

令和3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3年12月13日(月)

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

東北地方における地球温暖化に伴う気候変化 ー暖候期降水量についてー

*諸岡浩子, 岩崎俊樹, 山崎剛 (東北大学大学院理学研究科)

1. はじめに

世界各地で気候変動の影響が顕在化しており, その原因物質である温室効果ガスの排出量を削減する「緩和策」とともに, 温暖化の影響に備える「適応策」への関心が高まっている. 日本では, 気候変動適応法が施行され, 地方自治体は気候変動への適応策の具体化を求められている. 適応策の検討には信頼できる気候変動予測が必要である.

気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT: Social Implementation Program on Climate Change Adaptation Technology) によって力学的ダウンスケーリングによる大規模な高解像度予測データセットが作成された (「大気近未来予測力学的ダウンスケーリングデータ (東北から九州) by SI-CAT」. 以下 SI-CAT DDS5TK と略す). SI-CAT DDS5TK は, 近未来に相当する 2040 年ころ (2℃上昇実験) を含むことと, 多数のメンバーを含み確率的な検討が可能なが特徴である.

今回は, 宮城県を中心とした東北地方における気温の変化を中心に報告したが, 今回は降水量の変化について暖候期 (5~10 月) を中心に報告する.

なお, SI-CAT DDS5TK の概要は, 前回発表の予稿を参照のこと.

2. 暖候期の降水量の将来変化

暖候期 (5~10 月) の総降水量は, 現在気候で

南部の山岳部を中心に多く, 北部の平野部で少ない傾向がある. 温暖化が進むにつれて, 北部日本海側の平野部を中心に増加する一方, 奥羽山脈など山岳部で降水量が減少する傾向がみられる.

ただし, 現在気候値は, 内陸部の山岳周辺で過大となる地点があるものの, 観測に比べておおむね 1~3 割少なく, 梅雨の時期を中心に負のバイアスがある. また, 温暖化時の変化はアンサンブルメンバーによって異なるため, これまでに公表された将来予測の情報[1],[2]と同様に, 不確実性が大きいと考えられる.

3. 30 年に一度の降水量の将来変化

現在気候, 2℃上昇実験, 4℃上昇実験のそれぞれについて, 各格子点の年最大日降水量および年最大時間降水量 (31 年×12 メンバ=372 個) を降順に並べて, 12 番目と 13 番目の平均を「30 年に一度の降水量」, すなわち再現期間 30 年の降水量と定義し (372/30=12.4 より), 1~13 番目の発生時期 (月) を「30 年に一度の降水」の発生時期とみなす.

1) 年最大日降水量

図 1 左は, モデルの現在気候の 30 年に一度の日降水量を示す. 奥羽山脈や出羽山地では地形のピークにあわせて 200 mm~300 mm の極大値が現れており, 北上山地や阿武隈山地では, 東側斜面に沿って極大値が現れる傾向がみられる.

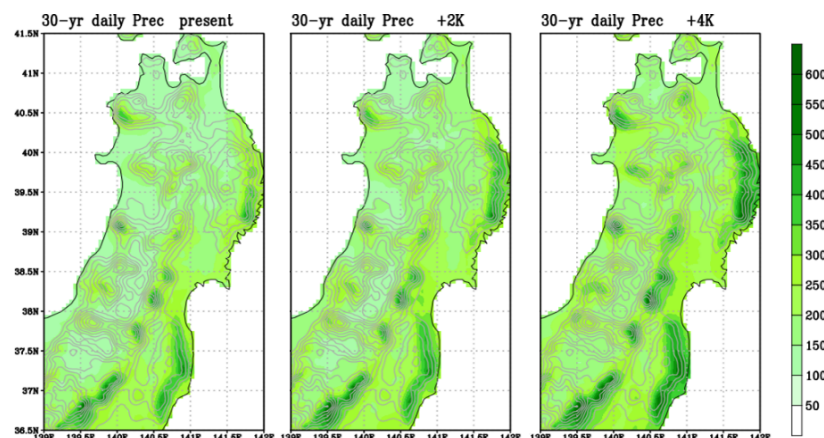


図 1 年最大日降水量 (mm/d), 30 年に 1 度の大雨. 左から, 現在気候, 2℃上昇, 4℃上昇. コンターは標高.

2℃上昇時および4℃上昇時の30年に一度の年最大日降水量と比較すると(図1),分布の傾向はあまり変化せずに,全体的に増加している.図2の東北地方における30年に一度の年最大日降水量の頻度分布を見ると,温暖化の程度が進むほど,降水量が増加することがわかる.

2) 年最大時間降水量

東北地方の30年に一度の年最大時間降水量は,太平洋側で多い一方,日本海側では山間部を除いて少ない特徴がみられる.太平洋側の沿岸部が最大である,温暖化が進むと,現在気候と地理的分布は大きく変わらないものの,全体的に増加する.

東北地方における頻度分布から(図3),日降水量と同様に,30年に一度の時間降水量が増加する傾向が明瞭である.温暖化時の30年に一度の降水量の増加率は,時間降水量の方が日降水量に比べて大きい.

3) 発生時期

東北地方において,現在気候で30年に一度の大雨(年最大日降水量および年最大時間降水量)が発生するのは7~9月に集中しており,他の月はほとんどない.現在気候では,7月に日本海側,8月にほぼ全域,9月に太平洋側で発生が多い傾向がみられた.この地理的分布は,温暖化が進んでも大きく変化しないことがわかった.

4. まとめ

大規模な高解像度将来予測データにより,東北地方の暖候期の降水量,30年に一度の大雨の変化を予測した.30年に一度の大雨(日降水量,時間降水量)は温暖化とともに増加し,特に時間降水量の増加率が大きいこと,発生時期は,温暖化しても現在と同様に,7月は日本海側,8月はほぼ全域,9月は太平洋側で多いことが明らかになった.

謝辞 本研究は文部科学省気候変動適応技術社会実装プログラム JPMXD0715667163 および統合的気候モデル高度化研究プログラム領域テーマ C JPMXD0717935561 の助成を受けた.

参考文献

[1] 文部科学省・気象庁,2020,日本の気候変動

2020.

[2] 仙台管区気象台,2019,東北地方の地球温暖化予測情報.

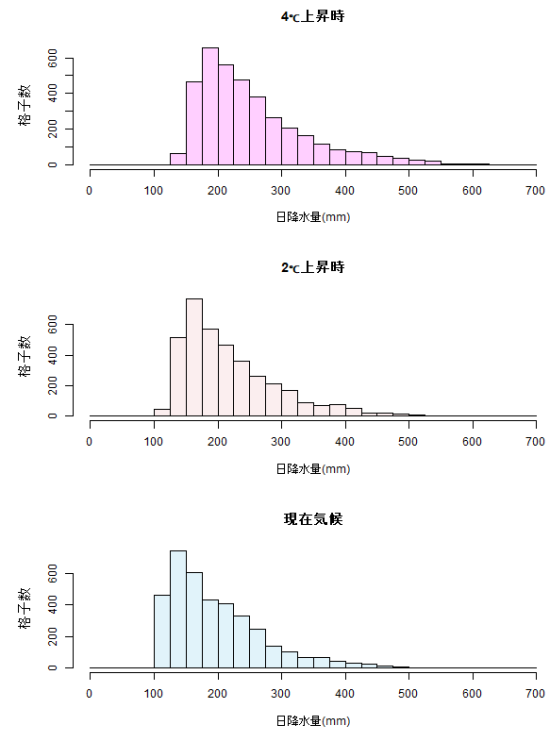


図2 30年に一度の年最大日降水量の頻度分布. 下から現在気候,2℃上昇,4℃上昇

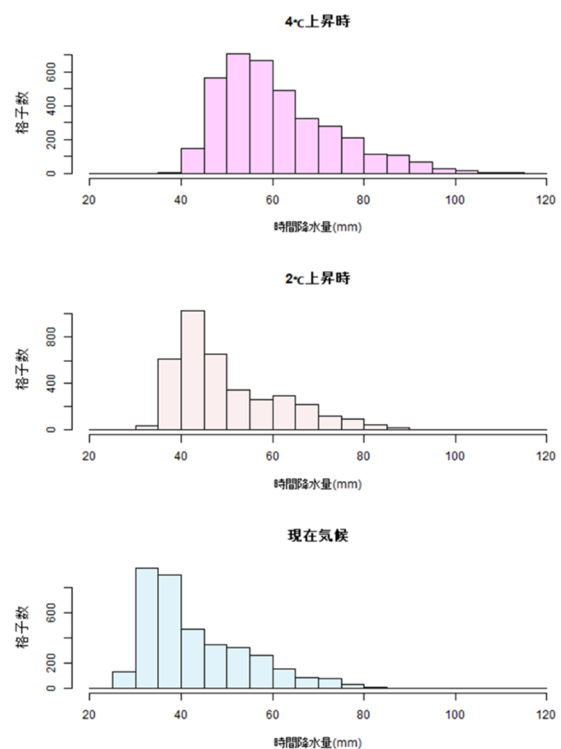


図3 30年に一度の年最大時間降水量の頻度分布. 下から現在気候,2℃上昇,4℃上昇

平年値でみた山形の気候変動

☆村山 七美、藤原 昭三

1. はじめに

平年値は、その時々気象や天候を評価する基準として利用されるとともに、その地点の気候を表す値として用いられており、2021 年に平年値が更新された。日本の平均気温は長期的に見て上昇しており、山形の年平均気温の平年値は、前平年値よりも+0.4℃高くなっている。気温の経年変化については、多くの調査がなされ、昇温傾向にあることが示されているが、今回は山形の過去の平年値(30年平均値)に着目し、その傾向を調査した。本調査は、気象や天候の評価基準である平年値の推移を把握して、解説等に生かすことを目的としている。

2. データと調査方法

山形 1891 年～2020 年 旬別、月別、年別の気温

山形アメダス 2020 年平年値、2010 年平年値

- 平均気温、日最高気温、日最低気温を年別に時系列図を作成してトレンドを求め、平年値を追記して変化傾向を確認。
- 月平均気温の各年代の平年値の変化(前平年値との差)を調べ、月ごとの特徴を確認。
- 山形の真夏日、猛暑日、冬日、真冬日の出現日数と出現時期の傾向を旬別に確認。
- アメダスの夏日、冬日の 2010 年平年値と 2020 年平年値を比較し、地域的な特徴を確認。

3. 結果

(1) 年(平均・日最高・日最低) 気温 (図1)

平均気温、日最高気温、日最低気温共に危険率 1% で有意な昇温トレンドとなっており、トレンド量は最低気温が大きくなっている。また、気候ジャンプが 1948 年頃と 1989 年頃に見られる。(※1999 竹川、2000 一井)

年平均気温の平年値は、1950 年まで変化なく、気候ジャンプ後に上昇するも 1980 年、1990 年平年値は変化がない。1989 年頃の気候ジャンプ後の 2000 年平年値以降から再び上昇している。

平年値の変化には気候ジャンプが大きく影響しており、気候ジャンプが絡まない期間の平年値はほぼ一定である。1990 年以降の気温と平年値の関係を見ると 1991 年から 2020 年まで、平年値より低い気温を観測した年が無かった。これは気候ジャンプ前の気温の低い期間が平年値に含まれていた影響によるものである。2020 年平年値は気候ジャンプ後の値であることから、この影響は解消されている。

なお、日最低気温・日最高気温にも同様の傾向がみられる。

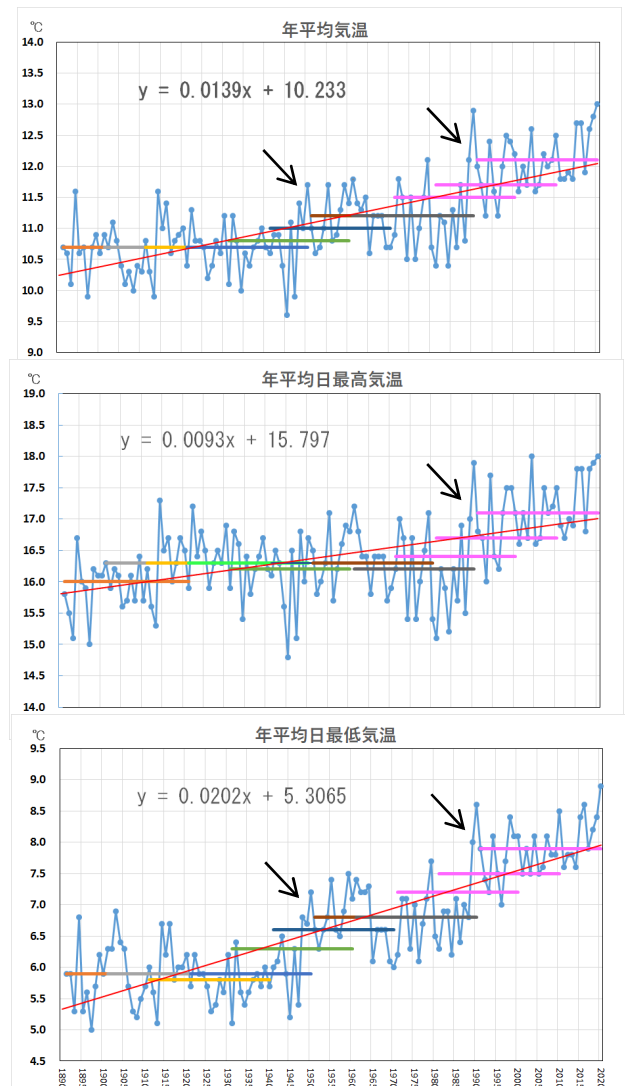


図1. 山形の年平均気温(上段)、日最高気温(中段)、日最低気温(下段)の時系列(1891 年～2020 年)
赤線はトレンド直線、太横線は各平年値(30 年平均値)
→矢印は気候ジャンプを示す

(2) 月平均気温の平年値の変化 (図2)

山形の月ごとの各年代の平年値の変化(前平年値との差)を図2に示す。この図のXXXX年はXXXX年平年値の変化を表す。平年値のプラスの変化に注目すると 1960 年以降は 1～3 月の変化が+0.3℃以上で継続しており、2000 年以降は 9～11 月の変化が+0.3℃以上で継続している。このことから、1948 年頃の気候ジャンプは冬から春の昇温、1989 年の気候ジャンプは秋の昇温がより寄与していると考えられる。

なお、2020 年は、5～7 月の変化が+0.5 以上の大きな昇温、12 月の変化が-0.2 の降温など、過去になかった特徴がみられる。

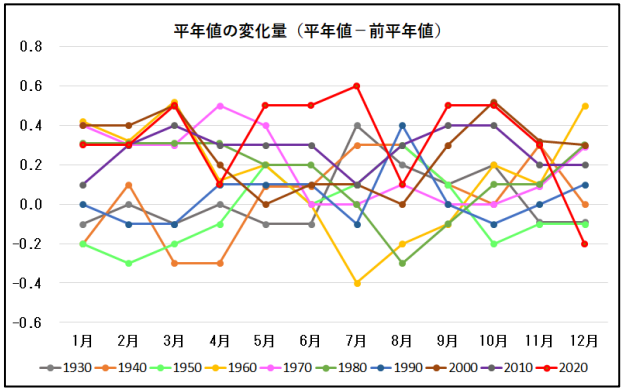


図2. 山形の月別平年値の変化(平年値-前平年値)
 XXXX年はXXXX年平年値の変化(前平年値との差)を表す

(3) 気温階級別日数(猛暑日、真冬日)(図3)

気温が上昇傾向にあることから、年間の夏日や真夏日、猛暑日は増加、冬日や真冬日は減少している。これらの発現時期の変化を見るために猛暑日と真冬日について、旬別に平年値と同じ期間(30 年分)を積算した日数を 10 年ごとに図3 に示す。

猛暑日は各年代共に8月上旬が最も多く、次第に増加してきている。猛暑日 20 日以上の日数に着目すると発現時期は、1990 年以降 7 月下旬から8月中旬に拡大している。真冬日は 1950 年をピークに次第に減少している。真冬日 40 日以上の日数に着目すると発現時期は 1970 年に1月上旬から2月中旬まで見られたが、2020 年は1月中旬から下旬にみられるだけとなった。

(4) アメダスの真夏日、冬日(図4)

アメダスの真夏日と冬日について、2010 年平年値と 2020 年平年値の比較を図4 に示す。

真夏日は各地点 1.1 倍程度の増加がみられ、新庄、尾花沢、飛島は 1.16 倍の増加となっている。唯一小国は 0.97 倍と減少している。冬日は庄内で 0.8～0.9 倍程度と顕著に減少しているが、内陸の地点の変化はあまり見られず、大井沢や小国では増加もみられる。庄内の減少は海面水温が影響している可能性が考えられる。

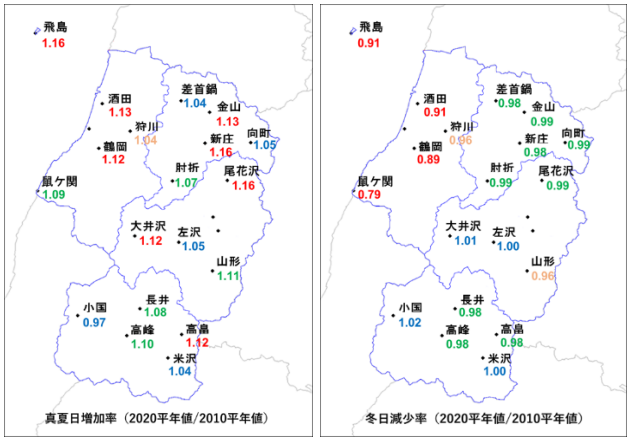


図4. アメダス地点の真夏日の増加率(左)と冬日の減少率(右)
 (2020 年平年値と2010 年平年値の比)

山形 猛暑日	1920	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
5月下旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6月上旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6月中旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6月下旬	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1
7月上旬	1	3	4	4	2	1	2	2	2	0	5
7月中旬	1	17	17	22	7	8	3	2	2	4	12
7月下旬	8	14	19	16	12	16	18	22	28	30	37
8月上旬	9	22	18	27	20	20	20	24	37	47	66
8月中旬	6	12	12	16	14	11	14	21	30	26	28
8月下旬	5	6	4	9	8	10	6	9	9	11	18
9月上旬	3	1	1	0	0	1	1	3	2	3	5
9月中旬	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1
9月下旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10月上旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10月中旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10月下旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
計	33	75	75	95	65	69	65	83	110	121	173

山形 真冬日	1920	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
1月上旬	41	44	51	65	63	56	38	38	31	36	29
1月中旬	51	39	56	71	69	53	51	65	56	52	40
1月下旬	70	69	64	74	61	51	51	70	80	59	43
2月上旬	37	30	34	50	55	57	50	63	52	47	31
2月中旬	35	28	22	33	37	42	39	48	41	34	21
2月下旬	12	15	16	23	17	26	25	32	25	17	10
3月上旬	8	6	7	12	15	17	12	7	2	1	1
3月中旬	6	2	2	4	4	5	3	5	4	2	0
3月下旬	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0
4月上旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11月上旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11月中旬	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11月下旬	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0
12月上旬	2	3	4	5	4	4	3	4	3	2	1
12月中旬	16	10	10	23	20	15	2	7	11	13	11
12月下旬	32	31	28	33	31	37	31	30	20	19	19
計	312	277	295	394	377	364	306	370	325	282	206

図3. 山形の旬別の猛暑日と真冬日の30 年積算日数
 30 年積算日数を平年値と同様に 10 年ごとに求めた。
 旬の日数の違いによる補正は行っていない

4. まとめ

山形の平年値は、1990 年以降更新するたびに顕著に高くなっている。1989 年頃の気候ジャンプが大きく影響し、1991 年以降の年平均気温は、平年値より高い値が 30 年間続いている。月の平年値の変化から 1960 年平年値以降、冬～春の昇温が大きく、2000 年平年値以降は秋の昇温が大きいことが分かった。この昇温が気候ジャンプに影響していると考え、2020 年平年値の 5 月～7 月の大きい昇温は過去に例がなく、今後どのような気候変化に繋がるのか注目したい。

猛暑日の発現する期間は次第に拡大傾向、真冬日は縮小傾向にある。アメダスの真夏日は増加、冬日は減少傾向だが、地域による違いがみられる。

なお、2020 年平年値は気候ジャンプを含まないことから、天候を評価する基準の平年値として解説しやすくなる。

※参考文献:東北地方における気候特性の研究
 2002 年 3 月 仙台管区気象台

秋田県に顕著な大雪をもたらす特徴的な機構について —JRA-55 を用いた四八豪雪の解析から—

柳澤かおり （秋田地方気象台）

1. はじめに

昭和 48 年 11 月から昭和 49 年 3 月までの大雪(四八豪雪)は被害額が当時の秋田県予算額の約 8%にのぼるなど、社会に影響を及ぼした。県内各地で記録的な大雪となった一方で、アメダスによる統計開始以前であることから、大雪をもたらした機構に関する詳しい調査は少ない。本研究は四八豪雪において秋田県に顕著な大雪をもたらした機構を JMA-NHM による再現実験で詳しく調査し、その知見を整理することで秋田県の大雪の予報に貢献することを目的とする。JMA-NHM の計算には初期値、境界値として JRA-55 長期再解析データを利用した。

2. 四八豪雪の積雪状況

今回は短期間で大雪となった 1974 年 1 月 23 日から 27 日を解析対象とし、この期間の日最深積雪を図 1 に示す。26 日は秋田で降雪の深さ日合計 51cm、27 日は横手で日最深積雪 253cm を観測し、南部を中心に記録的な大雪となった。

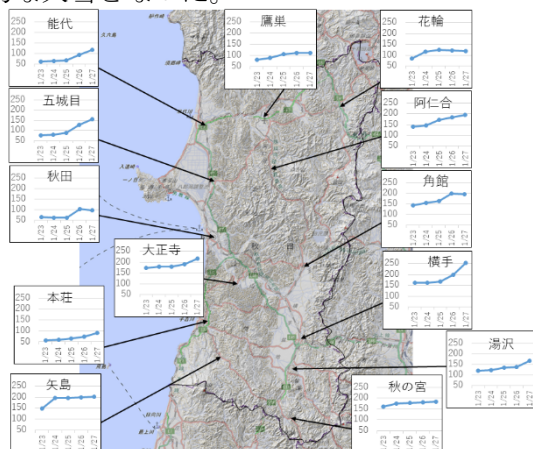


図 1. 県内観測点の 1 月 23 日から 27 日の
日最深積雪 [cm]

縦軸は 50cm ごと、最大目盛は 250cm。

3. JMA-NHM による再現実験の設定

計算設定を表 1 に示す。水平解像度 20km は 1 月 23 日から 27 日を計算した。水平解像度 5km は秋田県沖に明瞭な帯状の降雪域がシミュレーションされた 24 日 23 時から 25 日 9 時を計算し、さらに水平解像度 2km でこの雲域の解像を試みた。

表 1. JMA-NHM の計算設定

	RF20km	nest5km	nest2km
初期値と境界値	JRA-55	RF20km	nest5km
水平解像度	20km	5km	2km
鉛直解像度	40 層	50 層	50 層
積分間隔	60sec	20sec	10sec
予報時間	48h	24h	13h
積雲対流	KF スキーム		
雲物理	氷相を含むバルクモデル		
予報変数	混合比(雲水, 雲氷, 雨, 雪, あられ), 数濃度(雲氷)		
乱流過程	Improved Mellor-Yamada Level 3		

4. 結果

総観場を水平解像度 20km の結果から確認した。北海道から千島近海へゆっくり東進する低気圧があり、925hPa では低気圧を回り込んで暖気が形成され、日本海を南西に移動した。このとき 500hPa では氷点下 39 度以下の寒気が舌状に流入しており(図 2 上中)、雪雲が発達しやすい不安定な成層になっていたと見られる。地表では西高東低の気圧配置により、降雪域東縁で北西季節風と北風が収束している(図 2 下)。

水平解像度 5km で計算された降水強度を見ると降雪域東縁に降水強度の大きな帯状雲域がある(図 3)。最も降水強度の大きな雲域は海上で高さ約 5km にまで発達し、帯状雲の幅は 30km 程度となっている(図 4)。

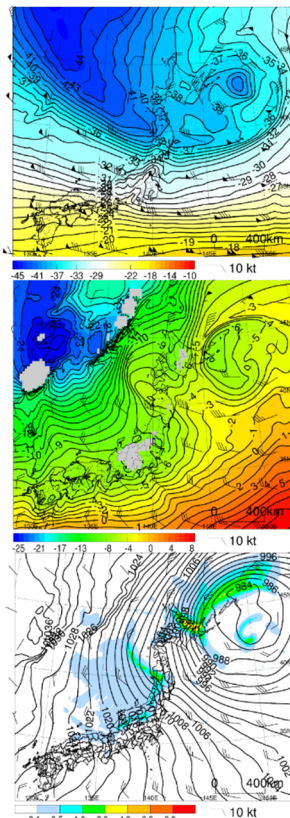


図2. 25日2時の500hPa気温[°C](上), 925hPa気温[°C](中), 海面気圧[hPa]と降水強度[mm/h](下)

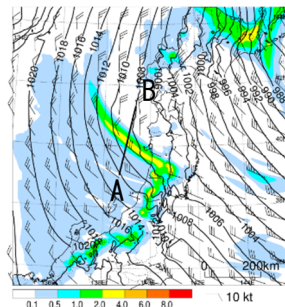


図3. 25日5時の降水強度[mm/h]
A-Bは図4鉛直断面の範囲。

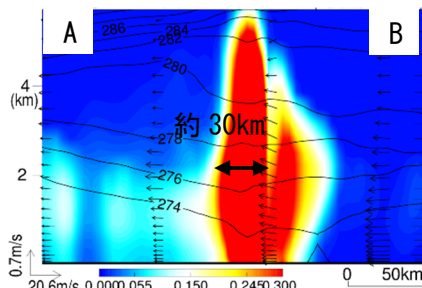


図4. 帯状雲域に直行する鉛直断面図
温位[K](等値線)、総水量[g/kg](色)を表す。

高度3km面の相対湿度(図5左上)から、帯状雲は10km程度のスケールの積乱雲が連なったものと推測される。この積乱雲が上空の北西風により次々陸上へ侵入し、沿岸と内陸で大量の降雪をもたらすと考えられる。帯状雲域の降水強度が2~4mm/h(図5右上)、地表面気温は氷点下(図5右下)であるため、雪水比を1と仮定すれば1時間に2~4cmの降雪が予想される。

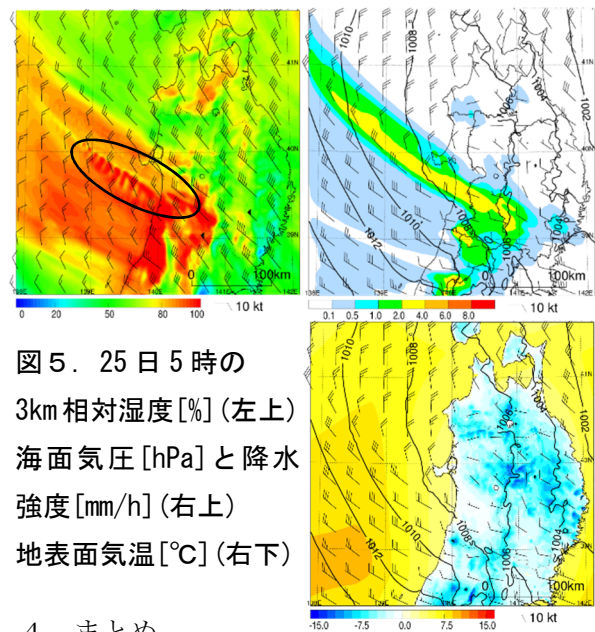


図5. 25日5時の
3km相対湿度[%](左上)
海面気圧[hPa]と降水強度[mm/h](右上)
地表面気温[°C](右下)

4. まとめ

四八豪雪の期間内で特に顕著な大雪となった1974年1月23日から27日は、総観場低気圧と上層寒気に特徴づけられた。降水強度の大きな帯状雲がシミュレーションされた24日23時から25日9時に着目した。下層暖気と上層寒気流入で大気の状態が不安定な中、北西季節風と北風の収束域で帯状の降雪雲群が形成した。幅約30km、高さ約5kmの帯状雲を構成する個々の発達した積乱雲が北西風により陸上へ侵入して降雪をもたらしたと考えられる。今後は本事例と帯状雲に関する過去調査との比較検討や、四八豪雪期間中の別事例の調査を行う。

6月の東シナ海域で見られる顕著な降水日周期の形成要因

*山下 堯也, 岩渕弘信, 岩崎俊樹(東北大学大学院理学研究科)

1. はじめに

日周期は太陽放射を駆動源に起こる顕著な振動モードの一つで, 降水量や雲量の変動に現れる. 特に東アジア域における降水日周期は地域差が大きく, かつ季節によって大きく変化する. このことから, 東アジア域の降水日周期は, 気象・気候予測モデルの再現性を確認するための実験対象として用いられている. モデルの再現が不十分となる要因を特定するためにも, 降水日周期のメカニズムの把握は重要である.

九州南東部の海域を中心に, 梅雨前線に伴い6月に多雨となる(図 1a). その西側の東シナ海や南西諸島の北西部で, 昼前にピークを持つ顕著な降水日周期が現れる(図 1b). この形成要因について, 先行研究では, 明け方における南からの下層風の強化 [1] や, 大陸-海洋の比熱差に伴う 1000 km スケールの海陸風循環 [2] のように, 力学場に対する影響を中心に指摘している. しかし, 先に示した力学場の日周期と降水日周期の関係は, 必ずしも自明であるとは言い切れない. 特に, 降水の源となる水蒸気の日周期変動に関する定量的な議論は不足している. 本研究では水蒸気の変動に着目し, 東シナ海域の降水日周期の形成要因の検討をするために, 水収支式の各項の日周期変動の解析を行った.

2. データ・解析手法

大気場のデータとして, ERA5, MERRA-2, JRA-55 の 3 つの再解析データを用いた. これらの再解析データの結果を比較することで, 再解析データ間の一貫性についても確かめる. 降水日周期の再現性の比較として, 衛星降水プロダクト IMERG も用いた. 図は省略するが, どの再解析データにおいても, 領域 A, B における降水日周期の変動は, IMERG と同じ変動傾向をしていた.

気柱中における水収支式は以下のように書ける.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{Q} + E - P$$

ただし, w , $\mathbf{Q}$, E , P はそれぞれ, 可降水量, 水蒸気フラックス, 蒸発率, 降水量を示す. この水収支式の各項を, 左辺と右辺の第 1 項は解析値から, 右辺の第 2, 3 項は予報値から計算し, これらの日周期変動を見た. 鉛直積分区間は 100 hPa-地表面とし, 左辺の第 1 項に含まれる時間

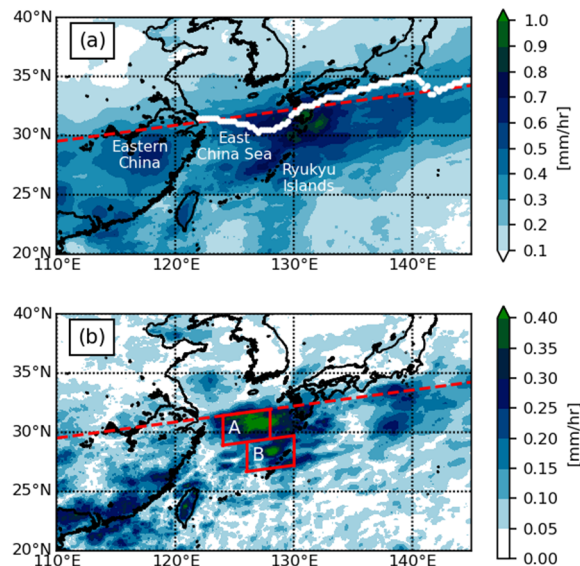


図 1 IMERG から計算した, 2010-2019 年 6 月における, (a)月平均降水量と (b)降水日周期振幅. (白点) ERA5 の各経度で, 850hPa相当温位の南北勾配の大きさの6月平均値が最大となる点. (赤点線) 気候学的な梅雨前線の位置. 白点をフィッティングして決定した. (赤枠) 解析領域.

微分は, 前方差分で求めた. 日周期とピーク時刻を求める際は, 再解析データのデータ同化窓の切り替えなどに由来するノイズを除去するため, フーリエ変換の 24 時間変動成分を利用して計算した.

解析期間は 2010-2019 年 6 月である. 降水日周期の大きな領域で水収支の変動を調べるため, 図 1b に示した 2 領域で解析した.

3. 結果

領域 A, B における水収支式の各項の日周期変動を見ると, 降水日周期の変動は水蒸気フラックス収束と強く連動していた. 水蒸気フラックス収束のピーク時刻は領域 A では 06-07 JST に, 領域 B では 09-10 JST に出現し, 降水日周期のピーク時刻はこの後 2 時間以内に起こった. 降水の日周期振幅は, 水蒸気フラックス収束の日周期振幅の 5-6 割である. この比率は, 6 月に降水日周期が顕著な中国南部の沿岸部と同程度であるから, 水蒸気が降水に変換される効率として普通である. 蒸発の日周期振幅は他の項と比べて小さかった. また, どの再

解析データでも同様の結果を示しており、これらの結果はロバストであると言える。さらに、水蒸気フラックス収束の鉛直積分区間を 850 hPa-地表面に制約しても、その日周期振幅は、鉛直積分区間を 100 hPa-地表面とした場合の約 90 % に相当していた。この結果は、対流圏下層における水蒸気フラックス収束の変動が降水日周期で重要であることを示唆している。

領域 A, B における対流圏下層の水蒸気フラックス収束の日周期変動を支配する要因を明らかにするために、比湿と水平風の両方を月平均と変動成分に分離し、それぞれの成分の日周期振幅を調べた。その結果、比湿の平均成分と水平風の変動成分に伴う水蒸気フラックス収束の項の日周期変動成分が支配的であった。この結果は、力学場(水平風)の変動が水蒸気フラックス収束の変動を支配しており、領域 A, B における降水日周期の大きさを決定する因子となることを示唆している。

4. 降水日周期を起こす力学的な変動過程

対流圏下層の力学的な変動をさらに明確にするため、下層風速と下層風収束の日周期の振幅とピーク時刻の関係を調べた。降水日周期振幅の極大域である領域 A, B において、下層風収束が大きく、その南側に、下層風速の日周期振幅の大きな領域が広がっていた。下層風速のピーク時刻は、領域 A では 03-05 JST 頃に、領域 B では 05-07 JST 頃にピークを迎え、それぞれ下層風収束のピーク時刻の 2-3 時間前であった。6 月平均場において下層風は南西方向から吹くことを考えると、この結果は、明け方に下層風が強まり、2-3 時間後に収束が強化されたと解釈される。この時間差は、前線での温位勾配により持ち上げられた気塊が、自由対流高度に持ち上がるまでの時間に起因すると考えられる。

下層風速と下層風収束の関係についてさらに理解を深めるために、図 2 に、領域 A における下層風の大きさのピーク時刻(明け方)と 12 時間異なる時刻(夕方)での各種気象変数の差分の南北鉛直断面図を示す。明け方では夕方と比べて、南側から下層風が強く吹いており、領域 A の北向き勾配が大きな場所の北側で、下層風収束と上昇流が強化されている。これは温位傾度の大きな場所において、下層風に伴う断熱持ち上げ速度が明け方に強まっていることを示唆している。実際に温位の南北勾配と南北風を使って、950 hPa における断熱過程による上昇流の大きさを、温度傾度が大きい場所で近似的に見積もると、明け方では 20-30 m/h 程度、夕方では 10-15 m/h 程度となり、明け方と夕方では 2 倍も異なっていた。この傾向は領域 B でも同様であった。断熱的な

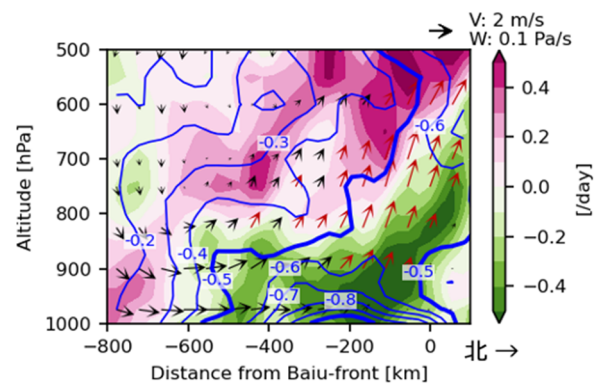


図 2 124-128°E における ERA5 の南北鉛直断面図。横軸は、図 1a 中の赤点線からの距離で、北側を正とする。領域 A は、横軸が -300~0 km 付近に位置する。(カラー) 水平風収束(ベクトル)南北風と鉛直 p 速度。鉛直 p 速度が -0.05 Pa/s 以下の部分を着色。(等値線) 温位の北向き勾配 [K/(100 km)]。値は、温位の南北勾配のみ 04 JST の 6 月平均値、その他は全て 04 JST と 16 JST における差分の 6 月平均値である。

持ち上げ速度が速ければ、空気塊が自由対流高度に到達し対流が発生する頻度はより高くなる。以上から、朝方から昼前にピークを迎える降水日周期は、明け方に強化された下層風が温位傾度の大きな領域で気塊の持ち上げを促進し、2-3 時間後に対流が誘起されることで起こると考えられる。

下層風の日周期の力学的な成因を調べるため、運動方程式の各項の日周期を解析した。すると、非地衡流によるコリオリ力の成分が、水平風の加速度の日周期に連動していた。この性質は、中国長江河口の沿岸に出現する夜間の下層ジェットと類似している[3]。この下層ジェットの成因は、大陸の海陸風循環が影響しているとされており、本解析で見られた下層風の日周期でも、同一のメカニズムが寄与している可能性がある。

5. まとめ

本研究では水収支に着目して、3 種類の再解析データの解析により、6 月の東シナ海に出現する顕著な降水日周期の形成要因にせまった。降水日周期を引き起こす要因は、対流圏下層の力学的な変動過程が重要であることが分かった。この力学的な変動過程は、明け方に強化された下層風が、梅雨前線に伴う温位傾度の大きな領域で断熱的な持ち上げを促進し、対流を誘引することで達成されると考えられる。

参考文献

- [1] Kanada et al., 2014, *SOLA*, **10**, 72-77.
- [2] Park et al., 2016, *Clim. Dyn.*, **46**, 745-763.
- [3] Du et al., 2015, *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 1212-1231.

令和3年2月15日から17日にかけての発達した低気圧の解析

山口純平（青森地方気象台）

1. はじめに

温帯低気圧は中緯度地域で最も一般的な気象擾乱であり、しばしば、大雨や暴風、冬季は大雪などの気象災害をもたらすことがある。とりわけ急速に発達する低気圧は古くから研究の対象とされてきた。一般に低気圧が急速に発達する要因として上層の渦度移流、下層の温度移流、および潜熱放出が挙げられる(e.g. Eiras-Barca et al. 2017)。温帯低気圧の発達メカニズムを説明する傾圧不安定は、上層渦と下層温度擾乱の相互作用によって説明される(Hoskins et al. 1985)。また、雲や降水などに伴う潜熱の放出は大気下層の低気圧性循環を強化する(Davis and Emanuel 1991)。

2021年2月15日、関東沖の低気圧が急速に発達しながら三陸沖を北上した。これに伴い青森県では、大間(18.4m/s)、黒石(20.1m/s)、三戸(9.3m/s)で日最大風速の2月としての一位の記録を更新した。この低気圧は、14日18時(UTC; 以下同じ)から15日18時までの24時間に50 hPa低下し、16日0時に最小気圧946 hPaを記録している。

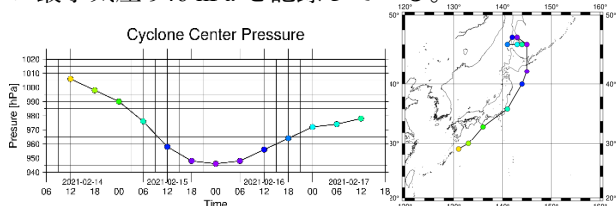


Fig. 1 (左)低気圧中心気圧の時系列、(右)低気圧中心の軌跡。

本研究は準地衡風渦位の逆算(QGPV inversion)を用いてこの急速に発達した低気圧の発達メカニズムを明らかにすることを目的とする。

2. 解析手法

低気圧の発達を定量的に記述するため、QGPV inversion 手法の一つ、Nielsen-Gammon and Lefevre (1996)の Piecewise Tendency Diagnosis (以下 PTD)手法を利用する。準地衡風渦位(QGPV)は次のように定義される。

$$q = f_0 + \beta y + \mathcal{L}_g(Z') \cdots (1)$$

q は QGPV、 $f_0 + \beta y$ が β 面近似での惑星渦度、 Z' はジオポテンシャル高度であり、 $\mathcal{L}_g = gf_0^{-1}[\nabla^2 + f_0^2 \rho_0^{-1} \partial_z(\rho_0 N^{-2} \partial_z)]$ は線形演算子である。 q は断熱非摩擦では地衡風に沿って保存される。

$$\dot{q} := (\partial_t + \mathbf{v} \cdot \nabla)q = 0 \cdots (2)$$

逆に $\dot{q} \neq 0$ であれば加熱や摩擦が q の生成・消滅をもたらしたことを意味する。(1)、(2)を組み合わせることにより、ジオポテンシャル高度の時間変化を QGPV の移流、および生成・消滅を用いて逆算することができる。

$$\partial_t Z' = \mathcal{L}_g^{-1}(-\mathbf{v} \cdot \nabla q) + \mathcal{L}_g^{-1}(\dot{q}) \cdots (3)$$

QGPV の移流のメカニズムを明らかにするために、PTD では QGPV を大気上層と下層、および大規模循環成分と擾乱成分に分割する。例えば、大気上層の渦位移流による低気圧の高度の低下は、以下の通り6つの要因に分けることができる。

$$\begin{aligned} \partial_t Z'_U = & \mathcal{L}_g^{-1}(-\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{q}_U)' + \mathcal{L}_g^{-1}(-\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla q'_U)' \\ & + \mathcal{L}_g^{-1}(-\mathbf{v}'_U \cdot \nabla \bar{q}_U) + \mathcal{L}_g^{-1}(-\mathbf{v}'_L \cdot \nabla \bar{q}_U) \\ & + \mathcal{L}_g^{-1}(-\mathbf{v}'_U \cdot \nabla q'_U) \\ & + \mathcal{L}_g^{-1}(-\mathbf{v}'_L \cdot \nabla q'_U) \cdots (4) \end{aligned}$$

$\bar{\mathbf{v}}$ と $\bar{q}_U$ は大規模循環の風や上層渦位を表している。

一方 q'_U は上層渦位擾乱を表していて、 $\mathbf{v}'_U$ は上層渦位擾乱の作る循環場である。一方、 $\mathbf{v}'_L$ は下層渦位擾乱の作る循環場を表す。大気波動の摂動論からの類推により、右辺第2項と第3項は上層ロスビー波の伝播(傾圧波動)、第4項は大気下層と上層の相互作用(傾圧波動)を表すこととなる。第5、6項は擾乱同士の相互作用となる。大気下層の渦位移流についても同様の分解を行う。これにより低気圧の発達を大気波動の観点から、12のメカニズム別に分解することができる。本研究では加熱効果等も考慮し、15のメカニズムより評価を行う(Fig. 4を参照)。

3. 利用データ

本研究には再解析データとして気象庁55年長期再解析(Kobayashi et al. 2015)を用いた。水平解像度は1.25°、時間間隔6時間の全球データで、鉛直層は等圧面37層、地表面付近の解像度は25hPaとなっている。QGPV inversionの際には鉛直座標を対数気圧に変換し、0.2 km (以下975 hPa面と同一視)から20 km(約82 hPa)の計100層としている。

4. 結果

4.1 再解析データの総観場の定性的解析

Fig. 3に975 hPa等高線(地上気圧にほぼ対応)と上層渦位、下層渦位を示している。14日から15日にかけて上層高渦位域が本州付近に貫入している。一方高温位域の楔形の先端は地上低気圧の中心におおむね対応している。そして低気圧中心付近は日80mm以上の降水を伴う。高渦位域、高温位域はともに低気圧性循環に関連しており、また凝結に伴う潜熱放出は正渦位の生成に寄与する。したがって定性的にはこれらにより低気圧が発達したことが推察される。

4.2 PTDによる低気圧発達の解析

Fig. 4にPTDによる低気圧発達の各メカニズムによる14日12時から16日0時までの低気圧中心示度低下量を示す。この図から、1)潜熱加熱、2)傾圧発達、3)上層渦の相互作用、4)大規模循環場、5)

ロスビー波伝播の順に低気圧の発達に寄与したことが分かる。1)について、降水域にほぼ対応する形で高度低下域が広がっており、低気圧中心付近もこの高度低下の影響を受けている(図省略)。

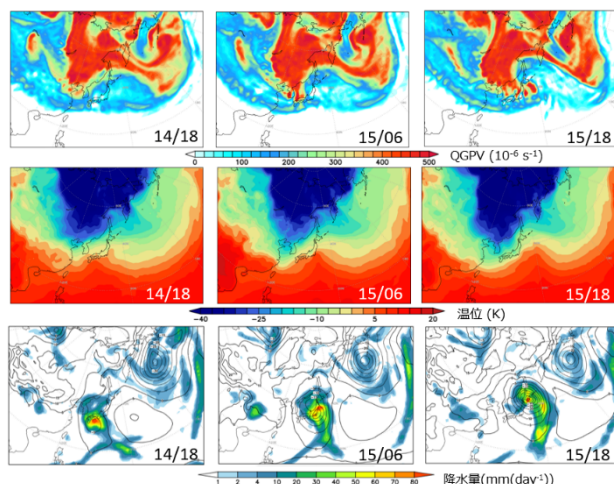


Fig. 2 14日18時から12時間ごとの(上段)10 km QGPV、(中段)0.1 km 温位、(下段)975hPa 高度(等値線)、降水強度(陰影; 12 時間平均)。

低気圧発達への寄与一覧		
メカニズム		
低気圧発達量 (dam)		
その他		-3.7
大規模渦		-9.7
地形効果		6.0
下層渦位		1.0
ロスビー波伝播		-11.5
傾圧発達		-12.9
循環循環相互作用		2.1
水平渦渦相互作用		1.1
鉛直渦渦相互作用		-0.8
上層渦位		-22.7
ロスビー波伝播		-8.3
傾圧発達		-1.3
循環循環相互作用		-1.5
水平渦渦相互作用		-11.6
鉛直渦渦相互作用		0.1
非断熱		-12.2
境界層加熱		18.2
境界層摩擦		12.4
潜熱加熱		-42.8
低気圧発達量 (dam)		-37.6

Fig. 3 PTD の各メカニズムによる 14 日 12 時から 16 日 0 時までの低気圧中心での 975hPa 高度の低下量 (dam=10 m)。

Fig. 4 には 2) の効果を平面図にプロットしている。中国東北区附近の正渦位と日本の東からオホーツク海にかけての負の渦位擾乱に対応して、大気下層では日本付近に南寄りの風が形成されており暖気移流場となっている(左)。この暖気移流に伴い日本付近は高度下降場となっている(右)。低気圧中心は暖気移流場に位置するので、これに伴い低気圧中心示度が低下する。上層渦位に伴う下層暖気移流場と低気圧が対応する構造は傾圧不安定波の特徴である。

Fig. 5 には 3) の効果を平面図にプロットしている。中国東北区附近の正渦位域から一部が逸脱し、本州付近に侵入している(左)。逸脱した小正渦位域はそれより大きな渦位擾乱の作る南寄りの流れ場にあり、日本付近には正渦位移流が生じる。これに伴い日本付近で高度低下が生じ、低気圧を強化している(右)。言い換えれば、上層ロスビー波の中にさらに小規模なロスビー波が発生し、低気圧中心へ伝播していっ

たことで低気圧が強化されたということである。

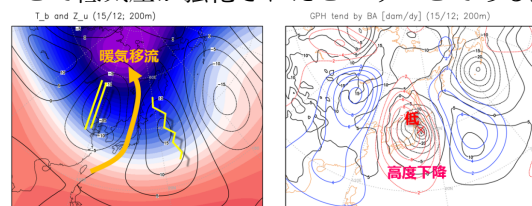


Fig. 4 (左)15 日 12 時の 0.1 km 大規模循環場の温位(陰影)および上層渦位擾乱に伴う 975 hPa の高度(等値線; 10m; 地衡風の流線に対応)。 (右)同時刻の 975 hPa 高度(黒線)および PTD の傾圧発達に伴う高度上昇(青)/低下(赤)率(10m/日)。

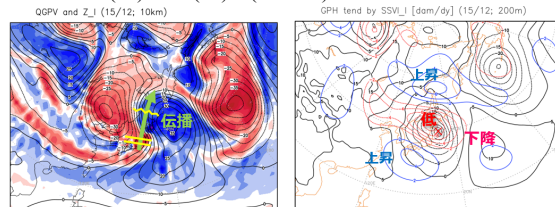


Fig. 5 (左)15 日 12 時の 10 km 上層渦位擾乱(陰影)および擾乱高度(等値線; 10m)。 (右)同時刻の 975hPa 高度(黒線)および PTD の上層渦相互作用に伴う高度増加(青)/減少(赤)率(10m/日)。

5. 議論：上層渦相互作用の起源

本事例で特徴的である上層渦相互作用の発生要因を議論するため、Fig. 6 に下層の正渦位擾乱が上層渦位に及ぼす影響を示している。図から小正渦位域には下層の正渦位に伴う南東向きの流れが、その北側の負渦位域には西向きの流れが対応することが分かる。即ち、低気圧を発達させた小規模ロスビー波は低気圧自身によって発生していたと考えられる。

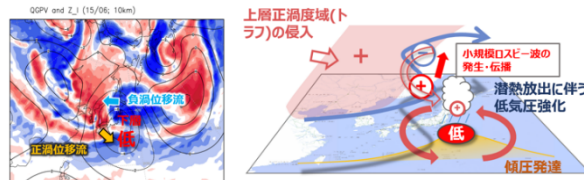


Fig. 6(左) 15 日 6 時の 10 km 上層渦位擾乱(陰影)および下層渦位に伴う 10 km における擾乱高度(等値線; 10m)。

Fig. 7(右) 15 日 6 時の小規模ロスビー波発生メカニズムの模式図(地図は地理院地図による)

6. まとめと今後の課題

本研究では PTD を利用し 2021 年 2 月の発達した低気圧の解析を行った。その結果、低気圧の発達には潜熱放出や傾圧発達、上層渦位の相互作用の寄与が大きかったことが示された。また本事例で特徴的な上層渦位の相互作用の寄与は、低気圧が発達したタイミングで上層正渦位域が侵入したことにより、下層正渦位擾乱に伴う循環が上層に小規模なロスビー波を発生させ、このロスビー波の伝播に伴い生じたことが明らかになった。今後についてはさらに解析事例を増やし、比較することで他の低気圧とは異なる本事例の特徴を明らかにしていきたい。

引用文献

- Davis and Emanuel, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953 (1991)
 Eiras-Barca et al., *Earth Syst. Dynam.*, **9**, 91-102 (2018)
 Hoskins et al., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946 (1985)
 Kobayashi et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48 (2015)
 Nielsen-Gammon and Lefevre *Mon. Wea. Rev.*, **53**, 3120-3142 (1996)

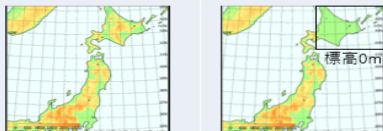
令和3年(2021年)8月9日～10日にかけての下北の大雨について[NHM 実験編]+
青森地方気象台 石鳥和幸、寺内俊平、山口純平、根来仁

1 はじめに

令和3年(2021年)8月9日～10日にかけての下北の大雨については、実況編での報告から大雨の特徴を担当者間で調整し大きく2つに分類することとした。一つ目は、9日夜に下北半島～渡島半島東部に形成された線状の降水帯(以下ステージ1と略す)、二つ目は、10日未明～朝に下北半島で非常に激しい雨の降った大雨(以下ステージ2と略す)とし、この2つの大雨の特徴をメソ解析、JMA-NHMによる感度実験等を用いて要因の考察を行った。

2 JMA-NHM の設定

表1 JMA-NHM の計算設定

実験名	5km_ctrl	地形編集
初期時刻	2021年8月9日00UTC	
初期値・境界値	メソ解析	
水平解像度	5km	
格子数 (x, y, z)	233 × 233 × 50	
予報時間	30時間	
タイムステップ	20秒	
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) を予報	
積雲対流	K-Fスキームと雲物理過程	
乱流過程	MYNN3	
計算領域		

メソ解析を初期値・境界値とした JMA-NHM による感度実験の計算設定を表1に示す。5km_ctrl 実験結果は、渡島東部から下北半島の南北にのびる強雨域は、実況と比較して1時間雨量は過少だが、3時間雨量では降水分布の特徴を再現しているため、本事例で JMA-NHM の結果を用いることは有効であると考え(図省略)。

2-1 ステージ1(9日夜:渡島半島東部中心の大雨)

9日23時10分、北海道渡島東部の戸井泊アメダスで23時10分に62.0mmの非常に激しい雨を観測し、23時までの前1時間解析雨量では函館市付近では約80mmの猛烈な雨が解析された大雨の時間帯、下北半島から渡島東部にかけて南北走向の線状の降水帯が停滞した。戸井泊アメダスで10分間降水量が最も強かった22時30分のレーダーエコーA-B断面図は、反射強度45-47dBZの強い領域が高度3km以下に集中しており、エコー頂高度は最大7～9kmとあまり高くなかった(図1)。

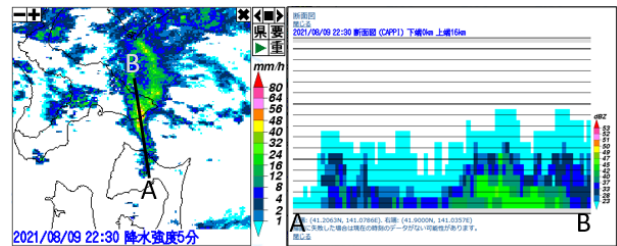


図1 9日22時30分レーダーエコー(降水強度5分)の平面図とA-B断面図

メソ解析9日24時、SREH(ストームに相対的なヘリシティ)は、鉛直シアが大きく $400\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上の領域に覆われており、 hodograph は時計回りに変化する暖気移流場となっていた。また、線状の降水帯の移動走向は、環境場から推定されるストームの移動ベクトルと概ね一致していた。気象衛星水蒸気画像では、低気圧を回り込む明瞭な暗域が東北北部から北海道に流れ込み、湿度50%以下の乾燥空気が300hPa付近に入り、雲頂高度が抑えられていた(図省略)。

9日24時の温位エマグラムは、900hPa付近を中心に東の風20m/s前後の強風が吹いており下層で不安定な成層となっていた。また、400hPa付近まで湿潤で0℃線は約550hPaと高かった。9日23時、JMA-NHMの500m水蒸気フラックス量で日高沖から津軽海峡にかけて $350\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ 以上と非常に高く、東の風25m/sの強風となっていた。渡島半島を東西に断面をとったC-D断面図では、降水粒子混合比(Qrsg)は高度4kmと低く、鉛直流(W)が $0.5\text{m}/\text{s}$ と弱い分布をしていた(図2)。

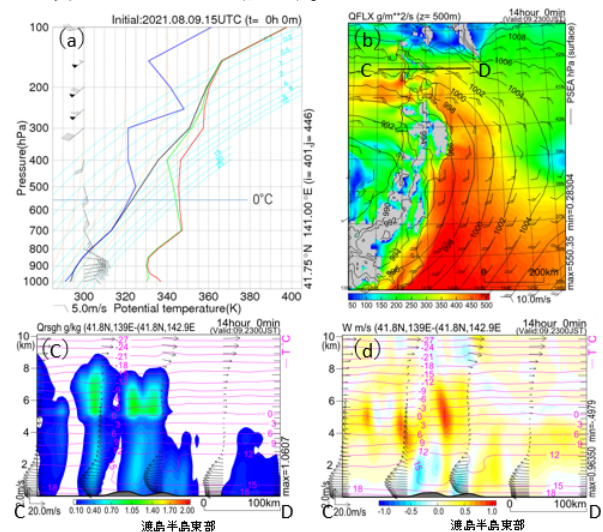


図2 (a)9日24時の戸井泊アメダス付近のメソ解析による温位エマグラム (b)9日23時 JMA-NHM による500m高度の水蒸気フラックス QFLX($\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$) (c)(b)図のC-D断面図 降水粒子混合比 Qrsg(g/kg) (d)(b)図のC-D断面図 鉛直流 W(m/s)

これら雲頂高度が10km以下とあまり高くないことや、レーダーの反射強度の強い部分が高度3km以下の地表に向かって増大している点などは、濱田・高薮(2015)の調査と共通点が多い。ステージ1の大雨は、0℃以上の暖かい大気環境場で大気下層の暖湿気の流入により雨粒が成長・落下したことによる暖かい雨の降水過程の特徴をもっていたと考えられる。

2-2 ステージ2(10日未明～朝:下北中心の大雨)

下北半島では10日未明から朝にかけて、1時間解析雨量で40mm前後の激しい雨が断続的に降った。10日06時のレーダーエコー(降水強度5分)では、東西走向の雨雲が次々北上していた。E-F断面図ではステージ1とは異なり、エコー頂高度は最大9～11kmで強い反射強度37-40dBZが地表付近から6km付近まで高く存在していた(図3)。

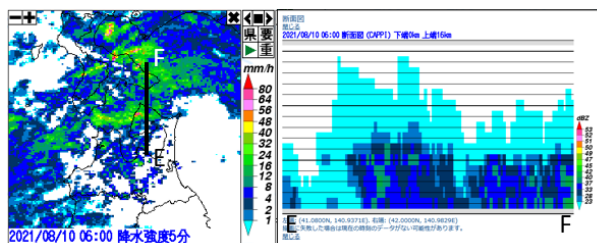


図3 10日06時00分レーダーエコー(降水強度5分)の平面図とE-F断面図

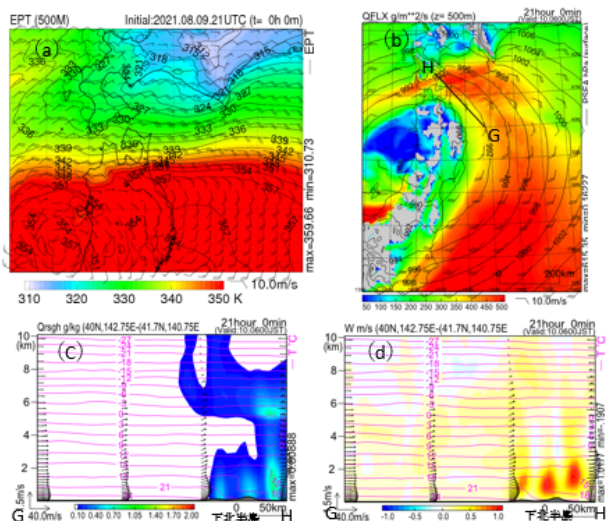


図4 (a)10日06時のメソ解析による500m相当温位 (b)10日06時 JMA-NHMによる500m高度の水蒸気フラックス $QFLX(g/m^2/s)$ (c)(b)図のG-H断面図降水粒子混合比 $Qrsg(g/kg)$ (d)(b)図のG-H断面図鉛直流 $W(m/s)$

低気圧が接近に伴い、暖湿気の流入が更に強まり、青森県付近で500m相当温位線が混み、シアラインが強化、東の風も30m/sと強まり500m水蒸気フラックス量は $400g/m^2/s$ を超えた。岩手県沖から下北半島にかけて南東から北西方向に断面をとった

JMA-NHMでのG-H断面図では、降水粒子混合比は高度2km以下にピークを持ち、鉛直流が最大1m/sとステージ1の大雨時より強かった。これは強化されたシアラインの前線面上を暖湿気が滑昇していることが要因と考えられる。また、降水粒子混合比が地表に向かって増大している点は、ステージ1の暖かい雨の降水過程の特徴と考える。高度5km付近にある降水粒子混合比のピーク直下では下層の降水粒子混合比が上層へ強まっていることから Seeder-Feeder 効果による降水強化の可能性があり、ステージ2の大雨は複合的な要因が考えられる。

3 JMA-NHMによる感度実験

5km_ctrlでは、日高沖から風の収束域を形成し下北半島にのびて降水が強化されていた。このことは、風上の日高山脈の地形が影響していると思われることから、地形編集した感度実験を行った。降水分布は変化を見やすくするため、10日09時までの前12時間降水量としたが、風の収束域は津軽海峡側に変化し下北半島の降水量は減少した。そのため、日高山脈の地形も多少、大雨の要因として影響していたと考えられる(図5)。

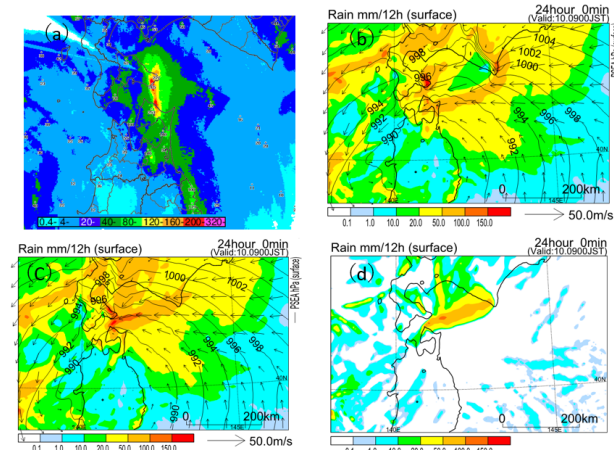


図5 8月10日06時までの全12時間降水量 (a)実況の解析雨量 (b)5km_ctrl (c)地形編集 日高山脈標高0m (d)地形編集-5km_ctrlの差分

4 まとめ

ステージ1では、暖かい雨の降水過程の特徴が考えられるが、ステージ2にはそれに加えて暖湿気の流入の強まりから Seeder-Feeder 効果による降水強化の可能性もあり、大雨の要因は複雑であると思われる。また、日高山脈の地形は下北半島の大雨に多少は影響していたと考えられる。

【参考文献】

・濱田、高薮(2015) Weak linkage between the heaviest rainfall and tallest storms
<http://www.nature.com/ncomms/2015/150224/ncomms7213/full/ncomms7213.html>

2021 年 8 月 9 日から 10 日にかけての青森県を中心とした大雨事例の調査

☆高野 一生、岩場 遊（仙台管区气象台予報課）

1. はじめに

2021 年 8 月 9 日から 10 日にかけて、台風第 9 号から変わった温帯低気圧が日本海を北東進し、東北地方北部を通過した（図 1 左）。これに伴い渡島地域や青森県、岩手県で記録的な大雨となり、レーダー観測では、下北半島から渡島半島南東部に 10 日 12 時までの 24 時間でおよそ 300 ミリの降水を解析した（図 1 右）。

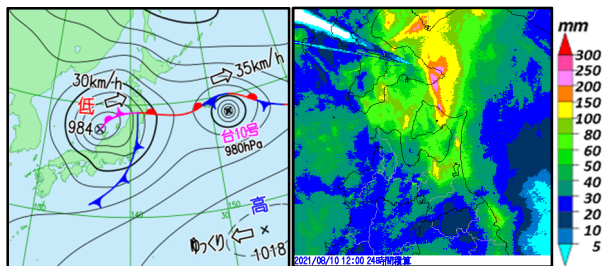


図 1. 8 月 9 日 21 時の地上天気図（左）と 10 日 12 時までの 24 時間積算解析雨量（右）

しかし、レーダー観測を詳しく調べると、この大雨は背の高い積乱雲による降水ではなく、雲頂高度の比較的低い雨雲からの降水であったと考えられる。本調査の目的は、雲頂高度の比較的低い雨雲が大雨をもたらした要因を明らかにすることである。

2. 事例概要

8 月 8 日 20 時過ぎに鹿児島県枕崎市付近に上陸した台風第 9 号は、9 日 9 時頃に中国地方で温带低気圧へ変わった。その後、北陸沖の日本海を北東進し、10 日朝に東北地方北部を通過した。岩手県には 850hPa で相当温位 350K 以上の暖湿気が流入した。低気圧中心は、沿海州付近にあった上層の強風軸から外れていたため移動速度が遅く、9 日 21 時から 10 日 9 時にかけて長時間同じ場が続いた。

渡島地域の戸井泊では 9 日 23 時までの 1 時間に 61.5 ミリの非常に激しい雨を観測した（図 2）。9 日の日降水量は岩手県普代で 234.0 ミリ、戸井泊で 193.0 ミリ、10 日の日降水量は、青森県平内町大和山で 137.0 ミリを観測した。

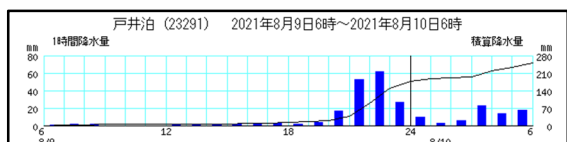


図 2. 9 日 6 時から 10 日 6 時にかけての戸井泊における 1 時間降水量

この大雨により青森県では下北や上北を中心に橋の崩落や土砂崩れ、洪水の被害が発生した。渡島地域の函館市でも土砂崩れや河川の氾濫、冠水などの被害が発生した。

3. 強雨域

3 時間積算解析雨量を確認すると、8 月 10 日 9 時までは津軽海峡を南北に横切る形で強雨域が継続して現れた（図 3）。

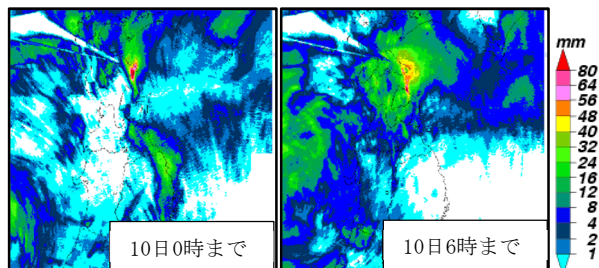


図 3. 津軽海峡付近における 3 時間積算雨量

津軽海峡の強雨域は、9 日 22 時では下北半島を起点に渡島半島へと南北にのびていた。降水強度の極大は高さ 2km 付近に分布し、高さ 5km を超えて発達した雨雲はなかった（図 4 図 4）。

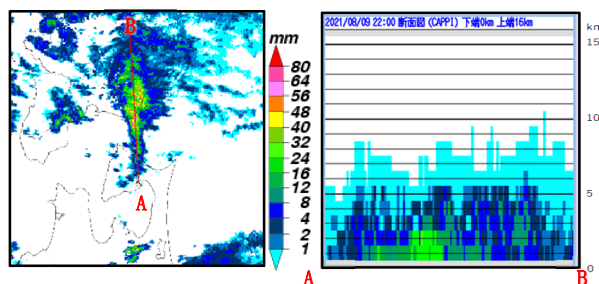


図 4. 津軽海峡付近における 9 日 22 時のレーダー 5 分間降水強度（左）と鉛直断面（右）

4. 環境場の特徴

4.1. 津軽海峡の下層風

メソ客観解析で下層の水平風速を確認すると、850hPa 付近が極大となっていた。一方、鉛直流は上昇流が最大で 0.6m/s 程度と弱く、下降流が最大で 1.3m/s 程度となっていた。このことから、メソ客観解析のスケールでは激しい対流はなかったと考えられる（図 5）。

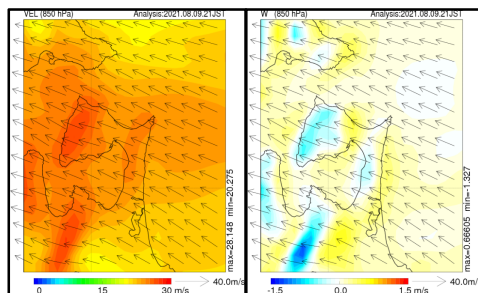


図 5. 9 日 21 時のメソ客観解析 850hPa 水平風速（左）および 850hPa 鉛直流（右）

4. 2. 前線の構造

9 日 21 時において、相当温位 350K 面付近に前線の構造を確認できる（図 6 左の紫色破線）。

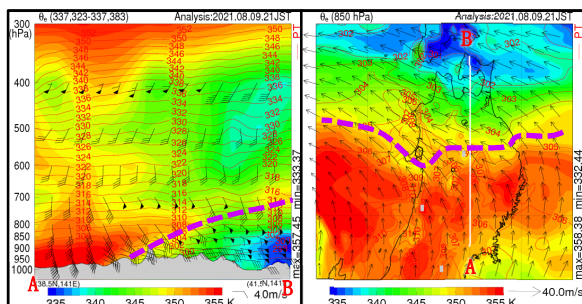


図 6. 9 日 21 時におけるメソ客観解析相当温位の断面図（左）および 850hPa 平面図（右、いずれも等値線は温位）

また、700hPa の相当温位は三陸沖から下北半島にかけて 350K 以上となっていることに加えて、800hPa において雲水混合比が大きくなっており、湿った空気が津軽海峡に流入していた（図 7 の紫色破線内）。

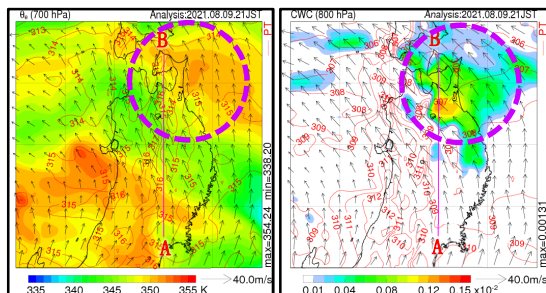


図 7. 9 日 21 時のメソ客観解析 700hPa 相当温位（左）および 800hPa 雲水混合比（右）

5. JMANHM による再現実験

雨雲の成因を詳細に解析するため、表 1 に示す設定で JMANHM による再現実験を実施した。温位や風速の場は実況と整合しており、雲水の分布も下北半島では概ね再現できていたことから、2km 格子実験の結果をもとに気流解析を行った。

表 1. 計算設定

初期時刻	2021/08/08 15UTC	2021/08/09 03UTC
予報時間	48時間	18時間
積分時間間隔	20秒	2秒
格子間隔	5km	2km
格子数 (x,y,z)	350 x 350 x 50	400 x 400 x 50
モデルトップ	15km	14.5km
中心緯度・経度	39.2N 138.4E	40.6N 141.4E
積雲対流スキーム	KFスキーム	なし
雲物理過程	氷相を含むバルクモデル、混合比(雲水、雨、雪氷、雪、あられ)と数密度(雲氷)を予報	
乱流過程	MYNN3	MYNN3
初期値・境界値	メソ解析	5km実験
地形	GTOPO	KTOPO

5. 1. 気流解析

図 8 に 9 日 22 時の津軽海峡の高さ 3km からの

後方流線解析結果を示す。特に 9 日 21 時から 22 時の間は下北半島の上空で地形によるとみられる上昇と下降を繰り返し、空気塊の相当温位は 349.5K から 349.4K とほぼ一定であるが、水蒸気混合比が 13.16g/kg から 11.36g/kg まで下がっている。これは、降水として水蒸気を一部失ったと考えられる。津軽海峡では安定度が大きな値となっていたことから、対流が発達したというよりは、温暖前線構造の中で地形に伴う弱い上昇流（図 9）により降水が強まったことを示唆している。

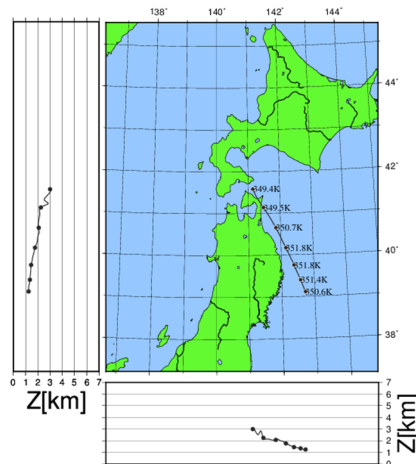


図 8. 9 日 22 時の津軽海峡の高さ 3km からの後方流線解析結果。点は 1 時間ごとの位置を、点の横の数値は空気塊の相当温位を示す

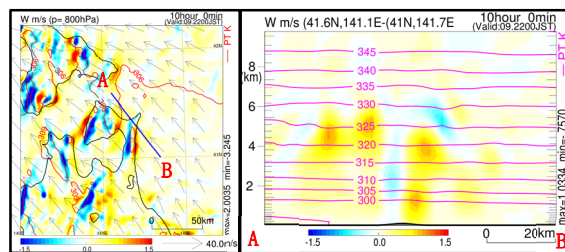


図 9. 9 日 22 時の JMANHM 2km 格子実験における鉛直の 800hPa 平面（左）および鉛直断面図（右）。いずれも等値線は温位

6. まとめ

本事例の津軽海峡付近における降水については、発達した対流雲が確認できないにも関わらず非常に激しい雨を観測している。また、長時間にわたり場に大きな変化がなく降水が続いたことや、JMANHM 2km 格子実験における気流解析から、激しい対流による降水ではなく、地形による弱い鉛直流に伴う降水とみられることが分かった。しかし、海上の強雨域については成因を把握しきれていないため、今後の調査課題としたい。

7. 参考文献

・小倉, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会 p. 35-54

2021 年 6 月 24 日の岩手県内陸南部の大雨事例解析

小林 大曙（盛岡地方気象台）

1. はじめに

2021 年 6 月 24 日の夕方から夜のはじめ頃にかけて岩手県の内陸南部で局地的に大雨となり、北上市では、床上・床下浸水や土砂崩れ等の被害が発生した。金ケ崎地域雨量観測所では 18 時 07 分までの 1 時間に 44 mm の激しい雨を観測したほか、北上市付近では 17 時 30 分までの 1 時間に 53 mm の非常に激しい雨を解析した。本調査は、岩手県内陸南部に被害をもたらした 2021 年 6 月 24 日の大雨事例について解析し、その降水システムについて検証した。

2. 実況

2.1 環境場

地上では、梅雨前線が日本の南の海上に位置していた。また、高気圧が日本のはるか東と日本海にあって、東北地方は気圧の鞍部に位置しており、日本海側では北西風、太平洋側では南東風が吹きやすい気圧配置となっていた（図 1 左）。日本海の上空には寒気を伴った気圧の谷があつて東進しており、24 日 09 時の秋田の高層気象観測では、500hPa で -15.5°C を観測した（図略）。また、下層には相当温位 325K 程度の暖湿気が流入して潜在不安定な大気状態となっており、下層の気塊は 300hPa 面程度まで上昇できるポテンシャルがあつた（図 1 右）。風向は地表付近では北西風であつたが、970hPa 面以上では概ね南西風となっていた（図 1 右）。

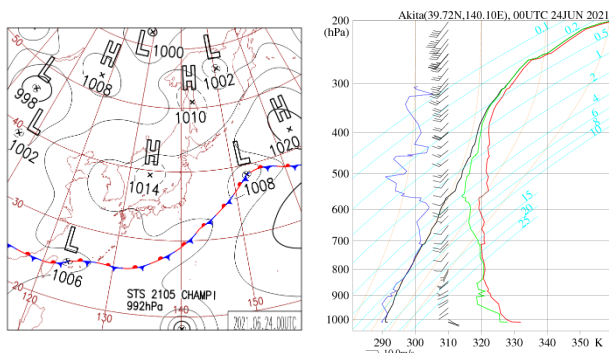


図 1 24 日 09 時の地上天気図と秋田の温位エマグラム

2.2 降水実況

岩手県内では、24 日の昼頃から局所的に雷を伴

って激しい雨を解析するなど、大気の状態が不安定となっていた。

14 時頃に西和賀町と北上市の境界付近に南西—北東にのびた線状の降水エコーが現れた。この降水エコーは、次第に衰弱した。15 時頃からは焼石岳の北東に発達した降水エコーが現れて南東進し、北上市、奥州市、金ケ崎町の境界付近で停滞して線状の降水エコー（以後、線状の降水系と記す）となった。また、秋田県側から東進した別の降水エコーが 17 時頃に焼石岳付近に達した。20 時頃には線状の降水系は衰弱しながら北東に移動して夜遅くに消失した（図 2）。

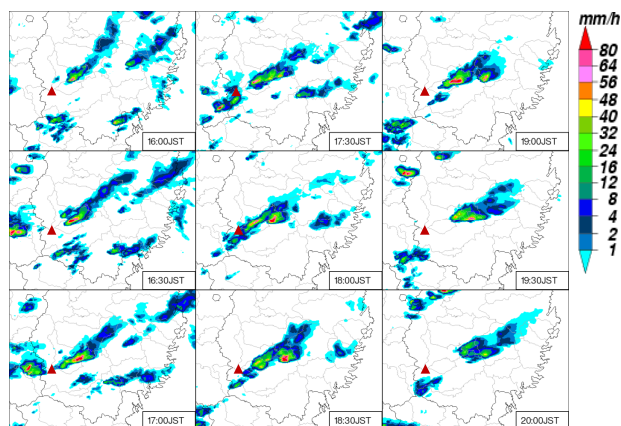


図 2 24 日 16 時から 20 時までの高解像度降水ナウキャスト

図中の△印は焼石岳の位置を示す。

3. 考察

24 日 15 時のメソ解析では内陸南部で 500m 高度の空気塊の DLFC の値は 500m 以下、EL は 8 km 以上となっており対流が発達しやすい状況となっていた（図略）。また下層の南寄りの風により、仙台湾から水蒸気フラックスで $50\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以上、相当温位で 320K 以上の空気塊が内陸南部に流入した（図略）。14 時頃に西和賀町と北上市の境界付近に現れた線状の降水エコーは、山地に沿って形成されており、下層暖湿気が地形によって持ち上がったことがこの降水のトリガーになった可能性がある。

図 3 から北上市、奥州市、金ケ崎町の境界付近に停滞した線状の降水系の南北で温度傾度が大きくなっていたことが分かる。また、北上地域気象観測所の観測データから、風向は降水が強まった

時間に南寄りの風から北寄りの風になり、気温は低下したことが分かった（図略）。仙台レーダの観測データを用いて、線状の降水系を横切るように断面図を描くとドップラー速度が正（南風成分）の領域が反射強度の大きい領域の南側から北側上空に向かって分布していた。一方で、反射強度が大きい領域の北側の地上付近にはドップラー速度が負（北風成分）の領域が見られた（図 4）。

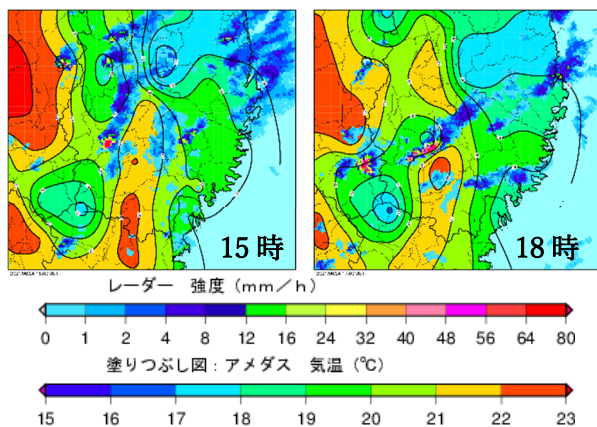


図 3 気温と降水強度の分布

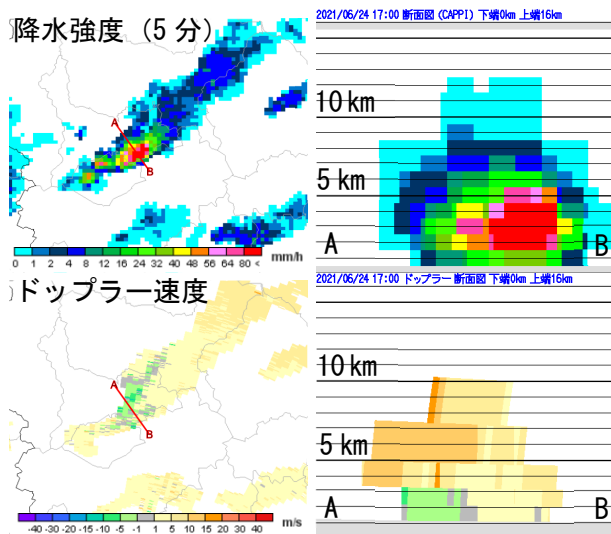


図 4 17 時の降水強度と仙台レーダによって観測されたドップラー速度の分布

ドップラー速度は正の値が南風成分、負の値が北風成分である。

以上のことから、北上市付近で強雨により冷気塊が形成され、その冷気塊に南からの暖湿気が乗り上げたことで対流雲が発達したと考える。線状の降水系が停滞した理由については地形に原因があると考えられる。北上市、奥州市、金ヶ崎町の境界付近では盆地の幅が狭くなっており、冷気塊の南下が抑制されたことで、同じ場所で暖湿気の上昇が

続き、線状の降水系が停滞したと考える。

北上市付近の上空の相対湿度は、夜のはじめ頃にかけて低下した（図 5）。これは上空の気圧の谷が引き込んだ乾燥空気が流入したことを示しており、対流雲の発達が抑制されたと考える。また、線状の降水系の南側の気温は日没とともに低下して南北の温度傾度が緩んでおり、冷気塊への暖湿気の乗り上げが弱まったと考える。以上の理由で、大雨をもたらした降水系は衰弱したと考える。

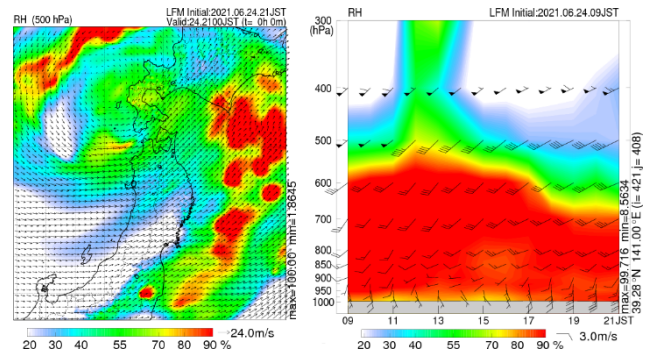


図 5 局地解析による相対湿度の水平分布（500hPa）と時間－高度分布（北上市付近）

4. まとめ

2021 年 6 月 24 日の岩手県内陸南部の大雨事例について、その降水システムについて調査した。調査結果から以下のように考察した。

岩手県は上空の寒気を伴った気圧の谷の前面に位置し、地上は日本のはるか東と日本海の高気圧の間で鞍部となっており、南東風が吹きやすい気圧配置となっていた。下層には 320K 以上の相当温位を持った空気塊が仙台湾から流入し、潜在不安定な環境場となっていた。南寄りの風により岩手県内に流入した暖湿気は、地形効果により強制上昇して自由対流高度を上回り、発達した対流雲を形成した。北上市付近では発生した強雨により、冷気塊が形成された。北上盆地の狭窄部で冷気塊の南下が抑制され、暖湿気の乗り上げ位置が大きく移動しなかったことが、線状の降水系の形成と停滞に寄与したと考える。この線状の降水系は上空に乾燥空気が流入したこと、また、日没に伴う降水系南側の気温低下により冷気塊への暖湿気の乗り上げが弱まったことで衰弱したと考える。

<参考文献>

長谷川徳信，谷内吉彦，小出雅之，2019：9 月 4 日に発生した記録的大雨について，東京管区調査研究会誌，52。

2021 年 1 月 9 日の秋田市を中心とした大雪の解析

松島 実里(秋田地方気象台)

1. はじめに

1 月 8 日夜遅く～9 日 午前にかけて秋田県沿岸に降雪雲が停滞し、記録的な大雪となった。9 日 11 時(日本時間、以下同じ)までの 12 時間降雪量は秋田で 34cm を観測し、1998 年の統計開始以来第 1 位を記録した(図 1)。この大雪により秋田県沿岸を中心に農業施設の倒壊や交通機関の麻痺等、大きな影響がでた。この降雪のメカニズムを、実況解析や JMA-NHM を用いた再現実験から解析した。

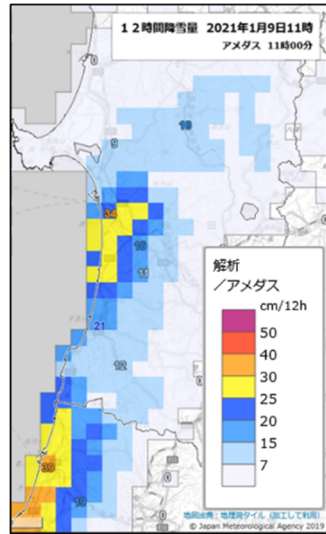


図 1: 9 日 11 時までの 12 時間解析降雪量[cm/12h]

2. 総観場の特徴

日本付近は冬型の気圧配置が持続するなか、等圧線は日本海西部で袋状となり、日本海西部・中部の気圧傾度は小さくなっていた。日本海上は上空 5000m 付近で -36°C 以下の強い寒気に広く覆われていた(図 2 左)。9 日 9 時の秋田の高層気象観測では 500hPa で -43.1°C (平年差 -11.5°C)、850hPa で -14.3°C (平年差 -4.9°C)を観測していた。衛星赤外面像では、日本海は寒気に伴う筋状の下層雲に広く覆われ、東北地方には JPCZ 北側の T モード対流雲が接近し、日本海側沿岸にかかっていた(図 2 右)。

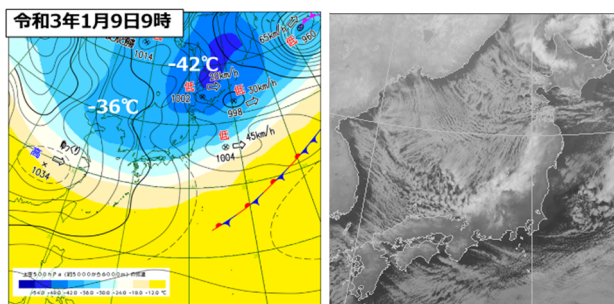


図 2: 9 日 9 時の地上天気図・500hPa 気温 $^{\circ}\text{C}$ (左)と衛星赤外面像(右)

3. 環境場の特徴

秋田では東よりの風を観測した 8 日 22 時頃から降雪を観測し、9 日 1～11 時頃にかけて 1 時間に 3cm 程度の強い雪が継続した。レーダーでは、日本海から次々と流入する雲頂高度 3km 程度の T モード対流雲が沿岸で発達し、秋田から酒田にかけての沿岸では雲頂

高度 5km 程度に達していた(図 3 左)。降雪を観測した時間帯(1 月 8 日 22 時～9 日 11 時)の秋田の風向は東北東～南東で、雪が止んだ 13 時頃に西よりに変化していた。秋田の気温は 8 日 日没(16 時 33 分)頃から -6°C 前後で経過しており、内陸との気温差は小さかった。また沿岸は海からの北西風を観測した地点と東よりの風を観測した地点との気温差が大きく、秋田県沿岸には内陸に形成・発達した冷氣との間に局地前線が形成されていたとみられる(図 3 右)。飛島とにかほの気温を参考にとすると、局地前線の温度差は約 $3.5^{\circ}\text{C}/30\text{km}$ に達していた。また秋田沖の海面水温は約 12°C (平年差 $+1^{\circ}\text{C}$)であったことも、局地前線の強化に寄与した可能性がある。

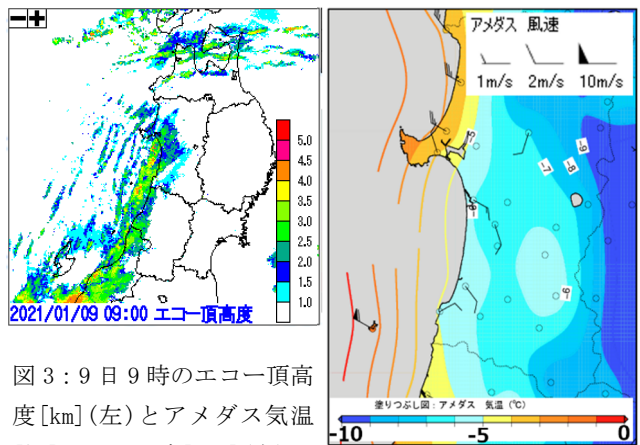


図 3: 9 日 9 時のエコー頂高度[km](左)とアメダス気温 $^{\circ}\text{C}$ ・風向風速[m/s](右)

次に秋田高層観測から冷氣層の鉛直構造をみるため、下層のホドグラフを示す(図 4)。東よりの風の層を陸側に形成された冷氣層とみなすと、8 日 21 時は 354m(965hPa)、9 日 9 時は 796m(912hPa)となっており、冷氣層は 8 日 21 時には約 350m、9 日 9 時には約 800m に達していた可能性がある。なお、気温の観測では明瞭な変化は観測されなかった。

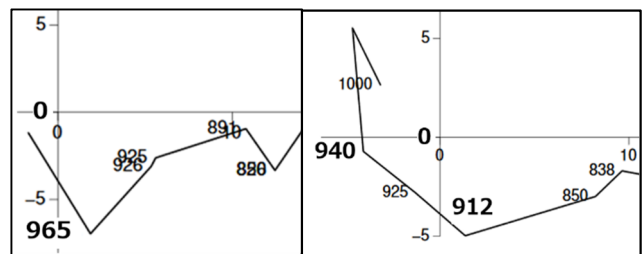


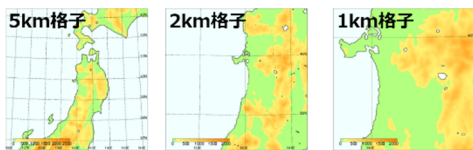
図 4: 8 日 21 時(左)と 9 日 9 時(右)の秋田高層気象観測によるホドグラフ[hPa]

4. JMA-NHM による再現実験

降雪の強化と局地前線との関係を考察するため、JMA-NHM による再現実験を行った。表 1 に計算設定を示す。実験結果は、現象のピークが数時間早いものの、局地前線構造を解析するには十分な再現性をもっていった(図略)。

表 1: JMA-NHM の計算設定

実験名	5km実験 (親)	2km実験 (子)	1km実験 (孫)
初期時刻	1/8 09JST	親モデルのFT=3	子モデルのFT=3
初期値境界値	メソ解析	親モデル	子モデル
水平解像度	5km	2km	1km
積分間隔	20 Sec	5 Sec	5 Sec
格子数(x,y,z)	130×130×50	130×130×50	110×110×50
予報時間	30時間	27時間	24時間
湿潤過程	氷晶を含むバルクモデル MSWSYS(18)=-2		
境界層過程	MYNN 3 (部分凝結あり)		



局地前線のはじめ沿岸陸上に形成し、冷氣層の形成強化に伴い次第に西に移動し、海岸線へ達した(以降、この時間帯を最盛期とする)。その後海上の西風が強化されると東へ移動し不明瞭化した。

9 日 0 時(最盛期)の相対湿度平面図と西-東鉛直断面図を図 5 に示す。相対湿度分布をみると、日本海から T モード対流雲が沿岸へ流入していた。鉛直断面図では沿岸で温位の集中が明瞭で、T モード対流雲やその下層の対流混合層が局地前線付近の強制上昇により発達していた。また、1km 実験において孫モデルと dry モデルの相対湿度及び温位を比較すると、顕著な上昇流の風下側で降雪や雪片の昇華による冷氣層の

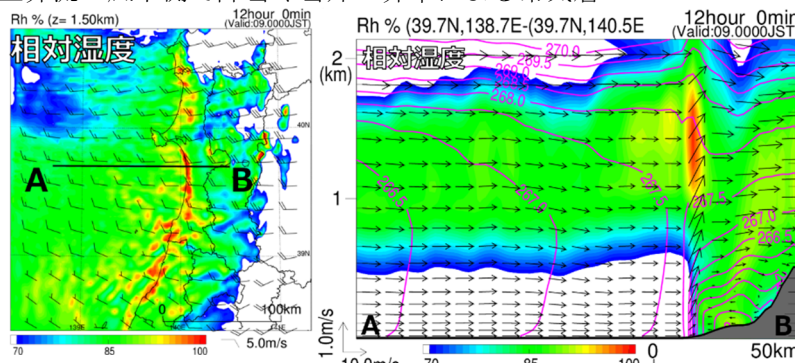


図 5: 2km 実験における 9 日 0 時の相対湿度[%]平面図(左)と鉛直断面図(右)(鉛直断面図の等値線は等温位線)

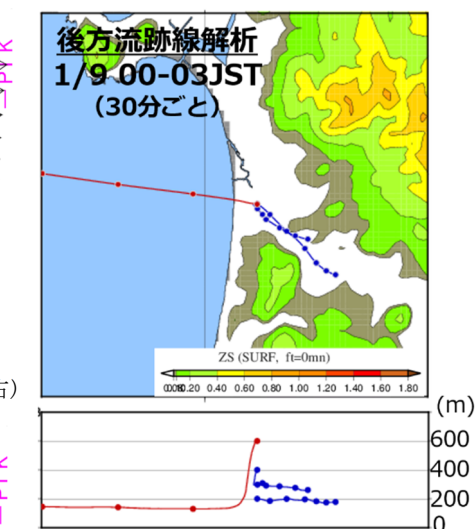
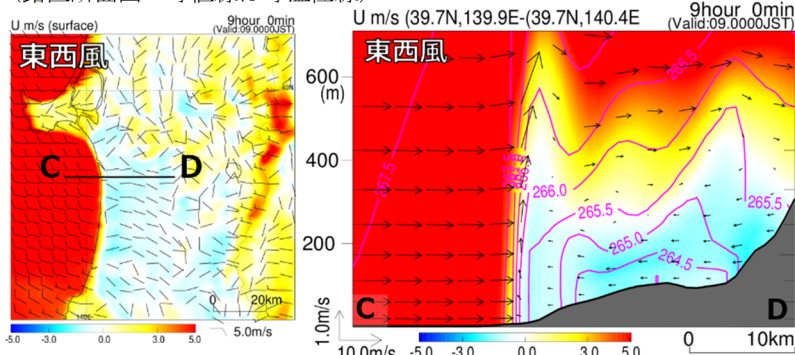


図 7: 9 日 3 時を基点とする
後方流跡線解析(3 時間)

図 6: 1km 実験における
9 日 0 時の地上風東西風速[m/s]
平面図(左)と温位の鉛直断面図(右)
塗分けは東西風速(西風を正とする)
断面図の矢印は断面に投影した

強化が表現されていた(図略)。

より詳細に局地前線の構造を理解するため、9 日 0 時(最盛期)の地上風平面図と西-東鉛直断面図を図 6 に示す。地上の東西風分布をみると、海岸付近には西風と陸上からの東風による明瞭な収束線が形成されていた。鉛直断面図では沿岸に温位集中帯とともに西-東風の明瞭な境界と、陸上には高度約 300m に達する東よりの風及び冷氣層の形成が認められる。これらのことから秋田の海岸付近には、海上からの相対的に高温位の西風と陸上からの低温位の東よりの風により、局地前線が形成されていたと考えられる。

9 日 3 時の後方流跡線解析結果を図 7 に示す。トレーサーは 200m ごとに 200~600m まで秋田市付近に配置した。200m, 400m のトレーサーは雄物川中流からゆっくりと北西側へ移動して沿岸に達していた。一方、600m のトレーサーは海上を西北西に進み、沿岸で内陸から北西に進んだ気塊に乗り上げるように急上昇していた。

5. まとめ

2021 年 1 月 9 日の秋田市を中心とした大雪について、実況解析や JMA-NHM を用いた再現実験から降雪メカニズムの解析を行った。強い寒気や内陸からの冷氣の移流、降雪粒子による昇華等を要因として、陸上で冷氣層が形成発達し、日本海を吹く相対的に暖かい西北西~北西風との間で局地前線を形成した。T モード対流雲やその下層の対流混合層が局地前線付近での強制上昇により発達し、降雪を強化して秋田市に大雪をもたらした。今後は、局地前線の衰弱過程や中上層雲による種まき効果の有無を詳細に解析し、現象への理解をより深めたい。

海上風予測における EPS 資料の利用可能性について

☆加茂 祐一（福島地方気象台）

1. はじめに

海上風予測については、ナミダンス帳票を用いることが多いが、注意報級・警報級の予測がある場合には、分布も参考に検討する。予報業務体制移行前は YSS の防災時系列編集アプリ上で分布を確認できたが、体制移行後は事実上不可能となり、別の資料を使って検討せざるを得なくなった。波浪モデルのモニターなどでも海上風の分布を見ることはできるが、表示領域が広く、府県海域を詳細に検討することは困難である。そこで筆者は海上風の分布を画像表示できるツールをスパコンシステム上で開発し、福島観測予報現業・仙台予報課 2 府県担当に提供している。GSM・MSM 予測のほかに、GEPS・MEPS 予測も閲覧でき、超過確率の表示も可能である。

今回は、このツールを使って海上を対象とした暴風警報を発表した事例における GEPS・MEPS 予測を調査し、利用可能性について検討した。

2. 表示ツールの概要

スパコンシステム上の所定の URL にアクセスすることで、各種予測図を表示できる。表示例を図 1 に示す。

GEPS と MEPS については、10・12・13・15・18・20・25m/s 超過確率、平均値、最大値、最小値などを表示できる。また、GSM と GEPS、MSM と MEPS を並べて表示できる。更新時刻は、GSM は初期値+3 時間 20 分程度、GEPS が初期値+4 時間 30 分程度、MSM が初期値+2 時間 15 分程度、MEPS が初期値+3

時間 30 分程度である。

沿岸からおおむね 40km 以内の風を表示し、沿岸から 40km より遠い格子、陸上の格子はマスキング処理している。

GSM・GEPS については、各初期値 FT132 まで、MSM・MEPS については FT39 まで作図している。

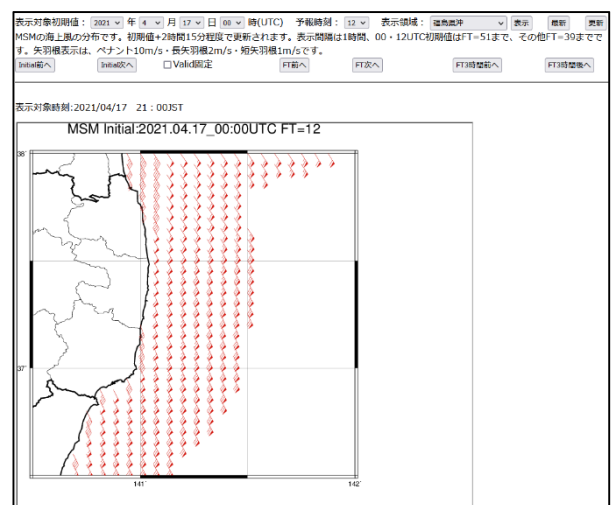


図 1 海上風予測表示例
(2021. 4. 17 00UTC 初期値 MSM)

3. 調査方法など

海上を対象とした暴風警報を発表した事例について、警戒期間を対象とした予測について検討する。GSM・GEPS は 5 日程度前から、MSM・MEPS については前日・当日の予測を調査する。なお、海上風の実況は把握が困難であることから、衛星風データなど以外に波高（観測値や解析値）も考慮して、暴風警報級の風となったかどうかを判断した。

表示ツールを構築して以後（2021 年 3 月中旬以降）、9 月末までに、海上を対象とした暴風警報を発表した日時と、警戒期間を

表 1 に示す。

表 1 海上を対象とした暴風警報
の発表日時と警戒期間

暴風警報発表日時	警戒期間
3/13 10 : 11	13 日夕方～夜のはじめ頃
3/21 6 : 46	21 日昼過ぎ～夜のはじめ頃
4/13 5 : 33	13 日昼前～夜のはじめ頃
4/17 16 : 30	17 日夜遅く～18 日明け方
4/29 16 : 17	29 日夜遅く～30 日明け方
6/4 4 : 15	4 日昼前～夕方
7/27 6 : 35	27 日昼過ぎ～夜遅く

4. 調査結果

3 月 21 日 18 時を対象とした、3 月 17 日 00UTC (4 日前) の GEPS18m/s 超過確率を図 2 に示す。図 2 を見ると、18m/s 超過確率は 40%程度だが、その後初期値が新しくなるごとに上昇し、当日朝の予測 (3 月 20 日 12UTC 初期値) では 80%を超えている。3 月 20 日 12UTC の MEPS18m/s 超過確率 (図略) を見ると、沖合を中心に超過確率が高いが、GEPS 予測よりもやや低め (50~60%) である。3 月 21 日 18 時における GPS 波浪計 (福島県沖) では 4.3 メートルの波高、27kt の風速を観測しており、15 時頃は 29kt の風

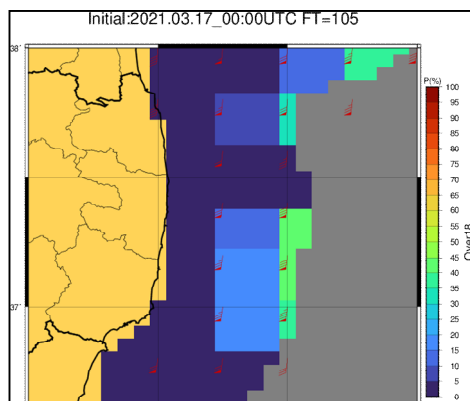


図 2 3 月 21 日 18 時を対象とした 3 月 17 日 00UTC 初期値の 18m/s 超過確率予測

を観測していることから、沖合の風は警報級となっていた可能性が高いと考えられる。

4 月 13 日 21 時を対象とした 4 月 8 日 00UTC (5 日前) の 18m/s 超過確率を図 3 に示す。図 3 では、18m/s 超過確率は 15~20%を示している。その後の予測は概ね 15%以下で推移した (12 日 06UTC 初期値で 35~40%と高まったが、この初期値のみ)。GSM は 16m/s 程度の予測で推移したが、12 日 06・12UTC 初期値で 18m/s 程度の予測となった。4 月 13 日 15 時の GPS 波浪計 (福島県沖) の観測値は波高 3.1 メートル、風速 27kt、衛星風データでも沖合で 30kt 程度となっており、警報級の風が吹いた可能性は高くない、あるいは時間が短かったり領域が狭かったりしたと思われる。

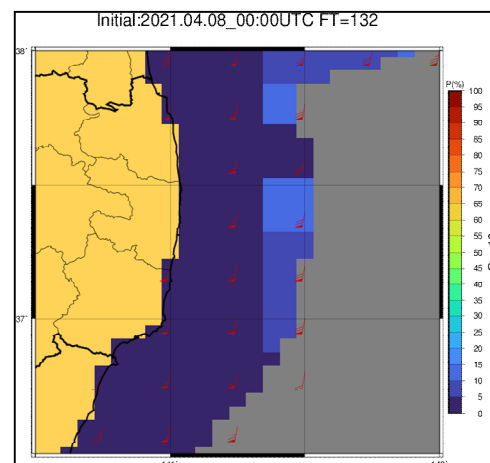


図 3 4 月 13 日 21 時を対象とした 4 月 8 日 00UTC 初期値の 18m/s 超過確率予測

5. まとめ

海上風の予測資料として、GEPS・MEPS の予測を閲覧できるツールを作成した。また、そのツールを使用して、暴風警報を発表した事例について調査した。その結果、18m/s 超過確率が早期注意情報の予測に使用できる可能性があることがわかった。

秋田県における解析積雪深の検証

山本美幸（仙台管区気象台 気象防災部 予報課）

1. はじめに

解析積雪深・降雪量は、令和元年 11 月から部外向け HP で面的な分布情報として提供されている。先行調査として、運用開始前の本庁の調査が挙げられるが、解析値と比較する秋田県内の観測点は 1 地点や 2 地点であり、解析値と観測値の比較による検証は不十分だと考えられる。また、秋田地台でも毎年本庁に報告する調査を行っているが、降雪量が多い事例の検証が多く、各地域・季節の精度や分布に関する統計的な調査は少ない。

そこで、本調査の目的は、秋田県における解析積雪深・降雪量と県の観測値を統計的に比較し、秋田県の解析積雪深の適切な利用方法を探ることである。

2. 調査方法

使用データは、解析値として 5km 格子の解析積雪深データを、観測値として秋田県が観測している県内 47 地点の積雪データを使用した。なお、アメダスデータと県データは対応が良かったため、県積雪深データは検証に使用できると判断した。図 1 に使用した観測地点の分布を示す。対象期間は 11 月～4 月を 1 冬期とし、2016 年度～2020 年度の 5 年間とした。また、比較する要素は 12 時間降雪量と積雪深で、12 時間降雪量は 0 時と 12 時のものを、積雪深は毎時のものを使用した。観測値と比較する解析値は、観測点が含まれる格子の値である。なお、観測値と解析値がともに 0cm の場合は除外した。

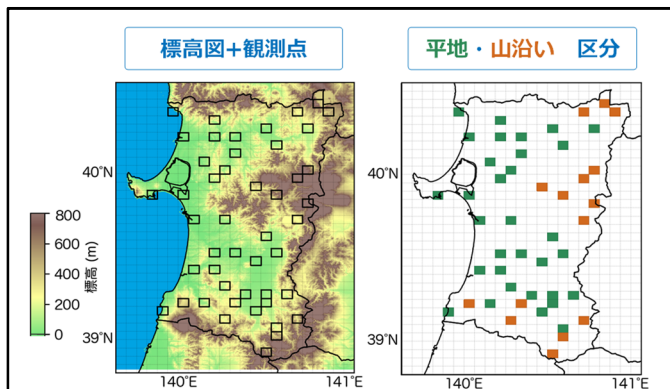


図 1. 左：使用した県積雪計の分布を標高図に重ねた図、黒枠で囲んだ格子が観測点のある格子。
右：観測点のある格子を、観測点の標高で平地と山沿いに分類した図。緑：平地（標高<200m）、茶：山沿い（200m≦標高）。

3. 結果と考察

図 2 に秋田県全地点の 12 時間解析降雪量・積雪深と観測値の頻度分布図を示す。12 時間解析降雪量は、回帰係数が 0.57 で観測値と比較して少ない値となる傾向が見られた。積雪深も観測値と比較して少ない値となる傾向が見られた。しかし、回帰係数は 0.74 で降雪量と比較すると観測値に近い値となっていた。

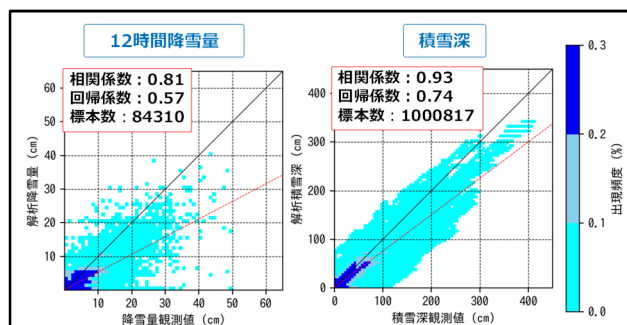


図 2. 解析値と観測値の頻度分布図。赤線は回帰直線。

積雪深の頻度分布図には、左下→右上方向に軸を持ついくつかの帯が見えた。これを地点ごとに分けた積雪深の散布図で確認すると（図略）、鷹巣では回帰係数 1.2 と解析の方が多い傾向、横手では回帰係数 0.8 と解析の方が少ない傾向など、検証に用いた県積雪深観測地点それぞれに傾向が見られた。この結果から、解析積雪深には地点によって特性に違いがあることが分かった。そこで、観測地点ごとの回帰係数を分布図として、図 3 に示す。解析積雪深は、北部は回帰係数が 1 以上で観測値より多い傾向、南部は回帰係数が 1 未満で観測値より少ない傾向を示していた。一方、降雪量ではこのような傾向は確認できず、全地点で観測値より少ない傾向を示していた。

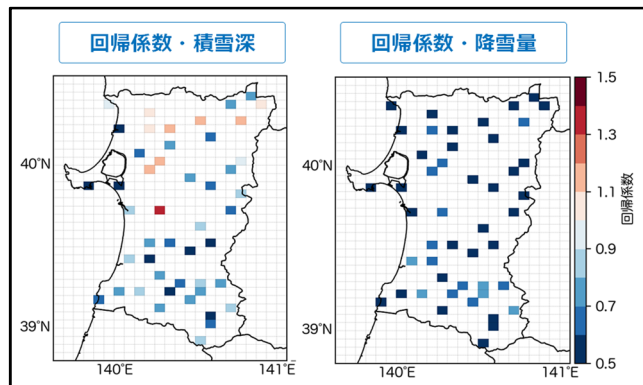


図 3. 回帰係数の分布図。

赤：解析値>観測値、青：観測値>解析値。

次に解析積雪深と積雪観測値の時系列変化を調査した。時系列の変化傾向はどの地点でも概ね捉えられていた。ただし、量的な精度は地点によって異なっていた。ここでは、解析値と観測値の差が大きい田代と小さい乳頭を図4に示す。田代は標高235mの山沿いである。しかし、格子内の大部分は標高200m以下の平地となっており、解析積雪深は格子内で大きな面積を占める平地に応じた値を計算するため、観測値との差が大きくなったと考えられる。一方標高778mで、観測点も周辺も同じような標高である乳頭では、観測値との差が小さいと考えられる。

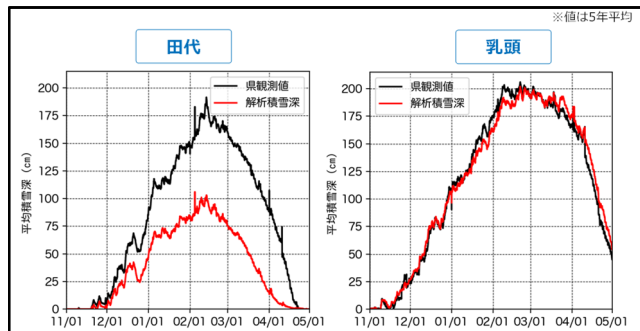


図4. 積雪深時系列図

また、田代では1～2月と3～4月の観測値との差が大きくなっていた。他の観測値との差が大きい地点も同様の傾向であった。そこで、2月と4月の解析積雪深の誤差を面的な分布として図5に示す。ここでは、検証期間での5日移動平均の最深積雪でRMSEを規格化した値を用いた。月ごとに比較すると、前述の通り4月の誤差が大きい地点が多い。なお、地域ごとに明瞭な差は見られなかった。

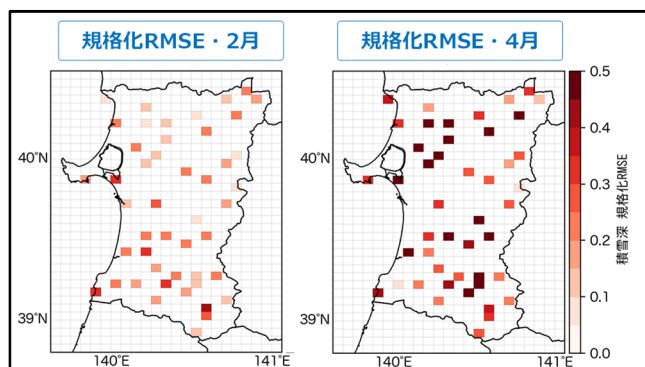


図5. 積雪深の規格化RMSE分布図。色が濃いほど精度が悪い。

続いて、図6に12時間降雪量を5cmごとの階級に分けたときのMAE（平均絶対誤差）を示す。降雪量が大きくなるとMAEも大きくなり、精度が悪くなった。誤差は各階級の1/2程度の値だった。なお、積雪深も

同様の傾向を示しており、誤差は各階級の1/3程度の値だった。

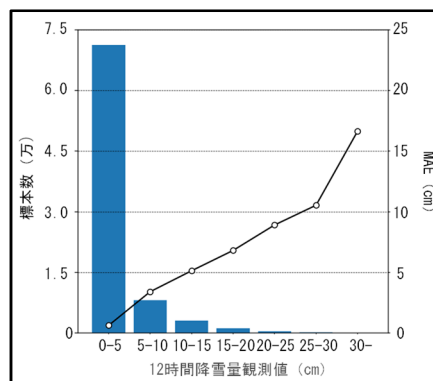


図6. 12時間降雪量の階級別標本数（棒）とMAE（折線）

続いて大雪注意報・警報の基準を解析値・観測値が同時に超過した回数から捕捉率を求めた。表1には、市町村等をまとめた地域ごとに平均したものを示す。注意報の捕捉率は高い地域で30%程度、低い地域で5%程度であり、警報の捕捉率は0%であった。この結果は解析降雪量が観測値より少ない傾向を反映している。解析降雪量だけを注警報の判断に用いるのは難しい。

表1. 大雪注意報・警報の市町村等をまとめた地域ごとの捕捉率

単位は%	能代山本	秋田中央	本荘由利	北秋鹿角	仙北平鹿	湯沢雄勝
注意報	6.5	23.2	31.0	5.2	24.3	22.3
警報	0	0	0	0	0	0

4. 結論

検証結果から、秋田県の解析積雪深・降雪量を利用するには以下の点に留意する必要がある。

- ・解析積雪深は地域によって特性に違いがあり、北部では観測値より多い傾向、南部では観測値より少ない傾向である。
- ・山際など狭い範囲で標高が急変する地域では、解析積雪深に大きな差が生じる。
- ・精度が特に悪いのは4月で、地域ごとに明瞭な特徴は見られない。
- ・誤差は解析積雪深・降雪量ともに値が大きくなるほど大きくなり、解析降雪量は値の1/2程度、解析積雪深は値の1/3程度。
- ・大雪注意報や警報の捕捉率は悪く、解析降雪量だけを注警報の判断に用いることは難しい。

今後は総観場ごとの解析積雪深・降雪量の特徴の調査や、風・気温データを用いた調査を行う予定である。

機械学習を用いたひろだい白神レーダーによる津軽平野の冬季降水量予測

前田 未央・谷田貝 亜紀代・今井 雅
(弘前大学大学院理工学研究科)

1. はじめに

弘前大学理工学部 2 号館屋上に設置された X-band 気象レーダー（ひろだい白神レーダー）により、2014 年から降水観測が行われている。弘前（図 1 中心付近）周辺は、気象庁による C-band ドップラーレーダー（函館、秋田）の観測範囲の境界付近に位置する。また、周囲を山に囲まれていることから、低層の雪雲の検出が難しく、当レーダーには、津軽平野の低層雲や雪雲の発達・進行過程の理解への貢献が期待されている。

本研究では、レーダーの反射強度・ドップラー速度から冬季降水量を予測するための機械学習を試みている。前報（谷田貝ほか, 2020）では良い学習に至らなかったが、レーダー情報に加え、再解析データを変数に入れた学習を試みているので報告する。

2. データと学習手法

対象期間は、レーダーの観測値が得られる 5 冬季（2014 年 1 月から 2019 年 3 月までの 12 月、1 月、2 月）とした。

当レーダーの観測範囲は弘前から半径約 50km であり（図 1）、PPI と RHI の走査モードにて約 2 分間隔で観測が行われている。本研究では、PPI の 4 仰角（2.5, 3.0, 4.0, 5.0 度）における反射強度（dBZ）とドップラー速度（m/s）を学習に用いた。また、ECMWF 作成の ERA5 再解析データによる気温（300hPa, 500hPa, 700hPa, 850hPa, surface）、比湿（850hPa）、東西風（850hPa）、鉛直 p 速度（850hPa）も用いた。

教師データには、降雪水の観測・定量評価は難しい課題であることから、雨量計を元にした APHRODITE 時別降水量を用いた。Kamiguchi et al. (2010) 及び Masuda et al. (2019) の手法により 0.05 度（約 5km）で計算し（ここでは APHRO_JP と呼ぶ）、レーダーの観測域と対象期間で切り出した。

APHRO_JP の一例を図 2 に、同時間内に観測されたレーダー反射強度画像を図 3 に示す。レーダー画素の格子間隔は約 120m である。レーダーデータの格子間隔と時間間隔を、APHRO_JP の 0.05 度と 1 時間値に平均して揃えた。

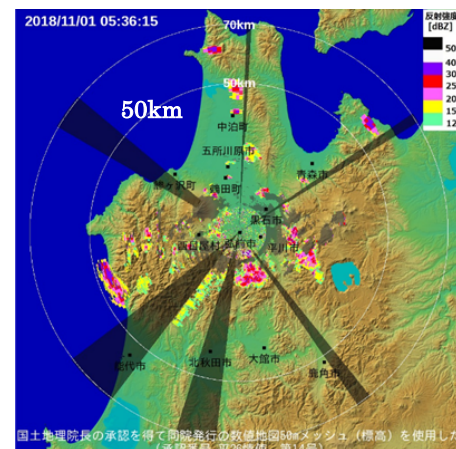


図 1：ひろだい白神レーダーの観測例
(2018 年 11 月 1 日 5:36:15JST の反射強度 (dBZ),
灰色部分は仰角 2.5 度では計測されないエリア)

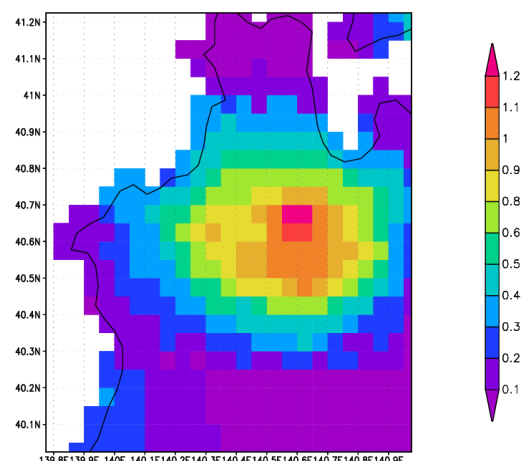


図 2：捕捉率補正後の APHRO_JP 時別降水の例
(2017 年 1 月 5 日 10:00-11:00JST の降水量 (mm/h))

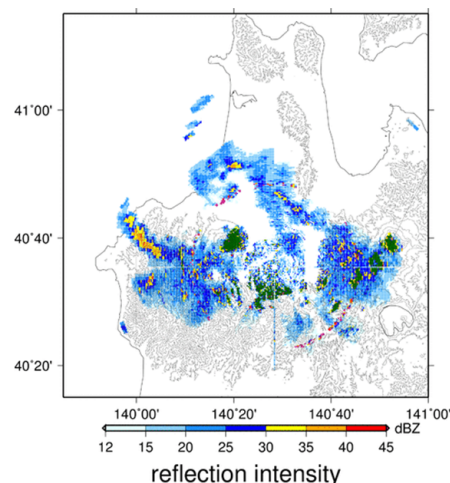


図 3：ひろだい白神レーダー反射強度（仰角 2.5 度）の例
(2017 年 1 月 5 日 10:30JST の反射強度 (dBZ))

題目番号 12

5 冬季の全データ数は 1,341,372 組、このうち、非降水エコグリッド及び観測値のうち一要素でも欠測がある場合を除外し、328,955 組のデータを学習に用いた。学習手法にはディープラーニングを、実装には Python3.7.6, TensorFlow2.2.0 及び Keras2.4.3 を用いた。

3. 結果

3 つのケースについて学習を試みた。

(1) 328,955 組のデータを、8 割の訓練データと 2 割のテストデータにランダムに分割し、10 要素（4 仰角の反射強度・ドップラー速度、緯度・経度）を入力要素とし、APHRO_JP を教師データとして学習させた結果、図 4(1)の結果を得た。真値（APHRO_JP）と予測値のプロットは対角線から大きく外れ、有効な学習には至らなかった。

(2) 入力要素にレーダー情報を用いただけでは有効な学習に至らなかったため、ERA5 再解析データの変数（気温、比湿、東西風、鉛直 p 速度）を加えて 19 要素として学習させた。図 4(2)の結果となり、プロットは対角線付近に集まり、誤差に改善が見られた。

(3) (2)では、APHRO_JP が 0mm/h のとき、学習モデルは降水ありと予測している（図 4(2)の赤丸部分）。APHRO_JP が 0mm/h でも実際は降水がみられた可能性もあることから、APHRO_JP が 1mm/h 未満のデータを除外し、1mm/h 以上のデータに限定して学習させた。図 4(3)の結果となり、誤差分布に改善が見られた。

4. 今後について

津軽平野の冬季降水量予測のため、引き続き機械学習を行い、学習に必要な要素を検証する。また、ERA5 再解析データを気象庁数値予報モデルによる予報値に切り替え、レーダー情報と予報値の組合せによる降水量予測の実現可能性を検証する。

参考文献

- 小泉創大, 2018: ひろだい白神レーダーで観測された津軽平野における降雪の地形的影響, 弘前大学理工学部地球環境学科 2017 年度卒業論文, 40pp.
- 谷田貝亜紀代, 今井雅, 前田未央, 2020: 機械学習を用いたひろだい白神レーダーによる冬季降雪量推定, 令和 2 年度日本気象学会東北支部気象研究会予稿集 p.11-12
- Kamiguchi, K., O. Arakawa, A. Kitoh, A. Yatagai, A. Hamada and N. Yasutomi, 2011: Development of APHRO_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years, *Hydrological Research Letters*, 4, 60-64.
- Masuda, M., A. Yatagai, K. Kamiguchi and K. Tanaka, 2019: Daily adjustment for wind-induced precipitation undercatch of daily gridded precipitation in Japan, *Earth and Space Sciences*, DOI:10.1029/2019EA000659.

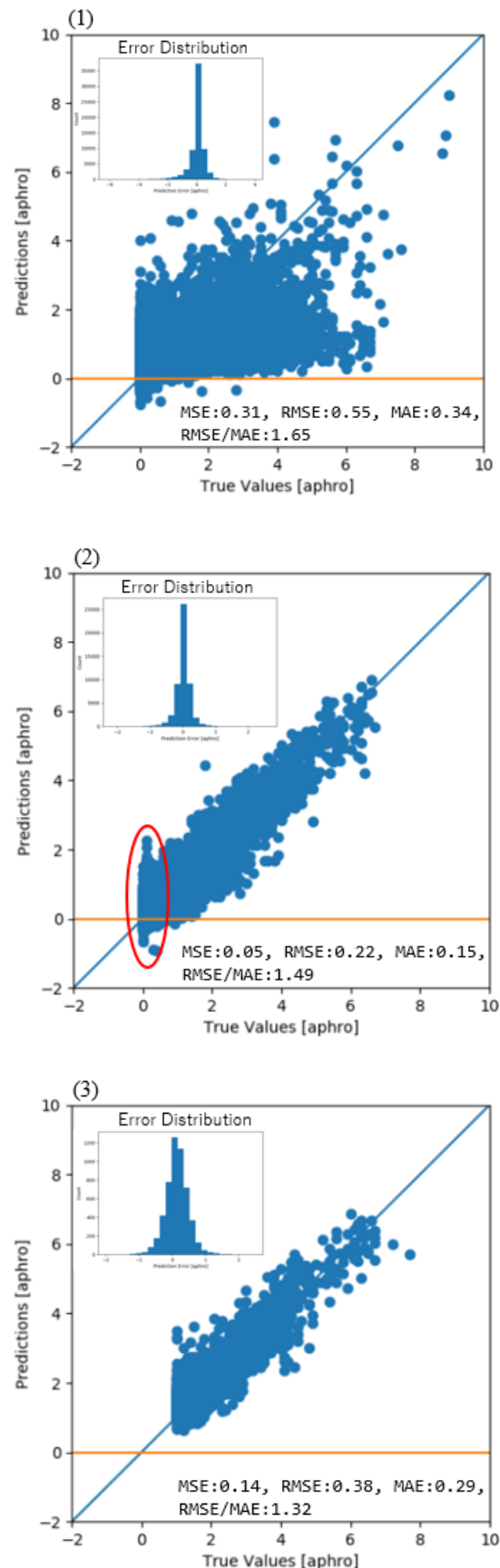


図 4：真値（横軸）と学習モデルによる予測値（縦軸）のプロット（各図の左上グラフは予測値と真値の誤差分布）

- (1) 入力要素 10 で学習させた場合
(2) ERA5 を加えて入力要素 19 で学習させた場合
(3) (2)において APHRO_JP が 1mm/h 以上のデータに限定して学習させた場合

2020/2021 年の弘前市における降水の安定同位体比の特徴について

*上野 優¹、谷田貝亜紀代²、芳村 圭³

(¹弘前大学理工学部、²弘前大学大学院理工学研究科、³東京大学生産技術研究所)

1. はじめに

冬季の地形性降水の雲微物理過程を理解するために水の安定同位体比を用いた研究が進められている(芳村ほか, 2009)。地形性降水量は、標高が高いほど同位体比の低い降水が形成されること(高度効果)が線形モデルで明らかにされ(Colle, 2004)、微物理過程の違いに着目し、ライミングによる降雪の同位体比がより高くなることが指摘されている(Lowenthal et al., 2011)。一方、同位体比を用いた地形性降水に関する、日変化や季節変動についての研究はまだ少ない。そこで、三方を山岳に囲まれた弘前市における日降水の同位体比を 2020 年 12 月から 2021 年 2 月にかけて観測し、モデル(IsoRSM (Yoshimura et al., 2010))を用いて解析を行ったので、初期結果を報告する。

2. データと解析手法

降水観測は 2020 年 12 月 1 日から 2021 年 2 月 28 日まで、弘前大学理工学部屋上 5 階(青森県弘前市)でポリ袋を入れたバケツを、12JST から翌日の 12JST にかけて 24 時間設置して行った。また、採集した降水は水同位体分析計(Picarro L2120-i)で分析し、水の同位体比($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$)と d-excess ($\delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$)を求めた。

モデルは、米国環境予測センター(NCEP)とスクリプス海洋学研究所(ECPC)にて開発された領域気象スペクトルモデル(RSM)に新たなトレーサーとして水の安定同位体である HDO と H_2^{18}O を導入したモデルで、同位体大気大循環モデル IsoGSM (Yoshimura et al., 2008)を初期・境界条件とした IsoRSM を、次の 2 つの方法で、2020 年 11 月 26 日 00Z から 2021 年 3 月 1 日 00Z の期間、計算領域は北緯 28.277~50.158 度、東経 119.58~146.258 度、解像度 30km で実行した。方法 I は、上記期間の同位体比の再現を確認するため、モデルの 1 時間ごとの出力観測値から降水量を観測と同じ 24 時間積算したもの、同位体比と d-excess は観測で降水のあった時間で平均した。(図 1) 方法 II は、水蒸気起源の領域を明らかにするこ

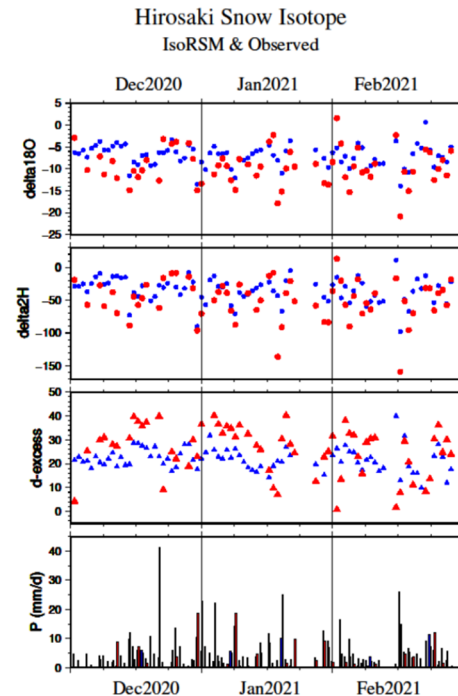


図 1 方法 I の結果：降水モデル結果と観測結果

1 段目：酸素の同位対比 (‰)、2 段目：水素の同位体比 (‰)、3 段目：d-excess、4 段目：降水量 (mm/日)
赤色：観測結果、青色：モデル結果(方法 I)

とを目的とするトレーサー(tracer)モードである。本研究では次の 2 領域を設定し、それぞれの領域から蒸発した水の寄与を調べた。2 領域は①北緯 36~50 度、東経 120~140 度(north)と領域②北緯 22~36 度、東経 120~140 度の領域(south)である。図 3 に設定した 2 つの領域を白枠で示した。

西岡(2021)は、2019/2020 冬季の降水同位体比と IsoRSM の結果を比較し、同位体比が高い(水が重い)時、低い時、またその混合過程における白神山地を越える地形性降水の同位体比について考察した。ここでは、同様に 2020/2021 冬季の観測結果とモデル結果から、2019/2020 冬季に見られなかった同位体比が低い(水が軽い)日に着目し報告する。

3. 結果と考察

方法 I と観測結果の同位体比と d-excess、降水量を図 1 に示す。2021 年 2 月 16 日、弘前市で観測された降雪の同位体比は最も低く(-20.9‰)、方法

I の結果でも最も低かった (-13.9%)。前日の 2 月 15 日 12JST から翌日の 12JST にかけての屋上での積算降水量は 14.9mm であった。また方法 I では 26.1mm であった。観測とモデル結果の同位体比変動がおよそ合っているといえる。

方法 I の結果から、同位体比が低い 2 月 16 日は降水量が多く、850hPa 高度で水蒸気が北西よりの風で大陸から日本海に運ばれていた (図略)。そこで、降雪の同位体比が最も低い 2021 年 2 月 16 日についての、大気循環場を図 2 に示す。右図から、弘前市上空 850hPa 高度は乾燥し北西風が吹いている。また図 2 の左図から、16 日の上空 850hPa 高度での水蒸気の同位体比は低いとわかる。風速から推定すると、前日、シベリア地方に存在した乾燥した同位体比の低い水蒸気が弘前市上空へ運ばれたと考えられる。(図略)

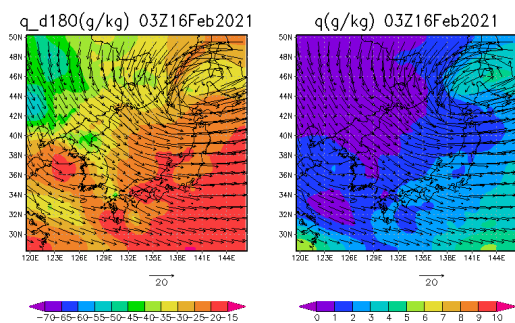


図 2 方法 I の結果：大気循環場

850hPa 高度の酸素同位体比(‰) (左)、同高度の比湿(g/kg) (右)

そこで、水蒸気が蒸発した領域をより明らかにするために方法 II の結果を考察する。図 3 に日本海を中心とした領域①で蒸発した水蒸気が 850hPa 高度で占める割合 (右図)、左図は東シナ海を中心とした領域②で蒸発した水蒸気が同高度で占める割合 (左図) を示す。図 3 から弘前市上空では、北緯 36 度以北で蒸発した水蒸気の方が多く存在しているとわかる。さらに、降水量に各領域からの水蒸気が含まれている割合を比較する (図 4)。図 3 から、弘前市上空では、北緯 36 度以北で蒸発した水蒸気の方が多く存在していると前述したが、地表面での降水量に占める水蒸気の割合も同様に、北緯 36 度以北で蒸発した水蒸気の方が多く含まれているとわかる。

今後、同位体比が高い降水が観測された事例について、同位体比や d-excess の値から、上空での

雲の中での同位体分別など、弘前市での同位体比変動の原因解明に向け、解析を続ける。

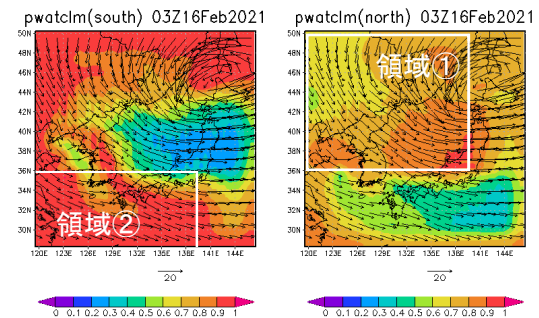


図 3 方法 II の結果：各領域で蒸発した水蒸気が 850hPa 高度で占める割合

north 領域①、south 領域②を白枠で示す。

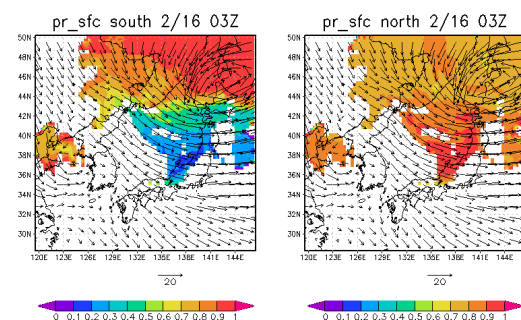


図 4 方法 II の結果：降水量に占める各領域で蒸発した水蒸気の割合

north 領域① (右)、south 領域② (左) で蒸発した水が地表面降水に含まれる割合を示す。

4. まとめ

同位体比の低い降水が観測された 2021 年 2 月 16 日の事例では、北西風によりシベリア地方から同位体比の低い水蒸気が弘前市上空にもたらされ、さらに日本海で蒸発した水蒸気が当日の多雪をもたらした。

謝辞

本研究は、弘前大学機関研究および総合地球環境学研究所の同位体環境学共同研究事業の支援により行った。

引用文献

- 芳村圭, 一柳錦平, 杉本敦子 (編) (2009) 「気象学における水安定同位体比の利用」気象研究ノート 第 220 号, 日本気象学会, 128pp.
- 西岡翔太 (2020) 「弘前における冬季降水安定同位体比変動の原因～2019 年から 2020 年冬季」弘前大学理工学部地球環境防災学科 2020 年度卒業研究, 63pp.
- Yoshimura, K., Kanamitsu, M., Dettinger, M. (2010) Regional downscaling for stable water isotopes: A case study of an atmospheric river event, Journal of geophysical research, vol.115, D18114, doi:10.1029/2010JD014032, 13pp.