

# 平成 27 年度予報技術 研修テキスト

(予報課)

February 2016

気 象 庁 予 報 部



## はじめに

平成 27 年を振り返ると、9 月に台風第 18 号から変わった低気圧などの影響で、総降水量が関東地方で 600 ミリ、東北地方で 500 ミリを超える記録的な大雨となり、鬼怒川が氾濫するなど栃木県、茨城県、宮城県を中心に洪水害や土砂災害が多数発生した（平成 27 年 9 月関東・東北豪雨）。また近年では、平成 26 年 8 月広島市を中心に猛烈な雨が降り、3 時間降水量が 200 ミリを超える記録的な大雨となり、避難勧告の前に土砂災害が発生したため、多くの住民が十分な避難行動をとることができず甚大な災害となった。このほかにも、平成 24 年の九州北部豪雨、平成 23 年の台風第 12 号など、集中豪雨や台風等による甚大な被害が相次いでいる。

このように、雨の降り方が局地化、集中化、激甚化している状況を「新たなステージ」ととらえ、平成 27 年 7 月交通政策審議会気象分科会提言がとりまとめられた。提言では気象庁に対し、防災気象情報のあり方として「社会に大きな影響を与える現象については、可能性が高くなくともその発生のおそれを積極的に伝えていくこと」、また、観測・予測技術向上のための取組みとして「観測・予測技術の向上は、防災気象情報改善の基盤であり、中長期的な視点を持って取り組んでいく必要があること」等が述べられている。

本テキストは、平成 7 年 10 月の「量的予報の拡充に関する研修テキスト」刊行以来 20 年以上の長期にわたり、名称を変えながらその時々の最新の予報技術の解説や、予報作業についての指針を提供し続け、防災気象情報の改善に資することを目的としているものである。今年度のテキストでは、第 1 章で平成 26 年 12 月の記録的に発達した低気圧を題材に、暴風雪、高波、大雪、高潮についての現象の仕組み及び災害に関する知識、予報作業の具体例について、また第 2 章でメソ気象を理解するための解析手法と大雨を予測するための着目点について、第 3 章では新しい技術や業務として、分科会提言の「可能性が高くなくともその発生のおそれを積極的に提供」に対応する警報級の現象の可能性について、それぞれ解説した。さらに、新たな技術として、平成 28 年出水期前から予報作業に用いる次期予報作業支援システム、新たに開発された浸水害と対応の良い浸水雨量指数、新気象衛星ひまわり 8 号の RGB 合成画像、台風の進路・強度予報技術について、取りあげた。

全国の気象官署では、予報担当者育成のために日々取り組み、予報担当者各自においても日々研鑽を積んでいる。本テキストが、継続的な能力向上の取り組みの支援となり、技術力向上が図られること、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 28 年 2 月

予報課長 弟子丸 卓也

# 目次

はじめに

## 第1章 実例に基づいた予報作業の例

1.1	はじめに	1
1.2	防災気象情報の発表状況	2
1.2.1	週間予報（数日前からの呼びかけ）	3
1.2.2	短期予報（2日程度前からの呼びかけ）	3
1.3	暴風雪・大雪	
1.3.1	本事例における具体的な量的予想	5
1.3.1.1	12月16日昼までの予報作業	5
1.3.1.2	12月16日午後における現象の予想	6
1.3.1.3	12月16日夕方以降の実況等 によるシナリオの修正	10
1.3.2	暴風雪や大雪による災害	12
1.3.3	大雪に関する関係省庁等との連携	12
1.4	波浪	13
1.4.1	波浪の仕組みと災害に関する基礎知識	13
1.4.2	波浪の量的予想の概要と波浪モデルの留意点	14
1.4.3	本事例における具体的な量的予想	16
1.4.3.1	波浪の実況と発生した災害	16
1.4.3.2	北海道地方の量的予報作業	17
1.4.3.3	12月19日に かけての日本海のうねり	20
1.5	高潮	24
1.5.1	高潮の仕組みと災害に関する基礎知識	24
1.5.2	高潮の量的予想の概要と高潮モデルの留意点	25
1.5.3	本事例における具体的な量的予報	26
1.5.3.1	高潮の実況と発生した災害	26
1.5.3.2	釧路地方気象台の現地調査結果	27
1.5.3.3	釧路地方気象台の量的予報作業	28
1.6	他事例との比較	35
1.6.1	日本の東海上における急発達	35
1.6.2	中心付近の顕著な暖気核	39
1.6.3	別の発達する低気圧の存在	40
1.6.4	終わりに	41

## 第2章 メソ気象の理解から大雨の予測について ～線状降水帯発生条件の再考察～

2.1	はじめに	42
-----	------	----

2.2	大雨発生を診断するのに重要な気象要素	43
2.2.1	温度エマグラムを用いた大気状態の診断	43
2.2.2	大雨発生を診断するのに重要な気象要	45
2.3	上空の乾燥空気と上昇流の役割	48
2.3.1	上空の乾燥空気による積乱雲発達の抑制	48
2.3.2	積乱雲発達に対する断熱冷却による上空の湿潤化の影響.....	50
2.4	線状降水帯発生条件の再考察	54
2.5	線状降水帯が発生しやすい条件の 月別出現頻度と応用例	57
2.6	最後に	60

### 第3章 警報級の可能性

3.1	「警報級の可能性」の経緯と目的	61
3.2	「警報級の可能性」プロダクト	62
3.2.1	プロダクトの概要	62
3.2.2	「警報級の可能性」の[高][中] と実際に警報発表となる割合	62
3.2.3	明日までの「警報級の可能性」の判断	64
3.3	週間最大降水量ガイダンス	66
3.3.1	はじめに	66
3.3.2	ガイダンスの仕様と作成手法	66
3.3.3	統計検証	67
3.3.4	事例検証	68
3.3.5	ガイダンスの特性	70
3.4	週間最大風速ガイダンス	71
3.4.1	はじめに	71
3.4.2	週間最大風速ガイダンスの仕様と作成方法	71
3.4.3	週間最大風速ガイダンスの予測精度と利用法	72
3.4.4	週間最大風速ガイダンスの予測事例	73
3.4.5	まとめ	78
3.5	波浪アンサンブルシステムと週間波浪ガイダンス	79
3.5.1	はじめに	79
3.5.2	波浪アンサンブルシステム	79
3.5.3	週間波浪ガイダンス	84
3.5.4	おわりに	84
3.6	週間降雪量ガイダンス	85
3.6.1	はじめに	85
3.6.2	ガイダンスの仕様	85
3.6.3	ガイダンスの予測の特徴と留意点	85
3.6.4	まとめ	88
3.7	警報級の可能性ガイダンス	90

3.7.1	はじめに	90
3.7.2	作成手法	90
3.7.3	統計検証	92
3.7.4	事例検証	96
3.7.5	まとめ	99
第4章	次期予報作業支援システム上での予報作業	
4.1	予報作業支援システム	101
4.1.1	「府県天気時系列予報」及び 「警報級の可能性(明日まで)」の作成作業	102
4.1.2	「警報・注意報」及び 「警報・注意報(H27)」の作成作業	104
4.1.3	「明後日予報案」及び「警報級の可能性(明後日以降)」 の明後日案の作成作業	106
4.1.4	「週間予報案」及び「警報級の可能性(明後日以降)」 の明々後日以降の案の作成作業	107
4.1.5	人為的ミス対策	108
4.2	「警報級の可能性(明日まで)」に関する作業上の 変更点とプロダクト間の対応関係	108
4.2.1	時系列の値	108
4.2.2	「警報級の可能性(明日まで)」 プロダクトの作成	110
4.2.3	プロダクト間の対応関係	110
第5章	浸水雨量指数と浸水害警戒判定メッシュ情報	
	- 浸水害と対応の良い新たな指標 -	
5.1	浸水雨量指数	112
5.1.1	目的と計画	112
5.1.2	浸水雨量指数の計算概要	113
5.1.3	浸水害警戒判定メッシュ情報	114
5.2	浸水雨量指数の特性と予測精度	115
5.2.1	浸水雨量指数の特性と 警戒判定に関する従来との違い	115
5.2.2	浸水害警戒判定基準の統計的精度	118
5.2.3	降水予測資料を用いた指数の予測精度	119
5.3	具体的事例	120
5.4	予報作業形態と予報作業支援システム における支援機能	121
第6章	ひまわり8号RGB合成画像の基礎	
6.1	はじめに	123

6.2	ひまわり8号観測画像	1 2 3
6.2.1	ひまわり8号観測バンドの概要	1 2 3
6.2.2	ひまわり8号観測画像の特徴	1 2 5
6.2.2.1	B01(0.47 $\mu$ m)画像	1 2 5
6.2.2.2	B02(0.51 $\mu$ m)画像	1 2 6
6.2.2.3	B03(0.64 $\mu$ m)画像	1 2 6
6.2.2.4	B04(0.86 $\mu$ m)画像	1 2 6
6.2.2.5	B05(1.6 $\mu$ m)画像	1 2 7
6.2.2.6	B06(2.3 $\mu$ m)画像	1 2 7
6.2.2.7	B07(3.9 $\mu$ m)画像	1 2 7
6.2.2.8	B08(6.2 $\mu$ m)画像	1 2 8
6.2.2.9	B09(6.9 $\mu$ m)画像	1 2 8
6.2.2.10	B10(7.3 $\mu$ m)画像	1 2 9
6.2.2.11	B11(8.6 $\mu$ m)画像	1 2 9
6.2.2.12	B12(9.6 $\mu$ m)画像	1 2 9
6.2.2.13	B13(10.4 $\mu$ m)画像	1 3 0
6.2.2.14	B14(11.2 $\mu$ m)画像	1 3 0
6.2.2.15	B15(12.4 $\mu$ m)画像	1 3 0
6.2.2.16	B16(13.3 $\mu$ m)画像	1 3 1
6.3	ひまわり8号 RGB 合成画像	1 3 1
6.3.1	RGB 合成画像について	1 3 1
6.3.2	ひまわり8号 RGB 合成画像の特徴	1 3 2
6.3.2.1	True color RGB	1 3 2
6.3.2.2	Natural color RGB	1 3 2
6.3.2.3	Day microphysics RGB	1 3 3
6.3.2.4	Day convective storm RGB	1 3 3
6.3.2.5	Day Snow-Fog RGB	1 3 4
6.3.2.6	Night microphysics RGB	1 3 4
6.3.2.7	Dust RGB	1 3 5
6.3.2.8	Airmass RGB	1 3 5
6.4	おわりに	1 3 6

## 第7章 台風強度予報作業における海洋貯熱量情報の利用

	はじめに	1 3 7
7.1	海洋貯熱量とは	1 3 7
7.2	海洋貯熱量の概要・検証	1 3 8
7.2.1	海洋貯熱量の算出	1 3 8
7.2.2	海洋貯熱量の検証	1 4 0
7.3	台風発達と海洋貯熱量の関係	1 4 5
7.3.1	統計調査	1 4 5
7.3.2	海洋貯熱量、中心気圧、移動速度と台風発達の関係	1 4 5

7.3.3 事例解析	.....	150
7.3.3.1 T1330	.....	151
7.3.3.2 T1326	.....	153
7.3.3.3 T1318	.....	156
付録1 北海道地方における暴風雪に対する取り組み	.....	160
付録1.1 暴風雪の仕組みと災害に関する知識	.....	160
付録1.1.1 暴風雪による災害と気象状況の関係	.....	160
付録1.1.2 ふぶきによる視程の推定		
~ 暴風雪警報の高度化に向けた調査 ~	.....	161
付録1.2 暴風雪に関する北海道地方での取り組み	.....	163



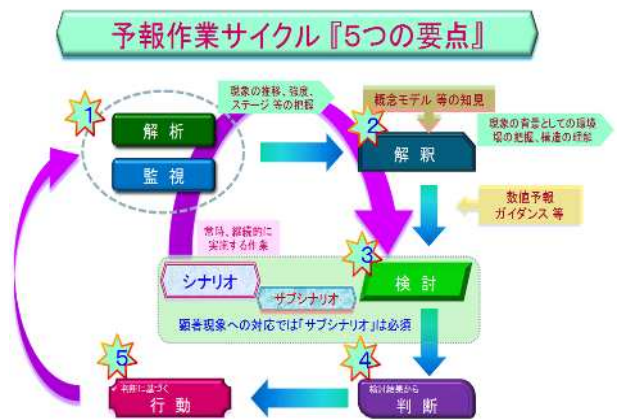
# 第1章 実例に基づいた予報作業の例

## 1.1 はじめに\*

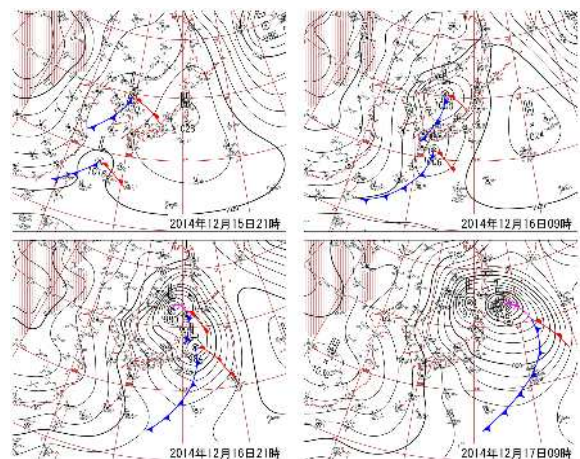
予報技術研修テキスト（以下、「研修テキスト」という）では、その時々々の予報作業環境や予報技術の変化を踏まえて、気象庁における予報業務の標準的な作業について解説を行ってきた。平成25年度研修テキストの第1章「これからの予報官に求められるもの」（村中,2014）では、予報作業サイクルの5つの要点（第1.1.1図）が示された。平成26年度研修テキストでは、予報作業サイクルの5つの要点「監視・解析」「解釈」「検討」「判断」「行動」の中の「解析・監視」に重点をあてて「現業作業における総観場の把握と局地気象解析について」（黒良・牧野,2015）として解説がなされるとともに、平成25年度研修テキスト、平成26年度研修テキストでは、大雨や大雪の実際の事例を用いて、実況監視・解釈により予報シナリオの検討・修正を行いながら必要な防災気象情報の発表を判断するという、予報作業サイクルを意識した予報作業の作業例の解説が行われた。

本章では、平成26年12月17日9時に北海道付近では平成6年2月22日以来となる中心気圧948hPaと記録的に発達した低気圧を具体的な事例（以下「本事例」という）として扱う。この低気圧は、平成26年12月15日21時に東シナ海にあり、前線を伴って急速に発達しながら北東に進み、17日9時に北海道付近で中心気圧948hPaまで発達した（第1.1.2図）。低気圧は日本の東で動きが遅くなり、日本付近は19日にかけて強い冬型の気圧配置となった。この影響で北日本から東日本で非常に強い風が吹き、根室市納沙布では統計開始以来の極値となる最大風速30.7m/sの猛烈な風を観測し、海上は大しけとなった。北海道太平洋側東部では高潮により床上浸水や道路冠水等の被害が発生した。また、北日本から東日本にかけて大雪による集落の孤立や、暴風雪や大雪、高波による交通機関への影響があった。

本事例は総観規模の現象であり、平成25年度研修テキストや平成26年度研修テキストで扱ったような、実況監視により随時予報シナリオを修正していかないと対応が困難な事例とは異なり、次項で示すように、早い段階から数値予報等で予想ができていた事例である。一方、本事例では、暴風雪、大雪、高潮、高波を伴う災害が発生しており、特に経験の浅い予報担当者にとって、予報作業に資する基礎的な知識や知見を学習するのに適した現象といえる。



第1.1.1図 予報作業サイクル『5つの要点』



第1.1.2図 地上天気図

\*竹田 康生（気象庁予報部予報課）

本章では、平成 25 年度研修テキストや平成 26 年度研修テキストでは大きく取り上げていない、予報作業サイクルの 5 つの要点のうち「解釈」や「検討」に重点を置いた解説を行う。具体的には、暴風雪、大雪、高潮、高波という現象の解釈に必要な、気象、海象に関する科学的知見、防災に関する知見、高潮モデルや波浪モデルを含む数値予報資料の留意点を整理し、量的予報に必要な基礎的な知識及び災害についての知識を身に付けられるような構成としている。

また、最近の動向として、平成 27 年 1 月 20 日に国土交通省が「新たなステージに対応した防災・減災のあり方」（国土交通省,2015）を公表した。これを受けて、平成 27 年 7 月 29 日に交通政策審議会気象分科会で「「新たなステージ」に対応した防災気象情報と観測・予測技術のあり方」（以下、「気象分科会提言」という）（気象庁,2015）がとりまとめられた。予報作業では、このような気象業務を取り巻く枠組みの変化にも留意する必要がある。

なお、本事例は、冬の北日本中心の現象であるが、暴風（雪）、高波、高潮、大雨（雪）の複合的な要因による災害は全国どこでも発生可能性がある。このため、台風や発達した温帯低気圧に伴う暴風（雪）、高波、高潮、大雨（雪）の複合的な要因で発生する災害に関する、現象の解釈、防災気象情報の発表のタイミングや内容、災害発生後の現地調査等の対応など、北日本以外の地域でも参考となることが多いと思われる。また、今後ますます重要となってくる、部外機関との防災に関する知見の共有や部外機関の知見の活用についても、大雪については国土交通省や農林水産省との連携、暴風雪については札幌管区气象台と北海道開発局、北海道、（国立研究開発法人）土木研究所 寒地土木研究所（以下「寒地土木研究所」とする）との連携についての紹介を 1.3 節で示しており、参考としていただきたい。

## 参考文献

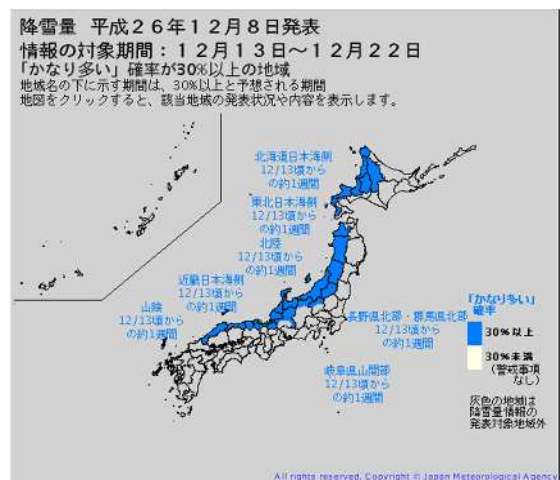
黒良龍太，牧野 眞一，2015：現業作業における総観場の把握と局地気象解析について．平成 26 年度予報技術研修テキスト，気象庁予報部，39-64．

（<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/yohkens/20/chapter2.pdf>）

村中明，2014：これからの予報官に求められるもの．平成 25 年度予報技術研修テキスト，気象庁予報部，1-9．（<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/yohkens/19/chapter1.pdf>）

### 1.2 防災気象情報の発表状況\*

本事例で気象庁は、平成 26 年 12 月 8 日の異常天候早期警戒情報で北日本から西日本の日本海側で 12 月 13 日からの約 1 週間の降雪量が「かなり多い」確率が 30%以上と発表した（第 1.2.1 図）。また、12 月 13 日夕方の北海道地方気象情報の発表から始めて、実際に顕著現象が発生し、終息する 19 日までの期間、全国予報中枢官署（本庁）、地方予報中枢官署、府県予報区担当官署それぞれがきめ細かな防災対応を行った。本節では、これら本事例における防災気象情報の発表状況について解説する。



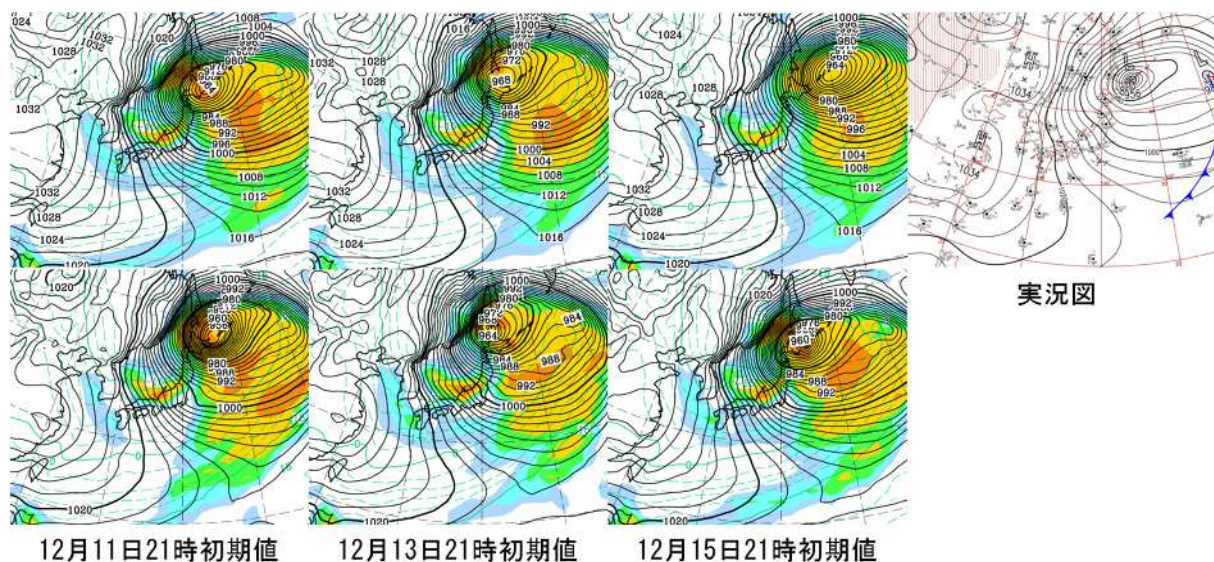
第 1.2.1 図 12 月 8 日発表の降雪量が「かなり多い」確率が 30 パーセント以上の地域

\*竹田 康生（気象庁予報部予報課）

### 1.2.1 週間予報（数日前からの呼びかけ）

第1.2.2図は6日前（11日21時初期値）、4日前（13日21時初期値）、2日前（15日21時初期値）に12月17日21時を予想した週間アンサンブルとGSMと12月17日21時の地上天気図である。これを見ると、アンサンブル平均では6日前から安定して北海道近傍で低気圧を予想しており、中心気圧も低いことから発達する可能性が高いことを示していた。また、GSMでも6日前から北海道付近にかなり発達した低気圧が安定して予想されており、早い段階から大荒れの天気となる確度が高まっていた。

気象庁本庁は、12月14日夕方に「発達する低気圧に関する全般気象情報 第1号」を発表し、16日に低気圧が急速に発達すること、18日にかけて冬型の気圧配置が強まることから、北日本を中心に大荒れとなり、日本海側の地方を中心に大雪となるおそれがあるため、暴風や高波及び大雪に対する警戒を呼びかけた。札幌管区気象台では、気象庁本庁の対応よりも早い、13日夕方に「発達する低気圧に関する北海道地方気象情報 第1号」を発表し、16日から18日にかけて急速に発達する低気圧の影響で、北海道地方が大荒れの天気となるため、猛ふぶきや大雪による交通障害、暴風、高波に警戒するように呼びかけた。



### 1.2.2 短期予報（2日程度前からの呼びかけ）

気象庁は、通常、顕著現象が発生する2日程度前から、全般気象情報、地方気象情報、府県気象情報（以下、これらをまとめて「気象情報」という）や、警報や注意報を用いて、防災に関する呼びかけを行う。気象情報には、24時間から2～3日先に災害に結びつくような激しい現象が発生する可能性のあるときに、警報や注意報に先立って現象を予告し注意を呼びかける予告的気象情報と、警報や注意報の発表中に、現象の経過、予想、防災上の留意点等を解説する、警報・注意報を補完する気象情報がある。

本事例では、気象庁本庁は、12月14日夕方の「発達する低気圧に関する全般気象情報 第1号」を引き継ぐ形で、15日夕方に予告的気象情報として、「暴風雪と高波に関する全般気象情報 第2号」を発表した。この全般気象情報では急速に発達する低気圧の影響で全国的に風が強まり、海上は大しけとなることから、暴風や暴風雪、高波に対する厳重な警戒と、湿った大雪やなだれ、着雪への注意を呼びかけた。地方予報中枢官署や府県予報区担当官署でも、それぞれの担当地域に対して同様の呼びかけを行った。暴風雪に関しては、札幌管区気象台は、16日5時25分の「暴風雪と高波及び大雪に関する北海道地方気象情報 第5号」で、防災事項として、「見通しのまったくきかない猛ふぶきや吹きだまり、大雪により、車の運転が困

難になるなど交通機関に大きな影響がでるおそれがあります。」と想定される状況を具体的にわかりやすく記述することで、現象に対する危機感と重大性を伝えた。

また、札幌管区気象台では、17日は北海道地方の広い範囲で暴風雪が見込まれるなど、警報基準をはるかに超える現象の発現も想定されることから、15日と16日の2回にわたり、防災機関や報道機関を対象にした「暴風雪に関する説明会」を開催した。この中では、見通しがまったくきかない猛ふぶきによって車の運転が困難になるなどの交通障害、高波・高潮により沿岸施設の被害や低い土地の浸水、大雪によってなだれや農業施設への被害への厳重な警戒を呼びかけた。特に17日の暴風雪に対しては、気象情報に「数年に一度の猛ふぶきとなるおそれがあります。外出は控えてください。」のキーワードを用いて、気象台のより一層の危機感を伝える呼びかけを行うことも想定していることを説明した。このキーワードを使った気象情報発表に関する経緯や札幌管区気象台における関係機関との事前の連携については、第1.3節に記述する。

気象庁では、警報・注意報を発表する際、防災機関や地域住民への伝達・周知及び防災対策に要する時間を考慮し、適切なリードタイムをとって発表するよう努めている。短時間強雨に関する大雨警報・注意報及び洪水警報・注意報は2～3時間、その他の警報及び注意報は3～6時間を標準のリードタイムとして、全国で運用している。

高潮の被害があった根室地方を担当する釧路地方気象台では、16日夕方からの強風や高波、16日夜の高潮を見込み、16日11時37分に強風、波浪、高潮注意報を発表した。この中で、16日夜遅くまでに暴風雪警報や波浪警報、17日未明までに高潮警報に切り替える可能性があることについて言及した。

16日16時26分には、16日夜遅くからの暴風や暴風雪、大しけの発現確度が高まってきたため、暴風、暴風雪、波浪警報を発表し、警戒を呼びかけた。また、16日20時30分には17日未明からの高潮の発現確度が高まり、高潮警報の発表を行った。

網走地方気象台では、16日18時20分に暴風雪警報を発表して17日未明からの現象に対する警戒を呼びかけた。さらに17日昼前から暴風雪が強まり、より一層の厳重な警戒が必要となる予想の確度が高まったため、17日6時34分には、「暴風雪と高波及び大雪に関する網走・北見・紋別地方気象情報」（第1.2.3図）を「数年に一度の猛ふぶきとなるおそれがあります。外出は控えてください。」のキーワードを用いた本文を省略した見出しのみの短文の気象情報として発表し、厳重な警戒を呼びかけた。

ワケジ ヨル 1 アシ

暴風雪と高波及び大雪に関する網走・北見・紋別地方気象情報 第7号  
平成26年12月17日06時34分 網走地方気象台発表

（見出し）

網走・北見・紋別地方では、17日昼前から数年に一度の猛ふぶきとなるおそれがあります。外出は控えてください。

（本文）

なし。

第1.2.3図 網走地方気象台が発表したキーワードを用いた短文の情報

### 1.3 暴風雪・大雪\*

#### 1.3.1 本事例における具体的な量的予想

##### 1.3.1.1 12月16日昼までの予報作業

16日未明の中央気象指示報では、「東シナ海の低気圧は上層のトラフと結びついて本州南岸を急速に発達しながら進む。17日は本州南岸を進んだ低気圧は、三陸沖を北上し北海道付近で中心気圧950hPa前後まで発達する。特に17日は、北日本は沿岸を中心に30m/s以上の猛烈な風が吹き、海は猛烈にしける。暴風雪、高波に厳重に警戒が必要」と指摘していた。

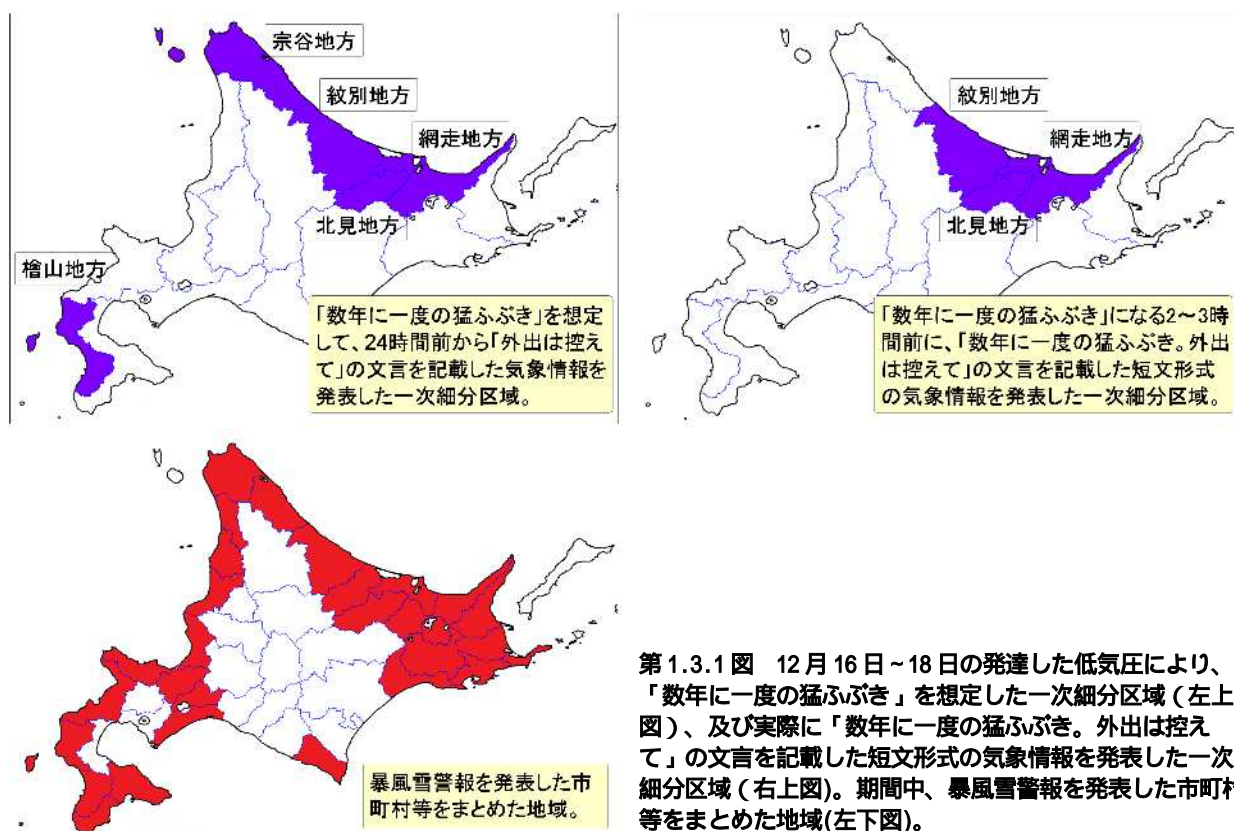
札幌管区气象台では16日朝の予報会報で以下の点について確認し、16日午前のテレビ会議システムを用いた予報打合せで、府県予報担当官署とも共有した。

- ・ 17日～18日の低気圧の動向には、モデル間あるいは初期値毎にやや違いが見られる
- ・ 現象ピークにかけての気象シナリオや量的予想について、初期値毎の多少の変化があったとしても、想定される予測誤差の範囲内であれば過度な変更は行わず対応することが重要

16日朝のシナリオで、「数年に一度の猛ふぶき。外出は控えてください。」のキーワードに相当する気象状況となるのは、

- ・ 17日昼前からオホーツク海側（網走・北見・紋別地方）と日本海側北部（宗谷地方）
- ・ 17日夜のはじめ頃から日本海側南部（檜山地方）

と予想された。16日昼前の時点で、網走・北見・紋別地方及び宗谷地方でキーワードに相当する気象状況となる24時間以内に入ったことから、北海道地方気象情報、網走・北見・紋別地方気象情報、宗谷地方気象情報で「外出は控えてください」のキーワードの記載を始めた（第1.3.1図）。



第1.3.1図 12月16日～18日の発達した低気圧により、「数年に一度の猛ふぶき」を想定した一次細分区域（左上図）、及び実際に「数年に一度の猛ふぶき。外出は控えて」の文言を記載した短文形式の気象情報を発表した一次細分区域（右上図）。期間中、暴風雪警報を発表した市町村等をまとめた地域（左下図）。

\*大山 哲男（札幌管区气象台気象防災部予報課）、竹田 康生（気象庁予報部予報課）

### 1.3.1.2 12月16日午後における現象の予想

16日午後の中央気象指示報では、実況上の着目点として、日本海の低気圧は雲域のバルジが急に明瞭となり急発達を示唆していること、西日本や東日本の地上気圧の低下が大きく、本州南岸の低気圧は、急速に中心気圧を下げていることを指摘している。主要じょう乱の予想根拠と解説上の留意点では、500hPaの5100m付近のトラフは日本海北部でカットオフし、日本海の低気圧はこれに対応して急速に発達したあと、カットオフロー直下となり不明瞭化すること、一方、本州南岸の低気圧は500hPaの5100m付近のトラフがさらに釧路沖でカットオフしたものに对应して、急速に発達しながら北海道付近で中心気圧948hPa前後まで発達することが示された。

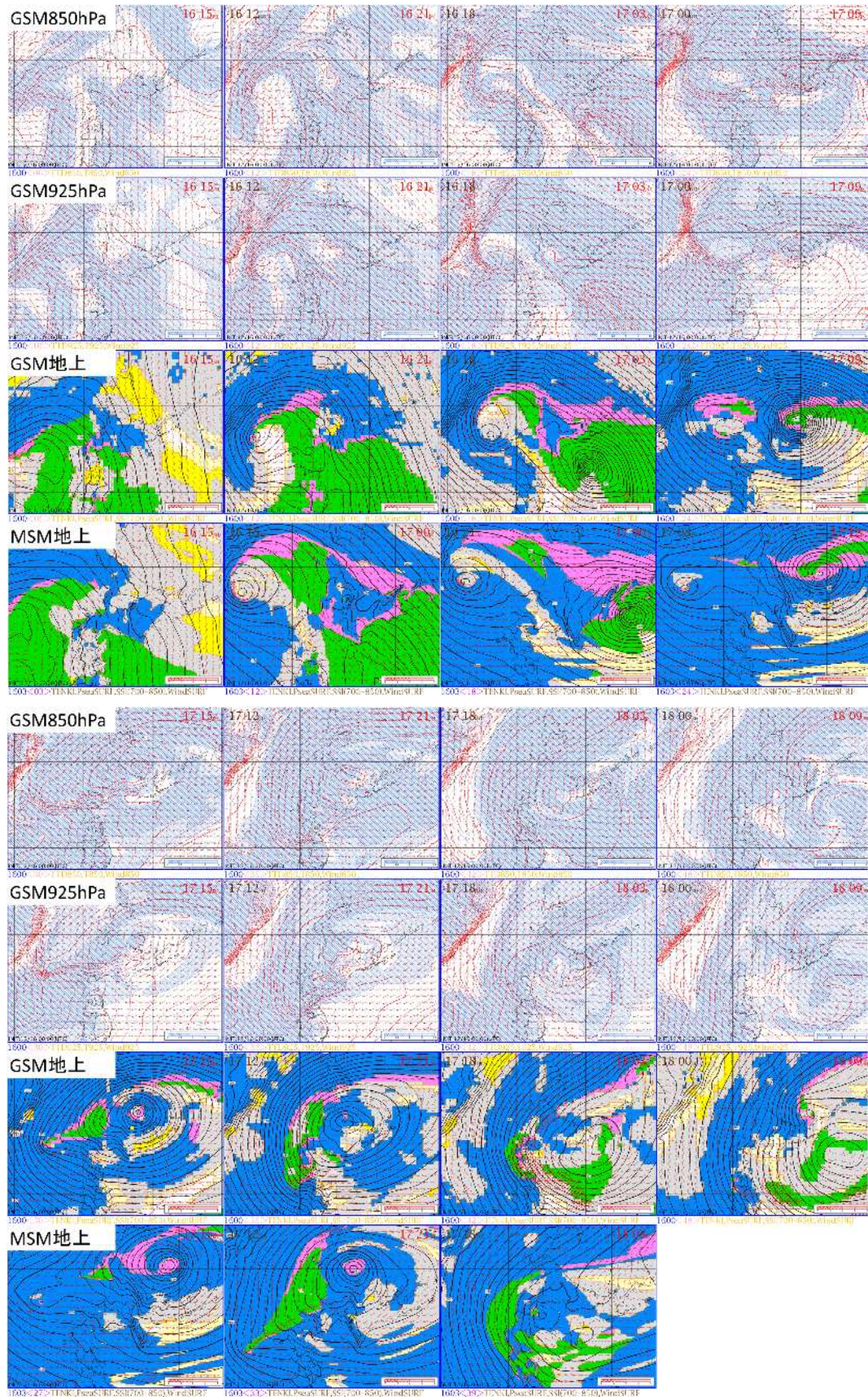
札幌管区气象台では、中央気象指示報を受けて、地方予報区の気象状況について検討した。

- ・ GSMでは、500hPaの5100mのトラフ付近には対流圏界面の大きな降下がみられ、成層圏下部の渦位正偏差の接近による上昇流励起がある
- ・ 850hPaでは関東沖から北海道南東海上にかけて相当温位309K以上の暖湿気が80~90ktで流入する
- ・ 上記により、本州南岸を進む低気圧が16日21時に関東沖で980hPa、17日09時には網走付近で944hPaと急速に発達する予想となっている
- ・ その後、低気圧は18日朝にかけて勢力を維持して、オホーツク海から太平洋に向かって北海道をゆっくり南下する
- ・ 予想どおり低気圧が発達すると、網走の日最低海面気圧は、1890年の統計開始以来の極値になるおそれがある

MSMとGSMを比較すると、低気圧の最盛期である17日朝の中心気圧予想はGSMが944hPaとMSMより6hPa深い(第1.3.2図)。その後18日朝にかけて南下するときの進路にも違いが見られた。このような検討から、本事例は、北海道付近での低気圧としては例を見ないほど発達し、発達したままで北海道付近に停滞するというあまり例のない事象となるおそれが強い。このため、低気圧周辺での暴風雪の風速や領域、及び高潮の量的予想が重要となる。16日午後の時点では比較的安定した予想のGSMを基本に、初期値毎の低気圧の予想の変化を注視するとともに、地上解析や衛星画像から実況との対比を逐次行い、目先6時間程度の必要な修正を施すこととし、具体的な気象シナリオを以下のとおり組み立てた。

16日夕方から17日朝にかけては、第1.3.2図にあるように、北海道付近は、低気圧が日本海北部と根室海峡付近で急速に発達し、850hPaでは0~-3の暖湿気が南東から50~90ktで流入するため降水が強まる。内陸では府県の予報技術マニュアル(第1.3.3図)による大雪警報の目安を超過する。850hPaの気温から沿岸部では雨主体で大雨注意報基準を超過する雨量が想定されるが、925hPaは風が弱く内陸では0の冷気塊の滞留が予想されており、大雪警報の可能性に留意した。また、陸上では16日夕方から非常に強い東風が吹きはじめ、16日夜遅くには日本海側や太平洋側東部で、17日未明には太平洋側西部やオホーツク海側でも雪が降り始めるため北海道全域で暴風雪となり、17日明け方からは風向が西風が変わって暴風雪が続くと見込んだ。

17日昼前から18日朝については、第1.3.2図にあるように、北海道付近を北上する低気圧が17日昼前に網走沖で発達のピークを迎えて動きが遅くなった後、18日朝にかけて根室南東海上へゆっくりと南下する。日本海北部の低気圧は17日昼頃に不明瞭となり、網走沖の低気圧から西にのびる気圧の谷となる。これら低気圧と気圧の谷の北側は850hPaでは気温-6以下の風速70ktの北から北東風による寒気移流場、925hPaでも気温-1以下の風速60ktの北から北東風による寒気移流場を形成し、オホーツク海側と日本海側北部は17日昼前から、日本海側南部は17日夜のはじめ頃から低気圧後面の強い寒気移流場に入る。この



第 1.3.2 図 12月16日00UTC初期値のGSMの850hPa、925hPa、地上と16日03UTC初期値のMSMの地上の予想

## 適用条件と予報発表時の防災時系列修正

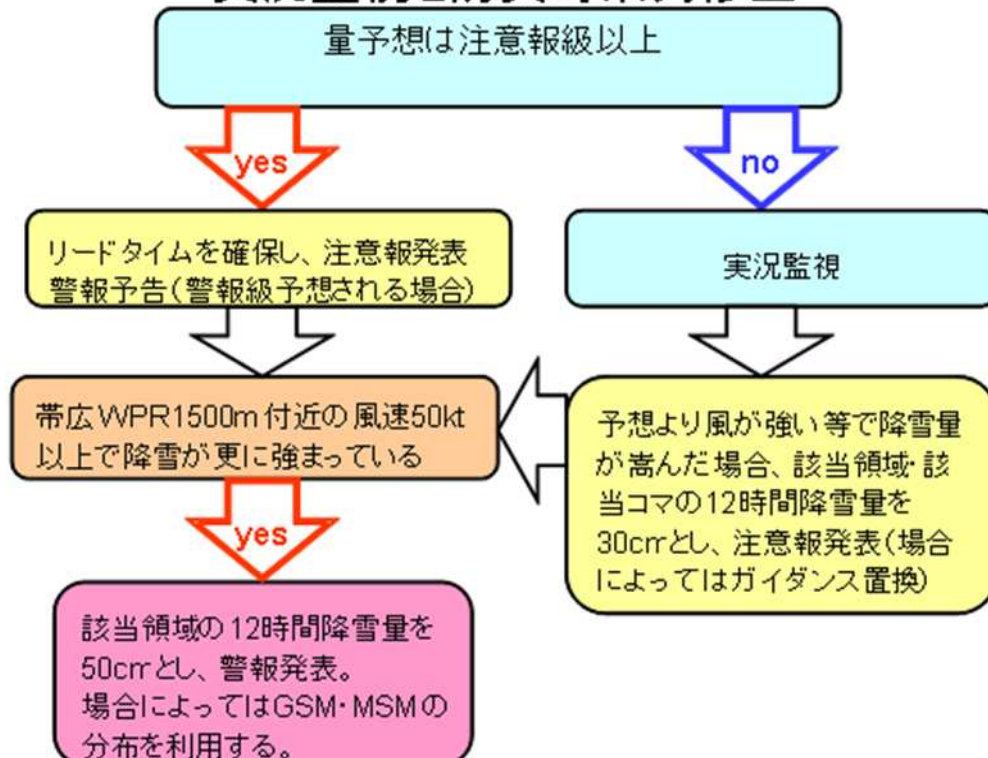
### 【適用条件】

- ・北海道付近を通過する低気圧  
(特に南岸低気圧・二つ玉低気圧は警報級の可能性あり)
- ① 850hPa 北西～南風 30kt程度以上 湿数3以下
- ② 700hPa 湿数3以下
- ③ 6時間(2コマ)以上①、②の条件が持続

- GSM・MSMガイダンス置換(適用条件により以下の修正を行う)
- ・850hPaの卓越風向・風速ピーク時の風向により基本パターンを決定。該当領域12時間降雪量の該当コマを0cmに置換(3時間降雪量10cm)。
  - ・850hPa 60kt程度の予想がある場合は、該当領域2時間降雪量の該当コマを50cm(3時間降雪量15センチ)とする。

(a)NW-N	(b)NE	(c)ENE	(d)E	(e)SE
310～15°	15～50°	50～80°	80～110°	110～180°

## 実況監視と防災時系列修正



第1.3.3図 十勝地方の大雪「防災時系列修正手法」

寒気と低気圧中心付近の暖気の間で空気密度差が生じ、気圧傾度が大きくなることで、内陸でも20m/s以上の暴風となり、「数年に一度の猛ふぶき」となるおそれがあった。





### 1.3.1.3 12月16日夕方以降の実況等によるシナリオの修正

本事例の場合、顕著現象は低気圧の発達によってもたらされるため、低気圧の動向の監視が重要である。低気圧の発達には地上解析や衛星画像で監視できる。

16日午後の量的予想では、網走・北見・紋別地方と宗谷地方で「数年に一度の猛ふぶき」の条件を満たすのが17日昼前からのシナリオとなっており、現象発現の2~3時間前にあたる17日朝には「数年に一度の猛ふぶき。外出は控えてください。」のキーワードを用いた気象情報の発表の検討を行う必要がある。17日06時の地上解析では、本州南岸から三陸沖を北上した低気圧は根室半島の南にあって中心気圧956hPaと発達過程にあり、日本海北部の低気圧は中心気圧974hPaと最盛期を迎えていた。17日06時までの実況の最大風速は、根室市納沙布で東30.7m/s(17日04:51)を観測し、GSMガイダンスと同程度となった(第1.3.2表)。16日12UTC初期値のGSMと16日15UTC初期値のMSMによる18日にかけての低気圧の予想を比較すると(第1.3.5図)、中心気圧はGSMが引き続きMSMより6hPa程の深まりを表現していた一方で、中心位置は両モデル間で違いは小さくなった。このため、地上風は実況と整合しているGSMガイダンスを採用することを地方予報中枢官署と府県予報区担当官署で共有した。網走・北見・紋別地方では17日昼前から内陸で20m/s、海岸で25m/sの最大風が予想され、925hPa・850hPaでも50kt以上の強風が持続することから、網走地方気象台は「数年に一度の猛ふぶき。外出は控えてください。」のキーワードを用いた府県気象情報を17日朝に発表することとした。

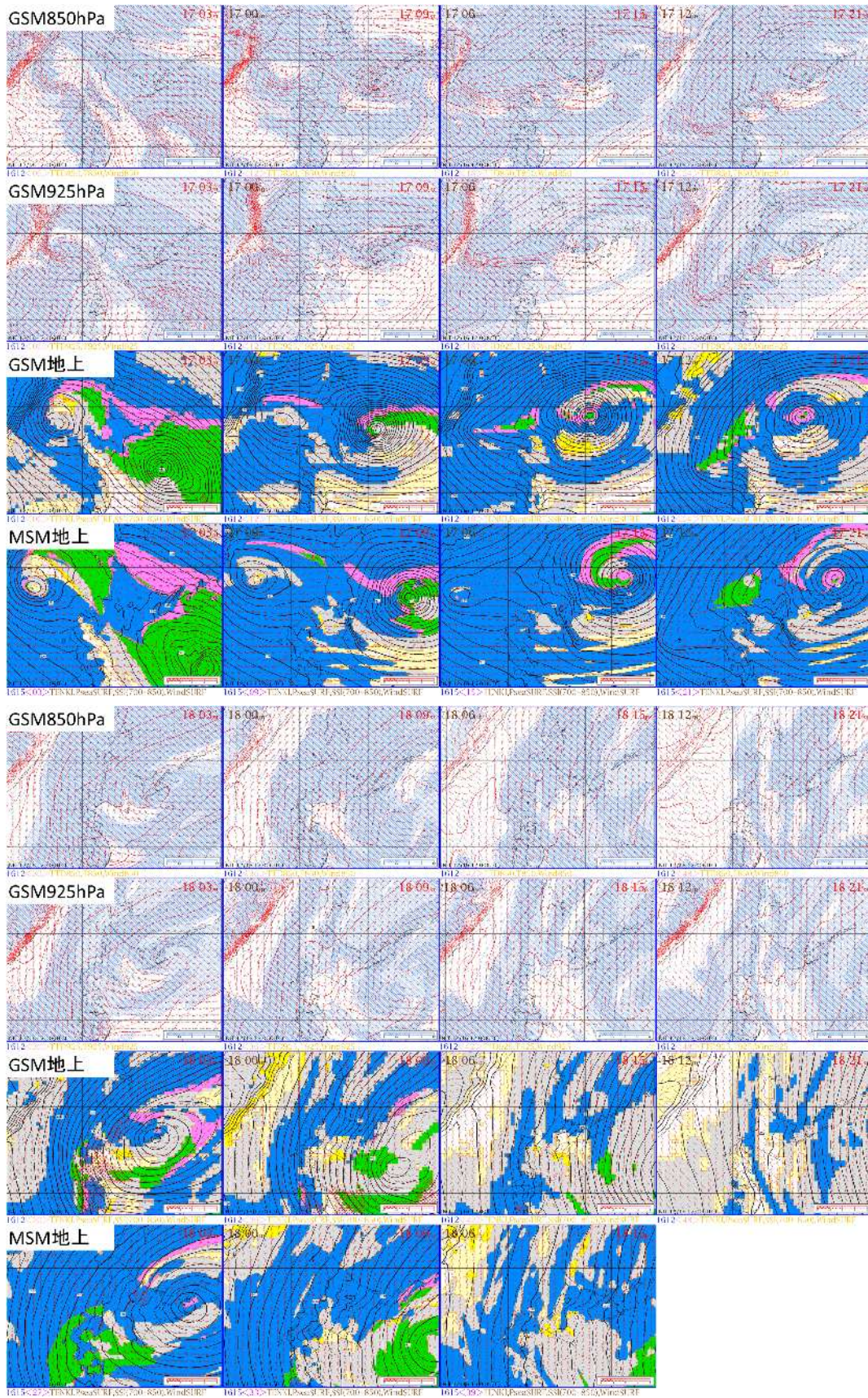
一方、宗谷地方では、17日夕方をピークに、低気圧の知床沖から北への北上傾向がなくなって、宗谷地方から遠ざかる予想に変わり(第1.3.5図)、最大風ガイダンスの値も全体に低下したことから、稚内地方気象台では17日朝でのキーワードを用いた府県気象情報の発表は見送った。

また、檜山地方では、17日明け方の府県気象情報までは、17日夜のはじめ頃からの最大風速の一層の強まりを想定して「外出は控えてください」のキーワードを記載していた。しかし、日本海北部の低気圧から変わった気圧の谷後面の最大風速に当初の予想ほどの強まりが見られなくなったことから、「数年に一度の猛ふぶき。外出は控えてください。」のキーワードを用いた府県気象情報発表の条件を満たす可能性は低くなったと判断し、函館地方気象台は17日昼前の府県気象情報からは「外出は控えてください」の記載を取り止めた。

第1.3.2表 根室市納沙布の3時間毎の最大風速とGSM最大風ガイダンスの予想

JST	16					17								
	9-12	12-15	15-18	18-21	21-00	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-00	
最大風 観測	SSE	SE	ESE	ESE	ESE	E	E	ENE	W	WSW	WSW	WSW	WSW	
	5.2	5.9	10.7	14.3	18.7	23.9	30.6	28.5	18.8	15.9	14.5	13.6	13	
16日 00UTC	SSE	SE	ESE	ESE	ESE	E	E	SE	SW	SW	SW	SW	SSW	
	6	7.4	11	17	18.3	22	30	15.7	15.8	11.3	9.3	8.8	6.8	
16日 06UTC			ESE	ESE	E	E	E	SSW	SW	SW	SW	SW	SW	
			11	16.3	16.8	23.3	30.7	14.7	16.4	13.6	10.9	9.6	7	
16日 12UTC					ESE	E	E	E	SW	SW	SW	SW	SW	
					17.4	23.6	32	23.6	18.2	16.6	12.2	10.5	9.3	

表中1段目の「最大風観測」は、当該期間の10分値の最大を示している。このため、17日3時から6時の最大風は4時50分の30.6m/sとなっている。この期間の納沙布の最大風は本文にあるように30.7m/s。  
2段目から4段目までは、それぞれ16日00UTC、06UTC、12UTC初期値のGSMガイダンスの予想。



第 1.3.5 図 12月16日12UTC初期値のGSMの850hPa、925hPa、地上と16日15UTC初期値のMSMの地上の予想

### 1.3.2 暴風雪や大雪による災害

本事例による北海道内の主な被害は、次のとおりであった。十勝地方の幕別町では大雪により倉庫が倒壊し1名が死亡した。暴風雪に関しては国道3路線、道道17路線で通行止めとなるなどの交通障害があり、網走地方の斜里町ウトロでは通行止めのため宿泊客が一時足止めとなった。また、北見地方の北見市では国道39号線で車が立ち往生し、1名が低体温症で軽症となった。

本事例では大雪により1名の人命が失われているので決して被害が少ないとは言えないが、暴風雪に関しては、北海道付近で低気圧が記録的に発達したにもかかわらず、人的被害は軽症者1名であった。このことから、北海道地方において実施した関係機関との取り組みが奏功し、暴風雪による災害の軽減に寄与することができたと考えられる。

- ・ 北海道開発局・北海道・寒地土木研究所と連携した周知啓発（北海道，北海道開発局，（独）土木研究所 寒地土木研究所，札幌管区气象台，2014）
- ・ 防災機関や報道機関を対象とする「暴風雪に関する説明会」の開催
- ・ 予報精度も考慮した適切な暴風雪警報の発表
- ・ 「数年に一度の猛ふぶき」を想定して24時間前に「外出は控えて」のキーワードを記載した気象情報の発表
- ・ 「数年に一度の猛ふぶき」になる2~3時間前に「数年に一度の猛ふぶき。外出は控えて」のキーワードを記載した気象情報の発表

### 1.3.3 大雪に関する関係省庁等との連携\*

平成26年2月14日から15日にかけて、関東甲信地方や東北地方の広い範囲で大雪となるなど、平成25年から26年にかけて大雪や暴風雪に伴う大きな被害が発生した。これらの災害を受けて、関係省庁や関係機関と気象庁とが連携したさまざまな取り組みが進められてきている。ここでは、これらの連携した取り組みについて、主な内容を紹介する。

平成26年2月の大雪では、パイプハウスやビニールハウスの倒壊など、農業用施設の被害が発生した。パイプハウスの耐雪荷重は概ね20kg/m<sup>2</sup>であり、雪水比が0.5程度の湿った雪の場合は降雪量10センチに相当する。農林水産省と気象庁とで協議し、耐雪荷重を超えるような降雪や降雪後の降雨が予想される場合に、府県気象情報等で、「ビニールハウスは倒壊のおそれがあるため、注意してください」といった記述を行い、ビニールハウス等農業施設における大雪被害に対する注意を呼びかけることとした。

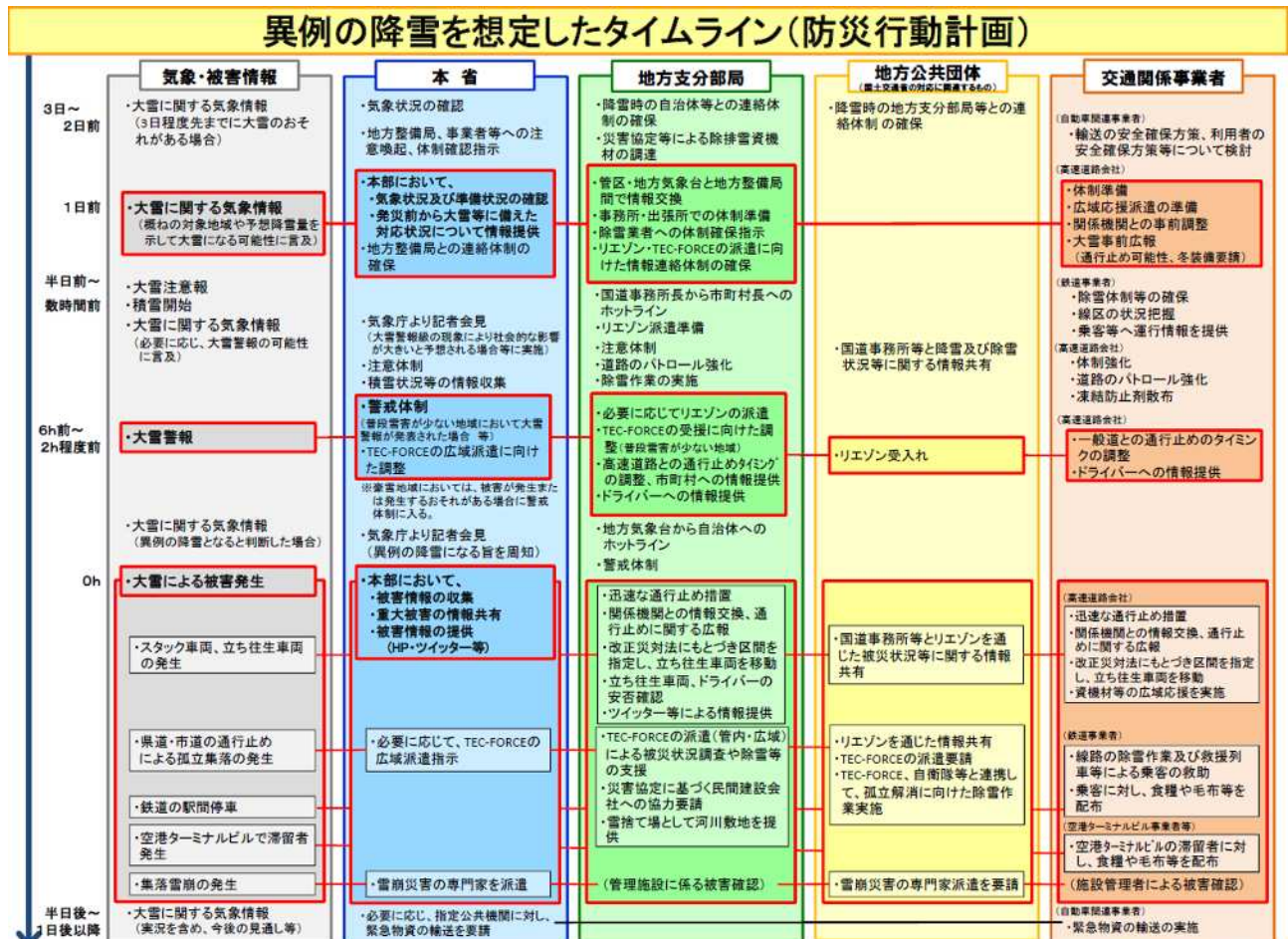
平成26年2月の大雪により、各地で建築物の被害が発生したことから、気象庁は国土交通省住宅局と連携し、大雪警報相当規模の降雪が見込まれ、かつ、大雪後の降雨により積雪の重さが一層増す場合等、概ね「建築基準法に定める積雪荷重」に相当する重量分を超えることが予想される場合に、府県気象情報等で「カーポートなどの簡易な建築物や老朽化している建築物などは倒壊のおそれがあるため、近寄らないよう注意してください」といった記述を行うこととした。

平成26年12月5日を中心に、普段ほとんど雪の少ない四国地方において異例のまとまった降雪があった。これにより、幹線道路で立ち往生車両による交通障害が発生するとともに、多数の孤立集落が発生するなど、大きな被害や社会的影響が生じた。このように、雪の少ない地域では雪に対する経験や備えが十分ではないため、少量の積雪でも大きな被害や混乱が生じるほか、普段から降雪の多い地域においても、記録的な降雪等により大きな被害が発生するおそれがある。異例の降雪にあらかじめ備えるため、平成26年12月

---

\*立原 秀一（気象庁予報部予報課気象防災推進室）

から 27 年 5 月にかけて、国土交通大臣を本部長とする「異例の降雪に対する国土交通省対策本部」が常設され、異例の降雪を想定したタイムライン（防災行動計画）（第 1.3.6 図）を策定し、大雪による災害が見込まれるよりも 2～3 日前からの、国土交通省本省をはじめとする関係機関や交通関係事業者の行動計画について取りまとめられた。異例の降雪を想定したタイムライン（防災行動計画）には、それぞれの機関の行動の基点として、気象情報や被害情報があり、気象庁の「大雪に関する気象情報」「大雪警報」等が位置づけられている。



第 1.3.6 図 異例の降雪を想定したタイムライン（防災行動計画）

国土交通省ホームページ (<http://www.mlit.go.jp/common/001064323.pdf>) から引用

## 1.4 波浪

### 1.4.1 波浪の仕組みと災害に関する基礎知識\*

波浪予報を行ううえで波浪についてその特性を知っておくことは極めて重要である。加えて、災害がもたらされるような状況下において、その予報が誰に向けて、何を伝えようとしているのかを理解しておくことはさらに重要である。ここでは、波浪の仕組みや災害について解説するとともに、波浪に関する予報作業を行ううえでの着目点について述べる。

海上で見られる波のうち、海上を吹く風によって発生・発達中の波を風浪と呼ぶ。風浪が伝播する過程で風向変化や風速低下等により発達がなくなった後に残される波をうねりと呼ぶ。風浪は個々の波の形状が

\*羽田 純（気象庁予報部予報課）、米田 宗平（気象庁地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室）

不規則で尖っているが、うねりの形状は規則的で丸みを帯び、同じ波高の風浪よりも波長や周期が長いのが特徴である。なお、実際の海面では風浪とうねりは混在していることが多く、これら風浪とうねりを総称して「波浪」と呼んでいる。

実際の海面の波は、個々の高さや形、方向が様々で、非常に複雑である。そこで、波の状態を表すために有義波（3分の1最大波とも呼ばれている）という概念が用いられる。これは、ある地点で一定の時間に現れるすべての波のうち、高いほうから数えて3分の1の個数の波を選び、それらの波高や周期を平均した統計量で、それぞれ有義波高、有義波周期とも呼ぶ。経験的に熟練者の目視による波の観測値に一致するといわれており、気象庁が行う天気予報で用いる波の高さは有義波高である。ここで注意したいのは、有義波は統計量であり最大の波ではないことである。統計学的には100回に1回は有義波高の約1.6倍の高さの波が、1000回に1回は有義波高の約2倍の高さの波が来る可能性も含まれているということである。つまり、実際の波には有義波高よりも高い波が含まれることに留意する必要がある。

風浪は海上を吹く風からエネルギーを受け取り発達する波である。風浪は、風速が強く、風の吹き続ける時間（吹続時間）が長く、風の吹き渡る距離（吹送距離）が長いほど発達して高い波となる。風浪が風の弱い海域に進むと、波のエネルギーが減衰しながら伝播するうねりとなる。風浪が変化したうねりは、基となる風浪の波高が高ければより大きなうねりとして遠くまで伝播する。波は波長の2分の1の水深よりも浅い海域に進むと海底の地形の影響を受け始める（浅水変形）。うねりは同じ波高の風浪よりも波長や周期が長く、地形の影響を受けやすいため海岸付近では浅水変形を起こしやすく、急に波が高くなる場合がある。このため、沖合の波が比較的穏やかな日でもうねりによって海岸や防波堤にいる人が高波にさらわれることや、海水浴等の海岸付近でのレジャー中の事故、防波堤など海岸構造物の破壊などが起きる場合がある。日本の南方にある台風が太平洋高気圧に進路を阻まれて日本のはるか南海上をゆっくり北上する場合、うねりが台風自身よりもかなり早く沿岸に到達することがある。このような場合には、風が弱く天気が良くても高波が押し寄せることがあるので特に注意する必要がある。

また、多方向から波が伝播してくる状況では、海面状態が複雑となり船舶に不規則な動揺を与えやすく、航行に支障が生じることがある。このような海域では、複数の波が集中・衝突し波の先端がピラミッドのように三角形に切り立ったひときわ高い波となる「三角波」のような、有義波高に比べ特に高い「一発大波」の被害を船舶が受ける可能性があり、注意が必要である。現在、海洋気象情報室では、多方向からの波が存在し複雑な海面状態となり、船舶が航行するうえで危険となる海域の情報について提供する計画を進めている。この情報についての詳細は「波浪スペクトルを活用した波浪情報の高度化について」（高野，2014）を参照されたい。

風浪とうねりについては平成23年度研修テキストの4.1.5節（高野，2012）にも説明があるので、そちらも併せて読んでいただければと思う。

#### 1.4.2 波浪の量的予想の概要と波浪モデルの留意点\*

波浪が発達するには強い風が必要であるが、それだけでは不十分である。波浪は風が吹き始めてすぐには高くなり、発達するには十分な吹続時間と、風からエネルギーを受け取り続けるための吹送距離も必要である。

波高 $H$ 、吹送距離 $F$ 、吹続時間 $t$ 、風速 $U$ としたとき、これらは

---

\*羽田 純（気象庁予報部予報課）、米田 宗平（気象庁地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室）

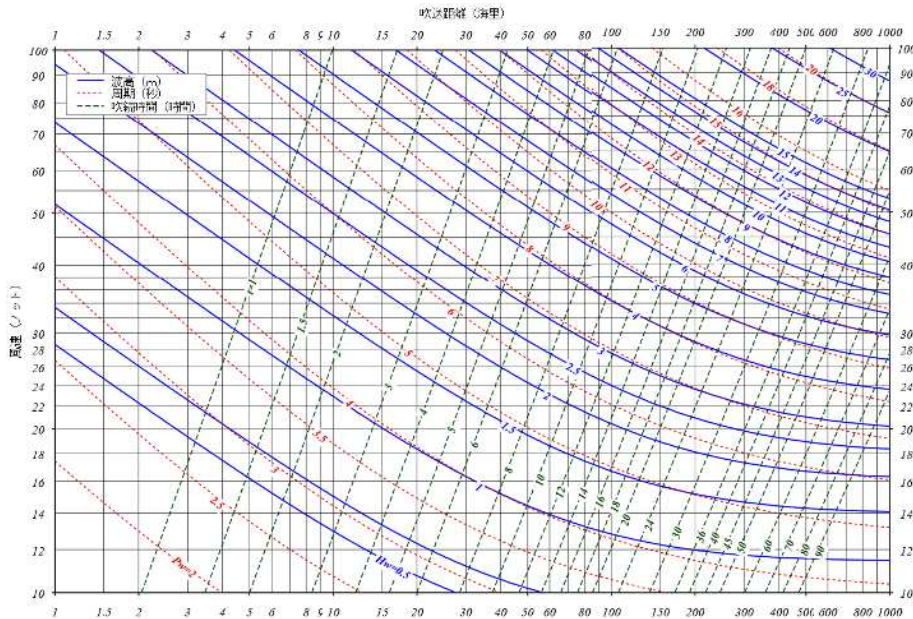
$$\frac{gH}{U^2} = f_1 \left( \frac{gF}{U^2} \right) = f_2 \left( \frac{gt}{U} \right)$$

という関係を満たし、Bretschneider は

$$\frac{gH}{U^2} = 0.283 \tanh \left\{ 0.0125 \left( \frac{gF}{U^2} \right)^{0.42} \right\}$$

と表現している。この詳しい説明については、測候時報第 78 巻の「有義波法による波浪推算 - 現業での利用を目的として -」（高野，2011）を参照されたい。

この式に風速などの値を代入すれば波高が求まるが、予め想定される風速と吹送距離に対して波高などの値を計算してまとめると第 1.4.1 図のとおりとなる。



第1.4.1図 Bretschneiderに基づく風浪の推算図

横軸は吹送距離（海里）、縦軸は風速（ノット）を示す。

波高（m）：青実線、周期（秒）：赤破線、吹送時間（時間）：緑長破線。

第 1.4.1 図を用いると、着目している海域が十分な吹送距離を確保できる場合には、20 ノットの風が 12 時間吹き続けると 2m 程度の波高、30 ノットの風が 12 時間吹き続けると 3.5m 程度の波高となるというように、発達中の風浪について大まかな波高を見積もることができる。

うねりの特性についても周期、距離、時間と波高の減衰に関する推算式が Sverdrup と Munk によって発表された。これに基づいて作成されたうねり推算図の詳細については高野（2011）を参照されたい。現在気象庁で運用している波浪モデルは、弱風場を伝播するうねりを過小に計算してしまう性質があるので、そのようなうねりの推算図を用いてモデルの予想値を上方修正する検討を行う必要がある。

また、波浪モデルにはこの他にも次のような特性がある。

- ・ 穏やかな状態から強風による急激な風浪の立ち上がりが遅いという特性
- ・ 伊勢湾や紀伊水道、豊後水道など湾や海峡で風が吹き抜けるときに波高が過小となる特性
- ・ 比較的弱い風で吹送距離が長い場合に波高が過大となる特性

これらの特性を踏まえて、観測データや第 1.4.1 図に示す風浪の推算図に基づき修正の要否を判断する必要がある。具体的な修正の方法や事例については、高野（2011）や竹内ら（2012）を参照されたい。

海洋気象情報室波浪班や管区气象台及び沖縄气象台の地球環境・海洋課では、波浪の実況や上記波浪モデルの特性等を踏まえ予想について解説した「波浪に関する解説資料」を、全国予報中枢官署及び地方予報中枢官署に対し、通常は毎日午前と午後の2回提供している。具体例については、1.4.3節を参照いただきたい。

また、気象分科会提言を受けて「波浪アンサンブル」についても現業利用に向けた準備を進めている。その詳細については第3章を参照いただきたい。

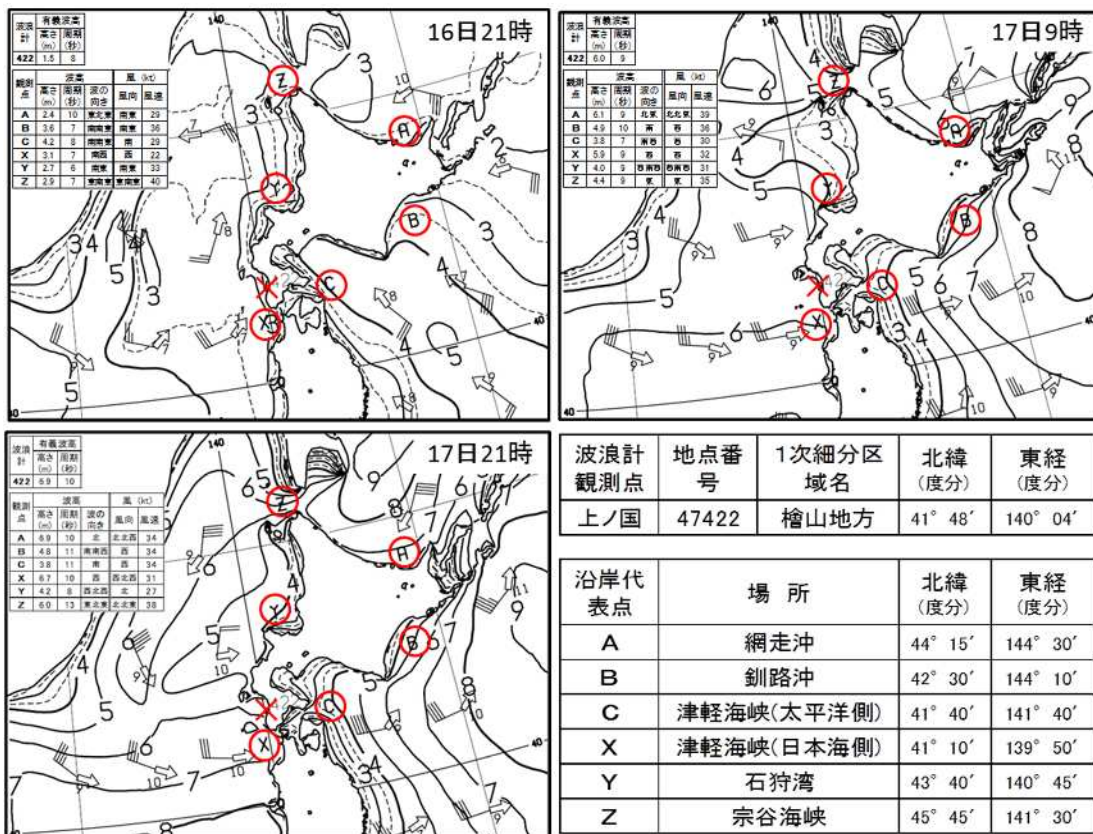
### 1.4.3 本事例における具体的な量的予想\*

#### 1.4.3.1 波浪の実況と発生した災害

波浪警報は、風浪やうねりによって生じる高い波により、重大な災害が発生するおそれがあると予想したときに発表する。その発表基準は、有義波高で定められている。

本事例では、沿岸波浪実況図（第1.4.2図）によると、低気圧が接近する平成26年12月16日夜には北海道の太平洋側で4mのしけとなり、17日には北海道周辺のオホーツク海と太平洋では9mの猛烈なしけとなったと推定された。また、渡島半島の上ノ国町に設置している波浪計では、17日18時に波浪警報基準（6m）を約2m超過する7.9mの波高が観測された。

十勝地方では高波により十勝港内貯木場の木材が流出するなどの被害が発生した。



第1.4.2図 沿岸波浪実況図

平成26年12月16日21時から17日21時の沿岸波浪実況図(AWJP)の北海道付近を拡大し、波浪観測地点の上ノ国(図中の×)の観測値と沿岸代表点(図中の英字に○)の数値予報モデルで計算された波の向き・周期、及び風向・風速推定値を記載。等値線は有義波高で、1m毎の実線と4m未満の領域の0.5m毎の破線を用いて表示。また、近海の緯度経度2度毎の点には、波の向きを表す矢印、周期(秒)を表す数字、海上の風向・風速(ノット)を表す記号を表示。

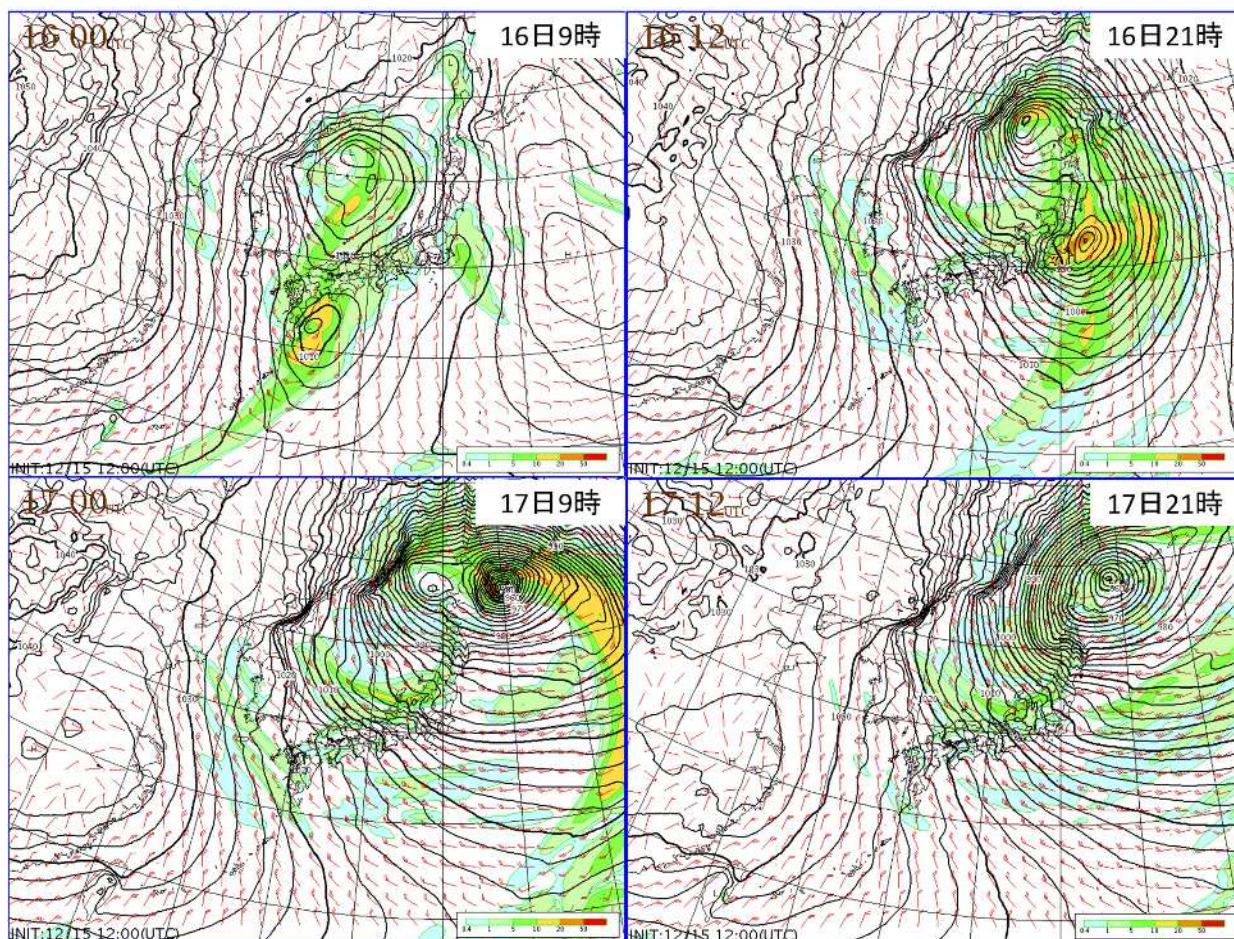
\*大山 哲男(札幌管区气象台気象防災部予報課)、竹田 康生(気象庁予報部予報課)



### 1.4.3.2 北海道地方の量的予報作業

ここでは、16日未明から17日明け方にかけての札幌管区気象台における量的予報作業について、理想的な作業の一例を解説する。

波浪の予想では、風浪は海上風からエネルギーを得ながら発達するため、予想する時点の低気圧周辺の風の分布だけではなく、そこに至るまでの海上風の変化を把握することが重要となる。

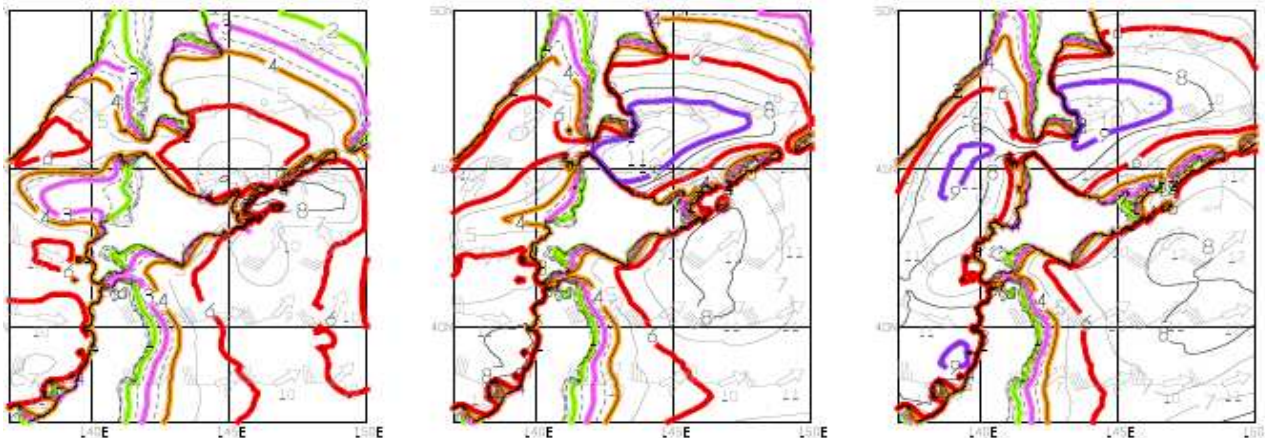


第 1.4.3 図 平成 26 年 12 月 15 日 12UTC 初期値の GSM の地上気圧、地上風、3 時間降水量

16日未明から明け方にかけての作業では、15日12UTC初期値の資料に基づく資料を利用する。第1.4.3図には15日12UTC初期値のGSMの地上気圧、地上風、3時間降水量を、第1.4.4図には15日12UTC初期値の沿岸波浪モデルを示す。本州南岸を進む低気圧は、16日夜に関東沖、17日朝に根室半島付近を通過後、17日昼前にかけて根室海峡から知床半島付近で最も発達する確度が高く、18日朝にかけて強い勢力を保ったまま北海道上をゆっくり南下する予想となっている。この低気圧による海上風の注目点は、三陸沖から知床半島付近へ北上する17日未明から夜にかけて低気圧の北東側で気圧傾度がかなり急となり、海上では南東から北東に風向を変えながら25~30m/sの東よりの風が持続する点である。このため、太平洋側東部及びオホーツク海側で風浪が急激に高まる可能性が高く、沿岸波浪モデルでも17日から18日にかけて8~11m程度の高波を予想している。一方、日本海の低気圧周辺では、日本海を北東進する16日昼過ぎから17日朝にかけて低気圧の西側で気圧傾度がかなり急となり、海上では25~30m/sの北西の風が持続する予想となっている。低気圧の発達には17日明け方がピークで、その後低気圧としては不明瞭になり、太平洋側を北上する低気圧から西にのびる気圧の谷に吸収される形となるが、その北側で下層寒気移流を伴って気圧の傾きが

かなり急となり、17日昼過ぎから18日明け方にかけて北東から北西に風向を変えながら25m/s以上の北よりの風が持続する予想となっている。このため、日本海側で風浪が高まり、沿岸波浪モデルでは9mの猛烈なしけを予想している。波浪モデルは、海上風の予想がGSMの予想に近く、風浪卓越の場合は精度が高い。中央気象指示報において総観場はGSMの予想を基本としていたことから、海上風の予想はGSMを基本と考え、波浪予想も波浪モデルの値を基本に考えることとする。このシナリオでは、17日未明から波浪警報基準を超過し、特に17日朝から18日明け方にかけてはオホーツク海側、日本海側南部、太平洋側西部の各海域で10mと、いずれも警報基準の6mを大幅に超過すると判断し、16日明け方に発表する北海道地方気象情報で「北海道地方では17日から18日にかけて、雪を伴った猛烈な風が吹き、海上は波の高さが10mの猛烈なしけとなる見込み。」と厳重な警戒を呼びかける。

北海道地方の各地域	波高及び海上風速	16日	17日				18日				19日
		18~24時	00~06時	06~12時	12~18時	18~24時	00~06時	06~12時	12~18時	18~24時	00~06時
太平洋側東部	合成波高(m)	4.9	8.6	8.4	8.4	7.8	6.4	6.5	7.2	6.6	5.6
	海上風速(kt)	41	65	64	51	47	36	40	40	38	35
太平洋側西部	合成波高(m)	5.0	5.3	6.9	7.7	8.9	9.9	8.8	6.9	5.1	3.5
	海上風速(kt)	45	50	54	51	50	50	41	37	31	27
オホーツク海側	合成波高(m)	4.0	5.5	10.0	10.8	8.7	8.7	8.7	7.9	6.9	6.0
	海上風速(kt)	46	52	64	59	49	47	46	40	36	31
日本海側北部	合成波高(m)	4.1	5.4	6.5	9.2	9.0	8.1	6.8	5.8	4.6	3.3
	海上風速(kt)	46	46	50	54	51	47	41	34	27	21
日本海側南部	合成波高(m)	3.3	5.2	6.5	6.9	9.2	9.9	8.7	7.0	5.1	3.4
	海上風速(kt)	36	38	39	40	48	48	41	37	28	22



12/17 00UTC (FT=36)

12/17 06UTC (FT=42)

12/17 12UTC (FT=48)

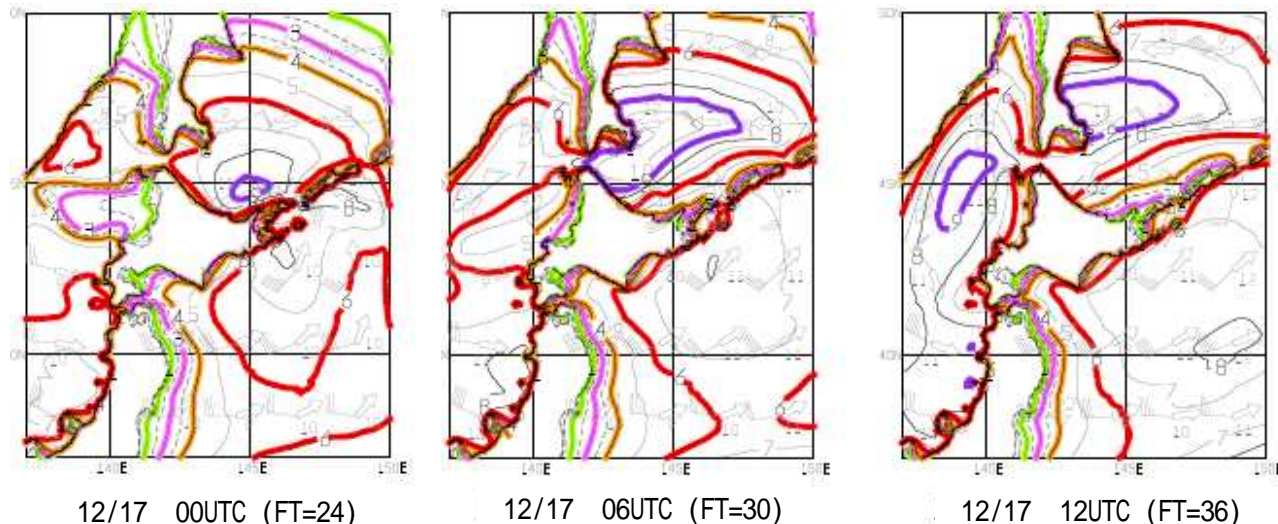
#### 第1.4.4図 平成26年12月15日12UTC初期値の沿岸波浪モデル

上表は、北海道各地域の沿岸20海里内の波高及び海上風予想値。風・波の予想値は3時間毎に算出しているが、上表では6時間毎の最大値を抽出し記載した。下図は17日09時~17日21時の沿岸波浪予想図。

16日昼前には、朝の予報会報や昼前の中央気象指示報、新しい初期値のガイダンス等により、メインのシナリオの修正を検討する。16日10時45分の中央気象指示報では、波浪班からのコメントとして「最大波高は、風浪が発達しているところや目先中心に0.5m程度の上方修正。今後は早目に立ち上がる可能性に注意。明日のピークはモデル基本。」との指示がある。15日18UTC初期値の数値予報モデルや沿岸波浪モデルの風、波の予想について各海域で大きな変化ないことから、波浪についてのメインのシナリオの変更は行わない。

16日昼過ぎから夕方にかけての作業では、16日00UTC初期値の資料を利用する。第1.4.5図には16日00UTC初期値の沿岸波浪モデルを示す。本州南岸を北東進する低気圧、日本海を北東進する低気圧ともに16日00UTC初期値の資料では15日12UTC初期値の資料と大きな違いはなく、沿岸波浪モデルの予想値も概ね15日12UTC初期値と同様の傾向である。このため、後述する胆振地方以外については、概ね沿岸波浪モデルを採用できると判断し、これまでのシナリオを踏襲することを地方予報中枢官署と府県予報区担当官署で共有し、16日夕方または夜のはじめ頃に、日本海側の留萌地方、石狩地方、後志地方を除く北海道の各海域で予定どおり波浪警報を発表する。留萌地方、石狩地方、後志地方では、16日12UTC初期値の沿岸波浪モデルで、17日昼過ぎに気圧の谷が通過した後の寒気移流の予想の変化を確認し、17日朝までに波浪警報の発表について判断を行うこととする。16日夕方に発表する北海道地方気象情報では、引き続き「北海道地方は17日から18日にかけて、雪を伴った猛烈な風が吹き、海上は波の高さが10mの猛烈なしけとなる見込み。」と厳重な警戒を呼びかける。

北海道地方の各地域	波高及び海上風速	16日	17日				18日				19日
		18~24時	00~06時	06~12時	12~18時	18~24時	00~06時	06~12時	12~18時	18~24時	00~06時
太平洋側東部	合成波高(m)	5.1	8.8	8.2	7.9	7.3	6.3	5.2	6.4	6.5	5.8
	海上風速(kt)	42	69	57	50	46	32	39	37	38	33
太平洋側西部	合成波高(m)	5.3	5.5	7.1	7.9	9.6	9.9	8.9	7.0	5.3	3.6
	海上風速(kt)	41	49	51	50	52	51	41	41	32	27
オホーツク海側	合成波高(m)	4.4	5.8	10.2	10.3	7.8	8.1	8.9	8.0	7.0	6.2
	海上風速(kt)	48	58	66	54	49	48	47	40	36	29
日本海側北部	合成波高(m)	4.6	5.4	7.3	9.2	8.9	8.1	7.0	6.4	5.1	3.6
	海上風速(kt)	49	45	53	53	50	47	44	36	30	23
日本海側南部	合成波高(m)	3.2	5.6	6.5	7.1	9.7	10.1	8.9	7.2	5.3	3.7
	海上風速(kt)	36	37	43	44	51	50	42	38	31	24



第1.4.5図 平成26年12月16日00UTC初期値の沿岸波浪モデル

上表は、北海道各地域の沿岸20海里内の波高及び海上風予想値。風・波の予想値は3時間毎に算出しているが、上表では6時間毎の最大値を抽出し記載した。下図は17日09時~17日21時の沿岸波浪予想図。

胆振地方については、苫小牧の波浪計（国土交通省港湾局 全国港湾海洋波浪情報網）で、16日13時に有義波高が3mを超過し、15時には4.3mに達した。15時の観測値4.3mは沿岸波浪モデルの予想値より約

1.2m 高い値である。胆振地方の沿岸波浪モデルと実況の違いは、北海道の太平洋側の沿岸部で海上風が GSM よりも強く吹いていることを示唆している。胆振地方では引き続き 16 日夜遅くにかけて南東の風が非常に強くなるシナリオとし、沿岸波浪モデルでは、16 日夜遅くまでに太平洋側西部の日高地方で 5.3m、胆振地方では 4.7m まで波高が上昇する予想となっているが、室蘭地方気象台では、胆振地方について、16 日の海上風は波浪の実況を考慮して 5m/s 上方修正して 28m/s に、波は 1.5m 上方修正し 16 日夜のはじめ頃から夜遅くにかけて 6m の内容で、16 日夕方に波浪警報を発表する。

#### 1.4.3.3 12月19日にかけての日本海のうねり

本事例のように、北海道付近で低気圧が発達すると、日本海で発生した高波を波源とするうねりが北陸地方や西日本の日本海側に到達し災害が発生することがある。本事例においても 18 日後半から 19 日にかけて、日本海側の沿岸部では海上風の弱まりとともに風浪は弱まり、うねりが顕在化する予想となっていた。

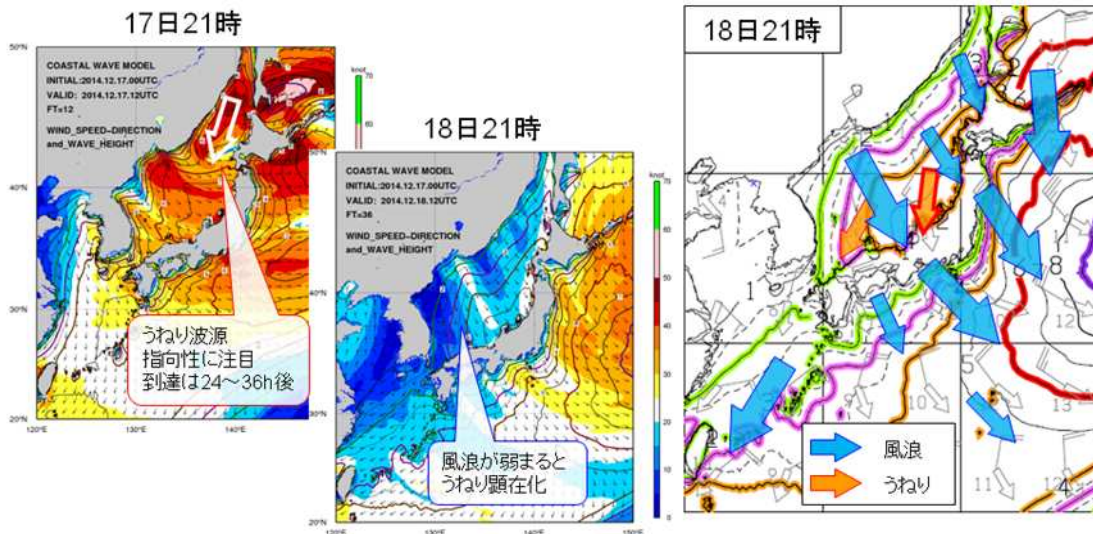
第 1.4.6 図は 17 日 16 時 00 分と 18 日 16 時 00 分に海洋気象情報室波浪班が本庁予報課へ提供した資料（以下「本庁資料」とする）である。この資料は管区及び沖縄気象台地球環境海洋課向けにも支援資料として提供されている。本庁資料では 1.4.1 節や 1.4.2 節で解説した知見を踏まえ、今後の予想についての解説をしている。本事例については、低気圧が北海道付近で最も発達した 17 日午後の波浪解説資料には、「18 日は全国的に風浪の高い状態が続くが、18 日後半から 19 日にかけて日本海側でうねりにより波浪モデルの大幅な修正が必要になる可能性があることに留意」と記述していた。その後、18 日午後の本庁資料には、「日本海のうねりについて、19 日、風浪は衰弱傾向だが 18 日の日本海の高波を波源とするうねりを考慮して、北陸から近畿、山陰では波浪モデルを最大 1m 上方修正の検討が必要」と記述していた。

第 1.4.7 図は 18 日午後の大阪管区気象台地球環境・海洋課が作成した西日本の日本海側を対象とした波浪に関する地方解説資料、第 1.4.8 図は 18 日午後の海洋気象情報室波浪班が作成した北陸地方を対象とした波浪に関する地方解説資料である。第 1.4.7 図では「昨夜（17 日）、北海道の西方を波源とするうねりが明日（19 日）日中到達する予想で、弱風場のモデル特性でモデルより高いうねりが到達する可能性があることから、バーチャートのとおり修正を検討。」とコメントしている。第 1.4.8 図でも「今夜（18 日）以降は次第に弱風場になる予想。当海域を指向するうねり波源が 2 つ（N と NW）あって、次第にモデル過小特性が現れそう。バーチャートのとおり、大きめの修正を検討。」とコメントしており、特に富山県沿岸については「『寄り回り波』に注意が必要なパターン」とのコメントもある。

第 1.4.9 図は、16 日から 19 日にかけての、気象庁が京都府に設置している経ヶ岬の波浪計の波高と、アメダス間人の風速を示したグラフである。陸上における風の観測は一般的に海上風よりも弱いことに留意する必要があるが、16 日後半から間人の風が強まるとともに経ヶ岬の波高も高くなって、風浪が発達していたことがわかる。17 日には警報基準である 6m を超える波高も観測した。18 日後半には間人の風速は弱まっっていくが、経ヶ岬の波高は風速の弱まりよりもゆっくりと下降していき、19 日 9 時の時点でも前日の波浪モデルの予想よりも 0.5m 程度高い 3.1m で、注意報基準を超過していた。第 1.4.7 図の西日本の日本海側を対象とした波浪に関する地方解説資料を用いることで、モデル波高を適切に修正し、適切な波浪注意報の運用ができることがわかる。

---

\*富山湾やその周辺で低気圧が発達しながら通過した後、風や波が静まり、漁や浜辺での作業を開始しようとする頃に、突如として打ち寄せる波。主に北海道西方海上の海域で発生した波浪が、うねりとして富山湾やその周辺の海岸に伝搬してきた高波。

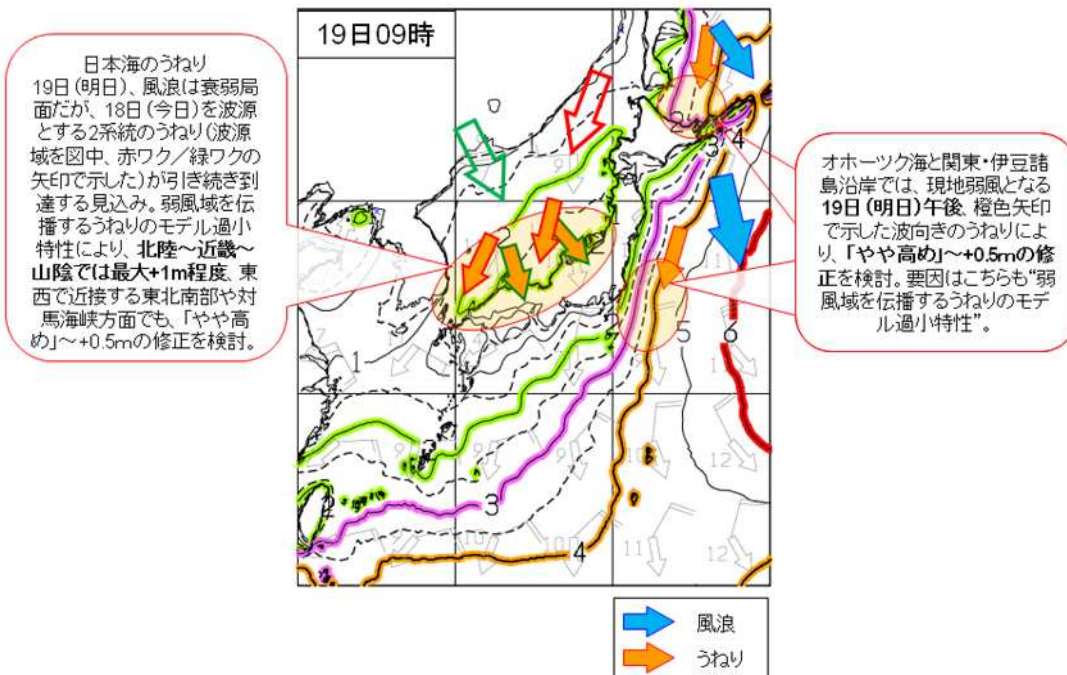


全国的に風浪継続

18日にかけて波高が高い状態が続く見込み。モデルを基本に、風シナリオに合わせて適宜修正。18日後半は次第に風が緩み波高も低下傾向。

日本海側うねり

18日後半は風浪が弱まり、次第に北西や北からのうねりが顕在化する。特に17日夜北海道西海上を波源とするうねりが18日後半に富山湾で寄り回り波を発生させるおそれがある。波源の様相が不確定な現段階においてうねりによる修正は考えないが、今後の状況次第では大幅上方修正の可能性もある点に留意。明後日は日本海全体でさらにモデル偏差が広がる可能性あり。



第1.4.6図 17日16時00分(上)と18日16時00分(下)に海洋気象情報室波浪班が本庁予報課へ提供した資料

波浪に関する地方解説資料													大阪管区気象台作成			
													2014年12月18日14時00分訂正			
沿岸波浪モデル波高予測時系列表													モデル初期時刻: 2014/12/18 00UTC			
													(波高の単位:m)			
時刻	日	今日(12/18)										明日(12/19)		修正量に寄与する要素		
		時	12-15	15-18	18-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21		21-24	
京都府沿岸	一次修正値	6.2	6.1	5.7	5.2	4.2	3.5	3.3	3.3	2.9	2.6	1.9	1.8	<input checked="" type="checkbox"/> うねり	波源域の波高が高め	
	修正量	0.0~+0.5										+0.5	+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	5.9	5.8	5.4	4.9	4.2	3.5	2.8	2.3	1.9	1.6	1.4	1.3	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域を指標するうねりを過小に表現	
	風速 うねり	5.6	5.3	4.8	3.5	2.3	1.5	0.4	0.3	0.0	0.0	0.5	0.7	<input type="checkbox"/> その他		
	補足コメント	◆北西の風による風浪の場+北からのうねりの場。波高はモデル並~+0.5mで経過。●昨夜ウラジオストック付近を波源とするうねりが到達しており、波源域の波高がモデルより高かったため、モデルのうねり波高が過小になっていると考えられる。また、同じく昨夜、北海道の西方を波源とするうねりが明日日中到達する予想で、弱風域のモデル特性でモデルより高いうねりが到達する可能性があることから、バーチャートのとおり修正を検討。														
兵庫県北部沿岸	一次修正値	6.2	6.0	5.7	5.1	4.1	3.4	3.3	3.3	2.9	2.6	1.9	1.8	<input checked="" type="checkbox"/> うねり	波源域の波高が高め	
	修正量	0.0~+0.5										+0.5	+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	5.9	5.7	5.4	4.8	4.1	3.4	2.8	2.3	1.9	1.6	1.4	1.3	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域を指標するうねりを過小に表現	
	風速 うねり	5.7	5.3	4.7	3.2	2.1	1.3	0.3	0.3	0.0	0.0	0.6	0.7	<input type="checkbox"/> その他		
	補足コメント	◆北西の風による風浪の場+北からのうねりの場。波高はモデル並~+0.5mで経過。●昨夜ウラジオストック付近を波源とするうねりが明日日中到達しており、波源域の波高がモデルより高かったため、モデルのうねり波高が過小になっていると考えられる。また、同じく昨夜、北海道の西方を波源とするうねりが明日日中到達する予想で、弱風域のモデル特性でモデルより高いうねりが到達する可能性があることから、バーチャートのとおり修正を検討。														
鳥取県沿岸	一次修正値	5.8	5.4	4.9	4.4	3.8	3.3	3.2	3.2	2.9	2.6	1.9	1.8	<input type="checkbox"/> うねり		
	修正量	0.0~+0.5										+0.5	+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	5.8	5.4	4.9	4.4	3.8	3.3	2.7	2.2	1.9	1.6	1.4	1.3	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域を指標するうねりを過小に表現	
	風速 うねり	5.4	4.8	3.7	2.3	1.4	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	0.6	0.7	<input type="checkbox"/> その他		
	補足コメント	◆北西の風による風浪の場+北からのうねりの場。波高は概ねモデル並に経過。●昨夜で北海道の西方を波源とするうねりが明日日中到達する予想で、弱風域のモデル特性でモデルより高いうねりが到達する可能性がある。バーチャートのとおり修正を検討。														
鳥根県沿岸	一次修正値	5.6	5.2	4.8	4.2	3.6	3.1	3.1	3.1	2.8	2.6	2.0	2.3	<input type="checkbox"/> うねり		
	修正量	0.0~+0.5										+0.5	+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	5.6	5.2	4.8	4.2	3.6	3.1	2.6	2.1	1.8	1.6	1.5	1.8	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域を指標するうねりを過小に表現	
	風速 うねり	5.1	4.5	3.1	1.8	1.2	0.6	0.0	0.0	0.0	0.7	1.0	1.4	<input type="checkbox"/> その他		
	補足コメント	◆北西の風による風浪の場+北からのうねりの場。波高は概ねモデル並に経過。●昨夜で北海道の西方を波源とするうねりが明日日中到達する予想で、弱風域のモデル特性でモデルより高いうねりが到達する可能性がある。バーチャートのとおり修正を検討。														

※修正量はうねり・実況風・モデル特性などを総合的に検討して出した値です。時系列期間中に寄与すると見込まれる要素にチェックマークを入れて解説します。  
 ※一次修正値は上記の修正量(幅のあるときは中央値)をモデル波高(海域最大値=ナミダンス)に単純加算した値です。  
 ※風速に応じた量的修正の目安: 海上風25kt以上の場合、修正量は風速5ktあたり波高0.5~1m。

[一次修正値の色] [修正量の色] [修正の内容]

0 1 2 3 4 6 9 12 [m] -2.0 -1.5 -1.0 -0.5 0.0 +0.5 +1.0 +1.5 +2.0[m]

風速上方修正  風速下方修正  
 うねり上方修正  うねり下方修正

第1.4.7図 12月18日午後の大阪管区が作成した西日本の日本海側を対象とした波浪に関する地方解説資料

波浪に関する地方解説資料													気象庁海洋気象情報室波浪班作成		
													2014年12月18日14時30分発表		
沿岸波浪モデル波高予測時系列表													モデル初期時刻: 2014/12/18 00UTC		
													(波高の単位:m)		
時刻	日	今日(12/18)										明日(12/19)		修正量に寄与する要素	
		時	12-15	15-18	18-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21		21-24
新潟県沿岸	一次修正値	6.4	6.0	5.5	5.4	5.2	4.5	4.0	3.5	3.2	2.9	2.1	1.9	<input type="checkbox"/> うねり	
	修正量	+0.5										+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	6.4	6.0	5.5	4.9	4.2	3.5	3.0	2.5	2.2	1.9	1.6	1.4	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域でのうねり過小
	風速 うねり	5.8	5.4	5.0	3.9	3.0	1.9	1.4	1.1	0.9	0.9	0.7	0.9	<input type="checkbox"/> その他	
	補足コメント	◆北西の風による風浪主体の場。JMA漂流ブイが近海に位置し、参考になる。12時で6.5m(概ねモデル並)。●今夜以降は次第に弱風域に変わる予想。当海域を指向するうねり波源が2つ(NとNW)あって、次第にモデル過小特性が現れそう。バーチャートのとおり、大きめの修正を検討。													
富山県沿岸	一次修正値	4.3	4.2	4.1	4.1	4.2	4.1	3.4	3.0	2.7	2.4	1.7	1.5	<input type="checkbox"/> うねり	
	修正量	+0.5										+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	4.3	4.2	4.1	3.6	3.2	2.8	2.4	2.0	1.7	1.4	1.2	1.0	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域でのうねり過小
	風速 うねり	3.1	3.0	2.6	1.4	1.0	0.8	0.8	0.4	0.2	0.1	0.1	0.1	<input type="checkbox"/> その他	
	補足コメント	◆沿岸部の風向はバラつき気味で、日本海で長時間継続している北西風浪からの分散うねり成分が主体と推察。予報区北東端あたりでは、モデル並+4m前後ありと推察。●今夜以降は次第に弱風域に変わる予想で、当海域で「寄り回り波」に注意が必要なパターン。バーチャートのとおり、主にNからのうねり要因で大きめの修正を検討。													
石川県沿岸	一次修正値	6.1	5.8	5.5	5.3	5.1	4.4	4.0	3.5	3.1	2.7	1.9	1.9	<input type="checkbox"/> うねり	
	修正量	+0.5										+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	6.1	5.8	5.5	4.8	4.1	3.4	3.0	2.5	2.1	1.7	1.4	1.4	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域でのうねり過小
	風速 うねり	5.5	5.3	4.5	3.0	1.9	1.7	1.4	1.0	0.7	0.2	0.4	0.9	<input type="checkbox"/> その他	
	補足コメント	◆北西の風による風浪主体の場。JMA漂流ブイが近海に位置し、参考になる。12時で6.5m(概ねモデル並)。●今夜以降は次第に弱風域に変わる予想。当海域を指向するうねり波源が2つ(NとNW)あって、次第にモデル過小特性が現れそう。バーチャートのとおり、大きめの修正を検討。													
福井県沿岸	一次修正値	6.1	5.9	5.5	5.4	5.2	4.5	3.8	3.3	2.9	2.6	1.9	2.0	<input type="checkbox"/> うねり	
	修正量	+0.5										+1.0	+0.5	<input type="checkbox"/> 実況風	
	モデル波高	6.1	5.9	5.5	4.9	4.2	3.5	2.8	2.3	1.9	1.6	1.4	1.5	<input checked="" type="checkbox"/> モデル特性	弱風域でのうねり過小
	風速 うねり	5.7	5.4	4.5	3.3	2.3	1.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.5	1.0	<input type="checkbox"/> その他	
	補足コメント	◆北西の風による風浪主体の場。福井港の実況は13時で4.8m(緩やかに低下中)。沖合側はもう少し高めもありそう。現在、概ねモデル並と推察する。●今夜以降は次第に弱風域に変わる予想。当海域を指向するうねり波源が2つ(NとNW)あって、次第にモデル過小特性が現れそう。バーチャートのとおり、大きめの修正を検討。													

※修正量は、気象庁海洋気象情報室波浪班がうねり・実況風・モデル特性などを総合的に検討して出した値です。時系列期間中に寄与すると見込まれる要素にチェックマークを入れて解説します。  
 ※一次修正値は上記の修正量(幅のあるときは中央値)をモデル波高(海域最大値=ナミダンス)に単純加算した値です。  
 ※風速に応じた量的修正の目安: 海上風25kt以上の場合、修正量は風速5ktあたり波高0.5~1m。

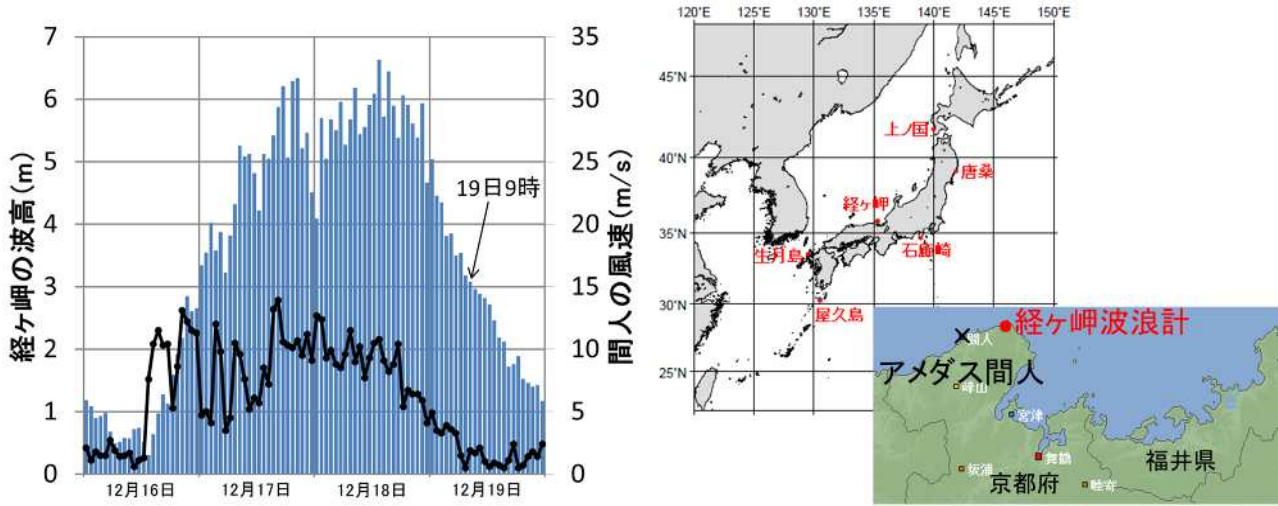
[一次修正値の色] [修正量の色] [修正の内容]

0 1 2 3 4 6 9 12 [m] -2.0 -1.5 -1.0 -0.5 0.0 +0.5 +1.0 +1.5 +2.0[m]

実況  
 予想

[補足コメント欄の記号]

第1.4.8図 12月18日午後海洋気象情報室波浪班が作成した北陸地方を対象とした波浪に関する地方解説資料



第 1.4.9 図 平成 26 年 12 月 16 日から 19 日にかけての経ヶ岬（棒グラフ）の波高と間人の風速（折れ線グラフ）

海洋気象情報室波浪班や管区及び沖縄気象台地球環境・海洋課では、1.4.1 節や 1.4.2 節の波浪や波浪モデルに関する知見に基づいて、本庁資料及び波浪に関する地方解説資料を作成しており、本庁資料は中央気象指示報に、波浪に関する地方解説資料は地方気象指示報にそれぞれ反映されている。波浪に関する予報作業では数値予報モデルを外力とする波浪モデルを基本にして、実況と比較しながら、中央気象指示報、地方気象指示報をもとに予報を組み立てるのが基本であるが、それら気象指示報に加え、この事例のように、詳細について波浪に関する地方解説資料を利用することで、府県予報区担当官署においても波浪のシナリオの修正や波浪警報・波浪注意報をより適切に運用することが可能となる。これら波浪に関する有用な資料を駆使して予測することが必要であり、こうした資料を最大限に利用するためには、解説のバックグラウンドとなっている 1.4.1 節や 1.4.2 節の基礎知識について十分な理解が必要である。

**参考文献**

高野洋雄，2011：有義波法による波浪推算 - 現業での利用を目的として - . 測候時報第 78 巻 .  
 ( <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/sokkou/78/vol78p185.pdf> )  
 高野洋雄，2012：うねりの特性について. 平成 23 年度予報技術研修テキスト，気象庁予報部，75-76 .  
 高野洋雄，2014：波浪スペクトルを活用した波浪情報の高度化について . 測候時報（海洋気象特集）第 81 巻 . ( <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/sokkou-kaiyou/81/vol81s039.pdf> )  
 竹内仁，高野洋雄，山根彩子，松枝聡子，板倉太子，宇都宮忠吉，金子秀毅，長屋保幸，2012：日本周辺海域における波浪特性の基礎調査及び波浪モデルの現状と展望 . 測候時報（海洋気象特集）第 79 巻 .  
 ( <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/sokkou-kaiyou/79/vol79s025.pdf> )

## 1.5 高潮

### 1.5.1 高潮の仕組みと災害に関する基礎知識\*

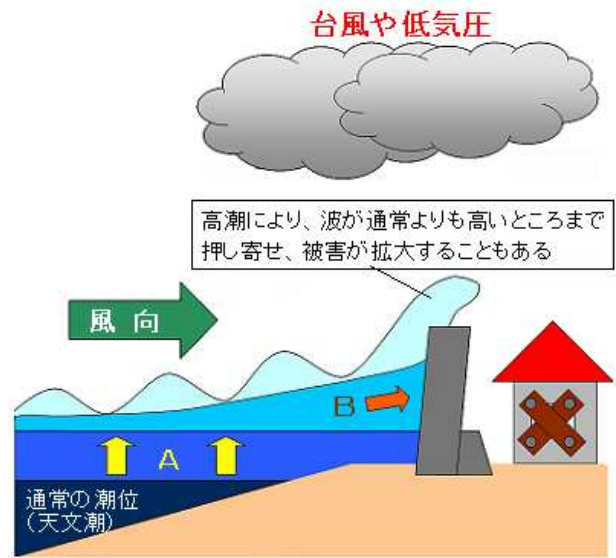
海面の水位（潮位）は月（太陽）が地球に及ぼす引力と、地球が月（太陽）と地球の共通の重心の周りを回転することで生じる遠心力を合わせた起潮力により周期的に変化しているが、台風や発達した低気圧が通過する際に、気圧や風、波浪といった気象要因によって潮位が大きく上昇することがあり、これを「高潮」と呼んでいる。この項では、高潮の仕組みとして、高潮の発生する主な要因について説明する。

1 つ目の要因は気圧の降下に伴って海面が上昇する「吸い上げ効果」（第 1.5.1 図の A）である。台風や低気圧の中心では気圧が周辺より低いいため、周囲の海水が吸い上げられる事で海面が上昇する。気圧が 1hPa 下がる毎に潮位は約 1cm 上昇する。

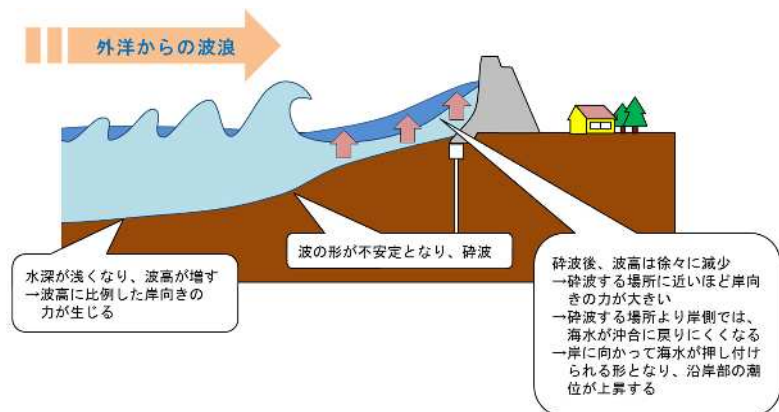
2 つ目の要因は風の影響によるもので、「吹き寄せ効果」（第 1.5.1 図の B）と「エクマン輸送」がある。「吹き寄せ効果」は、台風や発達した低気圧に伴う強い風が沖から岸に向かって吹くと、海水は海岸に吹き寄せられ、海岸付近の海面が上昇する効果である。この効果による潮位の上昇は風速の 2 乗に比例するため、風速が 2 倍になれば海面上昇は 4 倍となり、台風や発達した低気圧付近では吸い上げ効果よりも吹き寄せ効果による影響が大きくなる。遠浅の海や風が吹いてくる方向に開いた湾の場合だと、地形が海面上昇を助長させるように働くため、より潮位が高くなる。「エクマン輸送」は、海上を連続して風が吹送するときに、海水は地球自転の影響により北半球では風が吹く方向に対して右向きに移動するという性質である。太平洋側では東よりの風、日本海側では西よりの風が数日以上継続して吹いた場合は、沿岸部で潮位が上昇することがある。

3 つ目の要因は高波による「波浪効果（wave setup）」（第 1.5.2 図）である。波浪が沿岸に達すると、その形が不安定となり前方に飛び出すように崩れる砕波が生じる。砕波が生じた場所より岸側で潮位上昇が発生する。

台風や発達した低気圧の接近・上陸によって短時間の内に急激に潮位が上昇し、海水が海岸堤防等を超えると一気に浸水し、これに高波が加わるとさらに浸水の危険性が増す。平成 16 年 8 月 30 日に強い勢力で西日本を縦断し



第 1.5.1 図 吸い上げ効果と吹き寄せ効果  
気圧の降下に伴って海面が上昇する「吸い上げ効果」（A）  
風の影響による「吹き寄せ効果」（B）



第 1.5.2 図 波浪効果

\*長谷川 洋（気象庁予報部予報課）

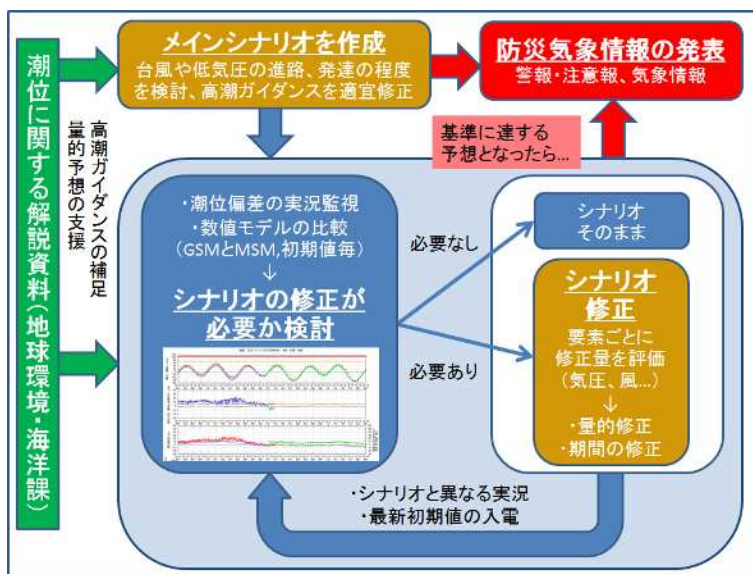


平成 16 年台風第 16 号の場合、台風の接近・通過に伴う気圧低下で海面が上昇し、南からの暴風による吹き寄せで豊後水道などから瀬戸内海に大量の海水が送り込まれ、瀬戸内海沿岸で高潮が発生した。1 年を通じて最も潮位の高い季節のしかも大潮の時期にあたり、さらに満潮の時間とも重なったこともあり、香川県では床上 8,393 棟、床下 13,424 棟、岡山県では床上 5,696 棟、床下 5,084 棟、広島県では床上 1,386 棟、床下 6,139 棟もの浸水被害が発生した。

このように高潮と満潮が重なると、潮位が一層上昇して大きな災害が発生しやすくなる。ただし、兵庫県や香川県で高潮による浸水被害をもたらした平成 10 年台風第 10 号のように干潮の場合でも高潮による浸水被害が発生することがあり、決して安心できない。

### 1.5.2 高潮の量的予想の概要と高潮モデルの留意点\*

まず、高潮の量的予想の概要について説明する。第 1.5.3 図に示すように、初めに、高潮の要因となる台風や低気圧の進路や発達を数値予報モデル等から検討し、地球環境・海洋課から提供される「潮位に関する解説資料」も参考に、「高潮ガイダンス」に修正を加えるなどして潮位の時系列予想を作成する。その後、必要に応じて、じょう乱の動向のシナリオを修正し、時系列予想を修正する。また、新しい初期値の数値予報モデルが入電した時には、これを基にシナリオの見直しを検討する。これらによって高潮警報や高潮注意報の基準に達する予想となった場合に、警報や注意報、気象情報を発表する。



第 1.5.3 図 高潮の量的予想の概要

次に、高潮数値予測モデル（以下、高潮モデル）について説明する。高潮モデルは、海水の運動を計算する部分とその運動を駆動する大気からの外力を与える部分から構成され、大気からの外力として与える気圧と風向・風速の予想値は台風の有無によって異なる。台風が存在しない若しくは日本から遠方にある場合は、大気の数値予報結果（MSM）の GPV を使用する。台風が日本に接近すると予想される場合は、台風の進路によって高潮の規模や発生タイミングが大きく異なることから、台風進路予報の誤差などを考慮して高潮の予測をする必要があるため、高潮モデルでは 6 つの異なる風・気圧場を用いた 6 メンバーの予測計算を行う。1 つは台風が存在しない場合と同様に MSM の風・気圧場を使用し、その他 5 メンバーについては台風予報に基づき作成した台風周辺の風・気圧場（以下、台風ボーガス）を用い、予報円を基に 5 つの異なるコースを通過する場合の高潮を予測している。

高潮モデルは毎日、1 日 8 回 39 時間予測を行い、それに面的天文潮位による天文潮位を加えた予測潮位を日本沿岸の 1km メッシュの格子点に展開し「高潮ガイダンス」として気象官署へ提供している。また、例えば暖水渦によって潮位が上昇するといった海況要因や、波浪効果等の、高潮モデルでは考慮されない要因により潮位の予測が実際からずれてしまうことがあるため、高潮ガイダンスに高潮ガイダンス補正量を加え

\*長谷川 洋（気象庁予報部予報課）

た値を「補正済高潮ガイダンス」として提供している。波浪効果による潮位上昇については、過去の観測結果から実験式が求められている検潮所で、最新初期値の沿岸波浪モデルによる有義波高の予測値を実験式に代入して補正量を計算している。

これらを踏まえて、高潮モデル及び高潮ガイダンスの使用において以下の留意点があげられる。

- ・ 高潮ガイダンス及び補正済高潮ガイダンスは最新を参照する。なお、海況要因による高潮ガイダンス補正量は1日2回更新される。
- ・ 台風時は台風ポーガスを使った予報円中心を通るメンバーを用いた高潮予測結果を基本とする。ただし、潮位に関する解説資料にメンバーに関する記述がある場合はそれを基本とする。
- ・ 台風の予想進路と実際の進路の差異に注意し、最も実況に合ったメンバーのガイダンスを参考にするとともに、メンバーの違いによって高潮が起こる時間とその大きさにどれだけの差異が起こりうるかを常に考慮する。
- ・ 海況要因等によって生じる潮位偏差の分は差分として加算する必要があり、補正済高潮ガイダンスにはこれが加算されている。解説資料では補正済高潮ガイダンスに基づいた解説を行う。
- ・ 24時間以内に台風でなくなる場合、高潮モデルの台風ポーガスは台風強度・移動速度を一定と仮定して外挿するため、台風が衰弱して熱帯低気圧化する場合や温帯低気圧化した後に再発達する場合等の変化傾向に対応しておらず、これ以降の予想が過大または過小となる可能性がある。その場合、「潮位に関する解説資料」はMSM予測値に基づいたものになる場合がある。
- ・ 面的天文潮位は海域により精度が異なるため、地形による天文潮位の誤差を把握しておくことが望ましい。

なお、高潮モデルについては、気象分科会提言で「台風によりもたらされる顕著現象の予測技術」として、台風アンサンブル予報を活用して高潮の予測を行い、高潮発生の可能性を地域毎に確率的に評価するための手法を開発すべき、との提言をいただいております、これに向けた高度化の技術開発を行っている。

### 1.5.3 本事例における具体的な量的予報\*

高潮警報は、台風や低気圧等による異常な海面の上昇により重大な災害が発生するおそれがあると予想したときに発表する。その発表基準は、「標高」で表した数値で定められている。

本事例では、根室港潮位計で高潮警報基準を大きく超過する潮位が観測され、根室市などで浸水被害が発生した。この節では、根室地方の災害概要を述べるとともに、本事例を用いて、根室地方における適切な量的予報作業について、当時まだ提供されていなかった補正済高潮ガイダンスが提供されていたものとして、シミュレーションを行ったので解説する。

なお、本事例での根室地方の潮位は、低気圧の北上に伴い17日未明から昼前に、低気圧の南下に伴い18日明け方から昼過ぎに、それぞれ高潮警報基準を超過した。本節では前者の17日未明から昼前の高潮に対する対応を取り上げる。

#### 1.5.3.1 高潮の実況と発生した災害

本事例における釧路・根室地方及び網走地方の検潮所で観測された最大潮位偏差と最高潮位を第1.5.1表に示す。

本事例の高潮により、根室市などで住家の床上・床下浸水の被害が発生したほか、根室市では高潮によ

---

\*大山 哲男（札幌管区気象台気象防災部予報課）、竹田 康生（気象庁予報部予報課）

り市街地の道路が冠水し、近隣の住民が消防署員などによりゴムボートで救助された。住民避難に関する情報は第 1.5.2 表のとおりである。

第 1.5.1 表 高潮観測表 (平成 26 年 12 月 16 日 21 時~12 月 18 日 21 時)

観測点	1次細分区域名	最大潮位偏差				最高潮位				高潮警報・注意報基準値 (cm)		過去最高潮位 (平滑値)		
		瞬間値		平滑値		瞬間値		平滑値		警報	注意報	潮位 (cm)	年月日	要因
		偏差(cm)	起時	偏差(cm)	起時	標高(cm)	起時	標高(cm)	起時					
根室 (*)	根室	(169)	17日08:49	(142)	17日09時	(203)	17日08:49	(181)	17日08:44	120	70	---	---	---
花咲	根室	117	17日04:57	87	17日07時	131	17日08:03	104	17日08:10	120	70	134	1994.02.22	低気圧
枝幸 (*)	宗谷	117	17日17:52	83	17日17時	114	17日21:14	76	17日12:47	110	70	---	---	---
紋別 (*)	紋別	99	17日17:40	67	17日18時	98	18日09:25	73	18日09:35	130	90	---	---	---
網走	網走	86	17日19:27	61	17日21時	95	17日13:37	75	17日10:54	130	90	120	2010.01.01	低気圧
霧多布 (*)	釧路	84	17日05:19	60	17日05時	102	17日09:47	76	17日09:54	110	70	---	---	---
釧路	釧路	73	17日05:42	56	17日09時	104	17日10:02	90	17日10:16	110	70	122	1994.02.22	低気圧

注 : 最大潮位偏差50cm以上、または注意報基準に達した地点を潮位偏差の大きい順に記載した。  
 注 : 瞬間値は波浪等の短周期成分を除いた海面の高さ。  
 注 : 平滑値は日々の潮汐(満干潮)を決定するために、津波や副振動成分を平滑・除去した海面の高さ。  
 注 : 潮位偏差は推算潮位(計算上の潮位)からの偏差。  
 注 : (\*)は北海道開発局の所管検潮所であり、偏差等の値は気象庁で独自に算出したものである。  
 注 : 値に()がついているものは、期間中に欠測があったことを示す。  
 注 : 「注意報基準」欄に記載している基準値は、検潮所が所在する市町村の高潮警報・注意報の基準値である。

第 1.5.2 表 高潮による北海道内の住民避難に関する情報

1 避難指示

振興局名	市町村名	対象世帯数	対象人数	発令日時	解除日時	地区数及び発令理由
根室	別海町	97	267	12/17 09:00	12/17 13:00	計1地区。高潮による越波のため。

2 避難勧告

振興局名	市町村名	対象世帯数	対象人数	発令日時	解除日時	地区数及び発令理由
根室	根室市	730	1594	12/17 08:04	12/18 14:10	計13地区。高潮による越波のため。
	別海町	361	1194	12/17 08:30	12/17 13:00	計 4地区。高潮による越波のため。
計	---	1091	2788	---	---	---

注 : 表中の住民避難情報は北海道総務部の調べによる(平成26年12月19日現在)。

1.5.3.2 釧路地方気象台の現地調査結果

本事例の高潮によって、根室地方の沿岸で建物の浸水などの被害が生じたことから、釧路地方気象台及び札幌管区気象台は、平成 26 年 12 月 25 日に第 1.5.4 図に示す尾岱沼漁港及び別海漁港で現地調査を実施した。調査の概要は次のとおりである。

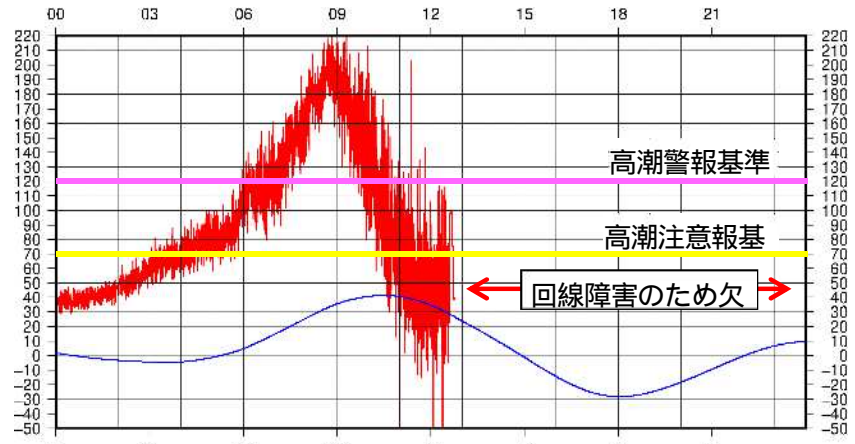
尾岱沼漁港では、観光船案内所における聞き取りの結果、高潮は 17 日 08 時 30 分頃にピークとなり、観光船案内所建屋入口が浸水する直前まで潮位が上昇したことが判明した。



第 1.5.4 図 平成 26 年 12 月 25 日に現地調査を行った地域 (内) この地図は、国土地理院の地理院地図(電子国土 Web)を使用したものである。

観光船案内所建屋入口までの水準測量結果から、尾岱沿漁港における高潮は、標高約 1.7m に達したと推定される。

別海漁港では、別海漁業協同組合における聞き取りの結果、高潮は 17 日 09 時頃にピークとなり、同漁業協同組合資材庫の内部まで浸水したことが判明した。同漁業協同組合資材庫内の浸水痕跡までの水準測量結果から、別海漁港における高潮は標高約 2.1m に達したと推定される。なお、根室港における高潮は、第 1.5.5 図に示すように、標高約 2.0m(北海道開発局：潮位観測資料)に達しており、別海町とほぼ同程度となっていた。

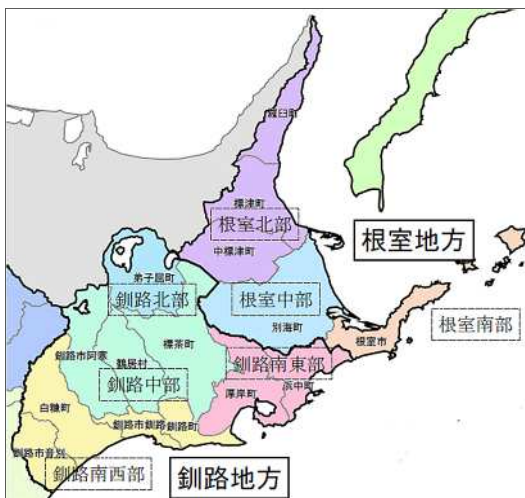


第 1.5.5 図 平成 26 年 12 月 17 日 根室港潮位記録 (北海道開発局所管)  
赤線：実測値 青線：天文潮位 (標高表示：cm)

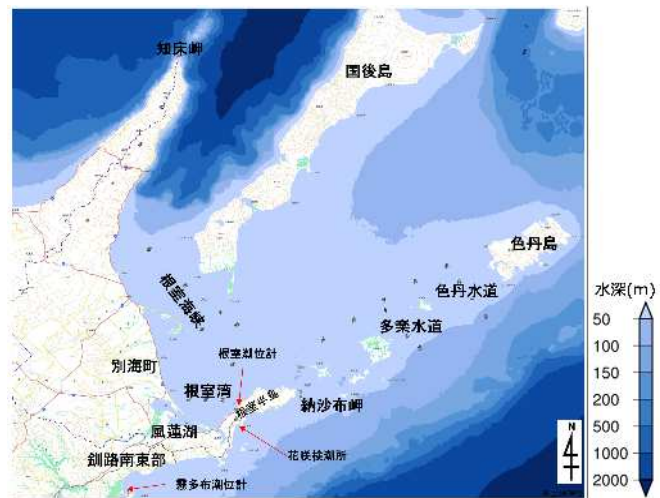
現地調査により、12 月 17 日に発生した顕著な高潮は、気圧低下による吸い上げ効果と東から北の強風による吹き寄せ効果により発生したと考えられる。根室湾は国後島と根室半島及び歯舞群島から色丹島に挟まれるような北東方向に開けた矩形となっており、遠浅な海底地形が広がっていることが潮位偏差を大きくした可能性がある。根室港潮位計の潮位偏差は約 1.7m で、そのうち吸い上げ効果による潮位上昇量は 0.6m 程度と推定されることから、残る潮位上昇量を強風による吹き寄せ効果と考えると、吹き寄せ効果による上昇量は、吸い上げ効果の 2 倍程度あったと考えられる。

### 1.5.3.3 釧路地方気象台の量的予報作業

ここでは、16 日明け方から 17 日明け方にかけての釧路地方気象台における量的予報作業について、補正済高潮ガイダンスが提供されていたと想定した理想的な作業の一例を解説する。なお、第 1.5.6 図に釧路・根室地方の警報・注意報の発表細分区域図を、第 1.5.7 図に根室海峡付近の水深図を示す。

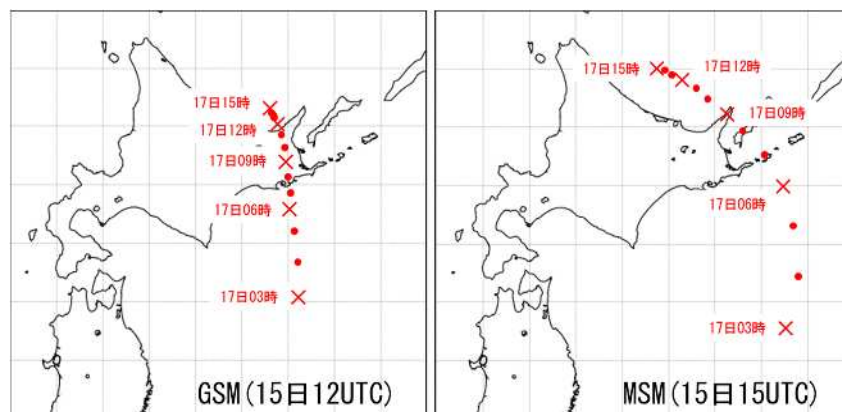


第 1.5.6 図 釧路・根室地方の警報・注意報の発表細分区域図



第 1.5.7 図 根室海峡付近の水深図

この地図は、国土地理院の地理院地図(電子国土 Web)を使用したもので、水深は日本海洋データセンターの 500m メッシュ水深データより作図した。



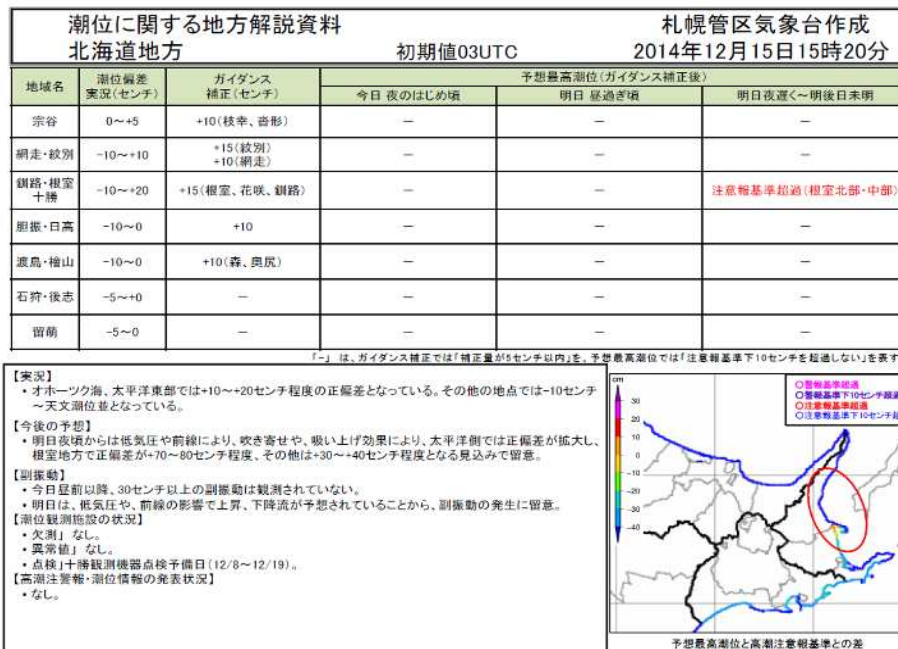
第 1.5.8 図 12月 15 日 12UTC 初期値の GSM と 15 日 15UTC 初期値の MSM の低気圧の中心の予想位置  
17 日 3 時から 18 時までの 3 時間毎の予想位置を × とその時刻で、その他の 1 時間毎の位置を ● で示した。

16 日明け方に釧路地方気象台が府県気象情報を発表したときの検討状況を説明する。低気圧の進路予想については、15 日 12UTC 初期値の GSM は 948hPa に発達して根室半島の西側を北上させる一方、15 日 15UTC 初期値の MSM は 956hPa で根室半島の東側の海上を北上させる予想となっている（第 1.5.8 図）。高潮の予想においては、低気圧の東側となるか西側となるかは非常に重要な要素であるが、この段階において、低気圧の通過コースを 100km 単位の精度で確定させることは困難である。16 日未明の中央気象指示報では、数値予報資料解釈上の留意点として、「低気圧発達のモデル間の差は小さくなってきた。最新の GSM を基本に考える。」と記述していた。この時点では、低気圧の進路予想は GSM を基本に MSM も考慮して根室半島付近を通過するコースでシナリオを組み立てる。高潮や梅雨前線付近の大雨など、比較的狭い領域で激しい現象が発生することが予想されるときは、MSM の予想を不適切と判断しない限りは、低気圧や前線の位置や量的な見積もりについて、MSM も利用して予想の不確実性を把握しながらシナリオを考えることが重要である。潮位については、15 日 15UTC 初期値の補正済高潮ガイダンスが根室海峡で警報基準を超過し、最高は 17 日 06 時頃で標高 1.4m（警報基準 1.2m）と出力していた。そのため、根室地方で 17 日未明から昼前にかけて警報基準を超過し、ピークは 17 日明け方で、最高潮位は標高 1.4m（警報基準 1.2m）とシナリオを組み立てることが可能であった。このシナリオに沿って 16 日 05 時台に発表する府県気象情報で、「根室地方は 17 日未明から高潮による低い土地の浸水に厳重に警戒」を見出しに盛り込み、暴風雪と共に高潮による浸水にも警戒を呼びかけ、本文には 16 日夜のはじめ頃に高潮警報を発表予定であることを記載することができる。釧路地方は、釧路南東部で警報基準を超過するおそれはあるものの、低気圧が根室半島付近を通過するメインのシナリオを組んでいることから、この時点では警報基準を下回ると見込む。サブシナリオとして低気圧の進路が根室半島よりも西側を通過する確度が高まった場合に釧路南東部も警戒を呼びかけることとし、低気圧の実況や予想資料の変化に注意する。

16 日朝の予報会報では、次の事項について確認する。

- ・ 低気圧が 17 日朝に根室半島付近を通過し、昼前に根室海峡から知床半島付近で最も発達する
- ・ 根室地方の満潮時刻は 17 日昼前で、低気圧の最盛期と重なり、15 日午後札幌管区気象台地球環境・海洋課から提供された「潮位に関する地方解説資料」（第 1.5.9 図。以下、「潮位解説資料」とする）のとおり、吹き寄せや吸い上げ効果により、根室地方で警報基準を超過する確度が高い
- ・ 根室地方と釧路南東部の高潮警報のシナリオについて、低気圧のモデルと実況の対比を入念に行い、リードタイムを考慮して、16 日夜のはじめ頃までに判断する

- 根室海峡の沿岸では、平成18年10月8日の発達した低気圧と同程度の高潮害(第1.5.3表)が予想されることから、16日中に根室地方の各市町村及び北海道根室振興局への、暴風雪と共に高潮への警戒について、ホットライン等で具体的な解説を心がける
- 札幌管区気象台が15日に続いて16日に行う防災機関や報道機関を対象とする「暴風雪に関する説明会」でも、高潮にも重点をおいた解説を要望する

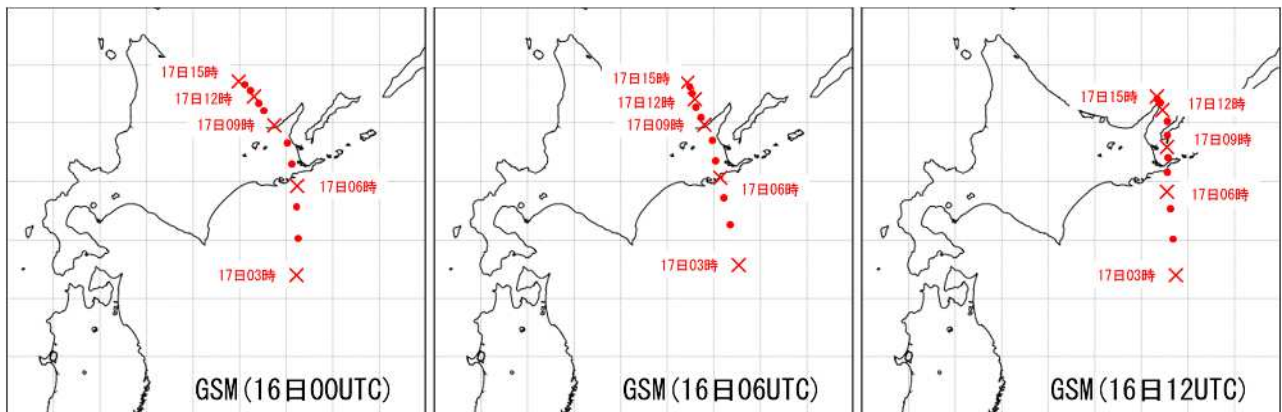


第1.5.9図 「潮位に関する地方解説資料 北海道地方」(2014年12月15日15時20分)

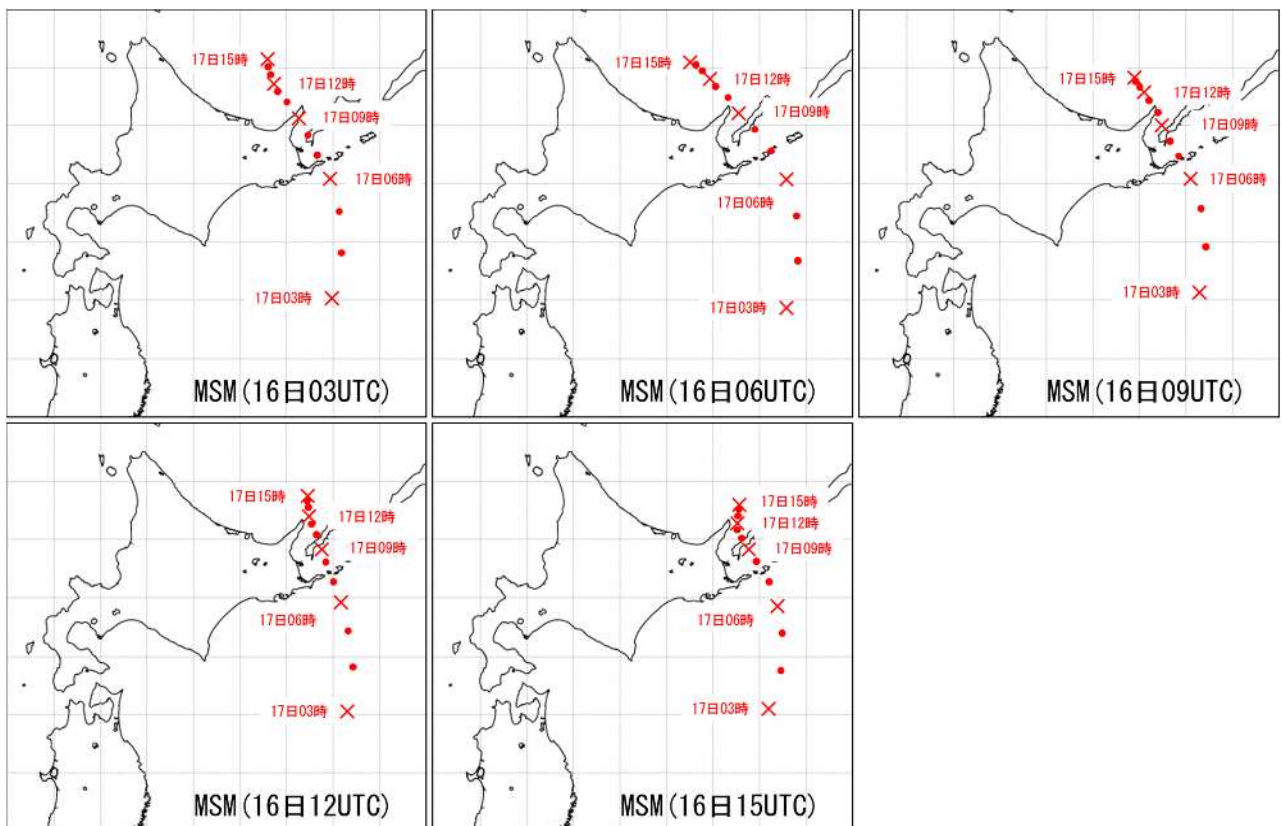
第1.5.3表 根室地方における高潮災害履歴(平成元年1月～平成27年10月)

年月日	観測点	最大潮位偏差(平滑値)		最高潮位(平滑値)		主な被害	要因
		偏差(cm)	起時	標高(cm)	起時		
平成3年(1991) 2月16～18日	花咲	41	17日07時	104	17日16:35	住家浸水(床上4棟、床下2棟)	低気圧
平成6年(1994) 2月21～22日	花咲	64	22日11時	134	22日11:00	住家浸水(床下1棟)、漁協事務所冠水1、水産倉庫冠水7	低気圧
平成7年(1995) 12月24～26日	花咲	32	25日09時	132	25日16:10	住家浸水(床下1棟)	低気圧
平成14年(2002) 1月27～28日	花咲	44	28日09時	132	28日13:35	住家浸水(床下1棟)	低気圧
平成16年(2004) 1月13～16日	花咲	51	14日09時	78	14日07:31	住家浸水(床上1棟、床下1棟)	低気圧
平成18年(2006) 1月3～4日	花咲	30	3日21時	95	3日16:38	住家浸水(床上2棟、床下9棟)、漁船25隻及び水産施設82か所被害	低気圧
平成18年(2006) 10月7～9日	花咲	71	8日05時	119	8日03:48	住家浸水(床上28棟、床下49棟)、漁船201隻及び水産施設666か所被害	低気圧
平成19年(2007) 1月7～8日	花咲	52	7日09時	98	7日16:34	住家浸水(床下2棟)	低気圧
平成26年(2014) 12月17～18日	花咲	87	17日07時	104	17日08:10	住家浸水(床上19棟、床下26棟)、漁船流出・破損12隻、非住家浸水害135件	低気圧
	根室(*)	(142)	17日09時	(181)	17日08:44		
平成27年(2015) 10月8～9日	花咲	100	8日17時	105	8日14:11	被害の詳細は、平成27年10月13日現在、調査中である	台風
	根室(*)	114	8日13時	142	8日13:25		

注：災害データは、「気象災害報告」(気象庁)による。  
注：瞬間値は波浪等の短周期成分を除いた海面の高さ。  
注：平滑値は日々の潮汐(満干潮)を決定するために、津波や副振動成分を平滑・除去した海面の高さ。  
注：潮位偏差は推算潮位(計算上の潮位)からの偏差。  
注：(\*)は北海道開発局の所管検潮所であり、偏差等の値は気象庁で独自に算出したものである。  
注：値に()がついているものは、期間中に欠測があったことを示す。  
注：観測点データは、期間を通して観測記録がある「花咲」を基本に記載し、近年大きな被害が発生した「根室」を記載した。  
注：上表の平成26年12月17～18日災害前の時点で、最も被害が大きかったのは平成18年10月7～9日の低気圧によるもので、根室市、別海町の根室海峡沿岸に被害が集中した。詳細は、「災害時自然現象報告書 2006年第3号」(平成18年11月20日 気象庁)参照 [http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji\\_200603.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_200603.pdf)



第 1.5.10 図 12月16日00UTC初期値から12UTC初期値のGSMの低気圧の中心の予想位置  
17日3時から18時までの3時間毎の予想位置を×とその時刻で、その他の1時間毎の位置を●で示した。

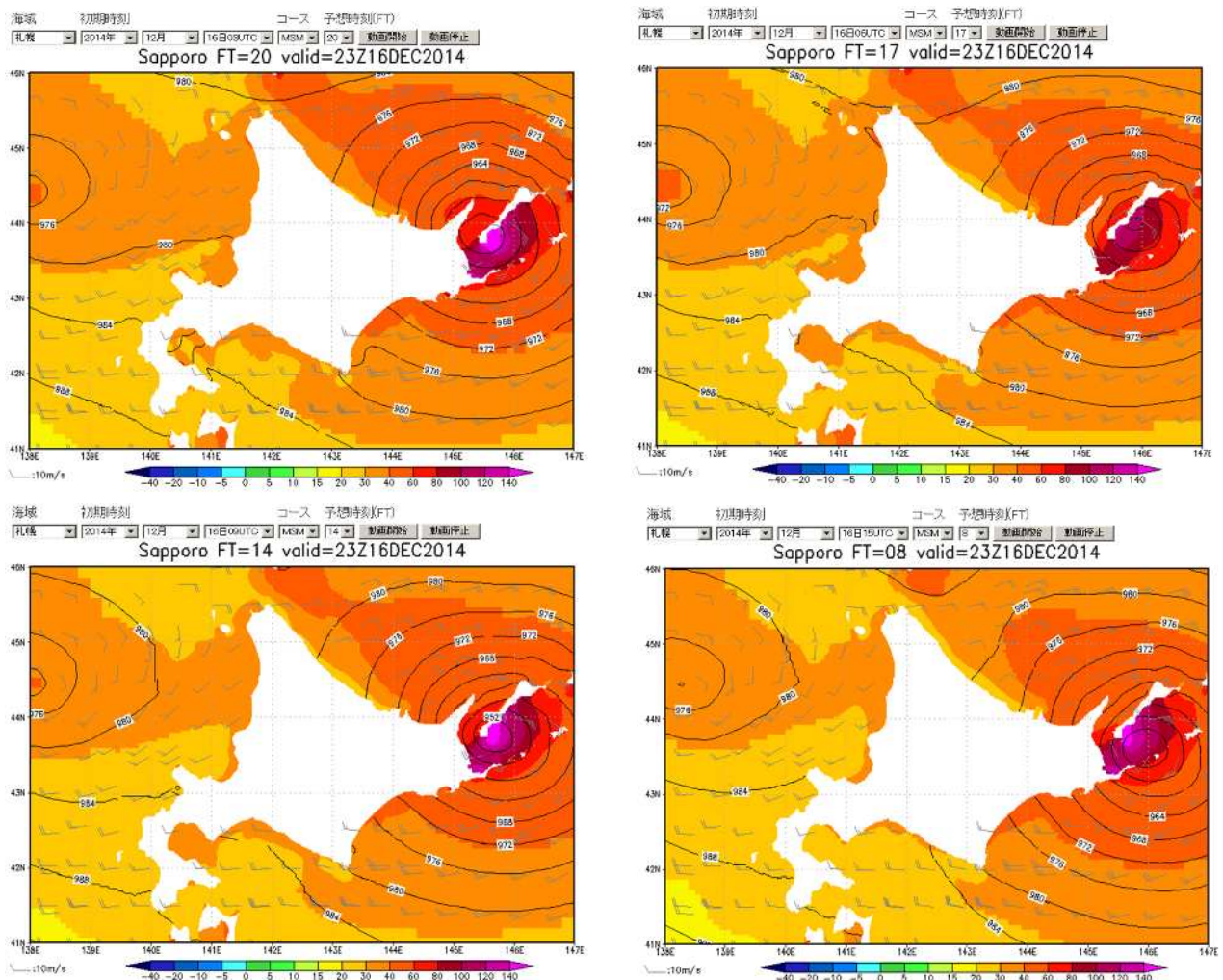


第 1.5.11 図 12月16日03UTC初期値から15UTC初期値のMSMの低気圧の中心の予想位置  
17日3時から18時までの3時間毎の予想位置を×とその時刻で、その他の1時間毎の位置を●で示した。

16日昼前には、朝の会報や、昼前の中央気象指示報、新しい初期値のガイダンス等により、この時点でのメインのシナリオである、明け方の府県気象情報のシナリオの修正を検討する。10時45分の中央気象指示報では、数値予報課からのコメントとして「GSMの方がMSMより暖気を北上させている。海外他センターを見ると地上はMSMに近い。00UTC観測で、低気圧近傍の九州付近のデータが今後の予想に反映してくるので、GSMがMSM寄りになる可能性あるが、GSMの最新初期値を基本に考えられたい」と指示があった。各種資料から低気圧の進路予想はGSMを採用し、引き続き根室半島付近を通過するコースでシナリオを組立てることとする。潮位については、15日21UTC初期値の補正済高潮ガイダンスの最高値は、根室海峡で、17日07時頃に標高1.7~2.1mと警報基準を大幅に超過する予想であった。実際に提供された16日10時20分の

地方潮位解説資料では「明日にかけ正偏差が増大し、太平洋側東部は+60～+100 cmとなり、根室地方は警報基準を超過、釧路地方は警報基準下10 cm」とのコメントとなっていた。高潮ガイダンスの値はメインのシナリオよりも上昇したが、低気圧の進路や発達の変差を考慮して、この時点で高潮のシナリオの変更はしないで、最高潮位は引き続き標高1.4m（警報基準1.2m）とする。根室地方では16日夜から高潮注意報基準を超過することから、予定通り16日11時台に釧路・根室地方に高潮注意報を発表し、根室地方については17日未明までに高潮警報に切り替える可能性があることを言及する。また、高潮以外の気象要素についてもメインのシナリオからの変更がなかったため、昼前に府県情報を発表する必要はないと判断する。

16日午後には、新しい初期値の数値予報に基づく中央気象指示報や、ガイダンス等が利用できるため、これらを用いてシナリオの変更を検討する。低気圧の進路予想については、16日00UTC初期値のGSM（第1.5.10図）は948hPaで根室半島の西側を北上させる一方、16日03UTC初期値のMSM（第1.5.11図）は954hPaで根室半島の東側の根室市納沙布岬付近を北上させる予想に変化がなかった。この時点では低気圧は中央気象指示報のシナリオに沿って根室半島付近を北上する組立てとする。潮位については、16日03UTC

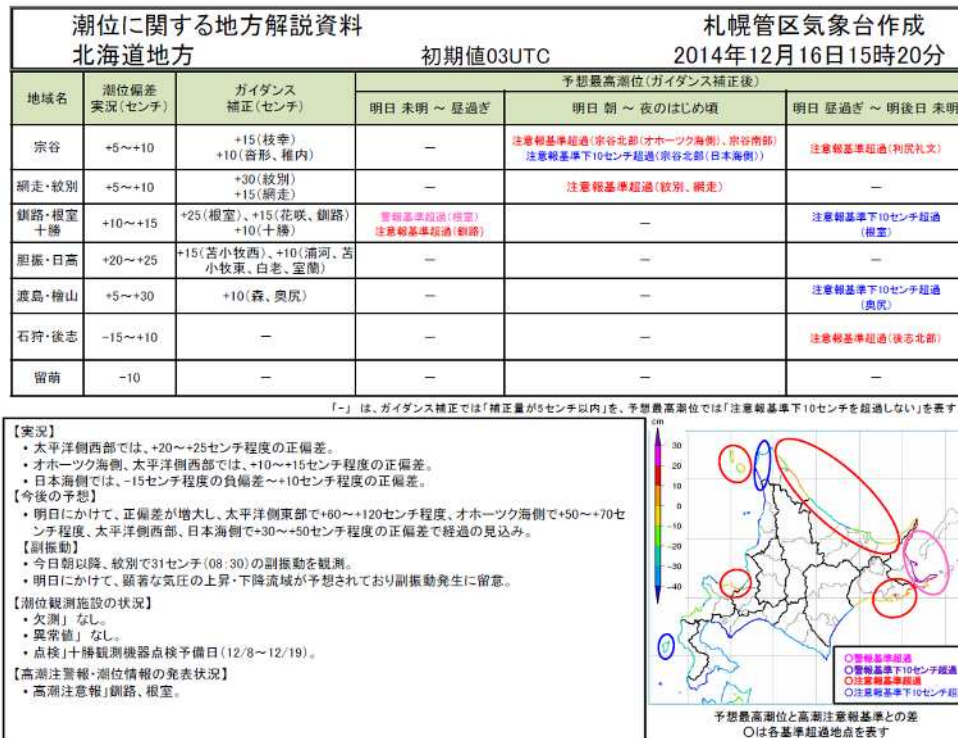


第 1.5.12 図 MSM 高潮モデル潮位偏差分布図（根室海峡で最も偏差が大きい予想となる 17 日 08 時頃）

- 左上図：16日03UTC初期値のFT20 低気圧は根室市納沙布岬付近を北上する予想。
- 右上図：16日06UTC初期値のFT17 低気圧は根室半島の東側の海上を北上する予想。
- 左下図：16日09UTC初期値のFT14 低気圧は根室市納沙布岬付近を北上する予想。
- 右下図：16日15UTC初期値のFT08 低気圧は根室市納沙布岬付近を北上する予想。



初期値の補正済高潮ガイダンスの最高値は、15日 21UTC 初期値と比較すると若干低くなるものの、根室海峡で、17日 07時から 09時に標高 1.6~1.9m と引き続き警報基準を大幅に超過する予想である（第 1.5.12 図）。16日 15時 20分の地方潮位解説資料（第 1.5.13 図）では「明日にかけ正偏差が増大し、太平洋側東部は+60~+120 cmとなり、根室地方は警報基準を超過、釧路地方は注意報基準超過」とのコメントとなっていた。これらから潮位予想は、引き続き根室地方全体で 17日未明から昼前にかけて警報基準を超過し、ピークは 17日朝とし、最高潮位はガイダンスが安定してきたことから、+0.2m 引き上げて標高 1.6m（警報基準 1.2m）とすることにす。



第 1.5.13 図 「潮位に関する地方解説資料 北海道地方」(2014年12月16日15時20分)

この量予想の変更を受けて、16日 16時台に発表する府県気象情報で、「根室地方は 17日未明から高潮による低い土地の浸水に厳重に警戒」を引き続き見出しに盛り込み、暴風雪と共に警戒を呼びかけることになる。本文には上方修正した警報基準超過の量的予想、及び 16日夜のはじめ頃に高潮警報を発表する見込みであることを記載する。また、根室管内の沿岸市町には、台長から各首長に直接ホットラインを用いて「暴風雪は 16日夜遅くから 18日にかけて、高潮は 17日朝をピークに急激に潮位が高くなる確度が高まっている。特に根室湾付近では、平成 18年 10月の低気圧と同程度の高潮となるおそれがあり、高潮警報は 16日 20時台に発表する見込みである」ことを伝えることが可能である。

16日午後のシナリオでは 16日夜のはじめ頃に高潮警報の発表判断を行う必要がある。低気圧の進路予想に関しては、16日 06UTC 初期値の GSM（第 1.5.10 図）は根室半島の西側を北上させる一方、16日 06UTC 初期値の MSM（第 1.5.11 図）では、低気圧が 03UTC 初期値と比較して根室半島の東側の海上を北上させる予想となった。しかし、16日 20時過ぎに配信された 16日 09UTC 初期値の MSM（第 1.5.11 図）では、03UTC 初期値と同様に根室半島の東側の根室市納沙布岬付近を北上させるコースに戻るなど MSM の低気圧進路は初期値毎に数 10km 程度のブレがあった。低気圧の進路については、これまでのシナリオどおり GSM を基本に

考え、根室半島付近を北上するシナリオとする。潮位については、根室海峡で最も偏差が大きい予想となる 17 日 08 時頃を予想した MSM 高潮モデル潮位偏差分布図（第 1.5.12 図）の 06UTC 初期値は 03UTC 初期値と比較して偏差は小さくなっているが、16 日 06UTC 初期値の補正済高潮ガイダンスの最高値は、根室海峡で、17 日 07 時から 09 時に標高 1.5～1.6m と引き続き警報基準を超過する値を出力している。偏差が小さくなったのは 06UTC 初期値では低気圧が 03UTC 初期値と比較して根室半島のより東側の海上を北上する予想となったためであると考えられる。16 日 18 時 30 分提供の臨時的な地方潮位解説資料では「ガイダンス補正量には、低気圧接近前の実況とガイダンスの定常的な差に加えて、今後高潮モデルの外力である MSM よりも GSM の方が発達する予想であることから、この気圧差（約 5hPa）による偏差増大分（+5 cm）を修正の必要あり。潮位偏差のピークは、太平洋側で今夜はじめ頃～夜遅くに +50～+60 cm、根室湾で 17 日明け方～朝に +100 cm」とのコメントがあり、根室湾の偏差は前初期値より 20 cm 下がった。これらの資料から、低気圧は根室半島付近を北上する確度が高まったものの、予報誤差を考慮し、根室海峡の最高潮位予想は標高 1.6m（警報基準 1.2m）で変更しないこととする。警戒期間も、引き続き根室地方全体で 17 日未明から昼前で、ピークは 17 日朝で、変更しないこととする。この検討を受けて、16 日夜のはじめ頃に根室地方に標高 1.6m（警報基準 1.2m）で高潮警報を発表することとする。また、この時点では、釧路地方は釧路南東部の警報の発表は見送ることとする。

このように、16 日夜のはじめ頃に高潮警報を発表するが、潮位のピークを迎える 17 日朝にかけて、実況や新しい予想資料でシナリオを随時修正し、適切な防災気象情報の発表を続けることが重要である。ここでは、高潮警報発表後、17 日朝の潮位ピークを迎えるまでの検討を解説する。低気圧の進路予想に関しては、MSM は 16 日 09UTC 初期値から 15UTC 初期値の 3 初期値連続でコースが安定すると共に、16 日 12UTC 初期値の GSM は初めて根室半島付近を北上する表現となり、モデル間の違いも小さくなった。このため、低気圧のコースはこれまでのシナリオをより精緻化し、根室半島を通過して根室海峡を北上する予想とする。これにより、根室湾付近での吹き寄せ効果がさらに懸念される一方、釧路南東部の警報の可能性はかなり小さくなった。MSM の 16 日 09UTC 初期値から 15UTC 初期値の補正済高潮ガイダンスの最高値は次のとおり初期値が 3 連続して安定している（第 1.5.12 図）。

16 日 09UTC 初期値	根室市から羅臼町の根室海峡	17 日 07 時から 09 時に標高 1.5～1.9m
16 日 12UTC 初期値	根室市から羅臼町の根室海峡	17 日 07 時から 09 時に標高 1.6～2.0m
16 日 15UTC 初期値	根室市から羅臼町の根室海峡	17 日 07 時から 09 時に標高 1.5～1.9m

実際に提供された 16 日 09UTC 初期値に基づく 16 日 21 時 10 分の潮位解説資料では、ガイダンス補正量は前回 18 時 30 分提供と同様な解説を付加すると共に、「潮位偏差のピークは、太平洋側東部で 17 日未明に +50～+70 cm、根室湾で 17 日明け方～朝に +120 cm」とコメントされていた。根室湾の偏差は前初期値より 20 cm 上がり、16 日 03UTC 初期値の解説資料の見積りに戻った。これらから、根室地方での高潮の量的予想の確度が高まったと判断し、根室海峡の最高潮位予想を 20 cm 上方修正し、標高 1.8m（警報基準 1.2m）とすることが可能である。この標高 1.8m の予想は、根室港潮位計データを平成 20 年 7 月に気象庁での業務利用を開始してから最も高い潮位となる。警戒期間は、引き続き根室地方全体で 17 日明け方から昼前で、ピークは 17 日朝で変更しない。

このシナリオ変更を受けて、根室地方の量的予報を標高 1.8m（警報基準 1.2m）と上方修正する内容で、17 日明け方に高潮警報の切り替え発表を行うこととする。また、根室管内の沿岸市町には、台長から各首長にホットラインを用いて「潮位は、17 日 07 時から 09 時をピークに急激に高くなる確度がさらに高まっている。特に根室湾付近では、平成 18 年 10 月の低気圧の高潮以上となるおそれがあり、最大限の警戒を」と直接伝え、より適切な防災対応を促すことが可能である。

## 参考文献

気象庁，2006：災害時気象速報 低気圧による平成18年10月4日から10月9日にかけての暴風と大雨，災害時自然現象報告書 2006年第3号。

([http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji\\_200603.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_200603.pdf))

気象庁，2015：潮汐・海面水位の知識。

(<http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/knowledge/index.html>)

釧路地方気象台，札幌管区気象台，2014：平成26年12月17日に発生した急速に発達した低気圧による根室地方の高潮に関する現地調査報告。

([http://www.jma-net.go.jp/kushiro/oshirase/pdf/sp\\_press150116\\_kushiro.pdf](http://www.jma-net.go.jp/kushiro/oshirase/pdf/sp_press150116_kushiro.pdf))

### 1.6 他事例との比較\*

前節までに述べたように北海道地方を中心に記録的に発達した低気圧の接近に伴い暴風雪、高潮などの顕著現象が発生した。本事例における低気圧の主な特徴は、日本の東海上における急発達、中心付近における顕著な暖気核、日本海で急発達をしている別の低気圧及びこの低気圧との間に形成された不連続線が挙げられる。以下、本節では、これらの点に着目して、過去に北海道南方海上及び東方海上を通過した低気圧の中で中心気圧の低かった事例（第1.6.1表）との比較を行う。なお、掲載した図の作成には特に説明のない限り JRA-55 長期再解析データを利用した。

第1.6.1表 過去30年間（昭和61年～平成27年）に北海道南方海上及び東方海上を発達しながら通過した主な低気圧。

事例	日時	中心最低気圧(hPa)	日本海低気圧の有無	高潮災害の報告(釧路・根室地方)	備考
A	平成6年2月21～22日	954	有	有	根室で気圧の極値(948.7hPa)を記録。
B	平成18年10月7～8日	964	無	有	根室で日最大瞬間風速の極値(42.2m/s)を記録。 花咲検潮所で最大潮位偏差88cm(過去10年間では本事例に次ぐ)を観測。
C	平成19年1月7日	964	有	有	中心気圧が24時間で44hPa低下。
D	平成20年4月1日	952	無	無	中心気圧が24時間で46hPa低下(本事例に次ぐ)。
E	平成25年3月2日～3日	968	有	無	死者9名(付録1.2参照)。
本事例	平成26年12月17日～18日	948	有	有	
F	平成27年3月10日～12日	970	有	無	最新の類似事例。

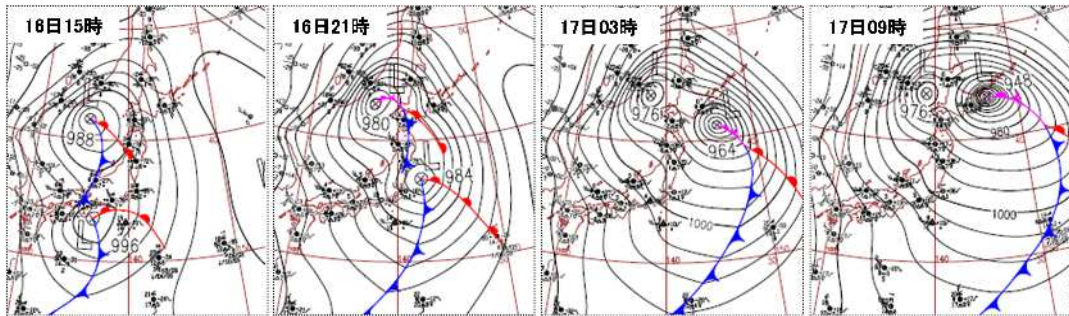
(気象庁ホームページ「災害をもたらした気象事例」、災害時気象速報(釧路地方気象台)を基に作成(台風及び台風から変わった低気圧は除く)。中心最低気圧については、事例Aは「印刷天気図」(12時間毎)、その他は「気象庁天気図」(6時間毎)、高潮災害の報告の有無については、「気象災害報告」(観測部情報管理室)による)

#### 1.6.1 日本の東海上における急発達

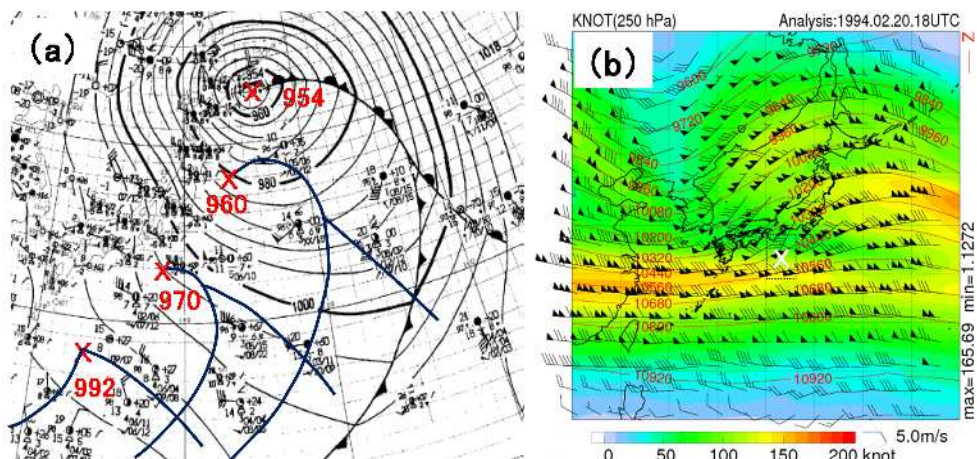
過去30年間の気象庁天気図(印刷天気図含む)によると、日本付近で低気圧(台風及び台風から変わった温帯低気圧は除く)の中心気圧が950hPaを下回することは稀である。本事例における低気圧は948hPaを記録した17日09時までの12時間に中心気圧が36hPa下降しており、三陸沖から北海道東方海上に進んだ

\*木下 仁(気象庁予報部予報課)

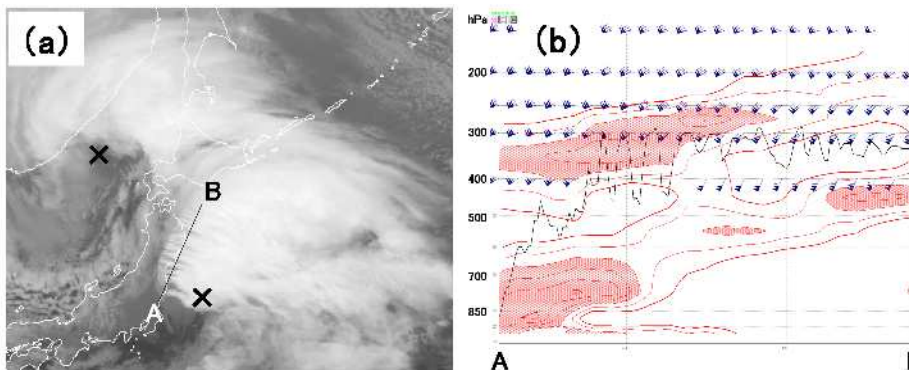
際に急発達している(第 1.6.1 図)。同時刻までの 3 時間における地上気圧の降下量は、低気圧の進行方向に当たる北海道東部付近で顕著で、千島列島の国後島では 19.6hPa も下降している。だが、第 1.6.1 表に掲載した低気圧の発達過程を見ると、必ずしもこの海域のみで急発達をしていない。例えば、1.1 節で述べられている事例 A (根室で気圧の極値 (948.7hPa) を記録) の低気圧はこの海域よりもむしろ本州南岸 (ジェットストリークの出口左側) で前日に急発達 (12 時間に 26hPa 下降) をしており、東海海域付近ですでに閉塞し、中心気圧が 970hPa にまで深まっている(第 1.6.2 図)。また、この低気圧の発達には東日本付近を入り口とする別のジェットストリークも影響していると考えられる。



第 1.6.1 図 平成 26 年 12 月 16 日 15 時 ~ 17 時 09 時 (本事例) の 6 時間毎の地上天気図。



第 1.6.2 図 事例 A の (a) 平成 6 年 2 月 22 日 09 時の地上天気図 (前 36 時間の 12 時間毎の低気圧の位置、中心気圧 (hPa) 及び前線 (印刷天気図による) を付加)、(b) 21 日 03 時の 250hPa 面の等高線 (赤線、120m 毎)、250hPa 面の等風速線 (kt)、風 (m/s) の分布図。記号 x は低気圧の中心を示す。

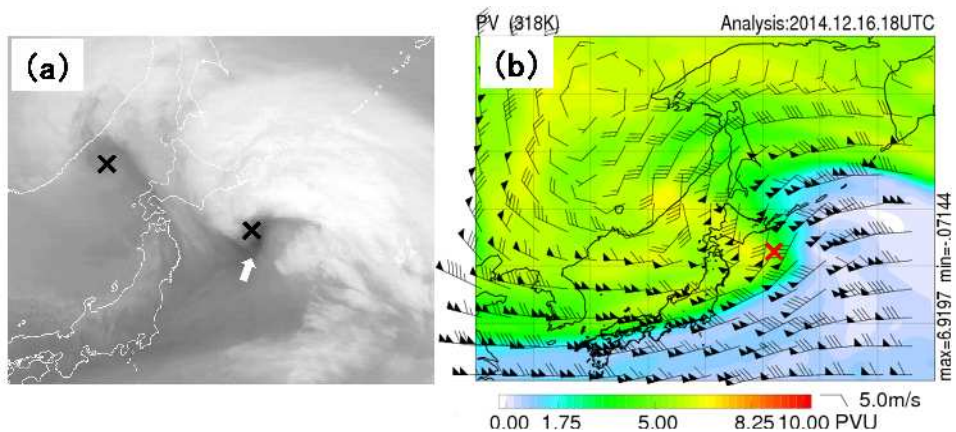


第 1.6.3 図 16 日 21 時 (本事例) の北日本付近における (a) 赤外画像 (記号 x は低気圧の中心を示す)、(b) MSM による (a) 図の A - B に沿った鉛直断面における雲頂高度 (黒線、 $T_{bb}$  による)、鉛直シア (赤線、5kt/1000ft 以上を 1kt/1000ft 毎に表示、ハッチ域: 7kt/1000ft 以上) 及び風 (100kt 以上を表示)。

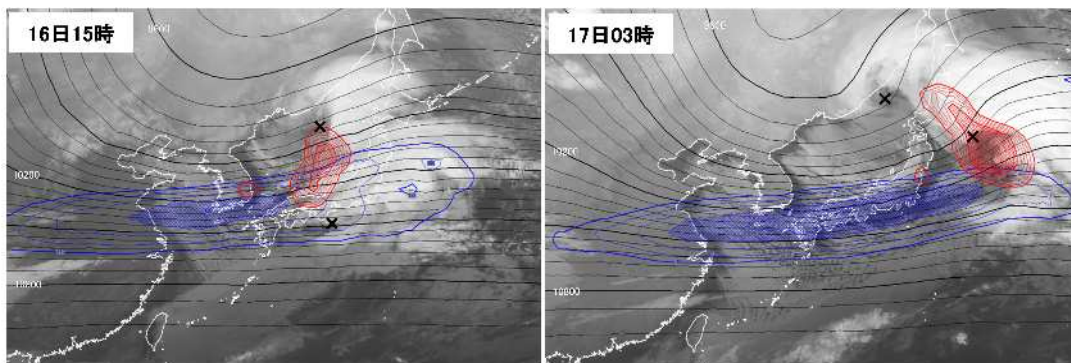
16日21~22時頃の衛星赤外画像(第1.6.3図a)を見ると、三陸沿岸付近には低気圧の発達を示唆するバルジ状の雲域の中に明瞭なトランスバースバンドが見られる。鉛直安定度が高く、鉛直シアの大きい環境場においては、鉛直シアに直交したロール状の循環や重力波が発生することがあり、これらが下層から供給された湿りにより可視化された結果がトランスバースバンドだと考えられる(同図b)。このようなトランスバースバンドは他の事例でも見られたが、本事例が最も顕著であった。

また、一般に、上層の正の渦位移流が大きい領域では上昇流が励起され、下層循環が形成・強化されるが、本事例における低気圧もこのような過程で発達をしている。水蒸気画像(第1.6.4図a)では低気圧の最発達期に当たる17日03時には南西象限に上層の分流のトラフ付近の明瞭な暗域(矢印の先端付近)が見られる。例えば318K等温面は250~500hPa付近の気圧面に分布しているが、この318K等温面の渦位分布(同図b)を時系列でみると、暗域は低気圧の南西側に進入する高渦位域に対応している。

ここで16~17日の上層250hPaの天気図(第1.6.5図)を見ると、日本の東海上のリッジが強いことが特徴的である。本州付近には明瞭なジェットストリークが存在し、17日03時の地上低気圧はこの出口左側付近で急発達をしている(同図右図)。同時刻、北海道東方海上を北上している低気圧の中心付近では、等高度線に密集した等温線が直角に近い角度で交わっていて顕著な暖気移流が存在し、地上低気圧の発達に寄与している状況を把握できる。また、力学的圏界面の高度の分布を示した第1.6.6図aによると、北海道東方海上の低気圧の上層の風上側(南西側)に力学的圏界面の気圧が極大となる領域があり、低気圧は圏界面

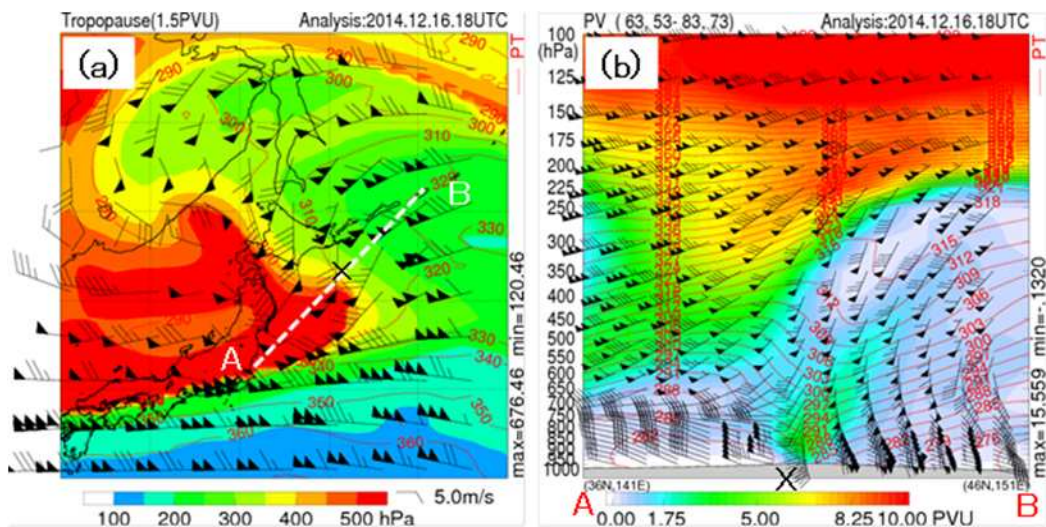


第1.6.4図 17日03時(本事例)の北日本付近における(a)水蒸気画像(矢印については本文参照)、(b)318K等温面における渦位(PVU)、風(m/s)の分布図。記号×は低気圧の中心を示す。

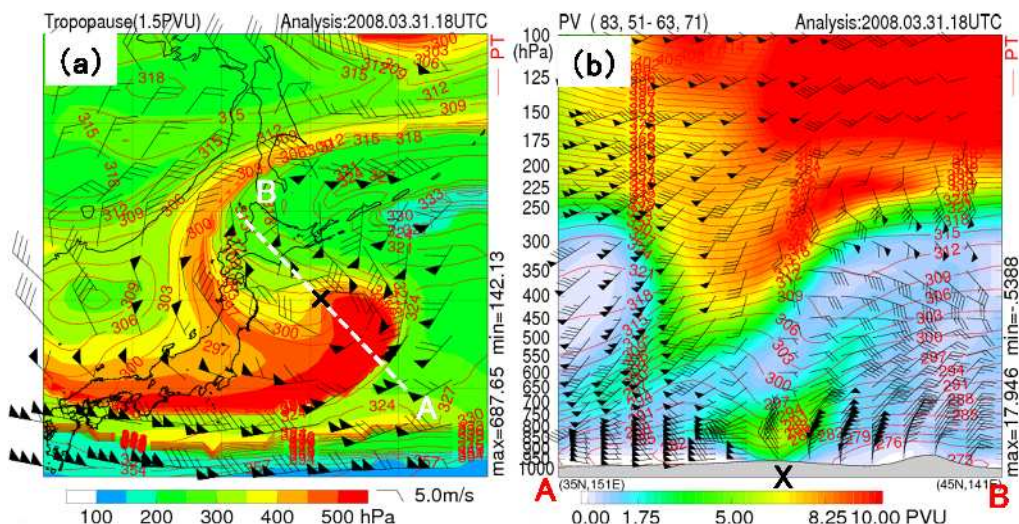


第1.6.5図 本事例の(a)16日15時、(b)17日03時の日本付近における赤外画像、GSM(初期値:同時刻)による250hPa面の等高度線(黒線、60m毎)、等風速線(青線、150kt以上を10kt毎に表示、ハッチ:180kt以上の領域)、温度移流(赤線、3/h以上を0.3/h毎に表示、ハッチ:4.5/h以上の領域)。記号×は低気圧の中心を示す。

の傾斜が急な領域（上述の暖気移流が最も顕著な領域）の下に位置していることがわかる。さらに、下層に目を向けると、同時刻には低気圧の中心付近には成層圏起源のものとは異なる正の渦位域が形成されている（図略）。これは、日本のはるか東海上に中心を持つ優勢な高気圧の周辺に位置する低気圧近傍の激しい降水に伴う潜熱解放が加わって形成されたものであると推察される。地上低気圧の中心を通る南西 - 北東走向の鉛直断面における渦位の分布図（同図 b）を見ると、低気圧近傍の水平シアアの比較的大きい下層にはほぼ垂直にのびる高渦位域（地上～約 500hPa）が見られる。上層では等温面にほぼ沿って成層圏の高渦位域が 700hPa 面付近にまで下降している様子がわかる。第 1.6.1 表に示した他の事例でも程度の差異はあるが、下層の低気圧近傍の孤立した高渦位域と上層の高渦位域との間の相互作用が見られ、発達する低気圧の顕著事例における共通点と言える（第 1.6.7 図）。



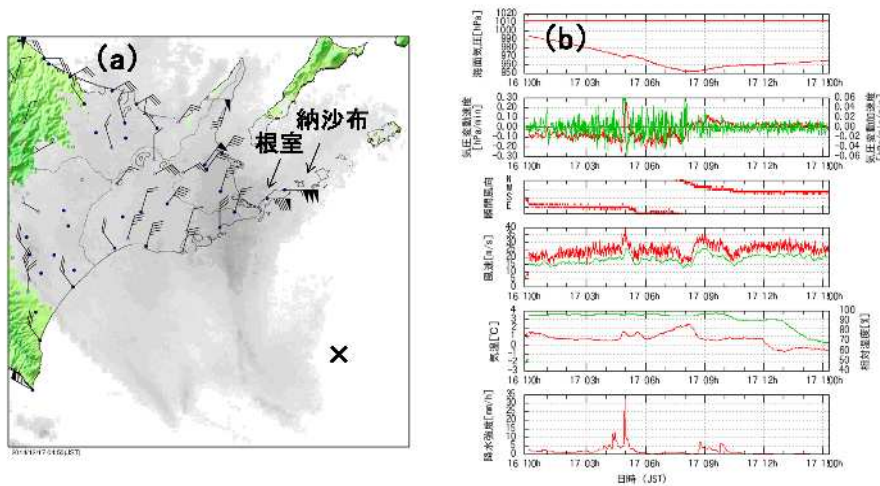
第 1.6.6 図 17 日 03 時（本事例）の北日本付近における (a) 力学的圏界面(1.5PVU)の気圧(hPa)、等温位線 (10K 毎)、風 (m/s) の分布図、(b) (a) 図の低気圧 (記号 x) の中心を通る破線 A - B に沿った鉛直断面における渦位(PVU)、等温位線(3K 毎)、風 (m/s) の分布図。



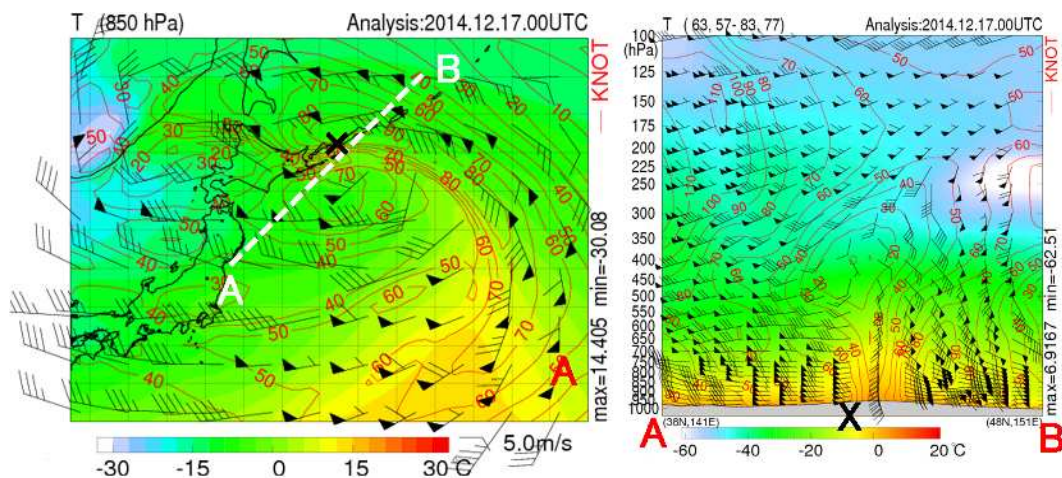
第 1.6.7 図 事例 D の平成 20 年 4 月 1 日 03 時の第 1.6.6 図と同じ分布図。

### 1.6.2 中心付近の顕著な暖気核

本事例では低気圧が北海道東部に達した際、中心の北側の閉塞前線に対応した雲バンドが比較的明瞭であった。1.1 節で述べられている納沙布、根室などの最大風速、最大瞬間風速は低気圧の中心付近ではなく、この雲バンドの南縁付近で観測されている（第 1.6.8 図）。高層天気図などによると低気圧の中心付近には暖気核が形成されており、下層では閉塞前線の北側を中心に広範囲で風が強くなっている（第 1.6.9 図）。また、低気圧の経路に近い地上観測データを見ると、周辺に比較して高温低湿となっている。さらに、17 日の衛星画像（図略）では、低気圧の中心付近に発達した対流雲がほとんど見られず、寒気の進入に伴って形成されるセル状対流雲も存在していないことから、中心付近は周辺より相対的に暖かい気塊で成り立っていると考えられる。このように中心付近の下層が暖気核となっている構造は第 1.6.1 表に示した他の事例でも見られる。なお、各事例の地上天気図を比較すると、本事例の低気圧は発達時に中心付近での気圧傾度が大きい上に等圧線の円形度も増しており（第 1.6.1 図）、軸対称構造が明瞭であったと推察される。



第 1.6.8 図 (a) 17 日 04 時 50 分（本事例）の北海道東部付近におけるアメダスの風 (m/s) 及びレーダー降水強度（記号×は低気圧の中心）、(b) 同日 00 時～15 時の根室特別地域気象観測所の海面気圧、気圧変動速度及び加速度、風向風速、気温、相対湿度、降水強度の時系列変化図。

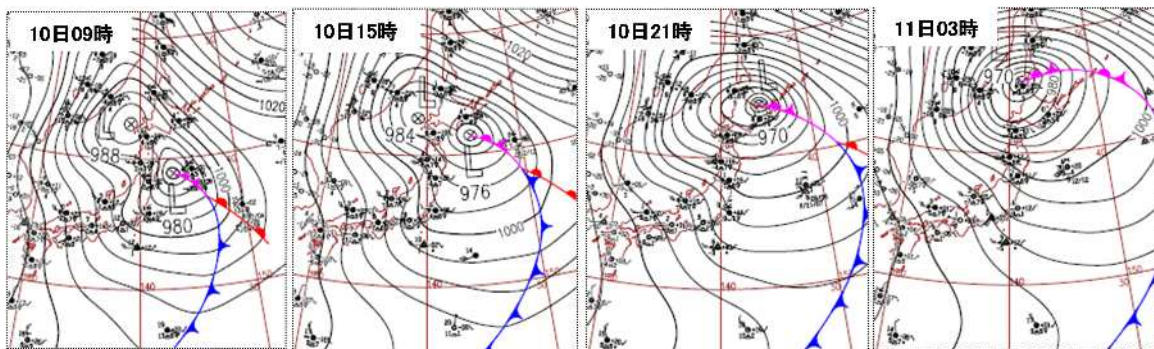


第 1.6.9 図 17 日 09 時（本事例）の北日本付近における (a) 850hPa 面の温度 ( )、等風速線 (kt)、風 (m/s) の分布図、(b) (a) 図の低気圧（記号×）の中心を通る破線 A-B に沿った鉛直断面における温度 ( )、等風速線 (kt)、風 (m/s) の分布図。

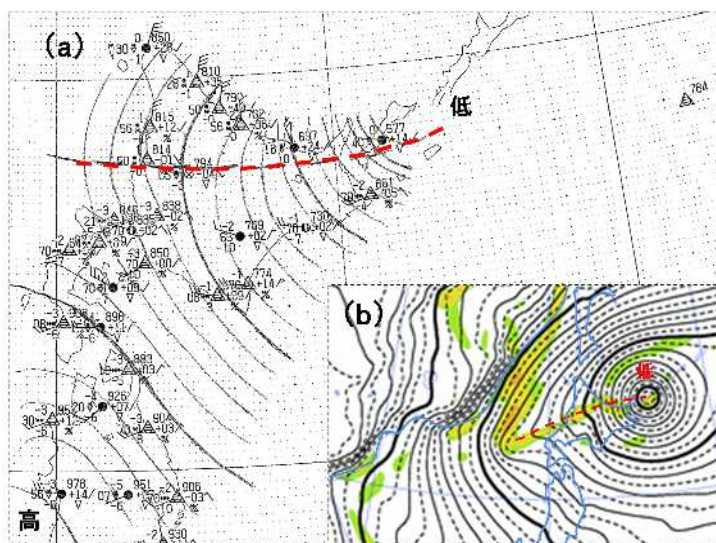
### 1.6.3 別の発達する低気圧の存在

本事例では日本海にも低気圧があり、中心近傍の下層の高渦位域に上層の高渦位域が西から近づいた 16 日 15 時までの 12 時間に中心気圧が 22hPa も下降する急発達を遂げている（図略）。同時刻、上層では近傍に顕著な暖気移流が存在し、低気圧の発達に関与していることが理解できる（第 1.6.5 図左図）。このように本州を挟んで存在する二つの低気圧が SW（海上暴風警報）級にまで発達し、中心気圧が共に 12 時間で 20hPa 以上降下している例は極めて珍しい。事例 D（平成 20 年 4 月 1 日）の低気圧は北海道東方海上付近において急発達し、中心気圧の 24 時間降下量が本事例に次いで大きい。日本海には低気圧は存在していない。事例 A、C、E、F では日本海に低気圧が存在しているが、ほとんど発達せずに北海道の西海上付近で衰弱している。このような別の低気圧の差異は上層の環境場（さらに高緯度の寒冷渦の位置など）による。

また、別の低気圧が日本海に存在するケースでは、北海道東方海上付近の発達した低気圧は急速に衰弱することなく、上層の寒冷渦に捕捉されて速度が遅くなることがある（第 1.6.10 図）。本事例の低気圧も 17～18 日に網走沖で反時計回りのループを一度描いてから北海道の東海上にゆっくり進んだ（第 1.3.2 図）。なお、日本海の低気圧がすぐに不明瞭化しない場合は、本事例のように 2 つの低気圧の間に不連続線が形成されやすい（第 1.6.11 図）。本事例では局地天気図などを解析することにより、17～18 日に北海道付近の下層をこのような不連続線がゆっくり南下し、同地域の暴風雪の一因となっている状況がわかる。



第 1.6.10 図 事例 F の平成 27 年 3 月 10 日 09 時～11 日 03 時の 6 時間毎の地上天気図。



第 1.6.11 図 17 日 21 時（本事例）の北海道付近における（a）局地天気図（等圧線は 2hPa 毎）、（b）GSM（初期値：同時刻）による地上天気図（等圧線は 2hPa 毎）及び 950hPa 面における TFP（Thermal Front Parameter（平成 26 年度予報技術研修テキスト 2.2.4.1 項参照））。赤破線は不連続線を示す（本文参照）。



#### 1.6.4 終わりに

本事例における低気圧を過去 30 年間に北海道南方海上及び東方海上を通過した中心気圧の低かった低気圧と比較することにより、以下の点が浮き彫りになった。

- ・日本付近で中心気圧が 950hPa 以下となった数少ない低気圧の一つである。下層の暖気移流が発達の主因である閉塞前の低気圧と異なり、閉塞後の低気圧では上層の暖気移流と高渦位の流入が発達に寄与している。過去の顕著事例と共通する点としては、下層の低気圧近傍の孤立した高渦位域と上層の高渦位域との間の相互作用が挙げられる。また、本事例では低気圧の北西象限におけるトランスバースバンドが顕著であった。
- ・納沙布、根室などの最大風速、最大瞬間風速の極大値は、低気圧の中心付近ではなく、閉塞前線に対応した降水バンドの南縁付近で観測されている。また、低気圧の中心付近には顕著な暖気核が形成されており、下層では閉塞前線の北側を中心に広範囲で風が強くなっていた。このような状況は他の顕著事例でも見られる。
- ・日本海にも別の低気圧があり、本州を挟んで存在する 2 つの低気圧が約半日の時間差で共に急速に発達（中心気圧が 12 時間で 20hPa 以上降下）しており、本事例の特徴と言える。また、日本海の低気圧がすぐに不明瞭化しない場合は、本事例のように 2 つの低気圧の間に不連続線が形成され、暴風雪の一因となる。

本事例の顕著現象は低気圧の急速な発達によってもたらされており、1.3、1.4、1.5 項ではそれぞれ暴風雪・大雪、波浪、高潮をターゲットに解説を行ったが、これらの予報作業において、低気圧の動向を監視することは必須である。中高緯度で発達する低気圧については数値予報の精度は高いが、第 1.6.1 表で紹介したような顕著事例における低気圧の発達過程は一樣ではない。また、1.5 項で述べられているように低気圧の進路、通過タイミングがわずかに異なるだけで、潮位の推移は大幅に変化する。予報担当者におかれては、各ステージにおける低気圧が現在どのような状況にあり、そしてどのような特徴を持つのかということをも十分把握した上で、担当する予報区において今後想定される現象を入念に整理・確認されながら作業を進めていただきたい。

#### 参考文献

小倉義光,2000: 総観気象学入門, 東京大学出版会, 163-176.

北畠尚子,2013: 暖気核隔離の低気圧. 天気, 60, 194-196.

黒良龍太, 森浩俊, 加藤輝之, 2014: 現業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.

( <http://yohou2.met.kishou.go.jp:8090/wwwroot/tanki/kakar i2/buntan/text/h25/press/3.pdf> )

黒良龍太, 牧野眞一, 2015: 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, 平成 26 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 39-64.

( <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/yohkens/20/chapter2.pdf> )

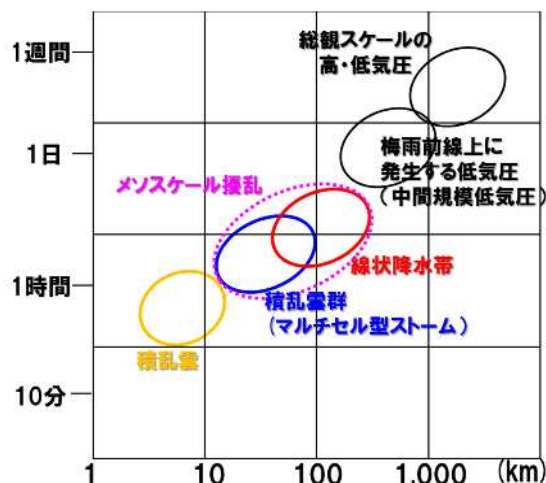
下村早也香,2013: 急速に発達した低気圧の経路図と災害リスト, 平成 24 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 133-137.

( <http://yohou2.met.kishou.go.jp:8090/wwwroot/tanki/kakar i2/buntan/text/h24/press/furoku.pdf> )

## 第2章 メソ気象の理解から大雨の予測について ～線状降水帯発生条件の再考察～\*

### 2.1 はじめに

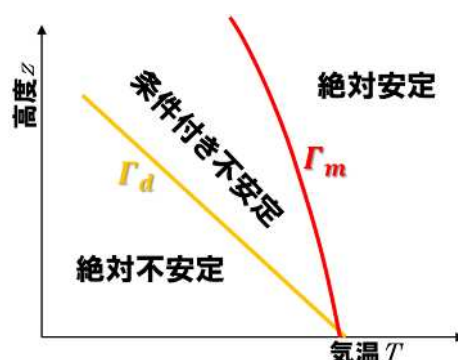
最初に、メソ気象の空間・時間スケールについて説明する。メソ気象の空間スケールの分類では Orlandi (1975) がよく用いられており、200~2000km がメソスケール、20~200km がメソスケール、2~20km がメソスケールと呼ばれている。その他に、Fujita (1981) が 40~400km をメソスケール、4~40km をメソスケールと定義している。実際のメソ気象の現象では、積乱雲が 5~15km 程度 (単体の巨大積乱雲であるスーパーセル型ストームには 100km 近いものもある)、積乱雲によって組織化された積乱雲群 (マルチセル型ストーム) が 20~100km 程度、線状降水帯が 50~200km 程度の空間スケールを持つ (吉崎・加藤 2007)。積乱雲は Orlandi (1975) ではメソスケール、Fujita (1981) ではメソ



第2.1.1図 降水に関する気象擾乱における空間スケールに対する時間スケールの関係

スケールに分類されるが、積乱雲群や線状降水帯は事例によって異なるメソスケールに分類されることがある。このように定義によって現象を空間スケールで分類することは可能だが、現象を無理に細分類する必然性はなく、現象を正しく理解することが重要である。また積乱雲群や線状降水帯をまとめて、メソスケール擾乱とも呼ぶ。第2.1.1図のように空間スケールが大きくなるほど、時間スケールも長くなる。典型的な時間スケールとしては、積乱雲は 30分~1時間超、積乱雲群は 1時間弱から 3時間程度、線状降水帯では 3時間を超えるものも出てくる。

大雨が発生するためには大気状態が不安定であることが必要不可欠である。その不安定について説明する。大気状態が不安定だとしても、必ず積雲等の対流が発生する訳ではないので、不安定が顕在化するための条件が別途必要なことから、条件付き不安定と呼ばれる。その条件付き不安定を考える上では必ず大気の状態、すなわち上下の気温差 (気温減率) を用いて議論する (第2.1.2図参照)。実際の空気が乾燥断熱減率  $\gamma_d$  ( $\sim 9.8$  /km) よりも大きいときは絶対不安定な大気状態であり、地上付近などの粘性が大きい場所を除いて、必ず対流が発生する。逆に、湿潤断熱減率  $\gamma_m$  (気圧と気温の関数であり、1000hPa で 25 なら約 4.0 /km、気温が低くなると  $\gamma_d$  に近づく) よりも小さい場合は、対流の発生がありえない絶対安定な大気状態である。  $\gamma_d$  が絶対不安定、絶対安定でない状態、すなわち  $\gamma_m$  よりも大きく、  $\gamma_d$  よりも小さい場合を条件付き不安定と呼ぶ。  $\gamma_d$  が 6.5 /km の標準大気は、おおむね条件



第2.1.2図 乾燥断熱減率  $\gamma_d$  と湿潤断熱減率  $\gamma_m$  が与えられた時の絶対安定、条件付き不安定、絶対不安定となる気温減率

\*加藤 輝之 (気象庁気象研究所)

付き不安定な大気状態になっている。絶対不安定な大気状態になると対流が発生して不安定が解消されるので、そのような大気状態は積乱雲などの対流の中や地上付近などを除いて、観測されない。

上下の気温差を考える際、熱力学第 1 法則（外部とのエネルギーのやり取りがない断熱を仮定）に従って一般によく、「空気は膨張すれば、気温が下がる」と説明される。ピストン内部を加湿し、ピストンを引くと空気が膨張して、雲が生じることで気温が低下することを実験で示し、その説明がよくなされている。ただ、ボイル・シャルルの法則（ $PVT = \text{一定}$ 、気体の状態方程式）に従えば、気圧  $P$  が一定なら、体積  $V$  が増加すると気温  $T$  は上昇するので、そのような説明は中途半端で具体的にどうして気温が低下しているのかがよくわからない。ピストンを引いて空気が膨張して、気温が低下するのは、空気が膨張する割合よりも気圧が低下する割合が大きいためである。すなわちボイル・シャルルの法則の分子にある気圧と体積の積  $PV$  が減少して、分母にある気温  $T$  が低下しているのである。このことは、ボイル・シャルルの法則と熱力学第 1 法則から温位を導出することで具体的に導くことができる。

ピストンを引いた時の気圧低下は、ピストンを引く力と釣り合う気圧傾度力が働くため、気圧が下がることでピストンを引く力と逆向きの力が生じている。実際の大气に当てはめると、引く力が重力（ $\rho g$ 、 $\rho$ : 密度、 $g$ : 重力加速度）で、気圧傾度力（ $dP/dz$ ）は上空ほど気圧が下がっていることで生じており、このバランスは静水圧平衡と呼ばれている。以下では、このように生じている上下の気温差が基礎となるメソ気象の理解から、大雨を予測するための条件付き不安定の顕在化、特に積乱雲の発生に着目して説明する。

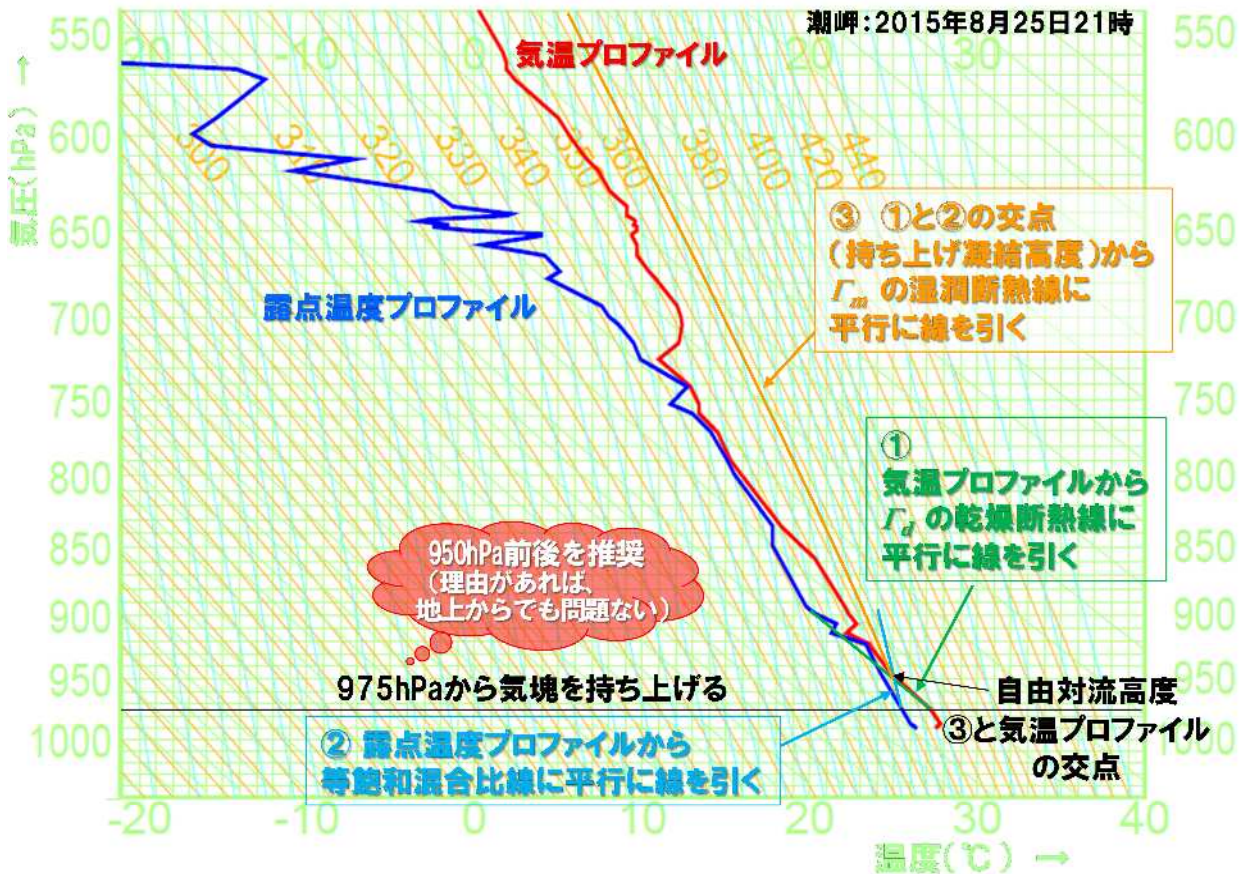
## 2.2 大雨発生を診断するのに重要な気象要素

### 2.2.1 温度エマグラムを用いた大気状態の診断

温度エマグラム（第 2.2.1 図）を用いて、2015 年 8 月 25 日 21 時（日本時間、以降同じ）の潮岬の高層観測で得られた大気状態を診断してみる。温度エマグラムの横軸は気温（ $^{\circ}\text{C}$ ）、縦軸は気圧（hPa）であり、右下から左上方向の黄緑の複数の線が乾燥断熱線で、気温減率が乾燥断熱減率  $\gamma_d$  になっている。乾燥断熱線よりも気温プロファイルの傾きが小さい（実際の空気の  $\gamma$  が  $\gamma_d$  より大きい）と、絶対不安定な大気状態である。図の気温プロファイルの傾きを見ると、920hPa 付近で乾燥断熱線よりも小さくなっており、その高度で対流が発生できる状態になっていることを示している。ただその直上に逆転層（上空ほど気温が高くなっている層）が存在するために、深い対流は発生できない。ここでは層積雲が存在していたのではないかと推測される。

オレンジの複数の線が湿潤断熱線で、気温減率が湿潤断熱減率  $\gamma_m$  になっている。気塊を持ち上げる位置から上空で、湿潤断熱線よりも気温プロファイルが全ての気圧面で右側に存在していると絶対安定な大気状態であることを示している。例えば、図のケース（540hPa までの判断になるが）では、725hPa 付近の気塊に対しては、約 346K の湿潤断熱線を書けば、その線よりも上空の気温プロファイルが右側に存在しているので、絶対安定な大気状態であることがわかる。また湿潤断熱線に右側に接するように記載されている数値が相当温位の値になるように作画されている。気温プロファイルからこの数値を読み取ると、飽和相当温位の値になる。前述の 725hPa 付近の気塊の飽和相当温位は約 346K と読み取れる。水色の複数の線が等飽和混合比線である。次節で述べるように周囲との混合を考えない限り、相当温位と同様に混合比（g/kg）も保存する。なお、単位体積当たりの水蒸気量（ $\text{kg}/\text{m}^3$ ）は保存量ではない。

ここでは、975hPa から気塊を持ち上げた場合について、大気状態が不安定かどうか、対流が発生しやすいかどうかを考えてみる。日射により地上気温がかなり高くなっている場合があるので、不安定を診断するには 950hPa 前後の気塊を持ち上げることを推奨する（理由があれば、地上データを用いて持ち上げて問題ない）。予報現業で利用されている 500m 高度データも、950hPa 前後ということで、高度 500m 付近（モ



第2.2.1図 エマグラムを用いた不安定の診断 気温および露点温度プロファイルは2015年8月25日21時の潮岬における高層観測による。

デル高度 300m までは高度 500m、それ以上ではモデル高度 + 200m) から気塊を持ち上げて自由対流高度や平衡高度を求めている。また気塊を持ち上げる高度(気圧面)により、不安定の判断が変わったり、不安定を示す指数の値が大きく変わることもある。このため、不安定を示す指数の利用では(現業で利用するプロダクトだけでなく、先行研究や教科書でも)、数値のみで判断するのではなく、その指数がどの高さの気塊を持ち上げたかを認識しておく必要がある。

不安定を診断するためには、図の緑の太線のように気温プロファイルから乾燥断熱線に平行に上空に向かって線を引く。水色の太線のように露点温度プロファイルから等飽和混合比線に平行に上空に向かって線を引くと、との交点として雲底高度となる持ち上げ凝結高度がわかる。その高度から湿潤断熱線に平行に上空に向かって線を引く。凝結後に湿潤断熱線に沿って気塊を持ち上げるのは、凝結による潜熱放出に対応して気温低下が緩和されるため、その低下割合が $\gamma_m$ になる。と気温プロファイルの交点があれば、その交点が自由対流高度になり、大気状態は不安定であると診断できる。この高度以上に気塊が持ち上げられれば、周囲の空気(気温プロファイル)よりも温かくなるために、浮力をえて対流が発生できる。

図のケースでは 27 から乾燥断熱線に平行に緑の太線、 25.5 から等飽和混合比線に平行に水色の太線のように線を引くと、その交点(持ち上げ凝結高度)の気圧は 950hPa になる。その交点から 365K と 370K の湿潤断熱線の中央付近に上空に向かってオレンジの太線のように線を引くと、気温プロファイルとの交点(自由対流高度)の気圧は 948hPa になる。このケースでは 27hPa (約 300m) 持ち上げただけで対流が発生できる“対流の発生しやすい大気状態”であることがわかる。また 365K と 370K の湿潤断熱線の中央付近を上空に持ち上げるので、975hPa の気塊の相当温位が約 367.5K であることもわかる。

以上のように、温度エマグラムでは大気状態が不安定かどうかを自由対流高度の存在で判断するが、  
 ~ の作業が大変である。この作業では、気温プロファイルから読み取れる飽和相当温位の値で作成した飽和相当温位プロファイルと持ち上げる気塊の相当温位だけあれば必要十分である。飽和相当温位や相当温位の値を別の方法 (Bolton 1980 など) で計算し、湿潤断熱線を直立させてその値を横軸として描画させたものが温位エマグラムである。温位エマグラムには、相対湿度 0%である相当温位、すなわち温位プロファイルも描画させる。この後の説明では、主に温位エマグラムを用いることにする。

## 2.2.2 大雨発生を診断するのに重要な気象要素

第2.2.1表に大雨発生を診断するのに重要な気象要素を示す。大雨発生を診断するためには、まず対流が発生しやすい不安定な大気状態であることに加えて、大量の下層水蒸気流入の存在を確かめる必要がある。なぜなら、不安定な大気状態だけならば、対流すなわち積乱雲が組織化して積乱雲群になりやすい大気状態であろうとも、大量の水蒸気が供給されないと大雨に至らないからである。まず対流が発生しやすい不安定な大気状態の確認が必要で、500m 高度データの自由対流高度までの距離 (DLFC) をみるのが最適である。自由対流高度が存在することで、不安定な大気状態であることがわかり、その高度までの距離で対流の発生しやすさが診断できる。DLFC が 2km 以上あると、対流が発生するためには下層の気塊を持ち上げる非常に大きな外部強制力が必要になるので、対流は発生し難い。それ以下の DLFC では、対流の発生は外部強制力の強さに依存する。高い山岳があるとその地形による強制上昇により、気塊は容易に 1km 以上持ち上げられるので、DLFC が 1km 程度でも山岳域では対流が発生することがある。一方、平野部ではそのような強制力はほぼないので、DLFC が 1km では対流発生はあまり見られない。平野部で対流が容易に発生するためには、DLFC が 500m 程度まで低下する必要がある。なお、ここで示した値は目安であって、地域によって山岳の高さなどに違いがあるので、

個別に DLFC と対流の発生について調査する必要がある。また、平野部や沿岸部では下層風の収束が外部強制力になって対流が発生することがあるので、地上や 500m 高度の収束 (CONV) を確認することも必須である。下層水蒸気流入量は 500m 高度データの水蒸気フラックス量 (FLW) でみるのが最適であるが、水蒸気フラックス量は単なる値 (スカラー量) なので流入方向も合わせて、ベクトルである水蒸気フラックスとし

第2.2.1表 大雨発生を診断するのに重要な気象要素  
 は最重要、 は重要、 は場合により利用価値ありを示す。

高度・気圧面	要素	対流への効果	観測データによる確認
500m 高度	自由対流高度までの距離 (DLFC)	対流発生	ゾンデ観測
	水蒸気フラックス量 (FLW)・風向	水蒸気流入	地上の水蒸気量×風速
	風の収束 (CONV)	対流発生	地上観測
	相当温位 (EPT)	不安定度	地上の水蒸気量+気温
	平衡高度 (EL)	対流発達	ゾンデ観測
-	SREH	対流組織化	ウインドファイラ観測
700hPa	相対湿度	対流抑制	ゾンデ観測
	上昇流場	対流強化	-
500hPa	気温	不安定度	ゾンデ観測
	相対湿度	対流抑制	水蒸気画像 (WV3)
等温位面高度	渦位 (PV)	不安定度	水蒸気画像 (WV1)
不安定指数	CAPE	不安定度	ゾンデ観測
-	可降水量	水蒸気流入	GPS 可降水量

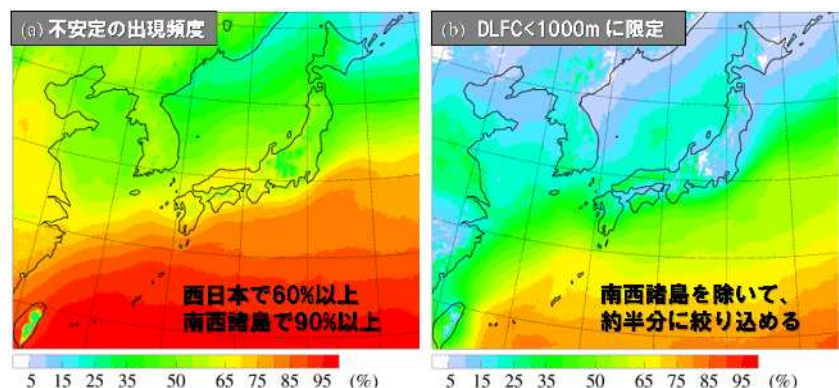
て確認しなければならない。

対流が発生しやすく、下層水蒸気が大量に流入することがわかれば、対流の発達のしやすさを上空の低温の程度などから確認する。具体的には、500m 高度の平衡高度 (EL) や相当温位 (EPT)、500hPa の気温に加えて、等温位面渦位分布が役に立つ。EL は対流の発達高度の目安となり、EPT や 500hPa の気温の平年値からの差や EPT の今までの最大値との比較が大雨発生の診断に使える。ただ、EPT や 500hPa の気温は季節変化するので、少なくとも平年値や最大値は月単位で評価する必要がある。通常 EPT が高くなることで、DLFC が小さくなり、EL は高くなる。ただし、700~800hPa 付近に暖気が流入することで、その層の飽和相当温位が高くなり、上空の気温プロファイルに関係なく、EL が 3km に達しないことがよくある。第 2.4 節での線状降水帯発生条件の再考察で EL を条件に加えたのはこのためである。高渦位域の進行方向前面では上昇流により大気中層の気温低下や湿潤化が起これ、対流が発生しやすい大気状態が作られるので、等温位面渦位分布をみることで不安定性降水の発生位置を診断的に予測することができる (黒良・森・加藤 2014)。対流の発達には上空の低温に加えて、上空が湿っていることおよび上昇流場であることが欠かせない。この 2 点については次節で詳しく説明する。

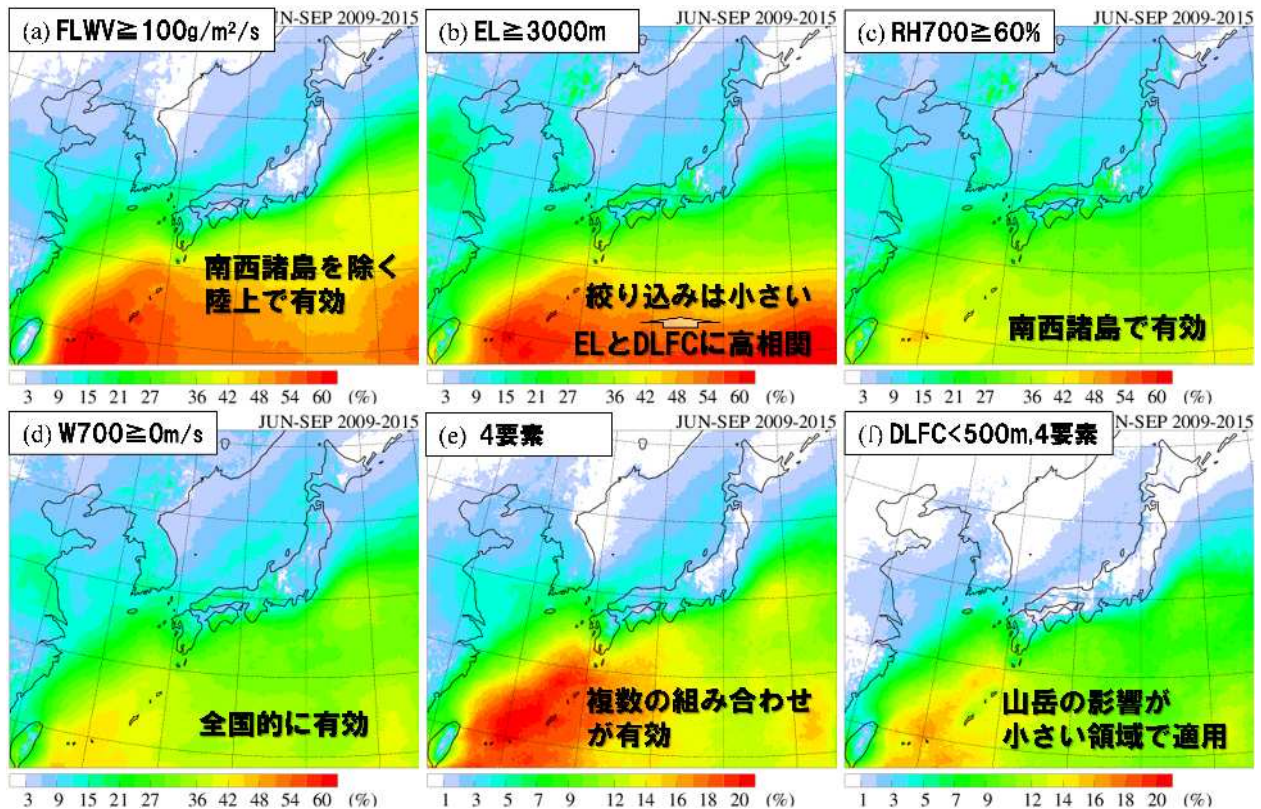
上記以外に、不安定指数である対流有効位置エネルギー (CAPE) や可降水量およびその関連データが大雨発生の診断に用いられる。CAPE の算出には、上空の水蒸気情報は用いられておらず、上空が乾燥していた場合でも大きな値を示すことがある (具体例を第 2.3 節の最後で紹介)。また大雨時には CAPE の値が 1000J/kg に満たないケース (Kato and Goda 2001 など) が多く、大雨の診断的予測に CAPE の利用は不向きである。可降水量分布から梅雨期における梅雨前線帯 (湿舌) の位置を確認することができ、梅雨前線帯の南縁で発生しやすい大雨の発生位置を見出すことができる。なお可降水量は水蒸気量の鉛直積算量であるので、山岳部で値が小さくなることに注意が必要である。第 2.2.1 表の右端に、観測データによる確認方法を記載している。数値資料だけでなく、実況監視でもそれに対応する観測データをできる限り用いて、予報結果と実況を対比させることで効果的に大雨の診断的予測に繋げることができる。

大雨を診断的に予測する前提として、不安定な大気状態の出現頻度を把握しておくことは重要である。ここでは、2009~2015 年 (7 年間) の 6~9 月の期間を対象に、3 時間毎にある気象庁メソ解析から 500m 高度データの DLFC を用いて統計的に調べた、不安定な大気状態の出現頻度 (第 2.2.2 図 a) を見てみる。既に説明したように、DLFC の存在は不安定な大気状態であることを意味している。南西諸島では 90% 以上であり、ほぼ毎日不安定な日であることがわかる。西日本でも 60% 以上であり、半数以上の日で不安定な大気状態である。しかし、そのような頻度で降水が観測されるわけではない。不安定 = 対流の発生ではなく、不安定が顕在化するためには自由対流高度まで気塊が持ち上げられる必要があるからである。そこで、不安定が顕在

化する可能性が高い大気状態として、『DLFC が 1000m 未満 (DLFC < 1000m)』に限定してみると、南西諸島を除いて出現頻度は半分以下に抑えられている (第 2.2.2 図 b)。ただ、前述のように大雨発生を診断するには DLFC だけでなく、他の気象要素も合わせて確認する必要がある。次に他の要素についても見てみる。



第 2.2.2 図 (a) 不安定な大気状態の出現頻度 (%) 分布と (b) 500m 高度データの自由対流高度までの距離 (DLFC) を 1000m までに限定した場合 2009~2015 年 (7 年間) の 6~9 月の期間を対象に、3 時間毎にある気象庁メソ解析から作成。



第 2.2.3 図 第 2.2.2 図 b と同じ、DLFC < 1000m が満たされた時の複数要因の出現頻度 (%) 分布：(a) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (FLWV) が  $100\text{g/m}^2/\text{s}$  以上、(b) 平衡高度 (EL) が 3000m 以上、(c) 700hPa の相対湿度 (RH700) が 60% 以上、(d) 400km 空間平均した 700hPa の場が上昇流域、(e) (a) ~ (d) の要素が全て満たされた場合、(f) (e) で DLFC の条件を 500m 未満とした場合

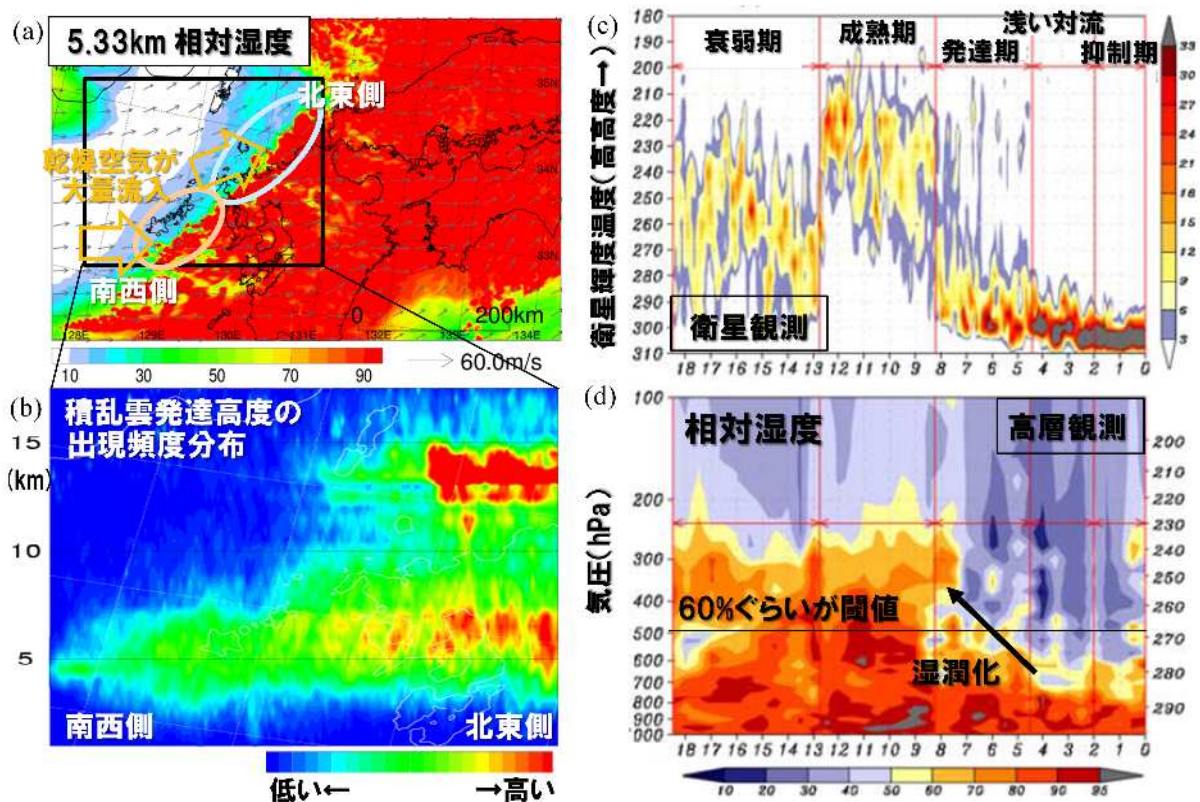
大雨発生を診断するのに重要な気象要素でまず確認すべき要素が DLFC なので、DLFC < 1000m を満たす時の複数要因の出現頻度から、追加要素に対する大雨の発生しやすい環境場の絞り込みについて考察する。追加の診断要素として、ここでは FLWV、EL、700hPa の相対湿度 (RH700) と 400km 平均した鉛直流 (W700) を取り上げ、それぞれの閾値を  $100\text{g/m}^2/\text{s}$ 、3000m、60%、0m/s とする。これら閾値は複数の事例解析から想定したもので、予報現業での利用では実際の大雨との対応や地域、季節に適した数値を設定し直す必要がある。まず FLWV を条件に加えると、南西諸島を除いた陸上での出現頻度の低下が顕著で、場所によっては閾値が高すぎる可能性もある (第 2.2.3 図 a)。EL を加えても、大雨の発生しやすい環境場の絞り込みは FLWV ほど大きくないことがわかる (第 2.2.3 図 b)。これは EL と DLFC が高相関の関係にあるためである。RH700 を追加すると、南西諸島での出現頻度の低下が顕著で、その領域での絞り込みに有効であると考えられる (第 2.2.3 図 c)。W700 を利用すると、全国的に出現頻度の低下が確認でき、全国的に利用価値がありそうである (第 2.2.3 図 d)。ただ、ここでは 400km 平均した鉛直流を用いているので、例えば平均スケールを 200km にする、W700 の閾値として 1cm/s 程度までの弱い下降流も許容するなどの工夫の余地がある。

追加 4 要素を全て利用する (第 2.2.3 図 e) と、南西諸島を除いて大雨が発生しやすい環境場をかなり絞り込むことができている。南西諸島など山岳の影響が小さい領域では、DLFC < 1000m という基準が緩いため、DLFC < 500m と条件を厳しくした上に 4 要素を用いること (第 2.2.3 図 f) で、対応可能だと考えられる。他の気象要素も利用できないことはないが、鉛直シアーに関わる要素を除いて、ここで用いた 5 要素と高い相関があるものについては代替して利用すべきである (例えば、RH700 の代わりに 500hPa 相対湿度を用いるなど)。

## 2.3 上空の乾燥空気と上昇流の役割

### 2.3.1 上空の乾燥空気による積乱雲発達の抑制

基本的には、上空の乾燥空気は積乱雲の発達を抑制する。このことをまず、1999年6月29日に福岡で線状降水帯により大雨がもたらされた事例を用いて上空の乾燥空気の影響を説明する。第2.3.1図aは水平分解能2kmの気象庁非静力学モデルによる高度5.33kmの相対湿度分布で、西から乾燥空気が、特に南西側で大量に流入していることを示している。北東側では風向が反時計回りに回転し、乾燥空気の流入量は少なくなっている。第2.3.1図bは積乱雲の発達高度の頻度分布で、暖色系ほど出現頻度が高いことを示している。南西側では積乱雲の発達高度が低く、降水も少量だった。一方北東側では積乱雲の多くは圏界面まで発達し、大雨をもたらしていた。次に熱帯での雲頂高度の高度別出現頻度と相対湿度の鉛直分布の推移から乾燥空気の影響を見てみる。第2.3.1図cは静止衛星による熱帯のある領域での雲頂輝度温度の出現頻度の時系列で、輝度温度が低いほど雲頂が高い。その領域での高層観測による相対湿度の時間変化を第2.3.1図dに示す。この2つの図から、雲頂高度が低いときは上空が乾燥している期間に当たり、上空が湿潤化するとともに雲頂高度が上昇していることがわかる。積乱雲が高高度まで発達できるかどうかを決める500hPa付近の相対湿度の閾値は60%ぐらいである。また雲頂高度や相対湿度60%以上の湿潤域の上端は時間とともに指数関数的に増大し、500hPaに達した付近で、突然的に雲頂が高高度まで達するようになる。気温が高い地上付近ほど飽和混合比が大きく、液相や固相の水物質の蒸発可能量が多くなりえる一方、上空になるほど気温が下がるために、飽和混合比が急激に小さくなり、その蒸発可能量に限界が生じる。このために、500hPaを超えて発達した積乱雲は高高度まで達することができるのである。



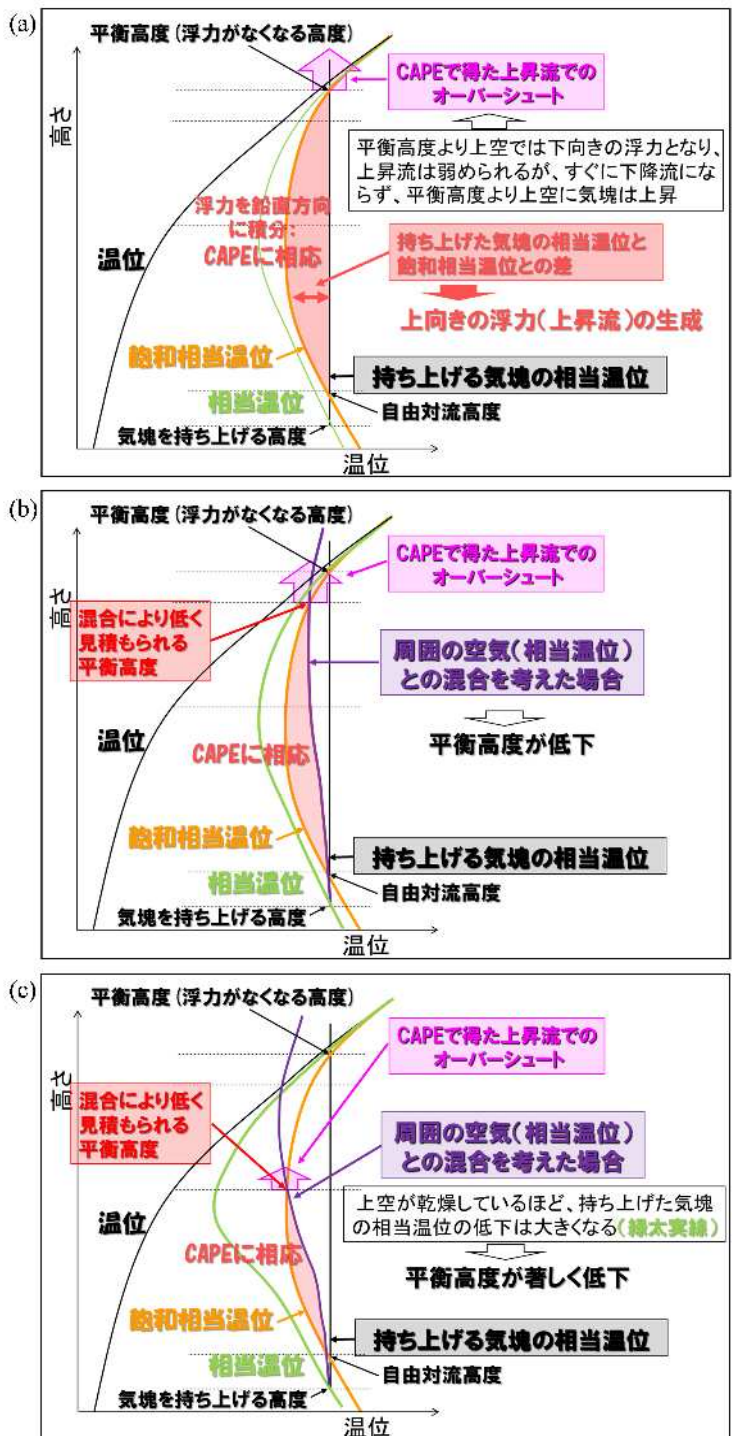
第2.3.1図 1999年6月29日に福岡での線状降水帯による大雨時の水平分解能2kmの気象庁非静力学モデルで再現した(a)高度5.33kmの相対湿度(%)分布・水平風ベクトルと(b)(a)の矩形内で統計処理した積乱雲の発達高度の頻度分布、(c)静止衛星による熱帯のある域での雲頂輝度温度の出現頻度の時系列と(d)その領域での高層観測による相対湿度(%)の時間変化(a)と(b)はKato(2006)、(c)と(d)はKikuchi and Takayabu(2004)を改修。



温位エマグラム（第 2.3.2 図 a）を用いて、周囲の空気との混合がない場合の積乱雲の発達高度について説明する。自由対流高度と平衡高度（浮力がなくなる高度とも呼ばれる）の間では、持ち上げた気塊の相当温位（周囲の空気との混合がないときは保存する）と飽和相当温位との差によって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 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。この上昇部分はオーバーシュートと呼ばれる。なお対流圏界面よりも上空に積乱雲が発達した部分に限定して、オーバーシュートと呼ぶこともある。積乱雲の発達高度は、平衡高度にこのオーバーシュートの部分も加算したものと見積もることができる。

次に、周囲の空気との混合がある場合（第 2.3.2 図 b）を考える。相当温位は温位と飽和相当温位間の値を取り、相対湿度 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低くなる。すなわち周囲の空気と混合すると必ず、図の紫線のように持ち上げた

気塊の相当温位は低くなる。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。また CAPE も小さくなり、それで生じるオーバーシュートも小さくなる。ここで示したケースでは大気中層でも相対湿度が 70~80%と高く、混合の影響は小さいので平衡高度の低下は大きくない。オーバーシュートもあるので、発達高度は混合がない場合の平衡高度程度になると考えられる。なお、水物質が蒸発して気温が低下する効果については考える必要はない。な



第 2.3.2 図 温位エマグラムからわかる (a) 周囲の空気との混合がない場合の積乱雲の発達高度（平衡高度 + オーバーシュート）、周囲の空気との混合があって大気中層が (b) 湿っている場合と (c) 乾燥している場合

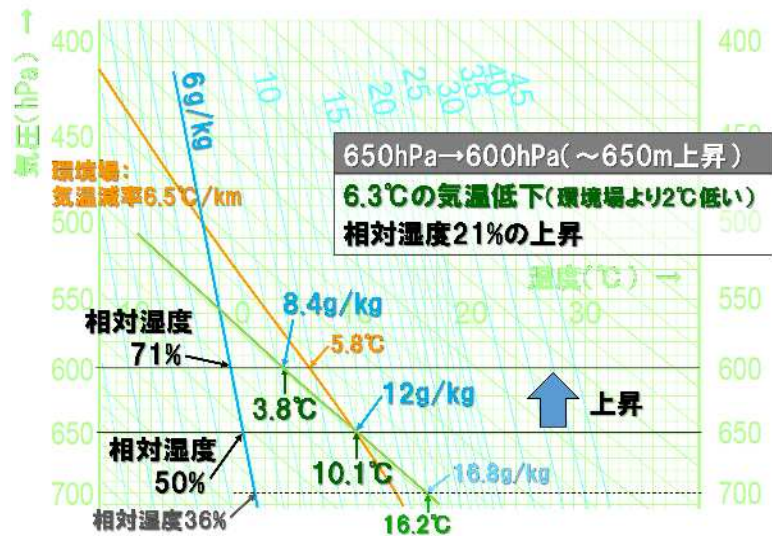
ぜなら、温度エマグラムで相当温位を見出すときに説明したように、水物質が蒸発したとしても気塊を上昇させるときに再度凝結させるので、蒸発に関係なく相当温位の値は同じになるからである。

大気中層がかなり乾燥している場合（第 2.3.2 図 c）を考える。相当温位プロファイルは温位プロファイルに近づき、上空があまり乾燥していない場合（第 2.3.2 図 b）に比べて、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かなり抑制される。また CAPE も著しく小さくなり、オーバーシュートもかなり小さくなる。混合の割合については、持ち上がる気塊の水平スケール、上昇流、および上昇時の水平方向への移動割合（具体的には積乱雲の傾き）で決まる。持ち上がる気塊の水平スケールおよび上昇流が大きいほど混合の割合は小さくなる。上昇流は CAPE で決まるので、CAPE が大きいほど混合の割合が小さくなる。ただ混合によって実際の CAPE が決まるので、混合がないとして算出される CAPE の大小だけで判断するには無理がある。鉛直シアアがあると積乱雲が傾き、直立した（鉛直シアアがない）場合に比べて、混合の割合が大きくなる。これはある断面面積を持つ円筒を上と下で別方向に引き伸ばした場合に対応し、引き伸ばすことで表面積が増えるためである。このように混合の割合は複雑で、簡単に決めることはできない。

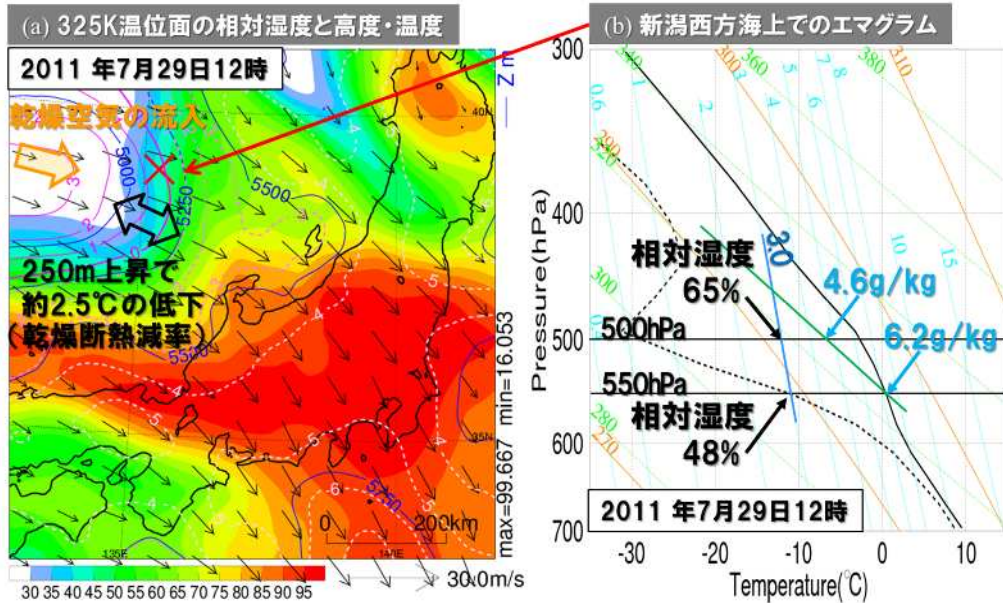
### 2.3.2 積乱雲発達に対する断熱冷却による上空の湿潤化の影響

断熱冷却による上空の湿潤化について説明する。ここでは、温度エマグラム（第 2.3.3 図）を用いて相対湿度 50%の 650hPa の空気塊を 50hPa 持ち上げた場合を考える。650hPa の飽和混合比が 12g/kg の空気塊を考えると、12g/kg の飽和混合比線の 650hPa の気温は 10.1 になる。ここから乾燥断熱線で 600hPa まで持ち上げると、気温は 3.8 となり、6.3 低下（断熱冷却）する。環境場が標準大気（気温減率 =6.5 /km）であった場合、周囲の気温（5.8 ）よりも約 2 低下する。この低下が断熱冷却による低温化である。650hPa の 3.8 の飽和混合比は 8.4g/kg なので、混合比 6g/kg（飽和混合比 12g/kg の相対湿度 50%に対応）を持っている空気塊の相対湿度は 71%に上昇する。このように空気塊が上昇して断熱冷却されると、湿潤化する。このケースでは対流が発達できる目安である相対湿度 60%（第 2.3.1 図 d）を超えるので、対流が発達しやすい大気状態になる。持ち上げた空気塊の乾燥断熱線と空気塊が持っている混合比の線が交わる点が、相対湿度 100%になる持ち上げ凝結高度（雲ができる高度）である。ここではおよそ 560hPa であり、1200m ほど持ち上げると雲が生じる。また、空気塊を 700hPa まで下げると、断熱圧縮により加熱され、気温は周囲よりも 2 以上高くなり、相対湿度は 36%になる。気温が上昇し、相対湿度が低下するので、対流の発達が著しく抑制されるようになる。

断熱冷却による上空の湿潤化の実例として、2011 年 7 月新潟・福島豪雨を紹介する。この事例では西方から上空に相対湿度 30%以下の非常に乾いた空気が流入していたにも関わらず、新潟県上空では湿潤かつ低温な状態が維持され、複数の線状降水帯が発生し、大雨が引き起こされた（加藤 2013）。第 2.3.4 図 a は 325K 温位面の分布で、カラーで相対湿度、青の等値線で高度、



第 2.3.3 図 断熱冷却による上空の湿潤化の説明  
相対湿度 50%の 650hPa の空気塊を 50hPa 持ち上げた場合

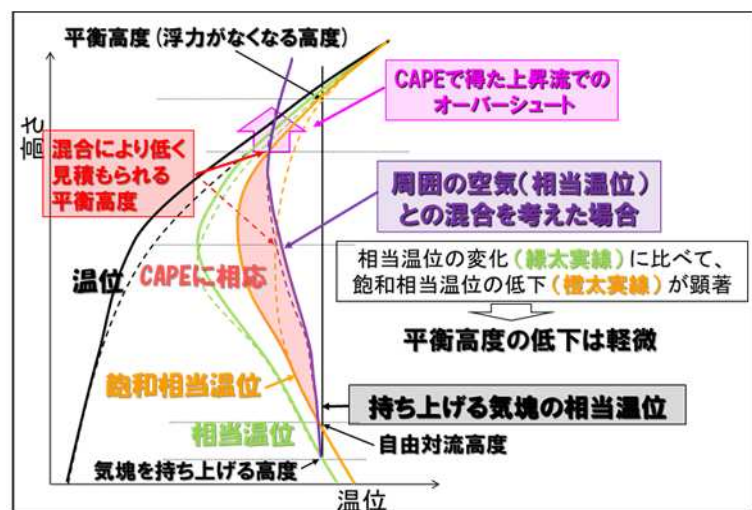


第 2.3.4 図 2011 年の新潟・福島豪雨時 (7 月 29 日 12 時) の (a) 325K 温位面の相対湿度 (%、カラー)・高度 (m、青の等値線)・気温 (、ピンクの等値線) 分布と水平風ベクトル、(b) 新潟西方海上 (a) の × 地点) での温度エマグラム 気象庁メソ解析から作成。

ピンクの等値線で気温を示している。気塊は凝結しない限り、温位面上を移動するので、左図の状態が維持されていれば、西から流入する乾燥空気は温位面上のベクトルの向きに移動する。また移動とともに高度が高くなり、気温が低下するので冷却されることがわかる。新潟県の西方海上では 250m 上昇で約 2.5 の気温低下、すなわち乾燥断熱減率になっているので、断熱冷却されることがわかる。さらに気温の低下に合わせて、湿潤化もみられ、大雨発生に適した環境場が形成されている。第 2.3.4 図 b の新潟県の西方海上の温度エマグラム (黒実線が気温、黒点線が露点温度のプロファイル) をみると、相対湿度 48% の 550hPa の空気塊を 50hPa 持ち上げると、相対湿度は 65% になることがわかる。

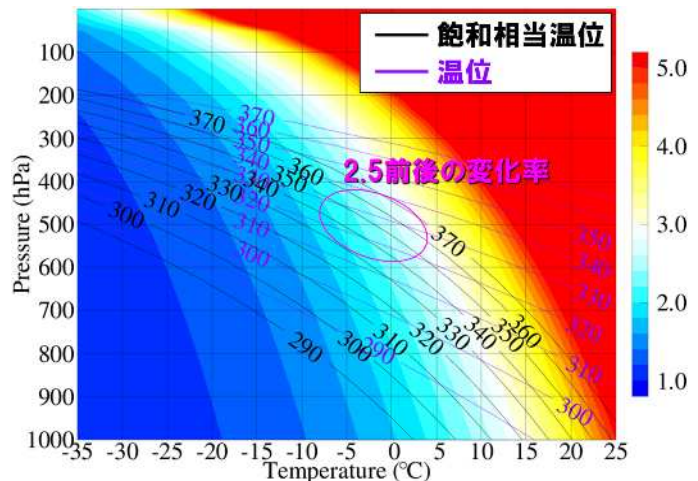
上昇流域で断熱冷却される場合を、温位エマグラム (第 2.3.5 図) を用いて考える。破線のプロファイルは中層がかなり乾燥しているケース (第 2.3.2 図 c) で、混合により平衡高度が著しく低下することを既に説明した。そのプロファイルが与えられ、上昇流により中層の空気が多少持ち上げられたケースを太実線で示している。

相当温位は保存量なので、そのプロファイル (緑線) は多少持ち上げられてもあまり変化しない。一方、断熱冷却により気温が低下し、温位 (黒線) に比べて飽和相当温位 (オレンジ線) の顕著な低下が見られる。この飽和相当温位の低下により、周囲との混合を考慮した場合の持ち上げた気塊の相当温位 (紫線) と飽和相当温位プロファイルの交点として見出される平衡高度は、混合を考慮しない場合と比べて、あまり大きく低下しない。また上昇



第 2.3.5 図 第 2.3.2 図 c (破線のプロファイル) が与えられ、上昇流域で断熱冷却がある場合の周囲の空気との混合により見積もられる平衡高度

流がない場合（破線のプロファイル）に比べて、相当温位と飽和相当温位の差によって生じる浮力も大きくなり、その積算であるCAPEも大きくなる。すなわち、上昇流域での断熱冷却により、積乱雲が発達できる環境場を作り出していることがわかる。既に説明したように、相当温位プロファイルは乾燥しているほど温位、湿っているほど飽和相当温位プロファイルに近づく。断熱冷却により相対湿度が上昇するので、飽和相当温位プロファイルは相当温位プロファイルに近づくように左側にかなりシフトしているわけである。



第 2.3.6 図 気温と気圧が与えられたときの温位に対する飽和相当温位の変化率 紫線は温位、黒線は飽和相当温位を示す。

上で述べた温位に比べて、飽和相当温位の低下が大きいことを具体的に数値で示す。第 2.3.6 図は気温と気圧が与えられたときの温位に対する飽和相当温位の変化率である。地上付近では飽和混合比が大きいことから、気温 25 の場合、温位が 1K 変化すると飽和相当温位は 5K 以上変化する。上空 500hPa で気温が -5~0 付近でも、2.5 前後の変化率になっていて、温位に対して飽和相当温位が大きく変化することがわかる。低温になるほど飽和混合比が著しく小さくなるので、変化率は 1 に近づく。気温と気圧から求まる温位（紫線）と飽和相当温位（黒線）をみると、その差は気温が低下するに従って急激に小さくなり、相当温位が取りえる範囲も小さくなる。このことは、乾燥の程度で相当温位の値が大きく変わらないことを示していて、気温が低い高高度での乾燥空気の影響は小さいことが説明できる。

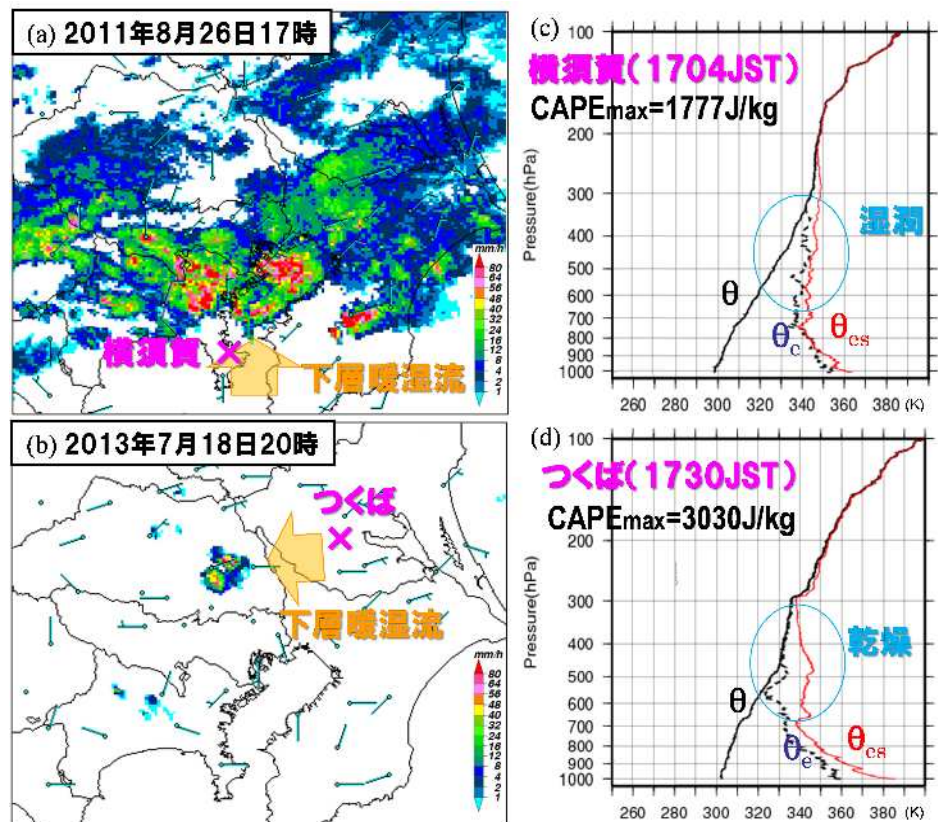
第 2.3.1 表は上・中層への乾燥空気の流入による対流雲に関わる影響についてまとめたものである。対流

第 2.3.1 表 上・中層への乾燥空気の流入と中層にみられる大規模場の鉛直流に関わる対流雲への影響

大規模場の鉛直流	対流不安定		流入空気の気温・湿度	不安定度	EL	DLFC	CAPE	発生している対流雲への影響
								流入空気の気温が影響
なし	顕在化しない (対流は発生しない)		変化なし	変化なし	変化なし	変化なし	変化なし	混合で浮力が低下し、対流弱体化
上昇流場 ↑	0%の鉛直減率が増加し、不安定度を強化	顕在化(対流発生)の可能性あり (乾燥空気の下層が十分湿っている場合、ただ下層からの深い対流にはならない、具体例:高積雲)	気温:低下 湿度:上昇 (断熱冷却)	不安定化 または 不安定強化 (SSIの低下)	上昇 (ELが高高度の時、変化がない場合あり)	LFCが中層より高い時を除き、変化なし (高い時は、上昇流で低下、下降流で上昇するが、そのような時はそもそも対流は発生しない)	増大 (上昇流を強化)	流入する空気の湿度が十分高くなれば対流強化
下降流場 ↓		顕在化しない (対流は発生しない)	気温:上昇 湿度:下降 (断熱加熱)	不安定解消 または 不安定弱体化 (SSIの増大)	低下 (気温低下が小さい時は、変化なし)	低下 (気温低下が小さい時は、変化なし)	低下 (上昇流を弱体化)	温度降下で混合で浮力が低下が大きくなり、対流弱体化が顕著

不安定は、ある厚みの気層が持ち上げられて、気層の上部は凝結せず、下部が凝結することで不安定が顕在化して、対流が発生できうる状態であることを意味している。したがって、上昇流場を除いて、対流不安定が顕在化して、対流が発生することはない。また上・中層の気層だけが持ち上げられてもその領域のみで対流が発生するので、下層からの深い対流は発生せず、対流不安定の顕在化でみられる対流は高積雲となる。大規模場の鉛直流が存在すると、乾燥空気が流入することで、気温と湿度に変化が生じる。上昇流場では断熱冷却により気温が低下し、湿度は上昇する。逆に下降流場では気温が上昇し、湿度は下降するので、対流雲は発生しにくくなる。ここから、上昇流場に注目して説明する。EL、DLFC、CAPE などは不安定（潜在不安定）を表す指数で、流入空気の水蒸気量（湿度）と気温の鉛直プロファイルだけで決まり、上・中層の湿度は関係しない。乾燥している状態で上昇流があると断熱冷却で上空が冷えるので、安定な場であっても不安定化する場合があります。既に不安定な時は不安定が強化される。具体的には CAPE が増大し、上昇流を強め、オーバーシュートも大きくなる。一方、発生している対流雲への影響は、流入空気の気温だけでなく、湿度が大きく影響する。上昇流場では、混合によって相当温位は低下し、基本的には乾燥空気が流入すると混合で浮力が低下し、対流は弱化する。ただ乾燥していると断熱冷却による気温低下で、環境場の飽和相当温位が顕著に低下する。この飽和相当温位の顕著な低下により、浮力が強められるとともに、平衡高度の低下も抑えられ、前述の実例のように上昇流場で湿度が十分高くなれば対流が逆に強化されることもある。

関東地方での不安定性降水のケースを例として、上空の乾燥空気の影響について示す。第 2.3.7 図 a は 2011 年 8 月 26 日のケースで、相当温位約 350K の下層暖湿流が南側から流入して、関東平野の広範囲で不安定性降水が発生した。一方、2013 年 7 月 18 日のケース（第 2.3.7 図 b）では、東から 355K 以上のより高い相当温位の気塊が流入しているにもかかわらず、降水の発生は限定的である。この違いは上空の乾燥空気が大きく影響している。前者では下層暖湿流の流入側の高層観測データ（第 2.3.7 図 c）をみると上空が湿潤（相対湿度 80%以上）であり、持ち上げられた気塊の相当温位は上空の空気との混合であまり低下しないので、深い対流が発達できる。後者（第 2.3.7 図 d）では 600hPa より上空が非常に乾燥していて、持ち上げられた気塊の相当温位の低下が著しく、深い対流へと発達しづらかったと考えられる。ただ CAPE が 3000J/kg を超え



第 2.3.7 図 (a) 2011 年 8 月 26 日 17 時と (b) 2013 年 7 月 18 日 21 時の降水強度 (mm/h) 分布とアメダスによる地上風、(c) 2011 年 8 月 26 日 17 時 04 分に横須賀と (d) 2013 年 7 月 18 日 17 時 30 分につくばから放球された高層観測の結果（温位エマグラム）(c)と(d)は清野（2016）を改修。CAPEmax は 850hPa より下層の最大相当温位気塊を持ち上げて算出。

るような強い不安定な大気状態であり、700hPa まではかなり湿った状態だったために、対流が立ち続けて徐々に上空が湿潤化し、局所的に強い降水が観測されたと思われる。このように、上空が非常に乾燥していると不安定性降水は大気状態がかなり不安定でも、発生しづらいことがわかる。

## 2.4 線状降水帯発生条件の再考察

ここまでの考察から、2014年度の研修テキスト（加藤 2015）で示した線状降水帯が発生しやすい4条件

鉛直シア： ストームに相対的なヘリシティ (SREH)  $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$

対流発生： DLFC (500m 高度)  $< 1000 \text{ m}$

水蒸気供給： FLW (500m 高度)  $150 \text{ g}/\text{m}^2/\text{s}$

上空の湿度： RH (500hPa と 700hPa)  $60\%$

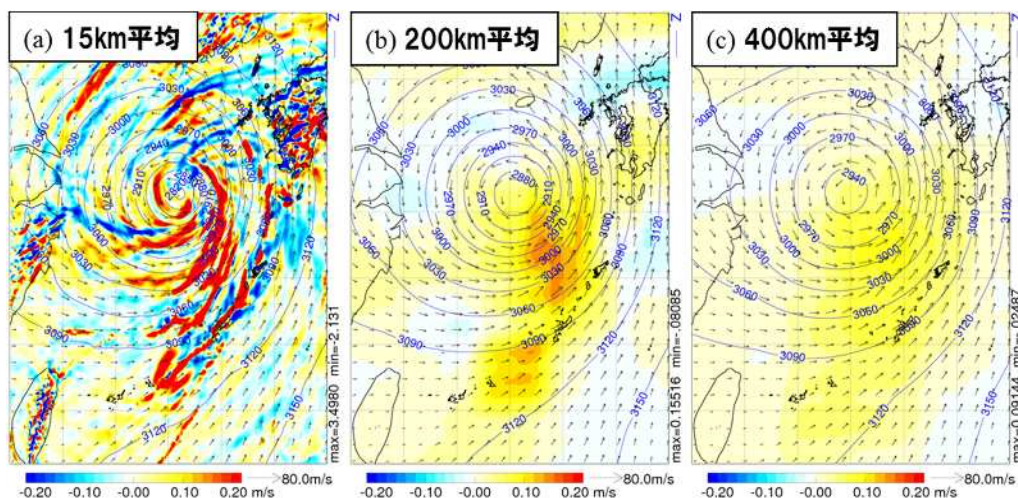
に加えて、上昇流域と対流発達として平衡高度 (EL) の2条件

上昇流域： W (700hPa, 400km 平均)  $0 \text{ m}/\text{s}$

対流発達： EL (500m 高度)  $3000 \text{ m}$

を追加し、合計で6条件とした。ここで、RHは相対湿度、Wは鉛直速度である。 の上空の湿度については500hPaに加えて、700hPaも付け加えた。 のSREHの算出にはMaddox (1976)に加えて、Bunkers et al. (2000)の方法も採用し、両手法で算出された値の最大値を採用することにした。この採用理由についてはこの後に説明する。上昇流については総観スケールのもの(10cm/s程度まで)をみるために400kmで空間平均して、対流や山岳波による強い上昇流の影響を除去した。平衡高度については、700~800hPaに暖気が流入することで対流の発達が抑制されるケースを排除するために条件の1つとして加えることにした。

総観スケールの上昇流域の判断に400km平均する必要があることを説明する。第2.4.1図は2014年台風第8号に伴って沖縄本島で大雨が発生した時の700hPaの鉛直速度分布であり、左から平均する水平スケールを15km、200km、400kmと変えた場合である。15km平均では、対流活動の活発域(積乱雲域、図略)に対応して強い上昇流域がみられるので、この分布ではメソスケールの現象による鉛直速度を見ていることになる。このメソスケールによる影響は200km平均しても見られるが、400km平均するとメソスケールによる鉛直循環(上昇・下降気流)が打ち消されている。この事例のように、メソスケールの影響を除去して、総観スケ



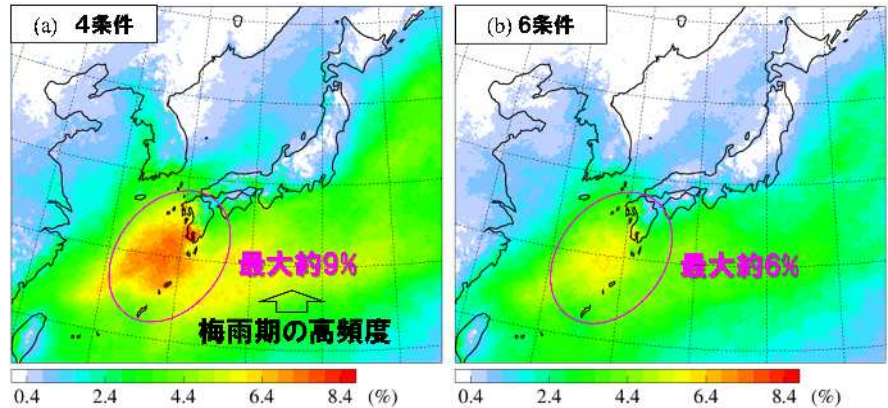
第2.4.1図 2014年台風第8号に伴って沖縄本島で大雨が発生した時(2014年7月9日9時)の(a)15km、(b)200kmと(c)400kmの水平スケールで平均した700hPaの鉛直速度(m/s、カラー)と高度(m、等値線)分布・水平風ベクトル 気象庁メソ解析から作成。

ールの上昇流をみるためには、水平 400km 程度の平均を行う必要がある。400km 平均すると、15km 平均では最大 3.5m/s ぐらいあった上昇流の強さが、10cm/s 弱（～350m/h）程度になっている。

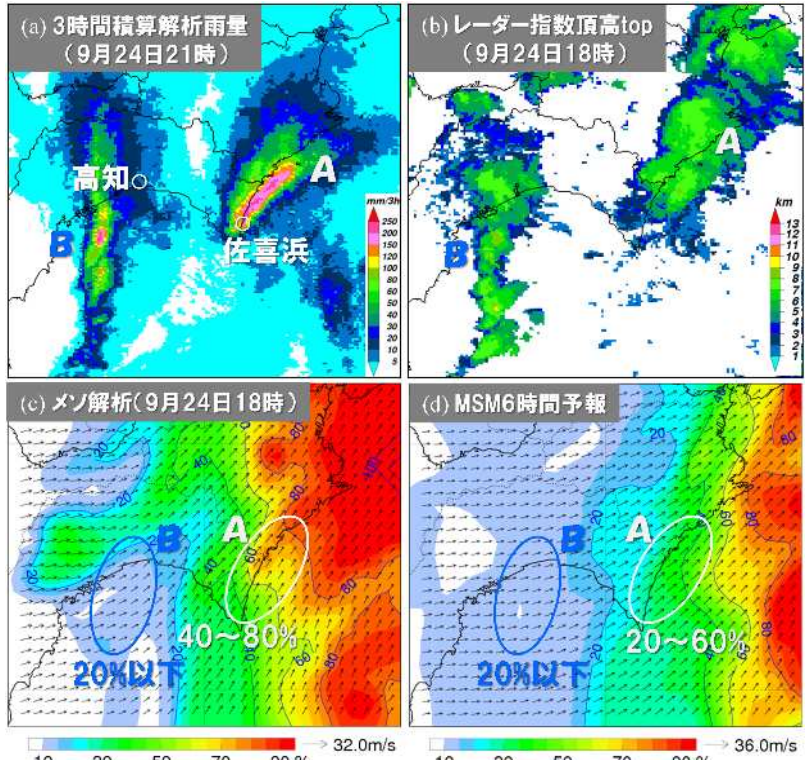
線状降水帯が発生しやすい環境場の統計解析（3 時間ごとのメソ解析、解析期間：2009～2015 年の 6～9 月）か

ら条件を変えたことによる出現頻度の変化を示す。4 条件（～、には 700hPa の条件を含まない）の出現頻度（第 2.4.2 図 a）をみると、梅雨期（6～7 月）の沖縄諸島から九州にかけての高出現を受けて、最大で 9% 程度になっている。その領域の頻度が 2 条件（と）を加えて 6 条件にすること（第 2.4.2 図 b）で、約 2/3 の最大 6% 程度に絞り込めている。それ以外の領域ではさらなる絞り込みが見られる。

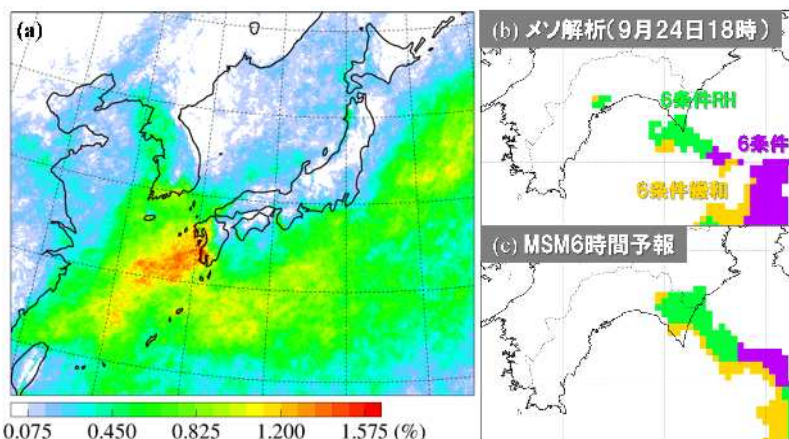
実際は 6 条件が満たされているはずなのに、複数の事例で上空を十分湿らさない問題が数値資料にあり、数値資料を用いて 6 条件を正確に診断できない場合がある。その実例として、2015 年 9 月 24 日の高知での大雨事例を示す。高知県東部の佐喜浜付近から北東に伸びる線状降水帯 A、高知市の西側に南北に伸びる線状降水帯 B が第 2.4.3 図 a の 3 時間積算解析雨量分布に見られる。線状降水帯 A と B とともレーダー指数頂高（第 2.4.3 図 b）が 6km 以上あり、500hPa 気圧面は湿っていたことが推定される。しかし、同時刻のメソ解析では、700hPa の相対湿度（図略）は 80% 以上になっているものの、500hPa の相対湿度（RH500）は線状降水帯 A では 40～80%、線状降水帯 B では 20% 以下の領域が広がっている（第 2.4.3 図 c）。メソモデル（MSM）の 6 時間予想値では、線状降水帯 A はやや位置の北側のずれがあったものの予想されていたが、その領域の RH500（第 2.4.3 図 d）は 20～60% であり、他の 6 条件（図略）は満たされていない。このように数値資料（解析値・予報値とも）では事例によって、上空を十分湿らせてくれないという問題点がある。



第 2.4.2 図 線状降水帯が発生しやすい (a) 4 条件と (b) 6 条件の出現頻度 (%) 分布 2009～2015 年の 6～9 月の期間を対象に、3 時間毎にある気象庁メソ解析から作成。



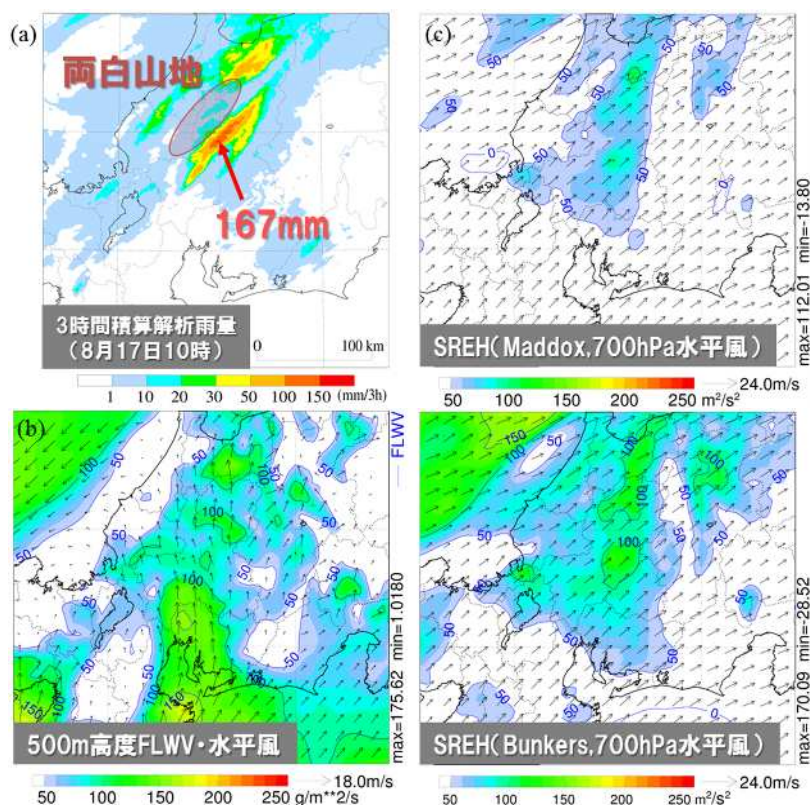
第 2.4.3 図 (a) 2015 年 9 月 24 日 21 時の 3 時間積算解析雨量 (mm) と同 18 時のレーダー指数雲頂 (km) 分布、(c) 18 時のメソ解析による 500hPa の相対湿度 (%) 分布と水平風ベクトル、(d) (c) と同じ、ただし同時刻の気象庁メソモデル (MSM) の予報値 (12 時初期値)



第2.4.4図 (a) 第2.4.2図bと同じ、ただし6条件RHの出現頻度(%)、(b) 気象庁メソ解析で評価した2015年9月24日18時の6条件RH(紫)、6条件RH(緑)、6条件緩和(黄色)を満たす領域、(c) (b)と同じ、ただし同時刻のMSM予報値(12時初期値)

この数値資料の問題に対処するための線状降水帯が発生しやすい条件(以降、6条件RH)として、の上空の湿度で、RH500だけ緩和した条件(20% RH500 < 60%)を採用することにした。6条件RHの出現頻度(第2.4.4図a)をみると、最大で約1.5%であり、6条件(同約6%)と比べて1/4程度であり、陸上での出現頻度は非常に低くなっている。数値資料の問題なので、6条件RHが出現した場合は、6条件を満たす場合と同様に注意が必要である。2015年9月24日の高知での大雨事例での線状降水帯発生条件の分布を第2.4.4図b-cに示す。6条件(紫色)は海上に見られるだけだが、6条件RH(緑色)は十分ではないものの、メソ解析では2つの線状降水帯の発生位置の一部、メソモデル予報でも高知県東部の線状降水帯発生の可能性を予測できている。なお、黄色はこの後に示す6条件緩和が予想された領域を示している。

地形の影響を受けた線状降水帯による大雨の例として、2014年8月17日の岐阜でのケースを示す。岐阜県北部にある両白山地の影響もあり、3時間積算解析雨量の最大値で167mmの大雨となった(第2.4.5図a)。その領域風上の500m高度のFLWV(第2.4.5図b)をみると100g/m<sup>2</sup>/s超程度で、6条件の150g/m<sup>2</sup>/sには届いていない。またMaddox(1976)により算出されたSREH(第2.4.5図c)は50~80m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>で、こちらも6条件で示したSREH 100m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>を満たしていない。なおBunkers et al.(2000)でSREHを算出しても(第2.4.5図d)を満たさないが、Maddox(1976)で算出するよりも大きな値(70~110m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)が得られる。このように地形の影響を受けた場合、6条件のFLWVやSREHよりも小さな値でも線状降水帯が発生して大雨をもたらすことがある。そこで、FLWVやSREHの条件などを緩和した条件を考えること

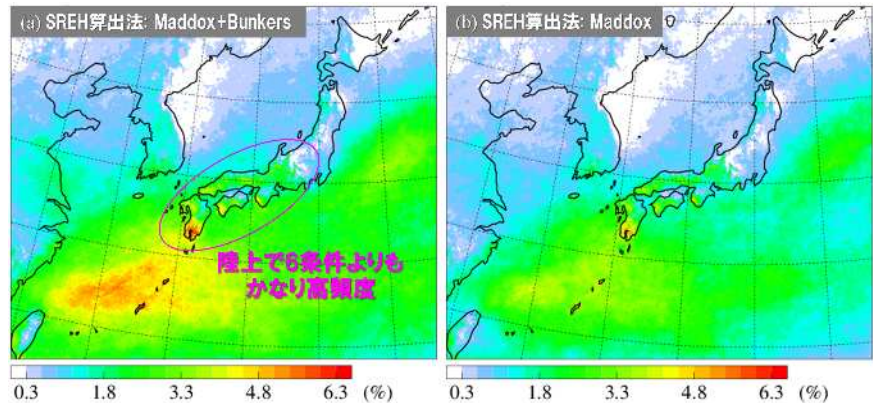


第2.4.5図 (a) 2014年8月17日10時の3時間積算解析雨量(mm)分布、(b) 9時の(b) 500m高度の水蒸気フラックス量(FLWV、g/m<sup>2</sup>/s)分布と水平風ベクトル、(c) Maddox(1976)の方法で計算したストームに相対的なヘリシティ(SREH、m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)分布と700hPaの水平風ベクトル、(d) (c)と同じ、ただしBunkers et al.(2000)の方法で計算したもの (b)-(d)は気象庁メソ解析から作成。



にした。

6条件を満たさなくても、地形などの影響で線状降水帯が発生しやすい条件（以降、6条件緩和）として、前述の事例などを参考に SREH と FLWV の閾値を 2/3 程度に緩和し、それぞれ  $70\text{m}^2/\text{s}^2$ 、 $100\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$  とした。また数値資料の問題で上空を湿らさない場合も想定して、RH500 を



第 2.4.6 図 (a) 第 2.4.2 図 b と同じ、ただし 6 条件緩和の出現頻度(%)、(b) (a) と同じ、ただし SREH の算出を Maddox (1976) 単独で行ったもの

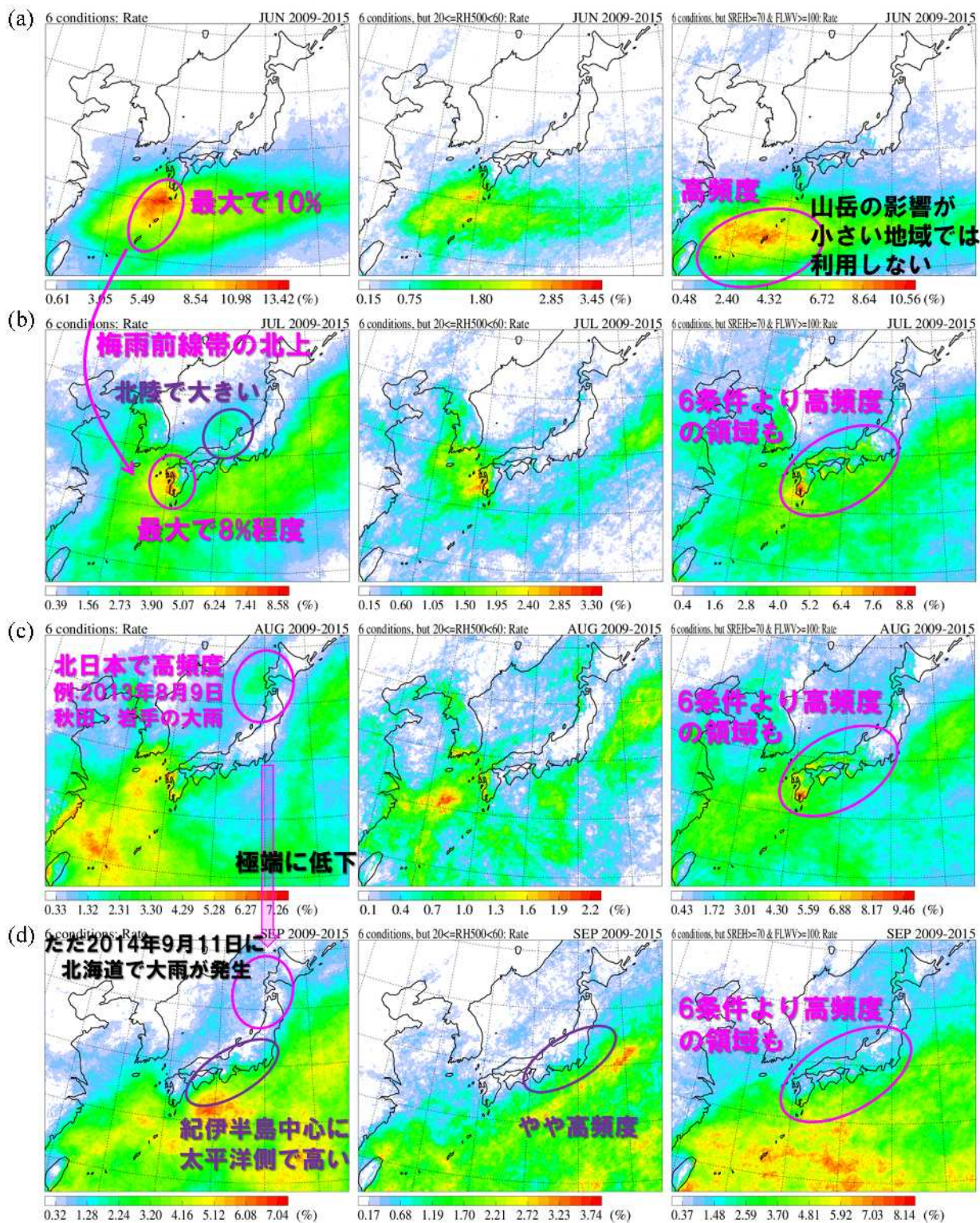
20%以上とし、地形の影響を受けて上昇流を作り出すことを考えて、400km 平均した 700hPa の鉛直流を  $-1\text{cm}/\text{s}$  以上として弱い下降流のケースも許容することにした。6条件緩和の出現頻度（第 2.4.6 図 a）をみると、東海から九州の陸上で 6 条件よりも高頻度になっており、地形の影響を受けて線状降水帯がよく観測される場所と対応している。また SREH 算出に Maddox (1976) を単独利用（第 2.4.6 図 b）するよりも、陸上で最大 50%程度の増加になっている。このことは同じ閾値を用いた場合、Bunkers et al. (2000) との最大値の採用が地形の影響を受けて発生する線状降水帯の診断的予測に効果的に利用できることを示唆している。

## 2.5 線状降水帯が発生しやすい条件の月別出現頻度と応用例

線状降水帯が発生しやすい環境場の統計解析を月別に見てみる。6月の6条件（第 2.5.1 図 a 左図）では沖縄本島から鹿児島の間で最大 10%、7月（同 b 左図）では九州の西岸で最大 8%の高出現頻度域が見られる。この出現域の移動は梅雨前線帯の北上によるものである。また7月には北陸地方でも頻度の高い領域が見られ、これは対馬海峡から下層水蒸気が流入しやすい気圧配置になるためである。8月（同 c 左図）では北日本日本海側で高頻度な領域がみられ、2013年8月9日の秋田・岩手の大雨のように線状降水帯による大雨の危険性が高まる。その領域の出現頻度は9月（同 d 左図）になると極端に低下し、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ので、油断は禁物である。9月には、紀伊半島を中心に、太平洋側で出現頻度が相対的に高くなっていて、多くは台風の周辺やその遠隔での大雨と関係がありそうである。6条件 RH（同 d 中図）では頻度はかなり低い、6条件とほぼ同じ特徴が見られる。特に9月には東海地方から関東地方の太平洋側で、やや高頻度の領域が見られる。このことは、9月頃に数値資料は太平洋沿岸の上空を十分に湿らせていない傾向があると考えられる。

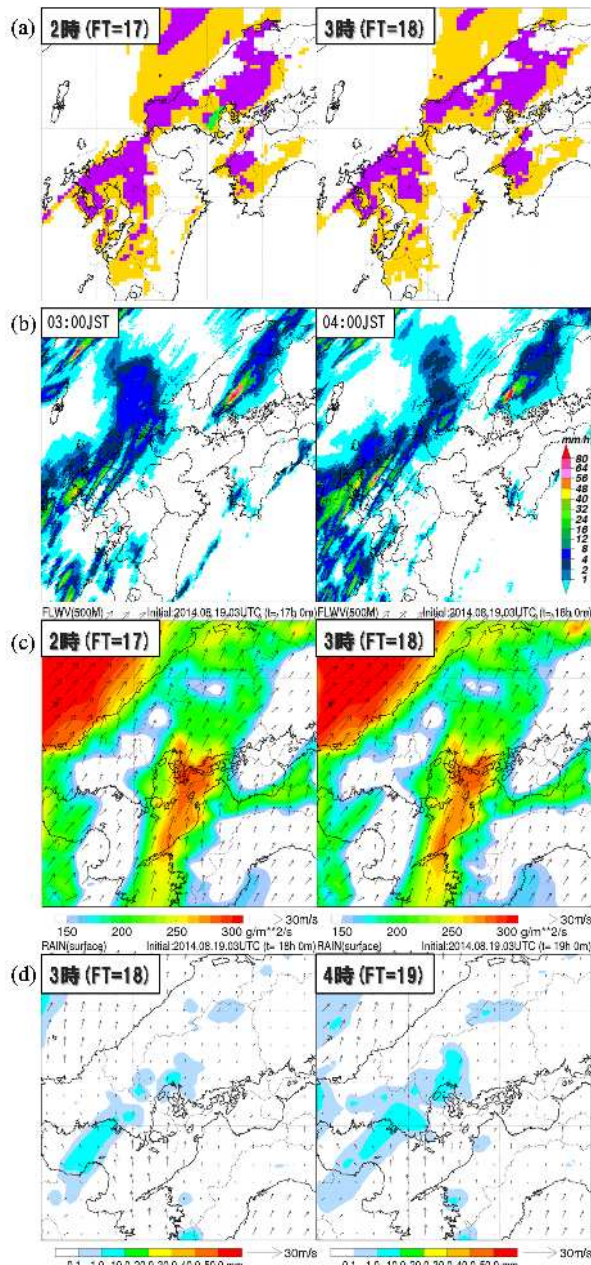
6月の6条件緩和（第 2.5.1 図 a 右図）では先島諸島～沖縄諸島でかなり高頻度の領域が見られるが、この地域の山岳は高くないので、その影響を強く受けることはない。山岳の影響が小さい地域での6条件緩和の利用は DLFC の条件を強化する（例えば、 $\text{DLFC} < 500\text{m}$  であることなどを別途確認する）ことを推奨する。7月以降（同 b-d 右図）になると、九州～東海地方にかけて6条件よりも高頻度の領域が見られる。この領域では山岳の影響を受けた線状降水帯が発生しやすいことを示唆している。

6条件の適用例として、2014年8月20日の広島での大雨事例を取り上げる。第 2.5.2 図 a に明日予報に用いられた前日 19日 12時の MSM による予報結果を示す。大雨をもたらした線状降水帯発生領域（第 2.5.2 図 b）に6条件を満たす紫色の領域が継続的に予想されている。それ以外にも九州北西部で線状降水帯が発

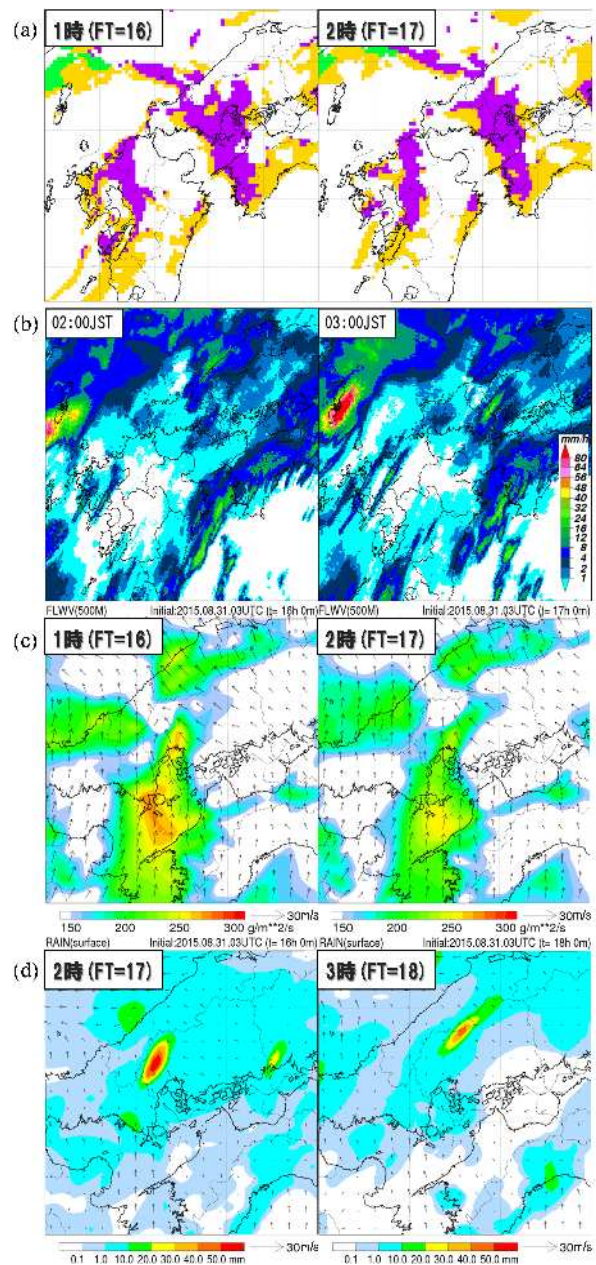


第 2.5.1 図 線状降水帯が発生しやすい6条件(左図)、6条件RH(中図)、6条件緩和(右図)の月別出現頻度(%)分布: (a) 6月、(b) 7月、(c) 8月、(d) 9月 2009~2015年を対象に、3時間毎にある気象庁メソ解析から作成。

生しやすい大気状態であることが示されており、解析雨量をみると広島ほどではないが、実際線状降水帯が発生して強雨がもたらされている。なお6条件は線状降水帯が発生しやすい条件であって、それが予想されていても大雨になるとは限らない。条件が満たされていた(紫色の領域が表示されていた)場合、条件の1つである500m高度のFLWVや、500m高度の相当温位の値(過去の大雨発生時の値と比較)、下層収束の存



第 2.5.2 図 (a)2014 年 8 月 20 日 2 時と 3 時の 6 条件(紫)/6 条件 RH(緑)/6 条件緩和(黄色)の MSM 予報結果、(b) 3 時と 4 時の解析雨量(mm)分布、MSM が予報した (c) 2 時と 3 時の 500m 高度の水蒸気フラックス量( $g/m^2/s$ )分布と水平風ベクトルと (d) 3 時と 4 時の 1 時間降水量(mm)分布と地上風ベクトル MSM の初期値は 19 日 12 時。



第 2.5.3 図 第 2.5.2 図と同じ、ただし、2015 年 9 月 1 日 1 時と 2 時 (降水分布は 2 時と 3 時) MSM の初期値は 8 月 31 日 12 時。

在、梅雨期なら湿舌との位置関係などをチェックし、大雨発生の可能性を判断する必要がある。広島での事例では、500m 高度の相当温位 ( $\sim 355K$ ) は 2012 年 7 月の九州北部豪雨時 ( $\sim 362K$ ) ほど高くなかったが、第 2.5.2 図 c のように広島市付近へ  $300g/m^2/s$  以上の FLWV の流入が継続して予想されており、大雨発生の可能性が高いと判断できる。参考までに、MSM が予想した 1 時間降水量分布 (第 2.5.2 図 d) をみると広島市付近に  $10mm/h$  弱の降水は予想されているが、これからは大雨を予想することはできない。

もう一つ、6 条件利用例 (2015 年 9 月 1 日の広島での事例) を紹介する。2014 年の広島での大雨時のように、MSM の 12 時初期値の予報 (第 2.5.3 図 a) では夜間に広島県に 6 条件を満たす紫色の領域が予想され

ている。実況の解析雨量（第 2.5.3 図 b）をみると、3 時頃に線状降水帯が発現しているが、大雨にはなっていない。このように 6 条件を満たす領域が予想されても、大雨になるとは限らない。第 2.5.3 図 c をみると、広島付近に流入する 500m 高度の FLWV は  $250\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$  から徐々に減り、2014 年の大雨のケースのように継続的な大量の水蒸気流入が予想されていない。この要素だけで判断することは避けるべきであるが、2014 年のケースのような大雨になることはないと診断できる。ただ、MSM の 1 時間予想降水量（第 2.5.3 図 d）には広島県北西部に 50mm 以上が予想されているので、実況監視を怠るべきではない。

## 2.6 最後に

本章では、第 2.2.1 表に示した大雨発生を診断するのに重要な気象要素を説明し、その一部については具体的な数値を示した。その数値はあくまで参考値であって、各地方官署においては実際の大雨との対応や地域、季節に適した数値を調査して利用すべきである。2014 年度の研修テキストの 4 条件（加藤 2015、～）を再考察して、2 条件（と）を加えて、線状降水帯が発生しやすい条件を 6 つにした。それだけでなく、上空を十分湿らせない数値資料の問題に対する対策（6 条件 RH）や山岳の影響を考えた 6 条件緩和についても提示した。それらは全て線状降水帯による大雨が発生する可能性がある場所を示しているだけなので、それらが予想された場合にはそれぞれの要素および他の気象要素を確認し、最適な対応を取る必要がある。これらの線状降水帯発生条件は 2016 年には予報現業でも、6 条件、6 条件 RH、6 条件緩和がそれぞれ第 2.4.4 図などで示した紫、緑、黄色で表示され利用できる予定である。

## 参考文献

- Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046-1053.
- 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.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1512-1534.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.
- 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, 2013: 新潟・福島豪雨の発生要因, *気象庁技術報告*, **134**, 119-136.
- 加藤輝之, 2015: 線状降水帯発生要因としての鉛直シアと上空の湿度について. *平成 26 年度予報技術研修テキスト*, 気象庁予報部, 114-132.
- 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.
- 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.
- Maddox, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 133-142.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- 清野直子, 2016: 短時間強雨事例の大気環境場, *気象研究ノート「都市における極端気象の観測・予測・情報伝達」*, (印刷中).
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, pp187.

## 第3章 警報級の可能性

### 3.1 「警報級の可能性」の経緯と目的\*

平成27年3月から7月にかけて4回行われた交通政策審議会気象分科会では「『新たなステージ』に対応した防災気象情報と観測・予測技術のあり方」について審議が行われ、7月29日に提言がとりまとめられた。防災気象情報については、次の基本的方向性と現在の技術を用いて実現可能な改善策が示されている。

- ・社会に大きな影響を与える現象については、可能性が高くなるともその発生のおそれを積極的に伝えていくこと
- ・危険度やその切迫度を認識しやすくなるよう、分かりやすく情報を提供していくこと

気象庁では、この提言を受け、市町村長による避難勧告等の判断を支援し、住民による主体的避難を促進するため、以下(1)～(5)に示す防災気象情報の改善を予定している。

#### (1) 時系列で危険度を色分けした分かりやすい表示（気象警報・注意報発表時）

気象庁では、これまで、気象警報・注意報の内容は文章形式での表示を行ってきたが、利用者が危険度やその切迫度を即座に認識しづらいことなどが課題だった。このため、警報等の文中に記載してきた事項（注意警戒が必要な現象や期間、現象がピークになる時間帯、雨量や潮位などの予想最大値など）について、どの程度の強度（危険度）の現象がどのくらい先の時間帯（切迫度）に発現すると予想されているのかを、視覚的に把握しやすい時系列の表形式で、危険度を色分けして分かりやすく提供できるよう、表示を改善する。

#### (2) 翌日までの「警報級の現象になる可能性」の提供

警報級の現象は、ひとたび起これば社会的に大きな影響を与える。そこで、たとえ可能性が高くないと予想される状況であっても、翌日までの警報級の現象の発生のおそれを積極的に伝えるため、府県天気予報の発表（毎日5時、11時、17時）に合わせて、「警報級の現象になる可能性」（以下、「警報級の可能性」と呼ぶ）を〔高〕〔中〕といった可能性の度合いを付して提供する。また、〔高〕〔中〕に応じた概要を記述する文（概要文）を一次細分区域単位で自動作成して電文に含めるとともに、予想される最大の雨量などの量的予報も併せて提供する。なお、定時以外にも、特別警報・警報・注意報発表時に必要に応じて提供する場合もある。

#### (3) 数日先までの「警報級の可能性」の提供

台風等に対するタイムラインによる市町村などの防災対応を支援するため、数日先までの防災気象情報の提供の強化も必要である。(2)で述べた翌日までの「警報級の可能性」に加え、明後日から5日先までの日ごとの「警報級の可能性」を、週間天気予報の発表（毎日11時、17時）に合わせて提供する。

#### (4) 実況情報の提供の迅速化

気象庁では、現在の降雨がその地域にとって災害の発生につながるような稀にしか観測されない雨量になっていることを、危機感を持って伝えるために「記録的短時間大雨情報」を発表している。この情報を最大で30分早く発表できるように処理を迅速化する。

#### (5) メッシュ情報の充実・利活用促進

危険度の高まりを伝える「気象警報」等を受けた市町村職員や住民が、危険度の高まっている地域を「メッシュ情報」により把握できる仕組みを推進することで、市町村長の避難勧告等の判断の支援及び住民の主体的避難の促進を図る。

以上のうち、(1)～(3)については、平成28年度出水期前に防災情報提供装置により試行的提供を開始す

---

\*杉本 悟史・木下 信好（気象庁予報部予報課）

る計画である（表示例を第3.1.1図に示す）。(2)と(3)に示した警報級の可能性については新たなプロダクトである。本章では「警報級の可能性」プロダクトについて、第3.2節でプロダクトの概要を、第3.3節以降でプロダクト作成に用いるガイダンスの特性とその利用について解説する。警報級の可能性に係る予報作業支援システムでの作業や量的予想、入力する時系列の考え方については、第4章を参照されたい。なお、明日までの「警報級の可能性」プロダクトは、従来からの短期予報の資料・量的予測技術に基づいて作成することから、第3.3節以降は、新たに開発したガイダンスを用いて作業する、明後日以降の「警報級の可能性」を対象とする技術的解説である。

### 3.2 「警報級の可能性」プロダクト

本節では「警報級の可能性」プロダクトの概要と、[高][中]といった表現が示す可能性の程度について、それぞれの警報が発表される割合（見込み）を説明する。

#### 3.2.1 プロダクトの概要

「警報級の可能性」は、第3.1節の(2)に示した「翌日までの警報級の現象の発生のおそれを積極的に伝える」プロダクト（以下、「警報級の可能性（明日まで）」と呼ぶ）と、(3)に示した「台風等に対するタイムラインによる市町村などの防災対応を支援する」ための数日先までのプロダクト（以下、「警報級の可能性（明後日以降）」と呼ぶ）の二種類が存在する。「警報級の可能性（明日まで）」プロダクトは、明日までの「量的予報」と、明日までの「警報級の可能性」の二つの要素で構成される。「警報級の可能性（明後日以降）」プロダクトは、明後日から5日先までの「警報級の可能性」で構成される。それぞれのプロダクトの発表時刻、対象地域、提供される気象要素等については、第3.2.1表を参照されたい。

#### 3.2.2 「警報級の可能性」の[高][中]と実際に警報発表となる割合

「警報級の可能性」は、[高][中][ - ][なし]といった可能性の度合いにより表現する。このうち[なし]は、雪について季節的に現象が発生しない場合や波について波の予報が無い地域である。[高]は、警報級の現象が発生する可能性が高いと予想される場合に、[中]は[高]ほどではないが警報級の現象が発生する可能性はあると予想される場合に、それぞれ発表する（第3.2.2表）。したがって、明日までの警報級の現象を想定して府県気象情報を発表する場合には「警報級の可能性（明日まで）」を[高]と発

## 気象警報・注意報

平成26年10月14日0時13分 横浜地方気象台発表  
 神奈川県東部の注意警戒事項  
 神奈川県では、14日明け方まで土砂災害に、14日未明まで低い土地の浸水や河川の増水、暴風に警戒してください。西部では14日朝まで、東部では14日昼過ぎまで、高波に警戒してください。

横浜市 【継続】大雨（土砂災害、浸水害）、洪水、暴風、波浪警報 雷注意報

警報・注意報等の種別	今後の推移(■警報級 ■注意報級)										備考・関連する現象
	14日										
	0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24	0-3	15日	
大雨 (浸水害) 1時間最大雨量(ミリ)	60	30									浸水警戒
(土砂災害)											土砂災害警戒
洪水 (洪水害)											はん濫
暴風 風向 風速 (メートル)	陸上	22	20	18	18	18	18	18	18		
	海上	22	20	20	20	20	20	20	20		
波浪 波高(メートル)	3.0	3.0	3.0	2.5	2.5	2.5					うねり
雷											竜巻、ひょう

各要素の予報値は、確度が一定に達したものを表示しています。

## 警報級の可能性

平成26年10月14日0時13分 横浜地方気象台発表  
 神奈川県東部の警報級の可能性  
 14日明け方にかけては、大雨警報を発表する可能性があります。今後の情報に留意してください。

種別		警報級の可能性								
		13日		14日			15日	16日	17日	18日
		明け方まで		朝～夜遅く						
		18-24	0-6	6-12	12-18	18-24				
大雨	警報級の可能性	高			中		-	-	中	-
暴風	警報級の可能性	高			中		-	-	-	-
波浪	警報級の可能性	高			高		-	-	-	-

高:警報発表中、又は、警報を発表するような現象発生の可能性の高い状況。  
 中:[高]と表すまでには至らないが、警報を発表するような現象発生のある状況。

第3.1.1図 時系列で危険度を色分けした分かりやすい表示例（上図）及び「警報級の可能性」の表示例（下図）

平成28年度から試行的に提供されるXML電文を利用すると、このような表示が可能になるという例を示した。

第3.2.1表 「警報級の可能性」プロダクトの発表時刻、予報対象地域、提供要素等

下線部は、新たな作業が必要になる項目（官署によって異なる）を示す。なお、提供する気象要素のうち「風（風雪）」については、雪を伴わない場合の気象要素は風（対応する警報の種類は暴風警報）、雪を伴う場合は風雪（対応する警報の種類は暴風雪警報）である。

プロダクト名	発表時刻（定時）	予報対象地域	構成要素	提供される気象要素	対象期間
警報級の可能性（明日まで）	05時 11時 17時 定時以外に、特別警報・警報・注意報発表時に必要に応じて発表	府県天気予報と同じ	量的予報	1時間最大雨量 3時間最大雨量 6時間最大降雪量 最大風速 波	24時間先までは6時間ごと、それ以降翌日24時まで
				24時間最大雨量 24時間最大降雪量	翌日1日
			警報級の可能性 [高][中][ - ] [なし]、及びその文章表現（概要文）	雨 雪 風（風雪） 波	
警報級の可能性（明後日以降）	11時 17時	府県週間天気予報と同じ	警報級の可能性 [高][中][ - ] [なし]	雨 雪 風（風雪） 波	2日目（明後日）から5日目まで、1日ごと

第3.2.2表 「警報級の可能性」の[高]及び[中]と実際に警報発表となる割合

電文中で用いる具体的表現については平成27年12月現在検討中であり、変わる可能性がある。

警報級の可能性		警報が発表される割合（雨の場合）	
		明日まで	明後日から5日先まで
対象となる現象		積乱雲や線状降水帯などの小規模な現象に伴う大雨から、台風・低気圧・前線などの大規模な現象に伴う大雨までが対象。	台風・低気圧・前線などの大規模な現象に伴う大雨が主な対象。
[高]	地域や時刻・量の予測の確度が高く、対象区域内のどこかで、警報級の現象が発生する <u>可能性が高い</u> と予想される。	天気予報の区域内のいずれかの市町村で、実際に大雨警報発表となる割合は、 <u>8割程度以上</u> を見込む。 （現行の「警報」、「警報に切り替える可能性に言及する注意報」、及び「1日程度前から警戒を呼びかける気象情報」とほぼ同等。）	週間天気予報の区域内のいずれかの市町村で、実際に大雨警報発表となる割合は、 <u>8割程度以上</u> を見込む。 （現行の「数日前から警戒を呼びかける気象情報」とほぼ同等。）
[中]	地域や時刻・量の予測の <u>確度が高くはないもの</u> 、対象区域内のどこかで、警報級の現象が発生する <u>可能性はある</u> と予想される。	天気予報の区域内のいずれかの市町村で、実際に大雨警報発表となる割合は、 <u>3～7割程度</u> を見込む。 （「高」を付すほど <u>可能性が高くはないもの</u> 、予測資料や過去の線状降水帯発生時の気象特性等の知見を活用して、顕著な現象が発生する <u>可能性はある</u> と見込まれる場合に発表。）	週間天気予報の区域内のいずれかの市町村で、実際に大雨警報発表となる割合は、 <u>3～7割程度</u> を見込む。 （「高」を付すほど <u>可能性が高くはないもの</u> 、予測資料を活用して、顕著な現象が発生する <u>可能性はある</u> と見込まれる場合に発表。）

表する。また、明後日以降について、警報級の現象を対象として気象情報を発表する場合は、対象日の警報級の可能性に[高]を対応させ、地方週間天気予報で「大荒れの天気」「大雨」「大雪」等と記述する場合は、対象日の警報級の可能性に[高]または[中]を対応させる予定である。[-]（XML 電文では空タグ）は、[高][中][なし]以外の場合である。

なお、第 3.2.2 表には雨の場合に実際に警報発表となる割合を具体的な数値として示しているが、この値はこれまでの警報や警報に切り替える可能性に言及した注意報の発表実績、開発した警報級の可能性ガイダンスの性能から推定した値（第 3.7 節参照）である。地方によって発生する顕著な現象のタイプやその予測手法が異なることや、また年によって現象の発生頻度が大きく変動することから、これはおよその目安であることに留意する必要がある。目安の値を気にするあまり、「社会に大きな影響を与える現象については、可能性が高くなるともその発生のおそれを積極的に伝える」というプロダクト本来の目的を忘れてはならない。また、現状の技術では、数日先の積乱雲や線状降水帯に伴う大雨を予測することは難しいため、明後日から 5 日先までの「警報級の可能性」で扱うことができるのは、台風や低気圧・前線などの大規模なじょう乱に伴う大雨が主な対象になる点にも留意されたい。

### 3.2.3 明日までの「警報級の可能性」の判断

「警報級の可能性（明日まで）」における「警報級の可能性」の[高][中]の発表判断に際しては、新たな予測資料は無く、従来からの短期予報の資料・量的予測技術・知見に基づいて行う。[高]については、警報または警報の可能性に言及した注意報を発表中、または明日までの警報級の現象を想定して府県気象情報を発表する場合となることから、これまで予報技術検討会を中心に検討されてきた予測技術を利用する。一方、[中]については新しく判断することとなるが、[高]についての予測技術を利用することで客観的な判断基準を作成する。

第 3.2.3 表に、数値予報モデル（ガイダンス）が予想の得意な現象か否か、また不得意であってもワークシート等の予測手法があるか、発生する環境場等に関する知見を有しているかなどに場合分けして、警報級の可能性[高][中]の判断の概要を示した。一方、個々の事例により予想の不確実性の程度が異なるため、おおまかな概要だけでは判断に迷う場合があることが想定される。「警報級の可能性（明日まで）」の判断をより適切に、担当者間で差異のないようにするためには、各官署で事前に第 3.2.3 表に示す場合（特に、数値予報モデルが得意な現象、ワークシートが有るなど知見が得られている現象）について、それぞれ具体的な判断基準を決めておくことが重要である（第 3.2.2 図に例を示す）。現時点で知見が乏しい現象については、今後、技術開発等により新たな知見が得られた段階で、より適切な判断が可能となるよう、具体的な判断基準を検討していく。



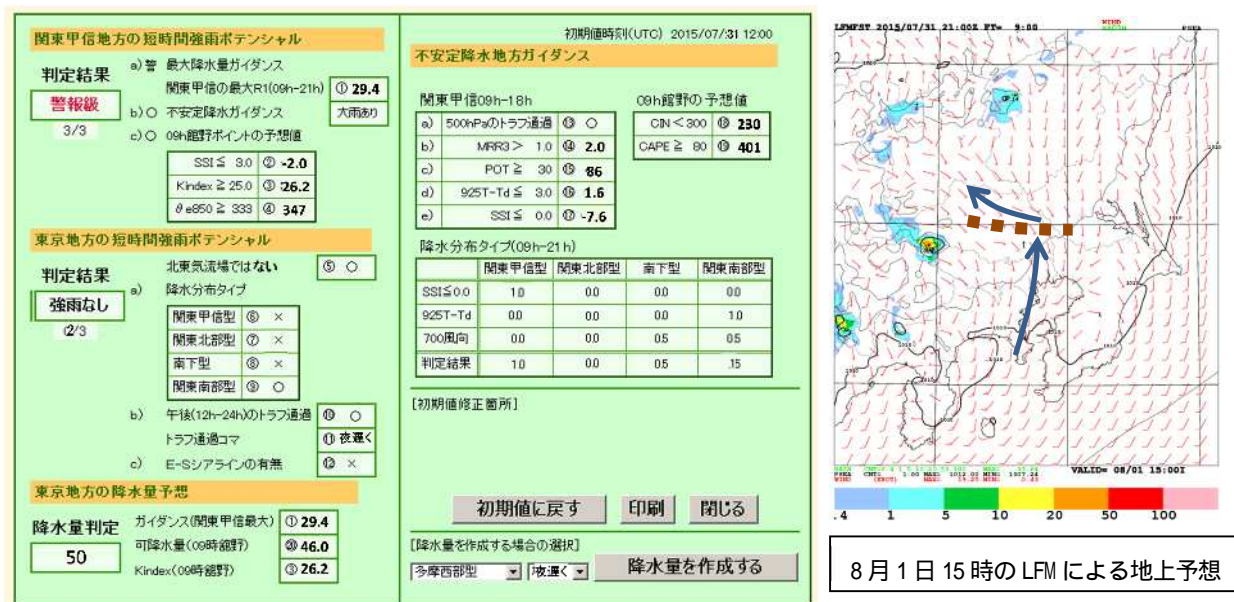
第 3.2.3 表 「警報級の可能性（明日まで）」の判断の概要

数値予報モデル・ガイダンスが得意な現象の場合

モデル・GDC の予測状況	判断	警報級の可能性
警報級を安定して予想	警報級の現象を予想している地域・時間帯	高
	警報級の現象を予想している地域の周辺や前後の時間帯	中 または -
安定して警報基準とほぼ同じ値を予想	警報級の現象を予想している地域・時間帯	高 または 中
	警報級の現象を予想している地域の周辺や前後の時間帯	中 または -
警報級の予想はあるが初期値 変わりがある、あるいはモデル によって異なる場合	警報級の現象を予想している地域・時間帯	中 または 高
	警報級の現象を予想している地域の周辺や前後の時間帯	- または 中

数値予報モデル・ガイダンスが不得意な現象の場合

予測手法や知見の状況	判断	警報級の可能性
予測手法（ワークシートなど）有 （例：東京地方の E-S シアー による不安定現象（第 3.2.2 図））	警報級を予想	高
	条件基準など僅かな差で、警報級の予想とならない場合	中 または 高
	予測手法が適切に適用できない（期間外・手法の完成度が低い）などで精度の確保は難しいが、警報級の現象の発生を否定できる状況にない場合	中
予測手法（ワークシートなど）は確立してないが、警報級の現象が発生する環境場等について知見がある場合	環境場などの予測が知見を満たし、実況の推移から数時間以内に警報級の現象を予想する場合（まもなく警報を発表する状況にある場合を想定。）	高
	環境場などの予測が知見を満たし、実況でもこの予測を否定する状況になく、警報級の現象が発生する可能性がある場合（上段より先の時間帯での予想、あるいはまもなく警報を発表する状況にない場合を想定。）	中 または 高
	・環境場の予測に初期値変わりが大きく、知見を満たすか判断が困難な場合 ・環境場などの予測は知見を満たすが、実況からモデルの環境場などの予測において、誤差が大きいと判断できる場合	中 または -
予測手法（ワークシートなど）なく、知見が乏しい場合	予想される総観場や安定度の状況が定性的に過去の警報級事例とほぼ一致し、実況で警報級の現象を否定する状況にない場合	中



第 3.2.2 図 知見が得られている現象に関する「警報級の可能性」のシミュレーション例

(1) 東京地方は、MSM で E-S シアーが予想されなかったため、警報級の強雨判定が 3 つの条件の 1 つを満たさず（左図）、警報級の可能性 [ 高 ] とはしない。(2) 一方、LFM で E-S シアーが予測されており（右図）、3 つの条件が揃い警報級の大雨になる可能性はあると考えられる。これらのことから、警報級の可能性を [ 中 ] と判断する。

### 3.3 週間最大降水量ガイダンス\*

#### 3.3.1 はじめに

予報課では、雨に関する「警報級の可能性(明後日以降)」の予想の基礎資料とするため、平成 25 年度から平成 26 年度の週間予報技術検討会の中で、週間アンサンブル予報モデル(以下、WEPS という)を基にした週間最大降水量ガイダンスを開発してきた。本節では週間最大降水量ガイダンスの仕様、特性等について述べる。

#### 3.3.2 ガイダンスの仕様と作成手法

週間最大降水量ガイダンス(以下、ガイダンスという)は、降水量を観測しているアメダス地点について WEPS から求めた日降水量を頻度バイアス補正した値から予報区の最大値を求めたガイダンスである。ガイダンスは、WEPS の各メンバー毎に算出され、アンサンブル平均値等の統計データを得ることができる。詳細を第 3.3.1 表に示す。

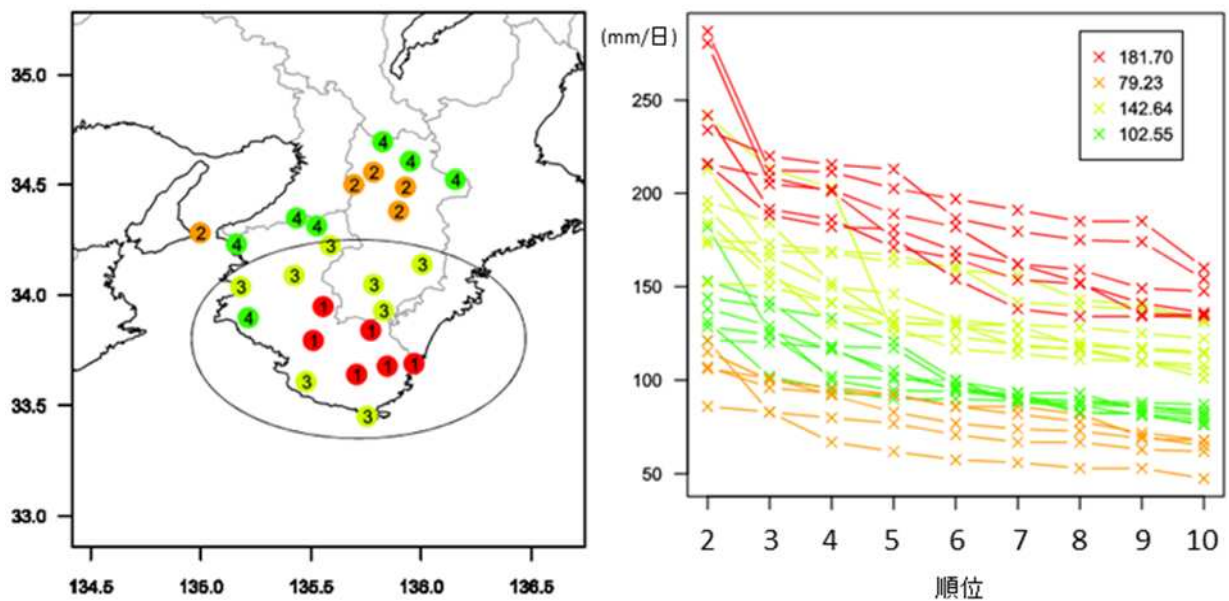
ガイダンスに用いる頻度バイアス補正は、補正係数を作成する期間(従属期間)に観測された降水量と同期間にモデルが予想した降水量の順位を基に降水量の出現頻度を補正する方法であり、かつ係数は固定である。したがって、従属期間に大雨が観測されなかったアメダス地点は、大雨が予想されにくい特性となる。その特性は、従属期間が短い場合は事例に依存しており、その地点の特性を十分に表しているとはいえない。これを補うため、地理的に近いアメダス地点を降水特性で分類したグループを作り、グループ毎に係数を作成するようにした。これは、降水特性の近い他の地点と大雨の事例を共有することによって、従属期間の大雨の事例をある程度までは補うことができると考えたものである。地理的な区分は、「四国地方太平洋側」や「東北地方日本海側」といったある程度広い領域を設定した。グループは、これらの領域に位置するアメダス地点を月別日降水量の順位 2 位から 10 位の値でクラスター分析し、クラスター別に求めた降水量の平均値を基に作成している。なお、順位 1 位は、2 位と値が大きく離れ、クラスター分析の妨げとなる例があったため除いている。グループは季節変化を考慮して月毎に作成した(第 3.3.1 図を参照)。

頻度バイアス補正の係数は、従属期間の観測値(日降水量)とモデル降水量の順位を基に次のように作成した。ここで、モデル降水量はモデルの日降水量をアメダス地点に線形内挿した値である。まず、観測値とモデル降水量の順位をそれぞれ作成する。モデル降水量の順位はメンバー別の順位ごとにアンサンブル平均して求めたものである。次に、観測値が 0.5mm/日以上となる事例を対象に、下位から 25,50,75,90,95,99% の位置で区切る。それぞれに位置する観測値とモデル値の比が頻度バイアス補正の補正係数となる。独立期間におけるモデル降水量に、量に応じた係数を乗じることによりガイダンス値が得られる。なお、地点数の少ないグループは事例数が少ないため、区切りを 20,40,60,80,90,95%としている。補正係数は月別に求めており、対象事例に該当月と前後 1 か月の事例を加えている。

第 3.3.1 表 週間最大降水量ガイダンスの仕様

予想対象	週間予報の予報区における日降水量の最大値
目的変数	降水量を観測しているアメダス地点の日降水量
使用モデル	WEPS
予想手法	頻度バイアス補正：週間 EPS の日降水量の階級別出現頻度のアンサンブル平均とアメダスによる観測の階級別出現頻度を調整する。27 メンバーそれぞれについて日降水量を算出する。補正係数はメンバー間で共用する。予報区の最大値をメンバー毎に決定する。
学習の有無	なし
従属期間	2008 年 4 月～2014 年 2 月
層別化	月：1～12 月。 予報日：予報対象日(1 日目(明日)予報～8 日目予報)。 グループ：地理的に近いアメダス地点を降水特性で分類したグループ。

\*小泉 友延(気象庁予報部予報課)



第 3.3.1 図 アメダス地点のクラスター分析の例

奈良県・和歌山県のアメダス地点を 6 月の日降水量の順位でクラスター分析した結果の図。左図は平面図で ~ は各クラスターを表す。右図は各アメダス地点の順位をクラスター別に色分けしたグラフで、凡例はクラスター毎の降水量の平均値である。ここでは、クラスターの平均値から と のグループと と のグループに分割した。

### 3.3.3 統計検証

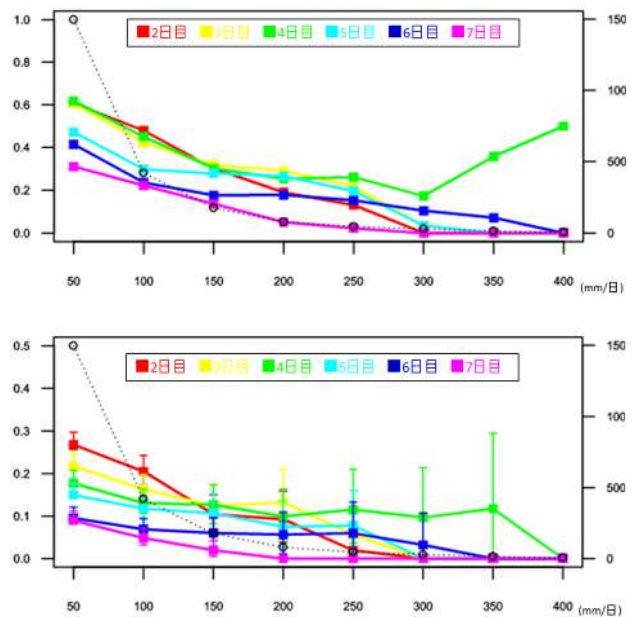
ここでは、ガイダンスの統計的な検証結果を示す。

#### (1) 検証方法

予報区のガイダンスを「予想値」、アメダスで観測した日降水量の予報区内の最大値を「観測値」とし、予想値が閾値以上の場合に観測値が閾値以上であった事例を適中とする分割表から全予報区の閾値別のバイアススコア(BI)、エクイタブルスレットスコア(ETS)を予報日別(2~7 日目)に求めた。検証は 12UTC 初期値のガイダンスを対象とし、検証期間は 2014 年 9 月から 2015 年 8 月までである。

#### (2) 検証結果

第 3.3.2 図に、ガイダンスのアンサンブル平均の予報日別の BI と ETS および観測事例数を示す。BI は、どの閾値でも 1.0 より小さく、予想頻度は過少傾向となった。また、観測事例数の少ない閾値 350mm 以上を除いて、閾値が大きくなるほど予想頻度が過少となる傾向が見られた。ETS は閾値 50~100mm では、2 日目が最も高く 3 日目以降は予想時間が長くなるにつれて低くなる傾向が見られた。閾値 150mm 以上は事例数が少ないため、統計的に有意な差は見られ

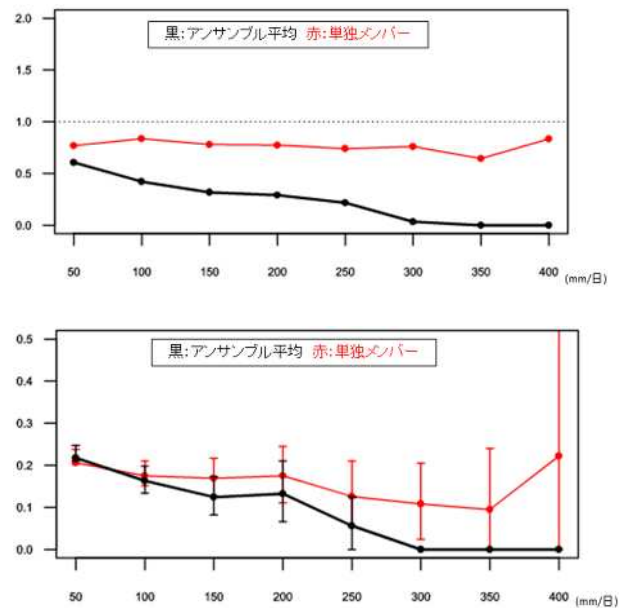


第 3.3.2 図 週間最大降水量ガイダンスのアンサンブル平均の予報日別・閾値別のバイアススコア(上)とエクイタブルスレットスコア(下)

横軸は降水量の閾値、左軸は各スコアである。両図ともに黒の破線は事例数(右軸)を表す。下図のエラーバーは 95% の信頼区間を表す。検証期間は 2014 年 9 月から 2015 年 8 月まで。

ない。アンサンブル平均でBIが小さくなっていたのは、各メンバーの大雨の予想が平均することによって丸められるためと考えられる。そこで、単独メンバーの検証結果と比較することとする。

第 3.3.3 図は第 3.3.2 図の 3 日目予報の検証結果に単独メンバー(コントロールラン)のガイダンスの検証結果を加えた図である。単独メンバーのBIは全ての閾値でアンサンブル平均のBIより大きく、アンサンブル平均ではほとんど予想されなかった閾値 300mm の降水量も単独メンバーでは閾値 200mm の降水量と同程度のBIを維持していた。このことから、アンサンブル平均のBIが小さくなるのは各メンバーの予想を平均することによるものであることがわかる。一方、ETSは、閾値が大きくなる程アンサンブル平均のBIが下がり、それに伴って単独メンバーとの差が大きくなるが、閾値 50mm ではアンサンブル平均のスコアの方が高かった。アンサンブル平均のBIが単独メンバーのBIよりも小さいことを考慮すると、閾値 50mm の降水の分布はアンサンブル平均の方が精度の方がよかったと言える。



第 3.3.3 図 第 4.1.2 図の 3 日目予報の結果に単独メンバーのガイダンスの検証結果を加えた図  
黒はアンサンブル平均、赤は単独メンバー(コントロールラン)のスコアを表す。上: BI、下: ETS。

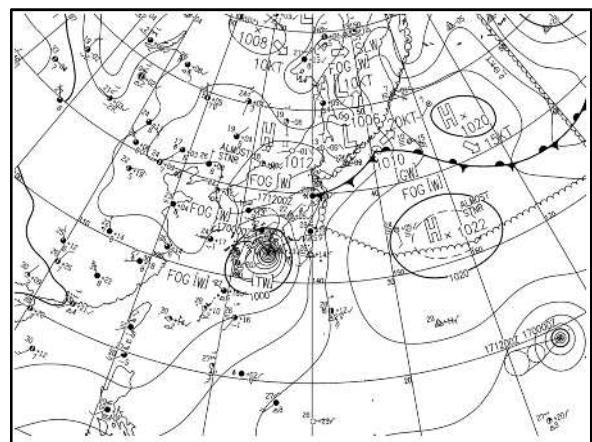
### 3.3.4 事例検証

2015 年 7 月の台風第 11 号の事例を紹介する。7 月上旬にマーシャル諸島付近で発生した台風第 11 号は、日本の南海上を北上し、7 月 16 日に高知県に上陸、17 日にかけて日本海に進んだ。台風の湿った気流の影響で東・西日本太平洋側を中心に大雨となった。(第 3.3.4 図参照)

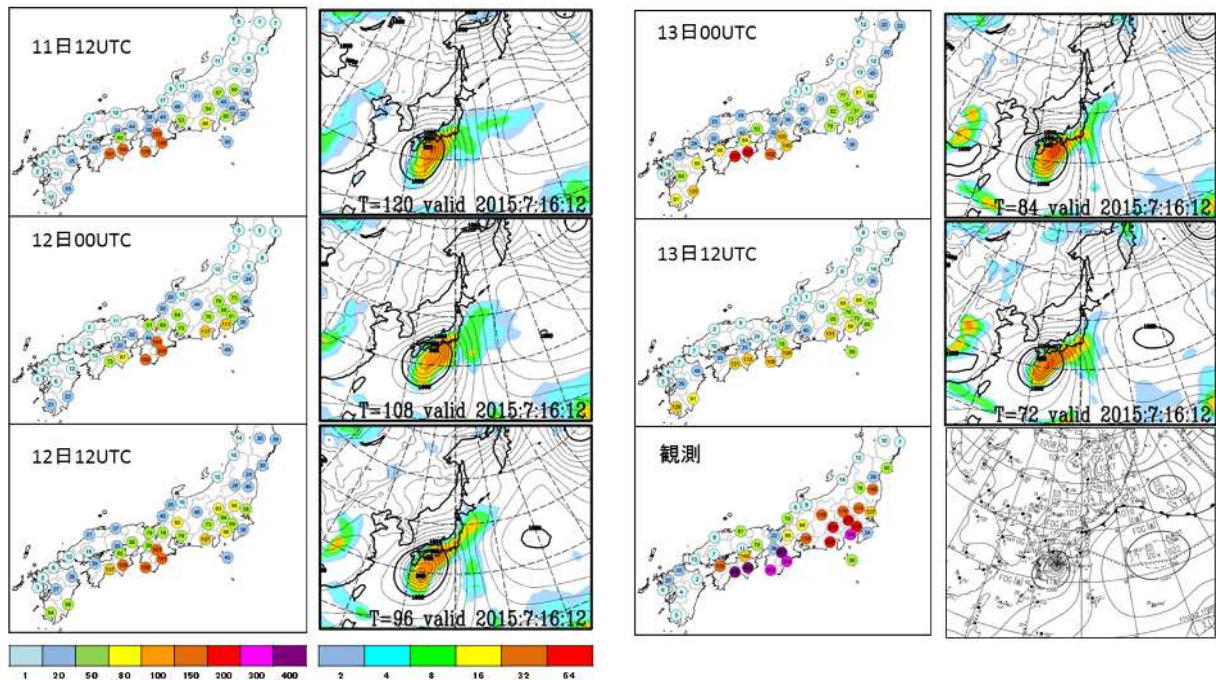
#### (1) ガイダンスと WEPS の予想

第 3.3.5 図に 7 月 16 日を対象としたガイダンスとアメダスによる日降水量(予報区内最大値)、16 日 12UTC の WEPS の地上予想図と地上天気図を示す。ガイダンスと予想図はいずれもアンサンブル平均したもので、初期値は古い順に 11 日 12UTC から 13 日 12UTC までである。

16 日は、奈良県上北山で 521.5mm、高知県魚梁瀬で 495.5mm、徳島県福原旭で 425mm 等、四国地方や紀伊半島で 400mm 以上、東海地方で 300mm 以上、関東甲信地方で 200mm 以上の降水量を観測した。ガイダンスは、11 日 12UTC 初期値で紀伊半島や四国地方に 150mm 以上の降水量が予想され、その後も続いた。WEPS は、四国沖から鹿児島沖に台風を予想するメンバーが多く、アンサンブル平均した予想図では中心の等圧線が楕円になっている初期値が多い。実際の台風経路より西寄りに位置するメンバーもあ



第 3.3.4 図 2015 年 7 月 16 日 12UTC の地上天気図



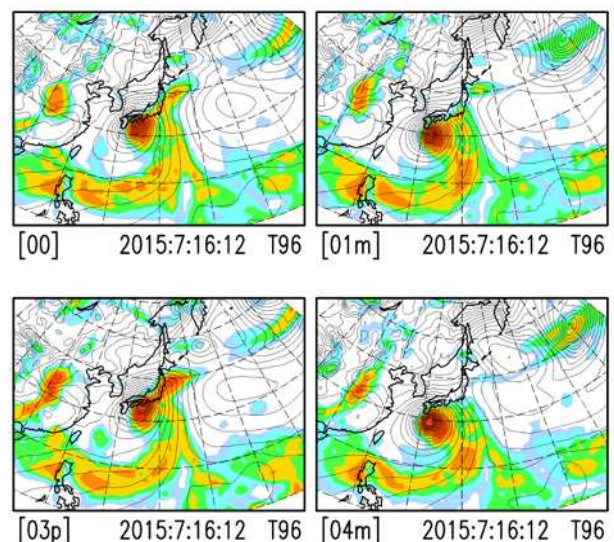
第 3.3.5 図 7 月 16 日を対象とした初期値別の最大降水量ガイダンス(左図)と WEPS(左上から 5 組)とアメダスによる日降水量(左図)と地上天気図(右図)(右下 1 組)  
ガイダンスの左肩の日時は初期値を表す。地上予想図の要素は海面気圧と日降水量。

たため、九州南部でもガイダンスの予想が 100mm 以上となった初期値もあった。東海地方や関東甲信地方については、12 日 00UTC 初期値以降、広い範囲で 50~80mm 以上の降水量が予想されるようになっていた。降水が多くなる地域は、概ね 4 日前から予想できていた。

## (2) 台風経路に近いメンバーのガイダンス

アンサンブル平均では大雨となる地域は概ね予想できていたが、予想した降水量は観測の半分以下であった。これは、平均することによってピークの値が小さくなってしまうためである。そこで、台風経路に近いメンバーのガイダンスがどのような予想をしていたのかを確認する。

第 3.3.6 図は WEPS の 7 月 12 日 12UTC 初期値、メンバー 00, 01m, 03p, 04m の地上予想図である(対象時刻は 7 月 16 日 12UTC)。このように、WEPS の各メンバーは、様々な位置に台風を予想している。この中から、台風経路に近いメンバー 00 のガイダンスを第 3.3.7 図に示す。山梨県から静岡県にかけては最大で 50mm 以上の予想で観測との差が大きいが、四国地方で最大 400mm 以上、紀伊半島で 300mm 以上を予想していた。このように台風に伴う大雨については、台風経路に近いメンバーのガイダンスを用いることが量的な予想において有効であることは、平成 26 年度全国週間予報技術検討会でも報告されている。

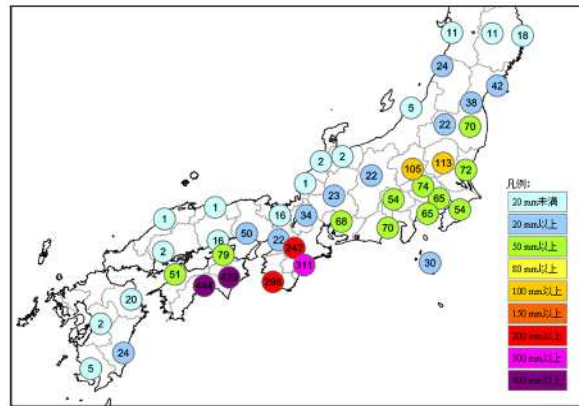


第 3.3.6 図 WEPS、7 月 12 日 12UTC 初期値のメンバー 00, 01m, 03p, 04m の 7 月 16 日 12UTC の地上予想図

### 3.3.5 ガイダンスの特性

ガイダンスの特性のまとめと今後の予定について述べる。

- 週間最大降水量ガイダンスは、WEPS の降水量をアメダス地点の降水量を基に頻度バイアス補正したガイダンスである。したがって、メソスケール現象や不安定降水といった WEPS で表現できない現象に伴う降水は予想できない。また、GSM 降水量ガイダンスのような地形効果の説明変数などは入っていないため、地形によって降水が強まるケースでは、量的な予想が不十分となる場合がある。
- 複数の予報区にまたがって同じ補正係数を持つアメダス地点があるため、強い降水が広く予想される場合がある。
- 50mm/日の降水分布は、アンサンブル平均の精度が単独メンバーに比べてよい。
- 100mm/日以上降水は、アンサンブル平均では予想頻度が過少となり予想の精度が下がる。コントロールランや単独メンバーのうち、じょう乱の位置等の総観場が実況に近いメンバーのガイダンスは、量的な精度がアンサンブル平均よりよい。
- 今後、台風 5 日予報に近いメンバーの抽出ツールの開発等、ガイダンスを利用する上で有効な環境の整備を進めていく予定である。
- WEPS は、平成 26 年 2 月に高度化されている。最新のモデルでは、補正係数を求める従属期間を十分確保できなかったため、高度化前のモデルが従属資料となっており、ガイダンスは最新のモデルに最適化されているとは限らない。したがって常に特性を把握しながら利用する必要がある。また、十分な従属期間が確保できた時点で、バイアス補正係数を見直し、最新のモデルに最適化させる予定である。



第 3.3.7 図 7 月 12 日 12UTC 初期値のメンバー-00 の最大降水量ガイダンス(対象日は 7 月 16 日)

### 3.4 週間最大風速ガイダンス\*

#### 3.4.1 はじめに

数日先までの風の「警報級の現象になる可能性」の予測に資する基礎資料として、数値予報課では週間最大風速ガイダンスを開発した。本節では、週間最大風速ガイダンスの仕様と作成方法について簡単に説明するとともに、統計検証の結果や開発期間中に発生した顕著事例を通して、本ガイダンスの特徴及び利用上の留意点を述べる。

#### 3.4.2 週間最大風速ガイダンスの仕様と作成方法

週間最大風速ガイダンスは、GSM 最大風速ガイダンス（小泉（2012）、小泉（2013））を週間アンサンブル予報システム（WEPS）に適用したものである。週間最大風速ガイダンスの仕様を第3.4.1表に示す。参考のために、GSM 最大風速ガイダンスの仕様も併記した。

第3.4.1表 週間最大風速ガイダンスの仕様

	週間最大風速ガイダンス	GSM 最大風速ガイダンス
作成対象	アメダス地点	
作成方法	カルマンフィルター + 風速の頻度バイアス補正	
作成対象とするモデル	WEPS(00 及び 12UTC 初期値の 1 日 2 回 27 メンバー)	GSM(00/06/12/18UTC 初期値の 1 日 4 回)
予報対象時間単位	3 時間	
予報期間と間隔	FT=3 から FT=219 まで 3 時間間隔	FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり（コントロールラン） <sup>1</sup>	あり
説明変数	モデル予報値（地上東西風速・南北風速）	
層別化処理の対象	<ul style="list-style-type: none"> <li>作成対象地点</li> <li>予報対象時刻（3 時間毎 1 日分）</li> <li>風向（北東、南東、南西、北西）<sup>2</sup></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>作成対象地点</li> <li>予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）</li> <li>風向（北東、南東、南西、北西）<sup>2</sup></li> </ul>
頻度バイアス補正の閾値	観測の閾値：3.0、7.0、11.0、15.0m/s	

1：予測式の係数と頻度バイアス補正の閾値の更新は、コントロールランで行う。

更新した係数・閾値は全メンバーに適用する。

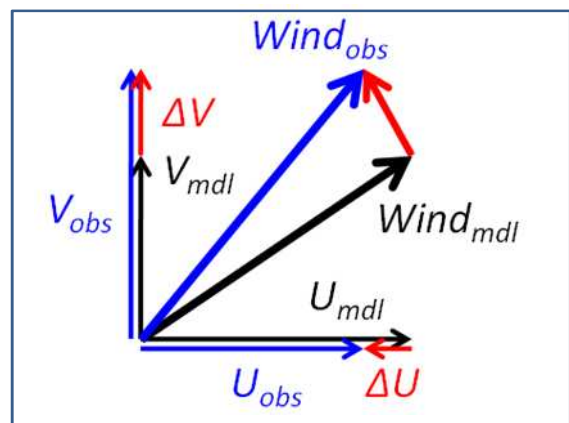
2：モデル予報値の地上風向により次の4つに層別化している（モデルの地上風向と観測の風向との差が 157.5° より大きい場合は学習しない）。

北東(360~90°)、南東(90~180°)、南西(180~270°)、北西(270~360°)

週間最大風速ガイダンスは次の2つの処理で作成される。

カルマンフィルターを使って逐次最適化した係数による補正

週間最大風速ガイダンスでは、WEPS の地上風予報値と観測される風の差（予測誤差）を目的変数とする。第3.4.1 図に示すように、風を U 成分（東西成分）、V 成分（南北成分）に分け、それぞれの予測誤差を推測することでこれを補正する量を求め、補正した予測値の U、V 成分を合成して風向・風速に変換する。季節の進行や数値予報モデルの変更に柔軟に対応できるように係数はカルマンフィルターを用いて逐次最適化する。なお、モデルの



第3.4.1 図 風ガイダンスの係数による補正の模式図（小泉（2012））

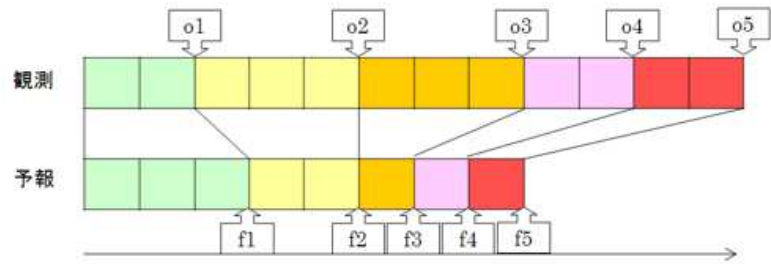
黒矢印はモデルの地上風、青矢印は観測された風、赤矢印はモデルと観測の誤差（差分）を表す。

\*山本 佳緒里（気象庁予報部数値予報課）

風は、実況の風に比べて、日中弱く、夜間に強い傾向日変化がある。これに対応するため 24 時間分の対象時刻別の係数を 1 セットとし、予報時間内で繰り返し適用する。

#### 頻度バイアス補正

の処理で使用する係数は、カルマンフィルターで逐次最適化されるため、観測頻度が多いカテゴリーに偏って調整される傾向がある。風は弱風の観測頻度が多く、強風が少ないため、そのままでは強風予想が出にくくなる。このため、観測値の分布に予報値の分布を近づける頻度バイアス補正を行う。これは、観測



第 3.4.2 図 頻度バイアス補正の仕組みを説明する模式図 (松下(2012))  
o1 ~ 5 は観測の閾値、f1 ~ 5 は予報の閾値。

値と予報値に閾値を設けていくつかのカテゴリーを作り、対応するカテゴリー内の頻度が等しくなるよう予報値の閾値を調整して変化させる方法である(第 3.4.2 図)。週間最大風速ガイダンスでは、観測の閾値 o1=3.0m/s、o2=7.0m/s、o3=11.0m/s、o4=15.0m/s として相当させる予報の閾値 f1~f4 を調整する。頻度バイアス補正については、松下(2012)、小泉、蟻坂(2010)に詳しいので、詳細はそちらを参照願いたい。

### 3.4.3 週間最大風速ガイダンスの予測精度と利用法

ここでは以下の期間と地点を対象として週間最大風速ガイダンスの精度検証を行った結果を示す。

- ・期間：2015 年 1 月 17 日 00UTC 初期値から 2015 年 8 月 3 日 12UTC 初期値まで
  - ・地点：地域代表する地点として予報担当者により選出されたアメダス地点 (191 地点)
- 各メンバーの予想が全メンバーに占める割合を確率予測値と考え、その精度を検討した。

はじめに日最大風速が 18m/s を超える確率についての BSS(Brier Skill Score)<sup>1</sup>を第 3.4.2 表に示す。暴風警報の基準は観測点ごとに異なるため、本調査では 18m/s 超を暴風の目安とした。確率を適切に評価するため、表には期間内に事例数が 3 事例以上あった地点を掲げた。BSS はおおむね正の値となっているが、一部の地点で気候値を下回った。なお、負の値となった宗谷岬でも、13m/s を閾値とした場合、BSS は 0.33 であった。

次に、週間最大風速ガイダンスの確率予測の信頼度を示す。第 3.4.3 図に強風事例が多いことから予測精度が良好であることが期待される北海道えりも岬の確率値別出現率図<sup>2</sup>を示した。ここでは、週間予報の

<sup>1</sup> BSS(Brier Skill Score)：気候値予測を基準とした予測の改善度合いを示す指標で、完全予測で 1、気候値と同等で 0、気候値予測より誤差が大きい場合に負の値となる。  
 $BSS = (BS_c - BS) / BS_c$  ここで、BS: Brier Score BS<sub>c</sub>: 気候値予測の Brier Score  
 BS は以下の式で定義される。

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

ここで p<sub>i</sub>: 確率予測値(0 ≤ p<sub>i</sub> ≤ 1。「現象あり」を予測するメンバーが占める割合とした)、a<sub>i</sub>: 実況値(1: 現象あり、0: 現象なし)、N: 標本数。BS は 0 から 1 の値をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。  
 BSC は、現象の気候学的出現率 P<sub>c</sub> = M / N (M: 実況現象ありの事例数、N: 標本数) を常に確率予測値とする気候値予測の Brier Score で  
 $BS_c = P_c (1 - P_c)$   
 で定義される。

<sup>2</sup> 確率値別出現率図は信頼度曲線とも呼ばれるもので、ある現象を予想したメンバーが占める割合を現象出現予測確率値(Pfcst)として横軸に取り、各 Pfcst において実際に現象が出現した相対頻度(Pobs)を縦軸にとったものである。確率値別出現率図については、福田(2014)に詳しいので、参照願いたい。

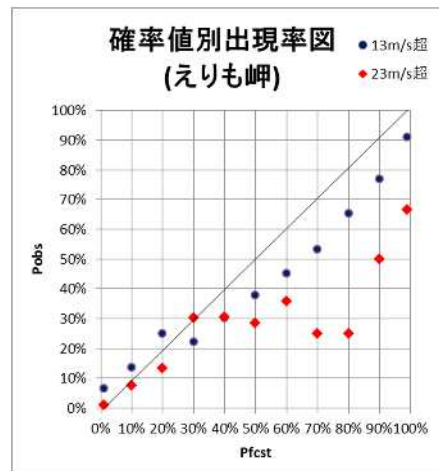


作業に使用する予報日 3~7 日の予想値について、閾値を 23m/s とした場合を赤、観測数が多い 13m/s の場合を青でプロットし、理想的な状況である  $P_{obs}=P_{fcst}$  に黒実線を引いた。

第 3.4.2 表 日最大風速 18m/s 超過確率の BSS と観測回数

BSS (FDAY=3-5平均)	日最大風速18m/s超の回数(2015年1月17日~8月3日)		
	3-5	6-10	11-
0.2以上	石垣島、釧路、沖永良部、北原、与那国島、西表島	相川、友ヶ島、三宅島、下地	飛島
0.1~0.2	松浜、志多阿原、北大東	根室、弟子屈	えりも岬、八戸
0~0.1	江差、秋田、塩川、勝浦	種子島、瀬戸、焼尻	室戸岬
-0.1~0	屋久島		
-0.1以下	稚内、奥尻		宗谷岬

閾値 13m/s のグラフは、 $P_{obs}=P_{fcst}$  にほぼ沿っており、ガイダンスの予測は概ね適切と考えられる。一方、閾値 23m/s の確率値のグラフは、確率値が 40%以上の部分では、右肩上がりの傾向を示しながらも  $P_{obs}=P_{fcst}$  の直線から乖離が大きい。強風が多く観測されるえりも岬であっても、日最大風速 10m/s 以上の平年日数は 268.7 日、20m/s 以上は 42.6 日で、20m/s 以上の事例数は 10m/s よりかなり少ない。このため、20m/s 以上の風については確率の信頼度が低いと思われる。このことから、事例数が少ない顕著現象の予測には、確率値をそのまま使用するのはなく、過去の事例を調査して「確率値 %以上のときは出現率が %以上となる可能性が高い」といった判断基準を得て利用することが現実的であると考えられる。



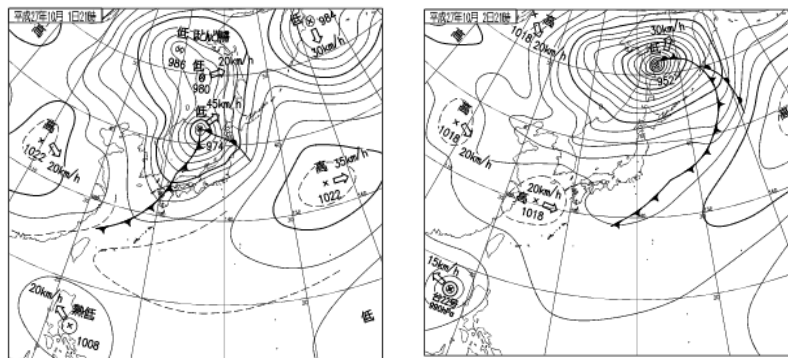
第 3.4.3 図 北海道えりも岬の確率値別出現率図

### 3.4.4 週間最大風速ガイダンスの予測事例

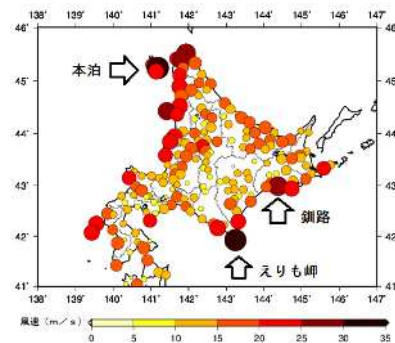
ここでは週間最大風速ガイダンスの特徴をよく示す 2 事例を紹介する。

急速に発達した低気圧に伴う北海道の暴風(2015年10月2日)

2015年10月1日に日本海にあった低気圧が急速に発達しながら北東進し、2日00UTCにサハリン付近で中心気圧946hPaまで発達、3日まで停滞した(第3.4.4図)。このため、北海道では2日から3日にかけて広範囲で暴風となり、本泊で日最大風速32.6m/s、えりも岬で32.2m/s、釧路で28.5m/sなどを観測した。本泊及び釧路では観測開始以来の極値更新であった。このときに観測された日最大風速の分布を第3.4.5図に示す。道北及び道東の沿岸で風速25m/s超の非常に強い風が吹いたことが分かる。

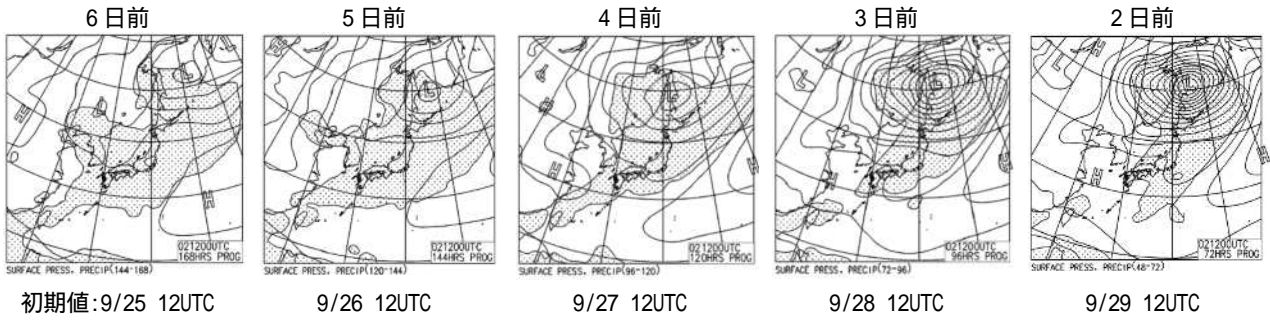


第 3.4.4 図 2015年10月1日(左)及び2日(右)12UTCの地上天気図



第 3.4.5 図 2015年10月2日の日最大風速(実況)の分布図

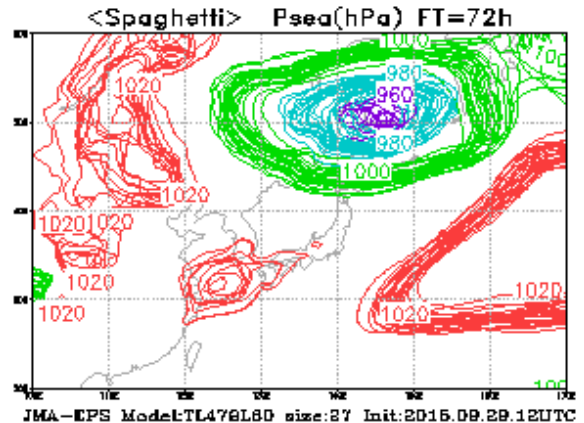
風速はカースケール及び円の大きさと表示している。



第 3.4.6 図 週間アンサンブル予報図 FEFE19 から 10 月 2 日 12UTC を対象とする予想図を抜粋したもの  
右側へ進むほど、予報が新しくなる。

第 3.4.6 図は、週間アンサンブル予報図 FEFE19 から 10 月 2 日の予報対象分を抜粋し、初期値順に左から右へ並べたものである。FEFE19 は全メンバーの平均であるため、WEPS 全体の予測傾向を示す。この図から、当初、オホーツク海に予想されていた低気圧が、初期値が新しくなるにつれて、サハリン付近で強く発達するように予想が変化したことが分かる。29 日 12UTC 初期値の予想図と地上天気図(第 3.4.4 図)と比べると、WEPS による低気圧の予想は解析されたものに近かったことが分かる。

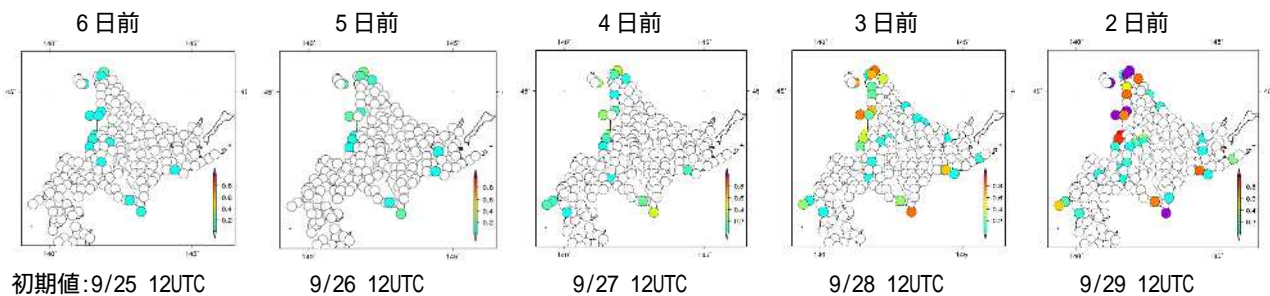
WEPS の各メンバーによる予測のばらつきを確認するために第 3.4.7 図に、72 時間前を初期時刻とする WEPS 全メンバーが予測した地上気圧の等圧線を 20hPa 刻みで重ね書きしたスパゲティダイアグラムを示す。WEPS の各メンバーにおいてサハリン付近の発達した低気圧が揃って予想されていたことが分かる。



第 3.4.7 図 2015 年 10 月 2 日 12UTC を対象とした 9 月 29 日 12UTC 初期値の海面更正気圧のスパゲティダイアグラム  
全メンバーの等圧線を重ね書きしている。

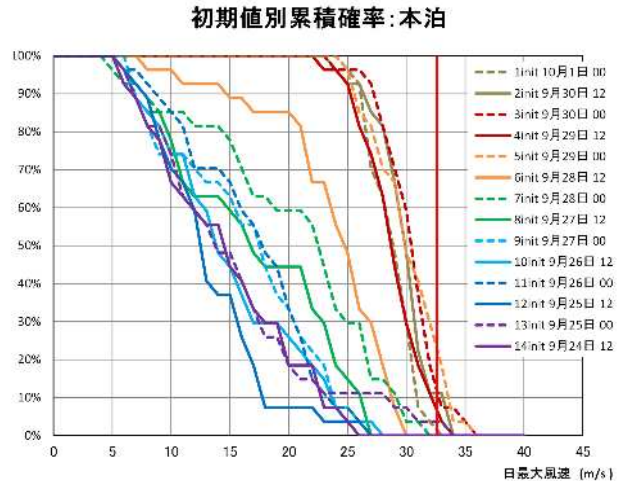
予想の変遷を見るために、第 3.4.8 図に、10 月 2 日を対象とした WEPS の各初期時刻の予測について、日最大風速 23m/s 超を予測した週間最大風速ガイダンスメンバーの割合をそれぞれ示した。初期時刻の古い予測においても 23m/s 超を予測したメンバーは存在していたが、第 3.4.6 図で見られるように、低気圧の発達が予想され始めた 9 月 28 日 12UTC 以降、沿岸の地点で 23m/s 超を予測するメンバーの割合が大きくなり、29 日 12UTC の予想ではその割合は更に増えた。このことは、暴風となる可能性が徐々に高まっていったことを示唆している。

最後に、第 3.4.9 図に本泊の 10 月 2 日を対象とした週間最大風速ガイダンスの初期値別累積超過確率を示す。初期値別累積超過確率図は、横軸に示した風速を超えたメンバーが占める割合を全初期値分、重ね書きしたもので、初期値によるメンバーのばらつき具合及び予測の変遷を示す。初期値が 9 月 24 日から 26 日



第 3.4.8 図 10 月 2 日を対象とする日最大風速 23m/s 超を予測したメンバーの割合をカラースケールで示したもの  
右側へ進むほど、初期値が新しくなる。

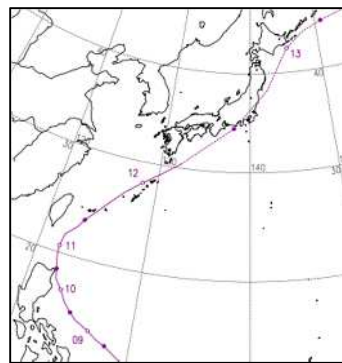
12UTC の予測では、グラフの傾きが緩やかである。これはメンバー間の日最大風速の予測の振れ幅が広く、予測がばらついていたことを意味する。また、初期値が新しくなるにつれてグラフは右側に移動しており、これは全体的に風が強くなる傾向であることを示している。29日 00UTC から、グラフの傾きが急になっており、メンバーのばらつきが縮小、つまり、予想が揃ってきたことが示されている。またこれ以降、ほとんどのメンバーが 25m/s 以上の非常に強い風を予測するようになったが、実際の観測値 32.6m/s を予測したメンバーは半数に届かなかった。このことから、週間最大風速ガイダンス最大風速値自体の予測精度は十分ではなかったが、暴風の可能性は表現できた、といえる。



第 3.4.9 図 本泊の 2015 年 10 月 2 日の日最大風速について、横軸の閾値を超えるメンバーの割合を累積し描画した初期値別累積超過確率のグラフ  
初期値は色別で 14 初期値分並べて描画した。赤い縦線は実際に観測された日最大風速を示す。

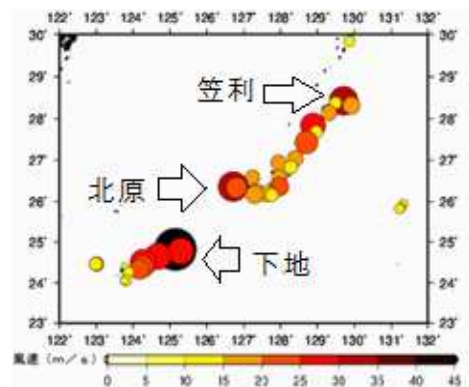
2015 年台風第 6 号による沖縄の暴風(2015 年 5 月 12 日)

第 3.4.10 図に台風第 6 号 (以下、T1506) の経路図を示す。T1506 は、5 月 3 日 18UTC にカロリン諸島付近で発生し、発達しながら北西に進んだ。5 月 10 日、フィリピン付近で北西に進路を変え、5 月 11 日夜遅くから 12 日未明にかけて先島諸島を通過し、12 日 00UTC には奄美大島の西南西を北東に進んだ。

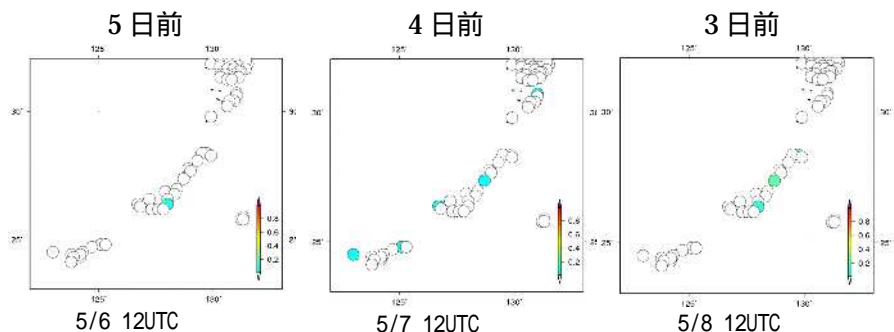


第 3.4.10 図 2015 年 T1506 の経路  
実線部分が台風、点線は温帯低気圧としての期間を表す。

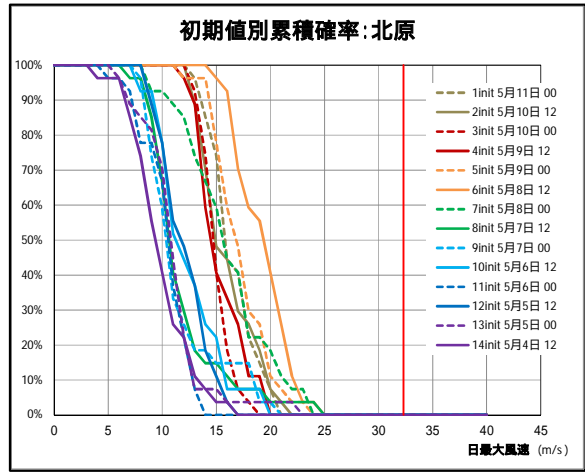
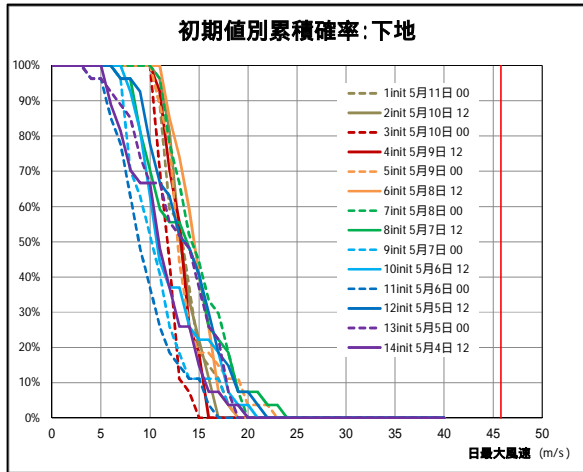
第 3.4.11 図に 5 月 12 日に観測された沖縄・奄美地方の日最大風速を示す。T1506 は 11 日 12UTC から 12 日 00UTC の間、最大風速 35m/s の強い勢力ながら、暴風域半径が 80km と小さい台風であったため、T1506 の進行方向右側にあたった経路沿いの観測点で 25m/s 以上の非常に強い風が観測された。特に風が強かったのは、沖縄県下地 45.8m/s、北原 32.3m/s、鹿児島県笠利 30.9m/s であった。



第 3.4.11 図 2015 年 5 月 12 日の沖縄・奄美地方の日最大風速の分布図  
風速はカラースケール及び円の大きさで表示している。



第 3.4.12 図 2015 年 5 月 12 日を対象とする日最大風速 23m/s 超を予測したメンバーの割合をカラースケールで示したもの  
右側へ進むほど、初期値が新しくなる。

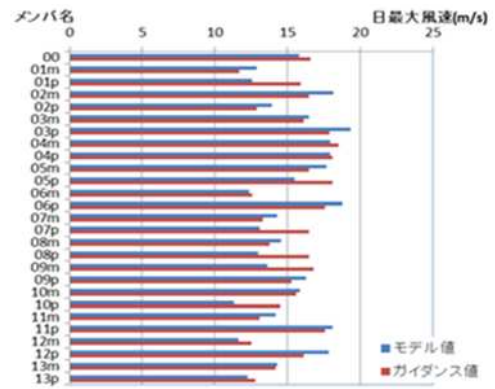


第3.4.13図 2015年5月12日の日最大風速について、横軸の閾値を超えるメンバーの割合を累積して描画した初期値別累積超過確率のグラフ

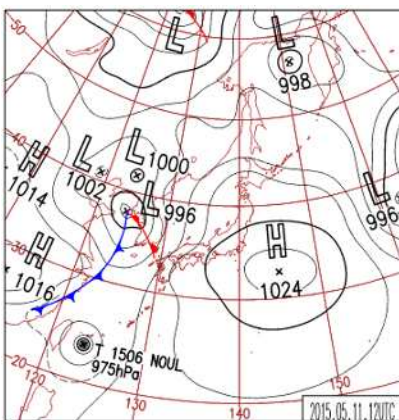
左が沖縄県下地、右が同北原。初期値は色別で14初期値分並べて描画した。赤い縦線は実際に観測された日最大風速を示す。

日最大風速 23m/s 超を予想したメンバーの割合を示す。初期値が新しくなると日最大風速 23m/s 超を予想するメンバーが見られるが、その割合は低いままである。第3.4.13図に5月12日を対象とした下地及び北原の週間最大風速ガイダンスの初期値別累積超過確率のグラフを示す。下地も北原もガイダンスでは 20m/s 以下の風を予想するメンバーが多数で予測のばらつきも小さく、25m/s 以上の非常に強い風は全く予想されていなかったことがわかる。

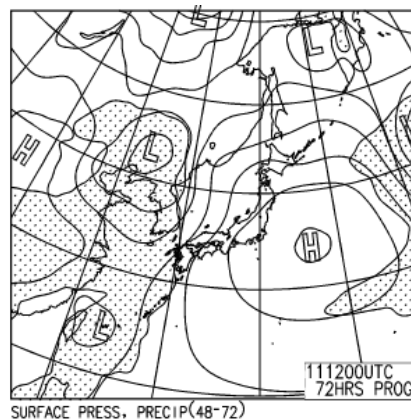
第3.4.14図に12日を対象にした8日12UTC初期値による下地の12日の最大風速予想を示す。青がWEPS、赤がガイダンス値で、各メンバーの値を示している。下地ではWEPSとガイダンスの値がほぼ一致していることから、ガイダンスがモデルの予測値を大きく補正しなかったことがわかる。そこで、以下でWEPSの予想状況を確認した。



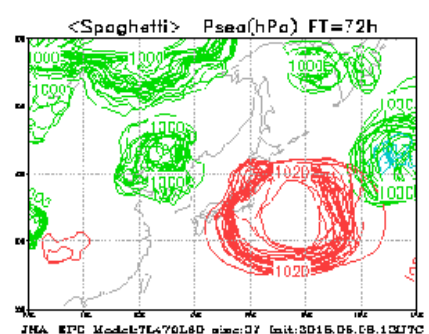
第3.4.14図 2015年5月12日の沖縄県下地を対象にした8日12UTC初期値による各メンバーのWEPSモデル値とガイダンスの日最大風速予想



第3.4.15図 2015年5月11日12UTCの地上天気図



第3.4.16図 2015年5月11日12UTCを対象とする2015年5月8日12UTC初期値のFEFE19

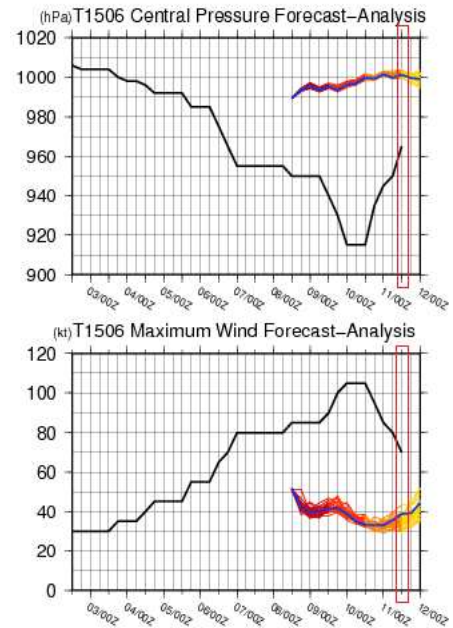


第3.4.17図 2015年5月11日12UTCを対象とする5月8日12UTC初期値FT=72のスパゲティダイアグラム

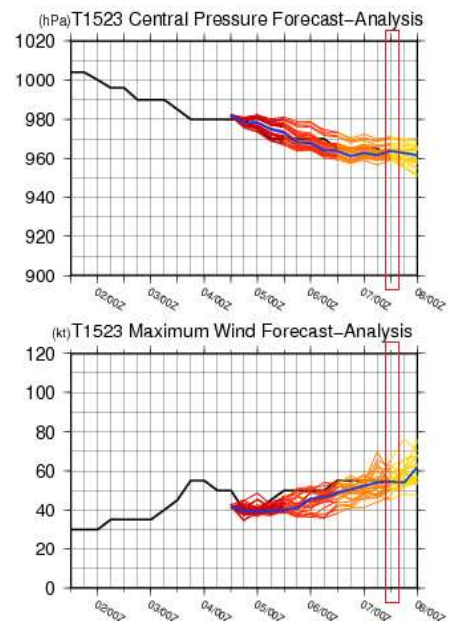
下地で5月12日に最大風速が観測されたのは01時19分(JST)である。この時刻に最も近い5月11日12UTCの地上天気図を第3.4.15図に示す。T1506は先島諸島付近にあり、中心気圧は975hPaであった。5月11日12UTCを対象としたFEFE19の予想図(初期値8日12UTC)を第3.4.16図に示す。WEPSではT1506が弱い低気圧として表現されていたことがわかる。第3.4.17図に示したスパゲティダイアグラム(5月8日12UTC初期値、5月12日12UTC対象)では、沖縄周辺に1000hPa以下の等圧線はなく、T1506は表現されていない。第3.4.18図に8日12UTC初期値のWEPSによるT1506の中心示度、中心付近の最大風速の予想を示す。中心示度、最大風速は初期値の時点から継続して、実況よりかなり弱く表現されていたことがわかる。

また、事後解析によるとT1506は5月12日12UTC時点で中心付近の最大風速35m/sの強い勢力でありながら、暴風域半径が80km、強風域半径190kmのスケールが小さい台風であった。このような特徴を持つT1506は、水平解像度の制約もあってWEPSでは十分に表現されず、そのため、週間最大風速ガイダンスでも適切な予想ができなかったと考えられる。

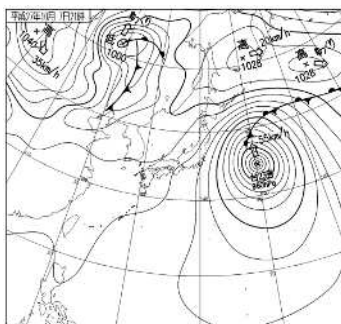
参考までに、スケールが大きい台風の予測例として、2015年台風第23号(以下、T1523)の状況を示す。T1523は10月7日12UTCに超大型となって、日本の東海上を北に進んだ台風で、北および東日本太平洋沿岸に非常に強い風をもたらした。第3.4.19図は10月7日12UTCの地上天気図、第3.4.20図はこの時刻を予想対象とした4日12UTC初期値のスパゲティダイアグラムである。T1523を示唆する980hPaの等圧線が描かれており、その位置及び中心示度の予想にばらつきはあるが、日本の東海上を北上するという傾向は示されている。第3.4.21図に4日12UTC初期値のWEPSによるT1523の中心示度、中心付近の最大風速の予想を示す。中心示度、最大風速ともに解析値はメンバーのばらつきの範囲内であったことがわかる。第3.4.22図に10月7日に最大風速23.4m/sが観測された千葉県銚子を対象とした週間最大風速ガイ



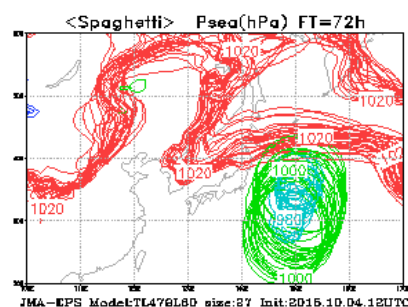
第3.4.18図 2015年5月8日12UTC初期値のWEPSによるT1506の中心示度(上)及び最大風速(下)の予想図  
黒線は速報解析値、青線はアンサンブル平均、暖色系の線は全メンバー重ね描きしたもの。赤枠は5月11日12UTCを示す。



第3.4.21図 2015年10月4日12UTC初期値のWEPSによるT1523の中心示度(上)及び最大風速(下)の予想図  
黒線は速報解析値、青線はアンサンブル平均、暖色系の線は全メンバー重ね描きしたもの。赤枠は7日12UTCを示す。



第3.4.19図 2015年10月7日12UTCの地上天気図



第3.4.20図 2015年10月7日12UTCを対象とする10月4日12UTC初期値のFT=72のスパゲティダイアグラム

ダンスの初期値別累積超過確率のグラフを示した。初期値が新しくなるにつれて風が強まる予想に変化し、20m/s 以上の非常に強い風が吹く可能性を十分に表現していたことがわかる。

このように、台風による暴風の予測可能性は WEPS での台風の表現・予想のばらつきに大きく依存する。WEPS での表現が十分でない台風については、ガイダンスだけではなく、台風 3 日予報等も参考にして、暴風の可能性を検討する必要がある。

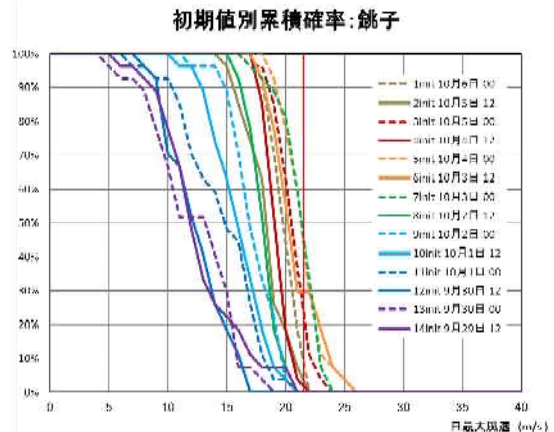
### 3.4.5 まとめ

WEPS に GSM 最大風速ガイダンスの手法を適用して週間最大風速ガイダンスを開発した。ガイダンスはモデル予測値の系統誤差を補正する技術である。WEPS が表現しやすい現象(例：冬型の気圧配置や発達した低気圧に伴う強風)はガイダンスでも精度よく表現される。しかし、台風は、一般に温帯低気圧より予想の不確実性が高く、そのスケールによっては WEPS による表現が十分でないことがある。暴風を引き起こす現象が WEPS でどのように表現されているか、どのように予想がばらついているか、を確認し、擾乱のコース、速度などの予想の変化傾向を考慮の上、ガイダンスを利用願いたい。

今後であるが、アンサンブル予報は多数のメンバーが存在するため、コントロールだけではなく各メンバーの予測結果を利用するなど係数更新の方法や各メンバーからの情報の引き出し方などに改善の余地があると考える。運用開始後も事例を蓄積し、改善を図りたい。

### 参考文献

- 小泉友延, 2012: 風ガイダンスの概要. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 110-111.
- 小泉友延, 2013: 風ガイダンスの改良. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-57.
- 松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.
- 小泉友延, 蟻坂隼史, 2010: 降水ガイダンスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-77.
- 福田純也, 2014: 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 168-172.



第3.4.22図 2015年10月7日の日最大風速について、千葉県銚子の初期値別累積超過確率のグラフ。初期値は色別で14初期値分並べて描画した。赤い縦線は実際に観測された日最大風速を示す。

### 3.5 波浪アンサンブルシステムと週間波浪ガイダンス\*

#### 3.5.1 はじめに

波浪情報については、短期的な防災情報以外にも、第 3.5.1 図に示したように中長期的な情報のニーズが多数ある。航海計画時に全期間の波浪状況がわかれば、航路選定等に便利である。港湾工事や作業船の手配なども、数日先の見通しが立てば効率的に計画できる。週末に海水浴などのマリレジャーを計画する際にも活用できよう。先の波浪状況把握を目的として、気象庁の全球波浪モデルは 12UTC 初期値については 264 時間先まで予想を行っている。一方、波浪の状況は、その外力である低気圧や台風などの気象擾乱の状況（特に位置）に左右され、気圧配置が変わると高波域も大きく変わってしまうため、決定論的な予測では延長予想の信頼性が低くなり、予測結果は参考程度にしか利用できない。

先の予測を利用するには、信頼性情報も加味した統計的波浪予測が必要となり、海洋気象情報室では、波浪アンサンブルシステムの開発を進めてきた。同システムは、平成 25 年 5 月より継続的な計算を開始し、本運用に向けてデータの蓄積やモデルの改修及びプロダクトの検討等を行っている。同予測結果は、平成 28 年度から提供される 5 日先までの波浪予報や試行的に開始される波浪に関する警報級の可能性を報じる上での基礎資料である。このため、これらの情報発表に必要となるガイダンスの内容について関係者間で協議し検討等も行ってきた。波浪アンサンブルシステムとその特性等について簡単に解説し、週間予報向け波浪ガイダンスの内容についても紹介する。

- 船舶の安全で経済的な航行の選定  
数日間の航海が一般的  
航海後の大幅なルート変更は不可能
- 漁業・海上作業等における計画・見通し  
安全な航海作業計画  
操業の可否判断
- 港湾作業の計画  
作業船・作業要員の計画的な手配（荒天対応予備日の短縮）
- 防災体制の準備  
防災対応への準備（施物手配・移動など）
- 海洋レジャー  
週末の海水浴・釣り・プレジャーボート航海等の計画

第 3.5.1 図 週間波浪情報のニーズ

#### 3.5.2 波浪アンサンブルシステム

海洋気象情報室では、週間スケールの波浪情報に対するニーズを踏まえ、平成 22 年頃より波浪アンサンブルシステムの開発を進めてきた。同システムの概要を表 3.5.1 に示す。表には、参考として全球波浪モデルと、主に府県の波浪予報で用いられる沿岸波浪モデルの概要も示した。

波浪アンサンブルシステムは、極域を除く全球域を計算する。格子解像度 1.25 度は、2007 年まで使用していた全球波浪モデルと同じ解像度、海陸分布である。ただし、モデル自体は、現行の全球波浪モデルなどと同じものであり、旧バージョンのものではない。格子解像度 1.25 度（約 140km）は、日本の沿岸部を表現するには若干粗めの値ではあるが、週間スケールの気象擾乱のばらつきを考慮すると、アンサンブルメンバーの差異に基づく統計結果の有意性は十分にあると思われる。

波浪アンサンブルは当時の大気アンサンブルシステム（EPS）の仕様を踏まえて計画されたため、12UTC 初期値のみの運用となっており、メンバー数は 27 となっている。EPS と同様に 2 初期値化するかどうかについては、今後計算機資源等も考慮して検討したい。

\*高野 洋雄（気象庁地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室）

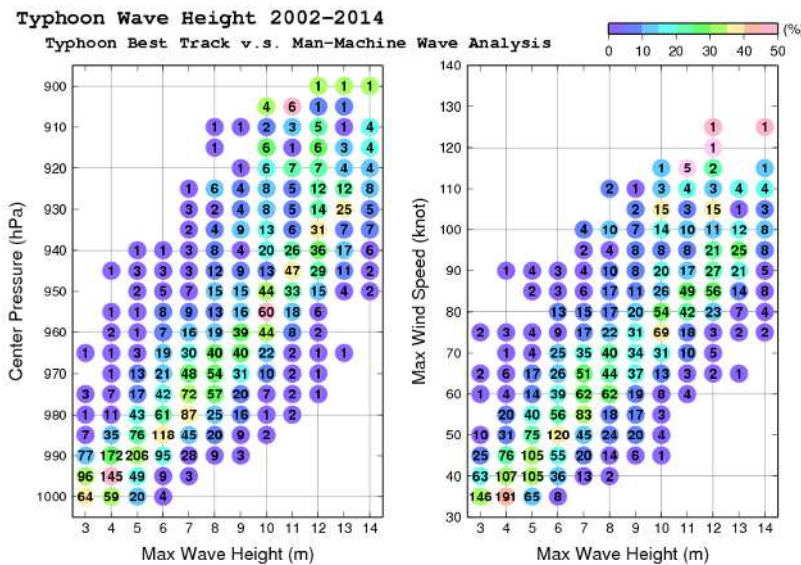
第 3.5.1 表 波浪アンサンブルシステムの概要

	全球波浪アンサンブル	全球波浪モデル	沿岸波浪モデル
タイプ	MRI-III (第 3 世代波浪モデル)		
計算領域	極域を除くほぼ全海域 75° S ~ 75° N 180° W ~ 0° ~ 180° E (全周)	極域を除くほぼ全海域 75° S ~ 75° N 180° W ~ 0° ~ 180° E (全周)	日本近海・沿岸 20° N ~ 50° N 120° E ~ 150° E
格子間隔	緯経度 1.25 度	緯経度 0.5 度	緯経度 0.05 度
スペクトル成分	900 成分 (25 周波数 × 36 方位) 周波数成分: 0.0375 ~ 0.3Hz; 対数分割 方位成分: 10 度間隔		
外力	GSM EPS (27 メンバー) 6 時間毎	全球モデル GSM (20km 格子) 台風域内は仮想的な傾度風で補正* (*72 時間先まで)	
予測時間 (12UTC) (00/06/18UTC)	264 時間	264 時間 84 時間	84 時間 84 時間

EPS においては、初期値の摂動の与え方が重要となるが、波浪アンサンブルの場合、同じ初期値を用いて EPS の各メンバーが予測した大気場に応じて波浪を計算する。初期摂動がいらないため、モデルとしてはシンプルである。波浪は、基本的にその場の外力によって作られるため、先の予想にとって初期値の違いは余り重要ではない。このことは、波浪の予測結果は、大気モデルで予測された場に依存していることを意味する。実際の予報作成時にも、単に波浪モデルの予測結果を参照・修正するのではなく、予測された大気擾乱の状況を踏まえて波浪予報を作成することが重要である。また、大気モデルで予測された台風強度が十分でない場合、現業波浪モデルのように台風域内の風のボーガス補正は行っていないため、低めの波浪しか予測されない。このため、台風による波浪については、別途台風強度に基づいた波高の修正が必要になる。参考として、台風強度（中心気圧もしくは最大風速）と最大波高の関係を示すものを第 3.5.2 図に示す。これは、海洋気象情報室で行っている波浪解析の結果を取りまとめたものである。現時点では、台風の強度予報は 3 日先まで、その先を直接修正は出来ないうえ、こればかりに頼って最大波高を決めることは危ういが、

台風による最大波高のひとつの目安としてあげておく。

波浪アンサンブルの予測精度の例として、2015 年 8 月の結果を示す。第 3.5.3 図は、左から、全球、北半球、日本域における予想時刻別の平方根平均二乗誤差 (RMSE) と平均誤差 (バイアス) を示したものである。RSME は、予想時間が 96 時間を越える頃から、アンサンブル平均のほうが全球モデルよりも小さくな

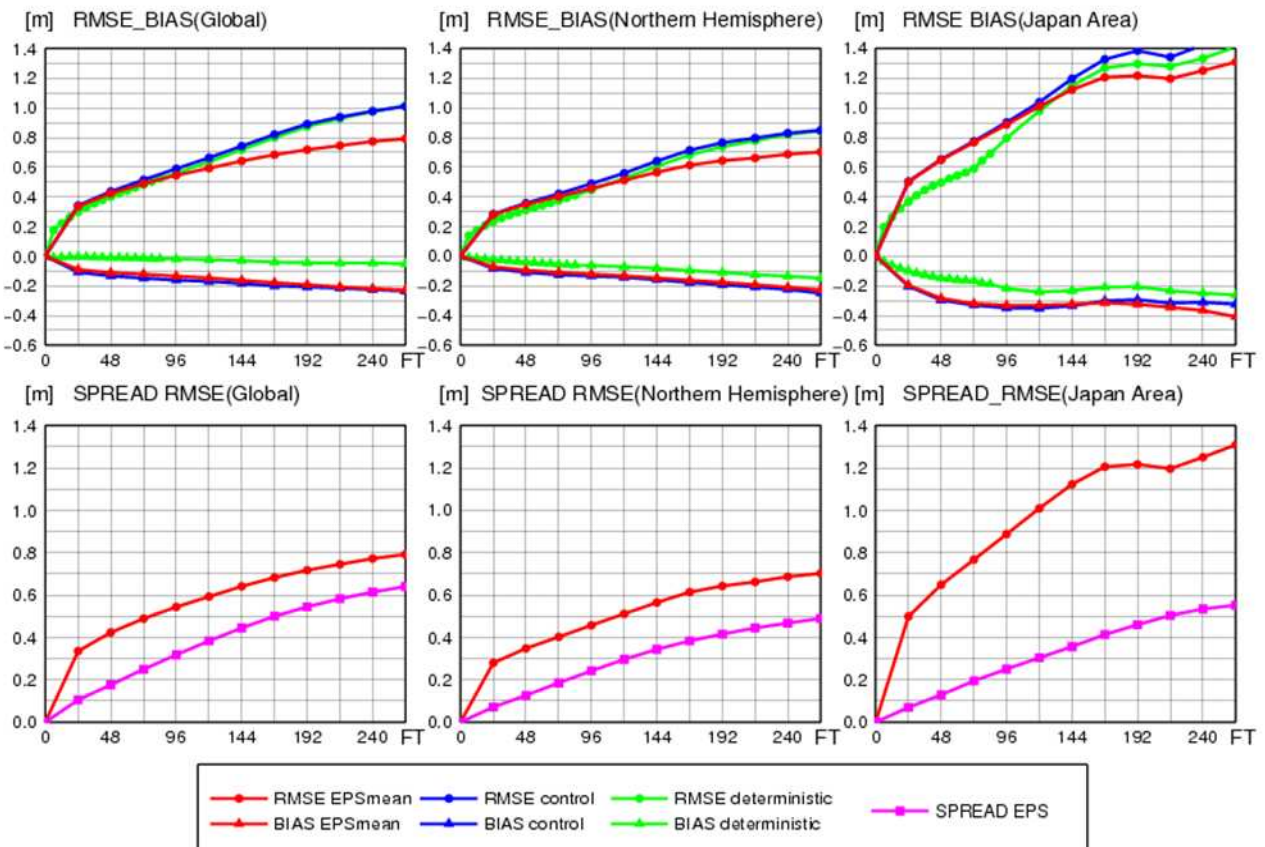


第 3.5.2 図 台風強度の最大有義波高の統計結果



っており、統計的予測値の優位性が示される。コントロールランの結果と全球モデルの RSME は、コントロールランが若干大きめではあるがほぼ同じであり、両モデルの基本精度に大きな違いはないと見なせる。ただし、アンサンブル平均はモデルの負バイアスも予想時刻が先になると増加する傾向にある。これは、低解像度のため海上風強度が弱めであることなどが原因と思われる、今後係数等の調整など更なるモデルの最適化が必要かもしれない。なお、日本域の RSME が大きく変化しているのは、8月にいくつかの台風が日本付近を通過して不確実性が高まったためと考えられる。全球や北半球の RSME は比較的安定した値を示しており、こちらが波浪アンサンブルシステムの全般的な精度といえよう。波浪アンサンブルのスプレッドは、いずれの場合も RSME よりも小さく、アンサンブル集団の包括性は弱めである。ただし日本付近については、台風の影響で RSME が大きめであったため両者の開きが大きい。全球や北半球の結果では両者の差はおおよそ 20-30cm 程度であり、統計の有意性は問題ないといえよう。

### WAVE EPS Score 201508

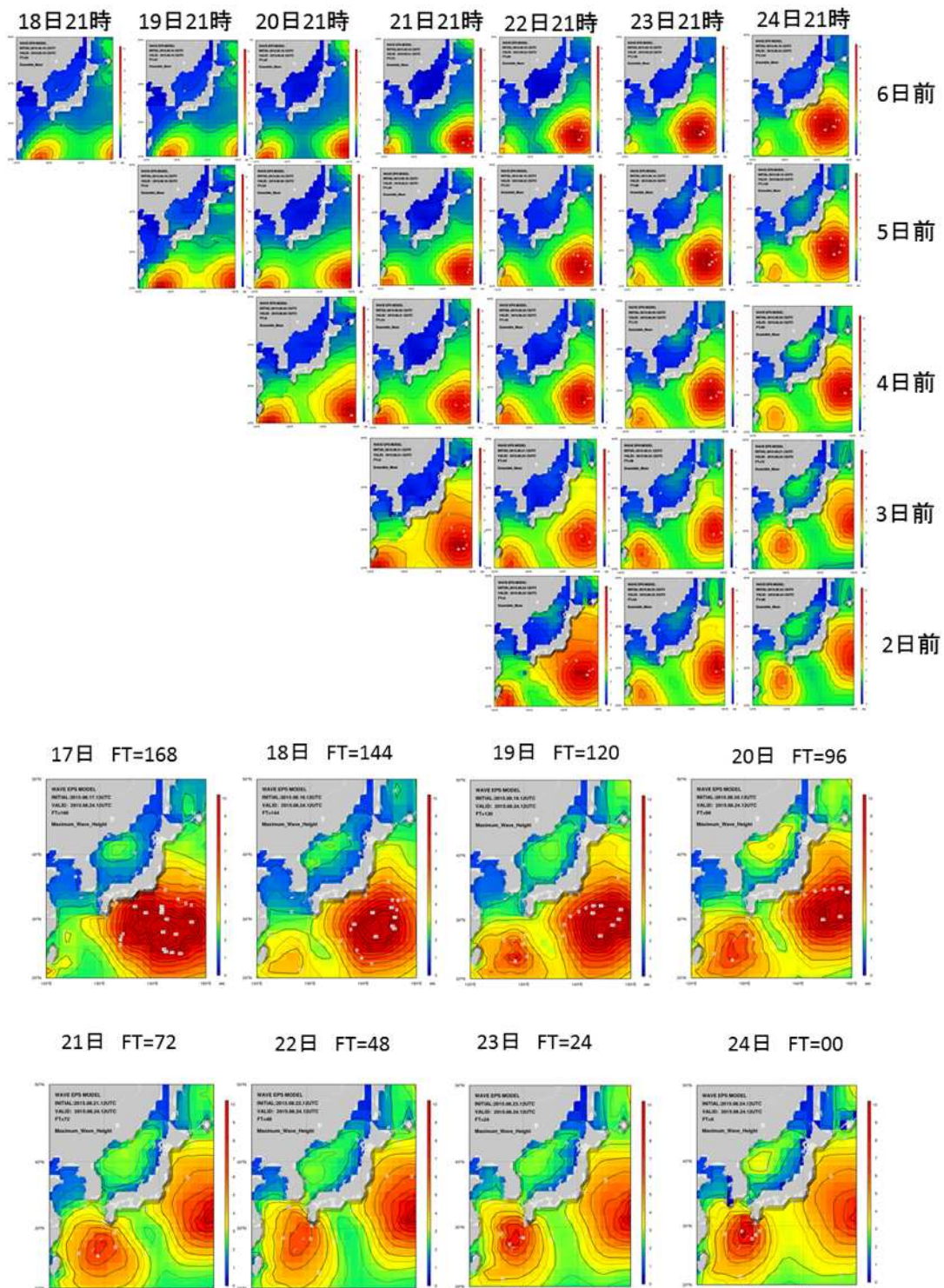


第 3.5.3 図 波浪アンサンブルの予想時間ごとの統計結果 (2015 年 8 月)

左から、全球域、北半球、日本近海における、波浪アンサンブル平均 (赤)、大気アンサンブルコントロールランによる結果 (青)、全球波浪モデル (黄緑) の予測時刻ごとの RSME とバイアスを表す (上段)。下段は、アンサンブルの平均 RSME とスプレッドを表す。

次に、波浪アンサンブルの予測事例をみよう。第 3.5.4 図は、8月24日12UTCを対象とした予測結果を初期値ごとにならべたものである。左の図はアンサンブル平均の波高分布の推移である。5・6日前の予測では、日本の南東にある台風第16号が日本の東や南の海上に高波を予測し、台風第15号は台湾に向かう予測になっているが、後の初期値では台風第16号は東にそれて高波は日本の東のみ、かわって台風第15号により南西諸島や九州が高波域となっている。台風の進路等が異なったため初期時刻によって波高分布に違い

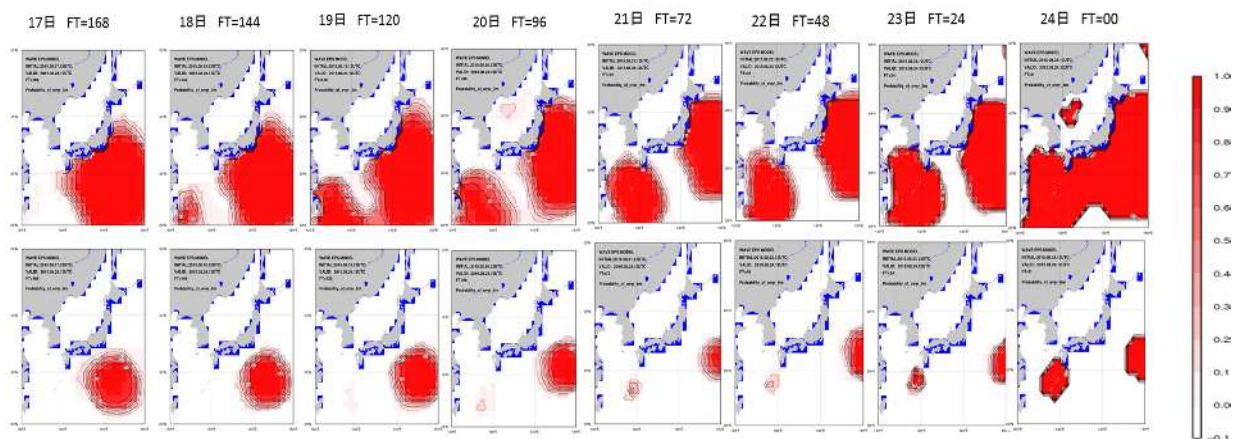
ができるのは当然だが、二つの台風による日本の東と南西諸島付近の高波は一貫して予測されており、アンサンブル平均の波高分布は意外に同じパターンをとっているようにも思える。最大波高を見ると、特に 17 日初期値（164 時間予想）で高波の極大値がいくつか予想されている。これはメンバー毎の台風予測進路に応じた高波が反映されたものである。最大波高は、様々な台風コースに応じた高波の可能性を把握する際に有効であろう。



第 3.5.4 図 波浪アンサンブルの予想事例（対象時刻：8月24日12UTC）

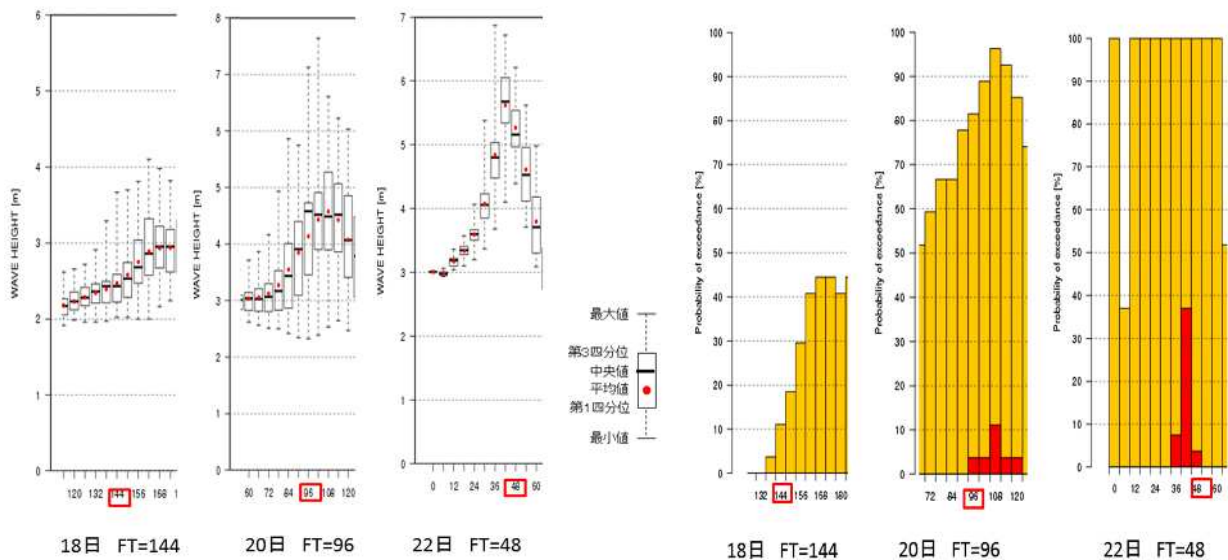
（上）初期値別のアンサンブル平均波高予測図、（下）最大波高の初期値別予測結果

第 3.5.5 図には、同じく 8 月 24 日 12UTC を対象とした 3m と 6m 波高超過確率を示す。超過確率は、それぞれの波高を予測したメンバー数の割合で定義してある。予測時刻の違いによって高波域が変化しており、特に 6m 超過確率で顕著である。波浪の場合、2-3m 程度の領域はうねりが広範囲に伝播するためあまり大きな違いはなく、台風などの擾乱の位置にはあまり左右されない。一方で、波高 6m を超えるような高波の場合は、台風中心付近に限定されるので、台風予測位置が変わると大きく異なる。高波になるほど、領域が限定的になって位置ずれの可能性も高くなる事に注意が必要である。なお、これらの超過確率は、予測されたメンバー数の割合で算出されているため、外力である気象擾乱のパターンに依存する。このため、気象アンサンブルのスペルッドが大きい場合は、パターンのはらつきが大きいいため確率が低めになることに注意を要する。



第 3.5.5 図 8 月 24 日 12UTC に対する初期値別超過確率

波高 3m (上) と波高 6m (下) の超過確率 (それぞれの波高を予測したメンバーの割合) をあらわす。



第 3.5.6 図 沖縄における波浪予測の時系列と超過確率 (対象 : 8 月 24 日 12UTC)

左はアンサンブルメンバーの Boxplot、右は波高の超過確率 (黄色 3m 以上、赤 6m 以上) を示す。それぞれ、左から 18 日 (144 時間予想)、20 日 (96 時間予想)、22 日 (48 時間予想) が対象時刻に相当する。

第 3.5.6 図は、8 月 24 日 12UTC を対象とした沖縄の地点 (北緯 26.25 度、統計 127.50 度) における予測時系列の結果である。18 日初期値では、台風第 15 号は西に向かう予想のため、24 日 (144 時間予測) の波は高くなく、最大の波高でも 4m 未満である。波高 3m の超過確率も 10% 程度と低かった。その後台風の予測

が変わり、20日初期値(96時間予測)では波高3以上の高波はほぼ確実となり、波高6mを越える可能性も出てきた。波高のアンサンブル平均は4m強、第3四分位波高で5m弱、最大は7mを越えている。なお、この予想では、高波ピークは24日12UTCよりも後に予想されている。2日前の22日初期値(48時間予想)では、高波のピークは該當時刻よりも前になり、第3四分位波高で6mを超えているほか、波高6mの超過確率が40%近くになっている。台風による波浪は予測の難しい事例といえるが、ばらつきなども考慮できる統計的予測は、決定論的予測よりも信頼できる予想を組み立てられると期待される。

### 3.5.3 週間波浪ガイダンス

週間予報向けの波浪ガイダンスとして、波浪アンサンブルシステムから統計的に求めた有義波高のアンサンブル平均、最大値、第3四分位波高、及びスプレッド、更に、波高3mから6mに対する超過確率(基準波高以上を予測したメンバー数の割合)を作成している。また、日本沿岸域における格子点における予測値の時系列と超過確率も作成する。

大気場の予測が安定している場合、アンサンブル平均波高がもっとも確からしい波浪の状況を表すと考えられる。一方で、台風などのように高波域が位置や強度に大きく依存する状況では、アンサンブル平均はあまり有効な指標にはならない。最大波高は、起こりうる最大の波高であるから、最悪のケースを暗示しているものの、実際の発生確率は低いため、そのまま利用するのは過剰評価になりやすい。最大波高は、値をそのまま使うよりは、潜在的高波の可能性を把握するのに有効である。

平成26年度の週間事例検討会で、5日先までの警報級の可能性を予測するには、第3四分位波高値が有効であることが指摘された(平成26年度週間予報技術検討会札幌・仙台資料)。このため、波浪ガイダンスには、第3四分位波高値も作成している。比較的高めの波高なうえ統計的な可能性も高まるため、より実用的な高波の警戒が可能となるであろう。各地点別の予測情報には、各種統計の波高やばらつきや超過確率が、時系列で示されているので、対象海域の予報作成に有効であろう。ただし、確率的なプロダクトについては、スプレッドの大きさに強く依存することに留意する必要がある。

### 3.5.4 おわりに

波浪アンサンブルシステムは、週間予報に高波についての警報の可能性が試行として追加される平成28年度出水期に本運用開始とする予定である。現在は本運用に向けた準備段階として、予測値に触れて特性を把握するなどの慣熟ステージにある。波浪アンサンブルおよびガイダンス特性を把握して、平成28年度からの確かな予報が出せることを期待している。

また、波浪アンサンブルの予測結果をより活用していくため、今後以下の提供を行っていくことも検討している。

#### 波浪アンサンブル GPV

確率付きの波浪予測情報は、最適航路選定、いわゆるウェザールーティングにとって大変有用な情報といえ、民間気象会社向けに予想結果(GPV)の提供も計画している。

#### JMH 週間波浪図

現在、船舶向け無線FAX図(JMH)では、波浪についてはFWPN、FWJPのように翌日までのものが主プロダクトである。しかし、数日先までの波浪概況がわかれば、航行や漁労作業などの計画時に大変有益な情報である。船舶向けに週間アンサンブルに基づくJMH週間波浪図の提供を検討する。

### 3.6 週間降雪量ガイダンス\*

#### 3.6.1 はじめに

数値予報課では、5日先までの雪の警報級の可能性を予測する基礎資料として、週間降雪量ガイダンスを開発した。本節では、この週間降雪量ガイダンスの仕様とその予測の特徴について示す。

#### 3.6.2 ガイダンスの仕様

週間降雪量ガイダンス（以下、降雪量ガイダンス）は、短期予報向けの最大降雪量ガイダンス（古市ほか（2009））の作成手法である雪水変換法を週間アンサンブル予報システム（以下、WEPS）に適用したガイダンスである。この雪水変換法に用いる降水量と地上気温も、降雪量ガイダンスと同様に短期予報向けのガイダンスの予測手法をWEPSに適用して作成している。

降雪量ガイダンスの仕様を第3.6.1表に示す。降雪量ガイダンスの予測対象は、アメダス積雪深計設置地点の日降雪量である。ガイダンスでは、まず3時間降雪量（3時間降水量×3時間平均雪水比）を作成し、これを24時間分積算して日降雪量とする。ただし、このままでは大雪ほど予測頻度が過大な傾向がみられるため、積雪深計観測による24時間降雪量を用いた頻度バイアス補正を行い、その予測頻度を調整して日降雪量とする。地上気温の予測には、2014年3月に改良された短期予報向けの気温ガイダンスと同じ手法を、地上気温と雪水比の統計関係は最大降雪量ガイダンスと同じものを、降水量は短期予報向けと同じ手法で作成した格子形式の3時間平均降水量を予測対象地点に内挿して用いる。

#### 3.6.3 ガイダンスの予測の特徴と留意点

降雪量ガイダンスの予測の特徴と留意点について、統計的な検証および大雪事例を用いて解説する。

週間予報の発表細分毎に検証した、アンサンブル平均日降雪量とNcm超過確率（Ncm以上を予測したメンバーの割合）の統計検証からは、降雪量ガイダンスには次のような特徴がある。

アンサンブル平均日降雪量の予測頻度には過小傾向がある。

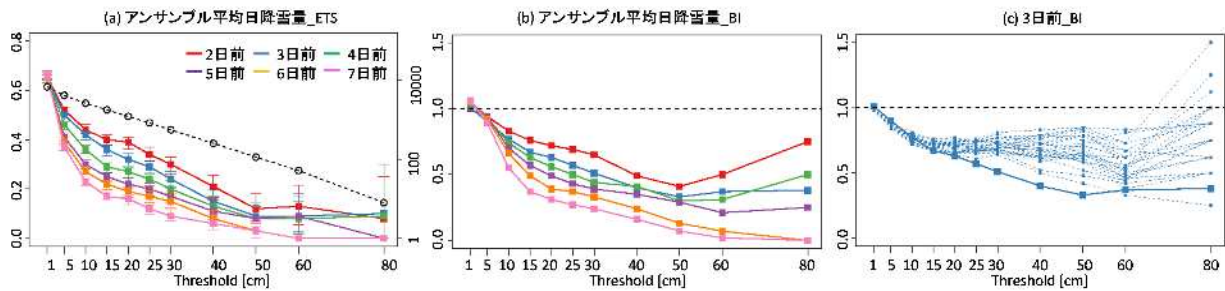
超過確率は、全体に実況の出現相対頻度より高い傾向があり、注目する降雪量の閾値が大きくなるほど、この確率が高い傾向がより強くなる。

第3.6.1表 週間降雪量ガイダンスの仕様

週間降雪量ガイダンス	
作成手法	雪水変換法+頻度バイアス補正
対象地点	アメダス積雪深計設置地点
作成対象モデル	WEPS（00及び12UTC初期時刻の1日2回27メンバー）
予報対象	日降雪量（24時間降雪量）
予報期間と間隔	FT=27からFT=219まで6時間間隔
逐次学習の有無	有り（コントロールランで更新を行う）
層別化	対象地点、予報時間（FT=27～45, 51～69, 75～93, 99～117, FT=123以降は99～117と同じ係数を使用する）
備考	地上気温と雪水比の関係式は最大降雪量ガイダンスと同じ（詳細は古市・松澤(2009)を参照）。頻度バイアス補正の閾値は1.5, 10, 30, 50, 80cmを設定。地上気温は、短期予報用の気温ガイダンス（後藤(2014)）を、降水量は、平均降水量ガイダンス（安藤(2007)、小泉・蟻坂(2010)）をWEPSに適用して作成する。地上気温、降水量のどちらも、係数更新はコントロールランで行い、全メンバーに係数を適用する。頻度バイアス補正も同様にコントロールで閾値を更新し、全メンバーに適用する。

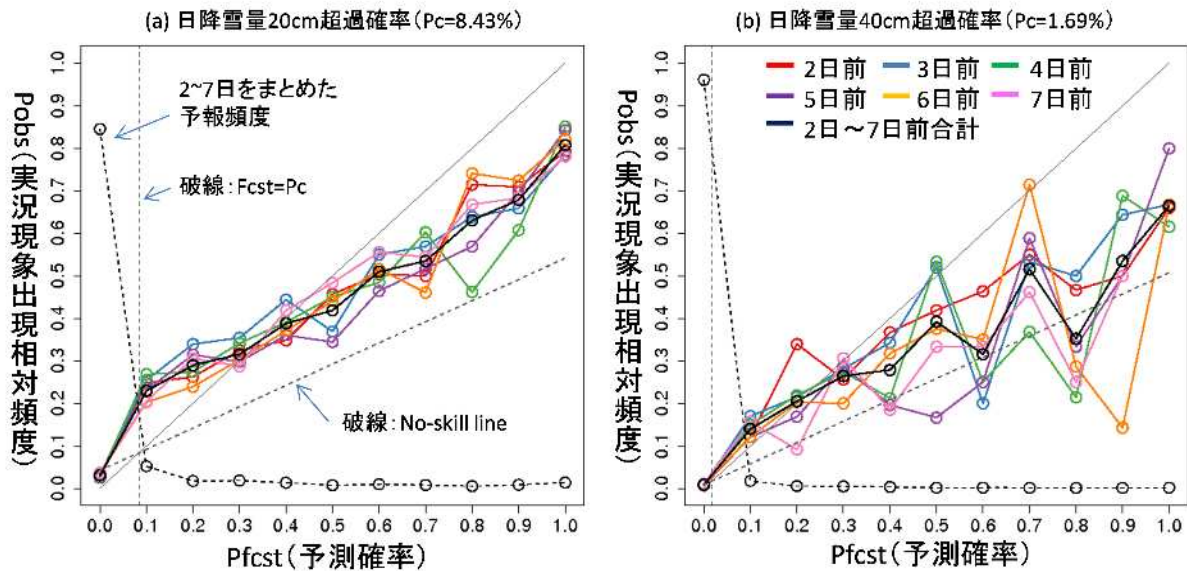
\*白山 洋平（予報部数値予報課）

第 3.6.1 図に全国を対象とした予報日別・閾値別のエクイタブルスレットスコア (ETS) およびバイアスコア (BI) を、第 3.6.2 図に確率値別出現率図を示す。実験は、2014 年 2 月 26 日から逐次学習を行い、2014 年 12 月から 2015 年 2 月までの 3 か月間について検証を行った。アンサンブル平均日降雪量の ETS は、予報日が先になるほど精度が低下しており、予報時間に応じた自然な変化を示している。BI は、どの予報日でも、閾値 5cm 以上では 1.0 より小さく、予報頻度には過小傾向があることが分かる。これは、週間最大降水量ガイダンス (3.3 節) と同様で、各メンバーの予測を平均することで予測値が丸められるためである。確率値別出現率図では、 $y=x$  の理想直線よりも信頼度曲線の傾きが概ね小さく、予報確率が実況の発生頻度より高い傾向がある。アンサンブル平均日降雪量の予報頻度が過小傾向であることと、一見整合が取れない



第 3.6.1 図 予報日別・閾値別検証図

(a) アンサンブル平均日降雪量の ETS 及び事例数 (黒破線、右軸)、(b) アンサンブル平均日降雪量の BI、(c) アンサンブル平均日降雪量 (実線) 及びメンバー別の日降雪量 (破線) の BI (3 日前)。図は横軸が降雪量の閾値、色は予報日を表す。検証は 2014 年 12 月 ~ 2015 年 2 月の 00 及び 12UTC 初期値について全国のアメダス積雪深計設置地点 (ただし気温の観測の無い地点を除く) を対象に予報日別に行った。



第 3.6.2 図 確率値別出現率図

(a) 日降雪量 20cm 超過確率、(b) 日降雪量 40cm 超過確率。検証方法は、第 3.6.1 図に同じ。確率値別出現率図については、福田(2014)に詳しいので、参照願いたい。

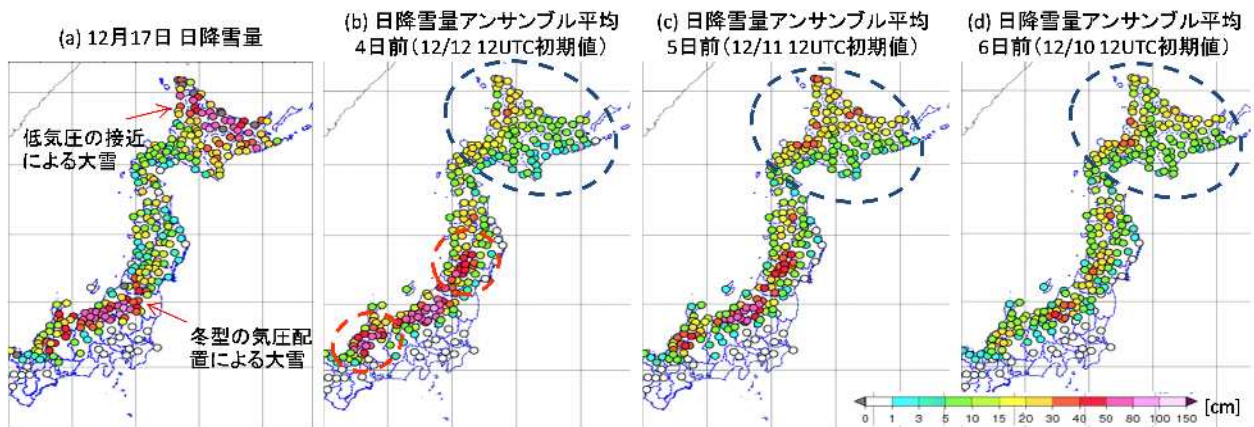
<sup>1</sup> 2014 年 2 月 26 日に週間アンサンブル予報システムは、計算頻度を 1 日 2 回 (00, 12UTC 初期値) に更新している (越智・経田(2014))。これ以前は、更新前の週間アンサンブル予報システムを使ってガイダンスの開発を行った。

ように思えるが、これは予測頻度の多い低確率では実況の発生頻度より過小な傾向があるためである。また、信頼度曲線の傾きは、20cm を閾値とした場合よりも 40cm を閾値とした場合の方がより小さくなっており、高確率の予報確率が高めの傾向が大雪の場合ほど強まっていることが分かる。超過確率で見た場合、注目する警報級の現象を予測する頻度は、実際に警報級の大雪になる頻度よりも多くなるため、警報級の大雪として扱う確率を高めを設定することが必要となる。

次に大雪事例を通して、降雪量ガイダンスの予測の特徴を説明する。第 3.6.3 図は、2014 年 12 月 16 日から 18 日にかけて、日本海と本州南岸を進んだ低気圧が急速に発達しながら北海道付近に進み、その後冬型の気圧配置となった事例での 17 日の日降雪量と降雪量ガイダンスの 4 日前、5 日前、6 日前の予測<sup>2</sup>である。この事例では、北陸地方や福島県では冬型の気圧配置によって、北海道では低気圧の接近によって、それぞれ異なる要因で大雪となった。ガイダンスの予測結果を見ると、前者は実況に比べて広範囲に大雪を予測した過大な面も見られるが（第 3.6.3 図(b)赤丸）、概ね 5 日前頃から大雪を予測できたと言える。これは、千島近海での低気圧の発達とそれに伴って日本付近の冬型の気圧配置が強まることを、WEPS が安定して予測したことに対応する（図略）。一方で、北海道の大雪については、まとまった降雪量が予測されず、4 日前ではアンサンプル平均日降雪量で 20cm 程度、2 日前（図略）でようやくオホーツク海側で 40cm を越える程度の予測で、十分なリードタイムを持った予測が出来なかった（第 3.6.3 図青丸）。これは、北海道のオホーツク海側から太平洋側の降雪が低気



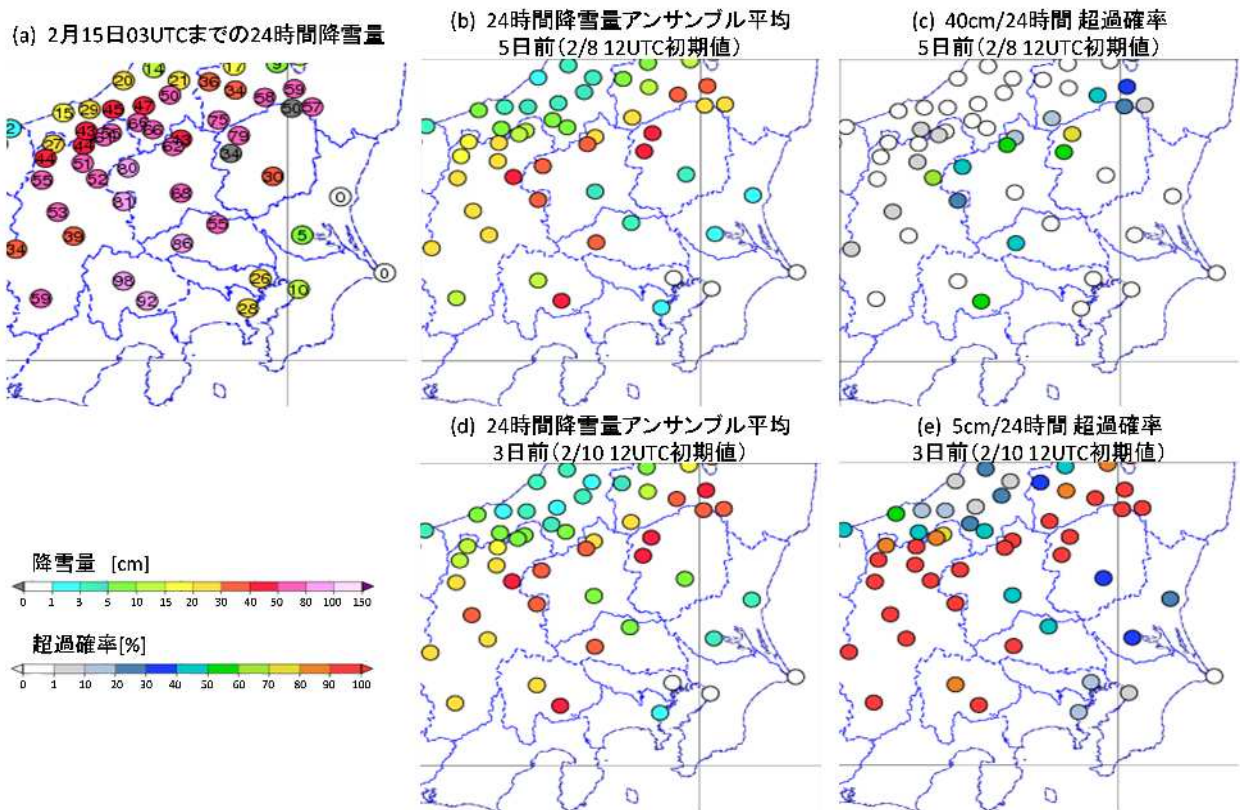
第 3.6.4 図 2014 年 12 月 11 日 12UTC 初期値の滝上の日降雪量予測箱ひげ図はアンサンプルメンバーの降雪量ガイダンスの分布を、青破線はコントロールランのガイダンス、緑破線はアンサンプル平均、赤丸は観測値を表す。箱ひげ図は、箱の中に 50%のメンバーが含まれ、箱からのびるひげはデータの最大値または最小値を表す。



第 3.6.3 図 12 月 17 日の(a)日降雪量と 4,5,6 日前を初期時刻とした日降雪量アンサンプル平均

初期時刻は、(b)12 日 12UTC、(c)11 日 12UTC、(d)10 日 12UTC。(a)の日降雪量は、毎正時の前 1 時間積雪深差が正の場合を積算した値。プロットが灰色の地点は、期間中に積雪深の欠測を含むことを表す。

<sup>2</sup> 12UTC 初期時刻のガイダンスを利用する日を起点としている。



第 3.6.5 図 2月15日03UTCまでの(a)24時間降雪量と5日前または3日前を初期時刻とした日降雪量アンサンブル平均と超過確率(40cmまたは5cm超過確率)

初期時刻は、(b),(c)が8日12UTC、(d),(e)が10日12UTC。(a)の降雪量は、毎正時の前1時間積雪深差が正の場合を積算した値。プロットが灰色の地点は、期間中に積雪深の欠測を含むことを表す。

圧の接近によるものだったため、WEPSによる低気圧の発達程度や進路の予測のバラツキの影響を受けやすかったためと考えられる。低気圧の予測にバラツキが多い場合には、降雪量や分布の予測もメンバー間のバラツキが大きい。そのため、これらを統計処理したアンサンブル平均では大雪が予測されにくく、また超過確率も高い確率にはなりにくいいため、大雪の兆候を掴むのは難しくなる。ただし、個々のメンバーに注目すると実況に近い大雪を5日前の初期時刻で予測したものもあり(第3.6.4図)、予測する低気圧の発達程度や進路が実際の低気圧に近いメンバーの降雪量予測を参考にすることが可能と考えられる。

最後に南岸低気圧による大雪事例について示す。第3.6.5図は、関東地方で記録的な大雪となった2014年2月14日から15日の大雪事例の15日12時までの実況の24時間降雪量と降雪量ガイダンスの3日前、5日前の予測である。関東北部の山間部で観測された約80cm/24時間といった大雪は予測することはできていないが、ガイダンスは5日前で24時間降雪量が40cmを超えるメンバーが50%を超える予測の地点もあり、山沿いや山間部での大雪の可能性を示唆できている。平野部については、3日前でもアンサンブル降雪量、超過確率どちらも実況と比べて十分な予測とは言えないが、都心部で5cm/24時間程度の降雪となる可能性は予測していた。このように、南岸低気圧による大雪について予測は難しいものの、平野部でも降雪の可能性は表現しており、降雪予測の資料として活用できると考えられる。

### 3.6.4 まとめ

5日先までの雪の警報級の可能性を予測する基礎資料として週間アンサンブル予報システムを用いて開発した週間降雪量ガイダンスについて、ガイダンスの仕様と予測の特徴を解説した。統計検証や事例を通して解説した、アンサンブル平均は量的に少なく、特に低気圧による降雪は低気圧の位置のばらツキの影響を



受けて少なくなりやすい 超過確率は高確率ほど実況の発生頻度に比べて過大な予測となりやすく、閾値が大きくなればその傾向は強くなる、といった特徴に留意して、週間降雪量ガイダンスを利用していただきたい。

#### 参考文献

- 安藤昭芳，2007：降水確率、平均降水量、最大降水量ガイダンス．平成 19 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，50-59．
- 福田純也，2014：数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標．平成 26 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，168-172．
- 古市豊，松澤直也，2009：最大降雪量ガイダンス．平成 21 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，27-38．
- 後藤尚親，2014：気温ガイダンスの改良．平成 26 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，72-79．
- 小泉友延，蟻坂隼史，2010：降水ガイダンスの改良．平成 22 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，42-48．
- 越智健太，経田正幸，2014：週間アンサンブル予報システム．平成 26 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，49-61．

### 3.7 警報級の可能性ガイダンス\*

#### 3.7.1 はじめに

警報級の可能性ガイダンスは、明後日から5日目までの雨、風、波、雪の警報級の現象となる可能性を、週間天気予報の予報区毎に「高」、「中」等で予想するためのガイダンスである。なお、警報級の可能性は、警報ありと判定したときに警報級の現象があった事例の割合(以下、適中率という)が「高」では5割程度以上、「中」では3~4割程度を想定している。なお、数日先の積乱雲や線状降水帯に伴う大雨のような時間・空間スケールの現象を予測することは、現状の技術(週間天気予報)では難しい。このため、明後日から5日先までの「警報級の可能性」で扱うことができるのは、台風や低気圧・前線などの大規模なじょう乱に伴う現象に限られる。

#### 3.7.2 作成手法

##### (1) 警報級の可能性ガイダンスの考え方

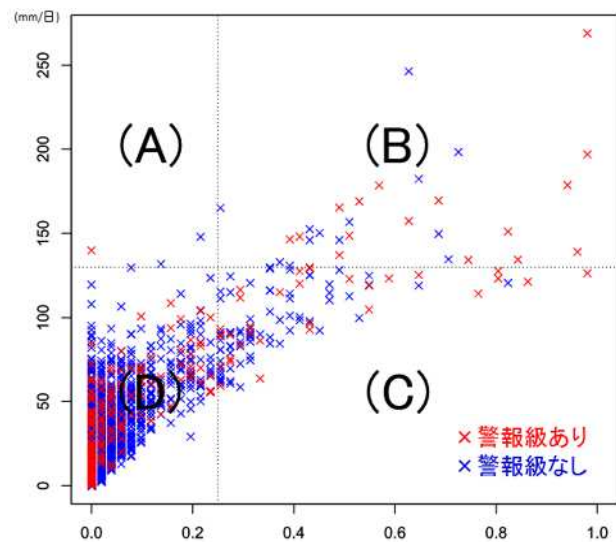
警報級の可能性ガイダンスは、量的ガイダンスを基に「超過率がある閾値以上」または「アンサンブル平均値がある閾値以上」の場合に想定した適中率に基づいて警報級の現象となる可能性を「中」または「高」と判定する。超過率とは、量的ガイダンスがある閾値以上を予想するアンサンブルメンバー数の割合である。判定の条件は超過率が主となるが、少数でも顕著な予想をするメンバーがあった時に警報級の可能性ガイダンスに反映できるように、アンサンブル平均値の閾値も併せて用いることとした。

ガイダンスに用いる閾値は、過去の量的ガイダンスと警報級の現象があった事例との統計関係を基に、警報級の可能性が想定した適中率と一致するように設定している。警報級の現象の定義は後述する(第3.7.2節(4))として、雨の警報級の可能性ガイダンスの例を第3.7.1図に示す。第3.7.1図は、週間最大降水量ガイダンスの超過率とアンサンブル平均値の散布図で、警報級の現象があった事例(警報級あり)を赤、なかった事例(警報級なし)を青とした図である。警報級の可能性ガイダンスでは、散布図を超過率とアンサンブル平均値のそれぞれの閾値で4つの領域に分割し、図中の「A」「B」「C」に分布する事例における「警報級あり」の割合(「警報級あり」/(「警報級あり」+「警報級なし」))を「適中率」としている。適中率がおおよそ30%となる閾値を「中」の閾値、おおよそ50%となる閾値を「高」の閾値とし、各要素、予報日(明後日から5日目)、予報区について設定している。

図中の「A」「B」「C」に分布する事例における「警報級あり」の割合(「警報級あり」/(「警報級あり」+「警報級なし」))を「適中率」としている。適中率がおおよそ30%となる閾値を「中」の閾値、おおよそ50%となる閾値を「高」の閾値とし、各要素、予報日(明後日から5日目)、予報区について設定している。

##### (2) 閾値の設定

超過率の閾値とアンサンブル平均値の閾値は、複数の条件で統計検証した結果から最適な組み合わせを設定している。それぞれの条件について空振り率、適中率等を求め、「中」では適中率が30%程度以上、「高」では50%程度以上となるよう、閾値の条件を選択した。同程度の条件が複数ある場合は、捕捉率が高い組み



第3.7.1図 週間最大降水量ガイダンスの超過率とアンサンブル平均の散布図

横軸は超過率、縦軸はアンサンブル平均で、赤は警報級の現象があった事例、青はなかった事例を表す。図中の縦線は警報級を判定する超過率の閾値、横線はアンサンブル平均の閾値を表す。図は全予報区の散布図であり、検証期間は2013年1~12月である。

\*小泉 友延(気象庁予報部予報課)

第3.7.1表 警報級の可能性ガイダンスの閾値の作成に使用した期間(従属期間)

要素	閾値の作成に使用した期間
雨	2008年4月～2013年12月の12UTC初期値
風	2014年2月～2015年7月の12UTC初期値
波	2013年7月～2015年3月の12UTC初期値
雪	2014年2月～2015年3月の12UTC初期値

第3.7.2表 警報級の可能性ガイダンスのグループの詳細

要素	グループ	予報区
雨	大雨の多い予報区	鹿児島県(奄美地方を除く)、宮崎県、熊本県、長崎県、高知県、徳島県、静岡県
	その他の予報区	鹿児島県(奄美地方を除く)、宮崎県、熊本県、長崎県、高知県、徳島県、静岡県以外の予報区(ただし、閾値作成時は全予報区の事例を使用した。)
風	予報区の警報基準が20m/s未満	上川・留萌地方、石狩・空知・後志地方、網走・北見・紋別地方、青森県(三八上北を除く)、秋田県、宮城県、山形県、福島県、群馬県、埼玉県、長野県、岐阜県
	〃20m/sより大きい	胆振・日高地方、栃木県、東京都(東京地方、伊豆諸島南部、小笠原諸島)、神奈川県、高知県、鹿児島県/奄美地方、沖縄本島地方、大東島地方、宮古島地方、八重山地方
	〃20m/s	上記以外の予報区
波	予報区の警報基準が5m未満	愛媛県
	〃5m以上6m未満	神奈川県、新潟県、富山県、石川県、福井県、大分県
	〃6以上	上記以外で、外海に面している予報区
雪	北陸地方周辺	新潟県、富山県、石川県、福井県、山形県、福島県/会津
	多雪地域	北海道地方、青森県、岩手県、秋田県、群馬県/北部、山梨県、長野県/北部、岐阜県/飛騨地方、滋賀県/北部、京都府/北部、兵庫県/北部、鳥取県、島根県、岡山県/北部、広島県/北部
	東北・関東甲信太平洋側	宮城県、福島県/中通り・浜通り、栃木県、長野県/中・南部
	少雪地域	上記と東京都/伊豆諸島、東京都/小笠原諸島、静岡県、滋賀県/南部、長崎県/壱岐・対馬、宮崎県、鹿児島県/奄美、沖縄県を除く予報区

合わせを優先した。閾値を求めた期間(従属期間)は要素によって異なる。詳細を第3.7.1表に示す。WEPSは2014年2月に高度化されており、風、波、雪の閾値は高度化された現WEPSを基にした量的ガイダンスのデータのある期間で求めた。データのある期間は試験期間も含めておよそ1年～1年半である。雨の閾値は、現WEPSと高度化前の旧WEPSの降水量の予想特性が大きく変わらないことから大雨の事例数を多く取り込むことを優先し、旧WEPSの期間となる2008～2013年のおよそ6年の期間で求めた。

### (3) 層別化

「警報級の現象」は事例数が少ないため、予報区をグループ分けして、グループ単位で閾値を設定している。グループの分け方は要素によって異なり、詳細を第3.7.2表に示す。雨は警報級の現象の事例が多かった予報区とその他の予報区にグループ分けした。ただし、その他の予報区の閾値を作成する際は、全予報区の実例を使用している。風・波は予報区の警報基準別でグループ分けした。風は警報基準が複数ある予報区があり、そのような場合は過去の警報級の事例と対応の良い警報基準でグループ分けしている。なお、観測はアメダスによる観測のみを使用しているため、海上風は対象とならない。波も警報基準が複数ある予報区があるが、波については外海を対象とした警報基準でグループ分けした。なお、富山県の波浪警報の基準は4.5mであるが、波浪ガイダンスの参照格子点が新潟県と同一のため、5.5mを警報基準としている。また、海岸線を持つが外海に面していない予報区には参照する波浪ガイダンス格子点がないため、波浪ガイダンス

第3.7.3表 警報級の可能性ガイダンスにおける「警報級の現象」の定義

要素	警報級の現象となる条件
雨	警報級の目安となる日降水量以上(平成26年度週間予報技術検討会において、予報区別にまとめたもの)をアメダスで観測した。
風	(暴風警報基準 - 1)m/s 以上をアメダスで観測した。
波	波浪アンサンプルの解析値と初期の予想値のアンサンプル平均から求めた日最大有義波高が、(警報基準 - 0.25)メートル以上だった。
雪	警報級の目安となる日降雪量以上をアメダスで観測した。

の閾値の設定はない。このような予報区については、風の警報級の可能性ガイダンスを代替するようにしている。雪は、大雪事例の特性を考慮した結果、北陸地方周辺、多雪地域、東北・関東甲信太平洋側、少雪地域の4つのグループとなった。また、降雪量ガイダンスは、降雪を観測しているアメダス地点を対象としているため、雪の観測点のない予報区には閾値の設定ができず、算出していない。

#### (4) 警報級の現象の定義について

警報級の可能性ガイダンスを作成する上では、「警報級の現象」をアメダスの観測データと波浪アンサンプルモデルの解析値や予想値を用い、予報区単位、一日単位の現象を対象に定義している(第3.7.3表参照)。

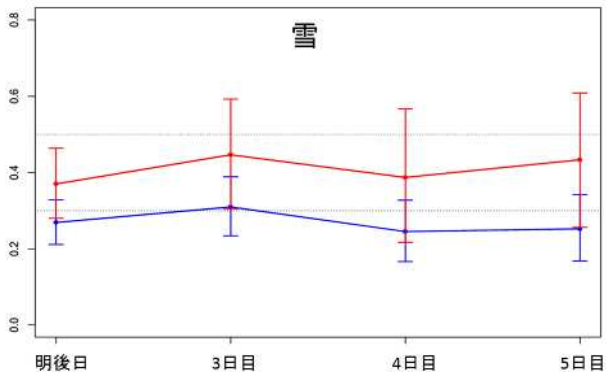
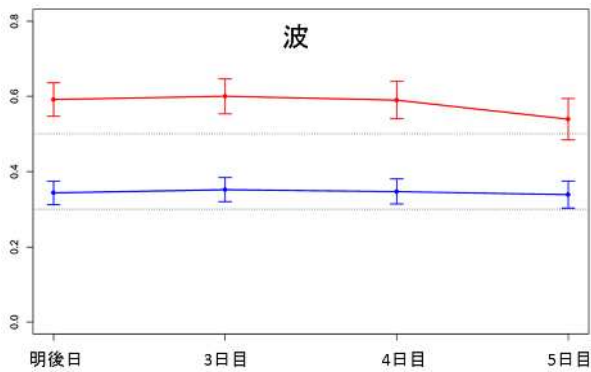
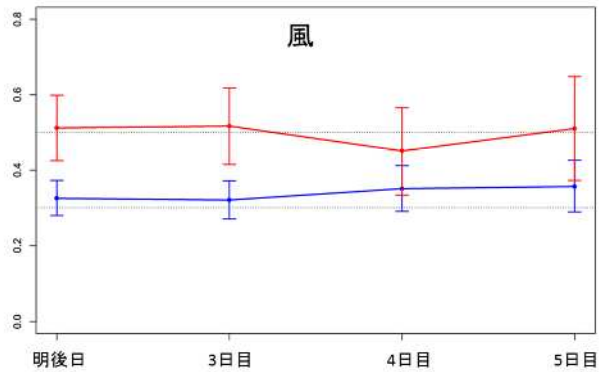
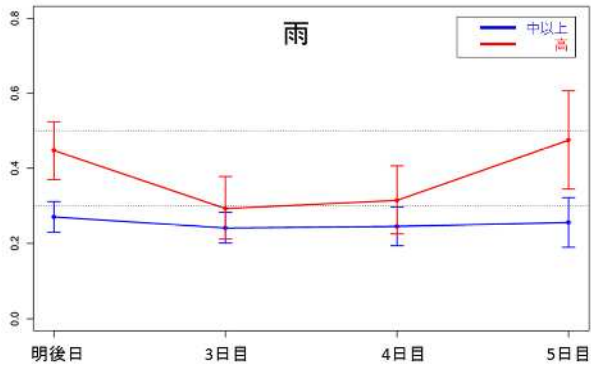
雨、雪、風はそれぞれアメダスで観測された日降水量、日降雪量、日最大風速を使用する。波は観測値の代わりに、波浪アンサンプルの解析値(初期値)と予報時間初期の予想値(アンサンプル平均)から求めた格子点別の有義波高の日最大値を使用する。各予報区に対応する観測点は、予報区内のアメダスや予報区別に設定した波浪ガイダンス格子点となる。

風と波は、観測値と同じ要素が警報基準となっており、ほぼ警報基準に達する現象を「警報級の現象」と扱う。一方、雨と雪の警報基準は、日積算値より短い時間スケールの要素(1,3時間降水量や6,12時間降雪量等)が基準となっている場合が多く、単純に観測値と警報基準を比較することができない。そこで、平成26年度週間予報技術検討会において「警報級の目安」となる日降水量、日降雪量を検討し、その結果を「警報級の現象」として扱うこととした。「警報級の目安」は過去数年間の観測値と各地方において複数の予報区で警報の発表があった事例との関係から見積もった値である。

実況の「警報級あり」の判定は次のようにする。雨は予報区内の観測値の最大値が「警報級の目安」以上の場合、波は予報区内の観測の最大値が(警報基準 - 0.25)m 以上の場合に「警報級あり」とする。波の警報基準は外海と内海で異なる場合は外海の基準を使用する。風と雪は予報区内で警報基準や「警報級の目安」が異なる場合もあるため、観測地点別に警報級の判定をする。風は観測値が(警報基準 - 1.0)m/s 以上の場合に、雪は観測値が「警報級の目安」以上の場合に「警報級あり」とし、予報区内に「警報級あり」の地点がひとつでも存在した場合に「警報級あり」とした。

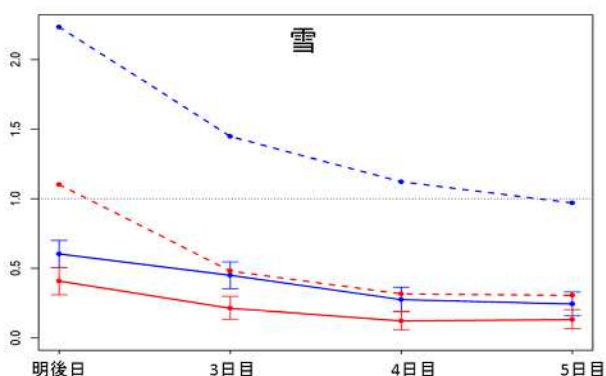
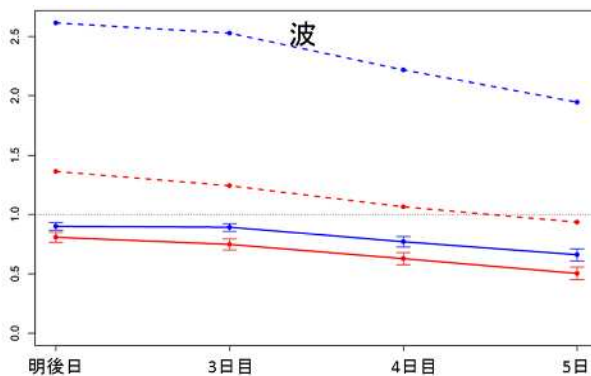
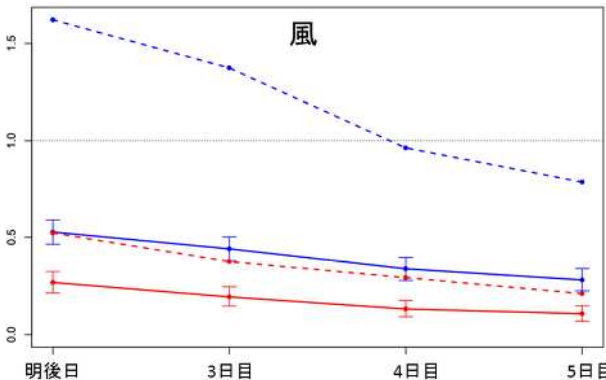
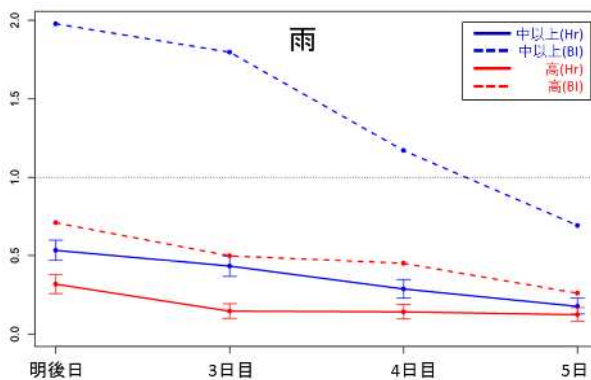
### 3.7.3 統計検証

各要素の警報級の可能性ガイダンスの検証結果を示す。検証期間は2014年9月から2015年8月まで(雪は2014年11月から2015年4月まで)で、対象とする初期値を雨・風・雪は00UTC、波は12UTCとした。予報区単位にガイダンスが「中」以上、または「高」だった時に警報級の現象があった場合を「適中」とする分割表から、統計的なスコアを予報日別(明後日から5日目)に求めた。



第 3.7.2 図 警報級の可能性ガイダンスの各要素の予報日別の適中率

青は「中」以上、赤は「高」、エラーバーは95%信頼区間を表す。水平の補助線は、適中率0.3および0.5を示す。



第 3.7.3 図 警報級の可能性ガイダンスの各要素の予報日別の捕捉率(Hr)とバイアススコア(BI)

青は「中」以上、赤は「高」のスコアを表し、Hrのエラーバーは95%信頼区間である。水平の補助線は、BI=1.0を表す。検証期間は2014年9月から2015年8月までで、予報区の分割表を全予報区で合計して求めたスコアである。

### (1) 捕捉率、バイアスコア、適中率

第 3.7.2 図は適中率の予報日別グラフ、第 3.7.3 図は、各要素(雨、風、波、雪)の全予報区を対象として求めた「中」以上および「高」の捕捉率(Hr)とバイアスコア(BI)である。捕捉率と適中率のエラーバーは 95%信頼区間を表す。

適中率は、風と雪は「中」以上で 0.3 前後、「高」で 0.5 前後と概ね想定した適中率であった。雨は、3 日目と 4 日目の適中率が「中」以上、「高」とともに想定を下回った。波は、「中」以上、「高」とともに想定よりやや高い適中率だった。

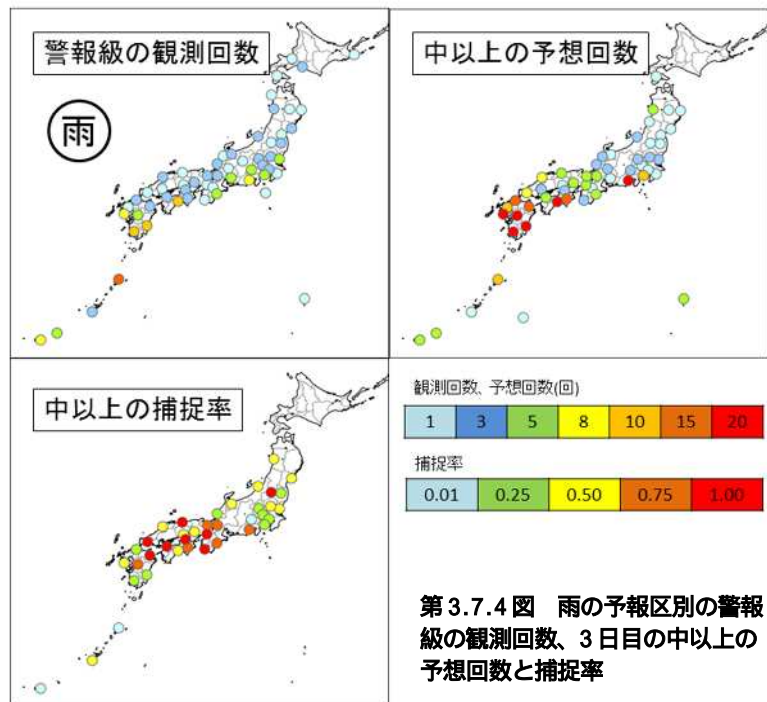
捕捉率は、どの要素も明後日が最も高く、予想時間が長くなるにつれて低くなった。雨、風、雪は「中」以上の捕捉率が明後日で 0.5 程度であったのに対して、波は 5 日目で 0.6 を超えていた。観測の代わりにモデルの解析値と予想値を使用していることもあるが、波は捕捉率が高いことが特徴である。BI は「中」以上や「高」の適中率を固定しているため、捕捉率に従って変化している。従って、予想時間が短いほど BI は大きくなる傾向となっている。

### (2) 予報区別の検証

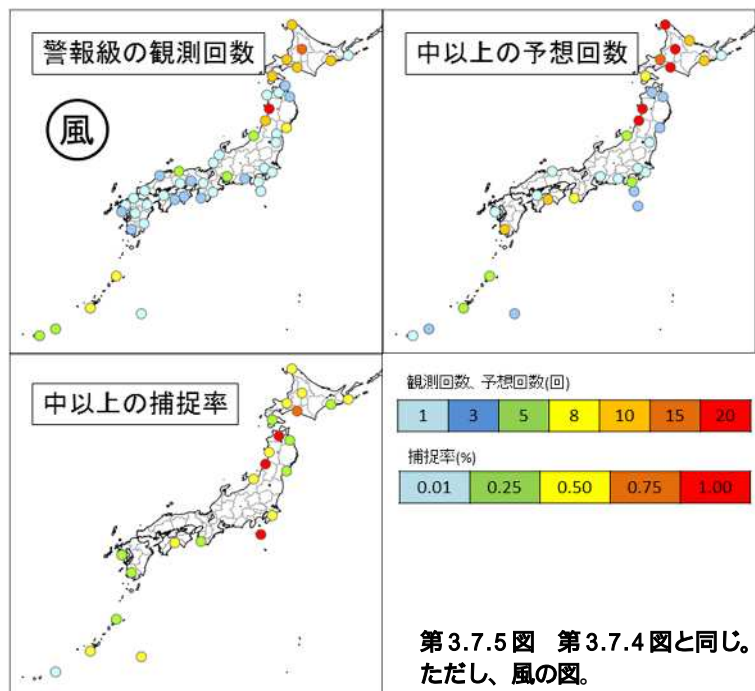
ガイダンスの地域特性を確認するため、予報区別の警報級の現象の観測回数、「中」以上の予想回数、「中」以上の捕捉率を調べた。各要素の 3 日目の図を第 3.7.4 図から第 3.7.7 図に示す。

#### ・雨

「中」以上の予想回数は、東海、四国、九州地方が多かった。警報級の観測回数も同様の地方が多くなっており、予想回数は観測回数に近い分布をしていた。九州地方は予想回数は多かったが、捕捉率は 0.25 ~ 0.50 の予報区があり、観測回数が最も多い奄美地方は 0.25 未満と空振りが多かった。近畿から中国・四国地方にかけては捕捉率が 0.75 以上の予報区が多かった。東北、関東甲信、北陸地方では、予想回数が少な



第 3.7.4 図 雨の予報区別の警報級の観測回数、3 日目の中以上の予想回数と捕捉率



第 3.7.5 図 第 3.7.4 図と同じ。ただし、風の図。

くても捕捉率 0.50 以上の予報区が見られ、適中率が高かった(第 3.7.4 図)。

・風

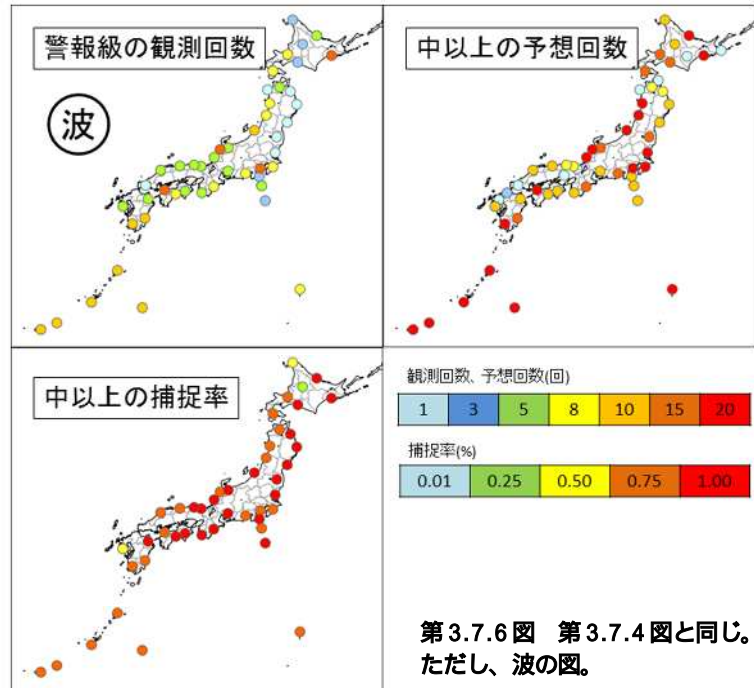
風の警報級の観測回数は北海道と東北日本海側で多く、寒候期の暴風の事例が多かったことが窺える。ガイダンスの「中」以上の回数も同様の傾向が見られるほか、西日本の太平洋側で予想回数の多い予報区が見られた。急速に発達する低気圧は WEPS でも比較的精度よく予想できることから、北日本では「中」以上の予想回数が多かったと思われる。一方、沖縄地方では台風による暴風が主である。台風の予想は進路のバラツキが大きくなるため「中」以上の予想回数は少なかったが、本島地方や大東島地方の捕捉率は 0.50 以上だった(第 3.7.5 図)。

・波

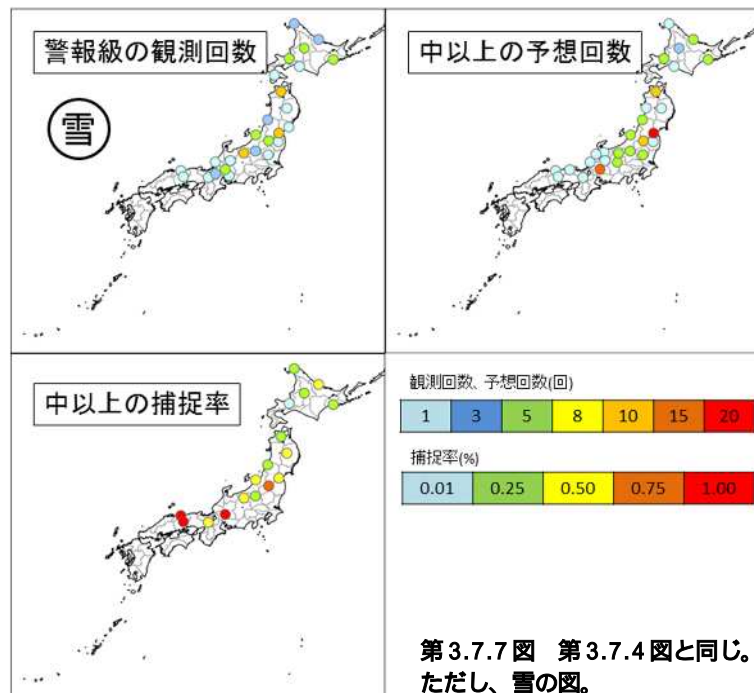
波の警報級の観測回数は、北海道から北陸にかけての日本海側、北海道東部の太平洋側、東・西日本太平洋側、沖縄・奄美、小笠原が多かった。ガイダンスは観測回数の多かった予報区で、「中」以上の予想が多い傾向が見られた。北日本から西日本の太平洋側を中心に捕捉率 1.00 の予報区が分布する。小笠原諸島や奄美・沖縄は予想回数は多かったが捕捉率は 1.00 に届いていなかった(第 3.7.6 図)。

・雪

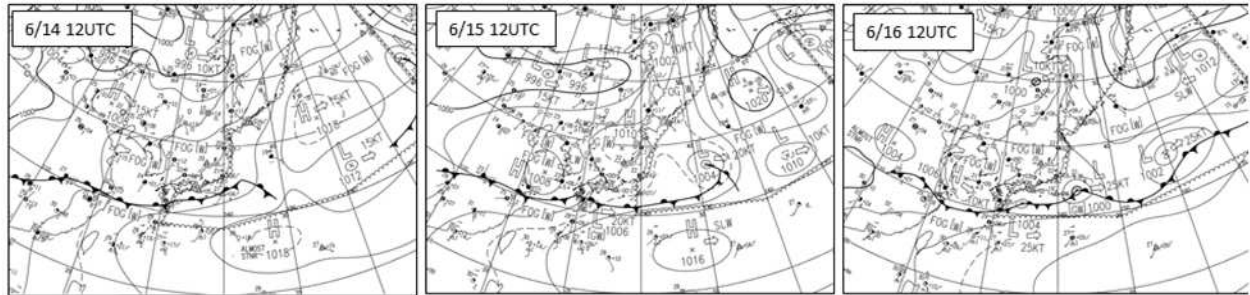
雪の警報級の観測回数は、北日本、新潟県、長野県北部、岐阜県美濃が多かった。ガイダンスの「中」以上の予想回数も概ね同様の地域が多かった。北海道は「中」以上の予想回数が観測回数に近く、やや予想回数が少ない傾向が見られた。そのため、捕捉率も 0.5 未満のところが多かった。東北太平洋側から北陸にかけては捕捉率が 0.5 を上回った。また、西日本では観測回数、予想回数ともに少なかったが、予想が適中し捕捉率 1.00 だった(第 3.7.7 図)。



第 3.7.6 図 第 3.7.4 図と同じ。ただし、波の図。



第 3.7.7 図 第 3.7.4 図と同じ。ただし、雪の図。



第3.7.8図 2015年6月14日12UTC、15日12UTC、16日12UTCの地上天気図

### 3.7.4 事例検証

ここでは、次の3つの事例について検証する。

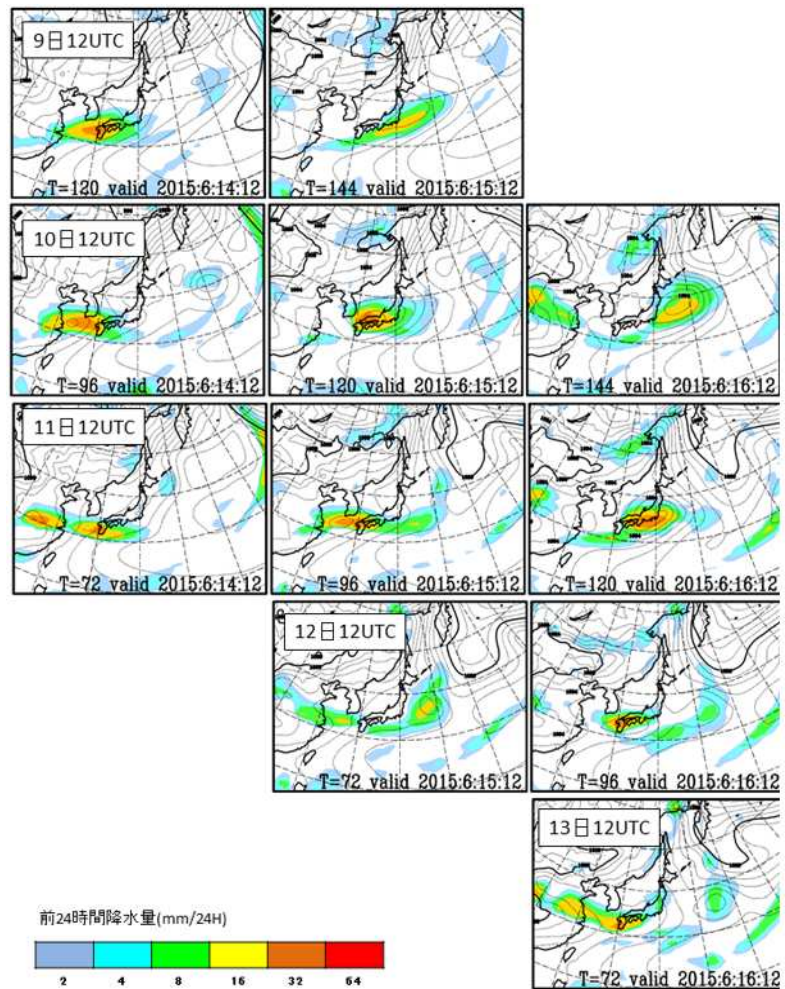
2014年12月17日 発達する低気圧

2015年7月11日 台風

2015年6月14～16日 梅雨前線

は、北海道付近で記録的に発達した低気圧によって北日本から東日本にかけて暴風雪や大雪、高波となった事例で、第1章でも取り上げている。は、四国に上陸した台風第11号により、西日本太平洋側を中心に暴風雨や大雨となり、東・西日本の太平洋側で高波となった事例で、第3.3.4項で取り上げている。は梅雨前線と梅雨前線上を進む低気圧によって九州南部で大雨、上空の寒気の影響で北日本から西日本にかけて所々で大雨になった事例である。

これらの異なる事例における警報級の可能性ガイダンスの予想を基に、予想のしやすさや要素による違い等について検証する。



第3.7.9図 WEPSの地上予想図

WEPSによる14日(左列)、15日(中列)、16日(右列)の12UTCの海面気圧と前24時間降水量の予想図(アンサンブル平均)。上段から9日12UTC初期値～13日12UTC初期値まで。

#### (1) 2015年6月14～16日の事例

ここで の事例の気象状況について述べる。他の事例の気象状況は については第1章、 については第3.3.4項を参照願いたい。

6月14日から16日にかけて、梅雨前線が本州太平洋側に停滞し、梅雨前線上を低気圧がいくつか東進した(第3.7.8図)。前線や低気圧の影響で九州南部では大雨となり、14日から16日にかけて大雨や洪水の警報が発表された。一方、上空約5700mで氷点下15度以下の寒気を伴ったトラフがゆっくりと北日本を通過



した(図は省略)。この寒気の影響で北日本から西日本にかけて大気の状態が不安定となり、所々で大雨となった。

この時の週間 EPS の明後日から 5 日目までの予想図を第 3.7.9 図に示す。本州南岸に梅雨前線が停滞し、前線上をじょう乱が東進する予想は、どの初期値でも違いはないが、前線の位置やじょう乱の進みに初期値変わりが見られた。14 日、15 日の前線の位置は、はじめは西日本にかかる予想だったが、初期値が新しくなるとやや南よりに変わっていった。また、16 日は東日本太平洋側を中心に降水の予想があったが、西日本中心の降水に変わっていった。

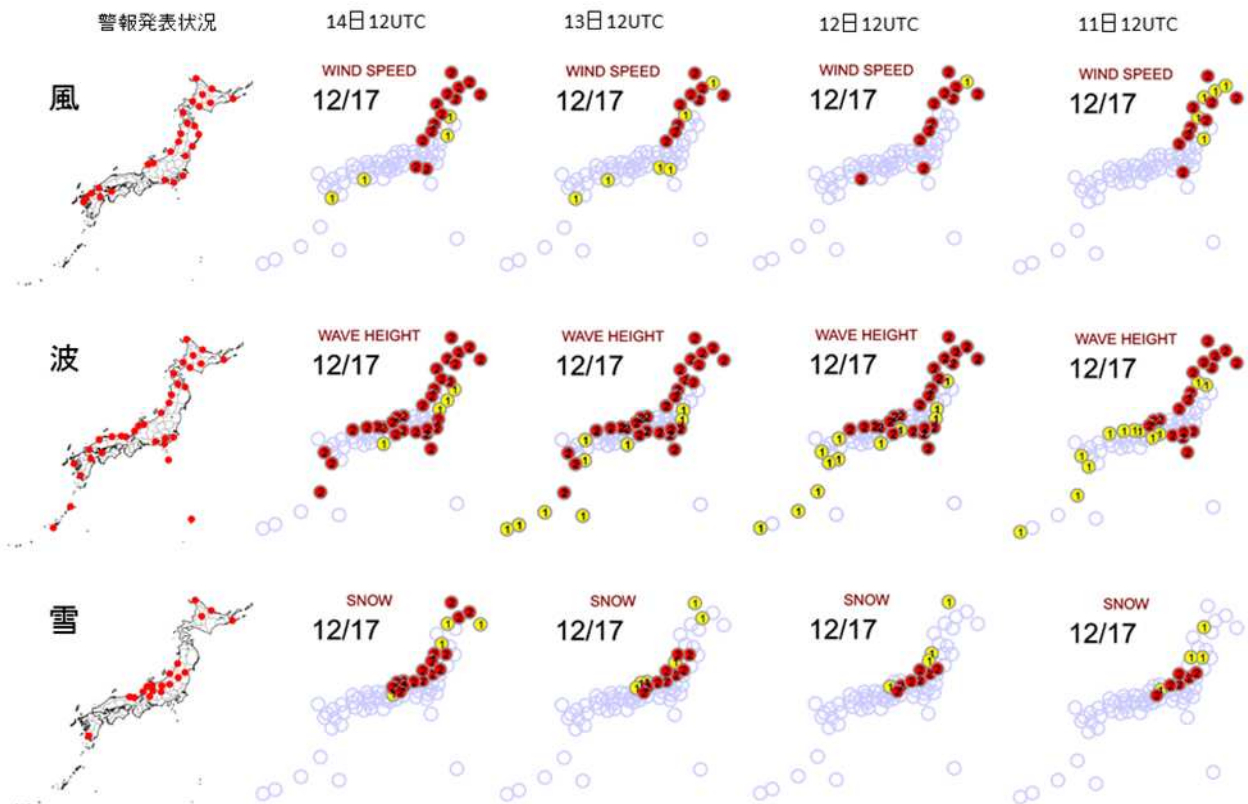
このように梅雨前線の位置等は、太平洋高気圧の強弱によって初期値変わりすることが多く、予想が難しい一例である。

## (2) 警報級の可能性ガイダンスの予想

～ の事例にはそれぞれに特徴がある。 の事例は、第 1.2.1 項にある通り、WEPS では早い段階で大荒れとなる天気予想され、初期値変わりがほとんどなかった。 は大型で強い台風が四国に上陸する事例であるが、WEPS の台風の予想にバラツキがみられた。 は WEPS では初期値変わりしやすい梅雨前線による事例だった。これら特徴の異なる 3 つの事例における、警報級の可能性ガイダンスの予想を検証する。

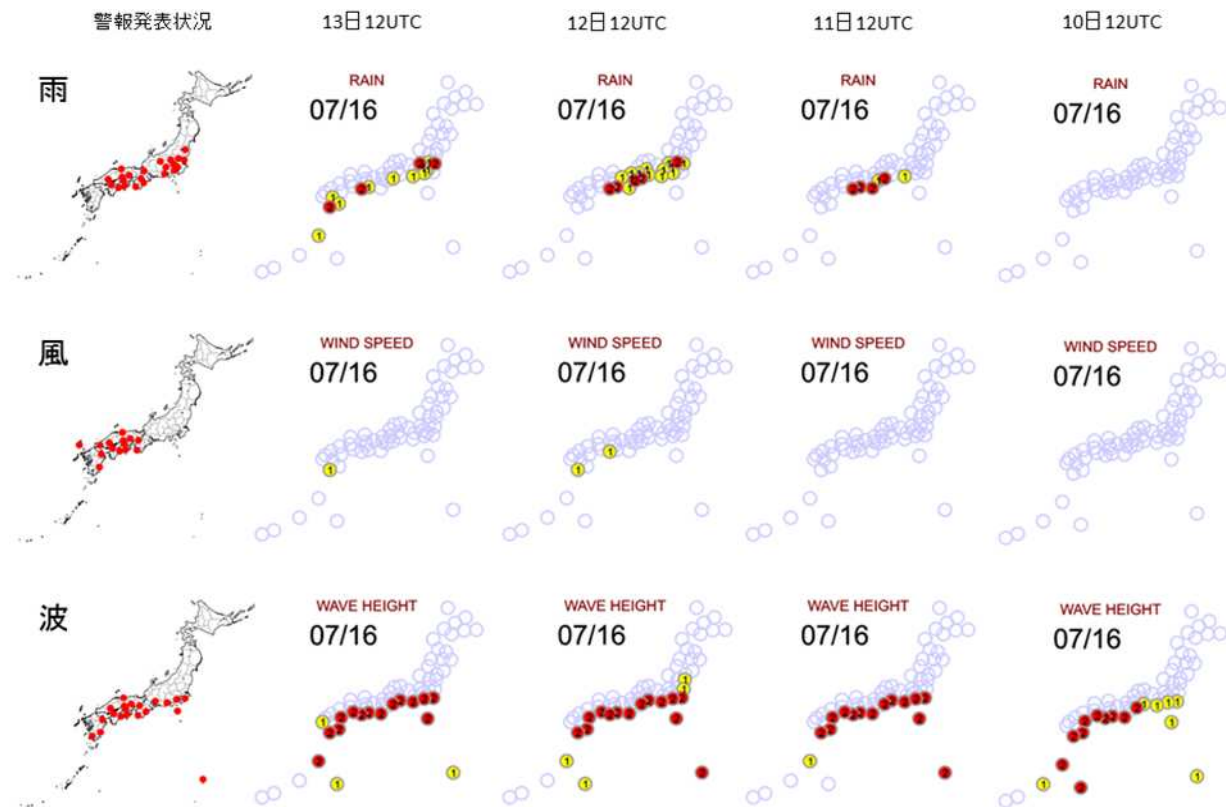
第 3.7.10 図は の事例における「暴風(暴風雪)」、「波浪」、「大雪」の警報が発表された予報区と警報級の可能性ガイダンスの各要素の時系列図である。 の事例では早い段階で発達する低気圧の予想がされていたため、5 日目に当たる 11 日 12UTC 初期値から各要素のガイダンスで「高」が予想されていた。風は、北海道や東北日本海側、新潟県で「高」の予想が続き、予想が新しくなるに従って、「中」から「高」に変わる予報区が増えていった。伊豆諸島でも 5 日目から「高」が予想された。波は、5 日目で東北太平洋側を除く北～東日本で「高」、西日本から沖縄・奄美で「中」が予想され、予想が新しくなるに従って西日本日本海側を中心に「高」の予報区が増えていった。雪は 5 日目で東北南部から関東甲信北部、北陸で「高」が予想され、明後日にかけて「高」の予想が続いた。北海道は 3 日目までは「中」の予想で、明後日になって北部で「高」となった。大雪警報は北海道でも北陸地方でも発表されたが、警報級の可能性ガイダンスの経過は異なっていた。同じ現象であっても注意喚起のタイミングは地域によって異なる場合があると言えるだろう。

第 3.7.11 図は の事例における「大雨」、「暴風」、「波浪」の警報が発表された予報区と警報級の可能性ガイダンスの各要素の時系列図である。 と違い、波を除いて 5 日目から「高」「中」が予想された予報区はなかった。特に風は 3 日目、明後日でも西日本に「中」が予想された程度であった。この事例の WEPS の台風予想は第 3.3.4 項で述べた通り、台風経路よりやや西よりの予想となっていてメンバー間のバラツキも見られた。台風の暴風域はあまり広くないため、台風に伴う暴風は位置ずれの影響が大きい要素である。したがって、台風経路から外れたメンバーが多かったこの事例では、暴風の可能性を十分に予想することができなかった。一方、波は 5 日目から西日本の太平洋側を中心に「高」の予想が続いていた。台風による高波は暴風と比べて広範囲に及ぶ現象であり、台風の位置ずれの影響が小さい要素といえる。この事例の台風の予想はバラツキがあったものの、西日本の南海上に予想されるメンバーが多かったため、波については早い段階で高波のポテンシャルを予想することができていた。雨は、4 日目から紀伊半島や四国で「高」が予想され始めた。この事例では、台風本体の大雨と台風の東側の暖湿流による大雨のふたつの現象があったが、暖湿流による東日本の大雨は 3 日目から予想できていた。台風本体による大雨の予想は、3 日目では紀伊半島、四国で「高」を予想したが、明後日になって四国と九州南部が「高」となり、紀伊半島は「中」に下がった。これは、明後日に当たる 13 日 12UTC 初期値の WEPS で台風を九州南部に予想するメンバーが

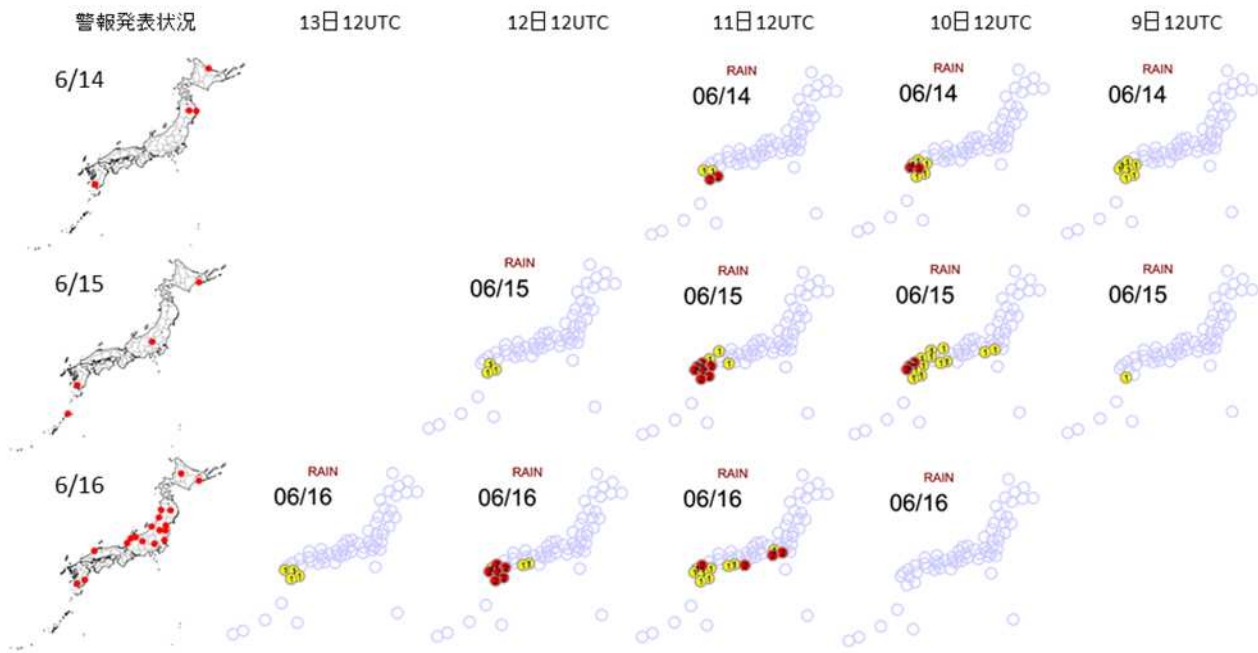


第3.7.10 図 2014年12月17日の警報発表状況と初期値別の警報級の可能性ガイダンス

警報発表状況(左列)のは、上段から「暴風(暴風雪)」、「波浪」、「大雪」の警報の発表があった予報区を表す。警報級の可能性ガイダンスも同様に上段から「風」、「波」、「雪」の予想で赤は「高」、黄は「中」の予報区を表す。ガイダンスの初期値は右列から11日12UTC(5日目)～14日12UTC(明後日)。



第3.7.11 図 第3.7.10 図と同じ。ただし、2015年7月16日の「雨」、「風」、「波」の図。



第3.7.12図 第3.7.10図と同じ。ただし、2015年6月14～16日の「雨」の図で、上段から6月14～16日。

多くなったためと考えられる。雨の予想は風ほどではないが台風的位置ずれの影響を受ける要素である。そのため、この事例のように明後日でも「高」とならない場合がある。WEPSの台風予想にバラツキが見られる場合には、台風経路に近いメンバーの量的予想等でガイダンスの不足を補う必要があるだろう。

第3.7.12図はの事例における「大雨」の警報が発表された予報区と警報級の可能性ガイダンスの各要素の時系列図である。14日、15日は梅雨前線の予想位置が北よりだったため、4日目や3日目で九州北部でも「中」や「高」の予想が出ていた。また、15日は4日目で九州から中国・四国で「中」以上が予想されていたが、予想が新しくなってじょう乱の進みが遅くなり「中」以上の範囲が西に後退した。16日も同様で、4日目で東日本に「高」の予想があったが、3日目は「中」以上の予想は西日本のみとなり、明後日にはさらに縮小して九州のみとなった。の事例と比べて梅雨前線による大雨については「中」以上の予想の範囲等に初期値変わりが見られたものの、大雨の警報級の可能性は予想できていた。一方、上空の寒気による大雨は、WEPSでまとまった降水の予想がなかったため(第3.7.9図)、いずれの日も予想できなかった。この事例のように、数日先の積乱雲や線状降水帯に伴う大雨のような時間・空間スケールの現象を予測することは、現状の技術(週間天気予報)では難しい。このため、明後日から5日先までの「警報級の大雨になる可能性」で扱うことができるのは、台風や低気圧・前線などの大規模なじょう乱に伴う大雨に限られる。

これらの事例が示すように、警報級の可能性ガイダンスの初期値ごとの振る舞いは、警報級の現象をもたらす低気圧や台風などのじょう乱をWEPSがどのような精度で予想しているかによって変わるものである。また、原因を同じくする事例においても、対象とする要素によって特性が異なる。

### 3.7.5 まとめ

警報級の可能性ガイダンスの特性のまとめと今後の予定について述べる。

- 警報級の可能性は「高」「中」の適中率が予想時間によらずほぼ一定となるよう算出している。これにより、捕捉率は予報時間が長くなるほど低下する。

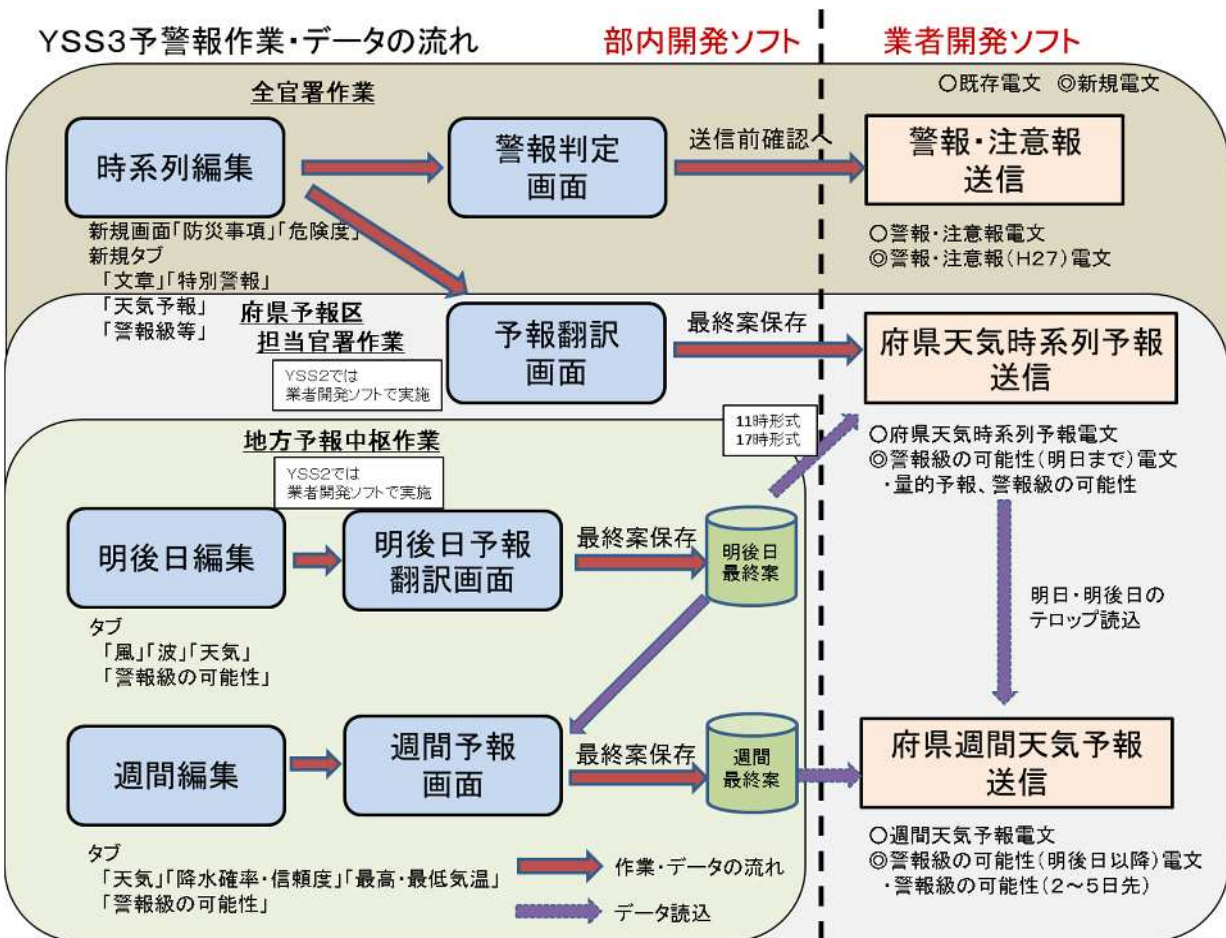
- 第3.7.2図などに示したように、要素によって、適中率・捕捉率・バイアススコアの特性が異なる。
- 警報級の可能性が「中」または「高」と判定するための閾値は複数の予報区の事例から設定しているため、地域によって、予想頻度や捕捉率に偏りがあることが考えられる。利用する際には、担当予報区におけるガイダンスの特性を把握しておく必要がある。
- ガイダンスは、捕捉率が高い予報日や要素では予想頻度が過多の傾向となるが、これは想定した適中率に基づいている。
- ガイダンスの初期値ごとの振る舞いは、WEPSの予想によって変わる。警報級の現象をもたらす現象がWEPSで安定して予想できるものであるか否かを把握しておく必要がある。じょう乱のスケールや種類によっては、WEPSが安定して精度よく予想できない場合がある。この特性を踏まえ、じょう乱の種別と何日目の予報かにより、警報級の可能性ガイダンス（特に雨）の「中」や「高」であっても下方修正を検討する必要がある。
- 同一の現象の中でも、要素によって初期値変わりのしやすさが異なる。各要素の特性を把握し、必要があればワークシート等ガイダンスを補完する手段を用意する。
- WEPSで表現できない現象は、ガイダンスでも表現できない。全ての現象について警報級の可能性を測れるわけではないことに留意する。
- WEPSは平成26年2月に高度化されている。従って、警報級の可能性ガイダンスの閾値の作成に最新のWEPSを利用できた期間はかなり短かった。今後の事例の蓄積を待って、閾値を最適化する予定である。
- 週間予報の現業作業における警報級の可能性の予測手法については、平成27年度週間予報技術検討会の中でガイダンスの特性や修正手法、ガイダンスで捕らえられない現象の捕捉可能性やその手段等について検討を進めているところであり、平成27年度末に最終報告にまとめられる予定となっている。

# 第4章 次期予報作業支援システム上での予報作業\*

## 4.1 予報作業支援システム

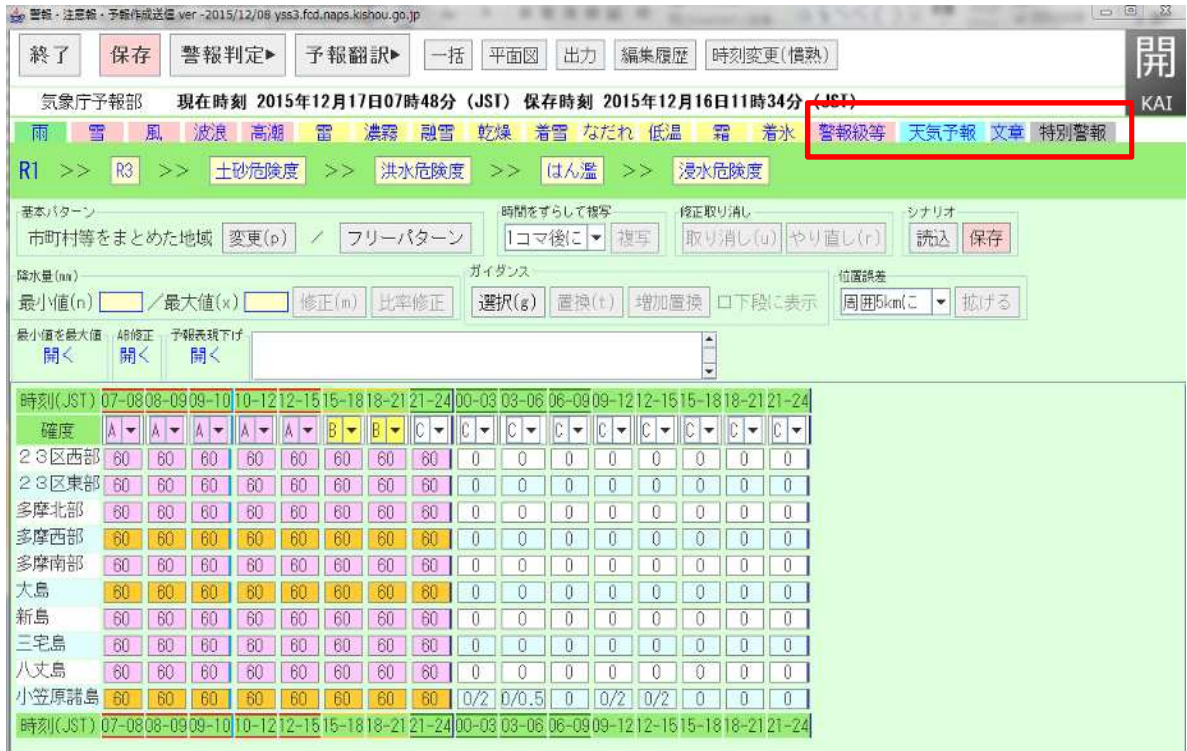
平成22年（2010年）5月27日に運用を開始した予報作業支援システム（以下、YSS2と呼ぶ）の後継機となる予報作業支援システム（以下、YSS3と呼ぶ）は、平成28年出水期に運用を開始する予定である。YSS3では「（予報担当者は）雨や風などの量的予想値を作成し、警報・注意報と府県天気予報はそこから自動的に作成する」という基本的な作業は、YSS2と大きく変わるものではないが、YSS3運用の開始に合わせて3つの新規プロダクト「警報・注意報（H27）」「警報級の可能性（明日まで）」「警報級の可能性（明後日以降）」を発信することとなった。新規プロダクトの電文の仕様に柔軟に対応し、予報作業の操作性の統一を図るため、YSS2では業者開発ソフトウェアであった府県天気時系列予報及び明後日予報案、週間予報案の作成を、YSS3では部内開発ソフトウェアとし、YSS2の防災時系列編集と同様な操作での作業を実現した（第4.1.1図）。

また、YSS2では「警報・注意報」と「府県天気時系列予報」の編集作業を別々のソフトウェアで実施していたが、YSS3では時系列編集（第4.1.2図、YSS2で防災時系列編集と呼んでいたもの）のソフトウェアに一体化して作業できるようにした。



第4.1.1図 YSS3 予警報作業・データの流れ

\* 瀧 良二（気象庁予報部予報課）



第 4.1.2 図 YSS3 時系列編集画面 (赤枠：YSS2 の編集画面に「警報級等」など 4 つのタブを追加)

以下は、YSS3 への更新にあたって、YSS2 からの変更点を中心に解説する。

#### 4.1.1 「府県天気時系列予報」及び「警報級の可能性(明日まで)」の作成作業

##### (1) 作業の流れ

府県予報区担当官署において、YSS3 業務メニューの「警報・注意報・予報作成送信」を選択し、「時系列編集」画面を起動する。この画面に追加された「予報翻訳」ボタンを押下すると、別画面で「予報翻訳」画面(第 4.1.1.1 図)が表示される。「時系列編集」画面での修正結果は「予報翻訳」画面に即時に反映されるため、予報当番者はこの 2 つの画面を表示しておき、「予報翻訳」画面で表示される「府県天気時系列予報」と「警報級の可能性(明日まで)」のプロダクトの内容を確認しつつ、「時系列編集」画面での編集作業を行う。なお、分担当官署においても、「時系列編集」画面で警報・注意報及び警報級の可能性のプロダクト作成に必要な編集作業を行う。

「予報翻訳」画面では、5 時、11 時、17 時予報のいずれかの形式を選択する。予報中枢が明後日予報案をサーバに保存していれば、読み込んで表示される。

編集作業終了後は、「予報翻訳」画面の「最終案保存」ボタンを押下する。編集データはサーバへ保存され、業者開発ソフトウェア「府県天気時系列予報作成送信」の「発表日時画面」が表示されて、発信作業へ移行する。



第 4.1.1.1 図 「予報翻訳」画面

## (2) 編集機能

府県天気時系列予報の編集作業は、「時系列編集」画面に追加された「天気予報」タブで行い、5 キロ格子の天気データや予想地点の気温データを作成する。「天気予報」タブには、「天気」「断続種類」「降水確率」「気温」「うねり(予報)」「流水」の画面がある(但し、断続種類、うねり(予報)、流水は、それを使用する官署でのみ表示される)。

新規プロダクトの「警報級の可能性(明日まで)」については、「時系列編集」画面の既存タブ及び新たに追加された「警報級等」タブで、一次細分区域単位での警報級の可能性や量的予報データを作成する。「警報級等」タブには、「大雨」「大雪」「暴風」「波浪」「R24」の画面と、「S6」「S24」のうち大雪警報・注意報基準に使われていない要素の画面がある。

以下、それぞれの画面の概要を示す。

### 「天気」画面

「晴れ」「くもり」の卓越天気を設定する。「晴れ」「くもり」以外の卓越天気は、3 時間平均降水量と降水種別の設定により自動的に計算される。地域降水化処理により3 時間平均降水量の格子を減らして「卓越降水」とならないようにすることができる。地域降水化処理とは、「地域降水化」ボタンを押下することで起動し、選択されているセルが「卓越降水」となくなるまで、降水確率ガイダンスの値が低い格子から順次、降水格子を非降水格子に変更するものである。この処理は、天気予報にのみ反映されるもので、「雨」タブ等での降水量の設定値は変更されないため、警報・注意報や警報級の可能性に影響を与えない。

### 「断続種類」画面

「時々晴れ」「時々止む」「晴れ時々」「曇り時々」を日単位で設定する。断続種類画面は断続種類の使用を申請して許可された気象官署・月で表示される。

### 「降水確率」画面

6 時間毎の降水確率を設定する。

### 「気温」画面

3 時間毎の気温、日最高気温、日中の最高気温、朝の最低気温を設定する。

### 「うねり(予報)」画面

府県時系列天気予報に用いるうねりのあり・なしを日単位で設定する。海に面している予報区をもつ気象官署で表示される。

### 「流水」画面

流水のあり・なしを日単位で設定する。流水の表現を行う気象官署で表示される。

### 「大雨」「大雪」「暴風」「波浪」画面(「警報級の可能性(明日まで)」に必要な新たな予報作業)

3 時間毎の警報級の可能性を、「高」「中」「-」で設定する。ガイダンス読み込み機能により、発表済みの警報・注意報の警戒期間に該当する時間を警報級の可能性の「高」として取り込める。ただし、制約の範囲内で予報当番者の判断により変更できる(制約の詳細は4.2.2 節を参照)。

### 「R24」「S24」画面(「警報級の可能性(明日まで)」に必要な新たな予報作業)

日最大降水量、日最大降雪量を設定する。ただし、大雪警報・注意報の基準値に24 時間降雪量がある官署では、「雪」タブの「S24」画面で設定するため、「警報級等」タブに「S24」は表示されない。

### 「S6」画面(「警報級の可能性(明日まで)」に必要な新たな予報作業)

6 時間毎の降雪量を設定する。ただし、大雪の基準値に6 時間降雪量がある官署では、「雪」タブの「S6」画面で設定するため、「警報級等」タブに「S6」は表示されない。

## 4.1.2 「警報・注意報」及び「警報・注意報（H27）」の作成作業

### (1) 作業の流れ

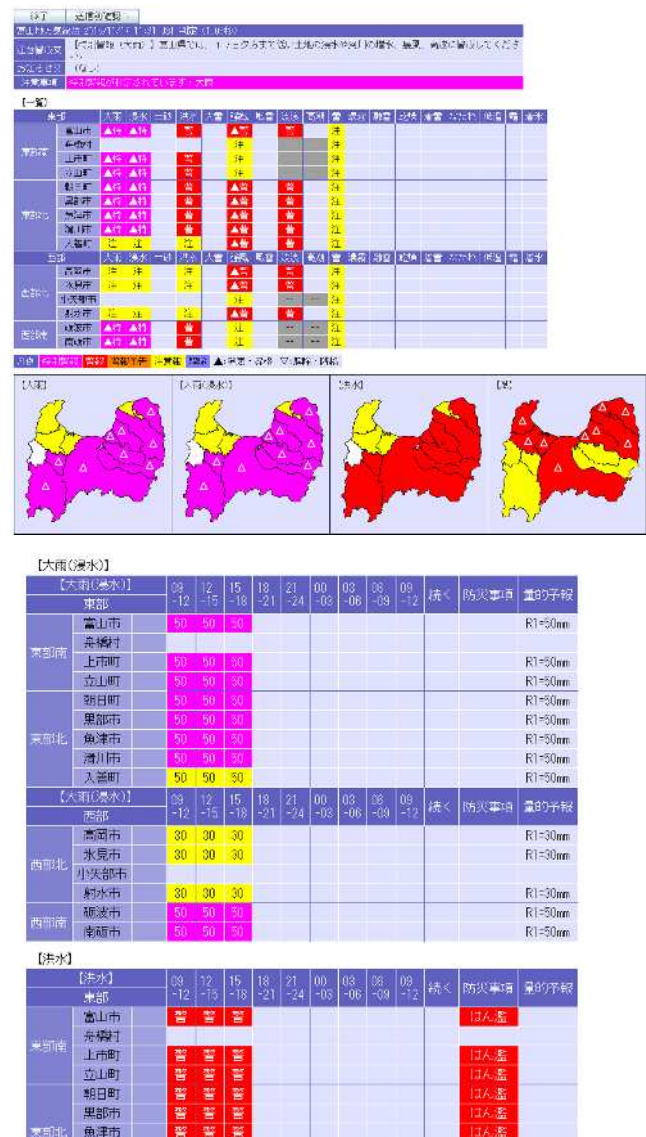
全官署において、YSS3 業務メニューの「警報・注意報・予報作成送信」を選択し、「時系列編集」画面を起動する。この画面の「警報判定」ボタンを押下すると、別画面で「警報判定」画面（第 4.1.2.1 図）が表示される。警報判定処理は、YSS2 ではサーバで実施していたためいったんサーバへデータを送信し判定結果を端末 PC へ戻して表示していたが、YSS3 では端末 PC で実施するように変更したため判定・表示にかかる時間が大幅に削減された。なお、YSS2 では「警報判定」ボタンの押下でサーバに編集データが保存されたが、YSS3 では「警報判定」ボタンではサーバにデータが保存されない。YSS3 では「時系列編集」画面の「保存」ボタンや「警報判定」画面の「送信前確認へ」ボタンの押下でサーバに編集データが保存される。これらのボタンを押下しないで「時系列編集」を終了すると、編集中のデータがなくなってしまうので注意する必要がある。「時系列編集」画面での修正結果は再度「警報判定」ボタンを押下することで「警報判定」画面に反映されるので、予報当番者はこの 2 つの画面を表示しておき、「警報判定」画面で作成される警報・注意報プロダクトの内容を確認しつつ、「時系列編集」画面での編集作業を行う。編集作業終了後は、「警報判定」画面の「送信前確認へ」ボタンを押下し、発信作業へ移行する。

### (2) 編集機能

従来からある「警報・注意報」プロダクトについては、YSS2 と同様に「時系列編集」画面で量的予想値などを設定して作成する。YSS3 では「特別警報」タブ（第 4.1.2.2 図）や「文章」タブ（第 4.1.2.3 図）、危険度（第 4.1.2.4 図）、防災事項（第 4.1.2.5 図）を設定する画面が追加された。新規プロダクトの「警報・注意報（H27）」については、「警報・注意報」プロダクトと同時に作成されるため、特別な作業は不要である。

#### 「特別警報」タブ

YSS2 では「特別警報」ボタンの押下で表示される別ウインドウで、府県単位での「雨」「台風」などの要因を設定していた。YSS3 では、「特別警報」タブに変更し、細分毎に要因を時系列設定できるようにした。ただし、細分設定機能は YSS3 の運用開始当初は使用できない。



第 4.1.2.1 図 「警報判定」画面



第 4.1.2.2 図 「特別警報」タブの画面

（下の赤枠：特別警報の要因選択ボタン）



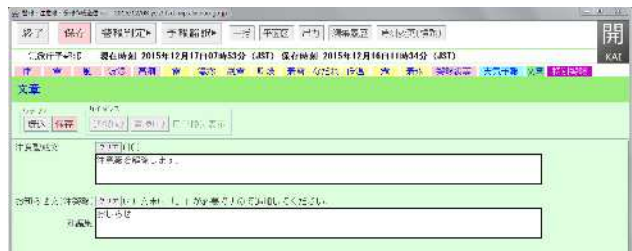
## 「文章」タブ

注意警戒文とお知らせを設定する。各入力欄に記載した場合のみ「警報判定」ボタンの押下で「警報判定」画面に反映され、プロダクトに使用される。

注意警戒文の入力欄に何も入力していない通常の場合、注意警戒文は自動的に作成されて「警報判定」画面に表示される。注意警戒文を修正したい場合は、注意警戒文の入力欄に「警報判定」画面に表示された注意警戒文をコピー＆ペーストし必要な修正を加え、「警報判定」ボタンを押下する。

お知らせを付加したい場合は、お知らせの入力欄に「市では・・・により、大雨警報・注意報の土壌雨量指数基準を通常基準より引き下げた暫定基準で運用しています。」のようなコメントを記述し、「警報判定」ボタンを押下する。

各入力欄に記載した内容は、警報・注意報を発表しても保持されるので、不要となった場合は「クリア」ボタン押下により空白にする必要がある。

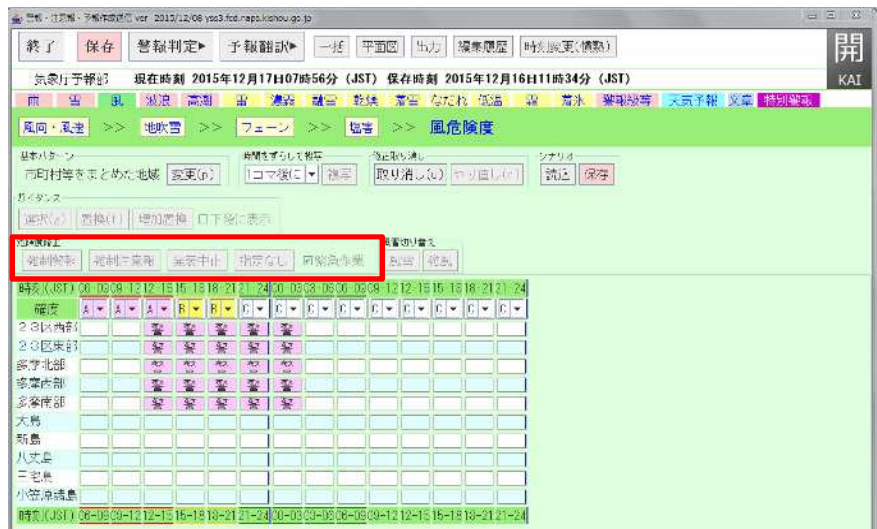


第 4.1.2.3 図 「文章」タブの画面

## 危険度の画面

「雨」タブにおいて、YSS2 での「土砂」「洪水」の画面は、YSS3 では「土砂危険度」「洪水危険度」の画面に変わり、「浸水危険度」の画面を追加した。また、YSS3 では「雪」タブに「大雪危険度」、「風」タブに「風危険度」、「波浪」タブに「波浪危険度」、「高潮」タブに「高潮危険度」の画面を追加した。

YSS2 では、警報・注意報の送信前確認画面に遷移する前に業者開発ソフトウェアの警報・注意報プロダクト作成画面があり、「警報・注意報確認」タブで、緊急警報・注意報化・発表中止などを市町村毎に設定することができた。YSS3 では、これらの機能を内製化するため、強制警報・強制注意報・発表中止を行う必要が生じた場合は、各要素の危険度の画面で設定する。強制警報・強制注意報・発表中止が設定された場合、時系列編集の量的予想にかかわらず、警報・注意報・警報/注意報なしの電文ができる。



第 4.1.2.4 図 「危険度」画面

(赤枠：強制警報などの選択ボタン)

## 防災事項等の画面

防災事項は、YSS2 では業者開発ソフトウェア「警報・注意報作成送信」のプロダクト作成画面の「注意警戒文・防災事項」タブで設定していたが、YSS3 では時系列編集の警報・注意報要素のタブに用意された画面で設定する。「風」タブに「地吹雪」「フェーン」「塩害」、「雨」タブに「はん濫」、「雪」タブに「降雪による交通障害」、「波」タブに「うねり(注警報)」、「高潮」タブに「副振動」「潮位変動大」、「雷」タブに「急な強い雨」「竜巻」「ひょう」、「融雪」タブに「低地浸水」「土砂災害」、「低温」タブに「水道凍結」「道路凍結」の画面(第 4.1.2.5 図)があり、ここで設定した内容は警報・注意報発表な

どの操作でサーバに保存されるので、次回の警報・注意報作成時でも利用できる。設定は、「ON」「OFF」「AUTO」のいずれかを選択する。「AUTO」とした場合、官署毎に設定した条件（通年や月指定、警報以上や注意報以上）により自動的に付加される。

なお、雷注意報では原則として防災事項として「突風」を付加し、竜巻等の激しい突風が予測される場合には「突風」に替えて「竜巻」を付加する運用を行っているため、「雷」タブの「竜巻」画面で、「ON」とした場合「竜巻」が、「OFF」とした場合「突風」が付加される。

「雷」タブの「急な強い雨」は、防災事項ではなく、注意警戒文にだけ反映される（YSS2 と同じ）。

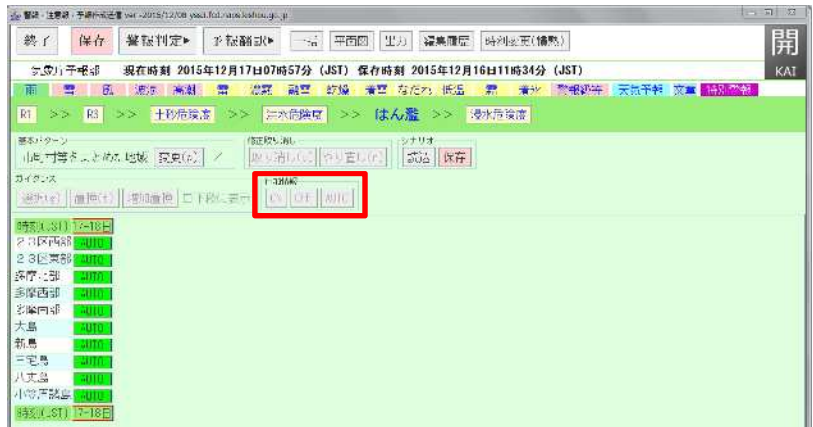
#### 確度の変更について

確度の階級の表現は、YSS2 では「高」「中」「低」としていたが、新たに発表する「警報級の可能性」の「高」「中」と同じ表現で紛らわしいため、YSS3 では「A」「B」「C」と変更し、さらに「D」を追加した（第 4.1.2.6 図）。「D」を設定した時刻以降は、警報・注意報の対象期間とはされず、「警報級の可能性（明日まで）」に反映される。

また、「雪」タブの「S6」「S12」「S24」に確度が追加された。

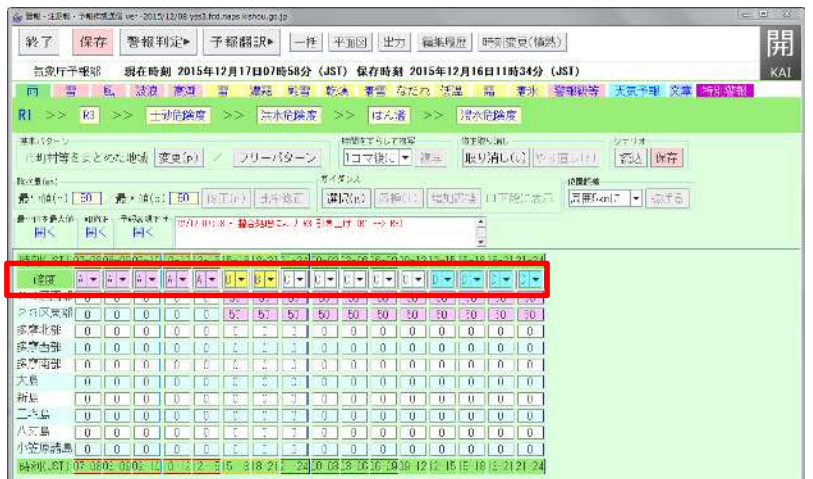
大雪警報・注意報の基準値表が空白となっている地域の作業

大雪警報・注意報の基準を持たないが、大雪警報・注意報を発表できる奄美地方や伊豆諸島南部・小笠原諸島については、の危険度の画面で「強制警報・強制注意報・発表中止」を設定し、大雪警報・注意報を発表する。



第 4.1.2.5 図 「防災事項」画面

(赤枠：ON, OFF, AUTO の選択ボタン)



第 4.1.2.6 図 確度の画面例

(赤枠：確度 A, B, C, D を選択)

### 4.1.3 「明後日予報案」及び「警報級の可能性（明後日以降）」の明後日案の作成作業

#### (1) 作業の流れ

地方予報中枢官署において、YSS3 業務メニューの「明後日予報データ作成」を選択し、「明後日編集」画面（第 4.1.3.1 図）を起動する。この画面の「明後日予報翻訳」ボタンを押下すると、別画面で「明後日予報翻訳」画面（第 4.1.3.2 図）が表示される。「明後日編集」画面での修正結果は「明後日予報翻訳」画面に即時に反映されるので、予報当番者はこの 2 つの画面を表示しておき、「明後日予報翻訳」画面で表示される明後日予報と明後日の警報級の可能性の内容を確認しつつ、「明後日編集」画面で予報中枢内の一次細分区域単位でのデータを編集する。

編集作業終了後は、「明後日予報翻訳」画面の「最終案保存」ボタンを押下する。編集データはサーバへ保存され、府県予報区担当官署が発信する「府県天気時系列予報」と「警報級の可能性（明後日以降）」のプロダクトに読み込まれる。

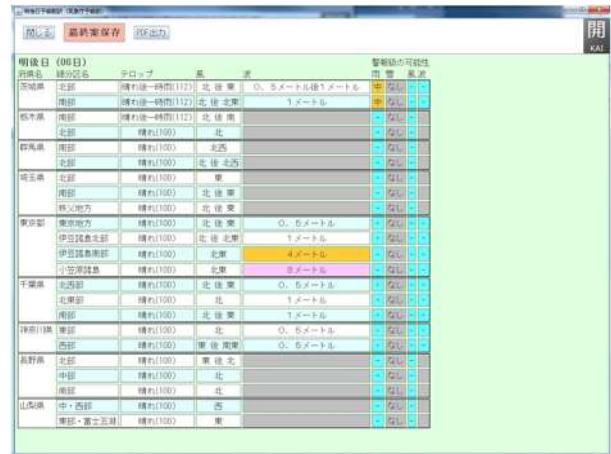
## (2) 編集機能

明後日予報の編集作業は、「明後日編集」画面の「風（明後日）」タブ、「波（明後日）」タブ、「天気（明後日）」タブで行う。「波（明後日）」タブには、「波浪」「うねり」「流水」の画面がある。

また、新規プロダクトの「警報級の可能性（明後日以降）」の明後日については、「警報級の可能性（明後日）」タブの「大雨」「大雪」「暴風」「波浪」の画面で設定する（新たな予報作業）。それぞれ、第3.7章で解説した警報級の可能性ガイダンスの明後日の部分を読み込むことができる。



第4.1.3.1図 「明後日編集」画面



第4.1.3.2図 「明後日翻訳」画面

## 4.1.4 「週間予報案」及び「警報級の可能性（明後日以降）」の明々後日以降の案の作成作業

### (1) 作業の流れ

地方予報中枢官署において、YSS3 業務メニューの「府県週間天気予報データ作成」を選択し、「週間編集」画面（第4.1.4.1図）を起動する。この画面の「週間予報」ボタンを押下すると、別画面で「週間予報」画面（第4.1.4.2図）が表示される。「週間編集」画面での修正結果は「週間予報」画面に即時に反映されるので、予報当番者はこの2つの画面を表示しておき、「週間予報」画面で表示される週間予報と明々後日以降の警報級の可能性の内容を確認しつつ、「週間編集」画面で予報中枢内の週間細分単位でのデータを編集する。

編集作業終了後は、「週間予報」画面の「最終案保存」ボタンを押下する。編集データはサーバへ保存され、府県予報区担当官署が発信する「府県週間天気予報」と「警報級の可能性（明後日以降）」のプロダクトに読み込まれる。

### (2) 編集機能

週間予報の編集作業は、「週間編集」画面の「天気（週間）」タブ、「降水確率・信頼度（週間）」タブ、「最高・最低気温（週間）」タブで行う。「降水確率・信頼度（週間）」タブには「降水確率」「信頼度」の画面、「最高・最低気温（週間）」タブには「最高気温」「最低気温」の画面がある。

また、新規プロダクトの「警報級の可能性（明後日以降）」の3日先以降については、警報級の可能性（週間）」タブの「大雨」「大雪」「暴風」「波浪」の画面で設定する（新たな予報作業）。それぞれ、第3.7章で解説した警報級の可能性ガイダンスを読み込むことができる。



第 4.1.4.1 図 「週間編集」画面

(左図：天気の画面、右図：警報級の可能性の画面)

#### 4.1.5 人為的ミス対策

YSS3 では、YSS2 での作業で各官署から報告された人為的ミスの原因等を分析し対策を講じている。以下にその一例を紹介する。

##### ・一般報

指定コードの付加忘れを防止するため、YSS2 では送信前確認画面で選択していた訂正や取消を YSS3 では編集作業に進む前に選択するようにした。また、例文、一時データ、プロダクトと複数あった読み込み機能は、読み込み対象の取り違い防止のため例文のみとした。地方天気概況など他官署プロダクトの取り込みは「参考資料表示」機能からコピー＆ペーストすることになるが、取り込み対象をより意識した作業となるためミス軽減が期待される。

##### ・定時発表プロダクトのフライング送信

定時発表の天気予報等の発信予定時刻前のフライング送信対策として、送信前確認画面で「送信」ボタンを押下した時、発表時刻に対する発信可能時刻より以前の場合は、発信を取りやめる処理を導入する。

##### ・突破可能な警告メッセージ

プロダクト送信系の機能全般に、作業者が突破できる警告メッセージをできるだけ排除し、不正なプロダクト送信を防止する。



第 4.1.4.2 図 「週間予報」画面

## 4.2 「警報級の可能性（明日まで）」に関する作業上の変更点とプロダクト間の対応関係\*

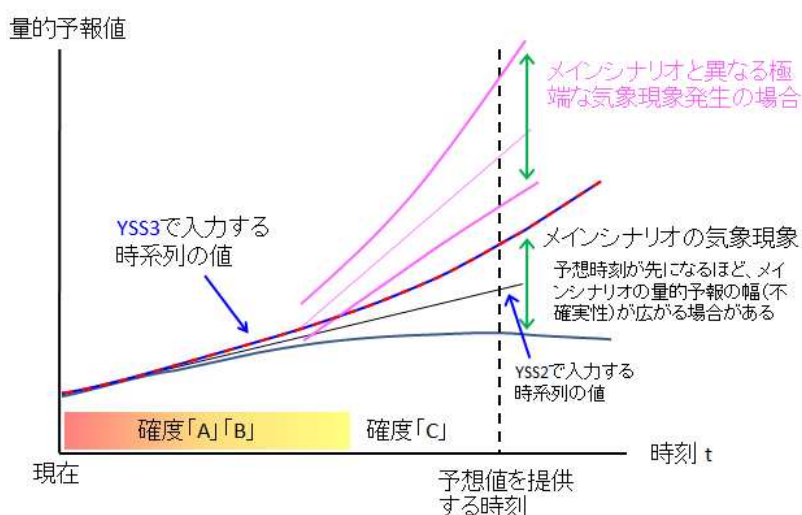
### 4.2.1 時系列の値

第 3 章で述べられているように、「警報級の可能性（明日まで）」提供の基本的方向性は、可能性が高くないと予想される状況であっても、社会に大きな影響を与える現象については、その発生のおそれを積極

\*杉本 悟史（気象庁予報部予報課）

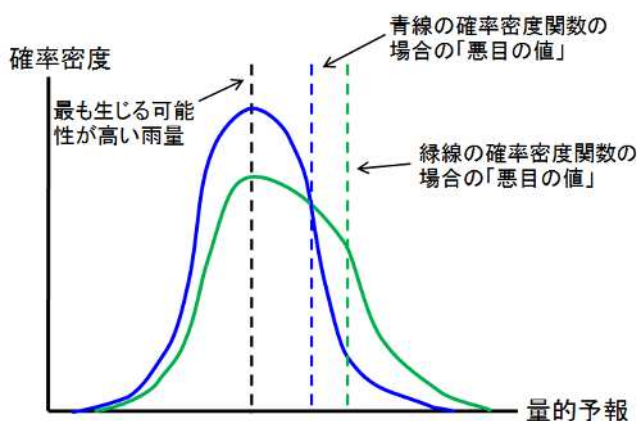
的に伝えることにある。この目的を果たすため、時系列編集画面で入力する量的予報は、YSS3 では「適切な警報・注意報発表、警報級の可能性（明日まで）」の発表を主たる目的とする（「天気予報」を発表するための量的予報ではない）。1 時間最大雨量、3 時間最大雨量、6 時間最大降雪量については、予報官が最も起こりうる可能性が高いと考える気象現象が生じる場合の量的予報に幅（不確実性）が大きければ、その量的予報の幅の範囲内で悪目の量を入力することができることとする。このことについて、以下に YSS3 で行う予報作業上の質的な変更点を概念的に説明する。

予報担当者は、今後の気象状況に関わるシナリオ（予測シナリオ）を構築し、その予測シナリオに基づいたプロダクトの作成や提供を行っている（複数の予測シナリオのうち、最も起こりうる可能性が高いと考える気象現象をメインシナリオの気象現象、その現象に伴う最も確からしい量的予報をメインシナリオの量的予報と呼ぶ）。YSS3 での時系列の値の入力にあたっては、その気象現象の規模や発現期間などについて、予測精度（不確実性）を考慮することが重要である。第 4.2.1 図でいえば、



第 4.2.1 図 量的予報の不確実性と時系列の入力値

時系列編集画面で確度「A」「B」の時間帯は、予測精度が高く量的予報の幅はほぼゼロとみなして、メインシナリオの量的予報を入力する。一方、確度「C」の時間帯は、場合によっては量的予報の幅が大きくなるため、入力値はその幅の範囲内で検討の余地がある。YSS3 では、確度「C」の時間帯については予測精度（量的予報の幅）を考慮した悪目の値（図中の赤青の線）を入力する。予測精度が高いと考える場合は、「悪目の値」とメインシナリオの量的予報は等しいと考えてよい（第 4.2.2 図で、黒破線と青破線の差が小さいことに対応）。なお、従来は、メインシナリオの量的予報に地域の代表的天気として天気予報の表現（基本天気の程度）を考慮することがあったが、YSS3 では天気予報の表現は考慮せず、青破線や緑破線の値を入力する。天気予報の表現については、新たに備わる別機能により調整する。この変更に伴い、YSS2 では時刻が進むに従い代表的天気としての表現を考慮したことによる差を修正する（上げる）作業が発生することがあったが、YSS3 では量的予報の幅を考慮したことによる差を修正する（下げる）作業が発生することがあるように変わる点、留意願いたい。



第 4.2.2 図 量的予報の確率密度関数の形状と「悪目の値」

青実線と緑実線の二種類の量的予報の確率密度関数を示した。青・緑実線の確率密度分布では、青の方が緑の方より分散が小さく、確度が高いと考えることができる。破線はそれぞれ、最も生じる可能性が高い雨量（黒）、青実線に対応する「悪目の値」（青）、緑線に対応する「悪目の値」（緑）を示す。

なお、メインシナリオと異なる極端な気象現象（第 4.2.1 図の紫線）が生じる可能性がある場合は、必要に応じて複数の時系列の値を保存できる機能（応援者モード）を活用して対応する。

#### 4.2.2 「警報級の可能性（明日まで）」プロダクトの作成

「警報級の可能性（明日まで）」プロダクトは、「量的予報」と「警報級の可能性」の二つの要素で構成されている。このうち「量的予報」は、時系列の値から、対象地域内・対象時間帯の最大値を抽出することにより作成される。翌

第 4.2.1 表 「警報級の可能性（明日まで）」のシステム判定と修正  
表中の上段（ゴシック）は、確度と時系列の値から定められるシステム判定結果を、下段は予報担当者による修正可能なものを示す。

		確 度		
		A	B	C
量的予報	警報基準以上	[高] (修正不可)	[高] (修正不可)	[中] [ - ] [高]
	警報基準未満	[ - ] [中]	[ - ] [中]	[ - ] [中]

日の 24 時間最大雨量と 24 時間最大降雪量については、抽出された最大値を含む幅を持った値（上限値と下限値のペア）として表現し、提供される。

警報級の可能性 [高] [中] [ - ] については、最初に確度と時系列の値の組み合わせによりシステム判定が行われ、必要な場合には予報担当者がシステム判定結果を修正して発表する（第 4.2.1 表）。確度 C の期間に警報基準以上の値を入力し、警報の可能性に言及した注意報を発表している場合や、府県気象情報で警戒期間としている時間帯は、発表中の防災気象情報と整合させるため、予報担当者がシステム判定 [中] を [高] に修正する必要がある。[高] とする整合作業を行う際には、対象地域内・対象時間帯のいずれかのコマで警報基準以上の値となっていないことに留意する。また、警報基準未満の値が入っている時間帯は、第 3 章に記述されている具体的な判断基準や実況の推移を踏まえて、システム判定 [ - ] を [中] に変更することが可能である。繰り返しになるが、この時に「社会に大きな影響を与える現象については、可能性が高くなくともその発生のおそれを積極的に伝える」という基本的方向性を十分に踏まえ、警報級の可能性 [中] への修正については、第 4.2.1 図に示したメインシナリオと異なる極端な気象現象が発生する可能性も含めて検討する。なお、発表中の警報・注意報の警戒期間を「高」、それ以外を「 - 」とする判定は、システム判定では対応できないので、ガイダンス読込機能により発表中の警報・注意報の警戒期間を「高」として取り込む。

#### 4.2.3 プロダクト間の対応関係

第 4.2.1 節で、確度「C」の時間帯は量的予報の幅が大きくなる場合があること、そのような場合には予測精度（量的予報の幅）を考慮した悪目の値を時系列の値として入力することを述べた。一方、府県気象情報には明日までの最も確からしいと考える 1 時間最大雨量等（メインシナリオの量的予報の値）を記述する。そのため、確度「C」の時間帯や警報の発表が不確かな状況では、府県気象情報の記述する 1 時間最大雨量（以下、R1J とする）と時系列の値から作成する「警報級の可能性」プロダクトの 1 時間最大雨量の明日までの最大値（以下、R1K とする）は、一致しないことがありうる。「警報級の可能性」プロダクトは、「社会に大きな影響を与える現象については、可能性が高くなくともその発生のおそれを積極的に伝える」という方向性に沿うものであり、そのプロダクトの一部として提供される量的予報も同様である。R1J は「最も確からしい値（生じる可能性が最も高い）」、R1K は「予想よりも悪目に推移すると、この値の現象が生じる」と考えるとイメージがわかりやすい。R1J と R1K の関係をより具体的に説明すると、以下の三条件

を満たす場合、R1JがR1Kより小さくなる。

確度「C」の期間(警報・注意報電文で1時間最大雨量等が提供されている期間を除く)にR1Kを予想量的予報の幅(不確実性)が大きい

府県気象情報を発表し、R1Jを記述

条件 について、確度「C」の期間にR1Kを予想するような場合には、警報・注意報電文で24時間先まで1時間最大雨量を提供していることが多いので、確度「C」の期間内でも後半部分にR1Kを予想している場合と考えることができる。条件は、警報級の現象を想定する場合と警報の発表が不確かな場合(注意報級の現象を想定して府県気象情報を発表する場合)、どちらも該当する。上記の条件を1つでも満たさない場合、R1JとR1Kは一致する。3時間最大雨量、6時間最大降雪量についても同様である。

次に、「警報級の可能性」プロダクトを構成する量的予報と警報級の可能性の関係については、第3章に示されているように、警報級の可能性[高]の場合は量的予報に警報基準以上の値が対応する(まだ警報が発表されていなくても、明日までには警報級の現象が発生することを見込んでいる)。警報級の可能性[中]の場合はさまざまな状況が想定され、量的予報に警報基準以上の値が入らない場合もある。

最後に、警報・注意報と「警報級の可能性」プロダクトの関係について示す。警報・注意報の発表時には、予想がこれまでより悪くなる場合に限り、「警報級の可能性」プロダクトをYSS3が自動的に修正発表する。すなわち、以下に示す(1)(2)の修正発表が行われることになる。

- (1) 「警報級の可能性(明日まで)」で[中]以下と発表されていた種類の警報が発表されたとき、またはその種類の警報に切り替える可能性に言及する注意報が発表されたときには、当該期間・種類の「警報級の可能性(明日まで)」を[高]に修正発表。
- (2) 「警報級の可能性(明日まで)」で発表していた雨量等の量的予報値を超過した値が、警報・注意報で発表されたときには、当該期間の「警報級の可能性(明日まで)」の量的予報値を警報・注意報の値に修正発表。

## 第5章 浸水雨量指数と浸水害警戒判定メッシュ情報\*

### - 浸水害と対応の良い新たな指標 -

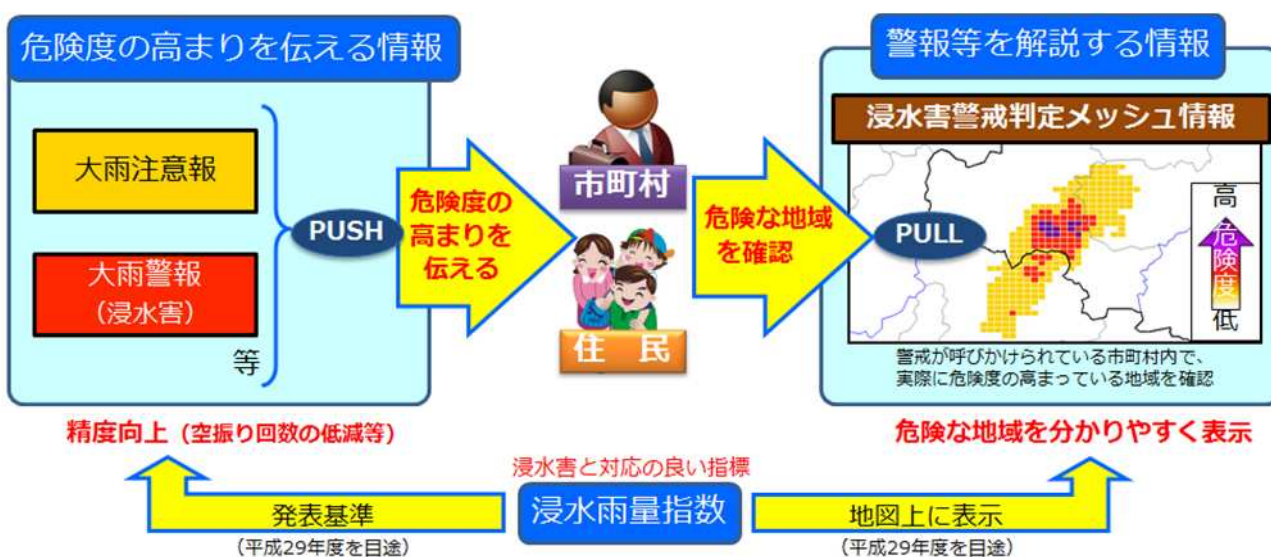
#### 5.1 浸水雨量指数

##### 5.1.1 目的と計画

浸水雨量指数は、現在、気象庁で開発・検証を進めている、浸水害発生の危険度を表すための新たな指標である。その目的は、大雨警報（浸水害）等の発表基準に導入し、大雨警報（浸水害）等の精度を向上させることで、市町村長の避難準備情報や住民の自主避難の判断をよりの確に支援することにある。また、浸水雨量指数の導入にあわせ、「浸水害警戒判定メッシュ情報（仮称）」という新たなメッシュ情報の提供を計画している。これは、浸水雨量指数を大雨警報（浸水害）等の発表基準でメッシュごとに判定したもので、このメッシュ情報により、大雨警報（浸水害）等で警戒が呼びかけられている市町村内のどこで実際に危険度が高まっているかを視覚的に確認することができる。

第5.1.1図に、浸水雨量指数による大雨警報（浸水害）等の改善計画と情報の利用イメージを示した。大雨警報（浸水害）等は、浸水害の危険度の高まりを伝える「気づき」を喚起する情報として、防災関係機関における体制立ち上げや市町村が発令する避難準備情報の判断等への活用を想定している。一方、浸水害警戒判定メッシュ情報は、警報や注意報をきっかけとして、市町村や住民自らが実際に市町村内のどこで浸水危険度が高まっているかを確認することにより、市町村が発令する避難準備情報の対象地域や住民が行う自主避難等の判断に活用してもらうことを期待している。

大雨警報（浸水害）等の発表基準への浸水雨量指数の導入と浸水害警戒判定メッシュ情報の提供は、平成29年度からの実施を目指しており、現在、指数の精度検証や関係省庁・都道府県等自治体への説明を進めているところである。



第5.1.1図 浸水雨量指数による大雨警報（浸水害）等の改善計画と情報の利用イメージ

\*太田 琢磨（気象庁予報部予報課気象防災推進室）



### 5.1.2 浸水雨量指数の計算概要

浸水雨量指数の計算においては、降った雨が地表面を流出したり、土壌のより深いところに浸透したりする過程を表現するためにタンクモデルを用いている。タンクモデルのタンク側面には水がまわりに流れ出すことを表す流出孔が、底面には水がより深いところに浸み込むことを表す浸透孔がある。浸水雨量指数は、タンクモデルで算出した流出量（側面の孔から出てくる水量）に地形補正係数を乗じたもので、降った雨が河川に流れ出るまでの地表面付近の水の流れ（これを表面流出と呼ぶ）の強弱により浸水危険度を表すことをイメージした指標である。第5.1.2図に計算イメージを示した。

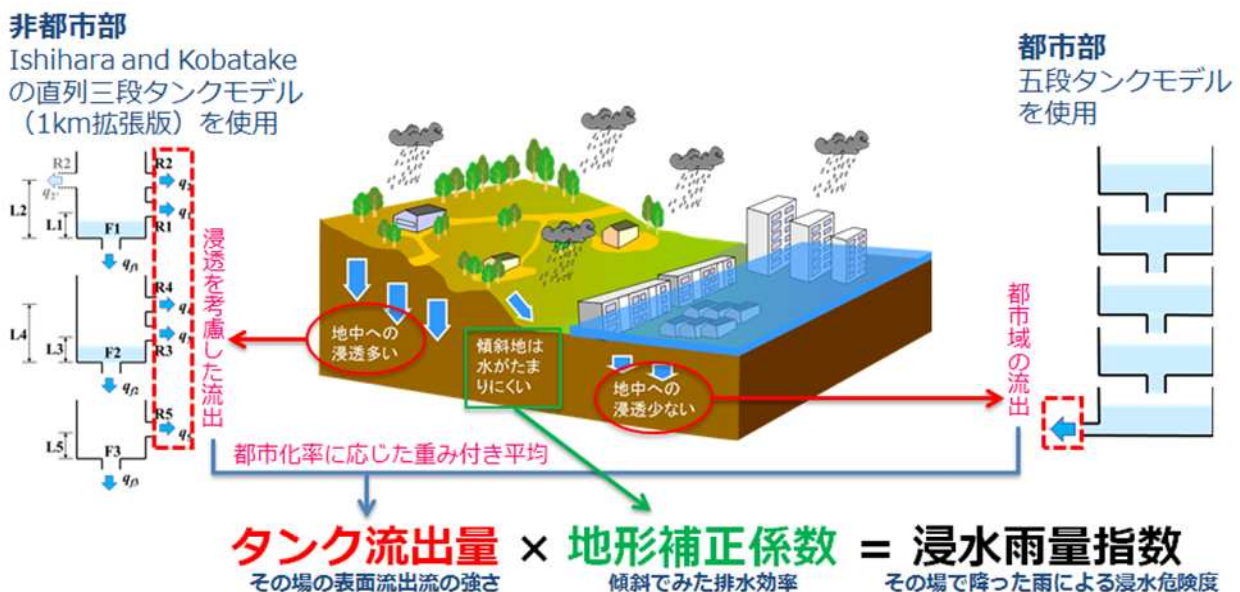
流出量の算出は、都市用と非都市用の二種類のタンクモデルを都市化率に応じて使い分けている。流出量の算出においては、地面の被覆状態を適切に評価することが重要である。特に、地表面の多くがアスファルトに覆われる都市部では、雨水の地中への浸透が少なく、降った雨は急速に河川に流れ込むという流出特性があるため、都市用タンクモデルは、流出が非常に早く、また、ピーク流量も大きくなるようなパラメータ設定としている。

地形補正係数は、浸水害発生に対する地形勾配の負の寄与を表すために導入したパラメータである。地形勾配の負の寄与とは、勾配が急な場所ほど降雨は速やかに下流へ排出されるため、その場所では水がたまりにくく、すなわち浸水しにくいというものである。タンクモデルによる流出量には、このような地形勾配による負の寄与が考慮されないため、タンクモデルによる流出量を地形勾配を変数とした補正係数により補正したものを、最終的な浸水害の危険度を表す指標 浸水雨量指数とした。

浸水雨量指数の計算処理の主な特徴としては、次の3点が挙げられる。

浸水の発生状況は、細かな地形の凹凸や地表面の被覆状況に大きく左右される。そこで、タンクモデルによる流出量の算出や地形補正係数による補正処理は 250m メッシュごとに行い、できるだけ詳細な地理分布情報を反映させるようにしている。ただし、最終的な出力は 250m メッシュの最大値をとった 1km メッシュごとである。

流出量は、流域雨量指数のような矩形領域（5km メッシュ単位）に対してではなく、該当 250m メッシュの集水域（上流域）を対象に算出している。この集水域及び集水域内の地表面の被覆状況は、



第5.1.2図 浸水雨量指数の計算イメージ

前述した浸水の局地性を踏まえ、100m メッシュの標高・土地利用データを用いて、それぞれ設定している。

地形補正係数の変数には、前述した地形勾配の負の寄与をより明確に反映させるため、当該メッシュの下流方向のメッシュのみを対象とした平均勾配を用いている。

なお、下水道や排水ポンプ等の排水施設の効果は浸水雨量指数では考慮していないが、これら排水インフラの影響は、結果的に浸水害の発生状況の変化として現れるので、浸水雨量指数と災害実績との対応により作成した大雨警報（浸水害）等の基準の中に含まれる。

以上が浸水雨量指数の計算方法の概要である。より詳細な計算方法については、太田・牧原（2015）を参照いただきたい。

### 5.1.3 浸水害警戒判定メッシュ情報

浸水雨量指数自体は浸水危険度の高低の傾向を表す指標であり、浸水雨量指数を用いて浸水害が発生するか否かを判別するためには、過去に発生した浸水害とその時の浸水雨量指数との関係を調査し、あらかじめ基準として設定しておく必要がある。大雨警報（浸水害）や大雨注意報は、これら基準に到達すると予想した場合に二次細分区域単位で発表するが、同基準に基づき浸水雨量指数をメッシュごとに判定したものが浸水害警戒判定メッシュ情報である。

浸水害警戒判定メッシュ情報の基準は、大雨注意報に相当する基準（ここでは浸水害警戒判定基準と呼ぶ。略して基準）、大雨警報（浸水害）に相当する基準（浸水害警戒判定基準、略して基準）に加え、浸水害警戒判定基準（略して基準）という基準を定める計画である（第5.1.1表）。基準の対象災害は基準と同じであるが、基準を設定する際には、特に適中率を重視することで災害発生蓋然性の高い基準とし、基準との差別化を図っている。

なお、浸水害警戒判定基準は、現在の雨量基準と同様、二次細分区域ごとに設定される（ただし、平坦地、平坦地以外による細分設定はしない）。

第5.1.1表 浸水害警戒判定基準

浸水害警戒判定基準	意味	算出方法
	重大な浸水害が発生するおそれが高い	警報対象災害に対して、適中率を重視して基準設定
	重大な浸水害が発生するおそれ [大雨警報（浸水害）の発表基準]	警報対象災害に対して、捕捉率を重視して基準設定
	浸水害が発生するおそれ [大雨注意報の発表基準]	注意報対象災害に対して、捕捉率を重視して基準設定

実際に部外機関へ提供するメッシュ情報は、上記判定基準をもとに算出した実況の警戒判定値と予想の警戒判定値のうちの最大の警戒判定値を出力・表示する予定である。第5.1.2表に、浸水害警戒判定メッシュ情報の判定値の意味を示した。これは土砂災害警戒判定メッシュ情報と同じ仕様であるが、何時間先までの予想値を用いるか等の詳細設計については現在検討を進めているところである。

浸水害警戒判定メッシュ情報の具体事例については、第5.3節で紹介する。

第 5.1.2 表 浸水害判定警戒メッシュ情報の判定値

浸水害警戒判定値	意味
4	実況で浸水害警戒判定基準 以上に到達
3	予想で浸水害警戒判定基準 以上に到達
2	実況または予想で浸水害警戒判定基準 (大雨警報(浸水害)基準)以上に到達
1	実況または予想で浸水害警戒判定基準 (大雨注意報基準)以上に到達
0	実況および予想で浸水害警戒判定基準 (大雨注意報基準)未満

## 5.2 浸水雨量指数の特性と予測精度

### 5.2.1 浸水雨量指数の特性と警戒判定に関する従来との違い

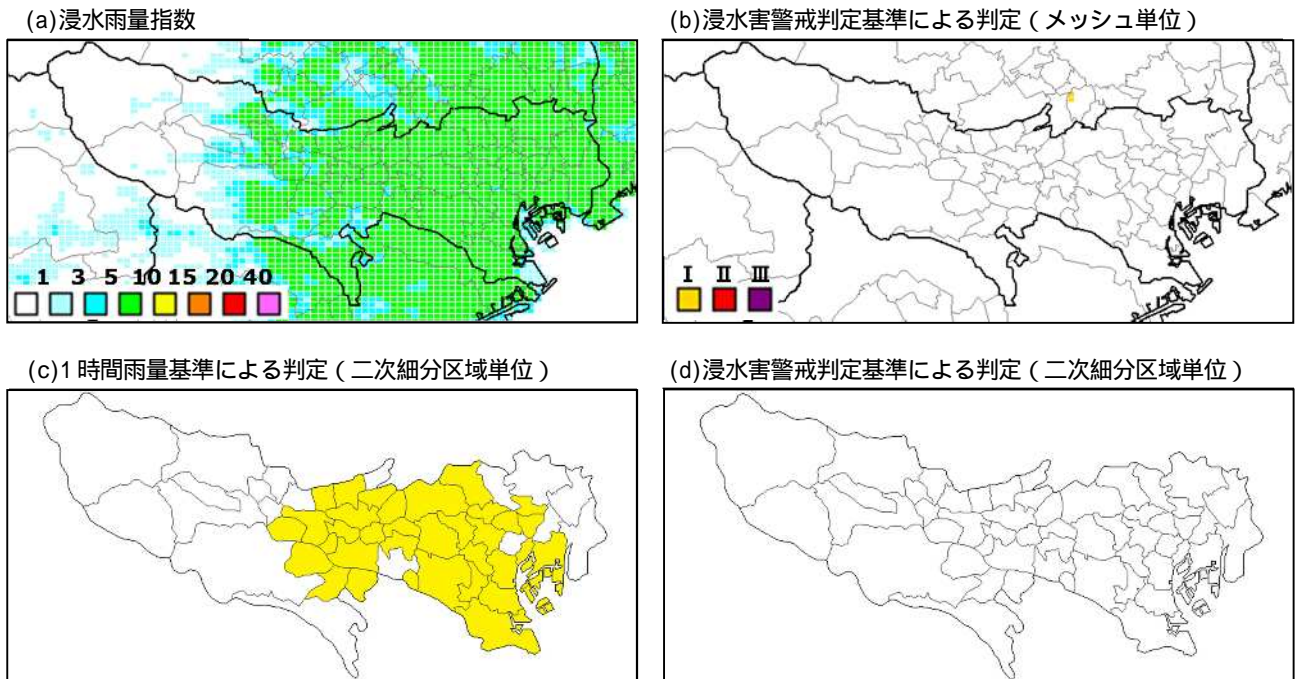
本項では、面的に一樣な雨を降らせた場合の浸水雨量指数シミュレーション結果をもとに、浸水雨量指数の特性や浸水害警戒判定に関する現行雨量基準との違いについて解説する。

第 5.2.1 図から第 5.2.4 図に示したのは、東京地方を対象に、面的に一樣な雨を降らせた場合の、(a)浸水雨量指数、(b)浸水害警戒判定基準によるメッシュ判定、(c)現行の大雨警報(浸水害)・大雨注意報基準による判定(二次細分区域単位)、(d)浸水害警戒判定基準による判定(二次細分区域単位)である。ここでは、1時間 30 ミリ(第 5.2.1 図)、1時間 50 ミリ(第 5.2.2 図)、1時間 70 ミリ(第 5.2.3 図)、3時間 90 ミリ(第 5.2.4 図)の 4 種類の降雨パターンを対象とした。

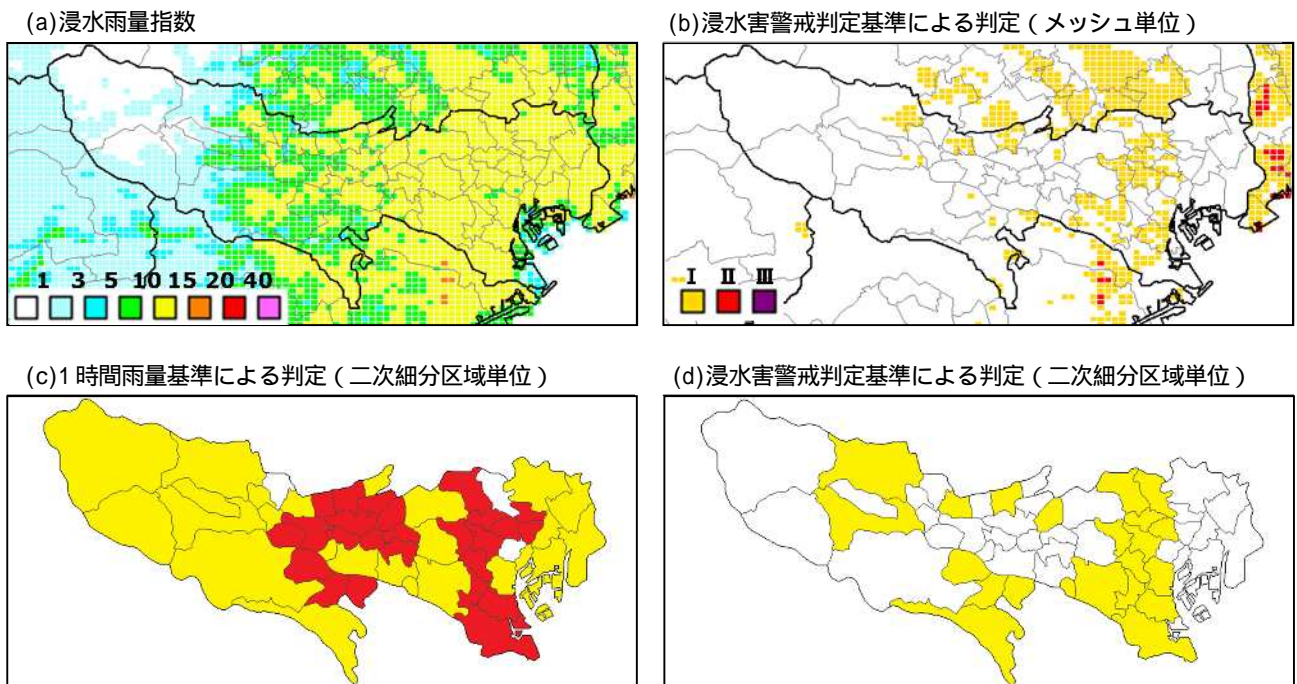
それぞれの降雨パターンについて、現行雨量基準による判定と浸水害警戒判定基準による判定を比較すると、判定結果がだいぶ異なっていることが分かる。例えば、第 5.2.3 図(c)(d)の奥多摩町と檜原村に着目すると、現行雨量基準(1時間 70 ミリ)では警報判定となるが、浸水害警戒判定基準では基準にも達していない。これは、浸水雨量指数が地形勾配や都市化率といった浸水に関連の深い「素因」を地理パラメータとして取り込んでいるため、山間部(勾配が急で都市化率が低い地域)では、そもそも指数値が大きくなるためである(第 5.2.3 図(a)で奥多摩町と檜原村の浸水雨量指数は 10 未満と相対的に小さい)。府県予報区内の浸水害警戒判定の特徴に関し、それぞれの予報担当者が理解を深めておくことは、予報作業においても役立つと思われる。

次に、第 5.2.1 図～第 5.2.4 図それぞれの(b)浸水害警戒判定基準による判定結果について解説する。これらの図から、面的に一樣な雨を与えているにもかかわらず、同じ二次細分区域内の各メッシュで判定結果が異なっていることが見て取れる。これは、浸水雨量指数そのものに素因に基づく浸水脆弱性の違いがメッシュ単位で反映されていることに起因するものだが、見方を変えれば、現在の平坦地、平坦地以外の区分をさらに細分して 1km メッシュ単位で基準設定したことと同じ意味を持つものと解釈できる。すなわち、メッシュごとの判定結果は、(二次細分区域単位に設定した基準による判定にもかかわらず、)そのままその場所の危険度を表すものとして利用できる。

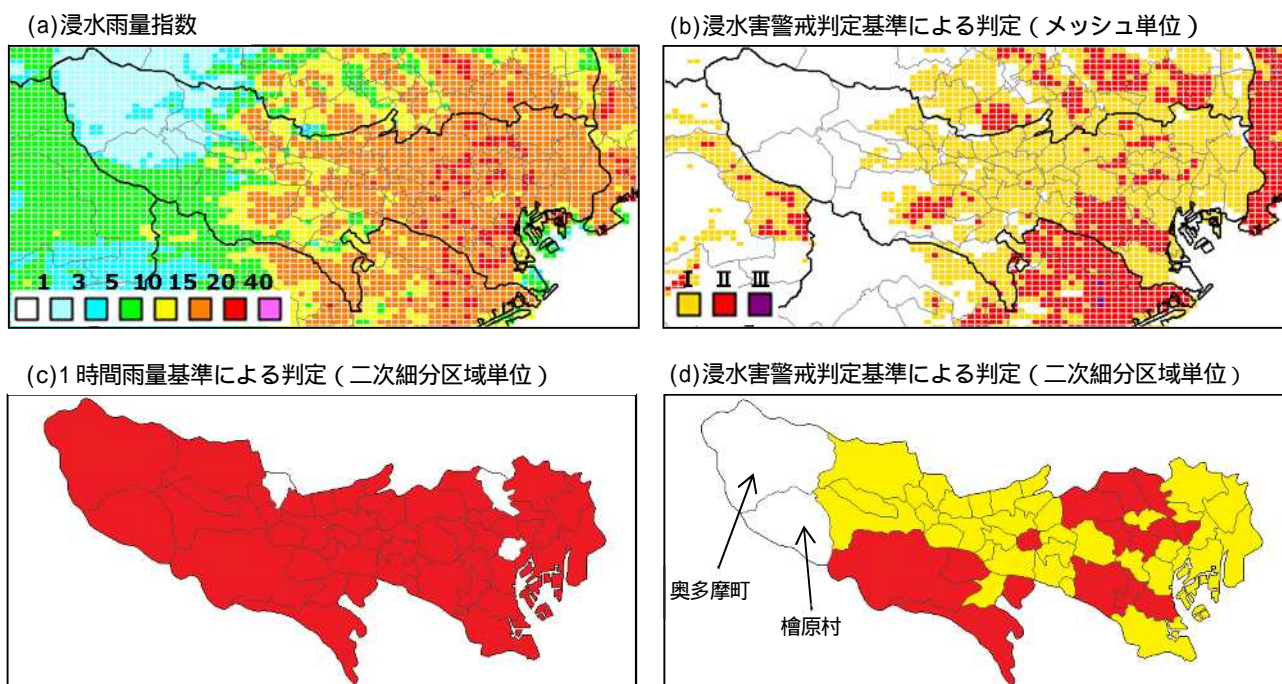
最後に、先行降雨の影響について触れておく。浸水雨量指数はタンクモデルを用いているので先行降雨の影響を反映させることができる。第 5.2.4 図(b)(d)は降雨強度 30mm/h の雨が 3 時間継続した場合の判定結果であるが、第 5.2.1 図(b)(d)の 1 時間継続した場合の判定結果とは大きく異なっている。また、第 5.2.3 図(b)(d)の 1 時間に 70 ミリの降雨を与えた場合の判定結果と比較すると、それに匹敵する判定結果となっている。これらの結果から分かることは、浸水危険度が単純な降雨強度で決まるものではなく、時間的な振る舞いにも大きく左右されるということである。予報作業の観点からは、このような先行降雨(降雨時系列)の違いによる浸水危険度の差は、最大 1 時間雨量の雨量予想だけではなく、積算雨量予想または適切な降雨時系列予想の重要性を示唆するものといえる。



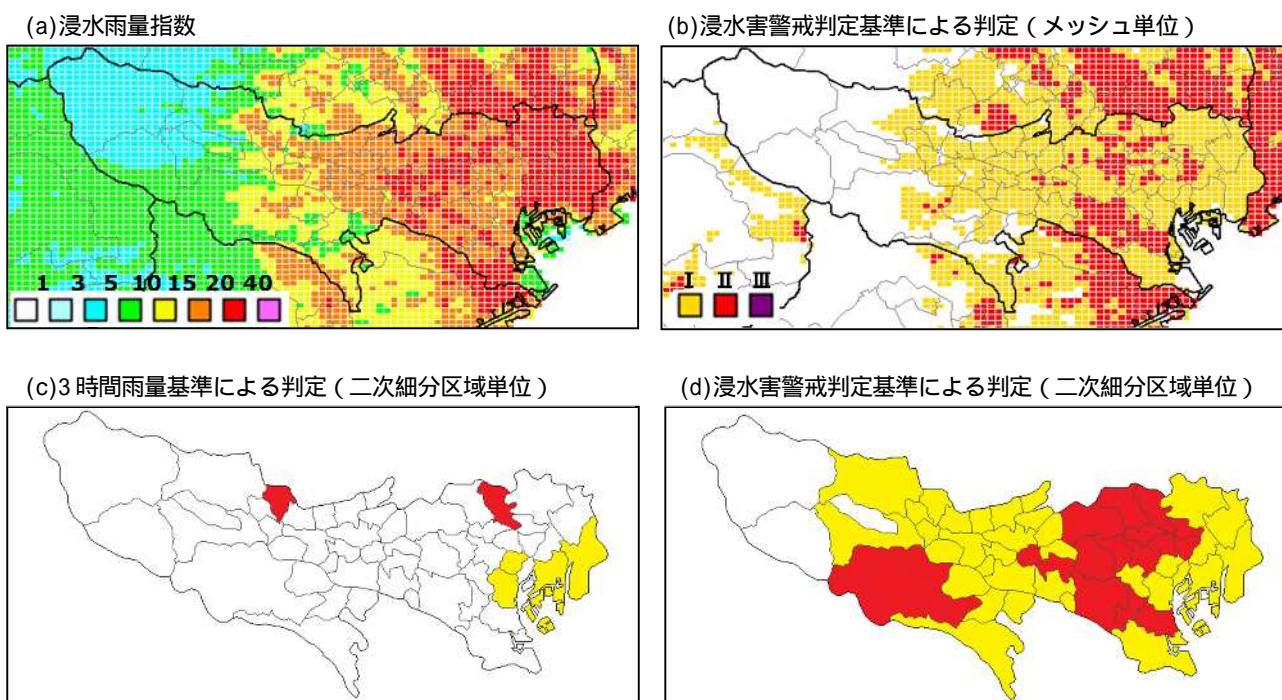
第5.2.1図 1時間30ミリの雨量が面的一様に降った場合の、(a)浸水雨量指数、(b)浸水害警戒判定基準によるメッシュ単位の判定、(c)現行の大雨警報（浸水害）・注意報基準（1時間雨量基準）による二次細分区域単位の判定、(d)浸水害警戒判定基準による二次細分区域単位の判定。(c)における黄色は注意報基準超過、赤色は警報基準超過を表す。また、(d)における黄色は基準超過、赤色は基準超過、紫色は基準超過を表す。



第5.2.2図 第5.2.1図と同じ。ただし、1時間50ミリの雨量が面的一様に降った場合。



第5.2.3図 第5.2.1図と同じ。ただし、1時間70ミリの雨量が面的一様に降った場合。



第5.2.4図 第5.2.1図と同じ。ただし、3時間90ミリ（1時間30ミリが3時間継続）の雨量が面的一様に降った場合。また、(c)は現行の大雨警報（浸水害）・注意報基準（3時間雨量基準）による二次細分区域単位の判定である。

### 5.2.2 浸水害警戒判定基準の統計的精度

浸水害警戒判定基準の統計的な精度を示すため、第 5.2.1 表に、浸水害警戒判定基準と現行の大雨警報（浸水害）・大雨注意報基準のそれぞれについての災害捕捉率や空振り率等の評価結果を示した。これは、浸水雨量指数と浸水害との対応性を、雨量との対比により評価した結果ともいえる。評価は、1991 年から 2012 年に発生した浸水害（外水氾濫によるものは除く）を対象に行った。

第 5.2.1 表 浸水害警戒判定基準と現行の大雨（浸水害）警報・大雨注意報基準の評価

	浸水基準	浸水基準	現行警報基準	浸水基準	現行注意報基準
対象二次細分区域	1110 区域（全体の 63%）			1674 区域（全体の 95%）	
発表頻度	0.08 回/年	0.5 回/年	0.6 回/年	1.5 回/年	3.2 回/年
災害捕捉率	28%	66%	50%	72%	71%
災害見逃し率	72%	34%	50%	28%	29%
災害空振り率	61%	77%	86%	78%	89%
災害適中率	39%	23%	14%	22%	11%

全国の気象官署が収集整理した 1991 年～2012 年の災害資料（外水を除く）を使用。  
対象二次細分区域とは、対象災害が 1 事例以上発生した二次細分区域をさす。

基準 は、現行警報基準に比べて、災害捕捉率が向上し、かつ、災害空振り率を低減している。基準 は、現行注意報基準に比べて、災害捕捉率はほぼ変わらないが、災害空振り率を低減している。これらから、浸水害警戒判定基準は、現行基準よりも、浸水害発生に対して確度の高い判定基準であるといえる。なお、基準 は、基準 に比べて、災害適中率が高く、発表頻度は 0.08 回/年とかなり少ない。これは、基準設定のコンセプト通りの結果であるが、基準 に関する災害との対応及び想定される発表頻度の妥当性については、今後の実事例も踏まえながら引き続き確認していく予定である。

第 5.2.1 表に示したのは、警報・注意報それぞれを対象災害に対する厳密な評価結果であるが、第 5.2.5 図に示すのは、基準 ・ に到達した事例のうち、どの程度の割合で浸水害（注意報の対象となる軽微な浸水害も含む）が発生していたかを検証した結果である。基準 の災害発生割合は 7 割弱にまで達しており、浸水害発生の蓋然性が極めて高い状況にあることを示す基準といえる。また、基準 の災害発生割合も 4 割に達しており、「基準を超過した 10 回のうち 4 回は何らかの浸水害が発生する」という確度を有する基準といえる。

(a) 浸水基準



(b) 浸水基準



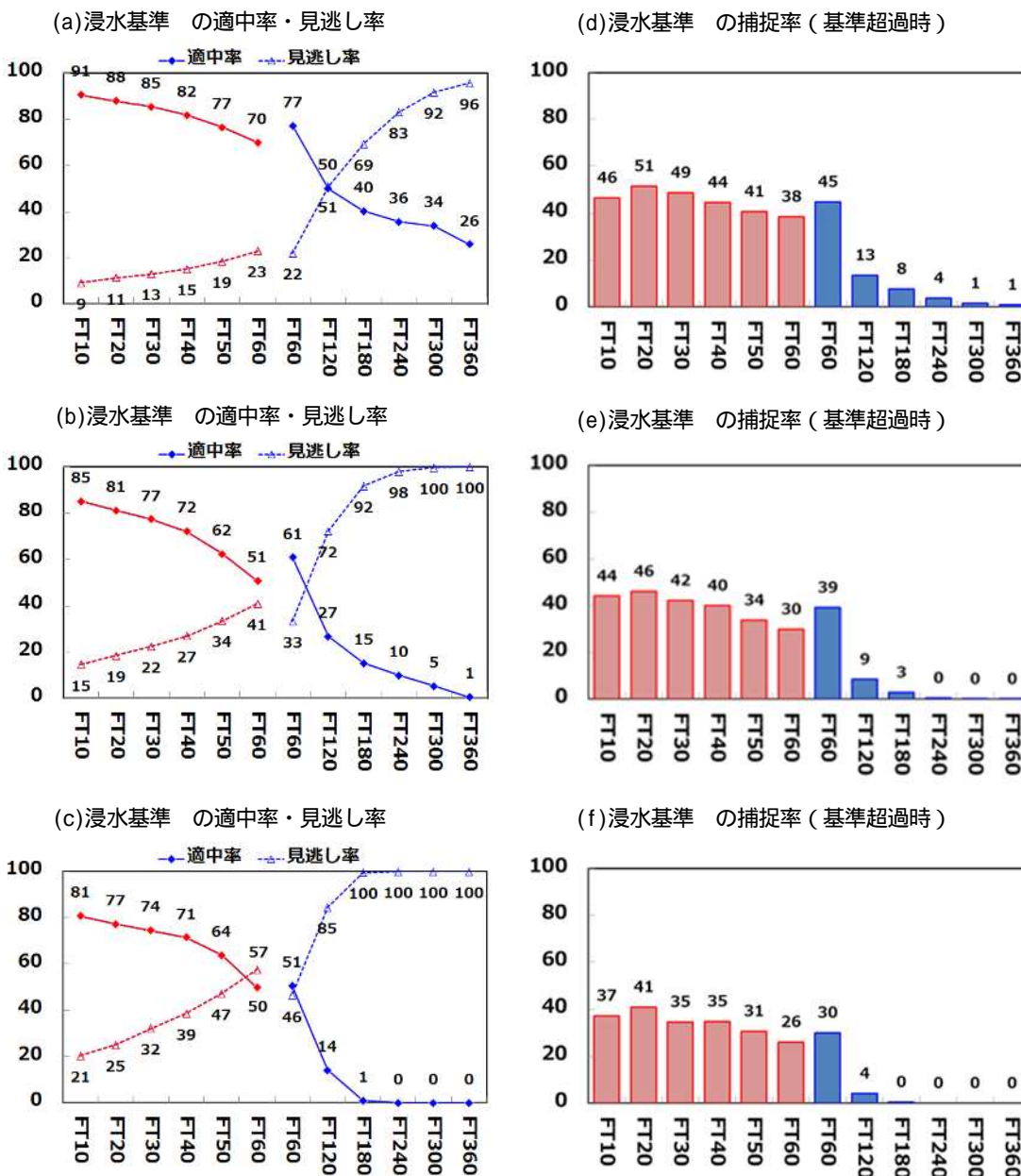
第 5.2.5 図 浸水害警戒判定基準の評価。(a) 基準、(b) 基準。評価に用いた災害資料は第 5.2.1 表と同じ。

### 5.2.3 降水予測資料を用いた指数の予測精度

浸水雨量指数の入力として降水予測資料を用いた場合の予測精度を第5.2.2表に従って検証した。

第5.2.2表 浸水雨量指数予測の検証方法

期間	2015年5月1日から7月31日まで
対象	降水ナウキャストを入力した毎10分の浸水雨量指数予測値（10分後、20分後、…、60分後） 降水短時間予報を入力した毎30分の浸水雨量指数予測値（1時間後、2時間後、…、6時間後）
方法	浸水害警戒判定基準（ ）に対して、「実況あり/なし」「予報あり/なし」の2×2分割表を作成し、捕捉率・見逃し率・適中率を算出。



第5.2.6図 全国の陸上格子（1km格子単位）の浸水雨量指数予測の評価

赤は降水ナウキャストによる指数予測、青は降水短時間予報による指数予測。評価データ数は両者で異なる。

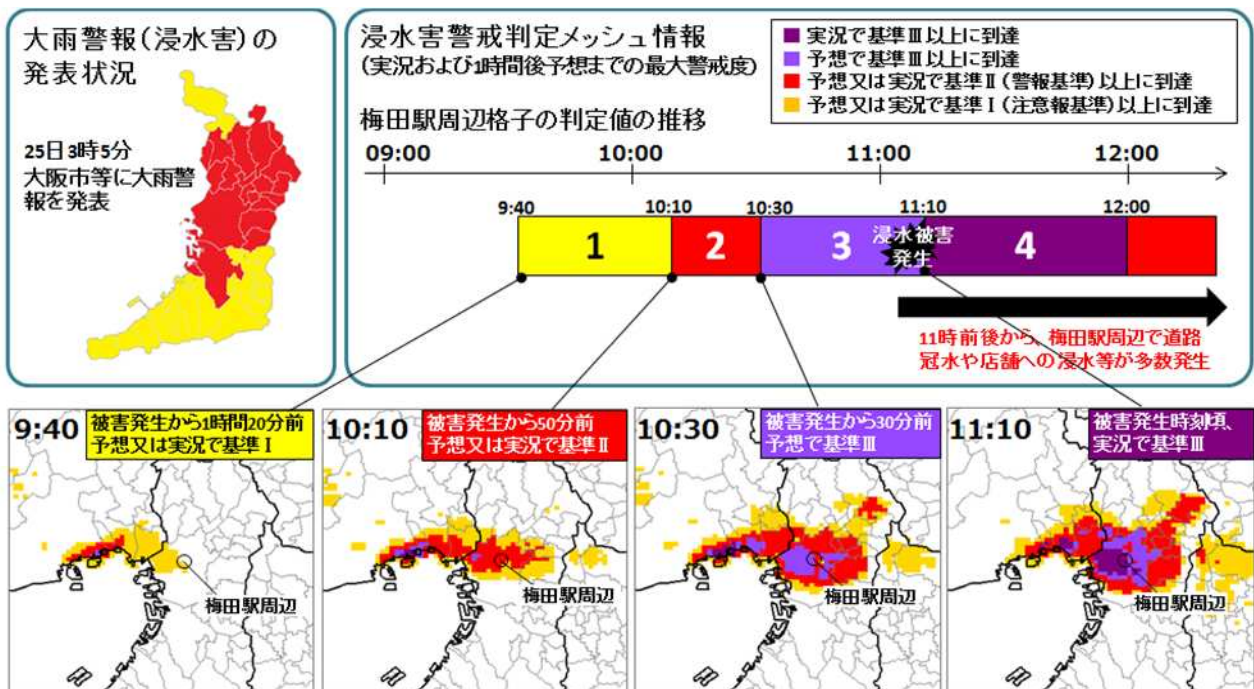
第 5.2.6 図(a)～(c)は全国の陸上格子(1km メッシュ)毎に算出した適中率・見逃し率、(d)～(f)は基準超過時のみのデータを用いて算出した捕捉率である。(a)～(c)は浸水雨量指数の一般的な予測精度を表すのに対し、(d)～(f)は実況で基準を初めて超過した時のみのデータを用いて捕捉率を算出しているため、いわば「予測のリードタイムがどの程度確保できるか」を検証したものと見える。

第 5.2.6 図(a)～(c)から、ナウキャストによる指数予測、降水短時間予報による指数予測ともに、予報時間が延びるほど適中率が低下することがわかる。特に、降水短時間予報の 2 時間先 (FT120) 以降で、適中率の急速な低下がみられる。(d)～(f)の捕捉率についても、(a)～(c)と同様、降水短時間予報の 2 時間先 (FT120) 以降の精度低下が著しいが、降水ナウキャストによる指数予測については予報時間が延びることによる捕捉率の低下はあまり見られない。降水ナウキャストによる 60 分先予測 (FT60) の捕捉率は、基準で 38%、基準で 30%、基準で 26%であり、10 分先予測 (FT10) と比較して、2～3 割程度の捕捉率の低下に留まっている。予測資料を用いたリードタイム確保の観点において、降水ナウキャストによる 60 分先予測 (FT60) には一定の実用性があると考えられる。

なお、降水短時間予報を用いた 1 時間先予測 (FT60) が、降水ナウキャストを用いた 60 分先予測 (FT60) よりも精度が高いのは、入力となる予測資料の初期値の精度に起因していると考えられる。降水ナウキャストはレーダーをベースに初期値を解析しているが、降水短時間予報についてはより高度な解析手法(解析雨量と同様の手法)により初期値を作成しているため、一般的に降水ナウキャストの初期値に比べ精度が高いといえる。

### 5.3 具体的事例

浸水害警戒判定メッシュ情報の具体事例として、本節では、平成 25 年 8 月 25 日に大阪市梅田駅周辺で発生した大規模な浸水事例を取り上げ、浸水害警戒判定メッシュ情報の有用性について説明する。



第 5.3.1 図 平成 25 年 8 月 25 日の大雨警報(浸水害)の発表状況、浸水害警戒判定メッシュ情報の梅田駅周辺格子の判定値の推移及び分布図。

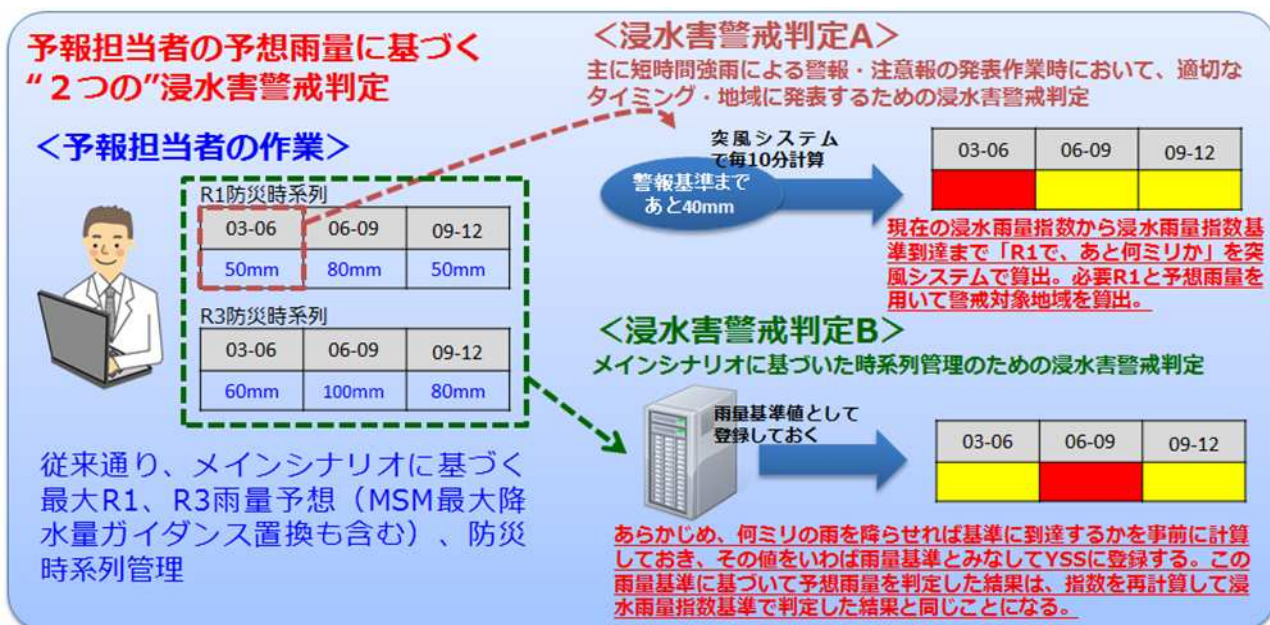


本事例の気象状況の概要及び災害の発生状況は次のとおりである。平成 25 年 8 月 23 日から 25 日にかけて、西日本をゆっくり南下した前線に向かって、南海上から暖かく湿った空気が、太平洋高気圧の縁を回って流れ込んだため、大気の状態が非常に不安定となった。大阪市では、25 日昼前に非常に激しい雨が降り、最大で 1 時間 60 ミリ程度の雨量を解析した。この大雨により、25 日 11 時前後から、大阪市北区の阪急梅田駅周辺で道路冠水や店舗への浸水等が多数発生した。

第 5.3.1 図に、大雨警報（浸水害）の発表状況、浸水害警戒判定メッシュ情報の梅田駅周辺格子の判定値の推移及び分布図を示した。ここでは、実況値とともにナウキャストによる 60 分先までの予測値を用いてメッシュ情報の判定値を算出している（判定値の定義は第 5.1.2 表を参照）。浸水害警戒判定メッシュ情報の各時刻の分布図からは、大雨警報（浸水害）が発表された市町村の中でも、浸水危険度の高まっている地域が、刻一刻と変化していく様子が見て取れる。また、11 時前後の発災時刻から時間を遡ってみた場合に、梅田駅周辺格子では、被害発生から 1 時間 20 分前に判定値「1」、50 分前に判定値「2」、30 分前に判定値「3」、被害発生前後の 11 時 10 分に判定値「4」が現れた。浸水害警戒判定基準 に実況で到達（浸水害警戒判定メッシュ情報では判定値「4」）とは、第 5.2.2 項で述べたとおり、浸水害が発生する蓋然性が高い状況にあることを示すものである。本事例では、それを 30 分のリードタイムを確保して予測し、発災前にメッシュ情報として危険度を表示できたことから、市町村が発令する避難準備情報等の対象地域の絞り込みや住民が行う自主避難等の判断に資する情報になるものとする。

#### 5.4 予報作業形態と予報作業支援システムにおける支援機能

平成 29 年度から予定している、浸水雨量指数導入後の警報発表作業に関するイメージを持ってもらうため、本節では、現時点で検討中の予報作業形態及び予報作業支援システムの機能の概略について説明する。ただし、ここでの内容はいずれも現時点での案段階のものであり、今後変更となる可能性がある旨留意されたい。



第 5.4.1 図 予報作業支援システムによる浸水害警戒判定機能（案）

予報作業支援システムでは、降水ナウキャストや降水短時間予報に基づく浸水雨量指数予想値を浸水害警戒判定基準で判定した結果（突風等短時間予測システムにおいて算出）を取り込んで利用する。しかし、第 5.2.3 項で示したとおり、降水短時間予報による指数予測は、2 時間先以降の予測精度が十分ではない。このため、大雨警報（浸水害）・大雨注意報の発表基準に浸水雨量指数を導入した際に、適切なリードタイムを確保して警報・注意報を発表するためには、「基準到達前の浸水雨量指数の状況把握（例えば、あと何ミリ降れば基準に到達するか）」や「予報担当者の予想雨量を浸水雨量指数に反映させて、基準判定を行う」等の予報作業をサポートする仕組みが不可欠である。

第 5.4.1 図に、予報作業支援システムによる大雨警報（浸水害）等の判定イメージを示した。大雨警報（浸水害）等を適切に運用するためには、2 種類の判定機能が必要になると考えている。1 つは、主に短時間強雨による警報・注意報の発表作業時において、適切なタイミング・地域に発表するための判定機能である（浸水害警戒判定 A）。もう 1 つは、メインシナリオに基づいた危険度時系列を運用するための判定機能である（浸水害警戒判定 B）。いずれの機能も「あと何ミリ降れば浸水害警戒判定基準に達するか」に着目して警戒判定を行うものである。イメージとしては、第 5.2.1 項のシミュレーション（第 5.2.1 図～第 5.2.4 図）で、面的に一様な降雨を与えるのではなく、予報担当者の予想雨量を与えた場合にどのような判定結果になるか、というものに近い。この 2 つの警戒判定機能により、「従来通りの予報作業形態の踏襲（予報担当者は雨量予測に専念）」と「予報担当者の予想雨量に整合的な、浸水雨量指数に基づく警戒判定」の両立を実現させる計画である。

予報作業支援システムの詳細設計については今後さらに検討を進めることとしており、浸水雨量指数導入後の予報作業も含め、別の機会にあらためて解説することとしたい。

## 参考文献

太田琢磨，牧原康隆，2015:大雨警報における浸水雨量指数の適用可能性 - タンクモデルを用いた内水浸水危険度指標 - ，気象庁研究時報，65，1-23.

## 第6章 ひまわり8号 RGB 合成画像の基礎\*

### 6.1 はじめに

2015年7月7日より運用開始となった新衛星(ひまわり8号)は、これまでのひまわり6号・7号に比べて、多チャンネル化、高解像度化、高頻度化等が図られている。特に多チャンネル化については、観測画像の種類が従来の5種類から16種類へと増加したため、観測画像の有効活用を図るためには新しい技術の導入が必要となってきている。RGB合成画像は、数種類の観測画像の情報を1つのカラーに凝縮して表示する技術を用いている。これは解析対象の雲域や現象が色で表示されるため、衛星画像を利用する初心者にとってもわかりやすい画像となっている。ここではRGB合成画像の利用のための基礎として、ひまわり8号の16種類の観測画像の特徴とWMOが推奨する標準的なRGB合成画像などについて紹介する。

### 6.2 ひまわり8号観測画像

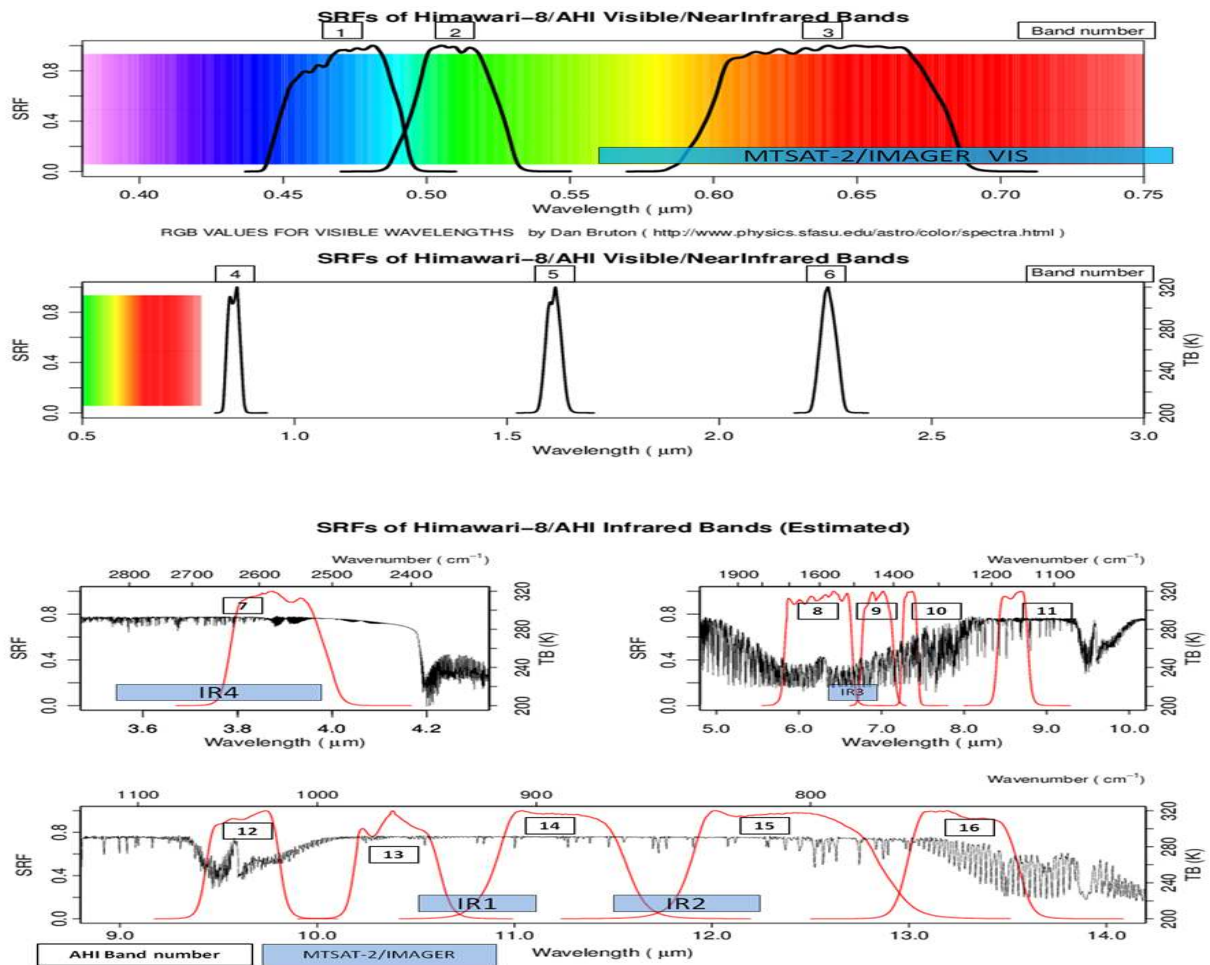
#### 6.2.1 ひまわり8号観測バンドの概要

第6.2.1表には、ひまわり8号の観測バンドの特徴を示した。ひまわり8号の観測バンドは、多チャンネル化が図られ、可視域と近赤外域がそれぞれ3バンド、赤外域が10バンドとなっており、赤外域のバンドには、新たに2つの水蒸気バンドが追加されている。また、オゾンや二酸化硫黄、二酸化炭素の吸収バンドも追加となっている。またひまわり8号では、観測画像の高解像度化も図られており、可視画像は0.5km~1kmに、各種赤外画像も2km(近赤外画像は1~2km)の高解像度となっている。さらに、ひまわり8号では、全球画像が10分毎の観測となり、撮像の範囲を指定して高頻度に観測する小領域観測についても2.5分毎の観測となっていて、いっそうの高頻度化が図られている。

第6.2.1表 ひまわり8号の観測バンド

バンド		中心波長 ( $\mu\text{m}$ )	ひまわり 6号、7号 相当	解像度 衛星直下 点 (km)	階調数	用途
1	可視	0.47	VIS	1	2,048	植生、エアロゾル
2		0.51				植生、エアロゾル
3		0.64				下層雲・霧、植生
4	近赤外	0.86		1	2,048	植生、エアロゾル
5		1.6				雲相判別
6		2.3				雲粒有効半径
7	赤外	3.9	IR4	2	16,384	下層雲・霧、自然火災
8		6.2	WV		2,048	上層水蒸気量
9		6.9			4,096	上・中層水蒸気量
10		7.3			4,096	中層水蒸気量
11		8.6			4,096	雲相判別、SO <sub>2</sub> 検出
12		9.6			4,096	オゾン全量
13		10.4	IR1		4,096	雲画像、雲頂情報
14		11.2				雲画像、海面水温
15		12.4	IR2			雲画像、海面水温
16			13.3			2,048

\*寺坂 義幸(気象衛星センターデータ処理部解析課)



第 6.2.1 図 ひまわり 8 号 各バンドの観測波長

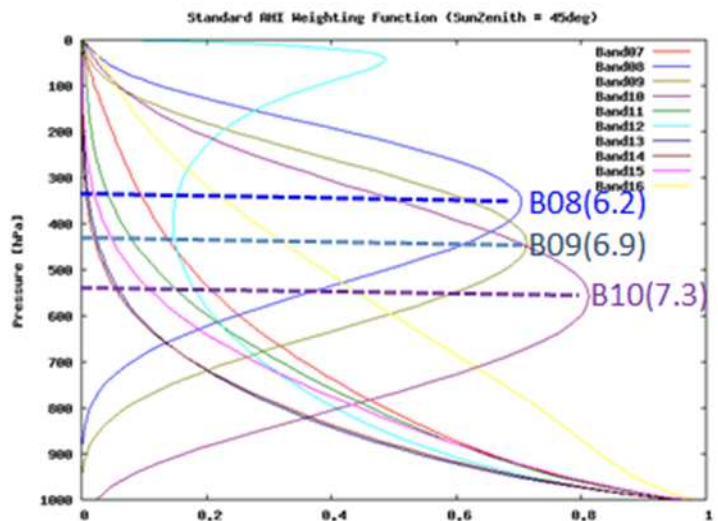
第 6.2.1 図には、ひまわり 8 号の各バンドの観測波長を示した。図の横軸は観測波長、縦軸は太陽光の反射率または赤外輝度温度を示している。観測バンドの番号が付加された山形の線は、各バンドの感度特性を示している。また、黒の細い線は大気の透過率を示している。

ひまわり 8 号の観測バンドの内、可視域には青い光の領域、緑の光の領域、赤い光の領域に感度の中心を持つ 3 つの観測バンドがある。この内の B03(0.64 μm)は、ひまわり 6 号・7 号の従来の可視画像に相当する観測バンドである。

近赤外バンドに関しては、可視バンドと同様の扱いとなっていて、各画素のレベル値はアルベドで表現している。B04(0.86 μm)は、日中の植生や土壌がよく見えるバンドである。また B05(1.6 μm)は、日中の太陽光の反射を用いて水雲と氷晶雲とを判別できる。B06(2.3 μm)では、他のバンドと組み合わせて、日中における雲粒の大きさなどがわかる。

赤外域については、水蒸気や赤外線吸収気体による影響の少ない「大気の窓」領域に B07(3.9 μm)、B11(8.6 μm)、B13(10.4 μm)、B14(11.2 μm)、B15(12.4 μm)の 5 つのバンドがある。この内、B07(3.9 μm)は従来の赤外 4 画像に相当し、B13(10.4 μm)は従来の赤外画像(IR1)、B15(12.4 μm)は赤外 2 画像(IR2)に相当する。なお、B11(8.6 μm)については、二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)等の吸収帯もあるが、比較的大気吸収の影響が少ないバンドのため、「大気の窓領域」とした。

水蒸気バンドに関しては、B08(6.2  $\mu\text{m}$ ) が従来の水蒸気画像に相当し、B09(6.9  $\mu\text{m}$ )、B10(7.3  $\mu\text{m}$ )の2つのバンドが新たに追加となっている。第 6.2.2 図には、各赤外バンドの荷重関数を示した(横軸がセンサーの感度、縦軸が大気の高さを示す)。これを見ると、従来の水蒸気画像に相当する B08(6.2  $\mu\text{m}$ )の感度の中心は、概ね 350hPa 付近(季節によって変化する)にある。これに対し、新しく追加された B09(6.9  $\mu\text{m}$ )は概ね 450hPa 付近、B10(7.3  $\mu\text{m}$ )は概ね 550hPa 付近の高度に感度の中心があることがわかる。従って、B09(6.9  $\mu\text{m}$ )及び B10(7.3  $\mu\text{m}$ )の水蒸気画像は、従来の水蒸気画像よりも、やや低い高度の湿りの状況を示していることがわかる。ところで、B10(7.3  $\mu\text{m}$ )の水蒸気バンドには、水蒸気の吸収帯の他に、二酸化硫黄( $\text{SO}_2$ )の吸収帯もあり、火山噴火等で排出された火山ガス(二酸化硫黄( $\text{SO}_2$ ))の影響も受ける。なお、ひまわり 8 号には、火山ガス(二酸化硫黄( $\text{SO}_2$ ))の検出のための赤外バンドとしては、B11(8.6  $\mu\text{m}$ ) が用意されている。



第 6.2.2 図 ひまわり 8 号 各赤外バンドの荷重関数

その他の特徴的な観測バンドとして、B12(9.6  $\mu\text{m}$ )は、オゾンの吸収帯となっているため、成層圏下部に多く分布するオゾンの状況がわかる。これにより、オゾントレーサーとして、圏界面の沈降等の変化や、オゾンが多く存在する高緯度の寒冷気団とオゾンが少ない低緯度の暖気団とを区別する気団解析に利用することができる。また、B16(13.3  $\mu\text{m}$ )の観測バンドは、二酸化炭素( $\text{CO}_2$ )の吸収帯のバンドであり、雲頂高度の計算等に用いられる。

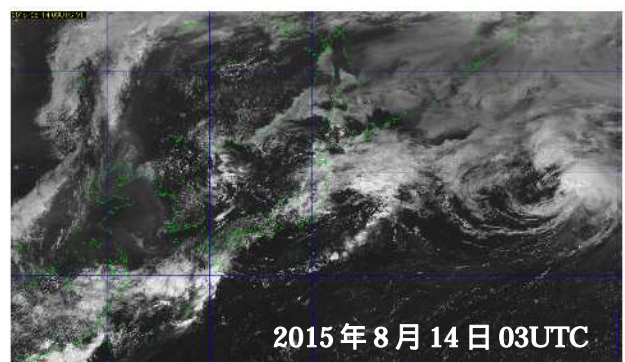
## 6.2.2 ひまわり 8 号観測画像の特徴

各観測バンドの特徴について、次節で説明する各種 RGB 合成画像との関係にも触れながら以下に述べる。

### 6.2.2.1 B01(0.47 $\mu\text{m}$ )画像

バンド B01 (第 6.2.3 図)は、ひまわり 8 号・9 号に搭載された 3 種類の可視バンドの内、0.47  $\mu\text{m}$ に中心波長を持つ観測画像となる。0.47  $\mu\text{m}$ は人間の肉眼では、青色として感じる波長域である。

主な利用用途としては、日中の雲域の観測の他に、砂塵、もや、煙など大気中のエアロゾルの監視が挙げられる。特にエアロゾルの観測に関しては、0.47  $\mu\text{m}$ におけるエアロゾルの光学的厚さ(AOD)が得られる。このエアロゾルの光学的厚さは、「大気混濁度」監視の指標や「気団追跡」の参考資料となる。また、このバンドは大気汚染に関する研究や、晴天放射輝度(Clear Sky Radiance: CSR)にかかわるプロダクトにおける太陽日射の見積もり等に有効利用されている。

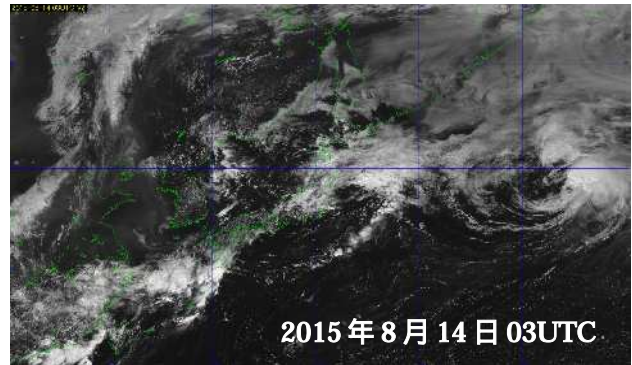


第 6.2.3 図 B01(0.47  $\mu\text{m}$ )画像

#### 6.2.2.2 B02(0.51 μm)画像

バンド B02 (第 6.2.4 図) は、0.51 μm に中心波長を持つ観測画像となる。ひまわり 8 号に搭載された 3 種類の可視バンドの内の 1 つで、人間の肉眼では緑色として感じる波長域である。

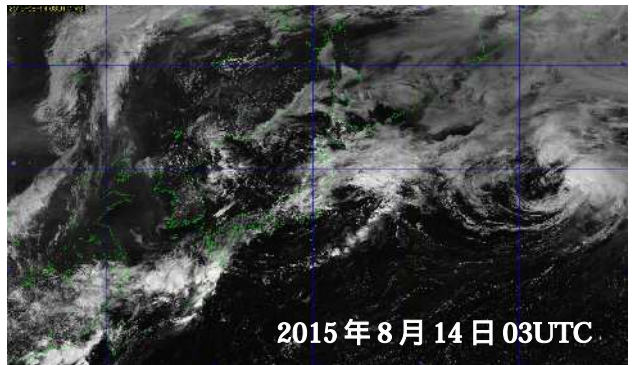
主な利用用途としては、日中の雲域の観測の他に、砂塵、もや、煙など大気中のエアロゾルの監視がある。なお、エアロゾルの光学厚さ(AOD)のプロダクトにおいては、波長 0.5 μm が標準的な観測波長となっている。



第 6.2.4 図 B02(0.51 μm)画像

#### 6.2.2.3 B03(0.64 μm)画像

バンド B03 (第 6.2.5 図) は、0.64 μm に中心波長を持つ観測画像となる。このバンドもひまわり 8 号に搭載された 3 種類の可視バンドの内の 1 つで、人間の肉眼では赤色として感じる波長域である。従来のひまわり 6 号・7 号の可視画像の中心波長は 0.68 μm となっており、このバンド B03(0.64 μm) とほぼ同等な観測波長となっている。このため、観測される画像の特性もひまわり 6 号・7 号の画像と良く似ている。



第 6.2.5 図 B03(0.64 μm)画像

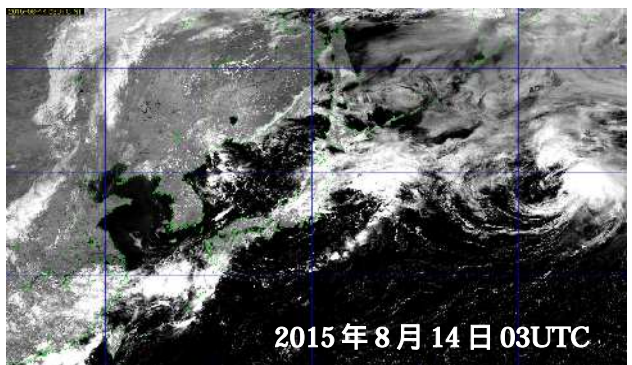
主な利用用途としては、日中の雲域や地表の雪氷域の観測の他、砂塵、もや、煙など大気中のエアロゾルの監視も挙げられる。またこのバンドは、ひまわり 8 号に搭載された観測バンドの中で、最も優れた空間解像度(500 m)を持つ画像が得られる。

ところで、バンド B01(0.47 μm)の画像を「青色画像」、バンド B02(0.51 μm)の画像を「緑色画像」、バンド B03(0.64 μm)の画像を「赤色画像」として RGB 合成画像(True color RGB)を作成すると、人間の肉眼で見える色合いに近い画像となる(詳細は True color RGB の項を参照)。ただし、バンド B02(0.51 μm)の観測波長は、植生による太陽光反射が少ない波長域となるため、植生の表現が少ない True color RGB 画像となる。

#### 6.2.2.4 B04(0.86 μm)画像

バンド B04 (第 6.2.6 図) は、0.86 μm に中心波長を持つ観測画像となり、ひまわり 8 号に搭載された 3 種類の近赤外バンドの内の 1 つである。

主な利用用途としては、日中の霧、雲の観測やエアロゾルの検出、植生化指標(NDVI)の算出などがある。このバンドは、植生の検出に使えるという利点から、GOES-R において「veggie」バンドと称されている。また、このバンドの植生の特性を



第 6.2.6 図 B04(0.86 μm)画像

利用して、山火事等の検出にも用いられる。このバンドでは、植生に反応して緑化されているところほど画像の輝度が高く表示される。一方、山火事等の領域は、黒に近い輝度の低い領域として表示された画像となる。さらにこのバンドは、植生や土壌の反射率に比べ水面の反射率が低いため、陸地と水面とを明瞭に区別することができる。反射率の低い水面が暗く表示されるのに対し、陸地は灰色で表示され、両者の区別が容易にできる画像でもある。

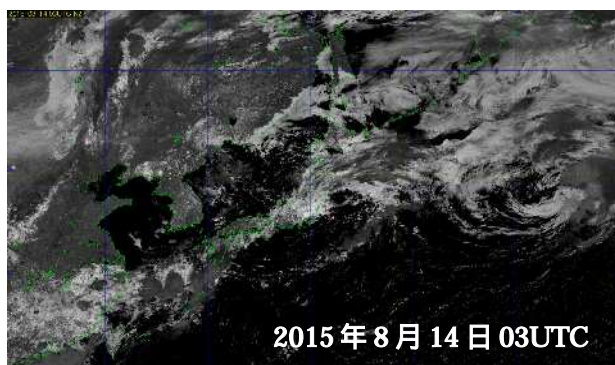
#### 6.2.2.5 B05(1.6 $\mu$ m)画像

バンド B05 (第 6.2.7 図) は、1.6  $\mu$ m に中心波長を持つ観測画像で、ひまわり 8 号に搭載された 3 種類の近赤外バンドの内の 1 つである。

主な利用用途としては、日中における雲や雪氷域、海氷等の識別や水雲と氷晶雲との区別、燃焼率の低い炎から出る黒い煙の識別に用いることができる。

この 1.6  $\mu$ m のバンドでは、太陽光の反射率(吸収率)が水と氷で大きく異なっており、この性質により水雲と氷晶雲を容易に区別することができる。

このバンド B05 を赤色、バンド B04 を緑色、バンド B03 を青色に割り当てた RGB 合成画像は、Natural color RGB(詳細は後述)と呼ばれる。この RGB 合成画像は、日中における水雲が白、氷晶雲が水色(シアン色)として表示される。また、雪氷域は氷晶雲よりも少し青みが強く表示される。



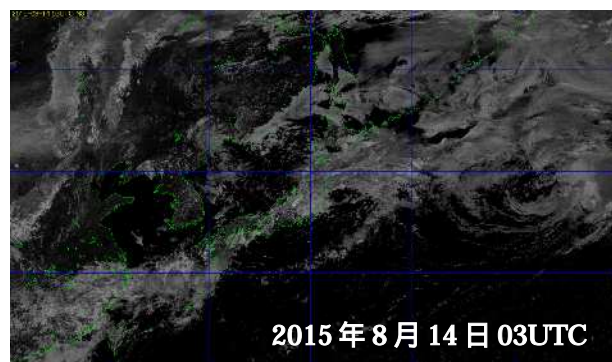
第 6.2.7 図 B05(1.6 $\mu$ m)画像

#### 6.2.2.6 B06(2.3 $\mu$ m)画像

バンド B06 (第 6.2.8 図) は、2.3  $\mu$ m に中心波長を持つ、ひまわり 8 号に搭載された 3 種類の近赤外バンドの内の 1 つである。

主な利用用途としては、他のバンドと組み合わせて、日中における雲粒の大きさの見積もりができる他、エアロゾルの粒径の見積もりや、ホットスポット(山火事や火山などの熱源)や雪の識別、単位面積気柱における積算した湿度の見積もり等を行うことができる。特に興味ある使用法として

は、このバンド B06 とバンド B03(0.64  $\mu$ m)との比や差分をとることで、水雲と氷晶雲との場所を比較することができる。バンド B06 は、バンド B05 と類似した特性を持つバンドである。

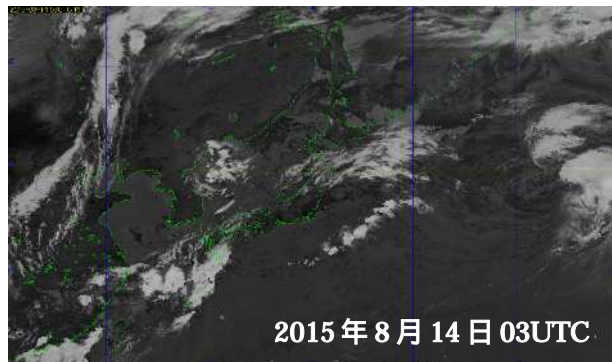


第 6.2.8 図 B06(2.3 $\mu$ m)画像

#### 6.2.2.7 B07(3.9 $\mu$ m)画像

バンド B07 (第 6.2.9 図) は、3.9  $\mu$ m に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外センサの内の 1 つである。このバンドは、これまでのひまわり 6 号・7 号にも搭載されていて、赤外 4 として馴染みのあるバンドである。このバンドは、太陽光の反射の影響を受けるため、赤外と可視の両方の性質を持つバンドでもある。日中は、地球表面や雲から直接射出される赤外放射と太陽光反射の両方を観測する。一方、夜間は太陽光の反射はないため赤外放射のみとなり、赤外画像に近い画像となる。また、このバンド

では雲の温度が低くなると、それに対応した赤外放射量は、非常に小さくなり、特に 230 K 以下の低温域では輝度温度の観測精度が極端に悪くなる。このため、バンド B07 画像では、雲頂温度の低い積乱雲等はノイズを含んだ雲域(画像上ではドットが混じった雲域として見える)として表現される。このバンドでは、雲による太陽光反射率は、雲の厚さや雲粒子の大きさ、その相(水雲/氷雲)にも大きく依存する。またこのバンドでは、夜間における乾いた砂や比較的輝度温度の高い下層の雲(水雲)や霧では、その射出率が小さくなる特性を持つ。このため、バンド 07(3.9  $\mu\text{m}$ )の輝度温度からバンド 13(10.4  $\mu\text{m}$ )の輝度温度を引いた差分画像を作成すると、下層の雲や霧の差分値は負の値となり、白い雲域として表示される。

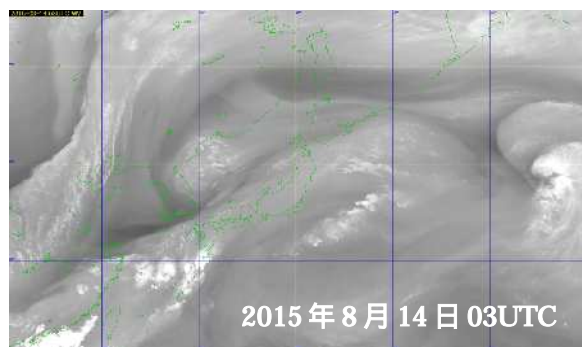


第6.2.9図 B07(3.9 $\mu\text{m}$ )画像

このバンドの主な利用用途としては、夜間の霧または下層雲の判別、ホットスポット(山火事や火山などの熱源)、火山噴火と火山灰、日中の雪氷域の識別などが挙げられる。なお、このバンドを用いる RGB 合成画像には、Day microphysics RGB、Night microphysics RGB、Day convective storm RGB、Day Snow-Fog RGB(詳細は後述)がある。

#### 6.2.2.8 B08(6.2 $\mu\text{m}$ )画像

バンド B08 (第 6.2.10 図) は 6.2  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外画像の中の 3 種類の水蒸気画像の一つである。従来から利用されてきたひまわり 6 号・7 号の水蒸気画像は、中心波長が 6.8  $\mu\text{m}$  で、このバンド B08 に近く画像特性もよく似ている。このバンドは、対流圏の上層の水蒸気に対して良い感度を持っており(季節によって変化するが概ね 350hPa 付近に感度の中心を持つ)、雲が無くても、水蒸気をトレーサーとして上層大気の流れを可視化できる。

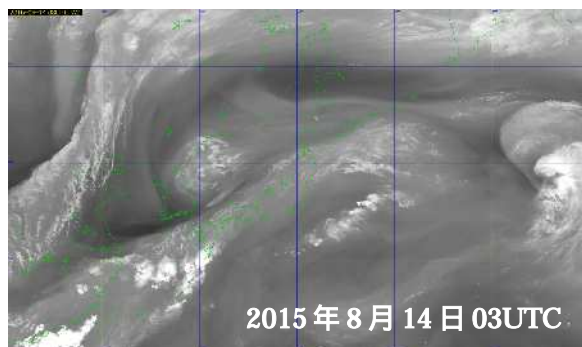


第6.2.10図 B08(6.2 $\mu\text{m}$ )画像

主な利用用途としては、水蒸気画像で現れる明域や暗域の分布から、上層の湿り、上層のトラフや渦、ジェット気流の位置などがわかる。なお、このバンドを用いる RGB 合成画像には、Airmass RGB と Day convective storm RGB(詳細は後述)がある。

#### 6.2.2.9 B09(6.9 $\mu\text{m}$ )画像

バンド B09 (第 6.2.11 図) は 6.9  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 3 種類の水蒸気画像のうちの一つである。このバンドの画像は、バンド B08(6.2  $\mu\text{m}$ )よりやや低い高度(概ね 450hPa 付近)の水蒸気の状態がわかり、対流圏の上・中層の水蒸気に対して良い感度を持っている。



第6.2.11図 B09(6.9 $\mu\text{m}$ )画像

主な利用用途は、上・中層の湿りや水蒸気の追跡、ジェット気流の位置などがわかる。

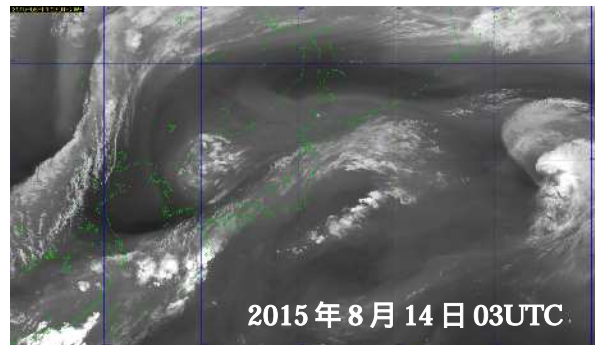


#### 6.2.2.10 B10(7.3 $\mu$ m)画像

バンド B10 (第 6.2.12 図) は 7.3  $\mu$ m に中心を持ち、ひまわり 8 号号に搭載された 3 種類の水蒸気画像のうちの一つである。このバンドの画像は、バンド B08(6.2  $\mu$ m)やバンド B09(6.9 $\mu$ m)よりもより低い高度(概ね 550hPa 付近)に感度の中心を持っている。

主な利用用途は、中層の湿りや水蒸気の追跡、ジェット気流の位置などである。またこのバンドは、水蒸気だけでなく、二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)による吸収の影響もあるため、高高度の火山ガス(二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>))の移動や拡散の追跡にも用いることができる。

なお、ひまわり 8 号に搭載された 3 つの水蒸気バンドの画像を比較することで、水蒸気の鉛直分布の情報も得ることができる。

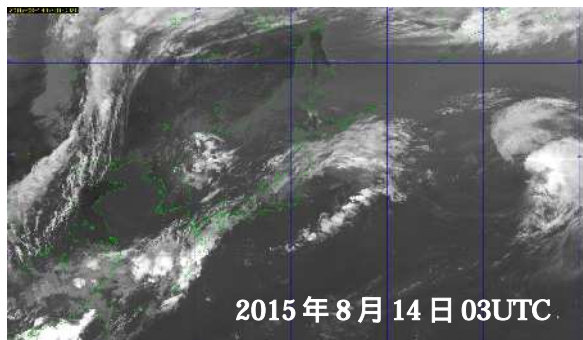


第 6.2.12 図 B10(7.3 $\mu$ m)画像

#### 6.2.2.11 B11(8.6 $\mu$ m)画像

バンド B11 (第 6.2.13 図) は 8.6  $\mu$ m に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外センサのうちの一つである。水粒からできた雲域と氷粒からできた雲域の判別や火山灰、火山ガス(二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>))の検出などに有効な性質を持つ画像である。

主な利用用途としては、24 時間を通じた雲相判別(氷晶雲は白く、水雲はグレーで表示)、火山ガス(二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>))を含んだ火山灰の検出、またバンド B14(11.2  $\mu$ m)と組み合わせて利用して薄い巻雲の識別やバンド B13(10.4  $\mu$ m)と組み合わせて地表面の状態の把握ができる。このバンドを用いる RGB 合成画像には、Dust RGB と Ash RGB(詳細は後述)がある。

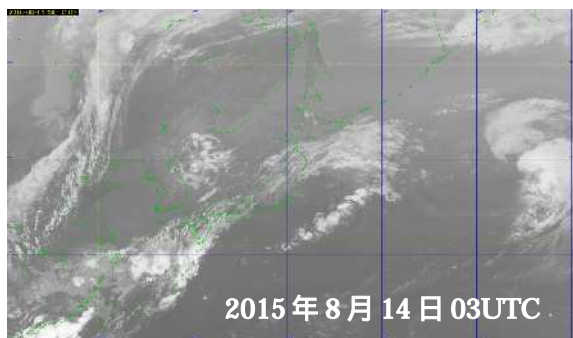


第 6.2.13 図 B11(8.6 $\mu$ m)画像

#### 6.2.2.12 B12(9.6 $\mu$ m)画像

バンド B12 (第 6.2.14 図) は 9.6  $\mu$ m に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外センサのうちの一つである。このバンドは大気中のオゾンに対して良い感度を持っており、成層圏下部に多く存在するオゾンの吸収の影響を受ける。このバンドでは、オゾントレーサーとして用いることで、成層圏下部の大気の運動について時間・空間的に高解像度な情報を得ることができる。

主な利用用途としては、圏界面の変動、及びそれに伴う晴天乱気流の状況把握などがある。このバンドを用いる RGB 合成画像には、Airmass RGB(詳細は後述)がある。



第 6.2.14 図 B12(9.6 $\mu$ m)画像

### 6.2.2.13 B13(10.4 $\mu\text{m}$ )画像

バンド B13 (第 6.2.15 図) は 10.4  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外センサのうちの 1 つである。ひまわり 6 号・7 号では、赤外 1 画像( 10.8  $\mu\text{m}$ )として利用されてきた画像が、このバンドの画像に相当する。このバンドの観測波長は、大気中の水蒸気やその他の赤外線吸収気体による吸収の影響が少ない「大気の窓」領域にあり、大気の上層から下層・地表面まで昼夜の別なく利用が可能で、温度の低いところを白く表示し、温度の高いところは黒く表示して雲を画像化している。

主な利用用途としては、24 時間を通じた雲域の観測、雲頂高度の算出、複数のバンドを併用しての雲粒の大きさの見積もりなどがある。また水蒸気や赤外線吸収気体による吸収の影響が少ないことから、海面水温の推定等にも用いられる。このバンドを用いる RGB 合成画像には、Day microphysics RGB、Night microphysics RGB、Dust RGB、Ash RGB、Airmass RGB、Day convective storm RGB(詳細は後述)がある。

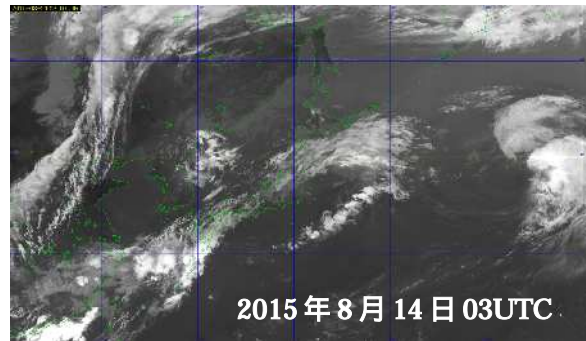
### 6.2.2.14 B14(11.2 $\mu\text{m}$ )画像

バンド B14 (第 6.2.16 図) は 11.2  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外センサのうちの 1 つである。このバンドも「大気の窓」領域に観測波長がある。

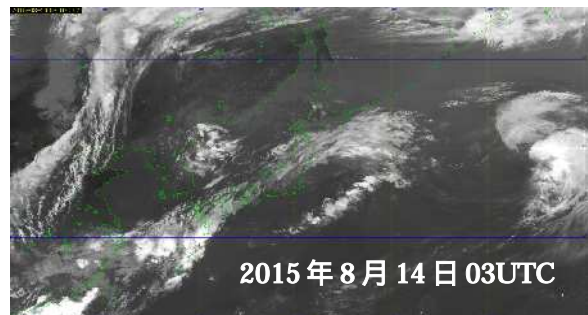
主な利用用途としては、24 時間を通しての雲域の観測、雲頂高度の算出、複数のバンドを併用しての雲粒の大きさの見積もりなどがある。定性的にはバンド B13(10.4  $\mu\text{m}$ )と似た画像を示すが、下層の水蒸気に対する感度はバンド B13 よりも高い。また、火山灰や黄沙に含まれるケイ素(Si)と火山性ガス(二酸化硫黄( $\text{SO}_2$ ))の射出率は、バンド B13 よりもひまわり 7 号の赤外 1(10.8  $\mu\text{m}$ )に近いバンドとなっている。

### 6.2.2.15 B15(12.4 $\mu\text{m}$ )画像

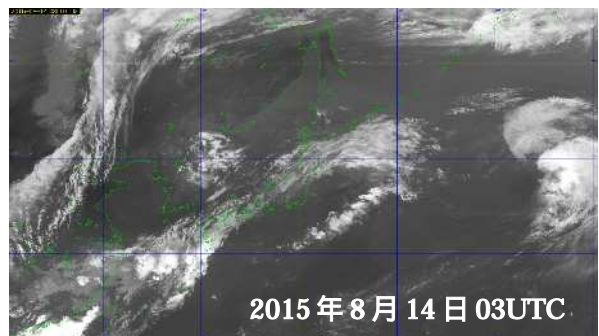
バンド B15 (第 6.2.17 図) は、12.4  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外センサのうちの 1 つである。ひまわり 6 号・7 号にはこのバンドに近いバンドとして赤外 2(12.0  $\mu\text{m}$ )がある。このバンドも、「大気の窓」領域にあたるが、バンド B13(10.4  $\mu\text{m}$ )、バンド B14(11.2  $\mu\text{m}$ )と比較すると水蒸気による吸収の影響をやや多く受けるバンドである。このバンドは、氷晶による吸収特性がバンド B13(10.4  $\mu\text{m}$ )とは異なる。また火山灰や黄沙



第 6.2.15 図 B13(10.4 $\mu\text{m}$ )画像



第 6.2.16 図 B14(11.2 $\mu\text{m}$ )画像



第 6.2.17 図 B15(12.4 $\mu\text{m}$ )画像

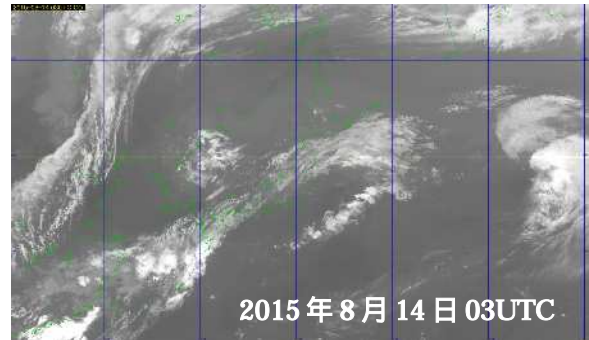
などに含まれるケイ素(Si)についての特性もバンド B13(10.4  $\mu\text{m}$ )とは異なることから、バンド B13(10.4  $\mu\text{m}$ )との差分画像を作成して、薄い上層雲の識別(差分値が正值となる)や火山灰の検出(差分値が負値となる)に利用できる。

主な利用用途としては、下層の水蒸気の見積もり、火山灰の識別、海面水温の観測、複数のバンドを併用して雲粒の大きさの見積もり等に用いられる。このバンドを用いる RGB 合成画像には、Night microphysics RGB、Dust RGB、Ash RGB がある。

### 6.2.2.16 B16(13.3 $\mu\text{m}$ )画像

バンド B16 (第 6.2.18 図) は、13.3  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、ひまわり 8 号に搭載された 10 種類の赤外センサのうちの 1 つである。このバンドの観測波長は、大気中の二酸化炭素( $\text{CO}_2$ )の吸収帯となっているため、二酸化炭素( $\text{CO}_2$ )に対して感度を持っている。観測画像は、二酸化炭素( $\text{CO}_2$ )による吸収の影響で、バンド B13 ~ B15 の赤外画像と比べて全体的に白っぽい色画像として見える。

主な利用用途としては、雲頂高度の計算や雲の光学的厚さの推定等がある。

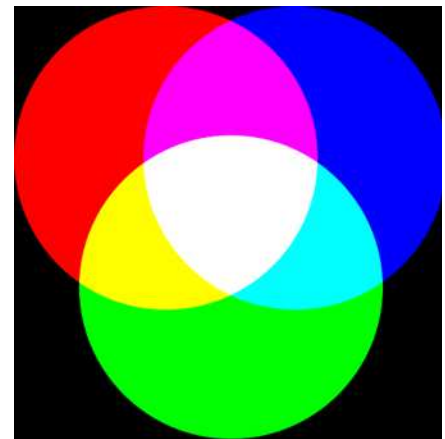


第 6.2.18 図 B16(13.3  $\mu\text{m}$ )画像

## 6.3 ひまわり 8 号 RGB 合成画像

### 6.3.1 RGB 合成画像について

RGB 合成画像は、光の三原色 (第 6.3.1 図) の性質を利用してカラー表示する技術を用いている。3 種類の衛星画像に、光の三原色である赤(R)、緑(G)、青(B)をそれぞれ割り当て、加法混色の色表現(色演算)で、抽出対象の雲域や黄砂などの各種現象を表現する方法である。つまり、3 種類の衛星画像の特徴が、1 つのカラーの衛星画像として表現されるため、衛星画像の解析に不慣れな利用者でも、わかり易く、活用し易い画像となっている。また、雲域の形状や雲頂のキメなどの様子も、そのまま取り込まれた画像となるため、従来の解析に慣れた利用者にとっても、馴染み易い画像となる。なお、光の三原色に割り当てる画像に差分画像を用いることで、複数枚にわたる画像情報を 1 つの画像にまとめることもできる。



第 6.3.1 図 光の三原色

ところで、この RGB 合成画像は、ただ単に指定された画像を指定された色に割り当てて合成するだけでは不十分で、目的の雲域や現象を抽出するためには、画像の階調幅の設定や階調の直線性を制御するガンマ値の設定が重要となる。本稿で示した RGB 合成画像は、EUMETSAT が作成・提案して WMO が推奨している標準値に基づき作成しているが、EUMETSAT の MSG 衛星とひまわり 8 号とは画像センサーの特性などが微妙に異なるため、作成される RGB 画像にも影響が現れ、その色合いが EUMETSAT の色見本とは多少異なる。この差異がどの程度となるかは、今後の調査が必要であるが、調査結果によっては階調幅やガンマ値の設定をひまわり 8 号用に再調整する必要があるだろう。

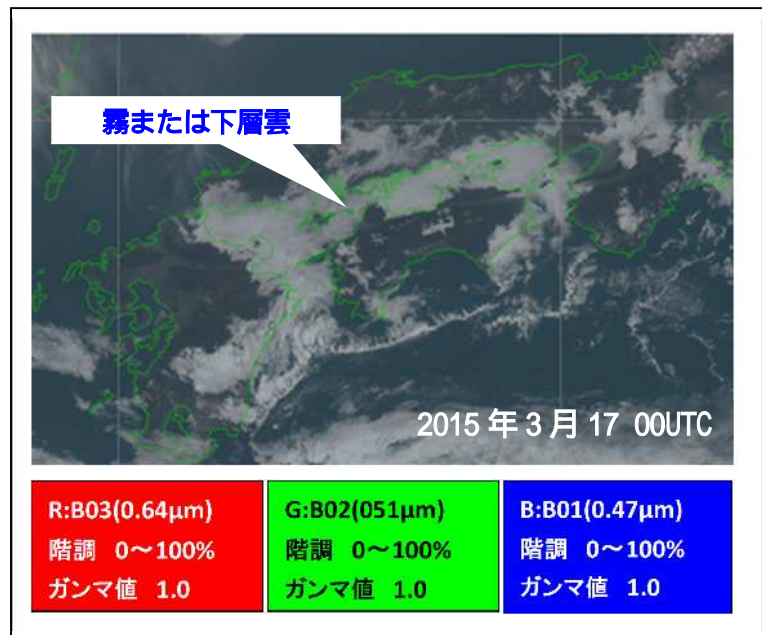
## 6.3.2 ひまわり 8号 RGB 合成画像の特徴

### 6.3.2.1 True color RGB

True color RGB (第 6.3.2 図) は、ひまわり 8号の観測バンド B01(0.47  $\mu\text{m}$ )、B02(0.51  $\mu\text{m}$ )、B03(0.64  $\mu\text{m}$ )を青、緑、赤の色に割り当て、RGB 合成した画像である。観測バンドの B01(0.47  $\mu\text{m}$ )は可視光域の青い光、B02(0.51  $\mu\text{m}$ )は緑の光、B03(0.64  $\mu\text{m}$ )は赤い光に相当するため、True color RGB 画像は、肉眼で見える色合いに近い表示となる。この画像からは、日中の雲域や雪氷域、地表面、エアロゾル等を観測することができる。

True color RGB 画像には以下の特徴がある。

- ・従来の可視画像と同様な表示となるため、RGB 合成画像に不慣れな利用者でも比較的理解しやすい。
- ・従来の可視画像では雲と火山噴煙、黄砂などの区別が困難であったが、この RGB 画像では容易である。
- ・3種類の可視画像を用いて作成しているため、日中のみの利用となる。



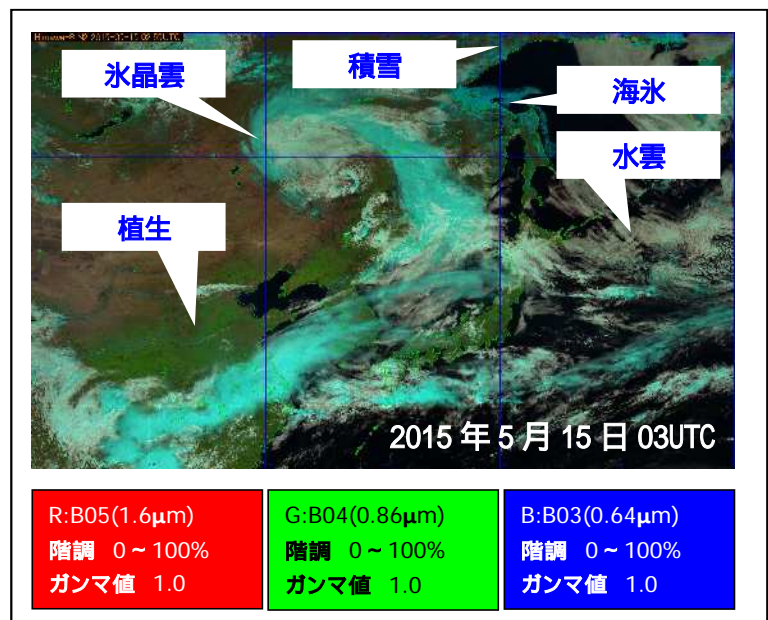
第 6.3.2 図 True color RGB

### 6.3.2.2 Natural color RGB

Natural color RGB (第 6.3.3 図) は、ひまわり 8号の観測バンド B05(1.6  $\mu\text{m}$ )、B04(0.86  $\mu\text{m}$ )、B03(0.64  $\mu\text{m}$ )を赤、緑、青に割り当て、RGB 合成した画像である。B05(1.6  $\mu\text{m}$ )と B04(0.86  $\mu\text{m}$ )は近赤外、B03(0.64  $\mu\text{m}$ )は可視の観測バンドである。これらのバンドは、氷晶雲や水雲の区別、雪氷や植生など地表面の状況に対して特徴的な反射特性があり、RGB 合成画像にすることで氷晶雲や水雲の区別、雪氷域や植生の判別が容易となる。

Natural color RGB 画像には以下の特徴がある。

- ・氷晶雲(上層雲やアンビルを伴った積乱雲等)と水雲(下層雲や霧等)を容易に識別できる。
- ・雪氷域や植生、黄砂、火山灰等を見ることができる。
- ・可視画像を用いて作成しているため、日中のみの利用となる。



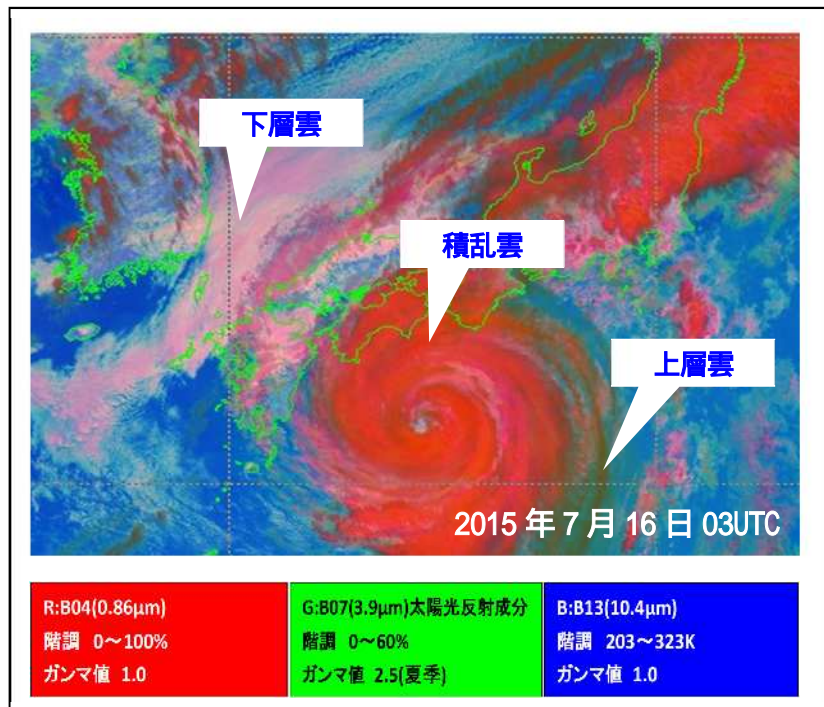
第 6.3.3 図 Natural color RGB

### 6.3.2.3 Day microphysics RGB

Day microphysics RGB (第 6.3.4 図) は、ひまわり 8 号の観測バンド B04(0.86  $\mu\text{m}$ )、B07(3.9  $\mu\text{m}$ )の太陽光反射成分、B13(10.4  $\mu\text{m}$ )をそれぞれ赤色、緑色、青色に割り当て、RGB 合成した画像である。この画像は、雲粒の相(氷晶雲と水雲)や雲粒の大きさに敏感な反射特性を持つ 3.9  $\mu\text{m}$  画像の太陽光反射成分の性質を利用して、日中の積乱雲の抽出や氷晶雲(上層雲)や水雲(下層雲、霧など)判別、植生、雪氷域、山火事や火山などのホットスポット等の検出に用いることができる。

Day microphysics RGB 画像には以下の特徴がある。

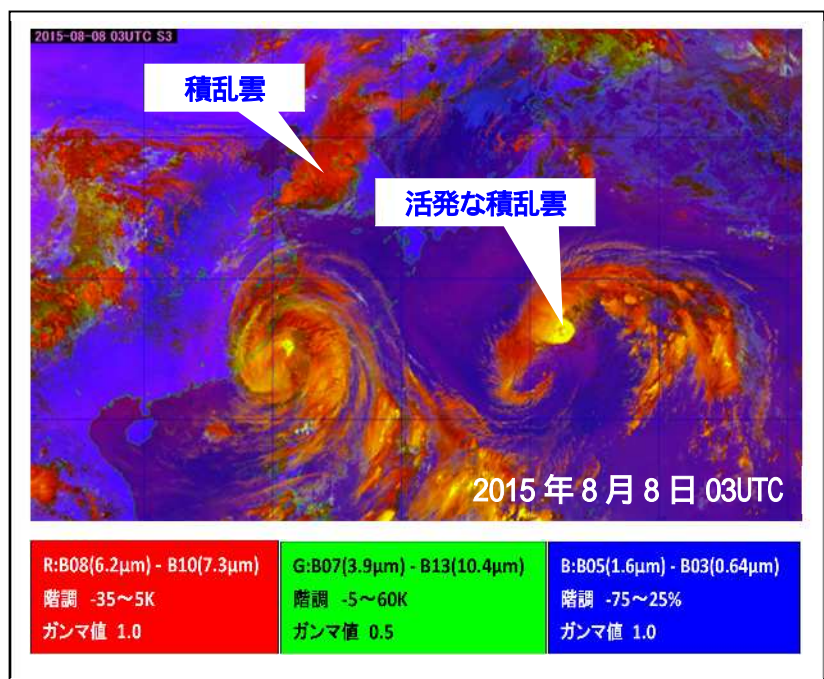
- ・雲粒子の大きさの判別がだまかに可能であるため、活発な対流雲(積乱雲)の判別に有効。
- ・近赤外画像と 3.9  $\mu\text{m}$  画像の太陽光反射成分を用いて作成しているため、日中のみの利用となる。



第 6.3.4 図 Day microphysics RGB

### 6.3.2.4 Day convective storm RGB

Day convective storm RGB (第 6.3.5 図) は、ひまわり 8 号の観測バンド B08(6.2  $\mu\text{m}$ )と B10(7.3  $\mu\text{m}$ )の差分、B07(3.9  $\mu\text{m}$ )と B13(10.4  $\mu\text{m}$ )の差分、B05(1.6  $\mu\text{m}$ )と B3(0.64  $\mu\text{m}$ )の差分をそれぞれ、赤色、緑色、青色に割り当て、RGB 合成した画像である。この RGB 合成画像には、6 種類の観測画像の情報が 1 枚の画像に凝縮されており、突風や竜巻等のシビア現象を伴う対流雲の判別に用いられる。特に、対流活動が活発な領域では、雲頂に存在する氷晶粒子が、強い上昇流のため十分に成長できず、小さい氷晶の粒子となる。この RGB 画像は、この情報を抽出して、対流活動が活発でシビア現象を伴う積乱雲の領域は黄色表示となる。



第 6.3.5 図 Day convective storm RGB

Day convective storm RGB 画像には以下の特徴がある。

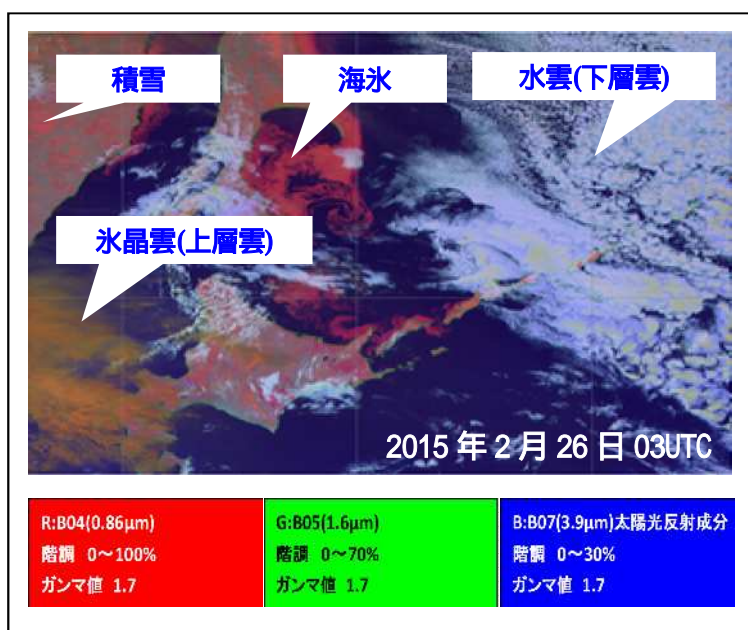
- ・突風や竜巻など、シビア現象を伴う積乱雲は黄色表示となる。
- ・赤外画像と可視画像を切り替えて比較する従来の手法よりも容易に対流雲(積乱雲)を判別できる。
- ・近赤外画像 B05(1.6 μm)と可視画像 B03(0.64 μm)の差分画像を用いて作成しているため、日中のみの利用となる。

### 6.3.2.5 Day Snow-Fog RGB

Day Snow-Fog RGB (第 6.3.6 図) は、ひまわり 8 号の観測バンド B04(0.86 μm)、B05(1.6 μm)、B07(3.9 μm)の太陽光反射成分を、それぞれ赤色、緑色、青色に割り当て、RGB 合成した画像である。この RGB 画像は、下層雲や霧、雪氷域などに対する近赤外画像の特性を利用し、日中の下層雲や霧と雪氷域との判別に用いることができる。

Day Snow-Fog RGB 画像には以下の特徴がある。

- ・可視画像だけでは判別しにくい下層雲や霧と雪氷域との判別が容易。
- ・B07(3.9 μm)太陽光反射成分を用いているため日中のみの利用となる。



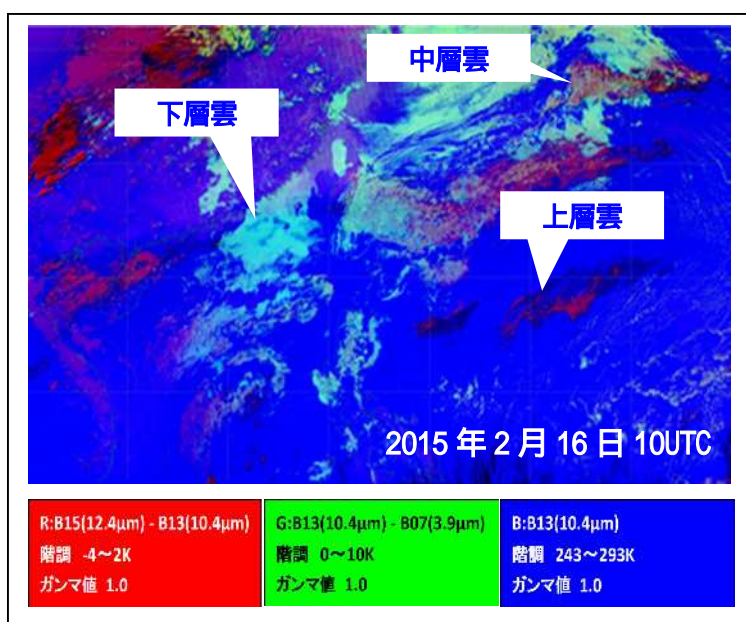
第 6.3.6 図 Day Snow-Fog RGB

### 6.3.2.6 Night microphysics RGB

Night microphysics RGB (第 6.3.7 図) は、ひまわり 8 号の観測バンド B15(12.4 μm)と B13(10.4 μm)の差分、B13(10.4 μm)と B07(3.9 μm)の差分、B13(10.4 μm)を、それぞれ赤色、緑色、青色に割り当て、RGB 合成した画像である。この RGB 合成画像は、夜間の雲型判別、霧や下層雲の識別に用いることができる。

Night microphysics RGB 画像には以下の特徴がある。

- ・夜間の霧や下層雲の識別に有効。
- ・積乱雲などの雲頂が高い雲の判別にも有効。
- ・B07(3.9 μm)画像を用いているため、夜間のみの利用となる。



第 6.3.7 図 Night microphysics RGB

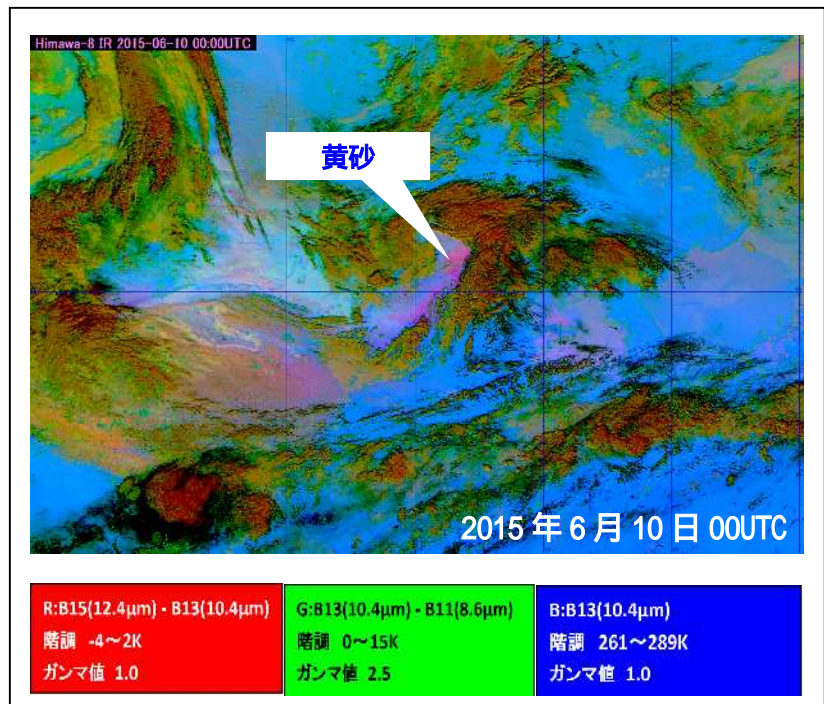
### 6.3.2.7 Dust RGB

Dust RGB (第 6.3.8 図) は、ひまわり 8 号の観測バンド B15(12.4 $\mu$ m) と B13(10.4 $\mu$ m) の差分、B13 と B11(8.6 $\mu$ m)の差分、B13 画像を赤色、緑色、青色に割り当て、RGB 合成した画像である。この RGB 合成画像は、黄砂や火山灰等の砂塵の識別に用いられる。また昼夜を通して、24 時間雲域を監視や解析する場合にも有用である。

Dust RGB 画像には以下の特徴がある。

- ・黄砂や火山灰等の識別に有効。
- ・昼夜通して雲域を解析する場合にも有効。
- ・同じ観測バンドの組み合わせで、表示階調やガンマ値を変えた

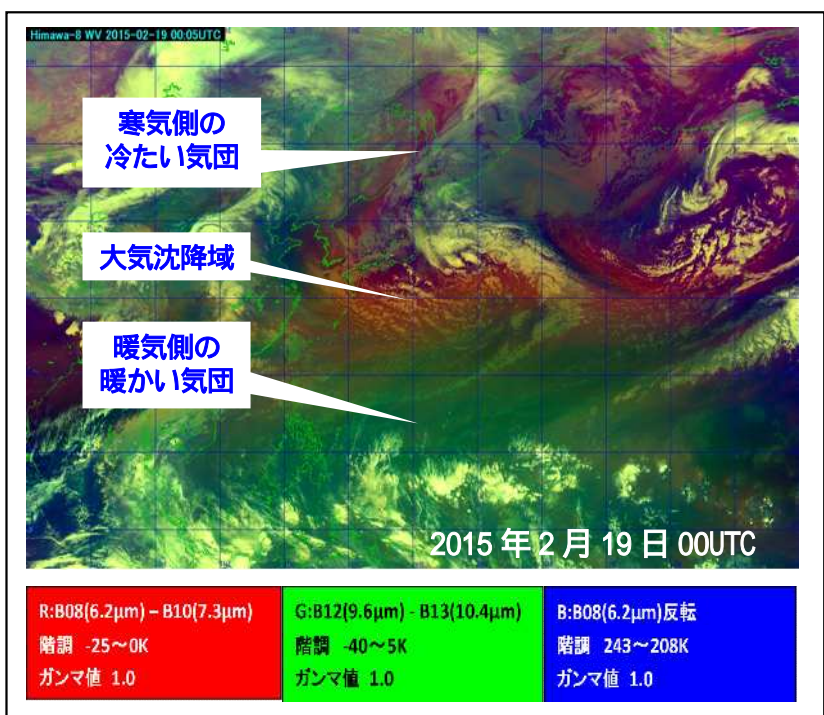
Ash RGB(火山灰や火山性ガス(二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>))の検出用)や、昼夜を通して同じ色合いで雲域を解析できる 24-hour Microphysics RGB 画像もある。



第 6.3.8 図 Dust RGB

### 6.3.2.8 Airmass RGB

Airmass RGB (第 6.3.9 図) は、ひまわり 8 号の観測バンド B08(6.2 $\mu$ m)と B10(7.3 $\mu$ m)の差分、B12(9.6 $\mu$ m)と B13(10.4 $\mu$ m)の差分、B08(6.2 $\mu$ m)の反転画像をそれぞれ赤色、緑色、青色に割り当て、RGB 合成した画像である。この RGB 合成画像は、気団の解析、ジェット気流の位置、上層トラフや上層渦、大気沈降域などの推定に用いられる。暖気側の温かい気団は緑系色、寒気側の冷たい気団は青紫系色、トラフ後面の大気沈降域は赤系色で表される。また、この RGB 画像は、赤外系のみの画像を用いて作成しているため、昼夜を通した 24 時間、同じ色合いでの解析が可能である。



第 6.3.9 図 Airmass RGB

Airmass RGB 画像には以下の特徴がある。

- ・気団の解析に利用できる。
- ・ジェット気流の位置、上層トラフや上層渦、大気沈降域などの解析に利用できる。
- ・昼夜を通した 24 時間、同じ色合いでの解析が可能である。

#### 6.4 おわりに

RGB 合成画像は、光の三原色の性質を利用して、複数バンドの衛星画像の情報を 1 つのカラー画像として表現する手法である。このため、衛星画像の解析に不慣れな利用者でも着目点がわかり易く、活用しやすい画像となっている。しかし各種の RGB 画像において、雲域や現象がどのような色調となって表現されるか、その本質を理解するためには、本稿前半部分で解説した 16 種類の衛星画像の特徴をしっかりと把握しておくことが重要である。それにより典型的ではない雲域や経験の少ない気象現象の解析に対しても RGB 合成画像が力を発揮すると期待される。

#### 【参考となる資料】

- ・ EUMETSAT MSG の資料(MSG 衛星の画像特性や主な RGB 画像等の説明)  
MSG CHANNELS Interpretation Guide (<http://www.eumetrain.org/IntGuide/>)
- ・ NOAA GOES-R の資料(COSE-R 衛星での解析手法等の説明)  
GOES-R Products (<http://www.goes-r.gov/products/overview.html>)



## 第7章 台風強度予報作業における海洋貯熱量情報の利用

### はじめに\*

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に対して、最長5日先までの台風予報を発表している。台風予報には、中心位置、中心気圧、進行方向と速さ（移動速度）、最大風速、最大瞬間風速、暴風警戒域、強風域等の諸元項目がある。地上・海上観測データや衛星観測データ等を用いて現在の台風諸元を確定した後、数値予報モデルの予報結果など様々な予報支援資料を参考に、予報官が総合的に判断して台風予報を決定している。

台風進路予報については数値予報システムの改良に伴い、予報開始以降着実に精度が向上している（気象庁：[http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ\\_kensho/typ\\_hyoka\\_top.html](http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ_kensho/typ_hyoka_top.html)）。一方、台風強度予報については、数値予報システムに基づく客観的な台風強度予報ガイダンスや領域モデルによる台風強度予報精度に改善傾向が見られるものの、依然として台風の発達等に関係する大気環境場、海面水温や今回紹介する海洋貯熱量等を活用した予報官による主観的予測に依るところが大きい。台風進路予報と比較して台風強度予報に目立った改善が見られないという台風予報における問題は、北西太平洋海域に限らず全海域で共通した課題である（例：DeMaria et al. 2014）。

地球上で発生する台風のほとんどは海洋上で発生する。Palmén (1948)は台風の発生に好ましい条件の1つとして“海面水温が26以上必要”と指摘した。海面水温については台風の発生だけでなく、発達・成熟・衰弱のすべての段階で台風と深く関わっている（Wada and Usui, 2007）。たとえば台風の発達については、海面から大気への潜熱・顕熱の供給に大きく依存する（Emanuel, 1986）ことが知られている。

近年、台風の発達及び最大強度は海面水温よりはむしろ海洋表層の蓄熱量（海洋貯熱量）と密接な関係にあることがわかってきた。衛星による海面高度計の観測の発展に伴い、現在では日々の海洋貯熱量分布が解析されるようになり、各国の気象機関で海洋貯熱量は台風強度予報に活用されるようになった。

このような背景に鑑み、本章では本庁予報課の台風予報作業で利用している海洋貯熱量について、その定義や台風発達との関係等を説明する。また実際の作業における利用の仕方という観点から、2013年台風第18号、2013年台風第26号、2013年台風第30号について、台風発達と海洋貯熱量の関係を紹介する。

### 7.1 海洋貯熱量とは\*\*

熱帯及び亜熱帯海域における海洋は、台風形成に必要な熱や水蒸気のエネルギー源となっている。大気海洋間で輸送される熱量と水蒸気量は海面水温、海面付近の気温、湿度、海上風や海面の状態に依存する。海面の状態に関しては、台風下での波浪の状態、すなわち海面における粗度長の変動が交換係数の変化を通じて大気海洋間の熱・運動量輸送に影響を与えることを意味する。大気海洋間の熱及び水蒸気輸送量、つまり大気海洋間の熱（顕熱）・水蒸気（潜熱）輸送量を精度よく見積もることは、台風の発達や最大強度を予測する上で重要である。しかしながら強風や高波の状況下での顕熱・潜熱輸送を現場観測することは非常に困難であることから、台風下において精度よく顕熱・潜熱輸送量を評価することは難しい。

これまで台風の発達を予測するための指標として海面水温が用いられてきた。また現在でも海面水温は台風の発生や発達に重要であると考えられている。海面水温が高くなるのは、その大部分は日射の寄与によるものであり、移流による海面水温上昇は西岸境界流域を除くと一部に過ぎない。逆に海面水温が低くなる要因については顕熱や潜熱といった乱流熱輸送、海面からの長波放射の大気への放出、鉛直1次元混合過程

\*小出 直久（気象庁予報部）、和田 章義（気象研究所台風研究部）

\*\*和田 章義（気象研究所台風研究部）

及び水平・鉛直移流と多岐に渡る。ここで鉛直移流の効果には台風により生じる湧昇（海洋内部の比較的冷たい水の上方向への輸送）が含まれる。鉛直 1 次元混合過程が働くと、海洋表層の成層（鉛直方向の水温・密度の変化がある状況）は壊され、海洋混合層（鉛直方向の水温・密度の変化が小さい状況）が形成される。

海面水温と台風発生について初めて言及したのは Palm と台風発生について初であった。海面水温が 26.5 が台以下の海域では台風は発生しないという結論は、台風は海面水温約 26 以上の海域で発生すると言い換えられることが多い。台風は一般的には低緯度熱帯海域にある低圧部が暖かい海水上で強化することにより発達し、最大強度に達する。その後、海面水温が 26 以下の海域へ移動すると発達は止まり、成熟期を迎え、やがて衰退もしくは温帯低気圧へと移行する(Wada and Usui, 2007)。

台風に伴う強い風応力は海面を冷却し、鉛直 1 次元混合過程により海洋混合層を形成する。海洋混合層が深くなること、すなわち季節水温躍層の存在する深度が深くなることは、海面から海洋表層にあった暖かい海水が下方へ輸送されることを意味する。海洋混合層が深まるにつれて、海面水温を含む混合層水温は低下し、これにより海洋から大気への潜熱輸送は低下する。このような物理的背景から、海水温 26 の海水に含まれる熱容量の分布が熱帯低気圧の強度予測に役立つというアイデアに至ったと考えられる (Leipper and Volgenau, 1972)。この熱容量は Tropical Cyclone Heat Potential (TCHP) と呼ぶことが多いが、ここでは海洋貯熱量と呼ぶ。

海面水温と海洋貯熱量、どちらが台風の強度や強化に影響を与えるか？ 過去に起こった議論には、衛星高度計による解析結果（海洋貯熱量）及び数値モデルによるシミュレーション結果（海面水温）から得られる海洋と熱帯低気圧強度との関係の違いがあった。Scharroo et al. (2005) 及び Scharroo (2006) は、ハリケーンカトリーナの事例について海面高度計で計測されたハリケーン通過前後の海面高度の変化を調査し、メキシコ湾中央部にある暖水域上をカトリーナが通過した時に急発達したことから、海洋貯熱量がハリケーンの発達に大きく貢献していると考えた。一方で Sun et al. (2006) は非静力学大気モデルによるハリケーンカトリーナの数値シミュレーション結果から、境界条件として与えている海面水温が大気海洋間の潜熱輸送を決め、これがハリケーンの発達に大きく貢献していると反論した。この議論を発端に Wada and Usui (2007) は統計解析及び海洋大循環モデルによる数値シミュレーション結果を実施し、台風強化や最大強度と密接に関わっているのは海面水温ではなく海洋貯熱量であることを結論付けた。とはいうものの、海面水温と海洋貯熱量、どちらが台風の強度や強化に影響を与えるか、については現在においても議論されている問題である。

こうした研究背景から、台風強度予測の精度向上を目指すためには日々の海面水温だけでなく、日々の海洋貯熱量を監視する必要がある。海洋貯熱量を監視することはまた、台風発達の可能性や最大強度を知る上で重要な手がかりとなることが考えられる。一方で海洋貯熱量の分布、台風発達との定量的な関係、海洋貯熱量と台風発達を結びつけるメカニズムについては未だ研究途上である。ここではまず本庁予報課の台風予報作業で利用されている海洋貯熱量データの計算方法、検証結果について記述する。次に予報現場での活用を検討するため台風発達と海洋貯熱量の関係に関する調査結果を取り上げる。なお本資料は Wada (2015a) の概要を取りまとめたものに、事例解析を加えた形で作成されている。

## 7.2 海洋貯熱量の概要・検証

### 7.2.1 海洋貯熱量の算出

本節で説明する海洋貯熱量は、以下の式(7.2.1.1)を用いて計算される。

---

\*檜垣 将和 （気象庁地球環境・海洋部）

$$Q = c_p \int_0^{Z26} \rho (T - 26) dz \quad (7.2.1.1)$$

ここで、 $Q$ は海洋貯熱量、 $c_p$ は海水の定圧比熱<sup>1</sup>、 $T$ 、 $\rho$ 、 $z$ はそれぞれ海水温 ( )、海水の密度、水深である。また、 $Z26$ は海水温 26 等温面の深さである (以下、 $Z26$  と略記する)。海洋の貯熱量を計算する際、海面から用途に応じた一定の深さ (例えば 300 m) までの熱量を積算することも多いが、ここでの海洋貯熱量は、第 7.1.1 節でも触れたように台風発達との関連を考慮して、海面から海水温が 26 となる深さまでの熱量を積算する。また、式(7.2.1.1)から分かるように、ここでの海洋貯熱量は熱量の絶対値ではなく、海水温が一様に 26 の場合と比べて、海洋表層がどれだけ熱を多く持っているかという差の形を取っている。海面水温が 26 以下の場合には、海洋貯熱量  $Q$  は 0 となる。各深度の海水の密度は、水温と塩分の値から UNESCO (1981) の状態方程式を用いて計算される。

式(7.2.1.1)を用いて海洋貯熱量を計算するには、対象とする位置での海水温と塩分の鉛直プロファイルが必要である。気象庁における海洋貯熱量の計算では、北西太平洋海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM (石崎他 2009) による水温と塩分の解析値が用いられている。海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM は、数値海洋モデル MRI.COM と 3 次元変分法による客観解析システム MOVE から構成される。このシステムは、数値海洋モデルで求めた第一推定値を、フロートや船舶によって観測される海水温・塩分や、衛星によって観測される海面高度などの観測値で修正することにより、高い精度で海洋の状態を解析することができる。MOVE/MRI.COM は、日本近海を含む北西太平洋域の海洋の状態を高解像度で解析するための MOVE-WNP と、MOVE-WNP に側面境界条件を与えるため、北太平洋全域を計算する MOVE-NP から成る。MOVE-WNP は計算領域が 15°N ~ 65°N、117°E ~ 160°W であり、台風が発生・発達する熱帯域を十分にはカバーできないことから、海洋貯熱量の計算においては MOVE-NP の解析値を用いている。MOVE-NP は、計算領域が 15°S ~ 65°N、105°E ~ 75°W、水平解像度は 0.5°、鉛直方向には 54 層を有している。MOVE/MRI.COM は気象庁の数値予報システムの一部として、一日一回実行されている。

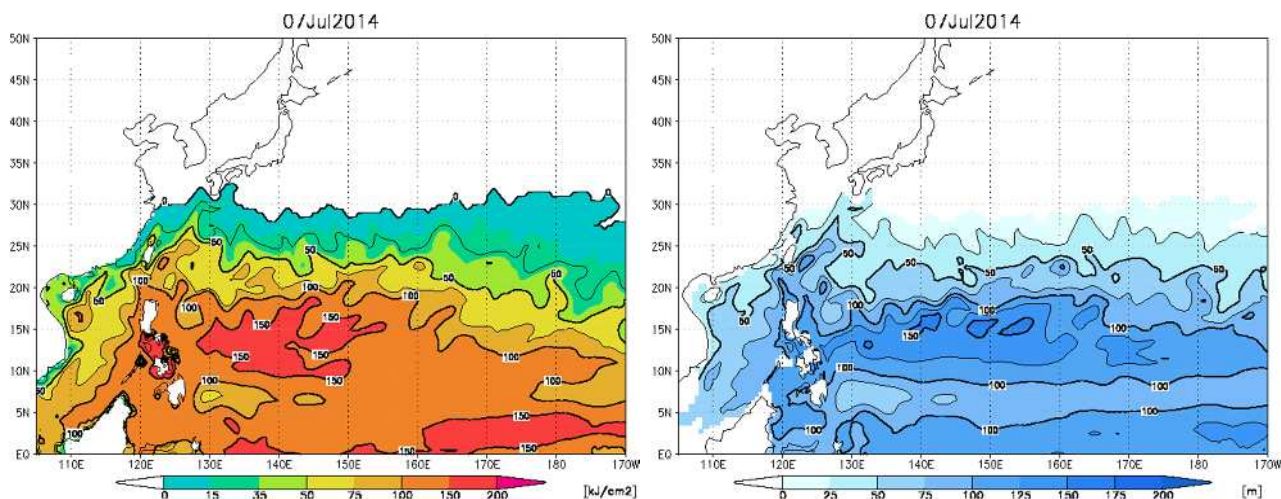
また、気象庁では過去の海洋の状態の把握や現業システムの精度評価といった調査研究を目的として、同じデータ同化システムを 1982 ~ 2014 年の期間に適用した、海洋再解析も実施している。Wada (2015a) では、大気外力として JRA-25 を用いた MOVE 海洋再解析の 5 日平均水温・塩分場から計算した海洋貯熱量を用いていたが、気象庁では大気外力として気象庁 55 年長期再解析 JRA-55 (Kobayashi et al, 2015) を用いた海洋再解析が新たに行われ、日平均の再解析値が利用可能になった (平原他 私信)。そこで本節の MOVE-NP による海洋再解析から得られた海洋貯熱量の精度検証を実施するにあたり、新しい海洋再解析の日平均水温・塩分値から計算された日別海洋貯熱量を用いることとする。

MOVE-NP の解析値から海洋貯熱量を計算する際、MOVE-NP の 200m 深までの 17 層 (1, 2, 4, 7, 12, 18, 26, 38, 50, 66, 82, 100, 118, 138, 158, 178, 200 m) の海水温と塩分解析値を、Akima (1970) の内挿法で海面から 200m まで深さ 1m 毎に内挿した上で、式(7.2.1.1)を用いて貯熱量を積算している。以下では MOVE-NP 海洋再解析データの水温・塩分解析値から計算された海洋貯熱量のことを MOVE 海洋貯熱量と呼ぶことにする。

上記の方法で計算された MOVE 海洋貯熱量の計算結果は、第 7.2.1.1 図に示すような海洋貯熱量と  $Z26$  の日別の平面分布図の形で、気象庁予報部内の予報作業用の支援資料として提供されている。図の範囲は、

<sup>1</sup> 海水の定圧比熱は、厳密には水温、塩分、圧力の関数だが、ここでは近似的に定数  $c_p = 4.1785 \text{ J/K/g}$  を用いている。

0°N~50°N、105°E~170°Wである。なお、後述するように、近年の MOVE 海洋貯熱量は、現場観測データに基づく海洋貯熱量と比較して、正のバイアス傾向が認められることから、式(7.2.1.1)から直接求められた MOVE 海洋貯熱量と共に、バイアス補正を施した海洋貯熱量分布図も併せて提供されている。バイアス補正の詳細については、次項で触れることとする。



第7.2.1.1図 MOVE 海洋貯熱量(左)とZ26(右)プロダクトの例  
対象日は2014年7月7日。各図の色は海洋貯熱量(単位:  $\text{kJ cm}^{-2}$ )およびZ26(単位: m)を示す。

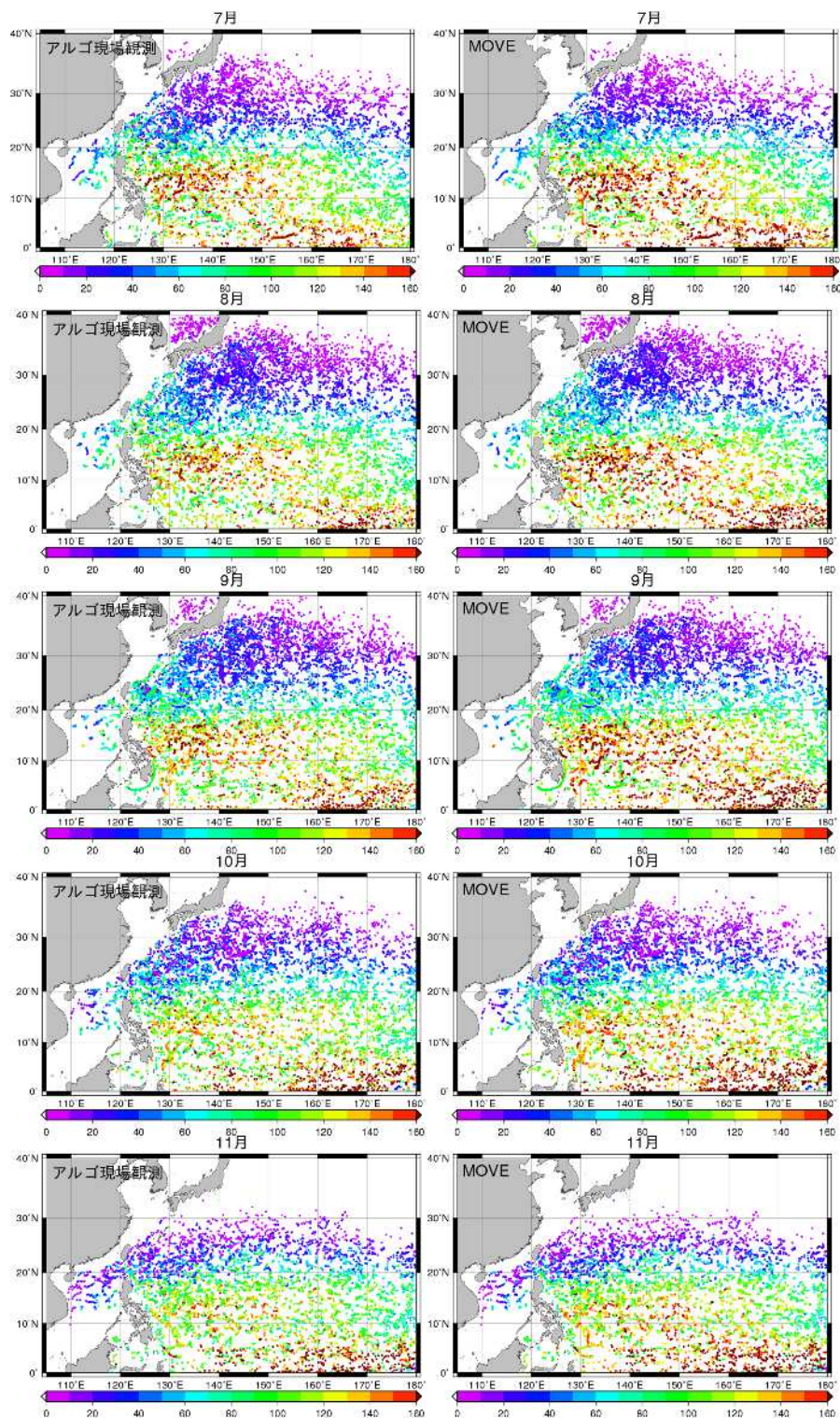
## 7.2.2 海洋貯熱量の検証

本項では MOVE 海洋貯熱量の検証結果について説明する。検証の方法は概ね Wada (2015a)に沿っているものの、執筆時点で利用可能な最新の MOVE 再解析データを用いたことから、解析期間やデータの平均期間等は異なる。検証の詳細については以下で述べる。検証対象としては、MOVE 再解析データの日平均水温・塩分解析値から、第7.2.1節の方法で計算された日別の MOVE 海洋貯熱量を用いた。

本検証で真値とみなす観測データとして、アルゴフロート(佐伯, 2001)によって観測された現場水温・塩分プロファイル、およびそれらから式(7.2.1.1)を用いて算出される海洋貯熱量(以下、現場観測海洋貯熱量と呼ぶ)を用いた。アルゴフロート観測データは、WMO、IOCの共同プロジェクトであるGTSP(全球水温塩分プロファイル計画)のBEST COPY データセット([https://www.nodc.noaa.gov/GTSP/access\\_data/about\\_bc.html](https://www.nodc.noaa.gov/GTSP/access_data/about_bc.html))に含まれる品質管理済みのデータを使用した。アルゴフロートは通常海面付近数mの観測は行わないため、海面付近の水温・塩分は最も浅い観測深度での値を外挿して用いている。検証に使用するデータの期間は、アルゴ計画によるフロートの観測網が大規模に展開され、多くの観測データが利用可能となった2002年以降(2002-2014年)に限定した。なお、アルゴフロートの現場観測データは MOVE/MRI.COM でも使用されているため、独立な検証データとはいえないことに注意されたい。ここでの精度検証では、0°N~40°N、105°E~180°の海域での海洋貯熱量を対象とした。Wada (2015a)では検証の対象を、台風が比較的活発である7~11月のデータに限定していたが、ここではより多くの観測データを検証に使用するため、2002-2014年期間内の全てのデータを使用した。

第7.2.2.1図に、アルゴフロート観測位置での現場観測海洋貯熱量と MOVE 海洋貯熱量の7~11月の月別平面分布を示した。現場観測海洋貯熱量(第7.2.2.1図左列)は、平均的には、低緯度域、特に赤道域の150°E以東とフィリピンの東で大きく、高緯度域になるほど小さい傾向がみられる。また、月別の変化を見ると、8~9月に対象海域全般にて海洋貯熱量が大きく、日本海まで海洋貯熱量0以上の観測が認められ

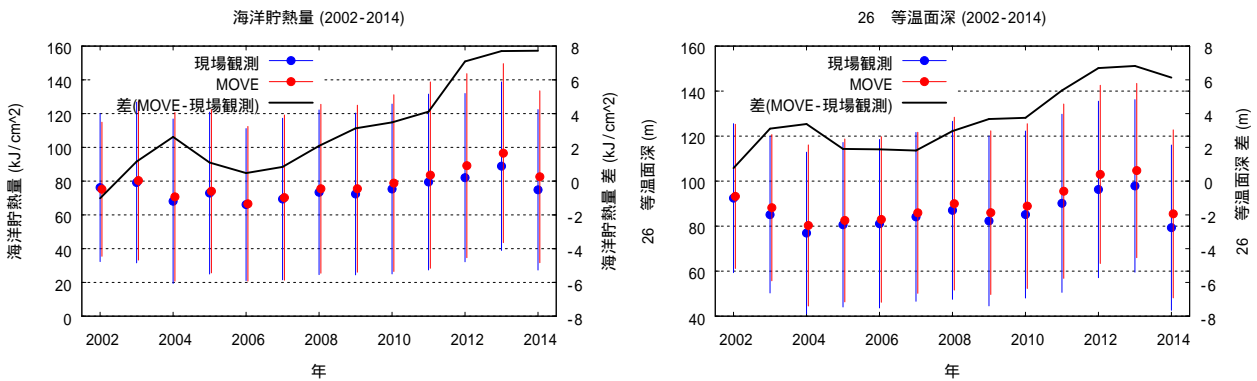
る一方、11月になると海洋貯熱量 0 以上の観測は 30°N 以南にしか見られないといった季節変化がみられる。これは海水温の季節変化に対応したものと考えられる。



第7.2.2.1図 月別 海洋貯熱量分布図

左列は2002～2014年の現場観測海洋貯熱量、右列はMOVE海洋貯熱量。MOVE海洋貯熱量は、アルゴ観測位置・観測日に対応する点のみを描画している。同じ緯度経度に異なるデータがあった場合も、平均化は行わずそのままプロットしている。点の色は海洋貯熱量(単位  $\text{kJ cm}^{-2}$ )。

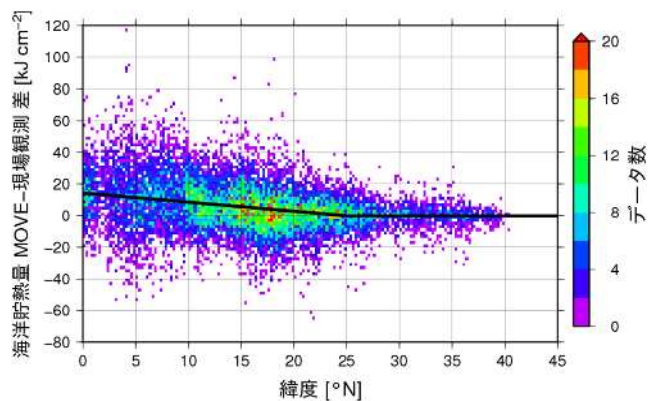
上で述べた現場観測海洋貯熱量の空間・時間分布の特徴は MOVE 海洋貯熱量でも同様であり、MOVE 海洋貯熱量は、定性的には現場観測海洋貯熱量とよく対応しているといえる。一方で、定量的に見ると、MOVE 海洋貯熱量は現場観測と比較して、低緯度域、特にフィリピンの東や赤道域の 150 ° E 以東など、海洋貯熱量が大きい海域で、やや過大な傾向が認められる。



第7.2.2.2図 年平均海洋貯熱量（左）・Z26（右）の時系列図

青はアルゴフロートによる現場観測から計算された値、赤は MOVE から計算された値。点の上下のバーは標準偏差を表す。黒線は MOVE - 現場観測の差。

MOVE 海洋貯熱量と現場観測海洋貯熱量を定量的に比較するため、各年毎に両者の平均を求め、図示したのが第 7.2.2.2 図 左である。ここでは、現場観測海洋貯熱量が 0 より大きいデータのみを年平均値の計算に用いた。両者の年平均値の差について年変化を見ると、2000 年代後半から MOVE 海洋貯熱量が現場観測海洋貯熱量よりも大きい傾向が認められ、特に 2012 年以降でその傾向が顕著である。同様の特徴は、Z26 の比較でも認められる（第 7.2.2.2 図 右）。MOVE 海洋貯熱量と観測海洋貯熱量の差（MOVE - 観測）と緯度の関係を 2011 ~ 2012 年のデータを用いて確認したところ、MOVE 海洋貯熱量の正バイアスは低緯度ほど大きく、高緯度に向かって小さくなり、25 ° N 以北ではほぼ 0 となっていた（第 7.2.2.3 図）。



第 7.2.2.3 図 MOVE 海洋貯熱量 - 現場観測海洋貯熱量の差と緯度の関係

使用したデータの対象期間は 2011 ~ 2012 年。図中の色は、0.25 ° × 2 kJ cm<sup>-2</sup> のピンのデータ数を表す。図中の黒線は式 (7.2.2.1) による補正量。

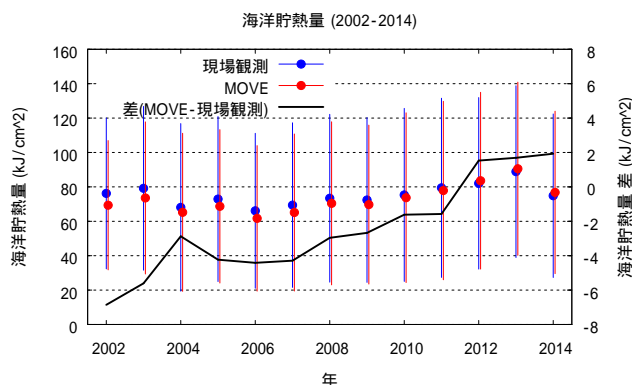
そこで、近年みられるこの正バイアスを補正する目的で、以下の補正式で MOVE 海洋貯熱量を補正したプロダクトを作成することとなった。

$$Q_{corr} = Q - \max(-0.576 \times lat + 14.4, 0). \quad (7.2.2.1)$$

式(7.2.2.1)で、 $Q$ は補正をしていない MOVE 海洋貯熱量、 $Q_{corr}$ は補正後の海洋貯熱量、 $lat$ は緯度、 $\max$ は2つの値のいずれか大きい方を取ることを示す。式(7.2.2.1)の係数は、第 7.2.2.3 図に示した 2011 ~ 2012 年の MOVE 海洋貯熱量と現場観測海洋貯熱量の差を緯度に線形回帰した結果に基づいて、決められたものである。

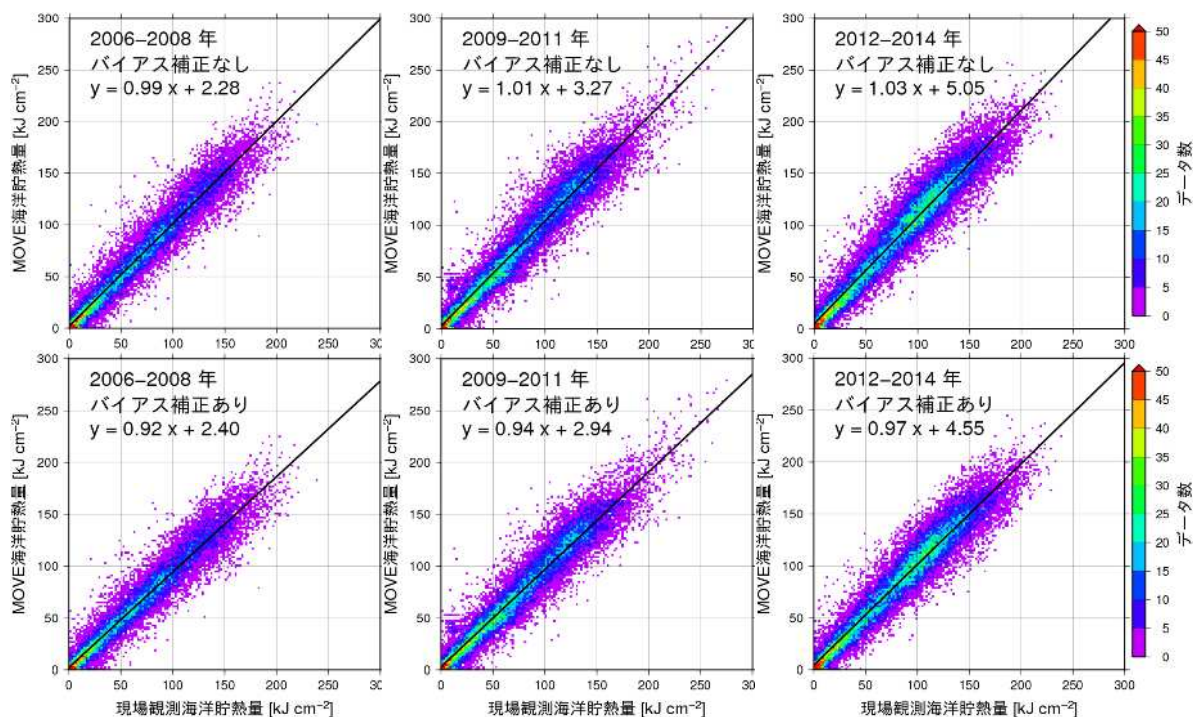
式(7.2.2.1)のバイアス補正を適用した MOVE 海洋貯熱量に対して、第 7.2.2.2 図 左と同様に現場観測海洋貯熱量との比較を行った(第 7.2.2.4 図)。2011 年以前については MOVE 海洋貯熱量 - 現場観測海洋貯熱量 差が 0 以下となっており、式(7.2.2.1)の補正が過大と考えられる。一方、2012 年以降については、補正前の正バイアスが 7~8  $\text{kJ cm}^{-2}$  であったところが、補正後は約 2  $\text{kJ cm}^{-2}$  まで、正バイアスが軽減していた。

バイアス補正の影響を評価するため、2006~2008 年、2009~2011 年、2012~2014 年の三つの期間に分けて、散布図で図示したものが第 7.2.2.5 図である。2006~2008 年、2009~2011 年の期間については、補正後の線形回帰の傾きが 0.92, 0.94 と 1 より小さくなっており、第 7.2.2.4 図でみたのと同様、バイアス補正によって MOVE 海洋貯熱量が過小となっている。一方、2012~2014 年の期間については、補正なしの回帰係数の傾きが 1.03、補正後が 0.97 となっている。回帰式の切片が正の値を取っていることを考慮すると、補正を行うことにより、現場観測海洋貯熱量との対応が改善されることが考えられる。



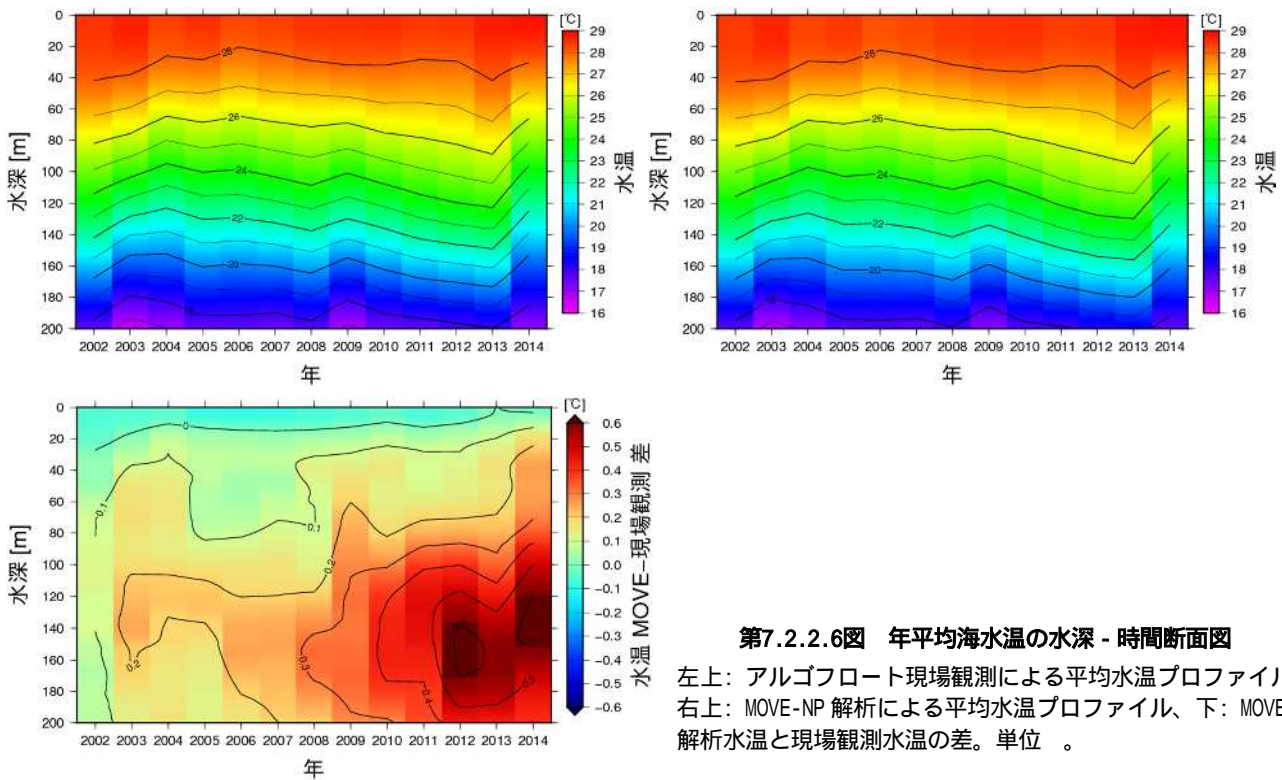
第7.2.2.4図 年平均海洋貯熱量の時系列図

第 7.2.2.2 図左に同じ、但し MOVE 海洋貯熱量は式(7.2.2.1)のバイアス補正を施した値。



第7.2.2.5図 現場観測海洋貯熱量とMOVE海洋貯熱量の散布図

上段は MOVE 海洋貯熱量にバイアス補正を適用しない場合、下段はバイアス補正を適用した場合。左列のデータ期間は2006~2008 年、中列は 2009~2011 年、右列は 2012~2014 年。黒線は線形回帰であり、回帰式も図中に示した。



第7.2.2.6図 年平均海水温の水深 - 時間断面図

左上: アルゴフロート現場観測による平均水温プロファイル、右上: MOVE-NP 解析による平均水温プロファイル、下: MOVE 解析水温と現場観測水温の差。単位 。

次に海洋貯熱量の計算の基となる MOVE 海水温解析値の鉛直プロファイルを検証する。MOVE 海水温解析値の年平均鉛直プロファイルをアルゴフロートで観測された年平均鉛直プロファイルと比較した(第 7.2.2.6 図)。アルゴフロート現場観測での海水温 26 の等値線は、水深 60~80m 付近の範囲で変化している(第 7.2.2.6 図 左上)。MOVE 解析水温(第 7.2.2.6 図 右上)は定性的には現場観測とよく対応しているものの、MOVE 解析水温と現場観測水温の差(第 7.2.2.6 図 下)でみると、ごく表層の水深 20m 以浅を除いては総じて正偏差傾向であり、水深 100~180m 付近に正偏差のピークが見られる。水深 80m 以深の MOVE と現場観測の水温差は 2008 年頃から顕著になっており、上述の MOVE 海洋貯熱量の正バイアス傾向と概ね整合的である。平均的に見て、100m 以深は海水温が 26 以下なので、100m 以深の水温の正偏差が海洋貯熱量に与える影響は限定的とも考えられる。しかし、低緯度域では第 7.2.1.1 図 右にみられるように Z26 が 100m 以深となる海域もあり、これらの海域では 100m 以深の水温正偏差が、海洋貯熱量に与える影響は相対的に大きくなると考えられる。

ここまでみてきたように、MOVE 海洋貯熱量の近年の正バイアス傾向は、MOVE の海水温解析値の正バイアス傾向に起因していると考えられる。海水温解析値の正バイアス傾向の原因に関して、これまでの調査から衛星海面高度観測データの同化方法が関係している可能性があることが示唆されている(石川他 私信)。MOVE/MRI.COM では、海洋内部の温度構造等を解析するため、現場観測データ等に加え、衛星による海面高度観測データを活用している。MOVE/MRI.COM におけるデータ同化の過程(MOVE)では、水温が高い(低い)と海面高度が高く(低く)なるという、海水の熱膨張による海面高度の変化を考慮している。一方、衛星で観測される海面高度には、陸上の氷の融解等に伴う海水の体積増加に伴う海面高度上昇の寄与も含まれ、特に 2000 年代後半以降、この寄与が比較的顕著となっていることが考えられる。MOVE では海水の質量増に伴う海面高度増は考慮されていないことから、水温上昇による海面高度上昇とみなされて、水温等のプロファイルが修正される。この一連の手続きが、近年の MOVE 水温鉛直プロファイルでの正バイアス、ひいては、MOVE 海洋貯熱量に正バイアスが生じている一つの要因であると推測される。抜本的な解決方法としては、



MOVE/MRI.COM のデータ同化における衛星海面高度観測データの同化手法を高度化し、海水温の正バイアスを解消することが望ましい。しかしながら高度化が実現するまでは、2012 年以降のように近年の MOVE 海洋貯熱量に対しては、式(7.2.2.1)の簡便な手法でバイアス補正を行った値を併用する必要がある。第 7.2.2.2 図等でみたように、年毎の特性の変化も認められることから、本節のような検証を今後も継続して行い、必要に応じてバイアス補正係数を更新することを検討している。

### 7.3 台風発達と海洋貯熱量の関係\*

#### 7.3.1 統計調査

7.1 節で述べたように、台風のライフサイクルは発生、発達、成熟、衰退のステージに分類される。RSMC Tokyo で作成した台風ベストトラックデータ(<http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html>)から 1985-2012 年の期間、6 時間毎の台風のデータ数を調べたところ、その総数は 24,206 であった。本調査では台風の発達を 6 時間内の中心気圧の差  $\Delta p_{6h}$  ( $\Delta p_{6h}$ =前 6 時間での中心気圧 - 該当時間での中心気圧) で定義することとする。中心気圧の差が正、すなわち中心気圧が深まったときを発達とする。 $0 < \Delta p_{6h} \leq 5$  hPa の条件を満たすデータの数は 5,926 であり、総数に対する割合は 24.5%、約四分の一であった。これが  $5 < \Delta p_{6h} \leq 10$  hPa の条件ではデータ数は 960 (総数に占める割合 4.0%) であり、 $\Delta p_{6h} > 10$  hPa の条件ではデータ数は 166 (総数に占める割合 0.7%) に過ぎない。台風発達 ( $\Delta p_{6h} > 0$ ) を示すデータの総数は 7,052 であり、総数に占める割合は 29.1% と総数の四分の一よりわずかに多いに過ぎない。

はじめに、すべてのライフサイクルを含む台風の記録、24,206 個のデータについて海洋貯熱量 ( $Q$ ) と対応付ける。ここで  $Q$  は台風の解析時刻 5 日前の台風位置を基準とした緯経度  $1.5^\circ$  平均半旬平均海洋貯熱量 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ ) である。緯度に依存したバイアス補正を施したものと、及び施していないものの両方を解析に使用する(Wada, 2015a)。ベストトラックのデータ数が最も多いのは  $0 < Q \leq 20$   $\text{kJ cm}^{-2}$  ( $0 - 20$   $\text{kJ cm}^{-2}$ ) の時で、データ数は 7,647 (バイアス補正有) 及び 7,392 (バイアス補正無) であった。どちらもベストトラックデータ総数の約 31% を占めていた。バイアス補正有の場合には  $40 - 60$   $\text{kJ cm}^{-2}$  でデータ数は極値 (3,561, 総数の 14.7%) となったのに対し、バイアス補正無の場合は海洋貯熱量が  $100$   $\text{kJ cm}^{-2}$  を超えたところで極値 (4,126, 総数の約 17%) となった。バイアス補正を施す海域は低緯度熱帯海域であり、かつ気候学的に海洋貯熱量が高い海域であることから、この海域においてはバイアス補正の影響が大きくなった。

次に台風の発達を 3 つの区分 ( $0 \sim 5$  hPa,  $5 \sim 10$  hPa 及び  $10$  hPa 超) に分けて、海洋貯熱量との関係を調べた。バイアス補正無の場合、海洋貯熱量が  $100$   $\text{kJ cm}^{-2}$  を超える海域で、3 つの区分の総データ数が 2,035 と最も多くなった。これは台風発達総数 (7,052) の約 28.9% を占めている。バイアス補正有の場合、総データ数は減少し、1,683 となった。海洋貯熱量が  $40$   $\text{kJ cm}^{-2}$  を超えた海域ではバイアス補正の有無にかかわらず、台風の発達が促進されやすかった(Wada, 2015a, b)。

#### 7.3.2 海洋貯熱量、中心気圧、移動速度と台風発達の関係

台風発達可否を見極める材料として、海洋貯熱量をどのように利用すべきか? ここでは台風の解析時刻 5 日前のバイアス補正無、台風中心位置を基準とした緯経度  $1.5^\circ$  平均半旬平均海洋貯熱量データを用いて、海洋貯熱量、中心気圧、移動速度と台風発達の関係を、緯度、経度ごとに区分された海域毎に求めた。ここで用いる海洋貯熱量は 5 日前のデータを使用しているため、台風直下にて形成される海水温低下域が海洋貯熱量および台風発達に与えてしまった効果は含まれない。台風発達可否を判定する海洋貯熱量のしきい値をここでは海域ごとに定義する。ある海域において、 $20$   $\text{kJ cm}^{-2}$  ごとに分けられる区分及びこれに中心気

\*和田 章義 (気象研究所台風研究部)

圧または移動速度で分けられる区分ごとに台風発達を示すデータ数を数え上げる。区分内での台風発達データ数がその区分のデータ総数に占める割合を計算し、これが海域内のデータ総数に対する台風発達総数の割合に対し、差が有意となった区分の中で、海洋貯熱量の区分値が最も小さいものをしきい値と定義した。有意性は $z$ 検定により判定した。ここで海洋貯熱量の区分は0 - 20, 20 - 40, 40 - 60, 60 - 80, 80 - 100と100 kJ cm<sup>-2</sup>超の6区分、中心気圧は920 hPa以下, 920 - 940 hPa, 940 - 960 hPa, 960 - 980 hPa, 980 - 1,000 hPa及び1,000 hPa超の6区分とした。移動速度は6時間毎のものを気象庁ベストトラックデータから計算し、3 m s<sup>-1</sup>以下, 3 - 5 m s<sup>-1</sup>, 5 - 7 m s<sup>-1</sup>, 7 - 9 m s<sup>-1</sup>, 9 - 11 m s<sup>-1</sup>及び11 m s<sup>-1</sup>超の6区分とした。

海域毎に計算されたデータ総数に対する台風発達総数の割合を基準率と呼ぶ。基準率を求めた後、海洋貯熱量毎、もしくは中心気圧及び移動速度毎にそれぞれの区分に属するデータ数に対する台風発達の割合を算出する。最後に海洋貯熱量と中心気圧、または海洋貯熱量と移動速度の区分において、それぞれ台風発達の割合を算出する。それぞれの区分における台風発達の割合と基準率の差について、 $z$ 検定(0.05の危険率)を実施し、その有意性を判定する。以上の手続きを経て、設定した海域毎に台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合の表、第7.3.2.1～第7.3.2.8表を得た。ここで設定した海域は北緯5-10度、10-15度、15-20度、20-26度、26-32度の南北を5つに分けた海域と、東経120度西、120-140度、140度東の東西3区分に分けた海域である。海域区分の根拠についてはWada(2015b)を参照されたい。なお台風発達数が各区分において20に満たない部分については有意であったとしても、しきい値判定には使用しない。

第7.3.2.1～第7.3.2.8表に示されるように、海洋貯熱量が極めて高い状況下にあっても、台風は必ずしも発達するとはかぎらない。例えば台風発生初期のように非軸対称構造が顕著な段階においては、中心気圧がなかなか深まらず、こうしたプロセスがしきい値の算出に影響していることが考えられる。また海洋貯熱量が高くても、海洋混合層が発達している状況と海洋表層の成層が強い場合では、台風による海面水温低下量は異なる。こうした問題点については、今回の解析では考慮していない。

第7.3.2.1表 北緯5-10度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0 - 20 kJ/cm <sup>2</sup>	20 - 40 kJ/cm <sup>2</sup>	40 - 60 kJ/cm <sup>2</sup>	60 - 80 kJ/cm <sup>2</sup>	80 - 100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.40 (657)	0.18 (21)	0.26 (23)	<b>0.45</b> (118)	0.39 (129)	0.43 (148)	0.42 (218)
中心気圧							
- 920 hPa	0.25 (1)				1.00 (1)		
920 - 940 hPa	0.25 (5)			0.33 (2)		0.29 (2)	0.17 (1)
940 - 960 hPa	0.45 (20)		0.43 (3)	0.54 (7)	0.13 (1)	0.86 (6)	0.33 (3)
960 - 980 hPa	<b>0.66</b> (49)		0.83 (5)	0.67 (16)	0.75 (12)	0.47 (7)	0.69 (9)
980 - 1,000 hPa	<b>0.50</b> (235)	0.18 (8)	0.20 (9)	<b>0.59</b> (48)	<b>0.54</b> (52)	<b>0.53</b> (56)	<b>0.64</b> (62)
1,000hPa -	0.33 (347)	0.19 (13)	0.19 (6)	0.33 (45)	0.30 (63)	0.37 (77)	<b>0.36</b> (143)
移動速度							
- 3 m/s	0.31 (173)	0.26 (11)	0.06 (1)	0.40 (27)	0.26 (26)	0.30 (34)	0.33 (74)
3 - 5 m/s	<b>0.46</b> (170)	0.20 (6)	0.40 (10)	<b>0.54</b> (31)	<b>0.48</b> (36)	<b>0.48</b> (42)	<b>0.47</b> (45)
5 - 7 m/s	0.42 (167)	0.04 (1)	0.27 (8)	0.37 (24)	<b>0.45</b> (34)	<b>0.47</b> (37)	<b>0.51</b> (63)
7 - 9 m/s	<b>0.45</b> (95)	0.15 (2)	0.23 (3)	<b>0.53</b> (23)	<b>0.49</b> (23)	0.44 (18)	<b>0.49</b> (26)
9 - 11 m/s	0.43 (44)	0.11 (1)		0.48 (12)	0.38 (9)	0.75 (12)	0.37 (10)
11 m/s -	0.38 (10)		1.00 (1)	0.50 (1)	0.13 (1)	0.71 (5)	0.29 (2)

第7.3.2.2表 北緯10-15度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.43 (1,806)	0.06 (9)	0.21 (48)	0.36 (169)	0.39 (295)	0.45 (369)	0.51 (916)
中心気圧							
-920h Pa	0.25 (15)			0.33 (1)	0.30 (6)	0.14 (3)	0.33 (5)
920-940 hPa	0.39 (51)			0.43 (3)	0.29 (14)	0.41 (14)	0.50 (20)
940-960 hPa	0.46 (113)	0.25 (1)	0.25 (3)	0.26 (9)	0.45 (25)	<b>0.53</b> (25)	<b>0.53</b> (50)
960-980 hPa	<b>0.51</b> (227)	0.25 (3)	0.31 (11)	0.38 (22)	0.43 (42)	<b>0.54</b> (43)	<b>0.64</b> (106)
980-1,000 hPa	<b>0.49</b> (732)	0.03 (2)	0.21 (23)	0.40 (89)	0.41 (116)	<b>0.53</b> (133)	<b>0.63</b> (369)
1,000 hPa-	0.36 (668)	0.04 (3)	0.14 (11)	0.29 (45)	0.36 (92)	0.38 (151)	0.41 (366)
移動速度							
-3 m/s	0.35 (333)	0.14 (3)	0.16 (8)	0.34 (44)	0.35 (59)	0.29 (51)	0.40 (168)
3-5 m/s	0.45 (540)	0.03 (1)	0.17 (13)	0.30 (45)	0.43 (104)	0.46 (100)	0.57 (277)
5-7 m/s	<b>0.46</b> (562)	0.02 (1)	0.27 (21)	0.41 (55)	0.39 (85)	<b>0.52</b> (130)	<b>0.56</b> (270)
7-9 m/s	0.45 (272)	0.10 (3)	0.32 (6)	0.42 (20)	0.37 (37)	<b>0.49</b> (65)	<b>0.51</b> (141)
9-11 m/s	0.46 (84)	0.08 (1)		0.33 (4)	0.48 (10)	<b>0.54</b> (20)	<b>0.52</b> (49)
11 m/s-	0.29 (15)			0.25 (1)		0.30 (3)	0.38 (11)

第7.3.2.3表 北緯15-20度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.38 (2,227)	0.07 (30)	0.24 (147)	0.31 (296)	0.38 (419)	<b>0.45</b> (517)	<b>0.51</b> (818)
中心気圧							
--920 hPa	0.10 (14)			0.16 (2)	0.03 (1)	0.08 (3)	0.16 (8)
920-940 hPa	0.24 (83)		0.07 (1)	0.02 (1)	0.26 (20)	0.31 (34)	0.31 (27)
940-960 hPa	0.33 (183)	0.06 (1)	0.11 (6)	0.24 (22)	0.30 (39)	0.37 (50)	<b>0.51</b> (65)
960-980 hPa	<b>0.42</b> (357)	0.07 (4)	0.18 (20)	0.32 (49)	<b>0.47</b> (72)	<b>0.50</b> (87)	<b>0.62</b> (125)
980-1,000 hPa	0.44 (1,025)	0.07 (16)	0.28 (85)	0.36 (161)	<b>0.44</b> (200)	<b>0.58</b> (211)	<b>0.65</b> (352)
1,000 hPa-	0.35 (565)	0.07 (9)	0.28 (35)	0.33 (61)	0.34 (87)	<b>0.40</b> (132)	0.40 (241)
移動速度							
-3m/s	0.33 (594)	0.08 (10)	0.25 (55)	0.29 (85)	0.35 (123)	0.39 (131)	0.43 (190)
3-5 m/s	0.37 (705)	0.07 (10)	0.22 (46)	0.32 (107)	<b>0.41</b> (143)	0.41 (152)	<b>0.52</b> (247)
5-7 m/s	<b>0.42</b> (578)	0.09 (8)	0.24 (33)	0.32 (69)	0.40 (110)	<b>0.48</b> (123)	<b>0.56</b> (235)
7-9 m/s	<b>0.44</b> (261)	0.03 (1)	0.23 (9)	0.37 (29)	0.33 (32)	<b>0.58</b> (85)	<b>0.54</b> (105)
9-11 m/s	<b>0.50</b> (70)		0.50 (2)	0.40 (6)	0.53 (10)	<b>0.60</b> (21)	<b>0.61</b> (31)
11 m/s-	0.31 (19)		0.40 (2)	0.00 (0)	0.09 (1)	0.38 (5)	0.53 (10)

第7.3.2.4表 北緯20-26度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.27 (1,394)	0.05 (55)	0.22 (225)	0.35 (490)	<b>0.38</b> (364)	<b>0.44</b> (199)	<b>0.43</b> (61)
中心気圧							
-920 hPa	0.07 (4)		0.50 (2)	0.00 (1)			
920-940 hPa	0.14 (48)		0.03 (2)	0.13 (15)	0.18 (18)	0.27 (12)	
940-960 hPa	0.19 (145)	0.02 (2)	0.10 (19)	0.20 (47)	<b>0.32</b> (48)	<b>0.40</b> (25)	0.29 (4)
960-980 hPa	<b>0.31</b> (291)	0.07 (11)	0.23 (54)	<b>0.36</b> (92)	<b>0.50</b> (80)	<b>0.47</b> (43)	0.39 (11)
980-1,000 hPa	0.29 (579)	0.05 (30)	0.27 (109)	<b>0.44</b> (212)	<b>0.41</b> (120)	<b>0.55</b> (75)	<b>0.59</b> (33)
1,000 hPa-	<b>0.32</b> (327)	0.05 (12)	0.30 (39)	<b>0.42</b> (123)	<b>0.45</b> (97)	<b>0.40</b> (44)	0.40 (12)
移動速度							
-3m/s	0.24 (298)	0.05 (13)	0.14 (31)	0.28 (95)	<b>0.35</b> (88)	<b>0.41</b> (62)	0.32 (9)
3-5 m/s	0.29 (489)	0.02 (7)	0.24 (76)	<b>0.38</b> (190)	<b>0.38</b> (115)	<b>0.49</b> (82)	0.39 (19)
5-7 m/s	<b>0.29</b> (356)	0.05 (12)	0.24 (70)	<b>0.35</b> (122)	<b>0.39</b> (92)	<b>0.46</b> (40)	<b>0.57</b> (20)
7-9 m/s	0.26 (166)	0.07 (11)	0.22 (30)	<b>0.38</b> (56)	<b>0.40</b> (49)	0.26 (9)	0.46 (11)
9-11 m/s	0.28 (59)	0.05 (4)	0.35 (13)	<b>0.43</b> (20)	0.48 (16)	0.50 (5)	0.33 (1)
11 m/s-	0.23 (26)	0.13 (8)	0.26 (5)	0.44 (7)	0.31 (4)	1.00 (1)	0.50 (1)

第7.3.2.5表 北緯26-32度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.14 (419)	0.09 (186)	0.19 (177)	0.21 (95)	<b>0.25</b> (27)	0.27 (7)	0.33 (1)
中心気圧							
-920 hPa							
920-940 hPa	0.06 (6)	0.04 (1)	0.05 (2)	0.04 (1)	0.09 (2)	1.00 (1)	
940-960 hPa	0.06 (25)	0.02 (5)	0.07 (12)	0.07 (7)	0.13 (3)		
960-980 hPa	0.11 (78)	0.05 (20)	0.13 (30)	<b>0.18</b> (24)	0.31 (9)	0.29 (4)	
980-1,000 hPa	0.17 (198)	0.10 (84)	0.25 (93)	<b>0.41</b> (51)	0.29 (6)	0.50 (2)	1.00 (1)
1,000 hPa-	0.19 (112)	0.17 (76)	0.30 (40)	0.21 (12)	0.78 (7)		
移動速度							
-3 m/s	0.13 (68)	0.10 (27)	0.18 (31)	0.16 (20)	0.17 (4)	0.10 (1)	
3-5 m/s	0.15 (116)	0.12 (53)	0.19 (55)	0.19 (23)	0.18 (6)		0.50 (1)
5-7 m/s	0.14 (100)	0.09 (39)	0.18 (42)	<b>0.24</b> (24)	0.37 (11)	0.50 (2)	
7-9 m/s	0.14 (64)	0.09 (26)	0.17 (21)	0.28 (18)	0.25 (3)	0.50 (2)	
9-11 m/s	0.14 (40)	0.09 (18)	0.25 (19)	0.24 (7)	0.43 (3)	0.33 (1)	
11 m/s-	0.09 (31)	0.08 (23)	0.19 (9)	0.38 (3)	0.00 (0)	1.00 (1)	

第7.3.2.6表 東経120度より西における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

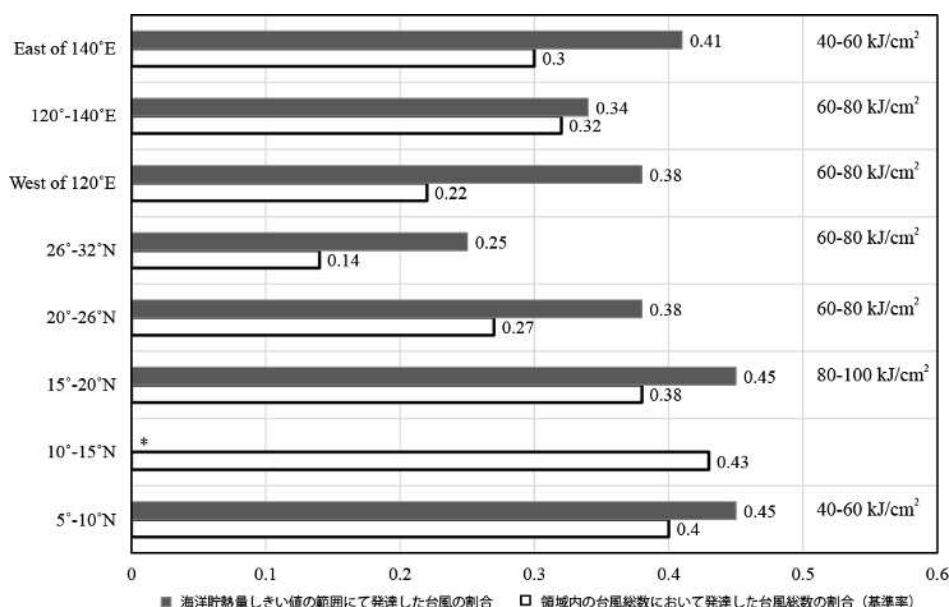
	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.22 (1,011)	0.06 (92)	0.21 (188)	0.31 (306)	<b>0.38</b> (246)	<b>0.44</b> (126)	<b>0.37</b> (53)
中心気圧							
-920 hPa							
920-940 hPa	0.09 (2)				0.11 (1)		
940-960 hPa	0.16 (24)	0.08 (2)	0.10 (4)	0.18 (7)	0.27 (7)	0.31 (4)	
960-980 hPa	0.19 (119)	0.05 (7)	0.19 (38)	0.23 (40)	0.24 (17)	0.29 (10)	0.30 (7)
980-1,000 hPa	0.22 (555)	0.04 (37)	0.22 (107)	<b>0.34</b> (183)	<b>0.40</b> (147)	<b>0.55</b> (55)	<b>0.45</b> (26)
1,000 hPa-	0.24 (311)	0.08 (46)	0.22 (39)	<b>0.34</b> (76)	<b>0.40</b> (74)	<b>0.41</b> (56)	<b>0.38</b> (20)
移動速度							
-3 m/s	0.24 (340)	0.09 (38)	0.21 (62)	<b>0.31</b> (104)	<b>0.37</b> (90)	<b>0.38</b> (38)	0.23 (8)
3-5 m/s	0.23 (339)	0.04 (21)	0.20 (63)	<b>0.33</b> (124)	<b>0.40</b> (73)	<b>0.56</b> (38)	<b>0.47</b> (20)
5-7 m/s	0.20 (211)	0.03 (12)	0.22 (47)	<b>0.26</b> (52)	<b>0.37</b> (58)	<b>0.41</b> (26)	0.47 (16)
7-9 m/s	0.19 (86)	0.06 (13)	0.19 (12)	<b>0.39</b> (22)	<b>0.34</b> (20)	0.41 (15)	0.20 (4)
9-11 m/s	0.21 (27)	0.07 (5)	0.30 (3)	0.24 (4)	0.40 (4)	1.00 (15)	0.29 (2)
11 m/s-	0.21 (8)	0.13 (3)	0.25 (1)		0.25 (1)		0.75 (3)

第7.3.2.7表 東経140度より東における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.30 (2,843)	0.14 (534)	0.23 (228)	<b>0.41</b> (422)	<b>0.43</b> (470)	<b>0.48</b> (540)	<b>0.49</b> (649)
中心気圧							
-920 hPa	0.17 (13)				0.29 (7)		0.08 (1)
920-940 hPa	0.24 (68)		0.03 (1)	0.17 (8)	0.25 (20)	<b>0.36</b> (26)	0.31 (13)
940-960 hPa	0.27 (167)	0.04 (5)	0.14 (25)	0.25 (29)	<b>0.46</b> (42)	<b>0.56</b> (39)	<b>0.60</b> (27)
960-980 hPa	0.30 (385)	0.12 (76)	0.15 (28)	<b>0.54</b> (82)	<b>0.61</b> (74)	<b>0.63</b> (62)	<b>0.74</b> (63)
980-1,000 hPa	0.32 (1,192)	0.14 (297)	0.30 (110)	0.51 (175)	<b>0.52</b> (170)	<b>0.65</b> (210)	<b>0.69</b> (230)
1,000 hPa-	0.29 (1,018)	0.14 (156)	0.30 (64)	0.35 (128)	<b>0.34</b> (157)	<b>0.37</b> (198)	<b>0.39</b> (315)
移動速度							
-3 m/s	0.27 (477)	0.05 (17)	0.19 (35)	<b>0.34</b> (86)	<b>0.33</b> (88)	<b>0.35</b> (104)	<b>0.35</b> (147)
3-5 m/s	<b>0.37</b> (774)	0.10 (49)	0.23 (65)	<b>0.43</b> (129)	<b>0.47</b> (153)	<b>0.50</b> (176)	<b>0.58</b> (202)
5-7 m/s	<b>0.35</b> (694)	0.10 (57)	0.28 (68)	0.44 (117)	<b>0.44</b> (132)	<b>0.52</b> (148)	<b>0.52</b> (172)
7-9 m/s	0.31 (382)	0.09 (47)	0.25 (34)	<b>0.41</b> (61)	<b>0.48</b> (70)	<b>0.55</b> (78)	<b>0.59</b> (92)
9-11 m/s	0.24 (177)	0.11 (53)	0.24 (18)	<b>0.51</b> (24)	<b>0.54</b> (26)	<b>0.66</b> (27)	<b>0.57</b> (29)
11 m/s-	0.21 (339)	0.20 (311)	0.15 (8)	0.33 (5)	0.05 (1)	0.47 (7)	0.39 (7)

第7.3.2.8表 東経120-140度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.32 (3,225)	0.06 (109)	0.18 (219)	0.29 (450)	<b>0.34</b> (523)	<b>0.41</b> (579)	0.50 (1,345)
中心気圧							
-920 hPa	0.11 (21)		0.18 (2)	0.19 (4)	0.04 (2)	0.03 (1)	0.19 (12)
920-940 hPa	0.19 (124)		0.05 (4)	0.09 (14)	0.21 (34)	0.30 (36)	<b>0.37</b> (36)
940-960 hPa	0.22 (298)	0.02 (3)	0.06 (14)	0.17 (56)	0.26 (67)	<b>0.36</b> (63)	<b>0.49</b> (95)
960-980 hPa	0.32 (573)	0.04 (14)	0.19 (56)	0.26 (81)	<b>0.47</b> (124)	<b>0.46</b> (112)	<b>0.60</b> (186)
980-1,000 hPa	0.37 (1,346)	0.07 (61)	0.27 (114)	<b>0.44</b> (210)	<b>0.39</b> (178)	<b>0.48</b> (215)	<b>0.63</b> (568)
1,000 hPa-	<b>0.33</b> (863)	0.08 (31)	0.24 (29)	0.32 (85)	<b>0.37</b> (118)	<b>0.39</b> (152)	<b>0.40</b> (448)
移動速度							
-3 m/s	0.30 (678)	0.03 (6)	0.13 (29)	0.22 (83)	0.31 (124)	<b>0.35</b> (138)	<b>0.42</b> (298)
3-5 m/s	<b>0.34</b> (942)	0.03 (10)	0.22 (75)	0.29 (143)	<b>0.36</b> (178)	<b>0.37</b> (163)	<b>0.51</b> (373)
5-7 m/s	<b>0.36</b> (921)	0.06 (21)	0.18 (64)	0.31 (128)	<b>0.37</b> (144)	<b>0.48</b> (158)	<b>0.57</b> (406)
7-9 m/s	0.32 (444)	0.07 (21)	0.15 (25)	<b>0.35</b> (66)	0.31 (55)	<b>0.47</b> (87)	<b>0.50</b> (190)
9-11 m/s	0.26 (157)	0.06 (15)	0.22 (16)	0.32 (22)	0.38 (18)	<b>0.52</b> (25)	<b>0.51</b> (61)
11 m/s-	0.15 (83)	0.08 (36)	0.26 (10)	0.29 (8)	0.27 (4)	0.47 (8)	0.41 (17)



第7.3.2.1図 海洋貯熱量のしきい値と発達率

各海域における台風総データ数に対する台風発達数の割合及び 海洋貯熱量しきい値における同割合。海域は5-10°N、10-15°N、15-20°N、20-26°N、26-32°N、120°E西、120-140°E、140°E東に区分している。

第7.3.2.1～第7.3.2.8表のうち、基準率と海洋貯熱量しきい値における発達の割合を海域毎にまとめたものを第7.3.2.1図に示す。北緯15-20度より北側では緯度が高くなるにつれてしきい値は減少し、総数に占める発達の割合は低くなっている。また北緯10-15度についてはz検定で有意となるような海洋貯熱量の区分は存在しなかった。北緯5-10度においては海洋貯熱量の値が低いにも関わらず、総数に占める発達の割合は北緯15-20度と同程度であった。Wada(2015b)では2013年台風第30号と1990年台風第24号を比較し、台風発達に関してはしきい値を超えていれば台風は強化すること、しかし最低中心気圧については発達中における台風経路上の海洋貯熱量の値そのものが関わることを示している。

海洋貯熱量のしきい値でみると、東経120-140度では60-80 kJ cm<sup>-2</sup>と高めになっているものの、発達の割合は0.02(2%)しか上昇していない。一方で東経120度より西ではしきい値である60-80 kJ cm<sup>-2</sup>の海

域で 0.16(16%)、発達割合は上昇する。東経 140 度より東でも、しきい値となる 40-60 kJ cm<sup>-2</sup> の海域では 0.11(11%)も発達率は上昇する。この結果は海域によって、海洋場が台風発達に関わる寄与が異なることを示している。このような海域毎の特性はまた中心気圧や移動速度の違いによって変わってくる。このように海洋貯熱量の値そのもので台風の発達を単純に判断することはできない。このことについて事例解析を通じてその詳細をみていくことにする。

### 7.3.3 事例解析

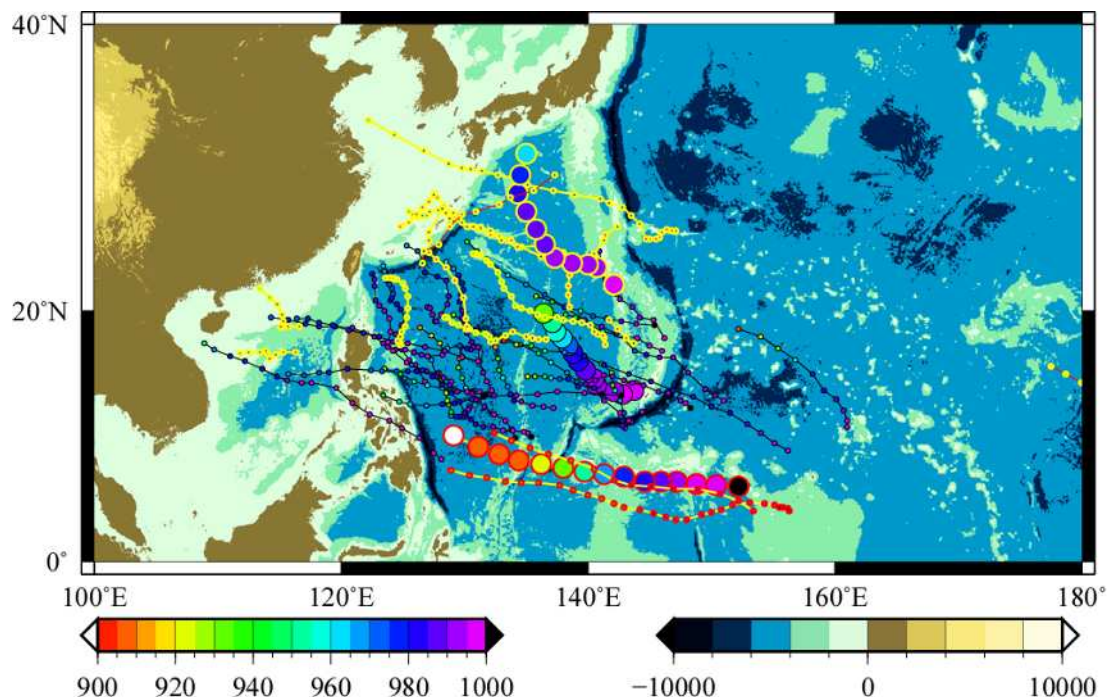
ここでは第 7.3.2 項で示した海洋貯熱量のしきい値を個々の台風に適用した事例について紹介する。2012 年から 2014 年までの 44 の台風を対象として、海洋貯熱量のしきい値の有効性について調査した。事例解析を実施するにあたり、海洋貯熱量とベストトラックデータの他に全球大気モデルにより予測された台風のデータ(tytrack)と予報課により作成される台風予報データ(yotc)を使用した。台風の解析時刻 5 日前のバイアス補正無、台風中心位置を基準とした緯経度 1.5° 平均半旬平均海洋貯熱量データを使用することから、本解析においても当該台風による海水温低下の効果は考慮されない。

第 7.3.1 項と同様に台風の発達を  $\Delta p_{ch} > 0$  と定義する。ただしここでは台風が最大強度（最低中心気圧）に達するまでの期間を台風発達期間とする。台風発達期間には台風発達だけでなく、中心気圧が変化しない時期や一時的に衰退する時期を含む。しかしながらベストトラックに示された台風は台風発達期間を過ぎた後は一時的に発達することはあっても、先に記録した最低中心気圧を超えることはなかった。一方で tytrack や yotc に記録されたデータについては、この台風発達期間を超えた後もその最大強度を凌ぐ強度を予測・予報することがある。このような状況を予測・予報における過発達と呼ぶ。一方で tytrack や yotc に記録されたデータは台風発達時に発達を示していない、もしくはその時の中心気圧の値よりも明らかに高い中心気圧を示すことがある。この時は予測・予報における未発達と呼ぶことにする。

第 7.3.3.1 表 2012-2014 年の台風発達期間における台風発達と台風直下での海洋貯熱量及びしきい値の関係  
太字は本節で扱う事例。

海洋貯熱量としきい値の関係	台風事例
海洋貯熱量が台風発達期間、常にしきい値より高い台風	T1224, <b>T1330</b> , T1422
海洋貯熱量が台風発達期間、はじめにしきい値より高く、発達するにつれて低くなる台風	T1209, T1213, T1216, T1217, T1219, T1223, T1307, T1311, T1312, T1315, T1319, T1323, T1324, T1325, <b>T1326</b> , T1327, T1328, T1329, T1408, T1409, T1410, T1411, T1415, T1418, T1419, T1420, T1421
海洋貯熱量が台風発達期間、常にしきい値より低い台風	T1207, T1208, T1210, T1211, T1214, T1215, T1218, T1221, T1222, T1317, <b>T1318</b> , T1321, T1412, T1413, T1414

2012 年から 2014 年までの 44 の台風を表 7.3.3.1 に示す。この 44 の台風を、台風発達期間における台風発達と台風直下での海洋貯熱量及びしきい値（第 7.3.2.1 図, Wada, 2015a, b）との関係から、3 つに分類した。なお個々の台風については T(西暦の下 2 桁) (台風番号) で示すこととする。以下、3 つの区分の特徴について、それぞれの区分に属する台風 (T1330, T1326, T1318) の事例解析結果を紹介する。



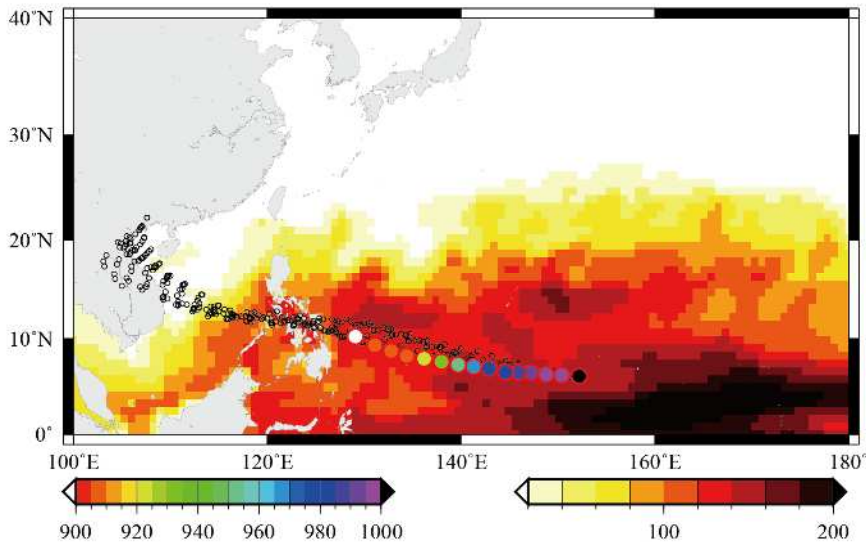
第 7.3.3.1 図 2012-2014 年の期間の台風 44 個の経路

黄色の縁取りをした大きい円は T1318、黒色の縁取りをした大きい円は T1326、赤色の縁取りをした大きい円は T1330 の経路をそれぞれ示す。円内の色は中心気圧の示度(hPa)を示す。地図の色は地形(m)を示す。

### 7.3.3.1 T1330

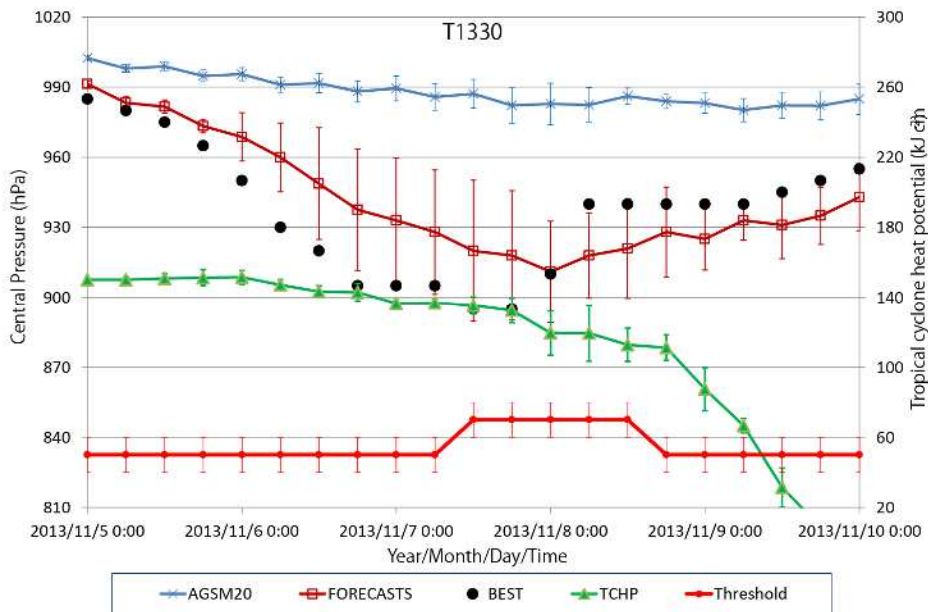
11月4日00UTCにトラック諸島近海(北緯6.1度、東経152.2度)で発生した台風第30号は西～西北西の方向へ移動した。11月5日18UTCから6日18UTCにかけて、1日に60hPaもの気圧降下とともに急発達した。その後台風は、7日12UTCから18UTCにかけて、最低中心気圧895hPa、最大風速125ノットに達した。7日2040UTCに勢力を保った状況でフィリピン島中部に位置するサマル島に上陸し、バナイ島、ヴィサヤ諸島を横断して、その後南シナ海へ抜けた。ギーワンに上陸した時の最大風速は $67\text{ms}^{-1}$ であった。台風発達期間、台風直下の海洋貯熱量は $100\text{kJ cm}^{-2}$ を超えていた(第7.3.3.1.1図)。

気象庁全球大気モデルは、進路についてはやや北側ではあったものの、速い移動速度で西進する様子を予測することができていた。しかしながら、この台風の急発達を予測することはできなかった(第7.3.3.1.2図)。強度予報に関しても、その強度変化はベストトラックの強度変化に追いついていなかった。台風直下の海洋貯熱量はしきい値よりはるかに高い値を推移した。この高い値が保った原因としては、移動速度が速かったため、海面水温が低下しにくく、高い海面水温が保たれたことが挙げられる(Lin et al. 2014)。従って海洋環境場の視点で見れば、速い移動速度は急発達及び900hPaを下回る中心気圧(895hPa)の実現に好都合であったといえる。一方で、台風の強化は海洋貯熱量がしきい値をはるかに超える状況において止まっていた(第7.3.3.1.2図)。これはT1224やT1422においても見られた特徴である。台風の大きさはT1224,T1330,T1422ともに小さく、成熟期においてはほぼリング状、同心円に近い構造が形成され、台風の眼の大きさはむしろ拡大傾向となっていた。



第 7.3.3.1.1 図 2013 年 11 月 3 日の半旬平均海洋貯熱量分布 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ )

大きい円は発達時期における台風経路を示し、円内の色は中心気圧の示度を示す (hPa)。小さい円は全球大気モデルの予測位置を示す。



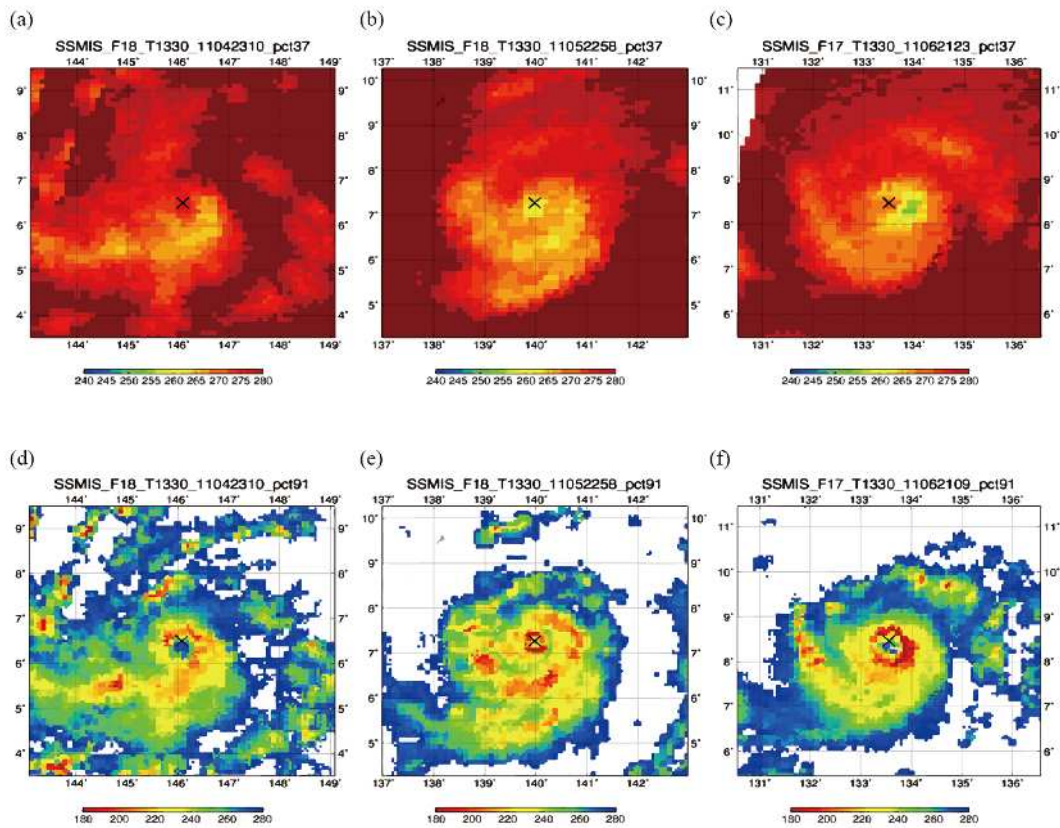
第 7.3.3.1.2 図 中心気圧と海洋貯熱量の時間変化

ベストトラック (BEST)、tytrack (AGSM20)、yotc (FORECASTS) による中心気圧の時系列図及び台風直下の海洋貯熱量 (TCHP) と TCHP のしきい値 (Threshold) の時系列図。ベストトラック以外は予測 (初期値、予測値とも 6 時間毎)・予報回数 (初期値は 6 時間毎、予報値は 12 もしくは 24 時間毎) に応じて平均及び標準偏差を計算している。

海洋貯熱量だけでなく、台風構造変化を併せてみることは、台風の実況監視及び予報にとって重要な作業である。SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz と 91GHz の PCT 分布図により台風発達期の構造変化を見る (第 7.3.3.1.3a-f 図)。37GHz 帯 PCT においては、台風中心付近での低温域がリング状に分布していると、台風は急速に強化する傾向にあることが報告されている (Kieper and Jiang, 2012)。また 91GHz の PCT は雲氷物質をとらえており、強い対流が生じたことを示すことから台風の強度を知る上で重要な手がかりとなる。



台風強化発達初期（11月4日2310UTC）において、37GHz分布図はSakuragi et al(2014)と同様の方法で推定された中心位置に対して南側で温度が低くなっている（第7.3.3.1.3a図）。一方で91GHz分布図（第7.3.3.1.3d図）においては北側で温度が低くなっている。また南側で対流活動が起こり、上昇流及び水平移流により北側へ運ばれ、進行方向前面（西北西側）で温度が低くなったことが推測される（第7.3.3.1.3d-f図）。対流による凝結加熱は温暖核の温度を高め、中心気圧の降下および台風の強化に貢献するものと考えられる。11月5日2256UTCの91GHzの画像では、こうした強化過程により台風の眼の壁雲は収縮した様子が確認できる（第7.3.3.1.3e図）。それでも37GHz分布図(第7.3.3.1.3b図)に見られる台風中心付近における低い温度分布から、さらなる強化が起こることが予想される(Kieper and Jiang, 2012)。11月6日2109UTCにおいては、37GHz分布図が非軸対称分布となり(第7.3.3.1.3c図)、また中心位置から東側で温度が低っている。このことに加えて91GHz分布図において台風の眼の大きさが拡大すると(第7.3.3.1.3f図)、台風は海洋貯熱量が高い海域上にあるとはいえ、中心気圧の降下を停止する。このような状況は台風が大気海洋環境場のもつ台風潜在強度に既に達してしまった状況とも考えることができる。

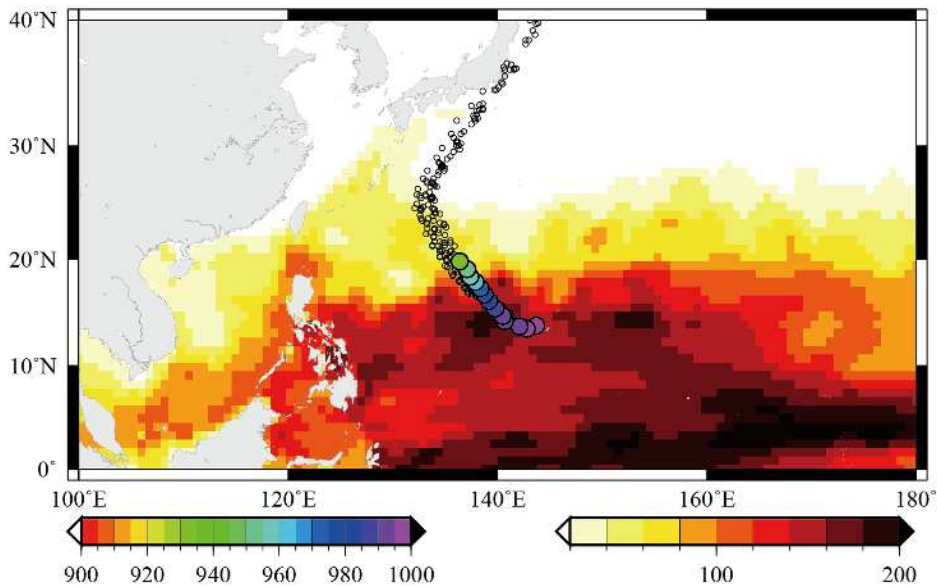


第7.3.3.1.3図 衛星マイクロ波画像

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された37GHzと91GHzのPCT分布図

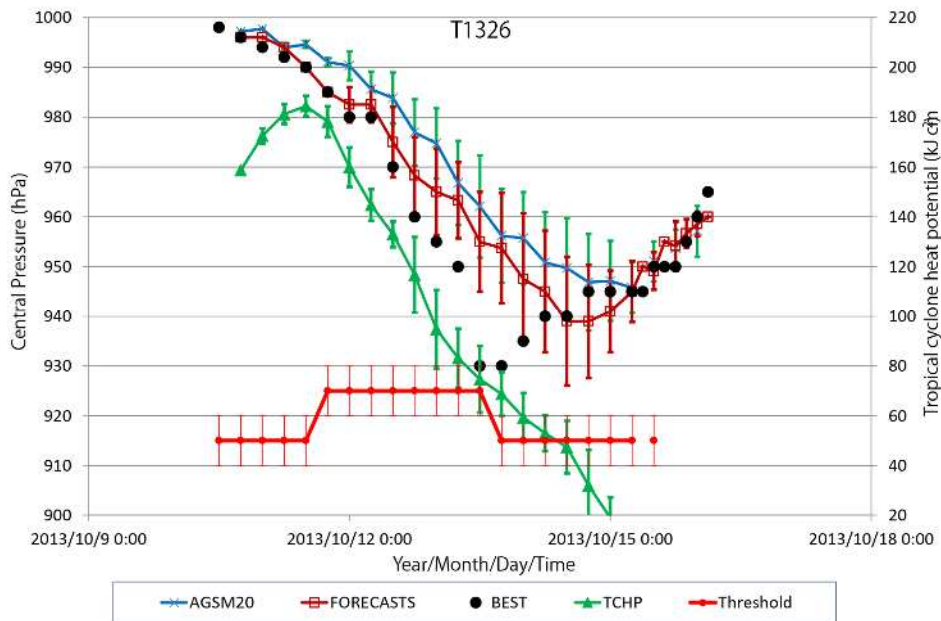
### 7.3.3.2 T1326

10月10日12UTCにマリアナ諸島付近(北緯13.8度、東経143.7度)、海洋貯熱量が比較的高い海域で発生した台風は北西に進みながら、台風直下の海洋貯熱量が $80\text{kJ cm}^{-2}$ を超える海域で発達し、北緯19.8度、東経136.4度で中心気圧930hPaに達した(第7.3.3.2.1図)。その後台風は勢力を保ったまま進路を東寄りに変え、速度を速めながら北上し、15日18UTCから21UTCにかけて伊豆諸島北部を通過した。この台風による大雨により、伊豆大島(東京都大島町)では土石流により甚大な被害が発生した。



第 7.3.3.2.1 図 2013 年 10 月 10 日の半月平均海洋貯熱量分布 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ )

大きい円は発達時期における台風経路を示し、円内の色は中心気圧の示度を示す (hPa)。小さい円は全球大気モデルの予測位置を示す。

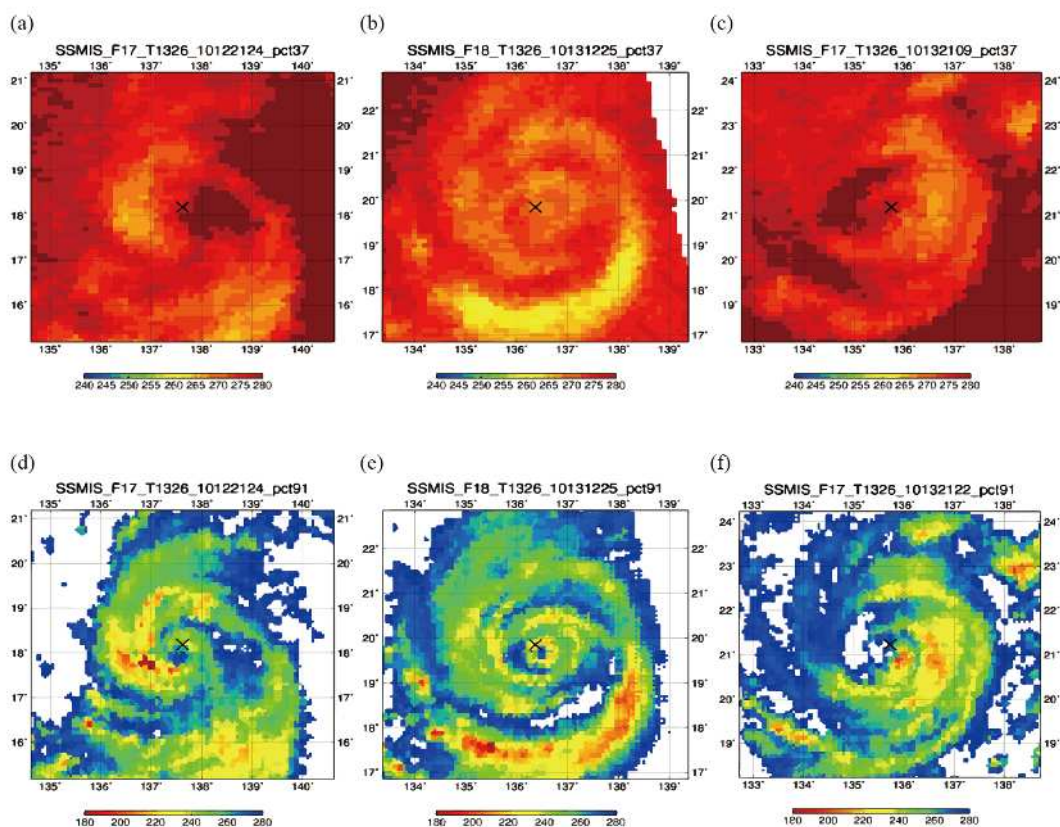


第 7.3.3.2.2 図 中心気圧と海洋貯熱量の時間変化

ベストトラック (BEST)、tytrack (AGSM20)、yotc (FORECASTS) による中心気圧の時系列図及び台風直下の海洋貯熱量 (TCHP) と TCHP のしきい値 (Threshold) の時系列図。ベストトラック以外は予測 (初期値、予測値とも 6 時間毎)・予報回数 (初期値は 6 時間毎、予報値は 12 もしくは 24 時間毎) に応じて平均及び標準偏差を計算している。

台風発生時において、台風直下の海洋貯熱量はしきい値よりもはるかに高い値であった (第 7.3.3.2.2 図)。海洋貯熱量は台風が北西方向に移動・強化するにつれて値は小さくなっており、最低中心気圧に達した時はしきい値の下限、もしくはそれを下回る値となっていた。台風の衰退期において海洋貯熱量はしきい値から低い値となっている。この台風の強度予測について、気象庁全球モデルは台風強化を表現できていな

い。また最低中心気圧もベストトラックの時間より遅れて（すなわち緯度としてはより高緯度に）表現している（第 7.3.3.2.2 図）。このモデル結果の特徴は台風強度予報にも表れている。すなわち海洋貯熱量がしきい値よりも低い状況でも台風は発達すると予報している。しかしながらこの台風が移動・強化した海域では海洋貯熱量のしきい値を下回らない海域であり、しきい値を下回った海域において、台風は発達期から成熟期に移行していた。同様の特徴はまた同じ区分に属する台風においても見られた。



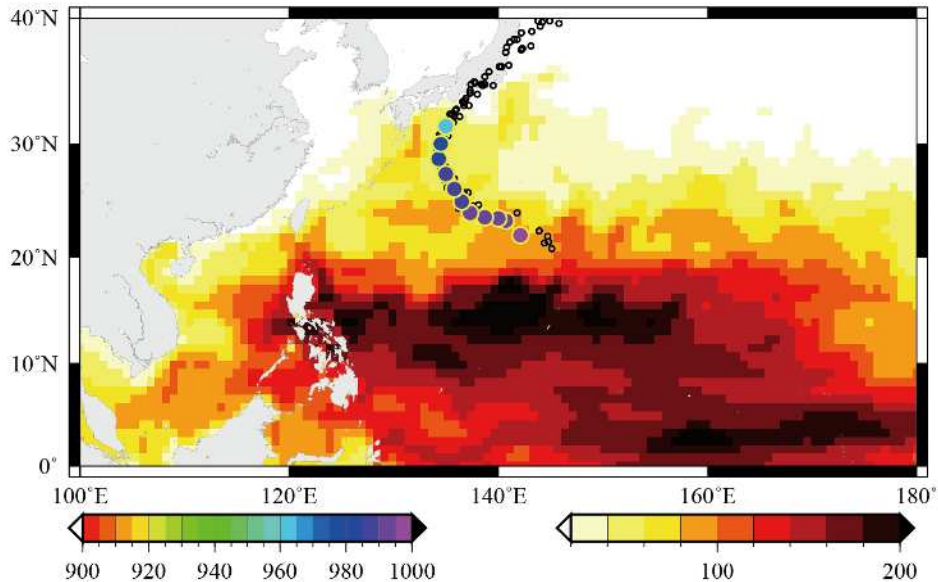
第 7.3.3.2.3 図 衛星マイクロ波画像

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz と 91GHz の PCT 分布図

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz PCT 分布図では、発達期初期（10 月 12 日 2124 UTC）において大きなリング状の低温域は見られるものの、台風中心西側において PCT は小さく非軸対称パターンとなっている（第 7.3.3.2.3a 図）。ある程度の強度に達した 10 月 13 日 1225 UTC では、台風中心付近で低温域がスパイラル上に分布しているものの、台風中心域で領域は小さいものの低温域が見られた（第 7.3.3.2.3b 図）。Kieper and Jiang(2012)の結果を考慮すると、この中心付近の低温域の出現から、台風はさらに強化することが予想される。10 月 13 日 2109 UTC、台風が成熟期を迎えたとき、台風中心付近での PCT の温度は高めとなり再び非軸対称構造となるものの、低温域は台風中心東側となる（第 7.3.3.2.3c 図）。91GHz PCT パターンは発達期において非軸対称構造（第 7.3.3.2.3d 図）であったものが、眼のサイズが小さい軸対称構造に近い分布（第 7.3.3.2.3e 図）へと変化し、その後非軸対称構造となる（第 7.3.3.2.3f 図）。非軸対称性に関して、37GHz PCT 分布図と 91GHz PCT 分布図は共通の特徴を示していることに注意されたい。ここでは海洋貯熱量が高い時には台風構造は非軸対称から軸対称構造へと変化し、海洋貯熱量が低く台風が最低気圧に達した後は非軸対称化が起こるという点が、台風の強度変化と海洋貯熱量を理解する 1 つのヒントとなる。

### 7.3.3.3 T1318

9月13日00UTCに小笠原諸島の近海(北緯22.0度、東経142.1度)で熱帯低気圧から台風へと昇格し、この台風はしばらく西寄りに進んだ。9月15日00UTCにおいて北緯28.7度、東経134.3度で980hPaであった台風は北よりに進路を変え、その後12時間で20hPaも中心気圧が降下し、960hPaとなった。15日21UTCまで中心気圧を維持した後、中心気圧965hPaとなって愛知県豊橋市付近に上陸した(第7.3.3.3.1図)。

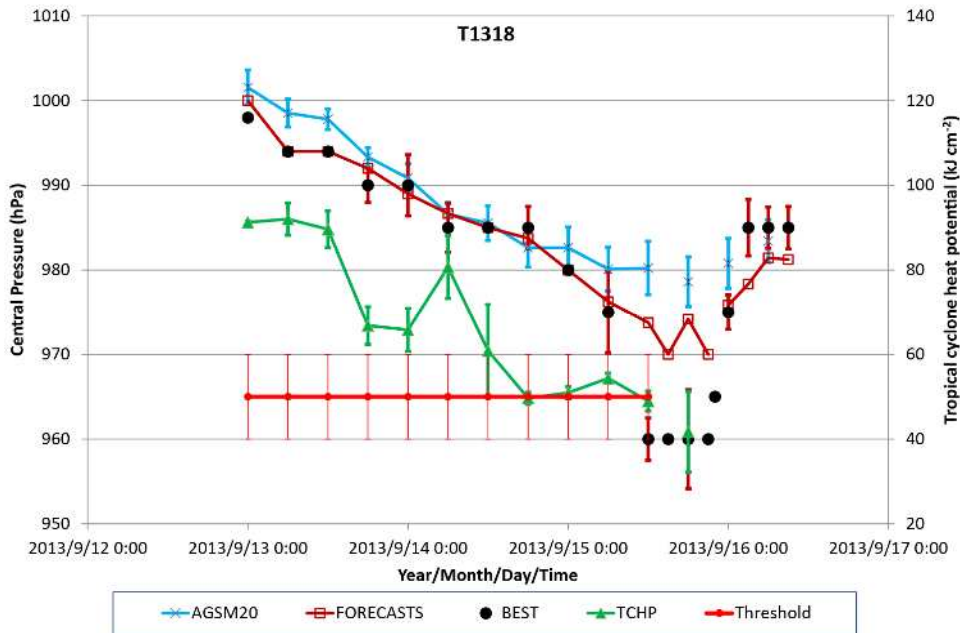


第7.3.3.3.1図 2013年9月10日の半月平均海洋貯熱量分布 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ )

大きい円は発達時期における台風経路を示し、円内の色は中心気圧の示度を示す(hPa)。小さい円は全球大気モデルの予測位置を示す。

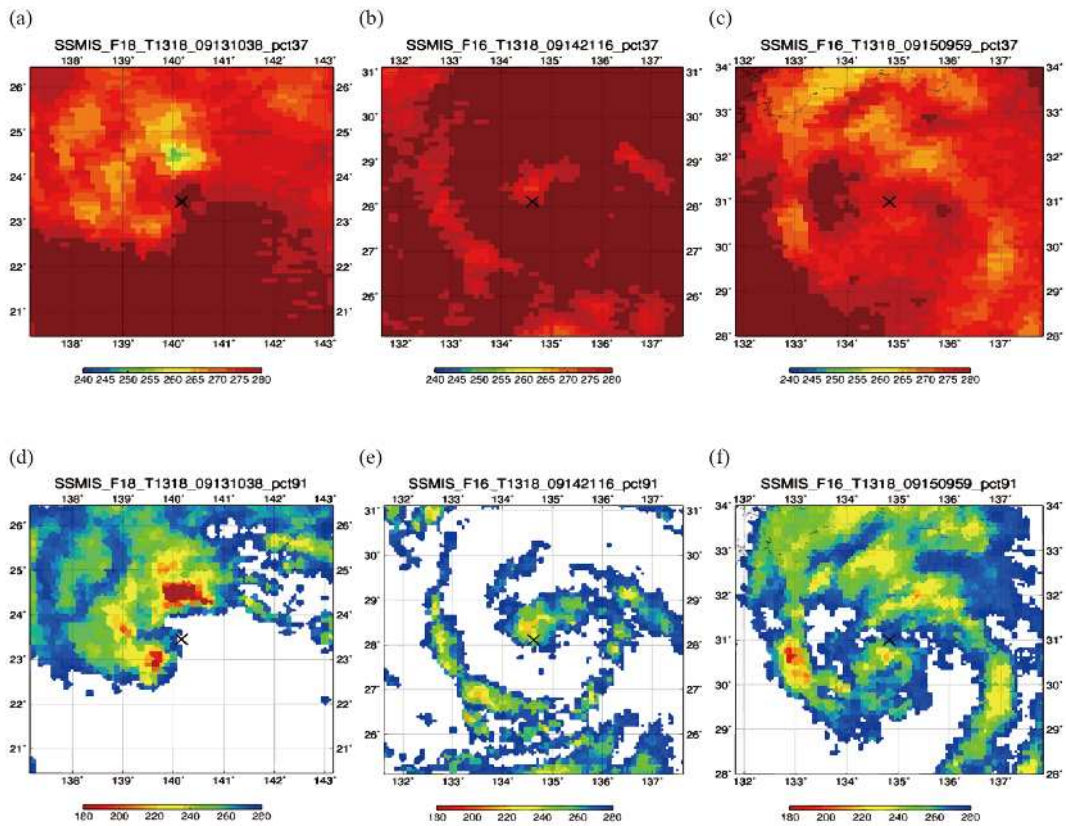
海洋貯熱量は発生当初はしきい値より高かったものの、発達時期においてしきい値を下回るようになった(第7.3.3.3.2図)。それでも台風はむしろ急発達をし、その強度を維持した状態で日本に上陸した。このようにしきい値を下回る海洋貯熱量場において発達する台風事例は、比較的中緯度に多い。この発達プロセスについては台風直下の海面水温、海洋貯熱量の値よりはむしろ周囲の海洋環境場が台風の発達に影響を与えている可能性がある。Wada(2015c)は非静力学大気波浪海洋結合モデルと2011年及び2013年9月の海洋場を初期値としたT1318に関する数値シミュレーションを実施し、2011年台風第12号通過後に形成された海水温低下域が残っている2011年9月の海洋初期値を用いた数値シミュレーションでは、T1318のような台風発達を再現することができず、また近畿北部の豪雨も再現できないことを示している。

全球大気モデルでは、12時間で20hPaもの急降下を表現することはできなかった。強度予報においても同様の傾向が見られた(第7.3.3.3.2図)。しかしながら強度変化の予報という観点でみると、定性的にはよく合っているという結果となった。比較的緯度が高いところで発達する台風を予報するにあたっては、台風直下の海面水温や海洋貯熱量を参考にするよりは、むしろ広域の海洋環境場を参考にすべきである。



第 7.3.3.3.2 図 中心気圧と海洋貯熱量の時間変化

ベストトラック (BEST)、tytrack (AGSM20)、yotc (FORECASTS) による中心気圧の時系列図及び台風直下の海洋貯熱量 (TCHP) と TCHP のしきい値 (Threshold) の時系列図。ベストトラック以外は予測 (初期値、予測値とも 6 時間毎)・予報回数 (初期値は 6 時間毎、予報値は 12 もしくは 24 時間毎) に応じて平均及び標準偏差を計算している。



第 7.3.3.3.3 図 衛星マイクロ波画像

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz と 91GHz の PCT 分布図

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHzPCT 分布図では、発達期初期（9月13日1038UTC）において北西象限の温度が低くなっており、明瞭な非軸対称構造となっている（第7.3.3.3.3a図）。降水帯はシールド状になっており（図示せず）、温帯低気圧への移行時期における典型的な分布であった。9月14日2116UTCでは、37GHzPCT 分布図にて台風中心付近において低温域が形成されている様子が見られ（第7.3.3.3.3b図）、これが後の急発達へとつながったと考えられる。9月15日0959UTCにおいては、台風は成熟期となっており、37GHzPCT 分布図では台風中心付近は低温域となっているものの、台風中心北側ではより低い低温域がスパイラル状に分布している（第7.3.3.3.3c図）。この台風においても非軸対称性に関してはT1326と同様、37GHzPCT 分布図と91GHzPCT 分布図は共通の特徴を示していること（第7.3.3.3.3d-f図）に注意されたい。91GHzPCT 分布図では、発達期初期（9月13日1038UTC）で37GHzPCT 分布図と同様、北西象限の温度が低いという明瞭な非軸対称構造を示している（第7.3.3.3.3d図）。9月14日2116UTCにて台風中心付近において低温域が形成されている様子もまた37GHzPCT 分布図と同様である（第7.3.3.3.3e図）。91GHzPCT 分布図と37GHzPCT 分布図の違いが表れるのは9月15日0959UTCであり、台風中心付近での低温域は91GHzPCT 分布図の方がより明瞭である（第7.3.3.3.3f図）。この中心付近での低温域は対流バースト（Wada, 2015c）により形成されたと考えられる。Wada(2015c)は、この対流バーストは海洋貯熱量が高いという海洋環境場により生じたことを数値シミュレーション研究により示している。

## 参考文献

- Akima, H., 1970: A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *J. Assoc. Comp. Mach.*, **17**, 589 - 602.
- DeMaria, M, C. R. Sampson, J. A. Knaff and K. D. Musgrave, 2014: Is tropical cyclone intensity guidance improving? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 387-398. doi:10.1175/BAMS-D-12-00240.1.
- Emanuel, K. A. 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. 1, Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1763-1775.
- 石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 藤井陽介, 辻野博之, 石川一郎, 吉岡典哉, 倉賀野連, 蒲地政文, 2009: MOVE/MRI.COMの概要と現業システムの構築. *測候時報*, **76**, S1-S16.
- Kieper, M. and H. Jiang, 2012: Predicting tropical cyclone rapid intensification using the 37GHz ring pattern identified from passive microwave measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L13804, doi:10.1029/2012GL052115.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Leipper D and D. Volgenau, 1972: Upper ocean heat content of the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 218-224.
- Lin, I.-I., I.-F. Pun and C.-C. Lien 2014: "Category-6" supertyphoon Haiyan in global warming hiatus: Contribution from subsurface ocean warming, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 8547-8553, doi:10.1002/2014GL061281.
- Palmén, E. H., 1948: On the formation and structure of tropical cyclones. *Geophysica*, **3**, 26-38.
- 佐伯理郎, 2001: Argo(アルゴ)計画. *測候時報*, **68**, S149-S153.

- 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. 15.
- Scharroo, R., W. H. F. Smith and J. L. Lillibridge, 2005: Satellite altimetry and the intensification of Hurricane Katrina. EOS Trans. AGU, **86**, 366.
- Scharroo, R., 2006: Reply to comment on “Satellite altimetry and the intensification of Hurricane Katrina.” EOS Trans. AGU, **87**, 90.
- Sun, D., R. Gautam, G. Cervone and M. Kafatos, 2006: Comment on “Satellite altimetry and the intensification of Hurricane Katrina.” EOS Trans. AGU, **87**, 89-90.
- UNESCO, 1981: Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Technical Papers in Marine Sci. **36**. UNESCO, Paris.
- Wada, A. and N. Usui, 2007: Importance of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity and intensification in the western North Pacific. J. Oceanogr., **63**, 427-447.
- 和田 章義, 2013: 台風と海洋, 台風研究の最前線(上), 気象研究ノート, **226**, 149-189.
- Wada, A., 2015a: Utilization of tropical cyclone heat potential for improving tropical cyclone intensity forecasts. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No. 17.
- Wada, A., 2015b: Verification of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity forecasting in the Western North Pacific. J. Oceanogr., **71**, 373-387.
- Wada, A., 2015c: Unusually rapid intensification of Typhoon Man-yi in 2013 under preexisting warm-water conditions near the Kuroshio front south of Japan. J. Oceanogr., **71**, 597-622.

#### 略語表

略語	完全形	意味
MOVE	Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation	気象研究所海洋データ同化システム
MRI.COM	Meteorological Research Institute Community Ocean Model	気象研究所共用海洋モデル
PCT	Polarization Corrected Temperature	水平・垂直偏波の輝度温度のデータを用いて求めた偏波補正温度
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。
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。
TCHP	Tropical Cyclone Heat Potential	海水温 26 を超える海水がもつ熱容量 (J/cm <sup>2</sup> )。

## 付録1 北海道地方における暴風雪に対する取り組み\*

暴風雪警報は、暴風警報が対象とする非常に強い風に伴う重大な災害に加えて、「雪を伴うことによる視程障害(見通しが利かなくなるなど)などによる重大な災害」のおそれがあるときに発表する。暴風雪警報の基準は、全国の多くの地域では暴風警報の風速基準に「雪を伴う」ことを付帯条件としている。北海道地方では、これと異なり暴風雪警報は独自の風速基準に加えて、「雪による視程障害を伴う」場合に発表するという基準を定めている。北海道では雪質が軽いいため、暴風警報基準に達していなくても、雪が舞い上がり激しい視程障害等を引き起こすことがある。そのため、暴風雪警報の風速基準値は暴風警報より低く設定するとともに、過度な警報・注意報の発表を抑えるために、現象実態に即した形で、「雪による視程障害」を明示した付帯条件としたものである。「雪による視程障害を伴うかどうか」の判断には、「レーダーエコー強度 1 mm/h 以上(点在したエコーを除く)」、「各種道路の通行止め情報」、「協定等により部外機関から得られている各種データ(ライブカメラ映像等)」、「レーダーエコーと衛星資料の雲頂高度により、雪雲の活発さや流入の推測」などを活用している。

大雪警報は、著しい降雪により、車の立ち往生や交通機関の運休等の交通障害、雪の重みによる建築物の倒壊や損壊といった重大な災害が発生するおそれがあるときに発表する。大雪警報は、6 時間降雪量、12 時間降雪量、及び 24 時間降雪量を数値基準としている。一方、北海道のような軽い雪質の地域においては、暴風雪警報が対象とする、猛ふぶきによる視程障害や、吹きだまりによる交通障害が発生するような気象状況では、強い風と強い雪が複合的に作用し、災害が発生する。このため、風の強さと雪の強さの別々の基準では社会的に大きな影響のある現象を見逃す可能性がある。そこで、札幌管区气象台では、暴風雪による災害に関して、先進的な調査研究を行っている寒地土木研究所と連携し、暴風雪警報基準の高度化に向けた基礎的な調査を実施している。付録 1.1 節では寒地土木研究所の調査研究に基づく暴風雪の仕組みと災害に関する基礎知識について示す。付録 1.2 節では札幌管区气象台が北海道や北海道開発局等の防災機関と連携して行った、先進的な取り組みを紹介する。

### 付録 1 . 1 暴風雪の仕組みと災害に関する知識

#### 付録 1 . 1 . 1 暴風雪による災害と気象状況の関係

暴風雪による災害の特徴をまとめると次のようになる。

- ・ 吹きだまりでは、積雪が 20 cm 程度でも発進ができなくなるなど車の運転が大変危険になる。また、複数以上の車が立往生すると、道路の通行が阻害される。
- ・ 暴風や視界不良により歩行が困難になる。雪で数 m 先も見えなくなり、方向感覚を失って自分の位置がわからなくなる。さらに車からは視界不良により歩行者が見えにくくなるため、大変危険である。また、体温が奪われて低体温症になるおそれがある。
- ・ 暴風により、看板や屋根などが飛んでくることがある。
- ・ 電線着雪や強風、飛散物などにより電線が切れるなどして停電が発生し、照明や暖房が使えなくなることがある。天気が回復するまで復旧作業は行えず、停電が長期化することがある。
- ・ 住宅では暖房機等の屋外の給排気口がふさがれることにより、立ち往生した車ではマフラーがふさがれることにより一酸化炭素中毒を起こす危険性がある。
- ・ 住宅の玄関が雪でふさがれて開かなくなることがある。

---

\*大山 哲男(札幌管区气象台気象防災部予報課)、竹田 康生(気象庁予報部予報課)



この中で、重大な災害としてふぶきによる視程障害と吹きだまりによる車の立ち往生等の道路災害がある。暴風雪による災害について、寒地土木研究所と札幌管区気象台が意見交換をしたときの災害と気象状況の関係をまとめると次のようになる。

#### 視程障害

- ・ 風速、降雪量、気温が分かれば、ふぶきによりどの程度の視程障害が発生するかをある程度推測することができる（付録 1.1.2 節で詳細について記述）。
- ・ 視程障害を伴い地表から数 m の厚さを持つ、いわゆる「高い地ふぶき」は、降雪があつて 8~9m/s 以上の風が継続した場合に発生する。
- ・ ふぶきが十分に発達するまでの吹走距離は 200~300m 位必要である。風上が田畑など開けている箇所で強いふぶきになりやすい。

#### 吹きだまり

- ・ 吹きだまりは気象要因だけではなく、地形の影響が大きく、その発生・規模を推定するのはかなり困難。
- ・ 雪が視界を、一時的に通過するだけであれば、視程障害は発生するが、吹きだまりはできない。
- ・ 吹きだまりは土砂を盛り上げて作られた盛土道路よりも地盤や斜面を削って作られた切土道路で発生しやすく、切土道路では視程障害を伴わない低い地ふぶきであっても吹きだまりが発生することがある。

このように、吹きだまりについては気象要因からだけでは予測が困難であるが、視程障害については気象状況から予測できる可能性がある。

### 付録 1.1.2 ふぶきによる視程の推定 ~暴風雪警報の高度化に向けた調査~

北海道における降雪時のふぶき発生臨界風速を調査した研究結果（竹内ら,1986）によると、「高い地ふぶき」が断続的に発生する臨界条件は、気温  $T$  [ ] と高さ 7m での風速  $V_7$  [m/s] を用いて、次のように整理される。

$$V_7 \geq 8.5 \text{ [m/s]} \quad (\text{但し } T \leq -2 \text{ })$$
$$V_7 \geq 8.5 + (1 + 0.5T) \text{ [m/s]} \quad (\text{但し } 2 \geq T > -2 \text{ })$$

この研究結果を気象庁で利用する場合、風速としてアメダスの風を利用することになる。気象庁のアメダスでは、通常 10m の高さで風速を測定しており、観測している高さに違いがあるが、高さ 10m での風速  $V_{10}$  [m/s] と高さ 7m での風速は、周囲が開けている状態で測定している場合、大きな差異がないと考え、次に示す吹雪時の視程推定手法の適用条件として、アメダスで観測された風速を ( $V_{AMeDAS}$  [m/s]) としたとき、 $V_7 = V_{AMeDAS}$  と見なすこととする。

寒地土木研究所の、「吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究」（松澤, 2007）では、視程 ( $VIS$  [m]) は飛散している雪の量を示す飛雪空間密度 ( $N$  [g/m<sup>3</sup>]) と風速 ( $V$  [m/s]) を用いて、以下の式で表されると報告している。

$$VIS = 10^{\{-0.773 \log(NV) + 2.85\}}$$

気象庁のアメダス観測の実測値を用いて視程を計算する場合、8.5[m/s]を境に次の式を用いる。

$$V = V_{AMeDAS} \quad (V_{AMeDAS} \geq 8.5[\text{m/s}] \text{ のとき})$$

$$V = \sqrt{(V_{AMeDAS})^2 + w_f^2} \quad (V_{AMeDAS} < 8.5[\text{m/s}] \text{ のとき})$$

ここで、 $w_f$  [m/s]は降雪粒子の落下速度である。風速が強い場合の雪粒子の移動速度は、風速と等しいと仮定しても大きな差異はないが、風速が弱くなると、風速に対する雪粒子の落下速度が無視できなくなるため、 $w_f$ を用いて補正する必要がある。

一方、飛雪空間密度 ( $N$  [g/m<sup>3</sup>]) は降雪強度 ( $P$  [g/m<sup>2</sup>s])、降雪粒子の落下速度 ( $w_f$  [m/s])、浮遊粒子の落下速度 ( $w_b$  [m/s])、基準高度 ( $Z_t$  [m])、基準高度 $Z_t$ での飛雪空間密度 ( $N_t$  [g/m<sup>3</sup>])、視程を求める高さ ( $z$  [m])、カルマン係数 ( $k$ )、摩擦速度 ( $U_*$  [m/s]) を用いて

$$N = \frac{P}{w_f} + \left( N_t - \frac{P}{w_b} \right) \left( \frac{z}{Z_t} \right)^{-\frac{w_b}{kU_*}}$$

と表される。この式において、降雪強度 ( $P$  [g/m<sup>2</sup>s]) は気象レーダーなどにより実測値が得られるが、残る未知数はどれもリアルタイムで直接計測を行って実測値を与えるのは容易ではなく、これらは既存の研究から次のとおり値を定める。

降雪粒子の落下速度 ( $w_f$  [m/s]) = 1.2

浮遊粒子の落下速度 ( $w_b$  [m/s]) = 0.35

基準高度 ( $Z_t$  [m]) = 0.15

基準高度 $Z_t$ での飛雪空間密度 ( $N_t$  [g/m<sup>3</sup>]) = 30

カルマン係数 ( $k$ ) = 0.4

摩擦速度 ( $U_*$  [m/s]) = 0.036

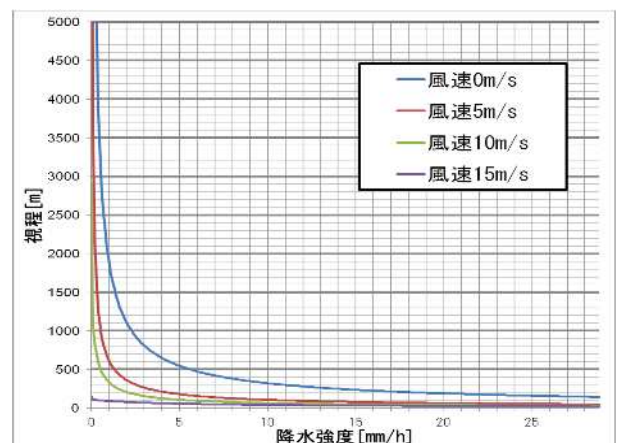
この式の第 1 項は「降雪により飛散している雪粒子の空間密度」、第 2 項は「地ふぶきにより飛散している雪粒子の空間密度」を表している。高い地ふぶきの発生条件を満たさない場合は第 1 項の「降雪により飛散している雪粒子の空間密度」のみを用いる。これは高い

地ふぶきが発生していなくても、強い降雪により視程障害が発生するため、地ふぶきにより飛散している雪粒子の空間密度を無視するためである。

この関係式に基づき、降水強度と風速から推定視程を図示したのが付録第 1.1 図である。

寒地土木研究所では、これらの成果を試験的に公開している (参考文献の寒地土木研究所)。

札幌管区气象台予報課では、寒地土木研究所の計算式を用いて推定した視程データと留萌特別地域気象観測所の視程計データを比較した。その結果、該当地点の「直上の降水強度が得られる」「風速が概ね 10m/s 以上」のいずれかを満たす場合、観測値と近い値が算出されることがわかった (付録第 1.2 図)。この結果を受けて、MSM の気温・風速・降水強度から視程分布予測ツールを開発し、庁内用として予報作業の参考としている。



付録第 1.1 図 降水強度と風速から求めた視程推定図



付録第 1.2 図 留萌における計算値視程データと視程計データの比較結果

2010 年 12 月 26 日事例 レーダーで直上の降水強度が捉えられた時間帯は計算値と観測値は近い値を示している

## 付録 1.2 暴風雪に関する北海道地方での取り組み

平成 25 年 3 月 2 日から 3 日にかけて、発達した低気圧の影響で北海道のオホーツク海側と太平洋側東部を中心とした広い範囲で猛ふぶきとなり、北海道内で 9 人が犠牲となった。この甚大な災害を踏まえて、「通行規制の情報提供の方法、及び道路管理の充実強化」など今後の予防対策を検討するために、北海道は「平成 25 年度道路管理に関する検討委員会」（以下「検討委員会」とする）を平成 25 年 5 月 15 日に設置した。

また、この災害後、防災機関や報道機関等から札幌管区気象台に対して防災気象情報の改善についての要望が寄せられ、広い範囲で記録的な暴風雪になる際には、受け手に災害への危機感が伝わるような防災気象情報が求められた。札幌管区気象台は、検討委員会に気象行政の立場から参画するとともに、この被害の甚大さを重く受け止め、暴風雪による被害の防止・軽減に向けた取り組みを行っている。

札幌管区気象台は検討委員会に対して、平成 25 年 3 月の暴風雪のような現象が予想される場合に、危機感を伝えるためのキーワードの検討を依頼した。その結果、安全行動をとる上で理解しやすいということから「これからの外出は危険を伴います」「緊急の場合以外は外出を控えてください」など、「外出」をキーワードとした意見が最も多く挙げられた。

第 1.1 表 北海道における顕著な暴風雪災害事例(2000 年～2013 年)

年月日	一次細分区域名	市町村名	災害概要	死者	アメダスによる最大風速
平成16年(2004) 1月13～16日	北見地方	北見市	北見市ではアメダス観測以来最高である171cmの記録的な大雪や暴風雪に見舞われた。暴風雪や多積雪のため、生活道路の除雪が困難を極め、数日に渡り家の外に出られない状態が続くなど非常に混乱した。人工透析患者や独居老人については自衛隊による救出活動や市職員による安否確認が行われた。国道や道道の通行止め規制が実施され、北見市内及び近隣市町村への物資の輸送が止まり、コンビニの食品の棚が空になるなど非常事態が続いた。	1名 (高齢者の除雪作業による)	北見 北西11m/s
平成20年(2008) 2月23～24日	胆振地方 空知地方	豊浦町 長沼町 千歳市	地ふぶきで通行止めとなった道路で多数の車が立ち往生し、胆振管内豊浦町では約3メートルの吹きだまりに埋まった乗用車の中で1名が死亡した。	1名	えりも岬 北27m/s 鶴川 北北西16m/s 岩見沢 北北東17m/s
平成24年(2012) 2月15～16日	宗谷地方	稚内市	猛ふぶきにより約150台が立ち往生した。	---	宗谷岬 北西25.3m/s
平成24年(2012) 4月4～5日	宗谷地方	稚内市	猛ふぶきにより、道道抜海線254号で車両23台が立ち往生した。	---	宗谷岬 北西28.7m/s
平成25年(2013) 3月2～3日	網走地方 根室地方等	湧別町 中標津町	オホーツク海側や太平洋側東部を中心に300台以上の車両が立ち往生し、北見市、網走市、中標津町などの9市町村で一時671名が公共施設に避難した。 北見市、網走市、大空町、別海町では、車両立ち往生からの救出作業のため、自衛隊に災害派遣を要請した。	9名	斜里 北西22.6m/s 根室 北西23.8m/s

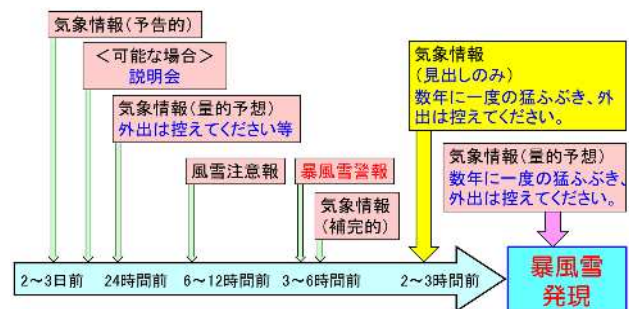
また、暴風雪による被害の防止・軽減に向けた取り組みの一環として、付録 1.1.2 節で記述したような、暴風雪警報基準の高度化に向けた調査の結果等も踏まえ、平成 25 年 3 月の事例と同様な規模の暴風雪害について、付録第 1.1 表のとおり抽出した。これらの暴風雪害について「内陸でも広い範囲に 20m/s 近い風が吹いていること」「これら災害は数年に一度の割合で発生していること」などの特徴を整理した。

これらを基に、札幌管区气象台では、関係機関との調整のもと、気象情報で「数年に一度の猛ふぶきとなるおそれがあります。外出は控えてください。」のキーワードを用いることとした。「数年に一度の猛ふぶき」を要因とする気象情報の改善についての、発表の目安等の概要を付録第 1.2 表に示す。また、警戒を呼びかけるタイミングについても検討し、「数年に一度の猛ふぶき」の発現する 24 時間前に気象情報で「外出は控えてください」と呼びかけ、「数年に一度の猛ふぶき」の発現する 2~3 時間前には「数年に一度の猛ふぶきとなるおそれがあります。外出は控えてください。」というキーワードを用いて本文を省略した見出しのみの短文の気象情報を発表し、厳重な警戒を呼びかけるという段階的な情報発表を行うこととした（付録第 1.3 図）。これらの気象情報に関しては、関係機関に周知し、平成 25 年 12 月 25 日から運用を開始している。平成 26 年 12 月 17 日には、網走・北見・紋別地方気象情報及び北海道地方気象情報で、初めてこのキーワードを用いた情報を発表した。

第 1.2 表 「数年に一度の猛ふぶき」を要因とする気象情報の改善(概要)

(1) 発表の目安	府県区内の広い範囲で以下の目安に相当する猛ふぶきが予想される場合、府県と相談の上、中枢が判断する。 平成 25 年 3 月 2 日暴風雪のように、より一層の厳重な警戒が必要な暴風雪が予想される場合 岬を含む陸上で風速 25メートル以上、内陸で 20メートル以上の暴風雪が予想される場合 各官署で数年に 1 回程度の現象を想定(北海道全体では、1年に 1 回程度)
(2) キーワードを用いた気象情報発表	速報的な性質を持たせ、対象とした現象が始まる 2・3 時間前にスポット的に発表する。
(3) 気象情報の種類	中枢と事前の調整を行い府県気象情報として発表する。府県気象情報の発表後に速やかに地方気象情報を発表する。中枢は、事前にその旨を本庁に連絡する。標題は、発表中の気象情報名とし、発表番号・イベント ID 番号も継続する。
(4) 気象情報の形式	地方・府県気象情報とも、見出しに「数年に一度の猛ふぶきとなるおそれがあります。外出は控えてください。」を用いた短文形式を基本とする。 なお、「最大級の警戒」、「これまでに経験のない…」は、特別警報相当(発表時)の現象に用いる。

「数年に一度の猛ふぶき」となる気象状況の目安は、第 1 章第 1.3.2 表に示したように、風速の条件として「岬を含む陸上で風速 25m/s 以上、内陸で 20m/s 以上の暴風雪が予想される場合」としており、暴風雪警報基準（付録第 1.4 図）よりも高い数値を設定している。一般にアメダス地点における強風の頻度は海岸付近で高く、内陸では低い。北海道内アメダスにおける冬季（12～3 月）の日最大風速 16m/s 以上の月平均日数は、日本海側の海岸と太平洋側の岬で 5～10 日程度と多い一



第 1.3 図 「数年に一度の猛ふぶき」のキーワードを用いた防災気象情報の時系列模式図

