナリオに沿った気温低下の可能性が高まったことからサブシナリオとしてSFT_M975シナリオを採用する。その結果、S24を10cmと見積もり、予報作業支援システム(YSS)で防災時系列を作成して(第2.2.42図)、システムに保存する。

第2.2.6表 東京23区の地上気温と降雪量の見積もり(サブシナリオ)

1 段目 : R3max (MSM) 2 段目 : SFT_M975 3 段目 : SFT_SBG
4 段目 : 採用した気温シナリオ 5 段目 : MSM 3 時間最大降雪量 GD (MSM S3max)

日時 (1月14日)	9-12時	12-15時	15-18時	18-21時
R3max (mm)	26	23	12	1
SFT_M975	1.5-	0.5-1	1-1.5	1.5-
雪水比	-	0.4	0.1	-
S3/S24 (cm)	-	9/9	1/10	-/10
SFT_SBG	1.5-	0.5-1	0.5-1	1.5-
雪水比	-	0.4	0.4	-
S3/S24 (cm)	-	9/9	5/14	-/14
採用した気温シナリオ	1.5-	0.5-1	1-1.5	1.5-
雪水比	-	0.4	0.1	-
S3/S24 (cm)	-/-	9/9	1/10	-/10
MSM S3max (cm)	3	13	9	0



第2.2.42図 YSSによる防災時系列作成(14日8時30分以降)

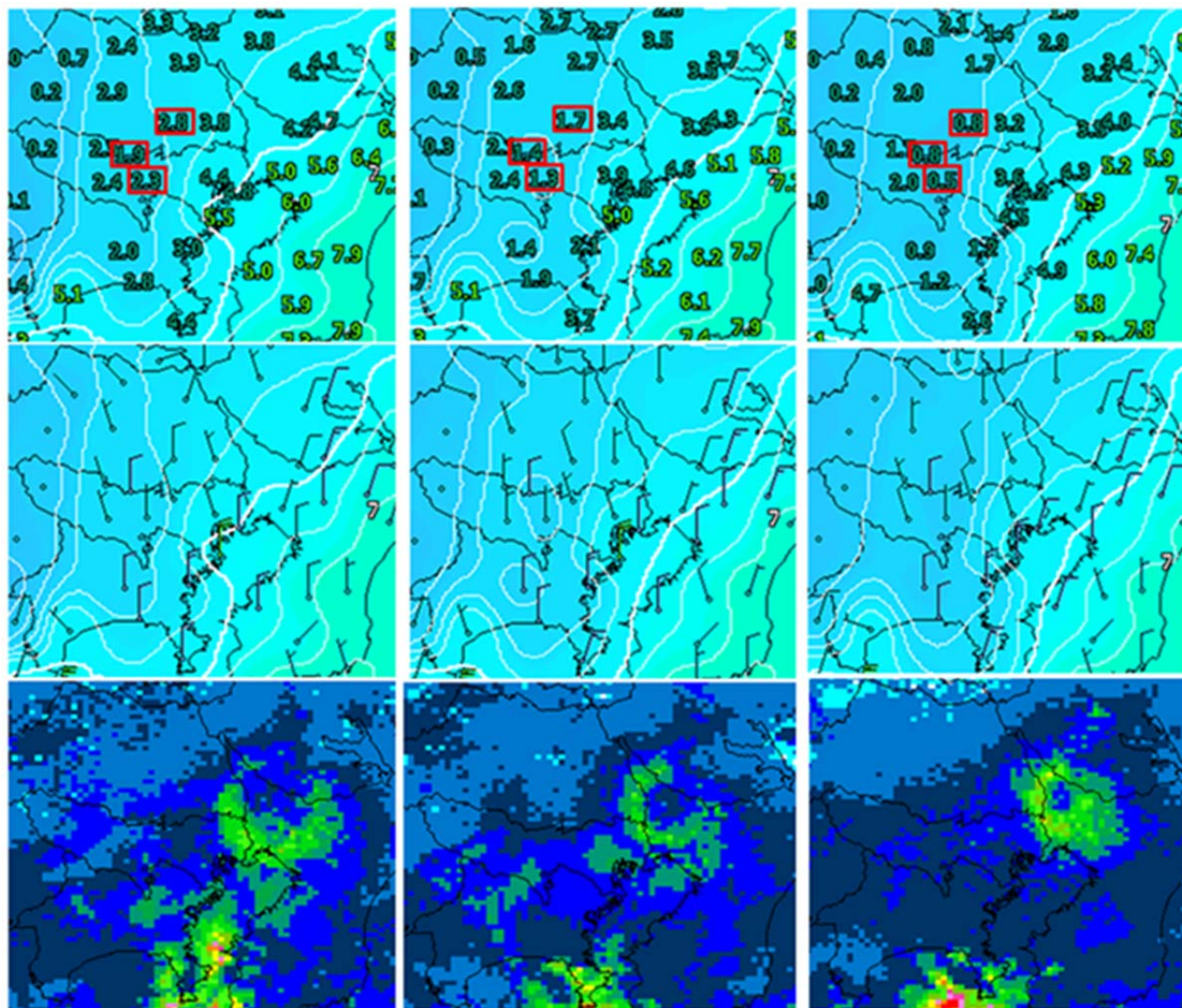
左 : S24のメインシナリオ(13日夕方予報時に設定) 右 : S24のサブシナリオ

S24の10cmは18時以降も継続するが、18時以降は降雪量が見込まれないことから注意報解除となるため、降雪量を入力しない(0cmのままとする)。

⑤大雪注意報の発表

第2.2.43図の通り、9時00分から9時30分にかけて、アメダスの気温や風からは埼玉県の東部からの地上寒気移流は顕著でないにもかかわらず、東京23区の西側の地域(さいたま・所沢・府中)の気温低下が著しい。また、東京レーダーでは、ブライトバンド(気象庁観測部観測課観測システム運用室、2010)に対応した環状エコーの縮小、すなわち融解層(気温0℃前後の層)の高度が低くなっていることが確認でき、東京周辺の下層寒気が強まっていると判断できる。これら観測事実とHAやMSMが示す下層寒気の動向を考え併せると、雪の融解によって引き続き東京23区付近の下層寒気は強まり、地上気温もさらに低下する可能性が高くなる。10時には東京23区の西側の地域の気温がいずれも1℃を下回る。積雪時の雨雪判別の目安となる気温1.5℃(田代ら、2003)より0.5℃以上低いこと、ブライトバンドがさらに縮小していること、

東京23区の西側での気温傾度が強まっており、地上寒気移流も見込めることから、あらかじめ用意しておいたS24のサブシナリオをメインシナリオとして10時すぎに注意報を発表する。その後、14時に積雪の東京の実況が大雪注意報基準の5cmを超えて、結果として約4時間のリードタイム（ここでは、大雪注意報発表から大雪注意報基準に達するまでの時間）を確保できる。



第2.2.43図 地上気温実況とレーダー降水強度

上：アメダス気温と等温線(1°C間隔) 中：アメダス風と等温線(1°C間隔) 下：レーダー降水強度5分
 左：9時 中：9時30分 右：10時 赤枠：北からさいたま、所沢、府中のアメダス観測点

参考文献

気象庁観測部観測課観測システム運用室，2010：平成20年度観測データ利用技術検討会報告．気象庁測候時報，77.1-3，61-64.
 田代憲一，上杉和哉，石橋俊之，岩下裕二，2003：事例解析－南岸低気圧による関東・甲信地方の大雪 2002年12月9日－．平成15年度関東甲信地方予報技術検討会資料，4-12.
 原旅人，白山洋平，檜垣将和，氏家将志，2013：事例検討 2013年1月14日の関東大雪．平成25年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，71-89.

第3章 予報作業における渦位の利用について*

3.1 渦位の定義と保存性

渦位の概念は1930年代に始まり、Rossby(1940)やErtel(1942)により、次式のように定義された。

$$P \equiv \frac{1}{\rho} \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta \quad (3.1)$$

Pは渦位、 $\boldsymbol{\eta}$ は絶対渦度ベクトル、 ρ は密度、 θ は温位である。渦位は単位質量あたりの3次元絶対渦度ベクトルと温位傾度ベクトルの内積で、絶対渦度の等温位面に垂直な成分と温位の鉛直傾度（静的安定度）に比例する。また、絶対渦度は相対渦度とコリオリパラメータ（惑星渦度ともいわれる）の和であり、コリオリパラメータが大きくなる極側ほど通常大きな値を取りえる。

静力学平衡を仮定すると、等温位座標における渦位は次式のように、変形することができる。

$$P = -g \zeta_{a\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (3.2)$$

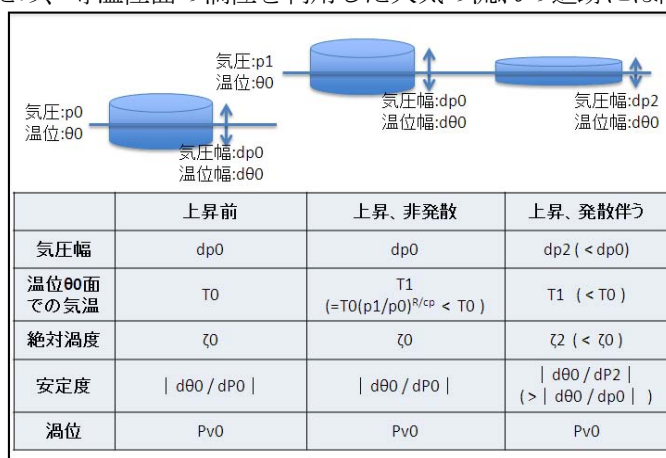
g は重力加速度、 $\zeta_{a\theta}$ は等温位面の絶対渦度、 p は気圧である。 $-\frac{\partial \theta}{\partial p}$ は静的安定度（以下、安定度）を示し、渦位は絶対渦度と安定度の積で表される。

絶対渦度と渦位は、次に示す条件が満たされれば保存量として扱うことができる。絶対渦度の保存条件は非発散・断熱・摩擦なし、渦位の場合は断熱・摩擦なし、であり、渦位の方が保存性は高い。

絶対渦度は、収束や発散があると値は変化する。正渦度は収束すると増加し、発散すると減少する。FAX天気図(AXFE578等)で示されている500hPa面の相対渦度も保存量ではない。しかし、相対渦度も緯度が変わらない場合、コリオリパラメータの値が変わらないので、絶対渦度と同等に考えられ、また、500hPa面はほぼ対流圏の中間にあたり、その上空や下層と比べると一般に収束（発散）が小さく、ある程度の保存性があるとみなせる。このため、渦度極大域の追跡はしやすく、正渦度移流の把握など、大気の流れを理解する上で役立つ。

等温位面の渦位は、絶対渦度と異なり、収束・発散があっても値が保存される。このため、大気の流れを追跡する際、渦度分布より渦位分布を利用する方が適している。ただし、大規模場な対流活動がある地域では非断熱加熱・冷却により温位も渦位も変化するため、等温位面の渦位を利用した大気の流れの追跡には限界がある。

絶対渦度と渦位の保存性について定性的に説明する。等温位面で単位面積を持ち、その面に垂直方向には微小の厚みをもつ円柱形の気塊（以後、気柱と呼ぶ）を対象に考察する。この気柱近傍において非発散・非収束の場合、この気柱は底面積が変化せず、流れに沿って上昇（下降）すると、気圧が低く（高く）なり、断熱を仮定すれば温位は変化しないが気温は低下（上昇）する。そして体積は膨張（圧縮）する（実際の高度で計る厚みは増大（減少））が、鉛直方向の気圧幅は変化



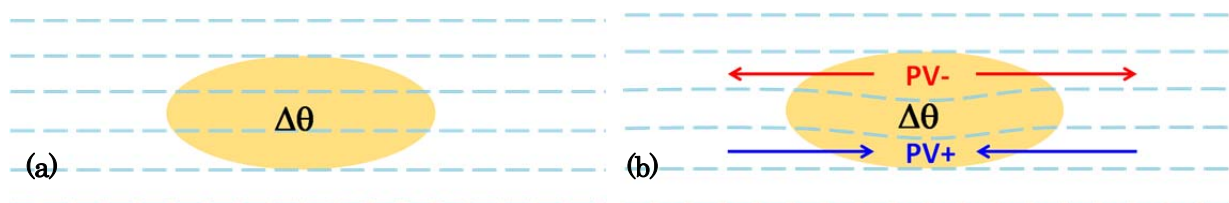
第3.1図 渦位と絶対渦度の保存性について

*黒良 龍太、森 浩俊（気象庁予報部予報課）、加藤 輝之（気象研究所）

しないため安定度は変化せず、絶対渦度と渦位は保存される(第3.1図を参照)。気圧幅 (dp) が変化しないのは、静力学平衡の式から $|dp| = g\rho dz$ (ρ は密度、 dz は高度幅) であり、 ρdz は質量で保存量なので、たとえ ρ が変化しても dp は変化しないためである。次に、気柱が上昇しながら発散する場合を考える。気柱の形状は鉛直方向の気圧幅は縮み、水平方向に拡大する。非発散・非収束の場合と比べると、温位幅は同じだが、気圧幅が小さくなるので、鉛直方向の温位差が増大し、その結果安定度は大きくなる。一方、発散するため絶対渦度は小さくなる。その結果、渦位は安定度と絶対渦度の積に比例することから、安定度の増大と絶対渦度の減少が打ち消し合ってその値を変えない(厳密には安定度の増大を打ち消すように絶対渦度が減少する)。このことから、渦位は絶対渦度より保存性が高いことがわかる(渦位の保存性についての正確な説明は付録1を参照)。

3.2 渦位の非保存性

渦位は、非断熱あるいは摩擦の効果が多い場合は保存量として扱えない。非断熱加熱による渦位変化をみるために、最も単純に、鉛直シアーがない環境(渦度方程式において、立ち上がり項が発散項に比べ無視できるほど小さい場合)で、中層に孤立した加熱域がある(中央に $\Delta\theta$ を与え、周囲は徐々に0になる)場合を考える。第3.2図(a)にある通り、孤立した加熱域の上側で等温位面の高度が変化しないと仮定する。加熱域では温位が上昇するので、等温位線は下降する(第3.2図(b))。それにより、加熱域の上部では等温位線の幅が広がることで安定度が低下し、また加熱による膨張により発散場となって絶対渦度も減少する。一方、加熱域の下部では加熱により等温位線の幅が狭まることで安定度が高くなり、また静力学平衡が成り立つならば周囲より気圧が低くなるため収束場となって絶対渦度は増加する。なお、加熱膨張により全体として発散となるが、加熱域下部はその効果以上に気圧低下による収束の効果が多い。以上から、渦位は安定度と絶対渦度の積であるので、加熱域の上部では渦位は減少し、下部では渦位が増加することになる(第3.2図(b))。



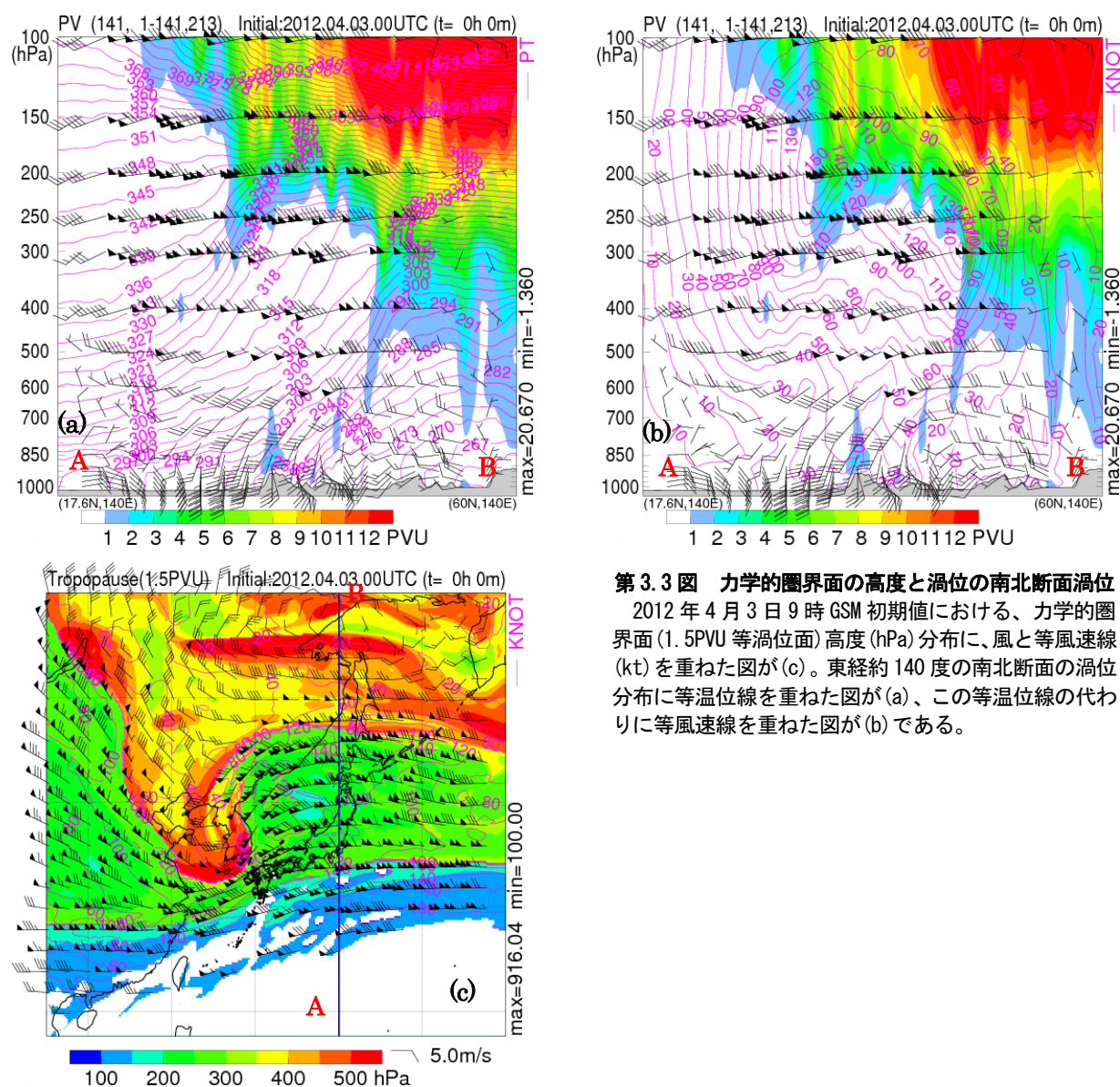
第3.2図 中層の潜熱放出による孤立した加熱域にともなう渦位の変化

(a)初期場の一定高度の温位面(水色の破線)と加熱域(影域)を示す。(b)加熱により変化した温位面と渦位の偏差、収束・発散を表現する流れを示す。(Lackmann 2011 を改修) アメリカ気象学会の許可をとり掲載しています。(c) American Meteorological Society.

3.3 力学的圏界面

対流圏の渦位の大きさは(3.2)式を使って見積もることができる。絶対渦度の大きさをコリオリパラメータの大きさ 10^{-4}s^{-1} 、対流圏の代表的な安定度の大きさを $10\text{K}/100\text{hPa}$ とすると、渦位の大きさは $10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Kkg}^{-1}$ になる。Hoskins et al. (1985)はこの値を1PVU(potential vorticity unit)と定義した。成層圏は対流圏に比べて安定度が大きいため、絶対渦度と安定度の積である渦位は、成層圏では対流圏と比較して大きくなり、この境界である圏界面付近では特に渦位が大きく変化する。このため、近似的に渦位の変化が大きい圏界面を渦位の等値面として表現することができ、対流圏の代表的な渦位の大きさが1.0PVU程度であることから、1.5~2.0PVUの等渦位面が力学的圏界面と定義される。第3.3図に、2012年4月3日9時の等渦位面(1.5PVU)の気圧分布図と東経140度南北断面の渦位分布に等風速線と等温位線を重ねた図を示す。東経140度(第3.3

図(b))では、亜熱帯ジェット気流の軸が200hPa面付近、北緯30~32度に、寒帯ジェット気流の軸は250hPa面付近、北緯45~47度に位置し、これらの軸付近の渦位が1.5~2PVUとなっている。このように1.5~2PVUの等渦位面の情報から主なジェット気流の位置と気圧面(高度)を把握することができる。ジェット気流の北側にある高渦位域(第3.3図(b))は下方・南側にのび、等温位線が混んでいる大気の状態の安定な領域(上層の前線帯、第3.3図(a))と対応し、この領域では成層圏起源の気塊が等温位面に沿って対流圏に貫入していることを示している。この貫入はtoropopause foldingと呼ばれる。

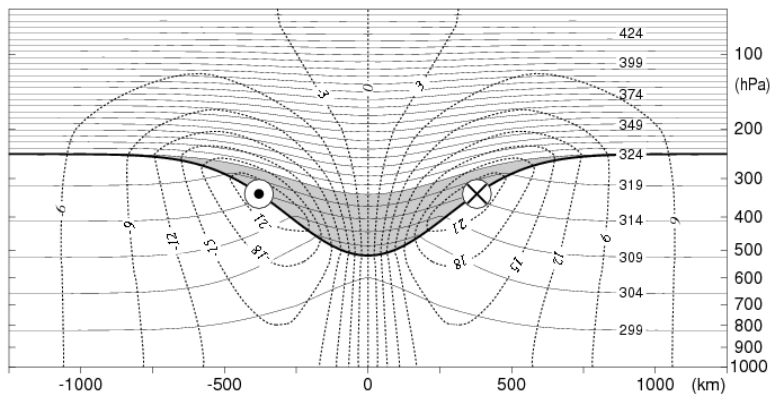


第3.3図 力学的圏界面の高度と渦位の南北断面渦位
 2012年4月3日9時GSM初期値における、力学的圏界面(1.5PVU等渦位面)高度(hPa)分布に、風と等風速線(kt)を重ねた図が(c)。東経約140度の南北断面の渦位分布に等温位線を重ねた図が(a)、この等温位線の代わりに等風速線を重ねた図が(b)である。

ジェット気流の直下付近の、tropopause folding 近傍の地点では、鉛直方向に1.5~2.0PVUとなる高度が複数存在する場合がある。このような場合は通常、力学的圏界面の高度としては、最も高い高度を採用し図示する。また、対流圏でも大きな非断熱加熱により比較的高い渦位が生じることがあるので、そのような高渦位空気に関連する1.5~2.0PVU面を圏界面と誤認することを避けるためでもある。特に大きな非断熱加熱がある場合(例えば台風付近)には成層圏起源の高渦位気塊と対流圏の起源の高渦位気塊が鉛直方向に分離できないことがしばしばあり、そのような場合には単純に1.5~2.0PVUで力学圏界面高度を決めることができないので注意が必要である。

3.4 渦位偏差と下層との相互作用

ここでは、低気圧性渦位偏差が存在する場合にバランスする風と温位場について示す。仮想的に軸対称の低気圧性渦位（北半球では正）偏差が、圏界面付近に孤立的に存在した場合、これにバランスした風と温位の分布は第3.4図のようになる(Hoskins et al. 1985)。

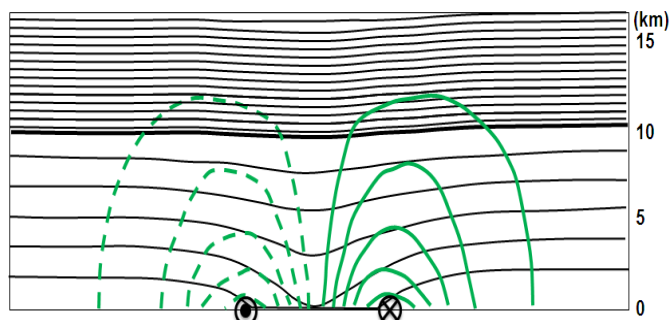


第3.4図 圏界面に孤立した仮想的な低気圧性渦位偏差にバランスする風と温位の分布

圏界面付近に孤立した仮想的な軸対称の低気圧性渦位偏差にバランスする風と温位の分布。横軸が水平距離、縦軸が高度(hPa)で、ハッチ部が渦位偏差、太線が圏界面、実線が等温位線と点線が等風速線。⊙と⊗はそれぞれ紙面に対して手前と背後に向かう風向を示す。(Hoskins et al. 1985.)

この図のハッチ部分が渦位偏差の存在する部分で、圏界面(太線)が500hPa面付近まで下降していることがわかる。圏界面下降域の対流圏上層部は、周囲より低温位となり寒気コアを形成し、大気の状態の安定度(温位の鉛直傾度)が低下している。この温位分布とバランスするように、約350hPa面高度の圏界面付近に最大風速をもつ低気圧性循環が形成され、地上付近にもこの循環が達している。この低気圧性循環の東側では、地上付近の風が南風成分をもち、北半球では暖湿気塊が流れ込みやすい環境となる。この暖湿気塊の流入があれば、さらに大気の不安定度は増大する。以上から、大気状態が不安定になり、暖湿気の流入が引き起こされる渦位偏差(低気圧循環)の南東側で対流雲が発生・発達しやすくなる。

次に、地上に正の温位偏差がある場合にバランスする温位と風の分布を第3.5図に示す。温位偏差の中心は高温域となるため、下層低気圧が形成され、この循環が圏界面より高い領域まで達している。このことから、次のことが言える。実際の気象現象においては、上層渦の東側の下層では暖気移流(第3.4図参照)が形成され、下層の正の温位偏差が形成される。すると、この領域では第3.5図と同等のバランスが働き、下層の低気圧性循環が圏界面付近にまで影響し、上層渦の東側で低気圧性循環を生じるため、もともとあった上層渦の中心付近で南向きの運動が生じる。孤立した高渦位域でなく、上層の極側にさらに高い渦位気塊があれば、これが移流により南下し、上層トラフが深まる。この上層と下層のじょう乱の相互作用により、上層トラフと下層低気圧が強化すると説明される。また、南下によってコリオリパラメータが小さくなるため、絶対渦度が変化しないなら、渦(相対渦度)も強化される。台風がジェット気流に近づいた時、西側でトラフが深まるのもこの相互作用

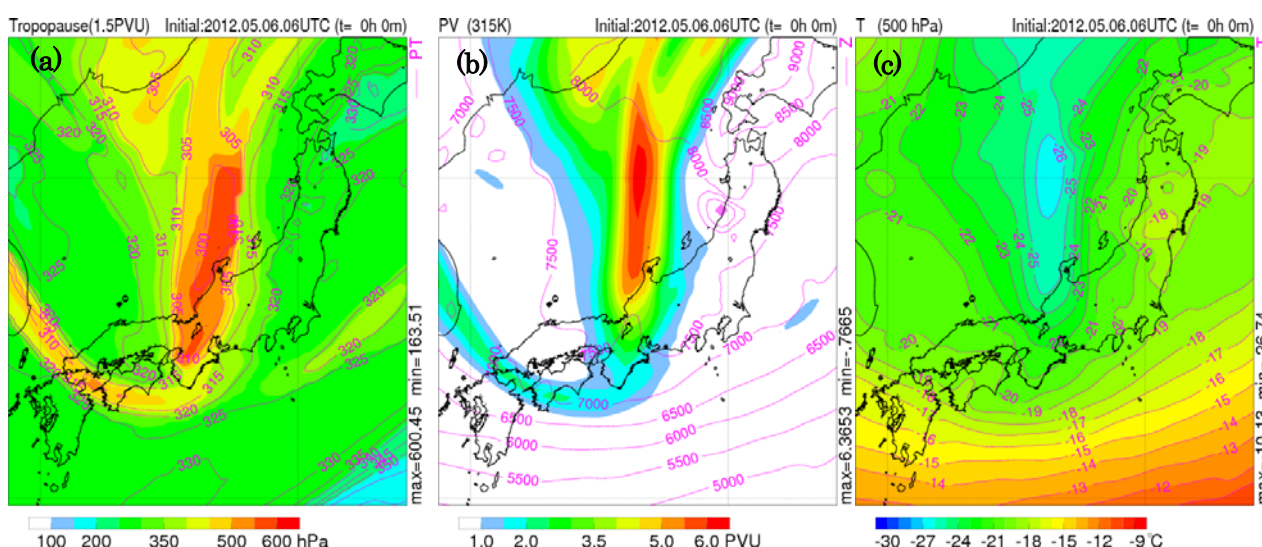


第3.5図 地上温位偏差にバランスする風と温位の分布

地上に孤立した軸対象の正の温位偏差にバランスする風と温位の分布。横軸が水平距離、縦軸が高度。高度0kmの黒実線で正の温位偏差を与えている。黒の実線が等温位線、緑の線が等風速線を示す。⊙と⊗はそれぞれ紙面に対して手前と背後に向かう風向を示す。(Thorpe 1986) アメリカ気象学会の許可をとり掲載しています。(c) American Meteorological Society.

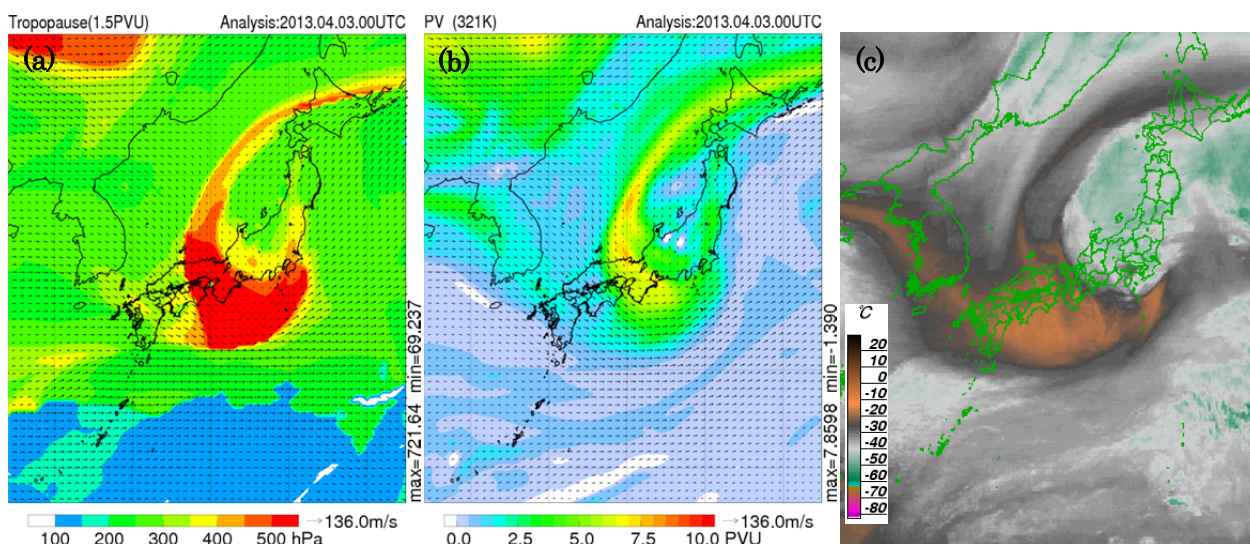
用で説明できる。なお、トラフ前面での上空の正渦度移流により励起される上昇流も、下層の低気圧の発達に大きく寄与する。

以上のことより、上層寒気の成因を考察する上で、圏界面付近の渦位偏差の把握が重要となる。前にも述べたように等温位面の渦位は断熱過程で保存されるため、渦位偏差を把握するには等温位面の渦位分布がよく利用されてきた。しかし、圏界面付近の温位は、気象状況のみならず、季節や緯度によっても変化する。力学的圏界面の温位分布を活用すると、把握すべき渦位分布の等温位面を比較的簡単に決めることができる。第3.6図(a)は2012年5月6日15時の力学的圏界面の高度分布と等温位線を示しており、日本海から北陸・近畿へのびる低高度域の温位が315K未満であることがわかる。そこで高渦位域を確認するために、315Kの等温位面の渦位分布を第3.6図(b)に示す。500hPa面気温の低い領域(第3.6図(c))は、315Kの等温位面の高



第3.6図 力学的圏界面高度、等温位面の渦位分布と500hPa面の寒気との対応

2012年5月6日15時における(a)力学的圏界面(1.5PVU)の高度(hPa)と等温位線、(b)等温位面(315K)の渦位分布と高度(m)、(c)500hPa面の温度分布を示す。日本海から北陸へのびる等温位面の高渦位域と500hPa面の寒気の対応がよい。



第3.7図 力学的圏界面高度、等温位面の渦位分布と水蒸気画像の暗域との対応

2013年4月3日9時における(a)力学的圏界面(1.5PVU)の気圧(hPa)、(b)等温位面(321K)の渦位分布、(c)水蒸気画像を示す。暗域が日本海から西日本、日本の南へのびており、この領域が力学的圏界面の低高度領域(350~400hPa以上)および等温位面高渦位域との対応がよい。だが、その領域の西側(九州から朝鮮半島、黄海)にある暗域では、力学的圏界面の低高度領域、等温位面高渦位域とはなっていない領域がある。

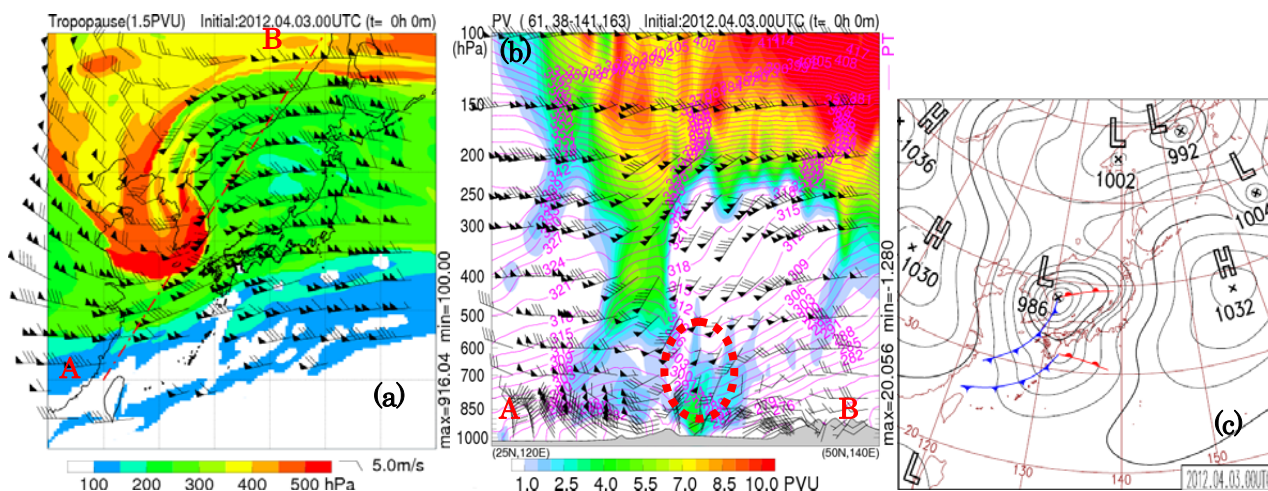
渦位域はほぼ一致している。これは第3.4図で示したように、圏界面付近に正渦位偏差が分布する場合、その直下の対流圏の気温が低くなるためである。

さらに、力学的圏界面高度の低高度領域や等温位面渦位分布の高渦位域は水蒸気画像の暗域と対応がよいことがわかる(第3.7図参照)。ただし、その逆は必ずしも対応しないことに留意されたい。

3.5 急発達する温帯低気圧・寒冷渦・台風における渦位分布の特徴

(1) 急発達する温帯低気圧

2012年4月3日、低気圧が日本海で急速に発達し、9時での中心気圧986hPaが21時に964hPaまで低下した。発達直前において、日本海西部にある地上低気圧の上層の風上側(南西側)に、力学的圏界面の高度がもっとも低くなる領域がある(第3.8図(a))。南西～北東方向の渦位の鉛直断面(第3.8図(b))には、地上低気圧からほぼ垂直にのびる高渦位域(地上～約550hPa、赤点線部)がみられる。その風上側には、深いトラフにともなう高渦位域が成層圏から550hPa面付近まで下方へのびている。この例のように急速に発達する低気圧では、第3.4節で述べたように下層低気圧にともなう孤立した下層の高渦位域と、上空の高渦位域との相互作用が見られる。この低気圧の発達要因については、気象研究所(2012)を参照されたい。

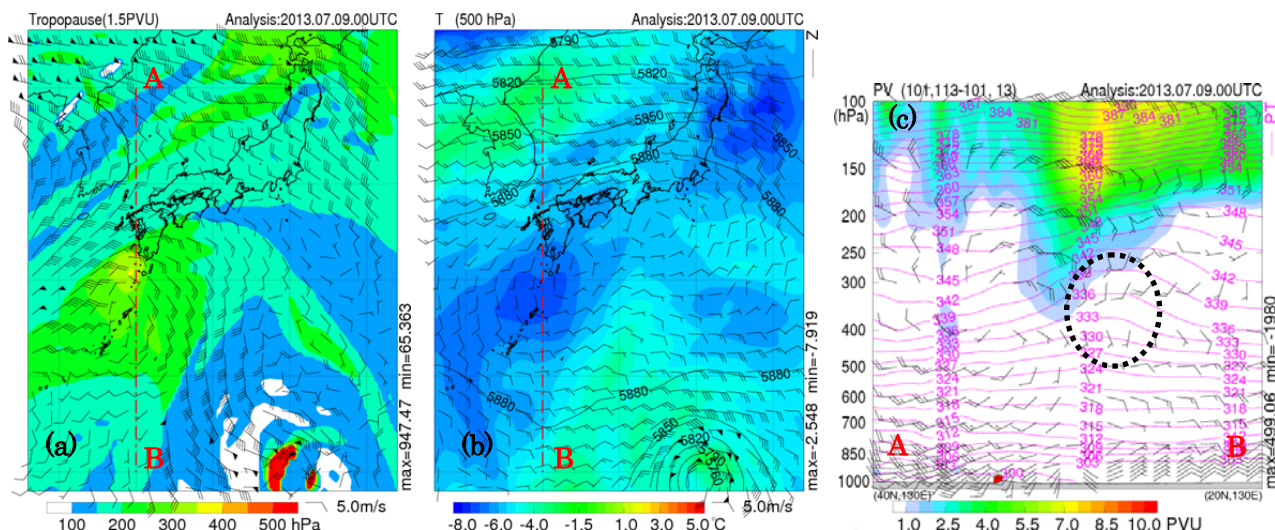


第3.8図 低気圧が急速に発達する際の渦位分布等の実例

2012年4月3日9時における、(a)力学的圏界面(1.5PVU)の気圧(hPa)と風の分布、(b)(a)の赤鎖線における鉛直断面の渦位分布と等温位線(K)、(c)地上天気図。

(2) 寒冷渦

2013年7月9日に寒冷渦が南西諸島を通過した。500hPa面(第3.9図(b))の高度場は、南西諸島付近が太平洋高気圧に覆われていることを示しているが、同気温場をみると奄美地方付近には-6度以下の寒気が存在している。この500hPa面での寒気は、等温位面(345K)渦位の高渦位域とよく対応している(図略)。力学的圏界面(第3.9図(a))がもっとも低い領域は種子島・屋久島の西方海上にあり、400hPa面付近に達している。その領域を通る南北断面図(第3.9図(c))には、200hPaより上空の水平スケールの大きい高渦位域に対応して400hPa面付近まで低温化(等温位線の盛り上がり、図の点線円内)がみられるが、圏界面高度が低い領域の下方では明瞭な寒気域が存在しない。このように、渦位偏差の下層への影響はその偏差の水平スケールに依存し、ある程度の高渦位域の水平スケールがないと、500hPa面にみられる明瞭な寒気と対応しないことがある。

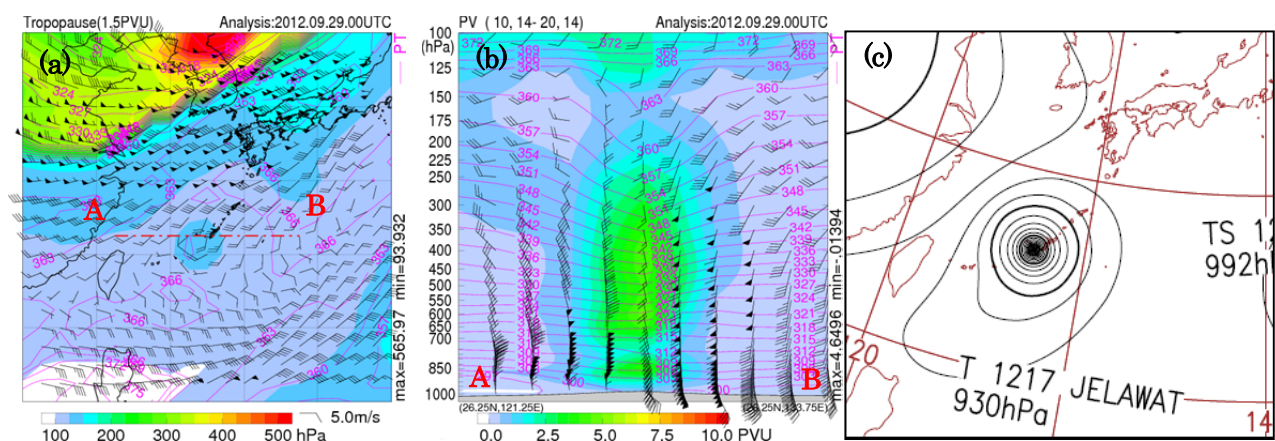


第 3.9 図 寒冷渦ともなう渦位分布等の実例

2013 年 7 月 9 日 9 時における、(a) 力学的圏界面 (1.5PVU) の気圧 (hPa) と温位 (K) ・風の分布、(b) 500hPa 面の温度分布と等高線 (gpm)、(c) (a), (b) にある赤鎖線における鉛直断面図の渦位分布と等温位線 (K)。

(3) 台風

平成 24 年台風第 17 号が沖縄本島付近に存在していた時の 1.5PVU 面の力学的圏界面高度や渦位の鉛直断面、地上天気図を第 3.10 図に示す。渦位の鉛直断面 (第 3.10 図(b)) をみると、対流圏中層付近で高渦位のピークがあり、対流圏上部の圏界面付近では渦位が相対的に低い。基本的に台風の循環生成により渦度が大きくなり、台風域では渦位も大きくなる。また、第 3.2 図(b) で示したように、加熱域があれば、その上部で渦位が減り、下部で渦位が増加する。しかし、強い台風の中心付近では非断熱加熱による加熱域の生成だけでなく、強い上昇流のために渦位の鉛直移流が生じる。場合によっては、鉛直方向に成層圏起源の高渦位気塊と区別が付きにくくなる領域が生じ、そのような領域では 1.5PVU 面を圏界面と関連付けられない。ここで示したケースでは、台風中心付近の力学的圏界面高度が周囲よりも若干低下している (第 3.10 図(a))。これとは逆に、非断熱加熱による渦位の減少のために、台風中心付近で力学的圏界面が持ち上げられる場合もある。



第 3.10 図 台風ともなう渦位分布等の実例

2012 年 9 月 29 日 9 時における、(a) 力学的圏界面 (1.5PVU) の気圧 (hPa) と温位 (K) ・風の分布、(b) (a) にある赤鎖線における渦位断面図と等温位線 (K)、(c) 地上天気図。

台風等の影響による熱帯域の上部対流圏の低渦位域が北へ移流し、収束・発散がなく絶対渦度が保存する状態では、コリオリパラメータが大きくなる分、相対渦度が小さくなる（負の相対渦度が生成される）。そのような状態では、負の相対渦度の増大をともなうリッジの強化が生じ、高気圧曲率の上層雲域との対応がみられる。また圏界面が持ち上げられた領域の北端では圏界面の傾斜が強化されるため、ジェットストリークが強められる効果もあるとされている（北島，2013）。

3. 6 等温位面渦位と等渦位面高度の利用について

等温位面渦位と等渦位面（力学的圏界面）高度を利用する際の基本的な考え方として、前者は渦位の高い保存性を活かした利用ができ、後者は対流圏上部の状況や圏界面起源のじょう乱などを把握する際に活用できる。従来の等圧面との対応では、等温位面の高渦位域と力学的圏界面の低高度領域は上層寒冷渦あるいはトラフと関連が深い。また力学的圏界面における低い高度領域の移流は、等温位面での高渦位移流、等圧面での正渦度移流と関連がある。

(1) 等温位面の渦位分布の利用における着目点や留意点

- ・渦位は非断熱・摩擦の影響がない場合は保存され、大気のトレーサーとして利用できる。
 - ⇒ 上層寒気の動向を把握する上で、実況の渦位分布を把握することは重要となる。
- ・低気圧性渦位偏差（北半球は正）の進行前面では上昇流が誘起され、その下層では大気の状態が不安定化。
 - ⇒ 渦位分布の把握により、上層寒気が生成・強化される要因を理解することができる。ただし、ジェット気流付近では、渦位偏差に起因する上昇流以外に、ジェット気流の出口や入口付近の2次循環の影響が大きい場合があることも考慮すること。
- ・渦位の高度変化を確認することで、総観～メソ α スケールの大気の上昇・下降も把握できる。
- ・高渦位域は、水蒸気画像の暗域と対応がよい。その逆は対応しないので注意すること。
- ・どの等温位面を見るべきか、その都度選ぶ必要があるので注意。
 - ⇒ 過去の解析で使ったのと同じ等温位面が別の事例の調査で適切とは限らない。季節によって圏界面高度が異なり、その付近の等温位面をみるのが大切である。
- ・等温位面の一部は、圏界面上空の成層圏内の領域となっていることがあり、この領域の渦位偏差が対流圏上層寒気と対応しないことがあることに注意。

(2) 等渦位面の利用における着目点や留意点

- ・1.5～2.0PVUの等渦位面高度は近似的に圏界面高度と考えることができ、力学的圏界面と呼ぶ。ただし、対流圏で大きな非断熱加熱がある場合は、対流圏起源の高渦位気塊と成層圏起源の高渦位気塊が分離できなくなり、等渦位面を圏界面と見なせない。
- ・力学的圏界面高度がおよそ400hPa以上の低高度領域は、水蒸気画像の暗域との対応がよい（その逆は対応しないので注意すること）。この南縁にジェット気流が存在していることが多く、これにともなう高気圧曲率の上層雲により暗域が不明瞭になることがある。
- ・すべてのジェット気流を1面で表現でき、その動向・高度・強さ・加速/減速域・合流/分流のおおまかな把握が可能である。
- ・力学的圏界面の風向・風速分布から、圏界面付近のじょう乱・トラフの動向を把握できる。
- ・ジェット気流の位置がはっきりすることで気団の境が明確になる。
- ・成層圏起源の高渦位下降の動向を把握する際、力学的圏界面の下降域付近の温位を確認し、その温位の等温位面の低気圧性渦位偏差を確認することが重要となる。
- ・tropopause foldingによる高渦位域の下降については、圏界面との間に渦位の比較的低い部分があるため、

等渦位面では表現できない場合があることに留意。

・断熱では等温位面上の渦位が保存されるのと同様に、等渦位面上の温位も保存される。従って、等渦位面上の温位の変化を確認することで、非断熱など渦位が保存されない状況があることを把握することができる。ただし、tropopause folding では図上に解析された等渦位面が不連続になると温位も不連続になり、そこでは保存性がないので注意が必要。

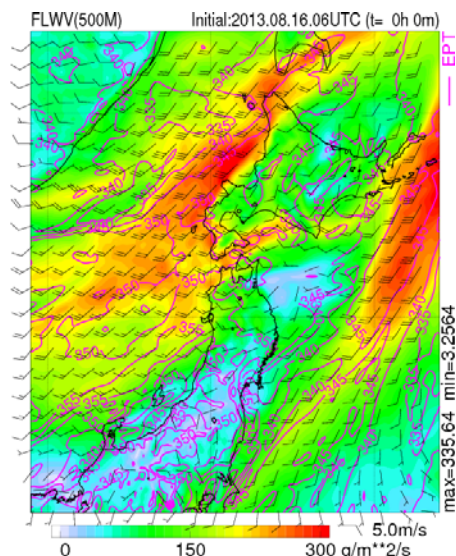
3. 7 現業での利用について

(1) 渦位を現業で利用する場合の留意点

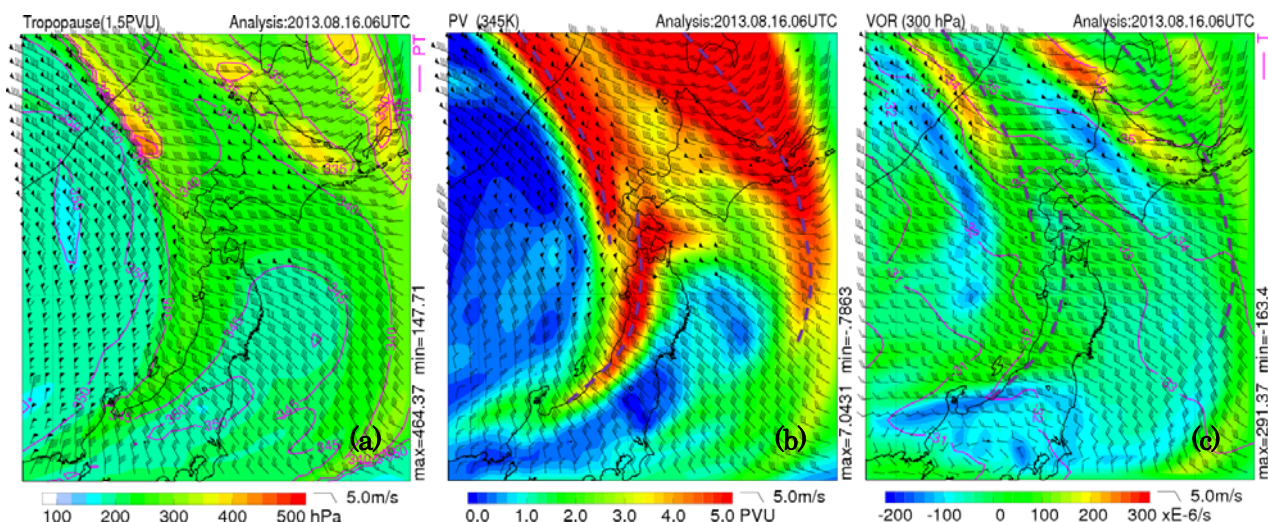
現時点では、実例を踏まえた渦位に関する知見が未熟であり、現業での渦位利用は限定的であるので、必ず確認すべき資料ではない。これまで渦位に関して説明したように、等圧面の渦度より等温位面の渦位や等渦位面の高度に着目した方が現象をうまく説明でき、シグナルがより顕著である場合もある。ただし、それらの利用は、従来通り基本的な等圧面天気図で総観場の大気構造を把握した上で、目的を明確にして等温位面や等渦位面を確認して利用するという手順が基本である。現業では限られた時間で予報作業を進めることが肝心であり、500hPa面天気図等のように知見の蓄積があるものを最大限に活用することで、等温位面のデータが利用可能な状況であっても、これらを利用しなくても予報作業の判断には差がないことが少なくないだろう。

等温位面渦位と等渦位面高度の適切な活用については、事例の蓄積を行い、知見にまで高めていくことが肝要である。すなわち、顕著な現象があった時は、事例調査の段階で等温位面渦位等のデータも解析し、物理的に正しい解釈を行い、事例を蓄積し、複数事例での共通部分を抽出して、知見としていく作業が必要である。今後、事例解析を通して知見が得られ、現業での渦位の活用方法が確立されることを期待している。

ただ、現状でも渦位が予報作業に活かせる場合を十分認識した上で、利用目的を明確にして等温位面渦位等のデータを確認すれば、現象の理解が容易になり、保存性の高い渦位を追跡することで、予報上の判断をよりの確かかつ簡便に行えることがある。次に、圏界面付近の渦位による予報作業上の活用例を示す。



第3.11図 2013年8月16日15時の500m高度面の水蒸気フラックス分布と等相当温位線(K)



第3.12図 渦位分布等の実例

2013年8月16日15時の北日本周辺における、(a)等渦位面(1.5PVU)の高度分布と等温位線、(b)345Kの等温位面の渦位分布、(c)300hPa等圧面の相対渦度分布と等温度線。(b),(c)の紫破線は345K等温位面渦位の尾根線を示す。

(2) 圏界面付近の高渦位域の利用例

圏界面付近の高渦位分布の実況と予想を活用することで、上層の寒気や中層より上空での総観スケール～メソ α スケールの上昇流に関する定性的な把握が可能となり、不安定性降水の予想の判断の一助となる。暖かく湿った空気がすでに流入し、中層に明瞭な安定層がなく、比較的強い静的不安定の状況における、対流雲の発達予想においては圏界面付近の渦位の動向も重要となる。今まで述べてきたように、対流圏上層の寒気は圏界面付近の高渦位域と対応がよいことから、圏界面付近の等温位面高渦位域を追跡することで、簡易的に静的不安定のピークを判断することができる場合が多い(加藤(2011)の第 4.4.2 項、加藤・廣川(2012)の 6.3 節を参照)。また、風の場合と渦位分布を重ね合わせることで渦位移流の大きい領域を把握でき、その領域では中層より上空で上昇流が強まる。

上空の寒気の動向予想に等圧(300hPa 等)面温度場を利用することには、高層観測の直接観測や統計データがある等の利点があるが、季節や気象状況で圏界面の高度が変化するため、対流圏上層の温度場を特定の等圧面からは判断できない。また温度は保存量でない一方、等温位面渦位は断熱・摩擦なしで保存量であり、対流圏上層の寒気のピークを予想する上で、温度より扱いやすい。

2013 年 8 月 16 日 15 時の北日本付近の下層には、南西から暖かく湿った気塊が日本海側から流れ込んでおり、500m 高度面データの相当温位は 345K 前後、水蒸気フラックスは 200g/m²/s 以上となっていた(第 3.11 図)。上層では、寒気をとまなうトラフが通過し、そのトラフ付近の等渦位面(1.5PVU)高度(第 3.12 図(a))の温位を確認すると、345K 以下である。これから、345K の等温位面が概ね圏界面付近の渦位分布(第 3.12 図(b))を示すと考えられ、その分布をみると北北西～南南東へのびる高渦位域が北海道を挟んで 2 領域存在する(図中の紫の破線)。300hPa の等圧面温度場(第 3.12 図(c)紫実線の等値線)と比較すると、東側の高渦位域に対応する寒気トラフは明瞭、西側の高渦位域に対応する寒気トラフは不明瞭ながら確認できる。300hPa 面低気圧性渦度の大きい領域も、圏界面付近の低気圧性の大きい領域とほぼ合致するが、より保存性の高い渦位を活用する方が移動の動向や通過タイミングを判断する上で明瞭な事例であったことがわかる。この日の北海道地方の解析雨量の時系列を第 3.1 表に示す。午前中に通過した上層寒気トラフによる短時間強雨より、午後の方が降水は強かった。日射の影響が主な要因と考えるが、15 時頃から通過した上層寒気トラフによってさらに強まったと考えられる。

第 3.1 表 北海道地方の地域別解析雨量最大の時系列(2013 年 8 月 16 日 9 時～22 時)

北海道地方	2013/08/16 (JST)																										
	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22													
宗谷地方		11	13	11	10	1					2	2	2	3	3			1	2								
上川・留萌地方	2	9	15	23	21	38	33	23	18	28	67	90	50	61	55	61	50	26	7	19	19	19	9	4	3	4	2
石狩・空知・後志地方	22	17	13	15	15	18	21	30	21	17	45	59	45	67	67	73	71	25	17	16	5	6	8	4	3	3	2
網走・北見・紋別地方	1	3	5	8	5	8	12	7	25	44	56	42	17	36	35	20	6	7	13	12	4		1	1			
釧路・根室・十勝地方	1	1			2	3	6	10	18	20	13	17	17	30	36	21	26	28	47	26	24	25	17	14	14	3	1
胆振・日高地方	22	24	30	41	20	19	26	39	27	34	22	12	13	14	18	26	23	22	17	15	20	20	17	13	10	7	2
渡島・檜山地方	38	34	37	22	21	16	21	13	30	32	29	26	38	34	41	25	37	23	16	15	13	15	7	2	3	8	7

(3) 等渦位面高度(力学的圏界面高度)の利用例

等渦位(1.5～2.0PVU)面高度(力学的圏界面高度)を把握することで、圏界面が下降している領域を把握できる。圏界面の下降が大きいと水蒸気画像の暗域と対応がよいので、実況監視でも定性的にその動向を確認できる。圏界面高度を把握するには、従来の等圧面天気図やエマグラムから圏界面高度を把握するより、適切な等渦位面高度により判断する方が簡便である場合が多い。

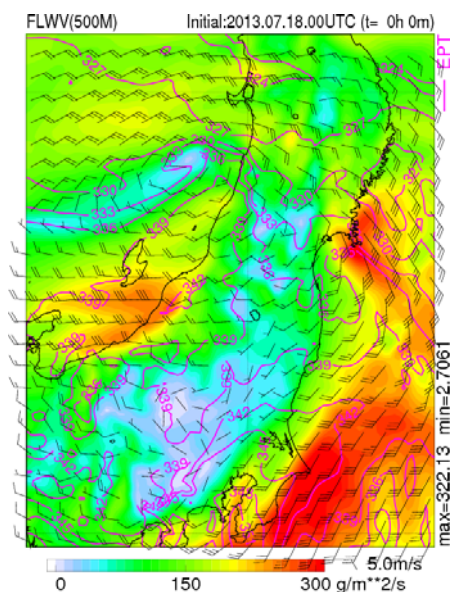
2013 年 7 月 18 日 9 時の北陸地方から東北地方南部の日本海側は、秋田県沖の低気圧の影響で西寄りの風

となり、500m 高度面における水蒸気フラックスも大きく、相当温位 339K 以上の空気が流れ込んだところもあった(第 3.13 図)。中層・上層には北海道に寒冷低気圧があって、その周囲を回るトラフが9時頃北陸付近を通過した(図略)。これらにともない対流雲が発達し、活発な雷活動があった(第 3.14 図)。等渦位(1.5PVU)面(第 3.15 図(a))の風の場合から、ジェット気流は地上低気圧の南にあり、北陸地方から関東地方を通っている。またジェット気流北側では力学的圏界面が低く、もっとも低い所で 500hPa 面以下まで下降し、能登半島付近から佐渡の南海上を通過して福島県に達する、西北西～東南東にのびる低高度域(図中赤点線部分、概ね気圧 450hPa 以上の領域)がみられ、この領域は水蒸気画像の暗域と対応している(第 3.15 図(c))。ただし、温位の鉛直断面(第 3.15 図(d))の等値線をみると、実際の圏界面(大気の安定度が高くなる高度)は東北地方より北では 250hPa 付近、それより南では 150hPa 付近にあるので、等渦位(1.5PVU)面で判断された力学的圏界面は成層圏から対流圏への気塊の侵入の存在を示していると考えられる。

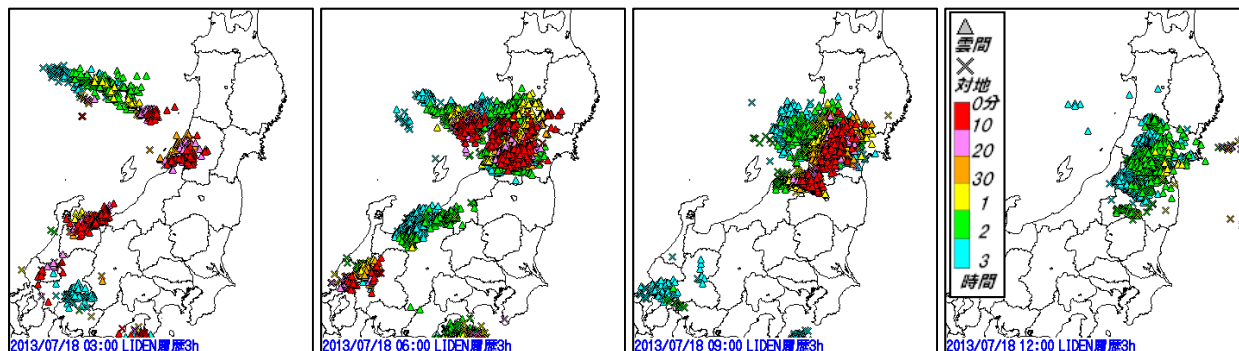
この気塊は、渦位の鉛直断面(第 3.15 図(d))の中央にみられる 350hPa～220hPa 付近の 3PVU 以上の高渦位域(下部は 500hPa 付近まで達している)に対応する。この高渦位域は、成層圏に比べると安定度が小さい領域であり、渦位が保存されると渦度が大きくなり、渦度の鉛直断面(第 3.15 図(e))で示される孤立した大きな正渦度域と対応する。

等渦位(1.5PVU)面から力学的圏界面が低いと判断された地域では、500m 高度の高相当温位域や水蒸気フラックスがもっとも大きい領域を含んでいるが、成層圏から気塊が侵入したと考えられる高渦位域が流入してきた8時以降は大部分の地域で対流雲が発達せず、雷が検知されていない。第 3.15 図(d)と(f)に示した断面図で、高渦位域と 300hPa 面より上空にある乾燥域がほぼ一致していることから、成層圏起源だと考えられる乾燥気塊の貫入が対流雲の発達を抑制した要因の一つだと考えられる。なお、対流雲の発達抑制の主要因は 500hPa より下層に流入した乾燥気塊であり、この乾燥気塊は高渦位偏差の後面により、中層に生じた下降流域により生じたものと考えられる。

一方、暗域内にあっても、正渦度移流の大きい所(第 3.15 図(b)の紫点線部)では、上空に成層圏起源の気塊の侵入が 300hPa より上空であり、対流雲が発生して、雷も検知している。これは正渦度の前面では上昇流が誘起され、下・中層が湿っていれば、対流雲を発生・強化させる効果があるためである。このように、等渦位面高度を利用し、暗域の動向を把握・予測する。さらに、暗域周辺の正渦度移流域でかつ下層で湿った領域や水蒸気フラックスの大きい領域を把握・予測することで、対流雲の活発・不活発な領域を大まかに推定することができる。

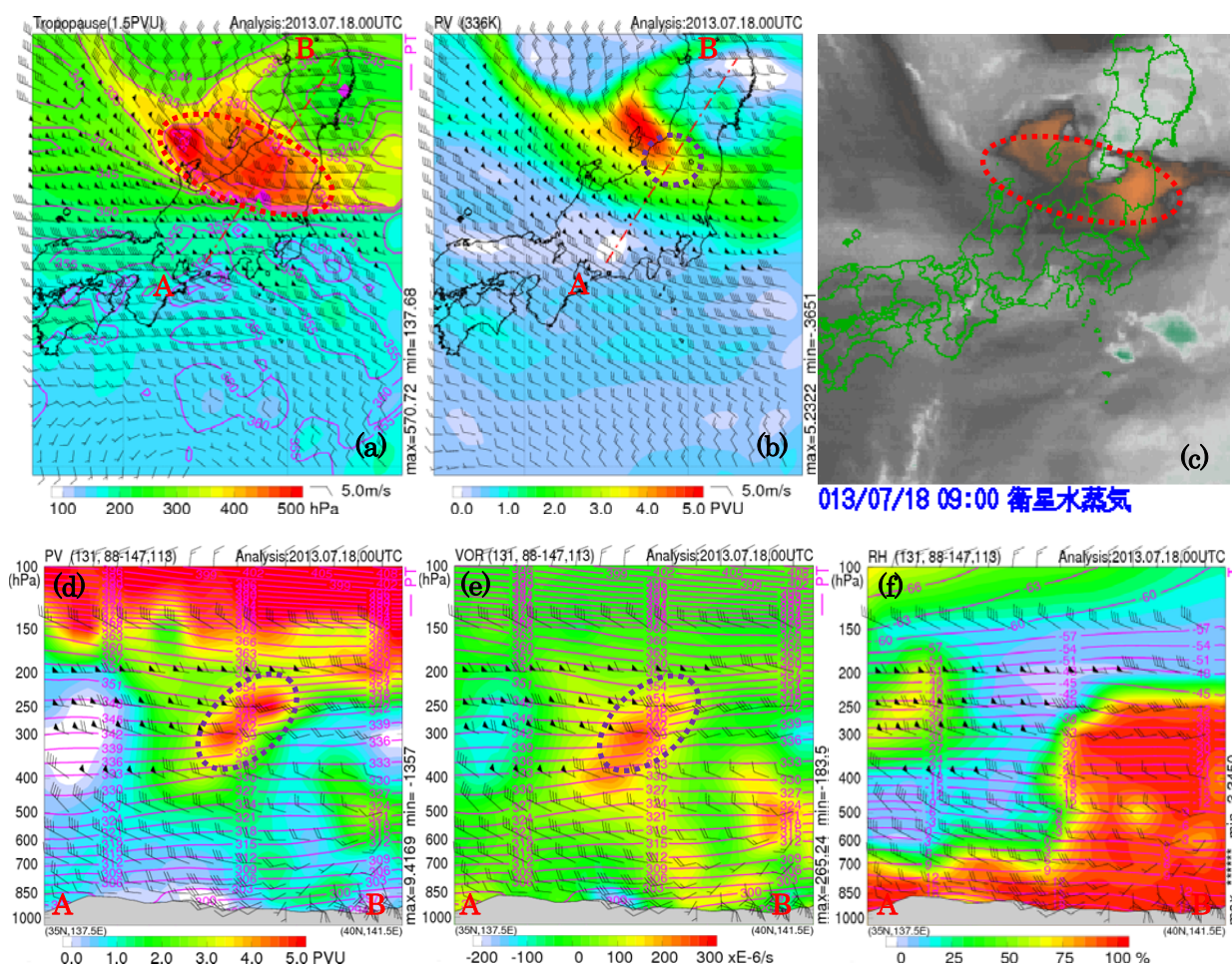


第 3.13 図 2013 年 7 月 18 日 9 時の 500m 高度面の水蒸気フラックス分布と等相当温位線(K)



第3.14図 雷の状況

2013年7月18日3~12時3時間毎に前3時間内の落雷・雲間放電を図示する。



第3.15図 渦位分布等の事例

2013年7月18日9時の北陸周辺における、(a)等渦位面(1.5PVU)の高度分布と等温位線、(b)336Kの等温位面の渦位分布、(c)水蒸気画像、(d)断面(a,b図の破線AB)の渦位分布と等温位線(K)、(e)同じ断面の相対渦度分布と等温位線(K)、(f)同じ断面の湿度部分と等温度線(°C)を示す。

謝辞

この章のテキスト原稿を作成するにあたり、気象研究所台風研究部第二研究室 北島尚子室長、仙台管区気象台予報課 廣川 康隆洪水情報係長から、多くの適切なアドバイスを頂いた。ここに感謝の意を表す。

参考文献

- Ertel, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteor. Z.*, **59**, 277-281.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A.W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- 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.
- 加藤輝之, 廣川康隆, 2012: 大雨を発生させやすい環境場について. 平成23年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 86-100.
- 北畠尚子, 2013: 台風の温帯低気圧化. 気象研究ノート, **226**, 127-148.
- 気象研究所, 2012: 平成24年4月2~3日に急発達した低気圧について. 気象庁報道発表資料 (<http://www.jma.go.jp/jma/press/1204/06a/20120406teikiatsu.html>).
- Lackmann, G., 2011: Midlatitude synoptic meteorology: dynamics, analysis, and forecasting. *Amer. Met. Soc.*, ISBN 978-1-878220-10-3, 345pp.
- Rossby, C. G., 1940: Planetary flow patterns in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **66**, 68-87.
- Thorpe, A. J., 1986: Synoptic disturbances with circular symmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1384-1389.

第4章 解析雨量と降水短時間予報の改善

4.1 解析雨量の改善*

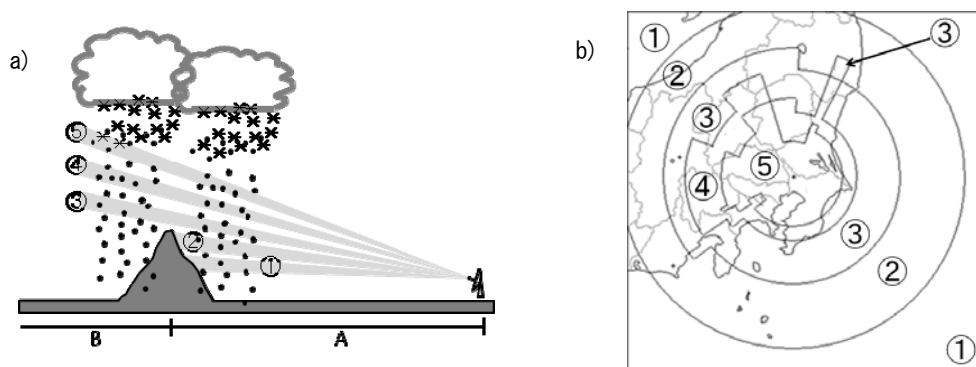
解析雨量は、広範囲に面的な観測が可能なレーダーと、スポットではあるが正確な観測が可能な雨量計の、双方の良いところを組み合わせることで面的に正確な降水量情報を作成するプロダクトである。

解析雨量では国土交通省レーダ雨量計（国交省レーダー）の利用、エコー強度積算手法改善など様々な改善を施してきた。これまでの改善項目は、解析のアルゴリズムの改良やレーダー・雨量計の増加が含まれており、さらにブライツバンド対策などレーダーの性質により現れる特異な現象の対策も実施している。

今年度は、レーダーの特異な現象のうち上空エコーに対する対策を施すための開発を行っている。

4.1.1 レーダーデータ

気象庁のレーダーは複数の仰角を使い、降水の三次元的な分布を観測している。このうち、最もよく観測できる仰角をメッシュ毎に選んで合成したデータを最下層データと呼んでいる。最下層データは、全国合成レーダーエコー強度データに使われており、解析雨量でもこのデータを用いている。最下層データの作成方法を第4.1.1図に示す。



第4.1.1図 最下層データ作成の概略

レーダーは方位方向に回転しながら仰角を変更して複数の仰角による観測データを作成している。降水の三次元的な解析を行うときは全ての仰角を使うが、最下層データを作成する際には、低い仰角から数えて5つ程度の仰角を使っている。

a)の例では、Aの領域で使用する仰角は①～⑤から最適なものを選べるが、Bの領域になると①と②の仰角はレーダーから見て山の影となるため通常は③～⑤の仰角を選択する（注）。

b)は、東京レーダーの各メッシュにおける使用仰角を示す図。使用する仰角は地物の影響や、過去の観測データから決める。

（注）③～⑤のビーム高度があまりに高くなりすぎ、正確な観測が期待できないときは、①あるいは②を選択して故意に観測値を得られなくする場合もある。

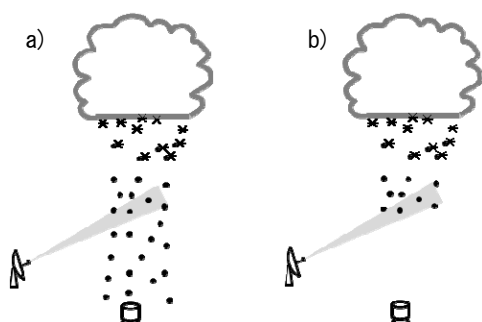
国交省レーダーでは三次元的な降水分布を得るための観測を行っていないが、地物の影響を少なくするため、気象庁レーダーと同様に複数の仰角を使って観測して合成している。

4.1.2 上空エコー

レーダーは電波を使った観測であり、電波はほぼ直進する性質があるため、地球の曲率の関係で、レーダーサイトから遠方になると、観測しているビームの高度が高くなり、上空だけに存在するエコーを捉える事がある（第4.1.2図）。

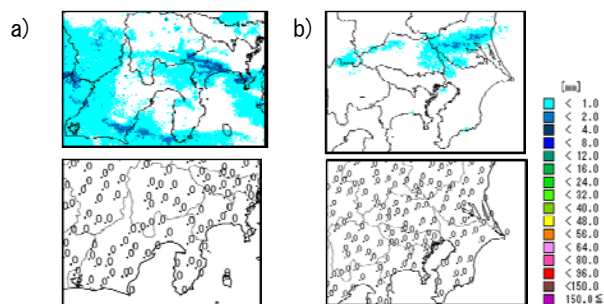
*宮城 仁史（気象庁予報部予報課）

この現象は上空エコーと呼ばれ、大規模な降水の前面で見られることが多いが、周辺に全く降水がないときに見られることもある。上空エコーの例を第4.1.3図に示す。



第4.1.2図 上空エコー

a)は地上まで降水粒子が落ちているが、b)は上空だけである。レーダービームは地上より上空を観測しているので、b)のような場合にはエコーがあっても地上降水には至らない。



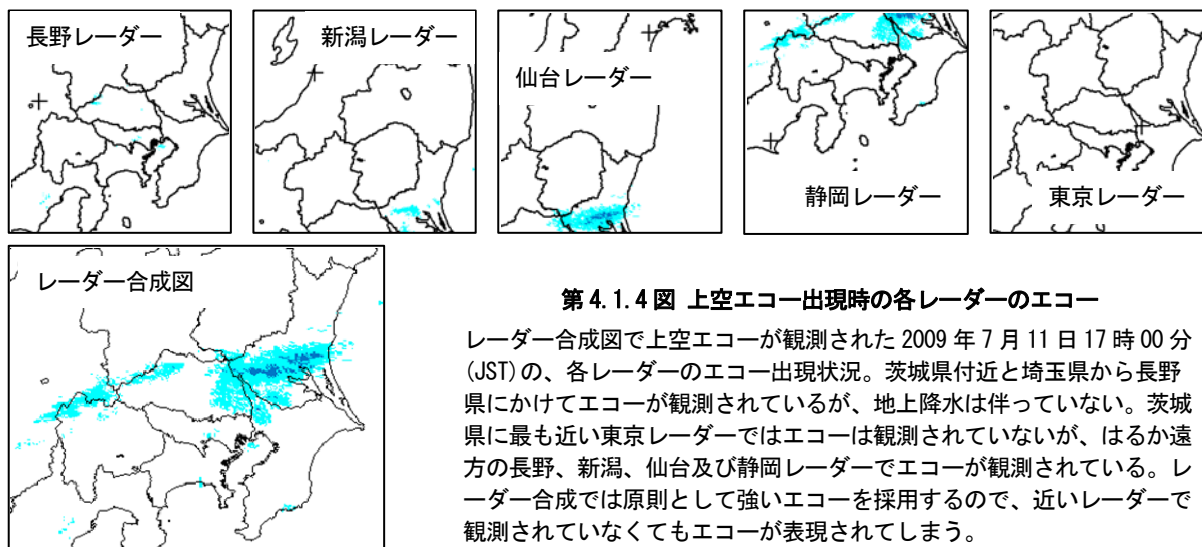
第4.1.3図 上空エコーの例

上がレーダーエコーで下がアメダス1時間雨量。a)は2012年4月13日18時(JST)のエコーで西にまとまった雨域が近付いている。b)は2009年7月11日17時(JST)のエコー。上空エコーが見られただけで降水には至らなかった。

上空エコーは非常に弱い場合が多く、短時間では注意報・警報基準となることはないが、実況の監視などに悪影響を及ぼす。

4.1.3 上空エコーの除去

上空エコーが見られるときは、エコーに近いレーダーでは観測しておらず、遠方のレーダーが捉えていることが多い。解析雨量の合成方法は原則として大きな値を優先して採用する最大値法を使っているため、近傍のレーダーでエコーがなくても、上空エコーを捉えているレーダーを採用してしまう(第4.1.4図)。



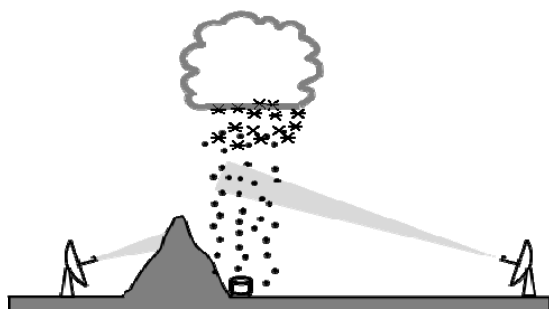
第4.1.4図 上空エコー出現時の各レーダーのエコー

レーダー合成図で上空エコーが観測された2009年7月11日17時00分(JST)の、各レーダーのエコー出現状況。茨城県付近と埼玉県から長野県にかけてエコーが観測されているが、地上降水は伴っていない。茨城県に最も近い東京レーダーではエコーは観測されていないが、はるか遠方の長野、新潟、仙台及び静岡レーダーでエコーが観測されている。レーダー合成では原則として強いエコーを採用するので、近いレーダーで観測されていない場合でもエコーが表現されてしまう。

上空エコーの除去は、レーダーの三次元的な広がりから判別することができるが、国交省レーダーには三次元的な情報がないため、複数のレーダーを使って解析する方法で上空エコー除去することとした。

複数のレーダーを使う方法は、あるレーダーでエコーが観測された際、その領域に、より近くて低い高度を観測できるレーダーにエコーがないときは、そのエコーを除去するというものである。図4.1.4の例ではエコーのある茨城県付近に最も近く、レーダービームの高度も低い東京レーダーでエコーが観測されていないため、他の4レーダー(長野、新潟、仙台及び静岡)のエコーを除去するという手順を踏む。

初めに、レーダーの各メッシュにおけるビーム高度を求める。必要となるビームの高度は最下層データのもととなる仰角の値から得る。

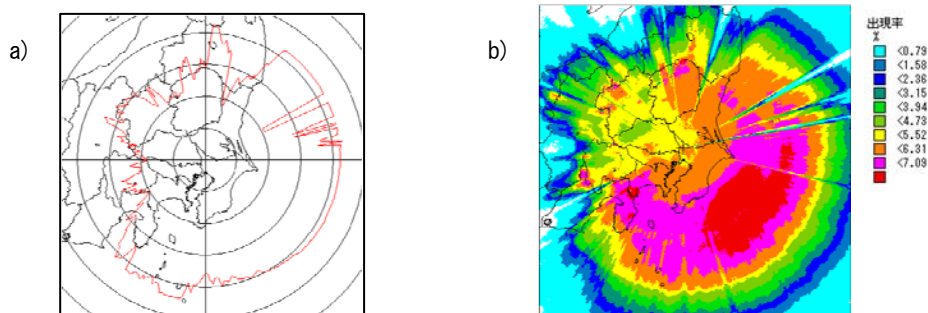


第4.1.5図 地物による影響

レーダーが降水の近くにあっても山などの障害物があると低い高度を観測できなくなってしまう。この場合、ビーム高度が高い遠方のレーダーが観測している降水が上空だけとは判別できなくなる。

次にレーダーが低い高度を好条件で観測できるメッシュ（好条件メッシュ）を特定する。最下層データは山などの遮蔽物を避けるように作成していることが多いが、遮蔽物が高すぎて避けきれないときなどは、計算上レーダービームの高度が低くても、実際にはほとんどエコーを観測できない。このように観測しにくい領域を上空エコーの識別

別に使ってしまうと、誤ってエコーを除去してしまう（第4.1.5図）。観測しにくい領域を見つけるには地形データを使用すればよいが、これだけではレーダーに非常に近い山岳や建物などの影響は正しく計算できない。そこで、実際の観測結果から得られたエコー出現率（第4.1.6図）を使って好条件メッシュを特定する。エコー出現率が高いほどレーダーで観測しやすいメッシュと言えるので、ある一定の閾値により好条件か否かを識別する。エコー出現率とビーム高度から、各レーダーの好条件メッシュを決定する。



第4.1.6図 東京レーダーの等ビーム高度線とエコー出現率

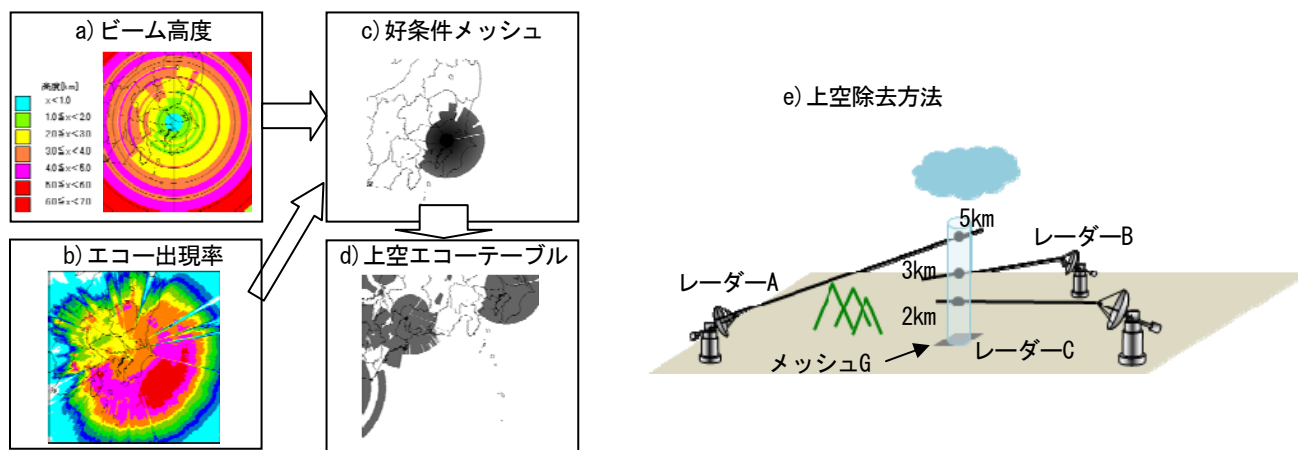
a)は東京レーダーの2km等ビーム高度線。2km等ビーム高度線とは、地形データ等により山等の影響を考慮し2kmの高度以下をレーダーで観測できると計算された限界線。図の赤い線の内側が、2km以下の高度を観測できる領域。
b)は東京レーダーの2012年のエコー出現率。エコー出現率は、一定期間のレーダーエコーの出現数を計数し、全体の観測数で各メッシュの出現数を割ったもので、レーダーデータの品質管理や最下層データで使用する仰角の検討などに使われる。レーダーからよく見える領域の出現率は高く、地物の影となる領域は出現率が低い。a)では表現されない放射状の低出現率の領域が分かる。上空エコー除去では、地形データだけから得られる情報 a)では、建物やごく近傍の山などの影響を正確に表現しきれないため、実際の観測結果を使ったエコー出現頻度 b)も使う。

各レーダーの観測高度が高くなるメッシュ（高ビームメッシュ）も抽出しておく。高ビームメッシュにおいて、好条件メッシュとなる別のレーダーを探し、メッシュから近い順に順位を付けたテーブル（上空エコーテーブル）を作成し保存する。このテーブルだけが上空エコー除去に利用される。

上空エコーの除去は、レーダー毎の最下層データを読み込み、上空エコーテーブルが示す第1順位のレーダーの最下層データを参照して、エコーがなければそのメッシュのエコーを除去する。第1順位のレーダーが欠測のときは第2順位のレーダーを、第2順位も欠測のときは第3順位のレーダーを参照する。第3順位まで欠測のときは上空エコー除去を行わない。また、レーダーの電波は強い雨により減衰することも考慮

し、非常に強い降水がレーダーの上空や途中に見られるときは、そのレーダーは使用せず、他のレーダーだけを使って判別する。上空エコー除去の手順を第4.1.7図に示す。

なお、上空エコーテーブルは定数ファイルであるが、地形の変化や建物の建設などにより、各メッシュの条件は変化する。エコー出現率を随時チェックし、必要があればテーブルの更新を行う必要がある。

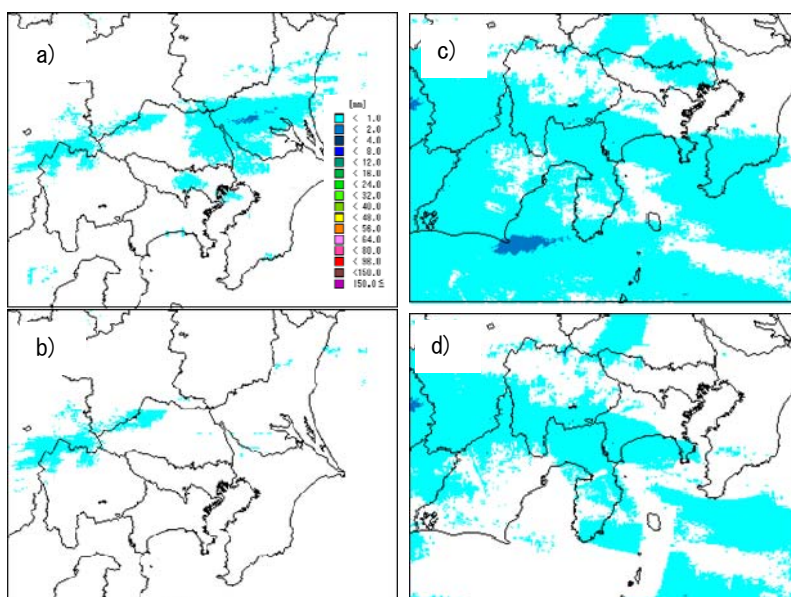


第4.1.7図 上空エコー除去の手順

a)は東京レーダーのビーム高度、b)は東京レーダーの出現率、c)は東京レーダーの好条件メッシュ、d)は静岡レーダーの上空エコーテーブル。レーダー単体の情報を使い、a)とb)からc)の好条件メッシュデータを作成する(図の黒い領域が好条件メッシュ)。同時に各メッシュの緯度経度情報と高ビームメッシュデータも作成しておく。全レーダーのc)のデータと緯度経度情報から、対象レーダー(この場合は静岡レーダー)の高ビームメッシュにおいて好条件メッシュを持つレーダーを検索し、距離の近い順に第3位まで順位を付けてd)の上空エコーテーブルを作成する(色の濃い部分が順位のついているメッシュ)。e)は上空エコー除去の手順を図で示したものである。レーダーAの観測データについて、高ビームメッシュがメッシュGとすると、メッシュGにより近いレーダーBとレーダーCが候補に挙がる。メッシュGに最も近いレーダーCが運用中でもメッシュGまでの間に非常に強いエコーがあった時は、レーダーBを判断基準とする。レーダーBにエコーがあればそのまま、エコーがなければレーダーAのメッシュGのエコーは除去される。

4.1.4 事例紹介

上空エコー除去の2事例を紹介する。いずれも解析雨量ではなくレーダーエコーの1時間積算であるが、上空エコーの除去状況が把握できると思う。第4.1.8図のa)とb)は2009年7月11日の事例で、レーダーが5分毎の観測を開始する前の10分毎のデータである。茨城県の広範囲な上空エコーが消えている。c)と



第4.1.8図 上空エコー除去の事例

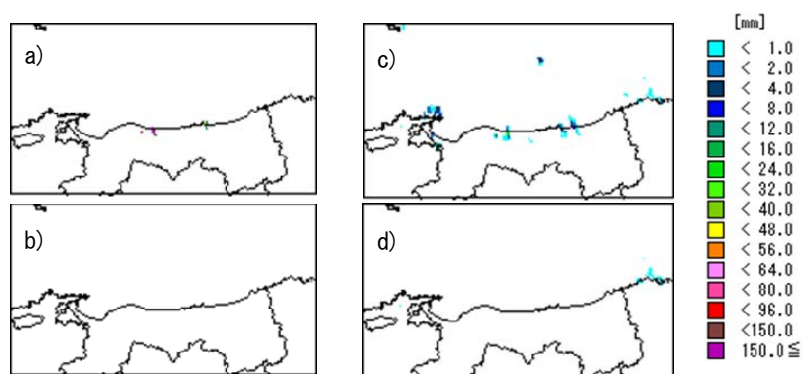
a)とb)は2009年7月11日17時00分(JST)のレーダーエコー1時間積算で、前後に降水はない。a)が除去前、b)が除去後。埼玉から長野にかけて広範囲な消えのこりが見られる。また、ほかのところにも所々消えのこりがみられるが、大規模な上空エコーは消えている。

c)とd)は2012年04月13日18時00分(JST)のレーダーエコー1時間積算で、数時間後に雨量計で降水が観測されている。c)の除去前と比べると、d)の除去後は大幅にエコーを減らすことができているが、これほど広範囲だと、他レーダーの好条件メッシュでは蔽いきれないため、消えのこりが広い。

P65d)は2012年4月13日の事例で、この時刻の数時間後に雨量計でも降水が観測される。広い領域の上空エコーを消すことができているが、消えのこりもかなり多い。いずれも、好条件メッシュの設定が高度2kmと厳しいため、設定をチューニングすることにより、改良の余地はあるが、c), d)の例のように大規模だとかなり消えのこると思われる。

4. 1. 5 上空エコー除去の応用

上空エコー除去は、基本的に高い高度のエコーを除去するものであるが、エコーに近いレーダーを参照することにより、異常伝搬によるグラウンドクラッターやシークラッターもある程度除去する効果がある。グラウンドクラッターやシークラッターは、通常低い高度に表れる。解析雨量で使っているレーダーデータでは、過去の経験から、これらのクラッターが極力現れないような仰角を選んで作成されている。しかし、通常はレーダービームが当たらないような領域でも、大気の状態により電波は異常伝搬し、クラッターを捉えてしまうことがある。異常伝搬によるクラッターは長時間同一メッシュに現れたり、非常に強い強度を示すことがあるため、解析雨量のみならず、これを利用する土壌雨量指数等のプロダクトに悪影響を与える。これらクラッターは遠方に見られることが多いため、今回紹介した除去技術でもある程度の除去が期待できる。第4.1.9図にクラッターを除去した事例を示す。



第4.1.9図 異常伝搬によるクラッター除去例

a)とb)は2013年05月14日16時20分(JST)のレーダーエコー強度。除去前のa)では鳥取県の沿岸付近に200mm/hのエコーを観測している。このエコーは近くの松江レーダーで捉えたものではなく、福井レーダーで捉えたもので、上空エコー除去のアルゴリズムを施した結果のb)ではクラッターが認められない。c)とd)は17時00分(JST)の1時間エコー積算であるが、除去前のc)では、積算後も20mm近い雨量となっている。除去後のd)ではエコーを除去することができるが、兵庫県にはエコーが残っている。

このように、上空エコー除去技術の有効性は大きいですが、解析によりエコーを消してしまうため、慎重にチューニングをして運用する必要がある。

参考文献

- 永田和彦, 辻村豊, 2006: 解析雨量及び降水短時間予報の特性と利用上の注意点. 平成18年量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-24.
- 宮城仁史, 入口武史, 佐藤大輔, 熊谷小緒里, 白石瞬, 木川誠一郎, 2012: 解析雨量・降水短時間予報・降水ナウキャストの改善. 平成24年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 108-121.

4. 2 降水短時間予報の改善*

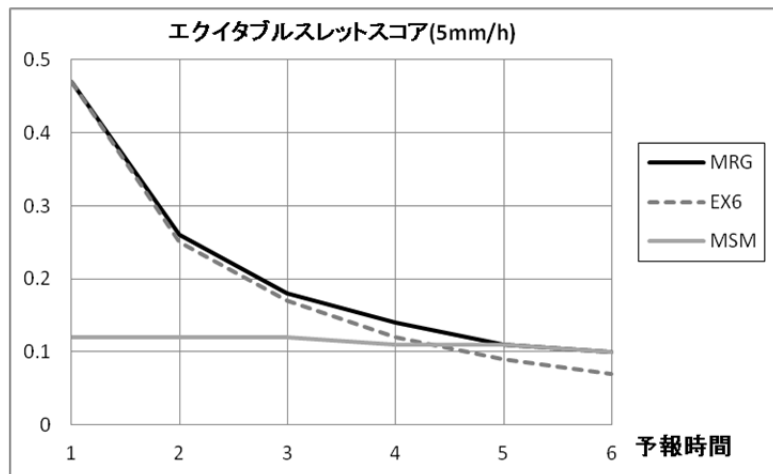
降水短時間予報では、2001年3月から数値予報資料としてメソモデル(以下、MSM)の予報値の利用を進めてきた。MSMの予報値を利用することによって予報後半の精度だけではなく、宮城他(2012)で述べているように予報前半の地形性降水の予報精度も向上した。

一方、気象庁では局地モデル(以下、LFM)の試験運用を2010年11月から行っており、2012年8月には本運用を開始し、2013年5月には毎時実行・全国をカバーするようになった。LFMとMSMのおおまかな違いを述べると、MSMの水平解像度が5kmであるのに対してLFMは2kmと細かいこと、予報頻度もMSMが1日8回3時間毎であるのに対してLFMは1日24回1時間毎と高頻度になっていることが挙げられる。つまり、MSMよりもLFMの方が、より細かいスケールの気象現象を表現でき、より最新の予報値を提供できるといえる。このLFMの運用開始を受けて、降水短時間予報でもその予報値を有効に利用し精度向上を図るべく検討を進めてきた。

本節では、降水短時間予報におけるLFMの利用方法とLFMの利用の有無による予報特性の違いについての解説を行う。なお、LFMについての詳細な説明は、永戸他(2012)を参照していただきたい。

4. 2. 1 降水短時間予報におけるLFMの利用方法

従来の降水短時間予報(以下、CTRL)では、実況補外型予測(以下、EX6)と数値予報資料としてMSMの降水予測を重み付き平均して予報値を作成(結合処理あるいはマージと呼ぶ。以下、MRG)していた。第4.2.1図に2013年7月のMRG、EX6、MSMのエクイタブルスレットスコアを示す。予報2-4時間目はMRGがEX6、MSM単体よりもスコアが良くなっており、これはEX6とMSMという複数の予報値の精度の良い部分を利用する効果といえる。



第4.2.1図
2013年7月全国陸上における5km格子平均
5mm/hのエクイタブルスレットスコア
MRGは結合予測、EX6は実況補外型予測、MSMはメソモデル。

この考え方をLFMの利用方法にも適用し、新しい降水短時間予報(以下、TEST)ではMSMとLFMの降水予測精度から求めた重みを利用した平均値を新たな数値予報資料として利用することとした。MSMとLFMの降水予測精度を初期時刻毎に評価し、精度の良い方の重みを大きくすることで、MSM、LFMを状況に応じて使い分けることが可能となっている。また、実況と比較してLFMの予測降水量が過大となる場合があることが永戸他(2012)で指摘されているが、LFMの重みが1でなく、MSMで同じ場所に同程度以上の降水予測が無ければ重み付き平均値はLFMの予測降水量よりも小さくなることから、過大値対策としても有効である。

ここで、MSMとLFMの重み付き平均値を新たな数値予報資料とする手法について少し詳しく説明する。第4.2.1図から、EX6とMSMのスコアの特徴は大きく異なり、EX6は予報初期のスコアは高いが予報時間が進むにつれて急速に低下することが分かる。一方、MSMのスコアはEX6と比べると予報初期のスコアは低いも

*熊谷 小緒里 (気象庁予報部予報課)

の、予報時間の経過に伴うスコアの低下はかなり緩やかである。これは数値予報モデル全般に共通した特性であるといえる。このため、EX6, MSM, LFM を一度に重み付き平均するのではなく、まず、降水予測精度特性が似ている MSM と LFM を予報時間に依存しない重みによって平均して1つの予報値（ブレンドと呼ぶ。以下、BLD）を作成し、その後、EX6 と BLD に対して予報時間によって重みを変化させて結合処理をする MRG を施すこととした。

以上のことを式で書くと、以下のように表される。

$$\text{BLD} = \text{MSM} \times \text{weit_msm} + \text{LFM} \times \text{weit_lfm} \quad (4.2.1)$$

$$\text{MRG} = \text{EX6} \times \text{weit_ex6} + \text{BLD} \times \text{weit_bld} \quad (4.2.2)$$

ここで weit_msm , weit_lfm , weit_ex6 , weit_bld はそれぞれの予報値の重みを示し、 $\text{weit_msm}(\text{lfm})$ については以下のように定義される。

$$\text{weit_msm}(\text{lfm}) = \text{MSM}(\text{LFM}) \text{の降水量比スコア} / (\text{MSMの降水量比スコア} + \text{LFMの降水量比スコア}) \quad (4.2.3)$$

なお、降水量比スコアについては後述の(4.2.4)式を、MRG 処理の重み(weit_ex6 , weit_bld)についての説明は宮城他(2012)、永田他(2006)を参照いただきたい。

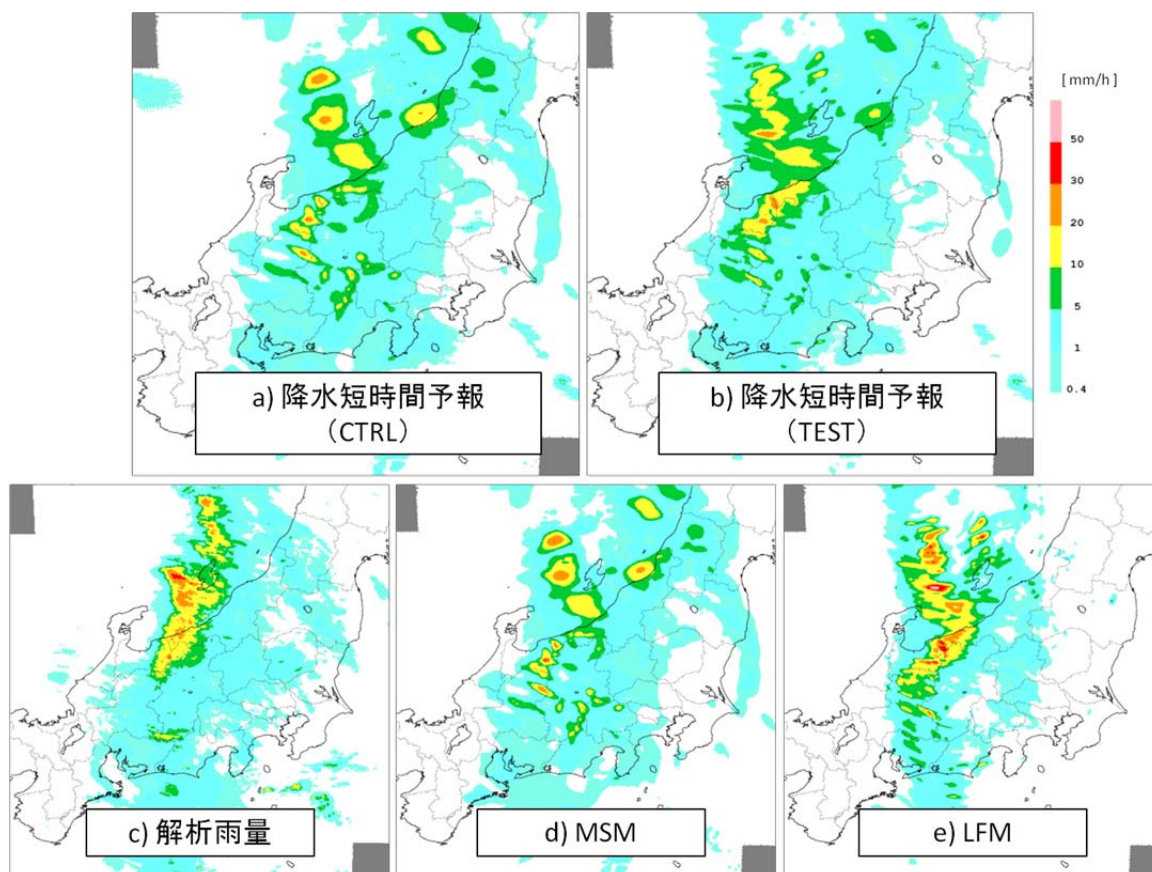
4. 2. 2 事例紹介

この項では、変更前後の降水短時間予報の予報結果を比較するために2つの事例を紹介する。

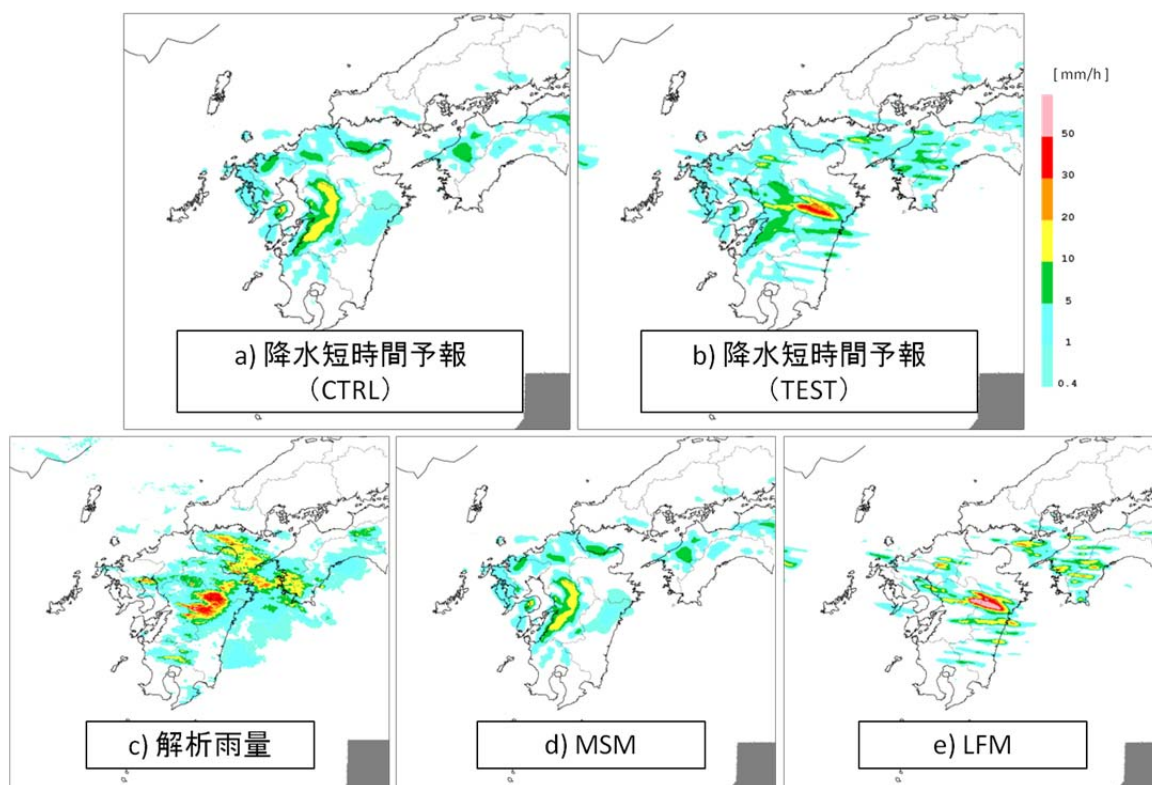
第4.2.2図には2013年7月23日22:00UTC初期値の予報結果を示す。a)がCTRL、b)がTESTの降水短時間予報の予報6時間目の降水分布であり、予報対象時刻の解析雨量をc)に、同時刻を予報したMSM, LFMの予報をd), e)に示している。富山・新潟・長野3県の県境付近から岐阜県北部にかけMSM, LFMともに強雨を予報しており、さらにMSMでは長野・静岡県境、新潟県北部の降水が過大である。CTRLでは、MSMのみを用いているために、長野・静岡県境、新潟県北部の降水は解析雨量に比べて過大な予報となっている。一方、TESTでは、MSMとLFMをブレンドすることでそれぞれの過大な降水は抑えられている。

第4.2.3図に2013年7月25日22:00UTC初期値の予報結果を示す。a)からd)が示している内容は第4.2.2図と同様のものである。九州中部の降水域の予報がMSMとLFMでは大きく異なり、MSMはLFMと比べて山の風上側で地形に沿ったような分布の降水を予測している。一方、LFMはMSMと比較して線状の降水域を予測しており、実際の降水分布に近いが、量がやや過大である。TESTではMSMとLFMをブレンドしているため、LFMの過大値を抑制しつつ降水分布を改善し、量・分布ともに解析雨量に近づいている。

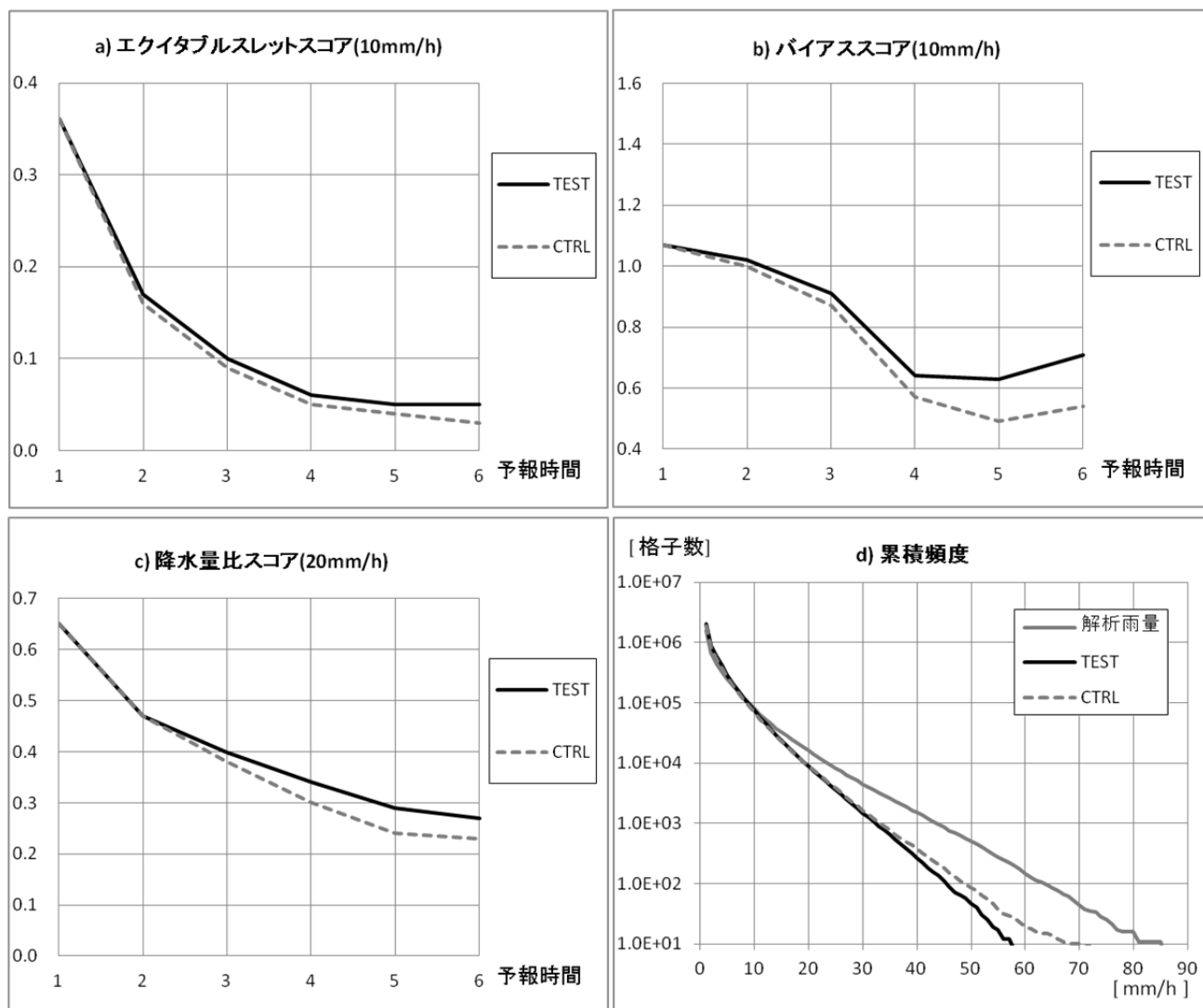
1例目は、主にMSMとLFMの複数のモデルを利用する効果による改善であり、2例目はその効果に加えて、LFMが小スケールの降水域を精度良く予想した結果を取り込めることによる改善となっている。



第4.2.2図 2013年7月23日22:00UTC初期値の予報6時間目におけるCTRLとTEST(上段)の結果と予報対象時刻の解析雨量、同時刻を対象としたMSMとLFMの予報結果(下段)



第4.2.3図 2013年7月25日22:00UTC初期値の予報6時間目におけるCTRLとTEST(上段)の結果と予報対象時刻の解析雨量、同時刻を対象としたMSMとLFMの予報結果(下段)



第 4.2.4 図 2013 年 7 月の前 1 時間降水量 10mm/h に対するエクイタブルスレットスコア (a)、バイアススコア (b)、閾値 20mm/h に対する降水量比スコア (c)、予報 3 時間目の累積頻度分布 (d) 全国陸上の 5km 格子平均値を利用。

4. 2. 3 統計検証結果

第 4.2.4 図に 2013 年 7 月の CTRL と TEST の前 1 時間降水量に対する統計検証結果を示す。

検証は、全国の陸上における 5km 格子平均値に対して行った。真値として用いたデータは解析雨量である。a)は閾値 10mm/h のエクイタブルスレットスコアである。予報 2 時間目以降、TEST の精度が上回っており、ブレンドの有効性を示唆している。この傾向は他の閾値(1mm/h, 5mm/h)でも確認できた (図略)。改善幅が予報後半になる程大きくなっているのは、MRG における予報後半の数値予報資料の重みが増え、ブレンドの効果が現れているためである。また、b)は同閾値のバイアススコアを示しており、予報後半で TEST の値が大きくなり 1 に近づいている。これは、主に 2013 年 7 月は LFM のバイアススコアが大きかったことによるものである (図略)。

エクイタブルスレットスコアやバイアススコアは、閾値を超えたかどうかの ON/OFF の情報を検証するスコア (カテゴリー検証と呼ばれる) であり、今期間のバイアススコアが増えていることから予測降水量が過大となっている可能性がある。このため、カテゴリー検証とは異なり降水量を連続的に検証する降水量比ス

コアを確認した。c)は閾値 20mm/h の降水量比スコアを示している。降水量比スコアは、以下の式で表される。

$$\text{降水量比スコア} = (\text{予測降水量と解析雨量の小さい方の値}) / (\text{予測降水量と解析雨量の大きい方の値})$$

ただし、検証対象とするのは予測降水量と解析雨量の和が閾値以上の格子

(4.2.4)

図からは、降水量比スコアにおいても TEST のスコアが高く、予測降水量が解析雨量に近づいていると言える。

さらに、d)に 2013 年 7 月の全国陸上における 5km 格子平均値の予報 3 時間目の累積頻度分布図を示す。この図から、約 35mm/h を超える降水では、CTRL に比べて TEST の予報格子数が少なくなっていることが分かる。この状況はブレンドの手法に起因しており、複数の予報値を重み付き平均した値は平均前のそれぞれの予報値の最大値より小さな値となるためである。また、2013 年 7 月はスケールの小さい降水現象が多く発生したことがこの特徴をより際立たせている。スケールの小さい降水現象の予報は、降水の位置がずれることが多く、重み付き平均によってピーク値が大きく減少してしまうことが多々ある。第 4.2.2 図の事例のように、TEST では MSM の過大値も抑える効果があるために CTRL に比べて強雨の頻度が減っていると考えられる。以上のことから、CTRL に比べて TEST の 10mm/h のバイアススコアが上がってはいるが予報値が常に大きいということではなく、平均的にはエクイタブルスレットスコアや降水量比スコアで見られるように精度が向上していると言える。ただし、ブレンドの手法が重み付き平均であることから、降水短時間予報は EX6, MSM, LFM それぞれの予報値の最大値よりは小さな値となるということに留意する必要がある。

今回は複数の数値予報モデルの降水予測を利用したブレンドという手法を用い、降水短時間予報の改良を実施した。今後も数値予報モデルの改良の効果を生かすために引き続き検証を重ね、改善を図っていく予定である。

参考文献

- 永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地モデルの本運用. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-86.
- 永田和彦, 辻村豊, 2006: 解析雨量及び降水短時間予報の特性と利用上の注意点. 平成 18 年量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-24.
- 宮城仁史, 入口武史, 佐藤大輔, 熊谷小緒里, 白石瞬, 木川誠一郎, 2012: 解析雨量・降水短時間予報・降水ノウキャストの改善, 平成 24 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 108-121.

第5章 集中豪雨が発生する

総観～メソ α スケール環境場の統計解析*

－ 7月（梅雨末期）の九州地方について －

5.1 はじめに

毎年、日本各地では集中豪雨・大雨（以下、単に集中豪雨と表記する）が頻発し、甚大な災害がもたらされている。平成25年も各地で集中豪雨（たとえば、7月28日の山口・島根の大雨（気象研究所2013a）、8月9日の秋田・岩手の大雨（気象研究所2013b）、台風第18号による近畿地方北部の大雨（気象研究所2013c）、台風第26号に伴う伊豆大島の大雨（気象研究所2013d））が発生し、土砂災害、河川のはん濫、家屋の浸水などの大きな災害がもたらされ、多数の死者・行方不明者が出た。このような災害を少しでも軽減し防ぐためには、アプリケーション開発も含めた観測技術の高度化や集中豪雨を精度良く予測できる数値予報モデルの開発を進めていくことが必要である。しかし、これらの技術の発展だけでは十分ではなく、予報官（予報担当者）が持っている集中豪雨に関する知見をさらに蓄積していくことが必要不可欠である。つまり、集中豪雨が発生するさまざまなスケールの環境場や集中豪雨をもたらす降水系の発生・発達メカニズムについての理解を、より深めていくことが重要である。

これまでの集中豪雨に関する調査・研究の積み重ねによって、集中豪雨が発生する環境場の特徴として、「下層の暖かく湿った空気の流入」、「中・上層の低温化による不安定の強化」、「鉛直シアの存在」などの知見が得られている。しかし、これらの特徴の理解はまだまだ定性的なものにとどまっており、定量的な理解は十分とは言えない。環境場を統計的に調べた研究としては Chuda and Niino (2005) があり、彼らは1990-1999年の10年間の高層観測データを用いて各種安定指数（CAPE, CIN, SSI など）の統計解析を行い、地点別の頻度分布や平均値・中央（50%）値の月変化などを調べることで、各種安定指数の気候学的な特徴について示した。しかし、彼らの研究では各種安定指数が表す環境場の特徴と降水量との関係については言及していない。局地的大雨のような短時間に発生する大雨については、降水量と環境場との関係を統計的に調べた研究がいくつかあり（たとえば、平原・水野2000；河野ほか2004；Nomura and Takemi 2011）、環境場の定量的な理解は集中豪雨の場合と比較して進んでいると考えられる。一方で、集中豪雨と環境場との関係を統計的に調べた研究は米国ではいくつかあるが（たとえば、Junker et al. 1999；Moore et al. 2003；Schumacher and Johnson 2005）、日本では加藤（2011, 2012）があるだけで、現状では十分に調べられてはいない。

津口（2013）は、過去に発生した集中豪雨事例を客観的な基準によって多数抽出し、それらの月別、擾乱別、降水系の形状別の発生頻度について調査した。また、集中豪雨と総観～メソ α スケールの環境場との関係についての初歩的な統計解析を行っている。今後、このような統計解析を進展させていくことを計画しているが、上述のように集中豪雨と環境場との関係についての理解はまだまだ不十分であり、現段階では基礎的な調査を積み重ねていくことが必要である。そこで本調査では、梅雨末期にあたる7月の九州地方を対象として、集中豪雨と総観～メソ α スケール環境場との関係についての統計的な解析を行うこととした。どの時期のどの地域を解析対象にするかについては任意性があるが、多くの先行研究（たとえば、Ninomiya

*津口 裕茂（気象研究所予報研究部）

and Akiyama 1992; Kato et al. 2003)によって他の時期・地域よりも集中豪雨が発生する環境場の理解が進んでいると考えられる「梅雨末期の九州地方」を選択した。また、集中豪雨が発生する環境場としてはさまざまな空間スケールを考えることができるが、利用できるデータ（データについては、第 5.2 節で説明）の制約から、「総観～メソ α スケール」の環境場について調べることにした。

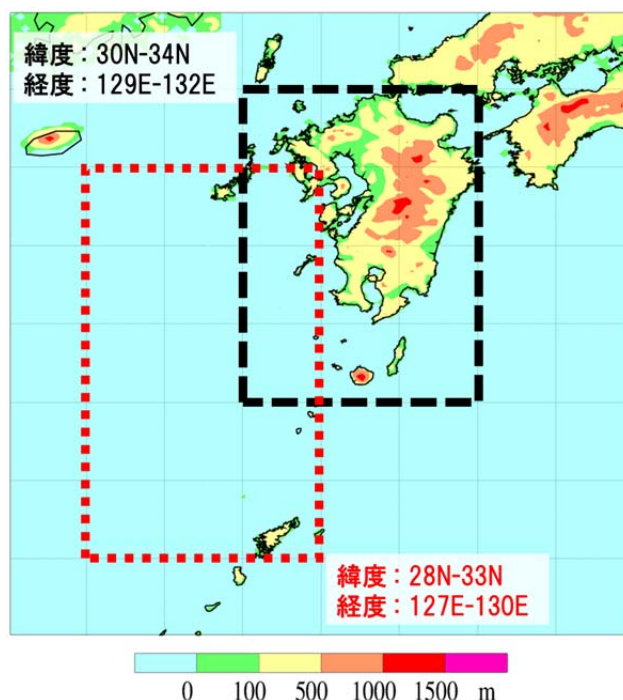
本章では、7 月の九州地方を対象に行った集中豪雨と総観～メソ α スケール環境場との関係についての統計解析の結果について報告する。第 5.2 節では、解析に用いたデータと解析方法について説明する。第 5.3 節では、環境場に関する統計解析の結果について述べる。最後の第 5.4 節では、まとめと今後の課題について述べる。

5. 2 データと解析方法

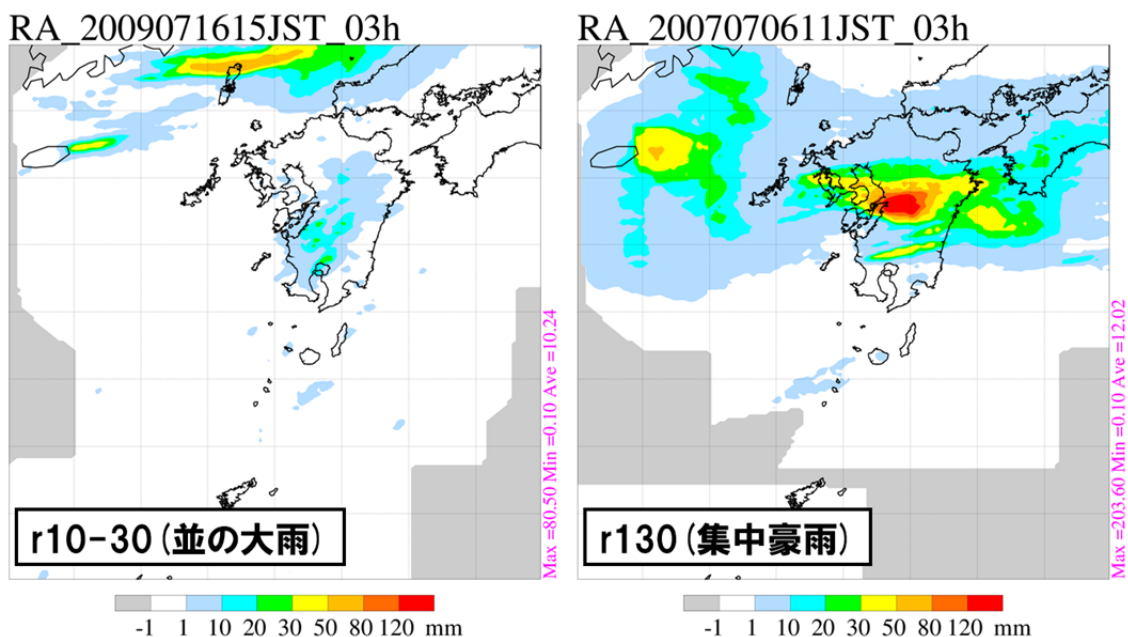
降水量のデータには、津口 (2013) で使用した水平格子間隔 5 km の解析雨量を用いた。また、環境場を表す各要素の計算には、6 時間ごと (03・09・15・21 時) にある水平解像度 1.25 度 (約 110 km) の気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の気圧面データを使用した。解析期間は、1995-2009 年の 7 月とし、解析領域は九州地方付近 (第 5.1 図) とした。本調査では、6 時間ごとに第 5.1 図の黒色破線内の「陸地」における前 3 時間積算降水量の最大値 (RA3hMax) を求め、直前の時刻の JRA-55 から計算した環境場と対応づけることにした。具体的には、04~09 時を対象に求めた RA3hMax については直前の時刻にあたる 03 時の JRA-55 を対応づけることとして、他の時間帯についても同様の対応づけを行った (10~15 時の RA3hMax:09 時の JRA-55、16~21 時の RA3hMax:15 時の JRA-55、22~03 時の RA3hMax:21 時の JRA-55)。

本調査では、集中豪雨の場合とそうでない場合の環境場を相互に比較することで、集中豪雨が発生する環境場の特徴について調べた。集中豪雨のしきい値は津口 (2013) にならって 130 mm とし (本調査では、前 24 時間積算降水量については考慮しない)、RA3hMax が 130 mm より大きいものを“集中豪雨” (r130) と定義して抽出した。また、RA3hMax が 10 mm より多く 30 mm より少ない場合を“並の大雨” (r10-30) と定義して抽出した。全サンプル数 (a11) は 1860 例であり、r10-30 に該当するものは 403 例 (21.7%)、r130 に該当するものは 121 例 (6.5%) であった。それぞれの条件で抽出された r10-30 と r130 の降水分布の一例を第 5.2 図に示す。r10-30 では、熊本・鹿児島県を中心に 10 mm 程度の降水域が広がっているだけである。一方、r130 では熊本県付近に 120 mm 以上の東西にのびる線状の降水域がみられる。このときの地上天気図を確認すると、この集中豪雨は梅雨前線付近で発生していた。7 月の九州地方付近では、梅雨前線付近やその南側 100~200 km に形成される線状の降水系によって集中豪雨が発生しやすいことがわかっている (津口 2013)。

集中豪雨に関係すると考えられる環境場を表す要素は数多く存在するが、本調査では特に下層の暖湿気



第 5.1 図 前 3 時間積算降水量の最大値を求める領域 (黒色破線内の「陸地」) と JRA-55 を用いて各要素の平均値を計算する領域 (赤色点線内の「海上」)



第5.2図 前3時間積算降水量の水平分布

(左) 並の大雨 (r10-30) と (右) 集中豪雨 (r130) の降水分布の例。

塊の流入と大気不安定性に着目した。前者については 500m 高度の相当温位 (500M_EPT) と水蒸気フラックス量 (500M_FLWV) を用い、後者については 500hPa 面の気温 (500hPa_T) と 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa_SEPT-500M_EPT) を用いた。500hPa_SEPT-500M_EPT は大気不安定性を表しており、負値の場合に不安定 (正確には、潜在不安定) となる。a11、r10-30、r130 のそれぞれについての環境場を表す各要素を計算し、それらを比較することで集中豪雨が発生する環境場の特徴について調べた。

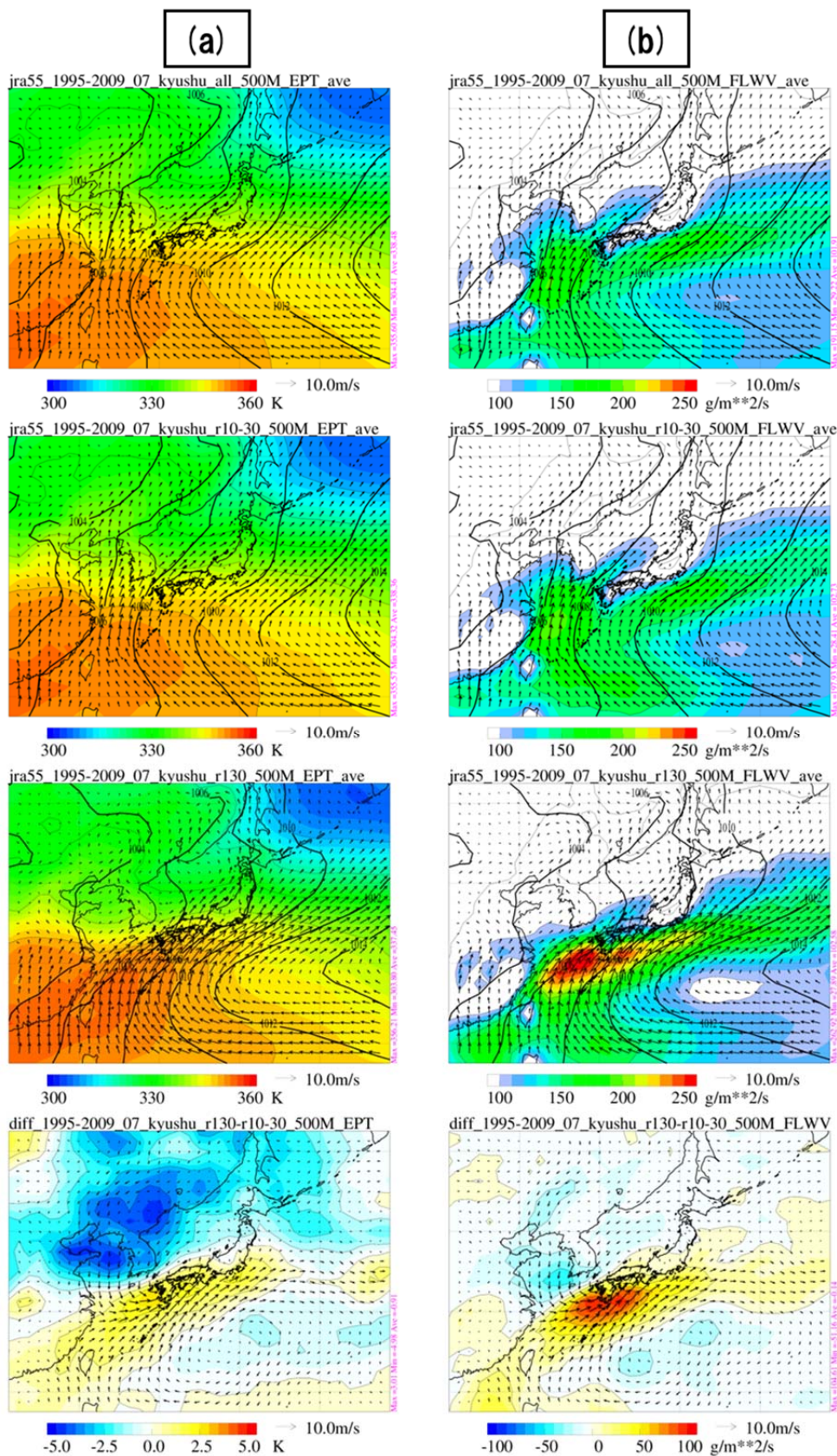
5.3 解析結果

5.3.1 環境場を表す各要素の平均場の水平分布

JRA-55 を用いて、a11、r10-30、r130 の各要素の平均場の水平分布を作成した。また、r130 と r10-30 の各要素の差を取った。それぞれの結果を第 5.3 図に示す。

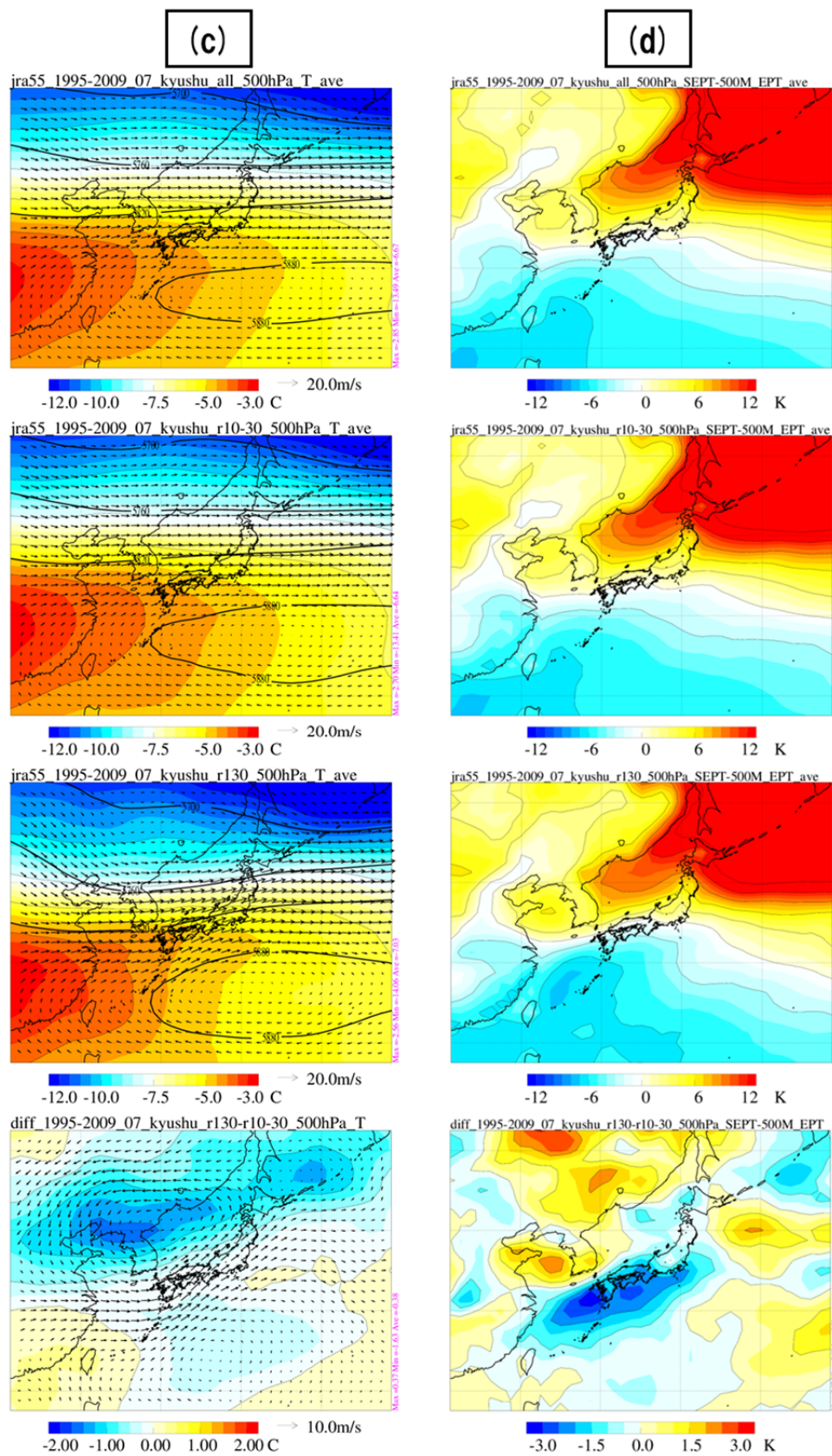
まず、下層の暖湿気塊の流入について述べる。500M_EPT (第 5.3 図 a) の a11 をみると、日本列島の南西側では 350 K 以上と値が高くなっており、北東側ほど値が低くなっている。日本列島の南端と北端の 500M_EPT の差は約 30 K であり、およそ 1 K/100km の南北傾度がみられる。r10-30 と a11 を比較すると、その水平分布はほとんど同じであり、明瞭な差はない。r130 をみると、r10-30 と比較して 350 K 以上の領域が九州地方北部から四国地方付近まで北上しており、その北側には相当温位の顕著な南北傾度 (~10 K/100km) がみられる。r130 と r10-30 の差をみると、r130 の方が九州地方付近を中心に日本列島の南側で約 2 K 高く、その北側では朝鮮半島付近を中心に最大で 5 K 以上低くなっている。この相当温位の低下は、朝鮮半島付近に存在する低気圧循環を伴う西谷の気圧配置がもたらしている。つまり、集中豪雨発生時の九州地方付近では、西谷が強まることで南海上から 350 K 以上の高相当温位の空気塊が流入しているとともに、北西には低相当温位の空気塊が存在することで相当温位の水平傾度が大きくなっていることがわかる。

500M_FLWV (第 5.3 図 b) をみると、a11 と r10-30 ではほとんど同じ水平分布をしており、日本列島の南海上と東シナ海から能登半島にかけての日本海上では $100 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上となっている。一方、r130 をみると、r10-30 と比較して特に東シナ海から四国地方の南海上にかけての値が大きく、 $250 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上とな



第 5.3 図 1995-2009 年 7 月における各要素の平均場

(a) 500m 高度の相当温位 (500M_EPT) と海面更正気圧、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M_FLWV) と海面更正気圧。上から、all、r10-30、r130 の平均場、r130 と r10-30 の差。(a) と (b) のベクトルは 500m 高度の風向風速。



第5.3図 1995-2009年7月における各要素の平均場(続き)

(c) 500hPa面の気温(500hPa_T)と高度、(d) 500hPa面の飽和相当温位と500m高度の相当温位の差(500hPa_SEPT-500M_EPT)。上から、all、r10-30、r130の平均場、r130とr10-30の差。(c)のベクトルは500hPa面の風向風速。

っている。r130 と r10-30 の差をみると、日本列島の南海上では r130 の値が大きく、特に九州地方から四国地方にかけての南海上では $100 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上の差がみられる。ここで海面更正気圧と風の分布 (500m 高度) をみると、r130 では r10-30 と比較して太平洋高気圧が西に大きく張り出しているとともに、朝鮮半島付近を中心に気圧が低くなっている。このため、r130 では東シナ海から四国地方付近にかけての水平気圧傾度力が大きくなり、これに応答して九州地方付近では南西風が最大で 10 m s^{-1} 以上大きくなっている。このことから、r130 の場合には九州地方付近の下層に水蒸気が大量に流入できたと考えられる。このような特徴は、九州地方付近で集中豪雨が発生する際によくみられる (たとえば、平成 24 年九州北部豪雨 (気象研究所 2012) など)。

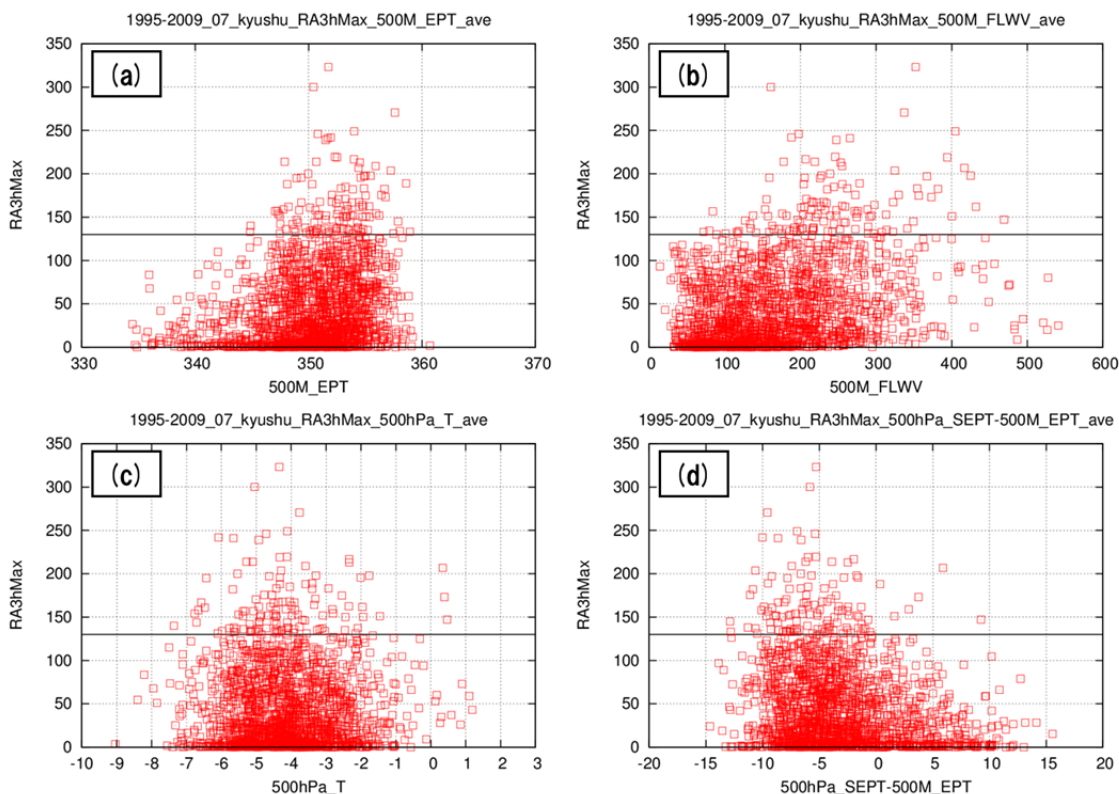
次に、大気不安定度について述べる。500hPa_T (第 5.3 図 c) をみると、a11 と r10-30 ではほとんど同じ水平分布をしており、中国大陸の華南付近では $-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上と値が高く、北ほど値が低くなっている。日本列島の南端から北端の差は約 $6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ となっており、九州地方付近の気温は約 $-4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ である。r130 をみると、r10-30 と比較して朝鮮半島付近を中心に値が低くなっている。r130 と r10-30 の差をみると、九州地方付近では r130 の方が若干低い程度 ($0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下の差) であるが、その北側では朝鮮半島北部を中心に広範囲にわたって r130 の方が $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上低くなっている。等高度線と風の分布 (500hPa 面) をみると、r130 では西谷に対応するトラフが朝鮮半島付近に存在し、太平洋高気圧の勢力 (5880 m の等高度線の広がり) が強くなっている。以上のことから、日本列島上空では風速が加速され、その入口付近にあたる九州地方付近では上昇流が誘起されやすい場になっていることがわかる。

500hPa_SEPT-500M_EPT (第 5.3 図 d) の a11 をみると、日本列島の南海上では広範囲で負値であり、潜在不安定な大気状態となっている。一方で北緯 32 度付近よりも北側では 500hPa_SEPT-500M_EPT は正值であり、大気状態は安定である。r10-30 と a11 を比較すると、その水平分布はほとんど同じである。r130 をみると、r10-30 と比較して東シナ海から西日本にかけての値がかなり小さくなっている。r130 と r10-30 の差をみると、九州地方付近を中心に最大で 3 K 以上の差があり、r10-30 よりも r130 の方が潜在不安定がより強まっていることがわかる。このことから、r130 の方が九州地方付近では大雨が降りやすい大気状態になっていることがわかる。また、本調査で着目している九州地方付近では、r10-30 と r130 の 500hPa_SEPT (上層) の差よりも 500M_EPT (下層) の差の方が大きく、潜在不安定の強化 (500hPa_SEPT-500M_EPT の差の増大) は主に下層の差によって作り出されていた。

5. 3. 2 各要素と集中豪雨との関係

集中豪雨の環境場についてより定量的な特徴を把握するために、それぞれの要素と降水量との関係について統計的に解析した。具体的には、各要素の第 5.1 図の赤色点線内における「海上」のデータの平均値と RA3hMax を対応づけ、散布図、頻度分布、箱ひげ図を作成することで各要素の特徴を調べた。

500M_EPT では、散布図 (第 5.4 図 a) をみると、 $335 \sim 360 \text{ K}$ に分布し、500M_EPT が増加すると RA3hMax も増加する傾向がみられる。r130 を生じさせた 500M_EPT の最小値 (しきい値) は 344.8 K であるが、それ以上の値であっても RA3hMax が 130 mm に満たない例が大多数であることがわかる。頻度分布 (第 5.5 図 a) をみると、a11 は 352 K をピークとしてほぼ正規分布をしている。r10-30 はピークの位置は a11 と同じだが、ピークの頻度は a11 よりも若干高くなっている。r130 は 354 K をピークとしてほぼ正規分布をしており、r10-30 と比較するとピークの頻度が高く、全体的に分布が約 2 K 高い方にシフトしている。r10-30 と r130 について有意水準 1% の t 検定を行ったところ、両者に有意な差があった。箱ひげ図 (第 5.6 図 a) をみると、それぞれの平均値 (中央 (50%) 値) は、a11 が 350.3 K (350.9 K)、r10-30 が 350.2 K (351.0 K)、r130 が 352.4 K (352.5 K) であり、a11 と r10-30 にはほとんど差がないが、r10-30 と r130

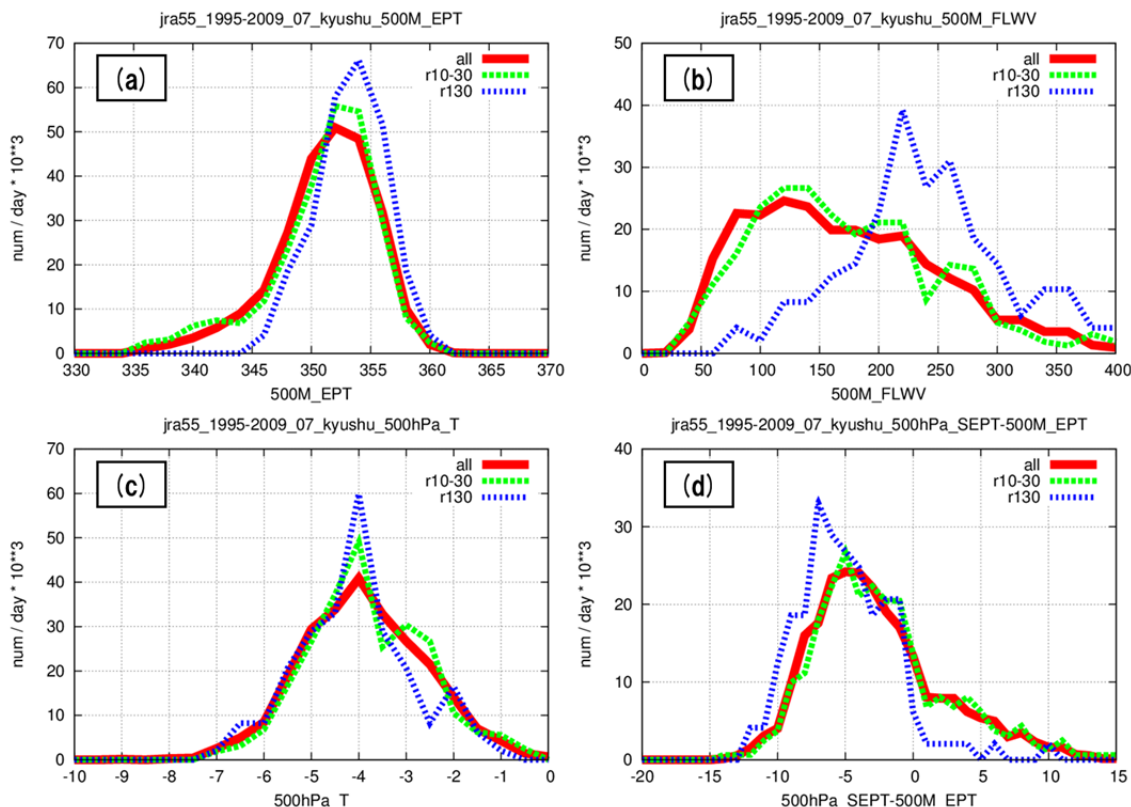


第5.4図 各要素の散布図

(a) 500m 高度の相当温位 (500M_EPT)、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M_FLWV)、(c) 500hPa 面の気温 (500hPa_T)、(d) 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa_SEPT-500M_EPT)。横軸は各要素、縦軸は前3時間積算降水量の最大値 (RA3hMax)、直線は RA3hMax = 130 mm を表す。

を比較すると r130の方が 2.2 K (1.5 K) 高くなっている。ただ、r10-30の75%値は 353.2 Kであり、r130の50%値よりも大きくなっていることから、r10-30とr130の500M_EPTによる分離度は小さい。

500M_FLWVでは、散布図(第5.4図b)をみると、0~500 g m⁻² s⁻¹に分布し、500M_FLWVが増加するとRA3hMaxも増加する傾向がみられるが、500M_EPT(第5.4図a)ほど対応はよくない。r130を生じさせた500M_FLWVの最小値(しきい値)は 71.8 g m⁻² s⁻¹であるが、500M_EPTと同様に、それ以上の値であってもRA3hMaxが130 mmに満たない例が大多数であることがわかる。頻度分布(第5.5図b)をみると、a11は 80 g m⁻² s⁻¹まで頻度が急激に上昇し、120 g m⁻² s⁻¹にピークをもち、それ以上では頻度はゆるやかに下降している。r10-30では、100 g m⁻² s⁻¹以下の頻度が若干低くなっているが、a11とほとんど同じ頻度分布を示している。r130は 220 g m⁻² s⁻¹をピークとし、a11とr10-30とは異なった頻度分布をしている。r10-30とr130の頻度分布を比較すると、200 g m⁻² s⁻¹を境に頻度が逆転しており、それ以下ではr10-30の頻度が高く、それ以上ではr130の頻度が高くなっている。r10-30とr130について有意水準1%のt検定を行ったところ、両者には有意な差があった。箱ひげ図(第5.6図b)をみると、それぞれの平均値(中央(50%)値)は、a11が 165.4 g m⁻² s⁻¹ (153.5 g m⁻² s⁻¹)、r10-30が 168.7 g m⁻² s⁻¹ (155.1 g m⁻² s⁻¹)、r130が 240.5 g m⁻² s⁻¹ (231.0 g m⁻² s⁻¹)であり、a11とr10-30には大きな差はないが、r10-30とr130を比較するとr130の方が平均値・中央(50%)値ともに 70 g m⁻² s⁻¹以上大きくなっている。r10-30の75%値は 216.2 g m⁻² s⁻¹であり、r130の50%値の方が大きくなっていることから、r10-30とr130の



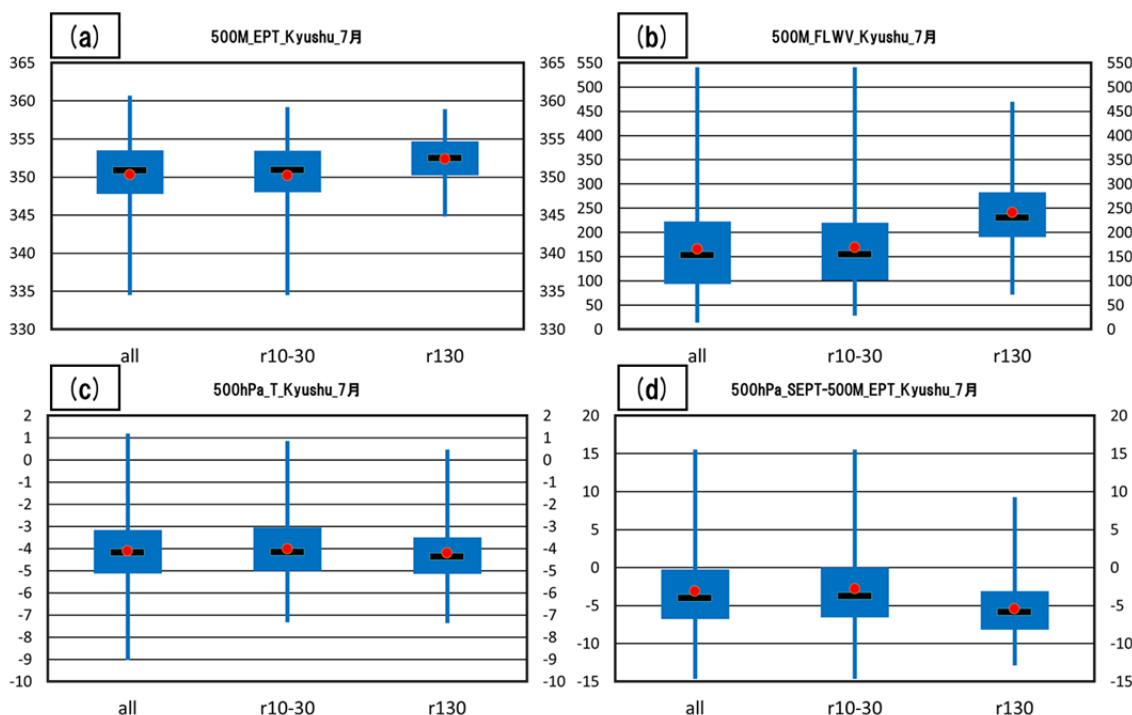
第 5.5 図 各要素の頻度分布

(a) 500m 高度の相当温位 (500M_EPT、階級区分: 2 K)、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M_FLWW、階級区分: 20 g m⁻² s⁻¹)、(c) 500hPa 面の気温 (500hPa_T、階級区分: 0.5 °C)、(d) 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa_SEPT-500M_EPT、階級区分: 1 K)。横軸は各要素、縦軸は頻度。赤色実線は all、緑色破線は r10-30、青色破線は r130 を表す。

500M_FLWW による分離度は大きい。

500hPa_T では、散布図 (第 5.4 図 c) をみると、-8~1 °C に分布し、500hPa_T と RA3hMax との間には特に関係性はみられない。このことから、r130 を生じさせるための 500hPa_T のしきい値を決めることは難しい。頻度分布 (第 5.5 図 c) をみると、all、r10-30、r130 のすべてが -4 °C をピークとしてほぼ同様の正規分布をしている。r10-30 と r130 について有意水準 1 % の t 検定を行ったところ、両者に有意な差はなかった。箱ひげ図 (第 5.6 図 c) をみると、それぞれの平均値 (中央 (50 %) 値) は、all が -4.1 °C (-4.2 °C)、r10-30 が -4.0 °C (-4.2 °C)、r130 が -4.2 °C (-4.4 °C) であり、三者の間にほとんど差はない。

500hPa_SEPT-500M_EPT では、散布図 (第 5.4 図 d) をみると、-15~15 K に分布し、500hPa_SEPT-500M_EPT が減少すると RA3hMax が増加する傾向がみられる。r130 を生じさせる 500hPa_SEPT-500M_EPT の最大値 (しきい値) は、9.3 K であるが、それ以下の値であっても RA3hMax が 130 mm に満たない例が大多数であることがわかる。頻度分布 (第 5.5 図 d) をみると、all は -5 K をピークとしてほぼ正規分布をしており、r10-30 は all とほとんど同じ頻度分布となっている。r130 をみると、-7 K をピークとしてほぼ正規分布をしている。r10-30 と r130 の頻度分布を比較すると、-4 K と -1 K の間ではほぼ同じ頻度となっているが、0 K 以上では r10-30 の頻度が高くなっており、-5 K 以下では r130 の頻度が高くなっており、r10-30 と r130 について有意水準 1 % の t 検定を行ったところ、両者に有意な差があった。箱ひげ図 (第 5.6 図 d)



第5.6図 各要素の箱ひげ図

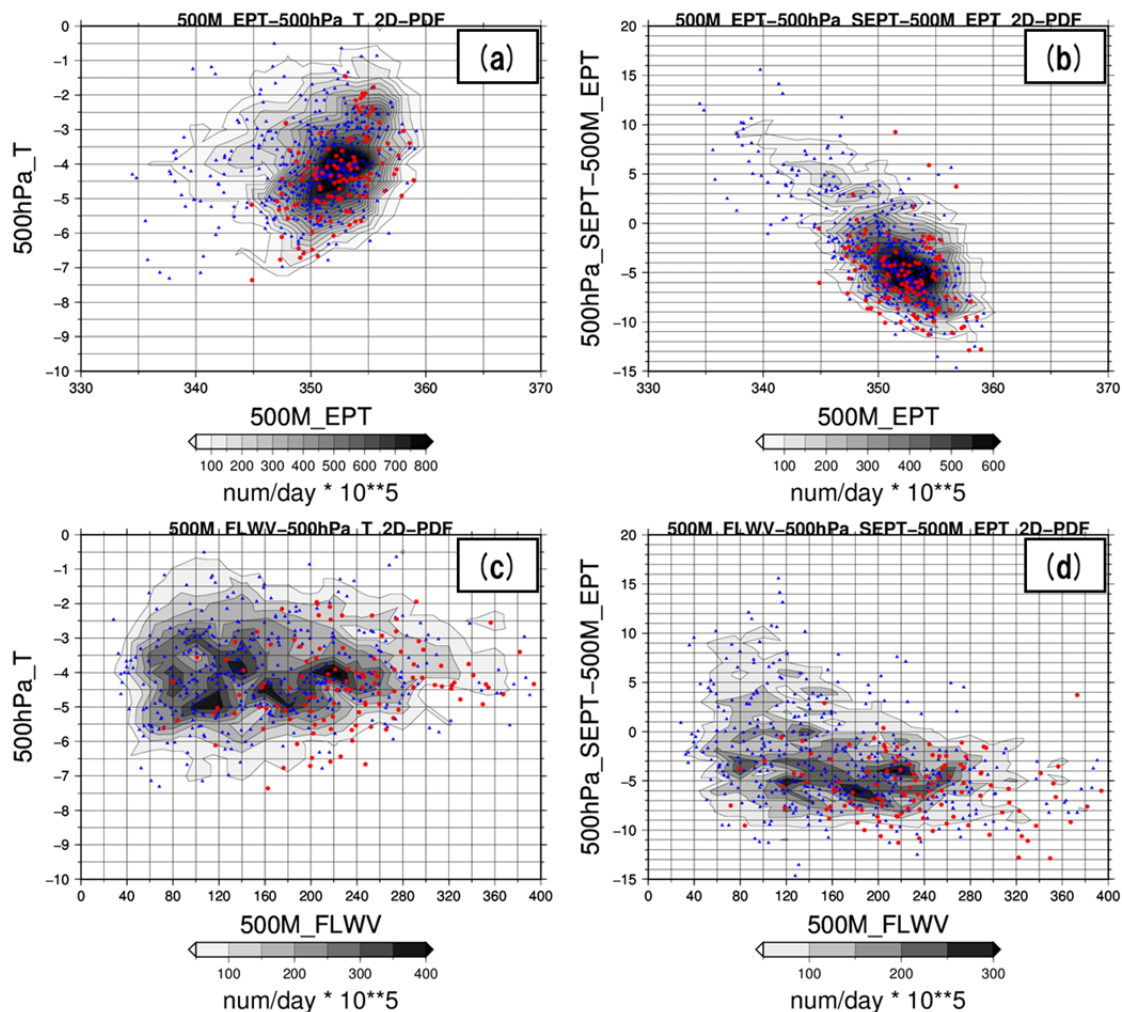
(a) 500m 高度の相当温位 (500M_EPT)、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M_FLWV)、(c) 500hPa 面の気温 (500hPa_T)、(d) 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa_SEPT-500M_EPT)。横軸は左から all、r10-30、r130、縦軸は各要素。赤丸は平均値、黒線は中央 (50%) 値、箱の上辺は 75% 値、下辺は 25% 値、縦線の上端と下端はそれぞれ最大値と最小値を表す。

をみると、それぞれの平均値 (中央 (50%) 値) は、all が -3.1 K (-4.0 K)、r10-30 が -2.8 K (-3.7 K)、r130 が -5.5 K (-5.8 K) であり、all と r10-30 にはほとんど差がないが、r10-30 と r130 を比較すると r130 の方が 2.7 K (2.1 K) 小さくなっている。r10-30 の 25% 値は -6.3 K であり、r130 の 50% 値よりも小さく、500hPa_SEPT-500M_EPT による両者の分離度はそれほど大きくはない。

散布図から、500M_EPT と 500M_FLWV はその値が増加すると、500hPa_SEPT-500M_EPT はその値が減少すると RA3hMax が増加する傾向にあることがわかった。しかし、r130 のしきい値を超える値であっても降水量が 130 mm に満たない例が大多数であることから、単一の要素だけで集中豪雨を判断することは難しいことがわかる。上述のように、頻度分布と箱ひげ図から、500M_EPT、500M_FLWV、500hPa_SEPT-500M_EPT では r10-30 と r130 の間には有意水準 1% で両者に有意な差があり、特に 500M_FLWV では r10-30 と r130 の分離度が大きいことがわかった。以上のことは、7 月の九州地方における集中豪雨の判断には、下層の暖湿気塊の流入に関しては 500M_EPT よりも 500M_FLWV が有用であり、大気安定度に関しては 500hPa_T では十分でなく、500hPa_SEPT-500M_EPT が有用であることを示している。

5.3.3 2要素の組み合わせと集中豪雨との関係

前節では、単一の要素と集中豪雨との関係を統計的に示したが、集中豪雨の判断には単一の要素だけではかなり難しいことがわかった。ここでは、複数の要素を組み合わせた場合における集中豪雨との関係について述べる。多数の要素を組み合わせることは原理上可能ではあるが、要素が増えるほど直感的な理解が難



第 5.7 図 2 要素の確率密度分布と r10-30/r130 の散布図

(a) 横軸が 500m 高度相当温位 (500M_EPT)、縦軸が 500hPa 面の気温 (500hPa_T)、(b) 横軸が 500M_EPT、縦軸が 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa_SEPT-500M_EPT)、(c) 横軸が 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M_FLWV)、縦軸が 500hPa_T、(d) 横軸が 500M_FLWV、縦軸が 500hPa_SEPT-500M_EPT。陰影は all の確率密度分布、青点は r10-30 の散布図、赤点は r130 の散布図。

しくなることから、ここでは下層の暖湿気塊の流入と大気の安定度の二つの要素を組み合わせで解析を行った。

500M_EPT と 500hPa_T の組み合わせ (第 5.7 図 a) をみると、all の確率密度はほぼ円形をしており、両者の相関関係が低いことがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、両者は all の確率密度が高い領域で多く重なっているが、r10-30 は r130 と比較して左上に多く、r130 は右下に多く分布している。次に 500M_EPT と 500hPa_SEPT-500M_EPT の組み合わせ (第 5.7 図 b) をみると、all の確率密度は右下に傾いており、両者に負の相関関係があることがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、両者は確率密度が高い領域で多く重なっているが、r10-30 は r130 と比較して左上に多く、r130 は右下に多く分布している。以上の結果から、どちらの組み合わせの場合も r10-30 と r130 の重なりが大きく、両者を識別するのは難しいことがわかる。

500M_FLWV と 500hPa_T の組み合わせ (第 5.7 図 c) をみると、all の確率密度は楕円形をしており、両者

の相関関係は低いことがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、r10-30 は確率密度の高い領域の左側に多く、r130 は右側に多く分布している。ただし、r10-30 と r130 の 500hPa_T の差は小さく、縦軸方向の分離度はあまり大きくない。次に 500M_FLWV と 500hPa_SEPT-500M_EPT の組み合わせ（第 5.7 図 d）をみると、all の確率密度は若干右下に傾いているが、おおむね楕円形をしている。このことから、両者の相関関係はそれほど高くないことがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、r10-30 は確率密度が高い領域の左上に多く、r130 は右下に多く分布している。また、r10-30 と r130 の 500hPa_SEPT-500M_EPT の差は 500hPa_T よりも大きく、両者の分離度が大きくなっていることがわかる。以上のことから、本調査で用いた要素の組み合わせでは、500M_FLWV と 500hPa_SEPT-500M_EPT が r10-30 と r130 の識別に有効である。

5. 4 まとめと今後の課題

7月の九州地方を対象として、前3時間積算降水量と総観〜メソ α スケール環境場との関係についての統計的な解析を行った。下層の暖湿気塊の流入と大気の安定度に着目し、500m高度の相当温位/500m高度の水蒸気フラックス量、500hPa面の気温/500hPa面の飽和相当温位と500m高度の相当温位との差について、それらの特徴を調べた。各種の統計解析から、集中豪雨と並の大雨を識別するには、500m高度の水蒸気フラックス量と500hPa面の飽和相当温位と500m高度の相当温位との差が有効な指標であることが示唆された。また、両者を組み合わせることで、単一の要素で識別するよりもより有効であることがわかった。

今回の調査では対象とした時期、領域、要素がかなり限定されたものであったことから、得られた結果もかなり限定的であると考えられる。今後は対象をより拡大していき、集中豪雨と環境場との一般的な関係を整理することを目指していきたいと考えている。

謝辞

本調査は気象研究所予報研究部の平成21-25年度重点研究「顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的研究」、及び『診断的予測グループ』の活動の一環として取り組んだものである。また、本調査では、気象研究所予報研究部と大阪管区気象台をはじめとする大阪管内のすべての地方気象台、及び旧神戸海洋気象台・旧舞鶴海洋気象台が共同で取り組んだ平成23・24年度地方共同研究「集中豪雨発生の必要条件の抽出とその妥当性」の成果を大いに活用した。当時の地方共同研究に参加されたみなさまに感謝する。

参考文献

- Chuda, T., and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, **83**, 391-408.
- 平原洋一, 水野量, 2000: 日本列島での強雨予測に対する各種指数の有効度. 気象庁研究時報, **52**, 125-142.
- 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.
- 加藤輝之, 廣川康隆, 2012: 大雨を発生させやすい環境場について. 平成23年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 86-100.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01 -Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations-. J. Meteor. Soc. Japan, **81**,

993-1013.

- 河野耕平, 廣川康隆, 大野久雄, 2004: ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断 -太平洋高気圧下の夏の関東地方-. 天気, **51**, 17-30.
- 気象研究所, 2012: 「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」の発生要因について～強い南西風の持続と東シナ海上からの水蒸気供給～. 気象庁報道発表資料
(http://www.jma.go.jp/jma/press/1207/23a/20120723_kyushu_gouu_youin.pdf) .
- 気象研究所, 2013a: 平成 25 年 7 月 28 日の山口・島根の大雨発生要因について～巨大な積乱雲と強い上昇気流～. 気象庁報道発表資料
(http://www.jma.go.jp/jma/press/1308/06b/20130806_Yamaguchi-Shimane-heavy_rainfall.pdf) .
- 気象研究所, 2013b: 平成 25 年 8 月 9 日の秋田・岩手の大雨発生要因について～山岳によるバックビルディング形成と日本海上での大量の水蒸気の北上～. 気象研究所報道発表資料
(<http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20130828/press20130828.pdf>) .
- 気象研究所, 2013c: 平成 25 年台風第 18 号の発達とそれに伴う近畿地方の大雨の発生要因～高い海面水温、及び偏西風との相互作用～. 気象研究所報道発表資料
(http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20131007/press20131007_T1318.pdf) .
- 気象研究所, 2013d: 平成 25 年台風第 26 号に伴う伊豆大島の大雨の発生要因～局地前線の停滞と伊豆大島の地形による強化～. 気象研究所報道発表資料
(http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20131202/press20131202_T1326heavyrainfall.pdf) .
- Junker, N. W., R. S. Schneider, and S. L. Fauver, 1999: A study of heavy rainfall events during the Great Midwest Flood of 1993. *Wea. Forecasting*, **14**, 701-712.
- Moore, J. T., F. H. Glass, C. E. Graves, S. M. Rochette, and M. J. Singer, 2003: The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Wea. Forecasting*, **18**, 861-878.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Nomura, S., and T. Takemi, 2011: Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto Plain in summer. *SOLA*, **7**, 9-12.
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2005: Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 961-976.
- 津口裕茂, 2013: 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特徴・環境場に関する統計解析. 平成 24 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 96-107.

付録1 渦位保存の導出

(1) Kelvinの循環定理と渦位の保存

ここでは、Kelvinの循環定理から断熱過程で摩擦なしのとき、渦位が保存することを示す。渦位の保存は、渦度方程式からの導出ができるが、本質的にはここで示すことと同じである。これらについては、二階堂(1986)やLackmann(2011)4.3項などが参考となる。

流体とともに動く任意の閉曲線 C をとり、 C に沿う循環 $\Gamma = \int_C (\mathbf{v} \cdot d\mathbf{l})$ の時間変化は、

$$\frac{D\Gamma}{Dt} = \int_C \left(\frac{D\mathbf{v}}{Dt} \cdot d\mathbf{l} \right) + \int_C \left(\mathbf{v} \cdot \frac{Dd\mathbf{l}}{Dt} \right)$$

となる。ここで、 \mathbf{v} は慣性系の速度を示す。 ρ を密度、 p を気圧、 \mathbf{g} を重力加速度、 \mathbf{F} を摩擦力とすると運動方程式は、 $\rho \frac{D\mathbf{v}}{Dt} = -\nabla p - \rho \mathbf{g} + \mathbf{F}$ と書けるので、これを上式へ代入して、

$$\frac{D\Gamma}{Dt} = - \int_C \left(\frac{1}{\rho} \nabla p \cdot d\mathbf{l} \right) - [gz]_C + \int_C \left(\frac{1}{\rho} \mathbf{F} \cdot d\mathbf{l} \right) + [|\mathbf{v}|^2]_C .$$

$[]_C$ は、閉曲線 C を一周したときの差を表すが、 gz と $|\mathbf{v}|^2$ は不連続に変化はしないのでゼロとなる。また、断熱であるとき、閉曲線 C は等温位面上を動き、密度 ρ が圧力のみ関数となることから、圧力関数 $A = \int \frac{1}{\rho} dp$

を導入して、 $\nabla A = \frac{1}{\rho} \nabla p$ とできるので、右辺第一項はゼロとわかる。摩擦がないとき、右辺第三項がゼロとなることは言うまでもない。以上から、断熱で摩擦がないとき、流体とともに動く任意の閉曲線 C に沿う循環は保存することがわかる。これを Kelvin の循環定理という。ここでは地球大気の運動方程式から導いたが、一般的な Kelvin の循環定理の導出は、流体力学の教科書など参考にしていただきたい。

一方、ストークスの定理を用いると、

$$\Gamma = \int_C (\mathbf{v} \cdot d\mathbf{l}) = \iint_S \boldsymbol{\eta} \cdot d\mathbf{s}$$

断熱であるとき、閉曲線 C は等温位面上を動くので、閉曲線 C に囲まれた面 S を等温位面上に取ることができ、 $d\mathbf{s} = \frac{\nabla \theta}{|\nabla \theta|} ds$ から、

$$\Gamma = \iint_S \frac{\boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta}{|\nabla \theta|} ds$$

これを温位 θ で積分して、等温位面に垂直な座標 h を用いると、 $dh = \frac{d\theta}{|\nabla \theta|}$ となること、面 S は流体とともに動くので、質量保存から $\rho ds dh$ が一定であることを考慮すると、

$$\int \Gamma d\theta = \int \iint_S \frac{\boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta}{|\nabla \theta|} ds d\theta = \int \iint_S \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta ds dh$$

$$\begin{aligned} \frac{D}{Dt} \int \Gamma d\theta &= \frac{D}{Dt} \int \iint_S \frac{\boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta}{|\nabla \theta|} ds d\theta = \int \iint_S \left(\frac{D(\boldsymbol{\eta} \cdot \frac{\nabla \theta}{\rho})}{Dt} \right) \rho ds dh + \int \iint_S \left(\boldsymbol{\eta} \cdot \frac{\nabla \theta}{\rho} \right) \left(\frac{D(\rho ds dh)}{Dt} \right) \\ &= \int \iint_S \left(\frac{D(\boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta / \rho)}{Dt} \right) \rho ds dh \end{aligned}$$

これが、任意の閉曲線 C に対してゼロとなるためには、 $\rho ds dh \neq 0$ なので、

$$\frac{D(\boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta / \rho)}{Dt} = \frac{DP}{Dt} = 0$$

であることがわかり、渦位の保存が導かれる。また、渦度については、

$$\frac{D\Gamma}{Dt} = \iint_s \frac{D\boldsymbol{\eta}}{Dt} \cdot d\mathbf{s} + \iint_s \boldsymbol{\eta} \cdot \frac{D(d\mathbf{s})}{Dt} = 0$$

から、流体とともに動く座標での絶対渦度 $\boldsymbol{\eta}$ の時間変化は、 $\boldsymbol{\eta} \cdot \frac{D(d\mathbf{s})}{Dt}$ の変化とわかる。これから絶対渦度 $\boldsymbol{\eta}$ が保存するのは、 $\boldsymbol{\eta}$ に垂直な面の面積が流体の運動に伴って変化しないときである。これは断熱過程では、等温位面上で非発散であるときと言える。

(2) 非断熱過程と渦位の傾向方程式

静圧平衡を仮定するとき、温位座標系の渦度方程式から、渦位の傾向方程式

$$\frac{DP}{Dt} = -g \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial p} \zeta_{a\theta} + g \frac{\partial \theta}{\partial p} \mathbf{k} \cdot \left[\nabla \dot{\theta} \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \theta} \right] + g \frac{\partial \theta}{\partial p} \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{F})$$

が導かれる。右辺の各項は、鉛直方向の非断熱加熱の差による渦位の変化、鉛直シアアがあるときに水平方向の非断熱加熱の差により生じる渦位の変化、摩擦による渦位の変化を表す。なお、この渦位の傾向方程式の導出については、Lackmann (2011) 4.3 項などを参考いただき、ここでは省略する。

参考文献

- Lackmann, G., 2011: Midlatitude synoptic meteorology: dynamics, analysis, and forecasting. Amer. Met. Soc., ISBN 978-1-878220-10-3, 345pp.
- 二階堂義信, 1986: Q-map (等温位面上で解析された渦位分布図) — その 1 Q-map の原理. 天気, **33**, 289-300.