

平成26年度予報技術 研修テキスト

(予報課)

February 2015

気象庁予報部

はじめに

平成 25 年 8 月に特別警報の運用を開始してから 1 年以上が経過した。平成 26 年を振り返ると、7 月には台風第 8 号により沖縄地方で、8 月には台風第 11 号により三重県で、9 月には動きの遅い低気圧により北海道で、それぞれ特別警報を発表した。広島市では 8 月 20 日に集中豪雨による大規模な土砂災害が発生し、多くの方が犠牲とされた。気象庁は 7 月末から 8 月にかけて各地で発生した大雨を「平成 26 年 8 月豪雨」と命名したところである。また、2 月には少雪地である関東甲信地方で記録的な大雪となり、大規模な交通障害や集落の孤立、非住家の損壊等の被害が発生した。このように平成 26 年も顕著な気象現象により大きな災害が発生した。

気象災害は毎年のように頻発し、さらに長期的には短時間強雨の発生回数が増加している状況にあって、気象庁には気象の観測や予測の技術を基盤とした気象防災へのより一層の貢献が求められている。スケールの比較的小さい顕著現象における数値予報モデルの予測精度は十分とは言えず、予報担当者においては、実況監視・解析により実際の現象を正確に把握し、それを基に客観予測資料を補正する技術力が求められる。この技術力向上が、地域防災に資する適時的確な防災気象情報の提供に結びつく。

この予報技術研修テキストは、予報担当者の技術力向上を支援するために、予報作業における様々な技術の活用事例を示し、最新技術とその活用方法も解説している。今年度のテキストでは、実況解析技術と現象の理解力の向上に重きをおき、総観場と局地気象解析について関東甲信地方の具体例を用いて解説した。また、平成 25 年 8 月に島根県西部で発生した大雨を取り上げ、特別警報クラスの集中豪雨事例における予報作業の具体例を示した。新しい技術や業務として、地方海上分布予報、高解像度降水ナウキャスト、降水短時間予報の改善、線状降水帯発生に関わる研究成果、台風解析作業における軌道衛星画像の利用、大気汚染気象予測モデルについても解説する。

このテキストが多くの予報担当者に読まれ、予報作業における技術力向上、特に解析技術と現象の理解力向上にむけた恒常的な取り組みや日々の研鑽に繋がり、技術的な改善が一層図られること、ひいては防災気象情報の適時的確な運用に繋がることを期待する。

平成 27 年 1 月

予報課長 海老原 智

目次

はじめに

第1章 実例に基づいた予報作業例

1. 平成25年8月23日～25日島根県で発生した大雨	1
1.1 はじめに	1
1.2 過去の知見の活用	3
1.2.1 島根県における過去の代表的な大雨	3
1.2.2 総観スケールにおける特徴	4
1.2.3 メソスケールにおける特徴	7
1.2.4 大雨の発生予測に有効な過去の知見	7
1.3 2013年8月24日の島根県で発生した大雨	10
1.3.1 8月23日日勤時の作業	10
1.3.2 8月23日夜勤時の作業	19
1.4 特別警報発表・解除時の予報作業の概要	31
1.4.1 特別警報作業概要	31
1.4.2 特別警報の発表に関する具体的な作業	34
1.5 終わりに	38

第2章 現業作業における総観場の把握と局地気象解析について

2.1 はじめに	39
2.1.1 予報作業サイクルにおける総観場の把握と局地気象解析について	40
2.2 現業作業における総観場の把握	40
2.2.1 解析の目的と各級官署の役割	40
2.2.2 総観場の把握の留意点	41
2.2.3 総観場の把握の手法と着目点	41
2.2.4 前線やコンベヤーベルトに関する実況監視・解析について	44
2.2.4.1 前線解析とFrontogenesis	44
2.2.4.2 コンベヤーベルトモデルについて	46
2.3 現業作業における局地気象解析について	52
2.3.1 局地気象解析の目的と必要性	52
2.3.2 局地気象解析の留意点	53
2.3.3 局地気象解析の手順と具体例	55
2.3.3.1 解析手順	55
2.3.3.2 局地天気図の解析作業手順	56
2.3.3.3 局地気象解析の具体例	58

2.4	まとめ	64
第3章 海上予報警報業務の概要と改善について		
3.1	海上予報警報業務の概要	65
3.1.1	はじめに	65
3.1.2	SOLAS 条約と GMDSS	65
3.1.3	海上予報警報業務の概要	65
3.1.3.1	北西太平洋海域を対象とした 全般海上警報・全般海上予報	66
3.1.3.2	無線ファクシミリによる 気象・波浪等の図情報の放送	67
3.1.3.3	日本の沿岸海域を対象とした 地方海上予報、地方海上警報	67
3.2	海上予報警報の改善	70
3.2.1	アジア太平洋地上天気図 (ASAS) 等の描画領域の変更について	70
3.2.2	地方海上分布予報の提供開始について	71
3.2.2.1	地方海上分布予報とは	71
3.2.2.2	地方海上分布予報の提供方法	72
3.2.2.3	地方海上分布予報の利用例	73
3.2.2.3.1	(風の例) 台風 12 号 (平成 26 年 7 月 31 日~8 月 1 日) ...	73
3.2.2.3.2	(霧の例) 台風 8 号 (平成 26 年 7 月 9~10 日)	76
第4章 高解像度降水ナウキャストと降水短時間予報の改善		
4.1	高解像度降水ナウキャストにおける降水の 解析・予測技術について	77
4.1.1	はじめに	77
4.1.2	アルゴリズム	78
4.1.3	解析アルゴリズム	78
4.1.4	3次元予測	80
4.1.5	高解像度3次元予測	80
4.1.6	低解像度3次元予測	82
4.1.7	発生予測	83
4.1.8	誤差幅推定	83
4.1.9	効果的な利用方法	83
4.1.10	おわりに	85
4.2	降水短時間予報の改善	87
4.2.1	移動ベクトルの改良	87

4.2.1.1	降水セルの移動の考慮	87
4.2.1.2	長い時間スケールに対応した 移動ベクトルの導入	89
4.2.2	ブレンド降水変化率の利用	91
4.2.3	統計検証	92
4.2.4	まとめと今後の予定	93
第5章 台風解析作業における軌道衛星画像の利用について			
5.1	マイクロ波画像の種類と観測原理	94
5.1.1	マイクロ波画像の種類	94
5.1.2	マイクロ波画像の観測原理	95
5.1.2.1	マイクロ波放射計	97
5.1.2.2	マイクロ波探査計	97
5.1.2.3	マイクロ波散乱計	98
5.1.3	マイクロ波画像の応用	99
5.1.3.1	全天候型海上風速の概要	99
5.1.3.2	全天候型海上風速の検証	100
5.1.4	マイクロ波画像の利用上の注意点	101
5.2	マイクロ波画像の台風解析への利用	101
5.2.1	マイクロ波放射計を用いた中心位置推定	101
5.2.1.1	台風1326号と台風1330号の概要	101
5.2.1.2	台風1330号発生期の マイクロ波画像と赤外画像の比較	103
5.2.1.3	台風1330号発達期の マイクロ波画像と赤外画像の比較	103
5.2.1.4	台風1330号最盛期の マイクロ波画像と赤外画像の比較	103
5.2.1.5	台風1326号最盛期の マイクロ波画像と赤外画像の比較	104
5.2.1.6	台風1326号衰弱期の マイクロ波画像と赤外画像の比較	105
5.2.1.7	台風1326号消滅期の マイクロ波画像と赤外画像の比較	106
5.2.1.8	まとめ	106
5.2.2	客観ドボラック解析	107
5.2.2.1	開発の目的	107
5.2.2.2	プロダクトの概要	107
5.2.2.3	精度評価	108
5.2.3	マイクロ波探査計データを 用いた台風中心気圧推定	108

5.2.3.1	台風中心気圧推定手法の概要	108
5.2.3.2	推定中心気圧の精度及び推定事例	108
5.2.4	マイクロ波散乱計データの利用及び注意点	111
第6章	線状降水帯発生要因としての鉛直シアーと上空の湿度について		
6.1	はじめに	114
6.2	上空の相対湿度と積乱雲の発達高度との関係	118
6.3	線状降水帯の形成と鉛直シアーとの関係	120
6.3.1	ストームに相対的なヘリシティ	120
6.3.2	SREH 算出でのストームの 移動ベクトルの見積もり方	122
6.4	線状降水帯による大雨が発生 しやすい大気状態の条件	123
6.4.1	SREH の強度に対する線状降水帯の形状	123
6.4.2	線状降水帯が発生しやすい 大気状態の条件の抽出	124
6.5	線状降水帯が発生しやすい環境場の統計解析	127
6.6	まとめと今後の課題	130
第7章	大気汚染気象予測モデル		
7.1	はじめに	133
7.2	大気汚染気象予測モデルの概要	134
7.3	大気汚染気象予測モデルの精度検証	135
7.3.1	大気汚染気象予測モデルの精度検証の結果	135
7.3.2	領域大気汚染気象予測モデルの 地上オゾン濃度の時系列変化の再現性	135
7.3.3	光化学オキシダント高濃度事例における モデルの地上オゾン濃度分布の再現性	137
7.4	領域大気汚染気象予測モデルのガイダンス	138
7.4.1	領域大気汚染気象予測モデルの ガイダンス作成方法	138
7.4.2	大気汚染気象予測モデルの ガイダンスの精度検証結果	138
7.5	領域大気汚染気象予測モデルや そのガイダンスを用いた予報例	139
7.6	まとめと領域大気汚染気象 予測モデルの今後の改善計画	140
付録1	前線形成関数の導出と解説	141
付録2	略語表	144

第1章 実例に基づいた予報作業例

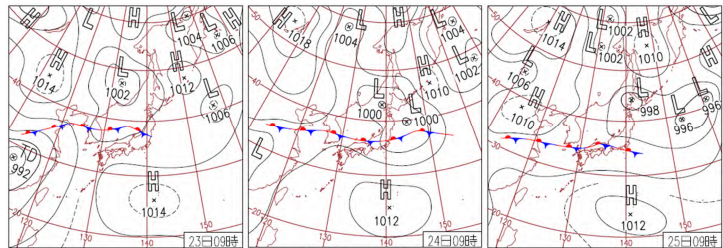
1. 平成25年8月23日～25日島根県で発生した大雨

1.1 はじめに*

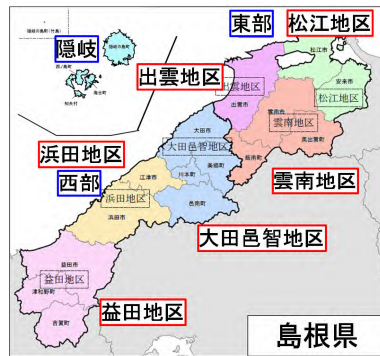
平成25年8月23日～25日、日本海の停滞前線に向かって、台風第12号から変わった熱帯低気圧周辺の暖かく湿った空気が太平洋高気圧の縁を回って流れ込み（第1.1.1図）、島根県西部（第1.1.2図）では大気の状態が非常に不安定となった。島根県は標高1200～1300mの中国山地の北側に位置し、東北東～西南西方向に細長く、平野部は松江地区から出雲地区にあるだけで、海岸線からすぐに山地となる所が多い（第1.1.3図）。

日本海から下層で暖かく湿った気塊が流れ込んだ場合には、海岸付近から対流雲が発達しやすい地形である。同県西部では24日明け方頃と25日明け方頃に猛烈な雨が降り、降り始めの23日08時から25日15時までの総降水量は、江津市桜江で474.0mm、浜田市浜田で382.0mm、邑智郡邑南町瑞穂で305.0mmとなるなど（第1.1.4図）、8月の月降水量平年値の2～3倍の記録的な大雨となり、解析雨量では江津市、浜田市、邑南町付近で500mmを超えた所があった（大阪管区気象台2013）。

この大雨により、土砂災害による住家などへの被害や、河川の護岸や道路法面の崩壊が多数発生し、邑南町において死者1人、江津市と浜田市において住家の全壊7棟となった（平成25年9月13日島根県調べ）。また、特別警報の運用開始前であったが、24日明け方には特別警報の50年に一度の値（短時間の指標）となる3時間雨量と土壌雨量指数の両方の指標を満たしたため、市町の

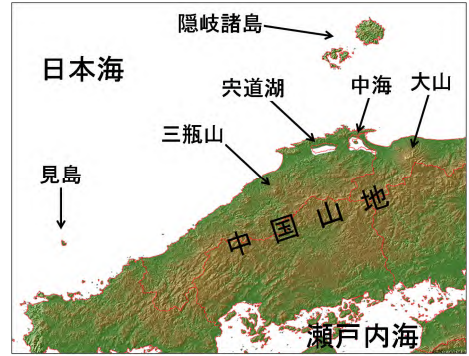


第1.1.1図 平成25年8月23日～25日の地上天気図(09時)

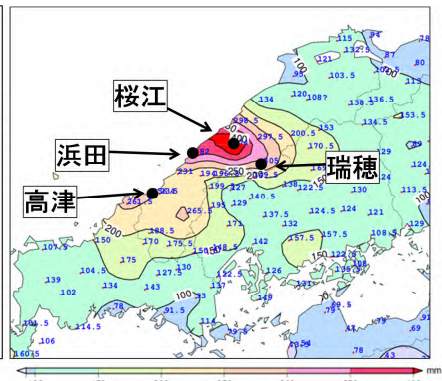
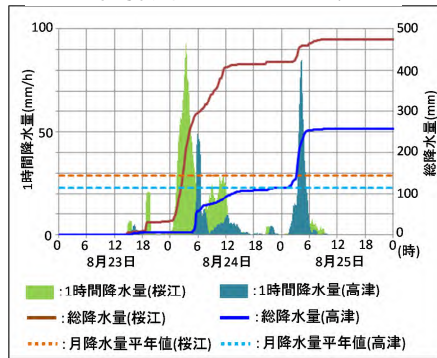


第1.1.2図 島根県の気象警報・注意報、天気予報の発表区域

：一次細分区域名、
：市町村等をまとめた地域



第1.1.3図 島根県付近の地形図



第1.1.4図 23日～25日の降水の状況

左図：23日～25日の江津市桜江と益田市高津の1時間降水量と総降水量の時系列図（点線は8月の月降水量平年値を示す）。右図：23日08時～25日15時の島根県付近の総降水量分布図。

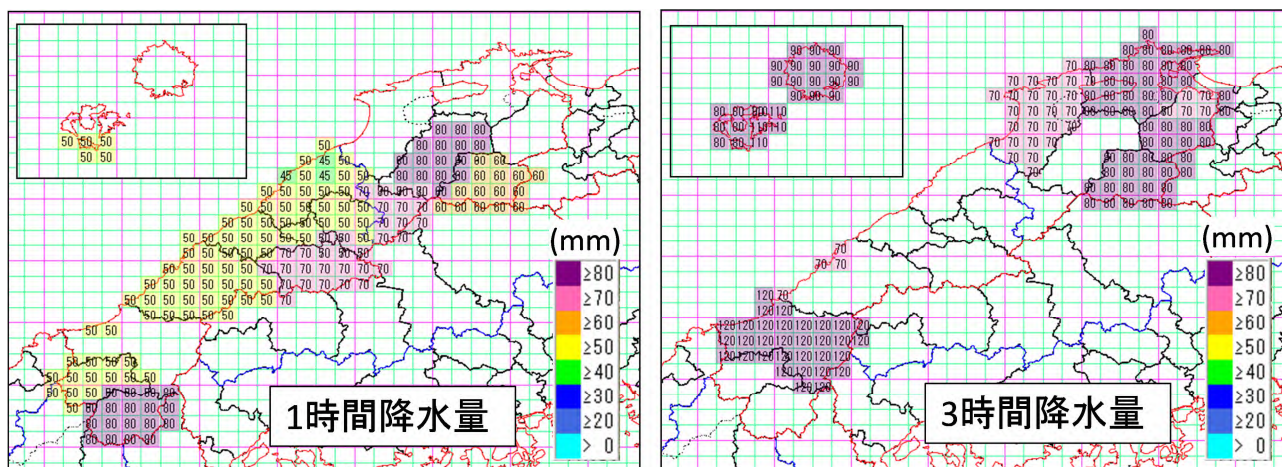
*木下 仁（気象庁予報部予報課）

防災担当者に直接電話で最大限の防災対応を呼びかけた。

数値予報の精度は年々向上してきているが、このような停滞前線近傍に発生する記録的な大雨については、時間的・空間的に十分な精度とはまだ言い難い。したがって、予報担当者は極端な現象の発生について、実況データ及び数値予報資料、大雨に関する過去の知見から具体的にサブシナリオとして組み立てておき、その後の実況監視によっては適切なタイミングでメインシナリオからサブシナリオへ乗り換えることができるよう、作業することが重要となる。

本章では、今後の予報現場における技術の向上を図ることを目的とし、停滞前線近傍で発生した島根県西部付近における大雨事例を題材として、過去の知見の活用、予報作業における各種資料の適切な利用と判断について解説する。具体的には、1.2 項で島根県西部付近における前線近傍の線状降水帯による大雨に関する過去の知見の活用について述べ、1.3 項で平成 25 年 8 月 23 日～25 日にかけて発生した大雨における予報作業の実例を示す。

実例として示すこの記録的な大雨におけるピークは 24 日明け方頃、25 日明け方頃の二度あったが（第 1.1.4 図）、1.3 項では前者のピークに焦点を絞り、23 日日勤帯における過去知見を含めた実況監視上の着目点、予想資料の活用、シナリオの構築、雨量予測、同日夜勤帯における実況の推移監視によるシナリオの修正、注意報・警報等の防災気象情報の発表判断などについて説明する。また、この大雨は特別警報運用開始（平成 25 年 8 月 30 日）以前の事例であるが、1.4 項では短時間に特別警報級の大雨に至る過程における具体的な予報作業の手順についても示す。なお、本章の記述に用いた島根県の細分区域は第 1.1.2 図のとおりで、県内市町村の大雨警報（浸水害）の基準は、1 時間降水量が 45～80mm、3 時間降水量が 70～120 mm となっている（第 1.1.5 図）。



第 1.1.5 図 島根県における大雨警報（浸水害）の 1 時間降水量（左図）及び 3 時間降水量（右図）の基準値分布図

参考文献

大阪管区气象台，2013：前線による平成 25 年 8 月 23 日から 25 日にかけての島根県の大雨，災害時気象速報。

1.2 過去の知見の活用*

大きな災害をもたらす顕著現象については、依然として数値予報や降水短時間予報などの客観的な予測資料では十分予想できないケースがある。このような顕著現象についてどう対処すべきか、日頃から予報担当者は過去の顕著事例を調査・分析し、解析技術と現象の理解力の向上を図り、さらに、知見や解析・調査結果、顕著現象の発生ポテンシャルに関する客観的指標などを官署内で共有しておく必要がある。

過去事例の中には、各局面で当初の予想と異なる経過となった事例が数多くある。その事例一つ一つは次の予報機会において複数のシナリオを作成する際の参考となり、新しい知見や概念モデルなどに進展していくものも少なくない。次項(1.3項)で平成25年8月23日～25日島根県西部付近の大雨事例(以下、本事例)における実際の予報作業について解説する前に、本項では同県での過去事例から得られる知見について、紹介する。

第1.2.1表 過去50年間(昭和39年～平成26年)の島根県における前線に関連した主な大雨災害

(気象庁ホームページ「災害をもたらした気象事例」、気象要覧、災害時気象速報(大阪管区・松江地方気象台)を基に作成)

番号	年月日	総降水量(mm)	主な災害発生地域	県内の死者・行方不明者数	気象庁が命名した現象
1	昭和39年7月17日～20日	311(松江)	出雲地方	109	昭和39年7月山陰北陸豪雨
2	昭和47年7月3日～15日	726.5(浜田)	県内広い範囲	28	昭和47年7月豪雨
3	昭和58年7月20日～29日	521.5(浜田)	西部	107	昭和58年7月豪雨
4	昭和63年7月13日～15日	411(浜田)	西部	6	
5	平成7年7月20日～21日	228(鹿島)	島根半島西部	1	
6	平成9年7月6日～13日	448(吾妻山)	東部	0	
7	平成11年6月29日	178(益田)	日原町	1	
8	平成17年7月1日～6日	233(斐川)	東部	0	
9	平成18年7月15日～24日	495.5(松江)	東部	5	平成18年7月豪雨
10	平成22年7月10日～16日	434.5(津和野)	県内広い範囲	3	
11	平成25年7月28日	381(津和野)	津和野町	1	
12	平成25年8月23日～25日	474(桜江)	江津市・浜田市・邑南町	1	

1.2.1 島根県における過去の代表的な大雨

島根県は東西に長く、地形的には日本海側に開けており、対馬海峡を経て東シナ海方面の暖湿気が流入しやすい(第1.1.3図)。県の南側には中国山地が連なり、比較的急斜面をなしている。また、県内の河川の流路は短く、勾配は急となっており、洪水害が発生しやすい。さらに、県全域が特殊土地地帯(マサ土)であり、地質的にも大雨による災害を受けやすく、同県は全国でも有数の災害発生県となっている(島根県2014)。「昭和39年7月山陰北陸豪雨」(死者109名)、「昭和58年7月豪雨」(死者107名)では山崩れ、がけ崩れにより多くの犠牲者が出た。

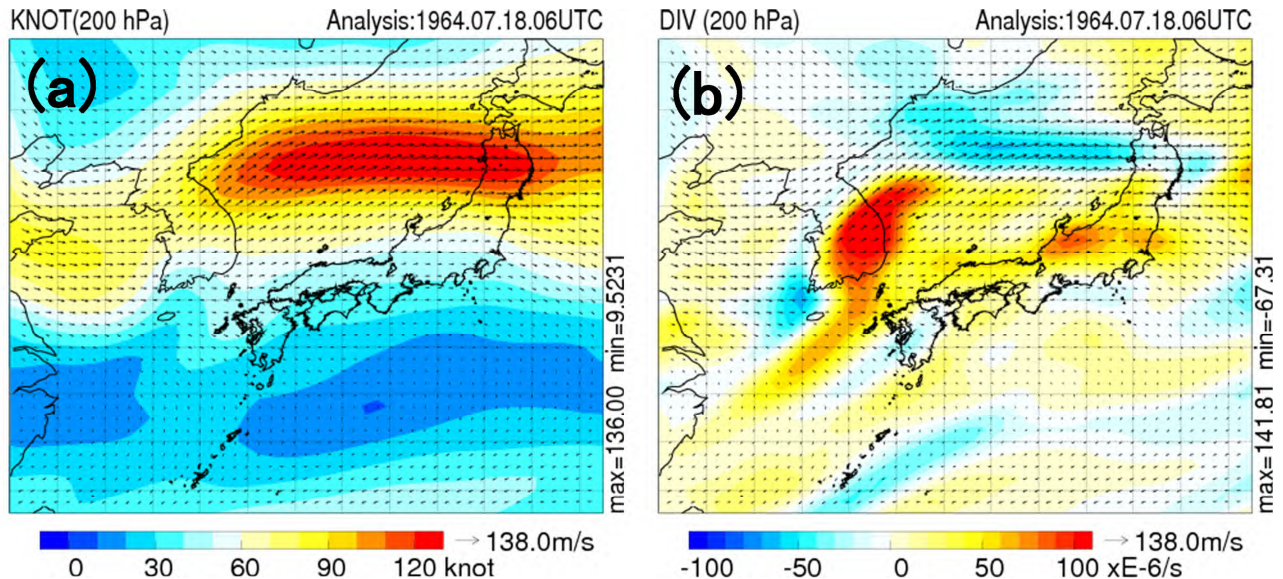
過去50年間(昭和39年～平成26年)の島根県における前線に関連した主な大雨災害を第1.2.1表に示す。ほとんどの災害は7月の梅雨期に発生している。同県における大雨災害の発生地域は、西部が中心となっている。また、大雨の発生時刻については、同表に示していないが、未明～明け方頃を中心とした時間帯が圧倒的に多い。梅雨期を中心としたこの傾向は西日本でよく見られるが(立平・保科1993など)、原因についてはまだ十分に解明されていない(小倉2001など)。

*木下 仁(気象庁予報部予報課)

1.2.2 総観スケールにおける特徴

第1.2.1表の大雨事例における総観スケールの場合について、JRA-55 長期再解析データも含めた各種データを用いて調査すると、次のような特徴が得られる。

(1) 上層

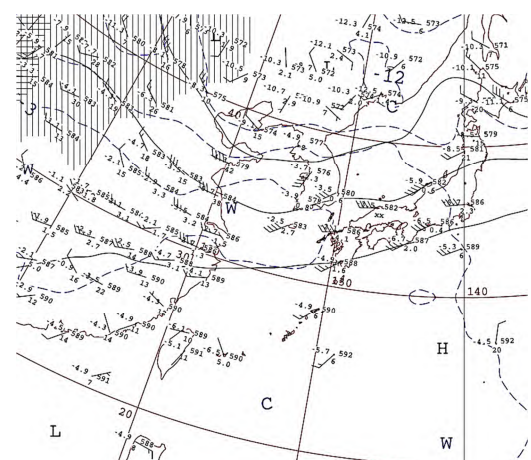


第1.2.1図 昭和39年7月18日15時の西日本付近における200hPa面の(a)等風速線、風、(b)発散、風のJRA-55長期再解析データによる分布図

西日本付近における大雨については、従来から上層発散の存在が指摘されている。上層発散は大雨の一つの必要条件に過ぎないが、対流活動を助長している可能性がある。九州・中国地方で梅雨期の大雨時に見られる上層発散は主に2つの要因（「ジェットストリークの二次循環」、「チベット高気圧の高気圧性曲率」）により生じている（後藤 2010 など）。前者のケースでは、上層発散は200hPa面付近のジェットストリークの入口・出口の非地衡風運動に起因しており、その入口右側、出口左側付近が上層発散域にあたる。後者のケースでは、傾度風が吹くと仮定し、遠心力による非地衡風成分を考えると、上層でチベット高気圧が東に強く張り出している際、東西走向のリッジ軸の先端（高気圧性曲率：最大）において非地衡風成分（北風）は最大で、同高気圧の北東象限が定性的に上層発散域となる。第1.2.1表に掲載した島根県における大雨事例の上層発散の要因を見ると、ジェットストリークの二次循環（入口右側）によると思われるものが多い。第1.2.1図は昭和39年7月山陰北陸豪雨発生時における200hPa面の等風速線、発散、風の分布図である。この事例ではジェットストリークの入口右側の日本海西部～朝鮮半島南部付近で上層発散が大きくなっていた。

(2) 中層

第1.2.1表の各大雨事例における500hPa面天気図を見る



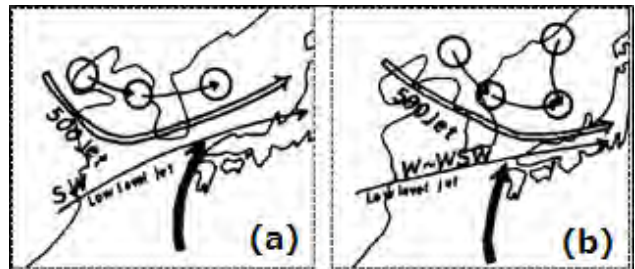
第1.2.2図 平成22年7月11日09時の日本付近における500hPa面天気図
（実線：高度（60m毎）、点線：気温（3毎））

と、次のような特徴が見られる。

中国東北区付近に上層寒冷渦があり、その南側の黄海付近を、寒気を伴った中上層トラフが東進する。日本の南海上に優勢なサブHが存在する。また、サブHは西に張り出していることが多い。

第 1.2.2 図に示した平成 22 年 7 月 11 日 09 時の 500hPa 面天気図はその一例であり、同日、島根県の海士（隠岐諸島）では日雨量 236.5mm が観測された。

また、気象庁技術報告（気象庁 1982）に昭和 50～55 年 7～8 月の島根県における大雨事例（24 時間降水量 100mm 以上）に基づいて行われた 500hPa 面パターンによる同県の大雨発生地域の分類が整理されている。それによると、500hPa 面で西谷の場合は同県西部で、東谷の場合は同県東部で大雨が多くなっている。西部大雨、東部大雨における総観場の特徴については、次のようにまとめられている。



第 1.2.3 図 島根県における大雨時の総観場の模式図

(a)：西部大雨型、(b)：東部大雨型、

印、細矢印はそれぞれ上層寒冷渦、その動き、太矢印は下層の暖湿流を示す。気象庁 1982 より転載)

西部大雨型（第 1.2.3 図 a）

- ・ 500hPa 面の強風軸は東経 130 度以西で低気圧性曲率が大きい。
- ・ 500hPa 面の寒気はまず黄海に南下する。
- ・ 下層 Jet の風向は南西で、風速の値は大きい。
- ・ 500hPa 面の強風軸と下層 Jet の接近位置は東経 130 度以西。
- ・ 層状性エコーと対流性エコーの混合型で雨が降る場合が多い。

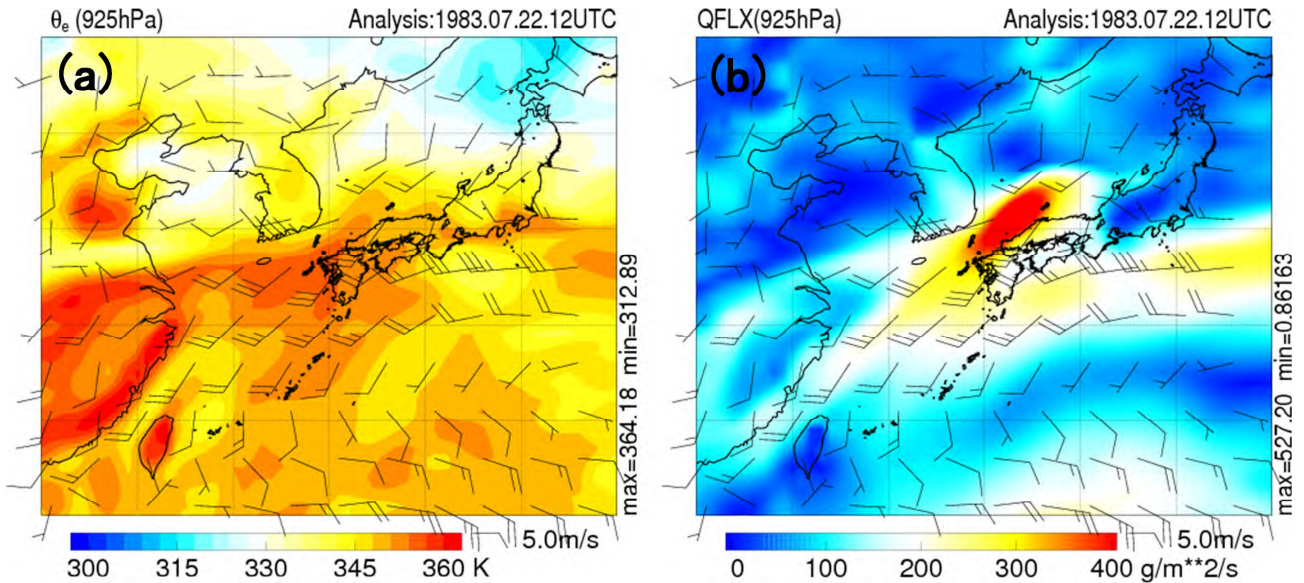
東部大雨型（第 1.2.3 図 b）

- ・ 500hPa 面の強風軸は東経 130 度以東で低気圧性曲率が大きい。
- ・ 500hPa 面の寒気は朝鮮半島以東から日本海にある。
- ・ 下層 Jet の風向は西～西南西で、風速は 35～40kt。
- ・ 500hPa 面の強風軸と下層 Jet の接近位置は東経 130 度以東。
- ・ 対流性エコーから発生した局地性大雨が繰り返し発生する。

(3) 下層

第 1.2.1 表の大雨事例における下層では、日本の南海上にあるサブHの縁辺を回って高相当温位の気塊（松江地方气象台（2012）によれば、925hPa 面で 345K 以上が大雨の目安）が東シナ海から対馬海峡を通過して日本海西部に流入し、水蒸気フラックスの値が大きくなる点が共通しており、第 1.2.4 図（昭和 58 年 7 月 22 日 21 時）はその一例である。このような大雨時には九州西海上付近から山陰沿岸にかけ下層ジェットが明瞭なケースが多く、強雨域はこの下層ジェットのやや北側に位置している。この昭和 58 年 7 月豪雨の際には、米子で風速 58kt の下層ジェットが 850hPa 面で観測されていた。

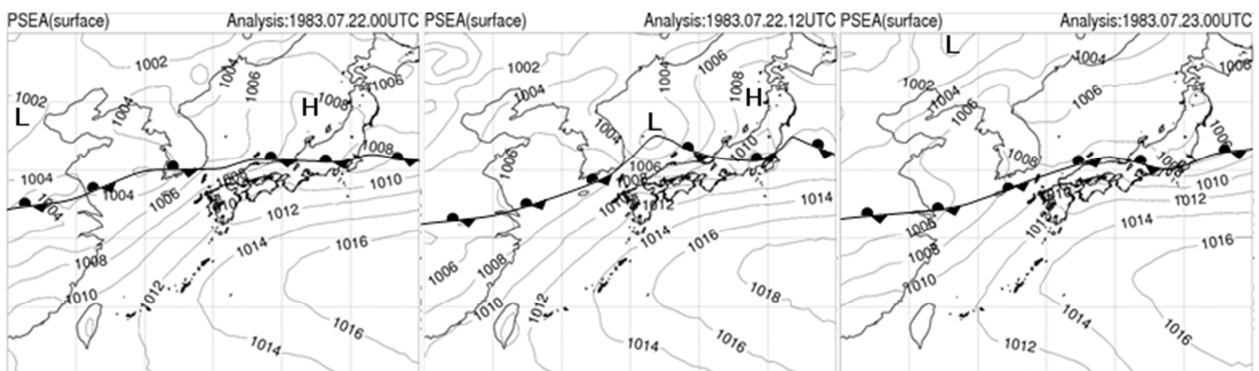
また、対流雲の発達にとって重要な水蒸気補給を監視するために有効な高度 500m の状況を見ると、大雨事例では対馬海峡付近から暖湿流が入り込みやすい状況が継続しており、東シナ海方面から島根県付近に向かって流入する暖湿流の軸が明瞭である（1.2.4 項参照）。



第 1.2.4 図 昭和 58 年 7 月 22 日 21 時の西日本付近における 925hPa 面の (a)相当温位、風、(b)水蒸気フラックス、風の JRA-55 長期再解析データによる分布図

(4) 前線の特徴

松江地方気象台(2012)によると、島根県で大雨が発生するときは、前線が山陰沿岸から山陰沖にあって、停滞しているか、またはゆっくり南北振動している。第 1.2.5 図にその一例(昭和 58 年 7 月 22 日 09 時～23 日 09 時)を示す。一般に、大雨時における前線は(1)で述べた上層ジェットストリークの近傍に位置し、(3)で述べた下層の暖湿気の流入により前線が強化され、前線構造に伴う上昇流域と上層ジェットストリークに伴う鉛直循環の上昇流域が結びつくときは、この前線に伴う対流活動が活発となる。ジェットストリークと前線の位置関係という点から見ると、下層前線が南下し、相対的に上層のシステムとの対応位置が変わると、前線に伴う上昇流が弱まり、大雨は終息へと向かう。また、山陰地方で発生する大雨については、本事例の他に、平成 18 年 7 月 15 日～24 日の大雨のように熱帯低気圧の影響によって、より暖かく湿った空気が流れ込んで前線が強化され、降水量が増大することがある。このような過去事例は比較的多い。



第 1.2.5 図 昭和 58 年 7 月 22 日 09 時～23 日 09 時の 12 時間毎の西日本付近における地上天気図
前線、高気圧(H)、低気圧(L)は気象庁印刷天気図に、等圧線(2hPa 毎)は JRA-55 長期再解析データによる。

1.2.3 メソスケールの場における特徴

島根県における前線に関連した大雨はほとんど線状降水帯による。ここでは、第1.2.1表の大雨事例における事例解析から、線状降水帯を形成するメソスケールの場に関する知見を説明する。

本事例の直前に2回（平成25年7月30日明け方、8月1日明け方頃）、島根県西部では線状降水帯による大雨があった。松江地方気象台がこれらを含めた過去の事例解析より作成した「島根県で発生する集中豪雨・大雨のメカニズムを示した最新の概念モデル」を第1.2.6図に示す。集中豪雨・大雨の各ステージにおける特徴は以下のとおりである（松江地方気象台 2014b）。

発生期～最盛期

下層暖湿流の強まりと収束により対流雲が発生し、降水帯はやや北上しながら、中層（3km付近）の西風に流され線状降水帯を形成する。

衰弱期

下層風の弱まりにより、対流雲が衰弱し、収束が不明瞭になる。

また、975hPa面の相当温位、風の分布を調べると、線状降水帯付近では東シナ海方面からの暖湿な南西風と朝鮮半島付近からの西寄りの風による収束が顕著である。さらに集中豪雨になるには、気流構造の他に、形成された線状降水帯が停滞するような環境場の維持などの条件も必要となっている。

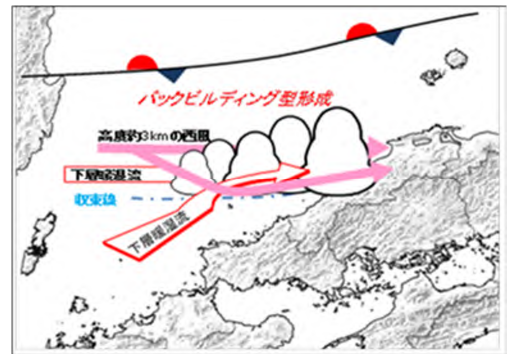
1.2.4 大雨の発生予測に有効な過去の知見

(1) 大雨事例と非大雨事例の比較

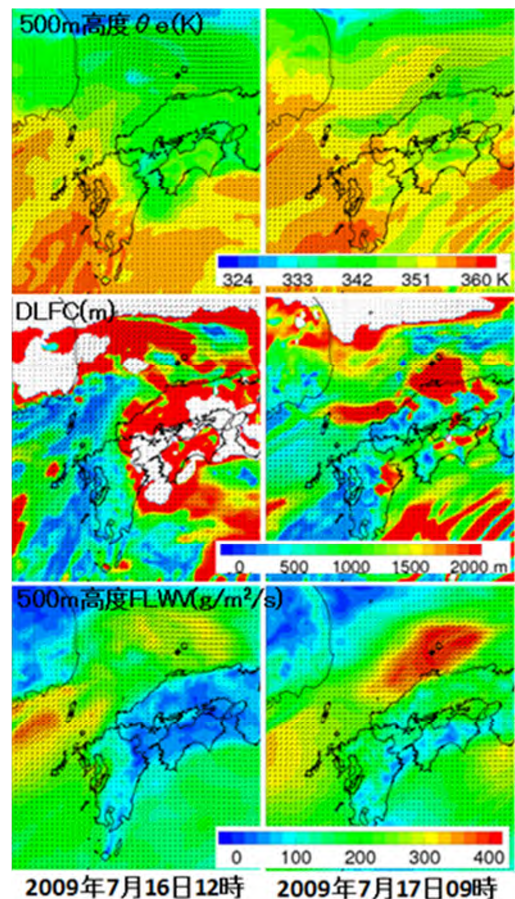
松江地方気象台(2012)は、大雨事例に共通する以下の3つの環境場に該当する大雨事例、非大雨事例として、それぞれ平成21年7月17日、16日（前日）について比較調査し、高度500mの相当温位（以下、EPT）、自由対流高度までの距離（以下、DLFC）、水蒸気フラックス（以下、FLW）の分布の差異が原因だと指摘している。

地上では、梅雨前線が山陰沿岸または山陰沖にあって、停滞しているか南北振動している。

925hPa面では、相当温位345K以上の気塊が東シナ海



第1.2.6図 島根県で発生する集中豪雨・大雨のメカニズムを示した最新の概念モデル（松江地方気象台 2014b）



第1.2.7図 非大雨事例（平成21年7月16日12時、左列）と大雨事例（17日09時、右列）の比較（高度500mにおけるEPT（上段）、DLFC（中段）、FLW（下段）のメソ解析による分布図、本文参照）

から対馬海峡を通過して日本海へ流入している。

500hPa 面では、風向は西よりであり、中国地方に明瞭なトラフは見られない。

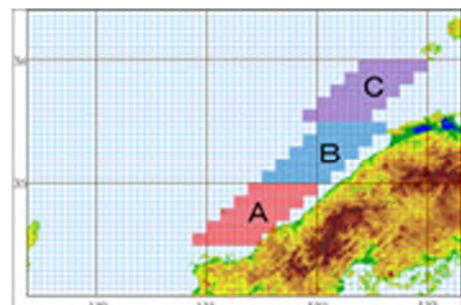
第 1.2.7 図に非大雨事例の 16 日 12 時、大雨事例の 17 日 09 時の高度 500m の EPT、DLFC、FLWV のメソ解析データによる分布図を示す。EPT については、どちらの事例も対馬海峡を通過して同県海上に 345K 以上の気塊が流入しており、大雨事例では 350K 以上と高かった。DLFC については、大雨事例では同県西部で 500m 以下となっており、対流雲が発生しやすい状況であった。一方、非大雨事例では同県の陸上は約 2000m と高かった。また、FLWV については、大雨事例では島根県の海上で約 $400 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ と高い値だったが、非大雨事例では約 $200 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ と低かった。このように、大雨事例は非大雨事例よりも DLFC が低い状況で対流雲が発生しており、FLWV の値については、大雨事例は非大雨事例に比較して約 2 倍大きかった。

(2) 島根県における大雨発生の必要条件

松江地方気象台は平成 23～24 年度の地方共同研究において、メソ解析データを第 1.2.8 図に示した A、B、C の領域で抽出し、集中豪雨・大雨発生の必要条件の導出を試みた。その際、領域 A は島根県西部で、領域 B は島根県東部で、領域 C は隠岐で発生する降水にそれぞれ対応するように決めた。

そして、(1)で掲載した大雨事例に共通する環境場の 3 つの条件を満たしている事例を調査した結果、得られた大雨発生の必要条件は第 1.2.2 表のとおりで、高度 500m における EPT、

FLWV、500hPa 面の気温についての各閾値の目安が示された。ただ、この表の条件だけでは捉えられない大雨事例もあるため、他の要素（中上層含む）についても、閾値に関する分析が引き続き進められている。



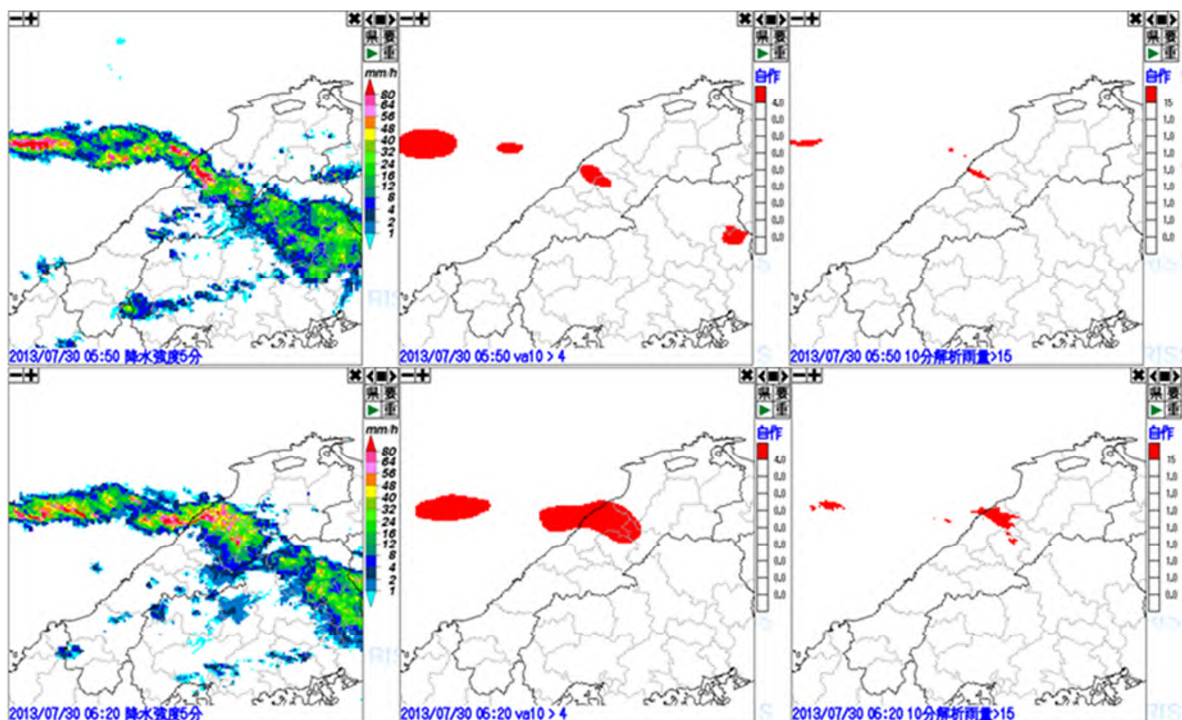
第 1.2.8 図 メソ客観解析データの抽出領域
(松江地方気象台 2012)

第 1.2.2 表 抽出領域 A、B、C における集中豪雨・大雨発生の必要条件
(松江地方気象台 2012)

	500m_EPT	500m_FLWV	500hPa_T	R3
領域 A	347K	$300 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$	約-4～-6 (6月)、約-2～-4 (7月)	島根県西部 90mm
領域 B	347K	$400 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$	約-5～-7 (6月)、約-3～-5 (7月)	島根県東部 90mm
領域 C	348K	$450 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$	約-3～-5	隠岐 80mm

(3) 警報級の短時間強雨発生の実況監視手法

松江地方気象台(2014a)によると、温度傾度やシアーによって警報発表を判断する手法だけでは、見逃しとなる場合があることから、レーダーエコー指数にある半径 10km 範囲内の平均鉛直積算雨量（以下、va10）の監視を警報級の短時間強雨の有効な指標としている。具体的には、va10 の $4.0\text{kg}/\text{m}^2$ （閾値）以上を警報レベルの目安とし、va10 $4.0\text{kg}/\text{m}^2$ の領域が島根県の沖合 50km 付近までに接近し、実況から外挿して島根県に進入すると予想した場合に警報準備が行われる。また、この va10 に加えて 10 分間解析雨量も用いて、適切な警報発表判断が可能になるか検討され、現在、警報準備基準は「va10 $4.0\text{kg}/\text{m}^2$ 」、警報発表判断基準は「警報準備基準を満たした領域において 10 分間解析雨量 15mm 以上の表示が 10 格子以上出現した場合」としている（例：第 1.2.9 図）。



第 1.2.9 図 平成 25 年 7 月 30 日 05 時 50 分（上段）、06 時 20 分（下段）におけるレーダー降水強度（左列）、レーダーエコー指数 va10（中列、赤色の領域は $4.0\text{kg}/\text{m}^2$ 以上）、10 分間解析雨量（右列、赤色の領域は 15mm 以上）の分布図

（松江地方気象台 2014b）

参考文献

- 小倉義光，2001：「集中豪雨は夜間に多いのでしょうか？」についてのコメント，天気，48，179 - 180．
- 気象庁，1982：集中豪雨の解析と予想，気象庁技術報告，101，112-122．
- 後藤貴士，2010：梅雨前線による大雨事例の上層非地衡風解析 - JRA 25・JCDAS を用いた解析 - ，福岡管区気象研究会誌第 70 号．
- 島根県，2014：島根県の災害の歴史．
- 立平良三，保科正男，1993：大雨発生度数の日変化に現れた地域特性．天気，40，325-333．
- 松江地方気象台，2012：1988～2009 年の 5 事例の JRA-25 再解析データ及び JCDAS データによる調査．
- 松江地方気象台，2014a：平成 25 年度予報技術検討会報告資料．
- 松江地方気象台，2014b：平成 26 年度中国地方予報技術検討会報告資料．

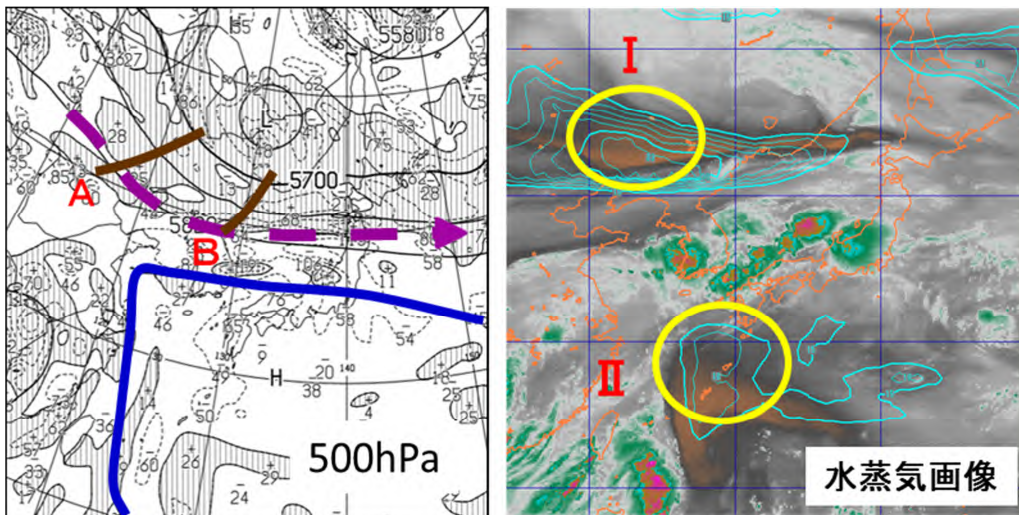
1.3 2013年8月24日の島根県で発生した大雨*

1.3.1 8月23日日勤時の作業

この日勤時の作業は、夜間に大雨ポテンシャルが高まると予想されるため、顕著現象の複数のシナリオを構築し、必要に応じて防災気象情報を発表するステージとなる。今後想定される顕著現象の背景となる環境場（総観場）を実況推移や予想資料から確認し、これまでの知見やガイダンス資料を活用しつつ、シナリオ（サブシナリオを含む）を構築するまでの作業過程について解説する。

(1) 実況資料の確認

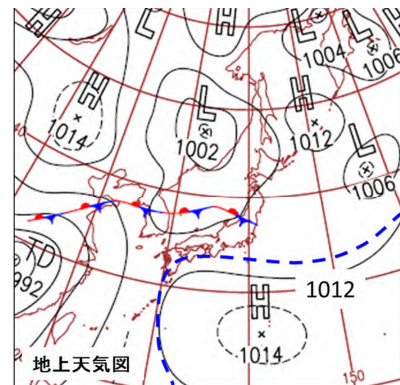
総観場を把握するために、23日09時の高層・地上天気図、衛星画像などを確認する。500hPa面の客観高層天気図（第1.3.1図の左図）から、中国東北区には東南東進している寒冷渦があって、この周辺をまわる5700~5820m付近のトラフA（華北付近の正渦度域）と不明瞭ではあるがトラフB（日本海西部から朝鮮半島の正渦度極大域付近）が解析できる。日本の南海上では、亜熱帯高気圧（以下、サブH）が勢力を維持している。また、水蒸気画像では、トラフAの前面に対応する暗域とサブH圏内の沖縄・奄美大島周辺の暗域が見られ、暗域では北側に暗域が拡大している（第1.3.1図の右図）。前線対応の雲域（黄海から本州付近にのびる雲域）の北側と南側に、暗域と暗域に対応する上中層中心の乾燥した空気が存在し、乾燥域（暗域）内では対流雲が抑制されることが考えられる。



第1.3.1図 500hPa高層天気図と水蒸気画像（8月23日9時）茶実線：トラフ 紫破線矢印：強風軸
青実線：5880m高度線 黄色丸印：暗域 水色実線：500hPaT-Td15 以上（3 毎）GSM23日00UTC初期値による

地上では、停滞前線が華北から朝鮮半島をとり北陸地方にのび、前線上の波動が日本海中部と山東半島付近にある（第1.3.2図）。この前線は、500hPa面の寒冷渦の南側に位置する高度5820m付近の強風軸に対応しており、850hPa面では相当温位（以下、e）約345K（温度場では18付近）の集中帯の南縁にほぼ対応している（第1.3.3図）。

これら資料の時間変化も合わせて確認すると、現時点までの総観規模じょう乱の動向と、そこから想定されることは、次の～のとおりとなる。



第1.3.2図 地上天気図（8月23日9時）
青破線：22日21時の1012hPaの等圧線の位置

*木下 信好、土井内 則夫、梅津 浩典（気象庁予報部予報課）

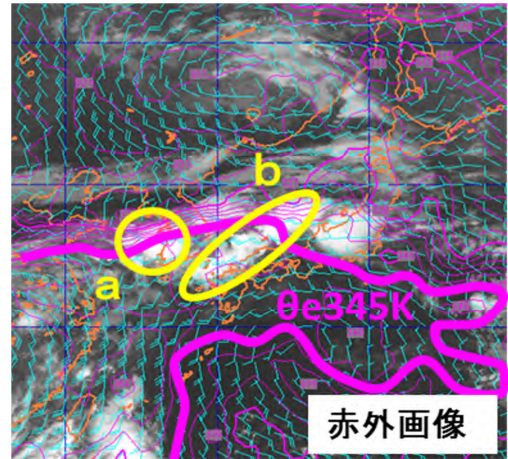
中国東北区の寒冷渦の東南東進に伴い 5820m 付近の強風軸が日本海を南下中である。この状況から前線の南下が想定される。

台風から変わった熱帯低気圧（以下、TD）が華南を西進中で、この TD とサブ H との間に位置する東シナ海では、下層に熱帯起源の暖かく湿った空気が流入し、サブ H の張り出しにより地上風向が東シナ海で南から南西に変化している。これにより、湿った空気の一部が対馬海峡から日本海へより流入しやすい流れとなった。この状況は、地上付近の高気圧の動向にもよるが、項の強風軸や前線の南下により、さらに高まるおそれがある。

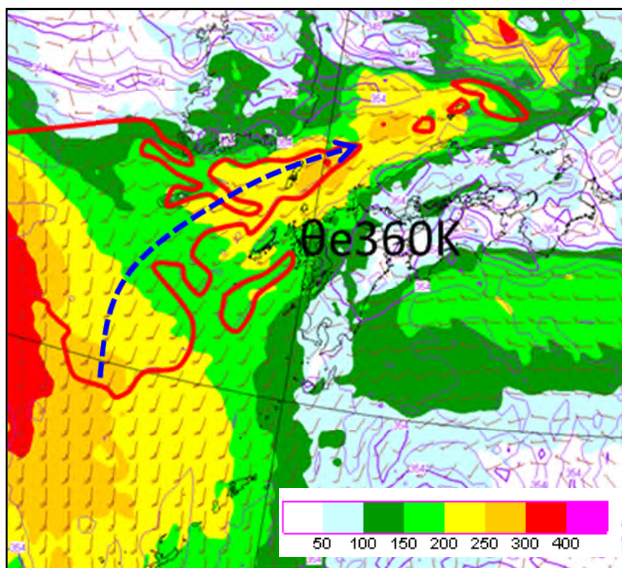
500hPa 面で考察すると、22 日から 23 日にかけてサブ H の中心は四国の南海上でほぼ停滞している。5880m 高度線に着目して見ると、日本付近のサブ H の勢力は 22 日 21 時にピークとなり、23 日は の強風軸の南下により西日本付近への張り出しが弱まると考えられる。

地上の高気圧については、日本の南海上の 1010~1012hPa 付近の等圧線に着目すると、23 日 09 時では 22 日 21 時と比べて張り出しには大きな変化は見られない。このため、 の強風軸と共に前線が南下し、かつ地上の高気圧の張り出しが持続すると、 項の暖かく湿った空気の流路が狭まり、特定の地域に集中して流れ込むことで、大雨ポテンシャルが高まると考えられる。

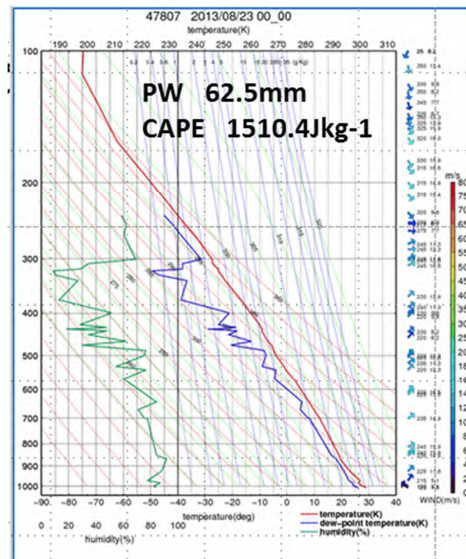
総観場の把握ができたので、メソスケールの現象を把握するために、MSM の資料と実況資料を対比させながら作業を進める。MSM (23 日 00UTC 初期値) の 500m 高度面を確認すると、前線の南側の東シナ海から日本海西部の海上では南南西から南西の風が 20~30kt 吹いており、対馬海峡から山陰沖に、東シナ海からの e 約 360K の湿潤な気塊が流れ込み、水蒸気フラックス（以下、FLW）が豪雨の目安となる $250\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以



第 1.3.3 図 赤外画像 (8月23日 09時)
 紫色実線：850hPa 相当温位等値線 (3 K 毎)
 紫色太線：850hPa 相当温位 345K の等値線
 黄色丸印 a：下層暖湿気とトラフ A に伴う発達した雲域
 黄色丸印 b：下層暖湿気による発達した雲域
 GSM23 日 00UTC 初期値による



第 1.3.4 図 500m 高度の水蒸気フラックスと相当温位・風の分布 (MSM 8月23日 00UTC 初期値 FT=0)
 赤実線は相当温位 360K の等値線、
 青破線の矢印は高相当温位の流入を示す

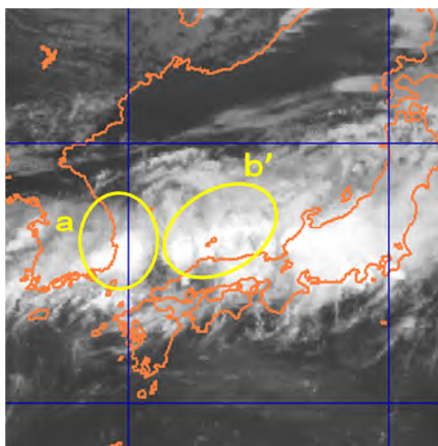


第 1.3.5 図 福岡エマグラム (8月23日 09時) 赤線：気温、青線：露点温度、緑線：湿度

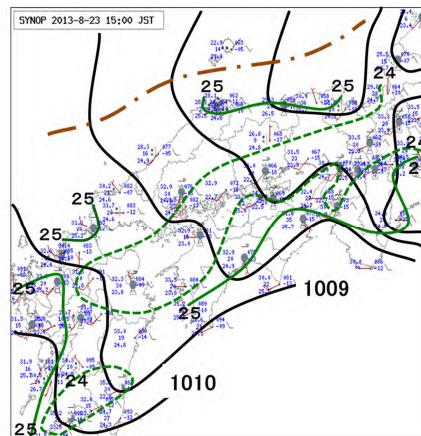
上と高い値となっている（第 1.3.4 図）。赤外衛星画像から、この暖湿気の流れ込みに対応する発達した対流雲域 b（第 1.3.3 図）が確認できる。この周辺の成層状態を確認するために、福岡のエマグラムを確認すると（第 1.3.5 図）、12 時間前の 22 日 21 時に比べ 500hPa 面の気温が約 1.5 低下し、-4.0 となっている。700hPa 以下の下層は湿っており、それより上空は下層と比較するとやや乾いており、自由対流高度（LFC）は約 890hPa、平衡高度（EL）は約 150hPa と潜在不安定な状態となっている。また、可降水量は 62.5mm、CAPE は 1510Jkg^{-1} と高い状態が続いている。925hPa の e が 354K となっており、大雨の発生の目安となる $e345\text{K}$ 以上（1.2.3 項参照）を超える値で、過去の大雨事例（「昭和 58 年 7 月豪雨」・「平成 25 年 7 月 28 日の山口・島根大雨」）に匹敵する。

ここから 15 時以降の実況監視・解析作業について記述する。これは本来なら 23 日 00UTC 初期値の数値予想資料の確認中あるいは確認後の作業である。23 日 15 時の衛星画像から、09 時朝鮮半島付近で発達していた雲域 a が日本海西部に進み、山陰沖には雲域 b' がある（第 1.3.6 図参照）。15 時の地上局地解析によると、若狭湾沖付近から日本海西部の沿岸にかけて露点温度が 24 前後と高く、隠岐では 22 まで下がっている。また、地上前線の南側では、ライン上の降水エコーが山陰沖から若狭湾沖にのびており、これに対応する収束線が存在すると考えられる（第 1.3.7 図と第 1.3.9 図参照）。

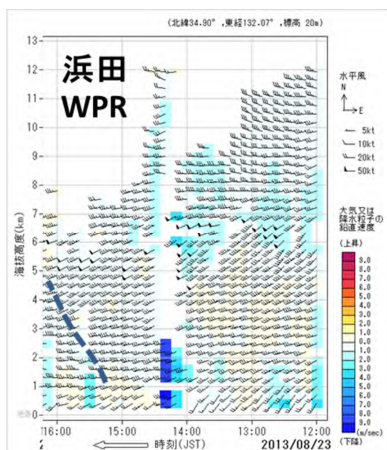
浜田（島根県）のウィンドプロファイラー（以下、WPR）の時系列を第 1.3.8 図に示す。下層（1 から 4km 付近）では 15 時以降に南西風から西風に変化しており、09 時に日本海西部にあったトラフ B が山陰沖



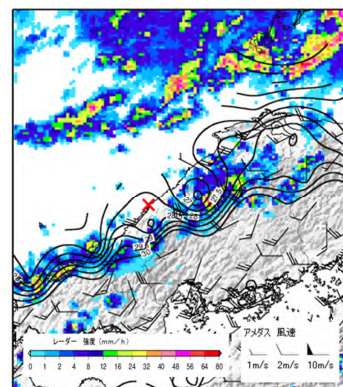
第 1.3.6 図 赤外画像（8月23日15時）
黄色丸印 a：09 時に朝鮮半島付近にあった雲域
黄色丸印 b：若狭湾沖の前線波動に対応する雲域



第 1.3.7 図 地上局地天気図（8月23日15時）
海面気圧：黒実線 収束線：茶色鎖線
露点温度：緑実線 25、緑点線 24



第 1.3.8 図 浜田 WPR 時系列（8月23日12時～15時）
青破線：トラフの通過を示唆する西風への変化

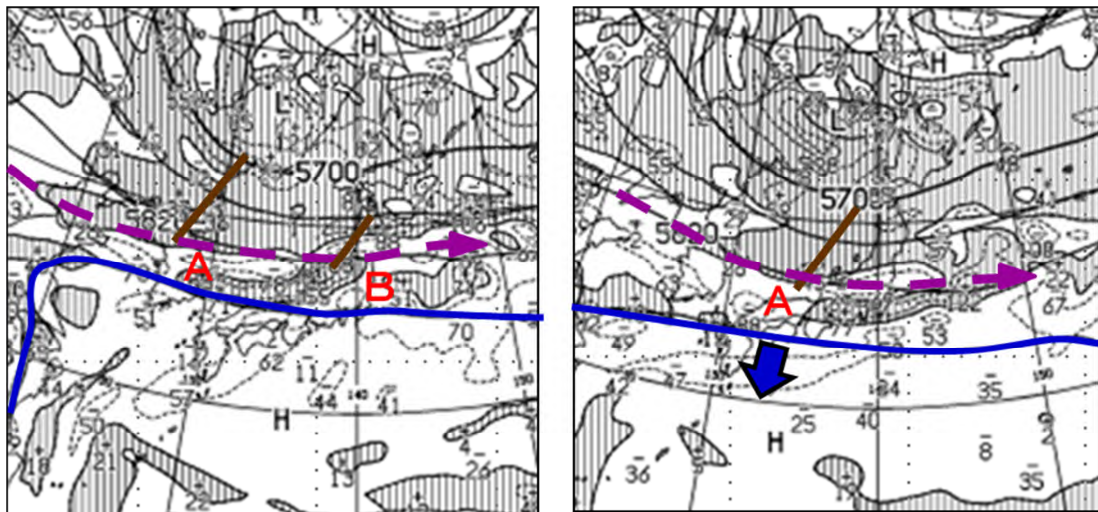


第 1.3.9 図 レーダーエコーとアメダス分布図
（8月23日15時）
等値線：気温、0.65 /100m で高度補正 矢羽：風向風速
赤色 x：浜田観測所

を通過中と考えられる。トラフの通過により、山陰沖の収束線付近のエコーが南下する傾向が見られる。浜田では、16 時頃から南西風が 10m/s 前後と強まってきていることから、今後下層の収束が顕著となり、日本海を南下中のエコーが強まる可能性が考えられる（第 1.3.9 図）。

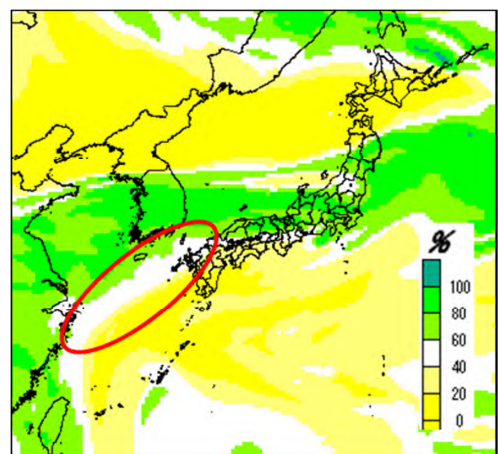
(2) 予想資料確認

数値予報資料により、実況で把握した総観場の予想について確認する。GSM の 500hPa 面予想図（第 1.3.10 図）では、寒冷渦が順調に東南東へ進み、24 日朝には沿海州付近に達する。500hPa の強風軸（5820m 付近）は寒冷渦の周辺を回るトラフ A の接近に伴い 24 日 09 時にかけて朝鮮半島から日本海中部まで南下する。これに伴い、サブ H の目安となる 5880m の等高度線も九州北部から四国・東海沖まで南下する予想で、前線が南下すると考えられる。細かく見ると、トラフ B は、23 日 21 時には不明瞭ながら東北地方を通過し、後続の 5760m 付近のトラフ A が 23 日夜には朝鮮半島付近、24 日朝には北陸沿岸に達する予想であり、このトラフ通過のタイミングで強風軸の南下のピークが予想される。また、トラフ A の接近により、23 日 21 時に能登半島の北で前線上に地上低気圧が発生し、24 日 09 時には三陸沖へ抜ける予想となっている。サブ H やトラフ A の予想表現が初期値が変わることにより変化すると、強風軸の南下や強化、そのタイミングも変化し、降水現象の程度にも影響するため、これらの動向に留意する必要がある。



第 1.3.10 図 500hPa 予想高層天気図 (GSM 8 月 23 日 00UTC 初期値: 左 23 日 21 時予想 右 24 日 09 時予想)
茶実線: トラフ 紫破線矢印: 強風軸 青実線: 5880m 高度線 青矢印: 5880 高度線後退を示す

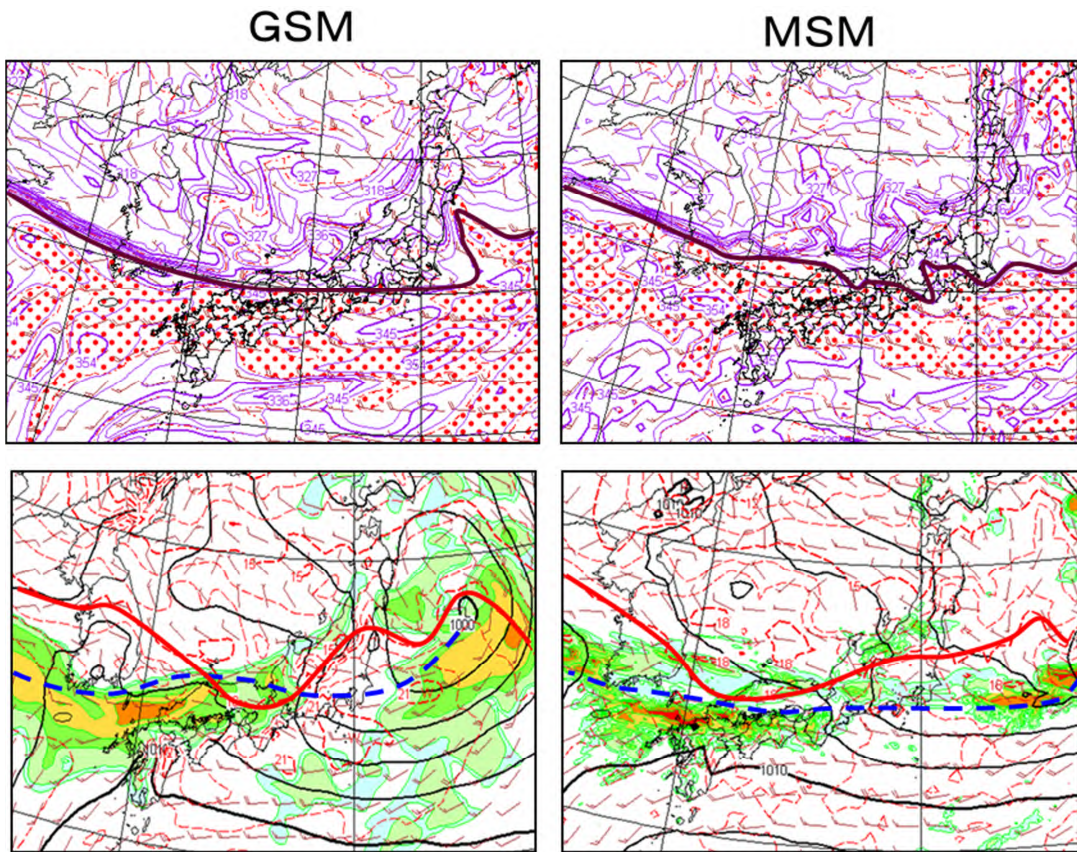
次に、メソスケールの現象や対流雲に影響を与える要素について確認していく。GSM・MSM 共に下層は湿潤で、東シナ海から対馬海峡にかけて 500m 高度面で南西から西南西の風が 20~25kt、e354~360K の暖湿気が流入している。500hPa 面は対馬海峡に、湿度 40~60%程度のやや乾燥した空気が 23 日夜遅くから 24 日未明にかけて流れ込む予想となっている（第 1.3.11 図）。このやや乾燥した空気は、第 1.3.1 図の水蒸気画像黄色丸印の北側に対応している。この乾燥域に入ると対流が抑制されるため、動向に留意する必要がある。



第 1.3.11 図 500hPa 湿度予想図 (GSM 8 月 23 日 00UTC 初期値: 24 日 03 時の予想)
赤丸印: 湿度 40~60%の流入を示す

数値予報による前線の予想を第 1.3.12 図に示す。24 日 09 時では、前線に対応する 850hPa e 集中帯 (345K 付近) の予想は、GSM では対馬海峡から中国地方、MSM では GSM より北の

隠岐付近までの南下を予想している。



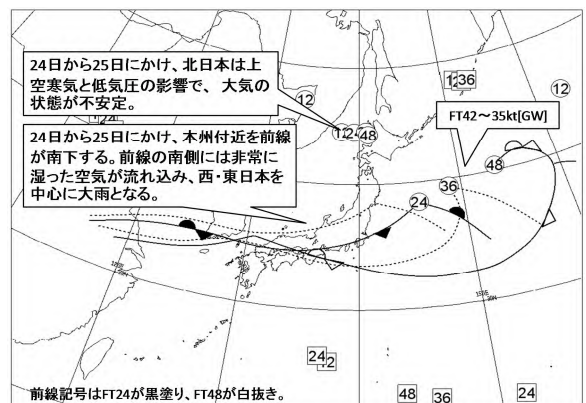
第 1.3.12 図 GSM と MSM の比較 (8月23日 00UTC 初期値 24日 9時予想:左 GSM 右 MSM)

上段: 850hPa 相当温位、風、SSI、紫実線: e345K 等値線
下段: 地上 3 時間 FRR、風 赤実線: 18 線 青破線: 地上シアア

これに対して、地上シアアの位置や強雨域については、GSM より MSM が南に予想している。日本海の前線は 850hPa e345K 付近の e 集中帯の南縁にほぼ対応しており(第 1.3.12 図)、予想図の e 集中帯の南縁を前線と考えると、GSM も MSM も暖域内のバンド状(線状)の大雨域を予想し、GSM が MSM より前線に近い位置に予想している。共通点は、両モデルとも強雨の予想は、500m 高度の FLWW が大きくなる領域・タイミングと概ね一致している点である。

850hPa の e 集中帯を参考に、24 日 09 時の前線の位置は、MSM の場合は朝鮮半島から山陰沿岸へのび、GSM は対馬海峡から中国地方へのびると予想できる。前線南下の予想にモデル間で違いがあり、三陸沖の低気圧は GSM の方が発達させていることとも関係があるかもしれないが、強雨が発生する地域についてシナリオ作成段階では絞り込みは難しい。この段階では、前線の位置は中央指示報を基本に考える(第 1.3.13 図)。

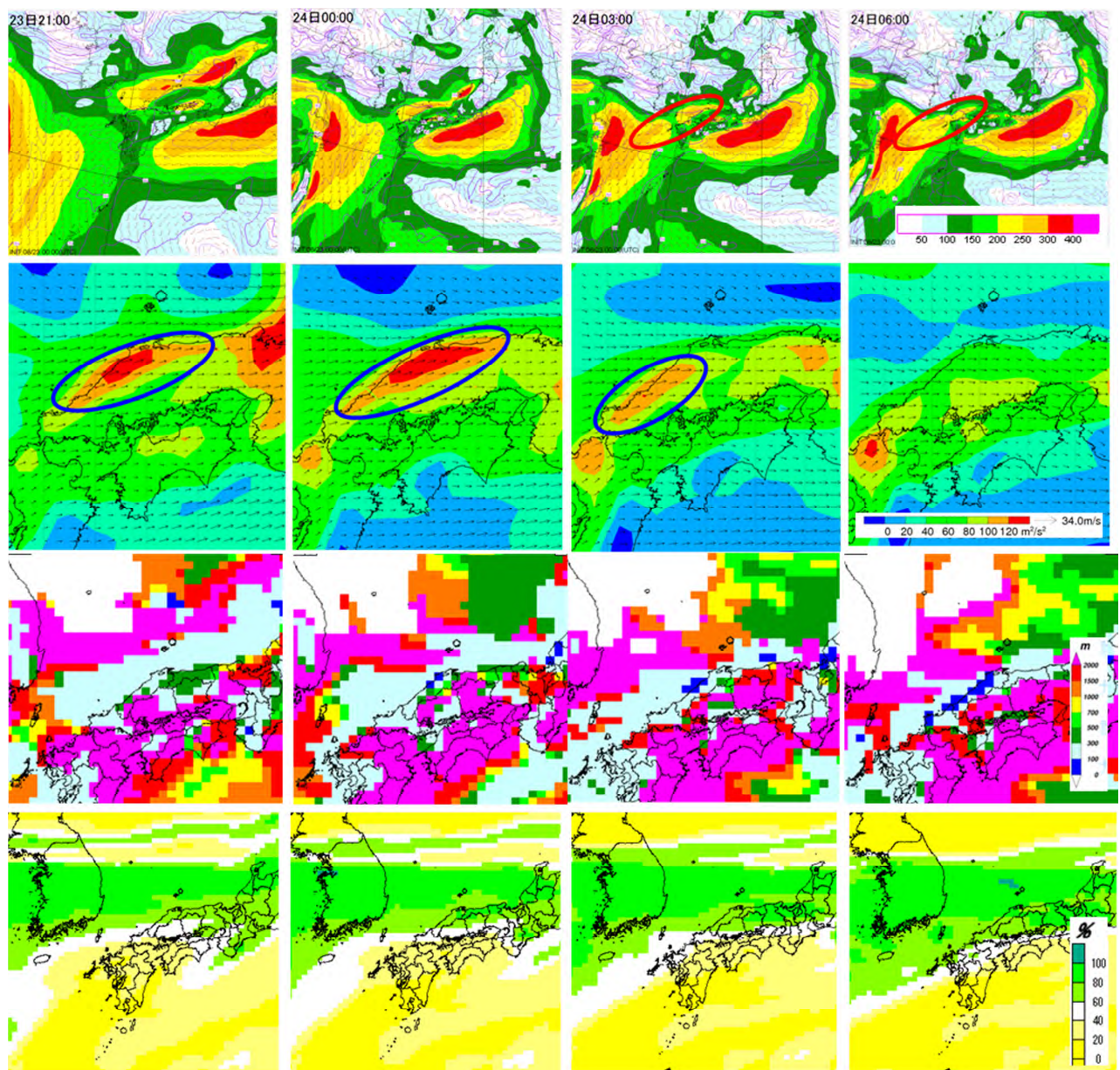
モデル間の差異は、強雨が発生する地域について予測不確定性が大きいことを示しており、今後の実況によりシナリオを大きく修正する可能性があることに留意しなければならない。特に、これまでの大雨事例の知見から、前線南下のタイミングで、下層の FLWW が大きい地域では対流雲が組織化する場合があります、短時間強雨が持続す



第 1.3.13 図 中央指示報の主要じょう乱解説図 (8月23日 15時発表)

る可能性を十分念頭におく必要がある。

大雨の発生しやすい環境場となるかを確認するため、前線南側における 500m 高度面の予想を検討する。日本海西部には 24 日明け方にかけて高 e354K の流入が予想され、東シナ海には 24 日未明以降、FLW の $250\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以上の流入予想あり、1.2.4 項の第 1.2.2 表で示した集中豪雨・大雨発生の必要条件をほぼ満たす。また、本テキストの第 6 章で解説されている線状降水帯が発生しやすい大気状態を判断する条件である FLW やストームに相対的なヘリシティ（以下、SREH）、500m 高度から自由対流高度までの距離（以下、DLFC）、500hPa の湿度（以下、500RH）についても確認する。GSM の予想では、SREH の $100\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以上の状況が島根県において 24 日未明にかけて予想され、DLFC の 1000m 以下の状況が山陰沖から沿岸部で 23 日夜のはじめ頃から予想され、500RH が 60%以上となる状況が 23 日夜遅く以降次第に広がる予想となっている。なお、MSM についても確認すると SREH のみ $100\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以上の時間帯が 23 日夜遅くにまでと違いがある他は、大



第 1.3.14 図 線状降水帯が発生しやすい環境場の判断要素 (GSM 8月23日00UTC 初期値)

23日21時～24日06時3時間毎の予想：上段から 500m 高度の相当温位と水蒸気フラックス・SREH (青丸印: $100\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以上)・DLFC・500hPa の相対湿度

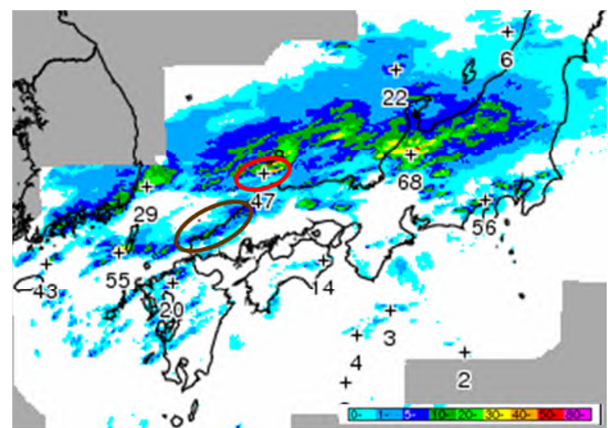
きな違いはない(図略)。各値は、線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件と一致している(第 1.3.14 図)。

第 1.3.1 表 GSM と MSM の降水 1 時間最大降水量ガイダンス

(左: GSM23 日 00UTC 初期値 右: MSM23 日 03UTC 初期値 共にフィルターをかけない値)

時刻は JST →		23				24																						
		-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12											-15	-18	-21	-24					
鳥取県	東部	22	32	16	12	37	47	22	6					5	3	鳥取県	東部	18	18	3	12	31	26	27	22	16	19	37
	中・西部	11	28	12	10	38	48	28	12					5	6		中・西部	41	23	1	3	20	14	28	27	17	30	72
島根県	東部	15	23	12	11	39	42	41	15	2	2	6	7	島根県	東部	39	14	4	9	15	16	30	29	15	58	100		
	西部	18	26	12	13	40	48	42	35	21	13	13	13		西部	66	50	5	8	28	37	36	32	35	39	38		
	隠岐	28	14	6	12	17	4								隠岐	46	8	7	5	7		10	6					
山口県	西部	16	22	5	5	17	42	50	54	24	19	13	20	山口県	西部	79	76	58	32	56	68	56	14	13	4			
	中部	19	26	8		37	30	35	21	16	4	4	中部		12	49	24	8	31	56	59	16	10	7	4			
	東部	7	22	10	3	13	28	32	21	13	3	7	東部			41	22	4	19	39	32	15	10	10	4			
	北部	13	19		5	15	43	50	54	21	11	13	20		北部	90	58	18	29	59	68	56	30	25	8	4		

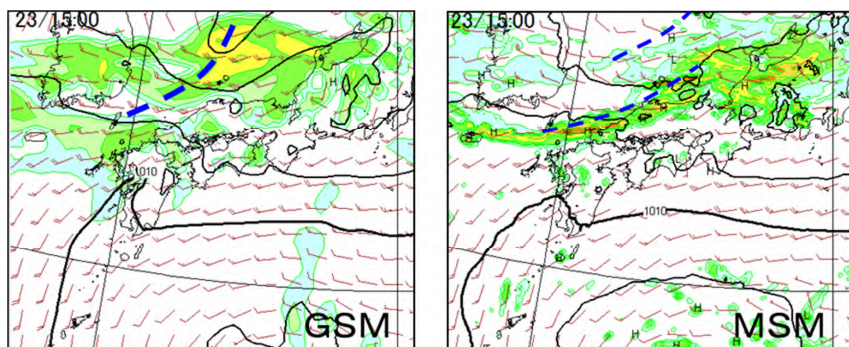
次に、実況とモデル予想やガイダンス(以下、GDC)を比較し、気象シナリオについて考察する。先ず 23 日 15 時の実況と GSM (23 日 00UTC 初期値) と MSM (23 日 03UTC 初期値) の予想を比較する(第 1.3.1 表)。15 時の解析雨量(第 1.3.15 図)を見ると、隠岐付近の動きが早いエコーにより、30~50mm/h、島根県から山口県沿岸の南下しているエコーにより 20mm/h 前後が解析されており、実況は MSM の 1 時間最大降水量 GDC に予想されているような 60~90mm/h といった大きな値はなく、MSM の GDC 予想は過大となっている。解析雨量と FRR (1 時間) の降水分布を比較すると、山陰沖・中国地方・九州北部付近は GSM、北陸付近は MSM と対応が良い(第 1.3.16 図)。



第 1.3.15 図 解析雨量分布図(23 日 15 時の 1 時間降水量)
赤色丸: 30~50mm/h の領域 茶色丸: 20mm/h 前後の領域

気圧配置の比較では、日本海西部の気圧の谷は GSM の方が MSM より深いのが、925hPa 面と WPR を比較すると、浜田(島根県)の観測が西南西 30kt に対し、GSM は西南西およそ 30kt、MSM はほぼ西となっており、島根県付近の下層風の実況は MSM より GSM に近い。このことから、日本海を通過中のトラフに対する下層風の表現は GSM の方がよいと推測できそうである。

以上から、下層風の表現が良い GSM の降水分布は実況と対応が良く、目先の現象については、GSM を主に予想を組み立て、トラフ通過後については、MSM に近い形に実況が変化することも十分考えられる点に留意する。



第 1.3.16 図 GSM と MSM の 23 日 15 時の予想比較 (左 : GSM23 日 00UTC 初期値 右 : MSM23 日 03UTC 初期値)
FRR1 時間降水予想、925hPa 風、地上海面気圧、青破線 : 風向シア

(3) 現象のシナリオと想定される強雨イメージ

24 日朝までに予想される現象シナリオは次のとおりである。

23 日夜遅くから 24 日朝にかけて、日本海を 500hPa5760m 付近のトラフが通過するタイミングで日本海から強風軸(渦度 0 線)が南下し、前線は GSM を採用するなら山陽まで、MSM を採用するなら山陰まで南下すると考えられる。

前線の南下の程度については、東北地方付近を通過する低気圧の発達に影響する可能性についても留意する。

前線の位置は中央指示報を基本に考えるが、南下の程度には不確実性がある。MSM の位置を参考にすると、中央指示報の位置まで南下しないことも考えられる。

500hPa では対馬海峡から山陰沖にかけて、24 日未明から明け方にかけて、乾燥した空気が流れ込む予想となっている。この乾燥域内では対流雲の発生・発達が抑制される可能性がある。対馬海峡からの下層暖湿気の流入が 24 日明け方にかけて持続。

下層の高 e 流入や豪雨の目安に近い FLW の持続が予想され、過去の知見をほぼ満たしているため集中豪雨・大雨発生の可能性がある。

豪雨のポテンシャルを実況から把握するために、下層の暖湿気流入の動向に影響する、サブ H や前線を解析すると共に、下層の湿り具合や風向・風速について、地上気象観測や WPR、(GPS)可降水量などの実況資料と予測資料の差異を確認することが重要となる。

強雨域は前線近傍だけでなく、梅雨期の豪雨のように、暖域内でバックビルディング形成型の組織化した対流雲が発生するおそれがあることに留意する。

数値予報資料で予想されている地上シアが、実況で確認できれば、その動向に留意する。

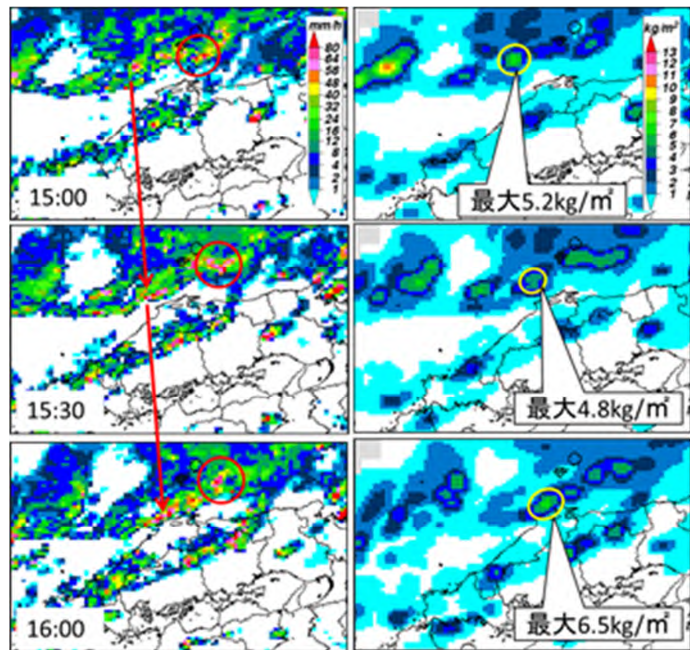
24 日明け方にかけて、SREH や DLFC の予想があり線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件と一致し、線状降水帯が形成される可能性がある。

降水については、モデル予想の不確定や周辺地域の降水予想も考慮して、MSM の最大降水量 GDC 程度のポテンシャルを念頭に置く。本事例では、強雨が予想されている島根県から九州北部までの最大降水量 GDC から、予想される最大 1 時間雨量は 80mm 以上、24 時間最大雨量は九州北部で計算されている 200~300mm の可能性を念頭に置く。

(4) 雨量予想

トラフの動向や強風軸の南下、下層暖湿気の流入、最大降水量 GDC などから、大雨のポテンシャルが高まる時間帯は、24 日未明から朝にかけてと予想される。

雨量予想については、隠岐周辺で降水強度 40～50mm/h のエコーが観測されているが東進しており島根県にはかからないと予想されること(第 1.3.17 図(左))、その西側の南下しているエコーは、レーダー指数 Va10 の 4kg/m²以上のエリアを伴っているが(第 1.3.17 図(右))、10 分間解析雨量からは警報発表判断基準を満たさず(1.2.3(3)項)、解析雨量においても 20～30mm/h であることなどから、16 時までの予報作業においては、第 1.3.18 図に示すとおり、40mm/h の激しい雨をメインシナリオとする。サブシナリオとしては、前線周辺の北陸地方では 23 日昼頃にかけて 70mm/h を超える非常に激しい雨が観測され MSM の GDC を上回る雨となった地域があったこと、前日 22 日にも 80mm/h を超える猛烈な雨を観測しており、上層トラフの通過と強風軸の南下、下層の高 e の暖湿気の流入、周辺地域の 1 時間最大降水量 GDC、高層観測データの可降水量、予想可降水量から島根県内では 60mm/h を超える非常に激しい雨の可能性が考えられる。線状降水帯が形成された場合、最もポテンシャルが高くなる 24 日未明から朝にかけて、60～80mm/h を想定する。今後の実況経過により発現の可能性が高くなった段階でシナリオを変更することとして夜勤者へ引き継ぐ(第 1.3.19 図)。



第 1.3.17 図 レーダーエコー (左) とレーダー指数 Va10 (右)
23 日 15 時 00 分～16 時 00 分
赤丸:40～50mm/h をもたらしたエコー
赤矢印:西側の南下するエコー
黄色丸: Va10 4kg/m²以上のエリア

時刻(JST)	13-14	14-15	15-16	16-18	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	低
松江地区	0	0	0/6								0	0	0/3	0/4
出雲地区	0	0	0/13								0	0	0/6	0/7
雲南地区	0/14	0/14	0/22			40					0/1	0/2	0/1	0/2
大田島智地区	0/17	0/17	10/25								0/5	0/6	0/8	0/10
浜田地区	0/11	0/11	10/23								0/6	3/8	3/12	3/12
益田地区	0/13	0/13	9/22								6/20	6/13	0/12	0/12
隠岐				40				0	0	0	0	0	0	0

第 1.3.18 図 YSS2 防災時系列 (23 日 16 時 30 分現在)

時刻(JST)	13-14	14-15	15-16	16-18	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	低
松江地区	0	0	0/6											
出雲地区	0	0	0/13											
雲南地区	0/14	0/14	0/22	40	50	80			50				30	
大田島智地区	0/17	0/17	10/25											
浜田地区	0/11	0/11	10/23											
益田地区	0/13	0/13	9/22											
隠岐				40				0	0	0	0	0	0	0

第 1.3.19 図 YSS2 防災時系列のサブシナリオ
(8 月 23 日 16 時 30 分現在)

1.3.2 8月23日夜勤時の作業

このステージでは、夜勤時の作業の中で、今後予想される顕著現象に関わる実況の推移の確認、メインシナリオからサブシナリオへ変更する予報作業や特別警報の発表を判断、行動等を行う時間帯の24日04時までについて説明する。なお、このテキストでは、雨量基準による大雨警報にかかわる部分のみ記述することとする。

まずは、実況監視作業を行う前に、日勤時のシナリオに基づいて実況監視の着目点を整理し、シナリオから想定できる着目点の動向と、短時間強雨の予想に関する時系列を第1.3.2表に示す。

第1.3.2表 8月23日 日勤時のシナリオから想定できる着目点の動向と、短時間強雨の予想に関する時系列

実況監視の着目点		23日			24日			
		-18時	-21時	-24時	-03時	-06時	-09時	
500hPa	寒冷渦をまわるトラフB	通過中	通過					
	寒冷渦をまわるトラフA			接近	通過			
	強風軸(5820m高度0線)	佐渡付近		能登半島の北	能登半島		隠岐の北	
	亜熱帯高気圧(5880m)	島根県東部		島根県西部	九州北部から四国			
925~950hPa	GSMの下層シアー(収束線)			南下	通過	通過		
	MSMの下層シアー(収束線)			南下	通過			
	対馬海峡から山陰沖SW~WSW風の流入	25~30kt			強まりピーク		25~30kt	
500m高度等	東シナ海から対馬海峡への高 e350K以上の流入	流入		流入のピーク		流入		
	水蒸気フラックス:FLWV(150gm ⁻² S ⁻¹ 以上)	継続						
	鉛直シアー:SREH(100m ² S ⁻¹ 以上)	継続						
	500mから自由対流高度までの距離:DLFC(1000m以下)	継続						
地上	地上の前線位置(GSM)	暖域内					南下	
	地上の前線位置(MSM)	暖域内						
	地上の等圧線(1010~1012hPa)の位置	九州付近に維持			一時弱まる		九州南部	
予想	対流雲域の動向			雲システムの組織化のおそれ				
	短時間強雨(サブシナリオ)	警報の可能性あり		警報級	猛烈な雨の可能性あり			

(1)実況監視の着目点

日本海を東進するトラフA、Bの動向

高層天気図、数値予報の初期値、衛星画像、ウインドプロファイラ

水蒸気画像からトラフを追跡、暗域の動向を確認

前線の動向

高層天気図、数値予報の初期値、衛星画像、毎時大気解析、地上解析(総観場)

西郷や浜田の地上観測(風や気温、露点温度)から前線の位置を確認

サブHの動向

高層天気図、数値予報の初期値、衛星画像(水蒸気画像(暗域))、地上解析(総観場)

西日本付近の地上等圧線(1010~1012hPa)からサブHの張り出しの状況を把握

下層暖湿気の流入

毎時大気解析、数値予報の初期値、ウインドプロファイラ、アメダス(島しょ部)や灯台(海上保安庁)の風データ、地上の局地解析、GPS気象観測(可降水量や可降水量フラックスの変化)

風向・風速データから下層暖湿気の流入を把握、地上観測の露点温度の変化

下層シアー・収束線

地上の局地解析、毎時大気解析

風データから下層シアーや収束線を把握

山陰沖での対流雲の発達、組織化

衛星画像、レーダー LIDEN

エコー頂高度、鉛直積算雨量の変化、エコーの形状、移動から対流雲の発達を把握

降水量の状況

解析雨量、雨量計（1時間降水量、10分間降水量）

以上の着目点を中心に実況監視作業を行う。

降水域の動向と予報作業から、便宜上、現象のステージを以下の3つに分け、ステージ毎に説明する。

・ステージ（23日17時頃～21時頃）：帯状の降水域が日本海から島根県へ南下するステージで、最初の警報発表作業が発生。

・ステージ（23日21時頃～24日00時頃）：降水域の南下が島根県付近で止まり、次第に線状化するステージで、サブシナリオへの切り替えや警報の領域拡大作業が発生。

・ステージ（24日00時頃～04時頃）：島根県付近で形成された線状降水帯が停滞・発達し拡大するステージで、「50年確率値以上となる5km格子」が出現し、特別警報の発表判断が発生。

なお、注意報・警報発表作業に関わる地域については松江地方気象台が作成した前線南下型の基本パターン（第1.3.20図）を利用して説明する。

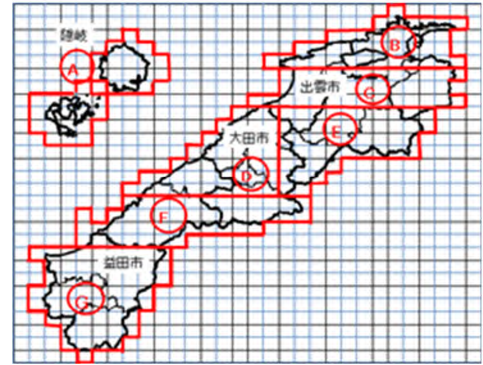
（2） 実況推移と予想シナリオの変更

【ステージ（23日17時頃～21時頃）】

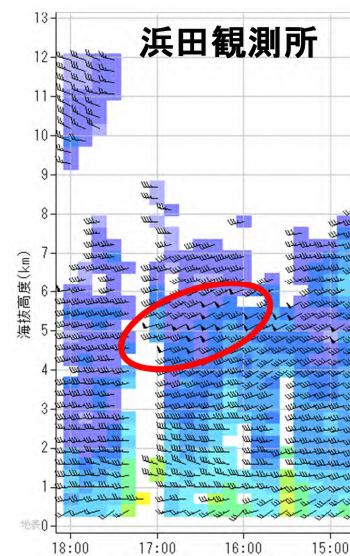
第1.3.2表から、この時間帯は短時間強雨の警報級のおそれがあり、21時以降はサブシナリオでは警報級を想定していることから、実況監視を強化して、短時間強雨の発生するおそれがある地域を把握しつつ、適切なリードタイムを確保した大雨警報発表を判断する時間帯である。

日本海を東進中のトラフの動向をWPRの観測から確認すると、WPR浜田（第1.3.21図）では、高度5km付近で17時頃に西南西～西風の風速のピーク（約50kt）が観測され、その後風向は西～西北西風が変わった。これはトラフBが山陰沖を通過したと考えられる。鳥取（図略）でも、高度4km付近でトラフの通過を示唆する観測がある。想定よりトラフBの通過はやや早いことから、下層シア－南下のタイミングもやや早くなるおそれがあると推測される。次に、下層暖湿気の流入を確認すると、WPR浜田で高度2km付近以下では風向の変化が時計回りで暖気移流が示唆される。アメダス浜田では10m/s前後の南西風が持続しており、下層暖湿気の流入は強い状態が続いていると考えられる。以上から、山陰付近では前線やその南側にある収束線の南下が早まる可能性があり、下層の暖気移流（浜田市付近）は持続しているため、前線や収束線の近傍では対流活動が強まるおそれがある。

隠岐付近にあったエコーは、23日15時の天気図解析からも前線の南側に位置する収束線と考えられ、17時には松江から出雲付近まで南下した。そのエコーの発達状況や降水の状況を確認するため、レーダー実況やアメダス・解析雨量を確認する。発達したエコーは、地上の温度傾度（25～26付近）がやや大きい領域と対応が良く、エコー頂高度が13kmを超え、雷を伴い10分間に14mmの降水をもたらした（第1.3.22図）、

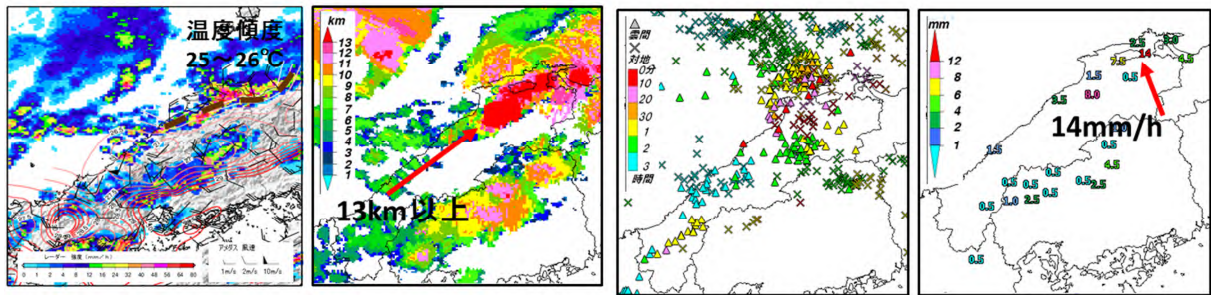


第1.3.20図 松江地方気象台が作成した前線南下時の基本パターン（A～Gの7領域）

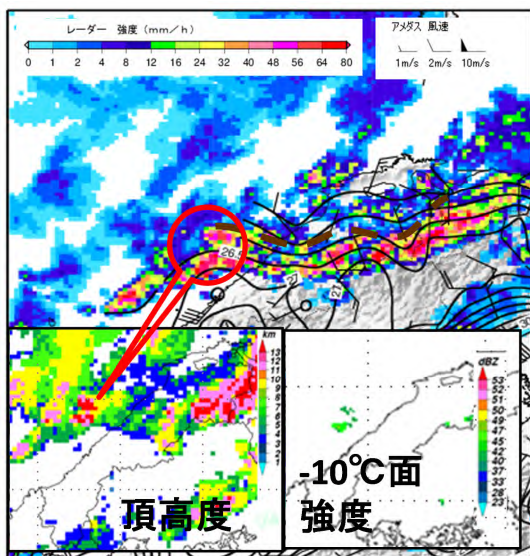


第1.3.21図 WPR浜田におけるS/N比の時系列図（23日15時～18時）赤丸：17時頃の強風域南下を示す

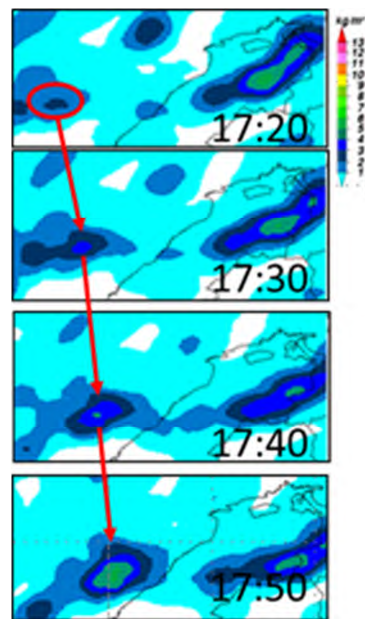
17時10分に松江市で56mm/hが観測された。松江市付近を通過したエコーは、17時30分の解析雨量で50mm/h、60mm/3h前後の降水をもたらした。



第1.3.22図 レーダーエコーとアメダス分布図、エコー頂高度、LIDEN実況・10分間降水量(23日17時00分)
茶色線：地上温度25~26 にあるシア



第1.3.23図 レーダーエコーとアメダス分布図、
レーダー指数(23日17時50分) 頂高度、-10 面強度、茶色
線：地上温度25~26 にあるシア



第1.3.24図 レーダー指数 Va10
の時系列図(23日17時20分~50分)

また、第1.3.23図に示す山陰沖の海上にあるエコー(赤丸印)は、17時30分には、頂高度が13kmを超えはじめ、17時50分には-10面強度で50dBZ以上となり雷も検知され、過去の知見(1.2.4項)で実況監視手法として利用しているレーダー指数 Va10 の4kg/m²以上の領域となっており、エリアが拡大しながら東進している(第1.3.24図)。鳥根県東部を通過した Va10 極大域は4kg/m²以上あり、雨量計による観測で10分間雨量は10~19mm、1時間雨量は30~50mmで局地的には50mmを超えた。過去の知見(1.2.3項)では500m高度データの水蒸気フラックス・風向から東部や西部地域が強雨となる可能性が高く、このエコー対応の対流雲域が Va10 の動向(第1.3.24図)からも発達していることが確認でき、直近の松江市付近の雨量状況を考慮して、エコーの進入する西部中心に1時間50mmの短時間強雨を予想する。西部沿岸部の大雨警報(浸水害)基準は1時間雨量50mmであることから、警報級を想定し、直ちに基本パターン第1.3.20図のD・F領域に警報の発表作業を行う。

3時間雨量の予想については、予想1時間雨量の1.5倍(標準)の75mmとして、対象期間については夕方のサブシナリオで想定していた24日昼前までと変更する。最も大雨ポテンシャルが高まる時間帯の24日未明以降のサブシナリオ80mm/hへの変更については、23日夜遅くに検討することとして、18時過ぎに該当する地域に大雨警報(浸水害)を発表する(第1.3.25図)。

南下してきたエコーは、地上の 25～26 の温度傾度がやや大きい浜田市周辺でほとんど停滞し、解析雨量で 19 時 30 分 62mm/h、20 時に 70mm/h の非常に激しい雨となったが、その後エコーはやや弱まった。

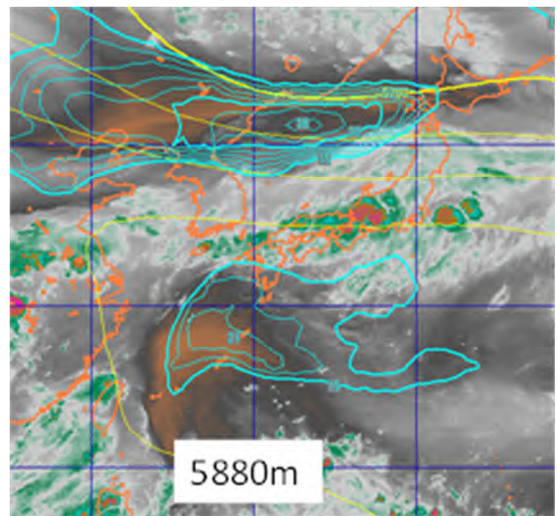
1 時間降水量

時刻(JST)	18-19	19-20	20-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24
確度	高	高	高	高	高	中	中	低	低	低	低	低
A隠岐	40	40	40	40	40	40	0	0	0	0	0	0
B北東 北	40	40	40	40	40	40	40	40	6/20	6/13	0/12	0/12
C北東 南	40	40	40	40	40	40	40	40	0/1	0/2	0/1	0/2
D中部 西	50								0/5	0/6	0/8	0/10
E中部 東	40	40	40	40	40	40	40	40	6/20	6/13	0/12	0/12
F中部 南	50								6/20	6/13	0/12	0/12
G益田	40	40	40	40	40	40	40	40	0	0	0/3	0/4

3 時間降水量

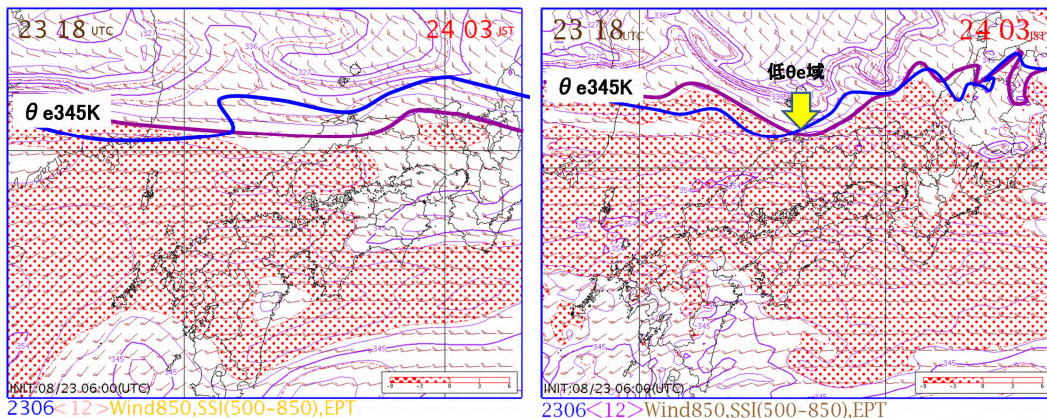
時刻(JST)	18-19	19-20	20-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24
確度	高	高	高	高	高	中	中	低	低	低	低	低
A隠岐	60	60	60	60	60	60	0	0	0	0	0	0
B北東 北	60	60	60	60	60	60	60	60	0	0	0/6	0/7
C北東 南	60	60	60	60	60	60	60	60	0/2	0/3	0/2	0/2
D中部 西	75								0/7	0/8	0/10	0/11
E中部 東	60	60	60	60	60	60	60	60	0/8	4/10	3/15	4/16
F中部 南	75								8/22	7/15	0/15	0/16
G益田	60	60	60	60	60	60	60	60	0	0	0/5	0/6

第 1.3.25 図 YSS2 防災時系列のシナリオ変更による注・警報発表状況 (8 月 23 日 18 時過ぎ)



第 1.3.26 図 水蒸気画像 (23 日 20 時)
黄色線: 500hPa 高度 水色線: 500hPaT-Td15 以上
3 毎 (GSM06UTC 初期値の予想)

サブ H の動向を 20 時の水蒸気画像で確認すると、09 時 (第 1.3.1 図) に比べサブ H 北西側の暗域が東シナ海へ更に拡大しており、九州南西海上で上層の沈降が強まっていることが推測される。地上の解析では、九州方面で高気圧の張り出しが維持されており、収束線の南下が抑えられ、エコーの停滞に関係していると考えられる (第 1.3.26 図)。また、収束線付近の温度場を確認すると、20 時の地上局地解析では、日本海西部沿岸の露点温度は変化がなく、エコー周辺の温度傾度の大きな領域は解消していない (図略)。



第 1.3.27 図 GSM と MSM06UTC 初期値の予想図 (24 日 03 時予想)

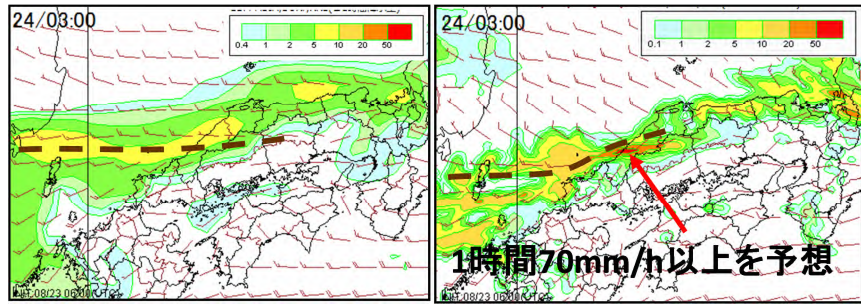
左:GSM 右:MSM, 850hPa 相当温位、風、SSI、青実線:前イニシャル e345K 紫実線:06UTC e345K

また、実況からサブ H は引き続き勢力を維持しており、前線の南側にあたる収束線付近のエコーは停滞となっているが、予想通り前線が南下するのか、最新の 23 日 06UTC 初期値の数値予報資料で確認する。24 日朝に日本の東海上へ進む低気圧について、06UTC 初期値の GSM は 00UTC と比較して発達させており、850hPa e345K の予想(第 1.3.27 図)から前線の南下が 1 コマ (1~3 時間) 早めになることが考えられる。一方 MSM は低気圧の発達はないが、トラフの通過によると思われる日本海から低 e 域の南下がみられ、MSM でも前線が南下することが示唆されている。GSM、MSM とともに前線南側の暖域内の収束線に沿った降水域を島根県付近に予想している (第 1.3.28 図)。1 時間降水量 GDC は、24 日未明から GSM で約 50mm/h、MSM

で 70mm/h 以上の非常に激しい雨を予想しており、どちらの予想も未明以降の島根県付近の強雨のポテンシャルが高いことを示し、サブシナリオ 80mm/h に変わりはない。

この後の作業は、停滞中の降水域を含めた対流雲の動向を予測するために、下層風の収束や強まり、地上の温度傾

度などに着目して、地上気象観測やアメダス、毎時大気解析等を用いて、実況と GSM、MSM モデルを比較しながら実況監視を続け、警報の領域変更や量的予想の修正、必要に応じて府県気象情報を発表する。



第 1.3.28 図 GSM06UTC と MSM06UTC 初期値の予想図 (24 日 03 時予想)

左：GSM 地上 1 時間 FRR、風流線 茶色破線：収束線

右：MSM 地上 1 時間 FRR、風流線

【ステージ (23 日 21 時頃～24 日 0 時頃)】

この時間帯は、大雨に対する危機感が強まる中で、府県官署の予報担当者は、実況監視や適切な情報発表だけでなく、今後の防災機関へのホットラインや報道対応、土砂災害警戒情報や指定河川洪水予報の発表が適切に実施できる台内の体制構築・維持にも気を配り、管理職・防災ラインとの連携を強化し、現状認識と情報の共有を行うことも重要である。さらに地方中枢と危機感やシナリオ、今後の防災気象情報対応について調整・共有を行い、予報作業を着実に行うことが求められる。地方中枢においても、顕著現象が発現し、さらに大雨のポテンシャルが高まることが予想される状況においては、顕著現象の動向に関するシナリオと量的予想について、実況に基づいて府県官署と迅速に調整または指示することが任務である。府県官署がリードタイムを確保した警報と的確な気象情報が発表できるようサポートを行わなければならない。

警報級の大雨が発現した場合、府県官署では、顕著現象に関わる実況監視作業の重要性が増す。特に、大雨領域の拡大や量的予報の上方修正による大雨警報の更新タイミングに留意する必要がある。現在のシナリオから次回の警報更新タイミングの最終判断時刻(最小限のリードタイムを確保できる時刻)を決め、さらに大雨領域の拡大予想や量的予報の上方修正を判断する実況資料の条件を具体的に設定(シナリオの詳細化)できると、実況の深追いを防ぐことが可能と考える。

現在、県西部の大雨警報の未発表は益田地区と邑南町(D、F 領域)である。今後の大雨の拡大や、シナリオの詳細化について考察する。F 領域に猛烈な雨が予想されると邑南町は警報基準を満たし、強雨域が南下する場合、益田地区が警報級となる可能性が高くなる。邑南町への警報拡大については、サブシナリオで 24 日未明から 1 時間雨量 80mm を想定しており、23 日 23 時頃までが量的予想の上方修正を判断する一つのタイミングである。益田地区への警報拡大については、現象シナリオとして前線の南下を想定しており、現在の強雨域は益田地域のすぐ北に停滞しているが、南下すれば直ちに警報級の強雨が予想されることから、南下のタイミングが問題となる。

MSM09UTC 初期値の予想資料を確認すると、県西部の FRR から 24 日 03 時までには南下する予想となっており、24 日 00 時過ぎには益田地区への警報拡大を判断する必要がある。

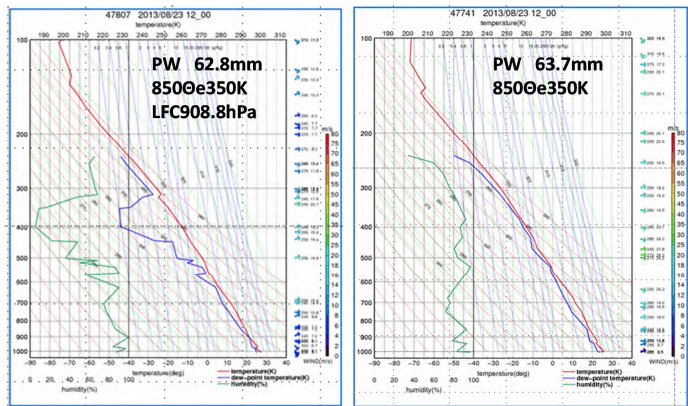
トラフの通過に伴い、前線の暖域内における下層暖湿気の流入によって収束線の停滞、強化(線状降水帯の組織化)が予想され、実況監視の着目点に沿って実況監視を行うこととする。

まずは、大気成層状況を確認するため、23 日 21 時の高層観測を見ると、松江では北からの前線南下に伴って 23 日 00UTC と比べ上層まで湿ってきているが、福岡では水蒸気画像で見られるとおり乾燥した空気

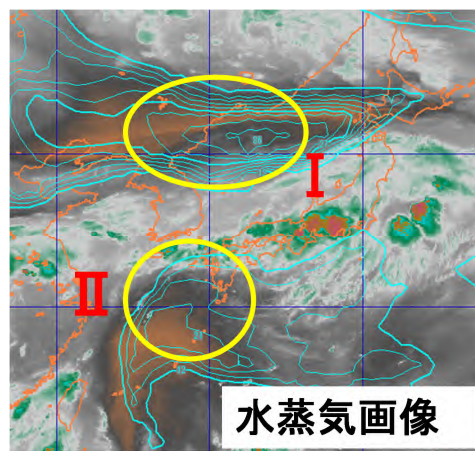
(暗域)が東シナ海から対馬海峡へ流入しており、500hPa より上層は比較的乾いた状態となっている。また、東シナ海から下層暖湿気が流入していることから 850hPa では約 350K の高い e が流入し、下層 900hPa 前後まで湿潤な状態で、LFC が約 910hPa、EL が約 150hPa と潜在不安定な状態となっている(第 1.3.29 図)。トラフの動向を確認するため、21 時の水蒸気画像を見ると、500hPa トラフ A に対応する暗域 が明瞭で、このトラフの東進に伴い前線北側の暗域に対応する乾燥した空気が南下しているものと考えられる。東シナ海から九州方面の乾燥した空気(暗域)についてはほとんど変化がなく、サブ H の動向に変化はないと判断する。(第 1.3.30 図)。中層の乾燥空気が流入すると対流雲の発達には抑制される可能性があるため、MSM09UTC の 500hPa の湿度について確認すると、山陰付近への乾燥空気流入予想は、第 1.3.14 図と比べると弱まっている。(第 1.3.31 図)。下層の収束線や高気圧の張り出し状況を確認するため、21 時地上解析を見ると、20 時と比べ山陰沿岸の 25~26 付近の温度傾度や露点温度の状況に変化がなく、下層の収束線は山陰付近、サブ H の張り出しは九州方面に維持している(図略)。

下層の暖湿気の流入を確認するため、22 時の毎時大気解析(風) 950hPa を見ると、東シナ海から S~SSW 風 20~25kt と強まってきており、地上で温度傾度がやや急で、停滞している収束線周辺のアメダス浜田においても、22 時頃から風向が南西へ変化し、風速は 5m/s 前後とやや強まり始め、再び下層暖湿気が流入してきたことがうかがえ(第 1.3.32 図)、500m 高度データの $FL_{WV200} > 200 \text{ gm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上の暖湿流が夜遅くから流入する予想と一致する。

このように下層の暖湿気が流入してきたことで、収束線周辺のエコーは、頂高度が 13km を超え、-10 面強度で 40dBZ 以上となり雷も検知し、21 時までは 10 分間降水量が 10mm 未満だったが、21 時以降は 10~15mm となって、21 時から 22 時頃にかけてエコーが線状化し始めた(第 1.3.32 図)。エコーの発達状況を確認すると、エコーが線状化し始めた 22 時頃には、

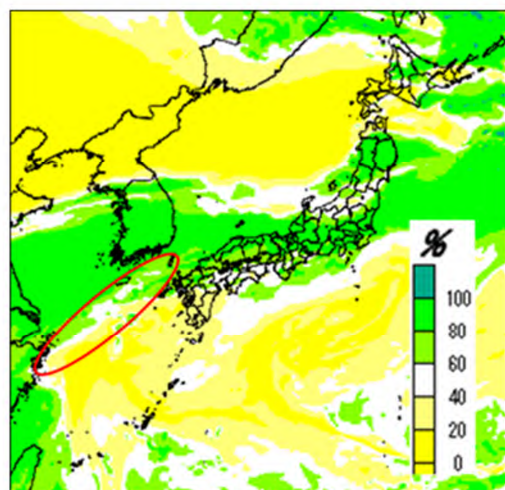


第 1.3.29 図 エマグラム (23日 21 時 左:福岡 右:松江)



第 1.3.30 図 水蒸気画像 (23日 21 時)

(23日 06UTC 初期値の予想 黄色丸:暗域 水色実線:500hPa T-Td12 以上 3 毎)



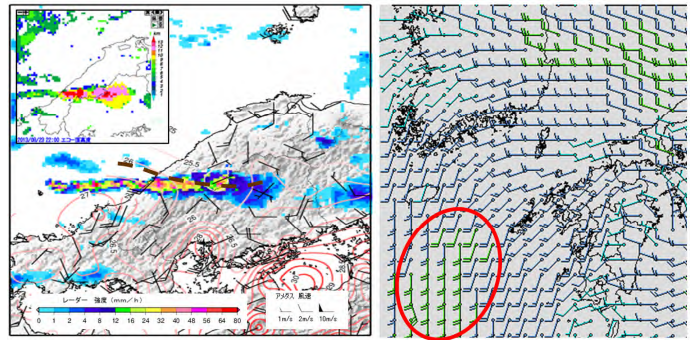
第 1.3.31 図 MSM500hPa 湿度予想図 (23日 09UTC 初期値による 24日 0 時予想) 赤色丸印:湿度 40~60% の流入を示す

浜田で解析雨量 50mm/h を超える非常に激しい雨が降り始め、22 時 40 分には約 70mm/h、10 分間では 20mm を超える解析値となった。23 日 09UTC 初期値の 1 時間最大降水量 GDC の 1.1~1.4 倍の雨量となっており、実況が GDC を上回っている。

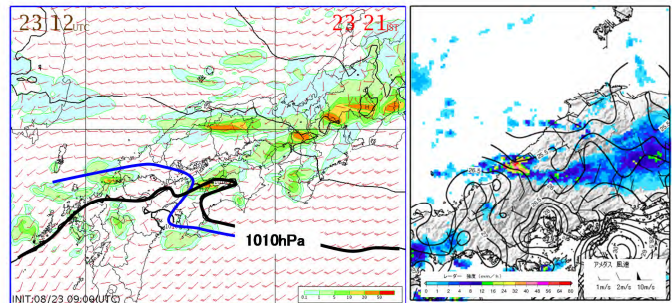
次に、風の収束場や下層暖湿気の流入に変化がないか、降水地域や強雨の広がりなどに違いが見られないか実況と最新の 23 日 09UTC 初期値の MSM との比較を行う。

21 時の実況と MSM09UTC 初期値の予想の比較では、強雨域に違いがみられるが概ね降水分布は良く、地上の 1010hPa の等圧線の張り出しも、四国から九州北部で実況と概ね一致している（第 1.3.33 図）。

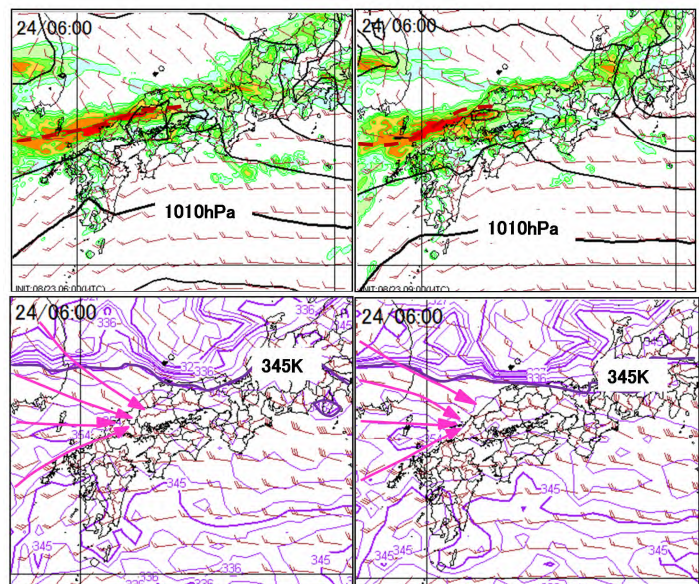
ここで、この線状化したエコーの動向を予想するために、最新の予測資料で確認する。MSM09UTC 初期値の予想では、前線に対応する 850hPa e 集中帯が明け方にかけて隠岐の南まで南下し、暖域側で西南西風と南西風（25~30kt）との収束が明け方にかけて顕著となる（第 1.3.34 図）。地上の等圧線の予想は、06UTC 初期値、09UTC 初期値共に 24 日未明まで九州方面への張り出しを維持させており、前線南下が抑えられる可能性がある。一方で、24 日未明から明け方にかけて対馬海峡から島根県沿岸にかけて暖域内の下層収束が強まり、収束線に沿って強い降水域が予想され、朝にかけて県内を収束線がゆっくり南下する予想となっている（第 1.3.34 図）。



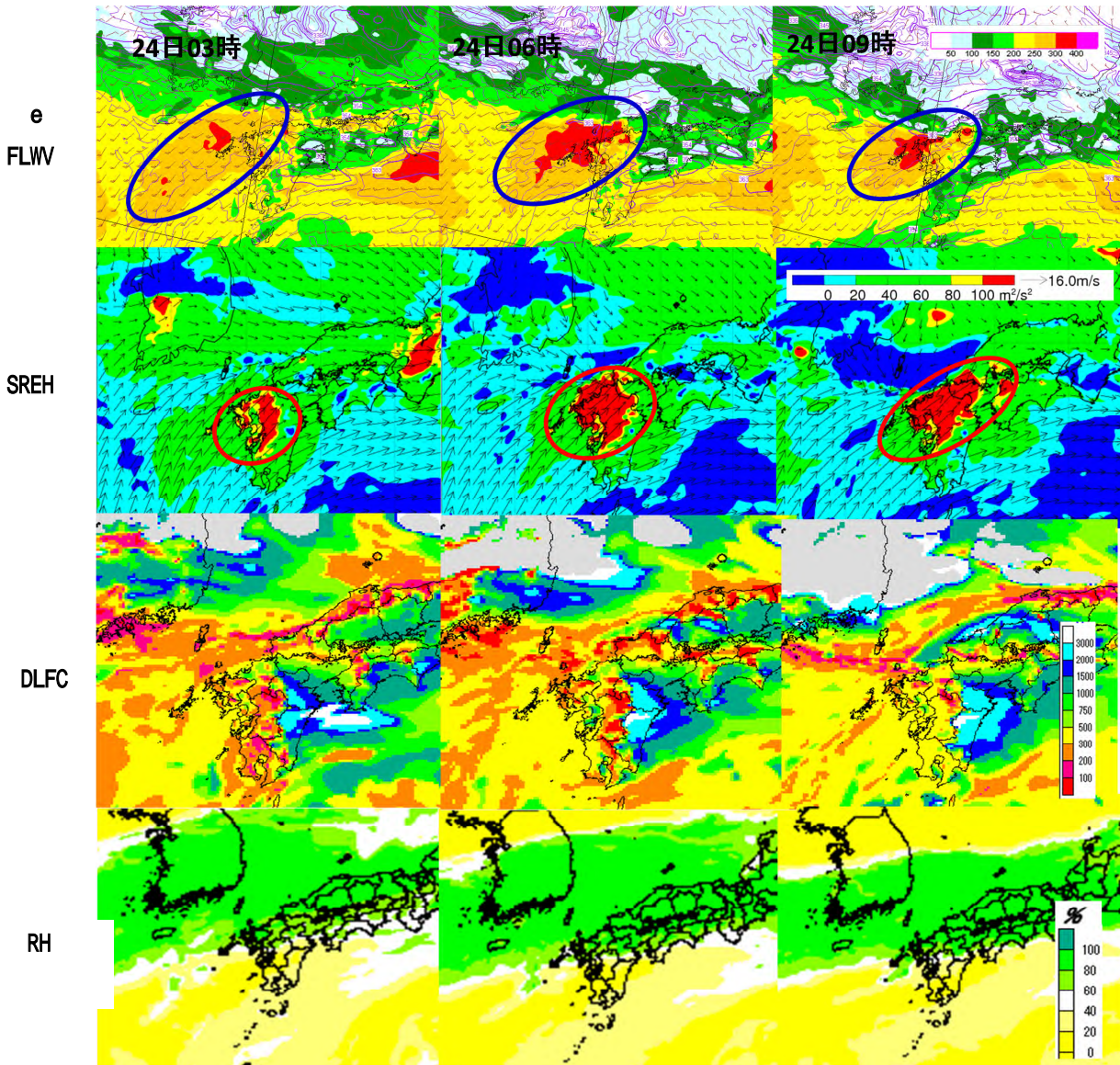
第 1.3.32 図 レーダーエコーとアメダス分布図、エコー頂高度、毎時大気解析（風）（23 日 22 時 00 分） 左：レーダーエコーとアメダス分布図（茶色線：地上温度 25~26 にあるシアー等値線：気温、0.65 /100m で高度補正 矢羽：風向風速） 右：毎時大気解析 950hPa 風 赤丸 25~30kt の強まり領域を示す



第 1.3.33 図 実況と MSM09UTC 初期値比較（23 日 21 時予想） 左：MSM の地上風・地上気圧・1 時間 FRR 1010hPa の張り出し 青実線：実況 黒実線：予想 右：レーダーエコーとアメダス分布図（等値線：気温、0.65 /100m で高度補正 矢羽：風向風速）



第 1.3.34 図 MSM06UTC（左）と 09UTC（右）初期値の地上と 850hPa の予想比較（24 日 6 時予想） 上段：地上風、気圧、3 時間 FRR、茶色破線：収束線 下段：850hPa e と風 紫色線：e、桃色線：収束線周辺の流線を示す



第 1.3.35 図 線状降水帯が発生しやすい環境場の判断要素 (23 日 09UTC 初期値)
 24 日 03 時、06、09 時 MSM 予想: 上段から 500m 高度の相当温位と水蒸気フラックス
 (青丸印: FLW $250\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以上)・SREH(赤丸印: SREH $100\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以上)・DLFC・500hPa の相対湿度

線状降水帯が発生しやすい条件(6.4.2 を参照)が、環境場で満たされているか、その期間とピークを確認する。500m 高度データの e354K の暖湿気が対馬海峡から山陰沿岸に流入 (青丸) が続く中、FLW $150\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以上が、九州の西から対馬海峡にかけて 24 日未明以降流入する予想となっており、降水の線状化に係る SREH については $100\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以上の大きな領域が 24 日未明から朝にかけて九州方面から山口県にかけて広がる予想で、DLFC は山陰沖から沿岸部で未明以降 1000m 以下、500RH は未明以降対馬海峡から山陰沖で 60% 以上と湿る予想となっており、島根県では SREH を除き判断条件の閾値を超えている (第 1.3.35 図)。これらの予想資料から、24 日未明から朝にかけて降水システムが組織化・維持されやすく、500m 高度の FLW を重視して 24 日 6 時前後が現象のピークと予想する。現在の線状エコーが強化・県西部に停滞することを想定して、予想雨量の変更が必要であると判断する。

22 時の毎時大気解析の風で見られるように下層暖湿が強まってきており、線状降水帯が形成された領域では降水が強まっており、海上のエコーも発達していること、朝にかけて収束線が南下する予想があり、当初想定していたサブシナリオの 80mm/h を線状化しているエコー周辺の地域 (基本パターン第 1.3.20 図の D、

E、F 領域)に地域に 80mm/h、3 時間はその 1.5 倍の 120mm を 24 日朝まで設定し、益田地区 (G 領域) もリードタイムを確保して、23 日 23 時頃に D、E、F 領域と同時に大雨警報 (浸水害) の切り替えを行う (第 1.3.36 図)。線状降水帯の北側の大田邑智地区 (D 領域) についても 80mm/h を考える点について以下に補足する。実況では線状降水帯は停滞しているが、線状降水帯の若干の南北振動、あるいは線状降水帯の成長に伴う南北幅の増加などを考えねばならず、今後、線状降水帯がかかり猛烈な雨が降る可能性があると判断する。このため、現在激しい雨が降っていない大田邑智地区 (D 領域) にも警報の拡大と量的予報の上方修正し、その旨を府県気象情報で補完することとする。

1 時間降水量

時刻(JST)	22-23	23-24	00-01	01-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24
確度	高	高	高	高	高	中	中	低	低	低	低
A 隠岐	0/4	0/4	0/1	0/1	0	0/4	0	0	0	0	0
B 北東 北	40	40	40	40	40	40	40	2/13	2/13	0/12	3/26
C 北東 南	40	40	40	40	40	40	40	3/27	3/27	5/41	13/44
D 中部 西	80						50	6/22	2/27	0.8/28	0.7/33
E 中部 東	80						50	4/17	3/14	1/29	1/35
F 中部 南	80						50	2/16	3/14	0.4/3	1/5
G 益田	50	80						2/18	1/9	0/1	0.7/10
時刻(JST)	22-23	23-24	00-01	01-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24

3 時間降水量

時刻(JST)	22-23	23-24	00-01	01-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24
確度	高	高	高	高	高	中	中	低	低	低	低
A 隠岐	0/4	0/4	0/1	0/1	0	0/4	0	0	0	0	0
B 北東 北	60	60	60	60	60	60	60	2/13	2/13	0/12	3/26
C 北東 南	60	60	60	60	60	60	60	3/27	3/27	5/41	13/44
D 中部 西	120						75	6/22	2/27	0.8/28	0.7/33
E 中部 東	120						75	4/17	3/14	1/29	1/35
F 中部 南	120						75	2/16	3/14	0.4/3	1/5
G 益田	75	120						2/18	1/9	0/1	0.7/10
時刻(JST)	22-23	23-24	00-01	01-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-24

第 1.3.36 図 YSS2 防災時系列のシナリオ変更による注・警報発表状況 (23 日 23 時頃に発表)

府県気象情報は、次のような内容を記述して警戒を呼びかけることが必要である。

実況：県西部では、発達した雨雲が海上から次々と流入し、非常に激しい雨が降っており、さらに強まっている状態であること。

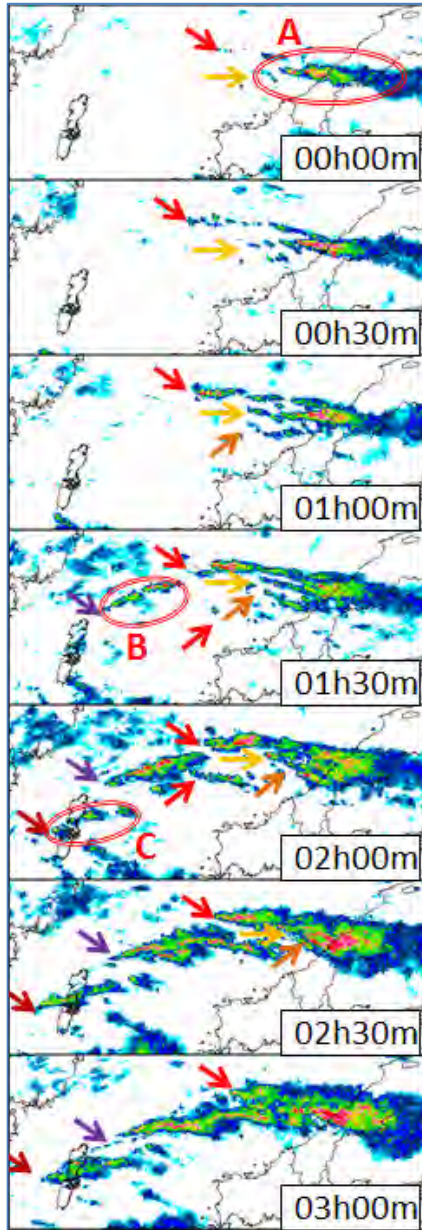
予想：東西に発達した雨雲は、24 日未明から明け方にかけて停滞し、明け方から朝には南下する見込みで、雷を伴い非常に激しい雨が降り、局地的には猛烈な雨が降るため、総雨量が多くなること。

防災に関する呼びかけ (見出し)：土砂災害警戒情報や指定河川洪水予報の発表状況により、土砂災害や河川のはん濫の危険度が高まっているため一層の警戒が必要など危機感を伝える内容の記述を行う。

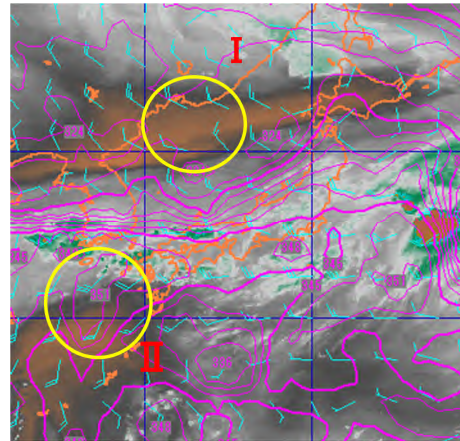
【ステージ (24 日 00 時頃～24 日 04 時頃)】

島根県の西部沿岸では、23 時 30 分に解析雨量の 3 時間雨量が 150mm を超えてきた。大雨特別警報の短時間指標である「50 年確率値以上となる 5km 格子」(以下、「50 年に 1 度格子」)の 3 時間雨量の基準は、島根県西部ではほとんどの格子が 150mm となっていることから、「50 年に 1 度格子」が出現することが想定でき、今後は特別警報発表も考慮に入れた作業となる。

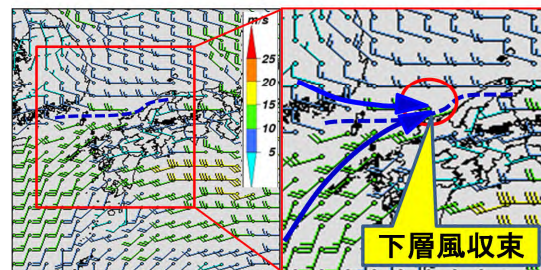
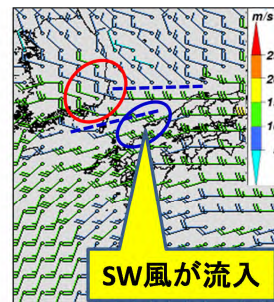
24 日 00 時以降、引き続きレーダーエコーの状況を確認する (第 1.3.37 図)。はじめ浜田の西北西 50km 付近から発生していた線状エコー A は、00 時以降、次第に陸地から離れたところからエコーが発生し始めた変化に気づく。01 時過ぎからは対馬の北東海上で発生したエコー B も線状化が明瞭となり、02 時以降、二つの線状エコーは一体化して、03 時には長さ約 200～250km、幅 60km の線状降水帯に発達した。さらに、対馬付近でも新たな線状エコー C が発生し、線状降水帯が拡大する傾向がみられる。00 時以降、エコーがかかっている地域では 1 時間 80 ミリ前後の降水が観測されたが、線状エコーの幅が狭く、位置が若干北に移動したため、02 時頃にかけては 3 時間 150mm 以上の範囲は縮小した。しかし、線状エコー A の北と南に新たな線状エコーが 1 時頃には明瞭となり、02 時以降はこれらが一体となる形で線状エコーの幅の増加によりほぼ同じ地域で 80mm/h 以上の猛烈な雨が観測されるようになり、解析雨量で 3 時間 150mm の地域が広がってきた。02 時の局地解析では線状エコーの下で相対的に気温の低い領域が形成され、そこからの南東風と山口県から島根県西部沿岸の南西風によるシアーが形成されつつある。シアーは線状エコーの南縁付近に存在



第 1.3.37 図 レーダーエコー時系列図
(24日00時~03時 30分毎)
矢印で線状エコーの湧き出し先端を、
楕円で主な線状エコーを示す。



第 1.3.38 図 24日03時の水蒸気画像
と850hPaの相当温位と風
(GSM 23日12UTC初期値)
黄色丸：暗域 紫実線：相当温位 3K 毎



第 1.3.39 図 毎時大気解析(風)

上段850hPa、下段950hPa(24日03時シアーと収束の状況
青破線：シアー 青矢印：流線 赤丸印：北西と西風のシアー 青丸
印：南西風)

し海上にものびている可能性が考えられ、対馬海峡から流れ込んだ非常に湿った気塊が流れ込んで、線状エコーを維持させ更に発達する可能性が考えられる。

このような線状降水帯が形成された環境場について、総観場から確認する。線状降水帯の停滞や維持に関与する、トラフの動向やサブHの状況を24日03時の衛星水蒸気画像を見ると、トラフAの東進に伴い乾燥域(暗域)の南下が見られ、前線北側の850hPaの低eの南下も予想されているが、九州方面から東シナ海の乾燥域(暗域)の状況に変わりはなく、サブHは維持しており、前線は引き続き大きくは南下しにくい状況にあると判断する。(第1.3.38図)。一方、WPR 蕨原(図略)では00時頃から中層(5~7km)で乾燥域が明瞭となっており、暗域に対応する500hPa乾燥域(湿度40~60%程度)の進入を示す。中層の乾燥空気が流入すると対流雲の発達は抑制される可能性があるが、線状降水帯の状況から乾燥空気が島根県

付近までは流入していないと判断する。また、地上局地解析から、24日03時にかけて日本海西部沿岸の露点温度に変化はなく、九州方面へのサブHの張り出しも維持されていることから島根県付近の収束線はすぐには南下することはないと判断する(図略)。

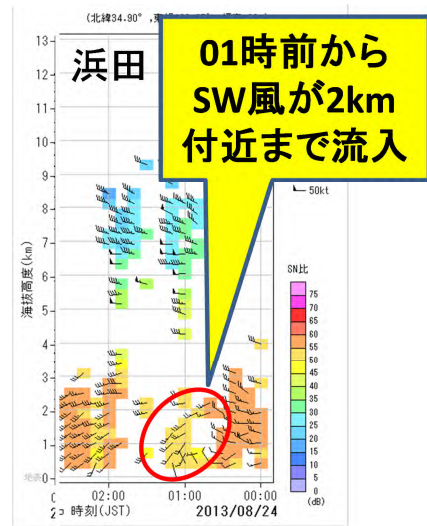
次に、メソスケール場の状況を確認する。850hPaの毎時大気解析(風)では、24日03時にかけて線状降水帯の北側では北西～西風が、南側では南西～西風が解析でき、線状降水帯はこれらの風の収束場で形成されている(第1.3.39図)。特に、線状降水帯の南側では、第1.3.40図の浜田のWPR観測にみられるように24日01時前から、2km付近までWSW～SW風が30kt前後まで強まり暖湿流の強まりを示している。03時の925～950hPaの毎時大気解析(風)では、25～30ktの南～南南西風が引き続き東シナ海から対馬海峡をとおり山陰沖に流入し、線状降水帯付近で西風と南西風のシアアが明瞭である。このシアアは02時の地上局地解析で解析した収束線に対応するとみられ、このシアアに向かって下層暖湿気が流入し強い下層収束が維持されており、線状降水帯は停滞し維持すると判断する(第1.3.41図)。また、GPSによる気象観測でも、24日00時頃からGPS可降水量の6時間偏差、GPSFLUX発散_{ha}(毎時大気解析の風データから求めた可降水量の収束・発散域)が大きくなっており、下層の暖湿の流入を確認できる(図略)。

さらに、線状降水帯が発生しやすい環境場が目先持続するかを24日MSM15UTC初期値のSREH、FLWV、500RH、DLFCにより確認すると、24日6時頃まで島根県西部沿岸ではFLWV200 $gm^{-2}s^{-1}$ 以上の大きな領域が予想されているなど線状降水帯が発生しやすい環境場が数時間は持続する状況にあると考えられる。(第1.3.42図)。

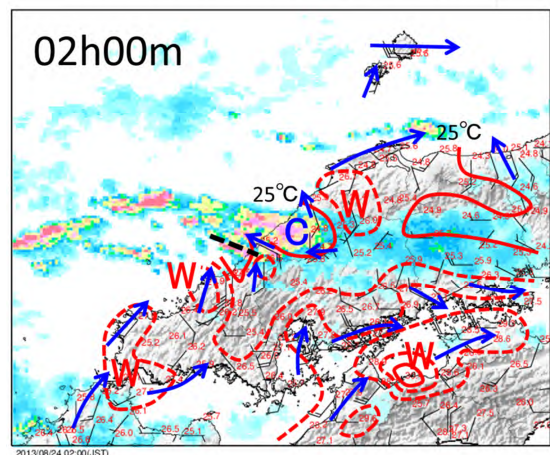
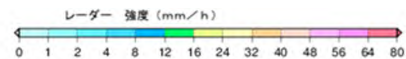
以上から、線状降水帯の動向と特別警報の判断について以下のように考える。

[線状降水帯の動向]

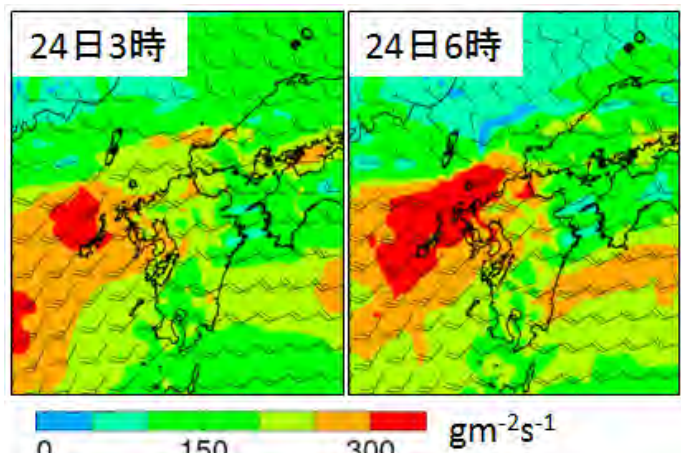
- 九州方面から東シナ海の暗域(乾燥域)の状況に変化がなく、サブHは維持していると考えられ、日本海の前線は南下しづらい状況にある



第1.3.40図 浜田のWPR時系列図 (24日00時～2時30分) 赤丸印：南西風流入部分を示す



第1.3.41図 24日02時の中国地方の局地解析図 赤線：高度補正したアメダス気温による等温線、矢印：地上流線、黒点線：シアアライン、C：相対的に気温の低い領域、W：相対的に気温の高い領域

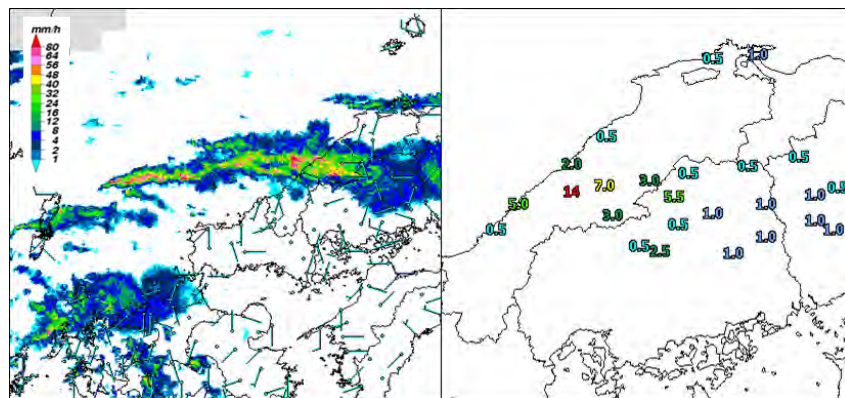


第1.3.42図 MSM15UTC初期値の500m高度面の予想水蒸気フラックスと風の分布を示す。

- ・環境場の風の上流方向に新しいセルが次々と発生し、東へ流されバックビルディング形成型の線状降水帯が形成され、発達・拡大傾向にある。
- ・線状降水帯の南縁付近に下層でシアーが存在すると見られ、東シナ海から対馬海峡をとり山陰沖から島根県付近に流れ込んだ暖湿流の補給を受けて線状降水帯は引き続き維持し停滞する。

[特別警報の判断]

24日00時には、線状降水帯がかかる浜田市周辺で解析雨量が3時間に150mmを超え、24時間も250mmを超える大雨となり、50年に一度の格子が出現し始めた。24日01時時過ぎから解析雨量で80mm/hを超える猛烈な雨を観測し始め、3時間に150mmの地域も広がり、48時間では300mmを超える地域も観測されてきたが、2時には強雨域がやや北にずれ3時間に150mmの地域はなくなった。しかし、02時以降、線状降水帯の発達により再び3時間に150mmの地域は拡大し、03時には3時間降水量7格子、土壌雨量格子11格が出現した。03時20分現在のレーダーエコー(第1.3.43図)は03時とほとんど動きがなく、地上ではシアーラインが維持され、10分間に15mm前後の猛烈な雨が続き、前述のとおり線状降水帯がさらに組織化して停滞・維持されると考えられ、特別警報の運用が開始されていれば、大雨特別警報を発表すべきとの判断となったと考えられる(特別警報に関する予報作業手順については、1.4項参照)。



第1.3.43図 24日03時20分のレーダーエコーと地上風、10分間雨量(mm)

1.4 特別警報発表・解除時の予報作業の概要*

1.4.1 特別警報作業概要

この項では、平成 25 年 8 月 30 日に運用を開始した気象等の特別警報（以下、「特別警報」）について、特別警報が発表される可能性があるときの予報作業の手順や留意点などを示す。

(1) 全国・地方予報中枢および府県官署の予報作業手順

気象等の特別警報の指標を第 1.4.1 表に、特別警報作業概要を第 1.4.2 表に示す。

特別警報の発表の可能性があるときにも基本的な予報作業は通常のとおりである。但し、特別警報の発表のタイミングや特別警報を補完する気象情報の内容などについては、府県官署と地方予報中枢（以下、「地方中枢」）で協議した内容を地方中枢と全国予報中枢（以下、「全国中枢」）が調整する。府県官署は通常と同様に予報作業を行い、地方中枢との調整事項に沿って特別警報の発表を準備し、全国中枢と地方中枢の協議も経て特別警報を発表する。このように特別警報の発表については、各級官署の連絡及び調整の上で判断されるものである。

(2) 補完的気象情報の留意点

府県官署は、特別警報の最初の発表と特別警報の最後の解除の直後は、速やかに補完的気象情報を発表する。特に、最初の特別警報（大雨と大雪）のときには、全国中枢と地方中枢も速やかに短文形式の補完的気象情報を発表するため、その内容については調整と確認を十分に行う。また、特別警報対応中及び特別警報の解除直後に発表する気象情報には、特別警報の発表状況を適宜記述する。

(3) 解除のタイミング

特別警報の解除は警報基準を下回ることが基本である。ただし、「重大な気象災害の起こるおそれが著しく大きい」という特別警報の発表基準に該当しない状況へと推移した場合は、全国中枢と地方中枢の協議も経て特別警報から警報に切替えることができる。

例えば、大雨が終息した後、大雨警報の土壌雨量指数基準を超過する状態が続き大雨警報を継続する状況にあっても、「重大な気象災害の起こるおそれが著しく大きい」という基準に照らし合わせて「特別警報を継続するのが適当ではない」と判断した場合は、大雨特別警報から大雨警報に切り替える場合がある。平成 25 年 9 月 16 日の福井県・滋賀県・京都府の大雨特別警報事例では、大雨特別警報を大雨警報に切り替えており、その際には、土砂災害警戒情報を発表中の市町村もあった。

また、大雨が終息した後、土壌雨量指数が大雨警報の基準を超過している場合でも、既に土砂災害警戒情報が解除されていれば、状況によっては大雨警報を解除できる。平成 26 年 7 月 9 日 沖縄本島地方の特別警報の例などは、これに基づいて大雨特別警報を大雨注意報に切り替えている。

*土井内 則夫（気象庁予報部予報課）

第 1.4.1 表 気象等の特別警報の指標

現象の種類	特別警報の基準	指標
大雨	台風や集中豪雨により数十年に一度の降雨量となる大雨が予想される場合	<p>雨を要因とする特別警報の指標</p> <p>以下 又は いずれかを満たすと予想され、かつ、更に雨が降り続くと予想される場合に大雨特別警報を発表する。</p> <p>48 時間降水量及び土壌雨量指数において、50 年に一度の値以上となった 5km 格子が、共に府県程度の広がり範囲内で 50 格子以上出現。</p> <p>3 時間降水量及び土壌雨量指数において、50 年に一度の値以上となった 5km 格子が、共に府県程度の広がり範囲内で 10 格子以上出現（ただし、3 時間降水量が 150mm 以上となった格子のみをカウント対象とする）。</p>
大雨	数十年に一度の強度の台風や同程度の温帯低気圧により大雨になると予想される場合	<p>台風等を要因とする特別警報の指標</p> <p>・「伊勢湾台風」級（中心気圧 930hPa 以下又は最大風速 50m/s 以上）の台風や同程度の温帯低気圧が来襲する場合に、特別警報を発表。ただし、沖縄地方、奄美地方及び小笠原諸島については、中心気圧 910hPa 以下又は最大風速 60m/s 以上。</p>
暴風	数十年に一度の強度の台風や同程度の温帯低気圧により	<p>・台風については、指標となる中心気圧又は最大風速を保ったまま、中心が接近・通過すると予想される地域（予報円がかかる地域）における、大雨・暴風・高潮・波浪の警報を、特別警報として発表。</p>
高潮	数十年に一度の強度の台風や同程度の温帯低気圧により	<p>・温帯低気圧については、指標となる最大風速と同程度の風速が予想される地域における、大雨・暴風（雪を伴う場合は暴風雪）・高潮・波浪の警報を、特別警報として発表。</p>
波浪	数十年に一度の強度の台風や同程度の温帯低気圧により	<p>・温帯低気圧については、指標となる最大風速と同程度の風速が予想される地域における、大雨・暴風（雪を伴う場合は暴風雪）・高潮・波浪の警報を、特別警報として発表。</p>
暴風雪	数十年に一度の強度の台風や同程度の温帯低気圧により雪を伴う暴風が吹くと予想される場合	<p>雪を要因とする特別警報の指標</p> <p>府県程度の広がりをもって 50 年に一度の積雪深となり、かつ、その後も警報級の降雪が丸一日程度以上続くと予想される場合に、大雪特別警報を発表。</p>
大雪	数十年に一度の降雪量となる大雪が予想される場合	<p>雪を要因とする特別警報の指標</p> <p>府県程度の広がりをもって 50 年に一度の積雪深となり、かつ、その後も警報級の降雪が丸一日程度以上続くと予想される場合に、大雪特別警報を発表。</p>

第 1.4.2 表 特別警報作業概要

予報作業	雨 / 雪	台風 / 温帯低気圧
発表前作業	<p>指標に達する可能性がある場合</p> <p><u>全国中枢</u> 中央指示報やTV会議システムなどにより対象となる地方へ注意喚起。危機感の共有</p> <p><u>全国中枢</u> <u>地方中枢</u> <u>府県官署</u> 情報共有</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 作業手順の確認、体制確保、ホットライン等の再確認。</p> <p>指標に達する可能性が高く、発表までの時間的余裕が十分にある場合</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 官署間で調整のうえ、特別警報発表の可能性を記述した気象情報（文章形式）「大雨に関する（全般・地方・府県）気象情報」を発表。</p> <p>時間的余裕が少ないときは、可能性を記述した気象情報を発表せずに、特別警報そのものの発表の判断・準備を優先。</p>	<p>台風等の指標を満たした状態で、台風等が府県予報区に達すると予想される場合</p> <p><u>全国中枢</u> 中央指示報やTV会議システムなどにより対象となる地方へ注意喚起。危機感の共有</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 特別警報の対象地域と発表のタイミングについて、官署間で調整。作業手順の確認、体制確保、ホットライン等の再確認。</p>
発表判断準備	<p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 特別警報の対象となる府県予報区や発表タイミング、特別警報発表直後の短文形式の補完的情報「記録的な大雨に関する気象情報」の内容（過去事例の使用、用いる地域名）について、官署間で調整。</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 特別警報を発表する府県予報区及び発表タイミングについて最終的な協議・確認を行い、特別警報の発表作業に移行。</p>	<p>24時間程度先に、「台風等の指標」を満たすと予想される府県予報区がある場合</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> どの府県予報区に対して特別警報発表の可能性があると発表するかについて協議。協議の結果を受け、気象情報に特別警報発表の可能性を記述。</p> <p>12時間程度先に、「台風等の指標」を満たすと予想される府県予報区がある場合</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 特別警報を発表する府県予報区及び発表タイミングについて最終的な協議・確認を行い、発表のタイミングを決定。</p>
発表	<p>雨</p> <p><u>府県官署</u> 特別警報を発表。続けて短文形式の補完的情報「記録的な大雨に関する気象情報」を発表。必要性など状況に応じてホットライン等による防災機関への気象解説。</p> <p><u>全国・地方中枢</u> 府県官署の特別警報の発表を受けて、短文形式の補完的情報「記録的な大雨に関する全般（地方）気象情報」を発表。</p> <p>雪</p> <p><u>府県官署</u> 特別警報を発表。続けて補完的情報（短文形式を基本、文章形式も可）「大雪に関する気象情報」等を発表。</p> <p><u>全国・地方中枢</u> 府県官署の特別警報の発表を受けて、補完的情報（短文形式を基本、文章形式も可）「大雪に関する気象情報」等を発表。</p>	<p><u>府県官署</u> 特別警報を発表。続けて補完的情報（文章形式または短文形式）「平成 年台風第 号に関する気象情報」（「暴風（雪）に関する気象情報」等）を発表し、特別警報の発表について記述。必要性など状況に応じてホットライン等による防災機関への気象解説。</p> <p><u>全国・地方中枢</u> 特別警報の発表を確認。以降に発表する全般（地方）気象情報に特別警報の発表について適宜記述。</p>
発表中	<p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 気象情報（全般気象情報、地方気象情報、府県気象情報）に特別警報の対応状況を記述。</p> <p><u>府県官署</u> 災害発生の状況等の確認。必要性など状況に応じてホットライン等による防災機関への気象解説。</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 実況や予想について情報共有、解除タイミングの検討。</p>	<p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 気象情報（全般台風情報（総合情報）、地方気象情報、府県気象情報）に、特別警報の対応状況を記述。</p> <p><u>府県官署</u> 災害発生の状況を確認、必要性など状況に応じてホットライン等による防災機関への気象解説。</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 実況や予想について情報共有、解除タイミングの検討。</p>
解除判断準備	<p><u>府県官署</u> 特別警報解除のタイミングを検討。解除タイミングを地方中枢に連絡。</p> <p><u>地方中枢</u> 府県官署からの連絡を全国中枢に連絡。</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 府県予報区内全域について特別警報から警報に切り替える場合には協議。</p>	<p><u>府県官署</u> 警報基準を下回るタイミングを検討、解除タイミングを地方中枢に連絡。</p> <p><u>地方中枢</u> 府県官署からの連絡を全国中枢に連絡。</p> <p><u>全国・地方中枢、府県官署</u> 府県予報区内全域について特別警報から警報に切り替える場合には協議。</p>
解除	<p><u>府県官署</u> 特別警報を解除。続けて終了情報（文章形式）「大雨（大雪）に関する気象情報」等を発表し、特別警報の解除について記述。</p> <p><u>全国・地方中枢</u> 特別警報の解除を確認。以降に発表する全般（地方）気象情報に特別警報の解除について適宜記述。</p>	<p><u>府県官署</u> 特別警報を解除。続けて終了情報（文章形式）「平成 年台風第 号に関する気象情報」を発表し、特別警報の解除について記述。</p> <p><u>全国・地方中枢</u> 特別警報の解除を確認。以降に発表する気象情報全般台風情報（総合情報）、地方気象情報に特別警報の解除について適宜記述。</p>

1.4.2 特別警報の発表に関する具体的な作業

この項では、1.3 項で解説した平成 25 年 8 月 23 日～24 日の島根県の大雨事例に大雨特別警報が運用されていたと想定し、主に特別警報の対応が必要と考えられる 24 日明け方までの予報作業の流れを解説する。前項(1.3)の気象シナリオと 23 日夕方から 24 日明け方までの対応状況を第 1.4.3 表に示す。

(1) 特別警報の発表の可能性あることを想定した予報作業

一般に、台風や温帯低気圧など、じょう乱の空間的・時間的スケールが大きく予報精度がある程度高い現象を除いて、事前に特別警報の発表の可能性を情報等に言及することは非常に難しい。この事例でも、2.1.1 節にあるように、大雨の注意報・警報の「検討」作業における数値予報結果やガイダンスの修正は、実況監視結果を知見・知識に基づき解釈し、新たな数値資料、ガイダンスも併せて繰り返し検討を行っているが、夕方までの実況から特別警報の発表の可能性を言及することは非常に難しい。

ただ、この事例のような、山陰沖に前線が停滞する、あるいは南下してくるパターンでは、1.3 で示したように、過去にも想定外の集中豪雨が発生しており、数値予報資料で自府県に大雨の予想がなくても、最悪のシナリオを考えて、事前に特別警報の発表の手順などについて一通り確認し、想定外の現象が発生しても適切に対応できるように準備しておくことが重要である。

具体的には、実況を把握・理解し、顕著現象につながる降水システムについての着目点を抽出しておくことから作業が始まる。また、サブシナリオの適用を決断するための実況監視ポイントを逐次整理し、当番者間で確実に引継ぎを行う必要がある。さらに、24 日明け方にかけて、予想以上に降水が強まった場合にも迅速に対応できるよう、補完的気象情報のキーワードや見出し文を予め検討・準備しておくことで、作業が輻輳しても業務を効率的に進めることができる。なお、実際に特別警報発表に至った場合などに備えて、有効なホットラインの手順、避難勧告等の実施状況や災害発生状況等の情報収集方法などについては、平常時から繰り返し確認しておく必要がある。

(2) サブシナリオの適用から特別警報の発表判断までの過程

第 1.4.1 図に、24 日 0 時から 4 時にかけての 50 年に一度の値に達した 5km 格子とレーダーエコー図を示す。

山陰沖のエコーは 23 日 22 時頃から線状化が始まり、24 日 0 時には、3 時間降水量と土壌雨量指数の 50 年に一度の値に達した 5km 格子(以下、「50 年に 1 度格子」)が島根県西部に出現した。この時点で全国中枢(気象庁予報部)～地方予報中枢(広島地方気象台)間、及び地方予報中枢(広島地方気象台)～府県官署(松江地方気象台)間では、特別警報を発表することになった場合の対応(発表手順、発表後の短文形式の気象情報の内容等)について再度確認する。

24 日 3 時には、土壌雨量指数の 50 年に一度格子が 11 格子、3 時間降水量の 50 年に一度格子が 7 格子に増加した。すでに 1.3 項に示しているように、府県官署(松江地方気象台)は、23 日 23 時頃には、1 時間最大降水量 80mm のサブシナリオを適用して、大雨警報を発表している。全国中枢(気象庁予報部)と地方中枢(広島地方気象台)は、降水エコーは環境場の風の上流方向に新しいセルが次々と出現して線状構造を形成していることから、バックビルディング形成型の線状降水帯となっていること、灯台風やウィンドプロファイラ、数値予報資料などから、線状降水帯付近の下層暖湿気の流入や収束がしばらく維持され線状降水帯はほぼ同じ位置に停滞して持続すると考えられることなどから、線状降水帯がかかる地域では今後しばらく猛烈な雨が続く可能性が大きいと判断する。これにより、3 時の 50 年に 1 度格子を確認後、その後の降水予想も加味して特別警報の発表を判断することになる。

全国中枢は特別警報の指標と現在の大雨の継続性を見定めて、地方中枢と協議し、府県官署は地方中枢と調整した時刻に大雨特別警報を発表する。そのあと速やかに、全国中枢、地方中枢、府県官署は、短文形式

の補完的気象情報「記録的な大雨に関する気象情報」をほぼ同時に発表する。

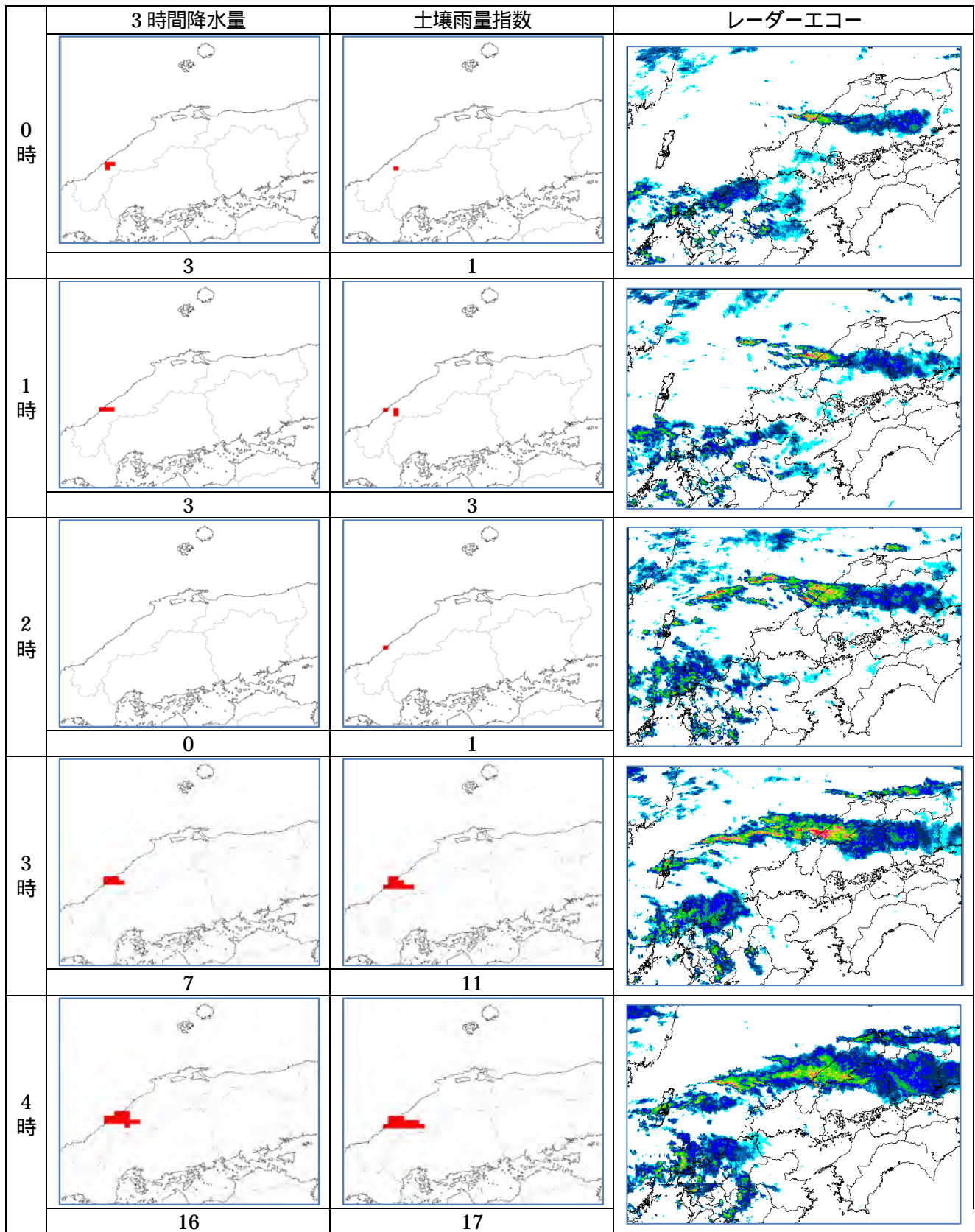
これら一連の予報作業において全国中枢、地方中枢、府県官署の調整を円滑に行うために、全国中枢は地方中枢に、地方中枢は府県官署に対して、実況（主に降水システム）に対する大気構造の解釈とその後の現象に対する予想シナリオ等について適切な支援を行い、それぞれの官署間で見解を一致させておくことが重要である。現象のピークや転換期に対する予想の認識を一致させ、予報作業サイクルにおけるサブシナリオの適用、判断と行動が円滑にすすむようそれぞれの官署は、緊密に連絡と調整を行うこととなる。

(3)気象の解説、情報による支援

府県官署は大雨特別警報の発表後も、特別警報のエリア拡大などの対応を迅速に行えるよう、予想シナリオを適宜修正し、防災気象情報を適切に発表する。また、府県官署はホットラインなどによる気象解説を通じて地方自治体の防災活動の支援を行うとともに、避難勧告や災害発生状況の情報収集を行う。

第 1.4.3 表 8 月 23 ~ 24 日の予報作業

日時	大雨対応	雨の実況	気象シナリオと予報作業	特別警報の発表に係る作業
8/23	17 時予報発表前	準備	<p>想定する強雨イメージと予想シナリオの全体共有 西日本日本海側で大雨となりやすい典型的な気圧配置。23 日夜遅くから 24 日朝にかけて 1 時間に 40(mm/h) (メインシナリオ) の激しい雨が降る予想だが、線状降水帯が発生するなどして活発な積乱雲が集中して流れ込む状況になれば、未明から明け方にかけて局地的に 1 時間に 80(mm/h) の猛烈な雨 (サブシナリオ) が続くおそれがある。</p> <p>ポイント サブシナリオの可能性も念頭に、警報作業を行う。</p>	<p>防災機関への注意喚起、気象情報発表の必要性を 検討 過去知見や予測資料から、西日本の日本海側で広く線状降水帯が発生する可能性があったが、モデル間、イニシャル間の差が大きく、大雨に対する警戒を呼びかけることは難しい。 大雨の可能性については、気象情報で注意喚起することと合わせて、各防災機関に個別に連絡を行う。また、予報官コメントには、「状況によっては大雨警報を発表する」ことについて言及する。</p>
	17 時予報発表後から夜のはじめ頃	警報発表	<p>量的見積りの修正 気圧場はおおむねシナリオのとおりだが、海上のエコー強度は予想よりも強い。 1 時間最大降水量の見積りを 40(mm/h) から 50(mm/h) に修正し、大雨警報を発表</p> <p>サブシナリオの変更 量的見積りの修正に伴い、サブシナリオを再検討。解析雨量の実況から 60 ~ 80(mm/h) を準備。</p> <p>ポイント 予想よりも実況が強まっていることの要因を分析、最新の予想にもとづいて、量的見積りを適宜修正し、警報の切替を行う。</p>	<p>特別警報発表の可能性を検討、検討内容の共有</p> <p>特別警報の発表の可能性を検討。 この時点で地域とタイミングを特定することは困難。特別警報の発表の可能性には言及せずに、メインシナリオに沿った注意喚起を気象情報に表記。 地方中枢は、TV 会議、D-Board で管内官署に情報共有</p>
	夜遅くから未明	特別警報発表判断	<p>線状降水帯が鳥根県西部で停滞。下層暖湿気の収束が強まり、解析雨量は 80(mm/h) を超える。</p> <p>サブシナリオ適用、特別警報の発表を検討 3 時間降水量及び土壌雨量指数において、50 年に一度の値以上となった 5km 格子が増加。未明から明け方にかけて、大雨特別警報の指標を満たす可能性が大きくなっており、その後も線状降水帯がしばらく維持される可能性がある。</p> <p>ポイント 線状降水帯が停滞・維持された場合には、予想雨量をはるかに超える大雨の可能性が大きくなる。特別警報の発表に備え、作業手順の再確認を行い、気象情報の準備を進める。</p>	<p>特別警報の発表準備 特別警報の対象となる府県予報区や発表タイミング、特別警報発表直後の補完的情報 (短文形式) 「記録的な大雨に関する気象情報」の内容 (過去事例の使用、用いる地域名) について、関係する官署間で調整を進める。</p>
8/24	明け方	特別警報発表 気象解説 支援	<p>特別警報の発表 猛烈な雨のピークに差し掛かっており、トラフが通過する明け方にかけて、1 時間に 50(mm/h) から 60(mm/h) の警報級の雨が断続的に降る見込み。 3 時間降水量及び土壌雨量指数において、50 年に一度の値以上となった 5km 格子は、大雨特別警報の指標をほぼ満たす状況となっており、山陰沖の線状降水帯も維持されている。</p> <p>ポイント 雨量の実況が増加していること、引き続き非常に激しい雨の降る可能性が大きいことから、大雨の特別警報の発表を決断する。</p>	<p>特別警報、気象情報の発表 情報の内容、発表のタイミングを最終確認。 大雨の特別警報を発表。 続けて、補完的情報 (短文形式) 「記録的な大雨に関する気象情報」を発表。</p> <p>気象情報の発表、気象解説・支援 気象情報 (文章形式) を発表し、特別警報の対応状況を記述。 特別警報を切替え発表。 ホットラインによる気象解説・支援。 災害発生状況、避難勧告・指示等の確認。 現況を共有、解除タイミングの検討。</p>



第 1.4.1 図 50 年に一度の値に達した 5Km 格子とレーダーエコー図 (2013 年 8 月 24 日 0~4 時)
 各時刻の格子図 (1 列目: 3 時間降水量、2 列目: 土壌雨量指数) の下に、50 年に 1 度の値に達した 5Km 格子の数を示す。

1.5 終わりに*

近年、数値予報の精度は向上してはいるが、局地性の強い顕著な現象の予測については、精度が不十分である場合が少なくない。顕著な現象が発生する局面においては、予報担当者の大雨などの顕著現象に関する理解、観測・予測資料の適切な活用、解析技術、地域防災に関する知識及びこれらの知識・技術に基づく判断力が地域防災に貢献できる適切な予報作業につながる。顕著現象に遭遇した場合の事後検証の実施は当然であるが、1.2～1.3項で示した過去の知見や予報作業の実例を参考に、担当地域外の顕著現象や過去の事例に対しても検討を行うなど、工夫して自己の技術力向上に努める義務がある。また、1.4項で示した特別警報に関する予報作業においては、発表作業だけではなく、その前後の作業内容も十分理解し、スムーズに作業が進められるよう事前に理解・準備しておくことが求められる。予報担当者には、研修テキストなどの資料入手時や研修の機会のみならず、官署での調査や勉強会、さらに日々の予報作業の中においても、自身の能力向上に取り組んでほしい。

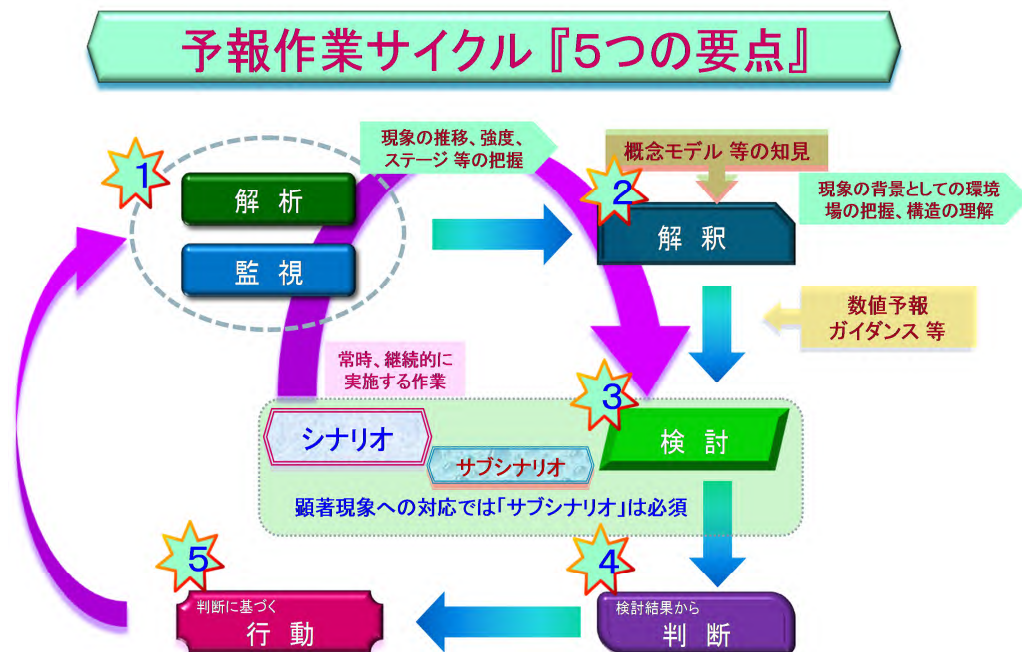
*木下 仁（気象庁予報部予報課）

第2章 現業作業における総観場の把握と 局地気象解析について

2.1 はじめに*

予報現業において、大気現象を理解する上で様々な観測データを用いた解析作業は重要であり、この解析の結果と考察が適切な予報につながる。昨年度の予報技術研修テキスト第1章で示した「予報作業サイクル」の中でも「監視・解析」から「検討」に至る過程での解析の重要性について記されているところである(村中,2014)。解析の対象は大きく分けると、総観スケールの現象とメソスケールの現象である。本章では、第2.2節で総観スケールの現象(200~2000kmのメソスケールの現象を含む)を対象とした監視・解析(以下、「総観場の把握」と呼ぶ)について説明し、第2.3節で天気予報や防災に関わる顕著現象に直接関係し、数値予報の予想が必ずしも十分でないメソスケール以下(200km以下のスケール)の現象を対象とした解析(以下、「局地気象解析」)について解説を行う。

予報作業における総観場の把握と局地気象解析の具体例については、毎年予報技術研修テキスト(平成20年度までは「量的予報研修テキスト」、以下、あわせて「研修テキスト」と呼ぶ。)の大雨などの予報作業例の中で示されてきた。この総観場の把握や局地気象解析を行う目的や作業内容、留意点、着目点の解説については、平成12年度以前の研修テキストで何度か記述されており、現在においても基本的に変わるものではない。しかし、掲載からすでに10年以上経過していることから、この研修テキストで、以前の研修テキストの内容に新たな知見も加えて解説する。さらに、局地気象解析では、関東地方におけるいくつかの具体的な解析例と解析上の着目点を示す。同地方以外の予報担当官署においても十分に参考となる。これらの解説により、各地の気象台の予報担当者が行う解析がより適切に行われ、現象に対する理解力や判断力の向上と、予報や警報などの精度の向上につながることを期待する。



第2.1.1図 予報作業サイクル『5つの要点』

*黒良 龍太、牧野 眞一 (気象庁予報部予報課)

2.1.1 予報作業サイクルにおける総観場の把握と局地気象解析について

昨年度の研修テキスト「これからの予報官に求められるもの」(村中,2014)では予報作業サイクルの5つの要点が示され、この中で、予報作業はまず「解析と実況監視」からスタートすること、シナリオ検討中も常に解析・監視を継続し、解釈・検討によりシナリオの修正を行うことの重要性が強調された(第2.1.1図)。「解析・監視」の手順の概要は以下の通り。

- (1)背景となる場の確認・・・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必要となる総観スケールの現象に関わる状況の確認。
- (2)注目すべき現象の抽出・・・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。
- (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気象要素などを抽出。
- (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〕」変化を支配している要因をチェックし、実況の時点までの推移を確認。

総観場の把握と局地気象解析はまさに(1)から(4)の「解析」「監視」に該当し、その後の「解釈(解析結果から、現在何が起き、起ころうとしているかを正確に読み取る)」、「検討(解析結果を過去の知見や数値予報と比較し予報に生かす)」の作業に進む上で重要なものである。特に、大雨の警報・注意報の「検討」作業の中で、数値予報結果やガイダンスの修正は、各官署に整理されている知見を含めて、実況監視に基づく判断による以外はない。解析作業を通じて行われる実況監視の果たす役割は極めて大きい(村中,2004)。

2.2 現業作業における総観場の把握*

2.2.1 解析の目的と各級官署の役割

前項でも示したとおり、予報作業を行う前提として、その背景となる総観スケールの現象を理解することは極めて重要であり、この作業の主たる目的は、総観スケールの現象の構造の特徴を把握し、場の変化の概略を理解することにある(入田・永沢,1996)。

気象官署予報業務取扱便覧「予報現業作業の手順」(平成16.11.30気予第106号)では、全国予報中枢は主に総観スケール、地方予報中枢官署は主にメソスケールの現象を対象に実況監視することと記述されており、役割分担が決められている。しかし、地方予報中枢官署や府県予報区担当官署で総観スケールの現象を監視・解析する必要がない訳ではない。同手順の「3 府県官署における予報現業作業手順」には、「地方中枢から提示された予測シナリオに基づき、明日までの大規模場の推移予想を概観する。これを念頭に担当予報区での天気変化の概略を理解し、担当予報区域内のシナリオを想定する。」とあり、シナリオやサブシナリオにある現象は、スケールの大小に関わらず、監視予測対象となる。総観スケールの現象はメソスケールの現象の環境場を支配するため、総観場の状況を把握し、今後の変化の見通しを想定しておくことは、府県予報区の予報を行う上で必須の作業である。すなわち、局地気象解析を適切に行うには、その解析範囲を含むある程度広い範囲の環境場を把握する必要があるため、総観場の把握は実況監視における最も基本となる作業である。

以上のことを踏まえると、総観場の把握に関わる各級官署の役割は次の通りである。

全国予報中枢官署が総観場の把握を行い、大気構造を理解し、これらから得た知見や着目点などを中央気象指示報などで示す。

*黒良 龍太、村 規子(気象庁予報部予報課)

地方予報中枢官署の作業は局地気象解析が主となるが、総観スケールの現象においても、中央気象指示報で示された着目点などに沿って、担当予報区内へ直接または間接的に影響を与える現象の監視・解析を行い、その予測シナリオも付加して地方気象指示報などで府県予報区担当者に解説・指示する。

府県予報区担当官署は、地方気象指示報で示されている、府県予報区に影響を与えるおそれのある総観スケールとメソスケールの現象について監視・解析を行う。そして、これらじょう乱などの通過するタイミングや現象の強化・衰弱傾向を把握しつつ、府県予報区内特有の傾向や現象も考慮し、さらにこれまでの知見も利用して、想定しているシナリオを必要に応じて修正し、適切な量的予報作業を行う。具体的な総観場の把握作業については、中央気象指示報や地方気象指示報を基本に、本庁から提供される天気図や各種の客観解析図、また現業用システムなどの実況描画機能を利用して行う。また、数値予報資料の一つである客観解析資料や各モデルの初期値を利用し、観測資料と比較・検討することで、時間や場所のずれも含めて、より適切な総観場の把握やメソスケール現象の解析を行うことが可能となる。

予報現業において、総観場の把握に多くの時間を割くことはできない。解析技術が未熟であれば実況の場の把握ができないだけでなく、数値予報資料から想定される現象を適切に読み取り天気を予報することは困難である。日々の予報現業において実況解析を行い、解析結果から得られた現象と実況の天気（雲域や降水分布など）を関連付けて理解することで、数値予報資料を適切に利用して予想を行うことができるようになる。また、数値予報資料からより多くの適切な情報を入手する能力の向上が期待できる。第2.2.3項に示す総観場の着目点を実況（観測・解析）資料、予想資料から抽出し、それらが相互に影響を及ぼす場合はそれも考慮して、実況を把握・理解し、現象の推移を予測することで、顕著現象の発生ポテンシャルを推定し、天気翻訳や顕著現象を発現させる環境場の形成を把握するための着目点を得ることができる。予報担当者の予想技術の自己研鑽としても、現業作業における総観場の解析作業は、おろそかにしてはならない。

2.2.2 総観場の把握の留意点

総観スケールの現象を把握するのは簡単ではない。実際の大気は、総観スケールからメソスケール、それ以下のスケールの様々な現象を内包しているため、観測資料も主に総観スケールの現象の影響だけで説明できる地点の観測データもあれば、メソスケール以下の現象の影響を強く受けた観測データもある。したがって、解析対象のスケールを考慮し、観測データを取捨選択することは解析の重要な一部分である(二宮,2013)。全国予報中枢で作成している地上天気図上のじょう乱や前線は総観スケールの現象を対象としているため、局地的な地形の影響を強く受けている観測データは反映せず解析することもある。このように、総観場の把握では地形の影響やメソスケール以下の現象の影響を受けた観測データに必ずしも左右されないことが重要である。総観スケールの解析結果に対して不連続・不整合がみられる観測データは、より小さいスケールの現象の影響を受けた可能性が高く、局地気象解析を行う時には、これらのデータに特に注目して解析する必要がある。

以上の解析作業を通じて、総観スケールの現象とメソスケールの現象を適切に分離し、これを元に持続性や発達・衰弱過程を検討する。スケールを考慮した現象の分離や大気構造の理解が不適切であれば、誤ったシナリオ作成につながる。

2.2.3 総観場の把握の手法と着目点

総観スケールの現象を把握する手法については、平成10年度量的予報研修テキストの第1章「総観規模現象の構造と特徴」(村中,1998)に、低気圧・前線・高気圧のそれぞれに分けて解説されており、現在でも基本的には大きく変わっていない。これに加える内容としては、圏界面付近の現象を表現する高渦位域や力学

的圏界面高度を利用した総観場の把握(加藤・廣川,2012 ;黒良ほか,2014)があるので、これらの資料も確認してほしい。本研修テキストでは、前線やコンベヤーベルトに関する実況監視・解析については次節で解説する。

以下に、総観場における把握すべき事項とその基本的な着目点を示す。なお、メソスケールの現象も対象となる把握すべき事項も含む。

主要な気圧系について

総観スケールの高・低気圧、上層トラフ・リッジの動向(サーマルトラフ・リッジとの対応)、偏西風波動の振幅、上層寒冷低気圧(UCL)、メソスケールのじょう乱。

ジェット気流、圏界面付近の渦位分布について

300hPa面のジェット気流の位置や加速・減速域、発散領域、非地衡風成分の状況。力学的圏界面の高度、強風軸(偏西風波動に対応)とその振幅。成層圏下部の高渦位域。

前線帯、傾圧帯について

500hPa面での渦度ゼロ線の位置や合流・分流の状況。上空寒冷前線。700hPa面でのT-Tdの分布(梅雨前線帯の湿舌に対応)、850hPa以下の等温度線や等相当温位線の集中帯の位置と動向(シアライン、収束線、合流場との関連)、地上天気図の前線とその動向。沈降場(補償下降流など)や温暖前線に伴う逆転層。

下部大気境界層付近の状況について

500m高度の風や相当温位、水蒸気フラックス量。海面水温。

大気の安定度について

SSIとKindexのおおまかな水平分布。

特定等値線の動向について

夏季の亜熱帯高気圧の動向を示す500hPaの5880m等高度線、冬季の寒気の動向を示す500hPaの5400m等高度線。雨雪判別に活用する気温0の高度。

水蒸気場とコンベヤーベルトについて

500hPa、700hPa、850hPa面のT-Tdの分布と変化。暖かいコンベヤーベルト(WCB)、冷たいコンベヤーベルト(CCB)、乾燥貫入。

衛星画像

水蒸気画像の暗域・暗化域などの動向。赤外画像におけるCbの発達やジェットストリークなどの動向。(可視画像における局地的な収束域などの動向。)

現象の把握、予測対象である大規模な雲域や降水域は、上に示した総観場の着目点との対応を考察することで、その成因や状況を把握することができる。また、どのような現象の時にどのような実況資料を利用し、何に着目するかを整理しておく、繁忙時にも適切な実況監視が可能となる。この整理に参考となる、総観スケールの現象における着目点の把握に利用する実況資料、客観資料と技術的な補足に関して第2.2.1表に示す。

第2.2.1表 総観スケールの現象の着目点に利用する主な資料と把握すべき内容など

一部はメソスケールの現象についても記載

種類	着目点	把握すべき内容・用途	関係する気象現象	
高層天気図 (客観解析図)	500hPa 300hPa	高度場	トラフ・リッジ、強風軸の位置、合流・分流	
		温度場	寒気軸・暖気軸の位置、寒気の絶対値	大雪、大雨、雷
		渦度場	渦度移流、高・低気圧の発達・衰弱 ゼロ線(正渦度・負渦度の境界)の位置、 強風軸の位置、前線帯の動向、合流・分流	
	700hPa 850hPa	風系、流線	収束・発散、(小)じょう乱の検出	
		温度場、湿数	前線の位置・強度の把握、梅雨前線帯の把握 寒・暖気移流、気団、低気圧の発達、 しぐれ、海霧 温度変化、雨雪判別	濃霧 大雪、着雪
850hPa	相当温位場	温帯低気圧、温暖前線、寒冷前線、停滞前線の解析	大雨、雷	
高層実況 (エマグラム)	安定層(逆転層)		前線の位置	大雨
			沈降性の逆転層	強風、濃霧
	各種安定度指数 (CAPE、CIN、SSI、 Kindexなど)		大気不安定度の把握	雷、大雨、竜巻
	可降水量	降水量の見積もり	大雨	
	風の鉛直プロファイル	前線通過後の風速、最大(瞬間)風速の見積もり、 移流の強さ、暖気移流・寒気移流の把握	強風	
地上天気図	気圧配置	じょう乱の種類、位置、強度、移動、前線の動向		
	気圧傾度	強風域の把握		
SYNOP、SHIP	天気、風、気圧、 気圧変化、気温、 露点、雲、視程	じょう乱に伴う天気・風の分布、 地形に起因する天気・風の分布、 メソじょう乱・収束線・シアライン・局地前線の検出		
METAR、SPECI	天気、風、雲、視程	SYNOPよりも時間的・空間的に高密度な 目視データによる実況把握		
衛星雲画像 (雲量格子点情報)	雲の種類	上層雲、中層雲、下層雲、対流雲、霧域	濃霧	
	雲パターン	線状、帯状、渦状、対流雲列、 テーパリングクラウド、上層渦	大雨、大雪	
	輝度温度	対流雲の発達	大雨、大雪	
	暗域(水蒸気画像)	トラフ・強風軸・上空の寒冷前線の位置、 上中層の乾燥域	大雨、大雪	
アメダス、 部外地上気象観測	降水量	降水域の移動と強度(面的・時系列的把握)	大雨、大雪	
	風	局地風系、シアライン、収束線、局地前線の検出	強風、大雨、大雪	
	気温	気温分布、気温変化、局地前線の検出	大雨、大雪、高温	
	日照	雲域の広がり、雲量の推定		
	積雪深	強い降雪域の把握	大雪、大雪	
ウィンドプロファイラー	風	移流の強さ、鉛直シア、前線面・トラフの位置、境界層 高度	大雨、大雪	
	ヘリシティ(SReH)	鉛直シア	竜巻、大雨、大雪	
	反射強度	気温0度層の高度	大雪	
	降水粒子の落下速度	雨雪判別		
	SN比	乾燥した空気の流入		
レーダー	エコーの分布	降水域の移動、拡大・縮小	大雨、雷、大雪	
	エコーの強度	降水域の発達・衰弱	大雨、雷、大雪	
	エコーの形状	線状、帯状、渦状、フックエコー、合流、収束、 降水系の組織化、ライフステージの判定、 じょう乱の中心位置の推定	大雨、雷、大雪	
	エコーの立体構造	降水セルの発達・衰弱	大雨、雷、大雪	
	ドップラー速度	上空の風の収束・発散		
	メソサイクロン	竜巻発生の可能性	竜巻	
雷実況(LIDEN)	雷	雷雨域の移動、拡大・縮小	雷	
GPS可降水量	可降水量	降水量の見積もり、梅雨前線帯(湿舌)の位置	大雨	
毎時大気解析	地上風、上空の風	局地風系、シアライン、収束線、 局地前線の検出	強風、大雨、大雪	
	気温	気温分布、気温変化、局地前線の検出	大雨、大雪	
解析雨量	解析雨量の分布、極値	降水のピーク値の把握	大雨、雷、大雪	

2.2.4 前線やコンベヤーベルトに関する実況監視・解析について

総観場の前線は、広い範囲の天気現象に大きな影響を与えるため、地上天気図上で解析され、一般に提供、活用されている。地上天気図から前線の位置や動向（前時刻との比較）、種類（温暖・寒冷・停滞・閉塞）がわかる。これ以外にも前線の状況や特徴について、高層天気図などを用いて、上・中層のトラフや強風軸・前線帯との関連、frontogenesis（前線強化）か frontolysis（前線衰弱）か、さらに前線帯とコンベヤーベルト・乾燥貫入・上空寒冷前線との位置的な関連、これらに伴う天気分布をおさえておくことは、予報作業上重要である。

上述の前線やコンベヤーベルトなどについての定義と構造、また成因や発達・衰弱のメカニズムは専門の解説書を参考にしてほしい。特に、前線の構造に関する考え方の変遷とその応用について北畠(2005)のレビューが参考になる。温帯低気圧のコンベヤーベルトを含む概念モデルについては、北畠(1995)、北畠(1997)による解説が詳しい。

予報作業の中で行われている総観場の把握については、これまでの研修テキストなどで実例を使い具体的な解析の考え方が示されている。前線の解析は、解析者の総合的な判断を伴うため主観の入る余地がある。地方や府県の官署においても、引き継ぎの際に、客観資料も活用し、前線の特徴を伝えると共に、位置などの解析の際に重視した点も示すことで、一貫した解析やシナリオへの適切な反映が可能となる。

2.2.4.1 前線解析と Frontogenesis

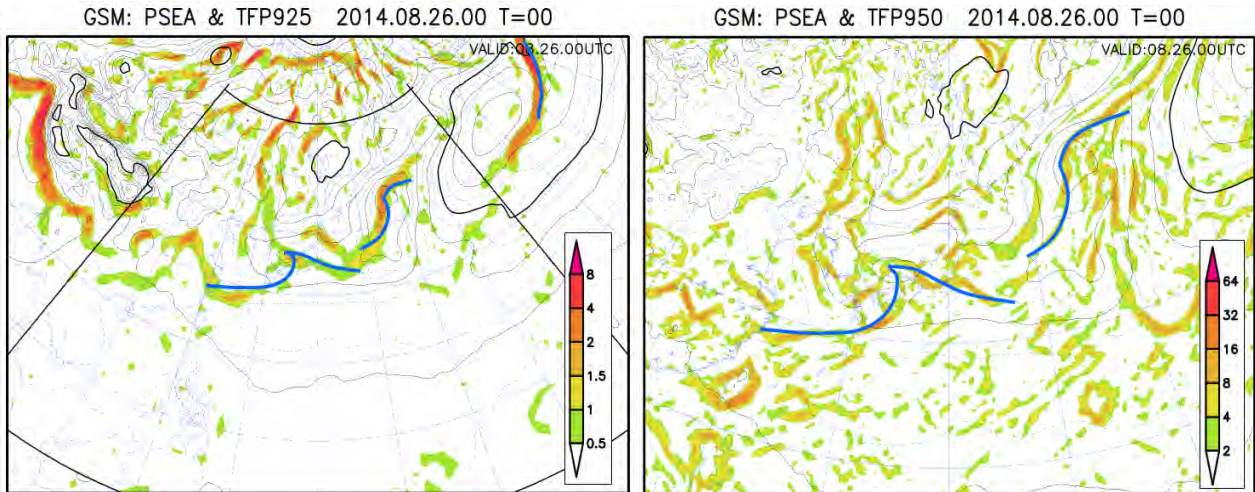
全国予報中枢で作成している地上天気図では、メソ から総観スケールの、12~24 時間以上のライフタイムを持つ現象を解析対象としている。前線を伴う低気圧のライフサイクルはノルウェー学派の低気圧・前線モデル(Bjerknes and Solberg,1921;1922)を基本としている。前線の位置は、密度（主に気温）が大きく変化する遷移帯の暖気側の縁に解析するのが基本である。西日本付近における梅雨前線などでは気温変化は小さく、水蒸気量の変化が大きい場合は、高相当温位域の北端付近を前線の目安として解析する場合がある。

留意する点としては、北畠(2005)が指摘しているとおり、前線は降水域・雲域・収束線・低気圧性シアーと混同されがちなことである。前線の定義を要約すると、前線は性質の異なる二つの気団の境界とされ、定義としては、この境界は密度不連続ではなく、密度傾度不連続とする考え方が現在主流である。また、この幅をもつ不連続域は遷移帯と呼ばれ、この暖気側を前線とするのが一般的である。前線の定義について、詳しくは前述の北畠(2005)を参照されたい。この前線の定義に沿って、これらとの違いを明確にして解析することが、天気現象を理解・予測する上で重要である。前線の形成・強化に伴う上昇流の励起などが天気現象を左右すると同時に、メソスケールの現象の環境場を把握する上でも前線の位置や動向は重要である。

(1) 前線の客観解析

全国予報中枢では、実際の解析作業において、Thermal front parameter(TFP)も参考になっている。これは、前線の客観解析にも利用されており、Renard and Clarke(1965)が提案し、次の式(2.2.1)で定義される。なお、 θ は気温などの熱力学変数である。

$$TFP = -\nabla|\nabla\theta| \cdot \frac{\nabla\theta}{|\nabla\theta|} \quad (2.2.1)$$



第2.2.1図 2014年8月26日09時の を相当温位としたときのTFPの分布(着色域)

左図は925hPa面、右図は950hPa面。黒線(太線、細線、破線とも)は地上天気図(客観解析)における等圧線(実線は4hPa毎)、青太線は実際に解析された地上天気図における前線の位置を示す。

全国予報中枢では、気象庁全球モデル(GSM)の925hPa(アジア域)及び950hPa(極東域)の相当温位を利用したTFPの分布図を6時間毎に作成している。参考例を第2.2.1図に示す。これらの図のように、TFPの極大域は多様で複雑な分布となっており、ある閾値を設けて前線を解析することは困難である。アジア太平洋天気図を作成する際、様々な観測資料・低気圧モデルやその持続性、前線の立体構造やfrontogenesisの場を考慮するとともに、TFPも参考利用して前線の位置を決定している。第2.2.3項で示した着目点のうち、前線の構造に関するものに「500hPa面の渦度ゼロ線(強風軸)の位置」と「850hPaの等温度線や等相当温位線の集中帯」などがある。通常の前線面は上空ほど寒気側(正確には静的安定度が高い方)に傾くため、前線に対応するこれら2つの着目点は地上前線の位置より寒気側にずれる。また、特に内陸においては地形の影響により、局地気象解析で得られた前線の位置が天気図のそれとずれる場合がある。950hPaの相当温位を利用したTFPでは、ある程度規模の大きい地形の効果が反映されており、局地気象解析の前線解析にも参考となるだろう。

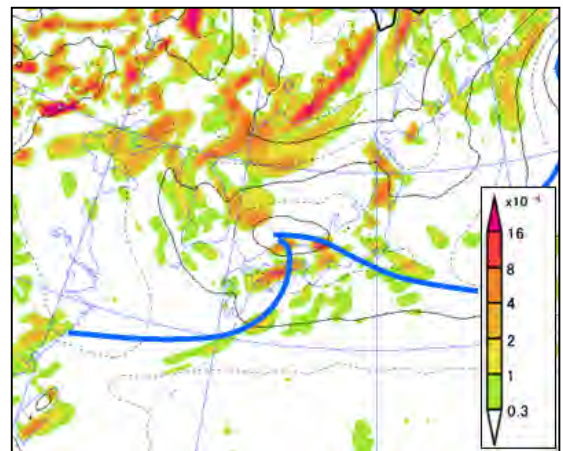
(2) 運動学的な Frontogenesis について

・前線形成関数の定義

前線の強度は等圧面の温位や温度傾度に比例すると考えられ、前線形成関数Fは等圧面温位傾度の時間変化で定義されている。

$$F \equiv \frac{d}{dt} |\nabla_p \theta| = F_c + F_s + F_t + F_d \quad (2.2.2)$$

F_c , F_s , F_t , F_d はそれぞれ合流項、シア項、立ち上がり項、非断熱項からなる(展開した数式については付録1を参照)(Carlson, 1991)。水平面の変形に関わる項が合流項とシア項、鉛直循環を伴う項が立ち上がり項、非断熱加熱による項が非断熱項である。地上付近の前線形成関数においては、総観スケールの



第2.2.2図 2014年8月26日09時の925hPa面の F_H の分布(着色域)

図中の線は第2.2.1図と同じ。

現象における鉛直速度は上空に比べて弱いため、水平面の変形に関わる項（合流項とシアー項）が他の項に比べて大きいと考えられる。上空では、鉛直速度が大きくなり、非断熱加熱の影響もあるので、立ち上がり項や非断熱加熱項も重要となる場合がある。

・前線形成と変形拡大軸の関係

Petterssen(1936)は、前線形成関数 F の式(2.2.2)の水平変形に関わる部分のみを前線形成関数 F_H と定義し、次式のように、収束と変形の項に変形した。なお、この F_H を用いて表される前線形成は Petterssen frontogenesis と呼ばれることがある(Schultz,2013)。

$$F_H = F_C + F_S = \frac{1}{2} |\nabla_p \theta| (E \cos 2\beta + Conv) \quad (2.2.3)$$

ここで、Conv は水平収束、 E は変形の大きさ、 β は水平面において等温位線と変形拡大軸とのなす角度である（各項の数式は付録1を参照）。右辺第1項のみを考えると、 E は常に0か正のため、 β が45度以内であれば F_H は正となり前線は強化される。この分布の例を第2.2.2図に示す。これは第2.2.1図のTFPの分布と同時刻のものである。ほぼ F_H が大きい領域に沿って本州付近に前線が解析されており、運動学的に frontogenesis の場となっていると考えられる。

(3) frontogenesis の判断と天気への影響について

前線が形成・強化(frontogenesis)されているかどうかを定性的に判断するには、前線帯での温度傾度の強まり、暖気側（寒気側）での暖気（寒気）移流の強まり、前線付近の風の場合、前線形成関数 F_H の分布を参考にする。Frontogenesis の場合は、前線付近で水平温度傾度が強まり、これに伴い下層付近では熱的直接循環が励起される。つまり暖気側では上昇流の励起が起こり、ある程度の厚みを持つ気層が前線面に沿って斜めに持ち上げられる。この気層の成層状態が対流不安定成層であれば、持ち上げられることで湿潤絶対不安定成層となり、大雨につながる可能性がある(北畠ほか,2002)。したがって、対流不安定成層の際は前線の暖気側でないか、その前線が強化される状況かを把握、監視することが重要となる。また、前線の寒気側では、通常前線面に伴う静的安定な層が見られ、多くは逆転層として観測される。前線付近の成層状態を把握することはこのような不安定に伴う天気現象や前線の構造を理解する上でも大切である。

前線の暖気側で暖気移流が顕著で水平温度傾度が強まる場合は、温度風バランスにより上空では時計回りに風が強まることで、鉛直シアーも大きくなる。これは、線状降水帯の発生条件の目安の一つである SREH が大きくなりやすい場が形成されたことを意味し(第6章参照)、メソスケールの顕著現象の環境場を考察する際にも、前線の位置や frontogenesis の状況を確認することが重要性である。

ここで、前線に伴う「上昇流励起」という意味について、注意しておく。実際に、この「上昇流励起」とメソスケール現象に伴う「上昇流発生」とは別であり、水平および強度のスケールが異なる。「上昇流励起」ではメソ～総観スケールを持ち、上昇流の大きさは強くて数十 cm/s である。一方、積乱雲中の上昇流は数 m/s 以上の強さを持ち、水平スケールは数 km であり、組織化した積乱雲群でみても、上昇流の平均は 1m/s 以上、水平スケールは数十 km 程度でしかない。ただ、この2つのスケールの異なる上昇流域には関係があり、「上昇流励起」された場所ではメソスケールの現象が発生しやすく、それに伴って上昇流が発生する

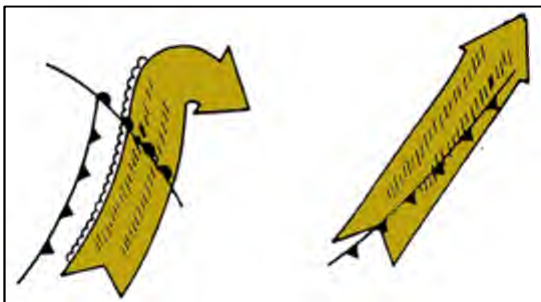
2.2.4.2 コンベヤーベルトモデルについて

Carlson(1980)は、低気圧に相対的な流れについて等温位面解析を行い、雲域や降水域に影響を与える3つの気流（暖かいコンベヤーベルト(WCB)・冷たいコンベヤーベルト(CCB)・乾燥貫入につながる乾燥した気

流)で構成するコンベヤーベルトモデルを提唱した。

(1) 暖かいコンベヤーベルトと冷たいコンベヤーベルト

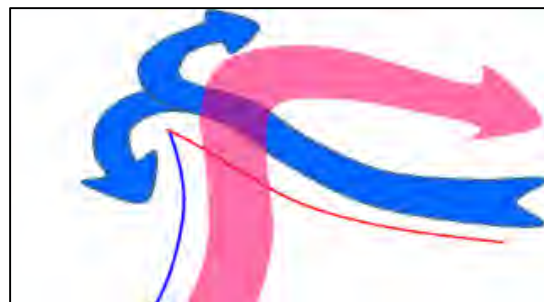
WCB は暖かく湿った比較的幅の狭い気流で、多量の熱と水蒸気を極方向及び上空に運んでいる。この流れは下部対流圏から始まり、温暖前線を横切って極方向へ上昇し、ジェット気流付近の高度で高気圧性の流れに反転する。WCB と寒冷前線との位置関係によって、顕著な上昇流域が寒冷前線付近(アナ型寒冷前線)か、寒冷前線の暖域側(カタ型寒冷前線)に存在するかで分類され、寒冷前線付近の強雨域の分布に大きな影響を与える(第2.2.3図)。ある幅を持った太平洋規模のスケールの流れで水蒸気を極方向に運ぶ効果を強調するために、atmospheric rivers と呼ばれるものも WCB である(Lackmann,2011)。アナ型寒冷前線とカタ型寒冷前線の判別は、地上の前線の移動速度と、暖域(例えば850hPa面)内の風速の前線に垂直な成分とを比較すればよく、前者が後者より大きいとアナ型寒冷前線、逆の場合はカタ型寒冷前線だと考えられる。またアナ型寒冷前線は合流のトラフ、カタ型寒冷前線は分流のトラフとなっていることが多いと言われている(北畠,1997)。



第2.2.3図 WCBとカタ型・アナ型寒冷前線

左がカタ型、右がアナ型寒冷前線の模式図。
矢印はWCBの流れを示す。(Lackmann, 2011)

(c)American Meteorological Society.



第2.2.4図 WCBとCCBの模式図

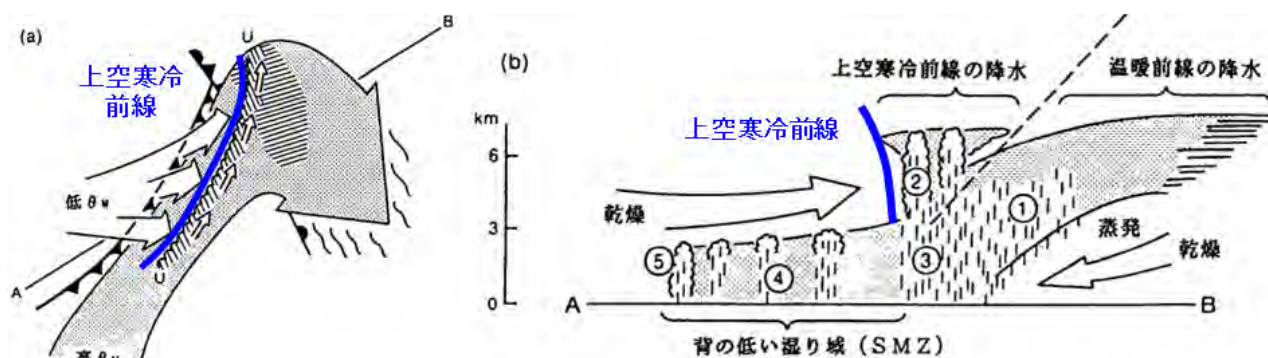
赤矢印がWCB、青矢印がCCBの流れ、赤と青の実線は
温暖前線と寒冷前線を示す。

WCB は水蒸気を多量に含んでおり、降水量の多寡や対流性降水の発現に大きく影響するため、予報作業として、この動向を常に把握し、総観規模じょう乱との対応について確認しておく必要がある。一方、CCBは、低気圧の北東側、高気圧の下降流場の下部対流圏を起源とし、一般に地上温暖前線の寒気側を低気圧中心方向(北半球では西進)の流れである。CCBの空気は、初め乾燥しているが、温暖前線面を滑昇するWCBの下を潜り込んでいるため、降水の蒸発で湿潤化する。地上摩擦による収束の影響や低気圧中心に接近するにつれて収束が強まることで上昇し、低気圧中心または閉塞点付近では中層付近にまで達する。CCBはその領域に達すると、さらに上昇しながら高気圧性の流れに変わり、ジェット気流付近の高度に達する流れと、低気圧性の流れを維持して、下降して下部対流圏に留まる流れに分かれる(第2.2.4図)。Schultz(2001)では、前者の流れは、WCBとCCBの遷移的な流れとして考えた方が適切ではないかと述べられている。前線の寒気側における大雨や大雪では、CCBの影響を受けている場合があると考えられる。これらの流れは、等温位面における等相当温位線の分布から比較的容易に把握できる。実況監視作業では、低気圧や前線との相対的な位置を確認しつつ、雲域や降水域との対応について考察することが重要となる。

(2) 乾燥貫入と上空寒冷前線

上部対流圏と下部成層圏を起源とする乾いた気流が上層トラフの西で下降し、低気圧の雲システム後面か

ら流入する現象は、乾燥貫入と呼ばれており、高渦位偏差を伴っている。衛星水蒸気画像における暗域との対応もよい。この乾燥域が地上寒冷前線を追い越し、上空寒冷前線(cold front aloft, CFA)を形成する場合がある。このように CFA は地上前線に先行するため、スプリットフロントと呼ばれ、CFA の前面で強雨域がバンド状に発現することがある(第 2.2.5 図)。地上寒冷前線付近の雲域は上空の乾燥空気の影響を受けて発達高度が抑えられ、降水も強くないが、CFA の前面では強雨域が形成され、明瞭なシアを伴うことがあり、地上の寒冷前線の解析に混乱を起こすこともある。



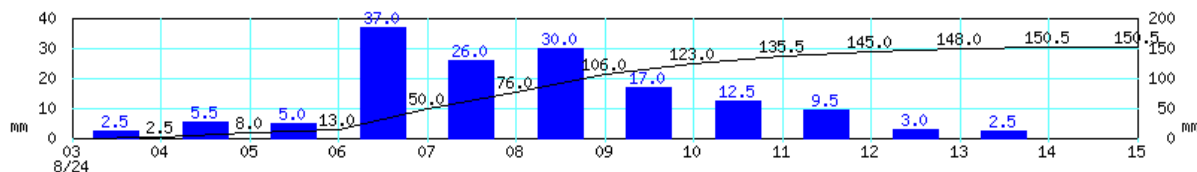
第 2.2.5 図 カタ型前線と上空寒冷前線を伴うスプリットフロント構造の模式図

(a) 平面図で、ハッチした矢印は WCB、白抜き矢印は上空の冷たい乾燥した流れ、青太線は上空寒冷前線を示す。(b) は(a) の AB に沿った鉛直断面図。(b) の図中の番号は、以下の降水型を意味する。温暖前線の降水。CFA に伴う対流性降水を生成するセル。暖気移流域内を落下する CFA からの降水。CFA と地上寒冷前線との間の背の低い湿り域。地上前線本体による背の低い降水。(北畠 (1995) に青太線で上空寒冷前線の位置を追加した)

(3) コンベヤーベルトモデルを考慮した解析例

WCB に伴う大雨は、これまでの研修テキストでも扱われ、指示報や気象情報でも「低気圧に向かって暖かく湿った空気が流入し、大雨のおそれ」などと表現されている現象のひとつである。乾燥貫入の事例も、実況からは水蒸気画像の暗域の進入、ウィンドプロファイラの SN 比や、予想資料における中・上層の乾燥域(700hPa 面の湿域の予想図や衛星水蒸気画像の予想図)などから判断でき、現業作業では日々の監視項目とされ、特に解析例を示す必要はないだろう。

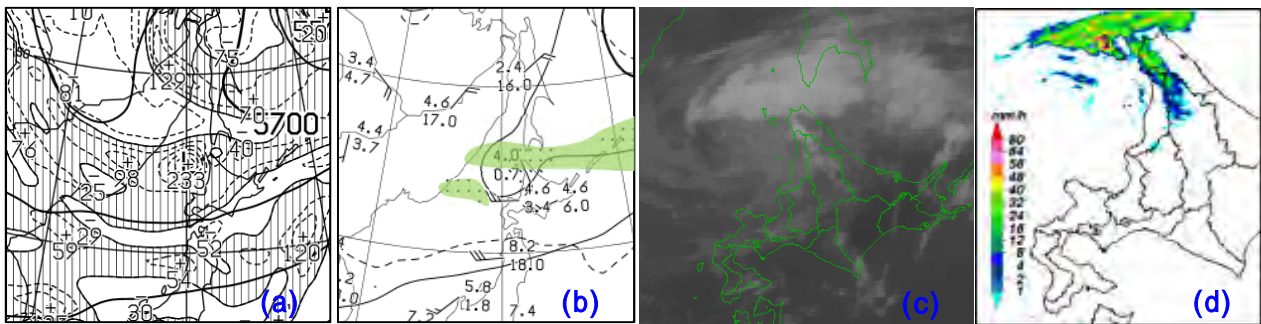
ここでは CCB に関連する大雨事例を取り上げる。この事例では 2014 年 8 月 24 日に北海道宗谷地方礼文島で激しい雨が降り、3 時間雨量が約 100mm の大雨(第 2.2.6 図)となって、土砂災害が発生した。この総観場の把握の例を示す。現業作業の中の限られた時間と資料で、いかに解析し、判断するか例である。地方官署(特に地方中枢官署)で行う局地気象解析の事前の作業として、以下に示すような総観場の解析を行ってほしい。



第 2.2.6 図 2014 年 8 月 24 日 03 時 ~ 15 時のアメダス礼文における降水量の時系列図

第 2.2.7 図 a の 500hPa 面客観解析図では低気圧中心が宗谷地方の西海上にみられ、第 2.2.8 図の左図における地上天気図の低気圧の位置とほぼ一致している。500hPa 面の強風軸（渦度ゼロ線）は北海道の太平洋側にあり、低気圧の南東側に位置し、南西から北東に向かう走向を持っている。また、700hPa 面の湿潤域（第 2.2.7 図 b）を見ると、低気圧の北側で湿り域が東西にのび、衛星の赤外画像（同図 c）でも背の高い雲域が低気圧の北側から東に広がっている。これらのことから、比較的幅の狭い湿り域が低気圧の東側から北側へのびていることがわかる。地上天気図で前線は解析されていないが、あえて前線を解析するとすれば、この時刻は閉塞した前線系と考えられる。

第 2.2.9 図の稚内のエマグラムでは、明瞭な前線性の安定層が 900～850hPa 面（気温 12～13℃）にみられる。暖気側の境界を前線とすることから、前線面は暖気が上昇していることを考えると遷移層の上端に当たり、稚内の前線面の高度は約 850hPa となる。第 2.2.8 図中図に 850hPa 面の流線、前線の解析を示した。前線は温度線 12℃ を目安に解析でき、低気圧中心付近から東北東へのびている。低気圧の南側に気温 15℃ 以下の寒気を伴う下層トラフが解析できるが、温度傾度も小さく、寒冷前線は不明瞭である。850hPa 相当温位（図略）の尾根が低気圧中心付近から 700hPa の湿潤域にほぼ沿って、東へのびているが、それほど明瞭ではなく、典型的な閉塞前線の構造とまではなっていない。



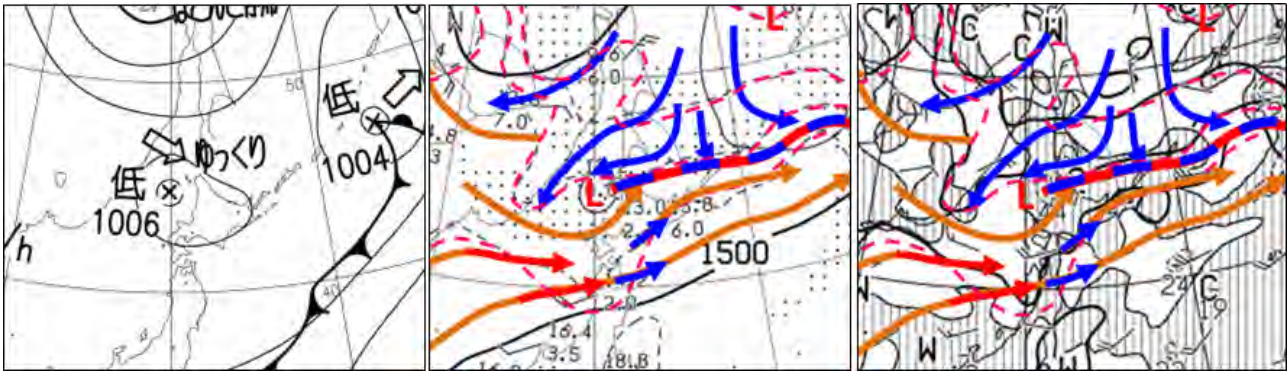
第 2.2.7 図 2014 年 8 月 24 日 09 時の 各種天気図と衛星画像など

(a)500hPa 面客観解析図、(b)700hPa 面高層天気図（緑ハッチは湿潤域を示す）

(c)気象衛星の赤外画像、(d)高解像度ナウキャストの解析図。

第 2.2.7 図 d の高解像度ナウキャスト解析の画像によると、低気圧の北から宗谷海峡を通して東にのびるバンド状の降水域があり、前線と走向が一致している。この前線北側の流線に着目すると、サハリンの東海上を南下する流れが、前線の北側に沿って西向きに変わり、宗谷海峡から低気圧の北側に達し、低気圧中心に近づくに従って 700hPa 面が上昇流域となってきた（第 2.2.8 図右図）。また、第 2.2.9 図の稚内のエマグラムを見ると、900hPa 面高度より下方の西向きの流れも湿っており、温暖前線面の寒気側を西進し、低気圧中心付近で上昇する CCB の一端をとらえていると考えられる。

850hPa 面の低気圧付近に流れ込むもう一つは、ウラジオストク付近から日本海北部の低気圧南側、北海道の日本海沿岸を通して、低気圧中心の東側に至っている流れである。この流れは、500hPa の強風軸より寒気側の流れであることから、暖域起源の流れでなく、WCB ではないのは明らかである。同時刻のメソ解析の 975hPa 面（第 2.2.10 図）でも相当温位約 330K の流れ（同図中のピンク色の矢印）が、850hPa の流れとほぼ一致している。975hPa 面の CCB と WCB、前線を、それぞれ青色と赤色の矢印、黒の破線（同図）で示した。これらの流れの相当温位の値については、CCB は約 321K、WCB は約 339K である。このように、この低気圧には WCB・CCB の他に、相当温位としては中間的なもう一つの気流が関与している。この相対的に暖かく湿った気流が低気圧の東側の前線に流れ込み、CCB の上に乗り上げて、宗谷地方で雨量が多くなった可能性が高い。

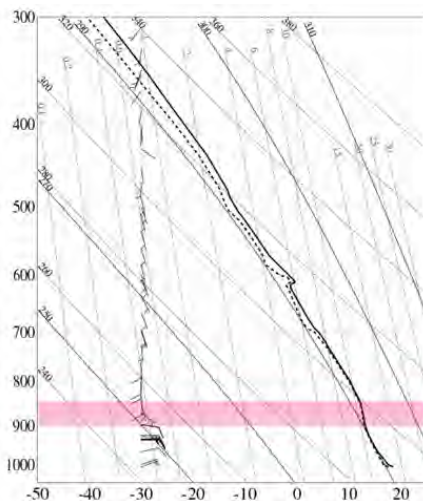


第 2.2.8 図 2014 年 8 月 24 日 09 時地上天気図(左)と 850hPa 面解析の高度と湿域の図(中)、
850hPa 面の温度と 700hPa 面の鉛直 P 速度の客観解析図(右)

中図と右図では流線(青矢印は明瞭な寒気移流の流れ、赤矢印は明瞭な暖気移流の流れ、オレンジ色矢印はこれら以外の流れ)と前線(赤と青の破線)を示す。

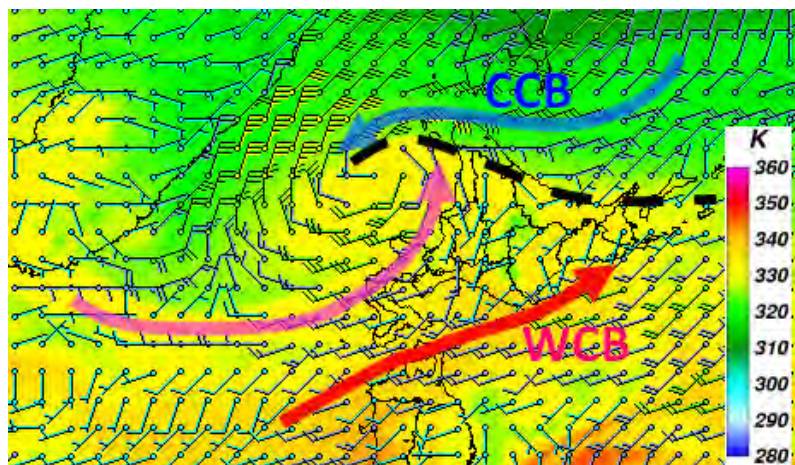
宗谷地方付近の前線は温暖前線のような構造となり、この気流が WCB の北側に流れ込んだために、寒冷前線は不明瞭化していると考えられる。数値予報モデルがこれらの気流を予想できていれば、予測段階でこれらの気流を総観場の着目点として認識できる。またその後の実況監視で、どの観測でこれらの着目点を捉えられるか考察することで、適切な監視につなげることが可能となる。

以上のように日々の解析作業の中では典型的なコンベヤーベルトモデル、ノルウェー学派の低気圧・前線モデルに当てはまらない事例が多い。しかし、現業作業では、調査・研究のように十分な時間をかけられない。ここで示したように限られた時間と資料の中で、典型的なコンベヤーベルトモデルなどの知見も活用しつつ、観測された事実や予想資料を基に気象学の知識と矛盾しない範囲で現象を解釈し、顕著現象につながる着目点を抽出することで、気象予測シナリオ(サブシナリオを含む)をより適切なものにすることができる。



第 2.2.9 図 2014 年 8 月 24 日 09 時の
稚内におけるエマグラム

赤ハッチは前線性安定層を示す。



第 2.2.10 図 2014 年 8 月 24 日 09 時の北海道付近における
975hPa 面の相当温位と風の分布

赤矢印は WCB、青矢印は CCB、ピンク矢印は沿海州付近から低気圧に流れ込む気流、黒破線は前線の位置を示す。

参考文献

- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1921: Meteorological conditions for the formation of rain. *Geophys. Publ.*, **2**, 1-60.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geophys. Publ.*, **3**, 3-18.
- Carlson, T. N. (1980): Airflow through mid-latitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1498-1509.
- Carlson, T. N. (1991): *Mid-latitude Weather Systems*. Routledge, 507pp.
- 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, 86-109.
- 北畠尚子, 金崎厚, 海老原智, 重岡博明, 緒方洋一, 出口一, 上清直隆, 牟田佳史, 鈴木和史, 1995: Browning: 温帯低気圧 - 温帯低気圧における雲と降水の構造. *測候時報*, **62**, 1-31.
- 北畠尚子, 1997: 「Browning: 温帯低気圧 - 温帯低気圧における雲と降水の構造」に関する質問に答える. *測候時報*, **64**, 29-44.
- 北畠尚子, 2002: 2000年9月11-12日の東海地方の豪雨に対する対流不安定と前線強化に伴う循環の役割. *気象研究所研究報告*, **53**, 91-108.
- 北畠尚子, 2005: 前線の考え方の過去と現在. *気象研究時報*, **57**, 27-57.
- 黒良龍太, 森浩俊, 加藤輝之, 2014: 予報作業における渦位の利用について. 平成25年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 49-61.
- Lackmann, Gary, 2011: *Midlatitude Synoptic Meteorology*. American Meteorological Society, 345 pp.
- 村中明, 1998: 総観規模現象の構造と特徴. 平成10年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-24.
- 村中明, 2004: 予報作業における実況監視と気象予測のシナリオ. 平成15年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 52-57.
- 村中明, 2014: これからの予報官に求められるもの. 平成25年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-9.
- 二宮洸三, 2013: 現象の観測と認識. *天気*, **60**, 67-70.
- 入田央, 永沢義嗣, 1996: 目先の予報期間の府県天気予報の作成. 平成8年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-68.
- Petterssen, S., 1936: Contribution to the theory of frontogenesis. *Geophys. Publ.*, **11**, 1-27.
- Renard, R. J. and L. C. Clarke, 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **53**, 547-556.
- Schultz, D. M., 2001: Reexamining the Cold Conveyor Belt. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2205-2225.
- Schultz, D. M., and Sienkiewicz, J. M., 2013: Using Frontogenesis to Identify Sting Jets in Extratropical Cyclones. *Weather and Forecasting*, **28**, 603-613.

2.3 現業作業における局地気象解析について*

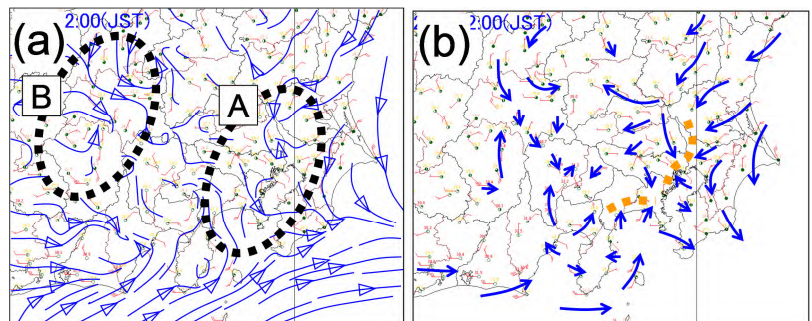
局地気象解析については、これまでの研修テキストでも何回か取り上げており、特に岩下・村中(1997)は解析の目的や留意点などについて総括的に述べている。一方で、過去のテキストでは具体的な事例による解析手順や留意点の説明が少なく、今年度の研修テキストでは府県官署の予報担当者を対象にそれらを説明する。本節では、まず、局地気象解析の目的と留意点について、岩下・村中(1997)の記述に基づいて重要事項を説明する。次に、関東甲信地方におけるいくつかの具体的な事例により解析の手順や留意点について説明し、解析結果の解釈や予報シナリオの修正についても簡単に言及する。このテキストにより現業作業における局地気象解析の重要性について理解してもらいたい。なお、本節は現業作業における解析手法の解説に重点を置いており、ここで示した解析結果は現業作業中に行える範囲の解析例である。解析結果は詳細に検討されたものではないという点について留意いただきたい。

2.3.1 局地気象解析の目的と必要性

岩下・村中(1997)は局地気象解析の定義及び目的について、以下のように述べている。

局地気象解析は府県天気予報作成の上で重要なスケールの現象の構造などを明らかにするために気温や降水量、風など様々な要素について平面、時系列、鉛直断面などの手法を用いて行う解析で、解析によって現象の空間的、時間的スケールを把握し、今後の盛衰や移動などの情報を得て予報に応用することを目的とする。(平成9年度 量的予報研修テキストより)

この考え方は現在でも特に変わるものではないが、予報作業現場では10数年前の当時に比べ、詳細な等値線の描画や流線解析といった解析作業にかかる時間が少なくなっているように見える。その背景として、予報作業現場における解析環境や作業量の変化などがあげられるが、数値予報モデルの精緻化によりモデルへの信頼度が増加している点もあると考えられる。実況が数値予報モデル通りに経過している場合は、詳細な解析を省略しても予報結果に大きな違いはないかもしれないが、そのような作業習慣は解析技術の低下を招く。作業端末上で客観解析された気象要素の等値線や流線の利用により作業は軽減されるが、必ずしも適切に解析されているとは限らない。例えば、客観解析では、主観解析で解析できる風の不連続線(以下、本稿ではシアラインと記述、第2.3.1図(a)のA域)が不明瞭であったり、地形を無視した流線となっていることもあり(同図(a)のB域)、予報担当者による解析の必要性がなくなったわけではない。予報担当者が行う解析は現象を見極めるために必要な技術のひとつであり、普段の作業の継続により解析技術が向上し、逆に解析を怠ると現象を見極める技術はますます低下する点に注意してほしい。解析技術の低下が大きな問題となるのは、想定外の現象が発生した場合である。想定外の現象が発生した場合は、実況で何が起きているのか、その要因は何かということを見極め、気象学的に解釈することがその後の適切な予報作業につながるが、特にメソスケール現象については、時間的・空間的に高密度で現象を解析する



第2.3.1図 流線の客観解析と主観解析の違い(2014年6月29日12時)
(a): 客観解析による流線、
(b): 主観解析による流線で橙点線はシアライン。

*牧野 眞一(気象庁予報部予報課)

ことが重要となる。顕著現象が発生している際には詳細な解析をしている時間的余裕がない、という声も聞かれるが、これは本来、最も必要な作業をおろそかにするという本末転倒の話であり、普段のルーチン作業として局地気象解析を行うことで解析技術や解析速度の向上がなされ、「時間的余裕がない」という問題は改善される。高い技術力を有した予報担当者であるためには、局地気象解析は必要不可欠な予報作業であることを理解してもらいたい。

2.3.2 局地気象解析の留意点

ここでは、岩下・村中(1997)の記述内容に一部加筆して、局地気象解析の留意点を示す。

(1) 様々な要素を組み合わせた解析を行う

気象現象は、スケールの大小や現象の激しさなどに係わりなく、いくつかの気象要素に様々な形で特徴的な分布が現れる。局地気象解析によって現象を明確に把握しようとする場合には、気温や風などといったひとつの要素にだけ着目するのではなく、複数の要素について同時に解析を行い、関連する要素それぞれの間で矛盾なく現象を説明できることが重要である。局地気象解析で解析する代表的な気象要素について第2.3.1表に示す。

第2.3.1表 局地気象解析で解析する代表的な気象要素等

SYNOPT：地上気象観測、AMeDAS：地域気象観測システム、METAR：定時航空気象観測、WPR：ウィンドプロファイラ、RADAR：気象レーダー、LIDEN：雷監視システム、HA：毎時大気解析、衛星画像 IR：赤外画像、WV：水蒸気画像、VIS：可視画像、S：赤外差分画像

解析する気象要素	解析に利用する観測データ								解析事項	把握すべき事項	関係する現象等	備考
	SYNOPT	AMeDAS	METAR	WPR	RADAR	LIDEN	HA	衛星画像 (IR・WV・VIS・S)				
海面気圧	○								等圧線	主にメソスケールの高・低気圧の位置、気圧の谷	雷雨(に伴うメソ高気圧)、メソスケールの低気圧や気圧の谷付近のシアーラインの形成	等圧線の間隔は基本的に1hPa毎、解析間隔は1~3時間毎
前3時間気圧変化量	○								等気圧変化量線	気圧低下極大域	気圧低下極大域への低気圧の移動	
風	○	○	○				○		流線	シアーラインの位置 エコー付近の冷氣外流出	エコーの発生・発達、沿岸前線 ガストフロント マルチセルストームの形成	等温線の間隔は1~2℃毎、解析間隔は雷雨時など現象の変化が激しい場合は10分毎
				○			○		上空の風	地上~下層の風向差 下層風の風向	北東気流の曇り 地形性低圧部とそれに伴うシアーライン	
気温 (必要により高度補正)	○	○	○				○		等温線	高温域 低温域 温度集中帯	エコーの発達 エコーの衰弱、降水時に形成される平野部の滞留寒気 ガストフロント、沿岸前線	毎時大気解析は利用上の留意点に注意しながら利用
露点温度	○		○						等露点温度線	高露点温度の進入域	エコーの発生・発達	等値線は1℃毎、解析間隔は1~3時間毎
日照		○							不照域	曇り域	天気	
雲形・雲量	○							○	雲形・雲量	観測されたの晴れ・曇り・薄曇りと衛星画像との対応	天気	曇り域は茶線で囲む
			○						雲低高度	WPRの鉛直シアーとの対応	天気・濃霧	
現在天気・過去天気	○		○						発雷域・降水域	レーダーエコーとの対応	落雷・突風・降水	降水域は緑色、霧域は黄色などでマーク、過去天気の場合は斜線でマーク
								○	降雪域	気温・露点温度(湿度)との対応	降雪	
視程	○		○						霧域	観測された霧域と衛星可視画像や赤外差分画像との対応	濃霧	
レーダーエコー					○			○	強度・頂高度	エコーの急発達域、降水域や発雷域との対応、衛星画像の雲域との対応	短時間強雨	他の気象要素との関係に留意
雷						○			発雷域	発雷域とエコー頂高度との対応、発雷の種類	落雷、突風、積乱雲	エコーとの対応に留意

(2) 現象を的確に表現できる解析を行う

局地気象解析とは、単にアメダスやレーダーの実況を端末上や図の上で見ることではなく、ひとつまたは複数の気象要素に着目して等値線や現象に不連続が生じている境界線を描くなどの解析作業を通して、実況をより明確に表示するとともに、現象を正しく把握することである。逆にいえば、局地気象解析により作成された図には、現象のポテンシャルや要因、ステージを判断するための気象状況が表現されているはずであ

り、されていなければならない。現象の種類や程度、ステージによって解析する気象要素の等値線の間隔や解析の時間間隔などを変えることも必要である。

(3)物理的に意味のある解析を行う

局地気象解析で解析する現象はメソ～スケールであるから、総観スケールの解析とは異なり等値線を解析するときはできるだけ観測値に忠実に解析することが基本である。特に気圧の観測値は精度が高く、周辺より気圧が高くなった(低くなった)といった変化は気層全体の変化を反映した結果であり、観測値は尊重しなければならない。一方、気温は観測点の高度に依存するため絶対値を比較する場合は注意が必要である。また、風は観測点が置かれている地形的な環境を考慮して解析する必要がある。例えば、関東甲信地方は北～西側に2000～3000m級の山岳部があり、山地や谷筋といった細かい地形を頭に入れておく必要がある。以下、局地気象解析を行う上で知っておくべき、地形による気圧、気温、風への影響について説明する。

気圧場に影響を与える地形性の気圧低下

下層風が一方に卓越する場合で、山脈に対して下層風が直交するかそれに近い場合は、山脈風上側で気圧上昇、風下側で気圧低下が起こる(第2.3.2図、Defant, F(1951))。地形性低圧部(地形効果により気圧が低くなった部分)は下層風と地形により決まるもので、気圧場からじょう乱を検出する場合、地形効果による気圧変化を差し引いて考察する必要があり、地形による気圧場の变形について知っておく必要がある。

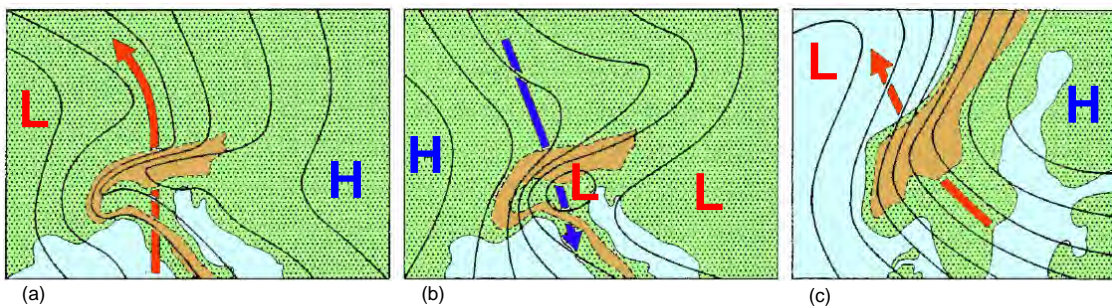
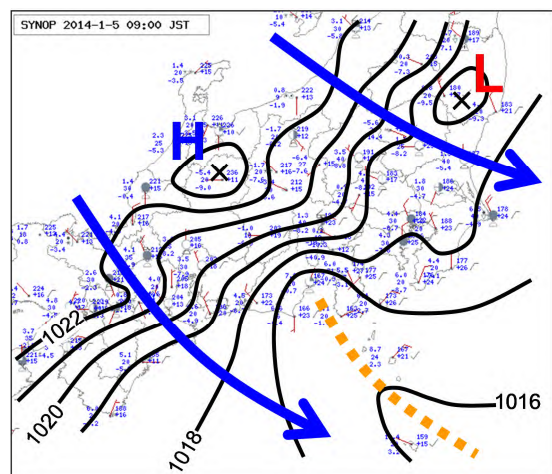


FIG.13-Windward and leeward effects of mountains on the isobric pattern at sea level(schematic): (a) south foehn in the European Alps, (b) north foehn in the European Alps, and (c) southeast current over the Scandinavian mountains

第2.3.2図 山岳の風上及び風下における等圧線の変形の模式図

Defant, F(1951)に着色、L,Hスタンプを加筆。(a)ヨーロッパアルプスにおける南風、(b)ヨーロッパアルプスにおける北風、(c)スカンジナビア半島における南東風

第2.3.2図はヨーロッパの例だが、日本では地形性低圧部の形成は下層で北西風が強い冬型時などに関東地方から東海地方で顕著にみられ(第2.3.3図)、解析される等圧線は日中であれば内陸部に形成されるヒートローと合成されたものとなる。地形性低圧部付近に形成されるシアラインは、その付近で対流雲が拡大し降水をもたらす場合があり、解析上重要である。地形性低圧部の形成される位置は下層風の風向によって変化し、それに伴ってシアラインの位置も変化する。これに関連して、河村(1966)は地上天気図上の傾度風向と等圧線の走向別に冬季の中部地方における局地気流について4つのパターンを示しており(第2.3.4図)、このような下層風の風向の違いにより形成される基本的な風系は、局地気象解析をする上であらかじめ知っておく必要がある。



第2.3.3図 冬型時に静岡県付近を中心に形成された地形性の気圧低下部(2014年1月5日09時) 黒線は等圧線(1hPa毎)、橙点線はシアラインで、青矢印は1.5km付近の風向を示す。

地形を考慮した流線解析

関東平野などの平野中央部では流線解析は比較的容易であり地形を考慮する必要性は低い。しかし、山沿いや山間部では山谷風などの局地風が存在し、稜線や谷筋を考慮した風の解析が重要である(例えば第2.3.1図のB域)。日頃から地形を考慮した適切な解析を行うことで、例えば対流雲の発生過程における周辺域からの風の収束や、稜線や谷筋と直角な方向に吹いている風から山越え気流が発生する環境場にあることなどに気付くことができる。作業端末上では、通常は地形表示がない白地図にプロットされたデータにより解析を行うが、地形を無視した解析をすると、異なる谷筋で吹いている風を同一に扱ってシアラインを解析するといった誤った解析をするため注意が必要である。

標高差を考慮した気温の解析

アメダスの地上気温により等温線を解析する場合、観測された気温に忠実に解析すると、山沿いなどに見かけ上の温度集中帯が現れる(第2.3.5図(a)のA域、B域など)。通常は標高の高い地点ほど気温が低くなるためであるが、山沿いや山間部を含めて等温線を解析する場合は高度補正(作業端末上では気温減率0.5/100mで補正したものが表示可能)をした値を利用して解析する(第2.3.5図(b))。なお、毎時大気解析による等温線の表示(高度補正はなし)は、平野部で十分利用可能であるが、島嶼部周辺の気温場や海上から進入するじょう乱に伴う気温場の表現などが不自然になるなど、利用上注意すべき点もある(松原・末,2006)。

(4)適切な解析領域を選択する

解析領域については、広過ぎるとメソスケールの現象が十分に解析できず、逆に狭過ぎると近視眼的になって周辺の状態の変化に気づくのが遅れる。府県官署であっても、最低限、隣接府県を含む範囲を、また、低気圧の接近などじょう乱が移動してくる場合には隣接中枢を含む範囲について解析する。

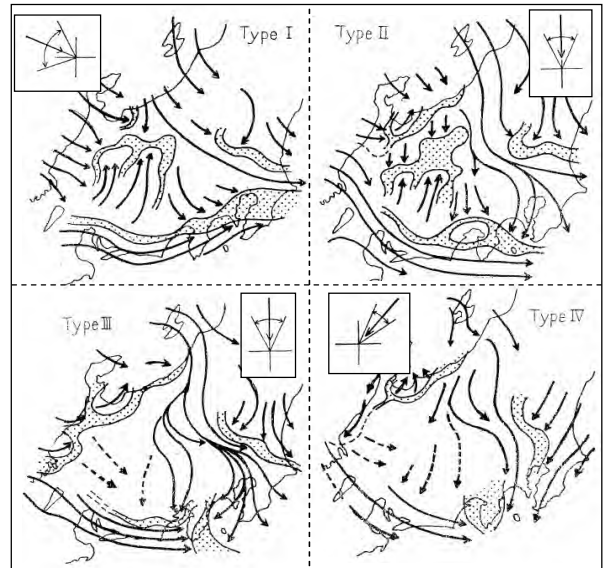
2.3.3 局地気象解析の手順と具体例

2.3.3.1 解析手順

解析手順についての考え方は岩下・村中(1997)が詳細に述べており、ここでは要点のみを示す。

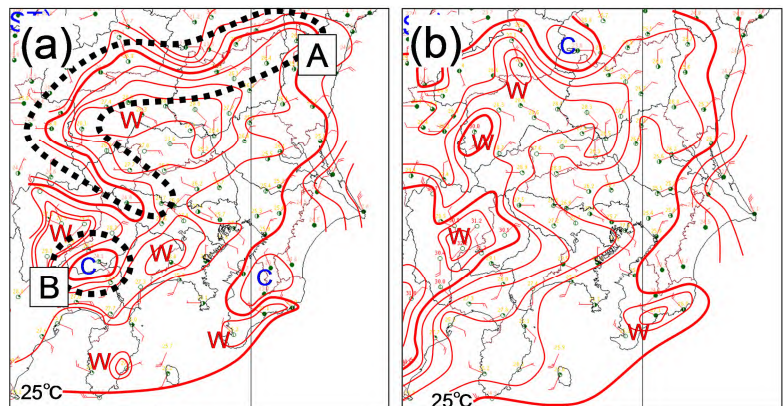
解析上重要な要素を判断する

着目すべき現象は何か、そのために解析上重要な要素は何かを判断する。予報や注意報・警報の発表



第2.3.4図 冬季における中央日本の傾度風別の地上の局地気流(河村,1966に加筆)

各タイプの四角枠内の矢印は傾度風向を示す(等圧線の走行がType Iは低気圧性、Type IIは高気圧性)。また、ハッチ域は風系が漸移する地域。



第2.3.5図 アメダスによる地上等温線解析の例
(2014年6月29日12時)

(a): 気温海面更正なし、(b): 海面更正あり。(a)のA,B域で偽の温度集中帯が現れている。Wは高温域、Cは低温域。

など一連の予報作業では時間的な制約もあって、すべての資料について解析を行うことはできない。したがって、その日の状況に応じて着目すべき現象と要素について絞り込むことが必要である。そのために解析前の準備として以下のことを実施する。

ア 現在までの天気変化や気象衛星資料、レーダーエコー、局地気象解析の結果により実況を把握

イ 現在現れている現象が地域に特有の現象なのか、概念モデルや予報則として確立している現象なのかを確認し、実況監視の着目点を把握

ウ 今後の現象の推移について、引き継がれている気象シナリオや数値予報等の予測資料及び概念モデルなどを用いて検討

解析作業を行う

気圧や気温、相当温位、露点温度、降水量など様々な要素について等値線を描いたり、風向に沿って流線を描くことなどによって、それぞれの気象要素について分布状況や特徴を明らかにし、気象要素が不連続に変化している領域を検出する。降水を伴う現象では、レーダーエコーを重ね合わせて表示させて気象要素とエコーとの関係を把握し、エコーの断面図などを利用してじょう乱の立体構造を考えながら解析する。また、気象要素の時間的な変化にも注意しながら解析する。同時に、背景となる総観場の変化を衛星画像やウィンドプロファイラによる上空の風の観測などにより確認し、着目している現象の構造やライフステージなどについて把握する。

補足するが、解析要素の絞り込みや数値予報モデルとの比較には気象シナリオが必要であるが、シナリオは解析作業により修正されて新たなものとなるわけで、シナリオを先に検討するのではない。「予報作業サイクルの『5つの要点』」(第2.1.1図)で示されているように、解析～シナリオ作成といったサイクルは絶え間なく実施されるものである。輪番による現業作業での引き継ぎは、予想シナリオだけでなく、解析・監視上の着目点の引き継ぎも適切に行われることで、初めて引き継ぎはすべて完了する、という点に留意してもらいたい。

2.3.3.2 局地天気図の解析作業手順

2014年5月22日9時の関東甲信地方の事例を用いて、基本的な局地気象解析の解析作業手順について述べる(以下、局地気象解析により作成した地上天気図を局地天気図と呼ぶ)。局地気象解析の作業は、現在では作業端末のディスプレイ上に地上気象観測(以下、SYNOP)やアメダスのデータなどを表示させ、ペンタブレット機能により、等値線等を描画していくのが一般的である。ここでは、最も基本的なSYNOP、アメダス、レーダーエコー、ウィンドプロファイラ(以下、WPR)などのデータによる解析作業手順について示す。なお、対象とする現象により、気圧変化量や等温線、等露点温度線なども解析するが、これらについては後述の現象別の解析例で述べる。

総観場の気圧配置の確認(第2.3.6図(a))

局地天気図を描く場合においても、総観場のじょう乱(高・低気圧や前線)が解析しようとしている領域に既に存在するのか、あるいは、今後、進入してくるのかといったことを直近の速報天気図で確認し、総観場の天気図との整合性や連続性を意識する必要がある。この事例では、「直前の22日6時の速報天気図で、三陸沖では低気圧が発達中で西高東低の気圧配置となっており、総観場の前線や低気圧は解析領域にはなさそう」といったことを確認しておく。

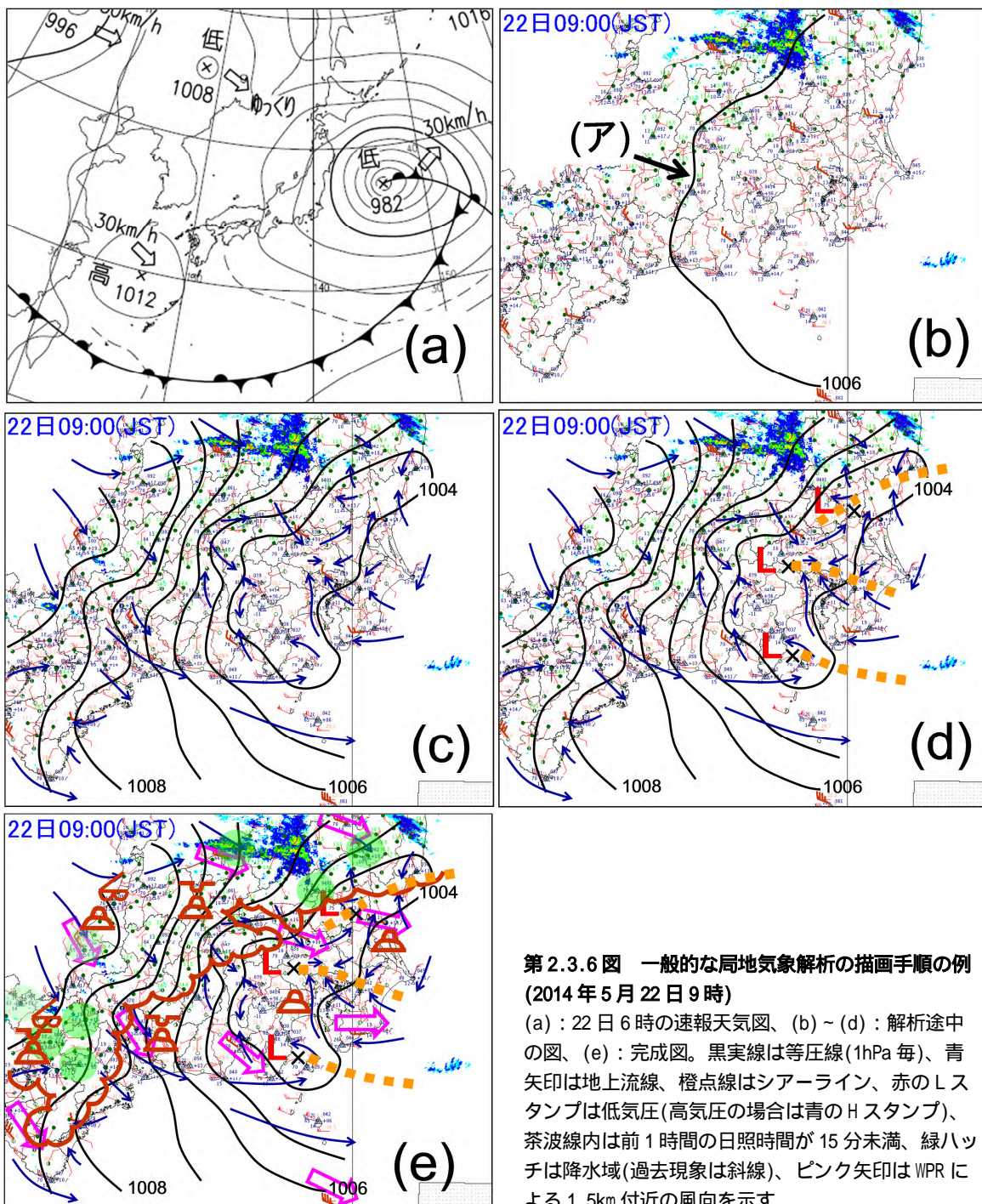
等圧線の解析(第2.3.6図(b))

解析要素の順番は特に決まりはないが、ここでは等圧線から描き始めることとする。局地気象解析では等圧線は1hPa毎に描画し(気圧の傾きが大きい場合は2hPa毎など)、解析した等圧線のそばに適宜気圧値を記入する。また、局地気象解析では気圧の観測値に忠実に、風向との関係も考慮しながら等圧線を描く。等圧線

は観測値が多い地域を通るものから描き始めると等圧線の全体像を把握しやすく、適切な解析が可能である(第 2.3.6 図(b)のア)。また、等圧線は海上から描き始め、海上では総観場の天気図と整合するように解析し、観測値のない領域では等圧線の間隔が風速とアンバランスにならないようにする。

流線の解析(第 2.3.6 図(c))

流線は原則として発散するところ、もしくは解析領域の縁から始まり、収束するところで終わる。暖气移流や寒気移流の軸があるときには、できるだけそこに流線を描き、流れの特徴を明確にする。流線は風の流れの特徴を把握するため一般的には個々の観測地点のデータにあまり深くこだわる必要はないが、雷雲の周辺など局所的な風の変化がある所ではデータに忠実に解析する。また、弱い風でも周辺の観測を含めてまとまった流れがあるか、前の時間の解析と比較してシアーが形成され始めているかなどに着目して慎重に解析



第 2.3.6 図 一般的な局地気象解析の描画手順の例 (2014 年 5 月 22 日 9 時)

(a) : 22 日 6 時の速報天気図、(b) ~ (d) : 解析途中の図、(e) : 完成図。黒実線は等圧線(1hPa 毎)、青矢印は地上流線、橙点線はシアーライン、赤の L スタンプは低気圧(高気圧の場合は青の H スタンプ)、茶波線内は前 1 時間の日照時間が 15 分未満、緑ハッチは降水域(過去現象は斜線)、ピンク矢印は WPR による 1.5km 付近の風向を示す。

する必要がある(第 2.3.7 図)。山沿いや山間部では、解析の留意点で述べたとおり地形を考慮し、稜線や谷筋をまたぐ流線は描かない。山間部では山谷風やおろし風などにも留意する。

メソじょう乱やシアラインの解析(第 2.3.6 図(d))

等圧線が閉じた領域に低気圧や高気圧を解析する。じょう乱の位置は風の循環や観測点の気圧値を目安とし、低気圧ではレーダーエコーの形状なども参考にする。また、流線をもとに風向差が大きい所や風の収束が見られる所にシアラインを解析する。シアラインは、等圧線の低圧部にそって解析できるのが一般的で、気圧場と矛盾する場合は気圧場の解析を見直してみるなど、相互の解析に矛盾のないようにする。

天気分布の解析(第 2.3.6 図(e))

SYNOG の現在天気や過去天気記号から、降水域や霧域をマーキングする。降水域は緑色、霧域は黄色などで、観測時に観測されているものは塗りつぶし、過去に観測されたものは斜線でマークする方法などが一般的である。特に降雪時は SYNOG だけでなく定時航空気象観測(以下、METAR)も利用して雪や雨の範囲を解析して、気温場との関係を把握することが重要である。また、日照の少ない地域(例えば日照時間 15 分未満、統合ビューワでは または ① の地点)を雲形の波線で囲み、観測された主な雲形を記入する。この作業により雲の種類と分布を把握し、衛星画像やエマグラムによる気温・露点温度のプロファイルと比較して雲域の水平分布・鉛直構造などを把握する。また、WPR の下層の風向を矢印で記すと、下層風による地形効果や(2.3.2(3))、地上解析だけでは理解しにくい下層風の水平シアとエコー域との関係、北東気流で問題となる下層の鉛直シアの存在、などを説明できる図となる。本事例では、完成した局地天気図で(第 2.3.6 図(e))、関東平野には低圧部が存在し、それは下層の北西風による山岳風下の地形性のものであること、その中でいくつかのシアラインが形成されている点がわかる。また、日本海側から関東地方北部や甲信地方にかけて中下層雲が観測され、レーダーエコーのない地域でも降水が観測されていることがわかる。

2.3.3.3 局地気象解析の具体例

前節の解析手順では、解析する上での気象要素の絞り込みや気象シナリオの確認といった作業には触れずに、初心者を対象とした解析手順を示した。ここでは、いくつかの顕著現象に対して 2.3.3.1 項の解析手順 ~ を示し、さらに、解析結果の解釈と検討についても簡単に触れる。

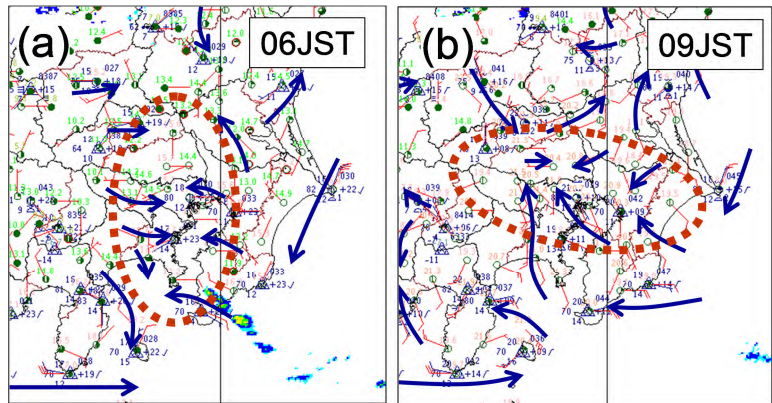
(1) 不安定降水の事例

風や露点温度の解析例として、2014 年 5 月 22 日の東京地方で発生した不安定降水について、東京地方の予報担当者の視点で当日の 9 時の解析を例に説明する。なお、この事例は 2.3.3.2 節の局地天気図の解析手順で説明した事例と同一である。基本的な解析は第 2.3.6 図に示した通りであるが、解析のポイントとして、適切なデータを用いて解析することの重要性について説明する。

解析上重要な要素の判断

ア 現在までの天気変化等の実況の確認

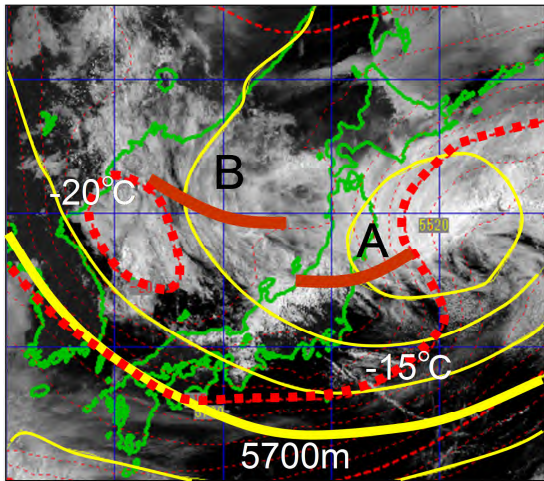
総観場では、22 日 9 時には 500hPa のカットオフローは三陸沖に進んだが、周辺を回る複数のトラフが東



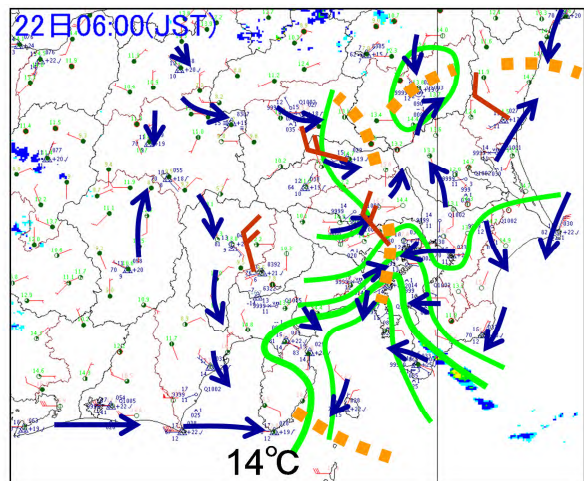
第 2.3.7 図 風が弱い状況での流線の解析例

(a) : 2014 年 5 月 22 日 6 時、(b) : 同日 9 時。青矢印は地上流線、茶点線内で風の不連続な領域の走向が 6~9 時にかけて南北から東西に変化した。解析ではこのような変化を検出することが重要。

北地方や日本海にみられる(第 2.3.8 図の A と B)。低気圧は日本の東で閉塞し西高東低の気圧配置となっており(第 2.3.6 図(a))、東・西日本は日本海側で下層雲が多く太平洋側は雲が少ない。メソスケールでは、22 日 6 時には WPR1.5km 付近の風はすでに北西風となっているが、局地天気図では関東地方南部沿岸に露点温度が相対的に高い領域が残り、平野部にはいくつかのシアーラインが見られる(第 2.3.9 図)。なお、通常は第 2.3.6 図のような他中核を含めた範囲の解析により全体の場の変化を把握することが重要だが、雷雨などのスケールの小さい現象の解析では、気温や露点、風の分布などの詳細な変化を把握するために第 2.3.9 図程度の範囲で解析する必要がある。



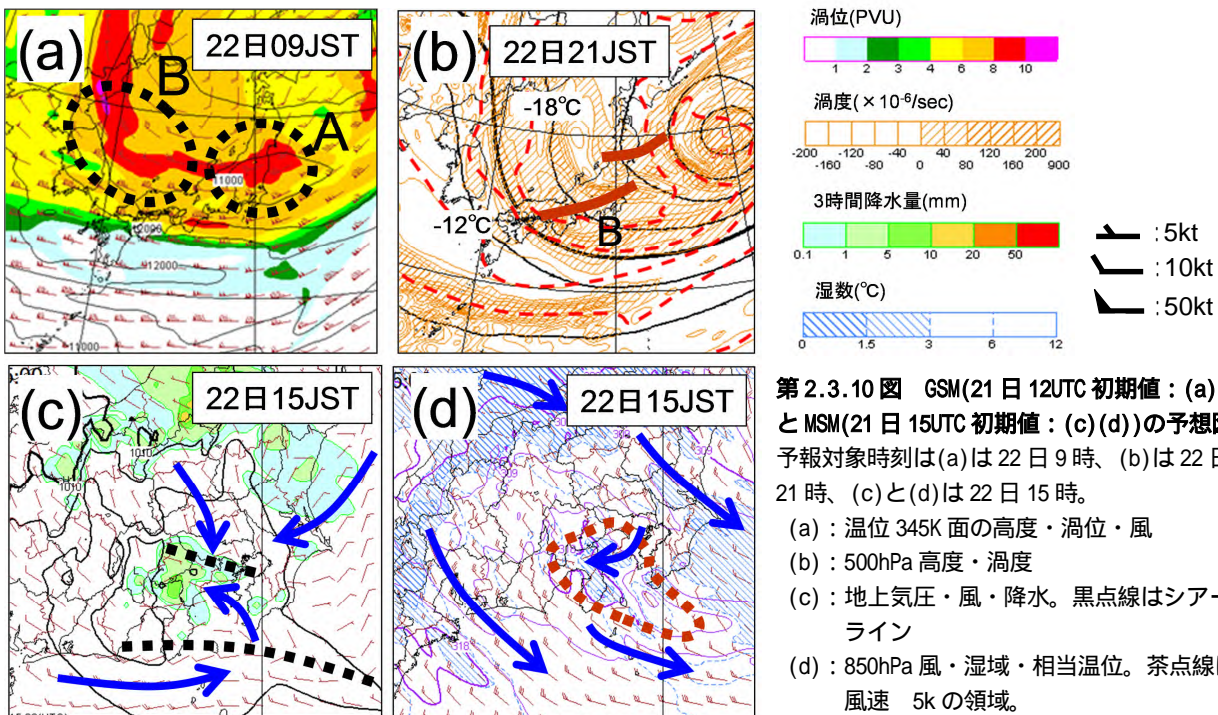
第 2.3.8 図 22 日 9 時の可視画像
黄実線は 500hPa の高度で茶実線はトラフ、赤点線は 500hPa の等温線。



第 2.3.9 図 22 日 6 時の風と露点温度の解析
緑実線は 等露点温度線(1 毎)、その他の表記は第 2.3.6 図に同じ。

イ 現象とこれに関する実況監視の着目点の確認(地域的な特有性・概念モデルなど)

2.3.2(3) に示したように関東平野に形成されているシアーラインは地形による影響が大きいと推察される。シアーライン付近の短時間強雨についての知見として E-S 型風系のシアーライン(関東南部に形成さ



第 2.3.10 図 GSM(21 日 12UTC 初期値 : (a)(b)) と MSM(21 日 15UTC 初期値 : (c)(d))の予想図
予報対象時刻は(a)は 22 日 9 時、(b)は 22 日 21 時、(c)と(d)は 22 日 15 時。
(a) : 温位 345K 面の高度・渦位・風
(b) : 500hPa 高度・渦度
(c) : 地上気圧・風・降水。黒点線はシアーライン
(d) : 850hPa 風・湿域・相当温位。茶点線は風速 5k の領域。

れる東風と南風によるシアライン)による短時間強雨(藤部ら,2002)があり、短時間強雨の発生域の着目点として、シアライン付近の収束、SLI(地上の気温と露点温度によるリフティッド指数)などがある(平成20年度全国予報技術検討会資料,2008)。

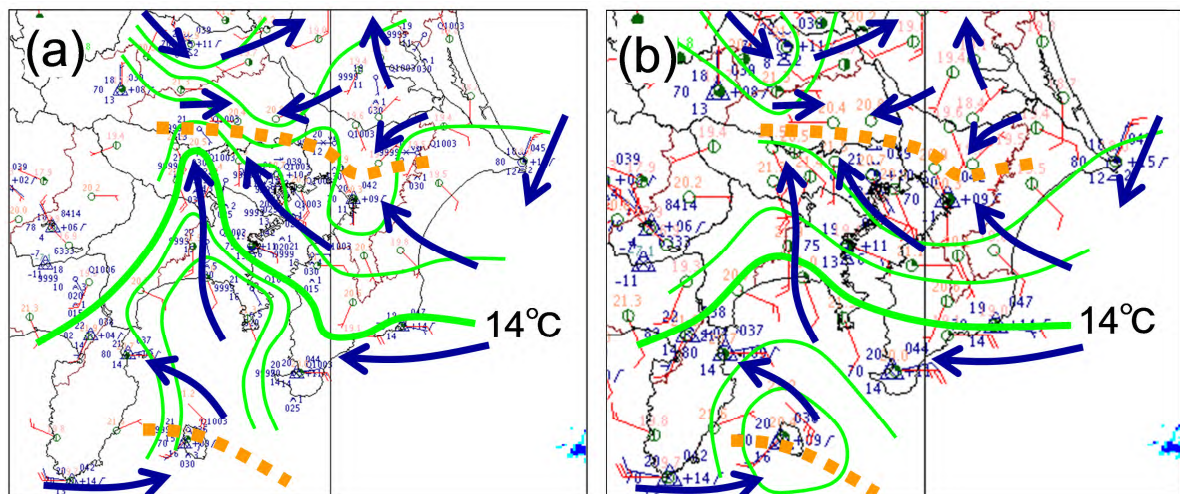
ウ 今後の現象の推移についての確認

総観場では、500hPa で寒冷渦周辺を回るトラフが夜にかけ東日本に南下し、-18~-20 の寒気が流れ込む(第2.3.10図(b))。温位345K面では午前中及び夕方以降に高渦位域の通過が予想されており(第2.3.10図(a))、これらをトリガーとして対流雲が発達する可能性がある。メソスケールでは850hPaの風向は概ね北西で、中部山岳の風下側となる関東平野から伊豆諸島にかけての領域で複数のシアラインが予想されている。関東地方南部ではシアラインの南側(中部山岳風下のよどみ域で下層の水蒸気量が相対的に多い領域に対応)での降水域の拡大・発達に注意が必要である(第2.3.10図(c)(d))。

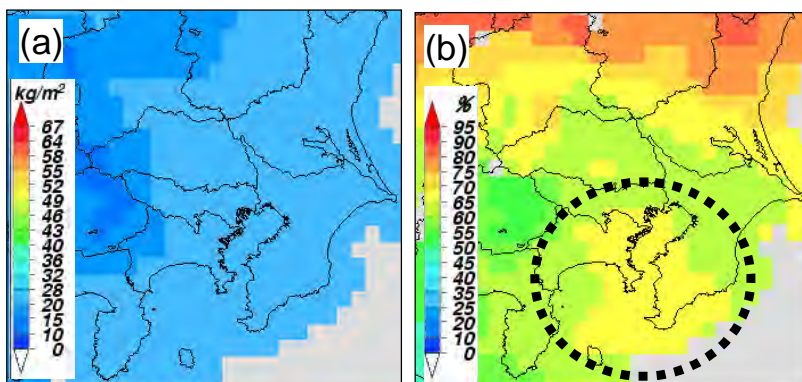
以上、ア~ウから、東京地方の今後の不安定降水を予想する上で局地気象解析のポイントとなるのは、アの関東地方南部に存在するシアライン及びその南側の露点温度の高い領域の動向である。すなわち、解析上重要な要素は、中部山岳風下のシアラインの位置の変化をもたらす下層(850hPa)の風向、及び、地上の風と露点温度である。なお、地上の高温域でのエコーの発達を監視するため等温線を解析することも重要だが、本事例では高温域の形成はなく、説明の都合上、気温の解析は省略した。

解析作業

22日9時の解析例を示す(第2.3.11図(a))。同日6時の解析(第2.3.9図)で関東地方南部に南北方向に存在するシアラインがどのように変化し、相模湾付近からの露点温度の高い気塊がどこまで内陸に進入し



第2.3.11図 22日9時の風と露点温度の解析。表記は第2.3.9図と同じ
(a) : METAR と SYNOP を利用して等露点温度線を解析、(b)は SYNOP だけで等露点温度線を解析。

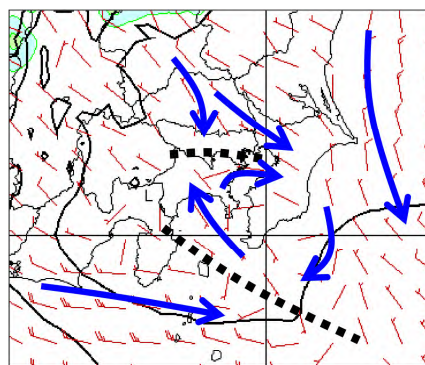


第2.3.12図 2014年5月22日9時のGPS可降水量(a)とGPS気中相対湿度(b)
神奈川・千葉県付近では、GPS可降水量の分布に特徴はないが、GPS気柱相対湿度では黒楕円域で相対的に水蒸気量が多い特徴がみられる。ただし、10時には上記のような特徴は不明瞭となり、局地気象解析と合わせて利用する必要がある。

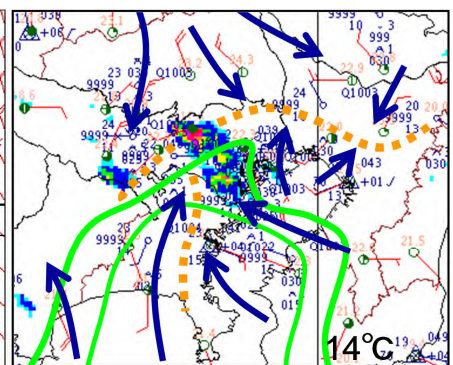
ているのかに注意しながら解析する。ここでは特に着目する要素である「風」と「露点温度」の解析例を示しているが、等露点温度線の描画はSYNOP だけでなく METAR も利用するのがポイントである。仮に SYNOP のみにより等露点温度線を描画した場合は、相模湾方面からの湿りの北上をとらえることは難しい(第 2.3.11 図(b))。この事例のように局所的な湿りの流入状況を把握するためには利用するデータを十分検討して現象のスケールに応じたきめ細かい解析をすることが必要である。実際の現業作業では、ここに示したすべての等露点温度線を解析する必要はなく、例えば等値線の間隔を 2 毎にしてシアラインの南側のものだけに着目するなど、要点をしぼった解析を行うことで解析時間の短縮を図る。なお、最近では現業作業で、水蒸気量の監視として GPS 可降水量(国土地理院 GPS 観測網から得られた可降水量)や GPS 気柱相対湿度(気柱全体が飽和している場合の可降水量に対する GPS 可降水量の比率で、アメダス気温と GPS 可降水量から推定)などを確認することも行われているが、それだけでは不十分で、ここに示したような詳細な解析と比較しながら利用することが重要である(第 2.3.12 図)。

解析結果の検討

22 日 9 時の局地天気図(第 2.3.11 図(a))では、シアラインは東京～埼玉の境界付近に形成され、多摩地方には南から露点温度 14 の気塊がくさび状に進入している。この付近での水蒸気の移流が強まっていると考えられ、衛星可視画像(高頻度観測)で、9 時以降、神奈川県を北西進する下層雲がみられる(図略)。解析したシアラインの位置は、MSM が予想する位置(第 2.3.13 図)よりやや北側に位置して東西方向に長くのびており、予想よりシアライン付近で収束する流れが明瞭である。一方、09 時の館野付近の MSM の気温と露点温度の鉛直プロファイルは実況とほぼ同じで(図略)、MSM の予想する大気安定度は実況と大きな違いはない。これらのことから、今後、不安定降水は MSM よりやや北側の東京付近で発生する可能性があるかと判断でき、注意報・警報の対応に向けて実況監視を更に強めることになる。実際には、22 日 10 時過ぎから東京都多摩地方からエコーが発生・発達し始め、昼頃にかけて雷を伴った激しい雨となり、竜巻注意情報も発表された(第 2.3.14 図)。



第 2.3.13 図 21 日 9 時の MSM の地上予想図(21 日 15UTC 初期値) 表記は第 2.3.10 図(c)に同じ。

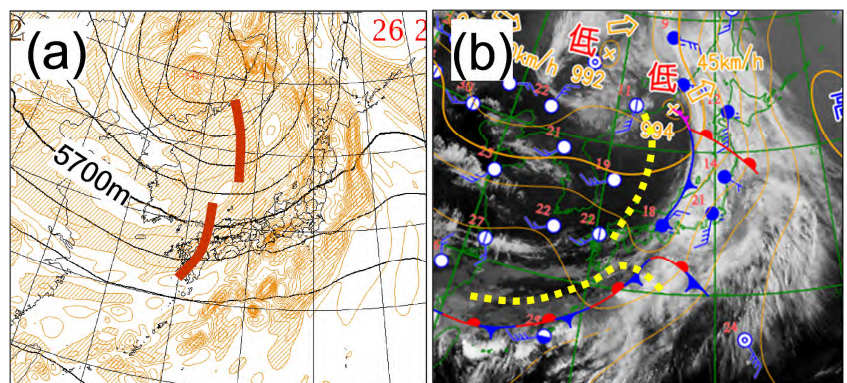


第 2.3.14 図 22 日 11 時のレーダーエコーと風・露点温度(14 以上)の解析 表記は第 2.3.9 図に同じ。

解析したシアラインの位置は、MSM が予想する位置(第 2.3.13 図)よりやや北側に位置して東西方向に長くのびており、予想よりシアライン付近で収束する流れが明瞭である。一方、09 時の館野付近の MSM の気温と露点温度の鉛直プロファイルは実況とほぼ同じで(図略)、MSM の予想する大気安定度は実況と大きな違いはない。これらのことから、今後、不安定降水は MSM よりやや北側の東京付近で発生する可能性があるかと判断でき、注意報・警報の対応に向けて実況監視を更に強めることになる。実際には、22 日 10 時過ぎから東京都多摩地方からエコーが発生・発達し始め、昼頃にかけて雷を伴った激しい雨となり、竜巻注意情報も発表された(第 2.3.14 図)。

(2)低気圧の事例

気圧場の解析例として、2014 年 5 月 27 日に関東沿岸を通過した低気圧の事例について説明し、東京地方の沿岸前線による短時間強雨の有無の判断について述べる。ここでのポイントは、着目する気象要素の変化を認めた時点で解析を随時実施し、その後の予想に役立てる点である。



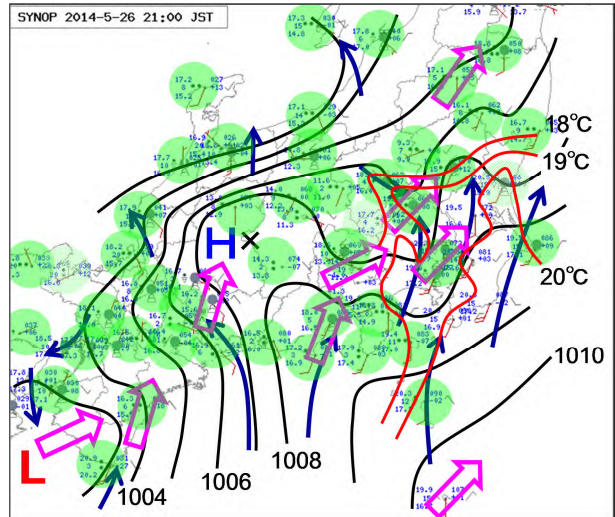
第 2.3.15 図 26 日 21 時の 500hPa と地上の天気図

- (a) : 500hPa 高度・渦度(26 日 06UTC 初期値)の GSM 予想図で茶実線はトラフ
- (b) : 地上天気図と衛星赤外画像の重ね合わせで黄点線は 6 時間前の前線位置

解析上重要な要素の判断

ア 現在までの天気変化等の実況の確認

総観場では、26日21時には(第2.3.15図)、日本海のトラフに対応した低気圧は日本海北部で閉塞し、寒冷前線が北陸地方から近畿地方にのびる。一方、西日本を進むトラフに対応して本州南岸を前線波動が東進している。これらの前線は6時間に約300km東に進んでおり、関東甲信地方は前線東側の雲域に覆われてきた。メソスケールでは、26日21時には(第2.3.16図)、1.5km付近は南西風が吹き、中部山岳風上の岐阜・長野県境付近にメソ高気圧が、風下側の関東地方北部に低圧部が形成されている。南風は内陸まで進入し関東地方北部まで気温19以上となっている。関東地方では房総半島南部を除いて広い範囲で降水が観測されているが5mm/h未満である。一方、紀伊水道付近に南岸の前線波動に対応する気圧の低い領域があり、東海地方や近畿南部では20~40mm/hの降水となってきた。



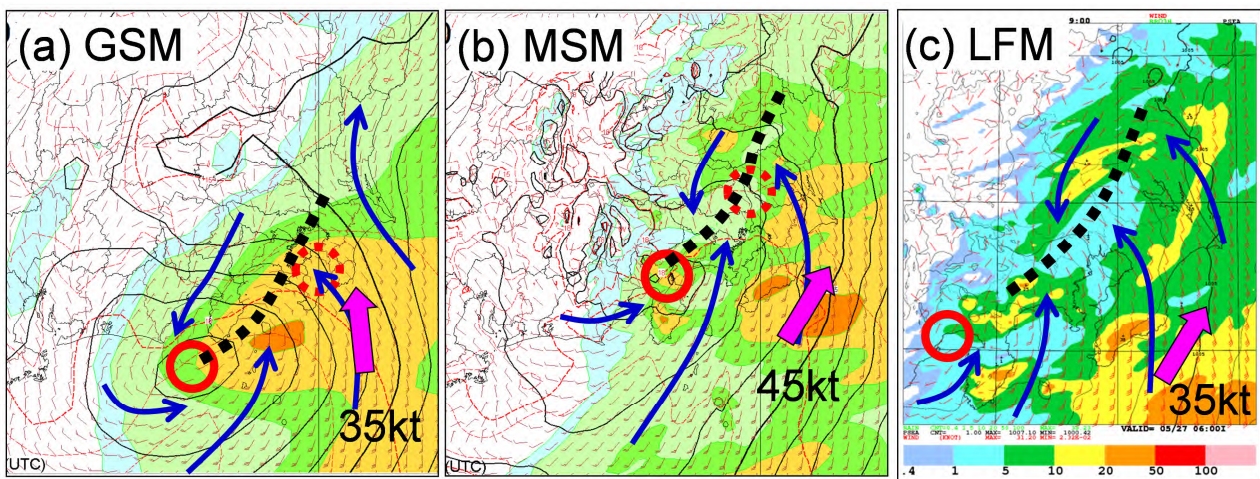
第2.3.16図 26日21時の局地天気図
赤実線は地上等温線、その他の表記は第2.3.6図に同じ。

イ 現象とこれに関する実況監視の着目点の確認(地域的な特有性・概念モデルなど)

関東地方では前線通過時の降水の予想に関連して、沿岸前線の形成の有無が問題となる。沿岸前線による東京地方の短時間強雨については概念モデルや予想手法が存在し(平成21年度全国予報技術検討会資料、2009)、着目点は、沿岸前線の位置や房総半島南東海上の925hPaの風向・風速・相当温位などである。

ウ 今後の現象の推移についての確認

GSMによると、今後、南岸の前線波動付近に低気圧が発生し、27日朝から昼前にかけて関東沿岸を進む予想である。27日6時を対象としたGSM、MSM、LFMでは、低気圧の予想位置や沿岸前線の位置にモデル間の差があり、沿岸前線南側の925hPaの風向はGSMとMSM・LFMで大きく異なる(第2.3.17図)。モデル間の差により、強雨発生のタイミング、強雨域、雨量などにシナリオの幅が考えられ、今後、実況監視により低気



第2.3.17図 27日06時を対象としたGSM、MSM、LFMの予想

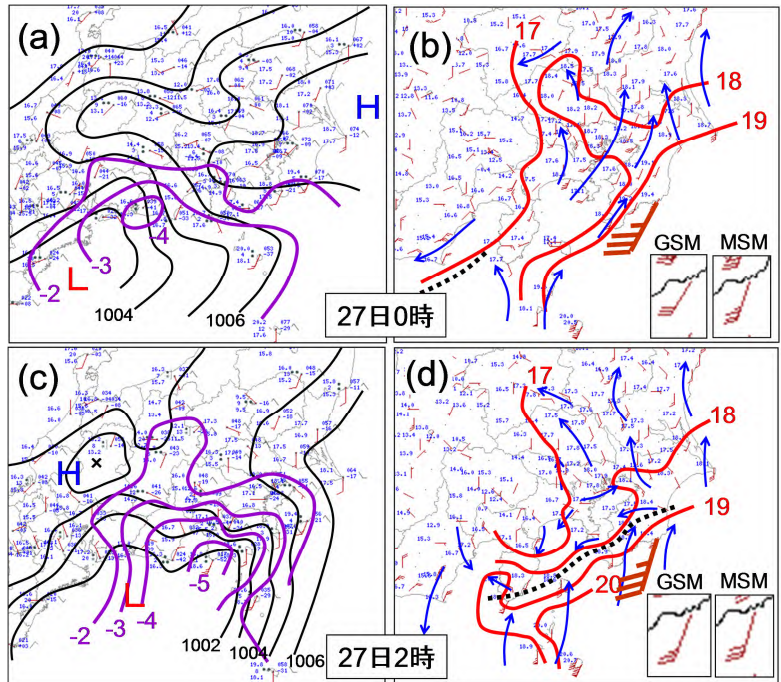
(a) : GSM(26日06UTC初期値)、(b) : MSM(26日09UTC初期値)、(c) : LFM(26日12UTC初期値)。赤い実線円と点線円は予想時刻及びその3時間後の低気圧の予想位置(LFMはFT09までの予想のため3時間後の低気圧の予想位置はなし)、ピンクの矢印とその周辺の数字は925hPaの風向・風速、その他の表記は第2.3.10図(c)に同じ。MSMやLFMはGSMより低気圧の進行が速く、北よりのコースを予想している。また、房総半島沿岸の925hPaの風がGSMは東風成分を持ち暖湿気が入りやすい。

圧のコースや沿岸前線の位置を確認する必要がある。

以上、ア～ウから、今後の東京地方の沿岸前線付近の強雨を予想する上で解析上重要な要素は、じょう乱の位置を確認するための地上気圧、沿岸前線の位置を把握するための風・気温、降水強度に影響する下層風などである。また、低気圧は気圧変化の低下量が大きい所に進むと推定されるため(倉島・青木, 1976)、SYNOP で通報される前 3 時間気圧変化量も解析上重要な要素である。

解析作業

27 日未明の時間帯の解析例を示す。等圧線や等気圧変化量線は 1hPa 毎に解析し、等気圧変化量線は等圧線に見られる気圧の谷との関係に留意しながら、気圧が低下する傾向のある地域を明確にする。27 日 0 時の局地天気図では(第 2.3.18 図(a))、熊野灘付近に気圧の低い領域が解析でき、この付近に低気圧が発生しつつあると見られる。また、浜松の気圧低下量が最も大きく、気圧低下量の大きい領域が今後、どのように変化するのかに留意する。流線解析ではシアラインと温度場との関係を明確にする。この時点では駿河湾付近にシアラインが形成され始めているが、関東地方は全般に南よりの風が吹き、顕著な温度集中帯はない(第 2.3.18 図(b))。この後、大きな変化が見られるのは 27 日 2 時であり、同様の解析を行うと、御前崎付近から房総半島方向に気圧低下量の大きい領域が出現し、関東沿岸のシアラインと温度集中帯が明瞭である(第 2.3.18 図(d))。このように、局地気象解析は 3 時間毎に固定して行うものではなく、変化を認めた場合には直ちに解析し、最新の数値予報資料と比較して何が起ころうとしているのかを即座に解釈することが重要で、その後の予報作業の適切な実施につながる。



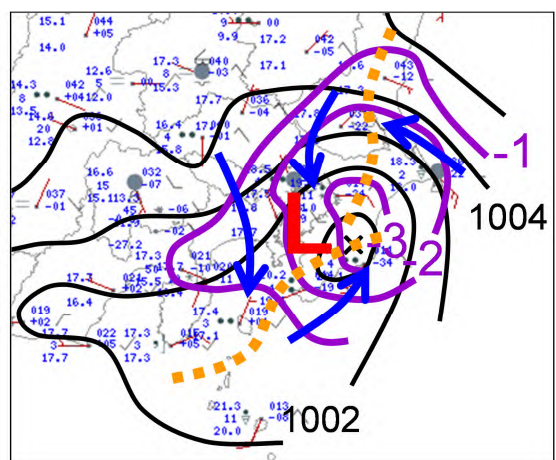
第 2.3.18 図 27 日 0 時(上段)と 2 時(下段)の局地気象解析

(a)と(c) : 地上気圧(黒実線)と前 3 時間気圧変化量(紫実線)の解析、
(b)と(d) : 地上等温線(赤実線)とシアライン(黒点線)の解析、茶矢羽は勝浦の 0.8km 付近の風、四角枠内は GSM と MSM の 925hPa の予想風。

御前崎付近から房総半島方向に気圧低下量の大きい領域が出現し、関東沿岸のシアラインと温度集中帯が明瞭である(第 2.3.18 図(d))。このように、局地気象解析は 3 時間毎に固定して行うものではなく、変化を認めた場合には直ちに解析し、最新の数値予報資料と比較して何が起ころうとしているのかを即座に解釈することが重要で、その後の予報作業の適切な実施につながる。

解析結果の検討

27 日 2 時の等圧線や等気圧変化量線の解析は、今後、房総半島付近で気圧が更に低下することを示している(第 2.3.18 図(c))。また、相模湾～木更津付近が北東～東風に変化し、房総半島～大島～石廊崎付近で風のシアを伴う温度集中帯が顕在化し沿岸前線が形成され始めている(第 2.3.18 図(d))。これらから、沿岸前線は房総半島付近に位置して、低気圧は GSM に近いコースで房総半島付近を進む可能性が高いと考える。ただし、駿河湾付近にシアラインが形成され始めた 27 日 0 時の局地天気図は 27 日 3 時を対象とする MSM の予想図に近く(図略)、低気圧の接近は



第 2.3.19 図 27 日 6 時の局地気象解析

橙点線は沿岸前線でアメダスデータも含めて解析してある。その他の表記は第 2.3.18 図に同じ。

GSM より早く、MSM の予想よりさらに早まると判断できる。また、WPR による勝浦の 0.8km 付近の風は南南西でモデル予想と大きな違いはないが、実況の低気圧との位置関係から 925hPa の風は GSM ほど東風成分を持たないとみて、東京地方で警報級の強雨となる可能性は低くなってきたと判断する。実際には、沿岸前線は千葉県に位置し、低気圧は 6 時頃に房総半島上に進み、千葉県太平洋側で約 30mm/h の降水があった程度となった(第 2.3.19 図)。

参考文献

- Defant, F., 1951: Local Circulations. Compendium of Meteorology, AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, BOSTON, MASSACHUSETTS, 655-672.
- 藤部 文昭, 坂上 公平, 中鉢 幸悦, 山下 浩史, 2002: 東京 23 区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. 天気, **49**, 395-405.
- 平成 18 年度 全国予報技術検討会資料, 2006: 「短時間強雨監視手法」の概要、気象庁予報部, 10.
- 平成 20 年度 全国予報技術検討会資料, 2008: 強雨発生前数時間における雨量分布の修正手法の検討、気象庁予報部, 19-21.
- 平成 21 年度 全国予報技術検討会資料, 2009: 南岸低気圧通過時の沿岸前線による大雨に対する各種手法、気象庁予報部, 14-18.
- 岩下 剛己, 村中 明, 1997: 府県官署における実況の監視と府県天気予報への利用. 平成 9 年度 量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 河村 武, 1966: 中部日本における冬の地上風系 - 特に冬の季節風に関連して. 地理学評論, **39**, 538-554.
- 倉島 厚, 青木 孝, 1976: 防災担当者のための天気図の読み方. 東京堂出版, 155-156.
- 松原 竹男, 末 洋一郎, 2006: 毎時大気解析(気温)の利用方法と注意点. 平成 18 年度 量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-8.

2.4 まとめ*

この章で示した、総観場の把握に関する解説、局地気象解析の具体的な手順や解析方法は、これまで現業作業の中で普通に行われてきたものが主で、特に新しい技術や解析手法を紹介したものではない。しかし、このような基本的な解析作業は、予報作業上、必要不可欠な作業であり、特に局地気象解析は、モデルが予想しない想定外の現象が発生した時に最大の武器となるものである。解析を続けることで解析技術は上達し、予報の精度向上が期待できる。また、現業作業中に十分に解釈できなかった顕著な現象は、後日、調査研究を行うことで予報技術が向上し、次回、似たような解析結果に出会ったときに、感覚的に現象に対する危機感を持つことができるはずである。今後も府県官署において、総観場の解析や局地気象解析が積極的に実施され、予報技術の向上につながることを望む。

*黒良 龍太、牧野 眞一（気象庁予報部予報課）

第3章 海上予報警報業務の概要と改善について*

3.1 海上予報警報業務の概要

3.1.1 はじめに

船舶の安全な運航のためには、海上の気象情報は欠かすことのできない大切なものである。気象庁では船舶の安全及び経済的な運航を支援するため、船舶から報告される海上気象観測データ、海洋気象ブイデータ、気象衛星のデータ等を基にして、海上を対象とする様々な気象情報を発表している。この章では、海上予報警報業務の概要について簡潔に説明すると共に、後半では平成26年度に改善を図る2つの項目について説明する。

3.1.2 SOLAS条約とGMDSS

広大な海上の気象状況を把握し、よりの確な警報等の情報発表するためには、国際的な協力が不可欠である。このため、海上の安全に関する国際条約としてSOLAS条約(International Convention for Safety of Life at Sea, 1974: 1974年の海上における人命の安全のための国際条約)と、SAR条約(International Convention on Maritime Search and Rescue, 1979: 1979年の海上における捜索及び救助に関する国際条約)が締結された。これらは、タイタニック号遭難を機に海上における遭難の捜索救助連絡体制の整備が世界的に計画され実現してきたものである。現在は、この条約に基づき、衛星デジタル通信の利用等各種通信機器の改善を行い、システムの高度化を図った「GMDSS: 海上における遭難及び安全に関する世界的な制度」(Global Maritime Distress and Safety System)が整備されている。

このGMDSSは、国際海事機関(IMO: International Maritime Organization)、国際水路機関(IHO: International Hydrographic Organization)、国際電気通信連合(ITU: International Telecommunication Union)等の国際機関を中心に検討され、世界のいかなる海域にいる船舶も陸上から航行の安全に係る情報を適確に受信することができ、また遭難した場合には、捜索救助機関や付近の航行船舶に対して迅速かつ確実な救助要請を行うことができる全世界的な遭難・安全通信体制が確立されており、船舶による海上気象観測・報告の奨励と船舶の安全な航行を図るための気象情報の提供を義務づけている。このGMDSSはIMO勧告に基づき、1999年(平成11年)2月1日から完全実施となっている。

国内規則においては、GMDSS業務は、気象業務法第14条の「船舶の利用に適合する予報及び警報」の作成発表業務と位置づけられている。気象庁は、これらの規定に基づき、海上を航行する船舶の安全を図るために、船舶の利用に適合する予報及び警報として、海上予報、海上警報等の発表を行っている。

3.1.3 海上予報警報業務の概要

気象庁では船舶の安全な運航に資するため、船舶向けに気象、地象、津波、波浪について船舶の利用に適合する予報及び警報を発表しており、このうち気象に関しては、海上の風、濃霧(視程障害)、波の高さ、着氷等の要素について、北西太平洋海域及び日本の沿岸海域を対象とした予報及び警報として、全般海上予報、全般海上警報、地方海上予報、地方海上警報等の文字情報を発表し、これら文字情報を補完する図情報として気象や台風を対象とした実況図や予報図を無線ファクシミリで放送している。

なお、本テキストでは詳述しないが、このほかに気象庁では、津波及び火山現象に関する海上予報及び海上警報の発表並びに、波浪、海面水温等を対象とした実況図や予報図を無線ファクシミリにて放送もしてい

*池田 徹、小坂 順一(気象庁予報部予報課)

る。

3.1.3.1 北西太平洋海域を対象とした全般海上警報・全般海上予報

全般海上警報及び全般海上予報は、北西太平洋の東経100°～180°、赤道～北緯60°で囲まれた海域を対象として気象庁本庁が発表している。

全般海上警報は通常1日4回00、06、12、18UTC（協定世界時）の気象解析に基づき、第3.1表に示す海上警報の内容を警報の原因となるじょう乱の種類、中心気圧、位置、移動等と共に発表している。さらに、対象海域内で台風による48ノット以上の暴風が存在するか、24時間以内に予想される場合には間の時刻である03、09、15、21UTCの気象解析に基づいて発表している。また、低気圧が急速に発達した場合にも臨時警報を発表している。

なお、協定世界時は日本標準時と9時間の時差があり、協定世界時の00UTCは日本標準時の午前9時にあたる。

台風については1日4回3日（72時間）先までの進路予報・強度予報を行っている。さらにその後も引き続き台風であると予想される時には5日（120時間）先までの進路予報も行う。

全般海上予報は、1日4回00、06、12、18UTCの気象解析に基づき全般海上警報の発表時に概況として発表され、警報で述べたじょう乱以外の低気圧、高気圧、前線等について存在または24時間以内に予想される場合に記述している。

第3.1表 海上警報の内容

種 別	発 表 基 準
海上台風警報 TYPHOON WARNING	台風で64ノット以上の最大風速が存在または24時間以内に予想される場合。
海上暴風警報 STORM WARNING	48ノット以上の最大風速が存在または24時間以内に予想される場合。ただし、海上台風警報を除く。
海上強風警報 GALE WARNING	34ノット以上48ノット未満の最大風速が存在または24時間以内に予想される場合。
海上風警報 WARNING	28ノット以上34ノット未満の最大風速が存在または24時間以内に予想される場合。ただし、全般海上警報では熱帯低気圧で、その後の発達を考慮して特に警告を必要とする場合に限る。
海上濃霧警報 WARNING	濃霧により視程が0.3海里未満になっているか、今後24時間以内に予想される海域に対し警告を必要とする場合。
海上警報なし	警報を発表すべき現象が無いまたは継続中の警報を解除する場合

地方海上警報では、上記の警報以外に着氷等の現象について海上警報を発表することがある。

発表された全般海上警報及び全般海上予報は、GMDSSに基づき、北西太平洋海域をカバーしているインマルサット太平洋衛星のEGC（Enhanced Group Calling：高機能グループ呼び出し機能）を利用したサービスであるセーフティネットにより、当該海域を航行する船舶に海上安全情報として通報される。セーフティネットの通報は第3.2表に示すように、定時報と緊急報の2通りのスケジュールで行われており、全般海上警報は台風情報と台風以外の気象警報で扱いが異なる。また、全般海上予報は定時報の気象警報の中で放送されてい

る。

なお、セーフティネットで管轄する北西太平洋海域では同海域内の一部の国でも気象情報を作成しており、南シナ海や隣接する海域は中国が作成し、インドネシアは南緯の領海を含めるため隣接するオーストラリアが作成し通報している。

また、全般海上警報及び全般海上予報の内容は、漁業気象通報としてNHKラジオ第二放送にて1日1回03UTCの気象解析に基づき船舶からの観測報告と共に日本語で1日1回07UTCに放送している。

第3.2表 セーフティネットによる気象庁の海上警報の放送時刻

		放送時刻 (UTC)
定時報	台風情報 ¹	0050 - 0130, 0650 - 0730, 1250 - 1330, 1850 - 1930
	気象警報 (概況を含む)	0230, 0830, 1430, 2030
緊急報	台風情報 ¹ (海上暴風警報・台風警報発表中の場合)	0350 - 0430, 0950 - 1030, 1550 - 1630, 2150 - 2230
	臨時警報 (台風以外の暴風について予想外の発生・発達があった場合)	0530, 1130, 1730, 2330

台風情報¹: 台風情報は早い場合は観測後50分後に、また、遅くても観測後90分以内に放送する。

3.1.3.2 無線ファクシミリによる気象・波浪等の図情報の放送

気象庁が図情報として船舶に提供している無線ファクシミリは気象無線模写放送 (以下、「JMH放送」という。)として通報され、全般海上警報及び全般海上予報と同様に北西太平洋の東経100°～180°、赤道～北緯60°で囲まれた海域を対象とした気象、台風予報、波浪、海況(海面水温、海流等)の実況図や予報図を放送している。

放送スケジュールはJMH放送の中で周知すると共に、インターネットでも気象庁ホームページ内に船舶向け天気図提供ページ(<http://www.jma.go.jp/jmh/jmhmenu.html>)を設け、放送スケジュールと合わせて実況図や予報図も提供している。

3.1.3.3 日本の沿岸海域を対象とした地方海上予報、地方海上警報

地方海上警報及び地方海上予報は、日本の沿岸から約300海里 (nautical mile) 以内の海域を第3.3表に示す12の海域に分け、さらに必要に応じ第3.1図に示す37の海域に細分して発表している。

第3.3表 地方海上警報・予報の発表官署と担当海域

発表官署	地方海上警報・予報の担当海域
札幌	日本海北部及びオホーツク海南部
	北海道南方及び東方海上
仙台	三陸沖
本庁	関東海域
新潟	日本海中部
名古屋	東海海域
高松	四国沖及び瀬戸内海
大阪	日本海西部
	対馬海峡
福岡	九州西方海上
	九州南方海上及び日向灘
鹿児島	九州南方海上及び日向灘
沖縄	沖縄海域



第3.1図 地方海上警報・予報の対象海域

□内が海域名称、それ以外は細分海域名称

地方海上警報は全般海上警報を参照して通常1日4回00、06、12、18UTCの気象解析に基づき各解析時刻の2時間50分後までに発表される。さらに、対象海域内で海上台風警報や海上暴風警報を発表する場合には間の時刻である03、09、15、21UTCの気象解析に基づき3時間ごとに各解析時刻の2時間50分後までに発表されている。

地方海上警報の中では、警報の原因となるじょう乱の種類、中心気圧、位置、移動等も述べられている。

地方海上予報は、1日2回06、18UTCの気象解析に基づき各解析時刻の4時間後の10、22UTCに発表されている。この予報は海上の風、天気、視程、波の高さの要素について、22UTCの発表では「今日、明日」、10UTCの発表では「今日～明日、明後日」を予報期間とし、対象海域内で発表されている地方海上警報の有無、24時間以内に影響を及ぼすじょう乱や前線等について簡明に述べた概要及び対象海域内で有効な観測実況も付加して発表されている。

発表された地方海上警報及び地方海上予報は、GMDSSに基づき日本の沿岸から約300海里までの海域を対象に海上保安庁所属の海岸無線局（那覇、門司、横浜、小樽、釧路）から航行警報等と共に放送されるシステム

ムの「ナブテックス」を利用し、英語による国際ナブテックスと日本語による日本語ナブテックスにより放送されている。

ナブテックスで放送される気象情報は内容によって最重要報（VITAL）、重要報（IMPORTANT）、定時報（ROUTINE）に分かれる。

ナブテックスの放送は基本的にスケジュールが決まっており、第3.4表に示す時間帯の中で通常、南の那覇から北に向かって順次放送されている。定時報では地方海上予報として日本近海の主なじょう乱の実況及び予想、各海域の気象予報及び発表中の地方海上警報のタイトルが放送される。地方海上警報については、海上台風警報、海上暴風警報及び海上強風警報は最重要報として、定時放送中であっても直ちに放送されている。また、重要報は最重要報以外の警報及び日本語ナブテックス台風情報が該当し、これも直ちに放送されるが、定時放送が既に始まった場合には、その定時放送の終了後に放送される。

第3.4表 国際・日本語ナブテックスの定時放送スケジュール

	放送時刻（JST：日本標準時）
国際ナブテックス	0200 - 0250, 0600 - 0650, 1000 - 1050, 1400 - 1450, 1800 - 1850, 2200 - 2250
日本語ナブテックス	0100 - 0225, 0500 - 0625, 0900 - 1025, 1300 - 1425, 1700 - 1825, 2100 - 2225

それぞれの時間帯に那覇、門司、横浜、小樽、釧路の順に放送される。

第3.5表 日本語ナブテックスの定時放送スケジュール

種 類		発表時刻（JST）
暴風域を伴う台風が日本から概ね150海里以内に接近した時	台風進路情報	0050、0350、0650、0950、1250、1550、1850、2150
	台風位置情報	0150、0250、0450、0550、0750、0850、1050、1150、1350、1450、1650、1750、1950、2050、2250、2350
暴風域を伴わない台風が日本から概ね150海里以内に接近した時	台風進路情報	0050、0350、0650、0950、1250、1550、1850、2150
台風が日本から概ね150海里～300海里にあるか、24時間以内に入ると予想される場合	台風進路情報	0130、0430、0730、1030、1330、1630、1930、2230
日本語ナブテックス気象予報の概況として選択すべき台風がある場合	台風進路情報	0430、1630

前述の日本語ナブテックス台風情報は船舶にとって重要な台風の位置情報、進路予報を他の警報に先駆けてより早く発表するもので発表時刻は第3.5表のとおりである。

このナブテックスの他に海上保安庁では、沿岸の海域に対して同庁に所属する通信所から地方海上警報及び地方海上予報を無線電話により日本語で放送している。

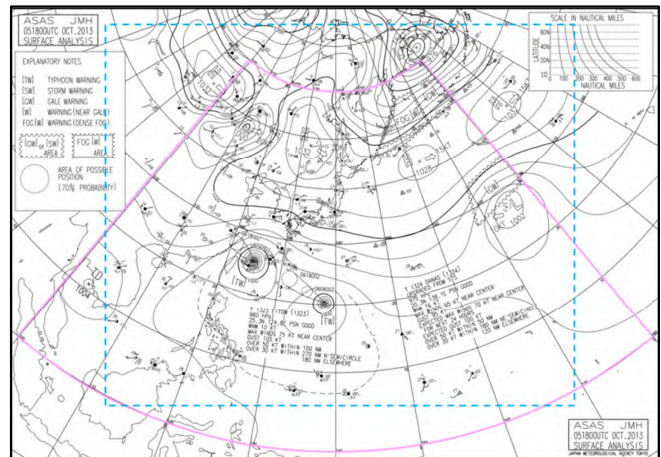
また、海上保安庁の他にも府県担当の気象官署を經由して都道府県にある漁業無線局へ相互の協定により必要に応じて通報を行っている。

3.2 海上予報警報の改善

平成26年度は2つの項目について改善を図る。先ず気象庁がJMH放送で船舶に提供している天気図の改善(平成26年10月に実施済)について説明する。続いて、地方海上警報・予報及びナプテックスを図情報化する地方海上分布予報(平成27年3月に提供開始予定)について説明する。

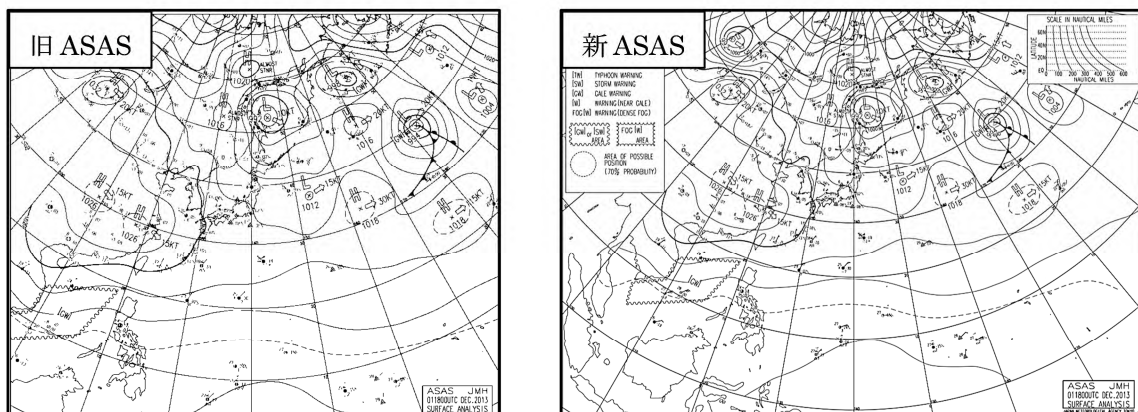
3.2.1 アジア太平洋地上天気図(ASAS)等の描画領域の変更について

気象庁が行なうJMH放送では、気象の実況図や予報図として、アジア太平洋地上天気図(以下、「ASAS」という。)、アジア太平洋海上悪天予想図(以下、「FSAS24/48」という。)、台風予想図(以下、「WTAS07/12」という。)の各種天気図をスケジュールに従って放送している。これらの各種天気図は全般海上警報及び全般海上予報を補足説明するものとして提供しているものである。しかし、JMH放送はセーフティネットの運用よりも歴史が古く、セーフティネット運用後も従来作成していた天気図領域を踏襲してきたことから現在の全般海上警報の予報海域を一部カバーできていなかった。そこで、平成26年10月8日09時よりASAS、FSAS24/48、WTAS07/12の描画領域を変更し全般海上警報の予報海域をカバーするように改善した。第3.2図は新領域のASASを用いて描画領域の変更を説明したものである。桃色の枠内の海上が全般海上警報の予報海域にあたる。これに対して、水色の破線が従来のASAS等各種天気図の描画領域であるが、桃色の枠が赤道に近い部分で3箇所、水色の枠外となりカバーできていない。新領域は、桃色の枠全てを描画領域に含むため、第3.2図に示すようにこれまで表現されていなかったインドシナ半島南西海上の熱帯低気圧も天気図に表現できるようになる。その他、第3.3図に示すように南シナ海の南部まで広がるような海上強風警報の領域範囲や赤道に近い低緯度の熱帯低気圧や台風などの存在位置も確認できるようになった。

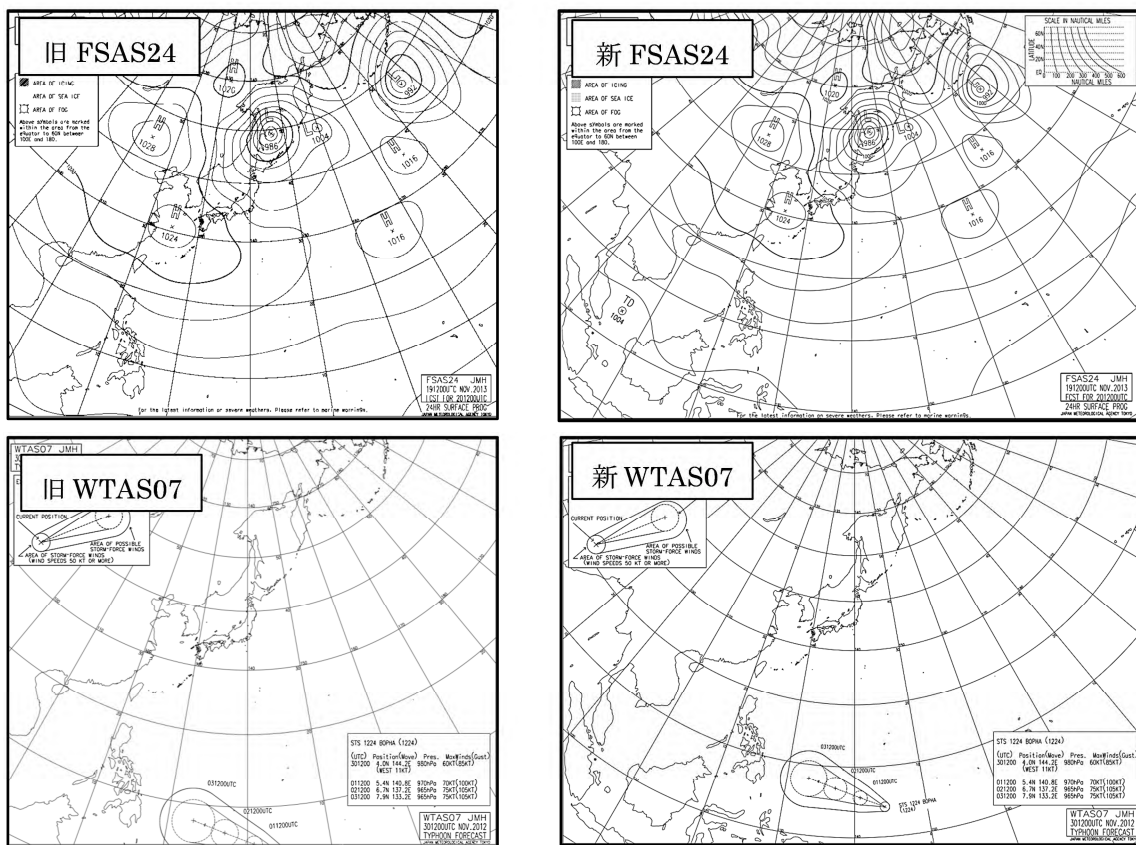


第3.2図 描画領域の変更

第3.2図は新領域のASASを用いて描画領域の変更を説明したものである。桃色の枠内の海上が全般海上警報の予報海域にあたる。これに対して、水色の破線が従来のASAS等各種天気図の描画領域であるが、桃色の枠が赤道に近い部分で3箇所、水色の枠外となりカバーできていない。新領域は、桃色の枠全てを描画領域に含むため、第3.2図に示すようにこれまで表現されていなかったインドシナ半島南西海上の熱帯低気圧も天気図に表現できるようになる。その他、第3.3図に示すように南シナ海の南部まで広がるような海上強風警報の領域範囲や赤道に近い低緯度の熱帯低気圧や台風などの存在位置も確認できるようになった。



第3.3図 新旧天気図比較(左列が旧天気図、右列が新天気図)



第3.3図_続き 新旧天気図比較 (左列が旧天気図、右列が新天気図)

3.2.2 地方海上分布予報の提供開始について

気象庁では、日本近海を航行する船舶向けに文字情報である地方海上予報、地方海上警報を発表している。これらは海上保安庁のナプテックスや無線電話等により利用者に伝達されている。

海上警報や予報、及びその内容を伝えるナプテックスは文字情報であり、海上の危険を確実に利用者に伝えることを重視したシステムとなっている反面、簡潔な表現となっている。一方、過去に発生した気象海象を要因とする海難事故においては、海上警報の発表中に、そのことを知りながら出航し事故を起こしている事例が多数みられる。このような海難事故の中には「台風から温帯低気圧に変わったから何とかなる」とか「前回の暴風警報で無事だったから今回も大丈夫」といった思い込みや「台風の暴風域でも進行方向の左側では風が吹かない」といった不正確な知識により適切な退避行動がとられず事故につながった事例が見られる。気象庁では、文字情報だけでは伝えられなかった風の面的な分布などの情報について、海難事故防止に資するよう図形式の情報として地方海上分布予報の提供を開始する。提供開始は平成27年3月の予定である。

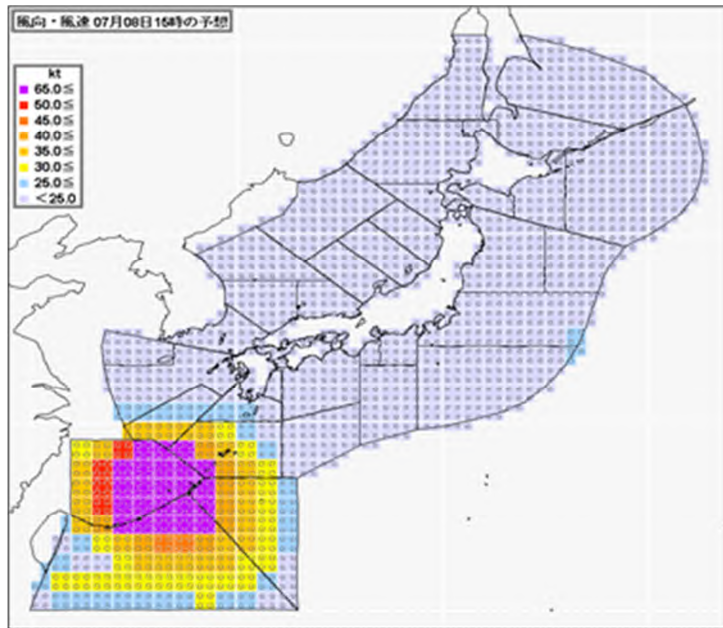
3.2.2.1 地方海上分布予報とは

地方海上分布予報は、地方海上予報・警報で述べる気象現象の分布を詳細で利用者に分かりやすい図形式の情報にして提供するものである。

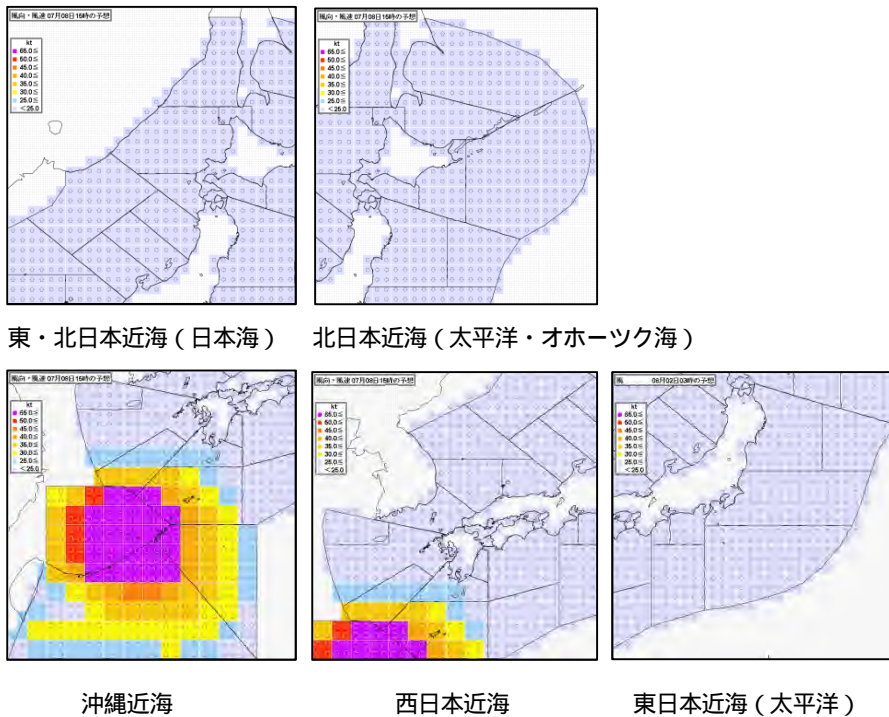
発表は1日4回、6時間毎に行う。海上警報と同様に観測時刻（3時、9時、15時、21時）の気象解析に基づき、観測時刻の約3時間後に発表し6時間間隔に24時間先までを予想する。地方海上予報区と同じ海域について「風、波、視程（霧）、着氷」を予想する。海上警報や海上予報と同様に、風は風向風速、波は有義波高、視程（霧）については水平方向に見通せる距離、船体着氷は強度（弱、並、強）で表現する。

3.2.2.2 地方海上分布予報の提供方法

地方海上分布予報の提供については、以下で説明する複数の提供方法の準備を進めている。船舶利用者向けには、海上保安庁の「沿岸域情報提供システム（MICS）」にて提供できるよう調整を進めているところである。気象事業者向けには図（png形式）と格子データ（GRIB2形式）を気象業務支援センター経由で提供する。図（png形式）は第3.4図のように全海域を1枚にしたものの他に、第3.5図の5つの海域に分割したものを提供する。格子データは全国1ファイルで提供する。また、広く利用していただける気象庁ホームページにも掲載する計画である。



第3.4図 地方海上分布予報（風の例）



第3.5図 海域拡大領域の例

3.2.2.3 地方海上分布予報の利用例

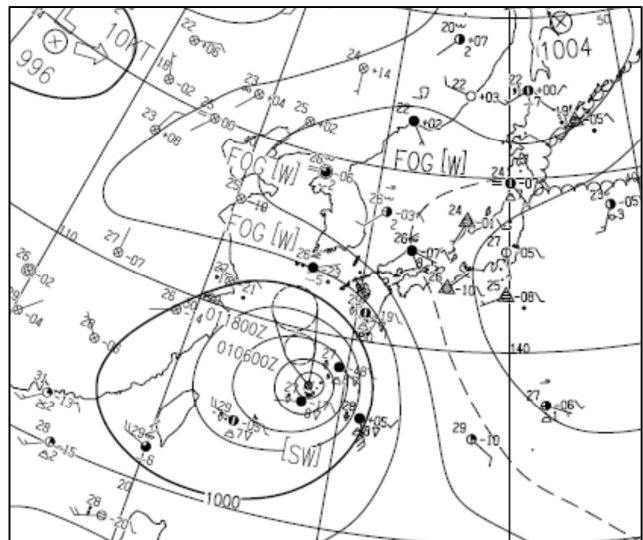
3.2.2.3.1 (風の例) 台風第12号(平成26年7月31日~8月1日)

先に述べたように気象庁の発表する海上警報は簡潔な表現を用いるため、それだけでは悪天の分布を詳細に把握することが難しい場合がある。そのような場合に地方海上分布予報を利用することで、より詳細な予想を容易に把握できる例を紹介する。

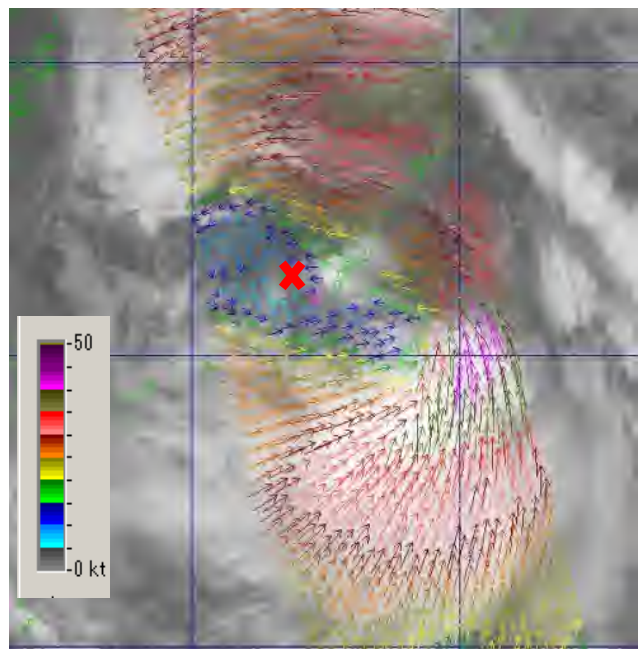
平成26年7月31日から8月1日(第3.6図参照)にかけて沖縄地方を北上した台風第12号(アジア名:ナクリー)は特異な強風域の分布を持った台風であった。極軌道衛星のリモートセンシングによる海上風の推定値を第3.7図に示す。通常、台風は中心付近で最も風が強いことが多いが、台風第12号は中心(図中央の×マーク)付近では風が弱く、周辺部、特に北東から南東に離れた部分で非常に強い風が強い分布をしていたと推定される。

第3.8図の矢羽は7月31日15時から8月1日15時までの沖縄県久米島町謝名堂、那覇市樋川、名護市宮里にあるアメダスの風の観測結果を示す。台風が中心が通過する前に当たる7月31日の日中に風の強い時間帯があり、中心が通過したあとの8月1日3時の時点では風が弱まっている。

通常と異なる強風分布の状況から、中心通過後に船舶利用者が「風の強い部分は既に過ぎ去った」と判断したとしても不思議ではない。また、台風中心から逃れようとして誤った方向(例えば東)に航路を向けるとかえって危険な状況に陥る可能性もある。

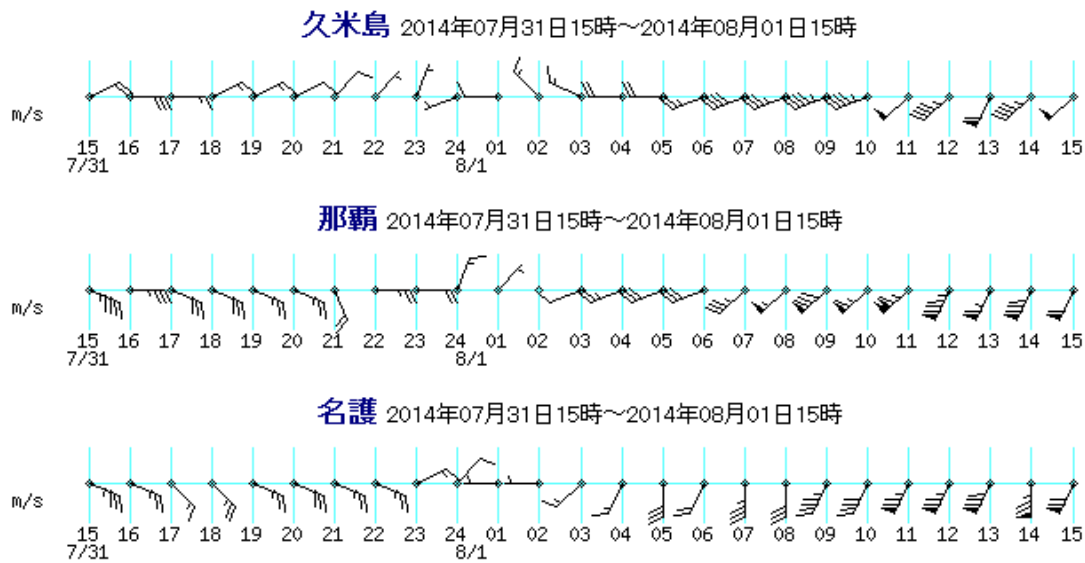


第3.6図 地上天気図(8月1日3時)



第3.7図 極軌道衛星による海上風の推定値(7月31日22時頃の値)

図中央のマークは8月1日0時の台風中心位置(速報値)



第3.8図 風の実況値 (7/31 15時～8/1 15時)

1日3時の観測に基づき気象庁が発表した台風第12号に関する暴風警報では、風の分布について次のように記述している。

STORM WARNING.
 SEVERE TROPICAL STORM 1412 NAKRI (1412) UPGRADED FROM TROPICAL STORM
 980 HPA
 AT 27.1N 127.9E EAST CHINA SEA MOVING NORTHNORTHEAST 10 KNOTS.
 POSITION POOR.
 MAX WINDS 50 KNOTS.
 RADIUS OF OVER 30 KNOT WINDS 350 MILES.

これによると、台風の中核は東シナ海の北緯27.1度、東経127.9度に位置し、最大風速は50ノット。中心から半径350海里以内の海域で30ノット以上の強風となっていることが分かる。しかし、中心付近よりも北東～南東に離れた部分で風が強いというこの台風特有の強風分布は電文からは読み取ることができない。また、同じころ沖縄海域に発表した地方海上警報は以下のようにになっている。

沖縄海上気象

01日03時観測 01日05時45分発表

海上暴風警報 東シナ海南部 沖縄東方海上

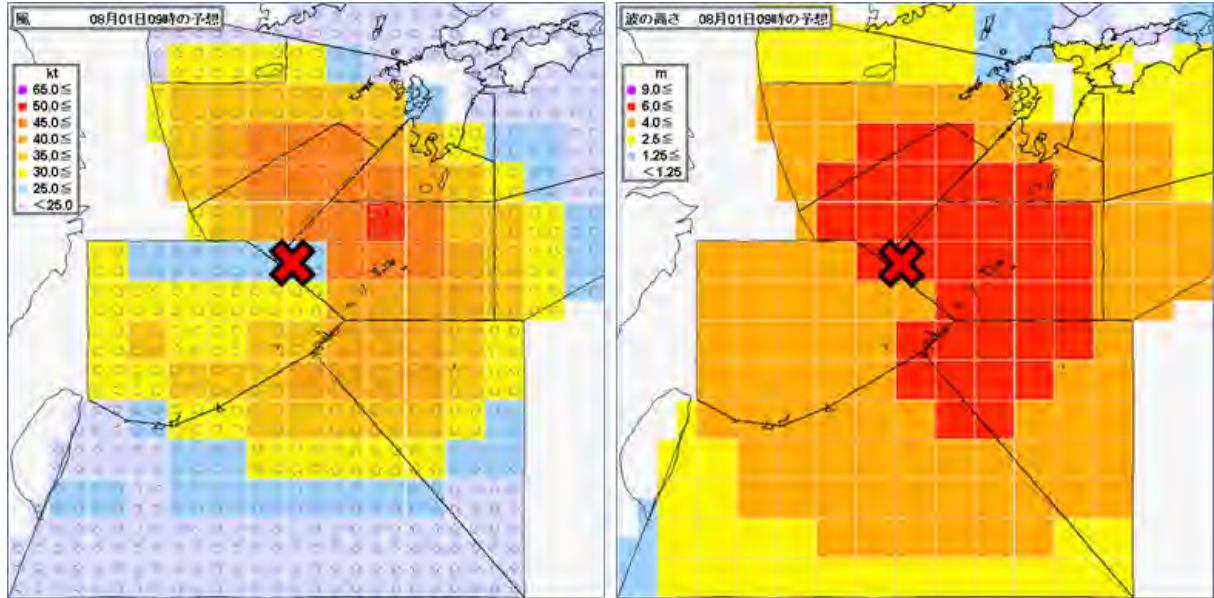
海上強風警報 沖縄南方海上

(中略)

東シナ海南部では 北西又は北の風が強く 最大風速は50ノット(25メートル)

沖縄東方海上では 南東又は南の風が強く 最大風速は 50 ノット (25 メートル)
 沖縄南方海上では 南又は南西の風が強く 最大風速は 45 ノット (23 メートル)
 (以下略)

各細分海域の最大風速は分かるが、やはり中心から離れた部分に風の極大域があることは分からない。

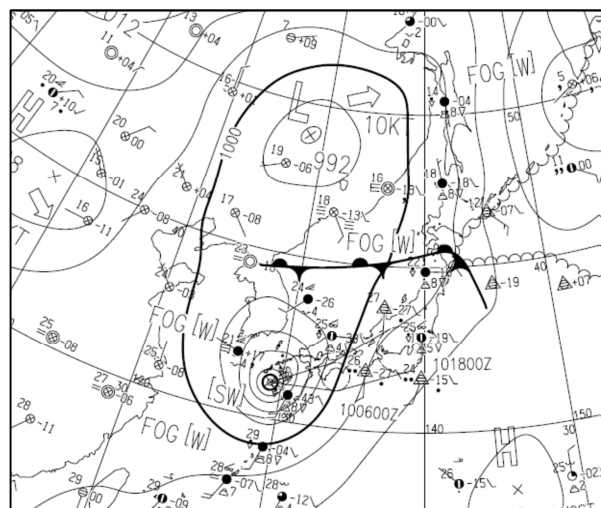


第 3.9 図 地方海上分布予報の例 風、波 (8 月 1 日 09 時の予想)

×印は台風を中心位置を示す。ただし実際の地方海上部分布予報にこの印はない。

第 3.9 図 は 8 月 1 日 3 時の観測を元に作成した地方海上分布予報 (9 時の予想) の例 (サンプル) である。海上警報とあわせて地方海上分布予報を見ることで、台風の通過前後で一時的に風、波とも弱まり、台風が北上した後再び風、波共に強まる予想であることが一目で把握できる。

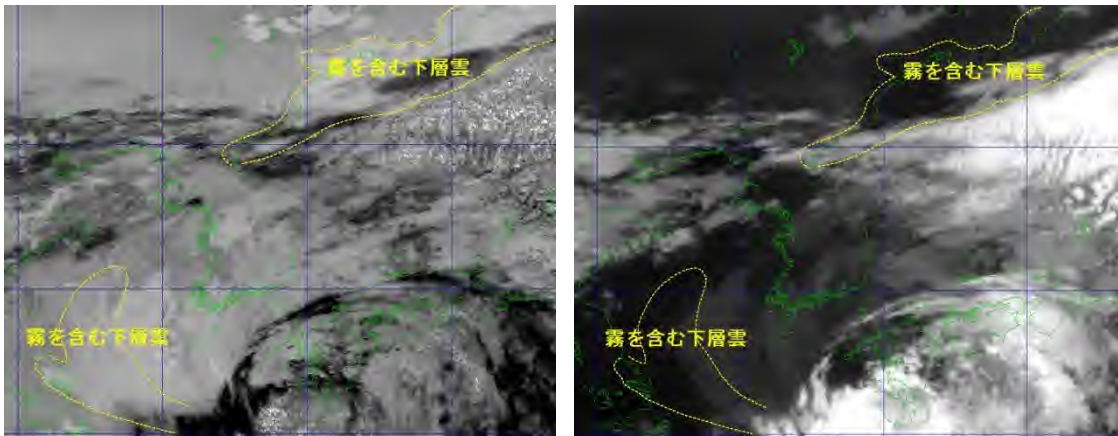
気象庁の発表する海上警報は広い地方海上予報区及びその細分海域に対して行なうものであり、海域内の最大風速など海難につながる危険のある気象現象の存在を利用者に確実に伝えるため、簡潔な表現をとっているものである。その反面、地方海上予報区及びその細分海域内における気象現象の面的な分布を詳細に伝えることには適していないと言える。簡潔な文字情報である海上警報に図形式の情報である地方海上分布予報をあわせて利用していただくことで、海上警報で述べている最大風速が細分海域のどの部分の予想かといった、より詳細なイメージを把握していただけるものと考えている。



第 3.10 図 ASAS (平成 26 年 7 月 10 日 3 時)

3.2.2.3.2 (霧の例) 台風第8号 (平成26年7月9~10日)

海上の霧は局在性が強い現象で多くの場合、地方海上予報区の細分海域よりも狭い領域で発生している。第3.10図は平成26年7月10日3時の地上天気図である。九州の西に台風第8号があり、東へ進んでいる。



第3.11図 衛星画像 (7月10日3時)

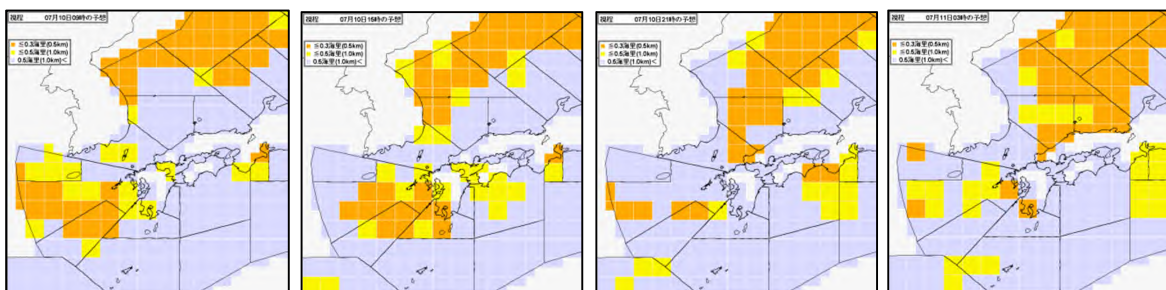
左図：3.8 μm 差分画像 (赤外3.8 μm 帯の画像と赤外11 μm 帯の画像の差分。霧を含む下層雲は白く見える。)
 右図：赤外画像 (赤外11 μm 帯の画像。霧を含む下層雲は黒くなり、海面と区別が付かない。)

第3.11図はこの時の衛星画像である。3.8 μm 差分画像と赤外画像を見比べることで、霧域 (を含む下層雲) の分布を把握することができる。これによると、北緯40度以北では霧域 (を含む下層雲) が広範囲に広がっていたと推測される。

10日3時には海上濃霧警報が日本海の全ての地方海上予報区に発表されている。しかし、細分海域単位で海上の危険な気象現象を伝える地方海上警報の警報文からは、霧の分布が特に北緯40度以北で広範囲にわたっていることまでは伝えることが出来ない。

第3.12図は3時観測に基づく地方海上分布予報 (霧の分布) である。これを見ると、地方海上警報では伝えられなかった霧域分布の予想が良く分かる。この分布予報からは北へ行くほど濃霧が広範囲にひろがり、時間と共に南に広がってくる予想になっていることが分かる。

この事例のように、地方海上分布予報は台風情報や海上警報にあわせて活用していただくことで航路の判断に有効な情報となると考えている。



第3.12図 地方海上分布予報 (霧による視程障害)
 左より9時、15時、21時、翌日3時の予想

第4章 高解像度降水ナウキャストと降水短時間予報の改善

4.1 高解像度降水ナウキャストにおける降水の解析・予測技術について*

要旨

高解像度降水ナウキャストは、局地的な大雨の監視・予測能力を強化するために、詳細かつ高精度なレーダー画像と降水量予測を提供するプロダクトであり、2014年8月から提供を開始する。積乱雲に伴う狭い範囲の降水は短時間の現象であることから、実況補外に加えて強雨域を空間3次元的に予測する技術を導入し、「急な強い雨」の実用的な予測を実現している。

本稿では、高解像度降水ナウキャストで用いられている解析及び予測技術について解説する。

4.1.1 はじめに

気象庁は、気象レーダーの高精度観測データを利用した局地的大雨の監視・予測能力を強化するため、2012年度から2013年度にかけてレーダー観測所処理装置を更新し、高解像度降水予測システムを整備した。高解像度降水ナウキャストは、これら更新及び整備を受けて、国土交通省が運用するXバンドMPレーダ雨量計(以下「Xバンド」と言う。)の観測データも利用し、詳細かつ高精度なレーダー画像と降水量予測を提供するプロダクトとして開発を進めてきたものである。

高解像度降水ナウキャストは、その名が示すように、格子間隔を従来の1kmから250mに細かくした降水ナウキャストである。従来の降水ナウキャストは、気象庁のCバンドドップラーレーダーの観測データ(以下「Cバンド」と言う。)のみを使って降水予測を提供しているが、高解像度降水ナウキャストでは、通称XRAINと呼ばれる国土交通省が整備したXバンドも加え、さらにアメダス・地上観測、高層ゾンデ観測、ウィンドプロファイラ観測のデータの高度利用にも取り組んだ。

高解像度降水ナウキャストの予測技術においては、強雨域を空間3次元的に予測し、初期値には存在しない強雨域を発生させる技術を開発することに加え、停滞する線状の強雨域や台風などの時空間スケールの大きな降水現象の予測精度を向上させる新たな技術を導入した。

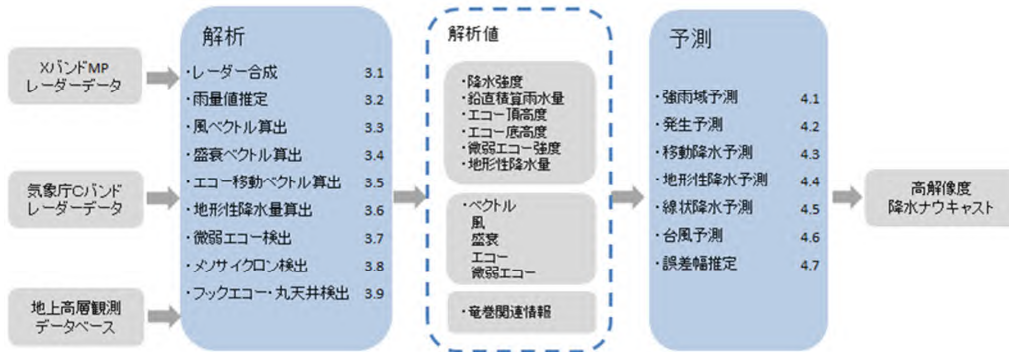
これら観測データの高度利用及び新技術導入は、従来の降水ナウキャストとは異なる発想に基づいている。例えば、地上における降水量又は降水強度の解析・予測精度を最良とする観測データの組み合わせとデータ処理方式を選択するために、解析と予測処理の最適化を行っている。また、予測の分野では、現象の時間変化を未来に向かって延長する運動学的な予測から大きく踏み出し、短時間に大きく変化する降水現象の予測に適した力学的計算手法を選択しアルゴリズムに取り込んでいる。

このように、高解像度降水ナウキャストは、単に解像度が向上しただけでなく、さまざまな観測網から得られる観測データを総合的に利用し、最新の予測技術を取り入れた新しい降水ナウキャストとして提供を開始するものである。

*運動学的予測グループ(木川誠一郎)

4.1.2 アルゴリズム

第4.1.1図に示すように、アルゴリズムは解析及び予測のアルゴリズムから構成される。2つのレーダー観測網と地上・高層観測網のデータを利用して解析アルゴリズムは解析値を作成する。予測アルゴリズムは解析値を入力し、高解像度降水ナウキャストを作成する。



第4.1.1図 高解像度降水ナウキャストの作成におけるデータの流れ

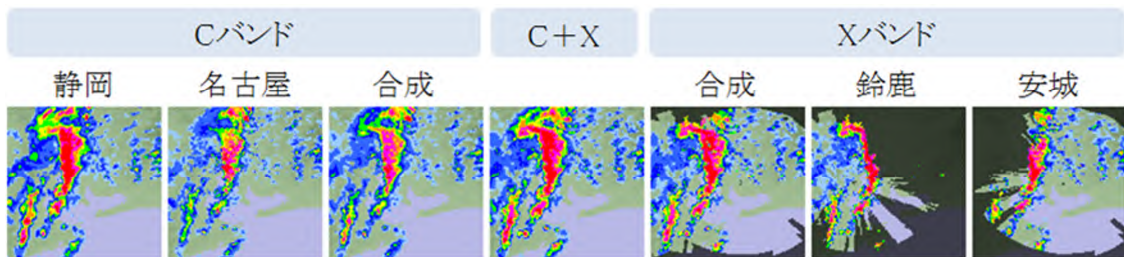
4.1.3 解析アルゴリズム

解析アルゴリズムの特徴を列挙すると

- 解析アルゴリズムでは、短時間かつ局地的にはエコーは単純に流されることを仮定して、ウィンドプロファイラの観測から得られる各高度における水平風とレーダーのスキャン時刻を利用して位置ずれを補正している。
- 高解像度降水ナウキャストは地上の降水量を解析・予測対象としている。レーダー雨量値を推定する高度およそ1~2kmから雨滴が地表に落下する間に風に流される効果も補正している。
- クラッタの原因となるものは概ね地表付近にあることから、その反射強度の鉛直分布はアンテナの鉛直方向のビームパターンに対応して、上空に向かうにつれて急速に弱まる特徴を持っており、これを利用してクラッタを検出する。
- ブライトバンドの高度と厚さは、レーダーの最大仰角に現れるリング状のエコーの大きさと形状、ウィンドプロファイラの鉛直速度、及びアメダス気温観測値から推定する。
- レーダー合成 Radar Composition
 - Cバンドでは、観測高度を挟む2つの仰角の観測値を線形内挿して、レーダー毎に観測高度における降水強度をレーダー雨量値として算出する。次にレーダー毎の降水強度から、全国合成の降水強度をレーダー毎に重みをつけて平均する加重平均法により算出する。
 - Xバンドでは、降雨による電波の減衰を正確に見積もることができない場合には、加重平均による合成では降水強度を過小に推定してしまうことがあるため、Xバンドの合成は最大値法を使う。
 - XバンドとCバンドのデータを合成する際は、まずそれぞれの全国合成データを作成した後に、処理の最終段において最大値法により両者を合成する。Xバンドは2つの偏波を使った降水強度推定を行っており、単一偏波であるCバンドに比べてレーダー雨量値の精度が高いことから、合成前に10km四方の平均降水強度についてCバンドをXバンドに合わせるように補正を行うことにより、第4.1.2図に示すようにレーダー観測範囲の端においても滑らかな合成を実現するとともに、Xバンドの高い雨量値推定精度をXバンドの探知範囲の周辺に波及させることができる。

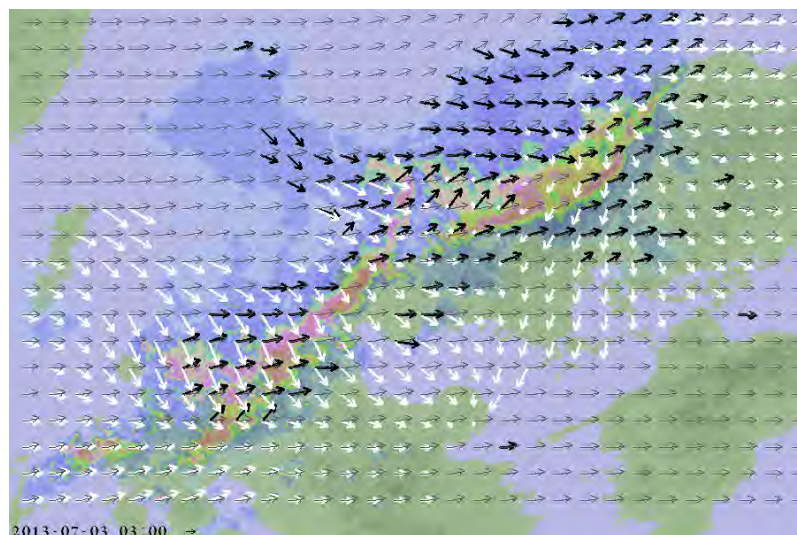
- ベクトル Vectors

- 全国を範囲とする風ベクトルは、鉛直 3 層（高度 1km、2km、及び 3km）において水平方向 1km 格子の風ベクトルを算出し、これを 10km 格子においてベクトルの方位角に対する度数分布から主成分、副成分を算出するとともに、渦度及び水平発散を計算する。一方、強雨域では水平方向 250m、鉛直方向 100m 毎に風ベクトルを計算する。
- 降水強度の盛衰量について水平方向の動きを計算し、これを盛衰ベクトルと呼ぶ。盛衰量は風ベクトルに沿って計算した 30 分間の降水強度の変化であり、降水強度のラグランジュ微分に相当する。その盛衰量のパターンの動きを 1 時間にわたって追跡したものが盛衰ベクトルとなるので、盛衰ベクトルは時間スケールの長い雨域の盛衰を追跡している。
- エコーの移動ベクトルを求めるときは、時間的、空間的に様々な規模の移動を捉えるために、従来の降水ナウキャストと同様に階層的移動検出の手法を用いている。
- 第 4.1.3 図では、エコー移動ベクトルが北東から東に向かっていることに対して、降水強度が強い（背景が赤色の）領域では盛衰ベクトルは南成分が大きく、これは個々の強雨エコーは発生 北東から東に移動 消散を繰り返しながら雨域として南下していることを示している。



第 4.1.2 図 レーダー合成の例

中央の C+X が C バンドと X バンドを合成した解析値。



第 4.1.3 図 エコー移動ベクトル（灰色）と盛衰ベクトル（白）の例

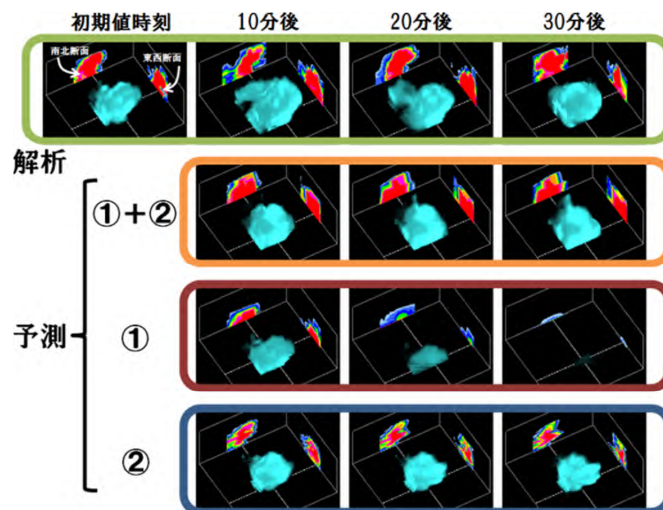
黒はレーダーのドップラー速度から算出した風ベクトルを示す。背景は地図の上に重ねた降水強度解析値である。

4.1.4 3次元予測

高解像度降水ナウキャストでは、注目すべき強雨域を選び出して高解像度の空間3次元降水予測を行うとともに、その他の領域では降水の3次元分布から複数の2次元情報を作成しておくことで鉛直方向の計算量を減らし、計算時間間隔も長くとる手法を採用した。これにより、ナウキャストとしての速報性を確保しつつ、高解像度かつ高精度の予測を提供することが可能となった。

4.1.5 高解像度3次元予測

高解像度3次元予測は、実況の補外と鉛直1次元対流モデルによる予測から構成される。実況補外では、積分時間間隔を1分としてセミラグランジュ法の時間積分より雨水量の3次元分布を予測する。時間積分の方法によって雨水量の大きさに応じた終端速度で鉛直方向のみに落下する時間積分、ドップラー速度データを使った3次元風ベクトルを利用したすべての方向の時間積分、の2種類があり、それぞれの計算結果を最大値法により合成して予測値とする。この雨水量には、雨域の発達・衰弱傾向又は鉛直1次元対流モデルが予測する雨水量に比例する係数が乗算されるので、雨域の移動、回転、伸縮、さらに発達・衰弱傾向を表現することができる。この予測手法は、第4.1.4図に示すように、5分からおよそ20分までの予測を、およそ20分以降の予測を担うように設計されている。



第4.1.4図 高解像度3次元予測の例

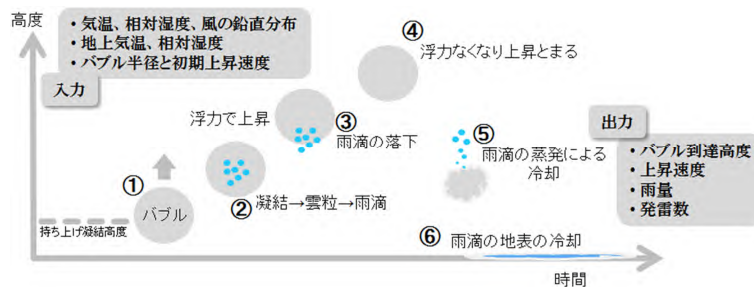
図の最上段は解析値、2段目は と を合成した予測、3段目は 、最下段は の予測を示す。この図は南東斜め上方向から雨域を見たものであり、雨水量が多いほど輝度が大きくなる。東西及び南北断面は雨域のなかで雨水量が最も大きい格子を通る白い点線における断面を示す。初期値時刻は2014年6月24日14時30分、雨域は東京都三鷹市周辺に降雷をもたらした積乱雲であり、オーバーハングと表現されるひさしのように突き出したエコーの構造が見られることは、強い上昇気流の存在を示唆している。なお、実際には から雨水量の供給を受けるが、ここでは雨滴の落下の様子をわかりやすく示すため、 から への雨水量供給を0として計算した結果を において図示している。

鉛直1次元対流モデルには、Simpson 他(1965, 1969)及び山岸(1973)を発展させた予測モデルを使用する。第4.1.5図にその予測概念を示した。モデル内の計算では、上昇するバブルは持ち上げ凝結高度を通過し(図中の)凝結した水蒸気はすぐに雲粒となり、auto-conversionにより雨滴を生成する。生成した雨滴は周囲の雲粒を取り込んで成長し()、雨滴として十分に大きくなるとバブルから落下する()、さ

らに上昇したバブルは平衡高度に到達して浮力がなくなり上昇が止まる（ ）、バブルから落下を始めた雨滴はその一部が蒸発して周囲の空気を冷却し（ ）また地表に落下して地表面を冷却する（ ）。

バブルは最大 15 個まで連続して打ち上げることが可能であり、打ち上がるバブルの数に比例して積算雨量が多くなる。

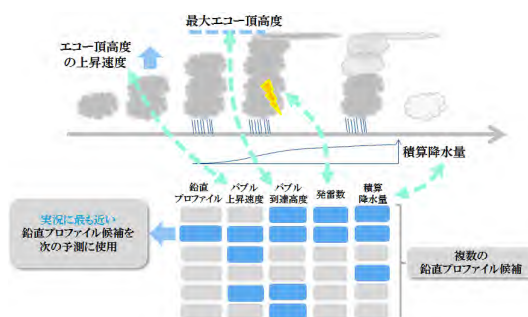
このように予測された鉛直 1 次元対流予測モデルによる雨水量は、鉛直方向の重み付けがなされ、先に述べた実況補外の予測と最大値法により合成される。



第 4.1.5 図 鉛直 1 次元対流予測モデルの予測概念

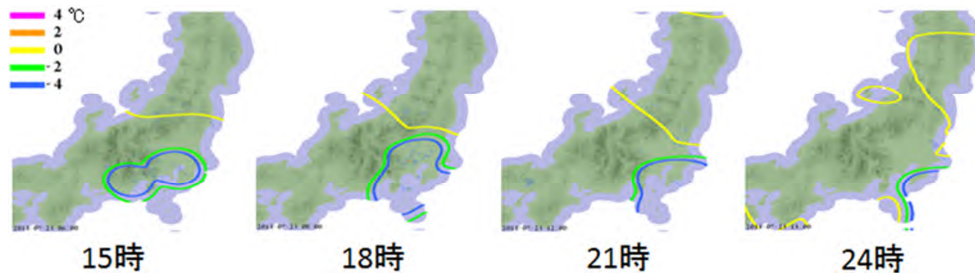
縦軸が高度、横軸が時間であり、ここでは 1 つのバブルの時間経過を示している。

鉛直 1 次元対流モデルの入力データである大気鉛直プロファイルは、高層ゾンデの観測値を初期値として、第 4.1.6 図に示す手法により更新する。まず、初期値となる鉛直プロファイルから主に気温を変化させた鉛直プロファイルを複数作成し、それぞれの鉛直プロファイルにおけるバブルの上昇速度、到達高度、積算雨量、及び単位時間当たりの最大発雷数を計算する。これらのパラメータが観測値に最も適合する鉛直プロファイルを選び、雨域とその周辺の鉛直プロファイルに反映する。この更新は 5 分毎に行われ、更新された鉛直プロファイルが次の時刻の予測において利用される。また、この鉛直プロファイルは高度 3km の風でセミラグランジュ法を用いて時間積分しているため、第 4.1.7 図に例を示すように時間とともに移動していく。



第 4.1.6 図 鉛直プロファイルの更新の概念図

上段の横軸は時間であり、左に積乱雲の発生、右に進むにつれて発達、最盛期、そして消散となる。下段には 6 つの鉛直プロファイル候補が用意されており、右側の 4 要素の青色が実況に近いことを表す。この例では、上から 2 行目の鉛直プロファイルが最も実況を良く表現できるとして選ばれる。



第4.1.7図 鉛直プロファイルの更新の例

ここでは2013年7月23日の海拔5,000mの気温を示している。15時には関東南部から東海地方にかけて鉛直プロファイルの更新によって気温が周囲よりも低い領域が見られる。その領域は高度3kmの風に流されて24時には南東海上に移動する。

4.1.6 低解像度3次元予測

前項で述べた高解像度3次元予測は計算量が多く、予測できる強雨域数は1初期値当たり5~10程度(ただし、鉛直プロファイルの更新のみ行う強雨域の上限数は100である。)であるので、数多くの積乱雲が発達するときには、ここで述べる低解像度3次元予測が併用される。

低解像度3次元予測は、より広い空間範囲を予測することを目的として、空気塊の鉛直加速度を降水の盛衰に結びつけた予測モデルを使用する。この予測モデルは、鉛直1次元対流モデルから着想を得たものである。鉛直1次元対流モデルでは、auto-conversionにおいて雨水の単位時間当たりの生成量 dM/dt が雲水量に比例し、鉛直速度が大きくなるほど雲水量が増えることから、単位時間当たり気柱内で生成される雨水量 $d(M_i)/dt$ は気柱内で平均した鉛直速度 w に比例すると仮定する。一方、単位時間当たり気柱下端から外に出る雨水量を降水強度 R とし、氷の状態を考えなければ、気柱内の総雨水量である鉛直積算雨水量 VIL との関係は、次の式(4.1.1)で表すことができる。

$$w \propto \frac{d}{dt} M_i = \frac{d}{dt} VIL + R \quad (4.1.1)$$

次に鉛直1次元対流モデルでは、バブルが鉛直上向きの加速度を持つときにバブルが上昇し、雨滴が生成され降水がもたらされる。そこで、 w の時間微分をとると

$$\frac{d}{dt} w \propto \frac{d^2}{dt^2} VIL + \frac{d}{dt} R \quad (4.1.2)$$

となり、この右辺が鉛直加速度の指標となり、指標がプラスのときは雨が強まると仮定する。

指標が大きい領域では鉛直速度が加速され積乱雲が発達し、20~30分遅れて強雨をもたらすと予測する。20~30分より先の予測については、気温又は水平発散の空間勾配が大きいときは強雨が持続、小さいときは衰弱すると予測する。

次に強雨盛衰ベクトルと呼ぶ w の移流速度(u, v)を式(4.1.3)から算出し、エコー移動ベクトルに合成して予測に使用する。

$$u = \frac{\partial w}{\partial t} \Big/ -\frac{\partial w}{\partial x}, \quad v = \frac{\partial w}{\partial t} \Big/ -\frac{\partial w}{\partial y} \quad (4.1.3)$$

4.1.7 発生予測

高解像度降水ナウキャストでは、「急な強い雨」に対してより長いリードタイムを得るために、積乱雲の発生予測にも取り組んでいる。この発生予測は、積乱雲の発生のきっかけ（トリガー）となる次の3種類の現象を捉えて発生を予測する。

(1) 強雨に伴う下降気流

積乱雲の強雨に伴って強い下降気流が発生し、ガストフロントと積乱雲周辺の地上付近の風とが最も強く収束する地点に新しい積乱雲の発生を予測する。積乱雲が複数存在する状況では、それぞれの積乱雲から発生するガストフロントの交点においても積乱雲の発生を予測する。

(2) 地上気温・水蒸気量の時間変化

アメダスの風向・風速から推定した地上風分布の収束域が存在し、かつそれがGPS可降水量の増加域と減少域の境界域にあり、地上気温の上昇域と下降域の境界域でもあるときに積乱雲の発生を予測する。

(3) 弧状微弱エコーの交差

局地前線又は不連続線に関連付けられる線又は弧状の微弱エコーの位置と速度の情報を検出し、2つの微弱エコーが交差するときに上昇気流が一時的に強まると考えて、交差する領域に積乱雲を予測する。

これらのトリガーが検出された場合、鉛直1次元対流予測モデルを使って降水量を予測する。トリガーが検出され大気状態が不安定で積乱雲の発生を予測したにもかかわらず実際には発生しなかったときは、鉛直プロファイルを安定させる方向に調整する。

これらの手法による積乱雲の発生予測は、島嶼及び山岳ではアメダス観測点が少なく、山岳では微弱エコーの検出も難しいことから、捕捉率が1割以下と低く、改善の余地が多く残されている。

4.1.8 誤差幅推定

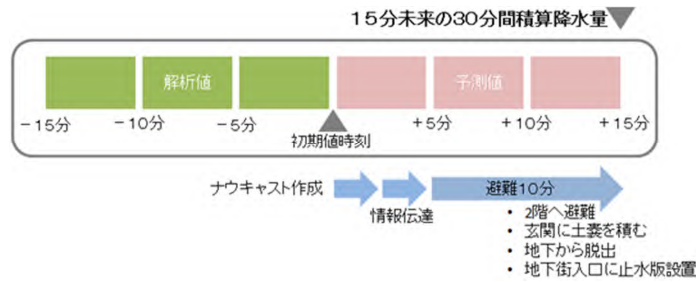
高解像度降水ナウキャストの、5分間積算降水量と降水強度の配信データには、解析・予測値の誤差に関する情報を、それぞれ異なる形で格納している。

量的予報として利用される5分間積算降水量では、1時間先までの予測降水量を合計した値をP、実際の1時間降水量をQ、誤差情報に格納される誤差幅推定値を とするとき、 $P - Q$ が-2 から までの間に入る確率がおおよそ70%となる。1時間予測降水量の誤差 ($P - Q$) は、実際には1時間後に初めて知ることができる量であり、 は予測降水量が持つ誤差の度合いを予測したものである。

一方、降水強度における誤差情報には、画像としての視覚的な利用を前提に注意喚起を目的として、解析値における誤差要因である、クラッタ、ブライツバンド、上空エコー、及び雹を検出したことを示す情報を格納している。

4.1.9 効果的な利用方法

ここでは、高解像度降水ナウキャストの効果的な利用方法として、第4.1.8図に示すように、解析値15分間積算降水量と予測値15分間降水量をあわせた15分未来における30分間降水量を紹介する。



第 4.1.8 図 15 分未来の 30 分間降水量の計算方法

ナウキャストの作成に 2.5 分、情報の伝達に 2.5 分、さらに安全確保のための避難行動に最低限必要と考
える 10 分を想定している。

第 4.1.1 表は、列方向は予測値に誤差幅推定値を加えた 15 分未来の 30 分間積算降水量を、行方向に同じ
時間範囲をすべて解析値で積算した 30 分間降水量をとったもので、表の数字は格子数である。下段に急な強
い雨の条件を適用した場合を示したが、30 分間積算降水量が 50mm 以上の捕捉率は 7 割であるが、空振りも
多い。もし 50mm 程度の予測に対し、実況である解析値で 30~50mm までを適中と見做せば、空振り率は 4 割
まで下がる。一方、50mm 程度のみを適中と考える場合においても、急な強い雨は空間的に狭い範囲の降水現
象でもあるので、50mm 程度が予測されたが、実際には 30~50mm であったことが同じ格子に起きる頻度は、
頻度 1 回以上の総数に対して累積度数が 7 割という閾値であれば、1km 格子では 1 回 / 51 日、5km 格子では 4
回 / 51 日であり、空間範囲を狭く設定した情報であれば「予測ほど降らなかったが、かなり降った」雨にひ
と夏で同じ場所において遭遇する回数は相当に少ないと考えられる。従って、実感としての空振りは過多と
はならないものと期待される。

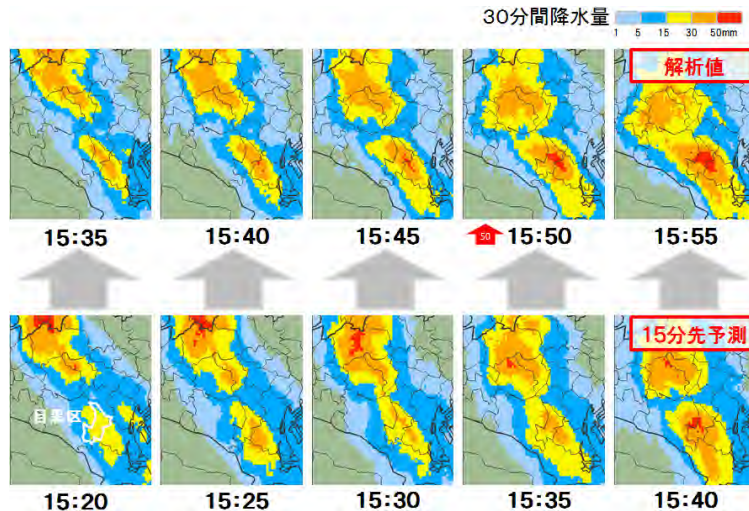
第 4.1.1 表 15 分未来の 30 分間積算降水量の検証 (予測値に誤差幅を加算する場合)

予測値に誤差幅推定値 を加算する方法は、予測期間 5 分から 30 分まで 5 分間予測降水量に 0.069、0.071、
0.074、0.077、0.079、0.082 をそれぞれ乗算し、それらに比例させて を分配し加算する。下段に急な強い
雨、中段は降り続く雨、上段は条件なし。2013 年 7 月 10 日から 8 月 31 日の 10 分毎、空間範囲は 250m 格子を単
純平均により 1km 格子に変換し、陸上の格子のみ使用した。

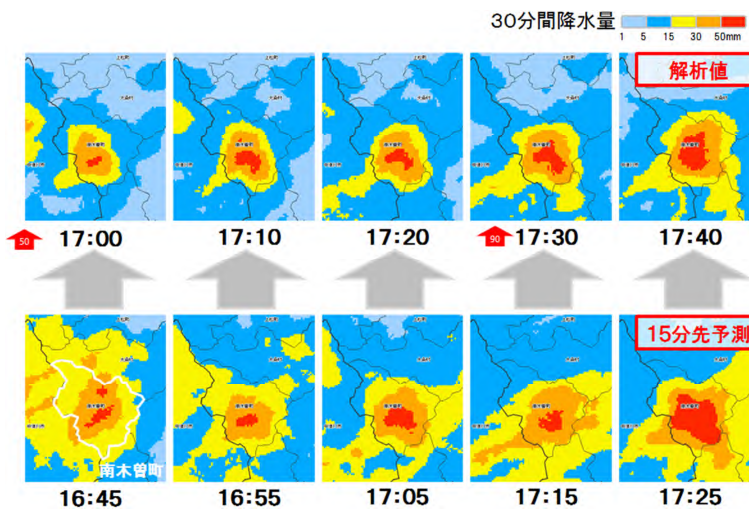
全格子		すべて						捕捉率	空振り率	空振り率
	0~1mm	1~5mm	5~15mm	15~30mm	30~50mm	50mm~				
0~1mm	2,533,654,353	27,762,881	424,475	33,467	1,293	0	0.91	0.83	0.23	
1~5mm	3,389,150	53,007,427	17,119,019	399,484	7,218	45				
5~15mm	102,814	1,010,657	15,776,139	4,207,632	188,855	2,081				
15~30mm	1,298	14,345	245,251	2,129,072	950,985	52,749				
30~50mm	1	74	1,106	40,043	306,789	146,352				
50mm~	0	0	0	48	4,044	42,501				
30分降水量の1/3以上が最後の10分に降る場合		降り続く雨						捕捉率	空振り率	空振り率
	0~1mm	1~5mm	5~15mm	15~30mm	30~50mm	50mm~				
0~1mm	2,450,905,966	17,807,334	331,572	26,070	715	0	0.85	0.79	0.22	
1~5mm	3,079,175	23,138,707	8,281,433	252,352	3,906	35				
5~15mm	102,503	906,139	6,718,566	1,772,035	88,569	951				
15~30mm	1,297	14,339	212,230	876,937	348,038	16,868				
30~50mm	1	74	1,106	31,060	132,386	45,677				
50mm~	0	0	0	48	3,031	17,258				
30分降水量の1/2以上が最後の10分に降る場合		急な強い雨						捕捉率	空振り率	空振り率
	0~1mm	1~5mm	5~15mm	15~30mm	30~50mm	50mm~				
0~1mm	2,404,136,293	5,021,040	189,222	15,271	147	0	0.70	0.87	0.35	
1~5mm	2,738,039	11,116,357	2,378,109	109,876	2,187	32				
5~15mm	101,016	752,704	2,266,880	548,162	33,416	420				
15~30mm	1,295	14,235	154,179	325,385	93,947	4,198				
30~50mm	1	74	1,072	14,050	26,641	6,890				
50mm~	0	0	0	30	717	1,783				

このように、予測値に誤差幅推定値を加えた上で解析値と合算した 15 分未来の 30 分間積算降水量は、1km
格子程度まで情報の最小単位を狭めることにより、高い捕捉率と低い空振り遭遇回数の特徴とする「リード
タイムは短い信頼度の高い情報」として、実用的な予測情報を提供できると考えられる。

次に具体事例として、第 4.1.9 図に、2013 年 7 月 23 日に、東京都目黒区で 1 時間に 100mm を超える大雨が観測された事例を示した。上段の解析値に比べて下段の 15 分未来の 30 分間積算降水量は、50mm 以上の赤色の格子の拡がり方が 5 分程度遅れているものの、15 時 40 分に予測した 15 時 55 分の予測では目黒区に 50mm 以上が拡がり始めていることが分かる。一方、第 4.1.10 図は、長野県南木曾町に土石流災害をもたらした、2014 年 7 月 9 日の局地的大雨の事例である。解析値の 30 分間積算降水量では 17 時ごろから 50mm 以上の赤色が現れ、15 分未来予測においても面積の増減はあるものの赤色の格子が予測されていることが分かる。



第 4.1.9 図 東京都目黒区（2013 年 7 月 23 日）に 1 時間 100mm を超す大雨の事例



第 4.1.10 図 長野県南木曾町（2014 年 7 月 9 日）に土石流災害をもたらした大雨

南木曾町は X バンドの観測範囲外であるが近傍まで観測データがある。X バンドの高い雨量値推定精度が X バンドの観測範囲の外側まで波及することを考えると、高解像度降水ナウキャストは土石流をもたらした領域での強雨を捉えることができたといえる。

4.1.10 おわりに

高解像度降水ナウキャストは、詳細かつ高精度なレーダー画像と降水量予測を提供するプロダクトである。現状では積乱雲がもたらす局地的な大雨を高い精度で予測するレベルには至っていないものの、15 分未来の 30 分間積算降水量のように「急な強い雨」の実用的な予測を実現している。

積乱雲がもたらす気象現象は、特に屋外で活動する人にとって危険なものであることから、気象庁ホーム

ページを通じた高解像度降水ナウキャストの提供では、屋外での携帯端末による利用も想定して、最も少ない操作でわかりやすく情報を取り出すことができる工夫を盛り込んでいる。積乱雲がもたらす災害から身を守るための知識（リーフレット：<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/index.html>）と合わせて、安全確保の行動に役立てていただきたい。

参考文献

- Simpson, J., R.H.Simpson, D.A.Andrews and M.A.Eaton, 1965: Experimental cumulus dynamics. *Reviews of Geophysics*, 3, 387-431.
- Simpson, J., and V. Wiggert, 1969: Models of precipitating cumulus towers. *Monthly Weather Review*, 97, 471-489.
- 山岸米二郎, 1973:1 次元対流モデルの特性の検討. 気象研究所研究報告, 24-1, 79-109.

4.2 降水短時間予報の改善*

降水短時間予報は、1988年に予報3時間目までを対象とした実況補外型予測(以下、EX6)として始まった(予報部予報課, 1991)。その後、メソモデル(以下、MSM)との結合処理(以下、MRG)を導入することにより、2001年には予報時間を6時間まで延長することが可能となった(荒木, 2000)。また、2013年にはMSMに加えて局地モデル(以下、LFM)も用いることによって、MRG部分に改良が施された(熊谷, 2014)。

本節では、2014年5月に行ったEX6の変更について述べる。

4.2.1 移動ベクトルの改良

EX6では、過去の降水分布のパターンマッチングによって降水域の移動ベクトルを求めており、移動ベクトルには第4.2.1表に示す3種類がある。

表中の「テンプレートサイズ」とは、パターンマッチングで利用する降水分布の正方領域の大きさのことである。また、パターンマッチングでは2枚のテンプレートを比較しており、このうち1枚は初期時刻の降水分布、もう1枚は表中の「マッチング時間差」に示した時間分過去に遡った時刻の降水分布を利用している。

第4.2.1表 降水域の移動ベクトル算出時のパラメータ

移動ベクトルの種類	一般移動ベクトル	強雨1移動ベクトル	強雨2移動ベクトル
降水の閾値	0.4mm/h	10mm/h	30mm/h
テンプレートサイズ	200km	100km	50km
マッチング時間差	1,2,3時間	1,2時間	0.5,1時間

第4.2.1表中の3種類の移動ベクトルを求めた後、強雨1,2移動ベクトルを一般移動ベクトルに埋め込み、平滑化を経て1km格子ごとに配置したものを基本移動ベクトルとしてEX6で利用している(永田他, 2007)。

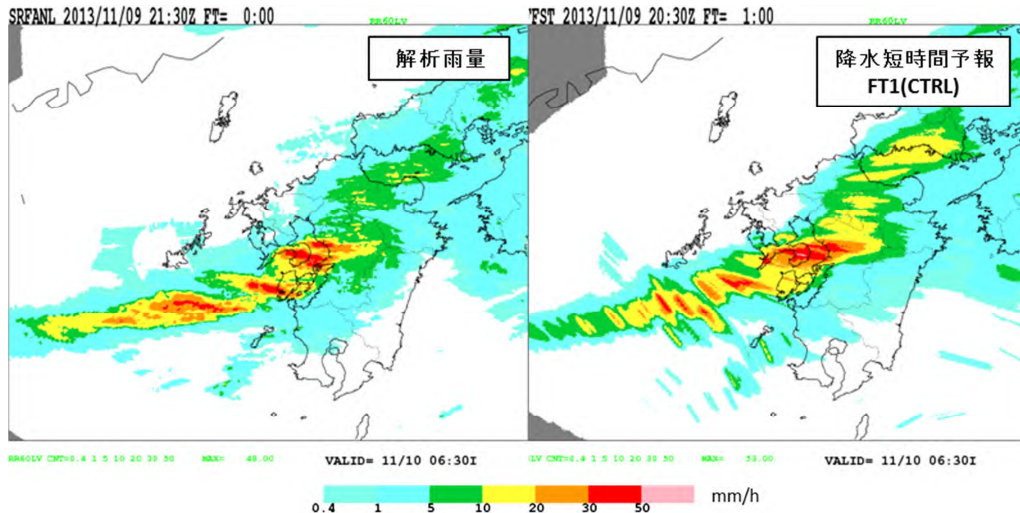
今回の変更では、以下に示す降水セルの移動ベクトルと第4.2.1表よりも長い時間スケールに対応した移動ベクトルを上記の移動ベクトルに加えることでプロダクトの精度向上を目指した。

なお、新たな移動ベクトルの導入に伴い、今後、基本移動ベクトルを降水域の移動ベクトルと呼ぶこととする。

4.2.1.1 降水セルの移動の考慮

従来の降水域の移動ベクトルの算出方法では、細かい降水セルの集合体である降水域に着目した移動ベクトルに主眼を置いていた。そのため、降水セルと降水域の移動方向が大きく異なる場合に予報積算値の走向が不自然となることがあった。走向が不自然となった事例(2013年11月9日20:30UTC 初期時刻)の予報1時間目の前1時間積算降水量分布を第4.2.1図に示す。この事例では、九州から九州西方の海上に寒冷前線がかかり、降水域は前線帯の南下の影響を受けて南下していた。一方、降水域に含まれる個々の降水セルは概ね中層の風に流されて東進していたため(図略)解析雨量の降水の走向は東西方向となっていた。しかし、従来の予測(CTRL)では、降水域の移動ベクトルのみで初期値を移動させるため、南下成分が卓越して不自然な走向となっていた。

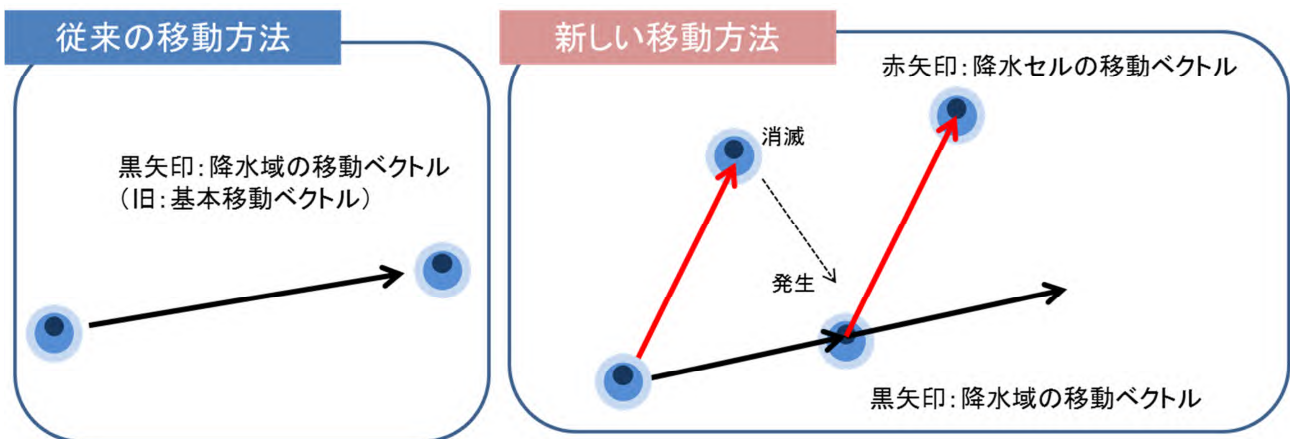
*熊谷 小緒里(気象庁予報部予報課)



第 4.2.1 図 不自然な走向の例

2013 年 11 月 9 日 20:30UTC 初期時刻の予報 1 時間目の前 1 時間積算降水量分布。左図は予報対象時刻の解析雨量、右図は従来の降水短時間予報。

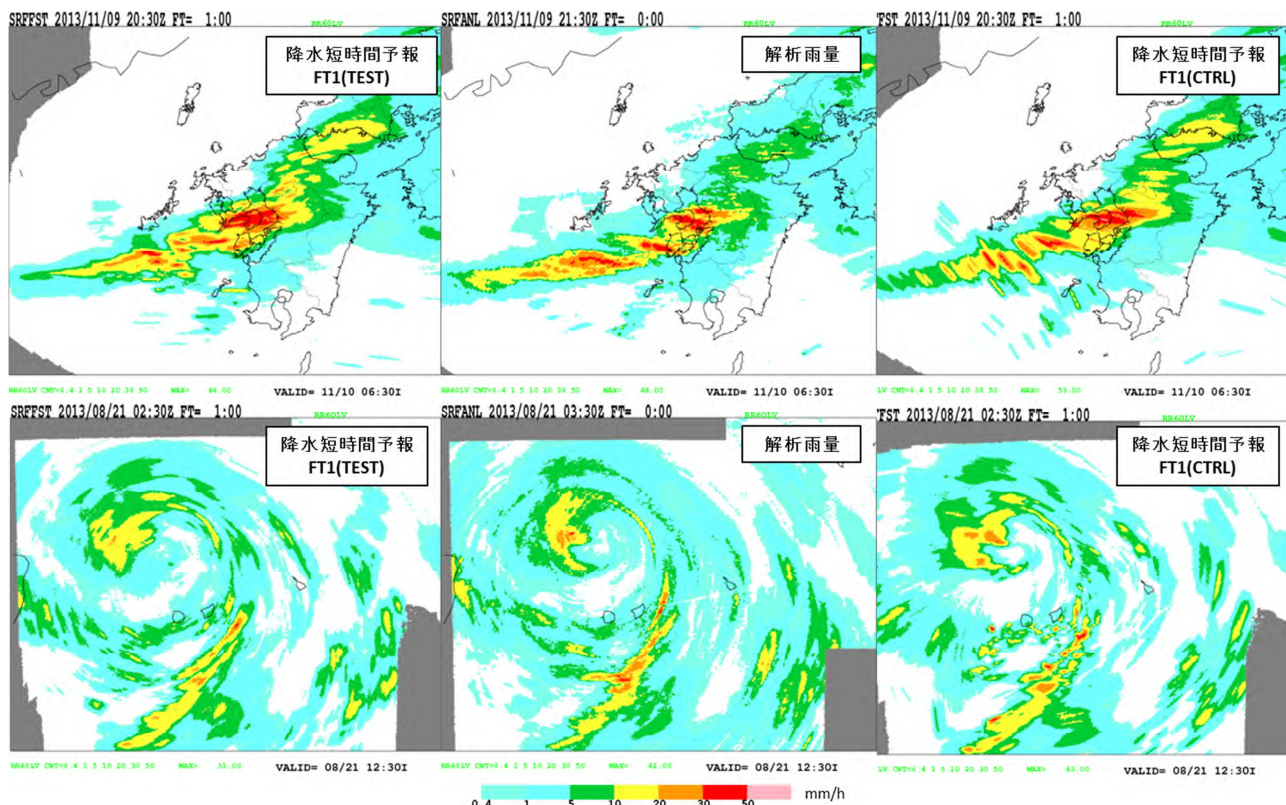
この問題を解消するには、降水セルと降水域という時空間スケールの異なる現象それぞれに適した移動アルゴリズムの導入が必要である。そこで、新たに降水セルの移動と寿命を考慮することで、より短い時間スケールの現象を表現することを可能とした。この概念を第 4.2.2 図に示す。ここで、降水セルの移動ベクトルとしては MSM の中層(700hPa)の風を用いる。従来の移動方法(第 4.2.2 左図)では、降水域の移動ベクトルに沿って降水セルを移動させながら積算することで前 1 時間積算降水量を作成していた。一方、新しい移動方法(第 4.2.2 右図)では、降水セルは、始めに降水セルの移動ベクトルである中層の風に流され、寿命を終えると再度降水域の移動ベクトル系路上に発生するという過程を繰り返し、降水セルの移動ベクトルに沿った経路でのみ積算降水量に加算される。



第 4.2.2 図 降水セル移動の概念図。丸印は降水セルを示す。

第 4.2.3 図の上段に第 4.2.1 図で示した事例を新しい予測 (TEST) 結果とともに再掲する。先に述べたように、この事例では降水セルは概ね東進しているが、強雨域としては南下しており、降水セルが降水域の移動に支配される従来の予測(CTRL)では、積算値の走向が解析雨量と大きく異なっている。一方、TEST は降水セルの移動と寿命を考慮しているため、CTRL よりも解析雨量に近い自然な分布となっている。さらに、第

4.2.3 図の下段に台風の事例(初期時刻は 2013 年 8 月 21 日 02:30UTC)の予報 1 時間目の前 1 時間積算降水量分布を示す。この事例では、降水セルの移動を考慮していない CTRL では台風を中心を回るような降水分布は表現できなかった。一方、TEST では、降水域の移動方向とは別に降水セルを中層の風で流すことができるため、台風中心を回るような降水分布を表現可能となっている。



第 4.2.3 図 2013 年 11 月 9 日 20:30UTC(上)と 8 月 21 日 02:30UTC (下) 初期時刻の予報 1 時間目の前 1 時間積算降水量分布。

左図(TEST)は降水セルの移動を考慮した降水短時間予報、中央は予報対象時刻の解析雨量、右図(CTRL)は従来の降水短時間予報。

4.2.1.2 長い時間スケールに対応した移動ベクトルの導入

第 4.2.1.1 項では従来の移動ベクトルよりも短い時間スケールの現象である降水セルの移動を考慮することで、時間スケールの表現幅が広がり、実況に近い降水分布を予測可能になった点について述べた。

一方、降水の予測を数時間先まで行うには、降水をもたらすシステムがどのように動いていくか、という情報も重要である。例えば台風の事例では、降水域は台風周辺の風に近い動きをしながら発生・消滅を繰り返す、降水システムとしては東進しているような場合が多々ある。このような降水システムの動きを表現するには、従来よりも長い時間スケールに重点を置いた移動ベクトルの導入が必要である。そこで、従来の移動ベクトルを短時間移動ベクトル、従来よりも長い時間スケールの移動ベクトルを長時間移動ベクトルと名づけ、短時間移動ベクトルは 1 - 2 時間程度の、長時間移動ベクトルは 2-3 時間程度の時間スケールの移動予測に適した移動ベクトルとなることを目指した。

短時間移動ベクトルと長時間移動ベクトルのマッチング時間差は第 4.2.2 表のように設定した。なお、長時間移動ベクトルの閾値とプレートサイズについては第 4.2.1 表に示した短時間移動ベクトルの値と同

じである。

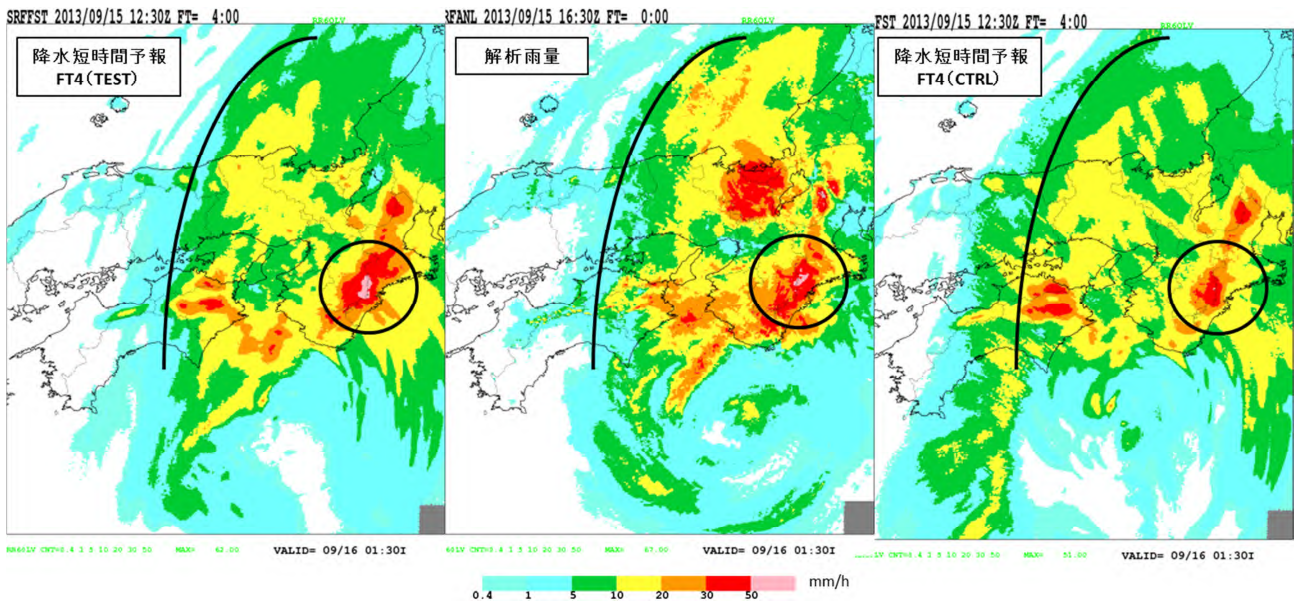
第 4.2.2 表 短時間移動ベクトルと長時間移動ベクトルのマッチング時間差

移動ベクトルの種類	一般移動ベクトル	強雨 1 移動ベクトル	強雨 2 移動ベクトル
短時間移動ベクトル	1,2,3 時間	1,2 時間	0.5,1 時間
長時間移動ベクトル	2,3 時間	2,3 時間	1,2 時間

このように、従来よりも長い時間スケールに着目して求めた 3 つの移動ベクトルを、短時間の降水域の移動ベクトルと同様に、一般移動ベクトルに強雨 1,2 移動ベクトルを埋め込むことで長時間の降水域の移動ベクトルを作成する。

さらに、長時間の降水域の移動ベクトルの導入に伴い、従来は予報時間経過に伴い MSM 中層風へ漸近していた短時間の降水域の移動ベクトル（永田他、2007）を、予報 2 時間目にかけて長時間の降水域の移動ベクトルへと漸近するように変更した。なお、予報後半は MRG によって EX6 の重みが低下するため、本変更では、長時間の降水域の移動ベクトルは予報 6 時間目までそのまま利用することとした。

第 4.2.4 図に長時間移動ベクトル導入の有無（無:CTRL,有:TEST）による予測の違いを示す。2013 年 9 月 15 日 12:30UTC 初期時刻の予報 4 時間目では、台風がゆっくりと東進するステージにあり、強雨域は徳島県以東に存在していた。四国東部から紀伊半島付近では南東風が卓越していたため、CTRL では降水域が北西方向へと移動しており、岡山県全域にも 5mm/h 以上の降水が流れ込んでいる。一方、TEST では、台風の東進を表現できるため、図中の曲線で西端を示した 10mm/h 以上の強雨域は徳島県以東へと移動し、岡山県西部には 5mm/h 未満の降水のみが残り、紀伊半島（図中の丸で囲った部分）には 50mm/h 以上の降水を予測できている。



第 4.2.4 図 長時間移動ベクトル導入有無による予測の違い。

2013 年 9 月 15 日 12:30UTC 初期時刻の予報 4 時間目の前 1 時間積算降水量。左図(TEST)は、長時間移動ベクトルを導入した降水短時間予報、中央は予報対象時刻の解析雨量、右図(CTRL)は従来の降水短時間予報。

4.2.2 ブレンド降水変化率の利用

降水短時間予報では、2013年からMSM予測降水とLFM予測降水をブレンドして求めたブレンド降水を用いている(熊谷, 2014)。このブレンド降水とEX6による予測降水を初期時刻・領域毎の精度によって決めた重みで、重み付き平均したものが降水短時間予報の予測値である。しかしながら、重み付き平均だけでは数値予報資料の示す情報を十分に生かし切れないのが現状である。例えば、EX6とブレンド降水の予報位置がずれていたり、EX6の盛衰が不十分であったりする場合には改善の余地が大きい。

本変更では、数値予報資料のさらなる活用の第1歩として、ブレンド降水変化率を利用開始することとした。

ここで、ブレンド降水変化率を第4.2.1式のように定義する。

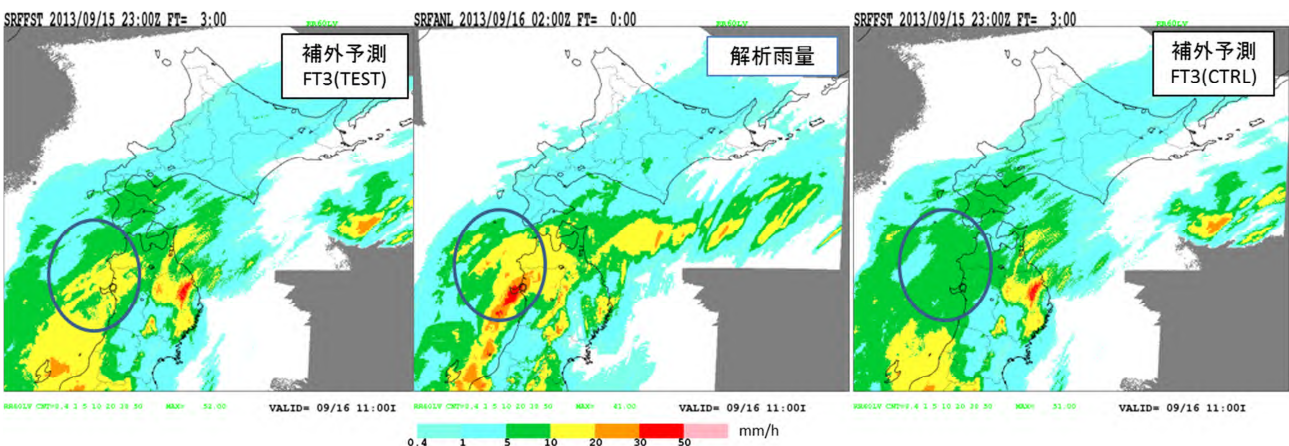
$$\text{ブレンド降水変化率}(FT, x, y) = \frac{\text{ブレンド降水の非地形性降水}(FT, x, y)}{\text{ブレンド降水の非地形性降水}(FT_0, x_0, y_0)} \text{ ---- (4.2.1)}$$

第4.2.1式中のFTは予報時間、(x,y)はFTでの座標、FT₀は初期時刻、(x₀,y₀)は初期時刻での座標である。非地形性降水とは、地形の影響を受けずに風下へ移動していく降水のことであり、地形の影響を受けて停滞する降水のことは地形性降水と呼び区別している。ここでブレンド降水の非地形性降水だけを用いるのは、地形性降水には地形性降水に特化した別処理があるためである(宮城他, 2013)。なお、ブレンド降水の非地形性降水としては周辺約100km四方で平均した値を用いる。EX6の初期値は、(x₀,y₀)の位置から降水地域の移動ベクトル及び降水セルの移動ベクトルによって(x,y)へと移動しながら、第4.2.1式のブレンド降水変化率によって盛衰する。この変化率を用いたEX6の予測値は、第4.2.2式のように書くことができる。

$$\text{EX6の予測値}(FT, x, y) = \text{初期値}(x_0, y_0) \times \text{ブレンド降水変化率}(FT, x, y) \text{ ---- (4.2.2)}$$

なお、予報2時間までは主に解析値の盛衰傾向を利用した盛衰パラメータ(宮城他, 2013)によって盛衰し、徐々にブレンド降水変化率による盛衰へと変化していくように設定した。EX6の予測値を求めた後は、従来通りにブレンド降水とMRGする。

第4.2.5図に2013年9月15日23:00UTC初期時刻の予報3時間目のブレンド降水変化率利用有無(無:CTRL, 有:TEST)によるEX6の違いを示す。青森県から秋田県の日本海側で、解析雨量では強雨域が存在する(図中の丸で囲った部分)が、ブレンド降水変化率を利用していないCTRLのEX6では表現できていない。一方、ブレンド降水変化率を利用しているTESTでは、EX6の不十分な発達を補っている。

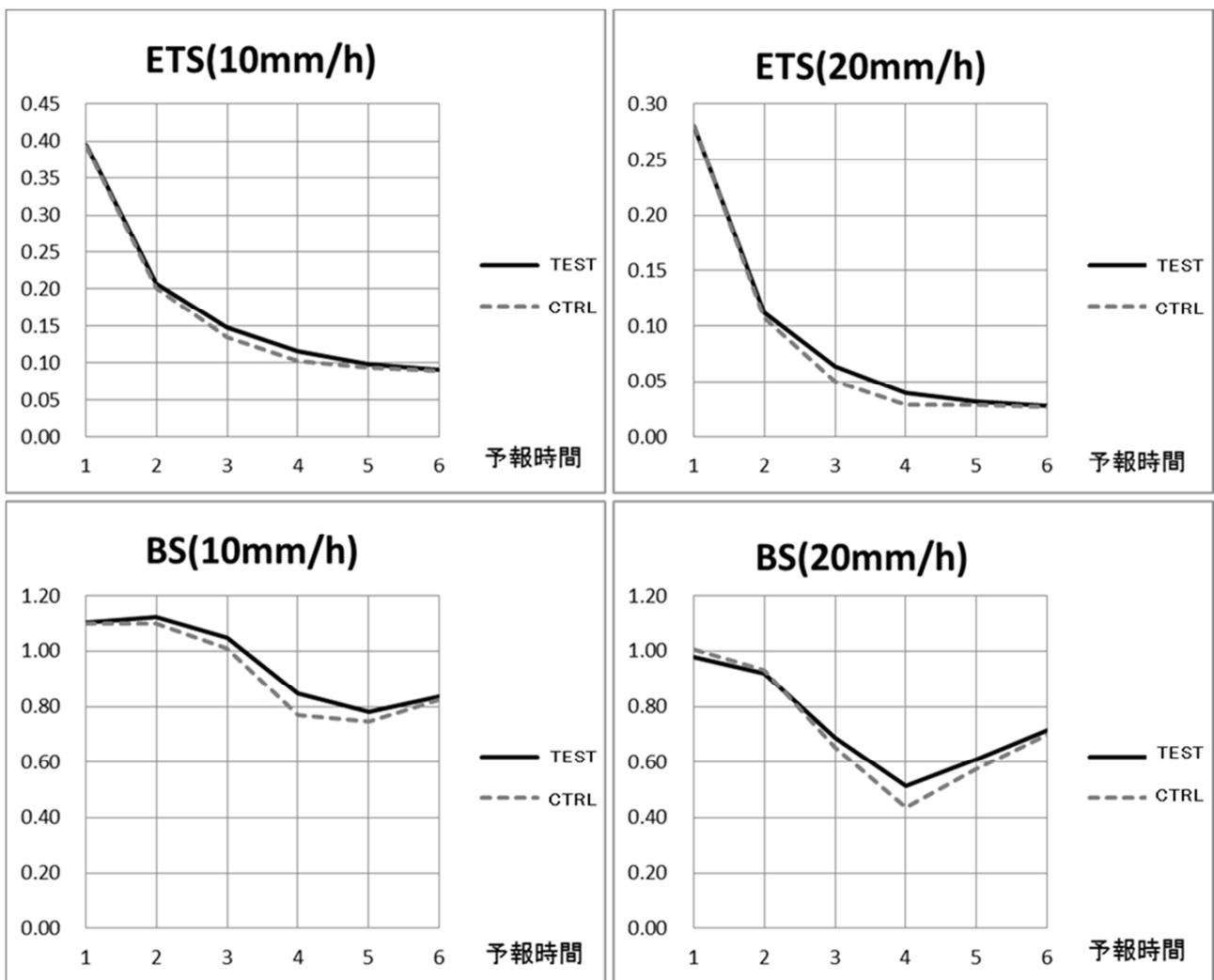


第4.2.5図 ブレンド降水変化率利用有無によるEX6の違い。

2013年9月15日23:00UTC初期時刻の予報3時間目の前1時間積算降水量分布。左図(TEST)はブレンド降水変化率利用したEX6、中央は予報対象時刻の解析雨量、右図(CTRL)はブレンド降水変化率を利用していないEX6。

4.2.3 統計検証

第 4.2.6 図に第 4.2.3 表期間の統計検証結果を示す。上段がエクイタブルスレットスコア (ETS) で下段がバイアスコア (BS) である。TEST はこれまで述べた全ての変更を加えた降水短時間予報のスコアで、CTRL は変更前のスコアである。主に予報 3,4 時間で TEST の ETS が CTRL の ETS を上回っていることから本変更の精度向上が確認された。また、予報 4 時間目を中心に TEST の BS が CTRL の BS と比べて若干高い。この原因として以下の 2 点が考えられる。1 つは、第 4.2.4 図の例のように長時間移動ベクトルによって降水システムの動きを表現できるようになり、風下に流れにくくなったために風上での強雨の予測が増えたこと、もうひとつは、CTRL の閾値 20mm/h の BS が 1 より小さいことから、CTRL に強雨の予測頻度が観測頻度に比べて少ない特性があり、ブレンド降水変化率利用によって補正していることである。また、予報 1 時間目で TEST の閾値 20mm/h の BS が CTRL の BS より減少しているのは、降水セルの移動を考慮することで強雨域がやや広がりにくくなったことが主な原因と考える。



第 4.2.6 図 統計検証結果

解析雨量に対する全国陸上の 5km 格子平均値を用いた閾値 10(左),20(右)mm/h のエクイタブルスレットスコア(上)とバイアスコア(下)。横軸は予報時間。TEST は変更後、CTRL は変更前の降水短時間予報。

第4.2.3表 統計検証に用いた降水短時間予報の初期時刻(UTC)

2013/06/18/11:00-2013/06/20/14:30	2013/06/25/13:00-2013/06/26/07:30
2013/07/02/20:00-2013/07/07/07:30	2013/07/11/20:30-2013/07/15/06:30
2013/07/25/00:00-2013/07/30/02:30	2013/08/05/01:30-2013/08/05/13:30
2013/08/08/10:00-2013/08/09/04:30	2013/08/22/15:00-2013/08/25/02:30
2013/08/29/12:00-2013/08/31/11:30	2013/09/03/06:00-2013/09/04/23:30
2013/10/19/16:00-2013/10/20/13:30	2013/11/09/14:00-2013/11/10/08:30
2013/11/24/15:00-2013/11/25/19:30	2013/12/09/05:00-2013/12/09/23:30
2014/02/14/04:00-2014/02/15/03:30	

4.2.4 まとめと今後の予定

従来の降水域の移動に加えて、降水セルの移動と寿命を考慮するように変更した。さらに、従来よりも長い時間スケールの移動ベクトルを導入した。これによって、表現可能な現象の時間スケールの幅が広がり、より多彩な事例への対応が可能となった。なお、降水セルのような時空間スケールの小さい現象の予測に関しては、今後、高解像度降水ナウキャストとの連携を図る予定である。また、数値予報資料のさらなる活用の第1歩として、ブレンド降水変化率の利用を開始した。これによって、EX6の盛衰を若干補うことができるようになったが、今後、ブレンドする前のMSM, LFMそのものの予測降水量の変化傾向や、各種要素の利用などの検討も必要である。

参考文献

- 荒木 公仁, 2000 : 降水6時間予報, 平成12年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊47号 合併号, 気象庁予報部, 36-41.
- 熊谷 小緒里, 2014 : 降水短時間予報の改善, 平成25年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 67-71.
- 宮城他, 2013 : 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, 102-115.
- 永田 和彦, 辻村 豊, 2007 : 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年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-24.
- 予報部予報課, 1991 : 降水短時間予報プロダクト作成におけるデータ処理について, 測候時報, 58(3), 189-207.

第5章 台風解析作業における軌道衛星画像の利用について

気象庁予報部予報課では、全国予報中枢として台風及び24時間以内に台風に発達すると予報した熱帯低気圧の解析と予報を実施している。このうち台風解析としては、中心位置、移動方向及び速度、中心気圧、最大風速及び最大瞬間風速、暴風域、強風域等の項目があり、これらの解析については地上・海上観測データ、レーダー観測データ及び衛星観測データ等を総合的に利用して決定している。

ただし台風は洋上に存在する期間が長く、その間は利用できる地上・海上観測データやレーダー観測データが非常に少ないため、台風解析に利用するデータは衛星観測データが主となり、静止気象衛星画像を用いたドボラック(Dvorak)法による解析結果を重視して解析を行うこととなる。

ドボラック法とは米国大気海洋庁(NOAA)が開発した静止衛星画像を用いた熱帯擾乱の解析手法で、熱帯擾乱の中心位置と強度(中心気圧及び最大風速)を高い精度で推定する手法である。眼パターン等特徴的な雲域をもつ発達期から最盛期には解析精度は良いが、発生期や衰弱期等雲パターンが不明瞭な期間は、中心位置及び強度推定共に解析精度が悪くなる等、改良の余地を残していた。

近年、静止気象衛星で観測している赤外及び可視の波長帯だけでなく、赤外画像より波長の長い(周波数の低い)マイクロ波帯を利用した観測を行う低軌道衛星¹が数多く運用されてきている。マイクロ波は上層雲をほぼ透過するため、赤外・可視の波長帯では解析が困難な厚い上層雲に覆われた熱帯擾乱の下層の構造についても確認できると共に、海上風速の推定や上層の暖気核の強さの確認なども可能である。

このため、日本を始め各国の気象機関等では静止軌道衛星の赤外・可視画像と低軌道衛星のマイクロ波データを組み合わせた解析技術の開発に積極的に取り組んでいる。

本章では本庁予報課の台風解析作業で利用している低軌道衛星のマイクロ波データ(以下マイクロ波画像)について、その観測原理・画像の特徴・各種プロダクトの算出原理等を説明すると共に、利用例等について報告する。

5.1 マイクロ波画像の種類と観測原理

5.1.1 マイクロ波画像の種類^{*}

マイクロ波とは一般に周波数3GHz~300GHz、波長10cm~0.1cmの電磁波を指すことが多いが、低軌道衛星に搭載されているマイクロ波センサーで熱帯擾乱等の解析に有効な波長帯は概ね5GHz~200GHzであり、それぞれの波長帯(もしくはそれらの組み合わせ)で解析できる対象が異なる。(第5.1.1表参照)これらの波長帯のマイクロ波画像の利用方法の分類としては大きく分けて次の3つがある。

マイクロ波放射計(イメージャ)	輝度温度を用いた対流雲域・下層雲域の解析
マイクロ波探査計(サウンダ)	鉛直気温分布を数値予報に利用、熱帯擾乱の暖気核の監視
マイクロ波散乱計(スキャトロメーター)	後方散乱断面積を海上風向・風速に変換して利用

この他にも、衛星搭載レーダー(PR:TRMM、DPR:GPM)、雲レーダー(CPR:Cloudsat)などが低軌道衛星に搭載されているが、本節では主に上記の ~ について説明する。

^{*}西村修司(気象庁予報部予報課)

¹軌道衛星としては北極~南極を周回する極軌道衛星が多数を占めるが、赤道を中心に低緯度上空のみを周回するものやGPS衛星のように高度2万kmを周回する中軌道衛星もあるので、ここでは周回高度が350km~1400kmの衛星を総称して低軌道衛星と表記する。

第5.1.1表 マイクロ波画像の観測波長帯と解析対象

波長帯	解析対象	備考（各用語については後述又は略語表参照）
5GHz	海上風速、土壌水分	マイクロ波散乱計（ASCAT）
6～7GHz	海上風速、海面水温、土壌水分	マイクロ波放射計
10GHz	海上風速、海面水温、降水強度	マイクロ波放射計
13GHz	海上風速、降水強度	マイクロ波散乱計（SeaWinds）、PR、DPR
19GHz	海上風速、海面水温、降水強度、可降水量、積雪分布、海氷分布	マイクロ波放射計
22～24GHz	海面水温、降水強度、可降水量、雲水量	マイクロ波放射計
35～37GHz	降水強度、可降水量、雲水量、積雪分布、海氷分布	マイクロ波放射計、DPR
50～57GHz	気温の鉛直分布	マイクロ波探査計（気温サウンダ）
85～91GHz	降水強度、雲水量、積雪分布、ひょう・あられ	マイクロ波放射計
160GHz	水蒸気量の鉛直分布	マイクロ波探査計（水蒸気サウンダ）
183GHz	水蒸気量の鉛直分布	マイクロ波探査計（水蒸気サウンダ）

5.1.2 マイクロ波画像の観測原理

マイクロ波の波長帯を用いた衛星観測は、可視・赤外の波長帯を用いた衛星観測と同様に、地面や海面・雲・降水などが射出するエネルギーを観測し、輝度温度等に変換するリモートセンシング技術である（後述するマイクロ波散乱計や TRMM・GPM 衛星搭載の降雨レーダー等は自ら電磁波を射出し、その反射や後方散乱を観測する）。

熱帯擾乱解析にマイクロ波の波長帯を利用する利点としては、静止気象衛星で観測している可視画像（0.7μm）や赤外画像（11μm）に比べ、極めて長い波長帯（6cm～0.15cm、周波数としては5GHz～200GHz）を利用していることから（第5.1.2表参照）、上層雲等の雲粒子（氷晶：3μm～10μm）の影響を受けにくく（ほとんど透過）、厚い上層雲が存在する場合でも、中層～下層の大気状態を観測できることである。

ただし、マイクロ波の波長帯の観測では地面や海面・雲などが射出するエネルギーは黒体放射を仮定できず（輝度温度がその物体の温度ではない）、また波長により大気中の水や氷の粒子による吸収・再射出・散乱するエネルギーが異なる。このため、マイクロ波放射計では、輝度温度の絶対値ではなく輝度温度の水平変化や海面との比較、周波数間や水平/垂直偏波間における観測放射量の違いなどを利用して解析を行う。

マイクロ波探査計では、酸素や水蒸気の大気中の鉛直分布の差に伴う吸収率の変化による周波数間の観測放射量の違いにより大気の状態を推定する、ことが特徴である。

以下にマイクロ波放射計・探査計・散乱計のそれぞれについて、観測を行っている衛星と観測原理を簡単に説明する。なお各衛星の詳細等については略語表（付録2）にまとめる。

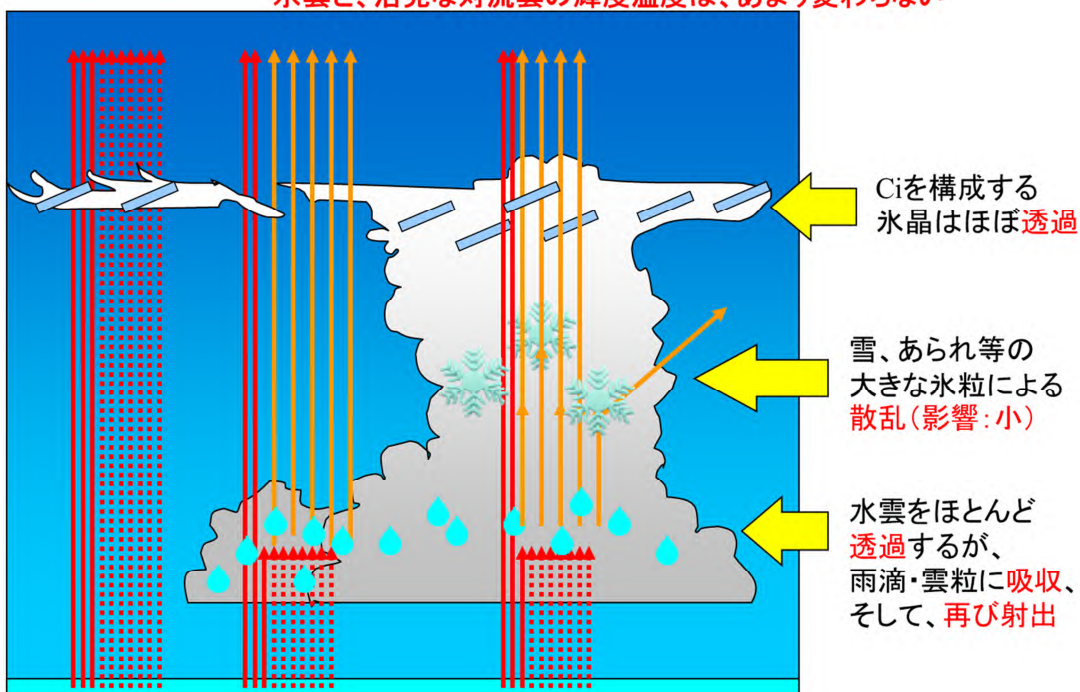
第5.1.2表 電磁波の周波数と波長

周波数 (Hz)	波長 (m)	名称
3×10^{22}	10^{-14}	ガンマ線
3×10^{21}	10^{-13}	
3×10^{20}	10^{-12}	
3×10^{19}	10^{-11}	エックス線
3×10^{18}	10^{-10} (1)	
3×10^{17}	10^{-9} (1nm)	紫外線
3×10^{16}	10^{-8}	
3×10^{15}	10^{-7}	可視光
3×10^{14}	10^{-6} (1μm)	
3×10^{13}	10^{-5}	赤外線
3×10^{12} (3THz)	10^{-4}	
3×10^{11}	10^{-3} (1mm)	サブミリ波
3×10^{10}	10^{-2} (1cm)	ミリ波
3×10^9 (3GHz)	10^{-1}	センチ波
3×10^8	1	超短波
3×10^7	10^1	
3×10^6 (3MHz)	10^2	短波
3×10^5	10^3 (1km)	
3×10^4	10^4	中波
3×10^3 (3KHz)	10^5	
3×10^2	10^6	長波
		超長波

大気の影響 (35~37GHz帯)

海面の輝度温度より、水雲からの輝度温度が高い

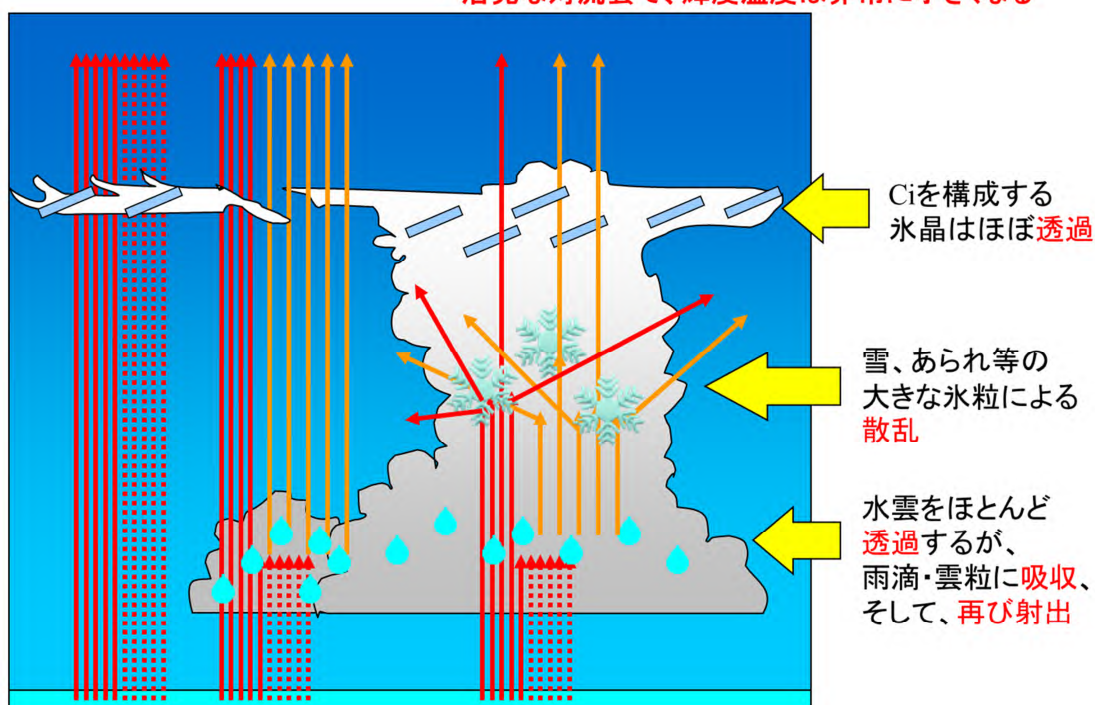
水雲と、活発な対流雲の輝度温度は、あまり変わらない



大気の影響 (85~91GHz帯)

冷たい海面と、発達した対流雲の輝度温度の混同が起こる

活発な対流雲で、輝度温度は非常に小さくなる



第 5.1.1 図 マイクロ波画像の大気の影響

5.1.2.1 マイクロ波放射計

マイクロ波放射計は、DMS、TRMM、GCOM、GPM 衛星等に搭載されており、地面や海面が射出するマイクロ波放射が水蒸気や水雲、降水、ひょう・あられ等により吸収・再射出又は散乱されることにより増減する特性を利用している。この増減の特性は波長帯によって変わるため、波長により観測できる対象が異なる（第5.1.1表参照）。例えば35~37GHz帯では、下層の水雲からの放射エネルギーが海面からの放射エネルギーより大きくなる（水雲は海面よりも暖かく（黒く）見える）ことを利用し台風の厚い上層雲の下の下層雲の解析に、また85~91GHz帯ではひょうやあられによる散乱の影響で活発な対流雲からの放射エネルギーが海面からの放射エネルギーに比べて非常に小さくなる（活発な対流雲は海面よりも非常に冷たく（白く）見える）ことを利用し熱帯擾乱の雲域内の活発な対流雲域の特定に利用できる（第5.1.1図参照）。

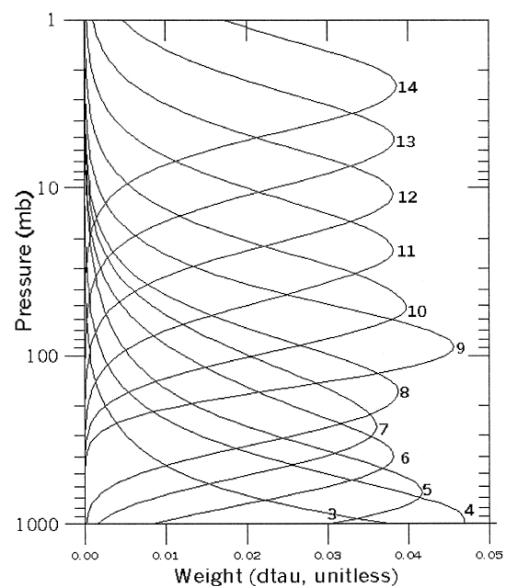
5.1.2.2 マイクロ波探査計

マイクロ波探査計はDMS、NOAA、Aqua、Metop、S-NPP 衛星等に搭載されており、現在ではAMSU及びATMSが主な観測測器となっている。放射計と探査計の一番大きな違いは波長分解能と空間分解能の違いで、放射計は画像の空間分解能（水平解像度）を上げるため波長分解能を下げた大気の放射を観測しているが、探査計は波長分解能を上げて大気の放射を正確に観測する代わりに、水平分解能を犠牲にしている。なおAMSUには、酸素の吸収線を利用して気温のプロファイルを観測するAMSU-Aと、水蒸気の吸収線を利用して気温のプロファイルを観測するAMSU-B（後にMHSへ移行）がある。ここでは、対流圏の気温のプロファイルを観測しているAMSU-Aについて説明を行う。

AMSU-Aは1998年5月以降、NOAA、Aqua及びMetop衛星に搭載されており、2014年10月現在、NOAA15号・18号・19号、Aqua、Metop-A及びBのデータが利用可能で、12層の高度の気温プロファイル推定用のチャンネル（各層の気温を推定できる周波数の観測チャンネル）を持っている。

これらのチャンネルは、酸素の吸収線のマイクロ波放射を観測することにより大気の気温を観測するため、赤外チャンネルによる観測とは異なり、上層雲による影響はほとんど受けない。第5.1.2図に、これらのチャンネルの荷重関数（センサーが主にどの気圧面を観測するかを示す関数）を示すが、主に対流圏（概ね100hPa面～地表面）を観測するチャンネルは、チャンネル4（約900hPa面）、5（約600hPa面）、6（約400hPa面）、7（約250hPa面）及び8（約180hPa面）である。またAMSU-Aの観測は、衛星直下を中心として東西方向それぞれ15の領域（FOV）を順に観測（スキャン）するクロストラックスキャンを採用しており（略号表の最後にスキャン方式の模式図を示す）、観測幅は広いものの空間解像度（FOVサイズ相当）が衛星直下（直径約48km）と観測領域の端付近（長径約150km楕円）で異なる。

熱帯擾乱は基本的に上層に暖気核を持つことから、AMSU-Aにより上層の暖気核の形成やその強さを監視することにより、台風の発生やその強度の推定も可能となる。なお前述したようにマイクロ波では上層雲についてはほぼ透過するため観測への影響はほとんど無いが、発達した対流雲については、雨粒や氷粒によ



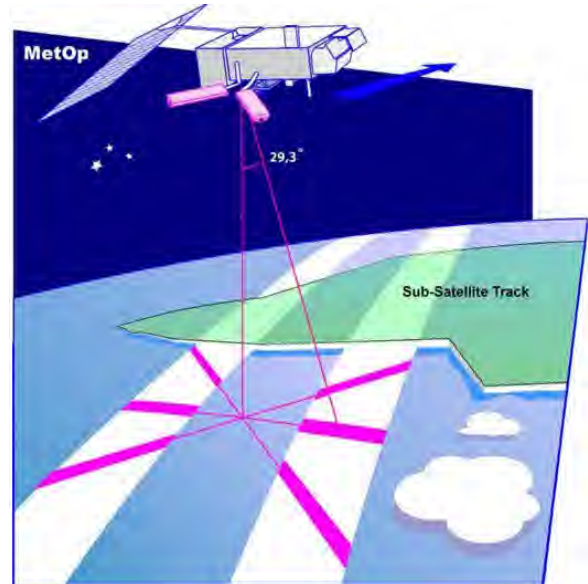
第5.1.2図 AMSU-Aの気温プロファイル情報取得用のチャンネル（観測周波数：50.3~57.3 GHz）の荷重関数（Kidder et al. 2000）

*小山亮（気象研究所台風研究部）

るマイクロ波の吸収や散乱の効果が無視できなくなるため、チャンネル6（約400hPa面）より下層を観測するチャンネルについては、これらの影響を大きく受ける場合があることに注意が必要である。

5.1.2.3 マイクロ波散乱計*

マイクロ波散乱計は、放射計及び探査計とは異なり、レーダーと同様に低軌道衛星からマイクロ波を射出し、その後方散乱断面積を観測し、そのデータから海上風速（海上10m）を推定するものである。マイクロ波散乱計はQuikSCAT、OceanSat、Metop衛星等に搭載されており、このうちQuikSCATのSeaWindsやOceanSatのOSCATはコニカルスキャン方式、MetopのASCATは固定アンテナ方式である。ここではSeaWinds及びACSATのそれぞれ方式について海上風向・風速を推定する手順を紹介する。



第5.1.3図 ASCATの観測模式図

（ASCAT Wind Product User Manual より引用）

- (1) 低軌道衛星から海面に向けて電磁波を射出し、入射角 46° 及び 54° （SeaWinds）又は 29.3° （ASCAT）の電磁波（後方散乱）をアンテナで受信する。海上の風速が弱く海面が波立っていない場合は射出された電磁波の後方散乱は非常に小さいが、海上の風速が強くと海面が波立っている場合は、射出された電磁波の後方散乱は海面の粗度の増加と共に増大する。
- (2) 後方散乱断面積の水平面分布から海上風速を格子毎（25km 又は 12.5km）を推定する。
- (3) SeaWinds では観測しながら移動する低軌道衛星の進行方向前面及び後面の同じ場所を、ASCAT では進行方向から 45° ・ 90° ・ 135° の角度を持った左右2対のアンテナで同様に同じ場所を観測し（第5.1.3図参照）、その後方散乱の位相差から格子毎の風向の推定を行う（1地点につき最大4個の風向風速を推定）。
- (4) 海上風速の水平面分布から近接する格子の風向・風速の異常値を除外する（スムージング）。
- (5) 風向又は風速が急変する格子については、数値予報の結果を利用して風向・風速の最適値を順位付ける（ナッジング）。
- (6) 格子毎の後方散乱断面積と1~4個の風向風速及び信頼度の順位を配信する。

このため、マイクロ波散乱計の風向風速は、それを処理した数値予報結果の影響を受ける。また後方散乱断面積は海面の粗度と正の相関を持つが、一定以上の風速では海面の粗度の変化が上限となるため、観測できるのは最大60kt程度である（ASCAT Wind Product User Manual 参照）。さらにマイクロ波の伝播経路に発達した積乱雲がある場合、雨粒の吸収等によるマイクロ波の減衰（散乱断面積の減少）、または雨粒のレンズ効果による散乱断面積の増加が発生し、観測誤差を発生させるため、風向風速プロダクトは品質管理情報（雨フラグ・品質フラグ等）が付加されており、現業利用する際は品質の高いデータ及び信頼度情報を参考にして利用することが必要となる。（5.2.4 マイクロ波散乱計データの利用及び注意点 参照）

*西村修司（気象庁予報部予報課）

5.1.3 マイクロ波画像の応用

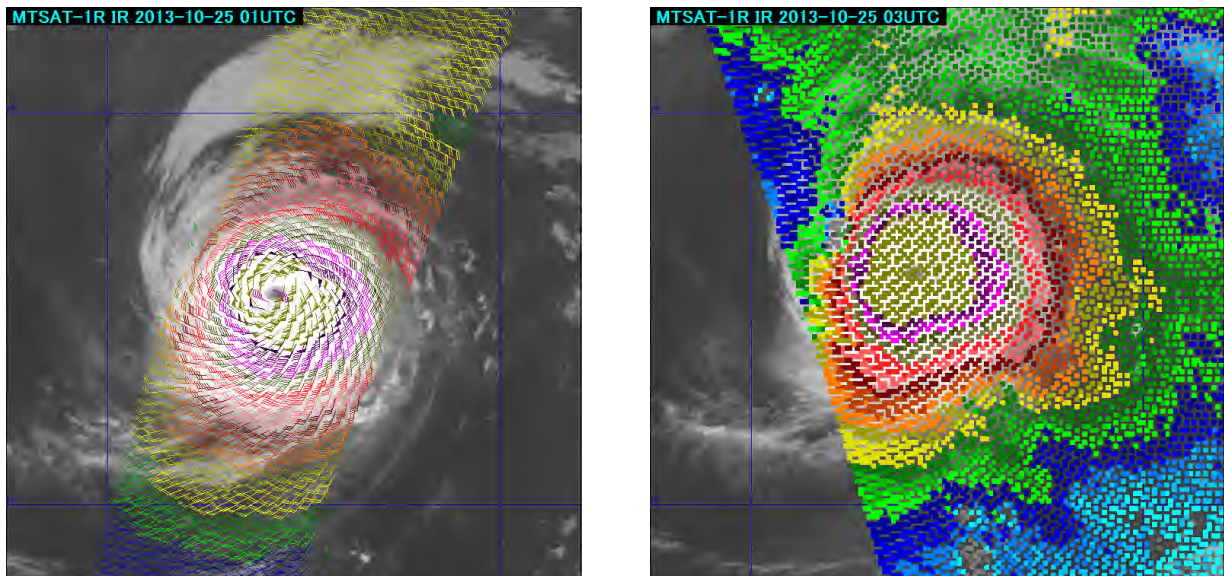
低軌道衛星のコニカルスキャン方式のマイクロ波放射計観測では、地表からの入射角が多く衛星で $35^\circ \sim 45^\circ$ となるようにアンテナを設置しており、偏波情報（垂直偏波・水平偏波）が利用できる。通常海面や地面から射出されるエネルギーは垂直偏波の方が水平偏波に比べて大きい。伝播経路に雨粒等が存在する場合、雨粒等の散乱による影響で水平偏波と垂直偏波の差が小さくなる。この差の変化は雨粒の粒径分布と観測波長によって決まるため、各波長帯での垂直偏波と水平偏波の差を利用して伝播経路の降水強度を推定することも可能である（降水強度のプロダクトも存在する）。

また偏波情報から海上風速を推定することも可能である。前述したとおり、海上風速が強くなると海面の粗度が大きくなり、水平偏波も増加する。海面の粗度の変化と 6GHz・10GHz の水平偏波の変化の関係は既知であるので、6GHz と 10GHz のセンサーを搭載した低軌道衛星では偏波情報から海面の粗度の変化量を見積もることができ、これから海上風速を推定できる。JAXA では、この解析手法により、Aqua の AMSR-E のデータを用い全天候型海上風速プロダクト（AWSSW）を開発し、現在 Coriolis の WindSat や GCOM-W の AMSR2 に継承している。以下にこの AWSSW について説明を行う。

5.1.3.1 全天候型海上風速の概要*

JAXA では、2012 年 5 月 18 日に打ち上げた GCOM-W の AMSR2 のデータから AWSSW データを作成し、2013 年 10 月 1 日以降、試験的に気象庁に提供している。（第 5.1.4 図参照）

AWSSW データは、マイクロ波散乱計による海上風（ASCAT もしくは OSCAT、以降 SCAT）データと異なり風速のみのデータであり、品質管理情報（フラグ）も設定されていない。また沿岸部では AMSR2 データが陸地の放射の影響を受けるため極端に低い値になること、6GHz 帯チャンネルデータと 10GHz 帯チャンネルデータとの位置ズレ（解像度の差）による偽強風域が現れることがある、などに注意が必要である。



第 5.1.4 図 台風 1328 号 (LEKIMA) による Metop -A の ASCAT データ (左) および AWSSW データ (右) の表示例

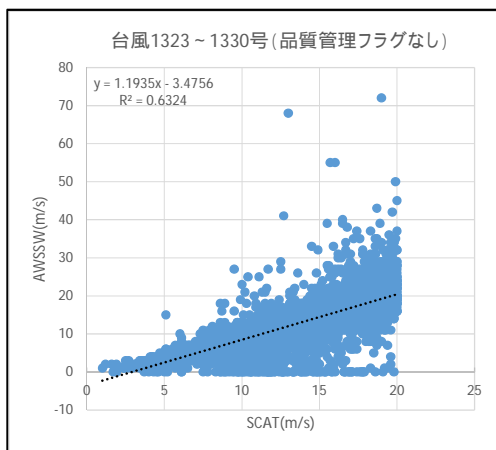
* 佐々木勝（気象庁予報部予報課）

5.1.3.2 全天候型海上風速の検証

(1) SCAT データとの比較

台風 1323～1330 号（この章では、台風が発生年の下 2 桁と、その年の発生順に付加した番号を繋げて示す）の TS 以上に発達した期間を対象としたデータセットについて、SCAT データを説明変数、AWSSW データを目的変数とし、台風がほぼ収まる東西南北約 800km×800km の領域で、AWSSW データおよびその直近の SCAT データが共に捕捉率約 50%以上となった事例のデータの比較を行った（第 5.1.5 図）。AWSSW データと SCAT データの観測時刻の差（北緯 20 度で約 2 時間程度）による位置のズレは台風の中心からの相対位置を取ることによって補正し、各 AWSSW データから 0.5 度以内で最も近くの SCAT データを対応させた。

SCAT データはどちらもおよそ 50kt（25m/s）を超えると精度が悪くなるので、20m/s を上限として品質管理情報（雨フラグ・品質フラグ等）が付加されていない SCAT データと AWSSW データを比較すると、AWSSW データは SCAT データに対してバイアス（第 5.1.3 表参照）はほぼ無視でき、5kt 程度の誤差はあるが相関は高く、同等に利用できる結果が得られた。



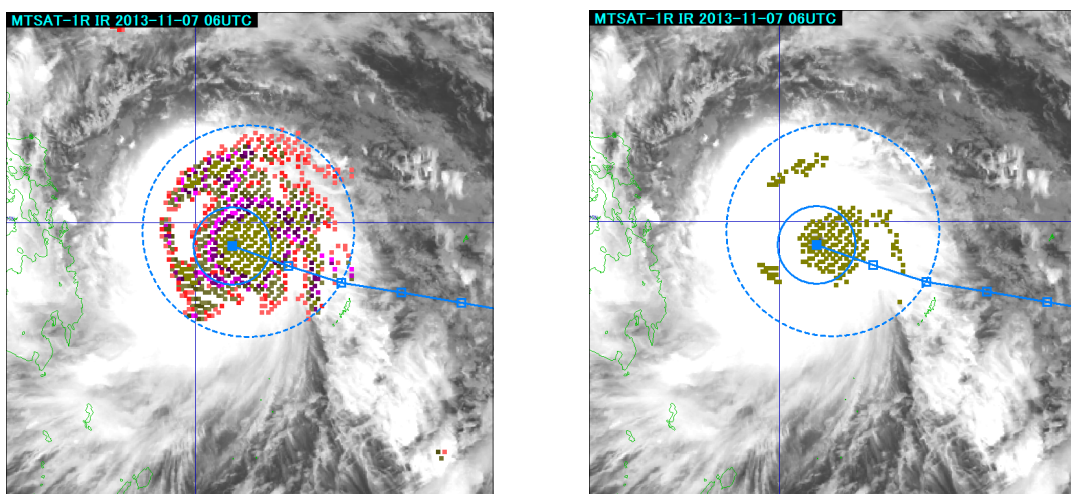
第 5.1.5 図 20m/s 以下の SCAT データに対する散布図

第 5.1.3 表 20m/s 以下のデータによる誤差

データ数	9114
バイアス (m/s)	-0.86
平均誤差 (m/s)	2.16
標準誤差 (m/s)	3.31

(2) ベストトラックデータとの比較

AWSSW データの 30kt 以上及び 50kt 以上の領域と、ベストトラックデータの強風域及び暴風域を比較した結果、領域としての対応は良かったものの（第 5.1.6 図）、風速の絶対値との対応は悪く、最大風速の推定には利用できない結果となった。



第 5.1.6 図 台風 1330 号 (HAIYAN) によるベストトラックデータの強風域 (左) および暴風域 (右) との比較例
実線は暴風域、破線は強風域を示す。色付きの格子は AWSSW データの 30kt 以上の領域 (左) と 50kt 以上の領域 (右)。

5.1.4 マイクロ波画像の利用上の注意点

マイクロ波画像を熱帯擾乱解析に利用する場合は以下の点に注意する必要がある

- ・地面や海面、大気中の物質が射出するマイクロ波の射出エネルギーは赤外及び可視の波長帯に比べ 10^{-5} 程度と非常に小さく、低高度を周回する低軌道衛星でかつ粗い解像度 (10 km × 10 km 程度) でしか観測できない。
- ・低軌道衛星の内、極軌道衛星 (太陽同期衛星) は 100 分 ~ 110 分で地球を 1 周し、24 時間でほぼ同じ軌道に戻るが、中緯度以南で同じ場所は、単一の衛星では 1 日 2 回しか観測できず、また観測範囲も観測画種や観測方法により数 100km ~ 約 2000km 程度で静止軌道衛星の観測範囲よりかなり狭い。
(注: GPM 計画は複数の低軌道衛星の観測により、観測頻度を増やすための計画)
- ・観測データを利用できるまで 3~6 時間程度かかるため、定時の解析には利用しづらい。
- ・観測方法 (コニカルスキャン・クロストラックスキャン等) 及び観測波長帯により観測解像度が異なる。またクロストラックスキャンでは低軌道衛星が直下で熱帯擾乱を観測した場合は解像度が良いものの、観測帯の端では解像度が悪くなると共に、入射角の変化により上層の大気を観測することになるためデータの補正 (リム補正) 等が必要になる。また両観測方法とも波長により解像度が異なるため、異なる波長を併用したプロダクトを作成する場合は注意が必要である。
AMSU-A (クロストラックスキャン) 衛星直下: 直径約 48km、観測領域の端: 長径約 150km 楕円
AMSR2 (コニカルスキャン) 89GHz: 3 × 5km、7GHz: 35 × 62km
- ・地面から射出されるエネルギーは植生により大きく異なるため、マイクロ波の観測は陸上での大気解析での利用が困難で (陸上の風は散乱計では観測できない)、陸上に近い観測データも陸面からの放射の影響を受ける。
- ・海面水温が大きく変化する海域では、海面からの放射エネルギーの違いを考慮する必要がある。
- ・散乱計の観測測器も、コニカルスキャンアンテナ (SeaWinds) と固定アンテナ (ASCAT) があり、固定アンテナの場合は、低軌道衛星直下の観測が出来ない。(第 5.1.3 図参照)

5.2 マイクロ波画像の台風解析への利用

この節では各マイクロ波画像を用いた台風解析の利用例を紹介する。

5.2.1 マイクロ波放射計を用いた中心位置推定*

これまで説明してきたとおりマイクロ波放射計は、台風など厚い上層雲に覆われ、可視・赤外画像では下層の雲の状態が不明な場合にもその内部構造を確認することが可能で、特に発生初期と最盛期前及び衰弱期等の台風の中心位置の解析に非常に有効な場合がある。

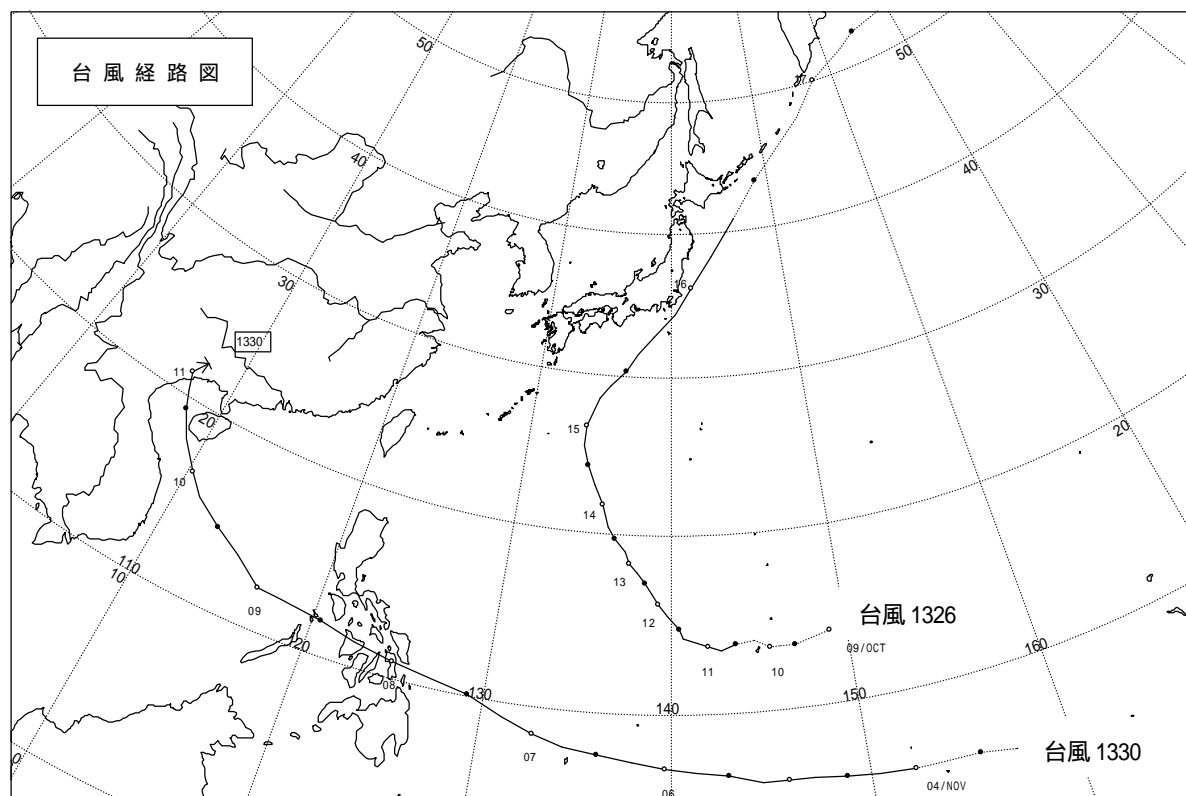
以下に 2013 年の台風 1326 号 (WIPHA) と台風 1330 号 (HAIYAN) の事例について紹介する。

5.2.1.1 台風 1326 号と台風 1330 号の概要

台風 1326 号と台風 1330 号の経路図を第 5.2.1 図に示した。また、第 5.2.1~2 表にそれぞれの台風の熱帯低気圧 (TD) 発生、台風発生、最盛期、熱帯低気圧化・温帯低気圧化時の位置と中心気圧、最大風速を示した。さらに、それぞれの台風の各ライフステージ期間 (発生期: TD 発生 ~ 台風発生まで、発達期: 台風発生 ~ 中心気圧が最低になった時刻まで、最盛期: 最低気圧を維持した期間、衰弱期: 中心気圧の記録が最

*野中信英 (気象庁予報部予報課)

低を脱した時刻～温帯低気圧化/熱帯低気圧化完了 24 時間前まで、消滅期：温帯低気圧化 / 熱帯低気圧化が完了するまでの 24 時間) を第 5.2.3 表に示した。



第 5.2.1 図 台風 1326 号と台風 1330 号の経路図

第 5.2.1 表 台風 1326 号のライフステージの時刻と位置等

台風 1326 号のライフステージ	時刻	中心位置	中心気圧/最大風速
TD 発生	10/09 00UTC	14.0N, 149.0E	1004hPa/30kt 未満
台風発生	10/10 12UTC	13.8N, 143.7E	985hPa/35kt
最盛期到達	10/13 12UTC	19.8N, 136.4E	930hPa/90kt
温帯低気圧化完了	10/16 06UTC	41.0N, 146.0E	968hPa/30kt 未満

第 5.2.2 表 台風 1330 号のライフステージの時刻と位置等

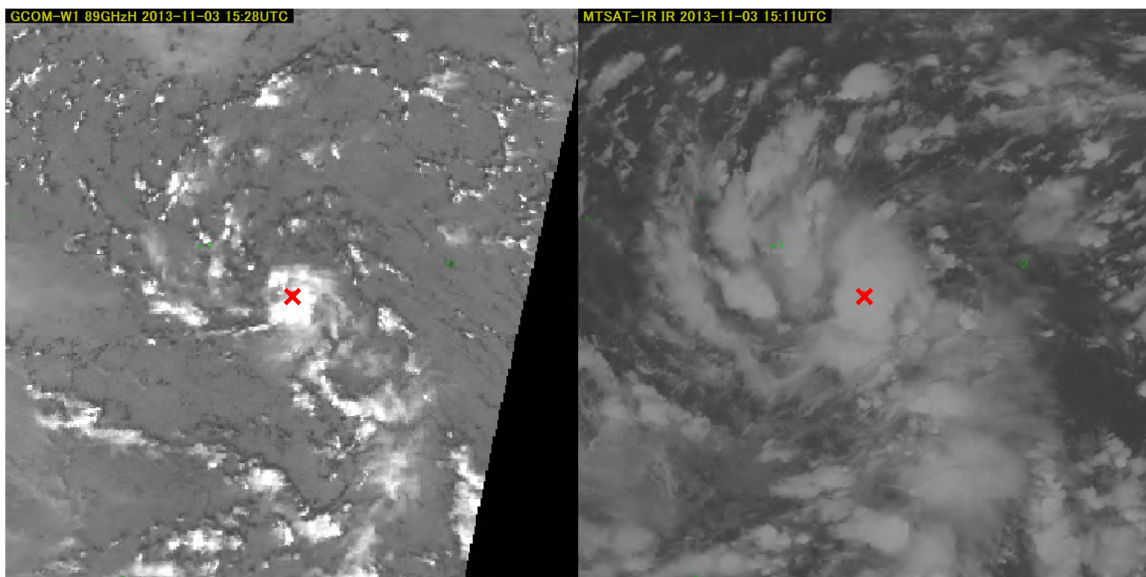
台風 1330 号のライフステージ	時刻	中心位置	中心気圧/最大風速
TD 発生	11/03 06UTC	5.8N, 157.2E	1004hPa/30kt 未満
台風発生	11/04 00UTC	6.1N, 152.2E	1002hPa/35kt
最盛期到達	11/07 12UTC	10.2N, 129.1E	895hPa/125kt
熱帯低気圧化完了	11/11 06UTC	22.4N, 107.7E	1004hPa/30kt 未満

第 5.2.3 表 台風 1326 号と台風 1330 号の各ライフステージ期間

台風のライフステージの分類	台風 1326 号	台風 1330 号
発生期	10/09 00 ~ 10/10 12UTC	11/03 06 ~ 11/04 00UTC
発達期	10/10 12 ~ 10/13 12UTC	11/04 00 ~ 11/07 12UTC
最盛期	10/13 12 ~ 10/14 00UTC	11/07 12 ~ 11/08 00UTC
衰弱期	10/14 00 ~ 10/15 06UTC	11/08 00 ~ 11/10 06UTC
消滅期	10/15 06 ~ 10/16 06UTC	11/10 06 ~ 11/11 06UTC

5.2.1.2 台風 1330 号発生期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.2 図に台風 1330 号の発生期にあたる 2013 年 11 月 03 日 1528UTC の GCOM-W による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 1511UTC の赤外画像（右）を示す。マイクロ波画像からは、雲システム中心（Cloud System Center、以下 CSC とする）の南から東に向けて低気圧性に湾曲して伸びるひょうやあられを多く含む雲バンドと、CSC の北東から北西に向けて伸びるひょうやあられを多く含む雲バンドが確認でき、これら二つの雲バンドの接合点を CSC の位置として特定することが可能である。一方、赤外画像では、CSC の北西側に低気圧性に湾曲した Cb クラスタがあり、その曲率から CSC の位置を辛うじて推定することができるものの、CSC 付近は濃密な雲域に覆われていてその内部構造を確認することはできない。



第 5.2.2 図 左：台風 1330 号発生期のマイクロ波画像（11/03 1528UTC） 右：赤外画像（同日 1511UTC）

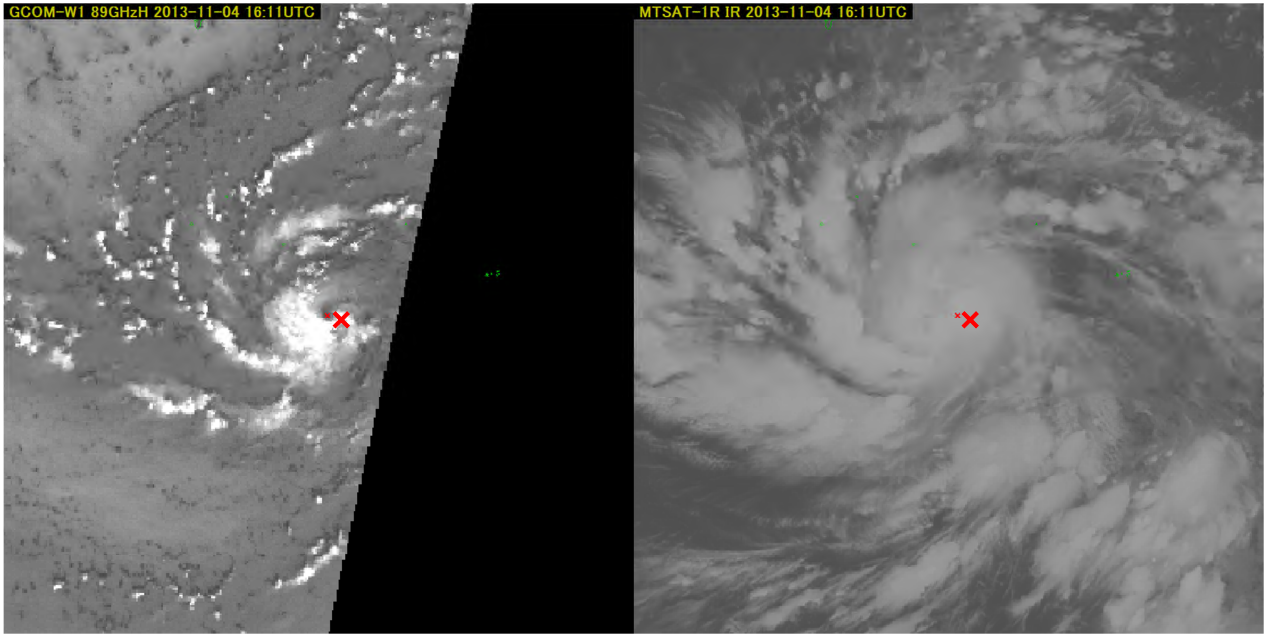
図中の x はベストトラックから内挿した台風の中心位置（雲画像から推定する CSC とは必ずしも一致しない場合がある、以下同じ）

5.2.1.3 台風 1330 号発達期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

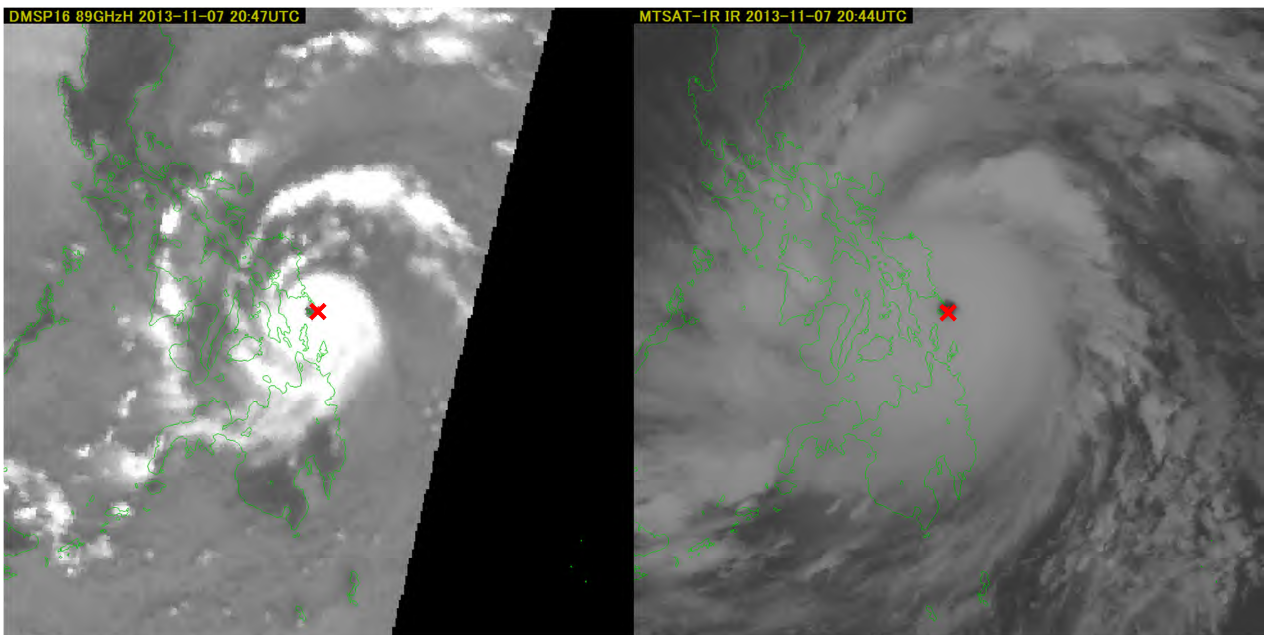
第 5.2.3 図に台風 1330 号の発達期にあたる 2013 年 11 月 04 日 1611UTC の GCOM-W による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 1611UTC の赤外画像（右）を示す。マイクロ波画像からは、CSC のまわりを 0.6 周程度取り巻くひょうやあられを多く含む明瞭な雲バンドが確認できる。一方、赤外画像では、CSC の北および北西から西側を回って CSC を指向する雲バンドや、西から南側を回って CSC を指向する雲バンドを確認することができるものの、CSC 付近は濃密な雲域に覆われて、その詳細な構造は確認できない。

5.2.1.4 台風 1330 号最盛期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.4 図に台風 1330 号の最盛期にあたる 2013 年 11 月 07 日 2047UTC の DMSP-16 による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 2044UTC の赤外画像（右）を示す。マイクロ波画像からは、ひょうやあられを多く含むリング（幅：55～65 km）に取り巻かれた眼（直径：25～30 km）が確認できる。一方、赤外画像でも、非常に冷たいリング（輝度温度：-80 以下、幅：120～140 km）に取り巻かれた眼（輝度温度：9 以上、直径：35～40 km）を確認することができる。



第5.2.3図 左：台風1330号発達期のマイクロ波画像（11/04 1611UTC） 右：赤外画像（同日1611UTC）
 図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置

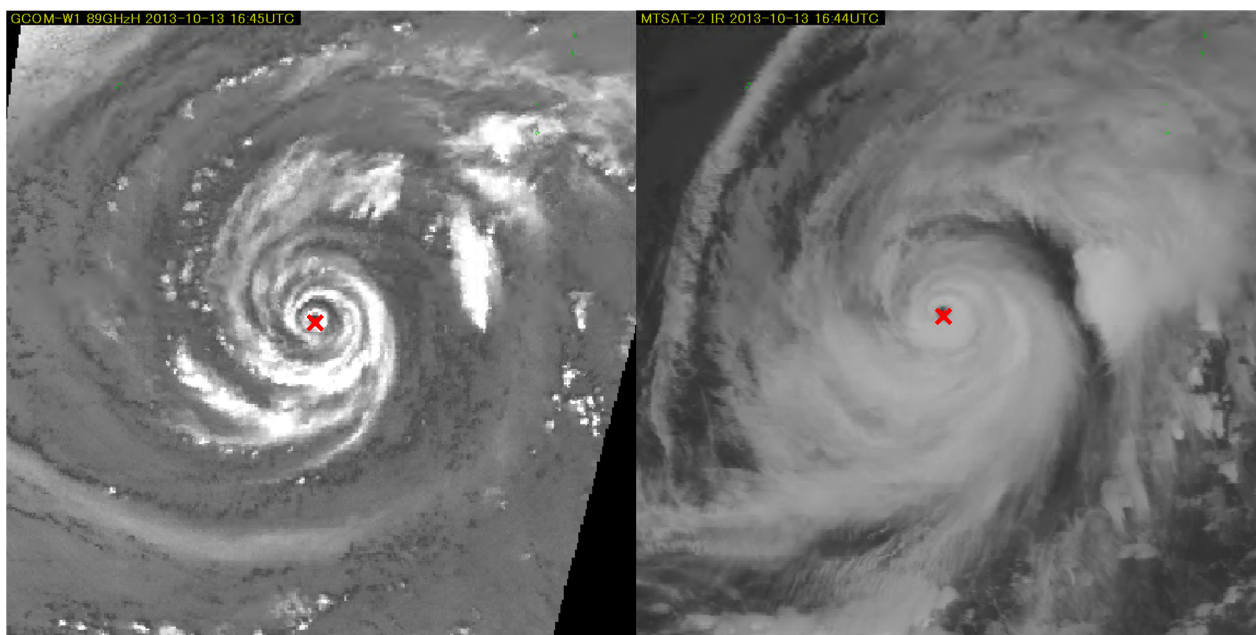


第5.2.4図 左：台風1330号最盛期のマイクロ波画像（11/07 2047UTC） 右：赤外画像（同日2044UTC）
 図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置

5.2.1.5 台風1326号最盛期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

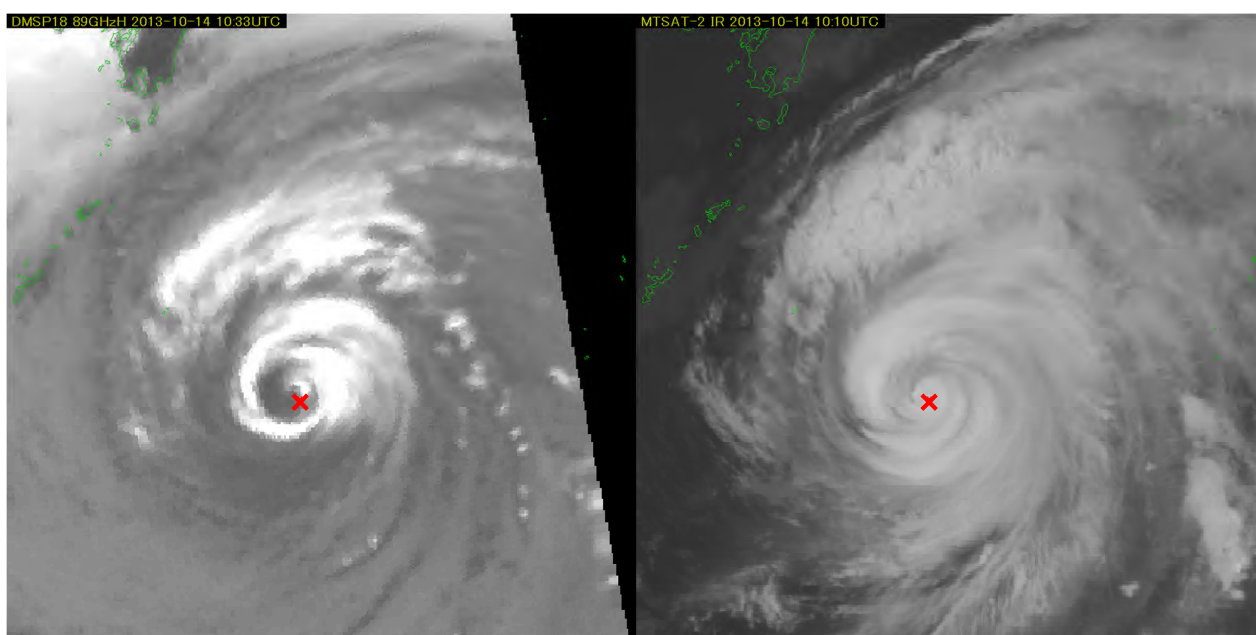
第5.2.5図に台風1326号の最盛期の2013年10月13日1645UTCのGCOM-Wによる89GHz水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日1644UTCの赤外画像（右）を示す。赤外画像ではCSC付近にCDOと解析できる円形度の高い濃密な雲域があるものの、その規模は小さく（直径：約35km）、またCSCを取り囲むように不鮮明なバンド構造も確認できる。このためこの時の雲パターンは、小さなCDOと判断して眼パターンとすべきか、CDOではなくバンド形状と判断しバンド状眼パターンとすべきか判断に迷うところである。一方、マイクロ波画像では、幅は狭い（10～30km）ものの、ひょうやあられを多く含むリングが眼の

周りを一周以上取り巻いている様子が鮮明に確認できるため、この時刻の雲パターンは小さなCDOを持つ眼パターンであると判断できる。



第 5.2.5 図 左：台風 1326 号最盛期のマイクロ波画像（10/13 1645UTC） 右：赤外画像（同日 1644UTC）

図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置



第 5.2.6 図 左：台風 1326 号衰弱期のマイクロ波画像（10/14 1033UTC） 右：赤外画像（同日 1010UTC）

図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置

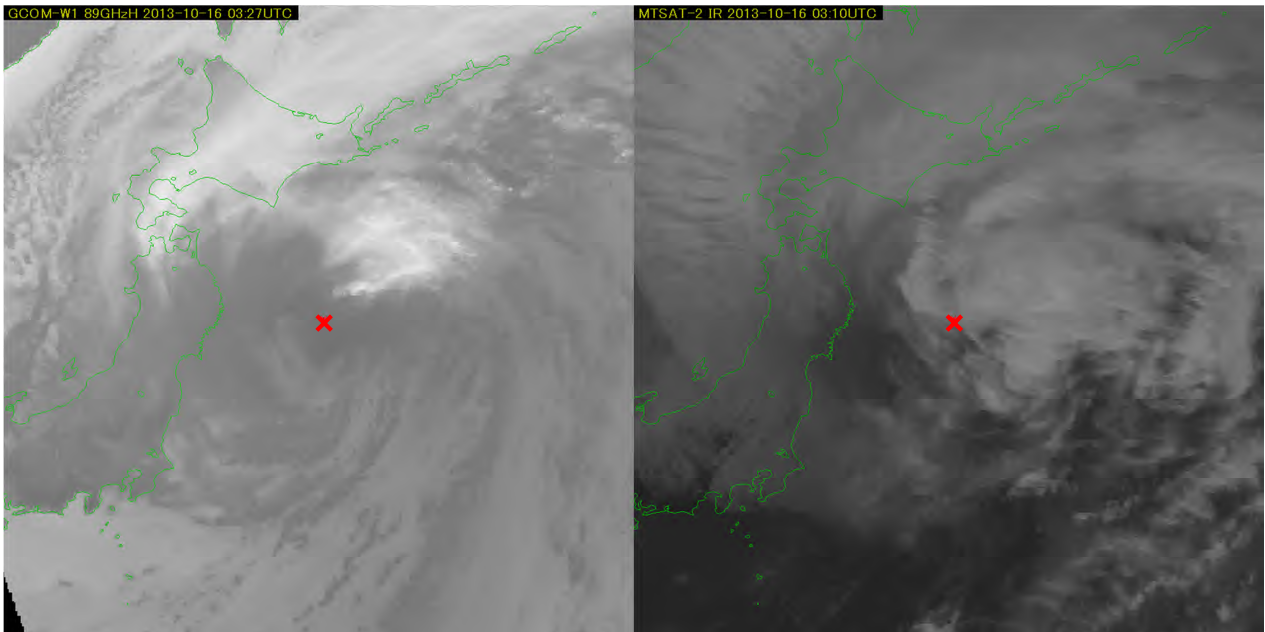
5.2.1.6 台風 1326 号衰弱期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.6 図に台風 1326 号の衰弱期の 2013 年 10 月 14 日 1033UTC の DMSP-18 による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 1010UTC の赤外画像（右）を示す。赤外画像では CSC 付近に小さな（直径：約 100 km）円形度の高い濃密な雲域があり、その周囲を濃密な雲バンドが取り巻いている様子が確認できる。一方マイクロ波画像では、CSC の北側に低気圧性に湾曲したひょうやあられを多く含むバンドが

あるものの、CSC 付近では白く輝く雲域は縮小しており、CSC の西側から Sc 化が進行していることと、CSC の外側には CSC を 0.9 周程度取り囲むような細いひょうやあられを多く含む細いバンドが未だ健在であることなどを確認することができる。

5.2.1.7 台風 1326 号消滅期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.7 図に台風 1326 号の温帯低気圧化完了 (10/16 06UTC) 直前の 2013 年 10 月 16 日 0327UTC の GCOM-W1 による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像 (左) とひまわりによる同日 0310UTC の赤外画像 (右) を示す。赤外画像では CSC の北側～東側に厚い雲域があり、まだ台風として勢力を維持しているように見えるが、マイクロ波画像では、ひょうやあられを多く含む雲は CSC の北東側にわずかに残るのみで、CSC 付近では Sc 化がほぼ完了して、温帯低気圧に移行している様子がわかる。



第 5.2.7 図 左：台風 1326 号消滅期のマイクロ波画像 (10/16 0327UTC) 右：赤外画像 (同日 0310UTC)
図中の×はベストトラックから台風を中心位置

5.2.1.8 まとめ

台風の発生期から発達初期にかけては、CSC 付近の領域が規模の大きな濃密な雲域に覆われることが多く、CSC の位置決定精度が悪くなると共に、雲パターンの判別も精度が悪くなる。赤外及び可視画像ではこの問題を解決することは難しく、特に CDO と濃密な雲域に覆われたバンドパターンとを識別するのは難しく、CDO の持続時間等から雲パターンを判断するしか手段がなかった。さらに、発達期から最盛期にかけて現れる CDO パターンにおいては、従来のドボラック法では、直径 1.5° 以内の小さい CDO の場合は、その中心に、大きな CDO については、眼の前兆や痕跡、表面に現れる微かなバンド構造などを手がかりに CSC の位置を決定していたが、この方法では解析の主観性が高くなり、その位置決定精度は事例によりばらつくことが多かった。一方マイクロ波画像では、濃密な雲域の下ひょうやあられを多く含む雲によるバンドあるいはリングの構造を容易に確認できることから、マイクロ波画像を有効に用いることにより、台風中心位置の精度を向上させることができるものと考えられる。

5.2.2 客観ドボラック解析*

前節で説明したとおり、台風の中心位置の推定では、マイクロ波画像を赤外・可視画像と併用することにより、精度の高い解析が可能となってきた。しかしながらドボラック法の強度推定にも主観的な手順が多く、台風解析の精度向上のためには客観的な台風強度の解析技術の開発が不可欠である。

本庁予報課では、ドボラック解析の客観化を目的に客観ドボラック解析手法の開発を 2007 年度に着手し、2013 年度から現業作業での運用を開始している。客観ドボラック解析では、熱帯擾乱の中心位置と 24 時間前からの発達又は衰弱の変化量 (MET 数) 及び強度の主観解析 (PT 数) などは現業者が解析を行う必要があるものの、その他の項目は雲量格子点情報等を用い、自動的に解析できる。このため熱帯擾乱の中心位置や雲パターンの正確な解析が非常に重要となり、この部分はマイクロ波画像を有効に利用し、強度解析については客観ドボラックを利用することで台風解析業務の高度化を進めている。

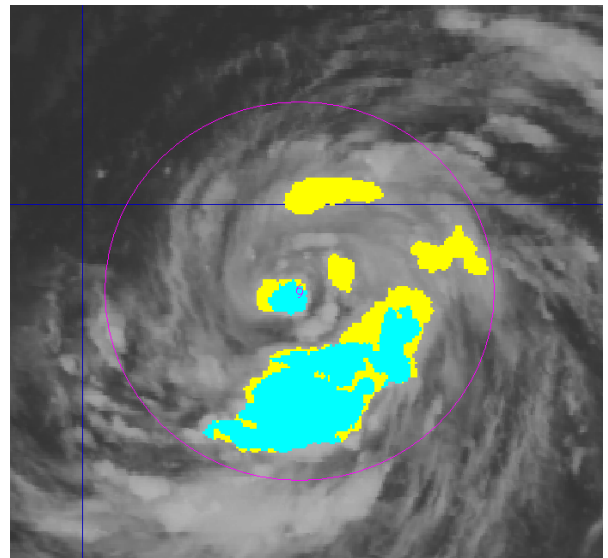
以下に客観ドボラック解析の概要を説明する。

5.2.2.1 開発の目的

ドボラック解析は中心解析と強度解析の主観解析からなるが、中心解析は高頻度・高分解能の動画やマイクロ波画像を用いることで個人差は比較的小さい一方、強度解析は、依然、主観的な判断、特に台風に伴う雲域の判断 (抽出) が解析結果に大きく影響する。そこで、気象衛星センターが 2007 年から提供している雲量格子点情報を利用して雲域の判断を客観的に行うことにより、早期ドボラック解析およびドボラック解析による強度判定を客観的にを行い、従来の DT 数に替わる強度を提供することが目的である。

5.2.2.2 プロダクトの概要

- (1) 解析者の決定した中心解析の結果「CSC、CSC 決定精度、雲パターン」を入力値とする。
- (2) CSC を中心とした半径 3.5 度円内を対象領域として、雲量格子点情報を用いて客観的に濃密な雲域 (Cb クラスタ) を判別する。
- (3) 各雲パターンの強度推定手法は早期ドボラック解析およびドボラック解析を基本とし、これで得られた強度を瞬間 T 数とする。
- (4) 短時間変動を除去するために直近 3 時間の瞬間 T 数を平均して得られた強度を平均 T 数とし、雲パターン毎に平均 T 数を上限値 / 下限値で制限する。
- (5) ドボラック解析と同様に平均 T 数に時間変化の上限値や上陸時の拘束条件などを適用して得られた強度を最終 T 数とする。



第5.2.8図 客観判別したCbクラスタ一例

黄色の領域：雲頂温度 - 31 以下 (DG 階調以上)

水色の領域：雲頂温度 - 70 以下 (W 階調以上)

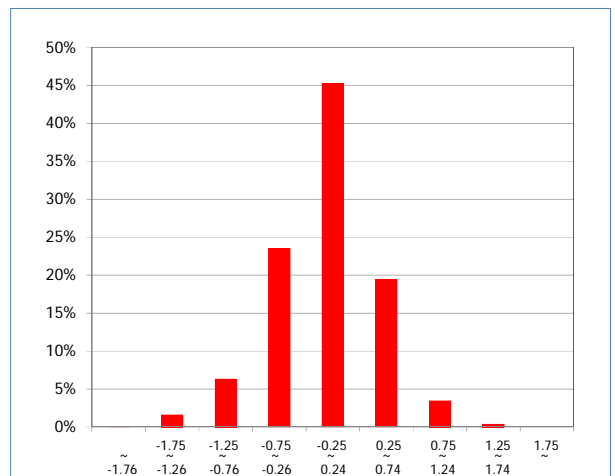
*佐々木勝 (気象庁予報部予報課)

5.2.2.3 精度評価

2011～2013年の早期ドボラック解析やドボラック解析（以下、マニュアル解析）が行われた雲域を対象に、客観解析とマニュアル解析の結果の比較検証を行った。なお、台風までに発達しなかった擾乱ではマニュアル解析の速報値を、台風に発達した擾乱では事後解析値を真値として扱った。（第5.2.9図）

最終T数の平均誤差（3082事例）は0.36でバイアスは-0.07で、誤差0.5以内に全事例の88%が入った。一方、衰弱期のCbクラスターの誤判別などにより、363事例（全事例の12%）が誤差1.0以上、63事例（全事例の2%）が誤差1.5以上となった。

上記の結果より、マニュアル解析のDT数を客観解析の最終T数で置き換えても精度は確保される結果となった。



第5.2.9図 2011～2013年のT数誤差（客観解析値 - マニュアル解析値）分布

5.2.3 マイクロ波探査計データを用いた台風中心気圧推定*

直接観測データが少ない海上で、ドボラック法への依存度が大きい現業台風強度解析の支援のため、気象研究所は、アジア太平洋気象防災センターの協力の下に、台風の暖気核の気温変化に基づく中心気圧推定手法を開発した（Oyama 2014）。本節でははじめに本手法の概要を説明し、その後実際の推定事例の紹介とともに、推定値の特徴について説明する。

5.2.3.1 台風中心気圧推定手法の概要

暖気核は、台風の壁雲やレインバンドの形成に伴う水蒸気凝結による潜熱加熱によって、台風中心付近に形成される周囲よりも気温が高い領域のことである。本手法は、暖気核の気温偏差を反映するAMSU-A輝度温度（以下TB）偏差と台風中心気圧との関係を、静水圧平衡を仮定して求めることにより導出されている。中心気圧推定式は、2008年の台風（計22個）を用いて、上層暖気核の強さと気象庁ベストトラック中心気圧を、線形一次回帰式により関連づけることにより求められている。ここで上層暖気核の強さは、AMSU-Aのチャンネル6、7及び8のTB偏差（台風中心から半径550～600km内のTB平均からの差と定義）場から得られる半径200km内の最大TB偏差のうち、最大のもので定義している（第5.2.10図）。上層暖気核の強さの導出では、AMSU-A観測に含まれるAMSU-Aの粗い空間解像度及び氷雲・降水によるTB減衰の影響による誤差を、回帰式を用いた手法で補正するようにしている。

5.2.3.2 推定中心気圧の精度及び推定事例

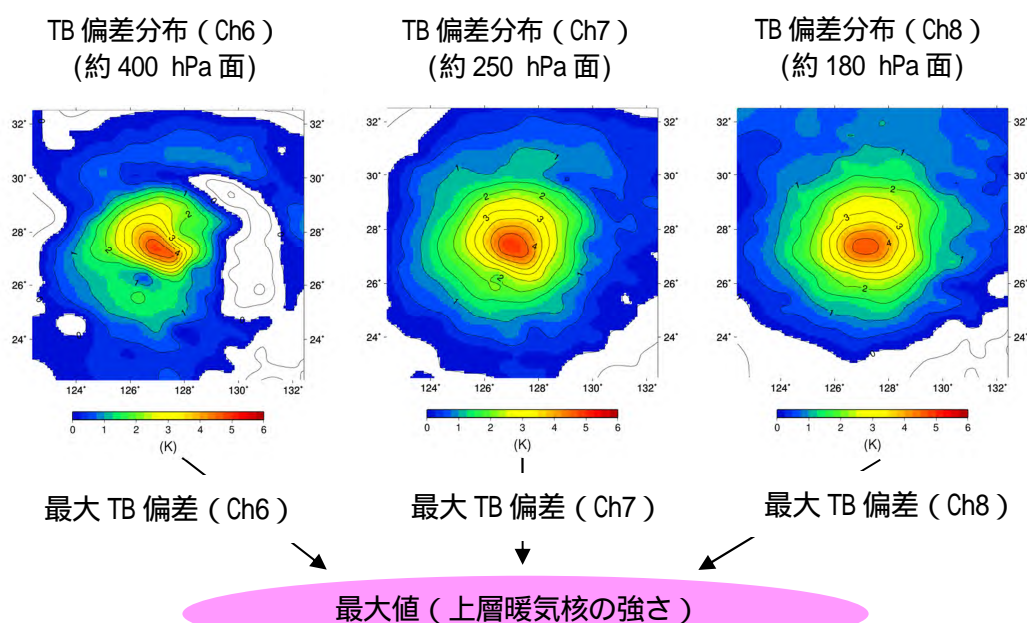
本節では、前節で説明した手法による推定中心気圧（以下AMSU推定値）の精度及び推定値の特徴（詳しくはOyama（2014）を参照）を示す。気象庁ベストトラックデータに対するAMSU推定値の精度は、2009～2011年の台風（計57個）に対する評価で、RMSEが10.1hPa、バイアスが0.3hPaであった。また、計1029個の推定事例のうち、全体の51%が誤差±5hPa以内、79.3%が誤差±10hPa以内に収まっていた。

AMSU推定値の特徴として、暖気核サイズが大きいほど精度が高い傾向があることが判っており、これは

*小山亮（気象研究所台風研究部）

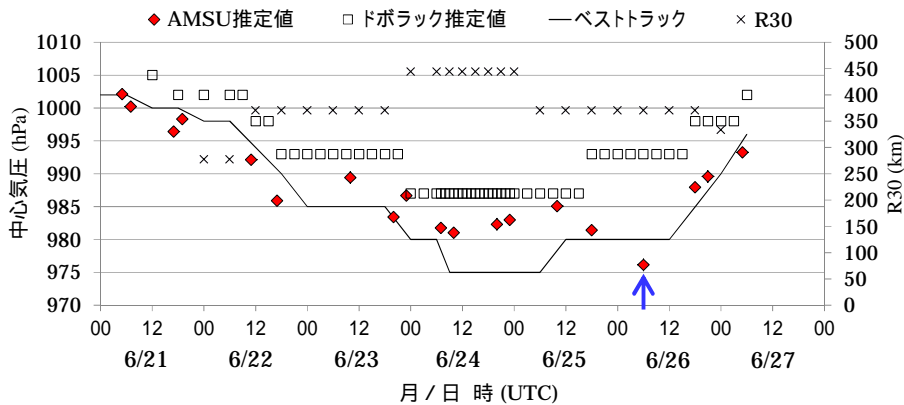
暖気核が大きな場合には、AMSU-A データの空間解像度で台風中心付近の気温ピーク値を正しく観測できていることを示唆している。

AMSU 推定値が、ドボラック法による推定中心気圧（事後解析、以下ドボラック推定値）よりもベストトラックデータに近かった例として、第 5.2.11 図に台風 1105 号（MEARI）の AMSU 推定値、ドボラック推定値、気象庁ベストトラック解析（中心気圧及び強風域最小半径）を示す。台風 1105 号は、発達期～衰弱期にかけて大型の台風と解析され（強風域最小半径 370～450km）、特に衰弱期で AMSU 推定値の方がドボラック推定値よりベストトラックデータに近い傾向がみられる。第 5.2.12 図（a）に、AMSU 推定値がドボラック推定値に比べて顕著にベストトラックデータに近かった時刻（第 5.2.11 図中矢印）の AMSU-A チャンネル 6 の TB 偏差分布（偏差は半径 550-600km 内の平均からの差）を示す。この時刻の正 TB 偏差分布は東側に偏っているが、これは西～北象限に広がる対流雲域（第 5.2.12 図（b））内の降水による TB 減衰（AMSU データ及び CIRA アルゴリズム（Demuth et al.2004）を用いて求めた気温偏差鉛直断面図：第 5.2.12 図（c）の 400hPa 面以下の寒色部分）も関係していると考えられる。暖気核サイズを反映する正 TB 偏差域の最大半径は、偏差 2K 以上で約 4 度（約 440km）、偏差 1K 以上で約 6 度（約 660km）と大きい（第 5.2.12 図（a））。この事例では、TB 偏差の最大値が出現する台風中心付近で対流雲が少なく TB 減衰の影響が小さかったことも、AMSU 推定値の精度が高かった理由と考えられる。

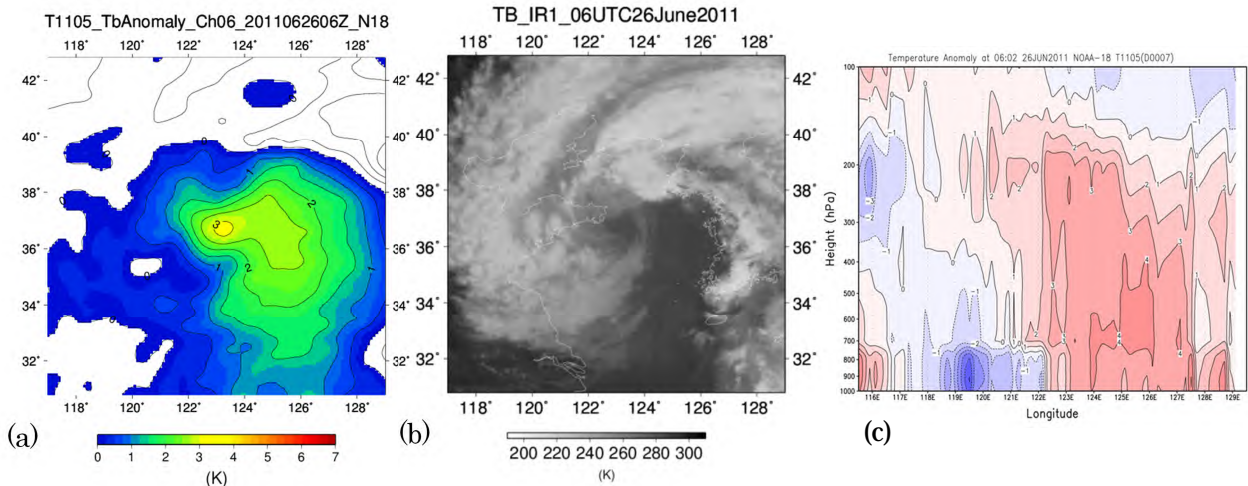


第 5.2.10 図 AMSU-A のチャンネル（図中 Ch と表記）6、7 及び 8 の TB を用いて定義した上層暖気核の強さの説明。

台風 1215 号（BOLAVEN）の 8 月 26 日 18UTC 頃に NOAA18 号で観測された事例。

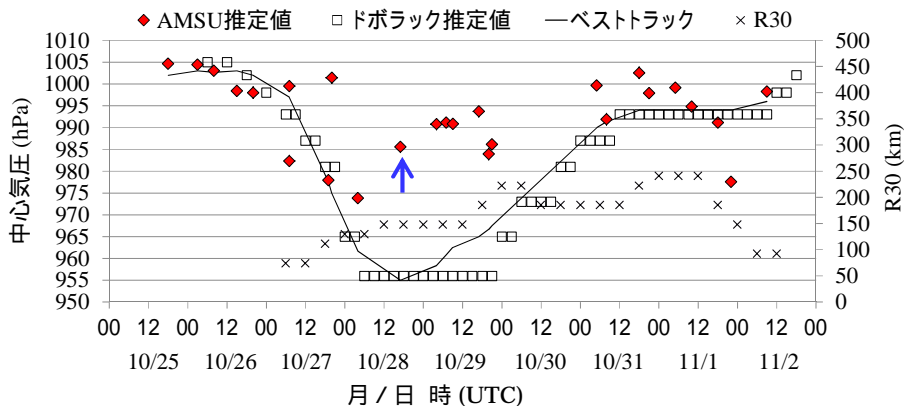


第 5.2.11 図 台風 1105 号の AMSU 推定値、ドボラック推定値、気象庁ベストトラック解析による中心気圧及び強風域最小半径 (図中 R30)。矢印は第 5.2.12 図の時刻を示す。

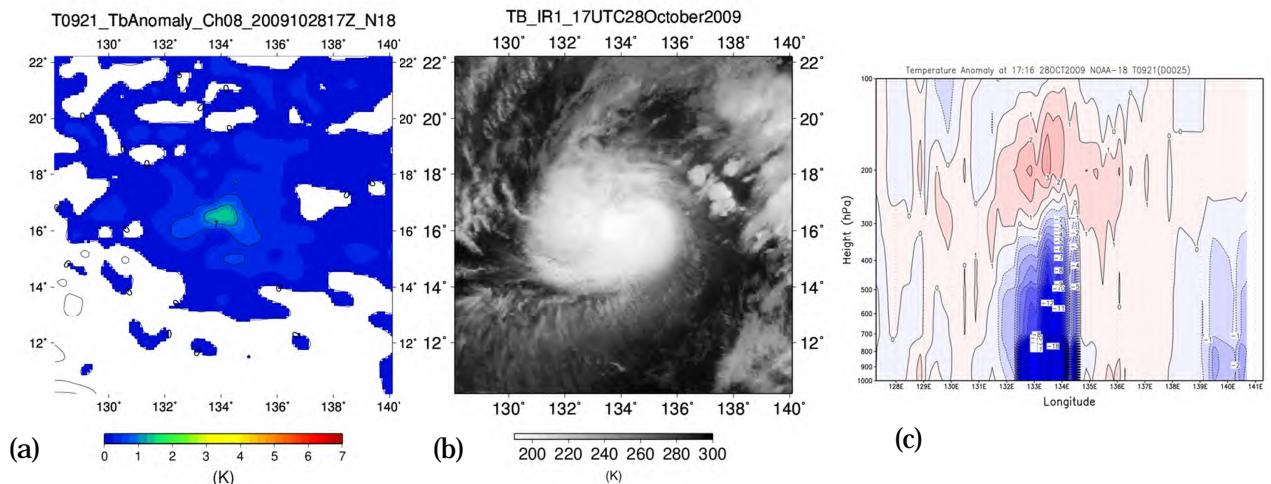


第 5.2.12 図 台風 1105 号の 6 月 26 日 06UTC の (a) AMSU-A チャンネル 6 (約 400 hPa 面) TB 偏差分布、(b) 静止気象衛星ひまわりの赤外 1 TB、(c) AMSU-A データ及び CIRA アルゴリズムにより導出した台風中心付近の気温偏差鉛直断面図 (暖色が「+」偏差、寒色が「-」偏差領域)

次に、暖気核サイズが小さく中心付近で降水が特に強かったために AMSU 推定値の精度が悪かったと考えられる例として、台風 0921 号 (MIRINAE) の推定結果を示す。第 5.2.13 図に台風 0921 号に対する第 5.2.11 図と同様の図を示すが、台風 0921 号の中心気圧は最盛期には 955hPa まで深まったが、強風域最小半径は約 150km と小さかった。AMSU 推定値は、特に最盛期においてベストトラックデータとの差が大きかった。第 5.2.14 図 (a) に、最盛期の AMSU-A チャンネル 8 の TB 偏差分布を示すが、TB 偏差 1K 以上の領域は台風中心付近に限定されており、その小さな雲システムサイズ (第 5.2.14 図 (b)) から暖気核サイズは小さかったことが示唆される。また鉛直気温断面図 (第 5.2.14 図 (c)) で見られるように、台風 0921 号の中心付近は 300hPa 面以下で負偏差となっているが、これは強い降水による TB 減衰の影響と考えられる。このように、AMSU 推定値の利用では、暖気核が小さな場合や特に強い降水を伴う場合に課題があるが、暖気核サイズに関しては例えば強風域半径を指標とすることで、ある程度の品質管理が可能と考えられる。



第 5.2.13 図 台風 0921 号の AMSU 推定値、ドボラック推定値、気象庁ベストトラック解析による中心気圧及び強風域最小半径 (图中 R30)。矢印は第 5.2.14 図の時刻を示す。



第 5.2.14 図 台風 0921 号の最盛期頃 (10 月 28 日 17UTC) の (a) AMSU-A チャンネル 8 (約 180 hPa 面) の TB 偏差分布、(b) 静止気象衛星ひまわりの赤外 1 TB 分布、(c) AMSU-A データ及び CIRA アルゴリズムにより導出した台風中心付近の気温偏差鉛直断面図 (暖色が「+」偏差、寒色が「-」偏差領域)。

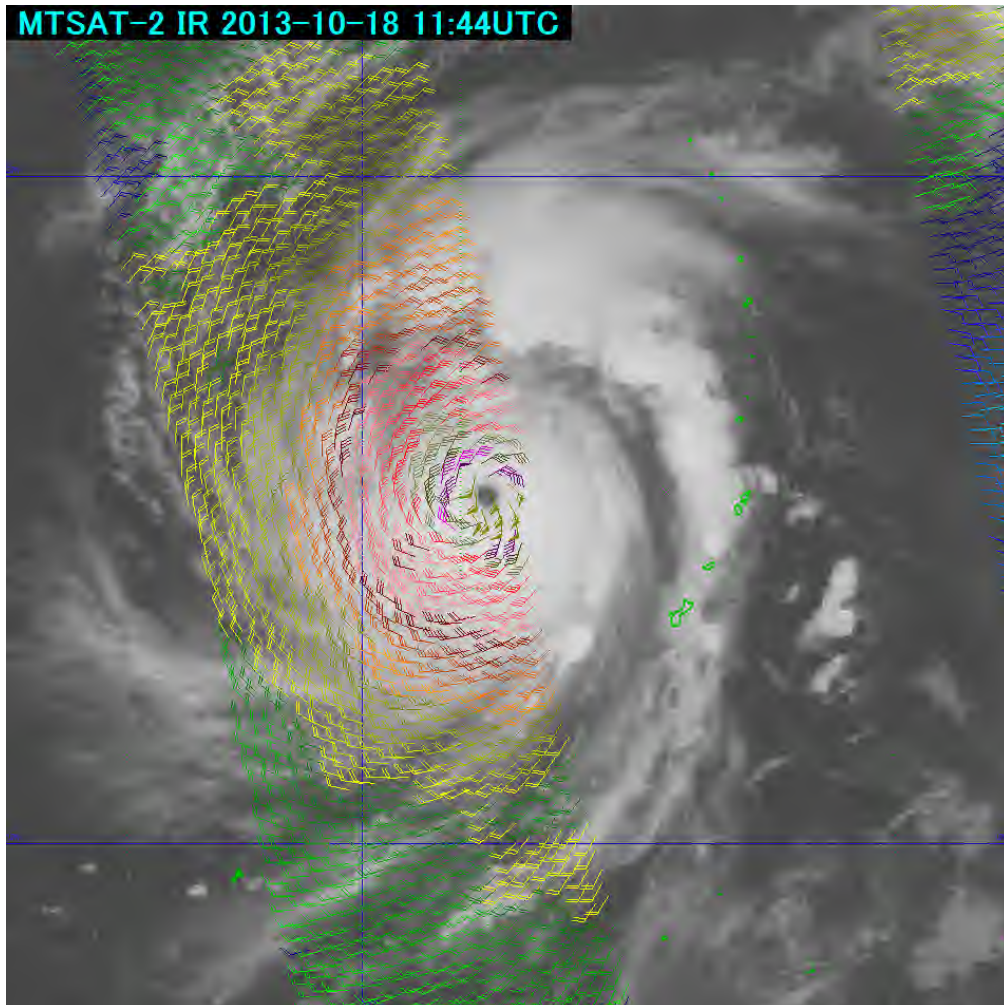
5.2.4 マイクロ波散乱計データの利用及び注意点*

5.1.2.3 及び 5.1.4 で説明したとおり、マイクロ波散乱計による観測には、マイクロ波の伝播経路に発達した積乱雲があると風速の誤差が大きい、風速の観測範囲は 60kt 程度が限界、風向風速共に数値予報資料による平滑化処理を行うため数値予報モデルの影響を受ける (特に風向)、等の注意点がある。については観測データに品質管理情報が付いているかを確認すること、については 60kt 以上の風速が観測され難いことを予め理解していることが重要であるが、についてはナッジングに利用した数値予報モデルの計算結果により異なる。第 5.2.15 図及び第 5.2.16 図に台風 1327 号 (FRANCISCO) の実例を示す。

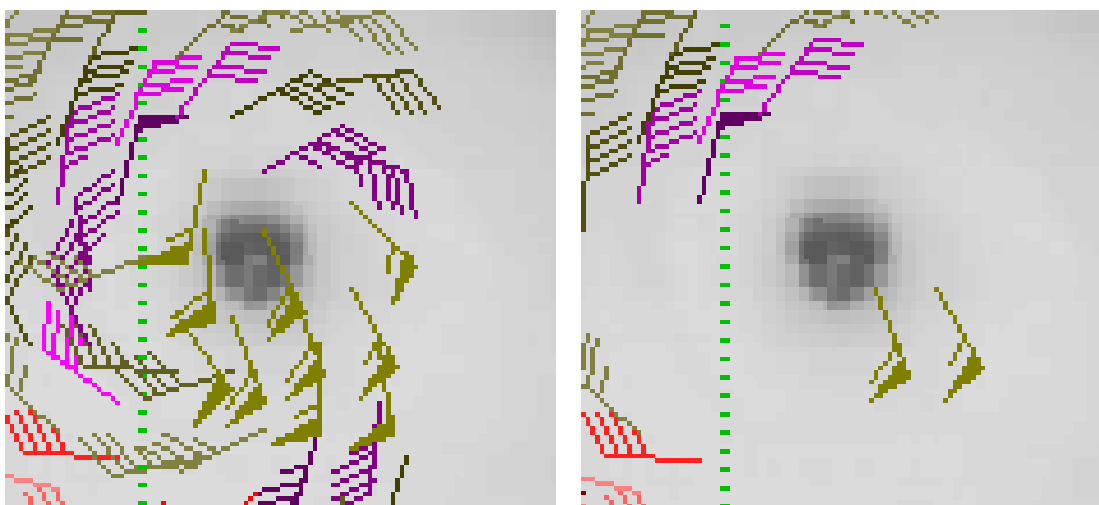
台風 1327 号は、2013 年 10 月 15 日 12UTC に TD、10 月 16 日 06UTC に TS に発達し、18 日 12UTC には中心気圧 930hPa、中心付近の最大風速 100kt に達し、衛星赤外画像でも明瞭な眼パターンとなっていた。一般的に台風は明瞭な眼パターンまで発達すると中心付近の風の分布は眼を中心とした同心円状となるが、この

*西村修司 (気象庁予報部予報課)

時刻の衛星赤外画像に ASCAT を重ねた図及び中心付近の拡大図（第 5.2.15 図及び第 5.2.16 図）で全データを表示すると ASCAT の風向が眼を中心とした円形の循環となっておらず、眼の北西象限に南風が観測されるなど不自然な風向になっている。品質管理情報付きの風向風速を除くと衛星赤外画像から推定できる中心位置と完全には一致しないものの、ほぼ円形の循環が確認できる。



第 5.2.15 図 2013 年 10 月 18 日 1144UTC 台風 1327 号の赤外画像と ASCAT の重ね合わせ



第 5.2.16 図 左図：第 5.2.15 図の中心付近の拡大図 右図：品質管理情報付きの格子を削除した拡大図

参考文献

- Demuth, J. L., M. DeMaria, J. A. Knaff, and T. H. Vonder Haar, 2004: Evaluation of Advanced Microwave Sounding Unit tropical-cyclone intensity and size estimation algorithms. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 282-296.
- Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N. C. Grody, and S. J. Kusselson, 2000: Satellite analysis of tropical cyclones using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1241-1259.
- Kishimoto, K., M. Sasaki and M. Kunitsugu, 2013: Cloud Grid Information Objective Dvorak Analysis (CLOUD) at the RSMC Tokyo - Typhoon Center. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No. 15.
- 西村修司, 加藤浩司, 毛利浩樹, 浅野準一, 斎藤貞夫, 吉田資朗, 遠藤剛, 大坪康平, 志水菊広, 小山亮, 2007: マイクロ波衛星画像を利用した熱帯擾乱解析, 気象衛星センター技術報告第 49 号, 気象衛星センター, 91-125.
- Ocean and Sea Ice SAF, 2013: ASCAT Wind Product User Manual, Version 1.13.
- Oyama, R., 2014: Estimation of tropical cyclone central pressure from warm core intensity observed by the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A). *Pap. Meteor. Geophys.*, **65**, 35-56.
- Sakuragi, T., S. Hoshino, and N. Kitabatake, 2014: Development and verification of a tropical cyclone intensity estimation method reflecting the variety of TRMM/TMI brightness temperature distribution. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No. 16.
- 吉田資朗, 酒井誠, 小司晶子, 広畑雅哉, 志水菊広, 2009: マイクロ波 (Aqua/AMSR-E) 画像による台風強度推定, 気象衛星センター技術報告第 53 号, 気象衛星センター, 13-42.

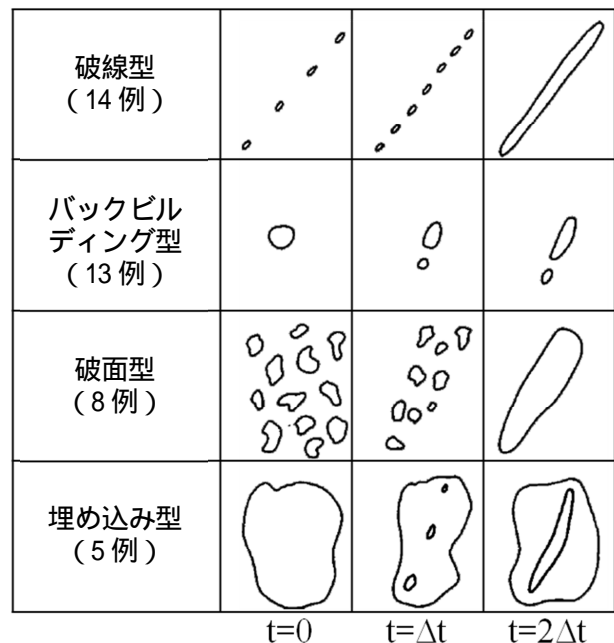
第6章 線状降水帯発生要因としての鉛直シアーと 上空の湿度について*

6.1 はじめに

集中豪雨時にみられる降水域は、2014年8月20日の広島での大雨事例(第6.1.4図)のように、20~50kmの幅を持ち、線状に50~200kmの長さに伸び、数時間ほぼ同じ場所に留まることが多い。よって数時間の積算降水量分布をみても、線状の降水域として認識でき、その形態から線状降水帯と呼ばれている。台風による直接的な大雨を除き、集中豪雨事例の約3分の2(梅雨期に限れば約4分の3)が、線状の形態を持つことが統計的に調べられている(津口・加藤 2014)。この章ではまず、線状降水帯の形成過程と構造について述べ、事例として2014年8月20日の広島での大雨事例を紹介する。

線状降水帯の一種であるスコールラインの形成過程について、米国オクラホマ州の春期に気象レーダーで観測された40事例を対象にした調査結果(Bluestein and Jain 1985)を第6.1.1図に示す。形成過程は観測数の順に、破線型、バックビルディング型、破面型、埋め込み型の4つのタイプに分類される。破線型では、複数の積乱雲(降水セル)が同時期に発生し、線状の形態をなす。局地前線にほぼ直交して下層暖湿流が流入した場合などに見られ、2013年10月16日の伊豆大島での大雨を引き起こした線状降水帯が代表例として挙げられる。バックビルディング型では、降水セルからみて環境の風の上流方向に新しいセルが次々と出現し、それらが成長するとともに移動して線状になる。日本での集中豪雨をもたらす線状降水帯の大半は、バックビルディング型形成だと言われている(吉崎・加藤 2007)。最近の調査結果でも、2011年8月新潟・福島豪雨、2012年7月九州北部豪雨、2013年7月29日の山口・島根の大雨、同年8月9日の秋田・岩手の大雨、2014年7月9日の沖縄本島の大雨、同年8月9日の三重県北部の大雨、同年8月17日の京都府福知山の大雨、同年8月20日の広島の大
雨、同年9月11日の北海道の大
雨をもたらした線状降水帯は、バックビルディング型形成であったことが確認されている。破面型では、強または中程度の強さの降水セルが漠然と集まっていたのが、時間の経過とともにはっきりとした線形構造に組織化される。2009年7月21日の山口の大雨をもたらした線状降水帯の形成過程が破面型に近い。埋め込み型では、弱い層状性の降水域の中に対流性の線状の降水域が出現する。

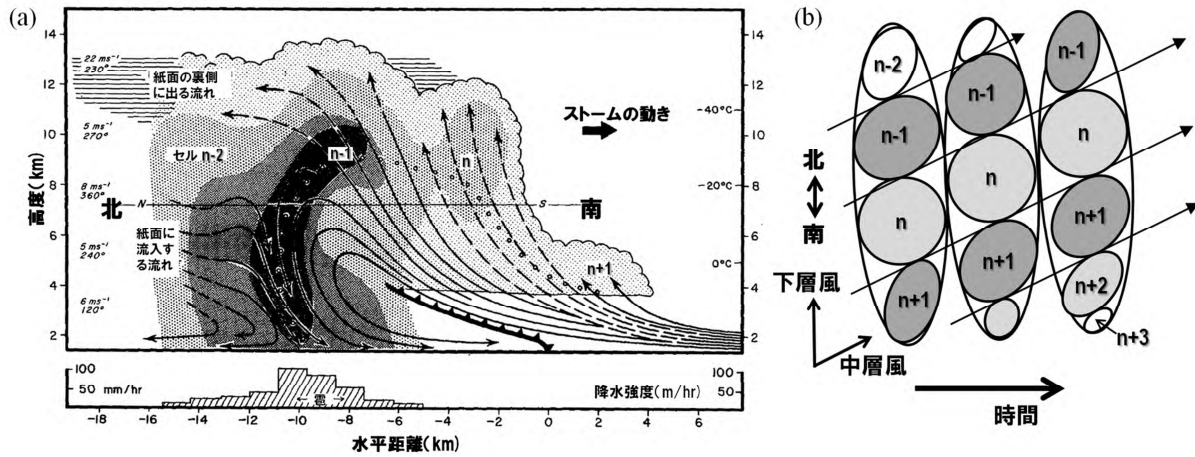
バックビルディング型形成では、次々と積乱雲が生成し、複数の積乱雲が組織化することで、積乱雲群を作り出す。積乱雲は気象レーダーでみられる1つの降水セルに対応するので、積乱雲群は複数の降水セルが重なり合ったマルチセル型ストームとも言われる。マルチセル型ストームの模式図(第6.1.2図a)をみると、ストームの移動す



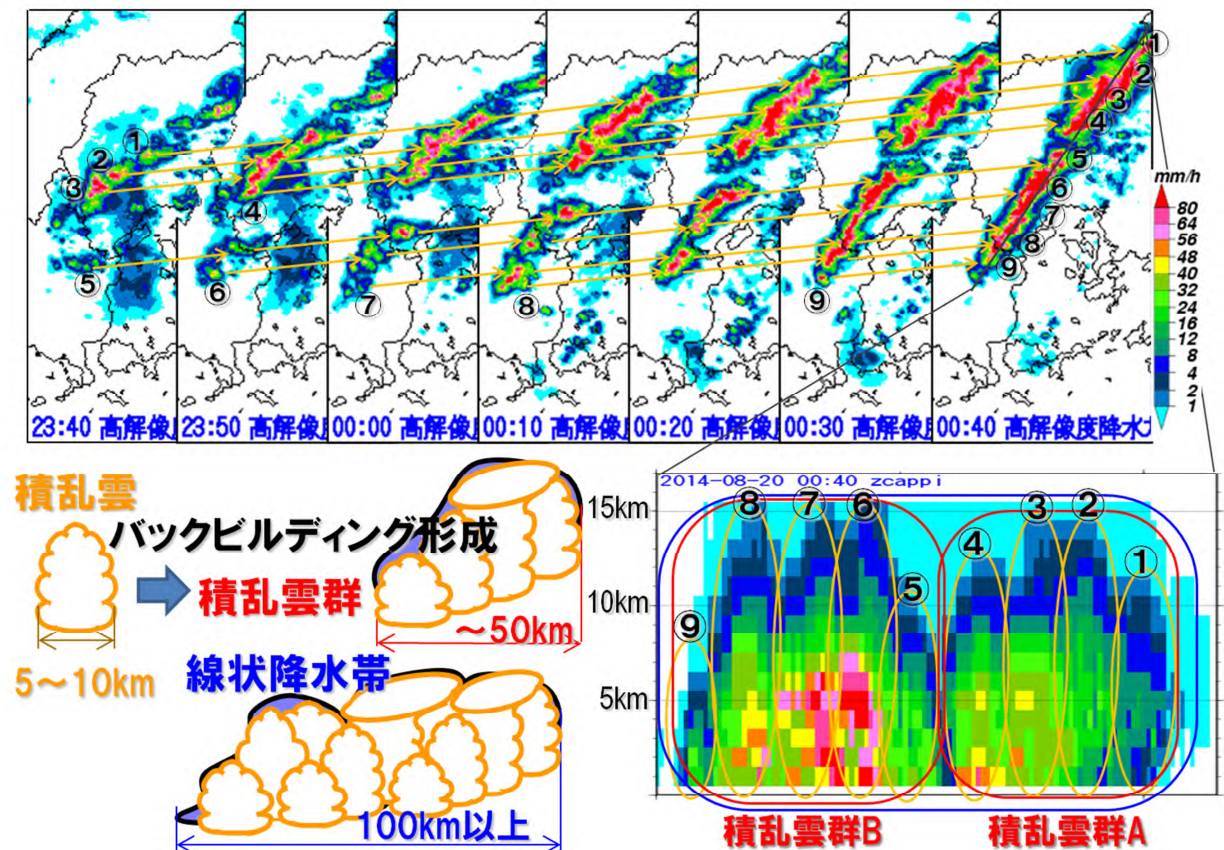
第6.1.1図 米国のスコールライン(線状対流系)の形成過程 1971~1981年に気象レーダーで観測されたスコールラインの形成過程を分類。Bluestein and Jain (1985)より。

*加藤 輝之(気象研究所)

る方向（南側）に新しいセル $n+1$ が生成し、セル n は発達途中で降水は地上に達しておらず、発達したセル $n-1$ は大量の降水を地上にもたらししている。その背後（北側）には衰退期にあるセル $n-2$ が存在しており、この時マルチセル型ストームは 4 つの降水セルから組織化されている。このマルチセル型ストームでは、



第 6.1.2 図 (a) 積乱雲群 (マルチセル型ストーム) の構造と (b) ストームの移動の模式図 (a)は Browning et al. (1976)より転載。 $n+3 \sim n-2$ は個々の積乱雲 (セル) を表し、数字が小さいほどセルの発生時間が早い。

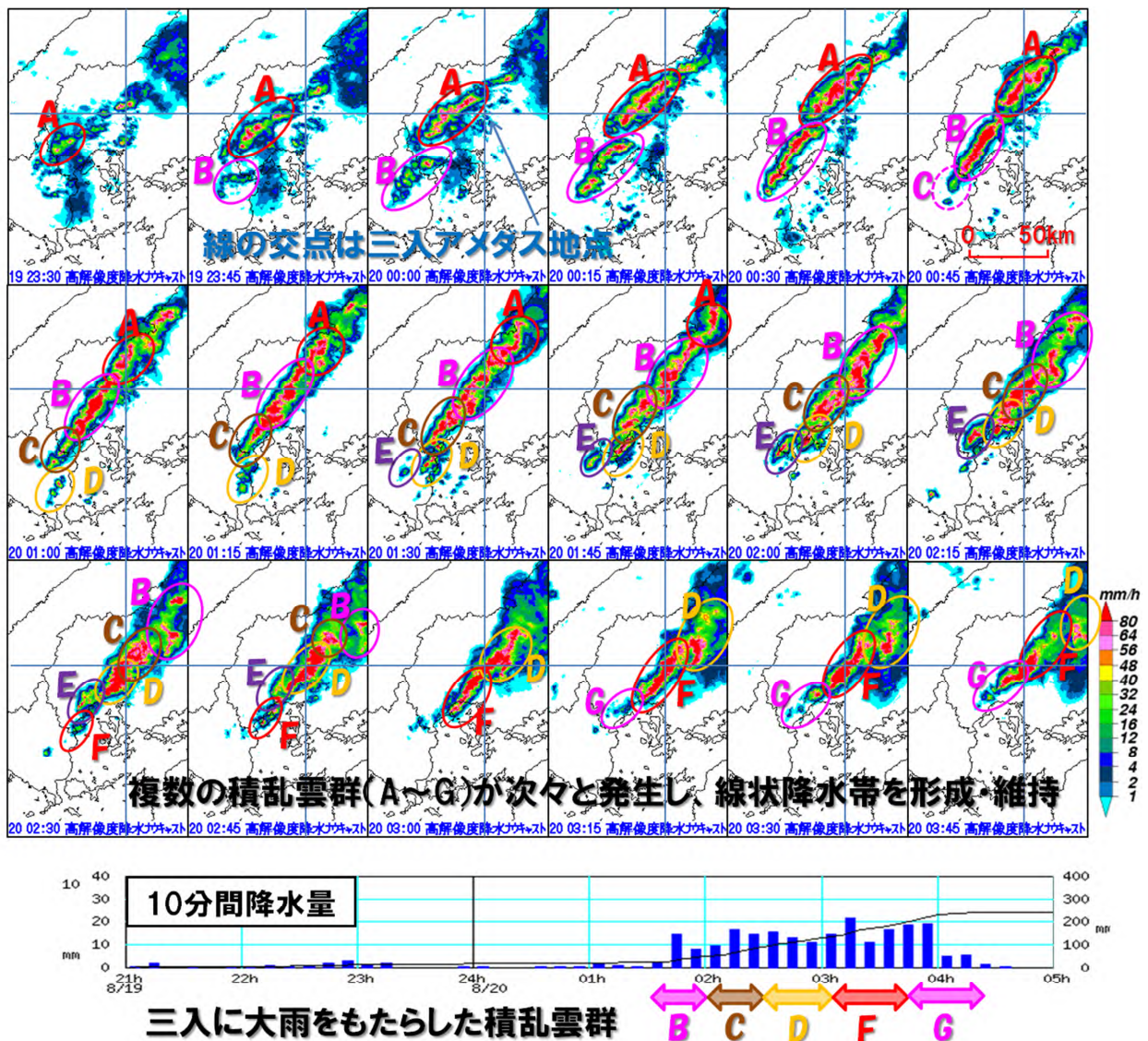


第 6.1.3 図 2014 年 8 月 20 日に広島に大雨をもたらした線状降水帯の形成過程

上図：8 月 19 日 23 時 40 分～20 日 00 時 40 分の実況の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布 (mm/h) の 10 分毎の時系列。矢印は積乱雲の動きを示す。右下図：上図 (20 日 00 時 40 分) の線分上の南西-北東鉛直断面図。～ の黄色の楕円は個々の積乱雲、赤枠の A と B は第 6.1.4 図で示した積乱雲群 (マルチセル型ストーム) を示す。左下図：線状降水帯の形成メカニズムと構造の模式図 (吉崎・加藤 2007 より)。

個々のセルは中層風の方向に移動し、移動にともなってストームの北端のセルが消滅し、南端に新たなセルが繰り返し発生する（第 6.1.2 図 b）。このようにして、マルチセル型ストームは常に 3~5 個のセルから構成されて維持する。

ここで、2014 年 8 月 20 日の広島での大雨事例での線状降水帯の形成過程をしてみる。高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（第 6.1.3 図上図）をみると、20 日 00 時 40 分には ~ の積乱雲、~ の積乱雲で構成されている線状の積乱雲群 A と B が存在し、発達した積乱雲は高度 16km（圏界面）に達している（第 6.1.3 図右下図）。積乱雲群 B は 19 日 23 時 40 分頃に発生した積乱雲 が北東に動きつつ、その南西側に次々と積乱雲 ~ が発生して形成されていることがわかる。このように積乱雲が次々と発生して、バックビルディング型形成により積乱雲群は 3~5 個程度の積乱雲から組織化されていることがわかる。さらに複数の積乱雲群が連なることで線状降水帯が形成され、線状降水帯には積乱雲 積乱雲群という階層構造がみられる（第 6.1.3 図左下図）。この階層構造は 1999 年 6 月 29 日の福岡での大雨（Kato 2006）な



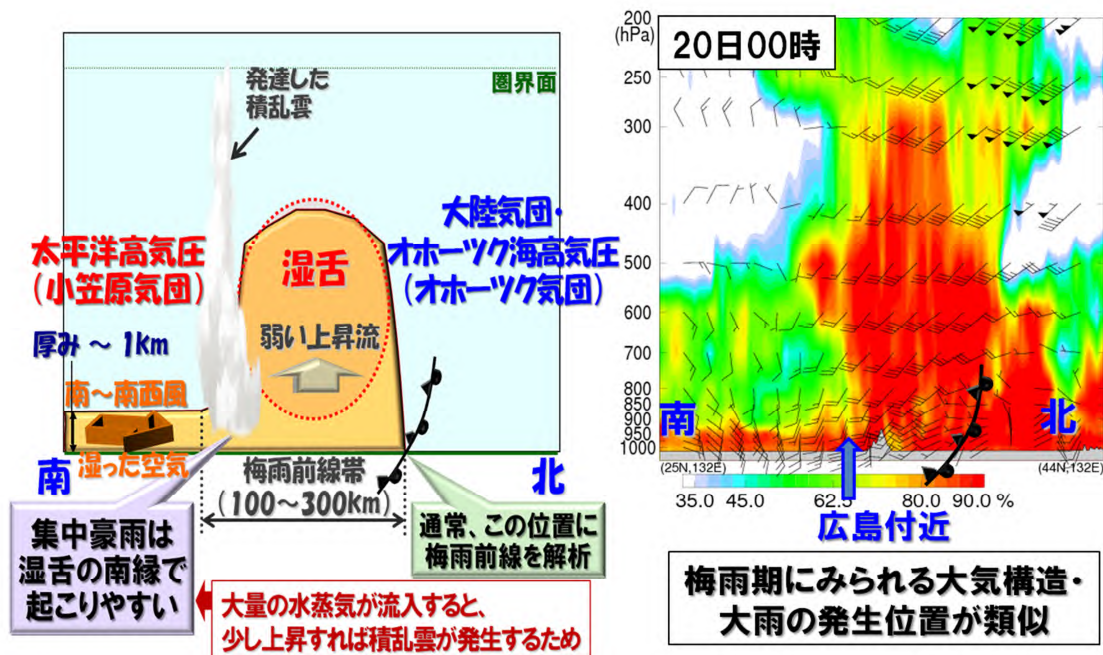
第 6.1.4 図 2014 年 8 月 20 日に広島に大雨をもたらした線状降水帯の維持過程

上図：8 月 19 日 23 時 30 分～20 日 03 時 45 分の実況の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（mm/h）の 15 分毎の時系列。A～G はバックビルディング型形成により誕生した積乱雲群（マルチセル型ストーム）。下図：8 月 19 日 21 時～20 日 05 時の三入アメダス地点（上図の縦横の水色線の交点）の 10 分降水量の時系列。図中の矢印は積乱雲群（B・C・D・F・G）が大雨をもたらした時間帯を示す。

ど、複数の線状降水帯で確認されている。積乱雲の移動方向や線状降水帯の走向は上空 3km 付近の風向とほぼ同じであったが、高度 1km 以下の風向はほぼ南風であった（図略）。このように風向が上空と下層で異なると、線状降水帯の側面から水蒸気が継続的に供給され、積乱雲が効率よく発生・発達できる。風向の変化も含めた鉛直シアーと線状降水帯の形成との関係については、第 6.3 節で説明する。

続いて、線状降水帯の維持過程について見てみる。15 分ごとの高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（第 6.1.4 図上図）をみると、複数の積乱雲群（A～G）が約 30 分ごとに山口と広島の間境付近で発生し、北東に移動しながら南西から北東方向に線状に伸び、それらが連なることで長さ約 100km の線状降水帯を形成・維持していたことがわかる。このように積乱雲群も次々と発生し、積乱雲群のバックビルディング型形成で線状降水帯を構成していることになる。Bluestein and Jain (1985) が分類したバックビルディング型形成における降水セルは、積乱雲群（マルチセル型ストーム）を見ていたのかもしれない。本来の定義は定かではないが、積乱雲から積乱雲群、積乱雲群から線状降水帯の形成についてはどちらもバックビルディング型形成であることには間違いがない。ここで、200mm 以上の降水量が観測された三入アメダス地点（第 6.1.4 図上図の縦横の水色線の交点）で強雨が続いた理由について説明する。次々と発生した 5 つの積乱雲群（B・C・D・F・G）が三入上空を通過して、それぞれの積乱雲群が 20～30 分の間に 10 分降水量 10～20mm の強雨をもたらすことで、途切れることなく強雨が持続した（第 6.1.4 図下図）。

下層と上空の水蒸気場に注目して、広島での大雨の発生環境場の特徴を述べる。大雨発生時における相対湿度の南北鉛直断面図（第 6.1.5 図右図）をみると、広島付近に南から流入する湿った空気は下層 1km（～900hPa）に限られ、前線付近から南側に湿潤域が上空 300hPa まで見られる。大雨はその湿潤域に下層の湿った空気が流入した場所で発生した。これらは、梅雨期の大雨時によくみられる特徴（第 6.1.5 図左図）と類似している。梅雨前線帯は南北 100～300km の幅を持ち、小笠原気団と大陸・オホーツク海気団の境に位置している。そこでは南から流入した下層暖湿流が上昇し、上空を湿らせるとともに降水が生じる。通常は梅雨前線帯の北端に梅雨前線が解析されるが、大雨は前線帯の南縁で起こりやすい。なぜなら大量の水蒸



第 6.1.5 図 西日本にみられる梅雨前線帯の構造の模式図（左図）と 2014 年 8 月 20 日 0 時の広島での大雨発生時における東経 132 度の相対湿度の南北鉛直断面図（右図） 左図は Kato et al. (2003) を改訂。右図はメソ解析から作成。図中の矢羽（ペナント：25m/s、全矢：10m/s、半矢：5m/s）は水平風を示す。

気が流入すると少し上昇だけで自由対流高度に達して、積乱雲が発生するためである。また上空が湿っていると、雲が蒸発することがないので、積乱雲の発達には好都合である。逆に上空が乾燥していると積乱雲の発達は抑制される。この上空の水蒸気の役割については、次節で説明する。

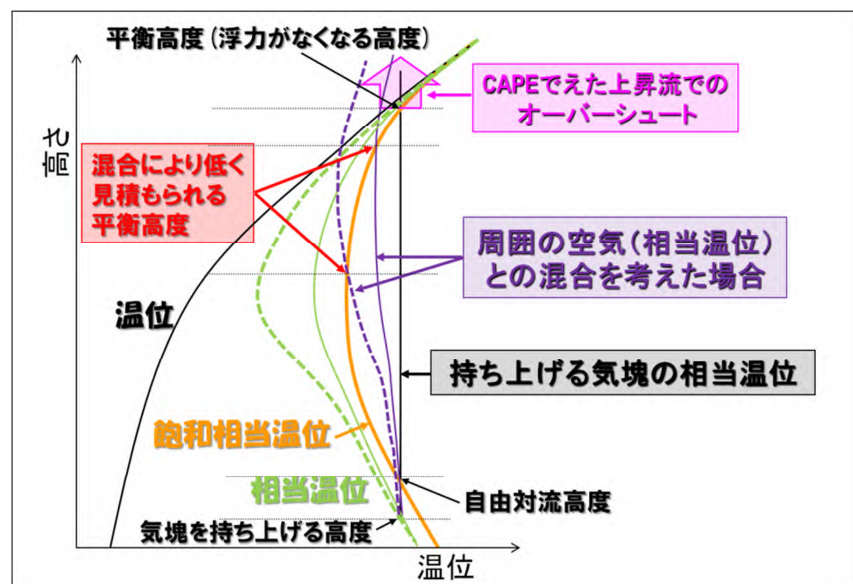
6.2 上空の相対湿度と積乱雲の発達高度との関係

下層の水蒸気、特に高度 1km 付近までの暖湿な大気状態を表現する相当温位の値は積乱雲の発生・発達を考える上で、もっとも重要な指標となる（加藤 2011）。なぜなら下層の相当温位（水蒸気量）が大きいほど、自由対流高度が低下し、平衡高度（浮力がなくなる高度）が上昇するためである。これに基づき、相当温位をはじめとする 500m 高度データが 2010 年暖候期からアデスに配信され、予報現業で利用されている。この節では下層ではなく、上空の水蒸気場が積乱雲の発達高度に与える影響について述べる。なお、積乱雲の発生・発達を予測するには、この節で述べる水蒸気だけでなく、上空の気温や自由対流高度まで気塊を持ち上げる外力の存在なども含めて、三次元の大気の流れ（例えば、北西から寒冷渦、南西から下層暖湿流の流入）の中で総合的に考える必要がある。

上空が乾燥していると、発達途上の積乱雲の雲（特に上端の雲）が蒸発し、積乱雲の発達高度が抑制され、少なくとも蒸発した分だけ降水が減ることが考えられる。1999 年 6 月 29 日に福岡では線状降水帯により大雨がもたらされたが、その線状降水帯の一部（南西側）では積乱雲の発達高度が低く、降水量も少なかったことが報告されている（Kato 2006）。その理由は発達高度の低かった部分の上空には大量の乾燥空気が流入したため、積乱雲の発達高度が抑えられたためであった。また熱帯域でも上空が乾燥している期間には積乱雲の発達は見られず、積乱雲が発達する前には上空がかなり湿った状態になっていることが報告されている（Kikuchi and Takayabu 2004）。積乱雲の発達高度に対する上空の乾燥空気の影響について、温位エマグラムを用いて説明する。

相当温位は保存量であり、周囲の空気との混合がない限り、気塊を上空に持ち上げて相当温位の値は変わらないので、持ち上げた気塊の相当温位の値は温位エマグラム（第 6.2.1 図）上では直線で表現される。

自由対流高度と平衡高度（浮力がなくなる高度）は、その直線と飽和相当温位の鉛直プロファイルとの交点として見いだされる。持ち上げる気塊の相当温位が高く（低く）なるほど直線は右（左）側に移動するので、自由対流高度は低く（高く）なり、平衡高度は高く（低く）なる。なお、ある値よりも相当温位が低くなると、飽和相当温位の鉛直プロファイルとの交点がなくなる。この状況は大気状態が安定していることを意味している。自由対流高度と平衡高度の間では、持ち上げた気塊の相当温位と飽和相当温位との差によって



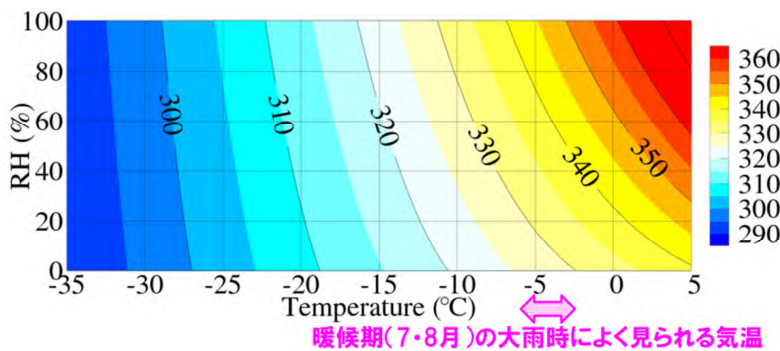
第 6.2.1 図 周囲の空気（相当温位）との混合を考えた場合の平衡高度（浮力がなくなる高度）の低下 黒線は温位、緑線は相当温位、橙線は飽和相当温位の鉛直プロファイル。気塊を持ち上げる高度からの直線は相当温位が保存した場合で、紫線が周囲の空気と混合した場合。また中層が乾燥している場合を破線で示す。

上向きの浮力が生じ、上昇流が作られる。この浮力を平衡高度まで積み上げたものが CAPE（対流有効位置エネルギー）に相当し、CAPE で得た上昇流は平衡高度に達した時点で最大となる。平衡高度より上空では下向きの浮力となり、上昇流は弱められるが、すぐに下降流になることはなく、平衡高度より上空に気塊は上昇することになる。この上昇はオーバーシュートと呼ばれている。

ここで、周囲の空気との混合がある場合を考える。相当温位は温位と飽和相当温位の間の値を取り、相对湿度 0%なら温位、100%なら飽和相当温位の値になり、乾燥しているほど温位の値に近づく。自由対流高度と平衡高度の間では、必ず持ち上げた気塊の相当温位は飽和相当温位の値よりも大きいので、周囲の空気の相当温位は持ち上げた気塊の相当温位よりも小さくなる。すなわち周囲の空気と混合すると必ず、第 6.2.1 図の紫線のように持ち上げた気塊の相当温位は小さくなる。平衡高度は持ち上げた相当温位の値が周囲の飽和相当温位の値になる高度なので、相当温位が小さくなった分だけ平衡高度は低下することになる。特に緑色の破線の相当温位の鉛直プロファイルで表現されているように上空が乾燥している場合、持ち上げた気塊の相当温位の低下は大きくなり、平衡高度は著しく低下する。このように上空が乾燥していると積乱雲の発達高度は抑制されることになる。

実際の積乱雲の発達高度は、上空の空気との混合と CAPE で得た上昇流によるオーバーシュートで決まる。すなわち混合による相当温位の低下が小さく、CAPE が大きいほど積乱雲の発達高度が高くなる。混合は持ち上げた気塊の相当温位と上空の相当温位の鉛直プロファイルに依存し、CAPE は持ち上げた気塊の相当温位（正確には混合により低下した相当温位）と上空の飽和相当温位の鉛直プロファイルで決まる。相当温位は気温が低くなっても、相对湿度が下がっても小さくなるが、飽和相当温位は相对湿度の変化には無関係である。すなわち相对湿度が低いほど、混合による影響が大きくなり、混合により CAPE は必ず小さくなる。一方、気温が低いほど、同様に混合による影響が大きくなるが、飽和相当温位が低下するので CAPE は大きくなる場合もある。このことは、上空の相当温位が同値の場合、乾燥しているほど積乱雲の発達高度が抑制されることを意味している。また積乱雲の水平スケールが大きいほど混合の影響は小さくなる。これは積乱雲の水平断面面積が水平スケールの二乗に比例する一方、周囲の空気に接する部分は水平スケールに比例するためである。2013 年 7 月 28 日山口県須佐の事例では、上空 9km 以上が乾燥していたにも関わらず積乱雲が圏界面まで発達して、大雨が引き起こされた。積乱雲の発達高度が高くなり得たのは、大雨をもたらした積乱雲の水平スケールが 20km 以上と大きくなり、混合の影響が小さかったためである。

500hPa 気圧面における相当温位の値に対する気温と相对湿度の関係（第 6.2.2 図）から、混合の影響を確認する。暖候期の 7~8 月に西日本の大雨時によく見られる 500hPa 気圧面の気温は -3~-6 なので、ここでは -5 の場合について考えてみる。相对湿度 30%の相当温位の値（~332K）は、飽和相当温位（相对湿度：100%）の値（~345K）より約



13K 低くなる。この値は -10 の飽和相当温位に対応し、約 5 の気温低下に対応する。一方、大雨時の 500m 高度の相当温位は 355K 程度（加藤 2010）なので、約 13K の低下は 500m 高度の相当温位と 500hPa 気圧面の飽和相当温位の差よりも大きく、このことから混合による影響はかなり大きいことがわかる。500hPa 気圧面の気温が低下する春期や秋期では、

第 6.2.2 図 500hPa 気圧面の相当温位の値に対する気温と相对湿度の関係
横軸に気温（ ）、縦軸に相对湿度（%）を与えたときの 500hPa 気圧面の相当温位の値。

その影響の度合いは異なる。たとえば-15 の場合を考えると、相対湿度 30%であっても、相当温位の低下は約 5K であり、上空の乾燥空気の混合の影響はかなり小さくなる。

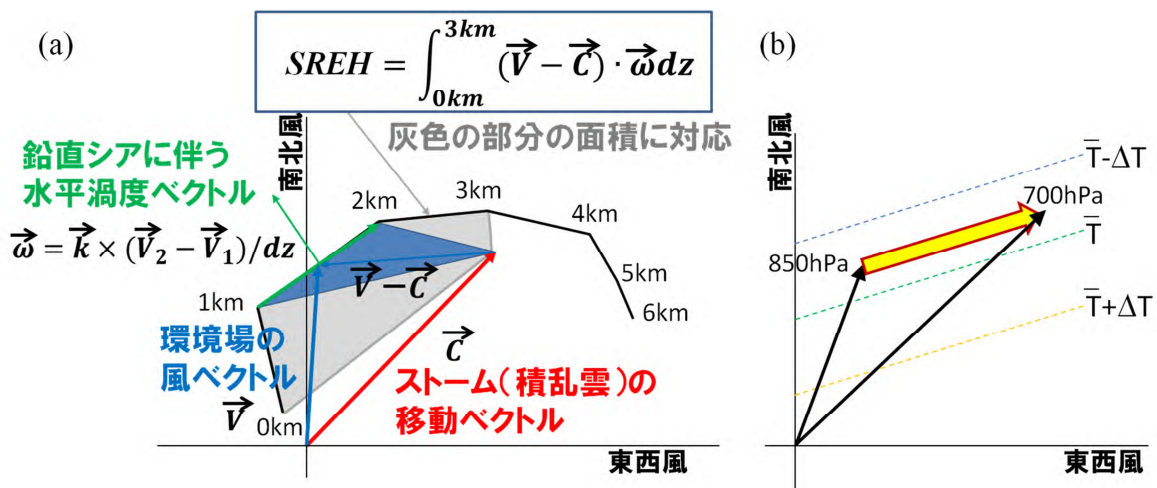
ここでは、上空の乾燥空気が積乱雲の発達高度に与える影響について説明した。発達高度以外の影響として、乾燥空気が積乱雲内に取り込まれると、雲水や雨滴などが蒸発し、その結果として降水量は減少する。一方、過度の乾燥空気ではなく、適度の乾燥空気（相対湿度：60～80%程度）なら、積乱雲の発達が大きく抑制されることはなく、雨滴などの蒸発で大気下層に冷氣プール（冷氣層）が作りだされる。この冷氣プールに暖湿流が乗り上げると、積乱雲の持続的な発生が引き起こされ、大雨の発生要因の1つとなることがある。その実例として、2014年7月9日の台風第9号に伴う沖縄本島の大雨が挙げられる。このように、乾燥空気は積乱雲の発達だけでなく、対流活動（降水）の持続に影響を与えることがある。なお、乾燥空気を取り込まれなくても、降水を伴う下降流域では雨滴などの蒸発が必ず起こっている。なぜなら、下降に伴う断熱昇温があるためである。ただ下層が湿っていれば、湿潤断熱減率を超えるような大きな気温低下は生じず、顕著な冷氣プールは作られない。

6.3 線状降水帯の形成と鉛直シアーとの関係

6.3.1 ストームに相対的なヘリシティ

バックビルディング型による積乱雲群（マルチセル型ストーム）の形成においては、鉛直方向での風速差（鉛直シアー）が重要となる。Yoshizaki and Seko(1994)は非静力学モデルを用いて数値シミュレーションを行い、適度の鉛直シアー（下層 2.5km で風速差 7.5m/s）を与えることで、4～5 個の積乱雲で構成されるマルチセル型ストームを再現した。Fovell and Ogura (1988)のように、より強い鉛直シアー（下層 3.5km で風速差 15m/s）を与えた場合、再現されるマルチセル型ストームを構成する積乱雲の数は 1～2 個となり、鉛直シアーをなくすとストーム自体再現されなくなる。ただこれらの数値シミュレーションは2次元モデルの結果であり、第 6.1 節で述べた風向が上空と下層で異なる（3次元の環境場の）影響については分からない。そこで瀬古(2005)は中層風と下層風が直交するときの積乱雲群形成について考察し、積乱雲が下層風の流入側にあたる積乱雲群の側面（進行方向左側）で繰り返して発生する、バックビルディング型の亜種であるバックアンドサイドビルディング型を提唱した。このように積乱雲群の形成には適度な鉛直シアーや風向が上空と下層で異なることが効果的であるが、その双方の効果を量的に表す指標は今まで提案されていない。ここでは、CAPE とともにスーパーセル型ストームの発生条件として利用されている環境場から算出されるストームに相対的なヘリシティ（SREH：Storm Relative Environmental Helicity）を指標として考えてみる。SREH は「ある環境場中で積乱雲が発生した場合、その積乱雲が鉛直軸回りに回転しやすいか」を判定する指標であり、大きな CAPE が存在している環境下、その数値が大きいほどスーパーセル型ストームの特徴である回転する強い上昇流が積乱雲内に作り出される。SREH は、単に SRH（Storm Relative Helicity）と呼ばれることもある。

まずホドグラフ（第 6.3.1 図 a）を用いて、具体的な SREH の算出方法および SREH の意味するところを説明する。ホドグラフは鉛直方向に各高度または気圧面の水平風ベクトルの頂点を線で結んで表示させたもの（第 6.3.1 図 a の 0～6km を結ぶ黒線）で、鉛直方向に対する水平風の変化を示す。SREH は、ストーム（積乱雲）の移動を差し引いた水平風ベクトルと鉛直シアーにともなう水平渦度ベクトルとの内積を高度 0～3km 間で鉛直積分して算出される。基本は高度 0～3km 間で鉛直積分だが、下層水蒸気の流入を考えると、今後積分上端高度を 1.5km 程度にすることも検討する必要がある。ストームの移動を差し引くことでストームからみた系でヘリシティを算出することから、ストームに相対的なヘリシティと呼ばれる。ストームの移動ベクトルの見積もり方については次項で説明する。水平渦度ベクトルは水平渦度の回転軸方向を向き、あ



第 6.3.1 図 (a) ストームに相対的なヘリシティ (SREH) の具体的算出法と (b) 鉛直シアベクトル (温度風) と周辺の温度分布との関係 (a)の 0~6km を結ぶ黒線は hodograph を示す。 \vec{V} は環境場の水平風ベクトル、 \vec{C} はストーム (積乱雲) の移動ベクトル、 $\vec{\omega} = \vec{k} \times (\vec{V}_2 - \vec{V}_1)/dz$ は鉛直シア ($\vec{V}_2 - \vec{V}_1$) に伴う水平渦度ベクトル、 \vec{k} は鉛直単位ベクトル。本章では、Maddox (1976) の方法 (高度 0-6km の密度重みづけ平均風ベクトルを右に 30° 回転させ、かつ大きさを 75% に減じたものと仮定) で \vec{C} を算出した。(b) の黒矢印は 850 と 700hPa 気圧面の風ベクトル、黄色の太矢印は両気圧面間の鉛直シアベクトル (温度風) を表す。破線は周囲の温度分布 (北半球の場合)。

る高度 (気圧面) 間の鉛直シアベクトル (水平風ベクトルの差) をその高度差で割り、反時計回りに 90 度回転させたベクトルである。第 6.3.1 図 a では、高度 1~2km 間の鉛直シアベクトルが緑の太線矢印、水平渦度ベクトルが緑の細線矢印で表されている。またストームの移動を差し引いた高度 1~2km 間の環境場の水平風ベクトルと水平渦度ベクトルの内積は青の三角形で示されている面積の 2 倍になり、0~3km 間で鉛直積分して算出される SREH は灰色の矩形面積の 2 倍となる。hodograph の空間上は風速 (m/s) で表現されるので、面積として算出される SREH の単位は m^2/s^2 である。

SREH (第 6.3.1 図 a の灰色の矩形面積) が大きくなるためには、hodograph が円弧上になるように風向が高度とともに時計回りに変化していることが必要である。そのような場合、ストームの移動方向の右側から強い風が吹いていることになる。以上から、積乱雲の形成に好都合な 2 つの条件 (鉛直シアおよび風向が上空と下層で異なる効果) を SREH は表現していることになる。hodograph が反時計回りに回転している (例えば、第 6.3.1 図 a の 0~6km を結ぶ黒線の 6km が 0km、0km が 6km となるように逆方向に変化している) と、水平渦度ベクトルが反対方向を向き、ストームの移動を差し引いた水平風ベクトルと水平渦度ベクトルの内積は負値になり、SREH も負の値を取る。逆に SREH が正値を取る場合は、hodograph が時計回りに変化していることを示唆している。

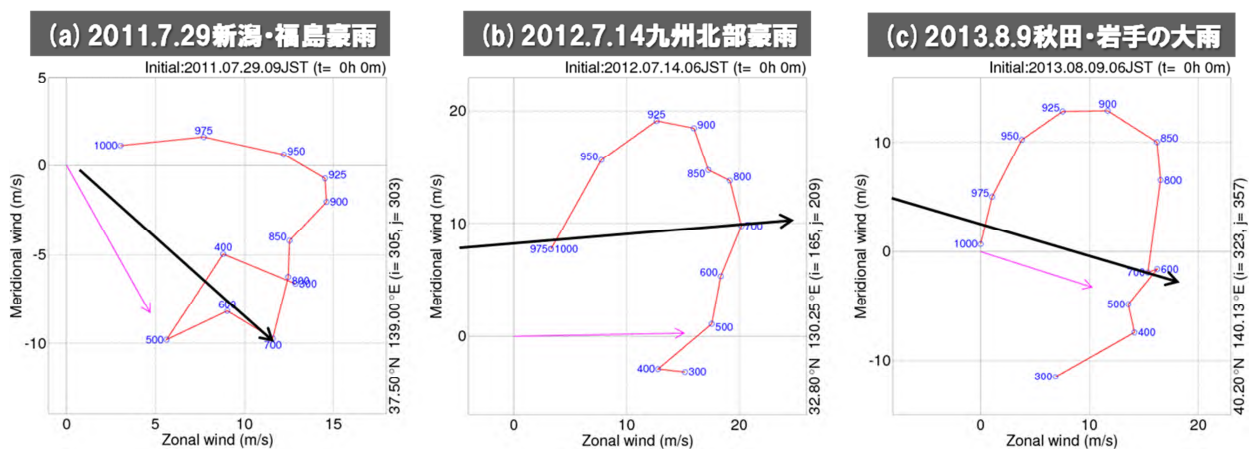
鉛直シアベクトルはある高度 (気圧面) 間の水平ベクトルの差であることを述べた。ここで、この鉛直シアベクトルの方向 (hodograph の回転方向) と温度移流との関係を説明する。第 6.3.1 図 b の黄色の矢印のように 850hPa と 700hPa 間に鉛直シアベクトルが存在する (hodograph が時計回りに変化している) と、温度風の関係から気温分布はシアベクトルの方向の右側ほど気温が高くなる (北半球の場合で、南半球では逆に低くなる)。また 850hPa と 700hPa の水平風ベクトルをみると、シアベクトルの右側から風が吹いていることがわかる。このことから、hodograph が時計回りに変化している時は、暖かい空気が流入する暖気移流場になる。逆に hodograph が反時計回りの場合は、冷たい空気が流入する寒気移流場になる。上述のように SREH は正値の場合、hodograph が時計回りに変化しているので、暖気移流場であることも示していることになる。すなわち SREH の値が大きいほど、暖気移流場かつ大気下層の風が強いことを示すの

で、このとき相当温位も高ければ暖湿流が大量に流入し、大雨が発生しやすい環境場であると診断することができる。

6.3.2 SREH 算出でのストームの移動ベクトルの見積もり方

ストーム（積乱雲）の移動ベクトルをストームの移動から正確に見積もるには実際の観測データか、個々の積乱雲を再現できる高解像度（水平分解能 500m 程度は必要）の数値予報モデルによる予報結果が必要であり、局地モデル（LFM:水平分解能 2km）を用いても予報現業で事前に正しく予測することは不可能である。そこで、数値予報モデルの解析や予報された環境場を用いて、ストームの移動ベクトルを推定することを考える。Maddox（1976）はスーパーセル型ストームの移動ベクトルを、高度 0-6km の密度重みづけ平均風ベクトルを右に 30° 回転させ、かつ大きさを 75% に減じたものと仮定して見積もった。右方向に回転させるのは、スーパーセル型ストームが対流圏内の平均風向に対して右よりに移動する特徴があり、2012 年 5 月 6 日につくば市に竜巻被害をもたらしたストームも同様の特徴があったことが確認されている（加藤・山内 2013）。ここでは線状降水帯を構成する積乱雲群（マルチセル型ストーム）を対象とするが、その移動ベクトルの推定法に関する先行研究がないので、Maddox（1976）の方法を踏襲する。なお平均風ベクトルの算出高度や回転角度、大きさの減算については今後検討する必要がある。またスーパーセル型ストームの移動ベクトルの推定法は Maddox（1976）の方法以外に、Bunker et al.（2000）などもあるが推定結果に大きな差はない。

Maddox（1976）の方法で見積もったストームの移動ベクトルの妥当性を過去の豪雨事例で検証してみる。第 6.3.2 図に 2011 年 7 月 29 日新潟・福島豪雨、2012 年 7 月 14 日九州北部豪雨、2013 年 8 月 9 日秋田・岩手の大雨発生時の hodograph（赤線）と線状降水帯の走向（黒のベクトル）および見積もったストームの移動ベクトル（ピンクのベクトル）を示す。全ての事例で hodograph は高度（気圧低下）とともに時計回りに変化しており、前項で説明したように線状降水帯が発生しやすい環境場であったことがわかる。積乱雲群が線状降水帯を構成していることからわかるように、積乱雲群の動きと線状降水帯の走向はほぼ一致する（第 6.1.4 図参照）。線状降水帯の走向は、700hPa 気圧面の水平風ベクトルと 950hPa と 700hPa 気圧面の鉛直シアベクトルとの間に見られ、見積もったストームの移動ベクトルとの対応も非常によい。ただ、2011 年 7 月 29 日新潟・福島豪雨（第 6.3.2 図 a）のように前線付近で発生した線状降水帯の事例では、線状降水帯の走向は前線に沿う傾向が強い。



第 6.3.2 図 (a) 2011 年 7 月 29 日新潟・福島豪雨、(b) 2012 年 7 月 14 日九州北部豪雨と、(c) 2013 年 8 月 9 日秋田・岩手の大雨発生時の hodograph と線状降水帯の走向 青の数值は気圧面、黒の矢印は大雨をもたらした線状降水帯の走向、ピンクの矢印は Maddox(1976)の方法で算出したストーム（積乱雲）の移動ベクトル。

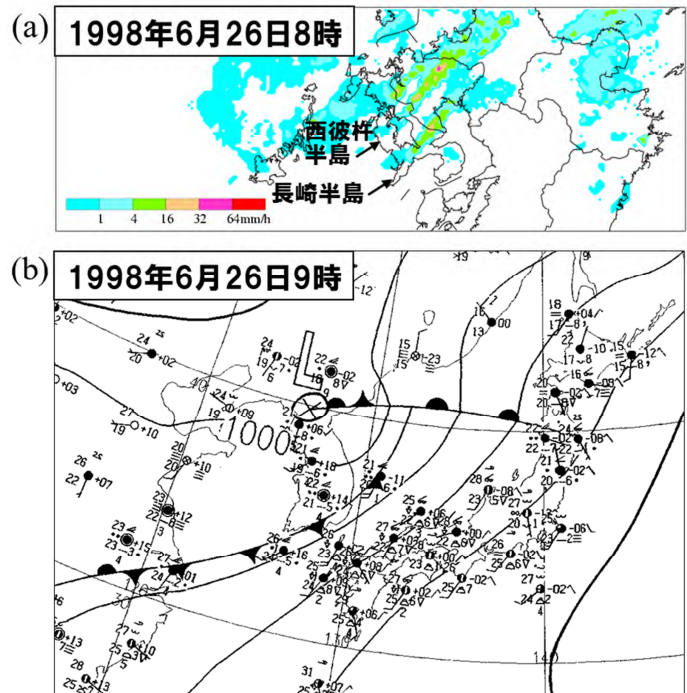
6.4 線状降水帯による大雨が発生しやすい大気状態の条件

6.4.1 SREH の強度に対する線状降水帯の形状

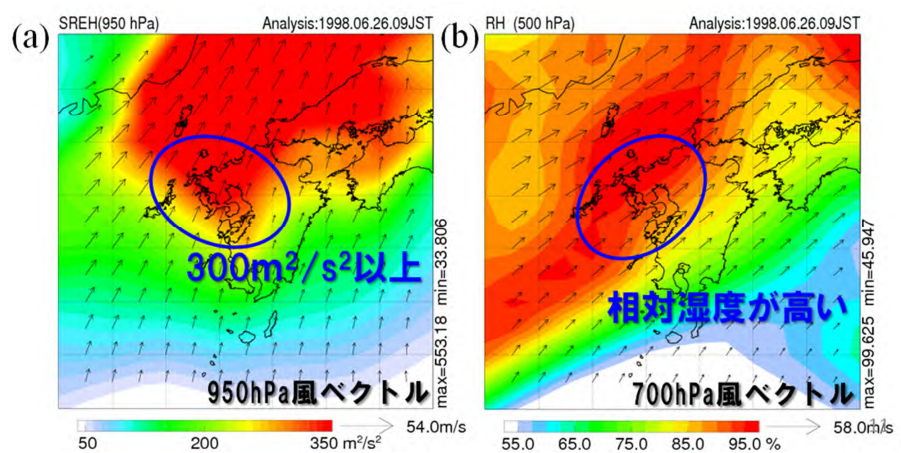
第 6.3 節で線状降水帯が発生しやすい条件として、SREH が指標として利用できることを示した。ここでは SREH の値によって降水系の形状がどのように変化するかを、1998 年 6 月 26 日に長崎半島を起点として観測された線状降水帯の数値実験の結果 (Yoshizaki et al. 2000) から解説する。なお事例によって、線状降水帯の形成しやすい SREH の値は異なることが考えられるので、ここでの数値は 1 つの目安として考えて欲しい。1998 年 6 月 26 日 8 時の気象レーダーによる降水強度分布 (第 6.4.1 図 a) には、長崎半島だけでなく、西彼杵半島からも北東方向に線状降水帯が見られることから、長崎県から佐賀県付近にかけては線状降水帯が発生しやすい環境であったことが推定できる。地上天気図 (第 6.4.1 図 b) をみると、停滞前線 (梅雨前線) につながる寒冷前線の南側約 300km の位置に

線状降水帯が発生しており、第 6.1.5 図で示した梅雨前線帯 (湿舌) の南縁付近に対応していると考えられる。これらを気象庁長期再解析データ JRA-55 (0.5 度メッシュ高解像度版) から作成した SREH と 500hPa 気圧面の相対湿度分布 (第 6.4.2 図) から確認してみる。長崎付近では 950hPa 気圧面では 20m/s 近い南寄りの強風、700hPa 気圧面では 20m/s を超える強い南西風であり、それらにより SREH の値は $300\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上になっている。また相対湿度分布より、前線から南側に広がる湿った領域 (湿舌) の南縁付近に長崎付近が位置していることも確認できる。つまり大雨が発生しやすい場所 (湿舌の南縁付近) で、SREH が大きいことから線状降水帯による強雨が実際に観測されたことになる。

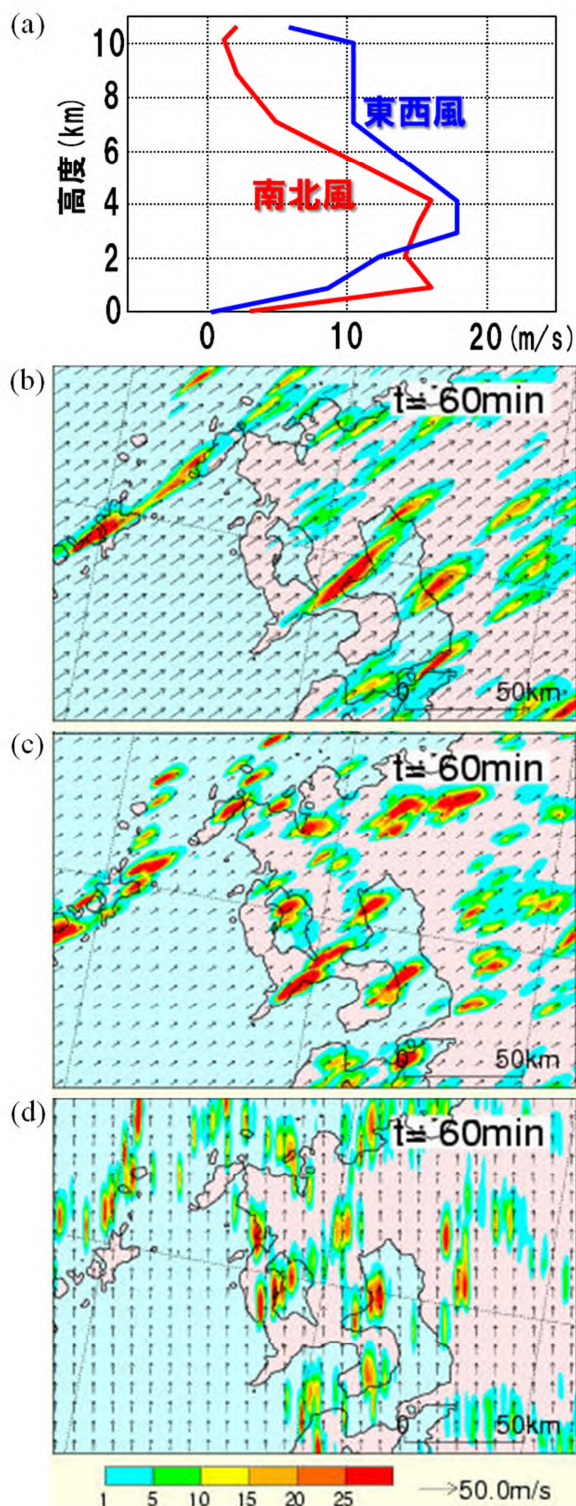
SREH の値が小さくなれば降水系の形態はどうかを数値実験の結果から見てみる。長崎半島から伸びる線状降水帯が観測された時に、長崎半島の先端の野母崎で高層特別観測が実施されていた。その観測データ (第 6.4.3 図 a) を領域一様に与えた数値シミュレーション



第 6.4.1 図 (a) 1998 年 6 月 26 日に観測された長崎半島から伸びる線状降水帯 (8 時の気象レーダーによる降水強度分布) と (b) 同日 9 時の地上天気図



第 6.4.2 図 1998 年 6 月 26 日 9 時の (a) SREH (ストームに相対的なヘリシティ) と 950hPa 気圧面の水平風ベクトルと、(b) 500hPa 気圧面の相対湿度と 700hPa の水平風ベクトル 気象庁長期再解析データ JRA-55 (0.5 度メッシュ高解像度版) から作図。



第 6.4.3 図 数値シミュレーション (水平解像度 1km) に用いた 1998 年 6 月 26 日 9 時に長崎半島野母崎で観測された (a) 南北風と東西風の鉛直プロファイル、(b) 標準実験の 1 時間降水量と高度約 20m の風ベクトル、(c) 風速を半分にした場合の結果と、(d) 地表付近を除いて南寄りの風 15m/s を与えた場合の結果

ョン (標準実験) を行ったところ、長崎半島から伸びる線状降水帯の再現に成功した (第 6.4.3 図 b)。また線状降水帯が発生しやすい大気状態を与えたために、長崎半島からの線状降水帯以外にも、複数の線状降水帯が予測されている。この時に環境場から算出された SREH の最大値は $276\text{m}^2/\text{s}^2$ であった。

上空の風速を第 6.4.3 図 a の半分にした時の予報結果 (第 6.4.3 図 c) をみると、線状降水帯ではなく、局地的大雨時によく見られる団塊状の降水域が複数予測されている。この時の SREH の最大値は $82\text{m}^2/\text{s}^2$ であり、上述の標準実験の 3 分の 1 以下である。また地表付近を除いて南寄りの風 15m/s を与えた (鉛直シアがない) 場合 (第 6.4.3 図 d) では、一過性の降水しか予想されておらず、積乱雲の組織化は見られない。鉛直シアがないと、周辺以外から新たな水蒸気の供給がないので、1 つの積乱雲が発生すると周囲の下層水蒸気の多くを使い尽くす。新たに積乱雲を発生できるだけの水蒸気が残っていないので、次々と積乱雲を発生させることができない。以上の結果は、ある程度の鉛直シア (SREH) があると、周辺以外から水蒸気が供給されて複数の積乱雲を発生させ、積乱雲群 (マルチセル型ストーム) を作り出すが、複数の積乱雲群が線状降水帯を構成するためには、さらに大きな値の SREH が必要であることを示唆している。この事例では、SREH の値が $100\text{m}^2/\text{s}^2$ 未満では団塊状の降水系になり、線状降水帯が形成されるには $200\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上の SREH が必要である。

6.4.2 線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の抽出

線状降水帯が原因だとされる、過去の複数の大雨事例の環境場から、線状降水帯が発生しやすい大気状態について考察する。加藤 (2011) と加藤・廣川 (2012) では、大雨の発生要因として 500m 高度の相当温位 (EPT) や水蒸気フラックス量 (FLWV)、自由対流高度までの距離 (DLFC) の重要性を指摘している。ただ大雨をもたらす時の EPT の値は季節変化するので、ここでは 500m 高度データから FLWV と DLFC のみを取り上げる。また前節までの議論から、

SREH と上空の相対湿度として 500hPa と 700hPa 気圧面の値を調べる。それらの数値について、1967 年の羽越豪雨から 2014 年の集中豪雨事例までの 24 事例の発生環境場として、第 6.4.1 表に示す。それぞれの環境場の値としては、大雨発生付近 50～100km の領域（500m 高度データは風上側のみ）の値から判断した。

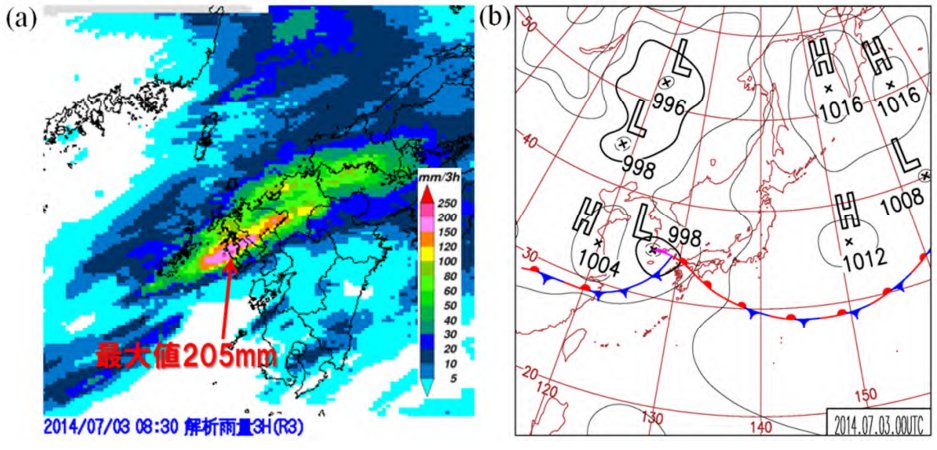
多くの事例で、SREH は $150\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上、相対湿度は 500hPa と 700hPa 気圧面とも 80%以上、FLWV は $200\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ 以上、DLFC は 500m 以下である。ただこれらの値を線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の閾値として抽出すると見逃しが生じるので、24 事例の発生環境場を全て含む緩い条件を設定することにする。すなわち SREH が $100\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上、500hPa 気圧面の相対湿度（500hPaRH）が 60%以上、FLWV が $150\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ 以上、DLFC が 1000m 以下という条件を、線状降水帯が発生しやすい大気状態として設定する。この設定値は日本全国の事例を対象としているので、地域によっては設定条件を厳しくする方がいいと思われる。例えば、総観規模擾乱や地形の影響の小さい南西諸島では下層の気塊を上空に持ち上げる強制力が弱いので、DLFC の閾値を 500m より小さく設定した方がいいと考えられる。なお、ここで示した抽出条件は線状降水帯が発生しやすい条件であって、線状降水帯が停滞して大雨になるには、EPT や FLWV の値が非常に大きいなど、別の条件が必要だと考えられる。このことについては、今後の課題としてこの章の最後に述べる。また発生時刻の青字は深夜から朝に発生した大雨だが、この表からは特に朝方に大雨が多いとは言えない。

上記で設定した SREH と 500hPaRH に、500m 高度の EPT、FLWV、DLFC の値が線状降水帯による大雨事例でどのように時間変化したかを見てみる。2014 年 7 月 3 日には長崎で 3 時間降水量（解析雨量による積算）

第 6.4.1 表 過去の大雨事例時の発生環境場

2006 年以降はメソ解析、それ以前は気象庁長期再解析データ JRA-55（0.5 度メッシュ高解像度版）の大雨発生直前のデータを用いて、大雨発生付近 50～100km の領域（500m 高度データは風上側のみ）の値で判断した。なお、1998 年 8 月 4 日の新潟のケースのみ大雨の再現性が良かった領域モデル（RSM）の結果を用いた。SREH はストームに相対的なヘリシティ（ m^2/s^2 ）、RH500 と RH700 はそれぞれ 500hPa と 700hPa 気圧面の相対湿度（%）、FLWV500m と DLFC500m はそれぞれ 500m 高度の水蒸気フラックス量（ $\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ ）と 500m 高度から自由対流高度までの距離（m）。JRA-55 を用いて判断した DLFC は 950hPa からの距離。発生時刻（日本時）の青字は深夜から朝、発生環境場の緑字は閾値として考えられる値。

年月日	日本時	大雨事例または発生場所	SREH	RH500	RH700	FLWV500m	DLFC500m (950hPa)
1967.8.28	00-04	羽越豪雨	250～350	80以上	80以上	250～350	100以下
1982.7.23	19-24	長崎豪雨(昭和57年7月豪雨)	200～300	80以上	80以上	200～250	100以下
1983.7.23	00-11	島根(昭和58年7月豪雨)	100～500	60～90	60～90	150～350	400～600
1993.8.1	04-09,16-18	鹿児島(平成5年8月豪雨)	100～200	60～80	80以上	250～300	100～200
1998.8.4	03-06	新潟	150～200	80以上	80以上	150～200	100以下
1998.9.24	21-24	高知	150～200	60～80	60～80	150～200	100～500
1999.6.29	06-08	福岡	400～500	80以上	80以上	250～300	100以下
1999.10.27	18-21	佐原	300～350	80以上	80以上	200～250	100～200
2000.9.11	18-21	東海豪雨	150～200	80以上	75～80	150～200	100～200
2004.7.13	09-14	平成16年7月新潟・福島豪雨	400～450	80以上	80以上	200～250	100～500
2004.7.18	06-09	平成16年7月福井豪雨	100～200	60～80	80以上	200～250	100～300
2008.8.29	00-03	岡崎(平成20年8月末豪雨)	150～200	80以上	80以上	150～200	100以下
2009.7.21	06-12	防府(平成21年7月中国・九州北部豪雨)	150～250	80以上	80以上	250～350	100～500
2009.7.24	17-21	福岡(平成21年7月中国・九州北部豪雨)	200～300	80以上	80以上	300～400	100～200
2011.7.29	09-18	平成23年7月新潟・福島豪雨	100～150	80以上	80以上	150～200	100～500
2012.7.12	00-06	阿蘇(平成24年7月九州北部豪雨)	300～400	80以上	80以上	400～500	100～700
2012.7.14	05-10	八女(平成24年7月九州北部豪雨)	250～300	80以上	80以上	350～400	100～200
2013.7.28	10-12	山口・島根	150～200	80以上	80以上	200～250	200～500
2013.8.9	07-14	秋田・岩手	150～250	80以上	80以上	300～350	100～300
2014.7.3	06-10	長崎	150～200	80以上	80以上	300～400	100～400
2014.7.9	05-09	沖縄本島	150～300	60～80	75～80	500以上	200～300
2014.8.9	14-18	三重	500以上	80以上	80以上	400～450	100～500
2014.8.20	01-04	広島	150～200	80以上	80以上	250～300	100～300
2014.9.11	04-09	北海道	250～350	80以上	80以上	200～250	100～200



第 6.4.4 図 (a) 2014 年 7 月 3 日に長崎に大雨をもたらした線状降水帯 (8 時 30 分までの 3 時間積算降水量、解析雨量から作成) と (b) 同日 9 時の地上天気図

第 6.4.2 表 2014 年 7 月 3 日に長崎に大雨をもたらした線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列

環境場の判断には局地解析、前 3 時間降水量には解析雨量を用いた。EPT は相当温位 (K)、FLWV は水蒸気フラックス量 ($g/m^2/s$)、DLFC は自由対流高度までの距離 (m)、SREH はストームに相対的なヘリシティ (m^2/s^2)。発生環境場の数値は、暖色系ほど大雨を発生させる可能性が高いことを示す。

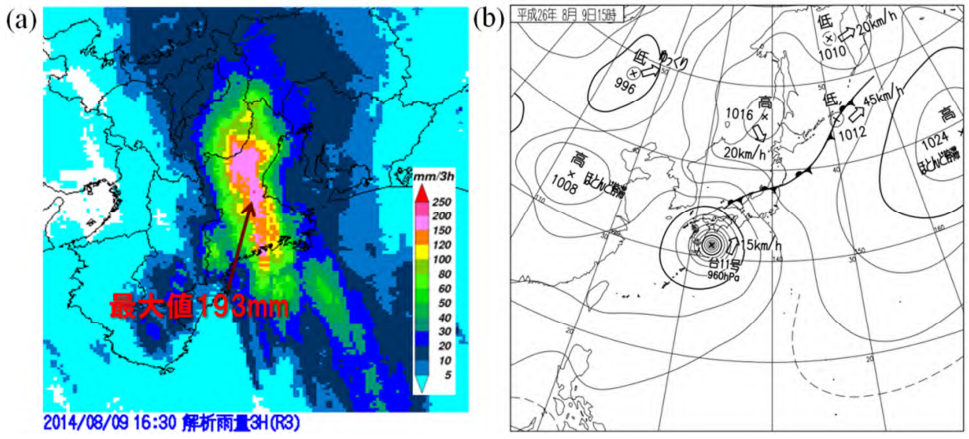
日本時	線状降水帯	前3時間最大降水量 (解析雨量)	500m高度			SREH	500hPa 相对湿度
			EPT	FLWV	DLFC		
3		54	345~350	350	1000以上	300~600	90%以上
4		82	350前後	450	500以上	500~700	
5		89	350~355		100~500	450前後	
6	↑	89			100~200		
7		109					
8		185				300前後	
9		199		350	100~500	200~300	
10		160				150~250	
11	↓	182				100~200	
12		152		300		100前後	
13		75					
14		62	350前後	250	200~500	100以下	

が 200mm を超える大雨が発生した (第 6.4.4 図 a)。前項の 1998 年の事例と同様に、地上天気図 (第 6.4.4 図 b) をみると、停滞前線 (梅雨前線) につながる寒冷前線の南側で線状降水帯が発生している。その時の線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列を第 6.4.2 表に示す。線状降水帯は 6 時頃に発生

し、12 時頃に消滅した。その期間、場所は異なるものの、200mm 近い 3 時間降水量が継続的に記録されている。線状降水帯の発生直前に、EPT は 350~355K と高くなり、それとともに DLFC の低下が見られる。また FLWV と SREH の値は高い状態が持続しており、500hPaRH も 90% を超えていたことから、積乱雲が容易に発生し、線状降水帯に組織化できたと考えられる。線状降水帯が消滅した後でも、EPT が高く、DLFC が低い状態が持続していたが、SREH の値が 12 時以降小さくなったことから線状降水帯を組織化することができなくなったと考えられる。この事例では、EPT の増大とともに DLFC の低下が線状降水帯の発生の原因

となり、SREH の低下が終焉の原因になったと推定できる。

2014 年 8 月 9 日には台風第 11 号にともなうアウターバンドが掛かった期間中に、三重県北部で線状降水帯による大雨が観測され、解析雨量の積算値では最大 193mm の 3 時間降水量が記



第 6.4.5 図 (a) 2014 年 8 月 9 日に三重県北部に大雨をもたらした線状降水帯 (16 時 30 分までの 3 時間積算降水量、解析雨量から作成) と (b) 同日 15 時の速報地上天気図

第 6.4.3 表 2014 年 8 月 9 日に三重県北部に大雨をもたらした線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列
環境場の判断等は第 6.4.2 表と同じ、ただし台風 11 号のアウトーバンドが紀伊半島に掛かっていた期間を白抜き矢印で示す。

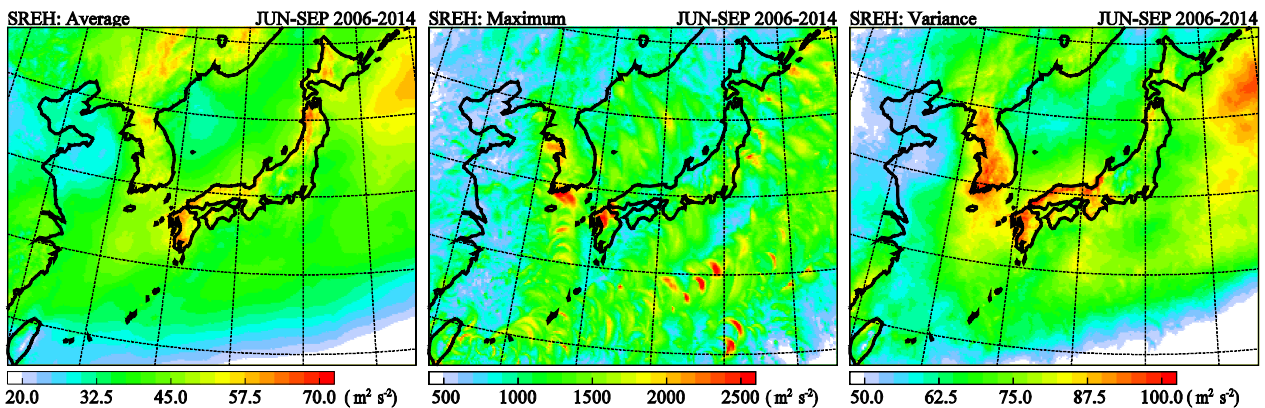
日本時	線状降水帯	最大3時間降水量 (解析雨量)	500m高度			SREH	500hPa 相対湿度
			EPT	FLWV	DLFC		
9	アウトーバンド	128	345~350	350	0~300	300~800	90%以上
10		145		400		400~800	
11		132				500以上	
12		144					
13		130		450			
14		138					
15		142					
16		181			200~500		
17		176		400		300~800	
18		181	350前後				70~90%
19	131					50~80%	
20	68	350~355	450	1000以上	300~600	50~70%	
21	69				200~600		

録された(第 6.4.5 図 a)。地上天気図(第 6.4.5 図 b)をみると、三重県付近は台風の進行方向前面にあたり、南から大量の暖湿流が流入しやすい場所であったことがわかる。大雨が発生した期間前後の線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列を第 6.4.3 表に示す。500m 高度の各要素、SREH、500hPaRH の全ての指標が線状降水帯の発生しやすい条件を、発生以前から満たしていた。この事例では、アウトーバンドが三重県上空に差し掛かった時に線状降水帯が発生しているため、アウトーバンドが発生に関与していると考えられる。線状降水帯の消滅時期には前述の事例同様に、SREH の低下が見られるが、 $300\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上の値を維持しており、その低下が終焉の

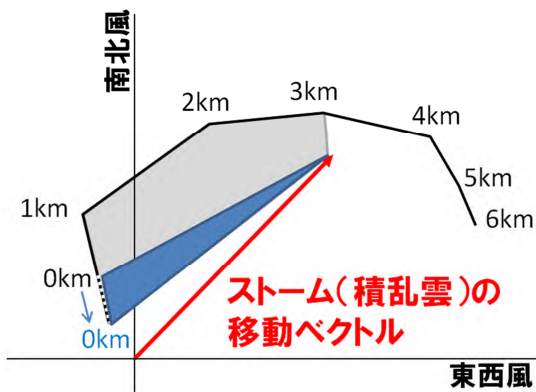
原因だとは思われない。500m 高度の要素も大雨をもたらす条件を維持し続けている一方、500hPaRH は南からの乾いた空気の流入がみられ 50%近くまで低下している。この乾燥空気の流入が、線状降水帯の終焉の原因になったと考えられる。

6.5 線状降水帯が発生しやすい環境場の統計解析

この節では、第 6.4.2 項で抽出した線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の出現頻度についての統計解析の結果を紹介する。利用データとして 3 時間ごとのメソ解析を用い、解析期間としては 2006~2014 年(9 年間)の 6~9 月とした。なおメソ解析は 2009 年 4 月 6 日までは水平分解能 10km であり、それ以降は 5km なので、10km 格子の位置のデータのみを利用した。第 6.5.1 図に SREH の 2006~2014 年 6~9 月の平均値(左図)、最大値(中図)と標準偏差(右図)を示す。SREH の平均値は、東シナ海から日本海側の沿岸部陸上で大きくなっている。陸上で SREH が大きくなるのは、地上摩擦により地上風が減速され、地上付近の鉛直シアベクトルが大きくなるためである(第 6.5.2 図)。SREH の平均値が大きくなる場所は季節(各月)で異なり、その理由については後述する。SREH の最大値は $2500\text{m}^2/\text{s}^2$ を超える場所もあり、九州北



第 6.5.1 図 SREH (ストームに相対的なヘリシティ) の 2006~2014 年 6~9 月の平均値(左図)、最大値(中図)と、標準偏差(右図)メソ解析から算出。



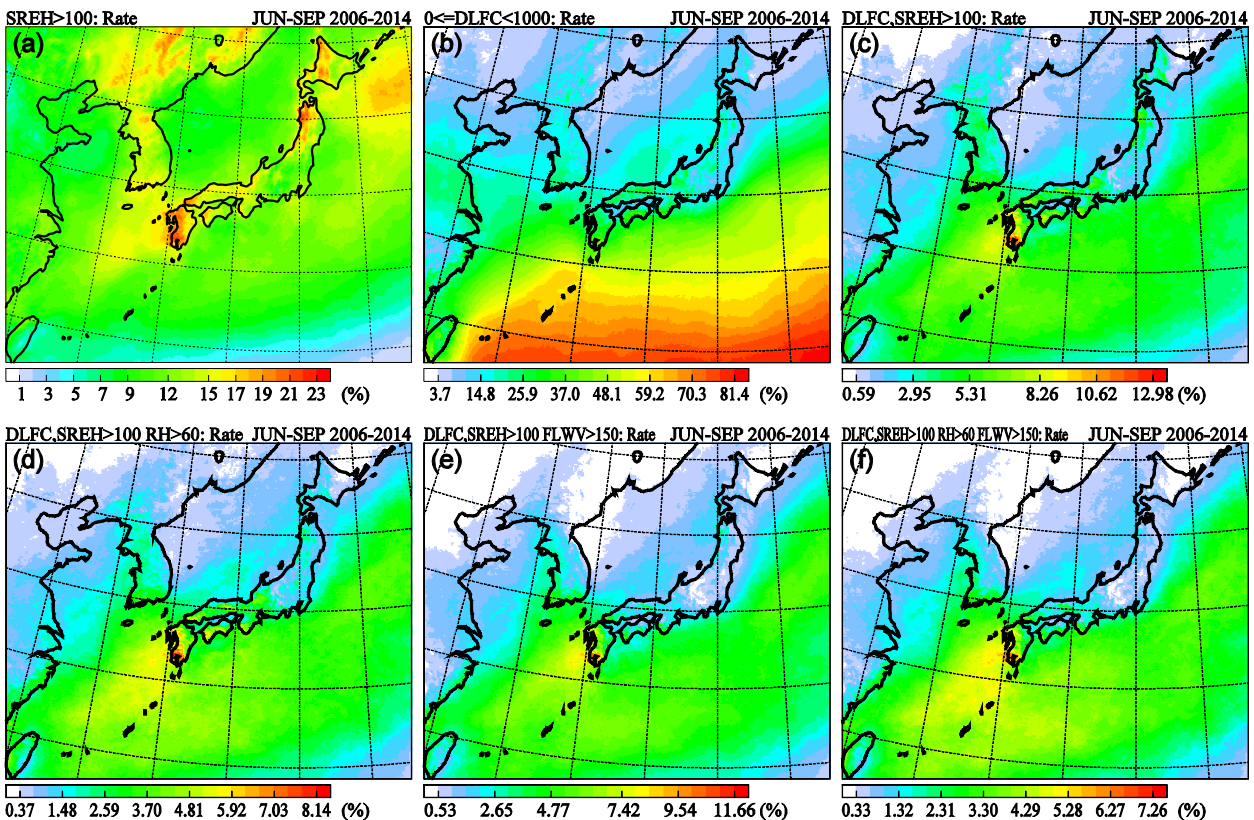
第 6.5.2 図 SREH の値の海陸での違い 0~6km の黒線でホドグラフが与えられているとき灰色の矩形面積を海上での SREH の値とする。上空の風速が同じ分布をする陸上では地上付近のみ摩擦により風速が小さくなる。それにより 1km までの鉛直シアベクトルが大きくなり、青色の矩形面積分だけ SREH の値が大きくなる。

部で

大きな値を取る以外は、全国的に特筆すべき特徴は見られない。海上で見られる飛び石状の高値は台風や発達した低気圧にともなうもので、利用したメソ解析が 3 時間ごとであるために不連続になっている。SREH の標準偏差の分布はほぼ平均値の分布の特徴を示しており、平均値が大きい領域では標準偏差も大きくなっている。標準偏差の値の方が平均値よりも大きいので、SREH の変動は非常に大きいことがわかる。

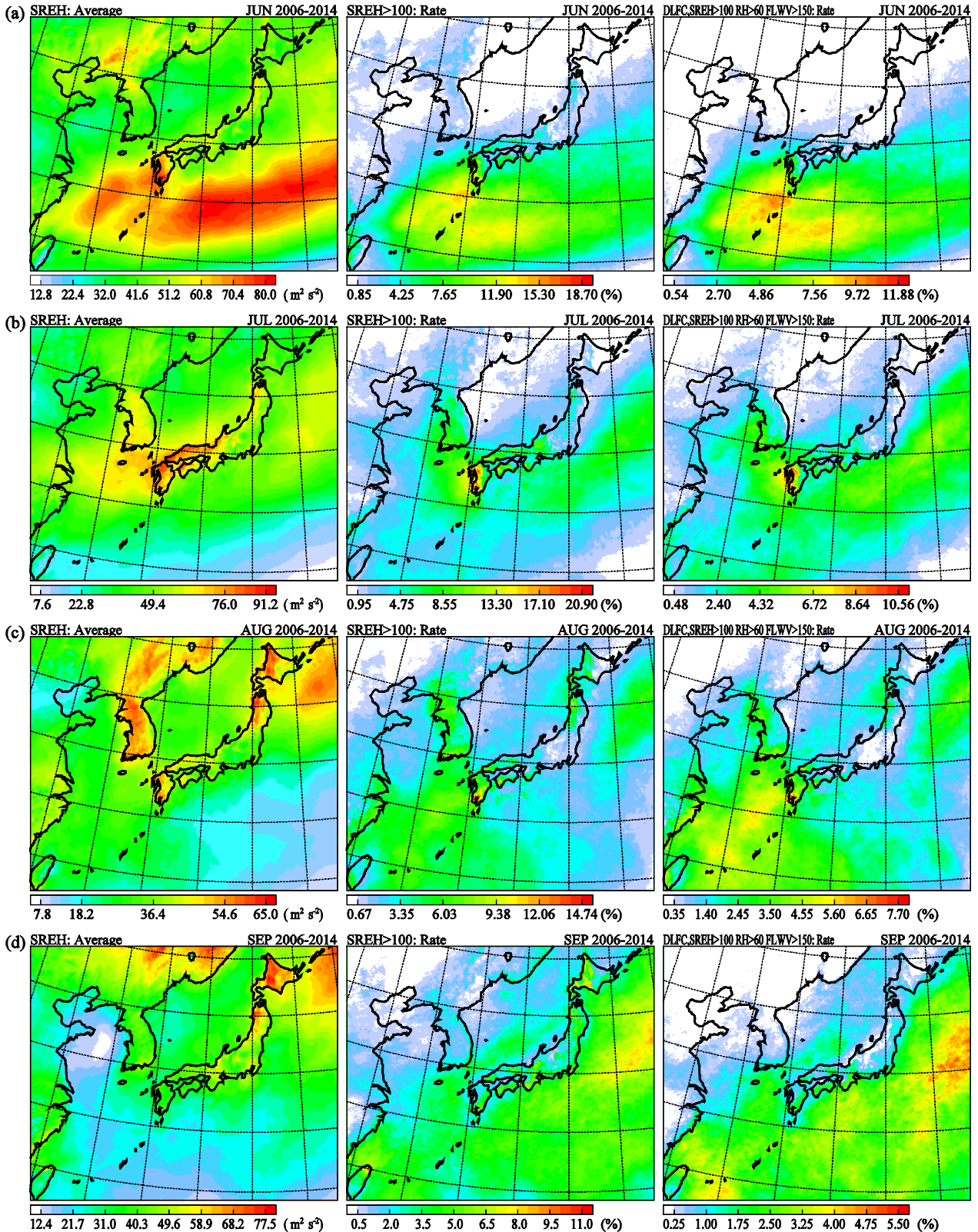
条件 : SREH > 100 m²/s²、条件 : DLFC < 1000m、条件 : 500hPaRH > 60 %、条件 : FLWV > 150 g/m²/s の 4 つの線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の選択による、出現頻度の絞り込みおよび出現場所の特徴を見てみる。条件 (第 6.5.3 図 a) では、日本列島上では 10~25% 程度の出現頻度となり、頻度の高い領域

は平均値の高い領域 (第 6.5.1 図左図) とほぼ対応している。また総観規模擾乱の影響を受けにくい南西諸島では出現頻度が小さくなっている。条件 (第 6.5.3 図 b) では、南ほど出現頻度が高くなっており、これは積乱雲が発生できる不安定な大気状態が南ほど出現しやすいためである。条件 かつ (第 6.5.3 図 c)



第 6.5.3 図 2006~2014 年 6~9 月の条件 : SREH > 100 m²/s²、条件 : DLFC < 1000m、条件 : RH > 60 %、条件 : FLWV > 150 g/m²/s が出現する頻度分布 (%) (a) 条件 の場合、(b) 条件 の場合、(c) 条件 と の場合、(d) 条件 、 の場合、(e) 条件 、 の場合と、(f) 条件 ~ が全て揃った場合

メソ解析から算出。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLWV は 500m 高度の水蒸気フラックス量。出現頻度の色づけは図によって異なる。



第 6.5.4 図 2006~2014 年 (a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月、(d) 9 月の SREH の平均値 (m^2/s^2 、左図)、条件 : SREH > $100 m^2/s^2$ が出現する頻度分布 (%、中図)、線状降水帯が発生しやすい条件 (条件に加え、条件 : DLFC < 1000m、条件 : RH > 60 %、条件 : FLWV > $150 g/m^2/s$) が出現する頻度分布 (%、右図)

メソ解析から算出。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLWV は 500m 高度の水蒸気フラックス量。平均値、出現頻度の色づけは図によって異なる。

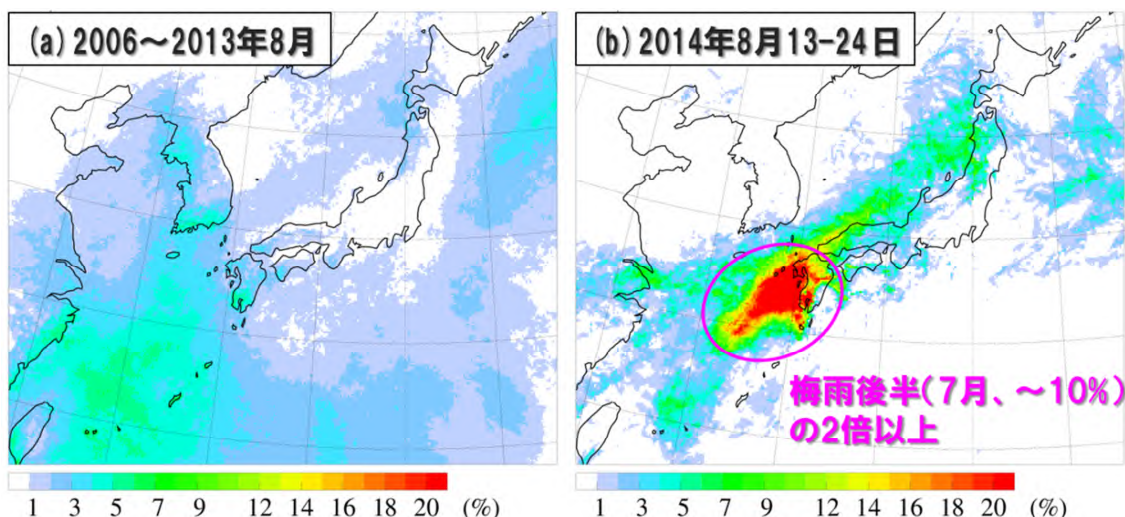
では西日本、特に九州西部で出現頻度が高くなっており、高頻度の領域は実際に線状降水帯がよく観測されている場所に対応している。ただ梅雨期に限定しているのではなく、6月～9月の平均値なので、九州西部での10%を超える出現頻度は過大評価である。条件、に条件を加えても、南西諸島から東シナ海上の出現頻度の低下が小さい以外は分布の特徴にあまり変化がないが、出現頻度を4%程度絞り込むことができている(第6.5.3図d)。条件、に条件を加えると、FLWVがもともと小さい北日本や陸上での出現頻度が減る一方、九州西部での出現頻度に大きな変化はない(第6.5.3図e)。これは、下層の風速が大きくなるとSREHとFLWVはともに大きくなりやすいという特徴があり、両者に大きな相関があるためである。全ての条件(第6.5.3図f)を用いると、九州西部での出現頻度が5～7%程度、北日本では1%前後になり、4つの条件により出現頻度をうまく絞り込むことができている。

線状降水帯が発生しやすい大気状態の季節変化(6～9月の月別の出現頻度)の特徴を第6.5.4図に示す。総観規模擾乱の影響を受ける緯度帯が6月から8月にかけて季節が進むにしたがって北上するため、それにともなってSREHの平均値の大きな領域も北上する(第6.5.4図左図)。特に6～7月の梅雨前線帯(梅雨前線の南側)には高度3km付近に強い西寄りの風(梅雨ジェット)が存在し、下層1kmでは南寄りの暖湿流が梅雨前線帯に流入している。これにより梅雨前線帯ではSREHが大きい状態が持続しやすい。8～9月になると北日本でSREHの平均値が大きくなる。この時期に北日本を低気圧が頻繁に通過するためである。条件の出現頻度分布(第6.5.4図中図)でも同様の北上傾向が見られ、梅雨期の後半(7月)の九州西部では20%を超える領域も出現する。9月には九州から関東にかけての太平洋側で出現頻度が高くなっている。これは台風からの暖湿流の影響を強く受けるためである。条件からが満たされれば(第6.5.4図右図)、条件だけよりも全ての月で出現頻度を半分ほどに絞り込むことができている。6月～8月では条件とほぼ同じ特徴を持った分布を示しているが、9月では北日本の出現頻度が極端に小さくなっている。すなわち8月は2013年8月9日の秋田・岩手の大雨のように北日本で線状降水帯による大雨の危険性が高まるが、9月になるとその危険性はかなり低下する。ただ2014年9月11日に北海道で大雨が発生しているように、季節や場所を問わず、条件さえ揃えば線状降水帯による大雨は発生する。

6.6 まとめと今後の課題

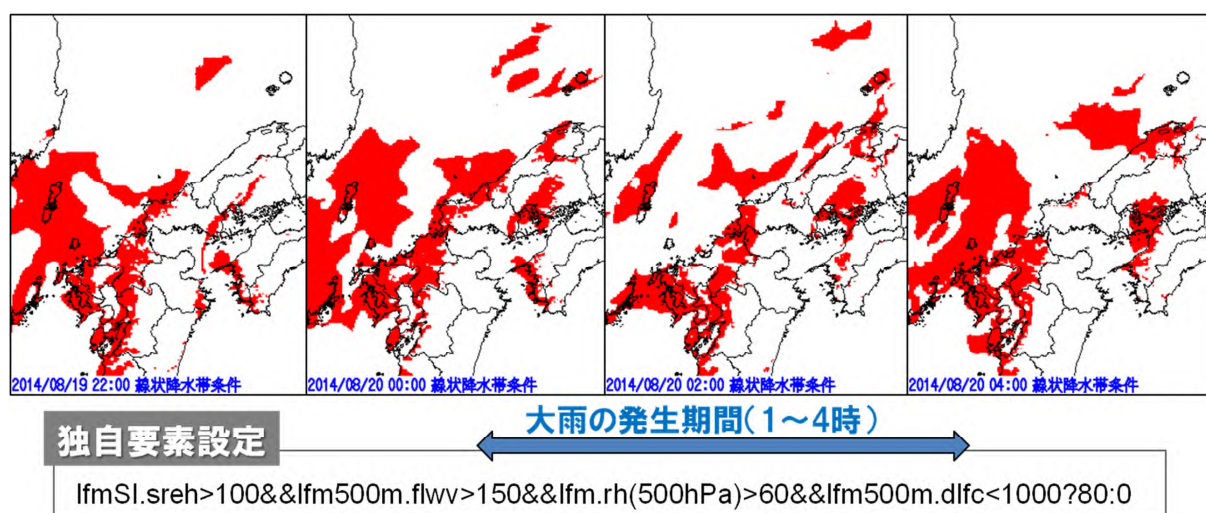
本章では、線状降水帯が発生しやすい大気状態を判断するために、過去の大雨事例を参考に見逃がないように、SREHを主体に： $SREH > 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、： $DLFC < 1000\text{m}$ 、： $500\text{hPaRH} > 60\%$ 、： $FLWV > 150 \text{ g/m}^2/\text{s}$ の4つの条件を提案した。ここで、この条件の妥当性を見てみる。2014年8月20日の広島での大雨をはじめ、その前後の期間(13～24日)には各地で線状降水帯が非常に多く観測された。その期間に今回提案した条件が出現した頻度と2006～2013年の8月の平均出現頻度とを比較してみる。過去の平均値(第6.6.1図a)では南西諸島や九州南部で最大5%程度の値が見られるが、関東地方をはじめ、日本列島の多くの地域で出現頻度は1%未満である。2014年の線状降水帯が多く観測された期間(第6.6.1図b)では、九州西部で出現頻度が20%を超え、梅雨期後半(7月、～10%)の2倍以上になっていた。中国地方や東北地方でも高い値が見られ、実際に線状降水帯が観測された領域とよく対応している。

上述の4つの条件を満たす領域は、数値予報モデルの予報値を用いて、診断的予測グループが提供している多画面ツール(診断サーバ)で面的に表示させることが可能である。2014年8月20日の広島での大雨事例についての表示例を第6.6.2図に示す。色分けされている領域が多画面ツールの独自要素設定で線状降水帯条件として定義したもの(図中の定義式参照)で、広島での大雨となった場所が20日0～2時に線状降水帯条件を満たす領域として赤色で明示されている。それ以外にも九州西部で線状降水帯が発生しやすい大気状態であることが示されており、広島ほどではなかったが、実際線状降水帯が発生して強雨をもたらされて



第 6.6.1 図 (a) 2006~2013 年 8 月と (b) 2014 年 8 月 13~24 日の線状降水帯が発生しやすい条件 ($SREH > 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、 $DLFC < 1000\text{m}$ 、 $RH > 60 \%$ 、 $FLW > 150 \text{ g}/\text{m}^2/\text{s}$) が出現する頻度分布 (%)

メソ解析から算出。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLW は 500m 高度の水蒸気フラックス量。



第 6.6.2 図 多画面ツール (診断サーバ) での線状降水帯が発生しやすい条件 ($SREH > 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、 $DLFC < 1000\text{m}$ 、 $RH > 60 \%$ 、 $FLW > 150 \text{ g}/\text{m}^2/\text{s}$) の把握例 (2014 年 8 月 20 日の広島での大雨事例)

局地モデル (LFM) の結果を利用。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLW は 500m 高度の水蒸気フラックス量。

いた。

今回提案した 4 つの条件以外にも、線状降水帯の発生に対して有効な指標があるかもしれない。まず提案した条件に対して予報現業や調査・研究での利活用を図り、有効性を検証していただき、問題点があるなら他の要因についても検討して欲しい。たとえば Kato (2005) は九州の地形性線状降水帯が出現する条件として、下層の南西風場が 6 時間以上持続している必要があることを示している。このように特定の環境場が持続するためには、総観場に変化がほとんどみられないことが必要不可欠であり、環境場の持続する条件設定の追加を考えないといけないだろう。また SREH の算出における、水平渦度ベクトルとストームの移動ベクトルの内積を鉛直積分する範囲や、ストームの移動ベクトルの推定方法を積乱雲群の組織化に適したものに

変更する必要もあるだろう。もちろん量的予測のためには、線状降水帯が停滞する要因、500m 高度の相当温位や水蒸気フラックス量の値なども引き続き検討しなければならない。

参考文献

- Bluestein, H.B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Browning, K. A., J. C. Fankhauser, J.-P. Chalon and P. J. Eccles, 1976: Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.
- Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson, and M. L. Weisman, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*, **15**, 61-79.
- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of midlatitude squall line in two-dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 215-248.
- 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.
- Kato, T., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima and Nagasaki lines, observed around Kyushu Island, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 943-957.
- Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over northern Kyushu, Japan on 29 June 1999. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 129-153.
- 加藤輝之, 2010: 豪雨監視・予測技術の開発. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 109-115
- 加藤輝之, 2011: 大雨発生で着目すべき下層水蒸気場. 平成 22 年度予報技術研修テキスト, 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, 95-109
- 加藤輝之・山内洋, 2013: 竜巻の解析とメカニズム. 平成 24 年度予報技術研修テキスト, 81-87
- Kikuchi, K. and Y. N. Takayabu, 2004: The development of organized convection associated with the MJO during TOGA COARE IOP: Trimodal characteristics. *Geo. Res. Lett.*, **31**, L10101, doi:10.1029/2004GL019601.
- Maddox, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 133-142.
- 瀬古弘, 2005: 1996 年 7 月 7 日に南九州で観測された降水系内の降水帯とその環境. *気象研究ノート*, **208**, 187-200.
- 津口裕茂・加藤輝之, 2014: 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析. *天気*, **61**, 455-469.
- Yoshizaki, M. and H. Seko, 1994: A retrieval of thermodynamic and microphysical variables by using wind data in simulated multi-cellular convective storms. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 31-42.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arai, K. Manabe and X-BAIU-98 Observation Group, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187pp.

第7章 大気汚染気象予測モデル*

7.1 はじめに

光化学スモッグは、窒素酸化物（NO_x）と揮発性有機化合物（VOC）が光化学反応を起こして生成される高濃度の光化学オキシダントを含む大気汚染物質により視程が悪くなる現象で、その発生や継続には、風が弱い、日射が強い、気温が高いなどの気象条件が大きく影響する。

このため、気象庁では都道府県と大気汚染に関する協定を結び、主に統計的手法により求めた、気象条件による光化学スモッグの発生の可能性を示す大気汚染気象ポテンシャル（0：光化学オキシダント濃度80ppb未満相当、1：80ppb以上～120ppb未満相当、2：120ppb以上相当の3段階）を「大気汚染気象通報」として都道府県に提供している。また、光化学スモッグが発生しやすい気象状況が予想される場合には、「スモッグ気象情報」を発表して、一般住民や都道府県に注意を促している。さらに、関東地方と九州北部地方においては、移流拡散モデル（高野，2008）を用いて光化学スモッグの発生しやすい地域（最小単位は一次細分区域）や時間帯（1時間単位）を予測する、詳細な「スモッグ気象情報」の発表も行っている。

一方、都道府県は、光化学オキシダント濃度が120ppb以上になり、気象条件からみてその状態が継続すると認められる場合に光化学オキシダント注意報を、また、240ppb（一部の県は200ppb）以上で、気象条件からみてその状態が継続すると認められる場合に光化学オキシダント警報を発令し、一般住民に対して周知を行うとともに、工場・事業所などに対してはばい煙や揮発性有機化合物の排出量削減、自動車の使用者に対しては運転の自主的制限を求めるなど大気汚染緊急時対策を実施している。なお、光化学オキシダント注意報・警報は、都道府県をかなり細かい地域に分割して発令している（例えば、東京都では8区分）。

近年、これまで光化学スモッグの発生がほとんどなかった九州西部や北陸、東北地方などで光化学オキシダント注意報が発令されるようになってきている。これらの地方では大気汚染物質の排出量が少ないと考えられるため、光化学スモッグが発生する原因としては大陸からの大気汚染物質の移流の可能性が指摘されている（大原ら，2008）。

このような状況を踏まえ、気象庁では、これまでの統計的手法に代わって力学的手法を基本とした大気汚染気象予報業務を実施するため、気象研究所が開発した全球大気汚染気象予測モデル（MRI-CCM2，Deushi and Shibata，2011、以下「全球モデル」という）を導入した。これにより、平成22年8月からは広域に光化学スモッグが発生しやすい気象状況が予想される場合に、事前に広く周知して注意を喚起するため、全般スモッグ気象情報の発表を開始した。

最近、気象研究所は水平解像度が約20kmの領域大気汚染気象予測モデル（NHM-Chem、以下「領域モデル」という）を新たに開発した。大気汚染気象予報業務で必要とされる詳細な予測に対応するため、気象庁は全球モデルにネスティングさせた領域モデルを平成26年度末に導入し、さらなる情報の改善を図る予定である。

本章では、大気汚染気象予測モデルの概要およびモデルやガイダンスの精度検証結果に加え、領域モデルやそのガイダンスを用いた実際の予報例や今後の改善計画について述べる。

なお、大気汚染気象予測モデルの精度検証の結果、領域モデルの水平解像度は約20kmであり、全球モデルの約110kmに比べて細かいため、都道府県別の日最大の地上オゾン濃度の再現性が良くなった。また、領域モデルの各格子とも地上オゾン濃度の日変化や日々の変動を良く再現しており、領域モデルは全球モデルに比べて高濃度のオゾン分布を良く表現していた。また、ガイダンスについては、春季（4月～5月）と夏季（6

*池上 雅明、鎌田 茜（気象庁地球環境・海洋部環境気象管理官付）、中務 信一（気象庁予報部予報課大気汚染気象センター）

月～9月)を通じて、領域モデルによるガイダンスの方が全球モデルのガイダンスに比べ適中率、補足率ともに成績が改善した。

7.2 大気汚染気象予測モデルの概要

全球モデルは、大気大循環モデル(以下「気象モデル」という)にMRI-AGCM3 (Mizuta et al., 2006)を用い、そこで求めた気象場を用いて化学輸送モデルでオゾンなどの大気微量成分の化学反応による生成・消滅および輸送を計算し、大気微量成分の空間分布と変動を予測する。気象場計算においては、現実の気象場から大きく離れないように、風向・風速についてGSM解析値・予報値を用いて時定数6時間でナッジングを行っている。人為・自然起源による化学種の大気への排出量は、「排出インベントリ」と呼ばれる大気汚染物質の排出量推計を地理的・時間的に配分した一覧表に基づき、地表境界面から境界値として毎時モデル内に与えられる。気象場および化学場の初期値は、前イニシャル時刻の予測値を引き継いでいる。

一方、領域モデルは、計算領域を大陸からの大気汚染物質の移流を考慮してアジア大陸東岸を含む東アジア地域としており、気象モデルに気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用い、そこで計算した気象場を用いて化学輸送モデル(RAQM2, Kajino et al., 2012)でオゾン濃度などを計算する。気象場計算におけるナッジングは行っていないが、気象場の初期値と境界値にGSM解析値・予報値を用いることで、現実の気象場から大きく離れないようにしている。化学場の境界値には全球モデルで計算された値を用いることで、大気汚染物質の境界からの移流を考慮している。排出インベントリについても、全球モデルと同様に、地表境界面から境界値として与えられる。

全球モデルと領域モデルの主なスペックを第7.1表に示す。

第7.1表 大気汚染気象予測モデルの主なスペック

気象モデル	全球モデル	領域モデル
力学フレーム	全球スペクトルモデル	非静力学モデル
気象モデル名	MRI-AGCM3 (GSMUV)	JMA-NHM
解像度	水平約 110km, 鉛直 48 層 (TL159L48, ~0.01hPa)	水平 20km, 鉛直 40 層 (~約 40hPa)
時間積分	セミ・インプリシット法	スプリット-イクスプリシット法
移流スキーム	鉛直保存セミラグランジアン法	4 次フラックス形式、移流補正
積雲対流	Yoshimura	Kain-Fritsch、相対湿度に依存するトリガー関数
放射過程	2 方向近似 (JMA2004R1)	北川 (2000)、藪ほか (2005)
乱流拡散	Mellor-Yamada (Level2)	改良 Mellor-Yamada (Level3)
ナッジング	全球解析・予報値 (u, v)	なし
化学輸送モデル	全球モデル	領域モデル
解像度	水平約 110km, 鉛直 48 層 (~0.01hPa)	水平 20km, 鉛直 18 層
化学種	90 種 (長寿命 64、短寿命 26)	72 種
化学反応	247 反応	214 反応 (SAPRC99; Carter, 2000)
放出源	EDGAR v2.0, GEIA, REAS1.1 など	REAS1.1, GFED3, MEGAN2
乾性沈着	抵抗モデル	抵抗モデル
湿性沈着	雲内除去、降水除去	雲内除去、降水除去
移流	鉛直保存セミラグランジアン法	MPMAA (Walcek and Aleksic, 1998)

7.3 大気汚染気象予測モデルの精度検証

大気汚染気象予測モデルの精度検証に用いたデータは、2009年～2013年の期間において各都道府県など（大気汚染防止法上の政令市を含む）の大気汚染常時監視測定局（以下「測定局」という）で測定された光化学オキシダントの1時間値である（2009年～2011年は有効なデータかどうか検証するデータスクリーニング済みの確定値、2012年～2013年は速報値を気象庁でデータスクリーニング済み）。ここで、大気汚染気象予測モデルの予測要素はオゾンだが、測定局で測定される光化学オキシダントのほとんどはオゾンと考えられるため、過去の先行研究（大原ら、2008；環境省、2012）と同様に、光化学オキシダントをオゾンとみなして精度検証を行った。

大気汚染気象予測モデルの精度検証の結果、領域モデルの水平解像度は約20kmであり、全球モデルの約110kmに比べて細かいため、都道府県別の日最大の地上オゾン濃度の再現性が良くなった。また、領域モデルの各格子とも地上オゾン濃度の日変化や日々の変動を良く再現しており、領域モデルは全球モデルに比べて高濃度のオゾン分布を良く表現していた。

7.3.1 大気汚染気象予測モデルの精度検証の結果

全球モデルと領域モデルの予測精度を比較するために、両モデルの日別の地上オゾン濃度の予測値について精度検証を行った。なお、精度検証の期間は2009年4月～2013年9月である。

各都道府県に対応するモデル格子の日最大の地上オゾン濃度の予測値（全球モデルは対象となる都道府県に最も近い格子の値、領域モデルは対象となる都道府県に含まれる格子の中の最大値）と、都道府県内の測定局で測定された日最大の光化学オキシダント濃度を比較した。

検証期間について、各モデルにおける都道府県別の日最大の地上オゾン濃度の精度検証結果の全国平均を第7.2表に示す。

全球モデルに比べて領域モデルは平均誤差と平方根平均二乗誤差は小さく、相関係数は大きかった。領域モデルの水平解像度は約20kmであり、全球モデルの約110kmに比べて細かいため、都道府県別の日最大の地上オゾン濃度の再現性が良くなった。

第7.2表 各モデルにおける都道府県別の日最大の地上オゾン濃度の精度検証結果の全国平均

モデル名	平均誤差 (ppb)	平方根平均二乗誤差 (ppb)	相関係数
領域モデル	+0.3	13.5	0.74
全球モデル	-12.3	19.9	0.62

7.3.2 領域大気汚染気象予測モデルの地上オゾン濃度の時系列変化の再現性

全国で高濃度の光化学オキシダントが発生しやすい地域（東京、名古屋、大阪）に対応する領域モデルの各格子の地上オゾン濃度の時別の予測値と、測定局で測定された光化学オキシダントの領域平均した時別値（位置ずれを考慮し、領域モデル格子を中心とする40km四方の範囲内にある測定局の1時間値の平均、以下「実況値」という）の時系列を第7.1図に示す。

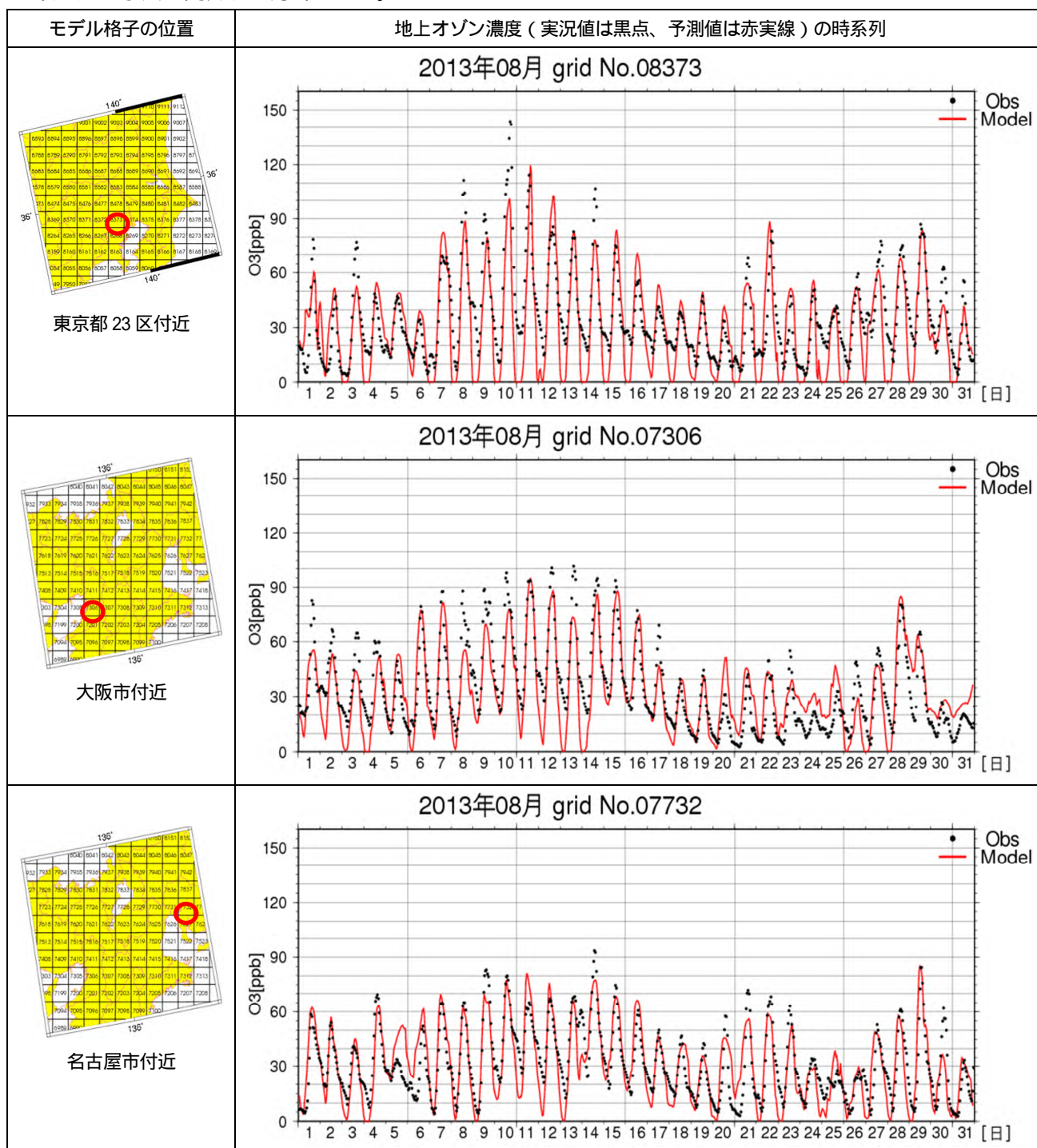
領域モデルの各格子の地上オゾン濃度の時別の予測値は、日変化や日々の変動を良く再現している。

ただし、東京都23区付近の格子で言えば2013年8月10日など、各格子で日最大の実況値を領域モデルでは予測できていない事例が見られる。これは、大気汚染物質の排出量に実況値ではなく排出インベントリを用いているため、大気汚染物質の排出量や蓄積量が実際と大きく異なってしまったためと考えられる。

また、東京都23区付近の格子は2013年8月10日～18日、大阪市付近は8月11日～14日の期間を中心に、領域モデルによる夜間の地上オゾン濃度の予測値が実況値に比べてかなり小さくなっている。これは、お盆

期間で工場・事業所などからの窒素酸化物 (NO_x) の排出量は少なかったにもかかわらず、領域モデル内では通常の期間と同量の窒素酸化物 (NO_x) が排出されたことにより、一酸化窒素 (NO) によるタイトレーション効果 (一酸化窒素 (NO) がオゾンと反応して二酸化窒素 (NO₂) になることで同量のオゾンを減少させること) が効きすぎたことが一因として考えられる。

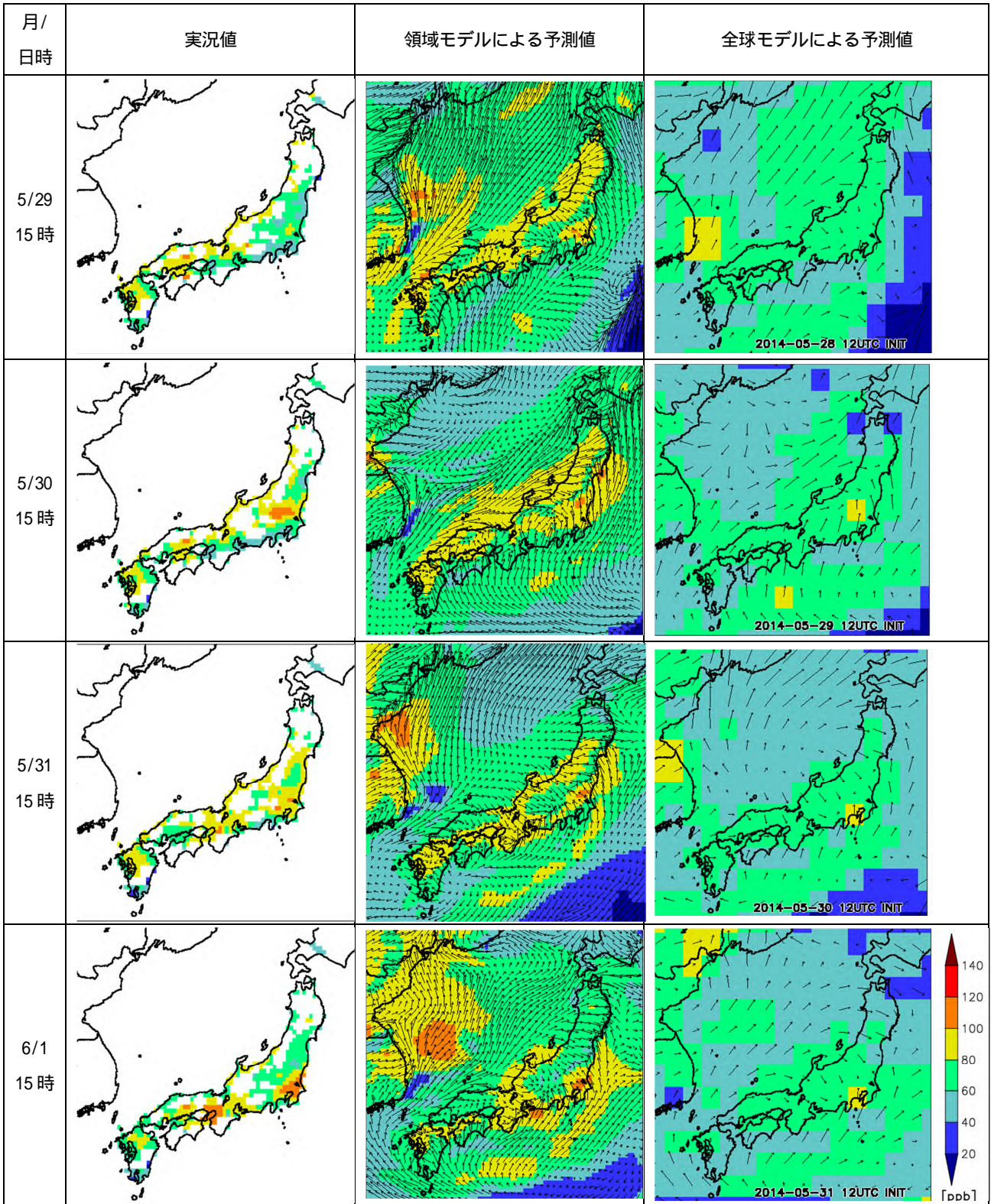
このように、大気汚染物質の排出パターンが通常と異なった場合、結果として地上オゾン濃度をうまく予測できない場合がある。このため、今後、化学輸送モデルの初期場に測定局で測定された大気汚染物質の値を取り込む手法を開発する方針である。



第 7.1 図 領域モデルの各格子の地上オゾン濃度の実況値 (黒点) と予測値 (赤実線) の時系列図

7.3.3 光化学オキシダント高濃度事例におけるモデルの地上オゾン濃度分布の再現性

2014年5月29日から6月2日にかけて全国的に光化学オキシダント濃度が上がり、多くの地方で100ppb以上の濃度を測定した事例について、測定局で測定された光化学オキシダントの領域平均した時別値（実況値、作成手法は7.3.2と同様）領域モデルと全球モデルの地上オゾン濃度の予測値を第7.2図に示す（6月2日については省略）。なお、5月26日から6月2日にかけては日本各地に黄砂も飛来していた。



第7.2図 2014年5月29日から6月1日の15時における地上オゾン濃度分布図

例示した全ての期間において、日本海側や東海、近畿、中国地方などでは、実況値に見られる 80ppb 以上（黄色）の高濃度域の分布を領域モデルは全球モデルに比べて良く表現している。関東地方においても、領域モデルは全球モデルより高解像となったことから、100ppb を超える高濃度域の分布の予測が改善されていることが確認できた。

7.4 領域大気汚染気象予測モデルのガイダンス

モデルでは、格子内の平均的な地上オゾン濃度を予測する。一方、大気汚染気象予報現業では、気象条件による高濃度な光化学スモッグの発生の可能性を示す大気汚染気象ポテンシャル（以下「ポテンシャル」という）の形で予測する。このため、領域モデルによる地上オゾン濃度の予測値からポテンシャルに翻訳するガイダンスを都道府県別に作成した。なお、春季（4月～5月）と夏季（6月～9月）を通じて、領域モデルによるガイダンスの方が全球モデルのガイダンスに比べ適中率、補足率ともに成績が改善した。

7.4.1 領域大気汚染気象予測モデルのガイダンス作成方法

都道府県別のガイダンスを、光化学スモッグが発生しやすい暖候期（4月～9月）について月別に作成し、光化学スモッグがほとんど発生しない寒候期については、1月～3月は4月を、10月～12月は9月のガイダンスを適用することとした。

ガイダンスの目的変数は、都道府県内の測定局で測定された日最大の光化学オキシダント濃度のうちの最大値（以下「実況値」という）とした。説明変数は、領域モデルの地上オゾン濃度の日最大の予測値のうち、対象都道府県に含まれる格子の中の最大値とした。係数は、ガイダンス作成期間である 2009 年～2013 年について統計的に求めた。ただし、この係数を求める際に、実況値の頻度分布と領域モデルが予測する地上オゾン濃度の日最大値の頻度分布が大きく異なっていたため、頻度バイアス補正を用いた。頻度バイアス補正では、ガイダンス作成期間の実況値を 80、100、120ppb を閾値とする 4 つのカテゴリに分けて、それぞれのカテゴリの頻度を求め、モデルの地上オゾン濃度の日最大値が実況で求めたカテゴリの頻度と同じになるように閾値を決めた。なお、それぞれのカテゴリ内では線形を仮定して係数を求めた。

7.4.2 大気汚染気象予測モデルのガイダンスの精度検証結果

スモッグ気象情報の発表基準であるポテンシャル 2 を閾値として、2（光化学オキシダント濃度 120ppb 以上相当）及び 2 未満（光化学オキシダント濃度 120ppb 未満相当）のそれぞれの場合について、各都道府県における領域モデルのガイダンスと実況値を比較し、春季（4月～5月）と夏季（6月～9月）に分けて全国で集計した統計結果を第 7.3 表に示す。統計期間は 2009 年～2013 年で、表中の値は、当該事例延べ日数（日数×都道府県数）を示す。

第 7.3 表 春季および夏季における、ガイダンスのポテンシャル 2 を閾値とした分割表

		春季（4月～5月）		夏季（6月～9月）	
ガイダンス		ポテンシャル 2	ポテンシャル 2 未満	ポテンシャル 2	ポテンシャル 2 未満
実況	ポテンシャル 2	34	82	290	411
	ポテンシャル 2 未満	82	14,132	411	27,520

また、現在運用中の全球モデルによるガイダンスについても同様に集計を行い（表は省略）それぞれのモデルによるガイダンスの適中率および補足率（適中率とは、ポテンシャルを 2 と予測したときに実況がポテ

ンシャル2 となった割合。捕捉率は、実況がポテンシャル2 となったときに、ポテンシャル2 を予測していた割合) を求めた(第7.4表)。

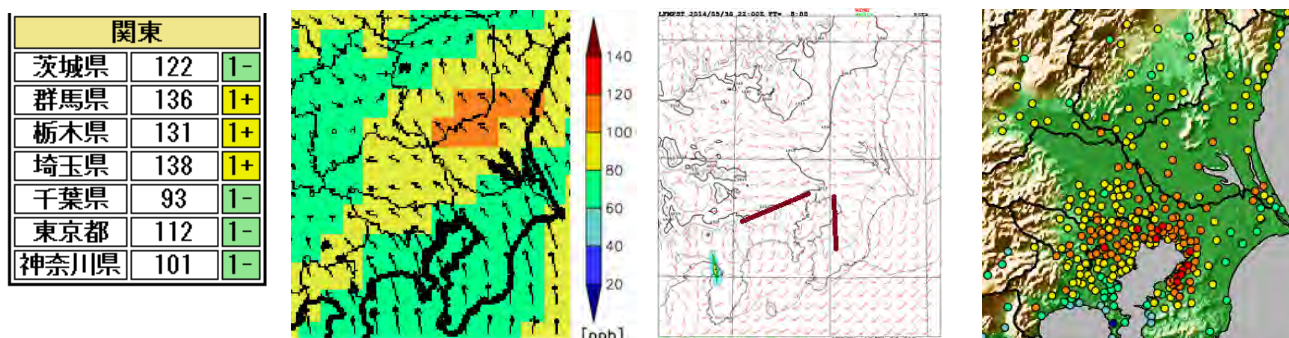
春季、夏季を通じて、領域モデルによるガイダンスの方が全球モデルのガイダンスに比べ適中率、補足率ともに成績が改善した。

第7.4表 領域および全球モデルのガイダンスによるポテンシャル2の適中率と補足率

ガイダンス	春季適中率	夏季適中率	春季捕捉率	夏季捕捉率
領域モデル	29%	41%	29%	41%
全球モデル	21%	30%	28%	34%

7.5 領域大気汚染予測モデルやそのガイダンスを用いた予報例

これまで、領域モデルやそのガイダンスが全球モデルより予測精度が向上したことを示してきた。しかし、気象モデルが現業天気予報で用いられるMSMやLFMほど詳細でなく、排出インベントリを用いていることで、領域モデルも地上オゾン濃度の予測に位置ずれ・時間ずれが生じることが多く、都道府県別のガイダンスをそのまま採用できない場合がある。2014年5月31日の関東甲信地方の実際の予報においても、ガイダンスは関東北部を中心に120ppb以上でポテンシャル1+を予測し、領域モデルも関東北部で高濃度の地上オゾンを実況していた(第7.3図)。ここでは、領域モデルやそのガイダンスに含まれる位置ずれに留意して、実況や統計的手法によるガイダンス、過去知見、LFM資料を予報担当者が総合的に判断し、ガイダンスで高濃度と予想した関東北部を中心とした地域を関東南部に修正して適中させた予報例を紹介する。



第7.3図 (左から)2014年5月31日を対象としたガイダンスと15時の領域モデルの地上オゾン濃度分布図、LFM風予測図(実線は風向シアー)、光化学オキシダント濃度の実況値(色調は領域モデルの地上オゾン濃度分布図と同じ)

前日の光化学オキシダント濃度は関東甲信地方で100ppb程度まで上がり、茨城県や群馬県では120ppb以上のところがあった。また、予報発表直前の9時の実況は、光化学オキシダントを含めた大気汚染物質の濃度が前日9時よりも高く(図略)前日以上に光化学オキシダント濃度が高くなる可能性があった。統計的手法によるガイダンスも、関東南部を中心に120ppb以上となる可能性が高いことを示していた(表略)。

一般的に、気温や日射量が光化学オキシダント濃度が高くなる条件を十分に満たしている場合、その濃度分布は風に大きく影響を受ける。この日の気温や日射量は条件を十分満たす予想だった。東京湾周辺(関東甲信地方の主な大気汚染物質の排出源)の風の場の予測を利用して、関東甲信地方のどの地域で光化学オキシダント濃度が高くなるかをパターン化して予測する過去知見(0x高濃度の風による分布特性)によると、この日は関東南部で高くなるパターンに該当する。また、第7.3図の15時のLFM風予測図では、鹿島灘からの東よりの風と相模湾や東京湾からの南よりの風、及び東京湾東岸の西よりの海風で形成される風向シアーが東京都から千葉県に形成され、関東南部で風が淀む予測になっている。ただし、神奈川県西部から山梨県にかけての南東風は弱く、山梨県では光化学オキシダント濃度が高くなりにくい。このように、LFM風予測

図の風向シアーや風向・風速などの予測をもとに、領域モデルやそのガイダンス、統計的手法によるガイダンスなどから得られた比較的大まかな地域の予測を都道府県単位に絞り込むことができる。これらを予報担当者が総合的に判断した結果、関東南部を中心にポテンシャル2と予報し適中させた。

今回、領域モデルやそのガイダンスが導入されるが、これまでの統計的手法によるガイダンスや過去の調査知見は引き続き必要であり、風の場の予測には最新イニシャルの LFM を活用し、予報担当者が総合的に判断することが不可欠である。

7.6 まとめと領域大気汚染気象予測モデルの今後の改善計画

気象庁では、これまでの統計的手法に代わって力学的手法を基本とした大気汚染気象予報業務を実施するため、全球モデルにネスティングさせた領域モデルやそのガイダンスを平成 26 年度末に導入する。これにより、詳細な地上オゾン濃度の分布や大陸からの大気汚染物質の移流などを把握できるようになるとともに、モデルで現象を詳しく解析することが可能となり、今後の情報改善につながるモデルの予測精度の改善を計画的に行うことができるようになることを期待される。

ただし、測定局で測定された光化学オキシダント濃度でなく排出インベントリを用いていることや、空間解像度が 20km と MSM や LFM に比べまだ粗いことから、現状の領域モデルの予測精度は十分とはいえない。これらの問題点を改善するため、平成 28 年度には測定局で測定される光化学オキシダント濃度を領域モデルの初期場に取り込み、次期 NAPS 更新後には空間解像度を 20km から 5km に高解像度化することを計画している。

参考文献

- Carter, W., 2000: Documentation of the SAPRC-99 chemical mechanism for VOC reactivity assessment. Final report to California Air Resources Board, Rep. Univ. of Calif. Riverside, 92-329
- Deushi, M. and Shibata, K., 2011: Development of an MRI Chemistry-Climate Model ver.2 for the study of tropospheric and stratospheric chemistry, papers in Meteor. Geophys., **62**, 1-46.
- Kajino, M., Y. Inomata, K. Sato, H. Ueda, Z. Han, J. An, G. Katata, M. Deushi, T. Maki, N. Oshima, J. Kurokawa, T. Ohara, A. Takami, S. Hatakeyama, 2012: Development of an aerosol chemical transport model RAQM2 and prediction of Northeast Asian aerosol mass, size, chemistry, and the mixing type. Atmos. Chem. Phys., **12**, 11833-11856.
- 北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊, **46**, 気象庁予報部, 16-31.
- 環境省, 2012: 光化学オキシダント調査検討会報告書 今後の対策を見ずえた調査研究のあり方について, http://www.env.go.jp/air/osen/pc_oxidant/conf/chosa.html.
- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai and M. Nakagawa, 2006: 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model – mean climate states –. J. Meteor. Soc. Japan, **84**, 165-185.
- 大原利真, 鶴野伊津志, 黒川純一, 早崎将光, 清水厚, 2008: 2007 年 5 月 8, 9 日に発生した広域的な光化学オゾン汚染 オーバービュー. 大気環境学会誌, **43**, 198-208.
- 高野功, 2008: 大気汚染物質へのメソ移流拡散モデルの応用. 数値予報課報告・別冊, **54**, 229-233.
- Walcek, C. J., and N. M. Aleksic, 1998, A simple but accurate mass conservative peak preserving, mixing ratio bounded advection algorithm with fortran code, Atmos. Environ., **32**, 3863-3880, doi:10.1016/S1352-2310(98)00099-5.
- 藪将吉, 村井臣哉, 北川裕人, 2005: 晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊, **51**, 気象庁予報部, 53-64.

付録1 前線形成関数の導出と解説*

・前線形成関数の各項の計算式について

式(2.2.2)の前線形成関数の各項の計算式を以下に導出する。

$$\begin{aligned}
 F &\equiv \frac{d}{dt} |\nabla_p \theta| = \frac{d}{dt} \sqrt{\left(\frac{\partial \theta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)^2} \\
 &= \frac{1}{2} \left\{ \left(\frac{\partial \theta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)^2 \right\}^{-\frac{1}{2}} \frac{d}{dt} \left\{ \left(\frac{\partial \theta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)^2 \right\} \\
 &= \left\{ \left(\frac{\partial \theta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)^2 \right\}^{-\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{d}{dt} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{d}{dt} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \\
 &= |\nabla_p \theta|^{-1} \left\{ \frac{\partial \theta}{\partial x} \left[\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial \theta}{\partial y} \left[\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] \right\} \\
 &= |\nabla_p \theta|^{-1} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \theta}{\partial y} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} + u \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} + v \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right. \\
 &\quad \left. + \omega \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)
 \end{aligned}$$

ここで、 $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{dt} - u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}$ を使う。

$$\begin{aligned}
 F &= |\nabla_p \theta|^{-1} \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d\theta}{dt} - u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} - u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \right. \\
 &\quad \left. + u \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} + u \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} + v \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right. \\
 &\quad \left. + \omega \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] \\
 &= |\nabla_p \theta|^{-1} \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \frac{d\theta}{dt} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \frac{d\theta}{dt} - \frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right. \\
 &\quad \left. - \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \\
 &= |\nabla_p \theta|^{-1} \left\{ \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right] - \left[\frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] - \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \right. \\
 &\quad \left. - \left[\frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right] \right\}
 \end{aligned}$$

各項について、次の通り Fc (合流項)、Fs (シア項)、Ft (立ち上がり項)、Fd (非断熱項) を定義すると、F は式(2.2.2)のとおり、これらの和と等しくなる。

$$Fc = -|\nabla_p \theta|^{-1} \left[\frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right]$$

*黒良 龍太 (気象庁予報部予報課)

$$\begin{aligned}
F_s &= -|\nabla_p \theta|^{-1} \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \\
F_t &= -|\nabla_p \theta|^{-1} \left[\frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right] \\
F_d &= |\nabla_p \theta|^{-1} \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right]
\end{aligned}$$

$$\therefore \mathbf{F} = F_c + F_s + F_t + F_d \quad (2.2.2)$$

• Petterssen frontogenesis の計算式(2.2.3)の解説

$$F_H = F_c + F_s = \frac{1}{2} |\nabla_p \theta| (E \cos 2\beta + Conv) \quad (2.2.3)$$

について説明する。

$$\begin{aligned}
F_H = F_c + F_s &= -|\nabla_p \theta|^{-1} \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] + \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \right\} \\
&= -|\nabla_p \theta|^{-1} \left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] \right. \\
&\quad \left. + \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \right\} \\
&= -\frac{1}{2} |\nabla_p \theta| \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\
&\quad - \frac{1}{2} |\nabla_p \theta|^{-1} \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] + 2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] \right\}
\end{aligned}$$

この第一項は収束に関する項、第二項は変形に関する項である。ここで、第二項を F_{Hd} とする。

$$F_{Hd} = -\frac{1}{2} |\nabla_p \theta|^{-1} \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] + 2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] \right\}$$

式(2.2.3)への変形については、北畠(2005)を参照。なお、Conv と E は、次のとおりである。

$$Conv = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

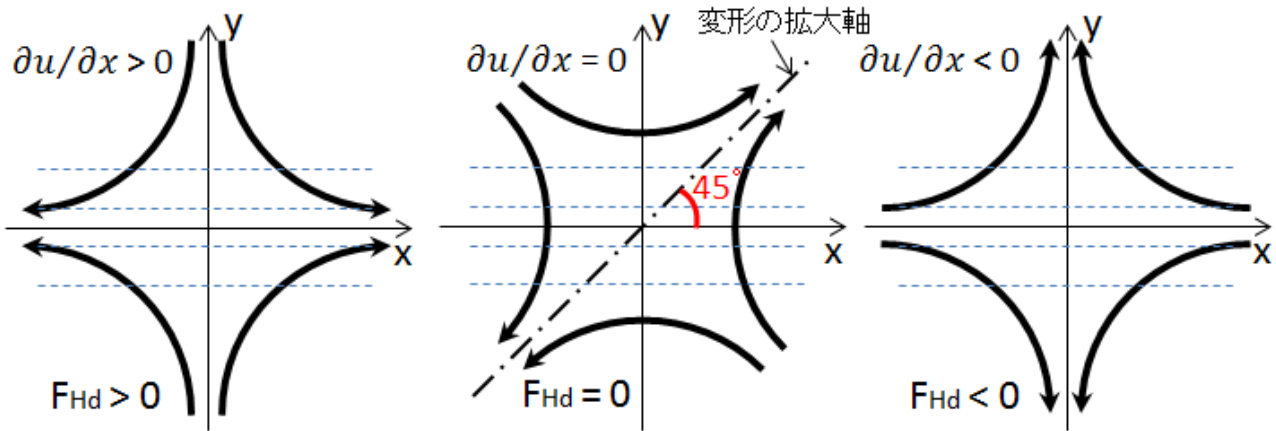
$$E = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2}$$

ここでは Petterssen frontogenesis の合流変形に関する項について、直感的に理解できる解説を行う。合流変形場の効果を考察するため、収束発散が 0 となる点の近傍で合流変形となっている場合を考える。その点を中心に xy 平面を $\partial \theta / \partial x = 0$ となるように回転すると、 F_{Hd} は次のように変形できる。

$$F_{Hd} = \frac{1}{2} |\nabla_p \theta|^{-1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 = |\nabla_p \theta| \frac{\partial u}{\partial x}$$

この式から、 F_{Hd} は、温位傾度と合流の強さの積であることがわかり、frontogenesis かどうかは $\partial u / \partial x$ の符号が正かどうかで判別できる。付録第 1.1 図に $\partial u / \partial x$ が最大 (正)、0、最小 (負) の合流変形の流れ、つ

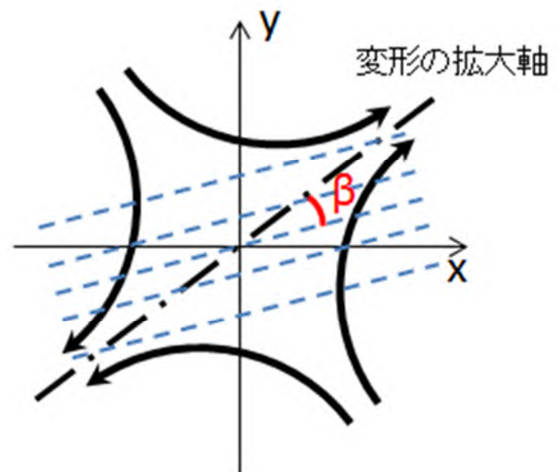
まり合流変形場における Fhd の正 (Frontogenesis)、0、負 (Frontolysis) となる合流変形の場の模式図を示す。



付録第 1.1 図 Petterssen frontogenesis の合流変形の効果

点線は等温位線、矢印は流れ、破線は変形の拡大軸を示す。

このことから、合流変形による frontogenesis は、付録第 1.2 図の変形の拡大軸と等温位線のなす角 () が 45 度より小さいかで判断できる。式(2.2.3)から F_{Hd} と $\cos 2\beta$ は比例することから、 β が 30° の場合は $F_{Hd} = 0$ の Frontogenesis の半分となる。Petterssen frontogenesis において、 β が大きくなると合流変形の寄与は小さくなり、収束発散の効果が相対的に大きくなる。



付録第 1.2 図 合流変形による frontogenesis の模式図

点線は等温位線、矢印は流れ、破線は変形の拡大軸を示す。 β が 0° 以上 45° 未満の場合に Frontogenesis となる。

参考文献

北畠尚子, 2005: 前線の考え方の過去と現在. 気象研究時報, 57, 27-57.

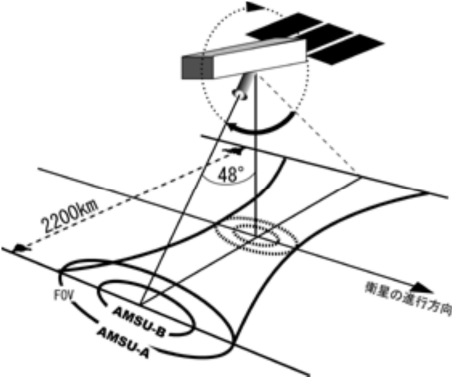
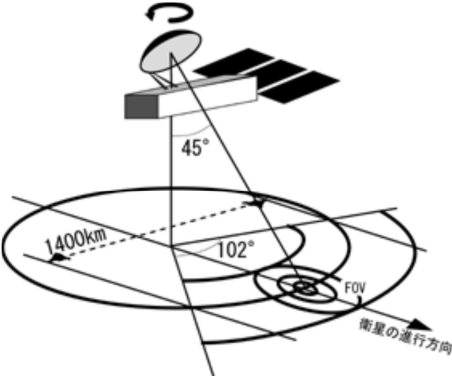
付録2 略語表

略語	完全形	意味
ADT	Advanced Dvorak Technique	CIMSS で開発された改良型ドボラック解析手法。AODT の後継版。
AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2	GCOM-W (しずく) 衛星に搭載されている AMSR-E の後継センサー。7・11・19・24・37・89GHz の波長帯を観測。
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS	Aqua 衛星に搭載されている改良型高性能マイクロ波放射計。2011 年に観測を終了した。
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit	NOAA15 号以降に搭載されている改良型マイクロ波探査計。酸素からのマイクロ波放射を観測することにより気温を観測する AMSU-A、と水蒸気の鉛直分布を観測する AMSU-B がある。
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit-A	NOAA15～19 号、Aqua、Metop に搭載されている改良型マイクロ波気温サウンダ。
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B	NOAA15～17 号に搭載されている改良型マイクロ波水蒸気サウンダ。
AODT	Advanced Objective Dvorak Technique	ウィスコンシン大学で開発された改良型客観ドボラック解析手法(プログラム)。
Aqua	Aqua	AMSR-E や AMSU-A を搭載した極軌道衛星。AMSR-E は 2011 年に運用を終了した。
ASCAT	Advanced Scatterometer	Metop -A 及び Metop -B に搭載されている改良型マイクロ波後方散乱計。5.255GHz 帯を利用しており、海上風向風速の推定に利用できる。2017 年に打ち上げ予定の Metop -C にも搭載予定。
ATMS	Advanced Technology Microwave Sounder	S-NPP 衛星に搭載されている AMSU-A 及び AMSU-B の後継マイクロ波探査計。2017 年に打ち上げ予定の JPSS (NOAA シリーズの後継極軌道衛星) にも搭載予定。
AWSSW	All Weather Sea Surface Wind	マイクロ波放射計 AMSR-E の観測データにより開発され、AMSE2 に引き継がれた全天候型海上風速プロダクト(気象庁向けプロトタイプ)。
BUFR	Binary Universal Form for the Representation of meteorological data	国際気象通報式 FM94。
CDO	Central Dense Overcast	台風の中心を取り巻くほぼ円形の濃密な雲域。
CI (数)	Current Intensity Number	ドボラック法による熱帯低気圧の強度を気圧及び最大風速と関連付ける指標。
CIMSS	Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies	NESDIS とウィスコンシン大学の SSEC (Space Science and Engineering Center) が共同運営している気象衛星研究共同研究所。
CIRA	Cooperative Institute for Research in the Atmosphere	コロラド州立大学大気共同研究所。
CloudSat	Cloud Satellite	米国の雲レーダー衛星。
Coriolis	Coriolis	WindSat を搭載している極軌道衛星。
CSC	Cloud System Center	熱帯低気圧等の組織的な雲システムの中心。

D MSP	Defense Meteorological Satellite Program	米空軍の軍事気象衛星。2014 年現在気象庁予報課では 15～18 号のマイクロ波放射計及び探査計（SSM/I、SSMIS）を利用している。2014 年 4 月に 19 号が打ち上げられた。
DoD	Department of Defense	米国防総省。
DPR	Dual-frequency Precipitation Radar	GPM 衛星に搭載されている衛星搭載 2 周波開口レーダー。13.6GHz と 35.55GHz の 2 周波帯で観測。
DT 数	DATA T (number)	ドボラック法で CI 数を解析するための 3 つの T 数の 1 つ。雲パターンを計測して求めた T 数。
Dvorak 法	Dvorak method	米国海洋大気庁の気象学者である Vernon Dvorak 氏及び同氏が開発した静止衛星画像を用いた熱帯擾乱の中心位置・中心気圧・最大風速等を推定する手法で、事実上の世界標準的な台風解析手法の名称。
EOS	Earth Observing System	NASA の地球観測システム。Terra、Aqua、Aura の 3 機により構成される。
FOV	Field Of View	観測視野（角）
GCOM	Global Change Observation Mission	地球環境変動観測ミッション。
GCOM-W	GCOM-Water	GCOM 計画において、水循環変動に関する観測を担当する衛星。
GMI	GPM Microwave Imager	GPM 衛星に搭載されたマイクロ波放射計。11・19・24・37・89・166・183GHz の波長帯を観測。
GMS	Geostationary Meteorological Satellite	日本の静止気象衛星の名称（1～5 号）。広義では静止気象衛星全般を指す。
GMSLP	Geostationary Meteorological Satellite Loop Program	静止気象衛星「ひまわり」の画像を表示・動画させるためのソフトウェア。
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite	米国の静止現業環境衛星。
GPM	Global Precipitation Measurement	全球降水観測（計画）またはこの観測のための軌道衛星。
ISS	International Space Station	国際宇宙ステーション。
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency	（日本）宇宙航空研究開発機構。
JMA	Japan Meteorological Agency	気象庁。
JPSS	Joint Polar Satellite System	2017 年から運用開始を予定している NOAA 衛星の後継機。
MADRAS	Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmosphere Systems	Megha-Tropiques 衛星に搭載されているマイクロ波放射計。（マイクロ波放射計の稼働実績なし）
Megha-Tropiques	Megha-Tropiques	フランスとインドの共同実験ミッションで緯度 10 度から 20 度の熱帯収束帯（ITCZ）の水循環とエネルギー交換の研究用データを取得し、他の太陽同期衛星データとともに熱帯気候研究に役立てられる。
MET（数）	Model expected T(Tropical) number	ドボラック法で CI 数を解析するための 3 つの T 数の 1 つ。24 時間前の雲画像と比較して求めた T 数。

Metop	Meteorological Operational Satellite Program of Europe	EUMETSAT が運用している極軌道衛星。AMSU、ASCAT 等を搭載。2014 年現在 A 及び B の 2 機を運用中。2017 年には C を打ち上げ予定。
MHS	Microwave Humidity Sounder	NOAA 及び Metop 衛星に搭載されているマイクロ波水蒸気サウンダ、AMSU-B の後継機。
MIMIC-TC	Morphed Integrated Microwave Imagery at CIMSS-Tropical Cyclone	CIMSS が運営している Tropical Cyclone のマイクロ波画像の合成動画 Web サイト。
MIMIC-TPW	Morphed Integrated Microwave Imagery at CIMSS - Total Precipitable Water	CIMSS が運営しているマイクロ波画像から推定した降水量の Web サイト。
MSC	Meteorological Satellite Center	気象衛星センター。
MSU	Microwave Sounding Unit	NOAA14 号以前に搭載されていたマイクロ波探査計。
MTSAT (-1R)	Multi-functional Transport Satellite (1 Replacement)	日本の運輸多目的衛星 (新 1 号)
NASA	National Aeronautics and Space Administration	米国航空宇宙局。
NASDA	National Space Development Agency of Japan	宇宙開発事業団 (現 JAXA)
NCAR	National Center for Atmospheric Researches	米国大気研究センター。
NCEP	National Centers for Environmental Prediction	米国環境予測センター。
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information Service	米国環境衛星資料情報局。
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	米国海洋大気庁、または米国海洋大気庁が運用する現業用極軌道衛星。
S-NPP (Suomi-NPP)	Suomi National Polar-orbiting Partnership	NOAA 衛星の次世代衛星 (JPSS-1) の試験衛星。
OceanSat	Satellite for the Ocean	ISRO (Indian Space Research Organization) が運用している海洋観測衛星。2 号機に OSCAT を搭載した。
OSCAT	OceanSat Scatterometer	OceanSat-2 衛星に搭載しているマイクロ波後方散乱計 (13.7GHz 帯を利用)。2009 年に運用を開始したが 2013 年に運用終了。2015 年打ち上げ予定の ScatSat-1 に搭載予定。
PR	Precipitation Radar	TRMM 衛星に搭載された衛星搭載レーダー。13.8GHz の波長帯で観測。
PT (数)	Pattern T(Tropical) number	ドブラック法で CI 数を解析するための 3 つの T 数の 1 つ。雲の形状を基本図 (PT チャート) と比較して求めた T 数。
QuikSCAT	Quick Scatterometer	NASA が運用していた極軌道衛星。マイクロ波散乱計 SeaWinds を搭載していたが 2009 年に運用を終了した。
RAMMB	Regional and Mesoscale Meteorology Branch	NOAA/NESDIS が CIRA と共同で運営している領域・メソ気象部門。
RADOB	Radar Observation	国際気象通報式 FM20 レーダー気象通報式。

RapidScat	Rapid Scatterometer	ISS (国際宇宙ステーション) に搭載予定のマイクロ波後方散乱計 (13.4GHz 帯を利用)。2014 年に稼働予定。
RSMC	Regional Specialized Meteorological Center	特定地域の日々の気象や台風など特定の気象現象について解析・予報するための資料を作成し、各国に配信する地域中枢。北西太平洋の熱帯擾乱については、気象庁予報部予報課アジア太平洋気象防災センターが RSMC Tokyo としての役割を担う。
SAPHIR	Sondeur Atmospherique du Profil d'Humidite Intertropicale par Radiometrie	Megha-Tropiques衛星に搭載されている大気の水蒸気サウンダ。
SAREP	code for REPorting synoptic interpretation of cloud data obtained by meteorological Satellite	国際気象通報式 FM85 気象衛星資料実況通報式。
SATAID	SATellite Animation and Interactive Diagnosis	気象衛星センターで開発された衛星画像閲覧ソフトウェア。
SATCON	CIMSS TROPICAL CYCLONE INTENSITY CONSENSUS	ADT (静止気象衛星画像による客観ドボラック解析) AMSU、SSMIS 等で推定した熱帯擾乱の中心気圧の推定値のコンセンサス表示 Web サイト。
SeaWinds	SeaWinds	QuikSCAT 衛星に搭載されたマイクロ波後方散乱計 (13.4GHz 帯を利用)。ADEOS (みどり) に搭載された NSCAT が短期間で運用できなくなったため急遽開発された。
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager	DMSP15 号以前に搭載されているマイクロ波放射計。
SSM/T-1	Special Sensor Microwave/Temperature Sounder	DMSP15 号以前に搭載されているマイクロ波気温サウンダ。
SSM/T-2	Special Sensor Microwave Water Vapor Sounder	DMSP15 号以前に搭載されているマイクロ波水蒸気サウンダ。
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder	DMSP16 号以降搭載されている SSM/I に探査計用チャンネルを追加したマイクロ波放射計。
SSP	Sub Satellite Point	衛星直下点。
STS	Severe Tropical Storm	最大風速が 48kt (約 25m/s) 以上 63kt (約 33m/s) 未満の台風。
T 数	Tropical Number	Dvorak 法において熱帯擾乱の強度を示す指数。0.0~8.0 の 15 段階で表す。数字の大きさは熱帯擾乱の強さを表すと共に発生からの時間経過 (日) も示す。
TC (番号)	Tropical Cyclone (Number)	海上風警報を付加された熱帯低気圧 (TD) 以上の熱帯擾乱に対して気象庁予報部予報課が指定する年間通算番号。
TD	Tropical Depression	最大風速が 34kt (約 17m/s) 未満の熱帯低気圧。
TS	Tropical Storm	最大風速が 34kt (約 17m/s) 以上 48kt (約 25m/s) 未満の台風。
TMI	TRMM Microwave Imager	TRMM 衛星に搭載されたマイクロ波放射計。

TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder	NOAA 14号以前に搭載されているTIROS実用型鉛直探査計。HIRS、MSU、SSUから構成される。
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission	熱帯降雨観測計画、またはその衛星の名称である熱帯降雨観測衛星。
TY	Typhoon	最大風速が64ノット(約33m/s)以上の台風。
WindSat	WindSat	Coriolis衛星に搭載された海上風速を推定するためのマイクロ波放射計。
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関。
クロストラックスキャン		低軌道衛星のアンテナの走査方式の一つ。衛星の進行方向と直交する方向にアンテナを走査して観測を行う方法。観測データの空間解像度は走査位置によって異なるが、幅広く(1000~2000km)観測が可能。極軌道衛星の場合は衛星がほぼ南北に移動するため観測方向は東西となる。
コニカルスキャン		低軌道衛星のアンテナの走査方式の一つ。地表面に対して一定の角度(概ね35°~55°程度)をつけたアンテナを回転させながら観測を行う方法。解像度は衛星直下点と周辺部で変化せず、角度をつけているため偏波情報も利用可能。観測範囲(幅)はクロストラックスキャンより狭い。