

令和7年度

日本気象学会東北支部気象研究会

仙台管区気象台東北地方調査研究会

合同発表会予稿集

令和7年12月16日(火)

仙台第3合同庁舎 2階大会議室

共 催

(公社)日本気象学会東北支部

仙台管区気象台

余白

令和7年度日本気象学会東北支部気象研究会・仙台管区気象台東北地方調査研究会 合同発表会 次第

日時：令和7年12月16日（火）11時00分～17時05分
仙台第3合同庁舎 2階大会議室（発表会場） オンライン配信あり

I 開 会	地域防災推進課長	開始予定	11:00
II 接 握	仙台管区気象台長		
III 連絡事項	地域防災推進課 調査官		
IV 研究発表			

発表持ち時間は1題14分です。時間を厳守願います。
第1予鈴が、10分で鳴ります。まとめて入ってください。
第2予鈴が、12分で鳴ります。発表を終了し、質疑応答に入ります。
終鈴が、14分で鳴ります。質疑応答は終了です。
※発表の際は、最初に調査の概要についてお話し下さい。

1日目 令和7年12月16日（火）

座長：阿部予報課長	発表者所属	☆：発 表 者	発表予定時間
1 予想雨量による土壤雨量指數推定手法の改良	仙台管区気象台予報課	☆小笠純輝,氏家健太郎	11:10～11:55
2 2023年,2024年の三陸沖海洋熱波と地上の下層雲	仙台管区気象台観測整備課	奥田唯人	
3 2025年2月26日に大船渡市で発生した大規模林野火災の延焼拡大に及ぼした風の影響について（その1、その2）	盛岡地方気象台	☆山川大希,橋本大輝,藤代なつみ,小田島秀明	
【休 憩】			11:55～13:00
座長：東北大 孱崎教授	発表者所属	☆：発 表 者	発表予定時間
4 2024年12月17日の秋田県沿岸における大雪の事例解析	秋田地方気象台	☆正垣宏洋,中村修二	13:05～14:05
5 青森市に大雪をもたらす東西にのびる降雪域の形成要因	仙台管区気象台予報課	岩場遊	
6 寒気質量を用いた2024/2025冬季の津軽地方の大雪の解明	弘前大学理工学部	☆富部大樹,谷田貝亜紀代	
7 青森県八甲田田代平における冷気形成	弘前大学大学院 理工学研究科	☆江渕竜介,石田祐宣	
【休 憩】			14:05～14:20
座長：東北大 伊藤准教授	発表者所属	☆：発 表 者	発表予定時間
8 梅雨期における線状降水システムの抽出と分類手法の開発 および発生環境条件の解析	茨城大学理工学研究科	☆田中嶌,若月泰孝	14:20～15:35
9 バックビルディング型線状降水システムの自己組織化形成 －鉛直シアに関する感度数値実験－	茨城大学理工学研究科	☆佐藤未笛,若月泰孝	
10 東北地方における線状降水帯の抽出基準の検討と環境場の 調査	東北大理学研究科	☆熊谷真琴,伊藤純至,廣川康隆（気象研）	
11 2024年8月27日の岩手県内陸の線状降水帯による大雨事例 -事例解析-	盛岡地方気象台	☆卯塙遙愛,山本健太	
12 2019年10月に発生した台風19号に伴う岩手県沿岸の多降 水域の発生とJMA/NHMによる再現性の検討	弘前大学大学院 理工学研究科	☆藤原凜, 谷田貝亜紀代, 宮坂貴文（東京大学）, 中村尚（東京大学）	
【休 憩】			15:35～15:50
座長：阿部予報課長	発表者所属	☆：発 表 者	発表予定時間
13 2024年7月25日の山形県大雨事例におけるメソ・局地アン サンブルを活用した最適シナリオ選択	山形地方気象台	☆佐藤浩生,松永崇(仙台),小野耕介(気象研)	15:50～17:05
2024年2月27日の岩手県大雪事例に対するMEPSを活用し 14 たサブシナリオ構築の検討 Part 1—事例の概要および気圧 の谷に着目した解析—	仙台管区気象台予報課	☆菅原海大,高橋香衣,小野耕介(気象研)	
2024年2月27日の岩手県大雪事例に対するMEPSを活用し 15 たサブシナリオ構築の検討Part 2—段階的なシナリオ構築 手法の提案—	仙台管区気象台予報課	☆菅原海大,高橋香衣,小野耕介(気象研)	
16 MEPSにおける前線と降水の走向の関係	福島地方気象台	☆渡邊拓夢,中川功一郎(仙台), 小野耕介(気象研)	
17 領域アンサンブル予測システムを用いた土砂災害危険度予 測モデルの開発	東北大理学研究科	☆長村航聖,山崎剛,福井真（気象研）	

予想雨量による土壤雨量指数推定手法の改良

☆小笛 純輝、氏家 健太郎（仙台管区気象台 予報課）

1. はじめに

仙台管内の予報現業では、予想雨量による土壤雨量指数推定手法[1]を用いて、大雨による土砂災害の警報級の可能性を検討している。この手法は、短時間強雨となる場合に指数を過大評価し、長時間弱雨では過小評価するという課題を持ち合わせている[2]。この原因は、最大1時間降水量と24時間降水量（以下、R1及びR24と呼ぶ）で別々に土壤雨量指数を推定しているため、降水がどの程度の強さでどれくらい持続したかという「雨の降り方の特徴」を十分に反映できない。そこで本調査では、R1とR24を統合した土壤雨量指数推定テーブルを新たに構築することを提案する。これにより、従来の手法では捕捉が難しい事例をより適切に捉えることを目指す。

2. 使用データおよび解析方法

新テーブル作成用のデータは、2022年～2024年の7～9月における東北地方の解析雨量および土壤雨量指数を使用した。解析雨量に応じた土壤雨量指数上昇量の集計方法は、先行研究[1]を踏襲した。

まず、降水イベントの開始と終了を以下のように定義した。

降り始め：1時間降水量が5mm以上となった時点。
降り終わり：その後、2時間連続で5mm未満が続いた場合。ただし、降り始めから24時間以上降水が続いた場合は、24時間で強制的に降り終わりとした。

次に、降り始めから降り終わりまでの各イベントについて、以下の指標を格子単位で算出した（図1）。

- R1
- 総降水量
- 降り始めの土壤雨量指数
- 土壤雨量指数上昇量

総降水量はR24として扱う。このうち、土壤雨量指数上昇量を除いた3要素（R1、R24、降り始めの土壤雨量指数）を階級別に分類した（表1）。さらに、階級ごとの3要素の組み合わせについて、土壤雨量指数上昇量の「80%タイル値」を求め、その組み合わせに対応する上昇量と定義した。これは、大雨の警報級の可能性[中]の捕捉率の業績目標であ

る80%に合わせたものである。最後に、この上昇量についても階級分けを行い（表1）、新しい推定テーブルを作成した。

作成したテーブルの検証のために、現在使用されているテーブル（以下、旧テーブルと呼ぶ）との比較を行った。旧テーブルは、R1とR24の2つのテーブル（以下、旧R1及び旧R24と呼ぶ）で構成されている。使用方法は旧R1と旧R24で土壤雨量指数上昇量をそれぞれ推定し、上昇幅がより大きい方を旧テーブルの土壤雨量指数の上昇量と定義する。検証期間は2025年の7～8月とし、警報超過事例の捕捉率および空振り日数を求めた。警報基準超過の判定は格子単位で行った。期間中に大雨警報の土壤雨量指数基準を超過した事例は、8月6日～8日、8月19日～20日、8月26日～27日の7日間であり、その間に警報基準超過としてカウントされた格子数は907格子となった。

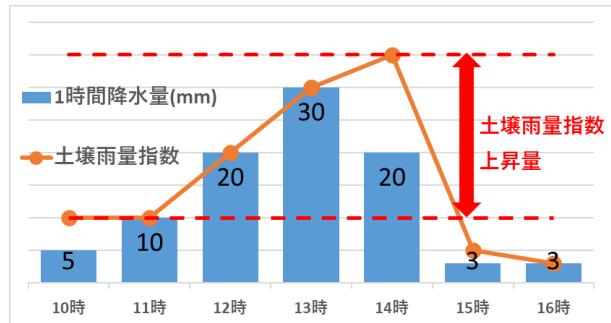


図1 各要素の取得方法の模式図。グラフ内の数字（黒字）は1時間降水量（mm）を示す。この図では10時が降り始めで16時が降り終わり、R1は30mm、総降水量は91mmとなる。

表1 新テーブルで使用される各要素の階級。

要素名	階級
R1	5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 60～
R24	20, 40, 60, 80, 100, 120, 150, 180, 200, 250, 250～
降り始めの土壤雨量指数	20, 40, 60, 80, 100, 100～
土壤雨量指数上昇量	10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 120～

3. 結果と考察

3.1. 新テーブルの作成

作成したテーブルは、R24及びR1が増加すると、土壤雨量指数上昇量が増加する特徴を捉えている（図2）。一方で、R24で80ミリ程度までの事例に

について、R1 が R24 の値に近づく場合には、R1 が増加しても、土壤雨量指数上昇量は減少する傾向が確認された。これは、短時間強雨による降雨特性を捉えていると考えられる。さらに、降り始めの土壤雨量指数が高い場合ほど、土壤雨量指数上昇量が抑制される傾向がみられ、先行研究[1]の結果とも整合的であった（図略）。

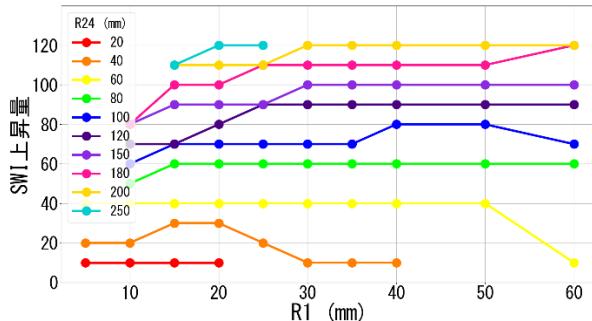


図 2 R1 に対する土壤雨量指数上昇量の 80% タイ尔値。80% タイ尔値は階級で分類されている。降り始めの土壤雨量指数は 40~60。土壤雨量指数上昇量が 120 を超えると上限値となり、線分は途切れる。

3.2. 新テーブルの検証

新テーブルの捕捉率は、旧テーブルと比較して有意に高く、全体で 96.8% に達した。（旧テーブル：93.5%）。降水の持続性に対する捕捉性能を評価するため、R24 と R1 の差を指標とし、その区間ごとの捕捉率を算出した。その結果、新テーブルはどの区間においても旧 R24 の捕捉率を上回った（図 3）。また、旧テーブルは差分が 70 mm を超える場合に捕捉率が低下する傾向が見られたのに対し、新テーブルにその傾向は確認されなかった。以上のことから、新テーブルは長時間にわたる弱雨を含めた全ての降水イベントについて適切に捕捉できていることを示唆する。

解析雨量に基づく空振り日数は、新テーブルは 23 日となり、旧テーブル（40 日）と比較して減少了。さらに、過大評価となった格子数は、総降水量と最大 1 時間降水量の差が小さい場合に増加する傾向がみられ、特に旧 R1 テーブルで顕著だった（図 4）。これは、旧 R1 が短時間強雨を十分に考慮できていないことを示唆している。以上より、短時間強雨を評価する際には旧 R24 または新テーブルの利用が必要であるが、捕捉率の点では新テーブルがより優れていると結論づけられる。

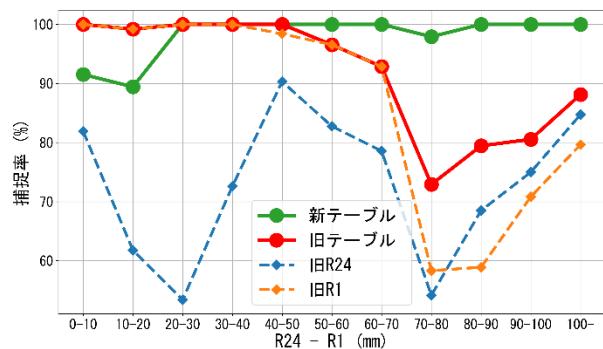


図 3 R24 と R1 の差分で区分けした捕捉率。
(R24 と R1 の差が小さいほど、短時間の降水と考察できる。)

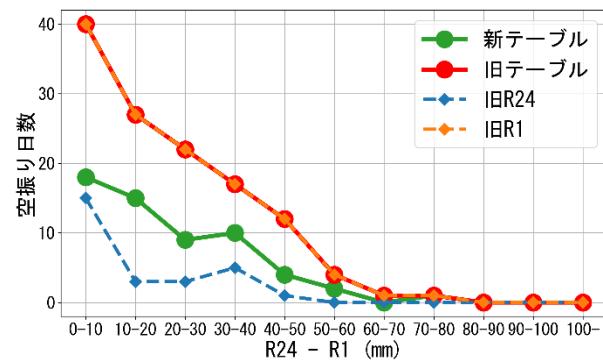


図 4 R24 と R1 の差分で区分けした空振り格子が含まれている日数。

4. まとめ

現在運用されている土壤雨量指数推定手法は、R1 と R24 を分けて解析しているため、降水の持続性を捉えることを苦手としていた。そのため、現象発生から終了までの一連の降水現象を捉えることができる手法を開発した。その結果、長時間弱雨をより捕捉しやすくなり、短時間強雨の過大評価を抑えることができた。今後は、新テーブルを使用した場合に、大雨の警報級の可能性 [中] の成績が良くなるのかを検証し、現業ツールの改修に繋げていきたい。

参考文献

- [1] 令和元年岩手地区調査研究会予想雨量による土壤雨量指標、推定手法の検討 発表資料 氏家、高橋 他
- [2] 令和元年岩手地区調査研究会予想雨量による土壤雨量指標、推定手法の検証 発表資料 内田、高橋 他

2023年,2024年の三陸沖海洋熱波と地上の下層雲

奥田唯人(観測整備課)

1. はじめに

三陸沖は黒潮続流と親潮がぶつかる潮目の海域であり、三陸沖の水温状況は三陸海岸及び周辺地域の気候に影響する。2023年,2024年に、黒潮続流の北上によって三陸沖の海水温は極端に上昇した。本研究では三陸沖の海水温上昇の特徴と、地上で観測される下層雲の変化について調べた。

2. 使用データ

- OISST 海面水温 (以下SST)
($0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 1991.01.01-2025.09.30 Daily)
- Roemmich-Gilson Argo Climatology 水温, 塩分
($1^\circ \times 1^\circ$, 2004.01-2025.09 monthly)
- ERA5 下層雲量(1991.01-2025.09 daily)
- 仙台航空気象観測所METAR報
(2006.01.01-2025.09.30 hourly)
- CLARA-A3 上層雲量, 中層雲量, 下層雲量
($0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 1991.01-2024.12 monthly)

3. 結果

3-1. 三陸沖の水温上昇

2023年,2024年の $38^\circ\text{--}41^\circ\text{N}, 142^\circ\text{--}145^\circ\text{E}$ (以下、この領域を「三陸沖」と呼称する)における平均SST(OISST)を図1に示した。青線で示した平年値を大きく超え、緑線の90パーセンタイル値(P_{90})をほぼ全期間で上回っている。 Hobday et al. (2016), Hobday et al. (2018)の定義によればほぼ全期間で海洋熱波が発生しており、2023年10月から2024年5月にかけては最も程度の高い“Extreme”に分類される海洋熱波の発生も認められた。また、三陸沖平均水温・塩分鉛直プロファイル(Roemmich-Gilson Argo Climatology)から、2023年,2024年には黒潮由来の海水の流入により平年に比べて高温高塩な状態で、平年とは異なる鉛直分布であったことがわかった(図略)。

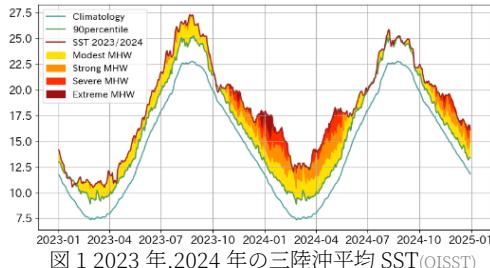


図 1 2023 年,2024 年の三陸沖平均 SST(OISST)

海面の熱フラックスを見ると(図略)、2023年,2024年には正味熱フラックスが大きな上向き偏差を持ち、さらにはほぼ全期間で上向き熱フラックス偏差を確認した。成分ごとに分解すると、冬には潜熱・顕熱の形で大気へ熱を放出しており、夏は太陽放射による熱収入が増加していたものの、潜熱・長波放射の形での熱放出も増加、正味では熱放出のほうが大きかった。通年で黒潮由来の海水の熱を大気へ放出していたことがわかる。ここで、夏の短波放射による熱収入と長波放射による放出がそれぞれ増加していたことから、夏季の下層雲量の減少を予想した。

3-2. 海洋上の下層雲

先行研究により、夏季亜熱帯海洋上でSSTと下層雲量が負のフィードバックを引き起こすことが示されている(e.g. Noris and Leovy, 1994; Clement et al., 2009; Evan et al., 2013; Paulo et al., 2017)。下層雲は高いアルベドによる太陽光の反射の効果が強く、雲の持つ温室効果を上回り正味の放射冷却をもたらすため、下層雲の減少はSSTの上昇につながる。また、

海面からの長波放射がSST上昇による下層雲減少を引き起こす主たる要因である可能性も示されている(Ogura et al., 2023)。本研究の対象とした2023年,2024年に、三陸沖での短波放射による熱収入と長波放射による熱放出が増加していたことから、下層雲量の減少が予想できる。図2に1991年から2024年の6~8月の月別三陸沖平均SST(OISST)と下層雲量(ERA5)を示した。☆が2023年、△が2024年のデータである。三陸沖においてもSSTと下層雲量に90%以上有意な負の相関が確認された。また、2023年7月には期間中の7月で最少の下層雲量となるなど、2023年,2024年に顕著な下層雲減少が観察できる。三陸沖の海洋熱波により、三陸沖での下層雲が減少していたといえる。

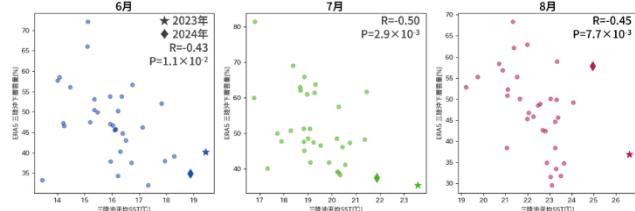


図 2 三陸沖平均 SST(OISST)と三陸沖平均下層雲量(ERA5)

3-3. 地上の下層雲: 目視観測

夏季に三陸沿岸地域では海陸風が卓越し、海岸線に垂直な風向の風が多い。昼間のSST極大のタイミングで海風により海洋上の雲が運ばれてくるため、三陸沖の下層雲量減少に伴い三陸沿岸地域での下層雲量の減少を予想して調べることにした。

仙台航空気象観測所の報じたMETAR報を月ごとに集計し、雲底高度が6500ft以下である雲を下層雲として、月別の下層雲観測回数を計算した。METAR報では、以下の5つの雲量が報じられる。

CAVOK	: 雲が全くない
FEW	: 全天の~2/8に雲がある
SCATTERED	: 全天の~4/8に雲がある
BROKEN	: 全天の~7/8に雲がある
OVERCAST	: 全天を雲が覆う

このうち、CAVOKは報じられる条件が雲のみによらないこと、OVERCASTの報じられる回数は1月当たり高々20回未満であったことから、これら2種は除いた。結果を図3に示す。2023年,2024年は通常で各雲量とも観測回数が少なく、例年夏に見られていた各雲量の観測回数の極大も見られない。

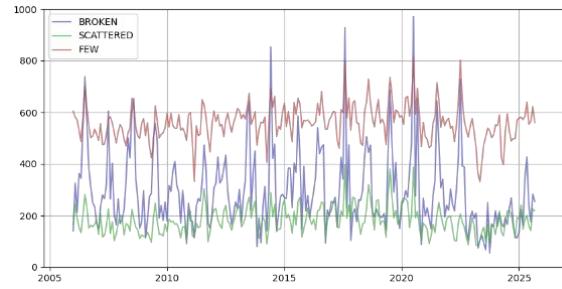


図 3 仙台航空気象観測所の月別雲量観測回数

三陸沖SST(OISST)と夏の各雲量観測回数の相関を取ると、FEW,SCATTEREDは7,8月、BROKENは6~8月にSSTと各雲量観測回数に90%以上有意な負の相関がみられた。図4に8月のSSTと各雲量観測回数を示す。

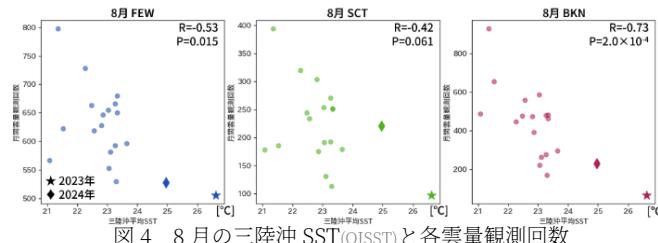


図 4 8月の三陸沖 SST(OISST)と各雲量観測回数

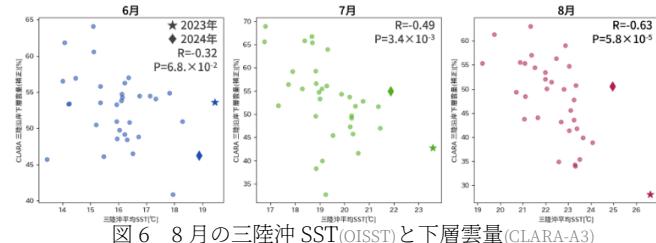


図 6 8月の三陸沖 SST(OISST)と下層雲量(CLARA-A3)

3-4. 地上の下層雲:衛星観測

航空気象観測所等における目視観測は下から見た雲量を報じるため下層雲量のデータとして正確だが、観測点数が少ない。三陸沿岸地域の雲量を報じている目視観測実施地点は、仙台航空気象観測所の1点のみである。ほかに雲量の観測データは衛星による観測データがあるが、衛星観測は上からの観測であり、上層雲・中層雲にかぶった下層雲は観測できない欠点がある。これら2つの観測データを組み合わせ、互いの欠点を補うことができると考えた。衛星観測による雲量データを目視観測の結果を用いて補正し、SSTとの関係を見ることにする。

仙台航空気象観測所のMETAR報について、同一観測時刻における重複を許さず最も雲量が多い1つのみを集計し、各月の各雲量観測回数 C_{bkn} , C_{sct} , C_{few} に各推定雲量で重みづけを行い、月間総観測回数で割ることで(1)式のとおり月平均観測下層雲量の推定値 LCC_{obs} を計算する。

$$LCC_{obs} = \frac{LCC_{bkn} \times \frac{7}{8} + LCC_{sct} \times \frac{4}{8} + LCC_{few} \times \frac{2}{8}}{LCC_{bkn} + LCC_{sct} + LCC_{few}} \dots (1)$$

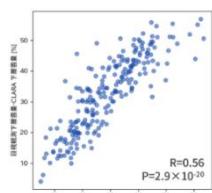
衛星観測による上層雲・中層雲に隠れた下層雲と、重ならず観測できた下層雲を足した真の下層雲量が LCC_{obs} と一致すると仮定する。衛星観測による、仙台航空気象観測所を含む格子で観測された上層雲量 HCC_{sat} 、中層雲量 MCC_{sat} 、下層雲量 LCC_{sat} を用いて、

$$LCC_{obs} - LCC_{sat} = f(HCC_{sat} + MCC_{sat}) \dots (2)$$

の形で表すことで、上層雲・中層雲に隠れた下層雲を推定する。図5に示す $LCC_{obs} - LCC_{sat}$ と $HCC_{sat} + MCC_{sat}$ の散布図がほぼ線形の関係を示したことから、関数 f は傾き a 、切片 b の1次式であると考えた。このとき、推定下層雲量 LCC_{est} は以下のように書ける。

$$LCC_{est} = LCC_{sat} + a(HCC_{sat} + MCC_{sat}) + b \dots (3)$$

ただし、 a , b は最小二乗法により求める。

図 5 $HCC_{sat} + MCC_{sat}$ と $LCC_{obs} - LCC_{sat}$ の関係

(3)式を用いて補正した衛星観測下層雲量(以下、衛星下層雲量という)の三陸沿岸地域(① $38^{\circ}\text{~}38.25^{\circ}\text{N}, 140.75^{\circ}\text{~}141^{\circ}\text{E}$ 、② $38.25^{\circ}\text{~}38.75^{\circ}\text{N}, 141^{\circ}\text{~}141.5^{\circ}\text{E}$ 、③ $38.75^{\circ}\text{~}40.5^{\circ}\text{N}, 141.5^{\circ}\text{~}142^{\circ}\text{E}$ 、④ $40.5^{\circ}\text{~}41^{\circ}\text{N}, 141^{\circ}\text{~}141.5^{\circ}\text{E}$)の平均とSSTの関係を見る。図6に三陸沖SSTと三陸沿岸地域の衛星下層雲量を示す。三陸沿岸地域の衛星下層雲量には、6~8月にSSTとの90%以上有意な負の相関が認められた。2023年、2024年の下層雲量は夏の全期間を通して例年より少なく、特に2023年8月には期間中最少の下層雲量を記録した。なお、三陸沖の衛星下層雲量についても計算し、沿岸地域より強い相関を確認した。また、再解析データを用いた解析においても同様の傾向を確認できた。

4. 結論

本研究では、2023年、2024年に観測された黒潮続流の異常な北偏に起因する三陸沖の海洋熱波と、それに伴う地上での下層雲量の減少について、主に観測データを通じて検討を行った。結果、以下がわかった。

- ・2023年、2024年に三陸沖では、黒潮由来の海水の流入によって前例のない高水温。
- ・夏季の三陸沖・三陸沿岸地域の下層雲量は三陸沖SSTと負の相関を示す。
- ・2023年、2024年には異常な高SSTにより記録的な少下層雲量で、過去最少となる月もあった。

References

- Clement, A. C., Burgman, R., & Norris, J. R. (2009). Observational and model evidence for positive low-level cloud feedback. *Science*, 325(5939), 460–464. <https://doi.org/10.1126/science.1171255>
- Dommo, A., Vondou, D. A., Philippon, N., Eastman, R., Moron, V., & Aloisius, N. (2022). The ERA5's diurnal cycle of low-level clouds over Western Central Africa during June–September: Dynamic and thermodynamic processes. *Atmospheric Research*, 280, 106426. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106426>
- Evan, A. T., Allen, R. J., Bennartz, R., & Vimont, D. J. (2013). The modification of sea surface temperature anomaly linear damping time scales by stratocumulus clouds. *Journal of Climate*, 26, 3619–3630. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00370.1>
- Hersbach, H. B., Bell, P., Berrisford, S., Hirahara, A., Horányi, A., J. M. Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G.D. Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Hahnberger, S. Healy, R.J. Hogan, E. Hölm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Vilàume, J.N. Thépaut, (2020). The ERA5 global reanalysis. *QJR Meteorol Soc*, 146, 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J.-N. (2023). ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Hirata, H., Kawamura, R., & Nonaka, M. (2025). Effects of a marine heatwave associated with the Kuroshio Extension large meander on extreme precipitation in September 2023. *Scientific Reports*, 15, 5332. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-88294-9>
- Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C. J., Benthuysen, J., Burrows, M. T., Donat, M. G., Holbrook, N. J., Moore, P. J., Scannell, H. A., Gupta, A. S., & Wernberg, T. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141, 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.014>
- Hobday, A. J., Oliver, E. C. J., Sen Gupta, A., Benthuysen, J. A., Burrows, M. T., Donat, M. G., Holbrook, N. J., Moore, P. J., Thomsen, M. S., Wernberg, T., & Smale, D. A. (2018). Categorizing and naming marine heatwaves. *Oceanography*, 31(2), 162–173. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.205>
- Huang, B., Liu, C., Banzon, V., Freeman, E., Graham, G., Hankins, B., Smith, T., & Zhang, H. (2021). Improvements of the daily optimum interpolation sea surface temperature (DOISST) version 2.1. *Journal of Climate*, 34, 2923–2939. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0166.1>
- Karlsson, K.-G., Stengel, M., Meirink, J. F., Riihelä, A., Trentmann, J., Akkermans, T., Stein, D., Devasthale, A., Eliasson, S., Johansson, E., Häkansson, N., Solodovnik, I., Benas, N., Clerbaux, N., Selbach, N., Schröder, M., & Hollmann, R. (2023). CLARA-A3: The third edition of the AVHRR-based CM SAF climate data record on clouds, radiation and surface albedo covering the period 1979 to 2023. *Earth System Science Data*, 15, 4901–4926. <https://doi.org/10.5194/essd-15-4901-2023>
- Norris, J. R., & Leovy, C. B. (1994). Interannual variability in stratiform cloudiness and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 7, 1915–1925. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1994\)007<1915:IVSCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007<1915:IVSCA>2.0.CO;2)
- Ogura, T., Webb, M. J., & Lock, A. P. (2023). Positive low cloud feedback primarily caused by increasing longwave radiation from the sea surface in two versions of a climate model. *Geophysical Research Letters*, 50, e2023GL104786. <https://doi.org/10.1029/2023GL104786>
- Paulo, C., Florent, B., Zelenka, M. D., & Hartman, D. L. (2017). Cloud feedback mechanisms and their representation in global climate models. *WIREs Climate Change*, 8, e465. <https://doi.org/10.1002/wcc.465>
- Roemmich, D., & Gilson, J. (2009). The 2004–2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program. *Progress in Oceanography*, 82(2), 81–100. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.03.004>
- Sato, H., Takemura, K., Ito, A., Umeda, T., Maeda, S., Tanimoto, Y., Nonaka, M., & Nakamura, H. (2024). Impact of an unprecedented marine heatwave on extremely hot summer over Northern Japan in 2023. *Scientific Reports*, 14, 16100. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-65291-y>
- Sugimoto, S., Kojima, A., Sakamoto, T., Kawakami, Y., & Nakano, H. (2025). Influence of extreme northward meandered Kuroshio Extension during 2023–2024 on ocean-atmosphere conditions in the Sanriku offshore region, Japan. *Journal of Oceanography*, 81, 203–215. <https://doi.org/10.1007/s10872-025-00747-x>

2025 年 2 月 26 日に大船渡市で発生した大規模林野火災の延焼拡大に及ぼした風の影響について（その 2）

☆山川大希・橋本大輝・藤代なつみ・小田島秀明（盛岡地方気象台）

※(その 1)は岩手地区調査研究会資料をご参照ください。

5 災害時気象支援資料の振り返り

一連の林野火災に際し、気象台は大船渡市や岩手県災害対策本部に、大船渡市付近の気象予想をまとめた災害時気象支援資料を毎日提供していた。支援資料には GSM ガイダンスによる 3 時間毎の地上風予想だけでなく GSM による上空 1000 m 付近と 1500 m 付近の風の予想を含めていた。本節では、大船渡市林野火災以前に提供した支援資料も含め、前編第 4.3 節で示したポイントがこれらの予想に現れていたかを確認する。

2025 年 2 月 26 日の西よりの強風については、15 時の予想で地上風が北西風 7 m/s、上空 1000 m 付近で西北西風 21 m/s、上空 1500 m で西北西風 25 m/s としており、地上・上空とも西よりの風の強まりが表現されていた。

27 日明け方の大きな突風率については、地上の予想が 3 時で北西風 3 m/s・気温 1°C、6 時で北西風 3 m/s・気温 1°C、9 時で北西風 3 m/s・気温 4°C と支援資料には現れておらず、予測は困難であった。

28 日の南よりの風については、12 時の予想で地上風が南南西風 3 m/s、上空 1000 m 付近で西風 12 m/s としており、地上付近で強い西よりの風が吹く場ではないこと、風向が南よりに変わることが表現されていた。

以上より、対象としている気象スケールが大きい GSM でも延焼拡大の主要因となった現象はいくつか捉えることができていた。一方、27 日朝の風については支援資料に基づく解説が困難だった。現場の消防隊からは、地上・上空ともに予想と異なる風が吹いていたという指摘もあり、提供した支援資料は十分な内容ではなかった。

6 着目ポイントの解析と林野火災に関連した考察

本節では、3 つの着目ポイントについて観測データや気象庁メソ客観解析、数値シミュレーションを用いた解析を行い、今後、地形が複雑で風の予測が難しい沿岸において林野火災が発生した場合に、気象台としてどの程度まで踏み込んだ解説が提供できるか検討する。

6.1 2 月 26 日の西よりの強風

図 4 に、26 日 12 時（日本標準時、以下同じ）の気象庁メソ客観解析から作成した 925 hPa 面における風速・気温の水平分布および線分 X-Y（図 4c）での鉛直断面における風速・温位の鉛直分布を示す。925 hPa 面で気温 -1°C の等温線に対応する寒冷前線が 12 時には岩手県を通過し（図 4a），それに伴って中下層では風速が増加した。

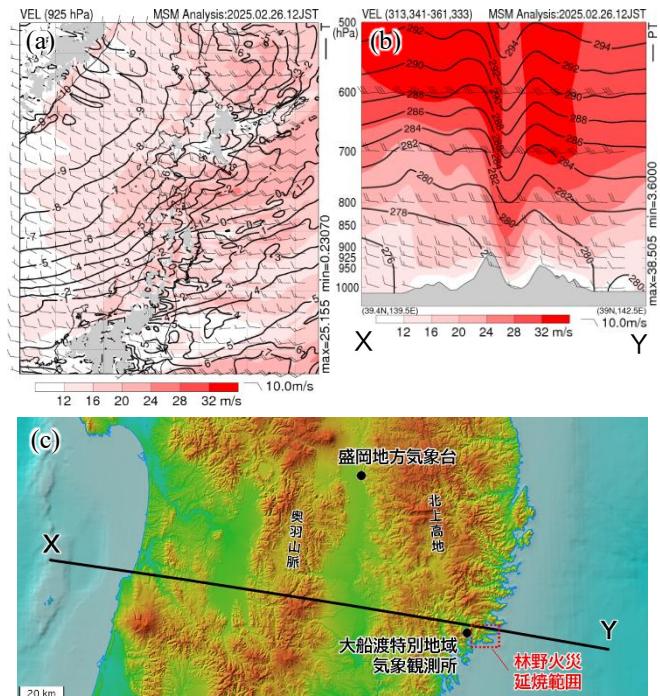


図 4 2 月 26 日 12 時の (a) 925 hPa 面における風速（シェード, m/s）・気温（等温線, °C）の水平分布および (b) 線分 X-Y(c 参照) での鉛直断面における風速（シェード, m/s）・温位（等温線, K）の鉛直分布。気象庁メソ客観解析より作成。

奥羽山脈や北上高地の風下側では山岳波が生じ（図 4b），火災現場周辺では局所的な気圧差と日中の混合層の発達によって下層風が強化されたと考えられる。

この強風は火災覚知直後に八ヶ森で発生した飛火の原因となったが、前編第 2 節で述べたように飛火は稜線付近が発生源となりやすい。また、火の粉は火災による上昇気流に乗ってかなり上空まで持ち上げられるため、局地風よりも一般風の風向が延焼方向に大きく関与する。したがって、遠距離の飛火については GSM の予想資料を用いて十分に危険を呼びかけることができるだろう。

6.2 2 月 27 日の大きな突風率

27 日 6 時 30 分に特地で 6.3, 6 時 40 分に釜石で 6.7 と大きな突風率が観測された。延焼が拡大していた 2 月 26 日～3 月 4 日の 3 時 00 分～9 時 00 分における特地の突風率の時間変化を図 5 に示すが、27 日のような突風率は他の日には観測されていないことから、火災によって生じた風や現場特有の風として説明することはできない。

図 6 に、27 日 6 時の気象庁メソ客観解析から作成した 500 hPa 面における渦度と高度の水平分布および線分 X-Y（図 4c）での鉛直断面における風速・温位の鉛直分布

を示す。未明に北日本を浅いトラフが通過し(図 6a), 中上層では西風から北西風場へと変わった。温位 276 K 以上では安定層となっており, 中層の風速の増大に伴って山岳波が発達する様子も確認できる(図 6b)。

6 時頃の地上風の風向風速の変化は気象庁メソ客観解析や LFM の予想には現れておらず, また, 気象庁非静力学モデルで 27 日 0 時の気象庁メソ客観解析を初期値とした 2 km 実験(格子数 $400 \times 400 \times 60$)および 500 m にネストした実験(初期時刻 27 日 3 時, 格子数 $400 \times 400 \times 60$)の 10 分ごとの計算結果にも現れなかつたが(図略), 500 m 実験では, 合足地区に近い海上のグリッドで, 地上付近まで形成されていた安定層の下端が未明から明け方にかけて上昇していく様子が計算された(図 7)。

大船渡市における 27 日の日出時刻は 6 時 9 分であり, 上述の環境場を考慮すると, 谷筋の地表付近では夜間に安定層が形成され風が弱い状況であったが, 日の出に伴う気温上昇により混合層が発達し, それと山岳波の伝搬のタイミングが重なったために上空の大きな運動量が地表付近まで輸送され, 一時的に突風率が上昇したことが推測される。このような風の強まりや風向の急変は数値モデルを用いて予想することが極めて困難であるが, 日の出直後など混合層が発達する場合には起こりうる現象として把握しておくと, 近距離ながら予想外の方向へ飛火する危険を解説できる可能性がある。

6.3 2月28日の南よりの風

28 日は地上の高気圧が日本の南を東へ移動し, 南高北低の気圧配置となったため, 日中は次第に地上風が西風から南西風へと変わった(図略)。この風向変化は総観スケールの現象によるため, GSM でも予想されていた。前編第 3 節で述べたように, 谷筋ではその走向に沿った風向が卓越しやすく, 三陸町綾里のように南に開けた谷地形では, 南よりの風の場になれば地形に沿って奥まで風が入り込みやすい。飛火が着火延焼した丘陵は綾里富士の麓にあたり, この風が斜面上方への地表火の延焼をさらに加速させたと考えられる。

入り組んだ地形での林野火災では, 谷に沿って風が吹き込むことで谷の奥に向かって延焼が広がりうる。局地風の予測が難しい場合でも, GSM などで環境場の変化を予想できれば, 延焼方向の変化や延焼速度の増加の危険を呼びかけることが可能だと考えられる。

7 まとめと今後の課題

本研究では, 大船渡市林野火災の延焼拡大の主な気象要因のうち今後の防災情報拡充のために着目すべきポイントを整理し, 遠距離の飛火に対しては一般風の予想が重要である一方, 延焼方向や速度の変化に対しては局地風の予想が重要であること, 予想外の方向への飛火の的確な予想は困難だが日の出直後など混合層が急に発達する状況では起こりうることを示した。大規模な林

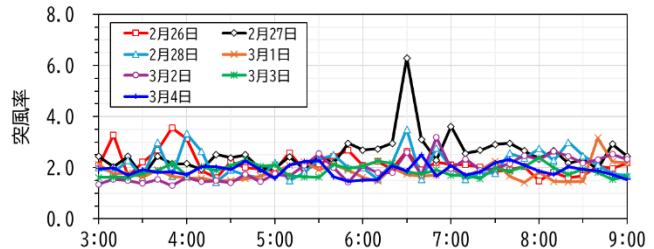


図 5 2月 26 日～3月 4 日の 3 時 00 分～9 時 00 分における特地で観測された突風率の 10 分ごとの時間変化。

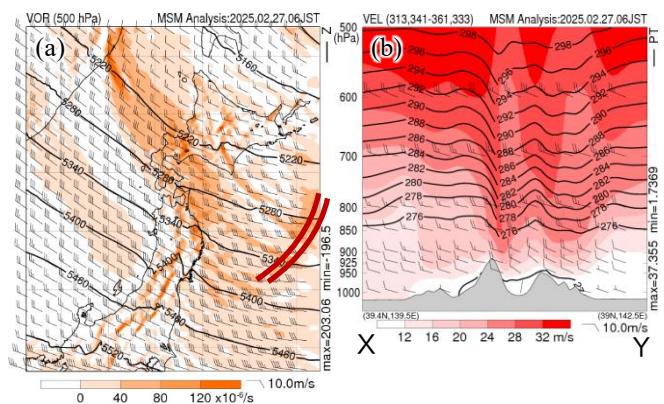


図 6 2月 27 日 6 時の (a) 500 hPa 面における渦度(シェード, $\times 10^{-6} / s$)・高度(等值線, m)の水平分布および (b) 図 4c に示した線分 X-Y での鉛直断面における風速(シェード, m/s)・温位(等值線, K)の鉛直分布。気象庁メソ客観解析より作成。なお, (a)における赤茶色の二重線はおよそのトラフの位置を示している。

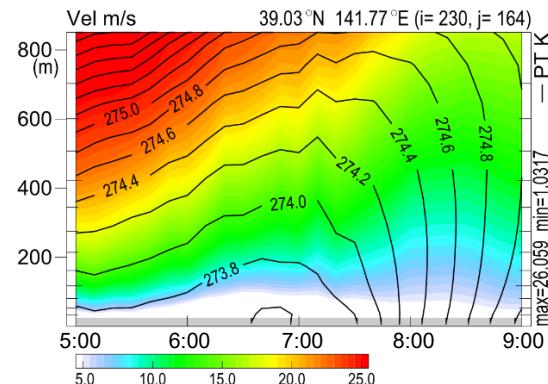


図 7 気象庁非静力学モデルによる 500 m 実験で計算された, 合足地区に近い海上のグリッド(北緯 39.03°, 東経 141.77°)における高度 800 m 付近までの風速(シェード, m/s)・温位(等值線, K)の時系列断面図。

野火災は事例数が少ないが, 乾燥が継続して強風も吹きやすい冬～春季の沿岸部では起こりうる。林野火災の延焼形態への理解を深めることで, 自治体や現場で活動する関係機関へより的確な情報や解説を提供できるだろう。

今後の課題として, 火災による気象への影響を考える必要がある。大規模な樹冠火が発生している場合には, 局所的に非常に大きな上昇気流が存在し, その補償流が別の場所に発生していると考えられる。現場上空から消火活動を行うヘリコプターの運航にも関わるため, 地表面温度を高温に設定した数値シミュレーションを行うなどして, その影響を調査したい。

2024 年 12 月 17 日の秋田県沿岸における大雪の事例解析

☆正垣宏洋, 中村修二 (秋田地方気象台)

と考えられる。

1. はじめに

秋田県では、2024 年 12 月 17 日未明から朝にかけて、沿岸で収束線が顕在化し停滞した。17 日 8 時の 12 時間降雪量は、アメダス本荘で 32 センチ、秋田市大正寺で 27 センチを観測し、12 月 17 日 6 時 45 分に秋田中央地域と本荘由利地域に大雪警報を発表した。

この大雪により、交通機関の運休や遅れが生じたほか、道路や住宅の除雪などに影響を及ぼした。16 日 17 時と 17 日 5 時の予報では、警報級（35 センチ/12 時間）の可能性 [−]、12 時間降雪量の予想は沿岸平野部 15 センチと注意報級の予想で、警報級の降雪量を予想できなかった。このため、本調査では総観場及び環境場を解析し、JMA-NHM による実験を行うことで、現象の発生構造を解明するとともに、同様の事例に対する予測精度向上の検討を行った。

2. 総観場

500hPa 高層天気図では、17 日昼前にかけて、 -33°C 以下の寒気を伴ったトラフが北日本を通過し、正渦度域が秋田県に流入している（図略）。地上天気図では、日本海西部から新潟県と山形県にかけて JPCZ が形成されており（図 1 左）、衛星赤外画像では、T モード状の対流雲が秋田県にかかっていた（図 1 右）。

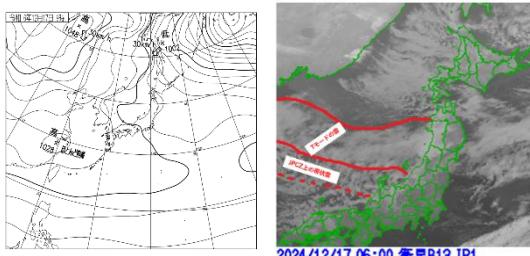


図 1. 12 月 17 日 06 時地上天気図（左）

12 月 17 日 06 時衛星赤外画像（右）

3. 環境場

メソ解析では、降雪の強まった 17 日 03 時から 06 時にかけて内陸部中心に気温が低下し、陸風の東風により由利本荘市本荘（以下、本荘）付近に冷気層（ -3°C 線）が張り出した。17 日 06 時には、等温線の込み具合がピークとなり、沿岸部で温度傾度が大きくなっている（図 2 左上）。また、温度線の集中帯に対応した収束線が形成され、停滞している（図 2 右上）。本荘付近で断面図をとると、海上からの北西風と陸上からの東風による局地前線の構造が見られ（図 2 左下）、その直上では上昇流が強まっていることが分かる（図 2 右下）。このことから海上からの暖湿気が陸上の冷たい空気の上に乗り上げて、対流雲が発達した

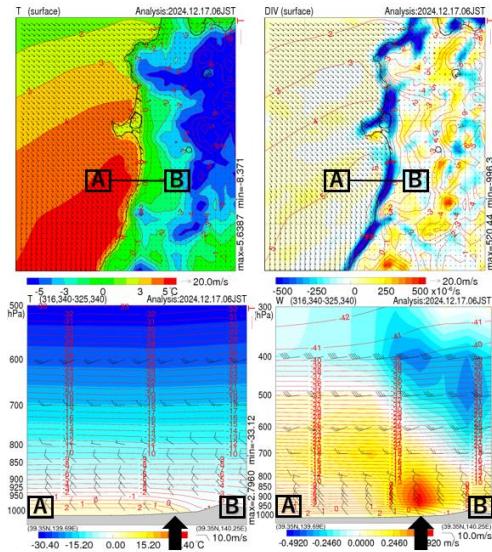


図 2. 12 月 17 日 6 時地上気温（左上）、12 月 17 日 6 時地上収束（右上）

12 月 17 時 6 時気温鉛直断面図（左下）、12 月 17 日 6 時鉛直流断面図（右下）
※矢印は本荘付近を指す。

4. JMA-NHM による再現・感度実験

より詳細な発生構造の把握と予測精度の向上のため、JMA-NHM を利用した再現実験と感度実験を行った。計算設定を表 1 に示す。

表 1. 計算設定

実験名	Skim-CTRL	2km-CTRL	1km-CTRL	Skim_SST直進	2km_SST直進	Skim_dearoff	2km_dearoff	1km_dearoff
初期時刻	2024.12.15 18:00 UTC	2024.12.15.21:00 UTC	2024.12.15.20:00 UTC	2024.12.15.18:00 UTC	2024.12.15.21:00 UTC	2024.12.16.09:00 UTC	2024.12.16.16:00 UTC	2024.12.16.12:00 UTC
初期場・境界値	メンツソン	Skim-CTRL	2km-CTRL	2km-CTRL	2km-CTRL	2km-CTRL	2km-CTRL	5km-CTRL
格子数	150×150×50	200×200×50	200×200×50	200×200×50	200×200×50	200×200×50	200×200×50	200×200×50
モデルメッシュ	1500m	1450m	1400m	1300m	1300m	1450m	1450m	1400m
予報時間	27 時間	20 時間	13 時間	20 時間	20 時間	13 時間	13 時間	20 時間
積分時間間隔	20 分	8 分	5 分	20 分	8 分	20 分	8 分	5 分
乱流過程	MYNN3							
積蓄対流	KF2.5km	なし	KF2.5km	なし	KF2.5km	なし	KF2.5km	なし
雷暴物語過程	水槽を含むバブル セル							
	MSWYS(18)=2							

4-1. 再現実験

図 3 (左) に 12 月 17 日 05 時のレーダー降水強度を、図 3 (右) に 2km 降水再現実験（以下、再現実験を CTRL 実験とする）の結果を示す。

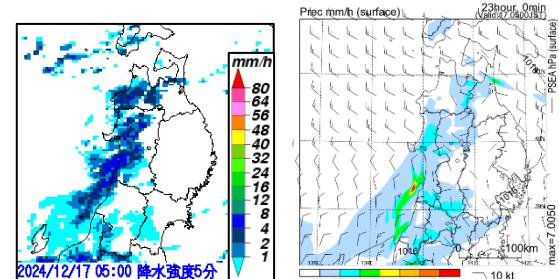


図 3. 12 月 17 日 05 時 00 分レーダー降水強度（左）

12 月 17 日 05 時 00 分 CTRL 実験（右）

実験の結果、山形県から秋田県に伸びる降水域と降水量は概ね表現できている。

4-2. Deardorff を用いた感度実験

環境場解析から、海上からの暖かい空気と陸上の気温低下により、温度傾度を伴った収束線が形成されたことが分かる。そこで、放射冷却による陸上の気温低下が収束線の形成位置に与える影響を検証するため、乱流過程に Deardorff を用いた感度実験を行った。Deardorff スキームは、サブグリッドの値を持っていないため、部分凝結を持つ CTRL 実験と比較して雲量が少なく計算される場合がある。降水分布を見ると CTRL 実験（図 4 左）と比較して Deardorff 実験では、海岸線付近の東よりの風が強くなっている、降水域がより海上の方へ移動している（図 4 右）。

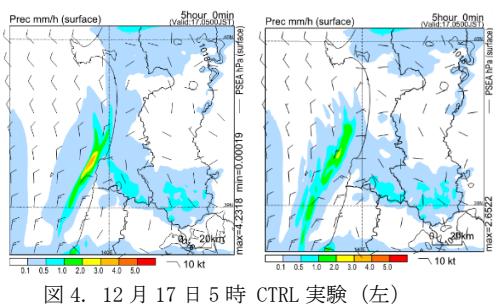


図 4. 12 月 17 日 5 時 CTRL 実験（左）

12 月 17 日 5 時 Deardorff 実験（右）

また、等温線を見ると、CTRL 実験（図 5 左）では、本荘付近に -2°C 線が張り出しているのに対して、Deardorff 実験（図 5 右）では、 -4°C 線が張り出しており、より温度傾度が大きくなっている（図 5 赤矢印）。また、風速のセンターを見ると、CTRL 実験は本荘付近で東風の風速 1m/s に対して Deardorff 実験では風速 4m/s と強まっている（図略）。このことから、Deardorff 実験では、夜間の放射冷却による陸上の気温低下と冷気層の張り出しにより、陸風が強まったことで、CTRL 実験と比較して収束線がより海上へ移動したと考える。

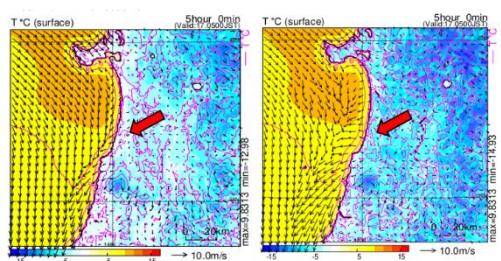


図 5. 12 月 17 日 5 時地上気温分布 CTRL 実験（左）

12 月 17 日 5 時地上気温分布 Deardorff 実験（右）

4-3. SST 編集実験

2024 年 12 月 17 日は、日本海の海面水温 (SST) は、平年より 2°C 程度高い海面水温であった。この高い海面水温が降水量に与える影響について検証するため、モデルの海面水温を実況の温度まで上げて感度実験（以下、SST 編集実験）を行ったところ、CTRL 実験と

比べて降水量が増加しており、例えば 17 日 5 時までの 1 時間降水量の差分（SST 編集実験から CTRL 実験を引いた結果）では 4.5 mm 増加している（図 6 左）。また、SST 編集実験の方が海上での水蒸気量が増加しており、潜熱フラックスと水蒸気フラックスの差分は、それぞれ 50W/m （図 6 中）、 $15\text{g/m}^2/\text{s}$ （図 6 右）程度であった。以上から、海面水温が高いことで水蒸気量が増加し、潜熱フラックスが強化され、下層大気を加熱した。これにより、成層不安定が強化され降水量が増加したと考える。

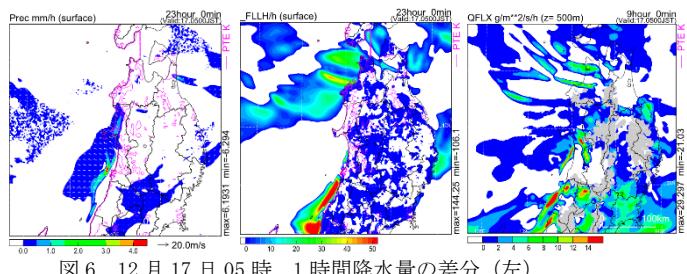


図 6. 12 月 17 日 05 時 1 時間降水量の差分（左）

12 月 17 日 05 時 潜熱フラックスの差分（中）

12 月 17 日 05 時 水蒸気フラックスの差分（右）

5. 予測精度の向上

GSM の 16 日 00UTC ガイダンスの予想では 17 日 09 時までの 12 時間降水量は沿岸で 17 mm 、12 時間降雪量は 16cm で、雪水比 1.0 程度であった。また、実況と同じ時間帯の CTRL 実験の 17 日 08 時までの 12 時間降水量は 19 mm である。これに対し 1 時間降水量の差分（SST 編集実験から CTRL 実験を引いた結果）を積算すると、 19 mm の差があり、12 時間降雪量は 38cm （雪水比 1.0 と仮定）と実況に近い降雪量を見積もれる。なお、本事例は、降水量 21 mm 、降雪量 32 cm で、雪水比は約 1.5 であった。結果、SST から客観的に降雪量を見積もることが難しいことが分かった。

表 2. 1 時間降水量の差分 (SST-CTRL)

PREC	21時	22時	23時	00時	01時	02時	03時	04時	05時	06時	07時	08時	R12	S12 雪水比1.5
CTRL	0.5	0.5	0.5	0	0	0	0	4.5	4.5	4.5	3.0	1.0	19mm	19mm

6. まとめ

本調査では、Deardorff を用いた感度実験を実施し、放射冷却による陸上の気温低下が収束線の形成位置に与える影響を検証した。結果、収束線の形成位置は、陸上の気温に依存することが分かり、夜間の放射冷却により陸上に冷気層が形成されたことで、陸風が強化され収束線の位置が海上に移動したと考えられる。

また、予想を上回る降雪量となった、本事例について、実況を加味した SST 編集実験を用いてガイダンスの修正を検討した。一つの着目点として、海面水温が高い場合、ガイダンスより降雪量が多くなる可能性があることに留意し、量的予想の予測精度の向上に繋げていく必要がある。

青森市に大雪をもたらす東西にのびる降雪域の形成要因

岩場遊（仙台管区気象台予報課）

1. はじめに

青森市では冬型の気圧配置の時、東西にのびる降雪域によって大雪となることが多い。メソスケールの収束線により筋状雲の一部が発達することが要因であると考えられている。また、大雪時に津軽平野で南西風が卓越することも知られている。岩場・佐々木(2019)は JMA-NHM で理想実験を行い、夜間の気温低下による内陸の高圧化で南西風が吹き、一般風との収束により青森市付近の降水が強まることを示した。本研究では 2024 年 12 月 27～28 日の大雪事例を解析し、現象のメカニズムを調査する。

2. 事例の概要

27 日から 28 日にかけて冬型の気圧配置で降雪となり、27 日朝から昼前と 28 日明け方から朝に 6 時間降雪量 $\geq 10\text{cm}$ の大雪となった。両時間帯とともに東西にのびる降雪域が青森市付近にあり(図 1)、青森市以外の降雪量は少なかった。

衛星画像(図 2)では、両時間帯とともに L モードの筋状雲が流入しているが、27 日の方が沖合で雲が発達しており、雲頂も高い。陸上の風(図 3)は、両時間帯とともに津軽平野で南西風が見られ、28 日の方が南よりである。

3. 客観解析(メソ解析)

地上の収束(図 4)を見ると、海上にのびる明瞭な収束線が北海道から南下し、27 日の降雪ピーク時は津軽沖で強化・停滞した。その後、南下しつつ弱まった。28 日の降雪ピーク時は海上の収束は不明瞭で、衛星画像と整合的である。

4. JMA-NHM を利用した解析

4.1 計算の概要

計算設定を表 1 に示す。地表面は陸上の全域を雪面とした。以下では 2km 実験の結果を示す。

27 日昼前から 28 日未明にかけて青森市付近に東西にのびる降水域が計算された(図 5)。収束線の動向はメソ解析と同様だった(図略)。また、夜間は津軽平野の南西風が明瞭になった。そのため、時間ずれはあるものの降雪をもたらした風や収束は再現されていると判断した。

4.2 東北除去実験

地形の影響を調べるために、東北地方の標高を全域 0m とした。27 日日中は、収束線や降水の予測について、標準実験との差が小さかった(図略)。収束線の形成には総観～メソ α スケールの気圧場や大陸の地形が影響している可能性

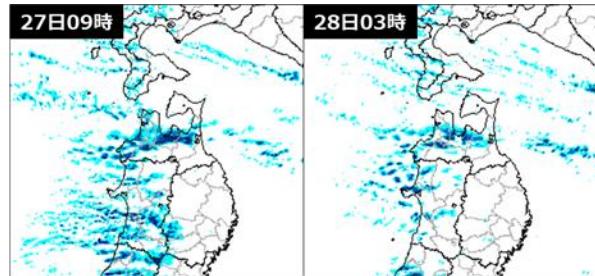


図 1 レーダー 1km 面降水強度

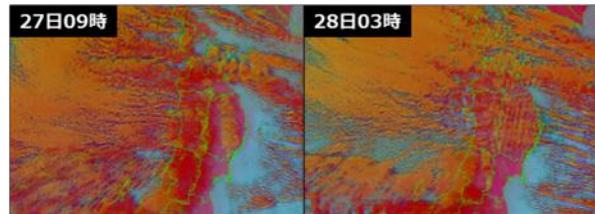


図 2 衛星 24 時間解析画像

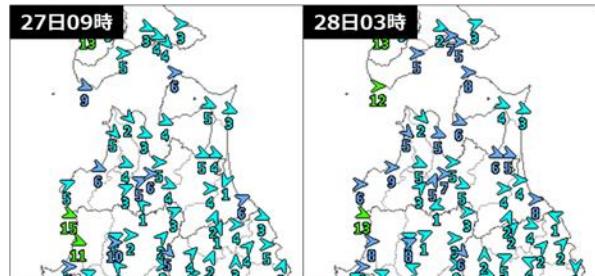


図 3 アメダス風

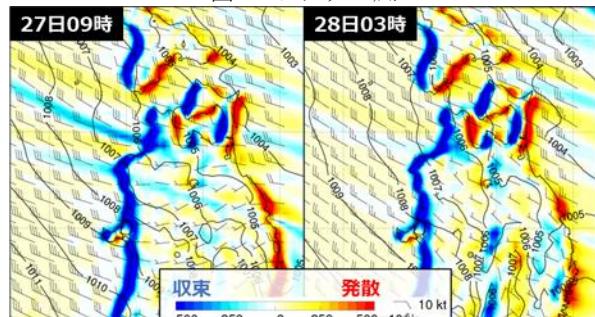


図 4 地上の収束発散、海面更正気圧

表 1 NHM の計算設定

	5km 実験	2km 実験
初期時刻	2024/12/26 06UTC	2024/12/26 09UTC
格子数	200 × 200 × 50	200 × 200 × 50
初期値境界値	メソ解析	5km 実験
雲物理過程	氷相を含むバルクモデル 混合比 (qc, qr, qi, qs, qg)、数濃度 (Ni, Ns, Ng) を予報	
積雲対流	KFスキーム	
乱流過程	MYNN2.5	

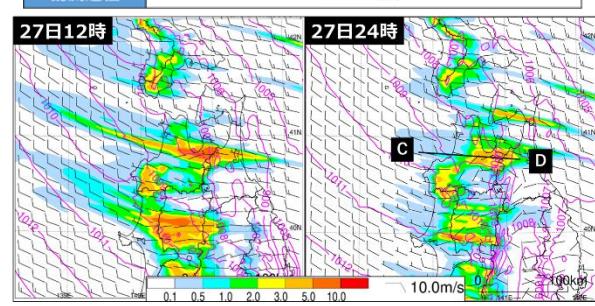


図 5 標準実験の 3 時間降水量、海面更正気圧

がある。一方、夜間は降水域が標準実験より南に停滞した（図 6 左）。日本海から津軽に流入する気塊は粗度の効果で減速し、摩擦力との釣り合いで左へ曲げられる。南の気塊ほど陸上の吹走距離が長いため、津軽平野では西北西風と北西風の収束線が形成されたと考えられる。

4.3 青森県除去実験

青森県の標高を 0m として、東北除去実験と比較した。夜間の降水予測は標準実験に近い結果となった（図 7 左）。青森県除去実験では秋田県北部から津軽付近で等圧線が東西に寝ており、風の北成分が小さくなり、収束線と降水域が北にずれている。したがって、津軽内陸の高圧化が降水の南北位置に寄与していると考えられる。

断面図を比較すると（図 6 右、図 7 右）、山地風上の津軽内陸付近で青森県除去実験の方が中層の温位が低く（赤破線）、山地のブロックにより高圧化していることが示唆される。

さらに、本実験の粗度をゼロとした実験を行った。津軽平野の高圧部が弱まり、降水域はやや南にずれた（図 8）。山地風上側では下層の冷気層が薄くなっている（赤破線）。粗度があると下層風が減速するため、寒気が滞留して高圧化に寄与すると考えられる。

4.4 夜間の気温低下

弘前の時間高度断面図（図 9）では、気温低下に対応した高圧化が見られる。統計調査（岩場, 2025）では、津軽平野で夜間の方が南よりの風が吹きやすいことを示しており、気温低下も津軽平野の高圧化に寄与していると考えられる。

5. まとめと今後の課題

27 日は、海上にのびる収束線が津軽沖で強化・停滞し、大雪となった。この収束線の動向に東北地方や青森県の地形は関係なかった。

28 日は、粗度によって形成された収束線が山地のブロック・下層風の減速・気温低下によって内陸が高圧化することで北偏し、青森市付近に停滞して大雪となった（図 11）。岩場（2025）は大雪時に市浦の北西風と鰯ヶ沢の西風で収束場となることを示しており、整合的である。この収束線の動向に青森県の山地は関係なかった。

津軽平野の南西風は、山地風上の淀み域内の現象で、降雪の主要因ではないと考えられる（図 10）。しかし、温度傾度を強化して降雪を強めている可能性があり、さらなる調査が必要である。

参考文献

- 岩場遊, 佐々木康氣, 2019 : 理想実験による青森県の降雪の調査, 平成 30 年度仙台管区 NHM 技術検討会
岩場遊, 2025 : 青森県における注意報級大雪の統計調査, 令和 7 年度宮城地区調査研究会

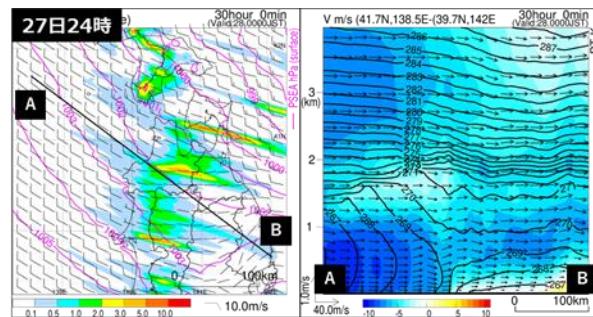


図 6 東北除去実験

左：図 5 と同様 右：南北風（青が北風）、温位

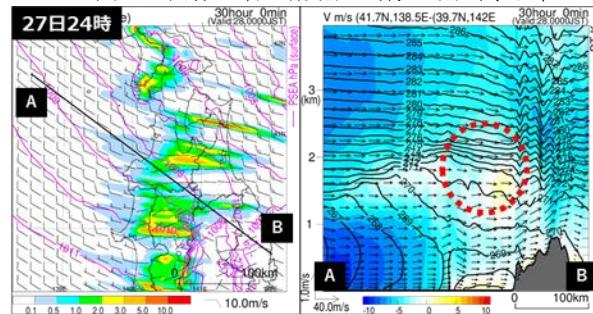


図 7 青森県除去実験（図 6 と同様）

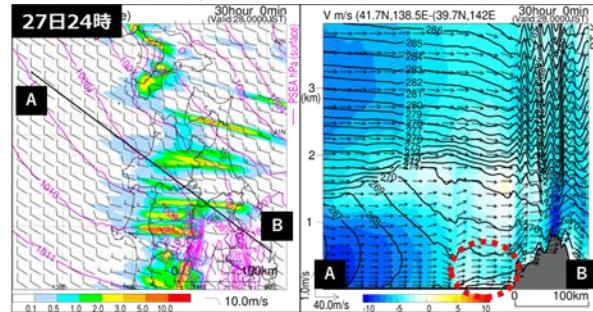


図 8 青森県除去実験の粗度ゼロ（図 6 と同様）

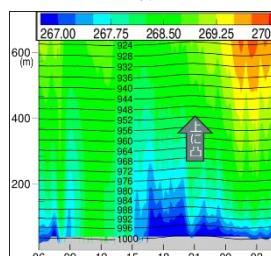


図 9 弘前の温位・高度
27 日 06 時～28 日 06 時

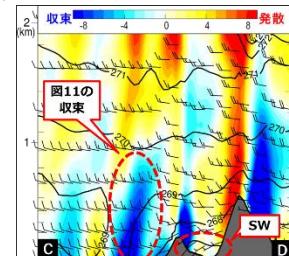


図 10 収束発散と温位
断面位置は図 5 右に記載

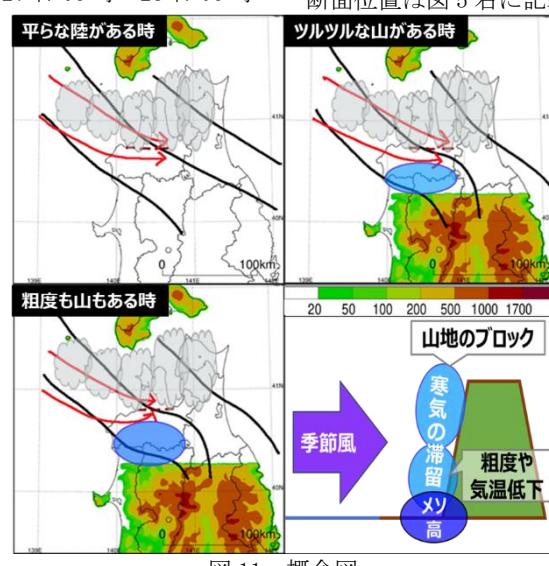


図 11 概念図

寒気質量を用いた 2024/2025 冬季の津軽地方の大雪の解明

○富部大樹（弘前大学理工学部）、谷田貝亜紀代（弘前大学大学院理工学研究科）

1. はじめに

2024/2025 冬季は、青森県津軽地方を中心に記録的な大雪に見舞われ、特に弘前では 1982 年の観測開始以来の最大となる積雪深 160 cm を 2 月 23 日に記録した。これに伴い、農業関係の被害額は約 214 億円に上った。

2024/2025 冬季の日本の大雪の要因として、海面水温 (SST) の上昇や地球温暖化関連での報告がなされている一方で、上空の寒気流入といった大循環的な特徴も重要な要因であったと考えられる。そこで、本研究の目的は Iwasaki et al. (2014)により定義された、寒気質量流出および Negative Heat Content (NHC) の点から大気環境を解析することで、津軽地方を中心に 2024/2025 冬季の大雪のメカニズムを解明することである。

2. 使用データと解析手法

日降雪量には、気象庁のアメダス観測データを 2017/2018 DJF (12 ~ 2 月) から 2024/2025 DJF の期間で使用した (本稿では 2024/12 ~ 2025/02 を 2024/2025 DJF と定義する)。海面水温は気象庁編集の HIMSST を降雪量と同期間について使用した。寒気質量流出解析には 2007/2008 DJF から 2024/2025 DJF の 18 冬季について 3 時間ごとの気象庁解析出力 (MSM) データを使用した。

Iwasaki et al.(2014) により定義された寒気質量 (DP) および Negative Heat Content (NHC) は以下の式により定義される。DP は寒気の厚み、NHC は寒気の強度を表す。本研究では、 $\theta_T = 280\text{ K}$ 以下の大気を寒気として扱った。同様に寒気質量フラックスも計算した。

$$DP \equiv p_s - p(\theta_T).$$

$$NHC \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} (\theta_T - \theta) dp.$$

ここで、 θ は温位、 θ_T は特定温位 (寒気の閾値)、 p_s は地表面気压 $p(\theta_T)$ は θ_T 面の気圧 である。

3. 結果と考察

3.1. 大雪イベントの特定と大気場の特徴

図 1 に津軽地方 (全 8 地点合計) の日降雪量時系列 (JST) を示す。本研究では、日合計降雪量が 120 cm/

日を超えた期間 (図 1 の A, B, C, D, E) を大雪イベントとして特定し、その大気場の解析を行った。

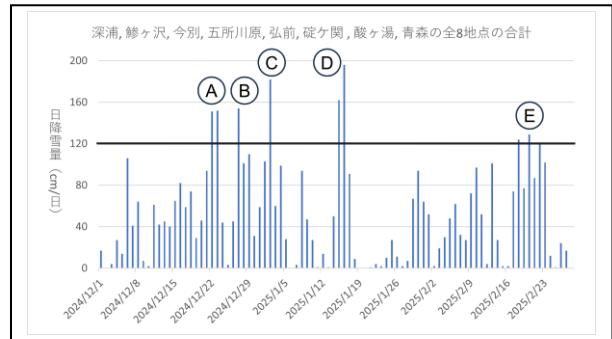


図 1 2024/2025 DJF (JST) の深浦、鰯ヶ沢、今別、五所川原、弘前、碇ヶ関、酸ヶ湯、青森の日降雪量の合計 (cm/日)。黒線は 120 cm/日を示す。A, B, C, D, E は本研究で扱う大雪イベントである。

図 2 に 2024/2025 DJF で特に降雪量が多かった期間 D の DP と NHC の平均分布図を示す。DP および NHC はシベリアから日本海北部にかけて大きく張り出していることが確認できる。さらに、これらの値は日本海上から日本陸域に向かって減少しており、日本海上で寒気が消滅していることを明瞭に示している。他の期間 (A, B, C, E) でも寒気が張り出していることが分かり (図略)、降雪と対応している。また、これら 5 つの大雪イベントは、DP および NHC の強さおよび SST の時間的な変動は期間ごとに違いが見られ、それぞれ寒気流出が卓越したケースと SST が高いケースが存在することが示唆された。2024/2025 DJF は期間 B, C, D の 3 つの大雪イベントで DP および NHC が高く、SST は日本海北部で 12 月から 2 月へ進むにつれ低くなっている傾向にある (図略)。

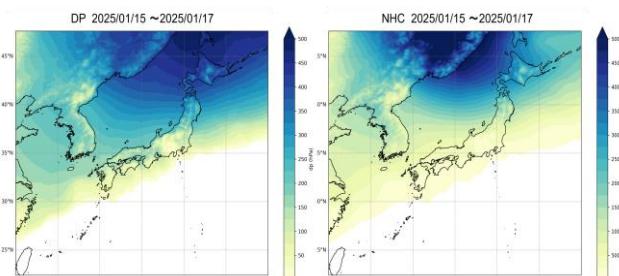


図 2 2025/01/15 から 2025/01/17 (JST) における DP [hPa] の平均 (左) と NHC [K*hPa] の平均 (右)

3.2. DP と SST の関係

図3に日平均したDPとSSTの時系列同時相関の空間分布図を示す。DPとSSTには弱いながらも明確な負の相関があることが分かった。この負の相関は、日本海のSSTが高くなることで、より多くの潜熱と顕熱が大気下層に供給され、気団変質が生じて上空の寒気(DP)が弱まることが要因だと考えられる。

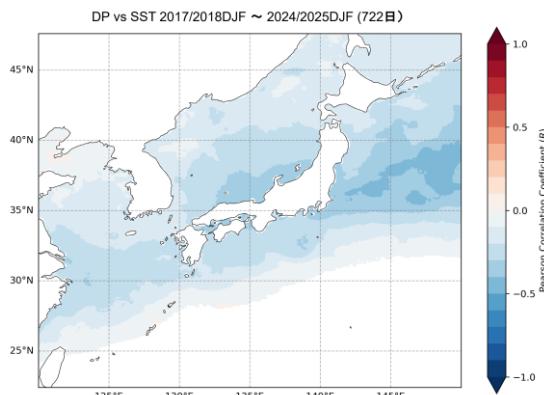


図3 日平均したDPとSSTの時系列相関の空間分布図。サンプル数は2017/2018 DJF～2024/2025 DJFの8冬季(722日)。

3.3. 2024/2025 DJF の特徴と重回帰分析

図4にDPとSSTの2024/2025 DJFの平均から平年値を引いたもの(本研究の平年値は使用したデータの2024/2025 DJFを除いた期間とする)を示す。この結果から、2024/2025 DJFは日本海北部(図の四角で囲った領域)のSSTが平年より高く、水蒸気の供給量が増加しやすい状況であった。同時に、DPも平年より厚く、寒気の流出が強かつたことが示された。「SSTの高さ」と「寒気流出の強さ」という2つの要因が複合的に作用した結果、2024/2025年冬季に津軽地方で記録的な大雪がもたらされたと考えられる。

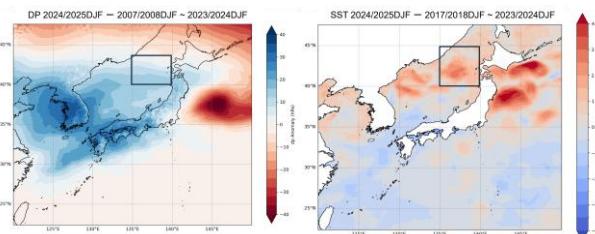


図4 DP [hPa]の2024/2025 DJFの平均から2007/2008 DJF～2023/2024 DJFの平均を引いたもの(左)とSST [K]の2024/2025 DJFの平均から2017/2018 DJF～2023/2024 DJFの平均を引いたもの(右)

表1に目的変数は津軽地方(全8地点)の月降雪量の合計、説明変数は津軽地方に寒気が流出する風上側の日本海領域のDPの月平均と同一領域のSSTの月平均に設定した重回帰分析の結果を示す。これは津軽地

方の大雪への影響はDPとSSTどちらが大きいかを分析したものである。重決定係数 R^2 は0.520であり、津軽地方の月降雪量の変動の52.0%がDPとSSTの2つで説明可能であることが示された。また、重相関係数は-0.3371と小さく、多重共線性のリスクは低いと判断できる。DPおよびSSTはともにP値が小さく統計的に有意であることから、これらの変数が降雪量の変動を説明する上で有効であることが示された。標準化偏回帰係数は、DPが+0.7092、SSTが+0.5109であり、両変数とも降雪量と正の相関を持つ(値が高いと降雪量が増加する)ことが確認された。さらに、SSTの変動よりもDPの変動の方が、津軽地方の降雪量に対してより強い影響を与えていていることが明らかになった。

表1 目的変数は津軽地方(全8地点)の月降雪量の合計、解析期間2017/2018 DJFから2024/2025 DJFの24ヶ月、説明変数は領域が東経135.0°～140.0° 北緯40.0°～45.0°(図4のSST(右)の四角で囲った領域)のDP月平均、同一領域のSST月平均

説明変数	標準化偏回帰係数	P値
DP	+0.7092	0.0002
SST	+0.5109	0.0045

4. まとめと今後の課題

本研究では、Iwasaki et al. (2014)により定義された、寒気質量流出・Negative Heat Content (NHC)の点から大気環境を解析し、2024/2025冬季の大雪のメカニズムの解明に試みた。

解析の結果、数日ごとに津軽地方に寒気が流入しており、これが青森県の大雪と対応していることが示された。また、2024/2025冬季の津軽地方の大雪は日本海北部の海面水温の上昇に加え、寒気流出の増加という大気大循環的な特徴が複合的に作用した結果であると結論付けられる。また、重回帰分析により、津軽地方の降雪量変動に対しては、SSTの変動よりもDPの変動の方が強い影響を与えていることが明らかになった。

今後の課題は、2024/2025年冬季の大雪に大きな影響を与えたDPおよびNHCに関するテレコネクションパターンを解析し、大雪をもたらす大気大循環の要因を特定することである。

参考文献

- Iwakaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie, and K. Takaya, 2014: Isentropic analysis of polar cold air mass streams in the northern hemispheric winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**, 2230-2243.

青森県八甲田田代平における冷気形成

○江渕竜介, 石田祐宣 (弘前大学大学院理工学研究科)

1. はじめに

風が弱い晴天夜間は、盆地で強い冷え込みが発生する。本研究の対象である、青森県八甲田山系の北東斜面に位置し小盆地となっている田代平(標高:約 590 m、面積:約 17 km²)では、ブナの霜被害が深刻である。これまでの現地観測によると、風が弱い晴天夜間ににおいて田代平では、地上気温の日較差が 20°C に達し、逆転層が地上約 80 m まで形成されることがあった(石田・江渕, 2024)。本発表では、外部気象条件(水蒸気量、風)や地形が夜間ににおける冷え込みの強度や逆転層の厚さ、冷気の空間的な広がりに与える影響を現地の観測と数値実験によって明らかにする。

2. 観測の概要

2023 年 10 月中旬頃から 2025 年 11 月末まで(12 月 ~4 月は除く)、田代平の南端(図 1)で気温(地上 1 m と 4 m の 2 高度; 三球温度計)、風向風速(地上 2 m; 超音波風速温度計)、長波放射量(上向き、下向き; 赤外放射計)、湿度(地上 1 m; おんどとり)の定点観測を行った。場所の選定理由として、田代平の南部斜面から観測点付近にかけて谷筋が伸びており、冷気が流れ込みやすい地形となっているためである。これらの観測データを数値実験の精度検証に用いた。

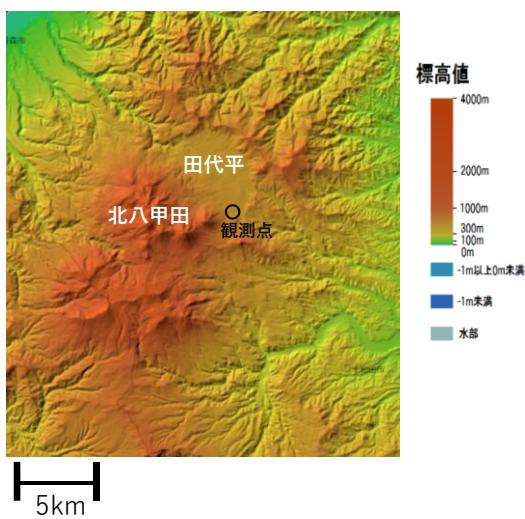


図 1 計算領域における地形図と観測点の位置(地理院地図を加筆)

3. 実験設定

使用数値モデルは、大気境界層内の風とスカラーランプを再現するためのブジネスク近似を使用し、また、雲の形

成や降水の過程は含まない理想化された、静力学的メソスケールモデル(Kimura and Arakawa, 1983; Watanabe and Shimoyama, 2015)である。計算領域は図 1 の領域で、東西方向は 28 km、南北方向は 36 km、大気上端は上空 6 km、初期値は現地の観測値を基に設定した(表 1)。地形データは、1 km 解像度で、農研機構が国土交通省の国土数値情報・土地利用細分メッシュデータの平成 21 年度版データから作成したものを利用した。実験は、夜間の冷え込みが大きくなる 11 月を想定して行い、実験 1(標準実験)、実験 1 から湿度を小さくした実験 2、水平格子間隔を 1 km から 2 km に変えた実験 3 の全部で 3 種類行った(表 1)。水平格子間隔が 1 km では田代平周囲の山地が概ね表現されていたが、水平格子間隔が 2 km では北西から南東方向へ伸びる谷地形のように表現されていた。このような地形の違いによって、夜間に形成される逆転層の厚さにどのような違いが現れるのかについても明らかにする。

表 1 3種類の数値実験の設定

実験名	実験1(標準実験)	実験2	実験3
計算期間	2024年11月10日00JST~11日08JST (32時間)		
格子数(x,y,z)	28×36×51		14×18×51
水平格子間隔	1km		2km
気温(初期値)	13°C		
湿度(初期値)	60%	40%	60%
風(初期値)	無風		

4. 結果と考察

4.1 実験 1(標準実験)

計算開始 30 時間後(11 日 06 JST)において、田代平の地上気温は周囲の山地の地上気温より低く、盆地内の大きな冷え込みが再現されていた。特に、盆地の北西部で最も低温となっていた。これは、北西部が盆地内で最も標高が低く、周囲からより多くの冷気が流れ込んだためと考えられる(図 2-左)。続いて、気温の鉛直プロファイルでは、盆地内で最も低温であった北西部では地上約 180 m まで逆転層が形成され、特に地上約 60 m まで冷え込みが大きくなっていた。これは、盆地北西部では標高差約 70 m の山地で囲まれており、その高度まで冷気が蓄積しやすかったことが考えられる(図 2-右)。また、観測点を含むグリッドにおける気温の鉛直プロファイルでは、地上約 100 m まで逆転層が形成され、特に地上約 60 m まで冷え込みが

大きくなっていた。これは、観測点付近が標高差約 50 m の山地で囲まれており、その高度まで冷気が蓄積しやすかつたことが考えられる。

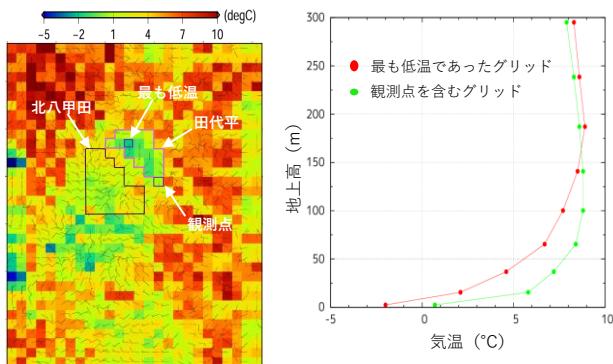


図2 (左) 30 時間後 (11 日 06 JST) における実験 1 の地上気温・風の場 (長矢羽根 1 本当たり 1 m/s) (右) 30 時間後 (11 日 06 JST) における実験 1 の気温の鉛直プロファイル

4.2 実験 2

実験 2 では実験 1 より大気を乾燥させた実験を行った。大気中の水蒸気量が減少したことにより、地表面が受けける大気放射量(下向き長波放射量)が減少し、盆地内での冷え込みが実験 1 より 1~2°C 大きくなかった(図 3-左)。また、実験 1 と同様、盆地の北西部で地上気温が最も低温となっていた。逆転層の厚さは実験 1 と変わらなかった(図 3-右)。

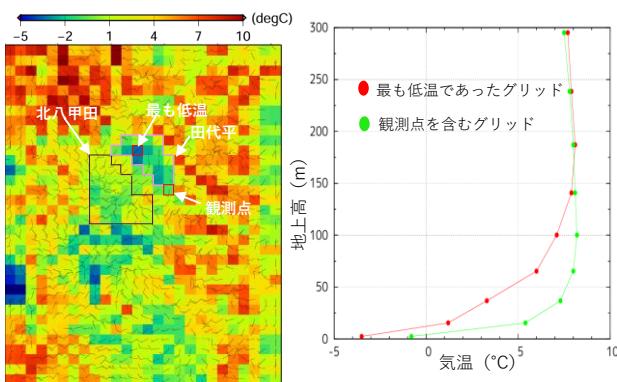


図3 (左) 30 時間後 (11 日 06 JST) における実験 2 の地上気温・風の場 (長矢羽根 1 本当たり 1 m/s) (右) 30 時間後 (11 日 06 JST) における実験 2 の気温の鉛直プロファイル

4.3 実験 3

盆地内の地上気温は周囲の山地の地上気温より低く、盆地内の大きな冷え込みが再現されていた。しかし、盆地の中心部で最も低温となっていた。これは、地形解像度を粗くしたことにより盆地の周囲が山地で囲まれておらず、谷地形(北西～南東方向)になり、谷の中心部に冷気が溜りやすくなつたためと考えられる(図 4-左)。また、気温の鉛

直プロファイルでは、最も低温であったグリッドでは地上約 180 m まで逆転層が形成され、特に地上約 40 m まで冷え込みが大きくなっていた。また、観測点を含むグリッドでは地上約 40 m まで逆転層が形成され、冷え込みが大きくなっていた(図 4-右)。実験 1において、最も低温であったグリッドと観測点を含むグリッドでは、地上約 60 m まで冷え込みが大きくなっていたにもかかわらず、実験 3 で地上約 40 m までしか冷え込みが大きくならなかつた理由は、実験 1 では観測点を含むグリッドより東側においても山地で囲まれており冷気が盆地外へ流出しにくい地形であったが、実験 3 では東側が完全に開けており冷気が盆地外へ流出していたためと考えられる。

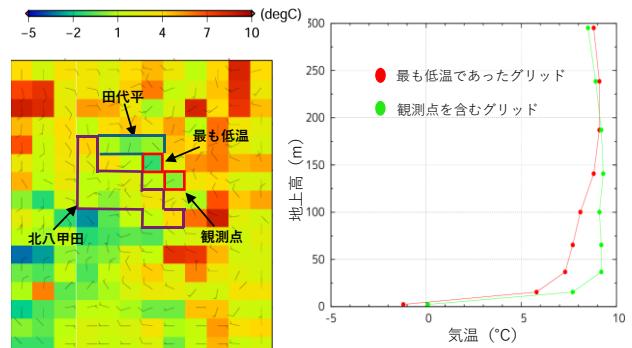


図4 (左) 30 時間後 (11 日 06 JST) における実験 3 の地上気温・風の場 (長矢羽根 1 本当たり 1 m/s) (右) 30 時間後 (11 日 06 JST) における実験 3 の気温の鉛直プロファイル

5. まとめと今後の課題

数値実験の結果より、田代平では北西部において冷気が溜りやすい地形となっており、冷え込みが大きい逆転層の厚さは周囲の地形と密接に関わっていた。また、水蒸気量は盆地内の冷え込みに大きく影響を与えていたが、逆転層の厚さには影響を与えないかった。今後の課題は、夜間に盆地内で形成される逆転層が破壊される臨界風速や土地利用が盆地内の冷え込みにどのように影響を与えるのかを解析していくことである。

引用文献

- 石田祐宣, 江渕竜介, 2024: 霜害が発生する山岳小盆地における冷気の観測. 東北の雪と生活, **39**, 9-11.
- Kimura, F., Arakawa, S., 1983: Numerical Experiment on the Nocturnal Low Level Jet Over the Kanto Plain. Journal of the Meteorological Society of Japan, **61**, 848-861.
- Watanabe, T. and K. Shimoyama, 2015: Atmosphere-land interaction (in Japanese). In: Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University (eds) *Handbook of Low Temperature Science*, 239-258. Maruzen, Tokyo.

梅雨期における線状降水システムの抽出と分類手法の開発 および発生環境条件の解析

*田中颯, 若月泰孝 (茨城大理工学研究科)

1. はじめに

梅雨期における集中豪雨の過半数は線状降水システムによるものだと明らかとなっている。Hirokawa et al. (2020) [1] は、3 時間積算降水量を用いた線状降水システムの定義を行い、Kato (2020) [2] は、それらの発生に適した 6 条件を提示した。しかし、高積算降水量領域の連続性によるこの定義では、内部の降水システムの変動を考慮することができないため、図 1 のように強雨域が同時刻に列状に並んでいないものも抽出してしまう恐れがある。一方、線状降水システムには中層と下層のインフローの風向差に基づき、発生するタイプが異なると提案している研究もある [3]。すなわち、線状の降水システムには複数のタイプ分類が可能で、それらの発生条件は少しずつ異なってくる可能性を示唆する。本研究では、線状降水システムを積算降水量の連続強雨域ではなく、内部変動を考慮して再定義し、タイプ分類を行った。また、その発生条件に関する調査を行った。

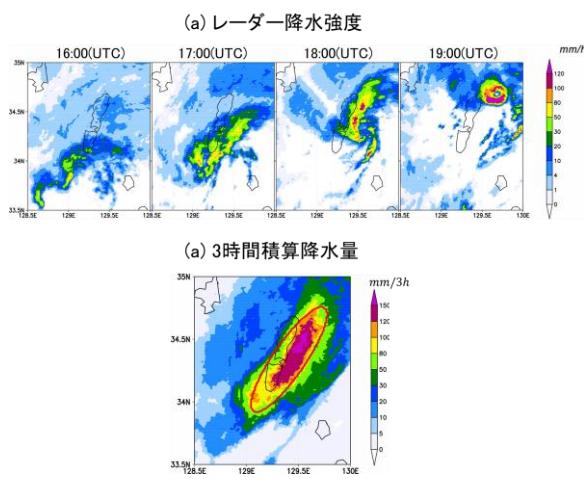


図 1 (a)2015 年 8 月 31 日 16:00～19:00 (UTC) の 1 時間ごとのレーダー降水強度の分布。 (b) 同期間の 3 時間積算降水量。

2. 線状降水システムの抽出と分類手法

本研究では、[1]の抽出手法を参考にしつつ、3 時間積算降水量のクラスター分析と主成分分析を組み合わせて線状降水システムを抽出した。3 時間積算降水量 80mm を閾値として二値化し、クラスター分析（最短

距離法: 10km）と重みづけ主成分分析で降水域のグループ化と機能近似を行った。次に、持続時間 5 時間以上、縦横比 2.0 以上を解析雨量 RB (Rain Band)とした。次に、10 分間隔の全国合成レーダーエコー強度に対しても同様に降水システムを抽出した。解析雨量 RB 抽出期間にレーダー降水強度 30mm/h の領域が解析雨量 RB と重複し、かつ走向差が小さいという条件を付加し、レーダーRB とした。対象期間は 2014 年～2022 年の 6 月～8 月、対象領域は西日本とした。

次に、レーダーRB の移動速度と上空 700hPa の風速を比較し、タイプ分類を実施した。移動速度を風の平行・直交方向に変換し、平行方向のみに統計的有意差が認められた場合を S-BB (Stationary-Back Building) _Type とした。S-BB タイプのうち、各レーダーRB の縦横比が 2.0 以上を多く占める場合を L-BB (Localized-BB)_Type と分類した。また、強雨が移動した結果積算降水量が線状形を示した MC(Moving Cluster)_Type やレーダーRB の形状は線状形だが風に対して直交方向に移動した ML(Moving Line) が定義でき、図 2 に各 Type の時間変化のイメージ図を示す。

発生条件の調査には 1km かつ 1 時間ごとに線形内挿した気象庁メソ客観解析データを用いた。対象領域は解析雨量 RB の重心から風上側に当たる 100km 四方（うち風下に向かって左側 50km を左領域、右側 50km を右領域）とし、対象時刻は事例抽出開始時刻とした。調査要素は大気の安定度に関する要素、降水に関する要素、環境風に関する要素の 3 要素とし、対象領域の平均値と右領域 - 左領域の差分値を検定した。

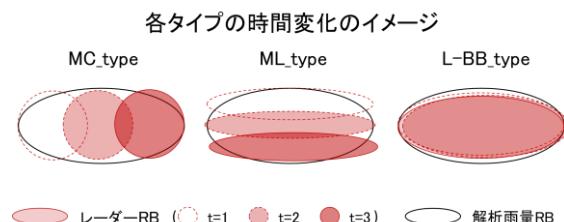


図 2 各タイプの時間変化のイメージ図

3. 結果

抽出された線状降水システムのうち（全 379 事例中）、約 2/3 事例が南西 - 北東もしくは西 - 東方向の走向を

持ち（図3），手法[1]と整合的な結果を示した。このため，クラスター分析と重みづけ主成分分析を用いた抽出手法は妥当であると考えられる。また，168事例がL-BB_Typeに分類され，2014年広島豪雨や2017年九州北部豪雨等も含まれていた。一方，110事例がMC_Typeに分類され，内部変動を考慮する必要性が示唆された。

Type別の発生条件は，どのTypeにも大気の安定度に関する要素に違いはなかった。しかし，MC_TypeとL-BB_Type間では，中層（850～800hPa）の相対湿度に違いが見られ（図4），MC_Typeは約93%と非常に湿潤であることが分かった。これは雨滴の蒸発によって形成される冷気外出流と環境風との収束が弱いため，降水システムが持続しづらいと考えられる。また，ML_TypeとL-BB_Type間では，下層～中層（1000hPa～700hPa）にかけて降水帯に直交方向の風に違いが見られ（図5a），ML_TypeはL-BB_Typeよりも約2.0m/s強い風が生じていたことが分かった。さらに，右領域-左領域差分では鉛直シア（SREH）に違いが見られ（図5b），L-BB_Typeは右領域，左領域ともに同程度の鉛直シアをもつことが分かった。このことからML_TypeとL-BB_Typeは降水帯に直交方向の風と右領域-左領域のSREHのコントラストによってタイプ分類が可能であると考えられる。

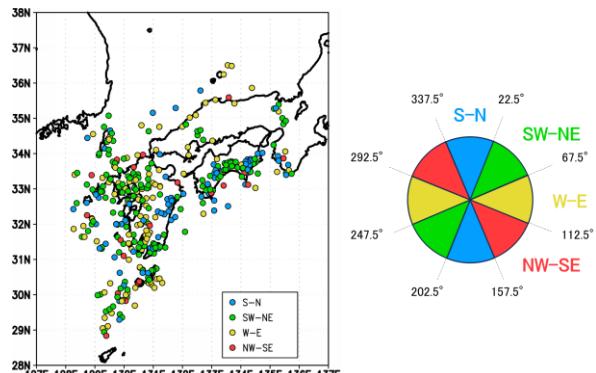


図3 線状降水システムの走向別発生分布

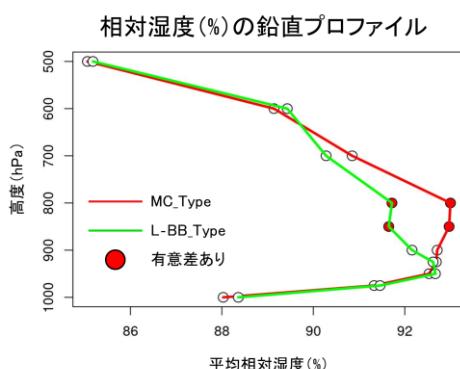
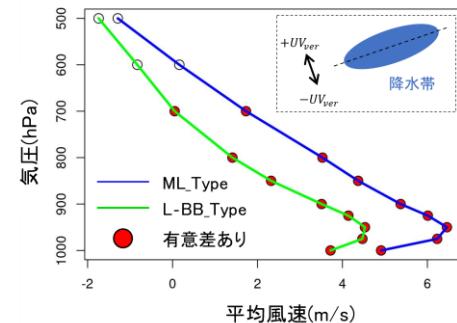
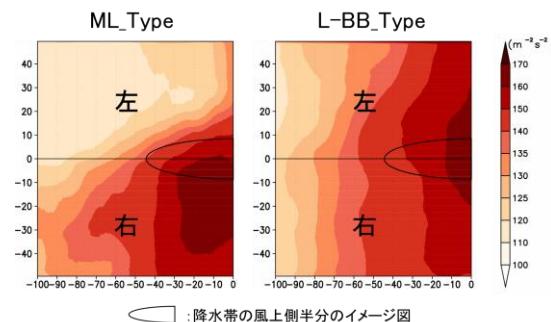


図4 相対湿度の鉛直プロファイル

(a) 降水帯に直交方向の風(m/s)の鉛直プロファイル

(b) SREH($m^{-2}s^{-2}$)のコンポジット図図5 (a)降水帯に直交方向の風の鉛直プロファイル。
(b)SREH（鉛直シア）のコンポジット図

4. まとめ

本研究ではクラスター分析と重みづけ主成分分析を用いることにより，積算降水量+レーダー降水強度での線状降水システムの抽出が可能であることが示唆された。また，700hPaの風と移動速度との差の検定でタイプ分類を行ったところ，MC_Typeが110事例抽出され，内部変動を考慮する必要性が示唆された。

タイプごとの発生条件の調査では，

- MC_Typeでは中層が湿潤。
- ML_Typeでは下層から中層にかけて降水帯に直交する風が強い。
- L-BB_Typeでは右領域-左領域のSREHのコントラストが小さい。

ことが分かり、これらの条件で3つタイプへ分類可能であることが示唆される。今後は、対象領域、対象期間を拡大させ、事例数を増やす予定である。

謝辞：本研究はJSPS科研費23K23003の支援を得た。

本学卒業の金子氏や松浦氏に助言をいただいた。

参考文献

- [1] Hirokawa, Y. et al. (2020a): *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 835-857
- [2] Kato, T. (2020): *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 485-509.
- [3] 濱古(2010): *気象研究時報*, **62**, 1-74pp

バックビルディング型線状降水システムの自己組織化形成 —鉛直シアに関する感度数値実験—

*佐藤未笛, 若月泰孝
茨城大学 理工学研究科

1. はじめに

日本国内で観測される線状降水システムの主要な形成プロセスの1つにバックビルディング型(BB型)がある(Kato 2020). BB型線状降水システム(BB-QLCS)の形成メカニズムの理解は予測や防災の点で重要である. しかしながら, BB型過程によって線状降水システムが形成する要因には様々なケースがあって複雑である. 特に, 自己組織化によって発生するBB-QLCSは予測が難しく, プロセスに対する理解の深化が求められている. 自己組織化によって発生するBB-QLCSの発生プロセスを調査するために, 本研究では, 前線や収束, 地形などの外的作用を排除した水平一様な仮想的な大気環境下で数値実験を行う.

2. 数値実験の設定

本研究で使用した雲解像大気モデルはJMANHMで, 計算格子数は $1201 \times 401 \times 50$, 水平解像度は500 m, 鉛直にストレッチング格子を用いる(最小40 m, 最大904 m). 積分時間は6時間とした. 雲微物理過程は1-momentのバルク法(氷あり)を用いた. 地表は摩擦ありの海面を仮定した. コリオリ力はオフとした.

初期の気温・相対湿度は, 2014年8月20日の広島豪雨事例の発生直前・風上側の鉛直プロファイルを参考に理想化させて作成した(図1a). 相対湿度のプロファイルにおいて, 下層を加湿させた. これは, プロファイルと同様の条件下ではBB-QLCSを適切に再現できないためである. また, 本実験では採用していないが, 実際の現象には地形が影響を与えた可能性があると推測されている(Oizumi et al., 2020). 高度500 mのCAPEは 1571 J kg^{-1} , CINは 0.9 J kg^{-1} で, 梅雨前線帶のように極めて湿潤な環境である.

風はx方向のみ与え, 高度3 kmまで鉛直シアを与えた(図1b). 下層3 kmまでにシアを入れたの

は, 広島豪雨のプロファイルにおいて, 下層3-3.5 km程度までおおよそ直線状の鉛直シアがあったためである. 上空の風速を 5 m s^{-1} から 30 m s^{-1} まで, 5 m s^{-1} ずつ変えた6ケースで実験を行った. 実験名は, 例えば, 鉛直シア強度が 5 m s^{-1} の場合, U05と表記する. 初期環境に, 最大温位偏差1.0 K, 水平半径5 km, 鉛直半径0.5 kmのwarm bubbleを1つ与えた.

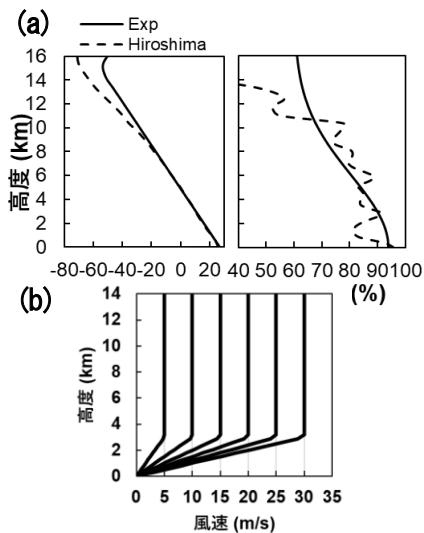


図1 (a) 気温と相対湿度の鉛直プロファイル. 実線が本研究で用いたプロファイル. 破線は2014年8月広島豪雨の再現実験から抽出したプロファイル. (b) 本研究で使用した風の鉛直プロファイル.

3. 発生した対流系の特徴

QLCSが最も発達したU20のケースを扱う. 図2はU20における高度3.5 kmでの凝結物の分布の時間変化を示す. 初期に発生した対流は120分には組織化し, 強い対流系になる. 180分になると, QLCSが形成する. また, 2つの対流系がQLCSと分離して, 下流側へ先行して伝播する. 追隨するQLCSはほぼ停滞した. このシステムは上流側で対流が発生するバックビルディング型の対流系であった.

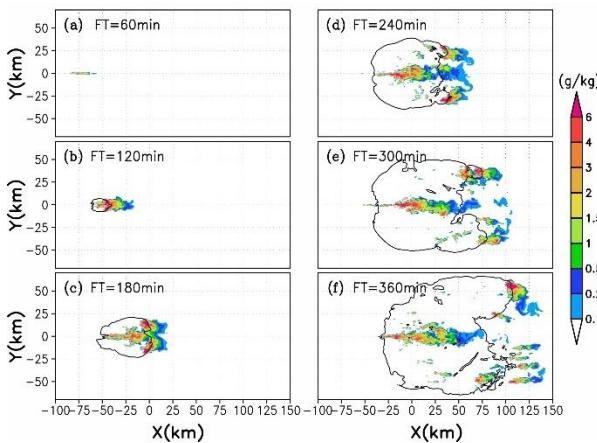


図 2 U20 における高度 3.5 km の凝結物の分布の時間変化。実線は地表の温位偏差 (-0.5 K)。

4. 鉛直シア実験の結果

鉛直シア強度が 15 m s^{-1} 以上で BB-QLCS が発生し、特に $20, 25\text{ m s}^{-1}$ の環境で最もよく発達した(図 3)。BB-QLCS が発生しなかった U10 と発生した U20 の環境を比較する。150 分における下層風環境を比較すると、 20 m s^{-1} のケースで下層収束が対流系の風上側で明瞭だった。水平風の時間変化の収支解析を非弾性近似したナビエ・ストークス方程式を用いて行うと、下層の水平風の変化は圧力傾度力が影響していたことが分かった。これは、対流が組織化する際の強い凝結加熱による下層の低圧が主な原因と考えられる。

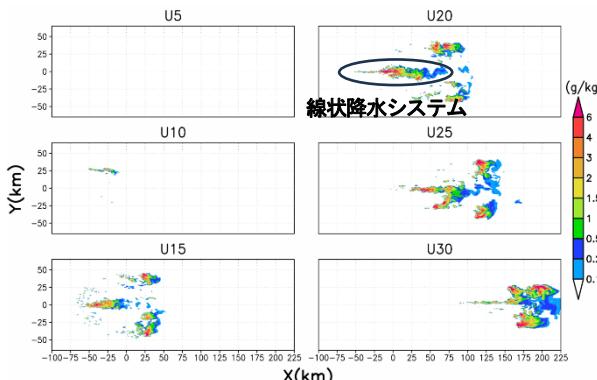


図 3 各鉛直シアケースにおける 300 分後の高度 3.5 km の凝結物の分布。

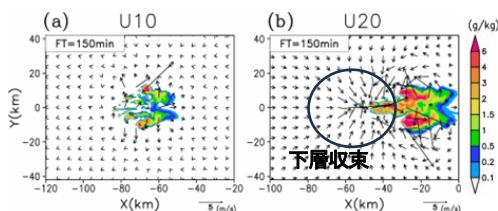


図 4 150 分における 288 m での水平風分布。 (a) U10, (b) U20. 陰影は高度 3.5 km の凝結物の分布。

5. バックビルディングプロセス

U20 のケースで解析を行った。約 90 分から、発達した対流から重力波が発生し、上流側へ伝播した(図 5a)。この波が下層の大気を持ち上げることで飽和に近づき、dLFC が低下した(図 5b)。重力波に伴う上昇流は上流に伝搬しつつ風にも流れされ、結果として同じような場所で対流が発生しやすい環境となった。このプロセスは Liu and Moncrieff (2017) と調和的である。この領域では断続的に弱い擾乱が既存の対流の後方で生成し、下流へ移動した(図 5b、黒の破線)。擾乱は冷気プールで発達し、BB-QLCS を構成する対流セルとなった。また、図 5b の緑の破線の対流は、冷気プール縁に到達する前に発達していた。

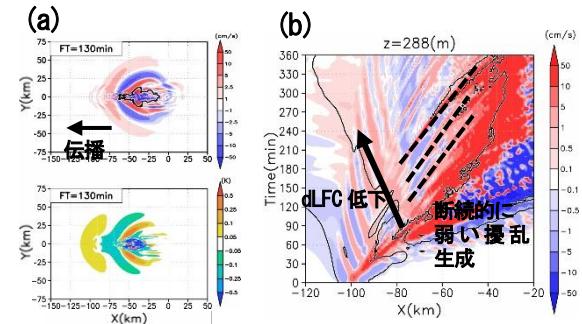


図 5 (a) 130 分後の高度 288m における鉛直流(塗りつぶし)と対流系(太線)(上図)と温位偏差(下図)。(b) 高度 288m での鉛直流(陰影)と初期の dLFC 値(実線)のホフメラー図。

謝辞: 本研究は、JSPS 科研費 23K23003、名古屋大学 HPC 計算科学連携研究プロジェクトの支援で実施している。

参考文献

- Kato, T., 2020. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 485–509. doi:10.2151/jmsj.2020-029
- Oizumi et al., 2020. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 1163–1182. doi: 10.2151/jmsj.2020-060
- Liu, C., and Moncrieff, M. W., 2017. *J. Atmos. Sci.*, **74**, 4213–4228. doi: 10.1175/JAS-D-17-0121.1

東北地方における線状降水帯の抽出基準の検討と環境場の調査

*熊谷真琴, 伊藤純至 (東北大院理), 廣川康隆 (気象研究所)

1. はじめに

近年、東北地方において甚大な被害をもたらす集中豪雨が頻発しており、その一部は線状降水帯によるものとされる。線状降水帯を客観的に抽出する手法が提案されているが、その抽出条件は、事例数が圧倒的に多い地域の事例を対象に調整されており、北日本の豪雨事例は線状降水帯として適切に抽出されない可能性が指摘されている(Hirokawa et al. (2020a))。本研究では東北地方で生じる線状降水帯事例に着目し、抽出条件の違いによる事例数や発生分布等の変化、環境場について調査を行った。

2. データと手法

線状降水帯の抽出には 2000 年から 2024 年の 4 月から 10 月の水平解像度 5km に統一した解析雨量を使用した。線状降水帯の抽出及び空間解像度統一手法は Hirokawa et al.(2020a,2020b) の手法に従うが、従来条件から雨量やアスペクト比を変更した 3 種類の条件 (Table. 1 従来条件 (HK2020) は Hirokawa et al.(2020a, 2020b) と同様) で抽出を行い、結果を比較する。

抽出領域は、北緯 36.50~41.50、東経 138.83~143.00 の範囲で、そのうち東北地方 6 県内 (海上は緯度経度の範囲内) で抽出されたものを調査対象とする。この範囲内で東北地方から離れている事例は除外した。

この領域内で抽出された事例を線状降水帯事例として扱う。また抽出領域内を日本海側、太平洋側に分け、各領域内で抽出された事例をそれぞれ日本海側の事例、太平洋側の事例とする。

環境場の調査には、従来型観測を用いた日本域長期領域再解析 (RRJ-Conv, Fukui et al. 2024) を 2000~2023 年 6 月の期間使用した。データ期間の都合上、2023 年 7 月以降に抽出された事例は後述するコンポジット解析には含めていない。

Table.1 抽出条件

抽出条件	HK2020	①	②	③
強雨域抽出	閉曲線	80mm/3h	60mm/3h	70mm/3h
	最大降水量	100mm/3h	80mm/3h	90mm/3h
アスペクト比	2.5	2.5	2.5	2.5
面積		625-12500km ²		
重複率		40%		
持続時間		5h		

3. 抽出結果

抽出結果は Fig. 1 に示すとおりである。うち () 内数字は日本海側の事例である。条件を従来条件から緩和するほど、抽出数が増加し、より広い降水域の事例が抽出されるようになった。特に顕著な被害があった 2023 年 9 月 19 日 (秋田県) や 2024 年 8 月 27 日 (岩手県) の大雨事例が新たに追加されるようになった。抽出された線状降水帯の走向は、日本海側では東-西と南東-北西方向が、太平洋側では南-北と北東-南西方向がそれぞれ卓越しており、このような特徴は抽出条件にはよらない。

従来条件で抽出された線状降水帯が、条件を変更した際にどの程度抽出されているのかを評価する指標として、捕捉率も Fig. 1 に示す。捕捉率が 100%に近いほど、従来の厳しい基準でも抽出された降水を適切に抽出出来ていると判断して以後議論する。なお捕捉率は「各事例の抽出数/従来条件」として算出する。

条件を緩和すると、従来条件で抽出出来ていたものをより多く見逃す結果となった。この原因としては、降水量の閾値を下げたことで、降水域が広くとられるようになり、面積やアスペクト比の条件を満たさなくなってしまったためと考えられる。

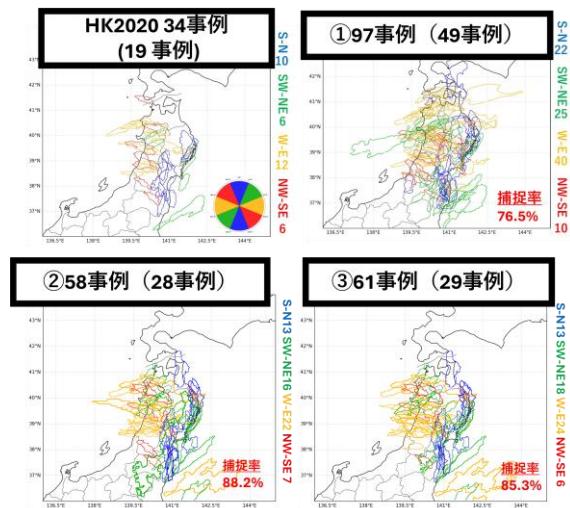


Fig.1 抽出結果

各数字の条件は Table.1 に対応

各条件の図に抽出総数 (括弧内数は日本海側の事

抽出数が多く、被害事例もカバーしており、捕捉率の比較的高い条件②が、東北地方で生じる線状降水帯の

抽出条件として妥当であると考えられる。以降、従来条件と条件②の環境場の特徴の違いについて考察する。

4. 環境場の解析

抽出された事例に対してコンポジットを作成し、線状降水帯の発生環境場を調べた。コンポジットは、各事例を発生時刻から 3 時間前の時刻から消滅時刻の時間平均をとり、そこからコンポジット対象事例を平均することで作成している。なお領域はコンポジット対象事例すべてにおいて RRJ-Conv の全領域から端部分を南側を 100 グリッド、それ以外を 50 グリッド削った領域とする。

Fig. 2 に従来条件と条件②での 950 hPa 水蒸気フラックス($\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$)、水平風(m/s)、地上気圧(白線: hPa)のコンポジット図を示す。

太平洋側のコンポジットでは水蒸気フラックス $200 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域が太平洋側に広く分布し、非常に強い南方からの 950 hPa 水平風が太平洋側に分布していた。低圧部も非常に強く、中心が東北地方に分布する結果となった。

日本海側のコンポジットでは水蒸気フラックス $150 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域が日本海側と太平洋側に分布し、950 hPa 水平風が日本海側の風が東北地方に向かって吹き込んでいる。また低圧部が日本海側に分布する特徴が見られた。特に条件②では日本海側の低気圧性循環の特徴が深まる結果となった。

日本海側のコンポジットで、条件②では日本海側の低気圧性循環の特徴が明確になったことから、どの程度強まったかを海面更正気圧と 950hPa ジオポテンシャル高度の緯度断面図 (Fig.3) を用いて調査した。

日本海側の低圧部は経度 130E~150E の範囲内に分布している。ここで低圧部がどの程度深まっているかを経度 130E での値を最大値、経度 140E での値を最小値として見積もった。気圧差及び高度差は従来条件で 2.04 hPa 、 16.96 m 、条件②で 2.53 hPa 、 21.04 m となり、条件の緩和により低圧部がより深まったことが示された。仮に各サンプルについて同様の確率分布で低圧部が存在していたとすると、中心極限定理によりサンプル数が増えた場合に $\sqrt{21/15} \sim 1.2$ 倍程度、コンポジットされた低圧部が深まる見積もりになる。コンポジットで見られた低圧部の深まり ($2.53/2.04 \sim 1.2$)、($21.04/16.96 \sim 1.2$) は上記の見積もりと同程度であり、環境場に見られる低圧部には、抽出条件による系統的な偏りはないことが示唆される。

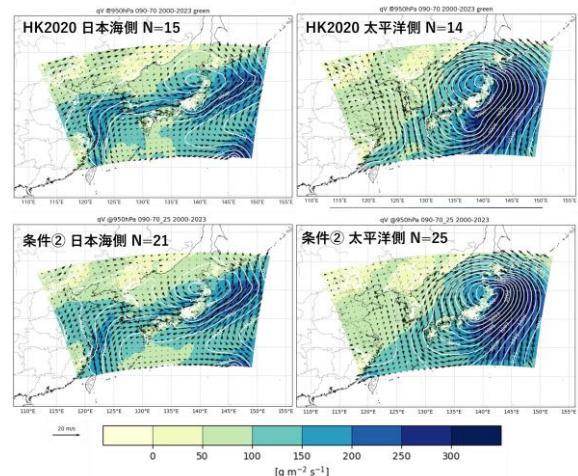


Fig.2 従来条件と条件②での
950 hPa 水蒸気フラックス($\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$)、水平風(m/s)、
地上気圧(白線: hPa)のコンポジット図
N はコンポジットに用いた事例数

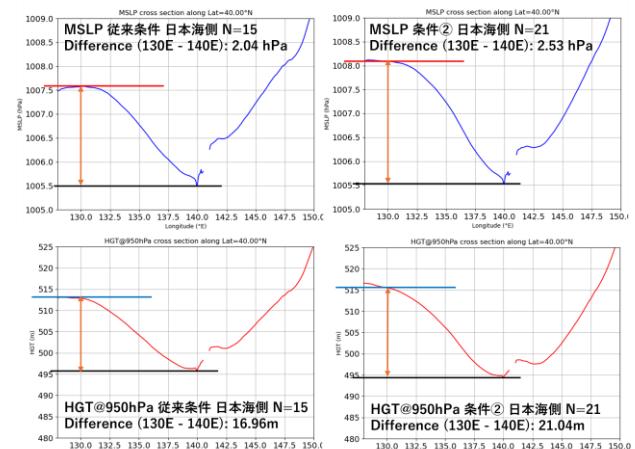


Fig.3 従来条件と条件②での
海面更正気圧(hPa)(青線)、950hPa ジオポテンシャル高度(m)(赤線)コンポジット等緯度(40N)断面図

5. まとめ

本研究では、東北地方において線状降水帯の客観的な抽出手法を用いて線状降水帯を抽出し、抽出された事例に対して環境場の調査を実施した。

抽出条件の緩和で抽出数が増加し、従来条件では抽出されなかった事例が抽出された。また、日本海側の事例と太平洋側の事例で走向や環境場の特徴に違いが見られたが、これらは抽出条件によって変化していない。

今後の展望としては、被害の観点からの抽出基準のさらなる検討と、条件の変更によって抽出された事例の環境場と従来条件で抽出された事例の環境場の違いを調査していく予定である。

2024年8月27日の岩手県内陸の線状降水帯による大雨事例—事例解析—

☆卯埜遥愛 山本健太（盛岡地方気象台）

1 はじめに

2024年8月27日の岩手県内陸で発生した線状降水帯による大雨事例について、発生前と発生期から衰弱期にかけて、現象の特徴や要因について調査・解析を行った。

2 大雨事例の概要

8月27日9時、東北地方は日本海から北海道附近にのびる停滞前線の南側に位置しており(図1)、太平洋高気圧の縁辺流により上中層は広く南西流場となっていた。また、宮城県東部から岩手県内陸にかけて、北上川に沿ったごく下層の南風により、高暖湿気が流入していた。このため、岩手県は大気の状態が非常に不安定となって、27日18時から20時にかけて盛岡地域では雷を伴った猛烈な雨となり線状降水帯が発生(図2)、19時57分には顕著な大雨に関する岩手県気象情報を発表した。1時間降水量については、盛岡で68.0mm、アメダス薺川で99.5mm、日降水量についてはアメダス薺川で211.5mmを観測し、いずれも極値を更新した(図3)。

3 線状降水帯の発生から衰弱までの実況解析

3.1 発生前

27日14時以降、秋田県内では日本海から下層の南西風により高暖湿気が流入し、秋田県内陸の南東風との収束が生じ、それに中層の正渦度移流が加わったことで、積乱雲が次々と発生・発達しており、日射による地表面加熱があった横手盆地周辺では特に顕著であった(図4・図5)。秋田県内の積乱雲は発生・発達を繰り返しながら、中層南西風により仙北市・零石町付近の谷筋へ向かって進んだ。

一方、岩手県内陸にはごく下層南風により高暖湿気が流入し続けたため、対流不安定かつ、下層南風と中層南西風による風の鉛直シアーが形成され、対流が発達・組織化しやすい状況であった(図6)。

3.2 発生期

16時50分頃、秋田県内陸から仙岩峠付近を越えた積乱雲は岩手山付近へ進んだ。赤外画像では、岩手山直上で対流圈界面に達したと見られる雲域の拡大が確認でき、積乱雲が岩手山に差し掛かったところで急速に発達していた(図7)。また、アメダス零石では積乱雲群の通過とともに南風から西北西風へと急変し、気温も約3°C低下していた。このことより、仙岩峠から岩手山付近の領域で発達した積乱雲から、降水粒子の落下に伴う冷気外出流が生じたと考えられる。北上川沿いのごく下層の南風の場となっていた岩手山南東側の盛岡市付近で収束線が形成されていたことは、このことと整

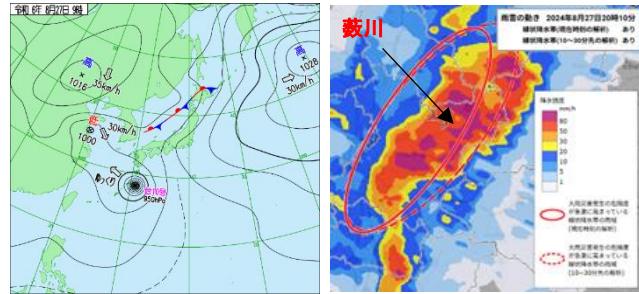


図1 27日9時の地上天気図

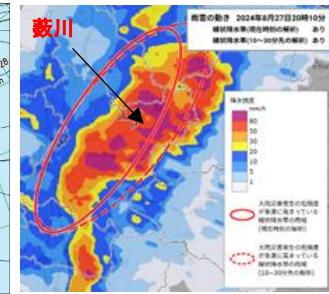


図2 27日20時10分に盛岡市付近で解析された線状降水帯

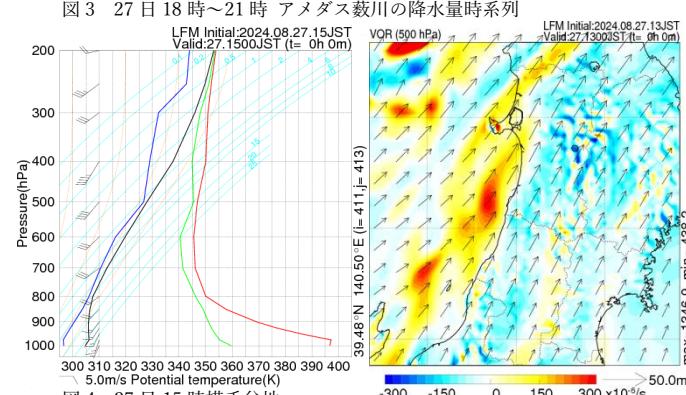
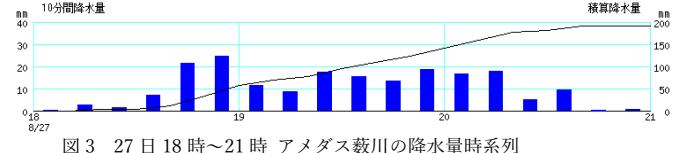


図4 27日15時横手盆地温位エマグラム



図5 27日13時 500hPa 渦度 [$10^{-5}/\text{s}$]

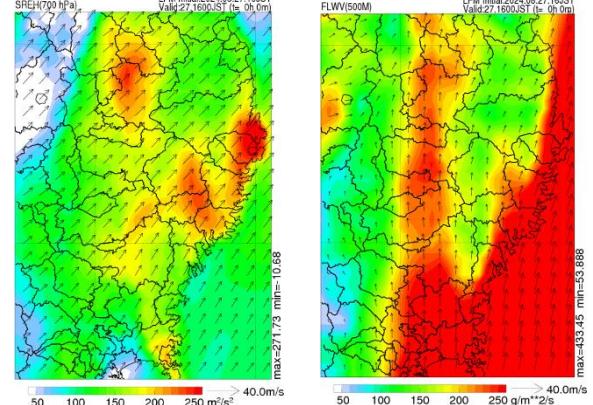


図6 27日16時 左:SREH[m^2/s^2] 右:500m 水蒸気フラックス[$\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$]

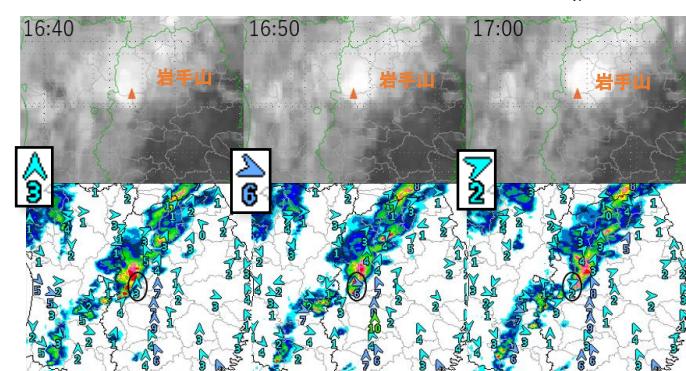


図7 27日16時40分～17時00分
(上)衛星赤外B13 IR1 (下)降水強度分布[mm/h]・アメダス零石風向風速

合的であり、冷気外出流の発生によりさらなる積乱雲の発達が容易な状況を作り出した可能性を示唆する。盛岡地域で形成された収束線については、その南北で前線の存在を示唆するメソスケールの構造は見られず（図8）、北上川沿いのごく下層の南風と仙岩峠を越えてきた下層の南西よりの流れ、または、先行降雨による冷気外出流とによる収束によるものと考えられる。一方で、LFMの解析では、17時前後に見られた岩手山直上での急速な積乱雲の発達を表現できており、より詳細な解析は困難であった。この点については、JMA-NHMを用いた数値実験による調査が望まれる。

3.3 発達・最盛期

17時30分以降、岩手山の南東側に形成された収束線に対応する強雨域に対して、南西側から後続の積乱雲が流入した。さらに、北上川に沿ったごく下層の南風により、多量の水蒸気を含む気塊が継続的に流入し、収束線付近で対流が強化された（図8）。これによって積乱雲が組織化し、バックアンドサイドビルディング型に分類される線状降水帯の形成に至った（図9）。19時30分頃には、横手市付近で発生した積乱雲が、西和賀町湯田付近の谷筋を越えて盛岡市の南西端へ進んだことで、線状降水帯の維持に寄与していた。

3.4 衰弱期

20時以降、湯田付近の谷筋を越えて北東進した積乱雲群は、水平方向に広がりを持った分布となっていた。加えて、北上川に沿ったごく下層の南風が弱まったため、鉛直シアーや暖湿気流入量が減少した（図10）。21時以降、これらが要因となって線状降水帯付近での積乱雲の発達には至らず、線状降水帯は衰退したと考えられる。また、22時頃に湯沢市付近で発生・発達した南北走向の積乱雲群が岩手県内陸に東進して接近した際も、同様の要因により降水は強まることなく経過したと考えられる。

4まとめ

【発生前】秋田県内では、日本海から下層高暖湿気が流入し、中層の正渦度移流や収束により積乱雲が発生・発達し、中層の南西風によって県境北側の谷筋を越えて岩手県内陸へ流入した。**【発生期】**仙岩峠から岩手山付近の領域での急速な積乱雲の発達によって冷気外出流が生じ、その南東側で収束線が形成された。**【発達・最盛期】**北上川に沿ったごく下層の南風により高暖湿気が盛岡地域へ流入していたこと、秋田県内で発生した積乱雲が県境南側の谷筋からも越えて盛岡地域へ流入したことが、降水の組織化及び線状降水帯の発生・維持に寄与した。

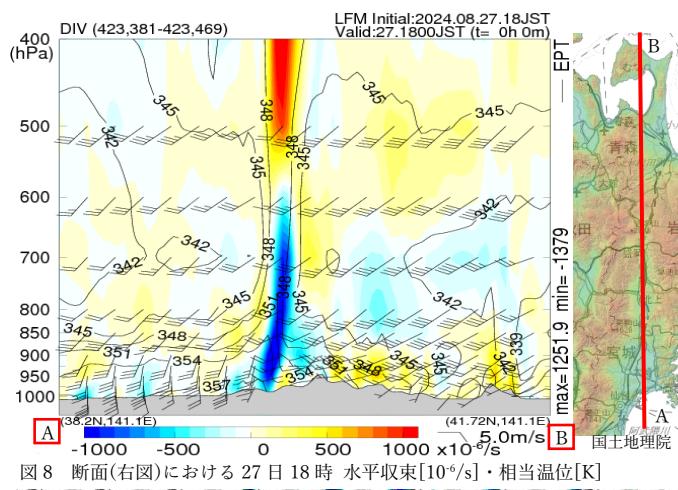


図8 断面(右図)における27日18時 水平収束 [$10^6/s$]・相当温湿位[K]

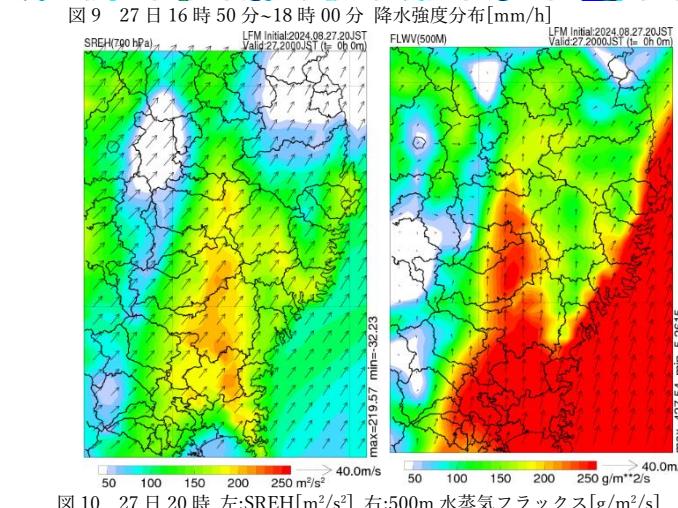
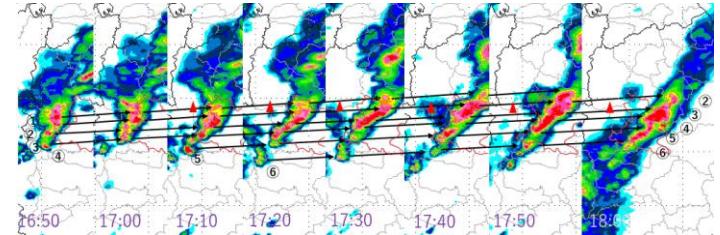


図10 27日20時 左:SREH[m^2/s] 右:500m水蒸気フラックス[$g/m^2/s$]

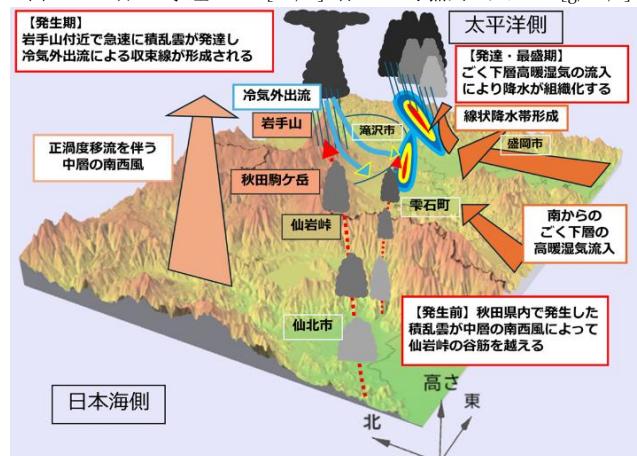


図11 線状降水帯発生前～発生期の収束線の形成メカニズムを示す模式図

<参考文献>

加藤(2022、集中豪雨と線状降水帯、朝倉書店)

山本(2025、令和6年度仙台管区NHM技術検討会)

2019年10月に発生した台風19号に伴う岩手県沿岸の多降水域の発生とJMA/NHMによる再現性の検討

*藤原凜¹, 谷田貝亜紀代¹, 宮坂貴文², 中村尚²
 (1)弘前大学大学院理工学研究科, (2)東京大学先端科学技術研究センター)

1. はじめに

2019年10月に発生した台風19号 Hagibis は、関東・東北地方を中心に広範囲で記録的な大雨となった。東北地方では多くの地点で 3, 6, 12, 24 時間積算降水量の観測史上 1 位の値を記録し[1]、11 日 15 時から 13 日 15 時までの総雨量は、沿岸の広い範囲で 300mm 以上を記録した。普段 467mm、岩泉町小本 450mm、宮古 416.5mm と 10 月の 1 ヶ月平均値の 3 倍以上の雨量となった。台風の接近に伴い、海上を中心に風が強まり、花巻市では 13 日に 19.3m/s と観測開始以来の最大風速を観測した[2]。

2. 背景と目的

気象庁の解析雨量の 12 日 6–18UTC の 12 時間積算降水量分布（図 1）は、岩手県のリアス海岸沿いに 200mm 以上

の降水域が広がっていることを示した。本研究は、この多降水域に着目し、気象庁非静力学モデル NHM の初期値・境界値に気象庁 55 年長期再解析 (JRA55)、気象庁第 3 次長期再解析 (JRA3Q) それぞれを使用した場合の降水域の再現

図 2 気象庁の解析雨量による 2019.10.12.06–18UTC の 12 時間積算降水量 (単位: mm/12h).

の違いとその要因について検討することを目的とする。

3. JMA/NHM による実験

まず、初期値・境界値に①JRA55 および②JRA3Q を用いて、NHM で 2 段階のネスティングによる数値実験を行った。主な実験設定を表 1 に示す。計算の結果、岩手県沿岸に着目してみると、①JRA55 を用いた実験では、リアス海岸に沿った降水域が解析雨量よりも東に表れた。また、北緯 40 度以北の多降水域の再現ができていなかった（図 2 左）。次に②20km 実験の初期値を JRA3Q にし、同様に実験を行った。その結果、多降水域の再現度が高まり降水域の分布範囲もよく再現できていたが、JRA55 を用いた時と同様に、北緯 40 度以北の再現度が低かった（図 2 右）。

表 1. JMA/NHM の実験設定

	20km 実験	5km 実験	2km 実験
初期時刻	11. 12UTC	11. 18UTC	12. 00UTC
予報時間	60 時間	54 時間	48 時間
格子数	181*121*50	154*154*50	192*192*50
初期値	①JRA55②JRA3Q	20km 実験	5km 実験
地形	数値地形モデル GTOPO30		
積雲対流	KF スキームと雲物理過程		
計算領域			

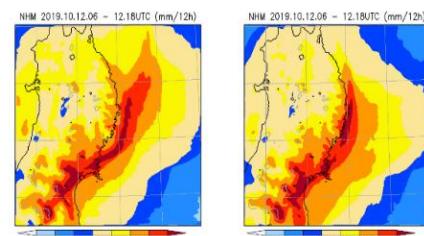


図 1 NHM による 2019.10.12.06–18UTC の 12 時間積算降水量 (mm/12h). (JRA55 を 20km 実験の初期値に使用した場合の 2km 実験の結果(左)と JRA3Q を初期値に用いた場合の 2km 実験の結果(右))

4. 台風の渦度・気圧による影響

実験結果を受け、850hPa 面の最大渦度により台風経路の比較を行った。図 3 は低気圧が周囲にある場合の 850hPa 面における最大渦度を 20km 実験の結果を用いて描画した。図 3 左は JRA55 を初期・境界値とした場合の結果である。これを見ると、関東に上陸する時間が実際の台風経路図よりも早かった。このことから、タイミングの違いが降水の再現に影響を与えたと考えられる。一方図 3 中は JRA3Q を初期・境界値に用いた場合の結果を示しており、この図から、関東通過のタイミングはあってるが、太平洋に出た後実際の台風経路図（図 3 右）より南の海上を通っていることがわかる。これにより、岩手県北部の北緯 40 度以北の降水域の再現度が悪くなつたと考えられる。

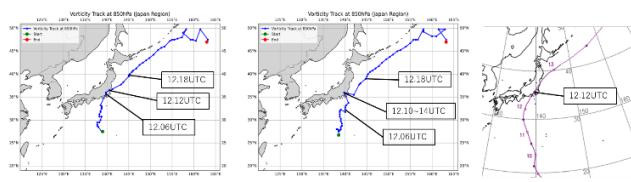


図 3 初期値に JRA55(左)と JRA3Q(中)を用いた場合の低気圧を考慮した 850hPa 面の最大渦度の位置と気象庁の台風経路図(右)

5. 環境場による比較

次に初期値の違いによる環境場の再現の違いを示す。

図 4 は台風 19 号が関東に上陸し、北上していく期間の 2019 年 10 月 12 日 06, 12, 18UTC について水平解像度 20km 実験の結果から SST、地上風、海面更正気圧 (SLP) を示した。図 4 から、JRA3Q を用いた実験の方が中心の気圧がより低気圧になっていることがわかる。また、関東に吹き込む水平風がわずかではあるが強いことも確認できる。SST に関しては東日本の太平洋側を見ると、沿岸部では JRA55 の SST の方が高いが、沖合では JRA3Q の方が高かったことがわかる。これらの結果から JRA3Q を使った実験では台風全体の強い収束により降水強度が強まったと言えるが、岩手県沿岸の SST が低いことで海からの水蒸気の供給が少なかったために、北緯 40 度以北での降水の再現が不十分であったと考えられる。

6. まとめと今後の展望

本研究では JRA55 と JRA3Q を初期値に用いて NHM による 2019 年の台風 19 号の再現を行い、岩手県沿岸における降水域の再現性の比較検討を行った。JRA3Q を初期値に用いたほうが対象とした領域の降水域を再現できていたが、台風周辺の気圧場や水蒸気供給の観点から、北緯 40 度以北の降水域の再現が不十分であることが分かった。今後は日本域領域再解析「RRJ-ClimCORE」[3] (5km 解像度) を用いて NHM の水平解像度 2km 実験を行うことで、台風 19 号の経路やそれに伴う降水強度、収束場の再現度が高まることが見込まれる。

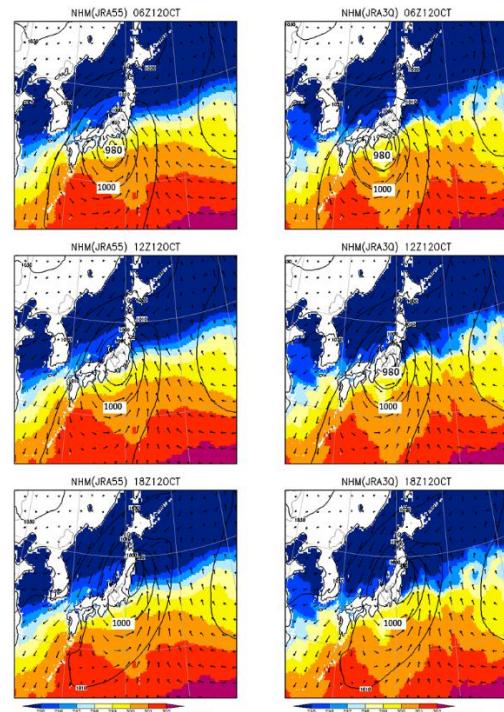


図 4 初期値に JRA55(左列)、JRA3Q(右列)を用いた場合の 2019.10.12.06(上段), 12(中段), 18(下段)UTC における地上風(vector, 単位; m/s), SLP(contour, 単位; hPa), SST(shaded, 単位; K)

7. 参考文献

- [1] 気象庁 (2019),
https://www.data.jma.go.jp/stats/data/bosai/report/2019/20191012/jyun_sokuji20191010-1013.pdf (2025/11 閲覧)
- [2] 盛岡地方気象台 (2019),
https://www.data.jma.go.jp/morioka/saigaidata/saiga_i_T1919.pdf?utm_source=chatgpt.com (2025/7 閲覧)
- [3] H. Nakamura, K. Kuma, K. Onogi, T. Miyasaka, Y. Makihara, J. Ishida, M. Iida: Toward high-resolution regional atmospheric reanalysis for Japan: An overview of the ClimCORE project, Proc. 2022 IEEE International Conference on Big Data (2022), 6153–6158, DOI: 10.1109/BigData55660.2022.10020656.

8. 謝辞

本研究では、気象庁の情報基盤部数値予報課が提供する気象庁 55 年長期再解析と気象庁第 3 次長期再解析を利用した。またこのデータセットは、文部科学省の補助事業により開発・運用されているデータ統合解析システム(DIAS)の下で、収集・提供されたものである。

2024 年 7 月 25 日の山形県大雨事例における メソ・局地アンサンブルを活用した最適シナリオ選択

☆佐藤浩生（山形地方気象台）、松永崇（仙台管区気象台）、小野耕介（気象研究所）

1. はじめに

線状降水帯の予測は防災上極めて重要である。しかし、数値モデルによる予測には大きな不確実性が伴い、予報のシナリオ作成は容易ではない。このように不確実性が大きい場合には、決定論的予報だけでなく、アンサンブル予報の活用が重要なとなる。

Ono (2023) ^[1]は、アンサンブル予報の全メンバに対して主成分分析およびクラスタ解析を行い、その結果に時間方向の連結を加えることで、各クラスタ内のアンサンブルメンバに時間的一貫性を付与し、予報シナリオとしての堅牢性を高める手法を開発した。

また、山口 (2023) ^[2]は、主成分分析により得られた第1および第2主成分 (PC1、PC2) の位相空間上で Particle Filter (PF) を用いて事後確率を推定し、各クラスタの実現確率を客観的に算出できることを示した。

本研究では、2024年7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例を対象に大雨発生に関わる環境場の推定を行った。着目した気象要素に Ono (2023) のクラスタ解析手法を用いて複数の予報シナリオを構築し、各クラスタに対して山口 (2023) の手法に基づく実現確率の計算を行い、最適シナリオの選択を試みた。加えて、高解像度モデルである局地アンサンブル予報システム (LEPS) ^[3]を用いたダウンスケーリングを試みた。

2. 事例解析

2.1 事例概要と着目点

2024年7月25日、東北地方では停滞する梅雨前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込み、大気の状態が非常に不安定となった。山形県では昼過ぎと夜遅くの2回にわたり線状降水帯が発生し、大雨特別警報が2度発表された。本研究では、昼過ぎに発生した線状降水帯に着目して解析を行った。

25日9時頃から、トラフの接近に伴い、日本海の梅雨前線上でメソ低気圧が発達していた。このメソ低気圧と太平洋高気圧との間で気圧傾度が大きくなった結果、メソ低気圧の南側では南西風の強化により水蒸気の供給量が増加した。さらにメソ低気圧の発達に伴い、低気圧中心部から山形沿岸へのびるシーアーラインが形成された。加えて、地上付近の南西風と700hPa付近の梅雨ジェットによる西風との間で鉛直シアーが強まり、これらの要因が重なって線状降水帯の発生につながった。

2.2 数値モデルの予測が外れた要因

24日12UTCを初期値とするMSMによる予測では、メソ低気圧が過発達していた。これにより、

風場の中心が低気圧側に偏り、山形沿岸への水蒸気流入も同様に低気圧中心側へ引き寄せられた（図1）。その結果、上昇流域が低気圧中心側に移動し、対流によって形成される梅雨ジェットの位置も変化した。これに伴い、鉛直シアーの極大域が山形沿岸から離れ、降水の主軸がずれる形となつた。加えて、メソ解析で低気圧中心から山形沿岸にのびているシーアーラインがMSMでは再現されず、これも降水予測の過小につながった要因である。以上のように、メソ低気圧の過発達に起因する環境場の構造的な偏りとシーアーラインの欠如という要因が重なり、MSMによる降水予測は実況と比べて過小となつたと考えられる。

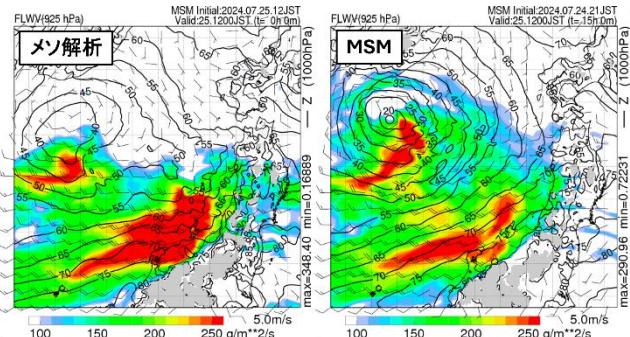


図1 25日12時の水蒸気フラックスおよび1000hPa面高度
(MSM : FT15h)

3. MEPS クラスタ解析と LEPS の活用による最適シナリオ選択

3.1 MEPS クラスタ解析手法

事例解析の結果、梅雨前線上で発生したメソ低気圧が、水蒸気流入量の増加や鉛直シアーの強化、シーアーラインの形成などを通じて環境場に影響を与え、線状降水帯の発生に寄与したと考えられる。一方、MSMではメソ低気圧を過発達させたことが降水予測の過小につながったと考えられる。そこで、地上気圧場を用いてMEPSクラスタ解析を行い、異なる4シナリオを作成するとともに、各クラスタの実現確率を算出した。予報初期値には24日12UTCを使用した。

3.2 結果

MSMおよびMEPSクラスタによる予測結果を図2に示す。クラスタ3および4(C3, 4)ではメソ低気圧の過発達が見られた一方、C1およびC2では過発達は見られず、地上にのびるシーアーラインも確認できた。このことから、クラスタ解析によつてメソ低気圧の発達に関する予報シナリオを分類し、過発達の有無を考慮した複数のシナリオを構築することが可能だと示された。

PFにより計算されたMEPS各クラスタの実現確率を図3に示す。FT12hからFT15h(現象発生時)

にかけて C2 の実現確率が高くなり、最適クラスタを事前選択できる可能性を示唆している。また、FT9hまでの段階で最大実現確率を示したのは C1 であり、こちらも過発達が見られなかった。これらの結果から、MEPS クラスタ解析を用いることで、メソ低気圧の過発達に対して適切なサブシナリオを構築・選択できる可能性が示唆された。

気圧場が実況に最も近い C2 のメンバの中に、MSM よりも降水予測が改善しているものが見られた（図略）。ただし、クラスタ平均の降水量は大きく改善していない。これは、本事例が MEPS の空間解像度では再現が困難なスケールの現象であるためと考えられる。

そこで、本年度末に運用開始が予定されている LEPS を用いて、MEPS に対応する LEPS の各メンバによるダウンスケーリングを試みた。LEPS の初期および側面境界擾動は MEPS の予報値から作成されており、MEPS の 12UTC 初期値による 6 時間予報の擾動は LEPS の 18UTC 初期値の擾動に対応する。

その結果、LEPS の C2 に対応するメンバ内では山形における 3 時間降水量が 100 mm を超えるものが多く、LFM より実況に近い結果が得られた。図 4 には、解析雨量、LFM、C2 内で最も実現確率が高いメンバ (Me04) と Me04 に対応する LEPS メンバ (Le04) の 3 時間降水量を示す。

以上より、MEPS のクラスタ解析結果を LEPS に適用することで、より高解像度な降水予測が可能となり、量的な予測精度の向上にも寄与することが確認された。

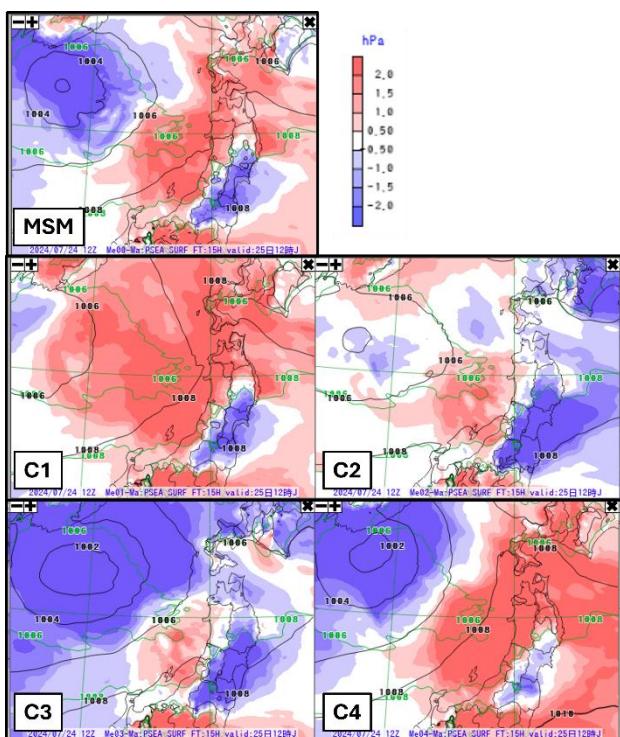


図 2 25 日 12 時の MEPS クラスタ平均地上気圧
(MSM、MEPS : FT15h 対解析差分)

クラスタ実現確率時系列

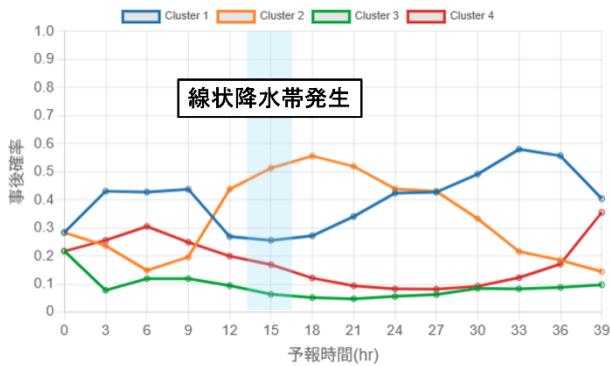


図 3 MEPS 各クラスタ実現確率

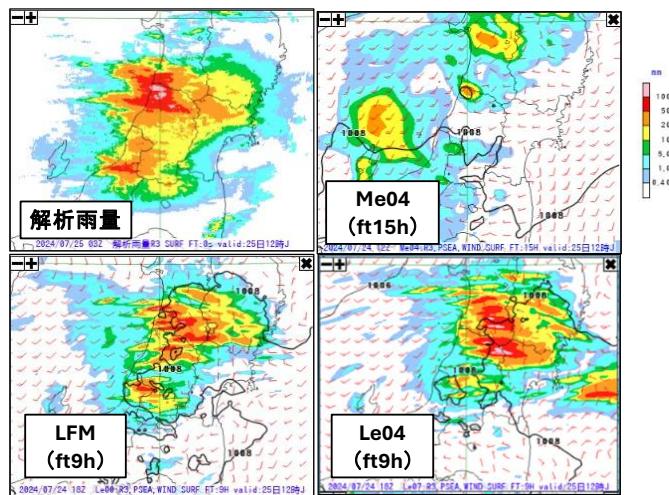


図 4 25 日 12 時の 3 時間降水量
(Me04 : FT15h LFM、Le04 : FT9h)

4.まとめ

本研究では、山形県で発生した線状降水帯事例を対象に MEPS クラスタ解析を行い、メソ低気圧の過発達の有無に基づく複数の予報シナリオを構築し、各クラスタの実現確率計算により、現象発生前の段階で最適なシナリオを事前に選択できる可能性が示唆された。

さらに、LEPS によるダウンスケーリングを通じて、選択したシナリオの量的精度を補強できる可能性が示された。

今後は、本事例の夜遅くに発生した線状降水帯や他の事例へ同様の手法の適用を検討する予定である。

参考文献

- [1] Ono (2023), Clustering Technique Suitable for Eulerian Framework to Generate Multiple Scenarios from Ensemble Forecasts, WAF., 38, 833–847
- [2] 山口ほか (2023)、令和元年東日本台風事例におけるメソアンサンブルを利用した統計的推定による最適シナリオ選択、令和 5 年度仙台管区気象台調査研究会
- [3] 2024 年数值予報開発センター年報第 4 章 4 節、開発中の局地アンサンブル予報システムの強雨確率予測特性についての事例調査

2024年2月27日の岩手県大雪事例に対するMEPSを活用したサブシナリオ構築の検討 Part 1 —事例の概要および気圧の谷に着目した解析—

☆菅原海大、高橋香衣（仙台管区気象台）、小野耕介（気象研究所）

1 はじめに

東北地方の太平洋側では、春先に三陸沖を北上する南岸低気圧の影響で、大雪となることがある[1]。しかし、これらの低気圧に対する数値予報モデルの予測は不確実性が大きく、予報シナリオの作成を困難にしている[2]。この不確実性はアンサンブル予報から把握可能であり、先行研究[3]ではクラスタ解析を用いて4つの予報シナリオを構築する手法が提案された。また、別の研究[4]では、主成分分析によって得られた空間(PC1-PC2)上で各メンバーの位置を評価し、Particle Filter(PF)を用いて各予報時間(FT)におけるメンバー・クラスタごとの実現確率を算出する手法が示された。

本研究では、南岸低気圧の大雪事例である2024年2月27日の岩手県大雪事例を対象に、大雪の要因を解析した。さらに、この事例に対してMEPSを活用した最適な予報シナリオの構築と選択を試みた。

2 本事例について

2024年2月26日から27日にかけて、低気圧が発達しながら日本の南の海上を東進し、勢力を保ちながら日本の東を北東進した。低気圧からのびる気圧の谷が27日朝にかけて三陸沿岸を南下した。気圧の谷が通過した後も気圧の谷の北側に形成されたシラインによって大雪がもたらされ(図1上)、27日明け方には岩手県に大雪警報が発表された。一方、26日夕方発表の早期注意情報では大雪の警報級の可能性は[中]で、降雪量を過小評価していた。

このシラインは、気圧の谷の北側での東風による暖気と、北海道からの北よりの流れでもたらされた北海道の陸上で冷やされた寒気の収束により生じていた(図略)。三陸

沖の海水温は平年に比べて最大で6℃程度高くなっている(図略)。この高い海水温も東からの暖気の強化に寄与したと考えられる。25日12UTC初期値のMSMでは、実況

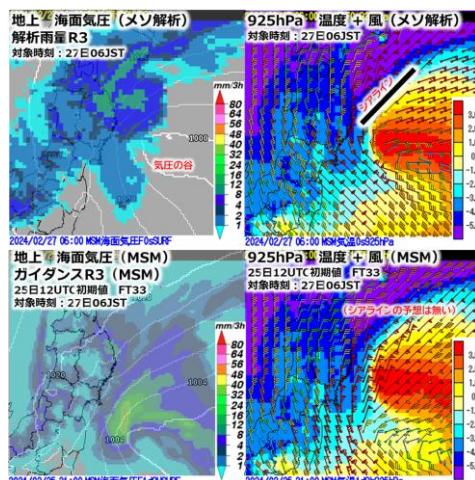


図1 27日6時の解析雨量、メソ解析(上図)、25日12UTC初期値の27日6時を対象とした予想(下図)。左図が解析雨量R3およびガイダンスR3と海面気圧、右図が925hPaの気温と風。右図には黒線でシラインを示す。

(メソ解析)に比べ、低気圧本体の位置は良く表現できていたものの、低気圧からのびる気圧の谷を大きく南に予想していて、シラインの予想も見られなかった(図1下)。このため、シラインとそれによる降水を表現することができなかつたと考えられる。

3 本研究の着目点と手法

本事例をもたらした擾乱は南岸低気圧本体、南岸低気圧からのびる気圧の谷(以下、気圧の谷)、気圧の谷の北側に生じたシライン(以下、シライン)の3段階である。MSMでは25日12UTC初期値では気圧の谷を南に予想していたが、初期値が新しくなるごとに気圧の谷を北に予想する傾向があり、26日03UTC初期値以降は気圧の谷の位置は安定するようになつた。

本研究では、シラインによる降雪がピークとなった時刻(27日06時JST。以下、現象時刻)の33時間前にあたる25日12UTC初期値でクラスタ解析を実施した。この段階では初期値による気圧の谷の位置の変化が大きく、気圧の谷の動向をつかむことを目的とした。そこで、このクラスタ解析では、海面気圧を用いたクラスタ解析を行い、気圧の谷の位置に注目したサブシナリオ構築を目指した。この初期値は、前日の朝予報(26日5時予報)に使う初期値である。この予報は事例日(27日)を対象とした最初の予報であり、シナリオの決定に重要な役割を果たす。このクラスタ解析では気圧の谷の動向に着目するために、気圧の谷を含む広めの領域で主成分分析を行った(図2)。クラスタ解析の結果とPFから求められた実現確率を用いて、シナリオ構築の可能性を考察した。

4 結果

クラスタ解析によって作成されたクラスタの、27日06JSTにおける地上気圧のクラスタ平均とそのメソ解析との差分(以下、解析差分)を図3上、降水量のクラスタ平均を図3下に示す。クラスタ1およびクラスタ2(以下、C1、C2、C3、C4も同じ)では、気圧の谷の予想が見られなかつた一方で、C3とC4では深さの違いはあるものの、メソ解析の気圧の谷

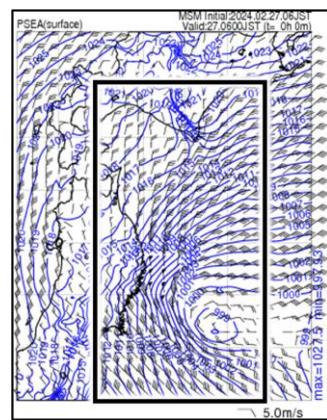


図2 主成分分析に用いた領域。現象時刻(27日06時JST)のメソ解析の地上気圧にクラスタ解析の領域を黒い四角形で示した。

の近くに気圧の谷が表現されていた。気圧の谷をメソ解析に近い位置に表現している C3、C4 では、降水域を北に広げている傾向が見られた。これらの資料は初期値入電のタイミングで手に入る資料であるため、初期値が入電する 26 日 0 時 JST 頃には気圧の谷が予想よりも岩手に接近するサブシナリオを構築することが可能となる。

PF によって計算された各クラスタの実現確率（図 4）を基に、現業利用の視点から考察する。実現確率はメソ解析値が入ったタイミングで得られる資料である。前日の夕方予報（26 日 00UTC 初期値までの資料で作成）を想定し、FT12（26 日 09JST）の実現確率まで手に入っているとして、シナリオ構築の可能性を検討する。26 日 12 時 JST 頃の検討作業を想定している。

FT12 時点（26 日 09JST）では、C2 と C4 の実現確率が高くなっていた。C4 は気圧の谷を予想するクラスタであるが、C2 は現象時刻の気圧の谷の予想がないクラスタである。一方で、FT12 で C2 に所属するクラスタのうち、位相平面上でメソ解析に近いメンバを見ると、現象時刻の気圧の谷の表現が非常に良かった（図略）。つまり、実現確率の高いクラスタを見るだけではなく、位相平面上での分布で、実現確率の高いクラスタに所属するメンバのうちメソ解析に近いメンバに着目し、「サブクラスタ」を作成することが有用であると考えられる。C2 から作成された C2 サブクラスタ、および実現確率が高く気圧の谷の表現も良かった C4 を用いれば、MSM では予想されていなかった、気圧の谷が岩手に接近するシナリオを可能性の高いシナリオとして構築することが可能であると考えられる。

5まとめ

本研究では、2024 年 2 月 27 日の岩手県大雪事例に対して、MEPS を活用したサブシナリオ構築の検討を行った。25 日 12UTC 初期値の MEPS を用いたクラスタ

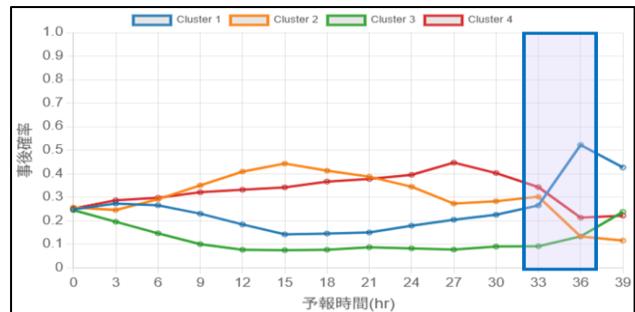


図 4 クラスタ解析の結果。PF によって求められた各時刻の実現確率の事後確率。横軸に FT、縦軸に事後確率を示す。青枠で現象の時刻を示す。

解析を行うことで、前日朝予報の時点で気圧の谷の接近をサブシナリオとして構築することが可能であることを示した。さらに、前日夕方予報の時点では、その時点までの実現確率を用いて気圧の谷の接近を可能性の高いシナリオとして構築することが可能であることを示した。本研究で気圧の谷の動向に関するサブシナリオを構築することができたが、今後はシアラインの動向に関してもサブシナリオの構築を行いたい。

参考文献

- [1] 気象庁, 東北地方の気候 ~四季の天気~, [https://www.data.jma.go.jp/cpd/j_climate/tohoku/sping.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/j_climate/tohoku/spring.html) (2025/9/18 閲覧)
- [2] 気象庁, 予報が難しい現象について, <https://www.jma.go.jp/jishou/know/yohokaisetu/yohokaisetu.html> (2025/9/18 閲覧)
- [3] Ono, 2023: Clustering Technique Suitable for Eulerian Framework to Generate Multiple Scenarios from Ensemble Forecasts. WAF, 38, 833–847.
- [4] 山口ほか, 2023 : 令和元年東日本台風事例におけるメソアンサンブルを利用した統計的推定による最適シナリオ選択. 令和5年度仙台管区気象台調査研究会
- [5] 高橋ほか, 2024 : 2024 年 1 月 24 日宮城県大雪事例における MEPS によるサブシナリオ構築. 令和6年度仙台管区気象台調査研究会

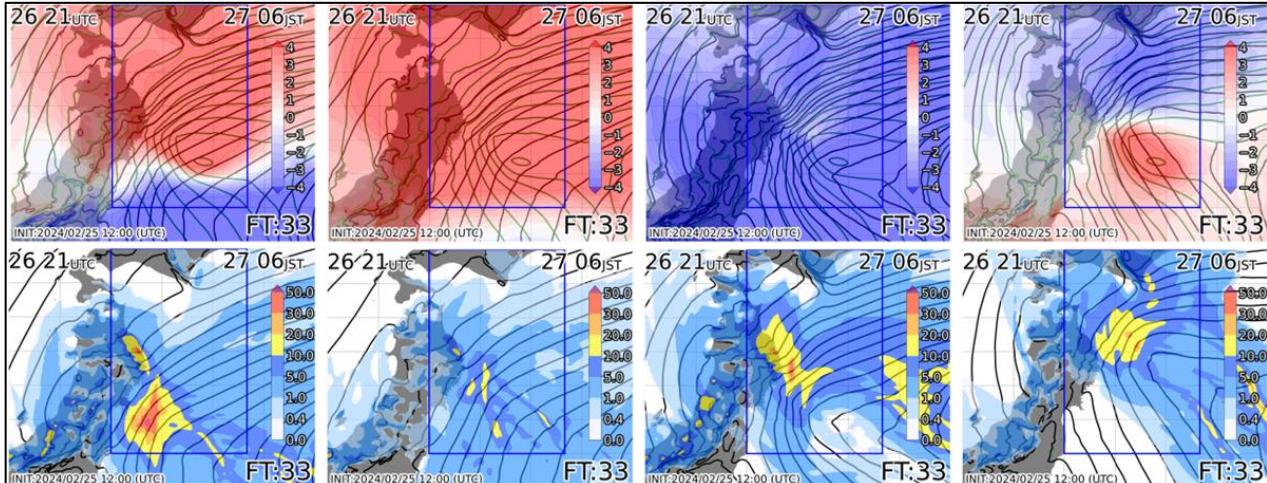


図 3 クラスタ解析の結果。25 日 12UTC 初期値、予報対象時刻は 27 日 06 時 JST。地上気圧のクラスタ平均（黒線）、メソ解析（緑線）、解析差分（青が負、赤が正）（上図）。同時刻の 3 時間降水量のクラスタ平均（色）、地上気圧のクラスタ平均（黒線）（下図）。青枠は主成分分析の領域を示す。左から C1、C2、C3、C4。

2024年2月27日の岩手県大雪事例に対するMEPSを活用したサブシナリオ構築の検討 Part 2 一段階的なシナリオ構築手法の提案—

☆菅原海大、高橋香衣（仙台管区気象台）、小野耕介（気象研究所）

1 はじめに

菅原（2025）は、2024年2月27日の岩手県大雪事例について、大雪となった要因の解析を行った[1]。その結果、気圧の谷の北側での東風による暖気流入と、それに伴うシアラインの発生が大雪の主因であることが分かった。一方、MSMは気圧の谷を南に予測し、北側での暖気流入やシアラインの形成を捉えられず、大雪を予測できなかった。また、この研究では、先行研究[2][3]の手法を用いて、MEPSを用いたサブシナリオ構築を行った。25日12UTC初期値のMEPSを用いて、気圧の谷に着目したクラスタ解析（以下クラスタ解析A）を行った結果、MEPSの入電時（前日朝予報に使うタイミング）に気圧の谷の接近をサブシナリオとして構築することが可能であることを示した。さらに、FT12までのメソ解析入電時（前日夕方予報に使うタイミング）に、その時点までの実現確率を用いることで、気圧の谷の接近を可能性の高いシナリオとして構築することが可能であることを示した。本研究ではシアラインによる降雪がピークとなった時刻（27日06時JST。以下、現象時刻）が近づいてきたタイミングの初期値を用いて、シアラインに着目したクラスタ解析を行い、段階的なサブシナリオ構築の手法を提案する。

2 本研究の着目点と手法

本事例をもたらした擾乱は南岸低気圧本体、南岸低気圧からのびる気圧の谷（以下、気圧の谷）、気圧の谷の北側に生じたシアライン（以下、シアライン）の3段階である。MSMでは25日12UTC初期値では気圧の谷を南に予想していたが、初期値が新しくなるごとに気圧の谷を北に予想する傾向があり、26日03UTC初期値以降は気圧の谷の位置は安定するようになった。そこでクラスタ解析Aでは、現象時刻の33時間前にあたる25日12UTC初期値（前日朝予報に用いる初期値）でクラスタ解析を実施した[1]。この段階では初期値による気圧の谷の位置の変化が大きく、気圧の谷の動向をつかむことを目的とし、海面更正気圧を用いたクラスタ解析を行い、気圧の谷の位置に注目したサブシナリオ構築を目指した。

本研究では、現象時刻の15

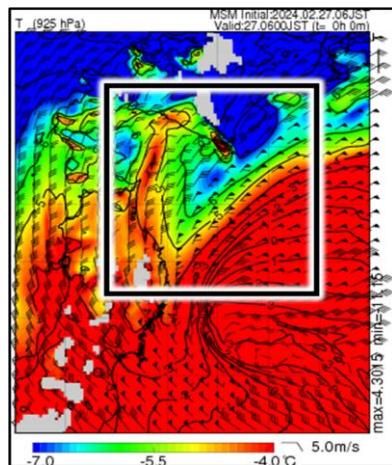


図1 主成分分析に用いた領域。現象時刻（27日06時JST）のメソ解析の925hPa気温にクラスタ解析の領域を黒い四角形で示した。

時間前にあたる26日06UTC初期値で、2段階目のクラスタ解析を実施した（以下、クラスタ解析B）。この初期値は、現業作業において前日の夜の打合せ時（26日19時頃）に使う初期値である。現象が27日の明け方から朝にかけてあることを踏まえると、シナリオを変更しうる最後のタイミングとなる。この段階では、初期値による気圧の谷の位置の変化は小さく、安定していたため、気圧の谷の北側のシアラインに着目したクラスタ解析を行った。要素としては、シアラインに着目するため、先行研究[4]を参考に、925hPaの気温を用いた。クラスタ解析Bではシアラインの動向に着目するために、シアラインのみを含む狭めの領域で主成分分析を行った（図1）。クラスタ解析の結果とParticle Filter (PF)から求められた実現確率を用いて、シナリオ構築の可能性を考察した。

3 結果

クラスタ解析Bによって作成されたクラスタの、27日06JSTにおける925hPaの気温のクラスタ平均とそのメソ解析との差分を図2上、地上気圧のクラスタ平均とそのメソ解析との差分を図2中、降水量のクラスタ平均を図2下に示す。クラスタ2（以下、C2。C1、C3、C4も同じ。）は、東からの暖気の流入および気圧の谷の位置がメソ解析とほとんど一致していた。C3についても、同様の傾向が見られた。これら暖気の流入を予測できているC2とC3では岩手県付近に降水を表現しているのに対し、C1とC4では降水域が南や東に表現されていた。

PFによって計算された各クラスタの実現確率（図3）を基に、現業利用の視点から考察する。気圧の谷による降水が始まった時間を想定し、FT6（26日21JST）の実現確率まで手に入っているとして、シナリオ変更の可能性を検討する。27日0時JST頃の検討作業を想定している。

FT6の時点においては、クラスタC2の実現確率が他のクラスタと比較して高くなっていた。FT6における各クラスタ平均とメソ解析との比較を行った結果、暖気の流入および気圧の谷の位置の両方において、C2は非常に良好な再現性を示していた（図略）。このように、実現確率が高いことに加え、クラスタ平均がメソ解析に近い予測を示していることから、FT6の段階で、気圧の谷の北側において東からの暖気が流入し、それに伴ってシアラインが形成される可能性が高いと判断できる。したがって、気圧の谷による降水が終了した後も、シアラインによる降水が持続するというシナリオを、この時点でもっと妥当な予報シナリオとして採用することが可能であると考えられる。

4 段階的なシナリオ構築

クラスタ解析Aおよびクラスタ解析Bの結果から、段階的なシナリオ構築の手法が示された。すな

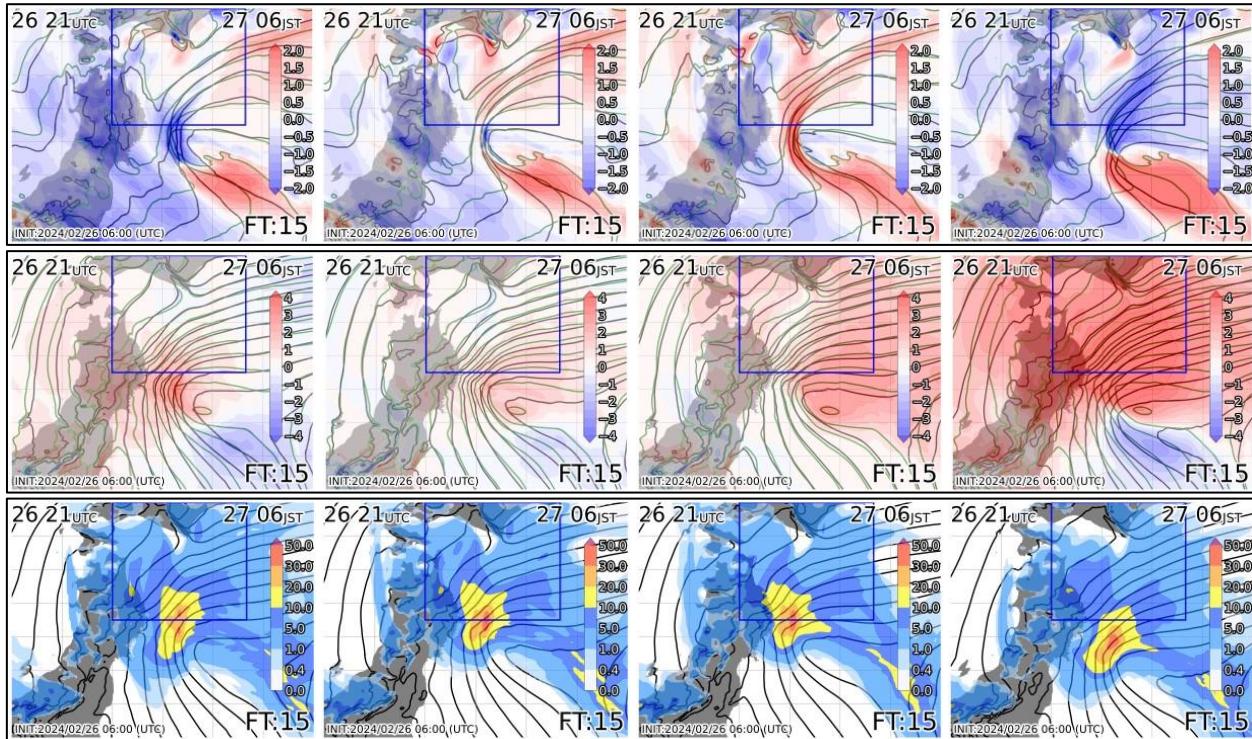


図2 クラスタ解析Bの結果。現象時刻(27日06時JST)の925hPaの気温のクラスタ平均(黒線)、メソ解析(緑線)、解析差分(青が負、赤が正)(上図)。同時刻の地上気圧のクラスタ平均(黒線)、メソ解析(緑線)、解析差分(青が負、赤が正)(中図)。同時刻の3時間降水量のクラスタ平均(色)、地上気圧のクラスタ平均(黒線)(下図)。左からC1, C2, C3, C4。

わち、現象時刻の33時間前の初期値を用いた1段階目のクラスタ解析から、前日朝予報の時点で気圧の谷が接近をサブシナリオとして構築。現象時刻の18時間前までの1段階目のクラスタ解析の実現確率から、前日夕方予報の時点で気圧の谷の接近を可能性の高いシナリオとして構築。現象時刻の15時間前の初期値を用いた2段階目のクラスタ解析で、前日夜の打ち合わせの時点でシアラインの接近をサブシナリオとして構築。現象時刻の6時間前までの2段階目のクラスタ解析の実現確率から、気圧の谷による降雪がピークとなっている時点で、気圧の谷の南下後にシアラインによる降雪が起こるシナリオを可能性の高いシナリオとして構築、といった流れである(図4)。

5まとめ

本研究では、MEPSを用いたサブシナリオ構築手法において、リードタイムに応じて着目する現象を段階的に切り替える手法を検討した。リードタイムに応じて解析対象を適切に切り替えることで、予測精度の向上と現業への有効な情報提供が可能となることが示された。今後は、他の降雪事例に対しても本手法の適用可能性を検討し、汎用的な予報支援手法としての確立を目指す。

参考文献

- [1] 菅原ほか, 2025 : 2024年2月27日の岩手県大雪事例に対するMEPSを活用したサブシナリオ構築の検討 Part 1—事例の概要および気圧の谷に着目した解析—. 令和7年度仙台管区気象台調査研究会
- [2] Ono, 2023: Clustering Technique Suitable for Eulerian Framework to Generate Multiple Scenarios from Ensemble Forecasts. WAF, 38, 833-847.

[3] 山口ほか, 2023 : 令和元年東日本台風事例におけるメソアンサンブルを利用した統計的推定による最適シナリオ選択. 令和5年度仙台管区気象台調査研究会

[4] 高橋ほか, 2024 : 2024年1月24日宮城県大雪事例におけるMEPSによるサブシナリオ構築. 令和6年度仙台管区気象台調査研究会

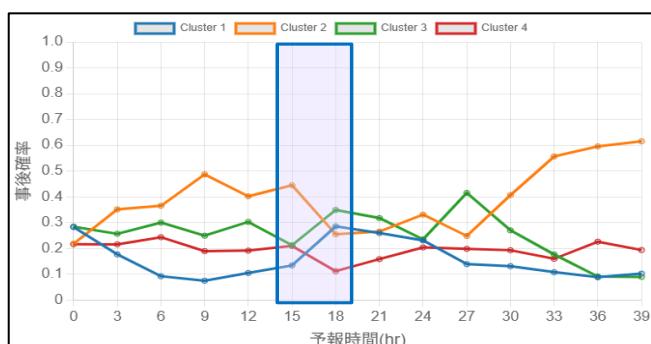


図3 クラスタ解析Bの結果。PFによって求められた各時刻の実現確率の事後確率。横軸にFT、縦軸に事後確率を示す。青枠で現象の時刻を示す。

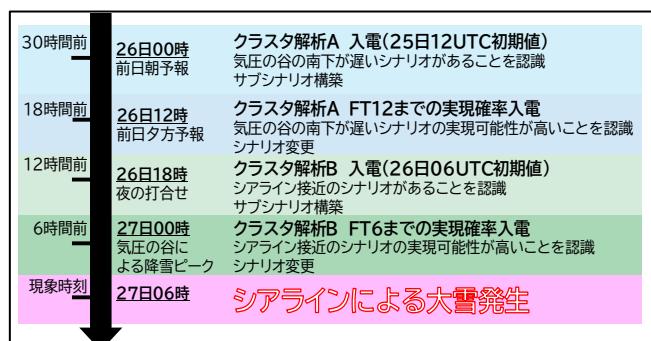


図4 シナリオ変更のタイムライン。

MEPSにおける前線と降水の走向の関係

☆渡邊拓夢（福島地方気象台）、中川巧一郎（仙台管区気象台）、小野耕介（気象研究所）

1 はじめに

近年、前線や線状降水帯の影響により、日本各地に大雨による甚大な被害が頻発している。これを受けた気象庁では、大雨の予測精度向上を目的としたメソアンサンブル予報システム (MEPS: Meso-scale Ensemble Prediction System) の活用が進められている。しかしながら、MEPS のどのメンバーも大雨を予想できていない事例は少なくない。特に東北地方日本海側においては、海岸線に沿った降水域を予測するメンバーが多数存在する傾向が認められる。

本調査では、MEPS で予測された降水域と実況における降水域の走向に着目し、両者の差異を定量的に評価することで、今後の現業降水量予測精度の改善に資することを目的とする。

2 対象とした事例

本調査では、2025 年 8 月 19 日から 20 日にかけて東北地方北部に大雨をもたらした事例を対象とした。当該期間中、日本海からのびる前線が東北北部に停滞し（図 1 左）、前線に向かって南西から暖かく湿った空気が流入していた。上記の気象条件により、青森県および秋田県を中心に非常に激しい雨が解析され（図 1 右）、複数の観測地点において降水量の極値が更新された。また地形性降水の影響もあり、山間部を中心に降水量が多くなった。さらに、前線の走向と実況の降水域の走向が概ね一致しており、前線に沿って発生する雲も降水の分布に影響を及ぼした（図 2）。本調査では図 1 に示す 2025 年 8 月 20 日 12UTC の降水現象を対象とした。

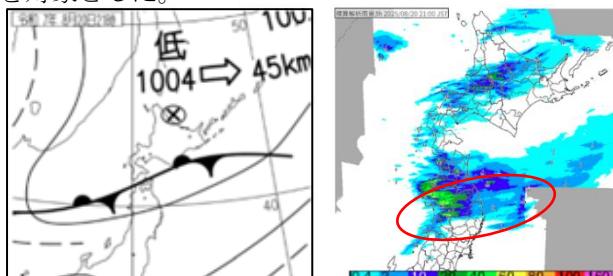


図 1 2025 年 8 月 20 日 12 時 UTC における

地上天気図（左）と 3 時間解析雨量（右）

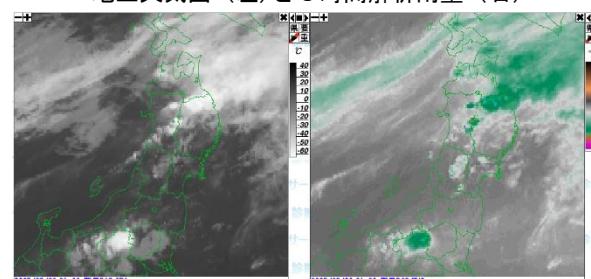


図 2 2025 年 8 月 20 日 12UTC における

気象衛星の赤外画像（左）と水蒸気画像（右）

3 調査方法

前線および降水の走向を導出するために、本調査では Thermal Front Parameter (TFP)、二値化処理、ならびに主成分分析 (Principal Component Analysis: PCA) を用いた。相当温位および降水の予測データについて、MSM・MEPS では 19 日 00UTC から 20 日 06UTC までの初期値を、LFM では 19 日 18UTC から 20 日 06UTC までの初期値を使用した。実況データについては、20 日 12UTC のメソ解析および解析雨量を使用した。

TFP は前線の位置を定量的に特定する際に用いられる指標であり (Renard *et al.* 1965)、対象とする気象要素（本調査では相当温位）の等温線が集中する領域において高い値を示す特徴がある。本調査において TFP の算出は相当温位に対してのみ実施し、降水に対しては適用していない。

まず、前線の走向を導出するために、MEPS の 850hPa と 925hPa のそれぞれの気圧面における相当温位に対して個別に TFP を計算した（図 3）。これにより、両気圧面での前線に対応する水平温位勾配の集中領域を客観的に抽出した。

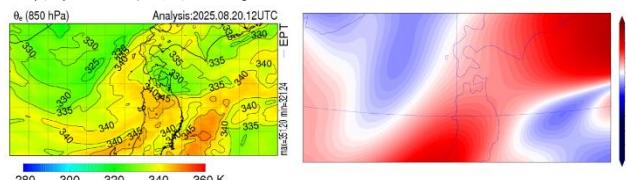


図 3 メソ解析の 850hPa 相当温位分布図（左）と

導出した TFP 分布図（右）

なお、TFP の計算に先立ち、局所的なノイズを除去するための前処理として、各要素に対してガウシアンフィルタを適用した。具体的には、相当温位に対して標準偏差 $\sigma = 40$ のガウシアンフィルタを用いている。ガウシアンフィルタは平滑化手法の一種であり、格子点における値をその周囲、概ね σ 格子点に対応する範囲の値で加重平均することにより、空間的な変動を抑制するものである。

そして、計算された相当温位の TFP および降水に対しては、所定の閾値を用いた二値化処理を行い、一定以上の値を持つ領域を前線または降水の顕著な領域として抽出した（図 4 右）。本調査では、降水は 10mm/3h、850hPa の相当温位は 0.2K、925hPa の相当温位は 0.3K を閾値とした。

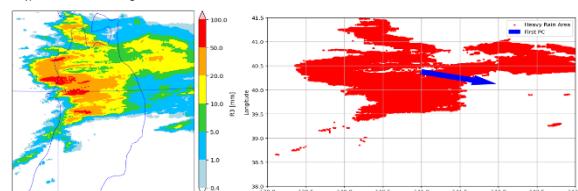


図 4 2025 年 8 月 20 日 12UTC における

3 時間解析雨量（左）と走向導出（右）

その後、二値化された領域に対して主成分分析を適用し（図4右）、第一主成分ベクトルを各対象領域における主たる走向とみなした（図4右の青矢印）。主成分分析は、対象領域における空間分布の主軸を抽出するための統計的手法であり、走向の定量化に有効である。

4 結果

MEPSにより予測された前線の走向に着目すると、850hPaおよび925hPaの相当温位からは、いずれも多くのメンバーが西南西から東北東の走向を持つことが確認され（図5）、これは当時の地上天気図（図1左）における前線の走向とも整合的であった。

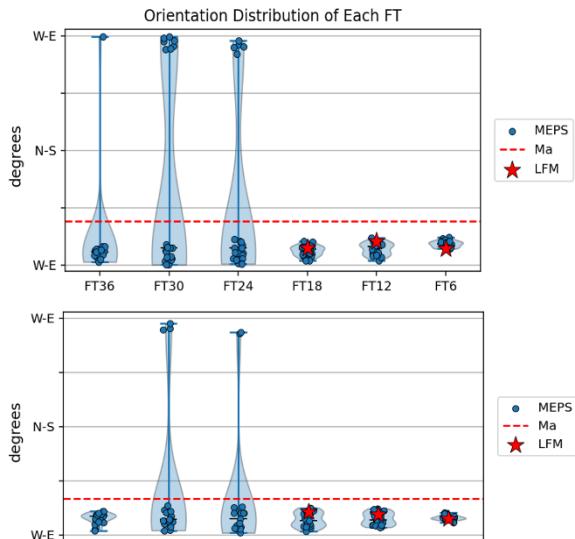


図5 MEPS メンバーの 850hPa 相当温位の走向（上）
と 925hPa 相当温位の走向（下）

また、解析雨量から算出した降水域の走向は西北西から東南東として計算され（図6赤破線）、図1右赤丸の東北地方北部の降水域とも整合的である。一方、MEPSの各メンバーにおける降水域の走向を予報時間ごとに確認したところ、MSM同様（図7左）、今回の事例では多くの予測において降水域は南北方向に伸びる傾向が見られた（図6）。

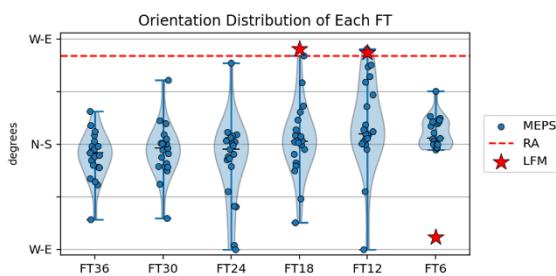


図6 MEPS メンバーの降水域の走向

これらの結果より、MSM・MEPSにおける降水の予測は、前線の走向や解析雨量と比較して異なる構造を示しており、降水域に関するモデルの再現精度に課題があることが示唆される。

MSMおよびLFMの予報時間9時間における降水予測を比較したところ、MSMでは降水域が南北方向の走向

を示すのに対し、LFMでは東西方向の走向を有することが確認された（図8）。このことから、線状の降水系に対する予測には、MEPSではなくLEPSのほうが適している可能性が示唆される。

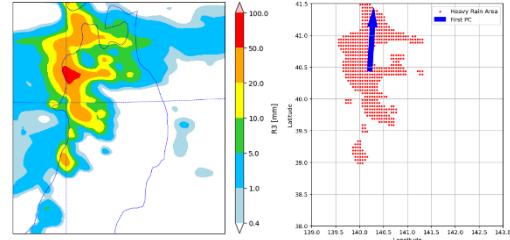


図7 MSM の 20 日 12UTC 降水分布 (FT=36) (左) と
主成分分析で算出した降水域の走向 (右)

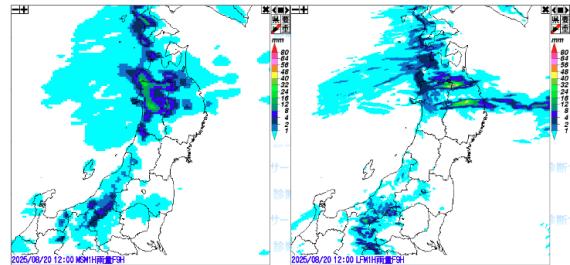


図8 MSM (左) と LFM (右) の比較

5 まとめ

本調査では、2025年8月20日の東北地方北部における大雨事例を対象に、MEPSによる降水予測について、走向の観点から解析を行った。解析の結果、MEPS各メンバーの予測では、実際には東西方向に分布した降水域が、南北方向に伸びる構造として表現される傾向が明らかとなった。一方、前線の走向については、相当温位に基づくTFPの導出により、実況と整合的な東西方向の構造が再現されていた（図1および図2）。

今後の課題としては、LEPSが線状の降水系の予測に適しているか定量的に評価するとともに、他の大雨事例に対しても同様に解析することで、より包括的な統計的検討を進め、予報精度の向上に資する知見を蓄積していくことがあげられる。

参考文献

- Renard, R. J. and L. C. Clarke, 1965:
Experiments in numerical objective
frontal analysis. Mon. Wea. Rev., 53, 547-
556.

領域アンサンブル予測システムを用いた 土砂災害危険度予測モデルの開発

*長村航聖, 山崎剛 (東北大大学院理学研究科)

福井真 (気象庁気象研究所)

1. はじめに

昨今、線状降水帯による河川の氾濫や土砂災害が頻発しており、対策が急務となっている。大雨等の気象予測にとどまるのではなく災害リスクも含めた予測に対する社会的関心が高まっている。

線状降水帯を含むメソスケール現象の予測では、初期値の不確実性による誤差が時間と共に急激に増大するカオス性が予測を難しくしている。そこで、初期値の不確実性を考慮して摂動を与え複数の初期値を用いたアンサンブル予測による確率的な予測手法が活用されている。

洪水予測では、欧米諸国において領域アンサンブル予測を用いた 5.5 日先までの予測を現業で行っており成功を収めている (Cloke, H. L., and F. Pappenberge., 2009)。また、日本の河川についても 2015 年の関東で発生した線状降水帯 (Ushiyama et al., 2019)、台風性降水 (Ushiyama et al., 2016) においてアンサンブル降水予測の有用性が確認された。しかし、土壤モデルにアンサンブルを組み合わせた研究は少なく、初期状態の違いが土砂災害危険度の予測位置・発生タイミングのずれにどのように作用するのかについては既存研究では十分に評価されていない。そこで、本研究では初期値の状態の違いによって、土砂災害危険度予測の「時間・場所・ばらつき」に与える影響を定量的に評価することを目的とする。

2. 手法

(1) 対象事例

本研究では、1998/8/3 17UTC から 8/3 24UTC にかけて新潟県で発生した線状降水帯を対象事例とする。本事例の豪雨の要因として、東北地方に停滞していた梅雨前線が北陸地方に南下し、4 日にかけて停滞した。この前線に向かって太平洋高気圧からの暖かく湿った空気が流れ込み、前線の活動が活発となったため、新潟県新潟市では、8/4 4:25JST までの一時間に 97 mm、4 日 JST の降水量が 265mm を観測した。この両降水量は新潟県新潟市にある AMeDAS における今日までの観測史上一位となっている記録的な豪雨であった。

(2) 実験設定

新潟県で発生した線状降水帯を対象として、確率的に土壤雨量指数を用いて土砂災害の危険度を評価するために、領域大気モデルによるアンサンブル降水結果を用いて土壤モデルを駆動するアンサンブル実験を行った。

土壤雨量指数(SWI)は、降った雨が土壤中に水分量としてどれだけ溜まっているのかを数値化したものであり、算出には直列 3 段タンクモデル (岡田ら 2001) を用いた。

$$\frac{s_i^{t+1} - s_i^t}{\Delta t} = Z_{i-1}^t - Q_i^t - Z_i^t \quad (1)$$

$$S_1^{t+1} + S_2^{t+1} + S_3^{t+1} = SWI \quad (2)$$

SWI の算出式を(1)、(2)に示した。 S_i^{t+1} は i 番目のタンク貯留高、 Z_{i-1}^t は i 番目の直上のタンク下部浸透量、 Q_i^t は i 番目のタンク側面流出量、 Z_i^t は i 番目のタンク下部浸透量を表す。第 1 タンクに関しては、 Z_{i-1}^t に降水量を代入して計算した。また、 Δt は気象庁と同様に 10 分で計算し、出力は 1 時間毎とした。

気象庁の大気警報、大雨特別警報の基準値と比較できるよう気象庁と同じ花崗岩パラメータを使用した。計算領域は新潟県を覆う経度 137.3 度から 140.1 度、緯度 36.85 度から 38.55 度とした。土壤水分量の初期値は 1998/8/1 0UTC の 2 週間前である 7/18 1UTC から気象庁解析雨量を用いて計算した。

土壤モデルへ入力する降水量データは、決定論的予測に 1 メンバー、アンサンブル予測用に 30 メンバーの降水量予測値を、さらに真値として気象庁解析雨量を用いた。ここで、降水予測には、気象庁非静力学モデル(NHM)を使用した。NHM の計算は、全球再解析 JRA-55 を境界値に与えながら一方向にネストさせることで、25km で東アジア域、5km で日本域を対象とするように設定し、初期値には従来型観測を用いた日本域長期再解析 (Fukui et al., 2024) の解析中心とそれに摂動を与えた合計 31 メンバーを用いて行った。このうち、決定論的予測には解析中心を初期値とした降水量予測を用いた。

3. 結果

(1) 確率密度

図-1 は、各メンバーの領域平均した SWI に基づいた確率密度分布を示す。コントロールラン、確率密度の中心はどの初期値でも観測に比べて過小評価していたが、8/2 12UTC 初期値においては一部のメンバーで観測に近い値となった。線状降水帯の発生直前の初期値になるにつれて、アンサンブルの幅が小さくなっていたものの、8/3 12UTC 初期値では、ほとんどのアンサンブルで過小評価していた。

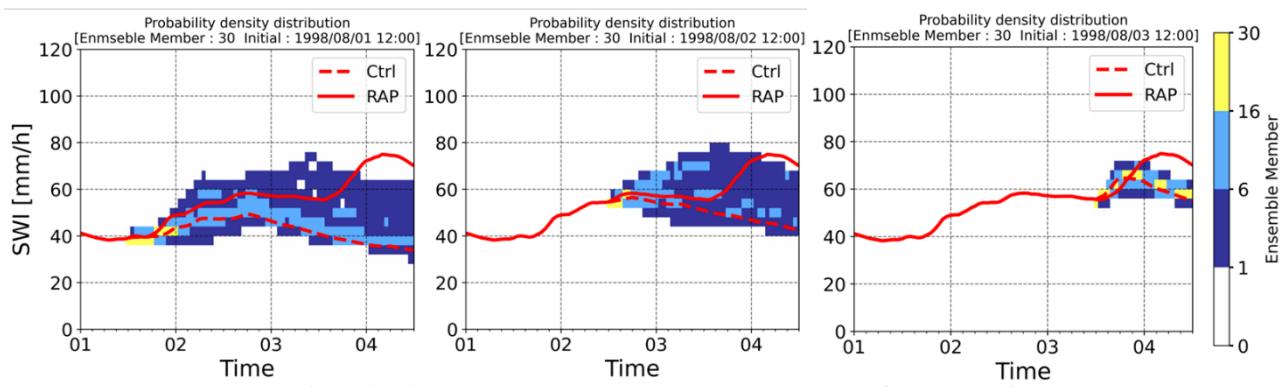


図-1 SWI の確率密度分布：色は横 145 (一時間毎) × 縦 30 個 (0 mm から 120 mm) の格子点に存在するアンサンブルメンバーの数、赤実線は気象庁解析雨量を代入して計算した値、赤破線は決定論的予測の値 (左 : 8/1 12UTC 中央 : 8/2 12UTC 右 : 8/3 12UTC)

(2) 重心位置

図-2 は、線状降水帯の終了時刻の SWI (>150 mm) における面積重心位置を示している。面積重心位置は 8/3 0UTC 初期値では 1 メンバーだけ観測に比べて東側だったが、全体的に南に位置していた。8/2 12UTC よりも前の初期値では SWI が 150 mm を超えたメンバーはなかった。

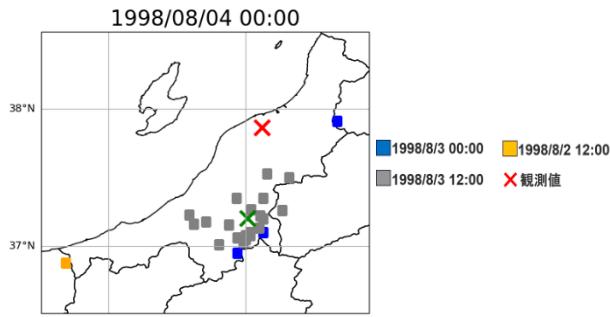


図-2 1998/8/4 0UTC における SWI (>150mm) の面積重心位置
(× : 観測値 黄色 : 8/2 12UTC 灰色 : 8/3 0UTC 青色 : 8/3 12UTC)

図-3 は、線状降水帯が発生していた全期間での SWI と降水量の面積重心位置における観測からのずれの方向と距離を示している。方向に関しては、どの初期時刻でも、200~300 度の方向にずれがあり、短時間の強い降水と SWI では 0.73 の強い相関があった。また、距離に関しては、50~150 km のずれに集中しており降水量と SWI では 0.53 のやや強い相関があった。

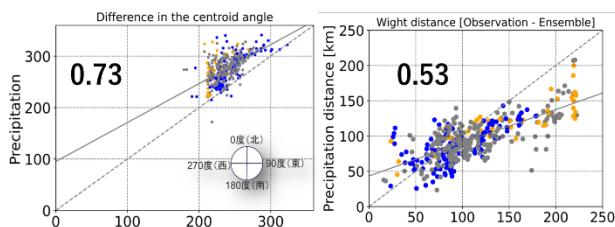


図-3 SWI (>150 mm) と降水量 (>20 mm/h) の面積重心位置における観測からのずれ (左 : 方向 右 : 距離) 色は図2を参照

4. 考察

今回は 1998 年 8 月 3 日 UTC に発生した線状降水帯を事例に領域アンサンブル予測システムを用いて初期値の状態の違いによって、予測される土砂災害危険度の時間や場所がどの程度変わるかの分析を行った。

SWI の確率密度に関しては、初期時刻が線状降水帯発

生の時刻に近いほど、ばらつきが小さくなっていた。第 1 タンクは降水後すぐに応答するものの、第 2 タンク、第 3 タンクは応答が遅く、積算降雨に影響するため、短時間降水量のばらつきが大きくても SWI のばらつきが小さくなる。特に、線状降水帯の発生時刻直前の初期値では、降水によって既に第 2、第 3 タンクに水が溜まっている状態のため、線状降水帯の短時間で強い降雨では第 1 タンクのばらつきが大きくなるものの SWI 全体のばらつきは小さくなる。よって、SWI の予測の幅はアンサンブルの初期値のばらつきに加え、初期時刻における第 2、第 3 タンクに累積された水の貯留量にも影響するものと考える。土砂災害危険度の予測には、短時間降雨のみならず積算雨量の予測精度も重要なことがわかる。

SWI の面積重心位置においては、観測と比べて全体的に南から西側に 50 km~150 km に分布しており、短時間の強い降水の面積重心位置と強い相関があった。SWI の位置ずれに関しては、短時間の降水でも影響を及ぼすことから、第 1 タンクが位置ずれの大きな要因になっていると考える。

謝辞：本研究は JST 共創の場形成支援プログラム JPMJPF2013 の支援を受けた。本研究は気象庁気象研究所と東北大学の共同研究の一環として実施した。

参考文献

- 岡田ら (2001) , 土壤雨量指数, 天気, **48**(5), 349-356.
- Clock, H. L. and Pappenberger, F., 2009, Ensemble flood forecasting: A review, *J. Hydrol.*, **375**(2009), 613-626
- Fukui et al., 2024, Long-term regional reanalysis for Japan with assimilating conventional observations (RRJ-Conv), *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**(6), 677-696
- Ushiyama et al., 2016, Ensemble flood forecasting of typhoon Talas and Rock at Hiyoshi dam basin, *Journal of Disaster Research*, **Vol.11** No.6, 1032-1039
- Ushiyama et al., 2019, Development of a flood forecasting system using regional ensemble prediction – Application to the Kinugawa flood in 2015, *Journal of JSCE*, **Vol.7**, 124-132