# 令和4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4年12月12日(月)

仙台第3合同庁舎 4階第1会議室

共 催

(公社)日本気象学会東北支部

仙台管区気象台



# 2022 年 6 月 27 日 最上・置賜を中心に発生した大雨事例の特徴

(a)

高橋 未来(山形地方気象台)

およそ200mm

200~300mm

(b)

#### 1. はじめに

2022年6月27日(以後、事例日と記載)は最 上と置賜を中心に大雨となり、警戒レベル4相 当の状況になった。事例日の日降水量は、最 上、瀬見、向町で極値を更新した。また、最 上と置賜の一部の観測所では、6月の月降水量 の平年値相当の雨量を1日で観測しており、記 録的な大雨となった(図1a・b)。本調査は、今後 の防災対応に活かすため、事例日の特徴を解 析し、大雨に対する知見を蓄積することを目 的とした。

# 2. 降水システムの把握

図 1a:2022 年 6 月 27 日のアメダス日降水量。 図 1b:2022 年 6 月 28 日 00JST の 24 時間積算解析雨量。

198.0mm

(126.0mm)

183.5mm

(142.3mm)

149.0mm (137.2mm)

110.5mm (191.7mm)

122.0mm

(103.6mm) 中津川 166.0mm

(147.0mm) ()は6月の 月降水量平年値

※いずれも6月の 観測史上最大

※()は6月の月降水量平年値

新庄

瀬見

向町

小国

高峰

着目する降水システムは、朝~昼前の最上 図15:2022年6月28日0051 の24時間積算解析雨重。 (降水①)、昼過ぎ~夕方の最上(降水②)、朝~夜のはじめ頃の置賜(降水③)の3つに分けた(図 a・b)。 それぞれの降水システムで対流雲発生の起点になった場所は、降水①で鳥海山付近、降水②で地形 A、降水③で佐渡島の西側や飯豊山地の西側だった(図 2c)。それぞれ、対流雲は発達しながら東側 へ移動していた。酒田ウィンドプロファイラ(以後、WPR)では、500~800mの風が11JST 頃を境に 南西から西風に変わっており、3000~4000mは西~西北西の風が持続し、風速は 500~800m と比 べて 10~20kt 強い(図 2d)。以上から、線状降水帯は観測されていないものの、バックアンドサイド ビルディング型、またはバックビルディング型の降水システムの特徴を示していた。



図 2a・b:気象庁レーダー降水強度(背景は地形図で GTOPO30 を使用) 図 2c:国土地理院地図。色別標高地図と白地図を利用。

図 2d:酒田ウィンドプロファイラ観測値。着色で鉛直速度[m/s]を示す。縦軸は高度[m]、横軸は時間[JST]。

## 3. 総観スケールの把握

地上天気図では東北地方周辺に前線や擾乱は解析されていないことから、擾乱や前線の影響で発生した大雨では無かった(図 3a)。気象衛星水蒸気画像では、低気圧性循環と、その南側に暗域が広がっており(図 3b)、345K 等温位面渦位の高渦位域と対応が良い。また、高渦位は東北地方へ流入し、400hPa以上で低温化している(図 3c・d)。よって、高渦位の流入は上層を低温化させ、不安定な成層の形成に寄与していた。



図 3a:地上天気図。図 3b:気象衛星水蒸気画像。 図 3c・d:メソ解析の 345K 等温位面渦位[PVU]。 黒実線は断面位置。断面図の紫実線は等温位線[K]。

#### 4. 環境場

水蒸気フラックスが 300gm-1s-2 以上と、大量の 暖湿な空気塊が日本海から山形県へ流れ込んでい た(図 4a·b)。また、下層では、鳥海山の南西~西 側、地形 A の西側、佐渡島と飯豊山地の西側に強 い収束を形成している(図 4c・d)。降水①~③で降 水発生の起点になった風上側では、950hPa(高度 500m 程度)から空気塊を持ち上げた場合の各指数 から、潜在不安定な成層をしていた(図 5a・a'・ b)。以上から、潜在不安定な成層を形成している 中、地形が LFC まで持ち上げる外部強制力の役 割を果たしたと考えられるが、LFC は着目した地 形の標高と比較して高く、外部強制力として不十 分に思える。輪島の高層観測では、950hPaの相 当温位が 346K だったことから、仮に図 5 に示し たエマグラムの 950hPa の相当温位を 5K 上昇させ た場合、図 5a·a'の LFC は 900hPa 程度(高度 800m 程度)になるため、300m程度持ち上げれば LFC に 到達することになり、着目した地形でも外部強制 力として寄与できたと考えられる。よって、図 4a・b に示す地点 A 周辺では、数値予報モデルの



図 4a・b:局地解析 500m 高度データの水蒸気フラックス[gm<sup>-1</sup>s<sup>-2</sup>]。点 A、B は図 5 のエマグラムの取得位置。図 4c・d:局地解析 500m 高度データの収束、発散[s<sup>-1</sup>]。寒色系が収束域を示す。



図 5a・a'・b:局地解析の温位エマグラム。位置は、図 4a・b に記載。図中の数値は GPV から取得した 950hPa 面から空気塊を持ち上げた場合の各指数。

下層の水蒸気場の再現が不十分だった可能性がある。一方、図 5b の相当温位は輪島の観測値と同程度のため、地点 A と比べて下層の水蒸気場の再現性は高いと考えられる。そのため、降水③では、下層の空気塊を LFC まで持ち上げる外部強制力は、地形以外の要素が働いている可能性がある。

# 5. まとめ

事例日は、東北地方の上層に高渦位が流入して上層が低温化し、下層には大量の暖湿な空気塊が流入 したことで潜在不安定な成層が形成された。この状況で、実況や解析値から、地形により下層の空気塊 が LFC まで持ち上げられ、WPR が示す鉛直シアから、実況のような降水システムが形成されたと考え られる。LFC まで持ち上げる外部強制力を地形としたが、数値予報モデルでは下層の水蒸気場の再現が 不十分だったため、950hPaから計算した LFC が高くなっていた可能性がある。また、下層の空気塊を LFC まで持ち上げるメカニズムや降水システムの構造について、本調査では不確かな部分があるため、 更なる調査が必要である。 【参考文献】加藤輝之、2017:図解説中小規模気象学、気象庁、316pp

# 2022 年 7 月 15 日から 16 日にかけての宮城県の大雨事例の調査(その 1)

岩場遊、☆梅田朋佳(仙台管区気象台予報課)

#### 1. 事例の概要

2022 年7月15日から16日にかけて、宮城県 北部で記録的な大雨となり、河川の氾濫や土砂災 害などの大きな被害があった。本調査では、特に 雨が強まった15日夜遅くから16日未明につい て、大雨の要因を解析する。図1に3時間積算解 析雨量を示す。夜遅く・未明ともに多い所で150 ミリ以上が解析された。

図2に、16日6時までの12時間降水量が多 かった4地点の時系列を示す。鹿島台と古川で は1~2時間のうちに100ミリ程度の雨量を観 測した。特に古川では1~2時頃に明瞭な強雨の ピークが見られた一方、大衡と塩釜では強雨のピ ークが23時前後及び1時過ぎの2回に分かれて いる点が特徴であった。

本調査の目的は、この大雨の要因を明らかにすることである。(その1)では観測データをもとに解析する。(その2)では客観解析や JMA-NHM を利用して解析する。

## 2. 総観場

15日21時の地上天気図と300 hPa 天気図を、 図3に示す。宮城県は前線北側であるが、日本海 にある低気圧に向かって南東の海上から暖湿気 が流入しやすい状況になっていた。また、-33 ℃ 以下の寒気を伴った寒冷渦が日本海にあって、そ れを回るトラフが東北地方に接近していた。

衛星水蒸気画像(図4)からも明瞭な暗域を伴 ったトラフⅠが15日夜遅くから16日未明にか けて、東北地方に接近・通過していたのが分かる。 また、それとは別の短波トラフⅡが関東付近から 北東方向へ進んでいた。

# 3. 実況資料による解析

#### 3.1. レーダーによる解析

降水エコーの動きや断面図から、図 5 のよう に降水域を 4 つに分類した。ここでは 1 分毎の データを利用できる XRAIN を主に参考にした。以 下に各降水域の特徴を示す。

- A) 海上から西北西進し、22 時頃陸上に達し た後、次第に衰弱した。塩釜・大衡・鹿島 台の夜遅くの降水に対応している。
- B) 前述のトラフI前面の雲域とともに北東 進しており、会津・置賜から山を越えて宮 城県に達していた。1時台に古川付近を通 過した。
- C) 海岸付近で対流雲が次々と発生し、対流雲は北西進した。対流雲の発生域は1時頃にかけて次第に北西進し、その後3時頃に



図 1. 3 時間積算解析雨量





図 3.15 日 21 時の速報版地上天気図(左)と、 300 hPa 高層天気図(右)



図 4. 15 日 21 時、16 日 3 時の衛星水蒸気画像

かけて停滞した。0時過ぎに鹿島台付近、 1時頃に古川付近を通過していた。

D) 対流雲が北北西-南南東に並んで発生し、 個々の対流雲は北北西進した。降水域は次 第に南北に分かれ、強度も弱まった。1時 台に塩釜・大衡・鹿島台にかかっていた。

反射強度は、Bは高度 2~3 km、B以外は地上 付近で強く、Bは中層主体の雲と推測される。C、 Dはいずれも1時台に古川付近でBと重なり、強 度が大きくなっていた。したがって、鹿島台・大 衡・塩釜では複数の降水域が次々と通過したこと が大雨に寄与し、古川では複数の降水域が重なっ たことが大雨に寄与したと推測される。

# 3.2. 地上観測による解析

海面更正気圧と風を利用して、風向分布の特 徴を調べた。図6に示す等値線は描画ツールGMT で計算したもので、少数の観測点(宮城県は仙台 と石巻のみ)から内挿していることに注意が必 要である。

夜遅くには仙台湾周辺の観測点に低気圧性の 循環が見られ、気圧の等値線は宮城県付近で変 形して周辺より気圧が低い。1時には循環が陸上 に解析できる。2時には循環が解析できなくな り、等値線の変形もなくなる。このように、仙台 湾からメソ擾乱が接近し、宮城県を北西進して、 陸上で不明瞭になったと推測される。

仙台の気圧(図略)は夜遅くから1時頃にかけ て低下し、その後1時30分にかけて上昇してい た。これはメソ擾乱の動きに対応している。1時 30分以降は再び低下したが、2時の平面図では 広範囲で気圧が低下しており(図6)、より空間 スケールの大きい気圧変動が影響している。

アメダスの気温と風を利用して、上記降水域 の構造について検討した。なお、図7に示す気温 は、高度補正(0.65 ℃/100 m)し、描画ツール GMTで計算した等温線を加えたものである。

- A) メソ擾乱の北側に収束線が解析できる。
   温度傾度が大きく、海上からの暖気が陸上の相対的に冷たい空気と収束して対流
   雲が発生したと考えられる。メソ擾乱は
   海岸付近に停滞したが、収束線はメソ擾
   乱から離れて陸上を進んだ。陸上では次第に温度傾度が小さくなり、収束は不明瞭化してエコーは衰弱していった。
- B) 対応する収束は見られない。
- C) メソ擾乱の北東側で、Aの後方の海岸線付近に新たな収束線が顕在化した。収束線はメソ擾乱とともに北西進し、1時以降はほとんど停滞した。
- D) メソ擾乱の南側で西風が明瞭となり、海 上で暖気と収束していた。メソ擾乱が不 明瞭になると、陸上の風が北よりに変化

し、収束が弱まりエコーも衰弱した。

以上より、A、C、D はいずれも下層収束で発 生した対流雲であったと考えられる。メソ擾乱 の周辺で複数の下層収束が発生したことが大 雨に寄与していた。

## 4. (その1) まとめ

- ✓ メソ擾乱が仙台湾から宮城県に進んだ。
- ✓ メソ擾乱の周辺で複数の下層収束が発 生した。
- ✓ 上記下層収束など、複数の要因により発 生した降水域が代わる代わる通過した。
- ✓ 古川で特に降水が強まった時間には、複数の降水域が重なっていた。



図 5. レーダー降水強度(30分毎)



図 6. 地上の気圧と風(1時間毎)



図 7.アメダス気温(高度補正)と風(30分毎) ★は、メソ擾乱のおおよその中心を示す。

2022 年7月15日から16日にかけての宮城県の大雨事例の調査(その2)

☆岩場遊、梅田朋佳(仙台管区気象台予報課)

(その2)では、客観解析資料や JMA-NHM を利用して、総観場や環境場、メソスケールの構造について調査する。章番号や図番号は(その1)からの通し番号とする。

#### 5. 総観場と環境場の解析

#### 5.1. 上層トラフ

図4に示したトラフI、トラフIIについて、 客観解析資料を用いて解析する。全球解析(図8) によると、トラフIは345K等温位面で8PVU 以上の高渦位を伴っている。診断的予測グルー プの統計調査(図略)によると、7月において6 時間毎のJRA-55で1年に1回程度出現する値で あり、この時季としては深いトラフである。ト ラフIIは345K面では不明瞭だが、330K面では 2PVU程度の渦位極大域が対応している。等圧面 で見ると、トラフIは300hPa、トラフIIは500 hPaで明瞭である(図略)。これらのトラフ前面 では上昇流により上中層が低温化しており、成 層が不安定化していた。

### 5.2. 中層風

全球解析(図9)によると、総観スケールでは 東北地方は気圧傾度が緩んでおり、中層の風速 は10 m/s以下と弱い。メソ解析を利用して細か く見ると(図10)、弱風場の中で複雑な風向分布 となっており、宮城県は収束場となっている。 これは、各対流雲の移動方向と概ね対応してい る。したがって、中層風が収束場であったこと によって、動きの異なる対流雲が混在し、重な った所では大雨になったと考えられる。

#### 5.3. 下層暖湿気

メソ解析の 925 hPa 面気温・高度(図 11)を 見ると、関東から東北南部の沖合は気圧の谷と なっており、宮城県付近が谷の北端となってい る。温度傾度を見ると、地上天気図の前線(図 3) に対応する千葉県沖よりも、宮城県付近の方が 大きい。断面図でも、宮城県付近は下層の相当 温位差が大きい。よって、図 11 に示すように、 宮城県付近に前線と波動があったと解釈できる。 宮城県はごく北部を除いて暖域側にあり、南東 から暖湿気が流入しやすい場であった。

メソ解析(図 12)によると、500 m 高度の相 当温位は宮城・福島県沖で 345 K 程度である。 診断的予測グループの統計調査(図略)による と、7月において3時間毎のメソ解析で約20% の頻度で出現する値であり、特に高くはない。 一方、水蒸気フラックスは同領域で300 g/㎡/s 以上と大きい。したがって、暖湿気の強さより も、水蒸気の流入の強さの方が大雨に寄与して



いた。水蒸気フラックスの大きい領域は、暖域内 で風速15 m/s以上の領域に概ね対応している。 宮城県沖が気圧の谷の北端であるため、気圧傾度 が大きくなり、水蒸気の流入が強まったと考えら れる。

# 6. JMA-NHM による解析

水蒸気の流入経路を解析するために、JMA-NHM を利用した。計算設定を表1に示す。

## 6.1.5km 実験の解析

5 km 実験の気温・高度(図 13)をメソ解析(図 11)と比べると、温度場・高度場の再現性はよく、 宮城県付近の前線や関東から宮城県沖の気圧の 谷も計算された。

5km実験の後方流跡線解析(図14)によると、 宮城県沖で起源の異なる気塊が合流している。南 北の気塊で温位差が1~2Kあり(図略)、前章で 解析した前線を形成している。また、気圧の谷の 北端で気圧傾度が大きく、加速しているため、収 束せずに合流しており、水蒸気を降水として失わ ずに宮城県に到達している。南側の高暖湿気につ いて、メソ解析500m高度の水蒸気混合比17g/kg 以上に着目してより広範囲に追跡すると(図15)、 14日夜には関東の東の低気圧の東側にあったと 推測される。したがって、暖湿気の起源は日本の 南にあり、関東の東の低気圧や、この低気圧が不 明瞭化した後も沖合に残った気圧の谷を回って 宮城県に到達していたと考えられる。

## 6.2.2km 実験の解析

2 km 実験も、温度場・高度場の再現性は良か った(図略)。宮城県周辺の降水や気圧を細かく 見ると(図16)、実況資料から解析したメソ擾乱 (図6、図7)の近くで、周囲より気圧が低く、 周辺では図5に示したC、Dに対応する降水も計 算された。

2km実験の前方流跡線解析(図17)によると、 南側の高暖湿気は仙台湾で流路が狭まり、宮城県 北部を指向している。メソ擾乱や気圧の谷の影響 で水蒸気が宮城県南部に流入できず、北部に集中 したと考えられる。

# 7. 全体のまとめ

以下に示すような多数の条件が重なったこと で記録的な大雨になったと考えられる。

- ✓ 長波のトラフと短波のトラフの前面で、不 安定な成層状態だった。
- ✓ 前線構造の暖域内で、水蒸気フラックスが 大きかった。
- ✓ 海上で水蒸気を落とさずに暖湿気が宮城
   県まで到達した。



- ✓ メソ擾乱や気圧の谷の影響で、水蒸気が宮 城県北部に集中した。
- ✓ メソ擾乱の周辺で収束が複数発生し、これ による降水域が次々と通過した。
- ✓ 中層風の収束により、動きの異なる複数の 降水域が重なり、大雨となった所があった。

# 令和4年8月3日の青森の大雨の解析 - | 環境場の解析

#### 1. はじめに

豪雨災害は毎年のように発生、激甚化していると いわれている。そのため大雨の発生メカニズムの調 査は防災の観点からも重要なものとなっている。そ のような大雨災害には、令和4年8月3日を中心と した青森県での記録的な大雨も含まれている(図 la):この大雨に伴い深浦では日最大1時間降水量 91.5 ミリ(通年で最大)の猛烈な雨を観測したほか、 碇ヶ関(190.0mm)、深浦(180.0mm)、大鰐(120.0mm)で 月最大24時間降水量の歴代1位を観測した。



図 1 | (a)2022 年 8 月 3 日 15 時までの 24 時間解析雨量および (b)深浦(上段)、今別(中段)、十和田(下段)の 1 時間降水量(青)及 び 2 日 15 時までの積算雨量(黒)

本研究ではこの大雨の発生要因をさらに深く洞察 し、記録的な大雨となったメカニズムの詳細を環境 場の観点から明らかにすることを目的とする。

## 2. 概況

当時の総観場を図2に示す。下段に8月3日9時 の天気図と衛星画像、および可降水量を示している。 停滞前線に沿ってその南側に可降水量の高い領域が 東西にのび、低気圧のある青森県日本海側はまとま った雲域と 60 mm を超える高い可降水量域に覆わ れている。図2上段は下段の2日前、1日9時の要 素を示している。台風第5号から変わった熱帯低気 圧、および台風第6号は65 mmを超える可降水量を 伴っている。天気図の等圧線から示唆されるが、可 降水量 Flux は台風から日本海へ向かっている。



図2|(a)速報天気図、(b)ひまわり8号可視画像(B03)、(c)気象 庁55年長期再解析(Kobayashi et al. 2014;以下JRA-55)による可 降水量(陰影; mm)及び可降水量Flux(矢印)。上段が8月1日9 時、下段が8月3日9時。

#### 3. 解析結果

#### **3.1** 「数年に一度」の水蒸気量とその輸送

図3に今回の可降水量の珍しさの指標となる再現

山口純平 (青森地方気象台)

期間を示す。可降水量は朝鮮半島を通過した2日9 時には15年に1度に相当する大きさとなっている。 その後 21 時の日本海でも 7 年に一度、青森県での 降水のピークを過ぎる3日9時にも依然として2年 に一度の大きさの領域が存在する。この数年に一度 の水準の水蒸気量は、記録的な大雨をもたらした一 因といえる。図 4a に 2 日 21 時まで 5 日間積算した 可降水量 Flux を示す。多量の水蒸気は亜熱帯の広範 囲から集積したものであること、それを台風第5号・ 6 号由来の南風が朝鮮半島に向けて大量に輸送して いることが分かる。Flux はそのまま朝鮮半島に上陸 するものと対馬海峡及び九州を通り日本海に流入す るものの2つに分かれている。図4bに3日9時に 深浦上空 500 m 付近に至る空気塊を後方流跡線解析 により4日間遡った結果を示す。この図から亜熱帯 域から対馬海峡・九州を経る水蒸気輸送経路が重要 であったことが分かる。図5に2日15時の可降水 量 Flux、および鉛直断面 AB の水蒸気 Flux と水蒸気 量、風速、および気温偏差を示している。15時に朝 鮮半島-津軽海峡を通過する水蒸気輸送は1)対馬海 峡付近で中心は約 0.5 km 以下にあり、5 km 付近に まで至るものと、2) 朝鮮半島上空 2 km 付近に中心 を持つものがある。図 5c より前者はほぼ鉛直一様の 強風軸に対応する一方、後者は下層ジェットに対応 する。前者は台風と太平洋高気圧の循環に伴う。後 者は北緯 38 度、5 km 付近の暖気に伴う温度風から 説明できる。これらは21時までには合流・加速する。 この時点で青森県を北限とした 2g/kg 比湿線は上空 7km 近くまで広がっており、地上から大気上層に至 るまで多量の水蒸気が供給されていることが分かる。



図3| 可降水量の再現期間。JRA-55の1972~2021年までの8 月の年最大可降水量から推定。



**図 4** | (a) JRA-55 による7月28日12時から8月2日12時まで 積算した可降水量 Flux(矢印)とその大きさ(陰影; kg/m/s)。 (b)Hysplit による NOAA GFS を用いた後方流跡線解析の結果。 深浦付近から少しずつ(~2 km)ずらした複数点から計算し4日 遡っている。



図 5 | (a) 可降水量 Flux、および地図上の線分 AB、CD に沿った鉛直断面で示した (b)比湿(青線 2g/kg 間隔)と水蒸気 Flux(陰影; g/kg m/s)、(c)風速(陰影)と気温(但し等圧面平均の偏差)を示す。鉛直座標は Hoskins の偽高度で 1000 hPa 面は 0 km 面、500 hPa 面は約 5.03 km 面に対応している。データは MSM 初期値による。モデル面は偽高度面に内層している。

#### 3.2 高渦位擾乱の発生と前線、および上昇流

図 6a に 3 日 4 時の 925 hPa 鉛直 P 速度を示す。津 軽半島へ向かって東西にのびる上昇流域(i)、その西 端の上昇流域の折れ曲がりとその北側の上昇流域 (ii)、そこから日本海側へ東西へのびる上昇流域(iii)、 東北日本海側の地形に沿った上昇流域(iv)が表現さ れている。(i)は津軽半島-陸奥湾の降水域、(iv)は深浦 の線状降水帯の一部を説明可能である。図 6b には仮 温位、流線、およびQベクトルを示している。青森 県付近の等仮温位線集中帯を横切る Q ベクトルと、 青森県日本海沿岸の等仮温位線に沿ったQベクトル が存在する。前者は太平洋高気圧と日本海側の低気 圧、およびオホーツク海の高気圧、千島の東の低気 圧の循環からなる合流場による前線形成に対応し、 後者は日本海側の低気圧渦度の温度風による移流に 対応する。図 6c には Q ベクトルの収束から計算し た鉛直流を示す。Qベクトルにより上昇流域(i)と(ii) は説明可能であることが示される。



**図 6**|(a) 3 日 4 時の MSM 鉛直流 1 hr 予報値。(b)3 日 3 時の仮 温位(赤線; K)、流線(青線)及び Davies-Jones (1992)の準地衡 Q ベクトル(矢印)、(c)Qベクトルの収束から逆算した鉛直流。

上昇流励起の原因となった日本海の低気圧の出現 に先行し、2日9時に500hPa面北朝鮮付近に2.73 ×10<sup>4</sup>/sの高渦度域が解析されており、21日には日本 海上に暖気を伴ったトラフとして解析される(図略)。 この擾乱の一部は元台風に伴うと解釈できるのかも しれない。一方、2日3時には同領域で発達した対 流雲が観測されている(図7a)。対流雲の発生は大気 加熱/正渦位生成と結びつく。このためトラフはこの 対流雲が成因であることが示唆される。図7bに2日 9時の渦位、7cに2日3時から9時にかけての550 hPa 付近での潜熱加熱による渦位生成率を示す。局 所的に6時間で2.5 PVUの渦位が生成されているこ とが分かる。



図 7 | (a) 2 日 3 時のひまわり 8 号雲頂強調画像 (b) 2 日 9 時の 500 hPa 渦位(GSM 初期値より)、および(c) 2 日 3 時から 9 時に かけての雲物理過程・対流過程に伴う温位変化による渦位生成 率(GSM 物理モニタより算出)。

#### **3.3. 潜在不安定の発現**

本稿の総括も兼ね、先に述べた水蒸気輸送と鉛直 流の励起が、青森日本海側での潜在不安定の発現へ とつながることを示す。図 8a に深浦付近の温位エマ グラムを示す。潜在不安定の状態で顕在化すれば平 衡高度 200 hPa を超える。図 8b,c は相当温位、飽和 相当温位の時系列を示す。それぞれ 500 hPa 付近・ 950 hPa 以下での上昇、550 hPa 付近での下降を示し ている。図 8d の比湿の時系列は大気中層と最下層へ の水蒸気供給を示し、相当温位の時間変化を説明す る。図 8e より3日3時には上昇流が対流圏全体を占 めることが分かる。上昇流は気温低下を招くが、図 f の雲発生域ではそれが免れる。即ち対流不安定の 顕在化を示し、飽和相当温位の減少を説明する。



図8| 深浦付近(40.35N, 139.94E)での(a) 3日4時の温位エマグ ラム(MSM 予報値より; dまで同じ)、(b)2日9時から3日6時 にかけての相当温位の高度-時間時系列、(c)bと同じ、但し飽 和相当温位、(d)比湿、3日3時にかけての(e)鉛直P速度(但し GSM 初期値より; fも同じ)、(f)雲水量。

# <u>4. まとめ</u>

本研究では令和4年8月3日に発生した大雨について、1)多量の水蒸気輸送、2)朝鮮半島で発生した 高渦位由来の低気圧と、停滞前線上での変形場に伴 う前線形成による鉛直流の励起、および、3)それら に伴う潜在不安定の発現、という環境場の観点から 発生のメカニズムを明らかにした。一方、本稿はさ らに小スケールの降水システムのメカニズム、特に 同日発生した「線状降水帯」について説明が不足し ている。これについてⅡで議論していく。

#### 引用文献

Davis-Jones, J. Atmos. Sci., **48**, 497–509 (1991). Kobayashi et al., J. Meteor. Soc. Japan, **93**, 5–48 (2015).

# 2022 年 8 月 3~10 日の青森県の降水と水蒸気輸送

## 谷田貝亜紀代・前田未央

(弘前大学大学院理工学研究科)

# 1. はじめに

2022 年 8/3 に下北半島の脇ノ沢や薬研で豪雨に よる土砂災害が,8月9-10日に青森県西部で豪雨 による洪水イベントが発生した. 弘前市では岩木 川の氾濫が警戒され、警戒レベル5の「緊急安全 確保」が発令された.気象庁によると,8/9午後5 時までの24時間降水量は、深浦町(251.5 ミリ)、 弘前市(218.5 ミリ)など観測史上最大を記録した. その原因については、ラ・ニーニャ等グローバル な視点での解析や、8/2-3は前線の停滞と台風6 号由来の水蒸気輸送,線状降水帯の発生,8/8-13 は停滞前線前線の南下といった総観規模・メソス ケールの報告がなされている(青森地方気象台、 2022a, b). しかし線状降水帯発生予測や甚大な被 害の予報は未だ開発段階であることから、北東北 の極端な降水現象について素過程を明らかにする ことは今後の予報の改善や防災の点で重要である.

弘前大学では、気象庁データ加え青森県設置の 雨量計等により降水量定量評価を行っている(本 予稿には未掲載).ここでは、豪雨の必要条件で ある水蒸気輸送(水蒸気供給)の点から若干の解 析を行っているので報告する.また、2021年9月 から東京大学生産技術研究所芳村研究室から水蒸 気同位体比連続観測が可能なPicarro-SDMをお借 りして弘前大学屋上等3高度で観測を行い、上述 の豪雨時の観測データも得られている.水同位体 比は、相変化(蒸発・凝結),混合で変化するの で水蒸気の同位体比連続観測値は、豪雨の水起源 について示唆を与えると考えられる.

#### 2. データと解析手法

本予稿に掲載するデータについてのみ記述する. 降水量データは気象庁アメダス弘前(北緯 40 度 36.7 分/東経 140 度 27.3 分)の1時間降水値を用 いた. 広域水蒸気フラックスデータは、ヨーロッパ 中期予報センター(ECMWF)の ERA5 再解析デー タ(0.25 度グリッド)から、1 時間ごとの総降水量 (TP)と,鉛直積分した東西/南北方向の水蒸気フ ラックス(QU, QV)を用いた.

Picarro-SDM による水蒸気観測は,本体を弘前 大学理工1号館5階室内に設置し,チューブ先に (降水が直接当たらないよう)傘を設置して6階 屋上(接地高度約 20m),4階屋上(同約 15m), 1階室外(同 1.2m)の3か所から吸引した.計測 サイクルはスタンダード資料(同位体比が既知の2 検体)測定後,上記3高度で,それぞれ50分,50 分45分で2回計測した.この一サイクルの所要時 間は約3時間である.同位体比(酸素,水素)は約2秒ごとに得られ,異常値を除き既知の検体で 検量線を引くことで2秒ごとの更正値(δ<sup>18</sup>O,δ D)を得たのち1時間平均値とした.ここでは対象 期間中に観測の不具合の生じていない4階屋上か らの酸素同位体比(δ<sup>18</sup>O)計測値(図1の#7の 凡例)のみ記す.



図1:2022年8月1日から8月10日(世界時) の水蒸気同位体比(δ<sup>18</sup>O)観測値(紫色+)とア メダス弘前地点1時間降水量(青線, mm/h).



図2: ERA5 による図1と同期間の時別降水量 (mm/h).アメダス弘前観測点に最も近いグリッド (140.5E, 40.5N)の時系列.

#### 3.結果・考察

図1に8月1日から10日の時別降水量と水蒸気 δ<sup>18</sup>Oの時系列を示す.一見して8/3と8/9の豪雨 イベント時にδ<sup>18</sup>Oが低く(水が軽く)なっている ことがわかる.これは重い水分子から先に凝結する



ため大気中の水すなわち水蒸気の同位体比は次第 に低くなる定量効果といえる.8/3の津軽・脇ノ沢 (下北半島南西部)豪雨時のほうが岩木川氾濫の 危険があった8/9よりもピーク時のδ<sup>18</sup>Oが低い. 図2にERA5の8/1-10の降水量時系列を示す.

図 1 と比較して降水時系列を極めてよく再現して いる.特に 8/3 の 0UTC (= 9JST,日本時間 8-9 時 の降水量)にピークがある点と,8/9 から 8/10 にか けてのまとまった降水の時間変化を再現できてい る.しかしながら降水量総量は過少評価しており, 8/3 8-9 時の降水量は 27mm/h のところ ERA5 は 15-16 mm/h,8/9 7-8 時,8-9 時の降水量は 23mm/h,20mm/h のところ ERA5 は約 9mm/h で ピーク時間でも 12mm/h に満たない.定量的な降



水量再現性の検証はグリッド降水量作成およびレ ーダーアメダス解析雨量に基づき報告の予定であ る.

図 3,4 に弘前で降水量がピークを示した時刻に 近い両日の鉛直積分水蒸気フラックスと発散およ び ERA5 降水量分布を示す. 8/3 は前線を伴う低 気圧による降水であるが, 8/9 と比較して日本海北 部(青森・秋田の西部)に顕著な水蒸気発散域が 見られ(図3上図の赤色),青森県西部から秋田県 にかけての水蒸気ソースとなっている. 青森地方 気象台(2022a)は, 8/3 の豪雨の水蒸気源について 台風 6 号を起源とする暖かく湿った空気が流れ込 んだことを指摘している.図3上図からは青森西 岸沖の水蒸気発散からの水蒸気寄与も考えられ、 詳細な解析は今後の課題である.

8/9-10 日の降水については、華北から日本海を 通って北日本へのびて停滞した前線に向かって暖 かく湿った空気が流れ込んだとの報告があり(青 森地方気象台 2022b), ERA5 の降水分布や弱い収 東域の存在もこの見方に近いものとなっている. ERA5 の降水ピーク時間の水蒸気フラックスと降 水分布を見ると(図略),深浦付近を降水ピークと する男鹿半島から下北半島にかけての降水帯と, その地域での水蒸気収束に加え,図3上図の発散 ピークより少し北西側(138E,41.5N)に発散ピー クがみられる.この海域や日本海からの水蒸気の 寄与についての考察も今後の課題である.

水の酸素・水素同位体比では、d-excess =  $\delta$ D-8 ×  $\delta$ <sup>18</sup>O が、激しい蒸発や再蒸発を繰り返す場 合に高い値をとることが知られている. 今回図 1 に示した  $\delta$ <sup>18</sup>O の 2 回の極小値の時の d-excess は いずれも高い値を示した (8/3 3-4UTC の平均は 27.5、8/9 10-11UTC の平均は 24.5). 今後降水と 水蒸気輸送の収支解析とあわせ、台風由来、前線 への広域輸送、日本海からの蒸発の寄与を同位体 結果を踏まえて考察する.

#### 謝 辞

本研究の実施にあたり水蒸気同位体比計測に ついては東京大学生産技術研究所芳村教授,弘 前大学被ばく医療総合研究所赤田教授に多大な るご協力をいただきました.本研究の一部は, 弘前大学機関研究,むつ市役所とのジオパーク 共同研究の支援を得ました.

## 文 献

青森地方気象台(2022a)青森県災害時気象資料 前線と低気圧による大雨(令和4年8月2 3 H  $\sim$ 日 ) https://www.jma-net.go.jp/aomori/obs-fc st/pdf/disaster/20220808\_stationary\_fro nt.pdf(2022.12.17閲覧) 青森地方気象台(2022b)青森県災害時気象資料 北日本に停滞した前線による大雨(令和 4 年 8 月 8 日 ~ 13 日) https://www.jma-net.go.jp/aomori/obs-fcst/ pdf/disaster/20220826\_stationary\_front.p

df(2022.12.17 閲覧)

題目番号 5

2022年8月上旬から中旬にかけての秋田県の大雨 その2 総観場の特徴

☆茂木綾香、村田一則(秋田地方気象台)

# 1 はじめに

2022年8月上旬から中旬にかけての秋田県の大雨は、 大きく3つの期間: I (2日~3日)・II (8日~14日)・ III (15日~17日) に分けられる。村田・茂木 (2022) は、大雨をもたらした前線の性質として、期間 I は水蒸 気前線の性質を持ち、期間 II は傾圧帯の前線に近い性 質を持っていることを示した。期間 I と期間 II におけ る大雨について、地上・高層天気図と秋田高層データを 用いた解析を行い、大雨を予想するための着目点につ いて検討を行ったので、その結果を報告する。

#### 2 天気図解析

# (1) 期間 I (8月2日~4日)

前線上の低気圧が、3日の日中に東北北部を通過した。 秋田県の北部では線状降水帯が発生し、八峰町付近で は、3日08時00分までの1時間に約100ミリの雨量を 解析、八森、藤里、鷹巣の1時間降水量、陣場、鷹巣の 3時間降水量が観測史上1位を更新した。

期間 I の 500hPa 高度・渦度(上)、850hPa 相当温位・ 風(下)を図1に示す。1日 00UTC には、日本付近は北 海道を除いて太平洋高気圧に相当する 500hPa・5880mの 等高度線に覆われている。一方、台風第6号に相当する 正渦度極大域が東シナ海にあり、850hPa では対応する 低気圧性循環が認められる。この低気圧性循環の東側 を回る形で、東北北部には下層暖湿気が流入している。

台風第6号は、1日21時の地上天気図(ASAS)では 熱帯低気圧(TD)となり、2日15時以降の天気図では 解析されていない(図略)。ただし、500hPa 渦度分布を みると、台風(熱低)起源の正渦度極大域が3日00UTC にかけて日本海から東北北部に進み、同時に850hPaで は、日本海北部で水蒸気の南北傾度が強まっている。8 月3日の大雨は、熱低起源の循環と下層の高暖湿気が、 日本海海上から東北地方に流入することでもたらされ たと考える。

#### (2) 期間Ⅱ(8月8日~14日)

前線が日本海から北日本に停滞した。10日昼前には 男鹿市付近で猛烈な雨が解析され、男鹿真山では1時 間降水量が観測史上1位を更新した。12日夜遅くから 13日未明にかけては、記録的短時間大雨情報(鹿角市 北部付近で約100ミリ)を発表するなど、北秋田市、上 小阿仁村、鹿角市付近で猛烈な雨が解析され、五城目で は1時間降水量が観測史上1位を更新した。

8月11日00UTCから13日00UTCにかけての300hPa・ 850hPa高層天気図を図2に示す。300hPaでは、シベリ アからサハリンの北にかけて動きの遅い上層寒冷低気 圧があり、北日本は強風帯に位置していた。12日12UTC には、上層トラフが弱まりながら東北地方を通過し、こ のトラフの通過に対応して850hPaでは日本海北部で温 度集中が強化されている。ただし、下層から中層にかけ ての風向シアや、風向と温度線とのなす角度は小さく、 秋田県の大雨に対する温度移流の寄与は小さい。一方、 秋田高層500hPa気温は、12日09時が-8.7℃、21時が -9℃と平年より強い寒気が流入し、前線帯南側におけ る下層暖湿気の流入とともに、不安定場が強化されて 大雨が発現したと判断できる。

#### 3 秋田高層観測データ

8月1日から14日まで、地上天気図上で前線が東経 140度線と交わる緯度を読み取り、秋田高層 500hPa 高 度の時間変化と重ねて表示した(図3上)。また、高層 データを利用して、925hPa~500hPa 指定気圧面の水蒸 気フラックスを計算し、03時~15時、15時~03時の アメダス12時間積算降水量(市町村をまとめた地域内 の最大値)と重ねて表示した(図3下)。期間 I・Ⅱと もに、秋田の 500hPa 高度が 5880m から 5820m へと低下 する過程で大雨が現れている。地上前線は、5820m 等高



図1(上) 500hPa高度・渦度分布(AXFE572) 2022年8月1日00UTCから3日00UTCまで12時間間隔 (下) 850hPa相当温位・風(FXJP854)のFT=12予想 対象時刻は2022年8月1日00UTCから3日00UTCまで12時間間隔



図2 300hPa高層天気図(上)と850hPa高層天気図(下)

度線の南側に位置していると解釈できる。秋田県の大雨は、8月3日、9日~10日、12日~13日の、大きく 3つのピークが認められ、いずれも、地上前線が秋田県 付近に南下したときに現れている。8月3日と9~10日 の大雨では、下層(925hPa)ほど水蒸気フラックスが大 きく、県の北部(能代山本・北秋鹿角地域)で雨量が多 くなっている。一方、8月12日~13日では、850hPaの フラックスが最も大きく、12日21時には700hPaが 925hPaよりも大きくなっている。12日夜から13日未 明にかけては、850hPa~700hPaの風向に沿う形で、県 の中央部から北部にのびる線状降水帯が現れている。

#### 4 ジェットのまわりの鉛直循環

期間Ⅱでは、上層寒冷低気圧の南下に伴い、低気圧の 南東象限にあたる北海道からカムチャッカ付近にかけ てジェットが強化されている。図2の300hPa天気図で は、11日21時から12日21時にかけてサハリンの東の オホーツク海にジェットのコアが現れ、東北日本海側 はジェットの入り口右側に位置していたとみられる。 ジェットの入り口右側では、上層発散の効果により、前



図3(上)秋田高層500hPa高度と地上前線の緯度の時間変 化 (下)秋田高層水蒸気フラックスとアメダス12時間 積算降水量の時間変化 2022年8月1日から14日まで

2022年8月11日00UTCから13日00UTCまで12時間間隔

線帯における鉛直循環を強化することで背の高い対流 雲を発達させうる。期間 II における 300hPa 天気図の解 析からは、同様に9日09時から10日09時にかけても、 東北日本海側がジェットの入り口右側に位置していた と判断できる。

#### 5 考察

大雨を前線帯の構造に着目して区分することは、秋 田県内における大雨発現域の検討にも役立てることが できる。梅雨前線のような水蒸気前線の場合は、大雨に 対して大気下層(925hPa付近)における水蒸気流入の 寄与が大きくなるため、海上からの下層暖湿気の流入 により沿岸部を中心とする大雨となり、さらに地形性 上昇流の効果によって県北部の山岳斜面で雨量が増え ることなどが予想できる。また、水蒸気前線では、500m 高度の気象要素に代表される環境場的な見方が有効に なる。これに対し、強風帯に位置する前線の場合には、 中層(850hPa~700hPa)での水蒸気流入も大雨に寄与す るため、沿岸だけでなく内陸でも大雨になりやすいと 判断できる。実際、期間Ⅰの8月2日~3日と期間Ⅱの 8月9日~10日では、県北部の山岳部ほど雨量が多く なっているのに対し、期間Ⅱの12日から13日にかけ ては、北秋鹿角地域でより雨量が多くなるとともに、地 形効果を反映した雨量分布は明瞭には認められない。

300hPa のジェットコアに着目することは、大雨のピ ーク時期(現象の盛衰)を判断するのにも役立つ。期間 IIにおいては、10日日中や、12日夜間の大雨も、ジェ ット入口右側における上層発散により対流が強化され たと考える。

#### 6 まとめ

2022 年 8 月上旬から中旬にかけての大雨について、 地上・高層天気図と秋田高層データを利用した解析を 行った。大雨をもたらした前線構造に着目することに より、大雨になる可能性のある地域や、現象の盛衰につ いての判断を行うことが可能になる。期間 I のような 水蒸気前線では、500m 高度指数に代表される環境場的 な見方が有効になるのに対し、期間 II のような温度傾 度を伴う前線では、上層ジェットコアの位置や、中下層 の風向についても留意することが、予報作業上有効と いえる。 2022 年 8 月 12 日から 13 日にかけての秋田県での大雨事例解析

#### 1. はじめに

2022 年 8 月 12 日夜遅くから 13 日未明にかけて秋 田県北部で線状の降水帯が持続し大雨をもたらした。 13 日 1 時 30 分には鹿角市北部付近では約 100mm/hの 雨量を解析し、記録的短時間大雨情報が発表された。 本調査では、海上で発生した対流雲がさらに発達し、 秋田県北部に大雨をもたらした要因と発生構造につ いて調査した。

#### 2. 実況

13日2時の前3時間解 析雨量では、秋田県北部 に線状の強雨域がかかっ ている(図1)。

降水セルを追ってみる と、男鹿半島の南や東付 近で発生発達し東北東方



向に移動していることが 図1.13日2時の前3時間解析雨量 わかる(図2)。風上で次々とセルが形成されている ことから、今回の線状の降水帯はバックビルディング 型の発生機構により、組織化していると推測できる。



図 2.5 分毎のレーダー降水強度による降水セルの追跡

#### 総観場と環境場

12日21時の地上天気図では、停滞前線が日本海から北東へのびて、東北北部にかかっている。また、台風第8号が四国の南を北北東進している(図3左)。 同時刻の500hPa天気図では、日本海にトラフが進み、秋田高層実況値は-9.1℃と強い寒気が流れ込んでいる(図3右)。

☆熊谷崚介,高橋香衣,春日一(秋田地方気象台)



図 3.12日 21時の地上天気図(左)と同時刻の 500hPa 高層天気図(右)

345K 等温位面の渦位を見 ると、秋田県に 5PVU 以上の 高渦位の領域が接近してい ることが確認できる (図 4)。 これにより、圏界面付近へ の高渦位域の流入が、上空 の寒気流入をもたらしたと いえる。



図 4.12 日 21 時の 345K 等温位面での渦位

850hPa 相当温位を見ると、前線南側の暖域内で、 日本海から秋田県に 350K 以上の高相当温位の気塊が 流れ込んでいることが確認できる(図5左)。500m 水 蒸気フラックスからは、前線に向かって対馬海峡方面、 台風からの流れが確認できる(図5右)。



312.4 323.4 334.4 345.4 356.4 K<sup>40.0m/s</sup> 30 180 330 480 630 g/m<sup>0.0m/s</sup> 31 18 10時の850hPa相当温位(左)と500m 水蒸気フラックス(右) 湿度と相当温位の東西鉛直断面図を見ると、中層 (400~500hPa付近)へ相対的に低い相当温位の層が 流れ込んでいるのがわかる(図6)。21 時の秋田高層 データからも、中層(500hPa付近)に乾燥域が見ら れた(図7)。また、地上から850hPa付近まで風向が 南から西へ変わっており、これは暖気移流によるもの だと考えられる。以上より、前線南側の暖域内での下 層暖湿気流入と、中層への乾燥空気流入により、対流 不安定成層が形成され、前線への暖気移流により気層 が持ち上げられたことで不安定が顕在化し、降水を強 化したと考えられる。



図 6.13 日 0 時の 500hPa 相対湿度(左)と黒線 AB の東西断面図(右)



4.JMANHM による解 析

台風からの影響を 確認するため、IMANHM で図8左のように初 期値を設定し、後方流 跡線解析を行った(図 8 右)。結果より、台 風方面からの暖湿気 の流入は少なく、多 くが対馬方面に起

#### 図 7. 12 日 21 時の秋田の温位エマグラム

源をもつことが分かった。これより、今回の大雨への 台風の影響は小さいといえる。



#### 図8.JMANHMの初期設定(左)と後方流跡線解析の結果(右)

中層への乾燥大気の侵入は、降水粒子の蒸発により 中層の低温を保持することで、潜在不安定な状態が維 持され、豪雨発生のために必要な対流活動を持続させ る役割を持つ(吉崎・加藤、2007)。そこで、本事例 への中層乾燥域の影響を調査するために、2km 再現実 験をもとに降水粒子(雨、あられ、雪)の蒸発を除い た感度実験を行った。蒸発を取り除くと、乾燥空気流 入が見られた秋田県陸上と海上で、降水強度が弱まっ ていることが確認できた(図 9)。これより、乾燥空気 の流入が、不安定を助長し、降水を強めていたと考え られる。



図 9.2km 再現実験結果(左)と蒸発を除いた実験結果(右)

秋田県付近での大気の流れをみると、主に男鹿半島 の東側での収束が見られた(図略)。男鹿半島の回り 込みによる影響を確認するため、男鹿半島を削って感 度実験を行った。結果からは、降水分布に大きな違い は見られなかった(図10)。



# 5. まとめ

8月12日から13日にかけての秋田県の大雨事例に ついて、局地解析と JMANHM を用いた再現実験により 調査した。本事例は、上層への寒気流入による不安定 化と、前線南側の暖域内での顕著な下層への暖湿気流 入と中層への乾燥空気流入により、対流不安定成層が 形成され、前線への暖気移流による気層の持ち上げで 不安定が顕在化したことが要因で大雨になったと考 えた。また、中層の乾燥空気内の蒸発が不安定を強化 し、降水を強めていたことが感度実験から確認できた。

エコーの動きと、顕著な風向の鉛直シアが見られな いことから、今回の線状の降水帯はバックビルディン グ型の発生機構であることがわかった。

また、男鹿半島東で収束が見られ、男鹿半島に対し て感度実験を行ったが、男鹿半島の影響があまり見ら れなかった。今後は、初期設定の変更や太平山の地形 的影響を検討したい。

参考文献

加藤輝之:中小規模気象学.

吉崎正憲・加藤輝之,2007:豪雨・豪雪の気象学.

応用気象学シリーズ 4, 朝倉書店, 196pp.

栗原佳代子・金森恒雄・瀬古弘, 2009 : 2003 年 7 月 18 日に広島 県で発生した線状降水帯ー気象庁非静力学モデルで解析した気 流構造と地形や中層乾燥気塊の効果.

DS JRA-55 を用いた平成 10 年 8 月末豪雨の事例解析

## 1. はじめに

1998 年 8 月 26 日~8 月 31 日に栃木・福島県で は記録的な大雨となり、特に 26 日夜から 28 日未 明には断続的に猛烈な雨が降った(平成 10 年 8 月 末豪雨)。このような豪雨をもたらした降水システ ム形成時の実況や環境場について、先行研究では気 象庁 55 年長期再解析(以下 JRA-55)と高層気象観測 データを用いて線状降水帯形成条件の考察を行っ ている。本研究では、実況値及び JRA-55 を初期値・ 境界条件とした領域ダウンスケーリング(以下 DS JRA-55)の予報値を用いて分析を行った。

## 2. 平成10年8月末豪雨の気象概要

26日から31日にかけて、上層の偏西風波動の蛇 行が大きくなりブロッキング現象が発生した。1998 年8月27日9時(JST、以下同様)における地上天 気図を図1に示す。千島近海からのびる前線が日本 付近に停滞した。また、日本の南海上を台風第4号 がゆっくりと北上していた。この台風と日本のはる か東の高気圧の周りから入り込む暖湿気により前 線の活動が活発となり、北日本から東日本にかけて 断続的に大雨となった。特に、26日夜から28日明 け方にかけて、栃木県北部から福島県南部を中心に 大雨となり、27日には日降水量を那須アメダス(栃 木県那須町)で607mm、長沼アメダス(福島県須賀川 市)では324mmを記録した。



#### 3. 実況による解析

26日9時~31日9時の120時間積算解析雨量分 布(5kmメッシュ、凡そ北緯138.94~141.31度、東



☆村上健 黒岩碩(福島地方気象台)

図2 1998 年 8 月 26 日 9 時~31 日 9 時の 120 時間積算解析雨量分布(5km メッシュ) (図中の矩形と黒点は、 DS JRA-55 による解析領域と解析地点を示す)

経 36.2~38 度)を図2に示す。栃木県北と福島県 南で、400mm以上の強雨域が幅約50kmで北東方向 に 150km以上の水平スケールで伸びていたことが 分かる。また、1時間解析雨量の緯度方向最大値・ 経度方向最大値のホフメラー図(図略)からは、豪雨 には凡そ2つのピークがあり、第1ピークは26日 夕方から28日明け方にかけて、第2ピークは29日 昼過ぎから30日昼過ぎにかけてであることが確認 できる。本調査では、第1ピークに着目し分析を行 う。第1ピークでは、那須高原南西の山岳地帯から 強雨域が発生し、北東方向へ伸びていったことが分 かる。

次に、地上前線の位置の解析を行った。白河特別 地域気象観測所における平均風速・風向の時系列図 (図3)からは、第1ピーク中は風速は小さく風向は 安定しないのに対し、第1ピーク後は第2ピーク前 まで5m/s前後の南風が安定して吹いていることが 確認できる。また、福島県、栃木県、茨城県の地域 気象観測地点における混合比の時系列図(図略)か らは、第1ピークでは宇都宮、水戸、小名浜では混 合比が19~21g/kgであるのに対し、福島、若松、 白河では同16~18g/kgであり、その後第2ピーク 前までは同18g/kgと増加していたことが確認でき

# 題目番号 8

る。最後に、アメダスの時別値プロット図から 26 日 15 時~28 日 9 時における 3 時間毎のプロット図 を用いて、海面補正した気温と風向風速を参考に、 前線の位置に赤線を引いた(図4)。26 日 15 時から 前線は南下し、雨の降り続いた 26 日 21 時~27 日 21 時では栃木・福島県の県境で停滞。その後、雨 の弱まる 28 日 3 時から北上していたことが分かる。

以上のことから、本事例の豪雨は地形と前線によ り下層気塊が持ち上げられた影響が大きかったと 考えられる。



図4 1998 年 8 月 26 日 15 時~28 日 9 時のアメダス時 別値の 3 時間毎プロット図 (図中の赤線は前線を示す)

#### 4. DS JRA-55 による環境場の解析

26日9時~28日12時の3時間毎のDS JRA-55 の予報値を用いて、環境場の解析を行う。DS JRA-55 予報値は6時間毎のJRA-55 解析値から生成さ れ、FT=2までの予報値はないため、FT=3とFT=6の 予報値を使用する。

まず、図2内に示した矩形領域(凡そ北緯 139.6 ~140.4度、東経 36.65~37.45度)で解析を行い、 各項目の最大値から線状降水帯発生6条件を満た すかどうかの考察を行った(表1)。各時間で青色に 塗られた項目は6条件、緑色は上空の湿度の問題に 対する緩和6条件、黄色は地形などから受ける影響 に対する緩和6条件を満たした項目である。本事例 は上記の通り地形や前線による影響が大きいと考 えられるため、第1ピークでは線状降水帯の発生条

件を満たした環境場であったことが確認できる。

次に、降水システムの形成・発達に寄与した要素 の考察を行う。考察資料には、26日9時~28日12 時の積乱雲群の発生位置(図2内に示した黒点の位 置、凡そ北緯 139.81 度、東経 36.82 度)における DS JRA-55 予報値及び、那須アメダスにおける3時 間積算解析雨量を用いた(図5)。豪雨発生前から 1.5PVU 面力学的圏界面高度が200hPa 付近まで降下 し(図5(A))、そのほぼ同じタイミングで 350K 温 位面渦位が増加し始め、OPVU 以上を維持している (図5(B))。それに伴い、500hPa 面の気温は-7.5℃ まで低下しているが、雨の弱まる28日3時頃には -6℃以上まで上昇している(図5(C))。これらの時 間変化から、第1ピーク時には上空の高渦位域の流 入により温度場が変化し、成層状態が不安定化して いたが、28日3時以降は解消され雨が弱まったも のと考えられる。350K 温位面渦位画像と赤外線画 像を比較すると、高渦位域と暗域との対応と、高渦 位域前面では対流雲の発達が確認できる(図略)。

#### 5. まとめ

平成10年8月末の栃木・福島豪雨の実況と環境 場について、実況値とDS JRA-55 予報値を用いて 解析を行った。大雨のピークと、前線の位置や地形、 上空の温度場との対応を確認できた。今後は、栃木・ 福島県における類似事例との比較を行い、豪雨の終 息する条件に注目して解析を行っていきたい。



				衣!	1990	푸이	- 20 F	1 9 时,	~20 ⊏	112时	の旅り	(唐山)と	市光土	0 朱14	-			
	26日9時	26日12時	26日15時	26日18時	26日21時	27日0時	27日3時	27日6時	27日9時	27日12時	27日15時	27日18時	27日21時	28日0時	28日3時	28日6時	28日9時	28日12時
SREH(m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )	91	75	111	117	110	101	102	120	140	142	157	207	356	349	262	236	190	206
DLFC(hPa)	0	13	40	17	0	0	0	0	0	16	21	4	0	10	0	0	0	8
FLWV(gm <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	83		85		160		123		116		170		278		291		222	
RH500(%)	97	94	100	96	79	84	88	100	97	92	99	100	98	100	100	100	100	100
RH700(%)	98	99	85	95	90	97	100	96	92	90	90	98	99	89	87	98	94	99
W700(cms <sup>-1</sup> )	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
EL(hPa)	203	186	186	183	188	188	199	197	195	186	187	182	184	186	184	187	188	182

#### 2021 年 7 月 28 日から 29 日にかけての岩手県南部の大雨事例解析

☆小林 大曙, 砂子幸弘 (盛岡地方気象台)

# 1. はじめに

2021年7月28日夜から29日明け方にかけて岩手 県南部を中心に大雨となり,住田地域気象観測所では 28日23時42分までの1時間に46.5mmの激しい雨を 観測したほか,陸前高田市付近と住田町付近では29日 00時00分までの1時間に約50mmの非常に激しい雨 を解析した.28日17時予報では、台風第8号による 先行降雨により土壌雨量指数が高まったため、早期注 意情報(警報級の可能性)を全県で[中]としていた.し かし、1時間降水量は最大で20ミリと予想しており予 想以上の大雨となった.そこで、本調査では岩手県南 部に大雨をもたらした降水システムについて検証した.

## 2. 総観場

台風第8号から変わった温帯低気圧が秋田県沖にあ り、岩手県には南からの高暖湿気が流入しやすい気圧 配置であった(図 1a).また、低気圧の上空には寒冷 渦があって(図 1b)、28日 21JST の 300hPa の気温 は秋田で-31.3℃(平年値:-30.2℃)、輪島で-33.7℃ (平年値:-29.4℃)を観測した.





図1 28日21JSTの地上天気図と29日00JST水蒸気 画像

解析で注目する水蒸気画像の暗域を破線で囲んだ.

#### 3.環境場

29日 00JST のメソ解析では、寒冷渦中心の南側で 300hPa 面の気温が特に低くなっており(図 2a)、水 蒸気画像の暗域(図 1bの破線)とよく対応していた. また、関東から東北にかけて 500hPa 面の気温も同様 に低下していた(図略).高渦位が流入した領域では圏 界面が下降し、250hPa から 500hPa にかけて等温位 線が上に凸となり、相対的な寒気の存在が見られる(図 3a、b).黒良ほか(2014)の事例と同様に、圏界面付 近への高渦位の流入が上中層の寒冷化に寄与したと考 える.700hPa 面の上昇流は宮城県沖で大きな値とな っており(図2b),水蒸気画像の明域(図1b)に対応 した活発な対流活動の結果と考える.



**図2** 300hPa 面の気温(a) と 700hPa 面の上昇流(b) メソ解析値. (a)には等高度線(m)を示した.



**図3 345K 温位面の渦位と渦位の A-B 断面図** メソ解析値. (b)の等値線は温位(K)を示す.

500m 高度では、宮城県沖の相当温位は 350K 以上 (図 4a)、水蒸気フラックスは 250gm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>以上(図略) となっており、南寄りの風によって高暖湿気が岩手県 沿岸南部(以降,沿岸南部)に流入していた.上空の 寒気と下層の高暖湿気の流入により大気状態は不安定 となっており、沿岸南部では DLFC が 500m 以下, EL は 200hPa 以上と対流雲が発達しやすい状況であ った.(図 4b)

#### 4. 降水実況

28日日中には寒冷渦を回る暗域(図1bの破線)の 前面にあたる東日本で強い降水エコーが見られた.こ の暗域は28日の夜にかけて東北地方に進んだ.28日 夜のはじめ頃から沿岸南部で弱い降水エコーがかかっ ていたが、28日夜遅くには、宮城県沖を北東進しなが ら線状化した降水エコーと沿岸南部陸上の降水エコー が一体となって、南北にのびる降水帯が形成された.



図4 29 日 00JST の 500m 高度の相当温位分布と陸前 高田市付近の温位エマグラム(メソ解析値)

(b)の赤線は飽和相当温位,緑線は相当温位,黒線は 温位,青線は露点温度から求めた温位を示す.



図5 28日 21 JST から 29日 05 JST までの高解像度 降水ナウキャスト

発達した降水エコーは海上を中心に見られたが,沿岸 南部の海岸線付近でも降水エコーが発達して陸上に流 入した(図5).

# 5. JMA-NHM による解析

下層の高暖湿気を持ち上げる要因を調査するため, JMA-NHM(以下 NHM)を利用して下層風収束について 確認した.NHMの設定を表1に示した.本解析では, 子モデル(2km格子)の計算結果を用いた.

# 表1 NHM の計算設定

モデル名	親モデル	子モデル
初期時刻	2021072803UTC	2021072806UTC
初期值·境界值	メソ解析値	親モデル
格子間隔	5 km	2km
格子数	270  imes 270  imes 50	300  imes 300  imes 50

NHM の計算結果は岩手県内陸と三陸沖の降水表現が 実況より過大であったが、宮城県沖から沿岸南部に連 なる線状の降水帯を概ね再現することができた.した がって沿岸南部の降水システムの検証に有効であると 考え、この計算結果を用いて解析を行った.

福島県沖の高度 500m にトレーサーを東西方向に配 置し, FT3 (28 日 18JST) から FT9 (29 日 00JST) まで の前方流跡線を計算した.その結果,西側の気塊ほど 東寄りに進路をとり,東側を北上する気塊と収束して, 沿岸南部に達する様子が見られた(図 6).このことか ら宮城県沖を北上する高暖湿気が海上で収束し,南北 方向に線状の降水エコーが形成されたと考える.陸上 に入った気塊の一部は上昇しており,地形効果による 気塊の強制上昇によって,陸上の降水が強化された可 能性があるため,今後の検討課題とする.



図6 28 日 18JST から 29 日 00JST にかけての前方 流跡線解析結果

降水表現に実況との差が大きい東経 142 度以東に進むトレーサー(青)は解析から除外した.

## 6. まとめ

2021 年7月28日夜から29日明け方にかけて岩手 県南部を中心に大雨となった事例について、メソ解析 値とNHM計算値を用いて降水システムの解析を行っ た.その結果、以下の要素が大雨の発生に寄与したと 考える.

- 秋田県沖の台風第8号から変わった温帯低気圧に 向かう南からの高暖湿気の流入.
- ② 宮城県沖の南西風と南風の収束.
- ③ 高渦位流入による上中層の寒冷化に伴う成層不 安定の強化.

宮城県沖の下層風収束の形成要因や沿岸南部陸上で雨 雲が発達した要因については、今後の検討課題とする.

<参考文献>

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.

# 2022 年7月5日 岩手県で組織化した不安定降水による大雨

### 1 はじめに

「あなたの町の予報官」地域調査チームでは、地 域特性や災害特性の調査研究を進め、気象解説や 気象防災 DB への反映を目的に、基礎資料の作成 に取り組んでいる。今回は、岩手県の広い範囲で積 乱雲が発生・組織化し、大雨となった 2022 年 7 月 5 日の事例を調査した。

#### 2 総観場

5日9時、地上では東北地方はオホーツク海に中 心を持つ高気圧に覆われていたが、300hPaでは渡 島半島付近に氷点下35度以下の寒気を伴うトラフ があり、5日夜にかけて岩手県付近を南下し東海上 へ進んだ(図1)。日射による地上気温の上昇に加 え、上層の寒気トラフの通過により、大気の成層状 態は不安定となった。

#### 2 実況

12 時頃から、熱的要因により北上高地に形成さ れた風の収束域に沿って対流雲が発生しはじめ、 13時30分、宮古地域では解析雨量で1時間50ミ リ以上の非常に激しい雨を観測した。また、13時 以降、青森県から東西にのびる対流雲列が岩手県 内に進むと、多数の発雷や非常に激しい雨を観測 するなど更に発達しながら、19時頃にかけて岩手 県を南下した(図2)。

#### 3 大雨の要因

実況や MSM(0500UTC 初期値)の予想資料か ら大雨の要因として、以下の3つを考えた。 3.1 地上収束(図4)

実況において、はじめ北上高地に沿った南北走 行の風の収束域が出現し、その後、内陸平野部の気 温上昇に伴い収束域が次第に拡大した。内陸部の 収束域は、次第に東西方向に変形し南下した。収束 域の出現と積乱雲の発達が良く対応している。 3.2 下層暖湿気(図5)

岩手県では、地上気温の上昇もあり、昼過ぎにか けて 500m高度での高相当温位域の拡大(345K 以 上)が予想され、EL10 km以上、DLFC500m以下の 領域の拡大がそれぞれ予想されるなど、広範囲で

小田島秀明・☆岩瀬文也・小野寺雄司(盛岡地方気象台)



(左図:地上天気図、右図:300hPa 気温メソ解析)







図47月5日15時(左図:FLUX発散、右図:気温)



積乱雲が発生しやすい環境場となっており、可降 水量は約 45 ミリであった。

3.3 上層寒気と渦位極大域の南下(図6)

岩手県は、渡島半島から南下してきた 300hPa 面 のトラフ前面の発散場となっており、圏界面高度 の低下を伴う渦位極大域の南下が見られるなど中 層の上場流の励起しやすい場となっていた。また、 上層の気温低下により成層不安定化が進んだ。ほ か、トラフ南側の東西走行のジェットストリーク が見られ、出入口付近の局地的な収束・発散の影響 についても確認したい。

衛星水蒸気画像の動向を確認すると、トラフの 南下が予想より早く、地上付近の気温上昇や収束 強化のピークとタイミングが合ったため、予想よ り降水が強まったと考えられる。

また、夕方以降、トラフの南下・通過後は、上空 に乾燥域が入り、対流が抑制され、積乱雲は急速に 弱まった(図略)。

# 4 JMA-NHM による再現実験

表1 JMA-NHMの計算設定と計算領域

初期時刻↩	2022/07/04/21UTC			The Ca
初期値・境界線値↩	メソ解析値↩		en la	- All
予報時間↩	18 時間↩		1 Part	
格子間隔↩	2 km₽		2 Cu	40
格子数(x,y,z)↩	400×400×50₽		74:0)	ster
積分間隔↩	8 s¢		4	
対流パラメタリゼーション↩	雲物理過程のみや	0 ( 4500 1)	рав 1500 2000 вод нос нас нас	1400 1400 10

JMA-NHM により、各要素の結果を確認し、降 水予想を比較した。計算結果もトラフ南下のタイ ミングが遅い影響を受けて、降水予想の出現が遅 く、降水の広がりが不十分な結果となった。

断面図では、降水が予想された付近で上層発散 と中下層の収束が結びつき、強い上昇流が発生し ている様に見えるが(図7)、これを時系列で確認 すると、強い対流による相互作用の結果、上層発散 と下層収束が強化されたと考えるのが妥当である。

また、前方流跡線解析によると、岩手県南部の気 塊が内陸部から北上川沿いに北上し、地上収束付 近で上昇し、高度約 10 kmに達していることが確認 できた(図8)。

# 5 まとめ

今回の大雨事例の要因として、上層寒気トラフ の南下に伴い成層が不安定化する中、地上気温の 上昇により地表付近では収束域及び上昇流域が形 成された。トラフの南下と共に東西走行の高渦位



域が南下したことで、 次々と下層の上昇流域と 結びつきながら、東西走

行の積乱雲列が南下した と考えられる。 なお、今回、岩手県で非



なお、今回、岩手県で非 常に激しい雨を観測した 回数をプロットした分布

図8 前方流跡線解析 (1 km ctl、00UTC~09UTC)

図を作成した(図略)。今後も大雨事例の特徴など を整理し、知見を深めていきたいと考えている。 <参考文献>

·総観気象学 基礎編 北畠尚子

・実例に基づいた予報作業の例 2020 年度予報技術研修

# 2022 年 8 月 3 日の線状降水帯による大雨

### 1. はじめに

2022年8月3日、秋田県では台風第6号を起源と する暖かく湿った空気が流入し、大気の状態が非常 に不安定となり、県北部で線状降水帯が発生した。本 調査では、線状降水帯の構造を明らかにし、なぜ秋田 県北部で線状降水帯が形成されたのか調査する。

## 2. 総観場と環境場

8月3日9時の地上天気図では、日本海に低気圧 があって、前線が津軽海峡付近を通って三陸沖への びていた。また千島近海には高気圧があってゆっく り南東進していた。3日9時の 500hPa 天気図で県内 は西北西流場となっていた(図省略)。降水の強まっ た、7時と8時の東西風を確認すると、千島近海にあ る高気圧から流入する相当温位の低い気塊と日本海 西部から流入する相当温位の高い気塊が、秋田県北 部に持続して流れ込んでいた(図 1)。7 時の 500m 高 度の局地解析で平衡高度(EL)、自由対流高度までの 距離(DLFC)、水蒸気フラックス、ストームに相対的 なヘリシティ(SREH)と 500hPa と 700hPa の湿度、 9時の上昇流はすべて線状降水帯の条件を満たす値 となっていた。また 500m 高度の相当温位は、7 時で 350K 以上の高相当温位の気塊が秋田県に流入して いた(図 2)。秋田高層気象観測では、地上から約 150hPa 付近まで対流不安定または中立な成層状態 となっていた。6時10分には日本海北部でメソサイ クロンが発生していた(図2)。局地解析や温位エマグ ラムから、外部強制力があれば対流雲が発達し、強雨 が発生する環境場であったことが確認された。また、 7 時の 925hPa と 700hPa の風向を確認すると、 925hPa では南西風、700hPa では西南西風が卓越し ており、鉛直シアーが大きくなっていた。同様に8時 でも鉛直シアーが確認された(図3矢印)。また地上 天気図で確認された前線は925hPaでも解析され、1 時間ごとに解析すると、秋田県北部に停滞している ことが確認された(図3赤線)。



図2.局地解析3日7時の線状降水帯6条件と相当温位、秋田高層観測温位エマグラム メソサイクロンの履歴

平衡高度、自由対流高度までの距離、水蒸気フラックス、ストームに相対的なヘリシティ 中段

500hPa 湿度、700hPa 湿度、上昇流 下段

上段

相当温位、温位エマグラム、メソサイクロンの実況



図 3. 局地解析 3 日 7 時と 8 時の風速(色)と相当温位(コンター) (上)700hPa(下) 925hPa

## 3. 降水系の追跡

県内で降水の強まった時間の降水セルを 5 分間隔 で追跡した(図省略)。その結果、線状降水帯が発生し た時によく見られる構造である、バックビルディン グ型やバック&サイドビルディング型、スコールラ イン型の構造ではないと考えられた。そこで更に、線 状降水帯の形成過程について調査したところ、米国 でスコールラインの形成過程について、破線型、バッ クビルディング型、破面型、埋め込み型の 4 種類に 分類され、3 日に発生した線状降水帯は破面型の形成 過程に近いと推測した。

# 4. JMA-NHM による解析

大雨を降らした要因として、白神山地の影響はあ ったのか解析するために、JMA-NHM を利用し感度 実験を行った(表 1)。2km 実験の降水分布を解析雨 量と比較すると、再現性よく計算されていた(図省 略)。再現実験と白神山地を削った感度実験の1時間 降水量を比較すると、再現実験では白神山地とその 南斜面で降水量が多くなっているが、感度実験では 白神山地と青森県で降水量が多くなっていた(図 4)。 降水分布が変化した要因について、上昇流を解析す ると再現実験では白神山地の南斜面で上昇流が強く なっているが、感度実験では強い上昇流はなかった (図 5)。このことより、白神山地が上昇流を強化し白 神山地付近で降水が強まったと考えらえる。

# 5. まとめ

秋田県北部で3日の朝に線状降水帯が発生した要 因として次のことが考えられる。

①暖かく湿った空気が持続して流入していた。
 ②暖かく湿った空気とオホーツク海からの相対的に
 冷たい空気が流れ込み、前線が停滞していた。

③自由対流高度までの距離は小さく自由対流高度ま で達しやすい環境場であった。

④下層と中層で風の鉛直シアーがあった。

⑤温位エマグラムから、大気の状態が非常に不安定 となっていて、積乱雲が発生した。

⑥前線の停滞で、繰り返し積乱雲が発生・発達した。⑦日本海北部にメソサイクロンが発生し降水を強め



図 5. JMA-NHM による A-B 断面の上昇流 (上)再現実験(下)感度実験

上昇流が強化され降水が強まった。

また線状降水帯の形成過程は破面型と推定した。

参考文献

- ・吉崎正憲・加藤輝之 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店
- ・加藤輝之 2016 線状降水帯発生要因としての鉛直シア ーと上空の湿度について

http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/yohkens/20/chapter6 .pdf

・津口 2016 線状降水帯

https://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2016/2016\_09\_0011.pdf

# 山形県に大雨特別警報を発表した事例の特徴 - 2022 年 8 月 3 日~4 日の事例 -

高橋 未来(山形地方気象台)

#### 1. はじめに

2022 年 8 月 3 日~4 日にかけて、東北地方日本 海側で線状降水帯が発生し、記録的な大雨となっ た。また、山形県と新潟県に大雨特別警報を発表 した。(図1・表1)。本調査は、山形県で大雨にな った時間帯を対象に、大雨発生時の環境場や降水 システムの特徴を整理することが目的である。観 測値、客観解析データ、JMANHM による数値実 験データを利用し、前線や下層収束の有無、気流 構造などを調査した。



表1:事例日の気象情報の一部 と特別警報の発表状況

3日 13:09JST	顕著な大雨に関する気象情報 発表
3日 18:29JST	顕著な大雨に関する気象情報 発表
3日 19:15JST	大雨特別警報(浸水害)発表
4日 02:41JST	大雨特別警報(土砂災害・浸水害) 発表
4日 06:33JST	大雨特別警報から大雨警報に切り替え

図 1:4 日 09JST までの 24 時間積算解析雨量

#### 2. 地上の気圧配置

前線が日本海から東北北部を通って日本の東へ のびており、前線上に発生した低気圧が南東へ進 んでいた(図 2)。総観スケールで解析した前線と 低気圧が東北地方を南下し、大雨となった。



図2:事例日の地上天気図

# 3. 各ステージの降水システム

3 つのステージに分けて調査を行った。 JMANHM による実験結果は、実況と比較して 1 ~2 時間程度降水システムの発現がずれていたが、 気流構造を解析するには十分な再現性を持ってい たことから、水平解像度 2 kmの実験結果(2km\_ctl) を利用して解析を行った(表 2)。

表 2: IMANHM の計算設定

実験名	jra_ctl	5km_ctl	2km_ctl				
初期時刻	2022.08.02 00UTC	2022.08.02 12UTC	2022.08.02 21UTC				
初期値・境界値	JRA-55	jra_ctl	5km_ctl				
水平解像度	20km	5km	2km				
格子数(x,y,z)	$200\!\times\!200\!\times\!40$	$550\!\times\!450\!\times\!60$	$510\!\times\!360\!\times\!70$				
モデルトップ	22055m	21801m	21389				
予報時間	90時間	39時間	27時間				
積分時間間隔	60秒	20秒	8秒				
而杨田、凤和	氷層を含むバルクモデル						
尝彻理迥性	混合比(qc, qr, qs, qg)、数濃度(Ni)を予報						
積雲対流	K-Fス	キーム	雲物理過程のみ				
	Improved						
乱流過程	Mellor-Yamada Improved Mellor-Yamada Level2.5						
	Level3						

3-1. ステージ1

ステージ1は、山形県で線状降水帯が観測された時間帯(3日10JST~13JST頃)とした。

海上を起点として降水セルが発生し、南東側へ 流れながら世代交代している様子が見られた(図 3a)。下層には、相当温位(EPT)350K 以上と暖湿 な空気塊が流入し、エマグラムは潜在不安定な成 層を示している。dLFC の値から、300~400m程 度持ち上げるだけで対流雲が発生、発達できる状 況だった(図 3b)。また、海上から山形県にかけて 西北西風と西南西風による収束が形成されており、 着目した降水帯との対応が良い。一方、山形県付 近で温度線の間隔は広く、前線は解析できなかっ た(図 3c)。2km\_ctl を用いた気流解析では、下層 で南西からの気流が海上で収束し、上昇していた。 また、山岳付近で上昇している気流もあった。高 度 3000m の気流は、下層の気流とほぼ直交する 向きに流れている(図 3d)。

以上から、ステージ1 では、下層の暖湿な気流 が海上で収束したことでLFCまで持ち上げられ、 対流雲が発生したことが分かった。一部では、山 岳によって持ち上げられている気流も見られた。

また、風の鉛直シアや気流解析から、バックア ンドサイドビルディング型の降水システムが発生 していたことが分かった。



図 3a:気象庁レーダー降水強度。図 3b:メソ解析の エマグラム。地図上に取得位置を示す。数値は 950hPa 面の各指数。図 3c:メソ解析 500m 高度デー タの水平収束(シェード)と気温(コンター、1℃毎)。 図 3d:2km\_ctlによる流跡線解析。2km\_ctlの時間で、 3日 10JST~15JST まで 30 分毎。背景は地形図。

#### 3-2. ステージ2

ステージ2は、2回目の線状降水帯を観測した時間の3時間前から、大雨特別警報を発表するまでの時間帯(15JST~19JST頃)とした。

佐渡島付近から山形県にかけて、複数の降水シ ステムが発生し、それぞれ、降水セルが南東へ流 れながら世代交代していた(図 4a)。成層状態はス テージ1と同様である(図 4b)。下層では、佐渡島 付近から置賜にかけて西北西と西南西による収束 が形成されており、一部の降水システムとの対応 が良い(図 4c)。2km\_ctl による気流解析では、西 からの気流が海上の下層の収束域や朝日山系付近 で上昇していた。高度 3000m の気流は、下層の 気流と交差する向きに流れている(図 4d)。

以上から、ステージ2では、下層の暖湿な空気 塊が海上の下層収束や山岳によりLFCまで持ち上 げられ、対流雲が発生していたことが分かった。 気流解析では、山岳付近で上昇している流跡線が 多いため、ステージ1と比較して山岳による影響 が大きいと考えられる。また、気流構造から、バ ックアンドサイドビルディング型の降水システム が発生していたと考えられる。



図 4a:気象庁レーダー降水強度。図 4b:メソ解析の エマグラム。地図上に取得位置を示す。数値は 950hPa 面の各指数。図 4c:メソ解析 500m 高度デー タの水平収束(シェード)と気温(コンター、1℃毎)。 図 4d:2 km\_ctl による流跡線解析。2 km\_ctl の時間 で、3日14JST~21JSTまで60分毎。背景は地形図。 降水システムは、実況より2時間程遅れて出現。

#### 3-3. ステージ3

ステージ 3 は、4 日に大雨特別警報を発表した 時間帯(4 日 00JST~03JST 頃)とした。 線状降水帯は観測していないが、新潟県下越か ら山形県西置賜にかけて、局地的に対流雲が発達 した(図 5a)。また、成層は dLFC や EL から、対 流雲が発達できる環境場であることを示している (図 5b)。アメダスの観測値では、新潟県下越で地 上気温の地点差が大きいことから、局地前線を形 成していた可能性がある(図 5c)。2 km\_ctl の 299K 等温位面高度は、対象とする降水帯付近で高度差 が大きく、実況で見られた局地前線の存在を示唆 している(図 5d)。以上から、ステージ3では、局 地前線により下層の暖湿な空気塊がLFCまで持ち 上げられたことで発生した降水帯と考えられる。

この局地前線の発生機構については先行降水の 影響が挙げられるが、本調査でその根拠となる結 果は得られなかった。



図 5a:気象庁レーダー降水強度。図 5b:メソ解析の エマグラム。地図上に取得位置を示す。数値は 950hPa 面の各指数。図 5c:アメダスの地上気温と風 向風速。図 4d:2 km\_ctl による流跡線解析。図 4d:2 km\_ctlの時間で4日00JSTの299K 等温位面高度[m]。 コンターは等高度線[m]。

#### 4. まとめ

事例日の降水を3つのステージに分けて調査を 行った。いずれのステージでも潜在不安定な成層 をしており、特にステージ1、2では950hPa面の dLFCが300~400m程度と簡単に対流雲が発生、 発達できる成層を形成していた。LFCまで下層の 空気塊を持ち上げる外部強制力は、ステージ1、2 は下層風の収束や地形、ステージ3は局地前線が その役割を果たしていたと考えられる。一方、地 形の影響の程度や局地前線の発生機構については、 本調査では分からなかった。本調査はメソα程度 のスケールで解析したが、より小スケールに着目 した解析を行う必要がある。

【参考文献】加藤輝之、2017:図解説 中小規模気象学、気象庁、316pp ※jra\_ctl で利用したデータセットは、気象庁の JRA-55 長期再解析プロ ジェクトにより提供されたものである。 日本域領域再解析(RRJ-Conv.)における線状降水帯抽出の統計解析 \*松島沙苗,伊藤純至(東北大院理),

福井真 (気象研究所, 東北大院理), 廣川康隆(気象研究所)

#### 1. はじめに

近年,線状降水帯や集中豪雨について注目が高ま り,活発に研究が行われている.その中でも線状降水 帯の普遍的な特徴や経年変化の理解のため,廣川ら により気象庁解析雨量を用いた線状降水帯の抽出と 統計解析が行われている[1].しかし,観測網や解析 手法の変遷の影響を受ける解析雨量のみで長期変化 を議論するのは難しく,多方面からの評価が必要で ある.東北大学と気象庁気象研究所では、日本域を水 平格子間隔5kmで計算する領域再解析(RRJ-Conv.)[2] の作成を進めている.RRJ-Conv.は従来型データのみ を同化することによって長期間の一貫性を維持しつ つ,全球再解析では十分解像できないメソスケール 現象に伴う強雨の再現性向上が期待される.ただし, RRJ-Conv.の線状降水帯の再現性の十分な検証が行わ れていない.

そこで、本研究の目的は、解析雨量と比較しながら、 線状降水帯についての RRJ-Conv.の再現性の特徴を確 認した上で、線状降水帯の経年変化を明かにするこ ととする.

# 2. 使用データ・手法

使用データは、水平格子間隔 5km の解析雨量および RRJ-Conv.の 1 時間積算降水量で、対象期間は 1991 年 1 月から 2020 年 12 月の 30 年間である.

線状降水帯の抽出には Hirockawa et al. (2020)[3][4]と 全く同一の手法を用いた.この手法では3時間降水量 積算量から閉曲線 80mm/3h,最大値 100mm/3h をしき い値として強雨域を抽出する.そして抽出した強雨域 を時空間の連続性や形状の特徴をもとに線状降水帯で あるかどうかの判定をしている.解析領域も Hirockawa et al. (2020)[3][4]と同様に日本の海岸線付近とした.

解析雨量で抽出された線状降水帯の開始時刻および 終了時刻の前後5時間以内かつ最大積算降水量の格子 が半径200km 以内に RRJ-Conv.で線状降水帯が抽出さ れた場合に同一の線状降水帯が抽出されたと判定した. 3. 結果

# (1) RRJ-Conv. の線状降水帯の再現特性

1991年~2020年の30年間において抽出された線状 降水帯は、解析雨量では747事例、RRJ-Conv.では717 事例となった.そのうち RRJ-Conv.と解析雨量が抽出 した事例が一致したものは149事例であった.つまり、 RRJ-Conv.の事例数と解析雨量の事例数はほとんど同 じ数にもかかわらず、一致した事例は2割程度となっ た.第1図は、1991年~2020年において解析雨量及び RRJ-Conv.から抽出された線状降水帯の分布を示す. 九州を中心とした西日本太平洋側での出現が多い特 徴がよく一致していた.ただし、RRJ-Conv.の抽出場所 が解析雨量と比較すると陸上では少なく海上で多い 傾向になっていた.







図 1 30 年間(1991 年~2020 年)で抽出した線状降水帯の出 現場所. (a) 解析雨量(b) RRJ-Conv.



図 2 一致した事例の総観場ごとの出現場所および最大積算降水量比のヒストグラム. ヒストグラム横軸の Precipitation は RRJ-Conv. と解析雨量の最大積算降水量比,縦軸は事例数を示す. 各図の左上の青い数値は RRJ-Conv. で抽出した線状降水帯の 総観場ごとの一致率. 地図上で線状降水帯出現場所をプロットし、カラーバーは降水量比を表す.

第2図は解析雨量で抽出された線状降水帯の内で RRJ-Conv.でも線状降水帯が抽出された割合を,線状降 水帯をもたらした総観場ごとに示したものである.台 風本体(台風中心から500km以内)が線状降水帯の要 因となる場合は36.8%となり,停滞前線など他の要因 の場合と比較し高い値になった.これはRRJ-Conv.が海 上の台風中心位置を同化していることが有利にはたら いている可能性がある.しかし,全体の抽出事例数の 多い停滞前線の降水量比は解析雨量に近い雨量となる 場合が多いが,台風の降水量比は過小評価する場合が 多い.

#### (2)線状降水帯出現頻度の経年変化

抽出した線状降水帯の年別出現頻度を第3図に示す. 10年間で約3事例のペースの増加がみられた.解析雨 量を用いた結果[1]と比較すると,増加のペースは緩く, 統計期間の前半(1991年~2005年)でRRJ-Conv.の方が 多く抽出される傾向にあった.特に2000年から2002年 の線状降水帯の抽出数はRRJ-Conv.の方が多い.統計期 間の後半(2006年~2020年)において北日本での事例数 が増加している点も解析雨量の結果と一致していた.

# 4. まとめ

Hirockawa et al. (2020)[3][4]の手法により, RRJ-Conv.を 用いて線状降水帯の抽出をおこなった. 1991 年~2020 年の 30 年間で 717 事例が抽出された.

解析雨量と RRJ-Conv.で抽出した線状降水帯の一致した事例数は 149 事例と少ないが、RRJ-Conv.で抽出した

線状降水帯は解析雨量より海上で抽出したものが多か った.一致した事例の割合が大きい総観場は,台風本体 だった.これは RRJ-Conv.が台風による組織化した降水 システムを,他の総観場よりも再現しやすいことを示 唆している.経年変化は 10 年間で約3 事例の増加を示 し,増加トレンドや空間分布は解析雨量の結果とも整 合的であった.

参考文献

[1] 廣川ら, 2022, 気象学会秋季学会予稿, p331

[2] Fukui, S., et al., 2018, J. Meteor. Soc. Japan, 96, 565-585.

[3] Hirockawa et al., 2020a, JMSJ, 835–857.

[4] Hirockawa et al., 2020b, *SOLA*, 265–270. 謝辞

本研究は東北大学サイバーサイエンスセンターの大 規模科学計算システムを利用しました.



図 3 RRJ-Conv.から抽出した,1991 年~2020 年に抽出され た解析雨量(黒)と RRJ-Conv.(青)の線状降水帯の年別出現頻 度.実線は長期変化傾向,破線は5年移動平均を示す.

# 2013 年 8 月 9 日に秋田県・岩手県で発生した

# 線状降水帯の数値シミュレーション

小野 佳祐\* ・ 伊藤 純至 (東北大学大学院理学研究科)

# 1. はじめに

河川の氾濫や土砂災害などにより被害をもたらす 集中豪雨は西日本を中心に全国で度々発生している. 特に線状の降水域が数時間停滞し豪雨をもたらす線 状降水帯には近年関心が高まっており,活発な研究 が行われている.

本研究では東北地方において顕著な線状降水帯が 発生し,集中豪雨をもたらした平成25年8月9日 の事例に着目した.秋田県北部,秋田県と岩手県の 県境において発生した2箇所の線状降水帯を数値モ デルで再現し,線状降水帯の構造や発生要因につい て調査した.

# 2. 使用データと実験設定

実験には気象庁非静力学モデル JMA-NHM(Saito et al.2006)を使用し、その初期・境界値には気象庁 メソ解析(水平解像度 5km,3 時間ごと)を、地形デー タには GTOPO30 を使用した.計算領域は図1に示 す着色領域であり、水平解像度は 1km、計算期間は 2013 年 8 月 8 日 21JST から 30 時間とした.また、

積雲対流パラメ タリゼーション を用いず, 雲物理 過程には氷相を 含む1モーメント バルクスキーム を採用した.



# 3. 降水の再現結果

図2にレーダーアメダス解析雨量を、図3にシ ミュレーション結果として得られた降水量を示す. 2箇所の線状降水帯の位置とともに,300mmを超 える大きな降水量を再現できており,本事例の線状 降水帯の特徴を議論するのに十分な再現性を有して いる.



# 4. 線状降水帯の構造

線状降水帯の構造は下層風と中層風の関係により特 徴づけられることが知られている<sup>[1]</sup>。本事例では下 層風が南西風,中層風が北西風であり,下層風と中 層風が概ね直交していた(図4).



図 4. 8月9日 12JST の鉛直積算雨水量(シェード)と地形(黒

コンター)、高度 500m の水平収束(茶コンター)、

500m,3000m 水平風(黒,グレーベクトル)

中層風の影響を受けて対流セルが移動し, 西北西か

# 題目番号 14

ら東南東に伸びる降水帯が形成された.その降水帯 の側面から流入してくる下層風が存在することで, 対流セルの側面下層から暖湿な空気が流入し,降水 帯に合流していた.これはバックアンドサイドビル ディング型と呼ばれる線状降水帯の構造である<sup>[1]</sup>. 線状降水帯周辺の気流構造を確認するために、線状 降水帯の風上側,下層 620m にパーセルを置き、前 方流跡線解析を行った(図 5).秋田県北部及び西部 に存在する山地に侵入し上昇するパーセルが存在す る(橙破線域)一方で,その相対的に南側からも秋田 県に侵入し上昇するパーセルが存在する(緑破線 域).後者は降水帯の側面に流入し降水帯を強化す るパーセルに対応している.



図 5. 前方流跡線解析の結果. カラーはパーセルの高度に対応. 最大到達点高度 > 5000m のパーセルのみ図示

発表では,降水帯を構成する対流セルのコンポジッ ト解析の結果からも,バックアンドサイドビルディ ング型線状降水帯の特徴を紹介する.

# 5. 線状降水帯の発生要因

本事例における線状降水帯の発生には、地形による

強制上昇が重要だという先行調査がある<sup>[2]</sup>.本研究 においても,地形を起点として対流セルが発生して いる様子が確認できた(図4,5).線状降水帯の発生 に対する地形の影響を調べるために、山岳地形を除 去した感度実験を行った.図6に白神山地を除去し た実験の地形と降水の結果を,図7に太平山地を除 去した実験の地形と結果を示す.







図7. 太平山地を除去した実験の地形と積算降水量 白神山地を除去した実験では秋田県北部の線状降水 帯が,太平山地を除去した実験では秋田県と岩手県 の県境の線状降水帯が再現されなかった.これによ りそれぞれの山岳地形が線状降水帯の発生に重要な 役割を果たしていることが確認できた.

# 6. 結論

2013 年 8 月 9 日に秋田県及び岩手県で発生した線 状降水帯を位置,量ともに高精度で再現した.再現 された線状降水帯は降水帯側面からも水蒸気が流入 するバックアンドサイドビルディング型の構造を有 していた.線状降水帯の発生には白神山地と太平山 地による下層暖湿空気の強制上昇が重要な役割を果 たしていた.

# 7. 参考文献

- 瀬古 弘,2010: 中緯度のメソβスケール線状降水系の 形態と維持機構に関する研究,気象庁研究時報,62,1-72
- 2. 気象研究所, 2013: 平成 25 年 8 月 9 日の秋田・岩手の大雨 発生要因について, 気象研究所 HP

# メソアンサンブルのクラスタリングによる決定論的サブシナリオ構築の検討 — クラスター解析対象領域の変更によるシナリオ分割の改善事例 —

☆森川浩司,池田翔,小笠原敦(仙台管区気象台予報課),小野耕介(気象研究所)

#### 1. はじめに

気象研究所は、メソアンサンブル予報システム(以降, MEPS)のクラスタリングによる複数気象シナリオの構築を研究している(Ono 2022).メソスケールモデル(以降, MSM)が実況を予想できなかった、いくつかの九州の大雨事例に適用した検証では、実況に近いクラスター(シナリオ)の抽出に成功している.

仙台管区気象台予報課は,梅雨末期の東北地方の 大雨事例のひとつである 2021 年 7 月 11~12 日の秋 田県大雨事例に気象研究所の手法を適用し,適切な 複数シナリオ抽出のためのクラスター解析対象領域 の検討を行った.本調査研究はその結果を報告する.



図 1 2021 年 7 月 11 日 12UTC 天気図 (左: 500hPa, 右: 850hPa)

# 2. 2021 年 7 月 12 日秋田県での大雨の実況と予想

2021年7月11日12UTCの天気図を図1に示す. 寒気を伴ったトラフが日本海から東北地方に接近し ており(図1左 500hPa),東北地方では下層は南西風 で暖湿気が流入する場(図1右 850hPa)となってい た.東北地方ではこの上層寒気と下層暖湿気により 11日から12日にかけて大気の不安定な状態が継続 し,秋田県・山形県では局地的に非常に激しい雨が降 った.特に秋田県では本荘で12日の日降水量が極値 を更新するなど,沿岸南部(本荘由利地域)を中心に 大雨となった.この大雨により,秋田県・山形県の各 地で土砂災害や浸水害が発生した.

秋田県沿岸南部で大雨となった 11 日夜遅くから 12 日昼前まで(以降,大雨時間帯)のうち,図2の上 段に12日3時の,下段に6時の,11日00UTC初期値 の MSM 前 3 時間降水量と風の予想(左列),前 3 時間 積算解析雨量(中列),各時刻初期値の MSM 地上風(右 列)を示す.なお 12 日 3 時が予報時間(以降,FT)18 時,12 日 6 時が FT21 時である.MSM は秋田県南部で の大雨を予想できていない.その理由は次のように 考えられる.MSM が図 2 左列の茶色破線で示した位置 での風の収束を予想しているのに対し,実況は右列 の茶色破線で示した位置に風の収束があり,MSM の収 束予想位置が実況とずれていた.また下層 925hPa で の相当温位と風を見ると(図 3),実況は予想よりも南 成分が強く,MSM は実況ほどには下層暖湿気の秋田県 付近への流入を予想できていなかった.



図2 上) 12日3時(FT18時),下)6時(FT21時)における,

左) 11 日 00UTC 初期値 MSM の前3時間降水量と風の予想,

中)前3時間積算解析雨量,右)地上風実況(メソ解析)



図3 12日3時(FT18時)における, 左) 925hPa相当温位・風の 11日 00UTC 初期値 MSM 予想, 右)実況 (メソ解析)

# 3. メソアンサンブルのクラスタリング

前項の結果から, MEPS の 925hPa の相当温位予測に 対してクラスター解析を実施した.具体的には,11 日 00UTC 初期値の MEPS の 925hPa 相当温位予測に対し て主成分分析を行い, MEPS 各メンバーをその第1,2

# 題目番号 15

主成分が張る空間に射影し 4 クラスターに分類した (クラスター解析にはFuzzy c-means 法を用いた). このクラス タリングにより下層暖湿気の流入に着目した複数シ ナリオの構築を検討した.

図 4 左に示した領域が今回のクラスター解析対象 領域である.下層暖湿気の東北地方への流入の観点 から,東北地方の南西方向を覆う領域を設定した.

図5に12日6時(FT21時)の各クラスターの前3 時間降水量分布を示す(クラスターの降水量はクラスターメンバーの降水量の平均であるが、単純に平均をとると強雨頻度が 過小となるため、確率マッチング法を適用して補正している). クラスター3が大雨時間帯での大雨を予想できてい るが、12日6時(FT21時)では比較的県全体に強雨 を予想している.つまり、県全体に強雨を予想して いるため、実況(図2左下)の強雨域を補足できてい る.一方、他のクラスター1,2,4の降水分布は秋田 県ではクラスター間であまり差がない.



(地図出典:地理院地図)



図5 12日6時(FT21時)の各クラスターの前3時間降水量



図 6 クラスター解析対象領域が元の領域(左)と秋田領域(右)の 時のクラスター1~4(枠の色で区別)の 925hPa 等相当温位線分布



図7 秋田領域での12日6時の各クラスターの前3時間降水量

# 4. 解析対象領域の変更によるクラスタリング改善

秋田県の降水分布のシナリオ分割が適切にできな かった原因として考えられるのは,クラスター解析 対象領域が広すぎたことである.図6左の925hPa相 当温位分布に示したように,日本海上のシグナルに よってクラスタリングが実施されてしまい,秋田県 付近で925hPa相当温位分布に差がついていない.そ のため秋田県で起こり得るシナリオを適切に分割で きていない.

そこで解析対象領域を秋田県付近の 3°×3°領域 (図 4 右に示した領域.以降,秋田領域)に絞って再 計算した.その結果,図 6 右のように秋田県付近で は925hPa相当温位のクラスター毎の分布に南北差が ついた.秋田領域での図5と同じものを図7に示す. クラスター2の降水分布は元の領域のクラスター3に 近い.クラスター1の降水分布はやや実況より北であ るものの秋田県南部に絞れており,大雨時間帯で実 況に近い結果となった.また,各クラスターの降水分 布に差がついている.

# 5. おわりに

MEPS から秋田県の梅雨末期の大雨予想の複数シナ リオを抽出するために、925hPa 相当温位予測に対し てクラスタリングを行った.秋田県を中心とする狭 い領域にクラスター解析対象領域を絞ることで、実 況に近い降水分布を含むシナリオの分割ができた.

来年度はクラスター解析に関して以下を行う:

- 1) 要素として下層水蒸気フラックスも検討,
- 2) 対象領域を客観的に設定する方法の検討.

# 参考文献

Ono, K. 2022: Clustering technique suitable for Eulerian framework to generate multiple scenarios from ensemble forecasts. Wea. Forecasting, in revision.

# メソアンサンブル予報を用いた決定論的予測手法の改善 — アンサンブルスプレッドの改良による複数シナリオの改善 —

☆池田 翔、小笠原敦、森川浩司(仙台管区気象台予報課)、小野耕介(気象研究所)

# 1. はじめに

仙台管区気象台は気象研究所と決定論的予測手法(MSM)の改善を目指し、メソアンサンブル予報 システム(MEPS)を利用したクラスター解析及び確 率マッチング法をベースとした複数予測シナリオ の構築とその選択に関する共同研究を行っている。

本報告の目的は、2020年7月28日未明~明け方 の秋田県における大雨事例について、MEPS におけ る予測のばらつきを改善することで、MSM と現業版 MEPS では捕捉できなかった強雨を再現し、適切な 複数シナリオ (クラスター)を作成できるか検討す ることである。

# 2. 事例の実況

第1図に示すように、梅雨前線が東北地方に停滞 し、日本海の前線や低気圧に向かって暖かく湿った 空気が流れ込んだため、大気の状態が不安定となり 大雨となった。秋田市大正寺で、28日04時10分 までの3時間に110.0ミリの雨を観測するなど、秋 田中央地域、仙北平鹿地域を中心に降水量が多くな った。この大雨により、浸水害や土砂災害、中小河 川の氾濫等が発生した。

## 3. 手法

短期予報現業では、限られた時間内にアンサンブ ルフルメンバー全てを確認するのは困難なため、全 21 メンバーをクラスター解析により 4 つのシナリ オに集約する。東北地方日本海側付近(第2図)に おける 925hPa の相当温位を基に 4 つのクラスター に分割した。各クラスターの降水予測において、確 率マッチング法を用いた。この手法は、アンサンブ ル単純平均による強雨の平滑化を避けることがで きるというメリットを持つ(0no 2022a)。

# 4. 結果と考察

第3図に示すように、7月28日未明(FT=18)、 秋田県では100ミリ程度の前3時間解析雨量に対 して、MSMの3時間予測降水量では10ミリ未満と 予測が過少である。これは、MSMの秋田県への南寄 りの下層水蒸気移流が弱いことが1つの要因と考 える(図略)。加えて、現業版MEPSによるクラスタ ー1~4も揃って秋田県では予測が不足した。これ は、第4図aに示すように、現業版MEPSでは、秋 田県付近のアンサンブルスプレッドが不足したた めと考える(7月28日明け方の強雨も同様)。この 原因として、MEPSでは下層水蒸気に対する初期値 摂動はメソ特異ベクトルから計算されるが、北日本 ほどメソ特異ベクトルは計算されにくい傾向があ る(Ono et al. 2021)。したがって、MEPSでは初 期値に内在する水蒸気の強弱に関わる不確実性を 北日本ほど十分に表現できていないのが実状であ る。

そこで次に、初期値の分散を大きくすることによ り、降水予測のばらつきを大きくさせた改良版 MEPS による結果を示す。この点について、Ono (2022b)は水蒸気初期摂動を予報領域全体で計算で きるよう改善するとともに、降水予測精度が改善す ることを示した。本研究では Ono(2022b)の手法を 用いた改良版 MEPS を基にクラスター解析を行った。 まず、この改良版 MEPS では、秋田県付近のアンサ ンブルスプレッドを大きくさせることができた(第 4図 b)。また、クラスター1 は、MSM や他のクラス ターと比較して南寄りの下層水蒸気移流が強く、 925hPaで相当温位 345K 以上の暖湿気を秋田県沖ま でより北側に流入させたと考えられる (図略)。こ れらにより、28日未明(FT=18)、クラスター1は秋 田県で50ミリ以上の強雨を予測した(第3図)。明 け方 (FT=21) の強雨については、MSM や現業版クラ スターでは予測できなかったが、同様に改良版 MEPS ではクラスター1 が再現した(図略)。

## 5. まとめ

適切な複数シナリオ (クラスター)を構築するた めに、現業版 MEPS の過小なアンサンブルスプレッ ドを大きくすることにより、本初期値の事例におい ては秋田県の強雨を捕捉することができた。今後は、 その後の 06、12UTC 初期値による予測確率(最適ク ラスターを構成するメンバー数)の変化や、実況解 析結果によるシナリオ修正のタイムライン等、具体 的な現業利用法について検討する必要があると考 える。

# 参考文献

Ono, K., 2022a: Clustering technique suitable for Eulerian framework to generate multiple scenarios from ensemble forecasts. Wea. Forecasting, in revision.

Ono, K., 2022b: Obtaining mesoscale singular vectors reflecting synoptic-scale uncertainty by projection in phase space. Q. J. R. Meteorol. Soc., in revision.

Ono, K., M. Kunii and Y. Honda, 2021: The regional model-based Mesoscale Ensemble Prediction System, MEPS, at the Japan Meteorological Agency. Q. J. R. Meteorol. Soc.

# 題目番号 16



第1図 2020年7月28日 09JSTの地上天気図.



第2図 クラスター解析の領域. 対象領域は東北地方日本海側付近 の四角域。例えば、図はFT=18に おける第2主成分のスコア分布。 これを基に第3図のクラスターの 降水予測が作成される。





第3図 FT=18 における各アンサンブルクラスターの3時間降水量の予測(2020年7月27日00UTC初期値). 上段左から解析雨量、MSM(決定論的予測)、中段左から現業版 MEPS によるクラスター1~4、下段左から改良版 MEPS によるクラスター1~4。クラスター各図の左上方の数字はクラスターを構成するメンバー数。

# 日本域領域再解析のアンサンブルメンバーを用いた 2019年台風第 19 号に伴う大雨の解析 \*廣瀬大河,伊藤純至,岩崎俊樹 (東北大院理), 福井真(気象研究所,東北大院理)

## 1. はじめに

台風第19号は、2019年10月12日19時前に大型で強い 勢力で伊豆半島に上陸した。台風はその後も勢力を維持し たまま関東・東北地方を北東へ進み、13日12時に日本の 東海上で温帯低気圧に変化した。この台風により、東日本 各地で観測史上最大を更新するような大雨となり、人的被 害も多く発生した[1]。本研究は、この台風第19号に伴う 大雨の降水特徴を明らかにするために、アンサンブル数値 実験を行った。

#### 2. 実験設定

アンサンブル数値実験には、日本域を対象とした、水平 格子間隔 5km の気象庁非静力学モデル[2]を用いた。初期 値及び境界値には、東北大学及び気象研究所で実施してい る日本域領域再解析の各摂動メンバーを、側面境界値には 25km 格子の領域再解析の各摂動メンバーを、側面境界値には 25km 格子の領域再解析の各摂動メンバーを与えた。アンサ ンブルメンバーは、第一推定値を与える Control (以下 ctrl) ランに加えて 30 メンバーの摂動ランである。初期 時刻を 2019 年 10 月 12 日 9 時として 24 時間の時間積分 を行った。アンサンブル数値実験による降水域の検証時刻 は、観測と類似した領域で各アンサンブルメンバーの降水 が予報された時刻を対象とする。

#### 3. 関東北部~宮城県付近の降水

図 1a に 12 日 21 時までの解析雨量の 1 時間降水量、図 1b に 12 日 23 時の ctrl ランの 950hPa 面の相当温位と水平 風を示す。図 1a より、台風中心の北側から宮城県付近に かけて 20mm/h 以上の降水域が北東方向に伸びていた。図 1b よりこの降水域は、台風由来の暖湿気塊と北東風による 寒気が、日本の東海上から阿武隈高地北部付近の内陸にか けて収束することで形成された前線と台風北側の山地付 近に対応することがわかる。図 2 に全アンサンブルメンバ ーから求めた 12 日 23 時の降水量 20mm/h 以上及び 30mm/h 以上の確率分布を示す。20mm/h 以上となる降水域の確率は、 台風北側の山地や前線付近で高く分布していた。一方、 30mm/h 以上となる降水域の確率は、各メンバーで 30mm/h 以上の降水域は小さく予測されていたことから、各メンバ ー間の一致確率は低くなり、確率が高い領域は阿武隈高地 北部や台風北側などの山地のみに位置していた。



図 1. (a) 12 日 21 時までの解析雨量の 1 時間降水量 (★: 観測の台風中心位置 12 日 21 時) (b) 12 日 23 時の 950hPa 面の相当温位 (シェード) と水平風 (矢印)、ctrl ラン (★: 台風中心位置 12 日 23 時)



図 2. 12 日 23 時の全アンサンブルメンバーの降水量 20mm/h 以上及び 30mm/h 以上の確率分布図(★:各メンバ ーの台風中心位置 12 日 23 時、★:観測の台風中心位置 12 日 21 時)

左図: 20mm/h以上、右図: 30mm/h以上

次に、12日23時の各アンサンブルメンバーの台風中心位 置と前線付近の降水分布の関係性を詳しく調べる。各メン バーの台風中心位置を一致させた降水強度20mm/hのコン ポジット図を図3aに示す。図3aから、中心位置を一致さ せると降水分布が全メンバーでほぼ一致した。図3bは、 同時刻に南北に離れたメンバーの20mm/hの降水分布であ る。図3bから、台風中心が相対的に北側にあるメンバー ほど前線付近の降水分布は北側にわずかにシフトしてい た。つまり、関東北部から宮城県の前線付近の降水分布は、 台風中心に対する相対的な位置関係で決定されたことが 示唆される。



図 3. (a) 各アンサンブルメンバーの台風中心位置を一致 させた 20mm/h の降水分布のコンポジット図(12 日 23 時) 赤(青)線:北(南) に離れたメンバー(図 3b と同じメン バー) 黒線:上記以外の全メンバー

(b)南北に離れたメンバーの 20mm/h の降水分布 (★:台風 中心位置、12 日 23 時)

#### 4. 岩手県沿岸部での降水

図4に13日1時までの解析雨量の1時間降水量を示す。 図4より、岩手県沿岸部から宮城県北部にかけて沿岸部に 沿うように強い降水域が伸びていた。図5に全アンサンブ ルメンバーから求めた13日3時の降水量20mm/h以上及び 40mm/h以上の確率分布を示す。20mm/h以上となる降水域 の確率は、各メンバー間の台風の中心位置差によらず、解 析雨量で見られた強雨域と対応するように、岩手県沿岸部 から宮城県北部にかけて沿岸部に沿うように高く分布し ていた。一方、40mm/h以上となる降水域のメンバー間の一 致確率は低くなっていたものの、どのメンバーも岩手県沿 岸部付近で降水が強まったことが確認できた。



図 5. 13 日 3 時の全アンサンブルメンバーの降水量 20mm/h 以上及び 40mm/h 以上の確率分布図(★:各メン バーの台風中心位置 13 日 3 時、★:観測の台風中心 位置 13 日 1 時)

左図: 20mm/h以上、右図: 40mm/h以上

次に、沿岸部に沿うように降水が強まった原因を調べる。 沿岸部で強い降水を予報した時刻において、台風中心が南 北に離れて位置していたメンバーの 950hPa 面の温位と水 平風、海面更正気圧を図6に示す。図6から、どちらのメ ンバーも北東方向からの寒気が北上山地の障壁効果を受 けて南向きに転向し、山地東側斜面に沿うように岩手県沿 岸部に滞留していた。これは、南北に連なる山地を西側に 持つ海岸平野部で、気圧のリッジと北寄りの風を伴う冷気 が強化される Cold-Air Damming[4]で見られる特徴と一致 する。南東方向からの台風由来の暖湿気塊の岩手県沿岸部 への流入は、台風中心が南に位置していたメンバーほど北 に位置していたメンバーより相対的に弱くなったものの、 滞留していた寒気との間で沿岸部に沿うように収束を強 め、沿岸前線を形成していた。従って、台風中心の南北差 によらず、どのメンバーでも沿岸部で降水が強化された。



図 6. 13 日 3 時の 950hPa 面の温位(シェート) ど水平度 (黒矢印)、海面更正気圧(白線)、★:台風中心位置 左(右)図:相対的に北(南)に位置していたメンバー

#### 5. まとめ

2019 年台風第 19 号に伴う大雨の降水特徴を明らかにす るために、アンサンブル数値実験を行った。数値実験の結 果、関東北部から宮城県付近にかけての降水は、主に前線 や前線付近の山地による降水であり、降水分布は台風中心 に対する相対的な位置関係で決定された。岩手県沿岸部で の降水は、台風の中心位置差によらず、どのメンバーも北 上山地の障壁効果により Cold-Air Daming が発生し、岩 手県沿岸部から宮城県北部にかけて沿岸前線が形成され たことで、沿岸部に沿うように集中的に降水が強化された。

#### 参考文献

[1] 気象庁、2019、「令和元年台風第 19 号による大雨、暴風等」
 [2] Saito、 et al. 、2007、*J. Meteor. Soc. Japan*、85B、271-304.
 [3] Fukui, et al. 、2018、J. Meteor. Soc. Japan、96、 565-585.
 [4] 荒木、2015、天気 62, 545-547.

#### 謝辞

本研究は、東北大学サイバーサイエンスセンター大規模科学計算 システムを利用した。

# 気象庁メソアンサンブル予報を用いた凍霜害ガイダンス開発に関する研究

池田 翔(仙台管区気象台)、山崎 剛(東北大学)

#### 1. はじめに

気象庁では決定論的予測資料を基に概ね地上気 温 2~3℃以下を目安として霜注意報を発表し、凍 霜害に対する注意喚起を行っている。本研究では、 数値予報の下部境界等に用いる陸面過程モデルに より降霜および葉面・つぼみ温度を直接扱う物理的 予測手法を確立し、メソアンサンブル予報を用いて 誤差情報も含めた凍霜害リスク予測情報(凍霜害ガ イダンス) へ高度化することを目的とする。なお、 本研究は著者の研究(池田 2020)の続編である。 2. アンサンブル予報実験の設定

第1図に示すように、池田ほか(2022)を参考に アンサンブルメンバーごとに気象庁メソアンサン ブル予報システム(Ono et al. 2021)の気象デー タを植生を持つ陸面過程モデル(Yamazaki et al. 2004)の大気強制力として与え、キャノピー温度・ 霜の予測結果とともにアンサンブルスプレッドを 出力する。ここに、凍霜に関わるキャノピー(植生) 部分の物理過程を示す。

$$C \times \partial T c_i / \partial t = S c_i + L c_i - H c_i - l E c_i \tag{1}$$

 $i: キャノピー第i層(i = 1,2), C: キャノピー熱容量, Tc_i: キャノピー温度、$  $Sc_i: 正味吸収の日射量, Lc_i: 正味吸収の長波放射量, Hc_i: 顕熱フラックス、$  $<math>lEc_i: 潜熱フラックス, l: 蒸発の潜熱$ 

$$Ec_i = \rho_a M R_i a c_h \delta_i U_i \times [q_{sat}(Tc_i) - q_i]$$
<sup>(2)</sup>

 $Ec_i: キャノピー遮断蒸発量(正は蒸発、負は凝結)、 <math>p_a: 空気の密度、$  $MR_i: キャノピー保水率、<math>a: キャノピー面積密度、 c_h: 顕熱交換係数、 \delta_i:$ キャノピー厚さ、 $U_i: キャノピー風速、 q_{sat}(Tc_i): キャノピー温度Tc_i$ での飽和比湿、 $q_i: キャノピー内の比湿$ 

夜間の乾いた葉は(1)式右辺第2、3項が要因で、 濡れた葉(霜の付いた葉)は第4項も加わり温度変 化する。降霜は、キャノピー温度が氷点下での昇華 凝結(2)式右辺の比湿差がマイナスとなることに よる負の潜熱フラックス)として原理的に計算が可 能である。なお、このメソアンサンブル予報は水平 解像度5km、全メンバー数は21、予報時間は39時 間である。メンバー共通で、キャノピーのパラメー タは第1表の設定、土壌体積含水率と地表付近の土 壌温度の初期値は観測期間の平均値によりそれぞ れ0.28、12.1℃とした。



第1図 降霜および葉面・つぼみ温度のメソアンサンブル予測システム.

3. 結果

# 3.1 【検証1】 凍霜に重要な地上気象要素

まず観測データ(第2図)を用いて、葉面・つぼ み温度低下に重要な地上気象要素を確認する。第3 図は、夜間観測した葉面と空気の温度差と有効長波 射出量の関係を示す。ここで、有効長波射出量は、 放射冷却の効きやすさを示す指標で、地上付近が下 層雲や霧で覆われるときゼロとなる。大気が乾燥す る晴れや薄曇り(図中丸)では下向き大気放射量が 小さいためキャノピーの放射冷却(長波放射量のロ ス)が進み、湿潤で低い雲が多い曇天・降雨時(図 中十字)よりも葉面温度が低下する傾向が見られる。 また、観測したつぼみの温度は葉よりも下がりにく い(図略)。したがって、植物体温度は大気放射量 に依存するため、地上気温のみから推定することは 難しい。次に、露場の降霜について、陸面過程モデ ルにより再現実験を行った。その結果、降霜の有無 は、地上付近の水蒸気量の僅かな差に依ることがわ かった (図略)。

#### 3.2 【検証 2】アンサンブルスプレッドを用いた 大外しの有無の検知手法

アンサンブルスプレッドが凍霜害予測における 決定論的予測(MSM)の大外しの有無の指標となる か検証する。ここで、アンサンブルスプレッドの平 均値からの大小が決定論的予測(MSM)の予報誤差 の大小を示す指標となるか確かめるため、予報時間 とにスプレッドの平均値で割りバイアス補正(規 格化) したアンサンブルスプレッドを導入する (cf. Grimit and Mass 2002; Uno et al. 2018)。スプレ ッドの平均値を算出するため、事例数は 92 初期値 (2021年3~5月の06UTC初期値)を用いた。この 内、解析対象は、夜間を通して晴れた場合のほかに 曇りベースでも一時晴れて気温低下する事例を含 めるため、無降水時夜間(19JST~翌06JST)とした。 検証地点について、地上気温と相対湿度は 2021 年 の晩霜害が顕著となった地域を含む北日本と東日 本の85地点、下向き大気放射量は3地点(網走、 仙台、つくば)、葉面・つぼみ温度は1地点(仙台) とする。

まず、凍霜害予測に重要で陸面過程モデルの入力 値となる相対湿度についての結果を記す。第4図に 示すように、無降水時夜間の全事例では相関係数は 0.21 だが、誤差の上位(75,80,85,90)パーセンタ



第2図 凍霜に関連する気象データの観測. 2021年3~5月に仙台管区気象台の露場にて実施。気象 データ(気温、相対湿度、風速、降水、日射量、下向き大 気放射量)と葉面・つぼみ温度、土壌温度・水分を観測。

イル値に限定すると 0.66~0.68 と相関が増大した。 地上気温と下向き大気放射量、および、陸面過程モ デルにこれらの気象要素の予測の不確実性を反映 させた葉面・つぼみ温度についても同様の結果とな った(図略)。以上から、アンサンブルスプレッド は、決定論的予測における大外しの有無の指標とな り得る。

# 4. 考察とまとめ

三陸沖の高気圧に覆われたため夜間を通して快晴となり、朝に凍結温度(氷点下)となる葉面温度と霜を観測した仙台の事例(2021年3月9日朝)を取り上げる。第5回に示す芝生の降霜量と関わる芝生温度と相対湿度の規格化スプレッド(NES)は、8日夜から9日朝にかけて(FT=28以降)、概ね1以下と小さい(図略)。これらの小さいスプレッドを用いることにより、降霜や葉面・つぼみ温度の決定論的予測に対して高い信頼度情報を付加できる。

陸面過程モデル(植生熱収支)を用いることによ り、降霜および葉面・つぼみ温度を直接扱い予測す る物理的手法へ高度化することが可能である。また、 メソアンサンブル予報を用いる手法は、予測の信頼 度情報(誤差情報)も含めて示すことができるとい う長所を持つ。

### 謝辞

本研究では、共同研究(東北大学大学院理学研究科 と仙台管区気象台における霜についての調査)にお いて、東北大学および気象庁のデータを使用した。

#### 参考文献

池田翔,2020,令和 2 年度日本気象学会東北支部気 象研究会予稿集.

池田翔ほか,2022,天気. Ono et al.,2021, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Yamazaki et al.,2004, *J. Hydrometeor.* Grimit and Mass,2002, *Wea. Forecasting.* Uno et al.,2018, *Sol. Energy.* 

第1表 キャノピーのパラメータの設定. 果樹・茶樹の葉・つぼみ(上・中段)、芝生(下段)を想定。右端列

よ刈心する便配用の観測ノーク。							
	植物面積指数 (PAI)	キャノピー 高さ[m]	検証に用いる観測データ				
葉 Leaf	2.0	1.30	キャノピー温度 葉面				
つぼみ Bud	4.0	1.30	っぽみ				
芝生 Grass	2.0	0.05	露場の霜				



Effective Longwave Radiation [W/m^2]

第3図 仙台で観測した夜間の葉面と空気の温度差と有効長波射出量の関係.

横軸は有効長波射出量(下向き大気放射量-地上気温に対する黒体放 射量)[W/m<sup>2</sup>]、縦軸は葉と空気の温度差[K]で、2021年3月5日~5月 10日の夜間(19JST~翌06JST)の時別値。下向き大気放射量について、 丸は276W/m<sup>2</sup>2未満(快晴や上層雲時)、十字は308W/m<sup>2</sup>2以上(低い雲 や降水時)。下向き大気放射量の閾値は、仙台における地上気象観測の 雲量(雲量2と8)との関係から統計的に定めた。



第4図 無降水時夜間における相対湿度のアンサンブルスプレッドと 決定論的予測(MSM)の予報誤差の関係.

横軸はスプレッドの平均値で割り規格化したアンサンブルスプレッド (NES)、縦軸は絶対誤差の平均値で割り規格化した絶対誤差(NAE)。 右下方の数字は、絶対誤差の上位各パーセンタイルごとのピアソンの 相関係数。



第 5 図 仙台における降霜量予測のスパゲッティダイアグラム(2021 年 3 月 7 日 15JST 初期値).

青色実線は決定論的予測、灰色線群は摂動ラン(20メンバー)、赤色 は気象観測データを基に陸面過程モデルが診断した霜量[mm]。地上気 象観測では、3月9日午前に霜を観測。